

ANADOLU YARIMADASINDA YÜZEY DALGALARININ DISPERSİYONU VE ORTAMIN SOĞURMA ÖZELLİKLERİ

Dispersion and Attenuation Properties of Surface Waves in Anatolia

Özer KENAR* ve M. Nafi TOKSÖZ**

ÖZET

Pakistan, İran ve Doğu Anadolu'da meydana gelen depremlerin İstanbul ve Tebriz kayıtlarından yararlanılarak ardışık süzgeç yöntemiyle Love ve Rayleigh dalgalarının grup hızları, iki istasyon arasında Love dalgalarının faz hızları hesaplanmıştır. Ayrıca, Wiener dekonvolüsyon yöntemiyle istasyonlar arası ortamın transfer fonksiyonu, grup ve faz hızları elde edilmiştir. Spektral genlik oranlarından yararlanılarak da ortamın soğurma özellikleri incelenmiştir. Gözlemsel grup ve faz hızı eğrilerinin en büyük olasılık yöntemiyle inversiyonu yapılarak Kuzey Anadolu için yerka- buğu modeli elde edilmiştir. Üç tabakadan oluşan 41 km kalınlıktaki modelde P_n ve S_n dalga hızları 8.0 ve 4.37 km/sn dir. Kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda yerka- buğu kuzeye göre 2 km daha kalındır. Love dalgaları en çok 32 ve 38 sn periyodlarında soğurulmaktadır.

ABSTRACT

Surface waves generated by earthquakes in Iran, Pakistan and Eastern Turkey are used to study the crustal structure and attenuation properties beneath Anatolia. Epicenters of four Pakistan earthquakes on the same great circle part with the WWSSN stations, Tabriz and İstanbul, are used for the interstation phase and group velocity measurements. Single station Love and Rayleigh wave group velocities along with the Q values are obtained using spectral amplitude ratios.

The interstation phase and group velocities have been inverted simultaneously to determine the crustal structure. Two models were obtained; one in the east-west direction between Tabriz and İstanbul, in the northern Anatolia and another in the southeast-northwest direction. The total thickness of the crust is about 41 km in northern Anatolia and 2 km thicker in the central part. Shear wave velocity below Moho is 4.37 km/sec. Frequency dependence of attenuation has been observed. Maximum attenuation of Love waves mostly occurs between the periods of 32 and 38 sec.

GİRİŞ

Yerkabuğu ve üst mantonun yapısının incelenmesinde en etkin yöntemlerden birisi de yüzey dalgalarının dispersiyonudur. Yüzey dalgaları titreşim periyodlarına bağlı olarak çeşitli derinliklere nüfuz ederler. Uluslararası standard sismograf örneğine (WWSSN) ait olan istasyonların sayıları arttıkça yüzey dalgaları yeriçi yapısının belirlenmesinde kullanıldığı kadar, deprem odak mekanizmalarının incelenmesinde de kullanılmaktadır.

Dispersiyon gösteren bir dalga treninde grup hızı en

basit şekilde doruk numaralarının varış zamanlarından hesaplanabilir (Ewing ve Press 1952). Faz hızının belirlenmesi için ise, deprem odağı ile kayıt istasyonundan geçen büyük daire üzerinde diğer bir istasyonun bulunması gereklidir. Eğer odaktaki başlangıç fazı bilinebilirse, tek istasyondaki kayıtlardan da faz hızı hesaplanabilir. Bu yöntemler yıllarca başarıyla uygulanmış ve dünyanın birçok bölgelerinde yerkürenin yapısı incelenmiştir. (Wilson 1941, Ewing ve Press 1952, Brune ve Dorman 1963, vb). Ayrıca yeriçinin daha derin kısımları da, 500 saniyeye ka-

* Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Trabzon

** Earth Resources Laboratory, Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA 02139

dar peryodlarda yüzey dalgalarıyla saptanabilmektedir (Ewing ve Press 1954, Toksöz ve Ben-Menahem 1963).

Bilgisayarların ve veri-işlem yöntemlerinin de gelişerek yüzey dalgalarının analizine yeni boyutlar kazandırmasından sonra, faz ve grup hızlarının sayısallaştırılmış kayıtlardan kolayca elde edilmesine başlanmıştır. Faz ve grup hızları ile soğurmanın (attenuasyon) hep birlikte, aynı anda dalga trenlerinin Fourier analizinden hesaplanabileceğini ilk kez Sato (1955, 1956 a, b; 1958) göstermiştir. Daha sonraları Alexander (1963), yüzey dalgalarının modlarının birbirinden ayırılmasında sayısal süzgeçleri kullanmıştır. Yakın zamanda ise yüzey dalgaların grup ve faz hızları ardışık süzgeç (multiple filter), zaman değişkenli süzgeç (time variable filter) yöntemleriyle çabuk ve duyarlı olarak hesaplanabilmektedir. (Dziewonski ve diğ. 1969). Ayrıca, aynı büyük daire üzerinde bulunan iki istasyonun kayıtlarından yararlanılarak çapraz korelogramlarla istasyonlar arası grup ve faz hızları hesaplanabilmektedir (Landisman ve diğ., 1969).

Bu çalışmada ışın yörüngeleri Anadolu Yarımadasına ve İran platosunu kateden depremlerin Love ve Rayleigh dalgalarının çözülmesi yapılmış, grup ve faz hızları çeşitli yöntemlerle hesaplanarak ortamın soğurma özellikleri araştırılmıştır.

YERKABUĞU YAPISI

Kullanılan depremlerden çoğunun ışın yörüngeleri Anadolu yarımadası ile İran platosunu katettiğinden, bu bölgelerde yerkabuğu yapısı için daha önceden yapılmış çalışmaları gözden geçirmek yararlı olacaktır.

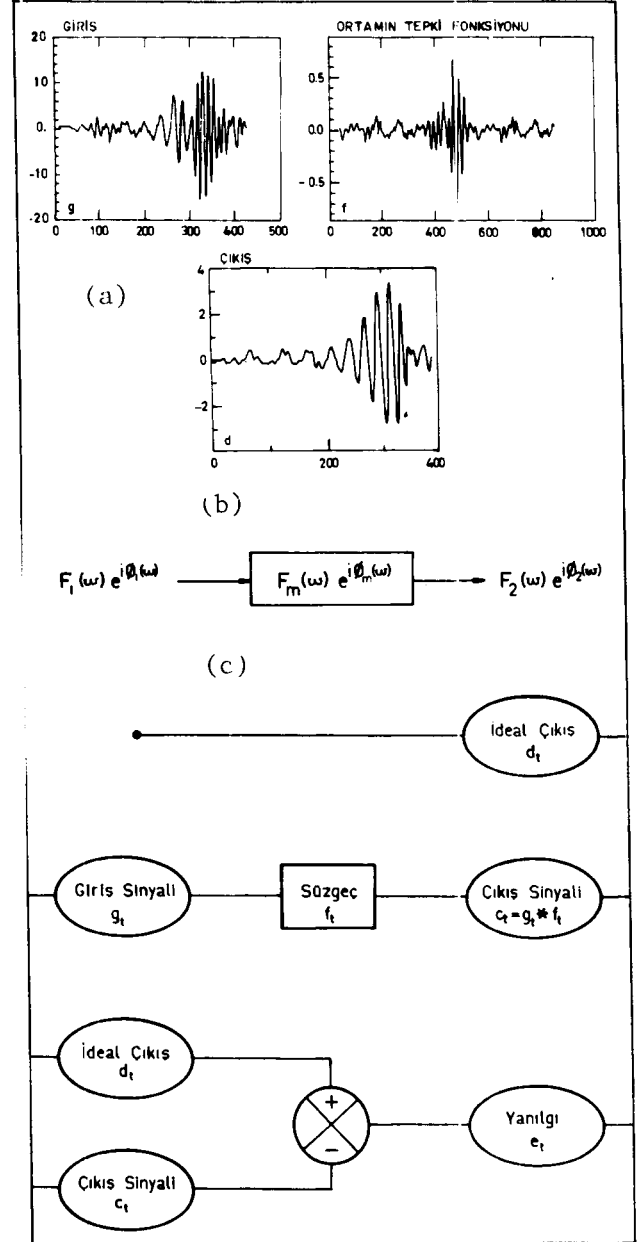
İran platosunda yerkabuğunun yapısı hakkında ayrıntılı çalışmalar bulunmamakla birlikte bazı gravite ve sismoloji çalışmaları bu bölgede yerkabuğu kalınlığının 45-55 km arasında yerel değişimler gösterdiğine işaret etmektedir (İslami 1972), P_n dalga hızının Batı İran'da $8.13 + 0.07$ km/sn ve orta-kuzey İran'da $8.19 + 0.05$ km/sn değerlerinde olduğu Akascheh ve Nasserı (1972) tarafından belirtilmektedir. Anadolu yarımadasında yerkabuğu Canitez (1962) tarafından incelenmiş ve Kuzey Anadolu'da Karadeniz'e doğru yerkabuğunun incelendiği pozitif gravite anomalilerinden saptanmıştır. Kuzeybatı Anadolu'da yerkabuğu yapısı yerkabuğu transfer fonksiyonu (Kenar, 1978) ve manyetotellürik (İlkışık 1980) yöntemlerle incelenmiş ve uygulama 28-36 km kalınlıktaki modeller için gözlemsel verilerle uygunluk sağlanmıştır.

Bird (1976) Kuzeydoğu Anadolu ile Şiraz arasında Rayleigh dalgalarının grup hızlarını kullanarak en üstte 9 km'lik bir tortul tabaka olan 46 km kalınlıkta bir yerkabuğu modeli elde etmiştir. Molnar ve Oliver (1969) İran platosunu kateden S_n dalgalarının önemli ölçüde soğurulduklarına işaret etmektedirler.

İKİ İSTASYON ARASI TRANSFER (GREEN) FONKSİYONU

Aynı büyük daire üzerinde bulunan iki istasyondaki sismogramlardan yararlanılarak istasyonlar arasındaki ortam için Green fonksiyonu hesaplanabilir. Elde edilecek fonksiyon ortamın impuls etki fonksiyonuna karşı gelmektedir. Green fonksiyonunun enlik spektrumu iki is-

tasyon arasındaki spektral genliklerin oranını vermektedir. Bundan yararlanılarak kalite faktörü Q; Green fonksiyonunun fazından ise istasyonlar arasındaki faz hızı hesaplanabilir. Green fonksiyonunun bu özellikleri iki istasyon arasında yapının belirlenmesine olanak



Şekil 1. İki istasyon arasındaki Green fonksiyonunun tanımı. Kaynağa yakın olan istasyondaki sismogram Green fonksiyonu ile konvolve edilerek uzak istasyondaki sismogram elde edilmektedir. a) Problemin zaman dönemindeki tanımı; b) Frekans domenindeki tanımı; c) En küçük kareler yöntemiyle süzgeçleme yapılarak problemin çözümü.

Fig.1. Representation of the interstation Green's function. Seismogram at the station nearest to the source is convolved with the Green's function. a) Time domain; b) Frequency domain representation; c) Elements of least-squares filtering.

sağlamaktadır (Taylor 1980, Taylor ve Toksöz 1982).

Şekil 1'de problemin zaman ve frekans ortamlarındaki tasarımları gösterilmektedir. Birinci istasyondaki sinyal (giriş) sistemi uyarmakta ve ikinci istasyondaki kayıdı (çıkışı) vermektedir. Bu işlemin frekans ortamındaki ifadesi

$$F_2(\omega) e^{i\phi_2(\omega)} = F_1(\omega) e^{i\phi_1(\omega)} F_m(\omega) e^{i\phi_m(\omega)} \quad (1)$$

şeklinde. Burada 1,2 ve m indisleri sırasıyla 1. ve 2. istasyonlarla, istasyonlar arasındaki ortamı göstermektedir (1) bağıntısının her iki tarafını sistem girişi ile bölerek Green fonksiyonu

$$F_m(\omega) \cdot e^{i\phi_m(\omega)} = \frac{F_2(\omega)}{F_1(\omega)} e^{i|\phi_2(\omega) - \phi_1(\omega)|} \quad (2)$$

şeklinde elde edilir.

Burada bulmak istediğimiz $F_m(\omega)$ fonksiyonu, iki istasyon arasındaki ortamın transfer (Green) fonksiyonudur. Bunun için (1) bağıntısına dekonvolüsyon işlemi uygulamak gerekir. Süzgeç katsayılarını hesaplamak için çeşitli dekonvolüsyon teknikleri uygulanabilir. Biz burada Wiener dekonvolüsyon yöntemini kullanacağız (Wiener 1949, Treitel ve Robinson 1966, Peacock ve Treitel 1969).

İstasyonlar arasındaki grup hızlarını elde etmek için Green fonksiyonuna ardışık süzgeç yöntemini (Dziewonski ve diğ. 1969) uygulamak gerekir. Bunun için;

$$H(\omega) = e^{-\alpha} \left(\frac{\omega - \omega_n}{\omega_n} \right)^2 \quad (1-BAND) \omega_n \leq \omega \leq (1+BAND) \omega_n$$

$$0 \quad \omega < (1-BAND) \omega_n$$

$$0 \quad \omega > (1+BAND) \omega_n$$

şeklinde ifade edilen süzgeç transfer fonksiyonu $\alpha = 0.35$, BAND = 25 değerleriyle uygulanmıştır. ω_n merkez frekansdır.

İki istasyon arasındaki faz hızı ise Green fonksiyonunun fazı kullanılarak

$$C(f) = \frac{\Delta x \cdot f}{f t_0 + |\phi_G(f) \pm N|} \quad (4)$$

bağıntısıyla hesaplanabilir (Taylor 1980). Burada Δx , istasyonlar arası uzaklık; f , frekans; t_0 ve ϕ_G sırasıyla Green fonksiyonunun ilk noktası ve fazıdır.

Aynı büyük daire üzerinde bulunan iki istasyonun sismogramlarından ardışık süzgeç yöntemiyle yüzey dalgalarının çözülmesi yapılırken ortamın soğurma özellikleri de incelenebilir. Kalite faktörü Q , aşağıdaki bağıntı yardımıyla hesaplanabilir (Taylor 1980):

$$Q(f) = \frac{\pi f}{U} \Delta x / \ln |A_{1f}(f) (\sin \Delta_1 / \sin \Delta_2)^{1/2}| \quad (5)$$

Burada f , frekans; Δx , istasyonlar arasındaki uzaklık (km); U , grup hızı (km/sn); Δ_1 ve Δ_2 derece cinsinden episantr uzaklıkları; A_{1f} , Green fonksiyonunun genliği olup, spektral genliklerin oranına karşı gelmektedir.

VERİLER

Uluslararası Sismograf Örgütüne (WWSSN) dahil İstanbul (IST) ve Tebriz (TAB) istasyonlarında kaydedilen yüzey dalgaları veri olarak kullanılmıştır. Episantrları İstanbul ve Tebriz'den geçen büyük daire üzerinde olan depremler USGS deprem kütüğünden istasyondaki azimut farkları 1° den az olacak şekilde seçilmiştir. Büyük daireden olan azimut sapmalarının en çok 1° ile sınırlandırılması, yörünge farklarından ileri gelebilecek grup ve faz hızlarındaki saçılmaları giderecektir. Bununla beraber, yörüngelerinin azimut farkları 1° den az olduğu halde bazı depremler kullanılamamıştır; çünkü bunlardan bazıları okyanus ortası sirtlarda meydana gelmiş ve yörünge farklılaşmalarına (multipathing) uğramışlardır. Bazılarında sinyal/gürültü oranı küçük, bazılarında da sinyal izleri kâğıt dışına taşmışlardır. Bütün bunlardan sonra iki istasyon yöntemiyle grup ve faz hızı hesaplanmasında kullanılacak kalitede Pakistan'da meydana gelmiş dört adet deprem bulunmuştur. Ayrıca İran, Özbekistan, Kafkasya ve Doğu Anadolu'da meydana gelmiş bazı depremlerin İstanbul kayıtları kullanılarak Anadolu yarımadasında Love ve Rayleigh dalgalarının grup hızları hesaplanmıştır. Kullanılan depremlerin parametreleri Çizelge 1 de, episantrlar, istasyonlar ve ışın yörüngeleri Şekil 2 de, sismogramlardan bazıları ise Şekil 3 te gösterilmektedir. Grup hızı hesabı için sismogramlar üzerinde grup hızı pencerelerinin sınırları Love dalgaları için 4.1 ve 3.0 km/sn; Rayleigh dalgaları için 3.8 ve 2.8 km/sn değerleriyle saptanmıştır. Bu hızlar için periyot değerleri 60 ve 15 sn dir. Sismogramlar 1.0 sn aralıkla örneklenerek trendleri giderilmiş, hesaplanan genlik ve faz spektrumları aletsel etkiler için düzeltildikten sonra ardışık süzgeç yöntemiyle grup hızları, Wiener süzgeç yöntemiyle de istasyonlar arası grup ve faz hızları hesaplanmış, Green fonksiyonundan da iki istasyon arasında soğurma özellikleri incelenmiştir.

İKİ İSTASYON ARASINDA LOVE DALGALARININ GRUP VE FAZ HIZLARI

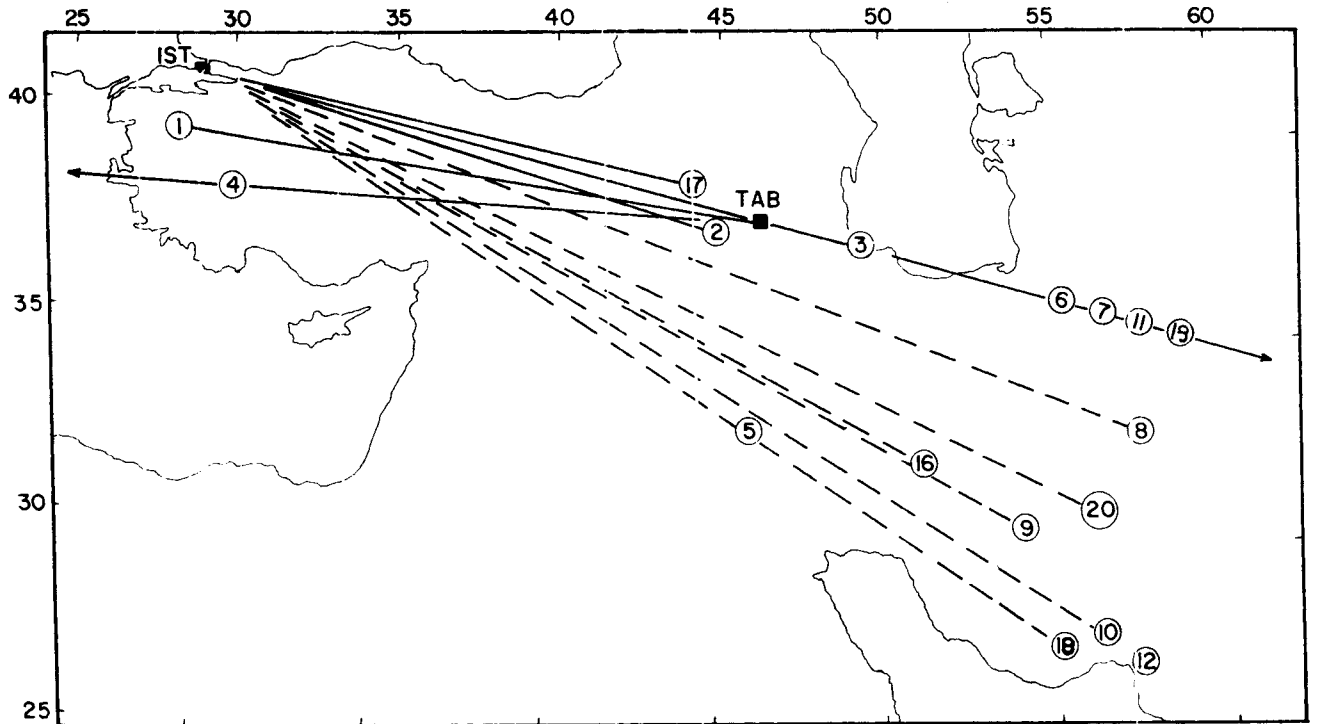
Çizelge 1 de verilen depremlerden 6, 7, 11 ve 19 numaralı olanların episantrları, İstanbul ve Tebriz'den geçen büyük daire üzerinde yer almaktadır. Bundan dolayı bu iki istasyonda kaydedilen yüzey dalga trenlerine Wiener dekonvolüsyon yöntemi uygulanarak iki istasyon arasındaki transfer (Green) fonksiyonu (1) bağıntısıyla hesaplanabilmiştir. Bundan sonra Green fonksiyonundan ardışık süzgeç yöntemiyle grup hızları elde edilmiştir.

Ancak, Wiener dekonvolüsyonu yapılmadan önce Tebriz ve İstanbul kayıtlarına ardışık süzgeç yöntemi uygulanarak odak-Tebriz ve odak-İstanbul arasındaki yörüngeler boyunca grup hızı eğrileri hesaplanmıştır. Şekil 4

Çizelge 1. Grup ve Faz hızı analizinde kullanılan depremlerin listesi (Parametreler ISC bültenlerinden alınmıştır)

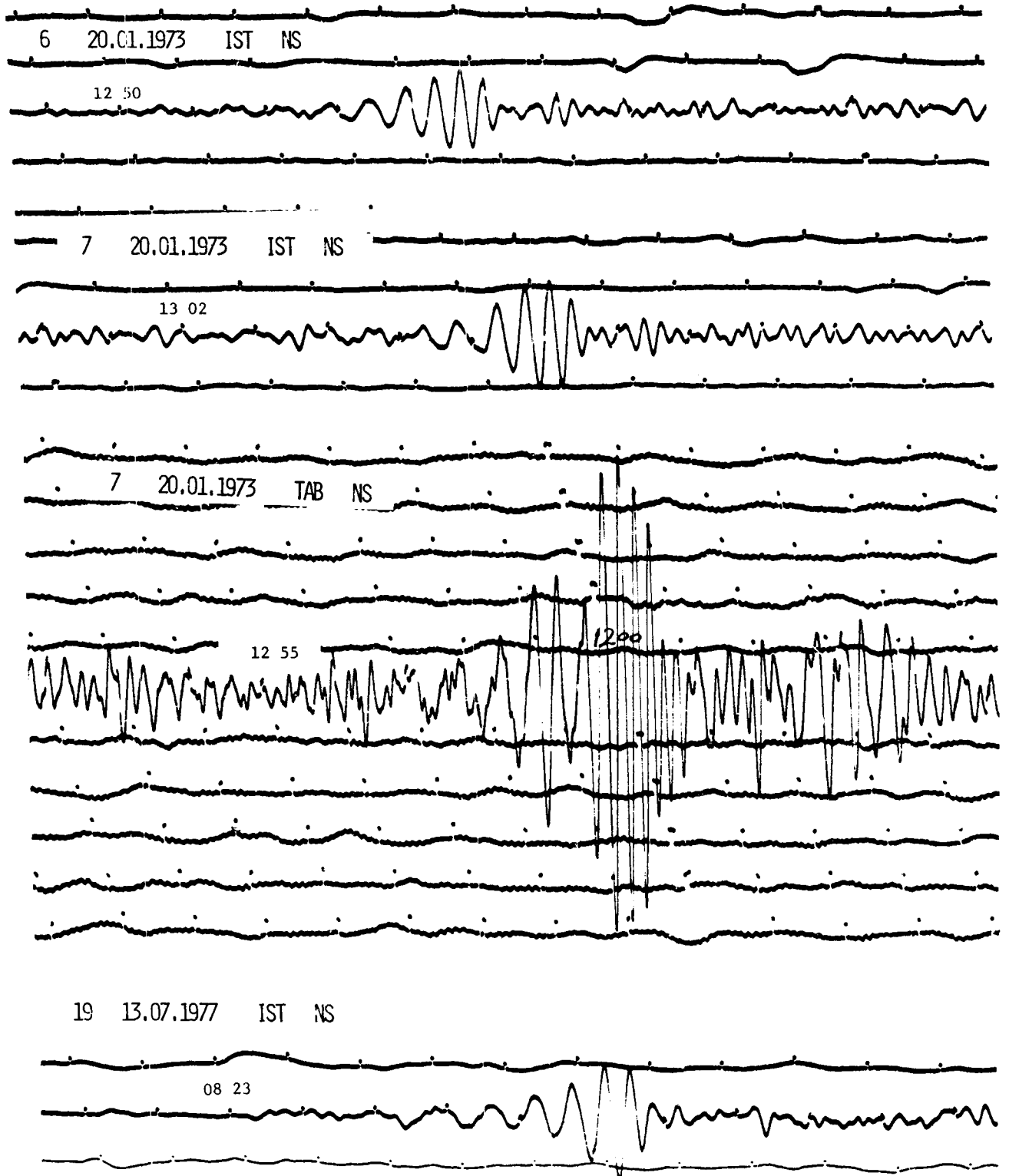
Table 1. Earthquakes used in grup and phase velocity analysis (Parameters are taken from ISCBulletins)

No	Tarih	Oluş Zamanı	Episantr Koordinatları	d (km)	M_b	Az	Bölge
1	07 10 1969	05 09 12.0	39.20°N,28.40°E	13	4.9	280.2	Kuzey-Batı Anadolu
2	14 03 1970	01 51 47.8	38.62°N,44.80°E	50	5.2	96.2	Türkiye-İran sınırı
3	11 07 1970	22 41 13.5	37.57°N,49.07°E	47	5.2	96	Hazar Denizi
4	12 04 1971	19 03 25.2	28.30°N,55.61°E	37	6.0	112.1	Güney İran
5	12 06 1972	13 34 00.3	32.98°N,46.25°E	34	5.3	114.9	İran-İrak Sınırı
6	20 01 1973	12 34 19.6	29,28°N,68.57°E	17	5.3	97.4	Pakistan
7	20 01 1973	12 46 45.7	29.49°N,68.59°E	15	5.0	97.1	Pakistan
8	11 05 1973	13 52 28.4	33.41°N,57.48°E	22	5.1	99.5	İran
9	11 11 1973	07 14 52.4	30.53°N,53.00°E	19	5.4	110.9	İran
10	02 12 1974	09 05 47.2	28.14°N,55.89°E	59	5.4	112.0	Güney İran
11	24 03 1975	05 33 46.4	29.55°N,68.60°E	26	5.5	97.0	Pakistan
12	24 12 1975	11 48 57.4	27.04°N,57.04°E	36	5.5	112.0	Güney İran
13	02 04 1976	16 58 05.0	39.58°N,43.69°E	14	4.8	91.3	Güney Anadolu
14	17 05 1976	02 58 41.1	40.35°N,63.45°E	14	6.2	80.0	Özbekistan
15	22 03 1977	11 57 30.3	27.60°N,56.43°E	30	5.7	112.3	Güney İran
16	01 04 1977	13 26 24.1	27.57°N,56.30°E	23	5.9	112.5	Güney İran
17	06 04 1977	13 36 37.9	31.99°N,50.70°E	43	5.4	110.6	İran
18	26 05 1977	01 35 13.9	38.93°N,44.38°E	38	5.2	95.1	Doğu Anadolu
19	13 07 1977	08 09 15.7	29.88°N,67.45°E	26	5.4	97.4	Pakistan
20	19 10 1977	06 35 11.5	27.80°N,54.92°E	39	5.5	113.8	Güney İran
21	19 12 1977	23 34 33.3	30.93°N,56.48°E	26	5.3	105.8	İran
22	29 12 1977	16 52 58.8	38.29°N,22.25°E	37	4.8	244.3	Selanik



Şekil 2. Kayıtlarından yararlanılan depremlerin episantrları ile kayıt istasyonlarını gösterir harita. Daireler içindeki rakamlar Çizelge 1 de parametreleri verilen depremlerin numaralarını göstermektedir.

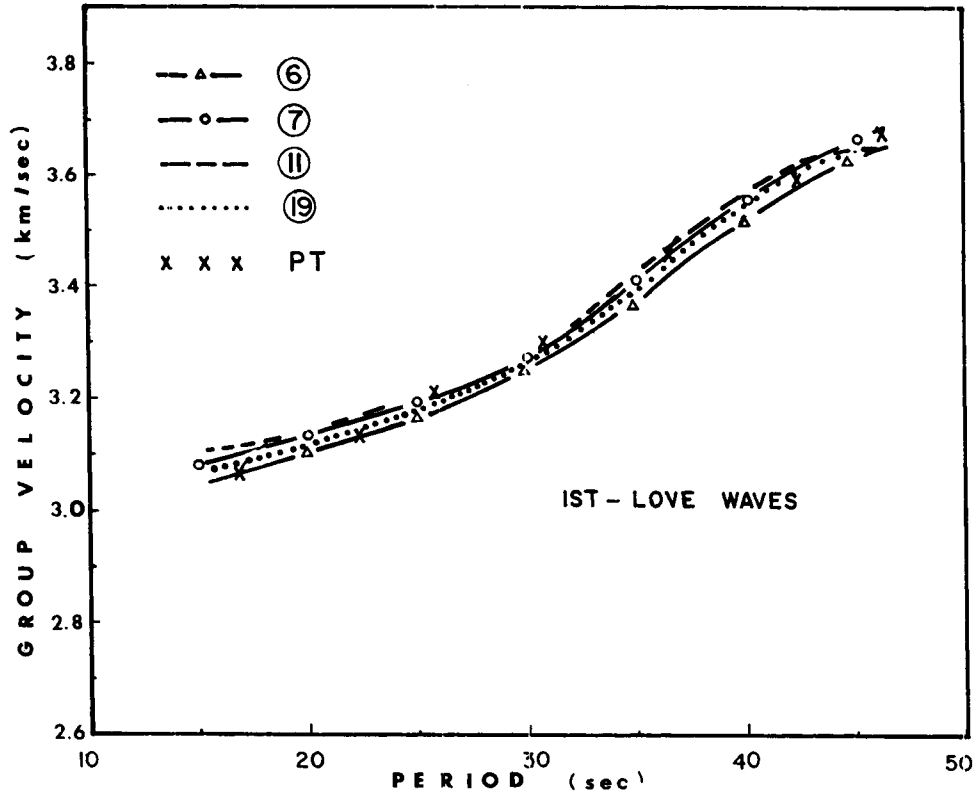
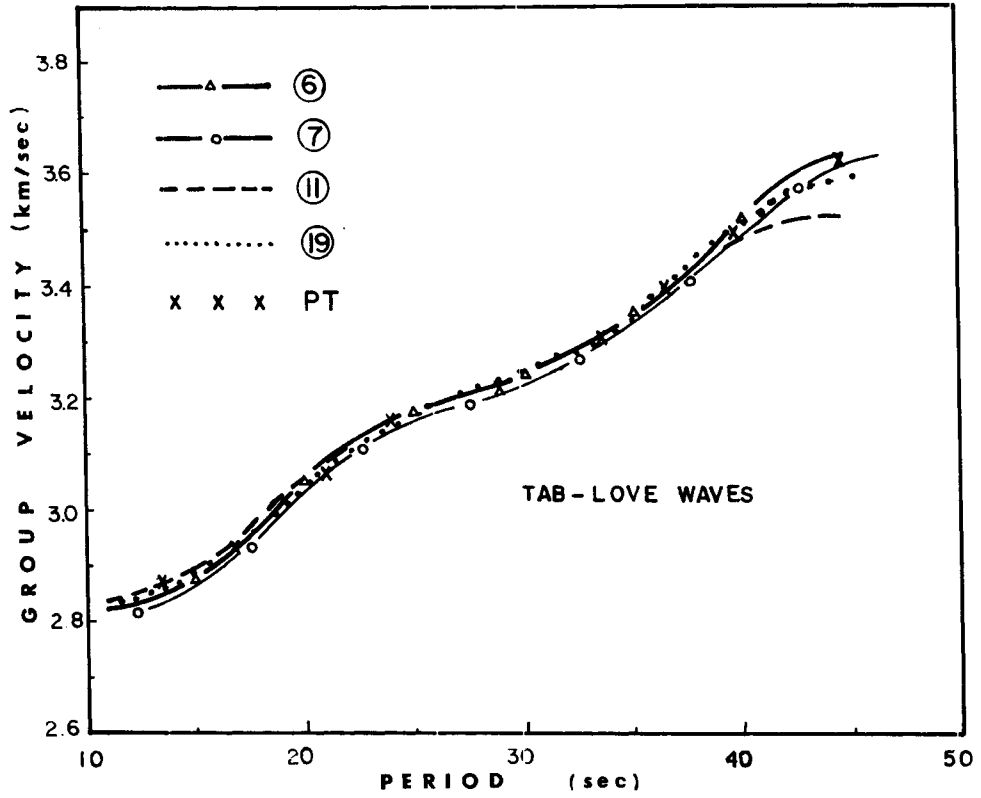
Fig. 2. Location map of the epicenters and the recording stations. numbers in circles refer to the earthquakes which parameters are given in Table 1.



Şekil 3. Çalışmalarımızda kullanılan sismogramlardan bazıları.
Fig. 3. Some of the seismograms used in this study.

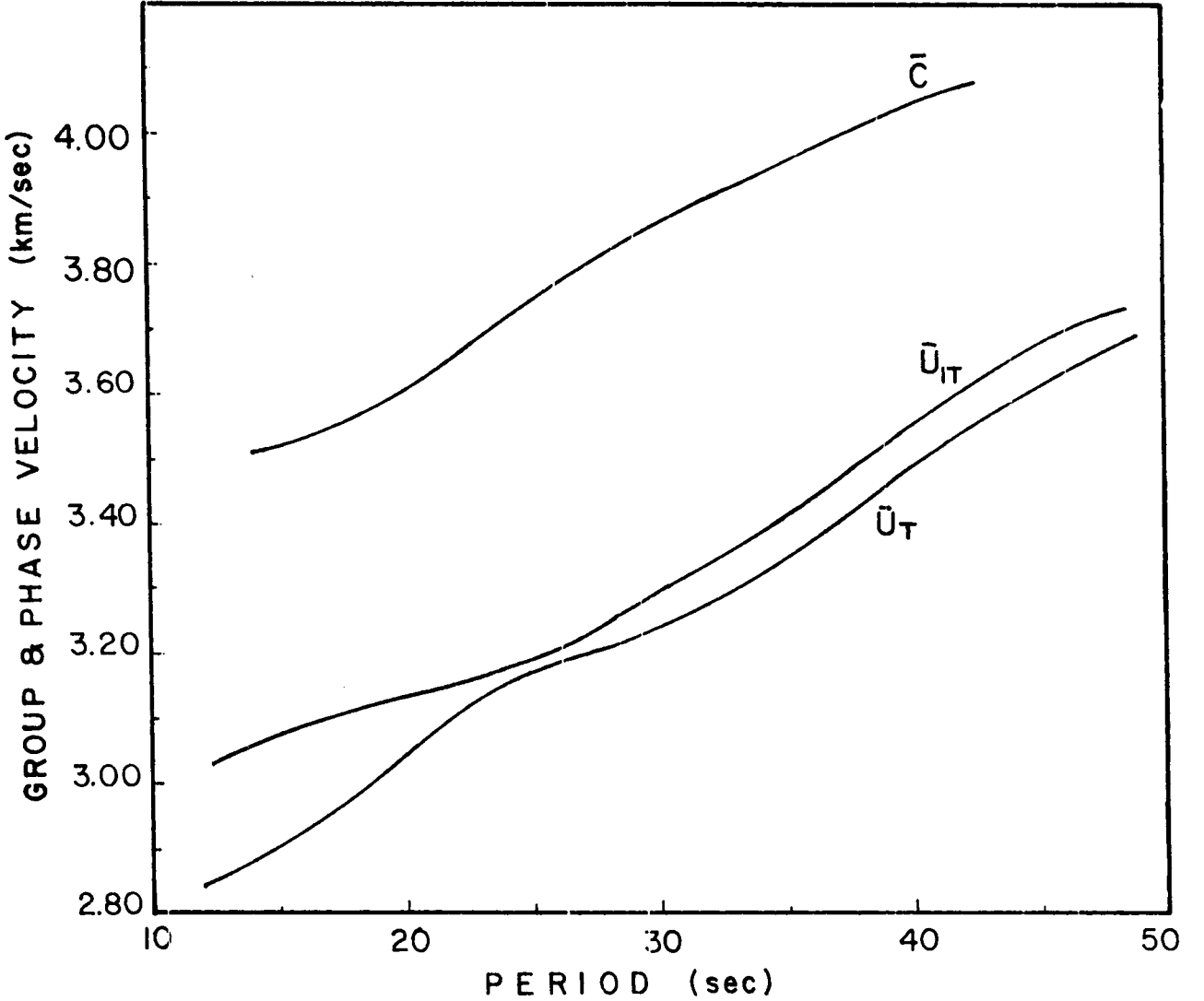
te odak-Tebriz (a) ve odak-İstanbul arası (b) için bu yolla hesaplanmış grup hızı eğrileri görülmektedir. İncelendiğinde, 23-45 sn periyot aralığında odak-İstanbul arasındaki grup hızı değerlerinin odak-Tebriz arasındaki ortama göre biraz daha büyük, 12-23 sn aralığında ise oldukça yüksek olduğu gözlenmektedir. Şekil 5 de ise İstanbul-

Tebriz arasındaki yörtünge boyunca Green fonksiyonundan hesaplanan grup ve faz hızı eğrileri (U_T , C) odak-Tebriz arasındaki grup hızı eğrisi (U_T) ile birlikte verilmektedir. Eğriler karşılaştırıldığında, İstanbul-Tebriz arasındaki bölgede grup hızları odak (Pakistan)-Tebriz arasındaki bölgeye ait grup hızlarından daha büyüktür. Bu olay Ana-



Şekil 4. a) Odak (Pakistan)-Tebriz arasında ardışık süzgeç yöntemi ile hesaplanmış Love dalgalarına ait grup hızı eğrileri. b) Aynı yöntemle hesaplanmış, odak-İstanbul arasında Love dalgalarının grup hızı eğrileri. PT, doruk varışlarından hesaplanmış değerler.

Fig. 4. a) Love wave group velocity curves for the path between source (Pakistan) and Tabriz; b) Source-İstanbul. Both curves were calculated by multiple filtering technique. PT, shows some peak-trough values.



Şekil 5. İstanbul-Tebriz arasında Love dalgalarının grup ve faz hızlarının ortalama değerleri. Wiener dekonvolüsyon yöntemi ile hesaplanan ortamın Green (transfer) fonksiyonuna ardışık süzgeç yöntemi uygulanmıştır. \bar{U}_{IT} , İstanbul-Tebriz; \bar{U}_T , odak-Tebriz arası grup hızı; \bar{C} , İstanbul-Tebriz arası faz hızı eğrileri. Faz hızlarının hesabında ortamın transfer fonksiyonunun faz değerlerinden yararlanılmıştır.

Fig. 5. Average values of group and phase velocities of Love waves between İstanbul and Tabriz. Curves were obtained by application of the multiple filter technique to the interstation transfer function. \bar{U}_{IT} , \bar{C} and \bar{U}_T refer to group and phase velocities between İstanbul and Tabriz, and group velocities between source (Pakistan) and Tabriz, respectively. Phase velocities were calculated using the phase values of interstation transfer function.

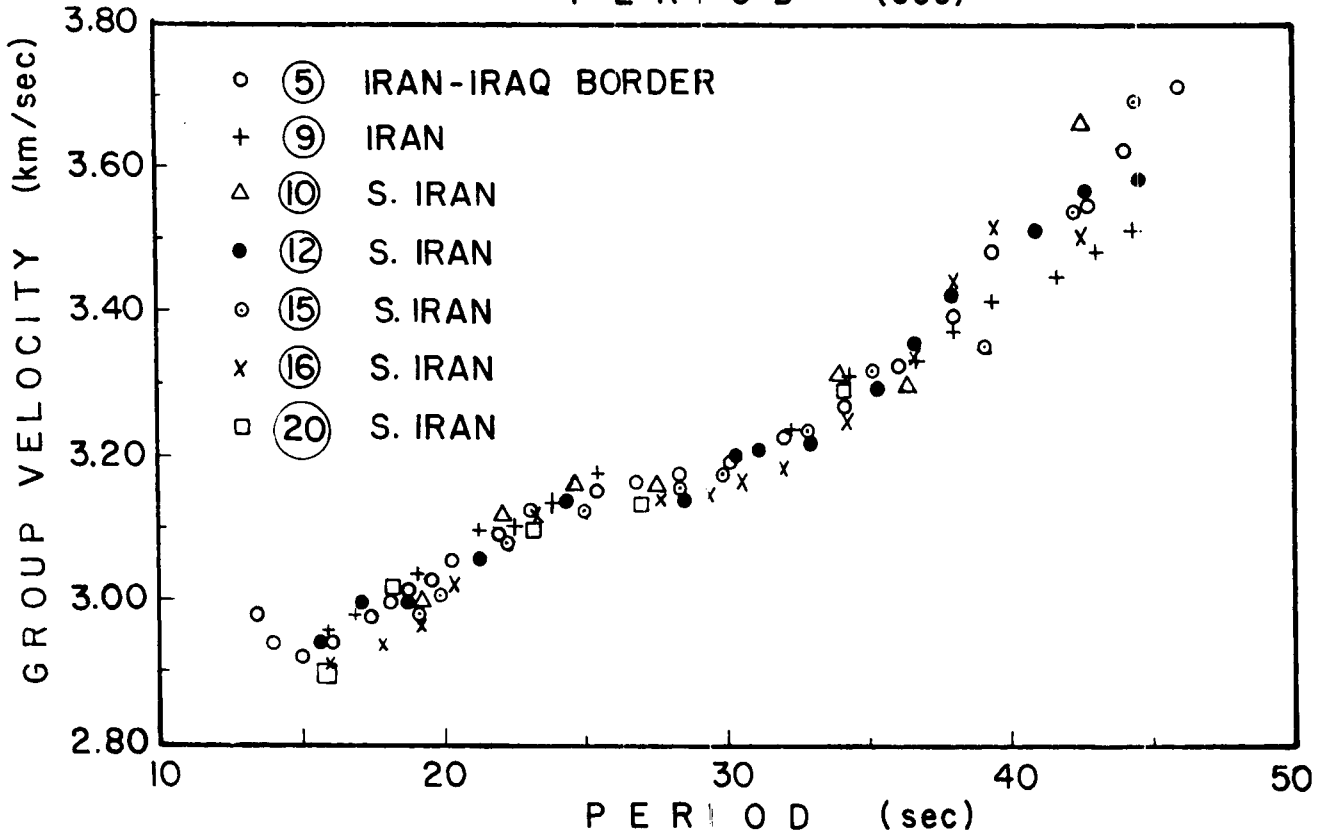
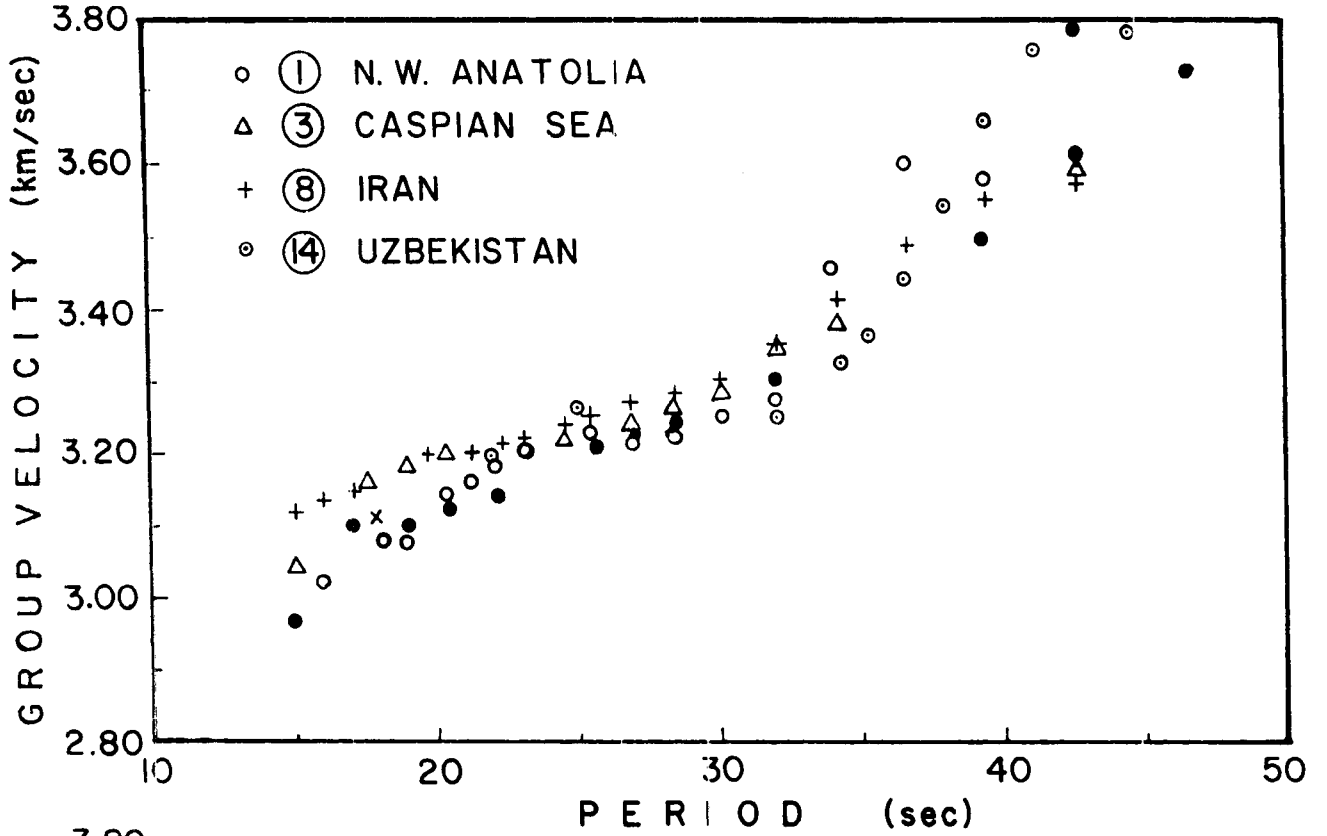
dolu Yarımadasında yerkabuğunun İran Platosundan daha ince olduğunu göstermektedir.

İKİ İSTASYON YÖNTEMİYLE LOVE VE RAYLEIGH DALGALARININ GRUP HIZLARI

Anadolu Yarımadasında yerkabuğu yapısını daha ayrıntılı olarak inceleyebilmek için tek istasyon verilerinin de değerlendirilmesine çalışılmıştır. Bu amaçla ışın yörüngeleri Anadolu Yarımadasını çeşitli doğrultularda kateden depremlerden yayılan Love ve Rayleigh dalgalarının grup hızları ardışık süzgeç yöntemiyle hesaplanmıştır. Bunun için Güneydoğu İran, Hazar Denizi, Özbekistan ve Doğu Anadolu depremlerinin İstanbul

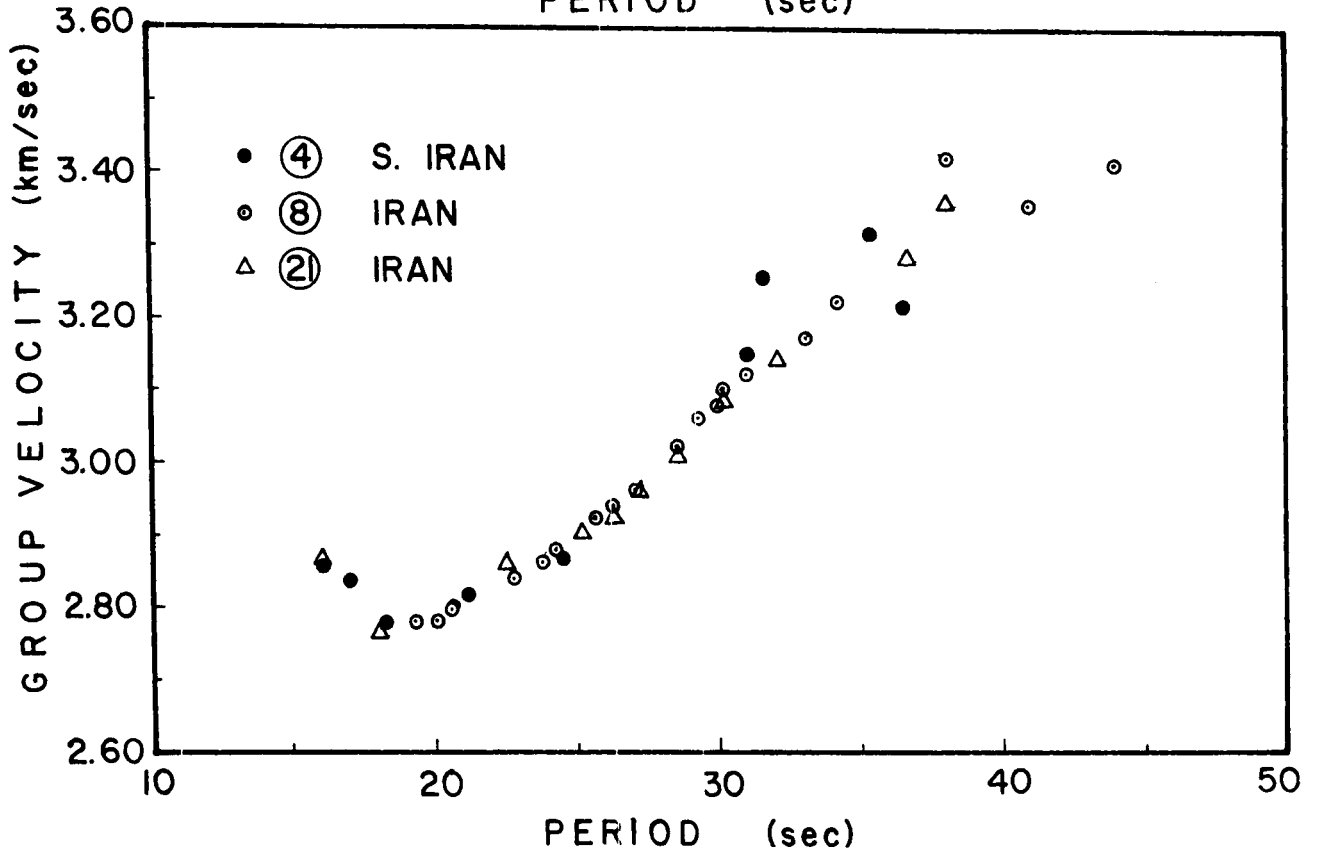
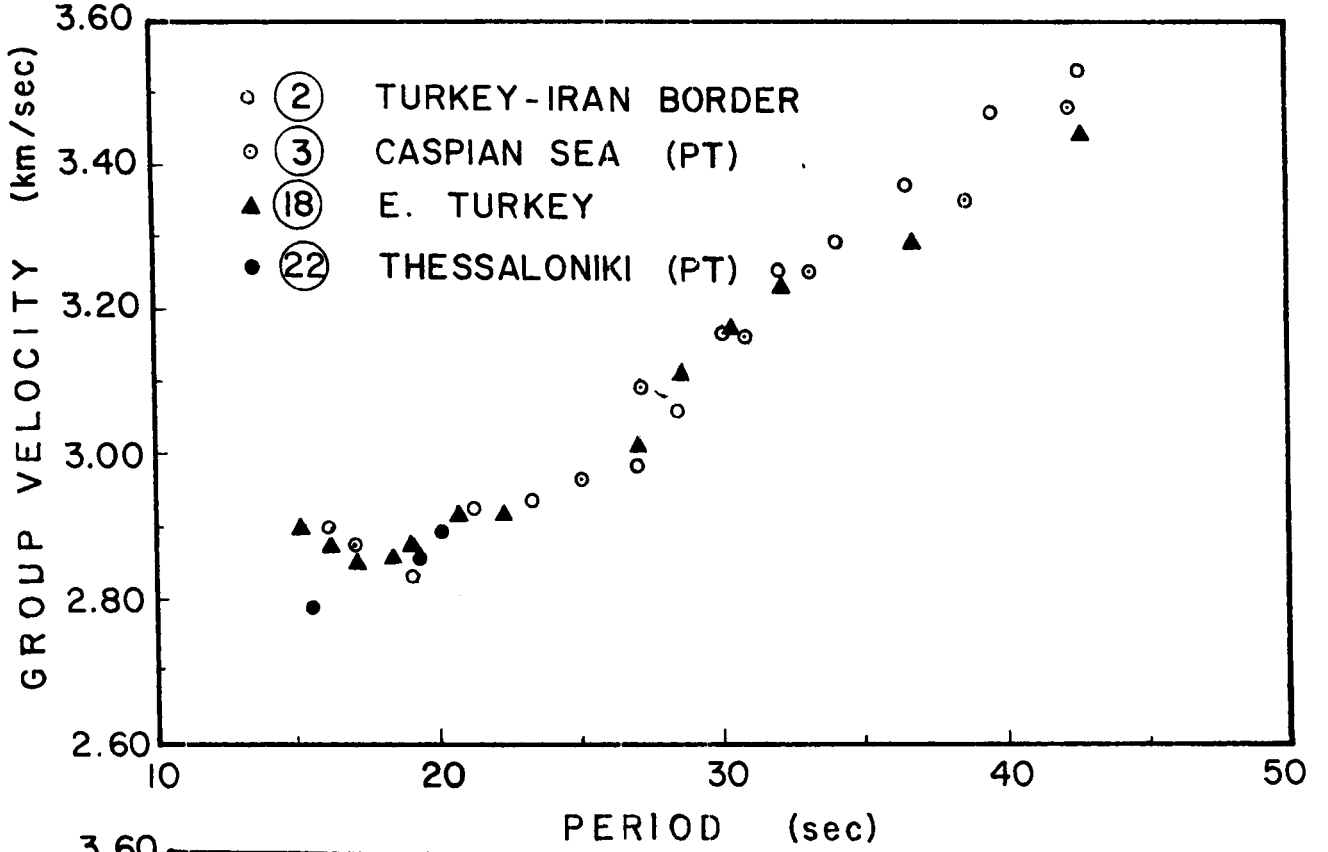
kayıtlarından yararlanılmıştır. Ayrıca, Ege Denizi'ndeki depremlerin Tebriz kayıtlarından yararlanma olanakları araştırılmış, ancak tekrarlı yörünge (multipathing) ve karmaşık odak mekanizmaları nedeniyle kullanılmamıştır. Sadece 22 numaralı Selanik depreminin Rayleigh dalgaları için oldukça dar bir periyot bandında grup hızları hesaplanabilmektedir. İstanbul istasyonundaki azimutlarına göre depremler iki gruba ayrılmışlardır: 1) Azimutları 90° - 110° olanlar; 2) Azimutları 110° dan daha büyük olanlar.

Love dalgaları için 1. ve 2. grup verileriyle hesaplanan grup hızı eğrileri Şekil 6 da görülmektedir. Grup hızı eğrileri incelendiğinde 1. gruba ait hızların (Şekil 6a) 2. grubunkilerden (Şekil 6b) daha yüksek olduğu anlaşılmaktadır. Bu durum bölgede yerkabuğu yapısının azimutal



Şekil 6. İstanbul (İST) istasyonunda Love dalgalarının birinci grup (a) ve ikinci grup (b) veriler için grup hızı eğrileri.

Fig. 6. Group velocity curves for Love waves at the station İstanbul (İST) for data group 1 (a) and data group 2 (b). Group 1 and 2 refer to the data for which rays arriving to the recording station İstanbul (İST) with azimuths up to 110° and greater than 110° , respectively.



Şekil 7. İstanbul (IST) istasyonunda Rayleigh dalgalarının birinci grup (a) ve ikinci grup (b) veriler için grup hızı eğrileri.

Fig. 7. Group velocity curves for Rayleigh waves at the station İstanbul (IST) for data group 1 (a) and data group 2 (b).

olarak değiştiğini göstermektedir.

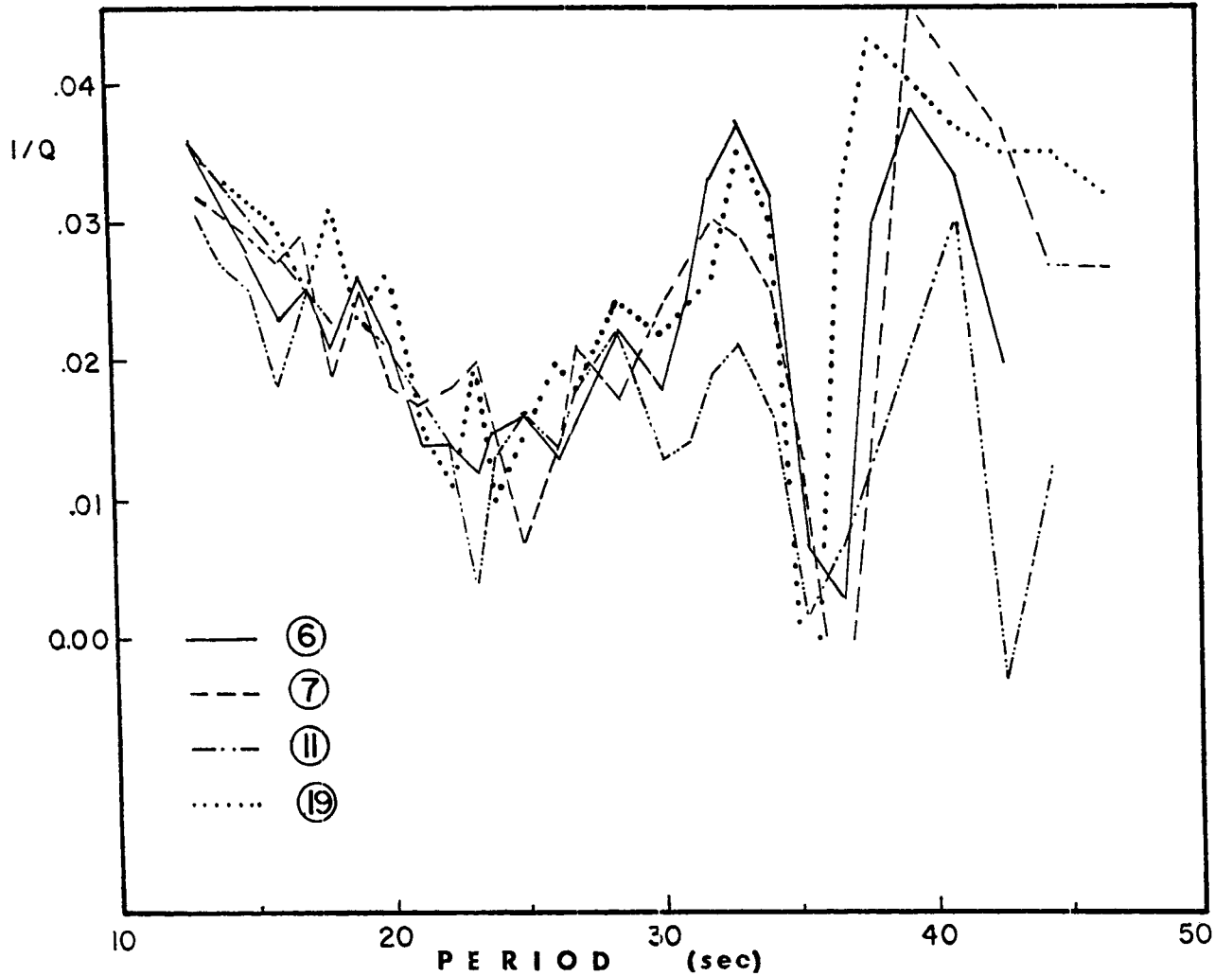
Her iki grup için Rayleigh dalgalarına ait grup hızı eğrileri Şekil 7 de gösterilmektedir. Love dalgalarında olduğu gibi Rayleigh dalgalarında da 1. grubun hız değerleri (Şekil 7a) 2. grubunkilerden (Şekil 7b) daha yüksektir. Bu durum Anadolu Yarımadasında kuzeye doğru yerkabuğunun incelendiğinin diğer bir işaretidir (Canitez 1962, Kenar 1978).

SOĞURMA

Spektral genliklerin oranından (5) bağıntısı yardımıyla kalite faktörü hesaplanabilmektedir. Burada spektral genlik oranı olarak Green fonksiyonu kullanılmaktadır. Tebriz-İstanbul arasındaki bölge için hesaplanan soğurma, $1/Q(T)$ değerleri Şekil 8 de görülmektedir. Şekil incelendiğinde 23 ve 35 sn periyotlarında minimum, 15, 32 ve 38 sn periyotlarında ise maksimum soğurmanın meydana geldiği anlaşılmaktadır.

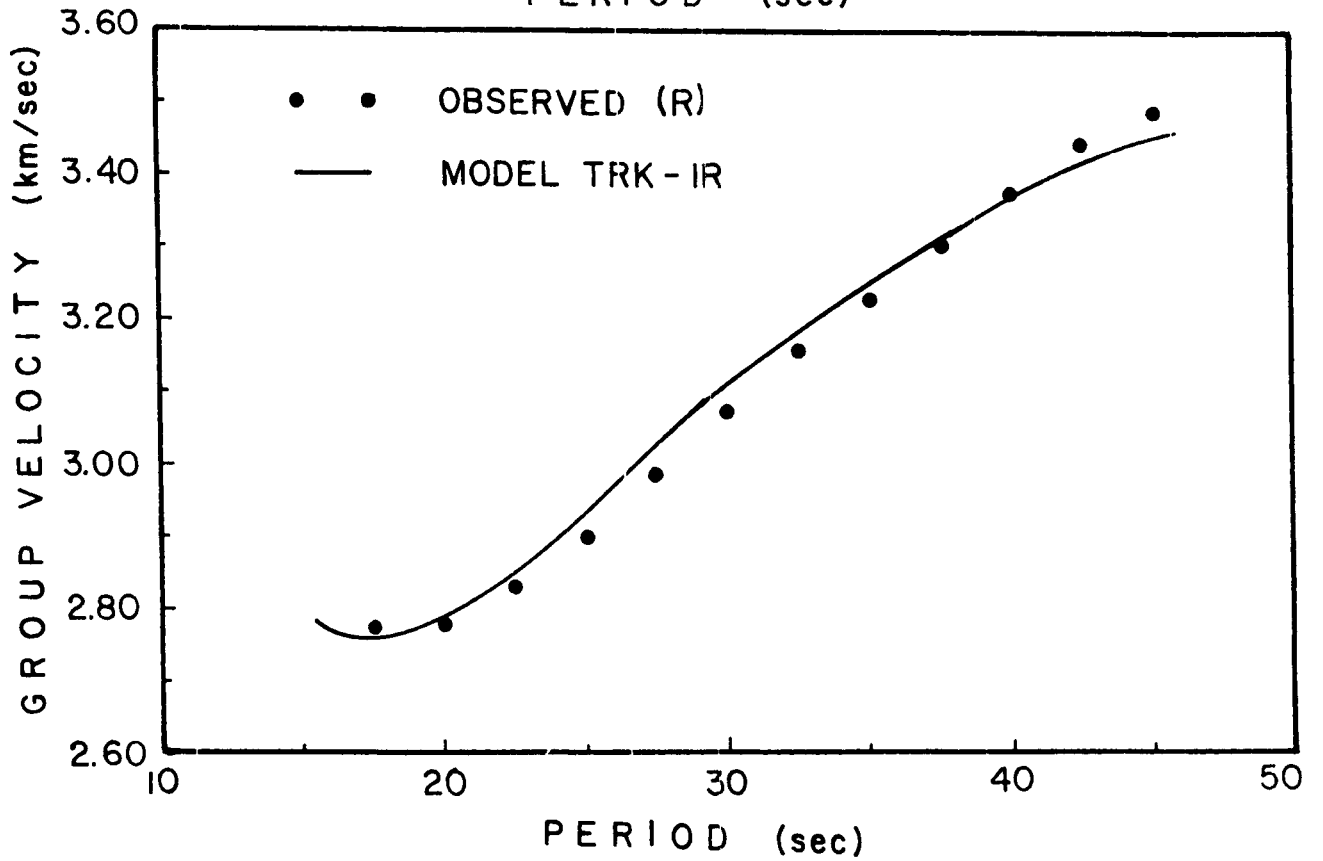
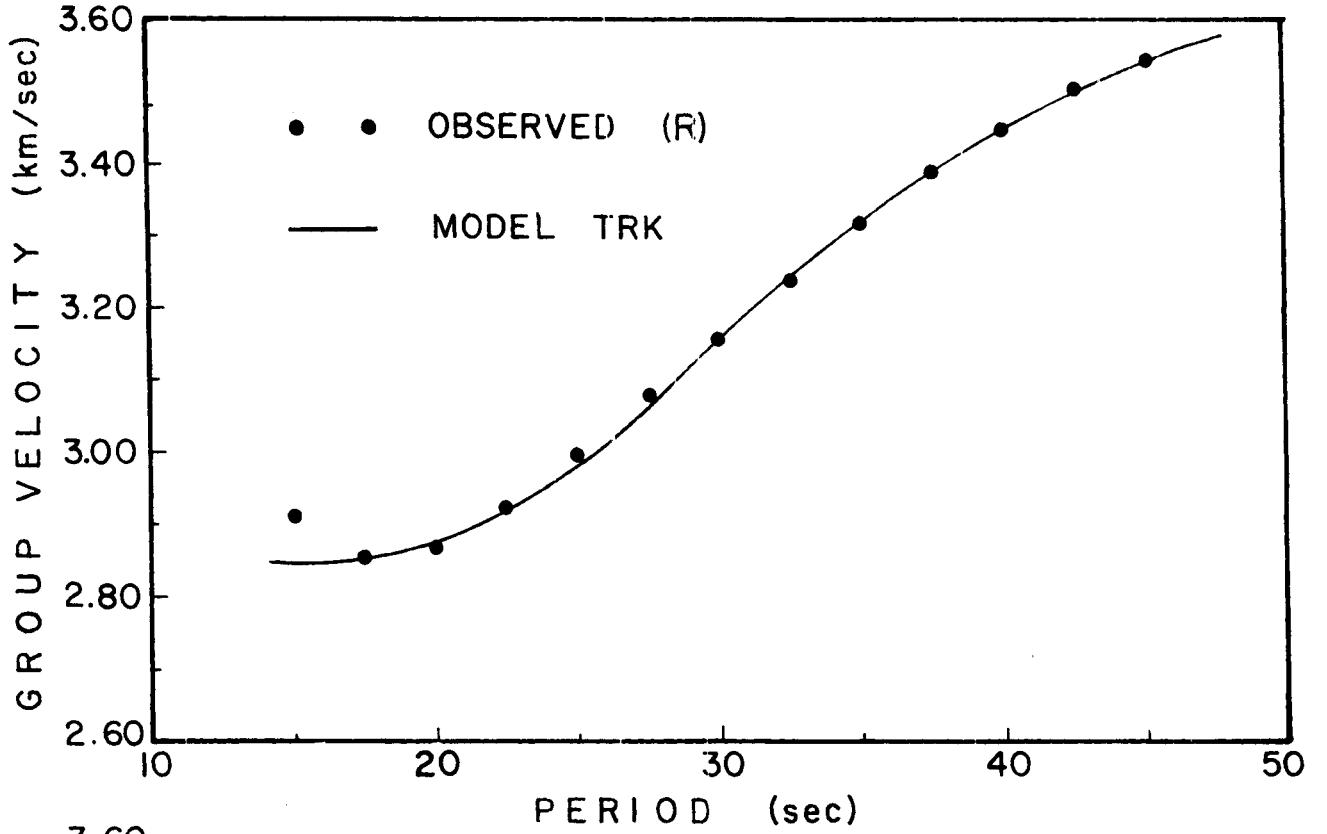
TEK İSTASYON VERİLERİNİ YORUMU

İstanbul ve Tebriz istasyonlarındaki verilerle inversiyon sonucu elde edilen TRK ve TRK-IR modellerinin dispersiyon eğrileri tek istasyona (İstanbul) ait gözlemsel grup hızı eğrileriyle karşılaştırılmıştır. Burada Doğu Anadolu, Güney İran ve Kafkasya depremlerinin İstanbul'da kaydedilen Rayleigh ve Love dalgalarına ait grup hızı eğrilerinden yararlanılmıştır. Aynı büyük daire üzerinde başka bir istasyon bulunmadığından, faz hızları hesaplanamamıştır. Şekil 9 da Rayleigh dalgalarının grup hızı dispersiyon eğrileri TRK ve TRK-IR modellerinin eğrileriyle karşılaştırılmaktadır. Şekil 10 da ise aynı modeller için hesaplanmış teorik dispersiyon eğrileri Love dalgalarının gözlemsel dispersiyon eğrileriyle birlikte gösterilmektedir. Burada tek istasyon verileri kullanıldığından gözlemsel verilerin inversiyonu yapılamamıştır. Model parametreleri Çizelge 2 de verilmektedir.



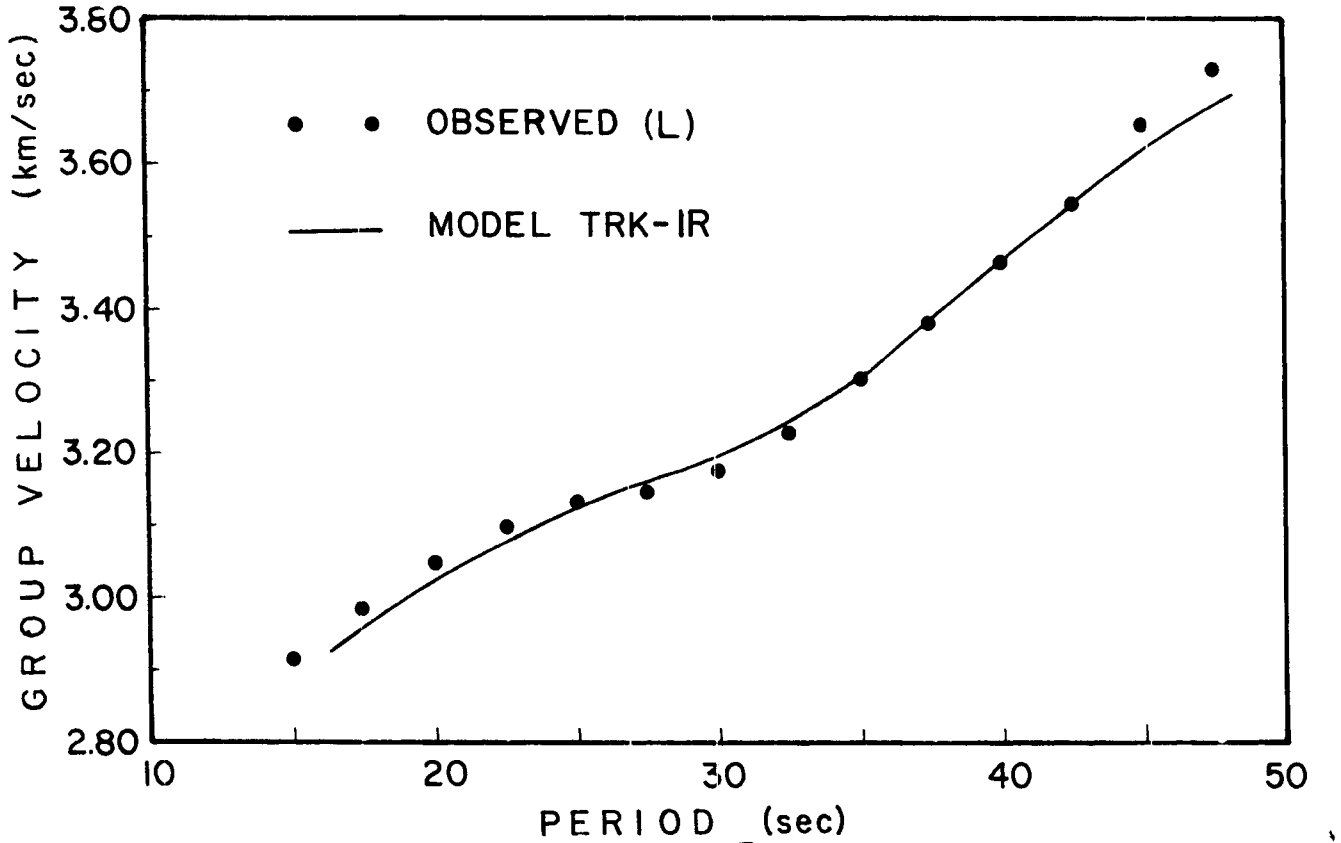
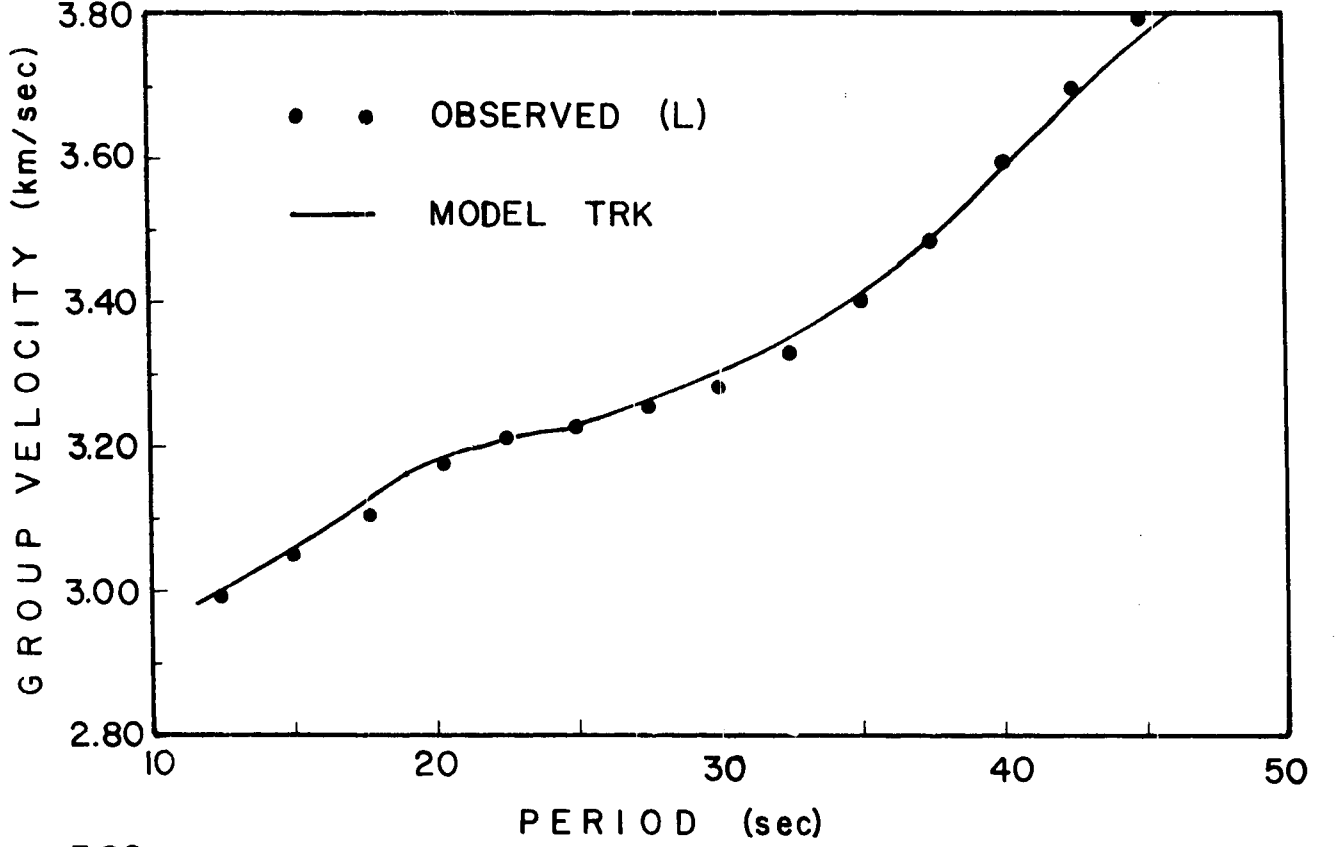
Şekil 8. Tebriz-İstanbul arasında Love dalgalarının periyoda bağlı olarak soğurulması. Minimum soğurma 23 ve 35 sn periyotlarında, maksimum soğurma ise 15, 32 ve 38 sn periyotlarında meydana gelmektedir.

Fig. 8. Attenuation of Love waves between Tabriz and Istanbul as a function of period. minimum attenuation occurs at periods of 24 and 35 sec; maximum attenuation occurs at periods of 15, 32 and 38 sec.



Şekil 9. Tek istasyonda Rayleigh dalgalarının grup hızı eğrileri ile; a) TRK ve b) TRK-IR modellerine ait teorik dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması. Model parametreleri Çizelge 2 de verilmektedir.

Fig. 9. Comparison of the single station Rayleigh wave dispersion curves with the theoretical curves for a) model TRK, and b) Model TRK-IR Model parameters are given in Table 2.



Şekil 10. Tek istasyonda Love dalgalarının grup hızı eğrileri ile; a) TRK ve b) TRK-IR modellerine ait teorik dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması. Model parametreleri Çizelge 2 de verilmektedir.

Fig. 10. Comparison of the single station Love wave dispersion curves with the theoretical curves for a) Model TRK, and b) Model TRK-IR. Model parameters are given in Table 2.

Çizelge 2. İnversiyon sonucu elde edilen yerkabuğu modelleri (TRK-IR model tek istasyon verileriyle elde edilmiştir.)

Table 2. Earth crust models obtained by inversion (TRT-IR Model was obtained using single station)

Model	h (km)	α (km/sn)	β (km/sn)	ρ (gr/cm ³)
BAŞLANGIÇ MODELİ	5.0	4.600	2.977	2.66
	16.0	5.800	3.291	2.75
	20.0	7.000	3.897	2.88
	40.0	8.000	4.383	3.25
	---	8.100	4.440	3.30
TRK	5.0	4.600	2.988	2.66
	16.0	5.800	3.295	2.75
	20.0	7.000	3.899	2.88
	40.0	8.000	4.374	3.25
	---	8.100	4.440	3.30
TRK-IR	6.0	4.300	2.816	2.66
	16.0	5.800	3.305	2.75
	21.0	6.950	3.887	2.90
	40.0	8.000	4.354	3.25
	---	8.100	4.400	3.30

DİSPERSİYON EĞRİLERİNİN İNVERSİYONU

Gözlemsel faz ve grup hızları hesaplandıktan sonra bunları verecek yapının belirlenmesi gerekir. Sınama-yanıma yöntemleri çok zaman alıcı olup, yapının tekilliği ve çözümlemedeki hatalar hakkında herhangi bir bilgi vermezler. Yapı için daha sistematik bir yaklaşım, çözümlemedeki hataları en aza indiren doğrusal inversiyon yöntemiyle yapılabilir.

Faz ve grup hızları hesaplanırken meydana gelecek hatalar periyoda bağlı olarak her ikisi için farklı mertebededir. Ayrıca faz ve grup hızlarının kısmi türevlerinin hesabı tabakanın kalınlığı ile ilişkili enerji integrallerinin hesaplanmasını gerektirmektedir. Bunun için gerek veri ve gerekse model için çözümün iyi yapılması gerekir. Grup hızlarının varyansı faz hızlarının varyansından daha büyüktür (Taylor 1980).

Enine dalga hızının faz ve grup hızları üzerine etkisi yoğunluktan daha fazladır. Enine dalga hızı ile yoğunluk birbiriyle $\rho\beta^2 = \mu$ bağıntısıyla ilişkilidir. Buna göre ana (fundamental) moddan faz ve grup hızlarının inversiyonu yapılırken sistemin serbestlik derecesi azalmaz. Wiggins (1972) serbestlik derecesini sıfırdan farklı özdeğerlerin sayısı olarak tanımlamaktadır. Sığ tabakalar dışında boyuna dalga hızının faz ve grup hızlarına etkisi ihmal edilebilecek kadar küçüktür.

Bu çalışmada Love dalgalarının faz ve grup hızlarının en büyük olasılık yöntemiyle inversiyonu yapıl-

mıştır. Yöntem dönüştürülmüş bir sistemin stokastik inversiyonudur. (Aki ve Richards 1980, Taylor 1980). Bu yöntemde veri uzayının elemanlarındaki gözlem hataları bir ağırlık faktörü ile çarpılıp, model uzayı yekdüze olarak boyutlandırılmaktadır. Genelleştirilmiş lineer inversiyon probleminin genel ifadesi

$$Y = AX$$

şeklinde. Burada Y gözlemsel değerler vektörü model parametrelerinden oluşan X vektörü ile A matrisi aracılığıyla ilişkilidir. A matrisi bir başlangıç modeli $X = X_0$ çevresinde nonlinear fonksiyonların Taylor serisinin birinci türevlerinden oluşmaktadır. Yöntem hakkında ayrıntılı bilgi Aki ve Richards (1980) ve Wiggins (1976) da bulunabilir.

Bu yöntemle Love dalgalarının faz ve grup hızlarının inversiyonu yapılarak bölgenin kuramsal yapı modelleri elde edilmiştir. Çizelge 2 de verilen başlangıç modeliyle inversiyona başlanmış, sonuçta TRK ve TRK-IR modelleriyle gözlemsel verilerle en iyi uygunluk sağlanmıştır. TRK modeli 1. grup veriler, TRK-IR modeli de 2. grup veriler için kurulmuştur. İnversiyon sonucu gözlemsel ve kuramsal faz ve grup hızlarına ait dispersiyon eğrileri Şekil 11 de gösterilmektedir. Sunulan modeller Tebriz-İstanbul arasındaki bölgeye aittir. Bölge için elde edilen TRK modelinde yerkabuğu kalınlığı 41 km olup, kullanılan program çok sayıda tabakalardan oluşan modeller için de işlem yapabildiğinden Moho sınırının altında 40 km kalınlıktaki tabakayı içeren model gözlemsel verilerle uygunluk sağlamaktadır. TRK-IR modelinde ise yerkabuğu TRK modelinden 2 km daha kalın, 43 km dir. Modellerdeki kalınlık (h) değerleri herbir tabakanın kalınlığını göstermektedir. İnversiyon işlemine ait parametreler (dönüştürülmüş sistemin özdeğerleri, kovaryans matrisi, tabakalara ait standart hatalar, vb) Çizelge 3 de verilmektedir.

Çizelge 3. İnversiyon Parametreleri

Table 3. Inversion Parameters*

Dönüştürülmüş sistemin özdeğerleri:

0.5401E+03 0.2669E+03 0.2351E+02 0.3828E+02

Kovaryans matrisi:

0.1419E-02 - 0.9700E-04 0.2702E-03 - 0.2229E-03

- 0.9700E-04 - 0.2817E-03 - 0.1643E-03 0.4724E-04

0.2702E-03 - 0.1643E-03 - 0.3905E-03 - 0.3187E-04

- 0.2229E-03 0.472E-04 - 0.3187E-04 0.1165E-03

Herbir tabakaya ait standart hatalar:

0.3767E+01

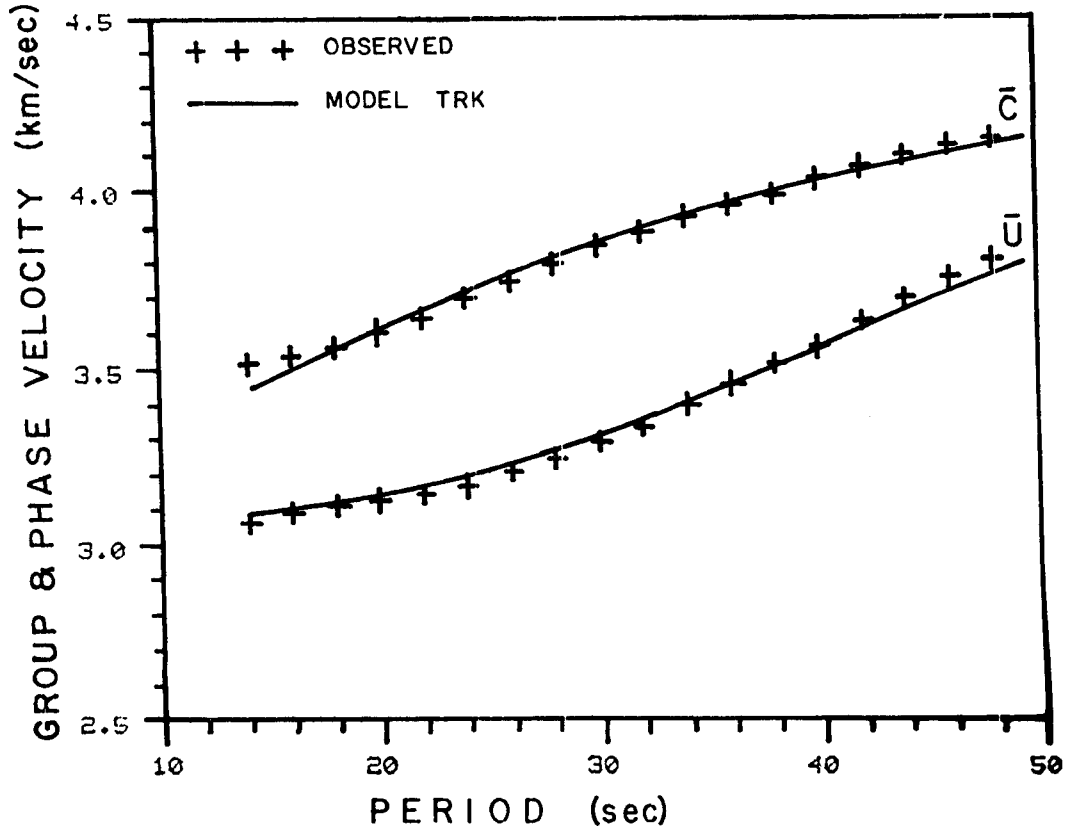
0.1678E+01

0.1976E+01

0.1079E+01

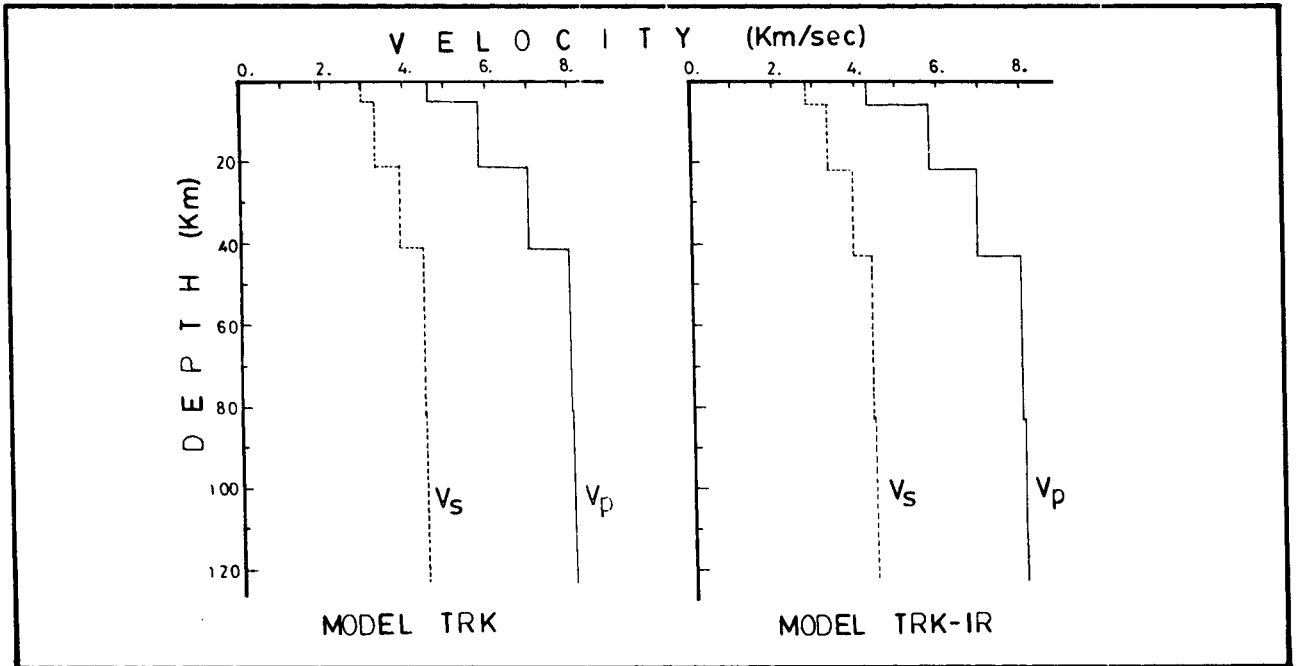
Faz hızı uyumunda rms hata : 0.24460E-01

Grup hızı uyumunda rms hata: 0.43583E-01



Şekil 11. Tebriz ve İstanbul istasyonları arasında Love dalgalarına ait gözlemsel faz ve grup hızı eğrilerinin kuramsal modele (TRK) ait eğrilerle karşılaştırılması. Gözlemsel eğriler Green fonksiyonundan elde edilmiştir.

Fig. 11. Observational Love wave phase and group velocity dispersion curves are compared with those of theoretical curves for the Model TRK. Observational curves are computed from Green's function.



Şekil 12. Yüzey dalgalarının inversiyonu sonucu Anadolu Yarımadası için elde edilen yerkaşığı modelleri. Grup 1, TRK modelini; Grup 2 ise TRK-IR modelini göstermektedir.

Fig. 12. Crustal models for Anatolia, obtained from inversion of surface wave data. Group 1 refers to Model TRK; Group 2 to Model TRK-IR.

SONUÇLAR

Ardışık süzgeç yöntemi yüzey dalga trenlerine ve iki istasyon arasında hesaplanan transfer (Green) fonksiyonuna uygulanarak Anadolu Yarımadası ile İran ve Türkiye'yi kapsayan bölge için yerkabuğu modelleri elde edilmiştir. İstanbul ve Tebriz istasyonlarındaki kayıtlardan yararlanılarak Love dalgalarının spektral genlik oranları hesaplanmış, ortamın soğurma özellikleri incelenmiştir. Hesaplanan faz ve grup hızlarının en büyük olasılık yöntemiyle inversiyonu yapılarak yerkabuğu ve üst manto modelleri saptanmıştır. Elde edilen yerkabuğu modellerine göre;

- 1) İstanbul-Tebriz arasındaki yerkabuğu modeli (Model TRK) 41 km kalınlıkta olup, üç tabakadan oluşmaktadır.
- 2) Yerkabuğunun tabanında, Moho sınırında P_n ve S_n dalga hızları 8.0 ve 4.37 km/sn dir.
- 3) Moho sınırının hemen altında yer alan 40 km kalınlıktaki tabakada P ve S dalga hızları 8.1 ve 4.44 km/sn dir. Bu tabaka inversiyon programının daha etkin çalışması için konulmuştur.
- 4) İran Platosu ve Anadolu Yarımadasını kapsayan bölgede yerkabuğu (Model TRK-IR) Anadolu Yarımadası'dan 2 km daha kalın olup, tabaka hızlarında önemli bir fark yoktur.
- 5) İstanbul-Tebriz arasında spektral genlik oranlarıyla ortamın soğurma özellikleri incelendiğinde, kalite faktörünün (Q) frekansa bağlı olarak önemli değişimler gösterdiği görülmektedir. Minimum soğurma 23 ve 35 sn periyodlarında, maksimum soğurma ise 15, 32 ve 38 sn periyodlarında, meydana gelmektedir.

KATKI BELİRTME

Çalışmamız sırasında gösterdiği ilgi, yapıcı eleştirisi ve yardımlarından dolayı Kenneth Tubman'a teşekkür ederiz. Birleşmiş Milletler Teşkilatı bu çalışmayı da kapsayan projeye parasal destek sağlamıştır.

KAYNAKLAR

- Akascheh, B. and Nasser, S. 1972, Die Machtigkeit der Erdkruste in Iran, *J. Earth Space Phys.* 1.
- Aki, K. and Richards, P.G. 1980, *Quantitative Seismology, Theory and Methods 2*, W.H. Freeman and Co., San Francisco.
- Alexander, S.S. 1963, Surface wave propagation in the Western United States, Ph. D. Thesis, California Institute of Technology, 241 pp.
- Bird, P. 1976, Thermal and mechanical evaluation of continental convergence zones: Zagros and Himalayas, Ph.D.Thesis, Massachusetts Institute of Technology.
- Brune, J. and Dorman J. 1963, Seismic waves and the earth structure in the Canadian shield, *Bull. Seism. Soc. Am.* 53, 167-210.
- Canitez, N. 1962, Gravite anomalileri ve sismolojiye göre Kuzey Anadolu'da arz kabuğunun yapısı, Doktora Tezi, İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul.
- Dziewonski, A., Bloch S. and Landisman, M. 1969, A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 427-444
- Ewing, M. and Press F. 1952, Crustal structure and surface wave dispersion, Part II: Solomon Islands earthquake of 20 July 1950, *Bull. Seism. Soc. Am.* 42, 315-325.
- Ewing, M. and Press F. 1954, Mantle Rayleigh waves from the Kamchatka earthquake of November 4, 1952, *Bull. Seism. Soc. Am.* 44, 471-479.
- Islami, A.A. 1972, A study of the depth of Mohorovicic discontinuity in western Iran and the velocity of the P_n wave, *J. Earth Spce Phys.* 1-12.
- İlkışık, O.M. 1980, Trakya'da yerkabuğunun manyetotellürük yöntemle incelenmesi, Doktora Tezi, İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul.
- Kenar, Ö. 1978, Sismik P dalgalarının genlik spektrumlarından yararlanarak İstanbul ve civarında yerkabuğu yapısı, Doktora tezi, İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul.
- Landisman, M., A. Dziewonski and Sato Y. 1969, Recent improvements in the analysis of surface wave observations, *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 17, 369-403.
- Molnar, P. and Oliver J. 1969, Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere, *J. Geophys. Res.* 74, 2648-2682.
- Peacock, K.L. and Treitel S. 1969, Predictive deconvolution: Theory and practice, *Geophysics* 34, 155-169.
- Sato, Y. 1955, Analysis of dispersed surface waves by means of Fourier transform, I; *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.* 33, 33-48.
- Sato, Y. 1956a, Analysis of dispersed surface waves by means of Fourier transform, II; *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.* 34, 9-18.
- Sato, Y. 1956b, Anaysis of dispersed surface waves by means of Fourier transform, III; *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.* 34, 131-138.
- Sato, T. 1958, Attenuation, dispersion and the wave guide of the G wave, *Bull. Seism. Soc. Am.* 48, 231-251.
- Taylor, S.R. 1980, Crust and upper mantle structure of the Northeastern United States, Ph.D.thesis, Massachusetts Institute of Technology, 238 pp.
- Taylor, S.R. and Toksöz M.N. 1982, Measurement of interstation phase and group velocity and Q using Weiner filtering, *Bull. Seism. Soc. Am.* 72, 73-91.
- Toksöz, M.N. and Ben-Menaheh A. 1963, Velocities of mantle Love and Rayleigh waves over multiple paths, *Bull. Seism. Soc. Am.* 53, 741-764.
- Treitel, S. and Robinson E.A. 1966, The design of high resolution digital filters, *IEEE Trans. Geoscience Electronics* 4, 25-38.
- Wiener, N. 1949, *Time Series*, M.I.T. Press, Cambridge, Massachusetts, 163 pp.
- Wiggins, R.A. 1972, The generalized linear inverse problem; implication of surface waves and free oscillations for Earth structure, *Rev. Geophys. Space Phys.* 10, 251-285.
- Wilson, J.T. 1941, The Love waves of the south Atlantic earthquake of August 28, 1933, *Bull. Seism. Soc. Am.* 30, 273-310.