

**GRABEN YAPILARINDAKİ
ANA KAYA DERİNLİĞİNİN BELİRLENMESİNDE
GRAVİTE ÖLÇÜM YÖNTEMİNİN
KULLANILMASI, ESKİŞEHİR GRABENİ ÖRNEĞİ**

Yüksek Lisans Tezi

Emir BALKAN

Eskişehir, 2018

**GRABEN YAPILARINDAKİ ANA KAYA DERİNLİĞİNİN
BELİRLENMESİNDE GRAVİTE ÖLÇÜM YÖNTEMİNİN KULLANILMASI,
ESKİŞEHİR GRABENİ ÖRNEĞİ**

Emir BALKAN

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Yer Bilimleri Anabilim Dalı

Danışman: Dr. Öğr. Üyesi Muammer TÜN

Eskişehir

Anadolu Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Haziran, 2018

Bu tez çalışması BAP Komisyonunca kabul edilen 1401F026 no.lu Anadolu Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi kapsamında desteklenmiştir.

JÜRİ VE ENSTİTÜ ONAYI

Emir BALKAN'ın “Graben Yapılarındaki Ana Kaya Derinliğinin Belirlenmesinde Gravite Ölçüm Yönteminin Kullanılması, Eskişehir Grabeni Örneği” başlıklı tezi 22/06/2018 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından değerlendirilerek “Anadolu Üniversitesi Lisansüstü Eğitim-Öğretim ve Sınav Yönetmeliği”nin ilgili maddeleri uyarınca, Yer Bilimleri Anabilim dalında yüksek lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

Unvanı-Adı Soyadı

İmza

Üye (Tez Danışmanı) : Dr. Öğr. Üyesi Muammer TÜN

.....

Üye : Prof. Dr. Bülent ORUÇ

.....

Üye : Dr. Öğr. Üyesi Emrah PEKKAN

.....

Prof. Dr. Ersin YÜCEL

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdür

ÖZET

GRABEN YAPILARINDAKİ ANA KAYA DERİNLİĞİNİN BELİRLENMESİNDE GRAVİTE ÖLÇÜM YÖNTEMİNİN KULLANILMASI, ESKİŞEHİR GRABENİ ÖRNEĞİ

Emir BALKAN

Yer Bilimleri Anabilim Dalı

Anadolu Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Haziran 2018

Danışmanı: Dr. Öğr. Üyesi Muammer TÜN

Bu çalışmanın amacı gravite kullanılarak Eskişehir bölgesi ve civarında anakaya derinliklerini modellemek ve sismolojik özellikleri konusunda bilgi sahibi olmaktır. Graben içerisindeki alüvyon kalınlıkları, olası bir deprem afetinde, zeminin sarsıntılara nasıl bir tepki vereceği konusunda çok önemli bilgiler barındırmaktadır. Gravite ölçümlerinin alımında Scintrex CG-5 gravimetre cihazı kullanılmıştır. Çalışma alanında Kuzey-Güney doğrultulu beş adet ölçüm profili belirlenmiştir. İki profil arası uzaklık yaklaşık 2 km, profiller içerisindeki ölçüm noktaları arasındaki uzaklıklar 200 m. ile 250 m. arasında değişmektedir. Toplamda baz ölçümleri dahil 585 ölçü alınmıştır. Bu hatlar, graben yapısının tamamını kuzeyden güneye kapsayacak şekilde uzun tutulmuştur. Toplanan verilere gerekli düzeltmeler (enlem, yükseklik, kayma-baz, topoğrafya, gel-git) uygulanarak Bouguer anomali değerleri hesaplanmıştır. Bouguer anomali haritasına spektral analiz işlemi ile genlik spektrumu belirlenmiştir. Spektrumdan anomali kaynaklarının ortalama derinlikleri ve süzgeçleme için gerekli olan kritik dalga boyları belirlenmiştir. Ardından Parker-Oldenburg yinelemeli ters çözüm yöntemi ile sediment-ana kaya sınır derinlikleri veya temel kaya ondülasyonu modellenerek graben yapısı kestirilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Gravite Yöntemi, Eskişehir Grabeni, Anakaya Derinliği, Parker-Oldenburg Yöntemi

ABSTRACT

ANALYSIS OF BEDROCK DEPTH BY GRAVITY METHOD, EXAMPLE OF ESKİŞEHİR GRABEN

Emir BALKAN

Department of Earth Sciences

Anadolu Üniversitesi, Graduate School of Sciences, June 2018

Supervisor: Assist. Prof. Dr. Muammer TÜN

The purpose of this study is to determine the depth of the bedrock and the knowledge of earthquake resistance by using the gravity method of Eskişehir city center and its vicinity. Scintrex CG-5 named gravimeter device was used in the study. In the study area, five profiles in the north-south direction were determined. The distance between the two profiles is approximately 2 km, the distance between the measuring points on the profiles is changing between 100 m. and 200 m. In total 585 measurements, including base measurements were taken. These profiles are long enough to cover the entire graben structure from north to south. The necessary corrections (latitude, altitude, drift-base, topography, tide) were applied to the collected data. After that, gravity data processed by Parker-Oldenburg three dimensional inversion method and 3-D Eskişehir Geological Bedrock basin has been modelled.

Keywords: Gravity Method, Eskişehir Graben, Bedrock Depth, Parker-Oldenburg Method

ÖNSÖZ

Tez sürecim boyunca desteğini benden hiçbir zaman esirgemeyen, yön gösteren tez danışmanım ve saygıdeğer hocam **Dr. Öğr. Üyesi Muammer Tün** 'e şükranlarımı sunarım.

Gravite verilerinin toplanması sırasında bana yardımcı olan **Araş. Gör. Sunay Mutlu** 'ya, bu verilerin işlenmesi ve değerlendirilmesi sırasında bana kattıkları ile **Araş. Gör. Mehmet Safa Arslan, Dr. Öğr. Üyesi Tuğrul Genç** ve **Prof. Dr. Asım Oğuz Özel**'e, verilerin modellenmesi ve yorumlanması konusundaki büyük yardımı ile ise **Prof. Dr. Bülent Oruç** hocama ve Eskişehir'in jeolojisi konusundaki yardımları ile **Dr. Öğr. Üyesi Emrah Pekkan** 'a teşekkürlerimi sunarım.

Bu sancılı tez yazım sürecinde benden desteklerini hiçbir zaman eksik etmeyen aileme, dostlarıma ve Anadolu Üniversitesi Yer ve Uzun Bilimleri Enstitüsü ailesine minnettarım.

Haziran, 2018

Emir BALKAN

ETİK İLKE VE KURALLARA UYGUNLUK BEYANNAMESİ

Bu tezin bana ait, özgün bir çalışma olduğunu; çalışmamın hazırlık, veri toplama, analiz ve bilgilerin sunumu olmak üzere tüm aşamalarında bilimsel etik ilke ve kurallara uygun davrandığımı; bu çalışma kapsamında elde edilen tüm veri ve bilgiler için kaynak gösterdiğimi ve bu kaynaklara kaynakçada yer verdiğimi; bu çalışmanın Anadolu Üniversitesi tarafından kullanılan “bilimsel intihal tespit programı”yla tarandığını ve hiçbir şekilde “intihal içermediğini” beyan ederim. Herhangi bir zamanda, çalışmamla ilgili yaptığım bu beyana aykırı bir durumun saptanması durumunda, ortaya çıkacak tüm ahlaki ve hukuki sonuçları kabul ettiğimi bildiririm.

Emir Balkan

İÇİNDEKİLER

BAŞLIK SAYFASI	i
JÜRİ VE ENSTİTÜ ONAYI.....	ii
ÖZET	iii
ABSTRACT.....	iv
ÖNSÖZ	v
ETİK İLKE VE KURALLARA UYGUNLUK BEYANNAMESİ.....	vi
TABLolar DİZİNİ.....	ix
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	x
SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ	xiv
1. GİRİŞ.....	1
2. MALZEME VE YÖNTEM.....	3
2.1. Gravite Yöntemi	3
2.2. Gravite Yönteminde Temel Kavramlar	4
2.2.1. Gravite yönteminin fiziksel esasları	4
2.2.2. Gravite metodunda uygulanan düzeltmeler.....	7
2.2.3. Bağlı gravite	20
2.3. Gravite Anomalilerinin Gözlemsel ve Sayısal Yorumu ve Modelleme	21
2.3.1. Spektral Analiz	21
2.3.2. Temel kaya ondülasyonunun modellenmesi	22
2.3.3. Jeolojik süreksizliklerin görüntülenmesinde Yatay Türevlerin Genliği metodu	26
2.4. Çalışmada Kullanılan Cihazlar	28
2.4.1. Scintrex CG-5 gravimetre	28
2.4.2. Javad GNSS Triumph-1 GPS RTK (Gerçek Zamanlı Kinematik) cihazı	30

3.	ÇALIŞMA BÖLGESİNİN GENEL ÖZELLİKLERİ	32
3.1.	Bölgenin Genel Jeolojisi	32
3.2.	Bölgenin Genel Tektonik Özellikleri	36
4.	UYGULAMA VE BULGULAR.....	39
4.1.	Arazi Çalışmasının Planlaması ve Arazi Çalışması	39
4.2.	Gravite Ölçüm Değerlerinin İşlenmesi ve Düzeltmeler	42
4.3.	Gravite Anomalilerinin Genlik Spektrumundan Derinlik Kestirimi	47
4.4.	Parker-Oldenburg Metodunun Uygulanması ve Bulgular.....	50
4.5.	Yatay Türevlerin Genliği Yöntemi ile Jeolojik Süreksizliklerin Tespiti	57
	KAYNAKÇA.....	61
	ÖZGEÇMİŞ	67

TABLÖLAR DİZİNİ

Tablo 4.1: Gravite ölçümleri sırasında kullanılan örnek karne.....	42
Tablo 4.2: Örnek veri noktası üzerinden, gravite verilerine adım adım uygulanan düzeltmeler.....	43
Tablo 4.3: Çalışmada Parker-Oldenburg yönteminde kullanılan giriş parametreleri ...	51

ŞEKİLLER DİZİNİ

- Şekil 2.1:** a) Çevresine göre yüksek yoğunluğa sahip bir yer altı yapısının gravite yöntemi sonucu vereceği gravite anomalisi. b) çevresinde göre alçak yoğunluğa sahip bir yeraltı yapısının gravite yöntemi sonucu vereceği gravite anomalisi verilmiştir. 3
- Şekil 2.2:** a) Yoğunluk değişiminin yatay bir tabaka halinde olması durumunda gravite yönteminin yetersiz kalması b) aranan, araştırılan yeraltı yapısının çevresi ile eş veya çok yakın yoğunluğa sahip olması durumunda anomali oluşmaması . 4
- Şekil 2.3:** Aralarında R uzaklığı bulunan ve kütleyle sahip iki cismin yarattığı kütle çekim kuvveti 5
- Şekil 2.4:** F çekim kuvveti alanı etkisindeki bir kütlenin P noktasından diğer bir noktaya Δr kadar yer değiştirmesiyle, konum ve gravite potansiyelinde meydana gelen değişim. Birim Kütle sonsuz farklı yolla aynı noktaya ulaşabileceğinden potansiyel alan kapalı (konservatif) bir alandır. U'nun gradiyenti, 1 yolu boyunca herhangi bir noktada U'nun türevine bağlı bir vektördür ve aynı zamanda bir kuvveti tanımlar (Oruç, 2013). 6
- Şekil 2.5:** Kayma (Drift) düzeltilmesi için kullanılan baz ölçüm grafiği 8
- Şekil 2.6:** Arazide önce baz noktasının, sonrasında ölçüm noktalarının ve son olarak tekrar baz noktasının ölçülme düzenini gösteren şema. 9
- Şekil 2.7:** Dönme elipsoidine dik (normal) olan gravite ivmesi (g_n), merkez kaç ivmesi ve yerin çekirdeğine yönelen gravite ivmesinin şematik gösterimi. Burada R: Elipsoid yarıçapı, θ : Boylam açısı, λ' : Geosantrik enlem açısı, λ : Coğrafi enlem açısı, $g(R)$: Yerin çekirdeğine yönelen radyal doğrultuda gravite ivmesi veya mutlak gravite şeklindedir (Oruç, 2013). 11
- Şekil 2.8:** h yüksekliğindeki bir ölçüm noktasında (p) ölçülecek gravite ivmesine yükseklik (h) etkisinin şematik gösterimi. Yer çekimi ivmesinin yerin çekirdeğinden R+h kadar uzak bir noktada daha düşük bir değer olarak ölçüleceği açıktır. Burada M yerküre kütesidir. 12
- Şekil 2.9:** Bouguer etkisini hesaplamada kullanılan silindir modelinin gösterimi (Oruç, 2013). 14

- Şekil 2.10:** Yükseklik düzeltmesi yapılırken mavi ile gösterilen B kısmı (çukur) malzeme dolu olarak, kırmızı renk ile gösterilen A kısmı (tepe) ise boşluk olarak hesaplanmıştır. Şekilde r_1 ve r_2 topoğrafya düzeltmesi el/abak ile yapılırken kullanılan eş merkezli silindirlerin yarıçapları ve h ise indirgeme yüksekliğidir. Bu etkileri düzeltmek amacı ile Topoğrafya düzeltmesi yapılır. 16
- Şekil 2.11:** Düşey prizmalarla topoğrafya düzeltme işlemi. a) Topoğrafya düzeltmesi yapılacak olan ölçü noktasını merkezleyen kare zon. Herbir kare zon, düşey prizmanın üstten görünüşüdür. Merkezdeki ölçü noktasından uzaklaştıkça prizmaların kenar uzunlukları da artmaktadır. b) Herhangi kare zonun büyütülmüş şekli. c) Kare zonun dört eşit parçasından birini temsil eden üçgen prizma. Burada H , ölçü noktasının yüksekliği ile diagonal köşenin yüksekliği arasındaki farktır (Oruç, 2013). 18
- Şekil 2.12:** Orta zon topoğrafya düzeltmesinde prizma yaklaşımı. Prizma sınırları koordinat düzlemlerine paraleldir ve prizma köşe koordinatları x_1, x_2, y_1, y_2, z_1 ve z_2 dir. r , ölçü noktası ile birim kütle arasındaki uzaklıktır (Oruç, 2013). 19
- Şekil 2.13:** İki çember arasındaki kare prizmanın üst ve dik kesit görünümü. A ve H sırasıyla, prizmanın yatay uzunluğu ve yüksekliğidir. 20
- Şekil 2.14:** Gravite ölçümlerinde bağıl gravite (Δg) (Oruç, 2013). 21
- Şekil 2.15:** İki adet el ile çizilmiş doğru barındıran radyal genlik spektrumu. Doğruların eğimleri potansiyel alan kaynaklarının ortalama derinliklerini vermektedir. 22
- Şekil 2.16:** Düz çözüm yöntemi a), arazide toplanan gerçek verilerden yeraltı yapısı kestirimi. Ters çözüm yöntemi b), yeraltı yapısı modelinden kuramsal olarak jeofizik tepkinin hesaplanarak yinelemeler ile araziden elde edilen verilere uyarlanması 23
- Şekil 2.17:** Fay veya basamak modelleri ve parametreleri. a) Yarı sonsuz eğimli basamak ve b) Düşey basamak (Oruç, 2013). 27
- Şekil 2.18:** Scintrex CG-5 otomatik gravimetre cihazı (Scintrex, 2006) 28
- Şekil 2.19:** Scintrex CG-5 otomatik gravimetre cihazının üçayağı ile birlikte görünümü 29
- Şekil 2.20:** Scintrex CG-5 cihazının içerisindeki sensörün yeri ve içyapısı (Scintrex, 2006). 30

Şekil 2.21: Javad GNSS Triumph-1 isimli RTK GPS Cihazı	31
Şekil 3.1: Eskişehir ve çevresinin genel stratigrafi kesiti (Gözler vd., 1985) ve (Gözler vd., 1996).....	34
Şekil 3.2: Eskişehir bölgesinin jeoloji haritası, (Orhan vd., 2007) ‘den değiştirilmiştir.	35
Şekil 3.3: Eskişehir ve çevresinin fay yapısını gösteren harita (Altunel ve Barka, 1998)	36
Şekil 3.4: Çalışma alanında 1900 yılından 2018 yılına kadar gelişen 2.5 büyüklüğün üzerindeki depremler ve fayların gösterimi	38
Şekil 4.1: Gravite ölçüm noktalarını ve baz noktalarının Eskişehir Grabeni üzerinde konumlarını gösteren harita.....	41
Şekil 4.2: Kayma (Drift) düzeltmesi için baz noktalarında alınmış ölçümlerin zamana göre grafiği	44
Şekil 4.3: Kayma (Drift) düzeltmesi için baz noktalarında alınmış ölçümlerin zaman göre düzenlenip doğru haline getirilmiş grafiği	44
Şekil 4.4: Eskişehir grabeni ve civarı için elde edilen Bouguer Gravite Anomali haritası (mGal)	45
Şekil 4.5: Eskişehir grabeni ve civarının topoğrafya haritası ve çizgisellikleri üzerinde bouguer anomali haritasının gösterilmesi anomali değişimleri ile çizgiselliklerin birbirleri ile uyumlu olduğuna dikkat edilmelidir.	46
Şekil 4.6: Bouguer anomalilerinin radyal ortalamalı logaritmik genlik spektrumu ve kritik dalga sayıları ile kaynak arayüzey ortalama derinliklerinin kestirimi	48
Şekil 4.7: Eskişehir bölgesinin (a) Bouguer gravite haritası ve (b) genlik spektrumundan elde edilen ve temel kayaya karşılık gelen kritik dalga boylarına göre bant geçişli süzgeçleme ile elde edilmiş temel kaya gravite anomali haritası.	49
Şekil 4.8: Çalışma alanının gözlenen Bouguer gravite anomalisi.....	52
Şekil 4.9: Çalışma alanının Parker-Oldenburg algoritması ile ters çözümü sonucu çıkan hesaplanan Bouguer gravite anomalisi. Gözlenen gravite anomalisi ile hesaplanan gravite anomalisinin benzerliği modellenmenin doğruluğunu ortaya koymaktadır.....	52
Şekil 4.10: Eskişehir bölgesinin Bouguer gravite anomali verileri üzerinden Parker-Oldenburg ters çözümü sonucu temel kaya derinlik haritası	53

- Şekil 4.11:** Eskişehir bölgesinin elde edilen yeraltı topoğrafya yapısını gösteren eş yükseklik eğrileri haritası 54
- Şekil 4.12:** Şekil 4.11'de gösterilen AA' a) ve BB' b) profillerinin derinlik haritası üzerinden alınmış kesitleri. En derin kısım güney olmak üzere güneyden kuzeye doğru bir artış görülmektedir. 55
- Şekil 4.13:** Çalışma alanının hesaplanan Bouguer gravite anomalisi (a), gözlenen Bouguer gravite anomalisi (b), çalışma bölgesinin Parker-Oldenburg yöntemi ile elde edilmiş 3B temel kaya topoğrafya haritası 56
- Şekil 4.14:** a) gravite anomalilerinden birinci derece trend giderildikten sonra oluşturulan YTG haritası, b) ikinci derece trend giderildikten sonra oluşturulan YTG haritası, c) üçüncü derece trend giderildikten sonra oluşturulan YTG haritası. Üç haritada da ana çizgiselliklerde benzerlikler görülmektedir. 58
- Şekil 4.15:** a) Gravite verilerinin x yönündeki yatay türevi, b) y yönündeki yatay türevi ve c) gravite verilerinin yatay türevlerinin genlik haritası, genlikler üzerinden ani yoğunluk değişimi olan alanlar çizilmiştir. 59
- Şekil 4.16:** YTG süreksizlik analizinden elde edilen çizgisellik haritası ve bilinen faylar ve depremler belirli bir düzeyde uyumluluk göstermektedir (<http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/zeqdb/>, Son erişim: 15.07.2018). 60

SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ

G	: Evrensel Kütle Çekim Sabiti (MKS birim sisteminde, $G=6.67\times 10^{-11} \text{ kg.cm}^3/\text{sn}^2$)
F	: Kütle Çekim Kuvveti
M, m	: Kütle
U	: Gravite potansiyeli
d_r	: Yer Değiştirme Miktarı
γ	: Gamma
φ	: Coğrafi Enlem
ρ	: Yoğunluk
Ø	: Enlem Koordinatı (Derece Cinsinden)
h	: Yükseklik
l	: İki Kütle Arasındaki Uzaklık
r	: Yarıçap
∇	: Diverjans Operatörü
g_{SHD}	: Serbest Hava Düzeltmesi
g_{BD}	: Bouguer Düzeltmesi
g_Y	: Yükseklik Düzeltmesi
g_P	: P noktasındaki Gravite İvmesii
E.S.A.	: European Space Agency
G.O.C.E.	: Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer
N.A.S.A.	: National Aeronautics and Space Administration
G.R.A.C.E.	: Gravity Recovery and Climate Experiment
N	: Newton
mGal	: Miligal ($1 \text{ mGal} = 1\times 10^{-5} \text{ m/s}^2$)

GPS : Global Positioning System (Küresel Konumlandırma Sistemi)
YTG : Yatay Türevlerin Genliği

1. GİRİŞ

Son yıllarda gravite verilerinin, karadan, denizden ve havadan toplanması oldukça kolaylaşmıştır. Hatta gravite verisi toplayan uydular dahi bulunmaktadır. European Space Agency (ESA) tarafından G.O.C.E. ve N.A.S.A. tarafından G.R.A.C.E. uydusu kullanılmaktadır. Önceleri oldukça zorlayıcı olan gravite saha çalışmaları, artık daha kolay bir şekilde yapılabilmektedir. Birçok araştırmacı da bu yüksek miktarda verinin daha hızlı ve daha güvenilir bir şekilde değerlendirilebilmesi için metotlar üretmişlerdir. Bu yöntemlerin çoğu kabuk yapısını modelleme, sığ jeolojik yapı modellemesi veya maden arama gibi amaçlarla kullanılmaktadır.

Gravite yönteminin temeli yer çekimi değişimlerin tespit edilerek incelenmesi, yerçekimi ivmesinin ölçülerek bu ölçümler üzerinden yeraltındaki yapısı hakkında yorum yapılmasıdır. Yer çekimi ivme değişimleri yeraltı yapılarındaki yoğunluk farklarından kaynaklanmaktadır. Bu nedenle, yoğunluk farkı sıfır veya sıfıra çok yakın olması durumunda ve yatay tabakalı ortamlarda gravite anomalileri oluşmamakta veya çok zayıf genlikli olmaktadır.

Yeraltındaki kayaçların yoğunluk değişimleri yeryüzünde yerel yerçekimi ivmesi değişimleri yaratırlar. Bu durumdan yararlanarak gravite yöntemi ile yeraltı yapısı hakkında bilgi sağlanır. Örneğin; maden aramalarında cevher yoğunluğu ve çevre kayaç yoğunluğu arasında her zaman yoğunluk farkı gelişeceğinden ortam “bozucu kütle” gibi davranır ve bu durumda yerçekimi ivmesinde bozulmalar veya başka bir deyişle anomaliler meydana gelir.

Gravite yöntemi uygulanırken dört aşamadan bahsedilebilir, birincisi planlama aşaması, ikincisi saha çalışması (veri toplama), üçüncüsü düzeltmeler (veri işleme) ve dördüncüsü yorumlama (modelleme) olarak toparlanabilir.

Planlama aşamasında kullanılacak yöntem, saha uygunluğu, ölçü yapılacak noktalar, kullanılacak cihaz çalışmanın amacına uygun bir şekilde seçilir. Planlama, verileri toplama, işleme ve yorumlama için uygun prosedürleri çalışma başlamadan seçme ve çalışmayı buna uygun olarak yapma olanağı verir. Planlama aşaması bölgenin jeolojik ve topoğrafik yapısı incelenerek ve bölgede daha önceden yapılmış çalışmaları göz önünde bulundurarak yapılmalıdır.

Depremler esnasında anakaya katmanının yüzeye olan mesafesi oldukça önemli bir rol oynar. Bu kalınlık ve derinlik depremin yeryüzünde nasıl bir etkiye sebep olacağı ile doğrudan alakalıdır. Kuramsal hesaplamalarda depremin etkisi tespit edilirken, zemin katmanlarının kalınlığı, derinliği, S ve P dalga hızları ve yoğunluk değerleri kullanılmaktadır. Yani başka bir deyiş ile zemin katman kalınlıklarını ve derinliklerini bilmek, bize önceden planlama ve yapılarımızı ona göre inşa etme olanağı sağlayarak, olası bir deprem anında can ve mal kayıplarının azaltılmasını sağlar.

Deprem esnasında deprem dalgaları anakaya sınırından litosfere doğru ilerlerken, hem içerisinden geçtikleri zemin tabakalarının fiziksel özelliklerini değiştirirler hem de kendileri bu katmanlardan geçerken değişime uğrarlar. Bu değişimler deprem dalgalarının ivme genliklerinin büyümesi veya küçülmesi ve deprem dalga frekans ve etki sürelerinin değişmesi şeklinde olabilir. Olası bir deprem durumunda zemin katmanlarının özellikleri, bu özelliklerin deprem dalgalarında yaratacağı değişim dikkate alınmalıdır (Ansal vd., 2011).

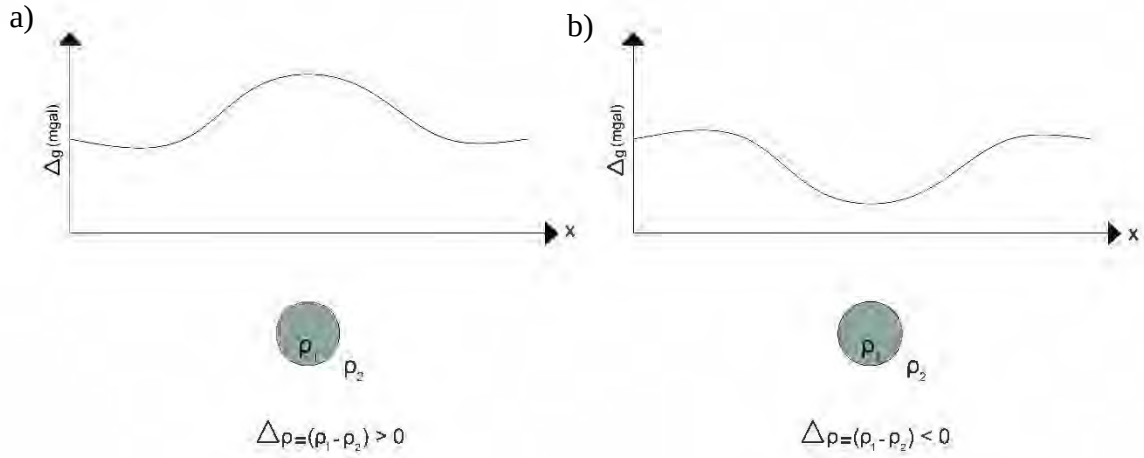
Gravite yöntemi sonucu ortaya çıkan Eskişehir basenindeki anakaya derinlikleri, bölgenin jeoloji haritası ile birlikte irdelenerek Eskişehir baseni içerisindeki olası bir deprem durumunda zeminin nasıl bir davranış göstereceği irdelenmeye çalışılmıştır. Eskişehir baseninin en derin kısmının güney kısmı olduğu, giderek kuzeye doğru yükseldiği ve tekrar derinliği arttığı tespit edilmiştir.

2. MALZEME VE YÖNTEM

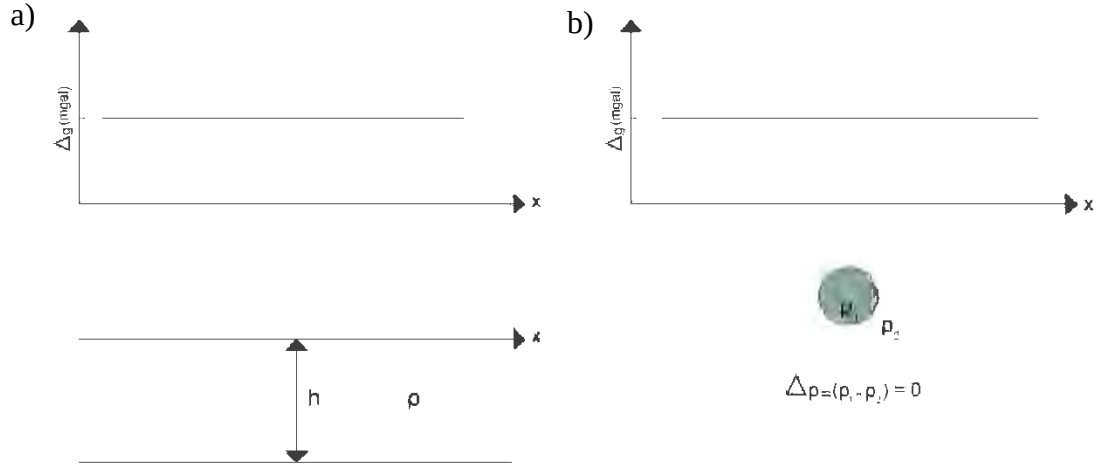
2.1. Gravite Yöntemi

Gravite yöntemi ilk defa yirminci yüzyılda petrol ve doğalgaz aramalarında kullanılmıştır (Lafehr vd., 1980). Gravite yöntemi yeraltındaki kayaçların ve katmanların fiziksel özelliklerinde yoğunluk değişimine tepki veren ve yeraltındaki farklı yoğunluklardaki yapıları ortaya çıkaran bir çalışmadır. Gravite yöntemi, hâlihazırda bulunan yerkürenin kütle çekim kuvvetini kullanarak, yeraltındaki farklı yoğunluktaki yapıların bu çekim kuvveti içerisinde yarattıkları değişimlerin ölçülüp, düzeltilip, haritalanması şeklinde işler.

Gravite yöntemi en kısa şekilde, yeraltındaki farklı yoğunluklarda oluşan yerçekimi ivmesi “g” nin çok küçük değişimlerini ölçmek ve bu verileri işleyip değerlendirerek, yeraltında aranan yapı veya cisim hakkında bilgi sahibi olmaktır (Erden, 1979).



Şekil 2.1: a) Çevresine göre yüksek yoğunluğa sahip bir yer altı yapısının gravite yöntemi sonucu vereceği gravite anomalisi b) çevresinde göre alçak yoğunluğa sahip bir yeraltı yapısının gravite yöntemi sonucu vereceği gravite anomalisi verilmiştir



Şekil 2.2: a) Yoğunluk değişiminin yatay bir tabaka halinde olması durumunda gravite yönteminin yetersiz kalması b) aranan, araştırılan yeraltı yapısının çevresi ile eş veya çok yakın yoğunluğa sahip olması durumunda anomali oluşmaması

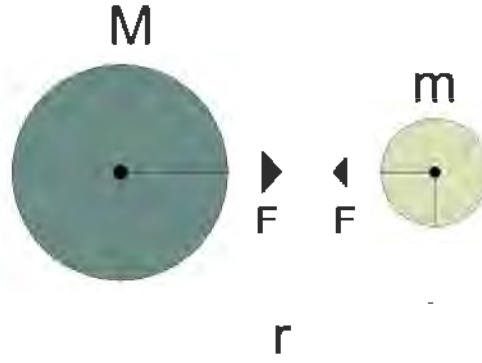
2.2. Gravite Yönteminde Temel Kavramlar

2.2.1. Gravite yönteminin fiziksel esasları

Sir. Isaac Newton'un hareket yasalarından birincisi ve ikincisine göre iki kütle arasındaki çekim kuvveti,

$$F = G \frac{Mm}{R^2} = mg \quad (2.1)$$

şeklinde gösterilir. Burada F kütle çekim kuvveti, G evrensel kütle çekim sabiti, M birinci cismin kütlesi, m ikinci cismin kütlesi, R cisimlerin kütle merkezleri arasındaki uzaklık ve g çekim ivmesidir. Evrensel kütle çekim sabiti G 'nin değeri SI (Système international d'unités), MKS sistemine göre $G = 6,67 \times 10^{-11} \text{ kg} \cdot \text{m}^3 / \text{sn}^2$ ve CGS sistemine göre $G = 6,67 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^3 / \text{sn}^2$ 'dir.



Şekil 2.3: Aralarında R uzaklığı bulunan ve kütleyle sahip iki cismin yarattığı kütle çekim kuvveti

(2.1) eşitliğinden anlaşıldığı üzere kütle çekimi sebebi ile oluşan ivme,

$$g = G \frac{M}{R^2} \quad (2.2)$$

şeklinde. Görüldüğü üzere (2.2) eşitliği M kütledeki bir cisim kendisinden R kadar uzakdaki herhangi bir cisme uyguladığı çekim ivmesidir. Kütle çekimine maruz kalan bir cisme etkiyen ivme kendi kütlelerinden bağımsızdır. Evrensel kütle çekim sabiti değişmez olduğundan ve kütle çekimini yaratan cismin de kütlesi sabit olduğundan kütle çekim ivmesi sadece uzaklık ile ters orantılıdır. Gravite yönteminin temeli bu görüşe dayanır. Kütle çekim ivmesi etkiyen bir cisim potansiyel enerji kazanır. Yani kütleli cisimler çevrelerinde bir gravite potansiyel alanı oluştururlar. Bu potansiyel enerji sonsuz uzaklıktan bir cismi belirlenen bir noktaya getirmek için yapılan işe eşittir. İş skaler bir büyüklüktür, yani kütle çekim potansiyeli de skaler bir büyüklüktür. Kütle çekim potansiyel alanında F kütle çekim kuvvetinin yapacağı iş, yani gravite potansiyeli,

$$U = \int_{\infty}^R F dr \quad (2.3)$$

şeklinde verilir (Blakely, 1995). M birim kütle olmak üzere (2.1) eşitliği (2.3) eşitliğinde yerine yazılırsa,

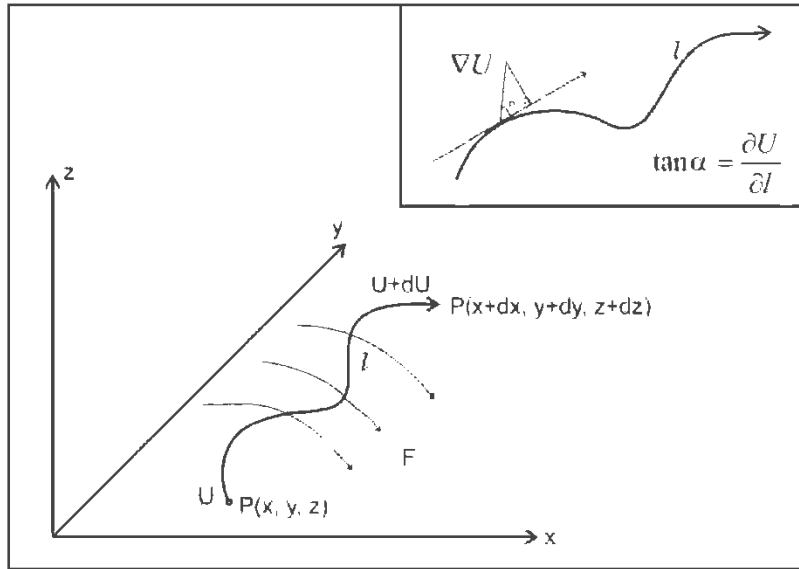
$$\begin{aligned} U &= GM \int_{\infty}^R \frac{dr}{r^2} \\ &= -G \frac{M}{R} \end{aligned} \quad (2.4)$$

elde edilir. (2.4) eşitliğinin bir diğer adı da Newton potansiyelidir. Gravite potansiyeli skaler bir alanı temsil eder. Buradaki skaler alanın gradyenti uzunluk ekseninde bir doğrultu boyunca bir skaler fonksiyonun maksimum değişimi olarak tanımlanabilir. U potansiyelinin gradyenti eş potansiyele sahip olduğu herhangi bir yüzeyden dr kadar yer değiştirmesi ile $U + dU$ gibi başka bir yüzeye olan vektörel eğilimini ifade eder. Buradan U 'nun diferansiyeli,

$$dU = \left(\frac{\partial U}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial U}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial U}{\partial z} \vec{k} \right) (dx\vec{i} + dy\vec{j} + dz\vec{k}) \quad (2.5)$$

$$= \nabla U \cdot d\vec{r}$$

şeklinde gösterilebilir.



Şekil 2.4: F çekim kuvveti alanı etkisindeki bir kütlenin P noktasından diğer bir noktaya dr kadar yer değiştirmesiyle, konum ve gravite potansiyelinde meydana gelen değişim, birim Kütle sonsuz farklı yolla aynı noktaya ulaşabileceğinden potansiyel alan kapalı (konservatif) bir alandır, U 'nun gradyenti, l yolu boyunca herhangi bir noktada U 'nun türevine bağlı bir vektördür ve aynı zamanda bir kuvveti tanımlar (Oruç, 2013)

Burada i , j ve k vektörleri x , y ve z yönünde birim vektörlerdir. ∇U bileşeni ise gravite potansiyelinin üç koordinatta türev bileşenlerini içerir ve aynı zamanda U 'nun gradyenti olarak gravite ivmesi anlamına gelir (Blakely, 1995).

(2.5) eşitliği gravite ivmesinin üç bileşenini de ihtiva eder ve açık bir şekilde yazılırsa,

$$\vec{g} = \left(\frac{\partial U}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial U}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial U}{\partial z} \vec{k} \right) = g_x \vec{i} + g_y \vec{j} + g_z \vec{k} \quad (2.6)$$

olur. Jeofiziksel gravite yönteminde sadece gravite ivmesinin düşey bileşeni dikkate alındığından,

$$g = g_z = \frac{\partial U}{\partial z} \quad (2.7)$$

yazmak mümkündür.

2.2.2. Gravite metodunda uygulanan düzeltmeler

Gravite ölçümleri oldukça hassas ölçümlerdir. Değerlendirilen veriler arasındaki değişim 0,1 mgal ($1mGal = 1,0 \times 10^{-5} m / s^2$) seviyesinde olabilir. Aynı zamanda gravite çalışmasında tespit edilmesi amaçlanan yeraltı yapısının dışında birçok dış etmen ölçümleri etkilemektedir. Bu nedenle ölçümler istenmeyen etkilerden arındırılmalı ve düzeltilmelidir. Böylece elimizde sadece gravite çalışmasının yapılma amacına uygun aranan gravite anomalisi kalacaktır. “Anomali” arama jeofiziğinde oldukça kıymetli bir olgudur. Anomali düzenli giden bir veri setinde farklılık gösteren veri veya veri grubuna verilen isimdir.

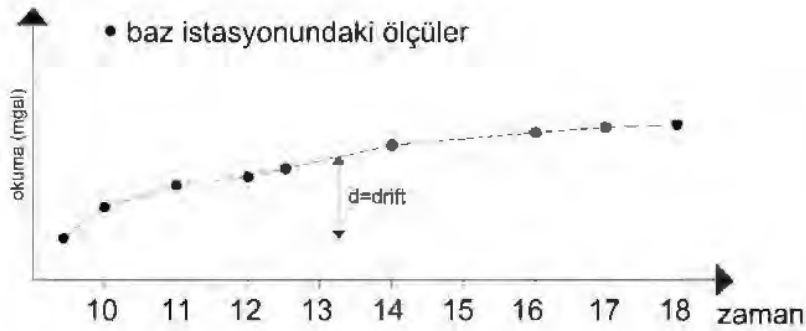
2.2.2.1. Kayma (Drift) düzeltmesi

Gravimetre cihazları oldukça hassas cihazlardır. Arazi çalışması sırasında cihazın farklı konumlar arasında taşınması esnasında ani bir ivmeye maruz kalmaları sonucu ölçümlerde istenmeyen değişimler oluşabilir. Bunun yanı sıra cihaz içerisindeki sensörün telleri yüksek sıcaklıkta çalışmaları ve kullanıma bağlı olarak sünmekte ve yorulmaktadır bu etki de ölçümlerde istenmeyen bir artışa sebep olur.

Kayma düzeltmesi yapmak amacı ile ölçümlere başlamadan önce ölçüm noktaları dışında bir “baz” noktası seçilir. Bu nokta seçilirken ölçüm noktalarına yakınlığı, ulaşım

rahatlığı gibi parametreler göz önünde bulundurulur. Her gün ölçüm noktalarına gitmeden önce arazi çalışması baz noktasının ölçümü ile başlar. Ardından ölçümlere sırası ile devam edilir. Her iki saatte bir belirlenen baz noktasına geri dönülerek bir ölçüm alınır karneye kaydedilir. Bu şekilde ölçümlere tüm gün devam edilir. Akşam arazi çalışma gününün sonunda tekrar baz noktasına dönülür, ölçüm alınır ve çalışmanın bir günü bitirilmiş olur. Büyük çalışmalarda bir baz noktası yeterli olmayabilir. Ölçüm noktaları baz noktasına oldukça uzaklaştığı ve baz noktasına dönüş süresinin oldukça uzadığı durumlarda yeni bir baz belirlenebilir. Böyle bir durumda yeni belirlenen baz noktası ile eski baz noktası arasında dönüşümlü olarak üçer ölçüm alınır, bu ölçümlere eski baz noktasından başlanır. Bahsedilen baz değişim olayına “baz bağlama” adı verilir.

Baz noktalarında alınan ölçümler yatay eksen zaman, dikey eksen ölçümler olacak şekilde bir grafiğe yerleştirilir. Grafik üzerine zaman eksenine ölçüm noktaları uygun zaman değerlerine göre yerleştirilir, grafik üzerinden drift kayma değerleri okunarak sırası ile tüm ölçümlerden çıkartılır.

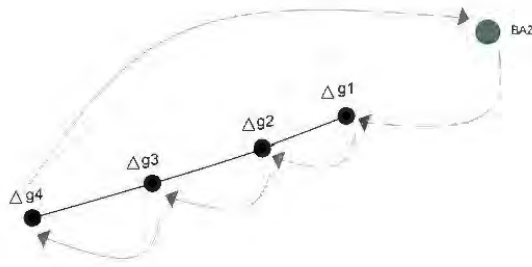


Şekil 2.5: Kayma (Drift) düzeltmesi için kullanılan baz ölçüm grafiği

Şekil 2.5 ‘te görüldüğü üzere saat 13.00 ile 14.00 arasında alınmış bir ölçünün kayma değeri dikey ekseninde “d” uzunluğu kadardır. Bu değer belirtilen ölçüden daima çıkartılır.

Normal şartlar altında cihaz kapalı iken içerisindeki sensör telini sabit tutmaktadır. Ölçüm sırasında sensör telini serbest bırakır ve ölçüm başlar. Ama bazı durumlarda arazi çalışması sırasında cihaz taşınırken maruz kaldığı ani ivmelenme bahsedilen kilit mekanizmasını devre dışı bırakabilir ve cihaz sağlıklı ölçüler alamaz. Bunun gibi

durumlarda cihaz sarsıntı ve gürültü olmayan bir ortama yerleştirilir, bir veya iki saat ara ile cihaz hiç kısırdatılmadan iki adet ölçüm alınır. Bu iki ölçüm arasındaki fark 0,1 mGal 'den çok büyük ise cihaz doğru ölçüm yapmamaktadır. Cihaza gerekli bakım yapılmalıdır. Bu tez çalışmasında kullanılan Scintrex marka CG-5 cihazı için, cihaz "Maintenance" moduna alınmalı ve 48 saat boyunca sessiz ve sarsıntısız bir ortamda düzeltme ölçümü alınmalıdır. Düzeltme ölçümleri sonunda cihaz kendi iç sensör katsayısını hesaplayarak tüm ölçümlere otomatik olarak işlemektedir.



Şekil 2.6: Arazide önce baz noktasının, sonrasında ölçüm noktalarının ve son olarak tekrar baz noktasının ölçülme düzenini gösteren şema

2.2.2.2. Enlem etkisi ve düzeltilmesi

Yerin elipsoid şekli ve dönmesi gravite ölçülerini etkilemektedir. Bu faktörler, "enlem etkisi" olarak adlandırılır. Yerin şeklinden ötürü, ekvator da yer kürenin yarıçapı kutuplardakinden daha büyüktür. Bu durumda ekvator dan kutuplara doğru gidildikçe elipsoid yarıçapları (R) küçülür. Böylece gravite ivmesi, ekvator dan kutuplara doğru gidildikçe artarak değişime uğrar. Yer aynı zamanda bir dönme elipsoidi olarak tanımlanır. Dönmeden dolayı merkezkaç ivmesi

$$a_c = -\omega^2 r \cos \lambda \quad (2.8)$$

bağıntısı ile verilir. Burada ω açısal hızdır. Bu eşitlikten de görüldüğü gibi merkezkaç ivmesi, kutuplarda ($\lambda = 90^\circ$) sıfır değerinde ve ekvator da ($\lambda = 0^\circ$) maksimumdur (Şekil 2.7 b). Merkezkaç ivmesinin etkisi ile doğal olarak gelişen gravite ivmesi de değişecektir. Buna göre gravite ivmesinin büyüklüğü kutuplarda en yüksek, ekvator da ise en düşük olarak değişecektir (Oruç, 2013).

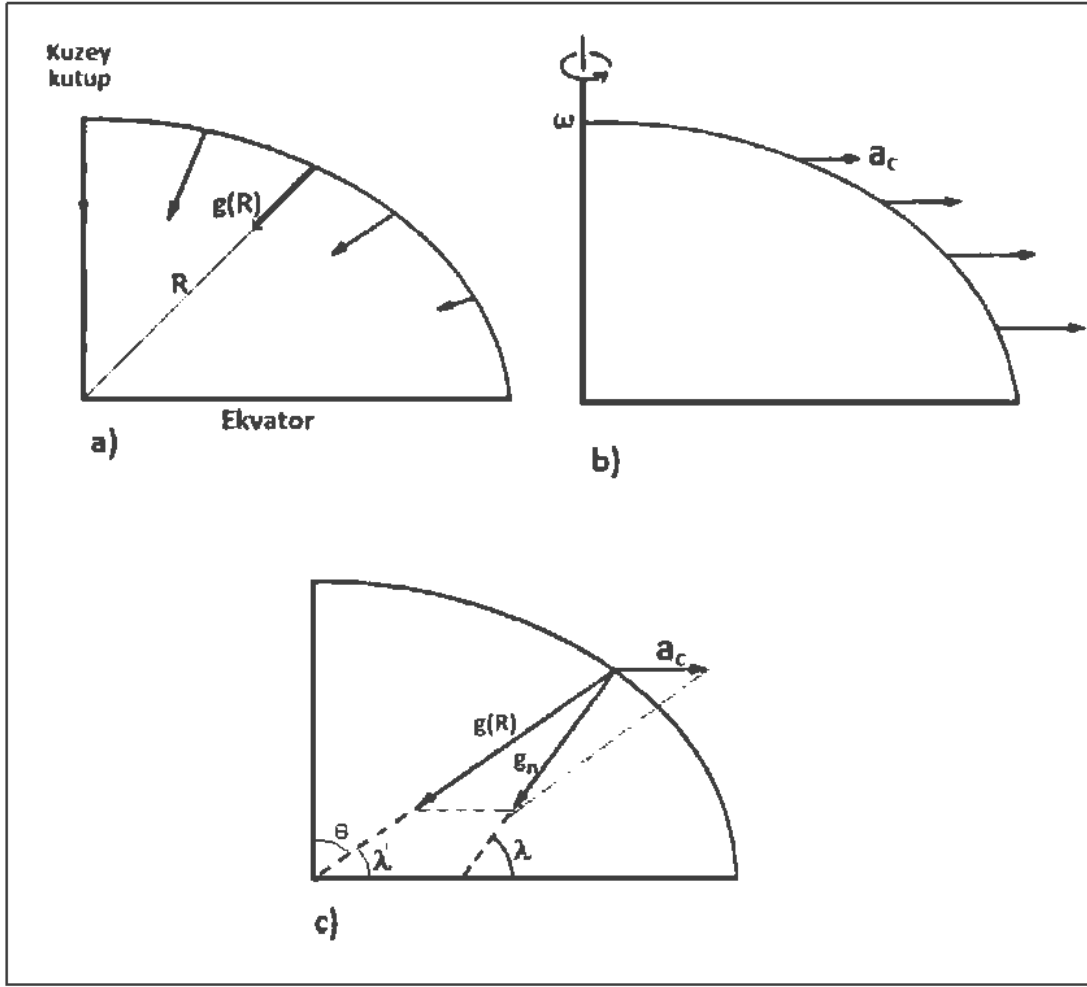
Yerin şekli için en iyi model elipsoit olduğundan, gravite ivmesi yalnızca ekvator ve kutuplarda düşey doğrultuda olmaktadır. Şekil 2.7 c'de görüldüğü gibi radyal doğrultulu gravite ivmesinin ekvatorial düzlemle yaptığı açı geosantrik enlem açısı λ' olarak adlandırılır. Bu açı, kutup açısı θ' yı 90° ye tamamlayacak şekilde belirlenir. Coğrafi enlem açısı λ ise, elipsoite teğet olan yatay bir düzlem üzerinde sabit bir yıldızın enlem açısı olarak jeodezik yöntemlerle ölçülmektedir. Bununla birlikte coğrafi enlem açısı ile geosantrik enlem açısı birbirine yakın değerlerde olduklarından aralarındaki fark çok küçüktür. Ekvator ve kutuplarda $\lambda - \lambda'$ farkı sıfırdır. En büyük fark 45° enleminde olmakla birlikte bu fark yalnızca $0,19^\circ$ dir. Şekil 2.7 c'de görüldüğü gibi coğrafi enlem açısına bağlı olarak gelişen normal gravite g_n , yerin çekirdeğine yönelen gravite ivmesi g ile merkezkaç ivmesi a 'nın bileşke vektör olarak tanımlanmaktadır. Elipsoit yüzeyi üzerinde coğrafi enlem açısının bir fonksiyonu olarak normal gravite ivmesi, dönme elipsoiti parametrelerine göre Cleraout veya Helmert bağıntısından hesaplanabilir. Bu bağıntı aynı zamanda Uluslararası Gravite Formülü olarak bilinir (Oruç, 2013).

Uluslararası Jeodezi Birliğinin (IAG), 1980 yılı Jeodezik Referans Sistem verilerine göre 1984'de kabul edilen formül,

$$g_n(\lambda) = 978032,67714 \left(\frac{1 + 0,00193185138639 \sin^2 \lambda}{\sqrt{1 - 0,00669437999013 \sin^2 \lambda}} \right) \quad (2.9)$$

olarak elde edilmiştir (Blakely, 1995).

Gravite yönteminin uygulandığı bir etüd sahasında doğal olarak tüm ölçü noktalarının enlem açıları farklıdır. Gravite, enleme bağlı olarak değiştiğine göre bu değişim gravite ölçü değerlerini etkileyecektir. Bir etüd sahası içerisinde her bir ölçü noktasının enlem farklılıklarından kaynaklanan gravite etkilerinin düzeltilmesi işlemi kısaca enlem etkisi düzeltilmesi veya "enlem düzeltilmesi" olarak adlandırılır.



Şekil 2.7: Dönme elipsoidine dik (normal) olan gravite ivmesi (g_n), merkez kaç ivmesi ve yerin çekirdeğine yönelen gravite ivmesinin şematik gösterim, burada R : Elipsoid yarıçapı, θ : Boylam açısı, λ' : Geosantrik enlem açısı, λ : Coğrafi enlem açısı, $g(R)$: Yerin çekirdeğine yönelen radyal doğrultuda gravite ivmesi veya mutlak gravite şeklindedir (Oruç, 2013)

2.2.2.3. Yükseklik etkisi ve düzeltmesi

Yeryüzünde deniz seviyesine göre yüksekliklere doğru gidildikçe yerçekimi ivmesi istemsiz olarak değişmektedir. Bu nedenle gravite ölçümlerine yükseklik ile ilgili bir düzeltme yapılması gerekmektedir. Yükseklik düzeltmesi iki başlıkta incelenmektedir;

- Serbest Hava Düzeltmesi
- Bouguer Plaka Düzeltmesi

2.2.2.3.1 Serbest hava düzeltmesi

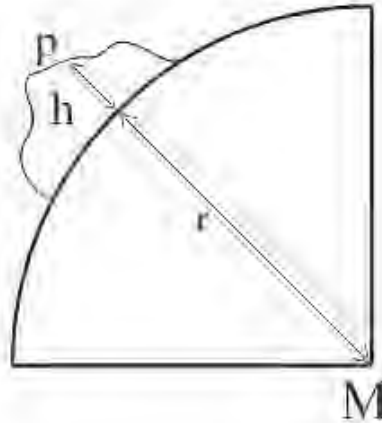
Serbest hava düzeltmesi ölçüm noktaları arasındaki kot yani yükseklik farkları sebebi ile ortaya çıkmaktadır. Normalde Newton tarafından keşfedilen yerçekimi ivmesi formülümüz;

$$g_0 = G \frac{M}{r^2} \quad (2.10)$$

gibidir. Deniz seviyesinden “h” kadar yükseldiğimizde ise bu formül;

$$g_h = G \frac{M}{(r+h)^2} = \frac{GM}{r^2 + 2rh + h^2} = \frac{GM}{r^2} \frac{1}{\left(1 + \frac{h}{r}\right)^2} \quad (2.11)$$

haline dönüşür.



Şekil 2.8: h yüksekliğindeki bir ölçüm noktasında (p) ölçülecek gravite ivmesine yükseklik (h) etkisinin şematik gösterimi. Yer çekimi ivmesinin yerin çekirdeğinden R+h kadar uzak bir noktada daha düşük bir değer olarak ölçüleceği açıktır, burada M yerküre kütlesidir

(2.11) denkleminin $1/(1+h/r)^2$ kısmına seri açılımı uygulanırsa;

$$g_h = G \frac{M}{r^2} \left(1 - 2\frac{h}{r} + 3\frac{h^2}{r^2}, \dots \right) \quad (2.12)$$

haline gelir. (2.10) eşitliği (2.12)'da yerine yazılırsa ve yeniden düzenleme yapılırsa;

$$g_h - g_0 = -2g_0 \frac{h}{r} \left(1 - \frac{3h}{2r} + \dots \right) \quad (2.13)$$

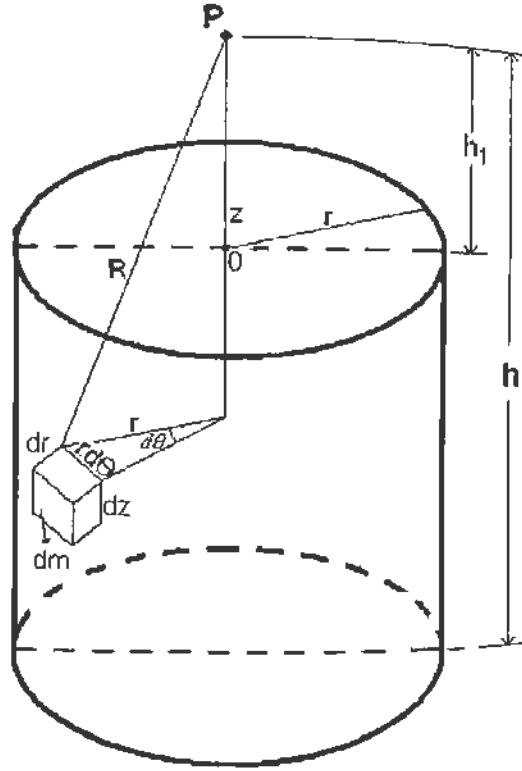
olarak elde edilir. Burada parantez içerisindeki kısım çok küçük bir değer olduğu için ihmal edilir ve serbest hava etkisi eşitliği elde edilmiş olur. Eşitlik içerisinde g_0 ve r değerleri bilinen değerlerdir. Yerkürenin ortalama yarıçapı ivmesi ve ortalama yarıçapı sırasıyla $g_0 = 982037$ mGal ve $r = 6370800$ m olduğuna göre, bilinen bu değerler yerine yazılırsa

$$g_{SHD} = -2(982037) \frac{h}{6370800} = -0,3086h \text{ mGal} \quad (2.14)$$

bulunur. Bu durumda yüksekliklere çıkıldıkça gravite ivmesinin 0,3086 mGal azalacağı anlaşılr. Bu istenmeyen etkinin ölçülerden düzeltilmesi işlemine “serbest hava düzeltilmesi” adı verilir.

2.2.2.3.2. Bouguer plaka düzeltilmesi

Serbest hava düzeltilmesi işleminde ölçü noktası ile deniz seviyesi arasındaki bölgenin olmadığı ve sanki ölçü noktası havada askıdaymış gibi kabul edilmişti. Bununla birlikte ölçü noktası ile deniz seviyesi arasında belirli bir yoğunlukta (ρ) kütle bulunmaktadır. Yerçekimi ivmesinin değişimini kütle parametresi denetlediğinden böyle bir kütlenin gravite etkisinin ölçüler içerisinde kaçınılmaz olarak bulunacağı bir gerçektir. Bu durumda yoğunluğu ρ olan kütlenin ölçü noktasındaki gravite etkisini hesaplanıp alınan ölçülerden giderilmesi gerekir. Bu işlem Bouguer plaka düzeltilmesi olarak bilinir. Şekil 2.9 'da h yüksekliğinde düşey silindirik bir kütle modelinden hareket ile h kalınlığında bir plakanın ne ölçüde gravite etkisine sebep olacağı bulunabilir.



Şekil 2.9: Bouguer etkisini hesaplamada kullanılan silindir modelinin gösterimi (Oruç, 2013)

Bouguer plaka etkisini hesaplamak için gravite potansiyeli ve gravite ivmesi arasındaki gradyent ilişkisinden yararlanılabilir. İzometrik kütleler için geçerli olan gravite potansiyeli eşitliği genel olarak

$$U = -G \frac{dm}{R} = -G \frac{dm}{\sqrt{r^2 + z^2}} \quad (2.15)$$

yazılır. Buradan gravite ivmesi gravite potansiyelinin düşey türevinden

$$g = \frac{\partial U}{\partial z} = G \frac{zdm}{(r^2 + z^2)^{3/2}} \quad (2.16)$$

olarak bulunur. Bu eşitlik Şekil 2.9'da gösterilen sonsuz küçük dm kütesinin herhangi bir p gözlem noktasında oluşturacağı gravite ivmesinin düşey bileşenini verir. Kütle, yoğunluk ve hacmin çarpımından ($dm = \rho dv$) oluştuğuna göre

$$dm = \rho dv = \rho d\theta dr dz \quad (2.17)$$

şeklinde basitçe yazılabilir. Silindirik kütlelerin tamamının P noktasında oluşturduğu gravite ivmesi, tüm dm kütleli elemanların etkisinin toplamından bulunmaktadır. Bu işlem sürekli toplama (integral) gerektirdiğinden

$$g_p = G\rho \int_{h_1}^h \int_0^r \int_0^{2\pi} \frac{zr d\theta dr dz}{(r^2 + z^2)^{3/2}} \quad (2.18)$$

yazılabilir. Bu eşitlik sırası ile θ, r ve z değişkenlerine göre çözülürse;

$$\begin{aligned} g_p &= G\rho \int_0^{2\pi} d\theta \int_{h_1}^h z dz \int_0^r \frac{r dr}{(r^2 + z^2)^{3/2}} = -2\pi G\rho \int_{h_1}^h z dz \left. \frac{1}{\sqrt{(r^2 + z^2)}} \right|_0^r \\ &= -2\pi G\rho \int_{h_1}^h z dz \left[\left(\frac{1}{\sqrt{(r^2 + z^2)}} \right) - \left(\frac{1}{z} \right) \right] \end{aligned} \quad (2.19)$$

elde edilir. Yatay sonsuz uzunluktaki plaka modelini elde edebilmek için burada $r = \infty$ olarak alınmalıdır. Bunu yaptığımızda ise,

$$\begin{aligned} gP &= 2\pi G\rho \int_{h_1}^h dz \\ &= 2\pi G\rho (h - h_1) \end{aligned} \quad (2.20)$$

olarak hesaplanır. Eğer P noktası plaka üzerinde olacağından (Şekil 2.10) $h_1 = 0$ olur ve (2.20) bağıntısı basitçe,

$$g_p = 2\pi G\rho h \quad (2.21)$$

olarak elde edilir. Eğer Evrensel Kütle Çekim Sabiti (G) birimi olarak " $cm^3 / (gr.sn^2)$ ", yoğunluk (ρ) 'nın birimi olarak " gr / cm^3 " ve son olarak yükseklik (h) 'ın birimi olarak da " m " alınır ise $G\rho h$ 'ın birimi " m / sn^2 " olarak elde edilir. Bu birimler uygulandığında Bouguer plaka etkisinin formülü,

$$\begin{aligned} g_p &= 2\pi G\rho h \\ &= 2\pi 6,67 \times 10^{-8} \rho h \text{ m/sn}^2 \\ &= 2\pi 6,67 \times 10^{-8} \rho h \times 10^5 \text{ mgal} \\ &= 41,9 \times 10^{-3} \rho h \text{ mgal} \\ &= 0,0419 \rho h \text{ mgal} \end{aligned} \quad (2.22)$$

bulunur. Son eşitlikte görüldüğü gibi plaka etkisi pozitif yönde geliştiğinden ölçü değerlerini her zaman artırıcı yönde bir etki yapmaktadır.

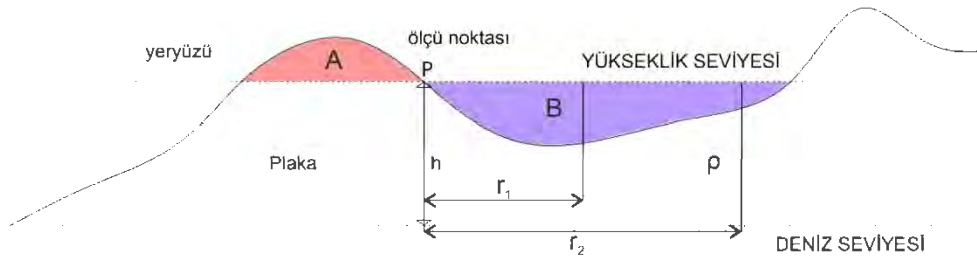
Yükseklik düzeltmesi serbest hava ve plaka etkisi düzeltmelerinin toplamı olarak ifade edilir. Ayrıca her iki düzeltmede ortak terim “h” yüksekliği olduğundan

$$g_Y = (0,3086 - 0,04193\rho)h \quad (2.23)$$

yazılır. Eğer indirgeme düzlemi olarak deniz seviyesi seçilmiş ise bu toplam yükseklik düzeltmesi her ölçü noktası için hesaplanarak ölçülen gravite değerlerine eklenerek düzeltme işlemi tamamlanır.

2.2.2.4. Topoğrafya (Engebe) düzeltmesi

Yükseklik düzeltme işleminin ikinci adımı olan plaka düzeltmesi yapılırken, ölçü noktasının civarındaki engebelerin etkisi ihmal edilmiştir. Topoğrafya düzeltmesi ile bu engebelerin etkileri de dikkate alınarak düzeltme işlemi tamamlanmaktadır (Şekil 2.10). Topoğrafya düzeltmesi, gravite yönteminde uygulanan düzeltme yöntemleri arasında en zor ve meşakkatli olanlarından biridir. Topoğrafya düzeltmesi artık günümüzde teknolojinin de oldukça gelişmesi ile bilgisayar ortamında, bilgisayar programları tarafından yapılmaktadır. Bu tez çalışmasında ise topoğrafya düzeltmesi Geosoft Oasis Montaj programı ile yapılmıştır.



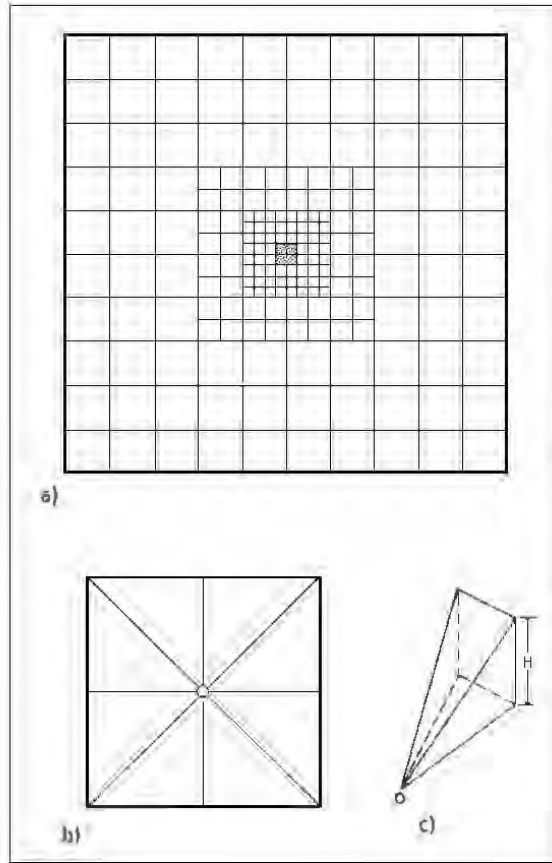
Şekil 2.10: Yükseklik düzeltmesi yapılırken mavi ile gösterilen B kısmı (çukur) malzeme dolu olarak, kırmızı renk ile gösterilen A kısmı (tepe) ise boşluk olarak hesaplanmıştır, şekilde r_1 ve r_2 topoğrafya düzeltmesi el/abak ile yapılırken kullanılan eş merkezli silindirlerin yarıçapları ve h ise indirgeme yüksekliğidir, bu etkileri düzeltmek amacı ile Topoğrafya düzeltmesi yapılır

Kane (1962), topoğrafya etkisi bulmak için ölçü noktasına yakın, orta ve uzak zonlar kullanılabileceğini öne sürmüştür. Orta zondaki kare prizmaların gravite anomalilerini hesaplayan daha etkili bir algoritma Naggy (1966) tarafından geliştirmiştir, yöntem bu iki yazarın geliştirdiği yöntemlerin bir kombinasyonu olarak kabul edilir. Bu sebeple topoğrafya düzeltmeleri bu iki yazarın yöntemlerinin bir kombinasyonu olarak ele alınmaktadır. Düşey prizmalar yönteminde düzeltmesi yapılacak olan ölçü noktası, eşit aralıkta gridlenmiş bir topoğrafik harita üzerinde işaretlenir ve bir grid hücresi üzerine merkezlenir (Şekil 2.11 a ve Şekil 2.11 b). Kane (1962), ölçü noktasına olan uzaklığına göre yakın zonun etkisini, orta zonun etkisini ve uzak zonun etkisini ayrı ayrı hesaplamaktadır ve sonra o ölçü noktasının topoğrafya etkisini, bu zonların etkilerinin toplamından elde etmiştir.

Yakın zon, merkezden itibaren 1 birim hücre uzaklığındaki bölgeyi kapsar. Bu bölgenin gravite ölçümlerini değiştiren topoğrafya etkisi her bir ölçü noktası ve her bir diagonal köşenin yükseklik farkını tanımlayan dört adet eğimli üçgen kesitin toplam etkisinden bulunmaktadır (Şekil 2.11 c). Bu etki,

$$g_1 = G\rho\theta \left[R - \sqrt{R^2 + H^2} + \frac{H^2}{\sqrt{R^2 + H^2}} \right] \quad (2.24)$$

eşitliği ile verilir (Kane, 1962). Burada g gravite ivmesi; ρ topoğrafya (saha) yoğunluğu; θ üçgen kesitin yatayla yaptığı açı; G gravite sabiti; H ölçü noktasının yüksekliği ile diagonal köşenin yüksekliği arasındaki fark ve R grid aralığıdır.

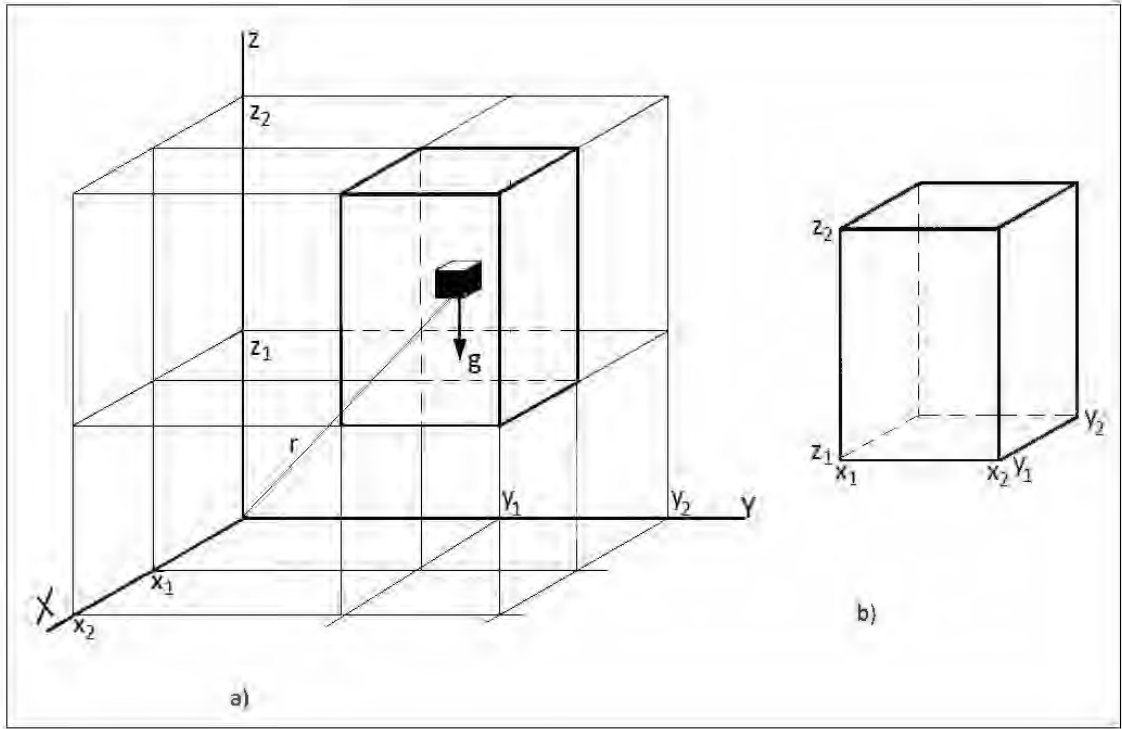


Şekil 2.11: Düşey prizmalarla topoğrafya düzeltme işlemi, a) Topoğrafya düzeltmesi yapılacak olan ölçü noktasını merkezleyen kare zon, herbir kare zon, düşey prizmanın üstten görünüşüdür, merkezdeki ölçü noktasından uzaklaştıkça prizmaların kenar uzunlukları da artmaktadır. b) Herhangi kare zonun büyütülmüş şekli, c) Kare zonun dört eşit parçasından birini temsil eden üçgen prizma. Burada H, ölçü noktasının yüksekliği ile diagonal köşenin yüksekliği arasındaki farktır (Naggy, 1966)

Orta zon 1 birim hücreden 8 birim hücreye kadar olan uzaklık bölgesine karşılık gelir. Bu zonda her bir grid hücresinin gravite etkisi, üst yüzeyi kare olan prizmatik kütleyle (Şekil 2.11) benzetilerek Naggy (1966) tarafından verilen

$$g_2 = G\rho \int_{z_1}^{z_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{x_1}^{x_2} x \ln(y+r) + y \ln(x+r) - z \sin^{-1} \left(\frac{z^2 + y^2 + yr}{(y+r)\sqrt{y^2 + z^2}} \right) \quad (2.25)$$

bağıntı ile hesaplanır. Burada r , birim kütle ile ölçü noktası arasındaki uzaklıktır. Bağıntıda geçen parametreler Şekil 2.12'de gösterilmiştir.

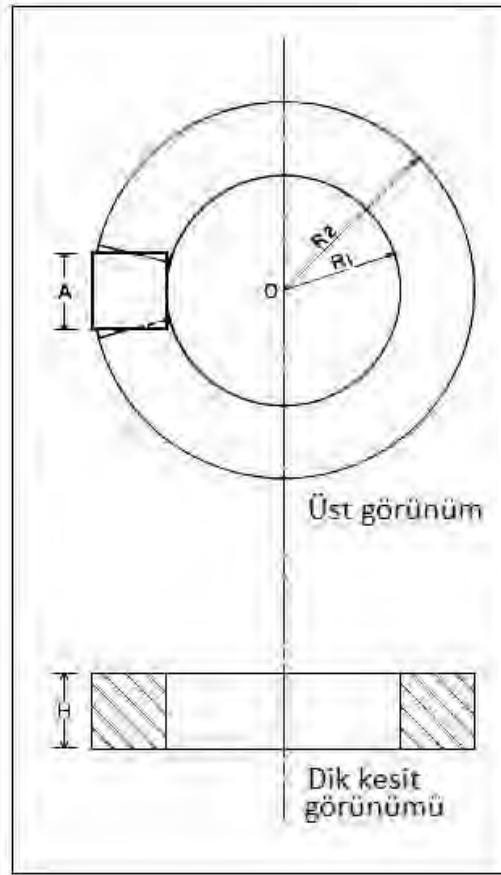


Şekil 2.12: Orta zon topoğrafya düzeltmesinde prizma yaklaşımı, prizma sınırları koordinat düzlemlerine paraleldir ve prizma köşe koordinatları x_1, x_2, y_1, y_2, z_1 ve z_2 dir. r , ölçü noktası ile birim kütle arasındaki uzaklıktır (Naggy, 1966)

Uzak zon 8 birim hücreden sonraki uzaklığı temsil eder. Naggy (1966), bu zondaki topoğrafya etkileri için, bir kare prizmaya benzetilen içi içe iki silindirik kütle arasındaki parçanın gravite etkisi için,

$$g_3 = 2G\rho A^2 \frac{\left(R_2 - R_1\sqrt{R_1^2 + H^2} - \sqrt{R_2^2 + H^2}\right)}{(R_2^2 - R_1^2)} \quad (2.26)$$

eşitliğini geliştirmiştir. Burada A prizmanın yatay kenarının uzunluğu, R_1 çemberin iç yarıçapı, R_2 çemberin dış yarıçapı ve H iki çember arasındaki halkanın veya prizmanın yüksekliğidir (Şekil 2.13).



Şekil 2.13: İki çember arasındaki kare prizmanın üst ve dik kesit görünümü, A ve H sırasıyla, prizmanın yatay uzunluğu ve yüksekliğidir

Son olarak ölçü noktasının toplam topoğrafya etkisi,

$$g_Y = g_1 + g_2 + g_3 \quad (2.27)$$

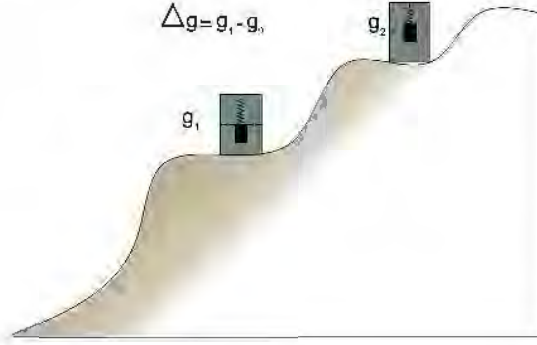
eşitliğine göre tüm hücrelerin ölçü noktasındaki gravite etkilerinin toplamından bulunur.

Hesaplamanın duyarlılığını arttırmak için, uzak zon alt örneklemelere bölünerek hücre sayısı arttırılabilir (Oruç, 2013). Bu çalışmada 50 km ve 150 km olmak üzere sırasıyla 50 m ve 250 m olarak gridlenmiş sayısal yükseklik verisi kullanılmıştır.

2.2.3. Bağlı gravite

Arama jeofiziğinin gravite yönteminde yerçekimi ivmesinin konuma bağlı değişimleri ölçülür. Bu değişimler " Δg " olarak ifade edilirse arazi uygulamalarında belirli bir referans noktasının gravite değeri ile ölçü noktasının gravite değeri arasındaki

fark olarak da ifade edilebilir (Şekil 2.14) bu türden ölçülere “bağıl gravite” ölçüleri adı verilmektedir.

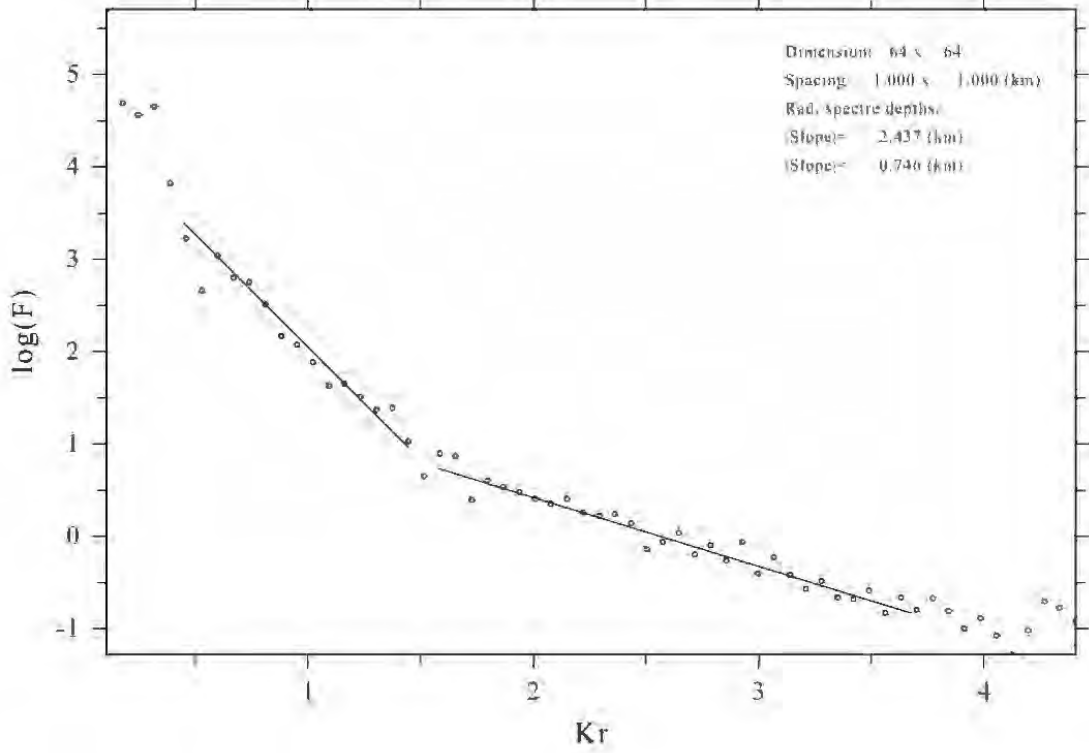


Şekil 2.14: Gravite ölçümlerinde bağıl gravite (Δg) (Oruç, 2013).

2.3. Gravite Anomalilerinin Gözlemsel ve Sayısal Yorumu ve Modelleme

2.3.1. Spektral Analiz

Gravite verilerinin spektral analizi sayesinde yeraltı yapılarının derinliklerinin ortalama değerleri kolaylıkla hesaplanabilmektedir. Spektral analiz yönteminin en büyük avantajları öncesinde bir jeolojik bilgi gerektirmemesi ve yoğunluk bilgisine gerek duymamasıdır. Radyal genlik değeri 2 boyutlu Fourier dönüşümü sonucu elde edilen genlik spektrumunun $A = |F| = \sqrt{\text{Re}(F)^2 + \text{Im}(F)^2}$ merkez noktası ($k_x = k_y = 0$) olan bir $k_r = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ çemberi çevresinde hesaplanması ile elde edilmektedir. Genlik spektrumu genellikle potansiyel alan kaynaklarının üst sınırlarının derinliklerini hesaplamak amacı ile kullanılmaktadır. Radyal genlik spektrumunun doğal logaritması alınır ve dalga sayısına karşılık bir grafiğe çizdirilir. Azalan genlik eğrisi üzerine doğrular el ile çizilir ve bu doğruların eğimleri ortalama tabaka derinliklerini vermektedir (Şekil 2.15).



Şekil 2.15: İki adet el ile çizilmiş doğru barındıran radyal genlik spektrumu. Doğruların eğimleri potansiyel alan kaynaklarının ortalama derinliklerini vermektedir.

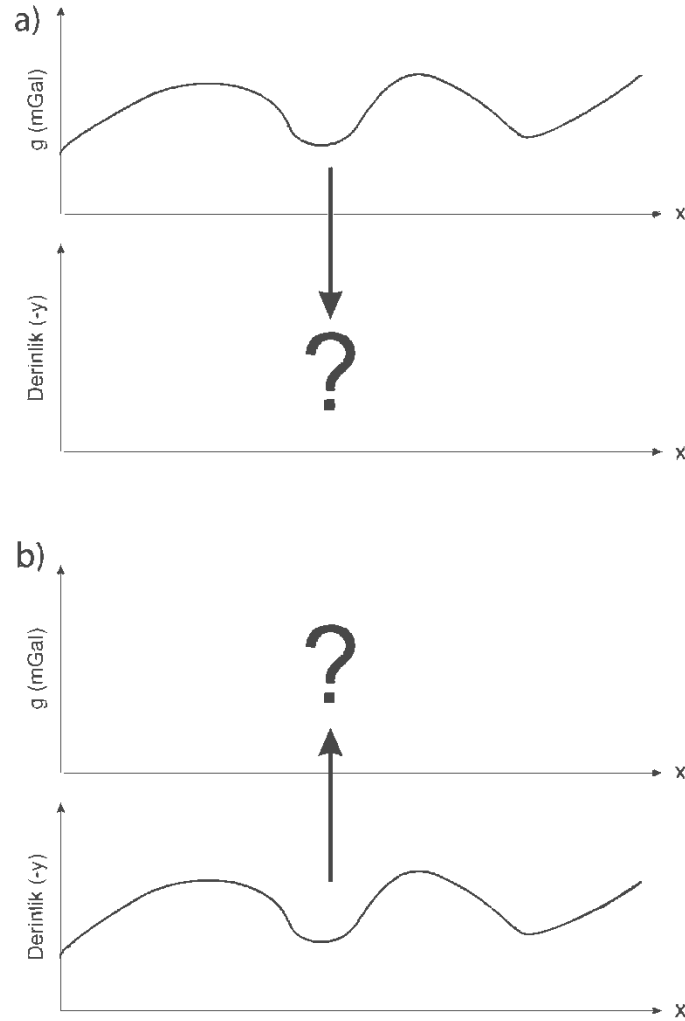
Radyal genlik spektrumu ile derinlik belirlenmesi hakkında Bhattacharyya, (1967) ve Ruotoistenmäki, (1987) çalışmalar yapmışlardır. Frekans boyutunda bir potansiyel alanın Fourier dönüşümü, $F \approx Ce^{-hk}$ olarak formüle edilir, buradan da $\log(F / C) = -h.k$ olarak yazılabilir. Buradan görülmektedir ki kaynağın üst sınırının derinliği (h) logaritmik genlik spektrumunun doğrusal parçalarının tanjantı ile ilişkilidir. Formüldeki sabit olan C kullanılan bilgisayar programında veri türünü belirlemek için kullanılır. Genel veriler için $C = 1$, gravite verileri için $C = -1/(k_x k_y k)$, manyetik verileri için ise $C = -1/(k_x k_y)$ olarak seçilir.

2.3.2. Temel kaya ondülasyonunun modellenmesi

2.3.2.1. Ters Çözüm ve Düz Çözüm kavramı

Jeofizikte modelleme yapılırken temel olarak iki süreçten bahsedilebilir. Birincisi düz çözüm ikincisi ise ters çözümdür. Düz çözüm uygulamalarında arazi üzerinde

gözlemlenen verilerden yeraltı yapısı tahmin edilmeye çalışır. Ters çözümde ise bir yeraltı modeli oluşturulur, bu modelin vereceği jeofizik tepki kuramsal olarak hesaplanır ve gözlemler sonucu elde edilen veriler ile kuramsal olarak hesaplanan veriler yinelemeli tekrarlar ve denemelerle bağdaştırılmaya çalışır (Şekil 2.16). Bu tez çalışmasında kullanılan Parker-Oldenburg gravite modelleme yöntemi bir ters çözüm yöntemidir.



Şekil 2.16: Düz çözüm yöntemi a), arazide toplanan gerçek verilerden yeraltı yapısı kestirimi, ters çözüm yöntemi b), yeraltı yapısı modelinden kuramsal olarak jeofizik tepkinin hesaplanarak yinelemeler ile araziden elde edilen verilere uyarlanması

2.3.2.2. Parker-Oldenburg Gravite Ters Çözüm Yöntemi

Gravite modellemesi konusunda en önemli düz çözüm ile modelleme yöntemlerinden birini Parker, 1973 yılında ortaya sunmuştur (Parker, 1973). Fourier dönüşümü açısından düzensiz, üniform kütle katmanından kaynaklanan toplam yerçekimi anomalisini, anomaliye neden olan yüzeydeki Fourier kuvvetlerinin dönüşümlerinin

toplamlarının bir sonucu olarak ifade etmiştir. Ardından, Oldenburg, 1974 yılında bu yöntemin ters çözümünü üretmiştir (Oldenburg, 1974). Parker'ın düz çözüm algoritmasını alarak, gözlenen gravite anomalisi üzerinden yoğunluk yüzeylerini belirleyen bir algoritma oluşturmuştur. Parker-Oldenburg algoritmasının orijinal hali iki boyutlu olmasına rağmen, büyük veri setlerinden türetilen üç boyutlu uygulamaları daha sıklıkla artık yeni araştırmalarda görülmektedir (Gomez-Ortiz ve Agarwal, 2005; Shin vd., 2007; Shin ve Min, 2006; Bagherbandi, 2011a; Oruç, 2013; Oruç ve Sönmez, 2017; Elmas, 2017; Sarı ve Akyol, 2002). Bu çalışmada kullanılan Parker-Oldenburg algoritması aşağıda anlatılmıştır.

Parker (1973) dikey yerçekimi etkisi Δg ile bu etkinin yarattığı kütle topoğrafyasını, $h(\vec{r})$ iki boyutlu formda, dalga boyu düzleminde ilişkilendirmiştir.

$$F(\Delta g) = -2\pi G \rho e^{-(k|z_0|)} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(\vec{r})] \quad (2.28)$$

Burada, $F(\Delta g)$ gravite anomalisinin Fourier dönüşümüdür, G evrensel kütle çekim sabiti, ($G = 6,67 \times 10^{-11} \text{ N m}^2 \text{ kg}^{-2}$) ρ yüzey boyunca yoğunluk değişimi, k dalga sayısı, $h(\vec{r})$ arayüzeyin derinliği (pozitif, aşağı yönde) ve z_0 yatay arayüzeyin ortalama derinliğidir. $\vec{r}$ burada $x - y$ düzleminde pozisyonun vektörüdür ve $r = (x, y, z)$ şeklindedir. Parker göstermiştir ki bu bağıntı maksimum $h(\vec{r}) < z_0$ olduğunda ve $z_0 > 0$ olduğunda yakınsaktır.

Oldenburg'ün Parker'ın şeması için üç boyutlu olarak tekrar düzenlemiş hali şöyledir; (Shin vd., 2007)

$$F[h(\vec{r})] = -\frac{F[\Delta g(\vec{r})] e^{(k|z_0|)}}{2\pi G \rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(\vec{r})] \quad (2.29)$$

Bu ikinci bağıntı dalgalı ara yüzeyi tekrarlı bir işlem süreci ile gravite anomalisi üzerinden öncül bir $h(\vec{r})$ değeri ile örneğin $h(\vec{r}) = 0$ hesaplamak için kullanılabilir. Son yoğunluk farkı arayüzü önceden belirlenen parametreler olan ortalama derinlik z_0 ve yoğunluk

değişimi ρ ile bağlantılıdır. Oldenburg (1974) (2.29) numaralı denklemin yakınsaklığını irdelemek adına aşağıdaki denklemi kullanmıştır.

$$S_n = \left| \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(\bar{r})] \right| \quad (2.30)$$

(2.29) nolu denklemin tekrarlı toplama işlemi $\frac{S_n}{S_1} < E$ kriteri sağlanana kadar devam eder,

burada E yeterli küçüklükte bir sayıdır. Hâlbuki pratik hesaplamada, yakınsaklık üzeri kriteri yeterli değildir. Çünkü (2.29) numaralı denklemin içerdiği $e^{(k|z_0)}$ terimi yüksek ölçüde kısa dalga boylarına etki eder. Buradan hareketle kısa dalga boylu veriler yani kabuk altı homojen olmayan yoğunluk bölgeleri veya gürültüler, sadece ters çözüm işlemlerinin kararlılığında sorun çıkarabilecekleri için değil, bu sinyaller aynı zamanda bizim aradığımız derinlikle de alakalı olmadıkları için filtrelenmelidirler. Bu filtreleme işlemi oldukça karmaşık olabilir. Hele ki çalışma alanı hem kıtasal ve okyanus kabuğu içeriyor ise okyanus kabuğunun kıtasal kabuktan çok daha derinde olmasından ötürü çok daha karmaşık ve zor olmaktadır.

Hem Oldenburg, (1974) hem de Nagendra vd., (1996) gravite verisi için dalga sayısı açısından aşağıdaki gibi bir kosinüs filtresi kullanmışlardır. Bu yüksek kesici filtre aşağıdaki gibidir,

$$YKF(k) = \begin{cases} 1, (k/2\pi) > WH \\ \frac{1}{2} \left[1 + \cos\left(\frac{k - 2\pi WH}{2(SH - WH)}\right) \right], WH \leq (k/2\pi) \leq SH \\ 0, (k/2\pi) > SH \end{cases}, \quad (2.31)$$

burada k dalga sayısıdır ($frekans * 2\pi$), WH ve SH daha küçük ve daha büyük frekans parametreleridir. Bu frekans parametreleri gravite verisinin spektral analizinden elde edilmiştir. (2.31) numaralı denklem SH ‘dan daha büyük frekansları kesmekte ve WH ‘dan daha büyük frekansların da geçmesine izin vermektedir. Orta düzey frekanslar ise parçalı olarak geçebilmektedir. Bu filtre genellikle Parker-Oldenburg gravite ters çözüm işlemlerinde kullanılmaktadır. Butterworth filtresi bu genel filtre yerine alternatif olarak kullanılabilir. Butterworth filtresinin kullanıldığı çalışma örnekleri, (Roberts ve Roberts, 1978; Bagherbandi, 2012) gibi çalışmalarda bulunabilir.

Genellikle yüksek frekans filtreli Bouguer gravite anomali verisi derin jeolojik anakaya derinliğinin ters çözüm yöntemi ile hesaplanması için kullanılır.

2.3.3. Jeolojik süreksizliklerin görüntülenmesinde Yatay Türevlerin Genliği metodu

Gravite anomalilerinin yatay türevlerinin genliğine (YTG) dayalı yöntem ilk kez Cordell (1979) tarafından ileri sürülmüştür. Yöntemin en büyük avantajı düşey türeve gerek duymaması ve yatay türevlerin uzunluk ortamında kolaylıkla hesaplanabilmesidir. YTG verileri, gravite anomali haritalarının x ve y doğrultulu birinci yatay türevlerinin kareleri toplamının karekökü olarak gösterilir:

$$YTG(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial g(x, y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g(x, y)}{\partial y}\right)^2} \quad (2.32)$$

Yöntem, gravite anomali haritasının grid verileri boyunca yalnızca YTG'nin maksimum olduğu bölgelerin belirlenmesine dayanır. YTG'nin maksimumları, özellikle düşey yada yaklaşık düşey yoğunluk sınırlarının, fayların ve jeolojik kontakların sınırlarının belirlenmesinde etkilidir. Yöntemin bir diğer avantajı ise YTG maksimumlarının gürültüye karşı en az duyarlı olarak hesaplanabilmeleridir. YTG yöntemi bir çok araştırmacı tarafından tartışılarak farklı şekillerde kullanılmıştır (Cordell & Grauch, 1985; Blakely ve Simpson, 1986; Grauch ve Cordell, 1987; Sharpton vd., 1987). YTG yönteminde sık ve derin sınırların her ikisi için de çözüm üretebilmektedir. Yöntemin dezavantajı ise sınırların düşeyden farklı ve birbirine çok yakın olması durumunda YTG maksimumları bu sınırlar üzerinde oluşmamaktadırlar.

Şekil 2.17 a'da gösterilen sonsuz eğimli bir basamak modelinin gravite anomali formülü Jung (1961) ve Stanley (1977) tarafından,

$$g(x) = 2G\Delta\rho \left\{ \left[(x - x_0) + \frac{z_1}{\tan d} \right] \sin d \left[\sin d \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) - \cos d (\theta_2 - \theta_1) \right] + (z_2 \theta_2 - z_1 \theta_1) \right\} \quad (2.33)$$

olarak verilmiştir. Burada d dalım açısı ve z_1 ve z_2 sırasıyla üst ve alt derinlik sınırlarıdır. (2.33) bağıntısının x'e göre birinci yatay türevi alınır ise

$$\frac{\partial g}{\partial x} = 2G\Delta\rho \sin d \left[\sin d \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) - \cos d (\theta_2 - \theta_1) \right] \quad (2.34)$$

bağıntısı elde edilir (Stanley, 1977). Şekil 2.17 b’de görüleceği gibi düşey basamak için eğim açısı $d = \pi / 2$ olacağından (2.34) bağıntısı,

$$\frac{\partial g}{\partial x} = g_x(x) = 2G\Delta\rho \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \quad (2.35)$$

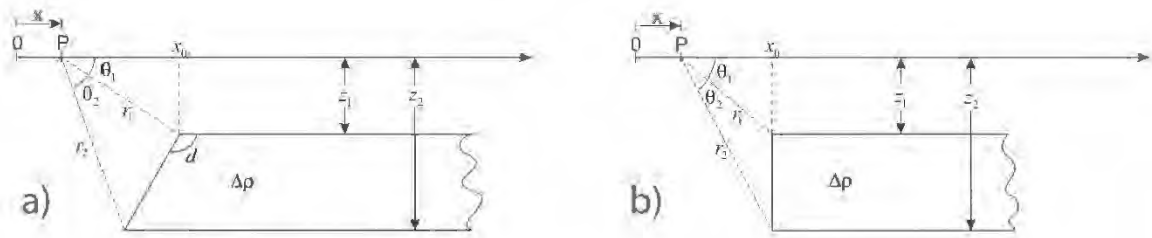
Bağıntısı haline gelir. Bu formülde r_1 ve r_2 uzaklıkları sırası ile,

$$r_1 = \sqrt{(x - x_0)^2 + z_1^2} \quad (2.36)$$

ve

$$r_2 = \sqrt{(x - x_0)^2 + z_2^2} \quad (2.37)$$

olarak tanımlanmaktadır. Şekil 2.16’da görüleceği gibi P gözlem noktası, x_0 noktasının sol tarafında ise x_0 ‘ın P ‘ye olan uzaklığı $x_0 - x$ olacaktır. Sağ tarafında ise bu uzaklık $x - x_0$ olacağından ve (2.36) ve (2.37) bağıntılarında bu farkların karesi alındığından işaretin bir önemi kalmamaktadır.



Şekil 2.17: Fay veya basamak modelleri ve parametreleri, a) Yarı sonsuz eğimli basamak ve b) Düşey basamak (Oruç, 2013)

Yarı sonsuz basamak modeli iki boyutlu olduğu için (2.33) bağıntısının y doğrultulu türevi sıfır olmaktadır ($\partial g / \partial y = 0$). Basitçe,

$$YTG(x) = \frac{\partial g(x)}{\partial x} \quad (2.38)$$

eşitliği elde edilmiş olur. (2.35) bağıntısının maksimum değerinin $x = x_0$ 'da oluşacağı aşikârdır. Böyle bir durumda YTG'nin maksimumu tam kütle farkı sınırı üzerinde oluşacaktır (Oruç, 2013).

2.4. Çalışmada Kullanılan Cihazlar

2.4.1. Scintrex CG-5 gravimetre

Gravite ölçümleri toplanırken “Scintrex” markasına ait Şekil 2.18’de görülen CG-5 model otomatik gravimetre kullanılmıştır. Cihaz ölçüm alırken bölüm 2.2.2.1 ‘de anlatılan gel-git düzeltmesini cihaz kendisi otomatik olarak yapmaktadır. Bunun için cihazın arkasına monte edilen GPS (Global Positioning System – Küresel Konumlama Sistemi) anteni vasıtası ile cihaz saat, tarih ve koordinat bilgilerini okumaktadır.

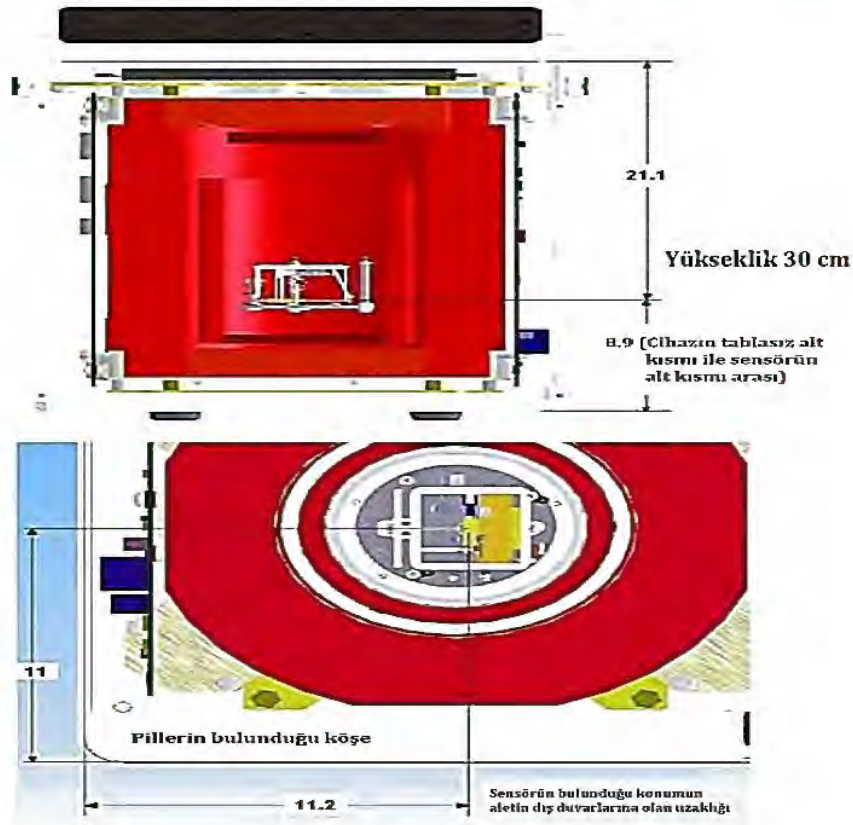


Şekil 2.18: Scintrex CG-5 otomatik gravimetre cihazı (Scintrex, 2006)

Cihaz ile beraber kullanılan üçayaklı düzleç tablası (Şekil 2.19) cihazın düz olmasını ve sensörünün -gravite ölçümünün özünde bulunan yerçekimi ivmesinin düşey bileşeninin ölçülmesi- amacı ile yeryüzünün kütle merkezine tam dik olarak konumlanmasını sağlamaktadır. Sensörün cihaz içerisindeki konumu da ölçümler için önem arz etmektedir. Cihazın ölçüm konumundaki boyu arazi çalışmasında ölçülmektedir. Böylelikle cihazın sensörünün bulunduğu deniz seviyesinden yükseklik, son derece hassas olarak tespit edilebilmektedir. Bu yükseklik değeri bölüm 2.2.2.3 'te anlatılan yükseklik etkisinin giderilmesinde kullanılmaktadır. Cihazın içyapısı ve sensörünün tam olarak nerede bulunduğu Şekil 2.20 'de gösterilmektedir.



Şekil 2.19: Scintrex CG-5 otomatik gravimetre cihazının üçayağı ile birlikte görünümü



Şekil 2.20: Scintrex CG-5 cihazının içerisindeki sensörün yeri ve içyapısı (Scintrex, 2006)

2.4.2. Javad GNSS Triumph-1 GPS RTK (Gerçek Zamanlı Kinematik) cihazı

Gravite ölçümlerinin en önemli noktalarından biri ölçüm yapılan konumunun özellikle düşey ekseninde en doğru şekilde bilinmesidir. Bu noktada gravite çalışmalarında hem pratiklik hem de doğruluk anlamında en iyi sonucu RTK cihazları vermektedir. Ölçüm yapılan noktanın deniz seviyesinden yüksekliği ne kadar doğru şekilde bilinirse, bölüm 2.2.2.3 'de anlatılan yükseklik etkisi o kadar doğru hesaplanır ve daha sağlıklı sonuçlar elde edilir.

Bu çalışmada Javad GNSS firmasının Triumph-1 isimli gezici RTK cihazı (Şekil 2.21) gravite ölçümleri ardından ölçüm yapılan noktada koordinat değerlerinin yatay ve düşey ekseninde okunması amacı ile kullanılmıştır. Triumph GPS sistemleri bir şebekeye bağlanarak, uydular üzerinden konum tespiti yapmaktadır. Bu tez çalışmasında TUSAGA-AKTİF (CORS-TR) sistemi kullanılmıştır. Triumph-1 cihazının hata payı Statik ölçümlerde (Bu tez çalışmasında statik ölçüler alınmıştır.) yatayda 0,3 cm düşeyde 0,35 cm civarındadır. Böylelikle gravite ölçümlerinde elde edilen her bir verinin en düşük

hata ile deniz seviyesinden yüksekliği tespit edilmiş ve veri işlem basamağında kullanılmıştır.



şekil 2.21: Javad GNSS Triumph-1 isimli RTK GPS Cihazı

3. ÇALIŞMA BÖLGESİNİN GENEL ÖZELLİKLERİ

3.1. Bölgenin Genel Jeolojisi

Eskişehir grabeninin jeolojik özelliklerinin belirlenmesi amacı ile geçmişte birçok çalışma ve derleme yapılmıştır (Esen, 1976; Gözler vd., 1985; Ölmez, 1986; Ölmez ve Yücel, 1985; Yıldırım ve Gürsoy, 1985; Sarıöz ve Oruç, 1989; Yücel, 1986; Gözler vd., 1996; Altunel ve Barka, 1998; Ocakoğlu vd., 2005). Bahsedilen çalışmalara göre Eskişehir il sınırları içerisinde mevcut formasyonlar; en gencinden yaşlısına doğru sıralanır ise, Alüvyon, Akçay Formasyonu, Ilıca Formasyonu, Porsuk Formasyonu, Mamuca Formasyonu ve Karkın Formasyonu şeklindedir (Şekil 3.1).

Genel olarak çalışma alanının en yaşlı birimlerini, Triyas yaşlı metamorfik şist-mermer ve ofiyolitik melanj oluşturur. Bu birimler aralarında dokanak tektoniktir. Bölge içerisinde bu en yaşlı birimlerin üzerinde açısız uyumsuzluklarla, Eosen yaşlı konglomera, marn, kireçtaşı, kıltaşı, Miyosen yaşta andezit, konglomera, kil marn, kireçtaşı ve tuf, ve Pliyosen yaşta kil, tuf ve bazalt serisi bulunmaktadır. En üstte ise eski ve yeni alüvyonlar yer alır (Ölmez ve Yücel, 1985). Çalışmanın yapıldığı alan içerisinde; Pleyistosen yaşlı çakıl, kum, silt, kil içeren alüvyon, Akçay Formasyonu, konglomera-kumtaşı, kireçtaşı, marn içeren Üst Miyosen yaşlı Porsuk Formasyonu ve bazalt, tuf, killi tüflü kalker, konglomera-kumtaşı içeren Pliyosen yaşlı Ilıca Formasyonu bulunmaktadır. Porsuk Formasyonu içerisinde, Pliyosen yaşlı Ilıca Formasyonuna ait killi tüflü kalkerli seviyelerin yüzeylendiği görülmektedir (Şekil 3.2). Grabenin bugünkü şeklini almasında orojenik hareketler ve faylanmalar etkili olmuştur. Faylanma sonucu Eskişehir bölgesinin güney ve kuzey yükselim davranışı gösterirken orta kısım graben şeklini alarak genç serilerin oluşmasını sağlamıştır.

Eskişehir Ovası'nın kuzey ve güneyde normal faylarla sınırlanan graben sistemleri ile kontrol edilen, tektonik rejim özelliği gösteren bir bölge olduğu söylenebilmektedir. Eskişehir Grabeni içerisinde en derin noktası 100 m olan Kuvaterner yaşlı çökel (Alüvyon, Eski Alüvyon) olduğu bilinmektedir. Morfometrik çalışmalar grabenin kuzey faylarının güney fayları kadar aktif olduğuna ve süren yamulmanın bölgenin flüvyal özelliklerini etkilediğini göstermektedir (Ocakoğlu vd., 2005).

Eskişehir bölgesinin, özgün tektonik ortamları betimleyen kuzey toplulukları ve güney toplulukları şeklinde adlandırılan iki ana yapısal birimden oluştuğu bilinmektedir.

Temel yerli kayacın tabanı bilinmemekle birlikte mermerlerle devam etmekte olduğu ön gör÷lmektedir (T÷n, 2013)

Çalışma alanının genel stratigrafik sütun kesiti Şekil 3.1’de verilmiştir. Çalışma alanının temelini yeşil, kirli sarı ve mavi renkte glokofan şist, muskovit şist, serizit şist ve ince kumtaşı, silttaşı arakatkılı fillitler ile üste doğru masif mermerlerle sona eren Triyas yaşlı metamorfik kayaçlar oluşturur (Gözler vd., 1985; Yücel, 1986).

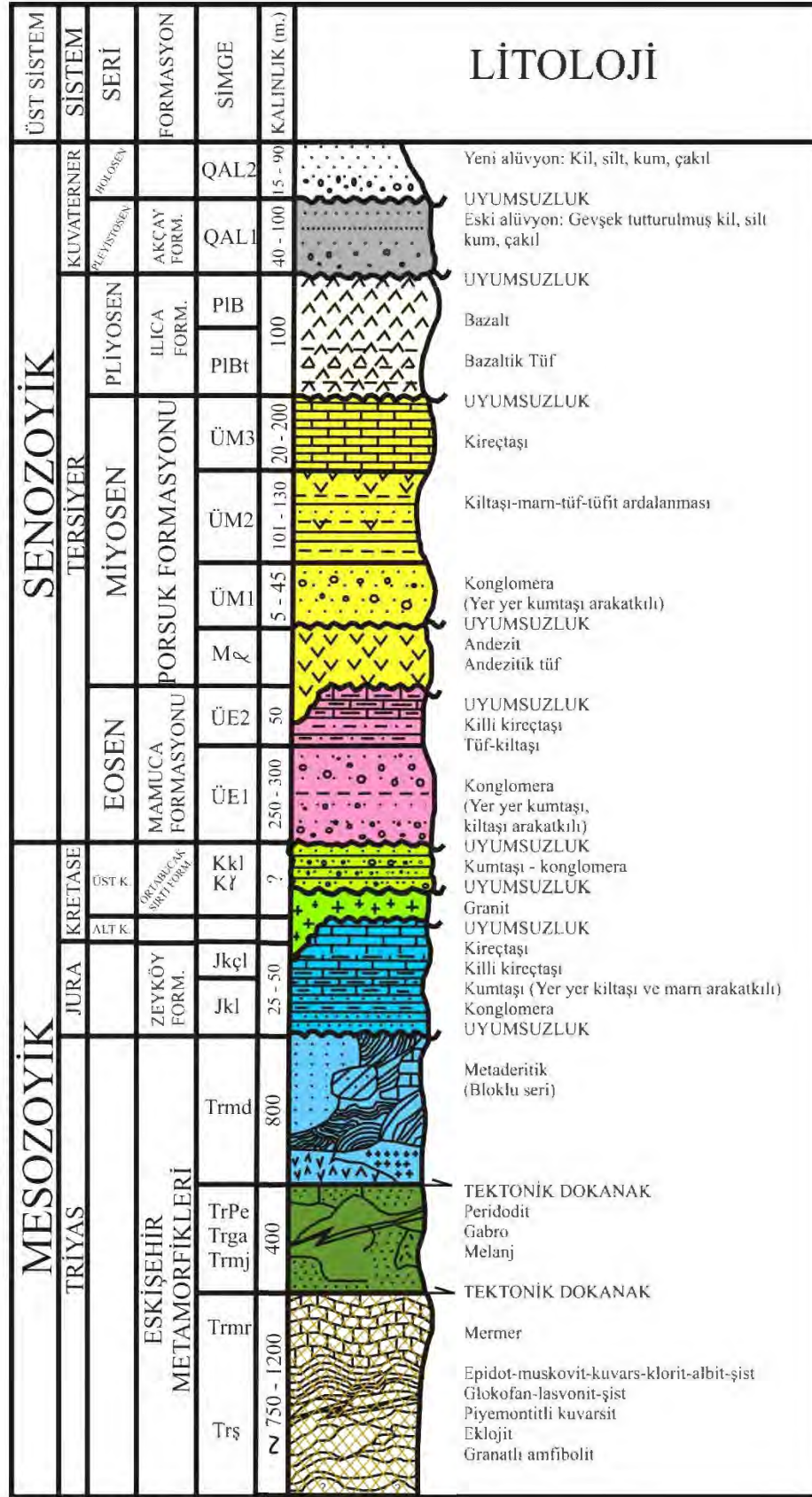
Triyas yaşlı metamorfik kayaçlar üzerinde uyumsuzluk yaratan, kireçtaşı ve kumtaşından oluşan birim yaşı, Jura olarak tespit edilmiştir (Gözler vd., 1985). Bahsedilen birimin alt seviyeleri sarı, kahve renkli konglomera, orta ve kalın tabakalı kumtaşlarından oluşmaktadır. Beyaz-gri renkli kireçtaşları ise ince dokulu, orta-kalın tabakalı kaya şeklindedir (Yücel, 1986).

Yalınlığı 250-350 m civarında olan Eosen yaşlı birimin en alt kısmında kırmızı, şarabi renkle konglomera ve kumtaşı bulunmaktadır. Yukarı doğru killi, sarı, yeşil renkli kiltası ve killi kireç taşı yer almaktadır (T÷n, 2013).

Konglomera, kiltası, marn, t÷f ve kireçtaşı içeren Üst Miyosen yaşlı biriminin en alt kısmında, sıkı tutturulmuş şist, mermer, t÷f, radyolarit ve granit çakılları içeren konglomera bulunur. Bu seviyenin yukarısında gri, beyaz renkli kiltası, marn, t÷f ardışığı gelmektedir. En üst kısmında silisifiye kireçtaşı bulunur. Bu birimin kalınlığı 100 – 300 m arasındadır ve karşılaştırmalar üzerinden Üst Miyosen yaşta olduğu belirlenmiştir (Gözler vd., 1985).

Konglomera, kumtaşı ve bazı yerlerde kireçtaşı tabakalarından oluşan Pleyistosen yaşlı tabakanın kalınlığı 100 ile 300 m arasında değişmektedir. Konglomera kendisinden daha yaşlı birimlerin içerisinde 1 – 30 cm lik çakıllar içermektedir (T÷n, 2013).

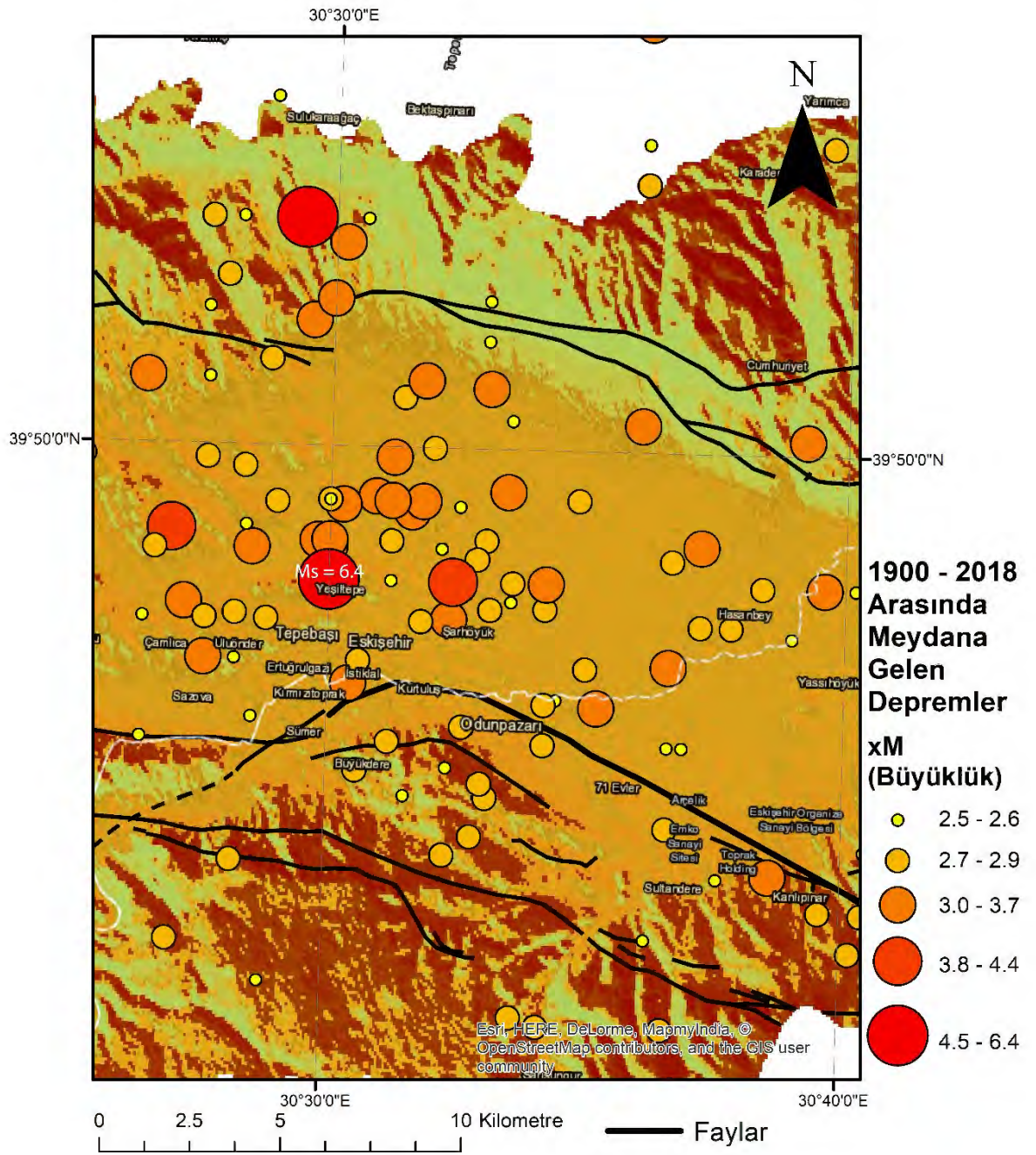
Gevşek yapıdaki çakıl ve kum tanelerinden oluşan alüvyonal oluşumlar 10 – 50 m kalınlıktadır (T÷n, 2013).



Şekil 3.1: Eskişehir ve çevresinin genel stratigrafi kesiti (Gözler vd., 1985) ve (Gözler vd., 1996)

Çalışma alanı ve çevresinin depremselliği ve bölge içerisinde meydana gelen en büyük deprem olan 20/02/1956 ($M_s = 6,4$) Eskişehir Depremi Şekil 3.4’de gösterilmiştir. Türkiye Depremsellik Haritası göstermektedir ki Eskişehir 2. derece deprem bölgesidir (AFAD, 1996). Bu demektir ki sismik tehlike seviyesi düşük sayılmakta ve potansiyel riskler az kabul edilmektedir. Buna karşın, Eskişehir ili içerisinde orta-büyükölçekteki depremler ($M = 5$ ve $M = 7$ arasındaki depremler) geçmişte yaşanmıştır, örneğin 20. Yüzyıl içerisinde 4 ‘ten büyük 15 adet deprem meydana gelmiştir. Çalışma bölgesi içerisindeki en büyük deprem aletsel okumalara göre $M_s = 6,4$ büyüklüğündedir ve 20 Şubat 1956 yılında meydana gelmiştir (McKenzie, 1972; Ocakoğlu ve Açıkalin, 2011). Buna rağmen literatürde günümüzde hala ilk sarsıntının merkez üssü ilgili tartışılmalar sürmektedir (Ocakoğlu ve Açıkalin, 2010). Bazı araştırmacılar sağ yanal atımlı bir fay ile daha genç bir normal fay sisteminin üst üste bindiğini ileri sürmektedir (Gözler vd., 1985; Yaltırak, 2002; Koçyiğit, 2005; Ocakoğlu, 2007), bunun yanı sıra diğer araştırmacılar ise doğrultu atımlı fayların bölgenin depremselliğini kontrol ettiğini düşünmektedir (Altunel ve Barka, 1998; Şaroğlu vd., 2005; Seyitoğlu vd., 2010; Tün vd., 2010; Seyitoğlu vd., 2015). Eskişehir Fay Zonu (EFZ) Türkiye’nin en büyük neotektonik yapılarından birisidir ve Bursa, İnegöl ‘den Cihanbeyli ‘ye kadar uzanmaktadır.

Çalışma alanının stratigrafik ve litolojik özellikleriyle ilgili çeşitli zamanlarda farklı araştırmacılar tarafından farklı amaçlarla yapılmış çalışmalar bulunmaktadır. Eskişehir yöresinin, özgün tektonik ortamları simgeleyen kuzey toplulukları ve güney toplulukları olarak adlandırılan iki ana yapısal birimden oluştuğu bilinmektedir (Sarıöz ve Oruç, 1989). Temel yerli kayacın tabanı bilinmemekle beraber mermerlerle devam etmekte olduğu tahmin edilmektedir (Tün, 2013).



Şekil 3.4: Çalışma alanında 1900 yılından 2018 yılına kadar gelişen 2,5 büyüklüğün üzerindeki depremler ve fayların gösterimi

4. UYGULAMA VE BULGULAR

4.1. Arazi Çalışmasının Planlaması ve Arazi Çalışması

Gravite yöntemi planlama açısından diğer yöntemlere göre biraz daha fazla önem arz etmektedir. Öncelikle ölçüm hatları ve bu hatlar üzerindeki noktaların uzaklıkları amacımıza en uygun şekilde seçilmiştir. Tüm Eskişehir graben yapısını bir ucundan diğer ucuna kaplayacak şekilde 5 adet hat haritaya yerleştirmiştir. Hatlar üzerinde daha iyi bir çözünürlük elde etmek amacı ile 200 metre ara ile hat başına ortalama 100 nokta belirlenmiştir (Şekil 4.1). Tüm ölçüm noktaları ulaşım ve sismik gürültü bakımından değerlendirilmiştir. Ölçüm noktaları arasındaki uzaklık seçilirken belirli bir kıstas olmamasına rağmen genellikle maden aramalarında 10-50 metre, petrol, doğalgaz ve jeotermal kaynak aramalarında 100-500 metre, bölgesel etüdlerde yaklaşık 5 kilometre alınması önerilmektedir (Erden, 1979). İlk ölçüm noktası olarak 1. hattın 20. noktası öngörülmüştür. Bunun nedeni ise kayma (drift) düzelmesi yapılması için seçilen baz noktasının ilk ölçüm noktasına olabildiğince yakın olmasını sağlamaktır.

Ölçüm noktalarının yerleri seçilirken Google Earth programı kullanılmıştır. Noktaların mümkün olduğunca araçların girebileceği yollar üzerine gelmesi sağlanmıştır. Gravimetre cihazının oldukça sarsıntıya duyarlı olması ve taşınırken dikkat edilmesi gerektiği için çok engebeli arazilerden uzak durulmuştur. Baz noktaları seçilirken, mümkün olduğunca fazla ölçüm noktasına gidilerek, en rahat şekilde geri dönülebilecek lokasyonlar seçilmiştir. Çalışma süresinde 12 farklı baz noktası kullanılmıştır (Şekil 4.1). Çalışma sırasında ölçü noktaları gezilirken baz noktasına dönüş süresi çok uzadığı zaman bazlar birbirine bağlanmıştır.

Arazi çalışmasına öncelikle gravimetre cihazının ayarlarının ve kalibrasyonunun yapılması ile başlanmıştır. Kalibrasyon sırasında cihaz ile 48 saat boyunca ölçüm alınmıştır. Böylelikle cihaz kendi iç kayma (drift) etkisini hesaplamış ve verilere uygulayarak en verimli biçimde veri toplanması sağlanmıştır. Cihazın testleri ve kalibrasyonlarının yapılmasının ardından ilk olarak Şekil 4.1 'de gösterilen baz noktalarından "L1B1" kodlu baz noktasına gidilmiş ve ölçüm alınmıştır.

İlk baz noktasının ölçülmesinin ardından birinci hattın birinci noktasına gidilerek okuma yapılmıştır. Cihaz üçayak üzerine oturtulmuş ayaklar üzerindeki vidalar yardımı ile cihazın sensörünün tam olarak yeryüzünün kütle merkezine dik olarak konumlanması sağlandıktan sonra cihazdan uzaklaşıp birer dakikalık üç ölçü alınmıştır. Bu üç ölçü

içerisinden standart sapması en düşük olan okuma, veri işlem sırasında seçilip ayıklanmıştır. Eğer yeterli süre ve imkânlar var ise, bir noktada üçten fazla okuma yapıp dış etmenlerin yarattığı hatalar çok daha düşük seviyelere indirilebilir.

Ölçüm tamamlandıktan sonra cihazın lazer metre ile boyu ölçülüp karneye kaydedilmiştir (Tablo 4.1). Cihaz toplandıktan sonra ölçümün yapıldığı noktanın tam üzerinde Bölüm 2.4.2’de bahsedilen RTK cihazı ile ölçüm yapılan noktanın tam olarak coğrafi konumu tespit edilip bu veriler de karneye kaydedilmiştir. RTK cihazı ile ölçülen metre cinsinden yükseklik değeri Bölüm 2.2.2.3’de anlatılan yükseklik etkisinin giderilmesi için çok büyük önem arz etmektedir. Karneye değerlerin girilmesinin ve ölçümün bitirilmesinin ardından bir sonraki ölçüm noktasına doğru yola çıkılmıştır.

Gün içerisinde gravite ölçümleri birçok etmeden ufak değişimler şeklinde etkilenmektedir. Bu nedenle her iki saatte bir, ölçü noktalarından baz noktasına dönülmüş ve baz okuması yapılmıştır. İki saat periyotu ölçümlerin en tutarlı şekilde düzeltilmesi ve arazi çalışmasının aksamaması için seçilmiştir. Ardından normal ölçüm noktalarında okumalara devam edilmiştir. İki saatlik periyotlar ile bu işleme devam edilmiştir. Gün sonunda son kez baz noktasına gidilerek ölçüm yapılmış ve gün bitirilmiştir. Baz noktasının ölçüm noktalarına çok uzak kaldığı ve iki saatlik periyotun büyük kısmının sadece baz noktasına gidilirken harcanması durumunda baz bağlama yapılır. Eski bazımızdan başlanarak, yeni belirlenen baz ile eski baz noktası arasında üçer ölçümden toplam altı ölçüm alınır. Böylelikle yeni belirlenen baz noktasından arazi çalışmasına devam edilir.

Tablo 4.1: Gravite ölçümleri sırasında kullanılan örnek karne

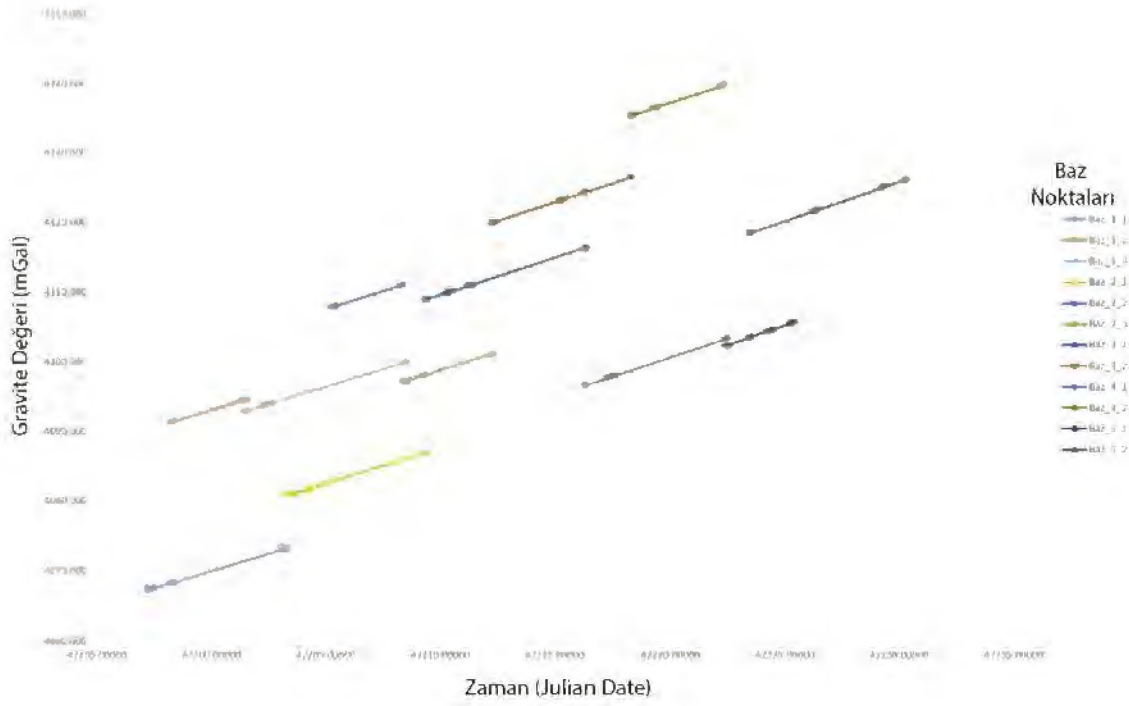
No	Tarih	Saat	Nokta Adı	Okuma Değeri	Enlem	Boylam	Yükseklik	Cihaz Saati	Cihaz Yük.
1	16.06.2017	17:30	L1P4	3088,457	xxxxx	xxxx	xxxx	14:30	44 cm
...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
...	...	...	...	...	...	...	...	...	...

4.2. Gravite Ölçüm Değerlerinin İşlenmesi ve Düzeltmeler

Tüm ölçüm noktalarında okumalar yapıp veriler standart sapmalarına göre ayıklandıktan sonra Bölüm 2.2.2 ‘de anlatılan düzeltme ve indirgemeler adım adım uygulanarak modelleme yapılabilmesi için Bouguer gravite anomali haritası elde edilmiştir. Tablo 4.2 ‘de tüm düzeltme ve indirgeme adımları örnek bir nokta için teker teker gösterilmiştir.

Şekil 3.2 ‘teki grafikte gösterildiği üzere farklı baz noktalarının ölçümleri farklı renklerde gösterilmiştir. Farklı seviyelerdeki baz ölçüm değerleri bir baz ölçümü sabit tutularak düzenlemeler yapılarak grafik bir doğru oluşturma dek eşitlenir (Şekil 4.2 ve 4.3). Sonrasında ölçüm değerleri zaman eksenine yerleştirilerek düşey ekseninde değerler okunur ve düzeltme değerleri tespit edilir. Bölüm 2.2.2.1’de bahsedildiği üzere kayma etkisi ölçümleri artırmaya yönelik bir etki olduğu için, bu değerler gravite ölçüm değerlerinden çıkarılır.

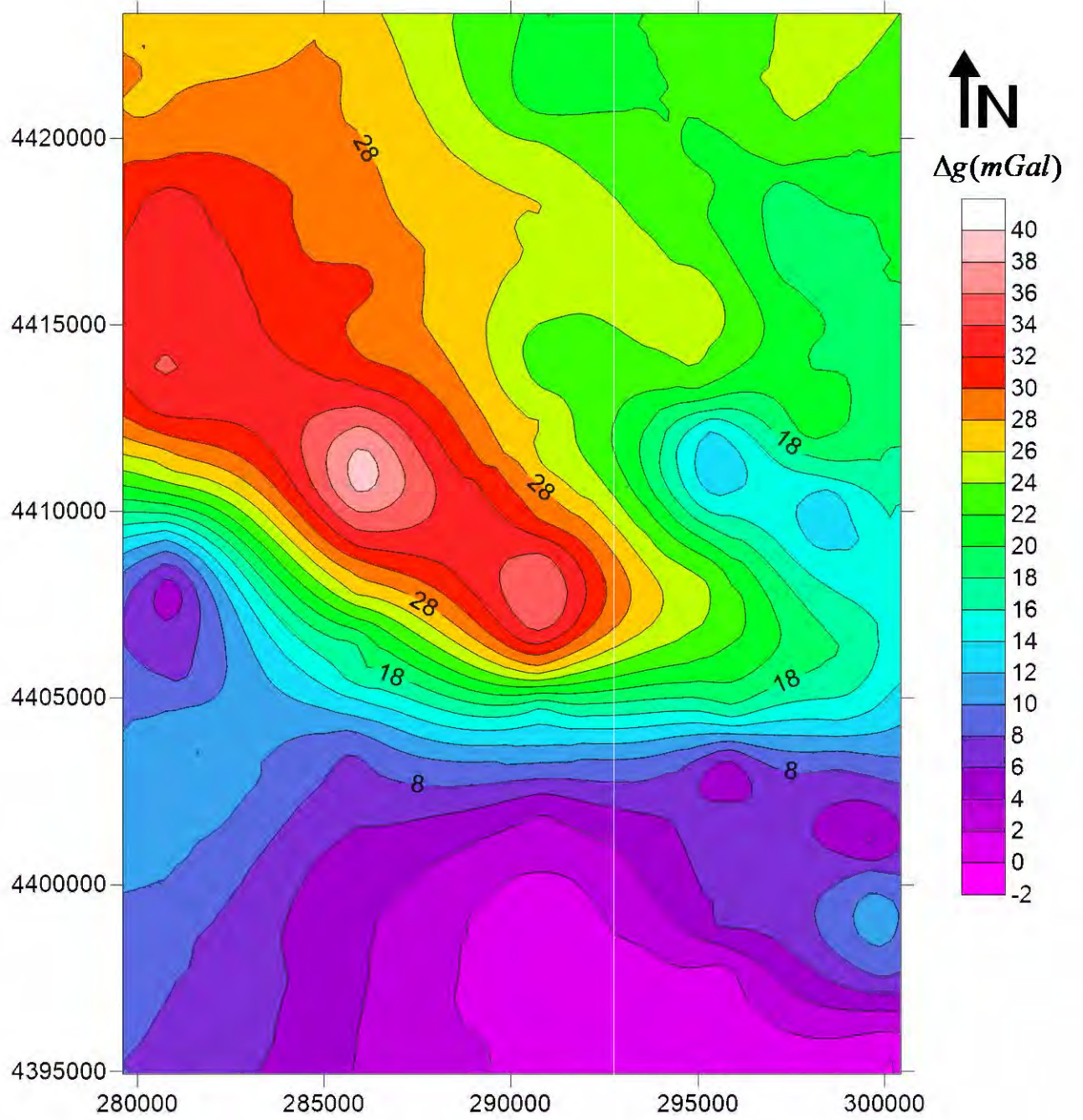
Tüm düzeltmeler ve indirgemeler sonucunda her bir nokta için düzeltilmiş gravite değerleri elde edilir. Bu değerler seçilen belirli bir noktanın değerinin çıkarılması ile Bölüm 2.2.3.1 ‘de anlatılan bağıl gravite değerleri elde edilir. Burada ana amaç noktaların gravite değerlerinin birbirleri ile farkı vasıtası ile yeraltı yapısı hakkında yorum yapmaktır. Sonrasında elde ettiğimiz gravite fark değerleri interpolasyon yardımı ile haritalandırılmıştır. Elde edilen bu haritaya “Bouguer Gravite Anomali Haritası” adı verilir (Şekil 4.4 ve Şekil 4.5).



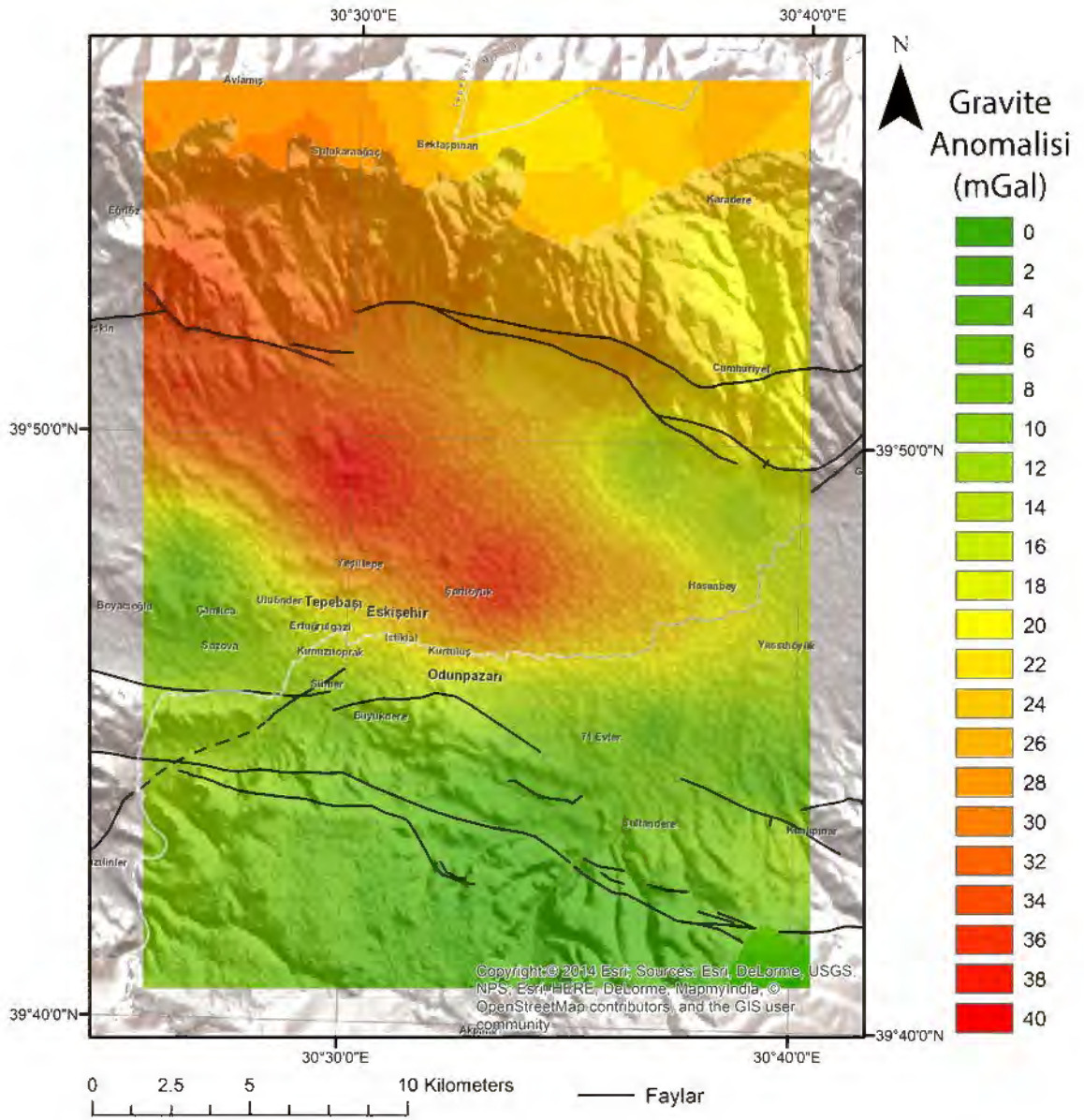
Şekil 4.2: Kayma (Drift) düzeltmesi için baz noktalarında alınmış ölçümlerin zamana göre grafiği



Şekil 4.3: Kayma (Drift) düzeltmesi için baz noktalarında alınmış ölçümlerin zaman göre düzenlenip doğru haline getirilmiş grafiği



Şekil 4.4: Eskişehir grabeni ve civarı için elde edilen Bouguer Gravite Anomali haritası (mGal)



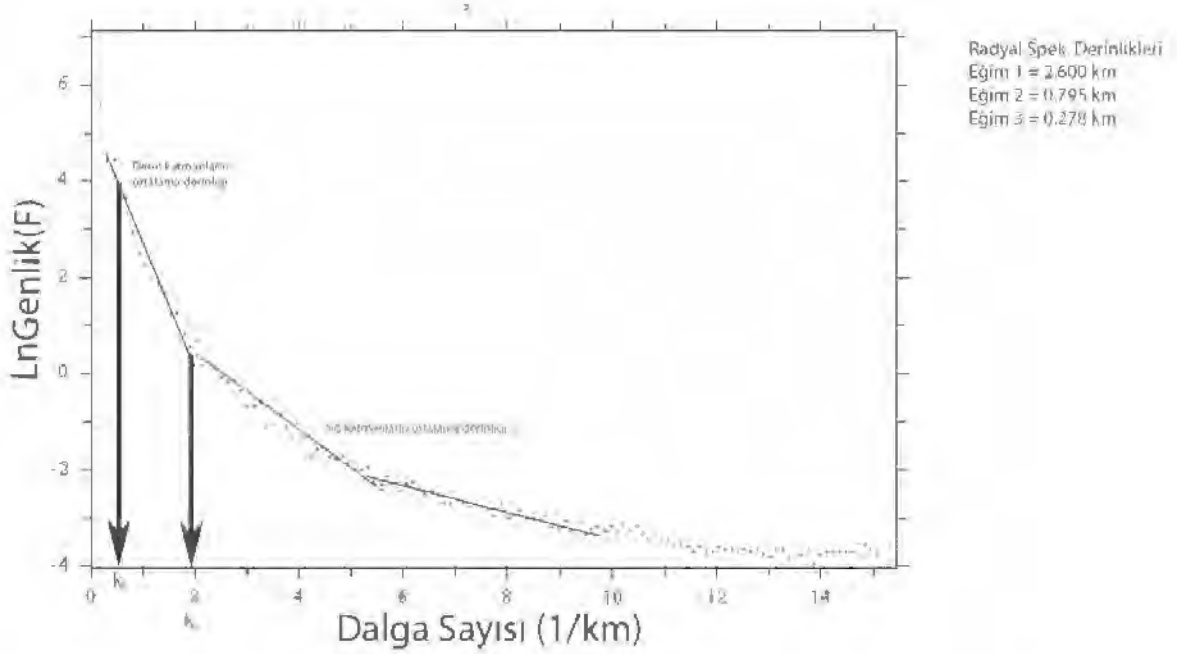
Şekil 4.5: Eskişehir grabeni ve civarının topoğrafya haritası ve çizgisellikleri üzerinde bouguer anomali haritasının gösterilmesi anomali değişimleri ile çizgiselliklerin birbirleri ile uyumlu olduğuna dikkat edilmelidir

4.3. Gravite Anomalilerinin Genlik Spektrumundan Derinlik Kestirimi

Potansiyel alanlarının dalga sayısı özelliklerine dayalı olarak Fourier genlik spektrumundan anomali kaynaklarının ortalama derinliklerinin kestirilebileceği Bölüm 3.2.1.2’de anlatılmıştır. Bu yöntemin kullanılmasının en büyük avantajı ise kaynak geometrisi ve yoğunluk farklı ön bilgisine gerek kalmaksızın derinlik kestirimi yapılabilmesidir. Bunu yapmaktaki amacımız kesme dalga sayısını belirlemektir.

Temel kaya topoğrafyasını belirlemek amacı ile Parker-Oldenburg yöntemi kullanılmak isteniyor ise çözümün daha hızlı bir şekilde yakınsamasını ve duyarlılığı arttırmak amacı ile öncül iki parametre bilgisine sahip olunması gerekmektedir. Bunlardan ilki z_0 derinliği, ikincisi ise araştırdığımız ondülasyon seviyesini oluşturan iki jeolojik yapı arasındaki yoğunluk farkıdır (Δg). Bu iki parametre bilindiğinde veya yaklaşık olarak bilindiği kabul edildiğinde Parker-Oldenburg yöntemi diğer gravite anomalisi modelleme yöntemlerine oranla daha hızlı çalışmaktadır. Bunun sebebi modelleme sırasında Fourier dönüşümünün kullanılmasıdır böylece yöntem oldukça fazla model nokta sayısına kısa sürede uygulanabilmektedir.

Arazi çalışması elde edilen ve veri işlem (düzeltme ve indirgeme) sonucu elde edilen Eskişehir Grabeni’ne ait Bouguer gravite anomali haritası doğu yönünde 100 nokta ve güney yönünde 100 nokta şeklinde örneklenmiştir. Örneklenen veriler üzerinden 2B Fourier dönüşümü uygulanmıştır. Dalga sayısı ile gravite verilerinin genlik spektrumunun doğal logaritması bir grafiğe çizdirilmiştir (Şekil 4.6). Grafikteki doğrusallık ve bu doğruların eğimleri hesaplamalar sonucu bize iki ara yüzey sınırı derinliği vermiştir. Bunlar sırasıyla 0,795 km ve 2,600 km ile bize sert sediman (metamorfik birimler) ve temel kaya yüzeylerinin sınırlarını vermiştir. 2,600 km olarak belirlediğimiz temel kaya sınırının topoğrafyasının elde edilmesi için de Parker-Oldenburg yöntemi kullanılmıştır. Yöntemde belirlediğimiz ortalama derinlik değeri ve sediment ile temel kaya arasındaki yoğunluk farkı kullanılarak yinelemeler sonucunda temel kaya topoğrafyası elde edilmiştir.



Şekil 4.6: Bouguer anomalilerinin radyal ortalamalı logaritmik genlik spektrumu ve kritik dalga sayıları ile kaynak arayüzey ortalama derinliklerinin kestirimi

Gravite verilerine 2B Fourier dönüşü yapılarak elde edilen grafik üzerinden belirlemeye çalıştığımız temel kaya derinliğinin ortalama 2,600 km olduğu tespit edilmiştir. Aynı zamanda elde ettiğimiz genlik spektrumundan kritik dalga boyu ve dalga sayısı da elde edilmektedir. Grafikten okunduğu üzere;

$$k_c = 1,95 \text{ rad/km}$$

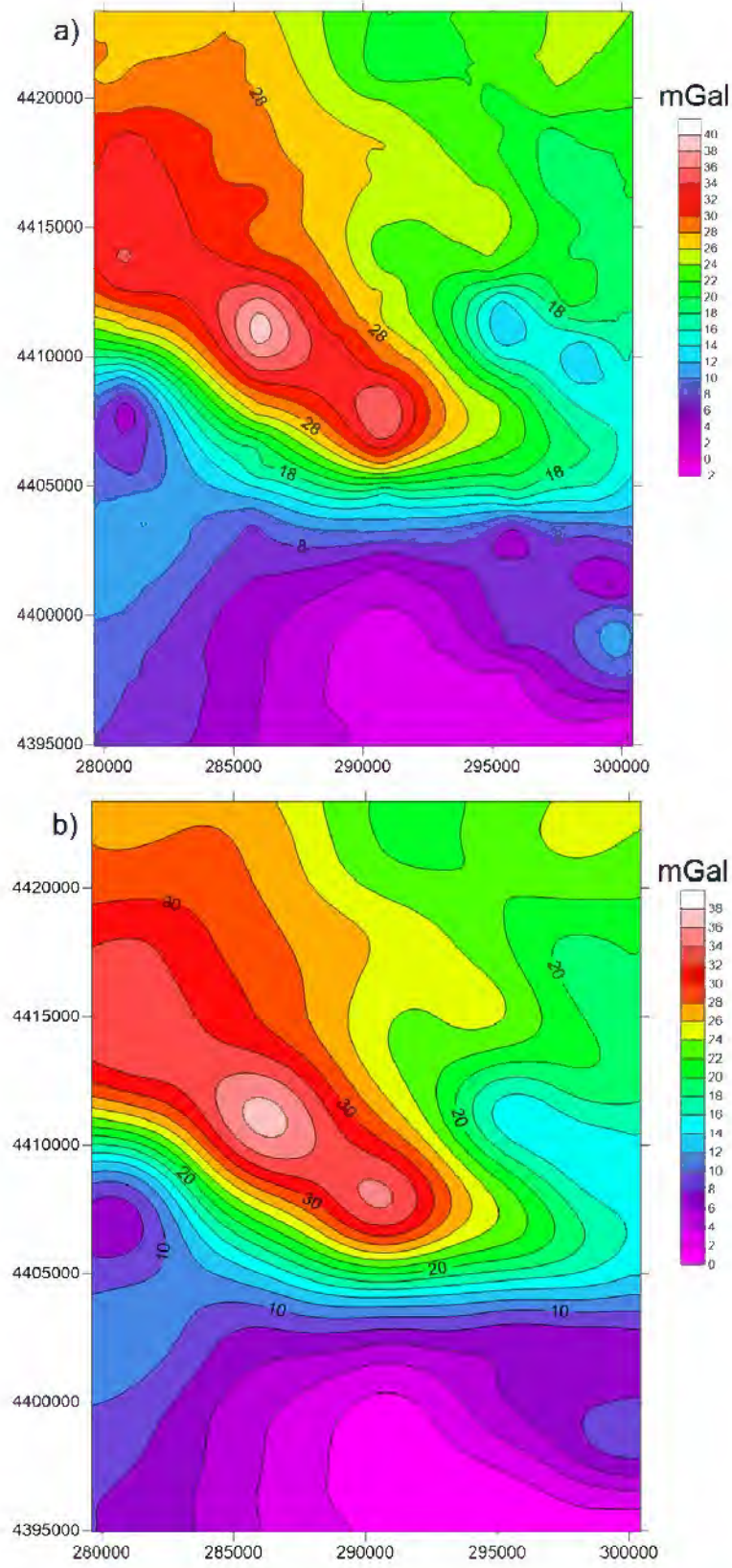
$$\lambda_c = \frac{2\pi}{k_c} = \frac{2\pi}{1,95} = 3,22 \text{ km}$$

elde edilmiştir. Burada k_c kritik dalga sayısı ve λ_c ise kritik dalga boyudur. Alt sınır olarak ise;

$$k_c = 0,34 \text{ rad/km}$$

$$\lambda_c = \frac{2\pi}{0,34} = 18,5 \text{ km}$$

elde edilmiştir. Tespit ettiğimiz bu dalga boyları Parker-Oldenburg yönteminin gerektirdiği filtreleme işlemi için kullanılacaktır. Bu tez çalışmasında Gomez-Ortiz ve Agarwal (2005) tarafından geliştirilen bant-geçişli filtre kullanılmıştır. 3,22 km ve 18,5 km olarak tespit ettiğimiz dalga boyları temel kayaya ait olan dalga boylarıdır. Filtreleme yaparak sadece temel kayanın yarattığı gravite anomali sinyalleri elde edilmiştir (Şekil 4.7).



Şekil 4.7: Eskişehir bölgesinin (a) Bouguer gravite haritası ve (b) genlik spektrumundan elde edilen ve temel kayaya karşılık gelen kritik dalga boylarına göre bant geçişli süzgeçleme ile elde edilmiş temel kaya gravite anomali haritası

4.4. Parker-Oldenburg Metodunun Uygulanması ve Bulgular

Parker-Oldenburg 3 boyutlu gravite modelleme yöntemi Türkiye’de de bir çok araştırmacı tarafından uzun süredir kullanılmaktadır (Oruç vd., 2013; Oruç ve Sönmez, 2017; Elmas, 2017; Sarı ve Akyol, 2002). Filtrelenen ve temel kayaya ait olan gravite verisine öncelikle Hızlı Fourier Dönüşümü (FTT) uygulanmıştır. Kenar etkisini en aza indirmek amacı ile $100^2 = 10000$ veriden oluşan kare bir veri seti oluşturulmuştur.

Bu setin oluşturulmasından sonra (2.29) nolu denklem kullanılarak temel kaya topoğrafyası belirlenmeye çalışılmıştır. Daha öncesinde belirtildiği üzere Parker-Oldenburg algoritmasının uygulanması için tespit etmeye çalıştığımız ondülasyon sınırını yaratan iki jeolojik katmanın yoğunluk farkı (Δg) ve ortalama başlangıç derinliği (z_0) bilinmelidir. Karar aşamasında sert sediman ile temel kaya arasındaki yoğunluk farkı $\Delta g = 0,3 \text{ gr/cm}^3$ olarak alınmıştır. Bölüm 3.3 ‘de belirlenen temel kaya ortalama derinliği hesaplamada $z_0 = 2 \text{ km}$ olarak alınmıştır. Kesme dalgası sayıları ise genlik spektrumundan sırasıyla $1,95 \text{ km}^{-1}$ ve $0,34 \text{ km}^{-1}$ olarak belirlenmiştir, temel kayaya ait olan dalga boyları ise $3,22 \text{ km}$ ve $18,5 \text{ km}$ olarak belirlenmiştir. Yakınsama kriteri olarak $0,01 \text{ km}$ seçilmiştir. RMS hatası ve yineleme (iterasyon) sayıları ise sırasıyla $0,0024 \text{ km}$ ve 5 ‘dir (Tablo 4.3). Oluşturulan temel kaya topoğrafyası üzerinden hesaplanan gravite anomalisi ve gözlenen gravite anomalileri arasında kuvvetli bir ilişki görülmektedir (Şekil 4.8 ve Şekil 4.9). Temel kaya topoğrafyasının en sığ yeri yaklaşık $0,9 - 1 \text{ km}$ ile çalışma alanının kuzey batısındadır. Temel kaya topoğrafyasının en derin yeri ise, yaklaşık 3 km ile çalışma alanının güneyinde bulunmaktadır. Temel kaya topoğrafyasının alçalma ve yükselimleri çalışma bölgesi içerisinde kalan faylar ile kısmen uyumludur (Şekil 4.10).

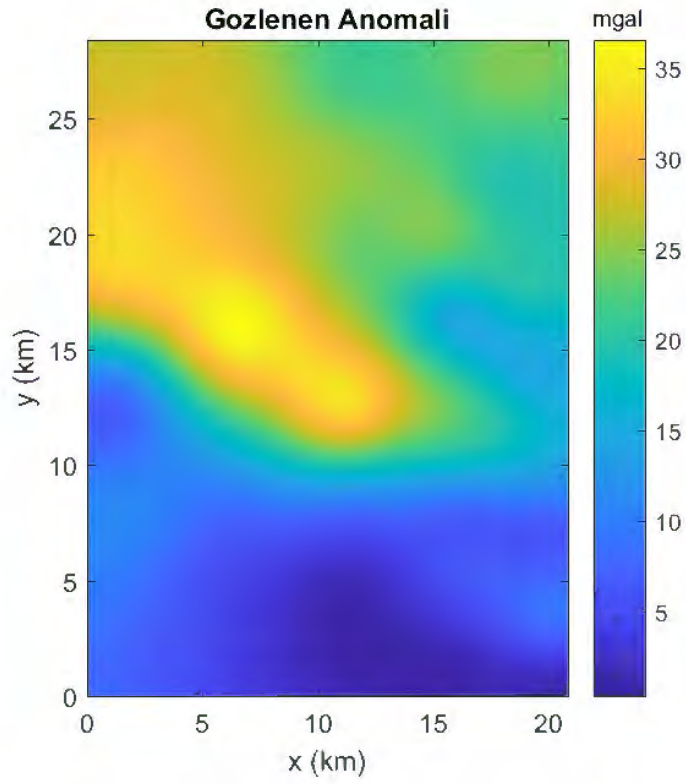
Çalışma alanı içerisinde daha önce yapılmış çalışmalarda, bu çalışmada tespit edilen kadar derin bir yapıya rastlanmamıştır. Bu nedenle çalışma sırasında tespit edilen temel kayanın Eskişehir Grabeni için bilinen bir jeolojik birim olmadığı düşünülmektedir. Daha önce yapılan en kapsamlı araştırmada derinlik ve dalga hızı verileri 1 km ’ye kadar elde edilmiştir (Tün, 2013).

Tablo 4.3: Çalışmada Parker-Oldenburg yönteminde kullanılan giriş parametreleri

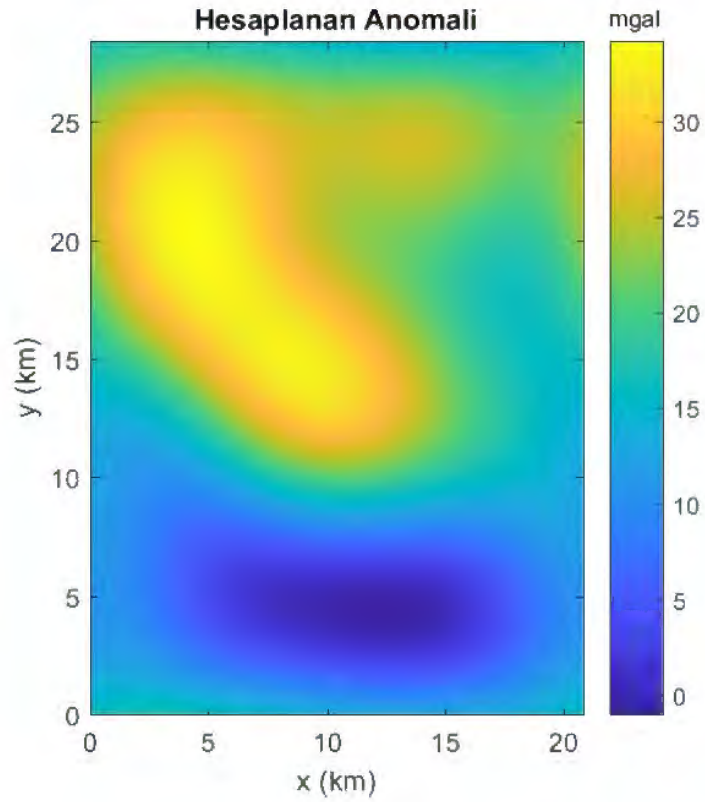
Parker-Oldenburg Algoritması Uygulanırken Kullanılan Parametreler		
Parametre	Değer	Birim
$\Delta\rho$	0,3	gr / cm^3
z_0	2	km
WH	0,0035	km^{-1}
SH	0,0053	km^{-1}
Temel Kaya Dalga Boyları	3,22 – 18,5	km
Yakınsama Kriteri	0,01	km
RMS Hata	0,0024	km
Yineleme Sayısı	2	

Çalışma alanı ile ilgili tespit edilen derinlikte bir mühendislik kayası çalışması bulunmamaktadır. Çalışma alanı içerisinde bilinen en yaşlı ve derin yapı Triyas yaşlı Yeşil Şist ve Mermer yapısıdır. Keşfedilen temel kaya ile ilgili herhangi bir dalga hızı bilgisi bulunmamaktadır. Bulgular sonucu ortaya çıkan temel kaya ondülasyonunun Triyas ‘dan daha yaşlı ve yeşil şist ve mermer yapısının alt sınırını oluşturduğu düşünülmektedir (Şekil 4.10-11-12-13).

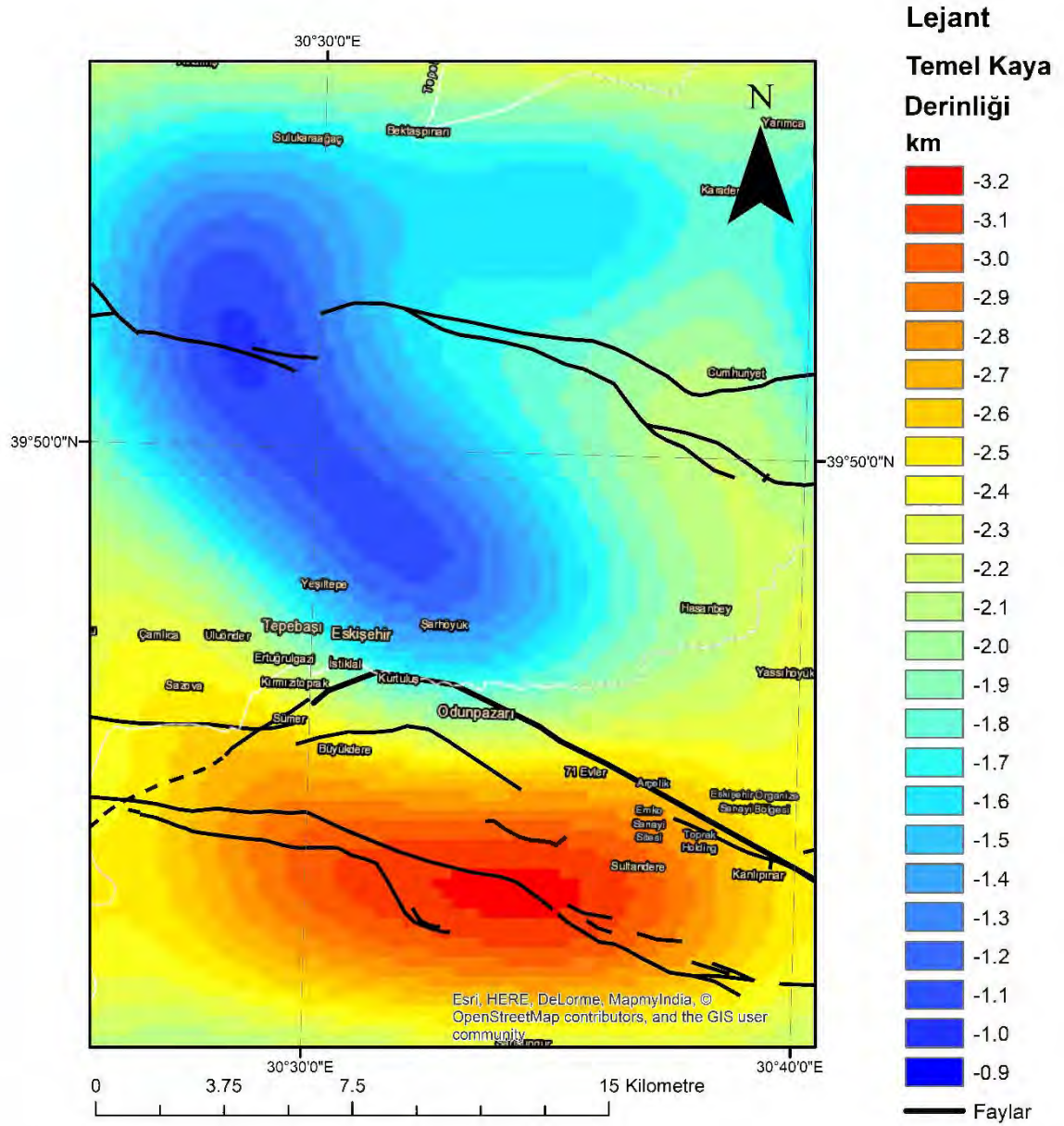
Parker-Oldenburg algoritması kendi içerisinde bir filtre içermektedir. Çalışmada daha öncesinde filtreleme yapıldığı için WH ve SH değerleri zaten filtrelemiş olduğumuz verileri tekrar filtrelememesi sadece geçirmesi amacı ile 0,0035 km^{-1} ve 0,0053 seçilmiştir (Tablo 4.3).



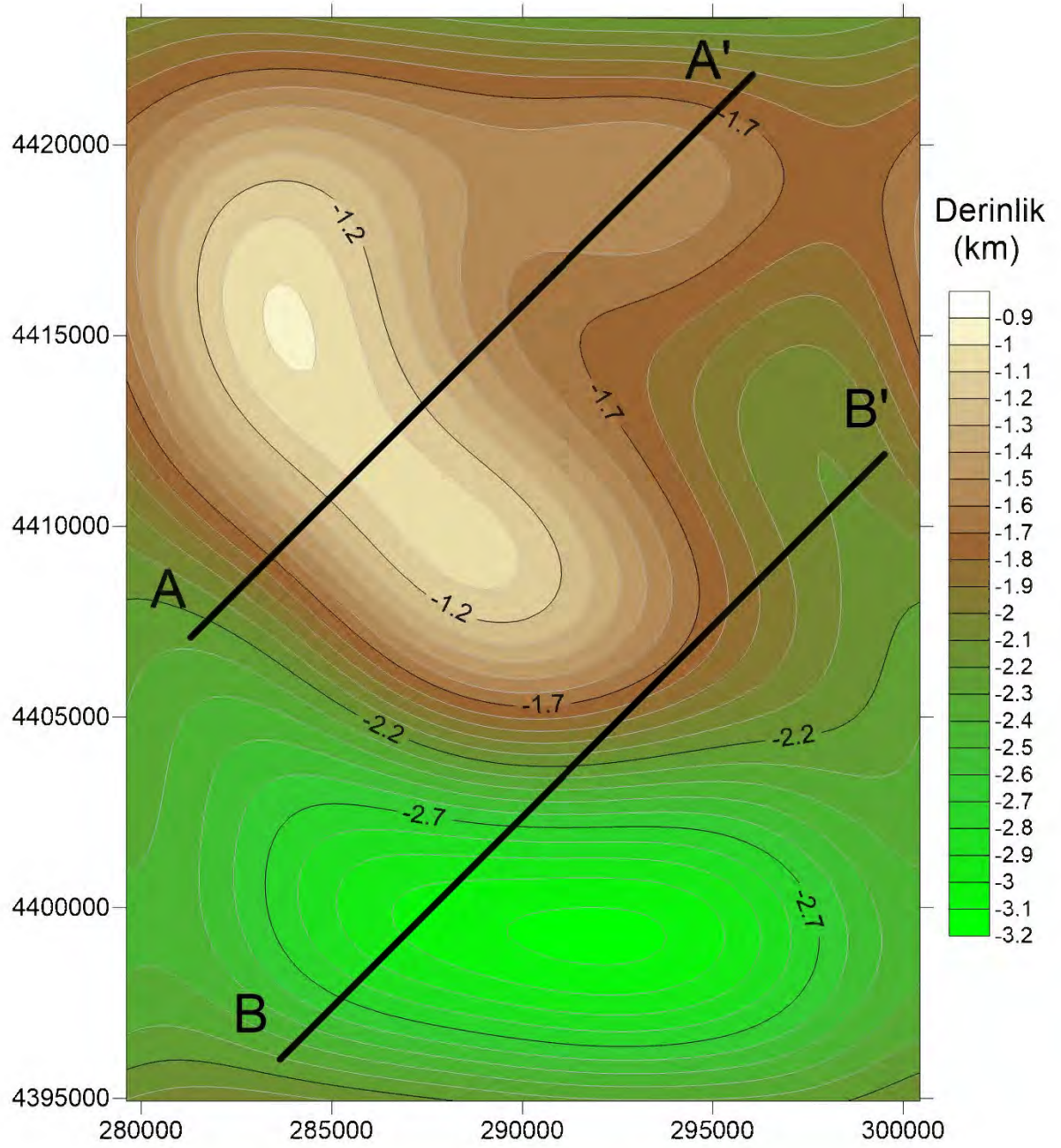
Şekil 4.8: Çalışma alanının gözlenen Bouguer gravite anomalisi



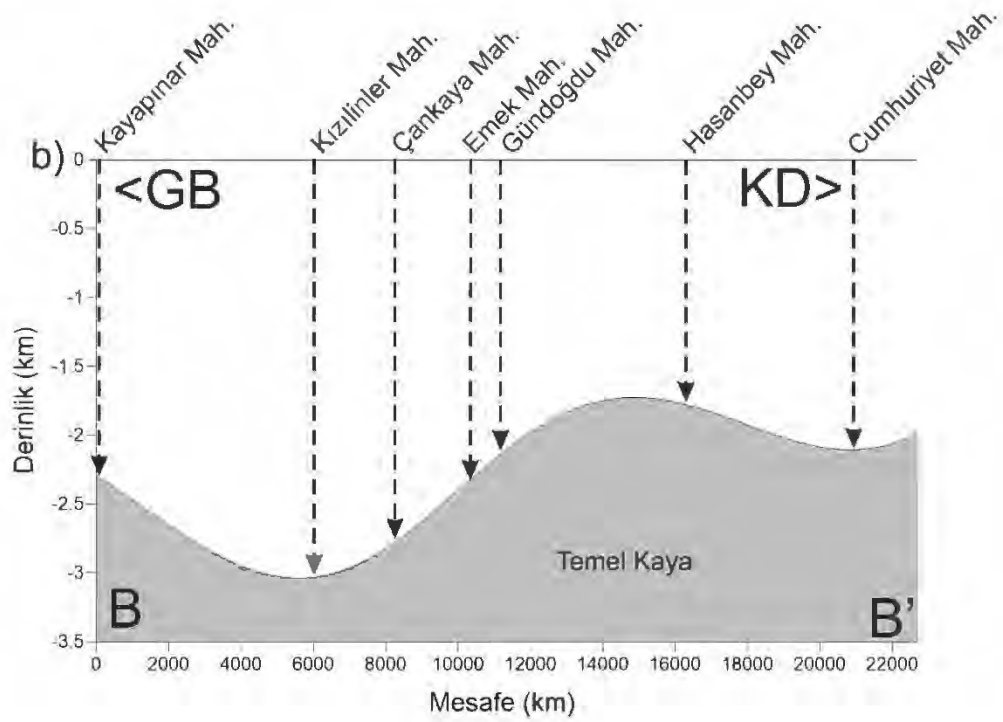
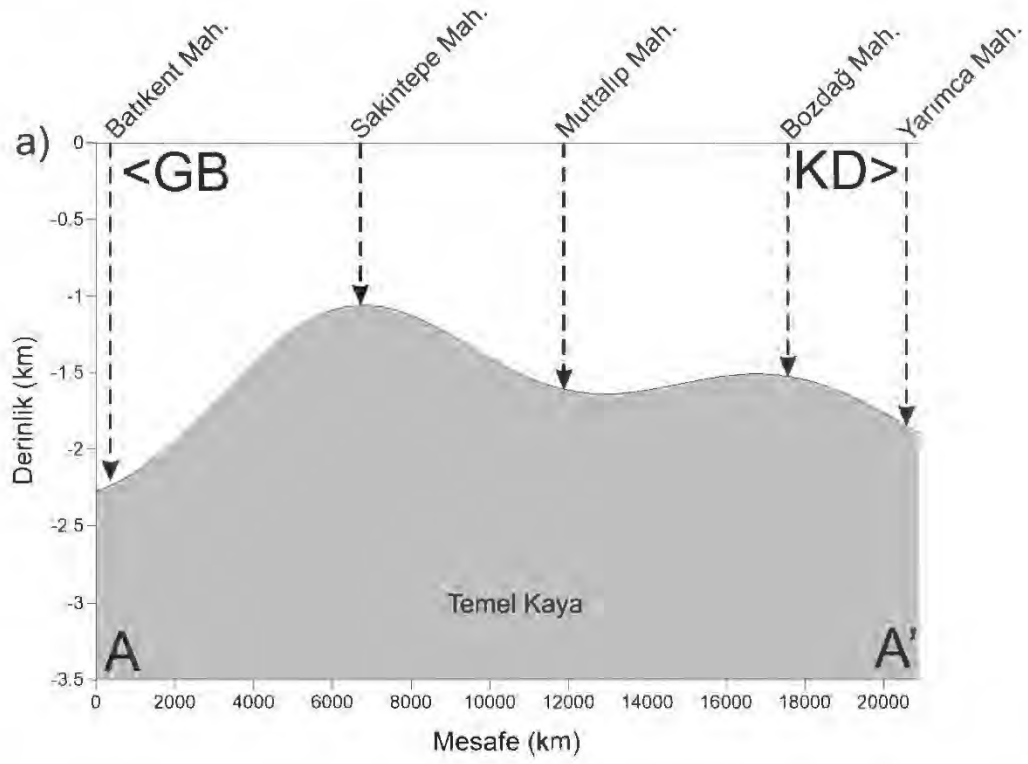
Şekil 4.9: Çalışma alanının Parker-Oldenburg algoritması ile ters çözümü sonucu çıkan hesaplanan Bouguer gravite anomalisi. Gözlenen gravite anomalisi ile hesaplanan gravite anomalisinin benzerliği modellemenin doğruluğunu ortaya koymaktadır



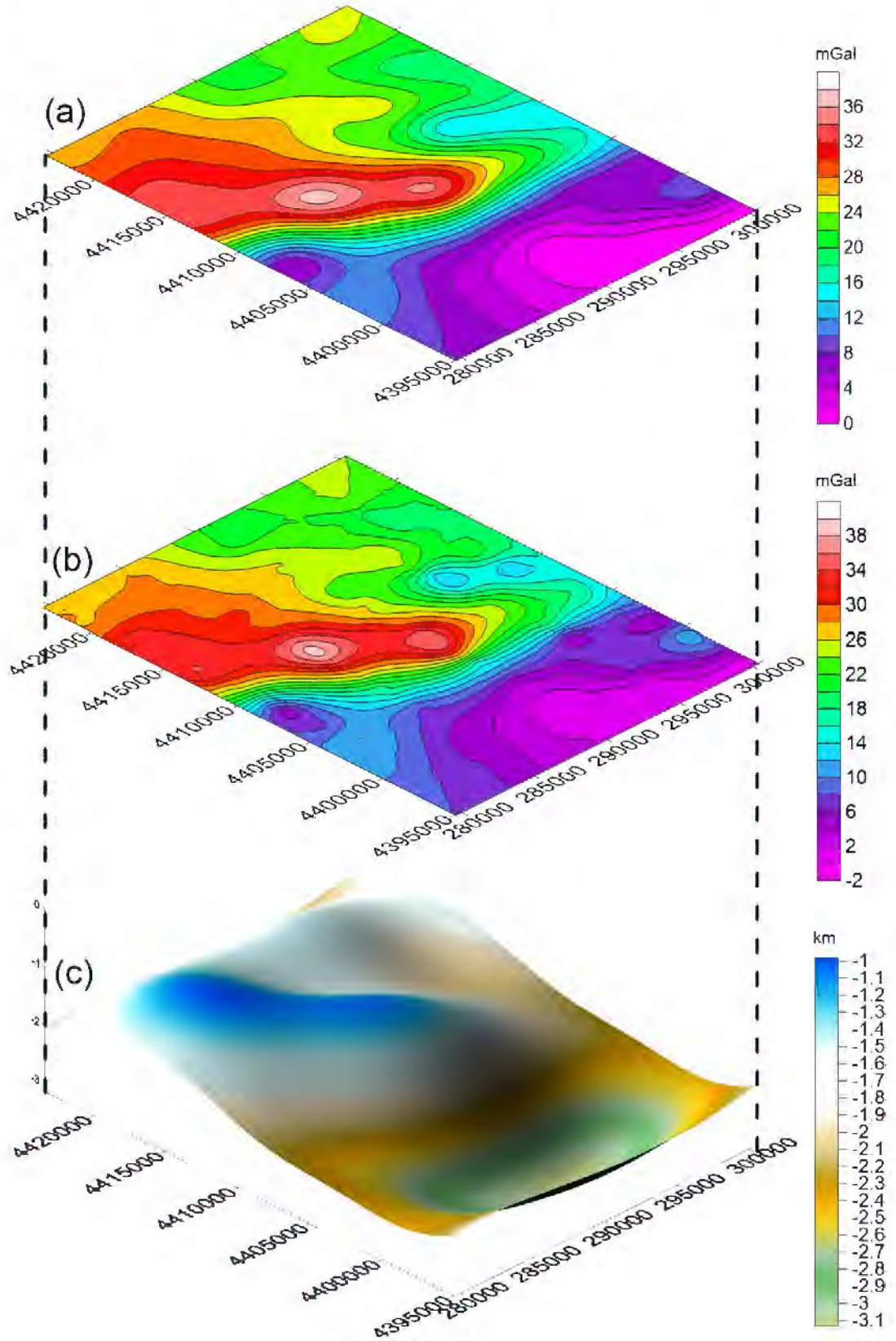
Şekil 4.10: Eskişehir bölgesinin Bouguer gravite anomali verileri üzerinden Parker-Oldenburg ters çözümü sonucu temel kaya derinlik haritası



Şekil 4.11: Eskişehir bölgesinin elde edilen yeraltı topoğrafya yapısını gösteren eş yükseklik eğrileri haritası



Şekil 4.12: Şekil 4.11'de gösterilen AA' a) ve BB' b) profillerinin derinlik haritası üzerinden alınmış kesitleri. En derin kısım güney olmak üzere güneyden kuzeye doğru bir artış görülmektedir



Şekil 4.13: Çalışma alanının hesaplanan Bouguer gravite anomalisi (a), gözlenen Bouguer gravite anomalisi (b), çalışma bölgesinin Parker-Oldenburg yöntemi ile elde edilmiş 3B temel kaya topoğrafya haritası

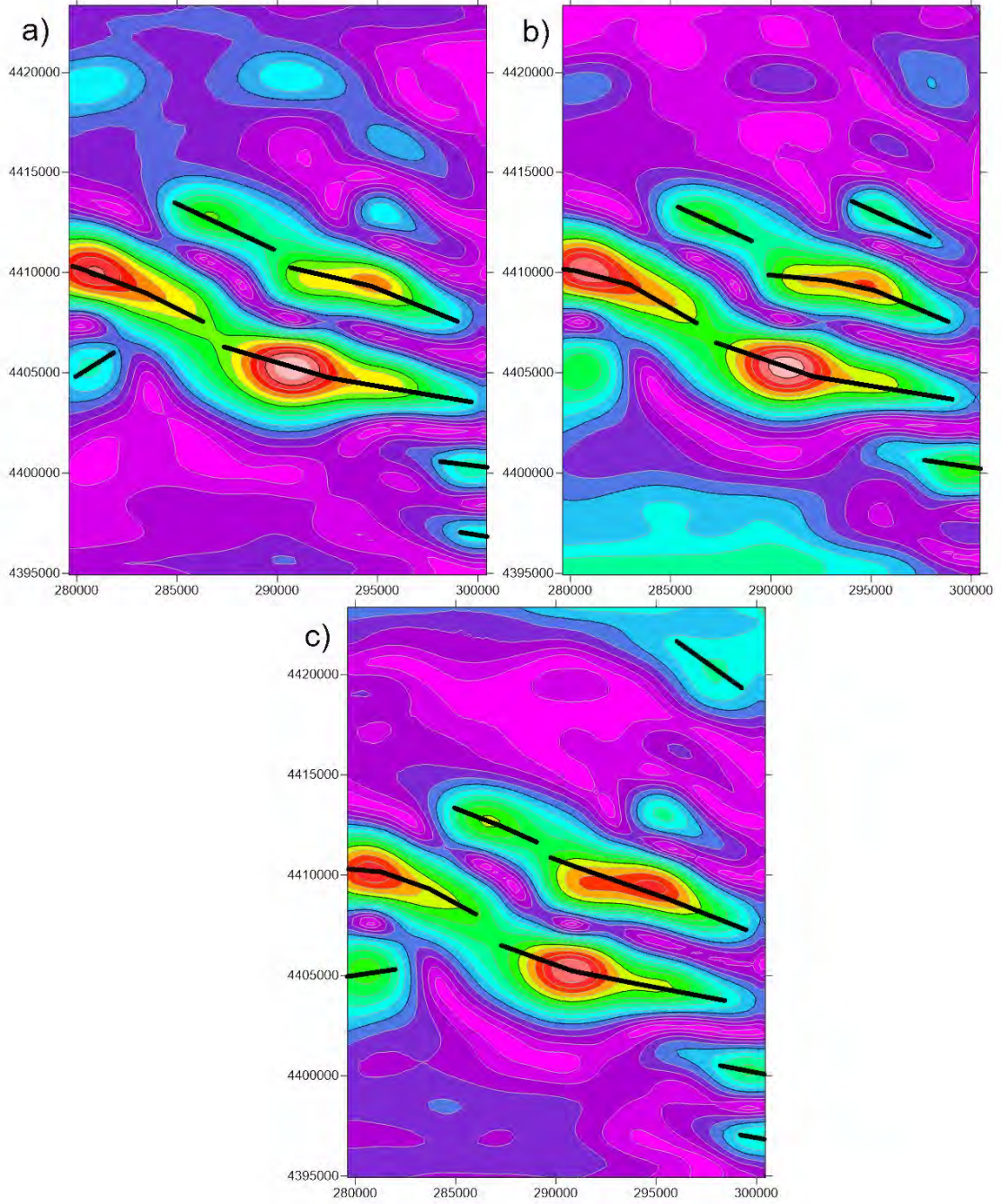
4.5. Yatay Türevlerin Genliği Yöntemi ile Jeolojik Süreksizliklerin Tespiti

YTG'nin maksimum genlik değerleri tektonik süreksizliklerin Eskişehir Fay Zonunun karakteristiği ile uyumlu B-KB doğrultulu ve güneyde kısa, sistematik olmaktan uzak, kuzeyde ise saçılmış kısa maksimumlar şeklinde tespit edilmiştir (Şekil 4.15 c). YTG haritası gravite anomalilerinin x yönlü birinci türevinin (Şekil 4.15 a) ve y yönlü birinci türevinin (Şekil 4.15 b) kareleri toplamalarının karekökü alınarak hazırlanmıştır. YTG sonuçları, çalışma alanında çizgisellik gösteren sığ yapıları gösterir. Böylece, çalışma alanının bazı kısımlarındaki yeni fay türü yapılar ve yoğunluk farkı sunan kütle sınırları, YTG haritalarında görülebilir. YTG haritasına bakıldığında çalışma alanının güneyinde ve kuzeyinde sıfır genlikli alanların varlığı görülmektedir.

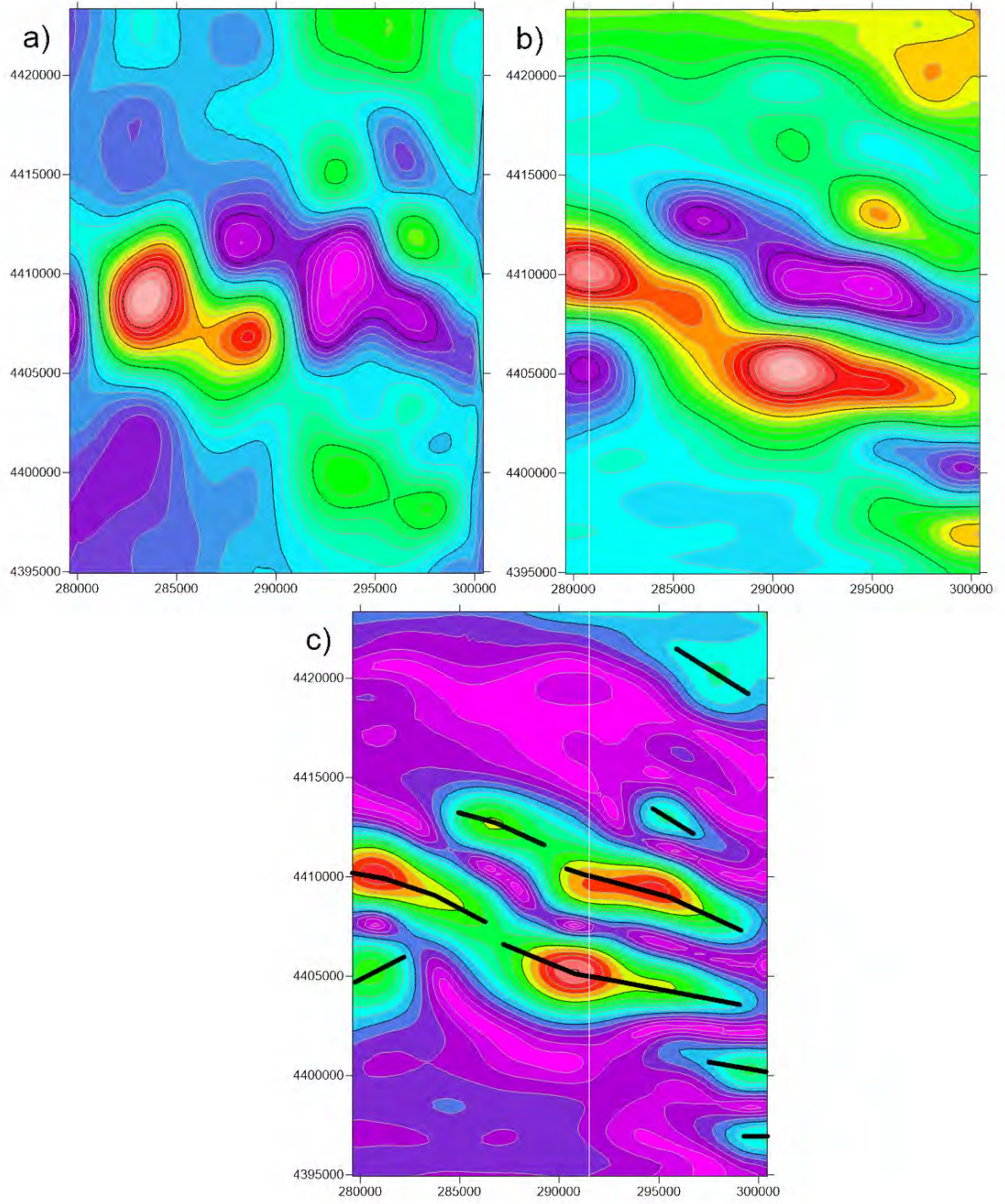
Bu analizde kullanılmak üzere için kullanılmak üzere gravite verileri öncelikle filtrelenmiş, sonrasında teker teker birinci, ikinci ve üçüncü derece trend verilerden uzaklaştırılmıştır. Yapılan gözlemler doğrultusunda en sağlıklı çözümün üçüncü derece trend uzaklaştırılmış çözüm olduğuna karar verilmiştir (Şekil 4.14).

YTG'nin maksimum verdiği bölgelerin konumlarının hali hazırda bilinen faylar ile uyumlu olduğu görülmüştür. Bu faylar Eskişehir grabenini şekillendiren fay grupları olan kuzey ve güney fay gruplarını kapsamaktadır (Şekil 4.16). Bilinen faylar içerisinde bulunmayan birkaç konumda da YTG'nin maksimum verdiği görülmüştür. Sınır teknikleriyle belirlenen fay zonlarının paleotektonik yapı mı, yoksa neotektonik veya aktif yapı mı olduğu ayrı bir araştırma konusudur. Belirlenen fay zonları ile deprem dış dağılımları arasında gözlemsel olarak belirli oranda uyum tespit edilmiştir (Şekil 4.16).

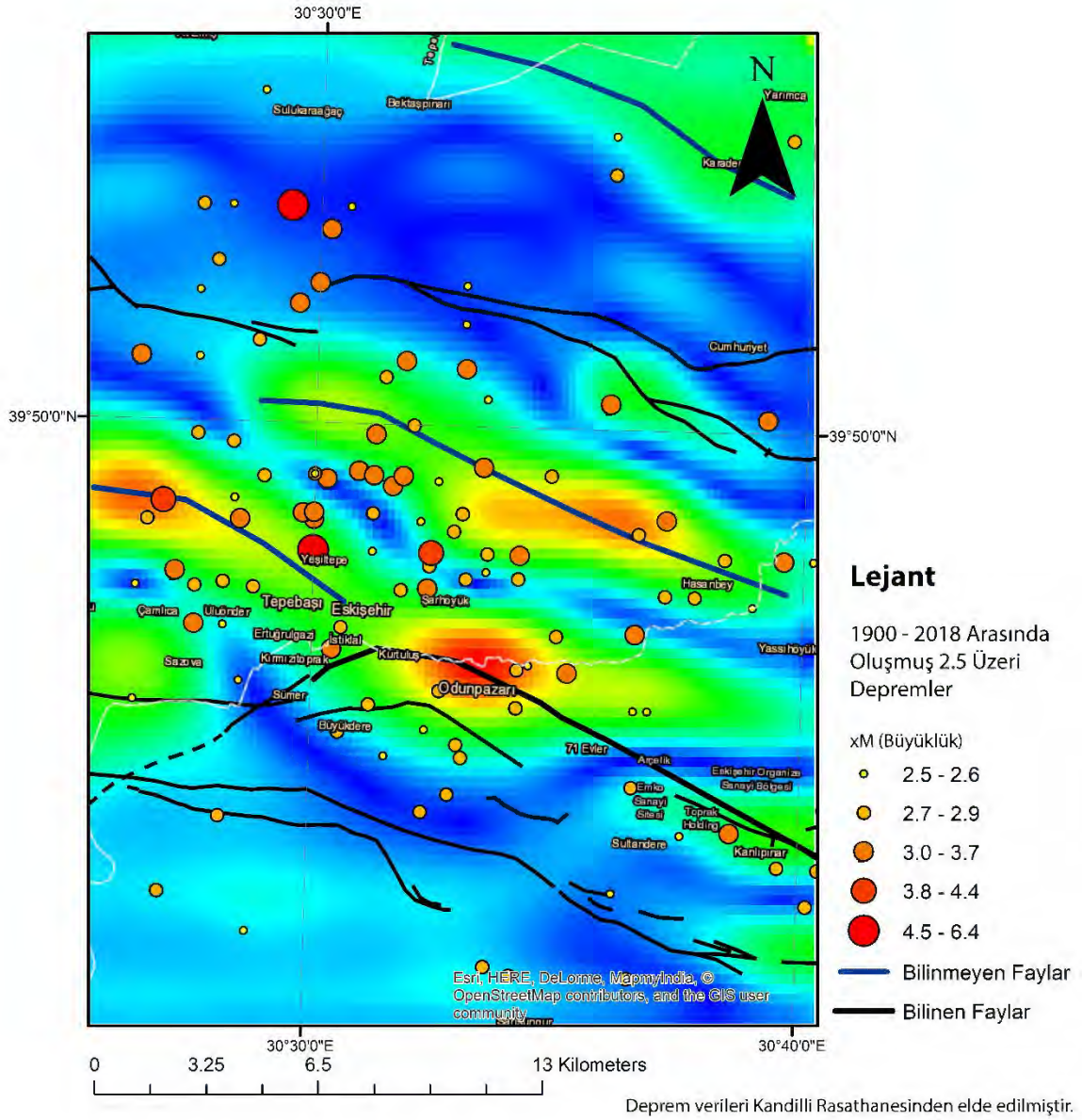
Belirlenen çizgiselliklerin, yoğunluk farkına sahip yeni fayları mı temsil ettiği, eğer ediyor ise bu fayların türlerinin tespiti ve aktif yapıda olup olmadıkları başka bir çalışma ile tespit edilmelidir. Böylece deprem riski yüksek olan yerleri belirlemek çok daha kolay olacaktır.



Şekil 4.14: a) gravite anomalilerinden birinci derece trend giderildikten sonra oluşturulan YTG haritası, b) ikinci derece trend giderildikten sonra oluşturulan YTG haritası, c) üçüncü derece trend giderildikten sonra oluşturulan YTG haritası. Üç haritada da ana çizgiselliklerde benzerlikler görülmektedir



Şekil 4.15: a) Gravite verilerinin x yönündeki yatay türevi, b) y yönündeki yatay türevi ve c) gravite verilerinin yatay türevlerinin genlik haritası, genlikler üzerinden ani yoğunluk değişimi olan alanlar çizilmiştir



Şekil 4.16: YTG süreksizlik analizinden elde edilen çizgisellik haritası ve bilinen faylar ve depremler belirli bir düzeyde uyumluluk göstermektedir (<http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/zeqdb/>, Erişim Tarihi: 15.07.2018)

KAYNAKÇA

- AFAD. (1996). *Türkiye Depremsellik Haritası*. Ankara: Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı.
- Altunel, E., & Barka, A. (1998). Eskişehir fay zonunun İnönü-Sultandere arasında neotektonik aktivitesi. *Geological Bulletin of Turkey*, 41, 41-52.
- Ansal, A., Tönük, G., & Kurtuluş, A. (2011). Zemin Büyütme Analizleri ve Sahaya Özel Tasarım Depremi Özelliklerinin Belirlenmesi. 1. *Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı*. Ankara.
- Ateş, A. (2013). *Gravite ve Manyetik Yöntemler ve Uygulamaları*. Ankara: Gazi Kitabevi.
- Bagherbandi, M. (2011a). A comparison of three gravity inversion methods for crustal thickness modelling in Tibet plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 43, 89-97.
- Bagherbandi, M. (2012). Combination of seismic and an isostatic crustal thickness model using Butterworth filter in a spectral approach. *Journal of Asian Earth Sciences*, 59, 240-248.
- Barka, A., Reilinger, R., Şaroğlu, F., & Şengör, A. C. (1995). The İsparta angle: its importance in the neotectonics of the eastern Mediterranean region. *IESCA*.
- Bhattacharyya, B. K. (1967). Some general properties of potential fields in space and frequency domain; a review. *Geoexploration*, 5, 127-243.
- Blakely, R. J. (1995). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge, England: New York: Cambridge University Press.
- Blakely, R., & Simpson, R. (1986). Approximating edges of courses bodies from magnatic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51, 1494-1498.
- Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü. (Erişim Tarihi: 15.07.2018). *Deprem Kataloğu*. B.Ü. KOERI DB: <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/zeqdb/>
- Browne, M. W. (1984). Asymptotically distribution-free methods for the analysis of covariance structures. *British Journal of Mathematical and Statistical Psychology*, 37, 62-83.
- Canitez, N. (1997). *Jeofizikte Modelleme*. İstanbul: Literatür Yayıncılık.
- Cordell, L. (1979). Sedimentary facies and gravity anomaly across master faults of the Rio Grande rift in New Mexico. *Geology*, 7, 201-205.

- Cordell, L., & Grauch, V. (1985). Mapping Basement Magnetization Zones from Aeromagnetic Data in the San Juan Basin, New Mexico. *The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps, Society of Exploration Geophysicists*, 181-197.
- Elmas, A. (2017). Trabzon Civarındaki Fay Türü Jeolojik Yapıların Gravite Verileri Kullanılarak Belirlenmesi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 41, 137-153.
- Erden, F. (1979). *Uygulamalı Gravite*. Ankara: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayınları.
- Ergin, K. (1973). *Uygulamalı Jeofizik*. İstanbul: İstanbul Teknik Üniversitesi Yayınları.
- Esen, E. (1976). *Eskişehir ve İnönü Ovaları Hidrojeoloji Haritaları*. Eskişehir: T.C. Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı DSİ Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltısuları Daire Başkanlığı.
- Gomez-Ortiz, D., & Agarwal, B. N. (2005). 3DINVER.M: a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker-Oldenburg's algorithm. *Computer & Geosciences*, 31, 513-520.
- Gözler vd., M. (1985). *Eskişehir ve Civarının Jeolojisi ve Sıcak Su Kaynakları*. Eskişehir: MTA.
- Gözler, M., Cevher, F., Ergül, E., & Asutay, H. J. (1996). *Orta Sakarya ve Güneyinin Jeolojisi*. Eskişehir: MTA Genel Müdürlüğü.
- Grauch, V., & Cordell, L. (1987). Limitations of determining density or magnetic boundaries from horizontal gradient of gravity or pseudogravity data. *Geophysics*, 52, 118-121.
- Jung, K. (1961). Schwerkraftverfahren in der angewandten geophysik. *Geest&Portig K.G.*
- Kane, M. F. (1962). A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27, 455-462.
- Karner, D., & Garry & Watts, A. (1983). Gravity Anomalies and Flexure of the Lithosphere at Mountain Ranges. *Journal of Geophysical Research*, 88, 449-477.
- Koçyiğit, A. (2005). The Denizli graben-horst system and the eastern limit of western Anatolian continental extension: basin fill, structure, deformational mode, throw

- amount and episodic evolutionary history, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18, 167-208.
- Lafehr, T. R., Nabighian, M. N., Liu, W., Biegert, E. K., & Ruder, M. (1980). *Fundamentals of gravity exploration*. Colorado: Colorado School of Mines, Golden, CO, 80401, USA.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of geophysics (2nd Ed.)*. Cambridge: New York: Cambridge University Press.
- McKenzie, D. (1972). Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30, 109-185.
- Milsom, J., & Eriksen, A. (2011). *Field geophysics (4th Ed.)*. Hoboken, NJ: Wiley.
- Nagendra, R., Prasad, P., & Bhimasankaram, V. (1996). Forward and inverse computer modeling of a gravity field resulting from a density interface using Parker-Oldenburg method. *Computer and Geosciences*, 22, 227-237.
- Naggy, D. (1966). The prism method for terrain corrections using digital computers. *Pure Applied Geophysics*, 63, 31-39.
- Ocakoğlu, F., & Açıkalın, S. (2011). Field evidences of secondary surface ruptures occurred during the 20 February 1956 Eskişehir earthquake in the NW Anatolia. *Journal of Earth System Science*, 119, 841.
- Ocakoğlu, F. (2007). A re-evaluation of the Eskişehir Fault Zone as a recent extensional structure in NW Turkey. *J. Asian Earth Sci.*, 31, 91–103.
- Ocakoğlu, F., Açıkalın, S., & Yalçiner, Ç. (2005). *Eskişehir Bölgesinin neotektonik dönemdeki tektono-stratigrafik ve sedimantolojik gelişimi*. Eskişehir: Osmangazi Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu.
- Oldenburg, D. W. (1974). The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, 39, 526-536.
- Orhan, A., Seyrek, E., & Tosun, H. (2007). A probabilistic approach for earthquake hazard assessment of the Province of Eskişehir. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 7, 607-614.
- Oruç, B. (2013). Structural interpretation of the Erzurum Basin, eastern Turkey, using curvature gravity gradient tensor and gravity inversion of basement relief. *Journal of Applied Geophysics*, 88, 105-113.

- Oruç, B. (2013). *Yer Altı Kaynak Aramalarında Gravite Yöntemi (Matlab Kodları ve Çözümlü Örnekler)*. Kocaeli: Kocaeli Üniversitesi Umuttepe Yayınevi.
- Oruç, B., & Sönmez, T. (2017). Doğu Marmara Bölgesinin Moho Derinliklerinin Gravimetrik ve İzostazik Yöntemlerle Kestirimi ve Kabuk Denge Analizleri. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni*, 115-128.
- Ölmez, E. (1986). *Eskişehir Es-1 ve Es-2 Sıcaksu Sondajları Kutu Bitirme Raporu*. Eskişehir: Enerji Hammade Edüd Arama Dairesi; Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Ölmez, E., & Yücel, B. (1985). *Eskişehir Yöresinin Jeotermal Enerji Olanakları*. Eskişehir: Enerji Hammade Edüt ve Arama Dairesi Başkanlığı, MTA Genel Müdürlüğü.
- Parker, R. L. (1973). The Rapid Calculation of Potential Anomalies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 31, 447-455.
- Roberts, J., & Roberts, T. D. (1978). Use of the Butterworth low-pass filter for oceanographic data. *Journal of Geophysical Research*, 83, 5510-5514.
- Ruotoistenmäki, T. (1987). PhD Thesis. *Estimation of depth to potential field sources using the Fourier amplitude spectrum*. Finland: Geological Survey of Finland.
- Sarı, C., & Akyol, A. L. (2002). Parker-Oldenburg Yöntemi ile Gravite Verilerinin Düz ve Ters Modellenmesi (Yoğunluk Arayüzeyinin Saptanması). *DEÜ Mühendislik Fakültesi Fen ve Mühendislik Dergisi*, 37-51.
- Sarı, K., & Oruç, N. (1989). Eskişehir Yöresi'nin Jeolojisi ve Jeotermal Özellikleri. *Anadolu Üniversitesi Müh. ve Mimarlık Fak. Dergisi*, 2, 59-81.
- Scintrex. (2006). *Scintrex Autograv System Operation Manual*. CANADA: Scintrex LTD.
- Seyitoğlu, G. (2015). Determining the main strand of the Eskişehir strike-slip fault zone using subsidiary structures and seismicity. *Turk. J. Earth Sci.*, 24, 1-20.
- Seyitoğlu, G., Esat, K., Temel, A., & Telsiz, S. (2010). Determination of main strand of a strike-slip fault by using subsidiary structures: Eskişehir Fault Zone as a case study. in *Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia, Abstracts with Programs*, 32 pp.

- Sharpton, V. L., Grieve, R. A., Thomas, M. D., & Halpenny, J. F. (1987). Horizontal gravity gradient - An aid to the definition of crustal structure in North America. *Geophysical Research Letters*, 14, 808-811.
- Shin, C., & Min, D. J. (2006). Waveform inversion using a logarithmic wavefield. *Geophysics*, 71, 32-42.
- Shin, C., Pyun, S., & Bednar, J. B. (2007). Comparison of waveform inversion part 1: Conventional wavefield vs logarithmic wavefield. *Geophysical Prospecting*, 55, 449-464.
- Spector, A., & Grant, F. S. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, Vol.35, 293-302.
- Stanley, J. M. (1977). Error analysis for gravity interpretation using stanley's gradient method. *Exploration Geophysics*, 8, 144-148.
- Şaroğlu, F., & Yılmaz, Y. (1986). Geological evolution and basin models during the neotectonic episode in eastern Anatolia. *Bull. Min. Res. Expl. Inst. Turkey*, 107, 61-83.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., Doğan, A., & Yıldırım, C. (2005). Eskisehir fault zone and earthquake. in *Workshop on Eskisehir Fault Zone and Related Systems*, 11 pp.
- Şengör, A. M., Görür, N., & Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Pub.* 37, 227-264.
- Tün, M. (2013, Haziran). Mikrobölgeleme Çalışmalarında Yer Tepkisi ve Kayma Dalga Hız Yapısının Yorumlanması: Eskişehir Örneği. *Doktora Tezi*. İstanbul: İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Tün, M., Avdan, U., Kaplan, O., & Seyitoğlu, G. (2010). A new look to the Eskisehir Fault. in *Proceedings of the 19th International Geophysical Congress and Exhibition of Turkey*, (s. seismic interpretation session 2, no: 43). Ankara, Turkey.
- Yaltırak, C. (2002). Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. *Mar. Geol.*, 190, 493-529.
- Yıldırım, A., & Gürsoy, T. (1985). *Eskişehir İl Merkezi ve Yakın Çevresi Detay Jeotermal Gravite Etüdü*. Eskişehir: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.

Yücel, B. (1986). *Eskişehir Sıcaksu Sondajı (ES-3) Kuyu Bitirme Raporu*. Eskişehir:
Enerji Hammadde Etüd ve Arama Dairesi Başkanlığı, MTA Genel Müdürlüğü.