

Orta Anadolu'nun kabuksal hız yapısının araştırılması

Aytek ERSAN^{*1}, Murat ERDURAN²

¹ İl Afet ve Acil Durum Müdürlüğü, 19 Mayıs Mah. Saadet Cad. No:4, 55040 Samsun

² Nevşehir Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 50300 Nevşehir

Özet

Bu çalışmada Orta Anadolu altında kabuk ve üst-manto hız yapısının tespiti için P dalgası alıcı fonksiyon analizi kullanılmıştır. Bu amaçla Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Daire Başkanlığı bünyesinde aktif olarak çalıştırılan geniş-bantlı ANTO (Ankara), BBAL (Ankara), CDAG (Kırşehir), ELDT (Çankırı) ve ILGA (Çankırı) deprem istasyonlarında kaydedilen telesismik depremlerin zaman ortami P alıcı fonksiyonları hesaplanmıştır. Ayrıca bölgesel yüzey dalgası grup hızı bilgileri ile her deprem istasyonunda hesaplanan radyal alıcı fonksiyon sinyalleri birlikte ağırlıklı ters çözümlerle çok çözümlülük sorunu da giderilmiştir. Ters çözüm sonuçlarından ANTO istasyonu altında kabuksal kalınlık 36 km ve makaslama hızı 4.33 km/sn, BBAL istasyonu altında kabuksal kalınlık 38 km ve makaslama hızı 4.28 km/sn, CDAG istasyonu altında kabuksal kalınlık 40 km ve makaslama hızı 4.33 km/sn, ELDT istasyonu altında kabuksal kalınlık 36 km ve makaslama hızı 4.21 km/sn, ILGA istasyonu altında kabuksal kalınlık 36 km ve makaslama hızı 4.20 km/sn elde edilmiştir. Bu durum Orta Anadolu'da kuzeyden güneye doğru bir kabuksal kalınlaşmanın olduğunu gösterir. Bölgenin tektonik bakımdan Ezinepazarı-Tuz Gölü Fayı, Ecemiş Fayı, Kırıkkale-Erbaa Fayı ve kuzeyden İzmir-Ankara-Erzincan ile güneyden Toroslar'ın paleosütlür kuşaklarının sıkıştırma etkisi altında olması, güneydeki bu kabuksal kalınlık artışının nedenidir. İstasyonlar altında üst-kabuk makaslama hızları 2.20-3.49 km/sn arasında değişmektedir ve üst-manto hızı <7.8 km/sn'dir. Bulunan sonuçlar bölgede bundan sonra yapılacak olan çalışmalarda ön bilgi eksikliğini giderecek ve bölgenin neotektonik yorumunun yapılmasında da önemli katkılar sağlayacaktır.

Anahtar Kelimeler: Alıcı fonksiyon, kabuk hız yapısı, Orta Anadolu, ters çözüm, yüzey dalgası.

Investigation of the crustal velocity structures in the Central Anatolia

Extended abstract

Studying area is located in Central Anatolia, surrounded by the locations of Pontides to the north-northwest and Anatolides to the south. Fundamental tectonic structures of the area are namely North Anatolian Fault Zone, Kırıkkale-Erbaa Fault Zone, Eldivan-Elmadağ Pinched Wedge, Ezinepazarı-Tuz Gölü Fault Zone.

In this study, *P* receiver function analysis is used to estimate the crustal and the upper mantle velocity structures beneath the Central Anatolia. To reach this goal, time domain *P* receiver of teleseismic events are computed, which are recorded by a total number of 5 broad-band stations, namely ANTO (Ankara), BBAL (Ankara), CDAG (Kırşehir), ELDT (Çankırı) and ILGA (Çankırı) which belong to actively operating General Directorate of Disaster Affairs, Earthquake Research Department, Seismology Division of Ankara. Moreover, computed radial receiver functions and regional surface wave group velocities are inverted as weighted in each individual earthquake station; thus, non-uniqueness problem is solved.

Receiver function analysis is operated helping with the digital three component earthquake records, are higher than 20° epicentral distance. Time domain deconvolution technique is applied in this study, intends to acquire the source-time function of complex body waves from deconvolution of synthetic seismograms, obtained from observational wave forms.

Radial and tangential receiver functions are initially computed for each determined earthquake. In order to apply the technique; before 10 s and after 90 s, first *P* arrival is selected as 100 s, for three component. Horizontal components of selected

signals (*N-S* and *E-W*) are converted theoretical radial and tangential components considering back-azimuth values. Observational vertical component seismogram is distinguished from radial and tangential component seismograms by use of deconvolution; hence, radial and tangential component receiver function signals are computed. Computed radial and tangential receiver functions ranged as back-azimuths and placed in back-azimuth-epicentral distance projection. Earthquakes in each station, are grouped in accordance with the back-azimuth and the epicentral distance classification. It is totally analysed 21 groups in 5 stations. Computed radial receiver functions and regional surface wave group velocities are inverted as weighted in each individual earthquake station; thus, non-uniqueness problem is solved.

Inversion results show that crustal thicknesses and shear velocities beneath the stations ANTO, BBAL, CDAG, ELDT, ILGA are stated 36 km, 4.33 km/s; 38 km, 4.28 km/s; 40 km, 4.33 km/s; 36 km, 4.21 km/s and 36 km, 4.20 km/s, respectively. This result indicates that crustal thickening is present from the north to the south. The reason of rising crustal thickening to south is that the area is compressed by paleosutures of Toroids from south and of İzmir-Ankara-Erzincan from north and Ezinepazarı-Tuz Gölü Fault, Ecemiş Fault, Kırıkkale-Erbaa Fault tectonically. Upper-mantle shear velocities vary from 2.20 to 3.49 km/s beneath the stations and upper-mantle velocity is lower than 7.8 km/s. No abnormal low velocity zone (LVZ) at middle-crust and upper-crust is observed. Shear velocity changes are approached up to 60 km beneath the each station. Inversion results will dissipate lack of priori information and provide substantial contribution of neotectonic interpretation in the region.

Keywords: Central Anatolia, crustal velocity structure, inversion, receiver function, surface wave.

Giriş

Deprem sismolojisi, tüm jeofiziksel disiplinler arasında yerin iç yapısı hakkında en yüksek dereceden çözünürlükle bilgi sağlamaktadır (Lay ve Wallace, 1995; Cristensen ve Mooney, 1995; Mejia, 2001). Deprem istasyonları yer yüzeyinde farklı ortamlarda çalıştırılmakta ve yer hareketlerini sürekli kaydetmektedirler. Kaydedilen yer hareketleri; yer içinin fiziksel özelliklerinin, kaynak bilgilerinin ve kaynak-alıcı yolu üzerindeki yer yapısının anlaşılması için kullanılmaktadır (Rumpfhuber, 2008).

Son zamanlarda sayısal üç bileşen geniş-bantlı sismik istasyonların sayısında önemli artışlar olmuştur. Böylece, elverişli deprem verileri alınmaya başlanmış ve bununla orantılı olarak da değişik dalga analiz teknikleri geliştirilmiştir (Erduran, 1999). Çalışılan bölgenin kabuk ve üst-manto S dalgası hız yapısını tespit etmek için yaygın olarak kullanılan bu tekniklerden biri alıcı fonksiyon yöntemidir. Yüzey dalgası faz hızları ile alıcı fonksiyonların birlikte ters çözümü hız düzensizliklerinin belirlenmesinde kullanılmaktadır ki bu çalışmada çok çözünürlük probleminden kaçınmak için yüzey dalgası grup hızı bilgileri ile her deprem istasyonunda hesaplanan radyal alıcı fonksiyon sinyalleri birlikte ağırlıklı ters çözülmüştür (Özalaybey vd., 1997; Erduran, 2002; Marone vd., 2003; Shiomi vd., 2006; Li vd., 2008; Erduran, 2009; Zhou vd., 2009; Ersan, 2010).

Bu çalışmanın amacı, Ankara'nın kuzey ve güneyinde geniş-bantlı deprem istasyonları altındaki kabuk ve üst-manto hız yapısını belirlemek ve tektonik ilişkisini yorumlamaktır. Bunun için Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Daire Başkanlığı bünyesinde aktif olarak çalıştırılan 5 geniş-bantlı deprem istasyonu kullanılmıştır. Bu çalışmanın önemli bir avantajı ise, 4 geniş-bantlı deprem istasyonunun yeni ve daha önceden çalışılmamış olmasıdır. Her bir deprem istasyonunda dış-odak uzaklığı 20°'den büyük olan deprem verilerine son zamanlarda sıkça kullanılan zaman ortamı alıcı fonksiyon

yöntemi (Ligorria ve Ammon, 1999; Çakır ve Erduran, 2004; Erduran, 2009) uygulanmıştır.

Bu çalışma Ersan (2010) tarafından hazırlanan yüksek lisans tez çalışmasının özetini ve sonuçlarını kapsamaktadır. Ayrıca bu çalışma, "Bilimde Modern Yöntemler Sempozyumu 2010"da sözlü olarak sunulmuştur (Ersan ve Erduran, 2010).

Tektonik yapı

Çalışma alanının kuzey-kuzeybatı kesimi Pontidler, güney kesimi ise Anatolidler içinde yer almaktadır. Anatolidler'in jeolojik ve tektonik gelişiminin Pontidler'den çok farklı olduğunu söyleyen Ketin (1966), Anatolidler'in esas itibarıyla Orta ve Batı Anadolu kristalin masiflerini veya metamorfik serilerini ihtiva etmekte, ayrıca metamorfik serilere bağlı olarak ortaya çıkan ofiyolitik fasiyete, serpantin ve radyolaritli Üst Kretase ile bunları uyumsuz olarak örten Tersiyer formasyonlarını içerisine aldığı da belirtmiştir.

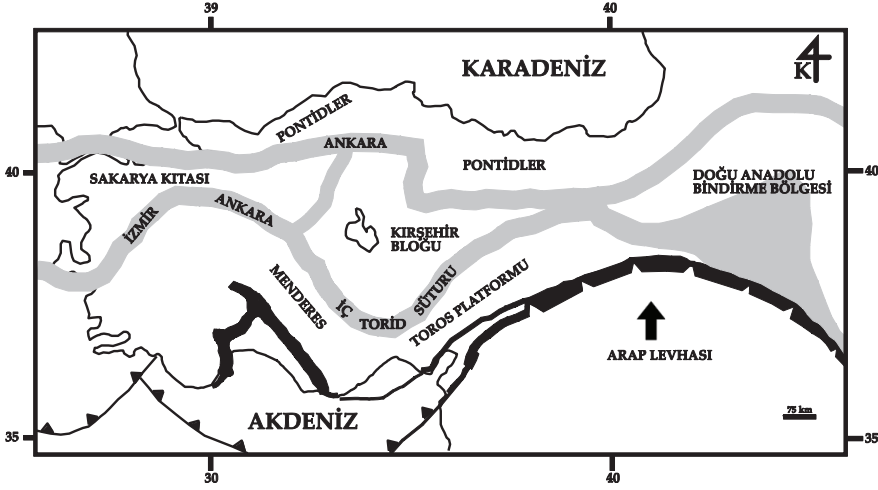
Türkiye'de bulunan önemli tektonik birimler Şekil 1'de, çalışma alanı ve çevresinin tektonik yapıları da Şekil 2'de gösterilmektedir.

Yöntem

Alıcı fonksiyonlar deprem sismolojisinde yerin kabuk ve manto yapısının belirlenmesi için kullanılan popüler bir tekniktir. Kullanımının ve uygulamasının ekonomik olması, en önemli avantajıdır (Rumpfhuber, 2008).

Son yıllarda sayısal üç bileşen geniş-bantlı sismik istasyonların artmasıyla kalitesi yüksek deprem kayıtları alınmaya başlanmıştır. Bu deprem verileriyle yapılan kabuk yapısı çalışmalarında dönüşmüş fazların kullanılmasıyla elde edilen sonuçların diğer yapı çalışmalarına göre daha duyarlı olduğu görülmüştür.

Zaman ortamı dekonvolüsyon tekniği, gözlemsel dalga şekillerinden elde edilen sentetik sismogramların dekonvolüsyonundan, karmaşık cisim dalgalarının kaynak-zaman



Şekil 1. Türkiye’de tektonik birimleri gösteren harita (Aydemir, 2009’dan değiştirilerek alınmıştır).

fonksiyonunu elde etmek için Kikuchi ve Kanamori (1982) tarafından ileri sürülmüştür. Ligorria ve Ammon sismik istasyonda alıcı fonksiyonlar hesaplamak için üç bileşen sismogramlara zaman ortamı dekonvolüsyon tekniğini ilk olarak başarıyla uygulamışlardır (Mejia, 2001).

Alıcı fonksiyon verisi

Bu çalışmada uygulanan zaman ortamı dekonvolüsyon tekniği; gözlemsel dalga şekillerinden elde edilen sentetik sismogramların dekonvolüsyonundan, karmaşık cisim dalgalarının kaynak-zaman fonksiyonunu elde etmeyi amaçlar (Kikuchi ve Kanamori, 1982). Kullanılan zaman ortamı dekonvolüsyon yöntemi ile ilk gelen P dalgalarının radyal ve düşey bileşenlerinin genlikleri arasındaki oran korunarak yüzeye yakın hız dağılımına duyarlılık kazandırılmıştır (Ammon, 1991; Cassidy, 1992; Çakır ve Erduran, 2004; Erduran, 2009).

Alıcı fonksiyon yöntemi ile Orta Anadolu altındaki kabuksal yapıyı araştırmak için Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Daire Başkanlığı, Sismoloji Şubesi bünyesinde

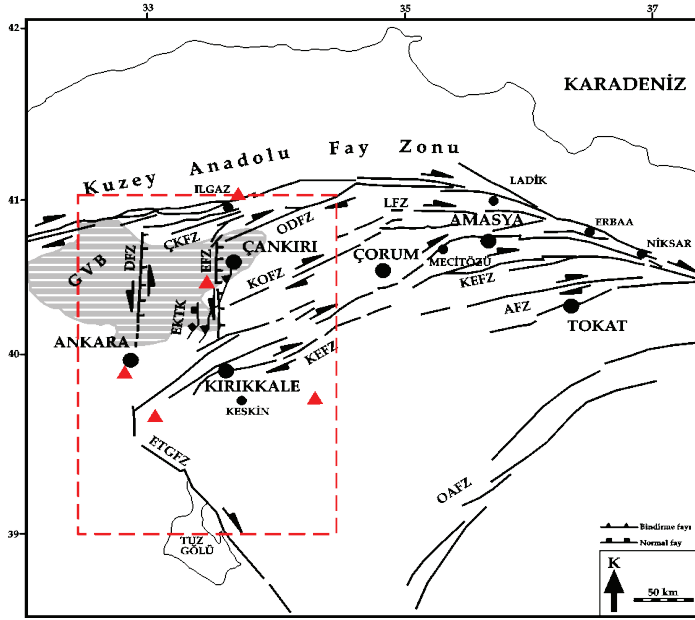
çalıştırılmakta olan 5 deprem istasyonunda kaydedilen telesismik depremlerin P dalgaları kullanılmıştır. Çalışma alanı içerisinde yer alan söz konusu istasyon kodları ANTO (Ankara), BBAL (Bala), CDAG (Çiçekdağı), ELDT (Eldivan) ve ILGA (Ilgaz)’dır. Çalışma alanı Anadolu Plakası içerisinde yaklaşık olarak 32.31°-34.44°D boylamları ile 41.05°-39.00°K enlemleri arasında bulunmaktadır.

ANTO istasyonu

Ankara’nın merkezinde kurulu olan ANTO istasyonu, 39.8689°K enlemi ve 32.7936°D boylamının kesiştiği noktada bulunmaktadır. 10 Ekim 1992 tarihinden itibaren aktif veri sağlayan ANTO istasyonu 883 metre yükseklikindedir (Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Daire Başkanlığı, Sismoloji Şubesi). Üç bileşen (K-G, D-B, düşey) sayısal geniş-bant verilerin kaydedildiği ANTO istasyonunda GEOTECH 3600s tipi sismometre ile Q690 tipi sayısallaştırıcı kullanılmaktadır.

ANTO deprem istasyonunda 1992-2009 yılları arasında kaydedilen $M_b \geq 6.5$ ve dış-odak uzaklığı 20°’den büyük 592 deprem verisi alıcı fonksiyon analizi için seçilmiştir. Seçilen

Orta Anadolu'nun kabuksal hız yapısının araştırılması



Şekil 2. ANTO, BBAL, CDAG, ELDT ve ILGA istasyonları çevresinde bulunan önemli tektonik yapıları gösteren harita (Taymaz vd., 2007'den değiştirilerek alınmıştır). Burada KAFZ; Kuzey Anadolu Fay Zonu, KEFZ; Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu, ETKK (Seyitoğlu vd., 2009); Eldivan-Elmadag Kıstırılmış Tektonik Kaması, ETGFZ; Ezinepazarı-Tuz Gölü Fay Zonu, DFZ; Dodurga Fay Zonu, ÇKFZ; Çerkeş-Kurşunlu Fay Zonu, EFZ; Eldivan Fay Zonu, ÖDFZ; Orta-Devrez Fay Zonu, LFZ; Laçın Fay Zonu, AFZ; Almus Fay Zonu, OAFZ; Orta Anadolu Fay Zonu ve GVB (Toprak vd., 1994); Galatya Volkanik Bölgesi'dir. Çalışma alanı kesikli çizgilerle gösterilmiştir.

depremlerin gürültü içerikleri, ilk P varışlarının kalitesi ve aletsel etki bozuklukları dikkate alındığında alıcı fonksiyon analizi için dünyanın değişik yerlerinde meydana gelmiş olan 146 deprem verisi belirlenmiştir. Bu depremlerin dış-odak uzaklıkları 30° ilâ 150° arasında değişmektedir.

Belirlenen depremlerin her biri için ilk olarak radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon sinyalleri hesaplanmıştır. Yöntemin uygulanması için sinyallerin ilk P dalgası öncesi 10 sn, sonrası için ise 90 sn olmak üzere toplam 100 sn'lik kısım üç bileşen için seçilmiştir. Seçilen sinyallerin yatay bileşenleri (K-G ve D-B) geri-azimut değerlerine göre kuramsal radyal ve tanjansiyel bileşenlere

dönüştürülmüştür. Gözlemsel düşey bileşen sismogramı radyal ve tanjansiyel bileşen sismogramlardan dekonvolüsyon yolu ile ayırılarak radyal ve tanjansiyel bileşen alıcı fonksiyon sinyalleri hesaplanmıştır. Ayrıca zaman ortamında sinyallerin baş ve son kısımlarına 10° luk kosinüs penceresi uygulanmıştır. Gauss fonksiyonunun sönüm parametresi $a=1$ olarak alınmıştır ve 0.5 Hz'den büyük frekansların geçmesine izin vermez. Yöntem adımları diğer istasyonlar için aynıdır.

ANTO istasyonuna ait dış-odak uzaklığı ve geri-azimut değeri değişimleri dikkate alındığında depremler için 6 farklı yığma grubu tespit edilmiştir. 146 deprem verisinden Grup 5

için olan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri Şekil 3'te gösterilmiştir.

Yüzey dalgası grup hızı

Bu çalışmada kullanılan temel modlu Rayleigh ve Love grup hızları Mindevalli (1988) ve Mindevalli ve Mitchell (1989) çalışmalarından alınmıştır (Şekil 4). Mindevalli (1988) ve Mindevalli ve Mitchell (1989) tarafından ANTO istasyonunda kayıt edilen Rayleigh ve Love yüzey dalgaları kullanılarak Batı ve Doğu Anadolu'nun kabuk ve üst-manto hız yapısı tespit edilmiştir. ANTO istasyonu çevresinde ortalama bölgesel grup hızı eğrilerini temsil etmek için Rayleigh ve Love dalgası grup hızı değerlerinin her bir periyottaki ortalamaları alınmıştır. Böylece ortalama grup hızı eğrileri ile grup hızlarının bölgesel saçılma etkisi azaltılmıştır. Rayleigh ve Love dalgası grup hızı eğrilerinde 35 sn'den sonra saçılma etkilerinin fazla olmasından ötürü kullanacağımız grup hızı eğrileri 8-36 sn ile sınırlandırılmıştır (Şekil 4).

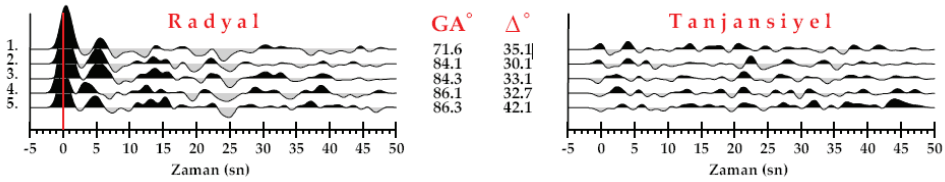
Ağırlıklı ters çözüm sonuçları

Sentetik alıcı fonksiyon hesabı Müller (1985)'den uyarlanarak düzenlenmiştir ve ayrıntılı olarak Erduran (2002)'da verilmiştir. Bu çalışmada tekrar değinilmemiştir. Bu çalışmada kullanılan ve aşağıda verilen ters

$$\begin{bmatrix} \kappa R \\ \lambda S \\ \gamma \Delta \end{bmatrix} \mathbf{m} \approx \begin{bmatrix} \kappa \mathbf{r} \\ \lambda \mathbf{s} \\ \mathbf{0} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \kappa R \\ \lambda S \\ \mathbf{0} \end{bmatrix} \mathbf{m}_0 \quad (1)$$

Alıcı fonksiyonun kısmî türevleri yeraltının frekans ortamındaki bütün karmaşık tepkisi dikkate alınarak hesaplanmıştır. $K \times M$ boyutlu S dizini, dispersiyonun kısmî türevlerini tanımlamaktadır ve Takeuchi ve Saito (1972)'dan alınmıştır. K , yüzey dalgası periyotlarının sayısını göstermektedir. Denklem (1)'deki doğrusal sistem matematiksel olarak aşırı boyutludur ve \mathbf{m}_0 başlangıç yapısı kullanılarak en küçük kareler yöntemiyle çözülebilir. Gözlemsel ile kuramsal alıcı fonksiyon spektral genlikleri arasındaki fark \mathbf{r} diziniyle, gözlemsel ile kuramsal dispersiyon eğrileri arasındaki fark ise \mathbf{s} diziniyle gösterilmektedir. \mathbf{r} ve \mathbf{s} dizinleri, L_2 normu kullanılarak ardışık adımlarla küçültülmektedir. Denklem (1)'deki büyük koyu harfler iki boyutlu dizinleri, küçük koyu harfler bir boyutlu dizinleri ve diğer karakterler ise boyutsuz değerleri göstermektedir.

Denklem (1)'deki sistem aşağıda tanımlanan ağırlık faktörleri ile çarpılmıştır.



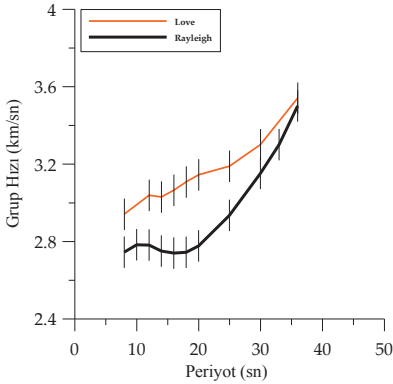
Şekil 3. ANTO istasyonu Grup 5'ten elde edilen 5 telesismik deprem verisi için radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyon sinyalleri. GA; geri-azimut, Δ; dış-odak uzaklığı, kırmızı düz çizgi; t=0 sn'de ilk gelen P varışı.

çözüm kuramı, matematiksel ağırlıkların eklenmesiyle çok çözümlülük sorununun aşılmasında önemli katkılar sağlamaktadır (Ammon vd., 1990; Julia vd., 2000; Çakır ve Erduran, 2004; Erduran, 2009). Elde edilen ters çözüm sistemi Denklem (1)'de verilmektedir.

$$\lambda^2 = \frac{p}{K\bar{\sigma}_s^2} \quad \text{ve} \quad \kappa^2 = \frac{1-p}{N\bar{\sigma}_r^2} \quad (2)$$

Burada, $\bar{\sigma}_r^2$ ve $\bar{\sigma}_s^2$ sırasıyla, alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası dispersiyon eğrisi için ortalama

değişebilirlik (varyans) değerleridir. Denklem (2)'deki ağırlık faktörleri (λ ve κ), ters çözüme katılan her iki veri grubunun katkısını dengelemek için kullanılan parametrelerdir. Bu parametreler K ve N veri sayılarını kontrol etmekte; $\bar{\sigma}_r^2$ ile $\bar{\sigma}_s^2$ ise, varyansları farklı fiziksel birimlerin etkisini eşitlemektedir. Ağırlık tanımlarındaki etki faktörü ($0 \leq p \leq 1$) ise, her bir veri grubunun göreceli etkileri arasındaki ödünleşmeyi sağlamaktadır. Örneğin, $p=0$ 'da dispersiyonun etkisi, $p=1$ 'de de alıcı fonksiyonun etkisi sıfırdır. Buna karşın $p=0.5$ 'te alıcı fonksiyon ile yüzey dalgası eşit etkiye sahiptir.



Şekil 4. Orta Anadolu ve çevresinde gözlemsel bölgesel grup hızı eğrilerinin ortalamaları.

Ters çözüm için kullanılan başlangıç hız yapısı ise makaslama dalgası hızı 5.0 km/sn olan yarı-sonsuz bir ortam olarak seçilmiştir. Ters çözüm işleminde her bir 3 ardışık adımda sönüm parametresini (γ) 10, 7.5, 5, 2.5, 1.4, 0 şeklinde düşüren yaklaşımdan yararlanılmıştır. Etki faktörü p 'nin değeri arttıkça yüzey dalgasının çözüme olan katkısının arttığı ve diğer taraftan alıcı fonksiyonun katkısının azaldığı bilinmektedir (Erduran, 2002). Bu nedenle grup hızı ve alıcı izi etkisinin yarı yarıya paylaşıldığı $p=0.5$ etki faktöründeki çözümü bu çalışmada dikkate alınmıştır ve tüm gruplar için aynı veri grubu ve değerleri kullanılacaktır.

ANTO istasyonunda tüm yığma gruplarının geri-azimut-dış-odak projeksiyon düzleminde dağılımı ve ± 1 standart sapma sınırları ile radyal ve tanjansiyel yığma grupları Şekil 5'te gösterilmiştir.

Şekil 6'da ANTO istasyonu için edilen ters çözüm kabuksal hız yapısı her grubu temsil edecek şekilde siyah kareler ile gösterilmektedir (a-f). Şekil 6'nın her bir grubu için (sağ) sonuçların gözlemsel radyal alıcı fonksiyona (sol üst) ve gözlemsel grup hızlarına (sol alt) uyumları (a-f) gösterilmiştir. Şekil 6d (Grup 4) hariç, sol üst sütunlarda verilen ters çözüm alıcı fonksiyon izi gözlemsel alıcı fonksiyona oldukça uyumludur. Genel olarak sismik hız yapısı derinlikle yavaş yavaş değişim göstermiş ve moho derinliğinin olduğu seviyelerde kademeli bir artışa geçmiştir.

Sonuçlar ve öneriler

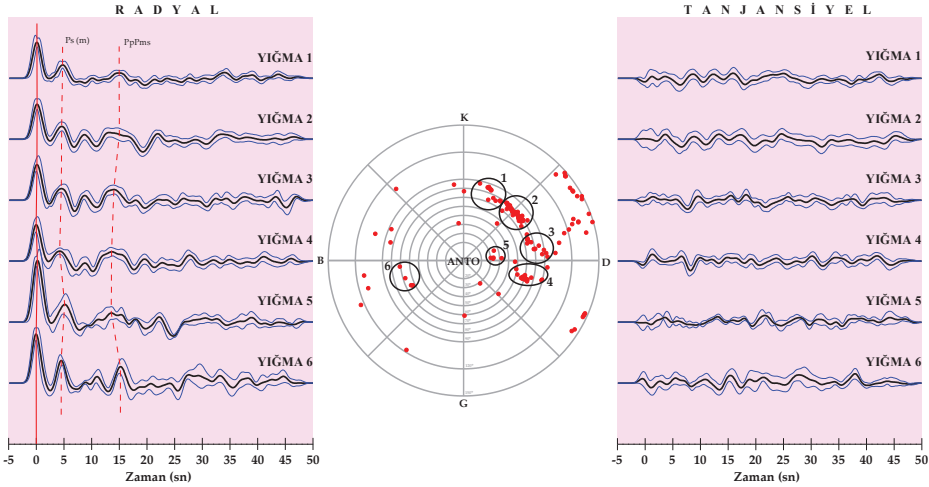
Bu çalışmada üç bileşen olarak kaydedilen telesismik cisim dalgalarına zaman ortamı alıcı fonksiyon yöntemi uygulanarak ANTO, BBAL, CDAG, ELDT ve ILGA deprem istasyonları altındaki kabuksal ve üst-manto sismik hızlarının derinlikle değişimi tespit edilmiştir.

Hesaplanan radyal ve tanjansiyel alıcı fonksiyonlar geri-azimutlarına göre sıralanmış ve geri-azimut-dış-odak projeksiyon düzlemine işlenmiştir. Daha sonra her bir istasyondaki depremler, benzer geri-azimut ve dış-odak uzaklık dağılımlarına göre gruplandırılmıştır. ANTO istasyonunda 6, BBAL istasyonunda 2, CDAG istasyonunda 7, ELDT istasyonunda 3 ve ILGA istasyonunda 3 olmak üzere toplam 21 grup analiz edilmiştir. Bu işlemden öncelikli olarak zaman ortamı dekonvolüsyon yöntemi kullanılarak alıcı fonksiyon radyal ve tanjansiyel bileşen izleri hesaplanmış ve yığma işlemi ile de ortalama radyal ve tanjansiyel alıcı izleri standart sapmaları ile birlikte elde edilmiştir. Bölgesel yüzey dalgası bilgisi her bir grubu temsil eden ortalama alıcı fonksiyon radyal izleri ile birlikte ağırlıklaştırılmış ters çözüm işlemine tabi tutulmuştur. Her bir

istasyondaki her bir gruba ait S hızının derinlikle değişimi tespit edilmiştir. Belirlenen söz konusu hız-derinlik modelleri istasyon altındaki ~60 km yüksekliğinde, yarıçapı ~40 km olan bir silindirik hacmi temsil etmektedir.

ANTO istasyonuna ait alıcı fonksiyon izlerinde Ps varışları ilk P varışından 4.50-5.00 sn sonra gözlenmiştir. Saunders vd. (1998), P ve Ps varış zamanları farkını 4.68 sn, PpPs varışını da 14.87 sn olarak belirlemişlerdir. Radyal alıcı fonksiyon izlerinde Ps varışları güçlüyken,

altları için yarı-sonsuz 5.0 km/sn'lik yer altı modeliyle belirlenmiştir. Her bir istasyondaki gruplara ait ters çözüm hız yapıları Şekil 7'de üst üste gelecek şekilde çizilerek (farklı renklerle) verilmiştir. Her bir istasyona ait ters çözüm yapıları bir diğerine göre anormal sapma göstermemektedir. Bu durum istasyon altlarındaki yapıların jeolojik karmaşıklığa sahip olmadığını bir göstergesidir. Buna rağmen hızlardaki sapma miktarını minimum seviyeye indirmek ve beş istasyona ait birer ortalama S hızı derinlik değişimini elde etmek için her bir



Şekil 5. ANTO istasyonundan elde edilen telesismik 146 depremin iç içe daire dilimleri halinde geri-azimut-dış-odak uzaklığı projeksiyon düzleminde dağılımı (kırmızı simgeler) ve alıcı fonksiyon ters çözümünde kullanılan 6 farklı yığma grubu (siyah daireler).

tanjansiyel alıcı izlerinde sinyal seviyesi oldukça düşüktür. Bu durum ANTO istasyonu altındaki yapının heterojen olmadığını bir göstergesidir. Radyal alıcı izlerinde Ps varışlarından sonra gözlenen PpPs varışları Ps'lerin genlikleri kadar güçlü olmasa da 13.6-15.1 sn arasında pozitif pik olarak belirlenmiştir. Bu durumlar Saunders vd. (1998) ve Park ve Levin (2002)'in çalışmaları ile tutarlıdır.

Başlangıç modelinin seçimine bağlı olmayan radyal alıcı fonksiyon izi ve yüzey dalgası bilgilerinin birlikte ters çözümü tüm istasyon

derinlik seviyesindeki hızların ortalaması alınmıştır (Şekil 7'de siyah koyu çizgiler). Hızların genel gidişatı açısından istasyonlar arası fark yoktur. Çalışma bölgesini temsil eden kabuk kalınlık seviyesi belirlenirken diğer etki faktörlerindeki ($p=0.1, 0.5$ ve 0.9) çözümler de dikkate alınmıştır. Bu çalışmada $p=0.5$ çözümü literatüre uygun olarak seçilmiş ve kullanılmıştır.

ANTO istasyonunda ilk 10 km'de hızlar 2.55-3.20 km/sn, 10 ilâ 35 km arasındaki hızlar 3.40-4.07 km/sn arasında değişmektedir. Kademeli

Orta Anadolu'nun kabuksal hız yapısının araştırılması

hız artışı ile manto 36 km derinlikte ve 4.33 km/sn makaslama hızı ile temsil edilmektedir. Bu derinlikten sonra hızlar 60 km'ye kadar ani bir değişime uğramamıştır ve ortalama 4.5 km/sn hıza sahiptir.

BBAL istasyonunda ilk 10 km'de hızlar 2.51-3.49 km/sn'ye ulaşmaktadır. 10 ilâ 20 km arasındaki hızlar ~3.30 km/sn seviyelerine düşmektedir ve 38 km derinlikte 4.28 km/sn hıza ulaşmıştır. Orta-kabukta gözlenen bu düşük hız jeolojik yapıdan ziyade yüksek genlikli alıcı izindeki ani değişimden kaynaklanmaktadır. İzdeki bu seviye, veri sayısının artırılmasıyla düzleşecek ve modeldeki ani sapmalar da azalacaktır. 38 km derinliğindeki moho seviyesinden makaslama hızları ortalama 4.60 km/sn hızla 60 km derinliğe ulaşmaktadır.

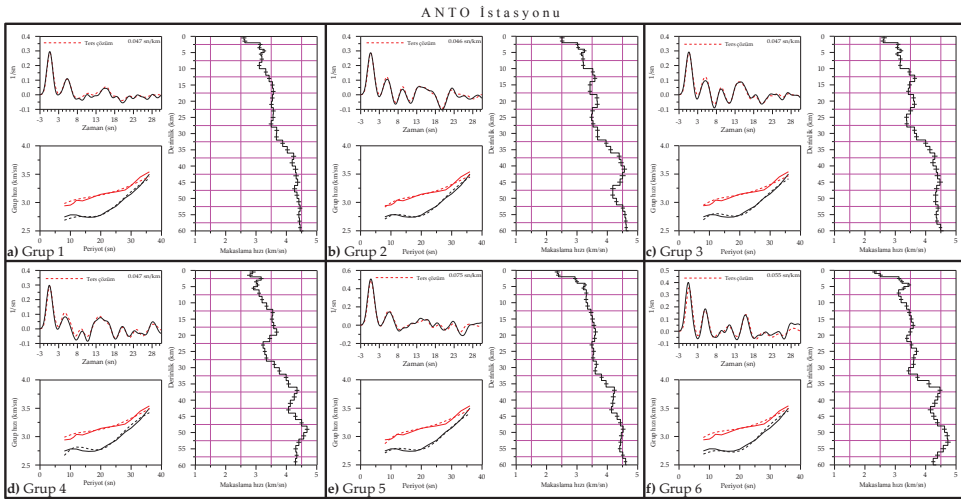
CDAG istasyonunda elde edilen sonuçlar genel yapı olarak ANTO istasyonundan elde edilen sonuçlara çok benzerdir. İlk 10 km'de hızlar 2.27-3.17 km/sn, 10 ilâ 40 km arasındaki hızlar 3.23-4.33 km/sn arasında değişmektedir. Kabuk kalınlığı 40 km derinlikte yer almaktadır. Bu derinlikten sonra hızlar 60 km'ye kadar ani bir

değişime uğramamıştır ve ~4.5 km/sn'dir.

ELDT istasyonunda ilk 10 km'de hızlar 2.28-3.28 km/sn, 10 ilâ 36 km arasındaki hızlar da 3.45-4.21 km/sn arasında değişmektedir. Kabuk kalınlığı 36 km derinlikte yer almaktadır. Bu derinlikten sonra hızlar kademeli artış ile 42 km'de 4.74 km/sn'ye ulaşmıştır ve 44 km derinlikten 60 km derinliğe hızlar ~4.40 km/sn'li düşük hız bölgesine sahiptir.

ILGA istasyonunda ilk 10 km'de hızlar 2.20-3.41 km/sn, 10 ilâ 36 km arasındaki hızlar 3.30-4.20 km/sn arasında değişmektedir. Kabuk kalınlığı 36 km derinlikte yer almaktadır. Bu derinlikten sonra hızlar kademeli artış gösterir ve manto hızı 4.20 km/sn'dir. Moho altı hızlar 50 km derinliğe kadar sürekli bir artış göstererek 4.66 km/sn'li yüksek hız değerine ulaşmıştır. Bu derinlikten itibaren 4.37 km/sn'li düşük bir hıza sahiptir.

Çalışma alanına denk gelen istasyonlar altında üst-kabuk makaslama hızları 2.20-3.49 km/sn arasında değişmektedir. Orta-kabuk ve üst-kabukta anormal düşük hızlı (LVZ) bir durum gözlenmemiştir. Bu durum BBAL istasyonu

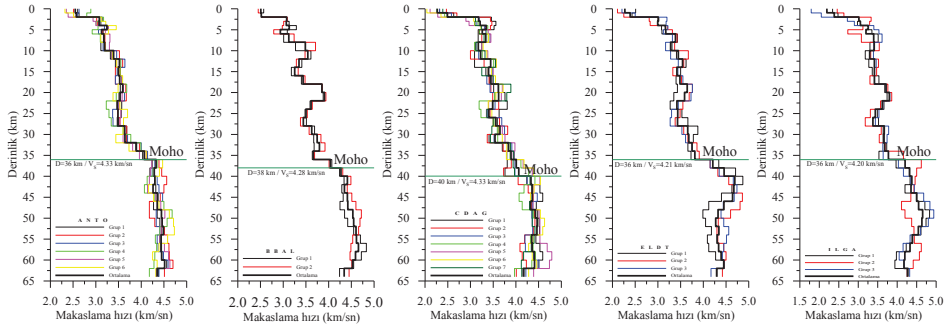


Şekil 6. ANTO istasyonunda alıcı fonksiyon ters çözümü için kullanılan 6 yığıma grubuna ait alıcı izleri için elde edilen ağırlıklı ters çözüm sonuçları.

altında kısmen kendisini göstermiştir ve verideki noksanlıkla ilişkilendirilmiştir. S hız yapılarının tüm istasyonlarda benzer davranış göstermesi istasyonlar altındaki birimlerin benzer metamorfik yapıya sahip olduğu ile ilişkilidir.

Şekil 7’de ANTO, BBAL ve CDAG istasyonlarını temsil eden ilk 3 modelden moho altı hızlarının 60 km derinliğe yaklaşık 4.50

altında kabuksal kalınlık 36 km ve makaslama hızı 4.21 km/sn’dir. ILGA istasyonu altında kabuksal kalınlık 36 km ve makaslama hızı 4.20 km/sn’dir. Bu durum Orta Anadolu’da kuzeyden güneye doğru bir kabuksal kalınlaşmanın olduğunu gösterir. Güney ve güneydoğudaki bu kabuksal kalınlık artışının nedeni, bölgenin tektonik bakımdan Ezinepazarı-Tuz Gölü Fayı, Ecemiş Fayı, Kırıkkale-Erbaa Fayı ve kuzeyden İzmir-



Şekil 7. Sırasıyla ANTO, BBAL, CDAG, ELDT ve ILGA istasyonlarına ait hız modelleri.

km/sn hızla devam etmesi litosferin Orta Anadolu altında ince olduğunu göstermektedir. Tok vd. (2008), litosfer-astenosfer sınırı için yaklaşık 100 km derinlik önermişlerdir. Mindevalli ve Mitchell (1989), Rayleigh ve Love yüzey dalgası verilerinin ters çözümünden üst-mantoda pozitif bir makaslama dalgası hız gradyanının olduğunu belirtmişlerdir.

Ters çözüm sonuçlarından elde edilen makaslama hız-derinlik modelleri Ankara’nın kuzey ve güneyindeki geniş-bantlı deprem istasyonları altındaki kabuk ve üst-manto hız yapısı ve tektonik ilişkisi hakkında önemli bilgiler sağlamıştır. Buna göre:

a-ANTO istasyonu altında kabuksal kalınlık 36 km ve makaslama hızı 4.33 km/sn’dir. BBAL istasyonu altında kabuksal kalınlık 38 km ve makaslama hızı 4.28 km/sn’dir. CDAG istasyonu altında kabuksal kalınlık 40 km ve makaslama hızı 4.33 km/sn’dir. ELDT istasyonu

Ankara-Erzincan ile güneyden Toroslar’ın paleosütlük kuşaklarının sıkıştırma etkisi altında olmasıdır.

b-İstasyonlar altında üst-kabuk makaslama hızları 2.20-3.49 km/sn arasında değişmektedir. Orta-kabuk ve üst-kabukta anormal düşük hızlı (LVZ) bir durum gözlenmemiştir.

c-ANTO, BBAL ve CDAG istasyonlarını temsil eden ilk 3 modelden moho altı hızlarının 60 km derinliğe yaklaşık 4.50 km/sn hızla devam etmesi litosferin Orta Anadolu altında ince olduğunu göstermektedir.

d-İstasyonlar altındaki üst-manto hızı <7.8 km/sn’dir.

e-Bulunan sonuçlar bölgede bundan sonra yapılacak olan çalışmalara yardımcı olması bakımından bir başlangıç noktası olarak kullanılacaktır. Ayrıca bölgenin neotektonik

yorumunun yapılmasında da önemli katkılar sağlayacaktır.

f-Bu çalışmada bulunan hız süreksizliklerinin derinlikle değişim modelleri, mikro deprem aktivitesi ve moment tensörü çözüm çalışmalarında güvenilir ön bilgi olarak kullanılacaktır.

Teşekkür

Çalışma süresince deprem verilerini kullanmamıza izin veren Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Daire Başkanlığı'na teşekkür ederiz.

Kaynaklar

Ammon, C. J., Randall, G. E. ve Zandt, G., 1990. On the Nonuniqueness of Receiver Function Inversions, *Journal of Geophysical Research*, **95**, 15303-15318.

Ammon, C. J., 1991. The Isolation of Receiver Effects from Teleseismic P Waveforms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **81**, 2504-2510.

Aydemir, A., 2009. Tectonic Investigation of Central Anatolia, Turkey, Using Geophysical Data, *Journal of Applied Geophysics*, **68**, 321-334.

Cassidy, J. F., 1992. Numerical Experiments in Broadband Receiver Function Analysis, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **82**, 1453-1474.

Cristensen, N. I. ve Mooney, W. D., 1995. Seismic Velocity Structure and Composition of the Continental Crust: A Global View, *Journal of Geophysical Research*, **100**, 9761-9788.

Çakır, Ö. ve Erduran, M., 2004. Constraining Crustal and Uppermost Mantle Structure beneath Station TBZ (Trabzon, Turkey) by Receiver Function and Dispersion Analyses, *Geophysical Journal International*, **158**, 955-971.

Erduran, M., 1999. Uzak Alan Deprem Kayıtlarından Trabzon (TBZ) Deprem İstasyonunun Altındaki Litosfer Yapısının Belirlenmesi, *Yüksek Lisans Tezi*, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.

Erduran, M., 2002. Alıcı Fonksiyon ve Yüze Dalgalarının Birlikte Ters Çözümünden TBZ (Trabzon) Sismik İstasyonunun Kabuk Yapısı,

Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.

Erduran, M., 2009. Teleseismic Inversion of Crustal S-Wave Velocities beneath the Isparta Station, *Journal of Geodynamics*, **47**, 225-236.

Ersan, A., 2010. Orta Anadolu'nun Kabuksal Hız Yapısının Araştırılması, *Yüksek Lisans Tezi*, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.

Ersan, A. ve Erduran, M., 2010. Orta Anadolu'nun Kabuksal Hız Yapısının Araştırılması, Bilimde Modern Yöntemler Sempozyumu, 14-16 Ekim 2010, Diyarbakır, Bildiriler Kitabı, **I**, s. 643-656.

Julia, J., Ammon, C. J., Herrmann, R. B. ve Correig, A. M., 2000. Joint Inversion of Receiver Function and Surface Wave Dispersion Observations, *Geophysical Journal International*, **143**, 99-112.

Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, *MTA Dergisi*, **66**, 20-34.

Kikuchi, M. ve Kanamori, H., 1982. Inversion of Complex Body Waves, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **72**, 491-506.

Lay, T. ve Wallace., 1995. *Modern Global Seismology*, Academic Press Inc., San Diego, California.

Li, Y., Wu, Q., Zhang, R., Tian, X. ve Zeng, R., 2008. The Crust and Upper Mantle Structure beneath Yunnan from Joint Inversion of Receiver Functions and Rayleigh Wave Dispersion Data, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **170**, 134-146.

Ligorria, J. P. ve Ammon, C. J., 1999. Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **89**, 1395-1400.

Marone, F., Van der Meijde, M., Van der Lee, S. ve Giardini, D., 2003. Joint Inversion of Local, Regional and Teleseismic Data for Crustal Thickness in the Eurasia-Africa Plate Boundary Region, *Geophysical Journal International*, **154**, 499-514.

Mejia, J. A., 2001. Lithospheric Structure beneath the Tibetan Plateau Using Simultaneous Inversion of Surface Wave Dispersion and Receiver Functions, *Ph.D Thesis*, Faculty of the Graduate School of Saint Louis University, Saint Louis.

Mindevalli, Ö. Y., 1988. Crust and Upper Mantle Structure of Turkey and the Indian Sub-Continent Surface Wave Studies: *Ph.D Thesis*, Saint Louis University, Saint Louis.

- Mindevalli Ö. Y. ve Mitchell, B. J., 1989. Crustal Structure and Possible Anisotropy in Turkey from Seismic Surface Wave Dispersion, *Geophysical Journal International*, **98**, 93-106.
- Müller, G., 1985. The Reflectivity Method: A Tutorial, *Journal of Geophysics*, **58**, 153-174.
- Özalaybey, S., Savage, M. K., Sheehan, A. F., Louie, J. N. ve Brune, J. N., 1997. Shear-Wave Velocity Structure in the Northern Basin and Range Province from Combined Analysis of Receiver Functions and Surface Waves, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **87**, 1, 183-199.
- Park, J. ve Levin V., 2002. Seismic Anisotropy: Tracing Plate Dynamics in the Mantle, *Science*, **296**, 485-489.
- Rumpfhuber, E.-M., 2008. An Integrated Analysis of Controlled and Passive Source Seismic Data, *Ph.D Thesis*, Faculty of the Graduate School of The University of Texas, Texas.
- Saunders, P., Priestley, K. ve Taymaz, T., 1998. Variations in the Crustal Structure beneath Western Turkey, *Geophysical Journal International*, **194**, 373-389.
- Seyitoğlu, G., Karadenizli, L., Şen, Ş., Kazancı, N., Varol, B., Saraç, G., Işık, V., Esat, K., Özcan, F., Savaşçı, D. ve İleri, İ., 2009. Late Pliocene-Quaternary Pinched Crustal Wedge in NW Central Anatolia, Turkey: A Neotectonic Structure Accommodating the Internal Deformation of the Anatolian Plate, *Geological Bulletin of Turkey*, **52**, 1, 121-154.
- Shiomi, K., Obara, K. ve Sato, H., 2006. Moho Depth Variation beneath Southwestern Japan Revealed from Velocity Structure based on Receiver Functions Inversion, *Tectonophysics*, **420**, 205-221.
- Takeuchi H. ve Saito, M., 1972. Seismic Surface Waves, *Methods in Computational Physics*, **11**, 271-295.
- Taymaz, T., Wright, T. J., Yolsal, S., Tan, O., Fielding, E. ve Seyitoğlu, G., 2007. Source Characteristics of the 6 June 2000 Orta-Çankırı (Central Turkey) Earthquake: A Synthesis of Seismological, Geological and Geodetic (InSAR) Observations, and Internal Deformation of the Anatolian Plate, *Geological Society of London*, **291**, 259-290.
- Tok, H. E., Beck, S. L., Zandt, G., Biryol, C. B., Warren, L. M., Özacar, A. A. ve Taymaz, T., 2008. NAF Experiment: Lithospheric Structure of the Central North Anatolia from S-Wave Receiver Function Analysis, American Geophysical Union, Fall Meeting, Bildiriler Kitabı, T21A-1917.
- Toprak, V., Keller, J. ve Schumacher, R., 1994. Volcano-Tectonic Features of the Cappadocian Volcanic Province, Excursion Guide Book, *International Volcanological Congress*, IAVCEI, Ankara.
- Zhou, R.-M., Stump, W., Herrmann, R. B., Yang, Z.-X. ve Chen, Y.-T., 2009. Teleseismic Receiver Function and Surface-Wave Study of Velocity Structure beneath the Yanqing-Huailai Basin Northwest of Beijing, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **99**, 1937-1952.