

**BÜYÜK MENDERES GRABENİ TORTUL
KALINLIĞININ JEOFİZİK YÖNTEMLERLE
ARAŞTIRILMASI**

**Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Yüksek Lisans Tezi
Jeofizik Mühendisliği Bölümü**

Senem OKAT

**Şubat, 2007
İZMİR**

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

Senem OKAT, tarafından **Prof. Dr. Zafer Akçığ** yönetiminde hazırlanan “**BÜYÜK MENDERES GRABENİ TORTUL KALINLIĞININ JEOFİZİK YÖNTEMLERLE ARAŞTIRILMASI**” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Zafer Akçığ

Danışman

Prof. Dr. Rahmi PINAR

Jüri Üyesi

Doç. Dr. Hasan SÖZBİLİR

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Cahit HELVACI

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu çalıőmayı yöneten, beni destekleyen ,yönlendiren ve bilgilendiren sayın hocam Prof. Dr. Zafer AKÇIĞ'a sonsuz teşekkür ederim.

Çalıőmamın her aőamasında desteklerini benden esirgemeyerek yanımda olan ve deneyimleriyle bana çok yardımcı olan sayın hocalarım Dr. Oya ANKAYA PAMUKÇU 'ya ve Dr. őenol ZYALIN'a çok teşekkür ederim.

Bilgilerini büyük bir sabırla benimle paylaőan ve tezimin belirli aőamalarında bana yardımcı olan sayın Dr. Cem KINCAL'a çok teşekkür ederim.

Her zaman yanımda olarak beni destekleyen aileme sonsuz teşekkür ederim.

Senem OKAT

BÜYÜK MENDERES GRABENİ TORTUL KALINLIĞININ JEOFİZİK YÖNTEMLERLE ARAŞTIRILMASI

ÖZ

Menderes Masifi Türkiye'nin batısında bulunan, KD-GB uzanımlı kabuksal ölçekli metamorfik çekirdek kompleksidir. Masif, Türkiye'nin batısındaki Türk Alp orojenik kuşağının en önemli jeolojik varlığını oluşturmaktadır ve Alt Miyosen'den bu yana Kuzey-Güney uzanımlı genişleme tektoniği etkisi altındadır.

Batı Anadolu'da genellikle negatif rejyonal Bouguer gravite anomalileri gözlenmektedir. Bu da kıtasal gerilme alanındaki rejyonal negatif gravite anomalilerinin düşük yoğunluk zonu ve ince okyanusal kabuğun ortak etkisi sonucu olarak ortaya çıktığını göstermektedir (Darracott, 1972 ve Condie, 1976). Büyük Menderes Grabeni genellikle D-B uzanımlıdır. Bu nedenle büyük bir alan negatif Bouguer gravite anomalisi göstermektedir. Menderes Masifi'nin batısındaki pozitif Bouguer gravite anomalisi, ada yayının çukur kısmı olarak tanınan pozitif anomali kuşağının devamı olarak yorumlanır (Rabinowitz ve Ryan, 1970, Özelçi, 1973).

Yapılan bu çalışmada Bouguer gravite verilerinden yararlanarak Büyük Menderes Grabeni'nin yapısal özellikleri incelenmiştir. Taban topografyası yöntemi kullanılarak B.Menderes Grabeni'nin en büyük tortul kalınlıkları hesaplanmıştır. Uygulanan güç spektrumu yöntemiyle yine grabene ait ortalama tortul kalınlığı saptanmıştır.

Grabenin sınırlarını ve uzanımlarını belirlemek amacıyla Büyük Menderes Grabeni gravite verilerine sınır analizi yöntemi uygulanmış ve önceden yapılmış çalışmalardan alınan fay haritası (Sözbilir, 2005) ile elde edilen sınır analizi sonuçları karşılaştırılmıştır.

Anahtar sözcükler:Batı Anadolu, Büyük Menderes, Gravite

INVESTIGATION OF THE SEDIMENT THICKNESS OF BÜYÜK MENDERES GRABEN BY GEOPHYSICAL METHODS

ABSTRACT

The Menderes Massif is a NE-SW trending crustal scale core complex which is located in Western Turkey. Massif forms the most important geological structure of Turkish-Alp orogenic zone and under the effect of North-South trending extensional tectonic since the Early-Miocene.

Generally negative regional gravity anomalies are present in Western Anatolia. It is pointed out that regional negative gravity anomalies in continental stress field are created as a result of the common effect of a zone of low density and of thin oceanic crust. Büyük Menderes Graben has generally E-W trends (Darracott, 1972 and Condie, 1976). Thus, large areas show negative Bouguer gravity anomaly observed at the west of Menderes massif is interpreted as a continuation of positive anomaly belt identified as a concave side of island arc (Rabinowitz and Ryan, 1970, Özelçi, 1973).

In this study the structural properties of the Büyük Menderes Graben is studied by using the Bouguer gravity anomalies. The maximum sedimentary thicknesses are calculated by using the boundary analysis method. By using the power spectrum method average sedimentary thicknesses are determined.

To determine the boundaries and the trend of graben, the boundary analysis method applied to the Büyük Menderes Graben Gravity data and the boundary analysis method results and fault map which taken from preceding studies (Sözbilir, 2005) are compared.

Keywords: Western Anatolia, Büyük Menderes, Gravity

İÇİNDEKİLER

	sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMUii	
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT.....	v
BÖLÜM BİR- GİRİŞ.....	1
BÖLÜM İKİ - BÖLGENİN TEKTONİĞİ	3
BÖLÜM ÜÇ - UYGULANAN YÖNTEMLER.....	8
3.1 Sınır Analizi.....	8
3.1.1 Yatay Gradyan Genliğinin Elde Edilmesi.....	8
3.1.2 Maksimum Yatay Gradyan Genliğinin Elde Edilmesi.....	9
3.2 Güç Spektrumu	12
3.3 Taban Topoğrafyası.....	15
BÖLÜM DÖRT – UYGULAMA	20
4.1 Sınır Analizi Uygulaması	20
4.2 Taban Topoğrafyası Farklı Yoğunluklu Uygulamalar	22
4.3 Güç Spektrumu Uygulaması.....	30
BÖLÜM BEŞ-TARTIŞMA	32
BÖLÜM ALTI-SONUÇLAR.....	34
KAYNAKLAR	35

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Batı Anadolu sismik yönden dünyadaki en aktif bölgelerden biridir. Bu nedenle bir çok çalışmaya konu olarak incelenmiştir. Özellikle bölgede bulunan Büyük Menderes ve Gediz Graben'leri bölgenin tektonik özelliklerini belirgin bir şekilde taşıdığından araştırmacıların ilgisini çekmiştir.

Çalışma alanımız olan Büyük Menderes Grabeni Batı Anadolu'nun belirgin jeolojik yapılarından. Doğu-Batı uzanımlı olan graben, yaklaşık 150 km genişliğindedir. Grabenin yapısı bize Batı Anadolu'daki Kuzey-Güney yönlü açılma ile ilgili sonuçlar verir.

Batı Anadolu grabenlerinin oluşumunun başlangıç zamanı Yılmaz ve diğ. (2000) tarafından araştırılmıştır. Gediz ve Büyük Menderes Graben'lerinin yapısal oluşumu ile ilgili olarak ise Cohen vd. (1995)'nin çalışması örnek olarak gösterilebilir. Yine aynı bölgede Emre ve Sözbilir (1990) metamorfik kabuk kompleksi ve sıyrılmaya (detachment) türü faylanmalarla ilgili araştırma gerçekleştirmişlerdir. Gediz ve Büyük Menderes Graben'lerinin Geç Kuvaterner oluşumu da Hakyemez, Erkal ve Göktaş tarafından incelenmiştir (1999).

Daha önce yapılan çalışmalarda Sarı ve Şalk (1995-2002) Büyük Menderes Grabeni'ni dolduran tortulların kalınlığını 2-2.5 km olarak saptamışlardır. Yer elektrik çalışmalarının sonuçlarına göre de tortul kalınlığı için en büyük değer 2 km olarak belirlenmiştir (Turgay ve diğ , 1980). Sevinç ve Ateş (1996) ise tortul kalınlığının 4.5 km civarında olduğuna işaret etmişlerdir. Akçığ (1983) ise graben için ortalama derinliği 3.8 km olarak vermiştir. Son olarak da Sarı (2003) iki boyutlu çokgen bir model yardımıyla sönümlü en küçük kareler yöntemine tekil değer ayırıştırma tekniğini uygulayarak tortul kalınlığını yaklaşık 1.5 km olarak saptamıştır.

M.T.A. tarafından 1979 yılında yapılan gravite ölçümleri, çalışmamızın temel veri kaynağını oluşturmaktadır. Bu veriler doğrultusunda Büyük Menderes Grabeni'nin

taban topografyasındaki değişim iki farklı yöntemle incelenmiştir. İlk olarak taban topografyası yöntemi ile bir profil boyunca 1 km aralıklarla örneklenmiş Bouguer Gravite anomalilerinin her bir anomali noktası altındaki yapı yüzeyi düşey yönde sonsuza uzanan, yan yana dizilmiş prizmalarla tanımlanarak üst yüzeylerine olan derinlikleri saptanmıştır. Daha sonra kayan pencere güç spektrumu yöntemi ile yine bir profil boyunca 1 km aralıklarla örneklenmiş Bouguer Gravite anomalileri üzerinde bir pencere seçilerek güç spektrumu, verinin pencere içinde kalan bölümünden yararlanarak elde edilmiştir. Son olarak bu iki yöntemden elde edilen tortul kalınlıkları karşılaştırılmıştır.

Yaptığımız çalışmada ayrıca Büyük Menderes Grabeni 'nin yapı sınırlarını saptamak amacıyla sınır analizi yöntemi uygulanmıştır. Bu yöntemde de en büyük yatay gradyan değeri belirlenerek yapı sınırları tespit edilmiştir. Elde edilen sınırlar Sözbilir (2005) in hazırladığı fay haritası ile karşılaştırılmış ve benzer sonuçlar elde edildiği gözlenmiştir.

BÖLÜM İKİ

BÖLGENİN TEKTONİĞİ

Batı Anadolu, dünyada kıtasal genişlemenin en aktif olduğu bölgelerden biridir. Kıtasal ölçekte yüksek sismik aktiviteye sahiptir. Genişleme sisteminin evrimi konusunda farklı görüşler ortaya atılmıştır. Mevcut genişlemenin yaşı ve kaynağı konusundaki görüşler beş model altında toplanabilir:

- 1) Tektonik kaçış (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1979; Şengör, 1980; Şengör, 1987; Şengör v.d., 1985)
- 2) Yay ardı genişleme (LePichon ve Angelier, 1979; Meulenkamp vd., 1988)
- 3) Orojenik Çökme (Dewey, 1988; Seyitoğlu ve Scott, 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1996)
- 4) Mc Kenzie Modeli (1972 ve 1978)
- 5) Alptekin Modeli(1973)

Tektonik kaçış görüşüne göre, Anadolu Levhası Geç Serravalian 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.

Yay ardı genişleme modelinde, Hellenik Trenc sisteminin G-GB yönlü göçü, yay ardı genişleme ve horst-graben sisteminin oluşumuna neden olmuştur. Orojenik çökme modeli ise kabuğun incilmesi ve genişlemesi ile ilişkilidir.

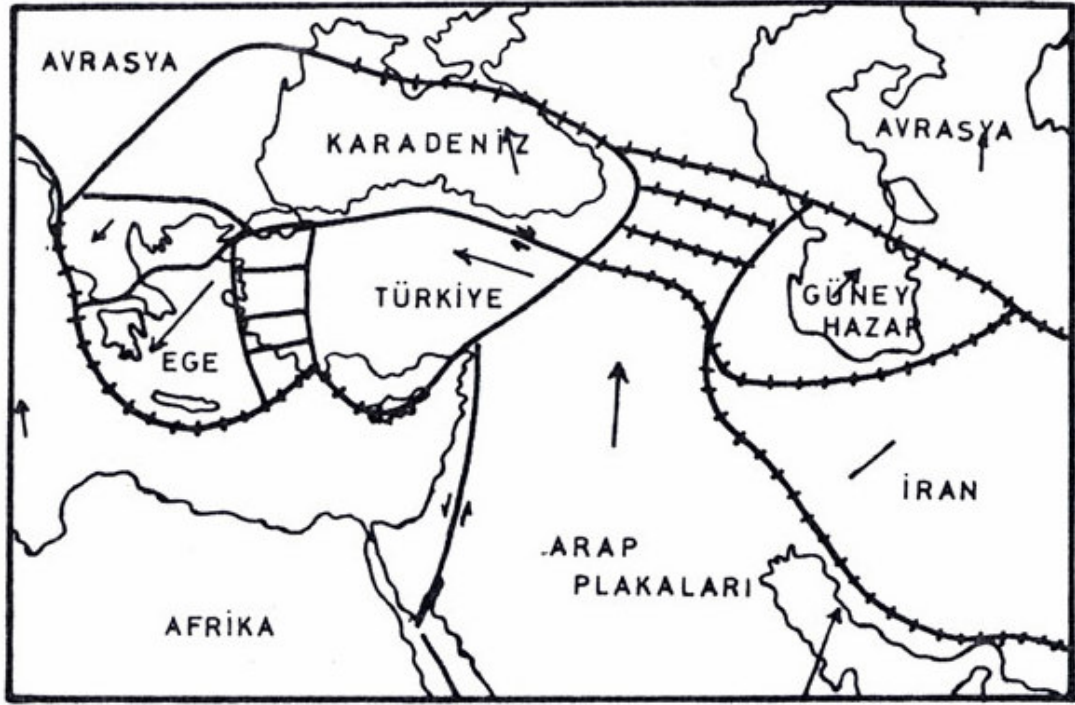
Mc Kenzie modelinde (Şekil 2.1), Batı Anadolu için plaka modeli iki aşamada verilmiştir. Birinci aşamada; Afrika'ya göre Avrasya 'ya doğru daha hızlı hareket

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 etmesini sağlar.

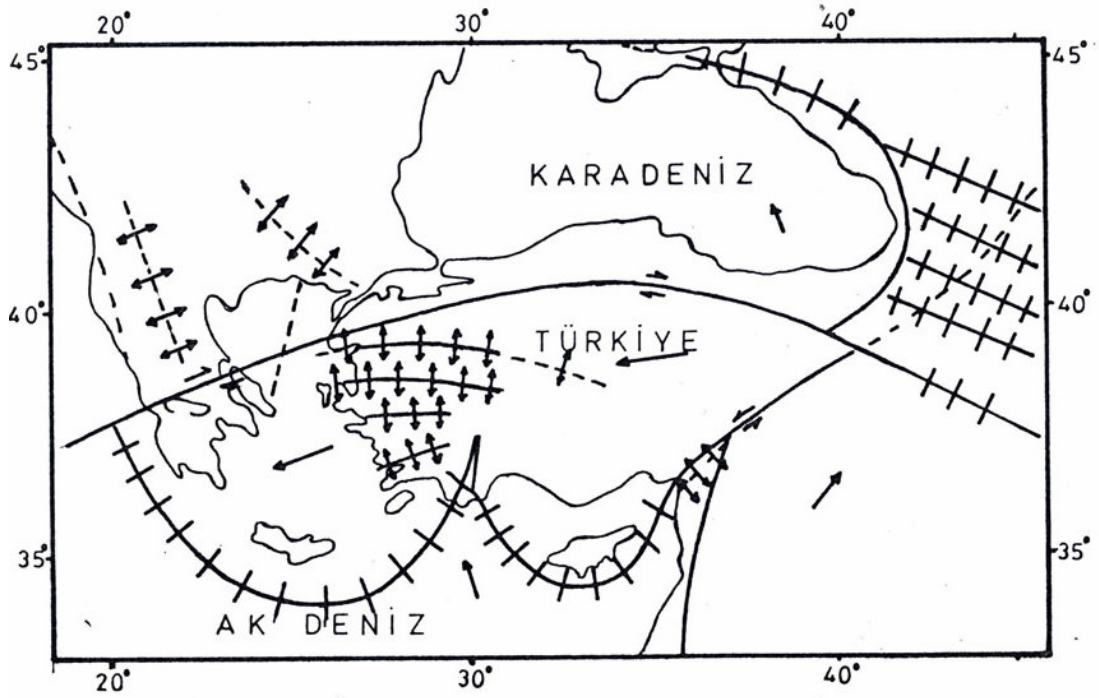
Bu hareket sonucu, Ege Plakası, güneyde Akdeniz litosferine bindirerek onun yutulmasına neden olur. Ege Plakası'nın güneybatıya doğru bu hareketi ise, Batı Anadolu'daki D-B yönlü çöküntü alanları boyunca oluşan, çok sayıdaki normal faylanmalarla sağlanmaktadır.

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

Alptekin modelinde (Şekil 2.2), Mc Kenzie (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.



Şekil 2.1 Mc Kenzie 'nin Batı Anadolu için plaka modeli (1972)



Şekil 2.2 Alptekin 'in Batı Anadolu için plaka modeli (1973)

Batı Anadolu'da yerkabuğunda genel olarak önce bir sıkışma, sonra bir gerilme meydana gelmiştir. Üst Miyosen'de egemen olan gerilme rejimi ile ilgili olarak meydana gelen Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz Graben'leri ile bunların kuzeyindeki kesişme grabenleri (Cross Grabens) Menderes Masifi'nin kalıtsal olarak D-B ve KD-GB genel gidişini izlemektedir (Şengör vd., 1985; Price, 1989). Bu genişleme ile oluşan grabenler arasında ise sıkışmalar görülmektedir. Gediz ve Büyük Menderes Grabeni Batı Anadolu'daki en önemli tektonik yapılardır. Miyosen ve Miyosen sonrası Batı Anadolu'da egemen olan hızlı gerilmelerin sonucunda büyük aktif faylar oluşmuştur.

Batı Anadolu, Yunanistan, Yugoslavya, Bulgaristan ve Arnavutluk'u içeren sınıflanmış genişleme deformasyon zonunun parçasıdır. Bu zon kıtalar arasında en hızlı genişleyen alanlardan biridir. Bunun sonucunda da yüksek sismik aktiviteli ve aktif normal faylardan oluşan bir yapıdadır. Ege Bölgesi'ndeki genişlemenin Hellenik Yayı'nın gelişimine bağlı olarak Orta Miyosende bir zamanda başladığı düşünülmektedir (Mercier ve diğ. 1979,1987,1989). Bununla birlikte sismik kanıtlar ve paleomanyetik verileri genişlemenin çoğunun son 5 milyon yılda ortaya çıktığını işaret etmektedir (Kissel ve Laj, 1988). Batı Anadolu'nun jeomorfolojisi yaklaşık olarak D-B uzanımlı graben serilerinin etkisi altındadır. Bazı durumlarda, başka yerde duran blok denizin altındayken, şimdi tümüyle denizden karaya doğru uzanmaktadır. Gediz ve Büyük Menderes Graben'leri, Kerme Körfezi'nin şu an deniz altında olmasıyla, Batı Anadolu'daki iki büyük kara grabenini oluşturmaktadır.

Gediz vadisi Batı Anadolu'daki D-B uzanımlı belirgin grabenlerin birinden oluşmaktadır. Yaklaşık 150 km uzunlukta ve normal fay sistemiyle bağlantılıdır (Eyidoğan ve Jakson , 1985). İki fay arasında büyük bir tortul örtüsü vardır. Gediz Grabeni genel olarak doğuya doğru daralmaktadır ve vadi tabanı yavaş yavaş yükselmektedir. En büyük sıkıştırmanın batıya doğru olduğunu ve bu nedenle grabenin doğu tarafının batıya oranla çok az geliştiğini belirten bu özellikler Batı Anadolu'nun tüm yapısında sürekliedir. Sedimentlerin karasal olmasından dolayı graben boyunca farklı bölümlerle ilişki kurmak çok zordur.

Büyük Menderes Nehri vadisi de, Gediz gibi Batı Anadolu'nun D-B uzanımlı belirgin grabenlerinden biridir. Yaklaşık olarak 150 km uzunluğunda ve 10-20 km genişliğindeki graben, belirli bir kısmı önceden oluşan depremlerde kırılmış normal fay sistemiyle bağlantılıdır. Grabenin diğer bir yanında ise iki grup fay vardır. Gediz Grabeni'nde gözlenen özelliklerin çoğu Büyük Menderes Grabeni'nde de mevcuttur. Bu iki graben bazı farklılıklar da göstermektedir. Büyük Menderes Grabeni'nin bağlı olduğu ana fay vadinin kuzeyindeyken, Gediz Grabeni'nde güneydedir. Ayrıca Büyük Menderes'in ana vadide bulunan belirgin ikincil bir grabeni vardır .

BÖLÜM ÜÇ

UYGULANAN YÖNTEMLER

3.1 Sınır Analizi

Yöntem, kayaçların kütle yoğunluklarında veya manyetizasyonlarındaki ani değişimlerin yerlerinin belirlenmesinde ve bu kaynak yapıların sınırlarının saptanmasında ilk defa Cordel & Grauch (1982,1985) tarafından kullanılmıştır. Daha sonra Blakely & Simpson (1986) yöntemi geliştirerek yatay gradyan genliklerinin konturlanmış harita düzlemi üzerinde maksimum noktalarının saptanması için otomatik hale getirmiştir.

Yöntem iki adımda uygulanmaktadır:

1. Yatay gradyan genliğinin hesaplanması
2. En büyük yatay gradyan genliğinin hesaplanması

3.1.1 Yatay Gradyan Genliğinin Elde Edilmesi

Yatay gradyan genliği :

$$h(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial g_z(x, y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g_z(x, y)}{\partial y}\right)^2} = \sqrt{g_{zx}^2 + g_{zy}^2} \quad 3.1$$

Burada g_{zx} g_{zy} terimleri yapay gravite alanının x ve y yönlerindeki türevleridir ve sonlu farklar yaklaşımı kullanılarak elde edilmiştir.

Yatay gradyan yöntemi, gravite kontağın yerinin ve derinliğinin hesaplanmasında en basit yaklaşımdır.

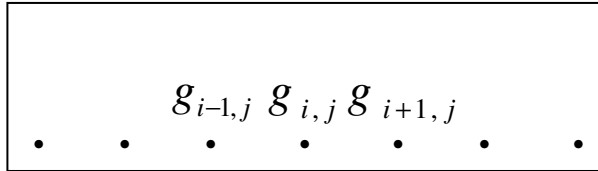
Yatay gradyan genlikleri kaynağın sınırlarında her zaman bir maksimum nokta yer alabilmesi için aşağıdaki dört varsayımı sağlamalıdır.

- a) Bölgesel gravite alanı düşey olmalı.
- b) Kaynak gravitasyon yönü düşey olmalı.
- c) Kontak izole edilmiş olmalı.
- d) Kaynak kalın olmalı.

Bu dört varsayımdan birincisi sağlanmıyorsa elde edilen pik değerleri yapı sınırından farklı yerlere kayacaktır. Son varsayım sağlanmıyorsa daha düşük pik değerler yapı sınırlarına paralel görünebilir. (Roest & Pilkington, 1993; Phillips, 2001)

3.1.2 Maksimum Yatay Gradyan Genliğinin Elde Edilmesi

Hat üzerinde maksimum noktaların bulunması için en az üç noktanın bulunması gerekmektedir.(Şekil 3.1)



Şekil 3.1 Bir hat üzerindeki noktaların konumu

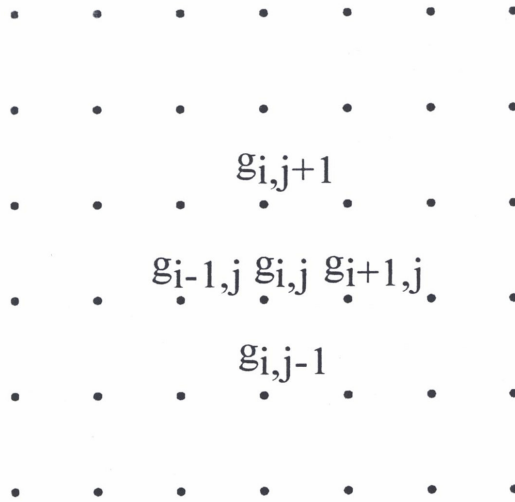
Bir profil üzerinde i 'nci noktadaki değer g_i olmak üzere, sırasıyla bir sonraki noktanın değerleri g_{i-1} g_{i+1} , ise bu noktanın maksimum olup olmadığının sınanması için;

$$g_{i-1} \langle g_i \rangle g_{i+1} \quad 3.2$$

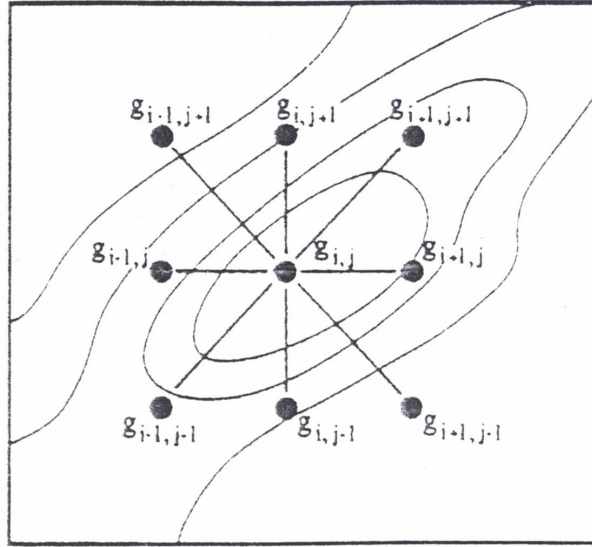
eşitsizliğini sağlaması gerekir.

Bu işlem için bir harita düzleminde en az beş noktanın bilinmesi gerekmektedir. i ve j 'nci noktadaki değeri $g_{i,j}$ olmak üzere, sırasıyla bir önceki ve bir sonraki noktanın satır değerleri g_{i-1} , g_{i+1} ile sütun değerleri g_{j-1} , g_{j+1} ise bu noktanın maksimum olup olmadığının sınanması için aşağıdaki eşitsizlikleri gerçeklemelidir.

$$\begin{aligned} g_{i-1,j} \langle g_{i,j} \rangle g_{i+1,j} \\ g_{i,j-1} \langle g_{i,j} \rangle g_{i,j+1} \end{aligned} \quad 3.3$$



Şekil 3.2 Harita düzlemindeki noktaların konumu



Şekil 3.3 Yatay gradyan haritası üzerinde maksimum noktasının bulunması için 8 komşu noktanın konumu (Blakely&Simpson ,1986)

Blakely & Simpson (1986) bu yoldan hareket ederek, eşit aralıklarla örneklenmiş harita düzleminde $g_{i,j}$ i ve j 'nci koordinattaki değeri göstermek üzere birbirine en yakın komşu 9 noktanın konumu Şekil.3.3 'de verilmiştir. Burada maksimum noktanın elde edilmesi için

$$\begin{aligned}
 g_{i-1,j} < g_{i,j} > g_{i+1,j} \\
 g_{i,j-1} < g_{i,j} > g_{i,j+1} \\
 g_{i-1,j-1} < g_{i,j} > g_{i+1,j+1} \\
 g_{i+1,j-1} < g_{i,j} > g_{i-1,j+1}
 \end{aligned} \tag{3.4}$$

koşulların sağlanması gerekir.

Bu koşulları sağlayan maksimum gradyan aşağıdaki bağıntı ile verilir.

$$g_{\max} = ax_{\max}^2 + bx_{\max} + g_{i,j} \tag{3.5}$$

Burada x_{\max} terimi ;

$$x_{\max} = \frac{-bd}{2a} \quad 3.6$$

şeklinde tanımlanır.

Benzer şekilde (3.6) bağıntısında yer alan değişkenler ise ;

$$a = \frac{1}{2}(g_{i-1,j} - 2g_{i,j} + g_{i+1,j}) \quad 3.7$$

ve

$$b = \frac{1}{2}(g_{i+1,j} - g_{i-1,j}) \quad 3.8$$

şeklinde tanımlanır. Burada d , grid bölümleri arasındaki uzaklık değeridir.

3.2 Güç Spektrumu

Bhattacharyya (1965 ve 1966) ve Spector ve Bhattacharyya (1966) tarafından, güç spektrumunun potansiyel verilere uygulanması ve bozucu kütlelerin oluşturduğu anomalilerin güç spektrumlarının elde edilmesi çalışmaları geliştirilmiştir. Daha sonra havadan manyetik haritalara güç spektrumu uygulanarak anomaliye neden olan kütlelerin ortalama derinliklerinin saptanması ise Spector ve Grant(1970) tarafından gerçekleştirilmiştir.

Bir $f(x)$ fonksiyonunun Fourier dönüşümü

$$F(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x).e^{-iwx} dx \quad 3.9$$

bağıntısından yararlanılarak elde edilebilir. $F(w)$ genel olarak kompleks bir büyüklüktür. P bu kompleks büyüklüğün gerçel kısmını ve iQ da sanal kısmını göstermek üzere,

$$F(w) = P(w) + iQ(w) \quad 3.10$$

şeklinde yazılabilir. (3.10) bağıntısından yararlanılarak genlik (amplitüd) spektrumu $A(w)$,

$$A(w) = |F(w)| = (P^2 + Q^2)^{1/2} \quad 3.11$$

şeklinde verilir. Güç spektrumu $S(w)$ ve faz spektrumu $\phi(w)$ ise aşağıdaki bağıntılarla tanımlanabilir.

$$S(w) = |F(w)|^2 = (P^2 + Q^2) \quad 3.12$$

$$\phi(w) = \arctan(Q/P) \quad 3.13$$

Uygulamada, (3.12) bağıntısı ile tanımlanan güç spektrumu, bant geçişli süzgeçler ve özilişki fonksiyonunun Fourier dönüşümünden yararlanarak da elde edilebilir.

Bir profil üzerinde ölçülmüş veya hesaplanmış gravite verilerine güç spektrumunun farklı bir uygulaması ise Cianciara ve Marcak (1976) tarafından yapılmıştır. Bu uygulamada diğerinden farklı olarak, güç spektrumunun elde edilmesinde verinin tümü aynı anda kullanılmamaktadır. Bunun yerine uygulama yapılan profil üzerinde bir pencere seçilerek güç spektrumu verinin pencere içinde

kalan bölümünden yararlanılarak elde edilmektedir. Seçilen bu pencere tüm profil üzerinde eşit aralıklarla kaydırılarak hesaplama işlemi profil sonuna kadar eşit aralıklarla yinelenmektedir.

Uygulamada güç spektrumundan yararlanarak ortalama derinliklerin elde edilmesi aşağıdaki bağıntıdan yararlanarak gerçekleştirilebilir:

$$\bar{h}_i = \frac{\ln S(w_{i+1}) - \ln S(w_i)}{2(w_{i+1} - w_i)} \quad 3.14$$

Burada:

$S(w)$ =Güç spektrumu,

w =açısal frekans,

\bar{h} =ortalama derinliktir.

Cianciara ve Marcak (1976) tarafından önerilen yöntem (3.14) bağıntısının her pencere için ayrı ayrı kullanılmasıyla kolaylıkla uygulanabilir. Ancak uygulamada daha doğru bir değerlendirmenin yapılabilmesi için dikkat edilmesi gereken koşullar:

- a) Δ veri örnekleme aralığı olmak üzere en küçük h değerinin $2h_{ek} w_c = 2.5$ (Cianciara, 1971) dan yararlanarak $h_{ek} = 0.4\Delta$ olması,
- b) Profil boyunun ise $10h$ olmasıdır.

3.3 Taban Topografyası

Bir profil boyunca eşit aralıklarla örneklenmiş Δg Bouguer gravite anomalilerinin her bir anomali noktası altındaki yapı yüzeyi (gravitede yoğunluk) düşey yönde sonsuza uzanan, yan yana dizilmiş prizmalarla tanımlanarak üst yüzeylerine olan derinlikler saptanabilir. Temel yaklaşım olarak, herhangi bir prizmanın oluşturduğu manyetik ya da gravite anomalisinin düşey gradyanının prizmanın derinliği veya prizmanın artım miktarı üzerinde sabit olduğu ve herhangi bir noktadaki anomaliye olan katkısının prizmanın artım miktarı veya kalınlığı ile anomalinin düşey gradyanının basit çarpımı olduğu varsayımı kullanılmıştır. Anomali profilinin araştırılan yeraltı taban topografyasını tümüyle kapladığı varsayılır. Ayrıca profilin $AX+B$ ile tanımlanan rejyonel trende sahip olduğu kabul edilir.

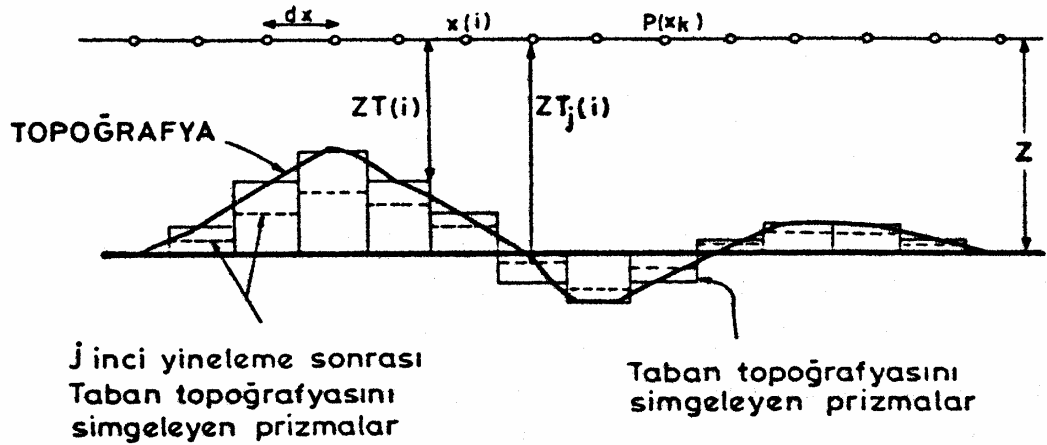
Prizmalarla tanımlanan yapının (Şekil.3.4) yoğunluk (σ) yüzeyinin herhangi bir $P(X_k)$ noktasındaki gravite anomalisini veren bağıntı ($\Delta f(k) = \Delta f(X_k)$),

$$\Delta f(k) = \sum_{i=2}^{N-1} [F(z)]_{ZT_j(i)}^Z + AX_k + B, \quad 3.15$$

olarak yazılabilir (Rao ve Murthy 1978, Murthy 1990). $F_k(z)$ işlevi, gravite de;

$$F_k(z) = 2G\sigma \left\{ Z \left[\tan^{-1} \left(\frac{X_k + \frac{dx}{2}}{Z} \right) - \tan^{-1} \left(\frac{X_k - \frac{dx}{2}}{Z} \right) \right] \right. \\ \left. + 0.5 \left[\left(X_k + \frac{dx}{2} \right) \ln \left(\left(X_k + \frac{dx}{2} \right)^2 + Z^2 \right) - \right. \right. \\ \left. \left. \left(X_k - \frac{dx}{2} \right) \ln \left(\left(X_k - \frac{dx}{2} \right)^2 + Z^2 \right) \right] \right\} \quad 3.16$$

olarak tanımlanır.



Şekil 3.4 Prizmalarla tanımlanan yeraltı taban topografyası (Murthy ve Rao, 1978).

Bu bağıntılarda G gravite sabiti, σ yoğunluk farkı, dx örnekleme aralığını simgeler. Z , yeraltı taban topografyasının profil boyunca ortalama derinliği, $ZT(i)$ ise i . örnekleme noktası altındaki derinliği göstermektedir.

Anomali profilinin araştırılan yeraltı taban topografyasını tümüyle varsayım nedeniyle, anomalinin ilk ve son noktaları altında yeraltı taban topografyasının derinliği biliniyorsa ortalama derinlik değerine (Z) eşit, aksi halde bu noktaların altındaki derinlik değeri sıfır olarak alınır. Ortalama derinliğin altında ($ZT(i) > Z$) düşey yönde sonsuza uzanan bir prizmanın, oluşturduğu gravite etkisine zıt işaretli bir gravite etkisi oluşturur.

$$[F_k(z)]_{ZT(i)}^Z = -[F_k(z)]_Z^{ZT(i)} \quad 3.17$$

Ortalama derinliğin altında ve üstünde uzanan prizmaların anomaliye olan katkıları (3.15) no'lu bağıntıda otomatik olarak birleştirilir. Yeraltı taban topografyasının derinliğinin araştırılması işlemi, başlangıç ve saptanan sonuçların yineleme ile iyileştirilmesi olmak üzere iki evreyi içermektedir. A_j ve B_j rejyonel anomalinin katsayıları ve j . yineleme sonunda yüzeye olan derinlikler $ZT_j(i)$, ($i=2,3,\dots,N-1$) ise, böyle bir modelin kuramsal anomalisi,

$$\Delta f_{\text{hes}}(k) = \sum_{i=2}^{N-1} \left[F_k(z) \right]_{ZT_j(i)}^Z + A_j X_k + B_j \quad 3.18$$

bağıntısı ile verilir.

Başlangıçta her bir prizmanın üst yüzeyinin derinliği ortalama derinliğe eşlenir ($ZT=Z$) ve anomalinin derinlikle değişimi oranı $\partial F_k(z)/\partial z$ ile prizmaların derinliklerinin ortalama derinlikten olan farkları ($Z-ZT_1(i)$) çarpımına eşit bir bileşenin anomaliye katkıda bulunacağı varsayılır.

$$\Delta f(k) = \sum \left[\frac{\partial F_k(z)}{\partial z} \right]_Z (Z - ZT_1(i)) + A_1 X_k + B_1 \quad 3.19$$

Anomalinin derinlikle değişim oranı 3.16 no'lu bağıntıdan gravite için;

$$\frac{\partial F_k(z)}{\partial z} = -2G\sigma \left[\tan^{-1} \left(\frac{X_k + \frac{dx}{2}}{Z} \right) - \tan^{-1} \left(\frac{X_k - \frac{dx}{2}}{Z} \right) \right] \quad 3.20$$

yazılabilir. 3.20 no'lu bağıntının ince bir levha modelinin gravite anomalisini veren bağıntıdan tek farkı sadece negatif işaret içermesidir.

Rejyonel anomalinin katsayıları A_1 , B_1 ve prizmaların yüzeye olan derinlikleri $ZT_1(i)$ ' nin başlangıç değerleri 3.19 no'lu bağıntı kullanılarak hesaplanır. j. yineleme sonunda $P(X_k)$ noktasındaki gözlenen ve hesaplanan anomali arasındaki fark $df(k)$, 3.15 ve 3.18 no'lu bağıntılar yardımıyla

$$df(k) = \sum_{i=2}^{N-1} \left[F_k(z) \right]_{ZT_j(i)}^{ZT(i)} + dA X_k + dB \quad 3.21$$

olarak yazılabilir. Bu bağıntıda dA ve dB rejyonel anomalinin katsayıları A_j ve B_j ' nin artımlarıdır. Eğer hesaplanan derinliklere verilen artımlar,

$$dZT(i)=ZT_j(i) \text{ küçük ise}$$

$$[F_k(z)]_{ZT_j(i)}^{ZT(i)} = \left[\frac{\partial F_k(z)}{\partial z} \right]_{ZT_j(i)} \cdot dZT(i) \quad 3.22$$

yazılabilir. Bundan dolayı, 3.22 no'lu bağıntı

$$df(k) = \sum_{i=2}^{N-1} \left[\frac{\partial F_k(z)}{\partial z} \right]_{ZT_j(i)} dZT(i) + dAX_k + dB \quad 3.23$$

olur. 3.23 no'lu bağıntıda X_k bilinen bir parametredir. $\partial F_k(z)/\partial z$ formül ise 3.20 no'lu bağıntıdan hesaplanır. Her anomali noktası için oluşturulan bağıntılar uygun bir optimizasyon yöntemi uygulanarak $\sum df(k)^2$ hata fonksiyonunun en küçük yapılması yoluyla dA , dB ve $dZT(i)$ değerleri için çözülür.

Marquardt (1963) en iyileştirme (optimizasyon) yöntemi kullanıldığında normal bağıntılar,

$$\sum_{k=1}^N \sum_{i=1}^N \frac{\partial \Delta f(k)}{\partial a_i} \cdot \frac{\partial \Delta f(k)}{\partial a_j} (1 + \delta \lambda) a_i = \sum_{k=1}^N df(k) \frac{\partial \Delta f(X_k)}{\partial a_j}, \quad (j = 1, 2, \dots, N) \quad 3.24$$

olarak yazılır. Bu bağıntıda δ 'nın değeri, $i=j$ olması koşulunda 1'e, aksi koşulda ise ($i \neq j$) 0'a eşittir.

$$\delta = \begin{cases} 1, & i = j \\ 0, & i \neq j \end{cases}$$

λ ; Marquardt sönüm faktörü,

$$a_i = ZT(i+1), \quad i = 1, 2, \dots, N - 2$$

$$a_{N-1} = A$$

$$a_N = B,$$

ilişkili parametreler olmak üzere, anomalinin bu parametrelere göre kısmi türevleri;

$$\frac{\partial dF(k)}{\partial a_i} = \left[\frac{\partial F_k(z)}{\partial z} \right]_{ZT(i+1)}, \quad i = 1, 2, \dots, N-2 \quad 3.25$$

$$\frac{\partial df(k)}{\partial a_{N-1}} = X_k \quad 3.26$$

$$\frac{\partial df(k)}{\partial a_N} = 1.0 \quad 3.27$$

olarak tanımlanmaktadır.

Başlangıç olarak, tüm örnekleme noktası altındaki prizmaların üst yüzeylerinin derinlikleri ortalama derinliğe eşitlenir ($ZT(i)=Z$, ($i=1,2,\dots,N$)). Rejyonel trend katsayıları $A=0$ ve $B=0$ olarak tanımlanarak yinelemeli optimizasyon işlemi kurulur. Böyle bir başlangıç modeli ile hesaplanan anomali değeri sıfırdır. Bu nedenle hatalar gözlenen anomaliye eklenir. Yineleme işlemi Marquardt sönüm faktörü çok büyük olduğunda, hata fonksiyonu kabul edilebilir bir değere düşürüldüğünde veya belirtilen yineleme sayısına ulaşıldığında tamamlanır.

Yineleme düzeni izleyen adımlardan oluşmaktadır.

1- $i=1$ 'den N 'e dek prizmaların üst düzey derinlikleri $ZT(i)$ 'nin tüm değerleri ortalama derinlik değeri Z 'ye, anomali hata miktarı $df(i)$, $\Delta f(i)$ 'ye eşitlenir ve rejyonel trendin olmadığı varsayılır.

2- 3.20 no'lu bağıntı kullanılarak $k=1$ 'den N 'e dek her bir değer için $i=2$ 'den $(N-1)$ 'e kadar $\partial F_k(Z)/\partial Z$ hesaplanır. 3.23 no'lu bağıntı ile de $i=2$ 'den $(N-1)$ 'e kadar $dZT(i)$ ile dA ve dB artım değerleri hesaplanır.

3- Artım miktarları ile ilgili parametre değerlerine eklenir.

4- 3.18 no'lu bağıntıdan $\Delta f_{hes}(k)$ ve daha sonra $k=1$ den N 'e kadar tüm değerler için $df(k)=\Delta f(k)-\Delta f_{hes}(k)$ hata miktarı hesaplanır.

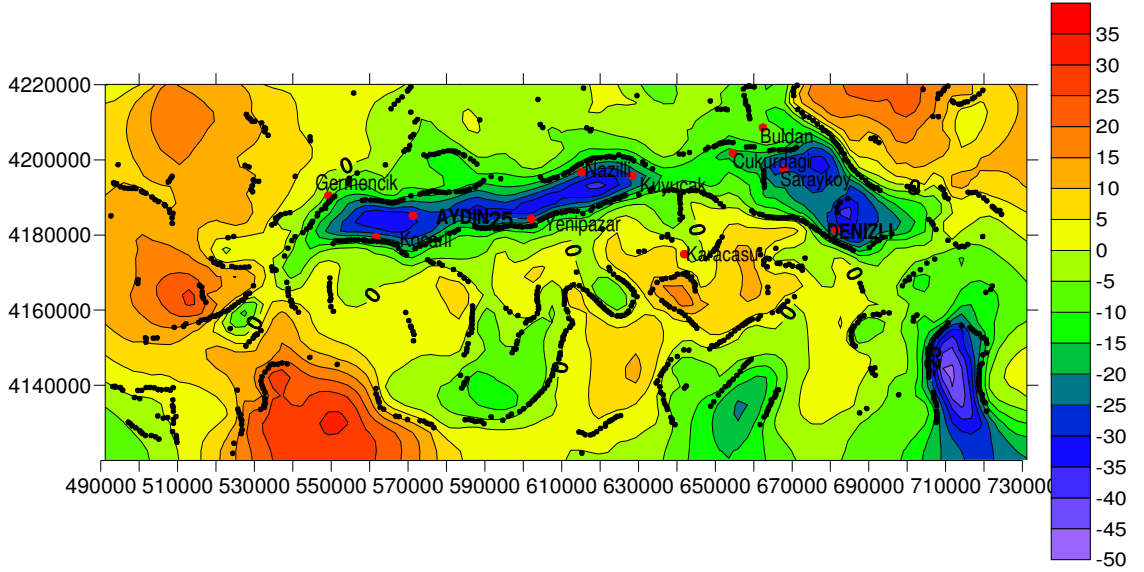
5- Yineleme sırasında 2., 3. ve 4. adımlar yinelenir.

BÖLÜM DÖRT

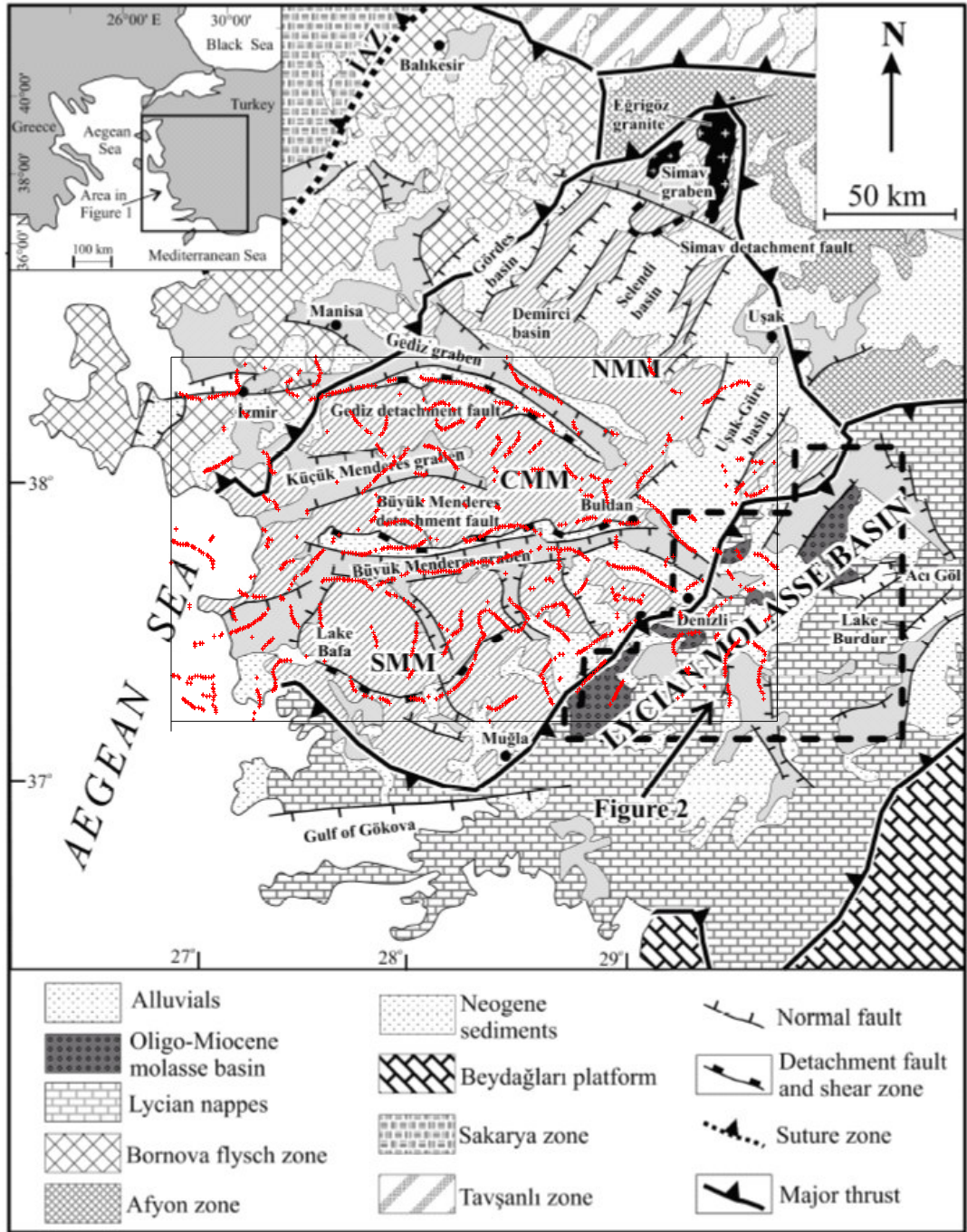
UYGULAMA

4.1 Sınır Analizi Uygulaması

Bu çalışmada yapılan tüm uygulamalar, MTA (1979) tarafından hazırlanan, 1/100.000 ölçekli, Türkiye Bouguer gravite haritası verilerinden yararlanılarak gerçekleştirilmiştir. Uygulama, 27°- 29° doğu boylamları ve 37°-38° kuzey enlemleri arasında bulunan Büyük Menderes Grabeni'ni kapsayan alanda, verilerin 1 km örnekleme aralığı ile sayısallaştırılmasıyla yapılmıştır. Burada amaç grabenin yapı sınırlarını ve uzanımlarını belirlemektir. Gravite haritası üzerinde sınır analizi sonucunun gösterimi Şekil 4.1'deki gibidir. Ayrıca bulunan sınırlar fay haritası (Sözbilir, 2005) üzerinde de gösterilmiştir (Şekil 4.2).



Şekil 4.1 Gravite haritası üzerinde sınır analizi sonuçlarının gösterilmesi



Şekil 4.2 Sınır analizi sonuçlarının Batı Anadolu fay haritası (Sözbilir, 2005) üzerinde gösterimi

4.2 Taban Topografyası Uygulaması

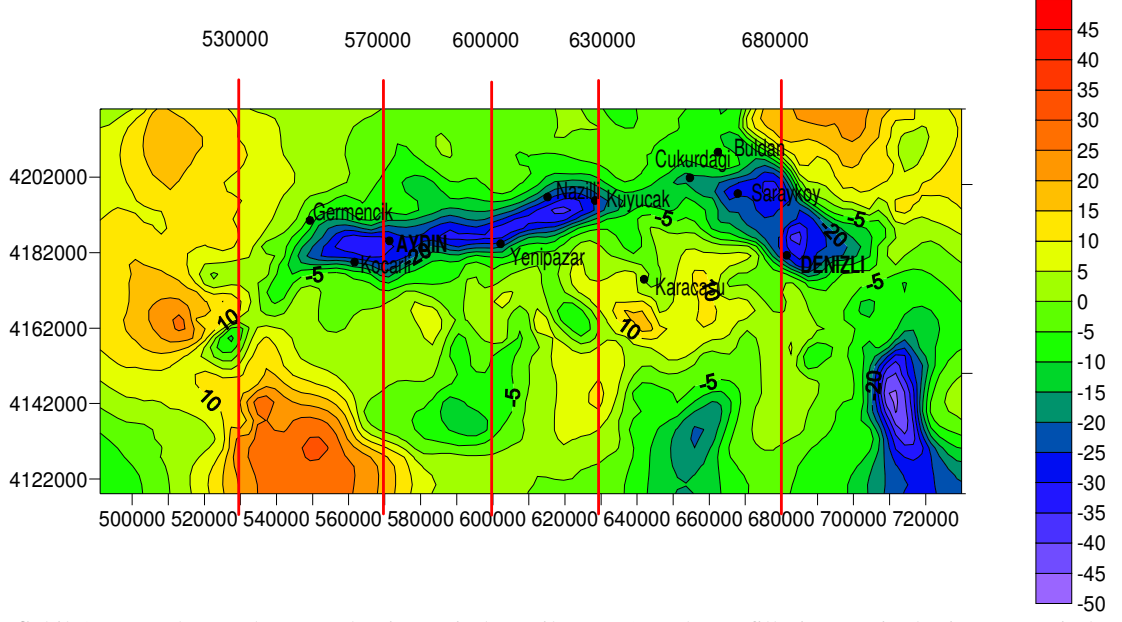
Taban topografyası yöntemi iki aşamalı olarak uygulanmıştır. İlk olarak grabeni K-G yönlü kesecek şekilde seçilmiş 5 profilde 0.3 gr/cm^3 ve 0.5 gr/cm^3 yoğunluk farkları kullanılarak yapılmıştır (Şekil 4.3). Elde edilen sonuçlar Şekil 4.4-4.8 de verilmiştir. Grabeni ortalayacak şekilde iki farklı yoğunluk için saptanan derinlik değerleri Tablo 4.1 de görülmektedir.

Tablo 4.1 Taban topografyası uygulamasından elde edilen en büyük tortul kalınlığı değerleri

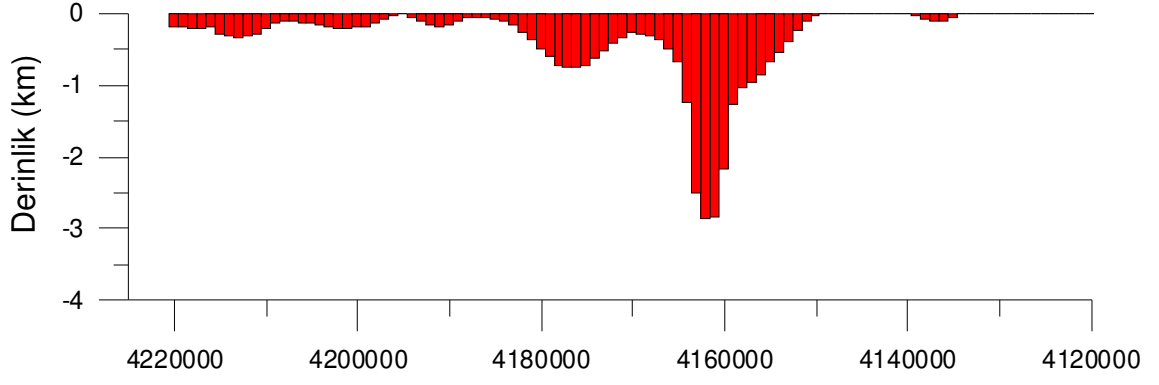
	530000	570000	600000	630000	680000
$\Delta\rho=0.3$ gr/cm^3	2.86 km	4.29 km	4.40 km	2.52 km	5.00 km
$\Delta\rho=0.5$ gr/cm^3	1.23 km	2.13 km	2.21 km	1.72 km	2.50 km

Tablodan da izlendiği gibi 0.3 gr/cm^3 yoğunluk farkı için derinlik değerleri 2.52-5.0 km arasında değişirken, 0.5 gr/cm^3 yoğunluk farkı için derinlik değerleri 1.72-2.50 km arasında değişmektedir. Ancak, derinlik gruplaması yapılırken 530000 profili grabenin dışında olduğundan sonuçlara dahil edilmemiştir.

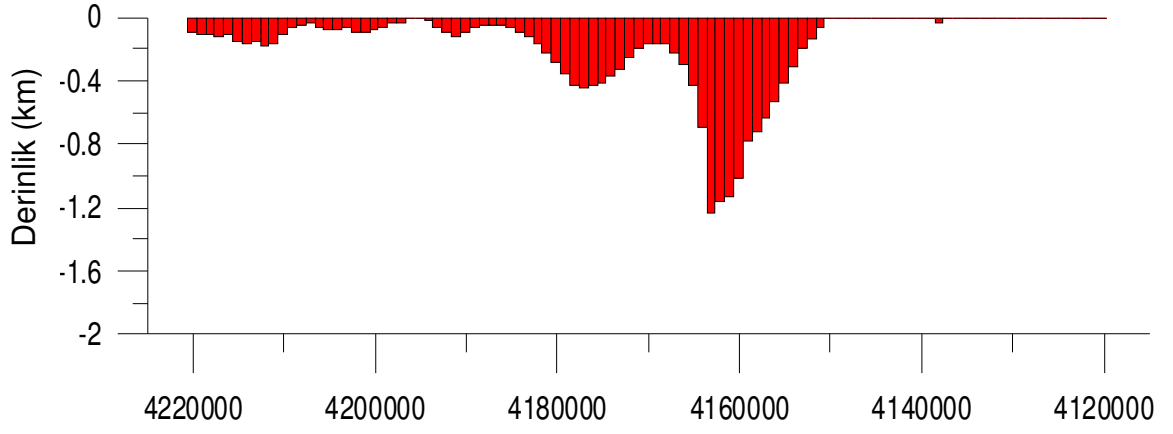
Uygulamanın ikinci adımında, 27° - 29° doğu boylamları ve 37° - 38° kuzey enlemleri arasında kalan alanda, 1 km örnekleme aralığı kullanılarak seçilmiş profillerde yöntem yine iki farklı yoğunluk değeri kullanılarak uygulanmış ve elde edilen sonuçlar konturlanarak Şekil 4.9 ve 4.10 de verilmiştir. Şekiller incelendiğinde; elde edilen sonuçların bir önceki uygulamada elde edilmiş bulgularla örtüştüğü görülmektedir.



Şekil 4.3 Büyük Menderes Grabeni üzerinde seçilen K-G yönlü profillerin Gravite haritası üzerinde gösterimi



(a)

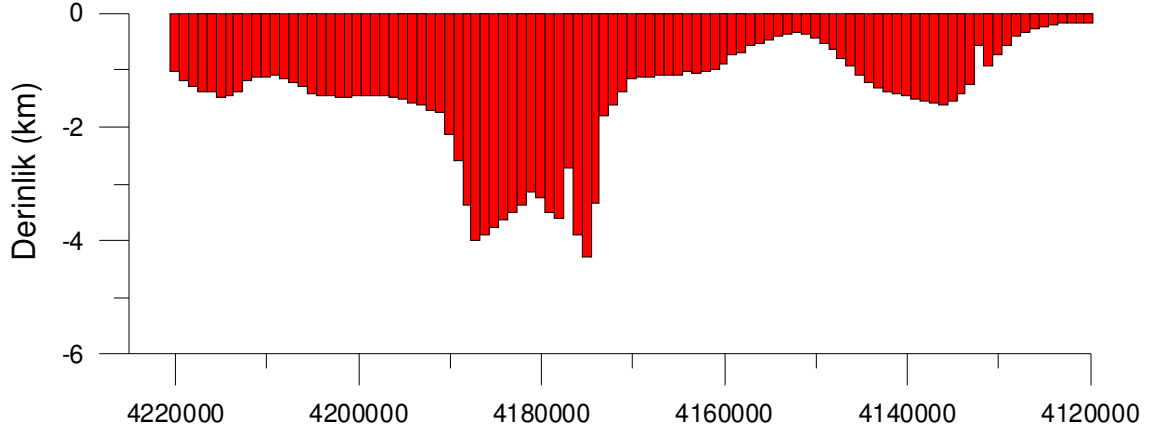


(b)

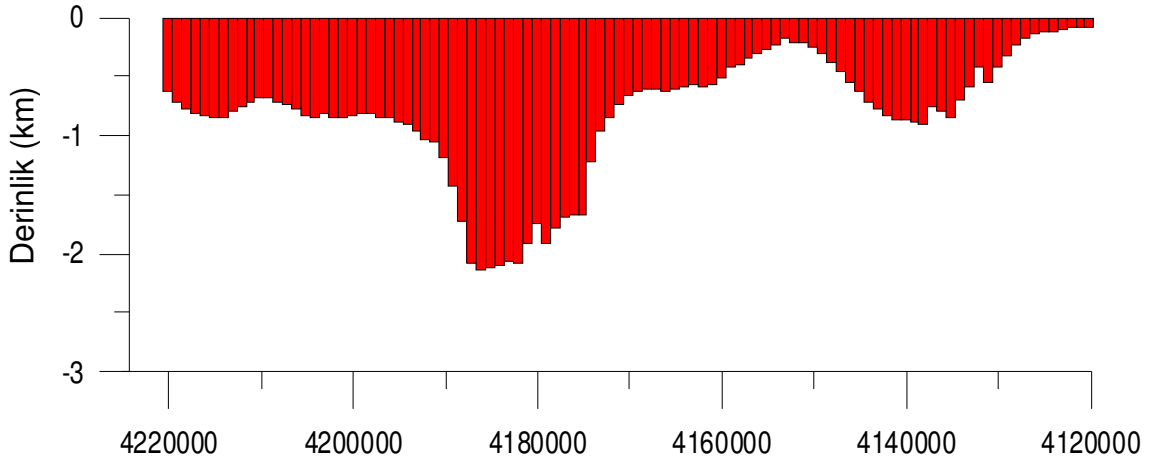
Şekil 4.4 530000 profili için elde edilen taban topografyası değerleri

a) Yoğunluk Farkı: 0.3 gr / cm^3

b) Yoğunluk Farkı: 0.5 gr / cm^3



(a)

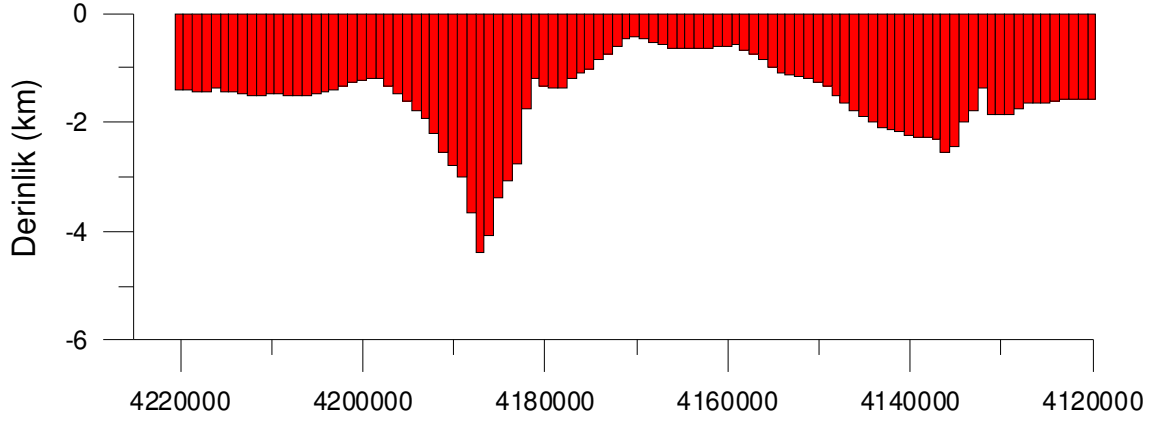


(b)

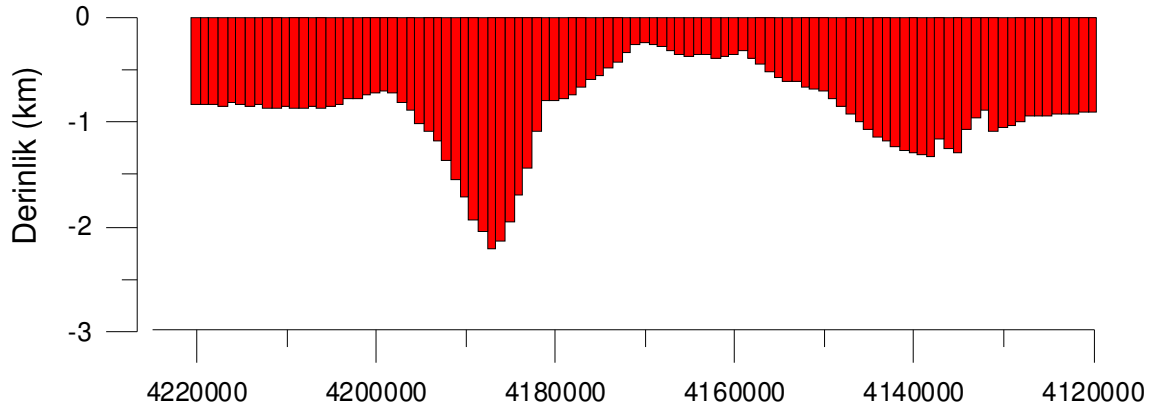
Şekil 4.5 570000 profili için elde edilen taban topografyası değerleri

a) Yoğunluk Farkı: 0.3 gr / cm^3

b) Yoğunluk Farkı: 0.5 gr / cm^3



(a)

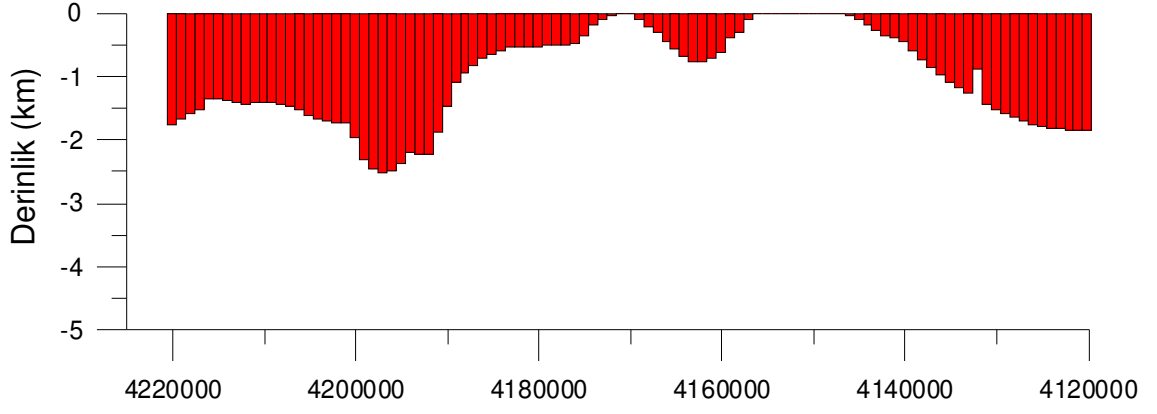


(b)

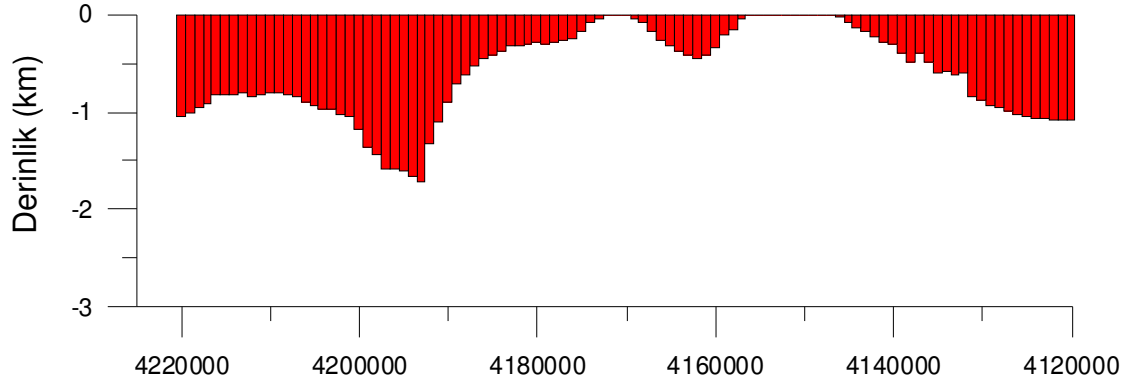
Şekil 4.6 600000 profili için elde edilen taban topografyası değerleri

a) Yoğunluk Farkı: 0.3 gr / cm^3

b) Yoğunluk Farkı: 0.5 gr / cm^3



(a)

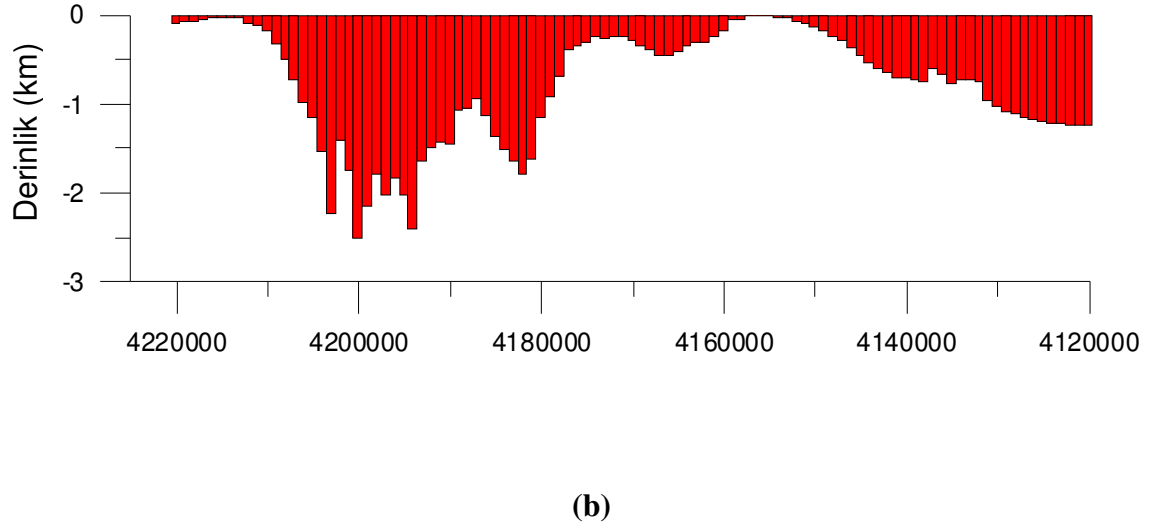
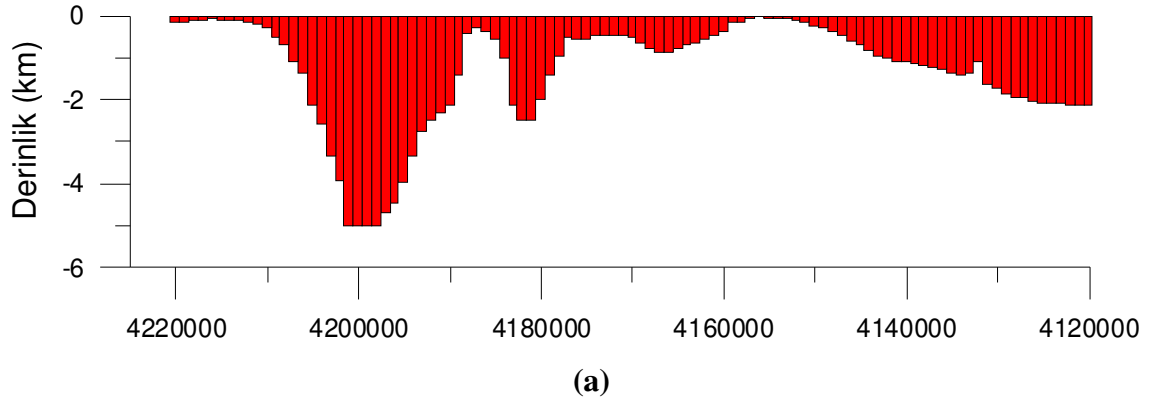


(b)

Şekil 4.7 630000 profili için elde edilen taban topografyası değerleri

a) Yoğunluk Farkı: 0.3 gr / cm^3

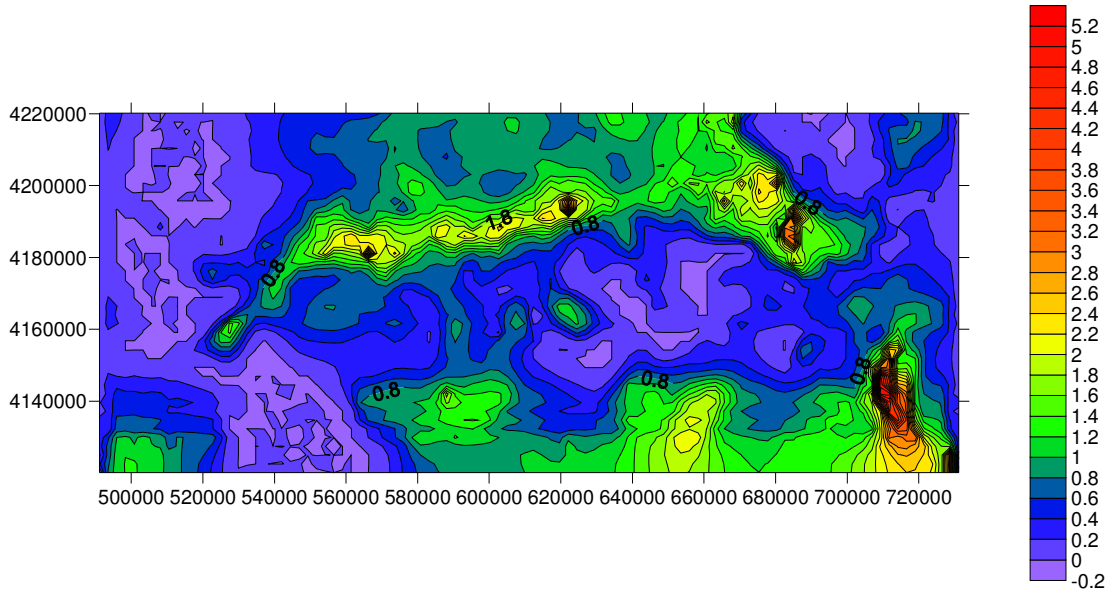
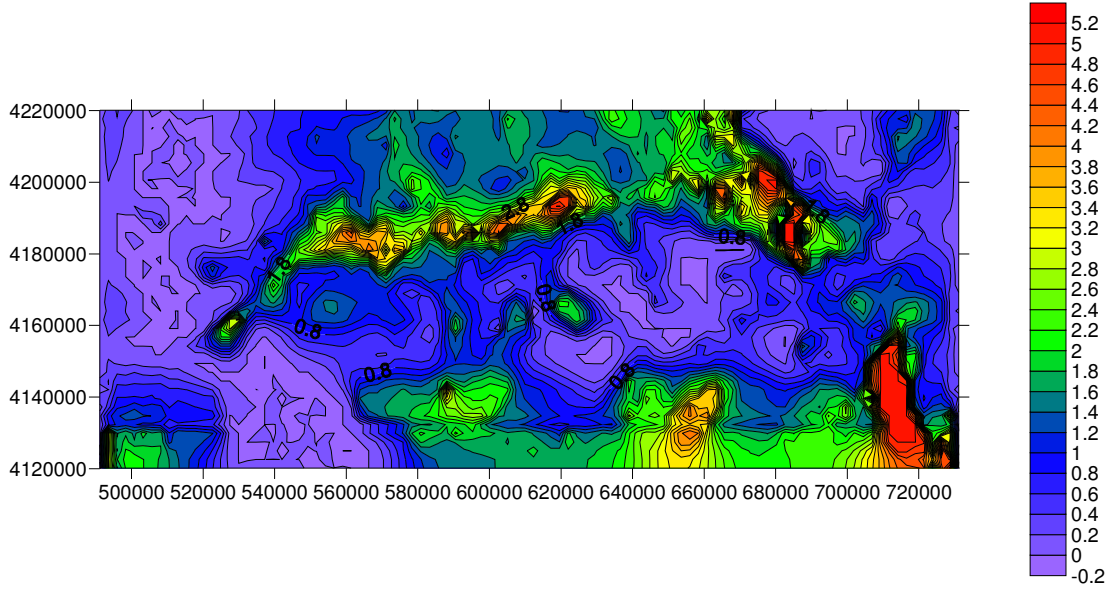
b) Yoğunluk Farkı: 0.5 gr / cm^3



Şekil 4.8 680000 profili için elde edilen taban topografyası değerleri

a) Yoğunluk Farkı: 0.3 gr / cm^3

b) Yoğunluk Farkı: 0.5 gr / cm^3



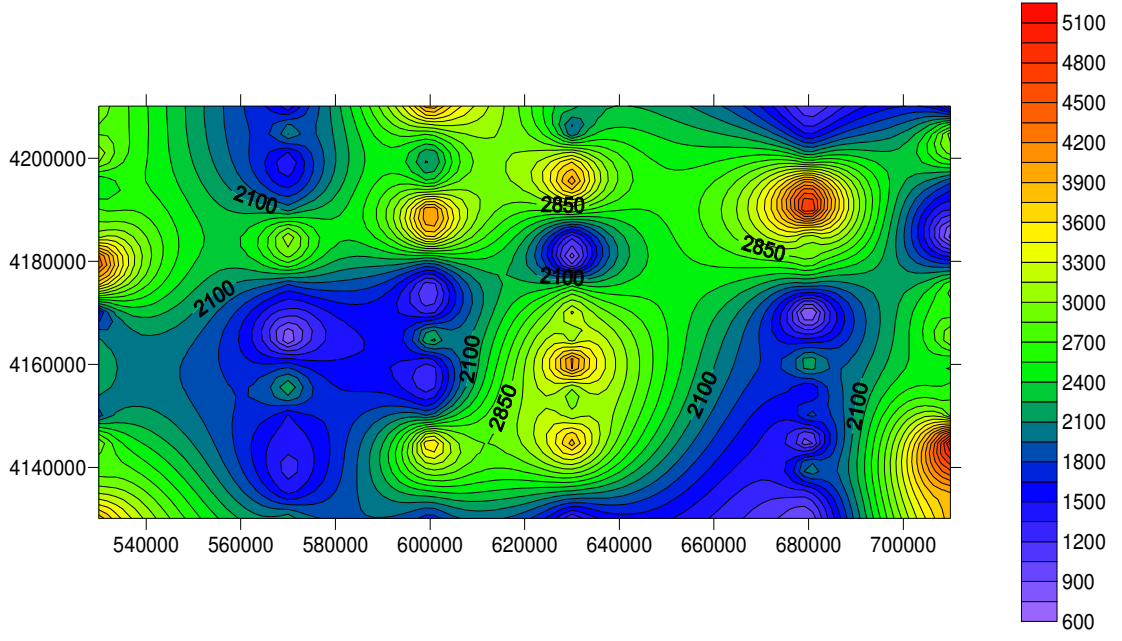
4.3 Güç Spektrumu Uygulaması

Bu bölümde taban topografyası yönteminde kullanılan kuzey güney yönlü aynı profillere (5 profil) ayrı ayrı kayan pencerele güç spektrumu uygulanmıştır. Yapılan iki farklı uygulamadan birincisinde pencere boyu 21 km ve kaydırma aralığı 15 km, ikincisinde ise pencere boyu 31 km ve kaydırma aralığı da 15 km olarak seçilmiştir. Elde edilen derinlik değerlerinin değişimleri Şekil 4.11 ve Şekil 4.12 de verilmiştir.

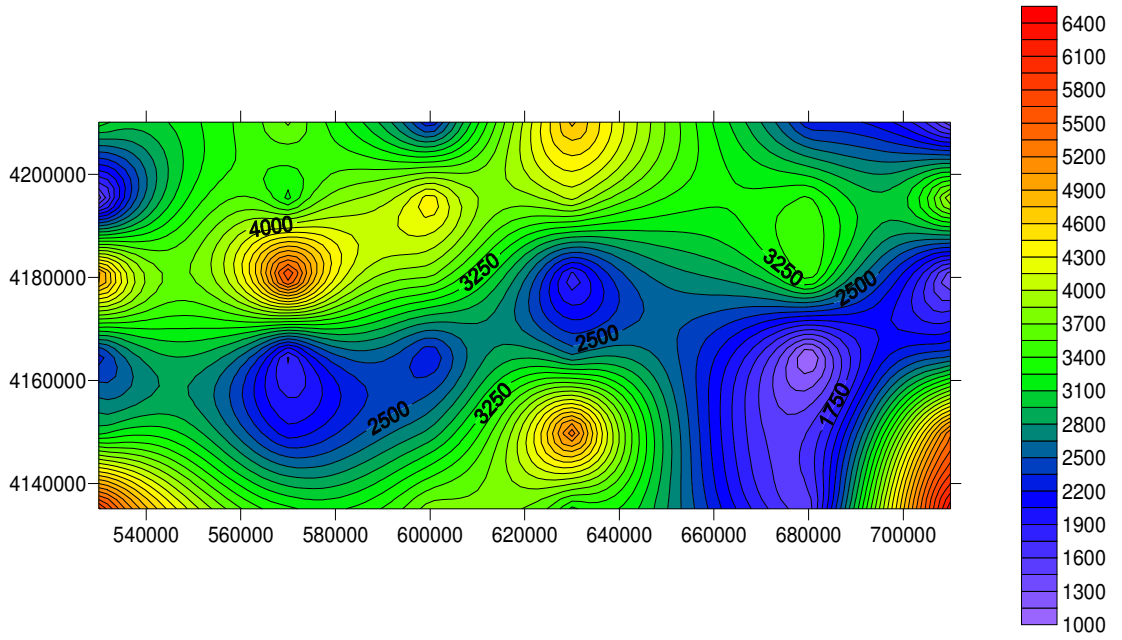
Taban topografyası yöntemine benzer şekilde grabenin en derin kesimini ortalayacak şekilde seçilmiş pencereler için elde edilen güç spektrumu değerlerinin iki farklı pencere boyu için değişimleri Tablo 4.2 de izlenmektedir. Tablo incelendiğinde; saptanmış derinlik değerlerinin 0.3 gr/cm^3 yoğunluk değeri kullanılarak elde edilmiş taban topografyası değerleri (Tablo 4.1) ile genelde örtüştüğü görülmektedir.

Tablo 4.2 Güç spektrumu uygulaması en büyük derinlik değerleri

	530000	570000	600000	630000	680000
Pencere Boyu 21	4.47 km	3.14 km	4.17 km	4.04 km	5.00 km
Pencere Boyu 31	5.11 km	3.80 km	4.44 km	4.22 km	3.45 km



Şekil 4.11 Pencere büyü 21 km için Güç Spektrumu Uygulaması



Şekil 4.12 Pencere büyü 31 km için Güç Spektrumu Uygulaması

BÖLÜM BEŞ

TARTIŞMA

İlk olarak Büyük Menderes Grabeni Bouguer Gravite verilerine uygulanan sınır analizi yöntemi ile grabenin yapı sınırları belirlenmiştir. Elde edilen sonuçlar Sözbilir (2005) tarafından yapılmış olan fay haritasının sonuçları ile örtüşmektedir.

Taban topografyası uygulamasında 0.3 gr/cm^3 yoğunluk farkı için en büyük derinlik değerleri 2.52-5.0 km arasında ve 0.5 gr/cm^3 yoğunluk farkı için en büyük derinlik değerleri ise 1.72-2.5 km arasında saptanmıştır.

Yoğunluk farkı 0.5 gr/cm^3 seçilerek yapılan uygulamanın sonuçları, Sarı ve Şalk (1995-2002) tarafından aynı yoğunluk farkı kullanılarak gerçekleştirilen çalışmanın sonuçları ile örtüşmektedir. Bu sonuçlar, Turgay ve diğ. (1980) tarafından yer elektrik çalışmalarından yararlanarak belirlenmiş ortalama 2 km lik derinlik değeri ile de uyumludur. Benzer şekilde, bu çalışmada 630000 profilinden elde edilen 1.72 km lik derinlik değeri, Sarı (2003) tarafından 0.65 gr/cm^3 yoğunluk farkı için, iki boyutlu çokgen bir model yardımıyla sönümlü en küçük kareler yöntemine tekil değer ayırıştırma tekniği uygulanarak saptanmış 1.5 km lik tortul kalınlığı değerini desteklemektedir.

B. Menderes Grabeni için güç spektrumu yöntemiyle bulunan derinlik değerleri değişimi ortalama 4-4.5 km arasındadır. Bu sonuç, yine bu çalışmada 0.3 gr/cm^3 yoğunluk farkı kullanılarak gerçekleştirilmiş taban topografyası yönteminden elde edilmiş bulgular ile de uyumludur. Akçığ (1983) tarafından güç spektrumu yöntemi kullanılarak B. Menderes Grabeni için saptanmış ortalama 3.8 km lik derinlik değeri ile Sevinç ve Ateş (1996) tarafından bulunmuş ortalama 4.5 km lik derinlik değeri de 0.3 gr/cm^3 yoğunluk farkı kullanılarak uygulanan taban topografyası ve güç spektrumundan elde edilmiş sonuçları destekleyen diğer verilerdir.

Bilindiği gibi gravite verilerinin değerlendirilmesinde en önemli olgu kullanılacak yoğunluk parametresinin doğru ve gerçekçi bir biçimde atanmasıdır. Uygulamada

yoğunluk saptanması için çeşitli yöntemler kullanılmaktadır (Nettleton, sabit eğim, laboratuvar analizleri gibi). Ancak, en sağlıklı yoğunluk saptaması, arazide yapılmış sismik çalışmadan elde edilmiş hızlardan yararlanarak gerçekleştirilmektedir.

B. Menderes Graben alanında, Çifçi ve diğ (2003) tarafından yapılmış sismik çalışmada elde edilmiş sismik hızlardan yararlanarak belirlenmiş yoğunluk değeri 0.3 gr/cm^3 tür. Bu bulgu da göz önüne alındığında; bu çalışmada, bu yoğunluk değeri kullanılarak gerçekleştirilen taban topografyası uygulamasından bulunan 2.52-5.00 km lik derinlikler daha gerçekçi bir sonucu işaret etmektedir. Bu sonucu destekleyen bir diğer veri de güç spektrumundan saptanmış 3.14-5.00 km lik derinlik değerleridir.

BÖLÜM ALTI

SONUÇLAR

Sınır analizi yönteminden elde edilen yapı sınırları, Sözbilir (2005) tarafından hazırlanan Batı Anadolu fay haritası ile uyumludur.

Taban topografyası uygulamasında 0.5 gr/cm^3 yoğunluk değeri için en büyük derinlik değerleri ise 2.13-2.50 km olarak saptanmıştır. Bu sonuç, Sarı ve Şalk (1995-2002) tarafından aynı yoğunluk farkı kullanılarak gerçekleştirilen çalışmanın sonuçları ile örtüşmektedir.

0.3 gr/cm^3 yoğunluk değeri için taban topografyası uygulamasından belirlenen en büyük derinlik değerleri 4.29-5.0 km dir. Güç spektrumu uygulamasında ise ortalama derinlik değerleri 4-4.5 km olarak belirlenmiştir. Saptanan bu derinlik değerleri ise, Akçığ (1983) ile Sevinç ve Ateş (1996) tarafından yapılmış çalışmaların sonuçları ile de desteklenmektedir.

B. Menderes Graben alanında, Çifçi ve diğ (2003) tarafından yapılmış sismik çalışma verilerinden saptanan yoğunluk değeri 0.3 gr/cm^3 tür. Bu bulgu göz önünde bulundurulduğunda; bu çalışmada, bu yoğunluk değeri kullanılarak gerçekleştirilen taban topografyası (2.52-5.00 km) ve güç spektrumu uygulamalarından saptanmış derinlik değerleri bölge için daha gerçekçi ve doğru bir sonucu işaret etmektedir.

KAYNAKLAR

- Akçığ, Z. , (1983), Batı Anadolu Gravite verilerinin veri işlem yöntemleri ile yorumu, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi.
- Bhattacharyya, B. K. , (1965), Two dimensional harmonic analysis as a tool for magnetic interpretation, *Geophysics*, 30, 829-857.
- Bhattacharyya, B. K. , (1966), Continuous spektrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body, *Geophysics*, 31, 97-121.
- Blakely, R. J. Ve Simpson, R. W. , (1986), Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies, *Geophysics*, 51, 1494-1498.
- Cianciara, B. ve Marcak, H. , (1976), Interpretation of gravity anomalies by means of local power spectra, *Geophys. Prosp.* , 24, 273-286.
- Cohen, H. A. , Dart. C. J. , Akyüz, H. S., Barka, A. , (1995), Syn-rift sedimentation and structural development of the Gediz and Büyük Menderes graben, western Turkey, *Journal of the Geological Society, London, Vol. 152*, 629-638.
- Cordell, L. Ve Grauch, V. J. S. , 1985, Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan basin , New Mexico, in Hinze, W. J. , ed. , The utility of regional gravity data and magnetic anomaly maps, *Soc. Exploration Geophysics, Tulsa, Oklahoma*, 181-197.
- Dewey, J. F. , (1988), Extensional collapse of orogens, *Tectonics*, 7, 1123-1139.
- Dewey, J. F. ve Şengör, A. M. C. , (1979), Aegean and surrounding regions:Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone , *Geol. Soc. America Bull.* , Pt I, 90, 84-92.

- Emre, T. , ve Sözbilir, H. , (1995), Field evidence for metamorphic core complex, detachment faulting and accomodation faults in the Gediz and Büyük Menderes Grabens, Western Anatolia, IESCA.
- Eyidoğan, H. ve Jackson, J. , (1985), A sismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1969-1970 in Westwrn Turkey:Implication for the nature and geometry of deformation in the continental crust, *Geophys. J. Royal Astr. Soc. , 81*, 569-607.
- Hakyemez, H. Y. , Erkal, T. , Göktaş, F. , (1999), Late quaternary evolution of the Gediz and Büyük Menderes grabens, Western Anatolia, Turkey, *Quaternary Science Reviews 18*, 549-554.
- Kissel, C. ve Laj, C. , (1988), The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc, a paleomagnetic Reconstruction, *Tectonophysics, 146*, 183-201.
- Le Pichon, X. , Angelier, J. , (1979), The hellenic arc and trench system :A key neotectonic evolution of the eatern Mediterranean area, *Tectonophysics, 60*, 1-42.
- Marquardt, D. W. , (1963), An algorithm for least-squares estimation of non- linear parameters, *Jour. Soc. Indust. Apl. Math. II*, 431-441.
- Mercier, J. L. , Delibassis, N. , Gautier, A. , Jarrige, J. J. , Lemille, F. , Phillip, L. , Sebrier, M. , ve Sorel, D. , (1979), La neotectonique de l'Arc Egeen, *Revue de Geologie Dynamique et de Geographie Physique, 21*, 67-92.
- Mercier, J. L. , Sorel, D. ve Simeakis, K. , (1987), Changes of the state of stres in the over riding plate of a subduction zone, the Aegean arc from the pliocene to the present, *Annales tectonicae, 1*, 20-39.
- Mercier, J. L. , Sorel, D. , Vergely, P. ve Simeakis, K. , (1989), Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the cenozoic, *Basin research, 2*, 49-71.

- Meulenkamp, J. E. , Wortel, W. J. R. , Van Wamel, W. A. , Spakman, W. , Hoogerduyn Strating, E. ,(1988), On the hellenic subduction zone and geodynamic evolution of crete since the late middle miocene, *Tectonophysics*, 146, 203-215.
- Murthy, I. V. R. , (1990), Magmatic anomalies of two dimensional bodies and algorithms for magmatic inversion of dykes and basement topographies, *Proc. Indian Acad, Sci. (Earth Planet)* , 99 (4), 549-579.
- Phillips, J. D. , (2001), Processing and interpretation of aeromagnetic data for the Santa Cruse basin – Patagonia Mountains Area, South-Central Arizona-A Preliminary report, *U. S. Geological Survey Open File Report*.
- Sarı, C. ve Şalk, M. (1995), Estimation of the thickness of the sediments in the Aegean Grabens by 2-D and 3-D analysis of the gravity anomalies, *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean region IESCA. Proceedings, I*, 255-271.
- Sarı, C. ve Şalk, M. (2002), Analysis of gravity anomalies with hyperbolic density contrast : An application to the gravity data of Western Anatolia, *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 5 (3) ,87-96.
- Sarı, C. , (2003), Gravite verilerinin tekil değer ayrıştırma yöntemiyle ters çözümü ve Gediz ve Büyük Menderes Grabenleri'nin tortul kalınlıklarının saptanması, *D.E.Ü Mühendislik Fakültesi Fen ve Mühendislik Dergisi*, 5/1 , 121-135.
- Sevinç, A. , Ateş, A. (1996), Aydın Germencik civarı gravite anomalilerinin iki boyutlu ters çözümleri , *Jeofizik*, 10/1-2, 29-39.
- Seyitoğlu, G. , Scott, B. C. , (1992), The age of the büyük Menderes graben (West Turkey) and its tectonic implications, *Geological Magazine*, 129, 239-242.
- Seyitoğlu, G. , Scott, B. C. , (1996), The age of the Alaşehir graben (West Turkey) and its tectonic implications, *Geological Journal*, 31, 1-11.

- Sözbilir, H. , (2005), Oligo-Miocene extension in the Lycian molasse basin, SW Turkey, *Geodinamica Acta*, 18/3-4, 257-284.
- Spector, A. ve Bhattacharyya, B. K. ,(1966), Energy spektrum and autocorrelation functions of anomalies due to simple magnetic models, *Geoph. Prosp.* , 14, 242-272.
- Spector, A. ve Grant, F. S. , (1970), Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, 35, 293-302.
- 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 evolution of Anatolia and surrounding regions, *Bureau de Recherches Geologique et Minieres Bulletin, France*, 115-117.
- 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. , Subgurlu, O. , (1985), Tectonics of the Mediterranean cimmerides: Nature and evolution of the western termination of paleo-tethys, In: Robertson, A. H. F. & Dixon, J. E. , (eds) The Geological evolution of the Eastern Mediterranean , *Geological Society, London, Special Publications*, 17, 77-112.
- Turgay, I. , Özgüler, M. E. , Şahin, H. , (1980), Denizli-Buldan-Pamukkale jeotermik enerji aramaları rezistivite etüdü , M.T.A. Rapor No:6958, Ankara.
- Yılmaz, Y., Genç, C. Ş. , Gürer, F. ve diğ. , (2000),Bozkurt, E., Winchester, J. A. & Piper J. D. A. , (eds) Tectonics and Magmatism in Turkey and the surrounding area, *Geological Society, London, Special Publications*.173,.353-384.