

66284

T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

1 EKİM 1995 DİNAR DEPREMİ
ARTSARSINTILARININ KAYNAK PARAMETRELERİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Eşref YALÇINKAYA

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman : Prof. Dr. Ömer ALPTEKİN

Haziran - 1997

T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**1 EKİM 1995 DİNAR DEPREMİ
ARTSARSINTILARININ KAYNAK PARAMETRELERİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

66284

Eşref YALÇINKAYA

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman : Prof. Dr. Ömer ALPTEKİN

Haziran - 1997

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM BAKANLIĞI
MERKEZİ

ÖNSÖZ

1 Ekim 1995 Dinar depremi Türkiye’de meydana gelen önemli depremler arasında yerini almıştır. Bu çalışmada Dinar depremi artsarsıntıları kullanılarak kaynak parametre çalışması yapılmıştır. Parametreler arasındaki ilişkiler incelenerek bölge için bağıntılar elde edilmeye çalışılmıştır.

Çalışmalarım sırasında, her aşamada bilgileriyle bana yol gösteren ve hiç bir yardımını esirgemeyen değerli hocam Prof. Dr. Ömer ALPTEKİN’e en içten teşekkürlerimi sunarım. Çalışmamda kullandığım verileri sağlayan ve değerli katkılarını gördüğüm B.Ü. Kandilli Rasathanesi Deprem Mühendisliği Bölümü’ne ve Jeof. Müh. Aydın MERT’e teşekkür ederim. Çalışmalarım sırasında bilgilerine başvurduğum ve beni hiç bir zaman geri çevirmeyen İ.T.Ü.’den Araş.Gör. Orhan POLAT’a, B.Ü. Kandilli Rasathanesi Sismoloji Bölümü’nden Dr. Ali PINAR’a teşekkür ederim. Çalışmamın her aşamasında katkılarını gördüğüm değerli hocalarım bölüm başkanımız Prof.Dr. Mustafa ÖZDEMİR’e, Prof.Dr. Demir KOLÇAK’a, Dr. Süleyman NALBANT’a, Dr. A. Osman ÖNCEL’e ve çalışma arkadaşlarım Araş.Gör. Murat UTKUCU’ya, Araş.Gör. Şahin AKKARGAN’a teşekkür ederim.

Ayrıca çalışmalarım sırasında anlayış, sabır ve desteğini benden hiç esirgemeyen çok sevdiğim eşim Neşe YALÇINKAYA’ya teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ.....	i
ÖZ.....	iii
ABSTRACT.....	v
I. GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışmanın Amacı ve Önemi.....	1
1.2. Bölgenin Jeolojik ve Tektonik Yapısı.....	2
1.3. 1 Ekim 1995 Dinar Depremi.....	3
II. METOD.....	7
2.1. Deprem Kaynağının Özellikleri.....	7
2.2. Kinematik ve Dinamik Kaynak Parametreleri.....	8
2.2.1. Kinematik Parametreler.....	8
2.2.2. Dinamik Parametreler.....	9
2.3. Deprem Kaynağının Kuramsal Tanımı.....	9
2.3.1. Brune Kaynak Modeli.....	10
2.3.2. Haskell Kaynak Modeli.....	11
2.3.3. Aki Kaynak Modeli.....	15
2.4. Spektral Yöntemlerle Kaynak Parametrelerinin Hesaplanması.....	16
III. BULGULAR.....	21
3.1. Deprem Verilerinin Elde Edilmesi ve İşlenmesi.....	21
3.1.1. İvme Kayıtlarından Transvers (SH) S Bileşenlerinin Elde Edilmesi.....	25
3.1.2. İvme Kayıtlarından Yerdeğiştirme Kayıtlarına Geçiş.....	29
3.1.3. Yerdeğiştirme Kayıtlarının Spektrumlarının Bulunması.....	29
3.2. Spektrumlardan Kaynak Parametrelerinin Hesaplanması.....	31
3.3. Kaynak Parametreleri Arasındaki İlişkiler.....	39
3.3.1. Sismik Moment (M_0)-Büyüklik (M_L) İlişkisi.....	39
3.3.2. Sismik Moment (M_0)-Kaynak Yarıçapı (r)-Gerilme Düşümü ($\Delta\sigma$) İlişkisi.....	40
3.3.3. Kaynak Yarıçapı (r)-Büyüklik (M_L) İlişkisi.....	41
3.3.4. Köşe Frekansı (f_0)-Büyüklik (M_L) İlişkisi.....	42
3.3.5. Büyüklik (M_L)-Sismik Dalga Enerjisi (E_S) İlişkisi.....	44
3.4. Soğurulmanın Spektrumlar Üzerindeki Etkisi.....	46
IV. TARTIŞMA ve SONUÇ.....	54
V. ÖZET.....	56
SUMMARY.....	58
VI. KAYNAKLAR.....	60
VII. ÖZGEÇMİŞ.....	64

ÖZ

1 EKİM 1995 DİNAR DEPREMİ ARTSARSINTILARININ KAYNAK PARAMETRELERİ

Dinar ilçesi ve civarını etkileyen 1 Ekim 1995 Dinar depremi ($M_L = 6.0$) sonrasında B.Ü. Kandilli Rasathanesi Deprem Mühendisliği Bölümü tarafından bölgeye geçici olarak 5 adet ivme-ölçer yerleştirilmiş ve artsarsıntılar kaydedilmiştir. Bu çalışma, 7-12 Ekim 1995 tarihleri arasında ivme-ölçerler tarafından kaydedilen 53 artsarsıntının spektral yöntemlerle kaynak parametrelerinin saptanmasını içermektedir. Depremlerin büyüklükleri $2.5 \leq M_L \leq 4.1$, odak derinlikleri 5-15 km, odak-istasyon arasındaki uzaklıklar ise 6-30 km arasında değişmektedir.

Kaynak parametrelerinin hesaplanmasında Brune (1970)'un dairesel kaynak modeli esas alınıp S-dalgalarının spektrumları kullanılarak kaynak parametreleri hesaplanmıştır. Bunun için öncelikle ivme sismogramlarının transvers bileşenlerinden SH fazları seçilmiş, integrali alınarak önce hıza daha sonra yerdeğiştirmeye geçilmiş ve Hızlı Fourier Dönüşümü (FFT) kullanılarak spektrumları elde edilmiştir. Spektrumlardan okunan spektral parametreler, düşük frekans seviyesi (Ω_0) ve köşe frekansı (f_0)'dan yararlanarak depremlerin dinamik kaynak parametrelerinden sismik moment (M_0), dairesel kaynak yarıçapı (r), gerilme düşümü ($\Delta\sigma$) ve sismik dalga enerjisi (E_S) hesaplanmıştır.

Hesaplamalar sonucunda; M_0 'ın $7.35E+19$ ile $3.35E+22$ dyne.cm arasında, r 'nin 0.15 ile 0.57 km arasında, $\Delta\sigma$ 'nın 5.13 ile 100.9 bar arasında, E_S 'in ise $3.90E+14$ ile $1.80E+18$ erg arasında değiştiği bulunmuştur.

Kaynak parametreleri arasındaki ilişkilerden; M_0 - M_L arasında,

$$\log M_0 = 1.19M_L + 17.08 \quad 2.5 \leq M_L \leq 4.1$$

E_S - M_L arasında,

$$\log E_S = 1.66M_L + 10.88 \quad 2.5 \leq M_L \leq 4.1$$

bağıntıları bulunmuştur. Ayrıca M_o - r - $\Delta\sigma$ ilişkilerinden $M_o < 10^{21}$ dyne.cm olan depremlerin gerilme düşümlerinin momentle azaldığı, bunun sonucu olarak araştırdığımız M_L - r ve M_L - f_o ilişkilerinden $M_L < 3.6$ olan depremlerin kaynak yarıçaplarının ve köşe frekanslarının yaklaşık sabit olduğu görülmüştür.

Daha sonra kabuktaki soğurmanın spektral parametreler üzerindeki etkisi araştırılmış ve spektral parametreler üzerinde çok fazla etkili olmadığı, sabit köşe frekansının nedeninin kabuktaki soğurma olmadığı bulunmuştur. Ayrıca, alıcıların yerleştirildikleri yerlerin, spektrumlar üzerindeki etkileri araştırılmış ve kayıtların bu yerlerden oldukça etkilendikleri bulunmuştur.

ABSTRACT

SOURCE PARAMETERS OF THE AFTERSHOCKS OF 1 OCTOBER 1995 DİNAR EARTHQUAKE

After the Dinar earthquake ($M_L=6.0$) of 1 October 1995 5 accelerograph were temporarily located in the region by Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute Earthquake Engineering Department and aftershocks were recorded.

This study aims to determine source parameters of the 53 aftershocks of the Dinar earthquake from the S-wave spectra. The focal depths and hypocentral distances of these aftershocks, range from 5 to 15 km and from 6 to 30 km respectively.

The S-wave spectra were analyzed with respect to the Brune (1970)'s circular source model. First the portion of the strong motion record encompassing the SH-wave phase was windowed, then the integration was taken to obtain the velocity and the displacement seismogram according to trapezoid rule. The final step of the analysis is the Fast Fourier Transform (FFT) of the displacement seismogram of the SH- wave phase.

Following Archuleta et al. (1982), when two or more stations recorded the same event, an average low frequency spectral level ($\langle \Omega_0 \rangle$) was estimated and used to obtain the corresponding average seismic moment ($\langle M_0 \rangle$). For the corner frequency at each station, a source radius was computed using Brune (1970)'s relation for a circular fault. An average source radius ($\langle r \rangle$) was computed taking arithmetic average for each aftershocks. Finally, using these parameters average stress drop ($\langle \Delta \sigma \rangle$) and seismic energy (E_S) were estimated.

The seismic moment range from $2.35E+19$ to $3.35E+22$ dyne.cm. The stress drop range from 5.15 to 100.9 bars. The source radius range from 0.15 to 0.57 km. The seismic energy range from $3.90E+14$ to $1.80E+18$ erg.

Following relations are determined;

Seismic Moment (M_0) - Magnitude (M_L);

$$\log M_0 = 1.19M_L + 17.08 \quad 2.5 \leq M_L \leq 4.1$$

Seismic Energy (E_S) - Magnitude (M_L);

$$\log E_S = 1.66M_L + 10.88 \quad 2.5 \leq M_L \leq 4.1$$

Additionally, from the relationships among M_0 - r - $\Delta\sigma$ we have found that the stress drop is increasing with moment and the corner frequency and source radius for earthquakes of $M_L < 3.6$ ($M_0 \cong 10^{21}$ dyne.cm) are nearly constants.

Finally, the effects of attenuation on the source parameters were investigated and no significant effect were found. Reason of constant corner frequency was thought not to be the attenuation within the crust. It has been observed that the spectrum has been significantly effected from the site conditions of receivers.

I. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı ve Önemi

Deprem kaynağından yayılan sismik dalgaları kullanarak kaynağa ve sismik dalgaının geçtiği ortama ait parametrelerin belirlenmesi sismolojinin öteden beri ilgilendiği konuların başında gelmektedir. Deprem kaynağı ile ilgili bilgiler elde etmenin bir yoluda deprem kayıtlarının spektrumlarını incelemektir.

Değişik depremlerin spektrumları incelendiğinde, depremlerin özelliklerine göre spektrumlardaki alçak frekans seviyesi, köşe frekansı ve yüksek frekanslardaki genliklerin azalma değeri gibi spektral parametrelerin değiştiği gözlenmiştir. Değişik araştırmacılar spektrumlardaki değişimlere göre kendi kaynak modellerini geliştirmişlerdir (Haskell, 1964; Aki, 1967; Brune, 1970). Hanks ve Wyss (1972), düşey doğrultu atımlı faylanma için kaynak parametrelerinin hesaplanmasında Brune (1970)'un teorisinin en iyi yöntem olduğunu göstermişlerdir. Daha sonraki çalışmalarda genellikle Brune (1970) dairesel kaynak modeli kullanılmıştır.

Polat (1995), Brune modelini kullanarak, Marmara bölgesinde kaydedilen depremlerin hem ivme hem de yerdeğiştirme spektrumlarını kullanarak kaynak parametre çalışması yapmış ve aralarındaki ilişkiyi ortaya çıkarmıştır. Kaypak (1995), yine Brune modelini kullanarak 13 Mart 1992 Erzincan depremi artsarsıntılarının kaynak parametrelerini ve aralarındaki ilişkiyi saptamıştır. Ayrıca soğurmanın veriler üzerindeki etkisini incelemiştir. Biçmen (1992), Marmara bölgesindeki yerel depremlerin kaynak parametrelerini Brune modelini kullanarak, hem P hem de S fazlarından hesaplamıştır. Mindevalli (1982) Anadolu'da olan 8 depremin kaynak parametrelerini yine aynı modelle belirlemiştir.

Kaynak parametre çalışması yapılırken sinyal üzerinde etkili olan ortamın etkisi önemli bir problemdir. Kaynağa ait bilgiyi alabilmek için ortamın etkisinin veri üzerinden giderilmesi gerekir. Ancak ortamın sinyal üzerindeki etkisi tam olarak ortaya

konabilmiş değildir. Ayrıca her ortam için ayrı bir soğurulma çalışmasına ihtiyaç vardır.

Alıcıların yerleştirildiği yerin altındaki sığ derinliğe sahip düşük Q'lu yapının da spektrumlar üzerinde etkisi büyüktür. Bir çok araştırmacı inceledikleri spektrumların yer bağımlı olduğunu göstermişlerdir (Andrews, 1982; Hanks, 1982; Frankel ve Wennerberg, 1989).

Bu çalışmanın amacı, 1 Ekim 1995 Dinar depremi sonrası bölgeye yerleştirilen ivme-ölçerler tarafından kaydedilen 53 adet artsarsıntının, Brune (1970) kaynak modeline göre kaynak parametrelerinin saptanması ve Dinar bölgesi için kaynak parametreleri arasındaki ilişkilerin bulunmasıdır. Ayrıca soğurmanın spektral parametreler üzerinde ne kadar etkili olduğu ve kayıtların, alıcıların yerleştirildikleri yere ne kadar bağımlı oldukları sorularına cevaplar aranacaktır.

1.2. Bölgenin Jeolojik ve Tektonik Yapısı

Anadolu'nun tektoniği Arabistan ve Afrika plakalarının hareketinden etkilenmektedir. Arap plakasının kuzeye doğru hareketi ile Doğu Anadolu'da meydana gelen sıkışma (Bitlis-Zagros Sütürü) sonucu Anadolu bloğu batıya doğru hareket etmeye başlamıştır. Hareket 1200 km uzunluğundaki Kuzey Anadolu Fayı ve 400 km uzunluğundaki Doğu Anadolu Fayı boyunca olmaktadır. Anadolu bloğunun batıya hareketi diğer yandan Yunan Makaslama Zonunun engellemesi sonucu batıda yer değiştirmiş ve blok Akdeniz kabuğu üzerinde güneybatı yönünde hareket etmeye başlamıştır (Şekil 1.1). Bu sıkışma sonucu Anadolu bloğu içsel deformasyona uğramış, bileşik fay sistemleri ve küçük bloklar ortaya çıkmıştır.

Aynı zamanda Afrika plakası Hellenik (Girit) Yayı boyunca Ege-Anadolu levhasının altına dalmaktadır. Afrika plakası Hellenik (Girit) Yayı boyunca Rodos adasının yanından kuzeydoğu yönünde Ege-Anadolu bloğunun altına girerek yırtma etkisi yapmaktadır (Alptekin, 1973; Büyükaşıkoğlu, 1980; Barka ve diğ., 1997). Dinar yöresi bu karmaşık etkiler altında kuzeydoğu-güneybatı yönünde çekme, kuzeybatı-güneydoğu yönünde ise basınç gerilmelerine maruz kalarak deformasyona uğramaktadır.

Dinar ilçesi ve yakın çevresinde yaklaşık KB-GD ve KKD-GGB doğrultulu iki ana fay sistemi yer alır. Bunlar Dinar ve Akdağ fay sistemleridir (Şekil 1.2). Bu faylar nedeniyle Dinar ve çevresi iki büyük çöküntü (graben) ve onları birbirinden ayıran bir yapısal yükselim alanına (horst) bölünmüştür. Grabenlerden doğudaki Dombayova, batıdaki ise Dinar Grabeni olarak adlandırılır (Öztürk, 1982; Koçyiğit, 1984). Dinar Grabeni güneydoğu - kuzeybatı uzanımlıdır ve kuzeybatıya doğru genişliği 1.5 km'den 15 km'ye değin artar. Dinar grabeninin doğu-kuzeydoğu kenarını, yaklaşık K40°-50°B doğrultusunda uzanan Dinar Fayı sınırlar. Dinar Fayı çok az yatay bileşeni olan eğim atımlı normal bir faydır. Fay güneydoğuda Keçiborlu ilçesinin yaklaşık 2-2.5 km batısından başlar ve kuzeybatıya doğru Dinar ilçesinin doğu kenarından ve kısmende içinden geçerek kuzeybatıdaki Çivril ilçesinin yaklaşık 3-4 km kuzeydoğusuna değin uzanır. Bu uzanım içindeki uzunluğu yaklaşık 75 km'dir. Dinar Fayı güneybatıya eğimli olup, batı bloğu düşen, doğu bloğu ise yükselen bloktur. Bu nedenle, Dinar Fayı'nın batı bloğu bir grabene (Dinar Grabeni), doğu bloğu ise bir horsta (Akdağ Horstu) karşılık gelmektedir. Grabeni çok genç (Pliyo-Kuvaterner) yaşlı, henüz pekişmemiş, oldukça kalın (30-80 m) sedimanlar (çakıl, kum, silt, kil) doldururken horst tümüyle yaşlı ve göreceli olarak daha sağlam kayalardan (kireçtaşı, çakıltası, vb.) oluşur. Ayrıca graben içinde yeraltı su tablası yüzeye oldukça yakın, hatta bazı kesimlerde yüzeydedir.

1.3. 1 EKİM 1995 Dinar Depremi

1 Ekim 1995 saat 17:57'de meydana gelen $M_L=6.0$ büyüklüğündeki deprem, Dinar (nüfusu: 35.000) ile çevre kasabalar (Dazkırı, Yüregil, Kızılören, Basmakçı, Evciler) ve köylerinde can ve mal kaybına neden olmuştur (Erdik ve diğ., 1995).

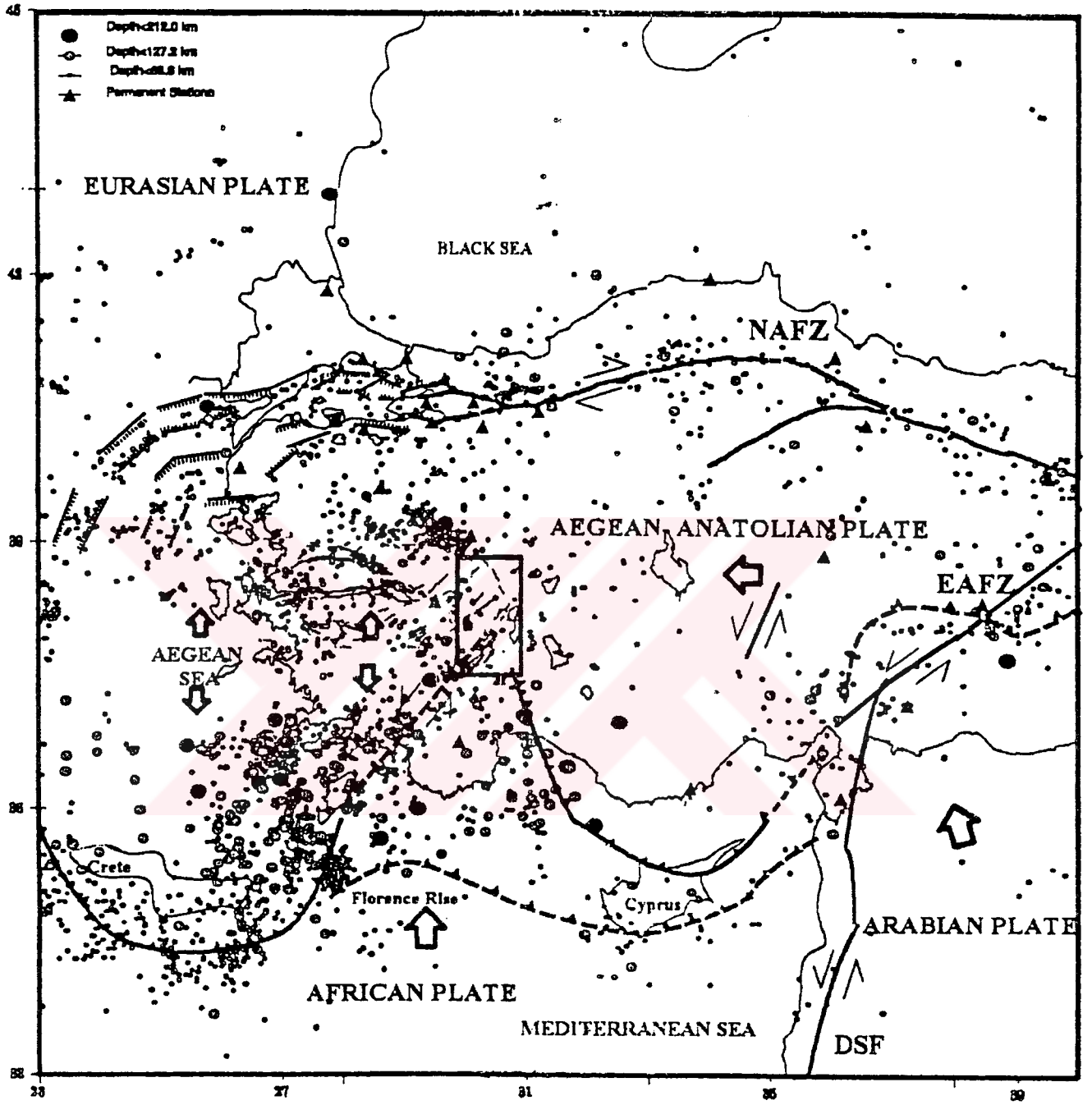
Türkiye deprem bölgeleri haritasına göre Dinar birinci derece deprem bölgesinde bulunmaktadır. Son 2000 yılda şiddetleri VII veya daha büyük olan 20 deprem bölgeyi etkilemiştir. Bu yüzyılda Dinar'ı kuvvetli olarak etkileyen ve hasara neden olan depremler, 3 Ekim 1914 ($M_s=7$, $I_o=IX$), 7 Ağustos 1925 ($M_s=6$, $I_o=VIII$) ve 12 Mayıs 1971 ($M_s=6.2$, $I_o=IX$) depremleridir. Bütün bu depremler normal faylanma

mekanizmasına sahiptirler. 1914 depremi, Dinar'ın yaklaşık 60 km güneyinde, Burdur gölünün güneydoğu sahili boyunca 23 km uzunluğunda bir fay kırığı oluşturmuş, depremde yaklaşık 17.000 konut yıkılmış ve yaklaşık 4000 kişi ölmüştür. 1925 depremi, 2500 evi yıkmış ve 330 can almıştır. 1971 depremi ise Burdur'da 1487 evi yıkmış ve 57 kişinin ölümüne neden olmuştur (Erdik ve diğ., 1995).

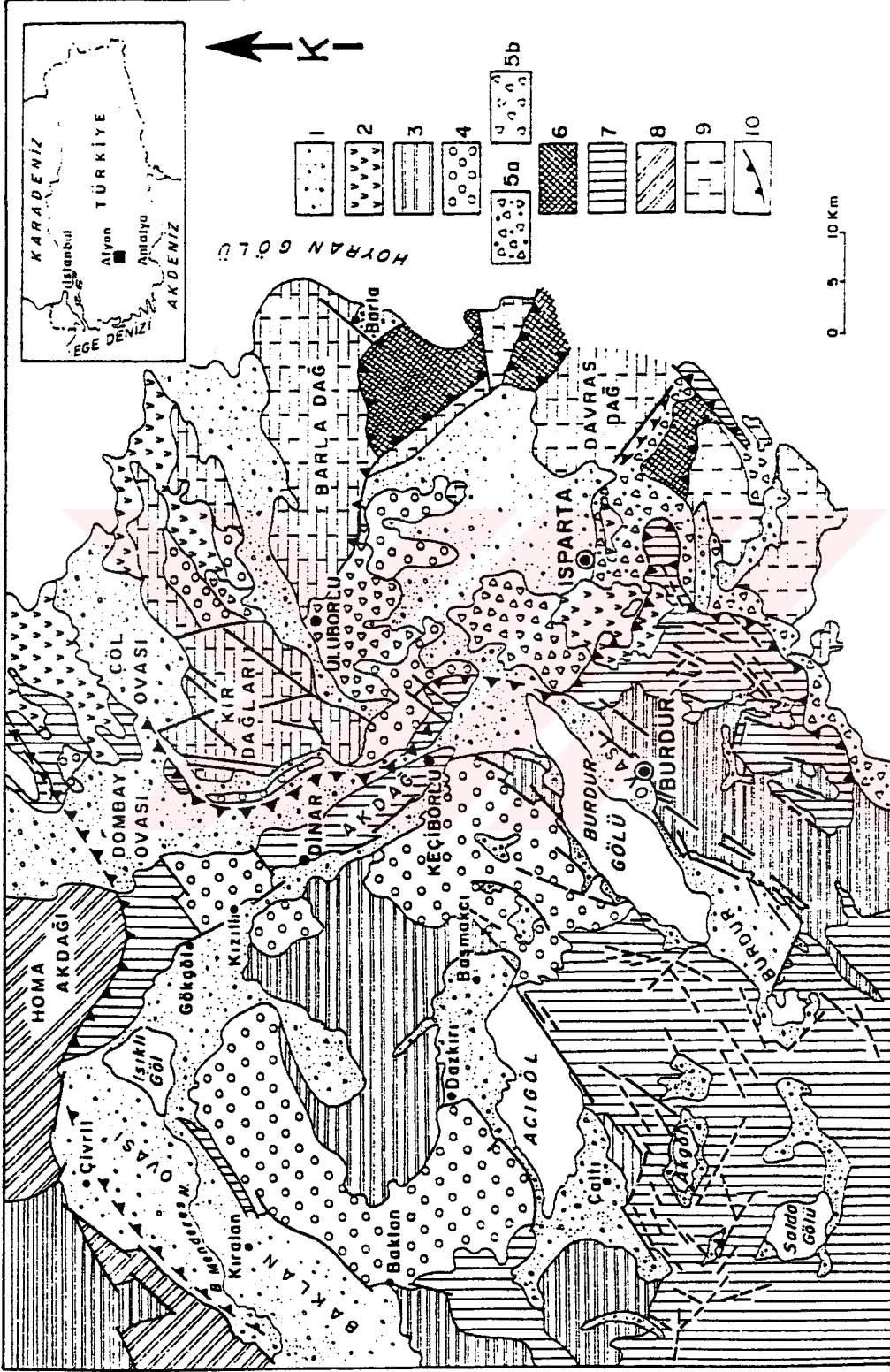
Dinar depremi, 55 km uzunlukta KB-GD doğrultusunda uzanan Keçiborlu-Dinar-Çivril fay hattının Dinar-Çivril arasında kalan 10 km'lik bir kısmını kırmıştır. Yüzey faylanması, sağ yönlü doğrultu atım bileşeni olan normal faylanma özelliği göstermektedir (Öncel ve diğ., 1997). Deprem kırığı, fay boyunca ortalama 20-50 cm arasında düşey ve 5-10 cm arasında sağ yönlü doğrultu atımlar meydana getirmiştir. Anaşok ve magnitudü 4.0'den büyük öncü ve artçı şokların odak mekanizmaları, sağ yönlü doğrultu atım bileşeni olan normal faylanmalar vermiştir (Demirtaş ve Bağcı, 1995; Eyidoğan ve Barka, 1996).

Anaşoktan önce magnitudleri 2.0 ile 4.7 arasında değişen 17 tane öncü şok kaydedilmiştir. Depremin episantrının, yüzey kırıkları ve hasar dağılımına göre Dinar'ın hemen 2-3 km kuzeyinde olduğu tahmin edilmektedir. Depremin aletsel koordinatları ise 38.18K-30.02D olarak belirlenmiştir (Demirtaş ve Bağcı, 1995).

Hasar dağılımı Dinar'da ki farklı jeolojik koşulların etkisini açıkça göstermektedir. Kayalık yamaçlardaki yapılar görece olarak daha az hasar görürken aşağıdaki düzlük ovada ağır hasar meydana gelmiştir. Ancak, en büyük hasar, bu iki bölgeyi ayıran geçiş bölgesinde olmuştur. Deprem Araştırma Dairesi, Deprem Mühendisliği Şube Müdürlüğü tarafından işletilen ve Dinar Meteoroloji İstasyonu'nda kurulu kuvvetli yer hareketi kaydından, K-G yönde 275.29 mgal, D-B yönünde 294.01 mgal ve düşey yönde ise 111.10 mgal maksimum ivme değerleri elde edilmiştir (Erdik ve diğ., 1995).



Şekil 1.1: Dinar ve çevresinin tektonik gelişimi ve sismik aktivitesi (Öncel ve diğ., 1997).



Şekil 1.2: Dinar ve çevresinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Gündoğdu ve diğ., 1996). 1-Kuvaterner yaşlı alüvyon ve yelpaze çökelleri, 2-Güncel volkanitler, 3-Plio-Kuvaterner yaşlı akarsu-göl fasiyesli çökeller, 4-Konglomerayla temsil edilen moloz çökelleri, 5a-Miyosen fliş, 5b-Eosen fliş, 6-Antalya Napları, 7-Batı Toros Napları, 8-Platform karbonatları (Menderes Masifi'ne ait Homa-Akdağ otoktonu), 9-Platform karbonatları (Beydağları Otoktonu), 10-Bindirme.

II. METOD

2.1. Deprem Kaynağının Özellikleri

Depremler her yıl binlerce kişinin can ve mal kaybına neden olan büyük, tabii afetlerdir. İnsanoğlunun bunları durdurma, hızlandırma gibi suni olarak müdahale etmesi olanaksız olduğundan, bu büyük doğal olayı tanıma ve bundan korunma yollarını tercih etmişlerdir. Depremler yerkabuğunun üst kısımlarında vuku bulan ve gerilmeler neticesinde kayalarda biriken elastik enerjinin, materyalin kırılma mukavemetini aştığı anda kayalardaki kopma ve kayma ile oluşan bir takım titreşim hareketleridir. Kopma ve kayma sonucu oluşan elastik dalgaların insanlığa zarar verici etkileri dışında, üzerinde yaşadığımız dünyanın yapısını araştırmada kullanılan son derece önemli bilgiler ihtiva etmesi yerbilimciler açısından önemli bir imkan sayılabilir.

Deprem sırasında yerkabuğunda oluşan kırıklara 'fay' denilmektedir. Kuramsal olarak fay, bir düzlem gibi düşünülmeyle birlikte; kırılma eni, boyu ve kalınlığı olan bir hacim içerisinde olmaktadır. Bu nedenle deprem kaynak boyutu üç boyutlu olarak algılanmaktadır. Ayrıca deprem kaynak boyutu, deprem büyüklüğü ile logaritmik olarak orantılıdır.

Yerkabuğu içinde oluşan faylanmalar, kırılma geometrilerine göre sınıflanırlar. Bunlar sırasıyla 'eğim atımlı' ve 'doğrultu atımlı' faylardır. Kırılan yerkabuğu bloklarının hareket yönlerine göre ; eğim atımlı faylar 'ters' ve 'normal', doğrultu atımlı faylar ise 'sağ' ve 'sol' yönlü faylar olarak gruplara ayrılırlar.

Deprem sırasında fayın oluşumu anlık olmamakta, kırılma zaman içinde belirli bir hızla (2-3 km/sn) çeşitli yönlerde ilerlemektedir. Bu deprem kaynağının bir dördüncü boyutunun olduğunu gösterir. Depremin süresini belirleyen bu olgu mühendislik açısından önemli bir parametredir. Orta ve büyük depremler için fayın eni

ve boyu, fay kuşağının genişliğine oranla büyük kaldığından, deprem fayını bir düzlem gibi almak sismolojik açıdan hatalı bir yaklaşımdır.

Yapılan araştırmalar, deprem faylanmasının oldukça karmaşık olduğunu göstermektedir. Fayın üzerindeki gerilme farklılıkları, jeolojik yapının değişmesiyle oluşan engel (bariyer) ve pürüzler (kıvrılma karmaşıkları, asperite) ve fay düzlemi üzerindeki sürtünme kuvvetinin değişmesi gibi etmenler faylanmanın karakterini, dolayısıyla depremin ve özellikle depreme yakın noktadaki yer hareketlerinin kimliğini belirlemektedir (Eyidoğan ve diğ., 1991).

2.2. Kinematik ve Dinamik Kaynak Parametreleri

Günümüz sismolojisinde kuramsal kaynak çalışmaları, 'kinematik' ve 'dinamik' yaklaşım olmak üzere iki ana bölüm altında toplanmaktadır. Kinematik çalışmalarda ele alınan faylanma olayında öncelikle fayın üzerindeki kaymanın zamana göre tanımlanması gerekir. Dinamik yaklaşımda ise öncelikle fay düzlemi üzerindeki gerilme düzeni tanımlanır. Yaklaşım ne olursa olsun amaç deprem kayıtlarından kaynağa ait bilgiyi almak ve incelemektir.

2.2.1. Kinematik Parametreler

Duda (1978), depremi tanımlamaya yarayan kaynak parametrelerini şu şekilde sıralamıştır.

Fay uzunluğu: Deprem anında oluşan faylanmanın yatay yöndeki en büyük uzanımı olup 'cm' ya da ilgili uzunluk birimi ile verilir.

Fay genişliği: Deprem anında oluşan faylanmanın eğim yönünde en büyük uzanımı olup 'cm' ya da ilgili uzunluk birimi ile verilir.

Fay düzlemi alanı: Fayın uzunluğu ile genişliğinin çarpımına eşittir ve 'cm²' veya ilgili alan birimi ile ölçülür. Eğer düzlem dikdörtgen biçimli değilse, gerçekte faylanmış etkin alan daha küçük olabilir.

Faylanmanın doğrultusu: Faylanmanın yatay yönündeki uzanımının kuzeyle yaptığı açıdır.

Deprem hacmi: Deprem anında yamulma değişiminin kritik değeri aştığı faylanma düzlemi çevresindeki hacimdir. Kritik değer herhangi bir ölçüte göre tanımlanabilir. Deprem hacmi 'cm³' ya da ilgili başka bir birimle verilebilir.

2.2.2. Dinamik Parametreler

Deprem enerjisi: Deprem anında diğer tür enerjilere dönüşen potansiyel enerjidir. 'gr.cm²/sn² (erg)' ya da benzer bir enerji birimiyle tanımlanır.

Sismik enerji: Deprem odağında sismik dalgalar biçiminde yayılan enerjidir. 'gr.cm²/sn² (erg)' ya da benzer bir enerji birimiyle tanımlanır.

Sismik yeterlilik: Sismik enerjinin deprem enerjisine oranıdır ve 1'den küçüktür.

Faylanma süresi (Toplam yırtılma zamanı): Fay düzlemi boyunca faylanma oluşumunun toplam süresidir ve 'sn' ile ölçülür.

Yükselme zamanı: Fay düzlemi üzerindeki bir noktada faylanmanın oluşma süresidir ve 'sn' ile ölçülür.

Yırtılma hızı: Fay düzlemi üzerinde belirli bir doğrultuda yayılan yırtılma cephesinin yayılma hızıdır ve 'cm/sn' ile ölçülür.

Gerilme düşümü: Deprem öncesi ve sonrasında faylanma düzlemi üzerindeki ortalama gerilmenin farkıdır. Bar (1 bar = 10⁶ dyne/cm²) ya da benzer bir gerilme birimi ile belirlenir.

Etkin gerilme: Fay düzlemi üzerindeki bir noktada faylanmadan hemen önceki gerilme ile bu düzlem üzerindeki harekete karşı koyan sürtünme gerilmesi arasındaki ortalama farktır. Birimi gerilme düşümü birimi ile aynıdır.

Sismik moment: Faylanma hareketine eş değerlikte bir nokta kaynağın momentidir. 'gr.cm²/sn² = dyne.cm' ya da benzer bir iş birimi ile ölçülür.

2.3. Deprem Kaynağının Kuramsal Tanımı

Deprem kaynağına yönelik çalışmalar Reid (Reid, 1910)'den günümüze artarak

devam etmektedir. Deprem kaynağı çalışmalarında, ya az bilinen ortam fonksiyonu ile iyi bilinen kayıtcı fonksiyonu, varsayılan kaynak fonksiyonu ile birleştirilip gözlemsel verilerle karşılaştırılır, ya da bu etkiler giderildikten sonra yalnız elde kaldığı düşünülen kaynak fonksiyonu karşılaştırılır (Eyidoğan, 1984).

Deprem kaynağını modellemeye yönelik çalışmaların esası sayılabilecek ve kaynağın özelliklerine göre değişik biçimlerde yapılmış Haskell (1964), Aki (1967) ve Brune (1970) modelleri, belli başlı kuramsal kaynak çalışmalarıdır. Bu modeller arasında Brune (1970)'ün, Uzak Alan Dairesel Kaynak Modeli en çok kullanılan kaynak modeli olmuştur.

2.3.1. Brune Kaynak Modeli:

Brune(1970) modeli, kaynağın noktasal ve yayılımında dairesel olarak düşünüldüğü bir modeldir. Buna göre Brune'un kaynak - zaman fonksiyonu;

$$u(t) = (\sigma/\mu)\beta\tau(1-e^{-t/\tau}) \quad (2.1)$$

şeklinde üstel bir ifade ile verilmektedir. Burada;

- σ : Etkin gerilme (bar)
- μ : Katılık sabiti
- β : S - dalga hızı (cm/sn)
- τ : Zaman sabiti (sn)

Buradan kaynaktaki yerdeğiştirme spektrumu;

$$\Omega(\omega) = (\sigma\beta/\mu) / [\omega (\omega^2 + \tau^{-2})^{1/2}] \quad (2.2)$$

şeklinde ve uzak - alan yerdeğiştirme spektrumu ise (S - dalgası için) karekök ortalama (RMS) alınarak,

$$\langle \Omega(\omega) \rangle = \langle R_{\theta\phi} \rangle (\sigma\beta/\mu) (r/R) F(\varepsilon) / (\omega^2 + \alpha^2) \quad (2.3)$$

bağıntısı ile verilmektedir. Burada;

- $\langle R_{\theta\phi} \rangle$: Yayınım örüntüsünün karekök ortalaması
 r : Dairesel yerdeğiştirme yüzeyinin yarıçapı (cm)
 R : Kaynak - alıcı arası uzaklık (cm)
 ε : Gerilme düşümü kesri
 α : P - dalga hızı (cm/sn)
 ω : Açısal frekans (rad/sn)
 $\alpha = 2.34\beta / r$ (Brune, 1971)

ve

$$F(\varepsilon) = \{(2-2\varepsilon)[1-\cos(1.21\varepsilon\omega/\alpha)] + \varepsilon^2\}^{1/2} \quad (2.4)$$

şeklinde verilmektedir.

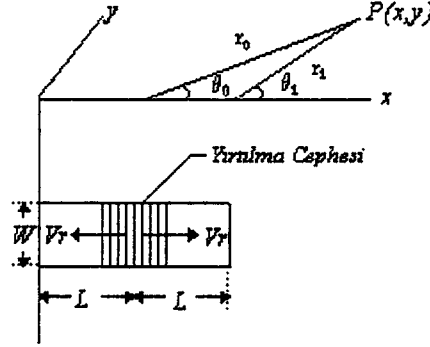
2.3.2. Haskell Kaynak Modeli:

Haskell (1964), L boyunda ve W eninde bir fay düzlemi üzerinde U_0 değerinde bir yerdeğiştirmenin V_r hızı ile ilerlediği sonlu bir kırılma biçiminde oluşan deprem kaynak modeli önermiştir (Şekil 2.1). Buna göre, üzerindeki yerdeğiştirmenin kaynak - zaman fonksiyonu,

$$\begin{aligned}
 u(t) &= 0, & t < 0 \\
 u(t) &= [1 - e^{-(t/\tau)}], & t > 0
 \end{aligned} \quad (2.5)$$

olan ve iki yönlü faylanma mekanizması içeren deprem kaynağından r uzaklıkta uzak alan noktasında oluşan yerdeğiştirmenin genlik spektrumu; ortam homejen - izotrop, V_r sabit ve yerdeğiştirme W üzerinde olmak şartıyla ;

$$|H_c(\omega)| = \frac{R_c(\theta, \phi, r) \mu A U_o}{4\pi c^3 \rho h r} \frac{F(\omega, \tau_o, \tau_\pi)}{(1 + \omega^2 \tau^2)^{1/2}} \quad (2.6)$$



Şekil 2.1 : Bir P(x,y) noktasındaki istasyon ile yayılan kaynak arasındaki geometri (Kasahara, 1981).

bağıntısı ile verilebilir (Haskell, 1964; Savage, 1972). Burada;

- $R_c(\theta, \phi, r)$: c hızıyla yayılan P- ve S- dalgalarının yayılım örüntüsü (Radiation Pattern)
- μ : Katılık sabiti
- $A = W(L_o + L_\pi)$: Fay alanı
- ω : Açısal frekans
- U_o : Fayın üzerindeki bir noktadaki yerdeğiştirmenin en büyük değeri
- τ : U_o ' a erişmek için geçen zaman (yükselme zamanı)
- τ_o ve τ_π : Birbirine zıt yönde ilerleyen L_o ve L_π boyundaki faylanma için geçen süre (kırılma süresi)

dir. Ayrıca;

$$\tau_o = \frac{L_o}{c} \left(\frac{c}{V_r} - \cos\theta \right) \quad (2.7)$$

$$\tau_\pi = \frac{L_\pi}{c} \left(\frac{c}{V_r} + \cos\theta \right)$$

şeklinde tanımlanmıştır. θ açısı sismik ışınla fay düzlemi arasında kalan açıdır. (2.6) bağıntısındaki $F(\omega, \tau_0, \tau_\pi)$ fonksiyonu ise Savage (1972)'e göre,

$$F(\omega, \tau_0, \tau_\pi) = \left\{ [L_0 f(\tau_0)]^2 + [L_\pi f(\tau_\pi)]^2 + 2\pi L_0 L_\pi f(\tau_0) f(\tau_\pi) \cos \left[\frac{\omega(\tau_0 - \tau_\pi)}{2} \right] \right\}^{1/2} / (L_0 + L_\pi) \quad (2.8)$$

bağıntısı ile verilir ve burada ;

$$f(\tau_i) = \frac{\sin(\omega\tau_i/2)}{\omega\tau_i/2} \quad i = 0, \pi \quad (2.9)$$

olarak verilmiştir. $|H_c(\omega)|$ ile verilen kaynak spektrumunun $\omega_1^c, \omega_2, \omega_3$ frekansları ile verilen ve $L = L_0 + L_\pi$ olmak üzere;

$$\omega_1^c = \frac{2c \left[c^2 / V_r^2 + \cos^2 \theta \right]^{1/2}}{L \left[c^2 / V_r^2 - \cos^2 \theta \right]} \quad (2.10)$$

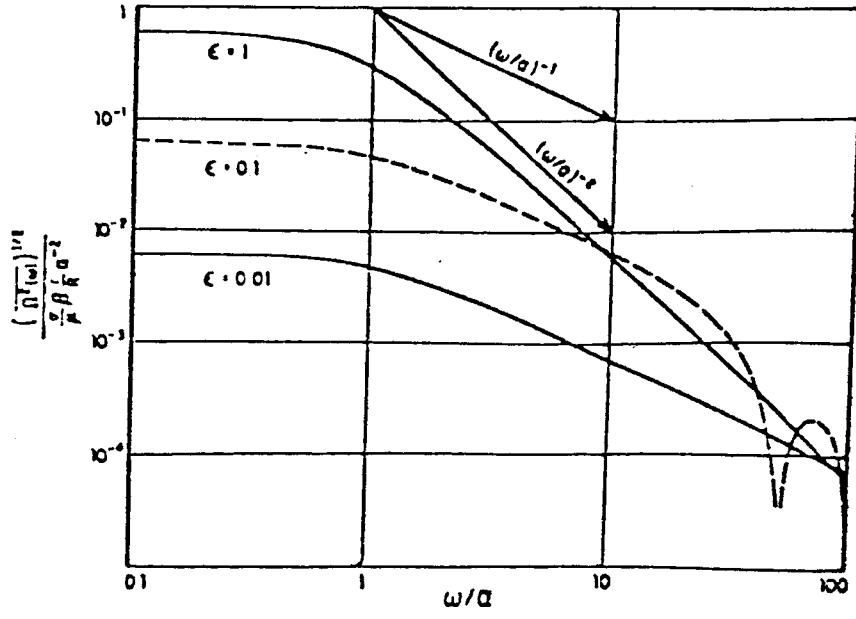
$$\omega_2 = \frac{4.6V_r}{W} \quad (2.11)$$

$$\omega_3 = (\omega_1 \omega_2)^{1/2} \quad (2.12)$$

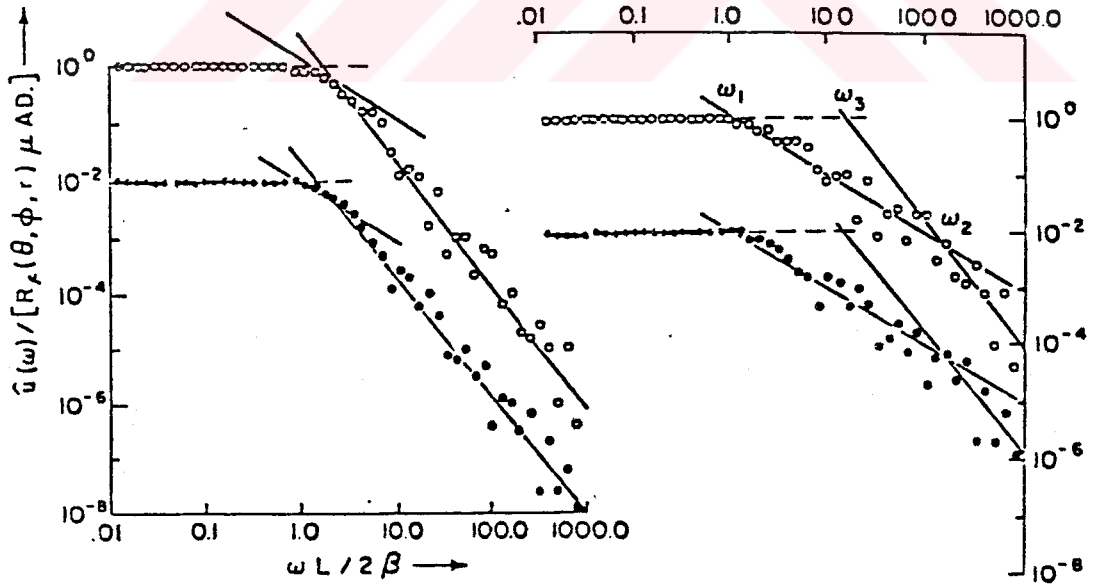
üç köşe frekansı ile karakterize edilebileceği görülmektedir.

Frekansın 0 ile ω_1^c arasında olan bölümü düz (0 eğimli), ω_1^c ile ω_2 arasındaki bölüm -1, ω_2 ' den yüksek frekanslı bölümü ise -2 eğimlidir (Şekil 2.2).

ω_1^c frekansı, $\theta = 90^\circ$ ' de en küçük, $\theta = 180^\circ$ de en büyük değerini alır. ω_2 frekansı, fayın en dar boyutu, diğer bir gösterimle fayın genişliği W tarafından



Şekil 2.2: Brune (1970) kaynak modelinin uzak-alan spektrumu (Brune, 1970).



Şekil 2.3: Haskell (1964) kaynak modelinden hesaplanan uzak-alan yerdeğiştirme spektrumu (Savage, 1972).

denetlenmektedir. (2.11) bağıntısında görülebileceği gibi, Haskell (1964) kaynak modelinde fayın eni W küçüldükçe, ω_2 frekansı büyüyecektir. Brune (1970) kaynak modelinde öngörülen köşe frekansı ω_0^c , burada ω_1^c 'ye karşılık gelmektedir. ω_2 frekansı ise, Hanks (1972) ve Hanks (1982) 'in önerdiği f_{\max} ' a karşılık gelir.

Fayın boyu ve eni birbirine eşit olduğunda, $\omega_1 \cong \omega_2 \cong \omega_3$ olur. Bu durumda, Haskell (1964) kaynak spektrumunda, köşe frekansından sonraki eğim -2 olur. $W \ll L$ durumunda ise (yani fay oldukça dar ve uzun ise), $\omega_1 \ll \omega_2$ olacaktır. Bu durumda kaynak spektrumunda iki köşe frekansı belirlenecektir (Şekil 2.3).

İşte bu ikinci köşe frekansı ileride Hanks (1982) tarafından f_{\max} olarak adlandırılacaktır.

2.3.3. Aki Kaynak Modeli:

Aki (1967), Haskell (1966)'ın önerdiği yarı deterministik ve istatistik deprem kaynak modeline dayanarak kaynak spektrumları üzerinde çalışmıştır. $|A(\omega)|$ olarak adlandırdığı kaynak genlik spektrumunu fay üzerindeki yer değiştirme fonksiyonunun özilişkisi cinsinden açıklamıştır.

Zaman ve mekan özelliklerini bir arada tutan bu özilişki fonksiyonu, sonsuz sayıda zaman ve mekan fonksiyonunu biraraya getirerek kaynak fonksiyonuna istatistik bir kimlik kazandırmıştır.

Aki (1967)' e göre, soğurmasız bir ortam için kaynak fonksiyonunun uzak alandaki yer değiştirme spektrumu ω^{-2} modeli için;

$$|A(\omega)| = \frac{R_c(\theta, \phi, r)}{4\pi c^3 \rho r} \left[1 + \left(\frac{\omega}{\omega_1} \right)^2 \right]^{-1/2} \left[1 + \left(\frac{\omega}{\omega_2} \right)^2 \right]^{-1/2} \quad (2.13)$$

ω^{-3} modeli için ise;

$$|A(\omega)| = \frac{R_c(\theta, \phi, r)}{4\pi c^3 \rho r} \left[1 + \left(\frac{\omega}{\omega_1} \right)^2 \right]^{-1/2} \left[1 + \left(\frac{\omega}{\omega_2} \right)^2 \right]^{-1} \quad (2.14)$$

şeklinde yazılabilir. Burada ω_1, ω_2 köşe frekanslarıdır ve Haskell (1964) modelinde önerilen köşe frekanslarına karşılık gelmektedir.

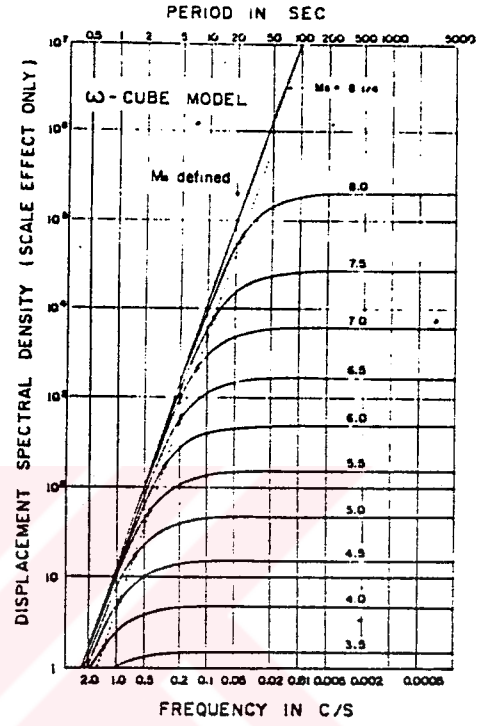
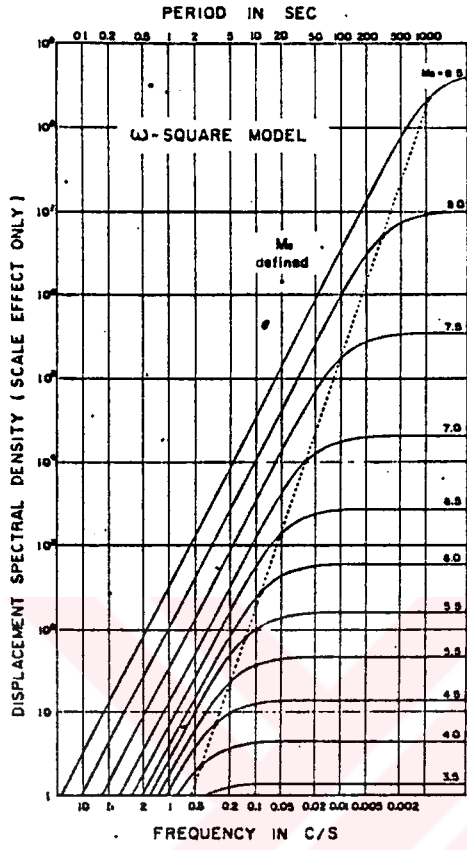
Şekil 2.4' de Aki (1967)' nin ω^{-2} ve ω^{-3} kaynak modellerinin uzak alan yerdeğiştirme spektrumları görülmektedir.

2.4. Spektral Yöntemlerle Kaynak Parametrelerinin Hesaplanması

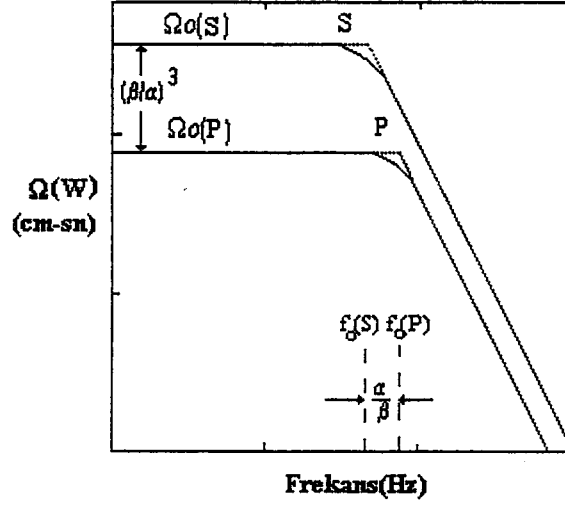
Brune (1970, 1971) sismik kaynak modelinde uzak - alan spektral parametreleri ile kaynak parametreleri arasında birtakım ilişkiler olabileceğini göstermiştir. Brune modelinde S - dalgalarını kullanmış daha sonra Hanks ve Wyss (1972) tarafından P - dalgaları için model geliştirilmiştir.

Kaynak parametrelerinin hesaplanmasında kullanılan spektral parametreler, cisim dalgaları yerdeğiştirme spektrumlarından okunan sabit düşük frekans seviyesi (Ω_0) ve köşe frekansı (f_0)' dır. Sabit düşük frekans seviyesi (Ω_0) sismik moment (M_0), köşe frekansı (f_0) da dairesel olarak düşünülen kaynağın yarıçapı ile ilişkilidir. Yerdeğiştirme spektrumlarından elde edilen bir diğer spektral parametre ise yüksek frekanslara doğru ($f > f_0$) genliklerde azalmayı kontrol eden spektral eğim γ ' dır (Hanks ve Thatcher, 1972).

Düşük frekans seviyesi (Ω_0) ile yüksek frekanslardaki spektral eğimi karakterize edebilecek iki doğru, görsel olarak spektrum üzerine uygun bir şekilde oturtulmaktadır. Bu iki doğrunun kesişim noktasının yatay eksenindeki izdüşümü, köşe frekansını vermektedir (Şekil 2.5).



Şekil 2.4: Aki (1967) kaynak spektrumu w^2 ve w^3 modelleri (Aki, 1967).



Şekil 2.5 : Yayılım etkileri giderilmiş cisim dalgalarının, Brune (1970) baz alınarak hesaplanmış kuramsal spektrumları (Hanks ve Wyss, 1972).

Sismik Moment : Kaynak faylanma mekanizması modeline göre, kaynaktaki kuvvet sistemi bir kuvvet çifti ile açıklanmaktadır. Sismik moment, deprem sırasında kaynağı etkileyen eşdeğer kuvvet çiftinin fiziksel momentidir.

Keilis-Borok (1960) spektral parametrelerden yararlanarak önerdikleri sismik moment bağıntısı;

$$M_o(S) = [4\pi\rho R\beta^3\Omega_o(S)] / [k_s R_{\theta\phi}(S)] \quad (2.15)$$

şeklindedir. Burada;

- $M_o(S)$: S dalgasından elde edilen sismik moment (dyne.cm)
- ρ : Ortamın yoğunluğu (gr/cm^3)
- β : S dalga hızı (cm/sn)
- R : Hiposantr (kaynak-alıcı) uzaklığı (cm)
- $\Omega_o(S)$: S dalga spektrumundan okunan düşük frekans seviyesi (cm.sn)
- $R_{\theta\phi}(S)$: S dalgası için yayılım örüntüsü
- k : Serbest yüzey düzeltmesi

Kaynak Yarıçapı : Dairesel bir fay düzlemi şeklinde varsayılan kaynağın yarıçapı r olmak üzere; Brune (1971) modelinin yeniden düzenlenmesiyle (Hanks ve Wyss, 1972) aşağıdaki şekilde verilir;

$$r = \frac{2.34 \beta}{2\pi f_o(S)} \quad (2.16)$$

Burada;

- r : Kaynak alanının yarıçapı (cm)
 $f_o(S)$: S dalga spektrumundan okunan köşe frekansı (Hertz)
 β : S dalga hızı (cm/sn)

Gerilme Düşümü : Gerilme düşümü, aktif fay bölgesinde başlangıçtaki gerilme (σ_0) ile deprem sonrasında artı kalan gerilme (σ_1) arasında ki fark olarak tanımlanmaktadır ve;

$$\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1 \quad (2.17)$$

bağıntısı ile verilmektedir.

Gerilme düşümü , sismik moment ve kaynak yarıçapı cinsinden de ifade edilebilir (Brune, 1970, 1971);

$$\Delta\sigma = \frac{7M_o}{16r^3} \quad (2.18)$$

Burada;

- $\Delta\sigma$: Gerilme düşümü (bar)
 M_o : Sismik moment (dyne.cm)
 r : Dairesel kaynak alanının yarıçapı (cm)

ile ifade edilir.

Brune (1970) tarafından tanımlanan diğer bir gerilme türü ise σ_{eff} ile gösterilen etkin gerilmedir. Etkin gerilme, yırtılma anındaki ortalama sürtünme gerilmesi ile başlangıçtaki gerilme arasındaki fark olarak tanımlanmaktadır ve;

$$\sigma_{eff} = \sigma_o - \sigma_f \quad (2.19)$$

şeklinde ifade edilmektedir.

Sismik Dalga Enerjisi : Yayılan S dalgasının toplam enerjisi E_s , köşe frekansı ve spektral düzeyin fonksiyonu olarak hesaplanabildiği gibi, gerilme düşümü ve kaynak boyutunun fonksiyonu olarak da bulunabilir.

$$E_s = \frac{0.454(\Delta\sigma)^2 r^3}{\mu} \quad (\text{Hanks, 1972}) \quad (2.20)$$

Burada;

- E_s : Sismik S dalga enerjisi (dyne.cm)
- $\Delta\sigma$: Gerilme düşümü (bar)
- μ : Katılık sabiti (dyne.cm²)
- r : Dairesel kaynak alanının yarıçapı (cm)

ile ifade edilir. Bunun dışında enerjiyi ;

$$E_s = (128\pi^3 / 15)\rho\beta R^2 \Omega_o^2 f_o^3 \quad (\text{Hanks,1972}) \quad (2.21)$$

bağıntısı ile hesaplamak mümkündür.

III. BULGULAR

3.1. Deprem Verilerinin Elde Edilmesi ve İşlenmesi

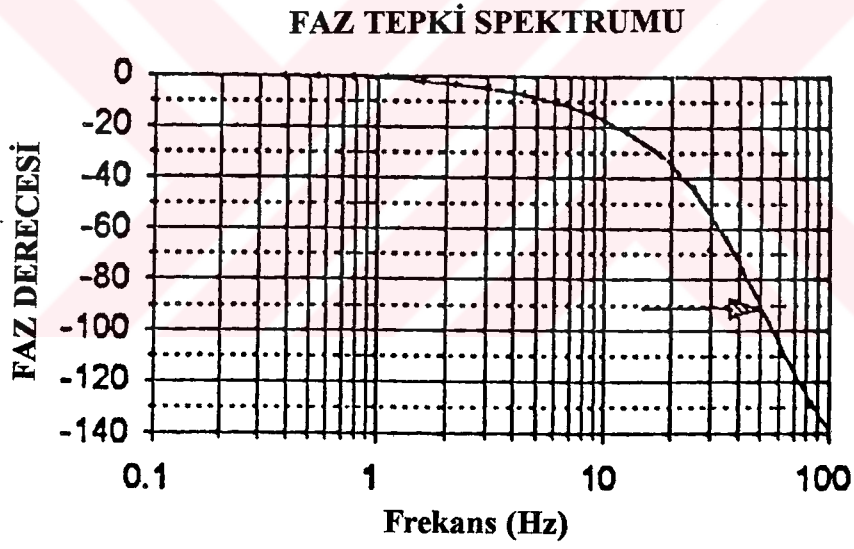
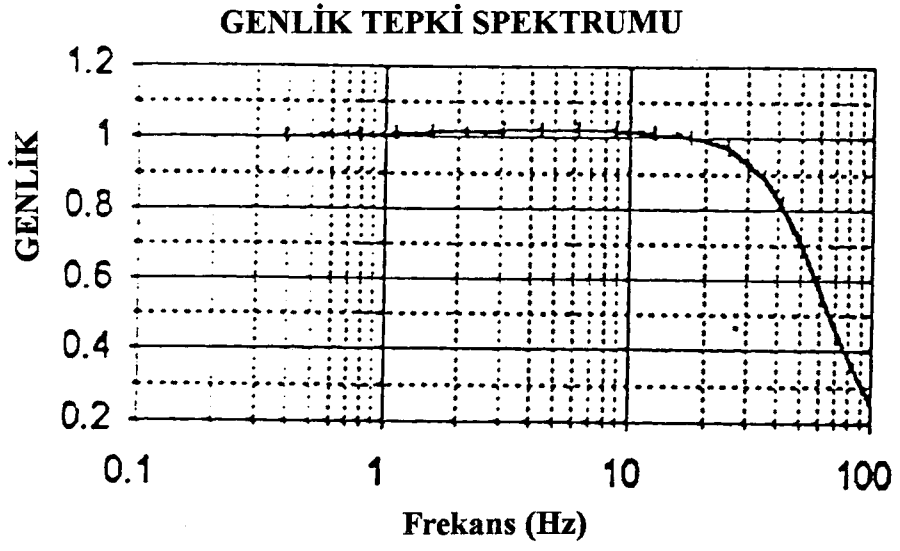
Çalışmada kullanılan deprem verileri Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Mühendisliği tarafından, ana şoktan 7 gün sonra bölgeye geçici olarak yerleştirilen 5 adet ivme-ölçer kayıttan elde edilmiştir.

Olayları kaydeden SSA-320 sayısal ivme-ölçerler, üç bileşenli (K-G, D-B, Düşey), saniyede 200 örnek alan, düşük gürültü içerikli aletlerdir. İvme çıkışı doğrudan kullanılabilir gibi integrasyon ile hız veya yerdeğiştirmeye dönüştürülebilir. Kayıtların genlik ve faz tepki spektrumları Şekil 3.1’de verilmektedir. Görüldüğü gibi kayıtlar 0.1-20 Hz arasında düz yanıt fonksiyonuna sahiptirler.

İstasyon yerleri seçilirken Dinar’ın jeolojisi göz önünde bulundurularak aletler yerleştirilmiştir (Şekil 3.2). DSİ istasyonu Eosen yaşlı orta-sert kireç taşlarından oluşan dağlık bölgeye, HST istasyonu doğal dolgu ve yamaç molozlarından oluşan tepelerin eteklerindeki geçiş bölgesine, CVİ, JND ve KÖY HZM istasyonları ise alüvyonlardan oluşan ova içine yerleştirilmişlerdir.

Kullanılan depremlerin lokasyon parametrelerinden (KRDAE, 1995) odak derinliklerinin 5-15 km arasında, büyüklüklerinin ise $M_L = 2.5$ ile $M_L = 4.1$ arasında değiştiği görülmektedir. Şekil 3.3’te depremlerin episantr haritası gösterilmektedir.

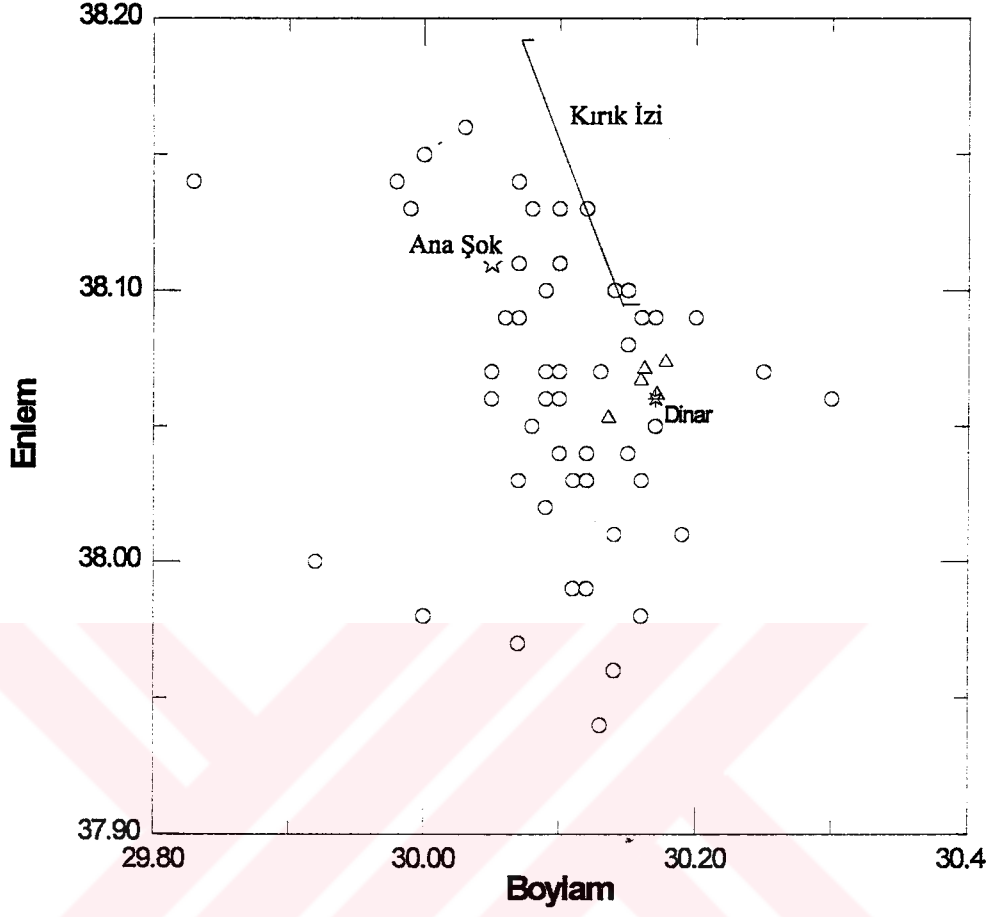
Depremlere uygulanan veri-işlem teknikleri, IASPEI (International Association of Seismology and Physics of the Earth Interior) (1992)’nin çıkarmış olduğu



Şekil 3.1: İvme kayıtlarının genlik ve faz tepki spektrumları.



Şekil 3.2: İvme kayıtçılarının Dinar ilçesinde konumlandırıldıkları yerler. MTR; Afet İşleri'ne ait istasyonu, KÖY HZM, JND, CVI, HST, DSI: çalışmada kullanılan istasyonları göstermekte; (---) kesik çizgiler Dinar'da görülen üç ayrı jeolojiyi ayırmaktadır.



Şekil 3.3: Kullanılan depremlerin (o) episantr haritası; (Δ) istasyonları göstermektedir.

PITSA(Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis) adlı yazılım programı kullanılarak yapılmıştır.

Kaydedilen depremlerin yerdeğiştirme spektrumu elde edilene kadar uygulanan veri işlem aşamaları alt bÖlÜmlerde adım adım açıklanmıştır.

3.1.1.İvme Kayıtlarından Transvers (SH) S Bileşenlerinin Elde Edilmesi

Üç bileşen halinde kaydedilen sayısal deprem verileri (Şekil 3.4) öncelikle KG ve DB bileşenleri geri azimut (back azimuth) kullanılarak radyal (SV) ve transvers (SH) bileşenlerine dönüştürülmüştür (Şekil 3.5). Bu işlem ;

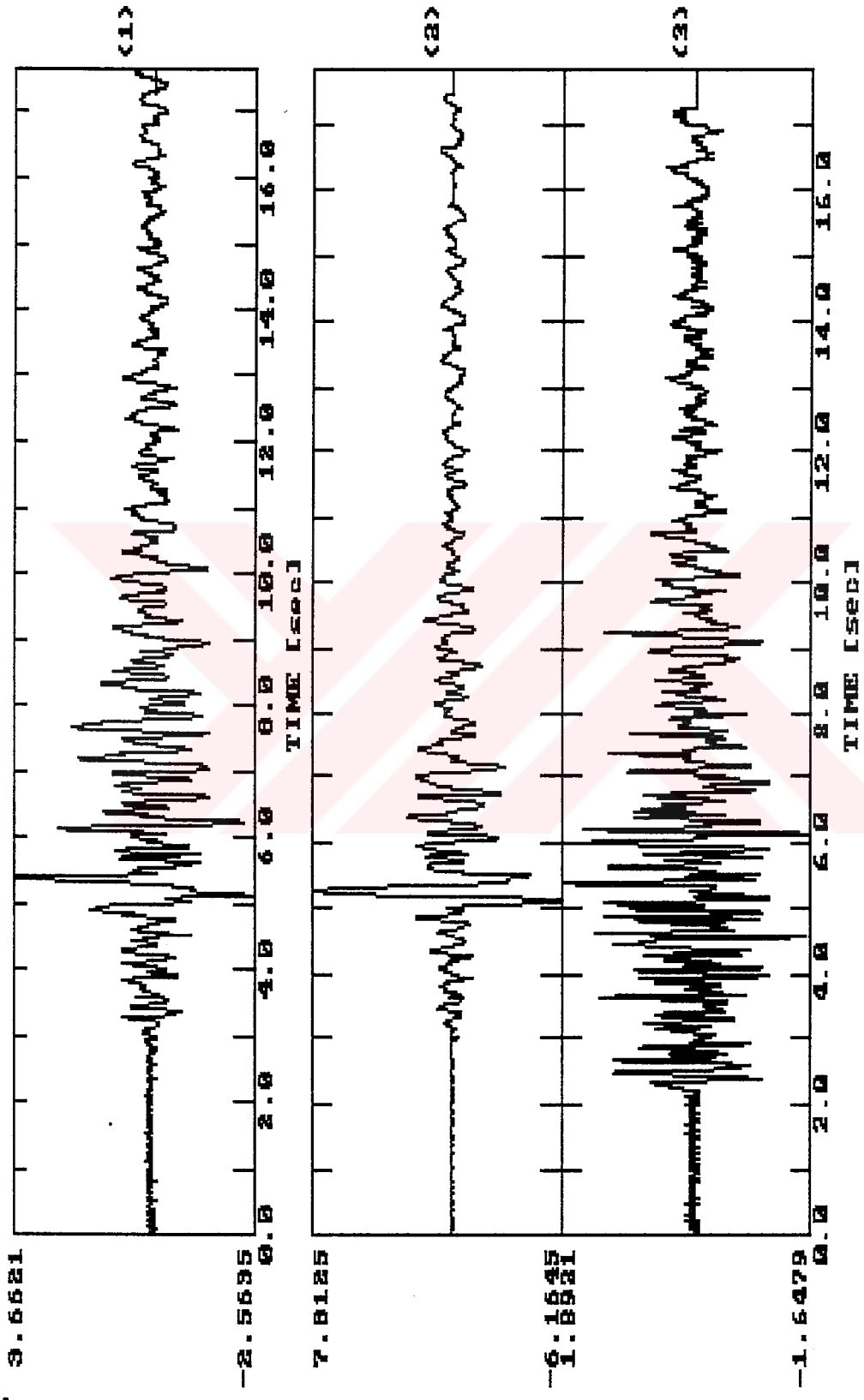
$$U_{SV} = -\cos\theta \cdot U_N - \sin\theta \cdot U_E \quad (3.1)$$

$$U_{SH} = \sin\theta \cdot U_N - \cos\theta \cdot U_E$$

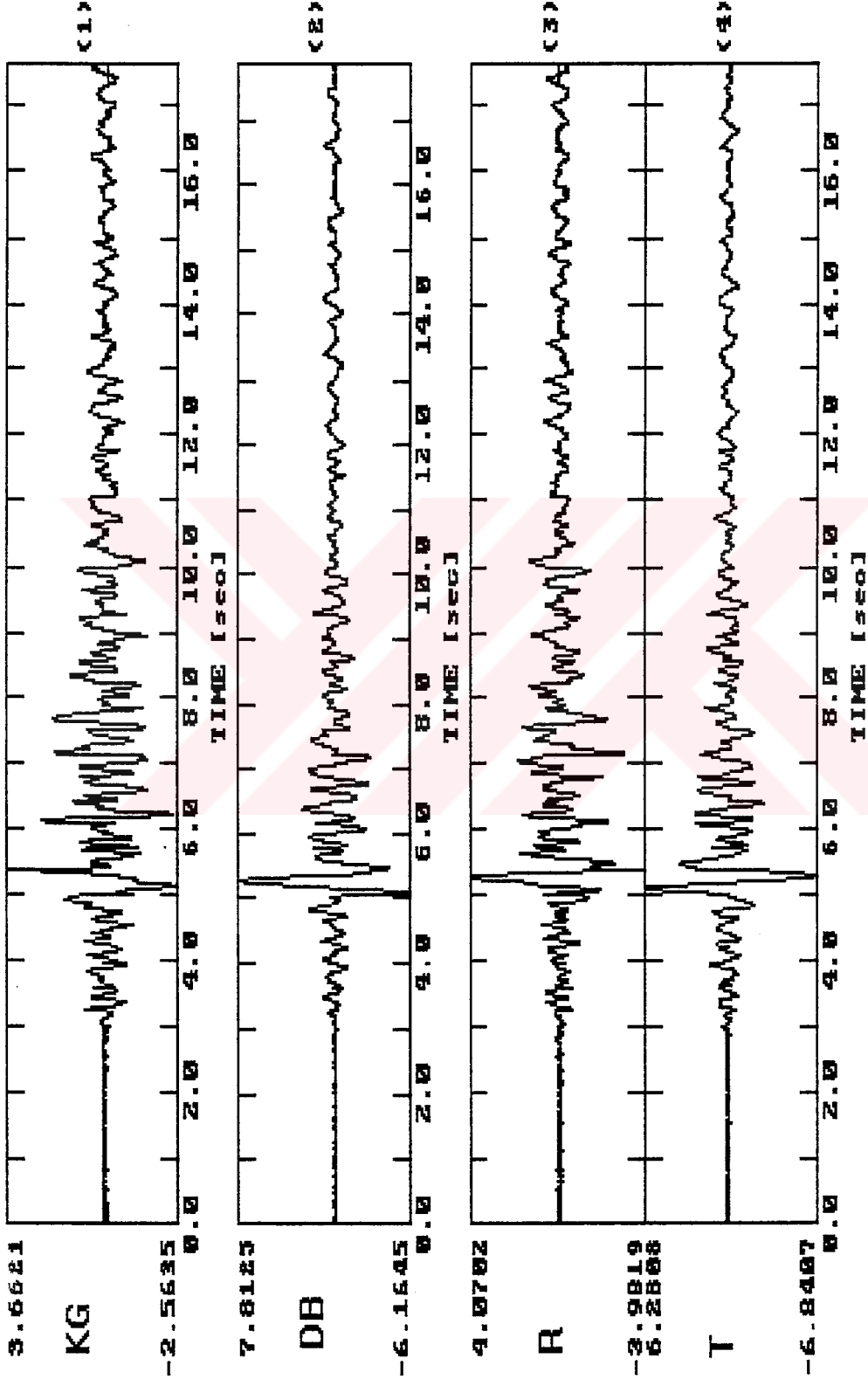
bağıntıları ile yapılır (Hermann, 1975). Burada θ , geri azimut; U_N ve U_E sırasıyla KG ve DB yönlü bileşenler; U_{SV} ve U_{SH} ise, radyal ve transvers bileşenlerdir.

Bu çalışmada, transvers (SH) bileşen kullanılarak kaynak parametre çalışması yapılmıştır. Düşey bileşen (Z), P dalgasını belirgin yaptığundan; radyal bileşen (SV) ise dönüşmüş faz etkilenmesi olasılığı nedeniyle kullanılmamıştır (Polat, 1995).

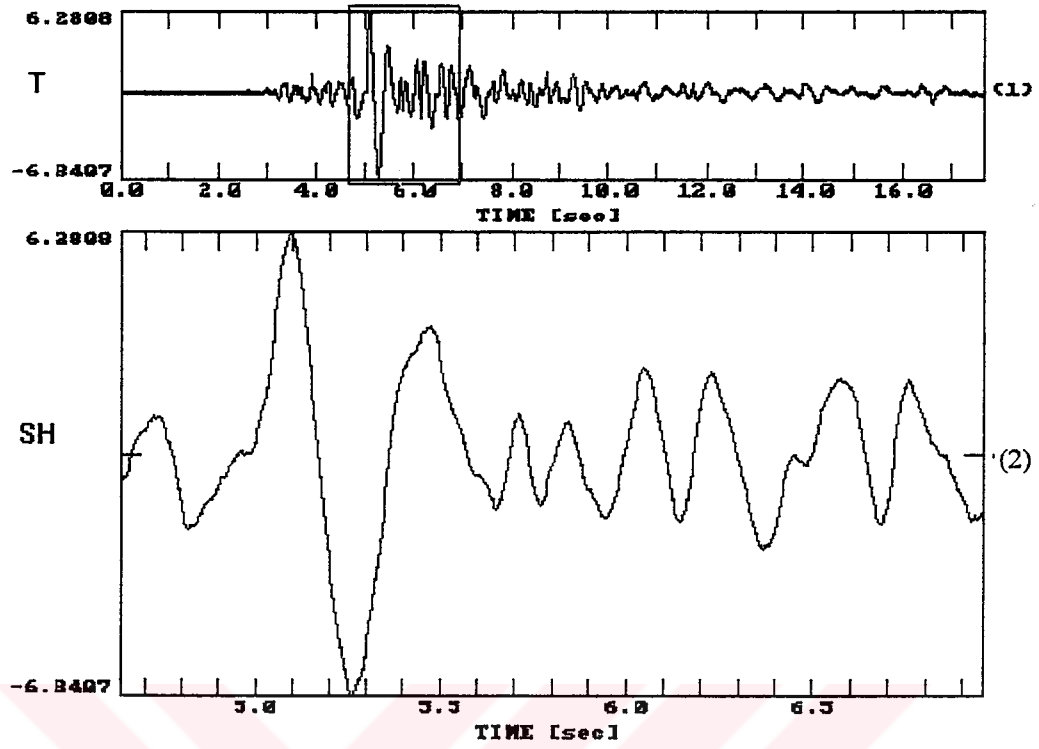
Transvers bileşen kaydına, S dalgası varışından kısa süre önce başlayan ve deprem büyüklüğüne ve/veya zaman serisinin amplitüd davranışına bağılı olarak birkaç saniye sonra son bulan bir zaman penceresi uygulandı (Şekil 3.6). Bu zaman penceresi, tam yerdeğiştirme sinyalini yakalayabilmek için yeteri kadar uzun olmalı fakat mümkün olduğu kadar diğer fazlarla karışmış olmamalıdır (Archuleta and Hartzell, 1981). Pencere uzunluğundaki artı-eksi 0.5 sn veya daha çok bir değışiklik spektrumun şeklini yani köşe frekansı ve düşük frekans seviyesi okumamızı çok fazla etkilemez (Gonzales, 1996).



Şekil 3.4: İvme-ölçer tarafından kaydedilen ivme verisi. (1); K-G, (2); D-B, (3); Düşey bileşeni göstermektedir.



Şekil 3.5. K-G ve D-B bileşenlerinden Radyal ve Transvers bileşenlerin elde edilmesi. (1); K-G, (2); D-B, (3); Radial, (4) Transvers bileşenleri göstermektedir.



Şekil 3.6. Transvers ivme kaydından SH fazının seçimi. (1); transvers ivme kaydını, (2); seçilen SH fazını göstermektedir.

3.1.2. İvme Kayıtlarından Yerdeğiştirme Kayıtlarına Geçiş

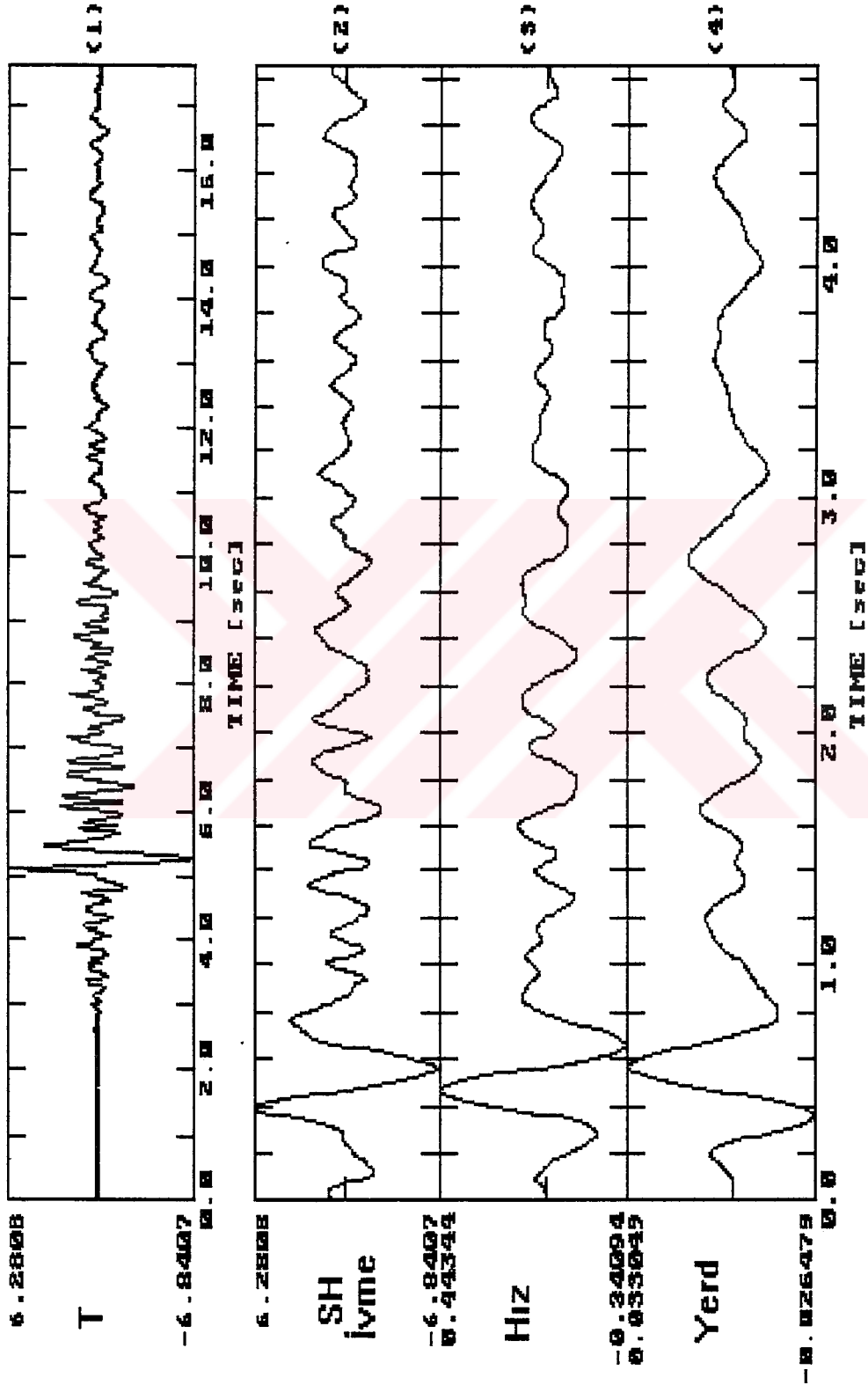
Zaman ortamında, ivme verilerinin bir defa integre edilmesiyle hız, iki defa integre edilmesiyle yerdeğiştirme verileri elde edilmiştir (şekil 3.7). Bu işlem Trapezoid, Romberg, Simpson vb. gibi değişik veri işlem yöntemleri ile yapılabilir. Bu çalışmada Pitsa programı yardımıyla Trapezoid yöntemi kullanılarak integraller alınmıştır.

İntegral sonucu sinyaldeki yüksek frekanslı olaylar yok olmuş, bunun yerine daha alçak frekanslı olaylar girerek sinyali bir trend içerisine sokmuştur. Bunun sonucunda da sinyalin genel karakteristik özelliği bozulmuştur. Bunu ortadan kaldırmak için, kullanılan program yardımıyla veriye bir düzeltme (Baseline Correction) uygulanmıştır. Burada bir çeşit kayan ortalama (Moving Average) işleci uygulanmaktadır (Kaypak, 1995).

3.1.3. Yerdeğiştirme Kayıtlarının Spektrumlarının Bulunması

Daha önce dikdörtgen pencere ile kesilmiş olan verinin FFT (Hızlı Fourier Dönüşümü)'sini alırken süreksizlikten kaynaklanan spektral bozuklukları gidermek için, veriye bir zaman penceresi uygulanır. Yan salınım düzeyi çok küçük olduğu için genelde kosinüs pencereleri kullanılmaktadır. Bu çalışmada kullanılan yerdeğiştirme verilerine FFT uygulanmasından önce %10 işleçli bir kosinüs pencere uygulanmıştır (şekil 3.8).

Genellikle depremleri kaydeden sismografların elektronik ve mekanik özelliklerinden dolayı algılanan sinyali büyütme ve süzgeçleme işlevi vardır. Bu işlevi tanımlayan fonksiyona aletin tepki yanıt fonksiyonu denir. şekil 3.1'de kullanılan aletin tepki yanıt fonksiyonu verilmişti. Aletsel etkinin giderilmesi için kaydedilen sinyalin spektrumunun alet tepki yanıt fonksiyonun spektrumuna bölünmesi gerekir (dekonvolüsyon). Bu çalışmada, alet tepkisinin, kaydedilen sinyal üzerindeki etkisinin



Şekil 3.7. İvme kaydından yerdęiřtirme kaydına geçilmesi. (1); transvers ivme kaydı, (2); ivme kaydından seçilen SH fazını, (3); ivme verisinin integralinin alınmasıyla elde edilen hız verisini, (4); ivme verisinin iki kez integralinin alınmasıyla elde edilen yerdęiřtirme verisini göstermektedir.

düz olduğu, yani gelen sinyalin hiç bir değişikliğe uğramadan kaydedildiği 0.1 Hz ile 20 Hz arasındaki spektrum davranışları ele alınıp değerlendirilmiştir.

Yukarıda anlatılan çalışmalar yapıldıktan sonra veri Hızlı Fourier Dönüşümü kullanılarak frekans ortamına geçirilmiştir.

3.2. Spektrumlardan Kaynak Parametrelerinin Hesaplanması

Öncelikle elde edilen spektrumların tümünden köşe frekansı ve düşük frekans seviyesi değerleri uygun doğrular çakıştırılarak görsel olarak okunmuştur (Şekil 3.9). Aynı depremi kaydeden birden fazla istasyon olması halinde, okunan f_o ve Ω_o değerlerinin ortalamaları alınmıştır (Archuleta ve diğ., 1982).

$$\langle \Omega \rangle = anti \log \left\{ \frac{1}{NS} \sum_{i=1}^{NS} \log(\Omega_{oi} R_i / 10) \right\} \quad (3.2)$$

$$\langle f_o \rangle = anti \log \left\{ \frac{1}{NS} \sum_{i=1}^{NS} \log f_{oi} \right\} \quad (3.3)$$

Burada;

$\langle \Omega_o \rangle$: Ortalama düşük frekans seviyesi

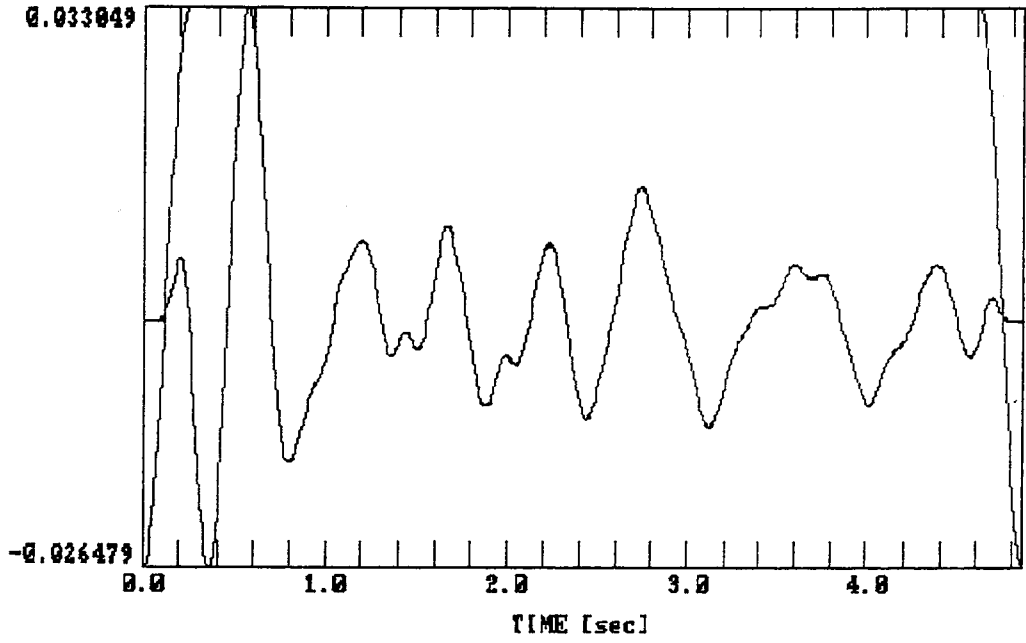
NS : İstasyon sayısı

Ω_{oi} : Herbir istasyondaki düşük frekans seviyesi

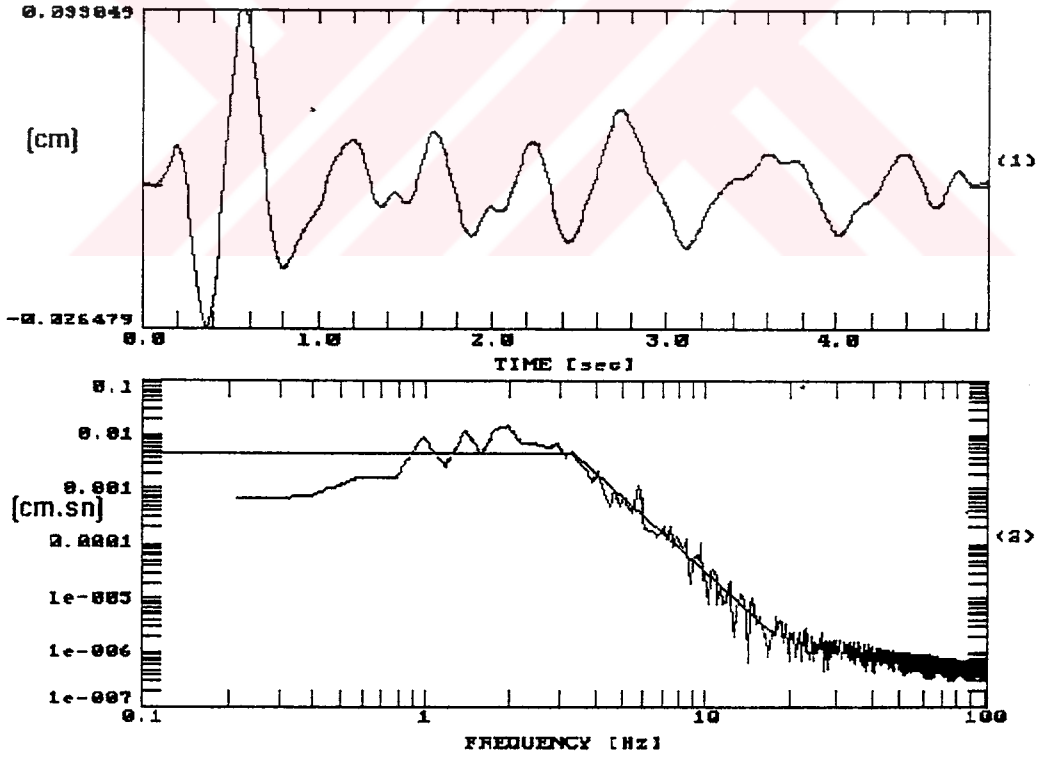
R_i : Herbir istasyonun odağa uzaklığı

$\langle f_o \rangle$: Ortalama köşe frekansı

f_{oi} : Herbir istasyondaki köşe frekansı



Şekil 3.8: Yerdeğiştirme verisine %10 işleçli cosinüs pencere uygulanması.



Şekil 3.9: Yerdeğiştirme verisinin FFT ile spektrumunun alınması ve spektruma uygun doğruların çakıştırılması.

değerlerini göstermektedir. $\langle \Omega_0 \rangle$ 'ı hesaplarırken, herbir odak istasyon arası uzaklık 10 km'ye göre normalize edilmiştir. Bunun nedeni, odak-istasyon arası mesafeler de göz önüne alınarak, uzaklık etkisini (geometrik yayılma) herbir istasyon için ağırlandırarak belirli bir seviyeye indirgemektir (Kaypak, 1995).

Spektral parametrelerde olduğu gibi kaynak parametrelerinin de ortalamalarının alınması gerekir.

Herbir istasyon için sismik moment (M_0) değerleri ;

$$M_0 = 4\pi\rho V_S^3 R \frac{\langle \Omega_0 \rangle}{kR_{\theta\phi} (S)} \quad (3.4)$$

bağıntısından hesaplanır. Bu çalışma için; $\rho = 2.6 \text{ gr/cm}^3$, $V_S = 3.5 \text{ km/sn}$ (Pınar, 1996), $R_{\theta\phi} = 0.6$ (S dalgası için) ve $k = 2$ olarak alınmıştır. Bulunan sismik moment değerleri, Archuleta ve diğ. (1982) önerdiği bağıntı yardımıyla;

$$\langle M_0 \rangle = \text{anti log} \left\{ \frac{1}{NS} \sum_{i=1}^{NS} \log M_{0i} \right\} \quad (3.5)$$

herbir deprem için ortalama sismik moment değerleri hesaplanır. Burada;

$\langle M_0 \rangle$: Ortalama sismik moment

M_{0i} : Herbir istasyon için hesaplanan sismik moment

değerlerini ifade eder. Ortalama sismik moment ($\langle M_0 \rangle$)'deki hata faktörü hesabı için standart sapma değeri bağıntısı;

$$s.d.(\log \langle M_0 \rangle) = \left\{ \frac{1}{NS-1} \sum_{i=1}^{NS} [\log M_{0i} - \log \langle M_0 \rangle]^2 \right\}^{1/2} \quad (3.6)$$

şeklindedir. Hata faktörü ise;

$$\varepsilon M_o = anti \log \left\{ s.d. (\log \langle M_o \rangle) \right\} \quad (3.7)$$

bağıntısı ile hesaplanmıştır.

Herbir istasyon için kaynak yarıçapı;

$$r = \frac{2.34 V_S}{2 \pi f_o} \quad (3.8)$$

bağıntısından hesaplanır. Ortalama kaynak yarıçapı ise;

$$\langle r \rangle = \frac{1}{NS} \sum_{i=1}^{NS} r_i \quad (3.9)$$

bağıntısı ile hesaplanabilir. Burada;

$\langle r \rangle$: Ortalama kaynak yarıçapı

r_i : Herbir istasyon için hesaplanan kaynak yarıçapı

değerlerine karşılık gelmektedir.

Yukarıdaki bağıntılar kullanılarak ortalama gerilme düşümü ($\langle \Delta \sigma \rangle$);

$$\langle \Delta \sigma \rangle = \frac{7 \langle M_o \rangle}{16 \langle r \rangle^3} \quad (3.10)$$

bağıntısından hesaplanmıştır. Aynı şekilde sismik enerji de;

$$\langle E_S \rangle = \frac{0.454 \langle \Delta \sigma \rangle^2 \langle r \rangle^3}{\mu} \quad (3.11)$$

bağıntısı yardımıyla hesaplanmıştır.

Aynı depreme ait birden fazla kayıt olması durumunda ortalama kaynak parametrelerinin yukarıda verilen bağıntılar yardımıyla hesaplanması gerekmektedir. Eğer ortalama değerler aritmetik ortalama ile hesaplanırsa, ortalamalarda büyük değerlere doğru bir sapma görülür. Bunun diğer bir faydası ise, düşük frekans seviyesi ve köşe frekansı değeri okuma ve hesaplamalarından doğacak hataların lognormal olarak dağıtılmasıdır (Archuleta ve diğ., 1982).

Yukarıda verilen bağıntılar yardımıyla hesaplanan 53 adet Dinar depremi artsarsıntılarının kaynak parametreleri Tablo 3.1'de verilmiştir. Tablo 3.1'den görüldüğü gibi ortalama düşük frekans seviyesi ($\langle \Omega_0 \rangle$) değerleri $6.30E-5$ ile $2.87E-2$ cm.sn arasında, ortalama köşe frekansı ($\langle f_0 \rangle$) değerleri 2.34 ile 8.75 Hz arasında değişmektedir.

Spektrumlarından okunan düşük frekans seviyesi ve köşe frekansı değerlerinden hesaplanan kaynak parametreleri ; ortalama sismik moment ($\langle M_0 \rangle$) değerleri $7.35E+19$ ile $3.35E+22$ dyne.cm arasında, ortalama kaynak yarıçapları ($\langle r \rangle$) 0.15 ile 0.57 km arasında, ortalama gerilme düşümü ($\langle \sigma \rangle$) değerleri 5.13 ile 100.09 bar arasında, sismik dalga enerjileri $3.90E+14$ ile $1.80E+18$ erg arasında değişmektedir.

Tablo 3.1 : İncelenen depremlere ait kaynak ve deprem parametreleri

No	Tarih	Zaman	Enlem	Boylam	M_L	$\langle \Omega_0 \rangle$	$\epsilon \Omega_0$	$\langle f_0 \rangle$	ϵf_0	$\langle M_0 \rangle$	ϵM_0	$\langle r \rangle$	$\langle \Delta \sigma \rangle$	E_s	IST		
1	951007	1726	58.70	38.14	29.98	10.00	3.20	3.21E-04	7.00	3.75E+20	.19	25.39	6.30E+15	1			
2	951007	1817	57.00	38.13	30.10	10.00	3.40	5.00E-04	7.00	5.84E+20	.19	39.59	1.53E+16	1			
3	951008	218	19.30	38.07	30.05	8.00	3.40	6.50E-04	7.20	7.59E+20	.18	55.95	2.81E+16	1			
4	951008	336	1.60	38.11	30.07	10.00	2.80	1.31E-04	8.20	1.52E+20	.16	16.59	1.67E+15	1			
5	951008	350	49.50	38.05	30.08	10.00	3.90	2.62E-04	8.00	3.06E+20	.16	30.93	6.26E+15	1			
6	951008	352	15.00	37.97	30.07	9.00	3.10	4.05E-04	7.80	4.73E+20	.17	44.32	1.39E+16	1			
7	951008	426	46.20	38.06	30.09	10.00	3.20	7.26E-04	7.20	8.48E+20	.18	62.49	3.51E+16	1			
8	951008	1105	41.20	38.03	30.11	10.00	3.00	9.44E-05	8.20	1.10E+20	.16	12.00	8.76E+14	1			
9	951008	2126	49.08	38.09	30.07	5.00	3.30	4.04E-04	2.07	6.45	1.36	4.72E+20	1.82	21	23.33	7.29E+15	2
10	951008	2200	32.00	38.13	30.08	7.00	3.30	5.48E-04	2.33	6.57	1.39	6.39E+20	2.11	.20	33.01	1.40E+16	2
11	951008	2242	12.10	38.07	30.25	10.00	2.90	2.82E-04	5.80	3.29E+20	.22	12.69	2.77E+15	1			
12	951008	2308	21.00	38.07	30.10	10.00	3.10	3.29E-04	1.31	6.52	1.22	3.85E+20	1.19	.20	20.17	5.14E+15	3
13	951008	2339	59.50	38.13	29.99	10.00	3.60	1.19E-03	3.11	5.65	1.38	1.39E+21	2.15	.24	44.57	4.10E+16	3
14	951008	2356	25.40	37.96	30.14	12.00	2.70	1.13E-04	8.00	1.32E+20	.16	13.39	1.17E+15	1			
15	951009	16	49.10	38.02	30.09	10.00	3.10	5.67E-04	2.32	5.73	1.30	6.62E+20	2.16	.23	22.99	1.01E+16	3
16	951009	55	32.60	38.07	30.13	10.00	3.30	4.65E-04	1.24	5.86	1.38	5.43E+20	1.21	.23	19.47	6.99E+15	3
17	951009	540	35.40	38.06	30.05	10.00	3.00	8.82E-04	5.80	1.03E+21	.22	39.68	2.71E+16	1			
18	951009	616	20.70	38.03	30.12	15.00	2.50	7.44E-04	7.00	8.69E+20	.19	58.85	3.38E+16	1			
19	951009	643	4.20	38.04	30.10	11.00	3.30	8.98E-04	2.46	6.84	1.31	1.05E+21	2.25	.20	61.37	4.26E+16	3
20	951009	1034	14.50	38.15	30.00	5.00	3.60	3.33E-03	2.06	4.47	1.17	3.89E+21	1.02	.29	67.41	1.73E+17	2
21	951009	1141	50.20	38.00	29.92	10.00	2.90	2.22E-04	6.60	2.59E+20	.20	14.72	2.53E+15	1			
22	951009	1352	11.40	37.98	30.00	10.00	3.20	6.96E-04	6.00	8.12E+20	.22	34.67	1.86E+16	1			
23	951009	1750	50.80	38.09	30.06	10.00	3.20	1.01E-03	2.61	4.66	1.31	1.17E+21	2.36	.29	21.71	1.69E+16	4
24	951009	1810	26.80	37.94	30.13	15.00	2.50	2.89E-04	7.60	3.38E+20	.17	29.31	6.56E+15	1			

Tablo 3.1 : Devam

No Tarih	Zaman	Enlem	Boy	D	M _L	$\langle\Omega_0\rangle$	$\varepsilon\Omega_0$	$\langle f_0\rangle$	ef ₀	$\langle M_0\rangle$	εM_0	$\langle P\rangle$	$\langle\Delta\sigma\rangle$	E _S	İST
25 951009	1834 33.40	38.10	30.14	10.00	2.50	1.73E-04	1.48	7.60	1.17	2.02E+20	1.46	.17	17.18	2.29E+15	2
26 951009	1840 .40	38.14	29.88	10.00	2.50	1.16E-03		7.20		1.36E+21		.18	100.09	8.99E+16	1
27 951009	1944 5.60	38.06	30.09	15.00	2.50	3.12E-04		7.00		3.64E+20		.19	24.68	5.95E+15	1
28 951009	2137 2.00	38.03	30.16	10.00	3.20	3.19E-04	1.45	6.04	1.28	3.72E+20	1.46	.22	15.25	3.76E+15	3
29 951009	2216 55.60	38.16	30.03	10.00	2.50	4.63E-04		7.10		5.40E+20		.18	38.20	1.37E+16	1
30 951010	22 55.50	38.04	30.12	10.00	3.30	2.68E-03	2.90	5.42	1.28	3.13E+21	2.79	.25	91.74	1.90E+17	5
31 951010	201 33.80	37.99	30.12	10.00	2.80	9.84E-05		8.00		1.15E+20		.16	11.62	8.84E+14	1
32 951010	338 44.60	38.10	30.09	10.00	3.20	4.76E-04		5.00		5.56E+20		.26	13.72	5.05E+15	1
33 951010	414 42.70	38.13	30.12	6.00	3.60	1.71E-03	2.39	4.74	1.43	2.00E+21	2.31	.29	36.94	4.88E+16	4
34 951010	547 17.00	38.14	30.07	10.00	3.20	6.00E-04		5.50		7.00E+20		.24	23.02	1.07E+16	1
35 951010	559 11.60	38.06	30.30	10.00	2.90	3.40E-04		7.20		3.97E+20		.18	29.26	7.69E+15	1
36 951010	828 49.40	38.05	30.17	10.00	2.80	1.03E-04		6.00		1.20E+20		.22	5.13	4.08E+14	1
37 951010	856 31.60	38.08	30.15	10.00	2.80	6.30E-05		8.20		7.35E+19		.16	8.01	3.90E+14	1
38 951010	1036 43.00	38.03	30.07	13.00	2.80	2.90E-04		6.00		3.39E+20		.22	14.45	3.24E+15	1
39 951010	1325 43.60	37.99	30.11	15.00	2.80	2.53E-04		8.50		2.96E+20		.15	35.90	7.03E+15	1
40 951010	1724 31.90	38.09	30.16	14.00	3.30	1.18E-03	2.37	6.42	1.25	1.37E+21	2.02	.21	69.36	6.31E+16	2
41 951010	1733 53.90	38.01	30.19	10.00	3.20	1.20E-03	1.91	5.65	1.36	1.40E+21	1.89	.24	45.44	4.20E+16	3
42 951010	1818 12.10	37.98	30.16	10.00	2.80	2.34E-04		6.50		2.73E+20		.20	14.82	2.68E+15	1
43 951011	7 43.50	38.09	30.20	10.00	3.10	2.44E-04	1.83	7.01	1.25	2.85E+20	1.81	.19	18.72	3.53E+15	2
44 951011	113 16.90	38.09	30.17	10.00	2.90	2.85E-04	1.59	7.47	1.26	3.32E+20	1.58	.18	25.87	5.69E+15	4
45 951011	226 9.90	38.04	30.15	11.00	2.90	5.17E-04	1.79	6.34	1.35	6.04E+20	1.74	.21	27.52	1.10E+16	4
46 951011	548 52.20	38.06	30.10	10.00	2.70	2.14E-04		6.80		2.50E+20		.19	15.52	2.57E+15	1
47 951011	644 58.80	38.11	30.10	10.00	4.10	2.87E-02	7.70	2.34	1.22	3.35E+22	7.43	.57	81.15	1.80E+18	5
48 951011	840 20.70	38.09	30.17	10.00	3.10	5.89E-04	1.88	6.29	1.36	6.87E+20	1.89	.22	30.08	1.37E+16	4
49 951011	1712 51.40	38.07	30.10	7.00	3.10	4.99E-04	2.34	5.48	1.32	5.82E+20	2.15	.24	17.40	6.70E+15	4

Tablo 3.1 : Devam

No Tarih	Zaman	Enlem	Boy	D	M_L	$\langle \Omega_0 \rangle$	$\varepsilon \Omega_0$	$\langle f_0 \rangle$	εf_0	$\langle M_0 \rangle$	εM_0	$\langle r \rangle$	$\langle \Delta \sigma \rangle$	E_s	İST
50 951011	1759 55.90	38.10	30.15	10.00	2.70	1.25E-04	1.42	8.39	1.07	1.46E+20	1.39	.16	16.99	1.64E+15	2
51 951012	228 45.20	38.07	30.09	10.00	3.50	1.10E-03	2.53	6.93	1.23	1.28E+21	2.27	.19	81.67	6.93E+16	2
52 951012	307 14.70	38.01	30.14	13.00	2.50	1.51E-04	2.71	8.75	1.04	1.77E+20	2.34	.15	23.32	2.73E+15	2
53 951012	830 17.40	38.06	30.10	5.00	3.70	1.43E-03	2.80	5.90	1.31	1.67E+21	2.32	.23	62.09	6.88E+16	4

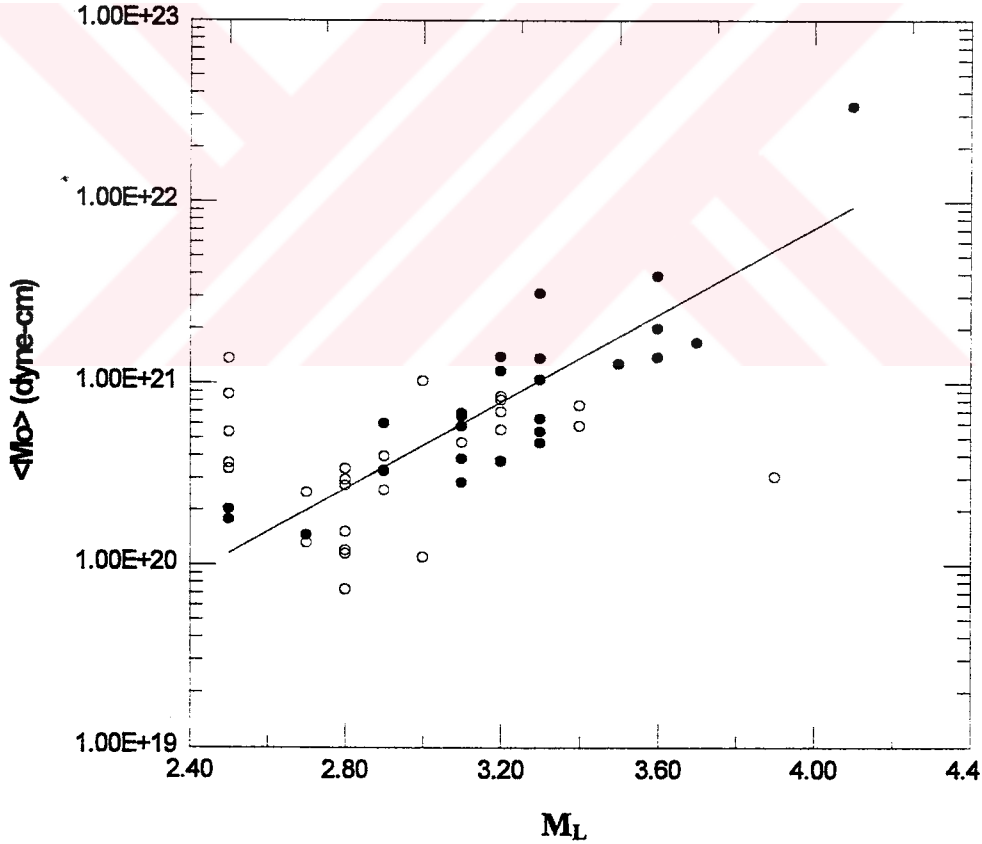
Tabloda; N, incelenen depremlerin numarasını göstermektedir. Tarih, yıl/ay/gün, Zaman ise saat:dakika:saniye (UT) olarak verilmiştir. Enlem ve Boylam'lar derece cinsindedir. D, ilgili depremin km cinsinden derinliği; M_L lokal büyüklüğü; $\langle \Omega_0 \rangle$, 10 km'ye göre indirgenmiş ortalama düşük frekans seviyesini (cm.sn); $\varepsilon \Omega_0$, $\langle \Omega_0 \rangle$ için hesaplanmış hata faktörünü; $\langle f_0 \rangle$ ortalama köşç farkansını (Hz); εf_0 , $\langle f_0 \rangle$ için hesaplanmış hata faktörünü; $\langle M_0 \rangle$, ortalama sismik momentü (dync.cm); εM_0 , $\langle M_0 \rangle$ için hesaplanmış hata faktörünü; $\langle r \rangle$, ortalama kaynak yarıçapını (km); $\langle \Delta \sigma \rangle$, ortalama gerilme düşümünü (bar); E_s , sismik dalga enerjisini (erg); İST ise parametrelerin saptanmasında kullanılan istasyon sayısını göstermektedir.

3.3. Kaynak Parametreleri Arasındaki İlişkiler

Kaynak parametreleri arasındaki ilişkilerin bilinmesi, bölgenin deprem aktivitesinin tanımlanması, bölge için parametreler arasındaki ilişkilerin belirlenmesi ve ileride olabilecek depremler hakkında anahtar bilgiler sağlaması bakımından önemlidir. Devam eden bölümlerde Dinar bölgesi için kaynak parametreleri arasındaki ilişkiler belirlenmeye çalışılmıştır.

3.3.1. Sismik Moment (M_0) - Büyüklük (M_L) İlişkisi

Dinar'da kaydedilen 53 artsarsıntı için M_0 - M_L arasındaki ilişki Şekil 3.10' gösterilmektedir.



Şekil 3.10: Dinar bölgesinde kaydedilen 53 artsarsıntı ($2.5 \leq M_L \leq 4.1$) için sismik moment (M_0)- büyüklük (M_L) arasındaki ilişki. (o) tek istasyon , (•) birden çok istasyon kayıtlarını temsil etmektedir.

M_0 - M_L arasındaki ilişkiyi temsil eden doğru denklemi;

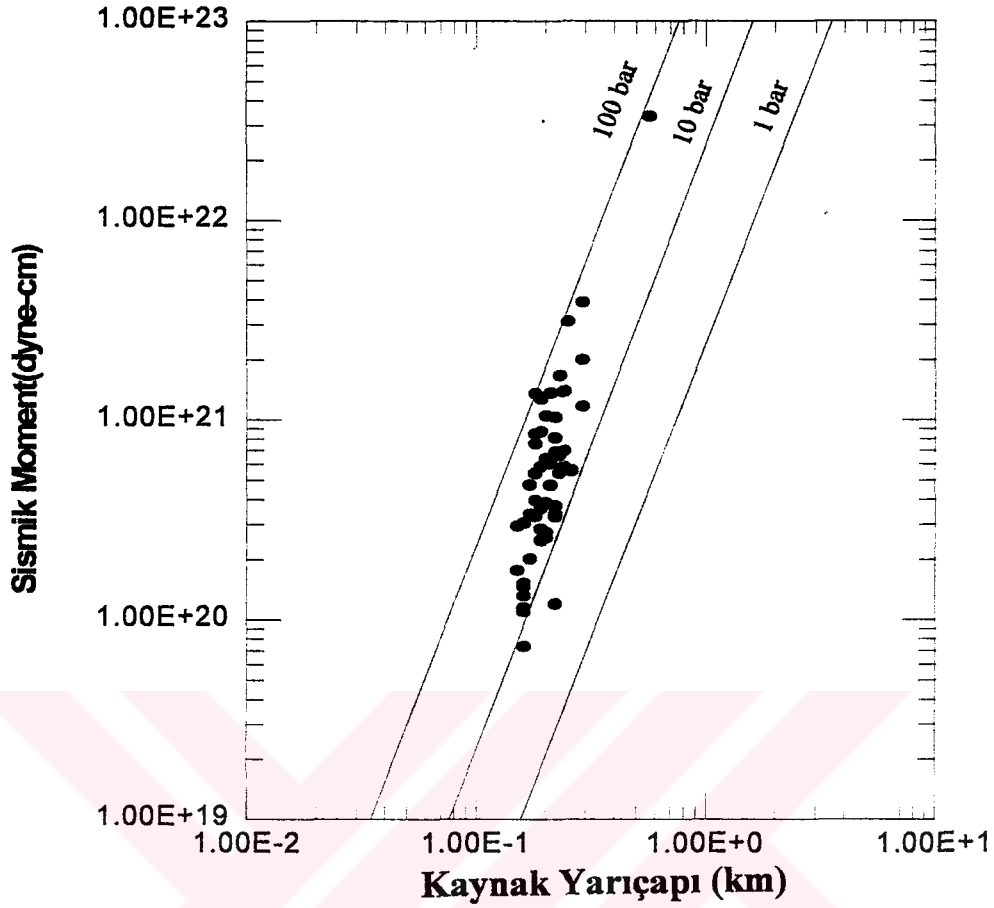
$$\log M_0 = 1.19 M_L + 17.08 \quad 2.5 \leq M_L \leq 4.1 \quad (3.12)$$

bağıntısı ile verilmektedir. Korelasyon (ilişki) katsayısı 0.75'tir. Şekilde görüldüğü gibi tek istasyon kayıtlarından hesaplanan değerler ilişkiyi oldukça bozmaktadır. Bu nedenle en küçük kareler yöntemi ile doğru denklemi hesaplanırken tek istasyon kayıtları göz önüne alınmamıştır.

Şekil 3.10 ve 3.12 bağıntısından anlaşılacağı üzere büyüklük arttıkça sismik moment değerlerinin de arttığı aşikardır. Ancak, şekilde görüldüğü gibi aynı büyüklüğe sahip fakat farklı sismik moment değeri olan depremler de bulunmaktadır. Büyüklük ile sismik moment arasında birebir bir ilişki yoktur. Bunun nedeni deprem kaynağının dinamiğinde yatar. Bunun yanında yerdeğiştirme spektrumlarından gözle okunan düşük frekans seviyesi değerlerindeki değişimler sismik moment değerlerini kolayca değiştirebilmektedir.

3.3.2. Sismik Moment (M_0) - Kaynak Yarıçapı (r) - Gerilme Düşümü ($\Delta\sigma$) İlişkisi

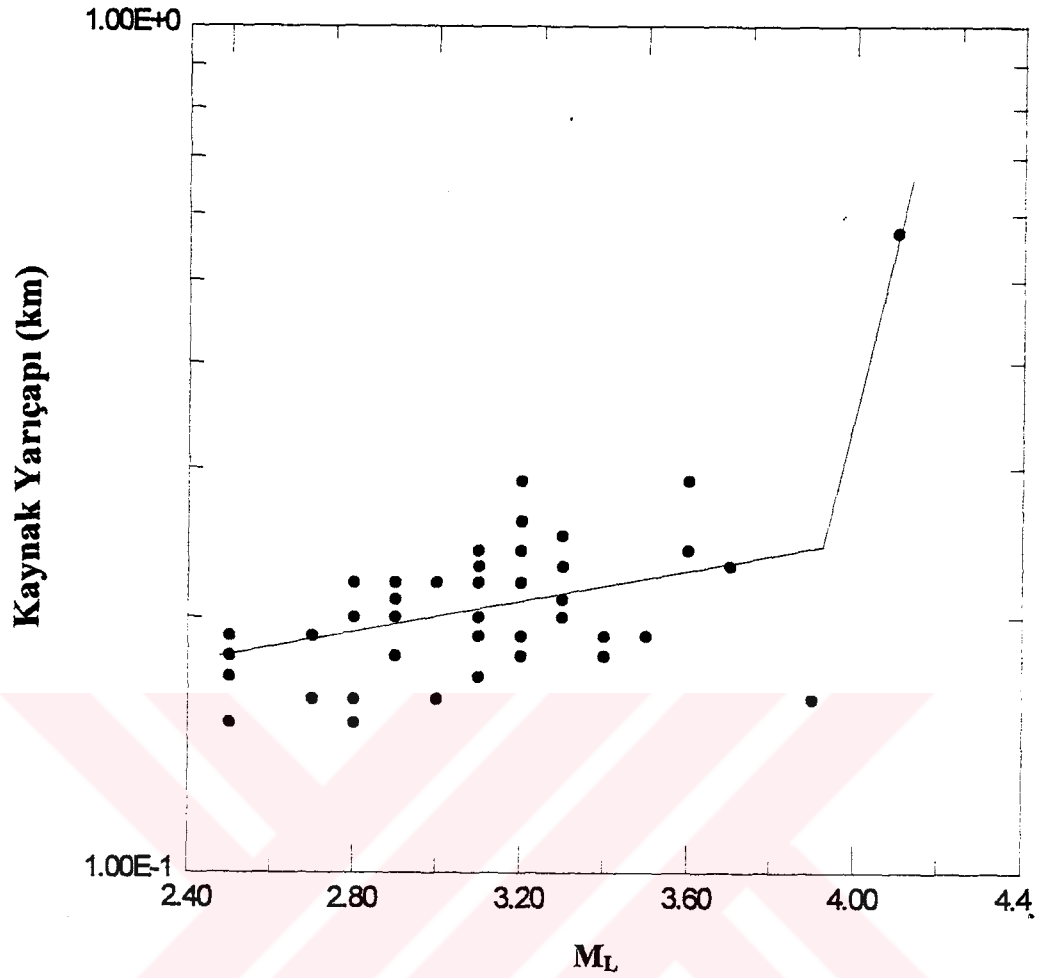
Sismik moment, kaynak yarıçapı ve gerilme düşümü arasındaki ilişki Şekil 3.11'de gösterilmiştir. Grafiği incelersek yaklaşık 1.0×10^{21} dyne-cm'den daha büyük momentli depremlerin gerilme düşümlerinin artan momentle pek fazla değişmediği görülmektedir. Oysa 1.0×10^{21} dyne-cm'den daha küçük momentli depremlerde azalan sismik momentle azalan gerilme düşümü, dolayısı ile yaklaşık sabit kaynak yarıçapı veya köşe frekansı görülmektedir. Benzer sonuçlar Archuleta ve diğ. (1982), Valdes-Gonzales ve diğ. (1996), Dysart ve diğ. (1988) çalışmalarında da rapor edilmiştir. Yaklaşık sabit bir kaynak yarıçapı ve momentle artan bir gerilme düşümü Aki (1967)'nin depremler arasındaki benzerlik düşüncesine terstir. Değişik araştırmacılar bunun nedenini açıklamak amacıyla yayılma ve yakın yer etkilerini incelemişlerdir. Devam eden bölümlerde bu konuya tekrar değinilecektir.



Şekil 3.11: Sismik Moment (M_0) - Kaynak Yarıçapı (r) - Gerilme Düşümü ($\Delta\sigma$) ilişkisi. Düz çizgiler, ilgili artsarsıntılar için sismik moment ve kaynak yarıçapı değerlerinden hesaplanan gerilme düşümü ($\Delta\sigma$)'nün değişim aralığını göstermektedir.

3.3.3. Kaynak Yarıçapı (r) - Büyüklük (M_L) İlişkisi

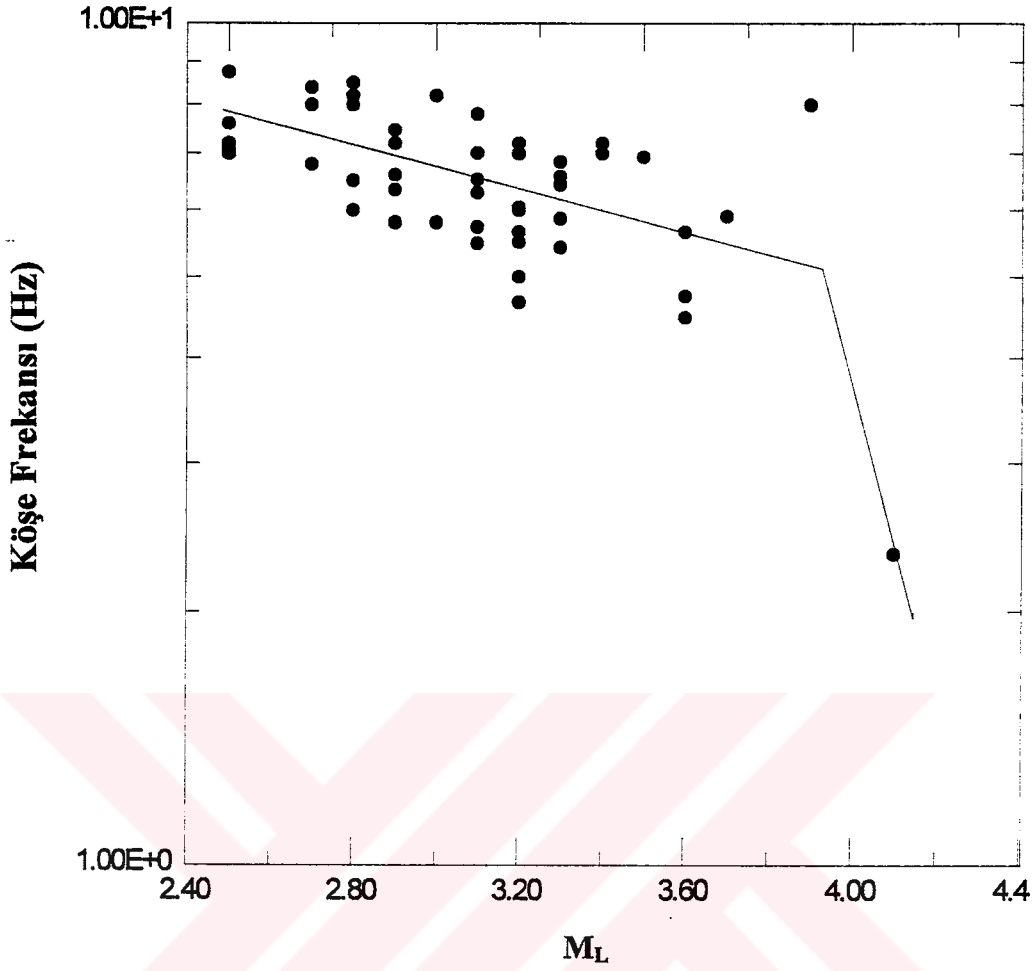
Büyüklüğe bağlı olarak kaynak yarıçapının değişimi Şekil 3.12'de verilmektedir. Normal olarak moment ile kaynak yarıçapının arasında doğrusal bir ilişki vardır. Yani depremin büyüklüğü arttıkça kaynak yarıçapında büyümesi beklenir. Oysa, grafikte görüldüğü gibi $M_L < 3.6$ olan depremlerde kaynak yarıçapı hiç değişmemekte ya da çok az değişmektedir. $M_L > 3.6$ olan depremler çok az olmasına rağmen ilişkideki kırılma açıkça görülmektedir. Benzer sonuçlar Dysart ve diğ. (1988) çalışmalarında da rapor edilmiştir.



Şekil 3.12: İncelenen 53 artsarsıntı için kaynak yarıçapı (r) - büyüklük (M_L) ilişkisi.

3.3.4. Köşe Frekansı (f₀) - Büyüklük (M_L) İlişkisi

Büyüklüğe bağlı olarak köşe frekansının değişimi Şekil 3.13'de gösterilmiştir. Brune (1970) modeline göre kaynak yarıçapı ile köşe frekansı arasında ters bir ilişki vardır. Buna göre artan büyüklük ile köşe frekansının küçülmesi beklenir. Fakat grafiği incelersek yaklaşık $M < 3.6$ olan depremler sabite yakın köşe frekansı değerleri almaktadırlar. Yukarıda anlatılan grafiklerle birleştirecek $M < 3.6$ olan depremler yaklaşık sabit köşe frekansı, buna bağlı olarak pek fazla değişmeyen kaynak yarıçapı ve azalan momentle azalan gerilme düşümü vermektedirler. Diğer önemli bir sonuç da büyük ve küçük depremler arasındaki ölçekleme farkıdır.



Şekil 3.13: İncelenen 53 artsarsıntı için köşe frekansı (f_0) - büyüklük (M_L) ilişkisi.

Küçük depremlerin yerdeğiştirme spektrumlarındaki sabit köşe frekansı birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir. Bakun ve diğ. (1976), Tucker ve Brune (1977), Rautin ve diğ. (1978), Chouet ve diğ. (1978) $M < 3$ olan depremlerin yerdeğiştirme spektrumlarındaki köşe frekanslarını sismik momentten bağımsız buldular. Bu olaylar için sabit köşe frekansının sabit kaynak boyutundan mı yoksa sismik sönümün etkisinden mi veya alıcı altındaki sığ derinlikteki sönümün (site response) etkisinden mi kaynaklandığı önemli bir problemdir.

Archuleta ve diğ. (1982) momenti 10^{21} dyne-cm'den küçük depremlerde görülen yaklaşık sabit kaynak yarıçapının nedenini iki başlık altında önerdi. Bunlardan birincisi

yayıma etkisi , örneğin bölgesel yer etkisi (local site effect) veya soğurulma, ikincisi ise kaynak etkisi, örneğin bariyer aralığı etkisi veya ilk kırık uzunluğu etkisidir.

Ito (1986a ve 1992) Brune modeli ile kaynak yarıçapı hesabının mikro depremler için daima geçerli olamayacağını gösterdi. Brune modeli sabit bir kırılma hızı kabul eder. Ito (1986a ve 1992) mikro depremler için ($10^{10} < M_0 < 10^{25}$), büyük depremlere nazaran daha küçük kırılma hızları buldu ve kırılma büyüdükçe kırılma hızında artacağını bildirdi. Analiz ettiği mikro depremlerde gözlediği köşe frekanslarının Aki (1967) tarafından önerilen büyük depremlerin ölçekleme kanununa göre çok küçük olduğunu ve bu nedenle mikro depremlerin kaynak işleminin çok yavaş olduğunu gösterdi.

Frankel (1982), Virgin adasında sert zeminde kaydedilen mikro depremlerin köşe frekanslarını alıcının konumlandığı yer ile ilişkilendirdi ve bu köşe frekanslarının alıcının bulunduğu yer altındaki şiddetli sönümden etkilendiğini idda etti.

Andrews (1982), Mammoth Lakes bölgesinde kaydedilen depremlerin spektral şekillerini yer bağımlı buldu.

Hanks (1982)'e göre küçük depremler için azalan momente karşı sabit kalan köşe frekansının nedeni yer etkisi (site response) olabilirdi.

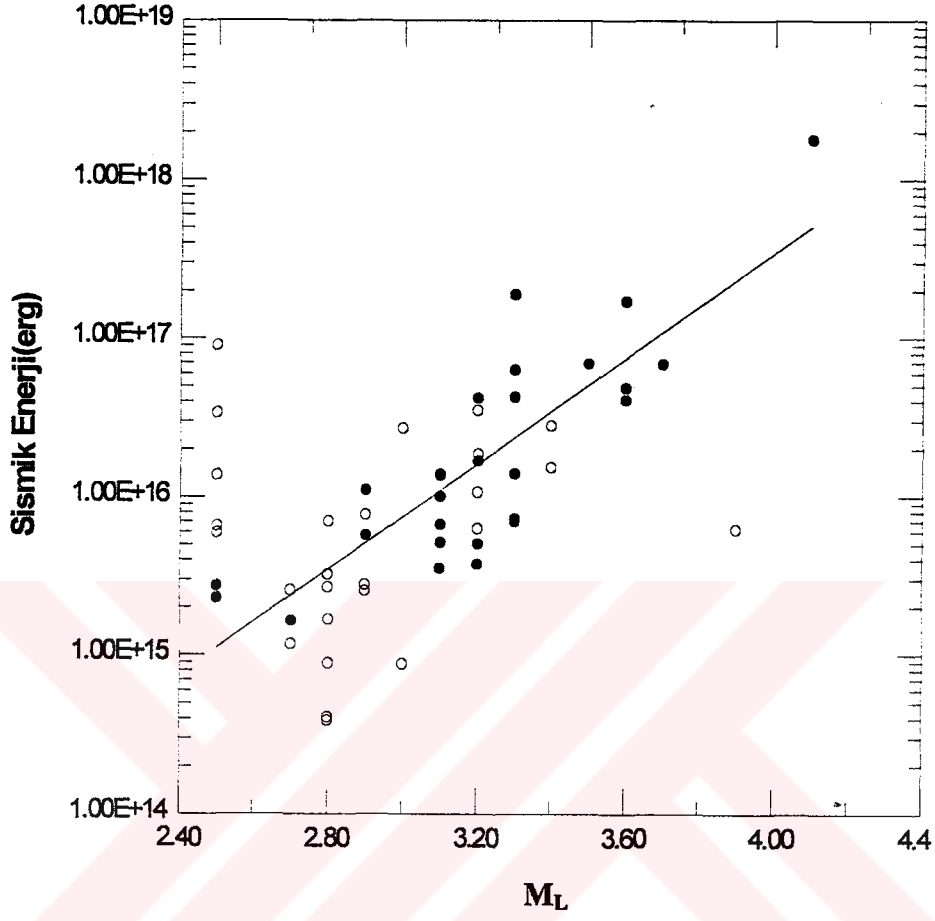
Soğurulma bölümünde sabit köşe frekansının nedenleri üzerinde tekrar durulacaktır.

3.3.4. Büyüklük (M_L) - Sismik Dalga Enerjisi (E_S) İlişkisi

Büyüklük ve sismik dalga enerjisi arasındaki ilişki Şekil 3.14'de gösterilmiştir. Sismik dalga enerjisi ile büyüklük arasında;

$$\log E_S = 1.66 M_L + 10.88 \quad 2.5 \leq M_L \leq 4.1 \quad (3.13)$$

bağıntısı elde edilmiştir. Korelasyon katsayısı 0.69 olarak bulunmuştur.



Şekil 3.14: İncelenen 53 artsarsıntı için sismik dalga enerjisi (E_S) - büyüklük (M_L) ilişkisi. (o) tek istasyon , (•) birden çok istasyon kayıtlarını temsil etmektedir.

3.4. Soğurulmanın Spektrumlar Üzerindeki Etkisi

Kaynakta A_0 genliğine sahip bir düzlem dalga kayıt istasyonuna gelene kadar geçtiği ortamın özelliğine ve zamana bağlı olarak enerjisinin bir miktarını kaybeder ve genliği azalır.

Enerji kaybı, anelastik sönüm (ortamın tam elastik olmamasından dolayı), geometrik yayılma (yayılma mesafesi arttıkça dalga cephesinin genişlemesinden dolayı) ve ara yüzeylerdeki kayıplar (yansıma, kırılma, saçılma, dağılma vb.) nedeniyle oluşur (Kulhanek, 1990).

Deprem kaynağının özelliklerini ortaya çıkarabilmek için öncelikle veri üzerindeki soğurulma etkisinin giderilmesi gerekir (Biçmen ve diğ., 1996). Bunun için de dalga yayıldığı ortamın özelliklerinin çok iyi bilinmesi gerekir.

Çalışma bölgemizde soğurulma ile ilgili ayrıntılı bir çalışma olmaması nedeni ile, jeolojik verilere uygun olarak çeşitli Q_s modelleri üretilmiş ve bu modeller veri üzerine uygulanmıştır.

Ortamın soğurma etkisinin giderilmesi için çeşitli yöntemler mevcuttur. Bellirli bir yönteme göre yapılmış çalışmalardan elde edilen Q_s modeli episantr mesafesinin yakın veya uzak olmasına göre değişim gösterir. Tabakalı bir kabuk modeli için S dalga hızını 3.5 km/sn, odak mesafesinin 12 km alınması sonucu 2-10 Hz frekanslar arasında S dalgası için Q_0 kalite faktörü 200 ve daha yukarısı bir değer olarak bulunmuştur (Console ve diğ., 1981; Aki, 1980; Ito, 1992). Archuleta (1982), soğurmanın köşe frekansı veya sismik moment hesabında %10'dan daha az bir değişikliğe neden olduğunu bildirmiştir.

Bu çalışmada her istasyondan bir veri üzerinde soğurulma etkisi ve spektrum değişimleri incelenmiştir. Bunun için çeşitli Q_0 kalite faktörü değerleri için frekans bağımlı Q_s fonksiyonları üretilerek veri üzerindeki etkileri gözlemlenmiştir.

Q_s fonksiyonları için;

$$Q_s(f) = e^{-\frac{\pi f R}{Q_0 \beta}} \quad (\text{Achuleta, 1982})$$

bağıntısı kullanılmıştır.

Burada;

f : Frekans (Hz)

R : Hiposantr uzaklığı (km)

β : S dalga hızı (km/sn)

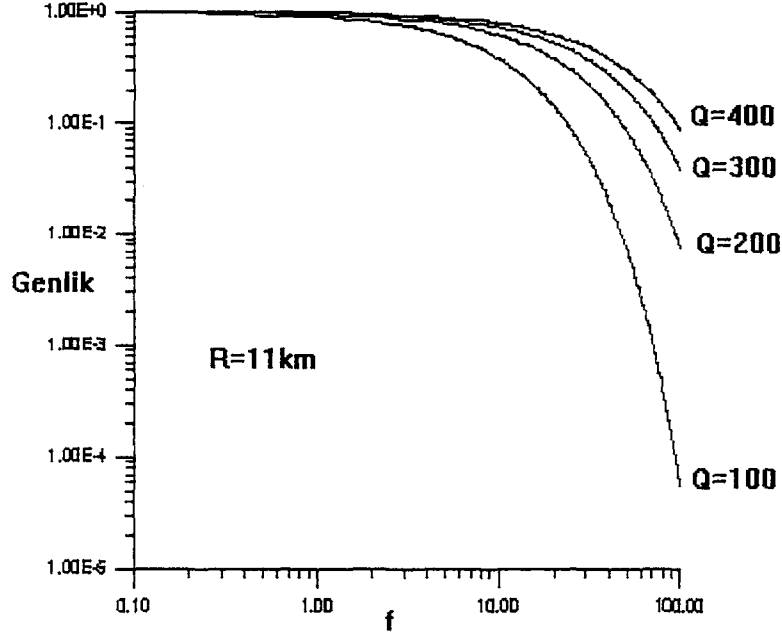
Q_0 : Kalite faktörü (1/km)

$Q_s(f)$: S dalgası frekans bağımlı soğurma spektrumu

olarak tanımlanmıştır. Yukarıdaki bağıntı yardımıyla çeşitli Q_0 değerleri ve her istasyondaki deprem kaydına ait odak uzaklıkları kullanılarak 100 Hz'e kadar soğurulma modelleri üretilmiştir (Şekil 3.15).

Soğurulma çalışmamızda 5 istasyon tarafından da kaydedilen $M_L = 3.30$ ve her istasyona ortalama $R = 11$ km odak uzaklığı olan 10.10.1995 tarihli saat 00:22:55,50'de meydana gelen depremi seçtik. Değerlendirmeler alet tepkisinin düz olduğu 0.1-20 Hz arasında yapılmıştır.

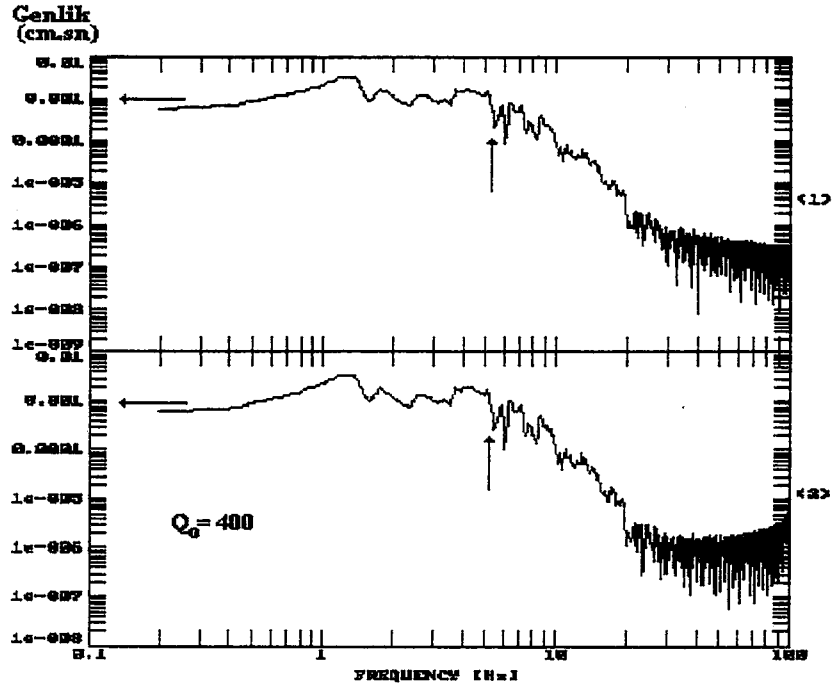
DSİ istasyonu Dinar'ın doğusundaki dağlık bölge üzerinde kurulmuştur. Bölge masif ve iyi tabakalanmamış eosen yaşlı kireçtaşlarından oluşur. Bölgenin en duraylı formasyonu olarak bilinir. DSİ istasyonu için $Q_0 = 400$ aldık. Şekil 3.16'da soğurulma giderilmeden önceki ve soğurulma giderildikten sonraki spektrumlar gösterilmektedir. Şekilden görüldüğü gibi spektrumlar arasında fark yoktur.



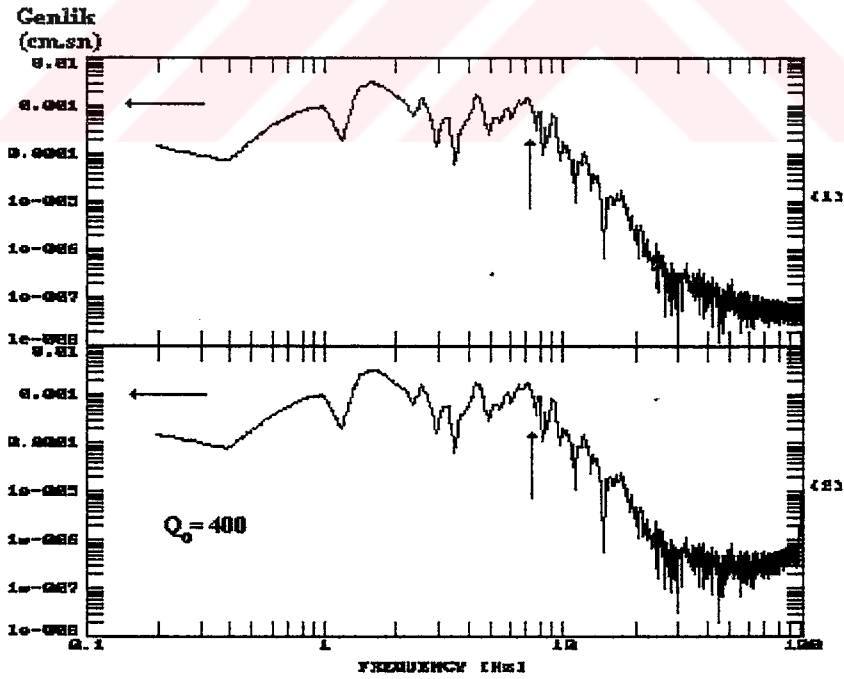
Şekil 3.15: Değişik Q_0 değerleri için soğurma modelleri.

DDH istasyonu dağlık bölge ile ova arasındaki geçiş bölgesi üzerine kurulmuştur. Geçiş bölgesi eosen ve kretase yaşlı kireçtaşları, marn ve şistlerden oluşan karasal çökeller ve yamaç molozlarından oluşur. Kalınlığı 0.5-1.5 m olan bu çökellerin altından dağlık bölgeyi oluşturan durağan formasyon devam eder. Doğu yamaçlarında kil tabakaları ile ardalanmış yoğun ve pekişmiş kireçtaşları görülür. DDH istasyonu için $Q_0 = 400$ aldık. Şekil 3.17’de soğurulma giderilmeden önceki ve soğurulma giderildikten sonraki spektrumlar görülmektedir. Görüldüğü gibi spektrumlar arasında fark sadece yüksek frekanslarda görülmektedir.

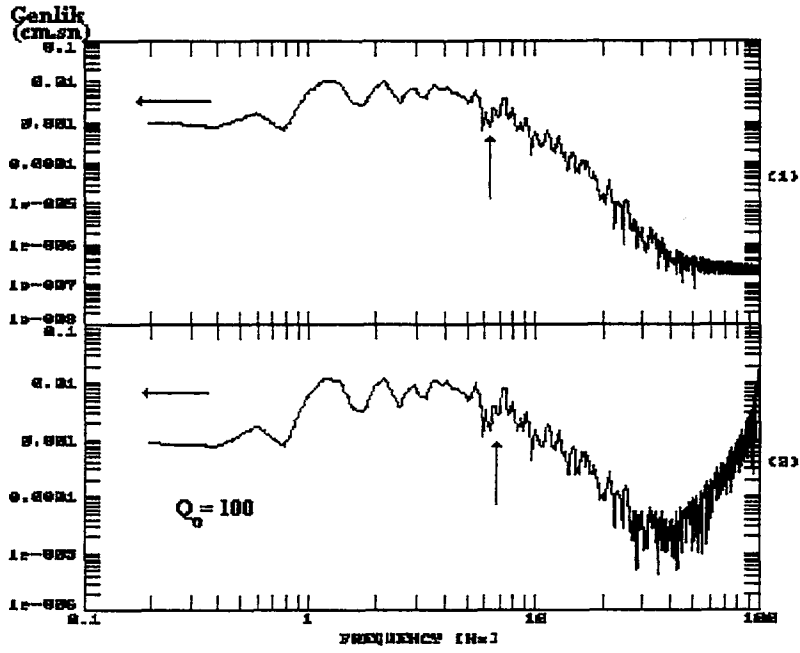
DKH, DJK ve DCE istasyonları Dinar’ın batısındaki ova içinde yer alır. Ova kuaterner yaşlı kum, çakıl ve killerden oluşan alüvyondan oluşur. Bu istasyonlar için Q_0 ’ı sırasıyla 100, 100 ve 200 aldık.



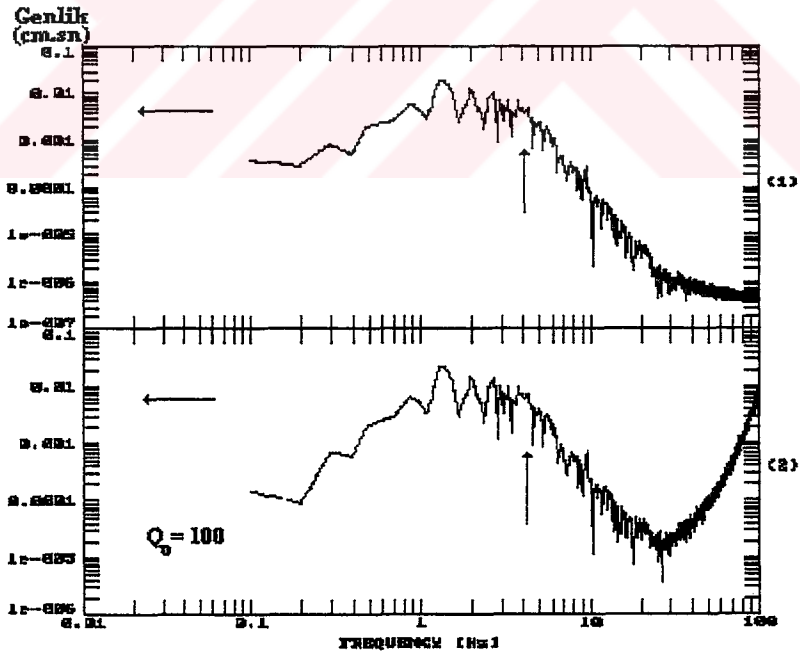
Şekil 3.16. DSİ istasyonunda kaydedilen depremin soğurulma giderilmeden önceki (1) ve soğurulma giderildikten sonraki (2) spektrumları.



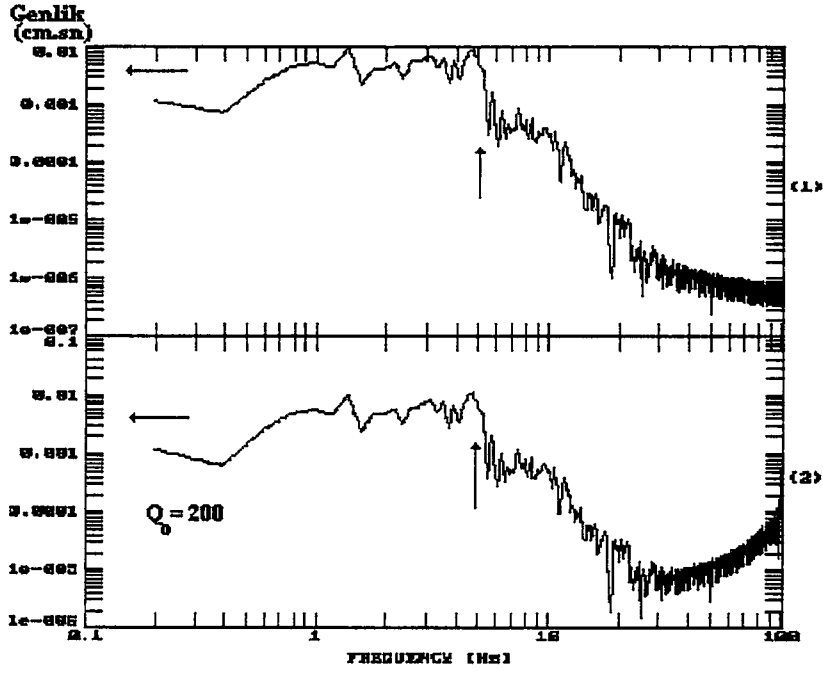
Şekil 3.17. DDH istasyonunda kaydedilen depremin soğurulma giderilmeden önceki (1) ve soğurulma giderildikten sonraki (2) spektrumları.



Şekil 3.18. DKH istasyonunda kaydedilen depremin soğurulma giderilmeden önceki (1) ve soğurulma giderildikten sonraki (2) spektrumları.



Şekil 3.19. DJK istasyonunda kaydedilen depremin soğurulma giderilmeden önceki(1) ve soğurulma giderildikten sonraki (2) spektrumları.



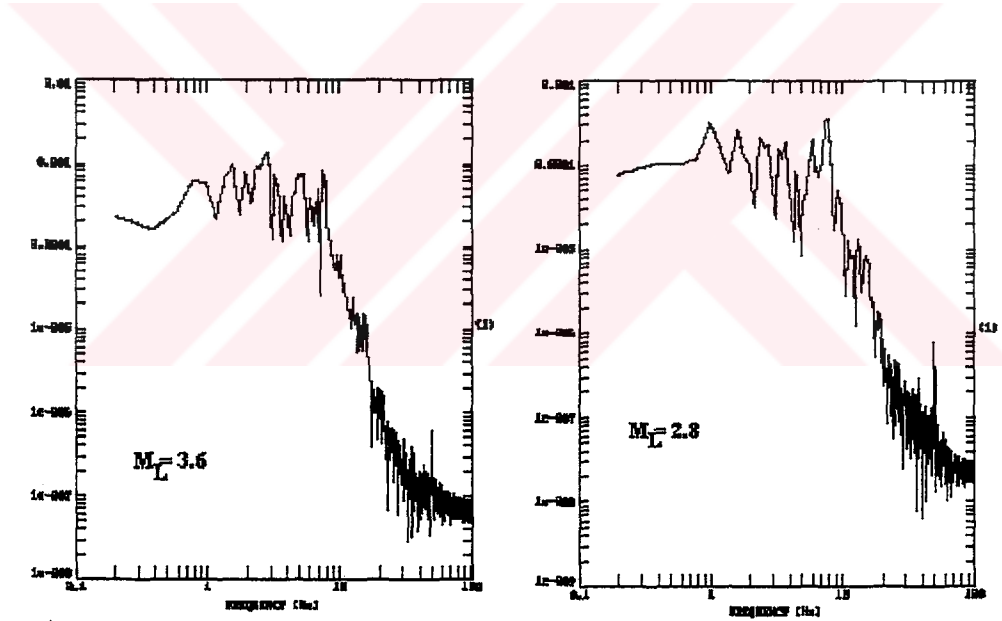
Şekil 3.20. DCE istasyonunda kaydedilen depremin soğurulma giderilmeden önceki (1) ve soğurulma giderildikten sonraki (2) spektrumları.

Şekil 3.18, 3.19 ve 3.20'den görülebileceği gibi soğurulma sadece yüksek frekanslarda etkilidir. Spektral parametrelerde (f_0 , Ω_0) herhangi bir değişime yol açmamıştır.

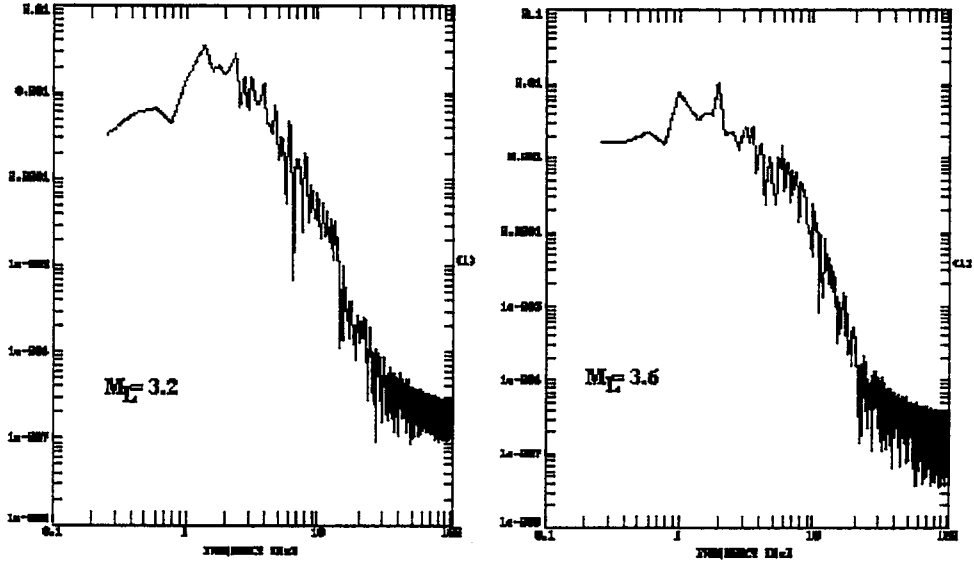
Sonuçta $R = 11$ km'lik bir odak uzaklığı için soğurulmanın spektral parametreler üzerinde etkin olmadığı söylenebilir. Benzer sonuçlar Polat (1995), Kaypak (1995) ve Archuleta (1982) çalışmalarında da elde edilmişti. Bu arada seçtiğimiz frekans bağımsız Q_0 'ların ortamı tam yansıtıp yansıtmadığı tartışılabilir. Dolaysı ile bulunan sonuçların doğruluğu veya yanlışlığı ancak Dinar bölgesi için ayrıntılı bir frekans bağımlı Q çalışması yapıldıktan sonra bu değerlerin kullanılması sonucunda ortaya çıkacaktır.

Soğurulma çalışmamızın bir diğer sonucuda $M_L < 3.6$ depremlerde gözlemediğimiz sabit köşe frekanslarının nedeninin bu uzaklıktaki bir deprem için kabuktaki soğurulmadan kaynaklanmadığıdır. Benzer sonuçlar Frankel (1982 ve 1989) çalışmalarında da rapor edilmiştir.

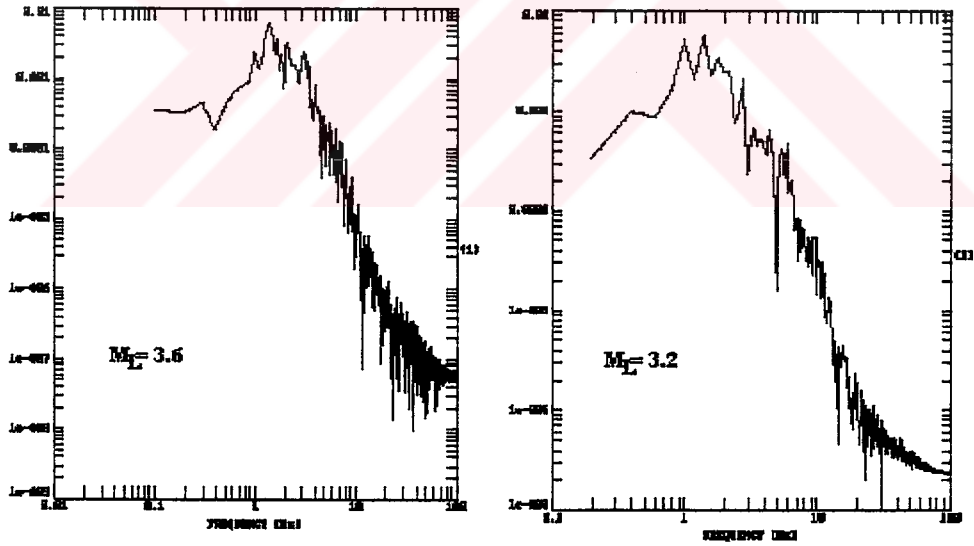
Şekil 3.21, 3.22 ve 3.23’de farklı büyüklüğe sahip depremlerin DDH, DKH ve DJK istasyonlarındaki spektrumları görülmektedir. Şekillerden görüldüğü gibi farklı büyüklükteki depremlerin aynı istasyondaki spektrumları çok benzerdir. Özellikle aynı istasyon kayıtları yaklaşık aynı köşe frekansı değerlerine sahiptirler. Yukarıda soğurulma çalışması yaptığımız depremde de, aynı depremin farklı istasyonlarda farklı köşe frekansı değerleri aldıkları görülmektedir. Bu da bizi sinyallerin alıcının bulunduğu yerden oldukça etkilendiği görüşüne götürmektedir (Frankel ve diğ., 1989). Sonuç olarak, spektrumlar kullanılarak deprem kaynak parametreleri hesaplanmadan önce mutlaka alıcının yerleştirildiği yerin sinyal üzerindeki etkisi araştırılmalı ve gerekli düzeltmeler yapılmalıdır.



Şekil 3.21: DDH istasyonunda kaydedilen farklı büyüklüğe sahip iki depremin spektrumları.



Şekil 3.22: DKH istasyonunda kaydedilen farklı büyüklüğe sahip iki depremin spektrumları.



Şekil 3.23. DJK istasyonunda kaydedilen farklı büyüklüğe sahip iki depremin spektrumları.

IV. TARTIŞMA VE SONUÇ

Bu çalışmada, 1 Ekim 1995 Dinar depremi sonrası B.Ü. Kandilli Rasathanesi Deprem Mühendisliği tarafından bölgeye yerleştirilen 5 adet ivme-ölçerin kaydettiği 53 artsarsıntının kaynak parametreleri ve aralarındaki ilişkiler saptanmaya çalışılmıştır. Depremlerin büyüklükleri $2.5 \leq M_L \leq 4.1$ arasında, odak derinlikleri 5-15 km arasında, odak-alıcı arası uzaklıklar 8-30 km arasında değişmektedir.

Kaynak parametreleri SH-dalga fazları kullanılarak Brune (1970) dairesel kaynak modeline göre hesaplanmıştır. SH-dalga fazları ivme sismogramlarından seçilmiş ve integralleri alınarak önce hız daha sonra yerdeğiştirme verilerine geçilmiştir. Kayıtların bazılarında SH-dalga fazlarını ayırt etmekte güçlükler çekilmiştir. Fakat pencere boyundaki küçük değişikliklerin spektral parametreleri pek fazla değiştirmedeği gözlenmiştir.

Spektrum değerlendirmeleri alet tepki fonksiyonunun düz olduğu 0.1-20 Hz arasında yapılmıştır. Yerdeğiştirme spektrumlarından spektral parametreler uygun doğrular çakıştırılarak okunmuştur. Ancak bazı spektrumlardan spektral parametreleri belirlemekte zorluklarla karşılaşmıştır. Özellikle tek istasyon kayıtlarında okumalara hatalar girmiş olabilir. Birden çok istasyon kayıtlarında, spektral parametrelerin ortalamaları alınarak hatalar en aza indirgenmeye çalışılmıştır.

Brune (1970) dairesel kaynak modeli ile Archuleta ve diğ. (1982)'nin hesaplama tekniğine göre hesaplanan kaynak parametrelerinden; sismik momentin (M_0); $7.35E+19 \leq M_0 \leq 3.35E+22$ dyne.cm, kaynak yarıçapının (r); $0.15 \leq r \leq 0.57$ km, gerilme düşümünün ($\Delta\sigma$); $5.13 \leq \Delta\sigma \leq 100.9$ bar, sismik S-dalga enerjisinin (E_S); $3.90E+14 \leq E_S \leq 1.80E+18$ erg arasında değiştiği bulunmuştur.

Kaynak parametreleri arasındaki ilişkilerden;

$$\log M_0 = 1.19M_L + 17.08$$

$$2.5 \leq M_L \leq 4.1$$

$$\log E_S = 1.66M_L + 10.88$$

bağıntıları bulunmuştur.

İlişkilerden gözlediğimiz bir diğer sonuç da $M_0 < 10^{21}$ dyne.cm olan depremler de azalan momentle azalan gerilme düşümü görülmekte ve bu depremler yaklaşık sabit köşe frekansına sahiptirler.

Sabit köşe frekansının kabuktaki soğurulma ile ilgili olabileceği düşüncesiyle örnek spektrumlar üzerinde soğurulmanın etkileri incelenmiştir. Ancak, bölge için bir soğurulma çalışması olmaması nedeni ile, istasyonların yerleştirildikleri formasyonların jeolojik özelliklerine göre Q_0 (kalite faktörü) değerlerini kendimiz belirledik. Sert formasyonlar için $Q_0=400$, gevşek formasyonlar için $Q_0=100$ ve 200 olarak seçtiğimiz veriler üzerinden soğurulma etkisini giderdik. Sonuçta soğurulmanın spektral parametreler üzerinde çok fazla etkili olmadığı görülmüştür. Fakat kesin bir sonuca varabilmek için, istasyonların yerleştirildikleri ortamlara özgü bir Q çalışması yapılmasına ihtiyaç vardır.

Sabit köşe frekansının nedeninin alıcıların yerleştirildikleri yerle ilişkili olabileceği düşüncesiyle, farklı büyüklükteki depremlerin aynı istasyon spektrumları ve aynı depremin değişik istasyonlardaki spektrumları incelenmiştir. Görülmüştür ki, depremlerin, aynı istasyon spektrumları birbirine oldukça benzerdir. Ayrıca aynı depremin farklı istasyonlardaki spektrumları da farklıdır. Bu sonuçlar ışığında spektrumların alıcıların buldukları yerlerle oldukça ilişkili olduğu düşüncesindeyiz. Kesin bir yargıya varabilmek için alıcıların yerleştirildikleri yerlerin kayıtlar üzerindeki etkileri araştırılmalı ve bu etkiler kayıt üzerinden giderilmelidir. Bunun için de yine ayrıntılı bir soğurma çalışmasına ihtiyaç vardır.

V. ÖZET

1 EKİM 1995 DİNAR DEPREMİ ARTSARSINTILARININ KAYNAK PARAMETRELERİ

Bu çalışmada, 1 Ekim 1995 Dinar depremi sonrası bölgeye yerleştirilen 5 adet ivme-ölçer tarafından kaydedilen 53 artsarsıntının ($2.5 \leq M_L \leq 4.1$) kaynak parametreleri belirlenmeye çalışılmıştır. Hesaplamalar, SH-dalga fazlarının yerdeğiştirme spektrumlarından okunan spektral parametreler kullanılarak, Brune (1970) dairesel kaynak modeline göre yapılmıştır. Çalışma sonunda seçilen depremlerin kaynak parametrelerinin aşağıdaki değerler arasında değiştikleri belirlenmiştir :

Sismik moment : $7.35E+19 \leq M_0 \leq 3.35E+22$ dyne.cm

Kaynak yarıçapı : $0.15 \leq r \leq 0.57$ km

Gerilme düşümü : $5.13 \leq \Delta\sigma \leq 100.9$ bar

S-dalga enerjisi : $3.90E+14 \leq E_S \leq 1.80E+18$ erg

Kaynak parametreleri arasındaki ilişkilerden;

$$\log M_0 = 1.19 M_L + 17.08$$

$$2.5 \leq M_L \leq 4.1$$

$$\log E_S = 1.66 M_L + 10.88$$

bağıntıları elde edilmiştir. Ayrıca, $M_0 < 10^{21}$ dyne.cm olan depremlerin azalan momentle azalan gerilme düşümü ve yaklaşık sabit köşe frekansı gösterdikleri gözlenmiştir.

Veriler üzerinde soğurulmanın etkisini belirlemek amacıyla her istasyondan bir kayıt üzerinde soğurulma çalışması yapılmış ve soğurulmanın spektral parametreleri çok fazla değiştirmedeği, sadece yüksek frekanslarda etkin olduğu görülmüştür.

Daha sonra aynı depremin değişik istasyonlarda ve farklı büyüklükteki depremlerin aynı istasyonlardaki spektrumları incelenmiştir. Sonuçta spektrumların alıcıların yerleştirildiği yerle ilişkili olduğu bulunmuştur.



SUMMARY

SOURCE PARAMETERS OF THE AFTERSHOCKS OF 1 OCTOBER 1995 DİNAR EARTHQUAKE

In this study, source parameters of earthquakes were calculated from the SH-wave displacement spectra for 53 aftershocks of 1 October 1995 Dinar earthquake. The spectra were analyzed with respect to the Brune (1970)'s circular source model.

This study revealed that the source parameters of the selected 53 aftershocks range in the following intervals:

Seismic moment:	$7.35E+19 \leq M_0 \leq 3.35E+22$ dyne.cm
Source radius:	$0.15 \leq r \leq 0.57$ km
Stress drop:	$5.13 \leq \Delta\sigma \leq 100.9$ bar
S-wave energy:	$3.90E+14 \leq E_S \leq 1.80E+18$ erg

The following relations were obtained between the seismic moment and the magnitude, and the S-wave energy and the magnitude respectively:

$$\log M_0 = 1.19M_L + 17.08$$

$$2.5 \leq M_L \leq 4.1$$

$$\log E_S = 1.66M_L + 10.88$$

It has been observed that stress drop decrease with decreasing moment below about $M_0 < 10^{21}$ dyne.cm and, the corner frequency and the source radius for these earthquakes ($M_L < 3.6$) are nearly constants.

In order to determine effect of attenuation on records one record from each station has been examined and it has been observed that there is no significant attenuation effect on the source parameters. Spectrum has been effected from the attenuation only in high frequencies.

Spectra of the same earthquake at different stations and of earthquakes with different magnitudes at the same station have been inspected. It has been observed that the spectrum has been significantly effected from the locations of receivers.



VI. KAYNAKLAR

- AKI, K. (1967): Scaling Law of Seismic Spectrum, J. Geophys. Res., 72, 1217-1231.
- AKI, K. (1980): Attenuation of Shear-Waves in the Litosphere for Frequencies from 0.05 to 25 Hz, Phys. Earth Planet. Inter., Vol: 21, 50-60.
- ALPTEKİN, Ö. (1973): Focal Mechanisms of Earthquakes in Western Turkey and Their Tectonic Implications, Ph.D. Thesis, New Mexico Institute of Mining and Tech., Socorro, New Mexico, 190 pp.
- ANDREWS, D. J. (1982): Seperation of Source and Propagation Spectra of Seven Mammoth Lakes Aftershocks, in Proc. Workshop XVI, Dynamic Characteristics of Faulting, 1981, U.S. Geol. Surv., Open-File Rept., 82-591, 437-454.
- ARCHULETA, R. J. and HARTZELL, S. H. (1981): Effects of Fault Finiteness on Near-Source Ground Motion, Bull. Seism. Soc. Am., 71, 939-957.
- ARCHULETA, R. J., CRANSWICK, E., MUELLER, C. and SPUDICH, P. (1982): Source Parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California Earthquake Sequence, J. Geophys. Res., 87, 4595-4607.
- BAKUN, W. H., BUFE, C. G. and STEWART, R. M. (1967): Body-Wave Spectra of Central California Earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 66, 363-384.
- BARKA, A., REILINGER, R., ŞAROĞLU, F., ŞENGÖR, A. M. C. (1997): The Isparta Angle: Its Importance in the Neotectonics of the Eastern Mediterranean Region, IESCA-1995 (in press).
- BİÇMEN, F. (1992): Marmara Bölgesindeki Yerel Depremlerin Kaynak Parametrelerinin Belirlenmesi, Yüksek Lisans Tezi, İ.Ü., Fen Bil. Enst..
- BİÇMEN, F., ALPTEKİN, Ö. ve AKTAR, M. (1993): Marmara Bölgesindeki Yerel Depremlerin Kaynak Parametrelerinin Belirlenmesi, Türkiye 13. Jeofizik Kurultayı, Bildiri Özleri, Sayfa:95.
- BRUNE, J. N. (1970): Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes, J. Geophys. Res., 75, 4997-5009.
- BRUNE, J. N. (1971): Correction, J. Geophys. Res., 76, 5002.
- BÜYÜKAŞIKOĞLU, S. (1980): Eurasian-African Plate Boundary in Southern Turkey and Eastern Mediterranean, Proc. 7th World Conf. Earthquake Eng. Geoscience Aspects, Part I, 1, 209-212.

- CHOUET, B., AKI, K. and TSUJIURA, M. (1978): Regional Variation of the Scaling Law of Earthquake Source Spectra, Bull. Seism. Soc. Am., 68, 49-79.
- CONSOLE, R. and ROVELLI, A. (1981): Attenuation Parameters for Friuli Region from Strong-Motion Accelerogram Spectra, Bull. Seism. Soc. Am., 71, 1981-1991.
- DEMİRTAŞ, R. ve BAĞCI, G. (1995): 1 Ekim 1995 Dinar Depremi, Jeofizik Bülteni, Ekim 95, 8-11.
- DUDA, S. J. (1978): Physical Significance of the Earthquake Magnitude the Present State of Interpretation of Concept, In Aki, K. and Duda, S. J. (eds.), Quantification of Earthquakes, Tectonophysics, 49, 119-130.
- DYSART, P. S., SNOKE, J.A. and SACKS, I. S. (1988): Source Parameters and Scaling Relations for Small Earthquakes in the Matsushiro Region, Southwest Honshu, Japan, Bull. Seism. Soc. Am., 78, 571-589.
- ERDİK, M., AYDINOĞLU, M. N., PINAR, A. ve KALAFAT, D. (1995): 1 Ekim 1995 Dinar Depremi ($M_s=6.1$) Ön İnceleme Raporu, TMMOB İnşaat Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi Aylık Yayın Organı, Sayı 24.
- EYİDOĞAN, H. (1984): Yalın ve Çoğul Faylanma Olaylarının Yakın ve Uzak Alan Cisim Dalgası Taslaklanması, Jeofizik, 10, 1-36.
- EYİDOĞAN, H., GÜÇLÜ, U., UTKU, Z. ve DEĞİRMENCİ, E. (1991): Türkiye Büyük Depremleri Makro-Sismik Rehberi (1900-1988), İ.T.Ü., İstanbul.
- EYİDOĞAN, H. ve BARKA, A. (1996): 1 Ekim 1995 Dinar Depremi: Kaynak Özellikleri ve Sismotektonik Yorumu, Süleyman Demirel Üniv. IX. Mühendislik Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, Sayfa 51-56.
- FRANKEL, A. (1982): The Effects of Attenuation and Site Response on the Spectra of Microearthquakes in the Northeastern Caribbean, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 1379-1402.
- FRANKEL, A. and WENNERBERG, L. (1989): Microearthquake Spectra From the Anza, California, Seismic Network: Site Response and Source Scaling, Bull. Seism. Soc. Am., 79, 581-609.
- GONZALEZ, C. V. and MEYER, R. P. (1996): Spectral Analysis and Earthquake Scaling of the Petatlan Earthquake ($M_s=7.6$) Aftershocks, Recorded at Stations along the Pacific Coast and between the Coast and Mexico City, Pageoph, 147, 631-656.

- GÜNDOĞDU, O., ALTINOK, Y. ve ERSOY, Ş. (1996): 1 Ekim 1995 Dinar Depremi Gözlem ve Değerlendirmeleri, Süleyman Demirel Üniv. IX. Mühendislik Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, Sayfa: 83-89.
- HANKS, T. C. ve THATCHER, W. (1972): A Graphical Representation of Seismic Source Parameters, J. Geophys. Res., 77, 4393-4405.
- HANKS, T. C. ve WYSS, M. (1972): The Use Body-Wave Spectra in the Determination of Seismic Source Parameters, Bull. Seism. Soc. Am., 62, 561-589.
- HANKS, T. C. (1982): f_{max} , Bull. Seism. Soc. Am., 72, 1869-1879.
- HASKELL, N. A. (1964): Total Energy and Energy Spectral Density of Elastic-Wave Radiation from Propagating Faults, Bull. Seism. Soc. Am., 54, 1811-1841.
- HASKELL, N. A. (1966): Total Energy and Energy Spectral Density of Elastic-Wave Radiation from Propagating Faults, II: A Statistical Source Model, Bull. Seism. Soc. Am., 56, 125-140.
- HERMANN, R. B. (1975): A Student's Guide for to the Use of P and S Wave Data for Focal Mechanism Determination, Earthquakes Notes, 46, 29-39.
- IASPEI, (1992): Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis (PITSA), Scherbaum, F. and Johnson, J. (edt.), IASPEI Software Library, 5.
- İIO, Y. (1986a): Scaling Relation between Earthquake Size and Duration of Faulting for Shallow Earthquakes in Siesmic Moment between 10^{10} and 10^{25} dyne.cm, J. Phys.Earth, 34, 127-169.
- İIO, Y. (1992): Seismic Source Spectrum of Microearthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 2391-2409.
- KASAHARA, K. (1981): Earthquake Mechanics, Cambridge Univ. Press, London.
- KAYPAK, B. (1995): 13 Mart 1992 Erzincan Depremi Artsarsıntıları Kaynak Parametreleri, Yüksek Lisans Tezi, İ.T.Ü. Fen Bil. Enst..
- KEILIS-BOROK, V. I. (1960): Investigation of the Mechanism of Earthquakes, Sov. Res. Geophys. (English transl.), 4, 29.
- KOÇYİĞİT, A. (1984): Güneybatı ve Yakın Dolayında Levha İçi Yeni Tektonik Gelişim, TJKB, 27, 1-16.

- KRDAE, (1996): 1 Ekim 1995 Dinar Depremi ve Artçı Şokları, B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Sismoloji Lab., İstanbul.
- KULHANEK, O. (1990): Anatomy of Seismograms for the IASPEI (Unesco Working Group on Manual of Seismogram Interpretation), Elsevier, Amsterdam, Hollanda, 168 sayfa.
- MİNDEVALLI, Y.Ö. (1982): Determination of Focal Mechanism, Seismic Moment and Stress Drop of 8 Recent Anatolian Earthquakes by Using P-Waves Spectra, Master Thesis, Department of Geological Engineering, Middle East Technical University, 75pp.
- ÖNCEL, A.O., KORAL, H. and ALPTEKİN, Ö. (1997): The Dinar Earthquake ($M_w=6.2$; October 1, 1995; Afyon-Turkey) and Earthquake Hazard of the Dinar-Çivril Fault, Pageoph (in press).
- ÖZTÜRK, A. (1982): Tectonic of Dinar-Sandıklı-Işıklı Region, Volume 25, Seri:C1, Faculte de Sciences de l'Universite d'ANKARA.
- PINAR, A. (1996): Uzun Periyotlu Telesismik Cisim Dalgalarından 1 Ekim 1995 Dinar Depreminin Kinematik ve Dinamik Kaynak Parametreleri, S. Demirel Üniv. IX. Mühendislik Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, 91-96.
- POLAT, O. (1995): Bursa ve Çevresindeki Küçük Depremlerin İvme Kayıtlarının İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, İ.T.Ü., Fen Bil. Enst..
- RAUTIAN, T. G., KHALTURIN, V. I., MARTINOV, V. G. and MOLNAR, P. (1978): Preliminary Analysis of the Spectral Content of P and S Waves from Local Earthquakes in the Garm, Tadjikistan Region, Bull. Seism. Soc. Am., 68, 949-972.
- REID, M. (1910): The Mechanism of the Earthquake: The California Earthquake of April 8, 1906, Report of State Investigation Commission (Carnegie Institution of Washington), 2.
- SAVAGE, J. G. (1972): Relation of Corner Frequency to Fault Dimension, J. Geophys. Res., 77, 3788-3795.
- TUCKER, B. E. and BRUNE, J. N. (1977): Source Mechanism and m_b-M_s Analysis of Aftershocks of the San Fernando Earthquake, Geophys. J. R. Astr. Soc., 49, 371-426.

VII. ÖZGEÇMİŞ

30.09.1969 Yalova doğumluyum. 1986 yılında liseyi, 1992 yılında da Dokuz Eylül Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünü bitirdim. Nisan 1993-Ağustos 1993 tarihleri arasında askerlik görevimi yaptım. Şubat 1995 tarihinde İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Yüksek Lisans Programına başladım. Ocak 1996 tarihinde aynı üniversite de araştırma görevlisi olarak çalışmaya başladım ve halen aynı görevi sürdürmekteyim.

Eşref Yalçınkaya

Adres: İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi Jeofizik Müh.
34850 Avcılar, İstanbul
Tel: (212) 591 38 73/262
Fax: (212) 591 19 97