

BATI ANADOLU BOUGUER GRAVİTE ANOMALİLERİNİN SÜZGEÇLENMESİ VE YERKABUĞU KALINLIK DAĞILIMININ İNCELENMESİ

Fethi Ahmet YÜKSEL

İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Avcılar/İstanbul

Geliş Tarihi : 20.04.2004

ÖZET

Batı Anadolu Bouguer Gravite haritasının yoruma hazırlanması için iki boyutlu alçak geçişli süzgeçler kullanılmıştır. Elde edilen rejyonel Bouguer gravite anomali haritasından alınan uygun doğrultudaki profillere Talwani yöntemi uygulanarak Batı Anadolu kabuk kalınlığı geometrisi modellenmiştir. Batı Anadolu kabuk kalınlığı kuzeyde Karadeniz sahillerinde ortalama 30 km'den başlayarak Göller Bölgesinde 35-40 km'ye ulaşmakta ve güneyde Akdeniz sahillerinde tekrar 32 km'ye düşerek incelendiği hesaplanmıştır. Ege sahillerinde ise, kabuk ortalama 32 km'den başlayarak Anadolu'nun içlerine doğru B-D doğrultusunda, 40 km. kalınlığa ulaştığı belirlenmiştir.

Anahtar Kelimeler : Batı Anadolu, Bouguer gravite haritası, Alçak geçişli süzgeç, Kabuk kalınlığı

FILTRATION OF WEST ANATOLIAN BOUGUER ANOMALIES AND INVESTIGATION OF THE THICKNESS DISTRIBUTION OF THE CRUST

ABSTRACT

Two dimensional low-pass filters were used to prepare West Anatolian Bouguer gravity maps for interpretation. Talwani method was applied to the profiles obtained from appropriate directions of the regional Bouguer gravity anomaly map, and West Anatolian crustal thickness geometry has thus been modelled. West Anatolian crustal thickness starts at 30 kms in the north at the Black sea coast and increases to 35-40 kms at the Lake District (Isparta-Turkey). The thickness decreases to 32 kms at the Mediterranean coast. In the West-East direction the crust starts with 32 kms at the Aegean coast and increases to 40 kms towards central regions.

Key Words : Western Anatolia, Bouguer gravity map, Low-pass filters, Crustal thickness

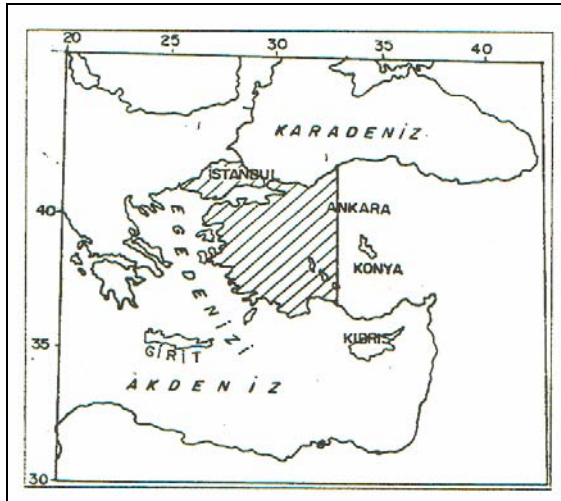
1. GİRİŞ

Türkiye Avrupa, Afrika ve Arabistan levhalarının doğrudan dokanak halinde bulunduğu Alp-Himalaya dağ oluş zinciri üzerinde yer alır (Şekil 1). Bu oluşum, Anadolu yarımadasında doğuda sıkışma ve batıda ise genişleme tektonizmasına bağlı olarak karmaşık bir tektonizma meydana getirmiştir (Şekil 2). Diğer taraftan Kuzey Anadolu (KAF) ve

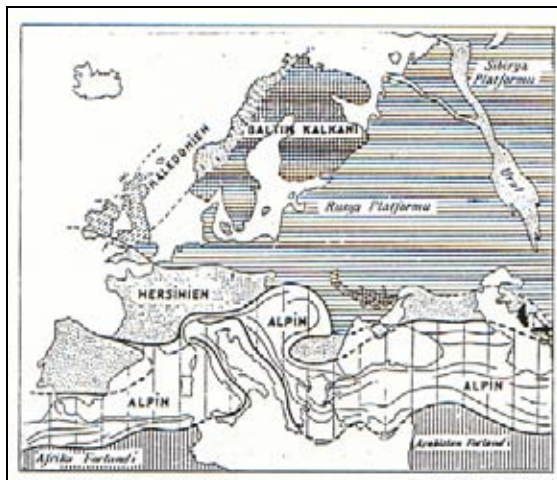
Doğu Anadolu (DAF) gibi doğrultu atımlı deformasyonlar Anadolu'nun kuzeyinde ve güney/güneydoğusunda ortaya çıkmaktadır. Ayrıca Türkiye'nin güney/güneybatısında Akdeniz levhasının dalma-batma zonu bulunmaktadır.

Batı Anadolu ve çevresine ait son yıllarda oldukça geniş çaplı jeofiziksel, sismolojik ve jeolojik çalışmalar ve geliştirilen değişik görüşler bulunmaktadır. Bu çalışmaların bir bölümü inceleme

bölgesinin evrimini oldukça ayrıntılı olarak ele alınırken (Morelli et al., 1975; Angelier, 1979; Le Pichon and Angelier, 1981; Jackson et al., 1983), bir bölümü Batı Anadolu ve çevresinin global tektonik veya levha tektoniği içindeki yeri açısından ele almış ve incelemişler (Papazachos and Comninakis, 1978; McKenzie, 1978; Le Pichon and Angelier, 1979; Dewey and Şengör, 1979; Şengör, 1979; Le Pichon, 1979; Angelier, 1981; Dermitzakis and Papanikolaog, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981; Leite and Mascle, 1982; Jackson ve McKenzie, 1984) ve diğer bir bölümü de Batı Anadolu ve Çevresinin sedimanter özelliklerini ve volkanizmasını araştırmışlardır (Needham et al., 1973; Lalechos and Savoyat, 1979; Brooks and Ferentinos, 1980; Brooks and Williams, 1982; Akkök, 1983; Le Pichon et al., 1984; Lyberis, 1984; Fytikas et al., 1984; Ercan ve ark., 1984; Steininger and Rögl, 1984).



Şekil 1. İnceleme bölgesinin bulduru haritası



Şekil 2. Avrupa'nın başlıca orojenik kuşaklarını gösteren genel tektonik haritası (Holmes, 1966)

Üst Kretase'de Arap-Afrika levhalarının kuzeye doğru hareketi sonucu Anadolu levhalarının bazı sırtlar boyunca kenetlendikleri görülür. Bu kıta-kıta çarpışmalarında levha arası havzalarda meydana gelen çökeller güneye itilerek Menderes ve Toros levhaları üzerinde kalın Likya Naplarını oluşturmuşlardır (Akkök, 1983). Eosen'de Güneyde sıkışma ve kabuk kalınlaşması devam ederken Kuzeyde Pontit üzerinde bir gerilme ve kabuk incelmeye görülmektedir (İlkışık, 1980). Orta-Üst Miyosen'den itibaren Batı Anadolu'da genel bir gerilme tektoniği görülür.

Yitim ve kıta-kıta çarpışmasıyla meydana gelen kabuk kısılması ve bu kısılmanın nasıl olduğu, bugünkü yapının yerin içine doğru ve yeryüzünde nasıl değiştiği önemli problemlerdir. Bu problemlerin aydınlatılmasında sismoloji, gravite, manyetik, sismik ve elektrik-elektromanyetik yöntemler etkin olarak kullanılmaktadır (Yüksel, 1993).

Türkiye'nin 26.00⁰-32.00⁰ D boylamları ve 36.00⁰-42.00⁰ kuzey enlemleri arasında kalan bölgesinin (Şekil 1) Bouguer Gravite (H.G.K) haritasından yararlanılmıştır.

Kabuk kalınlığının araştırılmasında kullanılan gravite verilerinin, önce, yerel etkilerden ayrılarak yoruma hazırlanması gerekir. Bu amaçla, gravite verilerine sayısal alçak geçişli süzgeçleme yöntemleri uygulandı (Yüksel, 1993).

Batı Anadolu Kabuk kalınlığının dağılımı için Talwani yöntemi kullanıldı.

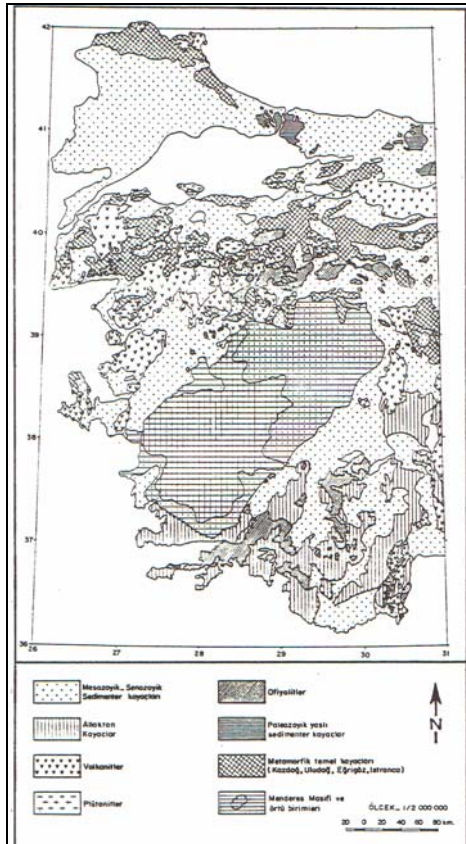
2. BATI ANADOLU'NUN JEOLJİK VE JEOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ

Batı Anadolu'nun yapısal birlikleri: Türkiye'nin 26.00⁰-32.00⁰ D boylamları ve 36.00⁰-42.00⁰ kuzey enlemleri arasında kalan batı kesiminde kuzey-güney doğrultulu bir jeotravest'te kabuğu oluşturan yapısal birlikleri:

- Pan Afrikan dönem (İstanbul zonunun temeli, Menderes masifi çekirdeği),
- Hersiniyen dönem (Kırklareli kompleksi),
- Geç Hersiniyen-Erken Kimmeriyen dönem (Kuzeybatı Anadolu yığılma orojen kuşağı),
- Kimmeriyen dönem (İstranca metamorfik kuşağı),
- Alpin dönem (İzmir, Eskişehir, Afyon, Batı Toros zonu; Beyşehir-Hoyran-Hadim ve Alanya napları olarak sınıflandırılabilir (Şekil 3 ve Şekil 4).



Şekil 3. Batı Türkiye'nin yapısal birlikleri (Gutnic et al., 1979; Üşümezsoy, 1987; Üşümezsoy, 1990; Yüksel, 1993)



Şekil 4. Batı Türkiye Jeoloji haritası (Bingöl, 1989; Yüksel, 1993)

Batı Anadolu'nun kuzeyden güneye doğru orojenik kuşaklarının sınıflandırılması ve jeolojik yapısı aşağıdaki gibi özetlenebilir (Ketin, 1977; Gutnic et al., 1979; Şengör, 1980).

İstiranca orojenik kuşağı granitik ve sedimenter kökenli İstiranca metamorfileri ve kuşak içinde Geç Kretase yaşlı sığ derinlik volkano plütönik kompleks olan KB-GD gidişli İstiranca batolitini içerir (Üşümezsoy, 1982; Üşümezsoy, 1990).

Kırklareli kompleksi Prekambriyen, Hersiniyen yaşlı derin granitler ve yüksek dereceli metamorfik kuşağı üzerine kuzeye doğru bindirir (Üşümezsoy, 1982). Bu olay bölgede kabuk kalınlaşmasına yol açmıştır.

Trakya çanağı Kırklareli kompleksi üzerinde Eosen'de açılmaya başlayan pulapart çanağında gelişmiştir. Çanağın üzerinde genç çökeller oluşmuştur (Doust ve Arıkan, 1974; Ketin, 1983; Ercan ve Gedik, 1986; Perinçek, 1991).

İstanbul zonu temelde metamorfizma geçirmemiş Paleozoyik oluşuklarla başlar ve bu temel üzerine Mesozoik çökeller uyumsuz olarak gelmiştir. Ancak, bu temel yer yer granit sokulumları tarafından kesilmiştir.

Kuzeybatı Anadolu yığışımı bir birine paralel gidişli, doğu-batı uzanlı yay ve platformlardan oluşur. Batı Anadolu'da karbonifer sonrası Jura öncesi kabuğun yay ve yığışım oluşumuyla incelmeye veya kalınlaşması değişik araştırmacılara göre tanımlanmıştır (Altınlı, 1943; Kaya, 1982; Kipman ve Emre, 1986; Emre, 1987; Üşümezsoy, 1987; Kipman ve Emre, 1989).

İzmir zonu Üst Kretase öncesi Kuzey-güney açılımı ve normal faylanmayla Tetis okyanusu gelişir (Üşümezsoy, 1987; Erdoğan, 1990). Bu zonda volkanizma ile birlikte kireçtaşı, grovak türü kayalar oluşmuştur. Eosen öncesi kapanan havza içersinde okyanus kabuğu dilimleri sokulmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1983). Okyanus kabuğu kıtasal kabuk üzerine bindirmeden önce okyanus içinde bir biri üzerine bindirerek kalınlaşmış ve daha sonra kıta üzerine yerleşmiştir (Emre, 1987). Bu zon yüksek basınç metamorfizmasının egemen olduğu kesimleri kapsar (Okay, 1981).

Eskişehir zonunda yüksek basınç metamorfizması gelişmiştir (Çoğullu, 1967). Bu zonda Eosen sonrası andezitin çoğunlukta olduğu volkanizma görülür (Ercan, 1982).

Afyon zonu düşük dereceli metamorfizma gösteren temel üzerinde gelişen karbonat platformundan oluşmuştur (Kaya, 1982; Okay, 1985).

Menderes masifi Pan Afrikan öncesinde oluşmuştur. Çekirdek kayaçları migmatitlerden meydana gelmiştir. Masifin kuzey ve güneyi Mesozoyik yaşlı çökel kayaçlarıyla çevrelenmiştir. Kuzey kenarında ofiyolit dilimleri bulunmaktadır. Güney kenarı ise kireçtaşı napları ile üzerlenmiştir (Koçyiğit, 1983).

Batı Toros zonu kendi içerisinde ofiyolit ve karbonat kökenli bir biri üzerine gelmiş çeşitli naplardan oluşurlar. Bu zondaki bindirmeli yapılar, Likya napları dışında, çoğunlukla sedimenter kayaçlardan oluşur (Blumenthal, 1963; Brunn et al., 1970; Gutnic et al., 1979; Ersoy, 1989). Batı Toros naplarının gerçek allokon birimleri ofiyolitlerdir (Ricou et al., 1975). Antalya napları Kumluca, Gökene ve Tekirova nap birliklerini içerir. Birliğin peridotitik, ofiyolitik niteliği okyanusal kabuk kökenli olduğunu gösterir (Marcoux, 1979; Yılmaz et al., 1981; Kaya, 1982; Robertson et al., 1984). Beydağları otokton karbonat istifinden oluşmuş bir küttedir (Monod, 1977). Beyşehir-Hoyran-Hadim napları, otokton platformu üzerine yerleşmiş tektonik ünitelerdir (Blumenthal, 1963; Özgül, 1976; Gutnic et al., 1979). Alanya napları Antalya birliğini tektonik olarak üstler. Üst üste duran üç metamorfik naptan oluşmuştur (Okay ve Özgül, 1983).

2. 1. Batı Anadolu Kırık Sistemleri

Batı Anadolu'da kırık sistemleri üç ayrı dönemde gelişmiştir. İlk dönemde KD-GB yönlü kırık sistemleri Oligosen-Miyosen evresinde oluşmuştur. İkinci dönemde D-B gidişli grabenler geç Miyosen-Pliyosen sürecinde meydana gelmiş, bunu Kuvaterner'de gelişmeye başlayan ve günümüzde de etkin olan KB-GD doğrultulu çizgisellikler izlemiştir (Kaya, 1982; Kissel and Laj, 1988; Zanchi et al., 1990).

Batı Anadolu ve çevresinde meydana gelmiş graben havzaları genel bir gerilme tektonik rejimiyle ilişkilidir. Bu gerilme rejiminin oluşmasında, Ege'nin ve Batı Anadolu'nun güneyinde gelişen dalma-batma ve transform sistemlerinin de etkileşimi vardır (Le Pichon and Angelier, 1981).

Batı Anadolu ve civarında gerilme K-G yönlü, yüksek atımlı normal veya listirik faylarla çevrili çok sayıda graben havzaları oluşmuştur.

Uzaktan algılama görüntüleri, dom şeklindeki sokulum kayaçların ve volkanik faaliyetler sonucu oluşan yapıların çoğunu, genellikle, dairesel çizgisellikler olarak gösterir. Landsat II uydusu 7. bant görüntüleri kullanılarak hazırlanan "Uzay Görüntülerinden Çizgisellik Haritası" kullanılarak, Batı Anadolu'nun dairesel yapılarla ilgili çizgisellikleri haritası hazırlandı (Henden, 1981).

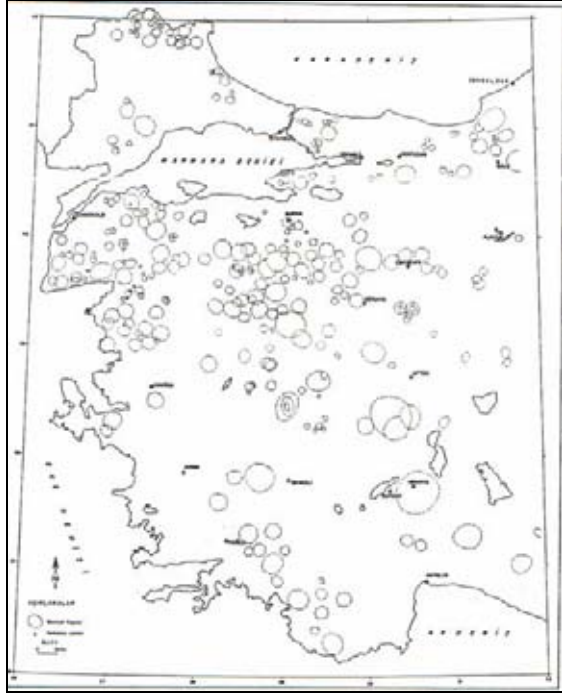
Kırık zonları boyunca yükselen astenosfere ait erimiş madde bu kırık zonlarını etkilemektedir. K-G, KD-GB ve KB-GD doğrultulu fay sistemlerinin keşiştiği bölgelerde magma odaları yoğun deprensellik ve yüksek termal etkinlikler gözlenmektedir (Şekil 5).



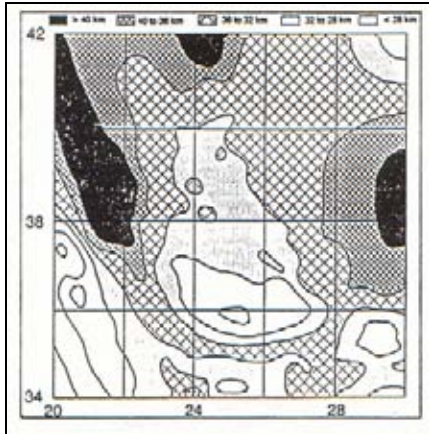
Şekil 5. Batı Türkiye'nin kırık haritası (Kaya, 1982; Koçyiğit, 1984; Bingöl, 1989; Yüksel, 1993).

Dairesel çizgisellikler Kuzeybatı Anadolu Yığılması, İzmir ve Eskişehir Zonları boyunca oldukça sık bir dağılım gösterirler. Ayrıca, Trakya'nın kuzeyinde Istranca Orojenik Kuşağı boyunca ve Güneybatı Anadolu'da, Muğla civarında, kümelenmeler görülmektedir. Batı Anadolu'da kabuğun incelme ve KB-GD kırıkların kestiği eski kırık sistemlerinin keşişim yerlerinde volkanik faaliyetler oldukça sık bir dağılım gösterir (Şekil 6).

Ege Denizi ve civarının kabuk kalınlığı Ege'de KB-GD yönünde bir incelme gösterir. Bu incelme bu yönde gelişen doğrultu atımlı fay sistemine paralellik göstermektedir. Gerilmenin K-G yönlü ve kısılmanın da D-B yönlü oluşu göz önüne alınırsa KB-GD yönlü doğrultu atımlı fay sistemi ve kabuk incelmesi Anadolu levhasının bugünkü Batı sınırında oluşmaktadır (Le Pichon and Angelier, 1981; Koçyiğit, 1984).



Şekil 6. Batı Türkiye'nin domsal yapıları (Henden, 1981; Yüksel, 1993).



Şekil 7. Batı Türkiye ve çevresinin kabuk kalınlığı (Makris ve Stoabe, 1984).

3. SÜZGEÇLEME VE SÜZGEÇ TASARIMI

Ölçülen gravite değerleri, yer altında değişik derinlikte ve yoğunlukta bulunan jeolojik yapıların ölçü noktasındaki gravite etkilerinin bileşkesidir. Gravite ölçü değerleri, yüksek dalga sayılı kabul edilen, yüzeye yakın sığ (rezidüel) kütle etkileriyle, alçak dalga sayılı derin (rejyonel) kütlelerin etkilerini birlikte yansıtırlar. Rezidüel (yerel) anomaliler dar, rejyonel (bölgesel) anomaliler ise daha geniş bir yer kaplar.

Genellikle yüzeye yakın sığ kütlelerin etkisi gürültü olarak kabul edilir. Bu gürültüler bazı yöntemlerde istenmeyen olaylar olarak tanımlanır.

Ölçülen gravite değerlerinin oluşturduğu iki boyutlu gravite haritalarından rejyonel veya rezidüel anomaliler sayısal süzgeçleme işlemleriyle bir birlerinden ayrılabilir (Robinson, 1967; Clement, 1973).

Süzgeçler, süzgeç transfer fonksiyonlarının şekline göre, aşağıdaki gibi başlıca dört gruba ayrılırlar:

- Alçak Geçişli (Low-pass) süzgeçler: Belirlenen dalga sayısından daha küçük dalga sayılı değişimleri geçirir. Kesme dalga sayısından büyük olan dalga sayılarını geçirmez. Bu tür süzgeçlere Rejyonel Süzgeçler de denir. Alçak geçişli süzgeçlerin katsayıları toplamı 1'e eşittir.
- Yüksek Geçişli (high pass) Süzgeçler: Kesme dalga sayısından büyük olan dalga sayılarını geçirir, daha küçük olan dalga sayılarını geçirmez. Yüksek geçişli süzgeçlere Rezidüel Süzgeçler de denir. Bu süzgeçlerin katsayıları toplamı sıfırdır.
- Band Geçişli (Band-pass) Süzgeçler: Belli iki dalga sayısı arasındaki değişimleri geçiren, bu dalga sayılarının dışındakileri geçirmeyen süzgeçlerdir.
- Band Reddedici (Band Reject) Süzgeçler: Belirli iki dalga sayısı arasındaki değişimleri geçirmeyen, bu dalga sayılarının dışındakileri geçiren süzgeçlerdir.

Süzgeçlerin düzenlenmesi için önce teorik bir dalga sayısı tepki fonksiyonu belirlenir. Sonra, bu $H(u,v)$ teorik dalga sayısı fonksiyonunun ters fourier dönüşümü alınarak $h(x,y)$ sürekli fonksiyonu elde edilir. Katsayıları toplamının bir veya bir'e en yakın olduğu yerde fonksiyon kesilir. Eğer katsayıların toplamı bir değilse pencereleme ve normalleme işlemleri yapılarak katsayı toplamlarının bir olması sağlanır. Uzunluk domenindeki bir impuls tepki fonksiyonunun, dönüşüm yöntemi yardımı ile, tekrar dalga sayısı tepki fonksiyonu hesaplanır. Son olarak süzgeç katsayıları dizisini temsil eden dalga sayısı tepki fonksiyonu, teorik dalga sayısı tepki fonksiyonu ile karşılaştırılır (Robinson and Treitel, 1964; Erden, 1979).

Düzenlenen süzgeçin amaca uygun olup olmadığı, dalga sayısı tepki fonksiyonunun kesme dalga sayısı civarında dikliği ve süzgeç impuls tepki fonksiyonunun uzunluğu ile de dikkate alınarak yapılır.

Süzgeç dalga sayısı tepki fonksiyonu kesme dalga sayısı civarında ne kadar dik olursa süzgeçin impuls tepki fonksiyonu o oranda uzun olur.

Oluşturulan süzgeçler dairesel simetriye sahiptir. Süzgeçin merkezine göre eşit uzaklıkta bulunan noktalarda Süzgeç impuls tepki fonksiyonu aynı değerlere sahiptir. Dairesel simetri faz kaymasını önler (Nettleton, 1971; Nettleton, 1976).

Süzgeç katsayıları dizisinin boyu uzun olması durumunda, pencere fonksiyonları kullanılarak kısaltma yapılır. Yeterli olmayan süzgeç uzunlukları kullanıldığında, süzgeçin gerçek genlik spektrumu, istenen genlik spektrumundan oldukça uzaklaşır.

Süzgeçin geçirim bandı ne kadar dar olursa, süzgeçin uzunluğu o oranda büyük olur. Uzunluk domeninde, katsayılar toplamı bir olması, istenen aralıkta anomalilerin etkilenmeden geçmesini sağlar.

Süzgeçler düzenlenirken kullanılacak fonksiyonlar çift fonksiyon olmalıdır. Faz kaymasını önlemek için bu şarttır.

$$h(x, y) = 4 \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} H(u, v) \cdot \text{Cos}(2\pi ux) \cdot \text{Cos}(2\pi vy) \cdot du \cdot dv$$

$h(x, y)$ nin Fourier dönüşümü, bu durumda aşağıdaki eşitlikle verilir.

$$H(u, v) = 4 \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} h(x, y) \cdot \text{Cos}(-2\pi ux) \cdot \text{Cos}(-2\pi vy) \cdot dx \cdot dy$$

Fakat, uygulamada aşağıdaki ayrık değer fonksiyonları kullanılır.

$$h(m\Delta x, n\Delta y) = 4 \sum_{k=0}^{0,5/\Delta u} \cdot \sum_{l=0}^{0,5/\Delta v} H(k\Delta u, l\Delta v) \cdot \text{Cos}(2\pi km\Delta u \Delta x) \cdot \text{Cos}(2\pi ln\Delta v \Delta y) \Delta u \Delta v$$

Ayrık değer fonksiyonu ne kadar uzun seçilirse $h(x, y)$ sürekli fonksiyonuna o kadar yaklaşır (Peters, 1949).

m ve n değerleri istenen uzunlukta seçilebilir. İstenen uzunlukta belirlenen ayrık değer fonksiyonu, Fourier dönüşümü ile dalga sayısı domenine çevrilerek teorik dalga sayısı tepki fonksiyonu ile karşılaştırılır. İki fonksiyonun tam bir uyumu çeşitli denemelerle sağlanabilir.

Hankel dönüşümü kullanılarak alçak geçişli süzgeç tasarlanabilir. Alçak geçişli süzgeçin transfer

fonksiyonu aşağıdaki gibi konvolüsyon integrali ile gösterilmiştir.

Burada süzgeç impuls tepkisi (r) radyal mesafenin fonksiyonu olarak kabul edilir.

$$W(k) = \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} H(k') \cdot G_{(k)} \cdot k' \cdot dk' \cdot d$$

$H_{(k')}$ ve $G_{(k)}$ simetrik fonksiyonlar olup,

$K^2 = k^2 + (k')^2 - 2kk' \cos \phi$ 'dir. İntegral frekans domeninde bir konvolüsyon gösterdiğinden bu işlem uzunluk domeninde, aşağıdaki gibi, bir çarpım şeklini alacaktır.

$$W_{(r)} = h_{(r)} \cdot g_{(r)}$$

Burada; $h_{(r)}$ ve $g_{(r)}$, $H_{(k)}$ ve $G_{(k)}$ 'nin dönüşümleridir. Burada, $G_{(k)}$ ve $H_{(k)}$ fonksiyonları sırasıyla aşağıda gösterilmiştir.

$$G_k = \begin{cases} =1, & |k| \leq a \\ =0, & |k| > a \end{cases}$$

bağıntıda a kesme dalga sayısını belirlemek için k_c ve k_t nin ortalaması alınır.

$$a = \frac{k_c + k_t}{2}$$

k_c alçak geçişli süzgeçin geçiş bandı sonuna ait kesme dalga sayısı değeri ve k_t ise süzgeç frekans tepki fonksiyonunun ilk sıfır olduğu değerdir (Özdemir, 1977; Özdemir, 1984).

$G_{(k)}$ 'nin Ters Hankel dönüşümü alınır aşağıdaki bağıntı elde edilir.

$$g_{(r)} = \frac{a \cdot J_1(2 \cdot \pi \cdot a \cdot r)}{r}$$

$H_{(k)}$ fonksiyonu olarak sıfırıncı dereceden Bessel fonksiyonu kullanılır ve bu fonksiyonun ancak sıfır ile x eksenini ilk kez kestiği argüman değerine kadar olan kısmı dikkate alınır.

$$H_k = \begin{cases} =\beta \cdot j_0\left(\frac{\alpha \cdot k}{\Delta \cdot k}\right), & |k| \leq \frac{\Delta k}{2} \\ =0, & |k| > \frac{\Delta k}{2} \end{cases}$$

Burada; $\Delta k = k_t - k_c$ ve α ile β sabitlerdir. Sıfırıncı dereceden Bessel fonksiyonunun ilk sıfır değeri, argümanın $\alpha k / \Delta k = 2.4048$.. olduğu değerdir. $k = \Delta k / 2$ olduğundan $\alpha = 4.8096$... değerini alır. β sabitinin

değeri ise $H_{(k)}$ eğrisinin altında kalan alan bire eşitlenerek bulunur. $H_{(k)}$ nın ters Hankel dönüşümü ise aşağıdaki gibi yazılır.

$$h_{(r)} = \frac{j_0(\pi.r.\Delta k)}{1 - \left(\frac{2.\pi.r.\Delta k}{\alpha}\right)^2}$$

$w_{(r)}=h_{(r)}.g_{(r)}$ olduğundan,

$$w_{(r)} = \frac{j_0(\pi.r.\Delta k)}{1 - \left(\frac{2.\pi.r.\Delta k}{\alpha}\right)^2} \cdot \frac{a.j_1(2.\pi.a.r)}{r}$$

elde edilir. $r=0$ ve $r=\alpha/(2\pi.\Delta k)$ için sonsuz değerini almaktadır. r nin bu iki değeri için limit alınrsa, $r=0$ için $w(0)=\pi a^2$;
 $r=\alpha/(2\pi.\Delta k)$ için

$$w\left(\frac{\alpha}{2.\pi.\Delta k}\right) = \frac{\pi.a.\Delta k}{2} \cdot j_1\left(\frac{\alpha.a}{\Delta k}\right) \cdot j_1\left(\frac{\alpha}{2}\right)$$

olur. Burada, r grid aralığı cinsinden daire yarıçapıdır. Bu yolla düzenlenen süzgeçin uzunluğu en az $r=\alpha/(2\pi.\Delta k)$ nın iki katına eşit veya daha büyük olmalıdır.

Bu yöntemlerle elde edilen süzgeçler, sonra süzgeçlenecek nokta merkez olmak üzere her yarıçap çember üzerindeki nokta değerleri ait oldukları katsayı ile çarpılır ve bunların cebrik toplamı alınrsa, o noktanın süzgeçlenmiş değeri bulunur.

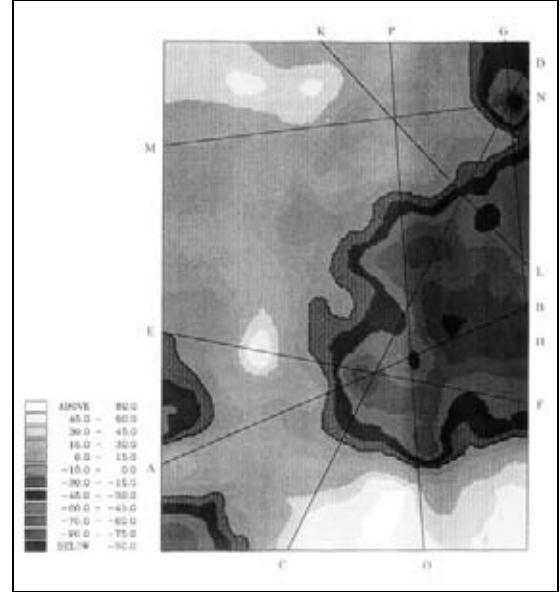
4. BATI ANADOLU BOUGUER GRAVİTE HARİTASININ SÜZGEÇLENMESİ

Gravite verileri, bilindiği gibi, rejyonal ve rezidüel anomalileri içerir. İncelenecek problemin amacına göre uzun veya kısa dalga boylu olayların hangisinin inceleneceği önceden belirlenmelidir. Problemin amacı derin kütlelerin süreksizlik yüzeylerinin belirlenmesi ise, kısa dalga boylu kütlelerin veriden süzülüp atılması gerekir. Alçak geçişli süzgeçler, uzun dalga boylu olayları geçirip kısa dalga boylu olayları geçirmediği için, bu amaca uygun süzgeçlerdir.

Alçak geçişli bir süzgecin düzenlenmesi için önce süzgeçin kesme dalga sayısının belirlenmesi gerekir. Kesme dalga sayısı, inceleme bölgesine ait gravite anomali haritası üzerinden belirlenen doğrultular

boyunca alınan profillerin Fourier spektrumları alınarak belirlenebilir. Profillerin genlik spektrumları çizildiğinde, dalga sayısı ekseninde, birlikte düşüş gösterdikleri değer süzgecin kesme dalga sayısını verir.

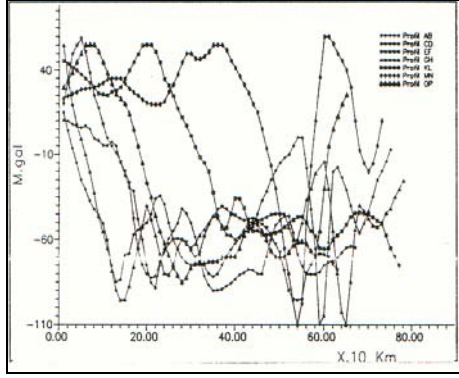
Batı Anadolu Bouguer gravite haritasından yedi profilin gravite verilerinin Fourier spektrumları alındı, (Şekil 8). Bu profillerin Fourier spektrum eğrileri incelenerek uygun kesme dalga sayıları belirlendi.



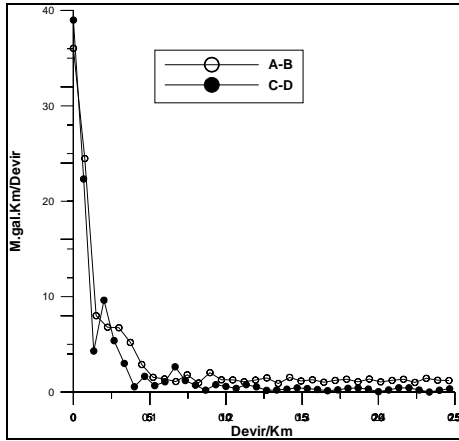
Şekil 8. Batı Anadolu Bouguer Gravite haritası, (H.G.K.)

Uygun gelebilecek olan dalga sayıları, Bouguer spektrum eğrileri için yaklaşık olarak 0.05-0.1 devir/veri aralığı arasında değişmektedir (Şekil 9 ve 10).

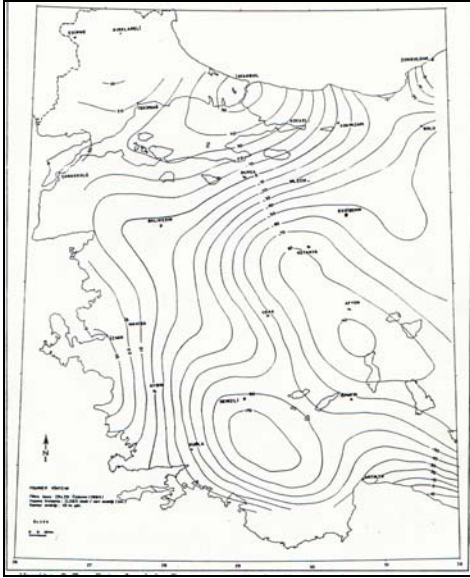
Bu kesme dalga sayısı arasında bulunan ve Özdemir (1984)'de verilen $f_c=0.065$ devir/veri aralığı (km) 'ye göre türetilmiş süzgeç boyu 29x29 olan süzgeç katsayıları ile yine Özdemir (1977)'de verilen $f_c=0.1$ devir/veri aralığı (km)'ye göre türetilmiş süzgeç boyu 29x29 olan süzgeç katsayıları ve son olarak Yüksel (1993)'de verilen $f_c=0.05$ devir/veri aralığı (km) 'ye göre türetilmiş süzgeç boyu 33x33 olan süzgeç katsayıları iki boyutlu Batı Anadolu Bouguer gravite haritasının sayısallaştırılmış değerleri ile çarpılarak Batı Anadolu rejyonal gravite haritaları elde edildi (Şekil 11,12,13).



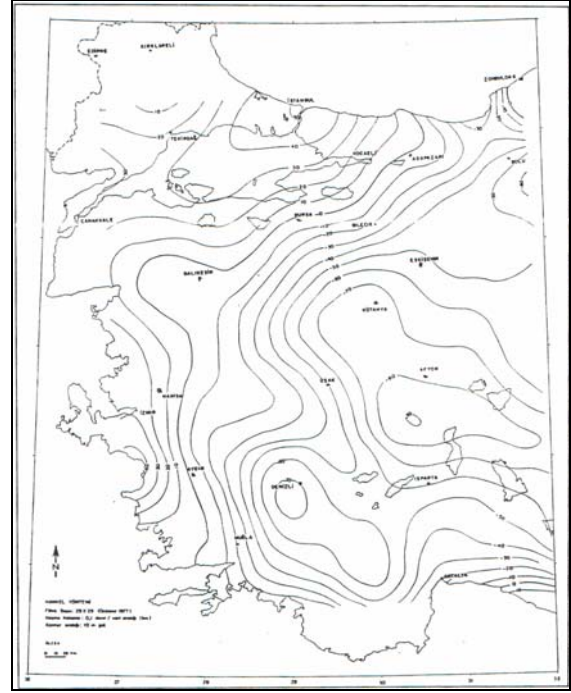
Şekil 9. Bouguer gravite profilleri (Yüksel, 1993)



Şekil 10. Bouguer gravite profillerinin Fourier spektrumları (Yüksel, 1993).



Şekil 11. Batı Anadolu Bouguer gravite haritasının alçak geçişli Fourier süzgeç ile süzgeçlenmesinden elde edilen rejyonel harita, kontur aralığı 10 mgal, (Özdemir 1984'ün süzgeç boyu 29x29 ve $k_c=0.065$ devir/veri aralığı (km) olan süzgeç katsayıları kullanıldı) (Yüksel, 1993)



Şekil 12. Batı Anadolu Bouguer gravite haritasının alçak geçişli Hankel süzgeç ile süzgeçlenmesinden elde edilen rejyonel harita, kontur aralığı 10 mgal, (Özdemir 1977'nin süzgeç boyu 29x29 ve $k_c=0.1$ devir/veri aralığı (km) olan süzgeç katsayıları kullanıldı) (Yüksel, 1993)

6. BATI ANADOLU KABUK KALINLIĞININ HESAPLANMASI

Gravite anomalileri kullanılarak Mohorovicic süreksizlik yüzeyi belirlenebilir. Bu süreksizlik yüzeyi yoğunluğu ortalama 2.80 gr/cm^3 olan litosfer ile yoğunluğu 3.40 gr/cm^3 olan astenosfer arasındaki ortalama sınırdır (Mohorovicic, 1910; Ludvig v.d., 1971).

Gravite anomalileri kullanılarak ortalama kalınlıktan farkların belirlenmesi için bazı yöntemler geliştirilmiştir. Ortalama kabuk kalınlığı en iyi derin sismik kırılma yöntemiyle belirlenebilmektedir.

Batı Anadolu'da ortalama kabuk kalınlığının belirlenmesine yardımcı olacak derin sismik kırılma verileri olmadığından;

- Batı Anadolu ve yakın çevresinde yapılan bazı jeofizik çalışmaların bulgularından (Kolçak, 1982; Makris ve Stoabe, 1984; Akçığ, 1988; Hisarlı and Orbay, 2000),
- [Bouguer Anomalisi – Kabuk kalınlığı] (Demenstkaya, 1967),

- c) [Bouguer gravite anomalisi – Deniz seviyesinden olan yükseklik] (Demenistkaya, 1967),
 d) [Deniz seviyesinden olan yükseklik – Kabuk kalınlığı] (Demenistkaya, 1967) ilişkilerinden yararlanarak ortalama kabuk kalınlığı tahmin edildi.

Batı Anadolu'nun Bouguer gravite anomali haritasında sıfır mgal'lık gravite konturu yaklaşık olarak Marmara denizinin güneyinde Ege ve Akdeniz sahillerine paralel olarak Batı Anadolu'yu çevrelemektedir. Sıfır mgal'e karşılık gelen dünya çapında ortalama kabuk kalınlığı, Bouguer Anomalisi kabuk kalınlığı ilişkisinden, yaklaşık olarak 30-32 km dir. Kabuk kalınlığı ve topografik yükseklik arasındaki ilişkiden yararlanarak Batı Anadolu'da iç kısımlarda ortalama en fazla yükseklik 1500-2000 m olduğundan bu yüksekliğe karşılık gelen kabuk kalınlığı 35-40 km dir (Demenistkaya, 1967).

Bouguer deniz seviyesinden olan yükseklik ilişkisine bakıldığında, Ortalama topografik yükseklik ise 0-500 m arasındadır (Demenistkaya, 1967).

Deniz seviyesinden olan yüksekli kabuk kalınlığı ilişkisini veren grafikte 40 km civarında olduğu görülür (Demenistkaya, 1967).

Buna ilave olarak deniz seviyesinde, yüksekliğin sıfır olduğu yerde, kabuk kalınlığı ortalama 30-32 km dir (Demenistkaya, 1967).

Batı Anadolu ve yakın çevresinde kabuk kalınlığını belirlemek amacıyla şimdiye kadar yapılan kabuk çalışmalarında farklı yöntemlerle (sismolojik, gravite, manyetik, sismik ve manyetotellürik) bulunan kalınlıkların (Yüksel, 1993; 2003a,b,c) istatistiksel olarak değerlendirilmesiyle belirlenen ortalama kabuk kalınlığı Marmara denizi ve çevresi 30 km, Ege 32 km, Kuzey Batı Türkiye 33 ve Batı Anadolu 34 km olarak hesaplanmıştır. Bu sonuçların yukarıda verilen grafiklerle elde edilen sonuçlarla son derece uyumlu olduğu görülmektedir. Bu şekilde elde edilen ortalama kabuk kalınlığı başlangıç değeri olarak alınarak Batı Anadolu'nun kabuk kalınlığını Talwani yöntemi ile modellenmesinde kullanılmıştır (Talwani et al., 1959; Grant and West, 1965).

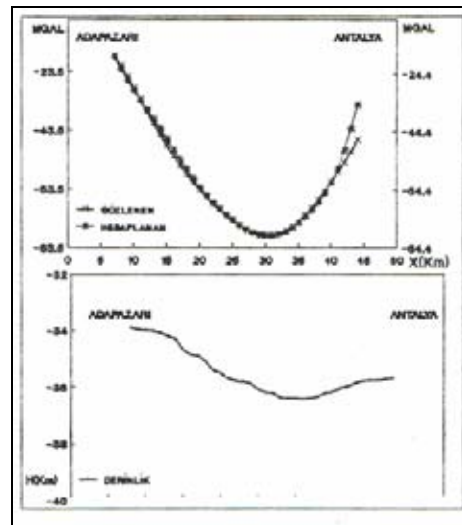
Talwani yöntemi iki boyutlu ve n kenarlı bir kütlelerin gravite değerinin hesaplanması için geliştirilmiştir. Gelişigüzel iki boyutlu bir kütlelerin çevresi yaklaşık bir çokgen şeklinde düşünülebilir. Bu çokgenin verilen herhangi bir noktadaki gravite çekiminin düşey ve yatay bileşenleri analitik bağıntularla bulunabilir. Geliştirilen analitik bağıntular kütlelerin duruşunda ve boyutunda herhangi

bir sınırlama konmaksızın kullanılabilir. Yöntemin doğruluğu çokgenin verilen kütleyle ne derece uyum gösterdiğine ve çokgenin kapalı bir çokgen olarak alınmasına bağlıdır. Çokgenin kenar sayısı ne kadar çoğaltılırsa yöntemin duyarlılığı o kadar artırılabilir.

Batı Anadolu Bouguer gravite haritasının Alçak geçişli süzgeçlenmesiyle elde edilen rejyonel gravite haritasından Adapazarı-Antalya doğrultusunda alınan bir profilden okunan rejyonel değerlere (Tablo 1) uyan en iyi kabuk manto süreksizlik yüzeyi Talwani yöntemiyle modellenerek Batı Anadolu kabuk kalınlığı değişimi bulunmuştur (Şekil 14).

Tablo 1. Batı Anadolu, Adapazarı-Antalya Doğrultulu, Hesaplanan ve Gözlenen Gravite Anomalisi ve Moho Süreksizlik Yüzeyi Derinlik Değişimi (Yüksel, 1993).

ISTASYON No	ISTASYON APSISI (km)	DERİNLİK (km)	HESAPLANAN Δg (mgal)	GÖZLENEN Δg (mgal)
1	70	-33.89	-18.68	-18.1
2	80	-33.96	-22.73	-21.5
3	90	-33.98	-26.72	-25.1
4	100	-34.00	-30.34	-29.1
5	110	-34.07	-33.66	-33.1
6	120	-34.19	-36.87	-37.2
7	130	-34.30	-40.14	-41.2
8	140	-34.70	-43.55	-45.1
9	150	-34.86	-47.05	-48.8
10	160	-34.89	-50.53	-52.3
11	170	-35.10	-53.96	-55.5
12	180	-35.40	-57.31	-58.5
13	190	-35.50	-60.54	-61.2
14	200	-35.69	-63.58	-63.8
15	210	-35.79	-66.36	-66.2
16	220	-35.80	-68.88	-68.5
17	230	-35.88	-71.16	-70.6
18	240	-36.09	-73.25	-72.5
19	250	-36.19	-75.16	-74.3
20	260	-36.22	-76.85	-75.9
21	270	-36.39	-78.25	-77.3
22	280	-36.40	-79.36	-78.4
23	290	-36.41	-80.08	-79.2
24	300	-36.42	-80.42	-79.5
25	310	-36.41	-80.34	-79.5
26	320	-36.35	-79.82	-79.0
27	330	-36.21	-78.87	-78.1
28	340	-36.18	-77.53	-76.6
29	350	-36.05	-75.87	-74.8
30	360	-35.99	-73.89	-72.5
31	370	-35.89	-71.61	-70.0
32	380	-35.78	-69.98	-67.2
33	390	-35.77	-68.88	-64.3
34	400	-35.76	-62.08	-61.2
35	410	-35.74	-57.25	-57.9
36	420	-35.70	-51.03	-54.5



Şekil 14. Adapazarı-Antalya arası Moho süreksizlik yüzeyi (Yüksel, 1993)

7. TARTIŞMA VE SONUÇ

Gravite verilerinin yoruma hazırlanmasında iki boyutlu süzgeçleme yöntemlerinden (Fourier ve Hankel) yararlanılmıştır. Bu amaçla Batı Anadolu Bouguer gravite haritası alçak geçişli süzgeçlenmiş ve rejyonal gravite haritaları elde edilmiştir.

Batı Anadolu'nun kabuk kalınlığı dağılımını belirleyebilmek için Moho süreksizlik yüzeyinin geometrik konumu Talwani yöntemiyle belirlendi. Kabuk modeliyle hesaplanan gravite anomalisinin gözlenen gravite anomalisiyle uyumlu olduğu görüldü.

Bulunan moho süreksizlik yüzeyi derinliğinin Adapazarı ve civarında 30 km den başlayıp Isparta ve Göller bölgesinde 35-40 km derinliğe ulaştığı ve Antalya civarı ve Akdeniz'de tekrar incelemek ortalama 32 km derinliğe ulaştığı hesaplandı.

Bu moho süreksizlik geometrisinin derinlik dağılımı, Batı Anadolu kabuk kalınlığı, daha önceki bölgeye ait çalışmalarda (Kolçak, 1982; Akçığ, 1988; Hisarlı and Orbay, 2000) verilen kalınlık değerleriyle bu çalışmada önerilen derinlik değerlerinin uyumlu olduğu saptandı.

Batı Anadolu Bouguer gravite haritasının (2.67 gr/cm³ ortalama yoğunluğa göre hazırlanan) sıfır mgal kontur dağılımı Marmara denizinin güneyinden Ege ve Akdeniz sahillerine paralel bir gidiş gösterdiği, kabuk kalınlığının Isparta ve Göller bölgesinde, inceleme bölgesi içinde, en fazla kalınlığa ulaştığı dikkate alınır; Anadolu'nun saat yelkovanının tersi istikametinde dönerek (Kissel ve Laj, 1988), batıya kaçma modelinde bu bölgenin mesnet görevi üstlendiği söylenebilir.

8. KAYNAKLAR

Akçığ, Z. 1988. Batı Anadolu'nun Yapısal Sorunlarının Gravite Verileri ile İrdelenmesi. TJK Bült. C. 31, 63-70.

Akkök, R. 1983. Structural and Metamorphic Evolution of the Northern Part of the Menderes Massif: New Data from the Derbent Area and The ir Implications for the Tectonics of the Massif: Jour. of Geol. v. 91. p. 342-350.

Altınlı, E. 1943. Bandırma-Gemlik Arasındaki Kıyı Sıradağının Jeolojik incelemesi. İ. Ü. Fen Fak., Mec. 8 (1-2). 76-137, İstanbul.

Angelier, J. 1979. Neotectonique de L'arc Egeen: Societe Geologique du Nord. Publ. No. 3. 59655 Villeneuve d'Aseq Cedex, France.

Bingöl, E. 1989 Türkiye Jeoloji Haritası Ölçek: 1/2,000,000. MTA-Ankara.

Blumenthal, M. 1963. Le Systeme Structural du Taurus Sud-Anatolien. in Livre a la memoire du professeur P. Fa11ot. t. II, mem., h., s., Soc. Geol. Fr., Paris, p. 611-622.

Brooks, M and Ferentinos, G. 1980. Structure and Evolution of the Sporadhes Basin of the North Aegean trough, Northern Aegean Sea. Tectonophysics, v. 68, p. 15-30.

Brooks, M. and Williams, G. D. 1982. Extensional Tectonics in Neogene and Quaternary Sequences at the Western Margin of the Axios Basin, Northern Greece. Jl. Geol. Soc. London. v. 139, p. 239-297.

Brunn, J. H., Graciansky, P. Ch. De., Gutnic, M., Juteau, T., Lefevre, R., Marcoux, J., Monod, O., Poisson, A. 1970. Structures Majeures et Correlations Stratigraphiques Dans les Taurides Occidentales. Bull. Soc. Geol. France, 12. 515-556.

Clement, W. D. 1973. Basic Principles of Two-dimensional Digital. Filtering. Geophys. Prosp. 5(21). 125-145.

Çoğullu, E. 1967. Etüde Petrographique Region de Mihaliçik. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 47. 683-824

Demenistkaya, R. N. 1967. Crust and Mantle of the Earth. Nedra, Moscow, 280pp.

Dermitzakakis, M. D. and Papanikolaog, 1981. "Paleogeography and Geodynamics of the Aegean Region During the Neogene." Proc. of VII. th Inter. Cong. on Mediter. Neogene, Athens. 1979, p. 245-289.

Dewey, J. F. and Şengör, A. M. C. 1979. Aegean and Surrounding Regions. Complex Multiplate and Continuum Tectonics in a Convergent Zone. Geol. Soc. America Bul l., v. 90, p. 84-92.

Doust, H. and Arıkan, Y. 1974. "The Geology of the Thrace Basın (Trakya Havzasının Jeolojisi)." Türkiye II. Petrol Kongresi. TPO Jeologları Der. 119-136, Ankara.

Emre, H. 1987. Orhaneli Ofiyolitinin Jeolojisi ve Petrolojisi. İ. Ü. Fen Bilimleri Inst.. Doktora Tezi. İstanbul.

- Ercan, T. 1982. “**Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması.**” Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli. TJ Kurultayı, 5-14, Ankara.
- Ercan, T. 1982. “**Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması.**” Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli. TJ Kurultayı, 5-14, Ankara.
- Ercan, T., Günay, E., Baş, H. ve Can. B. 1984. Petrology and Interpretation of The Origin of Quaternary Volcanics in the Datça Peninsula. M. R. and E. I. of Turkey V. 97-98, p. 21-31.
- Ercan, T. 1982. “**Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması.**” Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması paneli. TJ Kurultayı, 5-14, Ankara.
- Ercan, T., Günay, E., Baş, H. ve Can. B. 1984. Petrology and Interpretation of The Origin of Quaternary Volcanics in the Datça Peninsula. M. R. and E. I. of Turkey v. 97-98, p. 21-31
- Ercan, T. ve Gedik, A. 1986. Karadeniz ve Trakya'da Yapılan Derin Sondajlardan Alınan Karotlardaki Volkanik Kayaçların Petrolojisi ve Volkanizmanın Bölgesel Yayılımı. Jeomorfoloji Der., 14, 39-48, Ankara
- Erden, F. 1979. Uygulamalı Gravite, M.T.A., Eğitim Serisi No: 21, 148s. Ankara.
- Erdoğan, B. 1990. İzmir-Ankara Zonu ile Karaburun Kuşağının Tektonik-ilişkisi. MTA Enst., 110, Ankara.
- Ersoy, S. 1989. Fethiye (Muğla)-Gölkhisar (Burdur) Arasında, Güney Dağı ile Kelebekli Dağı ve Dolayının Jeolojisi, İ. Ü. Fen Bil. Enst. Doktora Tezi. İstanbul.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. and Villari. L. 1984. Tertiary to Quaternary Evolution of Volcanism in the Aegean Region. in Dixon. J. E., and Robertson. A. H. F., the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. Special pub. 17. p. 687-699.
- Grant, F. S. and West, G. F. 1965. Interpretation Theory in applied geophysics. McGraw-Hill. Inc., New York.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., Dumont, J. F. 1979. Geologie des Taurides Occidentales (Turque) Mem. Soc. Geol. Fr., N., ser., 58-137.
- Henden, I. 1981. Uzay Görüntülerinden Türkiye Çizgisellik Haritası ve Maden Aramaları İçin Hedef Sahaların Seçilmesi, Bölgesel Çizgiselliklerin Deprem ve Sıcak Su Kaynakları ile ilişkisi. MTA Enst. Der. 95/96. 68-76.
- H.G.K. 1:1,000,000 Rejyonel Bouguer Gravite Haritası.
- Hisarlı, M ve Orbay, N. 2000. Bouguer Gravity Anomalilerinden Ege Denizi'nin Kabuk Kalınlığının Belirlenmesi. Yerbilimleri Dergisi, c. 13, No. 1-2, s. 119-131.
- Holmes, A. 1966. Principles of Physical Geology, London, 20. Baskı.
- İlkışık, O. M. 1980. Trakya'da Yerkabuğunun Manyetotellürik Yöntemle incelenmesi. Doktora Tezi. İTÜ Maden Fakültesi. İstanbul.
- Jackson, J., King, G. C. P. and Vita-Finzi. C. 1983. Neotectonics of the Aegean: An Alternative View. Earth Planet. Sci. Lett., v. 61, p. 300-318.
- Jackson, J. and McKenzie, D. 1984. Rotational Mechanisms of Active Deformation in Greece and Iran in Dixon. J. E. and Robertson, A. H. F., the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. Special pub. 17. p. 743—754.
- Kaya, O. 1982. “Tersiyer Sırt Yitmesi: Doğu Ege Bölgesinin Yapısı ve Magmatikliği İçin Olası Bir Fay Mekanizması.” Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli, TJK Kurultayı, 1982. 39-58, Ankara.
- Ketin, İ. 1977 Türkiye'nin Başlıca Orojenik Olayları ve Paleocoğrafik Evrimi. M.T.A.E. Dergisi. 83: 1-4, Ankara.
- Ketin, İ. 1983. Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış. İTÜ matbaası, İstanbul.
- Kipman. E. ve Emre, H. 1986. “Orhaneli Metamorfitinin Petrografisi.” T.J.K. Kurultayı, 40. Yıl. Ankara.
- Kipman, E. ve Emre, H. 1989. Bandırma-Mudanya Arası Metamorfitlerinin Petrografisi. Anadolu Üniversitesi M.M.F. Der. 5 (1), Eskişehir.
- Kissel. C. and Laj, C. 1988. The Tertiary Geodynamical Evolution of the Aegean arc: A Paleomagnetic Reconstruction. Tectonophysics, 146. 183-201.

- Koçyigit, A. 1983. Hoyran Gölü (Isparta Büklümü) Dolayının Tektoniği, TJK Bült., 26 (1). 1-10. Ankara.
- Koçyigit, A. 1984. Güneybatı Türkiye ve Yakın Dolayında Levha içi Yeni Tektonik Gelişim. TJK Bült., 27(1), 1-17.
- Kolçak, D., 1982. Türkiye’de Deprem Etkinliğinin Nicel Saptanması. İstanbul Yerbilimleri c. 3, No.1-2, s.1-20.
- Lalechos, N. and Savoyat, E. 1979. La Sedimentation Neogene dans le Fosse Nord-Egeen: Proc. 6 th Coll. on Geology of the Aegean Region. Athens, 1977, p. 591-603.
- Leite, O. and Mascle, J. 1982. Geological Structures on the South Cretan Continental Margin and Hellenic Trench (Eastern Mediterranean): Marine Geol., v. 49, p. 199-223.
- Le Pichon, X. and Angelier, J. 1979. The Hellenic arc and Trench System: A key to the Neotectonic Evolution of the Eastern Mediterranean. Tectonophysics. v. 60, p.1- 42.
- Le pichon, X., Angelier, J., Aubouin, J., Monti, S., Renard, V., Got, H., Hsu, K., Lyberis, N., Mart, Y., Mascle, J., Matthews, D., Mitropoulos, D., Tsoflias et P. and Chronis, G. 1979. From Subduction to Transform Mation: A Seabeam Survey of the Hellenic Trench System: Earth Planet Sci. Lett. v.44, p. 441- 450.
- Le Pichon, X. and Angelier, J. 1981. The Aegean Sea. Phil. Trans. R. Soc. London. v. A 300, p. 357-372.
- Le Pichon, X., Lyberis, N. and Alvarez, F. 1984. Subsidence History of the North Eegean Trough, in Dixon, J. E. and Robertson, A. H. F., the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. Special pub. 17, p. 727-741.
- Ludvig, W. J., Nafe, J. E, and Drake, C. L. 1971. Seismic Refraction. pp. 53-84 in "The Sea." vol. 4, pt. 1. Wiley-Interscience. New York.
- Lyberis, N. 1984. Tectonic Evolution of The North Aegean Trough, in Dixon, J. E., and Robertson, A. H. F., the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. Special pub. 17. p. 709-725.
- Makris, J. and Stoabe, C. 1984. Pysical Properties and State of the Crust and Upper Mantle of the Easern Mediterranean Sea Deduced From Geophysical Data. Marin Geology. 55, 347-63 (194).
- Marcoux, J. 1979. Antalya Naplarının Genel Yapısı ve Tetis Güney Kenarı Paleocografyasındaki Yeri. TJK. Bült. 22(1), 1-5. Ankara.
- McKenzie, D. P. 1978. Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Sea Surrounding Region. Geophys. J. Roy. Astr. Soc. v. 30. p. 109-185.
- Mohorovicic, A. 1910. Das Beben vom 8, X, 1909. Jahrb. des Meteorologischen Observ. (Zagreb), 9.
- Monod. O. 1977. Recherches Geologigues dans le Tuaurus Occidental au aud de Beysehir(Turquie). üniv. Paris-Sud, C. d'Orsay. Dr. Tezi. 442 s.
- Morelli, C., Pisani, M. and Gantar, G. 1975. Geophysical Studies in the Aegean Sea and in the Eastern Mediterranean. Bol I. Geofis. Teor. Apply. , v. 66, p. 127-167.
- Needham, H. D., Le Pichon, X., Melguen, M., Pautot, G., Renard, V., Avedik, F. and Carre, D. 1973. North Aegean Sea Trough. 1972 Jean Charcot Cruise. Bull. Geol. Soc. Greece. v. 10, p. 152-153.
- Nettleton, L. L. 1971. Elementary Gravity and Magnetics for Geologists and Seismologists. Soc. Explor. Geophys. Monogr. Ser. 1.
- Nettleton, L. L. 1976 Gravity and Magnetics in Oil Prospecting. International Series in the Earth & Planetary Sciences, McGraw-Hill, 464 s.
- Okay, A. I. 1981 Kuzeybatı Anadolu'daki Ofiyolitlerin Jeolojisi ve Mavişist Metamorfizması, TJK Bült. 24 (1). 85-95. Ankara.
- Okay, A., Özgül, N. 1983. HF/LT Metamorphism and the Structure of the Alanya Massif an Allochthonous Composite Tectonic Slice (the Geol. Evol. of Sast Mediter.). Geol. Soc. London Sp. Pubi. 13. 17-27.
- Okay, A. 1985. **“Kuzeybatı Anadolu'da Yer Alan Metamorfik Kuşaklar,”** TJK Ketin Sempozyumu. 20-21, Şubat 1984. 83-92. Ankara.
- Özdemir, M. 1977. Gönen-Manyas Bölgesinin Bouguer Haritasının Alçak Geçişli Süzgeçlerle süzgeçlenmesi. Türkiye Jeofizikçiler Dergisi. 6 (2-3). 57-78.
- Özdemir, M. 1984. Tuz Gölü Bölgesinin Bouguer Gravite Alanının Süzgeçlenmesi ve Temel Yapı

Derinliğinin Araştırılması. İ. Ü. Yerbilimleri Dergisi, 4 (1-2). 67-68.

Özgül, N. 1976. Toroslar'ın Bazı Temel özellikleri. TJK Bült. 19, 65-78.

Papazachos, B. C. and Cominakakis, P. E. 1978. Deep Structure and Tectonics of the Eastern Mediterranean. Tectonophysics, v. 46, p. 285-296.

Perinçek, D. 1991. Possible Strand of the North Anatolian Fault in the Thrace Basin. Turkey-An Interpretation. AAPG Bull. 75 (2). 241-257. USA.

Peters, L. J. 1949 The Direct Approach to Magnetic Interpretation and its Practical Application. Geophysics. v. 14. 290-320.

Ricou, L. E., Argyriadis, I., Marcoux, J. 1975. L'Axe Calcaire du Taurus un Alignement de Fenâtres Arabo-Africains Sous des Nappes Radiolaritiques. Ophiolitiques et Metamorphiques. Bull. Soc. Geol. Fr. ser. 7. 17. 1024-1044.

Robertson, A. H. F., Woodcock, N. H. 1984. The SG Segment of the Antalya Complex. Turkey as a Mesozoic-Tertiary Tethyan Continental Margin. in: Dixon, J., Robertson, A. H. F. (Eds). The geological Evolution of the Eastern Mediterranean Special Publication of the Geological Society. London, 17, 251-273.

Robinson. E. A. and Treitel. S. 1964 Principles of Digital Filtering. Geophysics, v. 29. 395-404.

Robinson, E. A. 1967. Predictive de Cotoposition of Seismic Traces. Geophysics. V. 22, 767-779.

Steininger, F. F. and Rögl, F. 1984. Paleogeography and Palinspastic Reconstruction of the Neogene of the Mediterranean and Paratethys. in Dixon, J. E., and Robertson, A. H. F. the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. Special pub. 17. p. 659-668.

Şengör, A. M. C. 1979. The North Anatolian Transform Fault: its Age, Offset and Tectonic Significance. Jl. Geol. Soc. London. V. 136. p. 269-282.

Şengör, A. M. C. 1980. "Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları." TJK Konferansları Serisi No; 2. s: 7, Ankara.

Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y. 1981. Tethyan Evolution of Turkey. Tectonophysics. 75, 181-241.

Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y. 1983. Türkiye'de Tetis'in Evrimi: Levha Tektoniği Açısından bir Yaklaşım. TJK Yerbilim, Özel Diz. no: 1. Ankara.

Talwani, M., Worzel, L. J. and Landisman, M. 1959. Rapid Gravity Computation for Two-dimensional Bodies With Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. Journal of Geophysical Research. v. 64. 49-59.

Üşümezsoy, S. 1982. Igneous and Metamorphic Geology and Mineralization of Istranca Region. İ.Ü. Yerbilimleri, 3. 277-294. İstanbul.

Üşümezsoy, Ş. 1987. Kuzeybatı Anadolu Yığışım Orogeni: Paleotetis' in Batı Kenet Kuşağı. TJK Bult. 30 (2), 53-62. Ankara.

Üşümezsoy, S. 1990. Istranca Orogeni: Karadeniz Çevresi Kimmerid Orogen Kuşakları ve Masif Sülfid Yarakları. TJK Bült., 33 (1), 17-28.

Yılmaz, P. O., Maxwell, J. C., Muehlberger, W. R. 1981. The Structural Evolution of the Antalya Complex (SW Turkey) Within the Eastern Mediterranean Framework: Rapor. 25s.

Yüksel, F. A. 1993. Batı Anadolu bölgesi Serbest Hava Anomalisinin Filtrelenmesi ve Yerkabuğunun İncelenmesi. İ.Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi (Basılmamış), 101 s., İstanbul.

Yüksel, F. A. 2003a. **"Batı Anadolu Bouguer Gravite Anomalilerinin Filtrelenmesi ve Yerkabuğu Kalınlık Dağılımının İncelenmesi."** S. D. Ü. Müh. Mim. Fak., Jeofizik Müh. Böl., Jeofizik Sempozyumu, 13-15 Mayıs 2003, Bildiri Özetleri, s. 27, Isparta.

Yüksel, F. A. 2003b. **"Batı Anadolu Bouguer Gravite Anomalilerinin Rekursiv Filtreler kullanılarak Filtrelenmesi ve Yerkabuğu Kalınlık Dağılımının İncelenmesi."** İstanbul Üniversitesinin 550. Kuruluş Yılı Etkinlikleri Çerçevesinde, İ. Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enst., Edebiyat Fak. Coğrafya Böl., Sırrı Erinç Sempozyumu 2003 Coğrafya, 11-13 Eylül 2003, Genişletilmiş Bildiri Özetleri, s. 392-399, İstanbul.

Yüksel, F. A. 2003c. **"Batı Anadolu Bouguer ve Serbest Hava Gravite Anomalilerine Analitik Uzunum Yöntemlerinin Uygulanması."** Mersin Üni. Müh. Fak. Jeoloji Müh. Böl. 10. Yıl Sempozyumu 15-18 Ekim 2003, Bildiri Özleri Kitabı, s. 109, Mersin.

Zanchi, A., Kissel, C., Tapırdamaz, C. 1990. **"Neogene-Quaternary Continental Deformation in Western Turkey."** IESCA 1990 Sempozyumu Bildiri Özetleri. 203-204.