

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ORTA KARADENİZ BÖLGESİNİN KABUK YAPISININ GRAVİTE VERİLERİ
İLE MODELLENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Müh. Abdurrahman Yasır PARLAK

**NİSAN 2017
TRABZON**



KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ



Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde

Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : / /

Tezin Savunma Tarihi : / /

Tez Danışmanı :

Trabzon

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

başlıklı bu çalışma, Enstitü Yönetim Kurulunun / / gün ve sayılı
kararıyla oluşturulan jüri tarafından yapılan sınavda
YÜKSEK LİSANS TEZİ
olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

Başkan :

Üye :

Üye :

Prof. Dr. Sadettin KORKMAZ

Enstitü Müdürü

ÖNSÖZ

Bu tez çalışmasında Kuzey Anadolu Fay Zonu ile Doğu Anadolu Fay Zonunun geçtiği Orta Karadeniz bölgesine ait Moho yüzeyi ve sismisite bilgileri birlikte yorumlanarak bölgeye ait kabuk yapısının aydınlatılması amaçlanmıştır.

Yüksek lisans eğitimim boyunca benden hiçbir zaman yardımını esirgemeyen ve bu çalışmada bana rehberlik eden, kendisinden çok şey öğrendiğim değerli danışman hocam Yrd. Doç. Dr. Ali ELMAS'a teşekkür ederim.

Tez konusu hakkında fikir veren ve çalışmalarında bana yol gösteren ve tezimin hazırlanışında yardımcı olan değerli hocam Prof. Dr. Bülent ORUÇ'a teşekkür ederim.

Bu tezde ele alınan çalışma alanını kapsayan ve son 30 yıla ait moment magnitudü 3'ten büyük olan depremlerin dış merkez ve iç merkez dağılımlarını hazırlamakta bana yardımcı olan Dr. Deniz ÇAKA'ya teşekkür ederim.

Ayrıca, yüksek lisans eğitimim boyunca benden yardımlarını esirgemeyen adını zikretme imkanı bulamadığım kıymetli hocalarıma ve her zaman bana destek verip yanımda olan aileme bilhassa teşekkür ederim.

Abdurrahman Yasır PARLAK

Trabzon 2017

TEZ ETİK BEYANNAMESİ

Yüksek Lisans Tezi olarak sunduğum “Orta Karadeniz Bölgesinin Kabuk Yapısının Gravite Verileri ile Modellenmesi” başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım Yrd. Doç. Dr. Ali ELMAS’ın sorumluluğunda tamamladığımı, verileri/örnekleri kendim topladığımı, deneyleri/analizleri ilgili laboratuvarlarda yaptığımı/yaptırdığımı, başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma sürecinde bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim.

29/03/ 2017

Abdurrahman Yasır Parlak

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	III
TEZ BEYANNAMESİ.....	IV
İÇİNDEKİLER.....	V
ÖZET.....	VII
SUMMARY.....	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	IX
SEMBOLLER DİZİNİ.....	XI
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş.....	1
1.2. Yerkürenin Tabakalı Yapısı ve Jeodinamik.....	3
1.2.1 Litosferin Genel Yapısı.....	5
1.2.2. Levha Hareketleri.....	6
1.3. Kıtasal Litosferin Sıcaklık Özellikleri.....	9
1.3.1. İzotermal Sıkışabilirlik ve Termal Genişleme Katsayısı.....	10
1.3.2. Adyabatik Sıcaklık.....	10
1.3.3. Isı Akısı.....	11
1.3.4. Gravimetrik Moho ve İzostazik Moho.....	13
1.4. Kıtasal Litosferin Mekanik Özellikleri.....	14
1.4.1. Deformasyon.....	14
1.4.2. İzostazi.....	17
1.4.2.1. Airy İzostazi Teorisi.....	17
1.4.2.2. Vening Meinesz İzostazi Teorisi.....	18
1.4.3. Efektif Elastik Kalınlık.....	20
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR ve BULGULAR.....	21
2.1. Çalışma Alanına Ait Jeoloji, Tektonizma ve Depremsellik.....	21
2.2. Çalışma Alanına Ait EGM08 Bouguer Anomalileri ve Topografya.....	26
2.2.1. EGM08 Bouguer Anomalilerinin Radyal Ortalamalı Güç Spektrumu....	30
2.2.2. Çalışma Alanının Moho Yüzeyinin Modellenmesi.....	34

3.	TARTIŞMA.....	43
4.	SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	44
5.	KAYNAKLAR.....	46
	ÖZGEÇMİŞ	



Yüksek Lisans Tezi

ÖZET

ORTA KARADENİZ BÖLGESİNİN KABUK YAPISININ GRAVİTE VERİLERİ İLE
MODELLENMESİ

Abdurrahman Yasır PARLAK

Karadeniz Teknik Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı
Danışman: Yrd. Doç. Dr. Ali ELMAS
2017, 45 Sayfa

Orta Karadeniz Bölgesi tektonik açıdan önemli bir bölgedir. Bölgenin sismik aktivitesi fay zonları boyunca yüksek, diğer yerlerde ise oldukça düşüktür. Bu çalışmada sismik aktivite farklılıklarının sebepleri, bölgeye ait Dünya Gravite Haritası 2008 (EGM08) Bouguer gravite anomalileri ve son 30 yıla ait sismisite bilgileri kullanılarak araştırılmıştır.

Bölgeye ait Bouguer gravite anomalilerinin radyal ortalama güç spektrumlarından yumuşak ve sıkı sediment tabaka sınırları, temel kaya, Conrad ve Moho sınırlarının ortalama derinlikleri belirlenmiştir. Ayrıca, Moho derinlik hesabında kullanılmak üzere süzgeçleme için gerekli olan dalga sayısı belirlenmiştir. Spektrumun farklı eğilimli doğrusal parçalarından yumuşak ve sıkı kaya sınırı, temel kaya, Conrad ve Moho ortalama derinlikleri sırasıyla $2,812 \text{ km}$, $6,418 \text{ km}$, $10,980 \text{ km}$ ve $39,956 \text{ km}$ olarak bulunmuştur. Parker-Oldenburg gravite ters çözüm algoritmasıyla Moho'nun 3B geometrisi modellenmiştir. EGM08 Bouguer gravite anomalileri kullanılarak hesaplanan Gravimetrik Moho ile topoğrafya verilerinin kullanımıyla hesaplanan İzostazik Moho yüzeyleri karşılaştırılmıştır. Daha sonra deneysel formüller kullanılarak, Moho yüzeyleri hesaplanmıştır. Hesaplanan yüzeyler kıyaslanmıştır ve böylece bölgeye ait Moho topografyası en doğru şekilde modellenmiştir.

Anahtar Kelimeler: EGM08 Gravite, Gravimetrik Moho, İzostazik Moho, Ters Çözüm, Sismisite

Master Thesis

SUMMARY
CRUST STRUCTURE MODELING WITH GRAVITY DATA IN MID-KARADENIZ REGION

Abdurrahman Yasir PARLAK

Karadeniz Technical University
The Graduate School of Natural and Applied Sciences
Geophysical Engineering Graduate Program
Supervisor: Assist. Prof. Ali ELMAS
2017, 45 Pages

The Mid-Karadeniz Region is a tectonically important region. The seismic activity of the zone is high throughout the fault zones and relatively low in other places. In this study, the causes of seismic activity differences were investigated using EGM08 Bouguer gravity anomalies and seismicity information for last 30 years of the region.

The mean depths of the soft and hard sediment, basement, Conrad and Moho interfaces have been determined using the radial mean power spectra of the Bouguer gravity anomalies of the region. In addition, the cut-off wavenumber has been determined for filtering the Bouguer gravity data to calculate the depth of the Moho topography. The mean depths of the soft and hard sediment, basement, Conrad and Moho interfaces have been calculated as 2,812 km, 6,418 km, 10,980 km and 39,956 km, respectively by the linear segments of the spectrum in different trends. The Parker-Oldenburg algorithm has been used to model the geometry of the Moho topography. The gravimetric Moho that was calculated using EGM08 Bouguer gravity anomalies and the isostatic Moho that was calculated using topographic data were compared. As a result of this comparison, the correctness of the gravimetric Moho has been revealed. Then, Moho surfaces were calculated using different empirical formulas. The calculated surfaces were compared and thus the Moho topography of the region was modeled in the most accurate way.

Key Words: EGM08 Gravity, Gravimetric Moho, Isostatic Moho, Inversion, Seismicity

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa No

- Şekil 1. Yerkürenin tabakalı yapısının basitleştirilmiş kesiti ve süreksizlikler. Dikdörtgen içindeki şekil litosferin büyütülmüş kesitidir. Yerkürenin en ince katmanı kabuk ve en kalın katmanı alt mantodur. İzostazik dengelenmeyle ilişkili olarak kıtasal kabuğun rift bölgelerinde incelleme ve yüksek topografya bölgelerinde ise kalınlaşma geliştiği görülmektedir 4
- Şekil 2. Kıtasal ve okyanusal litosferin genel mekanik ve sıcaklık yapısı. Eş Sıcaklık ısısına 1300 °C'ye karşılık gelmektedir 6
- Şekil 3. Kırmızı oklar iraksayan levha sınırlarını, yeşil oklar yakınsayan levha sınırlarını ve mor oklar da yanal yer değiştiren levha sınırlarını göstermektedir 7
- Şekil 4. Levha hareketlerini gösteren basitleştirilmiş yer kesiti 9
- Şekil 5. Kıtasal litosferin ve litosfer altı ortam sıcaklıklarının derinliğin fonksiyonu olarak değişimi ve termal-mekanik tabaka sınırları 11
- Şekil 6. Katı malzemeler için stres ve strain ilişkisi. Stres ve elastik strain arasındaki ilişki doğrusaldır. Elastik deformasyonda, kayaç üzerinde gerilme arttıkça deformasyon da artmakta olduğundan, elastik deformasyon ve gerilme arasında doğrusal bir ilişki vardır (Hooke yasası). Elastik sınır aşıldığında deformasyon plastik hale döner. Burada gerilmenin kalkması durumunda kayaç eski boyut ve şekline geri dönemez ve kalıcı deformasyon meydana gelir 15
- Şekil 7. Tek eksenli stres altında deformasyon. Sıkışma stresi σ_1 doğrultusundaki etki, buna dik iki doğrultudaki genişleme ile dengelenir 16
- Şekil 8. Airy modelinde topografya ve batimetrisinin ters yansıma görünüşleri 17
- Şekil 9. Airy izostazi teorisine göre, dağlar, dağ kökleri ve okyanusal basenlerin kolonlarla gösterimi 18
- Şekil 10. a) Airy modeline göre yük etkisiyle oluşan kökün yerel olarak izostazik dengelyi oluşturması. b) Vening Meniesz modeline göre yük etkisiyle oluşan litosfer bükülmesinin bölgesel olarak izostazik dengelyi oluşturması 19
- Şekil 11. Farklı rijitlik özelliklerine sahip levhaların yüke karşı tepkileri a) Yüksek rijiditeli ve güçlü levhanın yüke karşı düşük deformasyonlu tepkisi b) düşük rijiditeli ve zayıf levhanın yüke karşı yüksek deformasyonlu tepkisi 20
- Şekil 12. Çalışma alanının ana tektonik-litolojik birliktelikleri 22

Şekil 13. Doğu Pontid Orojenik Kuşağı Kuzey Zonu'na ait stratigrafik kolon kesiti	23
Şekil 14. Anadolu ve çevresinin levha tektoniği modeli	24
Şekil 15. Çalışma alanı içerisinde 1983-2013 yılları arasında meydana gelen moment magnitudü (M_w) 3,0'dan büyük depremlerin dış merkez ve odak derinliği dağılımları. Kırmızı çizgiler MTA'nın güncel fay haritasından derlenen tektonik çizgisellikleri temsil eder. Deprem dağılımları ISC kataloğundan derlenmiştir	25
Şekil 16. a) Çalışma alanından $0.041^0 \times 0.041^0$ aralıklarla derlenen EGM08 Bouguer anomalileri. b) çalışma alanına ait $30''$ çözünürlükte derlenen GTOPO30 yükseklik verileri. Bouguer anomalilerinin izostazik dengelemeyle ilişkili olarak topografya verilerinin bir tür ters yansıması olduğuna dikkat edilmelidir	29
Şekil 17. a) Radyal ortalamalı logaritmik güç spektrumu. Spektrum Şekil 17a'daki Bouguer anomali haritasından elde edilmiştir. Doğru parçalarının değişim noktaları kritik dalga sayılarını ve buradan Bouguer anomali haritası içerisindeki dalga boylarını ayırır. Bu aşamadan sonra kritik dalga sayıları, istenilen dalga boylarını çıkaracak olan süzgeçleme sürecinde kullanılacaktır. b) Bouguer gravite verilerinin süzgeç tepki fonksiyonu. c) Moho için süzölmüş verilerin süzgeç tepki fonksiyonu	33
Şekil 18. a) Çalışma alanına ait Bouguer anomali haritası. b) Bouguer anomali haritasından, Moho için hesaplanan $kc_1 = 0,075 \text{ km}^{-1}$ değeri kullanılarak, alçak geçişli süzgeç ile elde edilen süzgeçlenmiş anomali. c) Denklem (17) kullanılarak Moho'dan hesaplanan anomali.....	36
Şekil 19. a) Çalışma alanının topoğrafya haritası. b) Bouguer anomali değerleri için $kc_1 = 0,075 \text{ km}^{-1}$ değeri kullanılarak alçak geçişli süzgeçlemesiyle elde edilen anomalinin Parker-Oldenburg ters çözüm algoritması (denklem 18) kullanılarak hesaplanan Moho yüzeyi. c) Airy izostazi modeline göre hesaplanan Moho derinlik haritası (Kırmızı çizgi, Moho'nun derin ve sığ yerlerini ayırt etmek için yerleştirilmiştir).....	38
Şekil 20. a) Çalışma alanının ana tektonik ve litolojik haritası. b) Gravimetrik Moho haritası (Kırmızı çizgi, Moho'nun derin ve sığ yerlerini ayırt etmek için yerleştirilmiştir).....	39
Şekil 21. a) Worzel ve Shubert (1955)'e göre hesaplanan Moho yüzeyi b) Woollard (1959)'a göre hesaplanan Moho yüzeyi c) Ram Babu (1997)'ya göre hesaplanan Moho yüzeyi.....	40
Şekil 21. a) toplam yatay türev haritası b) topografya haritası (Kırmızı çizgiler eski fayları, siyah çizgiler yeni fayları göstermektedir).....	42

SEMBOLLER DİZİNİ

a_θ	: Ortalama ekvatorial yarıçap
$B(k_r)$: Bouguer anomalilerinin Fourier dönüşümü
$B(kr_1)$: kr_1 'in radyal ortalamalı doğal logaritmik güç spektrumu
$B(kr_2)$: kr_2 'nin radyal ortalamalı doğal logaritmik güç spektrumu
C	: Ayrık Fourier dönüşümünün gerçek bileşeni
$C_{n,m}$: Küresel harmonik katsayısı
D	: Ayrık Fourier dönüşümünün sanal bileşeni
d_0	: Okyanus derinliği, (km)
E	: Elastisite veya Young modülü
$E(k_r)$: Analitik olarak güç spektrumu
F	: Fourier dönüşümü
F^{-1}	: Ters Fourier dönüşümü
g	: Gravite ivmesi
G	: Evrensel gravite sabiti
GPa	: Gigapascal
$H(k_r)$: $h(x, y)$ 'nin Fourier radyal güç/genlik spektrumu
$h(x, y)$: Arayüz sınır ondülasyonu
h_1	: Dağ yüksekliği
h_2	: Dağ yüksekliği
k	: Isı iletim katsayısı
kc_1	: Spektrum eğrisinden kestirilen kritik dalga sayısı
kc_2	: Spektrum eğrisinden kestirilen kritik dalga sayısı
kc_3	: Spektrum eğrisinden kestirilen kritik dalga sayısı
kc_4	: Spektrum eğrisinden kestirilen kritik dalga sayısı
kg	: Kilogram
km	: Kilometre
k_r	: Radyal dalga sayısı
kr_1	: Başlangıç radyal dalga sayısı

kr_2	: Son radyal dalga sayısı
k_x	: x yönlü dalga sayısı
k_y	: y yönlü dalga sayısı
M	: Yerkürenin Kütlesi
M_w	: Moment magnitudü
n	: Küresel harmonik açı derecesi
Pa	: Basınç birimi
P	: Basınç
$P_{n,m}$: Birinci dereceden Legendre fonksiyonu
Q	: Isı akısı, (mW/m^2)
r	: Elipsoidin yarıçap vektörü
r_1	: h_1 yüksekliğindeki dağa ait kök derinliği, (km)
r_2	: h_2 yüksekliğindeki dağa ait kök derinliği, (km)
r_3	: Okyanus kabuk sınırı ile denge derinliği arasındaki uzaklık, (km)
s	: Saniye
$S_{n,m}$: Küresel harmonik katsayısı
T	: Sıcaklık
T_n	: Küresel harmonik fonksiyonu
T_d	: Denge kolonu kalınlığı
V	: Hacim
ν	: Poisson oranı
z	: Hız derinlik fonksiyonu için derinlik
z_1	: Derin ara yüzey sınırı ortalama derinliği (LAS)
z_2	: Derin ara yüzey sınırı ortalama derinliği (Moho)
z_3	: Derin ara yüzey sınırı ortalama derinliği (Temel kaya)
z_4	: Derin ara yüzey sınırı ortalama derinliği (Sıkı sediment)
α_v	: Termal genişleme katsayısı
β	: İzotermal sıkışabilirlik
Δg	: Gözlenen gravite anomalisi
Δg_B	: Bouguer anomalisi
Δg_R	: İzostazik Moho kestiriminden hesaplanan anomali

Δg_I	: Bouguer anomali-izostazik Moho farkı
Δz	: Tabaka kalınlığı
$\Delta \rho$: Yoğunluk farkı
Δx	: x yönlü örnekleme aralığı
Δy	: y yönlü örnekleme aralığı
ε	: Yamulma
λ	: Boylam
λ_1	: kc_1 'e karşılık gelen dalga boyu
λ_2	: kc_2 'e karşılık gelen dalga boyu
λ_3	: kc_3 'e karşılık gelen dalga boyu
λ_4	: kc_4 'e karşılık gelen dalga boyu
ρ	: Yoğunluk
ρ_k	: Kabuk yoğunluğu
ρ_m	: Manto yoğunluğu
ρ_s	: Okyanus suyu yoğunluğu
σ	: Stres
σ_1	: z yönünde temel stres bileşeni
σ_2	: y yönünde temel stres bileşeni
σ_3	: x yönünde temel stres bileşeni
θ	: Enlem
$^{\circ}\text{C}$: Sıcaklık birimi (Santigrat derece)
$^{\circ}$: Derece
'	: Dakika
"	: Saniye
ASCII	: American Standart Code for Information Interchange (Bilgi Değişimi için Standart Amerikan Kodlama Sistemi)
BGI	: Bureau Gravimetric International (Uluslar arası Gravimetri Kurumu)
CGMW	: Commission for the Geological Map of the World (Dünya Jeoloji Haritaları Komisyonu)
DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
EEK	: Efektif Elastik Kalınlık
EGM08	: Earth Gravity Model 2008 (Dünya Gravite Modeli 2008)

GRACE	: Gravity Recovery and Climate Experiment (Gravite kayıt uydusu)
GTOPO30	: Global 30 Arc-Second Elevation (Küresel 30 Ark Saniye Çözünürlüklü Topografya)
IAG	: International Association of Geodesy (Uluslar arası Jeodezi Birliği)
IGFS	: International Gravity Field Service (Uluslar arası Gravite Alanı Servisi)
ISC	: International Seismological Centre (Ulusal Sismoloji Merkezi)
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KD	: Kuzey Doğu
LAS	: Litosfer-Astenosfer Sınırı
Moho	: Mohorovic Süreksizliği
MTA	: Maden Tetkik Arama Kurumu
RMS	: Root Mean Square (Kök ortalama kare)
UNESCO	: United Nations Educational Scientific and Cultural Organization (Birleşmiş Milletler Eğitim, Bilim ve Kültür Örgütü)
USGS	: United States Geological Survey (Birleşmiş Devletler Jeoloji Araştırma)
WGM	: World Gravity Map (Dünya Gravite Haritası)

1.GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Günümüzde litosfer dinamiklerine yönelik çalışmalar yaygın olarak yapılmaktadır. Litosfer üzerinde ortaya çıkan yükler, gerilimler ve çeşitli doğrultulardan gelen kuvvetler litosfer deformasyonuna neden olurlar. Tüm bu kuvvetlere karşı deformasyonun modellenmesi, derin tektonik süreçlerin ve sismik aktivitelerin anlaşılması açısından önemlidir. Litosfer dinamiklerinin karmaşık ve oldukça ilgi çekici bir yapısı vardır. Çeşitli zaman dilimlerinde gelişen kuvvetlere karşı litosfer deformasyonları farklı şekiller sunmaktadır. Örneğin kısa süreli kuvvetlere karşı saniyenin %1'i ölçeğinde ani kırılmalar gerçekleşmekte bunun sonucunda depremler meydana gelmektedir. Bunun dışında binlerce yıldan milyonlarca yıla uzanan zaman ölçeklerinde ise litosfer bükülmeleri, volkanizma ve izostazik dengeleme süreçleri gibi olaylar meydana gelmektedir. Litosferin kuvvetlere ve yüklere karşı ne ölçüde tepki gösterdiğinin anlaşılması ve jeofizik gözlemlerle bunların modellenmesi önemlidir. Bu tür modelleme çalışmalarında yer içi sıcaklıkları, sismik hızlar, litosfer mukavemeti, reoloji, efektif elastik kalınlık, gravite alanının analizleri ve izostazik analizler gibi modelleme yöntemleri kullanılır. Orta Karadeniz bölgesi, Kuzey Anadolu Fay Zonunun (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonunun (DAFZ) geçtiği ve sismik aktivitelerin yoğun yaşandığı bir bölgedir. Bununla birlikte kuzeydoğu ve güneybatı kesimlerinde sismik boşluk olarak tanımlanabilecek yerler bulunmaktadır. Birbirine çok yakın olan bu yerlerde böylesine bir tektonik farklılığın ortaya çıkması derin litosfer dinamiklerinin araştırılmasını gerektirir. Bu çalışmada bölge içerisinde gravimetrik Moho ve izostazik Moho derinlikleri kestirilmiştir ve bölgede yaşanmış son 30 yıla ait, moment magnitudü 3'ten büyük depremler ile aralarındaki ilişki incelenmiştir. Orta Karadeniz bölgesinin gravimetrik Moho sınırlarının modellenmesinde yer elipsoidinin 2008 yılına ait küresel harmonik katsayılarına ve çok çeşitli kaynaklardan derlenen verilere göre CGMW (Commission for the Geological Map of the World) tarafından 2012 yılında yayınlanmış olan Dünya Gravite Haritası 2008 (EGM08) Bouguer anomalileri kullanılmıştır.

Starostenko vd. (2004), yaptıkları 3B gravite modellemesi sonucu, Karadeniz havza merkezi civarındaki kristalin tabakanın okyanusal kabuk ile benzeştiğini ileri sürmüşler, batı ve doğu havzalarında Moho'nun, sırasıyla 19 ve 22 km civarında olduğunu belirlemişlerdir. Kuzey ve kuzeydoğu kısımlarda Moho 28 – 34 km derinliklere ulaşırken, Orta Karadeniz Sırtı'nın güney kısmını oluşturan Archangelsky Sırtı altında ise 32 km derinliktedir (Starostenko vd., 2004). Çalışma alanını kuzey tarafında sahil civarında Güç spektrumu eğrisinin düşük dalga sayılı bölgesine en küçük kareler yöntemi uygulanarak hesaplanan 29,5 km Moho derinliği bulunmuştur (Maden ve Dondurur, 2012). Çalışma alanının doğusunda, 3B gravite ters çözüm çalışması ile Moho derinliği yüksek dağların (Doğu Pontidler) altında 44 km seviyelerine kadar indiği hesaplanmıştır (Çavşak ve Elmas, 2013). Yine çalışma alanının doğusunda, güç spektrumu kullanılarak 33,9 – 42,6 km değerleri arasında bulunan Moho derinliği gravite ters çözüm çalışmalarıyla da 30,1 – 43,8 km arasında değiştiği bulunmuştur (Maden vd., 2009). Çalışma alanında kuzeyden güneye doğru gidildikçe kıtasal kabuğun kalınlaşmasıyla Moho derinliğinin arttığı açıktır.

Bu çalışmada, bölgeye ait EGM08 Bouguer gravite verileri kullanılarak, Moho topografyası daha detaylı bir şekilde bulunmaya çalışılacaktır. Daha sonra, çalışma alanındaki sismik aktivitelerin dağılımları ve derinlikleri ile Moho topografyası arasındaki ilişki incelenecek ve deprem riski olan yerler kolaylıkla belirlenebilecektir. Çalışmanın amacına ulaşabilmek için, öncelikle gravite verilerinin güç spektrumu hesaplanacaktır. Hesaplanacak güç spektrumundan bölgeye ait tabaka ara yüzey derinlikleri belirlenecektir. Moho topografyasını ters çözümle bulabilmek için gerekli olan süzölmüş gravite verisini hesaplayabilmek için alçak geçişli süzgeç kullanılacaktır. Süzgeçleme işlemine başlamadan önce de güç spektrumundan kesme dalga sayısı belirlenecektir. Sönmez (2015) Doğu Marmara bölgesinin Moho topografyasının derinliğini, Parker-Oldenburg algoritması kullanarak 31-36 km arasında değiştiğini belirlemiştir. Ters çözüm işlemi EGM08 Bouguer anomalilerinin band geçişli süzgeçlenmiş verileriyle gerçekleştirmiştir. Bu çalışmada ayrıca, Airy izostazi teorisine göre topografya verileri kullanılarak izostazik Moho yüzeyi hesaplanacaktır. Sonra, Worzel ve Shubert (1955) tarafından geliştirilen ampirik formül ($H=33-0,055*\Delta g$), Woollard (1959) tarafından geliştirilen ampirik formül ($H=32-0,080*\Delta g$) ve Ram Babu (1997) tarafından geliştirilen ampirik formül ($H=34-0,054*\Delta g$) kullanılarak Moho yüzeyleri hesaplanacaktır. Tüm hesaplamalar sonucunda

bulunan Moho yüzeyleri birbiriyle kıyaslanacak ve ters çözümle hesaplanacak olan gravimetrik Moho topografyasının doğruluğu değerlendirilecektir.

1.2. Yerkürenin Tabakalı Yapısı ve Jeodinamik

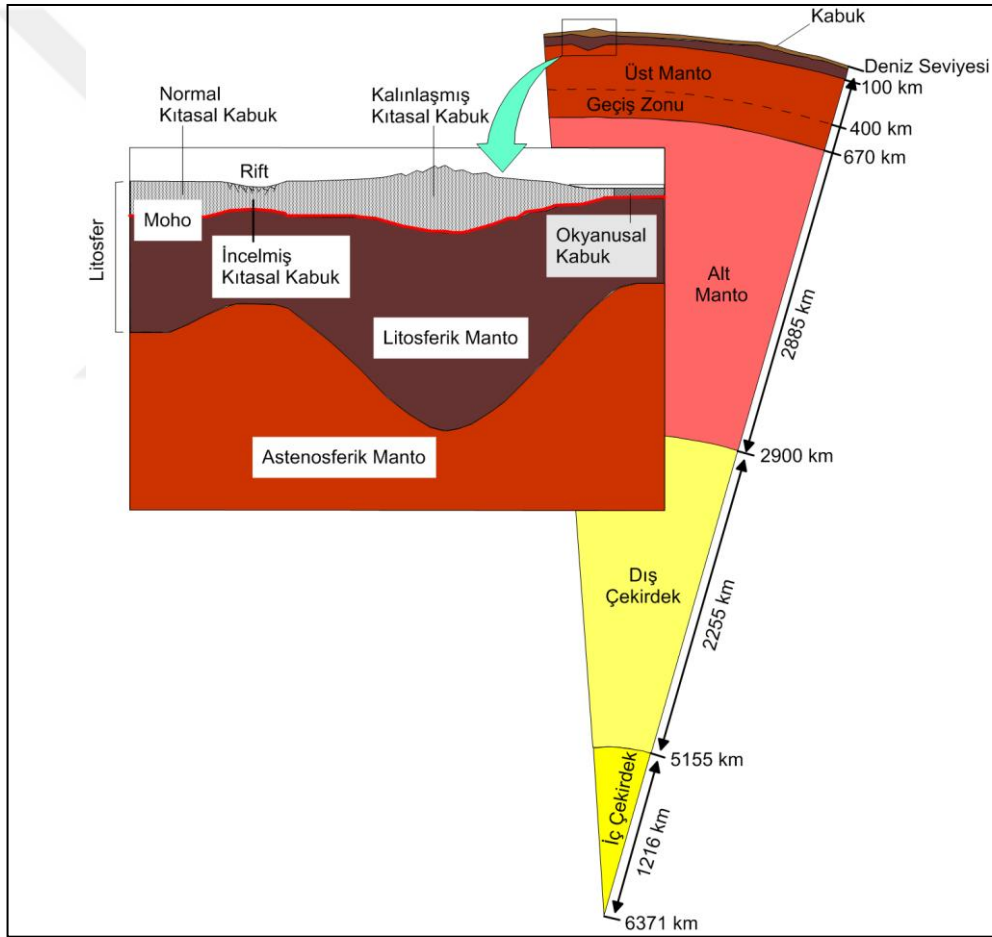
Yerküre kütesinin %90'dan fazlası, silikatlar olarak bilinen kristalin mineralleri oluşturan demir, oksijen, silisyum ve magnezyum elementlerinden oluşmaktadır (Hellrich ve Wood, 2001). Genel anlamda yerküre üç katmandan oluşur (Şekil 1). Bunlar kabuk, manto ve çekirdektir. Yerküre kütesi; %0,5 kabuk, %67 manto ve %32,5 oranında çekirdekte meydana gelmiştir (Hellrich ve Wood, 2001).

Yerkürenin en dış katmanı kabuktur. Kıtasal kabuk okyanusal kabuğa göre bileşimi ve fiziksel özellikleri bakımından daha karmaşık bir yapıya sahiptir. Genel anlamda kıtasal kabuk düşük yoğunluklu andezit ve ağırlıklı olarak granitten oluşurken, okyanusal kabuk daha yüksek yoğunluklu bazaltdan oluşur (Hellrich ve Wood, 2001).

Yerkürenin en kalın katmanı olan manto; üst manto, geçiş zonu ve alt manto olmak üzere üç katmanlı bir yapıdadır. Manto içinde yaygın olarak silikatlar, olivin, garnet ve piroksen bulunur. Üst manto kabuğun hemen altından başlar ve alt manto sınırına kadar devam eder. Üst mantonun en üst kısmı litosferik manto olarak bilinir, katı ve kırılğan özellikleri bakımından yer kabuğuna benzer. Litosferik manto ile kabuğun toplamına "Litosfer" adı verilir. Üst manto içerisinde sismik dalga hızlarının aniden değişim gösterdiği sınır 410 km süreksizliği olarak tanımlanır. 410 km ve 460 km arasındaki derinliklerde üst manto malzemesi faz değişimine uğradığından bu bölgeye manto geçiş zonu adı verilir. Bu nedenle sismik hız süreksizlikleri de kısaca 410 km ve 460 km süreksizlikleri olarak tanımlanmaktadır (Revenaugh ve Jordon, 1991).

Sıcaklık ve basınç artışı bu katmanı oluşturan kayaçların kısmen ergimesine ve astenosferin yarı ergiyik özellikte olmasına yol açar. Bu katman litosferden çok daha fazla plastik akış özelliğine ve sünek bir yapıya sahiptir. Litosfer ve astenosferin deformasyon mekanizmalarındaki bu türden belirgin farklılıklar, litosfer-astenosfer sınırını (LAS) ilgi çekici kılmaktadır. Üst manto içinde 410 km ile 460 km arasındaki katmana "geçiş zonu" adı verilir (Fowler, 2005). Geçiş zonunda kayaçlar ergimez veya ayrışmaz bunun yerine kristal yapıda önemli değişimler meydana gelir ve yoğunluklarda çok fazla artış olur. Bu nedenle geçiş zonu, üst manto ve alt manto arasında malzeme geçişine engel olur. Mantonun en kalın katmanı olan alt manto, 670 km'den 2900 km'ye kadar uzanır (Allen ve

Allen, 2012). Yüksek basınç altında bulunan bu katmanın viskozitesi yüksek ve akışkanlığı çok azdır. Bu katmanda basınç 24 GPa'dan başlayarak 134 Gpa düzeyine kadar artış gösterir (Hellrich ve Wood, 2001). Alt manto ferromanyetik özellikli silikat mineralinden oluşur. Dış çekirdek 4000-5000 °C sıcaklığında ergimiş özellikte demir ve az miktarda nikelten oluşur (Fowler, 2005). Dinamo teorisine göre demir ve nikel içindeki Eddy akımlarının yer manyetik alanının kaynağı olduğu düşünülmektedir. Yerkürenin alt mantodan sonra ikinci en kalın katmanıdır. İç çekirdek yerkürenin son katmanıdır (Şekil 1). Demir ve nikelin katı halde olması nedeniyle yerkürenin metalik katmanı olarak da tanımlanır (Lowrie, 2007).



Şekil 1. Yerkürenin tabakalı yapısının basitleştirilmiş kesiti ve süreksizlikler. Dikdörtgen içindeki şekil litosferin büyütülmüş kesitidir. Yerkürenin en ince katmanı kabuk ve en kalın katmanı alt mantodur. İzostazik dengelenmeyle ilişkili olarak kıtasal kabuğun açılma bölgelerinde incelme ve yüksek topografya bölgelerinde ise kalınlaşma geliştiği görülmektedir (Lowrie, 2007'den değiştirilerek alınmıştır).

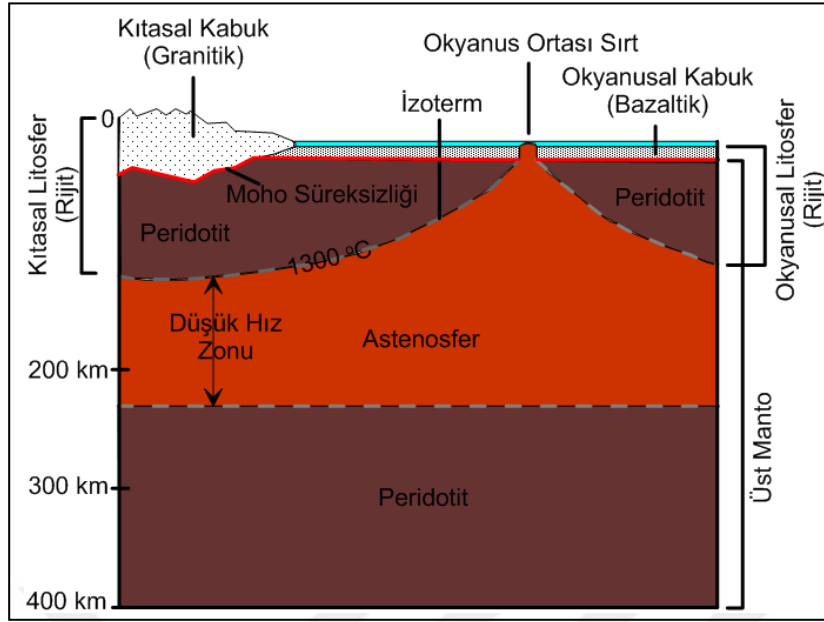
1.2.1 Litosferin Genel Yapısı

Levha tektoniğinin en önemli kısmı litosferdir. Bu nedenle tektonik levhalar, aynı zamanda litosferik levhalar olarak da tanımlanır. Litosfer kalınlığı yerel olarak farklılık gösterir. Okyanusal havzalar altında litosfer kalınlığı yaklaşık 100 km iken, kıtalarda 200 km'yi bulabilir (Lowrie, 2007). Litosfer jeolojik zamanlar boyunca katı özelliğini korumuştur. Litosferin genel yapısı, sıcaklık ve elastik özellikleri bakımından ele alınmalıdır. Litosfer dinamiklerinin tektonik süreçle ilgili ilişkilerinin anlaşılmasında bu türden fiziksel özelliklerin araştırılması önemli bir konudur.

Litosferin mekanik mukavemeti basınç ve sıcaklığa bağlı olarak derinlikle farklılaşır. Litosferin mekanik yapısı aynı zamanda levhaların birbiriyle uyumunu sağlayan kayaçların mukavemet özelliklerini de tanımlar. Levhaların uyum içinde hareketi, 10^8 yıl gibi uzun bir jeolojik zaman ölçeğinde %1'den daha fazla deforme olmamasıyla sağlanabilir (Allen ve Allen, 2012). Litosferi oluşturan kayaçlar katı özellik gösterecek kadar düşük sıcaklıktadır. Litosferin alt derinliklerinde ise sıcaklık biraz artmakla birlikte litosferin genel olarak katı özelliği değişmez. Bununla birlikte ortam içinde etki eden yüklere ve kuvvetlere karşı ortam plastik özellik gösterebilir ve hatta zamanla ortama etki eden kuvvet artışına bağlı olarak “akış” özelliği de gösterebilir. Litosferin bu türden özellikleri bölgeden bölgeye farklılıklar gösterir ve özellikle reoloji modelleme çalışmalarında yerbilimleri ile uğraşan bilim insanlarının ilgisini çekmektedir (Sönmez, 2015).

Litosferik mantodan sonra daha aşağı inildikçe, litosferin mekanik özelliklerinin sona erdiği ve daha fazla plastik akış özelliğine sahip olan ortama geçiş olmaktadır (Şekil 2). Küresel anlamda bu sınır aynı zamanda $1300\text{ }^{\circ}\text{C}$ 'lik eş sıcaklık (izotermal) sınırını tanımlar (Allen ve Allen, 2012). Bu sınır aynı zamanda üst mantonun litosferik manto ve astenosferik manto katmanlarını ayıran sınırdır. Genel bir bakış olarak, bu sıcaklık sınırının üstünde kayaçlar rijit davranacak kadar düşük sıcaklığa ve bu sınırın altında ise viskoz deformasyonu temsil eden plastik akış biçimde deforme olacak kadar yüksek sıcaklığa sahiptir.

Litosferin termal özellikleri okyanusal ve kıtasal litosferde farklıdır. Okyanusal litosfer, astenosferdeki konveksiyon akımlarının en üst sınırı veya “termal tabaka sınırı” olarak düşünülür. Termal tabaka sınırı sıcaklık değişimine bağlı olarak sürekli değişim gösterir ve bu durumda okyanusal litosfer kalınlığı da değişkenlik gösterir (Allen ve Allen, 2012).



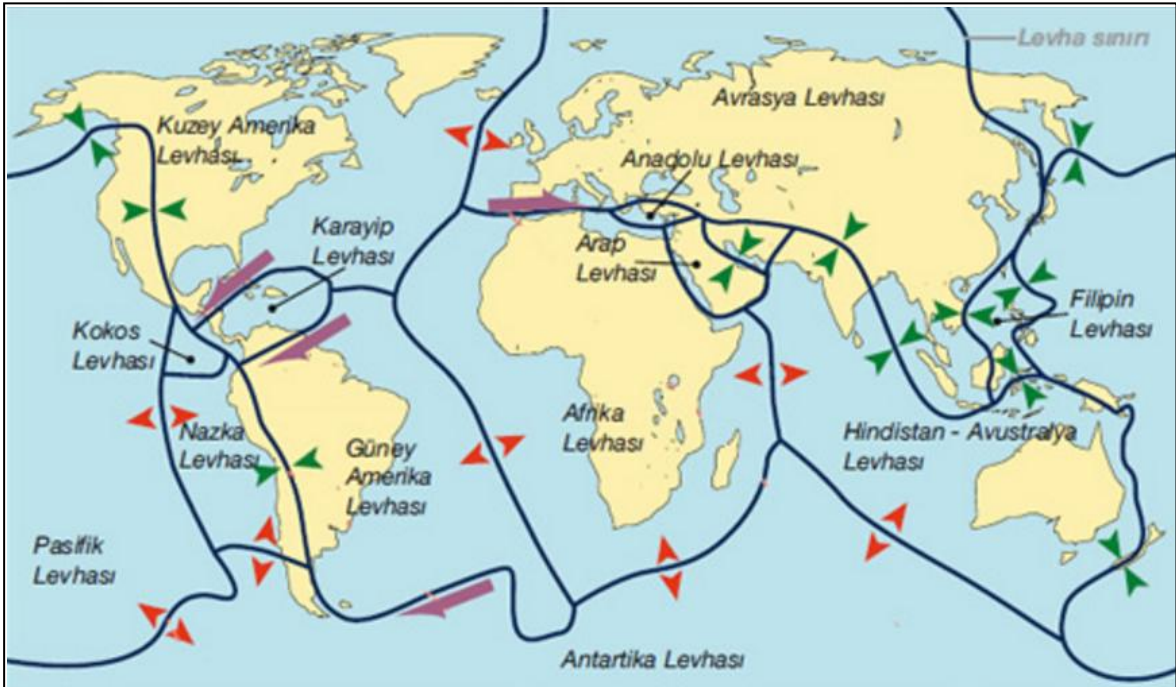
Şekil 2. KıtasaL ve okyanusal litosferin genel mekanik ve sıcaklık yapısı. Eş sıcaklık sınırı 1300 °C'ye karşılık gelmektedir (Lowrie, 2007'den değiştirilmiş).

Litosferin elastik özelliklerinden dolayı elastik gerilmeler diğer levhalara da aktarılmaktadır. Bu durumda levhalar ortaya çıkan gerilmeleri elastik özellikleriyle karşılama eğilimi gösterir. Levha sınırlarında gerçekleşen gerilmeler tüm levha boyunca aktarılır. Levha üzerinde etkili olan gerilmelerin büyük yatay ölçeklerde ne ölçüde aktarıldığının bilinmesi, levha tektoniğinin hareket mekanizmalarının anlaşılmasında oldukça önemlidir. Litosferin tamamı elastik gerilmeleri aktarmakta etkin değildir. Litosferin yalnızca üst yarısı yeterince rijittir. 10⁹ yıl boyunca elastik gerilim boşalmamıştır; yani elastik gerilim korunmuştur. Bundan dolayı litosferin bu kısımları “elastik litosfer” olarak tanımlanır (Turcotte ve Schubert, 2014).

1.2.2. Levha Hareketleri

Litosferin farklı şekil ve boyutlarda parçalara ayrılmış kısımlarına levha adı verilir. Büyük ölçekli levha hareketleri coğrafi şekillerin ortaya çıkmasında ve jeodinamik olayların gerçekleşmesinde etkin rol oynar. Bu açıdan jeodinamik, aktif tektonik sistemlerin neden olduğu jeolojik ve jeofizik yapılarla ilgili işleyişlerin araştırıldığı önemli bir konu olarak karşımıza çıkar.

Şekil 3'te görüldüğü gibi yerküre 7 büyük levhaya (Afrika, Antartika, Hint-Avustralya, Avrasya, Kuzey Amerika, Güney Amerika ve Pasifik) ve birçok küçük levhaya (Arabistan, Karayipler, Nazca, Filipinler ve diğerleri) ayrılmıştır (Wilson, 1963). Bu levhalar birbirlerine göre bağımsız olarak farklı doğrultu ve hızlarda hareket ederler. Kıtasal ve okyanusal ortamda litosfer yer kabuğunu da içine alacak şekilde astenosferik manto olarak tanımlanan göreceli olarak zayıf ve plastik bir zon üzerinde yer alır. Levhaların hareket doğrultuları astenosfer içindeki konveksiyon akımlarının etkisiyle ortaya çıkar. Genel olarak levhaların birbirine yaklaştığı bölgelerdeki levha hızları, levhaların birbirinden uzaklaştığı bölgelere göre daha fazla olmaktadır.



Şekil 3. Yer kabuğundaki plaka sınırları ve birbirleriyle olan ilişkileri (De Mets vd., 1994'den değiştirilerek alınmıştır). Kırmızı oklar ıraksayan levha sınırlarını, yeşil oklar yakınsayan levha sınırlarını ve mor oklar da yanıl yer değıştiren levha sınırlarını göstermektedir.

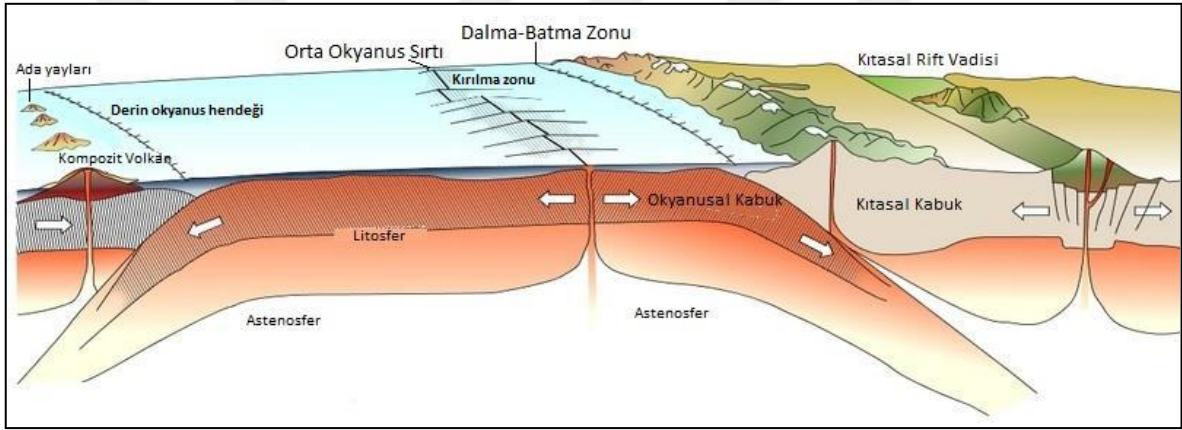
Levha hareketleri “yaklaşan”, “uzaklaşan” ve “yanıl hareket eden (transform)” şeklinde üç farklı tipe ayrılmaktadır. Levhaların birbirine yaklaştığı bölgeler okyanusal levha-kıtasal levha yaklaşması, okyanusal levha-okyanusal levha yaklaşması ve kıtasal levha-kıtasal levha yaklaşması şeklinde gerçekleşir. Okyanusal levhanın kıtasal levhaya yaklaştığı bölgelerde daha yoğun olan okyanusal levha bükülür daha az yoğun olan kıtasal levhanın altına çekilir ve astenosfer derinliklerine doğru belirli bir açıyla dalar. Bu tip

bölgelere dalma batma-bölgeleri adı verilir. Böylece dalan okyanusal levha astenosfer içerisinde yitirilir (yitim zonu). Bu türden dalma-batma sınırlarında hendek biçiminde derin çukurlar oluşur. Kıta kenarlarında volkanik aktiviteler ve sıkışma kuvvetleriyle ilişkili olarak derin ve büyük magnitüdü depremler meydana gelir. Okyanusal levhanın, okyanusal levhaya yaklaştığı bölgelerde ise daha yaşlı ve yoğun olan okyanusal levha diğerinin altına dalar. Bu tür bölgelerde de büyük magnitüdü derin ve sığ odaklı depremler sıklıkla meydana gelir. Dalan levhanın sıkıştırmasıyla birlikte diğer levhanın içerisinde büyük deformasyonlar ve kırık sistemleri gelişir. Astenosfer malzemesi bu kırıklar boyunca okyanus tabanında birikerek volkanik ada yaylarını meydana getirir. Bu tür dalma-batma sınırlarında derin okyanus hendekleri meydana gelir (Şekil 4). Kıtasal levha-kıtasal levha yaklaşmalarının olduğu bölgeler çarpışma bölgeleridir. Bu tür bölgeler sıkışma rejimleri olduğu için deformasyon enerjileri yüksek olduğundan daha sonra kırılmalarla birlikte büyük magnitüdü depremler gerçekleşir. Çarpışmayı takip eden kıvrımlanmalarla birlikte dağ sistemleri oluşur. Burada izostazik dengelenmeye bağlı olarak kıtasal kökler gelişeceğinden kabukta kalınlaşma meydana gelir. Sıkışma aynı zamanda kıtasal kabukta kısılmaya da yol açar. Çarpışma bölgelerinin en önemli özelliği sıcaklık ve basıncın artmasıyla birlikte metamorfik kayaçların gelişmesidir. Ayrıca eski okyanusal kabuğun kalıntıları olan ve ofiyolit adı verilen kayaç topluluklarına rastlanır.

Levha hareketlerine diğer bir örnek yanıl yer değiştirme zonları veya transform faylardır. Transform fay sınırının her iki yanında bulunan levhalar birbirlerine göre ters yöne hareket ederler. Bu tür bölgelerde de büyük deformasyon enerjileri birikerek büyük depremlere yol açabilir. Transform faylar okyanus ortası sırtlarda ve kıtalarda yaygın bir biçimde gözlenir (Şekil 4). Özellikle Kuzey Anadolu Faz Zonu (KAFZ) ve Pasifik-Kuzey Amerika sınırı arasındaki San Andreas fayı transform faylara birer örnektir.

Uzaklaşan levha hareketleri okyanusal levha-okyanusal levha ve kıtasal levha-kıtasal levha arasında gerçekleşir. Okyanusal levhaların birbirinden uzaklaştığı bölgelerde oluşan boşluğu astenosfer malzemesi doldurarak okyanus tabanında hızlı soğumayla birlikte yeni kabuk oluşumu meydana gelir. Yükselen sıcak magma malzemesinin soğuması ve katılaşması ile birlikte levha sınırlarına eklenmeler olur. Bununla birlikte sonraki süreçte yeni çıkan magma malzemesi yayılma merkezinde bir yığılmaya ve birikime neden olur. Bu tür oluşumlara okyanus ortası sırtlar adı verilir. Yayılma merkezleri aynı zamanda sırt eksenleridir. Bu bölgelerde genç magma malzemesinin yükseliminden dolayı yüksek ısı akısı değerleri gözlenmektedir. Okyanusal kabuğa eklenen kayaçlar gabro ve dolorit gibi

bazik veya mafik özellikler gösterirler (Şekil 4). Kıtasal levhaların birbirinden uzaklaştığı bölgeler tektonik olarak açılma rejimlerinin aktif olduğu bölgelerdir. Açılmayla birlikte litosfer altındaki magma malzemesi dış basıncı yenebileceği bir iç basınca ulaşacağından yukarıya doğru yükselir. Bu durumda, kabuğu önce üste doğru iterek çok sayıda kırık sistemleri meydana getirir. Açılma rejimi devam ettiğinden yerkabuğunda önemli bir incelmeye meydana gelir ve yeryüzünde gelişen basamaklı fay blokları derin vadiler meydana getirir. Bu tür yapılara rift vadileri adı verilir. Rift vadilerinin tabanlarında lav akışları gözlenir. Jeolojik zamanlar boyunca süreç devam edeceğinden dar bir sınır boyunca okyanusal havza gelişmeye devam eder. Daha sonra yayılma sürdükçe yeni bir okyanus havzası için vadi açılmaya ve kabuk incelmeye devam eder.



Şekil 4. Levha hareketlerini gösteren basitleştirilmiş yer kesiti (Davies,1999'dan değiştirilerek alınmıştır).

1.3. Kıtasal Litosferin Sıcaklık Özellikleri

Litosferin tektonizma ve depremselliğini mekanik özellikler kontrol eder. Litosferin çeşitli yüklere karşı mekanik tepkisinin anlaşılabilmesi için yer içi sıcaklık özelliklerinin bilinmesi gereklidir. Bununla birlikte litosfer ve litosfer altı ortamlarda sıcaklıklar ölçülemediğinden yerin sıcaklık yapısı termodinamik yasaların öngördüğü biçimde sayısal yöntemlerle kestirilip modellenmektedir. Termodinamik yasalar levha tektoniğinde gelişen süreçlerin anlaşılmasında oldukça önemlidir. Bu yasalarla ilişkili olarak litosfer ve astenosfer içerisindeki ısı transferlerinin, sıcaklık değişimlerinin ve ısı akışı modellerininin bu açıdan önemi büyüktür.

1.3.1. İzotermal Sıkışabilirlik ve Termal Genişleme Katsayısı

Termodinamik yasalar bir ortamın T sıcaklığını, basınç (P) ve yoğunluk (ρ) parametrelerine dayalı olarak tanımlamaktadır. Sıcaklık artışlarının olduğu ortamlarda basınç veya gerilmelerde büyük değişimler olabileceği sonucu ortaya çıkar. Ortam sıcaklığının sabit olması durumunda basınç değişimiyle birlikte ortamın hacmi de değişecektir. Belli bir basınç değişimine karşılık birim hacimdeki değişim “İzotermal Sıkışabilirlik (β)” ile tanımlanır. Sabit bir sıcaklıkta basınca bağlı olarak hacim ($V = 1/\rho$) içerisindeki çok küçük bir değişim,

$$\beta = -\frac{1}{V} \left(\frac{\partial V}{\partial P} \right)_T = \rho \left(\frac{\partial V}{\partial P} \right)_T \quad (1)$$

olarak yazılabilir (Lowrie, 2007). Eğer basınç sabit ve sıcaklık değişken ise, birim hacimde de buna bağlı çok küçük bir değişim meydana gelir. Bu durumda hacim değişimini tanımlayan parametre termal genişleme katsayısı (α_v) olarak karşımıza çıkar. β ve α_v parametrelerinin ikisi de sıcaklık ve basınca bağlı olduklarından, α_v parametresi için denklem (1)'e benzer şekilde,

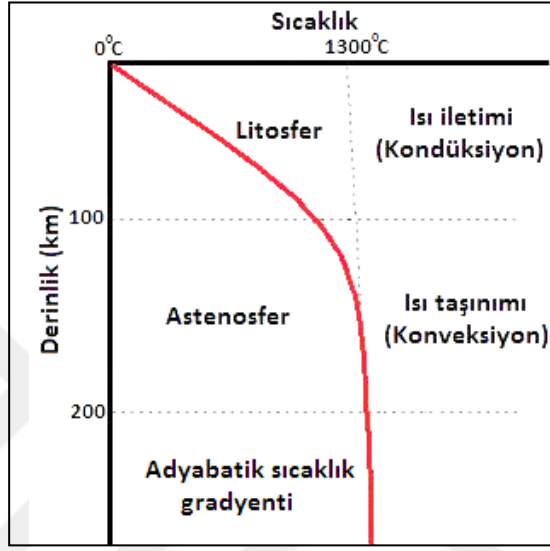
$$\alpha_v = -\frac{1}{V} \left(\frac{\partial V}{\partial T} \right)_P = \rho \left(\frac{\partial V}{\partial T} \right)_P \quad (2)$$

yazılabilir. β ve α_v parametreleri laboratuvar ortamında yaklaşık olarak $\beta = 10^{-11} Pa$ ve $\alpha_v = 3 \times 10^{-5} K^{-1}$ olarak ölçülmüştür (Lowrie, 2007).

1.3.2. Adyabatik Sıcaklık

Yerkabuğunun yüzeyinde sıcaklık $0^\circ C$ 'nin biraz üstündedir. Çekirdek-manto sınırına yakın bölgelerde ise ergimiş dış çekirdekten dolayı $4000^\circ C$ 'dir. Konveksiyon hareketi astenosferde meydana gelen büyük ölçekli ısı transferidir. Konveksiyonun geliştiği ortamda sıcaklık, yaklaşık $1300^\circ C$ ve adyabatik sıcaklık olarak tanımlanır. Bu ortamda sıcaklık çok az değişime uğrar ve adyabatik sıcaklık gradyenti olarak bilinen yaklaşık $0,33^\circ C/km$ 'lik değişim meydana gelir (Turcotte ve Schubert, 2014). Adyabatik sıcaklık

gradyenti aynı zamanda özel bir sıcaklık sınırını temsil eder. Bu sınırdan herhangi bir ısı kazancı ya da ısı kaybı olmaksızın sıcaklık çok az değişim göstermektedir. Şekil 5’de görüldüğü gibi yaklaşık 200 km’den sonra adyabatik sıcaklık gradyenti değişmektedir yani sıcaklık hemen hemen durağan bir özellik kazanmaktadır (Allen ve Allen, 2005). Adyabatik sıcaklık gradyentinin başladığı sınır termal tabaka sınırını belirler.



Şekil 5. Kıtasal litosferin ve litosfer altı ortam sıcaklıklarının derinliğin fonksiyonu olarak değişimi ve termal-mekanik tabaka sınırları (Allen ve Allen, 2012).

1.3.3. Isı Akısı

Isı transferi; ısı iletimi (kondüksiyon), ısı taşınımı (konveksiyon) ve ışınım (termal radyasyon) ile ortaya çıkan bir mekanizmadır. Isı iletimi yoluyla ısı transferi; katı, sıvı ve gaz ortamlarında gerçekleşir. Burada ortamın kinetik enerjisi moleküller arası çarpışmalarla transfer edilmektedir. Böylece ısı iletimi, ısınan maddenin bir tarafından diğer tarafına ısının transfer edilmesiyle gerçekleşir. Bu iletim her zaman yüksek sıcaklıktan düşük sıcaklığa doğru gelişir. Maddenin yoğunluğu arttıkça ısı iletim özelliği de artmaktadır.

Isı taşınımı ile ısı transferi sıcak akışkanlar içerisinde meydana gelen bir ısı transferidir. Isı enerjisinin yüksek olduğu ortamlarda ısınan madde genişip yoğunluğu azaldığı için yukarı doğru taşınırken, yoğunluğu nispeten büyük ve daha az sıcak olan madde aşağı doğru hareket eder, yani aralarında yer değiştirirler. Yeniden ısınma ve

soğuma ile bu süreç devam etmektedir. Böylece ısı bir tür kütle hareketi ile taşınmış olmaktadır. Isı taşınımı ile ısı transferi, ısı iletimi ile ısı transferinden daha hızlı gerçekleşmektedir.

Isı transferinin diğer kaynağı ise ışınım veya diğer adıyla radyasyondur. Isı kaynağı, güneşte meydana gelen elektromanyetik radyasyon etkisidir. Isı kaynağından çıkan ısı enerjisi çevreye enerji dalgaları biçiminde yayılır. Diğer bir ifadeyle ısı, boşlukta ışık gibi davranarak yayılır.

Isı transferinin büyüklüğü, ısıyın iletildiği ortamın her iki sınırı arasındaki uzaklığa ve bu sınırlar arasındaki sıcaklık farkına bağlıdır. Isı iletimi yoluyla ısı transferi bağıntısı, Fourier yasası ile verilir. Bu yasaya göre ısı akısı doğrudan sıcaklık farkı veya sıcaklık gradyenti ile orantılı olduğundan,

$$Q(z) = -k \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3)$$

eşitliği ile tanımlanır (Turcotte ve Schubert, 2014). Isı akısının birimi mW/m^2 . Bu eşitlikte k ısı iletim katsayısıdır ve birimi $Wm^{-1}K^{-1}$ olarak verilir. $\partial T/\partial z$ ise derinliğe bağlı olarak jeotermal gradyente karşılık gelir.

Derinliğin bir fonksiyonu olarak ortaya çıkan ısı akısı yüzeyde veya belli derinliklerde sıcaklık dağılımı hakkında önemli bilgiler taşır. Isı akısının belirlenebilmesi için jeotermal gradyent ölçümlerine ihtiyaç duyulmaktadır. Isı iletim katsayısı ise ısı akısının bilindiği bölgelerden alınan kayaç örnekleri üzerinde yapılan laboratuvar çalışmalarıyla hesaplanabilir.

Kıtalar üzerinde yüksek ısı akısı değerleri daha çok açılma rejiminin aktif olduğu tektonik bölgelerde gelişmektedir. Kıtasal çarpışma zonlarındaki ısı akısı değerleri ise tipik olarak düşük değerlerden normal yüzey ısı akısı değerlerine doğru değişim gösterir. Aktif tektonizmanın ve volkanizmanın gelişmediği bölgelerde ısı akısının, kayaçların yaşlarıyla ters orantılı olduğu gözlenir (Jessopand ve Lewis, 1978). Bu durum uranyum, toryum ve potasyum gibi ısı üreten izotopların yaşları arttıkça ısı üretimlerinin azalması ile açıklanmaktadır. Yüzey ısı akısı değerleri kayaç tipine bağlı olarak da belirlenebilir. Bazalt ve peridotitler neredeyse hiç radyojenik ısı üretmezken granitler büyük ölçüde radyojenik ısı üretirler (Fowler, 1990).

1.3.4. Gravimetrik Moho ve İzostazik Moho

İzostazik denge derecesi gravimetrik Moho ve İzostazik Moho arasındaki farkların yüzde oranlarına göre hesaplanmaktadır (Bott, 1971). İzostazik denge oranları bir bölgenin sismik aktivitesinin anlaşılmasında ilginç ve önemli bilgiler sunar. Özellikle sismik olarak aktif ve pasif olan bölgelerin izostazik açıdan incelenmesi ve bu türden aktivitelerle izostazik denge oranlarının karşılaştırılması, çalışılan sahanın sismisitesinin anlaşılmasında önemli bilgiler sunar. Bunun nedeni, yerkabuğunun dengesizliği ile sismik aktivite artışı arasındaki ilişkidir (Deng vd., 2014). Yüklere karşı kabuk olması gerektiği ölçüde veya diğer bir deyişle üzerindeki yükü dengeleyecek ölçüde kökler geliştirmişse, bu köklere olması gereken gerçek kök (izostazik Moho) denir. Gözlenen Bouguer anomalisinden hesaplanan köklere ise gravimetrik Moho denir. İdeal olarak homojen bir ortamda izostazik Moho'dan hesaplanan Bouguer anomali (Δg_B) ile gravimetrik Moho'dan hesaplanan anomali (Δg_R) birbirine eşit olacaktır. Bu durumda Bouguer anomalisi ile kökün gravite anomalisi arasında farka karşılık gelen izostazik anomali,

$$\Delta g_I = \Delta g_B - \Delta g_R \quad (20)$$

olarak verilen eşitliğinden sıfır olacaktır. Bunun anlamı, izostazik anomalinin sıfır olduğu bölgelerde kabuğun denge halinde olduğudur. Gözlenen Bouguer anomalisinden hareketle kestirilen gravimetrik Moho, İzostazik Moho'dan daha derindeyse bu durumda Gravimetrik Moho'dan hesaplanan anomali (Δg_R), izostazik Moho'dan hesaplanan anomaliden (Δg_B) daha büyük genlikte olacaktır. Buradan denklem (20)'ye göre izostazik anomali negatiftir. Gözlenen Bouguer anomalisinden hareketle kestirilen gravimetrik Moho, izostazik Moho'dan daha sığ derinlikte ise bu durumda gravimetrik Moho'dan hesaplanan anomali (Δg_R), izostazik Moho'dan hesaplanan anomaliden (Δg_B) daha küçük genlikte olacaktır. Buradan denklem (20)'ye göre izostazik anomali pozitif yönde gelişecektir.

İzostazik Moho'nun kestiriminde çeşitli yöntemler bulunmaktadır (Bott, 1971; Watts, 2001; Wang vd., 2003). Bu yöntemlerin temelinde Airy veya Vening Meinesz modelleri esas alınmaktadır. İzostazik Moho kestiriminde gravimetrik Moho ile topografya arasındaki ilişkiye dayalı bir yöntem geliştirilmiştir (Braitenberg vd., 2000). Topografyanın

bir fonksiyonu olarak elde edilen doğru denklemi, her bir yükseklik değeri için izostazik Moho'yu vermektedir.

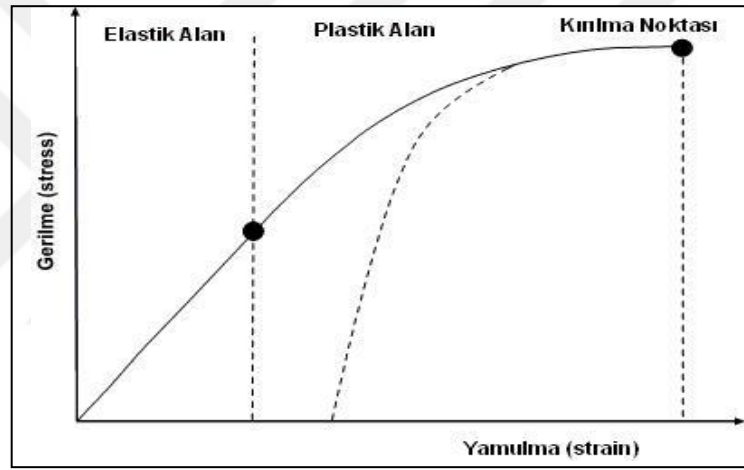
1.4. Kıtasal Litosferin Mekanik Özellikleri

Aktif tektonik süreçler uzaklık ve zaman ölçeklerinde yerin en dış tabakalarında oluşan deformasyonları denetleyen süreçlerdir. Farklı kayaç tiplerinin yapısal deformasyonlarıyla ilgili temel ilkelerin bilinmesi bu açıdan önemlidir. Yapısal jeolojinin konusu olmak üzere kayaç numuneleri üzerinde deformasyon analizleri laboratuvar ortamında yapılabilirken, litosfer mukavemeti ve deformasyon analizleri yalnızca jeofizik yöntemlerin yardımıyla kuramsal olarak kestirilebilmektedir. Litosfer mukavemeti ve deformasyon mekanizmaları litosfer bileşimine, basınca, sıcaklığa, yamulma oranına ve akışkan içeriğine bağlı olarak ortaya çıkmaktadır. Bu bağlamda litosferin dinamik analizleri litosfer üzerinde etki eden kuvvetler ve litosferin bu kuvvetlere karşı tepkisi ile ilişkili olmaktadır.

1.4.1. Deformasyon

Deformasyon, kayaçlar üzerine etki eden kuvvetlerin kayaçlar üzerinde meydana getirdiği mekanik değişimler için kullanılan genel bir deyimdir. Sıkışma, açılma, makaslama, burulma gibi gerilmeler altında kayaçlar elastik özelliklerine bağlı olarak farklı şekillerde deforme olurlar. Bunlar genel olarak; elastik deformasyon, plastik deformasyon ve viskoz akma olarak karşımıza çıkar. Kayaç üzerinde etkili olan kuvvet bir deformasyona yol açmışsa ve kuvvet kaldırıldıktan sonra kayaç tekrar eski şekil ve boyutuna dönebiliyorsa bu şekilde meydana gelen deformasyona elastik deformasyon adı verilir. Elastik deformasyonu oluşturan gerilmelerin en yüksek değerine elastik sınır denir. Bu sınır aşılsa kayaç eski şekline geri dönemez. Elastik sınırdan sonra plastik davranış gösteren ortama geçiş yapılır. Plastik deformasyonda ise kayaç üzerinde etkili olan kuvvet ortadan kalktığında tekrar eski şekline dönüş olmaz. Başka bir ifadeyle kayaç üzerinde kalıcı deformasyon meydana gelir. Kayaç üzerine herhangi bir kuvvet uygulanmadığı halde deformasyon oluşuyorsa bu deformasyon türüne viskoz akma adı verilir. Bu tür malzemeler eriyik halde bulunan magma gibi kendi ağırlığıyla bile deforme olabilirler. Her

kayacın deformasyon özellikleri elastik, plastik ve viskoz akma aşamalarını izlemeyebilir. Örneğin katı ve kırılğan ortamlarda elastik deformasyondan sonra koparak yenilmeler gerçekleşebilir. Göreceli olarak düşük sıcaklık ve basınç altında hemen hemen tüm katı malzemeler elastik davranırlar. Bununla birlikte yüksek sıcaklık ve basınç altında kayaçların gerilme seviyeleri yükseldikçe elastik davranmazlar (Şekil 6). Bu durumda plastik deformasyon gerçekleşir. Böylece derinliğin artması, yüksek sıcaklık ve basınca bağlı olarak herhangi bir kırılma olmaksızın kayaçların plastik olarak deforme olmasına neden olabilir. Viskoz akış ise plastik deformasyonun süreklilik kazanmış biçimidir. Plastik olarak deforme olan kayaçların viskoz akışa geçmesinde gerilmelerin dışında yüksek basıncın da etkisi vardır.



Şekil 6. Katı malzemeler için gerilme ve yamulma ilişkisi. Gerilme ve elastik yamulma arasındaki ilişki doğrusaldır. Elastik deformasyonda, kayaç üzerinde gerilme arttıkça deformasyon da artmakta olduğundan, elastik deformasyon ve gerilme arasında doğrusal bir ilişki vardır (Hooke yasası). Elastik sınır aşıldığında deformasyon plastik hale döner. Burada gerilmenin kalkması durumunda kayaç eski boyut ve şekline geri dönemez ve kalıcı deformasyon meydana gelir (Lowrie, 2007).

Elastiklik kuramının bilinmesi litosferin mekanik özelliklerinin ve litosfer davranış modellerinin ortaya çıkarılmasında önem arz eder. Doğrusal izotropik ve elastik özellikli katı ortamlarda gerilme ve yamulma arasında doğrusal bir ilişki vardır. Böylece ortamların mekanik özellikleri gerilme (σ) ve yamulma (ϵ) temel eksenlerine bağlı olarak araştırılabilir.

Şekil 7’de basit bir prizmatik kütle üzerinde gösterilen gerilme doğrultularına göre kütle üzerinde gelişen hacimsel yer değiştirme, temel gerilme ve yamulma bileşenleri terimlerine göre Allen ve Allen (2012) tarafından,

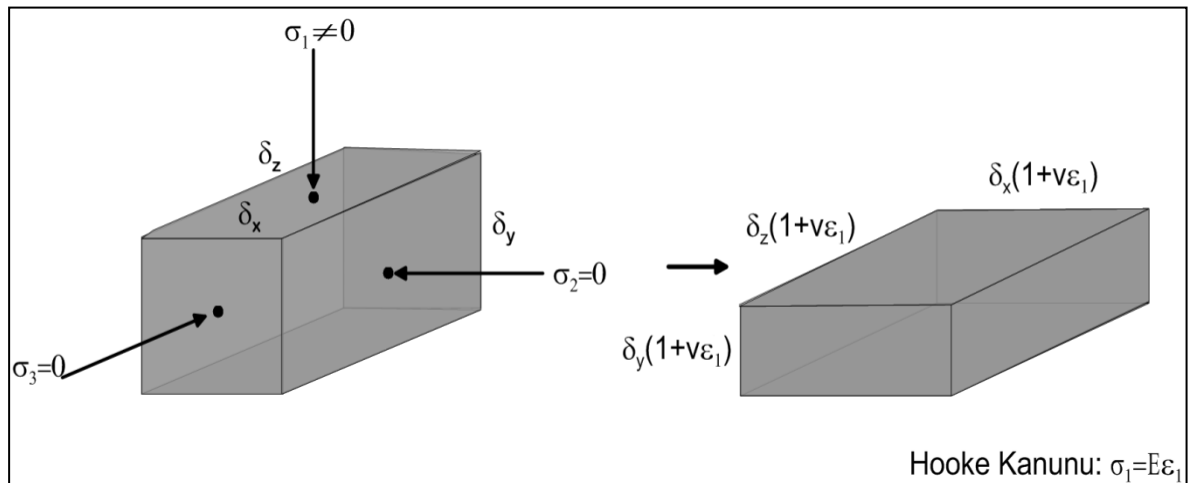
$$\varepsilon_1 = \frac{\sigma_1}{E} - \frac{\nu\sigma_2}{E} - \frac{\nu\sigma_3}{E} \quad (4)$$

$$\varepsilon_2 = -\frac{\nu\sigma_1}{E} + \frac{\sigma_2}{E} - \frac{\nu\sigma_3}{E} \quad (5)$$

$$\varepsilon_3 = -\frac{\nu\sigma_1}{E} - \frac{\nu\sigma_2}{E} - \frac{\sigma_3}{E} \quad (6)$$

eşitlikleriyle verilmiştir. Burada E elastisite modülü olarak kütle için uzama veya sıkışmasının bir ölçüsüdür. ν poisson oranı ise enine birim deformasyonun boyuna birim deformasyona oranıdır ve aynı zamanda sıkışabilirliğin bir ölçüsüdür.

Temel eksen boyunca gerilme o eksen boyunca bir yamulma bileşenini (σ/E) ve ona dik eksenler boyunca yamulma bileşenlerini ($-\nu\sigma/E$) üretir. Temel gerilmelerden yalnızca birinin sıfırdan farklı olduğu yerlerde (tek eksenli gerilme), gerilme doğrultusunda kısalmayla birlikte diğer doğrultularda açılma gelişecektir (Şekil 7).

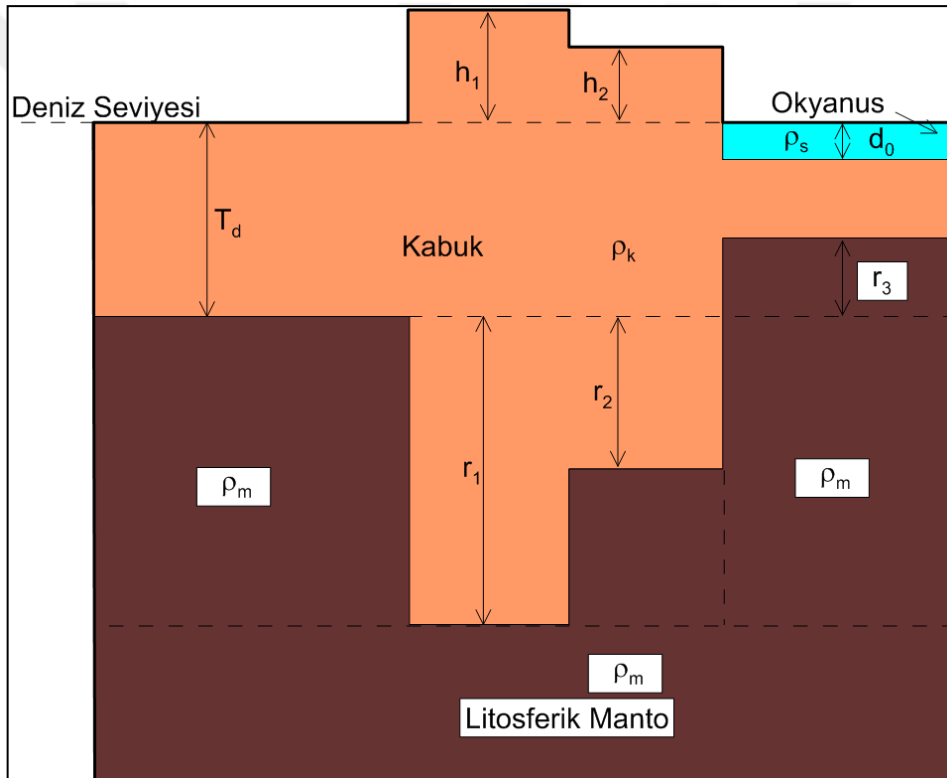


Şekil 7. Tek eksenli gerilme altında deformasyon. Sıkışma gerilmesi σ_1 doğrultusundaki etki, buna dik iki doğrultudaki genişleme ile dengelenir (Allen ve Allen, 2012).

altındaki kabuğun alt sınırı ile deniz seviyesinde tanımlanan denge kolonunun (T_d) alt sınırı arasındaki farkın mutlak değerine eşittir. Denge derinliği veya denge kolonunun boyu 30-35 km arasında değişmektedir. İzostazik denge için her bir kolonun basıncının (gph) birbirine eşit olması gerektiğinden,

$$g[T_d\rho_k + r_1\rho_m] = g[(h_1 + T_d + r_1)\rho_k] = g[(h_2 + T_d + r_2)\rho_k + (r_1 - r_2)\rho_m] \\ = g[d_0\rho_s + (T_d - d_0 - r_3)\rho_k + (r_1 + r_3)\rho_m] \quad (7)$$

denge koşulu eşitlikleri yazılabilir. Burada g gravite ivmesidir.

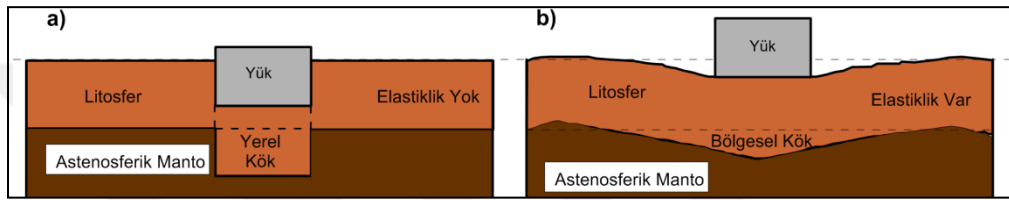


Şekil 9. Airy izostazi teorisine göre, dağlar, dağ kökleri ve okyanusal basenlerin kolonlarla gösterimi (Fowler, 1990; Oruç, 2012).

1.4.2.2. Vening Meinesz İzostazi Teorisi

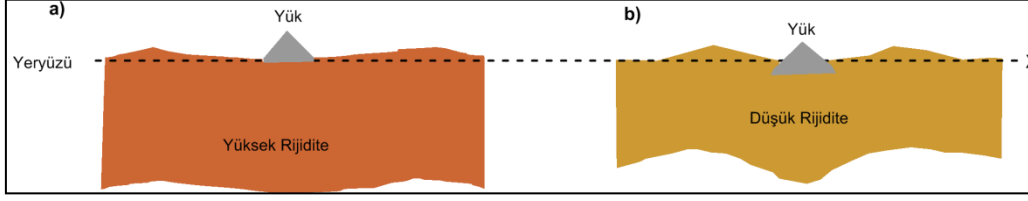
Pratt ve Airy izostazi modellerinde yer kabuğunun denge durumu “basınçların eşitliği” esasına dayanır. Kabuk üzerinde gerilme kuvvetlerinin oluşmadığı ve elastikliğinin olmadığı varsayılır. Bununla birlikte günümüzde yapılan jeolojik ve jeofizik araştırmalar

litosfer içerisinde büyük ölçüde bükülmeler ve bunlara bağlı deformasyonlar geliştiğini ortaya koymuştur. Vening Meinesz (1940) tarafından geliştirilen izostazi modeli temelde Airy modeline benzer; ancak Airy modelindeki yerel izostazi yerine, bölgesel izostazi modelini önerir. Bu modele göre litosfer, düşük viskoziteli ortamın üzerinde elastik bir levha gibi davranarak üzerindeki yüke karşı, yükün boyutundan daha geniş yatay ölçeklerde bükülerek kökler geliştirir. İzostazik denge oluşuncaya kadar elastik olarak deformasyon devam eder. Bu nedenle Vening Meinesz modeli aynı zamanda bölgesel izostazi modeli olarak da tanımlanır.



Şekil 10. a) Airy modeline göre yük etkisiyle oluşan kökün yerel olarak izostazik dengeyi oluşturması. b) Vening Meinesz modeline göre yük etkisiyle oluşan litosfer bükülmesinin bölgesel olarak izostazik dengeyi oluşturması (Oruç, 2012'den değiştirilerek alınmıştır).

Sıcaklığın yeterince düştüğü derinliklerde kayalar, yüz milyonlarca yıllık bir soğuma süreci boyunca elastik özellik kazanmaktadır. Bu süreçte litosfer elastik özelliği veya mukavemeti ölçüsünde kalıcı deformasyona izin vermeksizin, üzerindeki yükü izostazik olarak dengelemek için belli boyutlarda bükülmektedir. Buradan litosferin mukavemeti ile izostazi arasındaki ilişkilerin bilinmesi litosfer dinamiklerinin anlaşılmasında önemli olmaktadır. Elastiği etkileyen faktörler; yükün büyüklüğü, litosferin sıcaklığı, yoğunluğu, kimyasal bileşimi ve elastik kalınlığıdır. Genel olarak katı özellikleri veya rijitliği yüksek olan levhanın bükülmesi az, katı özellikleri veya rijitliği düşük olan levhanın ise bükülmesi daha fazladır.



Şekil 11. Farklı rijitlik özelliklerine sahip levhaların yüke karşı tepkileri a) Yüksek rijiditeli ve güçlü levhanın yüke karşı düşük deformasyonlu tepkisi. b) düşük rijiditeli ve zayıf levhanın yüke karşı yüksek deformasyonlu tepkisi (Oruç, 2012'den değiştirilerek alınmıştır).

1.4.3. Efektif Elastik kalınlık

Litosferin efektif elastik kalınlığı (EEK), litosferin elastik yapısına göre tanımlanan bir büyüklüktür. Litosferin elastik tepkisi gerilim süresine ve büyüklüğüne bağlıdır. Kısa süreli gerilimlere karşı litosferin tepkisi sismik dalgalara karşı verdiği tepki ile ölçülür. Bu aynı zamanda litosferin sismisite özelliğidir. Uzun süreli kuvvetlere karşı (düşey yükler gibi) litosfer tepkisi ise bükülmesi ile ölçülür. Litosfer kalınlığı elastik ve elastik olmayan tüm kısımların toplam kalınlığına karşılık gelirken, EEK elastik olarak deforme olabilen kısımlarının kalınlığını temsil eder. Yerküre litosferinin EEK değişimleri kıtasal ve okyanusal litosfer ortamlarında aktif ve pasif tektonik rejimlerde karakteristik değişimler gösterir. Kıtasal litosferin ortalama EEK değerleri rift bölgeleri, pasifik kıtasal kenarlar ve genç orojenik kuşaklar dışında okyanusal litosferin ortalama EEK değerlerinden büyüktür (Lowrie, 2002). Ayrıca tektonik aktivitenin yüksek olduğu dalma-batma ve çarpışma bölgelerinde EEK incelmekte ve aktivitenin düşük olduğu pasif bölgelerde ise kalınlaşmaktadır.

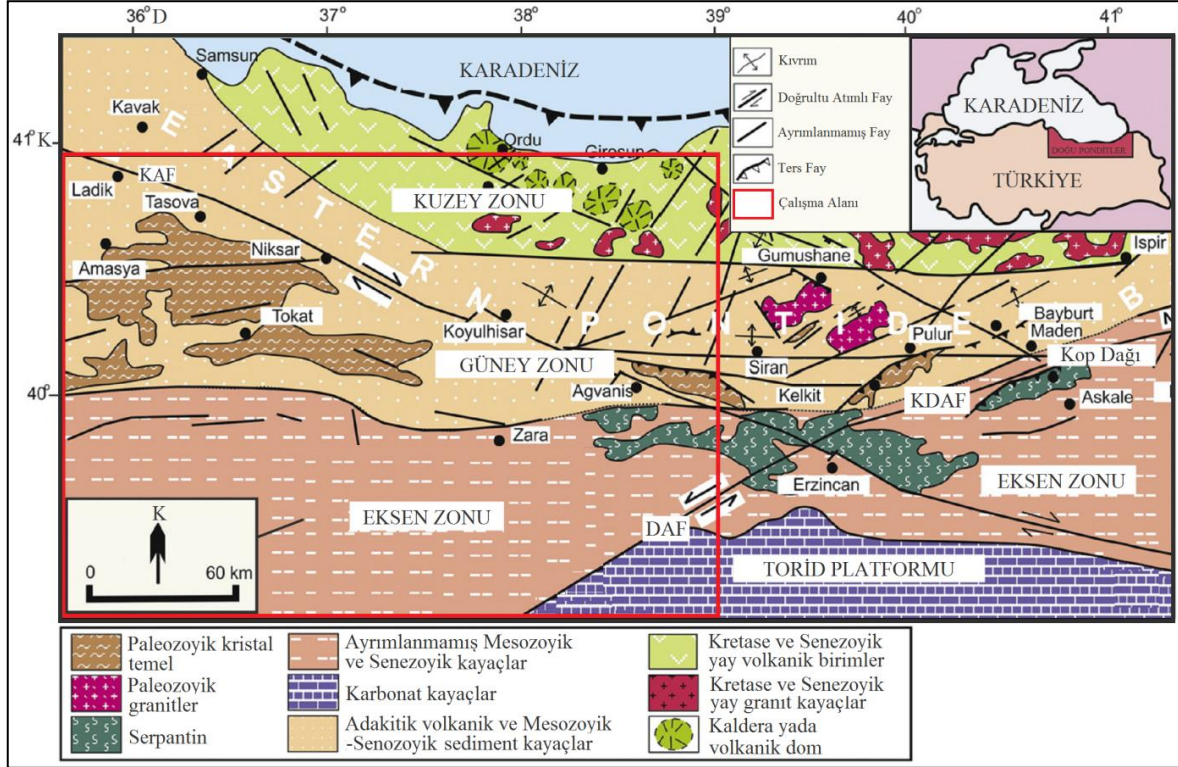
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR ve BULGULAR

2.1. Çalışma Alanına Ait Jeoloji, Tektonizma ve Depremsellik

Çalışma alanı (Şekil 12), Doğu Karadeniz bölgesi içinde bulunan Doğu Pontidlerin batısındadır. Doğu Pontidler Karadeniz'in güneydoğu sahiline paralel yaklaşık 500 km uzunluğunda ve 200 km genişliğinde bir dağ zincirinden oluşan Türkiye'nin kuzey-doğu (KD) kesimi, jeolojik olarak Doğu Pontid Orojenik Kuşağı olarak adlandırılan tektonik birliğe karşılık gelir (Ketin, 1976). Bu tektonik birlik; litolojik farklılıklar, jeolojik ve jeofiziksel özellikler, tektonik yapılar ve fasiyes değişimlerine bağlı olarak kuzeyden güneye doğru Kuzey Zon, Güney Zon ve Eksen Zonu olarak isimlendirilen üç farklı alt birliğe ayrılır (Bektaş vd., 1995; Eyüboğlu vd., 2006). Doğu Pontid Orojenik kuşağının paleo-tektonik evrimi bu üç farklı doğrultudaki faylarla kontrol edilmiştir. Fayların oluşturduğu küçük ve büyük bloklar (Kuzey, Güney, Eksen Zonu) bağımsız ve göreceli olarak hareket ettiklerinden her bloğun jeolojik özelliği bir diğerinden farklıdır. Blokların yatay ve düşey hareketlerine bağlı olarak gelişen kıvrımlar blok kenarlarına veya faylara paralel veya yarı paralel sürüklenme kıvrımları (drag folds) veya örtü kıvrımları (cover folds) özelliğindedir. Kuzey Zon'da genellikle Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı volkanik kayalar ve granitik sokulumlar baskınken, Güney Zon'da sedimanter kayaç serileri baskın litolojiyi oluşturmaktadır. Güneydeki Torid birliği ile Doğu Pontid magmatik arkı arasında uzanan Eksen Zonu ise geniş alanlarda yüzeyleme veren mafik-ultramafik kütleler ve ofiyolitik olistostromal melanj birlikteliği ile karakteristiktir (Şekil 12).

Bölgede en ayrıntılı çalışmalardan birini yapan Güven (1993) Kuzey Zon'daki istif (Şekil 13) tabandan tavana ele almış ve tüm birimlere formasyon veya litolojik istiflenme mertebesinde isimler vermiştir. Paleozoik-Kuvaterner zaman aralığında gelişmiş kaya birimlerinin yüzeylendiği bölgede, Erken Jura'dan başlayarak Eosen sonlarına kadar periyotlar halinde gelişimini sürdüren magmatizmanın ürünlerini içeren volkano-tortul istifler, volkanik ve intrüzif kayalar yaygındır. Magmatik faaliyetlerin duraksadığı dönemlerde ise tortul istifler birikmiştir. Bölgeye ait sismo-tektonik bilgiler sismisite haritasıyla (Şekil 15) karşılaştırıldığında, bölgede yaşanmış depremlerin dış merkez dağılımlarının, fay zonlarında yoğunlaştığı görülmektedir. Bunun da bölge için

hesaplanacak olan Moho topografyasının geometrisini belirleyen unsurlardan biri olduğu düşünülmektedir.



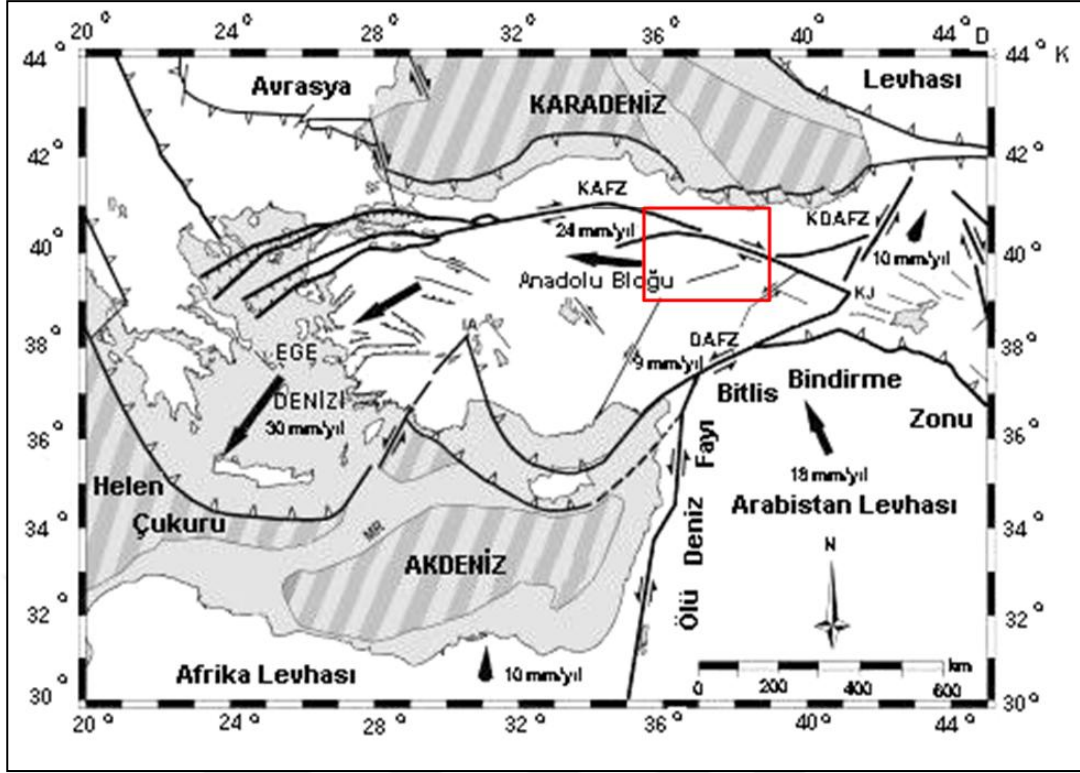
Şekil 12. Çalışma alanının ana tektonik-litolojik birliktelikleri (Eyüboğlu vd., 2006).

Kuzey Zon'da alttan üste doğru; Paleozoyik yaşlı olan ve özellikle Giresun Dereli yöresinde yüzeyleme veren metamorfik kayalar (Pzm), Erken-Orta Jura yaşlı bazalt, andezit, konglomera, kumtaşı, marn vb. kayaç türlerinden oluşan Hamurkesen Formasyonu (Jh), Geç Jura-Erken Kretase yaşlı kireçtaşlarından oluşan Berdiga Formasyonu (JKb), Geç Kretase yaşlı bazalt, andezit, piroklastik kayalar, kumtaşı vb. kayaç türlerinden oluşan Çatak Formasyonu (Kç), riyo-dasit, dasit ve piroklastik kayalardan oluşan Kızılkaya Formasyonu (Kk), Kaçkar Granitoyidi-I, bazalt, andezit, piroklastik kayalar, çamurtaşı, kumtaşı, marn vb. kayaç türlerinden oluşan Çağlayan Formasyonu (Kça), riyo-lit, riyo-dasit ve piroklastik kayalarından oluşan Çayırbağ Formasyonu (Kçb), Mestriştiyen-Paleosen yaşlı kumtaşı, marn ve killi kireçtaşlarından oluşan Bakırköy Formasyonu (KTb), Eosen yaşlı Kaçkar Granitoyidi-II ile andezit, bazalt ve piroklastik kayalardan oluşan Kabaköy Formasyonu (Tk) yer alır (Güven, 1993). Pliyosen yaşlı Beşirli (Plb), Hamidiye

Formasyonları (Plh), haritalanamayacak kadar küçük ölçekli bazaltik dayklar ile Kuvaterner yaşlı oluşuklar (Qal) bölgenin en genç birimleridir (Şekil 13) (Güven, 1993).

ÜST SİSTEM		SİSTEM	SERİ	KAT	FORMASYON	SİMGE	KAYA TÜRÜ	AÇIKLAMALAR		
SENOZOYİK	KUV	ALÜVYON				Qal		Kum, Kil, Çakıl		
		TERSİYER	PLİO. KUV.		HAMİDİYE	Plh		HAMİDİYE FORMASYONU	Çakıltı, Kum, kil	
			PLİO.		BEŞİRLİ	Plb		BEŞİRLİ FORMASYONU	Konglomera, Kumtaşı, Kilitaşı, Bazalt, Aglomera	
		Eosen			KABAKÖY	Tk		KABAKÖY FORMASYONU	Andezit, Bazalt, Lav ve Piroklastları (Kumtaşı, Kumlu Kireçtaşı, Marn) Tk, Kaçkar Granitoyidi-II UYUMSUZLUK	
	PALEOSEN	KRETASE	ÜST KRETASE	KAMPANIYEN-MAASTRIHTİYEN	ÇAYIRBAĞ	BAKIRKÖY	KTb		BAKIRKÖY FORMASYONU	Kumtaşı, Marn, Killi Kireçtaşı
						ÇAYIRBAĞ	Kçb		ÇAYIRBAĞ FORMASYONU	Riyolit-Riyodasit Lav ve Piroklastlar
		ÇAĞLAYAN			Kça		ÇAĞLAYAN FORMASYONU	Bazalt-Andezit Lav ve Piroklastları (Kırmızı Çamurtaşı, Marn, Kumtaşı, Tüf) Tk, Kaçkar Granitoyidi-I		
		KIZILKAYA			Kk		KIZILKAYA FORMASYONU	Riyodasit-Dasitik Lav ve Piroklastları		
		ÇATAK			Kç		ÇATAK FORMASYONU	Bazalt-Andezit Lav ve Piroklastları (Kumtaşı, Silttaşı, Killi Kireçtaşı) Tk, Kaçkar Granitoyidi-I		
		BERDİGA			JKb		BERDİGA FORMASYONU	Çörtlü Kireçtaşı, Kumlu Kireçtaşı, Resifal Kireçtaşı		
JURA	Ü. JURA A. KRE.	PORT. BERRIA. SENOM.	BERDİGA	JKb		BERDİGA FORMASYONU	Çörtlü Kireçtaşı, Kumlu Kireçtaşı, Resifal Kireçtaşı			
LİYAS	SİNEMÜRİ.	HAMURKESEN	BERDİGA	Jh		HAMURKESEN FORMASYONU	Bazalt-Andezit Lav ve Piroklastları (Konglomera, Kırmızı Renkli Kumtaşı, Killi Kireçtaşı, Marn) UYUMSUZLUK			
PALEOZOYİK						Pzm		METAMORFİK TEMEL Gnays, Mikaşist, Klorit, Şist		

Şekil 13. Doğu Pontid Orojenik Kuşağı Kuzey Zonu'na ait stratigrafik kolon kesiti (Güven, 1993).



Şekil 14. Anadolu ve çevresinin levha tektoniği modeli (Erdik vd., 2014'den değiştirilerek alınmıştır).

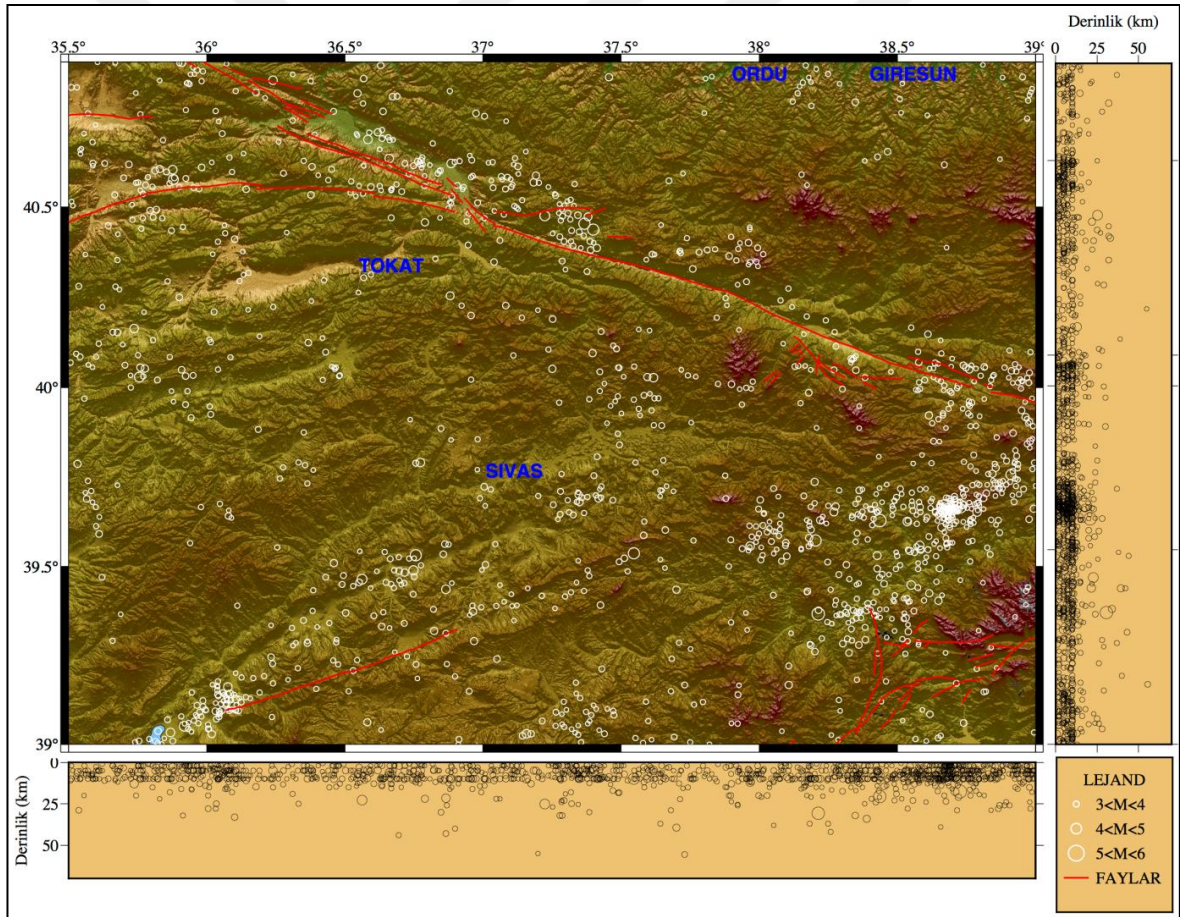
Türkiye, Avrasya, Arabistan ve Anadolu levhalarının birleştiği bir üçlü birleşmenin yer aldığı hareketli ve karmaşık bir bölgedir. Burada McKenzie (1972), Alptekin (1973), Ketin (1977)' den yararlanılarak belirlenen levha tektoniği modeli benimsenmiştir (Şekil 14). Anadolu levhası sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ile sol yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) arasında batıya doğru hareket etmektedir.

Kızıldeniz'deki açılma nedeniyle Arap Levhası kuzeydoğuya doğru hareket etmekte, Afrika Levhası ise kuzeye doğru kaymaktadır. Ölü Deniz Fayı'nın devamı olan DAFZ Karlıova civarında KAFZ ile kesişmektedir. Karlıova'dan sonra KAFZ'nun doğuya doğru, DAFZ'nun ise kuzeydoğuya doğru devam ettiği görülmektedir (Osmanşahin vd., 1986; Kenar vd., 1996). Arabistan Levhası ile Avrasya'nın bir parçası olan Van Bölgesi, Güneydoğu Anadolu'da Bitlis Bindirme Zonu ile sınırlanmaktadır.

Çalışma alanına en yakın konumda bulunan KAFZ'nun toplam uzunluğu yaklaşık 1000 km civarındadır. Doğuda fay 100 m ile birkaç yüz metre arasında değişen genişliklerde oldukça dar çizgisel görünüm ve ters bileşenli özellikler gösterirken, batıya

doğru fay zonunun genişliği artarak 5 km ye ulaşır ve normal atım bileşenli özellikler sunmaktadır. Fay orta kısımda dışbükey bir kavis yaparak fayın kilitlemesine neden olacak şekilde Anadolu bloğunun güneybatıya doğru dönmesine neden olmaktadır.

KAFZ kuşağındaki depremlerin zaman içerisindeki dağılımlarına bakıldığında, aktivitenin fayın orta kısımlarından başladığı ve daha sonra batı ve doğu uçlarına doğru ilerlediği açıkça görölmektedir. KAF zonunun orta kesimleri ile doğu ve batı uçları, paleosismolojik olarak oldukça belirgin farklılıklar göstermektedir. Fayın doğu kesimi, sıkışma etkisi altında kalırken batı kesiminde çekilmeye maruz kalmaktadır. KAFZ boyunca şimdiye kadar oluşan depremlerin odak mekanizma sonuçları bu farklı gerilme rejimleri altında bulduklarını kanıtlamaktadır.



şekil 15. Çalışma alanı içerisinde 1983-2013 yılları arasında meydana gelen moment magnitüdü (M_w) 3,0'dan büyük depremlerin dış merkez ve odak derinliği dağılımları. Kırmızı izgiler MTA'nın güncel fay haritasından derlenen tektonik çizgisellikleri temsil eder. Deprem dağılımları ISC katalogundan derlenmiştir (<http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/>, Ziyaret tarihi: 08 şubat 2017)

Doğu Karadeniz bölgesi dünyadaki en aktif deprem kuşaklarından birisi olan Alp-Himalaya kuşağında yer alan KAFZ'na yakınlığı nedeniyle bölgeye etkileyen depremlerin kaynağını oluşturan aktif tektonizmanın ayrıntılı olarak ortaya konulması, depremlerin zaman dağılımları, tamamlılık analizleri ve tekrarlanma aralıklarının belirlenmesi bu amaca yönelik yapılacak çalışma için son derece önemlidir.

Depremsellik çalışmasında depremlerin zaman ve uzay dağılımları dikkate alınır. Bu nedenle depremlerin oluş zamanları, episantrları (dış merkez), odak derinlikleri ve magnitüdüleri (büyüklük) ilksel veriler olarak kullanılır. Depremlerin bu parametreleri gözlemsel ya da aletsel olarak elde edilir. Depremlerin aletlerle kaydedilmeye başlandığı 1970 yılından itibaren aletsel olarak bu parametreler elde edilmiştir. 1970 yılından öncesi tarihsel dönem olarak adlandırılmış ve bu dönem için ise sağlıklı ve kesin gözlemsel veri olmadığından deprem parametreleri tam olarak belirlenememiştir. Şekil 15'teki deprem dış merkez dağılım haritasında sismik aktivitenin KAFZ ve DAFZ boyunca doğrusal özellikle dağılım gösterdiği dikkat çekmektedir. Diğer yerlerde ise dağılımın çok az ve saçılmış olarak ortaya çıktığı gözlenmektedir.

2.2. Çalışma Alanına Ait EGM08 Bouguer Anomalileri ve Topografya

EGM08 Bouguer gravite verileri, CGMW (Commission for the Geological Map of the World) ve UNESCO işbirliği ile 2008 yılı başlarında oluşturulan WGM (World Gravity Map) projesinin bir sonucudur. Projenin temel gayesi öğretim ve araştırma amaçları için yüksek çözünürlüklü sayısal serbest hava ve Bouguer gravite verilerini sunmaktır. WGM projesi UNESCO'nun desteği altındaki Uluslararası Jeodezi Birliği'ne (IAG) bağlı Uluslararası Gravite Alanı Servisi'nin (IGFS) bir merkezi olan Bureau Gravimetric International (BGI) tarafından yürütülmüştür. Projede öncelikle Serbest Hava ve Bouguer gravite verileri kara, hava ve deniz ölçümleri ve son yıllarda yapılan küresel ve bölgesel ölçümlerin arşiv bilgileri derlenmiştir. Daha sonra 5'x5' aralıklarda (yaklaşık 9 km) yerkürenin topografya ve batimetri veri tabanından da yararlanılarak ultra yüksek dereceli küresel harmoniklerle Bouguer anomali grid verileri 1 mGal duyarlılığında belirlenerek yayınlanmıştır (Pavlis vd., 2008; Pavlis vd., 2012). EGM 2008 uydu ve yüzey ölçümlerini birleştiren küresel bir modeldir. Uydu verileri yalnızca GRACE A/B SST uydusundan elde edilmiştir. Yeryüzü verileri ise gravimetrik ölçümlerden ve bu ölçümlerle ilgili olarak çeşitli kurumsal kaynaklardan kapsamlı bir biçimde derlenmiştir. EGM08 gravite

verilerinin %83,8'i bu türden derlemelerle elde edilmiştir. Yalnızca güney kutbunda, Antartika kıtasında GRACE uydu gravite verileri kullanılmıştır.

Küresel bir yaklaşım olarak gravite anomalisinin temel gravimetrik bağıntısı,

$$\Delta g(r, \theta, \lambda) = -\left(\frac{\partial}{\partial r} + \frac{2}{r}\right)T(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{a_\theta^2} \sum_{n=2}^{2190} (n-1) \left(\frac{a_\theta}{r}\right)^{n+2} T_n(\theta, \lambda) \quad (8)$$

olarak tanımlanır. Burada G evrensel gravite sabiti, r elipsoidin yarıçap vektörü, M yerkürenin kütlesi ve a_θ EGM08 ölçekleme faktörü veya ortalama ekvatorial yarıçaptır. Yerküre yüzeyi küresel harmonik fonksiyonları,

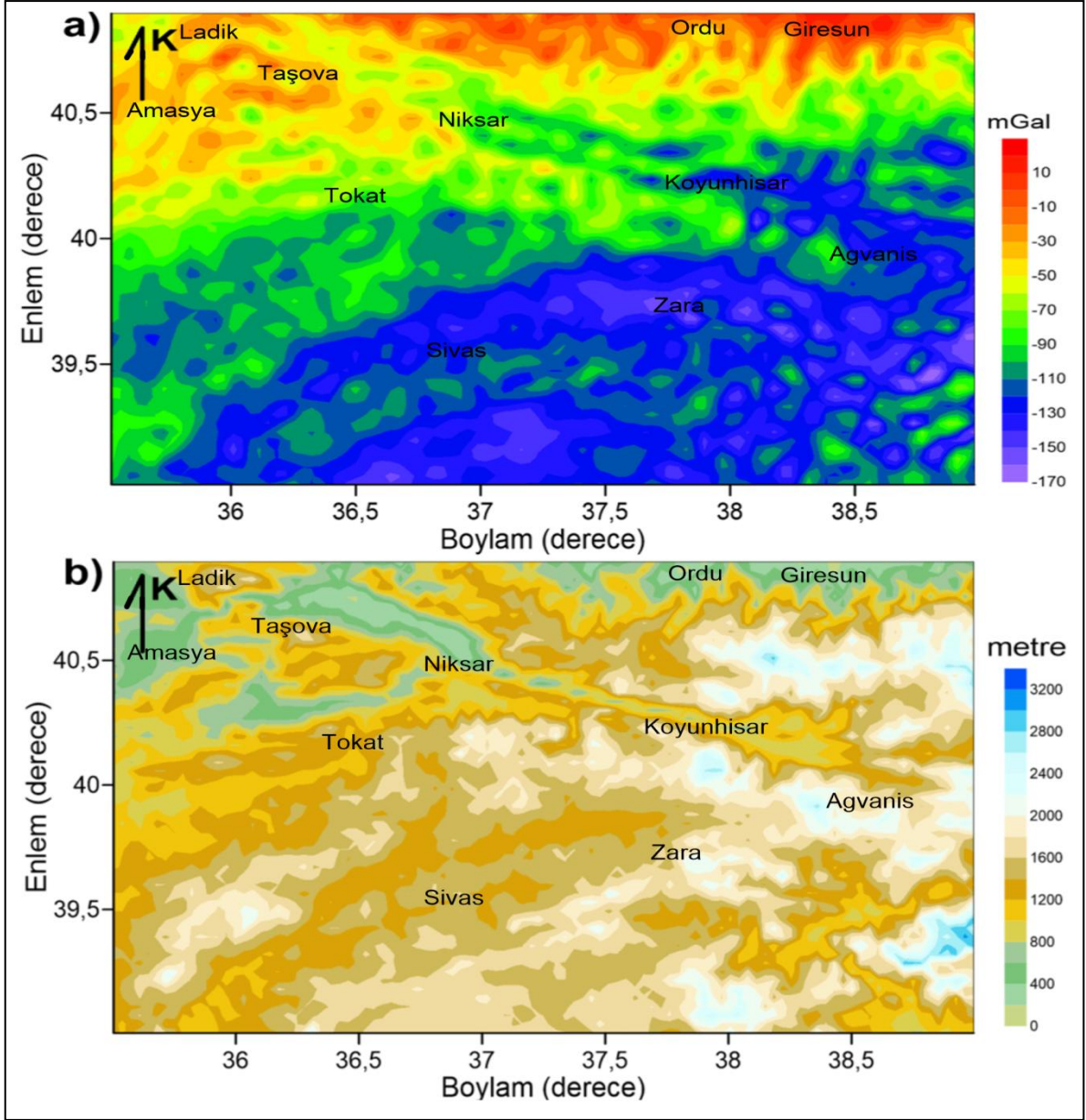
$$T(\theta, \lambda) = \sum_{m=0}^n (C_{n,m} \cos m\lambda + S_{n,m} \sin m\lambda) P_{n,m}(\cos \theta) \quad (9)$$

eşitliğiyle verilir. Burada $P_{n,m}$ birinci dereceden Legendre fonksiyonlarını $C_{n,m}$ ve $S_{n,m}$ küresel harmonik katsayıları temsil eder. n küresel harmoniğin açı olarak derecesi ve m ise harmonik açılımın derecesidir. θ ve λ sırasıyla enlem ve boylamı ifade eder. EGM08 küresel gravite modelinin elde edilmesinde 2190. dereceye kadar küresel harmonik katsayıları kullanılmış ve harmonik açılımlar 2190. üst derecesine kadar yapılmıştır (Pavlis vd., 2007).

EGM08 küresel gravite verileri içinde topografya etkilerini düzeltmek için, topografyanın küresel harmonik modeli olan DTM2006 sayısal yükseklik modeli kullanılmıştır (Pavlis vd., 2007). Bu amaçla gravite modeli için kullanılan aynı maksimum dereceye kadar harmonik açılımlar değerlendirilmiştir. Uydu ve kara gravite verilerinin her ikisini de Bouguer anomalilerinin hesaplanması amacıyla topografya düzeltme işlemi uygulanmıştır. Topografya düzeltme hesaplamaları Forsberg (1984) tarafından önerilen bir ön işlem takip edilerek gerçekleştirilmiştir. Ayrıca karalarda plaka düzeltmesi için yoğunluk değeri 2670 kg/m^3 , okyanuslarda ise 1025 kg/m^3 olarak kullanılmıştır.

Litosfer dinamiklerinin araştırılmasında gravite anomalilerinin analizleri önemli bir konu olarak karşımıza çıkar. Çalışma alanı gibi Anadolu levhasının sismik aktivitesi yüksek olan bir bölgesinde yer dinamiklerine bağlı olarak yoğunluk değişimlerinin kestirimi önem arz eder. Bu nedenle güncel bir veri olan EGM08 Bouguer verisinin,

Anadolu levhasının önemli bir bölgesi olan çalışma alanının kabuk yapısının araştırılmasında katkı sağlayacağı açıktır. EGM08 Bouguer anomali verileri, merkezi Fransa'da olan BGI araştırma kurumunun internet sitesinden ASCII formatında kolayca indirilebilmektedir. Herhangi bir ticari amaç olmaksızın indirilen bu veriler özellikle yerbilimi ile ilgilenen bilim insanlarının araştırmalarında değerlendirilmektedir. Bu çalışmada Şekil 16a'da görüldüğü gibi Orta Karadeniz Bölgesi'nin $39^{\circ}00'00''$ – $40^{\circ}54'00''$ kuzey enlemleri ve $35^{\circ}30'00''$ – $39^{\circ}00'00''$ doğu boylamları arasındaki alanını kapsayan bölgesinde EGM08 Bouguer anomalileri $0.041^{\circ} \times 0.041^{\circ}$ aralıklarla 84×46 'lık bir veri seti derlenmiştir. Şekil 17b'de ise topografya verileri $30''$ aralıklı (yaklaşık $0,00833^{\circ}$ veya 1 km) çözünürlüğü olan küresel sayısal yükseklik modelinden 420×228 'lik bir veri seti (GTOPO30) elde edilmiştir (USGS, 1998).



Şekil 16. Çalışma alanının $0.041^0 \times 0.041^0$ aralıklarla derlenen a) EGM08 Bouguer anomalileri, b) $30''$ çözünürlükte derlenen GTOPO30 yükseklik verileri. Bouguer anomalilerinin izostazik dengelemeyle ilişkili olarak topografya verilerinin bir tür ters yansıması olduğuna dikkat edilmelidir

Topografya litosfer için düşey doğrultulu yüzey yükünü temsil eder. Bu durumda yüksek bölgelerde kabuğun yeterince rijit olmaması durumunda izostazi ile ilişkili olarak derine doğru bükülmeler meydana gelir. Bu türden bükülmeler aynı zamanda dağ kökleri olarak tanımlanır. Dağ kökleri, düşük yoğunluklu kabuğun daha yüksek yoğunluklu olan litosferik manto içine doğru gelişmesi nedeniyle negatif yoğunluk farkına sahiptir. Şekil 16a ve 16b'de görüldüğü gibi Bouguer anomalileri ile topografya verileri arasında genel olarak ters bir ilişki (negatif korelasyon) gözlenmektedir. Bouguer anomali haritası yüksek

dağ kesimlerinde güçlü negatif anomaliler ve alçak kesimlerde ise genel olarak pozitif anomalilerle temsil edilmektedir. Güçlü negatif anomaliler çalışma alanının güney kesimlerinde geniş bir alan kaplar. Bu alanlar kabuğun izostazik anlamda kalınlaştığına işaret eder. Bölgenin kuzey kısımlarında ise pozitif anomaliler gözlenir. Negatif anomalilerinin düşük genlikli bölgeleri ve zayıf pozitif anomaliler, kabuğun incelendiği kesimleri temsil eder. Bouguer anomalilerinin hızlı değişim gösterdiği geçiş zonlarına dikkat edildiğinde, bu zonlar aynı zamanda yükseklik değişimlerine de karşılık gelmektedir. Bu türden geçişler aynı zamanda kabuğun zayıf ve kırılğan olduğu bölgeleri gösterebilir. Bu bölgelerdeki litosfer mukavemetinin ve derin ara yüzey sınırlarının modellenmesi tektonik aktivitelerin anlaşılmasında önem kazanır. Kıtasal kabuk ve litosferik manto arasındaki sınırı temsil eden Moho süreksizlik sınırının modellenmesi aynı zamanda köklerin geometrik yapısına yönelik de bilgi sunacaktır.

Bilindiği gibi Bouguer anomalileri içerisinde farklı derinlik ve boyutlarda anomali kaynaklarının etkileri birlikte bulunur. Şekil 16a'da görüldüğü gibi Bouguer anomalileri içerisinde farklı dalga boylarında veriler birlikte yer almaktadır. Esas olarak bu dalga boyları kısa, orta ve uzun dalga boyları olarak sınıflandırılabilir. Temel kaya sınırı, Moho ve litosfer-astenosfer sınırı (LAS) gibi derin ara yüzey sınırları uzun dalga boylu veriler içerirler. Hangi dalga boylarının söz konusu sınırlara karşılık geldiği ancak dalga sayısı ortamında spektral analizlerle bulunabilir. Bu işlem için en yaygın olarak kullanılan yöntem radyal ortalamalı doğal logaritmik güç spektrumlarının hesaplanmasıdır.

2.2.1. EGM08 Bouguer Anomalilerinin Radyal Ortalamalı Güç Spektrumu

Bouguer anomalilerinden derin ara yüzey sınırlarının “ortalama” derinliklerinin kestirimi dalga sayısının bir fonksiyonu olarak radyal ortalamalı doğal logaritmik güç spektrumuyla yapılabilir (Spector ve Grant 1970; Blakely, 1996).

Gravite anomalilerinin spektral analizi gravite verilerinin uzaklık ortamından dalga sayısı ortamına dönüştürülmesi ile elde edilir. Bu amaçla iki boyutlu hızlı Fourier dönüşümü uygulanır. Boyutları $N \times M$ olan ve Δx ve Δy aralığında ayrıklaştırılmış gravite verilerinin iki boyutlu ayrık Fourier dönüşümü,

$$B(k_x, k_y) = \frac{1}{NM} \sum_{k_x=1} \sum_{k_y=1} g(x, y) e^{-2\pi i \left(\frac{k_x \Delta x}{N} + \frac{k_y \Delta y}{M} \right)} \quad (10)$$

olarak verilir. Burada k_x ve k_y sırasıyla x ve y doğrultularındaki dalga sayılarıdır. Radyal dalga sayısı ise grid noktasının etrafındaki bir çemberin yarıçapı olarak,

$$k_c = (k_x^2 + k_y^2)^{1/2} \quad (11)$$

eşitliği ile ifade edilir.

Karner ve Watts (1983) ve Browne (1984) Bouguer plaka etkisinin dalgasayısı ortamındaki karşılığını,

$$B(k_c)_{z=0} = 2\pi G \Delta \rho e^{(-2\pi k z_0)} \cdot H(k_c)_{z=0} \quad (12)$$

olarak verilmiştir. Burada $B(k_r)$ yeryüzü düzleminde Bouguer anomali haritasının Fourier dönüşümüdür. $\Delta \rho$ ise $z = z_0$ gibi bir ortalama derinlikte rastgele dağılım gösteren bir ara yüzeyin sınırladığı iki tabaka arasındaki yoğunluk farkıdır. $H(k_r)$ ara yüzey sınır ondülasyonu olan $h(x, y)$ 'nin Fourier dönüşümüdür.

Buna göre analitik olarak güç spektrumu $B(k_r)$ terimi ile karmaşık eşleniği $B^*(k_r)$ çarpımıyla,

$$E_1(k_r) = B(k_r)B^*(k_r) = (C + iD) \cdot (C - iD) = C^2 + D^2 = B^2 \quad (13)$$

biçiminde ifade edilebilir (Nnange vd., 2000). Burada C ve D ayrık Fourier dönüşümünün gerçek ve sanal bileşenleridir. Radyal dalga sayısına bağlı olarak söz konusu bileşenler belli bir azimut açısına göre radyal doğrultularda elde edilir. Gravite verilerinin yorumunda x ve y yönlü grid verileri esas alındığından radyal doğrultuların spektrum içerisinde ifade edilmesinde zorluklarla karşılaşılır. Bu durumda dalga sayılarının ortalaması alınarak, “radyal ortalama dalga sayıları” kullanılmaktadır. Denklem (12) ve denklem (13)’den yeryüzü düzleminde kuramsal güç spektrumu,

$$B(k_c)_{z=0}^2 = 4\pi^2 G \Delta \rho e^{(2\pi k z_0)} \cdot |H(k_c)|^2 \quad (14)$$

olarak elde edilir. Güç spektrumunun duraylı bir şekilde hesaplanması önemlidir. Bu nedenle Banks ve Swain (1977) tarafından önerilen bir yöntemle sıfır dalga sayısı civarında güç spektrumunun ortalaması alınarak çözülebilir.

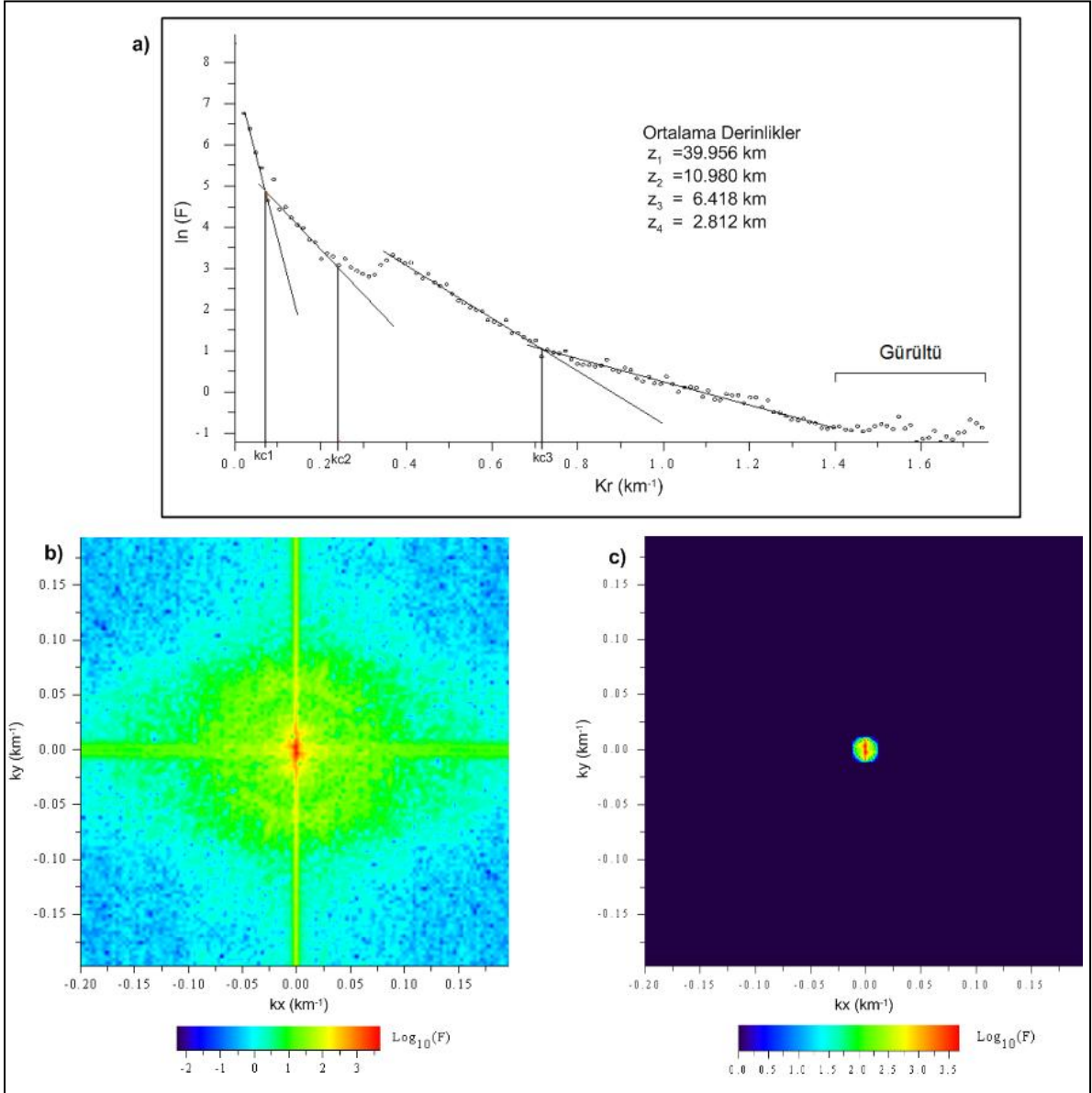
Denklem (14)'ün doğal logaritması alındığında,

$$\ln < |B(k_r)_{z=0}|^2 > = -4z_0\pi k [\ln(4\pi^2 G\Delta\rho < |H(k_r)_{z=z_0}| >)] \quad (15)$$

elde edilir. Buradan, k_c dalga sayısına karşı azimutal olarak ortalamalı doğal logaritmik güç spektrumunun $-4\pi z_0$ eğiminde bir doğru sunacağı anlaşılır. Radyal ortalamalı güç spektrumunun en önemli özelliği farklı radyal dalga sayısı (k_c) düzeninde farklı eğimlerde doğru parçaları göstermesidir. Genel olarak küçük radyal dalga sayılarına karşılık gelen doğru parçaları derin bölgesel kaynaklarla, orta büyüklükteki dalga sayıları sığ kaynaklarla ve yüksek dalga sayıları ise veri içindeki gürültüyle temsil edilir (Spector ve Grant, 1970; Pawlowski ve Hansen, 1990; Pawlowski, 1994). Söz konusu doğru parçalarından ayrı ayrı doğru çakıştırması, her bir eşdeğer tabakanın derinliği denklem (15)'ten hareketle,

$$h = \frac{B(kc_1) - B(kc_2)}{4\pi(kc_2 - kc_1)} \quad (16)$$

eşitliğinden bulunur. kc_1 ve kc_2 çakıştırılan doğrunun başlangıç ve son radyal dalga sayılarıdır ve $B(kc_1)$ ve $B(kc_2)$ ise bu dalga sayılarına karşılık gelen radyal ortalamalı doğal logaritmik güç spektrumu değerleridir. Şekil 16a'daki Bouguer anomali haritası Krigging yöntemiyle $0,008^0$ (yaklaşık olarak $0,8 \text{ km}$) aralığında gridlenerek çizilmiştir. Ayırık Bouguer anomali değerlerinin doğal logaritmik güç spektrumu hesaplanarak anomali haritasının dalga sayısı içeriği belirlenmiştir. Şekil 17a'da aynı zamanda dört farklı eğimde doğru parçası saptanmıştır. Doğru parçalarının değişim gösterdiği noktalar kritik dalga sayıları olarak belirlenmiştir.



Şekil 17. Çalışma alanına ait Bouguer anomali haritasından elde edilen a) Radyal ortalamalı logaritmik güç spektrumu, b) Bouguer gravite verilerinin süzgeç tepki fonksiyonu, c) Moho için süzölmüş verilerin süzgeç tepki fonksiyonu. Doğru parçalarının değişim noktaları kritik dalga sayılarını ve Bouguer anomali haritası içerisindeki dalga boylarını ayırır.

Bu dalga sayıları sırasıyla $kc_1 = 0,075 \text{ km}^{-1}$ ($\lambda_1 = 2\pi/kc_1 = 83,7 \text{ km}$), $kc_2 = 0,23 \text{ km}^{-1}$ ($\lambda_2 = 27,3 \text{ km}$), $kc_3 = 0,71 \text{ km}^{-1}$ ($\lambda_3 = 8,8 \text{ km}$) ve $kc_4 = 1,34 \text{ km}^{-1}$ ($\lambda_4 = 4,5 \text{ km}$) olarak bulunmuştur. Şekil 17a'daki doğru parçalarının eğimlerinden ise ara yüz sınırlarının ortalama derinlikleri sırasıyla $z_1 = 39.965 \text{ km}$ (Moho), $z_2 = 10.980 \text{ km}$ (Conrad), $z_3 = 6.418 \text{ km}$ (temel kaya) ve temel kaya içerisindeki sediment ortamının sınırı $z_4 = 2,812 \text{ km}$ olarak hesaplanmıştır. Şekil 17b'de Bouguer gravite verilerinin bütün dalga sayılarını içeren süzgeç tepki fonksiyonu ve Şekil 17c'de de Moho için süzölmüş

verilerin süzgeç tepki fonksiyonu görülmektedir. Burada Moho için verilen süzgeç tepki fonksiyonuna bakılacak olursa, sıfır ile $kc_1 = 0,075 \text{ km}^{-1}$ arasındaki dalga sayıları süzgeçten geçirilip, diğer daha küçük dalga sayılarına ait gravite değerlerinin atılmış olduğu görülebilir. Moho için hesaplanan süzölmüş veriye (Şekil 12) ve bölgenin ana tektonik haritasına (Şekil 18b) bakılacak olursa, uzun dalga boylu gravite verileri ile genel tektonik yapı arasındaki ilişki görülebilir.

Süzgeçlenerek elde edilen Moho anomali haritası daha sonra ters çözüm algoritmasıyla modellenerek söz konusu anomalilere karşılık gelen ara yüzey sınırının üçboyutlu geometrisi kestirilmeye çalışılmıştır.

2.2.2. Çalışma Alanının Moho Yüzeyinin Modellenmesi

Parker-Oldenburg yöntemi gravite anomalisinin Fourier dönüşümü ile ara yüz sınırının Fourier dönüşümünün toplamı arasındaki ilişkiye dayalıdır. Bu yöntemde iki homojen ortamı ayıran sınırın üç boyutlu geometrisi, ortalama derinlik (referans derinliği) ve yoğunluk farkı ön bilgileriyle yinelemeli olarak kestirilir. Parker (1973) tarafından gelişmiş güzel şekilli sınırın gravite anomalisi,

$$\Delta g(x, y) = F^{-1} \left\{ -2\pi G \Delta \rho e^{-z_0 \sqrt{(k_x^2 + k_y^2)}} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x, y)] \right\} \quad (17)$$

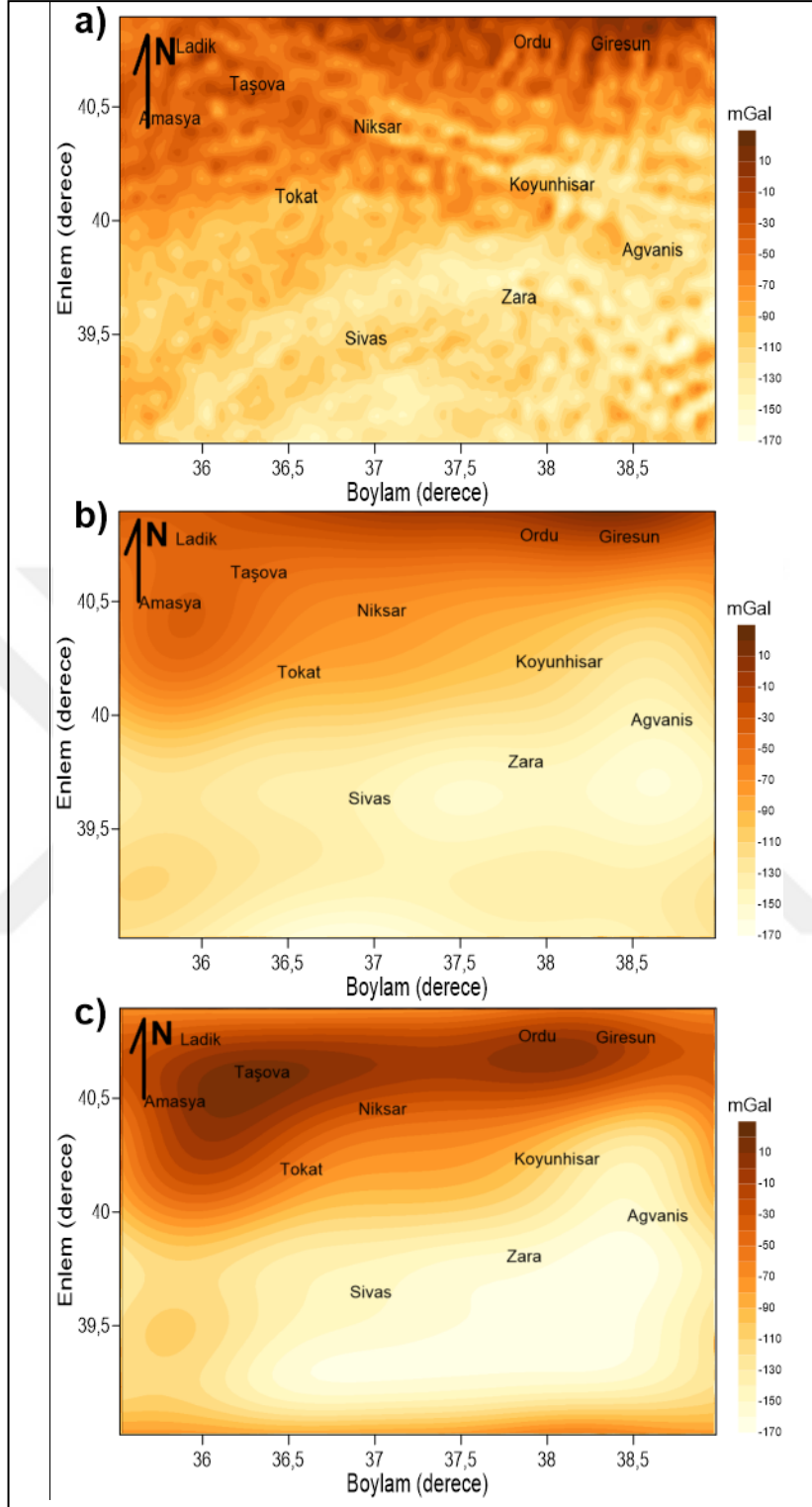
olarak verilir. Burada G evrensel gravite sabiti, $\Delta \rho$ yoğunluk farkı, $h(x, y)$ sınır derinlikleri k_x ve k_y sırasıyla x ve y doğrultulu dalga sayıları, n değişim derecesi ve F^{-1} ters Fourier dönüşümüdür. Gravite anomalilerinden hareketle sınır ondülasyonunun ters çözümü için Oldenburg (1974) tarafından,

$$h(x, y) = F^{-1} \left\{ \frac{F[\Delta g(x, y)] e^{-z_0 \sqrt{(k_x^2 + k_y^2)}}}{2\pi G \Delta \rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x, y)] \right\} \quad (18)$$

eşitliği verilmiştir. Bu bağıntıyla bir ters problem çözümü olarak gravite anomalileri $g(x, y)$ 'den hareketle sınırın $h(x, y)$ değişim kestirilebilir. Yinelemelere başlamak için öncelikle parantez içindeki sınır derinlikleri $h(x, y) = 0$ kabul edilir ve Denklem (18)'den

yeni derinlikler kestirilir. Yeni derinlikler parantez içi $h(x,y)$ terimi ile yer değiştirerek yinelemelere devam edilir. Yinelemeler art arda iki yineleme sonunda kestirilen $h(x,y)$ derinlikleri arasında *RMS* hatalarının sıfıra yakın bir yakınsama kriterinden küçük olmasına veya önceden tanımlı bir yineleme sayısına kadar sürdürülür. Son modelden gravite anomalileri hesaplanır. Burada yakınsama kriteri, 0.01 km ve yineleme sayısı 5 olmuştur.

Şekil 18a'da çalışma alanının EGM08 Bouguer anomali haritası, Şekil 18b'de Moho'dan kaynaklanan dalga boyuna ait anomali ve Şekil 18c'de de Moho için hesaplanan anomali görülmektedir. Şekil 19a'da çalışma alanına ait topografya haritası, Şekil 19b'de Moho sınırına ait anomalinin Parker – Oldenburg ters çözüm algoritması kullanılarak hesaplanan Moho yüzeyi ve Şekil 19c'de Airy İzostazi teorisine göre, topografya verileri kullanılarak hesaplanan Moho yüzeyi görülmektedir. Şekil 19b'deki modellenen Moho yapısı yoğunluk farkı $-0,5 \text{ gr/cm}^3$, ortalama Moho derinliği Şekil 17'deki spektrumdan 39.956 km olarak alınmıştır. Ters çözüm ile hesaplanan Moho yüzeyi 35-43 km arasında değişmektedir. Buradaki hesaplamada; öncelikle bölgeye ait EGM08 Bouguer gravite verilerinin güç spektrumundan hesaplanan kesme dalga sayısı belirlenmiştir. Bu değer kullanılarak gravite verilerine alçak geçişli süzgeç uygulanmıştır (Şekil 18b). Sonra süzgeçlenmiş verilerin ters çözümü ile Moho yüzeyi hesaplanmıştır (Şekil 19b). Daha sonra da Moho yüzeyinden düz çözümle gravite anomalileri hesaplanmıştır (Şekil 18c). Moho'ya ait süzgeçlenmiş anomali ile hesaplanan anomali arasındaki uyum Moho modelinin optimum ölçüde kestirildiği sonucunu vermektedir.



Şekil 18. Çalışma alanına ait a) Bouguer anomali haritası, b) Bouguer anomali haritasından, $kc_1 = 0,075 \text{ km}^{-1}$ değeri kullanılarak elde edilen, alçak geçişli süzgeç, c) Denklem (17) kullanılarak Moho'dan hesaplanan gravite anomali haritası

İzostazik Moho'nun modellenebilmesi için çalışma alanına ait topografya verileri kullanılmıştır. Deniz seviyesinden belirli bir yüksekliğe sahip (h_i) olan topoğrafya yükünü

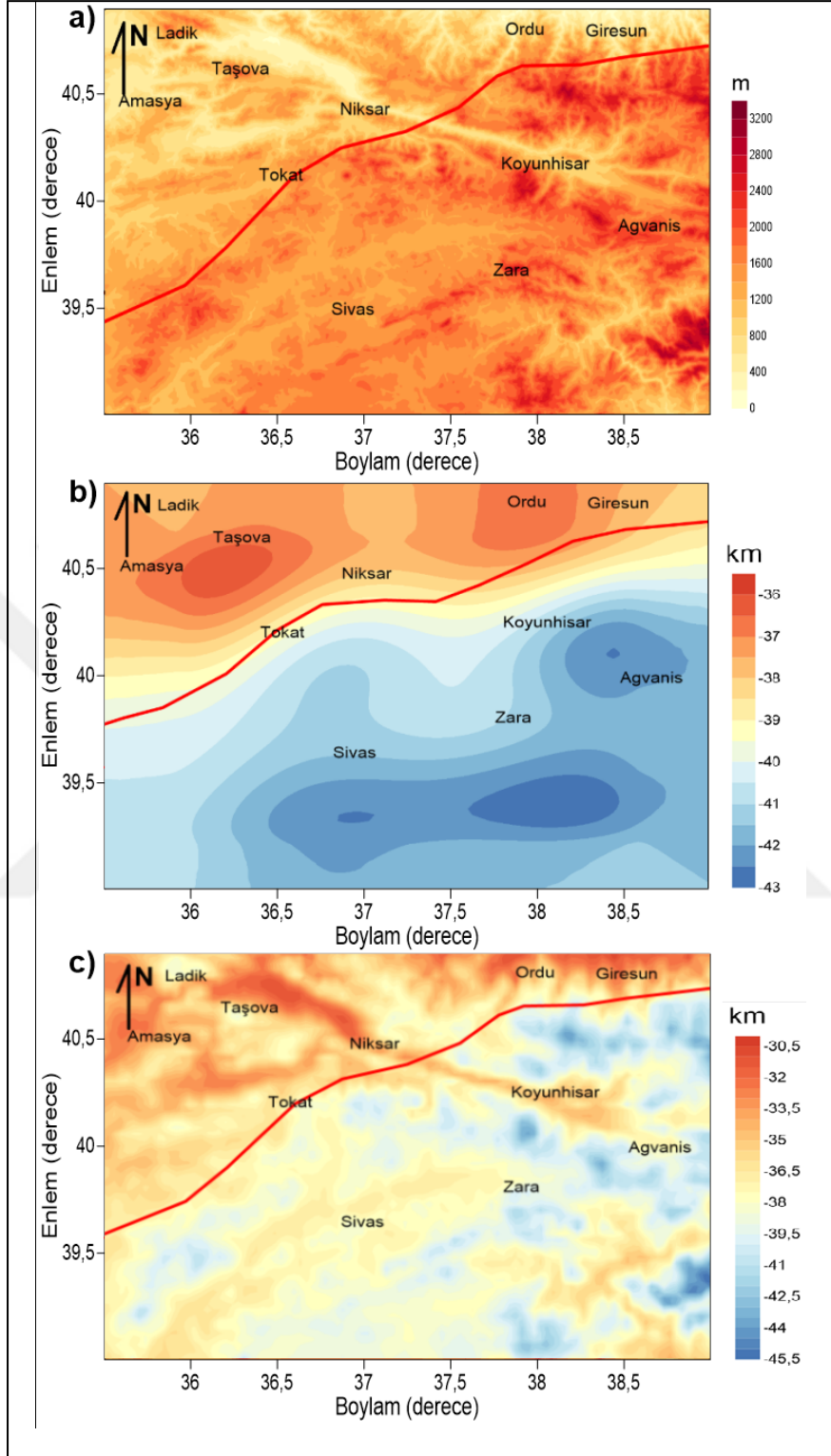
Airy izostazi teorisine göre dengeleyecek kök (r_i) derinliklerini, yani izostazik Moho yüzeyini hesaplayabilmek için Şekil 9'a göre denklem (19) kullanılarak (Eyike ve Ebbing, 2015) kök derinlikleri hesaplanır.

$$r_i = \frac{h_i \times \rho_k}{\rho_m - \rho_k} \quad (19)$$

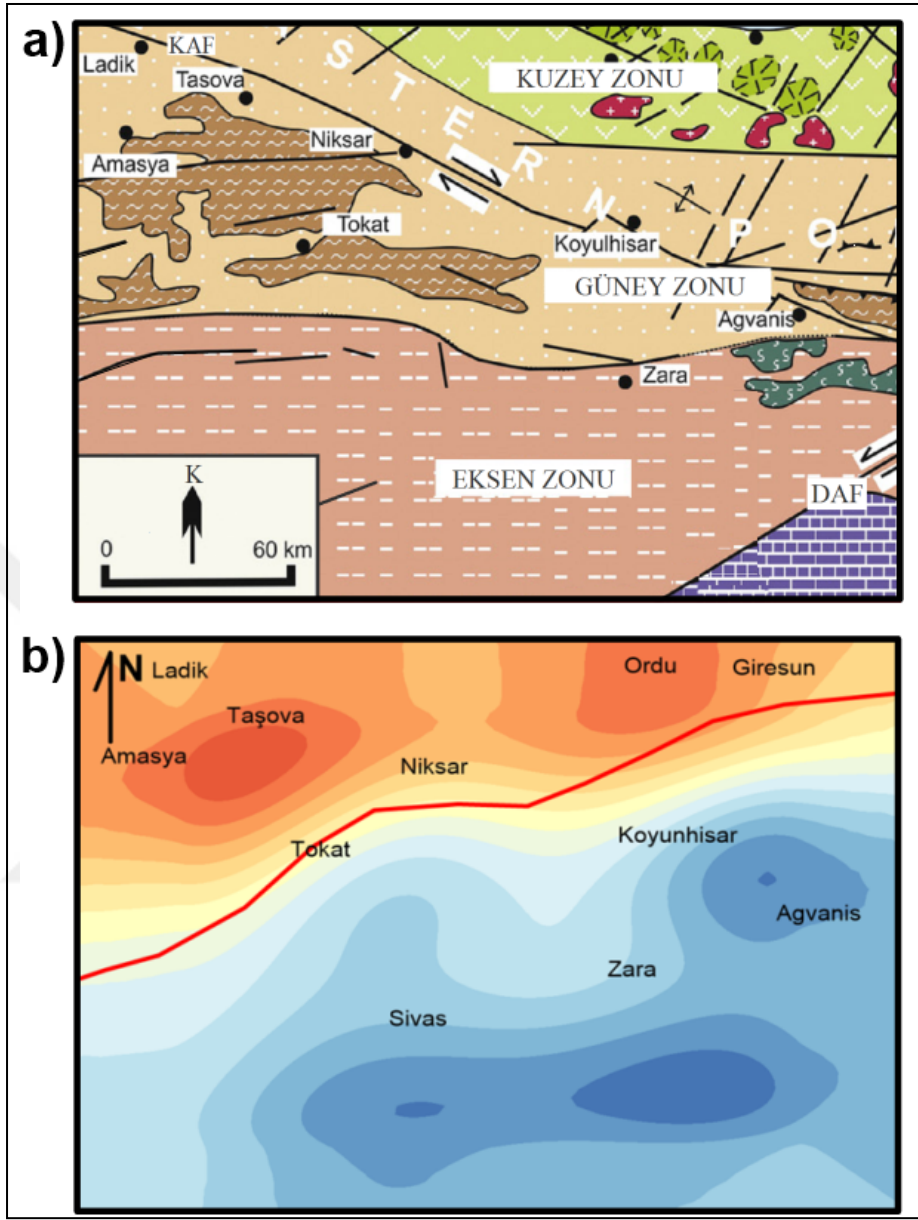
Bulunan r_i değerlerine T_d denge kolonu ilave edilerek izostazik Moho yüzeyi her grid noktası altında hesaplanır. Burada Bulunan r_i değerlerine ilave edilen T_d denge kolonu kalınlığı 30 km olarak alınmıştır. Hesaplanan izostazik Moho yüzeyi haritası Şekil 19c'de görülmektedir.

Moho'nun geometrik yapısıyla bölgenin tektonik çizgisellikleri arasında da yakın ilişkiler gözlenmektedir (Şekil 20a ve 20b). Fay zonlarının Moho'nun genel yapısını şekillendirdiği söylenebilir.

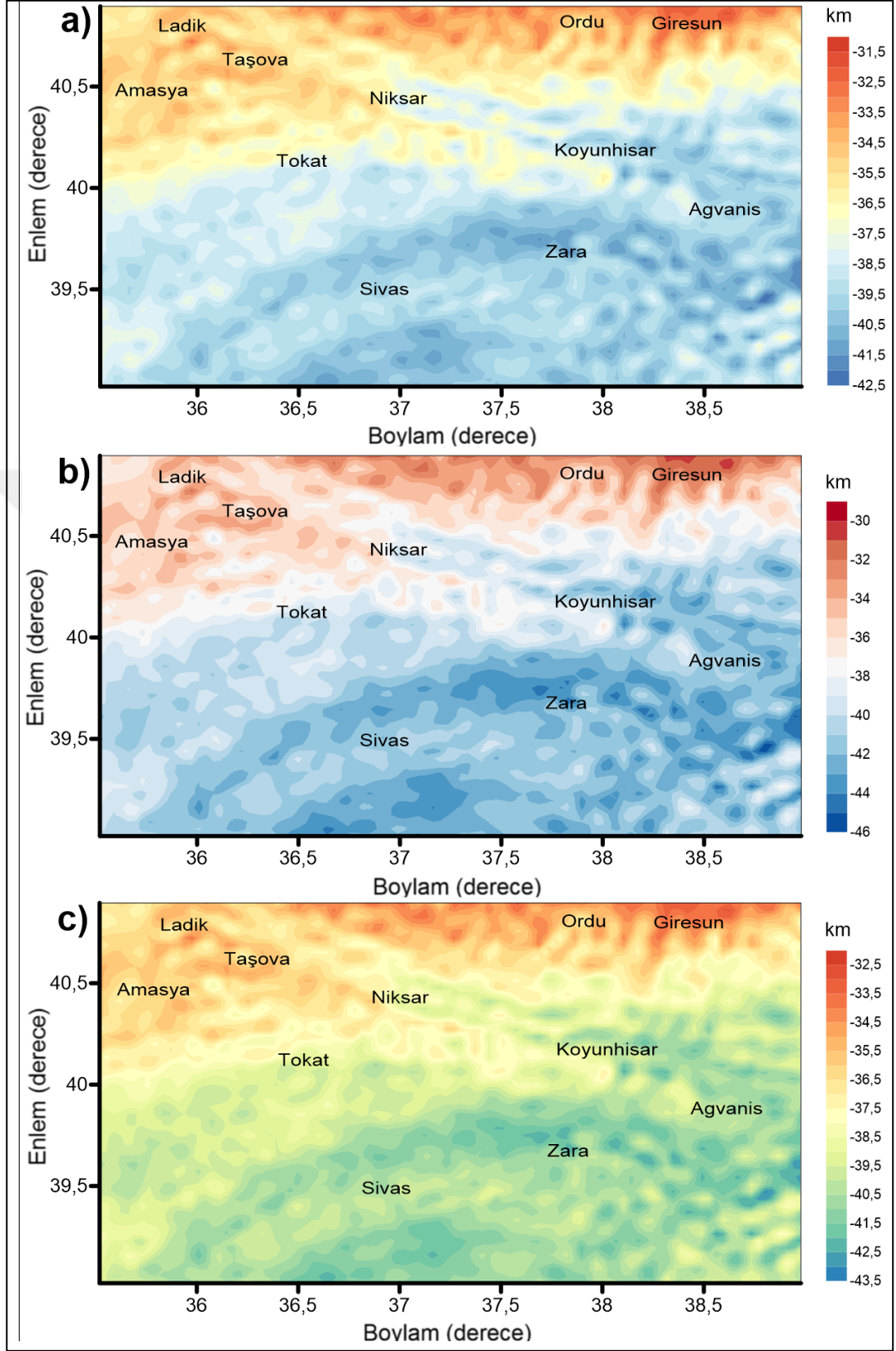
Worzel ve Shubert (1955) tarafından geliştirilen ampirik formül ($H=33-0,055*\Delta g$), Woollard (1959) tarafından geliştirilen ampirik formül ($H=32-0,080*\Delta g$) ve Ram Babu (1997) tarafından geliştirilen ampirik formül ($H = 34 - 0,054 * \Delta g$) kullanılarak Moho yüzeyleri hesaplanmıştır. Worzel ve Shubert (1955)'a göre hesaplanan Moho yüzeyi 31,5-42,5 km arasında değişmektedir (Şekil 21a). Woollard (1959)'a göre hesaplanan Moho yüzeyi 30-46 km arasında değişmektedir (Şekil 21b). Ram Babu (1997)'ya göre hesaplanan Moho yüzeyi 32,5-43,5 km arasında değişmektedir (Şekil 21c).



Şekil 19. a) Çalışma alanının topoğrafya haritası. b) Bouguer anomalisi için $kc_1 = 0,075 \text{ km}^{-1}$ değeri kullanılarak alçak geçişli süzgeçlemesiyle elde edilen anomalinin Parker-Oldenburg ters çözüm algoritması (denklem 18) kullanılarak hesaplanan Moho yüzeyi. c) Airy izostazi modeline göre hesaplanan Moho derinlik haritası. Kırmızı çizgi, Mohonun derin ve sıg yerlerini ayırt etmek için yerleştirilmiştir



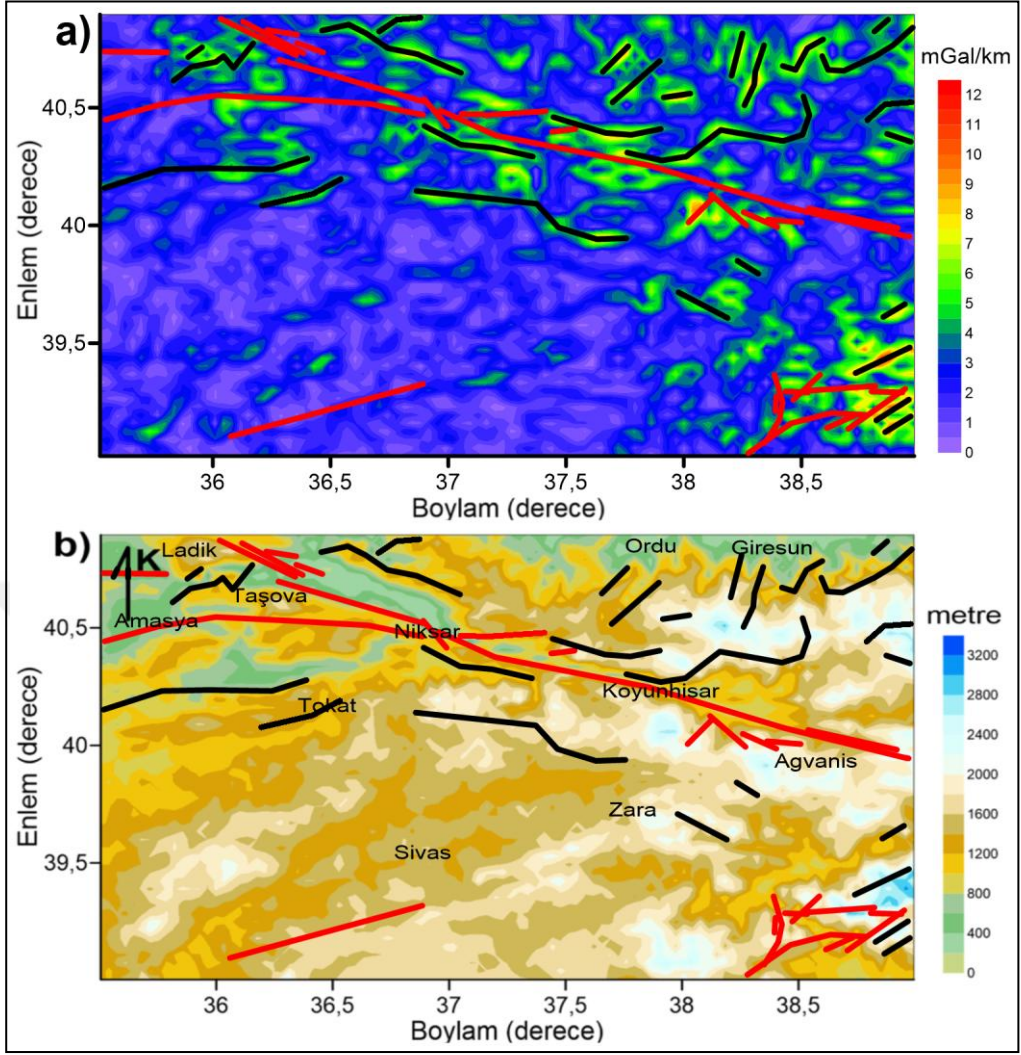
Şekil 20. Çalışma alanının a) ana tektonik ve litolojik haritası, b) Gravimetrik Moho haritası. Kırmızı çizgi, Mohonun derin ve sığ yerlerini ayırt etmek için yerleştirilmiştir



Şekil 21 a) Worzel ve Shubert (1955)'e göre hesaplanan Moho yüzeyi b) Woollard (1959)'a göre hesaplanan Moho yüzeyi c) Ram Babu (1997)'ya göre hesaplanan Moho yüzeyi

Çalışma sahasının Şekil 16b’de verilen topografya değişimleri düşey yükler olarak ele alınmıştır. Burada yüklerin yoğunluğu ortalama kabuk yoğunluğu olarak 2670 kg/m^3 olarak seçilmiştir. İzostazik Moho derinliklerinin hesaplanmasında gerekli olan denge kolonunun kalınlığı yaklaşık $30 - 35 \text{ km}$ arasında seçilmektedir (Moritz, 1990; Deng vd., 2014). Bu çalışmada denge kolonunun kalınlığı 30 km olarak alınmıştır. İzostazik Moho bu ortalama değerin üzerinde ve altında kestirilerek topografya haritasındaki her bir grid noktasında hesaplanarak Şekil 19c’de çizilmiştir. İzostazik Moho ve gravimetrik Moho derinlikleri arasında uyum olmakla birlikte değişim karakteristiğinde farklılıklar göze çarpmaktadır.

Şekil 22a’da bölgeye ait rejyonel gravite verisinin yatay türev haritası görülmektedir. Haritada, alandaki fay türü yapıların belirgin hale geldiği görülmektedir. Şekil 22b’de ise eski (kırmızı çizgiler) ve yeni (siyah çizgiler) fayların topografya üzerinde birlikte gösterimi yapılmıştır.



Şekil 22 Çalışma alanının a) Toplam yatay türev ve b) topografya haritası. Kırmızı çizgiler eski fayları, siyah çizgiler yeni fayları göstermektedir

3.TARTIŞMA

Çalışma alanına ait bölgenin sismik aktivitesi çok az olan hatta yer yer sismik boşluklar gösteren kesimlerinde, Moho yüzeyinin derinleşmesi, kabuk üzerindeki yük ve kuvvetlere karşı kök derinlikleri ile izostazik dengenin sağlanmaya çalışıldığı anlaşılır.

Starostenko vd. (2004), yaptıkları 3B gravite modellemesi sonucu, Karadeniz havza merkezi civarındaki kristalin tabakanın okyanusal kabuk ile benzeştiğini ileri sürmüşler, Batı ve Doğu havzalarında Moho'nun, sırasıyla 19 ve 22 *km* civarında uzandığını belirlemişlerdir. Kuzey ve kuzeydoğu kısımlarda Moho 28 – 34 *km* derinliklere ulaşırken, Orta Karadeniz Sırtı'nın güney kısmını oluşturan Archangelsky Sırtı altında ise 32 *km* derinliktedir (Starostenko vd., 2004). Çalışma alanını kuzey tarafında sahil civarında Güç spektrumu eğrisinin düşük dalga sayılı bölgesine en küçük kareler yöntemi uygulanarak hesaplanan 29,5 *km* Moho derinliği bulunmuştur (Maden ve Dondurur, 2012). Çalışma alanının doğusunda, 3B gravite ters çözüm çalışması ile Moho derinliği yüksek dağların (Doğu Pontidler) altında 44 *km* seviyelerine kadar indiği hesaplanmıştır (Çavşak ve Elmas, 2013). Yine çalışma alanının doğusunda, güç spektrumu kullanılarak 33,9 – 42,6 *km* değerleri arasında bulunan Moho derinliği gravite ters çözüm çalışmalarıyla da 30,1 – 43,8 *km* arasında değiştiği bulunmuştur (Maden vd., 2009). Çalışma alanında kuzeyden güneye doğru gidildikçe kıtasal kabuğun kalınlaşmasıyla Moho derinliğinin arttığı açıktır. Tüm bu bilgilerden hareketle, Bu çalışmada bulunan Moho derinlik değerlerinin önceki çalışmalarda bulunan değerlerle genel olarak uyumlu olduğu görülmektedir. Ancak, önceki çalışmalardan farklı olarak, bu çalışmada hesaplanan gravimetrik Moho yüzeyinin doğruluğu, değişik hesaplamalarla farklı şekillerde bulunan Moho yüzeyleri ile karşılaştırılmıştır ve en doğru sonuç kestirilmiştir. Ayrıca, Moho topografyası ile sismisite birlikte değerlendirilmiştir. Böylece, çalışma alanına ait Moho topoğrafyası en doğru şekilde hesaplanmaya çalışılmıştır.

4. SONUÇ VE ÖNERİLER

Orta Karadeniz Bölgesi için derlenen EGM08 Bouguer anomalileri, topografyanın yüksek olduğu bölgelerde güçlü negatif değerlerle ve topografyanın düşük olduğu bölgelerde ise pozitif değerlerle karakterize edilmektedir. EGM08 anomalilerinin güç spektrumundan bulunan Moho'ya ait ortalama derinlik $39,9 \text{ km}$ olarak kestirilmiştir. Çalışmanın önemli bir sonucu da, çalışma alanının kuzey kesiminde Moho'nun sığ derinlikli ve güney kesiminde ise daha derin olarak modellenmesidir. Çalışma alanının sismik aktivitesi çok az olan hatta yer yer sismik boşluklar gösteren bazı kesimlerinde, Moho derinliklerinin artmış olması, kabuk üzerindeki yük ve kuvvetlere karşı kök derinlikleri ile izostazik dengenin sağlanmaya çalışıldığı şeklinde yorumlanmıştır.

Çalışma alanında, sismojenik zon derinliği olan, yaklaşık $10 - 15 \text{ km}$ derinlerde kabukta yoğun kırılma (deprem) aktiviteleri görülmektedir. Ancak 50 km derinliğe kadar seyrek de olsa depremler görülmektedir. Kabuk kalınlığı bölgenin kuzeyine doğru azalmaktadır. Burada yeterince yük gelişmediği, kabuğun yüke karşı çok fazla tepki göstermediği için izostazik denge oluşmadığı anlaşılmaktadır. Kabuğun elastik parametreleri ihmal edilirse Airy izostasi modeline göre kabaca bir doğruluğun testi yapılmıştır. KAF ve DAF zonlarına bakıldığında, özellikle deprem dış merkezleri söz konusu fay zonları üzerinde dağılım göstermektedir. Moho yapısıyla sismolojik yapı arasındaki ilişki kurulmak istenirse, Moho yüzeyinin aniden alçaldığı bölgelerde sismik aktivitelerin de arttığı görülmektedir. Moho yüzeyinin yaklaşık sabit kaldığı yerlerinde, yaklaşık orta kesimlerdeki bölgede aktivitenin çok fazla olmadığı ve tekrar derinleşmeye başladığı yerlerde aktivitenin biraz daha arttığı gözlenmektedir. Moho derinliklerinin doğruluğunun test edilebilmesi için başka verilere ihtiyaç duyulmuştur. Airy izostasi modeline göre Moho Yüzeyi $31-46 \text{ km}$ arasında bir değişim göstermektedir. Diğer taraftan gravimetrik Moho haritasına bakıldığında $36-43 \text{ km}$ arasında bir değişim vardır. Bulunan iki Moho yüzeyi derinlikleri yaklaşık olarak benzer çıkmıştır. Bu da ters çözümle bulunan Moho derinliklerinin doğruluğunu desteklemektedir.

Kabuk yapısını daha iyi aydınlatılabilmek için, tüm bölge için Vening Meinesz izostazi teorisine göre de izostazik Moho yüzeyi hesaplanarak, gravimetrik Moho yüzeyinden olan farkların yüzdelerinden izostazik denge oranlarına bakılmalıdır. Ayrıca bölgenin ısı akısı anomalisi, litosfer sıcaklıkları ve sismik Pn ve Sn faz hızlarının düşey

değişimleri kuramsal olarak modellenmelidir. Bölgenin efektif elastik kalınlıkları araştırılmalıdır. Çalışma alanında, depremlerin yoğun yaşandığı fay zonlarında efektif elastik kalınlık değerlerinin küçük, sismisitenin az yaşandığı kısımlarda ise efektif elastik kalınlık değerlerinin büyük çıkması beklenir. Efektif elastik kalınlıklardan hesaplanacak litosfer mukavemetleri bölgenin reoloji modelini ortaya koyacaktır. Böylece bölgeye ait litosfer içerisinde üst kabuk litosfer üzerindeki yükü hangi ölçüde karşılayacağı ve kırılma özelliği kaç km derinliğe kadar olacağı kestirilebilir. Önerilen bu modellemeler ve litosfer yüzeyinin değişimlerine bağlı olarak litosfer üzerindeki gerilmelerin modellenmesi ve bunların sismolojik açıdan gerilme rejimleriyle karşılaştırılması, elastik deformasyon enerjisinin gelecekte kinetik enerjiye dönüşebileceği bölgelerin ortaya çıkarılmasında önemli olacaktır. Böylece deprem riski taşıyan yerlerin belirlenmesi daha tutarlı bir şekilde yapılacaktır.

5. KAYNAKLAR

1. Allen, P. A. ve Allen, J. R., 2005. Basin Analysis Principles and Applications, Blackwell Publishing, 2nd ed., Australia.
2. Allen P. A. ve Allen J. R., 2012. Basin Analysis Principles and Applications to Petroleum Assesment, Blackwell Publishing, 3rd ed., Australia.
3. Alptekin, Ö., 1973. Focal Mechanism of Earthquakes in Western Turkey and Their Tectonic Implications, Ph.D. Thesis, New Mexico Inst. of Mining and Tech., New Mexico.
4. Banks, R. J. ve Swain C. J., 1977. The Isostatic Compensation of East Africa, Proc. R. SOC. A, 364, 331-352.
5. Bektaş, O., Yılmaz, C., Taşlı, K., Akdağ, K. ve Özgür, S., 1995. Cretaceous Rifting of the Eastern Pontide Carbonate Platform (NE Turkey): The Formation of Carbonates Breccias and Turbidites as Evidences of Drowned Platform, Geologia, V. 57, n.1-2, 233-244.
6. Blakely, R. J., 1996. Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications, Cambridge University Press, 1st ed., New York.
7. Bott, M. H. P., 1971. Evolution of Young Continental Margins and Formation of Shelf Basins, Tectonophysics, 11, 319-327.
8. Braitenberg C., Zadro M., Fang J., Wang Y. ve Hsu H. T., 2000. The Gravity and Isostatic Moho Undulations in Qinghai-Tibet Plateau, J. Geodyn, 30(5), 489-505.
9. Browne, M. W., 1984. Asymptotic Distribution-Free Methods for the Analysis of Covariance Structures, British Journal of Mathematical and Statistical Psychology, 37, 62-83.
10. Çavşak, H. ve Elmas, A., 2013. Determining Crustal Structure and Density in the Eastern Black Sea and Pontide Mountains using 3D Gravity Model Calculations, Carbonates and Evaporites, 28, 475-484.
11. Davies G., 1999. Dynamic Earth, Cambridge University Press, 1st e., Cambridge.
12. De Mets C., Gordon R. G., Argus D. F. ve Stein S., 1994. Effect of Recent Revisions to the Geomagnetic Reversal Time Scale on Estimate of Current Plate Motions, Geophys Res Lett., 21, 2191-2194.
13. Deng Y., Fan W., Zhang Z. ve Liang K., 2014. The Gravity and Isostatic Moho in North China Craton and Their Implications to Seismicity, Earth Sci., 27(2), 197-207.

14. Eyike, A. ve Ebbing, J., 2015. Lithospheric Structure Of The West And Central African Rift System From Regional Three-Dimensional Gravity Modelling, South African Journal Of Geology, Vol.118, No: 3, 285-298.
15. Eyüboğlu, Y., Bektaş, O. ve Pul, D., 2007. Mid-Cretaceous Olistostromal Ophiolitic Melange Developed in the Back-Arc Basin of the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE Turkey), International Geology Reviews, Vol.49, No: 12, 1103-1126.
16. Eyüboğlu, Y., Bektaş, O., Seren, A., Maden, N., Jacoby, W. R. ve Özer, R. 2006. Three axial extensional deformation and formation of the Liassic rift basins in the Eastern Pontides (NE Turkey), Geologica Carpathica, 57 (5), 337-346.
17. Fowler C. R. M., 1990. An Introduction to Global Geophysics, Cambridge University Press, 1st ed., Cambridge.
18. Fowler C. R. M., 2004. An Introduction to Global Geophysics, Cambridge University Press, 2nd ed., Cambridge.
19. Fowler C. R. M., 2005. An Introduction to Global Geophysics, Cambridge University Press, 2nd ed., Cambridge.
20. Forsberg R., A. 1984. Study of Terrain Reductions, Density Anomalies and Geophysical Inversion Methods in Gravity Field Modeling, Department of Geodesic Science and Survey, OSU/DGSS-355.
21. Erdik, M., Demircioğlu, K., Beyen, K. vd., 2014. Bingöl Earthquake Priliminary Report, Bogazici University Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, Turkey.
22. Gomez-Ortiz, D., Agarval, B. N. P., 2005. 3DINVER.M: a MATLAB Program to Invert the Gravity Anomaly Over A 3D Horizontal Density Interface by Parker-Oldenburg's Algorithm. Computers and Geosciences, 31, 513-520.
23. Güven, İ.H., 1993. Doğu Pontidlerin 1/25 000 ölçekli jeolojisi ve komplikasyonu, MTA, Ankara.
24. Hellrich G. R. ve Wood B. J., 2001. The Earth's mantle, Nature, 412, 501-507.
25. International Seismological Centre (ISC), <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/>, (Ziyaret tarihi: 08 Şubat 2017)
26. Jessop A. M. ve Lewis T. J., 1978. Heat Flow and Heat Generation in the Superior Province of the Canadian Shield, Tectonophysics, 50, 55-77.
27. Karner G. D. ve Watts A. B., 1983. Gravity Anomalies and Flexure of the Lithosphere at Mountain Ranges, Journal of Geophysical Research, 88, 10449-10477.
28. Kenar, Ö., Osmañahin, İ. ve Özer, M.F., 1996. Seismicity and Tectonics of Eastern Anatolia, Bulletin of IISEE, 30, 59-76.

29. Ketin, İ., 1977. Genel Jeoloji, İ.T.Ü. Maden Fakültesi Yayını, Cilt-1, İstanbul.
30. Lowrie, W., 2002. Fundamentals of Geophysics, Cambridge University Press, 1nd ed., New York.
31. Lowrie, W., 2007. Fundamentals of Geophysics, Cambridge University Press, 2nd ed., New York.
32. Maden, N. ve Dondurur, D., 2012. Determination of Tectonic and Crustal Structure of Mid-Black Sea Ridge Using Gravity Data, Jeofizik, 17, 25-37.
33. Maden, N., Gelişli, K., Bektaş, O. ve Eyuboğlu, Y., 2009. Two and three dimensional crust topography of the Eastern Pontides (NE Turkey), Turkish Journal of Earth Sciences, 18, 225-238.
34. McKenzie, D., 1972. Active Tectonics of the Mediterranean Region, Geophys. J.R. Astr. Soc., 30, 109-185.
35. McKenzie, D. ve Bowin, C., 1976. The Relationship between Bathymetry and Gravity in the Atlantic Ocean, Journal of Geophysical Research, 81, 1903-1915.
36. Meinesz F. A. V., 1940. Fundamental Tables for Regional Isostatic Reduction of Gravity Values, Netherlands Acad. Sci., 17(3), 1-44.
37. Moritz H., 1990. The Inverse Vening Meinesz Problem In Isostasy, Geophysics, 102, 733-738.
38. Nnange, J. M., Ngako, V., Fairhead, J. D. ve Ebinger, C. J., 2000. Depths to Density Discontinuities Beneath the Adamawa Plateau Region, Central Africa, from Spectral Analyses of New and Existing Gravity Data, J. Afr. Earth Sci., 30(4), 887-901.
39. Oldenburg, D. W., 1974. The Inversion and Interpretation of Gravity Anomalies, Geophysics, 39, 526-536.
40. Oruç, B., 2012. Yeraltı Kaynak Aramalarında Gravite Yöntemi (Matlab Kodları ve Çözümlü Örnekler), Umuttepe Yayınları, 1st ed., Kocaeli.
41. Osmañahin, I., Ekşi, F., Alptekin, Ö., 1986. Doğu Anadolu ve Kafkasya Bölgesinin Depremselliği ve Aktif Tektoniği, Deprem Araştırma Bülteni, 13, 52, 5-40.
42. Parker, R. L., 1973. The Rapid Calculation of Potential Anomalies, Geophys. J., 31, 447-455.
43. Pavlis, K. N., Holmes, A. S., Kenyon, C. S. ve Factor, K., 2007. Earth Gravitational Model to Degree 2160: Status and Progress, XXIV General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics, Italy.
44. Pavlis, K. N., Holmes A. S., Kenyon, C. S. ve Factor, K., 2012. The Development and Evaluation of the Earth Gravitational Model, Journal of Geophysical Research, 117.

45. Pavlis K. N., Holmes A. S., Kenyon C. S. ve Factor K., 2008. The Development and Evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008), *Journal of Geophysical Research*, 117. (<http://bgi.omp.obs-mip.fr/data-products/Toolbox/EGM2008-anomaly-maps-visualization>) (Ziyaret tarihi: 08 Şubat 2017)
46. Pawlowski, R., 1994. Green's Equivalent-Layer Concept in Gravity Band-Pass Filter Design, *Geophysics*, 59, 69–76.
47. Pawlowski, R. S. ve Hansen, R. O., 1990. Gravity anomaly Separation by Wiener filtering, *Geophysics*, 55(5), 539-548.
48. Ram Babu, H.V., 1997. Average crustal density of the Indian lithosphere: an inference from gravity anomalies and deep seismic soundings, *Journal of Geodynamics*, 23, 1-4.
49. Revenaugh, J. ve Jordan, T. H., 1991. Mantle Layering from ScS Reverberations, 2. The Transition Zone, *J. Geophys. Res.*, 96, 19763-19780.
50. Sönmez, T., 2015. Doğu Marmara Bölgesinin Litosfer Dinamiklerinin EGM08 Gravite Anomalileri, İzostazik ve Termomekanik Analizlerle Araştırılması, Yüksek Lisans Tezi, K.O.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Kocaeli.
51. Spector, A. ve Grant, F. S., 1970. Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data, *Geophysics*, 35(2), 293-302.
52. Starostenko, V., Buryanov, V., Makarenko, I., Rusakov, O., Stephenson, R., Nikishin, A., Georgiev, G., Gerasimov, M., Dimitriu, R., Legostaeva, O., Pchelarov, V. ve Sava, C. 2004, Topography of the crust–mantle boundary beneath the Black Sea Basin, *Tectonophysics*, 381, 211 –233.
53. Turcotte, D. ve Schubert, G., 2014. *Geodynamics*, Cambridge University Press, 3th ed., New York.
54. U.S. Geological Survey, Digital Elevation Models GTOPO30, Virginia, 1998, http://webmap.ornl.gov/wcsdown/wcsdown.jsp?dg_id=10003_1 (Ziyaret tarihi: 08 Şubat2017).
55. Wang, C. Y., Chan W. W. ve Mooney W. D., 2003. Three-Dimensional Velocity Structure of Crust and Upper Mantle in Southeastern China and Its Tectonic Implications, *J. Geophys*, 108(B9), 2442.
56. Vening Meinesz, F. A., 1940. Fundamental tables for regional isostatic reduction of gravity values, *Publ. Netherlands Acad. Sci*, 1-44.
57. Watts, A. B., 1978. An Analysis of Isostasy in the World's Oceans: 1. Hawaiian-Emperor Seamount Chain, *Journal Geophysical Research*, 83, 5989-6004.

58. Watts, A. B., 2001. Gravity Anomalies, Flexure and Crustal Structure at the Mozambique Rifted Margin, Marine and Petroleum Geology, 18(4), 445-455.
59. Wilson, J. T., 1963. Hypothesis of Earth's Behaviour, Nature Publishing Group, 198, 925-929
60. Woollard, G. P., 1959. Crustal structure from gravity and seismic soundings, Journal of Geophysical Research, 64, 1524-1544.
61. Worzel, J. L. ve Shubert, G.L., 1955. Gravity Anomalies at Continental Margins, Proc. Natl. Acad. Sci., 41, 458-469.



ÖZGEÇMİŞ

Trabzon'nun Sürmene ilçesinde doğdu. Trabzon Sürmene Lisesi'nden mezun olduktan sonra ÇOMÜ Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümün'de okudu (2006-2007). Sakarya Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeofizik Mühendisliği'nden mezun oldu (2007-2010). Yüksek Lisansına KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda devam etmektedir.

