

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

DOKTORA TEZİ

ORTA ANADOLU BÖLGESİ KABUK İÇİ
SÜREKSİZLİKLERİNİN KESTİRİMİ VE KABUK GERİLME
ANALİZLERİ

MUSTAFA BERKAY DOĞAN

KOCAELİ 2019

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

DOKTORA TEZİ

ORTA ANADOLU BÖLGESİ KABUK İÇİ
SÜREKSİZLİKLERİNİN KESTİRİMİ VE KABUK GERİLME
ANALİZLERİ

MUSTAFA BERKAY DOĞAN

Prof.Dr.Bülent ORUÇ
Danışman, Kocaeli Üniv.

Prof.Dr. Murat UTKUCU
Jüri Üyesi, Sakarya Üniv.

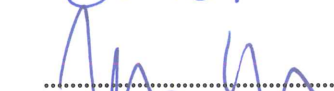
Doç.Dr. Ergin ULUTAŞ
Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv.

Dr.Öğr.Üyesi Ertan PEKŞEN
Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv.

Dr.Öğr.Üyesi Ayhan KESKİNSEZER
Jüri Üyesi, Sakarya Üniv.


.....

.....

.....

.....

.....

Tezin Savunulduğu Tarih: 12/07/2019

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Bu tez çalışmasında Orta Anadolu Bölgesi'nin çizgiselliklerinin görüntülenmesi, yoğunluk farklarının kestirilmesi ve odak mekanizma çözümlerinden yola çıkarak bölgenin genel tektonik rejiminin belirlenmesi amaçlanılmıştır. Çalışma süresince fay hatlarının konumları Yatay Türev Genlikleri, Tilt Açısı, Euler Dekonvolüsyonu ve odak mekanizma çözümleri ile belirlenmeye çalışılmış, olası yeni fay hatları ile ileri sürülmüştür.

Bu tez çalışması Prof.Dr. Bülent ORUÇ'un yürütücüsü olduğu ve bursiyeri olarak görev aldığım 115Y217 numaralı TÜBİTAK 1001 projesinin bir ürünüdür.

Doktora eğitimim boyunca bilgilerinden faydalandığım, insani ve ahlaki değerleri ile de örnek aldığım, yanında çalışmaktan onur duyduğum ve ayrıca tecrübelerinden yararlanırken göstermiş olduğu hoşgörü ve sabırdan dolayı değerli danışman hocam Prof.Dr.Bülent ORUÇ'a ve aynı mesleği paylaşıyor olmaktan gurur duyduğum değerli meslektaşım Tuba SÖNMEZ SAYIN ve ailesine, doktora eğitimim süresince emeklerini esirgemeyen Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü öğretim üyelerimize sonsuz teşekkürü bir borç bilirim.

Üniversite hayatım boyunca yanımda olarak bana destek olan değerli eşim Özge DOĞAN'a, tüm eğitim hayatım boyunca karşılaştığım her zorlukta hoşgörü ve hassasiyetle engelleri aşmamı sağlayan değerli ailem, kardeşim Simay DOĞAN'a, babam Şükrü DOĞAN'a, annem Seval DOĞAN'a, anneannem Meryem YANILMAZ'a, doktora eğitimim süresince manevi desteklerini esirgemeyen değerli kayınvalidem Dilek MERCAN ve kayınpederim Hamit MERCAN'a, eğitim hayatımı bir adım öteye taşımam için ve doktoramı tamamlamam için beni her zaman olumlu yönde teşvik eden, içtenlikle motivasyonumu korumamı sağlayan amcam Hüseyin DOĞAN'a, manevi kardeşim Umut DOĞAN ve eşi Sinem DOĞAN'a, ailemize yeni katılan dünya tatlısı yiğenim Ada DOĞAN'a, mutlu her anımı paylaştığım, teşekkür etme fırsatı hiç bulamadığım manevi annem Aynur DOĞAN'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Temmuz - 2019

Mustafa Berkay DOĞAN

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	iii
TABLOLAR DİZİNİ	vi
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	vii
ÖZET.....	ix
ABSTRACT	x
GİRİŞ	1
1. ORTA ANADOLU BÖLGESİ GENEL JEOLJİK VE TEKTONİK	
YAPISI	2
1.1. Paleotektonik Rejim.....	2
1.2. Neotektonik Rejim	5
2. ORTA ANADOLU BÖLGESİ ÜST KABUK GÖMÜLÜ TEKTONİK	
ÇİZGİSELLİKLERİNİN GÖRÜNTÜLENMESİ.....	7
2.1. Yatay Türevlerin Genliği	7
2.2. Düşey Türevlerin Tilt Açısı	9
2.3. Euler Dekonvolisyonu.....	14
3. ORTA ANADOLU BÖLGESİ KABUK SİSMOLOJİK GERİLME	
ANALİZLERİ	19
3.1. Orta Anadolu Depremlerinin Zaman Ve Uzunluk Ortamında	
Dağılımları	19
3.2. Bölgesel Tektonik Gerilme Yönelimlerinin Belirlenmesi	26
3.3. Odak Mekanizması Çözümleri ve Gerilme Rejimleri	27
3.4. Tektonik Rejimin ve Maksimum Yatay Gerilme Yöneliminin	
Belirlenmesi	33
4. GRAVİTE ANOMALİLERİNİN İKİ BOYUTLU DOĞRUSAL TERS	
ÇÖZÜMÜ	40
4.1. Orta Anadolu Bölgesinin Üst Kabuk Yoğunluk Modellemesi	40
5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	49
KAYNAKLAR	52
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER	56
ÖZGEÇMİŞ	57

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1.	37° – 40,5° kuzey enlemleri ve 31° – 36° doğu boylamları arasında kalan çalışma sahasının lokasyonu.	2
Şekil 1.2.	Çalışma sahasının topoğrafya haritası ve bölgenin tektonik çizgisellikleri. Fay zonları ID: Isparta dirseğinin doğu kenarı, ESFZ: Eskişehir Fay Zonu, TGF: Tuz Gölü Fayı, ECFZ: Ecemiş Fay Zonu, EZF: Ezinepazarı Fayı. Proje sahasının güney batı köşesinde görülen küçük çizgisellik iç ısparta bükümünün doğu kenarıdır	3
Şekil 1.3.	a) Eski Gondwana ve Lavrasya kıtaları arasında, Alpin Himalaya orojenik kuşağı üzerinde yer alan Anadolu. b) Anadolu levhasının basitleştirilmiş tektonik kuşakları. Proje çalışma alanı, K-G yönlü sıkışmalı rejim altında deforme olan Doğu Anadolu ile K-G yönlü açılma rejimi etkisinde olan Batı Anadolu arasındaki iki farklı tektonik bölge arasında kalmaktadır.....	4
Şekil 1.4.	Orta Anadolu'nun genel hatlarıyla jeoloji haritası (Çinku vd., 2016 ve MTA'nın 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritasından derlenmiştir).....	6
Şekil 2.1.	Fay veya basamak modelleri ve parametreleri. a) Yarı sonsuz eğimli basamak. b) Düşey basamak	8
Şekil 2.2.	Herhangi bir noktada gravite anomalisinin düşey türevinin x,y ve z doğrultulu türevleri ve Tilt açısının geometrik anlamı DYTG düşey türevin yatay türevlerinin genliğidir. Kesikli düşey oklar, tilt açısının hesaplanacağı temel veriyi temsil eder.	10
Şekil 2.3.	Yarı sonsuz düşey kontak parametreleri.	11
Şekil 2.4.	a) Şekil 3.4 b'deki EGM2008 anomalilerinin 50-200 km arasındaki dalga boylarının geçirildiği band geçişli süzgeçlenmiş harita. b) Süzgeçlenmiş verilerden hesaplanan birinci düşey türev haritası. c) Birinci düşey türev verilerinden elde edilen yatay türev genlik haritası. d) Birinci düşey türev verilerinden elde edilen tilt açısı haritası.....	13
Şekil 2.5.	EGM08 anomalilerinin birinci düşey türevinin Euler dekonvolüsyon çözümleri. Yapısal indeks sıfır seçilerek yarı sonsuz kontak veya fay konum ve derinlik çözümleri elde edilmiştir. Euler pencere boyutu ilgilenilen dalga boylarını kapsayacak şekilde 5×5 (~18×18 km) olarak alınmıştır	18
Şekil 3.1.	BÜ-KRDAE kataloglarına göre çalışma alanında 1975-2016 yılları arasında oluşan depremlerin dışmerkez dağılımları.	22
Şekil 3.2.	USGS kataloglarına göre çalışma alanında 1975-2016 yılları arasında oluşan depremlerin dışmerkez dağılımları.....	23
Şekil 3.3.	BÜ-KRDAE kataloglarına göre çalışma alanında 1975-2016	

	yılları arasında oluşan depremlerin büyüklüklerine göre sayıları.	23
Şekil 3.4.	USGS kataloglarına göre çalışma alanında 1975-2016 yılları arasında oluşan depremlerin büyüklüklerine göre sayıları.	24
Şekil 3.5.	BÜ-KRDAE kataloglarına göre çalışma alanında 1975-2016 yılları arasında oluşan depremlerin yıllara göre dağılımı.	24
Şekil 3.6.	USGS kataloglarına göre çalışma alanında 1975-2016 yılları arasında oluşan depremlerin yıllara göre dağılımı.	25
Şekil 3.7.	BÜ-KRDAE kataloglarına göre çalışma alanında 1975-2016 yılları arasında oluşan deprem dağılımları. a) Odak derinliklerine göre dağılımlar. b) Batı-Doğu uzanımlı derinlik kesiti dağılımlar. c) Odak derinliklerinin üç boyutlu görünümü.	26
Şekil 3.8.	a) Bir deprem ile oluşan fay düzlemini tanımlayan şematik gösterim. b) Odak mekanizma küresi şeklinde gösterimi (Kırmızı dışbukey eğri ana fay düzlemi kabul edilmiştir, P: Basınç eksen, T: Çekme eksen, B: Orta gerilme eksen).	28
Şekil 3.9.	Odak mekanizma çözümlerinin gösterimi. a) Normal atımlı faylanma. b) Doğrultu Atımlı faylanma. c) Ters atımlı faylanma.	28
Şekil 3.10.	Gerilme eksenleri ana ve yardımcı kayma düzlemleri (P: Basınç eksen, T: Çekme eksen, B: Orta gerilme eksen). Fay düzleminin daldığı yön kırmızı ile gösterilen eğrinin dışbukey tarafının yöneldiği kısım ile verilir.	29
Şekil 3.11.	Odak mekanizması ters çözüm işleminde kullanılan gerilme tensörleri.	30
Şekil 3.12.	Gerilme eksenlerine göre tektonik rejimlere ilişkin şematik gösterim.	32
Şekil 3.13.	CMT parametrelerine göre çizilen depremlerin odak mekanizma küreleri.	33
Şekil 3.14.	RCMT parametrelerine göre çizilen depremlerin odak mekanizma küreleri.	34
Şekil 3.15.	USGS parametrelerine göre çizilen depremlerin odak mekanizma küreleri.	35
Şekil 3.16.	Faylanma Düzlemi üzerinde dalım ve trendin geometrik anlamı.	36
Şekil 3.17.	CMT parametrelerinden hesaplanan faylanma türleri ve maksimum yatay gerilme yönelimleri.	38
Şekil 3.18.	RCMT parametrelerinden hesaplanan faylanma türleri ve maksimum yatay gerilme yönelimleri.	39
Şekil 3.19.	USGS parametrelerinden hesaplanan faylanma türleri ve maksimum yatay gerilme yönelimleri.	39
Şekil 4.1.	Bir ters çözüm işlemi olarak gravite anomalilerinden yoğunluk kestirimi problemi.	40
Şekil 4.2.	a) İki boyutlu ortamda gravite anomalilerinin doğrusal ters çözümünden yoğunlukların kestirimi. b) Yoğunluk kestiriminde yer altı ortamının sabit derinlikli (z _j) prizmatik kütleleri temsil eden bloklara bölünmesi. c) Yoğunluk kestirimi örneği. Hedef	

	kütle sınırları aynı zamanda aranan yoğunluk dağılımını temsil eder	41
Şekil 4.3.	İki boyutlu prizmatik kütle ve geometrik parametreleri (Telford vd.,1990'dan düzenlenmiştir)... ..	43
Şekil 4.4.	a) Bouguer anomalisi içinde üçüncü dereceden trend etkisi b) Bouguer anomalinin trend etkisi giderildikten sonra elde edilen rezidüel anomali haritası c) GB-KD kesiti boyunca elde edilen anomalinin doğrusal ters çözümünden 100 yineleme sonunda kestirilen yoğunlukların yanal ve düşey dağılımı. Sönüm faktörü 10, veri varyansı 0.1 ve veri çakıştırma hatası 0.42 dir. Örneklenen gözlem veri sayısı 151 ve blok sayısı 1035 dir. A-B-C-D-E fay hatlarına karşılık gelen yatay konumlar, A1 ve A2 ise kontak konumlarıdır.....	46
Şekil 4.5.	A) YTG haritası üzerine işlenmiş faylar ve yoğunluk farkaları kesiti.b) Euler dekonvolüsyon haritası üzerine işlenmiş faylar ve yoğunluk farkaları kesiti. c) Tilt açısı haritası üzerine işlenmiş faylar ve yoğunluk farkaları kesiti. Haritalar üzerindeki hat yoğunluk farkları kesitinin gösterimidir ve üzerinde işaretlenmiş ayraçlar kesitte yoğunluk farklarının hızlı değişim gösterdiği kesimleri işaret etmektedir... ..	47

TABLÖLAR DİZİNİ

Tablo 2.1. Bazı basit şekilli modellerin yapısal indeks değerleri	16
Tablo 3.1. Büyüklük türlerine dönüşüm bağıntıları	21
Tablo 3.2. P, B ve T veya σ_1 (S_1) gerilme sınıflandırmaları (SHmax azimut belirleme tekniği).	32
Tablo 3.3. CMT parametrelerinden hesaplanan P, B ve T eksenlerinin dalım ve yönelim doğrultuları.	36
Tablo 3.4. RCMT parametreleri kullanılarak hesaplanan P,B ve T eksenlerinin dalım (plunge) ve yönelim (trend) doğrultuları	37
Tablo 3.5. USGS Odak Mekanizması parametreleri kullanılarak hesaplanan P,B ve T eksenlerinin dalım ve yönelim doğrultuları.	37

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

'	: Dakika, (d)
"	: Saniye, (s)
°	: Derece
°C	: Sıcaklık birimi
Δg	: Gözlenen gravite anomali verisi
$\Delta \rho$	: Yoğunluk farkı
ρ	: Yoğunluk, (g/cm ³)
σ	: Stres, (Pa)
$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$	: Temel stres bileşenleri
$\sigma_1 - \sigma_3$	: Temel stresler arasındaki fark, (Pa)

Kısaltmalar

ASCII	: American Standard Code for Information Interchange (Bilgi Değişimi için Standart Amerikan Kodlama Sistemi)
ATP	: Anatolid-Torid Platformu
BGI	: Bureau Gravimetrique International (Uluslararası Gravimetri kurumu)
BÜ-KRDAE	: Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü
CFZ	: Cihanbeyli Fay Zonu
DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
ECFZ	: Ecemiş Fay Zonu
EGM08	: Earth Gravity Model 2008 (Dünya Gravite Modeli 2008)
ESFZ	: Eskişehir Fay Zonu
EZF	: Ezinepazarı Fayı
GTOPO30	: Global 30 Arc-Second Elevation (Küresel 30 Ark Saniye Çözünürlüklü Topoğrafya)
ID	: Isparta Dirseği
ISC	: International Seismological Centre (Ulusal Sismoloji Merkezi)
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KFZ	: Kırşehir Fay Zonu
Moho	: Mohorovicic Süreksizliği
TGF	: Tuz Gölü Fayı
USGS	: United States Geological Survey (Birleşmiş Devletler Jeoloji Araştırma)
WGM	: World Gravity Map (Dünya Gravite Haritası)

ORTA ANADOLU BÖLGESİ KABUK İÇİ SÜREKSİZLİKLERİNİN KESTİRİMİ VE KABUK GERİLME ANALİZLERİ

ÖZET

Orta Anadolu Bölgesi, kuzeyinde Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve doğusunda Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) arasında kalan karmaşık tektonik rejime sahip geniş bir alanı kapsamaktadır. Ecemiş Fay Zonu, Tuz Gölü Fay Zonu, Ezinepazarı Fayı, iç ve dış Isparta büklümü önemli tektonik yapılar olarak bölge içinde yer almaktadır. Yeni küresel veri seti olarak EGM08 Bouguer gravite anomalileri derlenerek bölgenin sığ kabuk çizgiselliklerine yönelik çözümler elde edilmiştir. Buna göre gravite anomalilerinin yatay türev genlik (YTG) haritalarının maksimum bölgelerinden ve birinci düşey türevden türetilen Tilt Açıları (TA) haritasının sıfır konturlarından bölgenin gömülü yapısal süreksizlikleri izlenmiştir. Ayrıca birinci düşey türev verilerine Euler dekonvolüsyon tekniği de uygulanarak kaynak yatay konum ve derinlik çözümleri YTG ve TA sonuçları ile uyum göstermiştir. Bölgenin üst kabuğu içindeki yoğunluk farklarının yanal ve düşey dağılımları ile çizgisellik görüntülemeyle elde çözümler birbiriyle karşılaştırılarak aralarındaki ilişkiler analiz edilmiştir. Orta Anadolu bölgesinde derin çizgisellikler ağırlıklı olarak kuzey batı-güney doğu yönelimlidir. Bu durum bölgenin ana tektonik çizgisellikleriyle uyumlu olmakla beraber, daha önce bilinmeyen gömülü yapısal süreksizlikler de kestirilmiştir. Ayrıca bölge içinde 1975-2015 yılları arasında büyüklüğü 4 ve 4'den büyük depremler derlenerek odak mekanizma çözümlerinden kabuğun yatay maksimum gerilme yönelimleri ve büyüklükleri modellenmiştir. Böylece Orta Anadolu bölgesinin batısında açılma ve doğusunda sıkışma gerilmesinin hakim olduğu ve gerilmelerin ağırlıklı olarak fay uçlarında biriktiği gözlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Euler Dekonvolüsyonu, Odak Mekanizması, Tilt Açısı, Yatay Türev Genliği, Yoğunluk Modellemesi.

ESTIMATION OF SHALLOW CRUSTAL DISCONTINUITIES IN CENTRAL ANATOLIA REGION AND CRUSTAL STRESS ANALYSIS

ABSTRACT

The Central Anatolian Region covers a large area with a complex tectonic regime between the North Anatolian Fault Zone (NAFZ) to the north and the East Anatolian Fault Zone (EAFZ) to the east. Ececiş Fault Zone, Tuz Gölü Fault Zone, Ezinepazarı Fault and inner and outer Isparta angle. EGM08 Bouguer gravity anomalies compiled from newly global data sets for the Central Anatolia region provided solutions to the shallower crustal discontinuities of the region. Accordingly, the buried structural lineaments were imaged from the zero contours of the Tilt Angle (TA) map and the maxima of the Horizontal Gradient Magnitude (HGM) of the first vertical derivative of the gravity anomalies. In addition, Euler deconvolution was applied to the first vertical derivative data and the source horizontal location and depths were consistent with the results of HGM and TA. The results were compared and analyzed with the density contrasts horizontally and vertically extended in the uppermost crust. In Central Anatolia, lineaments in the direction of northwest-southeast, previously unknown structural discontinuities have been revealed. Earthquakes greater than 4 compiled in the region between 1975 and 2015 and maximum horizontal stress orientation and magnitude within crust were modeled from the focal mechanism solutions. It is observed that the extension regime towards the west of Central Anatolia and is dominated by compression to the east.

Keywords: Euler Deconvolution, Focal Mechanism, Tilt Angle, Horizontal Gradient Magnitude, Density Contrast Modeling.

GİRİŞ

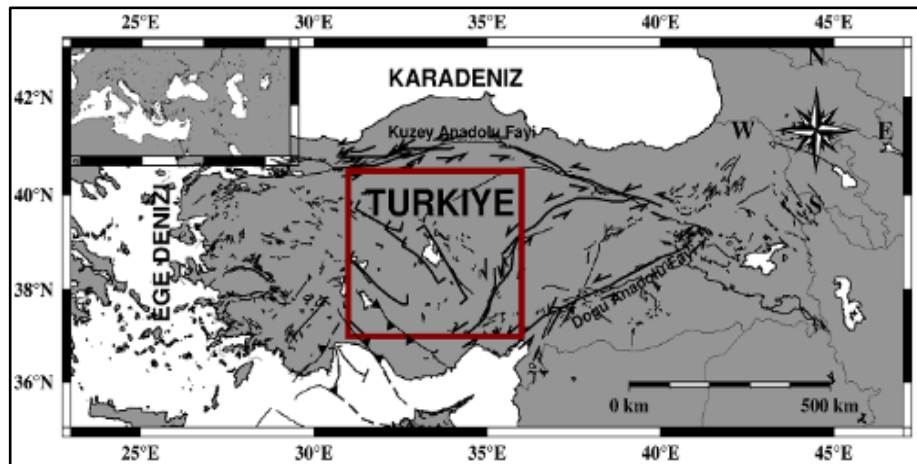
Orta Anadolu bölgesi, Doğu Anadolu bölgesin kuzey-güney yönlü sıkışma rejimi ile Batı Anadolu'nun açılma rejimi arasında yer alan bir geçiş bölgesini temsil etmektedir. Bölge çok sayıda araştırmacının ilgisini çekmiştir. Kissel ve diğ.(1993) bölgenin önemli masif yapısını teşkil eden Niğde-Kırşehir masifinin (Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı) güneyinde ve Gürsoy ve diğ.(1998) ise Isparta büklümü civarında kabuk deformasyonunun önemine işaret etmişlerdir. Şaroğlu ve diğ.(1983), bölgenin en önemli neotektonik yapısal unsuru olan Ecemiş fay zone sol yanal atımlı olarak, Kırşehir masifini orta Toridlerden ayıran doğu sınırını tanımladığını ileri sürmüştür. Tuz gölü baseni, Haymana baseni ve Kırıkkale baseni ile birlikte bölgenin önemli jeolojik yapılarından biridir. Tuz gölü baseni genel olarak kuzey batı-güney doğu uzanımlı faylarla sınırlanır. Koçyiğit ve Doğan (2016) Tuz gölü baseninin doğu kenarını Tuz gölü fay zone ve güney kenarını ise Niğde Fay zoneunun sınırladığını göstermiştir. Bölgenin yüzey jeolojik yapılarına yönelik çalışmalar bulunmakla birlikte, kabuk mekanik yapısına yönelik çalışmalar kısıtlı ve yetersizdir.

Bu tez çalışmasıyla 37°-40,5° kuzey enlemleri ve 31°-36° doğu boylamları arasında kalan bölgenin derin tektonik yapısının ve sismik aktivitesinin açıklanmasına yönelik önemli sonuçlar ın elde edilmesi hedeflenmiştir. Bölgenin sismik aktivitesi özellikle güney batıda Isparta büklümü, güney doğuda Ecemiş fay zone ve kuzey kesimi civarında sürerken, Orta Anadolu düzlüğünün yer aldığı orta kesimlerinde aktivite oldukça düşüktür. Bu tez çalışmasıyla yeni küresel veri setleri kullanılarak üst kabuk süreksizlikleri ve yoğunluk farkları dağılımlarının analizleri yapılacaktır. Ayrıca deprem odak mekanizması çözümlerinden bölge kabuğunun maksimum yatay gerilme yönelimleri ve büyüklükleri modellenerek neotektonik rejimi ve depremselliğine yönelik yeni bulgular açıklanacaktır.

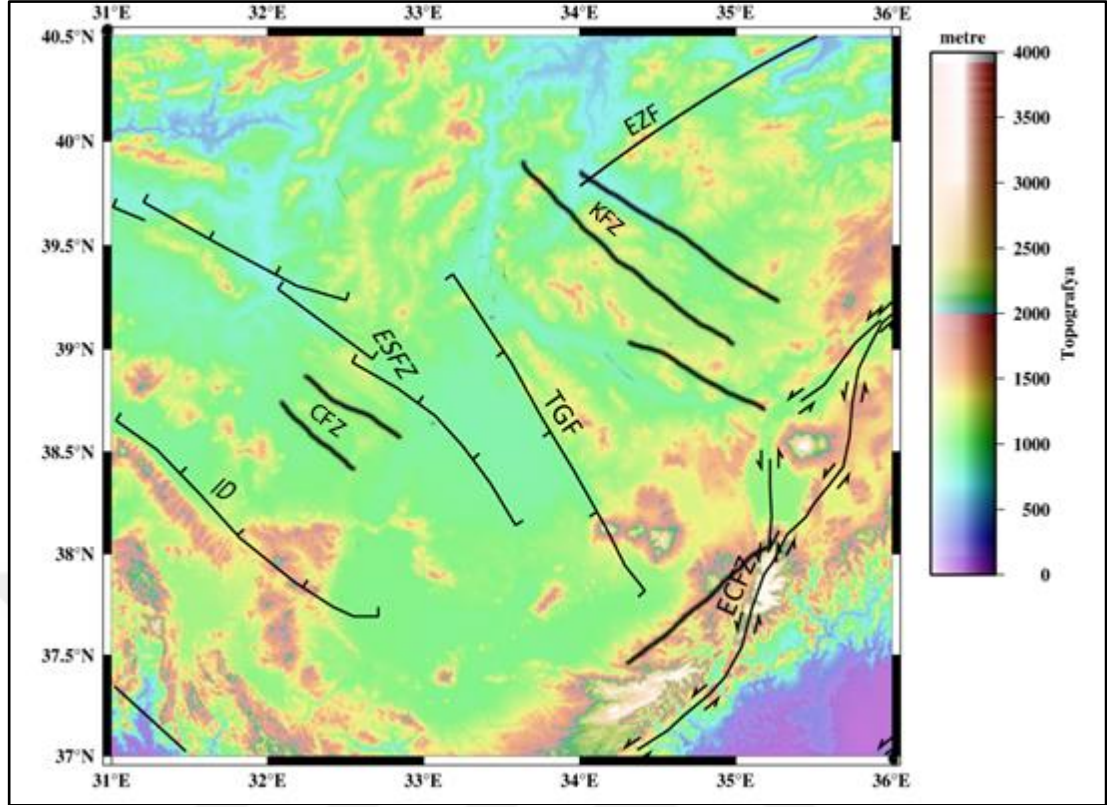
1. ORTA ANADOLU BÖLGESİ GENEL JEOLojİK VE TEKTONİK YAPISI

1.1. Paleotektonik Rejim

Anadolu kuzeyde Avrasya'nın doğu Avrupa Platformu ve güneyde Afrika-Arabistan ile temsil edilen eski Gondwana olmak üzere iki eski kıta arasında bulunmaktadır (Şekil 1.3a). Tetis okyanusunun kapanmasına neden olan Laurasya ve Gondwana kıtalarının çarpışmaları ve birbirine eklenmeleri ile Anadolu'nun dağ ve kenet kuşakları ortaya çıkmıştır. Bu parçalar Mesozoyik ve Tersiyer'de yanyana gelerek bugünkü Anadolu kıtasını oluşturmuşlardır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz, 1999). Böylece Anadolu levhası kuzeyde Laurasya ve güneyde Afro-Arap arasında meydana gelen çarpışmayla tetiklenen Alp-Himalaya dağ kuşağının bir parçası olmaktadır. Anadolu levhası Pontidler, Niğde-Kırşehir masifi, Anatolid-Torid platformu (ATP) ve Arap platformu olmak üzere tektonik mozaik olarak tanımlanabilecek olan ana bileşenlerden oluşur (Şekil 1.3b). Bu bileşenlerden bazıları Avrasya ve İstanbul zonunun parçalarından oluşurken, diğer kıta parçaları Gondwana'nın kuzey kesimini temsil eden Arap-Afrika levhasından kopan parçalardır.



Şekil 1.1. 37° – 40,5° kuzey enlemleri ve 31° – 36° doğu boylamları arasında kalan çalışma sahasının lokasyonu.



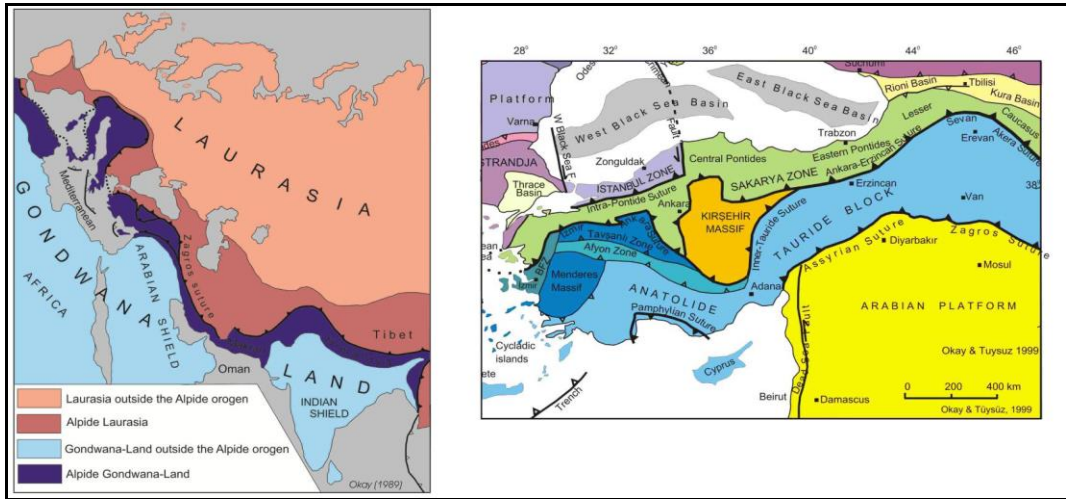
Şekil 1.2. Çalışma sahasının topoğrafya haritası ve bölgenin tektonik çizgisellikleri. Fay zonları Koçyiğit (2003) ve Özsayın v.d. (2013)'den düzenlenmiştir. ID: Isparta dirseğinin doğu kenarı, ESFZ: Eskişehir Fay Zonu, TGF: Tuz Gölü Fayı, ECFZ: Ecemiş Fay Zonu, EZF: Ezinepazarı Fayı, KFZ: Kırşehir Fay Zonu, CFZ: Cihanbeyli Fay Zonu. Proje sahasının güney batı köşesinde görülen küçük çizgisellik iç ısparta bükümünün doğu kenarıdır.

Pontidlerin güney sınırı boyunca uzanan yitim zonu Niğde-Kırşehir kristalin masifini Pontidlerden ayırır. Niğde-Kırşehir masifinin güney kolu İç Toros keneti olarak bilinen yitim zonu ile temsil edilir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984; Görür ve Tüysüz, 2001; Parlak ve diğ., 2013). Kuzeye doğru ilerleyen kıtasal parça daha sonra Kırşehir masifini şekillendirmiştir (Şengör ve diğ., 1984; Görür ve Tüysüz, 2001; Whitney ve Hamilton, 2004). Geç Kretase ve Erken Senozoyik'te Pontidler ve Toridler arasındaki yaklaşımla beraber Niğde-Kırşehir masifinin güney kesimi civarında ve Toridler kuzeyinde çok sayıda basen (Ulukışla baseni, Tuzgölü baseni, Kırşehir baseni, Yıldızeli baseni, Çankırı-Çorum baseni, Sivas baseni, Haymana baseni) meydana gelmiştir. Bu basenler Görür ve diğ.(1984) tarafından yay-önü basenler ve Yılmaz (1997a) tarafından ise kalıntı okyanus basenleri olarak tanımlanmıştır. İzmir-Ankara-Erzincan yitim zonu Pontidler altında kuzeye doğru dalan Neotetis okyanusunun kuzey kolunu temsil eder (Şengör

ve Yılmaz, 1981; Okay ve Şahintürk, 1997; Rice, 2006). Pontidler Alpin orojenizi boyunca kıvrımlı ve sıkışmalı tektonik rejim altında gelişen bindirme faylarla temsil edilir (Okay, 1986). Şengör (1984) Pontidleri Sakarya kıtası ve Rodop-Pontid fragmanı olmak üzere iki bölüme ayırırken, Okay (1986) Pontidleri İstanbul zonu, Sakarya zonu ve Istranca masifi şeklinde üç ana zona ayırır. Bu durumda Pontidler Alpin ve öncesi birliklerin birbirine kaynaştıkları bir orojenik mozaik yapısı şeklindedir.

Kıta-kıta çarpışması sonrası ATP ve Pontidler arasındaki yakınsama Erken Miyosen ve Geç Paleosen sırasında gerçekleşmiştir (Kaymakçı vd., 2009). Bu aktiviteye çarpışma boyunca granitoidler de eşlik etmektedir (Boztuğ ve Harlavan, 2008; Boztuğ vd., 2004). Orta Anadolu kıta önü havzalarının oluşumu bu çarpışma ile ilişkilidir (Boztuğ vd., 2008).

Niğde-Kırşehir bloğunun kuzey kesimi Niğde-Kırşehir masifinin metamorfik kayaları ve Ofiyolitik kayalar tarafından örtülür. Ofiyolitik kayalar, geç Kretase-Eosen zamanı boyunca (Şengör ve Yılmaz) Pontid yayının altına kuzeye doğru dalan İzmir-Ankara-Erzincan okyanusunun kalıntılarıdır (Jaffey ve Robertson, 2001).



Şekil 1.3. a) Eski Gondwana ve Lavrasya kıtaları arasında, Alpin Himalaya orojenik kuşağı üzerinde yer alan Anadolu (Okay ve Tüysüz, 1999). b) Anadolu levhasının basitleştirilmiş tektonik kuşakları (Okay ve Tüysüz, 1999)). Proje çalışma alanı, K-G yönlü sıkışmalı rejim altında deforme olan Doğu Anadolu ile K-G yönlü açılma rejimi etkisinde olan Batı Anadolu arasındaki iki farklı tektonik bölge arasında kalmaktadır.

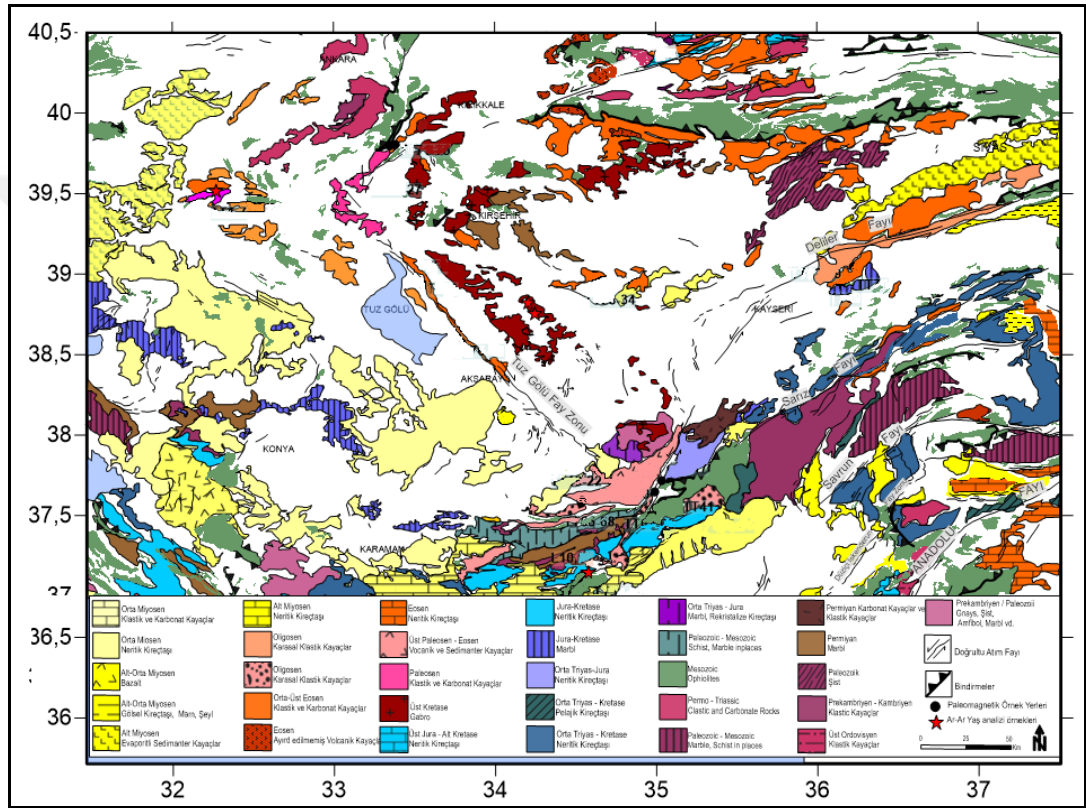
1.2. Neotektonik Rejim

Orta Anadolu bölgesinin günümüz tektonik yapısı Afrika ve Arabistan levhalarının ve görece olarak Avrasya ve Anadolu levhasına doğru yaklaşmasından ortaya çıkmıştır (Reilinger vd., 1997; Şengör ve Yılmaz, 1981). Levhalar arasındaki gerilmeler Anadolu mikrolevhasının Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) boyunca batıya doğru kaçışıyla dengelenir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Bu iki büyük fay zonu arasında kalan Anadolu bloğu yaklaşık 25 mm/yıl hız ile batıya doğru hareket etmekte (Straub vd., 1997; Reilinger vd., 1997; Kahle vd., 1998; McClusky vd., 2000) ve bloğun alt bölümü olan Batı Anadolu ise yaklaşık 30 mm/yıl hız ile güneybatıya doğru yönelmektedir (Barka vd., 1995).

Koçyiğit (2003) Orta Anadolu bölgesini iki alt neotektonik bölgeye ayırmıştır. Bunlar Konya-Eskişehir ve Kayseri-Sivas neotektonik bölgeleridir. Birinci bölge, gerilme türü rejimi ve verrev atımlı normal faylanmayı temsil ederken, ikinci bölge ise doğrultu atımlı faylanmaların hakim olduğu sıkışma-gerilme türü bir rejime karşılık gelir. Neotektonik rejimlerin başlangıç yaşı Erken Pliyosen sonrası olarak değerlendirilmiştir (Tokay ve Altunel, 2005).

Bölgenin tektonik yapısı ve litosfer içi deformasyonlarına yönelik problemler önemli bir tartışma konusudur. Şengör vd. (1985) Orta Anadolu'nun Geç Pliyosen ve günümüz aralığında, eş zamanlı iki ayrı neotektonik rejimin denetiminde ve düşük hızda (2 mm/yıl) aktif deformasyon geçirdiğini ileri sürmüştür. Görür vd. (1988) Orta Anadolu basenlerinin Kırşehir bloğu ve Sakarya kıtası üzerinde geç kretaseden bu yana geliştiğini ileri sürmüşlerdir. Koçyiğit ve Özacar (2003) Orta Anadolu bölgesini neotektonik rejimin ve bu rejimi temsil eden aktif fayların niteliğini dikkate alarak iki alt neotektonik bölgeye (Konya-Eskişehir ve Kayseri-Sivas) ayırmıştır. Platzman vd. (1998) Orta Anadolu'daki Neojen volkanizmasının yaygın olduğu yerlerden alınan örneklerin analiz sonuçlarına göre, 10-12 My peryot aralığında devamlı olarak bu bölgede saat yönünün tersine hareket olduğunu ve bu dönmenin Bitlis bindirme kuşağı boyunca geliştiğini ileri sürmüştür.

Orta Anadolu bölgesi genel jeolojisi (Şekil 1.4) Orta Anadolu Kristalin kompleksinin granitoidleri ve Neotetisin kuzey kolunun ofiyolitik kalıntılarına göre paleotektonik ve neotektonik rejimin izlerini taşımaktadır. Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı metamorfik kayaçlar ofiyolitik üzerlenme (kıtasal kabuğun kapanıp, okyanusal kabuğun geriye doğru gitmesi) ve granitoidlerin sokulumuyla ortaya çıkmışlardır (Göncüoğlu, 1986). Metamorfik kayaçlar kompleksin amfibolit, gnays, şist ve mermerlerinden ibarettir. Bu birimler Neojen-Paleosen sedimanter ve volkanik kayaçlarla örtülmüştür.



Şekil 1.4. Orta Anadolu'nun genel hatlarıyla jeoloji haritası (Çinku vd., 2016 ve MTA'nın 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritasından derlenmiştir).

2. ORTA ANADOLU BÖLGESİ ÜST KABUK GÖMÜLÜ TEKTONİK ÇİZGİSELLİKLERİN GÖRÜNTÜLENMESİ

2.1. Yatay Türevlerin Genliği

Gravite anomalilerinin yatay türevlerinin genliğine (YTG) dayalı yöntem ilk defa Cordell (1979) tarafından geliştirilmiştir. Yöntemin düşey türeve gerek duymaması ve yatay türevlerin uzunluk ortamında da kolayca hesaplanabilmeleri en önemli avantajıdır. YTG verileri, grid verilerinin yatay doğrultulu birinci yatay türevlerinin karelerinin toplamının karekökü olarak tanımlanır;

$$YTG(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial g(x, y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g(x, y)}{\partial y}\right)^2} \quad (2.1)$$

Bu yöntem, haritanın grid verileri boyunca yalnızca YTG'nin maksimumlarının belirlenmesine dayanır. YTG haritalarından elde edilecek maksimum değerleri içeren bölgeler, özellikle düşey yada yaklaşık düşey yoğunluk sınırlarının, fayların ve jeolojik kontakların sınırlarının izlenmesinde etkilidir (Cordell, 1979; Cordell ve Grauch, 1985). YTG yöntemi bir çok yazar tarafından tartışılarak farklı biçimlerde kullanılmıştır (Blakely ve Simpson, 1986; Grauch ve Cordell, 1987; Sharpton vd., 1987). YTG verileri (2.1) bağıntısında görüldüğü gibi doğrudan gravite anomalisine uygulandığı gibi, gravite anomalisinin düşey türevine de uygulanabilir (Oruç, 2011): Bu durumda g terimi yerine bunun düşey türevi (dg/dz) yazılırsa düşey türevin yatay türev genliği (DYTG) için,

$$DYTG(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial^2 g(x, y)}{\partial z \partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial^2 g(x, y)}{\partial z \partial y}\right)^2} \quad (2.2)$$

eşitliği yazılır.

Şekil 3.1 a' da görülen yarı sonsuz eğimli bir basamak modelinin gravite anomali bağıntısı Jung (1961) ve Stanley (1977) tarafından,

$$g(x) = 2G\Delta\rho \left\{ \left[(x - x_0) + \frac{z_1}{\tan d} \right] \sin d \left[\sin d \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) - \cos d (\theta_2 - \theta_1) \right] + (z_2 \theta_2 - z_1 \theta_1) \right\} \quad (2.3)$$

olarak verilir. Burada d dalım açısı ve z_1 ve z_2 sırasıyla üst ve alt derinlikleridir. (2.3) bağıntısının x' e göre birinci yatay türevi alınır,

$$\frac{\partial g}{\partial x} = 2G\Delta\rho \sin d \left\{ \left[\sin d \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) - \cos d (\theta_2 - \theta_1) \right] \right\} \quad (2.4)$$

eşitliği elde edilir (Stanley, 1977). Şekil 2.1b' de görüldüğü gibi düşey basamak için eğim açısı $d=\pi/2$ olacağından (2.4) bağıntısı,

$$\frac{\partial g}{\partial x} = g_x(x) = 2G\Delta\rho \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \quad (2.5)$$

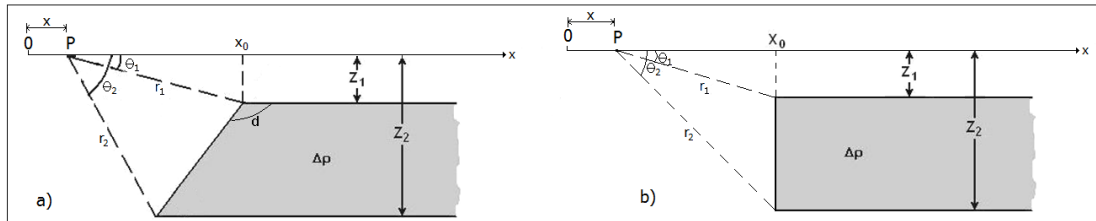
eşitliğine dönüşür. Bu bağıntıda r_1 ve r_2 uzaklıkları sırasıyla,

$$r_1 = \sqrt{(x - x_0)^2 + z_1^2} \quad (2.6)$$

ve

$$r_2 = \sqrt{(x - x_0)^2 + z_2^2} \quad (2.7)$$

olarak tanımlanır. Şekil 2.1' de görüldüğü gibi P gözlem noktası x_0 noktasının sol tarafında ise x_0 'ın P'ye olan uzaklığı x_0-x ve sağ tarafında ise $x-x_0$ olacaktır. Bununla birlikte (2.6) ve (2.7) eşitliklerinde bu farkların kareleri alındığından işaretin önemi yoktur.



Şekil 2.1. Fay veya basamak modelleri ve parametreleri. a) Yarı sonsuz eğimli basamak. b) Düşey basamak.

Yarı sonsuz basamak modeli iki boyutlu olduğundan (2.1) bağıntısında y doğrultulu türev terimi sıfır olur ($\partial g / \partial y = 0$). Buradan basitçe,

$$\text{YTG} (x) = \frac{\partial g(x)}{\partial x} \quad (2.8)$$

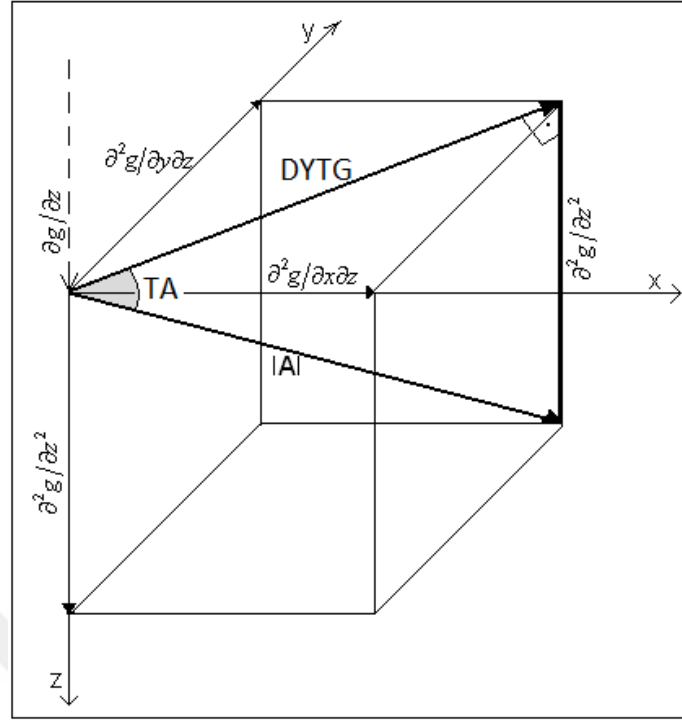
eşitliği elde edilir. (2.8) eşitiğinden YTG'nin maksimum değeri $x=x_0$ noktasında olduğundan tam kaynak sınırı üzerinde görüntüleme elde edilmiş olacaktır.

2.2. Düşey Türevlerin Tilt Açısı

Yeryüzünde herhangi bir noktada gravite anomalisinin düşey türevi ($\partial g / \partial z$) tanımlanırsa Şekil 2.2' de görüldüğü gibi yatay düzlemde ve düşey doğrultuda bunun x , y ve z doğrultulu türevleri tanımlanabilir. Bu durumda düşey türevin yatay türev genliği ile analitik sinyal (AS) arasında tilt açısı olarak bilinen bir açı ortaya çıkar. Bu açının tanjantı basitçe;

$$\begin{aligned} \text{TA} &= \tan^{-1} \left(\frac{\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial g}{\partial z} \right)}{\sqrt{\left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial g}{\partial z} \right) \right]^2 + \left[\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial g}{\partial z} \right) \right]^2}} \right) \\ &= \tan^{-1} \left(\frac{\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}}{\sqrt{\left[\frac{\partial^2 g}{\partial x \partial z} \right]^2 + \left[\frac{\partial^2 g}{\partial y \partial z} \right]^2}} \right) \end{aligned} \quad (2.9)$$

olarak yazılır (Oruç, 2011). Tilt açısının en önemli özelliği, türevlerin oranı alındığından genliklerden bağımsız olarak çözüm üretmesi ve her zaman en büyük ve en küçük değerlerinin $\pm\pi/2$ aralığında değişim göstermesidir. Ayrıca herhangi bir dalga boyu sınırlaması olmaksızın sığ ve daha derin kaynakların anomali haritalarında izlenmesine olanak vermesidir. Bu nedenle bir tür "otomatik kazanç süzgeci" özelliğine sahiptir.



Şekil 2.2. Herhangi bir noktada gravite anomalisinin düşey türevinin ($\partial g/\partial z$) x,y ve z doğrultulu türevleri ve Tilt açısının geometrik anlamı (Oruç, 2011). DYTG düşey türevin yatay türevlerinin genliğidir. Kesikli düşey oklar, tilt açısının hesaplanacağı temel veriyi temsil eder.

Yarı sonsuz düşey kontak modelinin ikinci düşey ve ikinci karmaşık türev eşitlikleri Klingele vd. (1991) tarafından,

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = 2G\Delta\rho \left[\frac{(x - x_0)}{(x - x_0)^2 + (z - z_0)^2} \right] \quad (2.10)$$

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z \partial x} = 2G\Delta\rho \left[\frac{-(z - z_0)}{(x - x_0)^2 + (z - z_0)^2} \right] \quad (2.11)$$

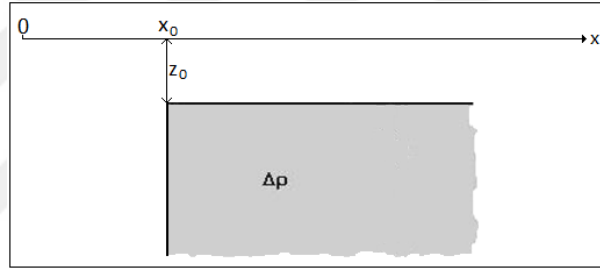
olarak verilmiştir. Model y doğrultusunda sonsuza uzandığından bu doğrultudaki türevi sıfır olur. (2.10) ve (2.11) eşitlikleri, (2.9)' de yerine yazılırsa,

$$TA = \tan^{-1} \left(\frac{x - x_0}{-(z - z_0)} \right) \quad (2.12)$$

eşitliği bulunur. Yeryüzü düzleminde $z=0$ olacağından modelin tilt açısı fonksiyonu,

$$TA = \tan^{-1}\left(\frac{x - x_0}{z_0}\right) \quad (2.13)$$

olarak elde edilir (Oruç, 2011). Bu eşitliğe göre kontak sınırının tam üzerindeki profil noktasında ($x=x_0$) tilt açısı $TA=0$ Radyan değerini alır. Böylece TA'nın "sıfır" değeri modelin yatay konumunu belirler. Ayrıca $x=x_0=z_0$ ve $z-x_0=-z_0$ özel durumları için tilt açısı sırasıyla $+\pi/4$ ve $-\pi/4$ değerlerini alır. Böylece tilt açısının $\pm\pi/4$ genlik değerleri arasındaki yatay uzaklığın yarısı kontak derinliğini verir. Derinlik parametresi alternatif olarak $x=x_0$ noktası ile $+\pi/4$ veya $-\pi/4$ genlikleri arasındaki uzaklıktan da bulunabilir.



Şekil 2.3.Yarı sonsuz düşey kontak parametreleri.

Grid verilerinden yatay ve düşey türevlerin hesaplanmasında Fourier dönüşümünün "türev" özelliğinden yararlanılabilir. Bununla birlikte örneğin ikinci düşey türev Laplace bağıntısından kolayca,

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = -\left(\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2}\right) \quad (2.14)$$

şeklinde yazılır. bulunur. İkinci yatay türevler uzunluk ortamında sonlu farklarla hesaplanabileceği gibi Fourier dönüşümleriyle de bulunabilir. Fourier dönüşümü alınabilen bir $f(x)$ fonksiyonunun türevi, bu fonksiyonun Fourier dönüşümü $(F(k))$ ile k dalga sayısının n . kuvvetinin çarpımına eşdeğerdir.

$$\frac{\partial^n f(x)}{\partial x^n} \leftrightarrow (ik)^n F(k) \quad (2.15)$$

olarak gösterilir. Aynı şekilde dalga sayısı ortamında x ve y yönlü ikinci yatay türevler,

$$F\left(\frac{\partial^2 g}{\partial x^2}\right) = (ik_x)^2 F[g(x, y)] \quad (2.16)$$

$$F\left(\frac{\partial^2 g}{\partial y^2}\right) = (ik_y)^2 F[g(x, y)] \quad (2.17)$$

eşitlikleri ile verilir (Blakely, 1995). Bu iki eşitlik (2.17)' de yerine yazılırsa,

$$\begin{aligned} F\left(\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}\right) &= -(ik_x)^2 F[g(x, y)] - (ik_y)^2 F[g(x, y)] \\ &= (k_x^2 + k_y^2) F[g(x, y)] \end{aligned} \quad (2.18)$$

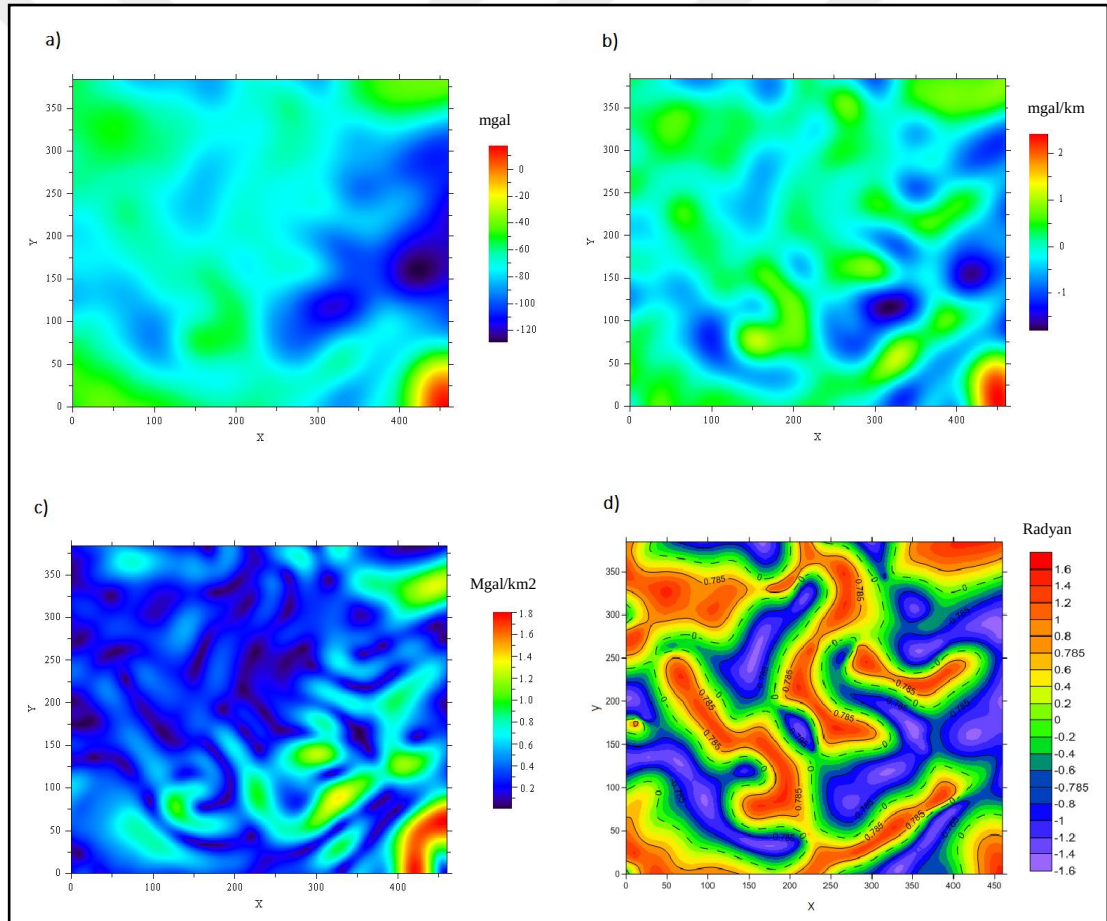
elde edilir. Böylece n. dereceden düşey türev için genel bir bağıntı,

$$\frac{\partial^n g}{\partial z^n} = F^{-1}\{(k_x^2 + k_y^2)^{n/2} F[g(x, y)]\} \quad (2.19)$$

eşitliği azılabılır (Darby ve Davies, 1967). Bu durumda birinci düşey türev için n=1 alınmakta ve $g(x, y)$ anomalilerinin iki boyutlu Fourier dönüşümü $(k_x^2 + k_y^2)^{1/2}$ ile çarpıldığında bulunan sonucun ters Fourier dönüşümünden uzunluk ortamında birinci düşey türev (dg/dz) değerleri elde edilmiş olmaktadır. Benzer şekilde ikinci veya daha yüksek derceden türevler de hesaplanabilir.

Şekil 2.4a' da EGM2008 anomalilerinin 50-200 km arası dalga boylarına ait gravite anomali haritası görülmektedir. Görece olarak kısa ve uzun dalga boyları kullanılarak sığ ve nispeten derin yapısal süreksizliklerin görüntülenmesi amaçlanmıştır. Şekil 2.4b' de Orta Anadolu bölgesinin birinci düşey türev haritası ve Şekil 2.4c ve 2.4d' de ise sırasıyla DYTG ve birinci düşey türevden hesaplanan tilt açısı haritası görülmektedir. Birinci düşey türev haritasındaki gradyent zonları yatay türev

genliklerinin maksimum değişimleriyle karakterize edilmiştir. Özellikle sahanın güney, güney doğu ve kuzey batı kesimlerinde güçlü maksimum zonlar yapısal süreksizlikleri işaret eder. Tilt açısı sıfırlarının DYTG maksimumlarını izlemesinden bu iki yöntemin birbirini desteklediği görülmektedir. Çizgiselliklerin genel karakteri güneydoğu ve kuzeybatı doğrultulu olmalarıdır. Tilt açılarının $\pm\pi/4$ konturları arasındaki uzaklıkların yarısından ilgili anomali dalga boylarına neden olan jeolojik sınır derinlikleri 5-30 km arasında değişmektedir. Bu durumda birinci düşey türevin tilt açıları, ağırlıklı olarak üst kabukta oluşan düşey veya düşeye yakın kontak veya fay biçimindeki yapısal süreksizliklerin yaklaşık doğrultuları ve üst derinliklerine yönelik bilgiler sunmuştur.



Şekil 2.4. a) Şekil 3.4 b'deki EGM2008 anomalilerinin 50-200 km arasındaki dalga boylarının geçirildiği band geçişli süzgeçlenmiş harita. b) Süzgeçlenmiş verilerden hesaplanan birinci düşey türev haritası. c) Birinci düşey türev verilerinden elde edilen yatay türev genlik haritası. d) Birinci düşey türev verilerinden elde edilen tilt açısı haritası.

2.3. Euler Dekonvolüsyonu

Euler dekonvolüsyonu potansiyel alanların yorumunda kullanılan en iyi bilinen yöntemlerden biridir. Yöntem anomali kaynaklarının yatay konumları ve derinliklerine yönelik sürekli çözümler üretmesi nedeniyle "otomatik" bir yorumlama tekniğidir. Bazı durumlarda sürekli çözümler, yorumcunun kontrolü altında geliştirilir; bu durumda yöntem yarı otomatik olarak tanımlanır. Euler dekonvolüsyonuyla anomali kaynaklarının tipleri de belirlenerek bunların yeraltında hangi bölgelere dağıldıkları derinlik bilgileriyle birlikte görüntülenebilir.

Potansiyel alanlarda "impuls" doğal alanın kendisi ve "impuls tepki" ise kaynağın bu alan içinde küçük de olsa değişime neden olmasıdır. Bu nedenle yeraltı kütle dağılımlarının anomalileri, aynı zamanda o kütlelerin doğal alan içerisindeki impuls tepkileri olarak düşünülebilir (Hartman vd., 1971). Bu durumda impuls tepkileri $f(x,z)$ olan kütlelerin yeraltındaki geometrik dağılımları $k(x,z)$ olmak üzere, potansiyel alan $g(x,z)$ impuls tepki fonksiyonu ile kütle dağılımının iki boyutlu konvolüsyonu olarak ifade edilir (Werner, 1975):

$$g(x,z) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x-\alpha, z-\beta)k(\alpha,\beta)d\alpha d\beta \quad (2.20)$$

Buna göre $g(x,z)$ ölçülerinden konvolüsyon etkisi kaldırılarak; diğer bir deyişle "dekonvolüsyon" işlemiyle $k(x,z)$ kütle dağılımları kestirilebilir. Bu işlem aslında temel olarak ters çözüm işlemidir. Dekonvolüsyon işlemi Euler diferansiyel bağıntısı ile yapıldığında yöntem Euler dekonvolüsyonu adını alır. Homojenlik derecesi n olan bir $f(x,y,z)$ fonksiyonu,

$$f(tx,ty,tz) = t^n f(x,y,z) \quad (2.21)$$

eşitliğini sağlıyorsa böyle bir fonksiyon,

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = nf \quad (2.22)$$

olarak verilen Euler homojenite (homojen dağılımlı) bağıntısını da sağlar. Matematikte iyi bilinen bu ilişki, gravite ve manyetik anomalilerin yorumunda ve modellemesinde Euler dekonvolüsyon tekniği olarak kullanılmaktadır. Bu ilişkinin potansiyel alanlar için kullanılması fikri ilk defa Hood (1963) tarafından ortaya atılmıştır. Basit şekilli simetrik kütle dağılımlarının gravite fonksiyonları için genel bir bağıntı olarak,

$$g(x, y, z) = \frac{K}{r^N} \quad (2.23)$$

eşitliği yazılabilir. K kaynağa bağlı bir sabittir. r gömülü kaynağın merkez veya üst yüzey koordinatlarının (x_0, y_0, z_0) gözlem noktasının koordinatlarına (x, y, z) olan uzaklığıdır,

$$r = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2} \quad (2.24)$$

(2.23) bağıntısında en dikkat çekici parametre N dir. N terimi fonksiyonun azalma derecesi olarak, aynı zamanda kaynak geometrisine bağlı bir tamsayıdır. (2.22) ve (2.23)' den kaynağın homojenlik derecesinin $n = -N$ olduğu açıktır. Gözlem düzlemi yeryüzü olmak üzere ($z=0$), (2.23) bağıntısı ile verilen Euler eşitliği kaynak veri gravite anomalisinin kendisi olmak üzere,

$$(x - x_0) \frac{\partial g}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial g}{\partial y} - z_0 \frac{\partial g}{\partial z} = -N(g(x, y, 0) - B) \quad (2.25)$$

olarak yazılır. Burada B , ölçülere eklenen bölgesel alan değeri veya baz değeridir. Euler dekonvolüsyonu doğrudan gravite anomalilerine uygulanabildiği gibi, düşey türev verilerine de uygulanabilir. Örneğin (2.25) bağıntısında g terimi yerine, kaynak veri birinci düşey türev $(\partial g / \partial z)$ olduğunda,

$$(x - x_0) \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial g}{\partial z} \right) + (y - y_0) \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial g}{\partial z} \right) - z_0 \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial g}{\partial z} \right) = -N \frac{\partial g}{\partial z} \quad (2.26)$$

yazılır ve buradan,

$$(x - x_0) \frac{\partial^2 g}{\partial x \partial z} + (y - y_0) \frac{\partial^2 g}{\partial y \partial z} - z_0 \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = -N \frac{\partial g}{\partial z} \quad (2.27)$$

elde edilir. Basit işlemlerle,

$$x \frac{\partial^2 g}{\partial x \partial z} + y \frac{\partial^2 g}{\partial y \partial z} + Ng = x_0 \frac{\partial^2 g}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 g}{\partial y \partial z} y_0 + z_0 \frac{\partial g}{\partial z} \quad (2.28)$$

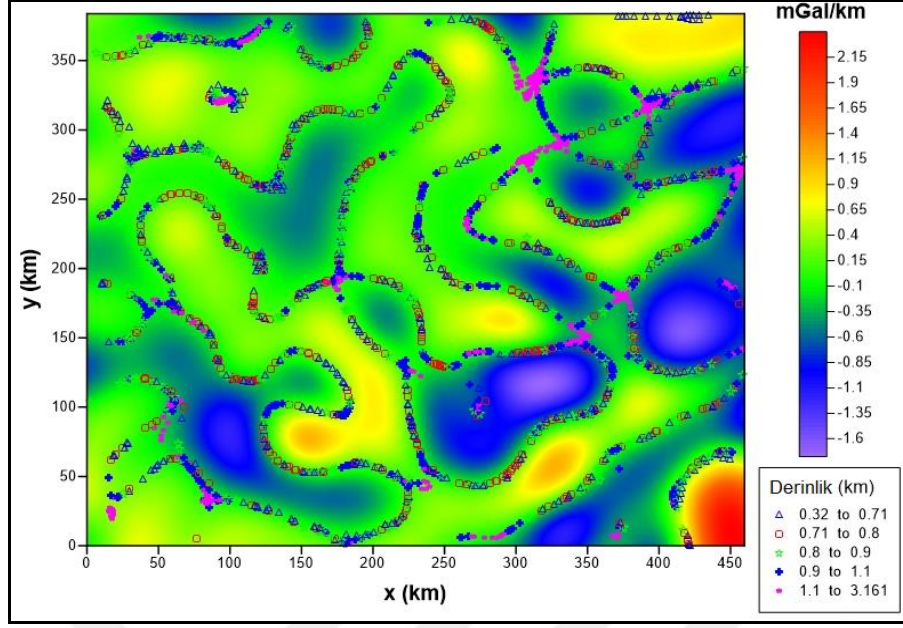
eşitliği yazılabilir. Burada x ve y "bilinen" harita koordinatlarıdır. Aynı zamanda g "ölçülen" ve türev terimleri ise g 'den "hesaplanan" verilerdir. Böylece Euler bağıntısında "bilinmeyen" parametreler kaynağın yeraltındaki yatay konumlarının (x_0 ve y_0) ve derinlikleridir (z_0). Yöntemin başarısını etkileyen kriterler, verinin gürültü içeriği, veri gridleme, türevlerin hesaplanması, Euler pencere boyunun seçimi, yapısal indeks parametresi ve kabul edilebilecek olan çözümleri belirleyen tolerans parametresidir. Bu kriterlerin biri doğru bir şekilde yerine getirilmediğinde, kaynak lokasyon ve derinliklerin çözümlerinde "saçılmalar" oluşmakta ve yorum neredeyse olanaksız hale gelmektedir. Özellikle pencere boyu, ilgilenilen anomalilerin dalga boylarını kapsayacak şekilde seçilmelidir. Yapısal indeks parametresi kaynak tipine bağlı olduğundan aynı zamanda "yapısal indeks" olarak da tanımlanır. Euler dekonvolüsyonunda yapısal indeks bir "ön bilgi" olarak önceden bilinmelidir. Yöntemin en önemli zorluğu bu parametrenin doğru bir şekilde seçilmesidir. Reid vd. (1990) yapısal indeksin optimal seçiminde Euler çözümlerinin "kümelenme" özelliğini dikkate almışlardır. Buna göre farklı N değerleri için çözümler üretilmekte ve çözümlerin kümelenme özelliği elde edildiğinde, aynı zamanda en iyi N değeri de seçilmiş olmaktadır. İdeal kaynak tiplerine ait yapısal indeks değerleri Tablo 2.1' de verilmiştir. (2.28) bağıntısından anomali kaynaklarının yatay konum (x_0) ve derinlikleri (z_0), $\partial g / \partial z$, $\partial^2 g / \partial x \partial z$ ve $\partial^2 g / \partial x \partial y$ haritalarındaki grid verilerinden belli boyutta seçilen pencere içerisinde oluşturulan doğrusal bağıntılar sisteminin çözümüyle hesaplanır. Her hesaplamadan sonra pencere bir grid yana kaydırılarak yeni bir doğrusal bağıntılar sistemi kurulur. Bu şekilde oluşturulan doğrusal sistemin çözülmesiyle hesaplanan yeni konum ve derinlikler x - y düzlemi üzerinde belli semboller eşliğinde işaretlenir. Euler çözümleri verinin kalitesine,

yapısal indekse, pencere boyuna ve “kabul edilebilir” çözümlerin ölçüsünü belirleyen tolerans değerinin seçimine bağlıdır (Reid vd., 1990; Thompson, 1987).

Tablo 2.1.Bazı basit şekilli modellerin yapısal indeks değerleri (Stavrev, 1997).

Kaynak	Yapısal indeks (N)		
	Gravite Anomali	Birinci düşey türev	İkinci düşey türev
Küre	2	3	4
Uzun yatay silindir veya uzun çizgisel kütle	1	2	3
Yarı sonsuz ince tabaka veya basamak	0	1	2
Yarı sonsuz kontak	-1	0	1
Yarı sonsuz ince dayk	1	2	3

Çalışma alanında olası lokal çizgisellikleri izlemek amacıyla Euler dekonvolüsyonu Şekil 2.4b’ deki birinci düşey türev verisine uygulanmıştır. Bu nedenle yapısal indeks değeri $N=0$ olarak alınmıştır. Tolerans değeri 10 olarak seçilmiştir. Bu durumda Pencere boyu çok kısa dalga boylu verilerden kaçınmak amacıyla 5×5 boyutunda veya grid aralığına göre yaklaşık $18 \times 18 \text{ km}^2$ olarak seçilerek (2.13) bağıntısından çizgiselliklerin yatay konum ve derinliklerine yönelik çözümler elde edilmiştir. Çok sayıda çözümden Reid vd. (1990) tarafından önerilen ve saçılmalara neden olan derinlik belirsizliklerini reddeden istatistiksel yaklaşıma göre “kabul edilir” çözümler işaretlenmiştir. Buna göre %10’ luk tolerans seviyesini veya standart sapmayı aşan derinlikler reddedildikten sonra bulunan Euler çözümleri kabul edilmiştir. Çözümlerin yeterince kümелendiği ve düşey türev haritasındaki gradient zonlarını izlediği açıkça görülebilir (Şekil 2.5). Daire biçimindeki sembollerin dağılımı kaynak sınırlarına karşılık gelir. Daire sembolleri, hesaplanan derinlik değerlerine göre farklı çaplarda düzenlenerek beş farklı aralıkta gösterilmiştir. Böylece lokal çizgiselliklerin ağırlıklı olarak KB-GD doğrultulu uzandıkları ve derinliklerinin 0.32 km-3.16 km arasında değiştiği görülmektedir. Bu durumda çalışma alanında üst kabuğun en üst bölgesine ait lokal kırık sistemlerinin uzanımlarına yönelik çözümler geliştirilmiştir. Bölgenin ana fay zonlarından başka sığ üst kabuğun sığ kesimlerinde kırık sistemlerinin gelişmesi üst kabuğun kırılabilirliğine işaret eden önemli bilgiler sunmaktadır.



Şekil 2.5. EGM08 anomalilerinin birinci düşey türevinin Euler dekonvolüsyon çözümleri. Yapısal indeks sıfır seçilerek yarı sonsuz kontak veya fay konum ve derinlik çözümleri elde edilmiştir. Euler pencere boyutu ilgilenilen dalga boylarını kapsayacak şekilde 5×5 ($\sim 18 \times 18$ km) olarak alınmıştır.

3. ORTA ANADOLU BÖLGESİ KABUK SİSMOLOJİK GERİLME ANALİZLERİ

Bu bölümde Orta Anadolu çalışma alanında aletsel dönemde oluşan depremlerin dış merkez ve odak derinliklerinin dağılımları ile odak mekanizma çözümlerine göre depremlerin doğrultu, eğim ve kayma açılarından yararlanılarak bölgenin yapısal unsurlarının oluşumunda rol oynayan etkin gerilme yönleri ve büyüklükleri belirlenmiştir.

3.1. Orta Anadolu Depremlerinin Zaman ve Uzunluk Ortamında Dağılımları

1990 yılında ilk sismografların kullanılması ile birlikte deprem kayıtları alınmaya başlanmış ve bu tarihten önceki depremler tarihsel depremler ve sonraki depremler aletsel depremler olarak tanımlanmıştır. Tarihsel dönemde meydana gelen depremler; deprem sonucu hayatını kaybedenlerin sayısı, yaralı sayısı, hasar gören yapı sayısı gibi kavramlarla ifade edilmiş ancak depremin dışmerkezi (merkez üssü), büyüklüğü (magnitudü) ve derinliği (odak derinliği) ile tanımlanamamıştır. Aletsel dönem sonrasında sismometre teknolojilerinin gelişimine bağlı olarak depremlerin büyüklüğü, dışmerkezi ve derinliği tanımlanır hale gelmiştir. Aletsel dönem deprem verilerinin zaman ve uzaya göre dağılımlarını incelemek tarihsel dönem deprem verilerine göre daha iyi sonuçlar vermektedir. Bunun en önemli nedeni verilerin tarihsel dönemde olduğu gibi gözleme dayalı olmaması ve bu nedenle hataların en aza inmiş olmasıdır. Bu nedenle proje çalışma alanı içerisinde oluşan depremlerin dağılımları (sıklıkları), odak derinlikleri ve bunlardan yararlanılarak sismolojik zon derinliklerinin belirlenmesinde aletsel dönemde oluşan depremlerden yararlanılmıştır. Ancak çeşitli kuruluşlara ait aletsel dönem deprem katalogları da tüm dönem boyunca (1900-günümüz) tam olmayabilir (Ulutaş, 2006). Belirli bir gözlem süresi içerisinde, belli bir büyüklükle tanımlanan depremlerin, t birim zaman diliminde birikimli oluş sayıları $N_c(m)$ ile gösterilirse ortalama değerler (λ_m)

$$\lambda_m = \frac{N_c(m)}{t} \quad (3.1)$$

eşitliğine dikkat edildiğinde, toplam gözlem süresi boyunca aynı olamayacağı açıktır (Ulutaş, 2006). Bunun nedeni deprem dışmerkez ve odak derinliklerinin hesaplanmasında aletsel dönemin başlangıcı ile günümüz arasında sismometre dağılımındaki artıştır. Sismometre dağılımındaki artışa bağlı olarak kataloglara eklenen deprem sayısındaki artış, bir bölgede deprem etkinliğinin arttığı şeklinde algılanmamalıdır. Bu etkiyi en aza indirebilmek için çalışma alanında oluşan depremlerin dağılımını belirlemede aletsel dönem için günümüze daha yakın bir tarih olan 1975 yılı seçilmiş ve bölgede oluşan depremlerin dışmerkez, büyüklük, odak derinliği ve odak parametreleri bu tarihten sonraki depremler için incelenmiştir. Bir bölgedeki deprem dağılımı ve istatistiği ile ilgili bir diğer önemli etken deprem büyüklük (magnitüd) bilgilerinin tekdüze olup olmadığıdır. Deprem parametreleri hesaplayan her kurumun kullandığı algoritma ve veri yapısına bağlı olarak farklı türde deprem büyüklükleri verilebilmektedir. Bu farklılık, büyüklük hesaplama yöntemlerinin belirli büyüklük aralığında ve uzaklıktaki depremler için geçerli olmasından kaynaklanmaktadır. Bu nedenle deprem büyüklüğü veren kuruluşlar, sismometre konumları ve deprem dış merkezleri arasındaki uzaklığa bağlı olarak büyüklük hesaplamada farklı yöntemlere başvurmak zorunda kalırlar. Çeşitli yöntemlerle hesaplanabilen büyüklük türleri, süreye bağlı büyüklük (M_d), yerel büyüklük (M_L), yüzey dalgası büyüklüğü (M_S), cisim dalgası büyüklüğü (m_b) ve moment büyüklüğüdür (M_w). M_w büyüklük türü diğerlerine göre daha güvenilirdir; ancak diğer deprem türlerine göre hesaplanması daha zor, ayrıntılı ve karmaşıktır. Bu nedenle özellikle büyüklüğü küçük olan depremler için kataloglarda yer almazlar. Moment büyüklüğü deprem oluşumunu matematiksel bir modelle tanımlar. Bu nedenle faylanma alanının ve fay kayma miktarının ayrıntılı belirlenmesi gereklidir. Bu çalışmada çalışma alanında da oluşan depremlere ait konum, büyüklük ve odak derinlik bilgisi Boğaziçi Üniversitesi Kandili Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (BÜ-KRDAE) ve Amerika Ulusal Jeoloji Araştırmaları (United States Geological Survey-USGS,) eş zamanlı (on-line) deprem kataloglarından alınmıştır (KRDAE, 2017; USGS, 2017). Depremlerin istatistiğine dayanan çalışmalarda kullanılan deprem verilerinin zaman ve uzunluk boyutundaki dağılımları çalışmanın sonucunu doğrudan etkileyeceğinden, kataloglardan alınan deprem büyüklüklerinin

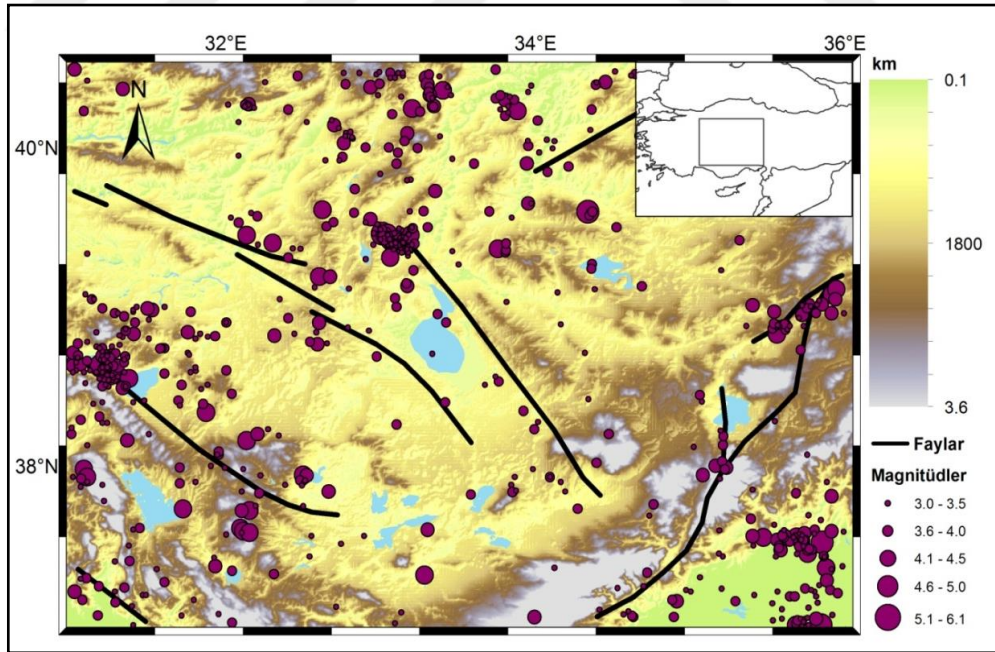
tekdüze hale getirilmesi gerekmektedir. USGS deprem kataloglarında çalışma alanı için verilen büyüklükler m_b , M_w ve M_s türünde verilmiştir. BÜ-KRDAE kataloglarında verilen deprem büyüklükleri ise M_L ve M_d büyüklük türünde verilmişlerdir. Proje çalışma alanında oluşan bazı depremleer için her iki katalogda da hiç bir büyüklük türü belirtilmeyerek, M adı altında deprem büyüklükleri verilmiştir. Bu çalışma kapsamında, kataloglardan alınan farklı büyüklük türleri Ulutaş (2006) tarafından belirlenen dönüşüm bağıntılarından yararlanılarak (Tablo 3.1) önce m_b magnitüd türüne, sonra M_w magnitüd türüne dönüştürülmüştür. Bu sayede proje çalışma alanı içerisindeki deprem büyüklükleri tekdüze hale getirilerek deprem dağılımları ve analizleri tek bir magnitüd türüne göre yapılmıştır.

Tablo 3.1. Büyüklük türlerine dönüşüm bağıntıları (Ulutaş, 2006)

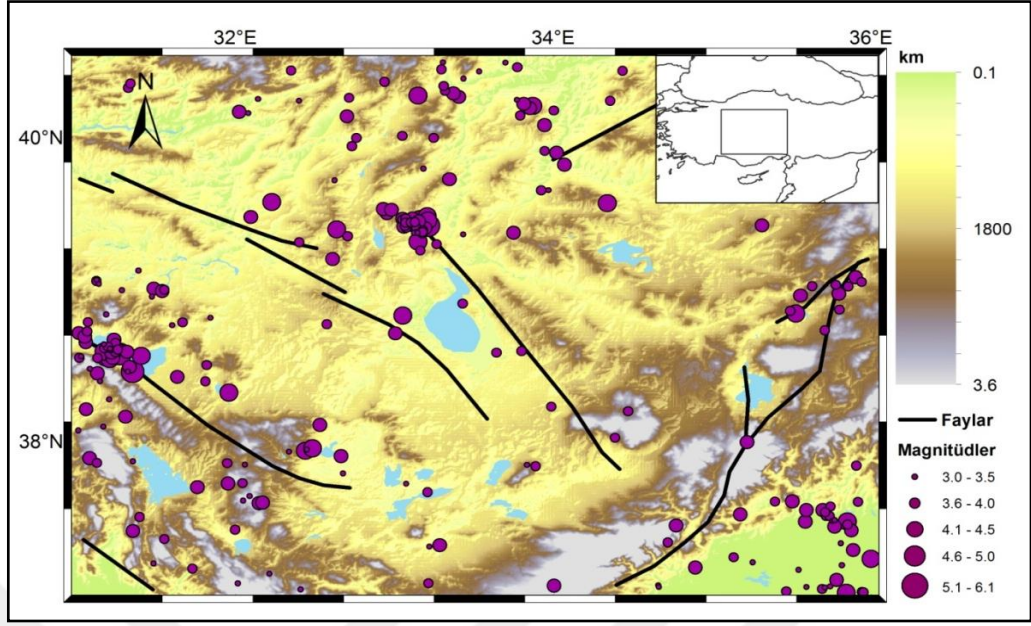
Dönüşüm Bağıntısı *
$m_b = 0.82 \times M + 0.928$
$m_b = 0.94 \times M_d + 0.25$
$m_b = 0.96 \times M_L + 0.30$
$M_w = \frac{1}{0.6997} m_b - \frac{1.4064}{0.6997}$
m_b : Cisim dalgası büyüklüğü, M_d : süreye bağılı büyüklük M_L : Yerel büyüklük, M_w : Moment büyüklüğü

Çalışma alanında Şekil 3.1 ve Şekil 3.2’de görülen deprem dışmerkez dağılımları sırasıyla BU-KRDAE ve USGS eşzamanlı deprem katalogları için tekdüze haline getirilmiş M_w büyüklük türüne göre elde edilmiştir. Ayrıca her iki katalogdan alınan depremler, büyüklük-deprem sayısı ve yıllar-deprem sayısı olarak histogram grafiğı biçiminde Şekil 3.3, Şekil 3.4, Şekil 3.5 ve Şekil 3.6’da verilmiştir. Çalışma alanında Tuz Gölü ve Ecemiş Fayı gibi tarihte önemli depremler oluşturan aktif fayların bulunması, bölgede sismik gerilme etkinliğinin dikkate alınması gerektiğini göstermektedir. Buna ek olarak aletsel dönemde çalışma alanı içerisinde veya oldukça yakınında Orta (Çankırı), Bala (Ankara), Çay (Afyon), Dinar (Afyon) ve Adana civarında bina hasarına ve yıkıma yol açan 5.8’den büyük depremlerin oluşması, bölgede sismik aktivitenin etkin olduğunu ortaya koymaktadır. Çalışma alanında BÜ-KRDAE kataloglarına göre büyüklüğü 3.0’ dan büyük olan toplam 590

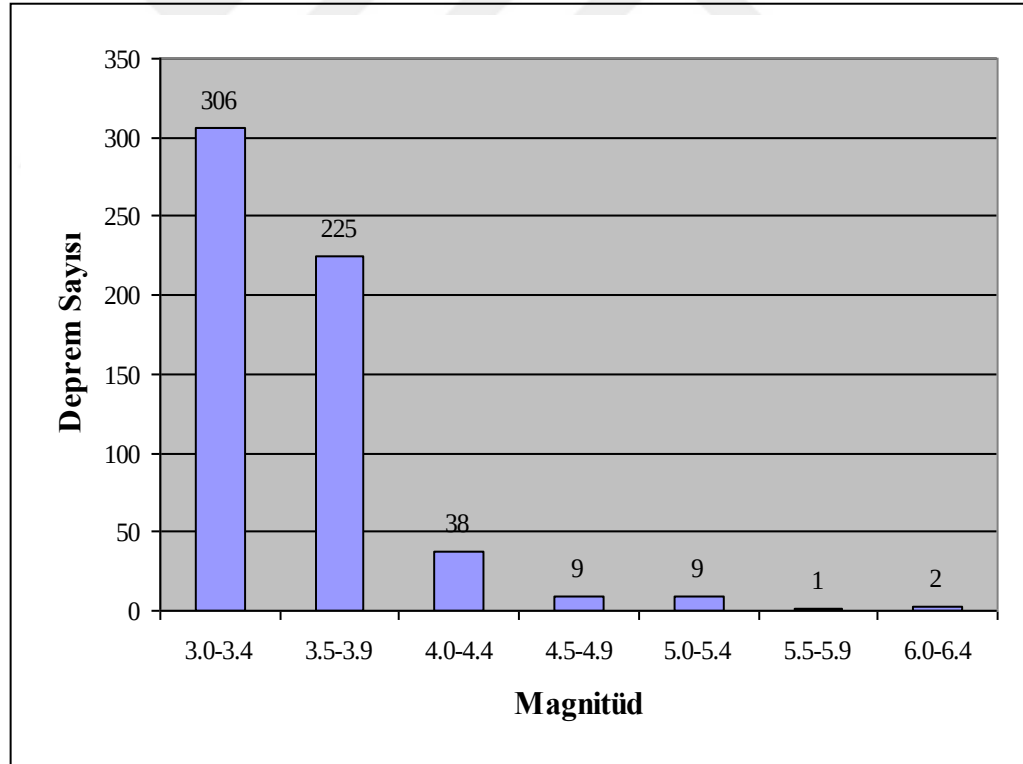
ve USGS kataloglarına göre 244 deprem oluşmuştur. BÜ-KRDAE kataloğunda daha fazla deprem bilgisinin yer alması ülkemizde kurulu yoğun deprem ağından kaynaklanır. Histogramların analizi yapılırsa, BÜ-KRDAE kataloglarına göre küçük deprem sayılarının “poisson” dağılımına uygun olacak bir biçimde sayıca daha fazla, büyük depremlerin ise daha az sayıda olduğu görülmektedir (Şekil 3.3, Şekil 3.5). USGS kataloglarında ise $3.0 < M < 3.4$ aralığındaki depremlerin, $4.0 < M < 4.4$ aralığında oluşan depremlerden daha az sayıda olduğu görülmektedir (Şekil 3.4, Şekil 3.6). Burada küçük depremlerin daha az sayıda olması, “poisson” dağılımı ilkelerine göre beklenen bir durum değildir. Bu durum USGS kataloglarında yeralan küçük depremlerin fazla çözülmemiş olduğunu gösterir. Buna karşın çalışma alanında 4.5’den büyük depremler USGS kataloglarında daha fazla yer almaktadır. Bu durumda bu çalışmada önemli olan büyük depremlerin uzak alan sismik kayıt verisi kullanan USGS tarafından yeterince çözülünemediği ve kataloglarda yer aldığı anlaşılmaktadır. Böylece maksimum gerilme eksenlerinin belirlenmesinde büyük depremler önemli olduğundan, çalışma alanında USGS kataloglarında yer alan deprem parametreleri dikkate alınacaktır.



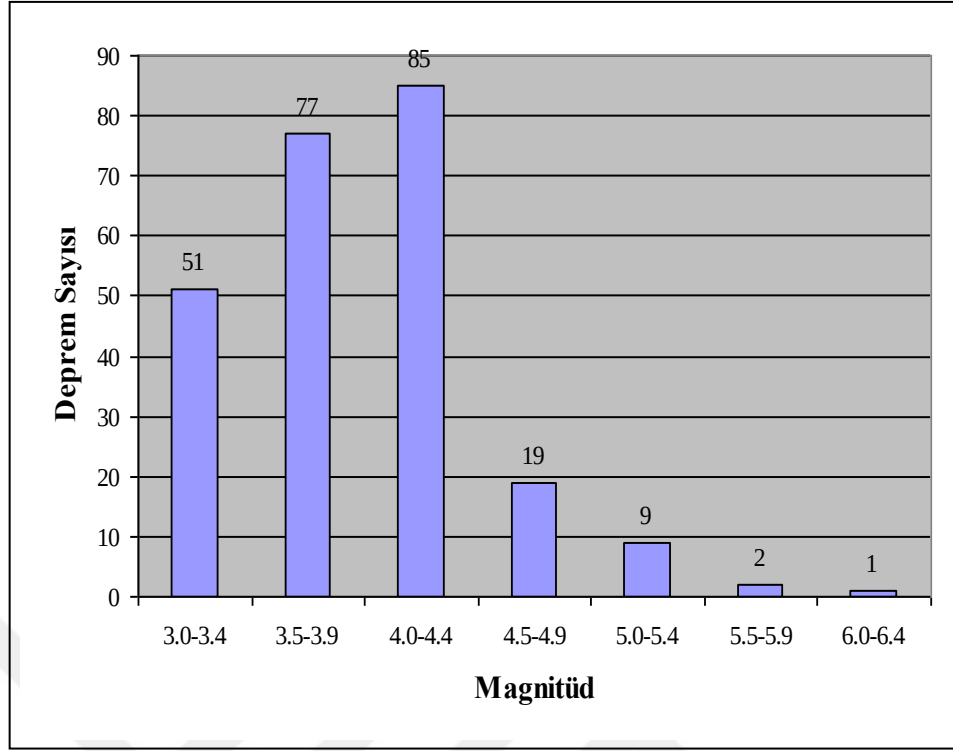
Şekil 3.1. BÜ-KRDAE kataloglarına göre çalışma alanında 1975-2016 yılları arasında oluşan depremlerin dışmerkez dağılımları.



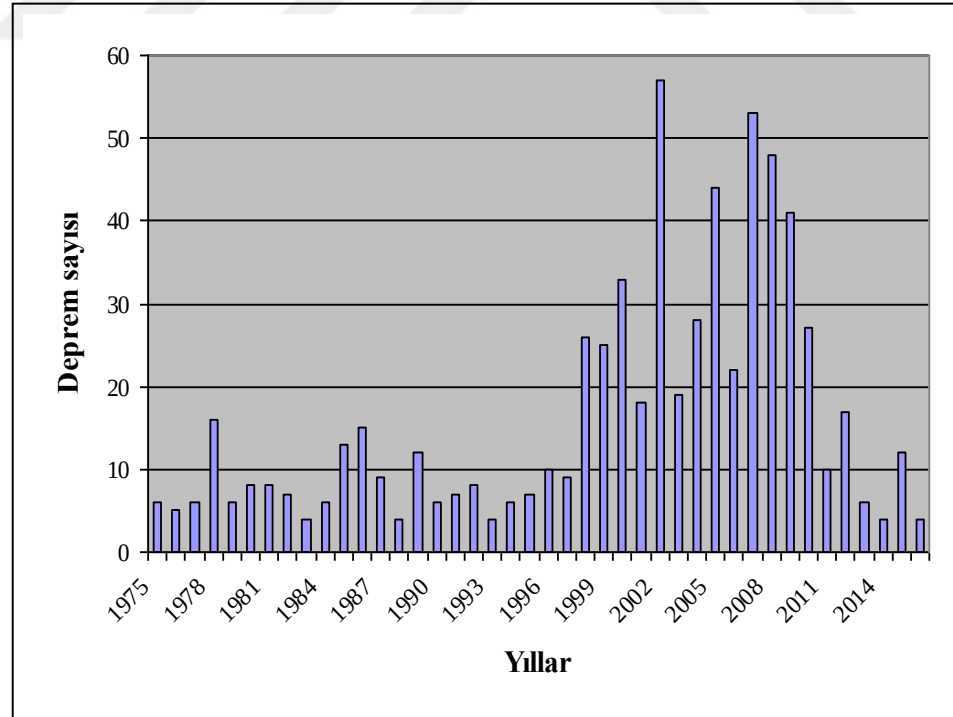
Şekil 3.2. USGS kataloglarına göre çalışma alanında 1975-2016 yılları arasında oluşan depremlerin dışmerkez dağılımları.



Şekil 3.3. BÜ-KRDAE kataloglarına göre çalışma alanında 1975-2016 yılları arasında oluşan depremlerin büyüklüklerine göre sayıları.

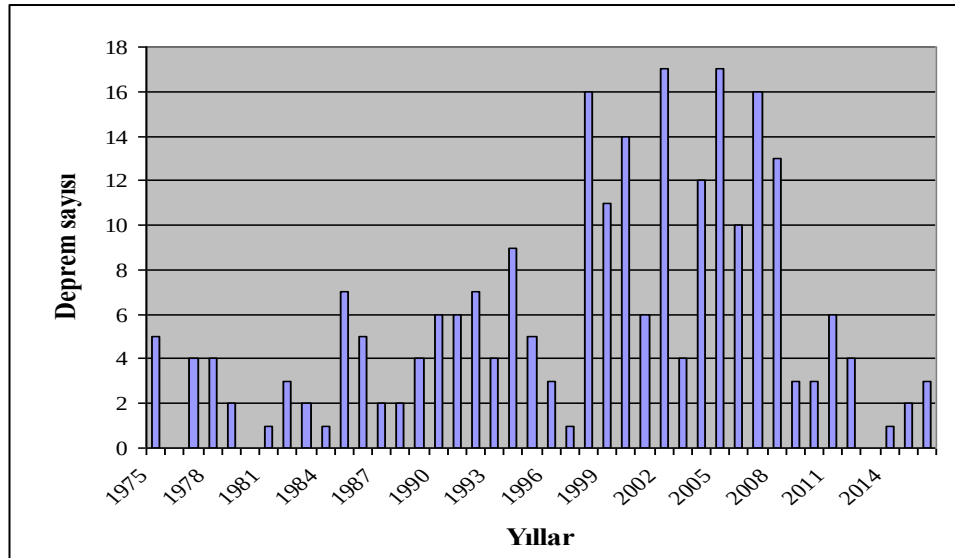


Şekil 3.4. USGS kataloglarına göre çalışma alanında 1975-2016 yılları arasında oluşan depremlerin büyüklüklerine göre sayıları.

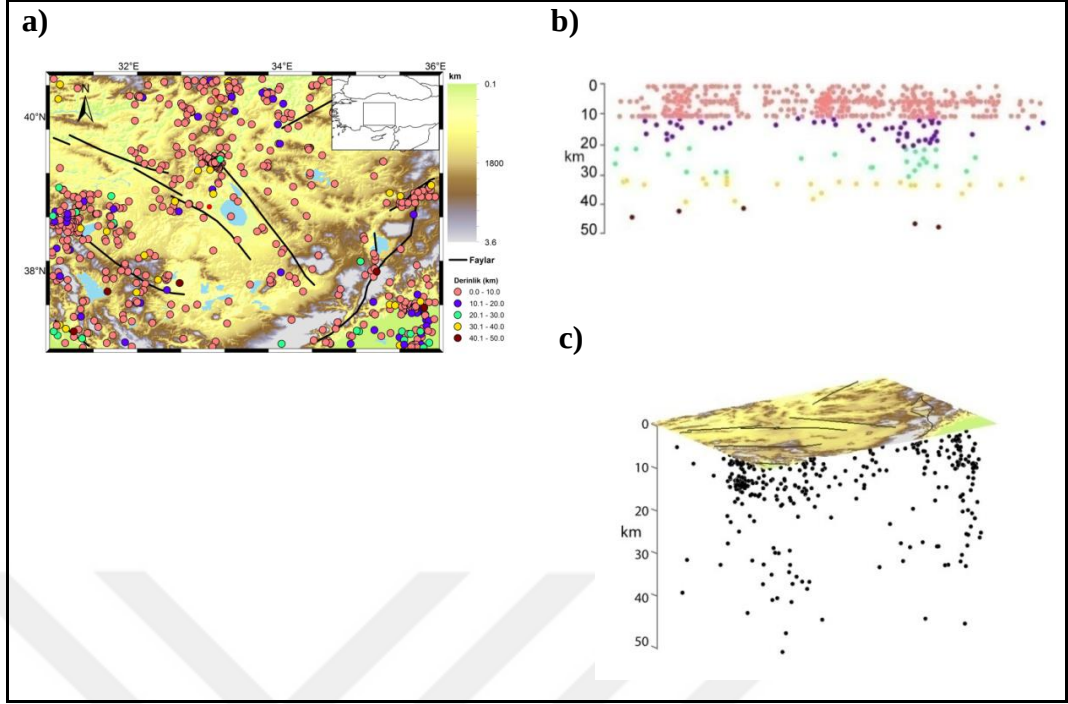


Şekil 3.5. BÜ-KRDAE kataloglarına göre çalışma alanında 1975-2016 yılları arasında oluşan depremlerin yıllara göre dağılımı.

Şekil 3.3. ve Şekil 3.4. 'de deprem büyüklüğüne göre depremin oluş sayısı grafiği görülmektedir. Şekil 3.3. incelendiğinde depremlerin büyüklüğüne göre oluş sayısının eksponansiyel olarak azaldığı görülmektedir. Bu veriler BÜ-KRDAE kayıtlarından alınmıştır. USGS kayıtlarına göre çizdirilen ve Şekil 3.4'de görülen grafik incelendiğinde ise BÜ-KRDAE'nin aksine yerel değil bölgesen bir istasyon ağını referans alması nedeni ile 4.0 büyüklüğündeki depremlere kadar oluş sayılarının artış gösterdiği ve sonradan eksponansiyel olarak azaldığı görülmüştür. Her iki veri için de bakıldığında bölgede 6.4'den büyük depreme rastlanılmamıştır. Şekil 3.5. ve Şekil 3.6. yaklaşık 10 yıl boyunca Orta Anadolu'da sismik aktivitenin artmış olduğunu göstermektedir. Şekil 3.7'de BÜ-KRDAE kataloğuna göre deprem etkinliğinin odak derinlik dağılımlarını belirlemek amacıyla 1975-2016 yılları arasında oluşan depremlerin odak derinlikleri 10'ar km aralıklarla renklendirilerek çizilmiştir. Buna göre yüzeyden itibaren ilk 10 km'lik derinlikte çok sayıda depremin ve 40 km'nin altında ise birkaç depremin oluştuğu görülmektedir. Deprem dış merkezlerinin İç ve Dış Isparta Büklümü, bölgenin kuzey kesimi ve Ecemiş Fay Zonu civarında kümелendiği görülmektedir. Odak derinlikleri 5-15 km aralığında yoğunluk gösterirken 30-45 km derinlik aralığındaki depremlerin Ecemiş Fayz Zonu ve Isparta Büklümlerine karşılık geldiği gözlemlenmiştir.



Şekil 3.6. USGS kataloglarına göre çalışma alanında 1975-2016 yılları arasında oluşan depremlerin yıllara göre dağılımı.



Şekil 3.7. BÜ-KRDAE kataloglarına göre çalışma alanında 1975-2016 yılları arasında oluşan deprem dağılımları. a) Odak derinliklerine göre dağılımlar. b) Batı-Doğu uzanımlı derinlik kesiti dağılımlar. c) Odak derinliklerinin üç boyutlu görünümü.

3.2. Bölgesel Tektonik Gerilme Yönelimlerinin Belirlenmesi

Bölgedeki sismik hareketliliği yorumlamak için sadece potansiyel aktif fayların yerleri ve geçmiş depremlerin dışmerkez ve derinlik dağılımları yeterli değildir. Sismik etkinliğe yönelik önemli yaklaşımlardan biri bölgedeki gerilme yönelimlerinin belirlenmesidir. Gerilme yönelimleri, aktif tektonik dönem olarak nitelendirilen jeolojik zaman dilimi içerisinde yerkabuğu üzerinde oluşan deformasyonların da kaynağının bulunmasını sağlar. Bu yaklaşımla proje çalışmasının ana kapsamını oluşturan litosfer deformasyonu ile maksimum gerilme eksenleri arasındaki ilişkiler analiz edilerek bölgesel tektonik rejim ve depremselliğe yönelik yeni bilgilerin elde edilmesi amaçlanmıştır.

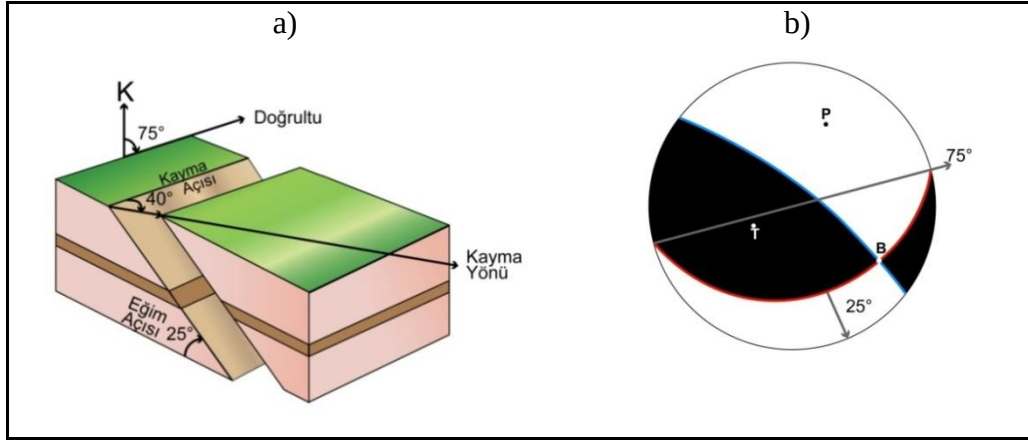
Bir bölgenin tektonik rejimi jeolojik ve jeofiziksel yöntemlerle bulunabilir. Litosferdeki başlıca gerilme alanlarının yaklaşık yatay veya düşey konumu, jeolojik gözlemler, daykların yönelimleri, derin kuyu gerilme ölçümleri veya deprem odak mekanizma çözümlerinden belirlenebilir (Anderson, 1951; McGarr ve Gay, 1978; Zoback ve Zoback, 1980). Bu çalışmada çalışma alanındaki tektonik rejimin türünü

belirten yatay ve düşey gerilmeleri ($\sigma_1(S_1), \sigma_2(S_2), \sigma_3(S_3)$) bulmak ve sonrasında bölgedeki etkin yatay maksimum stres azimutunu (S_{Hmax}) belirlemek amacıyla Küresel Odak Mekanizması Projesi (Global Central Moment Tensor Project- GCMT- Harvard Sismoloji Grubu), Amerika Jeoloji Araştırmaları Kurumu-Ulusal Deprem Bilgi Merkezi (United States Geological Survey-National Earthquake Information Center, NEIC/USGS) ve Bölgesel Moment Tensör Çözümleri (Regional Central Moment Tensor -RCMT) (Pondrelli et al., 2002; Pondrelli et al., 2004) tarafından yapılan ve kataloglanan depremlere ait odak mekanizması çözümlerinden yararlanılmıştır.

3.3. Odak Mekanizması Çözümleri ve Gerilme Rejimleri

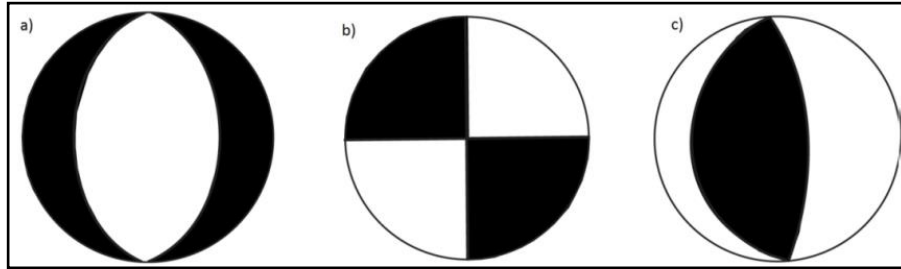
Odak mekanizması çözümleri en genel anlamda plaj topu (beach ball) şekillerine benzer çizilebilen depremlere ait fay düzlemi çözümleridir. Depremlerde odak mekanizması çözümleri yerkürenin dinamik yapısını karakterize eden önemli çalışmalardan biridir. Deprem odak mekanizması ile sismik dalgaların dinamik özellikleri arasında da önemli ilişkiler bulunmaktadır. Odak mekanizması çözümleri ile bir fayın doğrultusu, eğimi, dalım yönü, kayma açısı, en büyük basınç (P), en büyük çekme (T) ve orta gerilme eksen (B) verilir (Wesson ve diğ., 1971; Canitez ve Toksöz, 1972; Dziewonski ve diğ., 1981).

Odak mekanizmaları depremlerle oluşan sismik dalga sinyallerinin ters çözümünden elde edilir. Fay düzlemi ise odak mekanizma kürelerinin iki dışbükey eğrisinden belirlenebilir. Şekil 3.8'deki örnekte görüldüğü gibi olası fay düzlemlerinden biri bölgenin tektoniği ve gerilme yönelim eksenlerine bağlı olarak ana düzlemlerden biridir. Odak mekanizması çözümlerinden hangisinin ana düzlem olduğuna karar verilemez. Ana düzlemin hangisi olduğuna bölge ile ilgili daha önce yapılan ayrıntılı tektonik çalışmalardan, geçmiş deprem bilgilerinden ve ana gerilme eksen çalışmalarından karar verilebilir. Çizilen iki düzlem (dışbükey eğriler) birbirinden 90 derece farklı yönlerdedir ve 180 derecelik aralıklarla çemberi keserler. 0-360 derece arasında değer alabilen dışbükey eğrilerin kuzeyden olan açılal değerleri fay düzleminin doğrultusunu verir. Bu aynı zamanda fayın kuzey yönünden itibaren açısı olarak yönelimidir.



Şekil 3.8 a) Bir deprem ile oluşan fay düzlemini tanımlayan şematik gösterim. b) Odak mekanizma küresi şeklinde gösterimi (Kırmızı dışbükey eğri ana fay düzlemi kabul edilmiştir, P: Basınç eksen, T: Çekme eksen, B: Orta gerilme eksen)

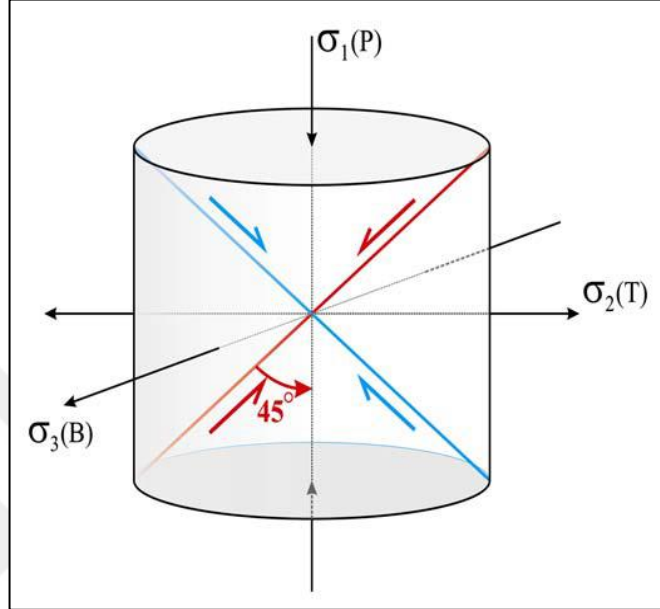
Şekil 3.9a, Şekil 3.9b ve Şekil 3.9c'de görülen odak mekanizma küreleri farklı faylanma türlerini temsil eder. Buna göre sırasıyla normal atımlı faylanmada ortası boş kedigözü, doğrultu atımlı faylanmada renkler "artı", ters faylanmada ortası boyalı kedigözü şeklindedir. Gölgeleştirilmiş kısımlar sıkışma ve boş bölgeler ise genişleme bölgelerini belirler.



Şekil 3.9. Odak mekanizma çözümlerinin gösterimi. a) Normal atımlı faylanma. b) Doğrultu Atımlı faylanma. c) Ters atımlı faylanma.

Odak mekanizma çözümlerinin doğruluğu deprem odağında yer değiştirmeyi denetleyen kuvvet sistemlerinin tanımlanabilmesiyle mümkündür. Odaktaki bu yer değiştirmeyi denetleyen gerilme bileşenleri, en büyük basınç (P) ve en büyük çekme (T) eksenleridir. Dolayısıyla gerilme ve çekmeler bu eksenler boyunca oluşur. P ve T eksenlerinin gerilmelere bağlı olarak orta gerilme eksen (B) etrafında dönmesiyle kayma düzleminin eğimi ve hareketin tipi değişir. Orta gerilme eksen her iki eksene

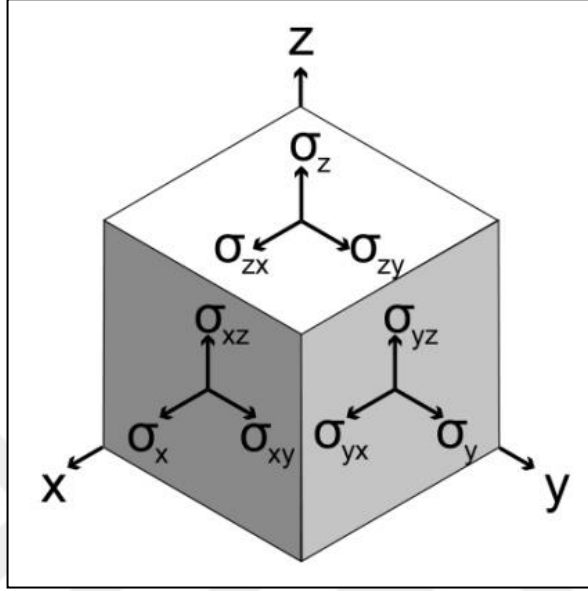
dik olan eksendir ve fay düzlemi ile yardımcı düzlemin ara kesitidir (Şekil 3.10). Elastik bir cisim üç eksenli bir gerilmeye uğraması durumunda cismin kırılma dayanımı aşıldığında gerilme yönünün büyüklüğüne göre kayma olayı kayma düzlemlerinin birinde gerçekleşir (Şekil 3.10).



Şekil 3.10. Gerilme eksenleri ana ve yardımcı kayma düzlemleri (P: Basınç eksen, T: Çekme eksen, B: Orta gerilme eksen). Fay düzleminin daldığı yön kırmızı ile gösterilen eğrinin dışbükey tarafının yöneldiği kısım ile verilir.

P ekseninin düşey, T ve B eksenlerinin yatay olmaları halinde kayma düzleminin üstünde kalan blok aşağı doğru hareket edeceğinden normal faylanma meydana gelir. P ve B eksenlerinin yatay, T ekseninin düşey olması halinde kayma düzleminin üstünde kalan blok yukarı hareket edeceğinden ters faylanma meydana gelir. P ve T eksenlerinin yatay, B ekseninin düşey olması halinde ise doğrultu atımlı faylanma oluşur. Böylece üç eksenli bir sistemdeki gerilme yönelimlerine bağlı olarak faylanma türü belirlenebilmektedir. Bununla birlikte fay düzlemi ile ilişkilendirilecek gerilme alanının makaslama bileşenleri de bulunacaktır. Makaslama bileşenleri içeren x-y-z düzleminde gerilme tensörleri (Şekil 3.11), 3x3 boyutlu tensör matrisi ile tanımlanır:

$$\sigma_{ij} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} \quad (3.2)$$



Şekil 3.11. Odak mekanizması ters çözüm işleminde kullanılan gerilme tensörleri.

Tekil mekanizma çözümleri kullanılarak yapılan odak mekanizması çözümleri bölgedeki tektonik rejimi belirlemede yeterli olmayabilir. Bu nedenle makaslama bileşenlerini de içeren gerilme tensörlerinin hesaplandığı odak mekanizması çözümlerine ihtiyaç vardır. Bu sayede ters çözüm yöntemleri ile belirlenen odak mekanizması ile ilgili parametreler gerilme eksenlerini tanımlamada daha detaylı hale getirilebilir ve bölgeye ait faylanma rejiminin türü ve tektonik deformasyonu etkileyen maksimum yatay gerilme yönleri saptanabilir. Bu amaçla gerilme tensörlerini belirlemek için çeşitli algoritmalar geliştirilmiştir (Angelier 1979; Gephart ve Forsyth 1984; Lund ve Slunga 1999; Arnold ve Townend 2007). Tektonik gerilme tensörlerinin tamamının veya bir kısmının belirlenmesi ve yorumlanması oldukça karmaşık işlemlerin yapılmasını gerektirir (Lund ve Townend, 2007).

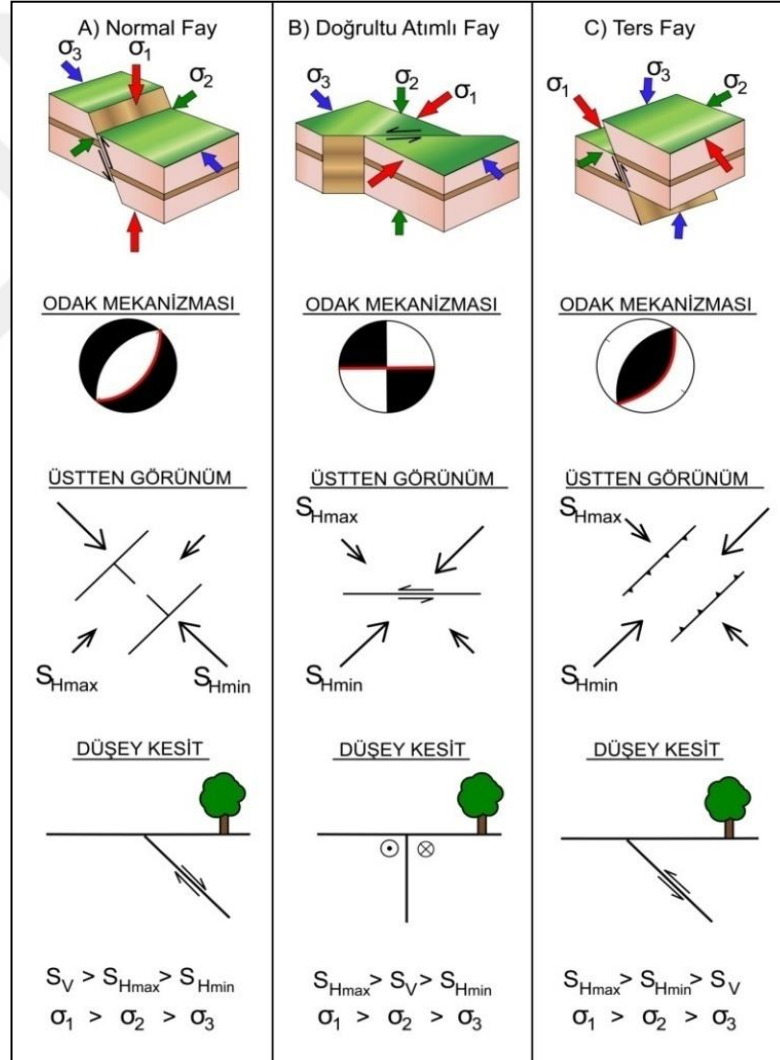
Çalışmanın bu bölümünde yukarıda detayları anlatılan odak mekanizması çözümlerinden elde edilen parametrelerden yararlanılarak çalışma alanına ait gerilme

rejimi ve maksimum yatay gerilme yönünün belirlenmesi ele alınacaktır. Daha önce bahsedildiği gibi odak mekanizması çözümlerinden P, T ve B eksenlerinin yön ve büyüklükleri hakkında bilgi elde edilmektedir. Bu çalışmada sözkonusu eksenlerde gelişen gerilme büyüklükleri sırasıyla $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ olarak dikkate alınmıştır. Başka bir ifade ile bu gerilmeler jeolojik/jeofiziksel notasyona uygun olacak biçimde $S_V > S_{H_{mak}} > S_{h_{min}}$ şeklinde tanımlanabilir. Burada $S_{H_{mak}}$ en büyük yatay sıkışma gerilmesini, $S_{h_{min}}$ en küçük yatay sıkışma gerilmesini ve S_V ise düşey yönde gerilmeyi temsil etmektedir. Açılma gerilme rejiminin etkin olduğu durumda normal eğim atımlı faylanmaya uygun olacak biçimde ($S_V > S_{H_{max}} > S_{h_{min}}$) şeklinde, baskın yatay gerilmelerin olduğu doğrultu atımlı faylanmaya uygun olacak biçimde ($S_{H_{max}} > S_V > S_{h_{min}}$) şeklinde ve bindirme gerilme rejiminin olduğu ters faylanmaya uygun olacak biçimde ($S_{H_{max}} > S_{h_{min}} > S_V$) şeklinde tanımlanmıştır (Anderson, 1951; Zoback, 1992). Bazı alanlarda ise gerilme alanları rejimler arası geçişi yansıtabilir; yani iki gerilme türünün büyüklükleri yaklaşık olarak aynı olabilir. Bu tür $S_V \approx S_{H_{max}} \gg S_{h_{min}}$ şeklinde gerilme biçiminin olduğu durumlarda normal bileşenli doğrultu atımlı faylanmalar oluşur. $S_{H_{max}} \approx S_{h_{min}} \gg S_V$ olduğu durumlarda da ters faylanma bileşenli doğrultu atımlı faylanmalar oluşur. Diğer bir olasılık $S_{H_{max}} = S_{h_{min}}$ olarak radyal sıkışma veya radyal genişlemenin geliştiği duruma karşılık gelir. Zoback (1992) gerilme eksenlerinin dalımlarından yararlanılarak maksimum yatay gerilme yöneliminin yönünün ve faylanma rejiminin türünün belirlenmesi için gerekli kriterleri Tablo 3.2'de vermiştir. Bu kriterler ve odak mekanizması çözümleri maksimum gerilme eksen yöneli ve faylanma rejiminin belirlenmesinde kullanılmıştır. Yukarıda anlatılan kriterlerin gerilme eksenlerine uygun olarak belirlenebilen tektonik rejimlerine ilişkin gösterimler, üç boyutlu, odak mekanizması görünümü, üstten görünümü ve düşey kesitte görünümü şeklinde verilmiştir (Şekil 3.12). Eksenlerin dalımlarının bulunması için gerekli olan odak mekanizması çözümleri ise Küresel Odak Mekanizması Projesi (Global Central Moment Tensor Project- GCMT-Harvard Sismoloji Grubu), Amerika Jeoloji Araştırmaları Kurumu-Ulusal Deprem Bilgi Merkezi (United States Geological Survey-National Earthquake Information Center, NEIC/USGS) ve Bölgesel Moment Tensör Çözüm (Regional Central Moment Tensor-RCMT) (Pondrelli et al., 2002; Pondrelli et al., 2004) kataloglarından alınmıştır.

Tablo 3.2. P, B ve T veya $\sigma_1(S_1)$ gerilme sınıflandırmaları (S_{Hmax} azimut belirleme tekniği).

Eksenlerin Dalımı			Rejim	S_{Hmax} azimut
P/ S_1	B/ S_2	T/ S_3		
$pl \geq 52^\circ$		$pl \leq 35^\circ$	NF	B ekseninin Azimutu
$40^\circ \leq pl < 52^\circ$		$pl \leq 20^\circ$	ND	T ekseninin Azimutu + 90°
$pl < 40^\circ$	$pl \geq 45^\circ$	$pl \leq 20^\circ$	DA	T ekseninin Azimutu + 90°
$pl \leq 20^\circ$	$pl \geq 45^\circ$	$pl < 40^\circ$	DA	P ekseninin Azimutu
$pl \leq 20^\circ$		$40^\circ \leq pl < 52^\circ$	TD	P ekseninin Azimutu
$pl \leq 35^\circ$		$pl \geq 52^\circ$	TF	P ekseninin Azimutu

NF: Normal Fay, ND: Normal- Doğrultu Atımlı Fay, DA: Doğrultu Atımlı Fay, TD: Ters- Doğrultu Atımlı Fay, TF: Ters Fay, S_{Hmax} azimut, doğrudan öz vektör tensörleri ile belirlenebilir.

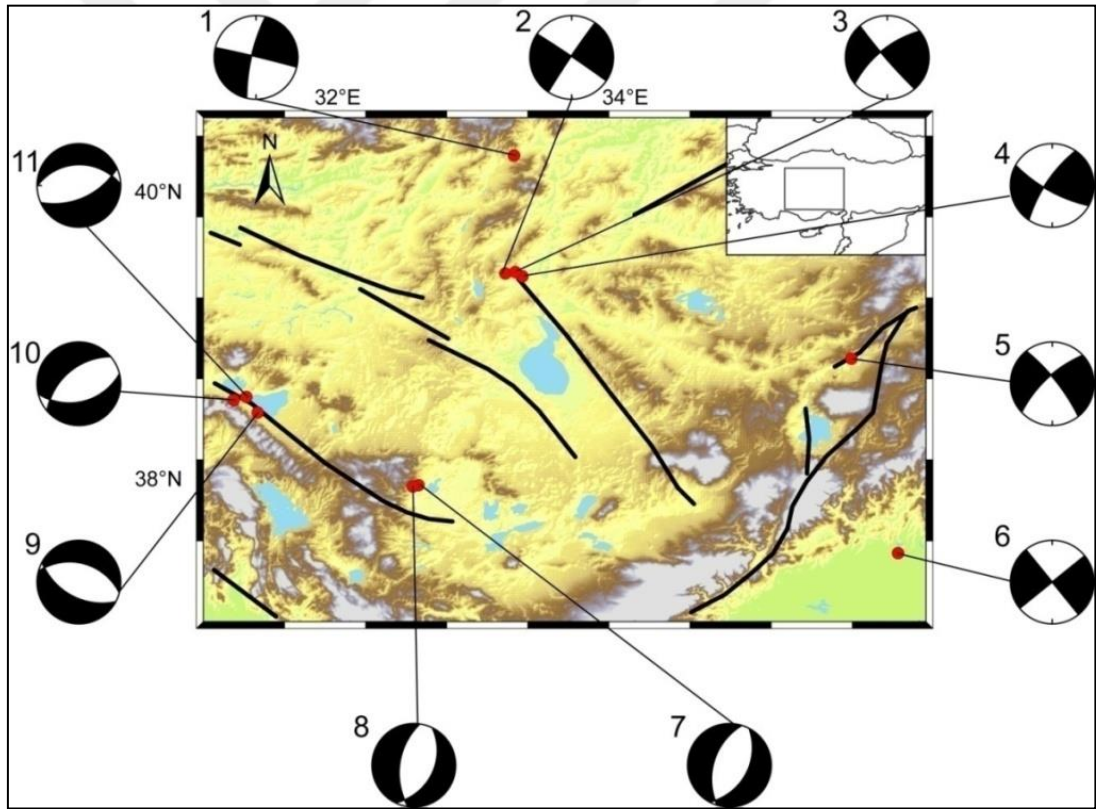


Şekil 3.12. Gerilme eksenlerine göre tektonik rejimlere ilişkin şematik gösterim.

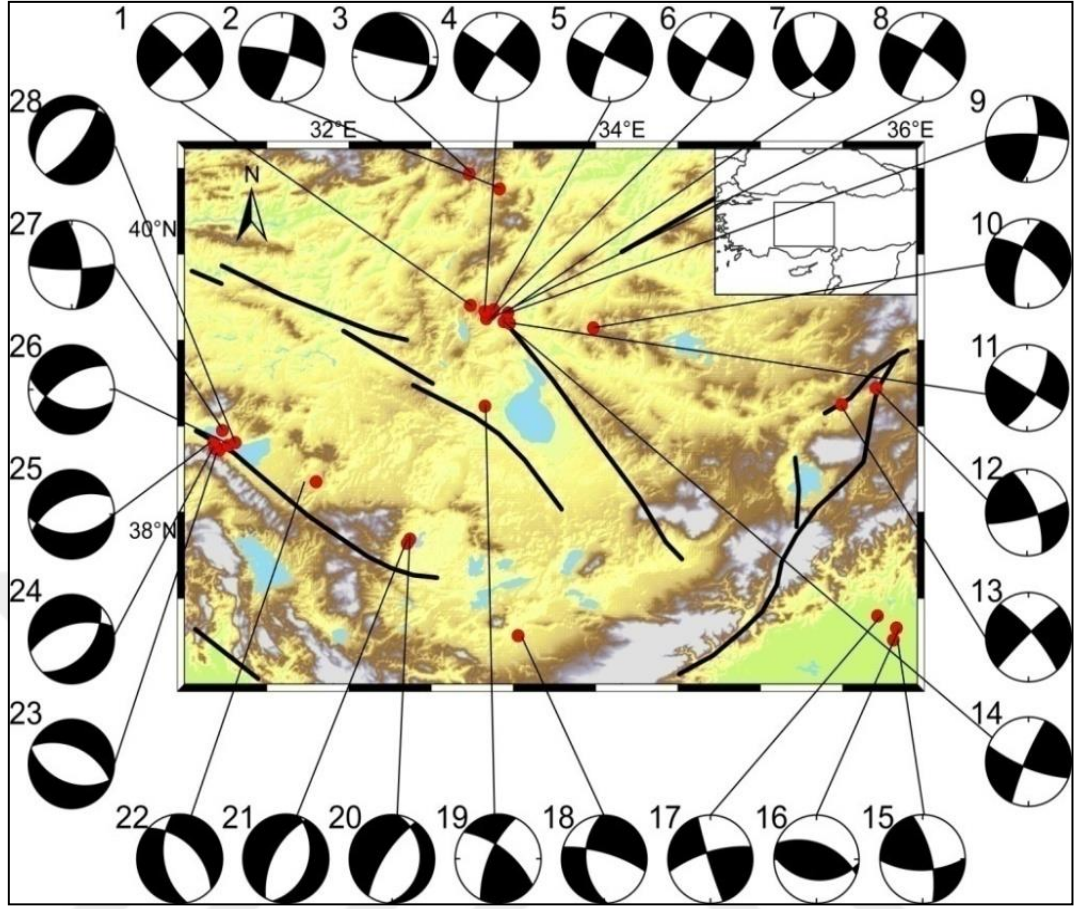
3.4. Maksimum Yatay Gerilme Yöneliminin Belirlenmesi

Daha önceki bölümlerde çalışma alanına ilişkin odak mekanizması çözümlerinden elde edilen parametrelerin bölgeye ait tektonik rejimin belirlenmesinde nasıl kullanılacağı, hangi sınıflama aralıkları baz alınarak değerlendirileceği ve bölgenin maksimum yatay gerilme yöneliminin nasıl hesaplanacağı açıklanmıştır.

Bölgeye ilişkin tablolar halinde verilen odak mekanizması çözümlerinin “küre” görünüşleri sırasıyla Şekil 3.13, Şekil 3.14 ve Şekil 3.15’de verilmiştir. Odak mekanizma küreleri genel olarak değerlendirildiğinde bölgenin batısında ve güneyinde normal faylanma özellikli depremlerden ötürü açılma rejiminin etkin olduğu anlaşılmaktadır. Kuzey ve doğusunda ise daha çok doğrultu atımlı faylanmaların olduğu ve sıkışma rejiminin hakim olduğu görülmektedir.

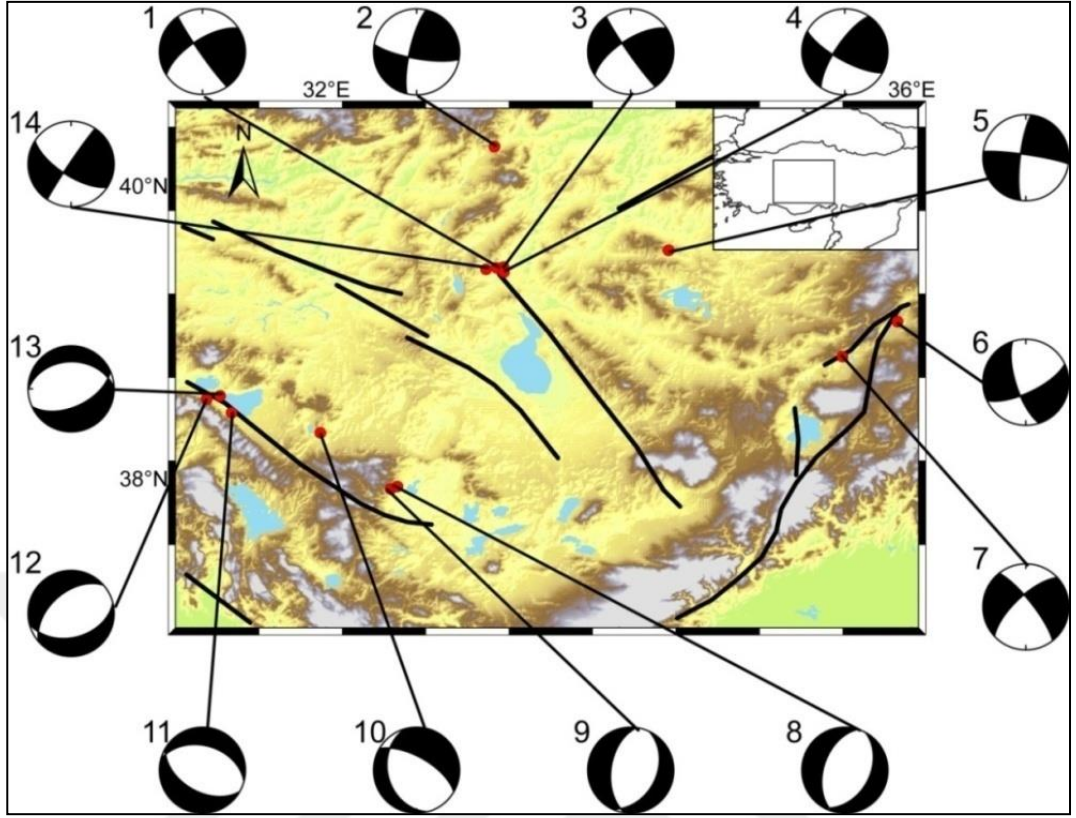


Şekil 3.13. CMT parametrelerine göre çizilen depremlerin odak mekanizma küreleri.

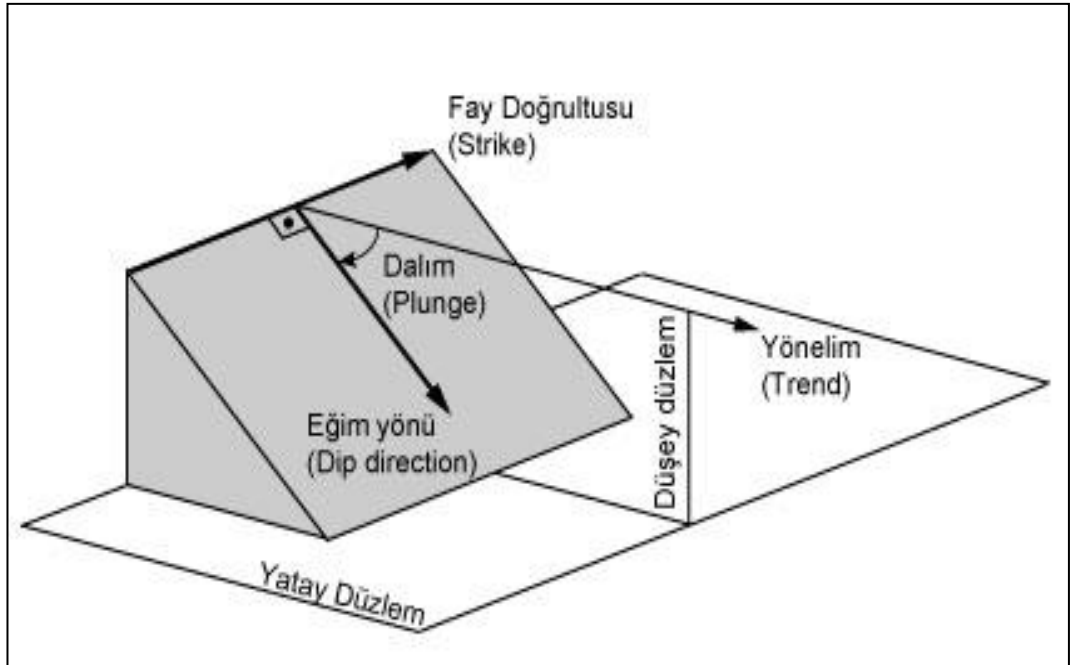


Şekil 3.14. RCMT parametrelerine göre çizilen depremlerin odak mekanizma küreleri.

Odak mekanizmaları yardımıyla tektonik rejim etkisini belirlemede en etkin yöntemlerden biri olan maksimum yatay gerilme eksenı yönelimlerini hesaplamaktır. Bunun için P, T ve B eksenleri önceden belirlenmiş olan her bir depremin dalım ve yönelimleri kullanılmıştır. Dalım açısı odak mekanizması küresi üzerinde seçilen bir eksenin yatay düzlem ile olan açısını, yönelim ise o eksenin kuzeyden olan azimutunu temsil eder (Şekil 3.16). Çalışma alanındaki her bir deprem için farklı odak mekanizması yöntemleri ile hesaplanan parametrelerden yararlanılarak bulunan dalım ve yönelim değerleri sırasıyla Tablo 3.6, Tablo 3.7 ve Tablo 3.8’de verilmiştir. Bu değerler hesaplandıktan sonra bölgede oluşan her bir depreme ilişkin faylanma türleri ve hesaplanan maksimum gerilme yönelimleri Şekil 3.17, Şekil 3.18 ve Şekil 3.19’da verilmiştir.



Şekil 3.15. USGS parametrelerine göre çizilen depremlerin odak mekanizma küreleri.



Şekil 3.16. Faylanma Düzlemi üzerinde dalım ve trendin geometrik anlamı.

Tablo 3.3. CMT parametrelerinden hesaplanan P, B ve T eksenlerinin dalım ve yönelim doğrultuları.

No	P _t	P _p	T _t	T _p	B _p	B _p	Fay Türü*	S _{Hmax} Doğrultusu
1	146	0	56	18	237	71	DA	146
2	169	3	79	0	337	86	DA	169
3	187	12	92	19	308	66	DA	182
4	166	0	76	23	257	66	DA	166
5	185	23	93	5	351	66	DA	183
6	6	0	276	0	114	90	DA	366
7	53	83	292	3	202	5	NF	202
8	53	78	286	6	195	8	NF	195
9	78	82	202	4	292	6	NF	292
10	294	75	165	9	73	11	NF	73
11	76	76	331	3	241	13	NF	241

* NF: Normal Fay, DA: Doğrultu Atımlı Fay, TS: Ters Fay, DN:

Doğrultul Atımlı Normal Fay, DT: Doğrultu Atımlı Ters Fay.

Tablo 3.4. RCMT parametreleri kullanılarak hesaplanan P,B ve T eksenlerinin dalım (plunge) ve yönelim (trend) doğrultuları.

No	P _t	P _p	T _t	T _p	B _p	B _p	Fay Türü*	S _{Hmax} Doğrultusu
1	205	8	299	27	98	60	DA	205
2	38	3	305	37	132	52	DA	38
3	247	87	22	2	112	2	NF	112
4	91	62	349	6	256	26	NF	256
5	218	72	329	6	61	16	NF	61
6	92	78	346	3	256	10	NF	256
7	294	66	134	21	41	7	NF	41
8	219	8	314	26	112	62	DA	219
9	330	3	239	19	69	70	DA	329
10	166	16	257	3	359	73	DA	347
11	322	10	226	28	70	58	DA	322
12	161	11	68	12	291	72	DA	158
13	344	0	74	11	254	78	DA	164
14	336	5	68	17	230	71	DA	158
15	154	46	44	17	299	37	ND	134
16	257	4	164	34	353	55	DA	257
17	349	20	251	18	124	61	DA	341
18	2	50	92	0	182	39	ND	182
19	327	0	57	4	228	85	DA	147
20	181	7	272	7	46	79	DA	362
21	170	8	80	2	331	81	DA	170
22	181	14	273	6	25	73	DA	363
23	160	69	294	14	28	13	NF	28
24	139	77	294	11	25	5	NF	25
25	13	5	247	80	104	7	TF	13
26	150	70	241	0	331	19	NF	331
27	209	9	116	16	328	70	DA	206
28	161	41	71	0	341	48	ND	161

* NF: Normal Fay, DA: Doğrultu Atımlı Fay, TS: Ters Fay, DN: Doğrultul Atımlı

Normal Fay, DT: Doğrultu Atımlı Ters Fay.

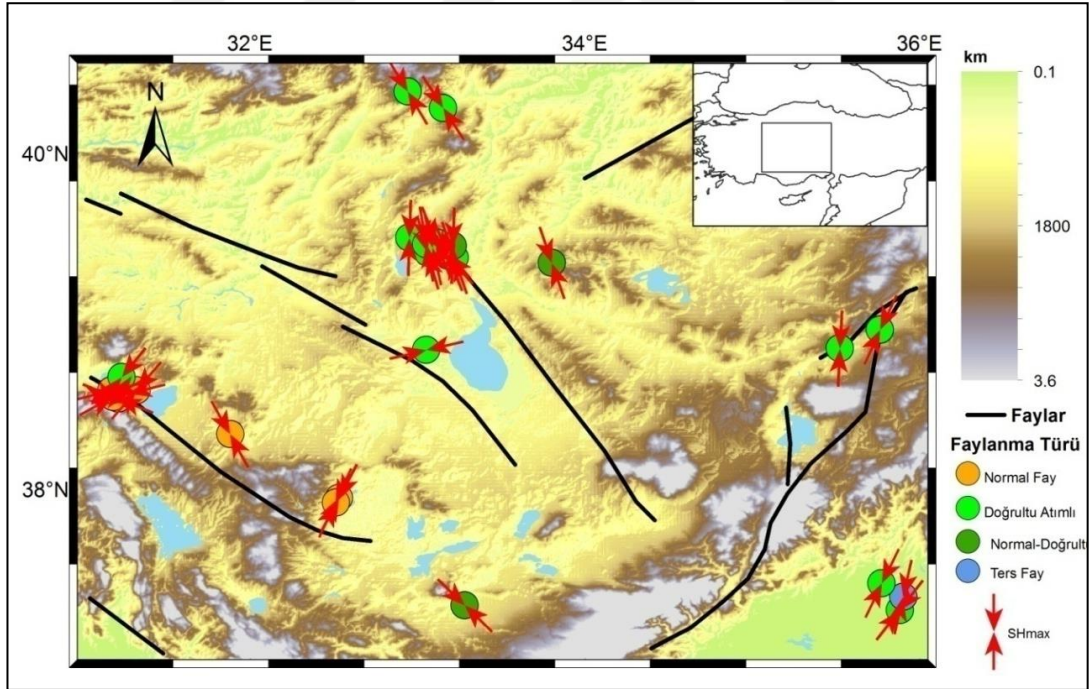
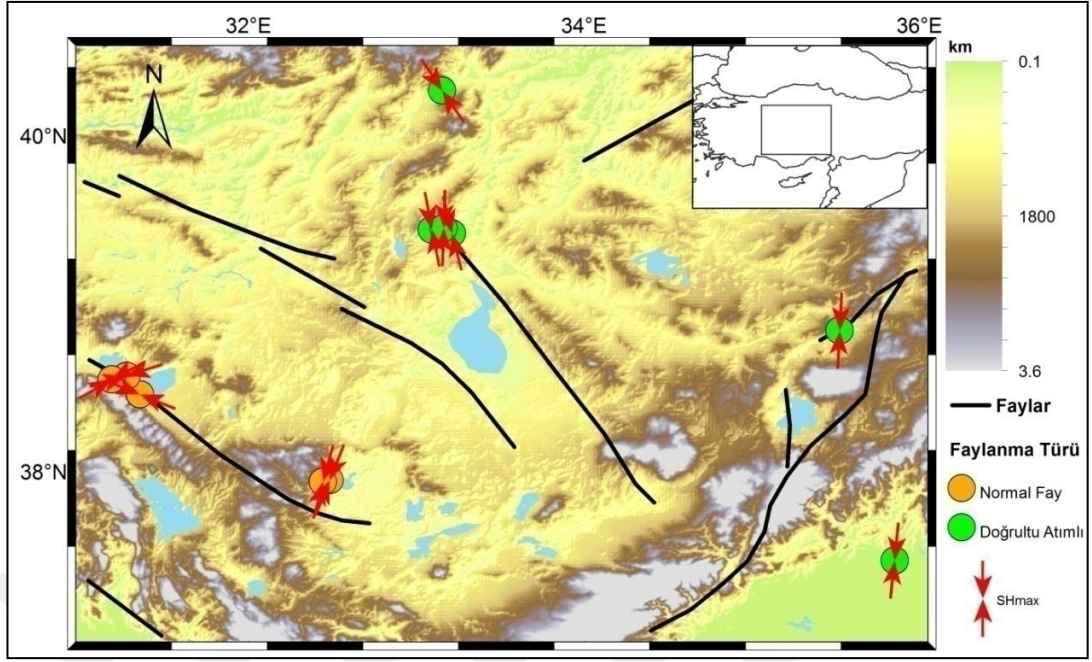
Tablo 3.5. USGS Odak Mekanizması parametreleri kullanılarak hesaplanan P,B ve T eksenlerinin dalım ve yönelim doğrultuları.

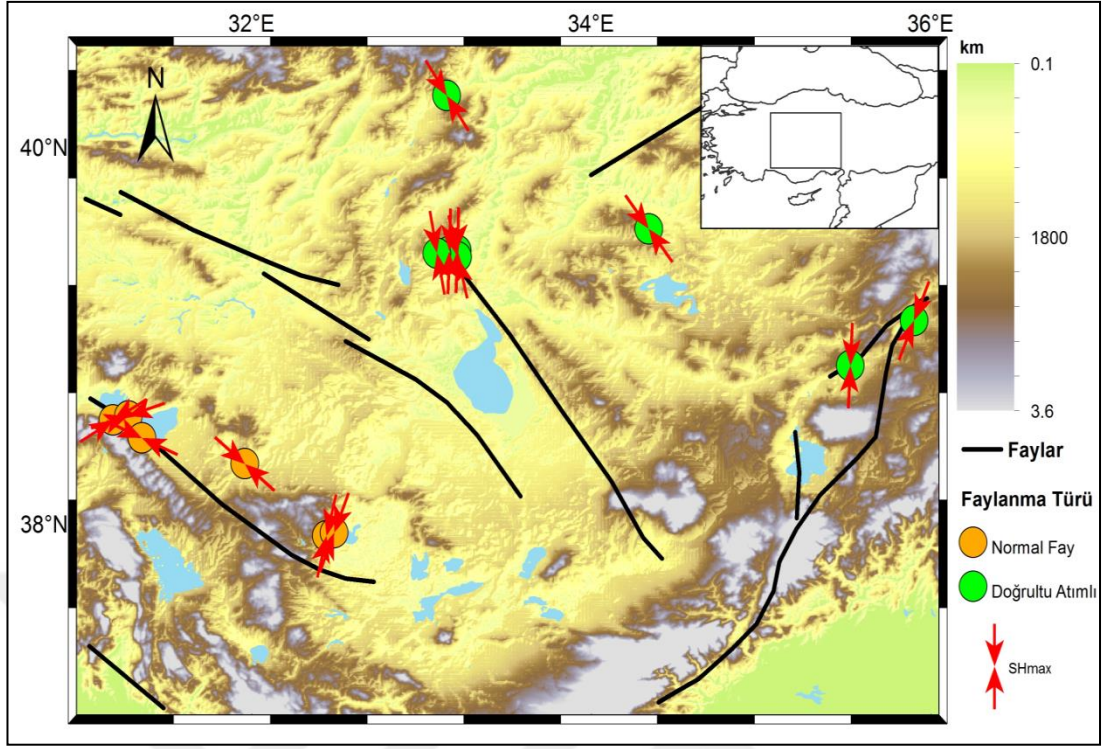
No	P _t	P _p	T _t	T _p	B _p	B _n	Fay Türü*	S _{Hmax} Doğrultusu
1	187	12	92	19	308	66	DA	182
2	146	0	56	18	237	71	DA	146
3	187	12	92	19	308	66	DA	182
4	166	0	76	23	257	66	DA	166
5	142	11	52	3	305	77	DA	142
6	23	28	293	0	202	61	DA	383
7	185	23	93	5	351	66	DA	183
8	58	83	292	3	202	5	NF	202
9	51	79	285	6	194	8	NF	194
10	173	62	46	17	309	20	NF	309
11	87	81	202	3	293	7	NF	293
12	75	75	331	3	240	13	NF	240
13	294	75	165	9	73	11	NF	73
14	169	3	79	0	337	86	DA	169

* NF: Normal Fay, DA: Doğrultu Atımlı Fay, TS: Ters Fay, DN: Doğrultul Atımlı Normal Fay, DT:

Doğrultu Atımlı Ters Fay.

Gerilme rejimi modelleme çalışmalarından Orta Anadolu'nun tektonik aktivitesi batı kesiminde açılma rejimine ve kuzey ve doğu kesiminde ise sıkışma rejimine karşılık gelmektedir. Bölgede odak mekanizma çözümü yapılabilen depremler AFZ, TFZ ve OAFZ üzerinde ve yakınında oluşan depremlerdir. AFZ'de oluşan tüm deprem çözümleri normal faylanmayı göstermektedir. Bu zon üzerinde sırasıyla Mw:6.0 Afyon-Sultandağ ve Mw:6.5 Afyon-Çay depremleri normal faylanma gösteren can ve mal kaybına yol açan depremlerdir. Bu fay zonunda proje kapsamında elde edilen GB-KD yönünde S_{Hmax} yönelimleri, depremlerin normal faylanmalı ve açılma rejiminin bu fay zonunda KB-GD yönlü olduğunu göstermiştir. Böylece bölgenin batısındaki açılma rejimini desteklemektedir. TFZ'de oluşan depremlerin çözümleri ise doğrultu atımlı faylanmayı göstermekte ve S_{Hmax} yönelimleri daha çok kuzey-güney doğrultulu olmaktadır. Bu özellik TFZ'nin KB-GD yönelimi ile uyumludur. OAFZ'de oluşan ve S_{Hmax} yönelimleri çalışmaları yapılan deprem çözümleri bu zon üzerindeki yönelimin KD-GB yönünde ve doğrultu atımlı olduğunu göstermiştir. Bölgede oluşan sol-yanal atımlı deprem faylanmaları da bu sonucu desteklemektedir.



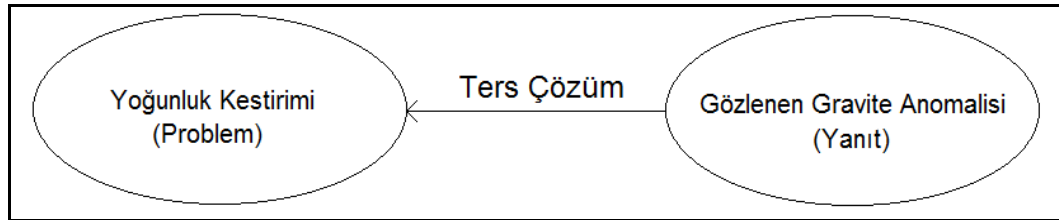


Şekil 3.19. USGS parametrelerinden hesaplanan faylanma türleri ve maksimum yatay gerilme yönelimleri

4. GRAVİTE ANOMALİLERİNİN İKİ BOYUTLU DOĞRUSAL TERS ÇÖZÜMÜ

4.1. Orta Anadolu Bölgesinin Üst Kabuk Yoğunluğunun Modellenmesi

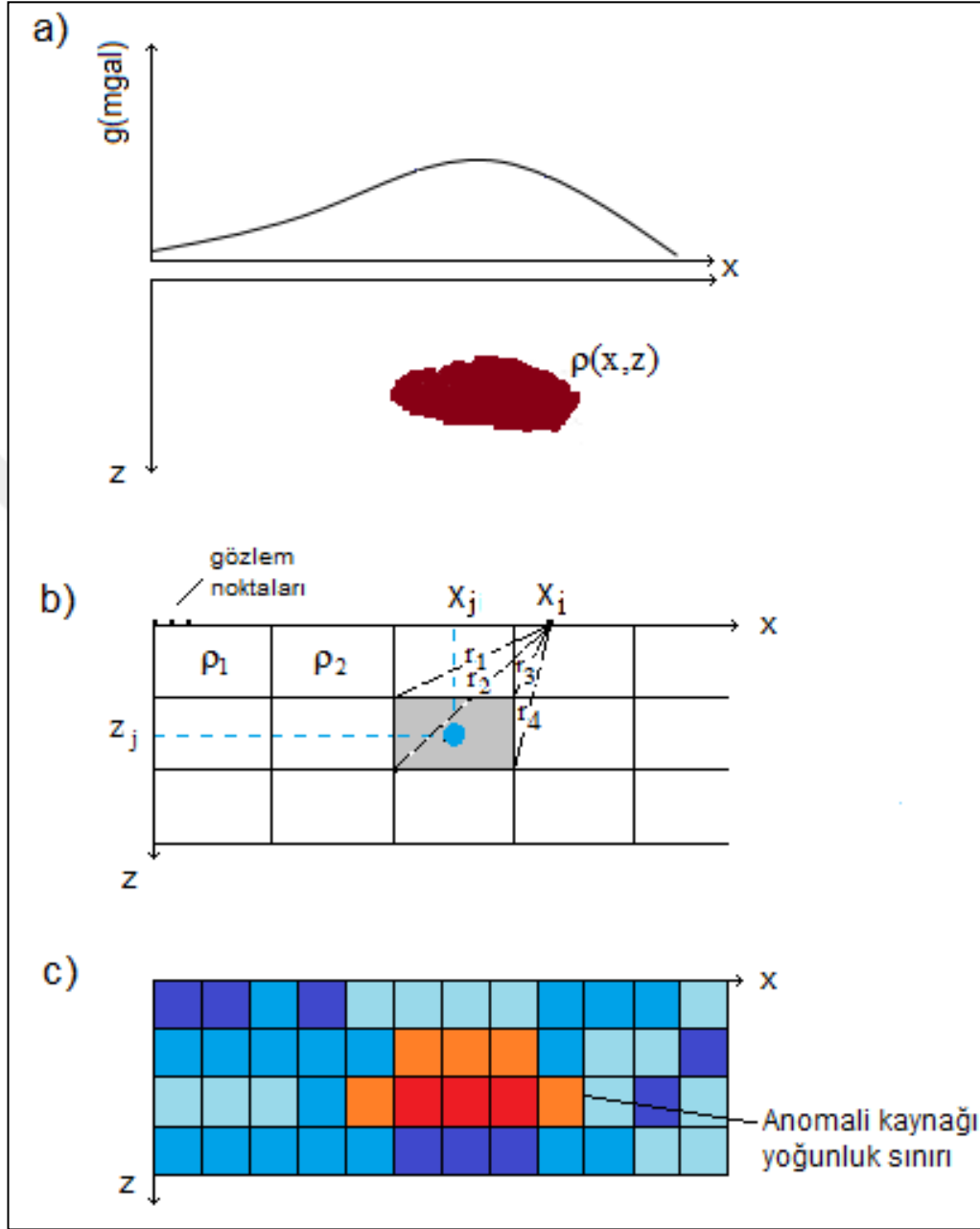
Yerbilimlerinde yerküre fiziksel sistemi ve bu sistem içerisindeki değişkenler ise yer için bilinmeyenlerini temsil eder. Jeofizikte gözlenen veriler sistemin “yanıtı” olarak ölçülen verilerdir. Bu durumda “yanıtın” kaynağı olan problem, sistemin bilinmeyenlerini temsil eder. Örneğin gravite anomalilerine farklı derinlik ve boyutlardaki yer altı yoğunluk dağılımları neden olur. Bu durumda gözlenen gravite anomalisi yerin “doğal yanıtı” olmakta ve bu yanıtın kaynağı olan yoğunluk dağılımı ise “probleme” karşılık gelmektedir. Yanıttan hareketle problemin bilinmeyenlerinin tanımlanmaya çalışılması “ters” bir işleme karşılık geldiğinden, basitçe veri ortamından bilinmeyen model ortamına bir geçiş işlemi olarak da tanımlanır (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Bir ters çözüm işlemi olarak gravite anomalilerinden yoğunluk kestirimi problemi.

Jeofizikte ters çözüm gözlem verileri ile model parametreleri arasındaki ilişkiye bağlı olarak “doğrusal” ve “doğrusal olmayan” olmak üzere ikiye ayrılır. Gözlem verileri ile model parametreleri arasında ilişki doğrusal ise problem “doğrusal ters çözüm”, aksi durumda ise “doğrusal olmayan ters çözüm” olarak ele alınır. Jeofizikte gözlenen veriler ile yer altı modelinin fiziksel parametreleri arasında doğrusal ilişki ve geometrik parametreleri arasında doğrusal olmayan bir ilişki bulunmaktadır (Oruç, 2012). Bu durumda gravite anomalilerinin (Şekil 4.2a) doğrusal ters çözümünde, yer altı ortamı belli bir derinliğe kadar bloklara bölünmekte (Şekil 4.2b) ve blokların

yoğunlukları veya yoğunluk farkları kestirilerek çoğu görüntü biçiminde görselleştirilerek gösterilmektedir (Şekil 4.2 c).



Şekil 4.2. a) İki boyutlu ortamda gravite anomalilerinin doğrusal ters çözümünden yoğunlukların kestirimi. b) Yoğunluk kestiriminde yer altı ortamının sabit derinlikli (z_j) prizmatik kütleleri temsil eden bloklara bölünmesi. c) Yoğunluk kestirimi örneği. Hedef kütle sınırları aynı zamanda aranan yoğunluk dağılımını temsil eder.

Şekil 4.2 b' deki blok modeli aynı zamanda iki boyutlu prizmatik kütle (Şekil 4.2) ile temsil edilebileceğinden kuramsal anomali hesaplamalarında gravite anomali bağıntısı,

$$g_i = \sum_{j=1}^M K_{ij} \rho_j \quad i=1, \dots, N \quad (4.1)$$

eşitliği kullanılır Burada ρ_j j bloğun yoğunluğu ve K_{ij} j bloğun i.gözlem noktasındaki çekirdek fonksiyonu değeridir. Telford vd. (1990) tarafından çekirdek fonksiyonu,

$$K_{ij} = 2\gamma [(x_i - x_j + d/2) \log(r_2 r_3 / r_1 r_4) + d \log(r_4 / r_3) - (z_j + h/2)(\theta_4 - \theta_2) + (z_j - h/2)(\theta_3 - \theta_1)] \quad (4.2)$$

olarak verilir.

Şekil 4.2’ deki prizmatik kütle üzerinde geometrik olarak gösterilen $r_1, r_2, r_3, r_4, \theta_1, \theta_2, \theta_3$ ve θ_4 terimleri,

$$r_1^2 = (z_j - h/2)^2 + (x_i - x_j + d/2)^2 \quad (4.3)$$

$$r_2^2 = (z_j + h/2)^2 + (x_i - x_j + d/2)^2 \quad (4.4)$$

$$r_3^2 = (z_j - h/2)^2 + (x_i - x_j - d/2)^2 \quad (4.5)$$

$$r_4^2 = (z_j + h/2)^2 + (x_i - x_j - d/2)^2 \quad (4.6)$$

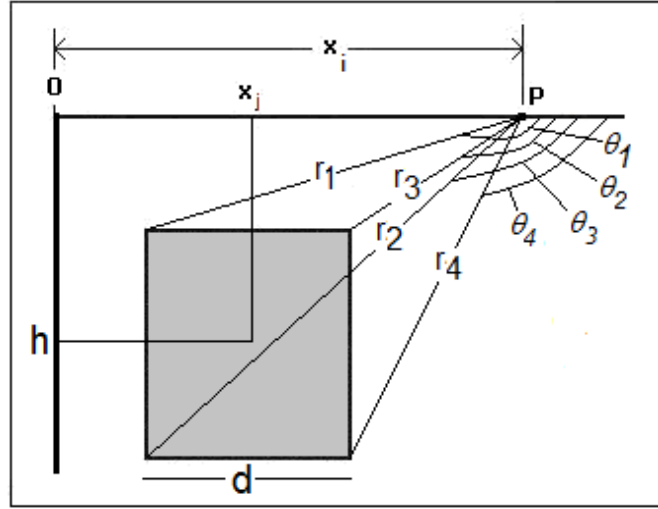
$$\theta_1 = \arctan(x_i - x_j + d/2) / (z_j - h/2) \quad (4.7)$$

$$\theta_2 = \arctan(x_i - x_j + d/2) / (z_j + h/2) \quad (4.8)$$

$$\theta_3 = \arctan(x_i - x_j - d/2) / (z_j - h/2) \quad (4.9)$$

$$\theta_4 = \arctan(x_i - x_j - d/2) / (z_j + h/2) \quad (4.10)$$

Denklem (4.3) (4.4) (4.5) (4.6) (4.7) (4.8) (4.9) ve (4.10)’da gösterildiği gibi tanımlanır (Telford vd., 1990).



Şekil 4.3. İki boyutlu prizmatik kütle ve geometrik parametreleri (Telford vd.,1990'dan düzenlenmiştir).

İki boyutlu doğrusal ters problem çözümü için

$$d_i = \sum_{j=1}^m g_i(x_j) \rho(x_j, z_j) \quad i=1,2,\dots,n \quad (4.11)$$

eşitliği yazılabilir. (4.11) bağıntısı daha basitleştirilmiş olarak,

$$d_i = \sum_{j=1}^m K_{ij} \rho_j \quad i=1,2,\dots,n \quad (4.12)$$

şeklinde yazılır. Simgesel matris gösterimiyle doğrusal sistem için,

$$d = Gm \quad (4.13)$$

eşitliği yazılır. Burada G matrisi, elemanları çekirdek fonksiyonunun değerlerinden oluşur ve sistem matrisi olarak tanımlanır. m ise modelin fiziksel parametrelerini (blok yoğunlukları) temsil eder. d ise gözlem verileridir.

Gravite anomalilerinin ters çözümü duraysız ve çok çözümlüdür. Bu nedenle çoğu kez veri kalitesinin yüksek olması ve önceden aranan gömülü jeolojik yapının bilinmeyen parametrelerine yönelik ön bilginin olması ters çözümün başarısı için gerekli olabilir. Yoğunluk kestiriminde en önemli sorun yoğunlukların kompakt olarak kestirilememesi ve çoğu kez gerçekçi olmayan rastgele dağılım gösteren

yoğunluklardan hesaplanan anomali ile gözlenen anomali arasındaki uyumun elde edilememesidir. Başka bir deyişle doğrusal ters çözümün yakınsamamasıdır. Bu sorunun üstesinden gelmek için Last ve Kubik (1983) tarafından etkili bir algoritma geliştirilmiştir. Algoritma yoğunlukların üst ve alt limitlerinin atamaları yapılarak optimum yoğunluk modellemesi bu limitler içerisinde gerçekleştirilir. En önemli avantajı başlangıç yoğunluk limitlerin, hedeflenen jeolojik modele uygun olacak şekilde tasarlanması durumunda kaynak kütleinin bulunduğu bölgeyi daraltarak (minimum hacim kavramı) kütleli odaklayan çözüm üretmesidir. Bu koşul altında blok sayısının optimum ölçüde artırılması çözümün duraylılığını yükseltebilir; ancak bu durumda problem çoğu kez eksik tanımlı (bilinmeyen parametre sayısının gözlem sayısından fazla olması) olarak ortaya çıkar. Buna göre blok yoğunlukları model ağırlıklandırmasına bağlı olarak Last ve Kubik (1983) tarafından verilen,

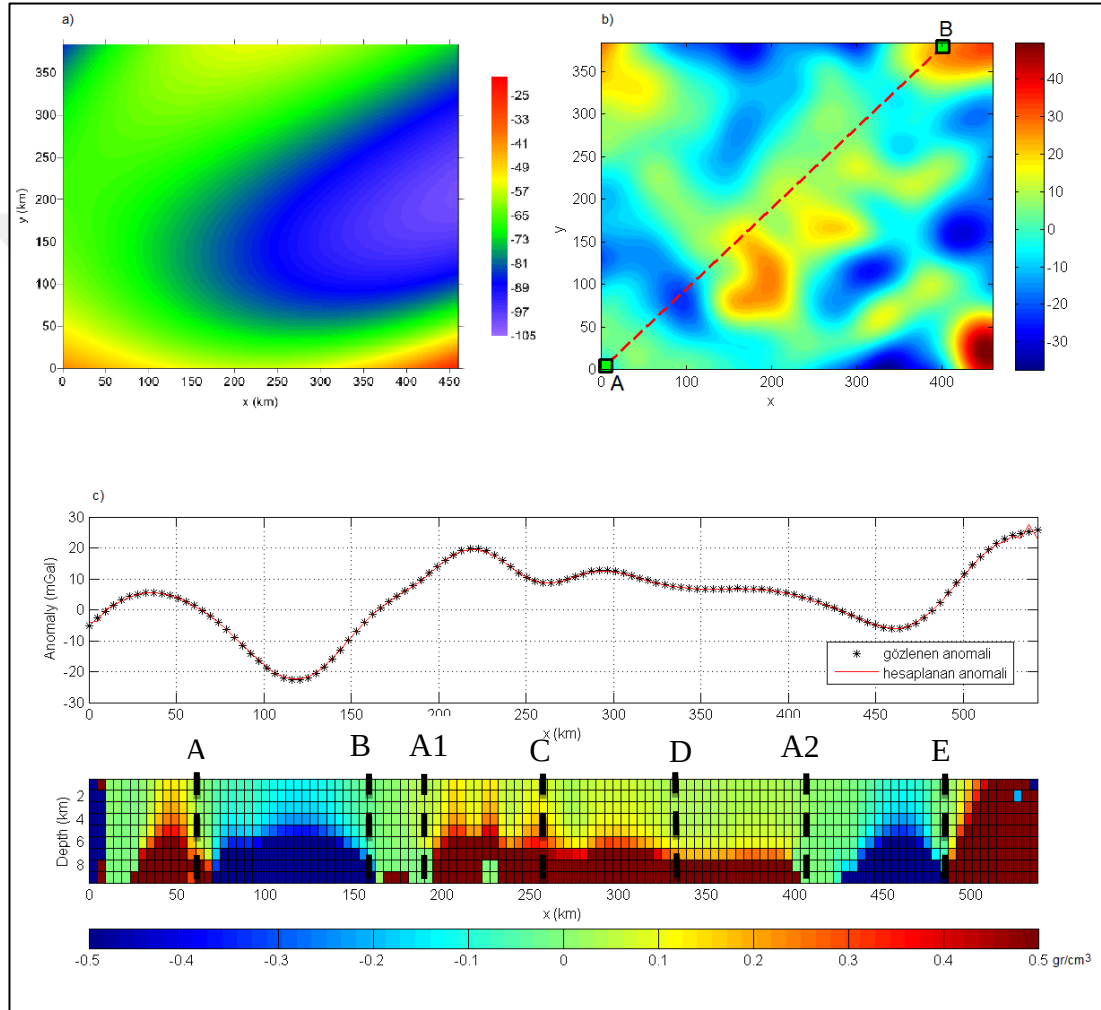
$$m = W_m^{-1} G^T \left(G W_m^{-1} G^T + \frac{\delta_m^2}{1 + \delta_e^2} \right)^{-1} d_g \quad (4.14)$$

eşitliği kullanılarak kestirilebilir. Burada d_g , elemanları gözlenen gravite anomalileri olan veri vektörüdür. W_m^{-1} her bir bloğun yoğunluğundan oluşan parametre ağırlıklandırma matrisidir. δ_m^2 ve δ_e^2 sırasıyla model parametrelerinin (yoğunluklar) ve gözlenen ve hesaplanan veriler arasındaki sapmaların varyanslarıdır. (4.14) bağıntısına dikkat edildiğinde doğrusal sistem eksik tanımlıdır. Bu durumda algoritma ρ_0 yoğunluk sınırına ulaştığında bu bloğun yoğunluğunu sabitler ve sonraki yinelemede bu bloğun yoğunluğunu değiştirmeyerek bilinmeyen sayısını azaltmaya çalışır. Yinelemeler yoğunluk dağılımının en az saçıldığı veya minimum olduğu bir bölge bulununcaya kadar sürdürülür. Algoritma model ağırlıklandırmalarına (W_m) bağlı olarak yoğunluk kısıtlamalı olarak uygulandığından yoğunluk bölgelerine odaklanan çözümlerin elde edilmesi beklenir. Yineleme adımları gözlenen anomali ile yoğunluk modelinden hesaplanan anomali arasındaki hata en küçük olması durumunda durdurulur.

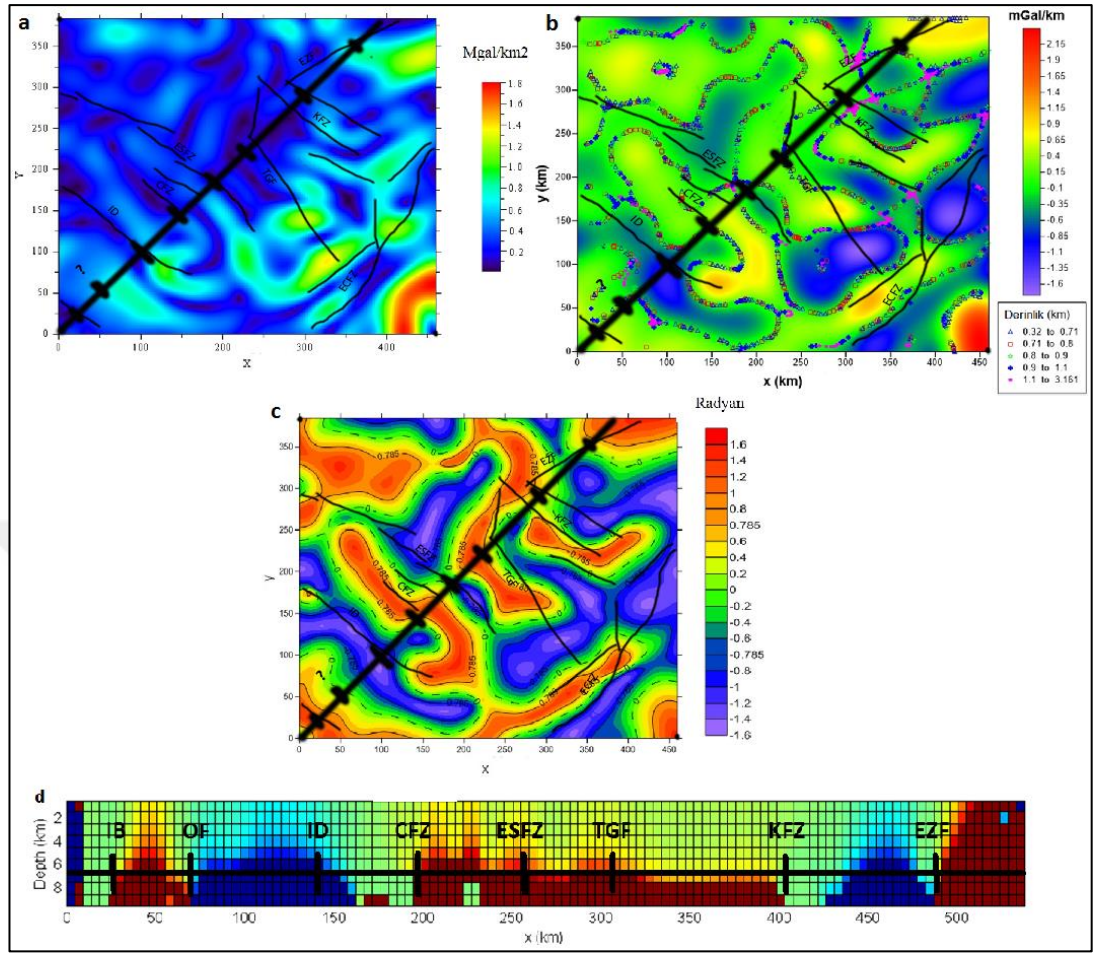
Şekil 4.4 a ve Şekil 4.4 b’de sırasıyla Bouguer anomalisi içinde üçüncü dereceden trend etkisi ve Bouguer anomalinin trend etkisi giderildikten sonra elde edilen rezidüel anomali haritası görülmektedir. Trend etkisinin hesaplanması ve bu etkinin giderilmesinin Bouguer anomali haritası içinde maskelenen ve pozitif ve negatif

yoğunluk farklarından kaynaklanan değişimleri gözlemektir. Şekil 4.4b' ye dikkat edildiğinde pozitif doğrultuda artan anomali kapanımları proje alanının orta ve KD ve GD kesimlerinde, negatif kapanımlar ise bu alanlar dışındaki kesimlere dağılmaktadır. Yoğunluk modellemesi için alınan AB profili proje alanı içindeki ana fay zonlarını (Şekil 1.2) ve kontur kapanımlarını dik kesecek şekilde seçilmiştir. Profili verileri kübik aradeğer yöntemiyle yaklaşık 4 km aralıklarda örneklenmiştir. Örneklemenin verinin tüm dalga boylarını kapsayacak şekilde olmasına dikkat edilmiştir. İki boyutlu yoğunluk modellemesi için 600 km uzunluğundaki profil boyunca 151 adet profil verisi değerlendirilmiştir. Yeraltı ortamı $1 \times 1 \text{ km}^2$ boyutlarında 0.5 km'den 10 km'ye uzanan derinliğe kadar bloklara bölünmüştür. Profil verisinden blok yoğunluk farklarının kestirimi (4.14) eşitliğinden yinelemeli olarak kestirilmiştir. Yöntemin doğasında var olan çok çözümlülükten kaçınmak için ortamın minimum ve maksimum yoğunluk farkları için sınır değerler (-0.5 gr/cm^3 , $+0.5 \text{ gr/cm}^3$) kullanılmıştır. Yoğunluk farkı kestiriminde çözüm bu sınırlar arasında aranmıştır. Sedimentlerin ortalama yoğunluğu ile magmatic/metamorfik temel arasındaki yoğunluk farkı bölgeye göre değişmekle birlikte, yoğunluk farklarının keskin değişimler göstermediği bilinen bir gerçektir. Üst kabuğun üst kesimlerinde bu türden yoğunluk farkları sınırlaması optimum ölçüde kabul edilir. Buna göre gözlenen anomali ile toplam 100 yineleme sonunda kestirilen yoğunluk farklarından hesaplanan anomali arasında RMS hatası 0.42 olarak bulunmuştur. Bu iki veri arasındaki çakışma oldukça başarılıdır (Şekil 5.4 c). Buradan model yoğunluk ortamının optimum ölçüde başarıyla kestirildiği sonucuna ulaşılabilir. Yoğunluklar genç sedimentlerin olduğu sığ derinliklerden derine doğru artmaktadır. Yoğunlukların yanal değişimlerine dikkat edildiğinde negatif ve pozitif yoğunluk farklarının hızlı değişimleri açıkça görülmektedir. Özellikle profilin 75., 160., 400. ve 480. kilometrelerde pozitif ve negative yoğunluk değişimleri birbirini izlemektedir. Yoğunluk değişimlerinin üst sınırlarının ortalama derinliği 6 km civarındadır (Şekil 4.4 c). Bu bağlamda yanal yoğunluk değişimlerinin üst sınırının yaklaşık bu derinliğe karşılık gelmesi temel kaya derinliğine yönelik çözümün elde edildiği sonucunu çıkarmaktadır. Temel kaya ondülasyonu sığ neotektonik aktiviteye yönelik bilgiler de sunar. Bu durumda temel kaya formunda fayların etkin olduğu ve faylanma ile birlikte fay düzleminin karşılıklı bloklarında farklı yoğunluk birimlerinin belirgin hale geldiği anlaşılmaktadır. Faylar temel kayanın blok sınırları

boyunca kesmekte ve buradan üst kabuğun bu bölgesinin zayıf ve kırılğan özelliktedir. Buradan temel kayanın oldukça kırıklı olduğu ve sedimanter basen içindeki kayaçların bu kırık sistemleri içine yerleştiği anlaşılmaktadır. Temel kayanın bu özelliği aynı zamanda petrol ve doğalgaz için kapan oluşturabilecek özellikler sunmaktadır. Bu nedenle bölgenin hidrokarbon potansiyelinin de ayrı bir çalışma konusu olarak bu açıdan dikkate alınması önerilir.



Şekil 4.4. a) Bouguer anomalisi içinde üçüncü dereceden trend etkisi b) Bouguer anomalinin trend etkisi giderildikten sonra elde edilen rezidüel anomali haritası c) GB-KD kesiti boyunca elde edilen anomalinin doğrusal ters çözümünden 100 yineleme sonunda kestirilen yoğunlukların yanal ve düşey dağılımı (Oruç vd. 2017). Sönüm faktörü 10, veri varyansı 0.1 ve veri çıkartma hatası 0.42 dir. Örneklenen gözlem veri sayısı 151 ve blok sayısı 1035 dir. A-B-C-D-E fay hatlarına karşılık gelen yatay konumlar, A1 ve A2 ise kontak konumlarıdır.



Şekil 4.5: Koçyiğit (2003) ve Özsayın v.d. (2013) ‘den derlenmiş ve haritalar üzerine yerleştirilmiştir. A) YTG haritası üzerine işlenmiş faylar ve yoğunluk farkları kesiti. b) Euler dekonvolüsyon haritası üzerine işlenmiş faylar ve yoğunluk farkları kesiti. c) Tilt açısı haritası üzerine işlenmiş faylar ve yoğunluk farkları kesiti. Haritalar üzerindeki hat yoğunluk farkları kesitinin gösterimidir ve üzerinde işaretlenmiş ayıraçlar kesitte yoğunluk farklarının hızlı değişim gösterdiği kesimleri işaret etmektedir.

Ters çözüm ile kestirilen yoğunluk farkları kesiti Şekil 4.4’de verilmiştir. Burada A-B-C-D-E ile gösterilen ayrımlar kesit üzerine yanal yoğunluk değişimlerinde göre çizilmiştir. Depremlerin tüm saha genelinde 0-10 km derinlik aralığında kümelenmiş olması nedeni ile yoğunluk farkları kesiti 10 km derinlik ile sınırlandırılmıştır. Kesit incelendiğinde fay hatları ve kontak noktalarının 6-10 km derinlik aralığına karşılık geldiği görülmektedir. Koçyiğit (2003) tarafından verilen faylardan dış Isparta Büklümünün doğu kenarı, iç Isparta büklümü ve Ezinepazarı Fayı yoğunluk farklarının aniden değişim gösterdiği noktaları olan A, B ve E konumlarında görülmektedir (Şekil 4.4). C ve E ile işaretlenmiş olan Eskişehir Fay Zonu ve Tuz

Gölü Fayı yoğunluk farkları kesitinde herhangi bir anomaliye neden olmamıştır. Yoğunluk farkları kesitinde bu iki fayın gözlemlenememesi fayların 10 km'den daha derinde olması ile açıklanabilir. Bunun yanısıra kesitte A1 ve A2 kesikli çizgileri ile gösterilen geçişler dikkati çekmektedir. Şekil 2.4 c, Şekil 2.4 d ve Şekil 2.5 'deki tilt açısı, YTG ve Euler Dekonvolüsyon haritalarına bakıldığında bu bölgede kesitime dik doğrultuda iki anomali gözlemleyebiliyoruz. Bu çizgiselliklerin kontak zonunun sınırlarına karşılık geldiği söylenebilir. Ezine Pazarı Fayı ise kesitin doğu kısmında kesit doğrultusuna kısmen paralel bir şekilde konumlanmıştır (Şekil 4.4). Bu fay ise negatif yoğunluk farkından pozitif yoğunluk farkına geçişin görüldüğü sınıra karşılık gelmektedir. Bu yoğunluk farkı sığ derinliklidir. Ezinepazarı fayının aktif olması nedeniyle bu bölgede sığ depremlere neden olabileceği öngörülebilir.

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Orta Anadolu Bölgesinin tektonik yapısı güncel gravite ve sismolojik veriler ışığında yorumlanmaya çalışılmıştır. Küresel veri setlerinden elde edilen EGM08 Bouguer Bouguer anomali haritalarının spektral analizinden kabuğa ait dalga boylarını içeren 50-200 km arasındaki dalga boyları belirlenmiştir. Dalga sayısı ortamında yapılan süzgeçleme işlemi sonucunda bulunan verinin birinci düşey türevlerinden YTG ve TA haritaları hesaplanarak bölgede daha önce bilinmeyen yapısal süreksizlikler görüntülenmiştir. Diğer yandan potansiyel alanların yorumunda etkin ve popüler bir yöntem olarak Euler Dekonvolüsyonu da süzgeçlenmiş verilere uygulanmıştır. YTG'nin maksimumları, TA'nın sıfır değerleri ve Euler Dekonvolüsyon sonuçları birbiriyle iyi uyum göstermektedir. İki boyutlu gravite doğrusal tes çözüm algoritmasıyla bulunan üst kabuk yoğunluk farkları dağılımında yoğunlukların yanal olarak hızlı değiştiği bölgelerin YTG, TA ve Euler dekonvolüsyonundan bulunan çizgiselliklere genel olarak karşılık gelmesi, sonuçları desteklemektedir.

Bölgenin tektonik gerilmelerinin belirlenebilmesi için maksimum yatay gerilme yönelimleri ve büyüklükleri modellenmiştir. Bununla birlikte Orta Anadolu bölgesinin düşük sismisite özelliğinden dolayı moment büyüklüğü 4 ve 4'den büyük olan depremlerin sayısı çok fazla olmamakla birlikte, çözümlerin karakteristiği beklendiği gibi bölgenin doğu ve batı kesimindeki tektonik rejimin ayrımını ortaya koymuştur. Odak mekanizma çözümleri ile yapılan gerilme analizleri CMT, RCMT, USGS ve Kandilli gözlemevi kataloglarına göre yapılmıştır. Orta Anadolu'nun doğu kesiminde sıkışma ve batısında açılma rejimi hakimdir. Gerilmeler ağırlıklı olarak doğrultu atımlı fayların uçlarında birikmektedir.

Gömülü çizgiselliklerin görüntülenmesi için uygulanan YTG, Tilt Açısı ve Euler Dekonvolüsyonu metodları ile elde edilen haritalar birlikte değerlendirilmiş ve elde edilen haritaların her biri üzerine Koçyiğit (2003) ve Özsayın v.d. (2013) derlenen faylar işlenmiştir. Last ve Kubik (1983) algoritması ile yoğunluk farkları kesiti çıkarılmış ve bilinen faylar ile kesiştiği yerler işaretlenmiştir. Şekil 4.5 a, b ve c'de

sırasıyla YTG haritası, Euler Dekonvolüsyon çözümleri, Tilt Açısı haritası üzerine işlenmiş fayların ve yoğunluk farkları kesitinde yoğunlukların hızlı değişim gösterdiği yerlere göre işaretlenen konumları görülmektedir. Şekil 4.5 d’de ise bu konumların yoğunluk farkları kesitindeki yerleri işaretlenmiştir. Şekil 4.5 a, b ve c sırasıyla incelendiğinde YTG’nin maksimumlarının, Euler Dekonvolüsyon çözümlerinde konum parametrelerinin ve tilt açısının sıfır olduğu bölgelerin fay hatlarının uzanımları ile uyumlu olduğu ve fayların izdüşümlerini genel anlamda takip ettiği görülebilmektedir. TGF’nin GB bölümü çizgisellik haritaları ile uyum göstermemektedir. Sahanın GD bölümünün daha çok ECFZ’nun etkisinde olduğu söylenilebilir. TGF’nin ECFZ’u kesmesi bu bölgenin anomali haritalarında KB-GD uzanımlı kapanımların GB-KD uzanımlı kapanımlara dönüşmesini açıklamaktadır.

Çalışma sahasında GB-KD uzanımlı kesit alınmış ve yoğunluk farklarının hızlı değişim gösterdiği sınır bölgelerinin harita üzerinde hangi süreksizliklere karşılık geldiği Şekil 4.5’de gösterilmiştir. Yoğunluk farklarının hızlı değişim gösterdiği sınırlar İç Isparta Büklümü’nün doğu kenarı, iç Isparta büklümü, CFZ, KFZ, EZF’lerini işaret etmektedir. Ancak kesitte EZFZ ve TGF’na gelen bölümlerde bir yoğunluk değişimi gözlenilmemiştir. Bunun olası nedeni fayların daha derinden uzanması ile açıklanabilir.

Yoğunluk farkının hızlı değişim gösterdiği bir diğer sınır ise kesit üzerinde olası fay (OF) ile belirtilmiş olan bölümdür. Bu bölüm anomali haritalarında da gömülü bir çizgiselliğin varlığını işaret etmektedir. Yoğunluk kesiti ve gömülü çizgiselliklerin tespiti için kullanılan üç farklı yöntem ile desteklenen bu bölge için deprem dışmerkez dağılımı incelendiğinde (Şekil 3.7a) bu alan içerisinde çok sayıda depremin gerçekleştiği görülmektedir. İç Isparta Büklümü’nün doğu kenarı ile iç Isparta büklümü arasında kalan bu bölgeyi içerisine alan daha önce yapılmış çalışmalar incelendiğinde gömülü bir süreksizliğin varlığına yönelik bir işarete rastlanılmamıştır.

Bu tez çalışmasının kapsamında odak mekanizma çözümleri ile bölgenin tektonik rejimi de açıklanmaya çalışılmıştır. Bölgede son 30 yıl içerisinde 6.5 Mw’dan büyük deprem olmayışı odak mekanizma çözümlerinin yapılmasını olumsuz yönde etkilemiştir. Özellikle RCMT tensörleri kullanılarak hesaplanan maksimum yatay

gerilme bileşenlerinin yönleri ve işaret ettiği fay türü çalışma sahasını iki ana bölgeye ayırmaktadır. Sahanın Batı ve özellikle GB bölümleri incelendiğinde odak mekanizma çözümleri normal atımlı fayların bölgeye hakim olduğunu göstermektedir (Şekil 3.18). Sahanın Doğu bölümü incelendiğinde ise doğrultu atımlı faylara rastlanılmaktadır. Bu nedenle sahanın batı bölümleri atılma rejimini temsil ederken doğu bölümü gerilme rejiminin hakimiyetindedir. Genel olarak yatay gerilme bileşenleri yönelimleri fay düzlemine dik doğrultuda konumlanmış olduğu görülmekte ve bu durum çözümlerin güvenilirliğini desteklemektedir.

Bu tez çalışmasında elde edilen sonuçlarla birlikte bölgenin üst manto sıcaklıklarının ve yoğunluklarının modellenmesi, konveksiyon mekanizmalarının açıklanması, izostatik denge analizlerinin yapılması ve litosfer dayanımlarının kestirimi bölgeyi ayıran farklı tektonik rejimlerin açıklanmasında etkili olabilir. Bu türden çözümler Orta Anadolu litosferinin reolojik yapısını ortaya koyacağından, aynı zamanda depremselliğinin açıklanabilmesine olanak verecektir.

KAYNAKLAR

Barka A., Reilinger, R., Şaroğlu F. ve Şengör, A.M.C., The Isparta angle: its importance in the neotectonics of the eastern Mediterranean region, *IESCA-1995 Proceedings*, 1995, 3-17.

Barka A.A., Reilinger R., Active tectonics of the Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annali di Geophys.*, 1997, **11**, 587-610

Blakely R. J. & Simpson R. W., Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies, *Geophysics*, 1986, **51(7)**, 1494-1498.

Blakely R.J., Potential theory in gravity and magnetic applications, 1995, Cambridge Univ. Press, 441 p.

Boztuğ D. Harlavan Y., K-Ar ages of granitoids unravel the stages of Neo-Tethyan convergence in the eastern Pontides and central Anatolia, *International Journal of Earth Sciences*, 2008, **97**, 585-599.

Boztuğ D., Temiz H., Jonckheere R.C. Ratschbacher L., Punctuated exhumation and foreland basin formation and infilling in (circum)-Central Anatolia (Turkey) associated with the Neo-Tethyan closure, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2008, **17**, 673-684.

Boztuğ D., Jonckheere R.C., Wagner G.A., Yeğingil Z., Slow Senonian and fast Palaeocene-Early Eocene uplift of the granitoids in the Central Eastern Pontides, Turkey: apatite fission-track results, *Tectonophysics*, 2004, **382**, 213-228.

Darby E. K., Davies E. B., The analysis and design of two-dimensional filters for two-dimensional data, *Geophysical prospecting*, 1967, **15(3)**, 383-406.

Davies G., *Dynamic Earth*, 1st e., Cambridge University Press, Cambridge, 1999.

Forsyth, D. W., Subsurface Loading and Estimates of the Flexural Rigidity of Continental Lithosphere, *J. Geophys.*, 1985, **90**, 12 623-12 632.

Gómez-Ortiz D., Agarwal B. N., 3 DINVER. M: a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker-Oldenburg's algorithm, *Computers & geosciences*, 2005, **31(4)**, 513-520.

Göncüoğlu M.C., Orta Anadolu masifinin güney ucundan jeokronolojik yaş bulguları, *M.T.A dergisi*, 1986, **105/106**, 83-96.

Görür N., Çagatay M. N., Sakinç M., Sümengen M., Şentürk K., Yaltırak C., Tchapylyga A., Origin of the Sea of Marmara as Deduced from Neogene to Quaternary Paleogeographic Evolution of Its Frame, *International Geology Review*, 1997, **39(4)**, 342-352.

Grauch V. J. S., Cordell L., Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data, *Geophysics*, 1987, **52(1)**, 118-121.

Gürsoy H., Piper J. D. A., Tatar O. ve Mesci L, Paleomagnetic study of the Karaman and Karapınar volcanic complexes, central Turkey: Neotectonic rotation in the south-central sector of the Anatolian block, *Tectonophysics*, 1998, **299**, 191–211.

Hartman R. R., Teskey D. J., Friedberg J. L., A system for rapid digital aeromagnetic interpretation. *Geophysics*, 1971, **36(5)**, 891-918.

Hood P., Gradient measurements in aeromagnetic surveying, *Geophysics*, 1965, **30(5)**, 891-902.

http://bgi.omp.obs-mip.fr/activities/Projects/world_gravity_map_wgm. Ziyaret tarihi: 06 Ocak 2018.

International Seismological Centre (ISC), <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/>, (Ziyaret tarihi: 10 Mayıs 2016)

Kahle KG.,Straub C., Reilinger R., McClusky S.,King R., Hurst K., Veis G., Kastens K. Ve Cross, P., The strain field in the eastern Mediterranean estimated by repeated GPS measurements, *Tectonophysics*, 1998, **294**, 237-252.

Kaymakçı N., Özçelik Y., White S.H., vanDijk P.M., Tectonostratigraphy of the Çankiri Basin: late Cretaceous to early Miocene evolution of the Neotethyan suture zone in Turkey. In: Collision and Collapse at the Africa-Arabia-Eurasia subduction zone, *Geological Society of London Special Publication*, 2009, **311**, 67-106.

Kissel C., Averbuch O., Frizon de Lamotte D., Monod O. ve Allerton S., Preliminary paleomagnetic evidence of a post-Eocene clockwise rotation of the Western Taurides thrust belt, east of the Isparta reentrant (Southern Turkey), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, **117**, 1–14.

Klingele E.E., I. Marson H.G. Kahle Automatic interpretation of gravity gradiometric data in two dimensions: Vertical gradients, *Geophys. Prospect*, 1991, **39**, 3, 407-434.

Koçyiğit A., Orta Anadolu'nun genelneotektonik özellikleri ve depremselliği, *Türkiye Petrol Jeologları Bülteni Özel Sayı*, 2003, **5**, 1-24.

Last B. J., Kubik K., Compact gravity inversion. *Geophysics*, 1983, **48(6)**, 713-721.

Meinesz F. A. V., Fundamental Tables for Regional Isostatic Reduction of Gravity Values, *Netherlands Acad. Sci.*, 1940, **17(3)**, 1-44.

Okay A.I., Kuzeybatı Anadolu'da yer alan metamorfik kuşaklar, Ketin Sempozyumu, 20-21 Şubat 1984, İstanbul, Türkiye, Türkiye Jeoloji Kurumu Yayını, 83-92.

Okay A.I., Demirbağ E., Kurt H., Okay N., Kuşçu, An Active, Deep Marine Strike-Slip Basin Along the North Anatolian Fault in Turkey, *Tectonics*, 1998, **18**, 278-7407.

Okay A. I., Tüysüz O., Tethyan sutures of northern Turkey, *Geological Society, London, Special Publications*, 1999, **156(1)**, 475-515.

Oruç B., Edge detection and depth estimation using a tilt angle map from gravity gradient data of the Kozaklı-Central Anatolia region, Turkey, *Pure and applied geophysics*, 2011, **168(10)**, 1769-1780.

Oruç B., *Yeraltı Kaynak Aramalarında Gravite Yöntemi (Matlab Kodları ve Çözümlü Örnekler)*, 1st ed., Umuttepe Yayınları, Kocaeli, 2012.

Oruç B., Gomez-Ortiz D., Petit C., Lithospheric flexural strength and effective elastic thicknesses of the Eastern Anatolia (Turkey) and surrounding region, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2017, **150**, 1-13.

Özsayın E., Atilla Ç., Rojay F.B., Dirik R.K., Melnick D., Fernandez-Blan D., Bertotti G., Schildgen T.F. Garcin Y., Strecker M.R., Sudo M., Plio-Quaternary extensional tectonics of the Central Anatolian Plateau:a case study from the Tuz Gölü Basin, Turkey, *Turkish J Earth Sci*, 2013, **22**, 691-714.

Reid A. B., Allsop J. M., Granser H., Millett A. T., & Somerton I. W., Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 1990, **55(1)**, 80-91.

Reilinger R.E., McClusky S.C., Oral M.B., King W., Toksöz M.N., Global positioning, system measurements of present-day crustal movements in the Arabian-Africa-Eurasia plate collision zone, *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**, 9983-9999.

Seymen İ., Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik Özelliği. İstanbul Tek. Üniv., Maden Fak (PhD Thesis, XIX + 192 pp. + 2 foldout maps). Seymen, İ. (1981). Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifi'nin stratigrafisi ve metamorfizması, *Türkiye Jeol. Kur. Bült*, 1975, **24**, 101 - 108.

Sharpton V. L., Grieve R. A. F., Thomas M. D., Halpenny J. F., Horizontal gravity gradient: an aid to the definition of crustal structure in North America, *Geophysical Research Letters*, 1987, **14(8)**, 808-811.

Stanley J. M., Simplified gravity interpretation by gradients-The geological contact, *Geophysics*, 1977, **42(6)**, 1230-1235.

Straub C., Kahle H.G., Schindler C., GPS and geological estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia, *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**, 275-276.

Stavrev P. Y., Euler deconvolution using differential similarity transformations of gravity or magnetic anomalies, *Geophysical Prospecting*, 1997, **45(2)**, 207-246.

Şaroğlu F., Boray A., Özer S. Ve Kuşçu İ, Orta Toroslar—Orta Anadolu'nun güneyinin neotektoniği ile ilgili görüşler, *Jeomorfoloji Bull.*, 1983, **11**, 35–44.

Şengör A.M.C., Yilmaz Y., Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 1981, **75(3)**, 181-241.

Şengör A.M.C., Görür N., Şaroğlu F., Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in: Biddle K.T., Christie-Blick N. (edt.), Strike-slip Faulting and Basin Formation, *Soc. Econ.Paleontol. Sp. Pub.*, 1985, **37**, 227-264.

Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E., *Applied geophysics* (Vol. 1). Cambridge university press, 1990.

Tokay F. ve Altunel E., Eskişehir Fay Zonunun İnönü-Dodurga Çevresinde Neotektonik Aktivitesi, *M.T.A Dergisi*, 2005, **130**, 1-15.

Toksöz M.N., Şakal A. F., Michael J., Space-Time Migration of Earthquakes along the North Anatolian Fault Zone and Seismic Gaps, *Pageoph.*, 1979, **117**, 1258-1270.

U.S. Geological Survey, Digital Elevation Models GTOPO30, Virginia, 1998, <https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30>, (Ziyaret tarihi: 06 Ocak 2016).

Ulutaş E., Doğu Marmara Sismik Bölgeleme, Kocaeli İl Sınırları ve İzmit Yerleşim Alanının Sismik Mikrobölgelemesi, Doktora Tezi, Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Kocaeli, 2016.

Werner D., Probleme der Geothermik am Beispiel des Rheingrabens, Doctoral thesis, University of Karlsruhe, 1975.

KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Doğan M.B., Sönme T., Oruç B., Rahimov Y., Gravite Anomalilerinin Sınır Analizlerinden Afyon Bölgesi Çizgiselliklerinin Görüntülenmesi Ve Yeraltı Yoğunluk Dağılımı İle Karşılaştırılması, *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, C.28, S 1-2 SS 93-104, Nisan 2018.

Doğan M.B., Ağaçgözü G.Ö., Uygulamalı Jeofizik Verileri için Sunum ve Modelleme Programı Visualization and Modeling Program for Applied Geophysical Methods, *Genç Yerbilimciler Kongresi*, İzmir (Türkiye), 5-7 Haziran 2015.

Oruç B., Sönmez T., Ulutaş E., Selim H.H., **Doğan M.B.**, Crustal Compensation Rate In Central Anatolian Region And Comparison Of Seismic Activity, 9th Congress of the Balkan Geophysical Society, Antalya (Turkey), 5-9 November 2017.

Oruç B., Pamukçu O.A., Selim H.H., Ulutaş E., Sönmez T., **Doğan M.B.**, Investigation of the Lithospheric Structure Beneath Central Anatolian Region Using Bouguer Gravity Data and Isostatic Analysis, *TUBITAK Project*, Project number: 115Y217, January 2018.

Oruç B., Sönmez T., **Doğan M.B.**, Van Gölü ve Çevresindeki Süreksizliklerin EGM08 Bouguer Anomalilerinin Yatay Türev Genlikleri ve Yatay türev Tensör Eğriselliklerinden Araştırılması, 5. Uluslararası Deprem Sempozyumu, Kocaeli, 10-12 Haziran 2015.

Oruç B., Pamukçu O.A., Selim H.H., **Doğan M.B.**, Ulutaş E., Mechanisms Of Isostatic Compensation In Central Anatolian Lithosphere, *International Conference On Engineering And Natural Sciences (Icens,2016)*, Sarajevo, Volume: 2th, May 2016.

ÖZGEÇMİŞ

1989 yılında Malatya’da doğdu. İlkokulu Malatya’da, Balıkesir’de ve İstanbul’da okudu. Orta ve lise öğrenimini İstanbul’da tamamladı. 2007 yılında girdiği İstanbul Teknik Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü’nden 2012 yılında Jeofizik Mühendisi olarak mezun oldu. Aynı üniversitenin Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği yüksek Lisans Programı’na başlayarak 2015’te Jeofizik Yüksek Mühendisi olarak mezun oldu. Aynı dönem Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Doktora Programına başladı. 2015 yılının 2. Dönemi ile 2017 yılının 2. Dönemi arasında TÜBİTAK 1001 Bilimsel ve Teknolojik Projeler kapsamında kabul edilen yürütücülüğünü Prof.Dr.Bülent ORUÇ’un yaptığı “Orta Anadolu Bölgesinin Litosfer yapısının Gravite Verileri ve İzostazik Analizlerle Araştırılması” konulu projede Doktora Bursiyeri olarak yer almaktadır. 2016-2019 yılları arasında UTEST Malzeme Test Cihazları A.Ş. Firmasında Marmara Bölge Sorumlusu olarak görev almıştır.