

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ**  
**FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**KUZEY ANADOLU FAY ZONUNU İÇEREN ORTA VE DOĞU ANADOLU**  
**BÖLGESİ İÇİN YENİ BİR AZALIM İLİŞKİSİNİN GELİŞTİRİLMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Aleyna GENÇOĞLU**

**HAZİRAN 2019**  
**TRABZON**



**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**KUZEY ANADOLU FAY ZONUNU İÇEREN ORTA VE DOĞU ANADOLU  
BÖLGESİ İÇİN YENİ BİR AZALIM İLİŞKİSİNİN GELİŞTİRİLMESİ**

**Aleyna GENÇOĞLU**

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde  
“JEOFİZİK YÜKSEK MÜHENDİSİ”  
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 16.05.2019  
Tezin Savunma Tarihi : 17.06.2019**

**Tez Danışmanı : Prof. Dr. Nilgün LÜTFİYE SAYIL**

**Trabzon 2019**

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında  
Aleyna GENÇOĞLU Tarafından Hazırlanan**

**KUZEY ANADOLU FAY ZONUNU İÇEREN ORTA VE DOĞU ANADOLU BÖLGESİ İÇİN  
YENİ BİR AZALIM İLİŞKİSİNİN GELİŞTİRİLMESİ**

başlıklı bu çalışma, Enstitü Yönetim Kurulunun 21 / 05 / 2019 gün ve 1805 sayılı  
kararıyla oluşturulan jüri tarafından yapılan sınavda  
**YÜKSEK LİSANS TEZİ**  
olarak kabul edilmiştir.

**Jüri Üyeleri**

**Başkan : Prof. Dr. Nilgün Lütfiye SAYIL**

**Üye : Doç. Dr. Serkan ÖZTÜRK**

**Üye : Dr. Öğr. Üyesi Ali ELMAS**

  
.....  
  
.....  
  
.....

**Prof. Dr. Asim KADIOĞLU  
Enstitü Müdürü**

## ÖNSÖZ

Çalışmam esnasında bilgilerinden ve deneyimlerinden faydalandığım danışman hocam Sayın Prof. Dr. Nilgün Lütfiye SAYIL 'a teşekkürlerimi sunarım. Tezin temelini oluşturan Kuvvetli yer hareketi kayıtlarının elde edilmesinde, yazılımlarından yararlandığım Afet İşleri Genel Müdürlüğü'nün tüm çalışanlarına teşekkür ederim.

Tez çalışmam süresince, desteklerini benden esirgemeyen aileme, özellikle kız kardeşim Ayten Naz GENÇOĞLU'na, meslektaşım ve eşim olan Mümtaz YÜCEL'e, tez yazım esnasında faydalarını gördüğüm Arş. Gör. Kaan Hakan ÇOBAN'a, Dr.Öğr. Üyesi Suna Altundaş'a, sevgili arkadaşlarım Elif YÜKSEL ve Esra GÜNDOĞDU'ya teşekkür ederim.

Aleyna GENÇOĞLU  
Trabzon, 2019

## TEZ ETİK BEYANNAMESİ

Yüksek Lisans Tezi olarak sunduğum ‘‘Kuzey Anadolu Fay Zonunu İçeren Orta Ve Doğu Anadolu Bölgesi İçin Yeni Bir Azalım İlişkisinin Geliştirilmesi’’başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım Prof. Dr. Nilgün Lütfiye Sayıl‘ın sorumluluğunda tamamladığımı, verileri ve örnekleri kendim topladığımı, analizleri yaptığımı başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma sürecinde bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim.

17/06/2019

Aleyna GENçOğLU

## İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	III
TEZ ETİK BEYANNAMESİ.....	IV
İÇİNDEKİLER.....	V
ÖZET .....	VIII
SUMMARY .....	IX
ŞEKİLLER DİZİNİ .....	X
TABLolar DİZİNİ.....	XIV
SEMBOLLER DİZİNİ .....	XV
1. GENEL BİLGİLER.....	1
2. BÖLGENİN SİSMOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ .....	4
2.1. Türkiye'nin Sismotektonik Özellikleri.....	4
2.2. Kuzey Anadolu Fay Zonunun Sismotektoniği .....	6
2.2.1. Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektoniği.....	6
2.2.2. Kuzey Anadolu Fay Zonunun Depremselliği.....	7
3. DEPREM PARAMETRELERİNİN TANIMLANMASI .....	8
3.1. Deprem Parametreleri.....	8
3.1.1. Deprem Oluş Zamanı .....	8
3.1.2. Deprem Odak Noktası (İç merkez, Hiposantr).....	8
3.1.3. Deprem Dış Merkezi (Episantr) .....	9
3.1.4. Deprem Odak Derinliği.....	11
3.1.5. Deprem Şiddeti.....	11
3.1.6. Deprem Büyüklüğü (Magnitüdü).....	12
3.1.6.1. Richter Yerel Magnitüdü ( $M_L$ ) .....	13
3.1.6.2. Yüzey Dalgası Magnitüdü ( $M_S$ ) .....	14
3.1.6.3. Cisim Dalgası Magnitüdü ( $M_B$ ).....	15
3.1.6.4. Süre Magnitüdü ( $M_D$ ).....	15
3.1.6.5. Moment Magnitüdü ( $M_W$ ) .....	16
3.1.7. Deprem Enerjisi.....	18
3.1.8. Deprem Kaynağındaki Sismik Moment ( $M_O$ ).....	20
3.1.9. Deprem Kaynağındaki Gerilme Düşümü (Stress Drop, $\Delta\sigma$ ) .....	24
4. KUVVETLİ YER HAREKETİ VE ANALİZ TEKNİKLERİ.....	29

4.1.	Kuvvetli Yer Hareketinin Tanımı.....	29
4.2.	Kuvvetli Yer Hareketi Kayıtlarının Özellikleri.....	30
4.3.	Kuvvetli Yer Hareketi Parametreleri.....	31
4.3.1.	Genlik Parametreleri.....	32
4.3.2.	Spektrum Parametreleri.....	34
4.3.2.1.	Spektral Parametreler .....	36
4.3.3.	Süre Parametresi.....	37
4.4.	Kuvvetli Yer Hareketi Analiz Teknikleri.....	38
4.4.1.	Kuvvetli Yer Hareketi Azalım İlişkilerinin Metodolojisi .....	38
4.4.2.	Kuvvetli Yer Hareketi Azalım İlişki Modelinin Geliştirilmesi.....	39
4.4.3.	Türkiye’de ve Dünyada Sismik Tehlikenin Belirlenmesi Amacıyla Yapılan Azalım İlişkisi Çalışmaları .....	40
5.	KUVVETLİ YER HAREKETİ AZALIM İLİŞKİ MODEL PARAMETRELERİ.....	47
5.1.	Kuvvetli Yer Hareketi Kayıtları .....	47
5.2.	Magnitüd .....	50
5.3.	Uzaklık .....	51
5.4.	Yerel Zemin Koşullarının Etkisi .....	52
5.4.1.	Kayma-dalgası Hızı ( $V_{S30}$ ) ile Zemin Etkisinin Belirlenmesi.....	53
5.4.2.	Kuvvetli Yer Hareketi Kayıtları ile Zemin Etkisinin Belirlenmesi.....	53
5.4.3.	Çalışmada Esas Alınan Zemin Koşulu Kriterleri .....	54
5.5.	Topoğrafya ve Çevre Yapıların Etkisi.....	55
5.6.	Dopler Etkisi, Faylanmanın Türü, Deprem Odak Derinliği ve Deprem Yinelenme Aralığının Etkisi.....	56
6.	AZALIM İLİŞKİSİNİN GELİŞTİRİLMESİ .....	59
6.1.	Azalım İlişkisinin Parametreleri.....	59
6.1.2.	Magnitüd Türü.....	60
6.1.3.	Uzaklık Ölçütü .....	62
6.1.4.	Zemin Grubu Tanımlaması .....	62
6.1.5.	Fay tipi, Sismik Moment ve Gerilme Düşümü.....	63
6.2.	Kuvvetli Yer Hareketi Azalım İlişkisinin Çıkarılması.....	64
6.2.1.	Model Tanımı .....	64
6.2.2.	Modelin Güvenilirliği.....	65
6.2.3.	Kuvvetli Yer Hareketi Azalım İlişkisi Modeli .....	65
6.2.3.	Değerlendirmeler.....	67

7.	SONUÇLAR .....	88
8.	ÖNERİLER .....	91
7.	KAYNAKLAR.....	92
8.	EKLER .....	102

ÖZEÇMİŞ





Yüksek Lisans

ÖZET

**KUZEY ANADOLU FAY ZONUNU İÇEREN ORTA VE DOĞU ANADOLU BÖLGESİ  
İÇİN YENİ BİR AZALIM İLİŞKİSİNİN GELİŞTİRİLMESİ**

Aleyna GENÇOĞLU

Karadeniz Teknik Üniversitesi  
Fen Bilimleri Enstitüsü  
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı  
Danışman: Prof. Dr. Nilgün Lütfiye SAYIL  
2019, 101 sayfa

Bu çalışmada, şimdiye kadar geliştirilmiş olan azalım ilişkisi bağıntılarına sismik moment, gerilme düşümü ile ana-öncü-artçı şok magnitüdüleri gibi farklı parametreler ekleyerek Kuzey Anadolu Fayını (KAFZ) içeren Orta ve Doğu Anadolu Bölgesi için daha kapsamlı bir ilişkinin geliştirilmesi amaçlanmıştır. Bunun için, 39°-42°K enlemleri ve 30°-44°D boylamları arasındaki bölgede 1999–2018 yılları arasında magnitüdü  $M \geq 3.5$  olan 646 depremden alınan toplamda 2598 ivme kaydı diğer deprem parametreleri ile birlikte değerlendirilmiştir. Çalışma kapsamında KAFZ boyunca konumlanan 245 farklı noktadaki ivme-ölçer istasyonundan alınan pik yer ivmesi (PGA) kayıtları kullanılmıştır. İstasyonların bulunduğu lokal zemin koşulları genel tanımlamalarda kullanılan 30 m derinlik için ortalama kayma-dalgası hız değerlerine göre sınıflandırılmıştır. Depremin PGA, magnitüd, sismik moment, gerilme düşümü, uzaklık ve yerel zemin koşullarının bir fonksiyonu olarak elde edilmesinde matematiksel model olan çoklu ilişki yöntemi kullanılarak KAFZ'ı içeren Orta ve Doğu Anadolu bölgesi için yeni bir ivme azalım ilişkisi modeli geliştirilmiştir. Bulunan yeni bağıntının doğruluğu Türkiye için daha önce farklı araştırmacıların geliştirdiği azalım ilişkileri ile kıyaslanmış, depremlerin magnitüd, uzaklık ve zemin türüne göre yeni bağıntının güçlü ve zayıf yönleri belirlenmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** Deprem, Sismik tehlike, İvme azalım ilişkisi, Pik yer ivmesi (PGA), Sismik moment, Gerilme düşümü, Çoklu ilişki analizi.

Master Thesis

SUMMARY

**DEVELOPING OF A NEW ATTENUATION RELATIONSHIP FOR THE CENTRAL AND EASTERN ANATOLIAN REGION INCLUDING THE NORTH ANATOLIAN FAULT ZONE**

Aleyna GENÇOĞLU

Karadeniz Technical University  
The Graduate School of Natural and Applied Sciences  
Geophysical Engineering Graduate Program  
Supervisor: Prof. Dr. Nilgün Lütfiye SAYIL  
2019, 101 pages

In this study, a more comprehensive attenuation relationship for Central and Eastern Anatolia region with North Anatolian Fault Zone (NAFZ) was tried to developed by adding different parameters such as seismic moment, stress drop and mainshock, foreshock and aftershock magnitudes. For this reason, a total of 2598 acceleration records taken from 646 earthquakes with magnitude  $M \geq 3.5$  in the region between the latitudes of  $39^{\circ}$ - $42^{\circ}$ N and the longitudes of  $30^{\circ}$ - $44^{\circ}$ E in the period from 1999 to 2018 were evaluated together with other earthquake parameters. Peak ground acceleration (PGA) records taken from accelerometers which were installed at 245 different locations in along the NAFZ were used within the study area. Local ground conditions where stations were located will be classified according to average shear-wave velocity for 30 m depth used in generally. The multi-relationship analysis method will be used to obtain PGA values of the earthquake as a function of magnitude, seismic moment, stress drop, distance and local ground conditions and a new acceleration attenuation relationship model was developed for the Central and Eastern Anatolia region including the NAFZ. The accuracy of the new equations are compared with relationships previously developed by different researchers for Turkey, the strengths and weaknesses of the new relation are determined according to the magnitude, distance and ground classification.

**Key Words:** Earthquake, Seismic hazard, Peak ground acceleration (PGA), Acceleration attenuation relationship, Seismic moment, Stress drop, Multiple regression analysis.

## ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.	Türkiye'nin neotektonik haritası..... 5
Şekil 2.	Türkiye'nin depremsellik haritası ..... 6
Şekil 3.	Büyüklüğü 7.0 ve üzeri olan 1900 yılından sonraki depremler ..... 7
Şekil 4.	Deprem parametreleri..... 9
Şekil 5.	a) Bir depremin A, B ve C istasyonlarında yeralan sismograflarla kaydedilen sismogramları. b) Bu sismograf merkezli $\Delta$ yarıçaplı çemberler olarak haritada gösterilmektedir. Episantr bu üç çemberin kesiştiği yerdir (Press ve Siever, 1994). ..... 10
Şekil 6.	Çeşitli magnitüd ölçeklerinin satürasyonu. $M_W$ , moment magnitüdü; $M_S$ , yüzey dalgası magnitüdü; $M_L$ , Richter lokal magnitüdü; $M_B$ , cisim dalgası magnitüdü ve MJMA, Japonya Meteoroloji Kurumu magnitüdü..... 17
Şekil 7.	1906 San Fransisko ve 1960 Şili depremleri için fay yırtılmasının bağıl alanları (gölgeli ve taralı bölgeler) ile magnitüdlerin karşılaştırılması ..... 18
Şekil 8.	Doğal ve yapay meydana gelmiş çeşitli olayların bağıl enerjileri ..... 20
Şekil 9.	Sismik momenti tanımlamada kullanılan parametrelerin gösterilmesi ..... 21
Şekil 10.	Farklı depremlere ait fay uzunluğu ve sismik moment arasındaki ilişki..... 21
Şekil 11.	Sismik momentin ( $M_o$ ) hesabında alçak frekans genlik spektrum değeri $=\Omega_0$ ve köşe frekansı $=f_0$ ..... 23
Şekil 12.	Mahdyiar (1987)'den alınmıştır. Kaynak parametrelerinin olduğu nomograf ..... 24
Şekil 13.	Yırtılma yüzey alanı, sismik moment ve gerilme düşümü arasındaki deneysel ilişkiler (Kanamori ve Anderson, 1975)..... 25
Şekil 14.	Episantr uzaklığını dikkate alarak maksimum yatay PGA modeli için olay-içi hatalar. Hata miktarı sembolün rengi ile verilmektedir. Solda; İlişki modelinde moment magnitüdüleri ( $M_w$ ) dikkate alınmış olduğu durumda, mutlak değerleri $> 0.04$ olan hataya sahip olan herbir depremin gerilme düşümünün ( $\Delta\sigma$ ) lokal magnitüde ( $M_L$ ) göre dağılımı gösterilmektedir ..... 28
Şekil 15.	Türkiye'nin kuvvetli yer hareketi gözlem ağı ..... 30
Şekil 16.	CMG-5TD ivmeölçer aletinin 488 mHz'den 390.62 Hz'e kadar olan frekans cevabı..... 31
Şekil 17.	17 Ağustos 1999 Kocaeli Depremi sırasında Sakarya istasyonundan alınan kuvvetli yer hareketi kaydının doğu-batı bileşeninin ivme, hız ve yer değiştirme dalga formları ..... 33

Şekil 18.	Fourier spektrumunun dar ve geniş olmasına bir örnek.....	35
Şekil 19.	Yapıya etki eden kuvveti ifade eden ivme tepki spekturumunun periyota göre grafiği .....	36
Şekil 20.	Fourier spektrumundan bant genişliğinin belirlenmesi.....	37
Şekil 21.	Kuvvetli hareketin süresinin belirlenmesi.....	38
Şekil 22.	AFAD deprem verisi sayısal kayıt dosyası örneği .....	47
Şekil 23.	Butterworth filtresi ( $n=1, 2, 3, \dots, f_c=50$ Hz) .....	49
Şekil 24.	17 Ağustos 1999 tarihli Kocaeli depreminde, SKR istasyonunda alınan en büyük yatay pik ivme bileşenli doğu-batı kaydı, $M_w = 7.4$ (düzeltilmemiş ham kayıt).....	49
Şekil 25.	Şekil 24'deki SKR'de kaydedilen düzeltilmemiş güçlü yer ivmesinin Fourier spektrumları .....	50
Şekil 26.	Şekil 25'deki SKR'de kaydedilen düzeltilmiş güçlü yer ivmesinin Fourier spektrumları (Ulutaş ve Özer, 2010). .....	50
Şekil 27.	Yer hareketi ilişkilerinin geliştirilmesinde kullanılan uzaklık ölçümleri arasındaki ilişki (Bozorgnia ve Campbell, 2004). .....	52
Şekil 28.	Kocaeli-Karabaşve Kocaeli-Alikahya kuvvetli yer hareketi kayıt istasyonlarında kaydedilmiş ivmenin zamana göre değişimi (Doğu-Batı bileşenler) .....	54
Şekil 29.	İvme-ölçer istasyonların iç ve dış görünümü .....	56
Şekil 30.	Farklı yırtılma durumları için P- ve S-dalgalarının genliklerinin azimuta bağlı değişimi .....	57
Şekil 31.	1998 Adana depreminin Japonya (INU) ve Afrika (BGCA) istasyon kayıtları.....	57
Şekil 32.	a) Çalışma bölgesi, b) Çalışmada kullanılan depremlerin episantrları .....	60
Şekil 33.	Türkiye için belirlenen magnitüd dönüşüm bağıntıları. $R^2$ ; ilişki katsayısı, $\sigma$ ; standart sapma.....	61
Şekil 34.	Gözlenen PGA değerleri ile hesaplanan PGA değerleri arasındaki ilişki.....	67
Şekil 35.	PGA değerlerinin standart rezidüellerinin frekans dağılımı ve normal dağılım eğrisi.....	67
Şekil 36.	Moment magnitüdü $3.5 \leq M_w < 4.5$ arasındaki B, C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin İnan vd. (1996) geliştirdiği model bağıntı ile karşılaştırılması .....	69
Şekil 37.	Moment magnitüdü $4.5 \leq M_w < 5.5$ arasındaki B, C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin İnan vd. (1996) geliştirdiği model bağıntı ile karşılaştırılması .....	70
Şekil 38.	Moment magnitüdü $5.5 \leq M_w < 6.5$ arasındaki C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin İnan vd. (1996) geliştirdiği model bağıntı ile karşılaştırılması .....	71

Şekil 39.	Moment magnitudü $6.5 \leq M_w < 7.5$ arasındakiki C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin İnan vd. (1996) geliştirdiği model bağıntısı ile karşılaştırılması.....	71
Şekil 40.	Moment magnitudü $3.5 \leq M_w < 4.5$ arasındakiki B, C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin Beyaz (2004) 'ın geliştirdiği model bağıntısı ile karşılaştırılması.....	72
Şekil 41.	Moment magnitudü $4.5 \leq M_w < 5.5$ arasındakiki B, C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin Beyaz (2004)'ın geliştirdiği model bağıntısı ile karşılaştırılması.....	73
Şekil 42.	Moment magnitudü $5.5 \leq M_w < 6.5$ arasındakiki C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin Beyaz (2004)'ın geliştirdiği model bağıntısı ile karşılaştırılması .....	74
Şekil 43.	Moment magnitudü $6.5 \leq M_w < 7.5$ arasındakiki C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin Beyaz (2004)'ın geliştirdiği model bağıntısı ile karşılaştırılması .....	74
Şekil 44.	Moment magnitudü $3.5 \leq M_w < 4.5$ arasındakiki B, C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin Çeken (2007)'in model bağıntısı ile karşılaştırılması .....	75
Şekil 45.	Moment magnitudü $4.5 \leq M_w < 5.5$ arasındakiki B, C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin Çeken (2007)'in model bağıntısı ile karşılaştırılması .....	76
Şekil 46.	Moment magnitudü $5.5 \leq M_w < 6.5$ arasındakiki C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin Çeken (2007)'in model bağıntısı ile karşılaştırılması.....	77
Şekil 47.	Moment magnitudü $6.5 \leq M_w < 7.5$ arasındakiki C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin Çeken (2007)'in model bağıntısı ile karşılaştırılması.....	77
Şekil 48.	Uzaklık, magnitud ve zemin sınıflamasına (B, C ve D) göre çalışma kapsamında kullanılan pik yer ivme değerlerinin dağılımı .....	78
Şekil 49.	Sismik Moment parametresinin magnitudde ve uzaklığa göre dağılımı.....	79
Şekil 50.	Gerilme düşümü ve moment magnitudü arasındaki ilişki.....	80
Şekil 51.	Moment magnitudü $3.5 \leq M_w < 4.5$ arasındakiki B, C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin bu çalışmada geliştirilen model bağıntısı ile karşılaştırılması .....	81
Şekil 52.	Moment magnitudü $4.5 \leq M_w < 5.5$ arasındakiki B, C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin bu çalışmada geliştirilen model bağıntısı ile karşılaştırılması .....	82
Şekil 53.	Moment magnitudü $5.5 \leq M_w < 6.5$ arasındakiki C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin bu çalışmada geliştirilen model bağıntısı ile karşılaştırılması .....	83
Şekil 54.	Moment magnitudü $6.5 \leq M_w < 7.5$ arasındakiki C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin bu çalışmada geliştirilen model bağıntısı ile karşılaştırılması .....	83

Şekil 55.	Magnitüdü $M_w=4.0$ ve B zemin grubu için önerilen azalım ilişkilerinin karşılaştırılması .....	84
Şekil 56.	Magnitüd büyüklüğü $M_w=4.0$ olan C ve D zemin grubu için önerilen azalım ilişkilerinin karşılaştırılması .....	85
Şekil 57.	Magnitüd büyüklüğü $M_w=5.0$ için B, C ve D zemin gruplarına önerilen azalım ilişkilerinin karşılaştırılması .....	86
Şekil 58.	Magnitüd büyüklüğü $M_w=6.0$ için C ve D zemin gruplarına önerilen azalım ilişkilerinin karşılaştırılması .....	86
Şekil 59.	Magnitüd büyüklüğü $M_w=7.1$ için C ve D zemin gruplarına önerilen azalım ilişkilerinin karşılaştırılması .....	87



## TABLolar DİZİNİ

	<b><u>Sayfa No</u></b>
Tablo 1. Şiddet, Zemin İvmesi, Yer Titreşim Hızı ve Yapı Tiplerindeki Hasar Arasındaki İlişkiler .....	12
Tablo 2. Gerilim düşümü, gerilme enerjisi, ofset, statik kırıklar için boyut ve moment arasındaki ilişkiler .....	26
Tablo 3. Dünyada geliştirilen azalım ilişkileri .....	46
Tablo 4. Türkiye Bina Deprem Yönetmeliği (TBDY-2018, URL-3) yerel zemin sınıfları.....	55
Tablo 5. Azalım ilişkisi modelinde kullanılan Türkiye Bina ve Deprem Yönetmeliği TBDY-2018 (URL-3)'e göre zemin sınıflamaları .....	63

## SEMBOLLER DİZİNİ

AFAD	: Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı
B	: Batı
DAD	: Deprem Araştırma Dairesi
DAFZ	: Doğu Anadolu Fayı
ERD	: Türkiye Deprem Araştırma Dairesi
FFT	: Hızlı Fourier Transformu
g	: Yerçekimi ivmesi
GB	: Güney Batı
Hz	: Hertz
İTÜ	: İstanbul Teknik Üniversitesi
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fayı
km	: Kilometre
KOERİ	: Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü
KYH	: Kuvvetli Yer Hareketi
m	: Metre
$M_B$	: Cisim dalgası magnitüdü
$M_D$	: Süreye bağlı magnitüd
$M_L$	: Lokal magnitüd
$M_S$	: Yüzey dalgası magnitüdü
$M_W$	: Moment magnitüd
$M_O$	: Sismik moment
PGA	: Pik yer ivmesi
PGHA	: Doruk yatay yer ivmesi
PSA	: Pseudo spektral ivme
PVA	: Pik düşey ivme
$R^2$	: İlişki katsayısı
$R_1$	: Mesafe
$R_{epi}$	: Deprem dış merkezine olan uzaklık
$R_{hypo}$	: Deprem iç merkezine olan uzaklık
$R_{jb}$	: Fay kırılma düzleminin düşey projeksiyonuna en yakın yatay mesafe
$R_{rup}$	: Fayın yüzey kırığına olan en yakın uzaklık
$R_{seis}$	: Kayıt istasyonu ile sismojenik yırtılma zonu arasındaki en kısa mesafe



SKR : Sakarya İstasyonu  
sn : Saniye  
TBDY : Türkiye Bina Deprem Yönetmeliği  
Tp : Baskın periyot  
V<sub>S30</sub> : Üst 30 metredeki kayma-dalgası hızı  
σ : Standart sapma  
Δσ : Gerilme düşümü



## 1. GENEL BİLGİLER

Geçmişten günümüze var olan ve gelecekte de insanlığın sürekli maruz kalacağı depremler kaçınılmaz bir doğa olayıdır. Ancak, depremler esnasında ölçülen kuvvetli yer hareketini inceleyerek depremlerin yıkıcı etkilerinden korunmak ve deprem hasarlarını en az seviyeye indirmek mümkündür. Deprem esnasında yerin ne kadar hız ve oranda sarsıldığına bilgisini veren parametre depremin ivmesi olarak tanımlanmaktadır. Kuvvetli depremler sonrasında meydana gelebilecek her türlü can ve mal kaybına sebebiyet verecek tüm etkinlikler kuvvetli yer hareketi olarak ifade edilmektedir. Deprem sırasında açığa çıkan yer ivmesi, kuvvetli yer hareketi ölçümleri ile hesaplanabilmektedir. Kuvvetli yer hareketleri (Peak Ground acceleration, PGA) akselerograf (ivme-ölçer) denilen aletler ile ölçülmekte ve ölçüm sonrası elde edilen kayıtlar akselerogram (ivme kaydı) olarak adlandırılmaktadır.

Depremlere dayanıklı yapıların tasarlanmasında ve depremin mesafeye bağlı olan azalım ilişkilerinin geliştirilmesinde ivme değerlerinden yararlanılmaktadır. Yer hareketinin maksimum değerleri ile kullanılan azalım ilişkileri, mühendislik uygulamalarında depremlerin birincil hasar belirleyicisi olarak rol oynamaktadır. Genellikle gözlemlenen verilere uyan bir eğri boyunca farklı bir mesafedeki belirli bir büyüklükteki bir deprem için yer hareketi tahmini yaparak depremlerin yer hareketi azalım ilişkileri belirlenir. Bu azalım ilişkilerinin belirlenmesi özellikle kayıtlı sismik olaylara dayanmaktadır. Yıkıcı bir depremden hemen sonra magnitüd ve episantr bilgisi belirlenebilmektedir. Ancak hasar dağılımı yalnızca bu iki parametreden oluşan basit bir işlem değildir ve çok daha detaylı bilgilere ihtiyaç vardır. Bu nedenle tehlikeli alanda kuvvetli yer hareketi (PGA) azalım ilişkisi dağılımını tanımlamak oldukça istenilen bir durumdur. Bu dağılımları hesaplayabilmek için PGA azalım ilişkilerine ihtiyaç vardır. Bu ilişkileri geliştirebilmek için gerekli olan ivme kayıtlarının her bölgede alınması çokta olağan bir durum değildir.

Bu nedenle istatistiksel ilişki (regresyon) teknikleri ile deneysel bağıntıyı tanımlamak için, farklı kaynaklardan ve farklı seyahat yolları altında kaydedilen mevcut güçlü hareket verilerini ve yerel alan şartlarını bir araya getirerek belirlemiş olduğumuz bölge için maksimum ivme değeri kestirilebilir (Reiter, 1990). Azalım ilişkileri, kuvvetli yer hareketinin ivmesinin, hızının ya da şiddetinin, depremin magnitüdüne, uzaklığına ve

ortamın özelliklerine bağılı olarak azalımını veren ifadedir. Azalım ilişkilerinin değişik kullanım alanları mevcuttur. Bu kullanım alanlarına; zemin reaksiyon analizleri, zemin sıvılaşması, sismik tehlike ve mikrobölgeleme çalışmaları örnek verilebilir.

Dünya genelinde farklı bölgeler için geçerli olan 120' den fazla ivme azalım ilişkisi bağıntıları (sönüm denklemleri) geliştirilmiştir (Joyner ve Boore, 1981; Joyner ve Boore, 1988; Campbell, 1989; Fukushima ve Tanaka, 1990; Abrahamson ve Litehiser, 1997; Boore vd., 1997; Sadıgh vd., 1997; Atkinson ve Boore, 2003; Douglas, 2003). Bununla birlikte, bu denklemler farklı deprem bölgeleri ve fay tipleri ile levha içi veya levhalar arası için türetilmiştir. Ayrıca, veri seçim kriterleri farklıdır ve bazıları da sadece kaya veya sert toprak gibi tek bir zemin tipiyle ilgilidir. Doğası gereği, bir bölgeden veya bir ülkeden diğerine var olan azalım ilişkilerinden tahmin edilen PGA değerleri arasındaki farklar bunların kullanımlarına da bir sınırlama getirmektedir. Bu nedenle, tahmin denklemlerin dikkate alındığı bir bölgenin kayıtlarından elde edilen azalım ilişkilerinin kullanımı tercih edilmektedir. Bunun yanı sıra, ülkemiz için geliştirilmiş azalım ilişkileri (Aydan vd., 1996; İnan vd., 1996; Gülkan ve Kalkan, 2002; Ulutaş ve Özer, 2003; Özbey vd., 2003; Ulusay vd., 2004; Kalkan ve Gülkan, 2004; Beyaz, 2004; Çeken, 2007; Ulutaş ve Özer, 2010; Akkar ve Çağnan, 2010 ve Sandıkkaya, 2016) de bulunmaktadır. Türkiye'de 1999 yılından meydana gelen İzmit ve Düzce depremlerinden önce yeterli sayıda kaydedilmiş ivme verisi mevcut değildi ve bu nedenle bölge için önemli bir azalım ilişkisi geliştirilememişti. 1999 İzmit ve Düzce depremlerinden sonra zemin dinamiği ve depreme dayanıklı yapı tasarımı gibi çalışmalarda kullanılan deprem parametrelerinin güvenilir bir şekilde belirlenmesi gerektiğini vurgulayan yasa ve yönetmelikler ön plana çıkmıştır.

Çalışılan bölgelerde güvenilir bir azalım ilişkisinin geliştirilmesi, daha güvenilir sismik tehlike analizlerinin yapılmasına, zemin büyütmesi ve zemin sıvılaşması çalışmalarında, yapılara etkiyecek taban kesme kuvvetinde kullanılacak yatay yer ivmesi değerlerinin sağlıklı bir şekilde elde edilmesine yardımcı olmaktadır.

Deprem yüklerinin gerçeğe yakın olarak tahmin edilmesinin bir diğer katkısı da ekonomik olarak da büyük yararlar sağlamasıdır. Örneğin, ülkeler için önemli gerek yerüstü gerekse yeraltı yapılarının bu önemli parametrenin doğru hesaplanması sonucunda, yapılar uzun seneler güvenle hizmet verebilmektedir. Yapılara etki edecek deprem yüklerinin gerçek değerinden fazla hesaplanması, yapıların inşaasında gereğinden fazla malzeme kullanılmasına ve buna bağılı olarak gereksiz ekonomik giderlere neden olacaktır. Bu durum tam tersi olduğunda yani, deprem yükü gereğinden az hesaplandığında da

yapıların en ufak bir sismik olayla yıkılmasına ve ekonomik kayıplara uğramasına yol açmaktadır.

Geleneksel olarak, deprem mühendisliğinde en yaygın kullanılan yer hareketi parametresi doruk (en büyük) yer ivmesidir (PGA), çünkü bu değer yer ivmesi bakımından atalet kuvvetlerini tanımlama kolaylığı sağlar. Ayrıca deprem mühendisliğinde tepki spektrumu yönteminin kullanımında, deprem etkilerine karşı yapıların tasarımı ve analizi için PGA birincil öneme sahiptir. Yapının kurulacak olduğu zeminde beklenen maksimum yatay yer ivmesinin (PGHA) doğru tahmin edilmesi, etkin yer ivme katsayısının sağlıklı bir şekilde belirlenmesini sağlar. Maksimum yatay yer ivmesi değerini belirleyen en önemli parametreler; depremin magnitüdü, kabuk yapısına bağlı heterojen yapı ve kaynak zonedur. Maksimum yatay yer ivmesi değeri olarak, kuzey-güney ya da doğu-batı yönündeki bileşenlere ait maksimum değerlerin geometrik ortalaması veya yön dikkate alınmaksızın bu değerlerden en büyük olanı alınır.

Çalışmada kullanılan ivme değerleri Afet ve Acil Durum Yönetimi (AFAD) Başkanlığı'ndan temin edilmiştir. Çalışmada kullanılan bütün depremlerin büyüklükleri moment magnitüd ( $M_w$ ) ölçeğine dönüştürülmüştür. Bu zaman aralığında bölgede meydana gelen moment magnitüdü  $M_w \geq 3.5$  olan 646 depremin toplam 2598 ivme kaydından oluşan bir katalog oluşturulmuştur.

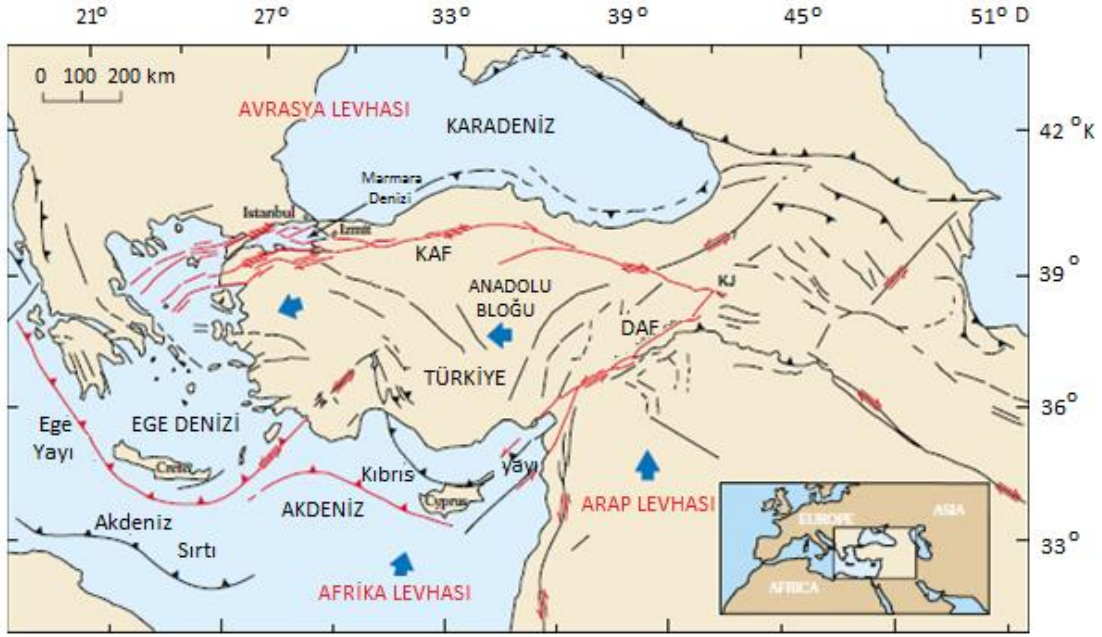
Yerel zemin koşulları, kayma-dalgası hız değerlerine ( $V_s$ ) göre sınıflandırılmıştır (Türkiye bina deprem yönetmeliği, 2018). Belirlenen sınırlar içerisinde oluşan ana şok, öncü ve artçı şok kayıtları kullanılarak veri seti oluşturulmuştur. Bu veri seti kullanılarak kuvvetli yer hareketinin (PGA) depremin magnitüdü, sismik momenti, gerilme düşümü, uzaklık ve yerel zemin koşullarının bir fonksiyonu olarak en iyi uyumu veren azalım ilişkisi modeli geliştirilmiştir. Bulunan model daha önceki modellerle kıyaslanarak kullanılabilirliği yorumlanmıştır.

## 2. BÖLGENİN SİSMOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ

### 2.1. Türkiye'nin Sismotektonik Özellikleri

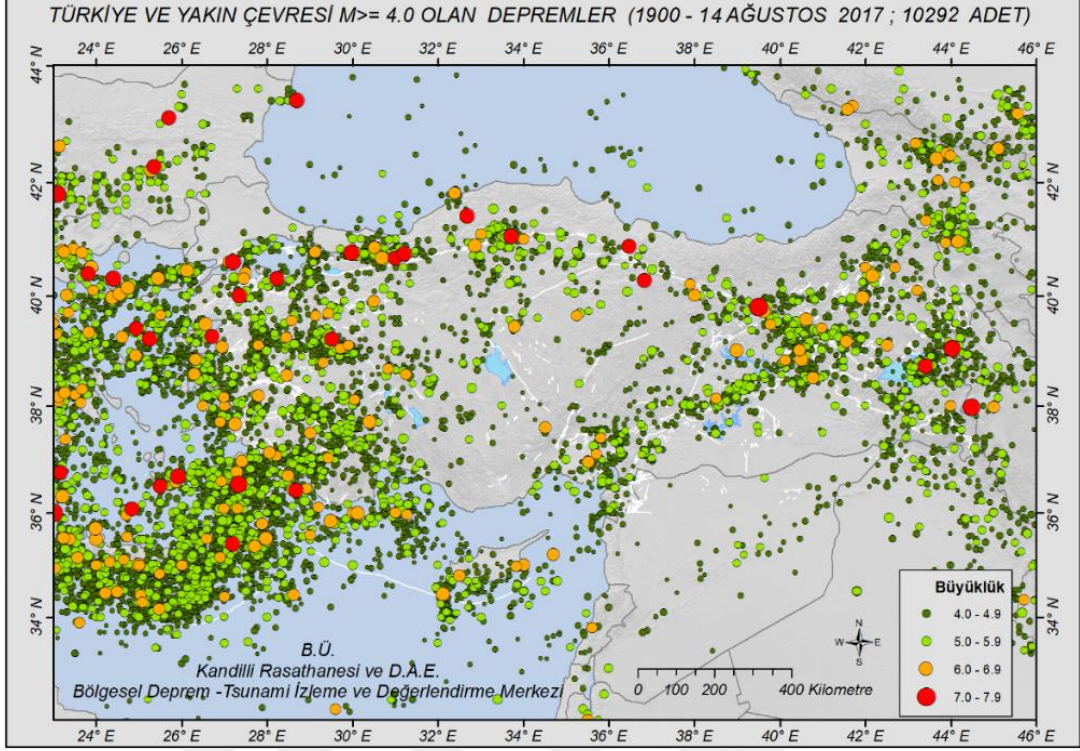
Bilindiği üzere ülkemiz, dünya üzerinde yer alan deprem kuşaklarının en önemlilerinden biri olan Alp-Himalaya kıvrım kuşağı üzerinde bulunmaktadır. Alp-Himalaya kıvrım kuşağı, Avrasya, Afrika ve Hint-Avusturalya plakalarının birbirleriyle olan bağıntılı hareketleri sonucu meydana gelen depremleri içeren aktif bir kuşak olup, Azor takım adalarından başlayarak, Uzakdoğu'da Endonezya'ya kadar uzanmaktadır. Yapılmış olan araştırmalar sonucunda, Afrika plakasının Avrasya plakasına göre kuzeye doğru hareket ederek, Avrasya levhasının altına daldığı ortaya koyulmuştur (McKenzie, 1972). Geç Miyosen döneminde Anadolu plakası ile Arap plakası arasındaki Neo-Tetis Okyanusu'nun güney kolunun Bitlis-Zagros Kuşağı boyunca kapanmasıyla Türkiye'deki neotektonik dönem başlamıştır (Şengör, 1979; Yılmaz, 1992; Görür, 1992).

Anadolu plakası ile Arap plakasının çarpışması sonucu, kuzeye doğru hareket eden Arap plakası, Doğu Anadolu'nun sıkışmasına, burada kıta kabuğunun yükselmesine ve kalınlaşmasına yol açmıştır. Bu hareketin yarattığı kısalıp-daralma, Avrasya plakasının güney kesiminin Kuzey Anadolu Fay'ı (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay'ı (DAFZ) boyunca parçalanmasıyla Anadolu plakacığı oluşmuştur (Şekil 1). Sıkışan Anadolu Plakası, batıdaki alanlara doğru Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Transform Fayları boyunca kaymaya başlamıştır. Batıya doğru hareket eden Anadolu Plakası, burada Helenik yayının etkisi altında kalarak genişlemiş ve Ege Graben Sistemini oluşturmuştur. Anadolu plakacığı, 1-3 cm/yıl'lık bir hızla KAFZ ve DAFZ boyunca B-GB'ya doğru hareket devam etmektedir. Buna bağlı olarak, KAFZ ve DAFZ ülkemizde meydana gelen birçok depremde etkili olmaktadır (Kasapoğlu vd., 1999).



Şekil 1. Türkiye'nin neotektonik haritası (Barka, 1992'den değiştirilmiştir).

Tarihsel ve aletsel dönem kayıtlarına bakıldığında ülkemizin çok büyük bir kesiminde geçmişte büyük depremler olduğu gözlemlenmiştir. Tarihsel dönem deprem kayıtlarına bakıldığında ülkemiz, M.Ö.2000'den beri devamlı olarak yüzey faylanması nedeniyle hasar yapıcı büyük depremlerin etkisi altında kalmıştır. 1990 ile 1998 tarihleri arasında meydana gelmiş deprem büyüklüğü,  $M_s \geq 5.5$  hasar yapıcı depremler ile 1989-1998 tarihleri arasında meydana gelmiş deprem büyüklüğü,  $M_s \geq 4.0$  depremlerin episantrları, özellikle diri fay segmentlerine karşılık gelen fay uçlarında yoğunlaşmışlardır (Şekil 2).



Şekil 2. Türkiye'nin depremsellik haritası (URL-1).

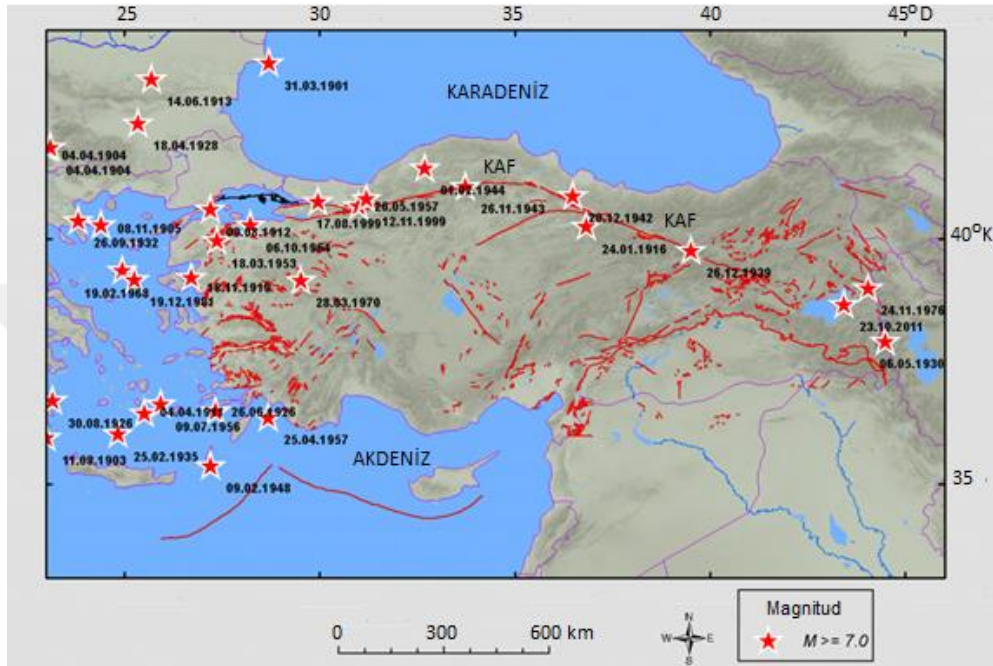
## 2.2. Kuzey Anadolu Fay Zonunun Sismotektoniği

### 2.2.1. Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektoniği

Doğuda Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı ile kesişmesi dolayısıyla üçlü birleşme noktası olarak tanımlanan Karlıova'dan batıda Mudurnu vadisinin batı ucuna kadar ilerler ve burada iki ana kola ayrılır; Kuzey kol olan Sapanca, Armutlu yarımadasının kuzey kenarından Marmara Denizi içerisinde geçerek Saros körfezine uzanır. Güney kol ise Geyve-Mekece-İznik hattından geçerek, Bandırma ve Biga yarımadasını takip ederek Ege denizine doğru uzanır. KAFZ sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olup, ~1600 km uzunluğunda ve doğudan batıya doğru ~100 m ile 10 km ulaşan bir genişliğe sahiptir. KAFZ, Ketin (1948) tarafından ilk olarak 1939 Erzincan depremi sonrası nitelendirilmiş ve neotektonik, jeolojik amaçlı çalışmalara sıkça konu olmuştur.

### 2.2.2. Kuzey Anadolu Fay Zonunun Depremselliği

1900-2018 yılları arasında Kuzey Anadolu Fayı üzerinde magnitüdü,  $M_s \geq 7.0$  olan ve yüzey faylanması meydana getirmiş birçok yıkıcı deprem olmuştur (Şekil 3).



Şekil 3. Büyüklüğü 7.0 ve üzeri olan 1900 yılından sonraki depremler (URL-1).

Bu yıllar arasında ülkemizdeki toplam yıkıcı deprem sayısının yaklaşık %30'luk kısmı KAFZ üzerinde meydana gelmiştir. 1939 yılında magnitüdü,  $M_s = 7.9$  olan Erzincan Depremi 360 km uzunluğunda yüzey faylanması meydana getirmiş sağ yönlü ve  $\geq 7.5$ m'lik yatay bir atıma neden olmuştur (Demirtaş ve Erkmen, 2000). Kuzey Anadolu Fayı'nın bölümleri incelendiğinde; 1939 Erzincan deprem kırığı, 1943 Lâdik-Tosya deprem kırığı, 1944 Gerede-Bolu 1944 deprem kırığı, 17 Ağustos 1999 Akyazı-Karamürsel deprem kırığı ve 1912 Saros deprem kırığı büyük segmentleri oluştururken, 1942 Erbaa-Niksar deprem kırığı, 1967 Mudurnu vadisi deprem kırığı ve 12 Kasım 1999 Düzce-Kaynaşlı deprem kırığı küçük segmentleri oluşturmaktadır. Magnitüdü,  $M = 4.7-6.9$  olan depremlerin Kuzey Anadolu Fayı üzerinde 1902'den beri orta bölümden batıya doğru bir yer değiştirmenin yanında 1939'dan başlayarak Erzincan'ın doğusunda ikinci bir aktivite bölgesinin meydana gelmiş olduğu görülür.



### **3. DEPREM PARAMETRELERİNİN TANIMLANMASI**

#### **3.1. Deprem Parametreleri**

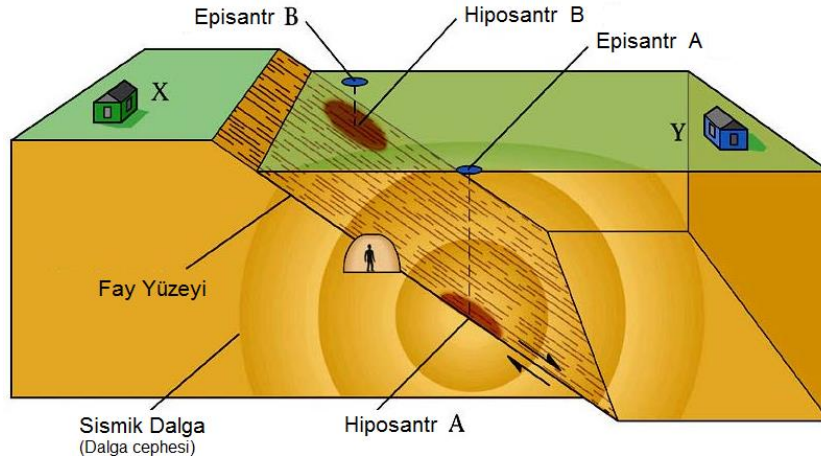
Oluşan bir depremin tüm özelliklerini tanımlayabilmek için ‘Deprem Parametreleri’ olarak ifade edilen birtakım kavramlardan bahsedilmelidir.

##### **3.1.1. Deprem Oluş Zamanı**

Deprem meydana geldiği anı yani sismik dalgaların yayılmaya başladığı zamanı ifade eden oluş zamanı veya orijin zamanı depremin temel parametrelerindedir. Saat, dakika ve saniye olarak ifade edilir.

##### **3.1.2. Deprem Odak Noktası (İç merkez, Hiposantr)**

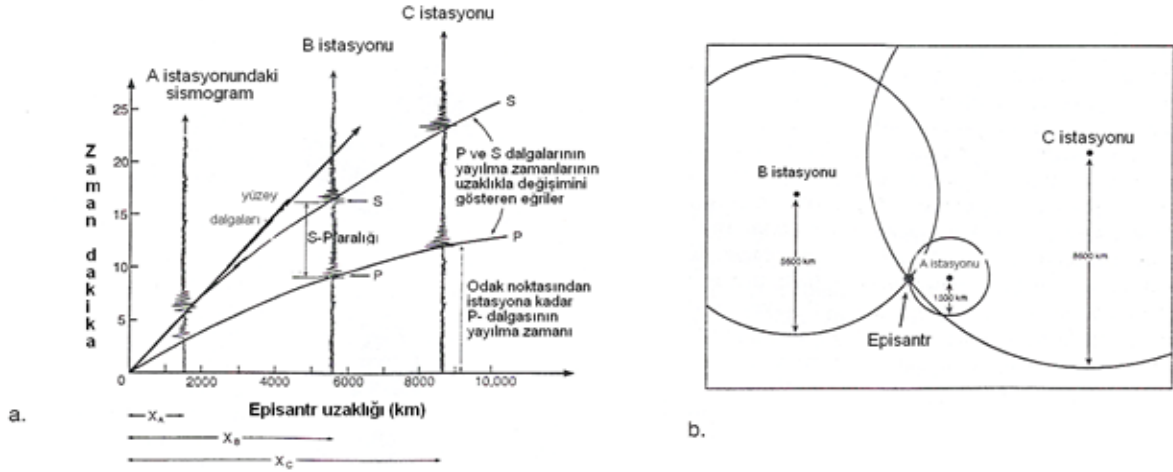
Odak noktası (iç merkez), yer altında depremin enerjisinin açığa çıktığı noktadır. Aslında deprem enerjisinin açığa çıktığı yer nokta değil bir alandır ancak yapılan uygulamalarda alan, nokta olarak kabul edilmektedir. Faylar boyunca kayaçların uygulanan dirence karşı koyamaması ve yırtılması sonucu depremler meydana gelmektedir. Yırtılma fay düzlemi boyunca büyük bir alanı kapsasa bile bir başlangıç noktası olmalıdır. İşte fay düzlemi boyunca yırtılmanın ilk gerçekleştiği ve sismik dalgaların açığa çıktığı noktaya odak noktası ya da iç merkez (hiposantr) denir (Şekil 4).



Şekil 4. Deprem parametreleri

### 3.1.3. Depremin Dış Merkezi (Episantr)

Yeryüzünde hiposantra (odak noktasına) en yakın olan noktadır. Episantr (dış merkez) depremin en fazla hissedildiği noktadır. Depremin episantr alanı depremin şiddetine bağlı olarak çeşitli büyüklüklerde olabilir. Bazen büyük bir depremin odak noktasının boyutları yüzlerce kilometreyle de belirlenebilir. Bu nedenle Episantr Bölgesi ya da Episantr Alanı olarak tanımlamak daha doğrudur. Pratik olarak gözlem noktası (istasyon) ile dışmerkez arasındaki uzaklığa dışmerkez uzaklığı denir (Kramer, 1996) ve bir depremin yeri genellikle episantrın coğrafik koordinatları ile verilir (Şekil 3.1). Episantrın belirlenmesi üç sismograf istasyonuna ait P ve S-dalgalarının göreceli geliş zamanlarına göre yapılmaktadır. Sismogram üzerindeki dalga treninde P ve S-dalgalarının istasyona varış zamanları işaretlenir (Şekil 5). Sonra dalga treni zaman-uzaklık grafiği üzerine konur. P ve S-dalgalarının ilk gelişleri bu dalgalara ait zaman-uzaklık eğrileri üzerine çakıştırılır. Çakıştığı yerdeki  $\Delta$  değeri episantr uzaklığını verir. Bu işlemle sadece episantrın (depremin merkez üssü) uzaklığı bulunmuş olmaktadır. Episantrın yerini bulmak için birkaç istasyona ait  $\Delta_i$  yarıçaplı çemberler çizilir. Bunların kesim noktası episantrın yerini verecektir.



Şekil 5. a) Bir depremin A, B ve C istasyonlarında yeralan sismograflarla kaydedilen sismogramları. b) Bu sismograf merkezli  $\Delta$  yarıçaplı çemberler olarak haritada gösterilmektedir. Episantr bu üç çemberin kesiştiği yerdir (Press ve Siever, 1994).

Bilindiği üzere P-dalgaları, S-dalgalarına göre daha hızlıdır ve bu nedenle sismograf istasyonuna S-dalgalarından önce varmaktadırlar. Depremlerin episantr mesafeleri için fikir vermesi bakımından yapılabilecek hesaplama (1) ve (2) bağıntılarında verilmektedir:

$$(t_s - t_p)v_s = \Delta \quad (1)$$

$$(t_p - t_0)v_p = \Delta \quad (2)$$

Burada,  $t_s$ : S-dalgası geliş zamanı,  $t_p$ : P-dalgası geliş zamanı,  $t_0$ : depremin oluş zamanı,  $v_p$ : P-dalgası hızı,  $v_s$ : S-dalgası hızı ve  $\Delta$ : Episantr uzaklığıdır. Bu bağıntılardan  $t_0$  yok edilerek episantr uzaklığı (3) bağıntısı ile bulunabilir. Kayada P-dalgası hızı  $v_p = 3-8$  km/s arasında değişirken; S-dalgası hızı da  $v_s = 2-5$  km/s arasında değişmektedir.

$$\Delta = \frac{v_s \cdot v_p}{v_p - v_s} (t_s - t_p) \quad (3)$$

### 3.1.4. Depremin Odak Derinliği

İç merkez (hiposantrın) yeryüzünden olan en kısa mesafesi, depremin odak derinliği diye adlandırılır (Şekil 3.1). Tektonik depremler odak derinliklerine göre sınıflara ayrılır. Yerin 0-70 km derinliğinde olan depremler sığ depremler, yerin 70-300 km derinliklerinde olan depremler orta derinlikte depremler ve yerden 300 km'den fazla derinlikte olan depremler derin depremler olarak sınıflandırılır. Ülkemizde meydana gelen depremler genellikle sığ depremlerdir. Orta ve derin depremler daha çok bir levhanın diğer bir levhanın altına daldığı bölgelerde meydana gelmektedir. Derin depremler çok geniş alanlarda hissedilmesine rağmen, bu depremler sonrası görülen hasar miktarı azdır. Sığ depremlerde ise bu durum tam tersidir. Sığ depremler dar alanlarda hissedilirken, deprem sonrası görülen hasar miktarı çok fazla olabilir.

### 3.1.5. Depremin Şiddeti

Bir depremin yapılar, doğa, insan ve diğer canlılar üzerinde bıraktığı etkinin bir ölçüsüdür. Depremin şiddeti, depremin magnitüdüne, yapıların depreme karşı gösterdiği dayanıklılığa, yerel zemin koşullarına, odak derinliğine ve uzaklığına bağlı olarak değişiklik göstermektedir. Deprem şiddet cetvelleri, deprem esnasında canlı ve cansız her şeyin depreme karşı gösterdiği tepkiyi değerlendirmede kullanılmaktadır. "Medvedev-Spoonheuer-Karnik (MSK)" ve "Mercalli Cetveli (MMI)" şiddet cetveli günümüzde kullanılan şiddet cetvelleridir. I-XII şiddet derecesinde tanımlanan depremlerin insanlar ve yapılar üzerinde oluşturacağı etkiler önceden hazırlanmış olan bu cetveller ile belirlenmektedir. Kuvvetli yer hareketinin seviyesini belirlemede, deprem kayıplarını tahmin etmede ve deprem etkilerini karşılaştırmada deprem şiddeti kullanılmaktadır. Aletsel dönem öncesi meydana gelen depremler için de şiddet ölçeğindeki veriler kullanılabilir hale getirilmiş, bunlara karşılık gelen ivme değerleri belirlenmiştir. Bugüne kadar çok sayıda araştırmacı (Trifunac ve Brady, 1975; Krinitzsky vd., 1988) tarafından birçok deneysel şidet-ivme ilişkileri geliştirilmiş, şiddet cetvelindeki derece tanımına uygun uzaklığa bağlı ivme azalım tahminleri yapılmıştır. Tablo 1'de şiddet, zemin ivmesi, hız ve yapı tiplerindeki hasarlar arasındaki ilişkiler verilmektedir.

Tablo 1. Şiddet, Zemin İvmesi, Yer Titreşim Hızı ve Yapı Tiplerindeki Hasar Arasındaki İlişkiler (URL-1).

Şiddet	Zemin İvmesi (gal) (0.1-0.5 sn) periyod	Yer Titreşiminin hızı (cm/sn) (0.5-2sn) periyod	YAPI TİPLERİ		
			A	B	C
V	12-15	1.0-2.0	%5 Hafif hasar	-	-
VI	25-50	2.1-4.0	% 5 Orta Hasar % 50 Hafif Hasar	%5 Hafif hasar	-
VII	50-100	4.1-8.0	% 5 Yıkıntı % 50 Ağır Hasar	%5 Orta hasar	% 5 Hafif hasar
VIII	100-200	8.1-16.0	% 5 Fazla Yıkıntı % 50 Yıkıntı	%5 Yıkıntı % 50 Ağır Hasar	% 5 Ağır hasar % 50 Orta Hasar
IX	200-400	16.1-32.0	% 50 Fazla Yıkıntı	% 5 Fazla Yıkıntı %50 Yıkıntı	% 5 Yıkıntı % 50 Ağır Hasar
X	400-800	32.1-64.0	% 75 Fazla Yıkıntı	%50 Fazla Yıkıntı	% 5 Fazla Yıkıntı % 50 Yıkıntı

### 3.1.6. Depremin Büyüklüğü (Magnitüdü)

Magnitüd, deprem sırasında açığa çıkan enerjinin bir ölçüsü olarak ifade edilmektedir. Richter depremlerin büyüklüklerini sayısal olarak veren bir bağıntı önermiştir. Bu bağıntı günümüze kadar çeşitli değişikliklere uğrayarak en son (4) bağıntısındaki gibi tanımlanmaktadır.

$$M = \log \frac{A}{T} + f(\Delta, h) + C_s + C_r \quad (4)$$

Burada  $M$ : Magnitüd,  $A$ : Yer hareketinin genliği (mikron),  $T$ : Dalga periyodu (sn),  $\Delta$ : Episantr uzaklığı (derece),  $h$ : odak derinliği (km),  $C_s$ : İstasyon düzeltmesi,  $C_r$ : Bölgesel düzeltmedir. İstasyon düzeltmesi istasyondaki özel durumlar için uygulanır (yerel yapı parametreleri). Bölgesel düzeltme ise depremin olduğu bölgeye göre değişir ve deprem mekanizması ile dalga yayınımına bağlıdır.  $f(\Delta, h)$  fonksiyonu kuramsal ve deneysel sonuçların kombinasyonundan elde edilir. Bu fonksiyon uzaklığın etkisini (geometrik yayınım ve yırtılmadan dolayı genliğin etkilenmesi) düzeltmek için kullanılır.  $f(\Delta, h)$ , farklı dalgalar için ve aynı zamanda bir dalga fazının farklı bileşenleri için değişir.

Magnitüd her bir deprem veya patlatma için karakteristik bir niceliktir. Farklı istasyonlarda yapılan magnitüd belirlemeleri veya aynı istasyonda kaydedilen farklı dalgalarla yapılan belirlemeler hata sınırları içerisinde birbirinin aynı olması gerekir. En güvenilir durumlarda bile 0.2-0.3 birimlik hatalar beklenebilir. (4) bağıntısı, magnitüdün teorik olarak bir üst sınırının olmadığını gösterir. Bununla birlikte pratik açıdan M için bir üst limit vardır, çünkü yerin dayanıklılığı sınırlı olup belirli bir üst sınırdan daha büyük enerjileri depo edemez. Bilinen en büyük deprem (Şili Depremi) magnitüdü  $M= 9.5$  civarındadır. (4) bağıntısı aynı zamanda negatif magnitüdü de olabileceğini gösterir.

Deprem büyüklüğü (magnitüd), aletsel ve gözlemsel olmak üzere iki gruba ayrılmaktadır. Standart bir sismografla kayıt edilen deprem hareketinin periyot değeri ve maksimum genlik değeri ile alet kalibrasyon fonksiyonlarının kullanılarak yapılan hesaplamalar ile elde edilen magnitüd değerine aletsel magnitüd değeri denir. Bu değer hem yüzey dalgalarından hem de hacim dalgalarından hesaplanabilmektedir.

Gözlemsel inceleme sonucu elde edilen episantr şiddetinden hesaplanan değere ise gözlemsel magnitüd değeri denir. Gözlemsel magnitüd değeri hesaplamaları yapılırken, magnitüd-şiddet bağıntısının çalışılan bölgeden bölgeye değiştiği dikkate alınarak yapılmalıdır. Depremlerin özelliklerini belirlemede Richter ölçeği (magnitüd) çok önemli bir unsurdur. Depremlerin magnitüd ve şiddetleri arasında bir takım ampirik bağıntılar çıkarılmıştır.

<i>Richter Magnitüdü :</i>	4.0	4.5	5.1	5.6	6.2	6.6	7.3	7.8	8.4
<i>Şiddet :</i>	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII

Deprem büyüklüğü hesaplanırken, depremin uzaklığına ve magnitüdüne bağlı olarak deprem dalgalarında meydana gelen değişiklikler dikkate alınarak hesaplama yapılır. Bunun nedeni, deprem büyüklüğünü hesaplamada seçilen yöntem belirli bir büyüklük aralığında ve uzaklıkta bir deprem için geçerli olabilirken, farklı uzaklık ve büyüklükteki bir deprem için geçerli olmayabilir. Farklı ortam ve episantr uzaklığına bağlı olarak bir deprem birbirinden farklı hareket özellikleri sergileyebilir. Buna bağlı olarak, günümüzde birçok magnitüd tanımlaması yapılmıştır.

### 3.1.6.1. Richter Yerel Magnitüdü ( $M_L$ )

Richter tarafından 1935'de ortaya konulan orijinal magnitüd ölçeğidir. Bu ölçek güney Kaliforniya depremleri için hazırlanmıştır. Bu ölçekte  $M_L$ , 100 km episantr uzaklığı

olan bir istasyonda özellikleri belirli bir Wood-Anderson torsiyon (burulma) sismografı (serbest periyotu 0.8 sn, en büyük büyütmesi 2800, sönüm faktörü 0.8) ile alınan kayıt üzerindeki en büyük genliğin (mikron cinsinden) logaritması olarak tanımlanmıştır. Richter yerel magnitudü, 600 km'den daha yakın mesafede ve  $M < 6.0$  olan depremlerin büyüklüğünü belirlemede kullanılır. Maksimum genliğin uzaklık ile değişimi göz önünde tutularak daha büyük uzaklıklardaki depremler için magnitudler hesaplanabilir. Bu magnitud tanımı (4) bağıntısı ile çelişkili değildir, ancak sınırlı olarak uygulanabilir.

### 3.1.6.2. Yüzey Dalgası Magnitudü ( $M_S$ )

Yakın istasyonlarda iyi gelişmeyen yüzey dalgaları, depremin kaynağından ~ 500-600 km ya da daha fazla uzaklıklarda çok iyi gelişirler. Uzak mesafelerde (600-2000 km arası) cisim dalgaları saçılıp ve sönümlenirken, yüzey dalgaları daha baskın olarak görülmektedir. Bu nedenle, farklı magnitud ölçeğine ihtiyaç duyulmuştur. 1945'de Gutenberg magnitud ölçeğini istenen uzaklık ve sismograf tipine uygulanabilecek şekilde geliştirmiştir. Bu gelişme dalga genliklerinin uzaklık ile değişiminin daha iyi bilinmesini gerektirmiştir. Farklı sismograf tiplerinin kullanılabilmesi için kayıtlardaki genlikler yerine yerdeki hareketin genliğinin (ground amplitude) kullanılması gerektiği anlaşılmıştır. İlk genelleme yüzey dalgaları (R, Rayleigh) için yapılmıştır. Periyot aralığı  $20 \pm 0.2$  sn ile sınırlanarak, sadece normal derinlikteki depremler göz önüne alınır ve yüzey dalgaları için  $f(\Delta, h)$  fonksiyonunun  $\log \Delta$  ile orantılı olduğu kabul edilirse (4) bağıntısı basit şekle indirgenerek (5) bağıntısı elde edilir.

$$M_S = \log A + C_1 \log \Delta + C_2 \quad (5)$$

Burada  $A$ , Rayleigh dalgalarının yatay bileşeninin genliği,  $C_1 = 1.66$  ve  $C_2 = 2.0$  sabit değerlerdir. Rayleigh dalgalarının düşey bileşeni için de benzer formüller geliştirilmiştir.

Genel olarak, yüzey dalgası magnitudü derinliği 70 km'den daha sığ, mesafesi ~1000 km'den fazla, orta ve büyük ölçekteki depremlerin boyutlarını belirlemede tercih edilir. Bilindiği gibi yüzey dalgaları, çok uzak mesafelere yayılabilmektedir ve uzak mesafelerdeki ölçümlerde daha hassas ve güvenilir sonuçlar vermektedir. Bazı araştırmacılara göre bu yöntem,  $M \geq 5.5$  olan depremleri ölçmede kullanılmaktadır. Daha

geniş periyot aralığı için Båth (1973) tarafından geliştirilen yüzey dalgası magnitüd hesabı (6) bağıntısı ile verilmektedir.

$$M_S = \log \frac{a}{T} + 1.66 \log \Delta^\circ + 3.3 \quad (T=20 \text{ sn için}) \quad (6)$$

Burada;  $M_S$ : yüzey dalgası magnitüdü,  $a$ : Rayleigh yüzey dalgasının yatay bileşeninin genliği,  $T$ : Periyot (10-30 sn aralığında) ve  $\Delta$ : depremin derece olarak episantr uzaklığıdır.

### 3.1.6.3. Cisim Dalgası Magnitüdü ( $M_B$ )

1945’de Gutenberg magnitüd tayinlerini cisim dalgalarına (P, PP, PS) ve istenilen derinlikteki depremlere de uygulanabilecek hale getirmiştir. Bu genellemelerde (4) bağıntısı esas alınmıştır. Daha sonraları  $m_b$ , birleşik (unified) magnitüd olarak isimlendirilmiş ve (7) bağıntısı olarak verilmiştir.

$$M_B = \log A - \log T + 0.01\Delta + 5.9 \quad (7)$$

Burada  $A$ : P-dalgasının genliği (mikrometre),  $T$ : P-dalgasının periyodu (genellikle yaklaşık 1 sn) dir. Cisim dalgası magnitüdü 1 sn periyotlu yüksek mod Rayleigh dalgalarından da (Nuttli, 1973) hesaplanabilir; hesaplanan magnitüd  $m_{bLg}$ , genellikle levha içi depremleri tanımlamak için kullanılır (Kramer,1996).

### 3.1.6.4. Süre Magnitüdü ( $M_D$ )

Episantr uzaklığı 300 km’den az ve magnitüdü  $M < 5.0$  olan depremler için süreye bağlı magnitüd tercih edilmektedir. Depremin büyüklüğünde meydana gelen artış, sismometre üzerinde daha uzun süre salınımlar oluşturmaktadır. Buna bağlı olarak sismometre üzerinde ne kadar uzun süreli bir titreşim olduğu ölçülüp deprem kaynağının uzaklığı ile ilişkilendirilir. Süre magnitüdü, deprem kataloglarının oluşturulmasında, magnitüdü belli olmayan depremlerin büyüklüğünün belirlenmesinde ve bölgenin sismik etkinliğinin araştırılmasında oldukça önemlidir (Kalafat vd., 1998). Buna bağlı olarak,



depremin magnitüdü belirlenirken deprem kaydındaki sinyalin süresi ölçülmektedir. Uzun süren depremler yüksek magnitüd ve ivme değerleri vermektedir (Richter, 1958). Fay uzunluğunun, magnitüdü belirlerken kullanılan genliğe ait enerjinin dalga boyunu geçmesi durumunda; bu ölçekler doygunluğa ulaşır, gerçek büyüklüğü yansıtmaz (Kanamori, 1977). Gölcük (Kocaeli) 1999 depreminde, magnitüd ( $M_D = 6.8$ ) DAD (Deprem Araştırma Dairesi) tarafından ilk olarak süreye bağlı olarak hesaplanmış, fakat fay uzunluğunun kullanılan genliğe ait enerji dalga boyunu (50 km) geçtiği için magnitüd doygunluğu oluşmuş ve süre magnitüdü gerçek büyüklüğü vermemiştir (Akkargan vd., 2000).

### 3.1.6.5. Moment Magnitüdü ( $M_W$ )

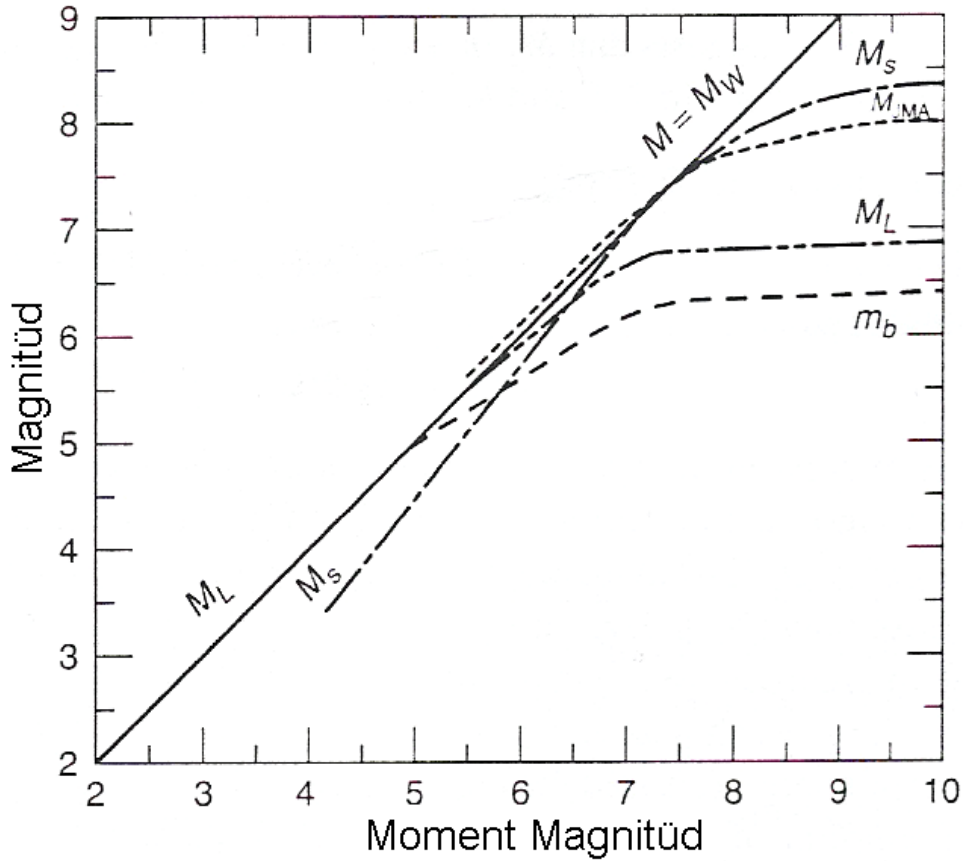
Daha önce tanımlanan magnitüd ölçeklerinin yer titreşim karakteristiklerinin değişik aletsel ölçümlerine dayandırıldığı deneysel niceliklerin tanımlanması önemlidir. Bir deprem süresince açığa çıkan enerji miktarı artarken yer titreşim karakteristikleri aynı oranda artmamaktadır. Kuvvetli depremler için ölçülen yer titreşim karakteristikleri daha küçük depremlere göre depremin büyüklüğüne az duyarlı olmaktadır. Bu olay satürasyon (emilme) olarak adlandırılmaktadır; Cisim dalgası ve Richter lokal magnitüdüleri  $M_L = 6-7$ , yüzey dalgası magnitüdü ise yaklaşık  $M_S = 8$  değerinde satüre olmaktadır.

İlk olarak Kanomori (1977) tarafından tanımlanan magnitüd doygunluğu (satürasyonu) ifadesine göre, sadece fay boyunun 5-50 km olduğu depremlerde genlik ve süre okumalarından belirlenen magnitüd ölçekleri gerçek büyüklüğü yansıtabilirler. Fay boyunun, magnitüdü belirlerken kullanılan genliğe ait enerjinin dalga boyunu geçtiği hallerde ise bu ölçeklerin doygunluğa ulaşmaları sebebiyle gerçek büyüklüğü temsil edemeyebilirler (Kanamori, 1977). Bunun nedeni ise sismogramdan okunan genliğin sınırlı band genişliğine sahip aletlerce kaydedilmesidir. Bunun yanı sıra, kaynaktaki orijinal genliğin istasyona gelene kadar hareket ettiği ortamların etkisi altında kalması da mümkün bir durumdur. Tüm bu unsurlar değerlendirildiğinde, kırılan fayın uzunluğunun 50 km'yi geçtiği depremlerde genlik ölçümüne dayalı magnitüd belirlenmesi yerine sismik moment kullanılarak moment magnitüdünün hesaplanması daha doğru bir yöntemdir. Çok büyük depremlerin magnitüdülerini tanımlamada doygunluğa ulaşmayan bir magnitüd ölçeği kullanılmalıdır. Doygunluğa ulaşmayan (satüre olmayan) tek magnitüd ölçeği ise Moment magnitüdü ( $M_W$ ) dır (Kanamori, 1977; Hanks ve Kanamori, 1979). Bunun nedeni ise,

moment magnitudünün fay boyunca yırtılmayı meydana getiren faktörleri direk ölçen sismik momente dayanmasıdır. Moment magnitudü (8) bağıntısı ile verilmektedir.

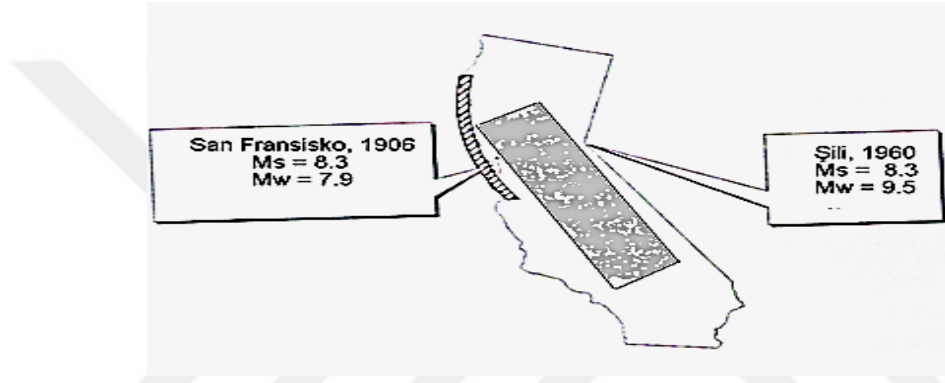
$$M_W = \frac{\log M_0}{1.5} - 10.7 \quad (8)$$

Burada sismik moment  $M_0$ , dyn.cm'dir. Değişik magnitud ölçekleri arasındaki ilişki Şekil 3.3'de verilmiştir.  $m_b$  ile  $M_S$  arasındaki bağıntıdan çıkan önemli bir sonuç; normal derinlikteki depremler için depremin büyüklüğü arttıkça yüzey dalgaları cisim dalgalarına göre daha etkin olmaya başlar. Şekil 6'da görüldüğü gibi  $M_S$  ölçeği için bulunan doğrunun eğimi  $m_b$  için bulunandan büyüktür. Bu durum deprem büyüdükçe odakta hareketin ilgili olduğu hacim ve zamanın artması sonucu uzun periyotlu yüzey dalgalarının daha iyi gelişebilmesi ile açıklanır.



Şekil 6. Çeşitli magnitud ölçeklerinin satürasyonu.  $M_W$ , moment magnitudü;  $M_S$ , yüzey dalgası magnitudü;  $M_L$ , Richter lokal magnitudü;  $M_B$ , cisim dalgası magnitudü ve MJMA, Japonya Meteoroloji Kurumu magnitudü (Heaton vd., 1982).

Aletsel ölçeklerin satürasyonu yüksek magnitüd değerlerindeki yassılaşıma (düzleşme) ile gösterilmektedir. Magnitüd satürasyonu etkilerine bir örnek olarak 1906 San Fransisko depremi ile 1960 Şili depremleri gösterilebilir. Bu depremlerin oluşturduğu yırtılma yüzeylerinin boyutları (Şekil 7'deki gölgeli ve taralı bölgeler) oldukça farklı olmasına rağmen,  $M_s=8.3$ 'lük yüzey dalgası magnitüdüne sahip yer sarsıntısı meydana getirmişlerdir. Açığa çıkan enerjideki büyük farklılık depremlerin moment magnitüdüne yansımaktadır: Moment magnitüd değerleri San Fransisko için  $M_w = 7.9$ , Şili için  $M_w = 9.5$  bulunmuştur.



Şekil 7. 1906 San Fransisko ve 1960 Şili depremleri için fay yırtılmasının bağıl alanları (gölgeli ve taralı bölgeler) ile magnitüdlere karşılaştırılması (Boore, 1977).

### 3.1.7. Depremin Enerjisi

Depremin enerjisi, depremi belirleyen en önemli parametrelerden biridir ve genel olarak, yüzey dalgası magnitüdü ( $M_s$ ) kullanılarak geliştirilen istatistiksel bağıntılar ile hesaplanmaktadır. Depremin enerjisi için Gutenberg ve Richter (1956) aşağıda verilen (9) bağıntısını geliştirmişlerdir:

$$\log E = 1.5M_s + 11.8 \quad (9)$$

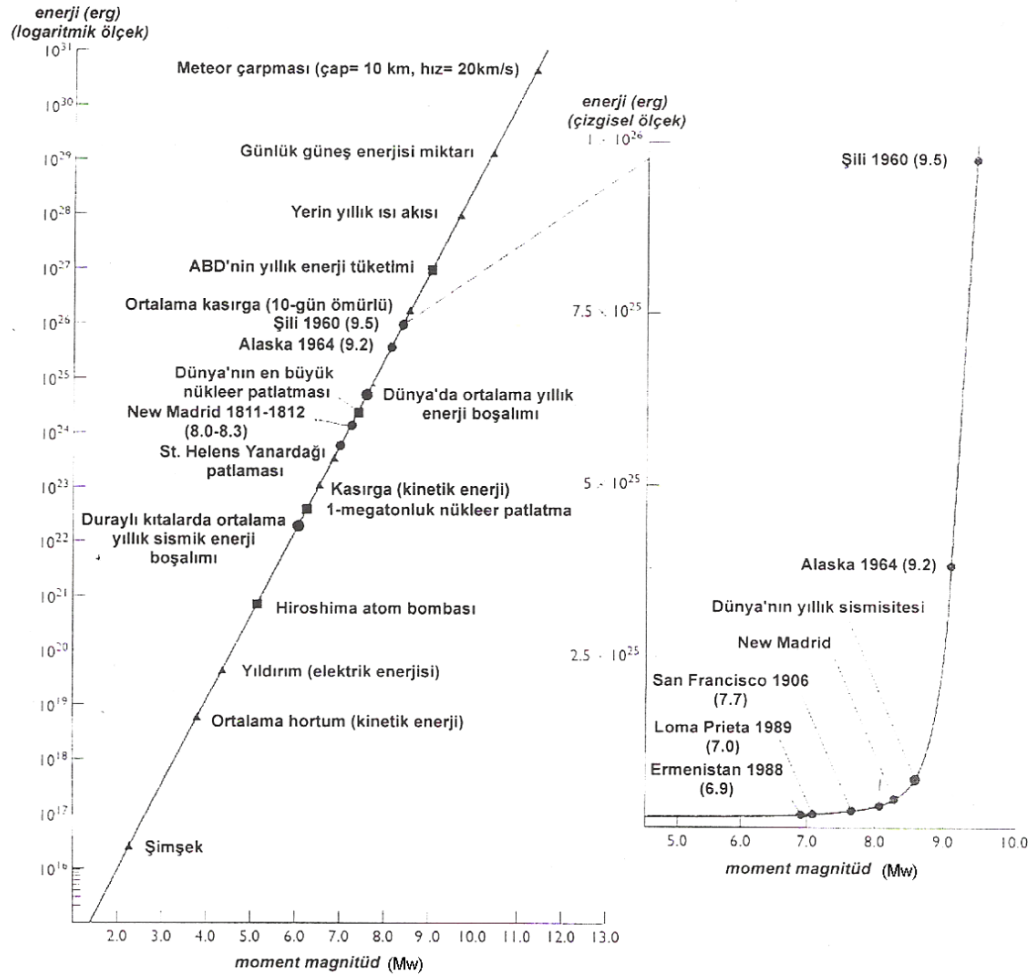
Bağıntıdaki  $E$ 'nin birimi erg'dir. Depremin büyüklüğündeki bir birim artış, sismik enerjide 32 kat artışa denk gelmektedir. (8) ve (9) bağıntılarının birleştirilmesiyle, bir deprem süresince açığa çıkan enerji miktarının sismik momentle orantılı olduğu gösterilmektedir.

Ayrıca (9) bağıntısı cisim dalgası magnitudü için düzenlenerek (10) bağıntısındaki gibi yazılabilir.

$$\log E = 5.8 + 2.4 M_B \quad (10)$$

Yukarıdaki enerji-magnitudü bağıntılarından anlaşıldığına göre magnitudün başlangıçtaki tarifi keyfidir. Magnitudü ile enerji arasında ilişki kurulması çalışmaları 1930'larda başlamış ve birçok bağıntı bulunmuştur. (9) bağıntısı bunlar arasında en güvenilir olanlardan biridir. Bu denklemdaki  $M_S$  alışılmış yöntemlerle saptanır, buna karşılık enerji E, göz önüne alınan dalga dizisinin tümü üzerinde alınan integral ile (hem zaman hem uzay integrali) hesaplanabilir. Bu tür hesaplamalar hem yüzey dalgaları, hem de cisim dalgaları için yapılmıştır. Bilgisayar teknikleri integrasyon işlemi oldukça kolaylaştırmıştır. Episantr bölgesinde jeodezik ölçümler yaparak da enerjinin hesaplanması olanaklıdır, ancak uygulanması çok sınırlıdır.

Depremde açığa çıkan enerji miktarını tanımlamak zordur. Enerji, erg (1 erg =  $7.5 \cdot 10^{-8}$  ft-lb) biriminde ve moment ise dyn.cm birimindedir, ancak fiziksel anlamı farklıdır. Hiroşima'da kullanılan boyutta bir atom bombasından açığa çıkan enerji (20.000 ton'a eşdeğer)  $M=6$  magnitudündeki bir depreme karşılık gelmektedir. Buna göre 1960 Şili depremi ( $M_w = 9.5$ ) böyle bir atom bombasının 178.000 katı kadar büyük enerji açığa çıkarmıştır (Şekil 8).



Şekil 8. Doğal ve yapay meydana gelmiş çeşitli olayların bağıl enerjileri (Johnston, 1990).

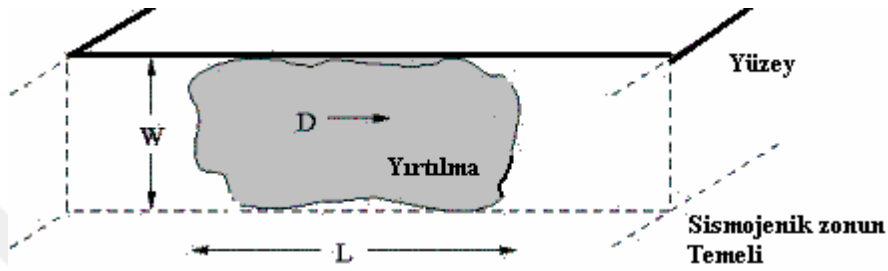
### 3.1.8. Deprem Kaynağındaki Sismik Moment ( $M_0$ )

Sismik moment; deprem kaynak parametrelerinin tam ve doğru ölçülmesini sağlayan, faylanma sürecinin dinamik görselini bizlere sunan önemli bir parametre olup birimi (dyn.cm/yıl) dir. Sismik moment depremin büyüklüğüne ve kaynak boyutuna göre artmaktadır (Şekil 9). Genel olarak yitim zonlarında büyük moment salınımları gözlemlenmektedir. Aki (1966) yapmış olduğu bir çalışmada sismik momentini; deprem kaynağının fiziği ile doğrudan ilgili deprem büyüklüğünün ölçüsü olarak (11) bağıntısı ile ifade etmiştir.

$$M_0 = A \cdot \mu \cdot D, \quad (\mu = 3 \cdot 10^{11}) \quad (11)$$

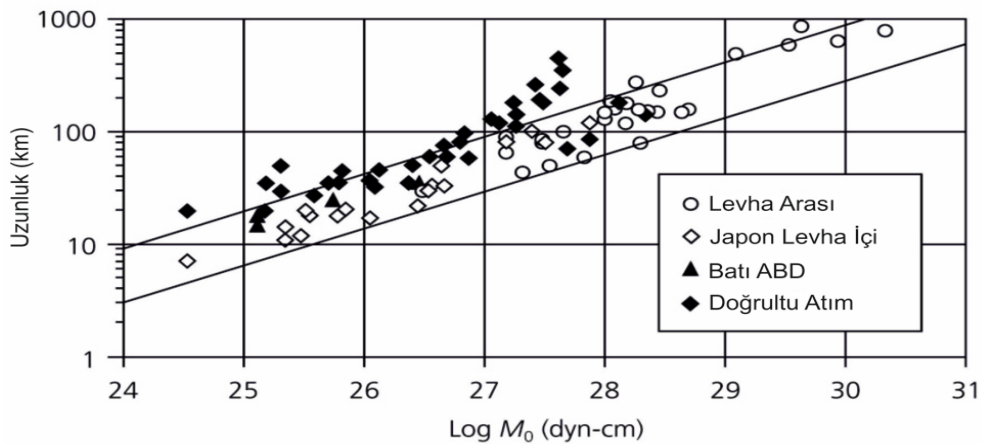
Burada;  $D$  = Ortalama ötelenme miktarı (cm), (bazı araştırmacılar en büyük öteleme  $D_{\max}$  olduğuna göre  $D = \frac{3}{4}D_{\max}$  olarak almaktadır),  $\mu$  = Rijidite ( $\text{dyn/cm}^2$ ), (genellikle  $\mu = 3.3 \times 10^{11} \text{ dyn/cm}^2$  alınır), Fay düzleminin alanı  $A=L.W \text{ (cm}^2\text{)}$ ,  $L$  = Yüzey kırığının uzunluğu (km),

$W$  = Kırılma derinliği (km), (bazı araştırmacılar  $W=L/3$  olarak kabul eder),  $M_0$  = Sismik moment ( $\text{dyn.cm}$ ),  $M_w$ =Moment magnitudüdür (birimsiz).



Şekil 9. Sismik moment tanımlamada kullanılan parametrelerin gösterilmesi

Sismik moment ( $M_0$ ) başka bir yolla hesaplanmışsa, (11) bağıntısından fay düzleminin alanı bulunur. Fay uzunluğu hakkında arazi gözlemlerinden ya da doğrultmanlık fonksiyonundan elde edilmiş bilgi varsa, fay düzleminin  $W$  genişliği kontrol edilebilir. Şekil 10'da fay uzunluğu ve sismik moment arasındaki ilişki, farklı tektonik bölgeler için verilmiştir (Büyüksaraç vd., 2018).



Şekil 10. Farklı depremlere ait fay uzunluğu ve sismik moment arasındaki ilişki (Romanowicz, 1992).

Nicel olarak çok büyük bir değeri bulan  $M_0$ , büyük depremlerde  $\sim 10^{30}$  dyn.cm'yi, küçük depremlerde ise  $\sim 10^{12}$  dyn.cm'yi bulmaktadır. Ayrıca bazı araştırmacılar sismik kayıtlardan veya yüzeysel faylanmalara bağlı olarak jeolojik gözlemlerden yararlanarak geliştirilen deneysel bağıntıları kullanarak da sismik moment tahmininde bulunabileceğini belirtmişlerdir (Brune, 1970, 1971; Douglas vd., 1972; Langston ve Helmberger 1975). Sismik moment deprem dalgalarının spektrumlarına bağlıdır. Keilis-Borok (1959) tarafından P ve S-dalgası spektrumlarından yararlanılarak, frekans grafiklerinde köşe frekansı kullanılarak ve (12) bağıntısında yerine konularak sismik moment belirlenmektedir (Şekil 11).

$$M_0 = 4 \pi \rho v^3 R \Omega_0 / R_{\theta\phi} \quad (12)$$

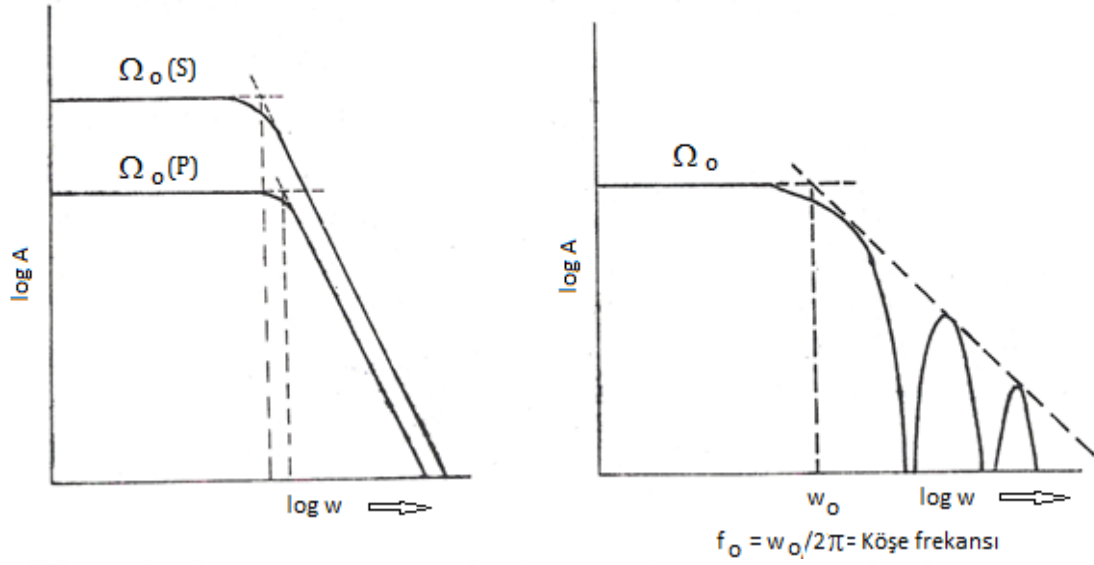
Burada  $v$ : S veya P-dalgasının hızı;  $\rho$ : kaynak bölgesindeki yoğunluk  $R$ : geometrik saçılma,  $R_{\theta\phi}$ : P veya S-dalgalarına ilişkin yayılma tarzı (ışın dağılışı),  $\Omega_0$ : spektral genlik (Şekil 11'deki P veya S-dalgalarına ait). Bu büyüklükler deprem kaynak parametrelerinin (yırtılma hızı, fay uzunluğu, fay genişliği, yükselme zamanı ve yatay atım) belirlenmesinde önemli rol oynamaktadır.

Ayrıca dairesel biçimde olduğu düşünülen bir kaynağın alanı,  $A$  ve yarıçapı  $r$  olmak üzere (13) ve (14) bağıntıları ile verilmektedir.

$$A = \frac{1.17 v^2}{\pi f_0^2} \quad (13)$$

$$r = \frac{1.17 v}{\pi f_0} \quad (14)$$

Burada  $v$ , kullanılan dalga türüne göre P ya da S dalgalarının hızıdır.  $f_0$ , P ya da S-dalgalarına ait spektrumda köşe frekansıdır (Şekil 11). Kaynak boyutu köşe frekansı ile ters orantılıdır. Kaynak boyutunun büyük olması depremin de büyük olmasını gerektirir. Köşe frekansı, büyük depremlerde küçük, küçük depremlerde ise büyüktür (Şekil 11).

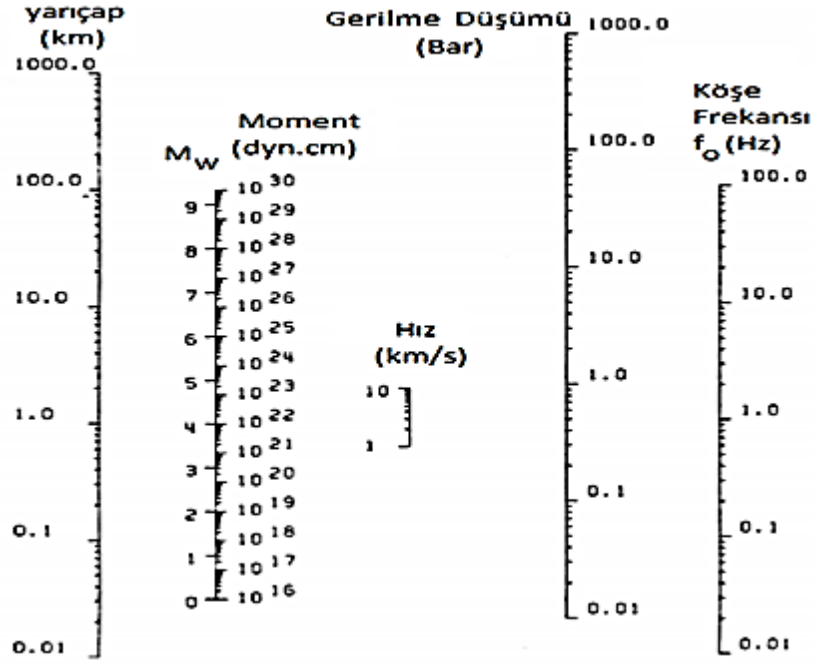


Şekil 11. Sismik momentin ( $M_0$ ) hesabında alçak frekans genlik spektrum değeri  $=\Omega_0$  ve köşe frekansı  $=f_0$

Boore (2002, 2003) bilimsel bulgularına dayanarak ve deprem kayıtlarındaki pik yatay hız değerini temel alan bağıntıları kullanarak Mahdyiar (1987)'in sismik kaynak yarıçapı ( $r$ ), moment büyüklüğü ( $M_w$ ), sismik moment ( $M_0$ ), gerilme düşümü ( $\Delta\sigma$ ) ve köşe frekansı ( $f_0$ ) parametreleri ile ilişkili olarak geliştirmiş olduğu nomograflar (Şekil 12) yardımıyla sismik moment değeri hesaplanabilmektedir. Bu çalışma kapsamında sismik moment ( $M_0$ ) hesabı için Kanamori (1977) ile Ekström ve Dziewonski (1988) tarafından geliştirilen (15) bağıntısı kullanılmıştır.

$$\log M_0 = 1.5M + 16.1 \quad (15)$$





Şekil 12. Mahdyiar (1987)'den alınmıştır. Kaynak parametrelerinin olduğu nomograf

### 3.1.9. Depremın Kaynağındaki Gerilme Düşümü (Stress Drop, $\Delta\sigma$ )

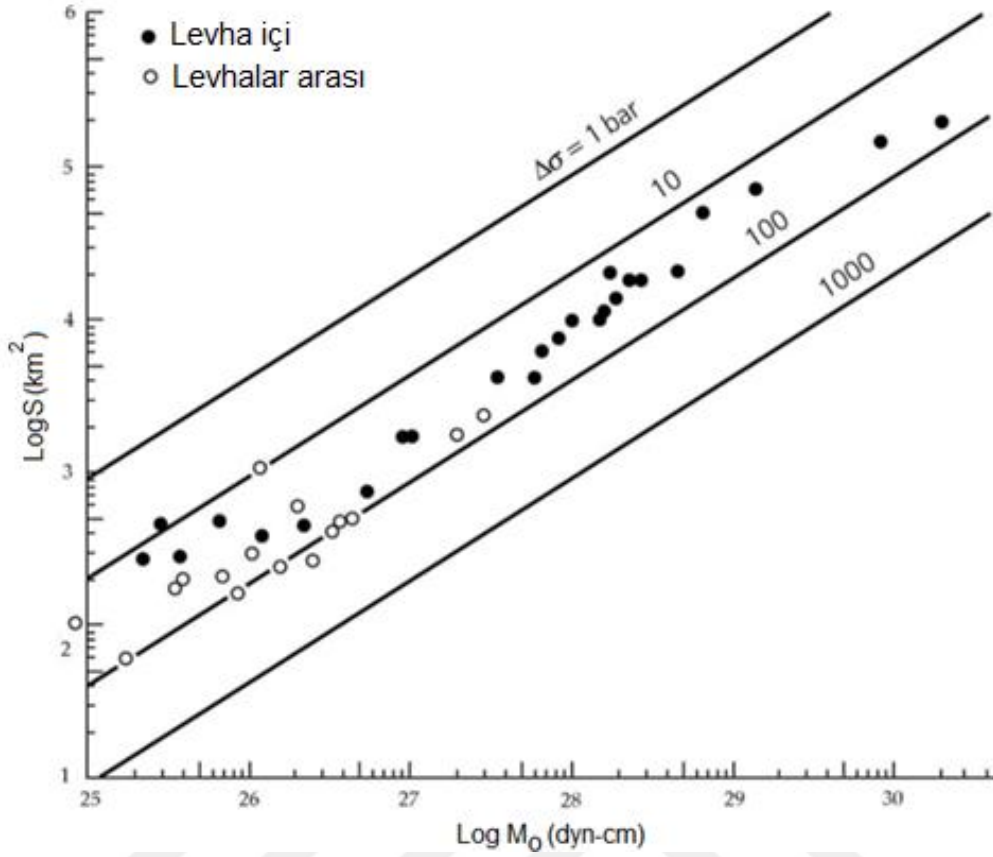
Deprem hareketinden önce ve sonra, fay bölgesindeki gerilmeler arasındaki farka ( $\Delta\sigma = \sigma_1 - \sigma_2$ ) gerilme düşümü adı verilmektedir. Depremın sismik momentini ( $M_0$ ) ve kaynak boyutu ( $r$ ) biliniyorsa, gerilme düşümü (16) bağıntısından elde edilir (Brune, 1970) (Şekil 13).

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{r^3} \quad (16)$$

Gerilme düşümü gözlemsel verilerden de hesaplanabilir (17),

$$\Delta\sigma = \eta\mu \frac{U_{max}}{W} \quad (17)$$

Burada,  $U_{max}$ : Fay düzlemindeki en büyük bağıl yerdeğiştirme,  $W$ : Fay düzleminin genişliği,  $\mu$ : Rijidite,  $\eta$ : Fay türüne bağlı bir değer olup, genellikle 0.5 ile 2 arasında değişir. Örneğin, doğrultu atımlı faylarda  $\frac{1}{2}$ , eğim atımlı faylarda  $\frac{4}{3}$  düzeyindedir.



Şekil 13. Yırtılma yüzey alanı, sismik moment ve gerilme düşümü arasındaki deneysel ilişkiler (Kanamori ve Anderson, 1975).

Kaynak ilerlemesi ve gerilme düşümünün kaynağa etkisi de Şekil 3.9'da gösterilmiştir. Yüzey dalgalarının hızı farklılaştığında gerilme düşümü logaritmik olarak farklı olacaktır. Büyük depremlerde gerilme düşümü,  $\Delta\sigma = 100$  bar dolayındadır. Canitez ve Ezen (1973), Kuzey Anadolu bölgesinde  $m_b > 7$  olan depremler için  $\Delta\sigma = 10-35$  bar ve  $m_b < 7$  depremler için ise  $\Delta\sigma < 10$  bar olduğunu saptamışlardır.

Bir levha sınırı boyunca oluşan gerilme (stress) alanı, gelecekteki depremlerin büyüklüğünü tahmin etmek için yararlanılan temel araçlardan biridir. Fay, çatlak ve yanardağlar gibi tektonik özellikler, dünya çapında farklı fay hatları boyunca oluşan gerilmelerin sonucudur. Gerilme enerjisinin ne kadarının bir deprem tarafından açığa çıktığını bilmek önemlidir. Bu nedenle gerilme düşümü ( $\Delta\sigma$ , stress drop) depremin temel bir parametresidir.

Uzun tekrarlanma dönemine sahip depremler, kısa tekrarlanma döneme sahip olan depremlerden daha yüksek ortalama gerilme düşümüne sahiptir. Depremlerin tekrar oluşma olasılığı zamana bağlıdır; yani enerji büyük bir depremle açığa çıkmadan önce

gerilimlerin birikmesi için bir süre gereklidir. Büyük bir depremin yeniden meydana gelmesinin zaman bağımlılığı, deprem tahmininin temelidir. Buna bağlı olarak deprem tekrarlanma zamanı ve farklı fay tipleri için gerilme düşümü belirlenir (Tablo 2).

Tablo 2. Gerilim düşümü, gerilme enerjisi, ofset, statik kırıklar için boyut ve moment arasındaki ilişkiler

	Dairesel ( $\mu = \lambda$ )	Doğrultu Atım	Eğim Atım
Gerilme Düşümü ( $\Delta\sigma$ )	$\frac{7\pi}{16} \mu \frac{(\bar{D})}{a}$	$\frac{2}{\pi} \mu \left(\frac{\bar{D}}{w}\right)$	$\frac{4(\lambda+\mu)}{\pi(\lambda+2\mu)} \mu \left(\frac{\bar{D}}{w}\right)$
Gerilme Enerjisi ( $\Delta W = S\sigma D$ )	$\frac{16}{7\mu} a^3 \Delta\sigma \bar{\sigma}$	$\frac{\pi}{2\mu} w^2 L \Delta\sigma \bar{\sigma}$	$\frac{\pi(\lambda+2\mu)}{4(\lambda+\mu)\mu} w^2 L \Delta\sigma \bar{\sigma}$
Moment ( $M_0 = \mu S \bar{D}$ )	$\frac{16}{7} \Delta\sigma a^3$	$\frac{\pi}{2} \Delta\sigma w^2 L$	$\frac{\pi(\lambda+2\mu)}{4(\lambda+\mu)} \Delta\sigma w^2 L$

Burada; a: fay boyutlarının yarıçapı, L: uzunluk, w: genişlik,  $\sigma_0$ : başlangıç gerilimi,  $\sigma_1$ : final gerilimidir. Gerilme düşümü;  $\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1$ , ortalama stres;  $\bar{\sigma} = (\sigma_0 + \sigma_1)/2$  ve ortalama kayma;  $\bar{D}$  dir.

Jeolojik ya da statik açıdan bakıldığında boyut (L) ve ortalama kayma ( $\bar{D}$ ) önemli faylanma parametreleridir. Bu parametrelerden malzeme özellikleri ( $\mu$  ya da  $\lambda$ ) ve sismik moment ( $M_0$ ) hesaplanabilmektedir. Faylanma ile ilişkili olarak, gerilme enerjisinin ( $\Delta W$ ) hesaplanabilmesi için ortalama gerilimin ( $\bar{\sigma}$ ) bilinmesi gerekmektedir. Sismik etkinlik ( $\eta$ ) gibi bazı fonksiyonlar sismik enerji yayılımları için kullanılırlar. Faylanma statüğünü tanımlamak için L,  $\bar{D}$  ve  $\bar{\sigma}$  ya da L,  $M_0$  ve  $\Delta W$  gibi üç bağımsız kaynak parametresi gerekmektedir. Fay mekanizması tartışmalarında sıklıkla kullanılan bir parametrede gerilme düşümüdür ( $\Delta\sigma$ ). Bu parametre oldukça kolay bir şekilde ( $\mu\bar{D}/L$ ) hesaplanabilir.

Bir sismogram yukarıda tanımlanan bütün parametreler ile ilgili bilgi içerir. Ancak yorum yapabilmek için faylanmanın yönü, süresi ( $t_c$ ) ve artış zamanı ( $t_1$ ) gibi kaynakların dinamik özellikleri için yer ve cihazdan kaynaklı bozuklukların giderilmesi gerekmektedir. Bazı durumlarda yükselme zamanı ya da kaynak zaman fonksiyonunun sismogramdan belirlenmesine rağmen genellikle kullanılan bilgi, bazı frekanslardaki genliktir. Tüm depremler benzer olsa bile tek bir frekanstaki genliğin ölçüsü spektrumu tanımlar ve

moment ile enerji gibi diğer parametrelerin belirlenebilmesi için Aki (1967) tarafından önerilen ölçekleme kanunları kullanılır. Gerçekte bu tür ölçekler enerji (Gutenberg ve Richter,1956) ya da moment (Brune ve Allen, 1967; Aki,1967) için magnitüd ile ilişkili denemelerde dolaylı olarak kullanılır. Bu çalışma için gerilme düşümü ( $\Delta\sigma$ ) hesaplamalarında doğru atımlı faylanma için Tablo 2’de verilen bağıntıyla da uyumlu (18) bağıntısı kullanılmıştır.

$$\Delta\sigma = (2/\pi)(M_o/SW) \quad (18)$$

Burada S; fayın alanı, fayın uzunluğu (L) ile genişliğinin (W) çarpımıdır. W; fayın genişliğidir. Fayın uzunluğunun hesaplanmasında Chen ve Chen (1989) tarafından verilen (19) bağıntısı kullanılmıştır.

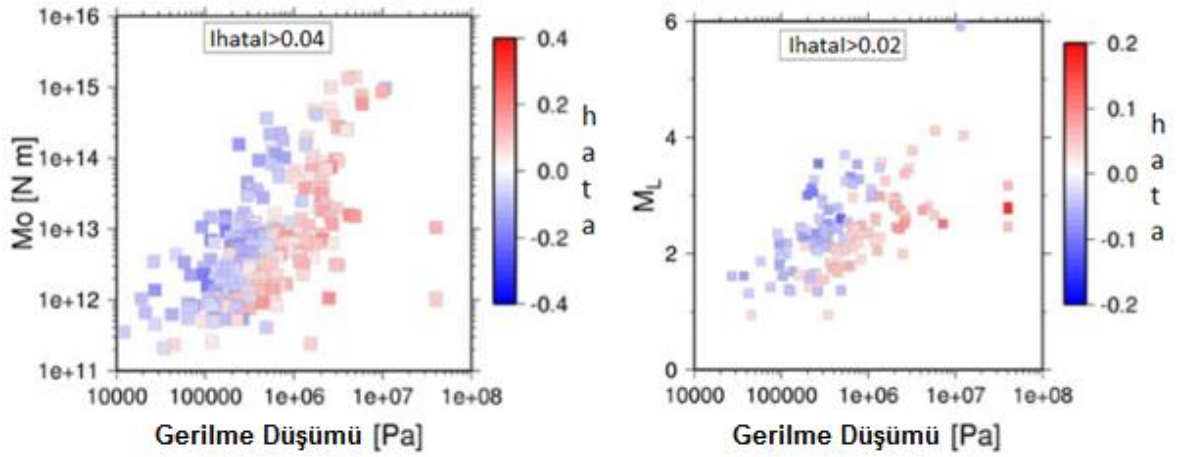
$$\log L = M_S/3 - 0.873 \quad (19)$$

Fayın genişliği ise (20) bağıntısında verilen yırtılma genişliği-büyüklüğü arasındaki ilişki ile hesaplanmıştır (Wells ve Coppersmith, 1994).

$$M_W = 3.80 + 2.59 \log W \quad (20)$$

Faylanmayla ilgili temel parametrelerden birisi olan gerilme düşümünün (stress drop) azalım ilişkileri üzerindeki etkilerini araştırmak amacıyla Bindi vd. (2007), 1999 Kocaeli depreminin 190 km lik uzaklığa kadar olan artçı şoklarını ( $6.0 > M_L$ ) kullanarak kuzeybatı Türkiye için geliştirilen azalım bağıntısının toplam hatasını irdelemişlerdir. Toplam hatanın bileşenlerinden birisi, aynı magnitüde sahip depremlerin farklı yer hareketi değerine sahip olmasından kaynaklanan olay-içi hata olarak tanımlanmıştır.

Gerilme düşümünün azalım ilişkisi üzerindeki etkisini araştırmak için, maksimum yatay bileşen PGA değerleri, episantr uzaklığı ve hem  $M_L$  hemde  $M_w$  kullanılarak olay-içi hata dağılımları Şekil 14’de gösterilmiştir. Buna göre PGA için elde edilen sonuçlar kuvvetli bir biçimde gerilme düşümü ( $\Delta\sigma$ ) değişimlerinden etkilenmektedir.



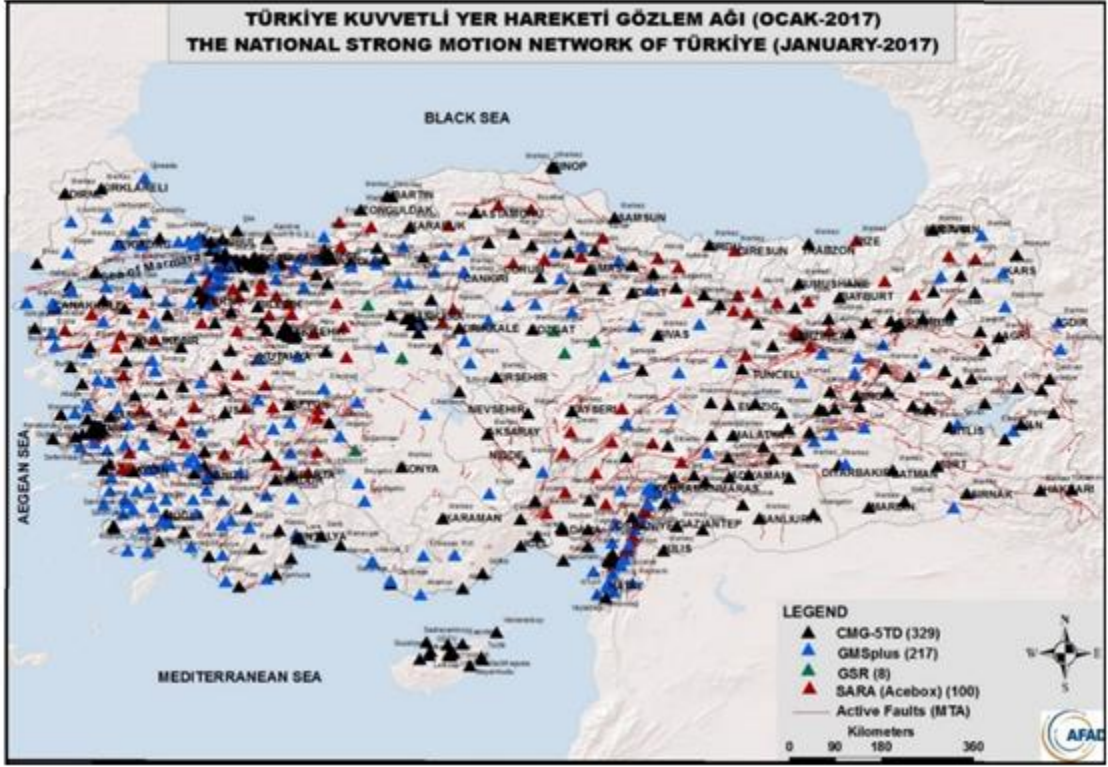
Şekil 14. Episantr uzaklığını dikkate alarak maksimum yatay PGA modeli için olay-içi hatalar. Hata miktarı sembolün rengi ile verilmektedir. Solda; İlişki modelinde moment magnitüdüleri ( $M_w$ ) dikkate alınmış olduğu durumda, mutlak değerleri  $> 0.04$  olan hataya sahip olan her bir depremin gerilme düşümünün ( $\Delta\sigma$ ) lokal magnitüde ( $M_L$ ) göre dağılımı gösterilmektedir (Bindi vd., 2007'den değiştirilerek alınmıştır).

Mutlak değerinin maksimum mutlak hatanın % 10'undan daha büyük olması gerektiği şeklinde tanımlanan hataların grafiksel sunumunu daha açık hale getirmek amacıyla  $M_L$  kullanılarak belirlenen ilişki için  $M_L$ 'ye karşı gerilme düşümü ve  $M_w$  kullanılarak belirlenen ilişki için sismik momente ( $M_o$ ) karşı gerilme düşümü dağılımları Şekil 14'de gösterilmiştir. Buna göre belirli bir  $M_L$  veya  $M_w$  için olay-içi hataların, gerilme düşümüne bağlı olarak negatif (fazla tahmin) ile pozitif (düşük tahmin) değerlere doğru değişme eğilimi olduğu gösterilmektedir. Düşük gerilme düşümleri negatif hatalarla ilişkilendirilirken, yüksek gerilme düşümleri için pozitif hatalar gözlemlenir. Gerilme düşümünün kapsadığı aralık magnitüde bağlıdır ve genellikle artan magnitüde artar (Bindi vd., 2007).

## 4. KUVVETLİ YER HAREKETİ VE ANALİZ TEKNİKLERİ

### 4.1. Kuvvetli Yer Hareketinin Tanımı

Yüzeydeki kuvvetli yer hareketinin çeşitli şekillerde tanımlanması ile belirli bir bölgedeki depremin etkisi değerlendirilebilmektedir. Deprem esnasında meydana gelen yer ivmesini frekansa ya da zamana bağlı olarak ölçerek, yapıların deprem esnasındaki tepkilerini izleyebilmek amacıyla kuvvetli yer hareketi ölçümleri yapılmaktadır. İvme değerleri, mühendislik çalışmaları için önemli bilgiler içermekte olup, depremin uzaklıkla olan azalım ilişkilerinin geliştirilmesinde ve depreme dayanıklı yapı tasarımında kullanılmaktadır. Belirlenen bir istasyonda kaydedilmiş bir depremin ivme kayıtları kullanılarak bu istasyondan değişik mesafelerdeki noktalarda beklenen şiddet dağılımı ve hasar tahmini azalım ilişkileri ile belirlenebilmektedir. Yer hareketi ölçümlerinde farklı aletler kullanılmaktadır. Rölatif olarak zayıf yer hareketlerini ölçerken tercih edilen aletlere sismograf adı verilmekte olup, sismografların ürettiği kayıtlara da sismogram adı verilmektedir. Zayıf yer hareketlerinin aksine güçlü yer hareketi kayıtlarını ölçmede ise genellikle akselerograflar tercih edilmekte olup, akselografların almış oldukları kayıtlarada akselerogram denilmektedir. İvme kayıtlarının ölçü birimi,  $\text{cm/s}^2$  (gal)'dir ve yer çekimi ivmesinin ( $g = 981 \text{ cm/s}^2$ ) yaklaşık 1/1000'ü değerindedir. İnsanların hissedebileceği ivme değeri  $1 \text{ cm/sn}^2$  olarak kabul edilmekte olup, geliştirilen modern sayısal kayıtçılarla  $0.1 \text{ cm/sn}^2$  den daha küçük pik ivmeler de ölçülebilmektedir. Türkiye'de 1973 tarihinden itibaren kuvvetli yer hareketi kayıt şebekeleri kurulmaya başlanmıştır. Ülkemizde 2017 yılı itibariyle Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, bünyesinde işletilmekte olan Türkiye Kuvvetli Yer Hareketi Kayıt Şebekesinin halen 678 adet ivme kayıtçısı işlev görmektedir (Şekil 15).



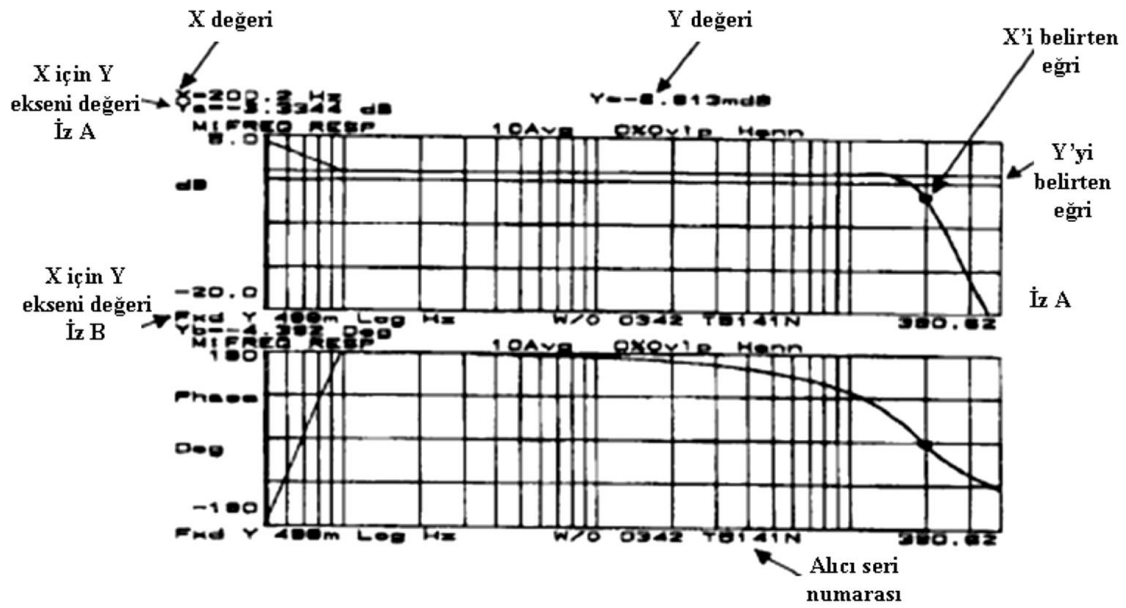
Şekil 15. Türkiye'nin kuvvetli yer hareketi gözlem ağı (URL-2, 2018).

#### 4.2. Kuvvetli Yer Hareketi Kayıtçılarının Özellikleri

Günümüzde üç bileşenli ivme-ölçerler (akselerograflar) yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Türkiye'de kullanılan akselografların en eskisi; Kinematics firması (ABD) tarafından 1960 sonrası geliştirilen SMA-1 'dır. SMA-1 ile 70 mm'lik fotoğraf filmi üzerine kayıt alınarak, özel geliştirilmiş yazılım ile alınan kayıtlar sayısal hale getirilir. Sayısal akselerografların ilk örneklerinden olan ve SIG firması (İsviçre) tarafından geliştirilen SM-2 ise; 12-bit dijital çeviricisi, 72 dB duyarlılığı ve 3 eksenli jeofon tipi algılayıcısı (sensör) olan, saniyede 128 örnek alabilen ivme-ölçerdir. Bu akselerograf, almış olduğu sayısal kaydı, kayıtçının genel durum bilgilerini, saat bilgileri ile birlikte hafıza kartına (S-RAM, PCMCIA) kaydeder. SM-2, belirlenmiş olan tetik seviyesini aştığında kayıt almaya başlar. GeoSys (İsviçre) tarafından ise GSR-12,16 ve 18 üretilmiştir.

GSR-16 ve GSR-18 dijital çeviricileri olan ve aldıkları kayıtları hafızalarına kaydettikten sonra, belirtilmiş olan telefon numarasını modemi sayesinde arayabilen, 3 eksenli güç dengeli sensörü olan, GPS ile uyumlu ve 120 dB duyarlılığı ivme-ölçerlerdir.

K2 model (Kinometrics) ve ETNA cihazlar, yüksek çözünürlüğe (18 ve 24 bit), yüksek depolama kapasitesine ve duyarlığa sahip, GPS ile uyumlu, RS-232, modem veya diğer iletişim araçlarıyla (Internet, uydu vb.) veri transferi yapılabilmektedir. Son yıllarda kullanılan ivme ölçerlerden birisi de GURALP tarafından üretilen CMG-5TD'dir. Üç bileşenli ve taşınması kolay olan CMG-5TD, büyük yer hareketleri başta olmak üzere, mikrodeprem şeklindeki ivme hareketlerini tüm frekans aralıkları içerisinde kaydedebilir (Şekil 16).



Şekil 16. CMG-5TD ivmeölçer aletinin 488 mHz'den 390.62 Hz'e kadar olan frekans cevabı

### 4.3. Kuvvetli Yer Hareketi Parametreleri

Yer hareketinin önemli özelliklerini tanımlamada bize yardımcı olan değişkenlere kuvvetli yer hareketi parametreleri denir ve bu parametreler ile kuvvetli yer hareketinin süresi, frekans içeriği ve genliği gibi karakteristik özellikleri belirlenir. Bilindiği üzere deprem yer hareketleri karmaşıktır ve buna bağlı olarak önemli yer hareketi karakteristiklerini tek bir parametre ile açıklamak doğru olmayacaktır.



### 4.3.1. Genlik Parametreleri

Genel olarak, yer hareketleri zamana bağılı kayıtlar ile ifade edilmektedir. Deprem sırasında yerin ne miktarda ve hızda sarsıldığını belirlemek açısından ivme önemli bir parametredir. Fakat hareketin etkilerini belirlemek için tek başına ivme yeterli değildir. Hız, yerdeğiştirme, güç ve tepki spektrumu gibi hareketle ilgili parametrelerinde belirlenmesi gerekir.

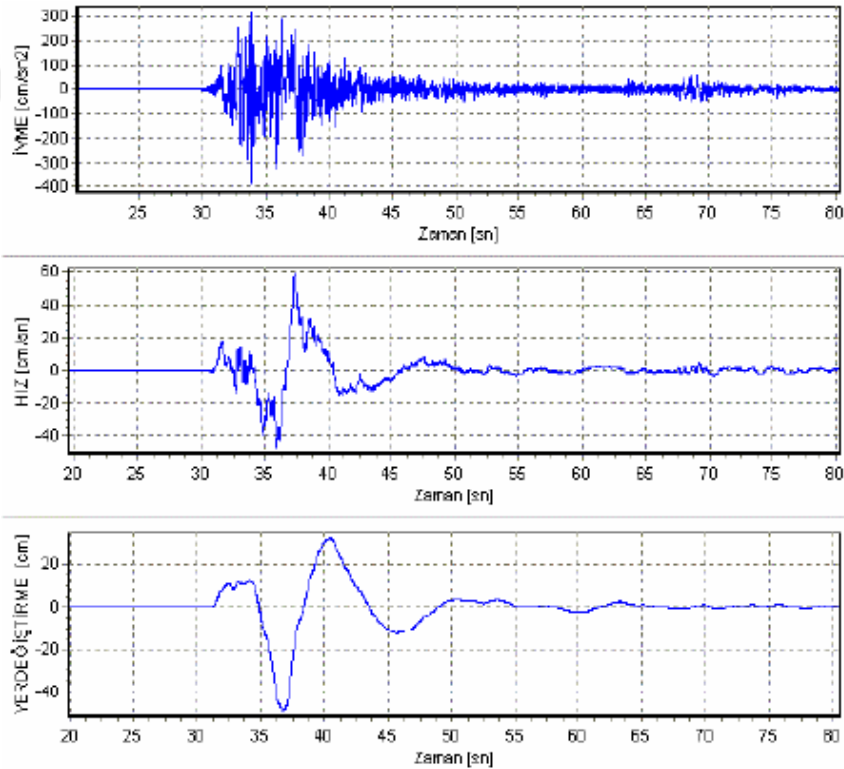
Pik ivme: Yer hareketi genlik parametrelerinden en çok tercih edileni, maksimum yatay ivmedir. Maksimum yatay yer ivmesi (PGA) değeri olarak, iki yöndeki bileşene ait maksimum değerlerinin geometrik ortalaması veya yön dikkate alınmaksızın bileşenler arasında en büyük olanı alınmaktadır. Yapılar üzerinde yer hareketinin yatay bileşenleri, genellikle düşey ivmelerden (PVA: peak vertical acceleration) daha etkilidir. Çünkü yapılar, düşey ivmelerin ve yerçekimi ivmesinin yarattığı basınç gerilmelerine karşı yeterli direnç gösterebilirken, yatay ivmelerin oluşturduğu kesme ve çekme kuvvetlerine karşı daha az direnç gösterirler. Ancak son zamanlarda meydana gelen hasar verici depremlerde alınan kuvvetli yer hareketi kayıtlarında özellikle yırtılan faya çok yakın bölgedeki düşey ivme değerinin yatay yer ivme değerlerinden daha büyük değerlerde olduğu gözlemlenmiştir. Buna bağlı olarak, hem sismoloji hem de deprem mühendisliğinde düşey ivme değerleri daha ayrıntılı değerlendirilmeye başlamıştır. Pratikte mühendislik tasarımlarında pik düşey ivme (PVA-Peak Vertical Acceleration) genellikle pik yatay ivme (PHA-Peak Horizontal Acceleration)'nın üçte ikisi olduğu varsayılır. Son dönemlerde yapılan gözlemlere bakıldığında, pik düşey ivme değerinin pik yatay ivme değerine oranının değişken olduğunu ve orta ya da büyük ölçekteki deprem kaynaklarının yakınında oranın üçte ikiden büyük ve daha uzak mesafelerde de üçte ikiden küçük olduğu görülmektedir (Campbell, 1985; Abrahamson ve Litehiser, 1989). Ayrıca yatay kuvvetlere göre yapılan mühendislik tasarımlarının, çoğunlukla düşey dinamik yüklere karşı direnç göstermektesini nedeniyle, sönüm denklemleri oluşturulmasında pik yatay yer ivmesi daha çok kullanılmaktadır (Peng vd., 1985 a,b; Ambraseys vd., 1996; Dahle vd., 1995; Sadigh ve Egan, 1998; Ambraseys ve Douglas, 2000). Yüksek pik ivme değerleri vermesine rağmen çok kısa süreli gerçekleşen depremler yapılarda çok fazla hasara sebebiyet vermeyebilir.

Pik hız: Kuvvetli yer hareketinin genliğini karakterize etmekte kullanılan bir diğer parametrede pik hız (Peak Ground Velocity – PGV) ya da pik yatay hız (Peak Horizontal

Velocity- PHV) parametresidir. Pik hız değeri, orta frekanslardaki kuvvetli yer hareketinin genliğini belirlemede pik ivme değerine göre daha sağlıklı sonuçlar vermektedir (Şekil 17). Bunun nedeni; pik hız parametresinin yüksek frekans içeriğine daha az duyarlı olmasıdır. Orta frekans içeriğine sahip yüklemelere karşı duyarlı tesis ve yapılar (esnek veya yüksek binalar, köprüler vb.) için hasar belirlemede pik yatay hız (PHV) değerini kullanmak çok daha verimlidir.

**Pik Yerdeğiştirme:** Pik yer değiştirme (PGD- Peak Ground Displacement) genellikle yer hareketinin düşük frekanslı bileşenleri ile ilişkilidir (Şekil 17). Uzun süreli gürültüler ve akselogramların integrasyonu sırasındaki sinyal işleme hataları nedeniyle bu parametre daha az kullanılmaktadır (Kramer, 1996).

**Efektif tasarım ivmesi:** Efektif tasarım ivmesi için iki çeşit tanım mevcuttur. Bunlardan ilk tanım; filtrelenmiş olan ivme-zaman kaydından elde edilen üçüncü en yüksek pik ivme değerinden %25 daha fazla olan ivme değeridir. İkinci tanım ise; 8-9 Hz'in üzerindeki ivmeler filtrelendikten sonra elde edilen pik ivme değeridir.

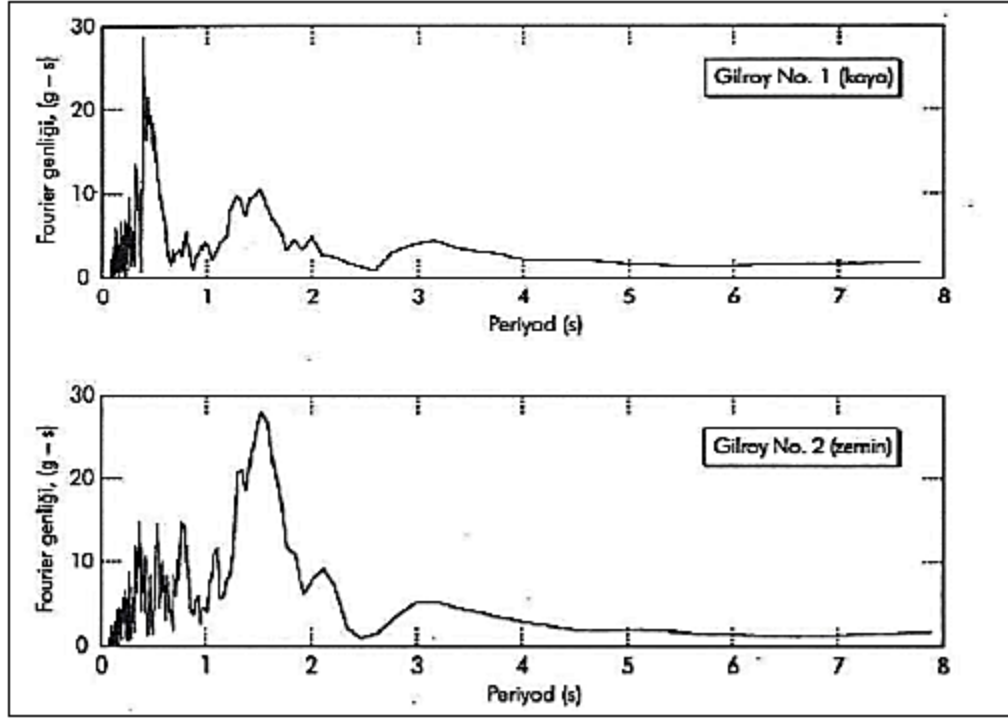


Şekil 17. 17 Ağustos 1999 Kocaeli Depremi sırasında Sakarya istasyonundan alınan kuvvetli yer hareketi kaydının doğu-batı bileşeninin ivme, hız ve yer değiştirme dalga formları (Çeken, 2007).

### 4.3.2. Spektrum Parametreleri

Frekans içeriği parametreleri: Pik ivme değeri çok yararlı bir parametredir, fakat kuvvetli yer hareketinin süresi veya frekans içeriği hakkında bize hiçbir bilgi sağlayamamaktadır. Depremler, geniş bir frekans aralığında yayılan hareket bileşenleriyle karmaşık yükler oluştururlar. Binalar, köprüler, yamaçlar veya toprak alanlar çok yüksek frekanslara karşı duyarlıdırlar. Frekans içeriği, yer hareketi genliğinin farklı frekanslar arasında nasıl dağıldığını gösterir. Frekans içeriğinin deprem hareketini güçlü bir şekilde etkilemesi nedeniyle frekans içeriği ile ilgili değerlendirmeler yapılmadan, depremin hareket özellikleri tam olarak değerlendirilemez (Kramer, 1996).

Fourier spektrumları: Deprem dalgasının karakterini belirlerken, deprem dalgasını bileşenlerine ayırarak hangi dalga bileşeninin genliğinin küçük veya büyük olduğunu belirtmek oldukça önemlidir. Dalgaları bileşenlerine ayırdığımızda Fourier genlik spektrumunda en büyük değere karşılık gelen titreşim periyodu hakim periyot ( $T_p$ ) olarak ifade edilmektedir. Zaman ortamında kaydedilen kuvvetli yer hareketi kayıtları Fourier dönüşümü uygulanarak frekans ortamına aktarılır. Böylece hareketin genliğinin frekansa göre nasıl dağıldığı yansıtılır. Geniş bir spektrum çok farklı frekanslar içeren, zamana göre düzensiz değişen ve daha girintili-çıkıntılı hareketlere karşılık gelirken, dar spektrum; yer hareketinin düz ve yaklaşık olarak sinüsoidal; zamana bağlı değişimini üretebilen bir baskın frekansın ya da periyotun olmasıdır (Şekil 18). Kuvvetli hareket kayıtlarının sayısal verileri eşit aralıklarla okunarak oluşturulan örnek değerler dizisine zaman serisi denilmektedir. Örnek sayısı  $N$ , örnek nokta aralığı  $\Delta t$ , olmak üzere süre  $T = N * \Delta t$  şeklinde ifade edilir. İvme kayıtlarının sayısal hale getirilmesi sırasında alışlagelmiş örnekleme aralığı  $\Delta t = 0.01$ 'sn dir. Bu nedenle Nyquist frekansı,  $f_{N/2} = 1/(2 * 0.01) = 50 \text{ Hz}$  olur.

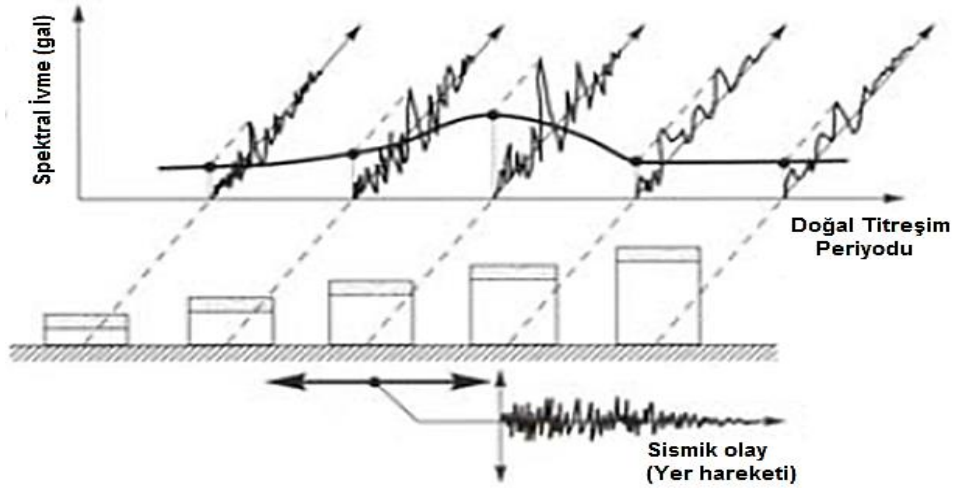


Şekil 18. Fourier spektrumunun dar ve geniş olmasına bir örnek

Güç spektrumu: Fourier spektrumunun karesi olup, dalga bileşenlerinin yapılar üzerinde meydana getireceği etki güç spektrumunda daha belirgin hale gelmektedir.

Tepki spektrumları: Fourier spektrumu deprem dalgasının kendi frekans özelliklerini ifade etmektedir. Tepki spektrumu ise, belli bir deprem dalgasının, yapıların maruz kalacağı en büyük etkiyi ifade etmektedir. İvme, hız ve yerdeğiştirme tepki spektrumlarının hepsine birden genel bir terim olarak “teпки (response) spektrumu” denir.

İvme tepki spektrumu: Yapılara etkiyen kuvveti (deprem) hesaplamada yardımcı bir diğer parametredir. Yapıların doğal periyotlarına ve sönüm oranlarına bağlı olarak, ivme tepki spektrumlarından okunan en yüksek değer, yapıya etkiyen mutlak ivme değeridir. Mutlak ivme değerini ile yapının m kütlelerinin çarpımı sonucu, deprem esnasında yapıda oluşacak olan maksimum kesme kuvveti belirlenir (Şekil 19).



Şekil 19. Yapıya etki eden kuvveti ifade eden ivme tepki spektrogramunun periyota göre grafiği

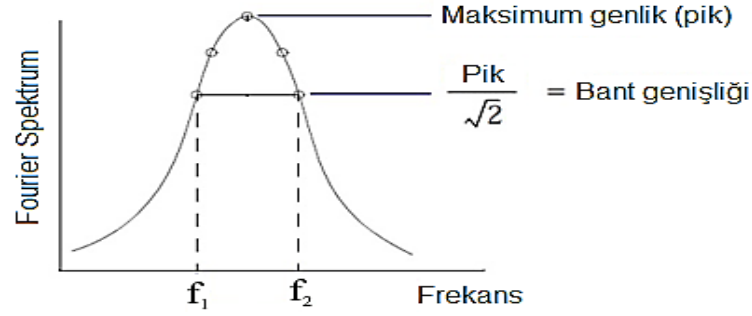
Deprem esnasında harekete bağlı olarak açığa çıkan enerjinin bir kısmı yapılar tarafından soğurulur. Hız tepki spektrumları; bizlere yapılara geçen maksimum enerjiyi vermektedir. Yerdeğiştirme tepki spektrumu ise; şekil değiştirmenin ya da yerdeğiştirmenin büyüklüğünü göstermektedir ve yapı içinde meydana gelen gerilmelerle ilişkilendirilmektedir (Ohsaki, 1969). Yapının özellikleri ile depremin özellikleri tepki spektrumları aracılığıyla birbirinden ayrılabilir.

#### 4.3.2.1. Spektral Parametreler

Kuvvetli yer hareketini tanımlamada kullanılan spektrumların her biri karmaşık fonksiyonlardır ve bunları tanımlayabilmek için çok fazla miktarda veriye ihtiyaç vardır. Her bir spektrumdan bilgiler elde edebilmek için bir çok spektral parametre kavramı ortaya çıkmıştır (Kramer, 1996).

Baskın periyot: Fourier genlik spektrumunda en büyük değere karşılık gelen titreşim periyotudur ve ( $T_p$ ) olarak da ifade edilmektedir. Baskın periyot genellikle düzleştirilmiş spektrumdan elde edilmektedir. Bunun nedeni, Fourier genlik spektrumunda istenmeyen pik etkisinden kaçınmaktır. Aynı baskın periyota sahip hareketlerin farklı frekans içeriğine sahip olabileceği de göz ardı edilmemelidir.

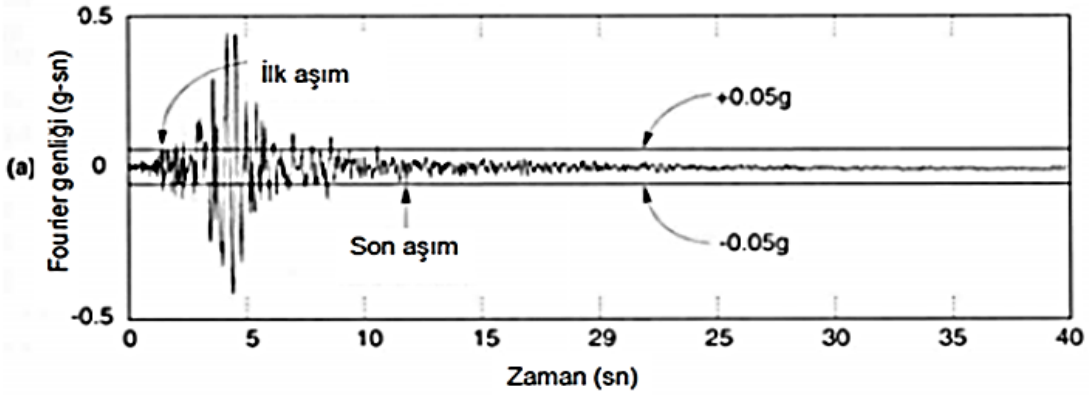
Bant genişliği: Spektral genliklerin baskın periyot etrafından nasıl saçıldıklarına ilişkin bilgi veren bant genişliği, genellikle Fourier spektrumunun maksimum genliğinin  $1/\sqrt{2}$  ile çarpılmasıyla elde edilir (Şekil 20).



Şekil 20. Fourier spektrumundan bant genişliğinin belirlenmesi

#### 4.3.3. Süre Parametresi

Fay boyunca birikmiş olan deformasyon enerjisi yırtılma ile açığa çıkmaya başlar ve bunun için gerekli olan zaman, kuvvetli yer hareketinin süresi ile ilişkilidir. Kuvvetli hareketin süresi yırtılan fayın uzunluğuna veya alanına, yırtılma süresinin uzamasına ve deprem büyüklüğünün artmasına bağlı olarak uzamaktadır. Gözlemler sonucunda, depremlerin yıkıcı etkileri üzerinde kuvvetli yer hareketi süresinin çok etkili olduğu orataya konmuştur. Uzun süreli bir hareketin sonunda sismik dalgaların taşıdığı enerjinin daha etkili olduğu bilinmektedir. Süresi çok kısa olan büyük genlikli bir yer hareketi yapıda çok hafif bir düzeyde hasar oluştururken, süresi uzun süren orta genlikteki bir yer hareketi yıkıcı bir hasar oluşturabilir (Kramer, 1996). Depremin büyüklüğü ile birlikte kuvvetli yer hareketinin süresi artmakla birlikte odak uzaklığı (Dobry vd., 1978), sarsıntının şiddeti ve jeolojik koşulların etkisi ile artış göstermektedir (Trifunac, 1976). Aynı büyüklüğe sahip depremler eğer yırtılan faya yakın yumuşak zeminlerde ise depremin süresinin, kaya bir zemine göre daha büyük olduğu yönünde bulgular vardır. Süre parametresini tanımlamada genel olarak iki yöntem kullanılmaktadır. Birinci yöntemde, 0.05g eşik ivme değerinin son aşıldığı zaman ( $T_2$ ) ile ilk aşıldığı zaman ( $T_1$ ) arasındaki fark ( $T=T_2-T_1$ ) olarak tanımlanır. İkinci yöntemde ise, toplam enerjinin %5'i ile %95'inin kaydedildiği noktalar arasındaki zaman olarak ifade edilmektedir (Şekil 21).



Şekil 21. Kuvvetli hareketin süresinin belirlenmesi

#### 4.4. Kuvvetli Yer Hareketi Analiz Teknikleri

##### 4.4.1. Kuvvetli Yer Hareketi Azalım İlişkilerinin Metodolojisi

Azalım ilişkileri; depremin kaynak mekanizması, uzaklığı, büyüklüğü ve yerel zemin koşullarına bağlı olarak kuvvetli yer hareketi parametrelerinin standart sapmalarını ya da medyanlarını veren ve log-normal dağılımlı olarak kabul edilen deneysel bir ifadedir (Ansal vd., 2004). Kuvvetli yer hareketinin; frekans içeriğinin, süresinin ve genliğinin değişimi genellikle yayılım hattı jeolojisine, kaynak mekanizmasına ve uzaklığına, yerel zemin koşullarına ve topografyaya bağlıdır. Deprem esnasında ortaya çıkan enerji elastik dalgalar şeklinde yol almaktadır ve bu dalgalar ortamdaki heterojen yapı, azalım faktörleri (geometrik azalım, saçılma), kırılma, yansıma, dalga girişimleri ve dalga tipi dönüşümü nedenleri ile değişikliğe uğramaktadırlar. Deprem tehlike çalışmaları için bir bölgede herhangi bir büyüklükte oluşan bir depremin, belirli bir uzaklıktaki kuvvetli yer hareketinin belirlenmesi esas teşkil etmektedir. Yapı ve tesislerin depreme dayanıklı bir şekilde inşa edilebilmesi için maruz kalacakları yer sarsıntısı seviyesinin önceden bilinmesi gerekmektedir. Maruz kalınacak sarsıntının seviyesi en uygun şekilde yer hareketi karakteristikleri cinsinden tanımlanabileceğinden, yer hareketi parametrelerini hesaplama metodlarına ihtiyaç duyulmaktadır. Farklı zemin ve kaynak koşullarında meydana gelmiş depremlerden alınan ivme değerleri kullanılarak ampirik (deneysel) bağıntılar oluşturulup belirlenen bölge için en büyük yer hareketinin değeri tahmin edilebilmektedir.

#### 4.4.2. Kuvvetli Yer Hareketi Azalım İlişki Modelinin Geliştirilmesi

Sismik kaynağa seçilen herhangi bir noktadan uzaklaştıkça zemin hareketi parametrelerinin özelliklerinin nasıl değişeceğini gösteren denklemler azalım modelleri olarak ifade edilmektedir. Azalım modelleri genellikle  $R_1$  uzaklığındaki inşaat alanında,  $M$  magnitudündeki bir depremin yaratacağı en büyük zemin hareketi parametresinin değerini veren bir fonksiyondur. Bu modellerde inşaat alanının zemin özelliklerini içeren parametrelerde yer verilebilmektedir. Azalım ilişkilerinin bir kısmı geliştirilirken fayın türünde dikkate alınmıştır. Azalım ilişkileri genel olarak (21) bağıntısı ile tanımlanmaktadır (Araya ve Der Kiureghian, 1988):

$$Y = N_y f (M, R, SP_i) \quad (21)$$

Bu bağıntıda  $Y$ : tahmin edilecek olan kuvvetli yer hareketi parametresi (bağımlı değişken);  $N_y$ : azalım ilişkisindeki saçılım için rassal düzeltme katsayısı;  $R$ : depremden inşaat alanına olan “tanımlanmış” uzaklık ölçüsü;  $M$ : deprem büyüklüğünü gösteren herhangi bir ölçekteki magnitud değeri;  $SP_i$ : deprem kaynağı, dalga yayılma hattı, yerel zemin koşulları ile ilgili parametrelerdir. Azalım ilişkilerinin en çok karşılaşılan şekilleri aşağıdaki gözlemlere dayanmaktadır (Kramer, 1996; Beyaz, 2004):

1. Kuvvetli yer hareketi (KYH) parametrelerinin logaritması yaklaşık olarak normal dağılım göstermektedir. Çünkü regresyon analizi,  $Y$ 'nin kendisi üzerinde değil de logaritması üzerinde gerçekleştirilir (Chiaruttini ve Siro 1981, McCue vd., 1988; Theodulidis ve Papazachos, 1992; Sadigh vd., 1993). Fakat bazı araştırmacılar KYH parametrelerinin ln-normal dağılıma uyduğunu kabul etmektedir (Campbell ve Bozorgnia, 2003).
2. Deprem büyüklüğü (magnitud,  $M$ ) de doğal olarak pik yer hareketinin (KYH) logaritmasına bağlıdır ve  $\text{Log}Y$ - $M$  arasında pozitif ilişki olmalıdır (Ambraseys ve Simpson, 1996). Youngs vd. (1988), Campbell (1989) ve Crouse (1991)'un çalışmaları bu ilişkinin  $\text{Ln}Y$ - $M$  arasında olduğu yönündedir.
3. P ve S dalgası genlikleri kaynaktan uzaklaşırken  $1/R$  ( $R$ : uzaklık) ile Rayleigh dalgası genlikleri ise  $1/\sqrt{R}$  ile orantılı olarak azalmaktadır (Bolt ve Abrahamson, 1982)



4. Fayda meydana gelen yırtılma depremin büyüklüğü ile birlikte artmaktadır. Sonuçta, inceleme bölgesinde kuvvetli hareket üreten dalgaların bir kısmı R uzaklığından gelirken bir kısmı daha büyük uzaklıklardan gelecektir. Bu nedenle, etkin uzaklık R'den daha büyüktür ve aradaki oran artan deprem büyüklüğü ile orantılıdır.
5. Deprem dalgalarıyla taşınan enerjinin bir kısmı deprem episantrından itibaren kat ettiği yol boyunca soğurulmaktadır. Bu soğurulma yer hareketi genliklerinin R'ye göre üstel olarak azalmasına neden olur.
6. Kuvvetli yer hareketi (KYH) parametreleri kaynak özelliği (doğrultu atımlı, normal veya ters faylanma gibi) (Youngs vd., 1997; Sadigh vd., 1993; Ambraseys ve Douglas, 2000) ile inceleme alanının özelliklerinden (sert kaya, yumuşak kaya, alüvyon vb.) etkilenir (Dahle vd., 1995; Ambraseys vd., 1996; Sadigh ve Egan, 1998; Zaré vd., 1999).

Tüm bu gözlemlerin birleştirilmesi ile tipik bir azalım ilişkisi modeli oluşturulabilir. Tanımlanmış bir azalım ilişkisi uygulanırken magnitüd ve uzaklık parametrelerinin tanımlandığı kıstasları bilmek çok önemlidir. Farklı azalım ilişkileri genellikle farklı veri gruplarından elde edilmektedir. Genel kullanımda depremin kaynak mekanizması ve sığ yer yapısındaki heterojen yapı fazla dikkate alınmadığından, farklı ülke ve farklı bölgeler için bu çalışmaların iyi sonuç vermesi beklenemez. Yer hareketi parametrelerini doğru belirlemek için, bu parametrelerle ilişkili tüm şartlar ile tutarlı verilere dayalı bir bağıntı geliştirilmelidir. Birçok değişken kullanılarak elde edilecek bağıntının geliştirilmesi için genellikle en küçük kareler yaklaşımına dayalı çoklu regresyon analizi kullanılmaktadır.

#### **4.4.3. Türkiye'de ve Dünyada Sismik Tehlikenin Belirlenmesi Amacıyla Yapılan Azalım İlişkisi Çalışmaları**

Türkiye'de ilk deprem tehlikesi bölgeleme haritası 1945 tarihinde hazırlanmış olup, 1947 tarihinde küçük değişiklikler uygulanıp yayına girmiştir. Yayınlanan bu haritada Türkiye'de meydana gelmiş ve yörelerde hasar meydana getirmiş olan tarihi depremler iki tehlike bölgesi olarak ayrılmıştır. Depremlerin hasar yaratması beklenmeyen yöreler ise üçüncü bölge olarak adlandırılmıştır. İkinci resmi deprem tehlikesi bölgeleme haritası ise 1967 tarihinde yayınlanmış olup, tehlike bölgeleri dörde ayrılmıştır. Bölgeler V, VI, VII ve VIII MSK (Medvedev-Spouner-Karnik) deprem şiddeti değerleridir. 1968 tarihinde

Avrupa Sismoloji Komisyonu'nun tavsiyesi üzerine üçüncü resmi deprem tehlikesi bölgeleme haritası hazırlanmaya başlanmış ve 1972 tarihinde de yayınlanmıştır. Bu harita deprem tehlike bölgeleri belirlenirken, geçmişte maruz kalınmış maksimum deprem şiddetleri ve simotektonik yapıya bağlı olarak şiddetlerin yineleme süreleri dikkate alınmıştır.

Hazırlanan bu harita V, VI, VII, VIII ve IX şiddetlerine karşılık gelen beş tehlike bölgesini içermektedir. Bilindiği üzere deterministik deprem haritaları hazırlanırken zamandan bağımsız olarak, bir başka deyişle depremlerin yineleme periyotları dikkate alınmayarak yalnızca maksimum deprem büyüklükleri göz önüne alınmaktadır. Sonuç olarak da hazırlanan bu haritalar depremlerin oluşum frekansları veya dönüş periyotları hakkında bilgiler içermemektedir. Ülkemizde 1970'lerde bu eksiklik fark edilerek bu konuda çalışmalar yapılmaya başlanmıştır. Bunun üzerine olasılıksal deprem tehlikesini içeren çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmada göz önüne alınan temel araştırma adımları şunlardır:

- Jeolojik ve sismolojik verilerin derlenmesi,
- Elde edilen jeolojik ve sismolojik verilerden hareketle sismik kaynakların belirlenmesi (deprem kaynak bölgelemesi),
- Deprem kaynaklarındaki deprem oluşumlarının istatistiksel özelliklerinin ve deprensellik parametrelerinin belirlenmesi,
- Deprem kaynakları için uygun olabilecek azalım ilişkilerinin belirsizlik katsayıları ile beraber çıkartılması ve/veya derlenmesi,
- Bilgisayar programlarına dayalı olarak maksimum şiddet ve maksimum yatay yer ivmesi aşılma olasılığı dağılımlarının elde edilmesi,
- Belirlenmiş dönüş periyotlarına karşılık gelen eş-ivme eğrileri haritalarının hazırlanması.

Türkiye'de sismik tehlike haritası, Türkiye Cumhuriyeti Bayındırlık ve İskân Bakanlığı tarafından 1996 tarihinde yayınlanmıştır. Bu harita baz alınarak Türkiye, I–V arasında değişen sismik bölgelere ayrılmış ve bu bölgeler için PGA değerleri sırasıyla, > 0.4g, 0.3–0.4g, 0.2–0.3g, 0.1-0.2g ve <0.1g olarak belirlenmiştir. Türkiye'deki mevcut uygulama, Bayındırlık ve İskân Bakanlığı (1998) tarafından yayımlanan sismik kodlardan PGA değerlerini doğrudan kullanmaya yöneliktir. Bu kodlara göre I-IV arasında değişen bölgeler için PGA değerleri sırasıyla 0.4 g, 0.3 g, 0.2 g ve 0.1 g olarak belirlenmiştir. Ancak, Türkiye için geliştirilmiş sismik tehlike modelleme çalışmalarında bazı

araştırmacılar (Gülkan vd., 1993; Kayabalı, 2002), San Andreas Fay bölgesi ile Türkiye 'deki Kuzey Anadolu Fay Bölgesi arasındaki benzerlikler nedeniyle Joyner ve Boore (1981, 1988) tarafından California için önerilen ilişkileri de kullanmışlardır.

Kayabalı ve Akın (2002) tarafından çizilen Türkiye'nin sismik zonlanma haritası birtakım eksikliklere sahiptir. Bu haritadaki eksikliklerin etkilerini en aza indirmek için Kayabalı (2002), Kayabalı ve Akın (2002) tarafından probabilistik ve deterministik yaklaşımlar kullanılarak yeni haritalar inşa edilmiştir. Ancak, Kayabalı ve Akın (2002) probabilistik tabanlı haritalarda nispeten büyük sismik zonların çalışıldığını ve bu nedenle deterministik tabanlı sismik haritaların daha gerçekçi olduklarını belirtmişlerdir. Kayabalı ve Akın (2002) tarafından geliştirilen Türkiye'nin deterministik tabanlı eşivme ve sismik imar haritalarının yapımında sadece aktif faylar ve episantrların göz ardı edilen yerleri dikkate alınmıştır. Ayrıca İnan vd. (1996), Aydan vd. (1996) tarafından Türkiye depremleri için kuvvetli yer hareketi azalım ilişkileri geliştirilerek Türkiye için geliştirilmiş olan bu bağıntılar ile karşılaştırılmıştır. Yapılan karşılaştırma sonucu oluşturacakları harita için en uygun denklemin Sadigh vd. (1997) tarafından geliştirilen denklemi olduğuna karar verdiler. Ancak Sadigh vd. (1997) nin geliştirmiş oldukları bağıntıda episantr uzaklığı yerine hiposantr uzaklığını, normal faylanmalar yerine yanal ve ters atımlı faylanmaları kullanmaları nedeniyle Aydan vd. (1996) nin bağıntısıyla uygun bir karşılaştırma yapılamayarak Aydan (2001) tarafından Türkiye için yeni bir ilişki geliştirilmiştir. Bu eşivme haritalarında kullanılan PGA değerleri kayalara aittir ve toprak alanlara ait maksimum PGA hesaplaması için saha analizlerinin yapılması gerekmektedir. Türkiye depremlerinin azalım ilişkileri için, İnan vd. (1996) tarafından geliştirilen PGA ilişkisi (22) bağıntısıyla verilmektedir.

$$\log PGA = 0.65M - 0.9\log R - 0.44 \quad (22)$$

Burada M, depremin magnitüdü ve R episantra olan uzaklıktır. Bu azalım ilişkisinde kaya ve toprak alanlarda kurulan istasyonlardan elde edilen kayıtlar arasında bir fark yoktur. Aynı zamanda denklem ve veri seçim kriterlerinde kullanılan büyüklük tipi literatürde belirtilmemiştir. Diğer taraftan bu ilişkide, özellikle yakın kaynak alanlardaki PGA değerleri alışılmamış yüksek değerler verir. Türkiye depremlerinin ivme dalgalarının karakteristikleri için ERD, KOERİ ve İTÜ tarafından işletilen toprak ve kayalık zeminlerde yer alan istasyonlarda TURDIVAZ olarak adlandırılan büyük bir veritabanı sistemine

dayalı ikinci azalım ilişkisi (23) bağıntısı ile verilmektedir (Aydan vd., 1996; Aydan, 1997).

$$a_{max} = 2.8(e^{0.9M_s} e^{-0.025R_{hypo}} - 1) \quad (23)$$

Burada  $a_{max}$ ; maksimum yer azalımı,  $M_s$ ; yüzey dalgası magnitüdü ve  $R_{hypo}$ ; depremin hiposantr uzaklığıdır. Başlangıçta, yukarıdaki denklem için kullanılan veri sayısı 60' tır. Bu denklemin geliştirilmesinde yazar tarafından iki kriter seçilmiştir. (i) Büyüklük sıfır olduğunda, herhangi bir yer hareketi olmamalıdır ve (ii) Aynı zamanda, bilinen ivme değeri ile Türkiye'nin büyük depremlerinin kuvvetli yer hareketleri tahmin edilebilmelidir. Ancak Aydan tarafından geliştirilen bu ikinci denklemde R'nin sonsuzluğa ulaşması durumunda, tahmini yer ivmesi azalım ilişkisinin neredeyse hiçbir etkisi olmayacaktır. Bu nedenle, koşulu karşılamak için denklemin şekli biraz değişmiştir. R sonsuzluğa ulaştığında maksimum yer ivmesi sıfır olmalıdır. Bu şekilde Aydan (2001) tarafından (24) bağıntısı geliştirilmiştir.

$$a_{max} = 2.8(e^{0.9M_s} - 1)e^{-0.025R} \quad (24)$$

Bu denklemde görülen 2.8 değeri toprak için kabul edilen katsayıdır ve bu değer sert zemin koşulları 0.56'ya düşürülür. Bu azalım ilişkisi genel olarak Türkiye'nin büyük depremlerinin kayıtlarında kullanılabilir. Türkiye için geliştirilen bir başka azalım ilişkisi ise Gülkan ve Kalkan (2002) tarafından geliştirilmiştir. Bu azalım ilişkisi Boore vd. (1997) tarafından Kuzeybatı Amerika'daki sığ depremler için önerilen denklemin aynı genel formu kullanılarak oluşturulmuştur ve tahmini yer hareketi parametresi (25) bağıntısıyla verilmektedir.

$$\ln Y = b_1 + b_2(M - 6) + b_3(M - 6)^2 + b_5 \ln r + b_v \ln(V_s/V_A) r = (R_{cl}^2 + h^2)^{0.5} \quad (25)$$

Burada Y; yer hareketi parametresidir (g'de PGA veya PSA) ve M; moment magnitüdü,  $R_{cl}$ ; kayıt istasyonu ile episantr arası mesafe (km),  $V_s$ ; m/s cinsinden istasyonun kayma dalgası hızı,  $b_1$ ,  $b_2$ ,  $b_3$ ,  $b_5$ ,  $h$ ,  $b_v$  ve  $V_A$  ise belirlenecek olan parametrelerdir. Burada h; hayali bir derinliktir ve  $V_A$ , regresyon ile belirlenen hayali bir kesme dalgası hızıdır.

Gülkan ve Kalkan (2002), 1976 ve 1999 tarihleri arasında ülkemizde meydana gelen  $M_w \geq 5.0$  büyüklüğüne sahip 19 depremin sadece ana şoklarından 47 adet yatay bileşeni kullanarak PGA değerlerini 40 gal'den daha az hesaplamışlardır.

Çalışmada Gülkan ve Kalkan (2002), Kocaeli ve Düzce olaylarına dayanan denklemlerini Türkiye'deki kayıtlardan olmayan, farklı ülkelerde geliştirilmiş azalım ilişkileri ile karşılaştırmış ve farklı ülkelerde geliştirilmiş olan ilişkilerin pik ve spektral ivme değerlerinin yaklaşık 15-20 km'ye kadar tersi tahminde buldukları sonucuna varmışlardır. Bu verilerin yarısı 1999'daki yıkıcı Kocaeli ve Düzce depremlerinden alınmış verilerdir. Bu araştırmacılar, Türkiye için daha iyi belirlenmiş mesafe verilerinin ve kayıt alanlarına ait kayma dalgası hız bilgilerinin kuvvetli yer hareketi kayıtlarına ekleyerek azalım ilişkilerinin giderek değiştirilerek iyileştirilebileceğini ve belirsizliklerinin de azalabileceğini belirtmişlerdir.

Beyaz (2004), 1976-2004 tarihleri arasında ülkemizde meydana gelmiş olan  $M_w \geq 4.0$  büyüklüğüne sahip deprem kayıtlarını kullanarak kuvvetli yer hareketi veri seti oluşturmuştur. Beyaz (2004) çalışmasında her iki yatay bileşenin ivme değerlerini kullanmıştır. Bu pik ivme değerleri  $20 \text{ cm/s}^2$  üzerinde olan kayıtlardan seçilmiştir. Uzaklık olarak ise  $R_{\text{epi}} < 200 \text{ km}$  altındaki kayıtlar kullanılmıştır. Beyaz (2004) tarafından geliştirilen ilişki (26) bağıntısı ile verilmektedir. Bağıntıda  $A$ ; en büyük yatay yer ivmesi ( $\text{cm/sn}^2$ ),  $R_1$ : episantır mesafesi (km),  $M_w$ : depremin moment magnitüdüdür.

$$\log A = 2.08 + (0.0254 M_w^2) - 1.001 \log(R_1 + 1) \quad (26)$$

Ulusay vd. (2004) ise kaya, toprak ve yumuşak toprak sahaları için Türkiye'ye ait kuvvetli yer hareketi verilerini kullanarak (27) bağıntısında verilen Türkiye'ye özgü yeni bir azalım ilişkisi geliştirmişlerdir. Burada kullanılan veri seti, 1976- Kasım 2003 tarihleri arasında Türkiye'de meydana gelen üç bileşenli tüm kayıtlar arasında, 122 depremden 221 kayıt ( $M_w \geq 4.0$ ,  $\text{PGA} \geq 20 \text{ gal}$ ,  $5 \text{ km} \leq R_e \leq 100 \text{ km}$ ) seçilmiştir.

$$\text{PGA} = 2.8e^{0.0218(33.3M_w - R_e + 7.8427S_A + 18.9282S_B)} \quad (27)$$

Burada;  $S_A = 0$ ,  $S_B = 0$  (kaya),  $S_A = 1$ ,  $S_B = 0$  (toprak),  $S_A = 0$ ,  $S_B = 1$  (yumuşak toprak) tır.

Çeken (2007), çalışmasında 1983-2007 yılları arasında Marmara bölgesine özgü bir azalım ilişkisi geliştirmek üzere büyüklüğü  $M_w \geq 4.0$  olan 128 depreme ait toplam 721 ivme kaydını kullanmıştır. Çeken (2007) çalışmasında (28)-(30) bağıntıları ile verilen üç farklı model geliştirmiştir;

**Model 1:**

$$\text{Log}_{10}(PGA) = c_1 + c_2 M_w + c_3 M_w^2 + c_4 \text{Log}_{10}(R_1) + C_5 S_B + C_6 S_C + C_7 S_D + \sigma_1 \quad (28)$$

Bu bağıntıda PGA: en büyük yatay yer ivmesi ( $\text{cm}/\text{sn}^2 = \text{gal}$ ),  $C_{1-7}$ : katsayılar,  $M_w$ : moment magnitudü  $\sigma_1$ : standart sapma;  $S_B$ ,  $S_C$  ve  $S_D$ ; zemin grupları için indeks değerleri,  $R_1$ : mesafe (km) dir.

**Model 2:**

$$\text{Log}_{10}(PGA) = c_1 + c_2 M_D + c_3 M_D^2 + c_4 \text{Log}_{10}(R_1) + C_5 S_B + C_6 S_C + C_7 S_D + \sigma_2 \quad (29)$$

Burada  $M_D$ : süreye bağlı magnitud,  $\sigma_2$ : standart sapmadır.

**Model 3:**

$$\text{Log}_{10}(PSA) = c_1 + c_2 M_w + c_3 M_w^2 + c_4 \text{Log}_{10}(R_1) + C_5 S_B + C_6 S_C + C_7 S_D + \sigma_3 \quad (30)$$

Burada PSA: yatay spektral ivme ( $\text{cm}/\text{sn}^2 = \text{gal}$ ),  $\sigma_3$ : standart sapmadır.

Dünyada ise birçok araştırmacı tarafından azalım ilişkileri geliştirilmiştir. Bunlardan en çok kullanılanları arasında Fukushima ve Tanaka (1990), Ambraseys vd. (1996), Abrahamson ve Silva (1997), Boore vd. (1997), Sadigh vd. (1997), Ambraseys vd. (2005) tarafından geliştirilen azalım ilişkisi bağıntıları Tablo 3’de verilmektedir

Tablo 3. Dünyada geliştirilen azalım ilişkileri

	Azalım İlişkileri	
<b>Fukushima ve Tanaka (1990)</b>	$\log A = 0,41 * M_S - \log(R + 0,032 * 10^{0,41 * M_S}) - 0,0034R - 1,69 \pm 0,21$	
<b>Ambraseys vd. (1996)</b>	$\log(Y) = C_1 + C_2 M + C_4 \log(r) + C_A S_A + C_S S_S$	$r = (d^2 + h o^2)^{1/2}$
<b>Abrahamson ve Silva (1997)</b>	$\ln Sa(g) = f_1(M, r_{rup}) + F. f_3(M) + HW. f_4(M, r_{rup}) + S. f_5(PGA_{rock})$	
<b>Sadigh vd. (1997)</b>	$\ln Y = c_1 + c_2 M_w + c_3 (8.5 - M_w)^{2.5} + c_4 \ln(r_{rup} + e^{(c_5 + c_6 M_w)}) + c_7 \ln(r_{rup} + 2)$	
<b>Boore vd. (1997)</b>	$\ln Y = b_1 + b_2 (M_w - 6) + b_3 (M_w - 6)^2 + b_5 \ln r + b_v \ln \left( \frac{V_s}{V_A} \right)$	$r = \sqrt{r_{jb}^2 + h^2}$
<b>Ambraseys vd. (2005)</b>	$\log_{10} Y = a + bM + (c + dM) \log_{10} R_{hypp} + S_{1,2}$	

## 5. KUVVETLİ YER HAREKETİ AZALIM İLİŞKİ MODEL PARAMETRELERİ

### 5.1. Kuvvetli Yer Hareketi Kayıtları

Kuvvetli yer hareketi veri seti, Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı – AFAD tarafından işletilen şebekelerin, Kuzey Anadolu Fay Zonunu içeren Orta ve Doğu Anadolu Bölgesindeki ivme-ölçer istasyonlarından elde edilen kayıtlardan oluşturulmuş olup, AFAD tarafından zemin gubu belirlenmemiş olan ivme kayıtları değerlendirmeye katılmamıştır. Cihazlardan gelen farklı formatlardaki veriler, ASCII formatında tek bir standarta dönüştürülerek web sayfasında (<http://kyhdata.deprem.gov.tr>) sunulmaktadır. Veri tabanındaki kayıtlar; dosya adı, tarih, zaman ve istasyon kodu şeklinde oluşturulmuştur. Her dosyanın 19 satırdan oluşan başlık bilgileri altında üç bileşene ait ivme değerleri  $\text{cm/sn}^2$  olarak yer almaktadır (Şekil 22). Dijital cihazlar ile elde edilen kayıtların zaman serilerinde herhangi bir düzeltme işlemi uygulanmamıştır.

```
STRONG GROUND MOTION RECORDS OF TURKIYE
PLACE : ELAZIG MERKEZ BAYINDIRLIK VE ISKAN MUDURLUGU
EARTHQUAKE DATE : 09/02/2007 02:22:57.00 (GMT)
EPICENTER COORDINATES : 38.40250N-39.00140E
EARTHQUAKE DEPTH (km) : 0.4
EARTHQUAKE MAGNITUDE : 5.0M
STATION ID : 2301
STATION COORDINATES : 38.67043N-39.19267E
STATION ALTITUDE (m) : 1071
RECORDER TYPE : SM-2
RECORDER SERIAL NO : 280RECORD TIME : 09/02/2007 02:23:01.27 (GMT)
NUMBER OF DATA : 11056
SAMPLING INTERVAL (sec) : 0.007813
RAW PGA VALUES (gal) : (N-S) 50.000000 (E-W) 60.500000 (U-D) 29.500000
Copyright EARTHQUAKE RESEARCH DEPARTMENT
GENERAL DIRECTORATE OF DISASTER AFFAIRS
```

N-S	E-W	U-D
0.000000	0.000000	0.000000
0.000000	0.000000	0.500000
0.000000	0.000000	0.500000
0.000000	0.000000	0.000000
0.000000	0.000000	0.000000
0.000000	0.000000	0.000000
0.000000	0.000000	0.500000
.	.	.
.	.	.
.	.	.
0.000000	0.000000	0.000000
0.000000	0.000000	0.000000
0.000000	0.000000	0.500000
0.000000	0.000000	0.000000
.	.	.
.	.	.
.	.	.

Şekil 22. AFAD deprem verisi sayısal kayıt dosyası örneği

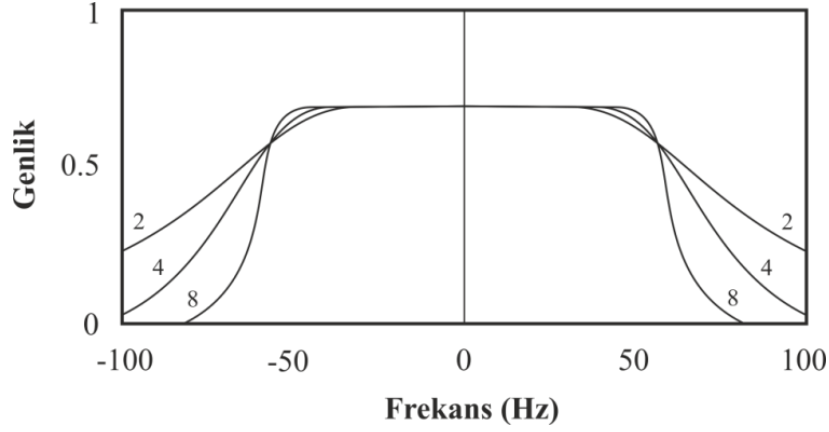


AFAD Kuvvetli Yer Hareketi Gözlem Ağı (TR-KYH), deprem kaydının ilk olarak alındığı 1976 yılından günümüze kadar 25.000 civarında deprem ivme kaydını içeren arşive sahiptir. 1976-2008 arasındaki tüm ham kayıtlar veri işleme yöntemleriyle işlenmiş ve her bir bileşene ait hesaplanan elastik tepki ve Fourier genlik spektrumları AFAD (URL-2) kataloglarında yer almıştır. Bu kayıtların işlenmesinde temel kuvvetli yer hareketi işleme yazılım programı kullanılmıştır (Converse ve Brady, 1992). Bu metod katlanma (Nyquist) frekansından ( $f_N$ ) kesme frekansına kadar kosinüs dönüşümü ile yüksek geçişli filtreleme, bunu takiben kayıtların çift yönlü alçak geçişli butterworth filtresi ile filtrelenmesini içerir.

İlk olarak kayıtlarda ani genlik değişimlerinden kaynaklı periyodik zaman serilerinin baş ve son kısımlarında meydana gelen yapay atlamaların oluşturduğu trend etkisi giderilir. Seçilen frekans bandının baskın sinyal bandı olduğundan emin olduktan sonra, tüm kayıtların Hızlı Fourier Dönüşümü (FFT) alınarak frekans ortamına geçilir. FFT spektrumunun  $f_c$ 'den (köşe frekansı) daha küçük veya  $f_{max}$ 'ın (maksimum frekans) ötesindeki frekanslardaki aşağı yukarı sabit genlikler genellikle büyük bir düşük veya yüksek frekanslı gürültünün göstergesidir (Zaré ve Bard, 2002). Bu nedenle, bu kısımlar gürültü olarak düşünülebilir ve sinyal sınırlarının güvenilir kısmı iki frekans arasında uzanır. Güvenilir frekans bandı belirlendiğinde, sinyal band geçişli filtre (butterworth filtresi) ile süzgeçlenir. Butterworth filtresi, geçiş bandından sönüm bandına oldukça keskin bir geçişe sahip olduğu için tercih edilir. Süzgecin derecesi, yalnız süzgeçlenen noktanın hesaplanması için kullanılan veri noktası sayısını tanımlar ve önerilen derece 2'dir (Şekil 23). Butterworth filtresi (31) bağıntısı ile ifade edilmektedir.

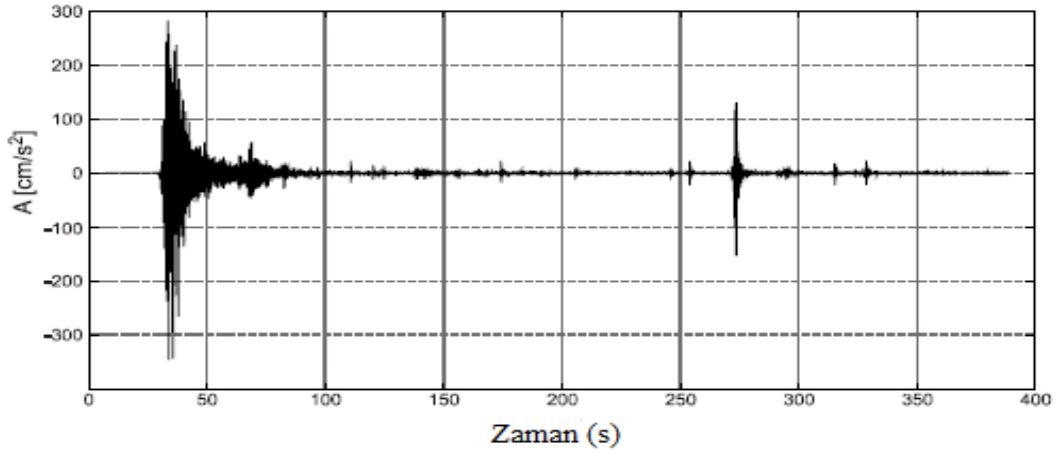
$$H_B(f) = \frac{1}{\sqrt{1+[f/f_c]^{2n}}} \quad (31)$$

Burada,  $f_c$ , kesme frekansı ve  $n$ ; tamsayıdır.  $n$ 'nin değeri arttıkça kesme frekansı civarındaki eğim dikleşmektedir.

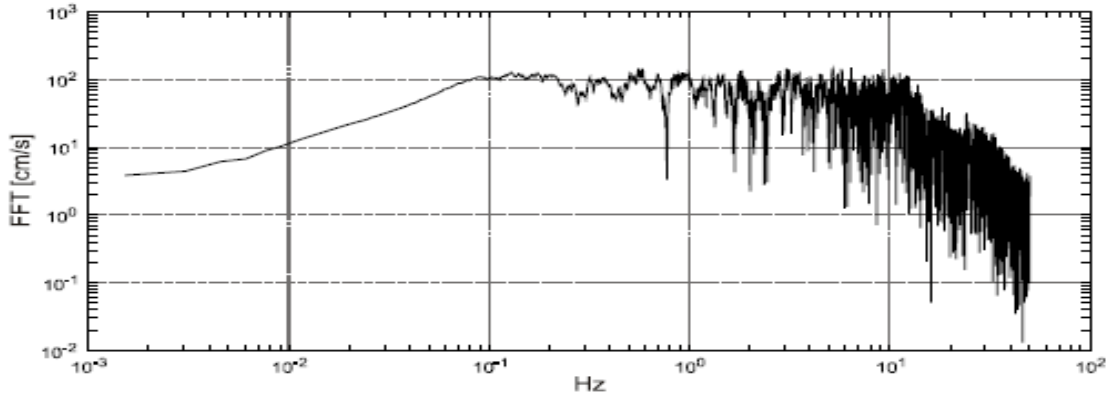


Şekil 23. Butterworth filtresi ( $n=1, 2, 3, \dots, f_c=50$  Hz)

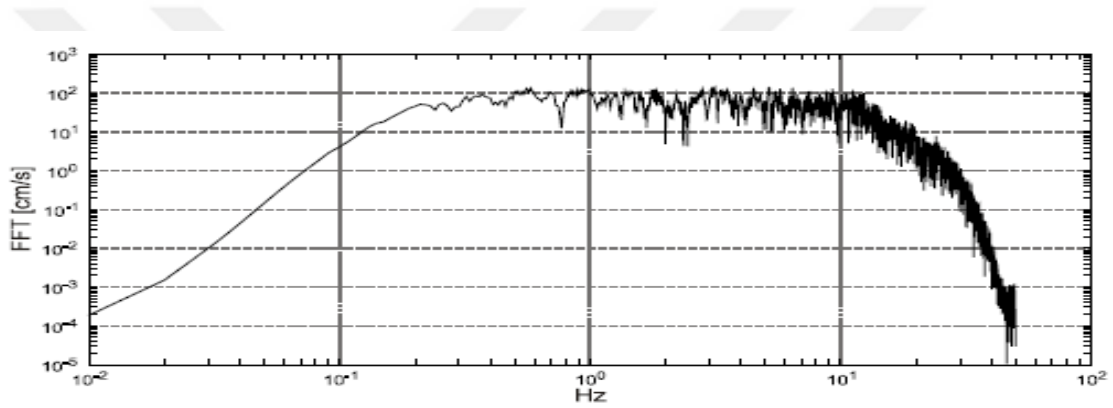
Örneğin Şekil 24 ve Şekil 25’te 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminin SKR istasyonunda elde edilen üç bileşen kayıtlar arasındaki en yüksek pike sahip olan doğu - batı bileşeni ivme zaman kaydı ve Fourier spektrumu gösterilmiştir. Güvenli frekans bandı belirlendiğinde, sinyal penceresi 2. mertebeden band geçişli Butterworth filtresi ile süzgeçlenir. Filtre işleminden sonra SKR kaydının Fourier spektrumu Şekil 26’da gösterilmiştir (Ulutaş ve Özer 2010).



Şekil 24. 17 Ağustos 1999 tarihli Kocaeli depreminde, SKR istasyonunda alınan en büyük yatay pik ivme bileşenli doğu-batı kaydı,  $M_w = 7.4$  (düzeltilmemiş ham kayıt)



Şekil 25. Şekil 24'deki SKR'de kaydedilen düzeltilmemiş güçlü yer ivmesinin Fourier spektrumları



Şekil 26. Şekil 25'deki SKR'de kaydedilen düzeltilmiş güçlü yer ivmesinin Fourier spektrumları (Ulutaş ve Özer, 2010).

## 5.2. Magnitüd

Depremlerin büyüklükleri tanımlanırken, farklı magnitüd (büyüklük) türleri ( $M_b$ ,  $M_s$ ,  $M_L$ ,  $M_d$  ve  $M_w$ ) kullanılmaktadır. Moment magnitüdü ( $M_w$ ) büyük depremlerde satüre olmadığından yani depremde açığa çıkan enerjiyi en doğru bir şekilde yansıttığından sismik tehlike ve azalım ilişkilerinin geliştirilmesinde tercih edilmektedir (Yüçemen vd., 2006). Bu tür çalışmalarda kullanılan magnitüd ölçeğinin homojen hale getirilmesi gerekir. Tüm magnitüd türlerinin homojen hale getirilmesi için yani moment magnitüdüne dönüştürülmesi için ampirik bağıntılar geliştirilir. Bu bağıntıların geliştirilmesinde dikkat edilmesi gereken en önemli ayrıntı yeterli sayıda verinin kullanılması ve kullanılacak verinin çalışma bölgesini (aynı tektonik rejimi) temsil etmesidir.

Yukarıda bahsedilen nedenlerden dolayı bu çalışmada azalım ilişkisinin oluşturulmasında magnitüd ölçeği olarak moment magnitüdü kullanılacaktır. Tüm magnitüd ölçeklerinin moment magnitüdüne dönüşümü Bölüm 6' da ayrıntılarıyla verilmektedir.

### 5.3. Uzaklık

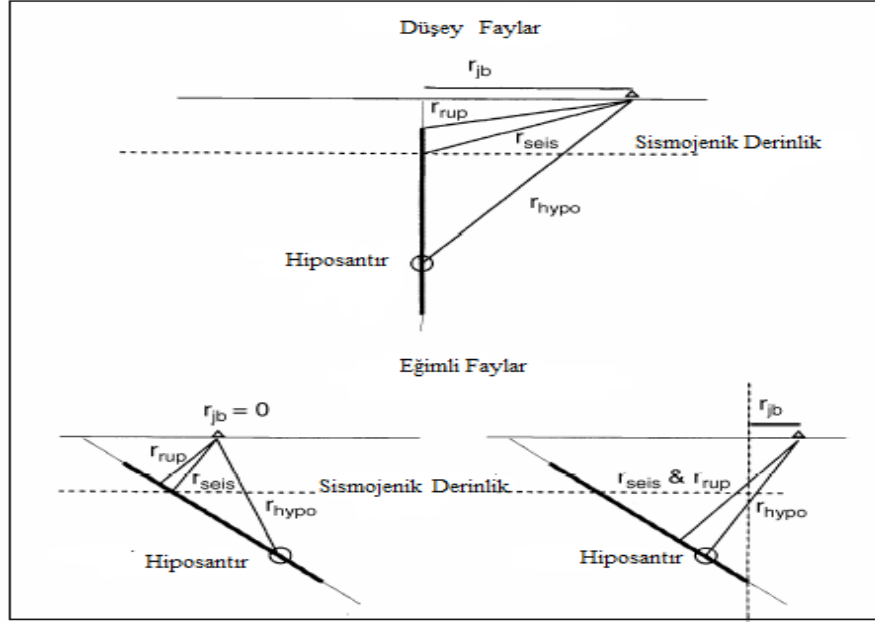
Deprem kaynağından uzaklaştıkça yer hareketinin hem geometrik hem de anelastik açısından azalımını karakterize etmek için kaynak-alan uzaklığı kullanılır (Bozorgnia and Campbell, 2004). Bir deprem kaynağına bağlı olarak, uzaklık ölçümleri iki geniş sınıfa ayrılabilir. Deprem kaynağı bir nokta olarak ele alındığında, uzaklık için episantr ( $r_{epi}$ ) ve hiposantr ( $r_{hypo}$ ) tanımları kullanılır. Hiposantr (iç merkez), yerkabuğu üzerinde yırtılmanın ilk olarak başladığı noktadır ve episantr ise bu noktanın yer yüzeyindeki izdüşümüdür. Aralarındaki ilişki (32) bağıntısıyla tanımlanabilir (Bozorgnia ve Campbell, 2004):

$$r_{hypo} = \sqrt{r_{epi}^2 + r_h^2} \quad (32)$$

Burada  $r_{hypo}$ , depremin odak derinliğidir. Genel olarak,  $r_{epi}$  ve  $r_h$ , büyük magnitüdlere sahip depremler için yetersiz uzaklık ölçümleridir. Bu nedenle, deprem kaynağını bir nokta kaynağı olarak tanımlamanın daha olası olduğu küçük depremler için uzaklık terimlerini tanımlamakta bu parametreler kullanılır. Bozorgnia ve Campbell (2004) yapmış oldukları çalışmada sonlu-faylanma etkilerini hesaba katmak için yaklaşık bir ayarlama yapılmadıkça, büyük depremlere yakın yer hareketlerini tahmin etmek için nokta-kaynak parametrelerini kullanan yer hareketi ilişkilerinin kullanılmaması gerektiğini göstermişlerdir.

Yer hareketi ilişkilerinde kullanılan üç sınırlı kaynak uzaklık ölçüsü tanımlanmalıdır. Birincisi Joyner-Boore mesafesi veya en yakın uzaklıktır ( $r_{jb}$  veya  $r_{cl}$ ). Joyner ve Boore (1981) tarafından tanımlanan  $r_{jb}$ , fay kırılma düzleminin düşey projeksiyonuna en yakın yatay mesafedir. İkincisi, fayın yırtılma yüzeyinin yer yüzeyindeki izine en yakın olan mesafedir ( $r_{rup}$ ). Üçüncüsü Campbell (1997) tarafından, kayıt istasyonu ile sismojenik yırtılma zonu ( $r_{seis}$ ) arasındaki en kısa uzaklık olarak tanımlanmıştır.

Daha yumuşak çökeller içinde ve fay zonunun üst 2-4 km'sinde fay kırığının esas olarak sismojenik olmadığı varsayımıyla, bu sığ kısım mühendislik çalışmalarına katkıda bulunmayacaktır. Bu tanımlar Şekil 27'de açıklanmıştır.



Şekil 27. Yer hareketi ilişkilerinin geliştirilmesinde kullanılan uzaklık ölçümleri arasındaki ilişki (Bozorgnia ve Campbell, 2004).

#### 5.4. Yerel Zemin Koşullarının Etkisi

Yerel zemin koşulları inceleme alanının topoğrafyasına, zemin tabakalarının kalınlığına, yoğunluğuna, ana kaya derinliğine, yeraltındaki birimlerin geometrisine, yer altı suyu seviyesine ve litolojik özelliklerine göre farklılık göstermektedir. Kuvvetli yer hareketinin frekans içeriği, süresi ve genliği gibi özellikleride yerel zemin şartlarından önemli derecede etkilenmektedir. İlk olarak 1957 yılında San Fransisko Depremi sırasında alınmış olan ivme kayıtlarının incelenmesiyle, kuvvetli yer hareketi üzerinde yerel zemin koşullarının etkisinin ne denli önemli olduğu gözlemlenmiştir. Yakın bölgelerde, aynı depremde farklı noktalarda kayıt edilen ivmelerin birbirinden farklı olmaları, kaydın alındığı yerlerdeki zemin koşullarının farklı olması ile ifade edilmektedir (İyisan ve Haşal, 2011).

Örneğin, kuvvetli yer hareketinin meydana geldiği zemin yumuşak bir zemin ise (alüvyon gibi) bu zemin üzerinde yüksek periyotlu salınımlar gerçekleşerek yapıların daha

çok depremden etkilenmesine yol açarken, fazla küçük değere sahip anakaya ivmeleri de yerel koşulların etkisi ile bazı bölgelerde birkaç kat büyüyüp ağır hasarlara yol açabilmektedir (Kramer, 1996). Yerel zemin koşullarının kuvvetli yer hareketi üzerinde son derece önemli bir etken olması bu konu üzerine literatürde bir çok araştırma (Kanai, 1952; Gutenberg, 1957; Idriss ve Seed, 1968; Borchardt, 1970; Idriss, 1990; Ansal, 1994; Lachet vd., 1996 ve Makra vd., 2001) yapılmasına da neden olmuştur.

#### 5.4.1. Kayma-dalgası Hızı ( $V_{S30}$ ) ile Zemin Etkisinin Belirlenmesi

Zeminin karakteristik özelliğini belirlemede, zemin profilinin üst 30 metresine ait kayma dalgası hız bilgisinin harmonik ortalamasından yararlanılmaktadır. Zemin büyütmesi, deprem dalgalarının yüzeye yakın zemin tabakalarından geçerken genliklerinde meydana gelen artış olarak ifade edilmektedir. Zemin sınıflarını haritalamada; üst 30 metredeki ortalama kayma-dalgası hızı ( $V_{S30}$ ), en küçük kalınlık ve fiziksel özellikler gibi kriterler göz önüne alınarak zeminin büyütme özellikleri tanımlanabilmektedir (Bozorgnia ve Campbell, 2004). Bu 30 m'lik hız (33) bağıntısıyla hesaplanır.

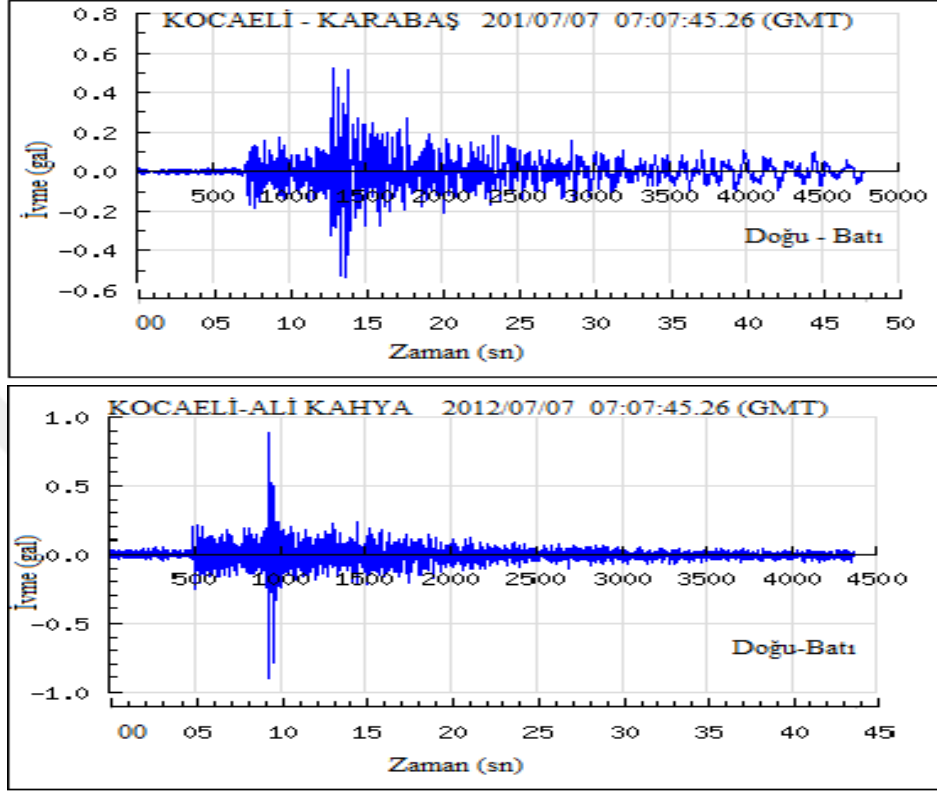
$$V_{S30} = \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{V_{si}}} \quad (33)$$

Burada  $d_i$  kalınlıktır ve  $V_{si}$ , üstteki 30 m içindeki toprak tabakasının kayma-dalgası hızıdır.

#### 5.4.2. Kuvvetli Yer Hareketi Kayıtları ile Zemin Etkisinin Belirlenmesi

Farklı zemin koşulları üzerinde yer alan her bir istasyon ile kaydedilen kuvvetli yer hareketi kayıtlarına frekans analizi uygulanarak zeminin gerçek büyütme fonksiyonuna ulaşmak mümkündür. Mevcut bir deprem için farklı zemin şartlarında alınan kayıtlarda farklı genlik, frekans ve süreler gözlemlenmiştir. Şekil 28'de yakın alanda oluşan bir deprem ( $M_w=4.2$ ) esnasında, sert zemindeki (Kocaeli-Alikahya) ve alüvyon zemindeki (Kocaeli-Karabaş) ivme-ölçer istasyonları tarafından kaydedilen ivme dalga şekilleri gösterilmektedir. Bu kayıtlar depremin dış merkezine yaklaşık 40 km (Kocaeli-Karabaş) ve

32 km (Kocaeli-Alikahya) uzaklıklarda alınmıştır. Hareketlerin frekans içerikleri farklı olduğu gibi, Kocaeli-Karabaş kaydı yumuşak zemin tarafından büyütülmüştür.



Şekil 28. Kocaeli-Karabaşve Kocaeli-Alikahya kuvvetli yer hareketi kayıt istasyonlarında kaydedilmiş ivmenin zamana göre değişimi (Doğu-Batı bileşenler)

#### 5.4.3. Çalışmada Esas Alınan Zemin Koşulu Kriterleri

Çalışmada esas alınan zemin koşulları Türkiye Bina Deprem Yönetmeliği (TBDY-2018) baz alınarak sınıflandırılmış ve bu sınıflama Tablo 4’de verilmiştir. Çalışmamızda, kuvvetli yer hareketi kayıtlarının kayma-dalgası hız ( $V_{S30}$ ) bilgisi kullanılarak kayıtların alındığı istasyonların zemin bilgilerine ulaşılmaya çalışılmıştır. Günümüze değin birçok araştırmacı da (Boore vd., 1993, 1997; Borchardt, 1994; Kalkan ve Gülkan, 2004; Sadigh vd., 1993; Abrahamson ve Silva, 1995; Çeken, 2007) geliştirdikleri azalım ilişkilerinde zemin sınıflamalarında, kayma-dalgası hızı parametresinden faydalanmışlardır.

Tablo 4. Türkiye Bina Deprem Yönetmeliği (TBDY-2018, URL-3) yerel zemin sınıfları

Yerel Zemin Sınıfı	Zemin Cinsi	Üst 30 metrede ortalama		
		(VS)30 [m/s]	(N60)30 [darbe/30cm]	(cu)30 [kPa]
ZA	Sağlam, sert kayalar	> 1500	–	–
ZB	Az ayrılmış, orta sağlam kayalar	760 – 1500	–	–
ZC	Çok sıkı kum, çakıl ve sert kil tabakaları veya ayrılmış, çok çatlaklı zayıf kayalar	360 – 760	> 50	> 250
ZD	Orta sıkı – sıkı kum, çakıl veya çok katı kil tabakaları	180 – 360	15 – 50	70 – 250
ZE	Gevşek kum, çakıl veya yumuşak – katı kil tabakaları veya $PI > 20$ ve $w > \% 40$ koşullarını sağlayan toplamda 3 metreden daha kalın yumuşak kil tabakası ( $cu < 25$ kPa) içeren profiller	< 180	< 15	< 70
ZF	Sahaya özel araştırma ve değerlendirme gerektiren zeminler: 1) Deprem etkisi altında çökme ve potansiyel göçme riskine sahip zeminler (sıvılaşabilir zeminler, yüksek derecede hassas killer, göçebilir zayıf çimentolu zeminler vb.), 2) Toplam kalınlığı 3 metreden fazla turba ve/veya organik içeriği yüksek killer, 3) Toplam kalınlığı 8 m’den fazla olan yüksek plastisiteli ( $PI > 50$ ) killer, 4) Çok kalın (> 35 m) yumuşak veya orta katı killer.			

TBDY-2018 (URL-3) ile uyumlu olarak, ivme-ölçer lokasyonları da dört kategoride; A: sağlam, sert kaya, B: orta sağlam kaya, C: çok sıkı kum, çok çatlaklı zayıf kayalar ve D: orta sıkı kum veya çok katlı kil tabakası olarak değerlendirilmiştir. İstasyon yerlerinde yapılan sismik deneyler, kurumların verdiği zemin sınıfı bilgileri ve arazi gözlemleri birlikte değerlendirilerek belirlenen eşdeğer kayma-dalgası hızı yönetmelikteki değerlerle ilişkilendirilmiştir.

### 5.5. Topoğrafya ve Çevre Yapıların Etkisi

Sismik dalgalar üzerinde topoğrafik düzensizliklerin önemli etkileri vardır. 1971 yılında meydana gelen San Fernando depremi ( $M_L = 6.4$ ) esnasında güney California’daki Pacomia Baraj’nda kaydedilen kuvvetli yer hareketi kaydı topoğrafya etkisini açıklama da yararlanılan bir örnektir. Bu kuvvetli yer hareketi kaydı incelendiğinde çok yüksek (~1.25g) seviyede pik yatay ivmeler kaydedildiği görülür. Bunun nedeni ivme-ölçerin, kayalık bir sırtın oldukça dar olan tepesine yerleştirilmiş olmasıdır (Trifunac ve Hudson, 1971). Topoğrafik düzensizliklerin çok karmaşık bir problem olması ve etkilerinin düzey



analiz gerektirmesi nedeniyle geliştirilen bağıntıya parametre olarak eklenmemiştir. Kuvvetli yer hareketi istasyonlarının büyük bir kısmı şehir merkezlerinde kamu kurumlarının bahçelik alanlarında, az sayıda bir bölümü de barajlarda bulunmaktadır. İvme ölçerlerin büyük bir çoğunluğu ise doğal zemine dökülen beton blok üzerine yerleştirilerek özel imal edilmiş konteynırlar içinde bulunmaktadır (Şekil 29). Deprem esnasında ivme ölçerler içinde buldukları veya yakınında bulunan yapıların tepkisinden belirli frekanslarda etkilenebilmektedirler.

Kayıtçılar yapıların etkilerinden uzak alanlarda kurulsalar dahi, içinde buldukları konteynırların tepkisinden de etkilenebilmektedirler (Bycroft, 1978) ve bu etkiler genellikle yüksek frekanslarda önemlidir (Crouse ve Husmand, 1989). Kuvvetli hareket verilerinin çeşitli özelliklere sahip konteynırlar içerisinde alınması nedeniyle, bu çalışmada yapı etkileri veri analizine ayrı bir parametre olarak eklenmemiştir.

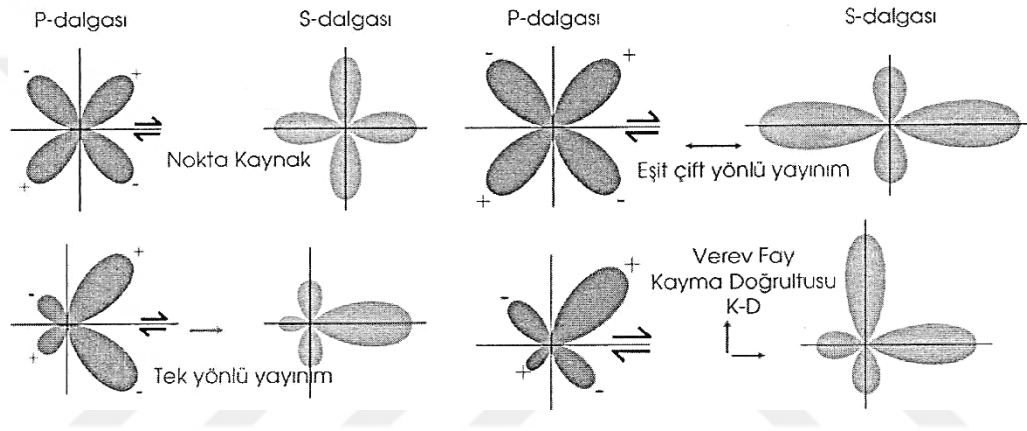


Şekil 29. İvme-ölçer istasyonların iç ve dış görünümü

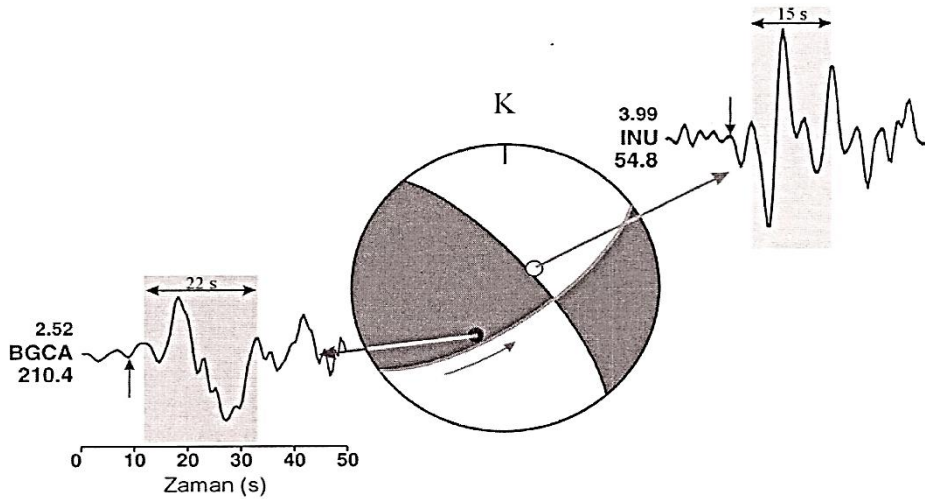
### 5.6. Dopler Etkisi, Faylanmanın Türü, Depremın Odak Derinliği ve Deprem Yinelenme Aralığının Etkisi

Büyük depremler esnasında yüzlerce km'lik yırtılmalar meydana gelirken, küçük depremler esnasında çok kısa mesafeli yırtılmalar oluşmaktadır. Buna bağlı olarak küçük depremler noktasal bir süreç olarak değerlendirilebilir. Deprem esnasında sismik dalgalar faydan değişik güç ve yönde dağılım gösterirler. Bu durumda dalgaların yönlenme etkilerine göre yer hareketi karakteristiğinde azimutal farklılıklar gözlenebilir (Benioff, 1955; Ben- Menahem, 1961). Uzunlukları yüzlerce km'yi aşan faylarda yırtılma bir noktadan itibaren 3-4 km/sn hızla ilerlerken, ilerledikleri yönde yelpazelerin yapraklarını

uzatarak büyütürken diğer yapraklarında küçültmeye neden olmaktadır. Daha somut bir ifadeyle, yırtılma dışmerkezde kaynağa bakan kişinin sağına doğru hareket etmişse, o kişinin sağındaki istasyonlardaki sismogramlarda P- ve S-dalgası genlikleri daha büyük olmaktadır. Eğer yırtılma iki yönde birden olmuşsa, fay düzlemi civarındaki S-dalgalarının genlikleri daha büyük fakat eşit kalmaktadır. Bu asimetrik duruma fay uzunluğunun etkisi olduğu bilindiğinden bazen yüzeyde görünmeyen fayın uzunluğu hakkında fikir edinme imkanı doğmaktadır. Şekil 30' da değişik yırtılma yönleri için P- ve S-dalgalarının genliklerinin azimuta bağlı dağılımları verilmiştir.



Şekil 30. Farklı yırtılma durumları için P- ve S-dalgalarının genliklerinin azimuta bağlı değişimi



Şekil 31. 1998 Adana depreminin Japonya (INU) ve Afrika (BGCA) istasyon kayıtları

Buna neden olan etkiye ‘‘Dopler etkisi’’ denilmekte ve hareketli bir kaynaktan yayılan dalgaların genlik ve frekanslarının kaynağın hareketine bağlı olarak değişmesi olarak tanımlanmaktadır. Dopler’e göre hareketli kaynaktan yayılan dalgalardan kaynağın hareket yönünde yayılan dalgaların genlikleri artar ve periyotları kısalırken, tersi yönde yayılan dalgaların genlikleri azalır ve periyotları uzar. Tek yönlü yırtılma durumunda Dopler etkisi sismogramlarda açıkça gözlenir. Adana depreminde yırtılma fayın güney ucundan başlayarak kuzey uca doğru ilerlemiştir.

Yırtılma yönünde yer alan INU istasyonunda P-dalgası genliği ters yönde (BGCA) yayılan P-dalgasına göre daha büyük ancak periyodu daha küçüktür (şekil 31). Aynı durum yüzey dalgaları için de geçerlidir. Somerville vd. (1997) aktif tektonik bölgelerdeki sığ deprem kayıtlarını kullanarak, fay kırılmasının yönlenmesini bir parametre olarak yer hareketi azalım ilişkisine eklemiştir.

Kuvvetli yer hareketinin belirlenmesi üzerine yapılan çalışmaların esas amacı, daha önce oluşmuş depremlerin faylanma mekanizmalarını ve bu mekanizmaya etkileyen parametreleri özellikleriyle birlikte tanımlayarak, gelecekte oluşması muhtemel depremlerin meydana getireceği kuvvetli yer hareketi parametrelerinin tahmin edilmesi yatmaktadır. Kuvvetli yer hareketlerinin genlikleri üzerinde; fayın tipi, depremin odak derinliği ve yinelenme zaman aralığı önemli etkiye sahiptir. Bu parametreler incelenerek, kaynaktaki stres durumu veya depremle birlikte streslerin değişimi üzerine bilgilere ulaşmak mümkündür. McGarr (1984) yapmış olduğu çalışmada kuvvetli yer hareketinin derinlikle artması gerektiğini, ters faylardaki yer hareketinin normal faylardakinden daha büyük olurken, yanal-atımlı faylarda daha orta bir değerde gözlenebileceğini belirtmiştir. Campbell (1998) yapmış olduğu bir çalışmada sığ ve ters-atım depremlerdeki en büyük yatay ivme ve hız değerlerinin, 1.4 ve 1.6 ortalama bir çarpan olarak yanal-atım depremlerinkinden daha büyük olduğunu belirtmiştir. Kanamori ve Allen (1986), aynı büyüklüğe sahip uzun tekrarlama süresi olan kısa fayların, uzun ortalama gerilme düşümü (stress drop,  $\Delta\sigma$ ) ve yüksek yer hareketi gösterdiğini belirtmişlerdir. Bu çalışmada yer alan deprem kayıtları, sağ yönlü doğrultu atım özelliğine sahip tek tip faydan alındığı için, fayın türü ayrıca bir parametre olarak kullanılmamıştır.

## 6. AZALIM İLİŞKİSİNİN GELİŞTİRİLMESİ

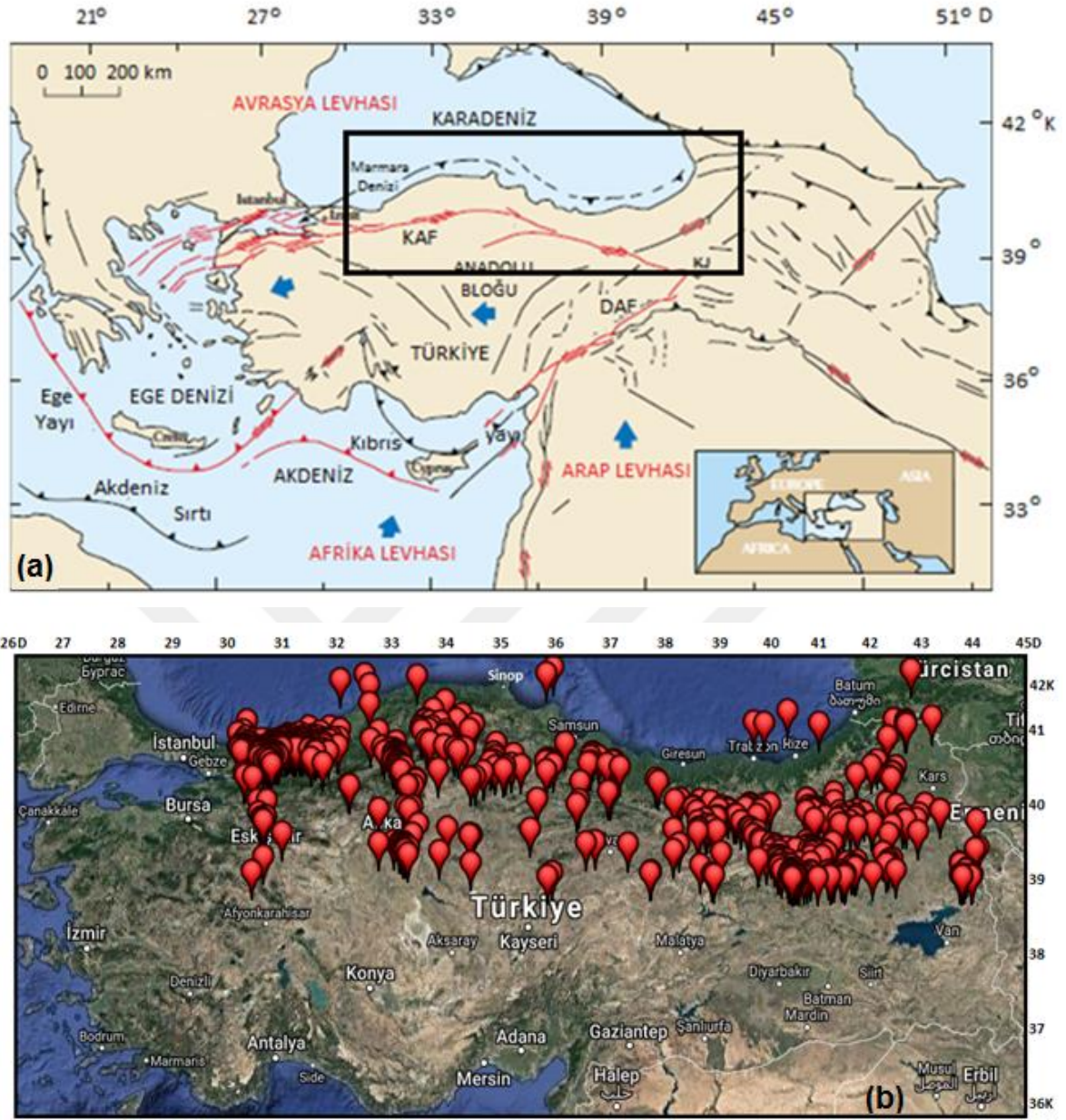
### 6.1. Azalım İlişkisinin Parametreleri

Daha önceki bölümlerde de bahsedildiği gibi ülkemizde ivme ölçer istasyonlarının gelişiminden önce, sismotektonik benzerlikten dolayı farklı kabuk yapısına sahip bölgeler için geliştirilen azalım ilişkileri kullanılıyordu. Oysa ki kuvvetli yer hareketinin genlik ve frekans değerlerini etkileyen en önemli parametreler; yer kabuğunun heterojen yapısı, topografya, yerel zemin koşulları, depremin büyüklüğü, kaynak mekanizması ve kaynak uzaklığıdır. Bu nedenle başka bir ülke ya da bölge için geliştirilen azalım ilişkisi heterojen yapı ve kaynak mekanizmalarının etkileri hakkında gerekli bilgiyi bize sunmayabilir. Buna bağlı olarak başka bir ülke ya da bölge için geliştirilen azalım ilişkilerini kullanmak yerine, araştırılmak istenen bölgeye has azalım ilişkisinin geliştirip kullanılması daha sağlıklı bir işlemdir.

#### 6.1.1. Kuvvetli Yer Hareketi Veri Seti

Çalışmada kullanılan veri seti, 1999 yılından günümüze (2018) kadar Kuzey Anadolu Fay Zonunu içeren Orta ve Doğu Anadolu bölgesinde meydana gelmiş farklı zemin koşullarında alınan ivme kayıtlarını içermektedir. Bu çalışmada baz alınan ivme değeri, üç bileşen ivme kayıtlarının (bir düşey ve iki yatay bileşen), iki yatay bileşeninden mutlak değer olarak en büyük pik ivme (PGA: Peak Ground Acceleration) değeridir. Literatürde en büyük pik ivme, PGA olarak yaygın tanımlandığı için, bu çalışmada da aynı tanımlama yapılmıştır.

AFAD (URL-2) kataloğundan seçilerek oluşturulan veri setinde ana şok ve artçı şoklardan oluşan, büyüklüğü  $M_w \geq 3.5$  olan 646 depreme ait toplam 2598 üç bileşen ivme kaydı bulunmaktadır. Çalışma bölgesi ve kullanılan depremlerin episanırları Şekil 32 a ve b' de gösterilmiştir. Azalım ilişkisi modelinde kullanılacak her bir kaydın başlık bilgisi; depremin oluş tarihi, saati ve koordinatı, episanır koordinatları, depremin derinliği, depremin büyüklüğü, kayıt alınan istasyonun koordinatı, üç bileşen pik ivme değerleri, sismik moment, gerilme düşümü, uzaklık, zemin sınıfı ve istasyon kodu gibi özellikleri (EK 1) 'de verilmektedir.

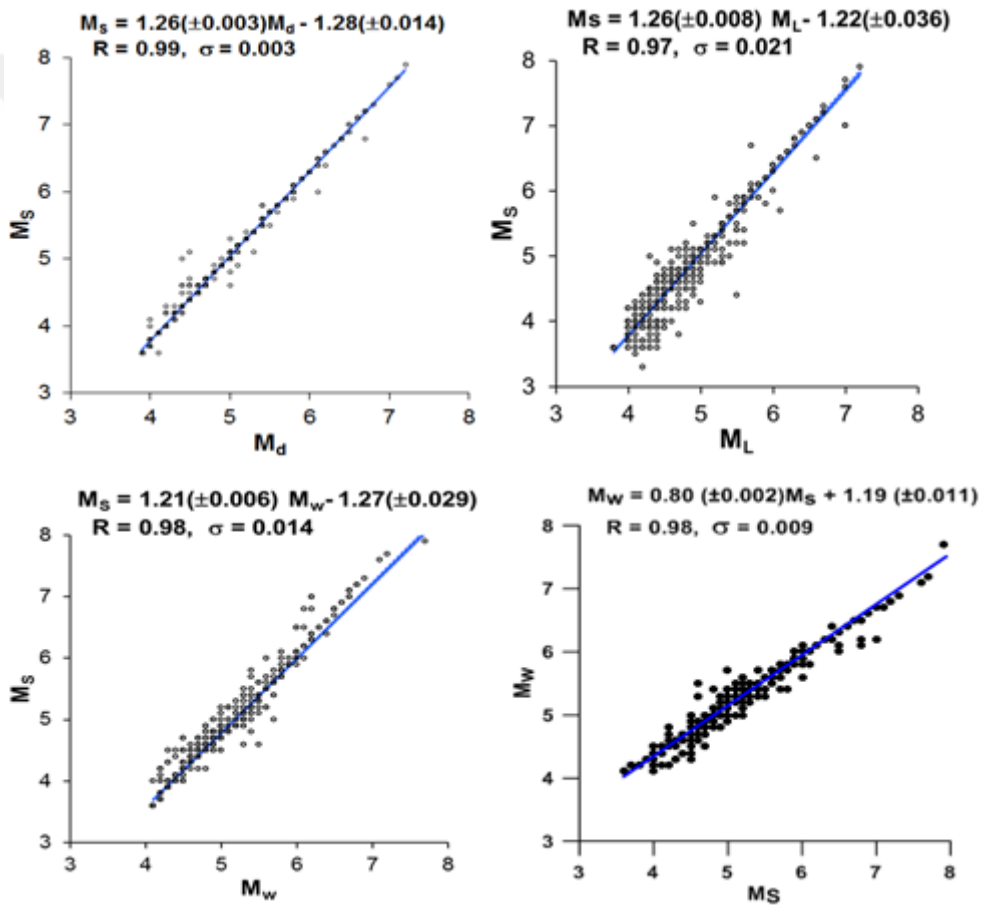


Şekil 32. a) Çalışma bölgesi, b) Çalışmada kullanılan depremlerin episantırları (URL-2, 2018).

### 6.1.2. Magnitüd Türü

Veri setimizi oluştururken 1999-2018 yılları arasında meydana gelmiş  $M \geq 3.5$  olan depremlere ait veriler kullanılmıştır. AFAD (URL-2)'dan alınan kayıtlarda depremlerin magnitüdü çoğunlukla süre magnitüdü ( $M_d$ ) olmak üzere lokal magnitüd ( $M_L$ ), yüzey dalgası magnitüdü ( $M_S$ ) ve moment magnitüdü ( $M_w$ ) içermektedir. Günümüzde moment magnitüdü deprem büyüklükleri için tercih edilen ölçek olması ve birçok

araştırmacının da yaptıkları çalışmalarda  $M_w$  ölçeğini kullanması nedeniyle azalım ilişkisinin geliştirilmesinde magnitüd türü olarak moment magnitüdü ( $M_w$ ) kullanılmıştır. Veri setindeki tüm magnitüdülerin homojen hale getirilmesi yani moment magnitüdüne dönüştürülmesi gerekir. Bu kapsamda Şekil 33’de verilen Aydın (2016) tarafından Türkiye geneli için 1900-2016 yılları arasında oluşan magnitüdü  $M \geq 3.5$ ’den büyük depremler (5000 adet) kullanılarak geliştirilen dönüşüm bağıntıları ile kullanılmıştır. Sismik moment ve gerilme düşümü bağıntılarında kullanılacak yüzey dalgası magnitüdüleri de aşağıdaki bağıntılarla hesaplanmıştır.



Şekil 33. Türkiye için belirlenen magnitüd dönüşüm bağıntıları.  $R^2$ ; ilişki katsayısı,  $\sigma$ ; standart sapma (Aydın, 2016).

### 6.1.3. Uzaklık Ölçütü

Yapılan birçok çalışmada; hiposantr-  $r_{\text{hypo}}$  (yerkabuğu üzerinde yırtılmanın ilk olarak başladığı nokta), episantr - $r_{\text{epi}}$  (bu noktanın yer yüzeyindeki izdüşümü),  $r_{\text{jb}}$  (fay kırılma düzleminin düşey projeksiyonuna en yakın yatay mesafe),  $r_{\text{rup}}$  (fayın yırtılma yüzeyinin yer yüzeyindeki izine en yakın olan mesafe),  $r_{\text{seis}}$  (kayıt istasyonu ile sismojenik yırtılma zonu arasındaki en kısa mesafe) gibi uzaklık ölçütleri kullanılmıştır. Bölüm 5’de (5.3. Uzaklık) açıklandığı gibi;  $r_{\text{epi}}$  ve  $r_{\text{hypo}}$  büyük magnitüdlere sahip depremler için yetersiz uzaklık ölçütleri iken, deprem kaynağını bir nokta kaynağı olarak tanımlamanın daha olası olduğu küçük depremlerde ise daha sağlıklı uzaklık ölçütleridir.

Buna bağlı olarak bu çalışmada kullanılan verilerin büyük çoğunluğunu küçük depremler olması nedeniyle çalışma kapsamında uzaklık ölçütü (R) olarak episantr ( $r_{\text{epi}}$ ) uzaklığı kullanılmıştır.

### 6.1.4. Zemin Grubu Tanımlaması

Yerel zemin koşulları, kuvvetli yer hareketlerinin kaydedildiği istasyonların üzerinde buldukları zeminlerin katman özelliklerini tanımlamada bizlere yardımcı olmaktadır. Hem gözlemsel hem de aletsel çalışmalar, zemin koşullarının sınıflandırılmasının temeli olarak kullanılabilir. Subjektif bir çalışma yapmak için, toprak koşullarını tanımlayıcı fiziksel parametreler tercih edilir. Bu çalışma kapsamında, zemin koşullarını belirlemede kayma dalgası ( $V_{S30}$ ) hız bilgisi baz alınmış ve istasyonların kurulu olduğu alanların zeminler Tablo 4’de verilen Türkiye Bina ve Deprem Yönetmeliği TBDY-2018 (URL-3)’e göre sınıflandırılmıştır. A zemin grubuna ait kayma dalgası hız değerine uygun veri olmaması nedeniyle sınıflandırma yalnızca B, C ve D grubuna göre yapılmış ve zemin sınıflamaları Tablo 7’de verilmiştir.

Tablo 5. Azalım ilişkisi modelinde kullanılan Türkiye Bina ve Deprem Yönetmeliği TBDY-2018 (URL-3)'e göre zemin sınıflamaları

Zemin Grubu	Kayma dalgası hızdeğerleri (m/sn)	Zemin Tanımlaması	Kayıt sayısı
B	= 760 - 1500	Az ayrışmış, orta sağlam kayalar	96
C	= 360 - 760	Çok sıkı kum, çakıl ve sert kil tabakaları veya ayrışmış, çok çatlaklı zayıf kayalar	1322
D	= 180 - 760	Orta sıkı – sıkı kum, çakıl veya çok katı kil tabakaları	1180

Türkiye'deki çoğu istasyon için kayma dalgası hızı ve detaylı zemin sınıflamaları hala mevcut değildir. Bu nedenle bu çalışmada istasyonların kurulu olduğu ve zemin bilgisinin elimizde bulunmadığı ~100 istasyon için yakın istasyonların zemin bilgisi gerek jeolojik haritalar ve gerekse tahmin edilen eşdeğer kayma dalgası hızları TBDY-2018 (URL-3)'de belirtilen değerlerle ilişkilendirilmiş ve yerel zemin koşulları için tanımlanan  $S_B$ ,  $S_C$ ,  $S_D$  indeksleri kullanılmıştır. Bu indeks değerleri kaya, orta sağlam kayalar için  $S_B=2$  ve  $S_C=S_D=0$ ; çok sıkı kum, çakıl ve sert kil tabakaları veya ayrışmış çok çatlaklı zayıf kayalar için  $S_C=3$  ve  $S_B=S_D=0$ ; orta sıkı – sıkı kum, çakıl veya çok katı kil tabakaları için  $S_D=4$  ve  $S_A=S_B=S_C=0$  alınmıştır.

### 6.1.5. Fay tipi, Sismik Moment ve Gerilme Düşümü

Çalışmada kullanılan veri seti, Türkiye'nin neotektonik (genç-tektonik) dönemini şekillendiren ve ana yapılardan biri olan Kuzey Anadolu Fay Zonu'nu (KAFZ) içeren Orta ve Doğu Anadolu bölgesinde bulunan AFAD istasyonlarından elde edilen kayıtları içermektedir. Bilindiği üzere KAFZ, sağ yönlü doğrultu atımlı faylardan oluşan önemli bir tektonik hattır. Buna bağlı olarak, kullanmış olduğumuz kayıtlar, sağ yönlü doğrultu-atımlı fay mekanizmasına sahip depremlerden oluşmuştur. Çalışmada kullanılan kuvvetli yer hareketi kayıtları, aynı kaynak mekanizmasına sahip sığ depremlerden oluştuğu için, regresyon analizine parametre olarak fay türü dahil edilmemiştir. Daha önce ifade edildiği gibi geliştirilmiş olan azalım ilişkileri bağıntılarından farklı olarak bu çalışma kapsamında geliştirilen azalım ilişkisine sismik moment ve gerilme düşümü gibi önemli iki parametre dahil edilmiştir. Bilindiği üzere sismik moment kavramı depremin faylanma süreci



hakkında bilgi vererek, gerilme düşümü hesabını gerçekleştirmeye yardımcı olmaktadır. Bunun nedeni sismik moment kavramının doğrudan depremin büyüklüğü ve kaynak boyutu ile ilişkili olmasıdır. Farklı fay hatları boyunca meydana gelen çatlaklar, depremler veya yanardağlar gibi tektonik oluşumlar doğrudan gerilme enerjisi ile ilişkilidir. Faylanma türüne, boyutuna ve faylanma sürecinde oluşan öteleme miktarına bağlı olarak açığa çıkan enerjinin belirlenmesi ile meydana gelecek depremlerin yaratacağı etki tahmin edilebilir. Bu nedenle fay bölgesindeki gerilmeler arasındaki fark olarak tanımlanan gerilme düşümünün geliştirilen azalım ilişkisi bağıntısına eklenmesi gereken önemli bir parametre olduğu bir kez daha ortaya koyulmuştur.

## 6.2. Kuvvetli Yer Hareketi Azalım İlişkisinin Çıkarılması

### 6.2.1. Model Tanımı

Kuvvetli yer hareketi tahmin ilişkisini kurabilmek için, öncelikle elde edilen verilerin analiz edilmesi için uygun bir model seçilmelidir. Elde edilen tüm azalım ilişkileri için, değişkenler arasındaki fonksiyonel ilişkileri araştırmak için kavramsal olarak basit bir yöntem sağladığı için ilişki (regresyon) analizi istatistiksel araç olarak kullanılmaktadır. İlişki analizinde standart yaklaşım, önerilen ilişkinin bir tahminini hesaplamak için bir örnek veri kullanmak ve ilişki katsayısı ( $R^2$ ) ile standart sapma ( $\sigma$ ) gibi terimleri kullanarak uyumu değerlendirmektir. İlişki,  $y$  bağımlı değişkenini bir ya da daha fazla  $x_1, x_2, \dots, x_n$  bağımsız değişkenleri ile ilişkilendiren (34) denklemi ile ifade edilir.

$$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_nx_n \quad (34)$$

Burada  $b_0, b_1, \dots, b_n$  regresyon katsayılarıdır ve çözümlenmeden hesaplanır (Chatterjee and Price, 1977).

### 6.2.2. Modelin Güvenilirliği

Rezidüellerin karelerinin toplamı, geliştirilen denklem için uygunluğun ne kadar iyi olduğu hakkında bir fikir verse de, istatistiksel modele uyumun derecesini değerlendirmek için model yeterlilik kontrolü yapılır.

İlişki katsayısı ( $R^2$ ); analiz sonuçlarını kontrol etmek için kullanılır ve eğri uydurma sürecinin kalitesini gösterir. İlişki katsayısı (35) bağıntısıyla tanımlanır (Chatterjee and Price, 1977).

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{j=1}^n (\hat{y}_j - y_j)^2}{\sum_{j=1}^n (\hat{y}_j - \bar{y})^2} \quad (35)$$

Burada  $\hat{y}_i - y =$  i.inci gözlemsel ve hesaplanan değer arasındaki fark,  $\hat{y}_i - \bar{y} =$  i.inci ortalama ve hesaplanan değer arasındaki farktır. Azalım ilişkisinin geliştirme aşamasında uyum sürecini iyileştirmek için her bir deneme için  $R^2$  değerleri verilmiştir.

Standart sapma ( $\sigma$ ); Tahmin denklemlerini güvenle kullanabilmek için, modellerin ortalama değerlerden standart sapması belirlenmelidir. Standart sapma rezidüeldeki değişimi ifade eder ve (36) bağıntısı ile verilir (Kalkan, 2001).

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n (y_j - \hat{y}_j)^2}{n-p}} \quad (36)$$

Bağıntıdaki  $y_i - \hat{y}_i$ ; i.inci gözlemsel ve hesaplanan değer arasındaki farkı, n; regresyon analizinde kullanılan veri sayısını, p; hesaplanan parametre sayısını göstermektedir. Azalım ilişkisini geliştirme aşamasında uyum sürecini iyileştirmek için her bir deneme için  $\sigma$  değerleri verilmiştir.

### 6.2.3. Kuvvetli Yer Hareketi Azalım İlişkisi Modeli

Genel olarak azalım ilişkilerinde tahmin edilen pik yer ivmesi (PGA) bağımlı değişken iken kaynak uzaklığı, depremin magnitüdü, zeminin koşulları vb. ile tanımlanan parametreler bağımsız değişkenlerdir. Bazı çalışmalarda fay türü ve yırtılma yönü gibi parametrelerde bağımsız değişken olarak bu bağıntılara katılmıştır (Somerville vd., 1997).

Kuvvetli yer hareketi (PGA) verileri genel olarak log-normal bir dağılım gösterdikleri için logaritmik ifadesi kullanılmaktadır (Kramer, 1996). Bu çalışmada bağıntıya sismik moment ve gerilme düşümü (stress drop) parametreleri yeni iki bağımsız değişken olarak eklenmiş ve bağıntının genel formu (37) bağıntısı ile verilmiştir.

$$\begin{aligned} \log PGA = & a_1 + a_2 M_W^2 + a_3 M_W + a_4 \log M_o + a_5 \log \Delta\sigma + a_6 \log R + a_7 S_A \\ & + a_8 S_B + a_9 S_C + a_{10} S_D + \sigma \end{aligned} \quad (37)$$

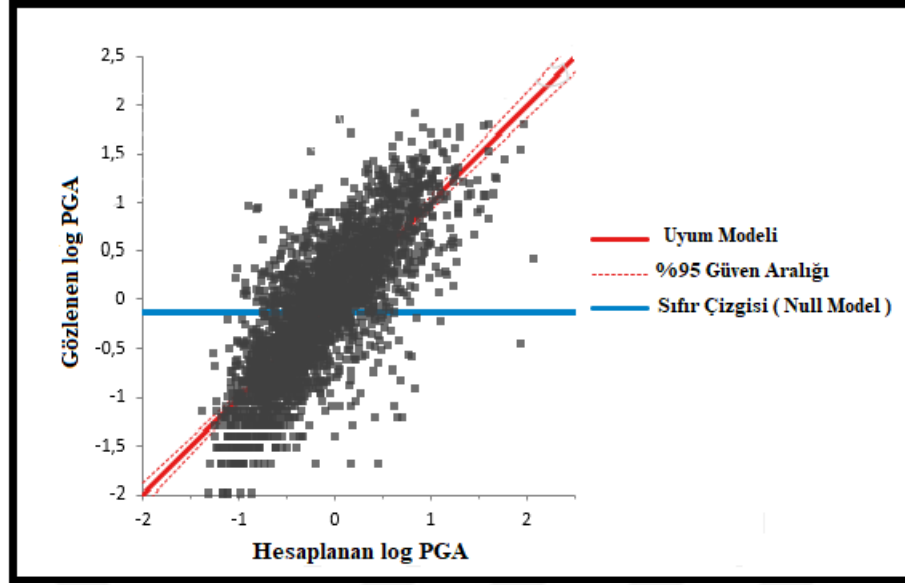
Bağıntıda; PGA: en büyük yatay yer ivmesi ( $\text{cm/sn}^2 = \text{gal}$ ),  $M_W$ : depremin moment magnitudü,  $M_o$ : sismik moment,  $\Delta\sigma$ : gerilme düşümü (stress drop), R: kaynak uzaklığı (km),  $S_{A,B,C,D}$ : yerel zemin koşullarını tanımlayan indeksler,  $a_{1-10}$  katsayılarıdır.

Bu çalışmada, yer hareketi azalım ilişkisini tahmin etmek için kullanılan denklemin katsayıları, en küçük kareler doğrusal olmayan çoklu regresyon işlemi (Analyse-it, URL-4) ile belirlenmiş olup (38) bağıntısıyla verilmektedir.

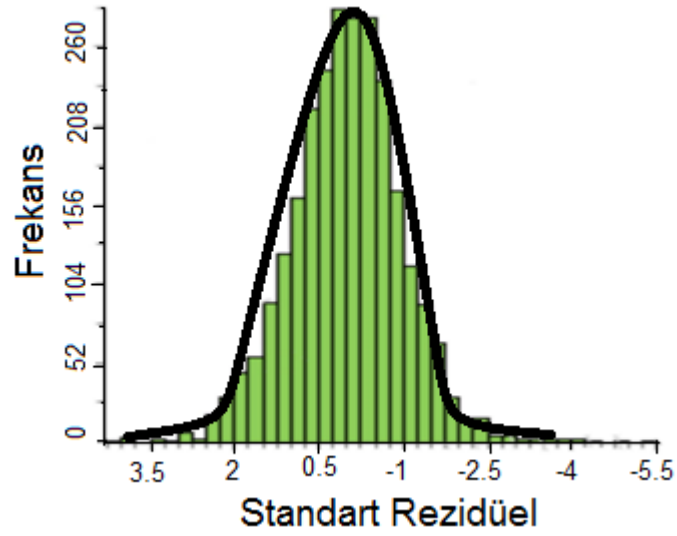
$$\begin{aligned} \log PGA = & -1600 - 0.0006791 M_W^2 + 0.01145 M_W + 0.5051 \log M_o - \\ & 0.3305 \log \Delta\sigma - 1.541 \log R + 798.3 S_B + 532.3 S_C + 399.2 S_D + 0.44 \end{aligned} \quad (38)$$

$$\begin{aligned} (a_1 = -1600, a_2 = -0.0006791, a_3 = 0.01145, a_4 = 0.5051, a_5 = -0.3305, \\ a_6 = -1.541, a_7 = 798.3, a_8 = 532.3, a_9 = 399.2, \sigma = 0.44) \end{aligned} \quad (39)$$

Bu çalışmada en büyük yatay yer ivmesi (PGA) için geliştirilen temel bağıntı magnitudü  $3.5 \leq M_W < 7.5$  arasındaki deprem kayıtları kullanılarak geliştirilmiştir. Bu bağıntının ilişki katsayısı  $R^2 = 0.77$  ve standart sapması  $\sigma = 0.44$  tür. Bu analizde toplamda 646 deprem kaydından alınan toplam 2598 ivme kaydı kullanılarak hesaplanan azalım ilişkisinden bulunan PGA değerleri gözlenen PGA değerleri arasındaki uyum (%95 güven aralığı için) Şekil 34'de verilmektedir. Ayrıca hesaplanan ve gözlenen logaritmik PGA değerlerinin rezidüellerinin frekans dağılımının sıfır ortalama değer ( $\mu = 0$ ) ve  $\sigma = 0.44$ 'lük standart sapma değeri ile normal dağılımına uyduğu gösterilmektedir (Şekil 35).



Şekil 34. Gözlenen PGA değerleri ile hesaplanan PGA değerleri arasındaki ilişki



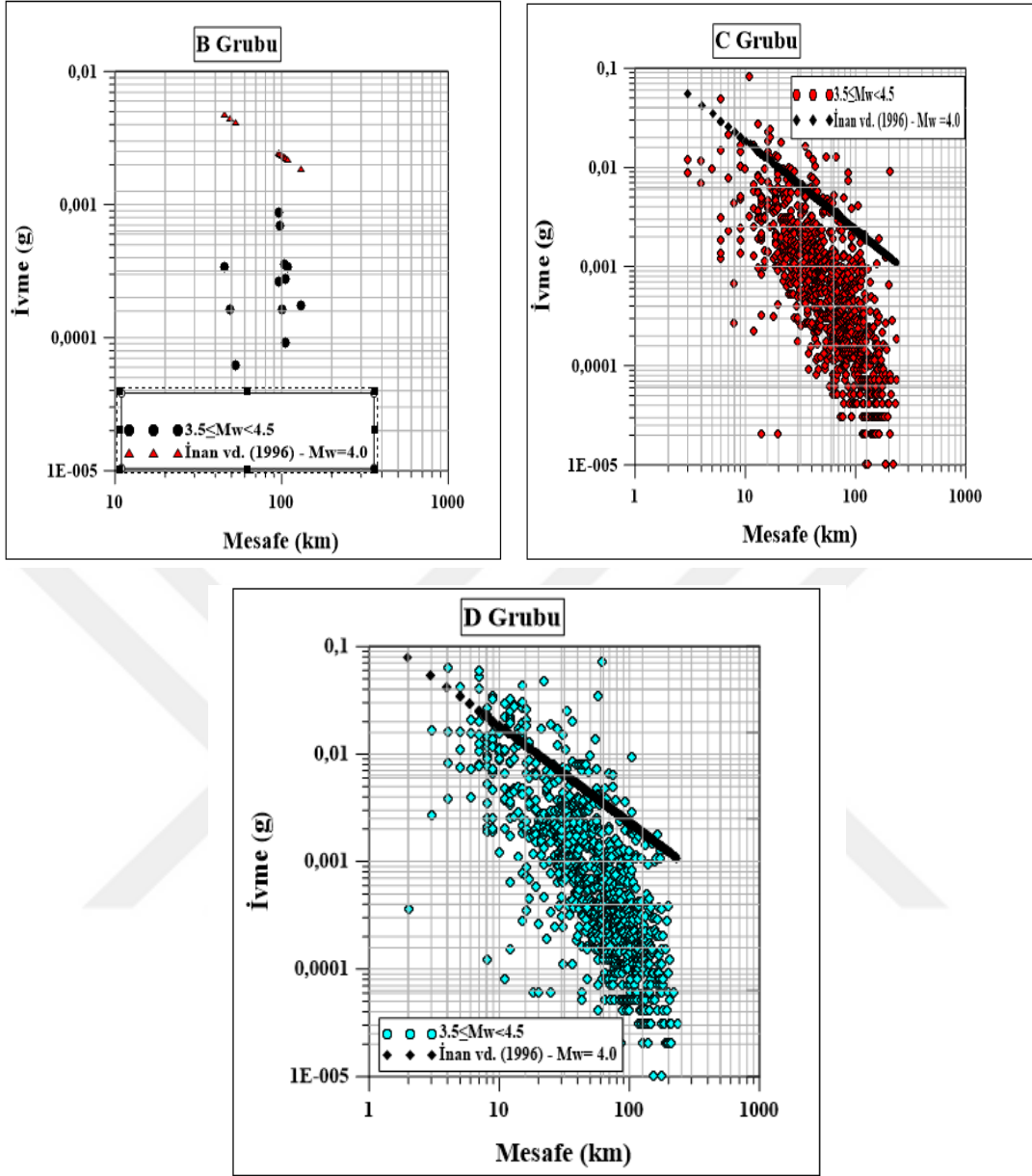
Şekil 35. PGA değerlerinin standart rezidüellerinin frekans dağılımı ve normal dağılım eğrisi

### 6.2.3. Değerlendirmeler

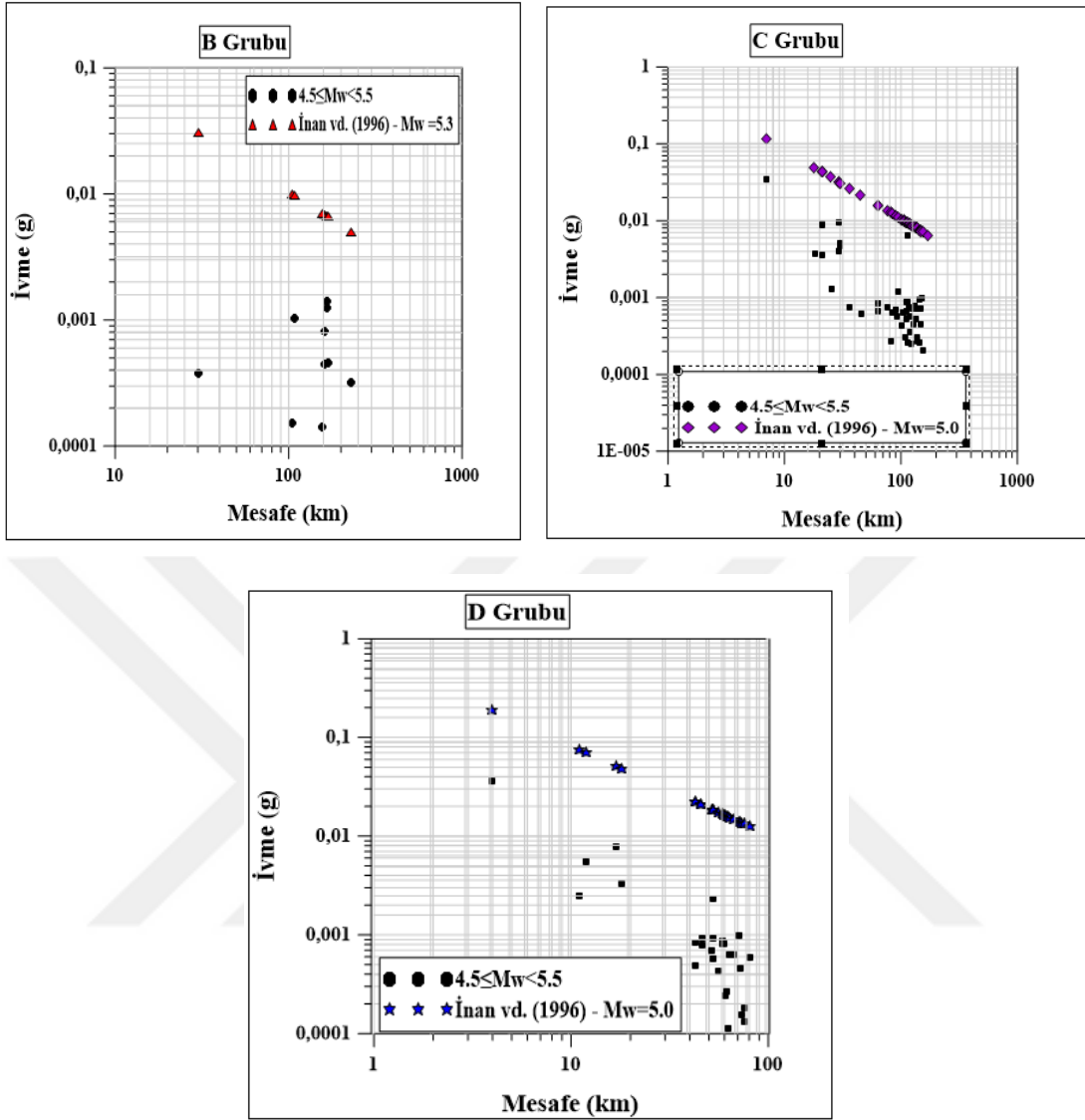
Depremin büyüklüğü, uzaklığı ve zemin türüne bağlı olarak geliştirilmiş olan daha önceki azalım ilişkileri bu çalışmada kullanılan verilerle test edilmiştir. Bu kapsamda elimizdeki veriler moment magnitüdüleri  $3.5 \leq M_w < 4.5$ ,  $4.5 \leq M_w < 5.5$ ,  $5.5 \leq M_w < 6.5$  ve

$6.5 \leq M_w < 7.5$  aralıkları için farklı zemin koşullarına (B, C ve D grubu) göre ayrıştırılarak İnan vd. (1996), Beyaz (2004) ve Çeken (2007) tarafından geliştirilen azalım ilişkileri ile karşılaştırılmıştır.

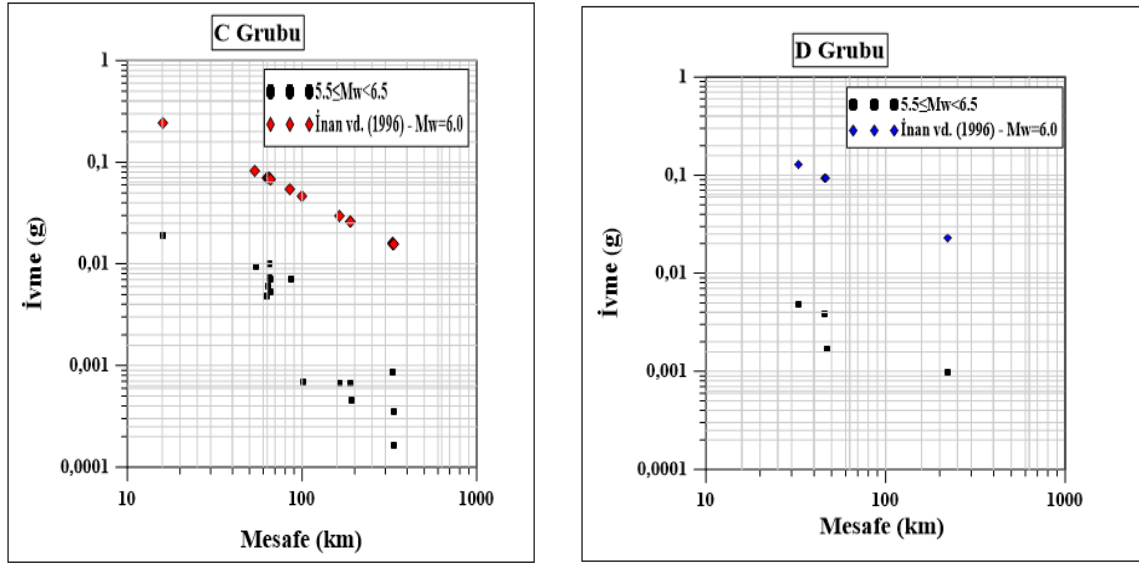
İnan vd. (1996) tarafından geliştirilen bağıntı ile yapılan karşılaştırmada moment magnitudü  $3.5 \leq M_w < 4.4$  arasındaki C ve D zemin gruplu verilerin çok olması nedeniyle bir kesişim gözlemlenirken (Şekil 36), veri sayılarının daha az olduğu moment magnitudü  $3.5 \leq M_w < 4.5$  arasındaki B zemin gruplu, moment magnitudleri  $4.5 \leq M_w < 5.5$  (Şekil 37),  $5.5 \leq M_w < 6.5$  (Şekil 38) ve  $6.5 \leq M_w < 7.5$  (Şekil 39) aralıklarındaki B, C, D zemin gruplarında herhangi bir kesişimin gerçekleşmediği gözlemlenmiştir. Genel olarak bakıldığında İnan vd. (1996) tarafından geliştirilen (16) bağıntısında zemin sınıflamasının ve homojen magnitud ölçeğinin kullanılmaması nedeniyle ölçülen diğer büyüklükteki verilerde veri sayısının az olması da göze alınarak ölçülen kayıtlardaki değerlerin üzerinde PGA değerleri gözlemlenmiştir.



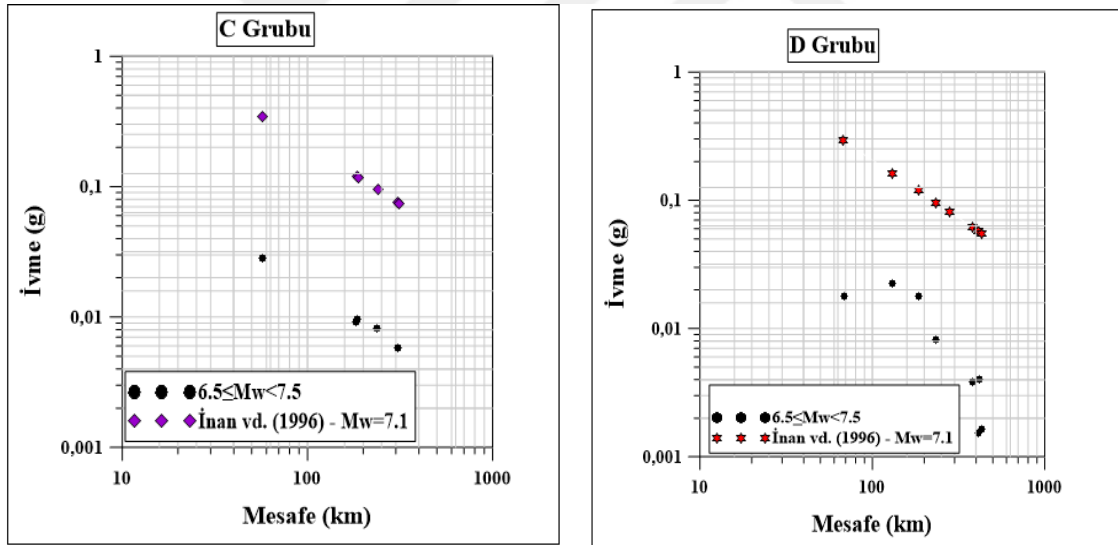
Şekil 36. Moment magnitüdü  $3.5 \leq M_w < 4.5$  arasındaki B, C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin İnan vd. (1996) geliştirdiği model bağıntı ile karşılaştırılması



Şekil 37. Moment magnitüdü  $4.5 \leq M_w < 5.5$  arasındaki B, C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin İnan vd. (1996) geliştirdiği model bağıntı ile karşılaştırılması



Şekil 38. Moment magnitüdü  $5.5 \leq M_w < 6.5$  arasındaki C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin İnan vd. (1996) geliştirdiği model bağıntı ile karşılaştırılması

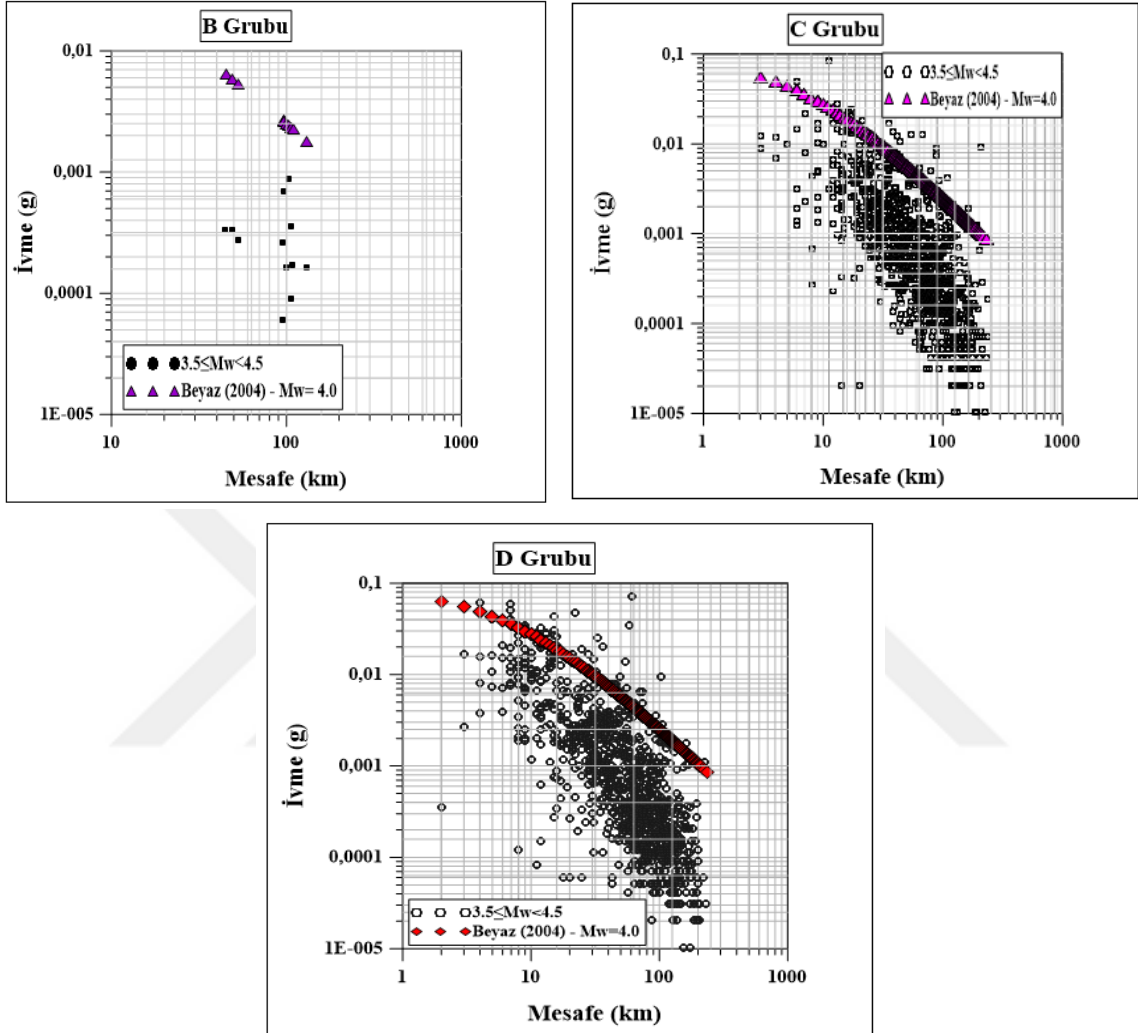


Şekil 39. Moment magnitüdü  $6.5 \leq M_w < 7.5$  arasındaki C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin İnan vd. (1996) geliştirdiği model bağıntı ile karşılaştırılması

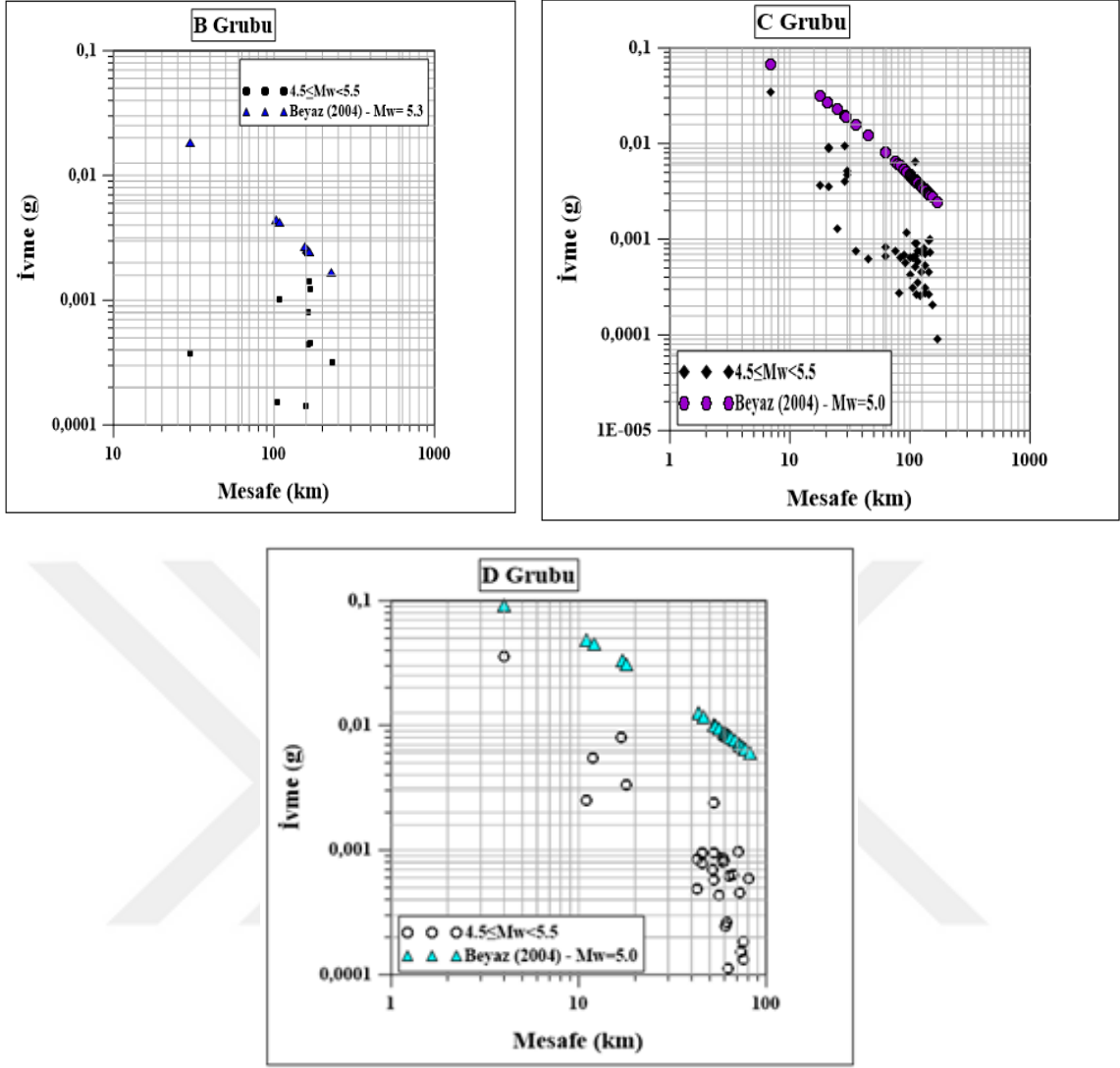
Beyaz (2004)'ün geliştirmiş olduğu (20) bağıntı ile yapılan karşılaştırmada ise moment magnitüdü  $3.5 \leq M_w < 4.5$  arasındaki C ve D zeminleri (Şekil 40) ile moment magnitüdü  $6.5 \leq M_w < 7.5$  arasındaki C zeminine ait pik ivme değerlerinde (Şekil 43) az da olsa birbirine yakın ivme değerleri gözlenirken, moment magnitüdü  $3.5 \leq M_w < 4.5$  arasındaki B zemini (Şekil 40),  $4.5 \leq M_w < 5.5$  (Şekil 41) ve  $5.5 \leq M_w < 6.5$  aralıklarında (Şekil



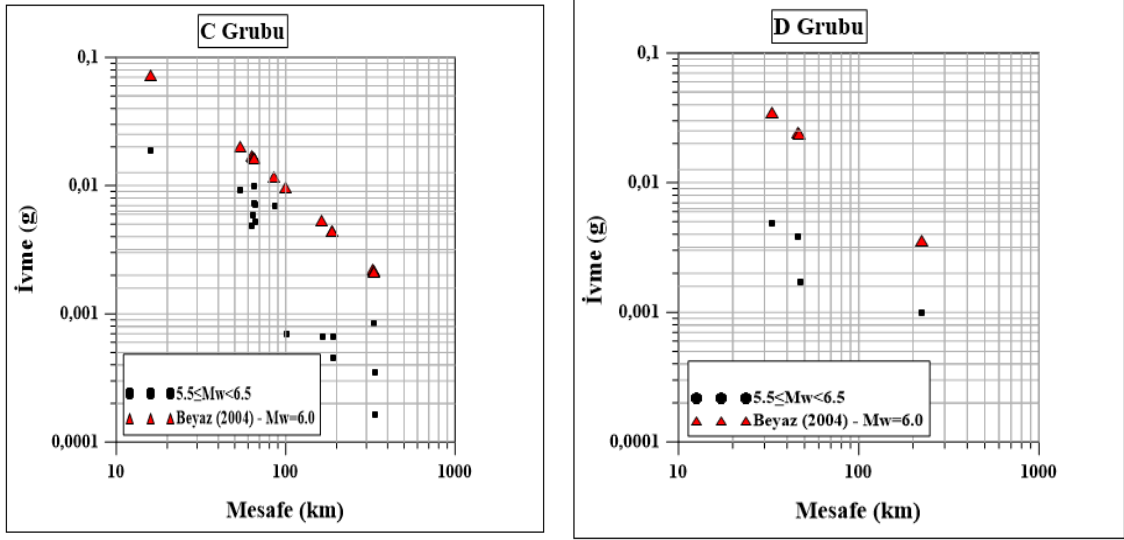
42) C, D zeminleri ile bir uyum söz konusu olmayıp, bağıntı ile hesaplanan PGA değerlerinin ölçülen PGA değerlerinin üstünde olduğu görülmektedir.



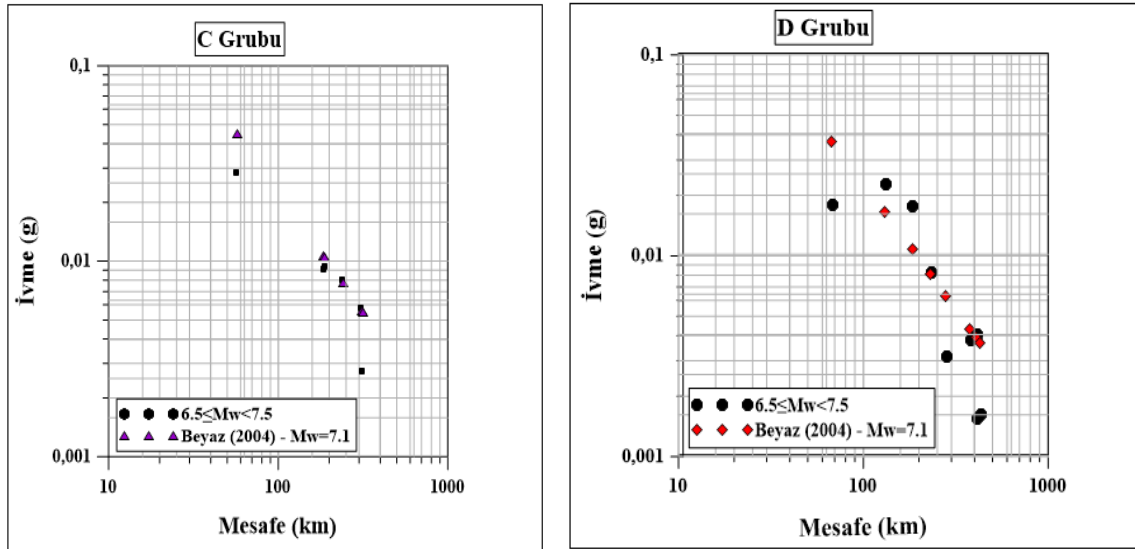
Şekil 40. Moment magnitudü  $3.5 \leq M_w < 4.5$  arasındaki B, C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin Beyaz (2004) 'ın geliştirdiği model bağıntısı ile karşılaştırılması



Şekil 41. Moment magnitüdü  $4.5 \leq M_w < 5.5$  arasındaki B, C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin Beyaz (2004)'ün geliştirdiği model bağıntı ile karşılaştırılması



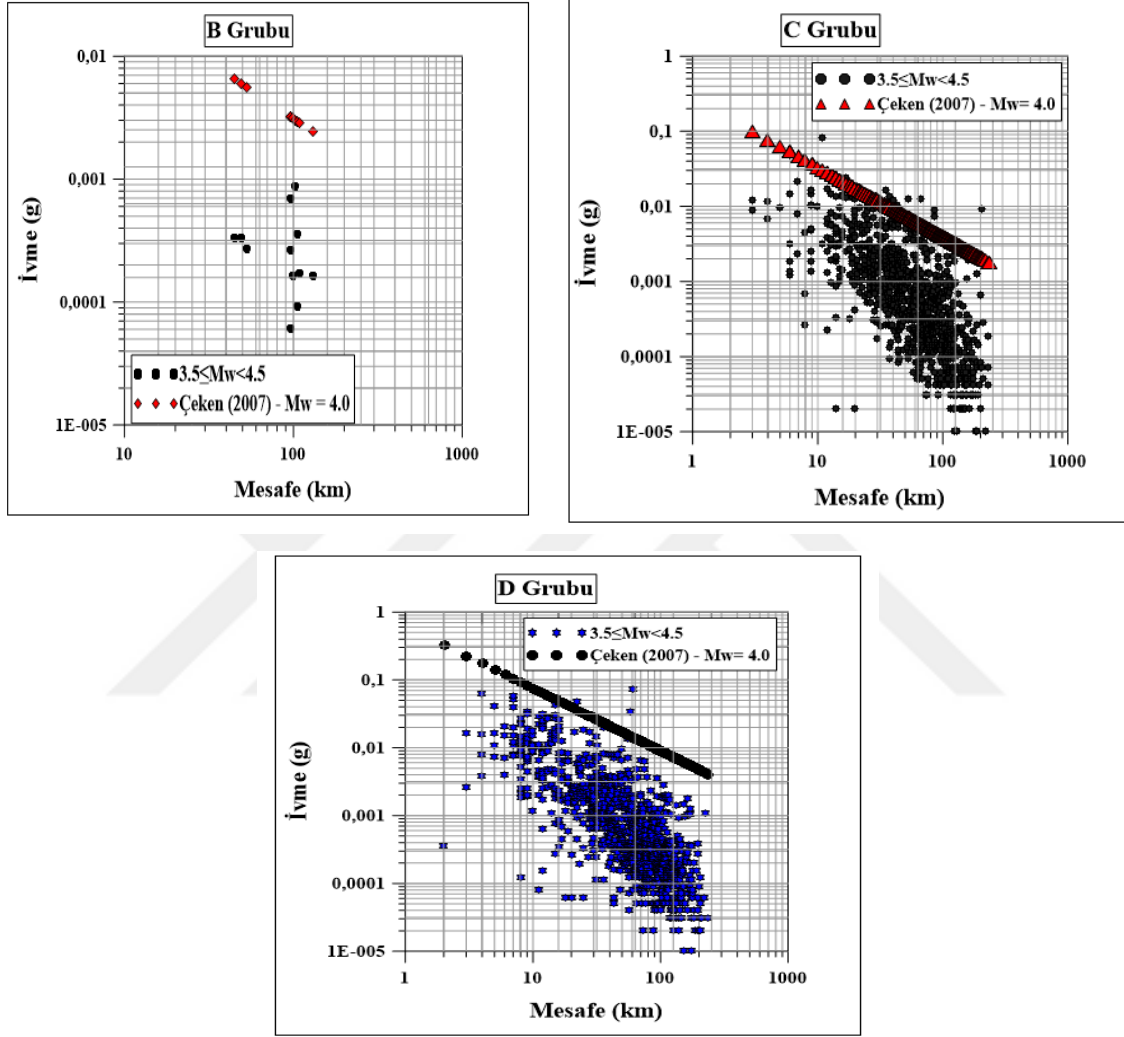
Şekil 42. Moment magnitüdü  $5.5 \leq M_w < 6.5$  arasındaki C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin Beyaz (2004)'ın geliştirdiği model bağıntısı ile karşılaştırılması



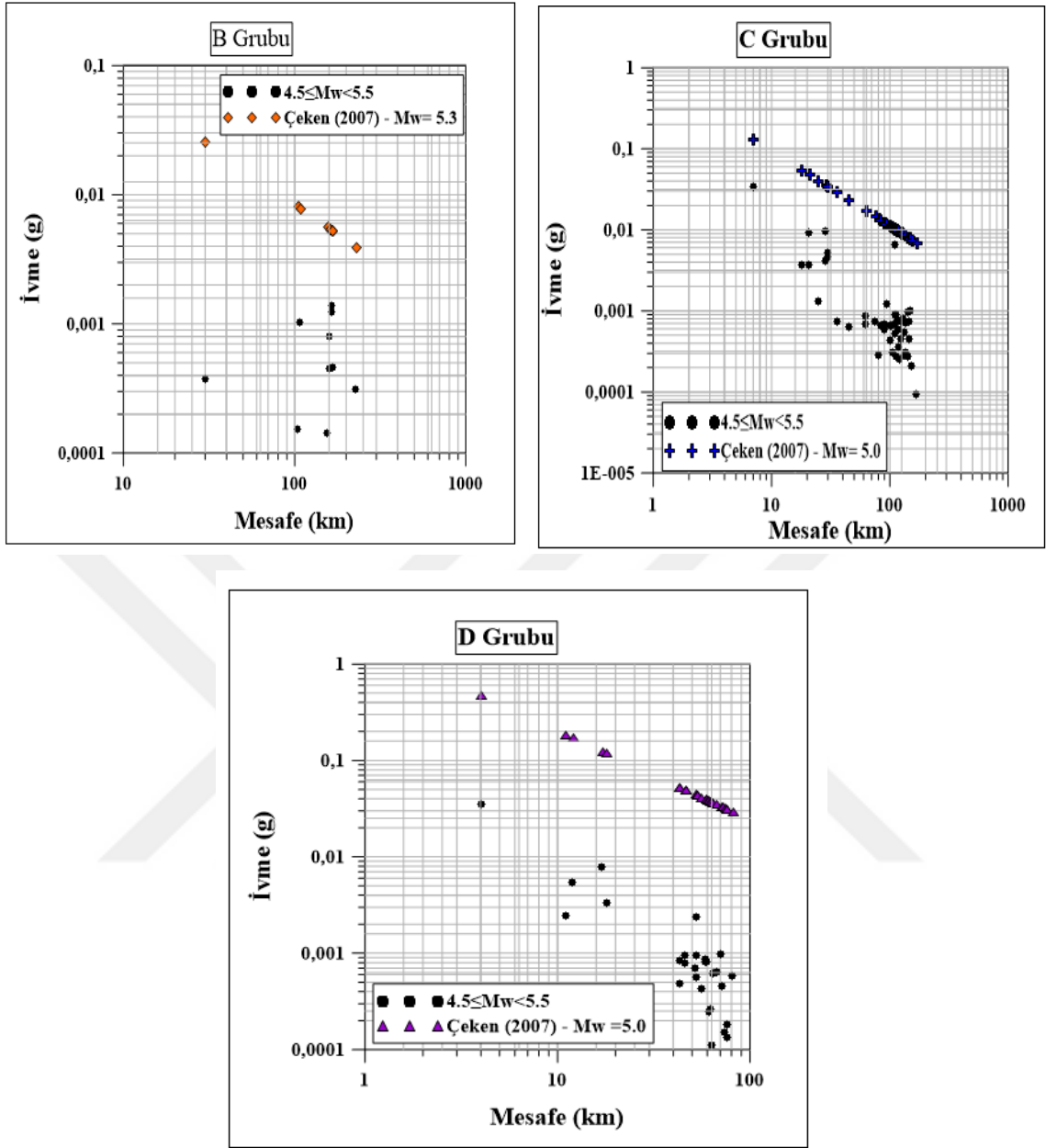
Şekil 43. Moment magnitüdü  $6.5 \leq M_w < 7.5$  arasındaki C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin Beyaz (2004)'ın geliştirdiği model bağıntısı ile karşılaştırılması

Çeken (2007) çalışmasında farklı magnitüd türlerine ( $M_w$ ,  $M_D$ ) ve farklı ivme ölçülerine (PGA, PSA) göre üç farklı model geliştirmiştir. Bu çalışmadaki veri seti ve parametrelerine daha uygun olması nedeniyle karşılaştırma (28) bağıntısı ile verilen Model-1'e göre yapılmıştır. Karşılaştırma sonucunda gözlenen PGA değerleri ile (28)

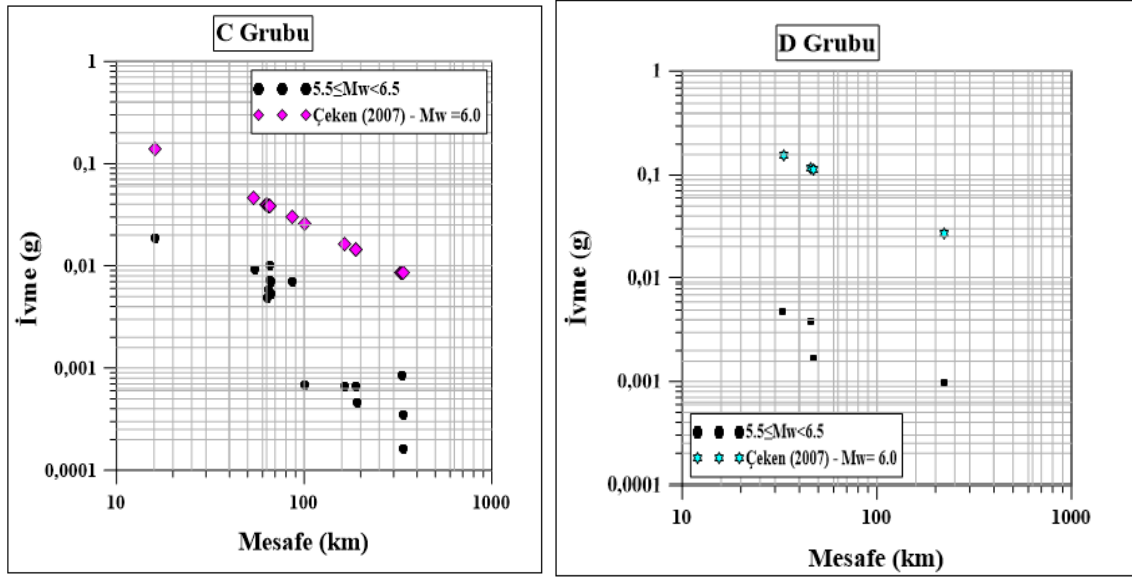
bağıntısı kullanılarak hesaplanan PGA değerleri arasında yeterli ilişki olmadığı, bağıntı ile elde edilen PGA değerlerinin daha yüksek değerlerde seyrettiği gözlemlenmiştir (Şekil 44-47).



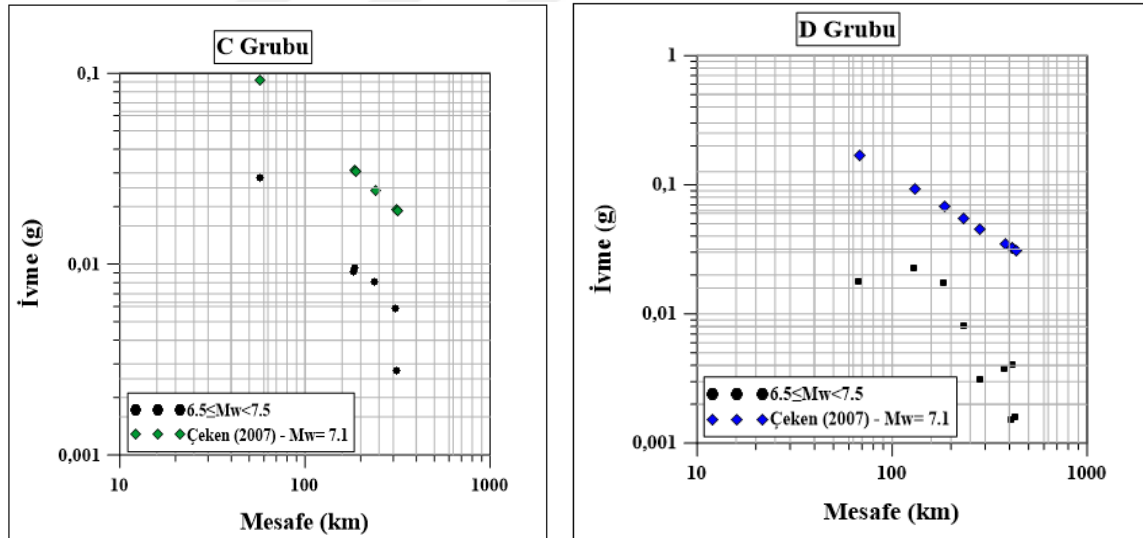
Şekil 44. Moment magnitudü  $3.5 \leq M_w < 4.5$  arasındaki B, C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin Çeken (2007)'in model bağıntısı ile karşılaştırılması



Şekil 45. Moment magnitudü  $4.5 \leq M_w < 5.5$  arasındaki B, C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin Çeken (2007)'in model bağıntısı ile karşılaştırılması



Şekil 46. Moment magnitüdü  $5.5 \leq M_w < 6.5$  arasındaki C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin Çeken (2007)'in model bağıntısı ile karşılaştırılması

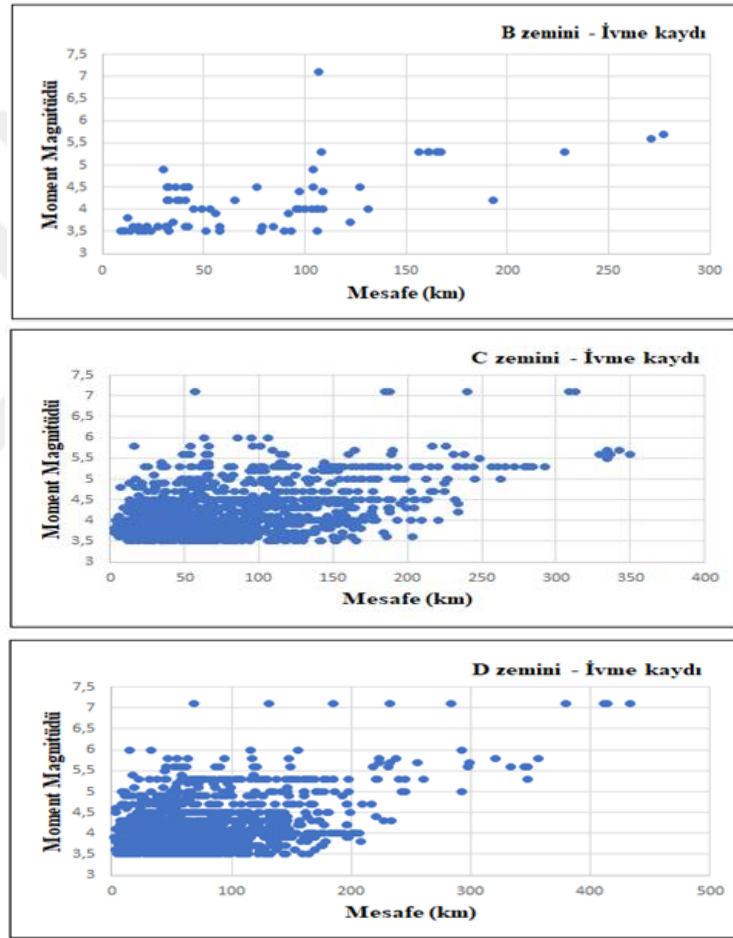


Şekil 47. Moment magnitüdü  $6.5 \leq M_w < 7.5$  arasındaki C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin Çeken (2007)'in model bağıntısı ile karşılaştırılması

Günümüze kadar geliştirilmiş olan azalım ilişkilerine bakıldığında, pik yer ivmesi değerinin depremin büyüklüğü, kaynak uzaklığı ve zemin şartlarına bağlı olarak hesaplandığını görmekteyiz. Bu çalışmada bu parametrelere ek olarak sismik moment ve

gerilme düşümü gibi iki farklı parametre eklenerek daha kapsamlı bir bağıntı elde edilmeye çalışılmıştır.

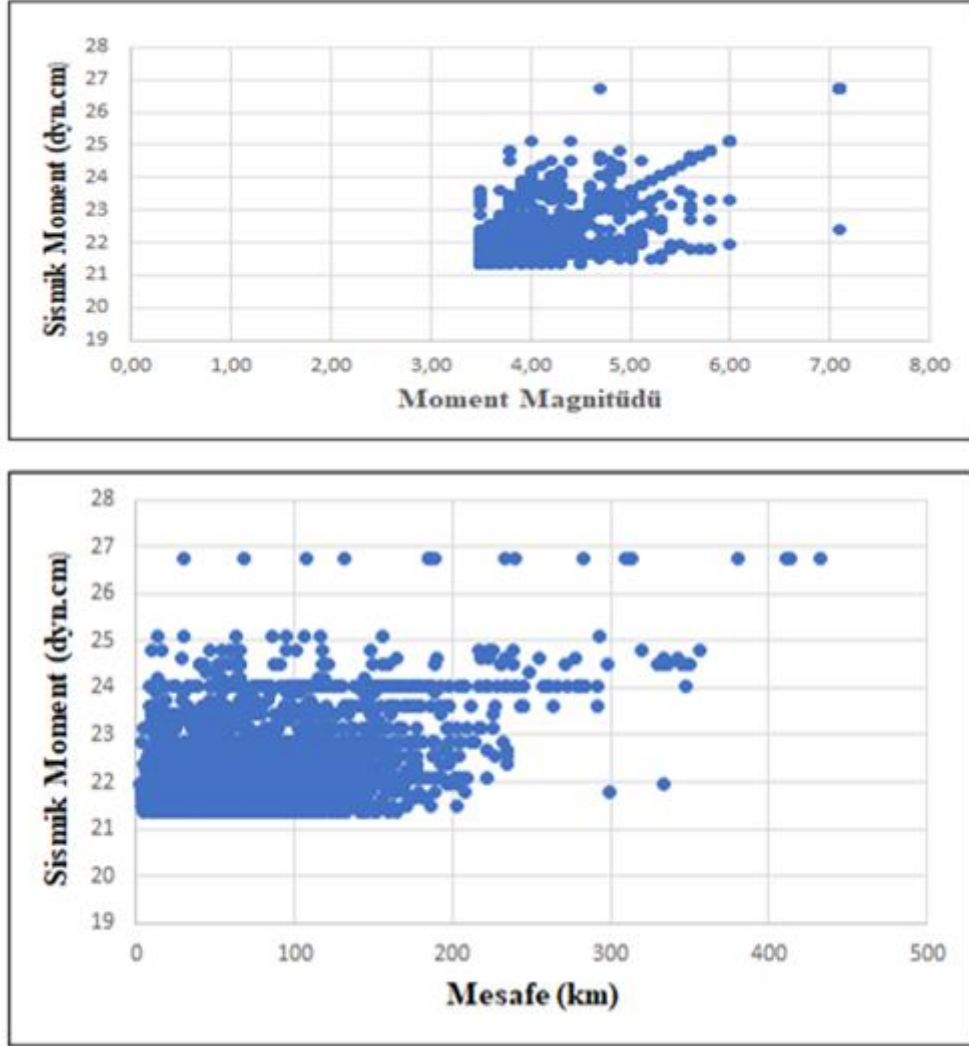
Çalışma kapsamında magnitudü  $3.5 \leq M_W < 7.5$  arasında olan 646 depreme ait toplam 2598 üç bileşen ivme kaydı kullanılmış olup, zemin sınıflaması (B, C, D), uzaklık ve magnitud dikkate alınarak kullanılan pik yer ivme değerlerinin dağılımı Şekil 48'de verilmiştir. Bağıntının geliştirilmesinde kullanılan PGA değerleri için eşik ivme değeri 0.001g (1 gal) iken kullanılan uzaklık (R) değeri  $2 \leq R_{epi} \leq 433$  km'dir.



Şekil 48. Uzaklık, magnitud ve zemin sınıflamasına (B, C ve D) göre çalışma kapsamında kullanılan pik yer ivme değerlerinin dağılımı

Sismik moment parametresi deprem kaynağının fiziği ile doğrudan ilgili deprem büyüklüğünün ölçüsü olup, faylanma sırasındaki ortalama öteleme miktarı ve gerilme düşümü ile de ilişkili olması sebebiyle bu çalışmada geliştirilen yeni bağıntıya farklı bir

parametre olarak ilave edilmiştir. Bilindiği üzere sismik moment, uzaklık ve magnitüde doğrusal ilişkili bir parametredir (Şekil 49).

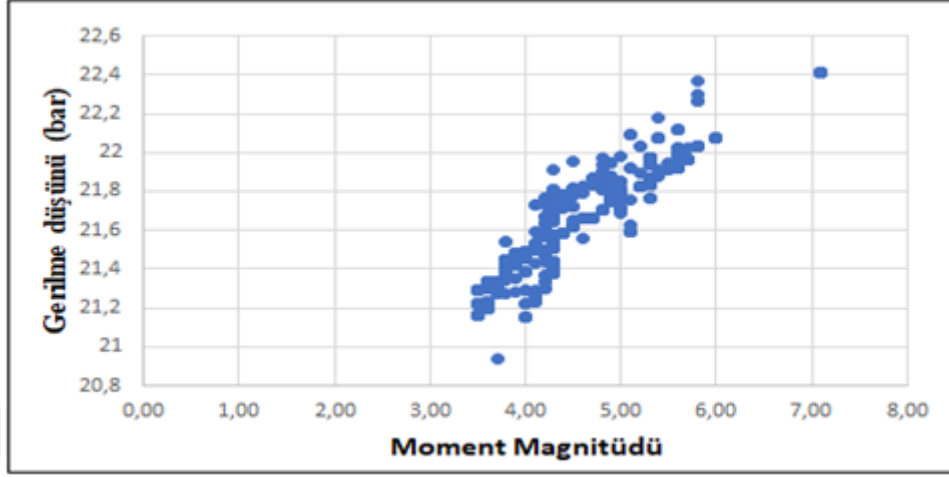


Şekil 49. Sismik Moment parametresinin magnitüde ve uzaklığa göre dağılımı

Daha önceki bölümlerde (Bölüm 3) de bahsettiğimiz gibi gerilme düşümü (stress drop,  $\Delta\sigma$ ), oluşabilecek depremlerin büyüklüğünü önceden tahmin etmede yararlanılan önemli parametrelerden biridir. Depremın ivmesi de depremin ne kadar büyüklükte ve ne kadar hızla sarsılabileceğini hesaplamada kullanılan bir parametredir ve ivme değerleri (PGA) kuvvetli bir biçimde gerilme düşümü ( $\Delta\sigma$ ) değişimlerinden etkilenmektedir (Bindi, 2007). Bu nedenle geliştirmiş olduğumuz bağıntıya gerilme düşümü parametresini de ekleyerek daha geniş kapsamlı bir azalım ilişkisi elde edilmeye çalışılmıştır. Gerilme

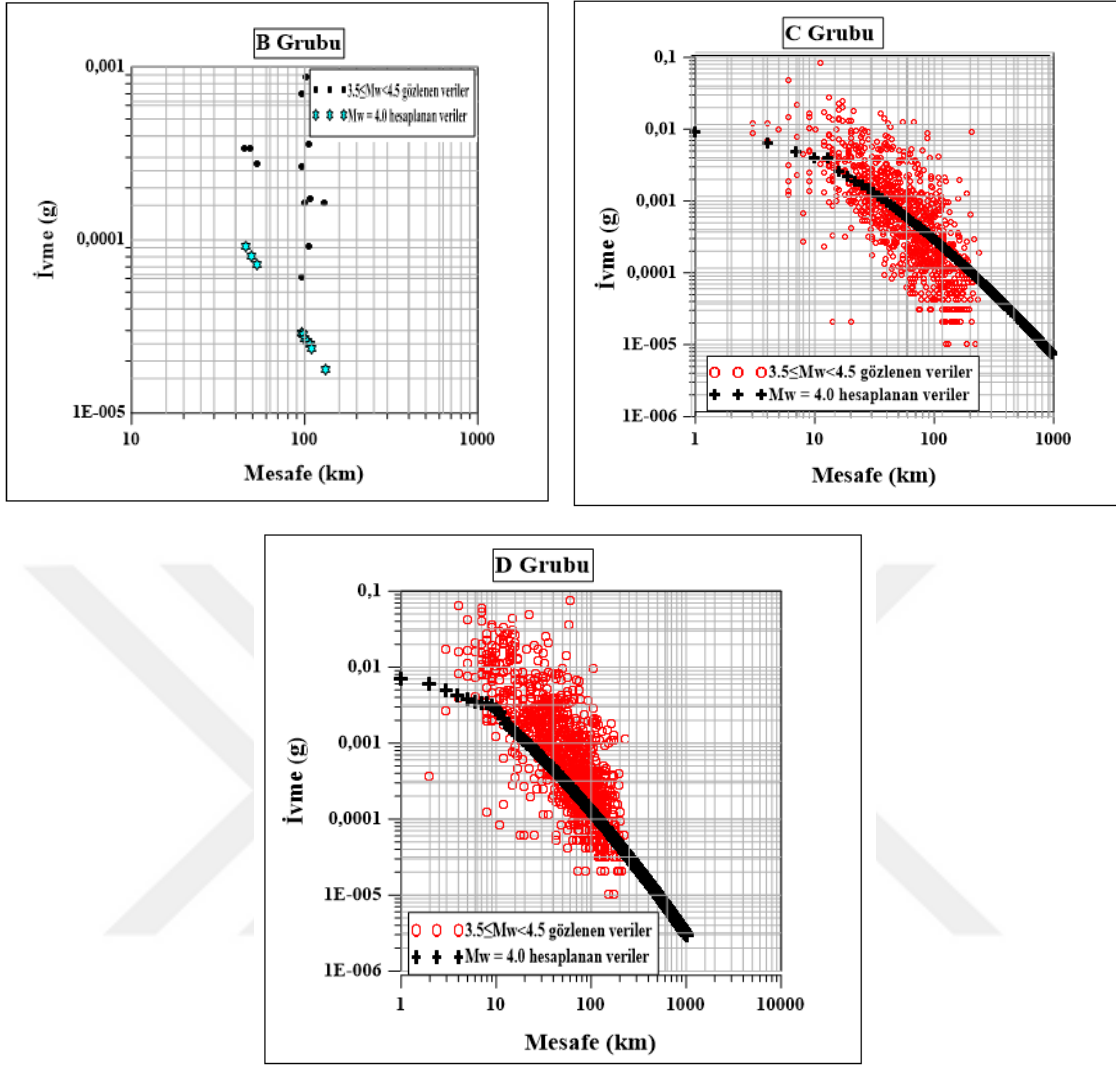


düşümü parametresi magnitüd ile de doğru orantılı olup magnitüd değeri yükseldikçe artmaktadır (Şekil 50).

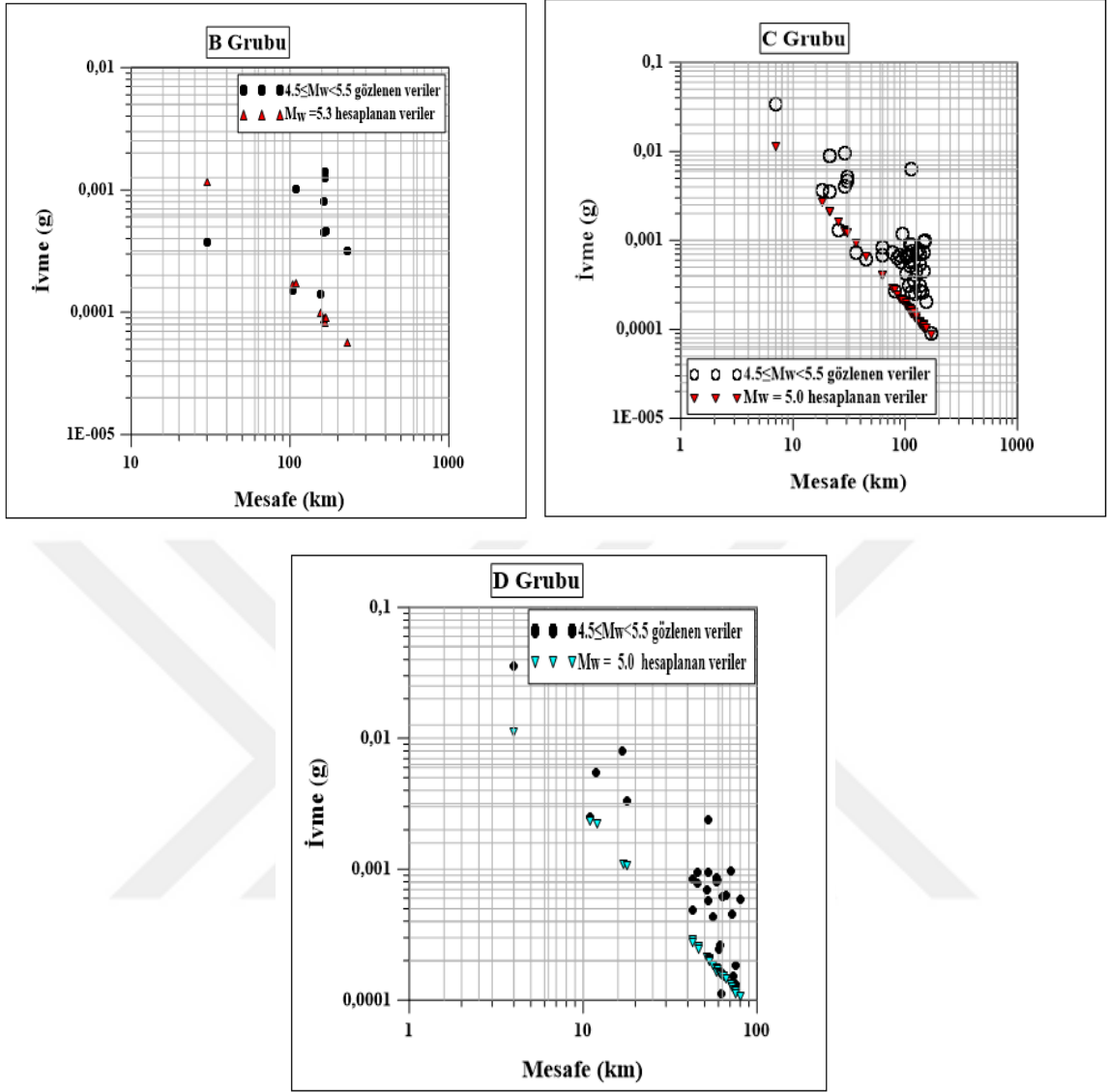


Şekil 50. Gerilme düşümü ve moment magnitüdü arasındaki ilişki

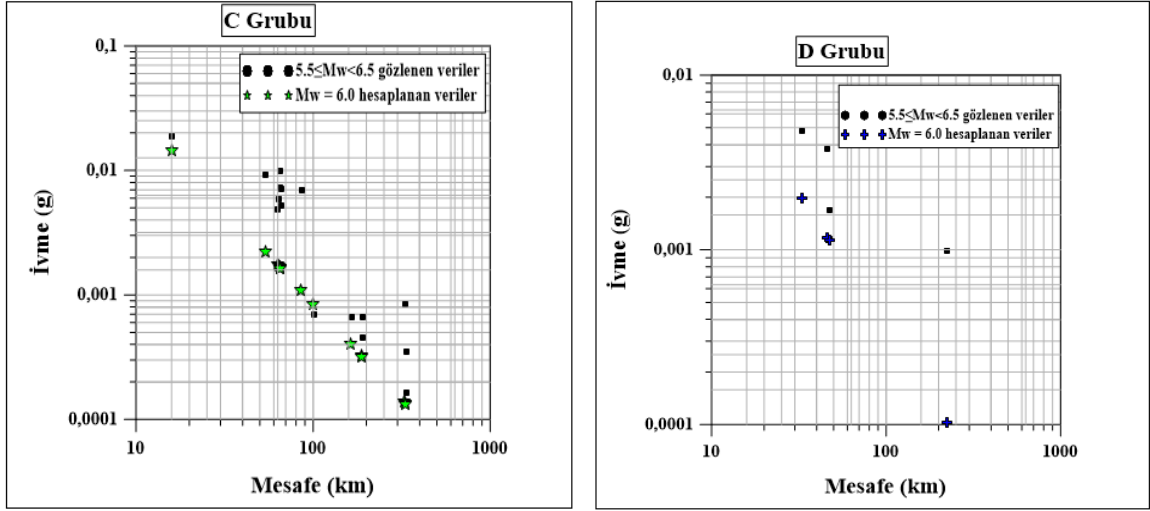
Bu çalışmada elde edilen model bağıntısı (38) kullanılarak teorik hesaplanan PGA değerleri gözlemsel PGA değerleri ile karşılaştırılmıştır. Moment magnitüdü  $3.5 \leq M_W < 4.5$  arasında  $M_W = 4.0$  değerinde B zemininde (Şekil 51) uyum söz konusu olmayıp hesaplanan PGA değeri ölçülen değerlerin altında yer almıştır. Magnitüd büyüklüğü  $3.5 \leq M_W < 4.5$  arasında  $M_W = 4.0$  için C ve D (Şekil 50) zeminlerinde ise bir uyum söz konusudur.  $4.5 \leq M_W < 5.5$  arasındaki  $M_W = 5.0$  değerine bakacak olursak (Şekil 52), bu grupta çok fazla veri sayısı olmamasına karşın hesaplanan PGA değerlerinin gözlenen PGA değerlerine olabildiğince yaklaştığı gözlenmiştir. Son olarak  $5.5 \leq M_W < 6.5$  aralığı için ortalaması alınan  $M_W = 6.0$  değeri (Şekil 53) ile  $6.5 \leq M_W < 7.5$  aralığı için ortalaması alınan  $M_W = 7.1$  değerinde ise (Şekil 54) C ve D zemini için hesaplanan PGA değerleri ölçülen değerlerin altında gözlenmektedir.



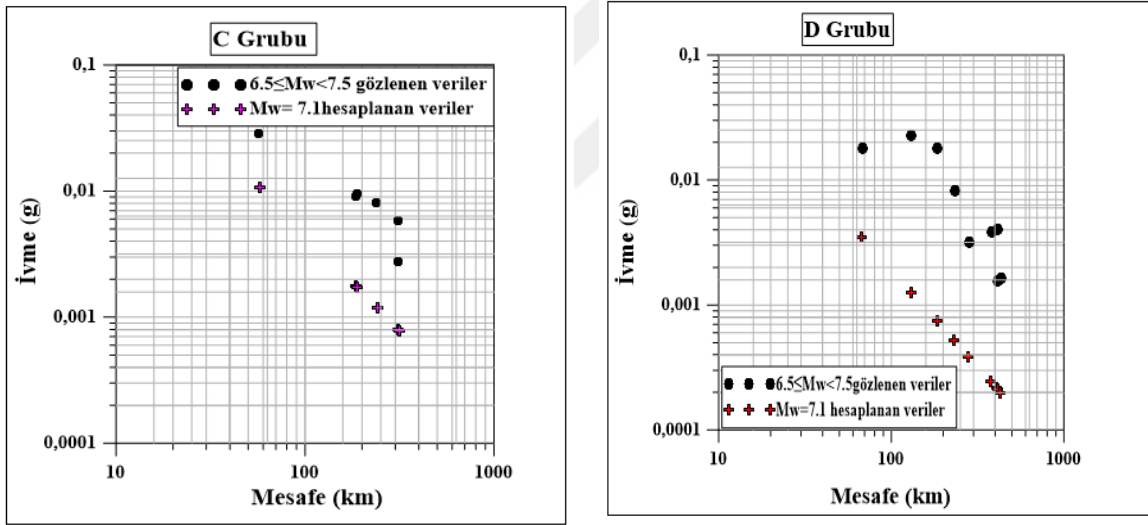
Şekil 51. Moment magnitudü  $3.5 \leq M_w < 4.5$  arasındaki B, C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin bu çalışmada geliştirilen model bağıntı ile karşılaştırılması



Şekil 52. Moment magnitudü  $4.5 \leq M_w < 5.5$  arasındaki B, C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin bu çalışmada geliştirilen model bağıntı ile karşılaştırılması

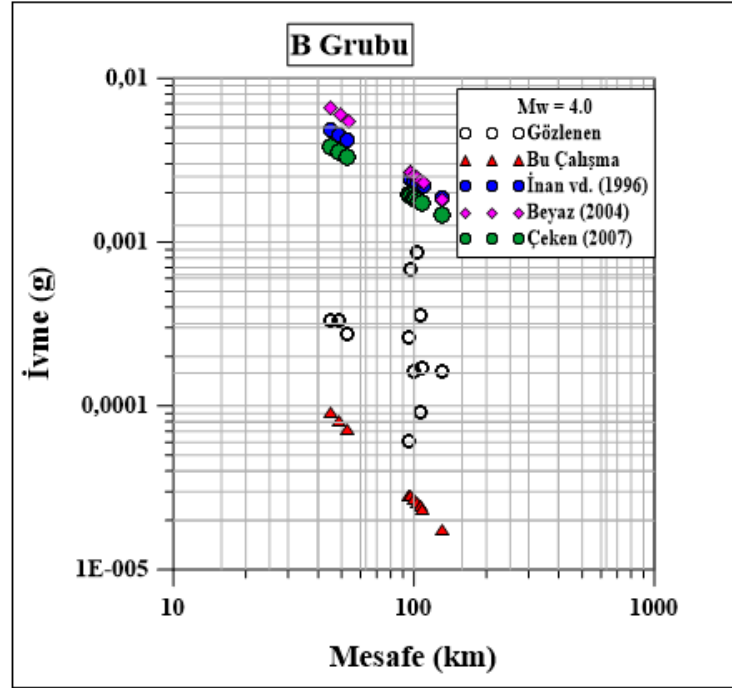


Şekil 53. Moment magnitudü  $5.5 \leq M_W < 6.5$  arasındakiaki C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin bu çalışmada geliştirilen model bağıntı ile karşılaştırılması



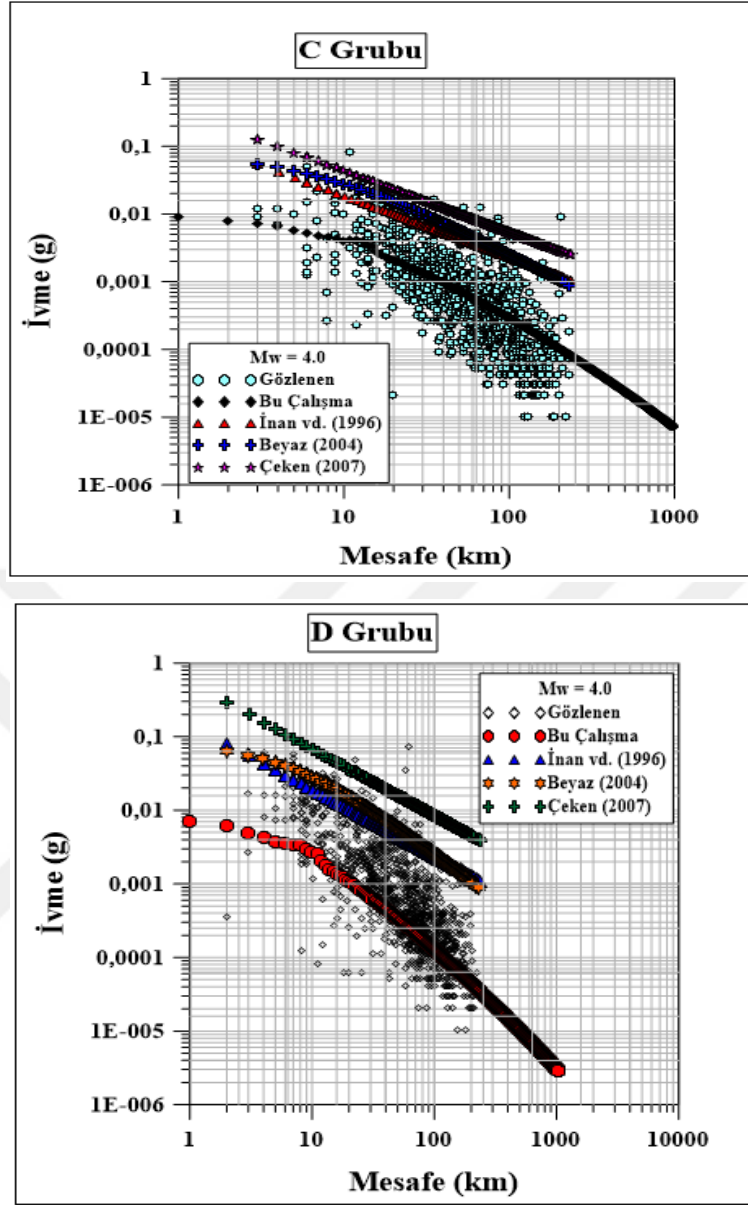
Şekil 54. Moment magnitudü  $6.5 \leq M_W < 7.5$  arasındakiaki C ve D zemin gruplarına ait gözlenen yer ivmesi (PGA) değerlerinin bu çalışmada geliştirilen model bağıntı ile karşılaştırılması

Tüm yapılan karşılaştırmaları magnitudlerine ve zemin sınıflarına göre bir şekil üzerinde gösterecek olursak;  $3.5 \leq M_W < 4.5$  arasındakiaki değerlerin ortalaması olan  $M_W = 4.0$  magnitudü için B grubu zemine bakıldığında (Şekil 55) İnan vd. (1996), Beyaz (2004) ve Çeken (2007) bağıntılarıyla elde edilen PGA değerlerinin gözlenen PGA değerlerinin üstünde, bu çalışma için geliştirilen bağıntı ile hesaplanan PGA değerlerinin ise gözlenen değerlerin altında olduğu gözlemlenmiştir.



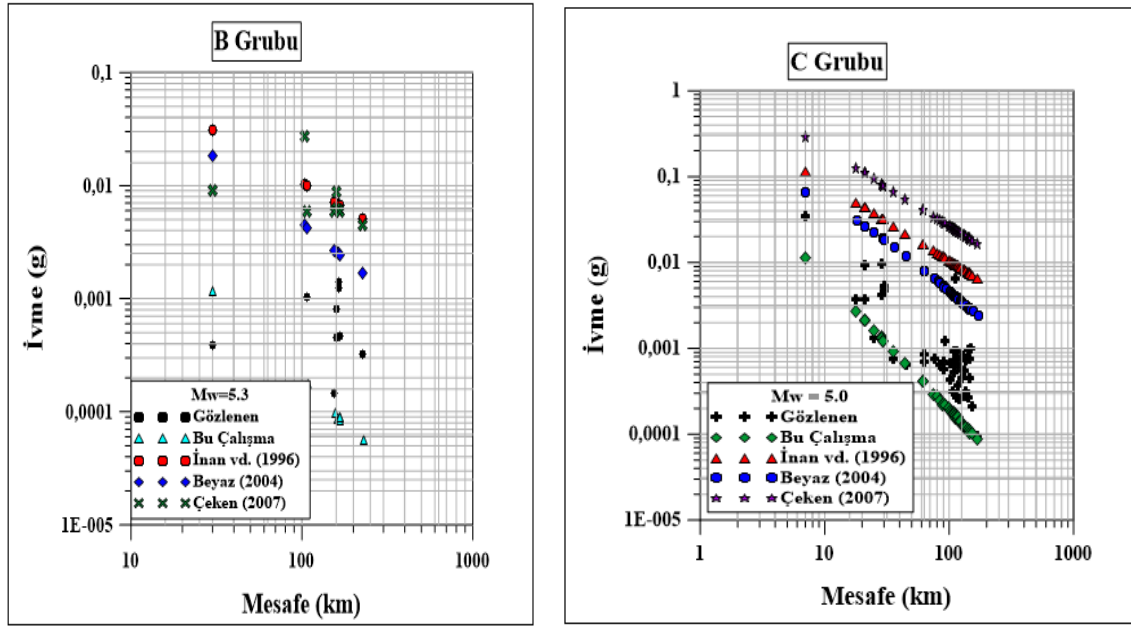
Şekil 55. Magnitüdü  $M_w=4.0$  ve B zemin grubu için önerilen azalım ilişkilerinin karşılaştırılması

$3.5 \leq M_w < 4.5$  arasındaki değerlerin ortalaması olan  $M_w=4.0$  için C ve D zeminine bakıldığında ise bu çalışmada hesaplanan PGA değerlerinin ölçülen PGA değerleriyle uyumlu olduğu gözlenmiştir. Ayrıca bu çalışmadaki kadar uyumlu olmasa da diğer çalışmalar ile hesaplanan PGA değerleride ölçülen PGA'nın üst değerlerine yakındır (Şekil 55).

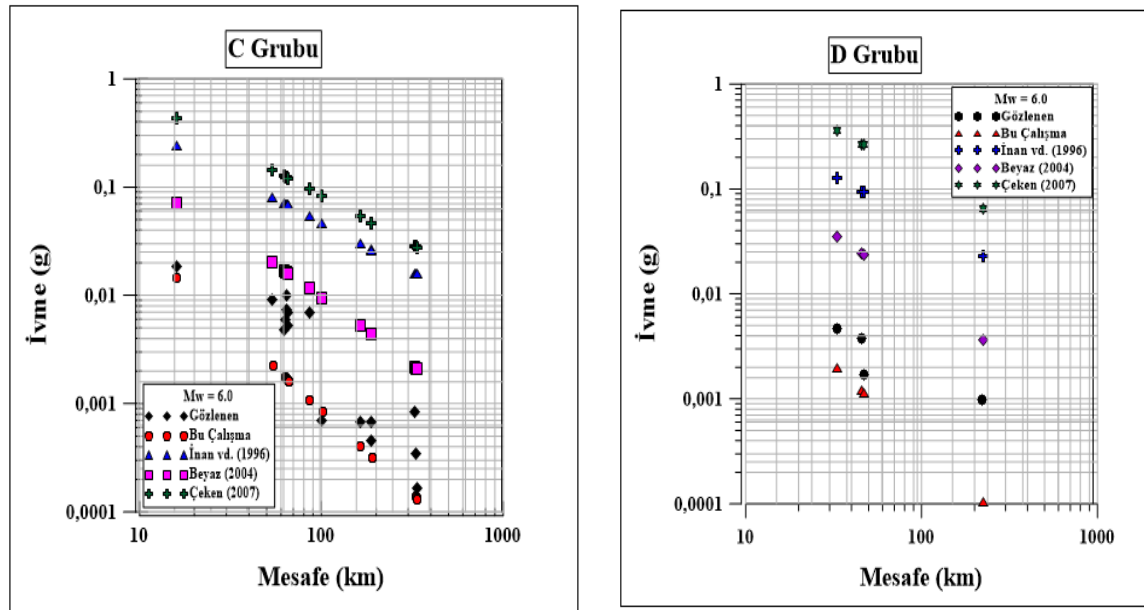


Şekil 56. Magnitüd büyüklüğü  $M_w=4.0$  olan C ve D zemin grubu için önerilen azalım ilişkilerinin karşılaştırılması

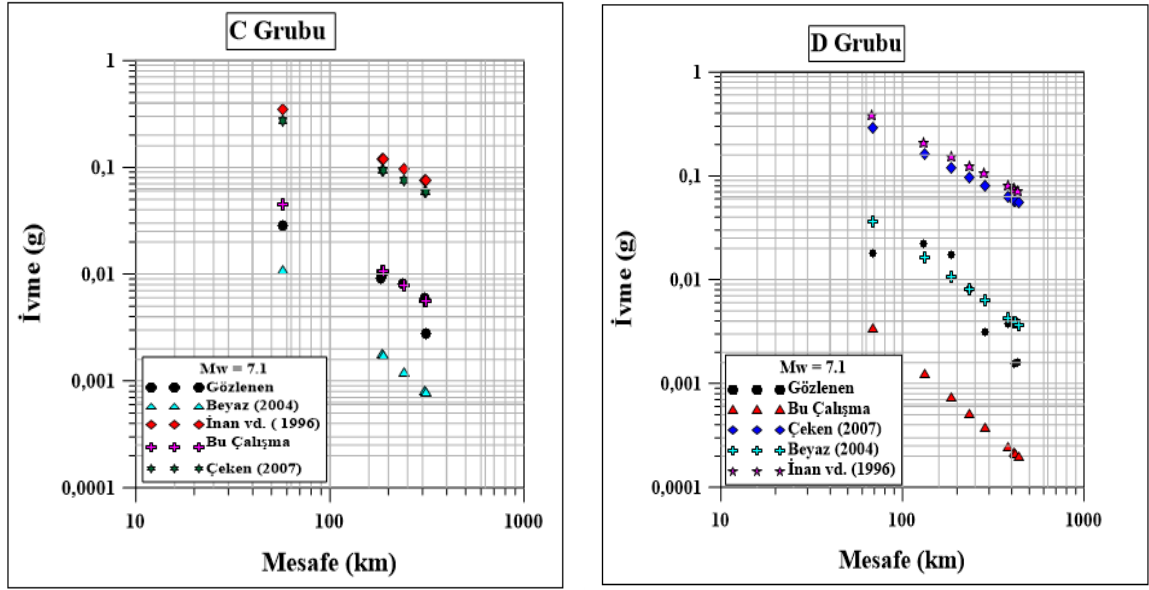
$M_w \geq 4.5$ 'ten büyük değerler ( $M_w=5.0$ ;  $M_w=6.0$ ;  $M_w=7.1$ ) için bu çalışmada hesaplanan PGA değerleri ölçülen PGA değerlerine yaklaştırmaya çalışırken, diğer çalışmalar ile belirlenen PGA değerlerinin hesaplanan değerlerin çok üstünde olduğu gözlemlenmiştir (Şekil 56-59).



Şekil 57. Magnitüd büyüklüğü  $M_w=5.0$  için B, C ve D zemin gruplarına önerilen azalım ilişkilerinin karşılaştırılması



Şekil 58. Magnitüd büyüklüğü  $M_w=6.0$  için C ve D zemin gruplarına önerilen azalım ilişkilerinin karşılaştırılması



Şekil 59. Magnitüd büyüklüğü  $M_w=7.1$  için C ve D zemin gruplarına önerilen azalım ilişkilerinin karşılaştırılması



## 7. SONUÇLAR

Bu çalışma kapsamında Kuzey Anadolu Fay Zonunu içeren Orta ve Doğu Anadolu Bölgesi için yeni bir pik ivme azalım ilişkisi (PGA) geliştirilmiştir. Bu çalışma sonucu elde edilen azalım ilişkisinin diğer azalım ilişkilerinden farklı olmasının nedeni ise, yalnızca bu bölge için geliştirilmiş olmasının yanı sıra, bilinen azalım ilişkisi parametrelerine (depremin büyüklüğü, kaynak mesafesi) sismik moment ve gerilme düşümü gibi farklı parametrelerin eklenmesi ve küçük magnitudlü depremler ( $M_w \geq 3.5$ ) dahil edilerek geliştirilmiş olmasıdır. Bu nedenle 1 Mart 1999 - 19 Ocak 2018 tarihleri arasında, koordinatları  $39^\circ -42^\circ\text{K}$  enlemleri ve  $30^\circ -44^\circ\text{D}$  boylamları arasında kalan bölge içerisinde meydana gelen magnitudü  $3.5 \leq M_w < 7.5$  arasında olan toplam 646 depreme ait 2598 ivme kaydı incelenmiştir. Bu kayıtlar sağ yönlü doğrultu atımlı transform fay özellikli odak mekanizmasına sahiptir ve aynı kaynak mekanizmasına sahip oldukları için geliştirilen bağıntıda ayrı bir parametre olarak değerlendirilmemiştir.

İvme kayıtlarını derlemede AFAD (URL-2) kataloğundan yararlanılmıştır. Bu katalogda deprem büyüklüğü olarak genelde süreye bağlı magnitüde ( $M_d$ ) yer verilmiştir, fakat günümüzde moment magnitudünün ( $M_w$ ) tercih edilen bir ölçek olması nedeniyle Bölüm 6.1.2’de verilen dönüşüm bağıntıları kullanılarak katalogda farklı ölçekteki ( $M_d - M_L - M_s - M_w$ ) magnitud değerleri arasında dönüşüm gerçekleştirilmiş, azalım ilişkisi bağıntısında magnitud ölçeği olarak moment magnitudü ( $M_w$ ) kullanılmıştır. Bunun yanı sıra yapılan zemin sınıflamalarında Türkiye Bina Deprem Yönetmeliği TBDY-2018 (URL-3) dikkate alınarak kayma dalgası hız değerleri ( $V_{S30}$ ) belirlenmiş olan zeminlerde; orta sağlam kaya için  $S_B=2$  ve  $S_C=S_D=0$ ; çok sıkı kum, çok çatlaklı zayıf kayalar için  $S_C=3$  ve  $S_B=S_D=0$ ; orta sıkı kum veya çok katlı kil tabakası için  $S_D=4$  ve  $S_A= S_B=S_C=0$  alınmıştır.

Bölüm 5.3’de bahsedildiği gibi deprem kaynağını bir nokta kaynak olarak tanımlayabildiğimiz küçük depremlerde  $r_{epi}$  ve  $r_{hypo}$  daha sağlıklı uzaklık ölçütleridir ve bu çalışma kapsamında yararlanılan ivme kayıtlarının çoğunun küçük depremlere ait olması nedeniyle oluşturulan yeni azalım ilişkisi bağıntısında uzaklık ölçütü (R) olarak episantr uzaklığı ( $r_{epi}$ ) kullanılmıştır.

Sismik moment ( $M_o$ ) deprem kaynağının fiziği ile doğrudan ilgili deprem büyüklüğünün ölçüsüdür ve faylanma sırasındaki ortalama öteleme miktarı ve gerilme düşümü ile de ilişkilidir. Bu nedenle sismik moment bu çalışma kapsamında oluşturulan

azalım ilişkisine yeni bir parametre olarak eklenmiştir. Bilindiği gibi bir deprem meydana gelmeden önce kayaçların içerisinde bir gerilim birikmeye başlar ve bu gerilim kayacın direnme gücünü aştığı anda depremler meydana gelir.

Deprem meydana gelmeden önceki gerilme ile deprem meydana geldikten sonraki gerilim arasındaki fark da gerilme düşümü olarak (stress drop,  $\Delta\sigma$ ) adlandırılır. Gerilme düşümünü bilmek gelecekte meydana gelecek olan depremlerin büyüklüğü hakkında bilgi sahibi olmamızı sağlayan önemli bir parametredir. Ayrıca ivme değerleri (PGA) de kuvvetli bir biçimde gerilme düşümü ( $\Delta\sigma$ ) değişimlerinden etkilenmektedir. Bu nedenle yeni azalım ilişkisi bağıntısına gerilme düşümü parametresi de eklenmiştir. En küçük kareler doğrusal olmayan çoklu regresyon işlemi uygulanarak azalım ilişkisi elde edilmiştir.

Orta sağlam B-zemin sınıfını temsil eden Şekil 55' de görüldüğü gibi İnan vd. (1996), Beyaz (2004), Çeken (2007) tarafından önerilen modeller arasında yakın bir ilişki söz konusu olup, gözlenen değerlerin üstünde yüksek değerler verir iken, bu çalışmada önerilen model ise gözlenen değerlerin altında değerler vermektedir. Çok sıkı kum ve çok çatlaklı zayıf kayaların bulunduğu C-zemin sınıfı için İnan vd. (1996), Beyaz (2004) ve Çeken (2007) tarafından önerilen modellerin gözlemsel verilerle (yalnızca  $\geq 0.001$  PGA değerlerinde) az uyumlu olduğu, ancak bu çalışmada önerilen model ile gözlemsel değerler arasında ise iyi bir uyum olduğu gözlenmektedir (Şekil 56).

Orta sıkı veya çok katı kil tabakasına (D) bakıldığında,  $\geq 0.001$  PGA değerlerinde İnan vd. (1996) ile Beyaz (2004) tarafından geliştirilen modeller arasında uyum gözlenirken, Çeken (2007) tarafından geliştirilen modelin gözlemsel verilerle tam olarak uyuşmadığı gözlemlenmiştir. Bunun yanı sıra  $< 0.01$  PGA değerleri için bu çalışmada önerilen modelin gözlemsel verilerle iyi bir uyumu söz konusudur (Şekil 57). Şekil 57'ye bakıldığında B-zemin sınıfı için yapılan karşılaştırmada hiçbir ilişki söz konusu değildir. Şekil 57'de C-zemin sınıfı için değerlendirildiğinde, İnan vd. (1996), Beyaz (2004) ve Çeken (2007)'in geliştirmiş oldukları modeller gözlenen değerlerin üstünde yer alıp, çalışma kapsamında geliştirilen model ise gözlenen değerlere oldukça yaklaşmıştır. D-zemin sınıfına bakılırsa, diğer araştırmacılar tarafından geliştirilen modeller ile hiçbir uyum söz konusu olmayıp çok yüksek değerler gözlemlenirken, bu çalışmadaki modelle ise gözlenen değerlere yaklaşılmaya çalışılmıştır. Şekil 58 ve Şekil 59'da ise büyüklüğü  $M_w = 6.0$  ve  $M_w = 7.1$  değerlerinde çok fazla veri sayısının olmaması nedeniyle bir uyum gözlenememiştir.

Geliştirilen bu azalım ilişkisinde çok yüksek pik değerine sahip şüpheli veriler ve zemin sınıflaması yapılmamış bölgelerin ivme değerleri hesaba katılmasa da verilerde birtakım saçılmaların görülmesi çok doğaldır. Bu saçılmalar zeminin, kaynağın ve seyahat yolunun heterojenliği ile ilişkilidir. Ayrıca büyüklüğü  $M_w \geq 6.0$  olan veri sayısının sınırlı olmasında yeterince doğru bir uyumun gözlenmesine engel teşkil etmektedir.



## 8. ÖNERİLER

Depremler sırasında yapıya etkiyecek yükü ve deprem büyüklüğünü bilmekle, oluşturulacak yeni mühendislik yapılarında doğru ve yeterli malzeme kullanımına öncülük ederek hem ekonomiye hem de depreme dayanıklı yapı inşasına katkı sağlanabilecektir. Bu amaçla geliştirilecek azalım ilişkilerinin güvenilirliği doğrudan kullanılan veri setine bağlıdır. Kayıtları kullanılan istasyonların bulunduğu bölgelerdeki yerel jeolojik yapının bilinmesi de bu anlamda önemlidir. Ancak, Türkiye'nin kuvvetli yer hareket kayıtları veya Türkiye'ye ait bir sınıflandırma için güvenilir ve geniş bir veritabanının olmayışı bir eksikliktir. İstasyonların bulunduğu zeminin özelliklerinin doğru tanımlanmasında kullanılacak olan kayma dalgası hız değerleri ( $V_{S30}$ ) eksik olan bölgelerde bu değerler belirlenerek veri sayısı çoğaltılıp, yeni azalım ilişkilerinin geliştirilebileceği gibi diğer birtakım belirsizliklerinde ortadan kaldırılarak bu bağıntıların güncellenmesi esastır. Örneğin, ivme ölçerlerin büyük bir çoğunluğu doğal zemine dökülen beton blok üzerine yerleştirilmiş konteynırlar içinde yer almaktadır ve deprem sırasında ivmeölçerler içinde buldukları konteynırların tepkisinden dahi etkilenebilmektedirler. Bu nedenle ivmeölçerlerin açık alana alınması ve istasyonların kurulu olduğu zemin koşullarının doğru bir şekilde belirlenmesi gerekir.

Sonuç olarak, ilerleyen sürede kuvvetli yer hareket istasyon ağları genişletilerek analiz için kullanılan veri sayısı artırılarak, istasyon bilgileri zenginleştirilerek ve depreme ait parametreler (büyüklük, episantr vb.) doğru bir şekilde belirlenerek daha güvenilir azalım ilişkileri geliştirilebilir.

## 7. KAYNAKLAR

- Abrahamson, N.A. and Litehiser, J.J. 1989. Attenuation of Vertical Peak Acceleration, Bulletin of the Seismological Society of America, 79, 549–580.
- Abrahamson, N.A. and Silva W.J., 1995. A consistent set of ground motion attenuation relations including data from the 1994 Northridge earthquake. *Seism. Res. Lett.* 66p., 23.
- Abrahamson, N.A. and Litehiser, W.J. 1997. Empirical Responce Spectral Attenuation Relations For Shallow Crustal Earthquakes, *Seismological Research Letters*, 68, 94-127.
- Aki, K. 1966. Generation And Propagation of G-Waves From The Niigata Earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation Of Earthquake Moment, Released Energy, And Stress-Strain Drop From The G-Wave Spectrum, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo Univ., 44, 73-88.
- Aki, K. 1967. Scaling Law of Seismic Spectrum, Journal of Geophysical Research, 72, 1217-1231.
- Akkar, S. ve Çağnan, Z. 2010. A Local Ground Motion Predictive Model For Turkey and its Comparison with other Regional and Global Ground-Motion Models, Bulletin of the Seismological Society of America, 100, 2978-2995.
- Akkargan, S., Gündoğdu, O. ve Özçep, F. 2000. Depremi Ölçmenin Tarihi ve 1999 İzmit Depremi Örneği, Cumhuriyet Gazetesi Bilim Teknik Dergisi, Sayı: 680.
- Ambraseys, N.N. and Simpson, K.A. 1996. Prediction of Vertical Response Spectra in Europe, Earthquake Engineering And Structural Dynamics, 25, 401–412.
- Ambraseys, N.N., Simpson, K.A. and Bommer, J.J. 1996. Prediction of Horizontal Response Spectra in Europe, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 25, 371–400.
- Ambraseys, N. and Douglas, J. 2000. Reappraisal of The Effect of Vertical Ground Motions on Response. Esee Report 00-4. Department of Civil and Environmental Engineering, Imperial College, London.
- Ambraseys N.N., Douglas J, Sarma S.K., Smit P.M., 2005. Equations for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the Middle East: horizontal peak ground acceleration and spectral acceleration. Bulletin of Earthquake Engineering ,3 (1), 1–53. doi:10.1007/s10518-005-0183-0.

- Ansal, A., Erdik, M., Kurtuluş, A., Erken, A., Şeşetyan, K., Siyahi, B. ve Springman, S. 2004. Afet Risk Yönetimi Dünya Enstitüsü, Belediyeler İçin Sismik Mikrobölgeleme, Bilimsel Son Durum Raporu, Ocak.
- Ansal, A.M., 1994. Effects of Geotechnical Factors and Behavior of Soil Layers during Earthquakes, State-of-The-Art Lecture, Proc. of 10th European Conference on Earthquake Engineering, 1, 467-476.
- Araya, R. and Der Kiureghian, A. 1988. Seismic Hazard Analysis: Improved Models, Uncertainties and Sensitivities, Eerc Report No. Ucb/Eerc-90/11, College of Engineering, University of California, Berkeley.
- Atkinson, G.M. and Boore, D.M. 2003. Empirical ground-motion relations for subduction zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions. Bulletin of the Seismological Society of America, 93 (4).
- Aydan, Ö., Sedaki, M. and Yazar, R., 1996. The Seismic Characteristics of Turkish Earthquakes. Eleventh World Conference on Earthquake Engineering, June 23-28, Acapulco, Mexico.
- Aydan, Ö. 1997. Seismic Characteristics of Turkish Earthquakes, Turkish Earthquake Foundation, TDV/TR 97-007, 41.
- Aydan, Ö. 2001. Comparison of Suitability of Submerged Tunnel and Shield Tunnel for Subsea Passage of Bosphorus, Jeoloji Mühendisliği, 25 (1), 1–17.
- Aydın, Y. 2016. Zaman ve Magnitüd Kestirilebilir Model ile Türkiye’de Uzun Dönem Deprem Kestirimi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Barka, A.A., 1992. The North Anotalian Fault Zone, Annales Tectoncae, Special Issue to, 164-195.
- Báth, M., 1973. Introduction to Seismology. Birkhäuser Verlag, 395 p., Basel and Stuttgart.
- Benioff, H., 1955. Mechanism And Strain Characteristics of The White Wolf Fault as Indicated By The Aftershock Sequence, Earthquake in Kern County, California During 1955, California Division of Mines, Bulletin 171, G. B. Oakeshott, Ed., 199-2002.
- Ben-Menahem, A., 1961. Radiations Patterns of Seismic Surface Waves From Finite Moving Sources, Bulletin of the Seismological Society of America, 51, 1451-1462.
- Beyaz, T., 2004. Zemin Etkisinden Arındırılmış Deprem Kayıtlarına Göre Türkiye için Yeni Bir Deprem Enerjisi Azalım Bağıntısının Geliştirilmesi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.

- Bindi, D., Parolai, S., Grosser, H., Milkereit, C. and Durukal, E. 2007. Empirical Ground-motion Prediction Equations for Northwestern Turkey using the Aftershocks of the 1999 Kocaeli Earthquake, *Geophysical Research Letters*, 34, L08305, 1-5.
- Bolt, B.A. and Abrahamson, N.A. 1982. New Attenuation Relations For Peak and Expected Accelerations Of Strong Ground Motion, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 2307–2321.
- Boore, D.M., 1977. The Motion of The Ground During Earthquakes, *Scientific American*, 237, 66-78.
- Boore, D. M., Joyner, Ww. B., and Fumal, T. E., 1993. Estimation of Response Spectra And Peak Acceleration From Western North American Earthquake: An İnterim Report. Open-File Report 93-509. U.S. Geological Survey, 70 Pages.
- Boore, D.M., Joyner W.B. and Fumal, T.E., 1997. Equations For Estimating Horizontal Response Spectra and Peak Acceleration From Western North American Earthquakes: A Summary of Recent Work, *Seismological Research Letters*, 68, 128-153.
- Boore D.M., 2002. Simulation of Ground Motion Using The Stochastic Method, *Pure and Applied Geophysics*, 160, 635- 676.
- Boore D.M., 2003. Kuvvetli Yer Hareketi Semineri, ODTÜ Kongre Merkezi, Ankara.
- Borcherdt, R.D., 1970. Effects of Local Geology on Ground Motion near San Francisco Bay, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 60 (1), 29-61.
- Borcherdt, R. 1994. Estimates of Site-Dependent Responce Spectra for Design (Metodology and Justification), *Earthquake Spectra*, 10, 617-653.
- Bozorgnia, Y. and Campbell, K.W. 2004. The Vertical-to-horizontal Response Spectral Ratio and Tentative Procedures for Developing Simplified V/H and Vertical Design Spectra, *Journal of Earthquake Engineering*, 8 (2), 175–207.
- Brune, J.N., 1970. Tectonic Stress And Spectra of Seismic Shear Waves From Earthquakes, *Journal of Geophys. Res.* 75, 4997-5009.
- Brune, J.N., 1971. Correction to Brune (1970), *Journal of Geophysical Research*, 76, 5002.
- Brune, J.N. and Allen, C.R. 1967. A Low Stress – Drop Low Magnitude Earthquake with Surface Faulting, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 57, 501-514.
- Büyüksaraç, A., Sayıl, N., Bektaş, Ö. ve Akın, Ö. 2018. Deprem Bilimi, Gazi Kitapevi, Ankara.

- Bycroft, G.N., 1978. The Effect of Soil Structure Interaction on Seismometer Readings, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68, 823-843.
- Campbell, K.W., 1985. Strong Motion Attenuation Relations: A Ten-Year Perspective, *Earthquake Spectra*, 1, 759–804.
- Campbell, K.W., 1989. The dependence of peak horizontal acceleration on magnitude, distance, and site effects for small-magnitude earthquakes in California and eastern North America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79, 1311–1346.
- Campbell, K. W., 1997. Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity, and pseudo-absolute acceleration response spectra, *Seismological Research Letters*, 68, 154–179.
- Campbell, K.W., 1998. “Empirical analysis of peak horizontal acceleration, peak horizontal velocity, and Modified Mercalli Intensity,” *The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989 - Earth Structures and Engineering Characterization of Ground Motion*, ed. Holzer, T. L., US Geological Survey Professional Paper 1552-D, 47–68.
- Campbell, K.W. and Bozorgnia, Y. 2003. Updated Near-Source Groundmotion (Attenuation) Relations For The Horizontal And Vertical Components of Peak Ground Acceleration And Acceleration Response Spectra. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 314–331.
- Canitez, N. and Ezen, Ü., 1973. Slip Rate and Stress – Drop Along The North – Anatolian Fault. Symposium on Earthquake Statistic and Risk UNESCO Balkan Project, May, Istanbul. (Unpublished Manuscript).
- Chatterjee, S. and Price, B., 1977. *Regression Analysis by Example*. – New York: John Wiley and Sons, Inc., pp.19-22.
- Chen, P. and Chen, H. 1989. Scaling Law and its Applications to Earthquake Statistical Relations, *Tectonophysics*, 166, 1-3, 53-72.
- Chiaruttini, C. and Siro, L., 1981. The Correlation of Peak Ground Horizontal Acceleration with Magnitude, Distance, and Seismic Intensity For Friuli And Ancona, Italy and The Alpide Belt, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71, 1993–2009.
- Converse, A.M. and Brady, A.G. 1992. BAP – Strong- Motion Accelerogram Processing Software; Version 1.0., United States Geological Survey Open-File Report, 174, 92-296.



- Crouse, C.B. and Husmand, B. 1989. Soil Structure Interaction at CDMG and USGS Accelerograph Stations, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79, 1-14.
- Crouse, C.B., 1991. Ground-motion Attenuation Equations for Earthquakes on the Cascadia Subduction Zones. *Earthquake Spectra*, 7, 201-236.
- Çeken, U., 2007. Marmara Bölgesinin Kuvvetli Yer Hareketi Azalım İlişkisi Modeli, Yüksek Lisans Tezi, Sakarya Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sakarya.
- Dahle, A., Climent, A., Taylor, W., Bungum, H., Santos, P., Ciudad Real, M., Linholm, C., Strauch, W. and Segura, F. 1995. New Spectral Strong Motion Attenuation Models for Central America. *Proceedings of The Fifth International Conference on Seismic Zonation*, 2, 1005–1012.
- Demirtaş, R. ve Erkmen, C. 2000. Deprem ve Jeoloji. TMMOB, Jeoloji Mühendisleri Odası yayını, Ankara.
- Dobry, R., Idriss, I.M. and Ng, E. 1978. Duration Characteristics of Horizontal Components of Strong Motion Earthquake Records, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68, 1487-1520.
- Douglas, A., Hudson, J.A. and Blamey, C. 1972. A Quantitative Evaluation of Seismic Signals at Teleseismic Distances—III Computed P and Rayleigh Wave Seismograms, *Geophysical Journal International*, 28, 385 – 410.
- Douglas, J., 2003. Earthquake ground motion estimation using strong-motion records; a review of equations for the estimation of peak ground acceleration and response spectral ordinates. *Earth Science Reviews* 61.43 – 104.
- Ekström, G. and Dziewonski, A.M. 1988. Evidence of Bias in Estimation of Earthquake Size, *Nature*, 332, 319-323.
- Fukushima, Y. and Tanaka, T. 1990. A New Attenuation Relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake Ground Motion in Japan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80, 757-783.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F. 1956. Earthquake Magnitude: Intensity, Energy and Acceleration, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 46, 104-145.
- Gutenberg, B. 1957. Effects of Ground on Earthquake Motion, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 47, 221-250.
- Gülkan, P., Koçyigit, A., Yücemem, M.S., Doyuran, V. ve Başöz, N. 1993. En Son Verilere Gore Hazırlanan Türkiye Deprem Bolgeleri Haritası, ODTÜ İnfaat Müh. Böl. Rapor No. 93-01, 156.

- Gülkan, P. and Kalkan, E. 2002. Attenuation Modeling of Recent Earthquakes in Turkey, Journal of Seismology, 6, 397-409.
- Görür, N. 1992. A Tectonically Controlled Alluvial Fan which Developed into a Marine Fan-Delta at a Complex Triple Junction: Miocene Girdirli Forma-Tion of The Adana Basin, Turkey, Sedimentary Geology, 81, 243-252.
- Hanks, T.C. and Kanamori, H. 1979. A Moment Magnitude Scale, Journal of Geophysical Research, 84, 5, 2348-2350.
- Hanks, T., 1982.  $f_{max}$ , Bulletin of the Seismological Society of America, 72, 1867-1879.
- Heaton, T.H., Tajima, F. and Mori, A.W. 1982. Estimating Ground Motions Using Recorded Accelerograms. Report by Dames And Moore to Exxon Production Research Company, Houston, Tx.
- Idriss, I.M. and Seed, H.B. 1968. Seismic Response of Horizontal Soil Layers, Proc. Am. Soc. Civil Engin., Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, 94, 1003-1031.
- Idriss, I.M., 1990. Response of Soft Soil Sites During Earthquakes, Proc. H. Bolton Seed Memorial Symposium, 273-290.
- İnan, E., Çolakoğlu, Z., Koç, N., Bayülke, N. ve Çoruh, E. 1996. 1976- 1996 Yılları Arası İvme Kayıtları Olan Deprem Kataloğu, T.C. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı, Ankara, 98.
- Iyisan, R. ve Haşal, M. 2011. Zemin Büyütmesi ve Yerel Koşulların Spektral İvmeye Etkisi, İTÜ Dergisi, 10, 47-56.
- Johnston, A.C., 1990. An Earthquake Strength Scale for the Media and the Public, Earthquakes Volcanoes, 22, 216-241.
- Joyner, W.B. and Boore, D.M. 1981. Peak Horizontal Acceleration and Velocity From Strong Motion Records, Including Records From The 1979 Imperial Valley, California Earthquake: Bulletin of the Seismological Society of America, 71, 2011-2038.
- Joyner, W.B. and Boore, D.M. 1988. Measurement, Characterization, and Prediction of Strong Ground Motion: Earthquake Engineering and Soil Dynamics, 2, Recent Advences in Ground Motion Evaluation, 43-102.
- Kalafat, D., Öz, G. ve Kara, M. 1998. Anadolu'da Bulunan On-Line Deprem İstasyonların Magnitüd Denklemlerinin Çıkartılması, Deprem Araştırma Bülteni, 76, 20-30, Ankara.

- Kalkan, E. 2001. Attenuation Relationship Based on Strong Motion Data Recorded in Turkey, Master Thesis, METU, Ankara.
- Kalkan, E. and Gülkan, P. 2004. Site-Dependent Spectra Derived from Ground Motion Records in Turkey, *Earthquake Spectra*, 20 (4), 1111-1138.
- Kanai, K. 1952. Relation between the Nature of Surface Layer and the Amplitude of Earthquake Motion, *Bulletin of Earthquake Research Institute of Tokyo University*, 30, 31-37.
- Kanamori, H. and Anderson, D.L. 1975. Theoretical Basis of Some Empirical Relations in Seismology, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65, 1073-95.
- Kanamori, H. 1977. The Energy Release in Great Earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 82, 2981-2987.
- Kanamori, H. and Allen, C.R. 1986. Earthquake Repeat Time and Average Stress Drop, in *Earthquake Source Mechanics*, Maurice Ewing Ser. 6, Edited By S. Das et al., American Geophysical Union, 227-235.
- Kasapoğlu, E., Ulusay, R., Gökçeoğlu, C., Sönmez, H., Binal, A. ve Tuncay, E. 1999. 17 Ağustos 1999 Doğu Marmara Depreminin Jeoteknik Saha İnceleme Raporu, Hacettepe Üniversitesi.
- Kayabali, K., 2002. Modeling of Seismic Hazard for Turkey using the Recent Neotectonic Data, *Engineering Geology* 63, 221– 232.
- Kayabali, K. and Akın, M. 2002. Seismic Hazard Map of Turkey using the Deterministic Approach, *Engineering Geology* 69, 1-2, 127– 137.
- Keilis-Borok, V. I., 1959. On the estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimensions, *Annali di Geofisica* 12, 205- 214.
- Ketin, İ. 1948. Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums. *Geol. Rund.* 36:77–83.
- Kramer, S.L. 1996. *Geoteknik Deprem Mühendisligi*. (Çeviren: Kayabalı, K. 2003) Gazi Kitabevi, 708 S., Ankara.
- Krinitzky E. L., Chang, F.K. and Nuttli, O.W. 1988. Magnitude-related earthquake ground motions. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 25 (4), 399-423.
- Lachet, C., Hatzfeld, D., Bard, P.Y., Theodulidis, N., Papaioannou, C. and Savvaidis, A. 1996. Site Effects And Microzonation in The City of Thessaloniki- Comparison of Different Approaches, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 1692-1703.

- Langston, C.A. and Helmberger, D.V. 1975. A Procedure for Modelling Dislocation Sources, Geophysical Journal of Royal Astronomical Society, 42, 117-130.
- Mahdyiar, M. 1987. A Nomograph To Calculate Source Radius And Stres Drop From Corner Frequency, Shear Velocity, and Seismic Moment, Bulletin of the Seismological Society of America, 77, 264-265.
- Makra, K., Raptakis, D., Chavez, Garcia, F.J. and Pitilakis, K. 2001. Site Effects and Design Code Provisions: The Case of Euroseistest, Pageoph, 158, 2349-2367.
- Mccue, K., Gibson, G. and Wesson, V. 1988. Intraplate Recording of Strong Motion in Southeastern Australia, Proceedings of Ninth World Conference on Earthquake Engineering, 355-360.
- McGarr, A., 1984. Scaling of Ground Motion Parameters, State of Stress, and Focal Depth, Journal of Geophysical Research, 89, 6969-6979.
- Mckenzie, D. 1972. Active Tectonics of The Mediterranean Region, Geophysical Journal of The Royal Astronomical Society, 30, 109-185.
- Nuttli, O.W. 1973. Seismic Wave Attenuation and Magnitude Relations for Eastern North America, Journal of Geophysical Research, 78, 876-885.
- Ohsaki, Y., 1969. The Effects of Local Soil Conditions upon Earthquake Damage, 4th Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng., Mexico City.
- Özbey, C., Sarı, A., Manuel, L., Erdik, M. and Fahjan, Y. 2003. Empirical Strong Ground Motion Attenuation Relations for Northwestern Turkey. Fifth National Conference on Earthquake Engineering; Istanbul, Turkey.
- Peng, K., Xie, L., Li, S., Boore, D.M., Iwan, W.D. and Teng, T.L. 1985a. The Near-Source Strongmotion Accelerograms Recorded by an Experimental Array in Tangshan, China, Physics of The Earth and Planetary Interiors, 38, 92-109.
- Peng, K.-Z., Wu, F.T. and Song, L., 1985b. Attenuation Characteristics of Peak Horizontal Acceleration In Northeast And Southwest China. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 13, 337-350.
- Press, S. and Siever, R. 1994. Earth, W.H. Freeman Press, England, ISBN-13: 978-0716717430.
- Reiter, L., 1990. Earthquake Hazard Analysis: Issues and Insights, Columbia University Press, 119-120.
- Richter, C.F. 1958. Elementary Seismology. W.H. Freeman and Company, 768 P., San Francisco and London.

- Romanowicz, B., 1992. Strike-slip Earthquakes on Quasi Vertical Transcurrent Faults: Inferences for General Scaling Relations, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 481-484.
- Sadigh, K., Chang, C.-Y., Abrahamson, N.A., Chiou, S.J. and Power, M.S. 1993. Specification of Long-Period Ground Motions: Updated Attenuation Relationships for Rock Site Conditions and Adjustment Factors for Near-Fault Effects, Pp. 59-70 of: *Proceedings of Atc-17-1 Seminar on Seismic Isolation, Passive Energy Dissipation, and Active Control*.
- Sadigh, K., Chang, S.-Y., Egan, J.A., Makdisi, F. and Youngs, R.R. 1997. Attenuation Relationships For Shallow Crustal Earthquakes Based on California Strong Motion Data, *Seismological Research Letters*, 68 180-189.
- Sadigh, R.K. and Egan, J.A. 1998. Updated Relationships For Horizontal Peak Ground Velocity and Peak Ground Displacement For Shallow Crustal Earthquakes, *Proceedings of The Sixth U.S. National Conference on Earthquake Engineering*.
- Sandikkaya, M.A., 2016. Düşük Magnitüdü Kayıtların Yer Hareketi Tahmin Denklemleri Üzerindeki Etkisi: Türkiye için Bir Ön Çalışma. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni*, 37, 237-252.
- Somerville, P.G., Smith, N.F., Graves, R.W. and Abrahamson, N.A., 1997. Modification of Empirical Strong Ground Motion Attenuation Relations to Include The Amplitude and Duration Effects of Rupture Directivity, *Seismological Research Letters*, 68, 199-222.
- Şengör, A.M.C., 1979. The North Anatolian Transform Fault: Its Age, Offset and Tectonics Significance, *J. Geol. Soc. London*, 136, 269-282.
- Theodulidis, N.P. and Papzachos, B.C. 1992. Dependence of Strong Ground Motion on Magnitude-distance, Site Geology and Macro-seismic Intensity for Shallow Earthquakes in Greece: I, Peak Horizontal Acceleration, Velocity and Displacement, *Journal of Soil Dynamics Earthquake Engineering*, 11, 387-402.
- Trifunac, M.D. and Hudson, D.E. 1971. Analysis of The Pacomia Dam Accelerograms in the Fernando Earthquake of 1971, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 61, 1393-1411.
- Trifunac, M. D. and Brady, A. G. 1975. On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong ground motion, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65. 139-162.
- Trifunac, M.D. 1976. Preliminary Analysis of The Peaks of Strong Earthquake Ground Motion—Dependence of Peaks on Earthquake Magnitude, Epicentral Distance and Recording Site Conditions, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66, 189-219.

- Ulusay, R., Tuncay, E., Sönmez, H. and Gökçeoğlu, C., 2004. An Attenuation Relationship Based on Turkish Strong Motion Data and Iso-Acceleration Map of Turkey, *Engineering Geology*, 74, 265-291.
- Ulutaş, E., and Özer, M.F., 2003. Attenuation relationship for estimation of peak ground horizontal acceleration in eastern Marmara region of Turkey. In EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France.
- Ulutaş, E. and Özer, M.F., 2010. Empirical attenuation relationship of peak ground acceleration for eastern Marmara region in Turkey. *The Arabian Journal for Science and Engineering*, 35(1A), 187–203, Jan 2010.
- Wells, D.L. and Coppersmith, K.J. 1994. New Emprical Relationships Among Magnitude, Rupture Length, Rupturewidth, Rupture Area, and Surface Displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974-1002.
- Yılmaz, Y. 1992. New Evidence and Model on The Evolution of The Southeastern Turkey, *Geological Society of America Bulletin*, 105, 251-271.
- Youngs, R. R., Day, S. M. and Stevens, J. L., 1988. Near field ground motions on rock for large subduction earthquakes. *Proceedings of Earthquake Engineering and Soil Dynamics, II. Geotechnical Division, ASCE*, 445–462.
- Youngs, R.R., Chiou, S.-J., Silva, W.J. and Humphrey, J.R. 1997. Strong Ground Motion Attenuation Relationships For Subduction Zone Earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68, 58–73.
- Yücemem, S., Koçyiğit, A., Yakut, A. ve Gençoğlu, S., 2006. Deprem Tehlike Haritalarının Hazırlanması için Kılavuz, Haziran, Ankara.
- Zaré, M., Bard, P.Y. and Ghafory-Ashtiany, M. 1999. Attenuation Law For The Strong Motions in Iran, 3rd International Conference on Seismology and Earthquake Engineering (See3), Proc., 1, 345-354.
- Zaré, M. and Bard, P.Y., 2002. Strong Motion Dataset of Turkey: Data Processing and Site Classification, *Journal of Soil Dynamics Earthquake Engineering*, 22, 703–718.
- URL-1, KOERI, 2018; [www.koeri.boun.edu.tr](http://www.koeri.boun.edu.tr) , Türkiye'nin Depremsellik Haritası.
- URL-2, AFAD, 2018; <http://kyhdata.deprem.gov.tr/>, Afad İvme Kayıtları Kataloğu.
- URL-3, TBDY-2018; T.C. Resmi Gazete, Türkiye Bina Deprem Yönetmeliği. (30364 Mükerrer), 343, 18.03.2018
- URL-4, Analyse-it, 2018; <https://Analyse-it.com/>, Analyse-it Programı ile Analiz Uygulama, 20 Şubat 2018

## **8. EKLER**

**Ek 1. (CD içerisinde mevcuttur.)**



## ÖZGEÇMİŞ

12.08.1992 tarihinde Trabzon'da doğdu. İlk ve orta öğreniminin ardından lise öğrenimini Fatih Lisesi'nde tamamladı. 2010 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği bölümünü kazandı ve 2015 yılında buradan mezun oldu. Daha sonra aynı yıl içerisinde Sismoloji Ana Bilim dalında yüksek lisansına başlayan Aleyna GENÇOĞLU orta derecede İngilizce bilmektedir.

