

ANADOLU KABUK YAPISININ BÖLGESEL RAYLEIGH VE LOVE YÜZEY DALGALARI İLE YORUMU^(*)

Interpretation of Anatolian Crustal Structure from the Regional Rayleigh and Love Surface Waves

Murat ERDURAN¹, Özcan ÇAKIR¹ ve Hakan ÇINAR¹

ÖZET

Dış odak uzaklığı yaklaşık 300 ile 800 km arasında değişen 23 adet Rayleigh ve Love yüzey dalgasının Trabzon deprem istasyonundaki (TBZ) kayıtları, tek-istasyon ters çözüm yöntemi kullanılarak irdelenmiştir. Ele alınan kayıtlar; kuzey Anadolu kırığının batısı, Ege ve Güneydoğu Anadolu Bölgelerindeki yer sarsıntılarına ait olup, yaklaşık 37°-42° Kuzey enlemleri ile 30°-40° Doğu boylamları arasında kalan bölgenin kabuk yapısını incelemeye olanak sağlamıştır. Kuramsal kabuk yapıları kullanılarak, doğadaki yüzey dalgası yayılımı yapay olarak üretilmiş ve uygulanan tek-istasyon yönteminin karşılaşılabileceği sorunlar önceden saptanmıştır. Deprem kırığının geometresine bağlı faz etkisi; Rayleigh dalgalarında daha fazla olmak üzere, yüzey dalgaları yayılımını periyot bağımlı olarak etkilemektedir. Kırık geometrisinin yanı sıra, kırığın oluşum süresi ile orantılı başka bir faz etkisi de eklenmektedir. Özellikle geometriye bağlı faz etkisi; yaklaşık 20 s periyodun üzerinde, Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızlarını önemli miktarda saçarak hatalı ters çözüm sonuçlarına neden olmaktadır.

Love dalgalarında ise; Rayleigh dalgalarında olduğu kadar şiddetli olmamakla birlikte, yaklaşık 40 s

ABSTRACT

Rayleigh and Love surface waves retrieved from the 23 earthquake recordings at Trabzon earthquake station (TBZ) with epicentral distances ranging from 300 to 800 km are investigated by the use of single-station inversion technique. The recordings are due to the seismicity from the western flank of north Anatolian fault and the Aegean and the southeastern Anatolian fracture zones. They are efficient for the determination of crustal structure beneath the region surrounded by approximately 37°-42° N latitudes and 30°-40° E longitudes. Theoretical crustal structures are utilized to synthesize the natural wave propagation, and from that problems in the single-station inversion technique are foreseen. Source phase shift due to the fracture mechanism affects the surface wave propagation increasingly with period, and the effect is severe for Rayleigh waves. In addition to the fracture mechanism, another phase effect occurs due to the time history of fracture event. Source phase effect due to particularly fracture mechanism causes significant scattering on the observed group velocities of Rayleigh waves above around the period of 20 s, resulting incorrect inversion. In Love surface waves, the above situation is not as severe as in Rayleigh waves and seen above

¹ KTÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 61080 Trabzon

^(*) Ulusal Jeofizik 2000 Ankara Toplantısı'nda sunulmuştur.

Bu nedenle; ters çözüm işlemi kullanılan gözlemsel periyotlar, Rayleigh dalgalarında 20 s ve Love dalgalarında ise 30 s ile kısıtlanmıştır. Kırılma süresi ile orantılı faz etkisi ise; daha çok düşük periyotlarda etkili olmak üzere, kırık geometrisine göre daha az faz etkisi yaratmaktadır. Bu fazın etkisini azaltmak için daha çok düşük büyüklüklü depremler kullanılmıştır. Her bir deprem kaydı için Rayleigh, Love ve her ikisi birden olmak üzere 3 adet ters çözüm kabuk yapısı elde edilmiştir. Bu uygulamanın amacı, Rayleigh ve Love dalgaları arasındaki ters çözüm uyumsuzluğunu kullanarak kabuksal anizotropiyi sınamaktır. Bütün depremlerin kullanılmasıyla elde edilen ortalama kabuk yapıları, her 3 durumda da benzer sonuçları vererek anizotropinin önemli olmadığını göstermiştir.

around the period of 40 s. For that reason, the observed group velocities used in the inversion are limited to be below 20 s for Rayleigh waves and 30 s for Love waves. The phase shift due to the time history is effective in primarily low periods, and its overall effect is less than the one caused by the fracture mechanism. Small magnitude events are used to alleviate the phase effect of time history. For each earthquake recording Rayleigh and Love waves are treated alone in the inversion, and they are treated together as well. This procedure yields three inverted crustal structures, which are used to detect a possible crustal anisotropy by examining the incompatibility between Rayleigh and Love wave inversions. Averaging over all the propagation paths indicates that the three crustal structures are not significantly different from each other, which shows that the crustal anisotropy is not significant.

GİRİŞ

Genel olarak, yüzey dalgası ters çözüm işlemlerinde iki-istasyon yöntemi tercih edilir. Bunun başlıca nedeni, deprem kaynağında oluşan faz etkisi ve oluş zamanının belirlenmesinde yapılabilecek hatayı gözlemsel grup ve faz hızlarından ayırt etmektir (Dziewonski ve Hales 1972). Bir depremin iki ayrı istasyondaki kayıtlarını kullanarak çapraz ilişki hesaplanabilir. Bu işlemin sonucunda, kuramsal olarak birinci istasyonda yerleşik ve birim tepki şeklinde fazsız sismik enerji yayan bir depremin ikinci istasyondaki kaydı elde edilir. Çapraz ilişkiden hesaplanan sismik izin faz spektrumu ise, iki istasyon arasındaki seyahat zamanından kaynaklanır. İki-istasyon yönteminin avantajını kullanabilmek için gerekli iki koşul vardır. İlk olarak, deprem ve istasyonların aynı büyük daire üzerine düşmesi gerekir. İstasyonlar aynı büyük daire üzerine düşmezler ise, her ikisi arasındaki azimut farkından dolayı oluşacak başka bir faz etkisi ortaya çıkacaktır. Çoğunlukla, istasyonlar arasındaki azimut farkının 5° 'den fazla olmamasına dikkat edilir (Larson ve Ekström 2000). İkincisi ise, seçilen istas-

yonlar birbirinden yeteri kadar uzak olmalıdır. Yüzey dalgalarının nüfuz derinliği dalga boyu ile artar ve böylece, daha derindeki sismik hız bilgisi yüzeye taşınır. Deprem ve istasyon arasındaki uzaklık arttıkça, daha derine inen büyük dalga boylu yüzey dalgaları çözümlenir. Başka bir deyişle; iki-istasyon yönteminde, birbirine çok yakın iki istasyon kullanıldığında, istasyonlar arası uzaklık dan daha büyük dalga boylu yüzey dalgaları tam olarak çözümlenemez.

Bu çalışmada, iki-istasyon yönteminin kullanımı için gerekli deprem kayıt verisi bulunmadığından, tek-istasyon yöntemi alternatif olarak ele alınmıştır. Tek-istasyon yönteminin en önemli problemi kaynak fazından oldukça fazla etkilenmesidir. Bu etkiyi en az yapacak şekilde alınan önlemlerle tek-istasyon yöntemi de yer altı sismik hız dağılımını belirlemede kullanılabilir. Göz önüne alınan önlemlere değinilerek; Trabzon deprem istasyonundaki (TBZ; 39.77°K , 40.99°D) yüzey dalgası kayıtları, Anadolu kabuk yapısı için tek-istasyon yöntemi ile ters çözülmüştür.

KULLANILAN VERİ ve VERİ-İŞLEM

Kullanılan deprem dış odakları başlıca iki bölgede toplanmıştır. Ayrıca, bu gruplaşmada yer almayan üç dış odak noktası da veri olarak kullanılmıştır.

Şekil 1'de dış odakların bölgesel dağılımı ve oluşan gruplaşmalar gösterilmektedir. Çizelge 1'de ise, kullanılan depremlere ait parametreler verilmektedir.

Şekil 1'de gösterildiği gibi, Grup 1 ve 2'de yer alan depremler kendi içlerinde yaklaşık benzer jeolojik yapıları izleyerek, Trabzon deprem istasyonuna ulaşmaktadır. Buna karşın, bu gruplarda yer alan depremlerin gözlemsel grup hızlarının belli oranda saçılma gösterdiği gözlenmiştir (Şekil 2). Görülen saçılma öncelikle deprem kaynak fazının etkisinden ve oluş zamanının belirlenmesinde yapılan hatalardan kaynaklanmaktadır. Ay-

rica, yer altındaki yanal yapısal düzensizlikler ve yüksek modların temel mod ile girişimi saçılmanın başka nedenleridir. Söz konusu saçılmadan kaynaklanan ters çözüm hataları, bir çok ters çözüm sonucunun ortalamasını alarak önemli ölçüde giderilmiştir.

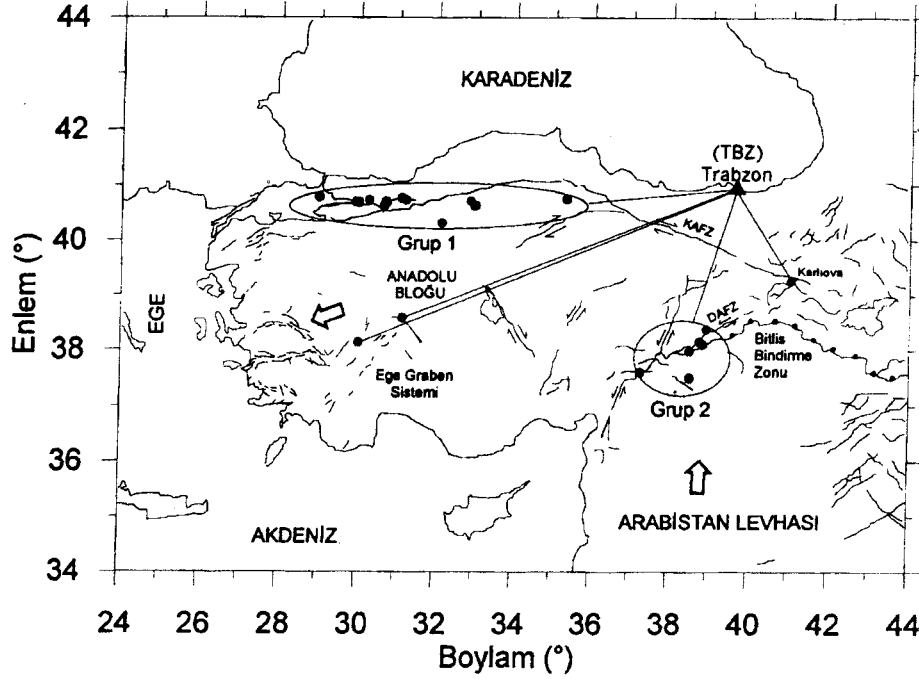
Veri-işlem aşamasında, yatay bileşen (KG ve DB) kayıtlar geri-azimut değeri kullanılarak ışınsal ve teğetsel bileşenlere dönüştürülmüştür. Rayleigh yüzey dalgası verisi düşey bileşenden ve Love yüzey dalgası verisi ise, teğetsel bileşenden elde edilmiştir. Gözlemsel grup hızları, ardışık süzgeç tekniğini kullanan bilgisayar program paketi (Herrmann 1987) ile hesaplanmıştır. Bu işlemden önce, sismometrenin birim tepkisi (Çakır ve diğ. 2000a) kayıtlardan ayırt edilmiş ve görünür grup hızı sınırları 5 ile 2 km/s olan %10'luk cosinüs penceresi

Çizelge 1. Grup hızı ters çözümünde kullanılan depremlerin parametreleri.

Table 1. Earthquake parameters used in the group velocity inversion.

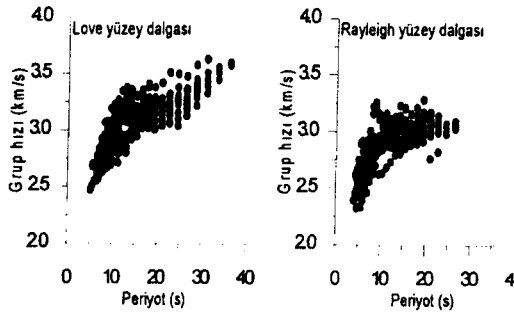
No	Tarih	Oluş Zamanı	Enlem (K°)	Boylam (D°)	Uzaklık (km)	Derinlik (km)	Büyüklük
1	14/08/1996	01:55:02.5	40.75	35.34	375	10	5.6
2	28/03/1998	00:29:55.7	37.99	38.52	350	5.1	4.4
3	04/04/1998	16:16:47.3	38.14	30.04	894	8.5	4.6
4	13/04/1998	15:14:31.0	39.27	41.05	220	9	5.0
5	09/05/1998	15:37:59.9	38.38	38.94	299	8	4.7
6	17/08/1999	03:14:01.3	40.64	30.65	770	15.3	5.5
7	17/08/1999	09:02:12.0	40.77	31.11	730	16.2	5.0
8	31/08/1999	08:10:49.5	40.71	29.95	829	10	5.2
9	13/09/1999	11:55:28.2	40.70	30.02	823	13	5.9
10	24/09/1999	19:08:04.7	37.51	38.53	401	16.2	4.5
11	10/20/1999	23:08:21.1	40.79	29.00	908	10.6	4.4
12	07/11/1999	16:54:42.0	40.71	30.70	765	10	5.0
13	11/11/1999	14:41:25.6	40.74	30.27	801	22	5.7
14	12/11/1999	16:57:20.8	40.74	31.21	722	25	7.2
15	02/04/2000	17:26:51.7	37.61	37.28	432	5	4.1
16	07/05/2000	09:08:43.9	38.11	38.85	330	5	4.4
17	07/05/2000	23:10:54.2	38.16	38.78	326	5.4	4.5
18	06/06/2000	02:41:51.1	40.72	32.87	583	10	5.9
19	08/06/2000	21:27:56.9	40.64	33.01	572	22	5.0
20	09/06/2000	03:14:19.8	40.63	32.97	575	20	5.2
21	22/08/2000	11:40:11.3	40.32	32.13	650	10	4.3
22	23/08/2000	13:41:28.2	40.68	28.20	765	13.3	5.8
23	12/15/2000	16:44:43.3	38.59	31.16	784	5.8	5.8

Deprem parametreleri Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Gözlemevi verilerinden alınmıştır.



Şekil 1. Türkiye diri fayları (Şaroğlu ve diğ. 1992) ve ele alınan depremlerin dış odak dağılım haritası.

Figure 1. Active faults in Turkey (Şaroğlu et al. 1992) and epicentral map of the studied earthquakes.



Şekil 2. Gözlemsel Rayleigh ve Love grup hızı eğrileri.

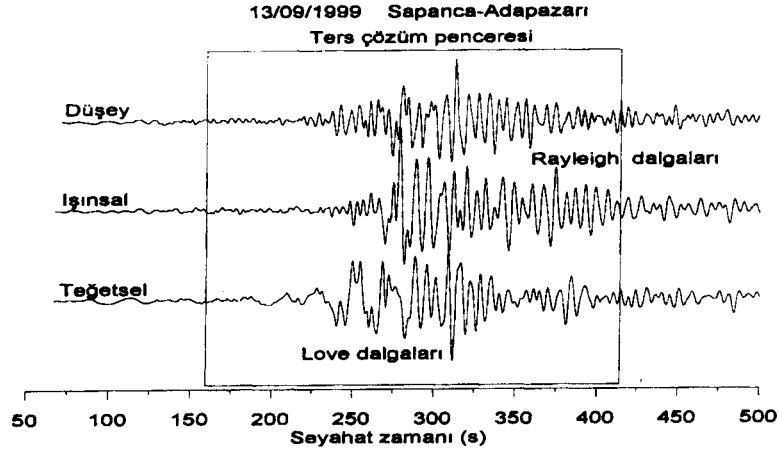
Figure 2. Rayleigh and Love observed group velocity curves.

uygulanmıştır. Şekil 3'de ise, Çizelge 1'de verilen 9 no-lu depreme ait sismik kayıtlar gösterilmektedir. Kayıtlardaki yüzey dalgası kısmı dikdörtgen pencere ile işaretlenmiştir.

Tek-istasyon yöntemi kaynakta oluşan fazdan oldukça fazla etkilenmektedir. Bu durumu açıklamak için,

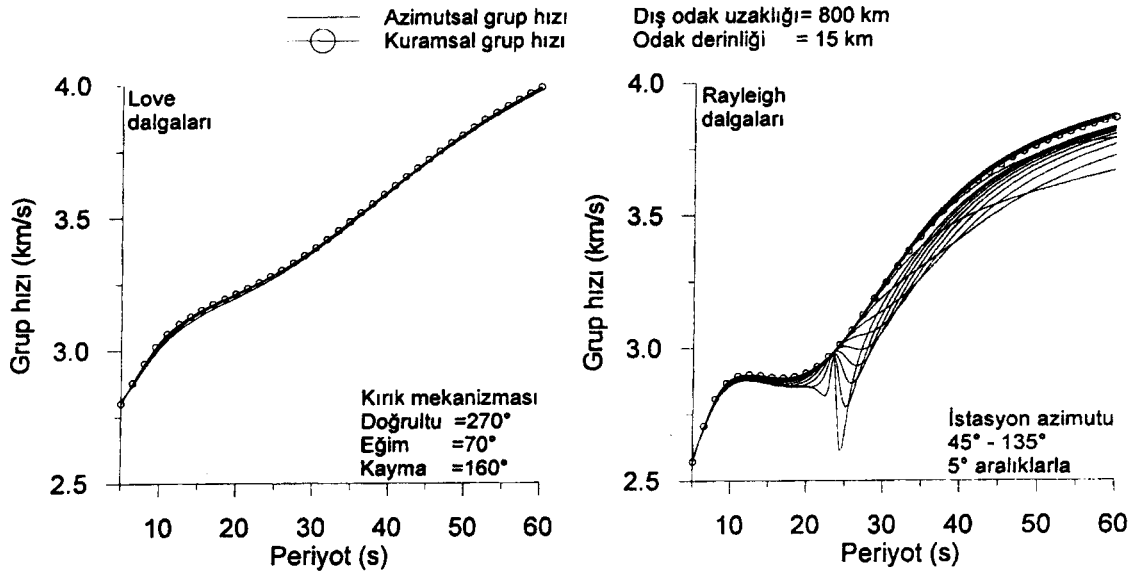
Şekil 4 ve 5'de verilen kuramsal hesaplar yapılmıştır. Deprem kırığını temsil edecek iki tür mekanizma düşünülmüştür. Birinci mekanizmanın para metreleri: doğrultu=270°, eğim=70° ve kayma=160° olarak ele alınmış ve Grup 1'deki depremleri oluşturan sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu kırığını temsil edecek şekilde seçilmiştir (Şekil 1). İkinci mekanizmanın parametreleri: doğrultu=225°, eğim=70° ve kayma=20° olarak ele alınmış ve Grup 2'deki depremleri oluşturan sol yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu kırığını temsil edecek şekilde seçilmiştir (Şekil 1). Grup 1 için, dış odak uzaklığı 800 km ve Grup 2 için ise, 300 km olarak alınmıştır. Her iki durumda da, 15 km iç odak derinliğine yerleşmiş kuramsal nokta kaynak düşünülmüştür. Kaynaktaki tanecik hızı ise, 2,5 s süreli iki üçgen darbeden oluşturulmuştur. Birinci darbenin genliği birim ve ikinci darbenin genliği ise, yarım birim olarak alınmıştır.

Trabzon deprem istasyonu (TBZ), Grup 1 ve 2'deki depremlere göre farklı azimut değerlerine sahiptir (Şekil 1). Grup 1'deki depremlerin istasyon azimutu ortalama 84,3° ve Grup 2'deki depremlerin istasyon azi-



Şekil 3. Çizelge 1' de verilen 9 nolu depreme ait sismik kayıtlar.

Figure 3. Seismic recordings of the earthquake listed in Table 1 as number 9.



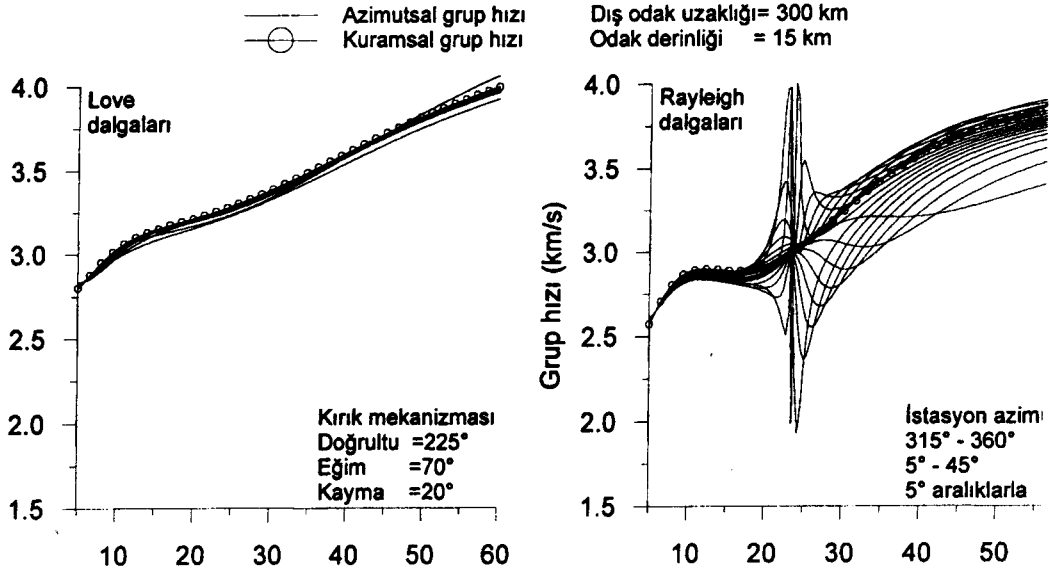
Şekil 4. Deprem kaynak fazının gözlemsel grup hızlarına olan etkisi. Şekil 1' de gösterilen Grup 1 depremlerini temsil etmektedir.

Figure 4. The effect of source phase shift on the observed group velocities. The calculations represent earthquakes in Group 1 as shown in Fig. 1.

mutu ise ortalama 17.3° değerindedir. Şekil 4 ve 5'deki istasyon-azimut aralıkları gözlemsel azimut değerlerini içerecek şekilde geniş tutulmuş ve böylece, kaynak fazının gözlemsel grup hızlarına olan azimut bağımlı etkisi daha ayrıntılı bir şekilde gösterilmiştir. Yüzey dalgasının serbest yüzeydeki enerji dağılımını hesaplamada, Min-

devalli ve Mitchell (1989) tarafından doğu Anadolu bölgesi için önerilen kabuksal hız yapısı kullanılmıştır.

Şekil 4 ve 5'deki hesapları yaparken, Abo-Zena (1979) ve Chen (1993) tarafından verilen normal mod kuramı kullanılmıştır. Ayrıca, Dziewonski ve Hales



Şekil 5. Deprem kaynak fazının gözlemsel grup hızlarına olan etkisi. Şekil 1’de gösterilen Grup 2 depremlerini temsil etmektedir.

Figure 5. The effect of source phase shift on the observed group velocities. The calculations represent earthquakes in Group 2 as shown in Fig. 1.

(1972) ve Levshin ve diğ. (1999) tarafından verilen, deprem kaynağındaki fazın gözlemsel grup hızları üzerindeki azimut bağımlı etkisine ait kuramsal bilgilerden yararlanılmıştır. Herhangi bir r dış odak uzaklığında ve θ istasyon azimutunda, yüzey dalgasının açısız frekans (ω) bağımlı fazı

$$\phi(r, \theta, \omega) = k(\omega)r - \phi_0(\theta, \omega) \quad (1)$$

olarak verilebilir. Burada, k açısız frekans bağımlı yatay dalga sayısını ve ϕ_0 ise, azimut ve açısız frekans bağımlı deprem kaynak fazını göstermektedir. Sismometrenin faz etkisinin giderildiği düşünülmüş ve (1) nolu eşitliğe ilave edilmemiştir. (1) nolu eşitliğin açısız frekansa göre türevini kullanarak, yüzey dalgasının deprem kaynağındaki fazdan etkilenmiş gözlemsel grup hızı

$$\bar{u} = r / [(r/u) - \Delta t] \quad (2)$$

şeklinde yazılabilir. Burada, u yüzey dalgasının gerçek grup hızını ve Δt ise, kaynak fazından dolayı oluşan grup

gecikme zamanını göstermektedir. Δt ifadesini hesaplamak için, ϕ_0 deprem kaynak fazının açısız frekansa göre türevi kullanılmıştır.

Şekil 4’de, Grup 1’de yer alan depremlerin gözlemsel grup hızlarının kaynak fazından azimut bağımlı olarak nasıl etkilenebileceği gösterilmektedir. Azimutal grup hızı olarak adlandırılan eğriler, 5° azimut aralıklarında hesaplanmıştır. Rayleigh grup hızları 20 s periyodun üzerinde kullanılamaz hale gelmektedir. Love dalgalarında ise, kaynak fazının etkisi çok daha düşüktür. Özellikle Rayleigh dalgalarında; 20 s periyodun ötesinde dispersiyon bilgisi kullanıldığında, ters çözüm sonuçları hatalı olacaktır. Şekil 5’de, Grup 2’de yer alan depremler için yapılan hesaplar gösterilmektedir. Şekil 4’deki duruma benzer bir şekilde, bu hesaplarda da Rayleigh dalgası 20 s periyodun ötesinde deprem kaynağındaki fazdan dolayı büyük saçılma göstermektedir

Love dalgalarında ise, deprem fazının etkisi Grup 1’dekine göre daha belirgindir. Bunun nedeni, öncelikle daha düşük dış odak uzaklığının (300 km) kullanılmasıdır. Şekil 4 ve 5’de verilen hesaplamalar daha farklı deprem kaynak koşulları içinde denenmiş ve benzer sonuçlar elde edilmiştir.

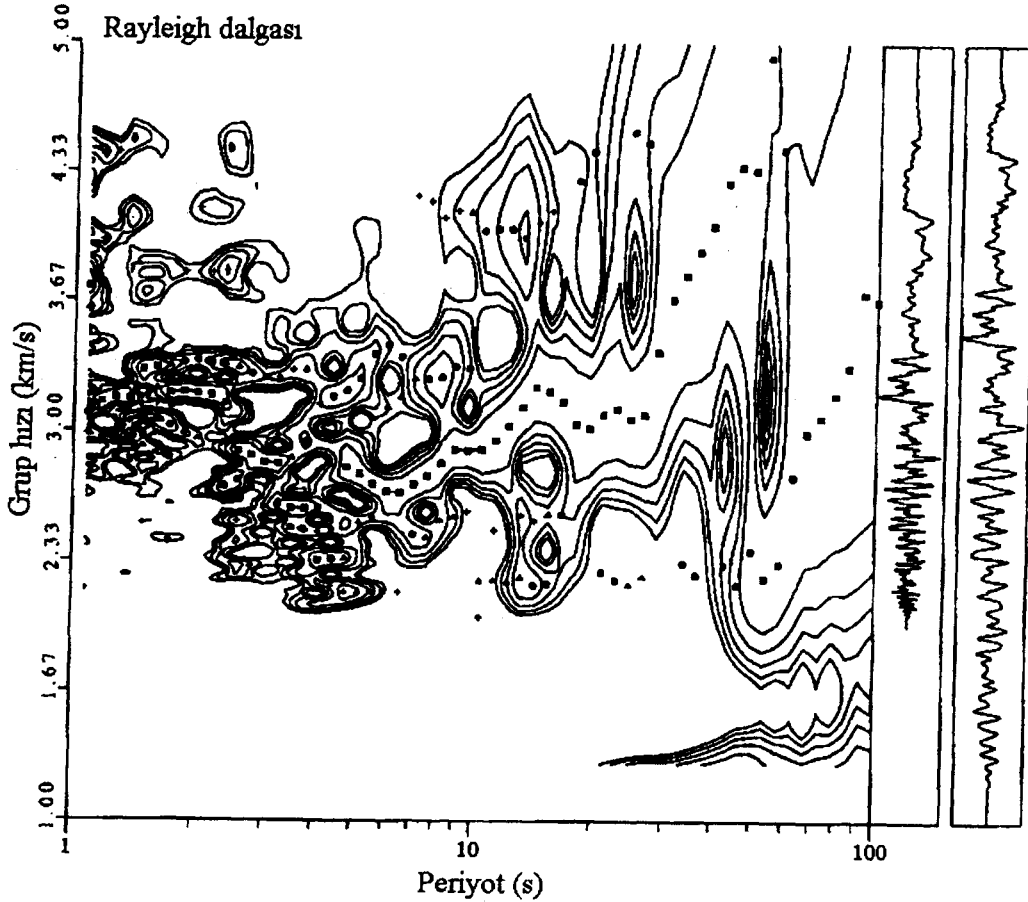
Yukarıda sözü edilen, deprem kaynak fazının gözlemsel grup hızlarına olan etkisi, Şekil 6 ve 7'de verilen örnek diyagramlarda daha iyi gözlenmektedir. Diyagramlar, Tablo 1'deki 3 nolu depreme ait olup, Herrmann (1987) tarafından verilen program paketinin çıktılarıdır. Şekil 6'daki diyagramlar, düşey bileşenden elde edilen Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızlarına aittir. Şekil 7'de verilen ise, teğetsel bileşenden elde edilen Love dalgası gözlemsel grup hızlarını göstermektedir. Şekil 6'dan görüleceği üzere; içi boş kareler ile işaretlenmiş gözlemsel grup hızları, yaklaşık 25 s periyotundan sonra ani bir artış ile sürekliliğini kaybetmektedir.

Şekil 7'de ise, bu durum yaklaşık 35 s periyotundan sonra olmaktadır. Ele alınan diğer bütün deprem kayıtlarında, 3 nolu depreme benzer durum görülmektedir. Deprem kaynak fazından güvenilir bir şekilde sakınmak

için, Rayleigh grup hızları 20 s ve Love grup hızları ise, 30 s ile kısıtlanmıştır. Bazı depremlerde, gözlemsel grup hızlarındaki göreceli sürekliliğe bağlı olarak, bu sınırlar birkaç saniye ile aşılmıştır.

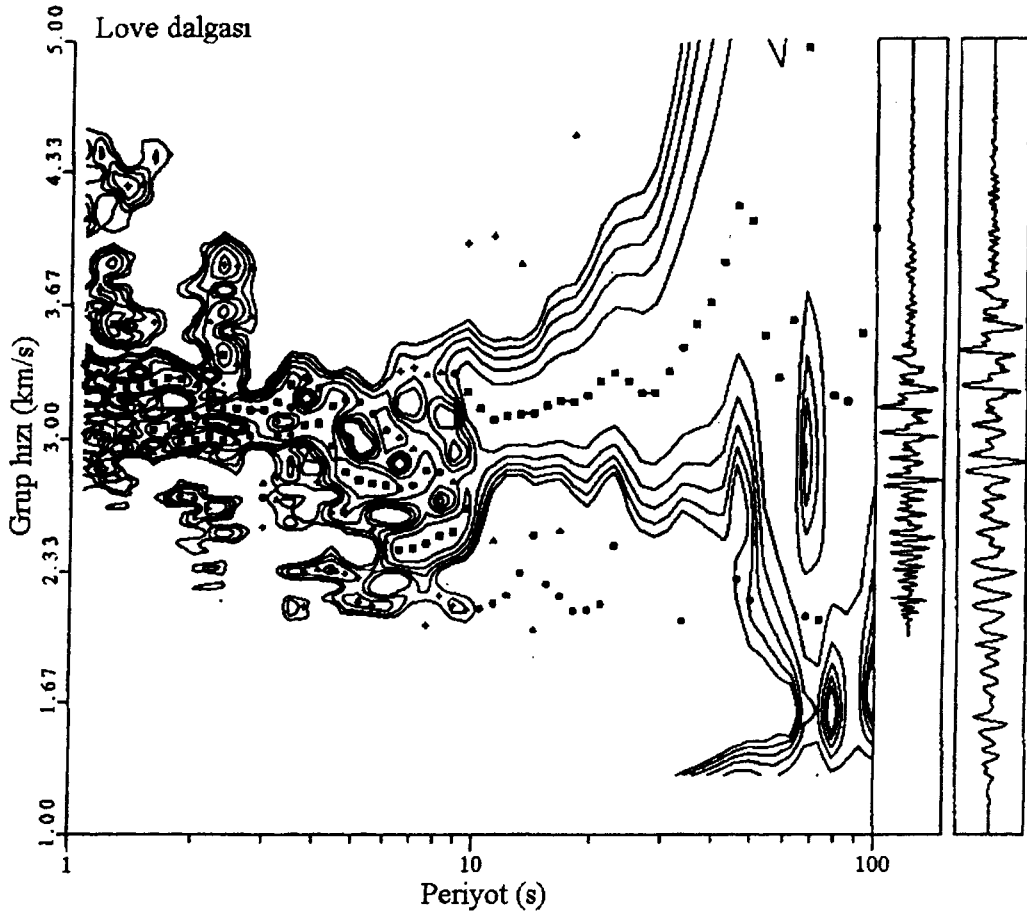
UYGULAMA

Gözlemsel grup hızlarının ters çözümünde Tarantola (1987) tarafından önerilen en küçük kareler çözüm tekniği kullanılmıştır. Yüzey dalgası dispersiyon problemi doğrusal değildir. Buna karşın, çözüm için seçilen bir başlangıç hız yapısı m_0 etrafında oluşturulan doğrusallaştırma işleminin yardımı ile, çözüme ardışık adımlarla yaklaşma olasılığı vardır. Aşağıda verilen ardışık çözüm sistemi bu amaç için kullanılabilir.



Şekil 6. Çizelge 1'de verilen 3 nolu depremin gözlemsel Rayleigh dalgası grup hızı diyagramı.

Figure 6. Contour diagram showing the observed Rayleigh wave group velocities of the earthquake listed in Table 1 as number 3.



Şekil 7. Çizelge 1' de verilen 3 nolu depremin gözlemsel Love dalgası grup hızı diyagramı.

Figure 7. Contour diagram showing the observed Love wave group velocities of the earthquake listed in Table 1 as number 3.

$$\mathbf{m}_{n+1} = \mathbf{m}_0 - \mathbf{C}_M \mathbf{G}'_n [\mathbf{C}_D + \mathbf{G}_n \mathbf{C}_M \mathbf{G}'_n]^{-1} [\mathbf{g}(\mathbf{m}_n) - \mathbf{d}_{göz} - \mathbf{G}_n (\mathbf{m}_n - \mathbf{m}_0)] \quad (3)$$

Burada; koyu küçük harfler tek boyutlu ve koyu büyük harfler ise, çift boyutlu dizinleri göstermektedir. \mathbf{C}_M ve \mathbf{C}_D dizinleri, sırası ile, yer altı hız yapısı ve gözlemsel verideki çözüm elemanlarının arasındaki ilişkiyi-korelasyonu ve her bir elemana tanınan standart sapmayı içermektedir. \mathbf{G}_n dizini ise, dispersiyonun yer altı sismik hızlarına göre kısmi türevlerini içermektedir. Her bir n ardışık çözüm adımında, kuramsal ve gözlemsel dispersiyon arasındaki fark olan $\mathbf{g}(\mathbf{m}_n) - \mathbf{d}_{göz}$ ifadesi küçültülmektedir.

Yer altı yapısı toplam 60 km olmak üzere, ilk 10 km

derinlik de 1 km kalınlıklı ve daha alttaki 50 km de ise, 2 km kalınlıklı tabakalar ile temsil edilmiştir. Tabakalı ortamın altında yer alan yarısonsuz ortamın 60 km derinlikten sonra yer aldığı kabul edilmiştir. Yer altı tabaka hızları arasındaki ilişki $v_1 = 0.8$ ve gözlemsel grup hızları arasındaki ilişki ise, $v_2 = 0.5$ olarak alınmıştır. Bu katsayılar ters çözülen yer altı hız yapısının pürüzsüzlüğünü kontrol etmektedir. Verinin kalitesine bağlı olarak, daha düşük pürüzsüzlük katsayısı çiftleri (örneğin, $v_1 = 0.5$ ve $v_2 = 0.2$) kullanılabilir. Yer altı tabaka hızlarının standart sapması $\delta_1 = 0.1$ ve gözlemsel grup hızı değerlerinin standart sapması ise, $\delta_2 = 0.1$ olarak alınmıştır. Her bir üç ardışık çözüm adımından sonra, δ_1 standart sapması 0.1 değerinde artırılmıştır. Genel olarak, toplam 20 ardışık adımdan sonra, gerekli ters çözüm yapısına ulaşılmaktadır.

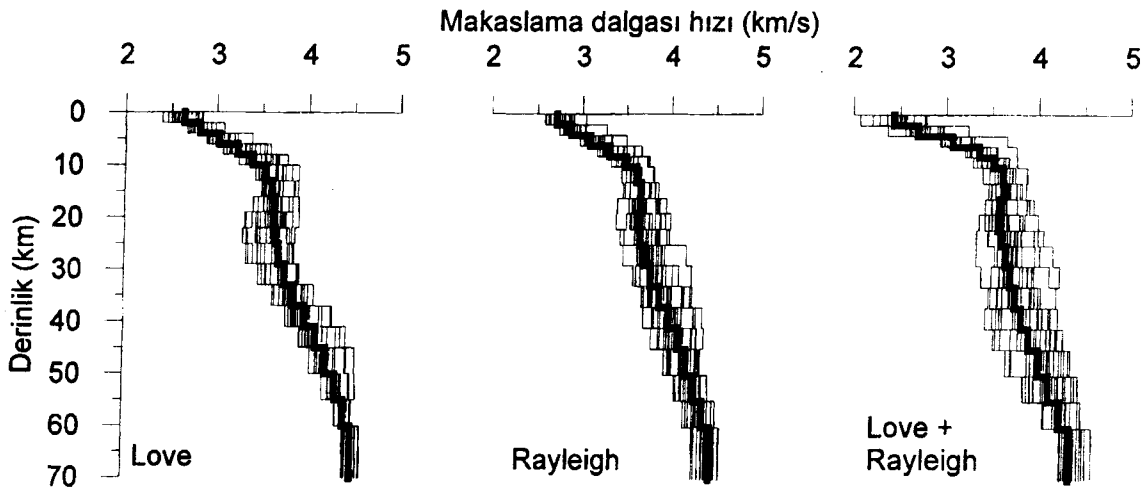
Şekil 8'de, Rayleigh, Love ve her ikisinden elde edilen ters çözüm kabuksal yapıları gösterilmektedir. Rayleigh ve Love dalgaları deprem kaynağındaki belirsizlikten farklı oranlarda etkilenmiştir. Bu nedenle, ters çözüm sonuçları da belli bir saçılma ile bir depremden diğerine farklılık göstermektedir. Şekil 8'den anlaşılacağı üzere; tek-istasyon yöntemi ile kabuksal yapıyı araştırırken, birden fazla depremin yüzey dalgası bilgisini kullanıp ortalama bir çözüm elde etmek daha elverişlidir. Her üç durumda da koyu çizgilerle gösterilen ortalama kabuksal yapılar birbiriyle çok yaklaşık olarak çakışmakta ve Anizotropinin varlığına işaret edebilecek Rayleigh ve Love ters çözüm uyumsuzluğu görülmemektedir (Mindevalli ve Mitchell 1989; Çakır ve diğ. 2000b).

Love dalgası grup hızlarından elde edilen ters çözüm kabuk yapıları, ortalama etrafında göreceli olarak daha az saçılma göstermektedir. Bunun nedeni, Şekil 4 ve 5'de gösterildiği gibi, Love dalgalarının deprem kaynağından daha az etkilenmesidir. Rayleigh ve Love+Rayleigh olarak elde edilen ters çözüm kabuk yapıları ise, ortalama etrafında göreceli olarak daha fazla saçılma göstermektedir. Ayrıca, her üç durumda da, saçılmanın miktarı derinlik ile artmaktadır. Bunun nedeni ise, deprem kaynağından artan periyotla daha etkili olmasıdır.

Ters çözüm yapılarındaki saçılmaya neden olabilecek iki ayrı faktör daha vardır. Bunlardan birincisi, deprem oluş zamanının saptanmasında yapılan hata ve ikincisi ise, kat edilen jeolojik yapının bir depremden diğerine farklı olmasıdır. İkinci faktörün etkisi gözardı edilemez, ancak birinci faktörün etkisine göre ikincil olarak kalmaktadır. Eğer ikinci faktörün etkisi birincil olsaydı, Şekil 1'de gösterilen Grup 1 ve 2 için elde edilen ters çözüm yapılarının kendi içlerinde çok yaklaşık olarak çakışması gerekirdi. Şekil 8'de ayrı olarak gösterilmemekle birlikte, bu gruplar için elde edilen ters çözüm yapılarının kendi içinde de saçılma gösterdiği gözlenmiştir. Buradan anlaşılacağı üzere, deprem oluş zamanının saptanmasında küçümsenemeyecek hatalar vardır.

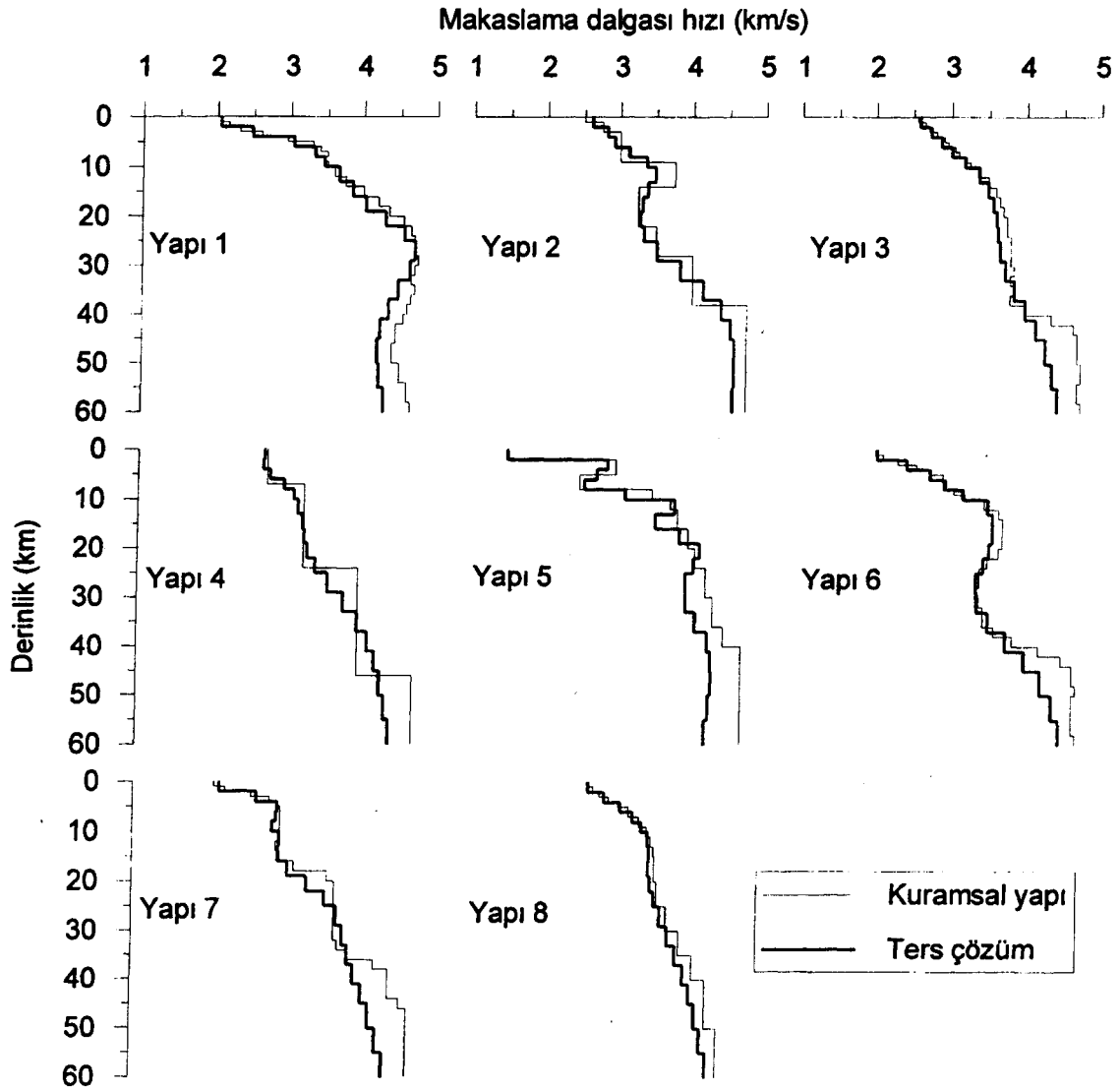
SONUÇLAR

Söz konusu periyot kısıtlaması nedeniyle, kabuksal yapıdaki ters çözünürlük 25-30 km'den sığ derinliklerde daha yüksektir ve daha derinlerde ise çözünürlük azalmaktadır. Yüzey dalgası yayılımının daha çok ortalama hıza duyarlı olması nedeniyle, yer altı yapısındaki hız süreksizlikleri birkaç tabakadan oluşan hız dağılımları olarak çözülmüştür. Yukarıda ifade edilen iki noktayı açıklamak için, Şekil 9'da gösterilen hesaplar yapılmıştır.



Şekil 8. Ters çözüm kabuksal hız yapıları. Makaslama dalgalarının hız-derinlik dağılımı gösterilmektedir.

Figure 8. Inverted crustal velocity structures. Velocity-depth profiles of shear waves are shown.



Şekil 9. Kuramsal kabuk yapıları için elde edilen ters çözüm sonuçları.

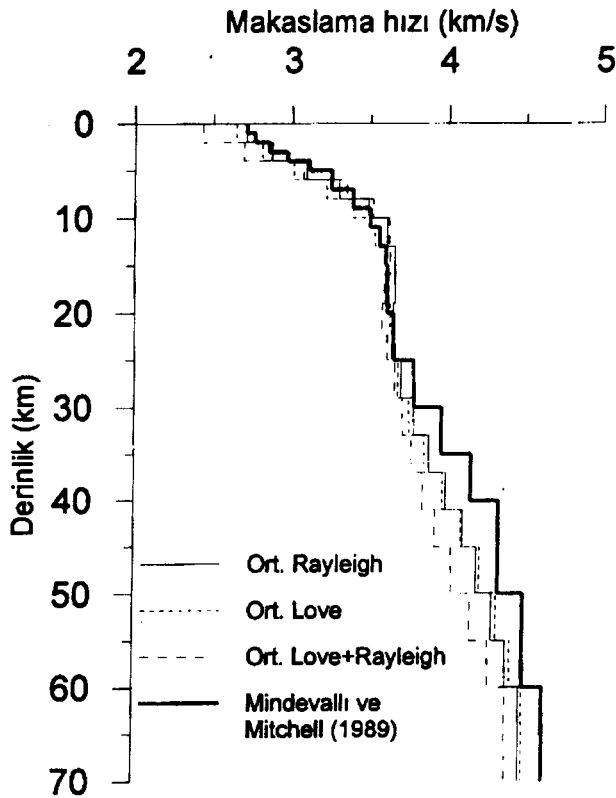
Figure 9. Inversion results for some theoretical crustal structures.

Birbirinden farklı sekiz kuramsal kabuk yapısı seçilmiş ve her biri için Rayleigh ve Love dispersiyon eğrileri hesaplanmıştır. Hesaplanan bu eğrilere gözlemsel dispersiyon eğrilerine uygulanan işlemlerin benzeri uygulanmıştır.

Şekil 9'da, iki nokta göze çarpmaktadır. İlk olarak, özellikle Yapı 4 için elde edilen ters çözümden görüleceği üzere, sismik hız süreksizlikleri tam olarak çözülmemiştir. Yapı 4'e benzer durum, Yapı 2, 5 ve 7 için elde edilen ters çözüm sonuçlarında da kısmen görülmektedir. Ayrıca, Yapı 3, 4, 7 ve 8 birbirinden belli oranda farklı yer altı yapılarını temsil etmektedir. Yapısal fark-

lılık daha çok hız süreksizliklerinin gelişiminde (ani ya da göreceli hız artışı) ve derinliklerinde görülmektedir. Buna karşın, bu yapılar için elde edilen ters çözüm hız-derinlik profilleri birbirine oldukça benzer görünmektedir. Bunların nedeni, yüzey dalgalarının hız süreksizlikleri yerine ortalama hız-derinlik profiline daha duyarlı olmasıdır. İkinci nokta ise; bütün seçilen kuramsal kabuk yapılarında, çözünürlük derinlikle azalmakta ve özellikle 25-30 km derinliğinden sonra önemli ölçüde kaybolmaktadır. Bu nedenle, Şekil 8'de gösterilen ters çözüm sonuçlarından sağlıklı bir kabuk kalınlığı saptamak oldukça zordur.

Şekil 10'da, bu çalışmanın sonuçları benzer bölge için elde edilen başka bir çalışmanın sonuçları ile karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma amacıyla seçilen çalışma Mindevalli ve Mitchell (1989) tarafından yapılmıştır. Şekilden görüldüğü üzere, 25-30 km derinliğine kadar iki çalışmanın sonuçları arasında önemli bir fark görülmemektedir. Bunun yanı sıra, 25-30 km derinliğinin altında iki çalışma arasında 0.2 km/s değerine ulaşan bir



Şekil 10 Love, Rayleigh ve Love+Rayleigh ters çözümlerinden elde edilen ortalama kabuksal hız yapıları (Şekil 8). Mindevalli ve Mitchell (1989) tarafından doğu Anadolu için verilen kabuk yapısı bu çalışmanın sonuçlarıyla karşılaştırılmaktadır.

Figure 10. Average crustal velocity structures obtained from Love, Rayleigh and Love+Rayleigh surface waves (Figure 8). The crustal structure reported by Mindevalli and Mitchell (1989) for the eastern Anatolia is attached for comparison with the current results.

hız farkı görülmektedir. Bunun nedeni, Şekil 9'da açıklandığı üzere, daha derin hız yapılarında çözünürlüğün azalmasıdır. Bu çalışmada, Şekil 4 ve 5'de açıklandığı üzere, Rayleigh yüzey dalgalarının periyotları deprem kaynak fazının bozucu etkisinden en az etkilenecek şekilde 20 s periyodu etrafında kısıtlanmıştır. Diğer taraftan, Mindevalli (1988) çalışmasında daha ayrıntılı gösterildiği üzere, Mindevalli ve Mitchell (1989) çalışmasında böyle bir kısıtlamaya gidilmemiştir. Çözümler arasındaki farklılaşmanın bir diğer nedeni de bundan kaynaklanmaktadır. Deprem kaynak fazının bozucu etkisi Rayleigh ve Love yüzey dalgalarında farklı boyutlarda gelişmektedir (Şekil 4 ve 5). Bunun sonucu olarak, Rayleigh ve Love dalgası ters çözüm uyumsuzluğu ortaya çıkmaktadır. Şekil 10'da ortalama Love+Rayleigh olarak verilen ters çözüm sonucu bu nedenle diğerlerinden (ortalama Rayleigh ve Love) farklılık göstermektedir. Tekistasyon yöntemiyle yüzey dalgası çözümlenmeleri yaparken, özellikle Rayleigh yüzey dalgalarında deprem kaynağının periyot bağımlı bozucu etkisi dikkate alınmalıdır.

Burada uygulanan yöntemden elde edilen sonuçlar, hız süreksizliklerine daha duyarlı olan uzak-alan alıcı fonksiyonların ters çözümünde başlangıç yapısı olarak kullanılabilir (Özalaybey ve diğ. 1997; Çakır ve diğ. 2000a, Erduran ve Çakır 2001). Böylece, yüzey dalgaları ile tam olarak çözülemeyen hız süreksizlikleri daha iyi ortaya çıkarılabilir. Yapılan çözümlerin sağlıklı olabilmesi için, burada ele alınan verilerden çok daha fazlası kullanılmalıdır.

KAYNAKLAR

- Abo-Zena, A. 1979, Dispersion function computations for unlimited frequency values, *Journal of Royal Astronomical Society & Geophysics Section*, 58, 91-105.
- Chen, X. 1993, A systematic and efficient method of computing normal modes for a multilayered half-space, *Geophysical Journal International*, 115, 391-409.
- 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 earth-quake phase shift on the inversion of regional surface wave recordings for the estimation of crustal structure, *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 3, 20-36.
- Dziewonski, A. M., and Hales, A. L. 1972, Numerical Analysis of Dispersed Seismic Waves, in *Methods in Computational Physics*, ed. Bolt, B. A., Academic Press, New York, Vol. 11, 39-85.
- Erduran, M., ve Çakır, Ö. 2001, Kabuk ve üst manto hız yapısının saptanmasında alıcı fonksiyonun çok çözümlülüğü, *Yerbilimleri*, 23, 99-112.
- Herrmann, R.B. 1987, *Computer pro-grams in Seismology, User's Manual, IV*, St. Louis University, Missouri.
- Larson, E. W. F. and Ekström, G. 2000, Global models of surface-wave group velocity, Pre-print submitted to *Pure and Applied Geophysics*.
- 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 Earth Planet Interior*, 115, 293-312.
- Mindevalı, Ö. 1988, Crust and upper mantle structure of Turkey and the Indian sub-continent from surface wave studies, Ph.D. Dissertation, Saint Louis University.
- Mindevalı, Ö., and Mitchell, B.J. 1989, Crustal structure and possible anisotropy in Turkey from seismic surface wave dispersion, *Geophysical Journal International*, 98, 93-106.
- Özalaybey, S., Savage, M.K., Sheehan, A. F., Louie, J.N., 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 Seismological Society of America*, 87, 183-199.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., ve Kuşçu, İ. 1992, 1/1.000.000 ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Tarantola, A. 1987, The least-squares criterion: in *Inverse problem theory: Elsevier Science Company Inc.* New York, 187-255.