



Girit Adası ve Rodos Baseni'nin (Doğu Akdeniz) Dengeleme Mekanizmasının Girişim (Admittance) Fonksiyonu ile Araştırılması

Analyzing the Compensation Mechanism of Crete Island and Rhodos Basin (Eastern Mediterranean Sea) with Admittance Function

Ayça Çırmık¹ * , Oya Pamukçu¹ ,

¹ Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik mühendisliği Bölümü, İzmir, TÜRKİYE
Sorumlu Yazar / Corresponding Author *: ayca.cirmik@deu.edu.tr

Geliş Tarihi / Received: 25.10.2019

Araştırma Makalesi/Research Article

Kabul Tarihi / Accepted: 03.02.2020

DOI: 10.21205/deufmd.2020226521

Atıf şekli/ How to cite: ÇIRMIK, A., PAMUKÇU, O.(2020). Girit Adası ve Rodos Baseni'nin (Doğu Akdeniz) Dengeleme Mekanizmasının Girişim (Admittance) Fonksiyonu ile Araştırılması. DEUFMD 22(65), 541-559.

Öz

Kabuğun ve üst mantonun, topoğrafik yükleri gravitasyonel olarak nasıl dengelediği tektonik açıdan önemli bir kavramdır. Bir bölgedeki yüklerin dengeleme durumu, o bölgeye ait topoğrafya ve gravite verilerinin irdelenmesi ile belirlenebilmektedir. Tektonik olarak oldukça karmaşık olan Doğu Akdeniz bölgesinin dengeleme mekanizması, girişim (Admittance) fonksiyonun kullanılmasıyla literatür genelinde ilk olarak bu çalışma kapsamında irdelenmiştir. Bu kapsamda, farklı topoğrafik/batimetrik, gravitasyonel değerlere ve tektonik özelliklere sahip Doğu Akdeniz bölgesi, Girit Adası ve Rodos baseni olmak üzere iki ayrı bölgeye ayrılarak incelenmiş, gravite ve topoğrafya verileri arasındaki girişim (admittance) uyumundan yararlanılarak bu bölgelerin efektif elastik kalınlık değerleri ve ayrıca düz-ters çözüm teknikleri ile kabuk-manto ara yüzeyine ait bükülme derinlikleri elde edilmiştir. Sonuç olarak, Doğu Akdeniz'de yer alan bu iki bölgenin izostatik modellerinin Airy modeline uymadığı, Girit Adası ve çevresi için efektif elastik kalınlık değerinin ortalama 6 km olduğu, Rodos baseni ve çevresi için efektif elastik kalınlık değerinin ortalama 8 km olduğu saptanmıştır. En uygun efektif elastik kalınlık değerine karşılık gelen kabuk-manto ara yüzeylerine ait ortalama bükülme derinliklerinin Girit Adası ve çevresinde yaklaşık 19-29 km, Rodos Baseni ve çevresinde ise 20-32 km arasında değiştiği saptanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Doğu Akdeniz, Girit, Rodos baseni, efektif elastik kalınlık, ters çözüm, girişim (admittance) analizi

Abstract

It is a tectonically important concept how the crust and the upper mantle gravitationally balancing the topographic loads. Balancing the loads in a region can be determined by examining the topographic and gravity data. In this study, the balancing mechanism of Eastern Mediterranean region, which is quite tectonically complex, was determined by using Admittance function as the first time in the literature. In this context, Eastern Mediterranean region, which has different topographic/bathymetric, gravity values and tectonic features, was divided into two regions as Crete Island and Rhodos basin. The effective elastic thickness values of these regions were obtained by using the coherency of admittance between gravity and topography values and average flexure depths of the crustal-mantle interfaces were calculated by forward-inverse solutions. As the result, it is determined that the isostatic models of Eastern Mediterranean regions do not fit with the Airy model

and the effective elastic thickness values of Crete Island-its surroundings and Rhodos basin-its surroundings are approximately 6 km and 8 km, respectively. The average flexure depths of the crustal-mantle interfaces related to the optimal effective elastic thickness value of Crete Island and Rhodos basin are approximately 19-29 km and 20-32 km, respectively.

Key Words: Eastern Mediterranean, Crete, Rhodos basin, effective elastic thickness, forward modelling, admittance analysis.

1. Giriş

Doğu Akdeniz bölgesi, Afrika ile Avrasya levhalarının çarpışmaları ile Arap, Anadolu ve Ege levhalarının yer değiştirmeleriyle şekillenmektedir. Bu tektonik hareketin, Tetis Okyanusu'nun kapanışı ile başladığı bilinmektedir [1-8]. Bir başka deyişle, Doğu Akdeniz yakınsayan kıta hareketlerini içeren okyanusal ve kıtasal kabuğun birlikte yer aldığı karmaşık bir bölgedir [9, 10]. Doğu Akdeniz bölgesindeki en önemli tektonik elemanlarından biri Girit Adasının güneyinde yer alan Helenik yaydır (Şekil 1). Helenik yay; Akdeniz ile Ege Denizi'ni birbirinden ayırmakta ve batimetrik açıdan değişken derinliklere sahip olmakla birlikte bölgenin en derin kısmını içermektedir (yaklaşık 3.500 m). Doğu Akdeniz'deki en derin yapılardan bir diğeri ise Rodos Adasının doğusunda yer alan Rodos basenidir ve yaklaşık derinliği 4.000 m'dir [11]. Rodos baseni Miyosen zamanında bölgedeki yatay ve düşey yönlü hareketler sonucunda oluşmuştur [12].

Girit Adası'nın doğu ve batı kısımlarının fiziksel özellikleri önemli ölçüde farklılıklara sahiptir [13]. Bu bölgede sismik ve gravite yöntemleri kullanılarak yapılan çalışmada [14] kabuk kalınlığı Girit Adası'nın orta kısımlarında 32-34 km olarak saptanmıştır. Sismik hızların kullanıldığı çalışmada [13] ise ortalama kalınlık yaklaşık 30 km olarak bulunmuştur [15].

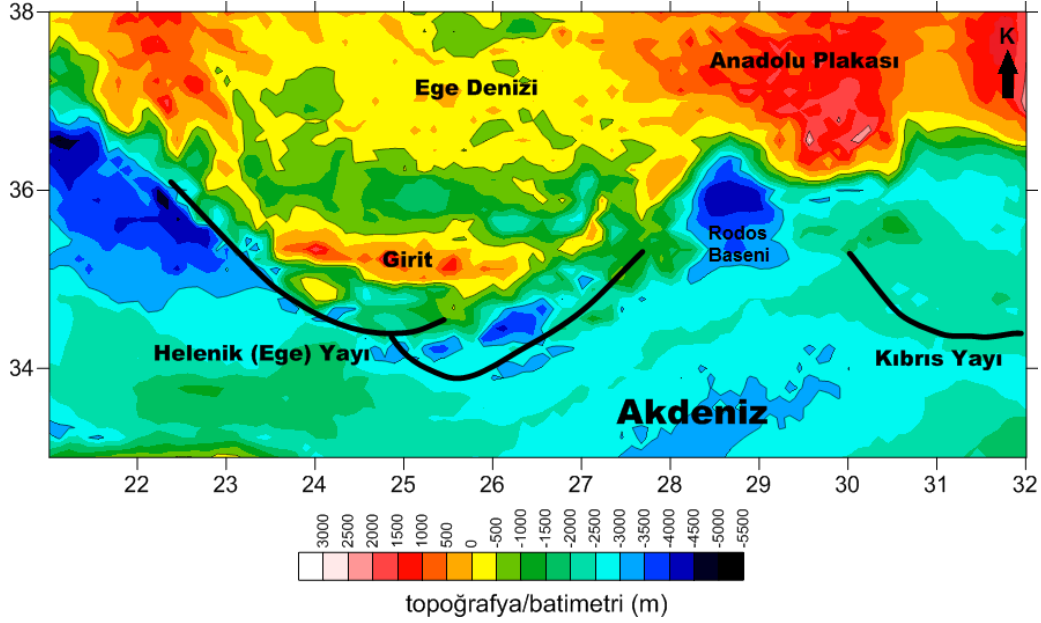
Topoğrafik/batimetrik, jeolojik ve jeofiziksel açıdan farklılıklar içeren Doğu Akdeniz bölgesi bu çalışmada, Girit Adası çevresi (I. Bölge) ve Rodos Baseni çevresi (II. Bölge) bölgeleri olmak üzere iki ayrı çalışma alanı olarak incelenmiştir.

Bir bölgenin tektonik özelliklerini irdelemek amacıyla doğrusal transfer fonksiyonlarından biri olan girişim fonksiyonunun kullanılmasıyla bölgeye ait litosferik bükülme modeli çalışmaları yapılmaktadır. Litosferik bükülme modelinde kullanılan plakaya bir yük bindirilmekte ve bindirilen yüke karşı plakanın verdiği yanıt, bir

diğer deyişle bükülme rijiditesi, plakanın efektif elastik kalınlığı olarak karakterize edilmektedir [16]. Bu modelde topoğrafik yükler, bükülme ve kabuksal kalınlık ile dengelenmektedir. Litosferik bükülme modeli ile ilişkili olan izostatik dengelemeyi tanımlamak için yeraltı kütlelerinin neden olduğu yerçekimi anomalileri ile topoğrafya arasındaki ilişki kullanılmaktadır. Bir çok çalışmada [örn., 17-28] bu ilişkiden yararlanılarak doğrusal transfer teknikleri ile efektif elastik kalınlık kestirimleri yapılmıştır.

Bu çalışmada, girişim fonksiyonunun kullanılmasıyla oldukça karmaşık tektonik özelliği sahip olan Doğu Akdeniz bölgesinin litosferik bükülme modeline ait efektif elastik kalınlık (T_e) parametresi saptanmıştır. Bu kapsamda Bouguer gravite ve topoğrafya verilerinin birlikte kullanılmasıyla bölgeye ait girişim fonksiyonları hesaplanmıştır. Sonraki aşamada, Lithoflex 1.2 yazılımının [29, 30] kullanılmasıyla gravite ters çözümünden kabuk-manto ara yüzeyi kestirimi yapılmıştır. Ardından bölgeye ait yük modeli kullanılarak düz çözüm yöntemi ile yine kabuk-manto ara yüzeyi saptanmıştır. Son olarak, bu iki uygulamadan elde edilen ara yüzey değerleri karşılaştırılmıştır.

Yapılan çalışmaların sonucunda Doğu Akdeniz bölgesinde bulunan Girit Adası, Rodos baseni ve çevrelerini kapsayan her iki bölgenin de izostatik modellerinin Airy modeline uymadığı saptanmıştır. Efektif elastik kalınlık değerleri Girit ve çevresi için ortalama 6 km, Rodos baseni ve çevresi için ortalama 8 km olarak elde edilmiştir. Ayrıca, en uygun efektif elastik kalınlık değeri ile uyumlu kabuk-manto ara yüzeylerine ait ortalama bükülme derinlik değerlerinin Girit ve çevresi için 19-29 km; Rodos Baseni ve çevresi için ise 20-32 km arasında değiştiği belirlenmiştir.



Şekil 1. Doğu Akdeniz ve çevresinin topoğrafya/batimetri ve temel tektonik haritası [31].
Topoğrafya/batimetri verileri [32]'den elde edilmiştir.

2. Yöntem

2.1 Elastik kalınlık, bükülme rijiditesi ve elastik plaka teorisi

Rejyonel izostazi modelinde litosfer üzerine yüklenen yükler litosferin kalınlığına göre litosfer tarafından dengelenmektedir. Ağırlığı belli bir topoğrafik yük, ince bir litosfere yüklendiğinde litosferdeki bükülme fazla iken aynı yükün daha kalın bir litosferde yarattığı bükülme daha az olmaktadır. Güçlü ve zayıf olmak üzere farklı litosferlerik ortamların üzerine etkiyen aynı büyüklükteki yüklere karşı litosferlerdeki dengeleme mekanizmasını daha basit bir şekilde ifade edebilmek için yüzeydeki lineer yüklerin plaka üzerindeki etkileri modellenmiştir [33]. Bükülme modeli, kabuk ve mantonun yüklemeye karşı yanıtını, ne kadar eğildiklerini ve hangi koşullar altında kırıldıklarını açıklamaktadır. Bu yaklaşımları, lokal dengeleme özellikleri gösteren Airy ve Pratt modellerinde uygulamak mümkün olmamaktadır. Plaka teorisi kapsamında geliştirilen bükülme veya elastik plaka modelleri litosferik yükün ortadan kalkması durumunda kabuk ve üst mantonun bir elastik malzeme gibi hareket ettiğini kabul etmektedir. Eğer bu yükler büyük ise yükü dengelemeye çalışan kayalar

aynı zamanda yüksek sıcaklık ve basınç değerlerine ulaşırlarsa kırılabilirler. Bu kırılabilirlikler sonucunda bu bölgelerde depremler meydana gelebilmektedir. Bir başka konu ise yüksek sıcaklık ve basınç değerlerinde kayaların plastik deformasyona uğradığıdır. Bu nedenle bir elastik plaka modelinin kullanımı, kabuğun ve mantonun uzun jeolojik çağlar boyunca davranış şekillerini daha anlaşılır hale indirmektedir [16].

Elastik plakanın bükülme rijiditesi D , plakanın yükü dengelemesini sağlayan parametredir [33]. Eğer rijidite D , sıfıra yaklaşırsa dengeleme mekanizması Airy modeline yaklaşmaktadır, bir başka deyişle lokal dengeleme mekanizması çalışmaktadır. Bükülme rijiditesi, yeryuvarının efektif elastik kalınlık (T_e) değeri ile ilişkilidir ve D ,

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

şeklinde tanımlanmaktadır [33]. Bağtıda E Young modülü, ν poisson oranı, T_e efektif elastik kalınlık olarak verilir.

Kabuk ve manto malzemeleri için sık kullanılan sınır koşulu tek eksenli gerilme koşuludur. Bu duruma göre bir eksen boyunca zorlanma mevcut iken diğer iki eksende zorlanma yoktur. Bu gerilimler arasındaki ilişki;

$$\sigma_2 = \sigma_3 = \frac{\nu}{(1-\nu)} \sigma_1 \quad (2)$$

şeklinde verilir [16]. Jeolojik uygulamalarda σ_1 , gravite yönündeki yani düşey yöndeki gerilmeyi gösterirken σ_2 ve σ_3 ortogonal yatay gerilmelerdir. Bir kayaca etkiyen düşey gerilme bu kayacın üzerindeki örtü tabakasının basıncına bağlı ise;

$$\sigma_1 = \rho gh \quad (3)$$

bağıntısıyla tanımlanır. Burada h ; kayacın derinliği, ρ ise kayacın yoğunluğudur. Eğer bu kayaç sadece düşey yönde hareket edebiliyorsa bağıntı (3), bağıntı (2)' de yerine konur ve

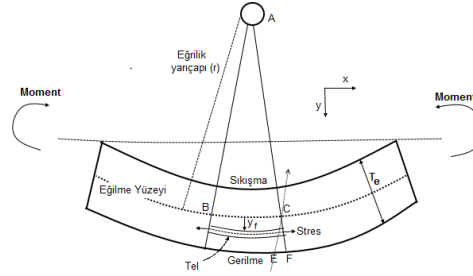
$$\sigma_2 = \sigma_3 = \frac{\nu}{(1-\nu)} \rho gh \quad (4)$$

ifadesi elde edilir.

Bükülmeyi modelleyebilmek için yatay yönde büyük boyutlara sahip ancak düşey yönde ince olan plakaların eğilmesine uygun basit bir teori geliştirilmiştir. Uzunluğu genişliğinin 3 katı olan bir plakaya iki köşesinden yükleme yapılması sonucunda meydana gelen bükülmenin silindirik olduğu belirtilmiştir [34]. Böylelikle, yer kabuğu ve manto deformasyonunun modellenmesinde plaka yerine birim genişliğe sahip bir kiriş kullanılabilir. Bu modellemede, iki uçtan uygulanan döndürme momenti tarafından deforme olan bir elastik kiriş içindeki gerilmeler göz önüne alınırsa (Şekil 2) dönme momentleri kirişi aşağıya doğru konveks bir şekilde deforme etmektedir. Burada, deformasyonun kirişin herhangi bir düşey kesitinde eğilme öncesi ve sonrasında aynı olacağı varsayılmaktadır. Şekil 2'deki ABC ve CEF üçgenlerinin benzerliğinden, kiriş içindeki herhangi bir elemanın x yönündeki deformasyonu:

$$\epsilon_x = \frac{EF}{BC} = \frac{CF}{AC} = \frac{y_f}{r} = \frac{\text{değişim}}{\text{orjinal uzunluk}} \quad (5)$$

bağıntısı ile verilmektedir. Burada; r eğrilik yarıçapı, y_f nötr yüzeyden kiriş içindeki herhangi bir elemana olan uzaklıktır.



Şekil 2. Bir kirişin elastik bükülmesi [16]'den değiştirilerek alınmıştır.

Bu kiriş, sınır koşulları uygulanarak daha büyük bir plakanın bir parçası olarak düşünülebilir. Bu durumda kiriş x ve z yönlerinde stres altındadır ancak y yönünde hareket edebilmektedir. x yönündeki gerilme eğilmeden kaynaklanırken z yönündeki gerilme bu yöndeki etkiyi önlemeye çalışmaktadır ve böylece daha büyük çaptaki bir plakanın etkisini yansıtmaktadır [16]. Buradaki elastik kalınlık tanımından yararlanarak, litosferik bükülmelerin hesaplanmasında kullanılan girişim (admittance) fonksiyonu geliştirilmiştir.

2.2 Girişim (Admittance) fonksiyonu:

Girişim fonksiyonu $Z(k)$, gravite $G(k)$ and topoğrafya $T(k)$ verilerinin Fourier dönüşümleri arasındaki ilişkinin analizi ile elde edilir ve girişim fonksiyonu;

$$Z(k) = \frac{\sum_{r=1}^N G_r(k) T_r^*(k)}{\sum_{r=1}^N T_r(k) T_r^*(k)} \quad (6)$$

bağıntısı ile verilmektedir [18]. Burada k dalgasayı (2π / dalga boyu), * karmaşık eşleniği belirtir. Bu bağıntıda N aynı örnekleme aralığına sahip yerçekimi ve topoğrafya haritalarından eşit uzunlukta alınan profillerdeki veri sayısıdır. Genellikle, bükülme modeli için kullanılan kuramsal girişim değerleri;

$$Z_t(k) = \frac{2\pi G \rho_k [1 - (e^{-kT_d})]}{A} \quad (7)$$

şeklinde verilmektedir [35]. Burada;

$$A = 1 + \frac{Dk^4}{g(\rho_m - \rho_k)} \quad D = E \frac{T_e^3}{12(1-\sigma^2)}$$

D rijidite, G yerçekimi sabiti, E Young modülü (10^{11} Pa), σ Poisson oranı (0.25), g yerçekimi ivmesi (9.8 m/s²), ρ_k kabuğun ortalama yoğunluğu, ρ_m esnek (bükülen) elastik plakanın altındaki malzemenin yoğunluğu, T_d dengelemenin efektif kalınlığı, T_e efektif elastik kalınlık ve $Z_t(k)$ kuramsal girişim fonksiyonudur.

2.3 Uyum (Coherence) analizi

Eğer rijiditesi sıfır olmayan sonlu bir plaka, yüzeyaltı ve yüzeyüstü yüklerden kaynaklı iki ilişkisiz durum ile deforme edilirse, topoğrafya ve gravite arasındaki uyum veya istatistiksel ilişki plakanın rijiditesi hakkında bilgi sahibi olmamızı sağlamaktadır [36]. Girişim fonksiyonunu, efektif elastik kalınlık kestirimde kullanabilmek için, uyum (coherence) analizi yapmak önemlidir. Uyum analizinde gravite ile topoğrafya anomalileri arasındaki uyum gözlenmektedir. Yapılan uyum analizi sonucunda elde edilen sonuçlarda uyumun 1 ve 1'e yakın genliklerdeki frekans aralıkları T_e hesap yorumlarında kullanılan frekans aralıklarıdır. Bu uyum (γ^2);

$$\gamma^2(k) = \frac{C(k)C^*(k)}{E_0(k)E_1(k)} \quad (8)$$

bağıntısıyla verilmektedir [18]. Burada C gravite anomalisi ile topoğrafyanın çapraz spektrumu, E_0 gravite anomalisinin güç spektrumunu, E_1 topoğrafyanın güç spektrumunu ifade etmek üzere,

$$C(k) = \frac{1}{N} \sum_{r=1}^N G_r(k)T_r^*(k) \quad (9)$$

$$E_0(k) = \frac{1}{N} \sum_{r=1}^N G_r(k)G_r^*(k) \quad (10)$$

$$E_1(k) = \frac{1}{N} \sum_{r=1}^N T_r(k)T_r^*(k) \quad (11)$$

olarak verilmiştir. Yüzey ve yüzeyaltı yüklerinin hesaba katılması sonucunda elde edilen kuramsal uyum analizi ile efektif elastik kalınlık hesabına geçilmektedir ve uyum analizi,

$$\gamma^2 = \frac{\langle H_t W_t + H_b W_b \rangle^2}{\langle H_t^2 H_b^2 \rangle \langle W_t^2 W_b^2 \rangle} \quad (12)$$

şeklinde tanımlanmaktadır [36]. Burada; $\langle \rangle$ spektral ortalamayı, H_t yüzey yüklerinin, H_b yüzeyaltı yüklerini etkilediği topoğrafyayı, W_t yüzey yüklerinin, W_b yüzeyaltı yüklerinin neden olduğu bükülmeyi ifade etmektedir.

2.4 Kabuk-Manto arayüzeyi yük modellemesi düz çözüm yöntemi ve gravite modellemesi ters çözüm yöntemi ile kestirimi:

2.4.1 Yük modellemesi düz çözüm yöntemi

Uzun jeolojik zaman ölçeğindeki yüklere karşı litosferin gösterdiği dengeleme Airy ve Pratt modellerinin ileri sürdüğü gibi lokal olmamakta, dengeleme geniş alanlarda rejyonal olarak meydana gelmektedir. Böylece litosfer kısa dalga boylu deformasyonları bastıran, uzun dalga boylu deformasyonları geçiren bir filtre görevi görmektedir. Elastik bir plakanın üzerine yüklenen yük karşı verdiği yanıt genel olarak,

$$D \frac{\partial^4 y}{\partial x^4} + (\rho_m - \rho_d)yg = (\rho_k - \rho_o)gh \cos(kx) \quad (13)$$

bağıntısı ile verilmektedir. Burada y bükülme, x yatay uzaklık, ρ_m esnek (bükülen) elastik plakanın altındaki malzemenin yoğunluğu, ρ_d bükülen kısmı dolduran malzemenin yoğunluğu, ρ_k kabuğun ortalama yoğunluğu, ρ_o yükün bulunduğu ortamın yoğunluğudur (örn. su veya hava). Bağıntı (13) düzenlenirse;

$$y = \frac{(\rho_k - \rho_o)h \cos(kx)}{(\rho_m - \rho_d)} \left[\frac{DK^4}{(\rho_m - \rho_d)g} + 1 \right]^{-1} \quad (14)$$

elde edilir.

Herhangi bir P noktasındaki gravite anomalisinin Fourier dönüşümü $FT[\Delta g_p(\vec{r})]$ ile P noktasından d kadar uzakta olan Q noktasındaki gravite anomalisinin Fourier dönüşümü $FT[\Delta g_Q(\vec{r})]$ arasında bir ilişki kurulmuştur [37] ve bu ilişki,

$$FT[\Delta g_p(\vec{r})] = e^{-(\vec{k})d} FT[\Delta g_Q(\vec{r})] \quad (15)$$

bağıntısı ile verilir. Burada $\vec{r} = r(x, y)$ uzay ortamında 2 boyutlu vektördür ve $(\vec{k}) = k(k_x, k_y)$ frekans ortamında dalga sayısıdır. $FT[\Delta g_Q(\vec{r})]$ denk yüzey kütlelerinde $M_Q[\vec{k}]$ yerine konursa,

$$M_Q[\vec{k}] = \frac{FT[\Delta g_Q(\vec{r})]}{2\pi G} \quad (16)$$

bağıntısı elde edilir ve $M_Q[\vec{k}]$ yüzey kütesidir ve buradan;

$$FT[\Delta g_p(\vec{r})] = 2\pi G(\Delta\rho)H(\vec{k}) \quad (17)$$

bağıntısına ulaşılır. Burada $H(\vec{k})$ topoğrafyanın Fourier dönüşümü, $\Delta\rho$ yoğunluk farkıdır. Eğer bağıntı (17), bağıntı (15)' de yerine konursa;

$$FT[\Delta g_p(\vec{r})] = 2\pi(\Delta\rho)e^{-|\vec{k}|d}H(\vec{k}) \quad (18)$$

elde edilir.

Böylelikle, $Z(k)$ topoğrafyayı kompanse eden yapının neden olduğu gravite anomalisini oluşturan dalga sayısı parametresidir ve bu parametre izostazinin hakkında bilgi içermektedir:

$$Z(k) = \frac{\text{giridi (yük)}}{\text{çıktı (bükülme)}} = \frac{\Delta g(k)}{H(k)} \quad (19)$$

bağıntısıyla verilmektedir.

2.3.2. Gravite modellemesi ters çözüm yöntemi

Gravite verisinin ters çözümünü hesaplamak için başlangıç parametreleri olarak referans derinlik (d) ve arayüzeydeki yoğunluk farkı ($\Delta\rho$) parametreleri gereklidir. g_o kartezyen koordinatlarda Bouguer gravite alanı ise g_d d derinliğine doğru aşağı analitik uzanım alanını ifade etmektedir ve bu iki alanın arasındaki ilişki;

$$FT[g_d] = e^{d\sqrt{k_x^2+k_y^2}} FT[g_o] \quad (20)$$

bağıntısı ile verilmektedir. Burada k_x, k_y kartezyen koordinatlarda dalga sayısıdır. Buradaki gravite alanının d derinliğindeki bir

kütleden kaynaklandığı varsayılmaktadır. Gravite alanını oluşturan bu kütle; yatay olarak değişen bir yüzey yoğunluğu ($\rho(x,y)$) olarak tanımlanabilir ve yoğunluk farkı ($\Delta\rho$) ile iki tabakayı ayıran bir ondülasyon sınırı modeli ile ifade edilebilir [38]. Ondülasyon sınırı r_1 ;

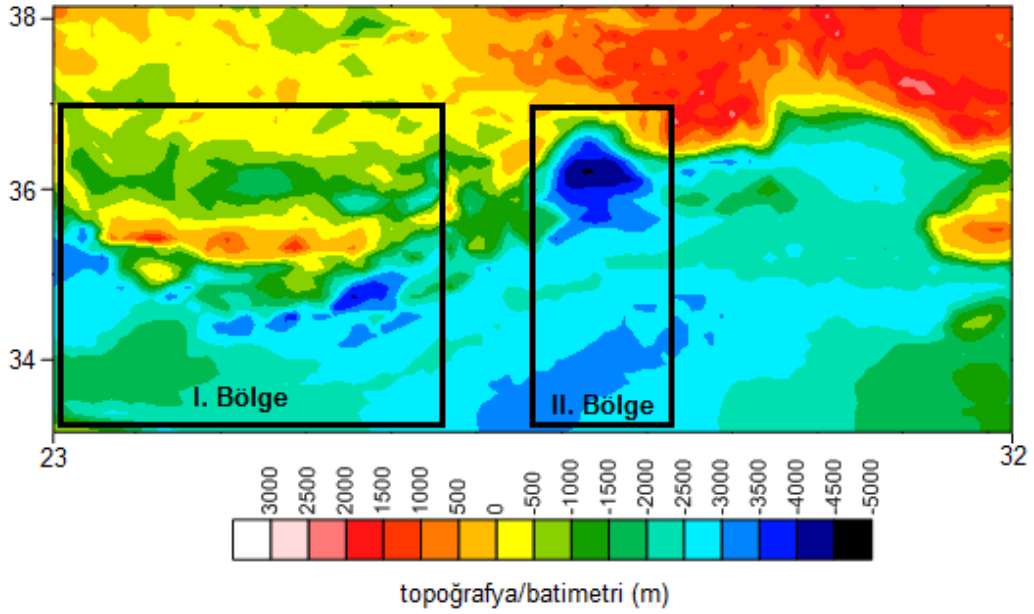
$$r_1(x,y) = \frac{1}{\Delta\rho}\rho(x,y) = \frac{1}{\Delta\rho}\frac{1}{2\pi G}g_d(x,y) = \frac{1}{\Delta\rho}\frac{1}{2\pi G}FT^{-1}[FT[g_d]] \quad (21)$$

bağıntısı ile verilmektedir.

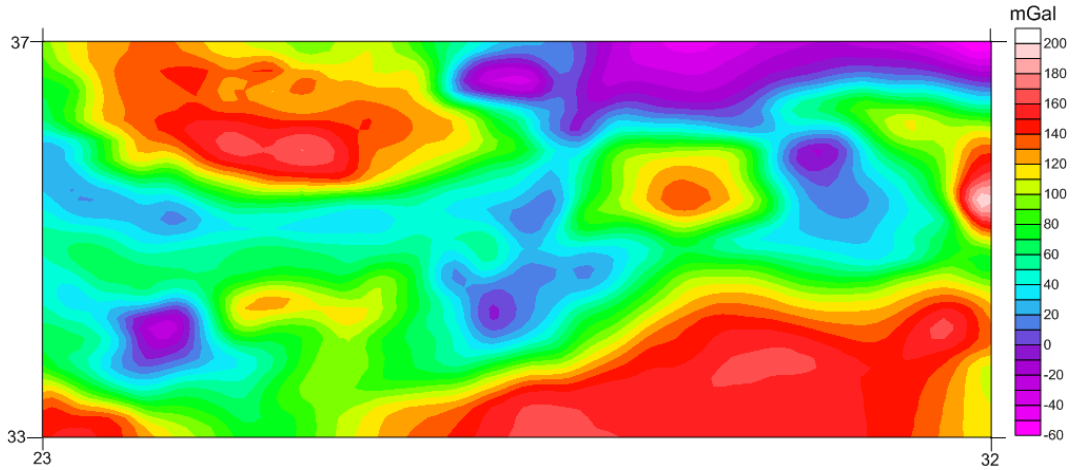
3. Uygulamalar:

Bu çalışmada $23^\circ-32^\circ$ K boylamları ile $33^\circ-37^\circ$ D enlemleri arasında kalan Doğu Akdeniz Bölgesi çalışma alanı olarak seçilmiştir. Doğu Akdeniz Bölgesi'ne ait topoğrafya/batimetri haritası (Şekil 1) incelendiğinde bölgede farklı topoğrafik/batimetrik özelliğe sahip ortamların bulunması ve jeolojik olarak farklı kökene ve farklı gravite değerlerine sahip olan bölge; kendi içinde benzer özelliklere sahip iki ayrı çalışma bölgesine ayrılmıştır (Şekil 3). Çalışmanın ilk aşamasında [39]' ndan elde edilen Bouguer gravite anomali haritası oluşturulmuştur (Şekil 4).

Rezidüel gravite alanı, $g_o(x,y)$ gözlem alanı ile $g_1(x,y)$ hesaplanan alanın farkı olarak ifade edilir [37,38, 40]. Rezidüel alan ($\delta g_1(x,y)$) bir çeşit düzeltme biçimidir ve bu alan yoğunluk sınırının ondülasyon büyüklüğüne etki etmektedir. Bu durum iterativ olarak devam etmekte ve her k iterasyon adımı rezidüel gravite alanı ($\delta g_k(x,y)$) ve sınırın ondülasyon büyüklüğü ($r_k(x,y)$) elde edilmektedir.



Şekil 3. Doğu Akdeniz topoğrafya/batimetri haritası üzerinde iki çalışma bölgesinin gösterimi [32]



Şekil 4. 23°-32° K boylamları ile 33°-37° D enlemleri arasında kalan bölgenin Bouguer gravite anomali haritası [39].

3.1 I.Bölge (23.5°-26.5° Boylamları, 33°-37° Enlemleri) uygulamaları:

Girit Adası ve çevresini içeren I. Bölge uygulama alanına ait çalışmaların ilk adımında topoğrafya (Şekil 3) verileri ile Bouguer (Şekil 4) gravite değerlerinin arasındaki uyumu saptayabilmek için (8) bağıntısı kullanılarak uyum analizi yapılmıştır (Şekil 5). En iyi uyumun

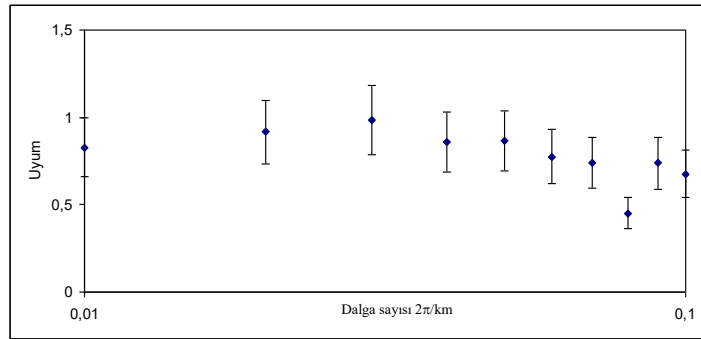
$0.01 < k < 0.1$ (Şekil 5) aralığında olduğu saptanmış, böylelikle girişim fonksiyonu hesaplamaları bu dalga sayısı değerleri arasında değerlendirilmiştir.

I.bölge için yapılan girişim fonksiyonu uygulamalarında ortalama kabuk yoğunluğu $\rho_c=2.7 \text{ g/cm}^3$, ortalama manto yoğunluğu $\rho_m=3.3 \text{ g/cm}^3$ [41] olarak alınmıştır. Kabuk kalınlığı

parametresi için güç spektrumu yönteminden [42] yararlanılarak ortama ait yapı derinliği 30 km olarak hesaplanmıştır. Böylece I. bölge için yapılan uygulamalarda ortalama kabuk kalınlığı $T_c = 30$ km olarak belirlenmiştir.

Daha sonra Bouguer gravite ile topoğrafya verileri kullanılarak (6) bağıntısı ile gözlemsel girişim değerleri, (7) bağıntısı ile kuramsal girişim değerleri bu bölge için ilk olarak bu çalışma kapsamında hesaplanmıştır. Kuramsal girişim hesabında ise, $E = 10^{11}$ Pa, $\sigma = 0.25$, $g = 9.8$ m/s², $\rho_c = 2.7$ g/cm³, $T_c = 30$ km değerleri kullanılmıştır. Kuramsal girişim değerleri ilk önce

$T_e = 0, 5, 10, 15$ ve 20 km değerleri için hesaplanmıştır (Şekil 6). Bu hesaplama sonucunda; gözlemsel ve kuramsal girişim değerleri arasındaki en iyi uyumun $T_e = 5$ km ile $T_e = 10$ km değerleri arasında olduğu görülmektedir (Şekil 6). Bu bulgudan yola çıkarak $T_e = 3, 5, 6, 7$ ve 8 km değerleri için tekrar kuramsal girişim değerleri hesaplanmıştır (Şekil 7). Böylece, kuramsal girişim değerleri ile gözlemsel girişim değeri arasında en iyi uyumu veren efektif elastik kalınlığın ortalama 6 km olduğu saptanmıştır.

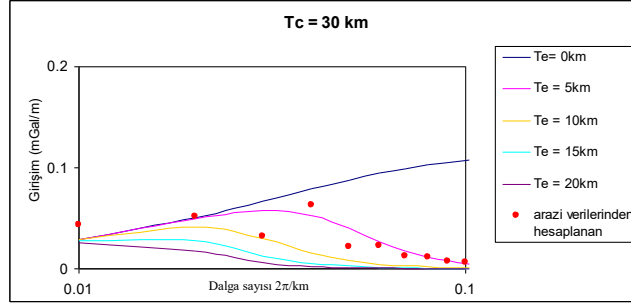


Şekil 5. Bouguer ve topoğrafya verileri arasındaki uyum.

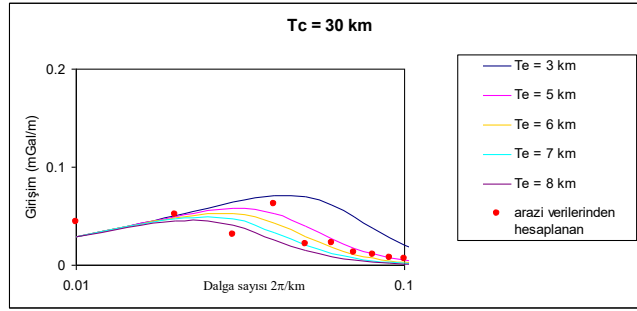
Bu uygulamanın ikinci adımında yüklemelerden kaynaklanan bükülme yüzeylerini saptamaya yönelik farklı T_e değerleri ($T_e = 2, 6, 12$ km) için düz çözüm uygulamaları yapılmıştır (Şekil 8.a.b.c). Burada $E = 10^{11}$ Pa, $\sigma = 0.25$, $\rho_c = 2.7$ g/cm³, $\rho_m = 3,3$ g/cm³, $g = 9.8$ m/s² olarak alınmıştır. Ancak uygulamada kullanılacak uygun referans derinlik değerini saptamak için çeşitli derinlikler denenmiştir. Denemelerin amacı gravite ters çözümü ile elde edilen ondülasyon sınırı değerleri ile bu uygulamadan elde edilecek bükülme yüzeyi değerleri arasında uyumun sağlanabilmesidir. Yapılan denemelerde düz çözüm için referans derinlik (Moho derinliği) 28 km seçildiğinde bu uyumun sağlandığı saptanmıştır. Bükülme yüzeyi hesaplamaları için yapılan düz çözüm uygulamalarında kullanılan topoğrafya verisi sadece yüzey yüklerini içermektedir. Bundan dolayı çıkan sonuçlar sadece yüzey üstü

yüklerinin meydana getirdiği bükülme yüzeylerini temsil etmektedir. Verilen parametreler ile $T_e = 2, 6$ ve 12 km için yaratılan bükülme yüzeyleri haritaları Şekil 8.a, 8.b ve 8.c'de görülmektedir.

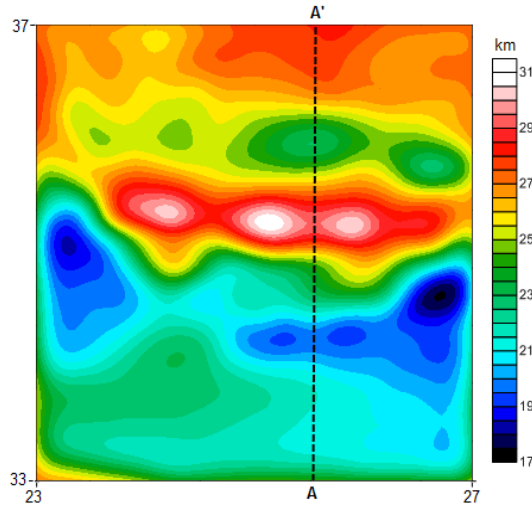
Daha sonra LithoFLEX 1.2 yazılımı yardımıyla 23.5° - 26.5° Boylamları ve 33° - 37° Enlemleri arasında kalan I. bölgeye ait bouguer gravite değerleri ile gravite ters çözümü yapılmış ve kabuk-manto ara yüzeyinin derinliği tespit edilmiştir. Bu uygulamada kabuk-manto arasındaki yoğunluk farkı 0.6 g/cm³ ve referans (Moho) derinliği 30 km olarak kullanılmıştır. Gravite ters çözüm uygulamaları çeşitli kesme dalga boyu (100 km ve 75 km) ve 1. ve 3. iterasyon için hesaplanmış, en iyi uyumu veren değerlerin dalga boyu 100 km ve 1. iterasyon ile elde edilen değerleri olduğu saptanmıştır (Şekil 9)



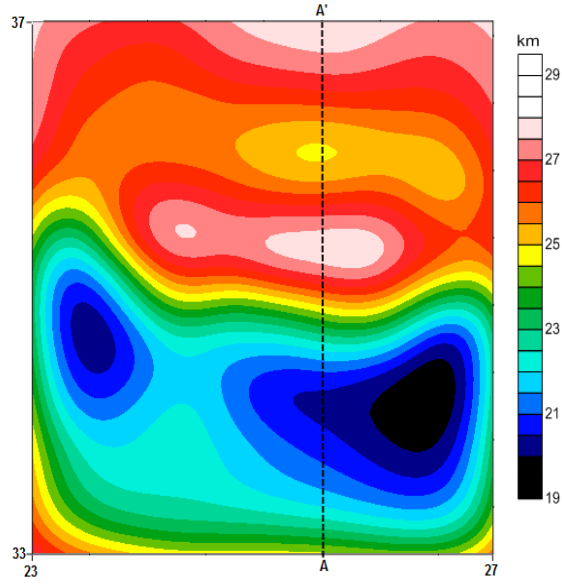
Şekil 6. Bouguer gravite değerleri için hesaplanan gözlemsel girişim ile çeşitli T_e değerleri için hesaplanan kuramsal girişim değerlerinin görünümü.



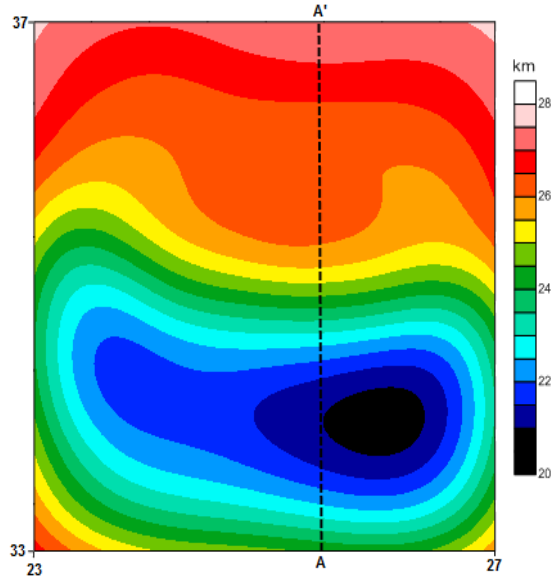
Şekil 7. Bouguer gravite değerleri için hesaplanan gözlemsel girişim ile çeşitli T_e değerleri için hesaplanan kuramsal girişim değerlerinin görünümü.



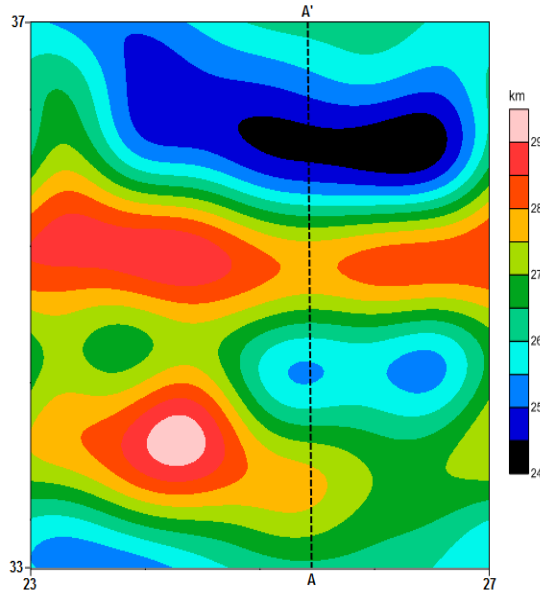
Şekil 8.a $T_e = 2$ km ve referans derinliği (Moho derinliği) 28 km için hesaplanan bükülme yüzeyi haritası.



Şekil 8.b $T_e = 6$ km ve referans derinliği (Moho derinliği) 28 km için hesaplanan bükülme yüzeyi haritası.



Şekil 8.c $T_e = 12$ km ve referans derinliği (Moho derinliği) 28 km için hesaplanan bükülme yüzeyi haritası.



Şekil 9. Kesme dalga sayısı 100 km ve 1. iterasyon sayısı için elde edilen kabuk-manto ara yüzeyi derinliği haritası

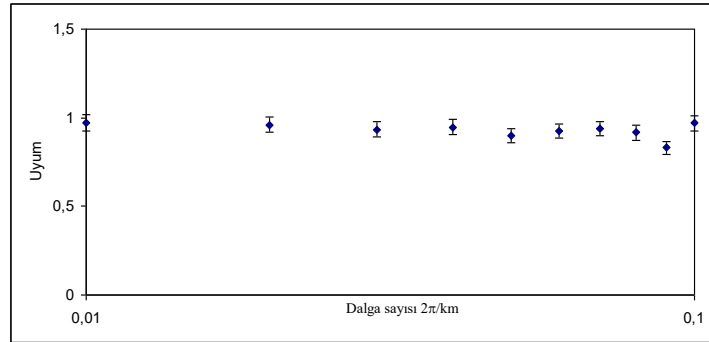
3.2 II. Bölge (28°-29.5° Boyamları, 33°-37° Enlemleri) Uygulamaları

Girit Adası ve çevresini içiren I.Bölge için yapılan uygulamalar, Rodos baseni ve çevresini içeren II. Bölge olarak adlandırılan 28°-29.5° Boyamları ve 33°-37° Enlemleri arasındaki bölge (Şekil 3) için de yapılmıştır. Topoğrafya ve Bouguer gravite verileri arasındaki uyum analizi sonucunda (Şekil 10), en iyi uyumun $0.01 < k < 0.1$ aralığında olduğu saptanmış, böylece girişim fonksiyonu hesaplamaları bu dalga sayısı değerleri arasında değerlendirilmiştir. Ardından, güç spektrumu yöntemi ile yapı derinliği hesaplaması yapılmış ve ortama ait yapı derinliği 26 km bulunmuştur. Sonuç olarak II. bölge için yapılan uygulamalarda ortalama kabuk kalınlığı $T_c = 26$ km olarak alınmıştır.

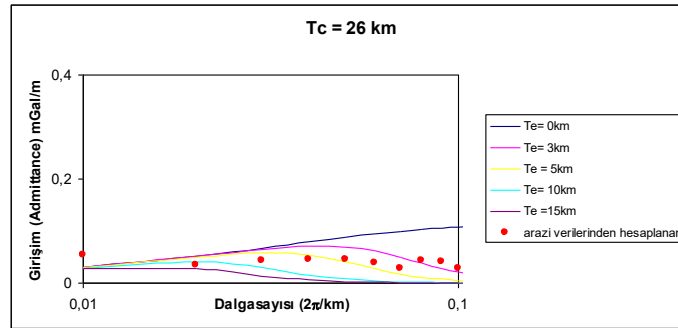
Bir sonraki adımda ilk olarak Bouguer gravite değerleri için kuramsal girişim değerleri hesaplanmış, bu hesaplamada ortalama $\rho_c = 2.7$ g/cm³, ortalama $\rho_m = 3.3$ g/cm³ [43] olarak alınmış ve $T_c = 26$ km, $E = 10^{11}$ Pa, $\sigma = 0.25$, $g =$

9.8 m/s² değerleri kullanılmıştır. Kuramsal girişim değerleri $T_e = 0, 3, 5, 10$ ve 15 km değerleri için hesaplanmıştır. Burada en iyi uyumu veren değerlerin 5 km ile 10 km arasında oldukları görülmektedir (Şekil 11).

İkinci aşamada yüklemelerden kaynaklanan bükülme yüzeylerini saptamaya yönelik $T_e = 2, 8, 14$ km değerleri için referans (Moho) derinlik 30 km alınarak bükülme düz çözüm uygulamaları yapılmıştır (Şekil 12.a,b,c.). Daha sonra, II. bölge için Bouguer gravite değerleri ile gravite ters çözümü yapılarak, kabuk-manto ara yüzeyinin derinliği tespiti yapılmıştır. Gravite ters çözümü uygulamasında için kabuk manto arasındaki yoğunluk farkı 0.6 g/cm³ ve referans derinlik (Moho derinliği) 26 km olarak kullanılmış, çeşitli kesme dalga boyu (100 km ve 75 km) ve 1. ve 3. iterasyon için ondülasyon sınırı hesaplanmıştır ve en iyi uyumun 1. iterasyonda ve kesme dalga boyu 100 km iken olduğu görülmüştür (Şekil 13).



Şekil 10. Bouguer ve topoğrafya verileri arasındaki uyum.



Şekil 11. Bouguer gravite değerleri için hesaplanan gözlemsel girişim ile çeşitli T_c değerleri için hesaplanan kuramsal girişim değerlerinin görünümü.

4. Tartışma ve Sonuç

Doğu Akdeniz Bölgesi, Avrasya ve Afrika plakalarının çarpışmasının bir parçasıdır ve bölge okyanus ve kıtasal kabuğun birarada bulunduğu çok karmaşık bir alandır. Çok sayıdaki araştırmacı [örn.; 11, 41, 43-67] bu karmaşık tektonizmayı jeolojik ve jeofiziksel çalışmalar ile irdelemişlerdir. Bu çalışmalardan Girit adası ve çevresini içeren sismik çalışmalar [13, 58] bu bölgeye ait kabuk kalınlığının sırasıyla 32-34 km ve 30 km olduğunu belirtmektedir.

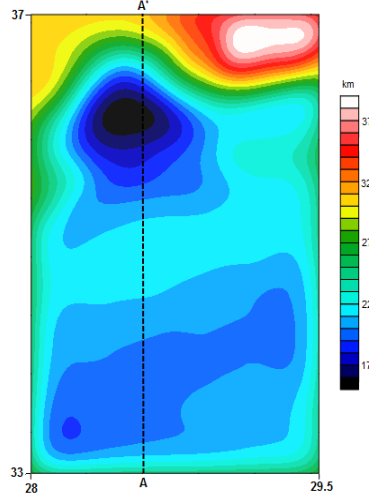
Levha tektoniğinin en önemli konusu, litosferin kalınlığı ve uzun jeolojik zamanlar boyunca nasıl davrandığıdır. İzostazi kavramının gelişmesiyle, levha tektoniğinin temel varsayımlarından olan uzun zaman ölçeğinde levhaların rijit olarak davrandığı gerçeği öne sürülmüştür. Böylelikle izostazi kavramı, litosferin tanımlanmasında önemli bir dönüm noktası olmuştur. Bükülme

modeli olarak tanımlanan rejyonel bükülme modelinde yükler, akışkan ve zayıf astenosferin üzerinde bulunan litosferik plakadaki elastik gerilmeler (stresler) ile desteklenmektedir [65-67]. Bu bükülme modeline göre, büyük yüklerin etki ettiği bölgelerde litosfer eğrilir ve kabuksal kalınlık o ortama ait olması beklenen kalınlıklara göre daha incedir. Bunun sonucunda, plakaların bükülmeye uğrayan alt ve üst kısımlarında gerilmeler görülür [16]. Bu gerilmelerin olduğu kısımlar bölgede meydana gelen depremlerin yaklaşık odak derinlik dağılımlarına işaret edeceğinden, plaka bükülmelerinin meydana geldiği derinliklerinin ve plakaların elastik kalınlıklarının belirlenmesi olası depremlerin yaklaşık derinliklerinin kestirilmesi konusunda önemli bir kavramdır.

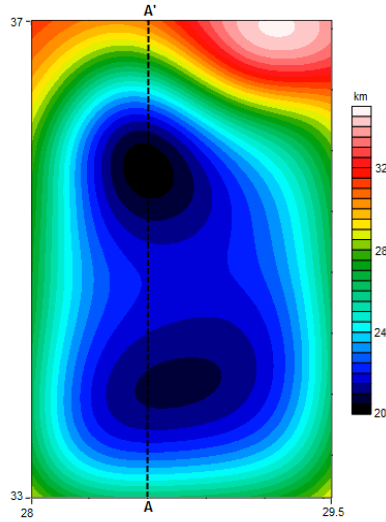
Bu çalışma ile efektif elastik kalınlık kestirimleri için kullanılan izostatik yanıt fonksiyonları ile litosferin yapısını anlamaya yönelik yeni

yaklaşımlar getirilmiştir ve bu bölgenin efektif elastik kalınlığını saptamaya yönelik çalışmalar ilk olarak bu çalışma kapsamında yapılmıştır. Bir bölgeye ait efektif elastik kalınlık kestirimi çalışmalarında başarı oranının yüksek olabilmesi için izostatik yanıt fonksiyonları ile birlikte kabuk-manto sınırı bükümsel modelleme yöntemleri kullanılmalıdır. Genel

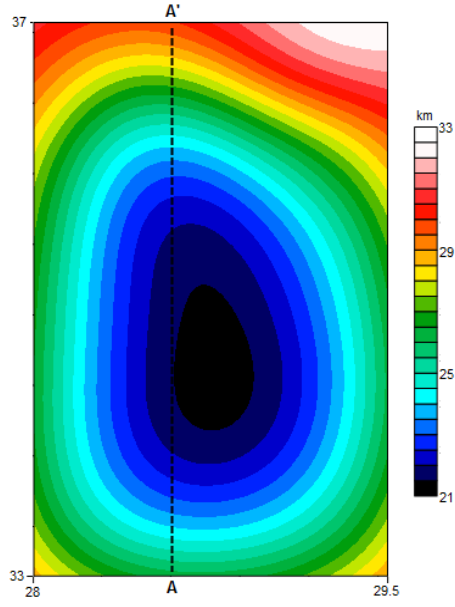
olarak efektif elastik kalınlık çalışmaları tektonik, sismolojik ve diğer derin jeofizik çalışmalar ile desteklenmelidir. Yapılan uygulamalar, Doğu Akdeniz bölgesinin izostatik modellerinin Airy modeline ($T_e = 0$) uymadığını göstermektedir.



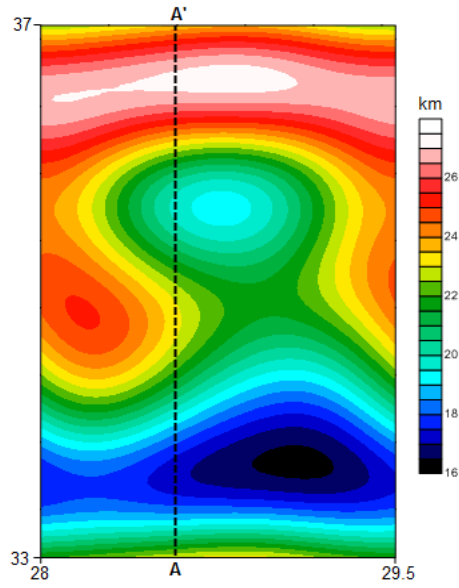
Şekil 12.a $T_e=2$ km ve referans derinlik (Moho derinliği) 30 km için hesaplanan bükülme yüzeyi haritası.



Şekil 12.b $T_e=8$ km ve Moho derinliği 30 km için hesaplanan bükülme yüzeyi haritası.



Şekil 12.c $T_e=14$ km ve Moho derinliği 30 km için hesaplanan bükülme yüzeyi haritası.



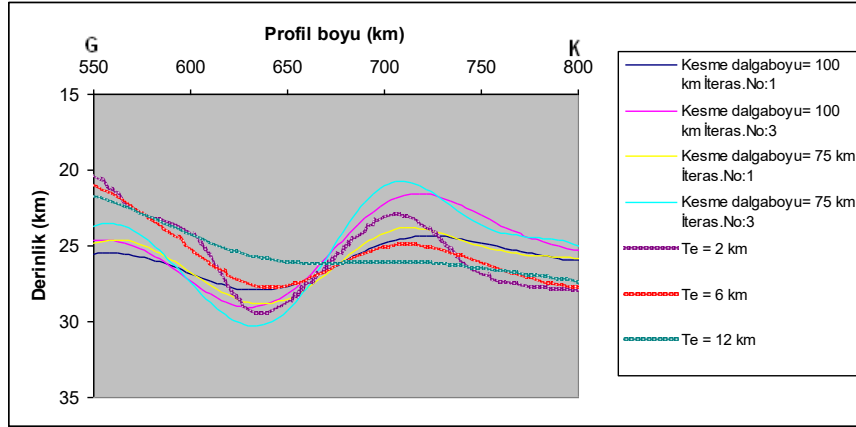
Şekil 13. Kesme dalga sayısı 100 km ve 1. iterasyon için elde edilen kabuk-manto ara yüzeyi derinliği haritası

Bu çalışmada 23°-32° K boylamları ile 33°-37° D enlemleri arasında kalan Doğu Akdeniz Bölgesi çalışma alanı olarak seçilmiş ancak bölge; fiziksel, topoğrafyafik ve batimetrik olarak farklı özelliğe sahip ortamları ve jeolojik olarak farklı kökene sahip bölgeleri içermesinden dolayı Girit adası çevresi ve Rodos baseni çevresi olmak üzere iki ayrı bölge olarak çalışılmıştır.

23.5°-26.5° Boylamları ve 33°-37° Enlemleri arasında kalan Girit Adası ve çevresini içeren I. bölgeye ait çalışmaların ilk adımında gravite ve topoğrafya verileri arasındaki uyum analizi sonucunda en iyi uyumun sırasıyla; $0.01 < k < 0.1$ dalgasını (k) değerleri arasında olduğu saptanmış, girişim fonksiyonu hesaplamaları bu dalga sayısı değerleri arasında değerlendirilmiştir. Kabuk kalınlığı parametresi için güç spektrumu yöntemi ile ortama ait yapı derinliği 30 km olarak hesaplanmış, I. bölge için yapılan uygulamalarda ortalama kabuk kalınlığı $T_c = 30$ km olarak belirlenmiştir. Aynı çalışma alanında yapılan Normalize Tam gradient çalışmasında [15] 30 km derinliğindeki kabuğu Afrika Okyanusal kabuğu olarak tanımlamıştır. Buradan hareketle bu bölgede elastik kalınlık hesaplamalarında Afrika okyanusal kabuğu etkindir.

Ardından, Bouguer gravite ile topoğrafya verileri kullanılarak gözlemsel girişim değerleri ile kuramsal girişim değerleri irdelenmiştir. Kuramsal girişim değerleri ilk önce $T_e = 0, 5, 10, 15$ ve 20 km değerleri için hesaplanmış, gözlemsel ve kuramsal girişim değerleri

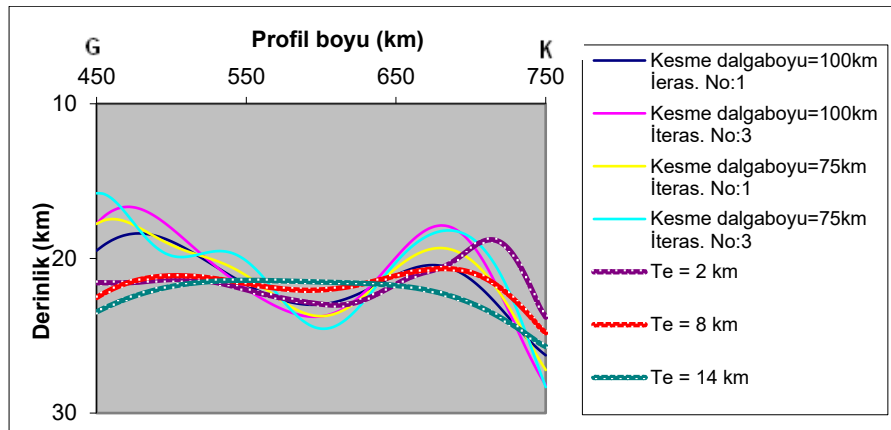
arasındaki en iyi uyumun $T_e = 5$ km ile $T_e = 10$ km değerleri arasında olduğu saptanmıştır. Elastik kalınlık değerini daha ayrıntılı irdelemek için $T_e = 3, 5, 6, 7$ ve 8 km değerleri için tekrar kuramsal girişim değerleri hesaplanmış, kuramsal girişim değerleri ile gözlemsel girişim değeri arasında en iyi uyumu veren efektif elastik kalınlığın I. Bölge için ortalama 6 km olduğu saptanmıştır. Bölgeye ait efektif elastik kalınlık saptamasına yönelik uygulamaların ikinci aşamasında ise gravite ters çözüm ve bükülme düz çözümü hesaplamaları yapılmıştır. Yüklemelerden kaynaklanan bükülme yüzeylerini saptamaya yönelik farklı T_e değerleri ($T_e = 2, 6, 12$ km) için düz çözüm uygulamaları yapılarak yüzeyüstü yüklerinin meydana getirdiği bükülme yüzeyleri elde edilmiştir. Ardından LithoFLEX 1.2 yazılımı kullanılarak Bouguer gravite değerleri ile gravite ters çözümü yapılmış ve kabuk-manto arayüzünün derinliği saptanmıştır. Gravite ters çözüm ve bükülme düz çözümü hesaplamalarından çıkan sonuçları karşılaştırmak için Şekil 8.a.b.c ve Şekil 9' da görüldüğü gibi Güney-Kuzey yönünde A-A' profilleri boyunca kesitler alınmıştır ve aralarındaki uyumu saptayabilmek için bu kesitler çizdirilmiştir (Şekil 14). Karşılaştırma sonucunda en iyi uyumun gravite ters çözüm sonuçlarından kesme dalga boyu 100 km, iterasyon sayısı 1 olan eğri ile referans (Moho) derinliği 28 km olan $T_e = 6$ km eğrisi arasında olduğu saptanmıştır (Şekil 14). Bulunan bu sonuç girişim değerlerinin karşılaştırılması ile elde edilen değer ile tutarlılık göstermektedir. Böylelikle, Girit ve çevresini içeren I. Bölge için efektif elastik kalınlık değeri ortalama 6 km'dir.



Şekil 14. LithoFLEX 1.2 yazılımı kullanılarak bulunan kabuk-manto arayüzeyi derinlik ve bükülme yüzeyleri verilerinin A-A' profili (Şekil 8, 9) boyunca alınan kesitler.

28°-29.5° Boylamları ve 33°-37° Enlemleri arasında kalan Rodos baseni ve çevresini içeren II. Bölge olarak adlandırılan bölge için gözlemsel girişim değerlerinin $0.01 < k < 0.1$ arasındaki dalga sayısı değerleri kullanılmıştır. Güç spektrumu yöntemi sonucunda yapı derinliği 26 km olarak bulunmuş ve ortalama kabuk kalınlığı $T_c = 26$ km olarak belirlenmiştir. Kuramsal girişim değerleri $T_e = 0, 5, 10$ ve 15 km değerleri için hesaplanmış ve en iyi uyumu veren değerlerin 5 km ile 10 km arasında yaklaşık 8 km olduğu belirlenmiştir. Gravite ters çözüm ve bükülme düz çözümü hesaplamalarından çıkan sonuçları karşılaştırmak için Şekil 12.a.b.c ve

Şekil 13' de görüldüğü gibi Güney-Kuzey yönünde A-A' profilleri boyunca kesitler alınmıştır ve karşılaştırılmıştır (Şekil 15). Karşılaştırma sonucunda en iyi uyumun gravite ters çözüm sonuçlarından kesme dalga boyu 100 km, iterasyon sayısı 1 olan eğri ile referans derinliği (Moho derinliği) 30 km olan $T_e=8$ km eğrisi arasında olduğu saptanmıştır (Şekil 15). Bulunan bu sonuç, girişim değerlerinin karşılaştırılması ile elde edilen değer ile tutarlılık göstermektedir. Sonuç olarak, Rodos baseni ve çevresini içeren II. bölge için efektif elastik kalınlık değeri ortalama 8 km'dir.



Şekil 15. LithoFLEX 1.2' yazılımı kullanılarak bulunan kabuk-manto arayüzeyi derinlik ve bükülme yüzeyleri verilerinin A-A' profilleri (Şekil 12, 13) boyunca alınan kesitler.

Doğu Akdeniz bölgesinde yapılan çalışmalar sonucunda, kabuk-manto ara yüzeylerine ait ortalama bükülme derinliklerinin, en uygun efektif elastik kalınlık değeri ile uyumlu olarak Doğu Akdeniz'de Girit ve çevresinde 19-29 km, Rodos baseni ve çevresinde ise 20-32 km arasında değiştiği saptanmıştır. Bu sonuçlar, literatürde Girit Adası ve çevresinde yapılmış kabuk çalışmaları [13-15, 58] sonuçları ile uyumludur. Girit çevresine ait gravite ters çözüm ve topoğrafya ile efektif elastik kalınlık kullanılarak düz çözüm yöntemlerinden elde edilen kabuk-manto ara yüzeylerine ait bükülme derinlikleri birbiri ile uyumludur. Doğu Akdeniz'in doğu kesiminde ise topoğrafya yükünden elde edilen ara yüzey bükülmesi gravite ters çözüm değerlerinden elde edilen daha fazladır. Bunun nedeni litosfer kabuk sınırındaki tektonik, termal problemlerden kaynaklanabilir, özellikle bu bölge okyanusal kökenli olduğundan sıvı içeriği fazla olup dayanımı azaltabilir. Dayanımın azalması rijiditenin azalması ve bununla paralel olarak elastik kalınlığın azalması anlamına gelmektedir. Kabuktaki rijiditenin azalması ortamın kırılğan (brittle) durumdan, akışkan (ductile) hale geçmesi ile açıklanabilmektedir. Bu çalışma kapsamında sonuç olarak Doğu Akdeniz bölgesi için bu yapılan yaklaşımların geçerli olabileceğine işaret edilmektedir.

Teşekkür

Trieste Üniversitesi'nden Prof. Dr. Carla Braitenberg'e Lithoflex yazılımına erişim ve Erasmus değişim program kapsamında birlikte çalışmamıza olanak sağlamasından dolayı teşekkür ederiz. Ayrıca değerli değerlendirmelerinden dolayı iki hakeme ve editore teşekkürlerimizi sunarız. Bu çalışma, Dokuz Eylül Üniversitesi 2006.KB.FEN.031 nolu Bilimsel Araştırma Projesi tarafından finansal olarak desteklenmiştir.

Kaynakça

- [1] Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, Cilt 75, s. 181-241.
- [2] Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F., Şengör, A.M.C. 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia—a young collision zone. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*. Geological Society Special Publication, Cilt 19, s. 3 - 36.
- [3] Hancock, P.L., Barka, A.A. 1981. Opposed shear senses inferred from neotectonic mesofractures systems in the North Anatolian fault zone. *J. Struct. Geol.*, Cilt 3, s. 383- 392.
- [4] Taymaz, T., Jackson, J., McKenzie, D.P. 1991. Active tectonics of the North and Central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, Cilt 106, s. 433-490.
- [5] Okay, A.I. 2000. Was the late Triassic orogeny in Turkey caused by collision of an oceanic plateau? In: Bozkurt E., Winchester J.A. and Piper J.D.A (eds) *Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area*. Geological Society, London Special Publications, Cilt 173, s. 25-41.
- [6] Zitter, T.A.C., Woodside, J.M., Mascle, J. 2003. The Anaximander Mountains: a clue to the tectonics of southwest Anatolia. *Geological Journal*, Cilt 38, s. 375- 394.
- [7] Salamon, A., Hofstetter, A., Garfunkel, Z., Hagai, R. 2003. Seismotectonics of the Sinai subplate—eastern Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, Cilt 155, s. 149-173.
- [8] Aksu, A.E., Hall, J., Yaltrak, C. 2005. Miocene to Recent tectonic evolution of the eastern Mediterranean: New pieces of the old Mediterranean puzzle. *Marine Geology*, Cilt 221, s. 1-13.
- [9] Papazachos, B.C., Karakostas, V., Papazachos, C., Scordilis, E. 2000. The geometry of the Wadati-Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc. *Tectonophysics*, Cilt 319, s. 275-300.
- [10] Papazachos, C., Nolet, G. 1997. P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Cilt 102(B4), s. 8349-8367.
- [11] Gönenç, T., Akgün, M., Ergün, M. 2009. Girit Bölgesinin izafi kabuk kalınlığı değişiminin manyetik ve serbest hava gravite anomalileri ile irdelenmesi. *Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Fen ve Mühendislik Dergisi*, DEÜ FMD Cilt 11(1), s. 44-56.
- [12] Hall, J., Aksu, A. E., Yaltrak, C., Winsor, J. D. 2009. Structural architecture of the Rhodes Basin: a deep depocentre that evolved since the Pliocene at the junction of Hellenic and Cyprus Arcs, eastern Mediterranean. *Marine Geology*, Cilt 258(1-4), s. 1-23.
- [13] Snopek, K., Meier, T., Endrun, B., Bohnhoff, M., Casten, U. 2007. Comparison of gravimetric and seismic constraints on the structure of the Aegean lithosphere in the forearc of the Hellenic subduction zone in the area of Crete. *Journal of Geodynamics*, Cilt 44, s. 173-185.
- [14] Makris, J., Yegorova, T. 2006. A 3-D density-velocity model between the Cretan Sea and Libya. *Tectonophysics*, Cilt 417(3-4), s. 201-220.
- [15] Gönenç, T., Akgün, M. 2012. Structure of the Hellenic subduction zone from gravity gradient functions and seismology. *Pure and Applied Geophysics*, Cilt 169(7), s. 1231-1255.
- [16] Watts, A.B. 2001. *Isostasy and flexure of the lithosphere*, England, Cambridge University Press. s. 87-283.
- [17] Dorman, L.M., Lewis, B.T.R. 1970. Experimental isostasy 1: theory of determination of the Earth's response to a concentrated load. *Journal of Geophysical Research*, Cilt 75, s. 3357-3365.

- [18] McKenzie, D.P. Bowin, C.O. 1976. The relationship between bathymetry and gravity in the Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, Cilt 81, s. 1903-1915.
- [19] Zuber, M.T., Bechtel, T.D., Forsyth, D.W. 1989. Effective elastic thicknesses of the lithosphere and mechanisms of isostatic compensation in Australia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Cilt 94(B7), s. 9353-9367.
- [20] Wang, Y., Mareschal, J.C. 1999. Elastic thickness of the lithosphere in the Central Canadian Shield. *Geophysical Research Letters*, Cilt 26(19), s. 3033-3036.
- [21] Rajesh, R.S., Mishra, D.C. 2004. Lithospheric thickness and mechanical strength of the Indian shield. *Earth and Planetary Science Letters*, Cilt 225(3-4), s. 319-328.
- [22] Pamukçu, O. 2004. Doğu Anadolu Bölgesi'nin jeodinamik yapısının jeofizik verilerle irdelenmesi. Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 140s, Doktora Tezi, İzmir.
- [23] Yurdakul, A. 2005; İzostatik yanıt fonksiyonları ile litosfer yapılarının irdelenmesi, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 104s, Yüksek Lisans tezi, İzmir.
- [24] Luis, J.F., Neves, M.C. 2006. The isostatic compensation of the Azores Plateau: A 3D admittance and coherence analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Cilt 156(1-2), s. 10-22.
- [25] Pamukçu, O.A., Akçığ, Z., Demirbaş, Ş., Zor, E. 2007. Investigation of crustal thickness in Eastern Anatolia using gravity, magnetic and topographic data. *Pure and Applied Geophysics*, Cilt 164(11), s. 2345-2358.
- [26] Pamukcu, O., Yurdakul, A. 2008. Isostatic compensation in western Anatolia with estimate of the effective elastic thickness. *Turkish Journal of Earth Sciences*, Cilt 17(3), s. 545-557.
- [27] Oruç, B., Sönmez, T. 2017. The rheological structure of the lithosphere in the Eastern Marmara region, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, Cilt 139, s. 183-191.
- [28] Oruç, B., Pamukçu, O., Sayın, T. 2019. Isostatic Moho undulations and estimated elastic thicknesses of the lithosphere in the central Anatolian plateau, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, Cilt 170, s. 166-173.
- [29] Braitenberg, C., Wienecke, S., Wang Y. 2006. Basement structures from satellite-derived gravity field: South China Sea ridge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B5).
- [30] Wienecke, S. 2006. A new analytical solution for the calculation of flexural rigidity: significance and applications. *Free University, Doktora Tezi*, Berlin-Germany.
- [31] Gessner, K., Gallardo, L.A., Markwitz, V., Ring, U., Thomson, S.N. 2013. What caused the denudation of the Menderes Massif: Review of crustal evolution, lithosphere structure, and dynamic topography in southwest Turkey. *Gondwana research*, Cilt 24(1), s. 243-274.
- [32] Smith, W.H., Sandwell, D.T. 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, Cilt 277(5334), s. 1956-1962.
- [33] Turcotte, D.L., Schubert, G. 1982. *Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. Wiley, New York, 140.
- [34] Timoshenko, S. 1958. *Strength of materials. Part I. Elementary theory and problems*. New York: D. Van Nostrand Co.
- [35] McKenzie, D., Fairhead, D. 1997. Estimates of the effective elastic thickness of the continental lithosphere from Bouguer and free air gravity anomalies. *Journal of Geophysical Research*, Cilt 102, s. 27523-27552.
- [36] Forsyth, D.W. 1985. Subsurface loading and estimates of the flexural rigidity of continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Cilt 90(B14), s. 12623-12632.
- [37] Parker, R.L. 1972. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysics Journal Research Astr. Soc.*, Cilt 31, s. 447-550.
- [38] Braitenberg, C., Zadro M. 1999. Iterative 3D gravity inversion with integration of seismologic data. *Bollettino Di Geofisica Teorica Ed applicata*, Cilt 40, s. 469-476.
- [39] Rusya Savunma Bakanlığı Navigasyon ve Oşinografi Daire Başkanlığı (Department of Navigation and Oceanography of the Ministry of Defence of the Russian Federation) 1989. Bouguer gravite haritası.
- [40] Nagy, D. 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, Cilt 30, s. 362-371.
- [41] Bohnhoff, M., Makris, J., Papanikolaou, D., Stavrakakis, G. 2001., Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data, *Tectonophysics*, Cilt 343 (3-4), s. 239-262.
- [42] Spector, A., Grant, F.S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, Cilt 35(2), s. 293-302.
- [43] Ergün, M., Okay, S., Sarı, C., Oral, E. Z., Ash, M., Hall, J., Miller H. 2005. Gravity anomalies of the Cyprus Arc and their tectonic implications. *Marine Geology*, Cilt 221, s. 349-358.
- [44] Le Pichon, X., Angelier, J. 1979. The hellenic arc and trench system: A key neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, Cilt 60, s. 1-42.
- [45] Ryan, W.B., Kastens, K.A., Cita, M.B. 1982. Geological evidence concerning compressional tectonics in the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, Cilt 86(1-3), s. 213-242.
- [46] Le Pichon, X., Lybérís, N., Angelier, J., Renard, V. 1982. Strain distribution over the east Mediterranean ridge: A synthesis incorporating new Sea-Beam data. *Tectonophysics*, Cilt 86(1-3), s.243-274.
- [47] Spakman, W., Wortel, M.J.R., Vlaar, N.J. 1988. The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implication. *Geophysical Research Letters*, Cilt 15, s. 60-63.
- [48] Truffert, C., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., De Voogd, B., Huchon, P., Pichon, X. 1993. The crust of the Western Mediterranean Ridge from deep seismic data and gravity modelling. *Geophysical Journal International*, Cilt 114(2), s. 360-372.
- [49] Chaumillon, E., Mascle, J., Hoffmann, H.J. 1996. Deformation of the western Mediterranean Ridge: Importance of Messinian evaporitic formations. *Tectonophysics*, Cilt 263(1-4), s. 163-190.

- [50] Chaumillon, E., Mascle, J. 1997. From foreland to forearc domains: new multichannel seismic reflection survey of the Mediterranean Ridge accretionary complex (Eastern Mediterranean). *Marine Geology*, Cilt 138(3-4), s. 237-259.
- [51] Delibasis, N., Ziazia, M., Voulgaris, N., Papadopoulos, T., Stavrakakis, G., Papanastassiou, D., Drakatos, G. 1999. Microseismic activity and seismotectonics of Heraklion area (central Crete Island, Greece). *Tectonophysics*, Cilt 308(1-2), s. 237-248.
- [52] Knappmeyer, M., Harjes, H.P. 2000. Imaging crustal discontinuities and the down going slab beneath western Crete. *Geophysical Journal International*, Cilt 143(1), s. 1-21.
- [53] Stiros, S.C. 2000. The AD365 Crete earthquake and possible seismic clustering during the fourth to sixth centuries AD in the Eastern Mediterranean: a review of historical and archaeological data. *J. Struct. Geol.* Cilt 23, s. 545-562.
- [54] Huguen, C., Mascle, J., Chaumillon, E., Woodside, J.M., Benkheil, J., Kopf, A., Volkonskaia, A. 2001. Deformational styles of the Eastern Mediterranean Ridge and surroundings from combined swath mapping and seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, Cilt 343, s. 21-47.
- [55] Brönnner, M. 2003. Untersuchung des Krustenaufbaus entlang des Mittelerranen Ruckens abgeleitet aus geophysikalischen Messungen. In: *Berichte aus dem Zentrum für Meeres und Klimaforschung, Reihe C, Geophysik Nr. 21*. Universität Hamburg, p. 170.
- [56] Li, X., Bock, G., Vafidis, A., Kind, R., Harjes, H., Hanka, W., Wylegalla, K., Van Der Meijde, M., Yuan, X. 2003. Receiver function study of the Hellenic subduction zone: imaging crustal thickness variations and the oceanic Moho of the descending African lithosphere. *Geophysical Journal International*, Cilt 155, s. 733-748.
- [57] Zitter, T.A.C., Woodside, J.M., Mascle, J. 2003. The Anaximander Mountains: a clue to the tectonics of southwest Anatolia. *Geological Journal*, Cilt 38, s. 375-394.
- [58] Meier, T., Rische, M., Endrun, B., Vafidis, A., Harjes, H.P. 2004. Seismicity of the Hellenic subduction zone in the area of western and central Crete observed by temporary local seismic networks. *Tectonophysics*, Cilt 383, s. 149-169.
- [59] Brocher, M.T. 2005. Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Cilt 95(6), s. 2081-2092.
- [60] Casten, U., Snopek, K. 2006. Gravity modelling of the Hellenic subduction zone—a regional study. *Tectonophysics*, Cilt 417(3-4), s. 183-200.
- [61] Yolsal-Çevikbilen, S., Taymaz, T. 2012. Earthquake source parameters along the Hellenic subduction zone and numerical simulations of historical tsunamis in the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, Cilt 536, s. 61-100.
- [62] Özbakır, A. D., Şengör, A. M. C., Wortel, M. J. R., Govers, R. 2013. The Pliny-Strabo trench region: A large shear zone resulting from slab tearing. *Earth and Planetary Science Letters*, Cilt 375, s. 188-195.
- [63] Gallen, S.F., Wegmann, K.W., Bohnenstiehl, D.R., Pazzaglia, F.J., Brandon, M.T., Fassoulas, C. 2014. Active simultaneous uplift and margin-normal extension in a forearc high, Crete, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, Cilt 398, s. 11-24.
- [64] Pamukçu, O. 2016. Geodynamic assessment of Eastern Mediterranean region: a joint gravity and seismic b value approach. *Arabian Journal of Geosciences*, Cilt 9(360), s.1-13.
- [65] Şahin, Ş., Çiftçi, C., Okyar, M., Öksüm, E. 2018. Doğu Akdeniz'in Kabuk Yapısı ve Sismik Hız Dağılımının Üç Boyutlu Sismik Tomografi ile Belirlenmesi. *Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, Cilt 22(2), s. 961-971.
- [66] Hall, J., Aksu, A. E., Elitez, I., Yaltrrak, C., Çifçi, G. 2014. The Fethiye-Burdur Fault Zone: a component of upper plate extension of the subduction transform edge propagator fault linking Hellenic and Cyprus Arcs, Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, Cilt 635, s. 80-99.
- [67] Elitez, İ., Yaltrrak, C., Aktuğ, B. 2016. Extensional and compressional regime driven left-lateral shear in southwestern Anatolia (eastern Mediterranean): The Burdur-Fethiye Shear Zone. *Tectonophysics*, Cilt 688, s. 26-35.