

**KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ  
ANABİLİM DALI**

**DOKTORA TEZİ**

**EGM08 BOUGUER GRAVİTE ANOMALİLERİ VE  
TERMOMEKANİK MODELLERLE ORTA ANADOLU  
BÖLGESİ LİTOSFER YAPISININ ARAŞTIRILMASI**

**TUBA SAYIN**

**KOCAELİ 2019**

**KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ**  
**FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ**  
**ANABİLİM DALI**

**DOKTORA TEZİ**

**EGM08 BOUGUER GRAVİTE ANOMALİLERİ VE**  
**TERMOMEKANİK MODELLERLE ORTA ANADOLU**  
**BÖLGESİ LİTOSFER YAPISININ ARAŞTIRILMASI**

**TUBA SAYIN**

**Prof.Dr.Bülent ORUÇ**  
**Danışman, Kocaeli Üniv.**  
**Prof.Dr.Oya PAMUKÇU**  
**Jüri Üyesi, Dokuz Eylül Üniv.**  
**Prof.Dr.Ömer Faruk ÇELİK**  
**Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv.**  
**Dr.Öğr.Üyesi Berna TUNÇ**  
**Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv.**  
**Dr.Öğr.Üyesi Mahir IŞIK**  
**Jüri Üyesi, Sakarya Üniv.**

  
.....  
  
.....  
  
.....  
  
.....

**Tezin Savunulduğu Tarih: 23.10.2019**

## ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Gondwana ve Lavrasya kıtalarının çarpışması sonucu Tetis okyanusunun kapanması sırasında, bu iki kıta arasında kalan okyanusal malzemeleri üzerinde barındıran Anadolu levhası yer bilimleri açısından eşsiz bir doğal laboratuvar özelliğini taşır. Anadolu'yu güneyden Arabistan levhası, Helenik yayı boyunca Afrika levhası ve kuzeyden Avrasya levhası sınırlar. Anadolu aynı zamanda Alpin orojenik kuşağının en genç ve aktif kuşağıdır. Bu açılardan da değerlendirildiğinde Anadolu levhasının farklı veri setleri ve farklı jeofiziksel yöntemlerle araştırılması bölgenin tektonik yapısına katkılar sunacaktır. Bu tez çalışmasında Earth Gravity Model 2008 (EGM08) Bouguer gravite ve GTOPO30 topoğrafya verileri kullanılarak Orta Anadolu bölgesinin gravimetrik Moho ve Litosfer-Astenosfer sınır ve bölgesel kabuk bükülme-izostatik Moho modellemeleri, bu bilgilerden hareketle bölgenin izostatik denge dereceleri araştırılıp sismolojik verilerle karşılaştırılmıştır. Bunların yanı sıra litosfer dayanım modelleri ve efektif elastik kalınlık haritaları elde edilerek bölgenin kırılğan ve rijit olduğu kesimler kestirilmeye çalışılmıştır ve sismik açıdan aktif olabilecek alanlara dikkat çekilmiştir. Bu çalışmalar bölgede ilk olma özelliğini taşımaktadır ve Orta Anadolu'nun tektonik ve sismik aktivitesine yönelik yeni veri setleriyle bölgeye farklı bakış açıları sunulmaya çalışılmıştır. Bu tez çalışması Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) ÇAYDAG-115Y217 nolu proje kapsamında desteklenmiştir. Doktora bursiyeri olduğum bu projede bizi destekleyen TÜBİTAK kurumuna en içten teşekkürlerimi sunarım. Yüksek lisans eğitimim boyunca insani ve ahlaki değerleri ile de örnek edindiğim, yanında çalışmaktan onur duyduğum ve ayrıca tecrübelerinden yararlanırken göstermiş olduğu hoşgörü ve sabırdan dolayı değerli danışman hocam Prof.Dr.Bülent ORUÇ'a, bu süreçte yardımlarını esirgemeyen çalışma arkadaşım Dr.Mustafa Berkay DOĞAN'a, yüksek lisans ve doktora eğitimim boyunca değerli görüş ve önerilerini her zaman benimle paylaşan özellikle Türkiye'de hakkında az sayıda çalışma bulunan litosfer efektif elastik kalınlıkların yorumlanmasıyla ilgili katkıları için değerli hocam Prof.Dr.Oya PAMUKÇU'ya, gerekli bilgisayar kodunu paylaşan Prof.Carole Petit'e, doktora tez çalışma sürem boyunca değerli ve her zaman yapıcı görüşlerini benimle paylaşan ve tezimin gelişmesinde katkısı olan Dr.Öğr.Üyesi Berna TUNÇ ve Prof.Dr.Ömer Faruk ÇELİK'e, sismolojik verileri derleyip işlememize yardımcı olan Doç.Dr.Ergin ULUTAŞ'a, Orta Anadolu bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısını detaylı bir şekilde anlamamızı sağlayan Doç.Dr.Hamit Haluk SELİM'e ve eğitim hayatım boyunca emeklerini esirgemeyen Jeofizik Mühendisliği Bölümü öğretim üyelerimize en içten şekilde teşekkürlerimi sunarım. Tüm hayatım boyunca benden maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen, her zaman yanımda olan annem, babam, ablam, kardeşlerim ve eşlerine, dualarını ve desteklerini esirgemeyen dedeme, babaanneme ve ailemin geri kalan üyelerine; desteği, sevgisi ve anlayışı sayesinde bu zorlu süreci kolayca atlatmamı sağlayan sevgili eşim Mert'e, hayatıma girdikleri andan itibaren benden sevgilerini desteklerini esirgemeyen Sibel annem, Celal babam ve kız kardeşlerime, ve hayatıma giren tüm sevdiklerime gönülden teşekkürlerimi sunarım.

## İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR .....	i
İÇİNDEKİLER.....	ii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	iii
TABLolar DİZİNİ .....	vii
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ.....	viii
ÖZET.....	x
ABSTRACT.....	xi
GİRİŞ .....	1
1. ORTA ANADOLU BÖLGESİ JEOLojİSİ VE TEKTONİK YAPISI.....	5
2. VERİLER VE YÖNTEMLER.....	10
2.1. Orta Anadolu Bölgesi Sismolojik Veriler.....	10
2.2. EGM08 Bouguer ve GTOPO30 Topoğrafya Anomalileri.....	11
2.3. EGM08 Bouguer Anomalilerinin İşlenmesi .....	14
2.3.1. Derin sınırların ortalama derinlikleri .....	18
2.3.2. Süzgeçleme.....	20
2.3.3. Bouguer anomalilerinden Moho ve LAS derinliklerinin modellenmesi.....	21
2.4. Litosferin Bölgesel Bükülme Modeli ve İzostatik Denge Dereceleri .....	22
2.4.1. İzostatik Moho kestirimi.....	22
2.4.2. Bölgesel izostazi modeline göre litosfer bükülmeleri .....	25
2.4.3. Kabuk denge oranları ve denge analizleri.....	28
2.5. Litosfer Dayanımı ve Efektif Elastik Kalınlığının Haritalanması.....	29
2.5.1. Gerilme dayanımı ve Reoloji .....	29
2.5.2. Litosfer Efektif Elastik Kalınlığı (EEK) .....	35
2.5.3. Bouguer-Topoğrafya Uyum İlişkisinden ortalama EEK kestirimi.....	37
2.5.4. Litosfer efektif elastik kalınlıklarının haritalanması .....	39
3. BULGULAR VE TARTIŞMA .....	41
3.1. Orta Anadolu Bölgesi Arayüzey Sınır Derinliklerini ve Süzgeçleme.....	41
3.2. LAS ve Moho Derinliklerinin Modellenmesi .....	44
3.3. İzostatik Moho ve İzostatik Denge Dereceleri.....	47
3.3.1. İzostatik denge dereceleri .....	49
3.4. Orta Anadolu Bölgesi Litosfer Efektif Elastik Kalınlıklarının Modellenmesi .....	51
3.4.1. Bouguer-Topoğrafya uyum ilişkisinden ortalama EEK kestirimi.....	51
3.4.2. Efektif elastik kalınlıkların haritalanması ve dayanım kesitleri.....	52
4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER .....	59
KAYNAKLAR.....	62
KİŞİSEL YAYINLAR VE ESERLER.....	70
ÖZGEÇMİŞ .....	71

## ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1.	Türkiye'nin ana tektonik kuşakları. Tez çalışma alanı Kuzey-Güney (K-G) yönlü sıkışma rejimi altında deforme olmuş Doğu Anadolu bölgesi ile K-G yönlü açılma rejimi altında kalan Batı Anadolu arasındaki iki farklı tektonik bölge arasında yer almaktadır .....	6
Şekil 1.2.	Orta Anadolu bölgesi genel jeolojisi .....	7
Şekil 1.3.	Anadolu levhası büyük fay zonları ve tez çalışma alanı .....	9
Şekil 2.1.	BÜ-KRDAE kataloglarına göre çalışma alanında 1975-2016 yılları arasında oluşan magnitudü 3,0' den büyük depremlerin dışmerkez dağılımları .....	10
Şekil 2.2.	BÜ-KRDAE kataloglarına göre çalışma alanında 1975-2016 yılları arasında oluşan magnitudü 3,0' den büyük depremlerin odak derinlik dağılımları .....	11
Şekil 2.3.	EGM08 küresel gravite modelinin veri derleme kaynakları .....	12
Şekil 2.4.	Küresel bir model olarak EGM08 Bouguer anomali haritası.....	12
Şekil 2.5.	a) GTOPO30 verilerinden derlenen çalışma alanına ait topoğrafya haritası b) EGM2008 Bouguer verilerinden derlenen çalışma alanına ait Bouguer anomali haritası .....	13
Şekil 2.6.	İki boyutlu Fourier dönüşümünde padding ve tapering işlem alanlarının şematik gösterimi. N' ve M' bu işlemlerden sonra ortaya çıkan yeni veri boyutlarını temsil eder. a) Normal "padding" alanı. b) Kaydırılmış (shifted) "padding alanı. c) Kaydırılmış "padding+ tapering" alanı .....	17
Şekil 2.7.	a) EGM08 anomali haritası. b) Hızlı Fourier dönüşümü için "padding" işlemi ile 128×128 adet verinin elde edilmesi ve "padding" alanının belirlenmesi. c) İki boyutlu Fourier dönüşümünden anomali haritası içindeki dalga sayılarının belirlenmesi. d) Ters Fourier dönüşümünden verinin uzunluk ortamında yeniden elde edilmesi. e) Orijinal veri ve yeniden elde edilen veri arasındaki farklar.....	18
Şekil 2.8.	Ara yüzey sınırı ondülasyonlu olan ortamın ortalama derinliği (h) ve plaka bölgesinin (koyu bölge) tanımlanması.....	19
Şekil 2.9.	a) İki boyutlu Fourier dönüşümünden elde edilen dalga sayısı ortamı ve kesme dalga sayıları bölgesinin belirlenmesi. b) Band geçişli süzgecin tepki fonksiyonunun uygulamada çan eğrisi şekli ve kesme dalga sayıları ( $kc_1$ , $kc_2$ ). c) İdeal dikdörtgen biçimli tepki fonksiyonu ve kesme dalga sayıları.....	20
Şekil 2.10.	Parker-Oldenburg algoritmasına göre gravite anomalisi ve örnek referans derinliği $z_0=4000$ m olan üç boyutlu sınır ondülasyonunun modellenmesi .....	22
Şekil 2.11.	Birim alana uygulanan yüke karşı ince elastik levhanın basitçe bükülme tepkisi .....	23

Şekil 2.12.	Düşey yük ( $L$ ) altında sedimanter basen veya temel kaya sınırı (kesikli çizgi) ve litosfer bükülmesinin gelişmesi. Te efektif elastik kalınlık, $T_0$ denge kolonu, $w_0$ maksimum bükülme, $w$ bükülme, $\rho_k$ kabuk yoğunluğu ve $\rho_m$ manto yoğunluğudur. $h$ ve $\rho_L$ sırasıyla dağ yüksekliği ve yoğunluğunu temsil eder .....	24
Şekil 2.13.	Basitleştirilmiş kabuk modeli üzerinde izostatik kök analizleri. a) Dengelenmiş kabuk modeli. b) Aşırı dengelenmiş kabuk modeli c) Az dengelenmiş kabuk modeli.....	29
Şekil 2.14.	Derinliğe göre litosferde deformasyonunun gerilme artışı ile ilişkisi. Litosferin elastik deformasyonu gerilme farkı arttıkça doğrusal bir özellik gösterir. Derinlik arttıkça basıncın etkisiyle gerilmede artış gösterir .....	31
Şekil 2.15.	Durağan durum strain oranı ( $\epsilon$ ) ve sıcaklıkların yüksek ve düşük olmalarına göre reoloji modelinin değişimi. Litosfer ve litosfer altı ortamların dayanımı derinliğe karşı gerilme altında gelişen alan ile temsil edilebilir. a) Strain oranının yüksek ve litosfer sıcaklığının düşük olması durumunda elde edilen Jelly sandwich reoloji modeli. Bu modelde ısı akısının düşük ( $\sim 40$ mW/m <sup>2</sup> ) ve Moho sınırında sıcaklık yaklaşık 350 °C dir. b) Strain oranının düşük ve litosfer sıcaklığının yüksek olması durumunda elde edilen Creme Brulee reoloji modeli. c) Strain oranının çok düşük ve litosfer sıcaklığının çok yüksek olması durumunda elde edilen Creme Brulee reoloji modeli. Burada ısı akısı yüksek ( $\sim 80$ mW/m <sup>2</sup> ) ve Moho sınırında sıcaklık 700 °C civarındadır.....	32
Şekil 2.16.	a) Litosfer içerisinde ısı üretiminin derinliğin fonksiyonu olarak eksponansiyel değişimi. b) Sıcaklık profili ve mekanik ve termal tabaka alt sınırları (kesikli çizgiler) .....	34
Şekil 2.17.	a) İdeal olarak yüksüz bir ortamda homojen ve tabakalı litosferin yapısı b) Düşey yükler altında bükülen litosferin içinde elastik olarak deforme olan bölgeleri.....	35
Şekil 2.18.	a) Düşey yüklere karşı litosferin farklı rijitlik özelliklerine göre tepki vermesi. b) Basitleştirilmiş litosfer modeli ve Bouguer anomalisi. Yük veya topoğrafyanın litosferin yüksek rijitliği ile desteklenmesi durumunda elastik deformasyon gelişmediğinden (veya çok az olduğundan) litosferin EEK değeri yüksektir .....	36
Şekil 2.19.	a) EEK'nın 10 km ve 20 km değerleri için hesaplanan tipik kuramsal uyum grafiği. Grafiğin en düşük ve en yüksek uyum değerleri arasındaki geçiş parçası EEK'yı karakterize eder. b) Kanada'nın Güneydoğusunda Bouguer-topoğrafya verilerinden gözlenen uyum grafiği (diresel semboller) ile en uygun $T_e=39$ km'den hesaplanan uyum (düz çizgi) grafiğinin karşılaştırılması. Bu iki verinin birbiriyle uyumu aynı zamanda bölgenin ortalama $T_e$ değerini vermektedir.....	38
Şekil 3.1.	Orta Anadolu bölgesi EGM08 Bouguer anomali haritası. Bouguer anomalilerinin hızlı değişim gösterdiği geçiş zonlarına dikkat edildiğinde, bu zonlar aynı zamanda yüksekliklerinde hızlı değiştiği kesimlere karşılık gelmektedir. Bu türden geçişler	

	gradyent zonları olarak aynı zamanda kabuk içi yoğunluk değişimlerine veya Moho derinliklerinde ani değişimlere karşılık gelebilir.....	41
Şekil 3.2.	EGM08 Bouguer anomalilerinin radyal ortalamalı logaritmik genlik spektrumu. Spektrum Şekil 3.1'deki Bouguer anomali haritasından elde edilmiştir. Spektrum üzerinde dört adet farklı eğimde doğru parçası belirlenmiştir. Doğru parçalarının değişim noktaları kritik dalga sayılarını ve buradan veri içindeki dalga boylarını ayırır. LAS'dan kaynaklanan dalga sayıları $kc_1=0,03 \text{ km}^{-1}$ den küçük veya $\lambda_1=210 \text{ km}$ 'den daha büyük dalga boylarıdır. Moho'dan kaynaklanan dalga sayıları ise $kc_1=0,03 \text{ km}^{-1}$ ve $kc_2=0,06 \text{ km}^{-1}$ arasında veya 210 km ile 150 km arasındaki dalga boylarını kapsar .....	42
Şekil 3.3.	a) Bouguer anomailerinin 210 km'den büyük dalga boylarına göre hesaplanan iki boyutlu Fourier dönüşümü. b) LAS'dan kaynaklanan dalga boylarına göre alçak geçişli süzgeçleme ile elde edilen gravite anomali haritası .....	43
Şekil 3.4.	a) Bouguer anomalilerinin 150-210 km arasındaki dalga boylarına göre hesaplanan iki boyutlu Fourier dönüşümü. b) Moho'dan kaynaklanan dalga boylarına göre band geçişli süzgeçleme ile elde edilen gravite anomali haritası.....	43
Şekil 3.5.	LAS'dan kaynaklanan anomalinin Parker-Oldenburg ters çözüm algoritmasıyla modellenmesi. Orta Anadolu bölgesinin LAS yapısının üç boyutlu geometrik yapısı (en alt panel) ve LAS'dan hesaplanan anomali (orta panel) ile gözlenen anomalinin (en üst panel) karşılaştırılması .....	45
Şekil 3.6.	Moho'dan kaynaklanan anomalinin Parker-Oldenburg ters çözüm algoritmasıyla modellenmesi. Orta Anadolu bölgesinin Moho'nun üç boyutlu geometrik modeli (en alt panel) ve Moho'dan hesaplanan anomali (orta panel) ile gözlenen anomalinin (en üst panel) karşılaştırılması .....	46
Şekil 3.7.	Orta Anadolu topoğrafya verileri (üstte) düşey yükler olmak üzere Vening Meinesz bölgesel izostatik modeline göre hesaplanan Moho derinlikleri (altta). Beklendiği gibi yüksek bölgelerde Moho derinlikleri artarken alçak bölgelerde Moho sıkışmakta ve ondülasyonu azalmaktadır.Moho' nun en derin kısmı çalışma alanının güney doğu kesimidir (~43,0 km). Bu kesimden sonra sonra hızlı bir sıkışma (~37,7 km) gözlenir.....	48
Şekil 3.8.	İzostatik Moho ve gravimetrik Moho arasında izostatik Moho'ya göre oluşan fark oranlarının (denge oranı) yüzde olarak haritalanması ve deprem dış merkez dağılımları ile karşılaştırılması.....	50
Şekil 3.9.	Bouguer-Topoğrafya uyum ilişkisinden ortalama $T_e$ kestirimi. a) Fourier pencere boyu $NW=2$ için gözlenen ve hesaplanan uyum eğrileri arasındaki hatanın $T_e$ denemelerine göre grafiklenmesi. En küçük hata $T_e=18,67 \text{ km}$ için elde edilmiştir. b) Gözlenen uyum ve $T_e=18,67 \text{ km}$ için hesaplanan uyumun karşılaştırılması. c) $NW=3$ için gözlenen ve hesaplanan uyum eğrileri arasındaki enerji hatasının $T_e$	

	denemelerine göre grafiklenmesi. En küçük hata $T_e=19,93$ km için elde edilmiştir. d) Gözlenen uyum ve $T_e=19,93$ km için hesaplanan uyumun karşılaştırılması. e) $NW=4$ için gözlenen ve hesaplanan uyum eğrileri arasındaki hatanın $T_e$ denemelerine göre grafiklenmesi. f) Gözlenen uyum ve $T_e=21,29$ km için hesaplanan uyumun karşılaştırılması.....	52
Şekil 3.10.	Orta Anadolu bölgesinin EEK haritası. En büyük kalınlık değerleri bölgenin doğu kesiminde ve en küçük değerler ise güney batı, güney doğu ve orta kesimlerde. EEK değişimleri aynı zamanda litosfer dayanımı ile ilişkili olduğundan Şekil 3.12 ve Şekil 3.13' de kestirilen litosfer gerilme dayanım kesitlerinin elde edildiği AA' ve BB' profillerinin EEK haritasında karşılık gelen yerlerini göstermek ve analiz etmek için burada da çizilmiştir. $R_1$ ve $R_2$ noktaları Şekil 3.14 ve 3.15'de çizilen reoloji grafiklerinin profiller üzerindeki konumlarıdır. $R_1$ ve $R_2$ noktalarının sırasıyla EEK' nın en küçük ve en büyük değerlerine karşılık geldiğine dikkat edilmelidir.....	54
Şekil 3.11.	BÜ-KRDAE kataloglarına göre Orta Anadolu bölgesine ait 1975-2016 yılları arasında meydana gelen, büyüklüğü $M_w \geq 3,0$ olan depremlerin dış merkez dağılım haritası ve litosfer dayanım kesitleri için kullanılan AA' ve BB' profilleri. ....	55
Şekil 3.12.	AA' litosfer dayanım kesiti, gravimetrik Moho sınırı ve odak derinliği kesiti ( $R_1$ reoloji grafiği için seçilen noktadır) .....	57
Şekil 3.13.	BB' litosfer dayanım kesiti, gravimetrik Moho sınırı ve odak derinliği kesiti ( $R_2$ reoloji grafiği için seçilen noktadır) .....	57
Şekil 3.14.	Litosfer dayanım kesitlerinde (Şekil 3.12 ve Şekil 3.13) $R_1$ ve $R_2$ noktalarından elde edilen reoloji grafikleri.....	58
Şekil 3.15.	Litosfer dayanım kesitlerinde (Şekil 3.12 ve Şekil 3.13) $R_1$ ve $R_2$ noktalarından elde edilen reoloji grafikleri.....	58



## TABLULAR DİZİNİ

Tablo 2.1. Bükülme polinom bağıntılarının hesaplanmasında kullanılan katsayılar.....	27
Tablo 2.2. İzostatik Moho derinliklerinin hesaplanmasında kullanılan parametreler .....	28
Tablo 2.3. Litosfer dayanım modellemesinde kullanılan parametreler .....	33



## SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

'	: Dakika, (d)
"	: Saniye, (s)
°	: Derece
°C	: Sıcaklık birimi
$A_0$	: Yüzey ısı üretimi, (°C)
$D$	: Bükülme rijitliği, (birimsiz)
$g$	: Yer çekimi ivmesi, ( $g/cm^2$ )
$E$	: Elastisite modülü, ( $N/m^2$ )
$Ep$	: Ekspansiyel sabit, ( $Pa^{-ns} s^{-1}$ )
$G$	: Evrensel gravite sabiti, ( $N(m/kg)^2$ )
$h$	: Derinlik, (km)
$h_k$	: Kabuk kalınlığı, (km)
$h_m$	: Litosferik manto kalınlığı, (km)
$k$	: Termal iletkenlik, (°C)
kg	: Kilogram
mm	: Milimetre
$k_x$	: x yönlü dalga sayısı, ( $km^{-1}$ )
$k_y$	: y yönlü dalga sayısı, ( $km^{-1}$ )
$l$	: Bölgesellik derecesi, (km)
$L$	: Düşey yük, (birimsiz)
mgal	: Miligal
$R$	: Evrensel gaz sabiti, (Joule/Kelvin-mol)
$n_s$	: Ekspansiyel üs (ısı üretimi için)
$T$	: Sıcaklık, (°C)
$T_0$	: Denge kolonu, (km)
$Te$	: Efektif Elastik kalınlık, (km)
$\nu$	: Poisson oranı, (birimsiz)
$w$	: Bükülme, (km)
$w_0$	: Maksimum bükülme, (km)
$\Delta g$	: Gözlenen gravite anomali verisi, (mGal)
$\Delta \rho$	: Yoğunluk farkı, ( $g/cm^3$ )
$\epsilon$	: Durağan durum strain oranı, (birimsiz)
$\rho$	: Yoğunluk, ( $g/cm^3$ )
$\rho_m$	: Manto yoğunluğu, ( $g/cm^3$ )
$\rho_k$	: Kabuk yoğunluğu, ( $g/cm^3$ )
$\sigma$	: Stres, (Pa)
$\sigma_1 - \sigma_3$	: Temel stresler arasındaki fark, (MPa)
$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$	: Temel stres bileşenleri, (MPa)
$\lambda$	: Dalga boyu, (km)
$k$	: Dalga sayısı, ( $km^{-1}$ )

## Kısaltmalar

ATP	: Anatolit-Torit Platformu
BGI	: Bureau Gravimetrique International (Uluslararası Gravimetri kurumu)
BÜ-KRDAE	: Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü
DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
ECFZ	: Ecemiş Fay Zonu
EEK	: Efektif Elastik Kalınlık (Te)
EGM08	: Earth Gravity Model 2008 (Dünya Gravite Modeli 2008)
ESFZ	: Eskişehir Fay Zonu
EZF	: Ezinepazarı Fayı
GTOPO30	: Global 30 Arc-Second Elevation (Küresel 30 Ark Saniye Çözünürlüklü Topoğrafya)
ID	: Isparta Dirseği
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
Moho	: Mohorovicic Süreksizliği
LAS	: Litosfer Astenosfer Sınırı
TGF	: Tuz Gölü Fayı
USGS	: United States Geological Survey (Birleşmiş Devletler Jeoloji Araştırma)
WGM	: World Gravity Map (Dünya Gravite Haritası)

## EGM08 BOUGUER GRAVİTE ANOMALİLERİ VE TERMOMEKANİK MODELLERLE ORTA ANADOLU BÖLGESİ LİTOSFER YAPISININ ARAŞTIRILMASI

### ÖZET

Yerküre'nin litosfer tabakasının üzerine etkiyen yüklere karşı gösterdiği deformasyon özelliklerinin irdelenmesi, yerin jeodinamik özelliklerinin anlaşılmasına katkılar sağlar. Gravite ve Topoğrafya verilerinin birlikte analizi litosferin izostatik dengelenme mekanizmasına ve litosferin bükülme özelliklerine dair önemli bilgiler sunabilir. Anadolu levhası üzerinde gravite ve topoğrafya verilerine bağlı olarak litosferin izostatik analizlerine yönelik çalışmalar çok azdır. Çalışmanın ana amacı Orta Anadolu bölgesinin Moho ve Litosfer-Astenosfer Sınır (LAS) derinliklerini, modern izostazi teorisi Vening-Meinesz modeline göre litosfer bükülme modelini, ortalama Efektif Elastik Kalınlığını (EEK) ve haritasını, litosfer mukavemet kesitlerini modellemek ve litosfer mukavemet kesitlerinden elde edilen reoloji modelinden bölgenin kabuk modeli hakkında yorumlar yapmaktır. Bu türden çözümlerin hedefi bölgenin neotektonik yapısına yönelik modeller geliştirmek ve litosferin zayıf olduğu alanları belirleyerek ileride olası sismik aktivitelerle bağlantılı sonuçlar çıkarmaktır.

Bu çalışmada güncel veri-setler EGM08 Bouguer gravite ve GTOPO30 topoğrafya verileri kullanılmıştır. Gravite verilerinin ters çözümünden Moho derinlikleri ~37,8-43,3 km aralığında ve LAS derinlikleri ise ~67,0-91,0 km aralıklarında hesaplanmıştır. Bouguer-Topoğrafya uyum ilişkisinden litosfer efektif elastik kalınlıklarının ortalama kestirimi (~21,29 km) ile EEK haritasından elde edilen veriler (~19,0-24,3 km) uyumludur. Çalışma alanının batı kesiminden elde edilen litosfer dayanım modelinde litosfer üzerindeki tektonik yükler üst kabuğun rijitliği ile desteklenmektedir ve deprem odak derinlikleri bu bölgede dağılım göstermektedir. Doğu kesimine doğru ise litosfer modelinde üst kabuk ve Moho'ya yakın ince bir bölgenin dayanımı mekanik özellikte gelişmekte ve depremler buralarda oluşmaktadır. Her iki modelde de alt kabuk sünek ve litosferik mantonun derin kısımları plastik akma özelliği göstermektedir. İzostatik denge analizleri sonucunda bölgenin batı kesiminde dengelenme süreci devam ettiğinden gelecekte deprem üretebilecek bölgeler olarak belirlenmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** Depremsellik, Efektif Elastik Kalınlık, EGM08 Bouguer Gravite Anomalileri, İzostazi, Reoloji.

# **GEOPHYSICAL INVESTIGATION OF LITHOSPHERIC STRUCTURE OF CENTRAL ANATOLIAN REGION WITH EGM08 BOUGUER ANOMALIES AND THERMOMECHANICAL MODELLING**

## **ABSTRACT**

Examining the earth's deformation properties against the loads affecting the lithosphere layer contributes to the understanding of the geodynamic properties of the earth. A combined analysis of gravity and topography data can provide important information about the lithosphere's isostatic compensation mechanism and the bending properties of the lithosphere. There are few studies on the isostatic analysis of the lithosphere, depending on the gravity and topography data on the Anatolian plate. The main aim of the study was to model the Moho and Lithosphere-Asthenosphere Boundary (LAB) depths of central Anatolia, the lithosphere bending model according to the modern isostasy theory Vening-Meinesz model, the average Effective Elastic Thickness (EET) and its map, the lithosphere, to model the lithosphere strength sections, and to comment on the valid crust model of the region according to the rheology model obtained from the lithosphere strength sections.

In this study, up-to-date data-sets EGM08 Bouguer gravity and GTOPO30 topography data were used. Moho depths were calculated from the inverse solution of gravity data in the range of ~37.8-43.3 km and LAS depths at ~67.0-91.0 km ranges. The average estimation of the EET of the lithosphere (~21.29 km) from the Bouguer-Topography coherence relationship and the data from the EET map (~19.0-24.3 km) are comparable. In the lithosphere strength model obtained from the western part of the study area, tectonic loads on the lithosphere are supported by the rigidity of the upper crust and the focal depths of the earthquake are distributed in this region. Towards the eastern part, the lithosphere model develops mechanically and earthquakes occurred in the upper crust and the strength of a thin area close to Moho. In both models, the lower crust ductile and lithospheric mantle has the ability to flow plastic. As a result of isostatic equilibrium analysis, the compensation process in the western part of the region continues and the regions that can produce earthquakes in the future.

**Keywords:** Seismicity, Effective Elastic Thickness, EGM08 Bouguer Gravity Anomalies, Isostasy, Reology.

## GİRİŞ

Yer kürenin kabuk ve üst manto kısmını oluşturan Litosfer üzerine etki eden yanal ve düşey yüklerden ötürü deformasyona uğrayarak kırıklı ve parçalı bir özelliğe sahip olur (Watts, 2001; Sönmez, 2015). Levha tektoniği kuramı 1912 yılında Alfred Wegener tarafından öne sürülmüştür (Hallam, 1975). Bu kurama göre Pangea adlı tek parça olan kıta yanal, düşey ve diğer çeşitli kuvvetlerin altında parçalanarak günümüzdeki levhaları meydana getirmiştir. Bu süper kıtadan kopan levhaların sınırları ise faylarla karakterize edilmiştir. Levhalar yer küre içerisinde meydana gelen konveksiyon akımları sonucu birbirlerine göre göreceli olarak hareket halindedirler. Bu hareket sonucu deformasyon enerjisi kabuğun kırılma ve zayıf bölgelerinde birikir ve depremlere neden olur. Bu noktadan hareketle litosfer üzerinde etkili olan yüklere bu katmanın ne şekilde tepki verdiğinin araştırılması, uzun periyotlu süreçlerle kısa periyotlu deprem aktivitelerinin ilişkilendirilmesi, litosfer dinamiklerini anlamak açısından önem arzeder. Litosferin milyonlarca yıllık jeolojik süreçler içerisinde gelişen düşey topografik yüklere karşı izostatik dengelenme çabasıyla tepki verdiği Meinesz (1939) ve Jeffreys (1976) tarafından öne sürülmüştür. Litosfer dinamiklerini anlayabilmek için yer küre içerisinde bulunan kabuk-litosferik manto sınırı (Moho)'nın değişim karakteristiğinin anlaşılması tektonik süreçlerin anlaşılması açısından önemlidir. Moho sınırının belirlenmesinde manyetotellürik, sismik tomografi ve alıcı fonksiyonları gibi jeofiziksel yöntemler kullanılsa da gravite yöntemi yoğunluk farklarına bağlı olarak sınır değişimlerine duyarlı dalga boyları içerdiğinden Moho derinliklerinin kestiriminde etkin şekilde kullanılırlar. Moho derinlikleri gravite anomalilerinin ters çözümünden kestirilebileceği gibi aynı zamanda düşey yükler altında bükülme geometrisine bağlı olarak da izostatik anlamda modellenebilir. Bu durumda gravimetrik ve izostatik Moho olmak üzere farklı yöntemlerle kestirilmiş Moho sınır derinlikleri ortaya çıkarılmış olur. Bu iki veri seti arasındaki ilişkiler izostatik anlamda önemli bilgiler sunar. Buna göre Bott (1971) gravimetrik ve izostatik Moho arasındaki farklardan yararlanarak izostatik denge oranlarını hesaplamıştır. Denge oranlarının önemi bölgesel sismik aktiviteye yönelik çözümler sunmasıdır. Böylece bölgenin aynı zamanda neotektonik gelişimine ait yeni

yaklaşımların elde edilmesinde yarar sağlar (Watts 2001; Pamukçu ve Akçığ, 2011; Sönmez ve Oruç, 2017). Litosferin efektif elastik kalınlığı (EEK), litosferin elastik olarak deforme olabilen kesimlerinin kümülatif toplamına karşılık gelir (Burov ve Diament, 1995). Ortalama EEK değeri Bouguer gravite anomalisi ve Topoğrafya verileri arasındaki spektral uyum ilişkisinden elde edilebilir (Forsyth, 1985). Watts (1978) ve Pamukçu ve Yurdakul (2008) ortalama EEK değerini serbest hava gravite anomalileri ve düşey yükler arasındaki spektral girişim ilişkisinden yararlanarak hesaplamışlardır. Pamukçu ve Akçığ (2011) doğu Anadolu bölgesinin kabuk yapısını gravite verilerini kullanarak modelleyerek bölgenin EEK'sı ve sismojenik zonu arasındaki ilişkiyi irdelenmişlerdir. Litosfer bükülmeleri aynı zamanda Moho ve Litosfer-Astenosfer sınırında ondülasyona neden olacağından, söz konusu derin sınır derinliklerinden bölgenin efektif elastik kalınlıkları çeşitli litosfer mukavemet koşulları altında bulunabilir (Burov ve Diament, 1995; Petit ve diğ., 2008). EEK haritalamasıyla birlikte EEK'nın ince ve kalın olduğu bölgeler, deprem aktiviteleri ile ilişkilendirilebilir (Sönmez, 2015; Oruç ve Sönmez, 2017).

Anadolu bloğu güneyden Arabistan levhası, Helenik yayı boyunca Afrika levhası ve kuzeyden Avrasya levhası tarafından sınırlanır. Anadolu aynı zamanda Alpin orojenik kuşağının en genç ve aktif kuşağıdır. Bu açılardan değerlendirildiğinde Anadolu bloğunun farklı veri setleri ve jeofiziksel yöntemlerle araştırılması bölgenin tektonik yapısına katkılar sunacaktır. Anadolu levhası'nın litosfer deformasyonu ve jeodinamik olaylar arasındaki ilişkiler çeşitli yöntemlerle ayrıntılı olarak araştırılmıştır (Pamukçu ve Yurdakul, 2008; Pamukçu ve Akçığ, 2011; Sönmez, 2015; Oruç ve Sönmez, 2017; Sönmez ve Oruç, 2017; Oruç ve diğ., 2019a, 2019b).

Bu tez çalışması için  $40^{\circ}30'00''$ - $37^{\circ}00'00''$  kuzey enlemleri ve  $31^{\circ}00'00''$ - $36^{\circ}00'00''$  doğu boylamları arasındaki alanını kapsayan Orta Anadolu bölgesi seçilmiştir (Şekil 1.3). Bu bölge Kuzey Anadolu Fayı Doğu Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Helenik-Kıbrıs yayı ve Ege çöküntü sistemi arasında kalmış geniş bir alanı kapsar. Bölgenin neotektonik rejimi Anadolu'nun batıya doğru tektonik kaçıışı olarak bilinmektedir. Orta Anadolu fay zonu Ecemiş fay zonu Isparta dirseği İnönü-Eskişehir fay zonu ve Tuz gölü fay zonu bölgedeki önemli neotektonik unsurlardır. Bu fay zonları üçgen şekilli kama yapıları kıvrılmalar ve bindirmeler gibi birçok sıkışma yapıları gösterir (Şekil 1.3). Bölgeyi karakterize eden bu çizgisellikler, yaklaşık 1000-2000 yıl aralıklarla

oluşan büyük deprem, 100-300 yıl ve 10-30 yıl aralıklarla oluşan orta ve küçük deprem üretme potansiyeline sahiptir (Koçyiğit, 2003).

Bölgenin yüzey jeolojik ve tektonik çizgiselliklerine yönelik çok sayıda çalışma bulunmasına karşılık derin tektonik yapısına yönelik çalışmalar sınırlıdır. Büyüksaraç ve diğ. (2005) gravite ve manyetik verilerden Kapadokya ve civarındaki anomali kaynaklarının ortalama derinliklerini güç spektrumu analizlerinden hesaplamışlardır. Ersan ve Erduran (2010) Orta Anadolu altında kabuk ve üst-manto hız yapısının belirlenmesi için üç bileşen olarak kaydedilen tele-sismik cisim dalgalarına zaman ortamı alıcı fonksiyon yöntemi uygulanarak beş adet istasyonun altındaki kabuk kalınlıkları ve üst manto makaslama hızlarının derinlikle değişimlerini bir boyutlu olarak modellemişlerdir. Ateş ve diğ. (2012) yaptıkları çalışmada Türkiye'deki ortalama kabuk kalınlığının 35 km olduğuna işaret etmektedirler. Marone ve diğ. (2003) Orta Anadolu'da ortalama kabuk kalınlıklarının doğudan batıya doğru inceldiğini ve 36-40 km arasında değiştiğini göstermişlerdir. Vanacore ve diğ. (2013) alıcı fonksiyonları yöntemiyle aynı bölgede ortalama kalınlığı 37 km olarak bulmuştur. Tezel ve diğ. (2013) tarafından yapılan benzer bir çalışma ile Orta Anadolu'da kabuk kalınlıkları 31-38 km arasında hesaplanmıştır. Pamukçu ve diğ. (2007) gravite, manyetik ve topoğrafya verilerinin analizlerinden doğu Anadolu'nun kabuk kalınlıklarının yaklaşık olarak 38-52 km'ler arasında değiştiğini çalışmalarında göstermişlerdir. Bu verilerden hareketle Anadolu bloğu'nun doğusundan batısına doğru kabuk kalınlıklarında göreceli olarak incelmeye meydana geldiği söylenebilir. Batı Anadolu bölgesinde ortalama EEK değeri Pamukçu ve Akçığ (2011) tarafından yaklaşık olarak 13 km (küresel ölçekte çok ince) olarak bulunmuştur.

Çalışma alanının litosfer dinamiklerini anlayabilmek için güncel bir veri set olan Earth Gravity Model 2008 (EGM08) Bouguer gravite anomalileri (Pavlis ve diğ., 2008; Pavlis ve diğ., 2012) derlenmiştir. Litosfer üzerindeki düşey yükleri temsil eden topoğrafya verileri 30" aralıklı (yaklaşık  $0,00833^{\circ}$  veya 1 km) çözünürlüğü olan küresel sayısal yükseklik modelinden (GTOPO30) elde edilmiştir (USGS, 1998). EGM08 Bouguer gravite verileri uzun ve kısa dalga boylarından oluşmuştur. Örneğin litosferik manto'ya göre daha sığ kesimde yer alan Moho sınırı daha kısa dalga boylarıyla karakterize edilir. Yukarıda bahsedilen yöntemleri uygulayabilmek için

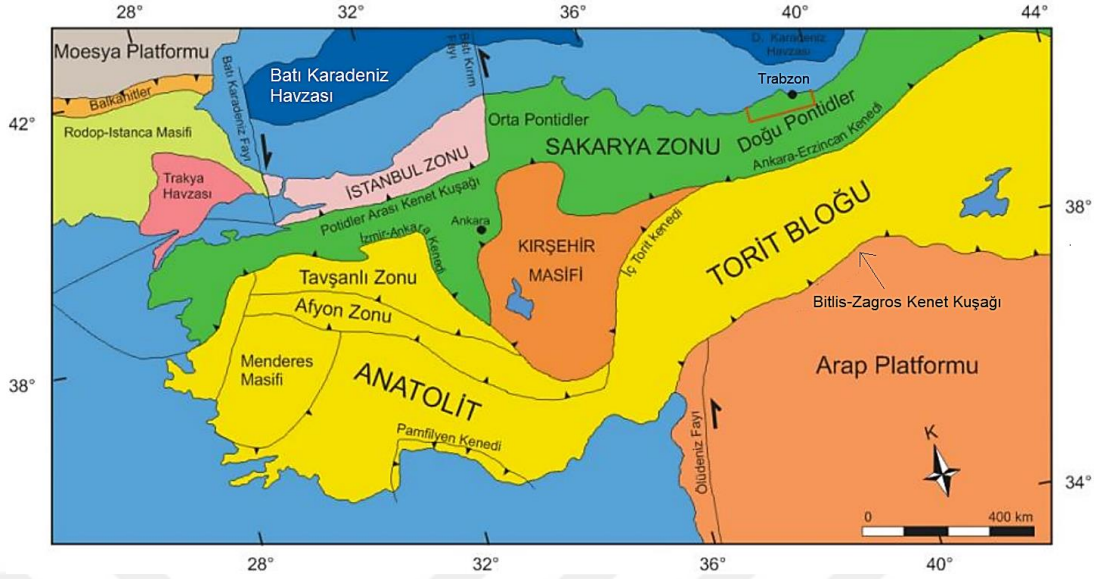


arayüzey sınır derinlikleri bilgisine ihtiyaç duyulur. Bouguer verileri kullanılarak bu sınırların ortalama derinliklerinin kestrimi Radyal ortalamalı amplitüd spektrumu (Spector ve Grant, 1970; Blakely, 1986) ile gerçekleştirilmiştir. Moho ve Litosfer-Astenosfer sınırı bilgisi elde edildikten sonra Parker-Oldenburg ters çözüm algoritması ile (Parker, 1973; Oldenburg 1974) gravimetrik Moho derinlikleri hesaplanmıştır. Bölgenin sismik açıdan aktif ve pasif olduğu bölgeleri belirlemek için gravimetrik Moho bilgisinin yanı sıra izostatik Moho bilgisine de ihtiyaç vardır. Düşey yüklerin neden olduğu bölgesel bükülme modelleri kullanılarak izostatik Moho bilgisi elde edilmiştir. İzostatik Moho'nun ihtiyaç duyduğu ortalama EEK değeri Bouguer-Topoğrafya koherans ilişkisinden elde edilmiştir. Bu aşamadan sonra gravimetrik ve izostatik Moho arasındaki farkların yüzde olarak sapmaları hesaplanarak Orta Anadolu bölgesine ait kabuk denge oranları haritalanmıştır. Bu oranlar moment magnitudü 3,0'den büyük olan 1975-2016 yılları arasında meydana gelen depremlerle karşılaştırılmıştır. Orta Anadolu bölgesi ve civarından elde edilen yeni veri setleri ile daha önce yapılmamış olan, bölge litosferinin efektif elastik kalınlığı ve litosfer dayanımına yönelik önemli modelleme çalışmaları yapılmıştır. Anadolu mikro levhasının görece olarak sismik aktivitesinin daha düşük olduğu bu bölgenin neotektonik yapısı esas olarak litosfer dayanımı ve izostatik dengeleme süreçleri açısından ele alınmıştır.

## 1. ORTA ANADOLU BÖLGESİ JEOLJİSİ VE TEKTONİK YAPISI

Anadolu plakası güneyde Afrika-Arabistan ile temsil edilen Gondwana kıtası ve kuzeyde Avrasya ve Avrupa levhaları ile temsil edilen Lavrasya eski kıtalar arasında yer almaktadır. Bu iki kıtanın kapanması sonucunda Tetis okyanusu kapanmış ve birbirlerine eklenmeleri sonucu Anadolu'nun dağ ve kenet kuşakları oluşmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981). Türkiye Triyasik dönemde Gondwana kıtasının ayrışması sonucu oluşan birkaç mikro-kıtasal bloklardan oluşmuştur. Bu bloklar son-Kretase ve Paleojen dönemleri boyunca Afro-Arap ve Avrasya levhalarının çarpışması sonucu birleşmiştir. Bu birleşme sonucu Ofiyolitik yapılar sınır kaya katmanları üzerinde yer almıştır (Robertson ve Dixon, 1984). Lavrasya ve Gondwana kıtalarının çarpışması sonucu Tetis okyanusu kapanmış ve birbirleri üzerine eklemeleri ile Anadolu dağ kuşakları meydana gelmiştir. Mesozoik ve Tersiyer jeolojik zamanları boyunca yan yana gelen bu parçalar bugünkü Anadolu bloğunu oluşturmuşlardır (Okay ve Tüysüz, 1999).

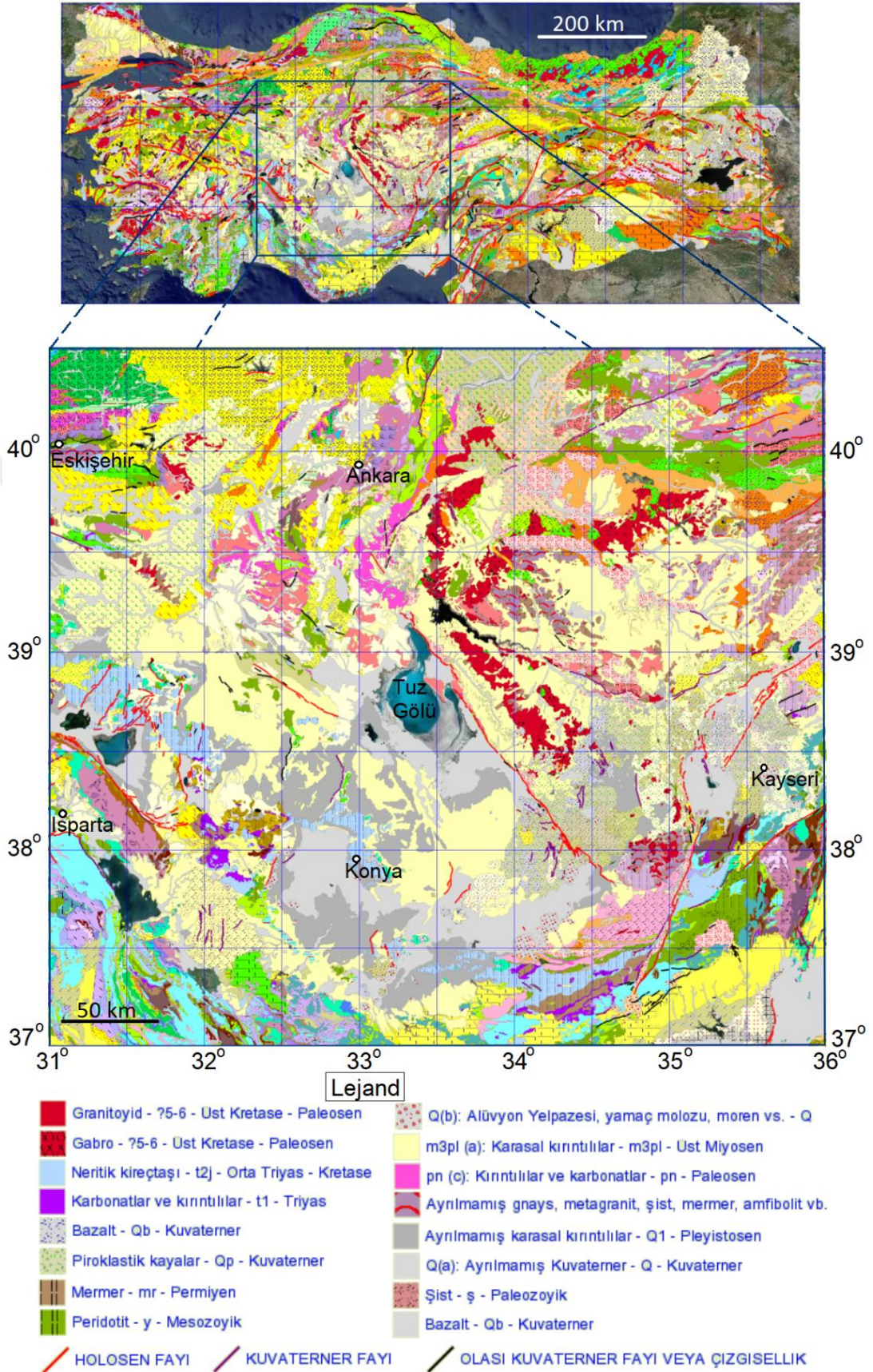
Tektonik mozaik olarak tanımlanan Pontidler, Anatolit-Torit Platformu (ATP), Kırşehir masifi ve Arap platformu Anadolu levhasını oluşturan ana bileşenlerdir (Şekil 1.1). Niğde-Kırşehir kristalin masifi Pontidlerden bu yapının güney sınırı boyunca uzanan yitim zonu tarafından ayrılır. Yitim zonu olarak bilinen İç Toros keneti Niğde-Kırşehir masifinin güney kolunu temsil eder (Şengör ve Yılmaz, 1981). Geç Kretase ve Erken Senozoyik dönemde çok sayıda basen (Haymana, Yıldızeli, Kırşehir, Tuzgölü, Ulukışla, Sivas, Çankırı-Çorum basenleri) Pontidler ve Toridlerin birbirine karşı yaklaşmasıyla meydana gelmişlerdir. Bahsi geçen basenler Yılmaz (1997a) tarafında kalıntı okyanus basenleri Görür ve diğ., (1984) tarafından ise yay-önü basenler olarak adlandırılmışlardır. Pontidler altına dalan Neo-Tetis okyanusunun kuzey kolu ise İzmir-Ankara -Erzincan kenet kuşağı ile temsil edilir (Şengör ve Yılmaz, 1981).



Şekil 1.1. Türkiye'nin ana tektonik kuşakları. Tez çalışma alanı Kuzey-Güney (K-G) yönlü sıkışma rejimi altında deforme olmuş Doğu Anadolu bölgesi ile K-G yönlü açılma rejimi altında kalan Batı Anadolu arasındaki iki farklı tektonik bölge arasında yer almaktadır (Okay ve Tüysüz, 1999) (Kırşehir masifi=Niğde-Kırşehir masifi)

Erken Miyosen ve Geç Paleosen zamanlarında Kıta-Kıta çarpışması sonucu Pontidler ve ATP arasında meydana gelen yakınsama gerçekleşmiştir (Kaymakçı ve diğ., 2009) ve bu yakınsamaya granitoidler de eşlik etmektedir (Boztuğ ve diğ., 2004; Şekil 1.1 ve 1.2). Niğde-Kırşehir bloğunun kuzeyi Niğde-Kırşehir masifinin metamorfik ve ofiyolitik kayaları tarafından kaplanmıştır. Ofiyolitik kayalar Pontid yayının altına dalan (İzmir-Ankara-Erzincan keneti) Tetis okyanusunun kalıntılarıdır (Jaffey ve Robertson, 2001). Orta Anadolu bölgesinin genel jeolojisi (Şekil 1.2) Orta Anadolu Kristalin kompleksinin granitoidleri ve Neotetisin kuzey kolunun ofiyolitik kalıntılarına göre paleotektonik ve neotektonik rejimin izlerini taşımaktadır. Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı metamorfik kayalar ofiyolitik üzerlenme (kıtasal kabuğun kapanıp, okyanusal kabuğun geriye doğru gitmesi) ve granitoidlerin sokulumuyla ortaya çıkmışlardır (Göncüoğlu, 1986). Afrika ve Arabistan kıtalarının Anadolu bloğuna yaklaşması sonucu Orta Anadolu bölgesinin neotektonik yapısı ortaya çıkmıştır (Reilinger ve diğ., 1997; Şengör ve Yılmaz, 1981). Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) bu levhalar arasındaki gerilmeler sonucu Anadolu bloğunun batıya kaçıışı sonucu ortaya çıkmıştır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988).





Şekil 1.2. Orta Anadolu bölgesi genel jeolojisi (Akbaş ve diğ., 2011). Harita MTA Yerbilimleri Harita Görüntüleyicisi kullanılarak elde edilmiştir

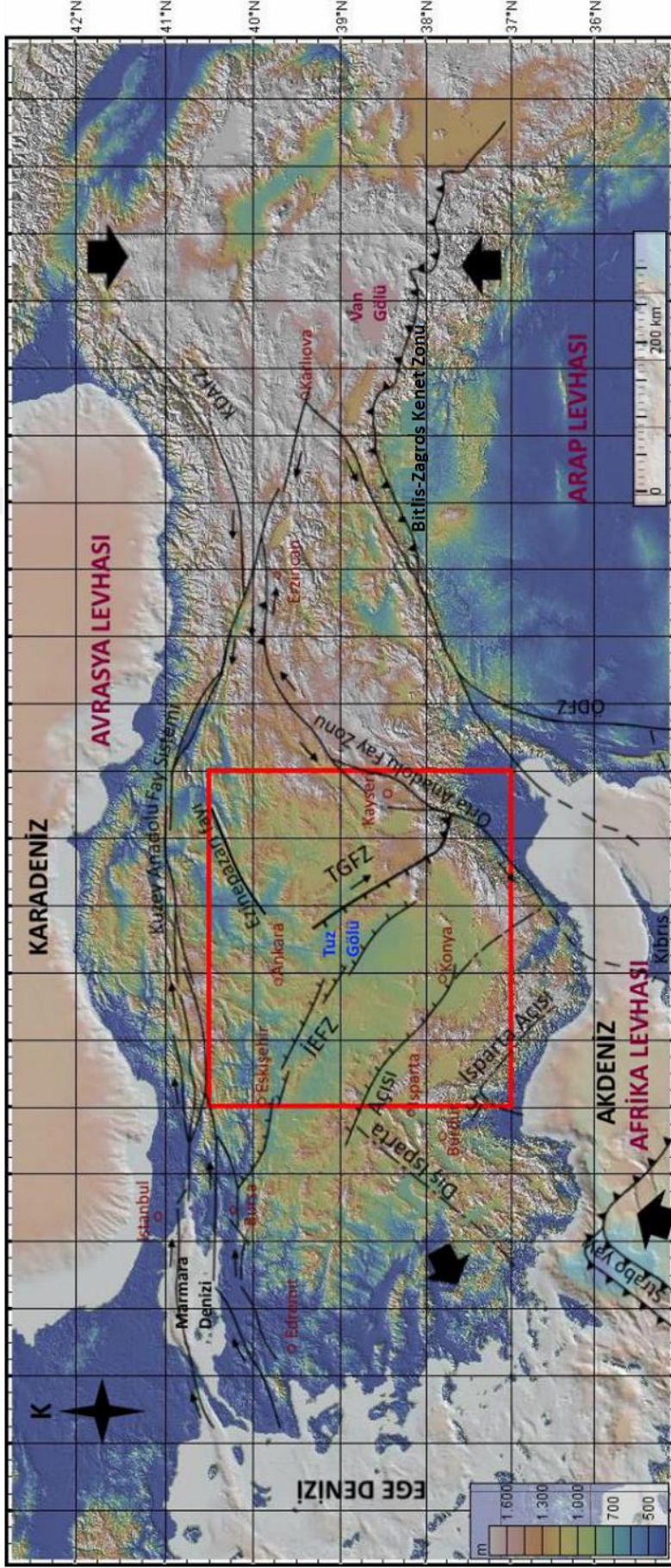
Bu iki ana fay zonu arasında yer alan Anadolu levhası yılda 25 mm hızla batıya doğru hareket ederken (Straub ve diğ., 1997; Reilinger ve diğ.,1997; Kahle ve diğ., 1998; McClusky ve diğ., 2000) batı Anadolu kesimi yılda ortalama 30 mm hızla güneybatıya doğru gitmektedir (Barka ve diğ., 1995).

Çalışma alanı olan Orta Anadolu bölgesi Konya-Eskişehir ve Kayseri-Sivas olmak üzere iki neotektonik bölge altında incelenebilir (Koçyiğit, 2003). Bunlardan ilki gerilme rejimi ve oblik atımlı normal faylanmalarla karakterize edilirken ikincisi sıkışma-gerilme rejimi sonucu doğrultu atımlı faylanmaların görüldüğü bir bölgedir (Koçyiğit, 2003).

Orta Anadolu bölgesinin tektonik yapısı ve litosfer içi deformasyonlarına ait problemler her zaman bilim insanları tarafından tartışılmıştır. Örneğin Şengör ve diğ. (1985) bu bölgenin eş zamanlı olarak iki farklı tektonik rejimin etkisinde ve düşük hızla (2 mm/yıl) deformasyona uğradığını öne sürerken, Görür ve diğ. (1998) Orta Anadolu basenlerinin geç-Kretase'den itibaren şekillendiği düşüncesini ortaya atmıştır.

Anadolu bloğu üzerinde 37°00'00"-40°30'00" kuzey enlemleri ve 31°00'00"-36°00'00" doğu boylamları arasındaki alanı kapsayan Orta Anadolu bölgesi çalışma alanı ve Türkiye'nin neo-tektonik kuşakları Şekil 1.3'de gösterilmiştir.





- Doğrultu atımlı fay
- Ters fay
- Levha hareket doğrultusu
- Kenet zonu
- oblik atımlı normal fay
- normal bileşenli doğrultu atımlı fay
- IEFZ: İnönü-Eskişehir Fay Zonu
- TGFZ: Tuz Gölü Fay Zonu
- KDAFZ: Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu
- ÖDFZ: Ölü Deniz Fay Zonu

Harita Ryan ve diğ., (2009) tarafından geliştirilen GeoMapApp yazılımı kullanılarak çizilmiştir.

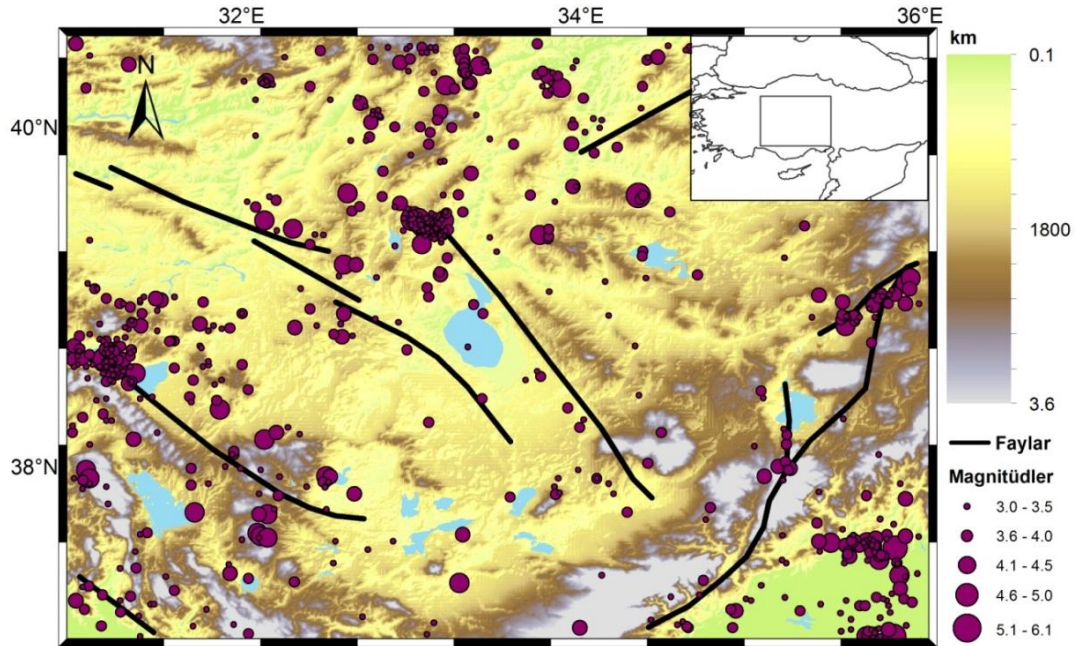
Şekil 1.3. Anadolu levhası büyük fay zonları ve tez çalışma alanı (Faylar Koçyiğit (2003)'den değiştirilerek çizilmiştir)

## 2. VERİLER VE YÖNTEMLER

### 2.1. Orta Anadolu Bölgesi Sismolojik Veriler

Çalışma alanının sismik aktivitesini anlayabilmek için Orta Anadolu bölgesine ait aletsel dönemde 1975-2016 yılları arasında oluşan moment magnitüdü  $\geq 3,0$  olan depremlerin dış merkez (Şekil 2.1) ve odak derinliklerinin dağılımları (Şekil 2.2) Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü (BÜ-KRDAE) arşivinden derlenmiş ve haritalanmıştır (Doğan, 2019). Deprem dış merkez haritası ve odak derinliği kesitlerinde aletsel dönem verilerinin tercih edilmesinin sebebi verilerin zaman ve uzay ortamında tarihsel dönem kayıtlarına göre daha kesin sonuçlar vermesidir çünkü tarihsel dönem deprem verileri gözlemlere dayalı olarak kayıtlara geçmiştir. Deprem odak derinlikleri düşey eksen baz alınarak 10' ar km aralıklarla çizdirilmiştir (Şekil 2.2).

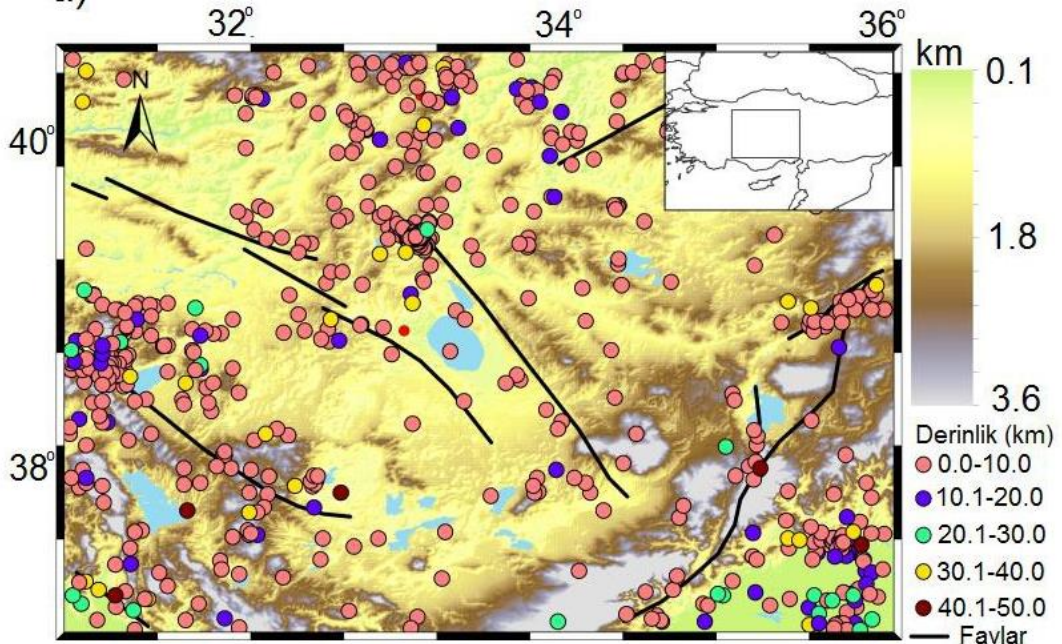
İlerleyen bölümlerde Orta Anadolu bölgesinin izostatik denge dereceleri ile bölgenin deprem dış merkez dağılımları ilişkilendirilecektir.



Şekil 2.1. BÜ-KRDAE kataloglarına göre çalışma alanında 1975-2016 yılları arasında oluşan magnitüdü 3,0' den büyük depremlerin dışmerkez dağılımları (Doğan, 2019)



Bunun yanı sıra Şekil 2.2’de yer alan deprem odak derinlikleri seçilen belirli zonlardan elde edilen litosfer mukavemet kesitlerinin üzerine işlenerek sismojenik zon derinlikleri ile elastik kalınlıklar arasındaki ilişkiler analiz edilmeye çalışılacaktır.

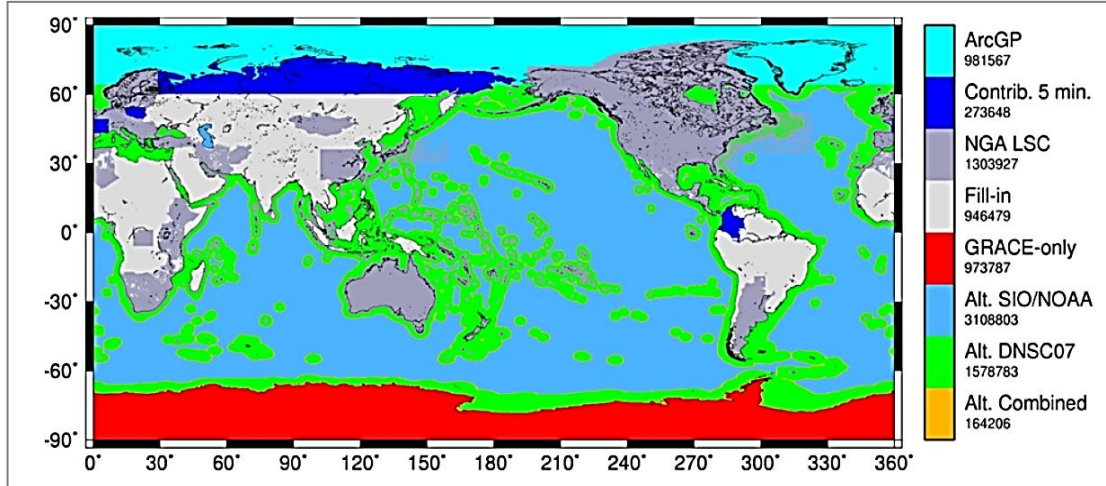


Şekil 2.2. BÜ-KRDAE kataloglarına göre çalışma alanında 1975-2016 yılları arasında oluşan magnitudü 3,0’ den büyük depremlerin odak derinlik dağılımları (Doğan, 2019)

## 2.2. EGM08 Bouguer ve GTOPO30 Topoğrafya Anomalileri

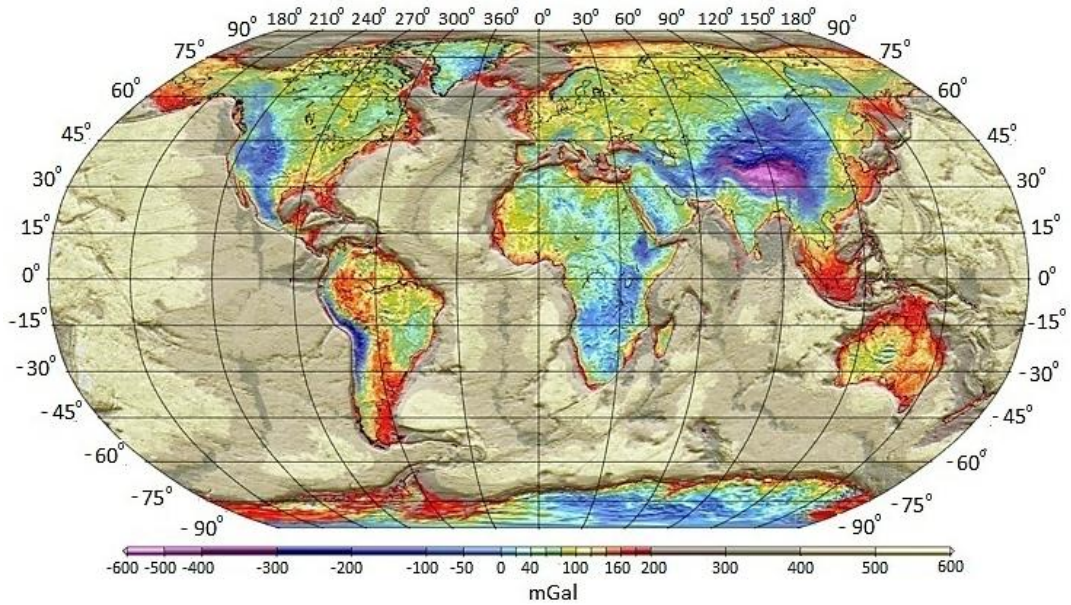
Earth Gravity Model 2008 (EGM08) gravite verileri, Commission for the Geological Map of the World-CGMW ve UNESCO işbirliği ile 2008 yılı başlarında oluşturulan World Gravity Map-WGM projesinin bir sonucudur. WGM projesiyle kara, hava ve denizden alınan gravimetrik ölçümler çeşitli kurumsal kaynaklardan kapsamlı bir şekilde derlenmiştir. Güney kutup bölgesinde ise uydu verileri yalnızca GRACE A/B SST uydusundan elde edilmiştir. EGM08 gravite verilerinin %83,8’i yeryüzünde alınan verilerden ve geri kalanı ise uydu verilerinden elde edilmiştir (Şekil 2.3). Daha sonra 5’x5’ aralıklarda (yaklaşık 9 km) yerkürenin topoğrafya ve batimetri veri tabanından (Dynamic Ocean Topography Model) yararlanılarak ultra yüksek dereceli küresel harmoniklerle Bouguer ve Serbest hava anomali grid verileri 1 mgal duyarlılığında yayınlanmıştır (Pavlis ve diğ., 2008; Pavlis ve diğ., 2012).





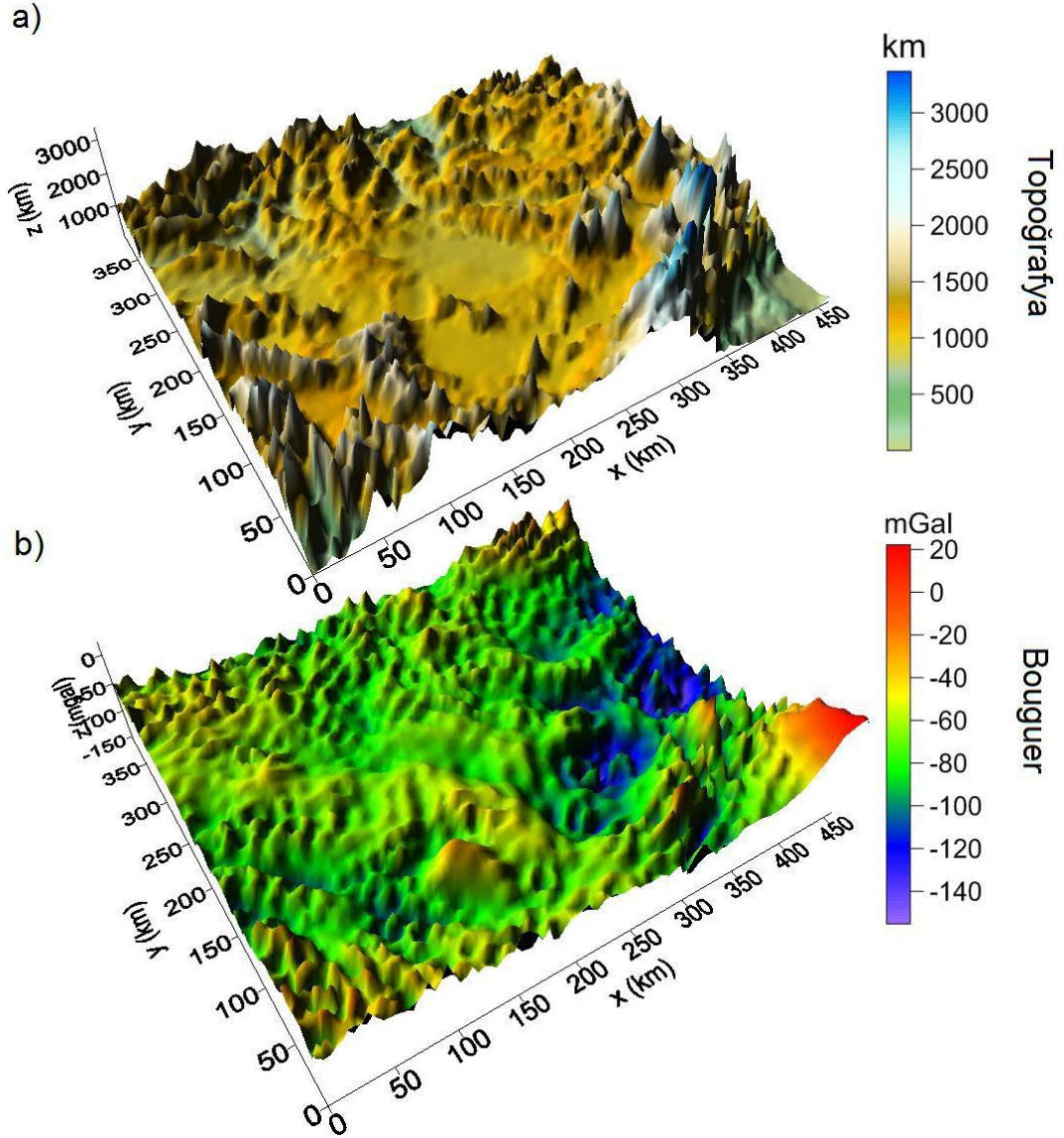
Şekil 2.3. Earth Gravity Model 2008 (EGM08) projesinin veri derleme kaynakları (Pavlis ve diğ., 2012)

Topoğrafya verilerinin küresel harmonik modeli olan DTM2006 sayısal yükseklik modeli EGM08 gravite verileri içerisindeki topoğrafya etkisini gidermek için kullanılmıştır (Pavlis ve diğ., 2007). Topoğrafya düzeltme hesaplamaları Forsberg (1984) tarafından önerilen bir ön işlem takip edilerek gerçekleştirilmiştir. Ayrıca karalarda plaka düzeltmesi için yoğunluk değeri  $2670 \text{ kg/m}^3$ , okyanuslarda ise  $1025 \text{ kg/m}^3$  olarak kullanılmıştır. EGM08 küresel gravite modelinden elde edilen Bouguer anomali haritası Şekil 2.4’de sunulmuştur.



Şekil 2.4. Küresel bir model olarak EGM08 Bouguer anomali haritası (Pavlis ve diğ., 2012)

Bu çalışmada Orta Anadolu Bölgesi'nin (Şekil 1.1) 40°30'00"-37°00'00" kuzey enlemleri ve 31°00'00"-36°00'00" doğu boylamları arasındaki alanını kapsayan bölgesinde EGM08 Bouguer anomalileri derlenmiştir (Şekil 2.5b). Topoğrafya verileri 30" aralıklı (yaklaşık 0,00833° veya 1 km) çözünürlüğü olan küresel sayısal yükseklik modelinden (GTOPO30) elde edilmiştir (USGS, 1998; Şekil 2.5a).



Şekil 2.5 a) GTOPO30 verilerinden derlenen çalışma alanına ait topoğrafya haritası b) EGM2008 Bouguer verilerinden derlenen çalışma alanına ait Bouguer anomali haritası

Daha önce bahsedildiği gibi topoğrafya aynı zamanda litosfere uygulanan düşey doğrultulu yüzey yüklerini 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. Kökler düşük yoğunluklu kabuğun daha yüksek yoğunluklu olan litosferik manto içine doğru gelişmesi nedeniyle negatif yoğunluk farkına sahiptir. Şekil 2.5a ve Şekil 2.5b'de görüldüğü gibi Bouguer anomalileri ile topoğrafya verileri arasında genel olarak ters ilişki (negatif korelasyon) gözlenmektedir. Bouguer anomali haritası yüksek dağ kesimlerinde güçlü negatif anomaliler ve alçak kesimlerde ise genel olarak pozitif anomalilerle temsil edilmektedir. Bununla birlikte çalışma alanının önemli bir kesimini içeren ve Orta Anadolu'nun plato olarak bilinen orta kesimlerinde zayıf negatif anomalilerinin gözlenmiştir. Güçlü negatif anomaliler çalışma alanının doğu kesiminde ve ağırlıklı olarak kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu olarak geniş bir alan kaplar. Bu alanlar kabuğun izostatik anlamda kalınlaştığına işaret eder. Bölgenin küçük bir alanı kapsayan güneydoğu ve kuzeybatı kesimlerinde ise pozitif anomaliler gözlenir. Bouguer anomalilerinin hızlı değişim gösterdiği geçiş zonlarına dikkat edildiğinde, bu zonlar aynı zamanda yüksekliklerinde hızlı değiştiği kesimlere karşılık gelmektedir. Bu türden geçişler gradyent zonları olarak aynı zamanda kabuk içi yoğunluk değişimlerine veya Moho derinliklerinde ani değişimlere karşılık gelebilir. Bu durumda derin ara yüzey sınırlarının modellenmesi önem kazanır.

### **2.3. EGM08 Bouguer Anomalilerinin İşlenmesi**

Bouguer anomalileri içinde sığ ve derin jeolojik yapıların etkilerinden kaynaklanan farklı dalga boyları bulunur. Bu etkiler esas olarak kısa, orta ve uzun dalga boyları olarak sınıflandırılabilir. Litosfer-Astenosfer sınırı (LAS), Moho ve Konrad gibi derin ara yüzey sınırları uzun dalga boylu anomalilere neden olurlar. Sığ derinlikli kaynaklar ve gürültüler kısa ve çok kısa dalga boylu veriler üretir. Dalga boylarının hangi derinlikteki kaynaklara karşılık geldiği, dalga sayısı ortamında Fourier dönüşümlerinden elde edilen genlik spektrumundan bulunabilir. Bu durumda veri içerisinde yer alan farklı dalga boylarının ortaya çıkarılabilmesi için süzgeçleme işleminin yapılması gerekir. Gravite anomalilerinin iki boyutlu Fourier dönüşüm işlemi, anomaliler içerisindeki farklı arayüzey sınırlarından kaynaklanan dalga boylarının bulunmasına olanak sağlar. Koordinatları  $x$  ve  $y$  olan uzunluk ortamında düzenlenen süzgeç fonksiyonu ile gravite anomalilerinin temsil eden  $\Delta g(x,y)$  fonksiyonunun özel çarpımından yeni bir fonksiyon elde edilir. Bu işlem doğrusal dizge modellemesi olarak konvolüsyonu tanımlar. Konvolüsyon sonucu elde edilen

yeni fonksiyon aynı zamanda gravite anomalilerinin süzgeçlenmiş çıktısına karşılık gelir. Süzgeçleme bu şekilde uzunluk ortamında yapılabildiği gibi dalga sayısı ortamında da yapılabilir. Dalga sayısı ortamında süzgeçleme işleminin diğerine göre avantajları vardır. Uzunluk ortamında konvolüsyon veya katlamalı çarpım şeklinde uygulanan işlem, dalga sayısı ortamında basit çarpma ile yapılabilir. Bulunan yeni fonksiyonun ters Fourier dönüşümünden süzgeçlenmiş verinin uzunluk ortamında görüntüsü elde edilebilir. Dalga sayısı ortamının diğer bir avantajı verinin dalga boyu içerikleri kolayca kestirilebilmesidir. Bu durumda hangi dalga boylarının geçirileceği ve hangilerinin süzüleceği kolayca belirlenebilir. İki boyutlu Fourier dönüşümü x ve y doğrultulu örnekleme aralıklarında ( $\Delta x$  ve  $\Delta y$ ) tanımlanan ve dalga sayıları  $k_x$  ve  $k_y$  olan sinüs ve kosinüs terimlerin toplamı olarak ifade edilir. Örneğin x doğrultusuna göre en büyük ve en küçük dalga sayıları sırasıyla Denklem (2.1) ve (2.2)'de belirtilmiştir.

$$k_{x_{\max}} = \frac{1}{2\Delta x} \quad (2.1)$$

ve

$$k_{x_{\min}} = \frac{1}{2(x_{\max} - x_{\min})} \quad (2.2)$$

Dalga boyu dalga sayısının tersi olduğundan ( $L_x = 1/k_x$ ) sıfır dalga sayısı sonsuz uzunluklu dalga boyuna ve buradan sabit seviyede veriye karşılık gelir. Fourier dönüşümünün simetrik, doğrusal, kayma ve türev özelliklerinden dolayı yaygın olarak kullanılmaktadır. Pirttijarvi (2009) dalga sayısı ortamında Fourier dönüşümünün uzunluk ortamına göre avantajları olduğunu göstermiştir. Blakely (1995) türevi alınabilen sürekli bir  $f(x)$  fonksiyonunun Fourier dönüşümünü ve ters Fourier dönüşümünü Denklem (2.3) ve (2.4)'te gösterildiği gibi tanımlamıştır.

$$F(k_x) = \int_{-\infty}^{\infty} e^{-ik_x x} f(x) dx \quad (2.3)$$

ve

$$f(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-ik_x x} F(k_x) dk_x \quad (2.4)$$

Buradan hareketle ayrık iki boyutlu veriler için eşitlikler Denklem (2.5) ve (2.6)'da verilmiştir.

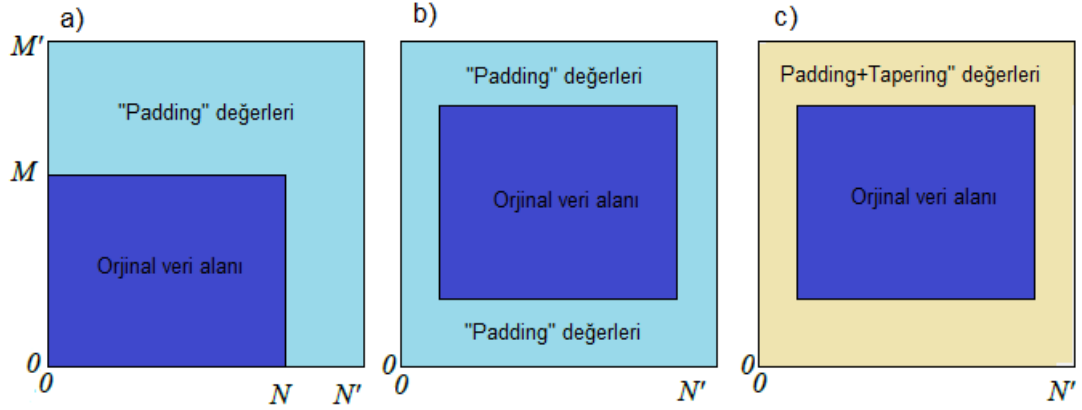
$$F_{nm} = \sum_{k=1}^N \sum_{l=1}^M e^{-2\pi i \left( \frac{nk}{N} + \frac{ml}{M} \right)} f_{kl} \quad (2.5)$$

ve

$$F_{kl} = \frac{1}{NM} \sum_{n=0}^{N-1} \sum_{m=1}^{M-1} e^{+2\pi i \left( \frac{nk}{N} + \frac{ml}{M} \right)} F_{nm} \quad (2.6)$$

Fourier dönüşümleri genlik ve faz spektrumları şeklinde tanımlanan karmaşık (kompleks) dönüşümlerdir. Claerbout (1976) iki boyutlu ayrık Fourier dönüşümlerinin hızlı Fourier dönüşümleri (FFT) kullanılarak hızlı ve etkin bir şekilde hesaplanabileceğini göstermiştir. FFT yönteminin uygulanabilmesi için çok sayıda veriye ve verinin 2' nin katları biçiminde olmasına gerek duyulur. Veri sayısının bu koşulu karşılamaması durumunda, "padding" işlemiyle ara değerler hesaplanarak veya sıfır atamalarıyla bu durum sağlanmaya çalışılır. Böylece  $N \times M$  adet veri, 64, 128, 256, 512 veya 1024 gibi 2' nin katlarına uygun olacak şekilde elde edilmiş olur. Gibbs etkisi olarak bilinen ve veri sınırlarında oluşabilecek olan hızlı ve olası istenmeyen değişimlerin etkilerini gidermek için "tapering" işlemi de uygulanabilir. Bununla birlikte veri sürekliliğinin sınırlarda da devamının sağlanması için önlem olarak "padding" işlemi yapılmış verilere yapay değerler eklenmesi önerilir (Pirttijarvi, 2009). Böylece ters Fourier dönüşümünden sonunda veri sürekliliğinin sağlanarak, daha sonra yapılacak olan hesaplamalarda (türevler, uzanımlar vs.) güvenilirlik artırılmış olacaktır. İki boyutlu olarak "Padding" işlemi üç farklı biçimde yapılır. Şekil 2.6a, Şekil 2.6b ve Şekil 2.6c'de sırasıyla normal "padding", kaydırılmış "padding" ve kaydırılmış "taper"li "padding" işlemlerinin şematik gösterimleri yer almaktadır. Veri sayısını 2 tabanlı olacak şekilde değiştirmek için bazı yöntemler vardır. Bunlardan en etkin olanı türeve dayalı kaydırılmış "padding" yöntemidir (Pirttijarvi, 2009). Yöntem veri ortalamasına göre "padding" değerlerinin hesaplanacağı bölgeye veriyi uzatmak için türevleri kullanır.





Şekil 2.6. İki boyutlu Fourier dönüşümünde padding ve tapering işlem alanlarının şematik gösterimi.  $N'$  ve  $M'$  bu işlemlerden sonra ortaya çıkan yeni veri boyutlarını temsil eder. a) Normal "padding" alanı. b) Kaydırılmış (shifted) "padding alanı. c) Kaydırılmış "padding+ tapering" alanı

Bu bölümden anlaşılacağı üzere ayrık Bouguer anomali verilerinin iki boyutlu FFT işlem adımları veri gridleme, "padding", "tapering", dalga sayılarının belirlenmesi ve genlik spektrumunun hesaplanmasıdır. Fourier dönüşümleri "karmaşık" özellikte olduğundan gerçel (Re) ve sanal (Im) bileşenleri cinsinden Denklem (2.7)'de tanımlanır:

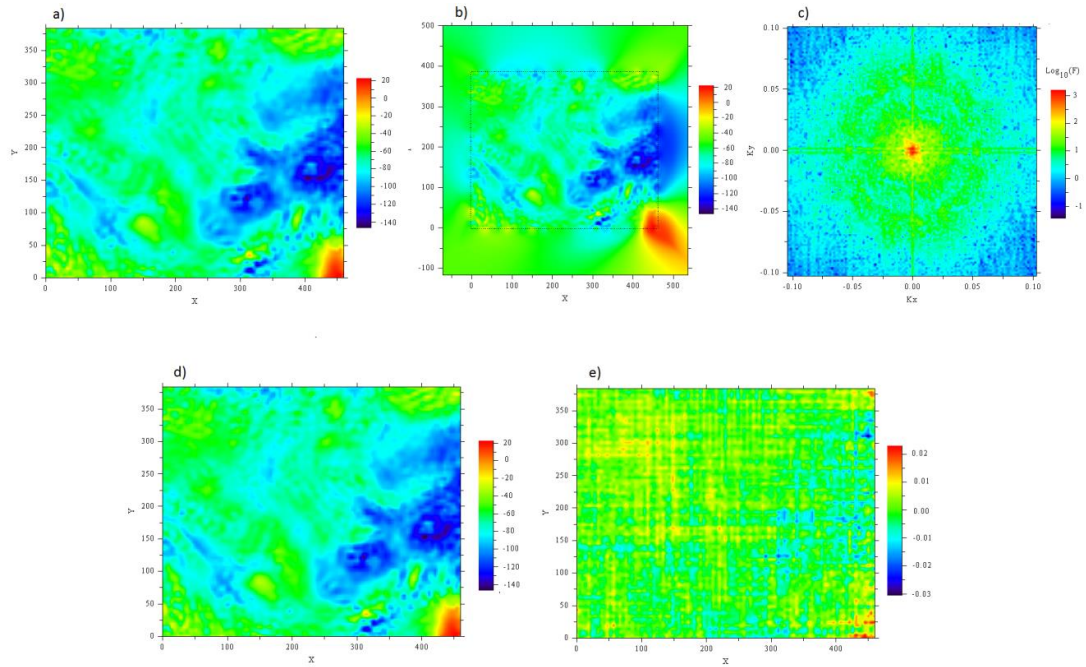
$$F = \text{Re}(F) + i \text{Im}(F) \quad (2.7)$$

Buradan genlik spektrumu basitçe Denklem (2.8)'de verilmiştir.

$$A = |F| = \sqrt{\text{Re}(F)^2 + \text{Im}(F)^2} \quad (2.8)$$

Genlik spektrumu grafiğinin başlangıcı  $k_x=0$  ve  $k_y=0$  orijin olacak şekilde merkezde yer alır. Merkezin solunda ve sağında kalan dalga sayıları sırasıyla negatif ve pozitif Nyquist dalga sayıları ile ilişkilidir. En küçük dalga sayısı, en büyük dalga boyuna veya en geniş veriye karşılık gelir ve grafiğin ortasındadır. En büyük dalga sayıları (en kısa dalga boyları) ise merkezden uzakta yer alır. FFT ile süzgeçleme uzunluk ortamındaki verinin dalga sayısı ortamındaki karşılığı bulduktan sonra dalga sayısı ortamında yapılır. Daha sonra ters Fourier dönüşümüyle veri uzunluk ortamına aktararak süzgeçlenmiş biçimi elde edilebilir. Şekil 2.7'de gravite anomalilerinin iki boyutlu Fourier dönüşümüyle anomali içinde dağılım gösteren farklı dalga boylarının belirlenmesi ve işlem doğruluğunun test edilmesine yönelik aşamalar görülmektedir. Şekil 2.7a'da çalışma alanından derlenen EGM08 Bouguer anomali haritası ve Şekil 2.7b'de ise hızlı Fourier dönüşümü için gerekli olan veri sayısını elde etmek için

belirlenen “padding” alanı gösterilmiştir. Şekil 2.7c’de “padding” işlemi yapılmış olan verinin hızlı Fourier dönüşümünden elde edilen veri içindeki dalga sayıları (veya tersi dalga boylarını) logaritmik olarak görüntülenmiştir. Herhangi bir süzgeçleme yapılmaksızın Fourier dönüşümü yapılmış verinin ters Fourier dönüşümü alındığında yeniden orijinal verinin elde edilmesi gerekir. Şekil 2.7d’de bu şekilde yeniden hesaplanan verinin Şekil 2.7a’daki veri ile oldukça uyumlu olduğu, bu iki veri arasındaki farkların sıfıra yakın olmasından açıkça görülmektedir. Bu karşılaştırma aynı zamanda “padding” işleminin başarısını ve orijinal veri içindeki dalga sayılarının ve dalga boylarının doğru bir şekilde ayrılabilmesini göstermektedir.



Şekil 2.7. a) EGM08 anomali haritası. b) Hızlı Fourier dönüşümü için "padding" işlemi ile 128×128 adet verinin elde edilmesi ve “padding” alanının belirlenmesi. c) İki boyutlu Fourier dönüşümünden anomali haritası içindeki dalga sayılarının belirlenmesi. d) Ters Fourier dönüşümünden verinin uzunluk ortamında yeniden elde edilmesi. e) Orijinal veri ve yeniden elde edilen veri arasındaki farklar

### 2.3.1. Derin sınırların ortalama derinlikleri

Jeofizikte potansiyel alan anomalilerinin Fourier dönüşümlerinden hesaplanan genlik spektrumları derin arayüzey sınırlarının ortalama derinlikleri ile ilgili bilgiler sunar (Bhattacharya, 1967; Spector ve Grant, 1970).  $F(x)$  yeryüzü düzleminde ölçülen potansiyel alan verisi olmak üzere genlik spektrumu Denklem (2.9)’da verilir.

$$A(w) = \sum_0^{n-1} F(x)e^{-iwx} \quad (2.9)$$

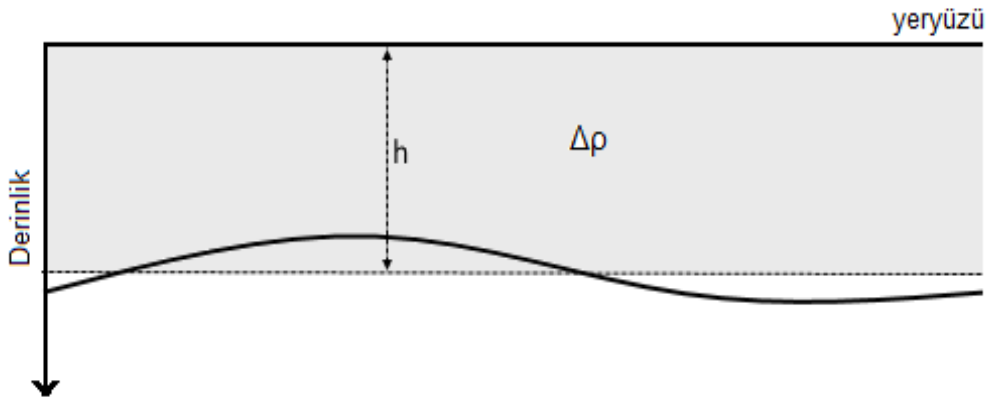
Burada  $w=2\pi k$  olarak açısız dalga sayısı ve  $k$  ise dalga uzunluğunun ( $\lambda$ ) tersi ( $k=1/\lambda$ ) olarak tanımlanır. Ondülasyonlu ara yüzey sınırı ortalama  $h$  derinliği için plakaya benzetileceğinden (Şekil 2.8), Karner ve Watts (1983) böyle bir plakanın gravite etkisinin (Bouguer plaka etkisi) Fourier spektrumu Denklem (2.10)'da belirtmiştir.

$$B(k)=2\pi G\Delta\rho e^{-2\pi kh}F(k) \quad (2.10)$$

Burada  $\Delta\rho$  plakayı sınırlayan iki tabaka arasındaki yoğunluk farkı,  $G$  evrensel gravite sabiti ve  $F(k)$  ölçülen verinin Fourier spektrumudur. Denklem (2.10)'de yer alan bağıntıdan genlik spektrumunun karakteristik değişimini etkileyen tek faktörün eksponansiyel terim olduğu açıktır. Her iki tarafının doğal logaritması alındığında basitçe Denklem (2.11) elde edilir.

$$\ln B(k)=\ln A(k)\pm 2\pi kh \quad (2.11)$$

Bu eşitlik bir doğru denklemini temsil eder. Buna göre logaritmik genlik spektrumunun dalga sayısına göre grafiklenmesi durumunda doğrusal bir ilişki bulunacağı açıktır. Doğrunun eğimini etkileyen parametre ise ara yüzey sınırının  $h$  ortalama derinliğidir. Bu özellik spektrumun eğiminden derin sınırların ortalama derinliklerinin bulunabileceğini gösterir.

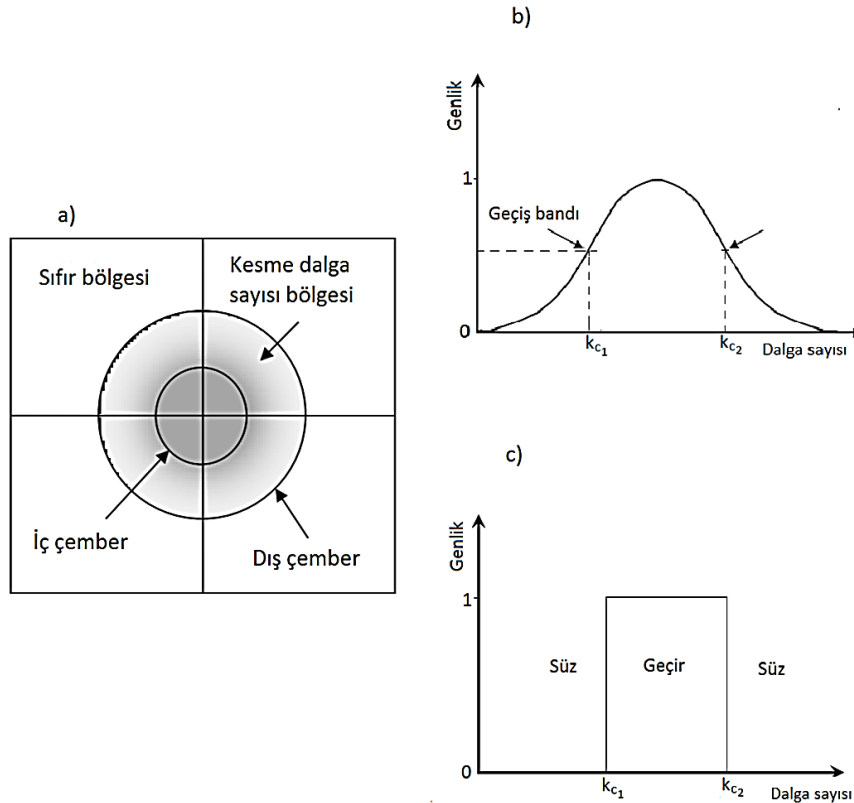


Şekil 2.8. Ara yüzey sınırı ondülasyonlu olan ortamın ortalama derinliği ( $h$ ) ve plaka bölgesinin (koyu bölge) tanımlanması (Oruç, 2013)



### 2.3.2. Süzgeçleme

Dalga sayısı ortamında süzgeçleme işleminde spektrumunun bazı parçaları sıfır (null) olmaktadır. Bununla birlikte bu özellik ters Fourier işleminde bazı salınımlara neden olabilir. Bu durum “Gibbs olayı” olarak bilinir. Bu durumda dikdörtgen veya kutu biçimli süzgeç fonksiyonları kullanmak yerine, pratikte gauss eğrisine benzeyen çan şekilli süzgeç tepki fonksiyonuna ait dalga sayısı düzeninin kullanılması yuvarlatılmış verinin elde edilmesi bakımından faydalı olacaktır. Örneğin alçak geçişli veya band geçişli bir süzgecin tepki fonksiyonu belli dalga sayıları düzeninde iç ve dış çemberler sunar. İç içe çemberler arasında kalan bölge, istenilen dalga sayılarını veya verinin dalga boylarını ortaya çıkarır. Şekil 2.9a’daki örnekte iki boyutlu Fourier dönüşümünden elde edilen süzgeç çemberleri ve kesme dalga sayısı bölgesi görülmektedir. Şekil 2.9b’de yarı çemberlere göre çizilen ve uygulamada karşılaşılan tepki fonksiyonu ve Şekil 2.9c’de tepki fonksiyonunun ideal görünümü yer almaktadır.



Şekil 2.9. a) İki boyutlu Fourier dönüşümünden elde edilen dalga sayısı ortamı ve kesme dalga sayıları bölgesinin belirlenmesi. b) Band geçişli süzgecin tepki fonksiyonunun uygulamada çan eğrisi şekli ve kesme dalga sayıları ( $k_{c1}$ ,  $k_{c2}$ ). c) İdeal dikdörtgen biçimli tepki fonksiyonu ve kesme dalga sayıları (Oruç, 2013)

### 2.3.3. Bouguer anomalilerinden Moho ve LAS derinliklerinin modellenmesi

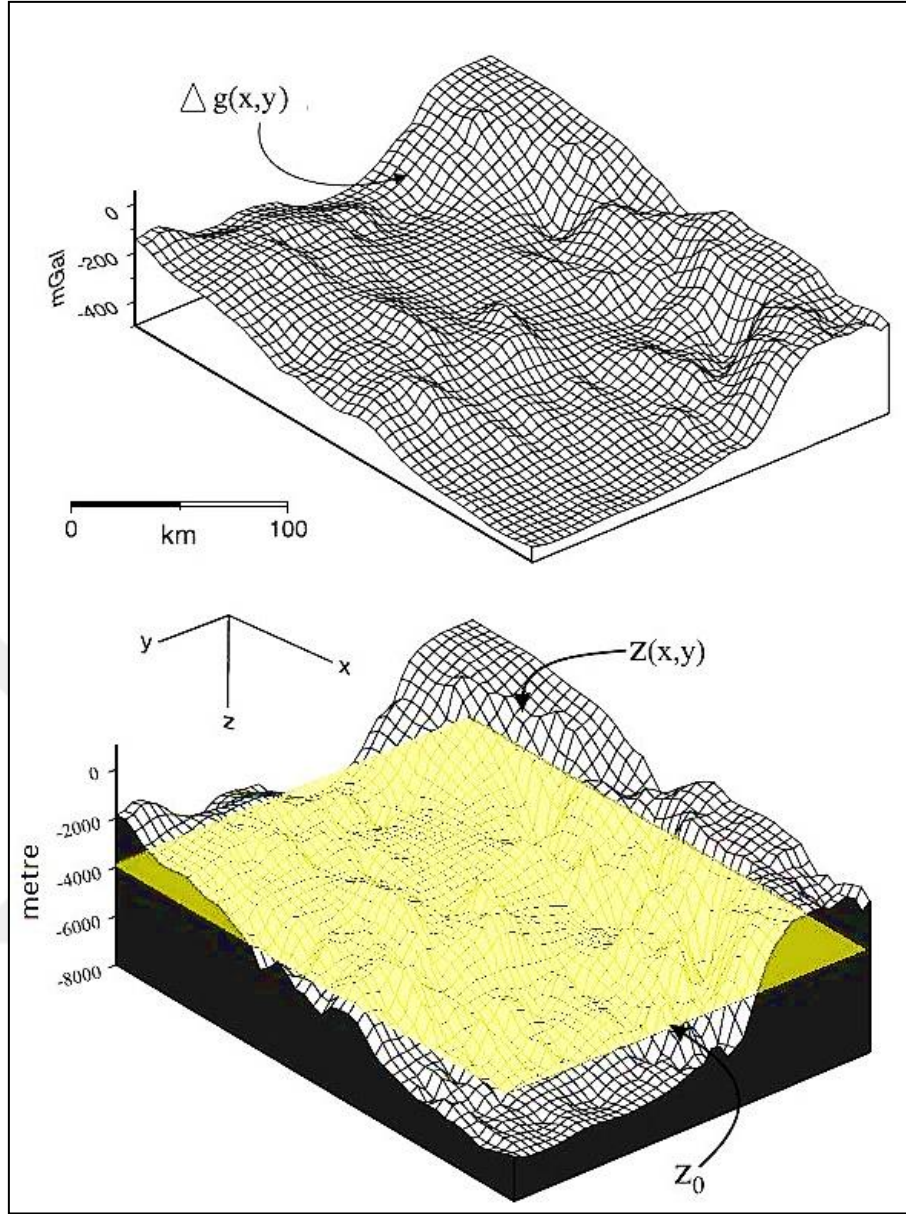
Sönmez (2015) Doğu Marmara bölgesi litosferinin ve Moho yapısının 3-boyutlu modelini Parker-Oldenburg ters çözüm algoritmasını kullanarak elde etmiştir. Bu yöntem Bouguer gravite anomalisinin Fourier dönüşümü ile derin ara yüzey sınırının Fourier dönüşümünün toplamıdır. Bahsi edilen arayüzey sınırının ortalama derinliği ve yoğunluk bilgisi kullanılarak 3 boyutlu derinlik modeli Parker-Oldenburg ters çözüm algoritması ile yinelemeli olarak. Parker (1973) tarafından arayüzey sınırın gravite anomalisi Denklem (2.12)'de verilmiştir.

$$\Delta g(x,y)=F^{-1} \left\{ -2\pi G\Delta\rho e^{-z_0\sqrt{(k_x^2+k_y^2)}} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x,y)] \right\} \quad (2.12)$$

$\Delta g(x,y)$ , gravite anomalileri,  $z_0$  sınırın ortalama derinliği,  $n$  ondülasyon derecesi,  $G$  evrensel gravite sabiti,  $h(x,y)$  sınır derinlikleri,  $k_x$  ve  $k_y$  sırasıyla  $x$  ve  $y$  doğrultulu dalga sayıları,  $\Delta\rho$  yoğunluk farkı, ve  $F^{-1}$  ters Fourier dönüşümdür. Gravite anomalilerinden hareketle sınır ondülasyonunun ters çözümü için Oldenburg (1974) tarafından Denklem (2.13)'de verilmiştir.

$$h(x,y)=F^{-1} \left\{ \frac{F[\Delta g(x,y)]e^{-z_0\sqrt{(k_x^2+k_y^2)}}}{2\pi G\Delta\rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x,y)] \right\} \quad (2.13)$$

Buradan hareketle arayüzey sınır ondülasyonları  $h(x,y)$ , bir gravite ters çözüm problemi olarak  $g(x,y)$ 'ler kullanılarak kestirilebilirler. Ters çözümü başlatabilmek için Denklem (2.12)'de bulunan  $h(x,y)=0$  olduğu varsayılır ve Denklem (2.13) kullanılarak yeni derinlikler kestirilir. Yinelemeler sonucunda ard arda hesaplanan iki  $h(x,y)$  değerleri arasındaki RMS değeri en küçük olduğu zaman yinelemeler durdurulur ve bu modelden yeni gravite anomalileri hesaplanır. Gomez-Ortiz ve Agarval (2005) yüksek dalga sayılarını süzgeçleyen bir band geçişli süzgeci bu yönteme eklemiştir çünkü yüksek dalga sayıları kullanıldığında yöntem duraysız çözümler üretmiştir. Gelişi güzel şekilli ara yüzey sınır kestirimine yönelik basitleştirilmiş model Şekil 2.10'da gösterilmiştir.



Şekil 2.10. Parker-Oldenburg algoritması kullanılarak 3-boyutlu arayüzey sınır modellemesi (Blakely, 1995)

## 2.4. Litosferin Bölgesel Bükülme Modeli ve İzostatik Denge Dereceleri

### 2.4.1 İzostatik Moho kestirimi

Jeofizik literatürlerde izostatik Moho'nun kestiriminde çeşitli yöntemler bulunmaktadır (Bott, 1971; Watts 2001, Wang ve diğ., 2003). Dağ köklerinin ve buna bağlı olarak kabuk kalınlıklarının hesaplanmasına dayalı yöntemler Airy ve Vening-Meinesz izostazi modelleridir. Airy modelinde litosferin elastik özellikleri ihmal edildiğinden yerel kökler hesaplanır. Vening Meinesz modelinde ise litosfer

üzerine etki eden yüklere karşı litosferin elastik özellikleri de dikkate alındığından izostatik dengeleme dinamikleri geniş yatay ölçeklerde bölgesel olarak gelişir. Denklem (2.14)'de verilen L gibi düşey bir yüke karşılık w bükülmesi,

$$D\nabla^2 w=L \quad (2.14)$$

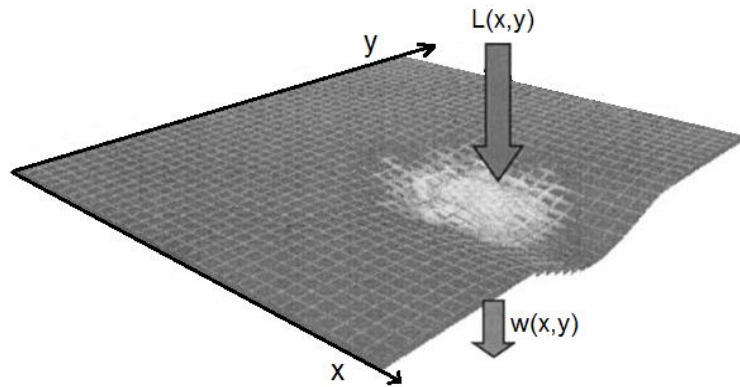
bu denklemin çözülmesini gerektirir (Courant ve Hilbert, 1953).  $\nabla$  Laplace operatörüdür. D parametresi bükülme rijitliği olarak bilinen bir parametredir. Bu parametre ortamın efektif elastik kalınlığına (Te), poisson oranına (v) ve elastisite (young) modulüne (E) bağlı olarak,

$$D=\frac{E \times T_e^3}{12(1-\nu^2)} \quad (2.15)$$

Denklem (2.15) eşitliğinden hesaplanır. Litosferik mantoda oluşan kaldırma kuvvetinin katkısı dikkate alındığında iki boyutlu ortam için (Şekil 2.14), (2.15) eşitliği açıkça

$$D\nabla^4 w(x,y)+g(\rho_m-\rho_c)w(x,y)=L(x,y) \quad (2.16)$$

olarak yazılır (Nadai, 1963). Bu eşitlik aynı zamanda izostazik dengeleme bakımından basitçe "bükülme tepkisi ve kaldırma kuvveti toplamının yüke eşit olması" olarak ifade edilebilir. Sıradağlar gibi doğrusal topografik yapılar veya deniz tabanı yükselimlerinden kaynaklanan yükler litosfer bükülme geometrisine dik doğrultuda gelişir. Bu durumda problem ince levhanın iki boyutlu elastik bükülme modeline indirgenir (Şekil 2.11).



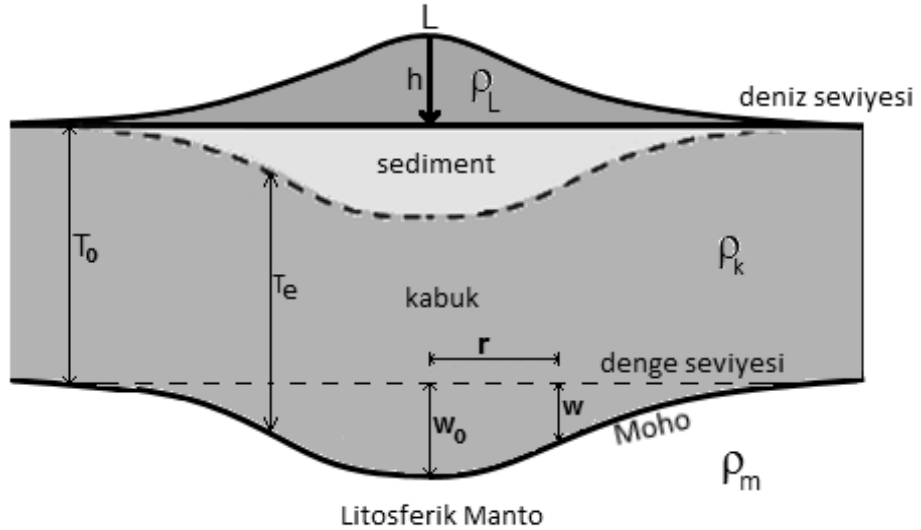
Şekil 2.11. Birim alana uygulanan yüke karşı ince elastik levhanın basitçe bükülme tepkisi (Li ve diğ., 2004'den değiştirilerek)

Yük  $y$  doğrultusunda bir doğrusal yapı ile temsil ediliyorsa bu doğrultu boyunca  $w$  bükülmesi gerçekleşmez ve bu durumda Denklem (2.16), Denklem (2.17) eşitliğine indirgenir (Jeffreys, 1976).

$$D \frac{\partial^4 w(x)}{\partial x^4} + g(\rho_m - \rho_c)w(x) = L(x) \quad (2.17)$$

Dağ yüksekliklerini de temsil eden düşey yükler altında litosferin elastik yapısına bağlı olarak gelişen bükülme, kabuk denge kolonunun altında oluşur. Bununla birlikte yükün hemen altında kabuğun en üst sınırında da bükülme olmakta; ancak bu tip yapısal çökme ortamı jeolojik zamanlar boyunca sedimentlerle birikerek kütleli bir ortama dönüşmektedir (Şekil 2.12). Şekil 2.12’de gösterilen Vening-Meinesz bölgesel bükülme modelinde sedimanter baseni temsil eden kütleli ortam  $L$  yüküne eklenen yeni bir yük olarak ortaya çıkar. Bu yük  $g\rho_k w$  olarak birim alan başına düşen kuvvete karşılık gelir. Buradan Denklem (2.17), Denklem (2.18)’e indirgenir (Abd-Elmotaal, 1993).

$$D \frac{\partial^4 w}{\partial x^4} = L(x) + g\rho_k w - g\rho_m w = L(x) - g(\rho_m - \rho_k)w \quad (2.18)$$



Şekil 2.12. Düşey yük ( $L$ ) altında sedimanter basen veya temel kaya sınırı (kesikli çizgi) ve litosfer bükülmesinin gelişmesi.  $T_e$  efektif elastik kalınlık,  $T_0$  denge kolonu,  $w_0$  maksimum bükülme,  $w$  bükülme,  $\rho_k$  kabuk yoğunluğu ve  $\rho_m$  manto yoğunluğudur.  $h$  ve  $\rho_L$  sırasıyla dağ yüksekliği ve yoğunluğunu temsil eder (Abd-Elmotaal, 1993'den değiştirilerek alınmıştır)

En yüksek kolonun altında doğal olarak maksimum bükülme gelişir. Yük birim kütle olarak kabul edilirse (delta fonksiyon yükü), bu nokta dışında yük sıfıra yakın olacağından Denklem (2.19) eşitliği yazılır.

$$D \frac{\partial^4 w}{\partial x^4} = -g(\rho_m - \rho_k)w \quad (2.19)$$

Buradan basit cebirsel işlemle Denklem (2.20) elde edilir (Marcus, 1978; Abd-Elmotaal, 1993).

$$\frac{\partial^4 w}{\partial x^4} + I^{-4}w = 0 \quad (2.20)$$

Burada  $I$  parametresi "bölgellik derecesi" olarak tanımlanır çünkü bu parametrenin hesaplanmasında kullanılan  $D$ , elastisite modülü,  $T_e$  ve poisson oranına bağlıdır (Meinesz, 1940; Jeffreys, 1976; Banks ve Swain., 1977; Abd-Elmotaal, 1993):

$$I = \sqrt[4]{\frac{D}{g(\rho_m - \rho_k)}} \quad (2.21)$$

Meinesz (1940) ve Moritz (1990) bu parametre için aralığı 10-60 olarak vermiştir. Fakat bu parametrenin gerçek anlamda kestirimi oldukça zordur çünkü litosfer katmanının heterojen bir yapıya sahiptir. Moritz (1990) bölgellik derecesi için küçük değerlerin kullanılmasını halinde Moho sınırının derin olmayan bölgelerinde daha duraylı çözümler elde edilebileceğinden bahsetmiştir.

#### 2.4.2. Bölgesel izostazi modeline göre litosfer bükülmeleri

Yükün noktasal olması durumu kabulü altında Denklem (2.19)'un tam çözümü ilk defa Hertz (1895) tarafından tartışılmıştır. Markus (1978), Grüniger (1990) ve Abd-Elmotaal (1993) bükülme bağıntısının analitik çözümünü Bessel-Kelvin fonksiyonları Denklem (2.20)'de verilmiştir.

$$w\left(\frac{r}{l}\right) = \frac{LI^2}{2\pi D} \text{kei}\left(\frac{r}{l}\right) \quad (2.20)$$

Burada kei sıfırncı dereceden Kelvin-Bessel fonksiyonudur.  $r$  uzaklığı  $r=x$  olarak profil boyunca bükülmelerin yatay uzaklıklarına karşılık gelir. İki boyutlu ortamda ise bu uzaklık  $r=\sqrt{x^2 + y^2}$  olacaktır (Lambeck ve Nakiboglu, 1981).

Vening-Meinesz (1940) bölgesellik derecesi ve maksimum bükülmeye bağlı olarak Denklem (2.20)'nin yaklaşık çözümünü geliştirmiştir. Maksimum bükülme, orjindeki ( $r=0$ ) yükün altında denge seviyesinden Moho derinliğine kadar olan düşey uzaklık Denklem (2.21)'de tanımlanır.

$$w_0 = \frac{1}{8(\rho_m - \rho_k)l^2} \quad (2.21)$$

Yaklaşık çözüm aşağıdaki Denklem (2.22) ve Denklem (2.23)'de yer alan polinom eşitlikleri ile verilir (Meinesz, 1940):

$$\frac{w_1}{w_0} = c_1 \left(\frac{r}{l}\right)^6 + c_2 \left(\frac{r}{l}\right)^4 + c_3 \left(\frac{r}{l}\right)^2 + c_4, \quad 0 < \frac{r}{l} < 2 \quad (2.22)$$

$$\frac{w_2}{w_0} = c_5 \left(\frac{r}{l}\right)^4 + c_6 \left(\frac{r}{l}\right)^2 + c_7, \quad 0 < \frac{r}{l} < r_{\text{mak}} \quad (2.23)$$

Burada  $r_{\text{mak}}$  denge seviyesinde eğriliğin yarı çapı veya tek bir yük için maksimum denge uzaklığı olarak Denklem (2.24)'de verilir (Meinesz, 1940).

$$r_{\text{mak}} = 2,9051 \quad (2.24)$$

Denklem (2.22) ve (2.23) eşitliklerinden bükülme basitçe Denklem (2.25)'de verilmiştir.

$$w = w_1 + w_2 \quad (2.25)$$

Polinom katsayıları  $c_1, c_2, c_3, c_4, c_5, c_6$  ve  $c_7$  Meinesz (1940) ve Abd-El Motaal (1991) tarafından Tablo 2.1'de verilmiştir.

Tablo 2.1. Bükülme polinom bağıntılarının hesaplanmasında kullanılan katsayılar

Katsayılar	Meinesz (1940) ( $r_{\text{mak}}=2,905l$ )	Abd-Elmotaal (1991) ( $r_{\text{mak}}=2,914l$ )
$c_1$	-0,00913	-0,00925
$c_2$	0,09906	0,09922
$c_3$	-0,35434	-0,34969
$c_4$	0,41660	0,40336
$c_5$	0,00275	0,00320
$c_6$	-0,09234	-0,09748
$c_7$	0,58340	0,59664

Vening-Meinesz modeline göre topoğrafya kütlelerine göre denge derinlikleri veya bölgesel kökleri belirlemek için öncelikle tek bir topoğrafya kolonundan kaynaklanan bükülme bulunmalıdır. Buna göre yoğunluğu  $\rho_k$  olan  $h$  yüksekliğinde ve dik kesit alanı  $ds$  olan bir topoğrafya kolonunun kütlesi Denklem (2.26)'da verilmiştir.

$$m_L = \rho_k h ds \quad (2.26)$$

Buna göre tek bir topoğrafya kolonundan kaynaklanan bükülme Denklem (2.27)'de verilir (Meinesz, 1940).

$$w_{ml} = w \rho_k h ds \quad (2.27)$$

$x$ - $y$  düzleminde tüm topoğrafya kütlelerinden kaynaklanan toplam bükülmeler ise Denklem (2.28)'de verilir (Abd-Elmotaal, 1995).

$$w(x,y) = \iint_s \rho_k h(x',y') w(r) ds \quad (2.28)$$

Burada  $ds$  Kartezyen koordinat sisteminde  $ds = dx dy$  olarak ifade edilir. Buradan deniz seviyesine göre Moho derinlikleri denge kolonunun kalınlığı ( $T_0$ ) ile bu kolonun altında tanımlanan bükülmelerin ( $w$ ) toplamı olacağından basitçe Denklem (2.29) ile verilir.

$$h_M(x,y) = T_0 + w(x,y) \quad (2.29)$$



İzostatik Moho derinliklerinin hesaplanmasında kullanılan parametreler Tablo 2.2'de verilmiştir.

Tablo 2.2. İzostatik Moho derinliklerinin hesaplanmasında kullanılan parametreler (Denge kolonu kalınlığı ve bölgesellik derecesi Moritz (1990)'dan alınmıştır. Diğer parametreler küresel ölçekte kullanılan değerlerdir)

Parametre	Değer
Yerçekimi ivmesi ( $g$ )	9,81 m/sn <sup>2</sup>
Kabuk yoğunluğu ( $\rho_k$ )	2,67 g/cm <sup>3</sup>
Litosferik manto yoğunluğu ( $\rho_m$ )	3,3 g/cm <sup>3</sup>
Denge kolon kalınlığı ( $T_0$ )	35 km
Bölgesellik derecesi ( $l$ )	10 km

### 2.4.3. Kabuk denge oranları ve denge analizleri

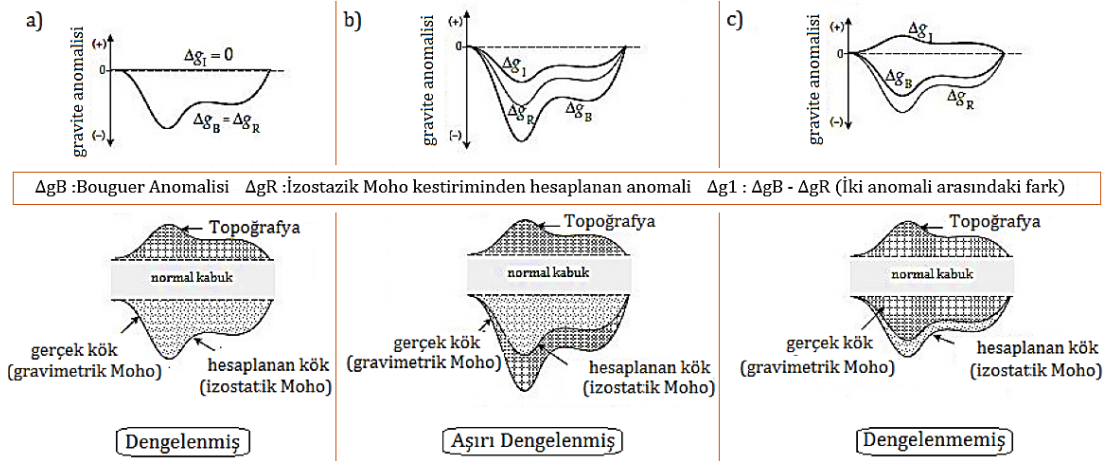
Bott (1971) gravimetrik ve izostatik Moho arasındaki farkların yüzde oranlarını kullanarak, bölgesel kabuk denge analizleri hakkında bilgiler elde edilebileceğini belirtmiştir. Bu sonuçlardan hareketle kabuğun dengelendiği ve dengesinin bozulduğu bölgelerin yorumlanması sonucu çalışılan bölgenin aktif ve pasif sismik bölgeleri hakkında bilgiler sunması beklenebilir. İzostatik denge oranları bölgenin depremselliği hakkında önemli bilgiler sunabilir. Özellikle sismik olarak aktif ve pasif olan bölgelerin izostatik açıdan incelenmesi ve bu türden aktivitelerle izostatik denge oranlarının karşılaştırılması çalışılan bölgenin depremselliğinin anlaşılmasında önemlidir (Sönmez, 2015). Bunun nedeni yerkabuğunun dengesizliği ile sismik aktivite artışı arasında ve denge durumu ile sismik aktivite azalması arasında ilişki olmasıdır (Watts, 2001; Deng ve diğ., 2014; Sönmez, 2015; Sönmez ve Oruç 2017).

İzostatik denge analizlerinin yapılabilmesi için, yerkabuğunun içerisinde yer alan bozucu kütlelerin etkilerinin yanı sıra kök etkilerini de yansıtan Gözlenen Bouguer anomalilerinden “gravimetrik Moho” derinlikleri, bu bölümde gerçek kök anomalileri olarak, topoğrafya yüklerine karşı Vening-Meinezs bükülme modeli ile hesaplanan Moho derinlikleri “izostatik Moho” ise hesaplanan kök anomalileri olarak ele alınacaktır. İdeal olarak homojen bir ortamda izostatik Moho'dan hesaplanan Bouguer

anomalisi ( $\Delta g_B$ ) ile gravimetrik Moho'dan hesaplanan anomali ( $\Delta g_R$ ) birbirine eşit olacaktır (Şekil 2.13). Buna göre kabuk denge analizlerinin yapılabilmesi için izostatik Moho ve gravimetrik Moho arasındaki farkların hesaplanması gerekir. İzostatik Moho'ya göre bu farkların yüzde oranları hesaplandığında aynı zamanda denge yüzdeleri de hesaplanmış olacaktır. Buna göre yüzde olarak denge oranları için basitçe Denklem (2.30)'da verilir.

$$\text{Yüzde Denge Oran} = 100 - \left( \frac{\text{İzostatik Moho} - \text{Gravimetrik Moho}}{\text{İzostatik Moho}} \right) \times 100 \quad (2.30)$$

Bu eşitlikten de anlaşılacağı gibi gravimetrik Moho derinliklerinin izostatik Moho derinliklerinden büyük olması durumunda kabukta aşırı dengelenme ( $>100\%$ ), küçük olması durumunda az dengelenme ( $<100\%$ ) ve eşit olması durumunda ise izostatik denge durumu ( $100\%$ ) oluşmaktadır (Deng ve diğ., 2014).



Şekil 2.13. Basitleştirilmiş kabuk modeli üzerinde izostatik kök analizleri (Lowrie, 2007'den değiştirilerek). a) Dengelenmiş kabuk modeli. b) Aşırı dengelenmiş kabuk modeli c) Az dengelenmiş kabuk modeli

## 2.5. Litosfer Dayanımı ve Efektif Elastik Kalınlığının Haritalanması

### 2.5.1. Gerilme dayanımı ve Reoloji

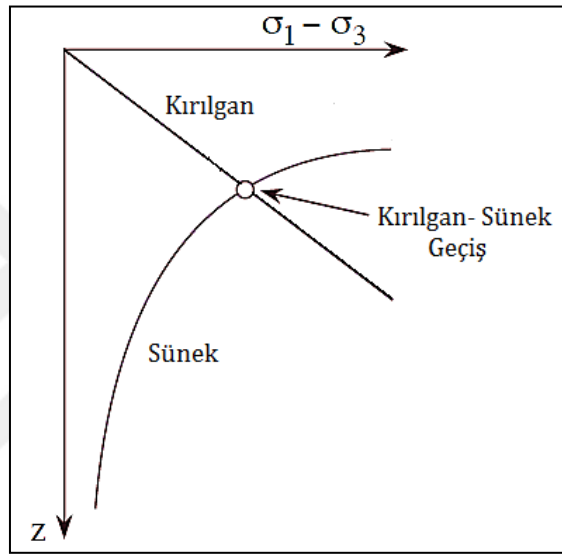
Reoloji genel anlamıyla cisimlerin gerilme altında deformasyonunu inceleyen bilim dalıdır. Jeofizikte gerilme dayanımı zarfı veya reoloji profili kavramı ilk defa Goetze ve Evans (1979) tarafından ileri sürülmüştür. Kaya mekaniğine ait deneyler litosferin reolojik davranışlarına yönelik önemli bilgiler sunmuştur. Buradan herhangi bir kayacın deformasyon özellikleri kırılma ve sünek deformasyonu bakımından

belirlenebilir. Litosfer üzerinde etkili olan yanal ve düşey yüklere karşı dayanım özellikleri Burov ve Diament (1995) tarafından ayrıntılı bir şekilde açıklanmıştır. Bu özellikler yaygın olarak temel eksenler doğrultusunda ortaya çıkan gerilimlere göre modellenmektedir. Göetze ve Evans (1979) ve Kirby ve Kronenberg (1987) tarafından yapılan laboratuvar çalışmalarında litosferin kırılğan-elastik-sünek reolojisi üzerinde çalışmalar yürütülmüştür. Kabuk ve litosferik mantonun yüklere ve tektonik kuvvetlere karşı dayanım tepkileri veya reolojileri birbirinden farklıdır. Sıcaklık ve bileşim litosfer dayanımını etkileyen en önemli faktörlerdir. Kabukta sıcaklık ve basınç daha düşük olduğundan deformasyon kırılma şeklinde gelişirken, litosferik mantoda ağırlıklı olarak sünek deformasyon meydana gelir. Üst kabukta derinlikle gerilme farkının ilişkisi doğrusaldır. Doğrusal ilişkinin nedeni makaslama ve düşey gerilmelere karşı bir süre elastik özellikleriyle karşı koyan malzemelerin bir süre sonra kırılarak tepki vermesidir. Bu özellik aynı zamanda Von Mises Kriteri olarak bilinir.

Buna göre kıtasal litosferin dayanımı uzun periyotlu (>1 milyon yıl) yükler altında reolojik davranışı ile ortaya çıkar. Efektif elastik kalınlık kestirimlerinden, deprem verilerinden, kabuk bileşimi, jeotermal gradient ve derin arayüzey sınır modellerinden hareketle günümüzde kıtasal litosfer için iki önemli reoloji modeli önerilmiştir. Bunlardan biri "JellySandwich" (Burov ve Diament, 1995) ve diğeri ise "CremeBrulee" (Maggi ve diğ., 2000; Jackson, 2002) dir. Jelly Sandwich ve Creme Brulee modellerinin kaynağı, litosfer dayanımı ile ilgili olan deformasyon eğrileriyle açıklanabilir (Sönmez, 2015). Yerküre içerisinde belirli derinliklerde kırılma deformasyon eğrisi sünek mekanizmanın geçerli olduğu ortamda sünek deformasyon eğrisi ile kesişir ve bun nokta kırılğan-sünek geçiş noktasını işaret eder (Sönmez, 2015) (Şekil 2.14).

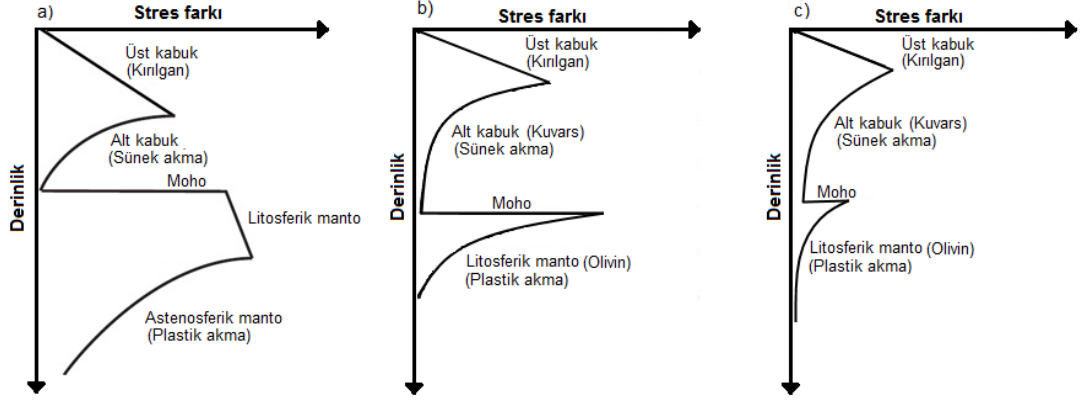
Üst kabuğun kırılğanlığını temsil eden özellik basit bir doğrusal ilişki ile tanımlanır. Bu durumda  $g$  yerçekimi ivmesi,  $\rho$  yoğunluk olmak üzere  $z$  derinliğinin fonksiyonu olmak üzere yük, basınç veya litostatik gerilme için  $P(z)=S_v=g\rho z$  eşitliğinden kabuğun sığ derinliklerinde gerilme-derinlik ilişkisi doğrusaldır. Bununla birlikte kabuğun derin kısımlarında termal aktivitenin daha yüksek olması ve boşluk hacminde meydana gelen basınç artışlarıyla birlikte doğrusal ilişki kaybolur. Bu durumda eksponansiyel olarak değişen ve sünek davranışı temsil eden akma gerilmesi ortaya çıkar. Bu bölge aynı zamanda kabuğun kırılğan bölgesidir. Elastik deformasyonun sonra erdiği ve

plastik deformasyonun süreklilik kazandığı bölge litosferin sünek davranışını temsil eden bölgedir. Kırılğan-sünek geçiş noktası litosferin kırılğan özelliğinin sünek davranışa dönüştüğü noktaya karşılık gelir (Şekil 2.14). Kırılğan-sünek geçişlerini esas olarak sıcaklıkla ve kristal-plastik dönüşümle deforme olan malzemelerin dayanımını kontrol eden strain oranıyla belirlenmektedir. Bu geçiş noktası aynı zamanda kıtasal kabuktaki sismojenik zonun alt sınırına karşılık gelir. Bu noktadan sonra kırılmadan ziyade gerilme farkı daha az olmakta ve ortam akma (flow) özelliğine sahip olmaktadır.



Şekil 2.14. Derinliğe göre litosferde deformasyonunun gerilme artışı ile ilişkisi. Litosferin elastik deformasyonu gerilme farkı arttıkça doğrusal bir özellik gösterir. Derinlik arttıkça basıncın etkisiyle gerilmede artış gösterir (Ranalli, 1996)

Şekil 2.15a'da Jelly Sandwich, Şekil 2.15b ve Şekil 2.15c'de ise Creme Brulee modelleri için örnek deformasyon eğrileri çizilmiştir. Jelly Sandwich modelinde üst kabuk kırılğandır. Alt kabuk ise yüksek sıcaklığın etkisi ile yaklaşık 30-35 km'ye kadar (Moho sınırına yakın) plastik akış veya sünek özellik gösterir. Litosferik mantoda dayanım ve kırılğanlık tekrar artar ve yaklaşık 40-50 km'de yeniden sünek zona geçiş olur. Bu durumda model sünek alt kabuğun, kırılğan ve elastik üst kabuk ve kırılğan ve elastik litosferik manto arasında ve sanki bir "sandviç" benzediğini ileri sürer. Creme Brulee modelinde ise üst kabuk rijit ve kırılğan alt kabuk ve litosferik manto ise sünek davranış gösterir. Diğer bir deyişle litosfer üzerindeki yük ağırlıklı olarak üst kabuk tarafından karşılanmaktadır (Sönmez, 2015).



Şekil 2.15. Durağan durum strain oranı ( $\epsilon$ ) ve sıcaklıkların yüksek ve düşük olmalarına göre reoloji modelinin değişimi. Litosfer ve litosfer altı ortamların dayanımı derinliğe karşı gerilme altında gelişen alan ile temsil edilebilir. a) Strain oranının yüksek ve litosfer sıcaklığının düşük olması durumunda elde edilen Jelly sandwich reoloji modeli. Bu modelde ısı akısının düşük ( $\sim 40 \text{ mW/m}^2$ ) ve Moho sınırında sıcaklık yaklaşık  $350 \text{ }^\circ\text{C}$  dir. b) Strain oranının düşük ve litosfer sıcaklığının yüksek olması durumunda elde edilen Creme Brulee reoloji modeli. c) Strain oranının çok düşük ve litosfer sıcaklığının çok yüksek olması durumunda elde edilen Creme Brulee reoloji modeli. Burada ısı akısı yüksek ( $\sim 80 \text{ mW/m}^2$ ) ve Moho sınırında sıcaklık  $700 \text{ }^\circ\text{C}$  civarındadır (Carter ve Tsenn, 1987)

Byerlee (1978) üst kabuk ve üst mantonun kırılma yenilmesini Von Mises kriterlerine göre geliştiğini belirtmiştir. Üst kabuk için temel gerilme farklarına göre Von Mises kriteri Denklem (2.31)'de verilir.

$$\sigma_b = (\sigma_1 - \sigma_3) / 3,9 \quad \text{MPa}, \quad \sigma_3 < 120 \text{ MPa},$$

$$\sigma_b = (\sigma_1 - \sigma_3) / 2,1 - 100 \text{ MPa}, \quad \sigma_3 \geq 120 \text{ MPa} \quad (2.31)$$

Burada  $\sigma_b$  kırılma gerilmesi,  $\sigma_1$  ve  $\sigma_3$  ise maksimum ve minimum temel eksen gerilmeleridir. Litosferin analitik olarak sünek davranışı derinliğin fonksiyonu olarak, Ranalli ve Murphy (1987) tarafından Denklem (2.32) ile verilir.

$$(\sigma_1 - \sigma_3)(z) = \left( \frac{\dot{\epsilon}}{E_p} \right)^{1/n_s} e^{\left( \frac{H}{n_s R T(z)} \right)} \quad (2.32)$$

Burada  $\epsilon$  durağan durum strain oranı,  $E_p$  eksponsiyel sabit,  $R$  evrensel gaz sabiti,  $H$  aktivasyon enerjisi  $n_s$  güç bileşenidir (akma gerilmesi bileşeni). Bir boyutlu durağan durum ısı iletim bağıntısından litosferin  $T$  sıcaklığı Denklem (2.33)'ün çözümünden bulunabilir.

$$k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + A(z) = 0 \quad (2.33)$$

Burada  $k$  termal iletkenlik ve  $A(z)$  ise  $z$  derinliğinde ısı üretimidir. Chapman (1986) ısı üretimini değerini alt kabuğun 15-35 km derinliklerinde  $0,45 \mu\text{W}/\text{m}^3$  ve litosferik mantoda ise  $0,02 \mu\text{W}/\text{m}^3$  olarak önermiştir. Lachenbruch (1990) radyoaktif elementlerin dağılımının değişken olması durumuna göre eksponansiyel ısı üretim modelini Denklem (2.34) ile tanımlamıştır.

$$A(z) = A_0 e^{-\left(\frac{z}{D}\right)} \quad (2.34)$$

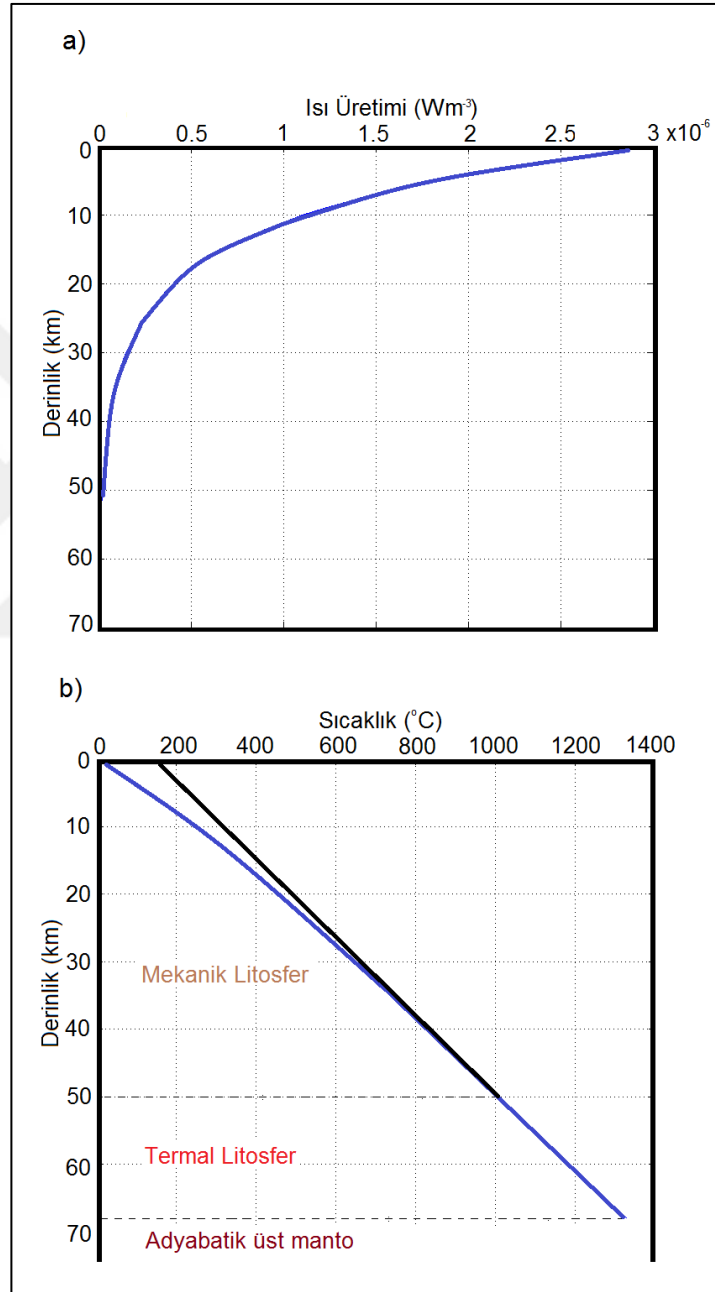
Burada  $A_0$  yüzey ısı üretimi,  $D$  ise kabukta radyoaktifçe zengin tabaka kalınlığıdır ve 7,5-10 km arasında seçilir (Blackwell, 1971). Sayısal modellemede gerekli olan fiziksel parametreler kabuğun mafik (diabaz) ve litosferik mantonun ultramafik bileşimi (olivin) için dikkate alınmıştır. Buna göre sıcaklık, EEK ve litosfer dayanımı için kullanılan parametreler Tablo 2.3'de verilmektedir.

Tablo 2.3. Litosfer dayanım modellemesinde kullanılan parametreler (Lachenbruch, 1990; Goetze ve Evans, 1979; Burov ve Diament, 1995)

Sembol	Tanım	Değer
$\dot{\epsilon}$	Strain oranı	$7,03 \times 10^{-16} \text{ s}^{-1}$
$E_p$	Eksponansiyel sabit	$6,31 \times 10^{-20} \text{ Pa}^{-n_s} \text{ s}^{-1}$ (Kabuk) $7,0 \times 10^{-14} \text{ Pa}^{-n_s} \text{ s}^{-1}$ (Lit. manto)
$k$	Termal iletkenlik katsayısı	$\sim 2.5$
$R$	Evrensel gaz sabiti	8,031
$H$	Aktivasyon enerjisi	276000 (Kabuk) 520000 (Lit.manto)
$n_s$	Eksponansiyel üs	$\sim 3,05$ (Kabuk) $\sim 3,0$ (Lit. manto)
$A_0$	Yüzey ısı üretimi	$3,0 \times 10^{-6} \text{ W}/\text{m}^3$
$D$	Radyoaktifçe zengin tabaka kalınlığı	10 km

Şekil 2.16a litosfer ısı üretiminin derinliğe bağlı olarak ekponansiyel değişimini gösterir. Şekil 2.16b'de ise Denklem (2.33)'den kestirilen litosfer sıcaklık profili çizilmiştir. Litosferin mekanik özelliklerinin sona erdiği sınır sıcaklık profilinin doğrusal özellik kazanmaya başladığı nokta olarak belirlenir. Buna göre mekanik sınır 50 km ve karşılık gelen sıcaklık  $1000 \text{ }^\circ\text{C}$ 'dir. Bu arada mekanik tabaka derinliği, radyoaktifçe zengin tabaka kalınlığının 5 katı olarak bulunmuştur. 50 km derinliğinden sonra sıcaklık litosferik manto içerisinde doğrusal olarak artış gösterir. Bu durumda

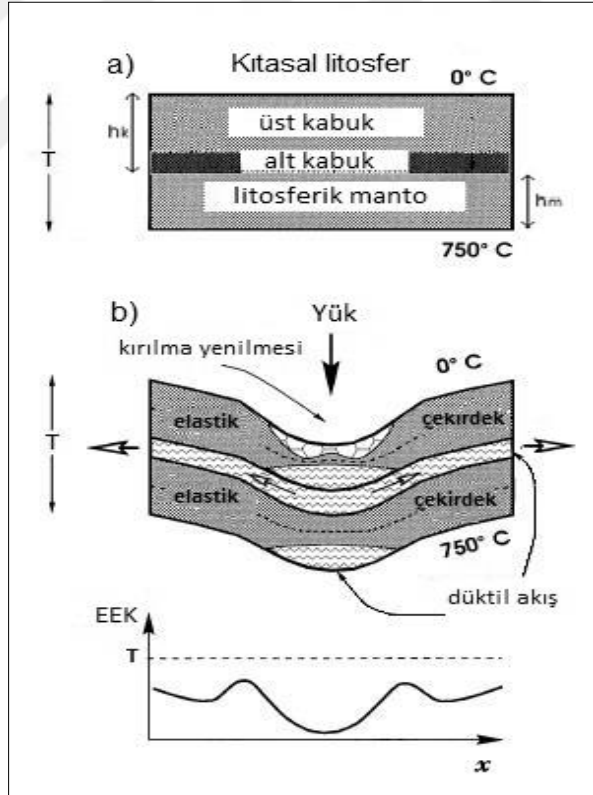
sıcaklık profili ortalama LAS derinliğine yakın kesimde (68 km) 1330°C'lik adyabat sıcaklığa ulaşır. Bu derinlik litosferin mekanik özelliklerinin kaybolduğu ve termal özelliklerinin etkin olduğu kritik bir zondur. Bu zonda kadar litosferin ısı iletimi, ısı transferi (kondüktif) yolu ile gerçekleşmekte ve bundan sonra ısı taşınımı (konvektif) ile birlikte adyabatik sıcaklık gradyenti (0,3 °C/km) gelişmektedir.



Şekil 2.16. a) Litosfer içerisinde ısı üretiminin derinliğin fonksiyonu olarak eksponansiyel değişimi. b) Sıcaklık profili ve mekanik ve termal tabaka alt sınırları (kesikli çizgiler)

### 2.5.2. Litosfer efektif elastik kalınlığı (EEK)

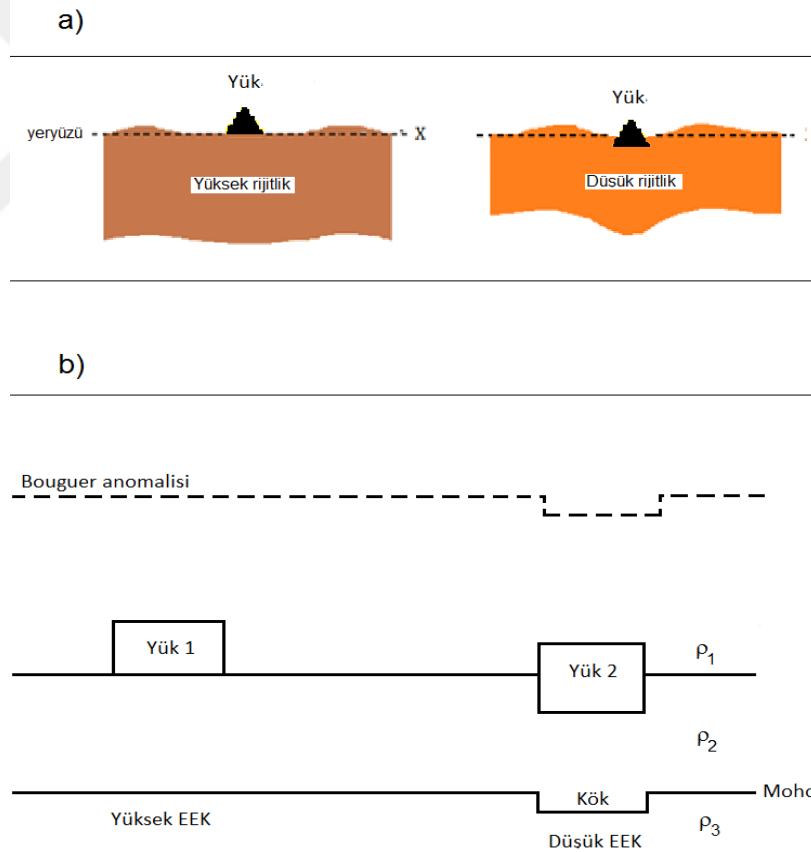
Litosfer efektif elastik kalınlığı, litosferin elastik olarak deforme olabilen kısımlarının kalınlıkları olarak tanımlanabilir (Burov ve Diament, 1995). Aynı zamanda litosferin elastikliğinin korunduğu, kırılmadığı ve "elastik çekirdek" olarak tanımlanan kısımlarının kalınlıklarını tanımlar. Üzerinde herhangi bir yük olmaksızın ideal durumda olan litosferin tabakalı yapısı Şekil 2.17a'da görülmektedir. Belli bir yük uygulandıktan sonra litosferin bükülen geometrisi içerisinde elastik, kırılğan ve sünek deformasyon bölgeleri gelişir (Şekil 2.17b). Litosferin heterojen özelliğinden dolayı deformasyon bölgeleri farklı büyüklük ve bölgelerde gelişir. Şekil 2.17b'de yer alan EEK grafiği elastik deformasyon bölgelerinin kalınlıklarına bir örnek olarak gösterilebilir. Bu durumda EEK tek bir değere sahip olmamakta ve litosfer içindeki elastik çekirdek bölgelerinin dağılımına ve kalınlığına bağlı olarak değişkenlikler göstermektedir (Sönmez, 2015).



Şekil 2.17. a) İdeal olarak yüksüz bir ortamda homojen ve tabakalı litosferin yapısı b) Düşey yükler altında bükülen litosferin içinde elastik olarak deforme olan bölgeleri (Burov ve Diament, 1992). Kesikli çizgi EEK'nın başlangıç değerini temsil eder (Sönmez, 2015)



Bouguer anomalileri ile topoğrafya arasındaki korelasyon ilişkisi bu iki verinin birbirine olan bağımlılığının ölçüsünü vermektedir. Efektif elastik kalınlığın ortalama değeri Bouguer anomalileri ile topoğrafya verilerinin spektral uyum ilişkisinden bulunabilir. Birçok araştırmacı bu türden istatistiksel veriden hareketle litosferin efektif elastik kalınlığının bulunabileceğini göstermiştir (McKenzie ve Bowin, 1976; Banks ve Swain, 1977; Forsyth, 1985; Pamukçu ve Yurdakul, 2008; Pamukçu ve Akçığ, 2011). Bükülme modeline göre Bouguer anomalileri ile topoğrafya arasında negatif korelasyon varsa litosferin düşük rijitliği (Şekil 2.18a) bükülmelere ve negatif yoğunluk farklı köklerin gelişmesine neden olur. Bu tür bölgelerde Bouguer anomalileri negatif (Şekil 2.18b) olarak gözlenir. Topoğrafya üzerinde Bouguer anomalilerinin sıfıra çok yakın olması (Şekil 2.18b) kabuksal kökün gelişmediği ve litosferin üzerindeki yükü yüksek rijitliği ile desteklediği sonucunu verir.



Şekil 2.18. a) Düşey yüklere karşı litosferin farklı rijitlik özelliklerine göre tepki vermesi. b) Basitleştirilmiş litosfer modeli ve Bouguer anomalisi. Yük veya topoğrafyanın litosferin yüksek rijitliği ile desteklenmesi durumunda elastik deformasyon gelişmediğinden (veya çok az olduğundan) litosferin EEK değeri yüksektir

### 2.5.3. Bouguer-Topoğrafya Uyum İlişkisinde Ortalama EEK Kestirimi

Uyum fonksiyonu gözlenen topoğrafya verileri ile gravite anomalileri arasındaki korelasyon katsayısının karesi olarak tanımlanır. “Gözlenen” uyum fonksiyonu McKenzie ve Bowin (1976) ve Forsyth (1985) tarafından Denklem (2.35) ile verilmiştir.

$$\gamma^2 = \frac{C(k)C^*(k)}{E_1(k)E_0(k)} \quad (2.35)$$

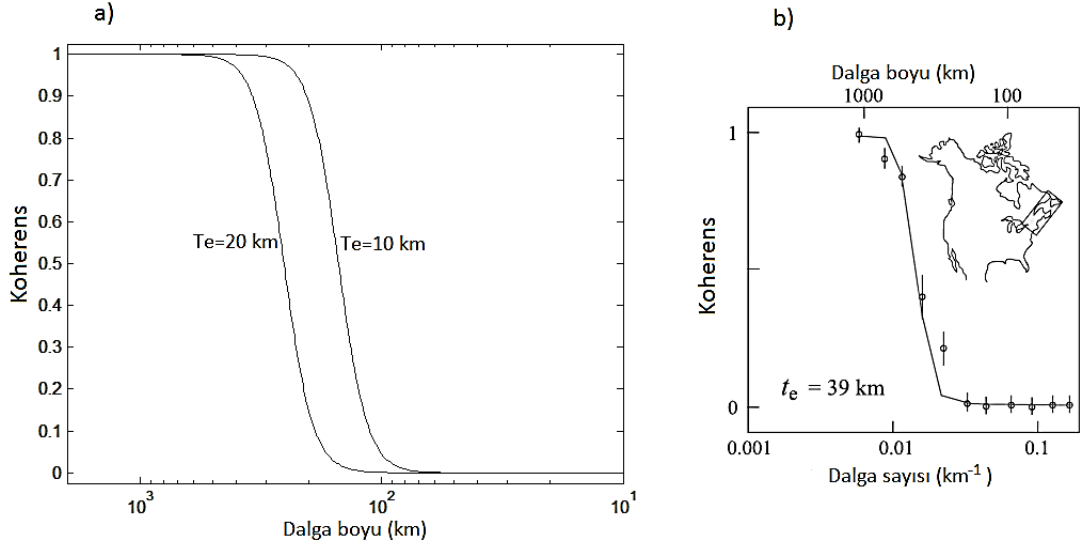
Burada  $C(k)$ ,  $G_r(k)$  ve  $T_r^*(k)$  arasındaki çapraz spektrumdur.  $C^*(k)$ , bu spektrumun karmaşık bileşenidir.  $E_1(k)$  ve  $E_0(k)$  ise sırasıyla gravite anomalilerinin ve topoğrafya verilerinin güç spektrumlarıdır. Tüm spektrumların açık biçimi Denklem (2.36), (2.37) ve (2.38) ile verilmiştir.

$$C(k) = \frac{1}{N} \sum_{r=1}^N G_r(k) T_r^*(k) \quad (2.36)$$

$$E_{\Delta g}(k) = \frac{1}{N} \sum_{r=1}^N G_r(k) G_r^*(k) \quad (2.37)$$

$$E_t(k) = \frac{1}{N} \sum_{r=1}^N T_r(k) T_r^*(k) \quad (2.38)$$

Uyum fonksiyonu herhangi bir yük altındaki litosferin izostatik denge durumunu veya litosfer mukavemetine yönelik bilgiler sunar. Uyum değerleri 0-1 aralığında değişir. Topoğrafyanın (yüzey yükü) litosferin yalnızca bükülme rijitliği tarafından desteklenmesi durumunda yüksek dalga sayılarında (veya kısa dalga boylarında) uyum 0' a yaklaşır ( $EEK \sim \infty$ ). Küçük dalga sayılarında (veya uzun dalga boylarında) uyum 1'e yaklaşır ve bu durumda topoğrafya litosfer bükülmeleriyle desteklenir. Bu durumda Moho ondülasyonları gerçekleşir ( $EEK \sim 0$ ). Orta ölçekli dalga sayılarında ise uyum 1' den 0' a doğru azalma gösterir. Bu özellik EEK'nın belirlenmesinde kullanılan grafiğin en önemli parçasıdır. Bu durumda gözlenen uyum ve farklı EEK değerleri için hesaplanan uyum arasındaki uyum grafiğinin bu kısmından elde edilmeye çalışılır. Şekil 2.19a' da EEK' nın 10 km ve 20 km değerleri için hesaplanan uyum grafikleri örnek olarak verilmiştir. Grafiğin karakterize eden parçanın 1-0 dalga sayıları arasındaki orta bölge olduğuna dikkat edilmelidir.



Şekil 2.19. a) EEK'nın 10 km ve 20 km değerleri için hesaplanan tipik kuramsal uyum grafiği. Grafiğin en düşük ve en yüksek uyum değerleri arasındaki geçiş parçası EEK'yı karakterize eder. b) Kanada'nın Güneydoğusunda Bouguer-topoğrafya verilerinden gözlenen uyum grafiği (diresel semboller) ile en uygun  $T_e=39$  km'den hesaplanan uyum (düz çizgi) grafiğinin karşılaştırılması. Bu iki verinin birbiriyle uyumu aynı zamanda bölgenin ortalama  $T_e$  değerini vermektedir (Bechtel ve diğ., 1990)

Forsyth (1985) yeryüzü ve yüzey atı yükleme oranlarına bağlı olarak "teorik" uyum fonksiyonunu Denklem (2.39) ile vermiştir.

$$\gamma_{Teo}^2(k) = \frac{(1+(f/\xi)^2\varphi)^2}{(1+(f/\xi)^2)(1+f^2\varphi^2)} \quad (2.39)$$

$f$  parametresi yüzey ve kabuk altı ortamların yük oranıdır. Dalga sayısı  $k$  olmak üzere  $\Phi$  ve  $\xi$  terimleri sırasıyla Denklem (2.40) ve (2.41)'de sırasıyla verilmiştir (Forsyth, 1985).

$$\varphi = 1 + D(2\pi k)^4 / \rho_m g \quad (2.40)$$

ve

$$\xi = 1 + D(2\pi k)^4 / (\rho_m - \rho_k) g \quad (2.41)$$

$\rho_m$  ve  $\rho_k$  sırasıyla litosferik mantonun ve kabuğun ortalama yoğunluğudur.  $D$  litosferin bükülme rijitliği olarak Denklem (2.42)'de verilir (Forsyth, 1985).

$$D = \frac{E \times T_c^3}{[12(1 - \nu^2)]} \quad (2.42)$$

E terimi litosferin elastisite (young) modülünü ve  $\nu$  poisson oranını temsil eder. Yük oranı  $f$  parametresi geniş bölgesel ölçeklere birbiriyle korele edilemeyen birçok jeolojik ve tektonik süreçlerle ilişkili olduğundan önceden kestirilmesi zor olan bir parametredir ve yaygın olarak 1 değeri kullanılır (Forsyth, 1985). Yöntemin başarısını etkileyen en önemli işlem Fourier dönüşümlerinin duraylı olarak hesaplanabilmesidir. Thompson (1982), Slepian (1978) tarafından geliştirilen “band (taper)” fonksiyonlarının kullanımına dayalı çok bantlı spectral analizlere yönelik etkili bir yöntem geliştirmiştir. Bu yöntemler güç spektrumu hesaplamalarında ortaya çıkabilen varyansı indirmek amacıyla farklı bantları spectral kestirim içerisinde değerlendirmiştir. Yöntem ayrıca spectral hesaplamalarda ortaya çıkabilecek kayıpları en aza indirmek için küçük ölçekli ve uygun boyutta pencere (W) kullanır. Band pencere boyunun seçimi güç spektrumu hesaplamalarını ve dolayısıyla Bouguer-topoğrafya uyum hesaplamalarını etkiler. Bu nedenle N veri penceresi içindeki örnek sayısı olmak üzere ideal band genişliği NW olarak alınmaktadır (Percival ve Walden, 1993, Simons ve diğ., 2000). Simons ve diğ. (2000) farklı NW değerlerinden elde edilen sonuçları karşılaştırarak, en ideal uyum eğrisinin hesaplandığı ilgili pencere boyunun seçilmesini önermişlerdir.

#### **2.5.4. Litosfer efektif elastik kalınlıklarının haritalanması**

Litosfer efektif elastik kalınlığı, litosferin elastikliğinin korunduğu, kırılmadığı ve "elastik çekirdek" olarak tanımlanan kısımlarının kalınlıklarını tanımlar. Bu durumda EEK, kabuk ve litosferik mantodaki gerilme dayanımları ile ilişkili olmaktadır. Bu bilgiden hareketle Litosfer-Astenosfer ve Moho geometrilerinin yoğunluk değişimleriyle litosfer deformasyonu arasındaki ilişkiyi anlayabiliriz (Sönmez, 2015). Burov ve Diament (1995) litosfer efektif elastik kalınlıklarının hesaplanmasına yönelik bir yöntem geliştirmişlerdir. Bu yöntemde EEK litosferin elastik çekirdek kısımlarının dayanımlarını yansıtan bir parametre olarak ele alınmakta ve bu açıdan aynı zamanda reoloji modellemesi için veri sağlamaktadır (Sönmez, 2015). Eğer litosfer üzerindeki yükler önemli ölçüde üst kabuk tarafından karşılanıyorsa, diğer katmanların litosfer dayanımına katkıları ya çok az olmakta veya olmamaktadır. Bu

özelliik litosfer katmanlarının "etkileşimsizliği" (decoupled) olarak tanımlanır. Bu durumda litosfere uygulanan yükü ağırlıklı olarak üst kabuk destekler (Sönmez, 2015). Burov ve diğ. (1995) genel olarak kabuk içerisinde kırılğan-sünek geçiş bölgesinin 10-15 km arasında olduğunu göstermiştir. Etkileşimsizlik koşulu altında kabuk ve manto tabakalarının elastik çekirdek bölgelerinden EEK kestirimi Burov ve Diament (1992) tarafından Denklem (2.43) ile verilmiştir.

$$T_e = \sqrt[3]{h_k^3 + h_m^3} \quad (2.43)$$

Burada  $h_k$  ve  $h_m$  sırasıyla kabuk ve litosferik mantodaki elastik çekirdeklerin kalınlığı ve aynı zamanda kırılğan-sünek geçiş sınırlarının derinliğidir. Ranalli (1996) litosferin mekanik kalınlığının, gerilme dayanımı kritik 10 MPa olan eşik değerin üzerindeki gerilmeye sahip olan reolojik olarak tabakalı litosfer kalınlığına karşılık geldiğini göstermiştir. Buna göre eğer kırılğan-sünek geçiş zonu Moho'ya yakın bir derinlikteyse, bu durumda kabuk ve litosferik manto litosfer dayanımına ortak katkıda bulunmakta ve mekanik olarak "etkileşimli" (coupled) özelliik göstermektedir. Bu koşullar altındaki litosfer kalınlıklarından Efektif Elastik Kalınlıkları Denklem (2.44) ile verilmiştir (Burov ve Diament, 1992).

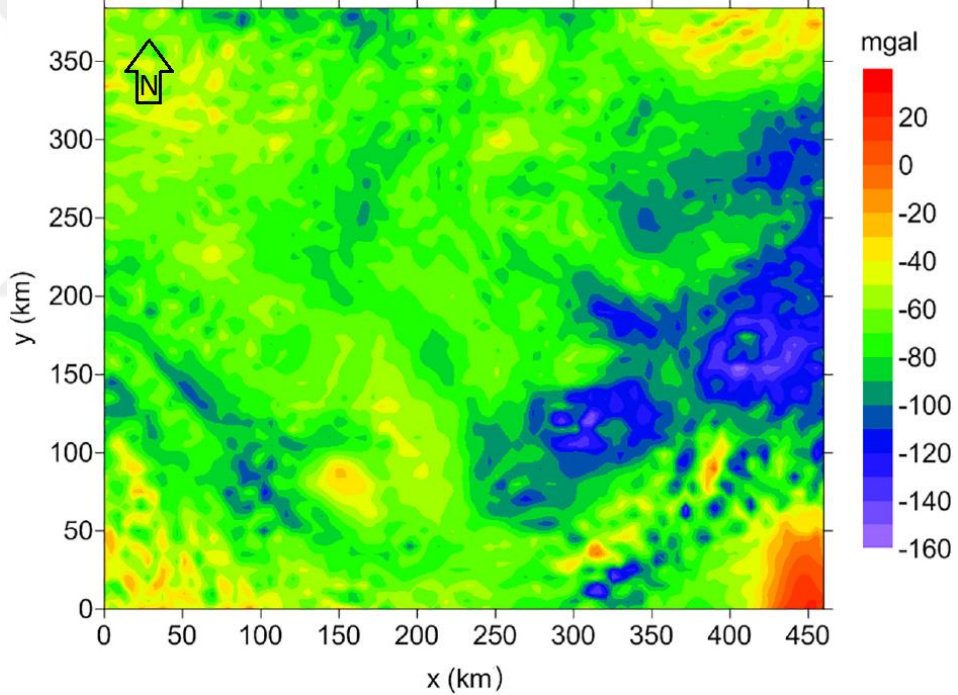
$$T_e = h_k + h_m \quad (2.44)$$

Mekanik koşullara göre hesaplanan EEK haritası, aynı zamanda litosfer katmanlarının deformasyon değişimlerine yönelik bilgiler verecektir.

### 3. BULGULAR VE TARTIŞMA

#### 3.1. Orta Anadolu Bölgesi Arayüzey Sınır Derinlikleri ve Süzgeçleme

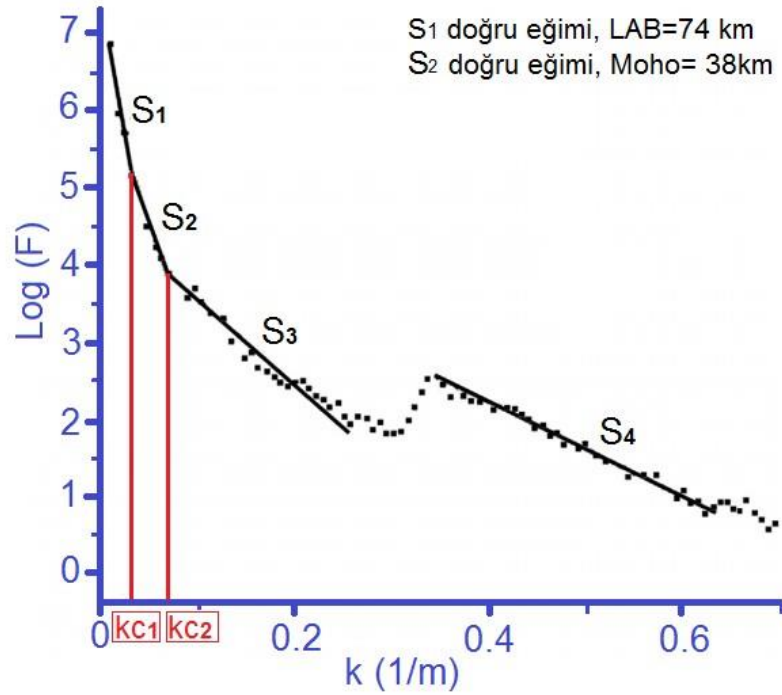
Daha önce bahsedildiği gibi Bouguer anomalileri yoğunluk farklarına bağlı olarak arayüzey sınır değişimlerine duyarlı dalga boyları içermektedir. Bu bilgiden hareketle farklı dalga sayılarına sahip olan arayüzey sınır derinliklerini kestirebilmek amacıyla radyal ortalamalı logaritmik genlik spektrumu yöntemi kullanılmıştır. Şekil 3.1'deki Bouguer anomalilerinin doğal logaritmik genlik spektrumu Şekil 3.2'de gösterilmiştir.



Şekil 3.1. Orta Anadolu bölgesi EGM08 Bouguer anomali haritası. Bouguer anomalilerinin hızlı değişim gösterdiği geçiş zonlarına dikkat edildiğinde, bu zonlar aynı zamanda yüksekliklerinde hızlı değiştiği kesimlere karşılık gelmektedir. Bu türden geçişler gradyent zonları olarak aynı zamanda kabuk içi yoğunluk değişimlerine veya Moho derinliklerinde ani değişimlere karşılık gelebilir

Logaritmik genlik spektrum grafiği üzerinde dört farklı eğimde doğru parçası saptanmıştır. Doğru parçalarının değişim gösterdiği noktalar kritik dalga sayıları olarak belirlenmiştir.  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$  ve  $S_4$  doğru parçalarının eğimlerinden ise ara yüzey

sınırlarının ortalama derinlikleri sırasıyla  $z_1=74$  km (LAS),  $z_2=38$  km (Moho),  $z_3=11$  km (Konrad) ve  $z_4=6$  km (temel kaya) olarak belirlenmiştir. Genlik spektrumunun özellikle anomali haritasında gözlenmesi zor olan litosfer-astenosfer sınırının (LAS) ortalama derinliğine ait bilgi çıkarması ilgi çekicidir. Bu sınırdan kaynaklanan anomalilere ait dalga boyları 210 km' den büyük olan dalga boylarını kapsamaktadır (Şekil 3.2). Moho'dan kaynaklanan anomaliler için 150 km ve 210 km arasında kalan dalga boyları alınmıştır (Şekil 3.2).

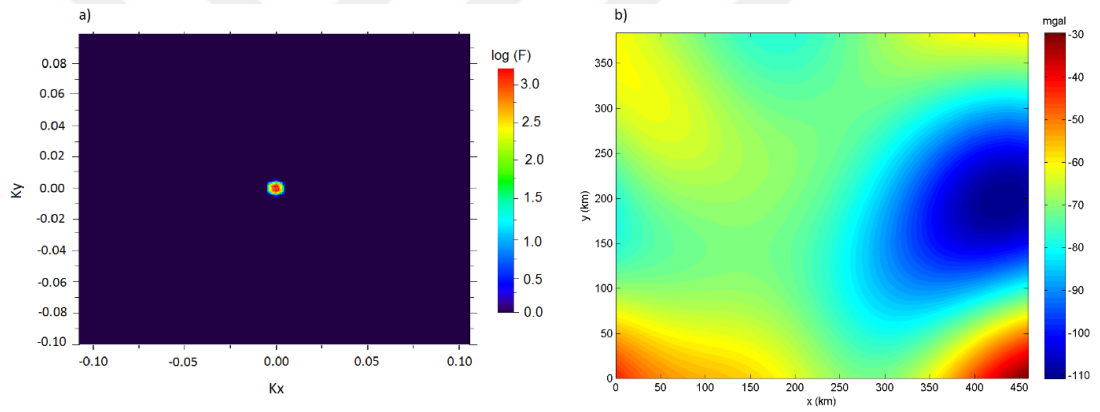


Şekil 3.2. EGM08 Bouguer anomalilerinin radyal ortalamalı logaritmik genlik spektrumu. Spektrum Şekil 3.1'deki Bouguer anomali haritasından elde edilmiştir. Spektrum üzerinde dört adet farklı eğimde doğru parçası belirlenmiştir. Doğru parçalarının değişim noktaları kritik dalga sayılarını ve buradan veri içindeki dalga boylarını ayırır. LAS'dan kaynaklanan dalga sayıları  $kc_1=0.03 \text{ km}^{-1}$  den küçük veya  $\lambda_1=210 \text{ km}$ 'den daha büyük dalga boylarıdır. Moho'dan kaynaklanan dalga sayıları ise  $kc_1=0.03 \text{ km}^{-1}$  ve  $kc_2=0.06 \text{ km}^{-1}$  arasında veya 210 km ile 150 km arasındaki dalga boylarını kapsar

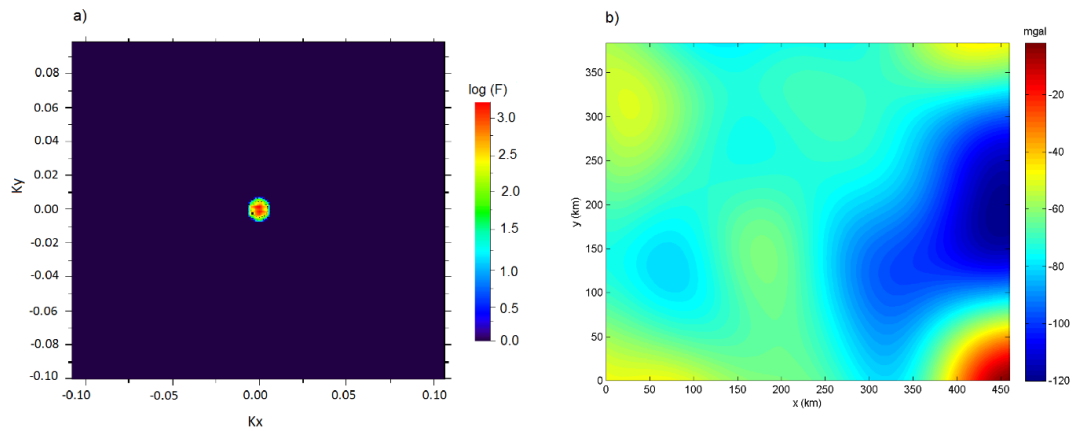
Şekil 3.3a' da 210 km' den büyük dalga boylarına ait gravite anomalilerinin iki boyutlu Fourier dönüşümünden elde edilen süzgeç tepki fonksiyonu ve Şekil 3.3b' de ise sözkonusu dalga boylarını içeren süzgeçlenmiş gravite anomalisi görülmektedir. Veri logaritmik amplitüd spektrumunun  $S_1$  parçasından bulunan kritik dalga sayısından



daha küçük veya 210 km dalga boyundan daha büyük dalga boylarını içerdiğinden, bu durumda süzgeçleme işlemiyle elde edilen veri LAS ondülasyonuna karşılık gelen dalga boylarını kapsamış olmaktadır. Gravite anomali haritasında pozitif anomaliler gözlenmemekte ve litosferik manto ile astenosferik manto arasındaki negatif yoğunluk farkından kaynaklanan güçlü negatif anomalilerle temsil edilmektedir. Şekil 3.4a ve Şekil 3.4b' de ise 150-210 km arası dalga boyları için elde edilen süzgeç tepki fonksiyonu ve Moho' dan kaynaklanan gravite anomali haritası görülmektedir. Moho' dan kaynaklanan negatif gravite anomali haritası ile LAS' dan kaynaklanan harita arasında benzerlikler olmakla birlikte, güney batı kesiminde belirgin bir kapanım göze çarpmaktadır. İzostazik olarak Moho' nun derinleştiği veya kabuğun kalınlaştığı bölgelerde negatif anomaliler çok daha belirgin olmakta ve orta Anadolu ova bölgesinde bu türden anomaliler gözlenmemektedir.



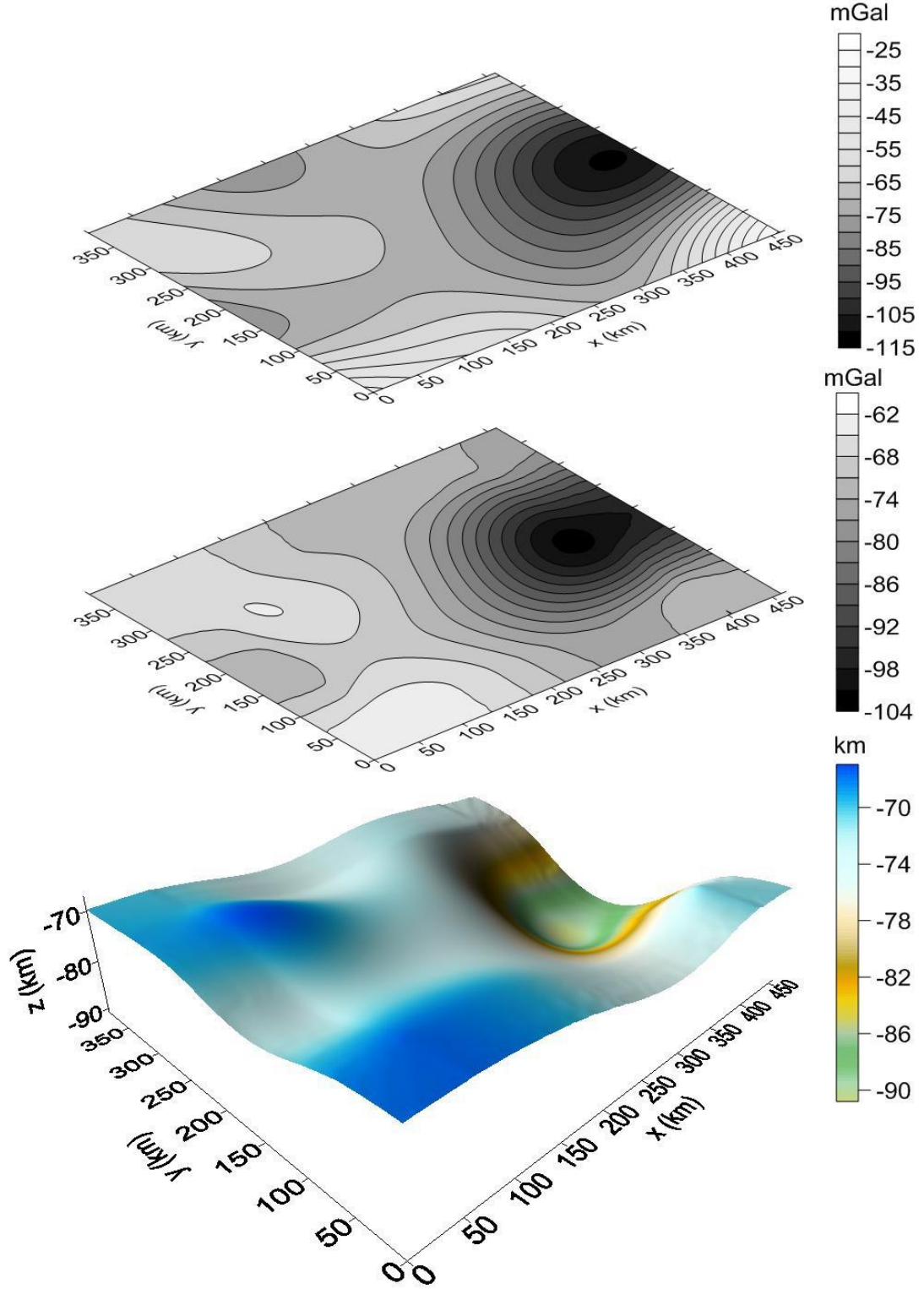
Şekil 3.3 a) Bouguer anomailerinin 210 km'den büyük dalga boylarına göre hesaplanan iki boyutlu Fourier dönüşümü. b) LAS'dan kaynaklanan dalga boylarına göre alçak geçişli süzgeçleme ile elde edilen gravite anomali haritası



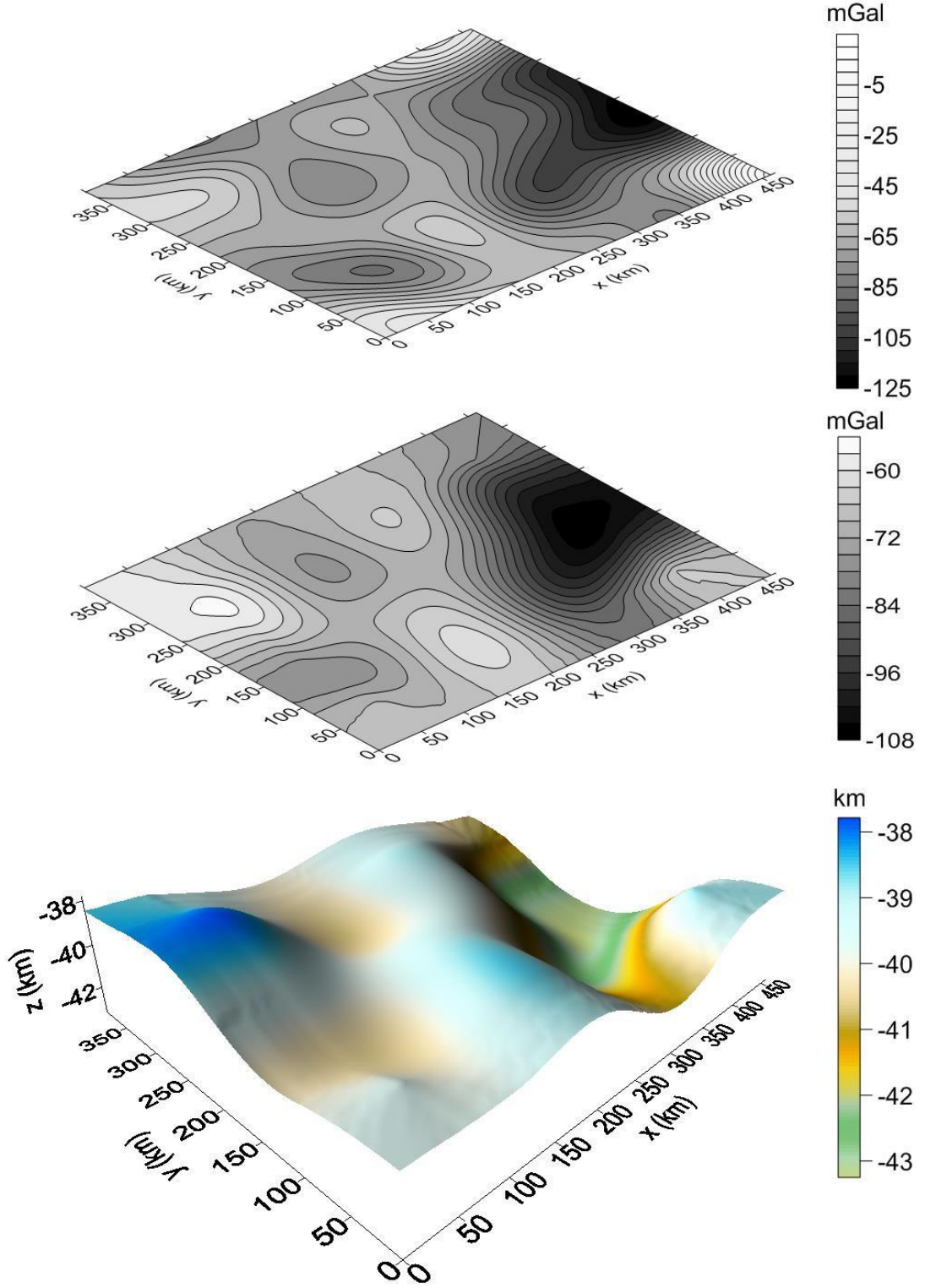
Şekil 3.4. a) Bouguer anomalilerinin 150-210 km arasındaki dalga boylarına göre hesaplanan iki boyutlu Fourier dönüşümü. b) Moho'dan kaynaklanan dalga boylarına göre band geçişli süzgeçleme ile elde edilen gravite anomali haritası

### 3.2. LAS ve Moho Derinliklerinin Modellenmesi

Litosfer-Astenosfer ve Moho sınırı derinliklerinin modellenmesi için Parker-Oldenburg (Parker, 1973 ve Oldenburg, 1974) ters çözüm algoritması kullanılmıştır. Şekil 3.5' de en alt paneldeki LAS modelinin anomalisinin (en üst panel) ters çözümünde gerekli olan ortalama derinlik ve Şekil 3.6' deki en alt panelde Moho modeli için ortalama derinlik, Şekil 3.2' deki logaritmik genlik spektrumundan sırasıyla 74 km ve 38 km olarak alınmıştır. Gözlenen ve hesaplanan anomalilerin uyum gösterdiği yoğunluk farkları LAS için  $-0,09 \text{ gr/cm}^3$  ve Moho için  $-0,5 \text{ gr/cm}^3$  olarak belirlenmiştir. Hesaplanan sınır ondülasyonlarından hesaplanan anomalilerle (orta paneller) gözlenen anomalilerinin (en üst paneller) uyumlu olması modellenmenin başarısını göstermektedir. Moho derinlikleri 37,8 km- 43,2 km arasında değişmektedir. Moho'nun en sığ derinliği  $39^\circ,5$  Enlem- $31^\circ,5$  boylamına karşılık gelen kesimdedir. Şekil 2.1'deki topoğrafya haritasına dikkat edildiğinde bölgede yüksekliğin ve dolayısıyla düşey yüklerin en az olduğu kesimdir. Diğer yandan  $38^\circ$  Enlem- $31^\circ,5$  Boylam ve  $39^\circ,5$  Enlem- $32^\circ,5$  Boylam koordinatlarına karşılık gelen kesimlerde Moho hızlı bir şekilde derinlik kazanmakta yine yükseltinin az olduğu kesimde sığlaşmakta ve derinliği doğuya doğru keskin bir şekilde artarak maksimum değerine (43,2 km) ulaşmaktadır. Orta Anadolu bölgesinin kuzey batıdan güney doğuya doğru özellikle orta kesiminden sonra önemli bir Moho değişim zonu gözlenmektedir (Şekil 3.6). LAS derinlikleri 67-91 km arasında değişim göstermektedir. Derinlikler Moho derinliklerine göre daha geniş band aralığında değişmesine karşılık LAS'ın geometrik yapısı (Şekil 3.5) Moho'ya göre daha az ondülasyonludur. En sığ derinlikler Orta Anadolu'nun batı, güney batı ve güney doğu kesimleridir. Moho geometrisinde olduğu gibi en derin kısmı (91 km) bölgenin doğusunda gelişmektedir. Moho derinlikleri ve LAS derinlikleri arasındaki farklardan Orta Anadolu litosfer kalınlıkları yaklaşık olarak 29-48 km arasında değişmektedir. Orta Anadolu litosferi küresel ölçekte karşılaştırıldığında incedir. Litosferin ince olması litosfer altı ortamda astenosferik yükselimlerin varlığını, litosferik reolojik katmanların sünek ve/veya plastik akma özelliği göstermesi ve elastik kalınlığının ince olmasıyla açıklanabilir. Bu durumda bölgenin termal yapısının, reolojik yapıyı içeren litosfer dayanım modelinin ve elastik kalınlık değişimlerinin ortaya çıkarılması önem arzeder.



Şekil 3.5. LAS'dan kaynaklanan anomalinin Parker-Oldenburg ters çözüm algoritmasıyla modellenmesi. Orta Anadolu bölgesinin LAS yapısının üç boyutlu geometrik yapısı (en alt panel) ve LAS'dan hesaplanan anomali (orta panel) ile gözlenen anomalinin (en üst panel) karşılaştırılması



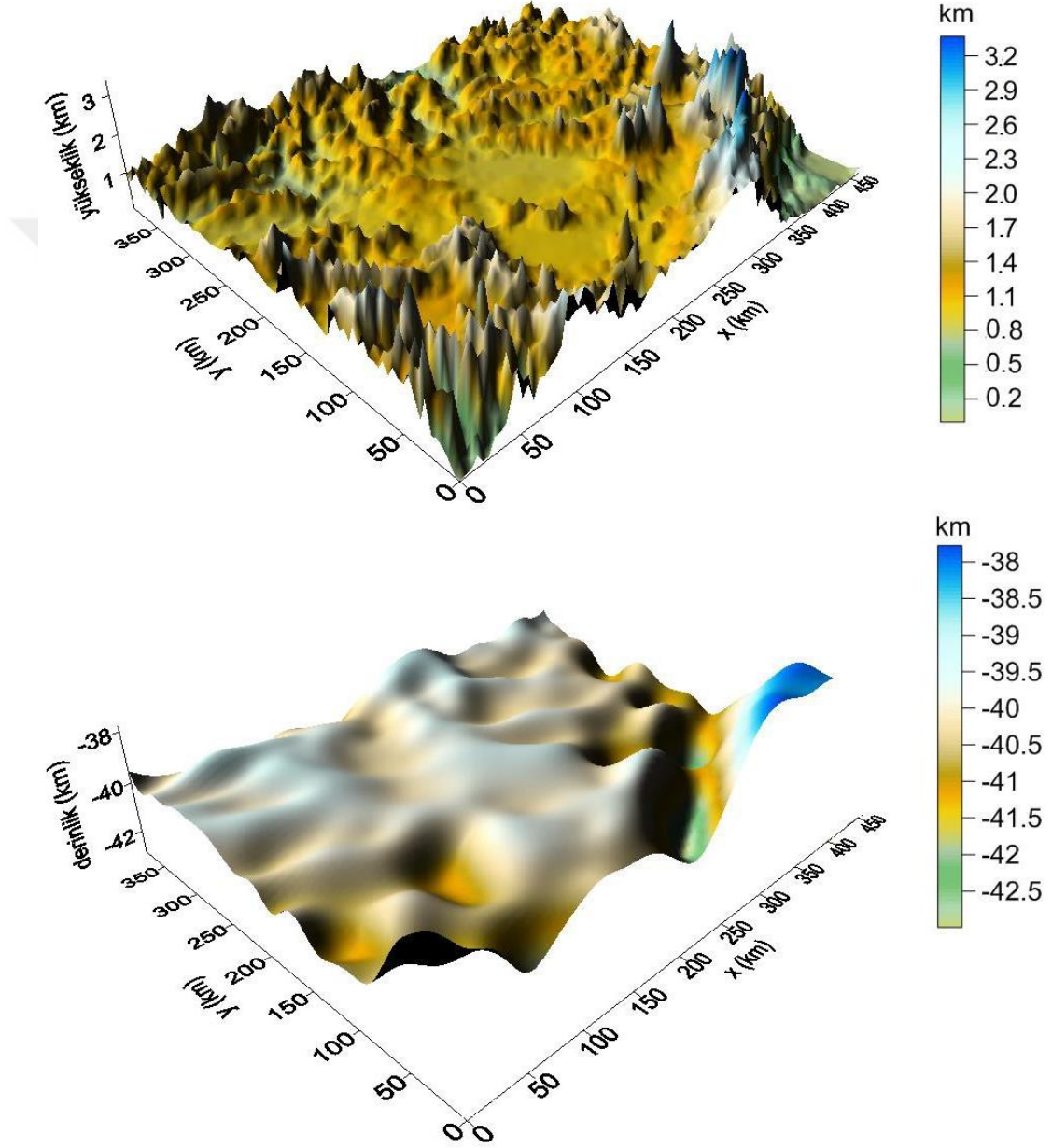
Şekil 3.6. Moho'dan kaynaklanan anomalinin Parker-Oldenburg ters çözümüyle modellenmesi. Orta Anadolu bölgesinin Moho'nun üç boyutlu geometrik modeli (en alt panel) ve Moho'dan hesaplanan anomali (orta panel) ile gözlenen anomalinin (en üst panel) karşılaştırılması

### 3.3. İzostatik Moho ve İzostatik Denge Dereceleri

Kabuk denge analizleri için topoğrafya yüklerine karşı elde edilen gerçek köklerin veya izostatik Moho'nun ve gözlenen Bouguer anomalisinden gravimetrik Moho'nun belirlenmesi gerekir. Daha önceki bölümlerde Parker-Oldenburg gravite ters çözüm algoritması kullanılarak gravimetrik Moho değerleri elde edilmişti. Hatırlanacağı gibi, gravimetrik Moho'nun kestiriminde herhangi bir düşey yük (topoğrafya) hesaplamalara katılmamıştı. İzostatik Moho için bu durum biraz daha farklıdır, bu koşulda elde edilen derinlikler Vening-Meinesz kuramına göre litosferin elastik özellikleriyle bükülmesi sonucu ortaya çıkan derinlikleri temsil eder. Jeofizik literatürlerde izostatik Moho'nun kestiriminde çeşitli yöntemler bulunmaktadır (Bott, 1971; Watts 2001). Dağ köklerinin ve buna bağlı olarak kabuk kalınlıklarının hesaplanmasına dayalı yöntemler Airy ve Vening-Meinesz izostazi modelleridir. Airy modelinde litosferin elastik özellikleri ihmal edildiğinden yerel kökler hesaplanır. Vening Meinesz modelinde ise yukarıda bahsedildiği gibi litosfer üzerine etki eden yüklere karşı litosferin elastik özellikleri de dikkate alındığından izostatik dengelenme dinamikleri geniş yatay ölçeklerde bölgesel olarak gelişir.

Bu çalışmada izostatik Moho derinliklerinin hesaplanmasında Vening-Meinesz izostazi modeli kullanılmıştır. Derinlikler kestirilken yanal kuvvetler ihmal edilmiş ve Denklem 2.29' da verilen düşey yükler altında izostatik Moho derinlikleri hesaplanmıştır. Yüklerin ortalama yoğunluğu  $2,67 \text{ g/cm}^3$  olarak alınmıştır. Denklem 2.29' da yer alan denge kolonunun ( $T_0$ ) kalınlığı ise Deng ve diğ. (2014) önerdiği gibi 35 km olarak alınmıştır. Şekil 3.7' de her bir grid noktasında yükseklik değerlerine bağlı olarak hesaplanan Moho derinlikleri beklendiği gibi topoğrafyanın ters bir yansıması olarak elde edilmiştir. Moho derinlikleri  $\sim 37,7\text{-}43$  km aralığında değişmektedir. Bu aralık gravimetrik Moho derinlikleri (Şekil 3.6) ile uyumludur. Fakat derinliklerin değişim karakteristiklerinde farklılıklar gözlenmektedir. Bu durum da kabuk denge oranlarının hesaplanmasına olanak sağlayacaktır. Beklendiği gibi topoğrafyanın en yüksek olduğu kesimde Moho en derin değerine (43 km) ulaşmaktadır. Ova olarak tanımlanabilecek kuzey batı ve orta kesimlerinde ise sığ derinlikler ( $\sim 37,7\text{-}39$  km) hesaplanmıştır. Topoğrafyanın hızlı değişimlerine bağlı olarak İzostatik Moho derinlikleri gravimetrik Moho'ya göre daha ondülatif özelliktedir. Bununla birlikte gravimetrik ters çözümle elde edilen derinlik sınırlarını desteklediği görülmüştür.

Bott (1971) ve Deng ve diğ. (2014) bu iki Moho derinlikleri arasındaki farkların gravimetrik Moho'ya göre oranlarının yzdelelerinden kabuk denge analizlerinin yapılmasına olanak sağlayan yöntem geliştirmişlerdir. Bir sonraki bölümde Orta Anadolu kabuğunun izostatik anlamda denge analizleri ve sismik aktivitelerle olan ilişkileri araştırılacaktır.



Şekil 3.7. Orta Anadolu topoğrafya verileri (üstte) düşey yükler olmak üzere Vening-Meinesz bölgesel izostatik modeline göre hesaplanan Moho derinlikleri (altta). Beklendiği gibi yüksek bölgelerde Moho derinlikleri artarken alçak bölgelerde Moho sığlaşmakta ve ondülasyonu azalmaktadır. Moho'nun en derin kısmı çalışma alanının güney doğu kesimidir (~43 km). Bu kesimden sonra sonra hızlı bir sığlaşma (~37,7 km) gözlenir



### 3.3.1. İzostatik denge dereceleri

Parker-Oldenburg gravite ters çözüm algoritmasıyla elde edilen gravimetrik Moho ile litosfer bükülme modeli kullanılarak elde edilen izostatik Moho derinlikleri arasındaki farkların yüzdeleri kullanılarak hesaplanan Orta Anadolu bölgesine ait izostatik denge dereceleri haritası Şekil 3.8’de gösterilmiştir. Harita üzerinde aynı zamanda izostatik denge oranlarıyla çalışma alanının deprem aktivitesi arasındaki ilişkileri karşılaştırmak için 1975-2016 arasında magnitüdü 3,0’dan büyük olan depremlerin dış merkez dağılımları da işaretlenmiştir. İzostatik denge oranları "dengelenmeye" karşılık gelen yüzde 100'e yakın değerler olarak gözlenmektedir. "Aşırı dengelenme oranı en fazla yüzde 108 iken "düşük denge" oranı en az yüzde 94 olmaktadır. Orta Anadolu depremlerinin az sayıda olması genel olarak kabuğun izostatik dengelenme eğilimine işaret eder.

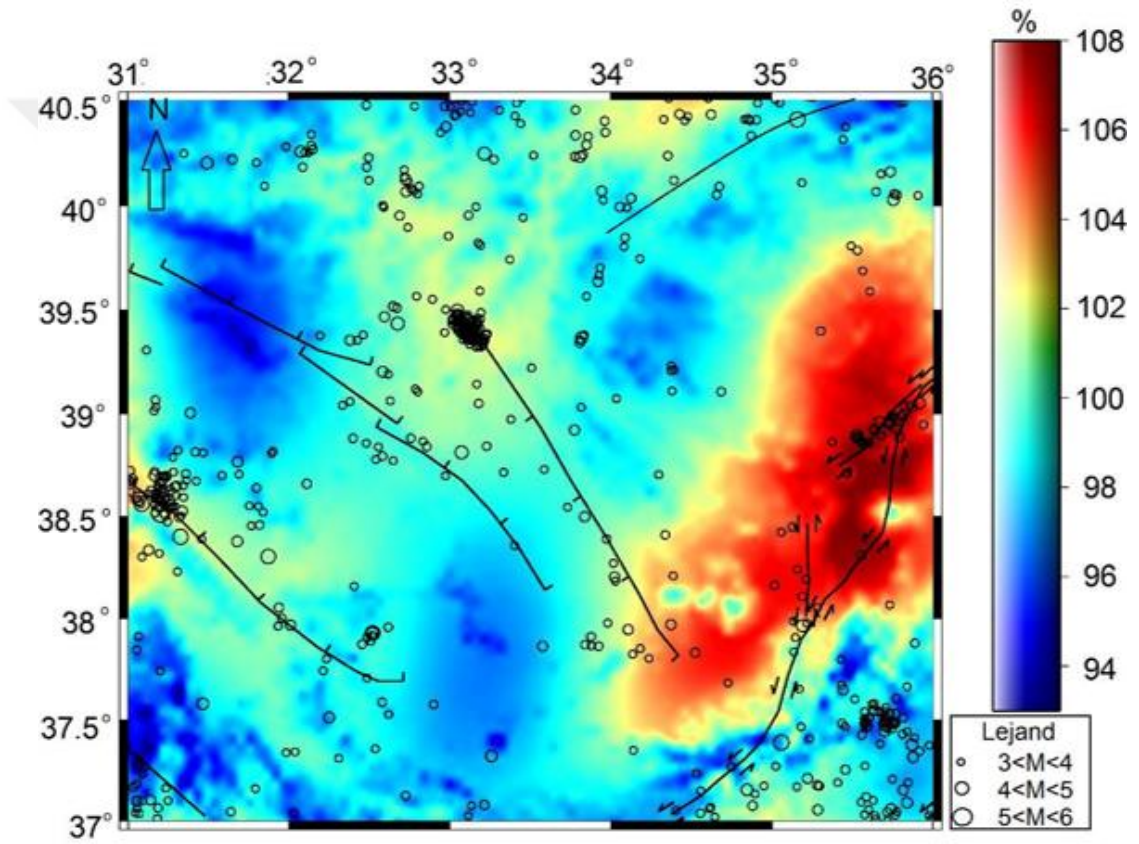
Orta Anadolu'nun en büyük kabuk kalınlığına karşılık gelen doğu kesiminde yüzde 100-108 arasında gelişen aşırı denge oranlarının dağılımına dikkat edildiğinde sismik aktiviteler oldukça düşüktür. Buradan jeolojik zamanlar boyunca izostatik olarak gelişen dağ kökleri ile birlikte kabuk yüklere karşı kalınlaşarak desteklemiş olduğu düşünülebilir. Bununla birlikte uzun peryotlarda gelişen izostatik dengelenme süreci ile kısa zaman aralığında oluşan deprem aktiviteleri arasında doğrudan bir ilişki kurmanın doğru olmayacağı düşünülebilir.

Şekil 2.13’de anlatılan denge sürecinde düşük-tam-aşırı dengelenme süreçleri dikkate alındığında deprem aktivitesinin düşük olduğu aşırı dengelenme bölgesinin "post sismiklik" aktivite özelliğine sahip olduğu sonucuna ulaşılabilir. Başka bir deyişle neotektonik dönem boyunca belkide deprem aktivitesinin yüksek ve sonrasında azaldığı ve daha sonra neredeyse sismik boşluk gösterecek olan çok azaldığı bir bölgeyi temsil edebilir. Orta Anadolu Fay Zonu'nun bu dengelenme süreçleriyle ilişkili olarak kabuğun zayıf bölgeleri boyunca ortaya çıktığı düşünülebilir.

Deprem aktivitesinin yoğun olarak dağılım gösterdiği bölgeler izostatik kabuk denge oranlarının tam ve yüzde 100'e çok yakın olduğu (yüzde 98-102) bölgelerdir. Buna göre depremlerin kabuğun izostatik dengelenme gereksinimi sonucu olarak geliştiği izlenimini vermektedir. Bu bölgelerde aktivitenin devam



etmesi ve sonra aşırı dengelenmiş bölgelerde olduğu gibi "deprem sonrası" (post sismik) bölgeye dönüşmesi beklenebilir. Yüzde 98'den daha düşük denge oranlarının geliştiği bölgeler ise sismik olarak "sessiz" bölgelerdir. Bu bölgeler ağırlıklı olarak Orta Anadolu'nun güney, güney batı ve kuzey batı kesimlerinde yer almaktadır (Şekil 3.8). Bu bölgelerde denge oranları gelecekte yüzde 100'e daha fazla yaklaştıkça, tam dengelenme oranına ulaşma sürecine ve kabuğun kırılgenliğine bağlı olarak deprem üretebilir. Bu nedenle sismik aktivite potansiyeli yüksek olan "deprem öncesi" (pre-sismik) bölgeler olarak da tanımlanabilir.



Şekil 3.8. İzostatik Moho ve gravimetrik Moho arasında izostatik Moho'ya göre oluşan fark oranlarının (denge oranı) yüzde olarak haritalanması ve deprem dış merkez dağılımları ile karşılaştırılması

### 3.4. Orta Anadolu Bölgesi Litosfer Efektif Elastik Kalınlıklarının Modellenmesi

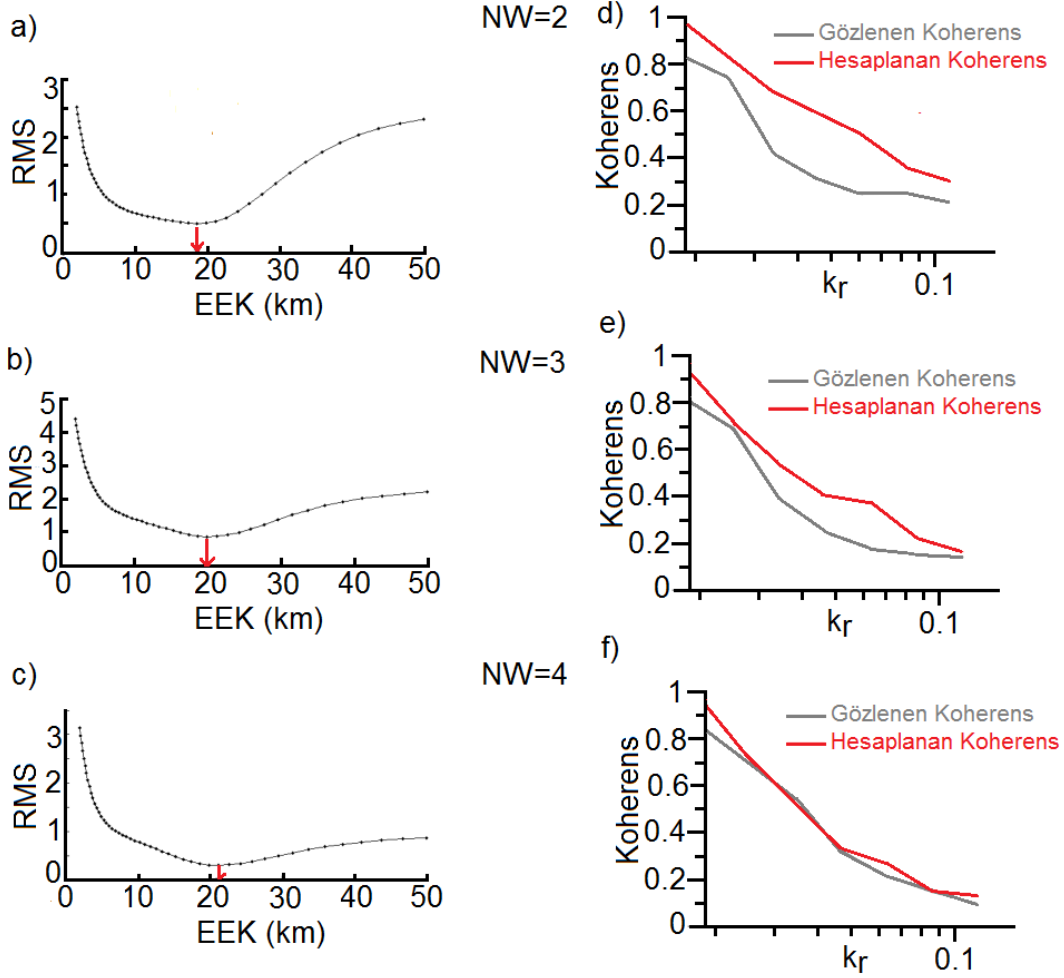
#### 3.4.1. Bouguer-Topoğrafya uyum ilişkisinden efektif elastik kalınlık kestirimi

EEK'nın ortalama değerinin kestirimi için Bouguer anomalileri ile topoğrafya verilerinin uyum ilişkisinden elde edilen çözümler Şekil 3.9' de gösterilmiştir. Çok bandlı spektral yöntemde farklı EEK denemeleri için (0-50 km) hesaplanan uyum eğrisi ile gözlenen uyum eğrisi karşılaştırılmıştır. Tüm çözümlerde yükleme oranı  $f=1$ , elastisite modülü  $E=10^{10}$  N/m<sup>2</sup>, gravite ivmesi  $g=9,8$  m/s<sup>2</sup>, kabuk yoğunluğu  $\rho_k=2800$  kg/m<sup>2</sup> ve litosferik manto yoğunluğu  $\rho_m=3300$  kg/m<sup>3</sup> olarak alınmıştır.

Şekil 3.9a' da spektral pencere boyu  $NW=2$  ve farklı EEK denemeleri için her defasında elde edilen iki uyum eğrisi arasındaki enerji hatası (RMS) hesaplanıp EEK'nın fonksiyonu olarak grafiklenmiştir. Şekil 3.9a, Şekil 3.9b ve Şekil 3.9c'de sırasıyla en küçük hatalar  $Te=18,67$  km,  $Te=19,93$  km ve  $Te=21,29$  km olarak bulunmuştur. Her bir  $Te$  için hesaplanan uyum eğrileri ile gözlenen uyum eğrileri arasındaki karşılaştırmalar Şekil 3.9d, Şekil 3.9e ve Şekil 3.9f'de gösterilmiştir. Pencere boyunun  $NW=4$  olması durumunda bulunan  $Te=21,29$  km değerine göre hesaplanan uyum ile gözlenen uyumlar arasında en iyi uyumun elde edildiği açıktır (Şekil 3.9f). Burada en iyi çakışmanın  $k_r=0,03$  rad/km ve  $k_r=0,1$  rad/km radyal dalga sayıları arasında daha başarılı olduğu görülmektedir. Bu durumda Orta Anadolu bölgesinde Bouguer anomalileri ve topoğrafya verileri arasındaki en iyi ilişkinin veya birbirine olan bağımlılıklarının söz konusu dalga sayıları aralığında meydana gelmiştir. Bu özelliği denetleyen efektif litosfer kalınlığı ise  $Te=21,29$  km olarak bulunmaktadır.

Anadolu levhası'nın batısında Pamukçu ve Akçığ (2011) tarafından yapılan çalışmada Batı Anadolu'nun ortalama Efektif Elastik Kalınlığı (EEK) yaklaşık 13 km olarak bulunmuştur. Bu sonuçla karşılaştırıldığında Orta Anadolu'nun ortalama EEK'sı ince değildir ve deprem aktivitesinin göreceli olarak Anadolu levhası'nın batısına göre daha düşük olması Orta Anadolu bölgesinin ortalama EEK'sının daha kalın olması ile ilişkilendirilebilir.

Bouguer-Topoğrafya uyum ilişkisi kullanılarak elde edilen ortalama  $Te$  değeri izostatik Moho derinlikleri hesaplanmasında kullanılmıştır.



Şekil 3.9. Bouguer-Topoğrafya uyum ilişkisinden ortalama  $T_e$  kestirimi. a) Fourier pencere boyu  $NW=2$  için gözlenen ve hesaplanan uyum eğrileri arasındaki hatanın  $T_e$  denemelerine göre grafiklenmesi. En küçük hata  $T_e=18,67$  km için elde edilmiştir. b) Gözlenen uyum ve  $T_e=18,67$  km için hesaplanan uyumun karşılaştırılması. c)  $NW=3$  için gözlenen ve hesaplanan uyum eğrileri arasındaki enerji hatasının  $T_e$  denemelerine göre grafiklenmesi. En küçük hata  $T_e=19,93$  km için elde edilmiştir. d) Gözlenen uyum ve  $T_e=19,93$  km için hesaplanan uyumun karşılaştırılması. e)  $NW=4$  için gözlenen ve hesaplanan uyum eğrileri arasındaki hatanın  $T_e$  denemelerine göre grafiklenmesi. f) Gözlenen uyum ve  $T_e=21,29$  km için hesaplanan uyumun karşılaştırılması

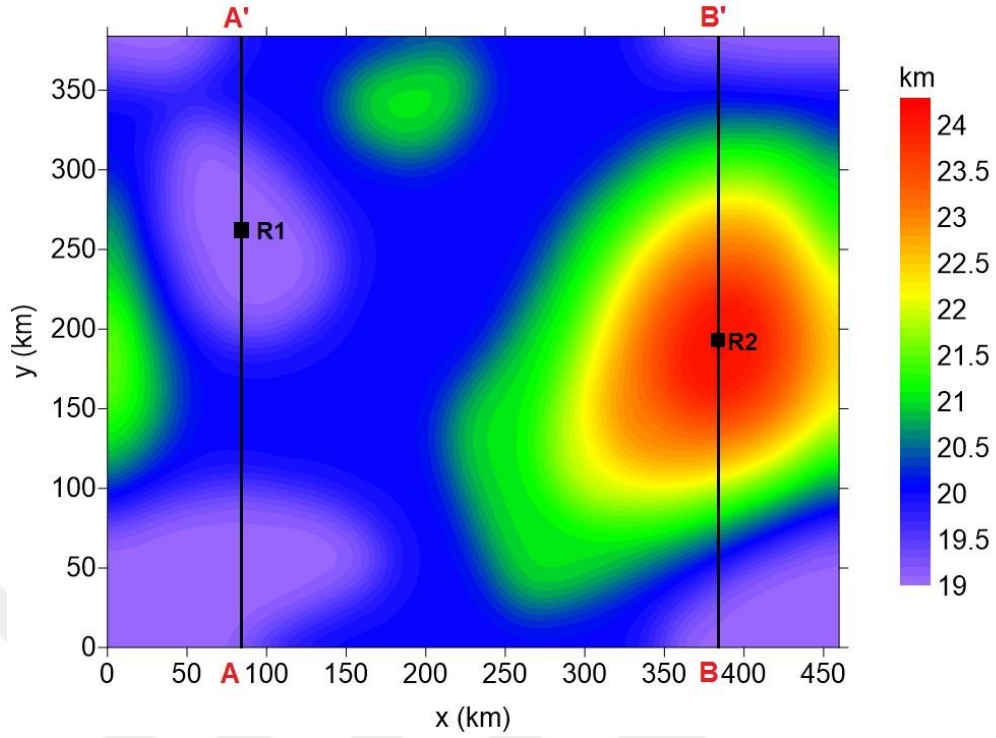
### 3.4.2. Efektif elastik kalınlıkların haritalanması ve dayanım kesitleri

Litosfer efektif elastik kalınlığı, litosferin elastik olarak deforme olabilen kısımlarının kalınlıkları olarak tanımlanabilir. Bu durumda EEK, kabuk ve litosferik mantodaki gerilme dayanımları ile ilişkili olmaktadır. Böylece LAS ve Moho geometrileri aynı zamanda yoğunluk değişimleriyle birlikte litosfer deformasyonunu kontrol eden sınırlar olarak da ortaya çıkar.

Burov ve Diament (1995) litosferin tabakalı yapısına göre EEK değerlerinin hesaplanmasına yönelik bir yöntem geliştirmişlerdir. Bu yöntemde EEK litosferin elastik çekirdek kısımlarının dayanımlarını yansıtan bir parametre olarak ele alınmakta ve bu açıdan aynı zamanda reoloji modellemesi için de veri sağlamaktadır. Bu durumda litosfer üzerindeki yüklerin litosfer içinde ne ölçüde dağıldığı bilinmelidir. Eğer litosfer üzerindeki yükler önemli ölçüde üst kabuk tarafından karşılanıyorsa, diğer katmanların litosfer dayanımına katkıları ya çok az olmakta veya olmamaktadır. Bu özellik litosfer katmanlarının "etkileşimsizliği" (decoupled) olarak tanımlanır. Bu durumda litosfere uygulanan yükü ağırlıklı olarak üst kabuk destekler. Burov ve Diament (1995) genel olarak kabuk içerisinde kırılğan- sünek geçiş bölgesinin 10-15 km arasında oluştuğunu göstermiştir.

Efektif Elastik Kalınlık haritası Prof.Carole Petit tarafından sağlanan bilgisayar kodu ile elde edilmiştir. Şekil 3.10'da görüldüğü gibi, Orta Anadolu bölgesinin EEK değerleri yaklaşık olarak 19,0-24,3 km aralığında değişmektedir. EEK haritasının ilk göze çarpan özelliği, elastik kalınlık değerlerinin geniş bir aralıkta değişmemesine rağmen hızlı geçişlerle karakterize olmasıdır. Bölgenin doğusunda EEK maksimum değere ulaşırken (~24,3 km), diğer alanlarda daha düşük değerler gözlenir. EEK değerlerinin yüksek olduğu kesimlerde kabuk ve litosferik mantonun tektonik kuvvetlere karşı etkileşimli veya diğer bir deyişle yüklere ortak tepki verdikleri ve litosfer katmanlarının gerilme dayanımının daha yüksek olduğu anlaşılır. Bu özellik Şekil 3.11'de bulunan deprem dağılım haritasından elde edilen sonuçlarla doğrulanmaktadır. Burada Moho sınırına yakın bölgedeki rijit ve güçlü bölge, çalışma alanının doğu kesiminde diğer kesimlere göre daha yüksek EEK değerlerinin elde edilmesine neden olmaktadır.

EEK değerlerinin düşük olduğu kesimlerde ise üst kabuğun daha kırılğan ve reolojik tabakalanmanın "etkileşimsiz" (decoupled) olduğu anlaşılır. EEK haritasının doğu kesiminde gözlenen yüksek değerler, aynı zamanda kabuğun ve litosferik mantonun kalınlaştığı bölgelerdir. İzostazik anlamda kalınlaşma yükün ağırlıklı olarak elastik deformasyonla karşılandığını ve bu nedenle elastik kalınlığın arttığına işaretir.

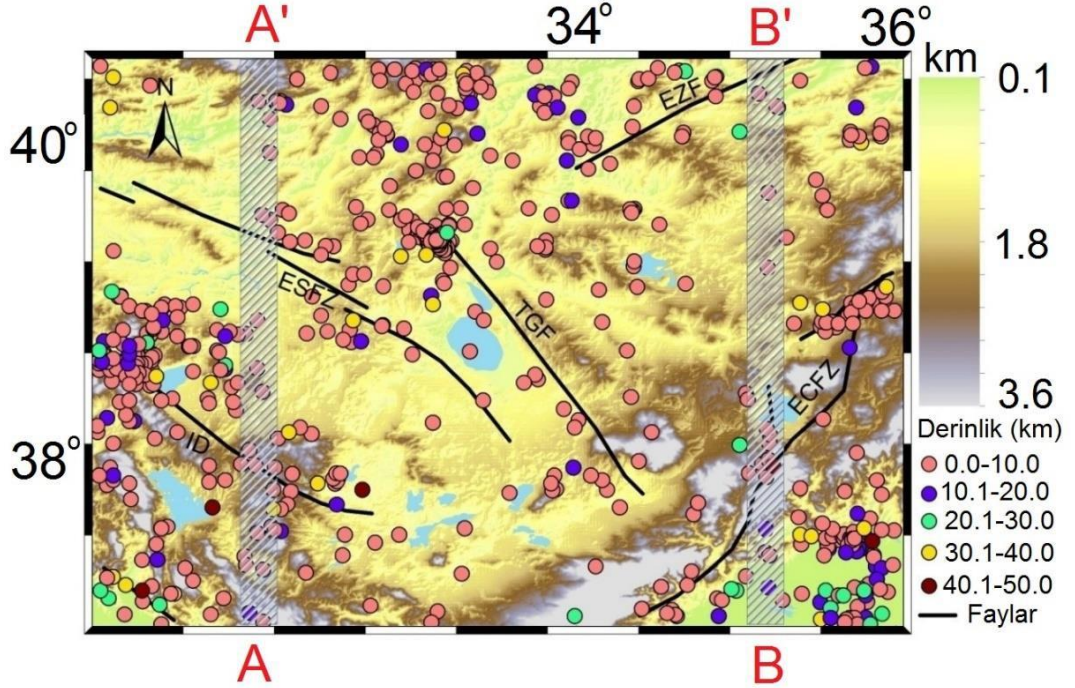


Şekil 3.10. Orta Anadolu bölgesinin EEK haritası. En büyük kalınlık değerleri bölgenin doğu kesiminde ve en küçük değerler ise güney batı, güney doğu ve orta kesimlerde. EEK değişimleri aynı zamanda litosfer dayanımı ile ilişkili olduğundan Şekil 3.12 ve Şekil 3.13' de kestirilen litosfer gerilme dayanım kesitlerinin elde edildiği AA' ve BB' profillerinin EEK haritasında karşılık gelen yerlerini göstermek ve analiz etmek için burada da çizilmiştir. R<sub>1</sub> ve R<sub>2</sub> noktaları Şekil 3.14 ve 3.15'de çizilen reoloji grafiklerinin profiller üzerindeki konumlarıdır. R<sub>1</sub> ve R<sub>2</sub> noktalarının sırasıyla EEK'nın en küçük ve en büyük değerlerine karşılık geldiğine dikkat edilmelidir

Orta Anadolu bölgesinin litosfer dayanım kesitleri için tez çalışma alanının batı de doğu kesiminde kuzey-güney yönlü iki profil (AA' ve BB') alınmıştır. AA' profili Isparta dirseğinin doğu kenarını (ID) ve Eskişehir Fay Zonunu (ESFZ); BB' profili ise Ecemiş Fay Zonu (ECFZ) ve Ezinepazarı Fayını (EZF) kesecek şekilde seçilmiştir (Şekil 3.11). Böylece litosfer deformasyonunu denetleyen reolojik yapının kestirimi ve profiller boyunca sismik etkinlikle karşılaştırılması amaçlanmıştır. Bununla birlikte bilindiği gibi sismik etkinlikler kısa zaman aralıklarında biriken elastik deformasyon enerjisinin kinetik enerjiye dönüşmesiyle ortaya çıkmaktadır. Diğer yandan litosfer dayanımları uzun süreli jeolojik zamanlar boyunca litosferin bileşimi, termal yapısı ve elastik özelliklerine bağlı olarak gelişen süreçlerdir. Bu bağlamda deprem etkinliği ile litosfer dayanımları karşılaştırılmaz gibi görünse de litosferin rijit bölgelerinin kırılma ve deprem üretme potansiyellerinin diğer sünek bölgelerine göre çok daha fazla olması beklenir. Buna göre çalışma alanında profiller



boyunca litosferin tabakalı yapısını temsil eden Moho ve LAS derinliklerini içeren litosfer dayanımları modellenmiştir. Litosfer dayanımları AA' ve BB' profillerine çıkarılarak Şekil 3.12 ve Şekil 3.13'da çizilmiştir.



Şekil 3.11. BÜ-KRDAE kataloglarına göre Orta Anadolu bölgesine ait 1975-2016 yılları arasında meydana gelen, büyüklüğü  $M_w \geq 3,0$  olan depremlerin dış merkez dağılım haritası ve litosfer dayanım kesitleri için kullanılan AA' ve BB' profilleri. Fay zonları Koçyiğit (2003)'den düzenlenmiştir

Her iki kesitte de litosfer gerilme dayanımı üst kabuktan alt kabuğa doğru düşmektedir. Ara yüzey sınırlarının ondülasyonuna dikkat edildiğinde AA' kesitinin ara yüzey sınır ondülasyonları BB' kesitine göre daha duraylıdır. Bununla birlikte BB' kesitinde ondülasyon daha belirgin olmakla birlikte üst kabuktan alt kabuğa geçiş bölgesinde ve alt kabuğun alt kesimlerinde (Moho sınırına yakın) yüksek dayanım bölgeleri gözlenmektedir.

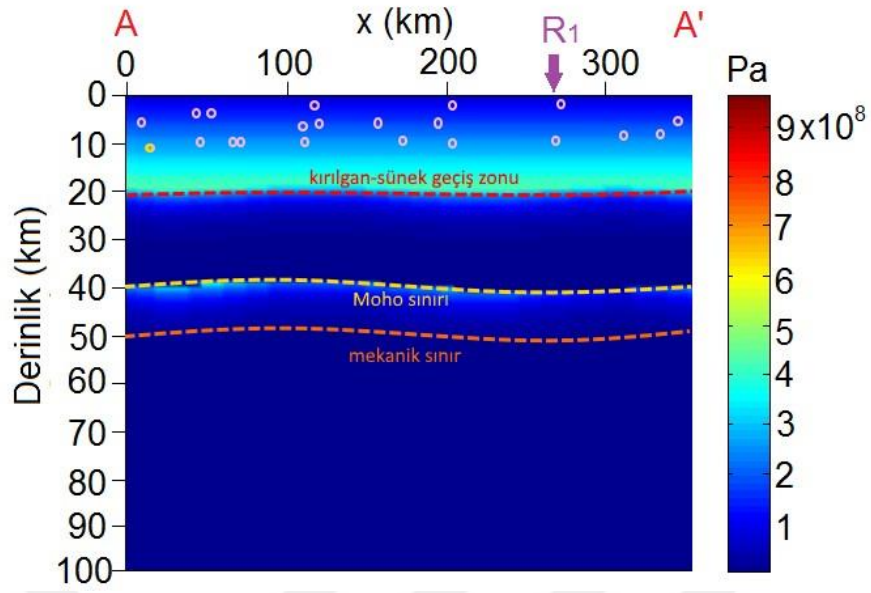
Şekil 3.11'de BÜ-KRDAE kataloglarından elde edilen dış merkez ve odak derinlikleri haritasında AA' ve BB' profilleri  $0,2^\circ$  genişliğinde bir zon boyunca alınmıştır. Bu ince zon içerisine düşen depremlerin odak derinliklerinin profiller boyunca dağılımları Şekil 3.12 ve Şekil 3.13'deki litosfer dayanım kesitleri içinde gösterilmiştir. AA' ve BB' litosfer gerilme dayanım kesitlerinin ortak özelliği, rijit

ve kırılğan üst kabuğun deprem üretme potansiyelinin litosferin diğerkatmanlarına göre daha fazla olmasıdır.

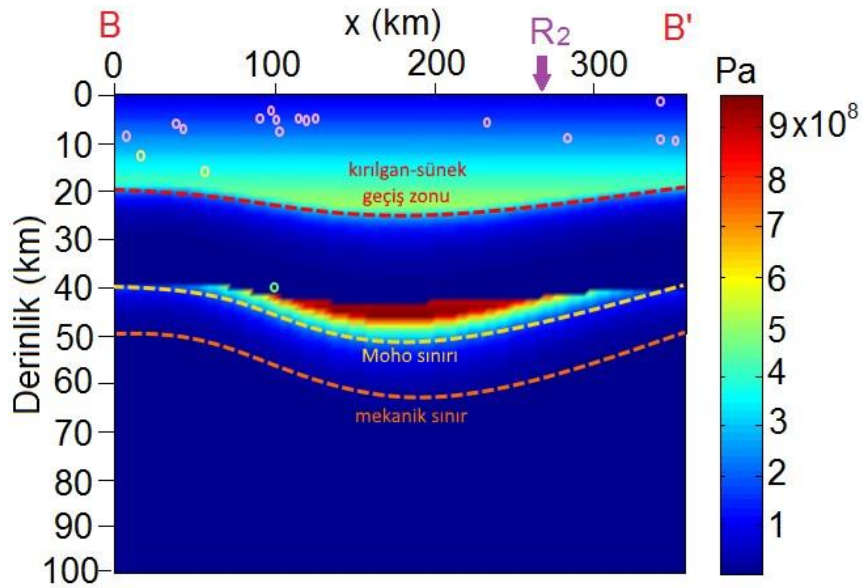
AA' kesitinde tektonik kuvvetlere karşı yükü litosferin yalnızca üst kabuğunun karşıladığı ve BB' kesitinde ise yük ağırlıklı olarak üst kabuk tarafından karşılanmakta; ancak Moho sınırına yakın alt kabuğun alt kesimlerinde bulunan ortam, söz konusu yükü oldukça rijit ve güçlü elastik özellikleriyle desteklemektedir. Her iki kesitte alt kabuk ve Moho sınırından, gerilme dayanımının  $10^8$  MPa eşik değerinde olduğu mekanik sınıra kadar olan sünek (düktil) kesimde sismik etkinlik oluşmamaktadır. Bu durumun olası bir açıklaması derinlerdeki sünek malzemenin sünek akma deformasyonuna bağlı olarak, yüksek sıcaklıktan ötürü elastik yamulma enerjisini depolayamamasıdır. Sonuç olarak AA' kesitinde litosferin reolojik olarak tabakalı yapısı; üst kabuk rijit ve kırılğan, alt kabuk zayıf ve sünek ve Moho sınırından hemen sonra çok az rijit ve alt kesiminde ise zayıf ve plastik akma şeklindedir. Mekanik sınır derinliği yaklaşık 50 km civarındadır.

BB' kesitinde ise üst kabuk rijit ve kırılğan, alt kabuğun üst kesimleri sünek ve alt kesimlerinden Moho sınırına kadar olan bölge ise oldukça rijit ve güçlü bir reolojik tabakalanma gösterir. Bu bölgede mukavemetin tekrar artması Orta Anadolu bölgesinin doğu kesiminde yer alan granitik kayaç sokulumlarıyla ilişkilendirilebilir. Mukavemetin artması aynı zamanda EEK'nın artışında neden olur. Bu tabakadan sonra litosfer dayanımı düşmekte ve mekanik sınır derinliğinden (50- 60 km) sonra sıcaklık artışına bağlı olarak plastik akma özelliği göstermektedir. Her iki litosfer dayanım kesitinde de mekanik sınır derinliği düşük veya litosferik manto kalınlığı incedir. Sıcaklık artışına bağlı olarak Moho'dan sonra sünek ve mekanik sınırdan sonra plastik akma özelliklerinden dolayı, sismik etkinliklerin bu katmanlarda olmaması beklenir. Şekil 3.11' deki profillerden çıkarılan deprem odak derinlikleri litosfer dayanım modellerini desteklemektedir. Orta Anadolu'nun batı kesiminde depremler zayıf ve kırılğan üst kabuğun sığ derinliklerinde dağılım gösterirken, doğu kesiminde üst kabuğun farklı derinliklerinde oluşmaktadır. Reolojik tabakalanmanın doğası gereği gibi sünek ve plastik akma bölgelerinde sismik aktiviteler olmamaktadır.





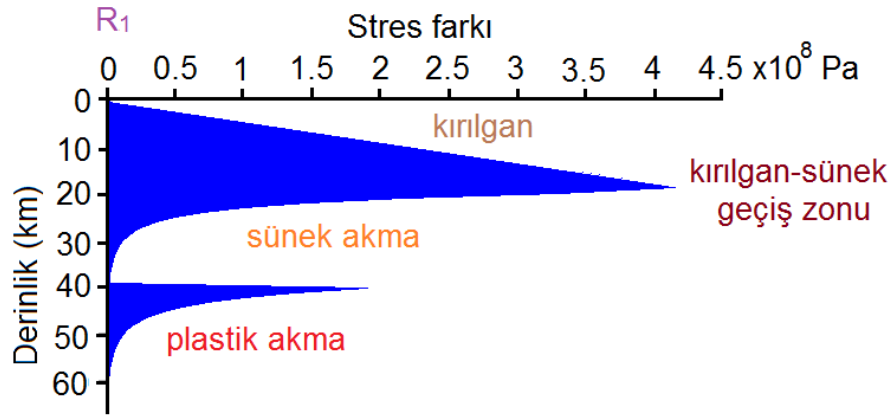
Şekil 3.12. AA' litosfer dayanım kesiti, gravimetrik Moho sınırı ve odak derinliği kesiti ( $R_1$  reoloji grafiği için seçilen noktadır)



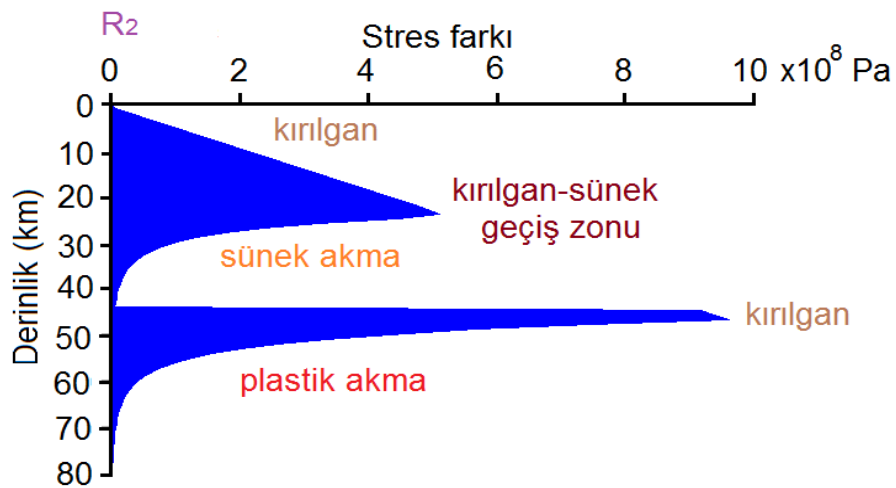
Şekil 3.13. BB' litosfer dayanım kesiti, gravimetrik Moho sınırı ve odak derinliği kesiti ( $R_2$  reoloji grafiği için seçilen noktadır)

Reoloji modellerini grafiksel olarak ve basitçe belirlemek amacıyla AA' ve BB' kesitleri üzerinde sırasıyla  $R_1$  ve  $R_2$  noktaları seçilmiştir (Şekil 3.12 ve 3.13). Şekil 3.14 ve 3.15' de bu noktalardan derinliğin fonksiyonu olarak litosfer gerilme dayanımı kesitlerinden elde edilen reoloji grafikleri görülmektedir.  $R_1$  noktasından itibaren derine doğru elde edilen reoloji grafiğinde kabuk içinde oluşan bir adet kırılğan-sünek geçiş derinliği (KSG) yaklaşık olarak 19 km olarak belirlenmiştir. Bu

derinlikte kırılğan ve sünek dayanımlar birbirine eşit olmaktadır. Üst kabuk içinde gelişen KSG zonu litosferik mantoda gözlenmemektedir. Bu durumda bölgede yer alan kabuk “creme brulee” kabuk modeli özelliğini taşır.  $R_2$  noktasından itibaren derine doğru elde edilen görülen reoloji grafiği ise diğer grafiğe göre farklı özellikler taşımaktadır. Üst kabuk içindeki KSG zonu 24 km civarında ve litosferik manto içindeki KSG zonu ise 43 km civarındadır. Bu durumda rijit litosferik manto alt kabuğun sünek deformasyonuna katkı sağlamakta ve kırılğan üst kabuk ile rijit ancak ince litosferik manto arasında tuzaklanmasına yol açmaktadır. Bu durumda bölgede yüksek gerilme farkları sünek makaslama zonlarını lokalize ederek sünek akmayla sonuçlanan deformasyona yol açmaktadır.



Şekil 3.14 Litosfer dayanım kesitlerinde (Şekil 3.12 ve Şekil 3.13)  $R_1$  ve  $R_2$  noktalarından elde edilen reoloji grafikleri



Şekil 3.15. Litosfer dayanım kesitlerinde (Şekil 3.12 ve Şekil 3.13)  $R_1$  ve  $R_2$  noktalarından elde edilen reoloji grafikleri

#### 4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Orta Anadolu bölgesi Kuzey Anadolu fay zonu ve Doğu Anadolu fay zonu olarak bilinen iki büyük fay zonu arasında kalan bir bölgedir. Bu çalışmayla birlikte Orta Anadolu'nun EGM08 Bouguer anomalileri ilk kez derlenmiştir. Anomalilerin genlik spektrumu hesaplandığında dört adet derin arayüzey sınırına ait ortalama derinlikler kestirilmiştir (Litosfer-Astenosfer Sınırı (LAS), Moho, Konrad ve Temel kaya). Spektral analiz işleminden özellikle Litosfer-Astenosfer derinliğine ait bilginin çıkarılması oldukça önemlidir. Litosferik manto ve astenosferik manto arasındaki yoğunluk farkının küçük ve sınırın derin olmasına rağmen EGM08 anomalileri içinde sınırın ortalama derinliğine yönelik dalga boyları ve ortalama derinliği (74 km) belirlenebilmiştir. Radyal ortalamalı logaritmik genlik spektrumundan Moho derinliği ise ortalama 38 km olarak elde edilmiştir. Buradan Orta Anadolu litosfer kalınlığının "ince" olduğu sonucu çıkarılabilir. Kabuk kalınlığına ait olan değer önceki çalışmalarla karşılaştırıldığında uyumlu olduğu gözlenmiştir. Ayrıca başka bir önemli sonuç, 11 km ortalama derinlikli konrad süreksizliğine yönelik bilginin elde edilmesidir. Bu durumu neo-Tetisin kapanmasıyla kıtasal litosferin altında okyanusal litosferin yer aldığını ve kabuk kalınlığından hareketle alt kabuğun daha kalın olduğu sonucunu göstermektedir.

Moho ve LAS derinliklerinin üç boyutlu geometrisi gravimetrik ters çözüm yöntemi olarak Parker-Oldenburg algoritmasıyla kestirilmiştir. Moho derinlikleri ~ 37,8 – 43,2 km arasında ve LAS derinlikleri ise yaklaşık olarak 67-91 km arasında değişmektedir. Her iki sınırın derinliklerinde Orta Anadolu'nun doğusundan batısına doğru azalma gözlenmektedir. Kabukta meydana gelen bu incelme bölgede yer alan yitim zonlarının varlığı ile desteklenebilir. Gravimetrik Moho'dan başka Vening-Meinesz bölgesel izostazi modeline göre yalnızca düşey yükler (topoğrafya) dikkate alınarak izostatik Moho derinlikleri de hesaplanmıştır. İzostatik Moho derinlikleri (~37,7-43,0 km) gravimetrik Moho derinliklerine oldukça yakın olarak elde edilmiştir. Bu arada bükülme kestiriminde gerekli olan ortalama litosfer efektif elastik kalınlığı Bouguer-Topoğrafya spektral uyum ilişkisinden yaklaşık 21,9 km olarak kullanılmıştır.

İnce olarak kabul edilemeyecek olan bu kalınlık değeri aynı zamanda Orta Anadolu'nun rijit yapısına işaret eder.

İzostatik kabuk denge oranları ile bölgesel sismik aktiviteler arasında ilişkiler kurulmaya çalışılmıştır. Bölgenin moment magnitudü 3'den büyük depremlerinin yüzde 100'e çok yakın (yüzde 98-yüzde 102) kesimlerini izlemesi ilgi çekicidir. Buradan bu kesimlerde ortaya çıkan depremlerin izostatik dengelenme süreci ile ilişkili olabileceğine yönelik bilgiler çıkarılmıştır. Bu bağlamda düşük denge oranlarının hesaplandığı (~yüzde 94) kesimlerin de gelecekte deprem öncesi (pre-sismik) kesimler olarak dikkate alınması gerekebilir.

Litosfer dayanımı, litosferin elastik olarak deforme olabilen kayaçlarının kalınlıkları ile ilişkilidir. Bu açıdan Orta Anadolu litosferinin Efektif Elastik Kalınlık (EEK) haritası da bu tez çalışması ile ilk kez çıkarılmıştır. Kalınlıklar dar bir aralıkta (~19,0-24,5 km) değişim göstermektedir. En büyük değeri Orta Anadolu Fay Zonu'nun sınırladığı yüksek plato kesimine ve aynı zamanda aşırı dengelenmeye karşılık gelen doğu kesimine karşılık gelmektedir.

Litosfer efektif kalınlığının büyük olması, doğu kesiminin Orta Anadolu'nun diğer bölgelerine göre elastik deformasyonunun daha fazla olduğunu ve daha rijit olduğunu ortaya koymuştur. Orta Anadolu bölgesine ait jeolojik birimleri ele alındığında bölgenin doğu kesiminde yer alan granitik sokulumların o kesimdeki litosferin mukavemetini arttırdığı ve bundan hareketle EEK'nın daha büyük değerler aldığı söylenebilir.

Bu çalışmada ayrıca EEK'lara bağlı olarak temel gerilim farklarının derinliğe göre değişimleri araştırılmıştır. Buna göre Orta Anadolu'nun elastik kalınlığı görece olarak yüksek olan doğu kesiminden ve daha zayıf olan batı kesiminden kuzey güney yönlü litosfer dayanım kesitleri modellenmiştir. Bu kesitlerin litosfer gerilme dayanımının farklı olması, aynı zamanda Orta Anadolu bölgesinin doğu ve batı kesimlerinin tektonik yüklere karşı gösterdiği elastik tepkilerin reolojik tabakalanma özelliklerine bağlı olarak birbirinden farklı olduğunu göstermektedir. Orta Anadolu bölgesi için iki farklı kabuk modeli önerilmiştir. Bölgenin batısı için elde edilen reoloji grafiği kırılğan üst kabuk, sünek alt kabuk ve litosferik manto özelliği göstermiştir. Literatürde bu şekilde olan kabuk yapısı "Creme Brulee" olarak adlandırılır ve kabuk

yüklere karşı yalnızca üst kabuğun sığ derinlikleri rijitliği ve kırılgenanlığı ile destek verir. Bölgenin doğusu için durum daha farklı bir özellik göstermiştir. Bu bölge için elde edilen reoloji grafiği kırılgen üst kabuk, kırılgen-sünek geçiş zonundan Moho sınırına kadar sünek akma ve litosferik manto'ya gelindiğinde tekrar rijit özellik ortaya çıkmıştır. Bu durumda doğu kesiminde üst kabuğun rijitliğinden başka litosferik mantonun yüksek rijitliği de litosfere etkiyen kuvvetlere destek vermektedir.

Litosfer mukavemet kesitleri üzerine çizilen deprem odak derinlikleri incelendiğinde depremlerin büyük çoğunluğunun üst kabuktan kırılgen-sünek geçiş zonuna kadar olan kesimde meydana geldiği gözlenmiştir. Bu derinlik Orta Anadolu bölgesinin doğusunda alınan kesitte yaklaşık olarak 20 km dir ve Bouguer-Topoğrafya uyum ilişkisinden elde edilen ortalama EEK değeri (21,29 km) uyumludur.

Tez kapsamında elde edilen sonuçlar litosfer dinamiklerine yeni ve önemli katkılar sunar. Bununla birlikte Orta Anadolu bölgesinin litosfer ve litosfer altı ortamlardaki akışkanların akma hızlarının ve efektif viskozite değerlerinin modellenmesi termomekanik yapıya yeni bir bakış açısı sunabilir. Özellikle astenosfer yükselmelerinin dinamik topoğrafyaya olan katkılarının üç boyutlu olarak modellenmesi ve yüzeydeki deformasyonlarla karşılaştırılması bölgenin neotektonik rejiminin yorumlanmasına yönelik yeni bilgiler ortaya çıkarabilir. Bunun yanı sıra bölgeye ait izostatik denge derecelerinden elde edilen analizler depremlerin önceden belirlenmesi çalışmalarıyla ilişkilendirilebilir ve post ve pre-sismik özelliği gösteren bölgeler hakkında daha detaylı yorumlar yapılabilir. Bu çalışmaların yanı sıra sismik alıcı fonksiyonları kullanılarak Orta Anadolu bölgesinin kabuk ve üst manto yapılarının farklı tektonik rejim yapılarına ait çözümler geliştirilebilir, kabuk kalınlıklarına dair bilgiler elde edilebilir ve bu tez çalışmasında sunulan sonuçlarla karşılaştırılabilir.

## KAYNAKLAR

Abd-Elmotaal H. A., Gravity Anomalies Based on the Vening Meinesz Isostatic Model and Their Statistical Behavior, *Mitt. der Geod. Inst. der Techn. Univ. Graz*, 1991, **72**.

Abd-Elmotaal H. A., Theoretical Background of the Vening Meinesz Isostatic Model *International Association of Geodesy Symposia*, 1995, **113**, 268-277.

Abd-Elmotaal H. A., Vening Meinesz Moho Depths: Traditional, Exact and Approximated, *Manuscripta Geodaetica*, 1993, **18**, 171-181.

Akbaş B., Akdeniz N., Aksay A., Altun İ., Balcı V., Bilginer E., Bilgiç T., Duru M., Ercan T., Gedik İ. Günay Y., diğerleri, Türkiye Jeoloji Haritası, 2011, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara, Türkiye.

Ates A., Bilim F., Buyuksarac A., Aydemir A., Bektas O., Aslan Y., Crustal structure of Turkey from aeromagnetic, gravity and deep seismic reflection data, *Surveys in geophysics*, 2012, **33**(5), 869-885.

Banks R. J., Swain C. J., The Isostatic Compensation of East Africa, *Proc. R. SOC. A*, 1977, **364**, 331-352.

Barka A., Reilinger R., Şaroğlu F., Şengör A.M.C., The Isparta angle: its importance in the neotectonics of the eastern Mediterranean region, Pişkin, Ö., Ergün, M., Savaşçın, M.Y., Tarcan, G. ed. *IESCA-1995 Proceedings*, 1995, 3-17.

Barka A., ve Kadinsky-Cade K., Strike-slip fault geometry geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, 1988, **7**, 663–684.

Bechtel T. D., Forsyth D. W., Sharpton V. L., Grieve R. A., Variations in effective elastic thickness of the North American lithosphere, *Nature*, 1990, **343**, 636-638.

Bhattacharyya B. K., Some general properties of potential fields in space and frequency domain; a review, *Geoexploration*, 1967, **5**, 127–143.

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

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

Bott M. H. P., Evolution of Young Continental Margins and Formation of Shelf Basins, *Tectonophysics*, 1971, **11**, 319-327.

Boztuğ D., Jonckheere R. C., Wagner G. A., Yeğingil Z., Slow Senonian and fast Palaeocene–Early Eocene uplift of the granitoids in the Central Eastern Pontides, Turkey: apatite fission-track results, *Tectonophysics*, 2004, **382**(3-4), 213-228.

Burov E. B., Diament M., Flexure of the continental lithosphere with multilayered rheology, *Geophysical Journal International*, 1992, **109**(2), 449-468.

Burov E. B., Diament M., The effective elastic thickness ( $T_e$ ) of continental lithosphere: what does it really mean?, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1995, **100**(B3), 3905-3927.

Büyüksaraç A., Jordanova D., Ateş A., Karloukovski V., Interpretation of the gravity and magnetic anomalies of the Cappadocia Region, Central Turkey, *pure and applied geophysics*, 2005, **162**(11), 2197-2213.

Byerlee J., Friction of Rocks, *Pure and Applied Geophysics*, 1978, **116**, 615-626.

Carter N.L., Tsenn M.C., Flow properties of continental lithosphere, *Tectonophysics*, 1987, **136**(1-2), 27-63.

Chapman D. S., Furlong K. P., Thermal State of Continental Lower Crust, *Continental Lower Crust*, 1992, **23**, 179-199.

Claerbout J., Fundamentals of Geophysical Data Processing. With Applications to Petroleum Prospecting, McGraw-Hill Book Co, 1976.

Courant R., Hilbert D., *Methods of Mathematical Physics*, 1st ed., Wiley-WCH, New York, 1953.

Deng Y., Fan W., Zhang Z., Liang K., The Gravity and Isostatic Moho in North China Craton and Their Implications to Seismicity, *Earth Sci.*, 2014, **27**(2), 197-207.

Doğan M. B., Orta Anadolu bölgesi kabuk içi süreksizliklerinin kestirimi ve kabuk gerilme analizleri, Doktora, Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmit, Türkiye (Yayımlanmamış), 2019.

Ersan A., Erduran M., Orta Anadolu'nun kabuksal hız yapısının araştırılması, *DÜMF Mühendislik Dergisi*, 2010, **1**(1), 49-60.

Forsberg R., A Study of Terrain Reductions, Density Anomalies and Geophysical Inversion Methods in Gravity Field Modeling, *Department of Geodesic Science and Survey*, OSU/DGSS-355, 1984.

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

Goetze C., Evans B., Stress and Temperature in the Bending Lithosphere as Constrained by Experimental Rock Mechanics, *Geophys. J. R.*, 1979, **59**, 463-478.



Gomez-Ortiz D., Agarval B. N. P., 3DINVER.M: a MATLAB Program to Invert the Gravity Anomaly Over A 3D Horizontal Density Interface by Parker–Oldenburg's Algorithm. *Computers and Geosciences*, 2005, **31**, 513–520.

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

Görür N., Oktay F. Y., Seymen I., Şengör A. M. C., Palaeotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: sedimentary record of a Neo-Tethyan closure. *Geological Society, London, Special Publications*, 1984, **17**(1), 467-482.

Görür N., Tüysüz O., Şengör A. M. C., Tectonic evolution of the central Anatolian basins, *International Geology Review*, 1998, **40**(9), 831-850.

Grüninger W., Zur topographisch-isostatischen Reduktion der Schwere. Na, 1990.

Hallam A., Alfred Wegener and the hypothesis of continental drift. *Scientific American*, 1975, **232**(2), 88-97.

Jackson J. A., Strength of the Continental Lithosphere: Time to Abandon the Jelly Sandwich?, *GSA Today*, 2002, **12**(9), 4–10.

Jaffey N., Robertson A. H., New sedimentological and structural data from the Ecemiş Fault Zone, southern Turkey: implications for its timing and offset and the Cenozoic tectonic escape of Anatolia, *Journal of the Geological Society*, 2001, **158**(2), 367-378.

Jeffreys H. The Earth., Cambridge University Press, London, 1976.

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

Karner G. D., Watts A. B., Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1983, **88**(B12), 10449-10477.

Kaymakci N., Özçelik Y., White S. H., Van Dijk P. M., Tectono-stratigraphy of the Çankırı Basin: late Cretaceous to early Miocene evolution of the Neotethyan suture zone in Turkey, *Geological Society, London, Special Publications*, 2009, **311**(1), 67-106.

Kirby S. H., Kronenberg A. K., Rheology of the Lithosphere: Selected Topics, *Reviews of Geophysics*, 1987, **25**(6), 1219-1244.

Koçyiğit A., Orta Anadolu'nun genel neotektonik özellikleri ve depremselliği, *TPJD (Türkiye Petrol Jeologları Derneği) Bülteni Özel Sayı*, 2003, **5**, 1-26.

Lachenbruch A. H., Morgan P., Continental Extension, Magmatism and Elevation; Formal Relations and Rules of Thumb, *Tectonophysics*, 1990, **174**, 39-62.

- Lambeck K., Nakiboglu S. M., Seamount loading and stress in the ocean lithosphere: 2. Viscoelastic and elastic-viscoelastic models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1981, **86**(B8), 6961-6984.
- Li F., Dyt C., Griffiths C., 3D modelling of flexural isostatic deformation, *Computers&Geosciences*, 2004, **30**, 1105-1115.
- Lowrie W., *Fundamentals of Geophysics*, 2nd ed., Cambridge University Press, New York, 2007.
- Maggi A., Jackson J. A., McKenzie D., Priestley K., Earthquake Focal Depths, Effective Elastic Thickness, and the Strength of the Continental Lithosphere, *Geology*, 2000, **28**, 495-498.
- Marcus A. J., The Role of Lipids in Platelet Function: with Particular Reference to the Arachidonic Acid Pathway, *Journal of Lipid Research*, 1978, **19**, 793-826.
- Marone F., Van Der Meijde M., Van Der Lee S., Giardini D., Joint inversion of local, regional and teleseismic data for crustal thickness in the Eurasia–Africa plate boundary region, *Geophysical Journal International*, 2003, **154**(2), 499-514.
- McClusky S., Balassanian S., Barka A.A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gürkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksöz H.N., Veis G., Global Positioning system constraints on the plate kinematics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, 2000, **105**, 5695-5719.
- McKenzie D., Bowin C., “The Relationship between Bathymetry and Gravity in the Atlantic Ocean,” *Journal of Geophysical Research*, 1976, **81**, 1903–1915.
- Meinesz F. A. V., Fundamental Tables for Regional Isostatic Reduction of Gravity Values, *Netherlands Acad. Sci.*, 1940, **17**(3), 1-44.
- Meinesz F. V., Tables fondamentales pour la réduction isostatique régionale, *Bulletin géodésique*, 1939, **63**(1), 711-776.
- Moritz H., The Inverse Vening Meinesz Problem In Isostasy, *Geophysics*, 1990, **102**, 733-738.
- Nadai A., *Theory of Flow and Fracture of Solids*, 1963, Vol. 2, McGraw-Hill, New York.
- Okay A. I., Tüysüz O., Tethyan sutures of northern Turkey, *Geological Society, London, Special Publications*, 1999, **156**(1), 475-515.
- Oldenburg D. W., The Inversion and Interpretation of Gravity Anomalies, *Geophysics*, 1974, **39**, 526–536.

Oruç B., Pamukçu O., Sayın T., Isostatic Moho undulations and estimated elastic thicknesses of the lithosphere in the central Anatolian plateau, Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2019b, **170**, 166-173.

Oruç B., Sönmez T., The rheological structure of the lithosphere in the Eastern Marmara region, Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2017, **139**, 183-191.

Oruç B., Ulutaş E., Pamukçu O., Selim H. H., Sönmez T., Rheological stratification and spatial variations in the effective elastic thickness of the lithosphere underneath the central Anatolian region, Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2019a, **176**, 1-7.

Oruç B., *Yeraltı kaynak aramalarında gravite yöntemi:(matlab kodları ve çözümlü örnekler)*, Umutepe Yayınları, 2013.

Pamukcu O., Yurdakul A., Isostatic compensation in western Anatolia with estimate of the effective elastic thickness, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2008, **17**(3), 545-557.

Pamukçu O. A., Akçığ Z., Isostasy of the Eastern Anatolia (Turkey) and discontinuities of its crust, *Pure and applied geophysics*, 2011, **168**(5), 901-917.

Pamukçu O. A., Akçığ Z., Demirbaş Ş., Zor E., Investigation of crustal thickness in Eastern Anatolia using gravity, magnetic and topographic data. *Pure and Applied Geophysics*, 2007, **164**(11), 2345-2358.

Parker R. L., The Rapid Calculation of Potential Anomalies, *Geophys. J.*, 1973, **31**, 447-455.

Pavlis K. N., Holmes A. S., Kenyon C. S., Factor K., Earth Gravitational Model to Degree 2160: Status and Progress, XXIV General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics, Perugia, Italy, 2-13 July 2007.

Pavlis N. K., Earth gravitational model to degree 2160, *EGM2008, paper presented to the European Geosciences Union General Assembly, Vienna, Austria*, 2008.

Pavlis N. K., Holmes S. A., Kenyon S. C., Factor J. K., The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008), *Journal of geophysical research: solid earth*, 2012, **117**(B4).

Percival D. B., Walden A. T., *Spectral analysis for physical applications*, Cambridge University Press, 1993.

Pirttijärvi M., Fourier transform based processing of 2D potential field data 2009.

Ranalli G., Reology of the Lithosphere in Space and Time, in *Orogeny through Time*, *Geol. Soc. London*, 1996, **121**, 19-37.

Ranalli G., Murphy D.C., Rheological stratification of the lithosphere, *Tectonophysics*, 1987, **132**(4), pp.281-295.

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

Robertson A. H. F., Dixon J. E., Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean, *Geological Society, London, Special Publications*, 1984, **17**(1), 1-74.

Ryan W.B.F., S.M. Carbotte, J.O. Coplan, S. O'Hara, A. Melkonian, R. Arko, R.A. Weissel, V. Ferrini, A. Goodwillie, F. Nitsche, J. Bonczkowski, and R. Zensky, Global Multi-Resolution Topography synthesis, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2009, **10**, Q03014, doi:10.1029/2008GC002332.

Simons F. J., Zuber M. T., Korenaga J., Isostatic response of the Australian lithosphere: Estimation of effective elastic thickness and anisotropy using multitaper spectral analysis, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2000, **105**(B8), 19163-19184.

Slepian D., Prolate spheroidal wave functions, Fourier analysis, and uncertainty—V: The discrete case, *Bell System Technical Journal*, 1978, **57**(5), 1371-1430.

Sönmez T., Doğu Marmara bölgesinin litosfer dinamiklerinin EGM08 gravite anomalileri, izostazik ve termomekanik analizlerle araştırılması, Y. Lisans, Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmit, Türkiye (Yayımlanmamış), 2015, 421404.

Sönmez T., Oruç B., Doğu Marmara Bölgesinin Moho Derinliklerinin Gravimetrik ve İzostazik Yöntemlerle Kestirimi ve Kabuk Denge Analizleri, *Yerbilimleri Dergisi*, 2017, **38**(2), 115-128.

Spector A., Grant F. S., Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, 1970, **35**(2), 293-302.

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

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

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

Tezel T., Shibutani T., Kaypak B., Crustal thickness of Turkey determined by receiver function, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, **75**, 36-45.

Thompson D. T., EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data, *Geophysics*, 1982, **47**(1), 31-37.

U.S. Geological Survey, Digital Elevation Models GTOPO30, Virginia, 1998, <https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30> (Ziyaret tarihi: 30 Nisan 2017).

Vanacore E. A., Taymaz T., Saygin E., Moho structure of the Anatolian Plate from receiver function analysis, *Geophysical Journal International*, 2013, **193**(1), 329-337.

Wang C. Y., Chan W. W., Mooney W. D., Three-Dimensional Velocity Structure of Crust and Upper Mantle in Southeastern China and Its Tectonic Implications, *J. Geophys.*, 2003, **108**(B9), 2442.

Watts A. B., Gravity Anomalies, Flexure and Crustal Structure at the Mozambique Rifted Margin, *Marine and Petroleum Geology*, 2001, **18**(4), 445-455.

Watts A.B., An analysis of isostasy in the world's oceans 1. Hawaiian-Emperor seamount chain, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1978, **83**(B12), pp.5989-6004.

Yılmaz Y., Serdar H. S., Genc C., Yigitbas E., Gürer Ö. F., Elmas A., ... Gürpınar O., The geology and evolution of the Tokat Massif, south-central Pontides, Turkey. *International Geology Review*, 1997a, **39**(4), 365-382.

## KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Oruç B., Pamukçu O., **Sayın T.**, Isostatic Moho undulations and estimated elastic thicknesses of the lithosphere in the central Anatolian plateau, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2019, **170**, 166-173.

Oruç B., Ulutaş E., Pamukçu O., Selim H. H., **Sönmez T.**, Rheological stratification and spatial variations in the effective elastic thickness of the lithosphere underneath the central Anatolian region, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2019, **176**, 1-7.

Oruç B., **Sönmez T.**, The rheological structure of the lithosphere in the Eastern Marmara region, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2017, **139**, 183-191.

**Sönmez T.**, Oruç B., Doğu Marmara Bölgesinin Moho Derinliklerinin Gravimetrik ve İzostazik Yöntemlerle Kestirimi ve Kabuk Denge Analizleri. *Yerbilimleri Dergisi*, 2017, **38**(2), 115-128.

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

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

Oruç B., Tunç B., Çaka D., **Sönmez T.**, Integrated Geophysical-Thermomechanical Modelling of the Lithosphere in the east Marmara Region, Turkey, *The World Multidisciplinary Earth Sciences (WMESS)*, Prague (Czech Republic), 7-11 September 2015.

Oruç B., Tunç B., Caka D., **Sönmez T.**, Doğu Marmara Litosfer Dinamiklerinin EGM08 Bouguer Anomalileri ile Modellenmesi, *Genç Yer bilimciler Kongresi*, İzmir, 5-6 Haziran 2015.

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

Doğan M.B., **Sönmez T.**, Oruç B., Rahimov Y., Gravite Anomalilerinin Sınır Analizlerinden Afyon Bölgesi Çizgiselliklerinin Görüntülenmesi ve Yeraltı Yoğunluk Dağılımı ile Karşılaştırılması, *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 2018, **28**(1-2), 93-104.

## ÖZGEÇMİŞ

1989 yılında İstanbul'da doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini İstanbul'da tamamladı. 2007 yılında girdiği Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden 2012 yılında Jeofizik Mühendisi olarak mezun oldu. 2013 yılında Çalışma ve Sosyal Güvenlik Bakanlığı'nın yapmış olduğu İş Sağlığı ve Güvenliği Uzmanlığı sınavını kazanarak C sınıfı İş Sağlığı ve Güvenliği Uzmanı olmaya hak kazandı. 2016 yılında Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans eğitimini tamamladı. 2014 yılında Kocaeli Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi Koordinasyon Birimi (BAP) tarafından desteklenen ve proje yürütücülüğü Prof.Dr.Bülent ORUÇ'un yaptığı "Doğu Marmara Bölgesinin Derin Tektonik Yapısının EGM2008 Gravite Verileri ve Sismik Tomografi Yöntemiyle Modellenmesi" konulu projede Araştırmacı olarak görev aldı. 2015-2017 yılları arasında TÜBİTAK 1001 Bilimsel ve Teknolojik Projeler kapsamında kabul edilen yürütücülüğünü Prof.Dr.Bülent ORUÇ'un yaptığı 115Y2017 nolu "Orta Anadolu Bölgesinin Litosfer yapısının Gravite Verileri ve İzostazik Analizlerle Araştırılması" konulu projede Yüksek Lisans ve Doktora Bursiyeri olarak yer aldı. 2018 yılında 1416 nolu kanun kapsamında Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü adına Deniz Sismik Veri İşlem ve Yorumlama alanında master eğitimi almak üzere Birleşik Krallıkta Leeds Üniversitesinde eğitim aldı ve başarıyla mezun oldu.