DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

İZOSTATİK YANIT FONKSİYONLARI İLE LİTOSFER YAPILARININ İNCELENMESİ

Ayça YURDAKUL

Temmuz, 2007

İZMİR

İZOSTATİK YANIT FONKSİYONLARI İLE LİTOSFER YAPILARININ İNCELENEMSİ

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Jeofizik Anabilim Dalı

Ayça YURDAKUL

Temmuz, 2007

İZMİR

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

İZOSTATİK YANIT FONKSİYONLARI İLE LİTOSFER YAPILARININ İNCELENMESİ

Ayça YURDAKUL

Temmuz, 2007

İZMİR

İZOSTATİK YANIT FONKSİYONLARI İLE LİTOSFER YAPILARININ İNCELENEMSİ

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Jeofizik Anabilim Dalı

Ayça YURDAKUL

Temmuz, 2007

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

AYÇA YURDAKUL, tarafından **ÖĞR.GÖR.DR. OYA PAMUKÇU** yönetiminde hazırlanan **"İZOSTATİK YANIT FONKSİYONLARI İLE LİTOSFER YAPILARININ İNCELENMESİ"** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Öğr. Gör. Dr. Oya PAMUKÇU

Danışman

Prof. Dr. Zafer AKÇIĞ

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Günay ÇİFÇİ

Jüri Üyesi

Prof.Dr. Cahit HELVACI

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu yüksek lisans çalışması, 2006.KB.FEN.031 No' lu Dokuz Eylül Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi tarafından desteklenmiştir.

Yüksek lisans eğitimim boyunca beni her konuda destekleyen, bana yol gösteren ve tezimin hazırlanmasında değerli bilgilerinden ve önerilerinden yararlandığım sevgili hocam Öğr.Gör.Dr. Oya PAMUKÇU'ya, değerli desteklerinden dolayı sayın hocam Prof. Dr. Zafer AKÇIĞ'a, yardımlarıyla tezime olan katkıları ve dostluğundan dolayı sevgili Doç. Dr. Carla BRAITENBERG'e, değerli doküman ve bilgilerini benimle paylaşan sayın hocalarım Prof. Dr. Mustafa ERGÜN, Arş. Gör. Tolga GÖNENÇ ve Prof. Dr. Günay ÇİFÇİ'ye, tezimdeki katkısı ve yardımseverliğinden dolayı Arş.Gör. Dr. Cem KINCAL'a, yüksek lisans eğitimim süresince benden yardımlarını esirgemeyen Dokuz Eylül Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü hocalarına ve özellikle sevgili çalışma arkadaşlarım Uzm. Elçin GÖK ve Arş.Gör.Aykut TUNCEL'e teşekkürü bir borç bilirim.

Ayrıca bugünlere gelmemi sağlayan, her başarımda büyük emekleri olan sevgili AİLEM'e, canım arkadaşlarım Doğuser YILMAZ ve Şebnem ŞAHİN'e ve her an yanımda olan, desteğini ve sevgisini her zaman hissettiğim sevgili Ömer ÇIRMIK'a sonsuz teşekkür ederim.

Ayça YURDAKUL

İZOSTATİK YANIT FONKSİYONLARI İLE LİTOSFER YAPILARININ İNCELENMESİ

ÖZ

İzostazi, sınırlı uzay ve zaman ortamında yer değiştiren yüklere karşı kabuk ve mantonun nasıl bir tepki verdiği ile ilgilidir. İzostazi kapsamında kullanılan izostatik yanıt fonksiyonları yerkürenin dinamik hareketlerini açıklamaya yardımcı olur.

Batı Anadolu ve Doğu Akdeniz Bölgeleri yerküredeki en aktif bölgelerindendir. Bu nedenle bu çalışmada, dinamik yüklere sahip bölgelerin kompanse mekanizması, izostatik yanıt fonksiyonları ve bükümsel kabuk manto sınırı hesaplamaları yapılmıştır. Batı Anadolu ve Doğu Akdeniz'in batısında benzer sonuçlar elde edilmiştir.

Son olarak çalışma alanlarına ait deprem odak dağılımları, sismik sonuçlar, manyetik veriler ve termal yapılar ile bu çalışmada elde edilen bulgular birlikte değerlendirilmiştir.

Anahtar sözcükler: İzostazi**,** efektif elastik kalınlık, litosferik bükülme, Batı Anadolu, Doğu Akdeniz

INVESTIGATION OF LITHOSPHERIC STRUCTURES BY ISOSTATIC RESPONSE FUNCTIONS

ABSTRACT

Isostasy is related to the response of crust and mantle against to the dynamic masses in limited space and frequency domain. In the isostasy concept the isostatic response functions help to explain the dynamic movements of the earth.

Western Anatolia and Eastern Mediterranean regions are the most active fields in the world. For this reason, in this study the companse mechanism,the isostatic responce functions and flexural crust mantle boundary are calculated in the regions which have dynamic masses. The similar solutions are gained in Western Anatolia and west of Eastern Mediterranean regions.

Finally the eartquake focal depths, seismic solutions, magnetic datas and thermal structures of the study fields are investigated with the solutions of this study.

Key words: Isostasy, effective elastic thickness, lithospheric flexure, Western Anatolia, Eastern Mediterranean

İÇİNDEKİLER

Sayfa

YÜKSEK LİSANS TEZ SINAV SONUÇ FORMU ii
TEŞEKKÜR iii
ÖZ iv
ABSTRACT v

BÖLÜM BİR - GİRİŞ 1

BÖLÜM İKİ – ÇALIŞMADA UYGULANAN YÖNTEMLER 4

2.1 İzostazi 4
2.1.1 İzostatik Kuramlar 5
2.1.1.1 Pratt İzostazi Kuramı 5
2.1.1.2 Airy İzostazi Kuramı 5
2.1.1.3 Vening Meinesz İzostazi Kuramı 6

2.2 Elastik Plaka Teorisi 8
2.2.1 Silindirik Eğilme 9
2.2.2 Kirişlerin Bükülmesi 10
2.2.2.1 Gerilmeler (Stresses) 10
2.2.2.2 Kesme Kuvveti ve Eğilme Momenti 12

2.3 İzostazi, Elastik Kalınlık ve Bükülme Rijiditesi 13

2.4 Bükülme Parametrelerinin Kestirimi İçin Kullanılan Yöntemler 16
2.4.1 Filtre Görevi Gören Litosfer 18
2.4.2 İzostatik Yanıt Fonksiyonları 20
2.4.2.1 Girişim (Admittance) Fonksiyonu 21
2.4.2.2 Uyum (Coherence) Analizi 23
2.4.3 LithoFLEX 1.2 Yazılım Paketi ve Kullanılan Yöntemler 24

2.4.3.1 Denge Topografyası Oluşturulması 25
2.4.3.2 Gravitenin Ters Çözümü: Tabaka Sınırlarındaki Bükülme Hesaplamaları 27
2.4.3.3 İzostatik Hesaplamalar 28
2.4.3.3.1 Düz Çözümle Hesaplanan Bükülme 28

2.5 Elastik Kalınlık ve Depremler 29

BÖLÜM ÜÇ – ÇALIŞMA ALANLARI 31

3.1 Batı Anadolu Bölgesi 31
3.1.1 Batı Anadolu Bölgesi'nin Tektoniği 31
3.1.1.1 Tektonik Kaçış Modeli 33
3.1.1.2 Yay Ardı Genişleme Modeli 33
3.1.1.3 Orojenik Çökme Modeli 33
3.1.1.4 McKenzie Modeli 33
3.1.1.5 Alptekin Modeli 34

3.2 Doğu Akdeniz Bölgesi 34
3.2.1 Doğu Akdeniz Bölgesi'nin Tektoniği 34

BÖLÜM DÖRT – UYGULAMALAR 38

4.1 Batı Anadolu Bölgesi Uygulamaları 38

4.2 Doğu Akdeniz Bölgesi Uygulamaları 46
4.2.1 I. Bölge (23.5°-28° B., 33°-37° E.) Uygulamaları 50
4.2.2 II. Bölge (28°-29.5° B., 33°-37° E.) Uygulamaları 61

BÖLÜM BEŞ – YORUMLAR 70

BÖLÜM ALTI – SONUÇLAR VE ÖNERİLER 83

KAYNAKLAR 85

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Plaka tektoniğinde en önemli nokta, litosferin kalınlığı ve uzun jeolojik dönemler boyunca nasıl davrandığıdır. İzostazinin gelişimiyle, plaka tektoniğinin en temel varsayımlarından birisi ortaya konmuştur ki bu varsayım plakaların uzun jeolojik zaman skalaları boyunca rijit olarak davrandığı gerçeğidir (Walcott 1970). 1970'li yıllarda, büyük yüzey üstü yüklerin bulunduğu bölgelerde yapılan izostatik çalışmalarda, litosferin bükümsel rijiditesi ile belirlenen elastik kalınlığın değişim aralığı saptanmıştır. Böylece özellikle bükümsel rejyonal izostazi kavramının gelişimi ile topoğrafik ve yüzeyaltı yükleri ile eğilen plakanın hangi dereceye kadar yükü kaldırabileceği belirlenmektedir. Özetle izostazi kavramı, litosferi tanımamızda önemli bir kilometre taşıdır.

1880'lerin sonunda, Kuzey Hindistan'da yapılan jeodezik ölçümlerden elde edilen veriler değerlendirilirken izostazi kavramı düşünülmeye başlanmıştır. 1930'lu yıllarda, Pratt modelini savunan Amerikan ekolü ve Airy modelini savunan Avrupa ekolü olmak üzere iki farklı düşünce ekolü oluşmuştur ve her iki modelde de jeolojik yapıların, boyutları ne kadar olursa olsun lokal olarak dengelendiklerini savunulmaktadır.

20. yüzyılın sonlarında ise artık topoğrafik yüklerin iki tip izostatik dengelenmesinin varlığı kabul edilmiştir. Bu dengeleme modellerinin ilkinde, dengelemenin topoğrafya altındaki kalınlaşma ile (Airy, 1855) veya kabuğun yoğunluğundaki yanal değişiklerle sağlandığı ileri sürülmüştür (Pratt, 1855). İkinci tip model ise bükülme modelidir Bu modelde yükler akışkan ve zayıf astenosferin üzerinde uzanan litosferik plakanın içindeki elastik gerilmelerle desteklenmektedir (Jeffreys, 1926; Vening Meinesz, 1932; Gunn, 1943; Walcott, 1970). Bükülme modeline göre litosfer, geniş yüklerin etki ettiği ve kabuk kalınlığının ortalamalardan az olduğu bölgelerde bükülmektedir. Bunun sonucunda levhanın bükülmeye maruz kalan sınırın üst ve alt kısmında gerilmeler görülmektedir. Bu sınırın, üst kısmındaki gevrek (brittle) kısımda gerilmeler kırılgan faylanmaları meydana getirirken, alt

kısmındaki akışkan (ductile) kısımda gerilmeler şekil değiştiren akmalara neden olmaktadır (Watts, 2001). Gevrek plakanın bittiği akışkan plakanın başladığı sınır, bize litosferin topoğrafik yüklere karşı dirençli olduğu, dayanım gösterebildiği kalınlığı yani efektif elastik kalınlığı vermektedir.

Efektif elastik kalınlık kestirimi için, izostatik yanıt fonksiyonları (Admittance ve Coherence) (McKenzie ve Bowin, 1976; Watts, 1978, 2001; Rajesh ve Mishra, 2003; Luis ve Neves, 2006, Pamukçu, 2004; Pamukçu ve Yurdakul, 2006; Yurdakul, Pamukçu ve Akçığ, 2005) kullanılmaktadır.

İzostatik yanıt fonksiyonlarından admittance fonksiyonu, Z(k), G(k) gravite ve T(k) topografya anomalisinin Fourier dönüşümleri arasında bir bağıntı kurularak tanımlanmıştır (Dorman ve Lewis, 1970). Daha sonra McKenzie ve Bowin (1976) yaptıkları çalışmada admittance fonksiyonunu geliştirmişlerdir.

Diğer bir izostatik yanıt fonksiyonu olan uyum (coherence) analizinde ise, McKenzie ve Bowin (1976), Watts (1978) yaptıkları çalışmalarda gravite ve topografyanın çapraz spektrumu ile güç spektrumları arasında bir bağıntı kurmuşlardır. Forsthy (1985) tarafından yapılan çalışmada, yüzey ve yüzeyaltı yüklerinin hesaba katılması sonucunda elde edilen kuramsal uyum analizinden efektif elastik kalınlık hesabına geçilmiştir.

Bu çalışmada, levha tektoniğine önemli katkıları olan izostazi kavramının gelişiminden yararlanarak, izostatik modeller, izostatik yanıt fonksiyonları ve litosferik bükülme hesaplamaları yapılmıştır.

Uygulamada önce Batı Anadolu ve Doğu Akdeniz Bölgeleri'ne ait gravite ve topografya verileri ile izostatik yanıt fonksiyon değerleri hesaplanmıştır. Bu değerlerden yararlanarak efektif elastik kalınlık kestirimi yapılmıştır.

İkinci aşamada gravite verilerine uygulanan ters çözüm ve topografya, elastik kalınlık verilerine uygulanan düz çözüm yöntemlerini içeren bir bilgisayar programı

(Braitenberg, Wienecke ve Wang, 2006; Wienecke, 206) kullanılarak Batı Anadolu ve Doğu Akdeniz Bölgeleri'ne ait bükümsel kabuk manto sınır değerleri hesaplanmıştır.

Deprem odak dağılımı ve gravite ile topografya arasındaki ilişki, litosferik dayanımın en iyi iki göstergesidir. Bu amaçla, sismojenik kalınlık ile çalışma alanlarına ait efektif elastik kalınlık değerleri karşılaştırılmıştır

Sonuç olarak özellikle bükümsel izostazinin en önemli parametresi olan efektif elastik kalınlık ile ilgili sismik, ısı akısı, jeotermal gradyent, litosferik yaş gibi veriler birlikte incelenerek çalışma alanlarına ait litosferik yapılara yaklaşımlar getirilmiştir.

BÖLÜM İKİ

ÇALIŞMADA UYGULANANYÖNTEMLER

2.1 İzostazi

İzostazi, Yunanca ‘iso’ ve ‘statis’ kelimelerinden oluşmuş olup ‘eşit durum’ yani ‘denge durumu’ anlamına gelir. Basit bir şekilde tanımlamak gerekirse izostazi, mantoya göre daha hafif olan kabuğun alttaki yoğun manto üzerinde yüzdüğünü ileri sürmektedir.

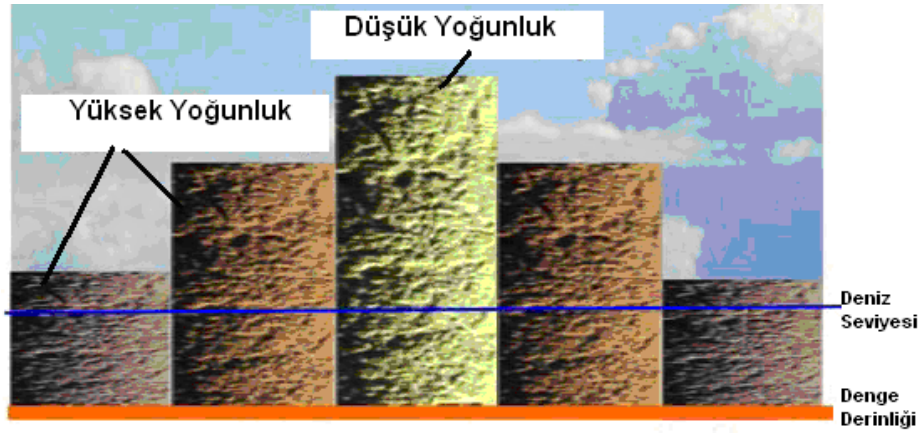
İzostazi kavramı ilk olarak 1880’lerin sonunda Kuzey Hindistan’da yapılan jeodezik ölçümler sırasında düşünülmüştür. 1930’lu yıllarda, Pratt modelini savunan Amerikan ekolü ve Airy modelini savunan Avrupa ekolü olmak üzere iki farklı düşünce ekolü oluşmuştur ve bu iki izostatik model de jeolojik yapıların boyutları ne kadar olursa olsun, lokal olarak dengelendiğini savunmaktadır. Bu modellerde dengeleme, homojen yoğunluktaki bir kabuğun kalınlaşma, homojen kalınlıktaki bir kabuğun yoğunluğunda meydana gelen yanal değişimler ya da tüm bu faktörlerin birleşimi ile sağlanmaktadır. Bazı yerbilimciler bu durumu benimsemiş olsalar da diğer yerbilimciler, üst manto ve kabuğun dayanımının, belirli yüzey yapılarının tamamen dengelenmesini önleyecek kadar büyük olduğunu ileri sürmüşlerdir.

20. yüzyılın başlarında izostazi ile ilgili yeni bir düşünce tarzı ortaya çıkmıştır. Bu düşünce, izostatik dengenin yüzme veya farklı soğuma ile sağlandığını söylemek yerine, bu dengenin topografyayı oluşturan yapıyla ilişkili olduğudur (Barrell, 1914; Gunn, 1943). Yani kısaca bu düşünce buz tabakaları, volkanlar ve akarsu deltaları gibi jeolojik yapıların, kabuk yüzey yüklerini oluşturduğunu belirtmektedir. 20. yüzyılın başlarında, Gilbert, Putnam ve Barrell’ in görüşleri, bu yüklere karşı verilen yanıtın zayıf bir kabuk değil de izostazi modellerince de desteklenen rijit bir kabuğun varlığıdır. Bu rijit kabuğun izostatik dengede önemli rol oynadığını vurgulamışlardır. Bu adı geçen yerbilimciler, denge olayına fiziksel bir anlam katmaya çalıştıklarından, bu kişilerin yaptıkları çalışmalar oldukça önemlidir. Günümüzde modern izostazi teriminin temeli bu yerbilimciler tarafından atılmıştır.

2.1.1 İzostatik Kuramlar

2.1.1.1 Pratt İzostazi Kuramı

Pratt modelinde (1855), farklı yoğunluklardaki kabuksal bloklar aynı derinlikte dengede dururlar. Denge derinliğinin altındaki yerde ise basınç (ρgh) sabittir (Şekil 2.1). Bütün blokların sabit bir derinlikte dengede durması için bunların eşit ağırlığa sahip olmaları gerekir ki bu, yüksek blokların düşük yoğunluklu malzemeden oluşmasıyla sağlanabilir. Diğer bir deyişle düşük yoğunluklu malzemeler dağları oluşturur. Pratt modelinde dağ sıralarının altında kaynak blok yoktur (Şekil 2.1).

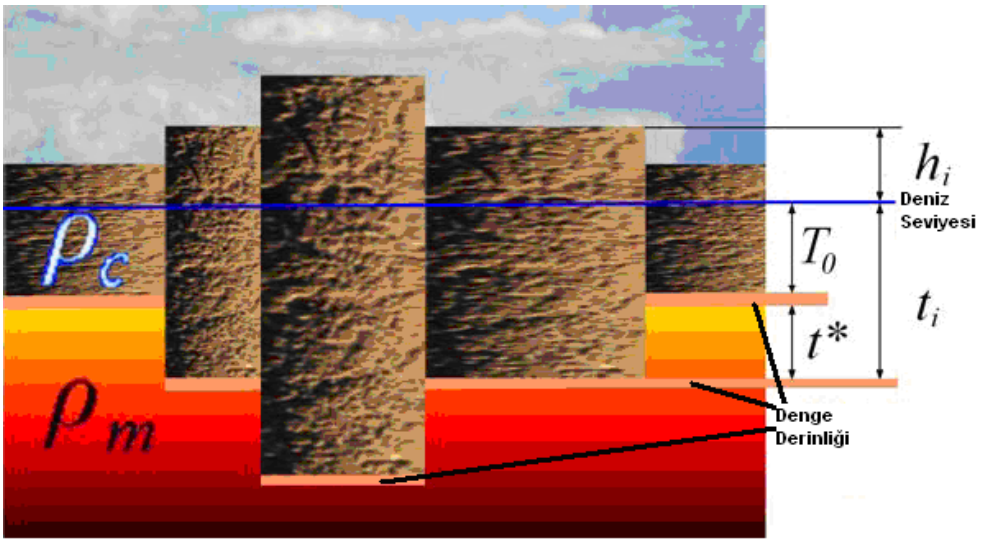


Şekil 2.1 Pratt izostazi kuramının şekilsel gösterimi (Wienecke, 2006).

2.1.1.2 Airy İzostazi Kuramı

Airy modelinde (1855), kabuk statik dengededir ve topogafik yükler dengenin yüzeyine yüzen kuvvetler şeklinde etkiyerek dengeye gelirler ve böylece izostatik denge oluşur. Burada kıtasal yoğunluğun değişmez olduğu ve izostatik dengenin kıtasal kalınlıkla sağlandığı varsayılır. Airy modelinde temel yaklaşım kütlelerin yoğunluklarının aynı olmasıdır. Bu aynı yoğunluktaki kıtasal bloklar, az yoğunluklu buz kütlelerinin yüksek yoğunluklu suda yüzmeleri gibi yüksek yoğunluklu ortam içinde farklı derinliklerde dengede dururlar (Şekil 2.2). Bu benzetmeye dayanarak denizin üstünde görünen kısmı büyük olan buz kütlesinin deniz altındaki kısmı büyük, deniz üstündeki kısmı küçük olan buz kütlesinin ise deniz altındaki kısmı küçüktür denebilir.

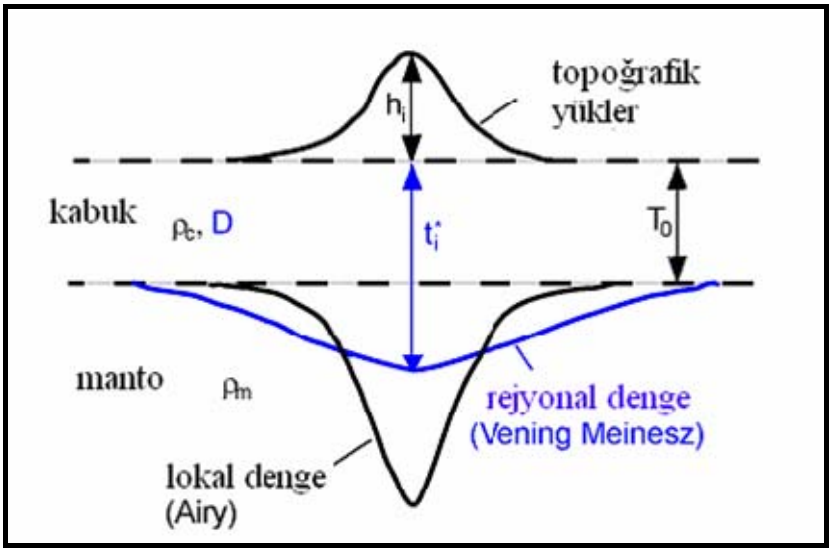
Airy modelinde topoğrafik yükler kaynak kök ile dengelenmektedir. Bu modele göre, yüksek topoğrafyanın gözlendiği bölgelerde (Himalayalar/Tibet vb.) kabuk kalın, topoğrafyanın alçak olduğu bölgelerde ise kabuk daha incedir.



Şekil 2.2 Airy izostazi kuramının gösterimi (Wienecke, 2006).

2.1.1.3 Vening- Meinesz İzostazi Kuramı

Rejyonal izostazi kuramında litosfer, farklı ağırlıktaki iki litosferik kolon arasında oluşan yatay basınç grandyentine dayanıklıdır. En popüler rejyonal izostazi modeli Vening Meinesz modelidir (Şekil 2.3). Vening Meinesz izostazi kuramı modeli genel olarak Airy modeline benzerdir. Ancak Airy modeline ek olarak bu teoride yüzen yükler, kabuk ile manto arasında yoğunluk uyuşmazlığına neden olur ve bu teoride yük nedeniyle bükülmüş litosferik plakanın bükülme rijiditesini dikkate almak gerekmektedir..

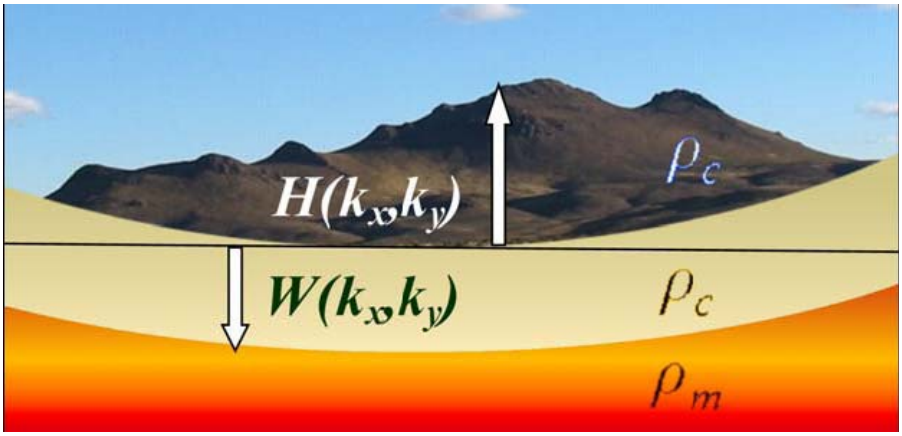


Şekil 2.3 Vening Meinesz kuramının gösterimi (http://userpage.fu berlin. de/ ~hajo/ Bratislava/Files/Isostat/Isostat.html).

Plakada görülen değişim (W) ile topografya (H) arasındaki ilişki (Şekil 2.4);

$$W(k) = -\frac{\rho_c}{\rho_m - \rho_c}\left[1 + \frac{Dk^4}{(\rho_m - \rho_c)g}\right]^{-1} H(k) \qquad (2.1)$$

bağıntısı ile tanımlanır. Burada D; bükülme rijiditesi, W(k) bükülmenin Fourier dönüşümü, H(k); topografyanın Fourier dönüşümü, ρ_c ;(=2,7 g/cm^3) ortalama kabuk yoğunluğu, ρ_m ; (=3,3 g/cm^3) ortalama manto yoğunluğu, k; (= 2π/ dalgaboyu) dalga sayısı, g; (=9,8 m/ s^2) yerçekimi ivmesidir.



Şekil 2.4 $H(k_x,k_y)$ topografyasının etkisi sonucunda yeryüzeyi altında meydana gelen bükülmenin şematik gösterimi (Wienecke, 2006).

2.2 Elastik Plaka Teorisi

Airy, Pratt ve bükülme modelleri jeolojik yapılardaki izostatik dengenin nasıl olacağı hakkında bilgi vermektedirler. Airy ve Pratt modelleri boyutu ne olursa olsun topoğrafyanın lokal olarak dengelendiğini varsaymaktadır. Elastik plaka modelindeki en önemli nokta plakaya etki eden yükün ortadan kalkması halinde kabuk ve üst mantonun mükemmel bir elastik malzeme özelliği gösterdiğidir. Göreceli olarak düşük sıcaklıklarda ve basınçta kayaçların elastik davrandığı bilinmektedir. Bununla birlikte eğer yükler yeteri kadar büyük ise kayaçlar bu sıcaklık ve basınç değerlerinde aynı zamanda kırılgan da olabilmektedir. Bir başka konu ise yüksek sıcaklık ve basınç değerlerinde kayaçların plastik deformasyona uğradığıdır. Bundan dolayı bir elastik plaka modelinin kullanımı, uzun süreli jeolojik çağlar boyunca kabuğun ve mantonun davranış şekillerini çok basite indirgemektedir.

Elastik bir plaka içinde gelişen gerilmelerin eğilme esnasında zorlanmayla doğrusal anlamda orantılı olduğu varsayılmaktadır. Bu varsayım iki açıdan önemlidir. Birincisi matematiğini oldukça basite indirgemektedir. İkincisi ise süperpozisyon prensibinin kullanımına olanak tanımasıdır. Bu prensip sayesinde yüke bağlı olan bükülme, bileşkesi olan yüklerin toplamından hesaplanabilmektedir. Ayrıca farklı malzemeler üzerinde gerçekleştirilen deneyler doğrusal elastisite varsayımının en azından küçük zorlanmalar için iyi sonuçlar verdiğini göstermiştir. Kabuk ve manto malzemeleri için sık kullanılan sınır koşulu tek eksenli gerilme

koşuludur. Bu duruma göre bir eksen boyunca zorlanma mevcutken diğer iki eksende zorlanma yoktur. Bu gerlimler (stresses) arasındaki ilişki;

$$\sigma_2 = \sigma_3 = \frac{\nu}{(1-\nu)}\sigma_1 \qquad (2.2)$$

şeklinde verilir (Watts, 2001). Bu bağıntıda ν; poisson oranıdır. Jeolojik uygulamalarda σ_1 gravite yönündeki yani düşey yöndeki gerilmeyi gösterirken σ_2 ve σ_3 ortogonal yatay gerilmelerdir. Küp şeklindeki bir kayaca etkiyen düşey gerilme bu kübün üzerindeki örtü tabakasının basıncına bağlı ise;

$$\sigma_1 = \rho g h \qquad (2.3)$$

bağıntısıyla tanımlanır. Burada h; kübün derinliği, ρ ise kayacın yoğunluğudur. Eğer bu küp sadece düşey yönde hareket edebiliyorsa denklem (2.3), (2.2)' de yerine konursa,

$$\sigma_2 = \sigma_3 = \frac{\nu}{(1-\nu)}\rho g h \qquad (2.4)$$

ifadesi elde edilir.

2.2.1 Silindirik Eğilme

Bükülmeyi modelleyebilmek için çok büyük yatay boyutlara sahip ancak düşey yönde ince olan plakaların eğilmesine uygun basit bir teori geliştirilmiştir. İnce plakaların bükümü üzerine etkiyen tüm kuvvetlerin etkisi altında denge durumunda bulunmaları koşulu ile analitik olarak hesaplanabilmektedir. Ne yazık ki birçok jeolojik durumda bu kuvvetleri tek tek nitelemek olanaklı değildir.

Timoshenko (1958a), uzunluğu genişliğinin üç katı olan bir plaka iki köşesinden yüklemeye maruz kalırsa ortaya çıkan bükülmenin silindirik olacağını söylemiştir. Böylece yerkürenin kabuğunun ve mantosunun deformasyonunu modelleyebilmek

için bir plaka kullanılması zorunlu olmayabilir. Bunun yerine birim genişliğe sahip bir kiriş kullanılabilir.

2.2.2 Kirişlerin Bükülmesi

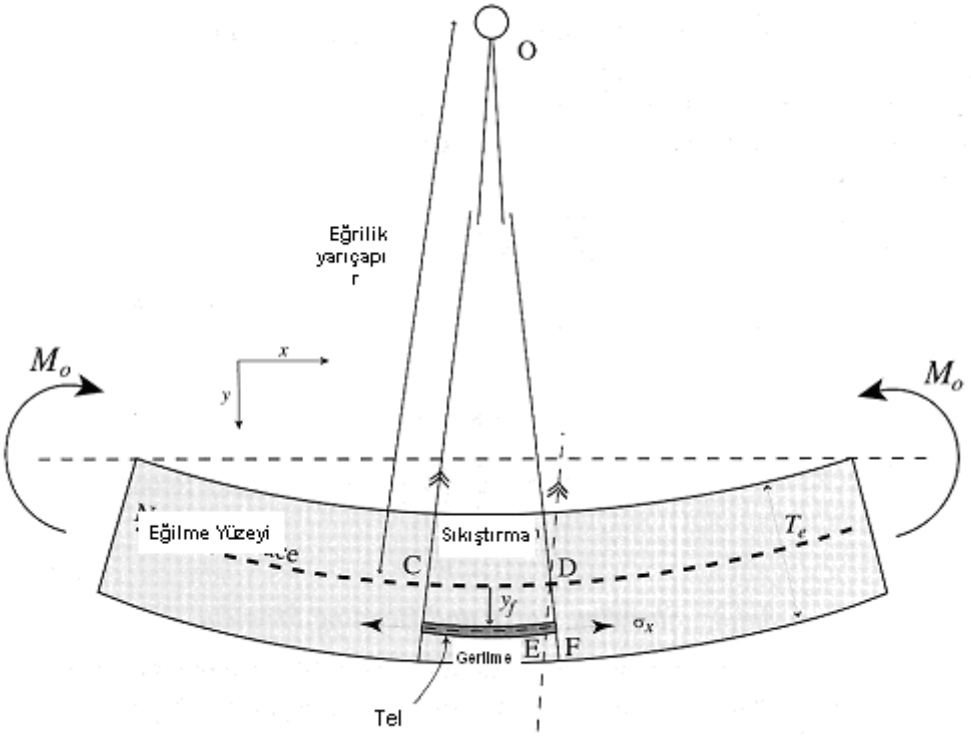
Elastik kirişlerin bükülmesi özellikle makine mühendisleri tarafından oldukça fazla çalışılmış bir konudur. Özellikle Timoshenko (1958a, 1958b), Nadai (1963) ve Hetenyi (1979) tarafından yazılan kitaplar zayıf temeller üzerinde bulunan kirişlerin deformasyonuna önem verdikleri için kayda değer eserlerdir. Bu durumların, günlük hayatta, barajlarda ve demir yollarındaki gibi birçok uygulaması mevcuttur.

2.2.2.1 Gerilimler (Stresses)

İlk olarak iki uçtan uygulanan döndürme momenti M_0 tarafından deforme olan bir elastik kiriş içindeki gerilmeleri ele alalım. Şekil 2.5'deki koordinat sistemi kullanılarak dönme momentleri kirişi aşağıya doğru konveks bir şekilde deforme etmektedir. Burada deformasyonun kirişin herhangi bir düşey kesitinin eğilme öncesinde ve sonrasında aynı olacağı varsayılacak şekilde düşünülmektedir. Daha sonra Şekil 2.5'deki OCD ve DEF üçgenlerinin benzerliğinden, kiriş içindeki herhangi bir elemanın x yönündeki zorlanması aşağıdaki bağıntı ile verilmektedir.

$$\varepsilon_x = \frac{EF}{CD} = \frac{DF}{OD} = \frac{y_f}{r} = \text{değişim/orijinal uzunluk} \qquad (2.5)$$

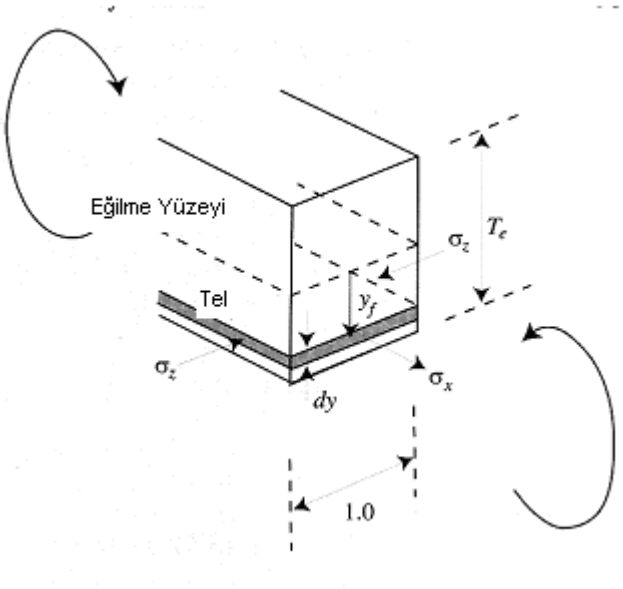
Burada; r eğiklik yarıçapı, y_f nötr yüzeyden kiriş içindeki herhangi bir elemana (örneğin bir tele) olan uzaklıktır.



Şekil 2.5 Bir kirişin elastik bükülmesi (Watts, 2001).

Böylesine bir kiriş sınır koşulları uygulanarak daha büyük bir plakanın kesilmiş bir parçası olarak düşünülebilir. Bu durumda kiriş x ve z yönlerinde stres altındadır ve ancak y yönünde hareket edebilmektedir. x yönündeki gerilme eğilmeden kaynaklanırken z yönündeki gerilme bu yöndeki zorlanmayı önlemeye çalışmaktadır ve böylece daha büyük çaptaki bir plakanın etkisini yansıtmaktadır.

2.2.2.2 Kesme Kuvveti ve Eğilme Momenti



Şekil 2.6 dy yüksekliğindeki birim genişlikteki bir elemanın stres kesiti (Watts, 2001)

Eğilme sırasında kiriş içinde oluşan gerilmeler her iki uçta uygulanan M_0 momentini dengelemek zorundadır. Birçok jeolojik uygulamada M_0'ın yerine düşey kesme kuvvetini ve kirişin kesitinde oluşan eğilme momentini kullanmak daha uygun olmaktadır. Eğilme momenti M, kirişin kesiti boyunca etkiyen gerilmelerin varlığını belirlemekle tahmin edilebilmektedir. (2.5) bağıntısındaki yaklaşımdan yararlanarak ve Şekil 2.6'deki dy yüksekliğinde ve birim genişlikte bulunan bir eleman üzerine etkiyen kuvvet dF için;

Kuvvet = Stres x Alan

$$dF = \sigma_x dy \; 1.0$$

$$dF = \frac{E y_f}{r(1-\nu^2)} dy \qquad (2.6)$$

bağıntısı geçerlidir. Eleman üzerine nötür yüzey etrafında etkiyen dM momenti

Moment = Kuvvet x Uzaklık

$$dM = dF y_f$$

$$dM = \frac{E y_f^2}{r(1-\nu^2)} dy \qquad (2.7)$$

şeklinde verilmektedir. Toplam eğilme momenti tüm elemanter momentlerin integralinin alınması ile

$$M = \frac{E}{r(1-\nu^2)} \int_{T_e/2}^{-T_e/2} y_f^2 dy \qquad (2.8)$$

elde edilmektedir. T_e, plakanın elastik kalınlığı olarak tanımlanmaktadır. İntegralin çözümü sonucunda

$$M = \frac{-ET_e^3}{12(1-\nu^2)} \frac{1}{r} \qquad \text{veya } M = -\frac{D}{r} \qquad (2.9)$$

bağıntısı elde edilir .

2.3 İzostazi, Elastik Kalınlık ve Bükülme Rijiditesi

Pratt ve Airy modellerinde, dengelemeyi sağlayan malzemenin sıvı gibi davrandığı yani rijiditesinin olmadığı bölgelerde, izostazinin lokal olarak olduğu varsayılmıştır. Oysaki yerkabuğundaki çoğu malzeme az da olsa rijit durumdadır ve bu nedenle bir yükün etkisi geniş bir alana yayılmaktadır.

Geliştirilen elastik plaka modelindeki en önemli düşünce yükleme esnasında ve yükün ortadan kalkması durumunda kabuk ve üst mantonun mükemmel bir elastik malzeme gibi davrandığıdır. Göreceli olarak düşük sıcaklıklarda ve basınçta kayaçların elastik davrandığı bilinmektedir. Bir başka konu ise yüksek sıcaklık ve basınç değerlerinde kayaçların plastik deformasyona uğradığıdır.

Elastik plakanın bükülme rijiditesi, D, bükümsel izostazinin parametrelendirilmesi için çok önemli bir faktördür ve plakanın hangi dereceye kadar

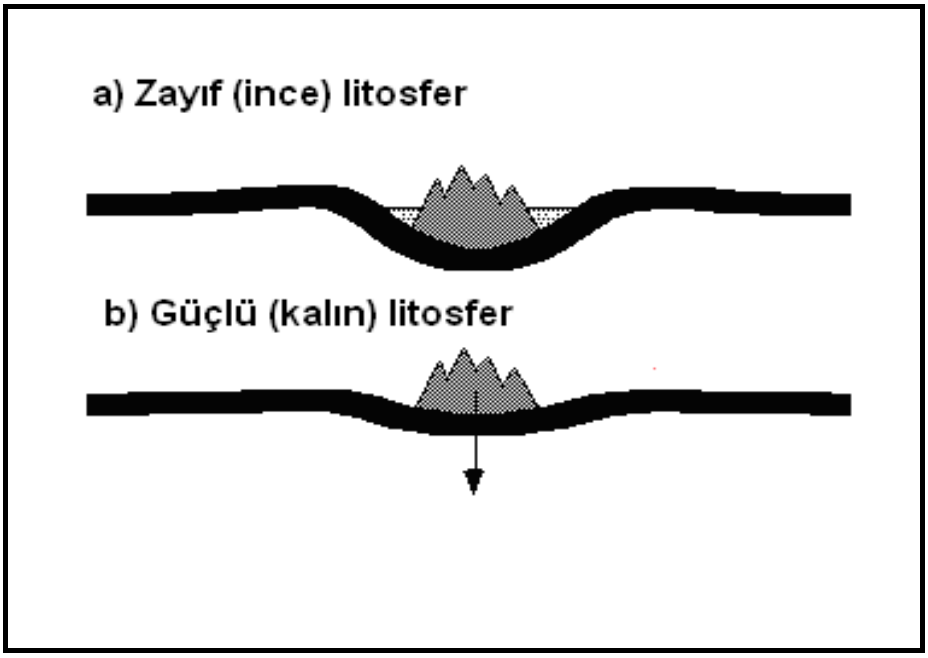
yükü kaldırabileceğini belirler (Turcotte ve Schubert, 1982). Eğer D sıfıra yaklaşırsa, eşitlik Airy modeliyle aynı olur. Bükülme rijiditesi, yeryuvarının üst kısmında olduğu tahmin edilen efektif elastik kalınlık (T_e) terimini akla getirmektedir. Elastik deformasyona uğrayan tabaka ince bir elastik plakadır. D;

$$D = E\frac{T_e^3}{12\,(1-\nu^2)} \qquad (2.10)$$

şeklinde tanımlanır. Bağıntıda E; (= 10^{11} Pa) Young modülü, ν; (= 0,25) Poisson oranı, T_e, efektif elastik kalınlık olarak alınır.

Bükülme rijiditesini tahmin edebilmek için genellikle yüklü bir elastik tabakayı temsil eden bir modelin varlığından söz edilir. Bu modele yüklemeler yapılır ve oluşan bükülme sonuçları, gravite sonuçları ile karşılaştırılır (Lowry ve Smith, 1995).

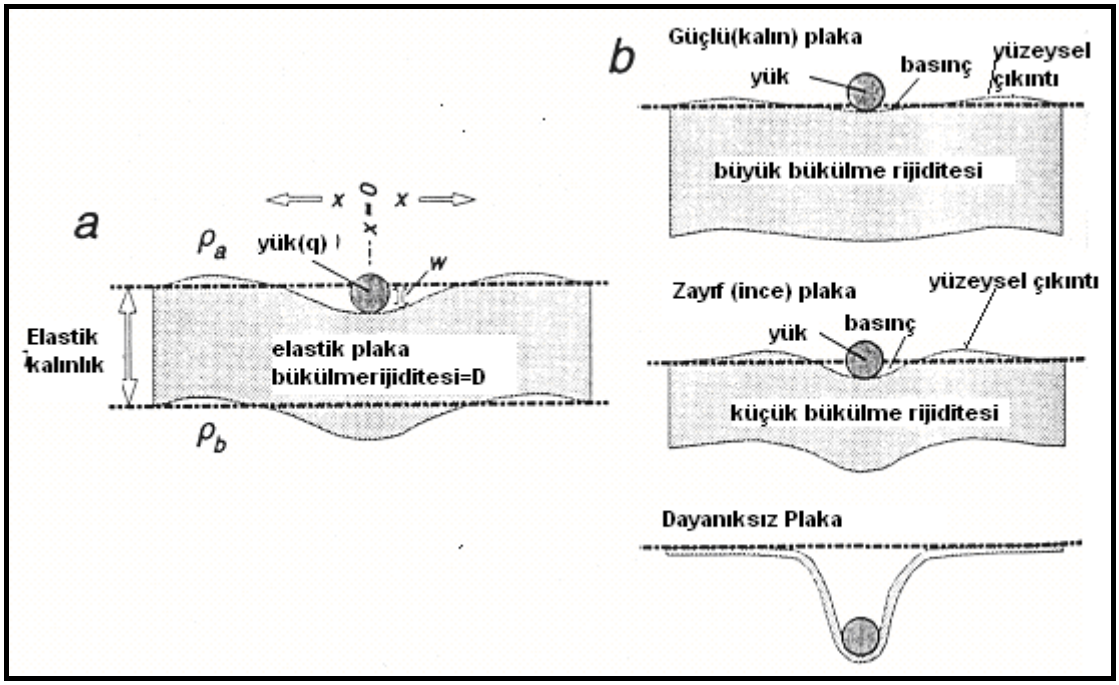
Rejyonal izostazi modelinde litosfer üzerine yüklenen topoğrafik yükler, litosferin kalınlığına göre litosfer tarafından dengelenirler. Ağırlığı belli bir topoğrafik yük ince bir litosfere yüklendiğinde, litosferdeki bükülme fazla iken, aynı yükün daha kalın bir litosferde yarattığı bükülme daha azdır (Şekil 2.7.a.b.).



Şekil 2.7 Litosferik bükülmenin görünümleri a. Litosfer ince ise yük nedeniyle olan bükülme fazla, b. litosfer kalın aynı yüke karşı olan bükülme azdır. (http://wwwrses.anu.edu.au/~jean/GEOL3005/Isostasy/ Intro.html).

Güçlü ve zayıf litosferler üzerine etkiyen aynı büyüklükteki yüklere karşı litosferlerin nasıl davranış gösterdiğini daha anlaşılır bir biçimde ifade edebilmek için Turcotte ve Schubert (1982) tarafından yüzeydeki lineer yüklerin plaka üzerindeki etkileri modellenmiştir. Modelde yüzey yükleri akıcı materyalin üzerindedir (Şekil 2.8).

Bükülme modeli diğer izostatik modellere göre birtakım avantajlara sahiptir. Manto ve kabuğun yüklemeye karşı yanıtını ve bunun sonucunda kabuk ile mantonun ne kadar eğildiklerini ve ne koşullarda kırıldıklarını açıklamaktadır. Bu yaklaşımları Airy ve Pratt modellerinde uygulamak olanaklı değildir.



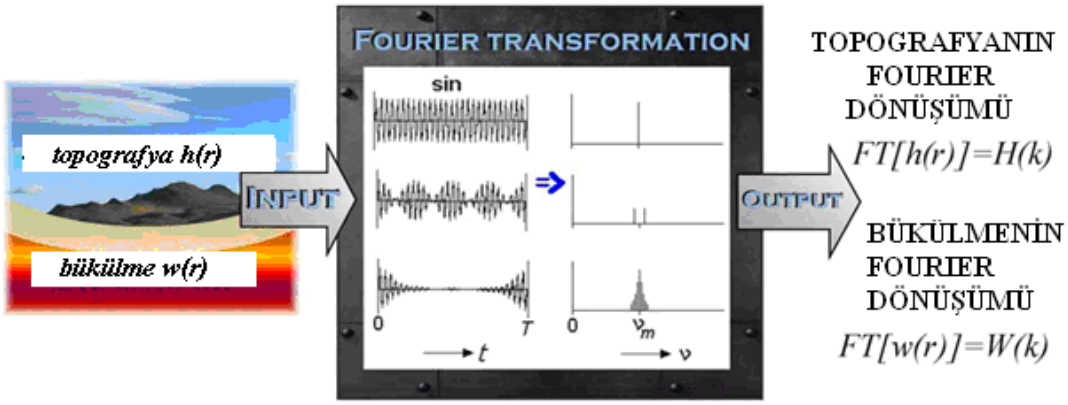
Şekil 2.8 Yüzeydeki yüklerin plaka üzerindeki etkileri a) Lineer bir yük tarafından eğilen 2 boyutlu modelin parametreleri. Plaka ve yükler sayfanın içine ve dışına doğru uzanmaktadır. b) Eğilen bir plakanın yüzeyinde oluşan çökme ve yükselmelerin durumları. Güçlü bir plaka sığ fakat daha geniş çökmeler gösterir. Çökmeler ve çevresel yükselimler zayıf bir plaka üzerinde daha şiddetlidir. Çok zayıf bir plaka yerel izostatik denge içinde çökmektedir (Lillie, 1999).

2.4 Bükülme Parametrelerinin Kestirimi İçin Kullanılan Yöntemler

Genel olarak tüm izostatik modellerde litosferin, içsel parametrelere yanıt veren kara kutulu (black box) kapalı bir sistem gibi çalıştığı varsayılmaktadır. Girdi değişkenleri; yüzey ve yüzeyaltı yükleri, yoğunluk değişkenleri, kuvvetler ve bükülme momentlerini içerirken, çıkış değişkenleri; alt katmanın geometrisine, gravite anomalilerine ve kabuk-manto arayüzünün yansımalarını içermektedir (Forsyth,1980; McNutt, 1980; Lyon-Caen ve Molnar, 1983; Burov ve Diament, 1995).

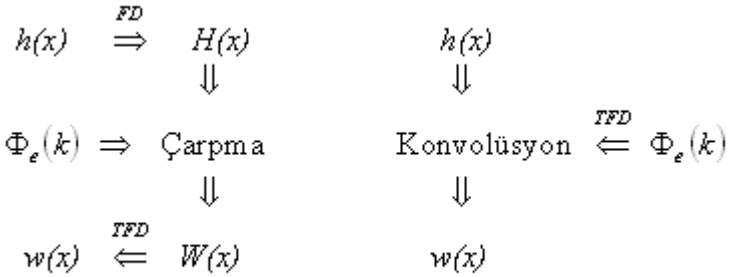
1970'lerde izostatik dengelemenin derecesini daha iyi hesaplayabilmek için spektral yöntemler geliştirilmiştir. Bir yüzey yükündeki gravite ve topografya arasındaki ilişki dalgaboyunun bir fonksiyonu olarak değişmektedir. Bundan dolayı, gözlemsel gravite ve topografya verilerinin frekansını analiz ederek ve spektra ile izostazinin lokal ve rejyonal modellerinin kestirimleri karşılaştırılarak, dengeleme

şeklini açıklamak mümkündür. Genel olarak, uzaysal veri setini spektral parçalamak için kullanılan teknik Fourier analizidir. Şekil 2.9'da Fourier dönüşümü basit bir örnekle verilmektedir. Şekilde litosferdeki Fourier dönüşümünü basitçe anlatabilmek için dönüşüm bir kara kutu gibi tasvir edilmektedir. Burada örnek olarak sine fonksiyonu verilmiştir. Sol tarafta uzay ortamı, sağ tarafta ise frekans veya dalga sayısı ortamı görülmektedir. Şekilde topografya ve bükülme dalga boyunun bir frekansı olarak tanımlanmakta ve frekans ortamına dönüştürülmektedir.



Şekil 2.9 Litosferdeki Fourier dönüşümünün gösterimi (Wienecke, 2006).

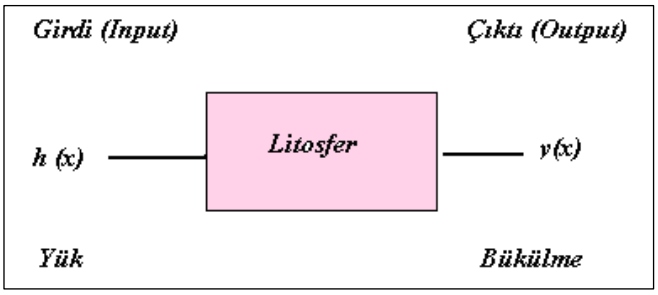
Fourier yasasına göre, her dalga fonksiyonu sin ve cos fonksiyonlarının toplamı olarak ayrılabilir. Bu olgudan yola çıkarak, topografya ve kabuk-manto arayüzeyi ondülasyonu bir dalga fonksiyonuna ve böylece frekans ortamına dönüştürülebilir. Frekans ortamına geçerek hesaplamalar daha kolay hale gelmiş olur. Örneğin; bir sine fonksiyonu dalgasayısı ortamında tek bir pike karşılık gelmektedir. Uzay ortamında iki fonksiyonun çarpımını görmek için, konvolüsyon yapmak gerekirken, dalga boyu ortamında bu işlemi basit bir çarpma işlemiyle yapmak mümkündür. Buna göre 2 boyutlu yükün neden olduğu bükülmedeki uzaysal değişimler ilk olarak yükün Fourier dönüşümünün alınması, bir dalgasayısı parametresi ve bir yoğunluk birimi ile çarpılması ardından ters dönüşümünün alınması ile elde edilmektedir (Şekil 2.10).



Şekil 2.10 Watts (2001) tarafından geliştirilen şema, topografya veri setinin filtrelenmesinin temel adımlarını göstermektedir. Şekilde sol taraf; frekans ortamı, sağ taraf; uzay ortamıdır.

2.4.1 Filtre Görevi Gören Litosfer

Litosfer uzun jeolojik zamanlı yüklere karşı Airy ve Pratt modellerinin ileri sürdüğü gibi lokal olarak yanıt vermemekte, dengeleme geniş alanlarda rejyonal olarak meydana gelmektedir. Böylece litosfer kısa dalga boylu (büyük genlikli) deformasyonları bastıran, uzun dalga boylu (küçük genlikli) deformasyonları geçiren bir filtre görevi görmektedir. Filtre kelimesi burada genel anlamıyla kullanılmıştır yani girdi (input) ve çıktı (output) ile açıklanan sistemi ifade etmektedir (Şekil 2.11). Şekil 2.11'de görüldüğü gibi, yüklenmiş litosfer için girdi yük iken çıktı bükülmedir.



Şekil 2.11 Litosferin bir filtre gibi çalıştığının şematik gösterimi

Bir elastik plakanın üzerine yüklenen yüke karşı yanıtının genel denklemi,

$$D\frac{\partial^4 y}{\partial x^4} + (\rho_m - \rho_{do\lg u})yg = (\rho_c - \rho_w)gh\cos(kx) \qquad (2.11)$$

şeklinde verilmektedir. Burada *y*; bükülme, *x*; yatay uzaklık, $\rho_{do\lg u}$; bükülen kısmı dolduran maddenin yoğunluğu, ρ_w; yükün bulunduğu ortamın yoğunluğudur (örneğin su veya hava). (2.11) denklemi düzenlenirse,

$$y = \frac{(\rho_c - \rho_w)h\cos(kx)}{(\rho_m - \rho_{do\lg u})}\left[\frac{Dk^4}{(\rho_m - \rho_{do\lg u})g} + 1\right]^{-1} \tag{2.12}$$

elde edilir.

Parker (1972) tarafından ileri sürülen yaklaşım ile 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. Bu ilişki,

$$FT\ [\Delta g_P(\vec{r})] = e^{-(\vec{k})d} FT[\Delta g_Q(\vec{r})] \tag{2.13}$$

şeklinde verilmiştir. Burada $\vec{r} = r(x, y)$ uzay ortamında 2 boyutlu vektördür ve $(\vec{k}) = (k_x, k_y)$ frekans ortamında dalgasayısıdır. $FT[\Delta g_Q(\vec{r})]$ gravite anomalisi, aynı yerdeki denk yüzey kütlesinde $M_Q[\vec{k}]$ yerine konursa,

$$M_Q[\vec{k}] = \frac{FT[\Delta g_Q(\vec{r})]}{2\pi G} \tag{2.14}$$

elde edilir. $M_Q[\vec{k}]$ yüzey kütlesidir ve buradan

$$FT[\Delta g_Q(\vec{r})] = 2\pi G(\Delta\rho)H(\vec{k}) \tag{2.15}$$

bağıntısı elde edilir. Burada $H(\vec{k})$; topografyanın Fourier dönüşümü, $\Delta\rho$; yoğunluk farkıdır. Eğer (2.13), (2.15)' de yerine konursa;

$$FT[\Delta g_P(\vec{r})] = 2\pi G(\Delta\rho)e^{-\left|\vec{k}\right|d} H(\vec{k}) \tag{2.16}$$

elde edilir.

Farklı kompanse durumlarındaki gravite anomalisini hesap etmeden önce gravitasyonel girişim (admittance) Z(k)'nın tanımlanması gerekmektedir. Z(k), topografyayı modife ederek gravite anomalisini oluşturan dalgasayısı parametresidir ve bu parametre izostazinin durumu hakkında bilgi içermektedir. Z(k),

$$Z(k) = \frac{girdi(input)}{çıktı(output)} = \frac{\Delta g(k)}{H(k)} \tag{2.17}$$

bağıntısıyla verilmektedir.

2.4.2 İzostatik Yanıt Fonksiyonları

Gravite anomalisinden söz ederken gravite anomalisini elde etmek için topografyanın gravite etkisini modifiye eden bir dalgasayısı parametresini kullanmak yararlı olacaktır (Watts, 2001). Dalgasayısı parametresi, $\varphi_e(\vec{k})$, aşağıdaki gibi verilen bir sistemin davranışını tanımlar.

$$\varphi_e(\vec{k}) = \frac{çıktı(output)}{girdi(input)} \tag{2.18}$$

(2.16) denkleminden yola çıkarak yoğunluk farkı $\Delta\rho = \rho_c - \rho_w$ ve 2 boyutlu dalgasayısı $(\vec{k}) = (k_x, k_y)$ olmak üzere:

$$girdi = 2\pi G e^{-\vec{k}d}(\rho_c - \rho_w)H(\vec{k}) \tag{2.19}$$

Airy modeli için;

$$çıktı = 2\pi G e^{-\vec{k}\,d}(\rho_c - \rho_w)H(k)(1 - e^{-\vec{k}t}) \tag{2.20}$$

Buradan,

$$\varphi_e(\vec{k})_{airy} = (1 - e^{-\vec{k}t}) \tag{2.21}$$

bükülme modeli için (en basit haliyle):

$$çıktı = 2\pi G e^{-\vec{k}\,d}(\rho_c - \rho_w)H(\vec{k})(1 - \Phi'_e(k)e^{-\vec{k}t}) \tag{2.22}$$

şeklini alır, böylece:

$$\varphi_e(\vec{k})_{bükülme} = (1 - \Phi'_e e^{-\vec{k}t}) \quad \text{ve} \quad \Phi'_e(\vec{k}) = \left[\frac{D\vec{k}^4}{(\rho_m - \rho_c)g} + 1\right]^{-1} \tag{2.23}$$

elde edilir. Burada $\Phi'_e(\vec{k})$; bükülme yanıt fonksiyonudur.

(2.23) denklemlerinden anlaşıldığı gibi $\varphi_e(\vec{k})_{bükülme}$, ortalama su derinliğinden ve kabuk ile deniz suyu arasındaki yoğunluk farkından bağımsızdır. Bu parametre Airy modelinde kabuğun kalınlığına, bükülme modelinde ise litosferin esneme özelliklerine bağlıdır. Bu parametrenin izostazinin durumu konusunda direk bilgi vermesinden dolayı $\varphi_e(\vec{k})_{bükülme}$ parametresine 'izostatik yanıt fonksiyonu' adı verilmiştir.

2.4.2.1 Girişim (Admittance) Fonksiyonu

Dorman ve Lewis (1970), G(k) gravite ve T(k) topografya anomalilerinin Fourier dönüşümleri arasında bir bağıntı kurmuşlar ve bu fonksiyonu girişim (admittance) Z(k) fonksiyonu ;

$$G(k) = Z(k)T(k) \tag{2.24}$$

olarak tanımlamışlardır. Daha sonra McKenzie ve Bowin (1976) yaptıkları çalışmada araziden alınan verilerdeki gürültüyü yok etmek için konjugeden(*) yararlanarak gözlemsel girişim (admittance) Z(k) fonksiyonunu;

$$Z(k) = \frac{\sum_{r=1}^{N} G_r(k) T_r^*(k)}{\sum_{r=1}^{N} T_r(k) T_r^*(k)} \tag{2.25}$$

şeklinde tanımlamışlardır.

Kuramsal girişim değerleri ise;

$$Z_c = 2\pi G \rho_c (1 - e^{-kT_c}) \Phi_e^{'} \tag{2.26}$$

şeklinde verilmiştir (Mckenzie & Fairhead, 1997). Bu dnklemde, G; gravitasyon sabiti, T_c; kompanse derinliğidir.

Sonuç olarak (2.25) ve (2.26) bağıntıları kullanılarak elde edilen admittance fonksiyon değerleri arasındaki en iyi uyumu veren olası T_e değeri ortamın yüke karşı gösterdiği dengelenme kalınlığını yansıtmaktadır.

Gözlemsel ve kuramsal girişim değerleri arasındaki en iyi uyumu veren T_e değerinin gerçeğe ne kadar yakın bir kestirim olduğunu görmek için yapılan bir yöntem vardır. Bu yöntem sonucunda hata fonksiyonu, H_f, hesaplanır ve hata fonksiyonun T_e kestirim değerlerinde minimum olması beklenir. H_f ne kadar küçük ise bulunan T_e değerleri ile gerçek T_e değerleri arasındaki uyum o kadar büyüktür. H_f,

$$H_f = \left[\frac{1}{N} \sum \left(\frac{Z_0 - Z_c}{\Delta Z_0} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \tag{2.27}$$

şeklinde tanımlanır. Burada H_f ; hata fonksiyonu (uyumsuzluk), Z_0; ortalama gözlemsel girişim (admittance) değeri, ΔZ_0; Z_0'ın frekans ortamında standart sapması, N; dalga sayısı bantlarının sayısıdır.

2.4.2.2 Uyum (Coherence) Analizi

Girişim yanıt fonksiyonunu, efektif elastik kalınlık kestirimde kullanabilmek için, uyum (coherence) analizi yapmak önemlidir. Uyum analizinde gravite ile topografya anomalilerinin arasındaki uyum gözlenir. Eğer gravite ile topografya arasındaki uyum yüksek ise (yaklaşık 1 ise) gözlemsel girişim efektif elastik kalınlık için iyi kestirimler verir. Bu uyum,

$$\gamma^2(k) = \frac{C(k)C^*(k)}{E_0(k)E_1(k)} \tag{2.28}$$

bağıntısıyla vermişlerdir. Burada C; gravite anomalisi ile topografyanın çapraz spektrumu, E_0; gravite anomalisinin güç spektrumunu, E_1; topografyanın güç spektrumunu ifade etmek üzere,

$$C(k) = \frac{1}{N}\sum_{r=1}^{N} G_r(k)T^*(k) \tag{2.29}$$

$$E_0(k) = \tfrac{1}{N}\sum_{r=1}^{N} G_r(k)G_r^*(k) \tag{2.30}$$

$$E_1(k) = \frac{1}{N}\sum T_r(k)T_r^*(k) \tag{2.31}$$

olarak verilmiştir. Forsthy (1985), yüzey ve yüzeyaltı yüklerinin hesaba katılması sonucunda elde edilen kuramsal uyum analizinden efektif elastik kalınlık hesabına geçmiştir ve uyum analizini,

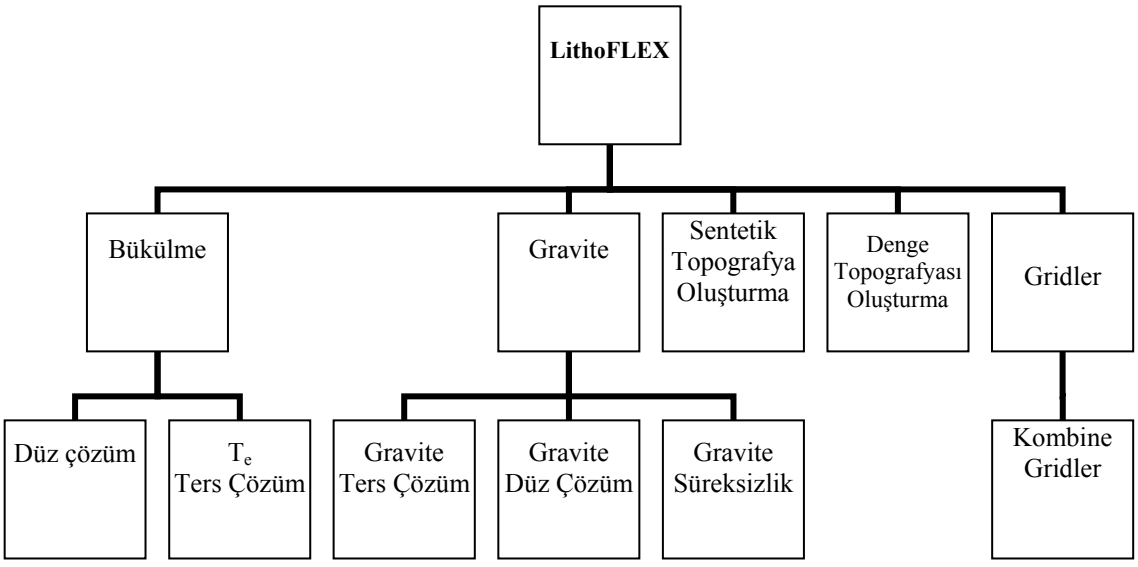
$$\gamma^2 = \frac{\langle H_t W_t + H_b W_b \rangle^2}{\langle H_t^2 H_b^2 \rangle \langle W_t^2 W_b^2 \rangle} \tag{2.32}$$

şeklinde tanımlamıştır. Burada; ⟨ ⟩ spektral ortalamayı, H_t; yüzey yüklerinin, H_b; yüzeyaltı yüklerini etkilediği topografyayı, W_t; yüzey yüklerinin, W_b; yüzeyaltı yüklerinin neden olduğu bükülmeyi ifade eder. H(k); topoğrafyanın ve W(k); bükülmenin Fourier dönüşümüdür.

(2.28) ve (2.32) eşitliklerinden elde edilen değerler arasındaki en iyi uyumu veren T_e bulunmuş olur.

2.4.3 LithoFLEX 1.2 Yazılım Paketi ve Kullanılan Yöntemler

Bir yazılım paketi olan 'LithoFLEX 1.2' (Braitenberg ve diğer., 2006; Wienecke, 2006); Trieste Üniversitesi (Trieste, İtalya) ve Norveç Jeolojik Araşırma'nın (NGU, Trondheim, Norveç) ortak çalışmasıyla geliştirilmiştir. 'LithoFLEX 1.2' yazılımı; litosferin reolojik özelliklerini ve izostatik durumunun incelenebildiği ve gravite alanının düz ve ters çözümlemeyle hesaplamalarının yapılabildiği bir programdır. Yazılımda beş bölüm bulunmaktadır: *Gravite* (Gravity), *Bükülme* (Flexure), *Sentetik Topografya Oluşturma* (Make Synthetic Topo), *Denge Topografyası Oluşturma* (Make Equivalent Topography) ve *Gridler* (Grids) (Şekil 2.12).



Şekil 2.12 Araçlar menüsünün alt menülerinin şeması.

2.4.3.1 Denge Topografyası Oluşturulması

Şekil 2.13'de; okyanusal volkan bölgesine ait litosferdeki yüzey, yüzeyaltı yüklemeleri ve yüklemeler sonucunda meydana gelen bükülmeyi şematik olarak anlatmaktadır. Şekilde, H; gözlemsel topografyayı, H_i; bükülmeden önceki başlangıç yüzeyüstü yükünü, H_t; yüzey yüklerinin gözlemsel topografyaya katkısını, H_b; yüzeyaltı yüklerinin gözlemsel topografyaya katkısını, W; gözlemsel bükülmeyi, W_i; bükülmeden önceki başlangıç yüzey altı yükünü, W_t; yüzey yüklerinin neden olduğu bükülmeyi, W_b; yüzeyaltı yüklerinin denge topografyasını ifade etmektedir. Forsyth (1985), kıtasal yapılarda yaptığı çalışmada topografya ve Bouguer anomali verilerinden H_t, H_b ve W_t'nin nasıl hesaplanacağını göstermiştir. H_t şöyle hesaplanmaktadır;

$$H_t = \frac{H\left[(\rho_m - \rho_u) + \dfrac{(\rho_u - \rho_w)}{\Phi_e^{''}}\right]}{\left\{f(\rho_l - \rho_w)\left[1 + \dfrac{(\rho_l - \rho_w)\Phi_e^{'}}{(\rho_m - \rho_l)}\right] + (\rho_m - \rho_u) + \dfrac{(\rho_u - \rho_w)}{\Phi_e^{''}}\right\}} \qquad (2.33)$$

Bu denklemde f; yüzey yüklerinin yüzeyaltı yüklerine oranı, ρ_w; suyun yoğunluğu ρ_l; yükün yoğunluğu, ρ_u; plakanın altındaki malzemenin yoğunluğu, ρ_m; mantonun yoğunluğudur.

$$\Phi_e^{'} = \left[1 + \frac{Dk^4}{(\rho_m - \rho_c)g}\right]^{-1} \quad \text{ve} \quad \Phi_e^{''} = \left[1 + \frac{Dk^4}{(\rho_u - \rho_w)g}\right]^{-1} \qquad (2.34)$$

Burada $\Phi_e^{'}$ ve $\Phi_e^{''}$ bükümsel yanıt fonksiyonlarıdır ve bu denklemlerde yüzey yükleri için $\rho_{dolgu} = \rho_l$ ve yüzeyaltı yükleri için $\rho_{dolgu} = \rho_w$ alınmalıdır.

$$H_b = H - H_t$$
$$W = H_b + W_t$$

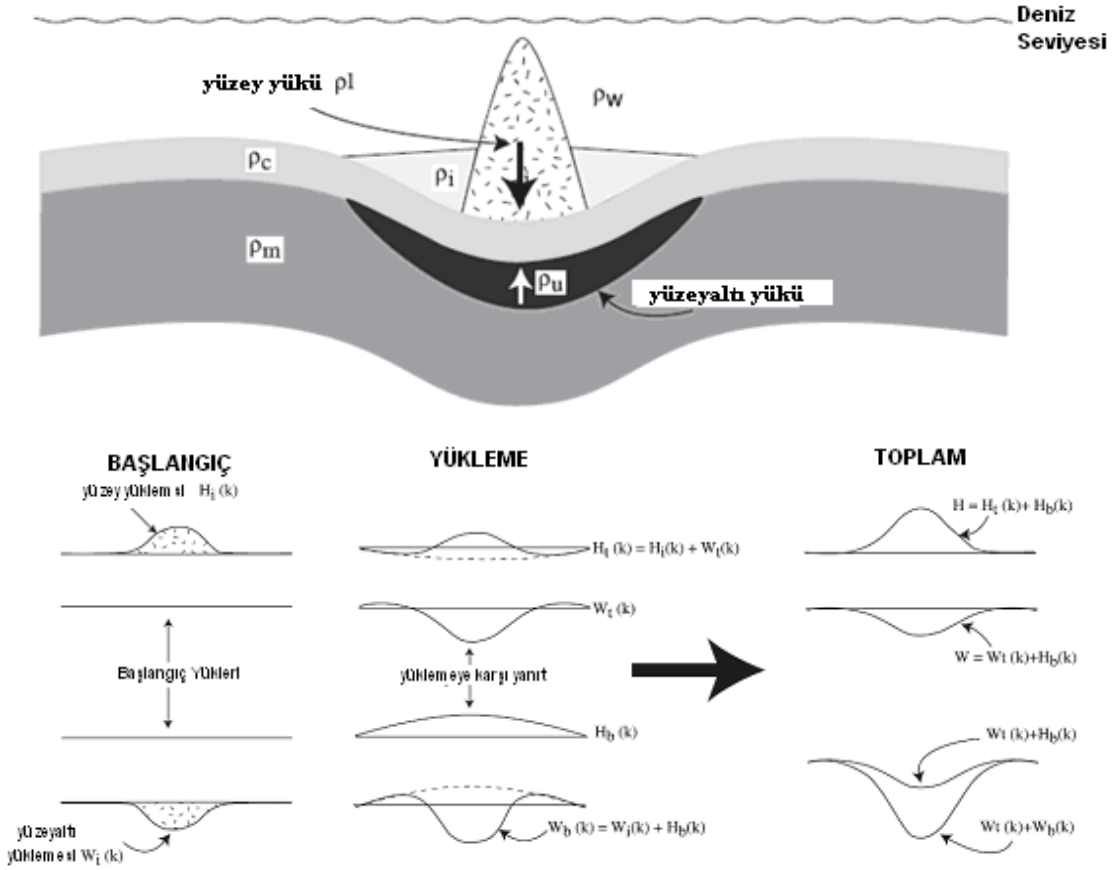
Böylece;

$$W_t = \frac{-(\rho_l - \rho_w)H_t\Phi'_e}{(\rho_m - \rho_l)} \qquad (2.35)$$

(2.35) bağıntısından yararlanarak yüzey yüklerinin neden olduğu bükülme W_t bulunur. Yüzeyaltı yüklerinin etkisiyle topografyada meydana gelen dengelemeyi ifade eden denge topografyası W_b ise

$$W_b = \frac{-(\rho_u - \rho_w)H_b}{(\rho_m - \rho_u)\Phi'_e} \qquad (2.36)$$

denklemi ile hesaplanır.



Şekil 2.13 Okyanusal volkan bölgesine ait litosferdeki yüzey ve yüzeyaltı yüklemelerinin şematik diyagramı (Ali ve Watts, 2003).

2.4.3.2 Gravitenin Ters Çözümü: Tabaka Sınırlarındaki Bükülme Hesaplamaları

Farklı yoğunluklara sahip iki tabaka ile sınırlandırılmış olan arayüzey, herhangi bir z=0 seviyesinde gözlenen gravite anomalisinin, g(x,y), ters çözümü ile bulunmaktadır.

Gravitenin ters çözümü için başlangıç parametresi olarak yoğunluk arayüzeyinin referans derinliğinin, *d*, ve arayüzeydeki yoğunluk farkının, $\Delta\rho$, bilinmesi gerekmektedir. Eğer $g_0(x,y)$; kartezyen koordinatlarda Bouguer gravite alanı ise $g_d(x,y)$; *d* derinliğine doğru aşağı analitik uzanım alanıdır, bu iki alanın Fourier dönüşümleri arasındaki ilişki;

$$FT[g_d] = e^{d\sqrt{k_x^2+k_y^2}} FT[g_0] \tag{2.37}$$

şeklinde verilir. Burada alanın *d* derinliğindeki bir kütle tarafından yaratıldığı varsayılmaktadır. Bu kütlenin yüzey yoğunluğu, $\rho(x,y)$, şöyledir;

$$\rho(x,y) = \frac{1}{2\pi G} g_d(x,y) = \frac{1}{2\pi G} FT^{-1}[FT[g_d]] \tag{2.38}$$

burada FT^{-1} ters Fourier dönüşümüdür. Gravite alanını oluşturan bu kütle yatay olarak değişen bir yüzey yoğunluğu olarak tanımlanabilir. Bu kütle; $\Delta\rho$ yoğunluk farkı ile iki tabakayı ayıran bir ondülasyon sınırı modeli ile ifade edilebilir (Braitenberg ve Zadro 1999). Ondülasyon sınırı;

$$r_1(x,y) = \frac{1}{\Delta\rho} \rho(x,y) \tag{2.39}$$

bağıntısıyla verilir.

Parker (1972) tarafından gravite alanının ilk yaklaşımı, $g_0(x,y)$, düşey genişleme sınırı ile yaratılmıştır. Braitenberg ve Zadro (1999) tarafından düşey genişleme sınırına bir seri dikdörtgen prizma ile yaklaşım yapılmış ve Nagy (1966) tarafından

geliştirilen algoritmanın uygulanmasıyla $g_1(x,y)$ gravite alanı hesaplanmıştır. Rezidüel gravite alanı, $\delta g_1(x,y)$, gözlemsel alan $g_0(x,y)$ ve hesaplanan alanın $g_1(x,y)$ farkı ile ifade edilmektedir.

Böylece $\delta g_1(x,y)$,

$$\delta g_1(x,y) = g_0 - g_1 \qquad (2.40)$$

bağınısıyla verilir. Rezidüel alan bir çeşit düzeltme biçimidir ve yoğunluk sınırının ondülasyon büyüklüğüne etki etmektedir. Bu durum iterativ olarak devam etmektedir ve her k iterasyon adımında rezidüel gravite alanı, $\delta g_k(x,y)$ ve sınırın salınım büyüklüğü, $r_k(x,y)$, elde edilmektedir.

2.4.3.3 İzostatik Hesaplamalar

Litosfer yüzeydeki ve yüzeyaltındaki kabuksal kütlelerin yüklemesiyle bükülmektedir. Denge oluşuncaya kadar kütle değişiklikleri litosferde düşey hareketlere neden olur. Bükümsel deformasyonun büyüklüğü litosferin rijiditesine bağlıdır. Bundan dolayı, yükler ve bükümsel yanıt üzerine yapılan çalışmalar sonucunda, litosferin reolojik özellikleri ve manto hakkında bilgi edinilebilir.

2.4.3.3.1 Düz Çözümle Hesaplanan Bükülme. Topografya ve/veya sedimanlardan kaynaklanan yüklemelerin yüzeyaltında yarattıkları bükülme yüzeyleri farklı efektif elastik kalınlık değerleri için (2.1) bağıntısından yararlanarak düz çözümle hesaplanmaktadır. Böylece farklı efektif elastik kalınlıkları için bükülme yüzeyleri hesaplanmakta, bu yüzeyler arasından yapılan karşılaştırma sonucunda ortamın bükülme yüzeyini en iyi yansıtan efektif elastik kalınlık kestirimi yapılmaktadır.

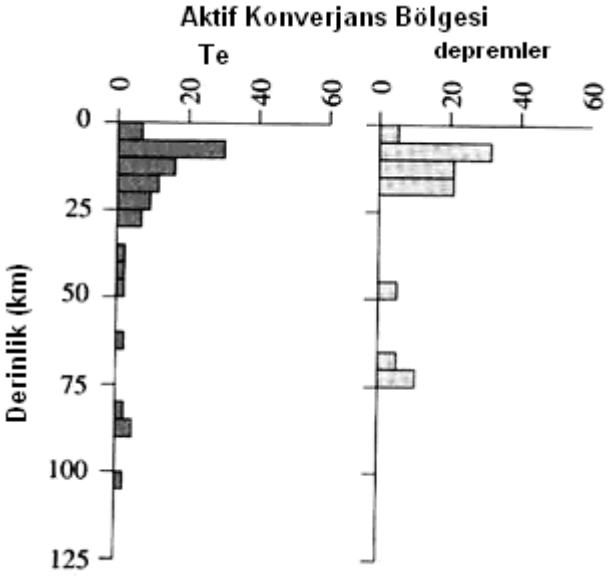
2.5 Efektif Elastik Kalınlık ve Depremler

Bükülme modelinde litosfer, geniş yüklerin etki ettiği bölgelerde bükülmektedir. Bu bükülmeler sonucunda, levhanın bükülmeye maruz kalan alt ve üst sınırlarında gerilmeler görülmektedir. Bu gerilmeler, üst sınırlarda kırılgan faylanmaları meydana getirirken, alt sınırlarda şekil değiştiren akmalara neden olarak boşalırlar (Watts, 2001). Kırılgan ve akışkan deformasyonlar arasında bir elastik çekirdek vardır. Bu elastik çekirdek uzun zamanlı jeolojik bükülmelerin yarattığı gerilmelere karşı dayanıklıdır.

Eğer litosfer bükülebilen plaka gibi davranırsa, bu plaka sismisiteyi verecektir. Çünkü sismisite, faylar gibi kaygan yüzeylerde sürtünen durağansızlığın (dengesizliğin) bir sonucudur. Bükülebilir yüklerin neden olduğu eğilme gerilmeleri, faylanmalara ve sonucunda depremlere neden olan gerilmelerin bir numaralı kaynağı olabilir. Böylece depremlerin meydana geldiği derinlik aralığının üstündeki kalınlık (sismojenik tabakalar) ile uzun zaman skalalarında elastik davranış gösteren tabaka kalınlığı (T_e) arasında bir ilişki vardır denebilir (Watts, 2001).

Kıtasal alanlarda, efektif elastik kalınlık ile sismojenik tabakaların arasındaki yaklaşım riftler, aktif orojenik kuşaklar ve kratonlar olmak üzere üç ana başlıkta incelenmiştir. Şekil 2.14'de aktif konverjans levha bölgelerindeki elastik kalınlık ile depremler arasında benzerlik incelenmiştir (Watts, 2001). Görüldüğü gibi bu bölgelerde daha çok sığ depremler ve düşük efektif elastik kalınlık değerleri dikkati çekmektedir. Ayrıca Maggi, Jackson, Mckenzie ve Priestley (2000) tarafından yapılan çalışmada, Zagros (İran), Ege, Tibet, İran Platosu, Afrika, Kuzey Hindistan'daki kıtasal litosferin efektif elastik kalınlığı ile deprem odak derinlikleri karşılaştırılarak litosferin dayanımı ile ilgili yorumlar getirilmiştir.

Sonuç olarak, elastik özelliklerine rağmen levhanın dayanımı gevrek ve kırılgan sınırda limite ulaşmaktadır. Eğer levhadaki yükleme devam ederse bu noktada bükülmeden ziyade çökmeler meydana gelebilir.



Şekil 2.14 Aktif konverjans bölgelerindeki efektif elastik kalınlığın (T_e) deprem derinlikleri ile karşılaştırılması (Watts, 2001).

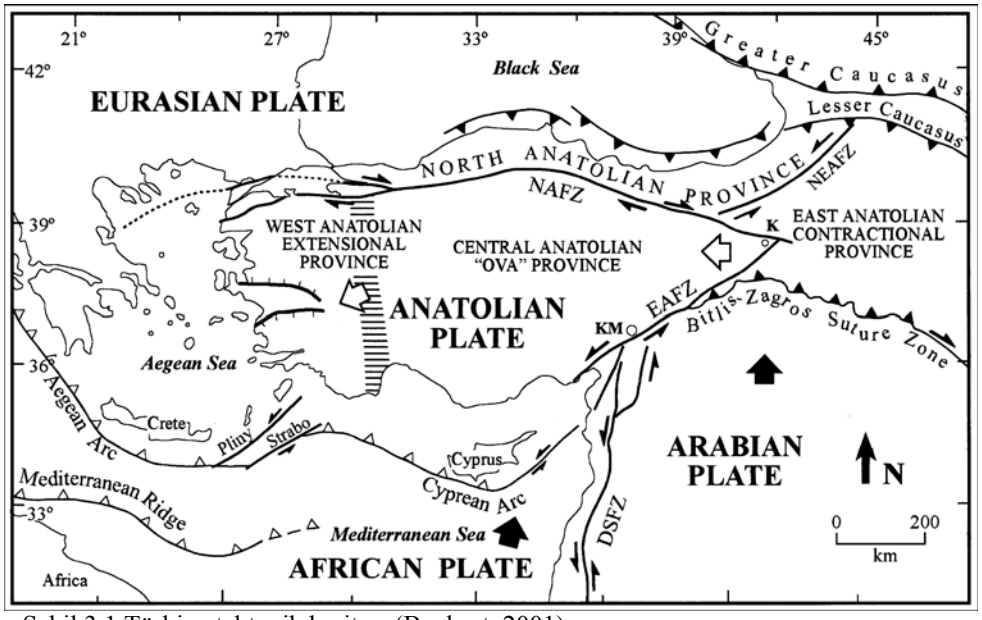
BÖLÜM ÜÇ

ÇALIŞMA ALANLARI

3.1 Batı Anadolu Bölgesi

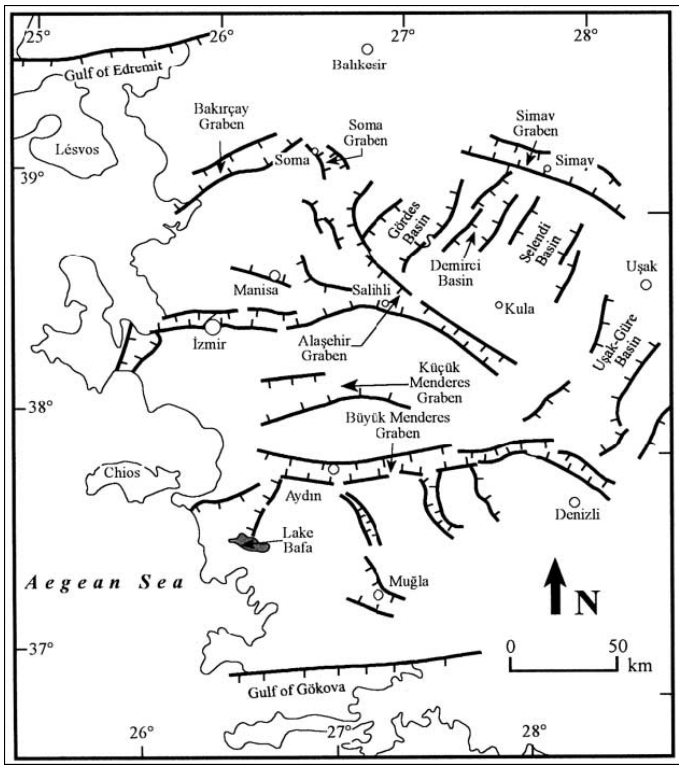
3.1.1 Batı Anadolu Bölgesi'nin Tektoniği

Batı Anadolu Bölgesi, dünyada sismik açıdan en aktif olan ve hızlı bir şekilde genişleme gösteren bölgelerden biridir. Batı Anadolu Bölgesi 'Ege Genişleme Zonu' nun bir parçasıdır. Halen yılda 30–40 mm' lik yaklaşık K-G yönlü bir kıtasal genişleme görülmektedir (Bozkurt, 2001) (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 Türkiye tektonik haritası (Bozkurt, 2001).

Batı Anadolu Bölgesi'nin en önemli neotektonik özellikleri D-B yönelimli grabenler ve bu grabenlerin havza sınırlarındaki aktif normal faylardır (Şekil3.2). Bu havza sınırlarında çok sayıda deprem meydana gelmiştir örneğin; 31 Mart 1928 Torbalı(M=6.3), 16 Temmuz 1956 Söke-Balat (M=7.1), 28 Mart 1969 Alaşehir (M=6.5), 28 Mart 1970 Gediz (M=7.2) (Bozkurt,2001).



Şekil 3.2 Batı Anadolu'nun egemen yapısal elementlerini gösteren harita (Bozkurt,2001).

Batı Anadolu'da günümüze kadar kabuk kalınlığını saptamak için farklı yöntemlerle çalışmalar yapılmıştır. Airy izostatik dengelenim gravite anomali verileri (Allen ve Morelli, 1971; MTA, 1979; Meisner, Wever ve Flüh, 1987; Akçığ,1988) düşük dalga dağılımı (Ezen, 1993), Rayleigh ve düşük dalgaların birlikte değerlendirilmesi (Mindavelli ve Mitchell, 1989) verileri ile Ege'de kabuk kalınlığının İç Anadolu ve Yunan ana karasında 40 km'den yüksek kalınlıklardan, Ege Denizi'ne doğru 30 km'ye göreceli olarak azaldığı, Ege Denizi içinde gerilmenin en fazla olduğu alanlarda ise 28 km'nin altına düştüğü saptanmıştır (Yılmaz, 2000).

Batı Anadolu Bölgesi'ndeki kabuksal genişlemenin nedeni ve başlangıcı konusundaki tartışmalar halen devam etmektedir. Genişleme sistemi hakkındaki öneriler beş farklı modelde incelenmektedir.

3.1.1.1 Tektonik Kaçış Modeli

Tektonik kaçış görüsüne göre, Anadolu Levhası Geç Serravalian (12 Ma) zamanı boyunca Arap ve Avrasya Levhaları'nın çarpışmasının bir sonucu olarak gelişen Doğu Anadolu ve Kuzey Anadolu fayları boyunca batıya doğru hareket etmiştir. Böylece Anadolu levhasının B-GB yönlü tektonik kaçışı, Batı Anadolu'da horst-graben sisteminin gelişimine neden olan açılma tektoniği rejimini oluşturmuştur (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1979; Şengör, 1980; Şengör, 1987; Şengör, Yılmaz ve Subgurlu, 1985).

3.1.1.2 Yay Ardı Genişleme Modeli

Yay ardı genişlemesi Ege Trenç sisteminin G-GB yönlü göçü nedeniyle meydana gelmiştir. Yaya ardı genişlemesi horst-graben sisteminin oluşumuna neden olmuştur (LePichon ve Angelier, 1979; Meulenkamp, Wortel, Van Wamel ve Spakman, 1988).

3.1.1.3 Orojenik Çökme Modeli

Orojenik çökme modelinde genişleme kabuğun yayılması ve incelmesi ile meydana gelmektedir (Dewey, 1988; Seyitoglu ve Scott, 1992; Seyitoglu ve Scott, 1996).

3.1.1.4 McKenzie Modeli

McKenzie modelinde Batı Anadolu için plaka modeli iki aşamada verilmiştir. Birinci aşamada; Afrika'ya göre Avrasya'ya doğru daha hızlı hareket eden Arap Plakası Anadolu Plakası'na bindirmektedir. Bu bindirme, Anadolu Plakası'nın Kuzey ve Doğu Anadolu Fayları boyunca batıya itilmesine neden olur. Anadolu Plakası'nın bu hareketi, Sapanca Gölü'nün doğusundan K-G yönde geçirilecek sınırının batısında yer alan Ege Plakası'nın güneybatıya doğru hareket etmesine neden olur. Bunun sonucunda, Ege Plakası, güneyde Akdeniz litosferine bindirerek onun yutulmasına neden olur. Ege Plakası'nın güneybatıya doğru bu hareketi ise, Batı Anadolu'daki D-B yönlü çöküntü alanları boyunca oluşan, çok sayıdaki normal

faylanmalarla sağlanmaktadır. İkinci aşamada ise bu öneri biraz daha geliştirilerek yorumlanmıştır. Batı Anadolu'nun kıtasal litosferi, bu alanda yer alan çok sayıda D-B yönlü listrik faylar boyunca, bir elin parmaklarının açılmasına benzer şekilde gerilerek açılmıştır. Ege'deki yapılar da, Batı Anadolu'dakilere benzer şekilde oluşmuştur. Batı Anadolu' daki listrik faylar boyunca oluşan K-G gerilme bugün de etkinliğini sürdürmektedir (McKenzie, 1972 ve 1978).

3.1.1.5 Alptekin Modeli

Alptekin modelinde, McKenzie (1972) tarafından önerilen Ege ve Anadolu Plakaları yerine batıya doğru hareketli bir tek Türkiye-Ege plakasının varlığı gözlenmektedir. Alptekin Türkiye-Ege Plakası'nın batıya doğru hareketinin, mantodaki konveksiyon akımları ile Doğu Anadolu'daki termal kaynakların etkileri sonucu oluştuğunu vurgulamaktadır (Alptekin, 1973).

3.1 Doğu Akdeniz Bölgesi

3.1.1 Doğu Akdeniz Bölgesinin Tektoniği

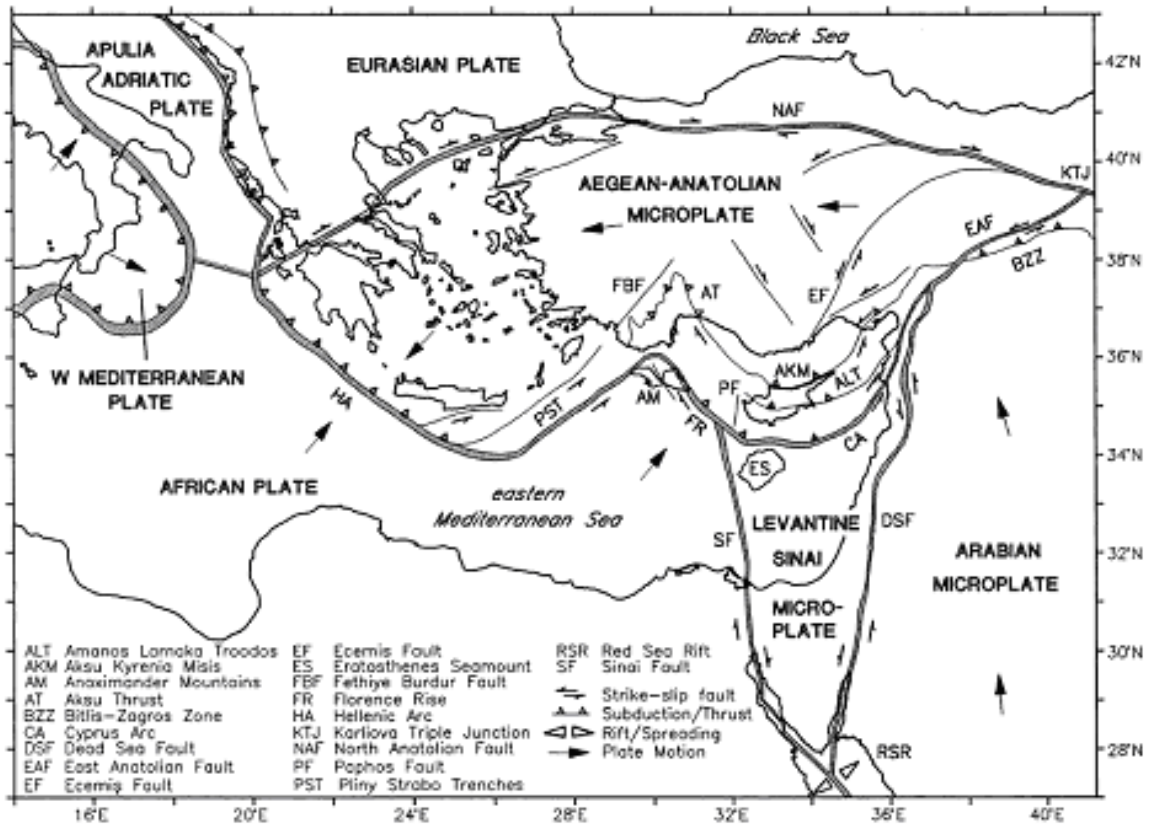
Doğu Akdeniz'in tektoniğinin yerini aldığı Tetis okyanusu'nun kapanışı ile başladığı bilinmektedir. Doğu Akdeniz'in günümüzdeki şekli, Afrika ile Avrasya levhalarının çarpışmaları ile daha küçük boyutlardaki Arap, Anadolu ve Ege levhalarının yer değiştirmeleriyle kontrol edilmektedir (Okay, 2001) (Şekil 3.3).

Doğu Akdeniz'in güney ve doğu kanatları boyunca eski yakınsayan Tetis kıyısının karşısında tekrarlı olarak Avrasya ile çarpışan ve içerisinde kıtasal ve okyanusal birimler taşıyan genç yakınsayan bir kıyı bölgesi bulunmaktadır. Yeni kıtasal birimlerin Avrasya'nın güney kanadına eklenmesiyle dağ sıraları oluşmakta ve aynı zamanda Tetis kabuğunun parçalarının alta dalmasıyla karalar üzerinde volkanizma ve ada yayları ile kıta kenarı basenleri meydana gelmektedir. Bu yapıların eklenmesi nedeniyle çarpışan yapılar daha karmaşık hale gelmiştir. Ayrıca

Avrasya'nın güneyini çevreleyen kıta kenar basenlerinin oluşumu, levha çarpışması ve genel sıkışma tektoniği etkisi altındaki bölgeye ikincil açılma tektoniği yapılarının yerleşmesine neden olmaktadır (Okay, 2001).

Doğu Anadolu fayının kuzeybatı uzantısında, 200 km boyunca aynı yönlü ve davranışlı birçok fay kolları bulunmaktadır. Doğu Akdeniz bölgesi Afrika-Avrasya yaklaşım bölgesinin bir parçasıdır. Bölgenin egemen yapısı derin sedimanter havzalardır (Kempler,1994).

Ben- Avraham, Brink ve Charrach, (1990) tarafından yapılan jeofiziksel çalışmalar sonucunda, Levant Baseni ve Doğu Akdeniz bölgesinin kökeni farklı olan ve bölünerek ayrılmış kabuk birimlerinden oluştuğu belirtilmiştir. Ayrıca Kıbrıs, Eratosthenes ve Anaximander gibi birçok kıtasal parçalar okyanus kabuğunun içine gömüldüğü öne sürülmüştür. Anaximander Dağları'nın da içinde bulunduğu küçük kıtasal parçaların Afrika'nın kuzeyinden koparak şekillendiği ifade edilmiştir. Birbirinden oldukça farklı bu kıyıların arasında Kıbrıs adası ile Akdeniz sırtı yer almaktadır. Kıbrıs adası üzerindeki Troodos Masifi eski Tetis okyanusal kabuğun yüzeylenmiş bir kalıntısıdır. Daha batıda yer alan Akdeniz Sırtı ise okyanus sırtlarında olduğu gibi bazaltlardan değil üst üste binmiş sedimanların yavaşça Afrika ile Avrasya arasına sıkışmasıyla oluşmuştur. Messiniyende Akdeniz'in kurumasıyla ilgili olarak bu sırt üzerinde diyapirler ve tuz havuzlarının varlığı ve geniş boyutlu kalın evaporit örtünün bulunması da Akdeniz'in tektoniğini karmaşık hale getirmektedir (Okay, 2001).



Şekil 3.3 Doğu Akdeniz ve çevresinin tektonik haritası (Şengör ve Yılmaz, 1981; Hancock ve Barka, 1981; Dewey, Hempton, Kidd, Şaroğlu ve Şengör, 1986; Zitter, Woodside ve Mascle, 2003; Salamon, Hofstetter, Garfunkel ve Hagai, 2003; Aksu, Hall ve Yaltırak, 2005).

Anaximander Dağları bölgesi, sıkışma etkisinin altında bulunan Helenik ve Kıbrıs Yaylarının kesiştiği yerde bulunmaktadır. Üç temel yükselimden oluşan dağlar birbirlerinden ayrılmış ve bağımsız deformasyonlara uğramıştır. Bölgedeki fayların ve kıvrımların yön ve eğimlerinin uyumsuz olması, bu yapıların farklı yönlerden gelen etkilerle oluştuğunu, yani bölgenin değişik zamanlarda birden fazla deformasyon geçirdiğini göstermektedir. Batı ve güney dağları günümüzde birbirlerinden uzak görünmelerine rağmen, kuzeydeki Beydağları'nın uzantılarıdır. Beydağları ile beraber batı ve güney dağlarında Miyosen süresince yatay ve düşey hareketler sonucunda riftleşmeler oluşmuştur. Rodos ve Finike Basenleri bu olayların sonucudur. Bu durum, Anaximander Dağları bölgesinin ortasında K-G yönlü gravite anomalisi süreksizliği ile simgelenmektedir. Doğu Dağı oluşum itibariyle sıkışma tektoniğinin etkisi altında olup, farklı özellik göstermektedir. Bunun izleri, doğu ve kuzeydoğusunda yer alan Antalya Baseni'nde izlenmektedir. Ayrıca, Doğu Dağı

bölgesinde Akdeniz Sırtı bölgesinde sıkça görülen çamur volkanları mevcuttur (Okay, 2001).

Fay düzlemi çözümlerinden, doğu ve kuzey Anadolu faylarının kayma vektörleri oldukça iyi bir şekilde belirlenmiş bulunmaktadır (Mc Kenzie,1972). Ege levhası, kuzey-güney genişlemesiyle oluşmuş graben yapısındadır. Anadolu/Ege levhasınının güney kenarı ise Avrasya levhasına göre KKD'ya hareket eden Afrika levhasıyla karşılanmaktadır. Genelleştirilmiş basit bir yorumla bu sınırı, Hellenik Çukuru ve Doğu Anadolu fayı arasını birleştiren Pliny-Strabo Çukuru ile Kıbrıs Yayı'nı oluşturan Anaximander Denizdağları / Florence Yükselimi / güney Kıbrıs bölgelerinin morfolojisi meydana getirmektedir. Doğu Akdeniz'de okyanus tipi kabuk bölgelerinin varlığının ve Hellenik Yayın birbirine yaklaşan zonundan, Doğu Anadolu transform fay sisteminin yanal atımlı zonuna doğru uzanan Kıbrıs Yayı'nda bir batma zonunun belirtileri vardır (Dewey ve diğ.,1986). Helenik ve Kıbrıs Yay'ları, Afrika ve Anadolu levhaları arasındaki göreceli harekete diktir ve genelde birer dalma batma zonlarıdır. Fakat Pliny-Strabo çukuru ile Doğu Anadolu transform fayı ise iki levha arasındaki göreceli harekete yarı paraleldir.

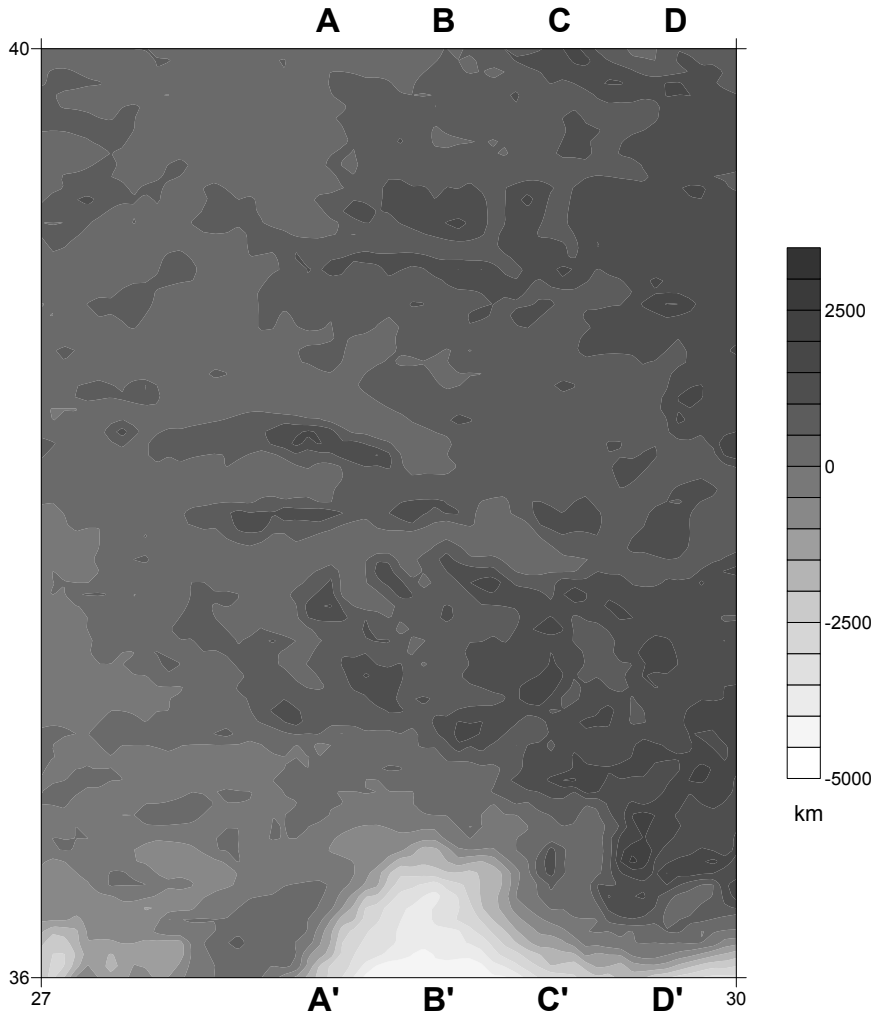
BÖLÜM DÖRT

UYGULAMALAR

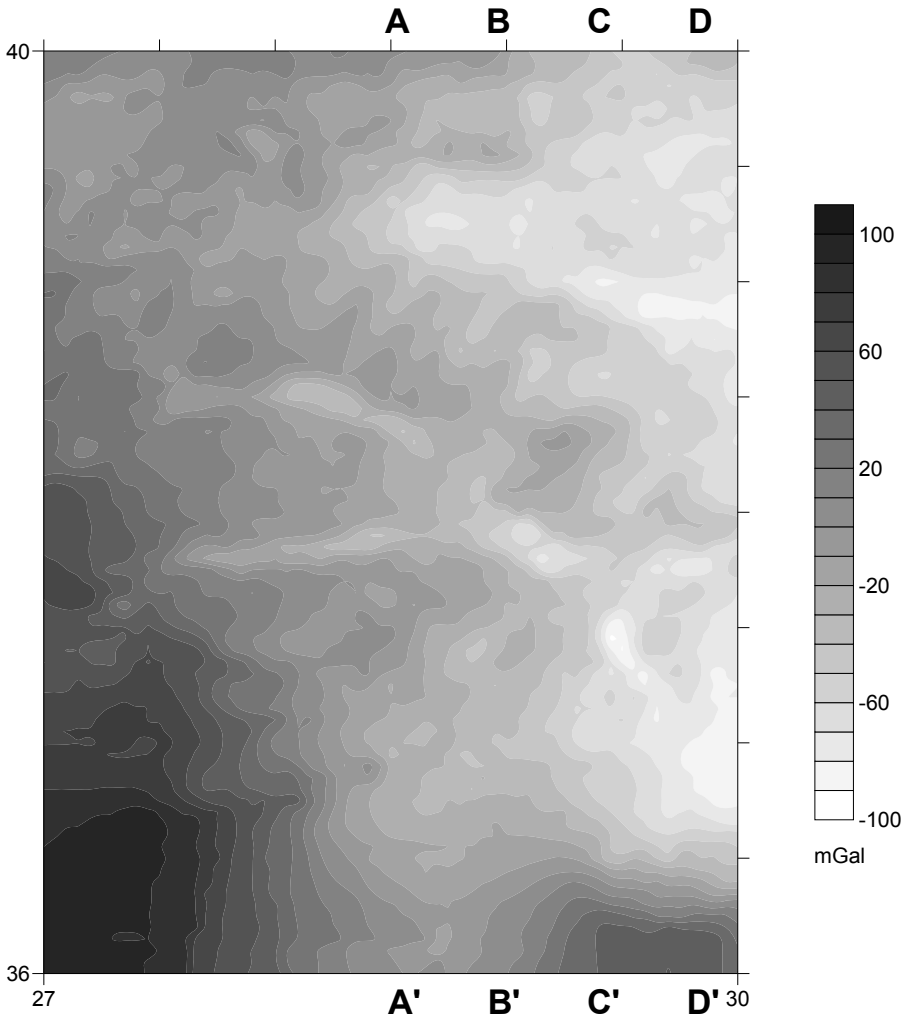
4.1 Batı Anadolu Bölgesi Uygulamaları

Uygulamanın bu aşamasında, 27^0 – 30^0 boylamları ile 36^0 – 40^0 enlemleri arasında kalan Batı Anadolu Bölgesi'ne ait efektif elastik kalınlık kestirimleri, ondülasyon sınırı çalışmaları ve bükülme yüzeyi hesaplamaları yapılmıştır. Çalışma alanına ait örnekleme aralığı 5 km olan SAR (Synthetic Aperture Radar)'dan elde edilen topoğrafya haritası (Şekil 4.1) ve MTA, 1979'dan yararlanarak bouguer gravite anomali haritaları oluşturulmuştur (Şekil 4.2). Bu haritalardan K-G yönünde profil boyu 350 km ve profil aralığı 50 km olan A-A', B-B', C-C' ve D-D' doğruları boyunca dört kesit alınmıştır.

İzostatik yanıt fonksiyonun iyi sonuçlar verebilmesi için bölgeye ait gravite ve topografya verileri arasında bir uyumun olması gerekmektedir. Bu amaçla, Bouguer gravite ve topografya arasındaki uyumu görebilmek için (2.28) bağıntısı kullanılarak uyum analizi yapılmış ve uyum (coherence) yüksek bulunmuştur (~1) (Şekil 4.3). Bundan dolayı gözlemsel girişim (admittance) efektif elastik kalınlık hesaplamaları için kullanılabileceği anlaşılmıştır.

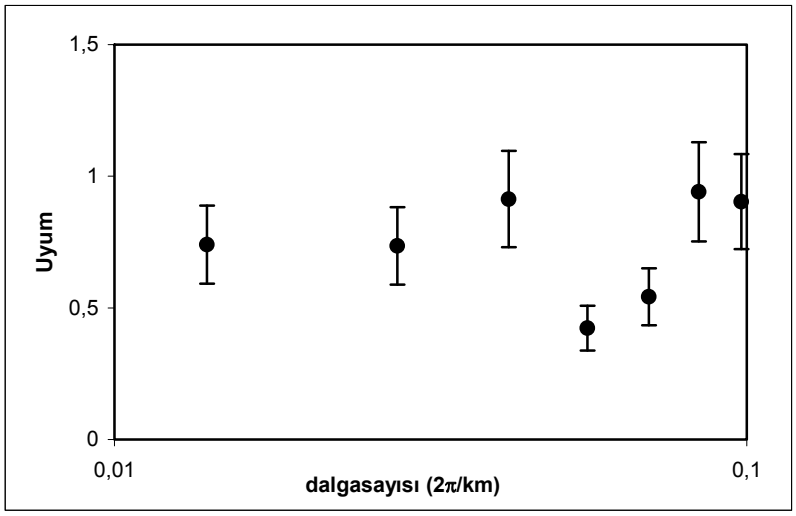


Şekil 4.1 27°-30° Boylamları ve 36°-40°Enlemleri arasındaki Batı Anadolu bölgesinin topografya anomali haritası. (http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi)

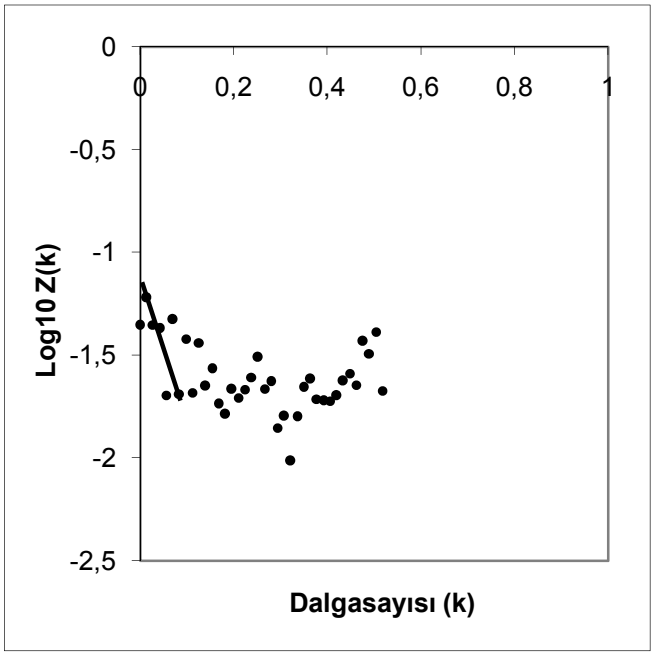


Şekil 4.2 27°-30° Boylamları ve 36°-40°Enlemleri arasındaki Batı Anadolu Bölgesi'nin bouguer anomali haritası (MTA ,1979).

Watts (1978) yaptığı çalışmadan yararlanarak en iyi efektif elastik kalınlık kestiriminin yapılabileceği frekans aralığı belirlenmiştir. Bu amaçla (2.25) bağıntısıyla hesaplanan gözlemsel girişim değerleri dalgaboyuna bağlı olarak çizilmiştir (Şekil 4.4). Şekil 4.3'deki uyum $0{,}01<k<0{,}1$ dalga sayısı aralığında yüksektir. Sonuç olarak yapılan uygulamaların bu aşamasında girişim fonksiyonlarının incelenen dalga sayısı aralığı $0{,}01<k<0{,}1$ olarak seçilmiştir.



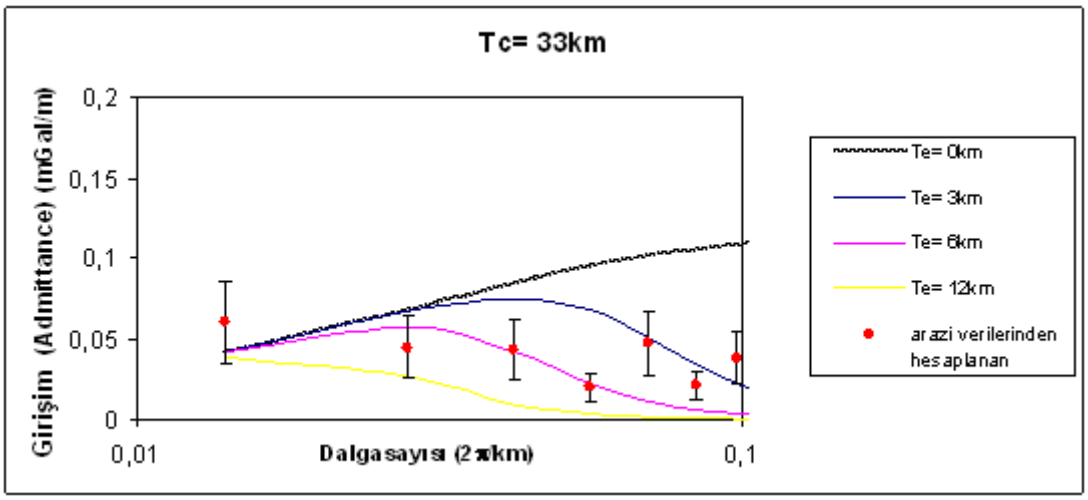
Şekil 4.3 (2.28) bağıntısıyla hesaplanan bouguer ve topografya arasındaki uyum.



Şekil 4.4 (2.25) bağıntısıyla hesaplanan gözlemsel girişim (admittance)değerleri

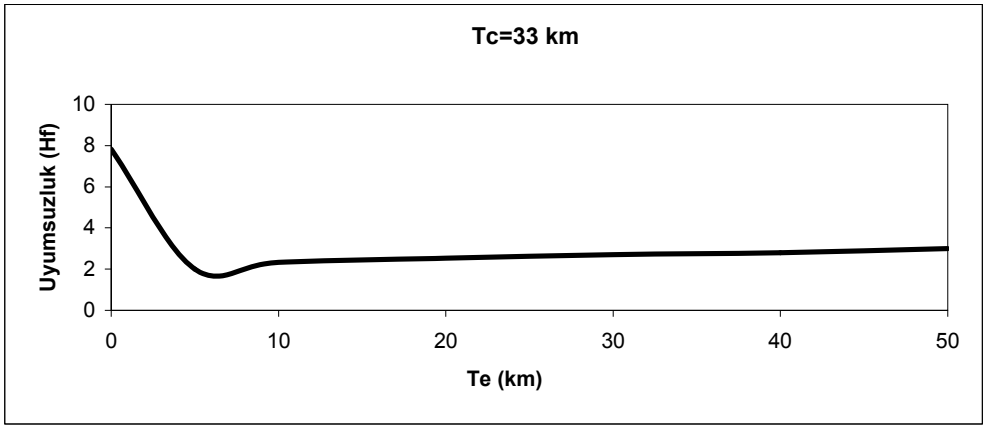
Girişim fonksiyonu uygulamalarındaki en önemli parametrelerden biri kabuk kalınlığıdır. Batı Anadolu Bölgesi'nde Zhu, Mitchell, Akyol, Cemen ve Kekovalı (2006) tarafından yapılan çalışmada yararlanarak ortalama kabuk kalınlığı 33 km olarak seçilmiştir.

(2.26) bağıntısından, Young Modülü E = 10^{11} Pa, Poisson Oranı ν= 0.25, ortalama kabuk yoğunluğu ρ_c = 2.7 g/cm^3, bükülen tabakanın altındaki ortalama yoğunluk ρ_m = 3.3 g/cm^3, yerçekimi ivmesi g = 9.8 m/s^2, ortalama kabuk kalınlığı T_c = 33 km olmak üzere çeşitli T_e değerleri için (T_e= 0, 3 6, 12 km) kuramsal admittance değerleri hesaplanmıştır. Elde edilen kuramsal girişim değerleri ile (2.25) bağıntısından elde edilen gözlemsel admittance değerleri birlikte irdelenmiştir (Şekil 4.5). Bu aşamanın sonucunda Batı Anadolu bölgesi için efektif elastik kalınlık değeri ortalama 6 km bulunmuştur.



Şekil 4.5 (2.25) bağıntısından hesaplanan gözlemsel girişim (admittance) ile (2.26) bağıntısından çeşitli T_e değerleri için hesaplanan kuramsal girişim değerleri.

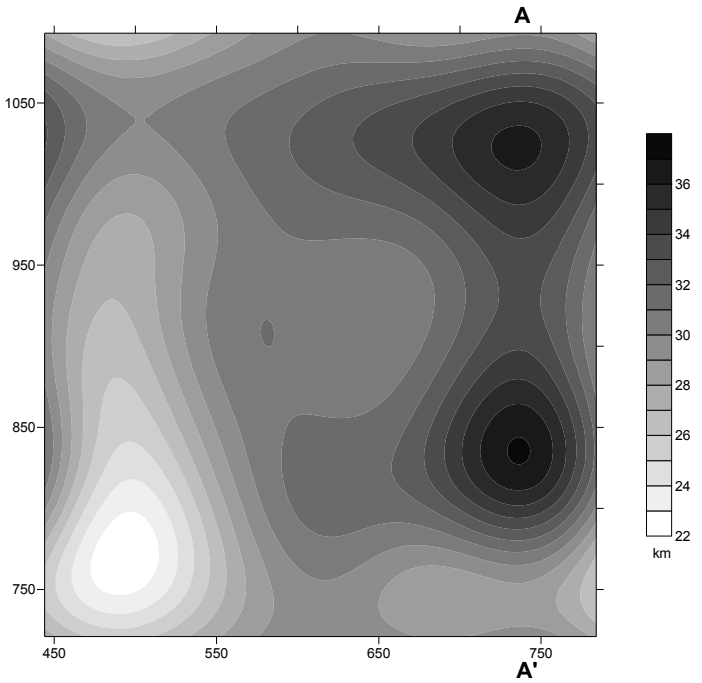
Sonraki aşamada hesaplanan bu T_e değerinin, hata fonksiyonu (H_f) kullanılarak sağlaması yapılmıştır. (2.27) bağıntısı ile hesaplanan (H_f) (Şekil 4.6) fonksiyonu için uyumsuzluğun minimum olduğu değer T_e = 6 km'ye karşılık gelmektedir.



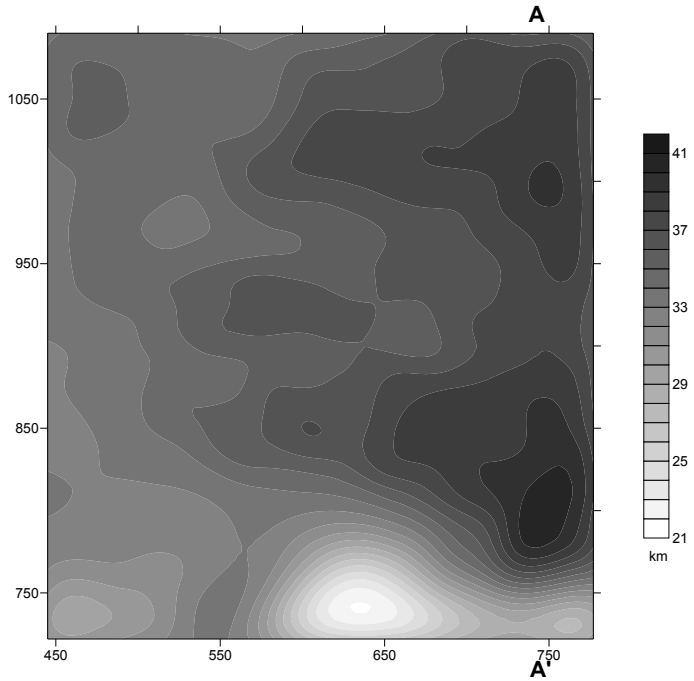
Şekil 4.6 T_c= 33 km için T_e değerlerindeki (2.27) bağıntısı ile hesaplanan uyumsuzluk.

Batı Anadolu Bölgesi uygulamasının ikinci aşamasında gravite ters çözüm ve bükümsel düz çözüm uygulamaları içeren 'LithoFLEX 1.2' yazılımı (Braitenberg ve diğer., 2006, Wienecke, 2006) kullanılmıştır. Bu uygulamada ilk olarak Batı Anadolu bouguer gravite anomalisi kullanılarak gravite ters çözümü yapılmış ve kabuk-manto arayüzeyinin derinliği tespit edilmiştir. Çıkan sonuç, ortalama Moho derinliği, yoğunluk farkı, kesme dalgaboyu ve iterasyon sayısına bağlı olarak ondülasyon sınırını vermektedir. Bu çalışmada kabuk-manto arasındaki yoğunluk farkı 0,6 g/cm^3 olarak, Moho derinliği 33 km olarak alınmıştır. Çeşitli kesme dalga boyu (100km ve 75 km) ve iterasyon adımları (1 ve 3) için hesaplamalar yapılmış, sonuçta bükülme yüzeyleri ile en iyi uyumu veren kabuk-manto arayüzeyi derinlik haritası çizilmiştir. (Şekil 4.7).

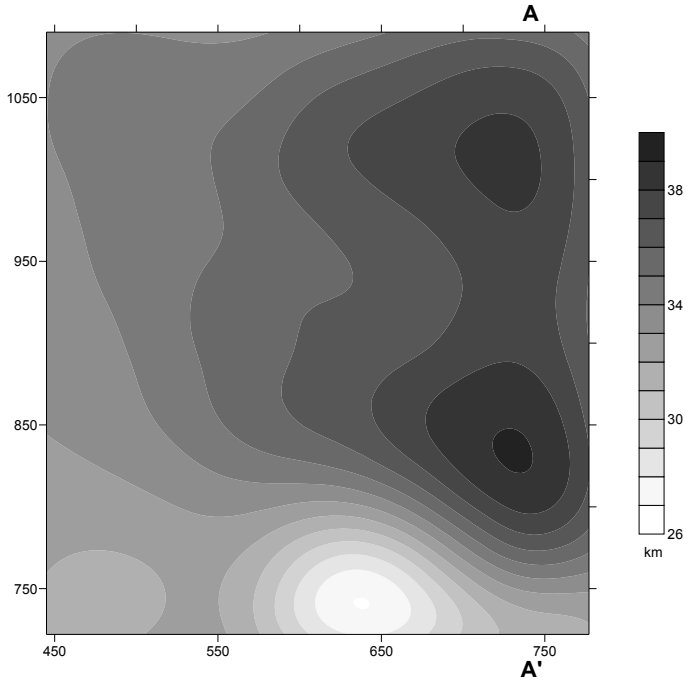
Bu aşamanın ikinci adımında yüklemelerden kaynaklanan bükülmeleri saptamaya yönelik topografta verilerinden yararlanarak farklı T_e değerleri (T_e= 2, 6, 12 km) için düz çözüm ile bükülme yüzeyleri hesaplanmıştır (Şekil 4.8.a.b.c). Burada Young Modülü E = 10^{11} Pa, Poisson Oranı ν= 0,25, kabuğun yoğunluğu ρ_c = 2,7 g/cm^3, mantonun yoğunluğu ρ_m = 3,3 g/cm^3, yerçekimi ivmesi g = 9,8 m/s^2, referans derinlik (ortalama Moho deriniği) 33 km olarak alınmıştır. Kullanılan girdi verisi sadece yüzey yüklerini içerdiği için çıkan sonuçlar sadece yüzeyüstü yüklerinin meydana getirdiği bükülme yüzeylerini temsil etmektedir.



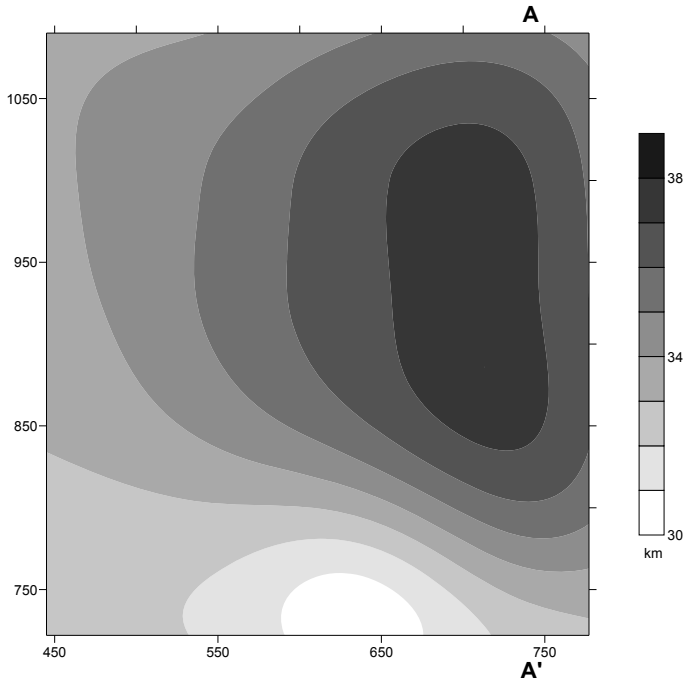
Şekil 4.7 'LithoFLEX 1.2'nin gravite ters çözümü uygulamasının kesme dalga sayısı 100 km ve iterasyon sayısı 3 olan uygulamanın sonucunda elde edilen kabuk-manto arayüzeyi derinliği haritası.



Şekil 4.8.a 'LithoFLEX 1.2'nin bükülme düz çözüm ile Te=2 km ve Moho derinliği 33 km için hesaplanan bükülme yüzeyi haritası.

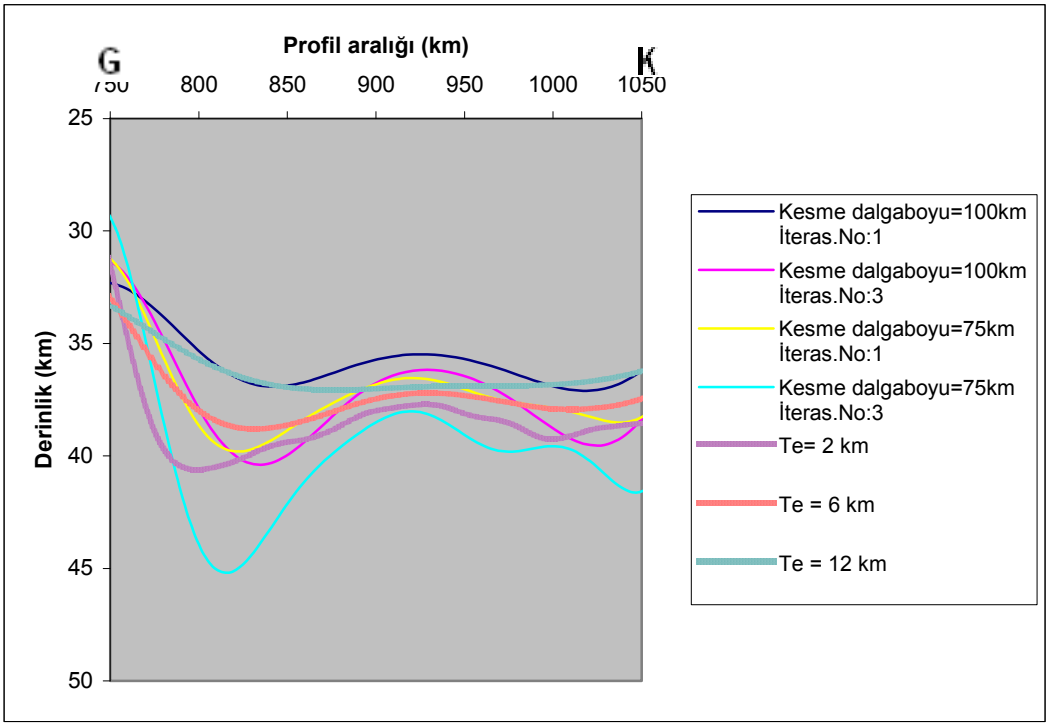


Şekil 4.8.b ‘LithoFLEX 1.2’nin bükülme düz çözüm ile Te=6 km ve Moho derinliği 33 km için hesaplanan bükülme yüzeyi haritası.



Şekil 4.8.c ‘LithoFLEX 1.2’nin bükülme düz çözüm ile Te=12 km ve Moho derinliği 33 km için hesaplanan bükülme yüzeyi haritası.

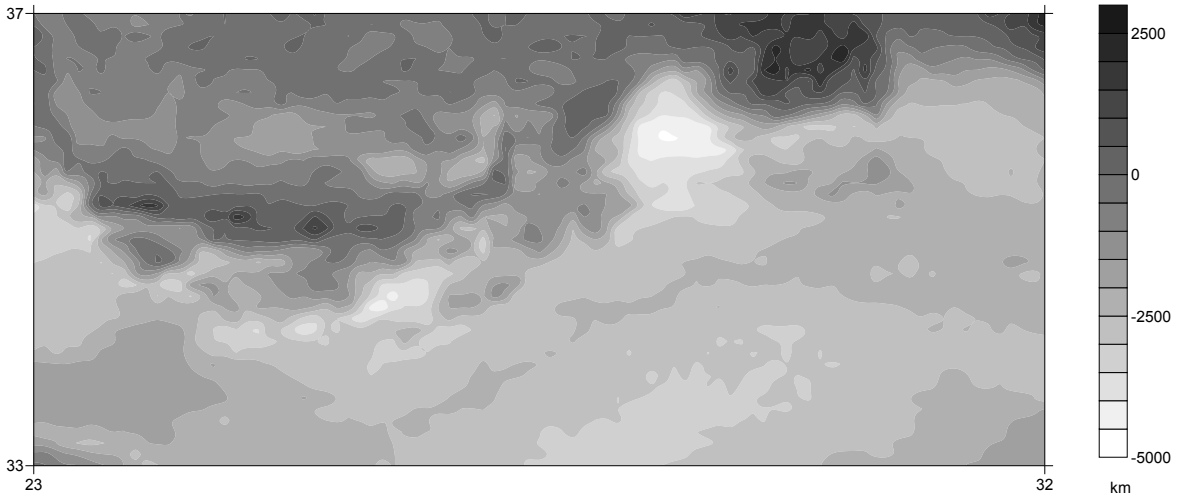
Gravite ters çözüm ve bükülme düz çözümü hesaplamalarından çıkan sonuçları karşılaştırmak için Şekil 4.7 ve Şekil 4.8' deki K-G yönünde A-A' profilleri boyunca kesitler alınmıştır. Karşılaştırma sonucunda ondülasyon sınırı, ortalama Moho derinliğinin 33 km için en iyi uyumun gravite ters çözüm sonuçlarından dalga kesme boyu 100 km, iterasyon sayısı 3 olan eğri ile T_e=6 km eğrisi arasında olduğu saptanmıştır (Şekil 4.9). Bu sonuç birinci aşamadaki sonuç ile uyumludur.



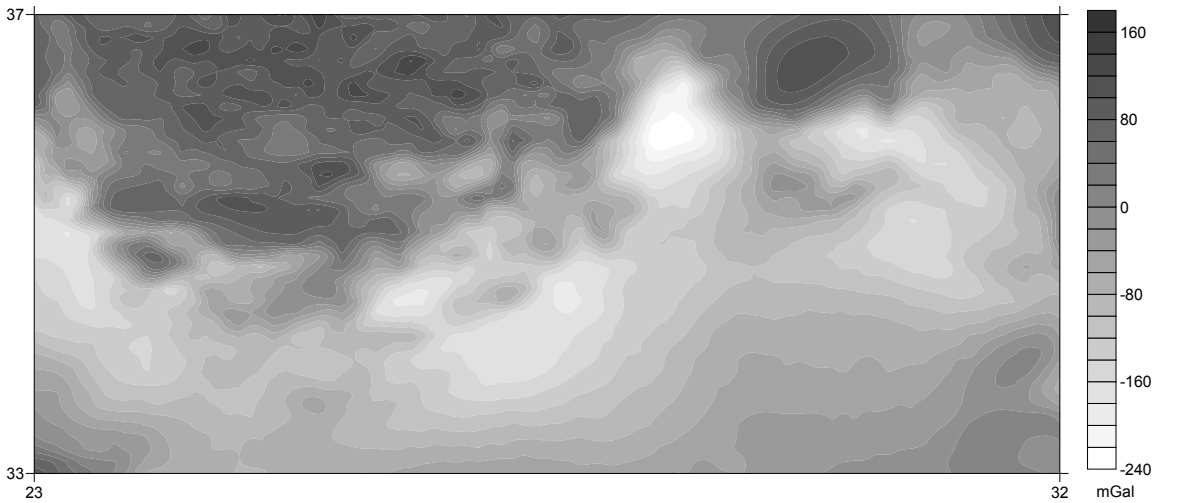
Şekil 4.9 'LithoFLEX 1.2' yazılımı kullanılarak bulunan kabuk-manto arayüzeyi derinlik ve bükülme yüzeyleri verilerinin A-A′ profili boyunca alınan kesitler.

4.2 Doğu Akdeniz Bölgesi Uygulamaları

Doğu Akdeniz Bölgesi'ne ait uygulamalarda, 23^0 – 32^0 boylamları ile 33^0 – 37^0 enlemleri arasında kalan bölge için efektif elastik kalınlık kestirimleri yapılmıştır. İlk olarak çalışma alanına ait örnekleme aralığı 4 km olan SAR (Synthetic Aperture Radar)'dan topoğrafya (Şekil 4.10) ve serbest hava gravite haritaları (Şekil 4.11) ile Head Department of Navigation and Oceanography, USSR, (1989)' dan elde edilen Bouguer gravite anomali haritası oluşturulmuştur (Şekil 4.12).

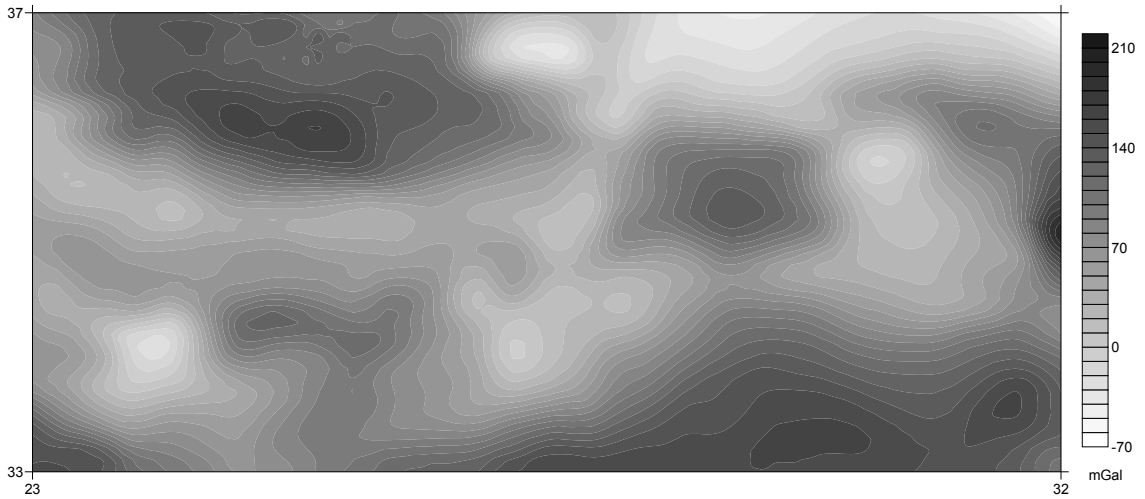


Şekil 4.10 23°-32° Boylamları ve 33°-37° Enlemleri arasındaki bölgenin topografya haritası (http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi).



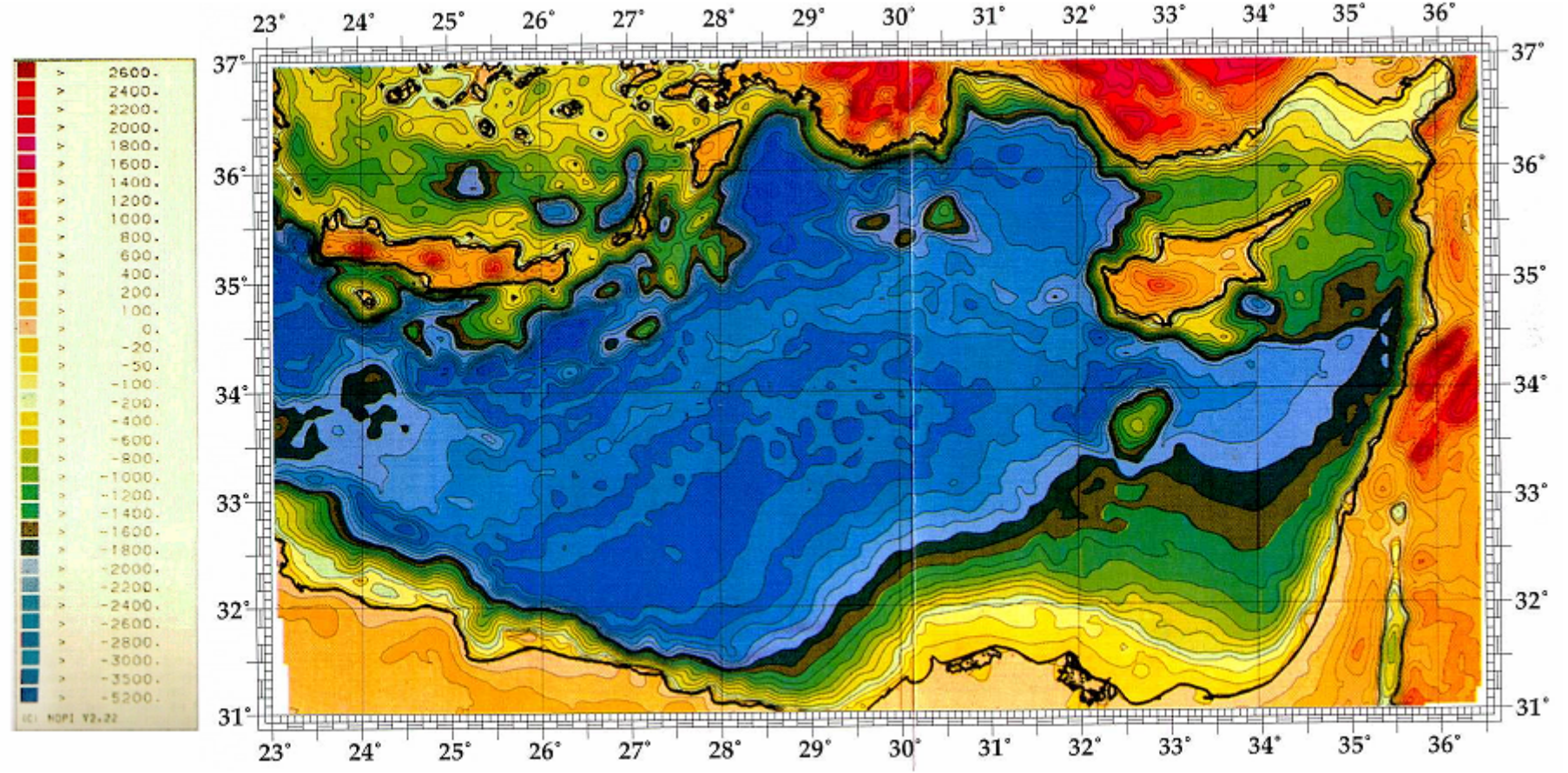
Şekil 4.11 23°-32° Boylamları ve 33°-37° Enlemleri arasında kalan bölgenin serbest hava gravite anomali haritası (http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi).

.

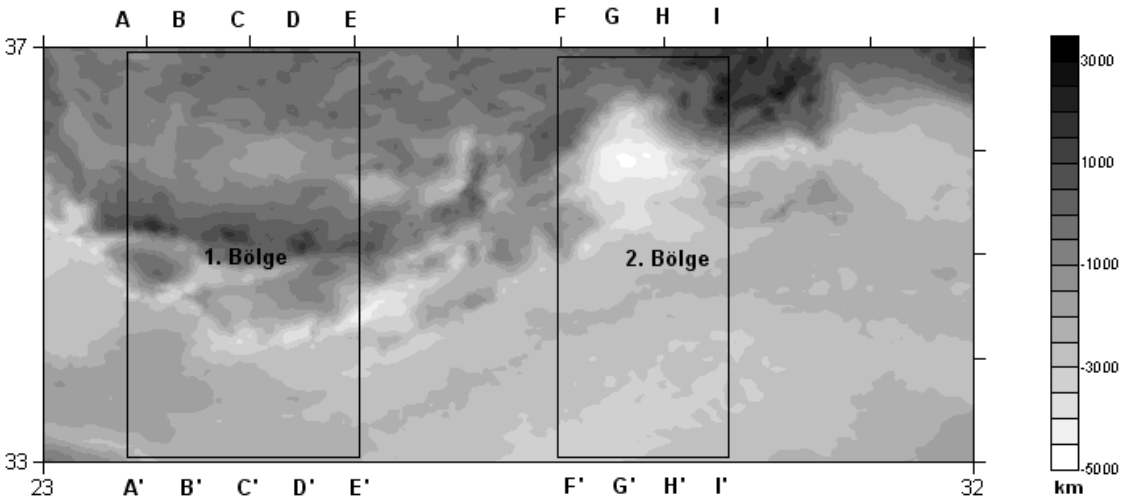


Şekil 4.12 23°-32° Boylamları ve 33°-37° Enlemleri arasında kalan bölgenin bouguer gravite anomali haritası (Head Department of Navigation and Oceanography, USSR, 1989).

Doğu Akdeniz Bölgesi'ne ait topografya ve batimetri haritası (Şekil 4.13) incelendiğinde bölgede çok farklı topografik özelliğe sahip ortamların bulunduğu görülmektedir. Bundan dolayı bölge kendi içinde benzer topografik özelliklere sahip iki ayrı çalışma bölgesine ayrılarak efektif elastik kalınlık kestirimleri yapılmıştır (Şekil 4.14). Bu haritalardan K-G yönünde profil boyu 400 km ve profil aralığı 50 km olan 1. Bölge için A-A', B-B', C-C', D-D', E-E' ve 2. bölge için F-F', G-G', H-H' ve I-I' doğruları boyunca kesitler alınarak uygulamalar yapılmıştır.



Şekil 4.13 Doğu Akdeniz batimetri ve topografya haritası (Makris ve Wang) Geological Structures of the North-Eastern Mediterranean, 1994 kitabından alınmıştır.

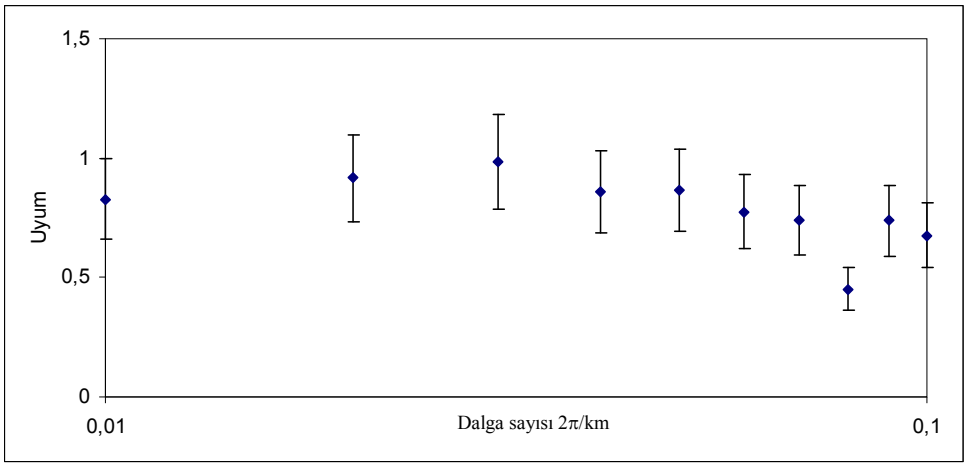


Şekil 4.14 İki çalışma bölgesinin Doğu Akdeniz topografya haritası üzerinde gösterimi haritası (http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi).

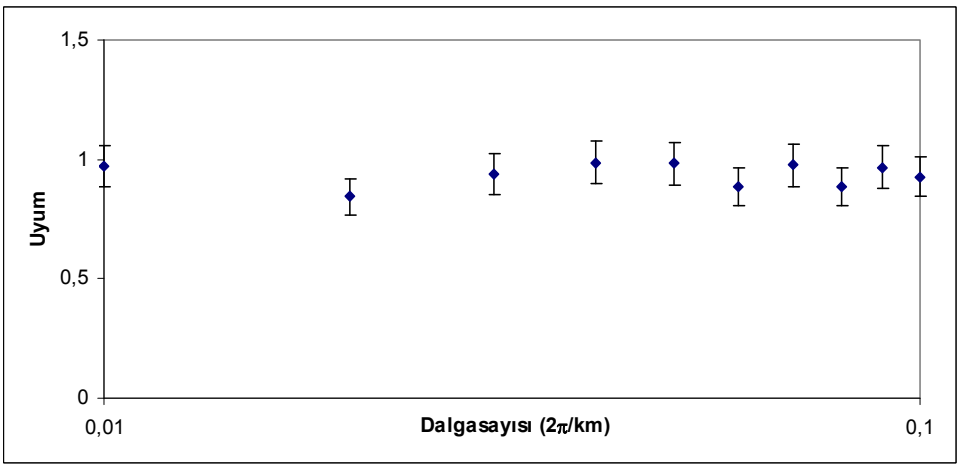
4.2.1 I.Bölge (23.5°-26°B, 33°-37°E) Uygulamaları

Batı Anadolu Bölgesi için yapılan uygulamalar Doğu Akdeniz I. Bölge olarak adlandırılan Şekil 4.14'deki 23.5°-26° Boylamları ile 33°-37° Enlemleri arasındaki bölge için tekrarlanmıştır. Şekil 4.15 ve Şekil 4.16'da bouguer ve serbest hava gravite değerleri ile topografya verileri arasındaki uyum analizi sonuçları verilmektedir. Her iki uyum analizi için sonuçlar uyumlu olmakla birlikte serbest hava gravite ile topografya verileri arasındaki hata oranı daha azdır.

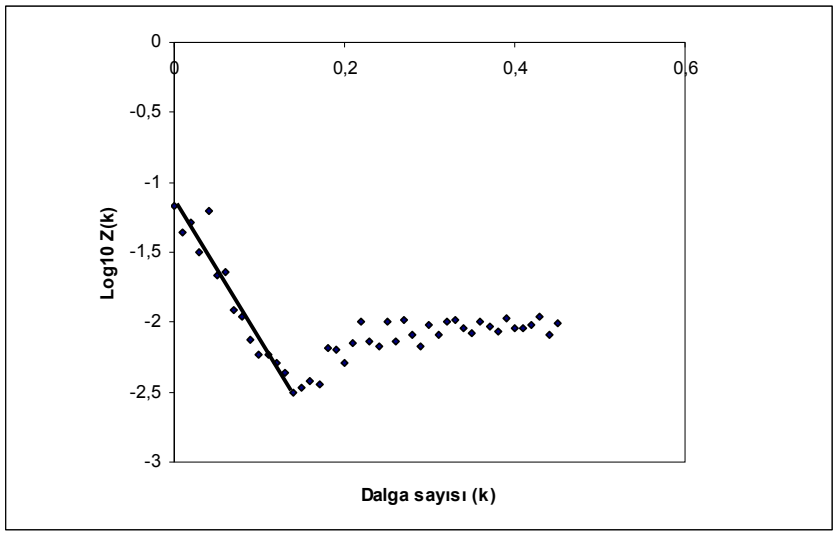
Şekil 4.17 ve 4.18'den yararlanarak da gözlemsel girişim değerlerinin Bouguer gravite değerleri için $0,01<k<0,1$, serbest hava gravite değerleri için $0,04<k<0,1$ dalga sayıları aralığında sağlıklı sonuçlar verebileceği saptanmıştır.



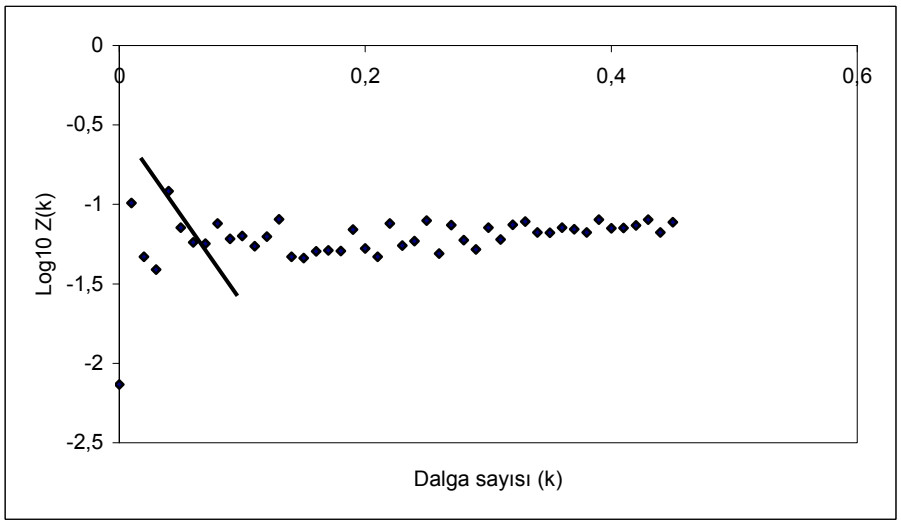
Şekil 4.15 (2.28) bağıntısıyla hesaplanan bouguer ve topografya verileri arasındaki uyum.



Şekil 4.16 (2.28) bağıntısıyla hesaplanan serbest hava gravite ile topografya verieleri arasındaki uyum.



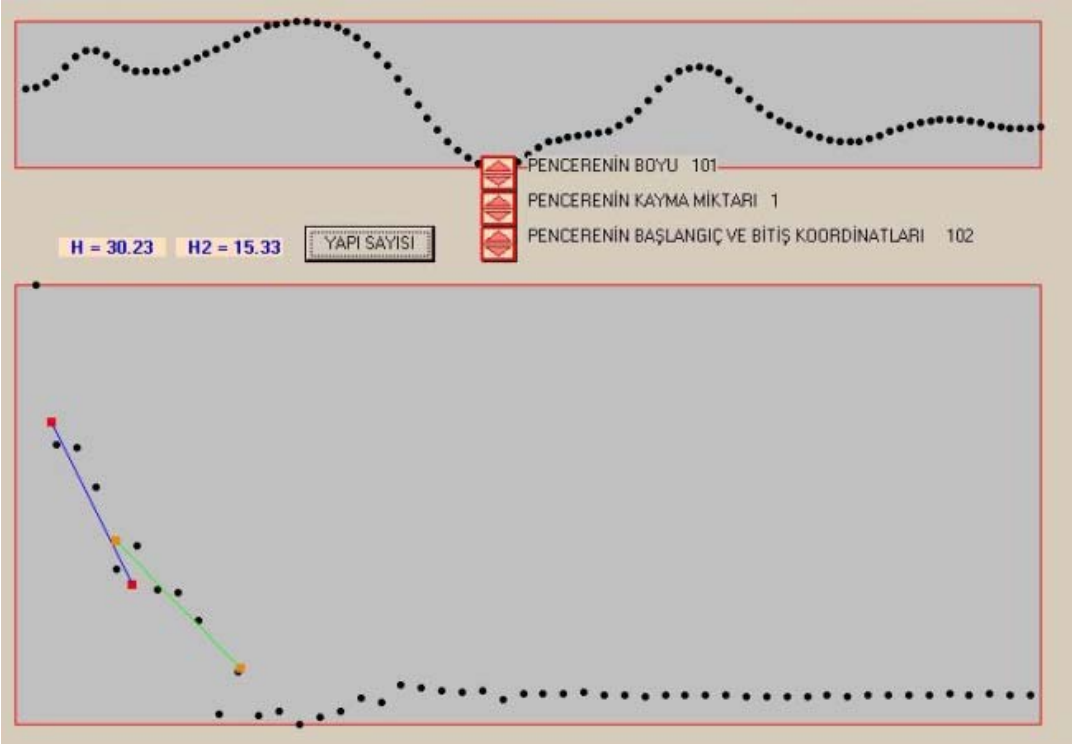
Şekil 4.17 Bouguer gravite değerleri için gözlemsel girişim (admittance) değerleri.



Şekil 4.18 Serbest hava gravite değerleri için gözlemsel girişim (admittance) değerleri.

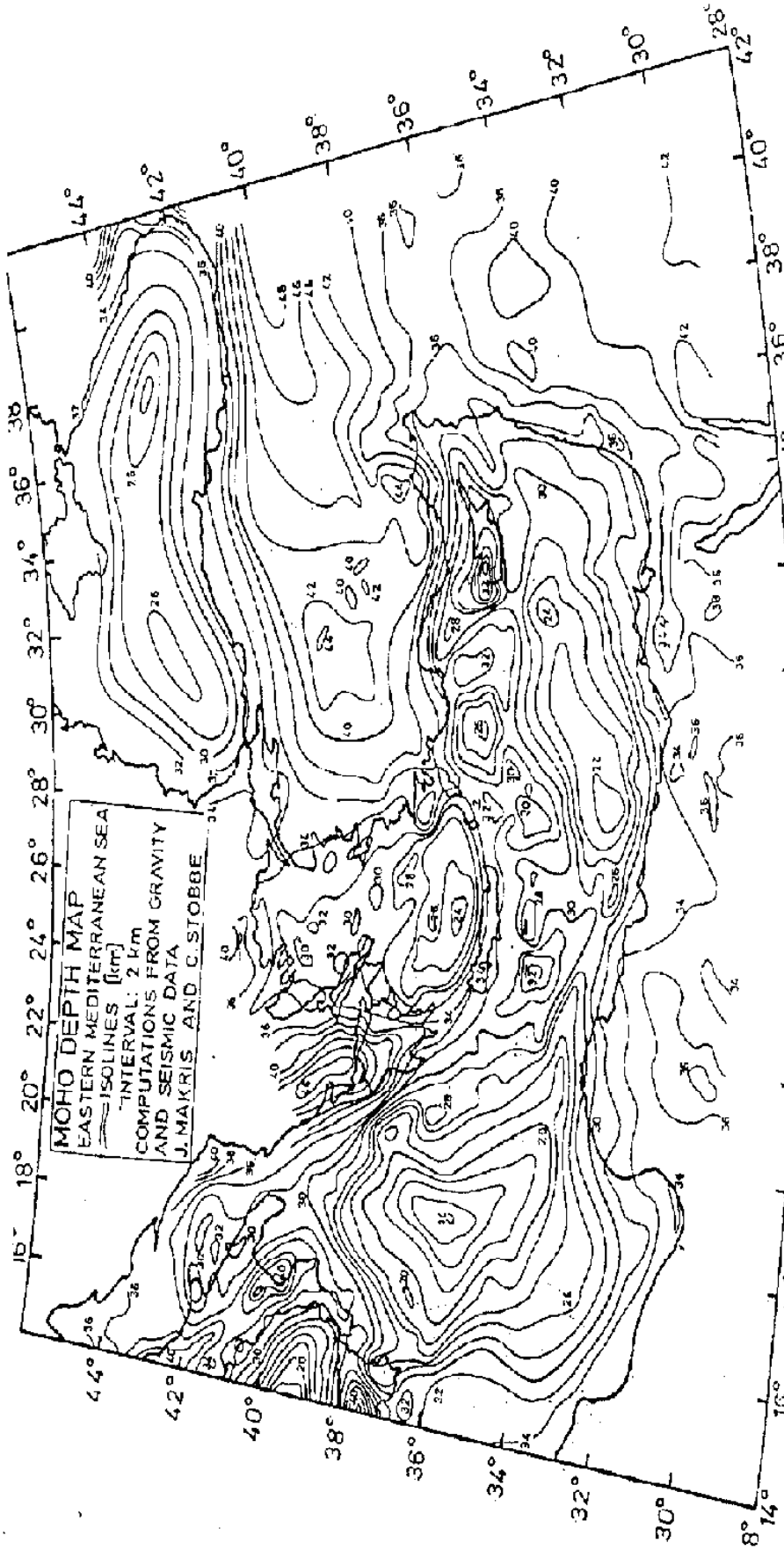
Bu bölge için yapılan girişim fonksiyonu uygulamalarında, Bonhoff, Makris, Papanikolaou ve Stavrakakis (2001) tarafından yapılan sismik çalışmadan yararlanılarak, ortalama kabuk yoğunluğu ρ_c = 2,7 g/cm^3, ortalama manto yoğunluğu ρ_m = 3,3 g/cm^3 olarak alınmıştır. Kabuk kalınlığı parametresi için ise Spector ve Grant (1970) tarafından geliştirilen güç spektrumu yöntemi kullanılmış ve ortama ait yapı derinliği 30 km olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.19). Bu çalışmaya ek olarak

Makris ve Stobbe (1984) tarafından Doğu Akdeniz ait gravite ve sismik verileri kullanılarak oluşturulan Moho derinlik haritasından (Şekil 4.20) yararlanılmıştır. Sonuçta 1. bölge için yapılan uygulamalarda ortalama kabuk kalınlığı T_c = 30 km olarak alınmıştır.



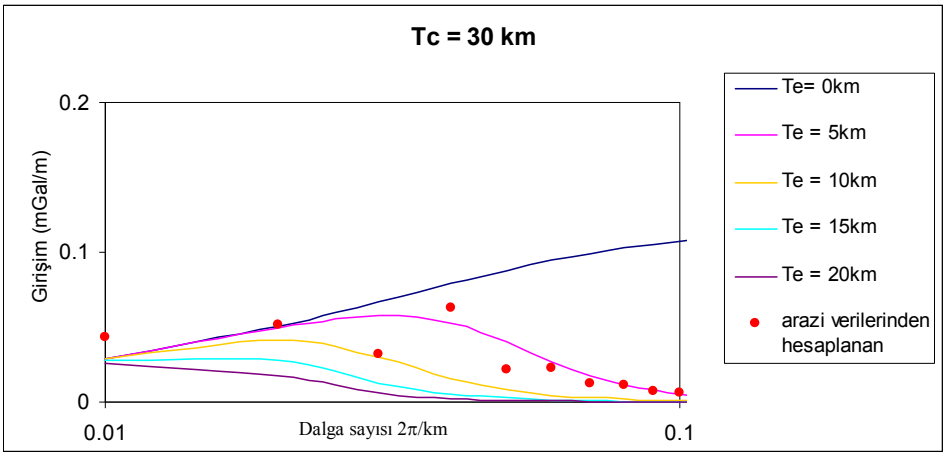
Şekil 4.19 Güç spekturum yöntemi ile yapı derinliğinin görünümü

(2.26) bağıntısı ile ilk olarak Bouguer gravite değerleri için kuramsal girişim değerleri hesaplanmıştır. Bu hesaplamada daha önce belirtilen yoğunluk ve kabuk kalınlığı değerleriyle birlikte, E = 10^{11} Pa, ν = 0.25, g = 9.8 m/s^2 değerleri kullanılmıştır. Kuramsal girişim değerleri ilk önce T_e = 0, 5, 10, 15 ve 20 km'ler için hesaplanmıştır (Şekil 4.21). Şekil 4.21'den gözlemsel ve kuramsal girişim değerleri arasındaki uyumun T_e=5 km ile T_e=10 km arasında olduğu görülmektedir. Bu bulgudan yola çıkarak T_e= 3, 5, 6, 7 ve 8 km'ler için tekrar kuramsal girişim değerleri elde edilmiştir (Şekil 4.22) ve kuramsal girişim değerleri ile gözlemsel girişim değeri arasında en iyi uyumu veren efektif elastik kalınlığın ortalama 6 km olduğu saptanmıştır.

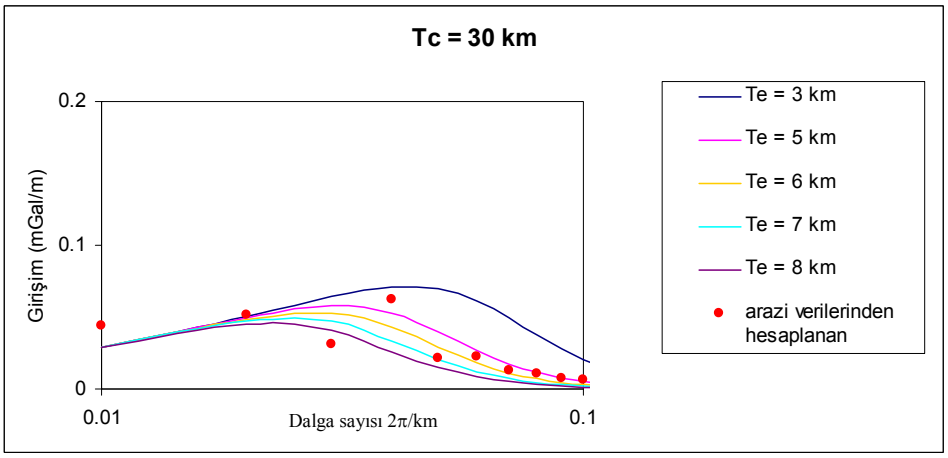


Şekil 4.20 Doğu Akdeniz Moho derinlik haritası (Makris ve Stobbe ,1984)

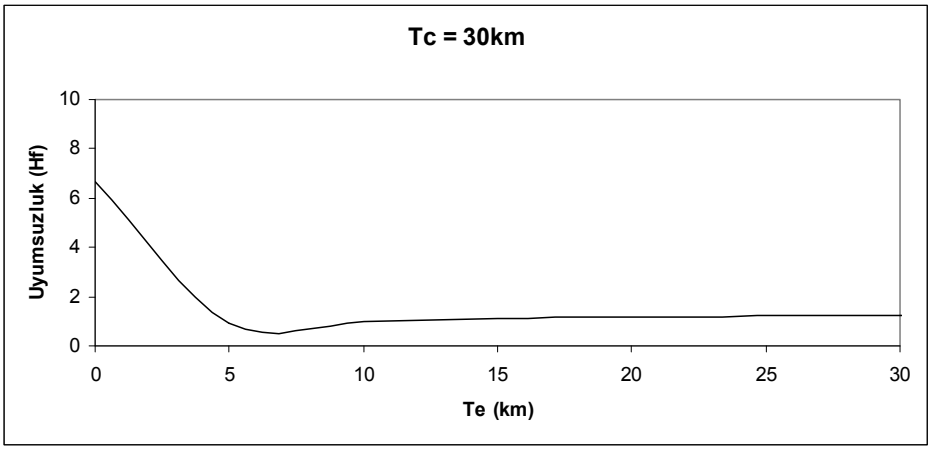
Bulunan bu değerin ortamın gerçek elastik kalınlığına ne kadar uyumlu olduğunu görebilmek için hata fonksiyonu (H_f) (2.27) bağıntısı ile hesaplanmıştır (Şekil 4.23). Yaklaşık olarak T_e= 6 km için uyumsuzluğun minimum olduğu ortaya çıkmıştır.



Şekil 4.21 (2.25) bağıntısından Bouguer gravite değerleri için hesaplanan gözlemsel girişim (admittance) ile (2.26) bağıntısından çeşitli T_e değerleri için hesaplanan kuramsal girişim değerlerinin görünümü.

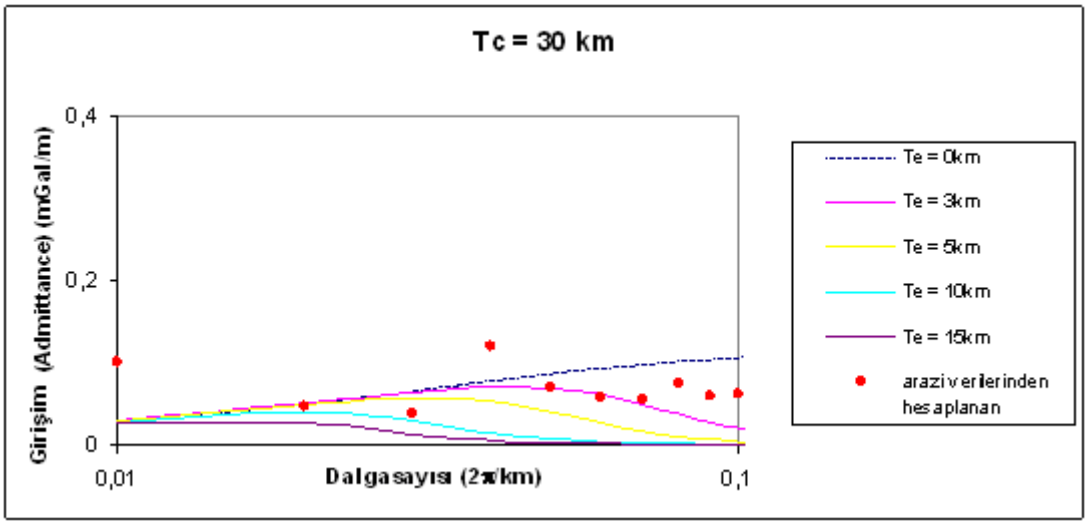


Şekil 4.22 (2.25) bağıntısından hesaplanan gözlemsel girişim (admittance) ile (2.26) bağıntısından çeşitli T_e değerleri için hesaplanan kuramsal girişim değerlerinin görünümü.

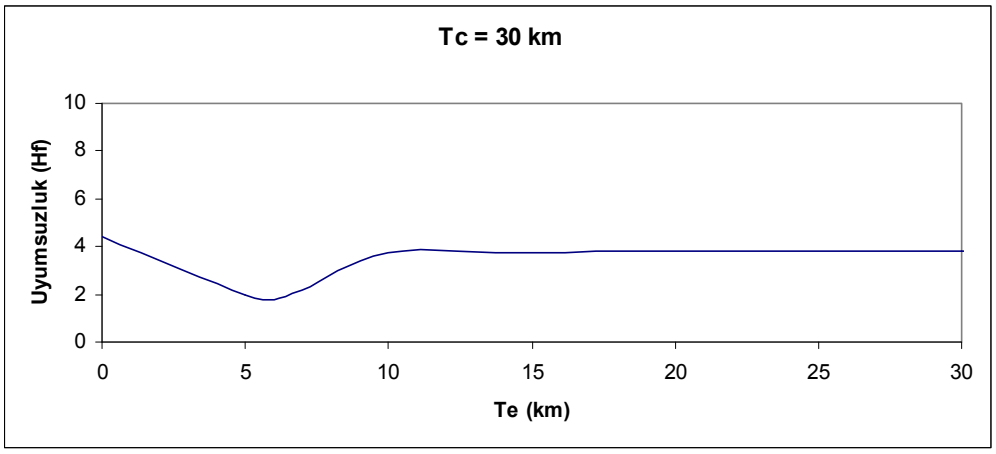


Şekil 4.23 T_c= 30 km için T_e değerlerindeki (2.27) bağıntısı ile hesaplanan uyumsuzluk.

Kuramsal girişim değerleri serbest hava gravite değerleri kullanılarak da T_e = 0, 3, 5, 10, 15 km'leri için hesaplanmıştır (Şekil 4.24). Şekil 4.24'de görüldüğü üzere serbest hava gravite değerleri ile hesaplanan gözlemsel ve kuramsal girişim değerleri için en iyi uyumu veren elastik kalınlık kısa dalga boylarında 3 km ve daha sığ derinliklere denk gelmektedir. Uzun dalga boylarında ise ortalama 6 km dir (2.27) bağıntısıyla yapılan uyumsuzluk hesabından da uyumsuzluğun bu değerde minimuma ulaştığı görülmektedir (Şekil 4.25).

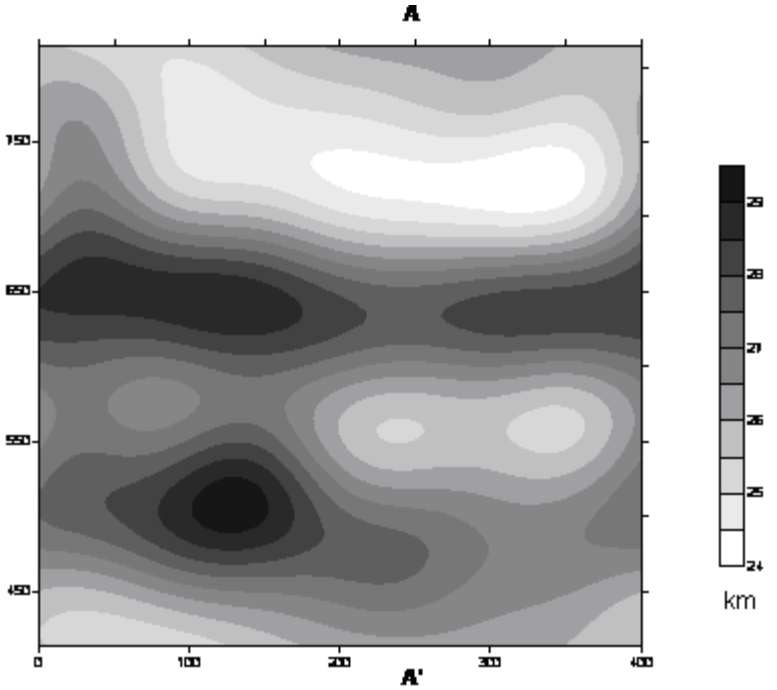


Şekil 4.24 (2.25) bağıntısından sebest hava gravite değerleri için hesaplanan gözlemsel girişim (admittance) ile (2.26) bağıntısından çeşitli T_e değerleri için hesaplanan kuramsal girişim değerlerinin görünümü.



Şekil 4.25 T_c= 30 km için T_e değerlerindeki (2.27) bağıntısı ile hesaplanan uyumsuzluk.

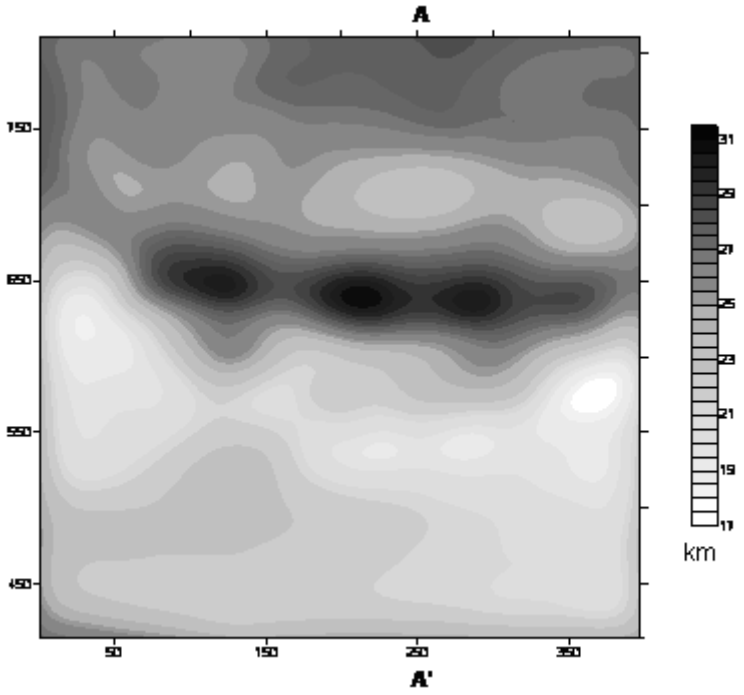
Bu alandaki uygulamaların ikinci aşamasında LithoFLEX 1.2 yazılımı yardımıyla 23.5°-26° Boylamları ve 33°-37° Enlemleri arasında kalan I. bölgeye ait bouguer gravite değerleri ile gravite ters çözümü yapılmış ve kabuk-manto arayüzeyinin derinliği tespit edilmiştir. Bu uygulamada kabuk manto arasındaki yoğunluk farkı 0,6 g/cm^3 ve önceki uygulamalarda kullanıldığı gibi Moho derinliği 30 km olarak kullanılmıştır. Gravite ters çözüm uygulamaları çeşitli kesme dalga boyu (100 km ve 75 km) ve iterasyon sayıları (1 ve 3) için hesaplanmıştır (Şekil 4.26).



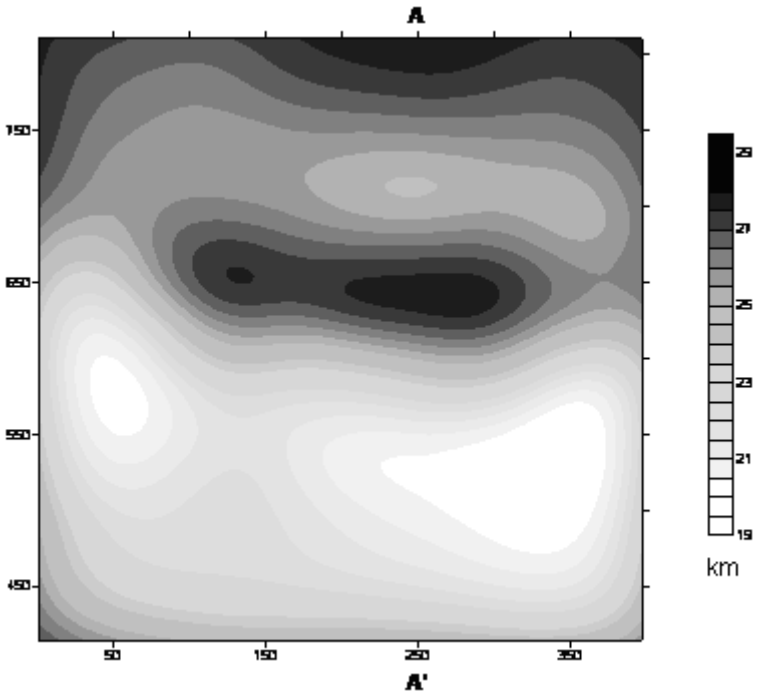
Şekil 4.26 'LithoFLEX 1.2'nin gravite ters çözümü uygulamasının kesme dalga sayısı 100 km ve iterasyon sayısı 1 olan uygulamanın sonucunda elde edilen kabuk-manto arayüzeyi derinliği haritası

Bu aşamanın ikinci adımında yüklemelerden kaynaklanan bükülme yüzeylerini saptamaya yönelik farklı T_e değerleri (T_e= 2, 6, 12 km) için düz çözüm uygulamaları yapılmıştır (Şekil 4.27.a.b.c). Burada Young Modülü E = 10^{11} Pa, Poisson Oranı ν= 0,25 kabuğun yoğunluğu ρ_c = 2,7 g/cm^3, mantonun yoğunluğu ρ_m = 3,3 g/cm^3, yerçekimi ivmesi g = 9,8 m/s^2 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 ters çözüm için referans derinlik 28 km seçildiğinde bu uyumun sağlandığı saptanmıştır. Bükülme yüzeyi hesaplamaları için yapılan düz çözüm uygulamalarında kullanılan topografya verisi sadece yüzey yüklerini içermektedir. Bundan dolayı çıkan sonuçlar sadece yüzeyüstü yüklerinin meydana getirdiği bükülme yüzeylerini temsil etmektedir. Verilen parametreler ile

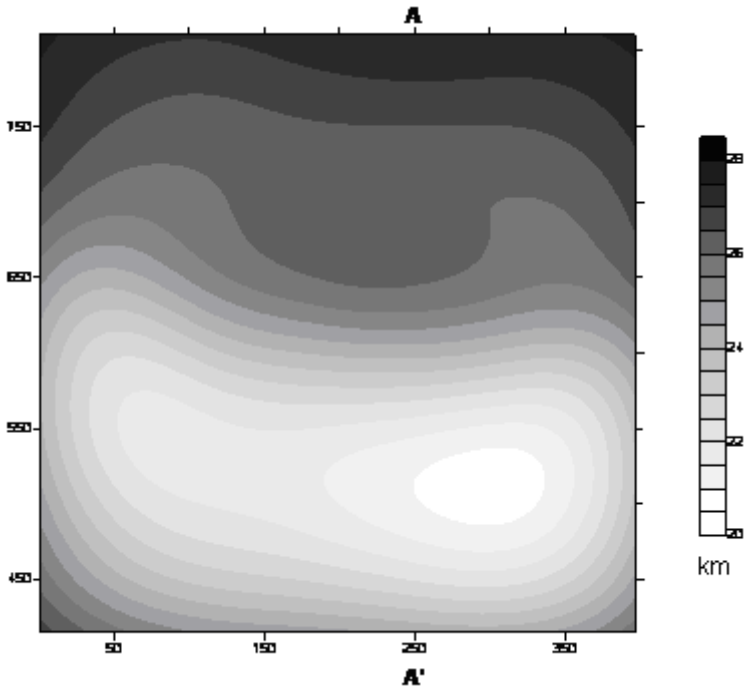
T_e= 2, 6 ve 12 km için yaratılan bükülme yüzeyleri haritaları Şekil 4.27.a, 4.27.b ve 4.27.c'de görülmektedir.



Şekil 4.27.a 'LithoFLEX 1.2'nin bükülme düz çözüm ile Te=2 km ve Moho derinliği 28 km için hesaplanan bükülme yüzeyi haritası.

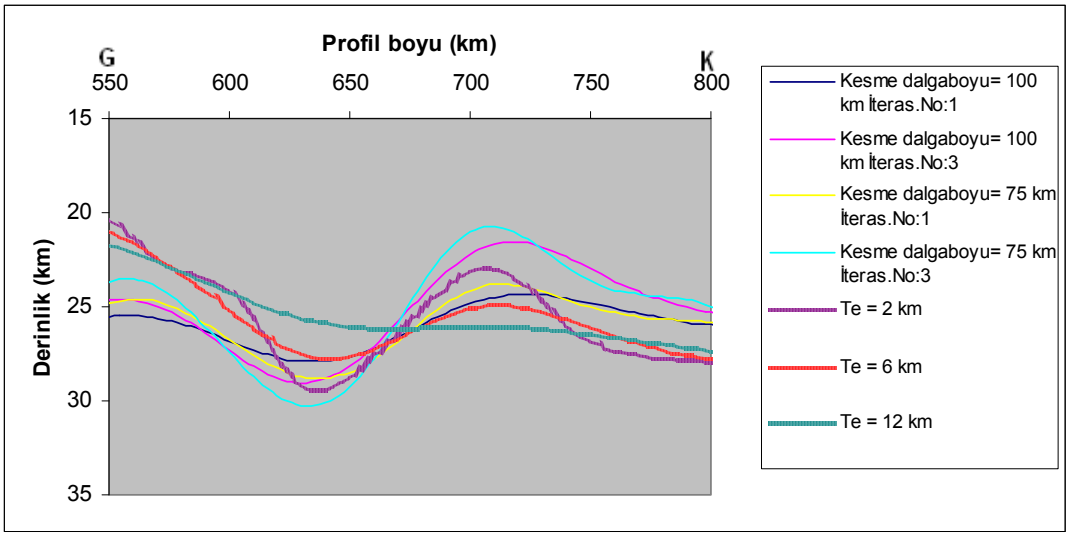


Şekil 4.27.b 'LithoFLEX 1.2'nin bükülme düz çözüm ile Te=6 km ve Moho derinliği 28 km için hesaplanan bükülme yüzeyi haritası.



Şekil 4.27.c 'LithoFLEX 1.2'nin bükülme düz çözüm ile Te=12 km ve Moho derinliği 28 km için hesaplanan bükülme yüzeyi haritası.

Gravite ters çözüm ve bükülme düz çözümü hesaplamalarından çıkan sonuçları karşılaştırmak için Şekil 4.26 ve Şekil 4.27' de görüldüğü gibi K-G yönünde A-A' profilleri boyunca kesitler alınmıştır. Karşılaştırma sonucunda ondülasyon sınırı, ortalama Moho derinliğinin 30 km için en iyi uyumun gravite ters çözüm sonuçlarından dalga kesme boyu 100 km, iterasyon sayısı 1 olan eğri ile referans derinliği 28 km olan T_e=6 km eğrisi arasında olduğu saptanmıştır (Şekil 4.28). Bulunan bu sonuç birinci aşamada sonuç ile tutarlılık göstermektedir.

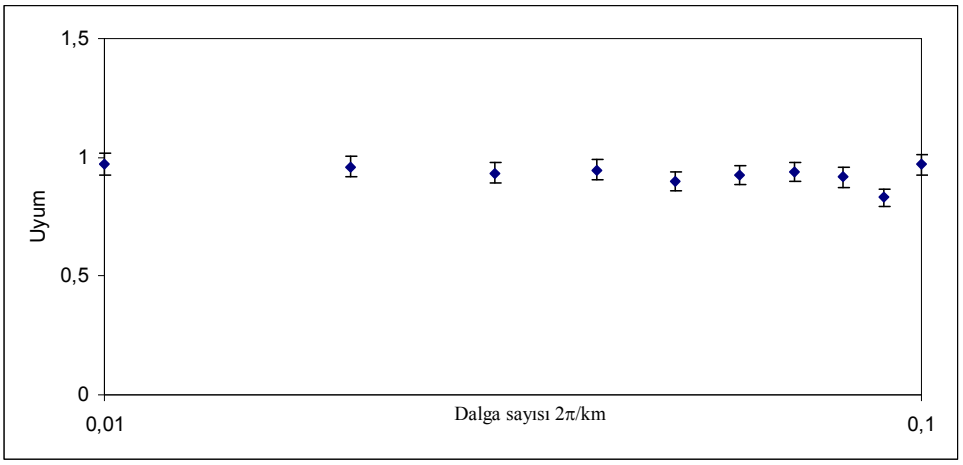


Şekil 4.28 LithoFLEX 1.2' yazılımı kullanılarak bulunan kabuk-manto arayüzeyi derinlik ve bükülme yüzeyleri verilerinin A-A′ profili boyunca alınan kesitler.

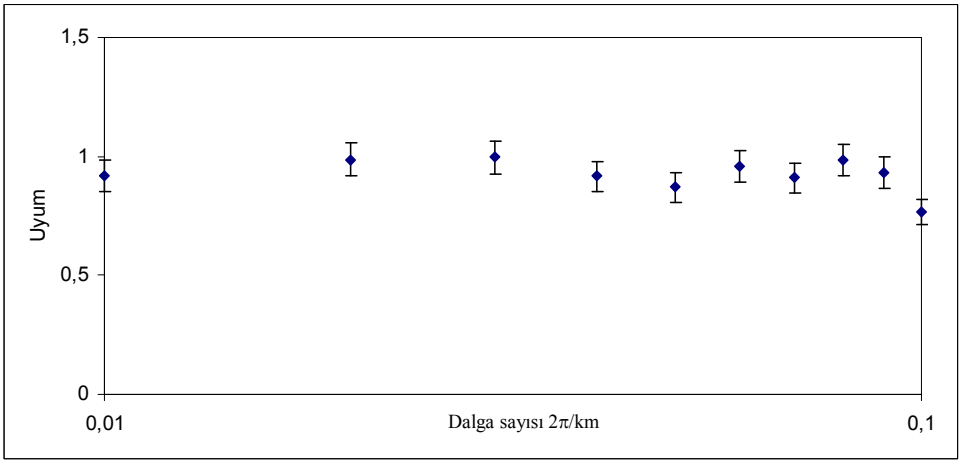
4.2.1.2 II.Bölge (28°-29.5°B., 33°-37°E.) Uygulamaları

Önceki bölgeler için yapılan uygulamalar Doğu Akdeniz II. Bölge olarak adlandırılan Şekil 4.14'de görülen 28°-29.5° Boylamları ve 33°-37° Enlemleri arasındaki bölge için de tekrarlanmıştır. (2.28) bağıntısı kullanılarak yapılan uyum analizi sonucunda her iki gravite değerleri ile topografya değerleri arasındaki uyum yüksek bulunmuştur (~1) (Şekil 4.29 ve Şekil 4.30).

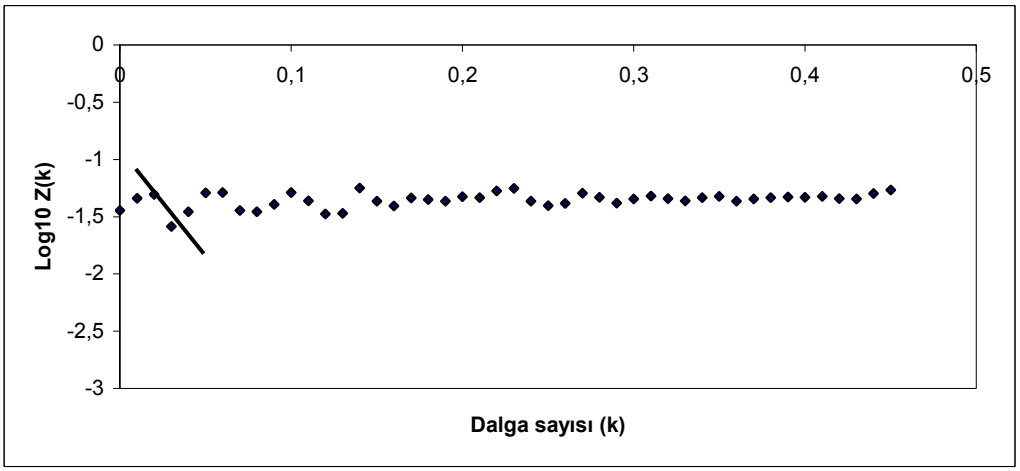
Şekil 4.31 ve 4.32'dan yararlanarak da gözlemsel girişim değerlerinin Bouguer gravite değerleri için $0{,}01<k<0{,}05$, serbest hava gravite değerleri için $0{,}01<k<0{,}1$ dalga sayıları aralığında sağlıklı sonuçlar verebileceği saptanmıştır.



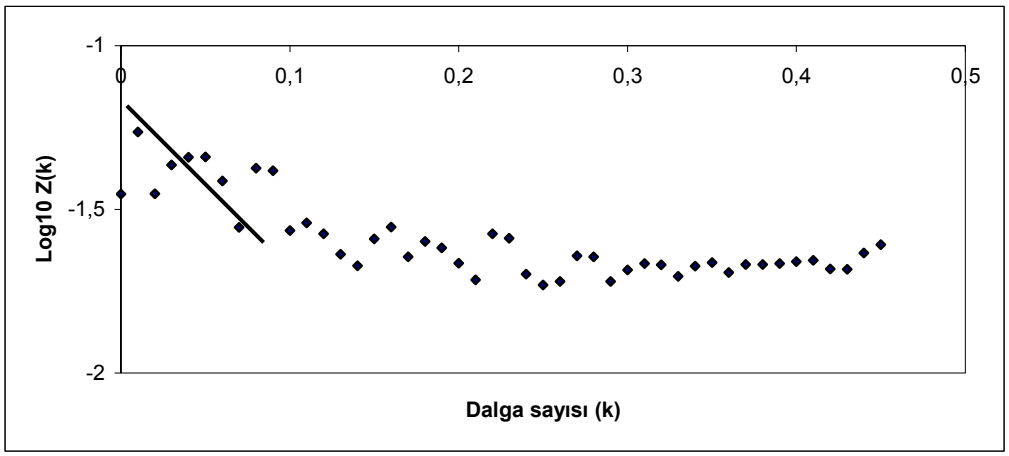
Şekil 4.29 (2.28) bağıntısıyla hesaplanan bouguer ve topografya verileri arasındaki uyum.



Şekil 4.30 (2.28) bağıntısıyla hesaplanan serbest hava gravite ve topografya verileri arasındaki uyum.

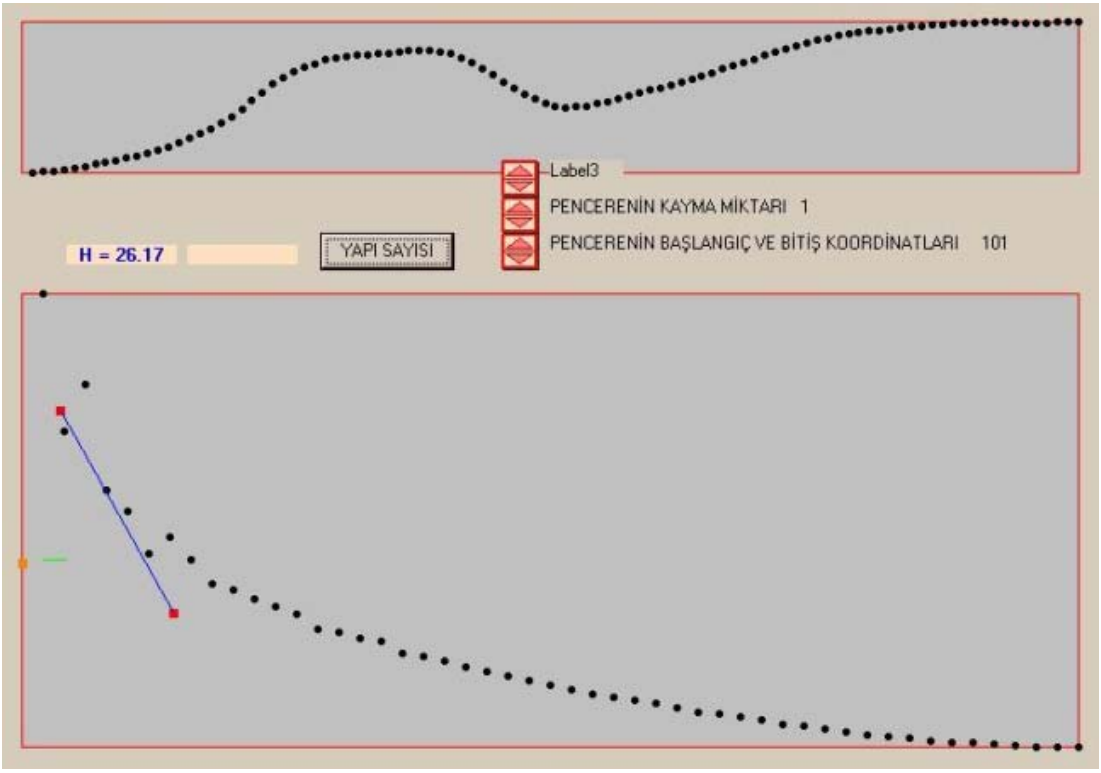


Şekil 4.31 Bouguer gravite değerleri için gözlemsel girişim (admittance) değerleri.



Şekil 4.32 Serbest hava gravite değerleri için gözlemsel girişim (admittance) değerleri.

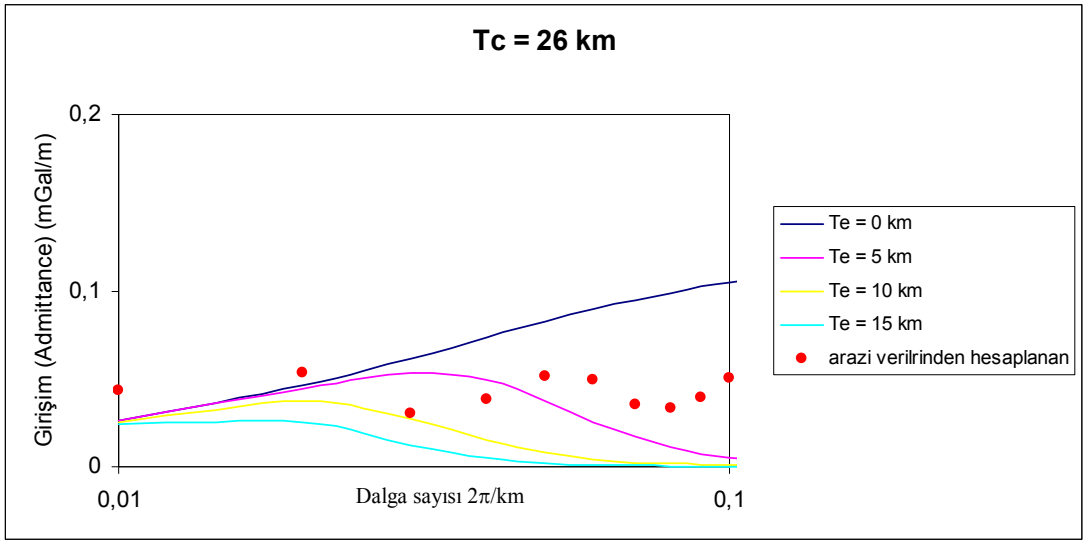
Spector ve Grant (1970) tarafından geliştirilen güç spektrumu yöntemi ile II. bölgeye ait yapı derinliği hesaplaması yapılmış (Şekil 4.33) ve ortama ait yapı derinliği 26 km bulunmuştur. Makris ve Stobbe (1984)'nin Moho derinlik haritasından (Şekil 4.20) da ortamın ortalama Moho derinliği 26 km olduğu gözlenmiştir. Sonuç olarak II. bölge için yapılan uygulamalarda ortalama kabuk kalınlığı T_c = 26 km olarak alınmıştır.



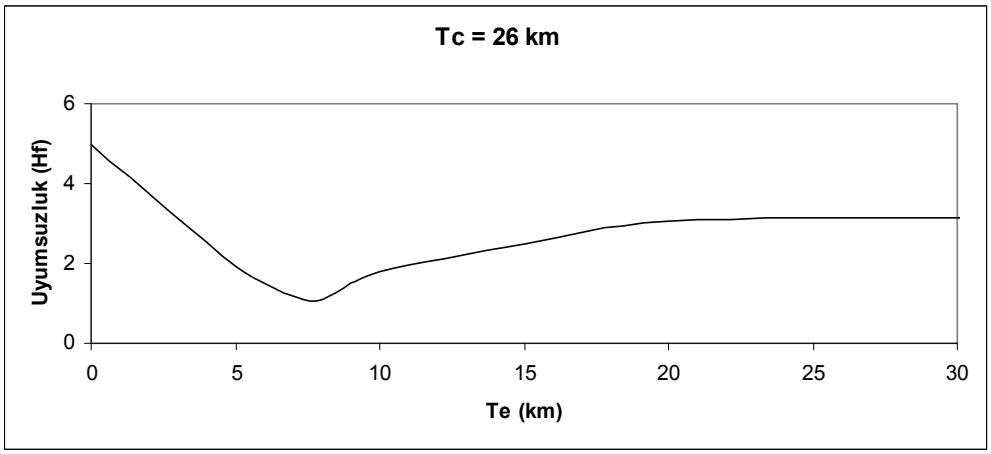
Şekil 4.33 Güç spekturum yöntemi ile yapı derinliğinin görünümü

Bir sonraki adımda (2.26) bağıntısı ile ilk olarak bouguer gravite değerleri için kuramsal girişim değerleri hesaplanmış, bu hesaplamada Ergün, Okay, Sarı, Oral, Ash, Hall ve Miller (2005) tarafından yapılan çalışmalardan yararlanılarak ortalama kabuk yoğunluğu= 2,7 g/cm^3, ortalama manto yoğunluğu= 3,3 g/cm^3 olarak alınmış ve T_c = 26 km, E = 10^{11} Pa, ν = 0.25, g = 9.8 m/s^2 değerleri kullanılmıştır. Kuramsal girişim değerleri T_e = 0, 5, 10 ve 15 km'ler için hesaplanmıştır (Şekil 4.34). Şekil 4.34'den gözlemsel ve kuramsal girişim değerleri arasındaki uyumun kısa dalgaboyları için T_e=0 km ile T_e=5 km arasında olduğu görülmektedir. Ancak Şekil 4.31' da görüldüğü gibi bu değerler inceleme yapılan dalgasayısı aralığı dışındadır.

Bulunan bu değerin hata fonksiyonu (H_f) ile sağlaması yapılmıştır (Şekil 4.35). Yaklaşık T_e= 8 km için uyumsuzluğun minimum olduğu ortaya çıkmıştır.

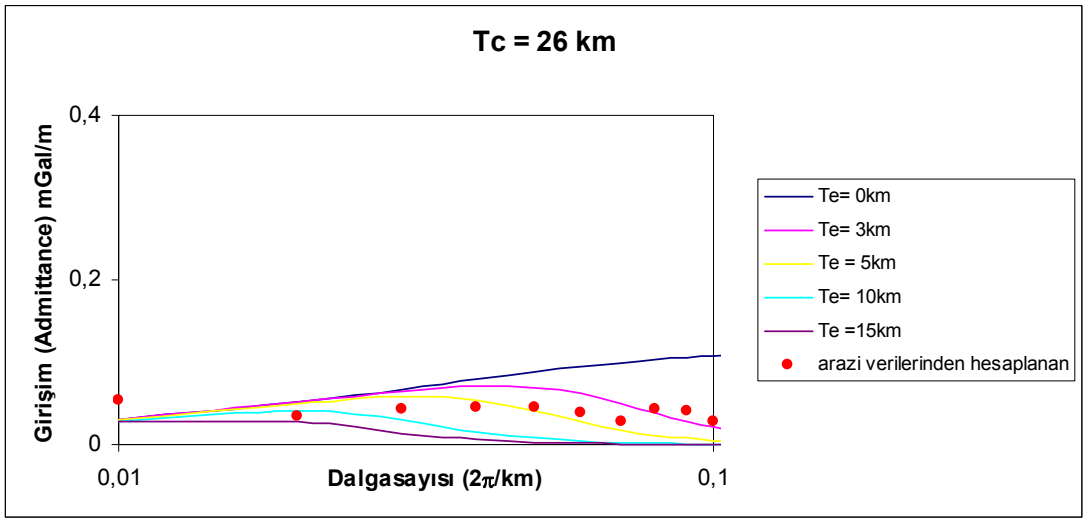


Şekil 4.34 (2.25) bağıntısından Bouguer gravite değerleri için hesaplanan gözlemsel girişim (admittance) ile (2.26) bağıntısından çeşitli T_e değerleri için hesaplanan kuramsal girişim değerlerinin görünümü.

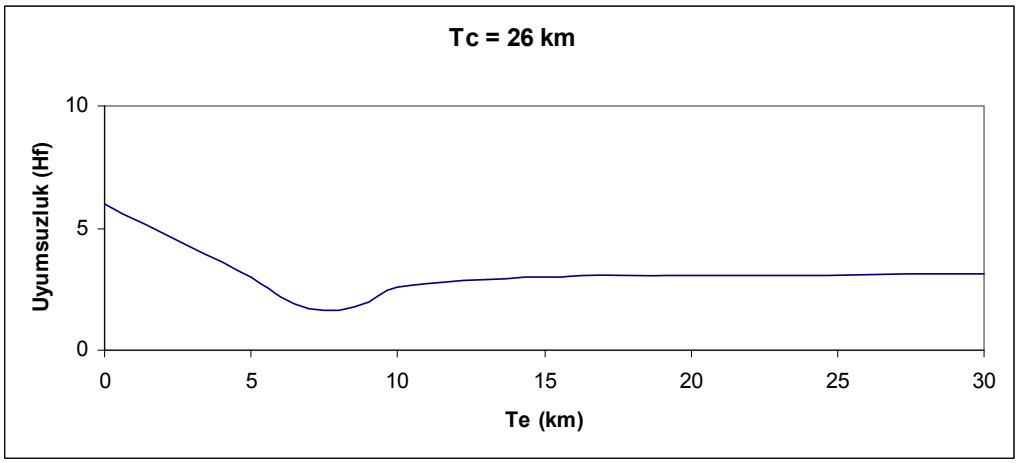


Şekil 4.35 T_c= 26 km için T_e değerlerindeki (2.27) bağıntısı ile hesaplanan uyumsuzluk.

Aynı uygulama aynı değerler kullanılarak serbest hava gravite verileri için de yapılmıştır (Şekil 4.36) ve H_f (Şekil 4.37) değerlerinden yararlanarak efektif elastik kalınlık yaklaşık Te=7 km bulunmuştur.



Şekil 4.36 (2.25) bağıntısından serbest hava gravite değerleri için hesaplanan gözlemsel girişim (admittance) ile (2.26) bağıntısından çeşitli T_e değerleri için hesaplanan kuramsal girişim değerlerinin görünümü.

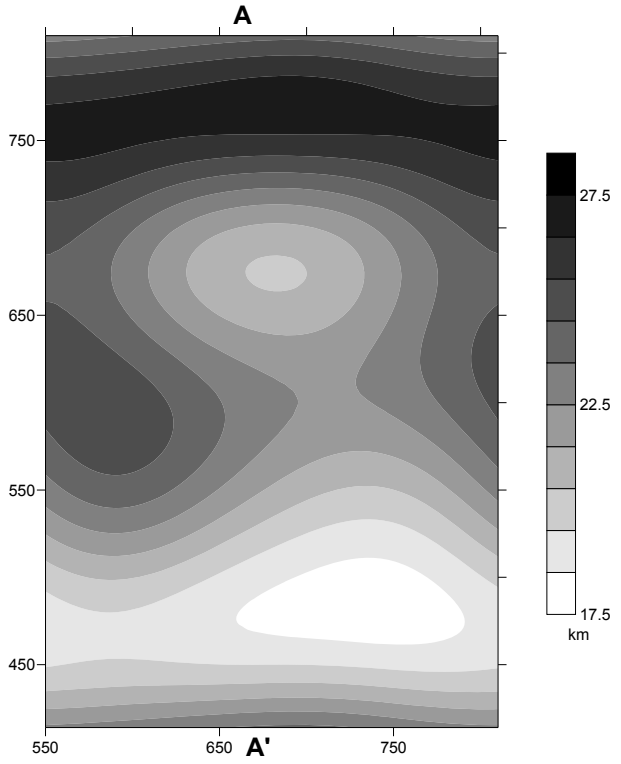


Şekil 4.37 T_c= 26 km için T_e değerlerindeki (2.27) bağıntısı ile hesaplanan uyumsuzluk.

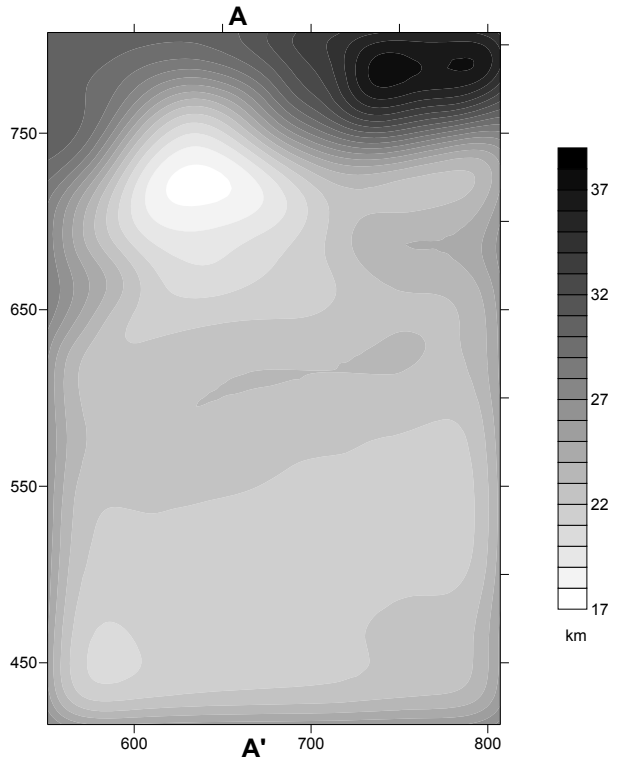
Yapılan uygulamaların ikinci aşamasındaki LithoFLEX 1.2 yazılımı yardımıyla II. bölge için bouguer gravite değerleri ile gravite ters çözümü yapılarak, kabuk-manto arayüzeyinin derinliği tespiti ve yüklemelerden kaynaklanan bükülme yüzeylerini saptamaya yönelik farklı T_e değerleri (T_e= 2, 8, 14 km) için bükülme düz çözüm uygulamaları yapılmıştır.

Gravite ters çözümü uygulaması için kabuk manto arasındaki yoğunluk farkı 0,6 g/cm^3 ve önceki uygulamalarda kullanıldığı gibi Moho derinliği 26 km olarak kullanılmış, çeşitli kesme dalga boyu (100 km ve 75 km) ve iterasyon sayıları (1 ve 3) için ondülasyon sınırı hesaplanmıştır (Şekil 4.38).

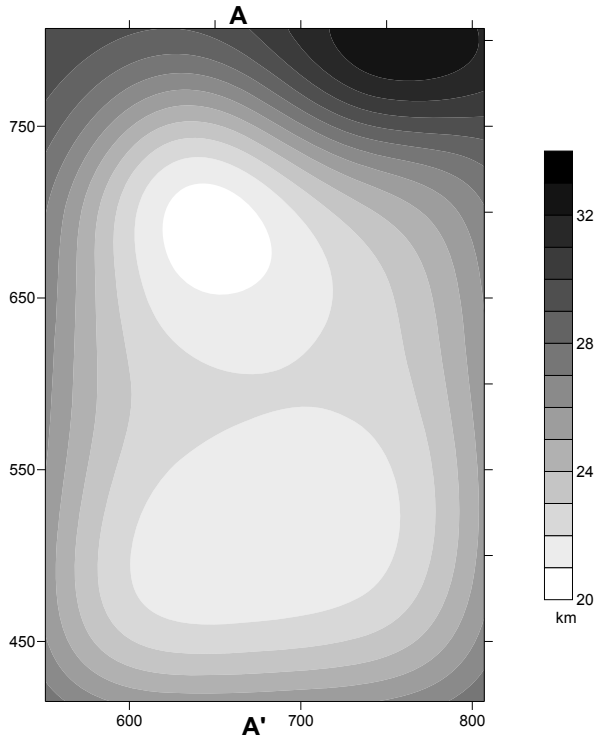
Bükülme düz çözümü uygulamaları aşamasında T_e değerleri (T_e= 2, 8, 14 km) için bükülme yüzeyleri hesaplamaları yapılmıştır. Bu uygulamada kullanılan parametreler referans derinliği parametresi dışında I. bölge için kullanılan parametre değerleri ile aynıdır. Gravite ters çözümü ile elde edilen ondülasyon sınırı değerleri ile bu uygulamadan elde edilecek bükülme yüzeyi değerleri arasında uyumun sağlanabilmesi için kullanılacak referans derinliği saptamaya yönelik yapılan denemeler sonucunda bu uygulamada kullanılacak referans derinliği 30 km olarak saptanmıştır. Verilen parametreler ile T_e= 2, 8 ve 14 km için yaratılan bükülme yüzeyleri haritaları Şekil 4.39.a, 4.39.b ve 4.39.c'de görülmektedir.



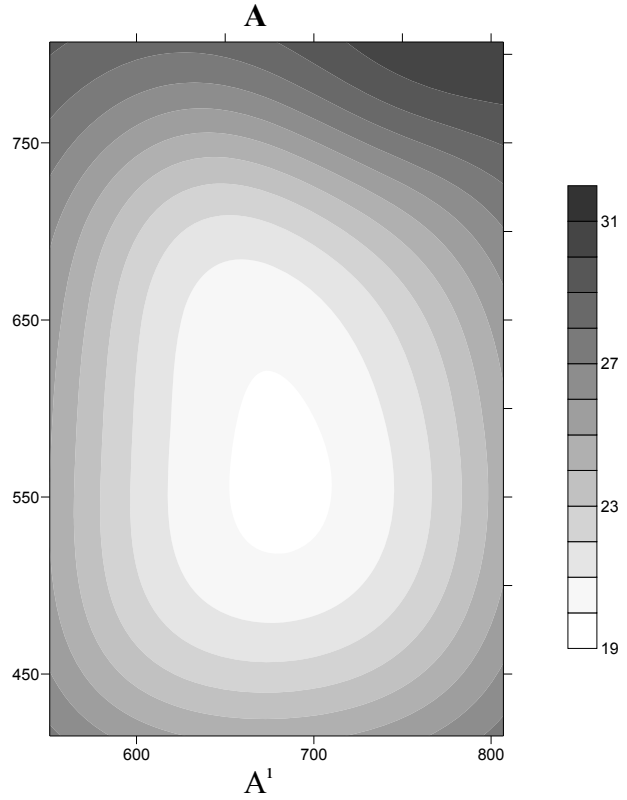
Şekil 4.38 'LithoFLEX 1.2'nin gravite ters çözümü uygulamasının kesme dalga sayısı 100 km ve iterasyon sayısı 1 olan uygulamanın sonucunda elde edilen kabuk-manto arayüzeyi derinliği haritası



Şekil 4.39.a 'LithoFLEX 1.2'nin bükülme düz çözüm ile Te=2 km ve Moho derinliği 30 km için hesaplanan bükülme yüzeyi haritası.

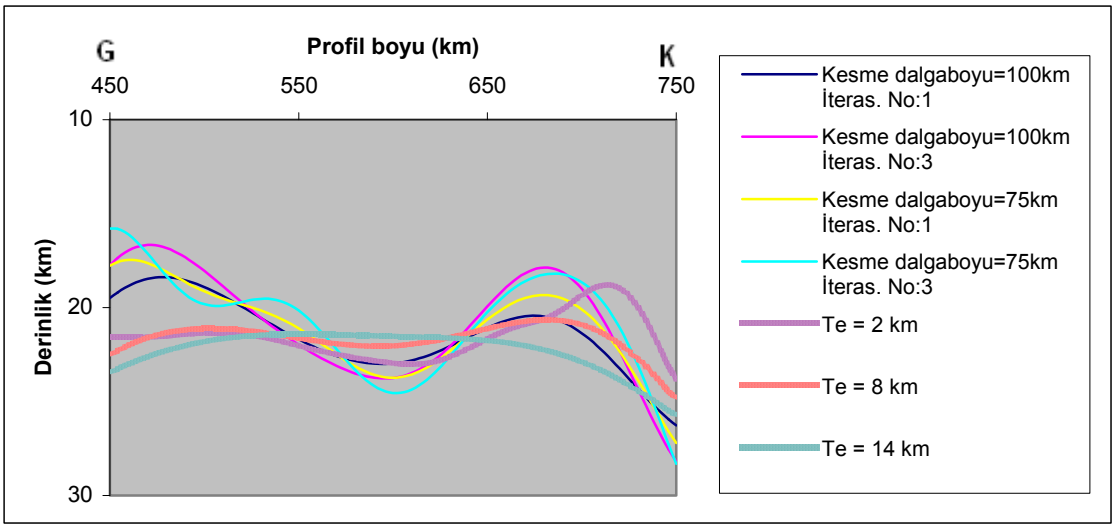


Şekil 4.39.b 'LithoFLEX 1.2'nin bükülme düz çözüm ile Te=8 km ve Moho derinliği 30 km için hesaplanan bükülme yüzeyi haritası.



Şekil4.39.c 'LithoFLEX 1.2'nin bükülme düz çözüm ile Te=14km ve Moho derinliği 30 km için hesaplanan bükülme yüzeyi haritası.

Gravite ters çözüm ve bükülme düz çözümü hesaplamalarından çıkan sonuçları karşılaştırmak için Şekil 4.38 ve Şekil 4.39' de görüldüğü gibi K-G yönünde A-A' profilleri boyunca kesitler alınmıştır. Karşılaştırma sonucunda ondülasyon sınırı, ortalama Moho derinliğinin 26 km için en iyi uyumun gravite ters çözüm sonuçlarından dalga kesme boyu 100 km, iterasyon sayısı 1 olan eğri ile referans derinliği 30 km olan T_e=8 km eğrisi arasında olduğu saptanmıştır (Şekil 4.40). Bulunan bu sonuç birinci aşamada sonuç ile tutarlılık göstermektedir.



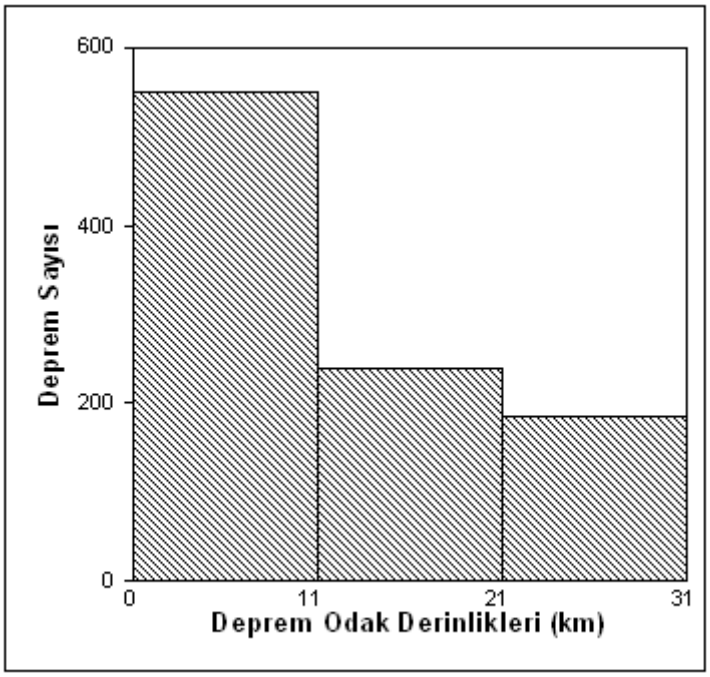
Şekil 4.40 LithoFLEX 1.2' yazılımı kullanılarak bulunan kabuk-manto arayüzeyi derinlik ve bükülme yüzeyleri verilerinin A-A′ profili boyunca alınan kesitler.

BÖLÜM BEŞ

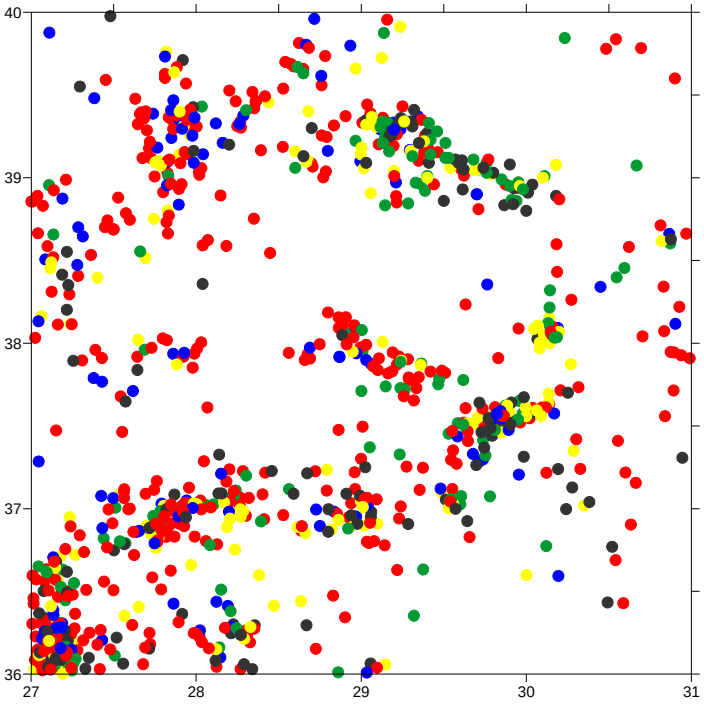
YORUMLAR

Watts (2001), Rajesh ve Mishra (2003) yaptıkları çalışmalar sonucunda efektif elastik kalınlık ile sismojenik zon arasında bir benzerlik olduğunu ileri sürmüşlerdir. Bu olgudan yararlanarak $27^0 – 30^0$ boylamları ile $36^0 – 40^0$ enlemleri arasında kalan Batı Anadolu Bölgesi'ne ait 'Incorporated Research Institutions for Seismology' den alınan 1970–2007 yılları arasında meydana gelen M≥4 olan depremlerin deprem odak derinlikleri incelenmiştir. Deprem odak derinlikleri yoğunluğunu daha iyi ayırt edebilmek için bu depremler histogram olarak ve bölge haritası üzerinde çizilmiştir (Şekil 5.1 ve Şekil 5.2).

Şekil 5.1'de görüldüğü gibi son 37 yılda Batı Anadolu'da belirtilen koordinatlarda meydana gelmiş M≥4 olan depremler kabuğun ilk 11 km'sinde yoğunlaşmaktadır. Bu olgu sismojenik kalınlığın 10 km olduğu düşüncesini akla getirmektedir. Efektif elastik kalınlığın 6 km bulunmasından yola çıkarak bu ilk 11 km'de yoğunlaşan depremler ayrıntılı olarak incelenmiş ve Şekil 5.2'de görüldüğü gibi depremlerin en yoğun olarak 5-11 km'ler arasında meydana geldiği gözlenmiştir. Depremlerin bu derinlikler arasında yoğunlaşması 6 km olarak tahmin edilen efektif elastik kalınlığın 5-11 km'leri arasında bulunduğu söylenebilir. Bir başka deyişle topografyadan kaynaklanan yükler sonucunda litosferin esneyerek büküldüğü yani yüklemelere karşı dayanım gösterebildiği kısmın Batı Anadolu için kabuğun 5-11 km'leri arasındaki 6 km'lik kalınlık olduğudur.

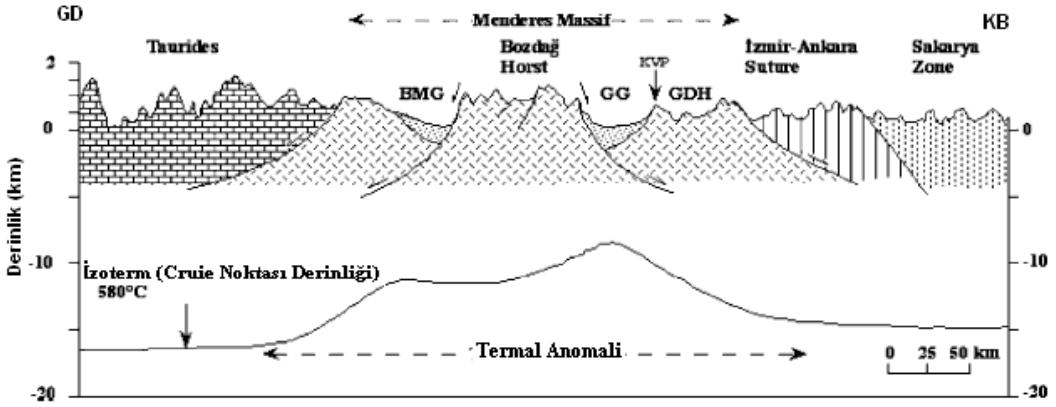


Şekil 5.1 $27^0 – 30^0$ B ile $36^0 – 40^0$ E arasında kalan Batı Anadolu Bölgesi'ne ait depremlerin deprem odak derinliği histogramı.



Şekil 5.2 27^0 – 30^0 B ile 36^0 – 40^0 E arasında kalan Batı Anadolu Bölgesi'ne ait depremlerin deprem odak derinliği dağılımının bölge haritası üzerinde ve yüzdelerle gösterimi.

Batı Anadolu'daki termal anomalinin nedeni bu bölgedeki litosferik açılma sonucunda astenosferin yükselmesidir (Dolmaz, Hisarlı, Ustaömer ve Orbay, 2005) (Şekil 5.3). T_e değerleri litosferin termal gradyentiyle ilişkilidir. Bir bölgedeki ısı akısı değerleri artıkça T_e değerleri azalmalıdır (Hartley, Watts, Fairhead, 1996). Bölgede bugüne kadar yapılan Curie derinlik ve ısı akısı çalışmaları (Tezcan ve Turgay 1989; Dolmaz ve diğer., 2005; Şalk, Pamukçu ve Kaftan, 2005) göstermiştir ki bu bölgedeki termal derinlik sığ ve ısı akısı değerleri yüksektir. Ayrıca Çifçi, Çoruh, Çopur ve Yazman, (2000) tarafından aynı bölge için yapılan derin sismik çalışmaları ortalama ilk 6 km'den kuvvetli sismik yansımaların geldiğini belirtmektedir.

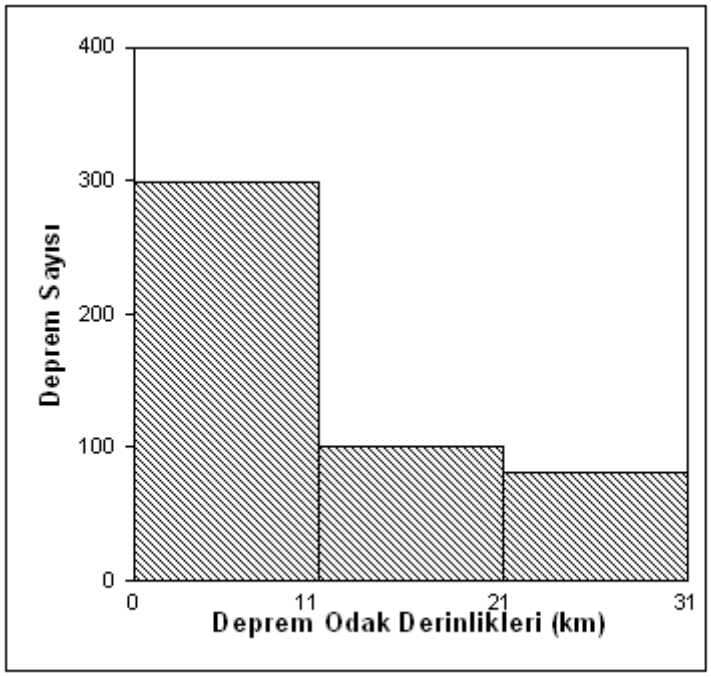


Şekil 5.3 Batı Anadolu açılma bölgesinde yapılan çalışma sonucunda bölgedeki Curie Noktası derinliğindeki değişimlerin gösterimi. BMG: Büyük Menderes Grabeni, GG: Gediz Grabeni, KVP: Kula Volkanik sistemi, GDH: Gördes-Demirci Horstu (Dolmaz, Hisarlı, Ustaömer ve Orbay; 2005).

Tüm bu sonuçlar Batı Anadolu'da yapılan efektif elastik kalınlık kestirimi sonucunda bulunan 6 km'lik kalınlık değerini desteklemektedir. Sonuç olarak Batı Anadolu bölgesi kabuğunun ilk 5 km ile 11km arasında kalan 6 km'lik kısmı uzun zaman skalalarında uygulanan topografik yüklemelere karşı kırılmadan bükülebilen, elastikiyet özelliğine sahip, dirençli kısımdır.

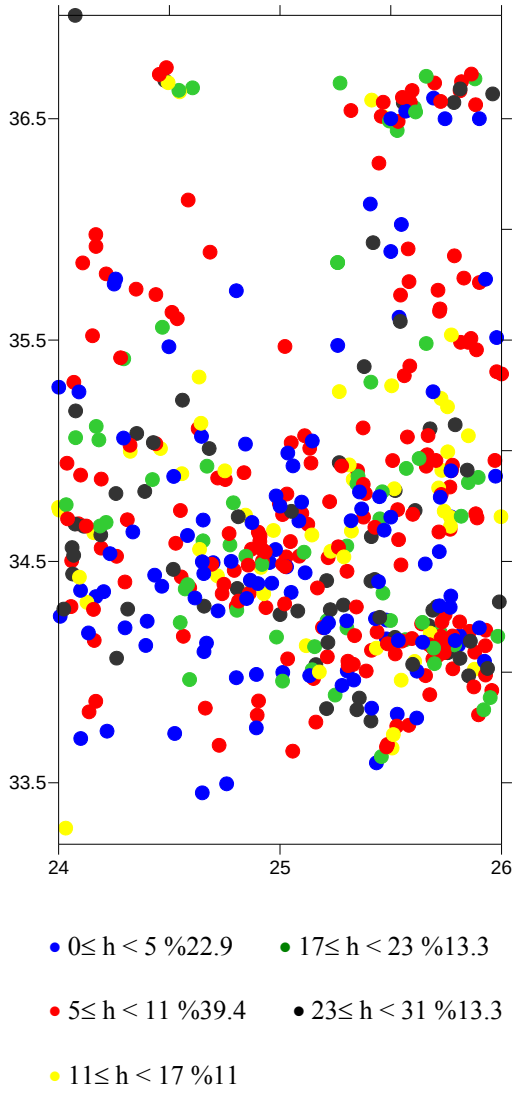
Doğu Akdeniz uygulamalarında ise 1.bölge olarak adlandırılan çalışma alanı sismolojik açıdan Avrupa'nın ve halen aktif olan Avrasya-Afrika plakalarının arasında kalan bölgeler içinde sismisitesi en yüksek bölge olan Girit ada yayını içermektedir. Bundan dolayı Doğu Akdeniz'de meydana gelmiş depremler büyük oranda Girit yayı ve çevresinde yoğunlaşmaktadır (Biju-Duval, Dercourt, ve Le Pichon, 1977; Papazachos ve Comninakis, 1971;Papazachos, 1973; Knapmayer, 1999; Gönenç, Akgün ve Ergün, (2006).

I. bölgeye ait 1970-2007 yılları arasında meydana gelmiş M≥4 olan depremlerin odak derinlikleri incelenmiştir. Kabuk içerisinde oluşan depremlerin odak derinliğinin hangi derinliklerde yoğunlaştığını görebilmek amacıyla 0-30 km derinliği arasında görülen depremler için histogram oluşturulmuştur (Şekil 5.4) Ayrıca odak derinlikleri bölge haritası üzerinde çizilmiştir (Şekil 5.5).



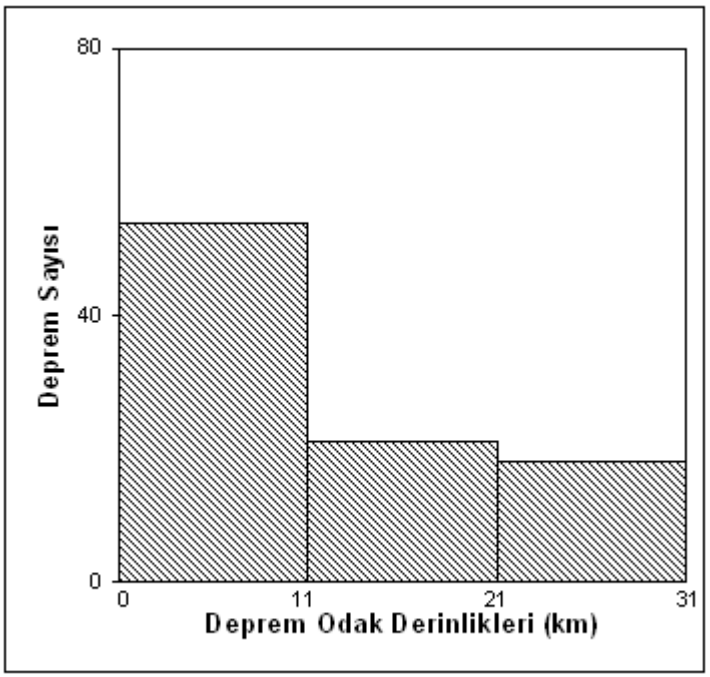
Şekil 5.4 24°-26° B ve 33°-37° E arasında kalan I. bölgeye ait depremlerin deprem odak derinliği histogramı.

Şekil 5.4'deki 0-31 km'leri arasında meydana gelmiş M≥4 olan depremler incelendiğinde depremlerin kabuğun ilk 11 km'sindeki 5-11 km'leri arasında yoğunlaştığı görülmektedir. Şekil 5.5'dan da anlaşıldığı gibi en büyük oranda depremler 5-11 km ararsında görülmektedir. Bulunan bu 6 km'lik sismojenik kalınlık, hesaplanan 6 km'lik efektif elastik kalınlık kestirim değeri ile örtüşmektedir ve böylece elastik kalınlık ile sismojenik kalınlık arasında bir benzerlik olduğu görülmüştür.

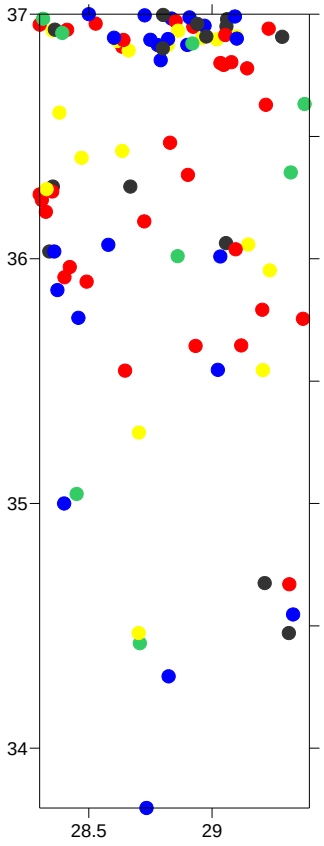


Şekil 5.5 24°-26° B ve 33°-37° E arasında kalan I. bölgeye ait depremlerin deprem odak derinliği dağılımının bölge haritası üzerinde ve yüzdelerle gösterimi.

I. bölge için yapılan sismolojik irdelemeler II. bölge için de yapılmıştır. Kabuk içerisinde oluşan depremlerin odak derinliğinin hangi derinliklerde yoğunlaştığını görebilmek amacıyla 0-31 km derinliği arasında görülen depremler için histogram oluşturulmuştur (Şekil 5.6) Ayrıca odak derinlikleri bölge haritası üzerinde çizilmiştir (Şekil 5.7).



Şekil 5.6 II. bölgeye ait depremlerin deprem odak derinliği histogramı.

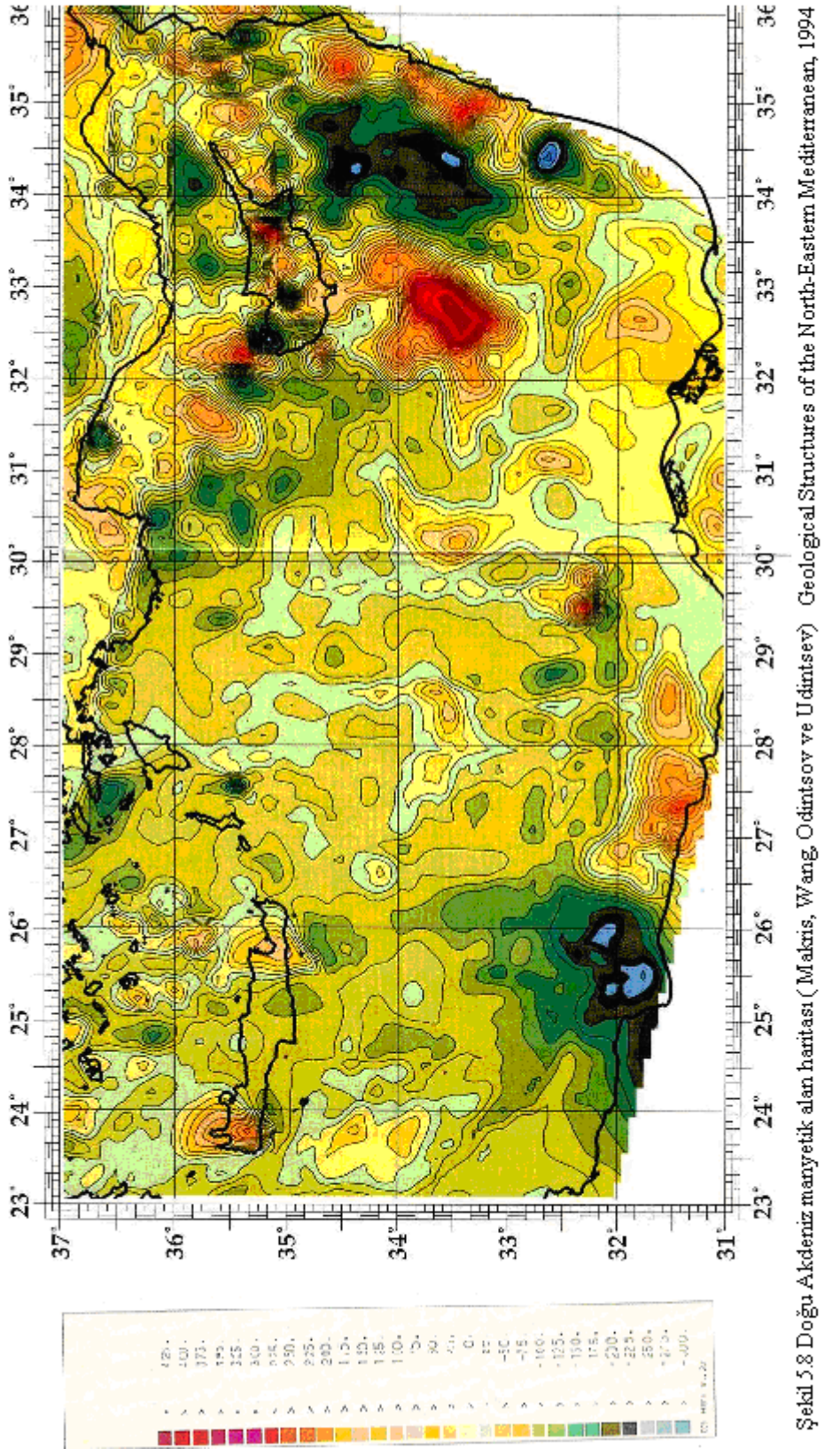


Şekil 5.7 II. bölgeye ait depremlerin deprem odak derinliği dağılımının bölge haritası üzerinde ve yüzdelerle gösterimi.

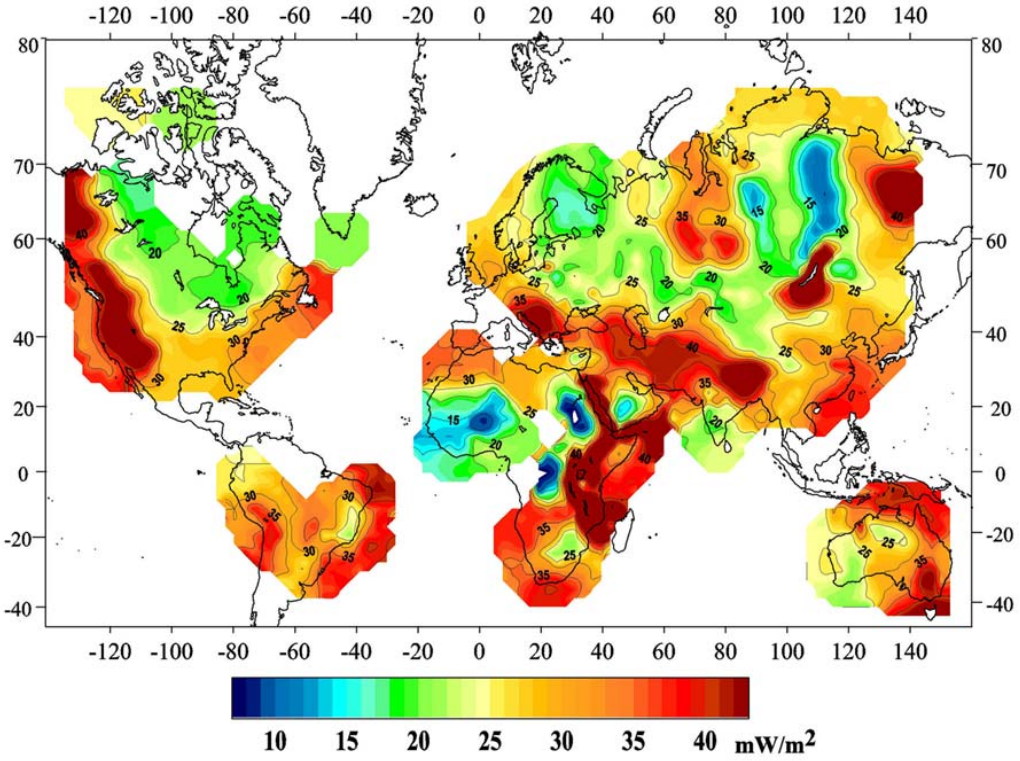
Doğu Akdeniz Bölgesi manyetik veriler ile birlikte değerlendirildiğinde (Şekil5.8) ise bölge genel hatlarıyla manyetik anomalilerden yoksundur. Fakat Eratosthenes Denizdağı ve Kıbrıs'tan Antalya bölgesine doğru manyetik anomaliler mevcuttur. Bir bölgenin manyetik anomaliden yoksun olması beraberinde yüksek ısı kavramını getirmektedir. Doğu Akdeniz Bölgesi'ne Artemieva ve Money (2001) tarafından oluşturulan manto kaynaklı ısı akısı haritasını ısı akısı haritası (Şekil 5.9)

incelendiğinde Girit çevresinde yüksek ısı akısı anomalileri görülmektedir. Bu çalışmadaki II. Bölgeye ait ısı akısı değerleri ise I. bölgeye oranla daha düşüktür.

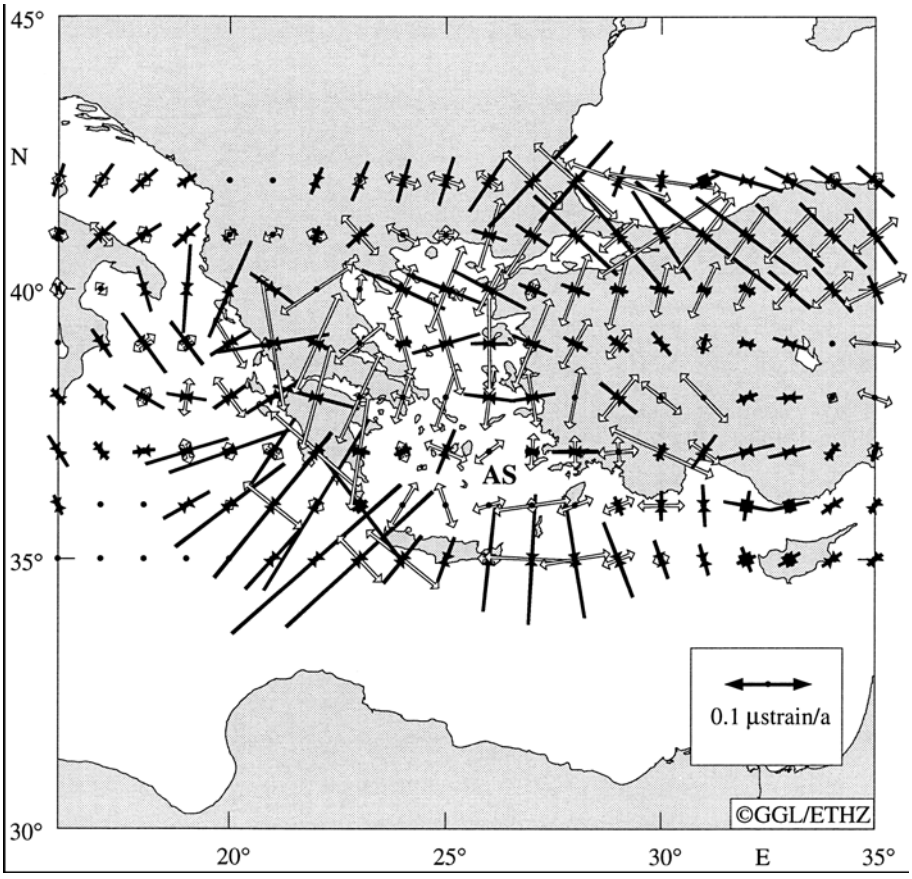
Ayrıca bu ısı akısı haritasına göre, Batı Anadolu bölgesi ve Doğu Akdeniz 1. bölgeinin ısı akısı değerlerinin yüksek ve birbirlerine yakın olduğu görülmektedir. Ayrıca Kahle, Straub, Reilinger, McClusky, King, Hurst, Veis, Kastens ve Cross, P. (1998) tarafından GPS sonuçlarına dayanan hız alanından hesaplanan gerilme oranlarını gösteren harita incelendiğinde (Şekil 5.10), Batı Anadolu Bölgesinde açılma sisteminin egemen olduğu, Doğu Akdeniz 1. bölge de ise hem açılma hem sıkışma olaylarının mevcut olduğu görülmektedir. Tüm bu olgular dikkate alındığında, her iki bölgenin için bulunan efektif elastik kalınlık değerinin 6 km yani eşit olması normaldir.



Şekil 5.8 Doğu Akdeniz manyetik alan haritası (Makris, Wang, Odintsov ve Udintsev) Geological Structures of the North-Eastern Mediterranean, 1994 kitabından alınmıştır.



Şekil 5.9 Manto kanynaklı dünya ısı akısı haritası (Artemieva ve Mooney, 2001).



Şekil 5.10 GPS sonuçlarına dayanan hız alanından hesaplanan gerilme oranlarının Ege Denizi ve çevresindeki görünümü. Beyaz oklar açılma, siyah oklar sıkışma ve oksuz noktalar düşük gerilim oranlarını ifade etmektedir (Kahle, Straub, Reilinger, McClus, King, Hurst, Veis, Kastens ve Cross , 1998).

Tetis Okyanusu'nun, Afrika kıtasının kuzeye doğru hareketi sırasında okyanusal litosfer Girit ve Kıbrıs ta alta batmış ancak Rodos'da batamamış, çökmüştür (M. Ergün, kişisel iletişim, 13 Temmuz 2007). Doğu Akdeniz bölgesine ait morfolojik haritadan da (Şekil 4.13) görüldüğü gibi I. Bölge ile II. bölgenin litosferik özellikleri birbirinden farklıdır. Bulunan efektif elastik kalınlık sonuçları da bu yorumu desteklemektedir. I. Bölgede efektif elastik kalınlık 6 km olmakla birlikte II. Bölgede ise efektif elastik kalınlık yaklaşık 8 km dir. Bu durum I. Bölgenin kıtasal litosferine göre II. bölgenin daha dayanımlı okyanusal litosfer içermesinden kaynaklanmaktadır.

Ayrıca Watts (2001) yaptığı çalışmada litosferin yaşı ile elastik kalınlık arasında ilişki olduğunu belirtmiştir. Doğu Akdeniz bölgesi için aynı yaklaşım düşünüldüğünde I. bölgenin, II. bölgeye göre daha genç olduğundan (M. Ergün, kişisel iletişim, 13 Temmuz 2007) I. bölge izostatik dengelemesini tamamlamamıştır ve efektif elastik kalınlık değeri daha düşüktür.

BÖLÜM ALTI

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmayla efektif elastik kalınlık kestirimleri için kullanılan izostatik yanıt fonksiyonları ile litosferin yapısını anlamaya yönelik yeni yaklaşımlar getirilmiştir.

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 göstermiştirki Batı Anadolu ve Doğu Akdeniz bölgelerinin izostatik modelleri Airy modeline uymamaktadır.

Batı Anadolu ve bu çalışmada Girit ve çevresini içeren I. Bölge için efektif elastik kalınlık değeri ortalama 6 km'dir.

Rodos baseni ve çevresini içeren II. bölge için efektif elastik kalınlık değeri ortalama 8 km'dir.

Batı Anadolu ve Doğu Akdeniz bölgelerinin sismojenik kalınlıkları ile efektif elastik kalınlık değerleri uyumludur.

Doğu Akdeniz Bölgesi için yapılan girişim ve uyum analizi uygulamalarında uzun dalga boylarındaki izostatik mekanizma daha iyi sonuçlar vermiştir.

En uygun efektif elastik kalınlık değerine karşılık gelen kabuk-manto ara yüzeylerine ait ortalama bükülme derinlikleri Batı Anadolu Bölgesi'nde 26-38 km

arasında, Doğu Akdeniz'de Girit ve çevresinde 19-29 km Rodosu içeren doğu kesimde ise 20-32 km arasında değişmektedir.

Batı Anadolu ve 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 edilenden daha fazladır. Bunun nedeni litosfer kabuk sınırındaki tektonik, termal problemlerden kaynaklabilir, özellikle bu bölge okyanusal kökenli olduğundan sıvı içeriği fazla olup dayanımı azaltabilir.

Bulunan tüm sonuçlar çalışma alanlarına ait litosferik özelliklere ve tektonizmaya ait mekanizma ile uyumludur.

Doğu Akdezi bölgesine ait sonuçların tam olarak desteklenmesi için bölgede derin sismik, ayrıntılı sismolojik, gravite, manyetik, ısı akısı çalışmalarına gereksinim vardır.

KAYNAKLAR

Akçığ, Z. (1988). Batı Anadolu'nun yapısal sorunlarının gravite verileri ile irdelenmesi. *Türkiye Jeoloji Bülteni, 31*, 63-70.

Aksu, A. E., Hall, J. ve Yaltırak, C. (2005). Miocene to Recent tectonic evolution of the eastern Mediterranean: New pieces of the old Mediterranean puzzle. Marine *Geology, 221*, 1-13.

Allen, T. D. ve Morelli, C. (1971). A geophysical study of the Mediterranean sea. *Bull. Geophys. Teor. Appl., 13*, 99-141.

Ali, M. Y. ve Watts, A. B. (2003). A seismic reflection profile study of lithospheric flexure in the vicinity of the Cape Verde Islands. *Journal of Geophysical Research,108,* 1-24.

Alptekin, Ö. (1973). Focal mechanisms of earthquakes in western Turkey and their implications. Ph.D. Thesis, New Mexico Institüte of mining and technology Socorro, New Mexico.

Airy, G.B. (1855). On the computation of the effect of the attraction of mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations of geodetic survey. *Phil. Trans. Royal Soc. 145*, 101-104.

Ambraseys, N.N. (1988). Engineering seismology. *Earthquake Engineering Structural Dynamics, 17***,** 1–105.

Ambraseys, N.N. ve Jackson, J.A. (1998). Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophysical Journal Internationl*, *133*, 390–406.

Artemieva, I. M. ve Mooney, W. D. (2001). Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: a global study. J. Geophys. Res. 106, 16387–16414.

Barka, A. ve Reilinber, R. (1997). Active Tectonics of the Eastern Mediterranean Region: Deduced from GPS, Neo-tectonic and Seismicity Data*. Anal di Geofisika, XI,* 3.

Ben- Avraham, Z., Brink, U., ve Charrach, J. (1990). Transverse faults at the northern end of the southern basin of the Dead Sea graben. *Tectonophysics, 180* ,37-47.

Biju-Duval, B., Dercourt, J. ve Le Pichon, X. (1977). From the Tethys ocean to the Mediterranean Seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpide system. In: Biju-Duval, B., Montadert, L. (Eds.), *Symposium on the Geological History of the Mediterranean Basins, Paris, .* 43–164.

Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta,14*, 3-30.

Braitenberg, C., Wienecke, S. ve Wang Y. (2006). Basement structures from satellite-derived gravity field: South China Sea ridge. *Journal of Geophysical Research, 111*, doi 10.1029/2005JB003938.

Braitenberg, C. ve Zadro M. (1999)**.** Iterative 3D gravity inversion with integration of seismologic data. *Bollettino Di Geofisica Teorica Ed applicata, 40,* 469-476.

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

Çifçi, G., Çoruh, C., Çopur, S. ve Yazman, M. (2000). Preliminary Results from the Deep Seismic Reflection Data in the Aegean Region. *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region IESCA-2000,* İzmir, Turkey, Abstracts, (173).

Dewey, J. F. (1988), Extensional collopse of oroegens, *Tectonics, 7,* 1123-1139

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, 19,* 3 – 36.

Dolmaz, M .N., Hisarlı, Z.M., Ustaömer, T. ve Orbay, N.(2005). Curie point depths based on spectrum analysis of aeromagnetic data, West Anatolian extensional province, Turkey. Pure and Applied Geophysics 162, 571-590.

Dorman, L. M. ve Lewis, B. T. R. (1970). Experimental isostasy 1: theory of determiantion of the Earth's response to a concentrated load. *Journal of Geophysical Research 75,* 3357-3365.

Ergün, M., Oral, E.Z. ve Çifçi, G. (1995). Doğu Akdeniz'in yapısı ve levha tektoniğindeki yeri, *Jeofizik 9, 10,* 71-78.

Ergün, M., Okay, S., Sarı, C., Oral, E. Z. ,Ash, M., Hall, J. Ve Miller H. (2005). Gravity anomalies of the Cyprus Arc and their tectonic implications. *Marine Geology, 221,* 349-358.

Ershov, A.V. ve Stephenson, R.A. 2006. Implications of a visco-elastic model of the lithosphere for calculating yield strength envelopes. *Journal of Geodynamics, 42*, 12-27.

Ezen, Ü. (1993). Kuzey ve Doğu Anadolu'da zone dalgalarının dispersyonu ve yerkabuğu yapısı. *Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, 43*, 42-62.

Forsyth, D.W. (1980). Comparison of mechanical models of the oceanic lithosphere. *Journal of Geophysical Research, 85,* 6364-6368.

Gönenç, T., Akgün, M. ve Ergün, M. (2006).Girit Yayının sismolojik ve bouguer gravite anomalisi verilerine göre yorumlanması. *Yerbilimleri, 48-49*, 51-68.

Gunn, R. (1943). A quantitative study of isobaric equilibrium and gravity anomalies in the Hawaiian islands. *Journal of Franklin Institue*, *236*, 139-154.

Hancock, P.L. ve Barka, A.A. (1981). Opposed shear senses inferred from neotectonic mesofractures systems in the North Anatolian fault zone. *J. Struct. Geol. 3*, 383– 392.

Hartley, R., Watts, A.B.ve Fairhead, J.D. (1996). Isostasy of Africa. *Earth and Planetary Science Letters,137*, 1-18.

Hetenyi, M. (1979). Beams on elastic foundations. Ann Arbor, MI: University of Michigan Press.

Jackson J.A. ve McKenzie D. P. (1988). Rates of active deformation in the Aegean Sea and surrounding regions. *Basin Research*, *1*, 121–128.

Kahle, H.G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K., Veis, G., Kastens, K. ve Cross, P. (1998). The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements. *Tectonophysics, 294* 237–252.

Kempler, D. (1994). Tectonic patterns in the easternmost Mediterranean Sea. *Boll. Geofis. ;Teor. Ed Appl., 15(60)*, 263-341.

Kempler, D. ve Garfunkel, Z. (1987). The tectonic evolution of the Cyprean arc, *Annales Tectonica, 1*, 58-71.

Knapmeyer, M. (1999). Geometry of the Aegean Benioff zones. *Ann. Geofis. 42*, 27–38.

Krasheninnikov, V.A. ve Hall, J.K (1994). Geological structure of the North-Eastern Mediterranean: Israel, Historical Productions-Hall Ltd., 75-99.

Le Pichon, X. , Angelier, J. (1979). The hellenic arc and trench system: A key neotectonic evoluation of the eatern Mediterranean area, *Tectonophysics, 60,* 1-42.

Le Pichon X., Chamot-Rooke C., Lallemant S., Noomen R. & Veis G. (1995). Geodetic determination of the kinematics of Central Greece with respect to Europe: implications for Eastern Mediterranean tectonics. *Journal of Geophysical Researc, 100***,** 12675–12690.

Lowry, A. R. ve Smith, R. B. (1995). Strength and rheology of the western U.S. Cordillera. *Journal of Geophysical Research, 100,* 17947-17964

Lyon-Caen, H. ve Molnar, P. (1983). Constraints on the structure of the Himalayan from an analysis of gravity anomalies and a flexural model of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research, 88,* 8171-8191.

Luis, J.F. ve Neves, M.C. (2006). The isostatic compensation of the Azores Plateou: a 3D admittance and coherence analysis. *Journal Volcanology and Geothermal Research, 156*, 10-22.

Maggi, A., Jackson, J.A., McKenzie, D. ve Priestley, K. (2000). Earthquake focal depths, effective elastic thickness and the strength of the continental lithosphere. *Geology, 28*, 495-498.

Makris J. ve Stobbe, C. (1984). Physical properties and state of the crust and upper mantle of the Eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data. *Marine Geology*,*55,*347-363.

Mc Kenzie, D. P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophy. J.R. Astr. Soc., 30*, 109-185.

Mc Kenzie, D. P. (1978). Active tectonics of the Alpin-Himalayan belt; the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophy. J.R. Astr. Soc., 55*, 217-254.

McKenzie, D.P. ve Bowin, C.O. (1976). The relationship between bathymetry and gravity in the Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research,81*, 1903-1915.

McKenzie, D. ve Fairhead, D. (1997). Estimates of the effective elastic thickness of the continental lithosphere from Bouguer and free air gravity anomalies. *Journal of Geophysical Research,102*, 27523-27552.

McNutt, M. (1980). Implications of regional gravity for state of stress in the Earth's crust and upper mantle. *Journal of Geophysical Research, 85,* 6377-6396.

Meisner, R., Wever, T. H. Ve Flüh, E. R. (1987). The Moho in Europe: implications for crustal development. *Annales Geophyscae, 513*, 357-364.

Meulenkamp, J. E. , Wortel, W. J. R. , Van Wamel, W. A. , Spakman, W. , Hoogerduyn Strating, E. (1988). On the hellenic subduction zone and geodinamic evolution of crete since the late middle miocene, *Tectonophyisics, 146,* 203-215.

Mindavelli, O. Y. Ve Mitchell, B. C.(1989). Crustal structure and possible anisotrophy in Turkey from seismic wave dispersion. *Geophysical Journal International, 98,* 93-106.

MTA (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü) (1979). Batı Anadolu'nun Bouguer Gravite Haritası. (Yayınlanmamış).

Nadai, A. (1963). Theory of flow and fracture of solids. New York: McGraw-Hill.

Nagy, D. (1966). The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics,* 30, 362-371.

Oral M.B., Reilinger R.E., Toksöz M.N., Kong R.W., Barka A.A., Kınık I. ve Lenk O. (1995). Global positioning system offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean. *EOS Transac., 76.*

Okat, S. (2007). Büyük menderes grabeni tortul kalınlığının jeofizik yöntemlerle araştırılması. Yüksek Lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.

Okay, A. I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Metzger, R. ve Akyüz, H. S. (1996). Paleo- and Neo-Tethyan events in NW Turkey: Geological and geochronological constraints. In (An, Y., and Harison, M., eds.) Tectonics of Asia (Cambridge, UK, Cambridge Univ. Pres) s. 420-441.

Okay, S. (2001). Kıbrıs Yayı ve çevresinin yapısal ve tektonik özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.

Parker, R. L. (1972). The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysics Journal Research Astr. Soc., , 31*, 447-550.

Pamukçu O. (2004). Doğu Anadolu Bölgesi'nin jeodinamik yapısının jeofizik verilerle irdelenmesi. Doktora Tezi, İzmir: Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

Pamukçu, O. ve Yurdakul, A. 2006. Isostasy, lithospheric flexure and effective elastic thickness. *Active Tectonics Research Group 10 (ATAG 10),* İzmir, Turkey, Abstracts, s. 111.

Papazachos, B.C. ve Comninakis, P.E. (1971). Geophysical and tectonic features of the Hellenic arc. *J. Geophys. Res. 76*, 8517– 8533.

Papazachos, B.C. (1973). Distribution of seismic foci in the Mediterranean and surrounding area and its tectonic implications. *Geophys. J.R. Astron. Soc. 33*, 421– 430.

Papazachos, B.C., Karakostas, V.G., Papazachos, C.B. ve Scordilis, E.M. (2000). The Geometry of the Wadati-Benioff Zone and lithospheric kinematics in the Hellenic Arc. *Tectonophysics, 319*, 275-300.

Pratt, J.H. (1855). On the attraction of the Himalaya mountains and of the elevated regions beyond. *Phil. Trans. Royal Soc*., 145, 53-100.

Rajesh, R.S. ve Mishra, D.C. 2003. Admittance analysis and modelling of satellite gravity over Himalayas-Tibet and its seismogenic correlation. *Current Science, 84*, 224-230.

Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King W. Ve Toksöz, M. N. (1997). Global Positioning, System measurements of present-day crustal movements in the Arabian–Africa-Eurasia plate collision zone.*Journal of Geophysical Reearch*, *102,* 9983–9999.

Seyitoglu, G., Scott, B. C. (1992), The age of the büyük Menderes graben (West Turkey) and its tectonic implications, *Geological Magazine, 129,* 239-242.

Seyitoglu, G., Scott, B. C. (1996), The age of the Alasehir graben (West Turkey) and its tectonic implications, *Geological Journal, 31*, 1-11.

Şalk, M., Pamukçu, O. ve Kaftan, İ. (2005). Determination of the curie point depth and heat flow from magsat data of Western Anatolia. *Journal of the Balkan Geophysical Society,8,* 149-160.

Salamon, A., Hofstetter, A., Garfunkel, Z. ve Hagai, R. (2003). Seismotectonics of the Sinai subplate–eastern Mediterranean region. *Geophys. J. Int. 155*, 149–173.

Şengör, A. M. C. (1979). The North Anatolian transform fault : Its age, ofset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society, London, 13*, 268-282.

Şengör, A. M. C. (1980). Mesozoic-Senozoic tectonic evoluation of Anatolia and surrounding regions. *Bureau de Recherces Geologique et Minieres Bulletien, France*, 115-117.

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

Şengör, A. M. C. (1987). Cross-faults and differential streching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting:Examples from Western Turkey, In: Coward, M.P. , Dewey, J. F. , & Hancock, P. L. , (eds) Continental Extensional Tectonics, *Geological Society, London, Special Publications, 28*, 575-589.

Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y. ve Subgurlu, O. (1985). Tectonics of the Mediterranean cimmerides: Nature and evoluation of the western termination of paleo-tethys, In: Robertson, A. H. F. & Dixon, J. E. , (eds) The Geological evoluation of the Eastern Mediterranean*, Geological Society, London, Special Publications, 17*, 77-112.

Taymaz, T., Jackson, J. ve McKenzie, D. P. (1991). Active tectonics of the North and Central Aegean Sea. *Geophysical Journal International, 106,* 433–490.

Tezcan, A.K. ve Turgay, I. (1989). Heat Flow map of Turkey. MTA General Directorate, Department of Geophysics, Ankara. (Yayınlanmamış).

Timoshenko, S. (1958a). Strength of materials. Part I. Elementary theory and problems. New York: D. Van Nostrand Co.

Timoshenko, S. (1958b). Strength of materials. Part II. Advanced theory and problems. New York: D. Van Nostrand Co.

Vening Meinesz, F.A. (1932). Comments on isostasy, in Bowie, W., ed., Comments on isostasy: Washington, DC, National Research Council, s.27.

Walcott, R.I. (1970). Flexural rigidity, thickness, and viscosity of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research, 75*, 3941-3953.

Watts, A. B. (1978). An analysis of isostasy in the World's oceans: 1. Hawaiian Emperor Seamont Chain. *Journal of Geophysical Research, 83,* 5989-6004.

Watts, A.B. (2001). Isostasy and flexure of the lithosphere, England: Cambridge University Pres. s. 87-283.

Watts, A.B. ve Burov, E.B. (2003). Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness. *Earth and Planetary Science Letters, 213,* 113-131.

Wienecke, S. (2006). A new analytical solution for the the calculation of flexural rigidity: significance and applications. Doktora Tezi, Free University, Berlin-Germany.

Yurdakul, A., Pamukçu, O.A. ve Akçığ, Z. (2005). Investigation of The Isostatic Structure of Western Anatolia with Effective Elastic Thickness. *International Earth Sciences Colloquium on The Aegean Region (IESCA),* İzmir, Turkey, Abstracts s. 269.

Yurdakul, A. (2005). İzostazi kuramları ve efektif elastik kalınlık hesabı. Bitirme Tezi, İzmir: Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü.

Zhu, L., Mitchell, B. J., Akyol, N., Cemen, I. ve Kekovalı, K. (2006). Crustal thickness variations in the Agean Region and its implications for the extension of continental crust. *Journal of Geophysical Research, 111*, doi 10.1029/2005JB003770.

Zitter, T.A.C., Woodside, J.M. ve Mascle, J. (2003). The Anaximander Mountains: a clue to the tectonics of southwest Anatolia. *Geol. J. 38*, 375– 394.