

**KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**MARMARA BÖLGESİ'NDE MEYDANA GELEN KÜÇÜK -
ORTA BÜYÜKLÜKLERDEKİ DEPREMLERİN SPEKTRAL
YÖNTEMLERLE KAYNAK PARAMETRELERİNİN
BELİRLENMESİ**

YUNUS EMRE ŞAHİN

KOCAELİ 2018

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

MARMARA BÖLGESİ'NDE MEYDANA GELEN KÜÇÜK -
ORTA BÜYÜKLÜKLERDEKİ DEPREMLERİN SPEKTRAL
YÖNTEMLERLE KAYNAK PARAMETRELERİNİN
BELİRLENMESİ

YUNUS EMRE ŞAHİN

Doç. Dr. Tahir Serkan IRMAK

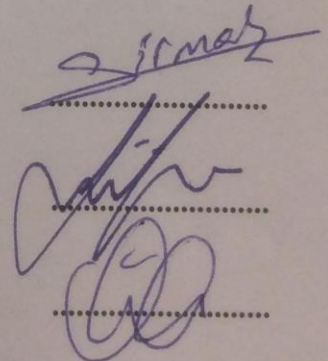
Danışman, Kocaeli Üniv.

Doç. Dr. Fadime SERTÇELİK

Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv.

Dr. Öğr. Üyesi Günay BEYHAN

Jüri Üyesi, Sakarya Üniv.



Tezin Savunulduğu Tarih: 27.06.2018

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Bir deprem ülkesi olan ülkemizde deprem tehlikesi, insanlar tarafından 1999 Kocaeli Depremi'nin yarattığı büyük felaketle dikkate alınmaya başlamıştır. Bununla birlikte tüm Dünya'daki deprem ve afetlerle ilgili çalışan bilim adamlarının dikkati ve yoğunlaşması Marmara Bölgesi ve Kuzey Anadolu Fayı olmuştur. Kuzey Anadolu Fayı'nın karakteristik özelliklerinden biri olan, doğudan batıya doğru geçtiğimiz yüzyıl içinde meydana gelen birkaç yıkıcı deprem ile gözlenen deprem göçü nedeni ile şimdi Türkiye'nin nüfus ve ekonomi bakımından en büyük şehri olan İstanbul deprem tehdidi altındadır. Bu durum özellikle Kuzey Anadolu Fayı'nın İstanbul civarındaki bölümü ve uzantılarının sismik aktivitesini sürekli olarak gözlemlemeyi zorunlu kılmaktadır.

Tez çalışmam boyunca değerli bilgilerini benimle paylaşan, çalışmama katkıda bulunan, değerli görüş ve önerileri ile tez çalışmamın her aşamasında beni yönlendiren, verilerin değerlendirilmesinde bana yol gösteren ve önerilerini sunan Doç. Dr. T. Serkan IRMAK' a teşekkür ederim.

Tez çalışmam boyunca çalışmama katkıda bulunan Araştırma Görevlisi Hamdullah LİVAOĞLU'na teşekkür ederim.

Aileme hayatım boyunca beni desteklediği için teşekkür ederim.

Haziran - 2018

Yunus Emre ŞAHİN

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	iii
TABLOLAR DİZİNİ	iv
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	v
ÖZET.....	vii
ABSTRACT	viii
GİRİŞ	1
1. TÜRKİYENİN AKTİF TEKTONİĞİ.....	4
1.1. Marmara Bölgenin Depremselliği ve Deprem Kaynakları	5
2. DEPREM KAYNAK PARAMETRELERİ	9
2.1. Kinematik Kaynak Parametreleri	9
2.2. Dinamik Kaynak Parametreleri.....	9
2.3. Kurumsal Kaynak Modelleri.....	10
2.3.1. Haskell kaynak modeli	10
2.3.2. Aki kaynak modeli	12
2.3.3. Brune kaynak modeli	13
2.4. Kaynak Parametrelerinin Hesaplanması	13
2.4.1. Sismik moment	15
2.4.2. Kaynak yarıçapı	15
2.4.3. Gerilme düşümü	16
3. VERİ TOPLAMA VE İŞLEME AŞAMALARI	17
3.1. İncelenen Depremlerin Seçimi Ve Kayıt Özellikleri	19
3.2. İncelenen Depremlerin Spektrumları ve Uygulanan Veri İşlem Teknikleri	19
3.3. Depremlerin Kaynak Parametreleri Arasındaki İlişkiler.....	28
3.3.1. M_l - M_w İlişkisi	28
3.3.2. Köşe Frekansı-Sismik Moment İlişkisi.....	29
3.3.3. Gerilme Düşümü – Sismik Moment İlişkisi	29
3.3.4. Magnitüd-Kaynak Yarıçapı İlişkisi.....	31
4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	33
KAYNAKLAR	37
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER	40
ÖZGEÇMİŞ	41

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1.	Türkiye'deki tektonik yapı.....	4
Şekil 1.2.	Kalafat ve diğ., (2007) yapmış olduğu KAFZ boyunca maksimum gerilme eksenlerinin (T) dağılımını ve sistematik olarak doğrultularının ve faylanma mekanizmalarının değişimini gösteren harita.	7
Şekil 1.3.	Kalafat ve diğ., 2009'da yapmış olduğu Marmara Bölgesi'ndeki faylanma mekanizmalarının dağılımını gösteren harita	8
Şekil 2.1.	Kasahara (1981)'nin ifade etmiş olduğu P(x,y) noktasındaki istasyon	11
Şekil 2.2.	P dalgası ve S dalgasının yayılım etkisi giderildikten sonra Brune kaynak modeline göre hesaplanan kurumsal spektrumları.	14
Şekil 3.1.	Çalışmada kullanılan depremler ve bunları kayıt eden deprem kayıt istasyonları	17
Şekil 3.2.	Şematik olarak geniş-bantlı sismometrenin kurulmuş olduğu istasyonun görünümü	19
Şekil 3.3.	Arazi kayıtlarından, yer değiştirme spektrumuna ulaşılan kadar uygulanan veri-işlem akış diyagramı	20
Şekil 3.4.	09.07.2016, $M_L=3,6$ Marmara Denizi Yalova açıklarında meydana gelen depremi kaydeden ARMT istasyonu kaydına ait düşey bileşen dalga şekli, P dalgası ve P dalgası spektrumu	21
Şekil 3.5.	09 Temmuz 2016 Yalova açıkları depremini ($M_L=3,6$) kayıt eden istasyonlar için spektral analiz sonuçları	23
Şekil 3.6.	70 deprem için elde edilen $M_w - M_L$ ilişkisi	28
Şekil 3.7.	P dalgası yer değiştirme spektrumları kullanılarak hesaplanmış olan köşe frekansı ve sismik moment ilişkisi	29
Şekil 3.8.	P dalgası yer değiştirme spektrumlarından $\Delta\sigma - M_0$ ilişkisi	30
Şekil 3.9.	P dalgası yer değiştirme spektrumlarından $\Delta\sigma - h$ ilişkisi	30
Şekil 3.10.	P dalgası yer değiştirme spektrumlarından $f_c - h$ ilişkisi	31
Şekil 3.11.	P dalgası yer değiştirme spektrumlarından $M_0 - h$ ilişkisi	31
Şekil 3.12.	P dalgası yer değiştirme spektrumlarından $M_w - r$ ilişkisi	32

TABLolar DİZİNİ

Tablo 3.1.	Çalışmada kullanılmış olan deprem istasyonlarının bilgileri.....	18
Tablo 3.2.	P dalgası yer değiştirme spektrumlarından elde edilen deprem kaynak parametreleri.....	24



SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

f_0	: Köşe Frekansı
M_0	: Sismik Moment
μ	: Katılık Sabiti
E_s	: Sismik Enerji
Ω_0	: Düşük Frekans Seviyesi
∇_{σ}	: Gerilme Düşümü
k	: Serbest Yüzey Düzeltmesi
r	: Kaynak Yarıçapı
ω	: Açısal Frekans r
α	: P Dalga Hızı
ε	: Gerilme Düşümü Kesiri
β	: S Dalga Hızı
σ	: Etkin Gerilme
Υ	: Spektral Eğim
Q_0	: Kalite Faktörü
ρ	: Yoğunluk
M_d	: Süre Magnitudü
M_L	: Lokal Magnitud
τ	: Zaman Sabiti

Kısaltmalar

ARMT	: Armutlu Deprem İstasyonu
BGKT	: Boğazköy Deprem İstasyonu
CRLT	: Çorlu Deprem İstasyonu
DAF	: Doğu Anadolu Fayı
DB	: Doğu – Batı
EDC	: Edincik Deprem İstasyonu
FFT	: Hızlı Fourier Dönüşümü
HRTX	: Hereke Deprem İstasyonu
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
KCTX	: Karacabey Deprem İstasyonu
KG	: Kuzey – Güney
KRBG	: Karabiga Deprem İstasyonu
KRDA	: Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü
MDNY	: Mudanya Deprem İstasyonu
MÖ	: Milattan Önce
MS	: Milattan Sonra
RKY	: Sarköy Deprem İstasyonu
SAC	: Seismic Analysis Code
SLVT	: Silivri Deprem İstasyonu
UDİM	: Ulusal Deprem İzleme Merkezi

MARMARA BÖLGESİNDE MEYDANA GELEN KÜÇÜK-ORTA BÜYÜKLÜKLERDEKİ DEPREMLERİN SPEKTRAL YÖNTEMLERLE KAYNAK PARAMETRELERİNİN BELİRLENMESİ

ÖZET

Bu çalışmada, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Ulusal Deprem İzleme Merkezine ait olan ve Marmara Bölgesi'nde kurulmuş istasyonlardan 10 tanesine ait hız kayıtlarından faydalanılarak, Aralık 2007 - Temmuz 2016 tarihleri aralığında meydana gelmiş olan, $3,4 < M_L \leq 5,2$ magnitüdü 70 adet depremin kaynak parametreleri, P dalgası spektrumları kullanılarak belirlenmiştir.

Seçilen hız kayıtlarından kaynak parametrelerinin belirlenmesi için ilk olarak pencereleme işlemi ile depremin P dalgasının varış zamanından 0,5 sn öncesi belirlenip başlanmış ve toplamda 1,5 saniye olacak şekilde yapılmıştır. Pencereleme işlemi yapılan tüm verilerden trend etkisini giderdikten sonra, % 5 işleçli kosinüs çanı törpüsü işlemi yapılmıştır. Daha sonra cihaz etkisi ve soğurulma etkisi giderilerek yer değiştirme kaydı bulunmuştur. Ardından elde edilen bu kayıtlara Hızlı Fourier Dönüşümü uygulanarak yer değiştirme genlik spektrumları elde edilmiştir. Elde edilen spektrumlar üzerinden köşe frekansı, düşük frekans seviyesi ve yüksek frekans azalımı değerleri belirlenerek kaynak parametreleri olan gerilme düşümü ($\Delta\sigma$), kaynak yarıçapı (r), sismik moment (M_0) ve incelenen depreme ait moment büyüklüğü (M_w) hesaplanmıştır. Daha sonra P dalgaları kaynak spektrumlarından hesaplanan kaynak parametreleri arasındaki deneysel (ampirik) bağıntılar elde edilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Kaynak Parametreleri, Kaynak Yarıçapı, Moment Büyüklüğü, Sismik Moment.

DETERMINATION SOURCE PARAMETERS OF SMALL-MODERATE EARTHQUAKES OF MARMARA REGION BY USING SPECTRAL METHODS

ABSTRACT

In this thesis, by utilizing the velocity records from 10 stations established in the Marmara region and that belongs to National Earthquake Monitoring Center, Kandilli Observatory, Bogazici University; source parameters of 70 earthquakes with $3,4 < M_L \leq 5,2$ magnitude and which have occurred December 2007 - July 2016 in the range of dates has been identified by using P-wave spectra.

For determination of the source parameters from the selected velocity records first started by identifying 0,5 sec of the P wave arrival time windowing of the earthquake and in total, it was performed to be 1,5 seconds. After correcting the effect of the trend from all data done the windowing process, the cosine bell rasp process with % 5 operator. Then, the displacement record has been found by fixing the effect of the device and the absorption. And then, by applying the fast Fourier transform to these records obtained, displacement amplitude spectra were obtained. By determining corner frequency over the obtained spectra, low frequency level and high-frequency reduction values, stress drop ($\Delta\sigma$) that has source parameters and source radius (r), seismic moment (M_o) and the examined earthquake moment magnitude (M_w) were calculated. And finally, experimental (empirical) correlations between source parameters of which P waves calculated from the spectrum of the source were obtained.

Keywords: Source Parameters, Source Radius, Moment Magnitude, Seismic Moment.

GİRİŞ

Deprem kaynağından açığa çıkıp yayılan sismik dalgalar incelenerek, deprem kaynağının zaman ve uzaydaki davranış şeklinin belirlenmesi ve kaynağa yönelik fiziksel bazı parametrelerin belirlenmesi sismolojinin önemli konularından bir tanesidir. Sismolojide önemli konulardan bir diğeri de, deprem kaynağından açığa çıkan ve istasyona ulaşan sismik dalgaların ilerlemiş olduğu yolun ve kaynak etkisinin birbirinden ayırt edilmesidir. Birbirine bağlı olarak bu iki konu ortaya çıkar.

Deprem kayıtları spektrumlarını incelemek deprem kaynağı ile ilgili bilgi elde edebilmek için geleneksel bir yöntemdir. Kasahara, 1957; Haskell 1964; Aki 1967; Brune 1970, 1971 spektrumları incelendiğinde depremin özelliğine göre spektral düzey, köşe frekansı ve f_{max} gibi parametrelerin değiştiği gözlenmiştir. Haskell (1964) ve Aki (1967) spektral ortamda deprem kaynağını ilk olarak inceleyen bilim adamlarıdır. Aki, Haskell Kaynak Modeli'ne dayanarak deprem kaynak spektrumunu fay düzlemi üzerindeki kayma öz ilişkisi türünden açıklamıştır. S dalgası yer değiştirme spektrumlarını kullanarak Brune (1970, 1971), kaynak dinamik parametreleri olan gerilme düşümü, sismik moment ve kaynak yarıçapı hesaplanabileceği bir bağıntıyı ortaya koymuştur. Bu bağıntıda köşe frekansı, düşük frekans seviyesi ve bir depreme ait cisim dalgası yer değiştirme spektrumlarından elde edilen spektral parametreler ile kaynağa ait parametreler elde edilebilmektedir. Ayrıca fayın yırtılma hızının ve faylanma boyunun cisim dalgalarının spektrumları kullanılarak bulunabileceğini de Brune (1970, 1971) ortaya çıkarmıştır.

Brune'nin Kaynak Modeli'ne gerçek verileri uygulayan ve arazi verileriyle karşılaştıran Hanks ve Wyss (1972) uygun sonuçlar elde etmişlerdir. Kaynak parametrelerin elde edilmesinde Hanks ve Thatcher (1972), birbirinden bağımsız spektral parametrelerin etkili olduğunu göstermişlerdir.

Bursa ve çevre illerinde meydana gelmiş olan küçük depremlerin ivme kayıtlarından ivme ve yer değiştirme spektrumlarını Polat (1995) hesaplanmış, f_{max} ve f_0 parametrelerini incelemiş ve f_{max} parametresinin kaynak ile ilişkili olduğu sonucunu elde etmişlerdir. Çeşitli Q_s değerleri için SH bileşen spektrumlarında etkileri incelemiştir. Yer değiştirme verileri kullanılmadan ivme spektrumları kullanılarak köşe frekansını elde edilebileceği ve kaynak parametrelerine ulaşılabilceğini Polat (1995) göstermiştir.

Kaypak (1995), 13 Mart 1995 tarihinde Erzincan ilinde meydana gelen Erzincan depreminin artçı sarsıntılarının kaynak parametrelerini incelemiştir. Brune (1970, 1971)'nin dairesel kaynak modelini esas alarak kaynak parametrelerinin hesaplanmasında, yer değiştirme spektrumlarını elde etmek için sismogramlar üzerinde çeşitli spektral analizler yapmıştır. Bu spektrumlar kullanılarak düşük frekans seviyesi (Ω_0) ve köşe frekansı (f_0) değerlerini belirlemiş ve dinamik kaynak parametrelerinden kaynak yarıçapı, gerilme düşümü ve sismik moment değerlerini elde etmiş ve bu parametreler arasındaki ilişkileri incelemiştir.

Bıçmen (1992), Brune kaynak modelini esas alarak, Marmara Bölgesi lokal depremlerinin kaynak parametrelerini spektral analiz yöntemlerden faydalanarak, incelemiştir. Yer değiştirme kayıtlarından belirlemiş olduğu spektral parametreler yardımıyla enerji, sismik moment, sismik etkinlik, gerilme düşümü, kaynak yarıçapı parametrelerini elde etmiş ve bu parametreler arasındaki ilişkileri araştırmıştır.

1 Ekim 1995'te Dinar'da meydana gelen Dinar depreminin artçı şokları arasından belirlenen magnitüdü $2,5 \leq M_L \leq 4,1$ arasında olan 53 adet depremi Yalçınkaya ve Alptekin (2003) yer değiştirme spektrumlarından belirlenen kaynak parametrelerini elde etmişlerdir.

1980 Mammoth Lakes, California depremleri arasından belirlenen magnitüdü $3,9 \leq M_L \leq 5,1$ aralığında olan 150 adet depremin, mekanizma çözümlerini, lokasyonlarını ve spektral ortamda kaynak parametrelerini Archuleta ve diğ. (1982) hesaplamıştır.

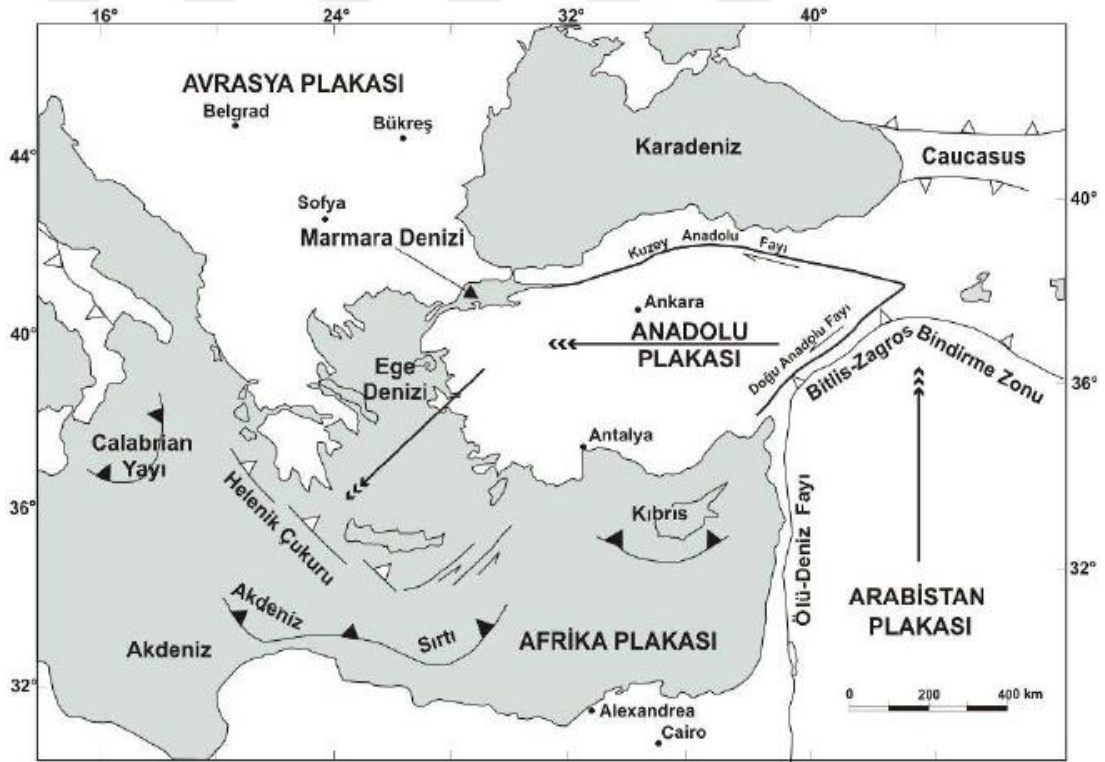
Bu çalışmada, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Ulusal Deprem İzleme Merkezine ait olan ve Marmara Bölgesi'nde kurulmuş istasyonlardan 10 tanesine ait hız kayıtlarından faydalanılarak, Aralık 2007 - Temmuz 2016 tarihleri aralığında

meydana gelmiş olan, $3,4 < M_L \leq 5,2$ magnitüdü 70 adet depremin kaynak parametreleri, P dalgası spektrumları kullanılarak belirlenmiştir. Çalışmada verilen büyüklükler moment magnitüd büyüklüğüdür.

Deprem kaynak parametrelerinin farklı kullanım alanlarının olması nedeniyle bu parametreleri doğru olarak hesaplamak son derece önemlidir. Özellikle, deprem tehlike analizleri açısından küçük depremler ile büyük depremler arasındaki ölçeklendirme ilişkilerinin belirlenmesi, gerilme düşümü ve sismik moment arasındaki doğrusal ilişkinin hesaplanması son derece önemlidir (Mert ve diğ.,2010). Gök ve diğ., (2009)'da yapmış olduğu çalışmada deprem kaynak parametrelerinin büyük depremlerde oluşabilecek yer hareketini tahmin edebilmek için yapılan deprem benzeşim (earthquake simulation) çalışmalarında, bilhassa Ampirik Green fonksiyonları kullanan deprem benzeşim algoritmalarında son derece önemli olduğunu belirtmiştir.

1.TÜRKİYEİN AKTİF TEKTONİĞİ

Türkiye, dünyanın en aktif zonlarından birisi olan Alp-Himalaya deprem kuşağında yer almaktadır. Tarihi boyunca birçok yıkıcı depremin yaşandığı ülkemizde doğrultu atımlı faylar (Doğu Anadolu Fayı - Kuzey Anadolu Fayı), kıtasal çarpışma (Doğu Anadolu), kıtasal genişleme (Ege graben sistemleri, Marmara denizi) gibi pek çok tektonik yapı bulunmaktadır. Avrasya levhası üzerinde bulunan ülkemizin aktif tektoniği etrafını çevreleyen levhalar tarafından yönetilmektedir (Şekil 1.1). Arap levhasının Avrasya levhasına karşı olan hareketi ülkemizin batıya doğru hareket etmesine neden olmaktadır (McKenzie, 1972, 1978).



Şekil 1.1. Türkiye'deki tektonik yapı (Okay ve diğ.,2000)

Türkiye'nin tektoniği Ege graben sistemleri, Doğu Anadolu Fayı (DAF) ve Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile tarif edilebilir. Türkiye'nin doğusundan Yunanistan'a kadar olan ve hemen hemen 1500 km uzunluğunda KAF sadece ürettiği büyük depremlerle değil aynı zamanda büyük depremlerin 1939'dan buyana doğuya doğru sismik göçü ile de iyi bilinen, dünyadaki en uzun ve en iyi çalışılmış sağ yönlü doğrultu atımlı

fayıdır (Ketin, 1969; Şengör, 1979; Barka 1992; Barka and Reilinger, 1997. Aydan, 1997, Stein et al, 1997). Marmara Denizi içerisinde KAF iki ana kola ayrılmaktadır (Kartal, 2010). Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolu Marmara Denizi'ni bir ucundan diğer ucuna kadar geçmekte ve Kuzey Anadolu Fayının en aktif segmentidir (Bozkurt,2001). Bu kol üzerinde 17 Ağustos 1999 depremi de meydana gelmiştir. KAF'ın güney kolu ise Marmara Denizi'nde güneybatı doğrultusu ile Ege Denizi'ne doğru uzanmaktadır(Bozkurt,2001).

KD-GB yönlü olarak Arap ve Afrika levhaları arasında Antakya-Karlıova kesişimine uzanan DAF aktif sol yönlü doğrultu atımlı faydır. Bu bölge aynı zamanda kıtasal çarpışmaya sahne olmaktadır ve yüksek topografya göstermektedir (McClusky et. al., 2000; Şengör et al., 2003).

Depremselliği yüksek olan diğer bölüm ise uzanımı KKD-GGB yönlü olarak Ege denizine doğru uzanım gösteren graben sistemlerinden oluşan Batı Anadolu'dur (Alptekin, 1973, McKenzie, 1978; Dewey and Şengör, 1979). Ege denizindeki Hellenic arktaki GB yönlü hareketin hızı Avrasya levhasına göre 30-40 mm/yıl'dır (McClusky et. al., 2000).

1.1. Marmara Bölgesinin Depremselliği ve Deprem Kaynakları

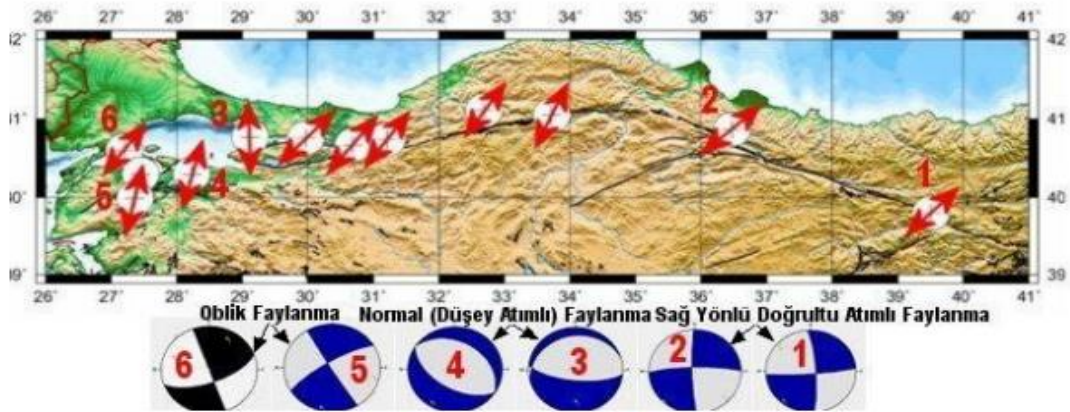
Marmara Bölgesi, yaklaşık olarak 40° - 41°.30' kuzey enlemleri ve 26° - 31° doğu boylamları arasında kalan bölgedir. Marmara bölgesi içerisinde fazlaca yapısal-tektonik yükselti bulunmaktadır ve bu yükseltiler arasında kalan fay denetimli havzalar ile şekillenmektedir (Koçyiğit, 2006). Gelibolu yarımadası, Kocaeli, Kapıdağ, Rodop, Istranca, Ganos, Uludağ ve Armutlu tektonik blokları bu yükseltiler içerisinde bulunmaktadır; İzmit-Sapanca, Geyve, Gemlik, İzmit, İnegöl, Adapazarı, Bursa, Ergene, Saros ve Marmara denizi ile Çanakkale boğazı ve İstanbul boğazı ise fay denetimli havzalar arasında sayılabilir.

Marmara bölgesinin depremselliğinin göreceli olarak çok yüksek olduğu gerek tarihsel gerekse aletsel dönem depremleriyle kanıtlanmıştır. M.S. 29 ve 1894 yılları arasında Marmara bölgesinde şiddeti IX ve X aralığında olan 18 adet tarihsel deprem; 1912 ve 1999 yılları aralığında ise büyüklüğü 6,1 ile 7,4 aralığında farklılık gösteren 13 adet güncel yıkıcı deprem yaşandığını Koçyiğit, (2006) tarafından

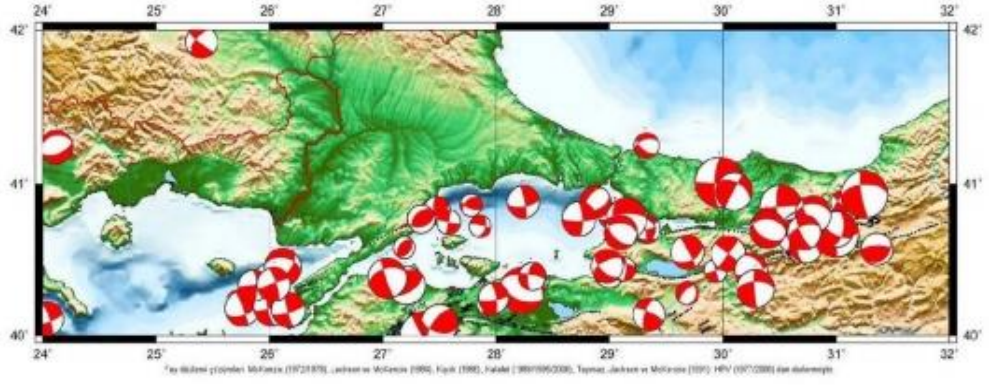
belirtmiştir. Deprem tehlikesi için Marmara bölgesinde sismik etkinliğin bu derece yüksek olması kritik öneme sahiptir. Bunun nedeni Marmara bölgesinde Türkiye nüfusunun ve sanayi merkezlerinin büyük bir kısmı bu bölge içerisinde yer almasıdır. Marmara bölgesindeki eş zamanlı olarak etkinlik gösteren iki neotektonik rejim ve bu rejimleri karakterize eden faylar yüksek deprem etkinliği ve deprem tehlikesinden sorumludur. Bu rejimler doğrultu atımlı neotektonik rejim ve genişleme türü neotektonik rejimlerdir. Bu rejimler sırayla, sağ yanal doğrultu atımlı bir fay sistemi olan Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin (KAFS) batı kesimi ve verev atımlı normal faylar olarak tanımlanabilir. KAFS Marmara bölgesi içerisinde iki alt fay sistemiyle tanımlanabilir. Güney Marmara alt fay sistemi (GMAFS) ve Kuzey Marmara alt fay sistemidir (KMAFS) Marmara bölgesindeki KAFS iki alt fay sistemidir. GMAFS başlıca Sarıköy-Aşağı İnova, Yenice-Gönen, Edincik-Denizkent ve Geyve-İznik fay zonlarından oluşmakta ve Kuzey Marmara Alt Fay Sistemi ise Işıklar, Ganos, Kuzey Marmara, Hendek-Yığılca, Adalar, ve Karapürçek-Sapanca, Gölcük-Akyazı fay zonlarından oluşmaktadır. Çoğunlukla genişleme türü neotektonik rejimin ve bu rejim ile ilgili normal fayların etkisi Marmara bölgesinin Bursa kesiminde görülmektedir. Bunlar Bursa ve İnönü-Eskişehir fay zonlarıdır (BFZ, İEFZ). KMAFS ve GMAFS ile Bursa fay zonunu oluşturan çeşitli fay segmentleri gerek tarihsel gerekse aletsel dönemde etkinlik kazanmış ve büyük yıkıcı depremler üretmiştir. Koçyiğit, (2006) aktif olan bu fay segmentlerinin bazılarının uzun müddetli (246-587 yıl) bazılarının ise kısa müddetli (39-151 yıl) sismik boşluk özelliği taşıdığını söylemiştir. Koçyiğit, (2006) sismik boşluk özelliği gösteren uzun müddetli aktif fay segmentleri arasında İzmit, Kumburgaz, Orta Marmara, Yeşilköy, Işıklar, Evreşe, Edincik, Naimköy, Denizkent, Bandırma, Sarıköy-Aşağı İnova, Gençali, Boğazköy, Yenice, Gemlik, Çamdibi, Mekece-Geyve, Narlıca, Soğukpınar ve Demirtaş fay segmentlerinin sayılabileceğini söylemiştir. Yıkıma yol açabilecek büyük depremler yaratma potansiyeline tüm bu fay segmentleri sahiptir ve başka bir deyişle yakın gelecekte Marmara bölgesinde olabilecek yıkıcı depremlerin kaynağı bu fay segmentleridir.

Sağ yanal doğrultu atımlı faylanma özelliğine sahip KAF'da blokların birbirine göre hareket şekli yanal olarak hareket etmektedir. Genel anlamda KAFZ üzerinde meydana gelen büyük depremlerin gerilme dağılımları ve karakteristikleri

değişmemektedir. Şekil 1.2’de gösterilmiş olan 1 numaralı depremde maksimum gerilme (T açılma) ekseninin hakim yönü KD-GB olup, tüm KAFZ boyunca bu yön meydana gelen büyük depremlerde de aynı özelliği taşımaktadır. Yalın sağ yanal doğrultu atımlı karakter özelliğini yapılış olan faylanma mekanizma çözümleri de göstermektedir. Fakat Kuzey Anadolu Fay Zonu’nun batıya uzantısı Bolu’ya kadar net olarak gözlenmesine rağmen Kuzey Anadolu Fay Zonu 2 ana kola Marmara bölgesini doğusundan itibaren ayrılmaktadır. Batı yönüne doğru hareket ettikçe ve deniz içerisinde güneye doğru inildikçe faylanma özelliğinin değişmekte olduğunu ve meydana gelmiş olan depremlerin düşey atımlı normal faylanma özelliği taşıdığı görülmektedir. Hakim olan gerilme eksenlerinin konumu da bununla birlikte değişmekte ve maksimum gerilme ekseninin hakim yönü çoğunlukla K-G olarak gözlenmektedir. Şekil 1.2’te de görüldüğü gibi batı yönüne daha fazla ilerledikçe ve güneybatı yönüne doğru ilerledikçe örnek olarak 5 ve 6 numaralı depremler gerek faylanma özelliği (Oblik), gerekse maksimum gerilme yönleri (KKD – GGB) tekrar değişmektedir. Bu sonuçlar da gösteriyor ki, KAFZ’nun batıya doğru ilerlediğinde özellikle Marmara denizi içinde Batı Anadolu’nun açılma rejiminin de bu bölge içerisinde etkisi olduğunu, Marmara Denizi ve yakın çevresinin iki büyük tektonik rejimin bir yerde bir araya geldiği ve birbirlerini etkilediği sonucunu göstermektedir. Son yüzyıl içerisinde bölge içerisinde meydana gelmiş olan son deprem olan 1912 Mürefte – Şarköy depremi buna en güzel örnek olarak verilebilir ve bu deprem oblik faylanma özelliği göstermektedir. Kalafat ve diğ., (2009) tarafından yapılan ve Şekil 1.3’te verilen harita, bölgedeki yapılan orta büyüklüklerdeki depremlerin faylanma mekanizmaları da bu görüşü destekler nitelikte olduğunu göstermektedir.



Şekil 1.2. Kalafat ve diğ., (2007) yapmış olduğu KAFZ boyunca maksimum gerilme eksenlerinin (T) dağılımını ve sistematik olarak doğrultularının ve faylanma mekanizmalarının değişimini gösteren harita



Şekil 1.3. Kalafat ve diğ., 2009'da yapmış olduğu Marmara Bölgesi'ndeki faylanma mekanizmalarının dağılımı gösteren harita



2. DEPREM KAYNAK PARAMETRELERİ

Kurumsal ve gözlemsel olarak birçok çalışma deprem kaynağının fiziksel olarak açıklamak için yapılmaktadır. Sığ bir depremin oluşturmuş olduğu faylanmaya Reid (1910)'in vermiş olduğu tanımlamayla kurumsal çalışmalar başlamıştır. Dinamik yaklaşım ve kinematik yaklaşım olmak üzere kurumsal kaynak çalışmalarını iki bölüm altında toplanmaktadır. Fay üzerinde kaymanın zamana göre tanımlanması kinematik çalışmalarda gereklidir. Fay düzlemi üzerindeki gerilme dinamik yaklaşımlarda ise önce tanımlanmaktadır. Duda (1978) depremi birçok yönü ile tarif eden kaynak değıştirenlerini şu şekilde ifade etmiştir.

2.1. Kinematik Kaynak Parametreleri

Fay genişliği: Deprem sırasında meydana gelen faylanmanın eğimi yönünde en büyük uzanımdır.

Faylanmanın doğrultusu: Faylanmanın yatay yöndeki uzanımlarının kuzey ile yaptığı açıdır.

Fay uzunluğu: Deprem sırasında meydana gelen faylanmanın yatay yöndeki en büyük uzanımdır.

Deprem Hacmi: Deprem sırasında yamulma değışiminin kritik değeri astığı faylanma düzlemi çevresindeki alandır.

2.2. Dinamik Kaynak Parametreleri

Sismik yeterlilik: Sismik enerjinin deprem enerjisine olan oranına denir ve 1'den küçüktür.

Deprem enerjisi: Deprem sırasında diğer tür enerjilere dönüşen potansiyel enerjine denir.

Faylanma süresi: Fay düzlemi boyunca faylanma oluşumunun toplam süresidir.

Yükselme zamanı: Fay düzlemi üzerindeki bir noktada faylanmanın oluşma süresidir.

Sismik Moment: Faylanma hareketine eşdeğerlikte bir nokta kaynağın momentidir.

Yırtılma hızı: Fay düzlemi üzerinde belirli bir doğrultuda yayılan yırtılma cephesinin yayılma hızıdır.

Gerilme Düşümü: Aktif fay bölgesinde başlangıçtaki gerilme (σ_0) ile deprem sonrasında arta kalan gerilme (σ_1) arasındaki farktır.

Sismik Enerji: Deprem odağından sismik dalgalar biçiminde yayılan enerjiye denir. Sismik dalga enerjisi, sadece kaynağın fiziksel özelliklerine bağlıdır.

2.3. Kuramsal Kaynak Modelleri

Birçok çalışma depremin kaynağını modellemek için yapılmıştır. Haskell (1964), Aki (1967) ve Brune (1970) kaynak modelleri yapılmış olan çalışmaların en fazla bilinenleridir. Brune (1970)'in dairesel kaynak modeli bu modeller içerisinde en çok kullanılan kaynak modelidir.

2.3.1. Haskell kaynak modeli

W eninde ve L boyunda bir fay düzlemi üzerinde Haskell (1964), U_0 değerinde bir yer değiştirmenin, v_r hızıyla hareket ettiği sonlu kırılma şeklinde meydana gelen bir kaynak modelini önermiştir. Bu model tanımlamasında, üzerindeki yer değiştirmenin kaynak-zaman fonksiyonu;

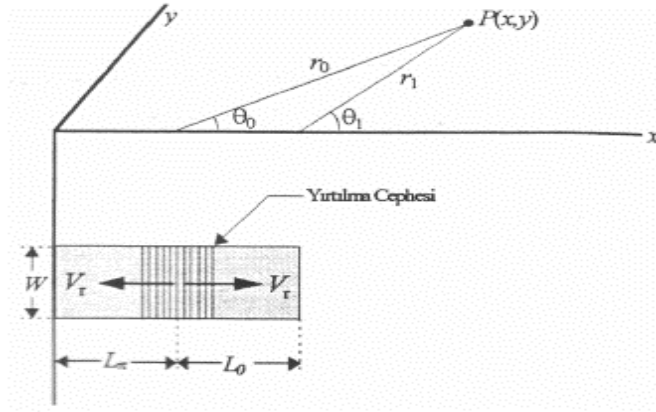
$$u(t) = 0, \quad t < 0 \quad (2.1.a)$$

$$u(t) = (1 - e^{-(t/\tau)}) \quad t > 0 \quad (2.1.b)$$

olan ve iki yönlü faylanma mekanizması içeren deprem kaynağından r uzaklıktaki uzak-alan noktasında oluşan yer değiştirmenin genlik spektrumu, yön bağımsız, ortam homojen, v_r hızı sabit ve yer değiştirme W üzerinde anlık olmak koşuluyla,

$$|H_C| = [(R_C(\Theta, \varphi, r) * \mu * A * U_0) / (4 * \pi * (c^3) * \rho * h * r)] * [(F(\omega, \tau_0, \tau_\pi) / (1 + (\omega^2 + (\tau^2))^{1/2})] \quad (2.2)$$

bağıntısıyla verilmektedir. Şekil 3.1'de ise Kasahara (1981)'in ifade etmiş olduğu P(x,y) noktasındaki istasyon ile kaynak arasındaki geometri verilmektedir.



Şekil 2.1. Kasahara (1981)'nin ifade etmiş olduğu P(x,y) noktasındaki istasyon ile kaynak arasındaki geometri

Burada;

$R_c(\Theta, \varphi, r)$: c hızıyla yayılan P ve S dalgalarının yayılım örüntüsü
(Brune, 1970,1971)

μ : Katılık sabiti (rijidite) (dyne/cm²)

$A=W(L_0 + L_\pi)$: Fay alanı

ω : Açısal Frekans

U_0 : Fayın üzerindeki bir noktadaki yer değiştirmenin en büyük değeri

τ : U_0 'a erişmek için geçen süre (yükselme zamanı)

c : Sismik dalga hızı (P veya S)

τ_0 ve τ_π : Birbirine ters yönde ilerleyen L_0 ve L_π boyundaki faylanma için geçen süre'dir (s).

Ayrıca;

$$\tau_0 = [(L_0/c) * ((c/V_r) - \cos\Theta)] \quad (2.3.a)$$

$$\tau_\pi = [(L_\pi/c) + ((c/V_r) * \cos\Theta)] \quad (2.3.b)$$

şeklinde tanımlanmıştır. v_r , Faylanma (rupture) hızı ve q açısı sismik ışın ile fay düzlemi arasında kalan açıdır. (3.2) bağıntısındaki $F(\omega, t_0, t_p)$ fonksiyonu ise Savage (1972)'e göre,

$$F(\omega, \tau_0, \tau_\pi) = [(L_0 * f(\tau_0))^2 + (L_\pi * f(\tau_\pi))^2 + 2 * \pi * L_0 * L_\pi * f * \tau_\pi * \cos(\omega * (\tau_0 - \tau_\pi) / 2)]^{1/2} / (L_0 + L_\pi) \quad (2.3)$$

'dir. Burada;

$$f(\tau_i) = (\sin(\omega \cdot \tau_i / 2)) / (\omega \cdot \tau_i / 2), \quad i=0, \pi \quad (2.5)$$

olarak verilmiştir. $|H_c|$ ile verilen kaynak spektrumunun, ω_1^c , ω_2 , ω_3 frekansları ile verilen ve

$L = L_0 + L_\pi$ olmak üzere

$$\omega_1^c = ((2 \cdot c) / L) \cdot ((c^2 / V_r^2 + \cos^2 \Theta)^{1/2}) / (c^2 / V_r^2 - \cos^2 \Theta) \quad (2.6)$$

$$\omega_2 = (4.6 \cdot V_r) / W \quad (2.6.b)$$

$$\omega_3 = (\omega_1 \cdot \omega_2)^{1/2} \text{ 'dir.} \quad (2.6.c)$$

Haskell kaynak fonksiyonu görüldüğü gibi üç köşe frekansıyla tanımlanabilmektedir.

2.3.2. Aki kaynak modeli

Yarı deterministik ve istatistik deprem kaynak modelini öneren Haskell (1964)'in deprem kaynak modeline dayanan Aki (1967) kaynak spektrumları üzerinde çalışmalarını yapmıştır. Adlandırmasını $|A(\omega)|$ şeklinde yaptığı kaynak genlik spektrumu fay üzerindeki yer değiştirme fonksiyonunun öz ilişkisi türünden açıklamaktadır. Öz ilişki fonksiyonunda mekan ve zaman özelliklerini bir arada tutan sonsuz sayıda mekan ve zaman fonksiyonunu bir araya getirerek, istatistiki bir şekilde kaynak fonksiyonunu tanımlamıştır. Aki (1967)'yi temel alarak, soğurulması olmayan bir ortamda kaynak fonksiyonunun uzak alan yer değiştirme spektrumu, ω^{-2} modeli için;

$$|A(\omega)| = [(R_c(\Theta, \varphi, r) / (4 \cdot \pi \cdot (c^3) \cdot \rho \cdot r))] \cdot [1 + (\omega / \omega_1)^2]^{-1/2} \cdot [1 + (\omega / \omega_2)^2]^{-1/2} \quad (2.7)$$

ω^{-3} modeli için ise;

$$|A(\omega)| = [(R_c(\Theta, \varphi, r) / (4 \cdot \pi \cdot (c^3) \cdot \rho \cdot r))] \cdot [1 + (\omega / \omega_1)^2]^{-1/2} \cdot [1 + (\omega / \omega_2)^2]^{-1/2} \quad (2.8)$$

şeklinde ifade edilebilmektedir. Burada ω_1 ve ω_2 köşe frekanslarıdır ve Haskell modelinde önerilmiş olan köşe frekanslarıdır.

2.3.3. Brune kaynak model

Brune (1970, 1971) modeli kaynak modelleri içerisinde en yaygın olarak kullanılan kaynak modelidir ve bu modele göre kaynak noktasal olarak ve dairesel olarak yayılımın da olduğu düşünüldüğü modeldir. Brune kaynak modeline göre Brune'nin kaynak-zaman fonksiyonu;

$$u(t) = (\sigma/\mu) * \beta * \tau * (1 - e^{-(t/\tau)}) \quad (2.9)$$

bağıntısıyla verilmektedir. Burada;

σ	: Etkin gerilme (bar)
μ	: Katılık sabiti (rijidite) (dyne/cm ²)
β	: S dalga hızı (cm/s)
τ	: Zaman sabiti (s)

Buna bağlı olarak kaynak içindeki yer değiştirme spektrumu,

$$\Omega(\omega) = (\sigma * \beta / \mu) / [\omega * (\omega^2 + \tau^{-2})^{1/2}] \quad (2.10)$$

Uzak – alan yer değiştirme spektrumu S dalgası için ise karekök ortalama (RMS) alınarak,

$$\langle \Omega(\omega) \rangle = \langle R_{\theta\theta} \rangle (\sigma * \beta / \mu) * (r/R) * F(\epsilon) / ((\omega^2) + (\alpha^2))^{1/2} \quad (2.11)$$

bağıntısı ile verilmektedir. Burada;

$\langle R_{\theta\theta} \rangle$: Yayınım örüntüsünün karekök ortalaması
r	: Dairesel yer değiştirme yüzeyinin (fay) yarıçapı (cm)
R	: Kaynak – alıcı arasındaki uzaklık (cm)
ϵ	: Gerilme düşümü kesiri

$$\alpha = 2.21 * \beta / r$$

$$ve F(\epsilon) = [(2 - 2 * \epsilon) * [1 - \cos(1.21 * \epsilon * \omega / \alpha)] + (\epsilon^2)]^{1/2} \quad (2.12)$$

şeklinde ifade edilmektedir.

2.4 Kaynak Parametrelerinin Hesaplanması

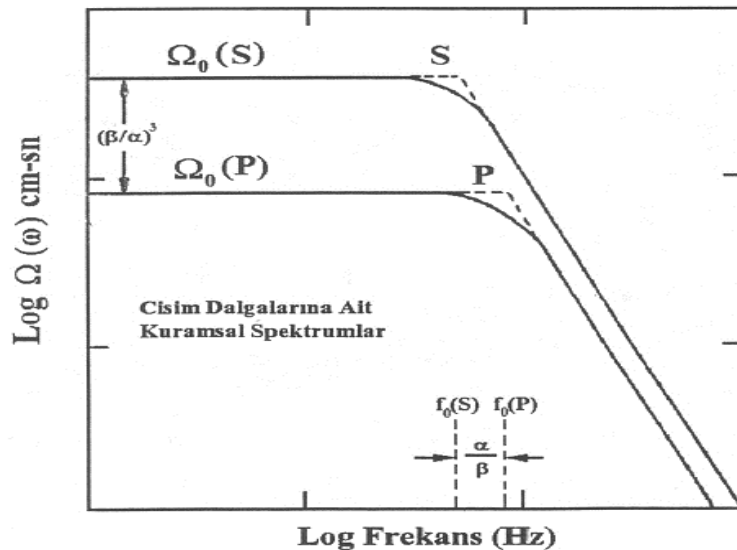
Uzak – alan spektral parametreleri, kaynak yarıçapı (r), sismik moment (M₀) ve gerilme düşümü ($\Delta\sigma$) arasında ilişki olabileceğini Brune (1970, 1971)'in kaynak modelinde gösterilmiştir. S dalgalarından yararlanarak parametreler arasında ilişki

kuran Brune (1970), S dalga hızını ilgili bağıntılarda kullanmıştır. Hanks ve Wyss (1972) tarafından P dalgası için Brune'nin modeli daha sonra geliştirilmiştir.

Kaynak yarıçapı ve kuramsal P dalgası spektrumu arasında bir ilişki aramamasına rağmen Brune (1970); Hanks ve Wyss (1972), dalga yayılımından kaynak parametrelerinin elde edilebileceğini ve S dalgasına göre P dalgasının daha fazla tercih edildiğini göstermişlerdir.

Kaynak parametrelerini elde etmek için gerekli olan spektral parametreler, köşe frekansı (f_0) ile sabit düşük frekans seviyesi (Ω_0) P dalgasının ve S dalgasının yer değiştirme spektrumlarından okunmaktadır. Köşe frekansı (f_0), kaynak yarıçapı ile ilişkili olup sabit düşük frekans seviyesi (Ω_0) ise sismik moment (M_0) ile ilişkilidir. Ayrıca Hanks ve Thatcher (1972) yer değiştirme spektrumlarından, yüksek frekanslara doğru ($f > f_0$) genliklerdeki azalımı kontrol eden spektral eğiminde (g) hesaplandığını söylemiştir.

Yüksek frekanslardaki spektral eğim ile sabit düşük frekans seviyesini (Ω_0) ifade edebilecek iki doğru, uygun bir şekilde spektrum üzerinde yerleştirilir. Köşe frekansı bu iki doğru kesişim noktasının yatay eksenindeki değeridir. P dalgası ve S dalgasının yayılım etkileri giderildikten sonra Brune kaynak modeline göre hesaplanan kuramsal spektrumları Şekil 3.2'de verilmiştir.



Şekil 2.2. P dalgası ve S dalgasının yayılım etkisi giderildikten sonra Brune kaynak modeline göre hesaplanan kuramsal spektrumları

Spektral yöntemlerle ilgili bağıntılar kullanılarak kaynak parametrelerinin nasıl elde edilebileceği bu bölümde gösterilmiştir.

2.4.1. Sismik moment

Sismik moment, deprem anında deprem kaynağına tesir eden kuvvet sistemi içerisinde tanımlanan eşdeğer kuvvet çiftinin fiziksel momenti olarak bilinmektedir. Arazi gözlemlerine dayanan Aki (1966) sismik momenti yapmış olduğu bir çalışma sonrasında şu şekilde tanımlamıştır:

$$M_0 = \mu * U * S \quad (3.13)$$

Burada;

- μ : Katılık sabiti (dyn/cm²)
- U : Fay düzlemindeki ortalama yer değiştirme (cm)
- S : Faylanma yüzeyinin alanı (cm²)'dir.

Bu bağıntıya göre, faylanma yüzeyi alanının, faylanma düzleminin genişliği (W) ve boyu (L)'nin çarpımına eşit olduğu bilinmektedir ve faylanmanın boyutlu olduğu düşünülmektedir.

Spektral parametrelerden yararlanılarak sismik moment için Keilis ve Borok (1960)'ın verdiği bağıntı;

$$M_0(V_{P,S}) = [4 * \pi * \rho * R * (V_{P,S}^3) * ((\Omega_0(P,S) / k * R_{\Theta\phi}(P,S))] \quad (2.14)$$

şeklindedir. Burada;

- $M_0(V_{P,S})$: Sismik Moment (dyn.cm)
- R : Episantr – istasyon arası uzaklık (cm)
- ρ : Ortamın yoğunluğu (gr/cm³)
- $R_{\Theta\phi}(P,S)$: Sismik dalganın yayılım örüntüsü katsayısı
- Ω_0 : Düşük frekans seviyesi (cm.s)
- k : Serbest yüzey düzeltmesi
- $V_{P,S}$: P ve S dalgası için dalga hızı (cm/s)

2.4.2. Kaynak yarıçapı

Kaynağı dairesel bir fay düzlemi olacak şekilde kabul eden Brune kaynak modeli, Hanks ve Wyss (1972) tarafından Brune (1971) kaynak modelini yeniden düzenleyerek kaynak yarıçapını şu şekilde tanımlamışlardır:

$$r = ((2.34 * V_{P,S}) / (2 * \pi * f_0)) \quad (2.15)$$

Burada;

r : Kaynak yarıçapı (cm)

$V_{P,S}$: P ve S dalgası için dalga hızı (cm/s)

f_0 : Köşe frekansı (Hz)

Ancak her zaman mikro depremler için Brune (1970) yöntemiyle elde edilen kaynak yarıçapı (r) geçerli olmamaktadır. Brune modelinde yırtılma hızının sabit olarak kabul edilmesi bunun sebebidir. Iio (1992) mikro depremlerin yırtılma hızı ile büyük depremlerin yırtılma hızının aynı olduğu konusunun tartışılması gerektiğini ifade etmiştir.

2.4.3. Gerilme düşümü

Gerilme düşümü aktif fay bölgesinde başlangıçtaki gerilme (σ_0) ile deprem sonrasında arta kalan gerilme (σ_1) arasındaki fark olarak tanımlanmaktadır.

$$\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1 \quad (2.16)$$

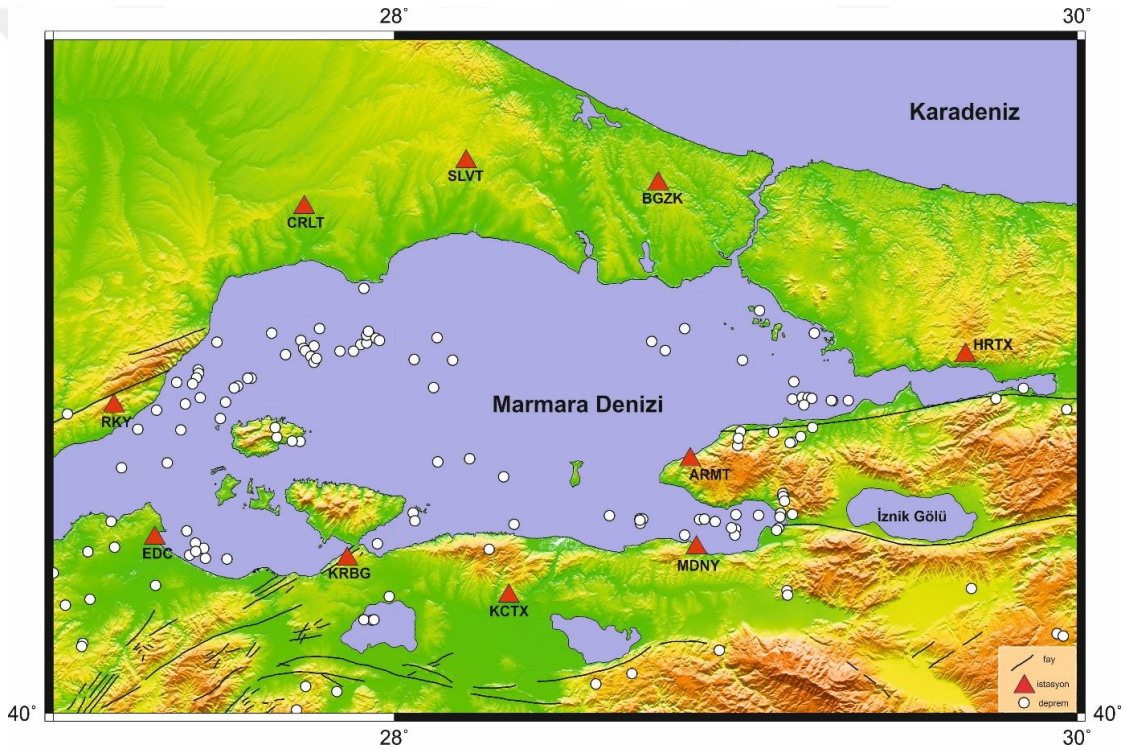
olarak tanımlanır. Bir depremin dalga spektrumlarından faydalanılarak gerilme düşümünü sismik moment ve kaynak yarıçapı türünden yazılırsa;

$$\Delta\sigma = (7/16) * (M_0 / (r^3)) \quad (2.17)$$

bağıntısı elde edilir (Brune, 1970, 1971).

3. VERİ TOPLAMA VE İŞLEME AŞAMALARI

Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Ulusal Deprem İzleme Merkezi'ne ait 10 istasyonun sayısal hız kayıtları kullanılarak bu çalışma yapılmıştır. Veriler Marmara Bölgesi'nde kurulmuş olan ARMT (Armutlu), HRTX (Hereke), SLVT (Silivri), KRBG (Karabiga), MDNY (Mudanya), KCTX (Karacabey), EDC (Edincik), CRLT (Corlu), RKY (Sarköy) ve BGKT (Boğazköy) istasyonlarına aittir. İstasyonlara ait bilgiler Tablo 3.1 de verilmiştir.

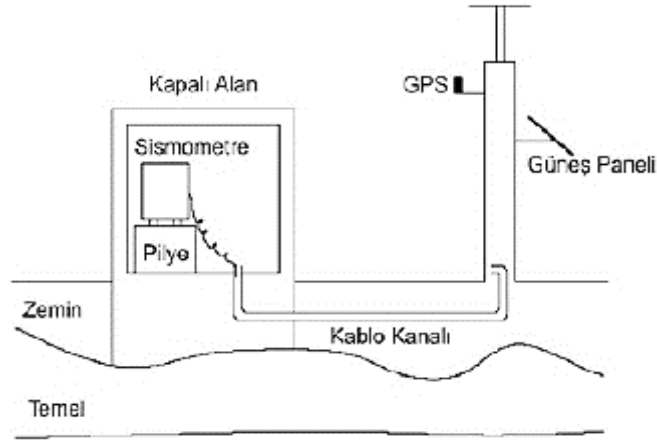


Şekil 3.1. Çalışmada kullanılan depremler ve bunları kayıt eden deprem kayıt istasyonları

ARMT, SLVT, KRBG, MDNY, KCTX, EDC ve BGKT istasyonlarında kullanılmış olan cihazlar GÜRALP marka CMG 3ESP model, HRTX ve RKY istasyonlarında kullanılmış olan cihaz GÜRALP marka CMG 3T model, CRLT istasyonlarında kullanılmış olan cihaz ise GÜRALP marka CMG 3SP model sismometredir. ARMT, HRTX, SLVT, KRBG, MDNY, KCTX, EDC, CRLT, RKY ve BGKT istasyonlarının resimleri Şekil 3.3 – Şekil 3.12'de gösterilmiştir. Geniş-bantlı sismometrenin kurulmuş olduğu istasyonun şematik görünümü ise Şekil 3.2'de verilmiştir.

Tablo 3.1. Çalışmada kullanılmış olan deprem istasyonlarının bilgileri

İstasyon Adı	İstasyon Kodu	Enlem	Boylam	Yükseklik (m)	Kayıtçı Tipi	Sismometre Tipi	Kurulum Tarihi
Armutlu	ARMT	40.568 K	28.866 D	320 m	Güralp	CMG 3ESP	17 Aralık 2007
Hereke	HRTX	40.801K	29.673D	645 m	Güralp	CMG 3T	25 Haziran 2008
Silivri	SLVT	41.230 K	28.210 D	180 m	Güralp	CMG 3ESP	1 Haziran 2007
Karabiga	KRBG	40.393 K	27.298D	76 m	Güralp	CMG 3ESP	27 Haziran 2008
Mudanya	MDNY	40.371 K	28.885 D	120 m	Güralp	CMG 3 ESP	9 Temmuz 2008
Karacabey	KCTX	40.263 K	28.335 D	451 m	Güralp	CMG 3ESP	11 Temmuz 2008
Edincik	EDC	40.346 K	27.862 D	269 m	Güralp	CMG 3ESP	12 Temmuz 2008
Çorlu	CRLT	41.129 K	27.736 D	230 m	Güralp	CMG 3SP	16 Mayıs 2007
Şarköy	RKY	40.688 K	27.178 D	687 m	Güralp	CMG 3T	14 Nisan 2006
Boğazköy	BGKT	41.181 K	28.773 D	80 m	Güralp	CMG 3ESP	29 Mayıs 2007



Şekil 3.2.Şematik olarak geniş-bantlı sismometrenin kurulmuş olduğu istasyonun görünümü

3.1. İncelenen Depremlerin Seçimi ve Kayıt Özellikleri

Bu çalışmada, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Ulusal Deprem İzleme Merkezine ait olan ve Marmara Bölgesi'nde kurulmuş istasyonlardan 10 tanesine ait hız kayıtlarından faydalanılarak, Aralık 2007 - Temmuz 2016 tarihleri aralığında meydana gelmiş olan, $3,4 < M_L \leq 5,2$ magnitudlü 70 adet depremin kaynak parametreleri, P dalgası spektrumları kullanılarak belirlenmiştir. (Şekil 3.1). Çalışmada kullanılmış olan depremlere ait lokasyon bilgileri Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Ulusal Deprem İzleme Merkezi'nden alınmıştır. Alınmış olan bu depremlerin veri işlem aşamaları Seismic Analysis Code (SAC) programı ve MATLAB yazılımı kullanılarak elde edilmiştir.

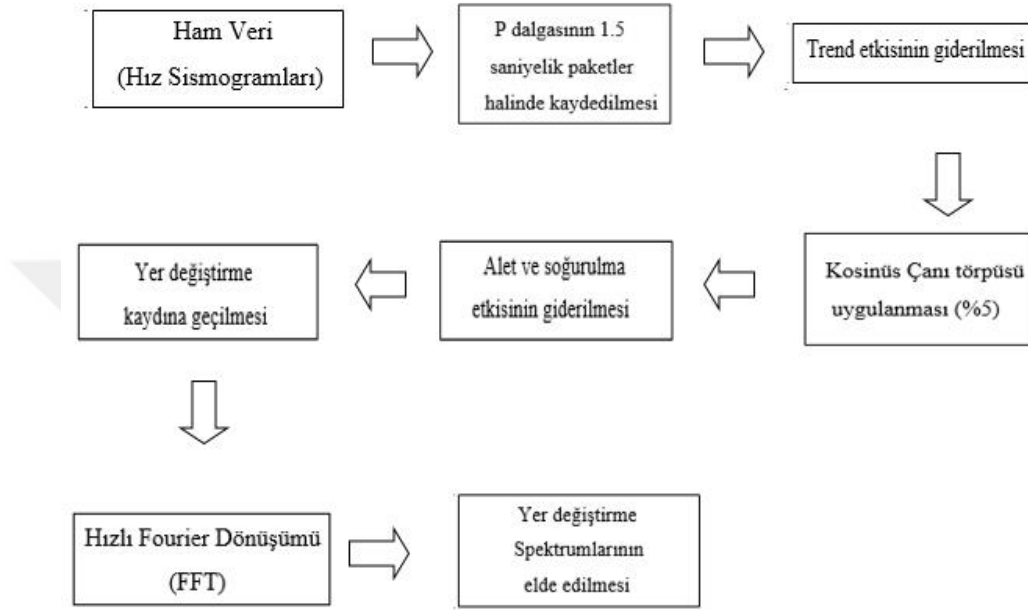
Çalışmada kullanılmış olan depremlerin seçimi yapılırken birçok faktöre dikkat edilerek seçim yapılmıştır. Depremlerin seçimi yapılırken sinyal gürültü oranı yüksek, kesintisiz olarak kayıt edilmiş ve 4 istasyon ve daha fazla istasyon tarafından kayıt edilmiş olması göz önünde tutulmuştur. Şekil 3.1'de çalışmada kullanılmış olan 70 depremin harita üzerinde lokasyonları gösterilmektedir.

3.2 İncelenen Depremlerin Spektrumları ve Uygulanan Veri-İşlem Teknikleri

Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Ulusal Deprem İzleme Merkezi'nden çalışmada kullanılmış olan deprem kayıtları alınmıştır. Çalışmada, Seismic Analysis

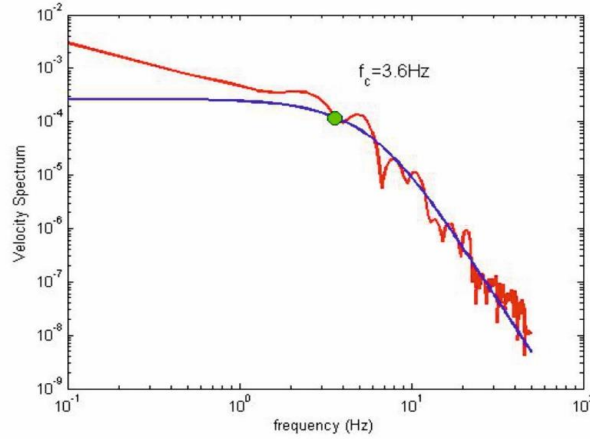
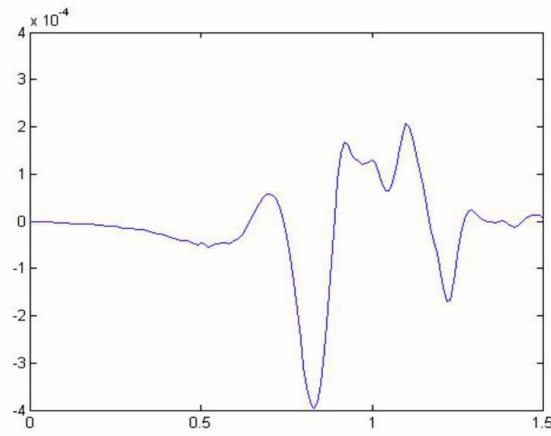
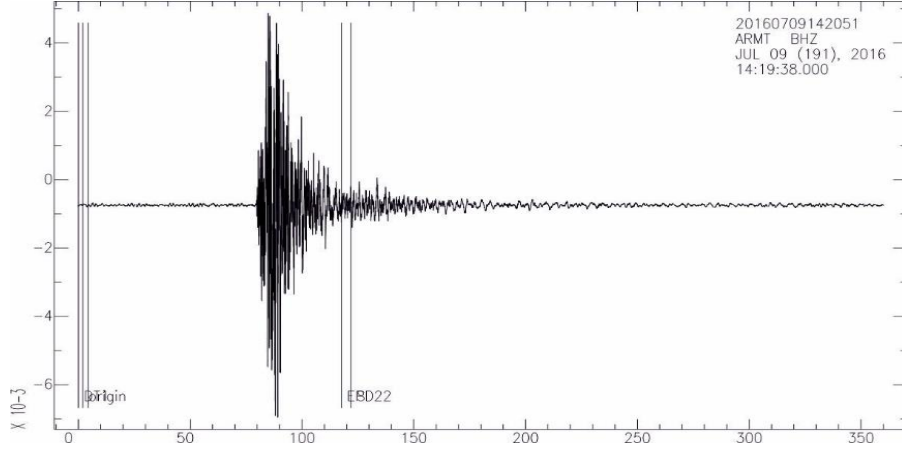
Code (SAC) ve MATLAB yazılımı kullanılarak deprem kayıtlarına uygulanan veri-işlem teknikleri yapılmıştır.

Bir depreme ait arazi kayıtlarından yer değiştirme spektrumu elde edilene kadar uygulanan veri-işlem akış diyagramı Şekil 3.13'te gösterilmiştir.



Şekil 3.3. Arazi kayıtlarından, yer değiştirme spektrumuna ulaşılanaya kadar uygulanan veri-işlem akış diyagramı

Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathenesi Ulusal Deprem İzleme Merkezi'nden alınan veri paketleri 30 dakikalık veri paketleri şeklindedir. Bu veriler içerisinde deprem oluş zamanlarını elde etmek için SAC programı kullanılarak teker teker incelenmiştir. Şekil 3.14'de 17.07.2016, M_I=4,0 Marmara Denizi Yalova açıklarında meydana gelen depremini kaydeden ARMT istasyonunu SAC ekran görüntüsü verilmiştir.



Şekil 3.4. 09.07.2016 $M_L=3,6$ Marmara Denizi Yalova açıklarında meydana gelen depremi kaydeden ARMT istasyonu kaydına ait düşey bileşen dalga şekli, P dalgası ve P dalgası spektrumu

Çalışmada kullanılmış olan 70 adet depreme ait verinin, düşey bileşende P dalgası zamanları okumaları yapılmasından sonra tamamı için teker teker pencereleme işlemi yapılmıştır. P dalgasının varış zamanı belirlenip 0,5 saniye öncesinden başlanıp

toplamda 1,5 saniye olacak şekilde paketler şeklinde kayıt edilmiştir. Çalışmada kullanılmış olan depremleri kayıt etmiş olan tüm istasyonlardaki deprem dalgaları, trend etkisi giderilmeden önce toplamda 1,5 saniyelik paketler şeklinde olacak şekilde kayıt edilmiş ve daha sonra tüm veriler üzerinde trend etkisi giderilmiştir.

Gibbs olayı; Fourier dönüşümü alınan bir zaman verisinin, frekans ortamındaki salınımların nedeni zamanda meydana gelen ani kesilmelerdir. Trend etkisi veri üzerinden giderildikten sonra frekans ortamında Gibbs olayının önüne geçmek için yer değiştirme verisine Fourier dönüşümünü uygulamadan önce %5 işlepli kosinüs penceresiyle çarpma işlemi yaparak iki uç kısmında törpüleme işlemi yapılmıştır.

Veri üzerindeki cihazların büyütme etkisi törpüleme işlemi yapıldıktan sonra giderilmiştir. Cihazların kalibrasyon bilgisi ve Pole-Zero tablolarından yararlanılarak bu işlem yapılmıştır. Sıfırlar düşey bileşen kayıtlarından atılarak yer değiştirme kayıtlarına geçilmiştir. Hızlı Fourier Dönüşümü (FFT) bu yer değiştirme verilerine uygulanmış ve bu işlem sonucunda yer değiştirme spektrumlarına ulaşılmıştır.

Ham verinin 1,5 saniyelik pencerelenmesi SAC programında yapılmış, trend etkisi giderildikten sonra kosinüs çanı törpüsü (Deprem verisinin başında ve sonunda herhangi bir nedenden dolayı oluşmuş yapay değerler varsa o kısımları sıfırlamak için cosinüs çanı törpüsü uygulanmıştır.) uygulanmış Hızlı Fourier Dönüşümü yapılarak değiştirme spektrumlarına ulaşılan kadar tüm işlemler ve kaydedilen istasyonlara ait yer değiştirme spektrumları ise MATLAB yazılımı kullanılarak üst üste çizdirilmiştir ve bu spektrumların daha sonra ortalaması alınmıştır. Soğurulma etkisi ortalamaları alınmış olan bu spektrumlar üzerinden giderilmiştir (Şekil 3.16).

Soğurulma yer içi malzemesinin anelastik davranışına denilmektedir. Soğurulma etkisi deprem dalgası kaydından giderilmek için, o dalga fazının bölgedeki kalite faktörü Θ_0 'ın bilinmesi gerekmektedir. Çalışma için kullanılmış olan Marmara Bölgesinin kalite faktörü Θ_0 değeri S dalgası için;

$$Q_{0(S)} = (50 \pm 1.7) * (f^{(1.09 \pm 0.05)}) \quad (3.1)$$

bağıntısıdır (Horasan ve Boztepe-Güney., 1998). P dalgasının kalite faktörü için ise;

$$Q_{0(P)} = (1.5) * Q_{0(S)} \quad (3.2)$$

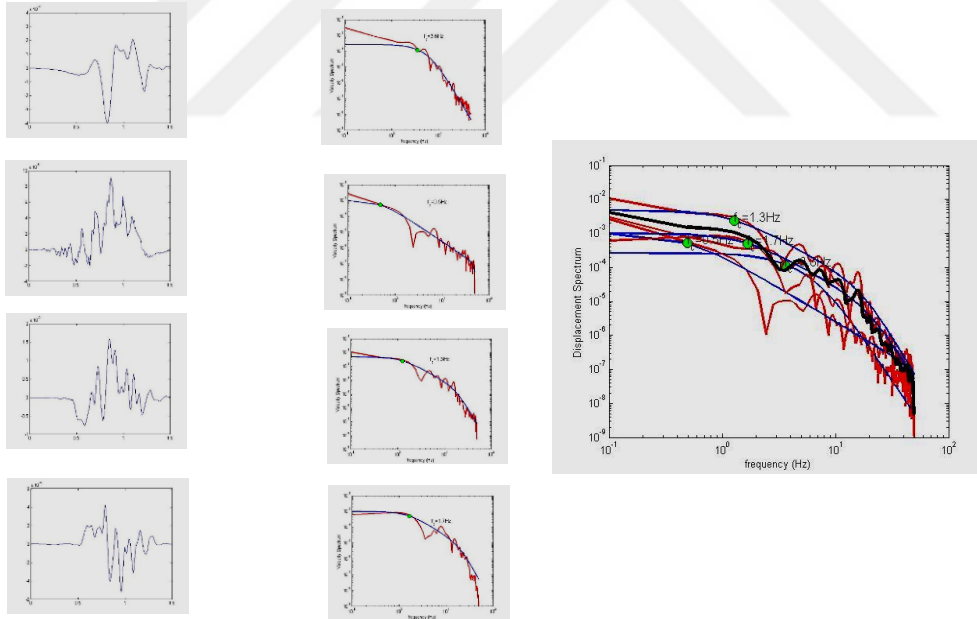
bağıntısı kullanılmıştır. Buradan;

$$Q_{P,S}(R,f) = e^{(-\pi*f*R)} / (Q_{0(P,S)}*V_{P,S}) \quad (3.3)$$

soğurulma etkisinin giderilmesi bağıntısından faydalanılarak (Horasan ve Boztepe-Güney., 1998) yapılmıştır. Burada;

- f : frekans
R : Episantr – istasyon arasındaki mesafe (km)
 $V_{P,S}$: P veya S dalgası hızı (km/sn)
 $Q_{0(P,S)}$: P ve S dalgası için kalite faktörü (1/km)
 $Q_{P,S}(R,f)$: S dalgası yol ve frekans bağımlı soğurulma spektrumudur.

Düşük frekans seviyesi ile köşe frekansları okumaları soğurulma etkisi ve alet etkisi giderilmiş bu yer değiştirme spektrumları kullanılarak yapılmış ve eğim buradan belirlenmiştir. Yer değiştirme spektrumları üst üste MATLAB yazılımı kullanılarak çizdirilmiş ve çizdirilmiş olan spektrumların ortalamaları alınmıştır. Soğurulma etkisi ortalamaları alınmış olan bu spektrumlardan giderilmiştir.



Şekil 3.5. 09 Temmuz 2016 Yalova açıkları depremini ($M_L=3,6$) kayıt eden istasyonlar için spektral analiz sonuçları

Daha sonra gerilme düşümü (3.16), sismik moment (2.14), kaynak yarıçapı ve M_w parametreleri ilgili bağıntılarda yerlerine konularak elde edilmiştir.

Tablo 3.2. P dalgası yerdeğiştirme spektrumlarından elde edilen deprem kaynak parametreleri

<i>No</i>	<i>Deprem Tarihi</i>	<i>Deprem Derinliği (km)</i>	<i>M_L</i>	<i>f_c (Hz)</i>	<i>M_w</i>	<i>M_o</i>	<i>r(m)</i>	<i>Δσ (MPa)</i>
1	20071209_032009	15	3,6	7,13	3,6	2,84E+14	173,3	33,1
2	20080412_032520	10,1	3,5	2,05	4,2	1,90E+15	1024,8	18,4
3	20080512_151125	22	3,8	6,35	3,9	7,40E+14	143,5	46,7
4	20080629_082801	6,8	3,7	4,79	3,8	5,40E+14	533,4	14,3
5	20080709_045448	6,4	3,6	10,7	3,9	6,70E+14	157	76,5
6	20080710_074953	13,6	4,9	2,05	4,6	7,60E+15	2656,8	8,8
7	20080714_160212	7,9	3,7	8,3	3,8	6,30E+14	784	91,5
8	20081005_060405	15,3	4,1	7,13	4,3	3,24E+15	234,1	102,6
9	20081022_010035	8,3	3,6	4,01	4	1,15E+15	218,7	20,7
10	20090123_163450	14,9	3,5	3,62	3,9	8,42E+14	87,2	20,4
11	20090124_155838	16,5	4,2	2,05	4,4	5,25E+15	634,9	17,5
12	20090125_032652	14,5	3,6	3,23	4	9,46E+14	459,9	6,3
13	20090318_163337	10,9	3,7	3,23	3,9	8,36E+14	459,9	13,4
14	20090427_190306	18,3	4,1	1,66	4,7	1,34E+16	533,4	30,8
15	20090523_215700	10,8	3,8	13	3,8	6,19E+14	272,3	176,6
16	20090622_092911	5,8	3,6	6,35	3,8	4,77E+14	182,8	60,7
17	20090718_095952	6,7	3,6	6,35	3,8	5,66E+14	234,1	21,3
18	20090801_164238	10,0	4,1	4,79	4,1	1,83E+15	634,9	41
19	20091116_184722	13,7	3,7	5,57	3,7	3,68E+14	360,5	17
20	20100203_215755	9	3,5	14,9	3,7	4,55E+14	82,9	84,9
21	20100308_160711	2,8	3,5	4,79	3,5	2,21E+14	325,4	7,8
22	20100313_011921	16	3,6	4,01	4	9,43E+14	1479,1	13,8
23	20101003_174903	11,8	4,4	1,66	4,6	8,30E+15	784	8,6

Tablo 3.2. (Devam) P dalgası yerdeğiştirme spektrumlarından elde edilen deprem kaynak parametreleri

<i>No</i>	<i>Deprem Tarihi</i>	<i>Deprem Derinliği (km)</i>	M_L	f_c (Hz)	M_w	M_o	$r(m)$	$\Delta\sigma$ (MPa)
24	20101026_220940	10,2	3,5	9,48	3,5	1,68E+14	157	19,4
25	20110120_020937	11,7	4,3	15,3	3,8	5,43E+14	143,5	202
26	20110225_092009	6,9	3,9	9,87	4,1	1,60E+15	127,1	25,4
27	20110309_070403	9,4	4	2,05	4	1,16E+15	234,1	4,1
28	20110309_070612	3,0	3,7	3,23	3,7	8,32E+14	157	46,9
29	20110330_170720	7,9	4,4	4,4	4,1	1,36E+15	1024,8	17,2
30	20110530_084230	13,1	3,6	4,01	3,5	1,75E+14	251,7	1,8
31	20110711_160912	6,5	4,7	2,05	4,4	3,77E+15	1479,1	4,3
32	20110725_175720	17,0	5,2	2,83	4,5	6,69E+15	784	101,4
33	20110725_204352	7,2	3,5	2,83	3,7	3,45E+14	784	1,4
34	20110804_083519	2,0	3,5	8,3	3,7	3,59E+14	164,7	39,8
35	20110811_133711	4,8	3,6	10,7	3,8	5,15E+14	143,5	62
36	20110816_173006	5,4	4	11,4	4	9,49E+14	784	76,2
37	20111016_034225	7,0	3,8	6,74	3,7	3,59E+14	137,6	15,8
38	20120112_185231	7,1	3,6	4,4	3,4	1,32E+14	272,3	3
39	20120504_053813	12,0	4,3	3,23	4,1	1,66E+15	634,9	11,5
40	20120607_205425	14,9	5,1	0,88	4,9	2,21E+16	2656,8	8,1
41	20120808_130229	5,9	3,5	8,69	3,2	8,29E+13	193,4	15,1
42	20121026_033736	8,3	4	12,2	3,7	3,70E+14	1479,1	74,3
43	20121027_023759	6,3	3,7	12,6	3,6	2,94E+14	634,9	59,7
44	20130817_181630	5,5	4,1	4,01	3,9	8,80E+14	533,4	42,2
45	20130925_133944	7,5	3,6	7,91	3,5	2,13E+14	132,1	17,7

Tablo 3.2. (Devam)P dalgası yerdeğiştirme spektrumlarından elde edilen deprem kaynak parametreleri

<i>No</i>	<i>Deprem Tarihi</i>	<i>Deprem Derinliği (km)</i>	<i>M_L</i>	<i>f_c (Hz)</i>	<i>M_w</i>	<i>M_o</i>	<i>r(m)</i>	<i>Δσ (MPa)</i>
46	20131003_102607	13,8	3,7	3,23	3,8	6,65E+14	533,4	25,3
47	20131127_041337	10,8	4,7	1,66	4,5	5,89E+15	634,9	5,1
48	20140511_050700	11,0	3,6	6,35	3,6	2,57E+14	137,6	48,9
49	20140601_211745	11,0	3,6	7,13	3,8	6,29E+14	122,4	32,7
50	20140703_050446	11,8	4,6	2,83	4,8	1,96E+16	533,4	83,9
51	20140803_104244	3,4	3,6	7,13	3,9	7,39E+14	1479,1	3,3
52	20140803_222244	11,5	4	5,57	4,1	1,45E+15	533,4	75,4
53	20141216_090213	12,9	4,4	1,66	4,5	6,93E+15	1479,1	5,2
54	20150123_101942	5,0	4,5	4,4	4,2	1,91E+15	182,8	15,9
55	20150511_041627	8,1	3,9	5,57	3,9	7,09E+14	173,3	38,6
56	20150813_010128	9,4	3,8	7,52	3,7	3,94E+14	205,3	46,5
57	20150829_124752	10,1	3,6	8,69	3,6	2,98E+14	149,9	8,8
58	20151028_162002	14,3	4,5	2,44	4,5	7,35E+15	784	247,9
59	20151105_122936	13,5	3,7	4,01	3,8	5,82E+14	127,1	19
60	20151116_154543	12,6	4,2	5,96	3,9	7,54E+14	296,5	32,7
61	20151207_205751	10,3	3,7	9,08	3,6	2,84E+14	122,4	14,1
62	20160130_090314	9,8	3,5	4,79	3,6	2,43E+14	325,4	5,4
63	20160327_050354	14,7	3,7	7,13	3,4	1,37E+14	92	16,1
64	20160328_172346	15,5	3,7	7,91	3,2	6,85E+13	533,4	8,2
65	20160607_040945	15,8	4,6	3,23	4,4	4,55E+15	173,3	102,9
66	20160607_080215	13,5	3,5	7,13	3,4	1,38E+14	157	11,4
67	20160622_233559	7,6	3,6	4,4	3,2	6,39E+13	325,4	2,7
68	20160625_054011	9,3	4,4	3,62	3,8	6,35E+14	296,5	19,9

Tablo 3.2. (Devam)P dalgası yerdeğiştirme spektrumlarından elde edilen deprem kaynak parametreleri

<i>No</i>	<i>Deprem Tarihi</i>	<i>Deprem Derinliği (km)</i>	<i>M_L</i>	<i>f_c (Hz)</i>	<i>M_w</i>	<i>M_o</i>	<i>r(m)</i>	<i>Δσ (MPa)</i>
69	20160709_142051	9,5	3,6	1,27	4,1	1,48E+15	784	0,6
70	20160717_085541	11,4	4	2,83	4	1,01E+15	272,3	6,6

3.3. Deprem Kaynak Parametreleri Arasındaki İlişkiler

En küçük kareler yöntemi uygulanarak deprem kaynak parametreleri aralarındaki ve diğer parametreler arasındaki ilişkiler grafiksel olarak gösterilmiştir.

3.3.1 Lokal Magnitüd (M_L) - Moment Magnitüdü (M_w) İlişkisi

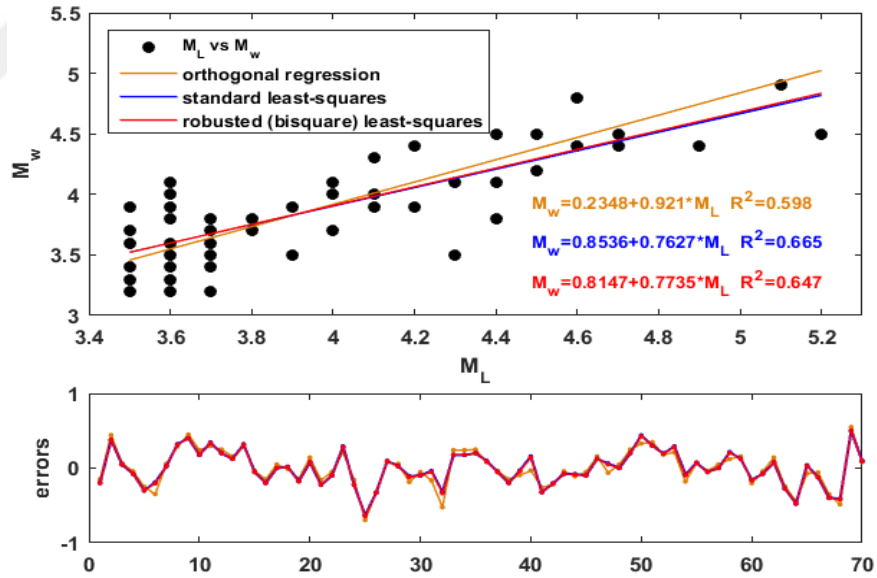
Moment magnitüdünü hesaplamak için öncelikle depremin sismik moment değeri (3.14) bağıntısı ile hesaplanmıştır. Ardından

$$M_w = ((2/3)*\log_{10}(M_0))-10.7 \quad (3.4)$$

bağıntısı ile her bir depreme ait moment magnitüdü (M_w) değeri hesaplanmıştır. Regresyon analizinde kullanılan lokal magnitüd değerleri için KOERI kataloğu kullanılmıştır. 70 deprem için elde edilen $M_w - M_L$ ilişkisi,

$$M_w = 0,8536 + 0,7627M_L \quad (3.5)$$

şekil 3.6'da verilmiştir.

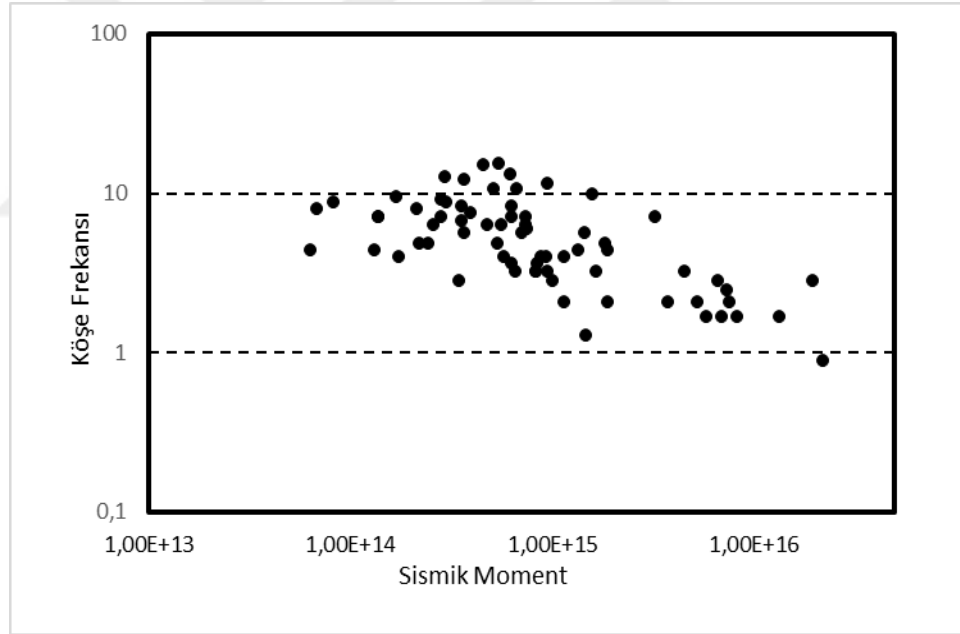


Şekil 3.6. 70 deprem için elde edilen $M_w - M_L$ ilişkisi

Özellikle küçük depremlerde görülen saçılmalar nedeniyle ilişki katsayısının düşük olduğu görülmektedir. Ancak bulunan ilişkinin, literatürde var olan benzer ilişkiler ile benzerlik gösterdiği de görülmektedir (Süle ve Weber (2013)).

3.3.2 Köşe Frekansı-Sismik Moment İlişkisi

Her ne kadar köşe frekansı ile sismik moment arasında direkt bir ilişki olmasa da, yani sismik moment hesabı yapılırken köşe frekansı değeri kullanılmasa da, şekil 3.17 bize bu iki parametre arasında bir ilişki olduğunu göstermektedir. Sismik momentin artması ile köşe frekansının düştüğü görülmektedir. Köşe frekansı ile kaynak boyu arasındaki ters ilişki düşünüldüğünde bu aslında beklenen bir durumdur. Büyük kaynaklar daha büyük depremlere, dolayısıyla daha büyük sismik momentin ortaya çıkmasına yol açacağından köşe frekansı ile sismik moment arasında da bir ters ilişki görülmektedir.



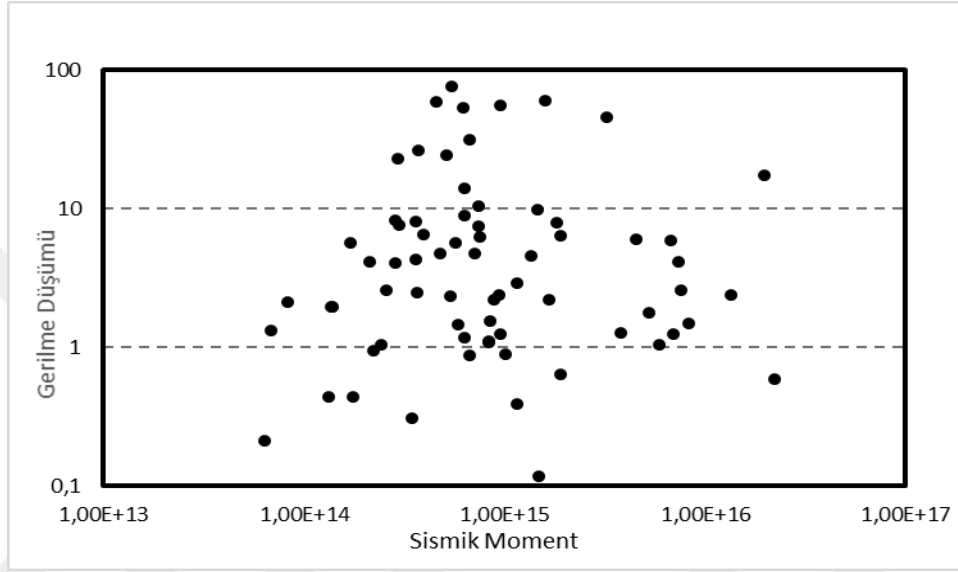
Şekil 3.7. P dalgası yer değiştirme spektrumları kullanılarak hesaplanmış olan köşe frekansı ve sismik moment ilişkisi

3.3.3 Gerilme Düşümü – Sismik Moment İlişkisi

Genel olarak kabul edilen görüş, aynı tektonik yapı içerisindeki farklı büyüklüklerdeki depremlerin sabit bir gerilme düşümüne sahip olduğudur. Ancak bununla birlikte, küçük depremler için sismik momentin azalması ile birlikte, gerilme düşümünün de azaldığı bildirilmiştir (Dysart et al. 1988; Zobin and Havskov 1995;

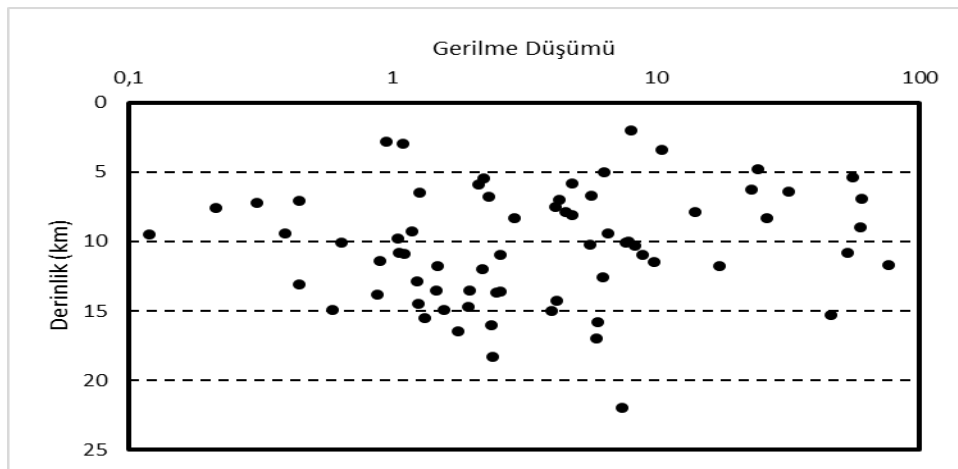
García-García et al. 2004; Tusa and Gresta 2008; Drouet et al. 2010). Şekil 3.8’de gerilme düşümü ile sismik moment arasında anlamlı bir ilişki görülmede, küçük sismik moment değerleri için daha küçük gerilme düşümü değerlerine rastlanıldığı görülmüştür.

$$\Delta\sigma = (7*M_0)/(16*(r^3)) \quad (3.6)$$



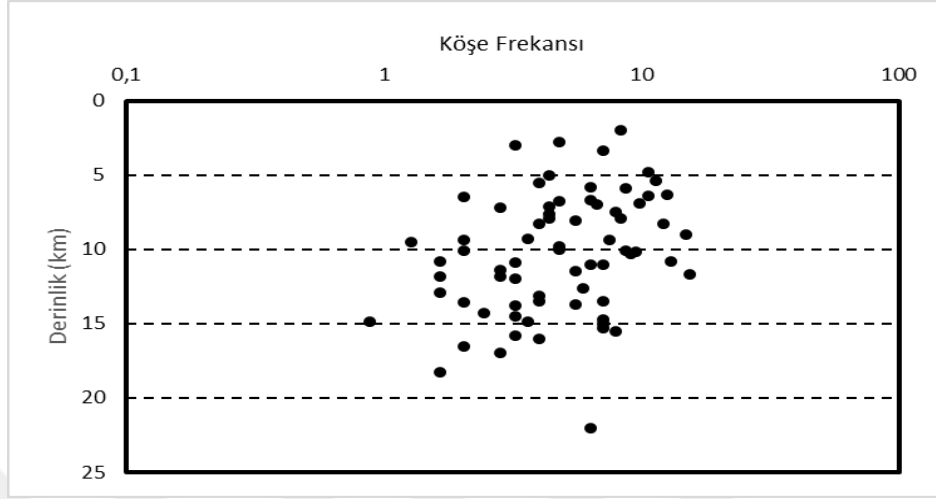
Şekil 3.8. P dalgası yer değiştirme spektrumlarından $\Delta\sigma - M_0$ ilişkisi

Gerilme düşümü değerinin derinlikle olan ilişkisine bakıldığında yine anlamlı bir ilişki elde edilememiştir (Şekil 3.19).



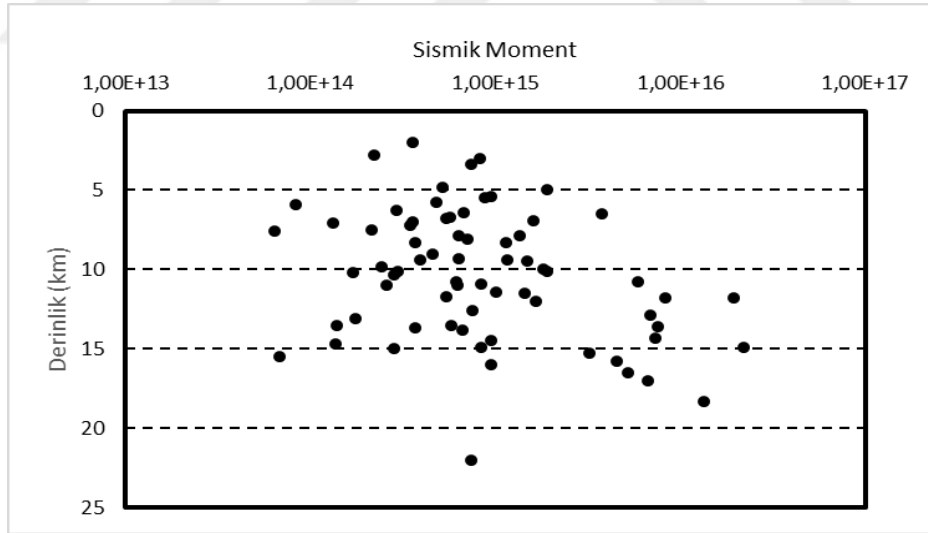
Şekil 3.9. P dalgası yer değiştirme spektrumlarından $\Delta\sigma - h$ ilişkisi

Köşe frekansı değerinin derinlikle olan ilişkisine bakıldığında yine anlamlı bir ilişki elde edilememiştir (Şekil 3.10).



Şekil 3.10. P dalgası yer değiştirme spektrumlarından $f_c - h$ ilişkisi

Sismik moment değerinin derinlikle olan ilişkisine bakıldığında sismik moment arttıkça derinliğinde arttığı görülmektedir. (Şekil 3.11).



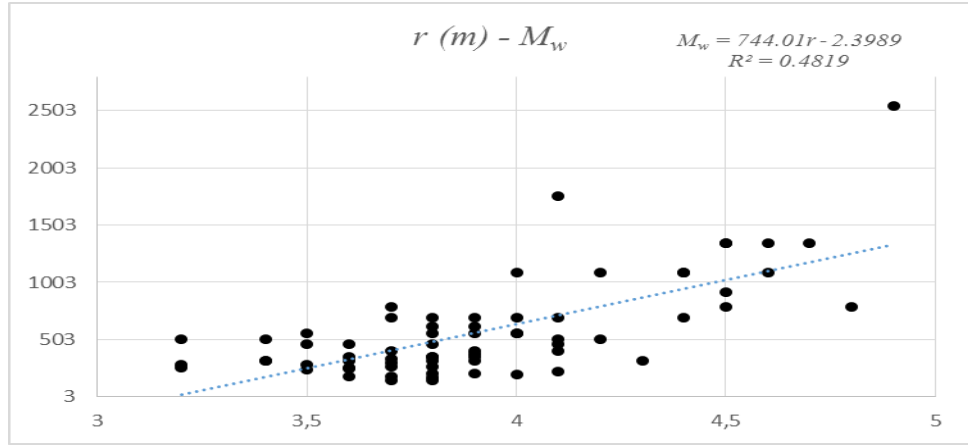
Şekil 3.11. P dalgası yer değiştirme spektrumlarından $M_0 - h$ ilişkisi

3.3.4. Magnitüd-Kaynak Yarıçapı İlişkisi

Şekil 3.12'de Moment magnitüdü ve P dalgası spektrumlarından hesaplanmış olan kaynak yarıçapları arasındaki ilişki gösterilmektedir. P dalgasının M_w ile kaynak yarıçapı (r) arasındaki ilişki için aşağıdaki ifade elde edilmiştir.

$$M_w = 744,01r - 2,3989$$

(3.7)



Şekil 3.12. P dalgası yer değiştirme spektrumlarından M_w - r ilişkisi

4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Deprem kaynaklarının sismik momentlerini ve köşe frekanslarının farklı kullanım alanlarının mevcut olmasından dolayı doğru olarak hesaplamak son derece önemlidir. Özellikle deprem tehlike analizleri açısından küçük depremler ile büyük depremler arasındaki ölçeklendirme ilişkilerinin belirlenmesi, sismik moment ve gerilme düşümü arasındaki doğrusal ilişkinin hesaplanması son derece önemlidir. Ayrıca Gök ve diğ., (2009)'da deprem kaynak parametrelerini belirlemek, büyük depremler sırasında oluşabilecek yer hareketini tahmin etmek için yapılan deprem benzeşim çalışmalarında, özellikle Ampirik Green fonksiyonlarını kullanan deprem benzeşim algoritmalarından belirlenmesi oldukça önemli olduğunu belirtmiştir.

Bu çalışmada, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Ulusal Deprem İzleme Merkezine ait olan ve Marmara Bölgesi'nde kurulmuş istasyonlardan 10 tanesine ait hız kayıtlarından faydalanılarak, Aralık 2007 - Temmuz 2016 tarihleri aralığında meydana gelmiş olan, $3,4 < M_L \leq 5,2$ magnitüdü 70 adet depremin kaynak parametreleri, P dalgası spektrumları kullanılarak belirlenmiştir. Çalışmada kullanılmış olan depremlerin hız kayıtları kullanılarak elde edilmiş olan yer değiştirme spektrumlarından hesaplanmış düşük frekans seviyesi ve köşe frekansı değerlerinden kaynak parametreleri elde edilmiştir. Çeşitli veri-işlem yöntemleri kullanılarak yer değiştirme spektrumları elde edilmiş ve bu çalışmada kaynak parametreleri için Brune (1970, 1971) kaynak modeli esas alınmıştır.

Son yıllarda meydana gelen büyük depremlere ait magnitüd hesaplamalarında, genellikle depremin daha sonra anons edilen magnitüdünden 1 birim daha küçük değerler duyurulmaktadır. Örneğin, $M_w=7,4$ olan 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminin (Irmak, 2000) TC Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından (KOERI) ilk rapor edilen magnitüd değeri $M_d=6,7$ olarak verilmiştir. Benzer şekilde, 26 Ocak 2001 Kachchh-Hindistan Depreminin ($M_w=8.0$) (Gupta ve diğ., 2001), Hindistan Meteoroloji Dairesi tarafından ilk rapor

edilen magnitüdü $M_L=6,9$ olarak verilmiştir. $M_w=7,7$ olan 13 Ocak 2001 El Salvador depreminin (Lomnitz ve Eliarraras, 2001) Central American Seismic Center tarafından anons edilen ilk magnitüdüleri $M_d=6,0$ ve $M_L=6,8$ şeklinde verilmiştir. Yüzey dalgası Magnitüdü (M_s) hesaplamaları için episantr uzaklığının fazla olması gerekmektedir ve genellikle lokal sismoloji merkezlerinin istasyonları bu uzaklığın daha altındaki uzaklıklara sahiptir. Bu örnekler, farklı magnitüdülerin satürasyon özelliğinden dolayı özellikle büyük depremlerde, yerel sismoloji merkezleri tarafından anons edilen magnitüdü değerlerinin, olması gerekenden daha küçük magnitüdüde olduğunu göstermektedir. Her ne kadar olduğundan daha küçük anons edilen magnitüdülerin, magnitüdü ile hasar arasında doğrudan bir ilişki olmadığı için, özellikle depremin hemen sonrasında yapılması gereken arama-kurtarma çalışmalarını nasıl etkilediği tam olarak bilinmese de, bu durumun arama-kurtarma ekiplerinin daha yavaş hareket edebileceğine yol açabileceği konusunda şüpheler vardır. Bu yüzden magnitüdü dönüşüm bağıntılarının elde edilmesi önem taşımaktadır. Bu çalışmada bulunan sonuçlar, daha önce literatürde var olan çalışmalarla benzer sonuçları içerdiği görülmektedir. Ancak lokal magnitüdü ile moment magnitüdü arasında; $M_w = 0,8536 + 0,7627M_L$ bağıntısı elde edilmiştir. Süle ve Weber (2013) ise Macaristan için yaptıkları çalışmada; $M_w = (0,71 \pm 0,03)*M_L + (0,97 \pm 0,09)$ bağıntısını elde etmişlerdir.

$M_w - M_L$ ilişkisini ortaya çıkarırken küçük depremlerde görülen saçılmaların, istasyonların yüksek frekanslı gürültülere karşı izolasyonlarının daha zayıf olabileceğini göstermektedir.

Küçük magnitüdü depremlerde $M_w - M_L$ saçılımının büyük olmasının muhtemel sebepleri;

-Standart Wood-Anderson tipi sismografin öz periyodu 1,25 Hz dir. Küçük depremlerde baskın frekans aralığı 1,25 Hz den daha büyük frekans aralığına kaymaktadır. WA tipi sismografların büyütmesi 2800 olarak tanımlanmıştır (Anderson ve Wood, 1925), ancak bunun yerine 2080 değerinin kullanılmasının daha doğru olacağı Uhrhammer ve Collins (1990) tarafından önerilmiştir.

- Yayınım yolu ve zemin etkilerinin göz ardı edilmesi

- $M > 4$ olan depremler için karmaşık yırtılma ve fay geometrisinin dikkate alınmaması

- Eğer dalga genliğini etkileyen, yayılım örüntüsü, yol etkisi ve zemin etkileri işlemlere katılırsa, M_L M_W 'ye eşit olacaktır. Ancak pratikte durum böyle değildir. Küçük magnitüde görülen saçılmalar M_L hesabı yapılırken, deprem kaynağının fiziksel özelliklerinin ve dalga yayılımı modelinde yetersizlikler olduğunu göstermektedir.

Ancak, gerek bu çalışma, gerek literatürde bulunan diğer çalışmalardan elde edilen sonuçlar M_W - M_L ilişkilerinin kullanımını konusunda bölgesel bağıntıların kullanılmasını ve bu konuda dikkatli olunmasını tavsiye etmektedir (Braunmiller ve diğ., 2005; Atkinson ve McCartney, 2005; Deichmann, 2006).

Sismik moment değerleri $6,39E+13$ - $2,21E+16$ arasında, kaynak yarıçapı 145 - 2540 (m) arasında ve gerilme düşümü ise 0,12 - 76,7 (MPa) arasında elde edilmiştir. Yer değiştirme spektrumları üzerinden okunan köşe frekansı değerleri 0,9 - 15,3 Hz. arasında hesaplanmıştır. Köşe frekansı ile sismik moment arasında ters ilişki görülmektedir. Sismik moment arttıkça, köşe frekansının da küçüldüğü görülmektedir. Bu durum literatürde beklenen bir durumdur. Küçük kaynakların yüksek köşe frekansı, büyük kaynakların ise düşük köşe frekansı değerlerine sahip oldukları bilinmektedir. M_w - Kaynak yarıçapı (r) arasında $M_w=0.744r - 2.3989$ bağıntısı elde edilmiştir. Polat (1997), yer değiştirme verileri için: $\log r = 0,04 * M_d - (0,66 \pm 0,01)$ olarak vermiştir. Mert ve diğerleri (2010), çalışmasında S fazlarını kullanarak hesaplamalarında Prens Adaları Fayı'nda (Kuzey Anadolu Fayı) $3,1 \leq M \leq 5.2$ aralığında meydana gelen 10 adet deprem için sismik moment değerlerini $1,82E+21$ - $3,52E+23$ dyne-cm aralığında, köşe frekanslarını ise 0,9 - 6,9 Hz aralığında elde etmiştir.

Gerilme düşümü değeri, deprem öncesi ve sonrasındaki gerilme değerleri arasındaki farkı göstermektedir ve önemli bir kaynak parametresidir. Daha önce yapılan çalışmalara benzer olarak sismik moment ile gerilme düşümü arasında bir ilişki bulunamıştır. Kanamori ve Anderson (1975) orta ve büyük depremler için gerilme düşümünün 1 - 10 MPa arasında değiştiğini belirtmiştir. Allman ve Shearer (2009) I magnitüde M_w 5,2 - 8,3 arasında değişen depremleri kullanmış ve gerilme düşümünün sismik momentten bağımsız olarak 0.3-50 MPa arasında değiştiğini belirtmiştir. Oth ve diğ., (2010) Japonya'da meydana gelen ve $2,7 > M > 8,3$

arasındaki depremlerin gerilme değişimlerinin 0,1 – 100 MPa arasında değiştiiğini söylemiştir. Uchida ve diğ. (2010) Japonya’da meydana gelen depremlerin gerilme düşümü değerlerini 3 – 11 MPa arasında değiştiiğini belirtmiştir. Bu çalışma sonucunda, Marmara Bölgesinde meydana gelen depremlerin 0,1 – 76 MPa arasında değişen gerilme düşümü değerlerine sahip olduğu belirlenmiştir. Medyan gerilme düşümü değeri ise 2.7 MPa olarak hesaplanmıştır. Asano ve diğ., (2003), Allman ve Shearar (2009) ve Hardebeck ve Aron (2009) gerilme düşümü değerlerinin derinlik ile değiştiiğini belirtmişlerdir. Ancak bu çalışmada bulunan gerilme düşümü değerleri ile derinlik arasında bir ilişki bulunamamıştır.

Türkiye ekonomisi için vazgeçilmez önemde olan Marmara bölgesi gelecekte büyük bir depremle sarsılması muhtemeldir. Bundan dolayı bu bölge içerisinde meydana gelen küçük depremlerden faydalanılarak depremlere ait kaynak parametrelerini ve buna bağlı ölçeklendirme ilişkilerin geliştirilmesi gelecekte bu bölgede meydana gelen olası büyük depremler ile ilgili sismik tehlike analizleri ve deprem benzeşim çalışmaları için oldukça önemli bir çalışma olacaktır. Ayrıca bu çalışmanın diğer amacı da bölge için yapılacak deprem benzeşim çalışmaları için kullanılacak bir veri tabanı oluşturmaktır.

KAYNAKLAR

Aki K., Scaling Law of Seismic Spectrum, *J. Geophys. Res.*2009. **72**, 1217-1231.
Allman and Shearer, Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes. *J Geophys Res.*, **114**, B01310

Ambraseys N., The Seismic Activity of The Marmara Sea Region During The Last 2000 Years, *Bull. Seism. Soc. Am*, **92**, 2002, 1–18.

Archuleta R.J., Cranswick E., Mueller C. and Spudich P., 1982. Source Parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California, Earthquake Sequence, *Journal of Geophysical Research*, 1982, **87**, 4595-4607.

Armijo R., Meyer, B., Navarro S., King G. and Barka A., Asymmetric Slip Partitioning in The Sea of Marmara Pull-Apart: A Clue to Propagation Processes of the North Anatolian Fault, *Terra Nova*, 2002, **14(2)**, 80–86.

Atakan K., Ojeda, A., Meghraoui M., Barka, A.A. Erdik M. ve Bodare A., Seismic hazard in Istanbul following the 17 August 1999 İzmit and 12 November 1999 Düzce earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Amer.*,2002, **92**, 466-482.

Atkinson and McCartney,. A Revised Magnitude-Recurrence Relation for Shallow Crustal Earthquakes in Southwestern British Columbia: Considering the Relationships between Moment Magnitude and Regional Magnitudes, *Bulletin of the Seismological Society of America* 2005, **95**, 334-340.

Braunmiller and all., Homogeneous Moment-Magnitude Calibration in Switzerland, *Bulletin of the Seismological Society of America* 2005, **95**, 58-74.

Brune J. N., Tectonic Stress and The Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 1970, **75**, 4997-5009.

Deichmann,. Local Magnitude, a Moment Revisited, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2006, **96**, 1267-1277.

Dewey and Şengör, Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone, *GSA Bulletin* 1979, **90 (1)**, 84-92.

Duda S. J., Physical Significanse of the Earthquake Magnitude the Present State of Interpretation of Concept, In Aki, K. and Duda, S. J. (eds.), Quantifications of Earthquakes, *Tectonophysics*, 1978, **49**, 119-130.

Gupta and all., Is Esophagogastroduodenoscopy Necessary in all Caustic Ingestions?, *Journal of Pediatric Gastroenterology and Nutrition*: 2001, **32**, 50-53.

Gök et al. Source Parameters for 1999 North Anatolian Fault Zone Aftershocks, *Pure and Applied Geophysics*, 2009, Volume 166, [Issue 4](#), pp 547–566.

Hanks T. C. and Thatcher W., A Graphical Representation of Seismic Source Parameters, *J. Geophys. Res.*, 1972, **77**, 4393-4405.

Hanks T. C. and Wyss M., The Use Body-Wave Spectra in The Determination of Seismic Source Parameters, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1972, **62**, 561-589.

Hardebeck and Aron., Earthquake Stress Drops and Inferred Fault Strength on the Hayward Fault, East San Francisco Bay, California, *Bulletin of the Seismological Society of America* 2009 **99** (3): 1801-1814.

Haskell N. A., Total Energy and Energy Spectral Density of Elastic-Wave Radiation from Propagating Faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1964, **54**, 1811- 1841.

Horasan G., Boztepe-Güney A., S-wave Attenuation in The Sea of Marmara, Turkey, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2004, **142**, 215–224.

Iio Y., Seismic Source Spectrum of Microearthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1991, **82**, 2391-2409.

Irmak., The Source – Rupture Processes of Recent Large Turkey Earthquakes, *International Institute of Seismology and Earthquake Engineering*, 2000, **36**, 131-143.

Kanamori and Anderson., Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1975, **65**, 1073-1095.

Kasahara K., The Nature of the Seismic Origins as Inferred from Seismological and Geodetic Observations, *Bull. Earthquake Res.*, Inst. Tokyo Univ., 1957, **35**, 473-530.

McClusky S. et al., GPS constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. geophys. Res.*, 2000, **105**, 5695– 5719.

Oth and all, Earthquake scaling characteristics and the scale-(in) dependence of seismic energy-to-moment ratio: Insights from KiK-net data in Japan, *Geophysical Research Letters*, 2010, **37**, L19304.

Pabuçcu Z., Marmara Bölgesi Geniş Bant Mikro-Deprem Kayıtlarından (TÜRDEP) Kaynak Parametrelerinin İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 223105

Uhrhammer and Collins (1990). Synthesis of Wood-Anderson Seismograms From Broadband Digital Records, *Bulletin of the Seismological of America*, 1990, **80**, 702-716.

Yalçinkaya E. and Alptekin Ö., Relationship Among Source Parameters of Aftershocks of The October 1, 1995 Dinar (Turkey) Earthquake, *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 2003, **6**, 53-65.



KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Şahin Y.E., Irmak T.S., Livaoğlu H., Yavuz E., (2018) Marmara Bölgesi Depremleri İçin M_w - M_L Bağıntısı, *Ulusal Jeodezi Jeofizik Birliği Bilimsel Kongresi*, İzmir, Türkiye, 2 Haziran – 30 Mayıs 2018.

Şahin Y.E. Irmak T.S., Denizli Grabeninin Sismotektoniği, *Aktif Tektonik Grubu 16. Çalıştayı*, İstanbul, 18-19 Ekim 2012.



ÖZGEÇMİŞ

1991 yılında Erzincan'da doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini Erzincan'da tamamladı. 2009 yılında girdiği Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden 2013 yılında mezun oldu ve Jeofizik Mühendisi olmaya hak kazandı. 2016-2018 yılları arasında, Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans öğrenimini tamamladı.

