



Kabuk ve üst-manto hız yapısının saptanmasında alıcı fonksiyonun çok çözümlülüğü

Non-uniqueness in the determination of crustal and upper-mantle velocity structure from receiver function

Murat ERDURAN, Özcan ÇAKIR

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 61080, TRABZON

ÖZ

Üç bileşen olarak kayıt edilen uzak alan cisim dalgaları, deprem istasyonunun altındaki kabuksal ve üst-manto sismik hızlarının derinlikle değişimini saptamak için kullanılabilir. Kullanılan yöntem, cisim dalgalarının ters evrişim işlemine dayanır ve ters evrişim sonucunda elde edilen sismik izler alıcı fonksiyon olarak adlandırılır. Yeraltının sismik hız dağılımı, alıcı fonksiyona uygulanan en küçük kareler ters çözüm işlemiyle bulunabilir. Alıcı fonksiyon, yeraltı hız yapısıyla doğrusal olmayan bir şekilde ilişkilidir ve Taylor seri açılımının yardımıyla yaklaşık doğrusal olarak düzenlenebilir. Doğrusallaştırma işlemi çözümün bilgisayarda sayısal olarak yapılmasına olanak sağlamasının yanısıra, çözüme belirli bir başlangıç yapısından başlayarak ardışık adımlarla yaklaşma zorunluluğunu getirir. Alıcı fonksiyon yöntemi, yeraltı yapısının ortalama sismik hızına karşı duyarlı değildir. Bu nedenle ardışık çözüme yanlış başlangıç yapısından başladığında, ters çözüm sonucu da yanlış olmaktadır. Çok çözümlülük olarak adlandırılan bu sorunu çözmek için değişik başlangıç yapıları denenebilir ve bunların arasından en uygun olanı seçilebilir. Diğer bir yaklaşım ise, yerel Rayleigh yüzey dalgası dispersiyon bilgisinin ters çözüm işlemine katılmasıdır. Yüzey dalgası dispersiyonu yeraltı yapısının ortalama hız dağılımına duyarlı olduğundan, başlangıç yapısının nasıl seçildiği önemli olmamaktadır. Bu çalışmada, alıcı fonksiyon ters çözümüne dispersiyon bilgisinin katılması durumunda, ters çözüm işleminin çok çözümlülük sorunundan etkilenmediği gösterilmiştir.

Bu yöntemle deprem istasyonunun altındaki yerel sismik hız dağılımı saptanabilir. Yerel kavramı, yaklaşık 30 km yarıçaplı ve 100 km derinlikli bir silindir hacim olarak açıklanabilir. Sismik hızları saptanmış bir çok yerel silindir arasındaki uzaysal ilişkiye bakılarak jeotektonik yorumlar yapılabilir. Yapılan yorumların ayrıntılı olabilmesi için, alıcı fonksiyon ters çözümünün olabildiğince fazla sayıda deprem istasyonunda yapılması gereklidir.

Anahtar kelimeler: Alıcı fonksiyon, başlangıç yapı, çok çözümlülük, ters çözüm, uzak alan, yüzey dalgası.

ABSTRACT

Tele-seismic body waves recorded in the three-component can be utilized for the determination of depth dependent crustal and upper-mantle seismic velocities beneath an earthquake station. The method used is based on the deconvolution of body waves and the seismic signals obtained after the deconvolution procedure is called receiver function. The least-square inversion technique applied to the receiver function can be used to delineate seismic velocity distribution with depth. Receiver function is related to the underground seismic velocities in a non-linear fashion, and can be approximately linearized by a Taylor series expansion. The linearization procedure helps one produce digital solutions on a computer; but also, it makes it necessary that the solution be obtained in iteration starting from an initial model. Receiver function method is not sensitive to the average underground velocity structure. Because of this reason, if the iterative solution starts from an incorrect initial model, the inversion also results in an incorrect solution. In order to solve this problem which is called multiple solution, many possible initial models can be tested against one another and the most suitable one can be preferred by inspection. Another approach can be the inclusion of regional Rayleigh wave dispersion information into the inversion procedure. Because the surface wave dispersion is sensitive to the underground average velocity, the selection of initial model becomes immaterial in this way. In this study, it was shown that the case of dispersion information attached to the inversion had superior result compared to the one without it.

In the receiver function method, local seismic velocity distribution beneath the earthquake station can be determined. The statement of local can be described as a cylindrical volume with about 30 km radius and 100 km depth.

Many such volumes having well determined seismic velocities can be used to detect the spatial correlation between different geological provinces. Such analyses are particularly useful in geotectonic interpretations. The increased number of earthquake observatories as much as possible will contribute to the quality of the made interpretations.

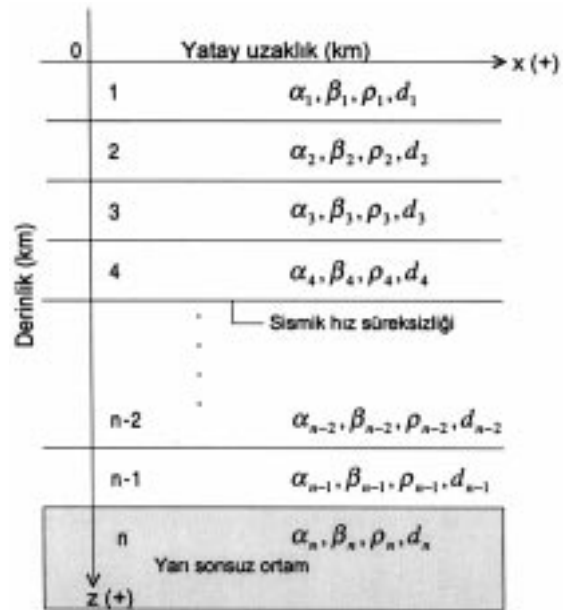
Key words: Receiver function, initial model, non-uniqueness, tele-seismic, inversion, surface waves.

GİRİŞ

Kuzey-Güney, Doğu-Batı ve aşağı-yukarı yönlerinde (üç bileşen) kayıt edilen uzak alan ($30^\circ < \Delta < 90^\circ$) P dalga kayıtları; deprem kaynak mekanizmasının, manto içinden yayınının, istasyon altındaki yapının ve sismograf tepkisinin etkilerini içermektedir. Deprem kaynağı, sismograf ve manto yörunge etkileri kabuk ve üst-manto yapısının etkilerinden ayırt edilebilir ve bu şekilde bulunan dalga biçimleri alıcı fonksiyon olarak adlandırılır. Alıcı fonksiyonunun elde edilebilmesi için Kuzey-Güney ve Doğu-Batı bileşenlerinin geri azimut yönünde ışınsal ve teğetsel bileşenlere dönüştürülmesi gerekir. Işınsal ve teğetsel bileşenlerin aşağı-yukarı (Düşey) bileşenden ters evriştirilmesi sonucunda alıcı fonksiyon ayırt edilebilir. Ters evrişim işlemi gerek zaman ortamında ve gerekse frekans ortamında yapılabilir. Yönteme ilişkin matematiksel ayrıntılar Langston (1979) tarafından verilmiş olup, burada ayrıca değinilmemiştir. Alıcı fonksiyonlar, kabuk ve üst-manto sismik hız bilgisini serbest yüzeye taşırlar ve bu bilgi en küçük kareler ters çözüm yöntemiyle elde edilebilir. Bu çalışmada, ters çözüm işleminde karşılaşılan sorunlara değinilmiştir.

Alıcı fonksiyon uzak alan P dalga varışlarının düşeye yakın gelişleri ve P'den S'e (Ps) dönüşüm fazlarını içerir. Öncelikle deprem istasyonunun altındaki makaslama dalgası (S) hız yapısına duyarlıdır. Alıcı fonksiyon izleri; kabuktaki hız dağılımı, moho topoğrafyası, anizotropi ve eğimli tabaka gibi etkilere karşı duyarlıdır. Doğru genliklerin kullanımı sığ hız bilgisini korumakta olup, eğimli tabakaların varlığından dolayı oluşabilecek hatalardan kaçınmaya yardımcı olur (Ammon, 1991; Cassidy, 1992). Ters çözüm işleminde yeraltı yapısının genellikle birçok yatay tabakadan oluştuğu düşünülmektedir. Kuramsal olarak, kabuksal yapı için varsayılan yeraltı tabakalı yapısı Şekil 1'de gösterilmiştir. Kuramsal yapıda, her bir tabakanın P dalga hızı (α_i), S dalga hızı (β_i), yoğunluğu (ρ_i) ve kalınlığı (d_i) göz önüne alınmıştır. n indisiyle tanımlı yarı

sonsuz ortamın tabaka kalınlığı sonsuza uzanmaktadır ve böyle bir yaklaşım yarı sonsuz ortamdaki tabakalı ortama enerji dönüşümünün olmadığı koşulunu sağlamak için gereklidir. Eğer istasyonun altındaki tabakalar düzlemsel, kendi içinde tekdüze ve izotropik ise, teğetsel bileşen alıcı fonksiyonu sıfır olacaktır. Teğetsel bileşen alıcı fonksiyonu, yanal yapısal karmaşıklığa karşı duyarlıdır ve bu nedenle izotropik ve düzlemsel yapıdan sapmanın bir ölçüsünü yansıtır. Yatay ve tek düze tabakalardan oluşan modeller yardımıyla kabuk ve üst-mantonun bir boyutlu makaslama dalgası hız yapısı elde edilebilir (Owens vd., 1984; Owens, 1987; Langston, 1989; Ammon vd., 1990; Ammon ve Zandt, 1993; Kosarev vd., 1993; Mangino vd., 1993; Zhu vd., 1995).



Şekil 1. Ters çözümde kullanılan kuramsal yeraltı yapısı.

Figure 1. Theoretical underground structure used in the inversion.

Alıcı fonksiyonun ters çözümünde düşey olarak tekdüze olmayan, yanal olarak ise tekdüze bir boyutlu modeller kullanılır (bknz. Şekil 1). Ters çözüm işlemi sırasında çözüm düzensizliklerini indirmek için pürüzsüzlük sınırlaması getirilir.

Alıcı fonksiyonu ters çözmek için oluşturulan denklem takımı doğrusal değildir ve doğrusallaştırma yapılarak ardışık çözüm ile sonuca gidilir. Ters çözüm işlemi sırasında alıcı fonksiyonunun çok çözümlülük sorunu ile karşılaşılır. Verilen başlangıç hız yapısı yerin gerçek hız yapısına ne kadar yakınsa, çok çözümlülük sorunu da o kadar az olacaktır. Alıcı fonksiyonları sınırlı miktarda sismik ışıklardan oluşmakta olup, çok az mutlak hız bilgisini içerirler ve bu nedenle çok çözümlülük sorunu ortaya çıkmaktadır. Sismik dalga yayılımında ışın sayısının yetersiz olması, ortalama sismik hız dağılımına olan duyarlılığı azaltmaktadır. Son zamanlarda çok çözümlülüğü azaltmak için bölgesel depremlerin yüzey dalgası dispersiyon bilgilerinin alıcı fonksiyon ters çözümünüyle birleştirilebileceği gösterilmiştir (Özalaybey vd., 1997). Sismik ışınlar açısından yeterli olan yüzey dalgası dispersiyonu, yapının ortalama hız dağılımına duyarlıdır ve çok çözümlü değildir. Bu çalışmada, farklı başlangıç hız yapıları için alıcı fonksiyon ters çözümü test edilmiş ve yüzey dalgası dispersiyon bilgisinin çözüme nasıl bir katkı sağlayacağı araştırılmıştır.

Ele alınan yöntem yeraltının sismik hız dağılımına ait ve yerbilimleri açısından oldukça önemli bilgiler içermektedir. Bu nedenle, yöntemden kazanılan bilgilerin yukarıda sözü edilen çok çözümlülük sorunundan olabildiğince arındırılmış olması gerekir. Alıcı fonksiyon yöntemi daha çok kabuk kalınlığını (Sheehan vd., 1995; Sandvol vd., 1998) ve kabuk içindeki sismik hızların dağılımını (Julia vd., 1998; Çakır vd., 2000a) saptamak için kullanılmaktadır. Jeoloji biliminin ve jeofiziğin diğer bulgularıyla bağdaştırılan alıcı fonksiyon yöntemi, jeotektonik yorumların daha ayrıntılı yapılmasına olanak sağlayacaktır. Burada önemli olan, deprem gözlem istasyonlarının sayısını arttırarak, olabildiğince fazla sayıdaki bölgenin sismik hız yapısını derinliğe bağlı olarak saptamaktır. Bu durumda, genel hatlarıyla bölgesel jeolojik tabaka haritasını ortaya çıkarma olanağı doğacaktır. Ayrıca, alıcı fonksiyon yöntemi, doğal deprem olayını enerji kaynağı olarak kullanmak gibi, diğer sismik yöntemlerde olmayan önemli bir üstünlüğe sahiptir.

ALICI FONKSİYON KURAMI

Alıcı fonksiyon, kuramsal olarak, n tane tekdüze, yatay ve izotropik tabakadan oluşan yeraltı

yapıları için hesaplanabilir (bknz. Şekil 1). Hesaplamalarda tekdüze olmayan durum yalnızca düşey yönde göz önüne alınmaktadır. Her tabakadaki yatay ve düşey yer değiştirmeler olası P ve SV yer değiştirmeleriyle ilişkilidir. Aşağıda verilen kuram Müller (1985)'den uyarlanarak alıcı fonksiyon hesabı için yazarlar tarafından düzenlenmiştir. Alıcı fonksiyon hesaplamalarında uzak alan P dalga varışlarının yaklaşık düşey gelişi ve P - SV faz dönüşümleri dikkate alınır. P dalga hızları (α), Poisson oranı 0.25 olmak üzere, S dalga hızlarından (β) aşağıdaki eşitlik yardımıyla hesaplanmıştır.

$$\alpha = \sqrt{3}\beta \quad (1)$$

Yoğunlukları (ρ) hesaplamak için ise, P dalga hızlarını kullanan eşitlik (2)'den yararlanılmıştır (Ammon vd., 1990).

$$\rho = 0.32\alpha + 0.77 \quad (2)$$

Her bir tabaka içindeki yatay (u_x) ve düşey (u_z) yer değiştirmeler aşağıdaki diferansiyel ifadeler ile tanımlanabilir.

$$u_x = \left(\frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \quad (3a)$$

$$u_z = \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} + \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) \quad (3b)$$

Burada; ϕ ve ψ sırasıyla P ve SV yer değiştirme potansiyelleridir. Her bir tabaka içindeki P ve SV yer değiştirme potansiyelleri $e^{j\omega t}$ (ω açısal frekans ve t zaman) karmaşık üstel zaman bağımlılığı dikkate alınmadan aşağıdaki gibi düzenlenebilir.

$$\phi = e^{-jkx} [Ae^{-jlz} + Be^{jlz}] \quad (4)$$

$$\psi = e^{-jkx} [Ce^{-jlz} + De^{jlz}] \quad (5)$$

Burada, A ve C , pozitif yönde giden P ve SV dalga genliklerini göstermektedir. B ve D ise, negatif yönde giden P ve SV genliklerine karşılık gelmektedir. k yatay dalga sayısını, ve l ve l' ise P ve SV düşey dalga sayılarını göstermektedir.

$$l = (-k^2 + w^2/\alpha^2)^{1/2} \quad (6a)$$

$$l' = (-k^2 + w^2/\beta^2)^{1/2} \quad (6b)$$

Sismik dalgalar, hız süreksizliklerinde yansır, kırılır ve ayrıca P'den SV'e ve SV'den P'e dönüşür. Yansıma ve kırılma katsayıları sismik süreksizliğin her iki tarafındaki gerilme ve yer değiştirmelerin süreklilik koşulundan türetilmektedir. Yansıma ve kırılma katsayılarına ait bağıntılar değişik araştırmacılar (Aki ve Richards, 1980; Müller, 1985) tarafından verilmiş olup, burada tekrar edilmemiştir. Yeraltı yapısının her bir sismik süreksizliğinde yansiyabilirlik ve kırılabilirlik özelliklerini tanımlamak için dört tane (2x2) boyutlu matris kullanılabilir.

$$\mathbf{R}^{d,u} = \begin{bmatrix} R_{PP}^{d,u} & R_{SP}^{d,u} \\ R_{PS}^{d,u} & R_{SS}^{d,u} \end{bmatrix} \quad (7a)$$

$$\mathbf{T}^{d,u} = \begin{bmatrix} T_{PP}^{d,u} & T_{SP}^{d,u} \\ T_{PS}^{d,u} & T_{SS}^{d,u} \end{bmatrix} \quad (7b)$$

Burada, $\mathbf{R}^{d,u}$ ve $\mathbf{T}^{d,u}$ pozitif ve negatif yönde giden dalgaların yansiyabilirlik ve kırılabilirlik matrislerini göstermektedir. Bu matrislerin elemanları ise, ara yüzeydeki yansıma ve kırılma katsayılarıdır. d ve u pozitif ve negatif yönde giden anlamında kullanılmaktadır. Tabakalı ortamdaki bütün olası dalga yayınımları düşünülmekte ve aşağıdaki eşitlikler sistemi serbest yüzeydeki sismik genlikleri hesaplamak için kullanılmaktadır (Müller, 1985).

$$\mathbf{T}^u = \mathbf{G}_1 \mathbf{G}_2 \mathbf{G}_3 \dots \mathbf{G}_{n-1} \quad (8.1)$$

$$\mathbf{G}_i = \mathbf{E}_i [\mathbf{I} - \mathbf{R}_{i+1}^d \mathbf{N}_i]^{-1} \mathbf{T}_{i+1}^u \quad (8.2)$$

$$\mathbf{M}_{i+1} = \mathbf{R}_{i+1}^u + \mathbf{T}_{i+1}^u [\mathbf{I} - \mathbf{N}_i \mathbf{R}_{i+1}^d]^{-1} \mathbf{N}_i \mathbf{T}_{i+1}^u \quad (8.3)$$

$$\mathbf{N}_{i+1} = \mathbf{E}_{i+1} \mathbf{M}_{i+1} \mathbf{E}_{i+1}, \mathbf{N}_0 = 0, \mathbf{M}_1 = \mathbf{R}_1^u \quad (8.4)$$

Burada, ($i=1,2,3,\dots,n-1$). Serbest yüzeyde gerilmeler sıfırdır ve \mathbf{E}_d düşey faz matrisi olarak tanımlanır.

$$\mathbf{E}_i = \begin{bmatrix} e^{-j l_i d_i} & 0 \\ 0 & e^{-j l'_i d_i} \end{bmatrix} \quad (9)$$

Burada, d_i tabaka kalınlığını ve j ise karmaşık sayıyı ifade etmektedir. Yukarıda verilen 8.1-8.4

nolu eşitlikler, tabakalı ortamın transfer fonksiyonu olarak adlandırılır. Eşitliklerden anlaşılacağı üzere, tabakalı ortamdaki herhangi bir hız süreksizliğinin her iki tarafındaki yer değiştirmeler süreklilik koşulu kullanılarak ilişkilendirilmekte ve bu işlem 9 nolu eşitlikde verilen faz matrisinin yardımıyla, bütün süreksizliklerde ($n-1$) kez tekrarlanmaktadır. Sismometrelerin yerleştirildiği serbest yüzeydeki ($z=0$) yatay (u_x) ve düşey (u_z) yer değiştirmeler, 8.1 nolu eşitlikte verilen ($n-1$) adımlı matris çarpımının kullanılmasıyla aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$u_x^o = -j e^{-jkx} [kB_1 + l'D_1] \quad (10.1)$$

$$u_z^o = j e^{-jkx} [lB_1 - kD_1] \quad (10.2)$$

Alıcı fonksiyon hesaplamaları için sadece yarı sonsuz ortamdaki negatif yönde gelen P dalgaları dikkate alınır ve böylece $B_n=1$ ve $D_n=0$ dir. Eşitlik 8.1'deki \mathbf{T}^u matrisi tekrar kullanılarak yarı sonsuz ortamdaki genlikler ilk tabaka daki genlikler ile aşağıdaki gibi ilişkilendirilebilir.

$$\begin{bmatrix} B_1 \\ D_1 \end{bmatrix} = \mathbf{T}^u \begin{bmatrix} B_n \\ D_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} t_{11}^u \\ t_{21}^u \end{bmatrix} \quad (11)$$

$$u_x^o = -j e^{-jkx} [kt_{11}^u + l't_{21}^u] \quad (12.1)$$

$$u_z^o = j e^{-jkx} [lt_{11}^u - kt_{21}^u] \quad (12.2)$$

Ayrıca, u_n^o ve u_z^o yer değiştirmeleri yarı sonsuz ortamda negatif yönde giden P dalgası genlikleri ile normalize edilebilir (Haskell, 1962).

$$u_x^o = e^{-jkx} [kt_{11}^u + l't_{21}^u] \sin \theta / k \quad (13.1)$$

$$u_z^o = e^{-jkx} [lt_{11}^u - kt_{21}^u] \cos \theta / l \quad (13.2)$$

Burada, θ ara yüzey normaline göre geliş açısıdır. Frekans ortamındaki kuramsal alıcı fonksiyonu yatay yer hareketinin düşey yer hareketine oranı olarak tanımlanır ve $R(w)$ ile ifade edilir.

$$R(w) = \frac{u_x^o}{u_z^o} = \frac{[kt_{11}^u + l't_{21}^u]l}{[lt_{11}^u - kt_{21}^u]k} \tan \theta \quad (14)$$

Alıcı fonksiyon, birimleri birbirine eşit iki yer değiştirmenin birbirine oranı olarak tanımlandığı

için, eşitlik 14'deki alıcı fonksiyon ifadesi birimsizdir.

Uygulamada yüksek frekanslı genlikleri bastırmak için aşağıdaki verilen Gauss fonksiyonu ile alıcı fonksiyon frekans ortamında çarpılır.

$$G(w) = \exp\left(\frac{-w^2}{4a^2}\right) \quad (15)$$

Burada, a alçak geçişli bir etki ile Gauss süzgecinin frekans genişliğini ayarlar. 1 ve 3 gibi düşük a değerleri, 0.1 ve 0.5 Hz'den düşük frekansların geçmesine izin verir (Cassidy, 1992).

Mantodan yaklaşık düşey olarak gelen uzak alan P dalgaları karşılaştıkları sismik ara yüzelerde yansır ve kırılırlar. Aynı zamanda, P'den S'e ve S'den P'e dönüşürler. Şekil 2a'da, yarı sonsuz ortamdan negatif yönde yukarı doğru gelen P dalgasının meydana getirdiği dönüşüm fazlarının ve saçılmalarının basit sismik ışın yörüngeleri ve ışınal alıcı fonksiyon genliklerinin zamanla dağılımı gösterilmiştir. Yapay alıcı fonksiyon izleri iki yavaşlık değerinde (0.075 s/km ve 0.045 s/km) üretilmiştir (Şekil 2b). Uzak alan olmasından dolayı ışının Moho süreksizliğine geliş açısı ve yavaşlık değeri küçüktür. Büyük yavaşlık değerinde ise, alıcı fonksiyonunun genliği, küçük yavaşlık değerine göre daha yüksektir. İlk gelen P dalgasını izleyen yüksek genlikler S dalga varışlarıdır.

ALICI FONKSİYONUN TERS ÇÖZÜMÜ

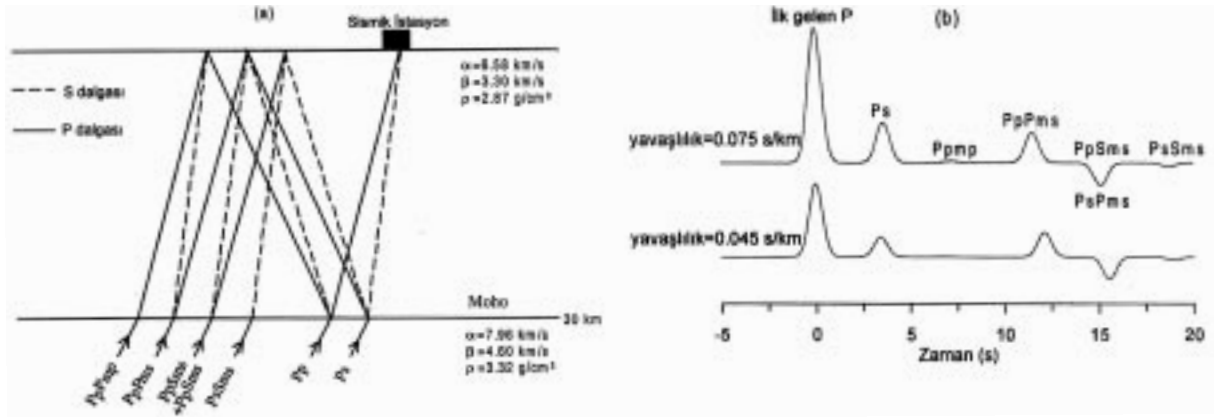
Alıcı fonksiyonunun ters çözümü en küçük kareler yöntemi kullanılarak zaman veya frekans ortamında yapılabilir ve bu çalışmada frekans ortamı kullanılmıştır. Yeraltı hız yapısı ve dalga biçimi arasındaki doğrusal olmayan ilişki, başlangıç hız yapısı etrafında alıcı fonksiyonunun Taylor serisine açılması ile doğrusal hale getirilebilir. Burada, Taylor seri açılımındaki yüksek dereceden ifadeler göz ardı edilmiş ve çözüm bir başlangıç hız yapısından başlanılarak ardışık olarak iyileştirilmiştir. Bu yöntemde oluşan denklem takımı aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\begin{bmatrix} D \\ \sigma \Delta \end{bmatrix} m \approx \begin{bmatrix} r \\ 0 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} Dm_0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (16)$$

Burada, m_0 başlangıç hız yapısına ait M boyutlu bir dizin, m ters çözüm sonucunda bulunan yerin hız yapısına ait M boyutlu bir dizin, D ise başlangıç hız yapısına göre alıcı fonksiyonunun kısmi türevlerini içeren $N \times M$ boyutlu bir dizindir. r gözlemsel ve kuramsal alıcı fonksiyon dalga biçimleri arasındaki farkı gösteren N boyutlu bir dizindir. Δ ters çözüm sonucunda tabaka hızları arasındaki farklılığı sınırlayan $(M-2) \times M$ boyutlu bir pürüzsüzlük dizinidir. σ ise ters çözüm sonucundaki dalga biçimi uyumu ile yeraltı yapı düzensizliği arasındaki ödünleşmeyi kontrol eden bir pürüzsüzlük sabitidir. Ters çözüm sırasında küçük pürüzsüzlük değerleri ile ($\sigma=0.3-0.1$) ortalama 5 tekrarlı çözüm yeterlidir.

Alıcı fonksiyonlar çok küçük mutlak hız bilgisini içerdiğinden, makaslama dalgası hız yapısını belirlemek için yapılan alıcı fonksiyon ters çözüm sonuçları tekil değildir. Alıcı fonksiyon yönteminde karşılaşılan en güç durum, çok çözümlülük sorununun olmasıdır. Şekil 2'de görüldüğü gibi, alıcı fonksiyon izleri kısıtlı miktarda uzak alan sismik ışınlarından oluşmuştur ve yatay yavaşlık aralığı oldukça yetersizdir. Bu nedenle, alıcı fonksiyon izleri daha çok hız süreksizliklerine karşı duyarlıdır ve mutlak hız bilgisi yeteri kadar serbest yüzeye taşınmaz. Bunun sonucunda çok çözümlülük sorunu ile karşılaşılır. Başka bir deyişle; hızı düşük ve ince bir tabaka, hızı yüksek ve kalın bir tabakaya benzer bir alıcı fonksiyon üretmektedir. Hız ve derinlik ödünleşmesi olarak bilinen çok çözümlülük sorunu Ammon vd. (1990) tarafından farklı ortalama hızlara sahip başlangıç yapıları kullanılarak incelenmiştir. Alıcı fonksiyon ters çözüm yönteminde doğru başlangıç hız yapısının seçimi önemlidir.

Bu çalışmada, alıcı fonksiyonun çok çözümlülüğünü denemek için birbirinden farklı 19 başlangıç hız yapısı dikkate alınmıştır. Ters çözüm sonuçları dört grup halinde sunulmuş ve gruplama yapılırken her bir yapının ortalama hızına dikkat edilmiştir. Yeraltı yapısı, yarı sonsuz ortam üzerinde ve 60 km kalınlığında kabul edilmiştir. İlk 10 km kalınlık 1 km'lik tabakalar ile temsil edilmiş ve daha alttaki kısım 2 km kalınlığında tabakalar şeklinde düşünülmüştür. Kuramsal olarak; bir yeraltı yapısı düşünülmüş ve gerçek bir alıcı fonksiyonu temsil edecek şekilde yapay alıcı fonksiyon üretilmiştir. Değişik başlangıç hız yapılarının yapay alıcı fonksiyonu hangi ölçüde çözümlenebileceği incelenmiştir.



Şekil 2. a) Alıcı fonksiyonun iki tabakalı kabuksal bir ortamdaki ışın yörüngeleri, b) iki yatay yavaşlık değerinde hesaplanan kuramsal alıcı fonksiyon izleri.
 Figure 2. a) Raypath diagram of the receiver function in a two-layered crustal structure, b) theoretical receiver function signals computed at two horizontal slowness values.

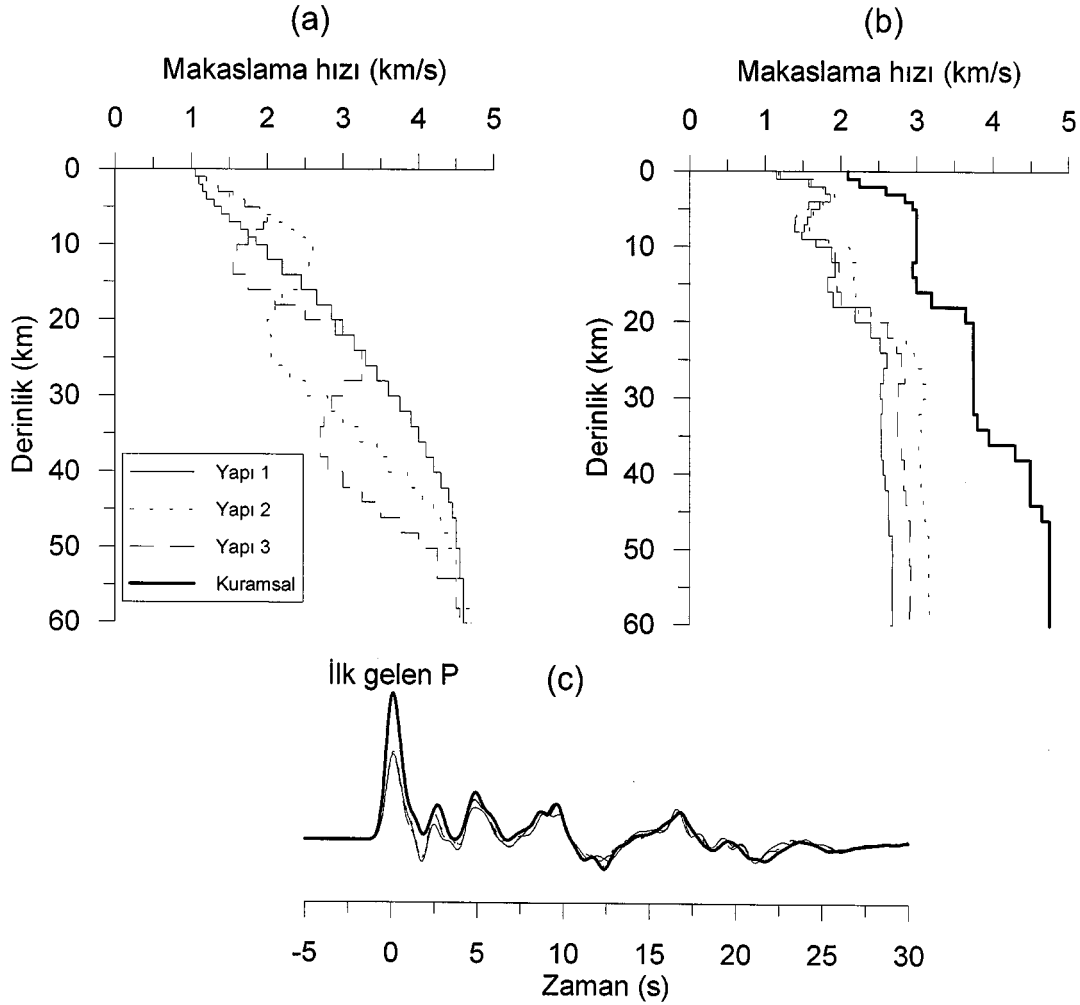
Şekil 3a'da Grup 1 olarak adlandırılan 3 başlangıç yeraltı yapısının hızının derinlikle değişimi gösterilmektedir. Şekil 3b alıcı fonksiyon ters çözüm sonuçlarını ve gerçek yeraltını temsil edecek şekilde düşünülen kuramsal yapıyı (koyu çizgi) göstermektedir. Kuramsal yapının ortalama makaslama dalgası hızı 3.74 km/s olup, başlangıç yapılarının her birinin ortalama makaslama dalgası hızları ise Çizelge 1'de verilmiştir. Grup 1'in yaklaşık ortalama makaslama dalgası hızı 2.95 km/s'dir. Her bir başlangıç yapısının ortalama makaslama dalgası hızı kuramsal yapının ortalama makaslama dalgası hızından çok düşük olduğu için, ters çözüm sonuçları kuramsal yapıdan oldukça düşük hızlar vermiştir. Şekil 3c'de ise, ters çözüm sonuçlarından hesaplanan alıcı fonksiyon izleri kuramsal alıcı fonksiyon izleri ile karşılaştırılmıştır. Kuramsal yapı ve ters çözüm sonucunda bulunan bütün yapılar için alıcı fonksiyon hesaplamalarında $a=2$ ve yatay yavaşlık=0.06 s/km değerleri kullanılmıştır. Ters çözüm sonuçlarından hesaplanan alıcı fonksiyon izlerinin tamamı genlik seviyesi ve varış zamanı olarak kuramsal izle (koyu çizgi) uyumlu olamamaktadır. Bu uyumsuzluk, özellikle izlerin ilk birkaç saniyesinde gözlenen genliklerinde belirgindir. Kuramsal alıcı fonksiyonun ilk gelen P dalgası genliği 0.29 değerini alırken, Grup 1'deki ters çözüm izleri 0.17 değerinde kalmaktadır (bkz. Çizelge 1). Alıcı fonksiyon yöntemi özellikle ilk gelen P dalgasına ve doğru genliklerin korunmasına karşı duyarlıdır. Grup 1 için bulunan sonuçlar, yanlış başlangıç yapı seçiminin neden olabileceği etkileri göstermektedir.

Çizelge 1. Başlangıç yapılarının ortalama makaslama dalgası hızları ve ilk gelen P dalgası genlikleri.

Table 1. Average shear wave velocities of the initial models and the direct P wave amplitudes.

	Başlangıç yapıları	Ortalama makaslama dalgası hızları (km/s)	İlk gelen P genlikleri
Grup 1	Yapı 1	3.14	0.17
	Yapı 2	2.94	0.17
	Yapı 3	2.78	0.16
Grup 2	Yapı 4	3.36	0.22
	Yapı 5	3.46	0.25
	Yapı 6	3.40	0.23
	Yapı 7	3.32	0.23
	Yapı 8	3.17	0.22
Grup 3	Yapı 9	3.65	0.31
	Yapı 10	3.85	0.31
	Yapı 11	4.04	0.31
	Yapı 12	3.83	0.31
	Yapı 13	3.87	0.31
	Yapı 14	3.79	0.31
	Yapı 15	4.02	0.30
Grup 4	Yapı 16	3.74	0.29
	Yapı 17	3.72	0.29
	Yapı 18	3.92	0.29
Kuramsal yapı	Yapı 19	3.68	0.29
	Kuramsal yapı	3.74	0.29

Şekil 4a, Grup 2'de yer alan 5 başlangıç hız yapısını ve Şekil 4b ise ters çözüm sonuçlarını göstermektedir. Grup 2'deki başlangıç yapılarının ortalama makaslama hızları Grup 1'deki yapıya göre daha yüksektir (bkz. Çizelge 1). Grup 2'nin ortalama makaslama dalgası hızı yaklaşık olarak 3.34 km/s'dir. Grup 1 ile karşı-

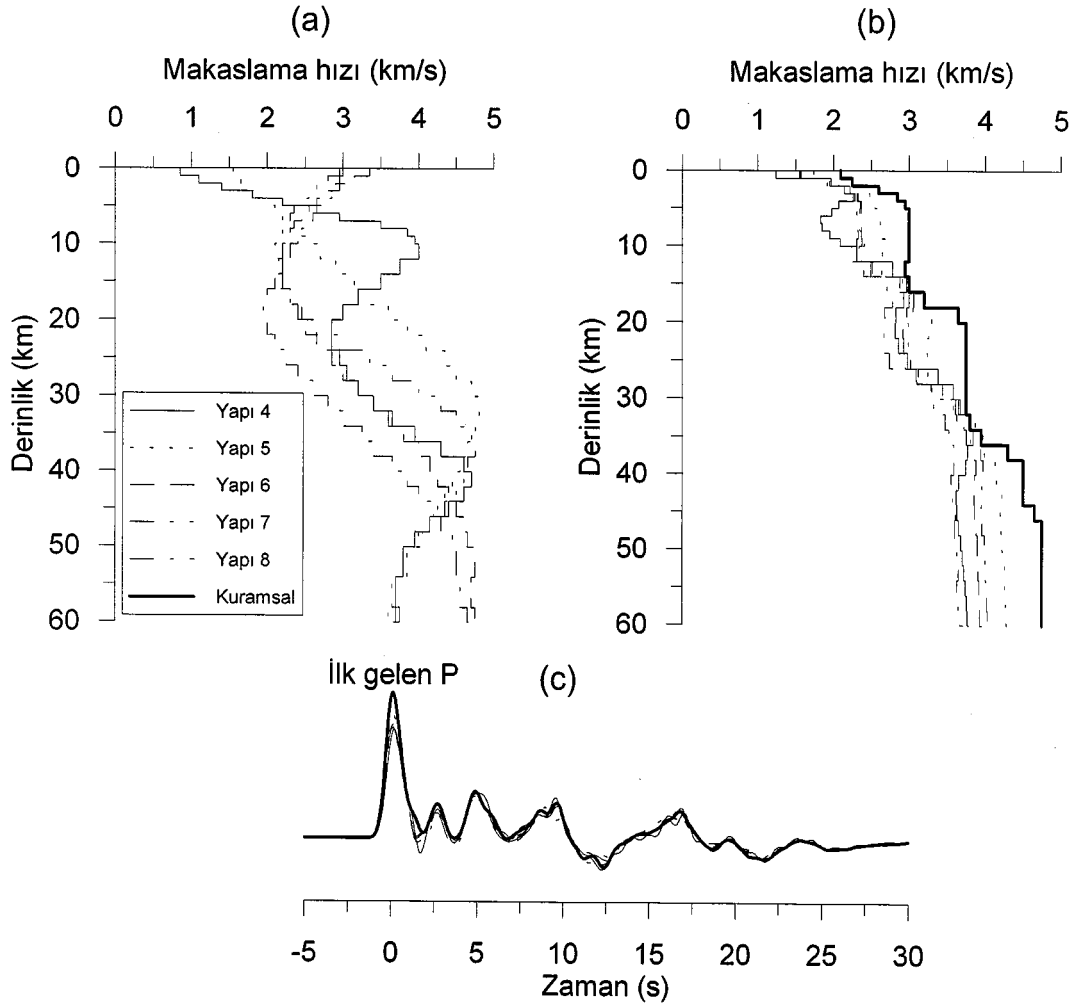


Şekil 3. Grup 1'deki başlangıç yapılarına ait alıcı fonksiyon ters çözüm sonuçları: a) başlangıç yapılarının hız-derinlik değişimi, b) alıcı fonksiyonun ters çözüm sonuçları, c) alıcı fonksiyon izleri.
 Figure 3. Receiver function inversion results using the initial models in Group 1: a) velocity-depth distributions of initial models, b) receiver function inversion results, c) receiver function signals.

laştırıldığında, bulunan ters çözüm sonuçlarının kuramsal yapıya daha iyi uyum sağladığı görülmekle birlikte, bu sonuç yeterli değildir (bkz. Şekil 4b). Şekil 4c'de kuramsal (koyu çizgi) ve ters çözüm alıcı fonksiyon izleri birlikte gösterilmiştir. İlk gelen P dalgası genliği ve bunu izleyen bir kaç saniye içinde gözlenen genlikler ters çözüm sonuçlarıyla tam olarak temsil edilmemektedir. Grup 2'deki başlangıç yapılarının ortalama makaslama dalgası hızları yeterli değildir. Ters çözüm izlerinin ilk gelen P dalgası genlik değeri ortalama 0.24 ve kuramsal izden (0.29) düşük kalmaktadır (bkz. Çizelge 1). Grup 1 ve 2'deki ters çözüm sonuçlarından anlaşılacağı üzere, seçilen başlangıç yapılarının ortalama makaslama dalgası hızları kuramsal yapının or-

talama hızından düşük ise, ilk gelen ters çözüm P dalgası ve bunu izleyen bir kaç saniyedeki genlikler düşük kalmaktadır. Bu durumu incelemek için Grup 3'deki yapıların ortalama makaslama dalgası hızları kuramsal yapının ortalama hızından yüksek seçilmiştir.

Grup 3'de yer alan 7 başlangıç yapısının derinlikle-hız değişimi Şekil 5a'da gösterilmiştir. Başlangıç yapılarının ortalama makaslama dalgası hızları (3.86 km/s) kuramsal yapının ortalama makaslama dalgası hızından (3.74 km/s) yüksektir. Bu nedenle, Şekil 5b'de verilen ters çözüm sonuçları sismik hız olarak kuramsal yapıdan yüksek çıkmıştır. Kuramsal ve ters çözüm alıcı fonksiyon izleri birbirleriyle çok iyi bir uyum

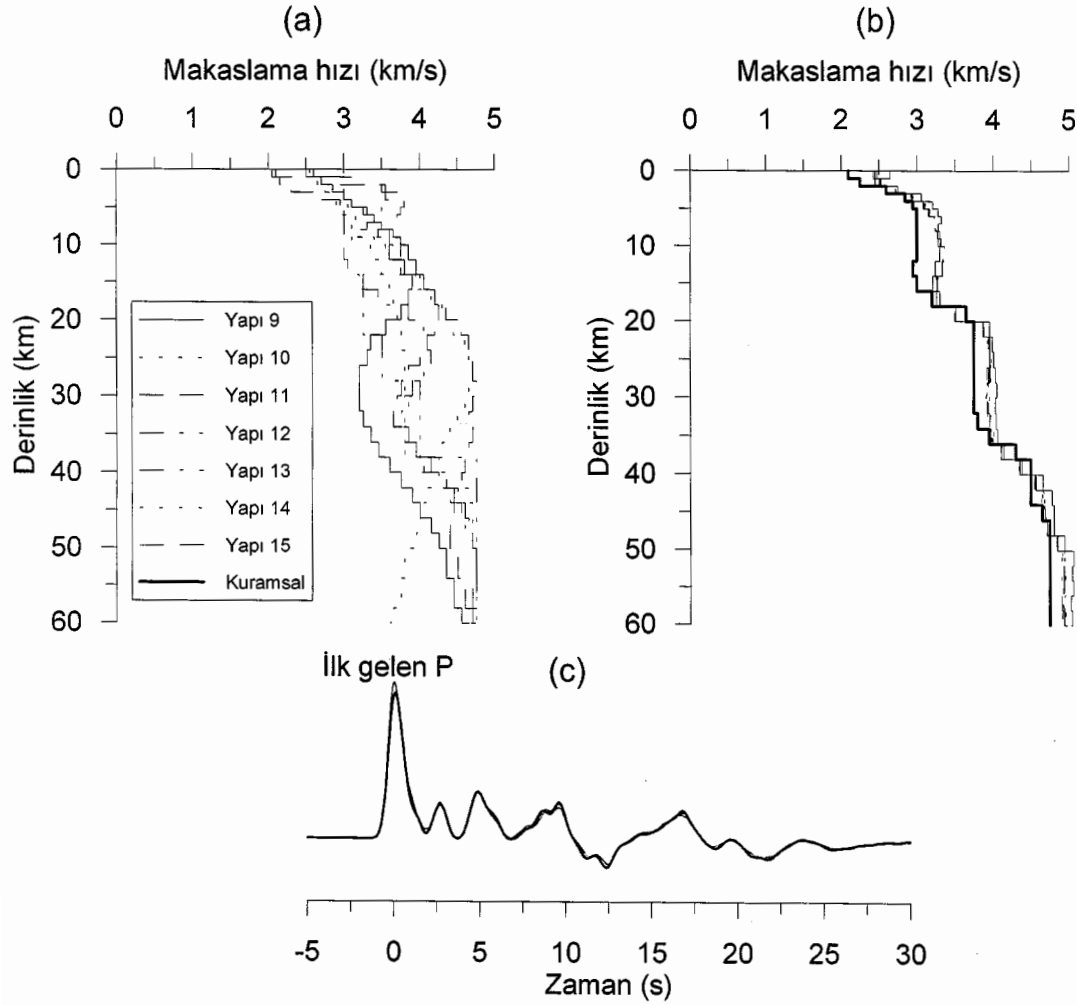


Şekil 4. Grup 2'deki başlangıç yapılarına ait alıcı fonksiyon ters çözüm sonuçları: a) başlangıç yapılarının hız-derinlik değişimi, b) alıcı fonksiyonun ters çözüm sonuçları, c) alıcı fonksiyon izleri.
 Figure 4. Receiver function inversion results using the initial models in Group 2: a) velocity-depth distributions of initial models, b) receiver function inversion results, c) receiver function signals.

göstermelerine rağmen, yüksek hızlı başlangıç yapılarından dolayı ilk gelen P dalgasının genliğinde artış gözlenmektedir (Şekil 5c).

Alıcı fonksiyonun başlangıç yapıya olan duyarlılığını daha iyi incelemek için, ortalama makaslama dalgası hızları yaklaşık 3.72 km/s olan Grup 4'deki başlangıç yapıları denenmiştir (Şekil 6a). Grup 4'deki her bir başlangıç yapısının ortalama makaslama dalgası hızları kuramsal yapıya çok yakındır (bkznz. Çizelge 1). Bu nedenle, Grup 4 için elde edilen ters çözüm sonuçları kuramsal yapıyla çok iyi bir uyum göstermektedir (Şekil 6b). Ayrıca, kuramsal ve ters çözüm alıcı fonksiyon izleri genlik ve varış zamanı olarak tam bir çakışma göstermektedir (Şekil 6c).

Yapılan bu incelemeler, alıcı fonksiyon ters çözüm işleminin başlangıç yapısının seçimine karşı oldukça duyarlı olduğunu göstermiştir. Ortalama makaslama dalgası hızları benzer, ancak ortalama çevresinde hız dağılımı farklı olan iki başlangıç yapısının benzer ters çözüm sonuçları verdiği görülmüştür. Örneğin, Grup 4'de yer alan Yapı 16 ve 17 birbirine çok yakın ortalama makaslama dalgası hızları içermektedir (bkznz. Çizelge 1). Buna karşın, bu iki yapının ortalama çevresindeki hız dağılımı oldukça farklıdır (bkznz. Şekil 6a). Seçilen başlangıç yapısı öncelikle doğru ortalama hızı içermeli ve ikinci olarak ortalama çevresindeki dağılıma dikkat edilmelidir. Bunun yanısıra, vurgulanması gereken iki durum vardır. Çizelge 1'de koyu simgeler ile gös-

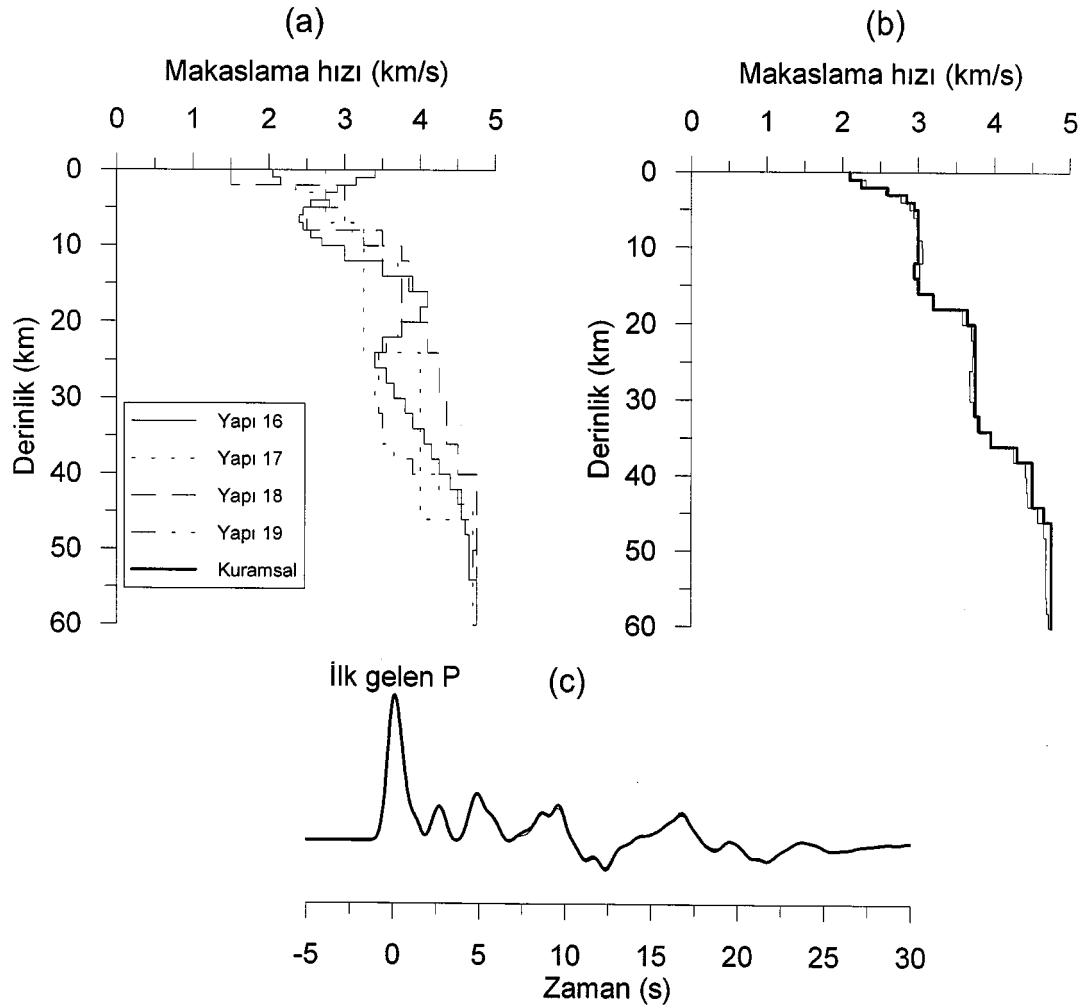


Şekil 5. Grup 3'deki başlangıç yapılarına ait alıcı fonksiyon ters çözüm sonuçları: a) başlangıç yapılarının hız-derinlik değişimi, b) alıcı fonksiyonun ters çözüm sonuçları, c) alıcı fonksiyon izleri.
 Figure 5. Receiver function inversion results using the initial models in Group 3: a) velocity-depth distributions of initial models, b) receiver function inversion results, c) receiver function signals.

terilen başlangıç yapıları (Yapı 9 ve 18), yukarıda açıklanan genel durumdan farklı bir özellik göstermektedir. Başlangıç Yapı 9'un ortalama hızı 3.65 km/s ve başlangıç Yapı 18'in ortalama hızı 3.92 km/s dir. Bu durumda, Yapı 9 için elde edilen ters çözüm sonuçlarının Grup 3'de ve Yapı 18 için elde edilen ters çözüm sonuçlarının Grup 4'de yer alması gerekir. Ancak ters çözüm sonuçları bunun tersini göstermiştir. Şekil 7'de koyu çizgi ile gösterilen kuramsal yapının yanı sıra, başlangıç Yapı 9 ve 18'in makaslama dalgası hızlarının derinlikle dağılımları gösterilmiştir. Yapı 9 ve 18'in elde edilen genel durumdan farklı bir özellik göstermelerinin nedeni, yaklaşık 20 km derinliğin altında bu yapıların ortalama hızın tersine düşük veya yüksek hızlar içermesidir

(bkz. Şekil 7). Her iki başlangıç yapısında, hızın ortalama çevresinde yüksek dağılım göstermesi sorun yaratmaktadır.

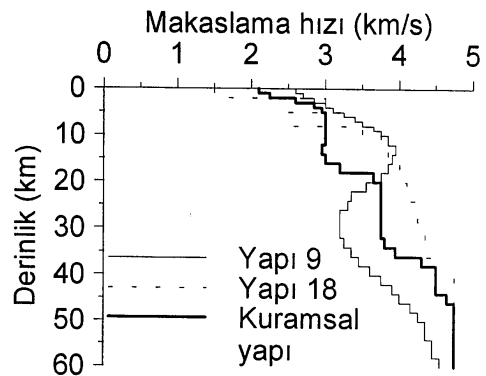
Yapılan hesaplamalar sonucunda görüldüğü üzere, seçilen 19 başlangıç yapısından sadece dört tanesi doğru ters çözüm sonucunu vermiştir (bkz. Şekil 6a-c). Buna karşın, 15 tane başlangıç yapısı değişen oranlarda ters çözüm hataları içermektedir (bkz. Şekil 3a-c, 4a-c ve 5a-c). Başka bir deyişle, doğru başlangıç yapısını seçmek oldukça güçtür ve bir çok başlangıç yapısının denenmesi zorunludur. Bu sorunu çözebilmek için, yüzey dalgası dispersiyon bilgisinden aşağıdaki şekilde yararlanılmıştır.



Şekil 6. Grup 4'deki başlangıç yapılarına ait alıcı fonksiyon ters çözüm sonuçları: a) başlangıç yapılarının hız-derinlik değişimi, b) alıcı fonksiyonun ters çözüm sonuçları, c) alıcı fonksiyon izleri.
 Figure 6. Receiver function inversion results using the initial models in Group 4: a) velocity-depth distributions of initial models, b) receiver function inversion results, c) receiver function signals.

YÜZEY DALGASI VERİSİNİN EKLENMESİ

Rayleigh ve Love olmak üzere, iki çeşit yüzey dalgası yayını vardır. Bunlardan Love dalgaları yeraltının sadece S dalgası hız yapısına duyarlıdır. Buna karşın, Rayleigh dalgaları alıcı fonksiyonda olduğu gibi, yeraltının P ve S hız yapısına duyarlıdır. Alıcı fonksiyonuna uygulanan ters çözüm işleminde, yüzey dalgasının sadece S dalgası hız bilgisi yerine P ve S hız bilgisinin birlikte kullanılması daha uygundur. Bu nedenle, Love yüzey dalgası yerine Rayleigh yüzey dalgası kullanılmıştır. Yüzey dalgaları, grup ve faz hızı dispersiyon eğrileri gösterirler. Gerek bunlardan bir tanesi ve gerekse her ikisi birden yüzey dalgası bilgisi olarak alıcı fonksi-



Şekil 7. Kuramsal yeraltı yapısı ile 9 ve 18 nolu başlangıç yapılarının hız-derinlik değişimi.
 Figure 7. Velocity-depth distribution of the theoretical underground structure and the initial models 9 and 18.

yon ters çözüm işlemine eklenebilir. Bu çalışmada her ikisi birden eklenmiştir.

Yüzey dalgası dispersiyon bilgisinin elde edildiği topoloji ile alıcı fonksiyon ters çözümünün yapıldığı topoloji birbirine benzer olmalıdır. Kabuk ve üst-manto yapısı bölgeden bölgeye değişim gösterebilir. Örneğin, Doğu Karadeniz bölgesinde yer alan bir deprem istasyonunun altındaki hız yapısı alıcı fonksiyon yöntemiyle çözülüyor ise, yine aynı bölgeden elde edilen yüzey dalgası dispersiyon bilgisi ters çözüm işlemine katılmalıdır. Doğu Karadeniz bölgesi yerine Ege bölgesinden elde edilen dispersiyon bilgisinin kullanılması, her iki bölgeyi de yansıtmayan yanlış sonuçlar verir. Çünkü her iki bölgedeki kabuk kalınlığı ve yer altı sismik hız dağılımı birbirinden farklıdır (Mindevalli ve Mitchell, 1989).

Yüzey dalgası dispersiyonunun saptanmasında tek ve çift istasyon yöntemleri kullanılmaktadır. Tek istasyon yöntemi kullanıldığında, deprem kaynağında oluşan frekans bağımlı başlangıç fazının dispersiyon eğrisini bozması söz konusudur. Söz konusu bozucu etki frekansla azalmakta veya periyotla artmaktadır. Bozucu etkiyi gidermek için, seçilen en büyük periyodun yaklaşık 20 s'yi geçmemesine dikkat edilmelidir (Levshin vd., 1999; Çakır vd., 2000b). 20 s periyottan daha büyük değerlerde başlangıç fazının etkisi oldukça yüksek değerlere ulaşmakta ve yaklaşık 20 km derinlikten sonra sismik hızların yanlış çözülmesine neden olmaktadır. Çift istasyon yönteminde; başlangıç fazının etkisi ortadan kalkmaktadır. Çünkü aynı büyük daire veya geri azimut üzerinde bulunan iki istasyon arasındaki çapraz ilişkiden faz etkisi giderilerek dispersiyon hesaplanmaktadır (Dziewonski ve Hales, 1972). Kullanılan iki istasyonun da aynı büyük daire üzerinde olmasına dikkat edilmelidir. Çünkü büyük daireden sapmanın miktarına bağlı olarak faz etkisi bozucu olarak tekrar ortaya çıkmaktadır. Öncelikle çift istasyon yöntemi kullanılmalı ve eğer istasyon sıklığının az olması nedeniyle uygun büyük daireler oluşturulamaz ise, yukarıda değinilen hususlara dikkat edilerek tek istasyon yöntemi kullanılabilir. Yüzey dalgası kayıtlarından dispersiyon eğrilerini elde etmek için uygulanan veri-işlem teknikleri Dziewonski ve Hales (1972) tarafından verilmiş olup, burada ayrıca değinilmemiştir. Örneğin, Hermann (1987) tarafından hazırlanan bilgisayar program paketi bu amaç için kullanılabilir.

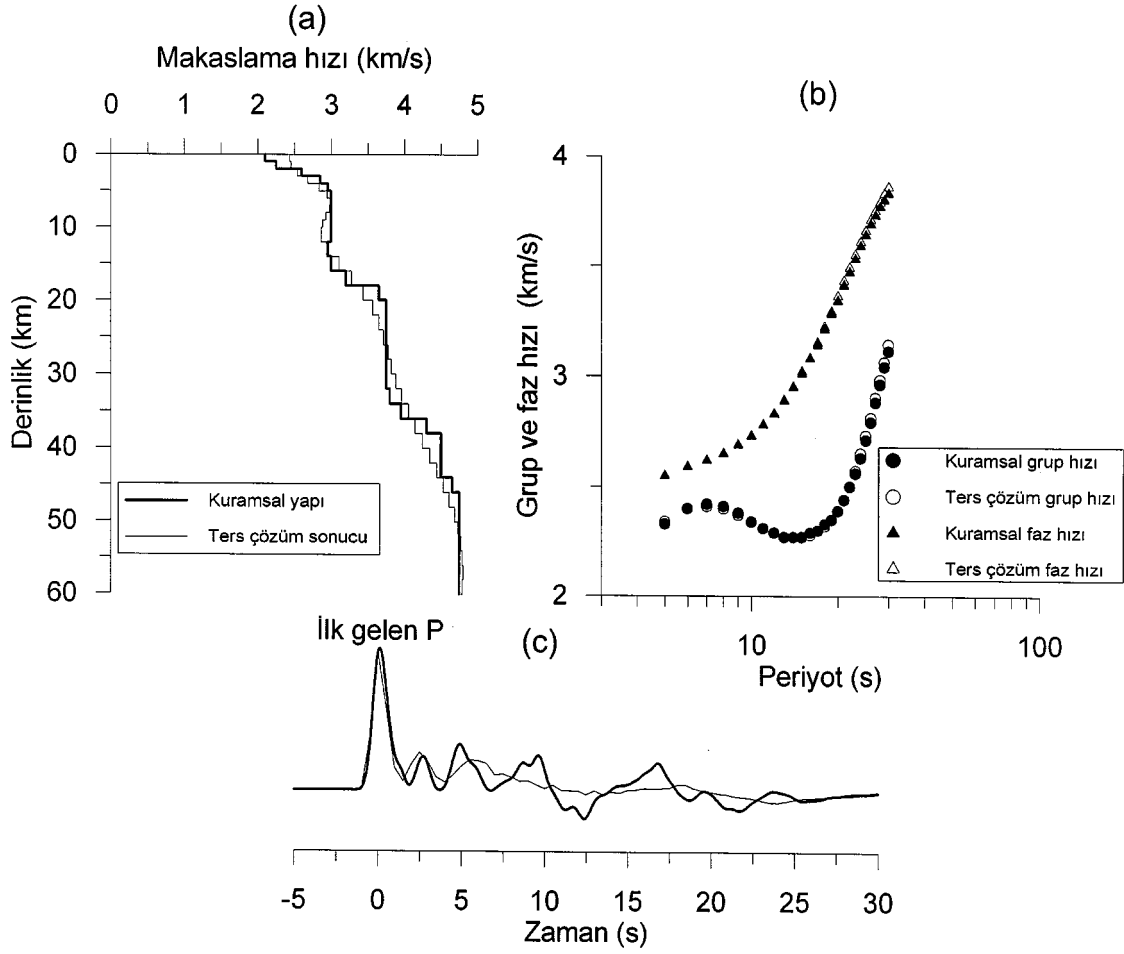
Rayleigh yüzey dalgası dispersiyon verisini alıcı fonksiyon ters çözüm işlemine dikkate almak için 16 nolu eşitlik aşağıdaki gibi düzenlenebilir.

$$\begin{bmatrix} D \\ G \\ \sigma \Delta \end{bmatrix} m \approx \begin{bmatrix} r \\ s \\ 0 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} Dm_0 \\ Gm_0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (17)$$

Burada G , başlangıç hız yapısına göre yüzey dalgası dispersiyonunun kısmi türevlerini içeren (LxM) boyutlu dizidir. s ise, gözlemsel dispersiyon ile kuramsal dispersiyon arasındaki farkı ifade eden L boyutlu bir dizidir.

Yüzey dalgası ters çözüm işlemi doğrusal değildir ve tekrarlı çözüm yapılmasını gerektirir. Seçilen bütün başlangıç yapıları için grup ve faz hızını içeren dispersiyonun ters çözümü denenmiş ve başlangıç yapıya bağımlılık olmadığı görülmüştür. Şekil 8a'da Rayleigh yüzey dalgasının temel modu için elde edilen ters çözüm hız derinlik dağılımı görülmektedir. Özellikle temel mod dispersiyon eğrileri yapıdaki ani hız değişimleri yerine yapının ortalama hız dağılımına karşı duyarlıdır (bknz. Şekil 8a). Buna karşın, Şekil 8b'de görüldüğü üzere, kuramsal dispersiyon ile ters çözüm dispersiyon eğrileri arasındaki fark çok düşüktür. Şekil 8c'de ise, alıcı fonksiyon izleri arasındaki fark gösterilmiş olup, koyu çizgi ile gösterilen kuramsal alıcı fonksiyonu, ince çizgi ile gösterilen ise dispersiyonun ters çözümünden elde edilen alıcı fonksiyonu ifade etmektedir. Dispersiyonun ters çözümünden elde edilen yapının kuramsal yapıdaki ani hız değişimlerini yansıtmaması nedeniyle, elde edilen alıcı fonksiyon kuramsal alıcı fonksiyondan uzak kalmaktadır. Bununla birlikte, dispersiyonun ters çözümü sonucu kuramsal yapının ortalama hız dağılımı doğru bir şekilde elde edilmiş ve dolayısıyla alıcı fonksiyonların ilk gelen P genlikleri çakışmıştır (bknz. Şekil 8c).

Yerel yüzey dalgası kayıtları kullanılarak alıcı fonksiyon ters çözümünde karşılaşılan başlangıç yapı bağımlılığı azaltılabilir (Özalaybey vd., 1997). Bu durumu açıklamak için Şekil 9'da verilen hesaplamalar yapılmıştır. Hesaplamalara dispersiyon bilgisi katıldığı için, seçilen tüm başlangıç hız yapıları benzer ters çözüm sonuçları vermiştir. Şekil 9a'da gösterildiği gibi, kuramsal yapı tam olarak ters çözülmüş olup, kuramsal ve



Şekil 8. Rayleigh yüzey dalgası faz ve grup hızlarına ait ters çözüm sonuçları: a) ters çözüm yeraltı yapısı, b) ters çözüm dispersiyon eğrileri, c) alıcı fonksiyon izleri.

Figure 8. Rayleigh surface wave inversion results using both phase and group velocities: a) inverted underground velocity structure, b) inverted dispersion curves, c) receiver function signals.

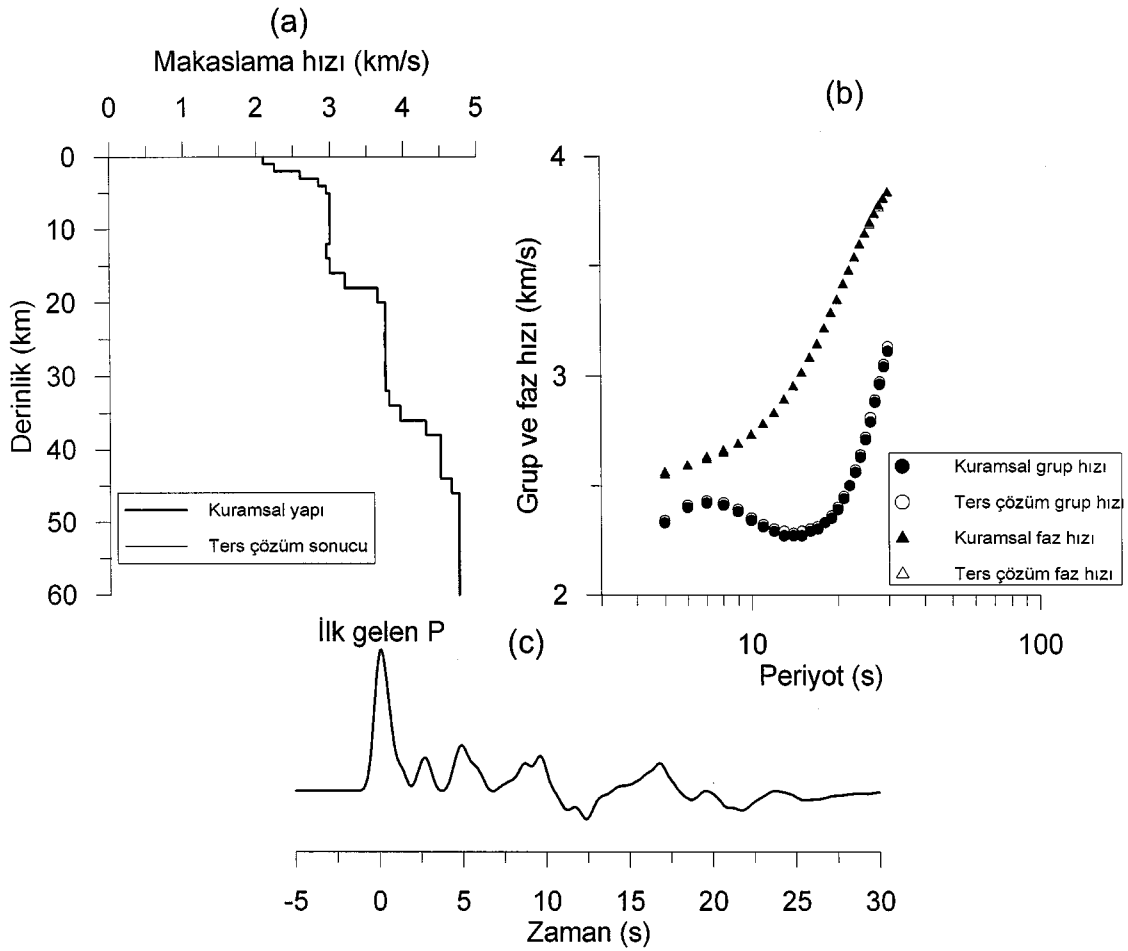
ters çözüm dispersiyon eğrileri uyum içindedir (bkz. Şekil 9b). Kuramsal yapının bütün özellikleri ters çözüm sonucunda geri kazanıldığı için, kuramsal ve ters çözüm alıcı fonksiyonları da tam bir uyum göstermektedir (bkz. Şekil 9c).

SONUÇLAR ve TARTIŞMA

Gözlemsel olarak elde edilen alıcı fonksiyonların yerel kabuksal ve üst-manto yapısı için ters çözümü sırasında karşılaşılan en önemli sorunlardan biri çözümün tekil olmayışıdır. Alıcı fonksiyon için oluşturulan kuramsal bağıntılar doğrusal en küçük kareler çözüm yöntemi için uygun değildir. Bu nedenle, Taylor seri açılımından yararlanılarak yaklaşık doğrusal en küçük kareler denklem takımı kurulabilir. Oluşturulan denklem takımı, bir noktadan başlayarak çözümün ardı-

şık olarak iyileştirilmesi koşuluyla çözümlenebilir. Böyle bir yöntem alıcı fonksiyonlar için uygulandığında, başlangıç noktasının nasıl seçildiği çözümün doğru olması açısından önemlidir.

Yerel yüzey dalgası dispersiyon bilgisi mevcut olduğunda, bu bilginin alıcı fonksiyonun ters çözümüne katılması çok çözümlülük sorununu oldukça azaltmaktadır. Dispersiyon bilgisi bulunmadığı durumlarda, alıcı fonksiyon ters çözümü farklı başlangıç yapıları için denenmeli ve özellikle ilk gelen P ve bunu izleyen bir kaç saniye içindeki genliklerin doğru olarak ters çözüldüğüne dikkat edilmelidir. İlgilenilen bölgedeki diğer jeofizik çalışmalar (sismik yansıma ve kırılma, gravite ve manyetik yöntemler) sonucunda elde edilen bilgiler, burada sözü edilen yöntem ile birleştirildiğinde daha sağlıklı yeraltı yapı yorumları yapılabilir.



Şekil 9. Rayleigh yüzey dalgası dispersiyonu ile alıcı fonksiyonun ters çözümünden elde edilen sonuçlar: a) ters çözüm yeraltı yapısı, b) ters çözüm dispersiyon eğrileri, c) alıcı fonksiyon izleri.

Figure 9. Inversion results using both receiver function and Rayleigh surface wave dispersion: a) inverted underground velocity structure, b) inverted dispersion curves, c) receiver function signals

KATKI BELİRTME

Yazarlar, *Yerbilimleri* Dergisi Editörlüğü'ne, makalenin son şekline değerli eleştiri ve önerileri ile katkıda bulunan İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden Prof. Dr. Ömer ALP-TEKİN'e ve İstanbul Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden Prof. Dr. Haluk EYİDOĞAN'a teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

Aki, K., and Richards, P. G., 1980. Quantitative Seismology: Theory and Methods. Volume I, W. H. Freeman and Company, San Francisco, CA, 557 pp.

Ammon, C. J., 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. Bulletin of the Seismological Society of America, 81, 2504-2510.

Ammon, C. J., and Zandt, G., 1993. Receiver structure beneath the Southern Mojave Block, California. Bulletin of the Seismological Society of America, 83, 737-755.

Ammon, C. J., Randall, G.E., and Zandt, G., 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions. Journal of Geophysical Research, 95, 15303-15318.

Cassidy, J. F., 1992. Numerical experiments in broadband receiver function analysis. Bulletin of the Seismological Society of America, 82, 1453-1474.

Çakır, Ö., Erduran, M., Çınar, H., and Yılmaztürk, A., 2000a. Forward modelling receiver functions for crustal structure beneath station TBZ (Trabzon, Turkey). Geophysical Journal International, 140, 341-356.

Çakır, Ö., Erduran, M., and Livaoğlu, S., 2000b. The effect of the initial earthquake phase shift on the inversion of regional surface wave

- recordings for the estimation of crustal structure. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 3(2), 20-36.
- Dziewonski, A. M., and Hales, A. L., 1972. *Numerical Analysis of Dispersed Seismic Waves*, in *Methods in Computational Physics*. Academic Press, New York, 39-85 pp.
- Haskell, N. A., 1962. Crustal reflection of plane P and SV waves. *Journal of Geophysical Research*, 67, 4751-4767.
- Hermann, R. B., 1987. *Computer programs in seismology. User's Manual, Volume IV*, St. Louis University, Missouri.
- Julia, J., Vila, J., and Macia, R., 1998. The receiver structure beneath the Ebro Basin, Iberian Peninsula. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 1538-1547.
- Kosarev, G. L., Petersen, N. V., and Vinnik, L. P., 1993. Receiver functions for the Tien Shan analog broadband network: Contrasts in the evolution of structures across the Tassalo-Fergana fault. *Journal of Geophysical Research*, 98, 4437-4448.
- Langston, C. A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 84, 4749-4762.
- Langston, C. A., 1989. Scattering of teleseismic body waves under Pasadena, California. *Journal of Geophysical Research*, 94, 1935-1951.
- Levshin, A. L., Ritzwoller, M. H., and Resovsky, J. S., 1999. Source effects on surface wave group travel times and group velocity maps. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 115, 293-312.
- Mangino, S. G., Zandt, G., and Ammon, C. J., 1993. The receiver structure beneath Mina, Nevada. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83, 542-560.
- Mindevalli, Ö., and 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.
- Owens, T. J., 1987. Crustal structure of the Adirondacks determined from broadband teleseismic waveform modeling. *Journal of Geophysical Research*, 92, 6391-6401.
- Owens, T. J., Zandt, G., and Taylor, S.R., 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms. *Journal of Geophysical Research*, 89, 7783-7795.
- Özalaybey, S., Savage, M. K., Sheehan, A. F., Louie, J. N., and Brune J. N., 1997. Shear wave velocity structure in the northern Basin and Range Province from the combined analysis of receiver functions and surface waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87, 183-199.
- Sandvol, E., Şeber, D., Calvert, A., and Barazangi, M., 1998. Grid search modeling of receiver functions: Implications for crustal structure in the Middle East and North Africa. *Journal of Geophysical Research*, 103, 26,899-26,917.
- Sheehan, A. F., Abers, G. A., Jones, C. H., and Lerner-Lam, A. L., 1995. Crustal thickness variations across the Colorado Rocky Mountains from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 100, 20,391-20,404.
- Zhu, L., Owens, T. J., and Randall, G. E., 1995. Lateral variation in crustal structure of the northern Tibetan Plateau inferred from teleseismic receiver functions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85, 1531-1540.