

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**TÜRKİYE İÇİN ŞİDDET-MAGNİTÜD AZALIM İLİŞKİSİNİN GELİŞTİRİLMESİ
VE MAKRO SİSMİK DEPREM TEHLİKE HARİTASININ HAZIRLANMASI**

DOKTORA TEZİ

Jeofizik Yük. Müh. Erdem BAYRAK

**NİSAN 2018
TRABZON**



KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**TÜRKİYE İÇİN ŞİDDET-MAGNİTÜD AZALIM İLİŞKİSİNİN GELİŞTİRİLMESİ VE
MAKRO SİSMİK DEPREM TEHLİKE HARİTASININ HAZIRLANMASI**

Erdem BAYRAK

Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde
DOKTOR (JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ)
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 26 / 03 / 2018

Tezin Savunma Tarihi : 19 / 04 / 2018

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Yusuf BAYRAK

Trabzon 2018

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında
Erdem BAYRAK Tarafından Hazırlanan**

**TÜRKİYE İÇİN ŞİDDET-MAGNİTÜD AZALIM İLİŞKİSİNİN GELİŞTİRİLMESİ VE
MAKRO SİSMİK DEPREM TEHLİKE HARİTASININ HAZIRLANMASI**

**başlıklı bu çalışma, Enstitü Yönetim Kurulunun 03 /04/2018 gün ve 1747 sayılı
kararıyla oluşturulan jüri tarafından yapılan sınavda
DOKTORA TEZİ
olarak kabul edilmiştir.**

Jüri Üyeleri

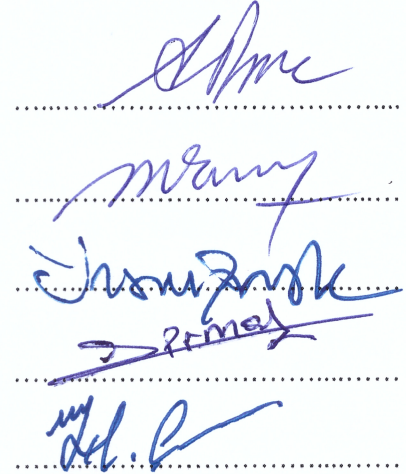
Başkan : Prof. Dr. Ali PINAR

Üye : Prof. Dr. Mehmet TURAN

Üye : Prof. Dr. Yusuf BAYRAK

Üye : Doç. Dr. Serkan IRMAK

Üye : Doç. Dr. Hakan ÇINAR


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

Prof. Dr. Sadettin KORKMAZ

Enstitü Müdürü

ÖNSÖZ

“Türkiye için Şiddet-Magnitüd Azalım İlişkisinin Geliştirilmesi ve Makro Sismik Deprem Tehlike Haritasının Hazırlanması” adlı bu araştırma Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında doktora tezi olarak yapılmıştır. Tez çalışmalarım sırasında ve daha öncesinde tüm mesleki hayatım boyunca ilgisiyle, bilgisiyle ve desteğiyle yanımda olan danışmanım Prof. Dr. Yusuf BAYRAK’a, çalışma arkadaşım Şeyda YILMAZ, Recep GÜNEY, Özgenç AKIN, Hamdi ALKAN, Zeynep ÖĞRETMEN AYDIN, Kaan Hakan ÇOBAN, Murat NAS’a, veri ihtiyacımızda her zaman desteğini esirgemeyen Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsüne, ayrıca sismik tehlike analizinde konumsal yaklaşım yönteminin program kodlarını bizimle paylaşan Prof. Dr. Dario Albarello’ya teşekkür ederim.

Hayatım boyunca yanımda olmasını istediğim eşim Türkan KAYA BAYRAK ve her zaman maddi-manevi desteklerini esirgemeyen aileme sonsuz teşekkür ederim.

Erdem BAYRAK
Trabzon-2018

TEZ ETİK BEYANNAMESİ

Doktora Tezi olarak sunduğum “Türkiye için Şiddet-Magnitüd Azalım İlişkinin Geliştirilmesi ve Makro Sismik Deprem Tehlike Haritasının Hazırlanması” başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım Prof. Dr. Yusuf BAYRAK‘ın sorumluluğunda tamamladığımı, verileri kendim topladığımı, 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. 19/04/2018

Erdem BAYRAK

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ	III
TEZ ETİK BEYANNAMESİ.....	IV
İÇİNDEKİLER.....	V
ÖZET	VII
SUMMARY	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	IX
TABLolar DİZİNİ.....	XIV
SEMBOLLER DİZİNİ	XV
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Şiddet ve Magnitüd	11
1.2. Türkiye'nin Tektoniği	12
1.2.1. Kuzey Anadolu Fay Zonu	15
1.2.2. Doğu Anadolu Fay Zonu.....	15
1.2.3. Ölü Deniz Fay Zonu.....	16
1.2.4. Ege Yayı.....	16
1.2.5. Kıbrıs Yayı.....	17
1.2.6. Bitlis-Zagros Bindirme Zonu	17
1.2.7. Orta Anadolu Fay Sistemi	17
1.2.8. Batı Anadolu Fay Zonu	18
2. YÖNTEM.....	19
2.1. Sismik Tehlike Analizi.....	19
2.1.1. Olasılıksal Sismik Tehlike Analizi.....	19
2.1.2. Deterministik Sismik Tehlike Analizi.....	20
2.1.3. Sismik Tehlike Yönteminde Konumsal Yaklaşım (SASHA).....	21

2.1.3.1. Çalışma Alanının Sismik Tarihçesinin Oluşturulması	23
2.1.3.2. Kataloğun Güvenilirliği.....	24
2.1.3.3. Sismik Tehlikenin Hesaplanması	26
2.1.4. Şiddet-Uzaklık Azalım İlişkisinin Hesaplanması.....	30
2.1.5. Regresyon Analizi	34
2.1.5.1. Ağırlıklı En Küçük Kareler Yöntemi	35
2.1.5.2. Ortogonal Regresyon Yöntemi.....	37
2.1.5.3. En Küçük Kareler Yöntemi	37
3. VERİ.....	40
3.1. Makro Sismik Şiddet Verisi	40
3.2. Şiddet-Magnitüd İlişkisi İçin Kullanılan Veri.....	75
3.3. Şiddet-PGA İlişkisi İçin Kullanılan Veri	77
4. YAPILAN ÇALIŞMALAR	79
4.1. Şiddet-Magnitüd Azalım İlişkisi	79
4.2. Şiddet (I_0) - Magnitüd (M_w) İlişkisinin Belirlenmesi	109
4.3. Şiddet (I_s)-PGA İlişkisinin Belirlenmesi	114
4.4. Sismik Tehlike Analizi Sonuçları.....	122
5. SONUÇLAR	130
6. KAYNAKLAR.....	132
7. EKLER	144
ÖZGEÇMİŞ	

Doktora Tezi

ÖZET

TÜRKİYE İÇİN ŞİDDET-MAGNİTÜD AZALIM İLİŞKİSİNİN GELİŞTİRİLMESİ VE
MAKRO SİSMİK DEPREM TEHLİKE HARİTASININ HAZIRLANMASI

Erdem BAYRAK

Karadeniz Teknik Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı
Danışman: Prof. Dr. Yusuf BAYRAK
2018, 143 Sayfa, 8 Sayfa Ek

Türkiye dünyanın sismik olarak en aktif bölgelerinden biri olan Alp-Himalaya kuşağında yer almaktadır. Bu aktivite nedeniyle Türkiye’de büyük depremler meydana gelmekte, çok sayıda can ve mal kaybı yaşanmaktadır. Türkiye için yapılan deprem tehlike haritaları genellikle deprem magnitüdüleri kullanılarak yapılmasına rağmen son yıllarda şiddet değerleri kullanılarak hazırlanan haritalar dünya çapında yaygınlaşmaktadır. Bu çalışmada, Türkiye için ilk kez sismik tehlike analizinde konumsal yaklaşımı esas alan SASHA yöntemi kullanılarak makro sismik deprem tehlike haritası hazırlanmıştır. Bu haritanın hazırlanması için gerekli olan konum şiddeti (I_s)-magnitüd (m_w), episantr şiddeti (I_0)-magnitüd (m_w), konum şiddeti (I_s)-PGA ilişkileri elde edilmiştir. Deprem tehlike haritası ise 50 yılda %2 (2475 yıl) ve %10 (475 yıl) aşılma olasılıkları için sismik tehlike analizinde konumsal yaklaşım yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır. Kullanılan yöntem ile elde edilen şiddet değerlerinin III-XI arasında değiştiği gözlenmiştir. Geliştirilen şiddet (I_s)-PGA ilişkisi kullanılarak, şiddet değerleri ivme değerlerine dönüştürüldüğünde ise ivme değerlerinin 0.1-1.0 g arasında değiştiği ve en yüksek değerlerin Kuzey Anadolu Fayı boyunca gözleendiği tespit edilmiştir. Klasik deprem tehlike haritalarında genellikle bir fay üzerinde aynı ivme değeri elde edilirken, bu çalışmada kullanılan konumsal yaklaşımda fay üzerinde sismik aktiviteye göre farklı değerler elde edilmektedir. Aletsel dönem verisine bağlı kalmaksızın, her döneme ait şiddet verisinin de sismik tehlike hesabında kullanılabilmesi Türkiye için önemli bir yeniliktir. Sonuç olarak deprem kataloglarının yalnızca aletsel büyüklüğe göre değil makro sismik şiddete göre de tutulması gelecekte yapılacak sismik tehlike haritalarının doğruluk payını arttıracaktır.

Anahtar Kelimeler: Deprem Şiddeti, Sismik Tehlike Analizi, Azalım İlişkisi, Regresyon Analizi, Sismik Tehlike Haritası

PhD. Thesis

SUMMARY

DEVELOPMENT OF INTENSITY-MAGNITUDE ATTENUATION RELATION AND
PREPARATION OF MACRO SEISMIC EARTHQUAKE HAZARD MAPPING FOR
TURKEY

Erdem BAYRAK

Karadeniz Technical University
The Graduate School of Natural and Applied Sciences
Geophysical Engineering Department
Supervisor: Prof. Dr. Yusuf BAYRAK
2018, 143 Pages, 8 Pages Appendix

Turkey is located in the Alpine-Himalayan belt one of the most seismically active regions in the world. This activity is due in large earthquakes occur in Turkey, many are experienced loss of life and property. Although earthquake hazard maps for Turkey usually perform using earthquake magnitude, the maps are prepared using intensity values are spread in recent years worldwide. In this study, macro seismic earthquake hazard map was prepared for Turkey using for the first time seismic hazard analysis based on the site approach SASHA method. Site intensity (I_s)-magnitude (m_w), epicentral intensity (I_0)-magnitude (m_w), site intensity (I_s)-PGA correlations were obtained for the preparation of this map. The earthquake hazard maps were calculated using the site approach method for seismic hazard analysis for probabilities of exceeding 2% (2475 years) and 10% (475 years) in 50 years. It has been observed that the intensity values obtained by the method used vary between III-XI. When the intensity values were converted into acceleration values using the developed site intensity (I_s)-PGA relationship, the PGA values were changed between 0.1-1.0 g and the highest values were observed along the North Anatolian Fault. While the same acceleration values on a fault are obtained on a classical earthquake hazard maps, different values are obtained according to the seismic activity on the fault using the site approach used in this study. Without depending on the instrumental data, intensity data of whole time period can be used the calculation of seismic hazard is an important innovation for Turkey. As a result, keeping seismic catalogs not only earthquake magnitude but also in macro seismic intensity will increase the accuracy of seismic hazard maps to be made in the future.

Key Words: Earthquake Intensity, Seismic Hazard Analysis, Attenuation Relation, Regression Analysis, Seismic Hazard Map

ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1.	1945 tarihli ilk resmi deprem bölgeleri haritası (Özmen (2012)'den değiştirilerek alınmıştır)..... 2
Şekil 1.2.	Güncelleştirilmiş Türkiye Deprem Tehlike Haritası (AFAD, 2018)..... 5
Şekil 1.3.	Türkiye ve civarının tektonik özellikleri ve depremselliği 14
Şekil 1.4.	Türkiye ve civarında meydana gelen $m_w \geq 5.5$ depremlerin odak mekanizması çözümleri 16
Şekil 2.1.	Olasılıksal sismik tehlike analizi aşamaları (Kramer, 1996) 20
Şekil 2.2.	Deterministik sismik tehlike analizinin aşamaları (Kramer, 1996) 21
Şekil 2.3.	Yöntemin akış şeması 28
Şekil 2.4.	a) Klasik en küçük kareler yöntemi, b) Ortogonal regresyon yöntemi 35
Şekil 3.1.	Azalım ilişkisi için kullanılan depremlerin episantr dağılımı 42
Şekil 3.2.	Veri tabanındaki şiddet noktalarının özellikleri (Magnitüd, M_w ; derinlik ve uzaklık ise km'dir) 43
Şekil 3.3.	Bu çalışmada oluşturulan veri tabanının dağılım grafikleri. Eliptik alanlar %95 ($\alpha=0.95$) güven aralığında kalan alanı ifade eder. Histogramlarda bulunan eğriler ise her veri kümesine ait Gauss dağılım trendini belirtir... 44
Şekil 3.4.	9 Şubat 1909 Enderes depremi eş şiddet haritası (Ambraseys ve Finkel, 1987b) 47
Şekil 3.5.	9 Ağustos 1912 Mürefte-Şarköy Depremi eş şiddet haritası (Ambraseys ve Finkel, 1987a) 48
Şekil 3.6.	3 Ekim 1914 Burdur Depremi eş şiddet haritası (Pınar ve Lahn, 1952)..... 48
Şekil 3.7.	31 Mart 1928 Torbalı depremi eş şiddet haritası (Pınar ve Lahn, 1952) 49
Şekil 3.8.	4 Ocak 1935 Marmara Adalar Depremi eş şiddet haritası (Pınar ve Lahn, 1952) 49
Şekil 3.9.	19 Nisan 1938 Kırşehir depremi eş şiddet haritası (Salomon-Calvi ve Kleinsorge, 1940)..... 50
Şekil 3.10.	26 Aralık 1939 Erzincan depremi eş şiddet haritası (Pınar ve Ketin, 1941)..... 51

Şekil 3.11.	2 Aralık 1942 Osmancık depremi eş şiddet haritası (Blumenthal vd., 1943)	51
Şekil 3.12.	1 Şubat 1944 Bolu depremi eş şiddet haritası (Ergin vd., 1967)	52
Şekil 3.13.	17 Ağustos 1949 Karlıova depremi eş şiddet haritası (Ambraseys, 1988) ..	53
Şekil 3.14.	1951 Kurşunlu depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991).....	53
Şekil 3.15.	18 Mart 1953 Yenice-Gönen depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991)	54
Şekil 3.16.	1953 Edirne depremi eş şiddet haritası (Ketin ve Roesli, 1953).....	54
Şekil 3.17.	Söke-Balat depremi eş şiddet haritası (Öcal, 1958a).....	55
Şekil 3.18.	1956 Eskişehir depremi eş şiddet haritası (Öcal, 1959).....	55
Şekil 3.19.	Fethiye-Rodos depremi eş şiddet haritası (Öcal, 1958b).....	56
Şekil 3.20.	1957 Abant depremi eş şiddet haritası (Öcal, 1959).....	57
Şekil 3.21.	Bozüyük depremi eş şiddet haritası (Ergin vd., 1967).....	57
Şekil 3.22.	Balıkesir depremi eş şiddet haritası (Ergin vd., 1967).....	58
Şekil 3.23.	Denizli depremi eş şiddet haritası (Ergin vd., 1967)	58
Şekil 3.24.	Malatya depremi eş şiddet haritası (Ergin vd., 1967)	59
Şekil 3.25.	Palu depremi eş şiddet haritası (Ergin vd., 1967)	59
Şekil 3.26.	Manyas depremi eş şiddet haritası (Ergin vd., 1967).....	60
Şekil 3.27.	7 Mart 1966 Varto depremi eş şiddet haritası (Güçlü ve Uz, 1966)	60
Şekil 3.28.	19 Ağustos 1966 Ağustos Varto depremi eş şiddet haritası (Ketin ve Abdüselamoğlu, 1966).....	61
Şekil 3.29.	Adapazarı depremi eş şiddet haritası (Ergin vd., 1971).....	62
Şekil 3.30.	Demirci depremi eş şiddet haritası (Ergin vd., 1971)	62
Şekil 3.31.	Alaşehir depremi eş şiddet haritası (Ketin ve Abdüselamoğlu, 1969)	63
Şekil 3.32.	Sivas depremi eş şiddet haritası (Ergin vd., 1971).....	63
Şekil 3.33.	Bingöl depremi eş şiddet haritası (Seymen ve Aydın, 1972).....	64
Şekil 3.34.	Gelibolu depremi eş şiddet haritası (Güçlü vd., 1986)	64
Şekil 3.35.	Lice depremi eş şiddet haritası (Güçlü vd., 1986)	65

Şekil 3.36.	Iğdır depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991).....	65
Şekil 3.37.	Denizli depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991).....	66
Şekil 3.38.	Çaldıran depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991).....	66
Şekil 3.39.	İzmir depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991).....	67
Şekil 3.40.	Burdur depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991).....	67
Şekil 3.41.	Tercan depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991).....	68
Şekil 3.42.	Bulanık (Muş) depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991).....	68
Şekil 3.43.	Çayırılı-Tercan depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991).....	69
Şekil 3.44.	Bala depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991).....	69
Şekil 3.45.	Biga depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991).....	70
Şekil 3.46.	Horasan depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991).....	71
Şekil 3.47.	1999 İzmit depremi eş şiddet haritası (Özmen, 2000).....	72
Şekil 3.48.	Düzce depremi eş şiddet haritası (Fırat, 2005).....	72
Şekil 3.49.	Çankırı depremi eş şiddet haritası (Demirtaş vd., 2000).....	73
Şekil 3.50.	Afyon depremi eş şiddet haritası (Özmen, 2002).....	74
Şekil 3.51.	Bingöl depremi eş şiddet haritası (Kalafat vd., 2003).....	74
Şekil 3.52.	Aşkale depremi eş şiddet haritası (Demirtaş vd., 2004).....	75
Şekil 3.53.	Şiddet-Magnitüd ilişkisi için kullanılan 544 adet depremin episantr dağılım haritası.....	76
Şekil 4.1.	9 denkleme ait R^2 ve düzeltilmiş R^2 değerleri.....	84
Şekil 4.2.	Farklı parametrelere göre denklem 1 ve 2'nin uzaklık değişimi.....	85
Şekil 4.3.	Denklem 1, 2, 3 ve 4'ün farklı parametrelere göre değişimi.....	87
Şekil 4.4.	Denklem 1-4 için q-q grafikleri.....	89
Şekil 4.5.	Simülasyon için seçilen depremlere ait şiddet verileri ve denklemlerin grafiksel gösterimi.....	91
Şekil 4.6.	Simülasyon depremler için yığılmış hata grafikleri.....	93
Şekil 4.7.	1957 Fethiye depremi için denklemlerin gerçek şiddet dağılımı ile karşılaştırılması.....	98

Şekil 4.8.	1957 Fethiye depremi için D1-D4 için mutlak yüzde hata grafikleri	99
Şekil 4.9.	1983 Bala depremi için hesaplanan ve gözlenen şiddet değerlerinin karşılaştırılması	100
Şekil 4.10.	Bala depremi için denklemleri mutlak yüzde hata grafikleri.....	101
Şekil 4.11.	2003 Bingöl depremi için hesaplanan ve gözlenen şiddet değerlerinin karşılaştırılması	102
Şekil 4.12.	2003 Bingöl depremi için denklemlerin mutlak yüzde hata grafikleri	103
Şekil 4.13.	1999 İzmit depremi için hesaplanan ve gözlenen şiddetlerin karşılaştırılması	104
Şekil 4.14.	İzmit depremi için denklemleri mutlak yüzde hata grafikleri.....	105
Şekil 4.15.	1966 Varto depremi için gözlenen ve hesaplanan şiddet haritalarının karşılaştırılması	106
Şekil 4.16.	Varto depremi için denklemlerin mutlak yüzde hata grafikleri.....	107
Şekil 4.17.	1939 Erzincan depremi için gözlenen ve hesaplanan şiddet haritalarının karşılaştırılması	108
Şekil 4.18.	Erzincan depremi için denklemlerin mutlak yüzde hata grafikleri	108
Şekil 4.19.	EKKY ve OR yöntemleri ile elde edilen eğrilerin karşılaştırılması	110
Şekil 4.20.	EKKY çözümü kullanılarak hesaplanan ve gözlenen değerler ($I_{göz}-I_{hes}$) arasındaki farkların grafiği.....	111
Şekil 4.21.	Artık değerlerin ($I_{göz}-I_{hes}$) episantr dağılımları (O ile gösterilen değerler $I_{göz} > I_{hes}$, Δ ile gösterilenler ise $I_{göz} < I_{hes}$ değerlerini belirtmektedir).	111
Şekil 4.22.	EKKY çözümü kullanılarak elde edilen şiddet değerlerinin episantr dağılımı	112
Şekil 4.23.	Bu çalışmada elde edilen sonuçlar ile literatürde en çok kullanılan ilişkilerin karşılaştırılması (Diğer denklemlerde de bağımlı değer Şiddet)	113
Şekil 4.24.	Bu çalışmada elde edilen sonuçlar ile literatürde en çok kullanılan ilişkilerin karşılaştırılması (Diğer denklemler de bağımlı değer Magnitüd).....	114
Şekil 4.25.	1976 Denizli depremine ait şiddet haritası ve ivme kayıt istasyonu.....	116
Şekil 4.26.	1977 İzmir depremine ait şiddet haritası ve ivme kayıt istasyonu.....	116
Şekil 4.27.	1983 Biga depremine ait şiddet haritası ve ivme kayıt istasyonu	117

Şekil 4.28.	1983 Horasan depremine ait şiddet haritası ve ivme kayıt istasyonu	117
Şekil 4.29.	1999 İzmit depremine ait şiddet haritası ve ivme kayıt istasyonu	118
Şekil 4.30.	1999 Düzce depremine ait şiddet haritası ve ivme kayıt istasyonu	118
Şekil 4.31.	2000 Çankırı depremine ait şiddet haritası ve ivme kayıt istasyonu	118
Şekil 4.32.	2002 Afyon depremine ait şiddet haritası ve ivme kayıt istasyonu	119
Şekil 4.33.	2003 Bingöl depremine ait şiddet haritası ve ivme kayıt istasyonu.....	119
Şekil 4.34.	2004 Aşkale depremine ait şiddet haritası ve ivme kayıt istasyonu	119
Şekil 4.35.	Şiddet-PGA regresyon analizi.....	120
Şekil 4.36.	Bu çalışmada elde edilen sonuçlar ile literatürde en çok kullanılan ilişkilerin karşılaştırılması (Diğer denklemlerde de bağımlı değer İvme).	121
Şekil 4.37.	Bu çalışmada elde edilen sonuçlar ile literatürde en çok kullanılan ilişkilerin karşılaştırılması (Diğer denklemlerde de bağımlı değer Şiddet)	121
Şekil 4.38.	50 yılda %2 aşılma olasılığına göre hesaplanan şiddet değerleri	123
Şekil 4.39.	50 yılda %2 aşılma olasılığına göre hesaplanan ivme değerleri	124
Şekil 4.40.	50 yılda %10 aşılma olasılığına göre hesaplanan şiddet değerleri	125
Şekil 4.41.	50 yılda %10 aşılma olasılığına göre hesaplanan ivme değerleri	126
Şekil 4.42.	1996 yılında yapılan Türkiye deprem bölgeleri haritası (Özmen, 2012'den değiştirilerek alınmıştır).....	127
Şekil 4.43.	SHARE (2013) projesi kapsamında hazırlanan sismik tehlike haritası (Giardini vd., 2013).....	128

TABLolar DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 3.1. EMS-98, MSK ve MMI şiddet cetvellerinin karşılaştırılması.....	41
Tablo 3.2. Çalışmada kullanılan 49 adet depreme ait parametreler	45
Tablo 3.3. Çalışmada kullanılan katalog bilgileri	76
Tablo 3.4. Şiddet-PGA ilişkisi için kullanılan depremler ve bu depremlere ait bilgiler	77
Tablo 4.1. Türkiye için yapılan şiddet azalım ilişkileri.....	82
Tablo 4.2. Çalışmada kullanılan 9 farklı denklem formu	82
Tablo 4.3. Ağırlık EKKY ile elde edilen denklem katsayıları	83
Tablo 4.4. Simulasyon için seçilen denklemler ve özellikleri.....	88
Tablo 4.5. MAD, MSE, RMSE ve MAPE yöntemleri ile hesaplanan hata oranlarının karşılaştırılması	94
Tablo 4.6. MAD, MSE, RMSE ve MAPE yöntemleri ile hesaplanan hata oranlarının karşılaştırılması (Uzaklık sınırlandırılmış)	96

SEMBOLLER DİZİNİ

I_0	: Episantr Şiddeti
I_{max}	: Maksimum Şiddet
I_s	: Konum Şiddeti
M_w	: Moment Magnitudü
M_s	: Yüzeş Dalgası Magnitudü
R_{epi}	: Episantr Uzaklığı
h	: Odak Derinliği
P_{exc}	: Aşılma Olasılığı
E	: Sismik Enerji
PGA	: En Büyük Yer İvmesi
PGV	: En Büyük Yer Hızı
PGD	: En Büyük Yer Değişirmesi
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
ÖDFZ	: Ölü Deniz Fay Zonu
DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
EKKY	: En Küçük Kareler Yöntemi
OR	: Ortogonal Regresyon
GPS	: Global Position System
MKS	: Medvedev-Sponheur-Karnik Şiddet Ölçeği
MM	: Değiştirilmiş Mercalli Şiddet Ölçeği
OSTA	: Olasılıksal Sismik Tehlike Analizi
SASHA	: Sismik Tehlike Analizinde Konumsal Yaklaşım
MAD	: Ortalama Mutlak Sapma
MSE	: Ortalama Hata Kare
RMSE	: Ortalama Karekök Hata
MAPE	: Ortalama Mutlak Yüzde Hata
APE	: Mutlak Yüzde Hata

1. GİRİŞ

Sismik açıdan hareketli bir bölgede gelecekte olabilecek depremlerin zamanı, yeri, büyüklüğü ve diğer özellikleri önceden tam olarak kestirilemez. Deprem mühendisliğinde karşılaşılan en önemli sorunlardan birisi, belirli bir zaman aralığında olabilecek özellikle zemin hareketi ile ilgili parametreler için beklenebilecek en büyük değerlerin saptanmasıdır. İncelenen alandaki zemin titreşimlerinin özelliklerini yansıtan ivme, hız, yer değiştirme ve spektral ivme gibi parametreler zemin ya da yer hareketi parametreleridir. Depremlerin zaman, yer ve şiddet bakımından gösterdikleri değişkenlik ve çeşitli belirsizlikler nedeni ile depreme dayanıklı yapıların projelendirilmesinde kullanılacak parametre değerlerinin saptanmasında olasılık ve istatistik yöntemlerine dayanan bir yaklaşım gereklidir. Deterministik yaklaşımlara karşın, olasılık ve istatistik çerçevesinde geliştirilecek bir yöntemin katkısı, zemin hareketi değişkenleri için tek bir değer yerine bir değerler kümesi ile bu küme üzerinde tanımlanmış bir olasılık dağılımının belirlenmesi şeklinde olacaktır. Sismik tehlike analizinde amaç, eskiden olmuş deprem olaylarına ait eldeki verileri, jeolojik, sismolojik, istatistiksel ve diğer bilgilerle sistematik bir şekilde birleştirerek, göz önünde tutulan çalışma alanında ileride beklenebilecek sismik etkinlik için belirli olasılık değerlerini hesaplamaktır. Sismik tehlike analizinin sonucu, belirli bir zemin hareketi parametresinin veya deprem şiddetinin belirli bir zamandaki aşılma olasılığının (veya ortalama tekrarlama süresini) hesaplanması şeklindedir. Sismik tehlike analiziyle deprem tehlikesinin niceliksel olarak ve deprem mühendisliğinde kolayca kullanılacak parametreler cinsinden ortaya konulması, mühendislik yapılarının sismik yükler açısından projelendirilmeleri ile ilgili kararların dikkatli bir şekilde verilmesine olanak sağlamaktadır. Örneğin, eğer zemin hareketi parametresi olarak ivme seçilirse, belirli bir süre ve aşma olasılığına karşı gelen bu eğrilere eş-ivme haritaları denilmektedir. Bu tür haritalar olağan yapıların projelendirilmesinde, sismik yüklerin saptanmasına yardımcı olacaktır. Türkiye çapında gerçekleştirilen böyle bir çalışma sonucunda, ülkemizde halen geçerli olan Deprem Bölgeleri Haritasının oluşturulmasına esas teşkil eden sismik tehlike haritası elde edilmiştir (Gülkan, 1993).

Türkiye’de deprem zararlarının azaltılmasına yönelik çalışmalar 27 Aralık 1939 Erzincan depremi ile başlayan ve 20 Aralık 1942 Niksar Erbaa, 20 Haziran 1943 Adapazarı-Hendek, 26 Kasım 1943 Tosya-Ladik ve 1 Şubat 1944 Bolu Gerede depremlerinin yakın

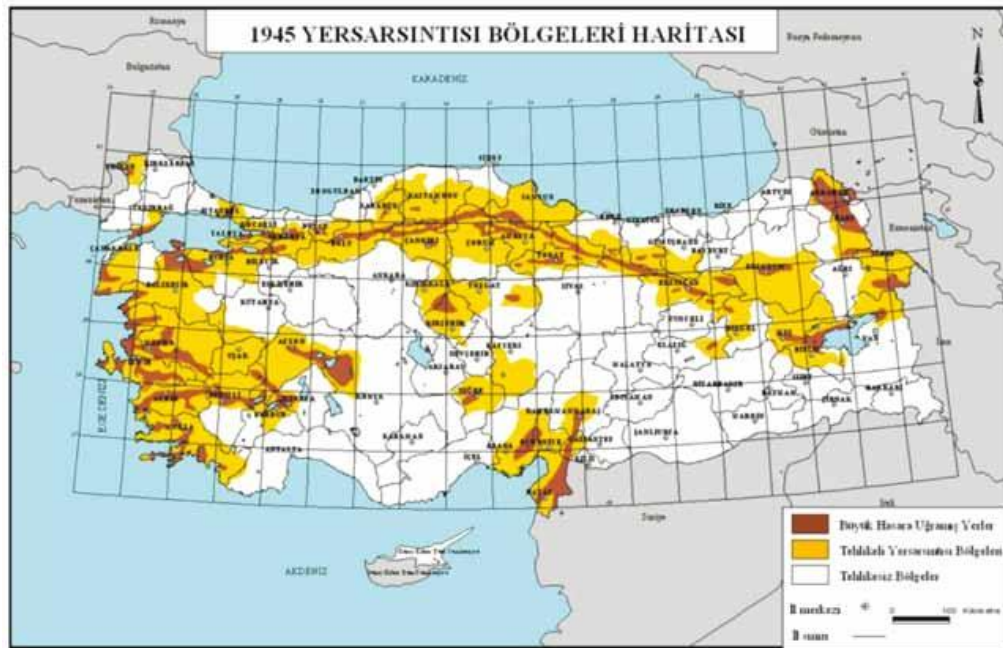
zaman aralıklarında meydana gelmesi ve çok sayıda can ve mal kayıplarına neden olması sonucunda başlamıştır (Özmen, 2012).

Deprem Bölgeleri haritaları gerek deprem mühendisliği ve mühendislik sismolojisindeki gelişmeler, gerekse aktif tektonik ve sismotektonik bulguların, tarihsel ve aletsel dönemde hasara neden olmuş depremler hakkındaki bilgilerin ve depremlere ait kayıtların artması nedeniyle beş kez değiştirilmiştir. Değişiklikler 1945, 1947, 1963, 1972 ve 1996 yıllarında Bakanlar Kurulu kararı ile yapılmıştır.

Türkiye’de yayınlanmış resmi deprem bölgeleri haritaları

- Hasar verisine göre (1945, 1947),
- Deterministik yöntemle göre (1963, 1972),
- Olasılık yöntemine göre (1996) hazırlanmış haritalar olarak üç sınıfa ayrılabilir.

1945 haritasına göre Türkiye, büyük hasara uğramış, tehlikeli ve tehlikesiz alanlar olmak üzere üç kısma ayrılmıştır (Şekil 1.1).



Şekil 1.1. 1945 tarihli ilk resmi deprem bölgeleri haritası (Özmen (2012)’den değiştirilerek alınmıştır)

Harita, eski haritaların hazırlanması için kullanılan bilgilerin yanı sıra “Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu (Pınar ve Lahn, 1952)” ve “Türkiye’nin Sismisitesi (Omote ve

İpek, 1959)” isimli kitaplardan, MTA tarafından hazırlanmış olan jeoloji ve tektonik haritalarından ve Bayındırlık Bakanlığının kuruluşundan itibaren depremle ilgili yapmış olduğu çalışmalardan faydalanılarak hazırlanmıştır (Tabban, 1970). 1963 tarihli “Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası” 05.04.1963 gün ve 6/1613 sayılı Bakanlar Kurulu kararının 24.04.1963 tarih ve 11389 sayılı Resmi Gazetede yayınlanmasıyla yürürlüğe girmiştir (Pampal ve Özmen, 2007). Bu haritaya göre ülkemiz;

- Birinci derece deprem bölgeleri,
- İkinci derece deprem bölgeleri,
- Üçüncü derece deprem bölgeleri,
- Tehlikesiz bölgeler olmak üzere dört bölgeye ayrılmıştır.

Harita hissedilen maksimum şiddet değerleri (Medvedev-Sponeuer-Karnik (MSK) şiddet cetveli) esas alınarak hazırlanmıştır. VIII ve daha büyük şiddet gösteren yerler birinci derece deprem bölgesini, VII – VIII şiddeti arasındaki yerler ikinci derece deprem bölgesini ve V – VII şiddeti arasındaki yerlerde üçüncü derece deprem bölgesini göstermektedir.

1972 Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası Bakanlar kurulunun 23.12.1972 gün ve 7/5551 sayılı kararıyla onaylanan Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası kararın 15 Mayıs 1973 tarih ve 14586 sayılı resmi gazetede yayımlanmasıyla yürürlüğe girmiştir (Özmen, 2012). Bu haritaya göre ülkemiz;

- Birinci derece deprem bölgesi,
- İkinci derece deprem bölgesi,
- Üçüncü derece deprem bölgesi,
- Dördüncü derece deprem bölgesi,
- Tehlikesiz bölge olmak üzere beş bölgeye ayrılmıştır.

Haritada IX veya daha büyük şiddetteki depremlerin olduğu veya olabileceği yerler birinci derece deprem bölgesini, VIII şiddetindeki depremlerin olduğu veya olabileceği yerler ikinci derece deprem bölgesini, VII şiddetindeki depremlerin olduğu veya olabileceği yerler üçüncü derece deprem bölgesini ve VI şiddetindeki depremlerin olduğu veya olabileceği yerler dördüncü derece deprem bölgesini göstermektedir.

c) Olasılık yöntemine göre hazırlanmış deprem haritaları:

- 1996 deprem bölgeleri haritası dünyadaki gelişmelere paralel olarak olasılık yöntemi kullanılarak hazırlanmıştır.

Bu yönüyle ilk dört haritadan farklıdır ve 50 yılda %10 ihtimalle aşılma olasılığına göre hesaplanan ivme değerlerini göstermektedir. Haritanın hazırlanması sırasında:

- Deprem kaynak alanı sınırlarının belirlenmesi,
- Tanımlanan her bir kaynak alanı için geçmişteki deprem verilerinin istatistiksel olarak değerlendirilmesi ve kaynak alanların doğurabilecekleri en büyük deprem büyüklüklerinin belirlenmesi,
- Her bir kaynak alan için azalım ilişkilerinin belirlenmesi,
- Yer hareketi parametresi olarak seçilen ivmeye ait, belirlenen bir zaman aralığında belirli bir olasılığa dağılım fonksiyonunun hesaplanması, aşamaları izlenmiştir. Hesaplara esas teşkil eden deprem listesi Kandilli Rasathanesi tarafından 1881 – 1980 arasını içine alacak şekilde Ayhan vd., (1984) tarafından derlenen katalogdan alınmıştır.

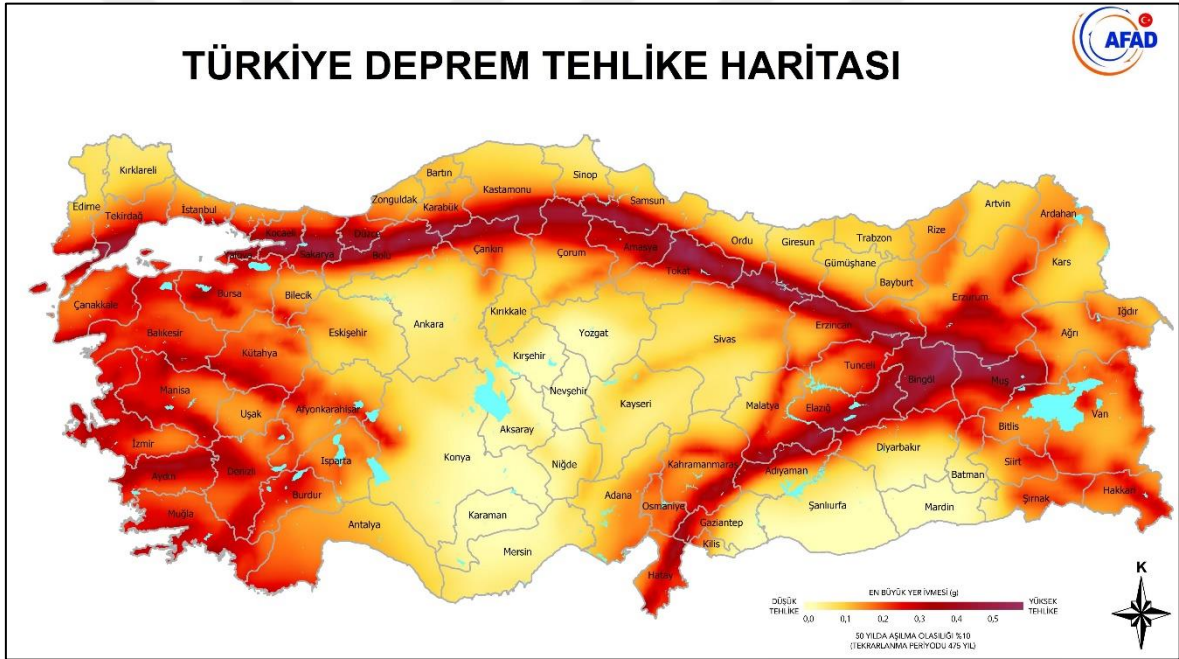
Bu haritaya göre Türkiye;

- Birinci derece deprem bölgeleri,
- İkinci derece deprem bölgeleri,
- Üçüncü derece deprem bölgeleri,
- Dördüncü derece deprem bölgeleri,
- Beşinci derece deprem bölgeleri olmak üzere beş bölgeye ayrılmıştır.

Haritada yer ivmesinin 0.40 g ve daha büyük olacağı bölgeler birinci derece deprem bölgesini, yer ivmesinin 0.30 – 0.40 g arasında olması beklenen bölgeler ikinci derece deprem bölgesini, yer ivmesinin 0.20 – 0.30 g arasında olması beklenen bölgeler üçüncü derece deprem bölgesini, yer ivmesinin 0.10 – 0.20 g arasında olması beklenen bölgeler dördüncü derece deprem bölgesini ve yer ivmesinin 0.10 g den küçük olması beklenen bölgeler beşinci derece deprem bölgesini göstermektedir.

Son olarak Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD) tarafından yapılan detaylı çalışma ile birlikte Türkiye için yeni ve güncellenmiş deprem tehlike haritası

hazırlanmıştır (Şekil 1.2). Bu çalışma kapsamında, Türkiye için yenilenmiş diri fay haritası, güncellenmiş ve homojenleştirilmiş deprem kataloğu gibi ek çalışmalar da yapılmıştır. Ayrıca kaynak model olarak çizgisel ve alansal kaynaklar aynı anda kullanılmış ve mantık ağacı ile her ikisine de %50 oran verilmiştir. Yaklaşık 80 alan kaynak ve 200'den fazla çizgi kaynak kullanılmıştır. Her alan kaynak için b -değeri, a -değeri, M_{max} değerleri hesaplanmıştır. Çizgisel kaynaklar için ise, karakteristik magnitüd, fay kaynak parametleri, aktivite parametreleri gibi parametreler hesaplanmıştır. Mantık ağacı yönteminde ise 12 farklı azalım ilişkisi kullanılmış ve farklı farklı oranlar kullanılmıştır. AFAD (2018) tarafından elde edilen harita Şekil 1.2'de gösterilmiştir, elde edilen PGA değerleri 0.05 ile 0.7 arasında değiştiği gözlenmiştir. Yine bu haritada da bir önceki çalışmaya göre çok tehlikeli alanların daha kolay ayırt edilebildiği detaylar ortaya konulmuştur.



Şekil 1.2. Güncellenmiş Türkiye Deprem Tehlike Haritası (AFAD, 2018)

Albarelo ve Mucciarelli (2002) tarafından sismik tehlikeyi değerlendirmek için makro sismik verileri ele alan bir olasılıksal yöntem geliştirilmiştir. D'Amico ve Albarelo (2008) tarafından SASHA (Sismik Tehlike Değerlendirmesinde Konumsal Yaklaşım) ismi verilen bu yöntem, temelde geçmiş depremlerin etkileri ile ilgili bilgilere dayanarak, makro sismik şiddet açısından sismik tehlikeyi hesaplar. Bu nedenle "konumsal yaklaşım" olarak bilinmektedir. Bu yöntemle sismik tehlike hesaplamak için herhangi bir sismik kaynak modeli gerekmemektedir. Yaklaşım, şiddet değerlerinin sınırlandırılmış, sıralı ve ayrık

karakterini dikkate alarak, şiddet verisinin tutarlı ve eksiksiz bir çerçevede mevcut olan bütün makro sismik bilgiyi kullanmaya olanak tanır. Standart Cornell-McGuire yaklaşımında olduğu gibi, sismojenik sürecin durağan olduğu varsayılmakta, ancak sismotektonik kısıtlama düşünülmemektedir. Sismik tehlike, ilgili alandaki makro sismik şiddetleri bir zaman dizisi (yerel sismik geçmiş) olarak göz önüne alıp hesaplanır. Bu zaman serisi, geçmiş depremler sırasında sahada gözlemlenen sismik etkileri, şiddeti ve gerektiğinde, şiddet temelli ampirik yer-hareket tahmin eşitlikleri ile hesaplanan şiddet değerlerini birleştirilerek oluşturulur (Albarelo ve D'Amico, 2004; Rotondi ve Zonno, 2004; Pasolini vd., 2008a; Zonno vd., 2009). Daha sonra, mevcut yerel bilginin sürekliliği ve temsiliyeti, ilgili belirsizlik (süreklilik) ile birlikte değerlendirilir. Her şiddet eşiği I için, çalışma alanındaki sismik tekrarlama, herhangi bir ön işleme gerek duyulmayan (örneğin, artçı şokların atılması, ana şokların seçimi, vb.) bir yaklaşımla hesaplanır.

SASHA iki ana çıktı sağlamaktadır: tehlike eğrisi (çalışma alanında belirli bir sürede I_s 'den düşük olmayan bir olayın olması ihtimali); ve dikkate alınan olasılık eşiğinin (örn., 0.1) bir fonksiyonu olarak tehlike eğrisinden belirlenen şiddet değeridir (Iref).

SASHA yöntemi kullanılarak Dünya'nın farklı bölgelerinde sismik tehlike çalışmaları yapılmıştır. İlk olarak, Albarelo ve Mucciarelli (2002) İtalya'da Bologna ve Carpi bölgeleri için bu yöntemi kullanmıştır. Çalışmada kullanılan veri, 1000-1980 yılları arasında kapsamaktadır ve elde ettikleri sonuçlar ile standart OSTA yöntemi ile bulunan sonuçlar uyumlu çıkmıştır.

Bindi vd., (2012) Orta Asya için bu yöntemi kullanarak sismik tehlike analizi yapmışlardır. 1880-2000 yılları arasında meydana gelen magnitüdü 4.6-8.3 arasında değişen 75 adet depreme ait 5322 adet şiddet veri noktası kullanılmış ve gelecek 50 yılda %2-10 aşılma olasılığı için hesaplama yapmışlardır. Elde edilen yüksek değerlerin standart OSTA ile elde edilen yüksek değerler ile aynı bölgelere denk gelmesine rağmen SASHA yöntemi ile daha yüksek değerler elde edildiği belirtilmiştir.

Carvalho ve Albarelo (2016) Portekiz için 1531-2007 yılları arasında meydana gelen 23 adet depremin 2587 şiddet veri noktasını, $I_0 > V$ $m_w > 4.0$ olan 342 adet depremin episantr bilgileri kullanarak sismik tehlike analizi yapmışlardır. Çalışma alanı için 848 adet eşit aralıklı grid noktaları oluşturulmuş ve bu noktalar için hesaplama yapılmıştır. Elde edilen sonuçlar standart OSTA ile yapılan hesaplamalar ile uyumlu olarak elde edilmiştir.

Jimenez vd., (2016) İspanya için 1300-2012 yılları arasında şiddeti $> V$ olan 64 depreme ait 887 şiddet veri noktası ile 1300-2012 yılları arasında meydana gelen

depremlerin episantr, şiddet, magnitüd bilgilerini kullanmışlardır. 50 yılda %2-10 aşılma olasılığı için hesaplamalar yapılmış ve elde edilen sonuçların standart OSTA ile uyumlu olduğu belirtilmiştir.

D'amico vd., (2016) İzlanda için 1706-2008 yılları arasında meydana gelen depremleri kullanarak sismik tehlike analizi yapmıştır. Fakat elde edilen sonuçlar standart OSTA yöntemi ile uyumlu çıkmamıştır. Bunun nedeni olarak veri sayısının az olmasını belirtmişler, fakat veri sayısının ve şiddet veri noktalarının daha güvenilir şekilde elde edilmesi ile yeni oluşturulacak veri seti kullanılarak daha güvenli sonuçlar elde edilebileceğini belirtmişlerdir.

Çalışmanın bu bölümünde daha önce yayınlanmış farklı şiddet-magnitüd azalım ilişkisi denklem formlarından bahsedilecektir. Blake (1941) büyük çoğunluğu nitel özelliklerden türetilmiş bir ilişki önermiştir. Fakat hiposantr uzaklığını kullanmak yerine episantr uzaklığını kullanmıştır. Bu formların tümü episantr şiddetinin doğrusal olmayan bir şekilde azaldığı varsayımını içermektedir. Ambraseys (1985) episantr uzaklığı yerine hiposantr uzaklığını içeren bir ilişki önermiştir ama aslında hiposantr uzaklığı derin depremlerde etkin rol oynayabilir.

Bununla birlikte, Bakun ve Wentworth (1997) bu konuda daha doğrusal bir yaklaşım önermişlerdir. Chandler ve Lam (2002) episantr uzaklığının doğal logaritmasını ve bazı kesme uzaklığı değerlerini kullanarak bir ilişki önermiştir. Dowrick ve Rhoades (2005), Blake (1941) ve Kövesligethy (1906) formlarını birleştirmiş ve doğrusal olmayan bir ilişki önermiştir. Gómez Capera (2006) ise doğal logaritma yerine küp kök içeren farklı bir form önermiştir. Atkinson ve Wald (2007), Joyner ve Boore (1993, 1994)'e benzer şekilde bir normalizasyon kullanarak veya belirli bir kesme magnitüdü kullanarak episantr şiddet azalımı modeli geliştirmiştir. Literatürde benzer formların kullanılması ve aynı formlara ilave parametreler eklenerek kullanılmaktadır. Ayrıca, bazı formlarda bulunan 10 tabanındaki logaritma yerine doğal logaritma alınıp, en iyi çözüm elde edilebilmektedir. Bu tür değişiklikler en iyi çözüm için amaca uygun değişiklikler olarak adlandırılabilir. Aynı bölge için mekânsal olarak bağımsız olan çözümleri karşılaştırmakta mümkün değildir. Her ülkenin yapı özellikleri kendi içinde de çok büyük değişiklikler göstermektedir. Bu durum hem ekonomik hem de yerel bölgedeki doğal yapı malzeme özelliklerine göre değişim göstermektedir. Türkiye'de ise genel gelir durumu doğudan batıya doğru artarken, özellikle yapıların depreme karşı dayanıklılığı da artmaktadır. Şehirlerde de durum aynıdır, fakat daha homojen olarak kabul edilebilir. Bunun başlıca nedeni olarak merkezi yerleşim yerlerinde kırsal yerleşim yerlerine göre mühendislik hizmetlerinin daha kolay alınabilmesi ve

yapıların daha kaliteli malzemeler ile inşa edilmesi olarak düşünülebilir. Ergin (1969) Türkiye için bölgesel olarak farklı şiddet azalım ilişkilerinin elde edilmesini önermiştir. Fakat elimizdeki veri setinin bu şekilde kullanılması veri sayısının yeterli olmaması nedeni ile güvenli bir ilişki elde edilmesine engel oluşturabilir. Bununla birlikte, azalım ilişkilerine benzer olarak tüm Türkiye için genel bir şiddet azalım ilişkisine ihtiyaç vardır.

Türkiye için ülke çapında veya bölgesel olarak uzanan sadece birkaç makro sismik azalım ilişkisi bulunmaktadır. Sığ kabuksal depremlerin uzaklık ve derinlik bilgisi kullanılarak yapılan azalım ilişkileri 1950’li yıllara kadar uzanmaktadır. Öcal (1959), İpek vd., (1965) ve Çağpar (1967) depremlerin odak derinliğini ve bazı soğrulma katsayılarını kullanarak bir ilişki geliştirmişlerdir. Bu çalışmalar çoğunlukla şiddet-uzaklık eğrilerinin depreme uyup uymadığına bakılarak yapılmıştır. Ergin (1969)’da benzer bir strateji kullanarak soğrulma özelliklerini temel alan ve hiposantr uzaklığını kullanarak bir ilişki geliştirmiştir. Kolçak ve Sipahioğlu (1979) Batı Anadolu bölgesi için 13 deprem kullanarak bir azalım ilişkisi önermiştir. Gürpınar vd., (1979) Kuzey Anadolu Fay Zonu için bir ilişki geliştirmiş ve bu ilişkiyi sismik tehlike çalışmasında kullanmışlardır. Erdik ve Öner (1982) KAFZ için MSK şiddet ölçeği ve fay izinin uzunluğuna bağlı olarak bir ilişki geliştirmişlerdir. Erdik ve Eren (1983) KAFZ için yine MSK şiddetine göre farklı bir azalım ilişkisi önermiştir. Erdik vd., (1985) hem Türkiye genelinde hem de on bir adet sismik kaynak zonunda magnitüd (M_s) ve şiddet (MSK) arasında bir ilişki geliştirmiş ve bu ilişkiyi daha sonra sismik tehlike çalışmasında kullanmışlardır. Yarar vd., (1984) Kuzey ve Doğu Anadolu Fay Zonu ile Ege graben sistemlerinde meydana gelen depremleri kullanarak bir formül önermişlerdir. Kuzey ve Doğu Anadolu Fay zonundaki depremlerin şiddet eğrileri fay zonu boyunca eliptik bir özellik gösterirken, Ege graben sistemlerinde ise daha dairesel özellikte olduğunu belirtmişlerdir. Dolayısıyla bu bölgeler için iki farklı ilişki önermişlerdir. Böse (2006) tarafından önerilen ilişki, özellikle Joyner-Boore mesafesi ve moment magnitudünü içeren karmaşık bir özelliğe sahiptir. Ayrıca, yerel zemin koşullarına ve magnitude bağlı olan bir düzeltme faktörü (C_B) önermiştir. Fakat bu düzeltme faktörünün veri üzerinde etkisinin çok düşük olduğundan yararlı olmadığı önerilmiştir (Böse, 2006). Çünkü yerel zemin koşulları ve fay özelliklerinin detaylı belirlenmesi çok zordur. Bu parametrelerin genellikle fiziksek olarak belirlenmeye ihtiyacı vardır. Bununla birlikte, logaritmik yayılım teriminin uzaklığa ve büyüklüğe sahip olması nedeniyle bu doğrusal olmayan ilişki biçimi birkaç düzeltmeden sonra doğrusal hale getirilerek bu çalışmada test edilecektir. Sorensen vd., (2009) Marmara Denizi ve civarı için bir ilişki önermiştir. İlişkinin

güvenilir olarak hesaplanacağı aralıkları $5 \leq I \leq 10$, $5.9 \leq M_w \leq 7.4$, $R \leq 350$ km olarak belirtmişlerdir. Sorensen vd., (2009)'nin önerdiği denklem formu ilk olarak Kövesligethy (1906) tarafından önerilen, daha sonra Sponheuer (1960) ve Lapajne (1990) tarafından yeniden analiz edilen denklemlerdir. Bu denklemlerde uzaklığı yayılma etkisini daha iyi modelleneceğini düşünerek Joyner-Boore uzaklığı olarak kullanmışlardır.

Depremler sırasında yer sarsıntı derecesi, nicel olarak kaydedilen yer hareketi parametreleri ya da nitel olarak hissedilen şiddet bakımından belirlenebilir. Kaydedilen yer hareketi parametreleri ivme veya hız kayıtlarından elde edilirken, şiddet değerleri, çevredeki yapılarda gözlemlenen hasara ve deprem sırasında verilen insan tepkilerine dayandırılarak tespit edilir. Sismik tehlike ve risk araştırmalarında birçok amaç için ölçülen yer hareketi parametreleriyle birlikte şiddet değerlerini ilişkilendirmek önemlidir. Şiddet ile ölçülen yer hareketi parametreleri arasındaki ilişkilerin en yaygın kullanımını, sayısal sarsıntı haritalarını oluşturmaktır. Bu haritalar bir depremden etkilenen alanı belirtir ve dolaylı olarak yapısal hasarın hızlı değerlendirilmesi için rehberlik eder. Sayısal şiddet haritaları hazırlamak için kullanılan bir yazılım, afet yönetimi ve hızlı müdahale amaçları için dünyanın pek çok yerinde etkili bir şekilde kullanılan ShakeMap (Wald vd., 1999) yazılımıdır.

Çoğunlukla şiddet ile en büyük yer ivmesi (PGA), en büyük yer hızı (PGV) ve magnitüd arasındaki ampirik ilişkiler şiddet haritalarında kullanılır. Bu nedenle, dünyada, sismik olarak aktif bölgelerdeki şiddet ile kaydedilmiş yer hareketi parametrelerini ilişkilendirmek için farklı çalışmalar bulunmaktadır (Murphy ve O'Brien, 1977; Wald, vd., 1999; Atkinson ve Sonley, 2000; Kaka ve Atkinson, 2004; Tselentis ve Danciu, 2008; Faenza ve Michelini, 2010). Bu tür ilişkileri bölgesel veya dünya çapındaki şiddet veri kümeleri ile geliştirmek mümkündür. Yapıların yerel hasar özelliklerini şiddetin önemli derecede etkilediği bilinmektedir. Sonuç olarak, benzer genliklere sahip zemin hareketlerine tabi tutulan iki farklı bölgede farklı şiddet değerleri rapor edilebilir. Dolayısıyla, bu tür ilişkilerin bölgesel veri kümelerine dayalı türetilmesi gerekmektedir (Bilal ve Askan, 2014).

Topozeda (1975), 1950-1971 yılları arasında California ve Batı Nevada'da meydana gelen depremleri kullanarak I_{max} ve M_L arasında; $M_L=1.85+0.49I_{max}$ denklemini belirlemiştir. Ambraseys (1985), 1900-1983 yılları arasında Kuzeybatı Avrupa'da meydana gelen 70 adet depremi kullanarak I_0 ve M_s arasında $M_s=0.19+0.73I_0$ ($R^2=0.6$, $\sigma=0.45$) ilişkisini önermiştir. Albarello vd. (1995), İtalya'da meydana gelen $I_{max} \geq 4.0$ olan depremleri içeren katalog için en küçük kareler regresyon analizi yaparak $M_s=1.35+0.50I_{max}$

denklemini hesaplamışlardır. Casado vd. (2000), Ibero-Magrebhian bölgesi için magnitüd-şiddet ilişkisini hesaplamışlardır. Çalışmalarında $II < I_0 < X$, $1.6 < M_s < 7.0$ aralığında, 1920-1998 yılları arasında meydana gelen 1668 adet depremi kullanarak $M_s = 1.52 + 0.0051I_0^2 + 0.70P$ ($\sigma = 0.70$) denklemini belirlemişlerdir. Denklemden P güven aralığına göre bir çarpan olup, %84 güven aralığı için 1 ve %50 güven aralığı için 0'dır. Araştırmacılar kendi çalışmaları ile Ambraseys (1985) denklemini karşılaştırmışlar ve kendi bağıntılarının ikinci derece formundan dolayı lineer formda olan Ambraseys (1985) denkleminin büyük magnitüdü için daha yüksek değerler elde edilmiştir (Casado vd., 2000).

Schenk vd. (2000) Çekya, Polonya ve Slovakya için $M_s - I_0$ ilişkisini klasik en küçük kareler yöntemine dayalı bir regreyon ile incelemişler ve $M_s = 0.673I_0 + 0.335$ denklemini hesaplamışlardır. Gutdeutsch vd. (2002), Avrupa'nın merkezi ve güneyi için focal parametreler ve episantr şiddeti (I_0) arasındaki ilişkileri incelemiştir. Çalışmalarında Karnik-1996 kataloğunu (Karnik, 1996) kullanmıştır. En küçük kareler yöntemini kullanarak $4 < M_s < 7$ aralığında, $I_0 = 1.278M_s + 0.541$ ($\sigma = 0.412$) denklemini elde etmiştir. Azzaro vd. (2011) Etna volkanik bölgesi (İtalya) için 1971-2010 yılları arasında meydana gelen 150 depremi kullanarak $M_w - I_0$ arasında en küçük kareler yöntemi ile, $M_w = 0.45I_0 + 1.01$ ($R^2 = 0.86$, $\sigma = 0.26$) ilişkisi hesaplanmıştır. D'amico vd. (2016) İzlanda için şiddet ve magnitüdü bilinen 25 depremi kullanarak şiddet- moment magnitüdü arasındaki ilişkiyi araştırmışlar ve $I_0 = 2.1082 * M_w - 0.0879$ ($R^2 = 0.82$) denklemini en küçük kareler yöntemini kullanılarak hesaplamışlardır.

Trifunac ve Brady (1975), Amerika Birleşik Devletleri'nde kaydedilen 57 deprem ve 187 kuvvetli yer hareket kaydı üzerine bir araştırma yapmışlardır. PGA ve I arasında $I = (\log(PGA) - 0.14) / 0.30$ ilişkisini geliştirmişlerdir. Araştırmalar sonucunda yazarlar yerel zemin koşullarının korelasyonda önemli bir parametre olduğu sonucuna varmışlardır. Bu ilişki, literatürde en sık kullanılan ilişkilerden biridir. Klasik çalışmalarda, Murphy ve O'Brien (1977) en büyük yer ivmesi parametresi ile şiddet arasında $I = (\log(PGA) - 0.25) / 0.25$ ilişkisini bulmuşlardır. Veritabanı, PGA değerleri 10 cm/sn^2 'den büyük, dünya genelinde 875 veri noktasından oluşmaktadır. Böyle bir sınır belirtmelerinin nedeni, 10 cm/sn^2 'den daha az yer hareketi genliklerinin büyük belirsizliklere maruz kalacağını düşünmeleridir. Araştırmacılar aynı zamanda şiddetin pik zemin ivme ile orantılı olmadığını, dolayısıyla pik zemin ivme yerine pik zemin hızını kullanarak daha uygun bir ilişki elde edebileceğini

vurgulamışlardır. Bu ilişkinin uzun süredir mevcut olan birkaç ilişki arasında yer aldığı ve I ile PGA'nın korelasyonu için küresel olarak kullanıldığı unutulmamalıdır. Wald vd. (1999), California'da meydana gelen büyük depremleri kullanarak şiddet ve PGA arasında $MMI=3.66*\log(PGA)-1.66$ ilişkisini elde etmişlerdir. Bu olaylar, geniş bir yelpazedeki şiddet ve ivme dağılımları sağlaması nedeniyle seçilmiştir. Bu çalışmada, düşük şiddet değerlerinde PGA'nın şiddet ile iyi bir uyum sağladığı, buna karşın yüksek değerlerde PGV'nin şiddet ile daha iyi korele olduğu fark edilmiştir. Tselentis ve Danciu (2008), pik zemin ivmesi (PGA), pik zemin hızı (PGV) ve pik zemin yer değişimi (PGD) gibi I ve yer hareketi parametreleri arasındaki ilişkiyi araştırmışlardır. Şiddet ve PGA arasında $I=-0.946+3.563*\log(PGA)$ ilişkisini geliştirmişlerdir. Veri tabanları, 4 Kasım 1973 - 7 Eylül 1999 tarihleri arasında kaydedilen 89 depreme ait 310 ivme kaydından oluşmaktadır. Tselentis ve Danciu (2008), iki ilişki sunuyor; birincisi yer hareketi parametrelerinin ortalama değerlerine dayanmakta; ikincisi de büyüklük, uzaklık ve yerel saha koşullarını hesaba katmaktadır. Birinci ilişki her bir I seviyesinde gözlemlenen ortalama yer hareketi değerlerine dayanmaktadır, ikinci ilişkiyi elde etmek için ise tüm bilgiler kullanılmıştır. Faenza ve Michellini (2010) şiddet ve PGA-PGV arasında regresyon analizleri yapmışlardır. Şiddet ile PGA arasında $I=1.68+2.58*\log(PGA)$ ilişkisini hesaplamışlardır. Veri tabanı 266 veri çifti içermektedir. Sonuçlar USGS-ShakeMap uygulamasında test edilmiş ve elde edilen ilişki tutarlı bulunmuştur.

Bu çalışma kapsamında Türkiye için daha önce meydana gelen depremlere ait şiddet haritaları kullanılarak yeni şiddet-magnitüd azalım ilişkisi geliştirilecektir. Ayrıca, şiddet (I_0)-magnitüd (M_w) ve şiddet (I_0)-PGA ilişkileri geliştirilecektir. Son olarak elde edilen bu denklemler ile sismik tehlikede konumsal yaklaşım yöntemi kullanılarak Türkiye için makro sismik deprem tehlike haritası hazırlanacaktır.

1.1. Şiddet ve Magnitüd

Depremde açığa çıkan enerji iki yolla ölçülmektedir. Bunlardan birisi depremin “şiddeti” diğeri ise “büyüklüğüdür”. Bu iki kavram sıklıkla karıştırılmakta ve yanlış kullanılmaktadır.

Depremin şiddeti, herhangi bir derinlikte olan depremin, yeryüzünde hissedildiği bir noktadaki etkisinin ölçüsü olarak tanımlanmaktadır. Diğeri bir deyişle depremin şiddeti, onun yapılar, doğa ve insanlar üzerindeki etkilerinin bir ölçüsüdür. Bu etki, depremin büyüklüğü, odak derinliği, uzaklığı, yapıların depreme karşı gösterdiği dayanıklılık dahi değişik

olabilmektedir. Şiddet depremin kaynağındaki büyüklüğü hakkında doğru bilgi vermemekle beraber, deprem nedeniyle oluşan hasarı yukarıda belirtilen etkenlere bağlı olarak yansıtır.

Depremin şiddeti, depremlerin gözlenen etkileri sonucunda ve uzun yılların vermiş olduğu deneyimlere dayanılarak hazırlanmış olan “Şiddet Cetvelleri”ne göre değerlendirilmektedir. Diğer bir deyişle “Deprem Şiddet Cetvelleri” depremin etkisinde kalan canlı ve cansız her şeyin depreme gösterdiği tepkiyi değerlendirmektedir. Önceden hazırlanmış olan bu cetveller, her şiddet derecesindeki depremlerin insanlar, yapılar ve arazi üzerinde meydana getireceği etkileri belirlemektedir.

Bir deprem oluştuğunda, bu depremin herhangi bir noktadaki şiddetini belirlemek için, o bölgede meydana gelen etkiler gözlenir. Bu izlenimler, Şiddet Cetvelinde hangi şiddet derecesi tanımına uygunsa, depremin şiddeti, o şiddet derecesi olarak değerlendirilir.

Depremin büyüklüğü; deprem sırasında açığa çıkan enerjinin bir ölçüsü olarak tanımlanmaktadır. Enerjinin doğrudan doğruya ölçülmesi olanağı olmadığından, Amerika Birleşik Devletlerinden Prof. C. Richter tarafından 1930 yıllarında bulunan bir yöntemle depremlerin aletsel bir ölçüsü olan “Magnitüd” tanımlanmıştır. Prof. Richter, episantrdan 100 km. uzaklıkta ve sert zemine yerleştirilmiş bir sismografla kaydedilmiş zemin hareketinin mikron cinsinden (1 mikron=1/1000 mm) ölçülen en büyük genliğinin 10 tabanına göre logaritmasını bir depremin “magnitüdü” olarak tanımlamıştır.

1.2. Türkiye'nin Tektoniği

Türkiye Alp-Himalaya orojenik sisteminin Akdeniz kısmında yer almaktadır ve bu sistem Akdeniz'den Batı-Doğu yönünde Asya'ya doğru hareket etmektedir (Şekil 1.3). Şekil 1.3'de de görüldüğü gibi bölgedeki tektonik çatı, Afrika, Ege, Arap, Anadolu, Avrasya ve Hazar plakalarının birbirlerine göre göreceli hareketlerine bağlı olarak gelişmektedir (Reilinger vd., 2006). Ülkemiz, kuzeyinde Avrasya plakası, güneyinde Afrika ve Arap plakaları, doğusunda Doğu Anadolu bloğu ve batısında Ege bloğu ile çevrelenmiştir. Dünyanın büyük litosferik plakalarının bu etkileşimi, yitim, kıta çarpması, kabuksal açılma gibi karmaşık tektonik yapılara neden olmuştur ve odak mekanizması çözümlerinde farklı fay türleri açıkça görülmektedir (Şekil 1.4). Afrika levhası Türkiye'nin güney batısında Ege ve Kıbrıs yayının altına doğru dalım hareketi yapmaktadır (Le Pichon ve Angelier, 1979; McClusky vd., 2000). Türkiye'nin güneyinde, Arap ve Avrasya plakaları, Bitlis-Zagros kuşağı boyunca çarpışır, kabuk kalınlaşmasına ve sıkışma deformasyonuna neden olur (Dewey vd., 1986). Afrika-Avrasya çarpışması, iç bölgelerde deformasyona neden olmakta,

bunun yanında Türkiye'nin büyük bir bölümünü (Anadolu mikro plakası) kaçış tektoniği (Şengör ve Kid, 1979, Burke ve Şengör, 1986; Dewey vd., 1986; Koçyiğit ve Beyhan, 1998) ile batıya doğru harekete zorlamaktadır. Plakaların bu etkileşimleri sonucu sağ yönlü Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve sol yönlü Doğu Anadolu Fayı (DAF) oluşmuştur. Türkiye'nin neotektonik özelliklerine ilişkin farklı çalışmalar bulunmaktadır (Şengör vd., 1985; Barka ve Reilinger, 1997; Koçyiğit ve Özaçar, 2003). Şengör vd. (1985) Türkiye genelinde dört farklı neotektonik bölge önermiştir: (1) Kuzey Anadolu bölgesi; (2) Doğu Anadolu'daki daralma bölgesi; (3) Orta Anadolu 'Ova' bölgesi ve (4) Batı Anadolu bölgesi. Her bölgenin farklı tektonik özellikleri bulunmaktadır. KAF ve DAF bölgeleriyle temsil edilen kıta içi dönüşümler, Anadolu bloğunun batıya doğru hareketine neden olmaktadır. Batı Anadolu'da ve Ege bölgesindeki kıtasal genişleme, Anadolu levhasının bölgesel hareketi ve Afrika levhasının hareketi ile ilgilidir (Le Pichon ve Angelier, 1979; Şengör vd., 1984; Reilinger vd., 2010). Doğu Akdeniz Bölgesi'ndeki jeodezik gözlemler, Anadolu'nun ve çevresinin Avrasya'ya göre saat yönünün tersine döndüğünü göstermektedir (McClusky vd., 2000, Reilinger vd., 2006; Aktuğ vd., 2013). Reilinger vd. (2006), Anadolu ve Ege plaka hareketlerinin Avrasya plakasına göre, 21 ve 33 mm/yıl oranlarında kabaca batı-kuzey batı, Arap ve Afrika plaka hareketi ise kuzey-kuzey batı yönünde 15 ve 5 mm/yıl olarak hesaplamıştır. Arap plakasının doğu sınırı ile Anadolu ve Afrika plakaları arasındaki sol yönlü hareket, sırasıyla DAF ve Ölü Deniz Fayı'nı (ÖDF) barındırmaktadır. Jeodezik veriler ile, DAF boyunca yaklaşık 10 mm/yıl ve ÖDF boyunca 4 mm/yıl boyunca sol yönlü göreceli hareketler belirlenmiştir (Reilinger vd., 2006). Anadolu levhasının kuzey sınırı boyunca, KAF bölgesi, Anadolu ve Avrasya levhaları arasında 24 mm/yıl oranında hareket etmektedir.

Ülkemizdeki en önemli tektonik yapılar Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Batı Anadolu Graben Sistemi (BAGS), Ege Yayı, Bitlis-Zagros Bindirme Zonu ve Kafkaslardır.

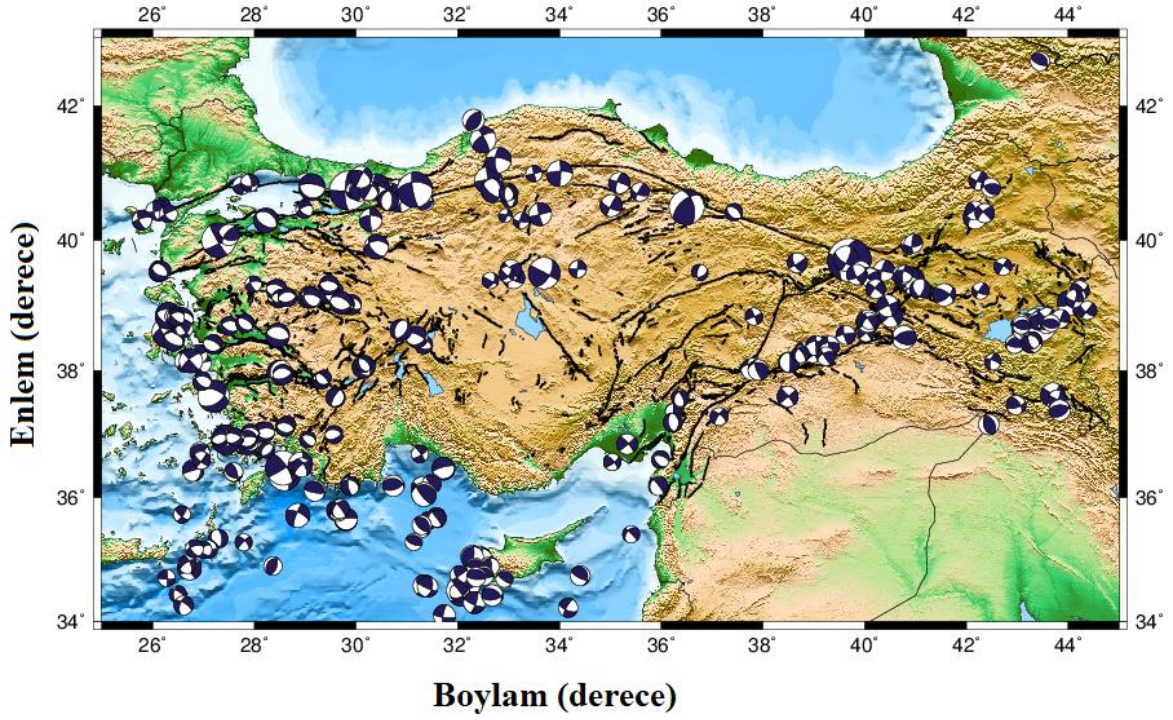
1.2.1. Kuzey Anadolu Fay Zonu

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), dikkat çekici sismik aktivitesi, çok iyi gözlenebilen yüzey kırıkları ile dünyanın en iyi bilinen doğrultu atımlı faylarından biridir (Bozkurt, 2001). KAFZ çok aktif bir yapı olup, jeodezi verilerine göre 24-30 mm/yıllık sağ yönlü bir hareket göstermektedir (Reilinger vd., 1997). KAFZ yaklaşık olarak 1500 km uzunluğa sahip bir fay sistemidir. Birçok kırıktan oluşan KAFZ, doğu ucuna doğru tipik üçlü birleşme gösterir ve sol yönlü DAFZ ile Karlıova' da birleşir. KAFZ Karlıova üçlü birleşme noktasında sonlanmayarak güneydoğuya doğru devam eder.

Son yıllarda, KAF boyunca farklı noktalarda büyük fay parçalarının kırılması şeklinde depremler meydana gelmiştir. Yaklaşık 350 km zemin kırığı üreten 1939 Erzincan depreminden ($M = 7.9 - 8.0$) başlayarak KAF, dokuz adet orta - büyük deprem ($M > 6.7$) sonucunda fay boyunca 1000 km'den fazla yüzey kırığı meydana gelmiştir. Bu depremlerin çoğu doğudan batıya ilerlemesiyle ard arda gerçekleşmiştir. Bu depremler, 26 Aralık 1939 Erzincan ($M = 7.9$ ila 8.0), 20 Aralık 1942 Erbaa-Niksar ($M = 7.1$), 26 Kasım 1943 Tosya ($M = 7.6$), 1 Şubat 1944 Bolu-Gerede ($M = 7.3$), 26 Mayıs Erzincan ($M = 6.8$), 17 Ağustos 1999 Kocaeli ($M = 7.4$) ve 12 Kasım 1999 ($M = 7.2$) Düzce depremleridir.

1.2.2. Doğu Anadolu Fay Zonu

Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) 550 km uzunlukta olup yaklaşık olarak kuzeydoğu yönünde yayılan, birbirine paralel dizilmiş, eğik fay serilerinden oluşan sol yönlü doğrultu atımlı fay zonudur (Bozkurt, 2001). McClusky vd. (2000), GPS verilerinden DAFZ boyunca 9 ± 2 mm/yıllık sol yönlü hareket olduğunu saptamıştır. Bu fay zonu, Anadolu-Avrasya plakaları ile Arap-Afrika plakaları arasındaki sınırı şekillendiren dönüşüm fayıdır. Fay zonu boyunca sol yönlü yanal kayma Anadolu'nun batısına doğru ilerler. DAF, kuzeydoğudaki Karlıova'dan, Güneybatı'daki Kahramanmaraş alanına kadar uzanmaktadır, sırasıyla KAF ve Ölü Deniz fayı ile üçlü kesişim oluşturmaktadır. Doğu Anadolu fayının Karlıova ile Ermenistan arasında kalan bölümü Kuzeydoğu Anadolu Fayı olarak bilinmektedir. Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu Doğu Anadolu' nun en önemli yapısıdır. 350 km uzunluğa sahip olan bu zon Erzurum'dan Kafkas Dağlarına kadar uzanır. Bu fay zonu da sol yönlü hareket sergiler.



Şekil 1.4. Türkiye ve civarında meydana gelen $m_w \geq 5.5$ depremlerin odak mekanizması çözümleri

1.2.3. Ölü Deniz Fay Zonu

Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ) 1000 km uzunlukta olup, yaklaşık olarak kuzey-güney doğrultulu sol yönlü plaka içi doğrultu atımlı bir fay zonudur. Arap plakası, Afrika plakasına göre kuzeye doğru daha hızlı hareket etmektedir. Doğu Akdeniz bölgesinde Afrika ve Anadolu plakaları arasındaki yaklaşmanın sonucu olarak, Ege ve Kıbrıs yayı boyunca dalma batma görülmektedir (Papazachos ve Comniakis, 1971; Mart ve Woodside, 1994).

1.2.4. Ege Yayı

Doğu Akdeniz'de Afrika ve Anadolu levhaları arasındaki hareket, Ege ve Kıbrıs yayları boyunca yitime neden olmaktadır (Bozkurt, 2001). Afrika plakası, Anadolu Plakası'nın altına K-KD yönünde dalmaktadır. Bu yayların geometrisi ve doğası, özellikle Kıbrıs yayının geometrisi ve doğası, halen daha tartışma konusudur. Ege yay sistemi, Ege bölgesinin jeodinamik evriminde önemli bir rol oynamaktadır.

1.2.5. Kıbrıs Yayı

Kıbrıs Yayı aktif bir plaka sınırı olup, Afrika plakasının kuzeyi ile batı Akdeniz'de Anadolu plakasının güneyi arasında çarpışmayı içeren bir yapıdır. Kıbrıs'ın batısı, Doğu Akdeniz okyanusal kabuğunun kuzey yönlü dalma-batması deprem verisine bağlı olarak gözlemlenir ve Ege yayı sınırından itibaren devam ettiği varsayılır. Depremselliğe göre aktif çarpışmanın olduğu ana alan, Kıbrıs'dan, DAFZ ve Ölü Deniz Fay Zonu'nun bulunduğu Kahramanmaraş üçlü birleşme bölgesi boyunca İskenderun Körfezi'ne uzanan bölgedir (Bozkurt, 2001).

1.2.6. Bitlis-Zagros Bindirme Zonu

Arap ve Avrasya plakaları, Bitlis Bindirme Zonu boyunca çarpışmaktadırlar (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bitlis Bindirme Zonu oluşumu, Arap plakasının kuzeyi boyunca oluşmuş bindirme ve kıvrılma yapısı boyunca yayılan ve Türkiye'nin güneydoğusundan başlayıp İran'daki Zagros dağlarından çıkan karmaşık kıta-kıta ve kıta-okyanus çarpışma sınırındadır (Bozkurt, 2001). Arap plakasının bir ucu kuzeydoğuya, diğer bir ucuda kuzeybatıya doğru hareket etmektedir. Kuzeybatıya doğru hareket eden kısım Anadolu plakasının sıkışmasına neden olmakta ve Anadolu plakasını batıya doğru itmektedir. Bitlis-Zagros Bindirme Zonu, Kahramanmaraş ile Yüksekova arasında, güneye yönelmiş ters faylardan meydana gelmiştir. Bitlis Bindirme Zonu'nun Arap plakasının kuzey ucundaki bölümünde gözlenen GPS (Global Positioning System) verisine göre yıllık kayma miktarının kuzeybatı yönünde 18 ± 2 mm olduğu gözlenmiştir (McClusky vd., 2000).

1.2.7. Orta Anadolu Fay Sistemi

Her ne kadar doğrultu atım fay sistemi batı Anadolu'nun aktif tektonizmasını oluştursa da, doğu-batı ve kuzey-güney doğrultusundaki sıkışma ve Anadolu plakasının kısılması gibi özellikler bölgenin görülmeye değer yapısını oluşturur. GPS verilerine göre, Kafkaslar boyunca bindirme ve Türkiye'nin doğusundaki doğrultu atımlı faylar arasındaki toplam sıkışma 10 ± 2 mm/yıl'dır. Orta Anadolu Bölgesi, kıtasal litosferin şeklinin bozulduğu ve geniş hacimli gerilmelerin üretildiği eski yapılar üzerinde yeni yapıların olduğu bir bölgedir.

Orta Anadolu bölgesi, kuzeyde Kuzey Anadolu Fay Zonu, doğuda Doğu Anadolu Fay Zonu, güneyde Ege-Kıbrıs yayı ve batıda Batı Anadolu graben sistemi arasında kalmış geniş

bir bölgeyi kapsar. Tuz gölü Fay Zonu, 200 km uzunlukta olup, Orta Anadolu' nun en bilinen yapısıdır. Eskişehir Fay Zonu, Uludağ' dan Afyona kadar uzanır. Bu fay 1956 Eskişehir depreminde kırılmıştır. Tarihsel ve aletsel deprem kayıtları incelendiğinde, Orta Anadolu'nun doğu kesimleri Anadolu'nun diğer kesimlerine göre sismik olarak daha az aktiviteye sahiptir.

1.2.8. Batı Anadolu Fay Zonu

Batı Anadolu dünyadaki en hızlı genişleyen ve sismik aktivitenin en fazla olduğu bölgelerden birini temsil eder. Genel olarak kuzey-güney yönlü kıtasal açılma oranı 30-40 mm/yıl'dır (Le Pichon vd., 1995). Yaklaşık olarak doğu-batı uzanımlı grabenler (Edremit, Bakırçay, Kütahya, Simav, Gediz, Küçük Menderes, Büyük Menderes ve Gökova grabenleri) ve bunların havza sınırı aktif normal fayları neotektonik belirleyici sistemin en göze çarpan özellikleridir (Mckenzie, 1978; Le Pichon ve Angelier, 1979). Batı Anadolu'da graben yapısı ile ilişkili olarak deprensellik yüksektir, dikkate değer düşük magnitüdü deprem grupları ile yığılım türü aktivite görülür (Üçer vd., 1985; Eyidoğan, 1988). Doğu-batı doğrultulu normal faylarla sınırlandırılmış Ege Graben Sistemi, birçok bloktan oluşmaktadır. Bu bloklar arasında doğu-batı uzanımlı grabenler yer almaktadır. Bu grabenler kuzeyden güneye doğru; Edremit Körfezi, Bakırçay-Simav Grabeni, Gediz-Küçük Menderes Grabenleri, Büyük Menderes ve Gökova Körfezi Grabenleri şeklinde sıralanabilir.

Ege Graben sisteminin Edremit Körfezi' ni içine alan kuzey kesimi, Kuzey Anadolu Fay Zonu ile Batı Anadolu' daki çekme rejiminin etkisi altında bulunmaktadır. Dolayısıyla bu bölgede oluşmuş depremlerin odak mekanizmaları, hem normal hem de yatay bileşenlerin hâkim oldukları birleşik fay çözümleri vermiştir. Bölge, oldukça karışık tektonik görünüm sunması nedeniyle sürekli depremlere maruz kalmıştır. Bu bölgedeki depremler, genellikle birer çift şeklinde oluşmaktadır. Bölgenin birbirlerine bağlantılı birçok graben ve horstlardan meydana gelmesi nedeniyle, bir parçada oluşan deprem diğer yakın parçayı da tetikleme rolü oynamaktadır.

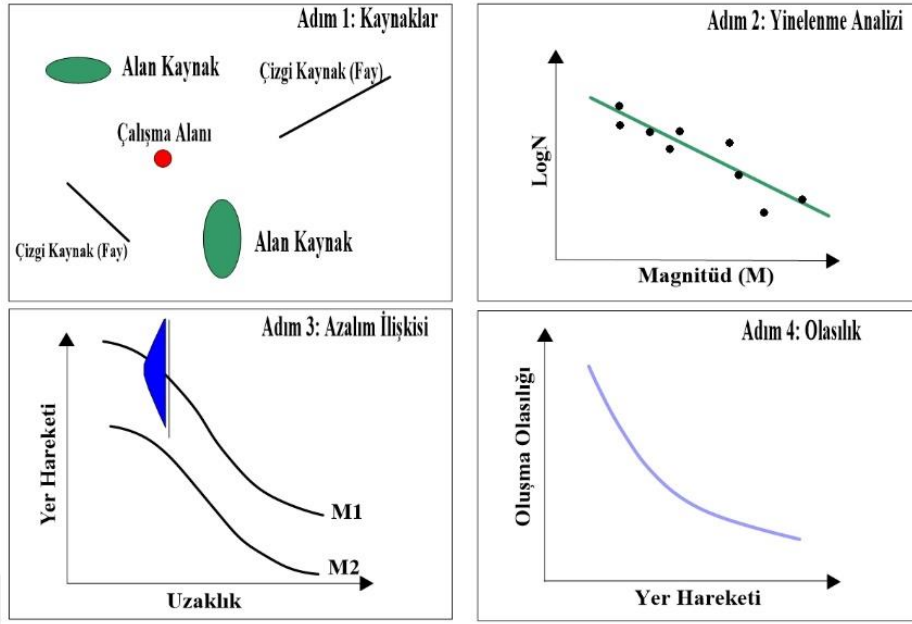
2. YÖNTEM

2.1. Sismik Tehlike Analizi

Sismik tehlike, bir depremden kaynaklanan ivme, hız veya yer değiştirme cinsinden maksimum yer hareketinin belli bir mekânda ve zamanda oluşma tehlikesi olarak tanımlanır. Amaç, geçmiş depremlere ait eldeki verileri jeolojik, sismolojik ve diğer veriler ile birleştirerek ileride beklenecek sismik etkinliği tahmin etmektir. Sismik tehlike analizi çalışmaları için olasılıksal ve deterministik olmak üzere iki ayrı yöntem bulunmaktadır.

2.1.1. Olasılıksal Sismik Tehlike Analizi

Olasılıksal sismik tehlike analizi, yer hareketinin belli bir yerde ve belli bir zaman periyodu içerisinde meydana gelme olasılığının belirlenmesi için kullanılan analiz yöntemidir. Bu analiz yönteminin deterministik analizden en büyük farkı deprem oluşumları ile ilgili tüm belirsizlikleri dikkate almasıdır. İstatistiksel olarak, kaynak bölgesinde büyük depremler ne kadar çok sayıda oluşursa ortalama değerlerin üstünde deprem yer hareketlerinin oluşma ihtimali de o kadar artar. Diğer bir deyişle, üretebilecekleri en büyük depremlerin büyüklükleri aynı olsa bile, deprem aktivitesi yüksek bölgelerdeki deprem tehlikesi, deprem aktivitesi daha düşük bölgelerden daha fazladır. Bu durum, deterministik deprem tehlikesi belirlemeleri ile kıyaslandığında daha gerçekçi çözümlerin ortaya çıkmasını sağlamaktadır. Olasılıksal sismik tehlikesi analizi, bir bölgede etki yaratabilecek her bir kaynak bölgesinde oluşabilecek her büyüklük ve her uzaklıktaki depremin oluşturacağı her bir senaryo için yer hareketi seviyesini ve her bir parametre için yer hareketi seviyesindeki yıllık aşılma olasılıklarını belirlemektedir. İlk kez Cornell (1968) tarafından geliştirilen bu modelin, zaman içinde daha fazla belirsizlik teriminin katılmasına rağmen esas çerçevesini koruduğu görülmektedir (Gupta, 2002; Abrahamson, 2006). Tehlikenin bir bütün olarak ortaya konulabilmesi için belirsizliklerin tanımlanabileceği bir çözümlü öngören ve tüm ihtimalleri dikkate alan bu model, dört aşamalı olarak gerçekleştirilmektedir (Kramer, 1996). Bu aşamalar Şekil 2.1'de sunulmaktadır.



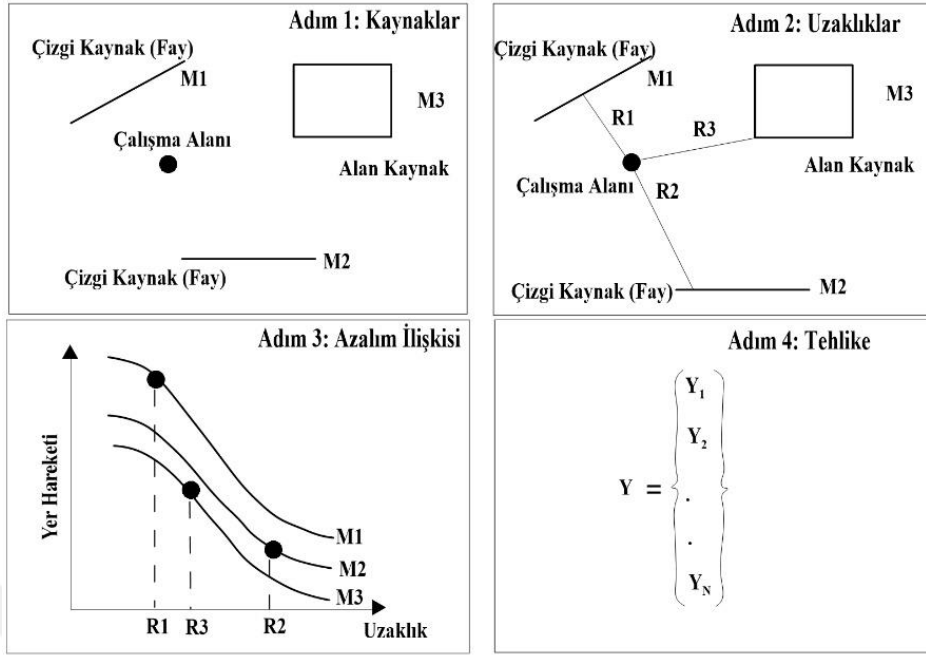
Şekil 2.1. Olasılıksal sismik tehlike analizi aşamaları (Kramer, 1996)

Şekil 2.1'den de görüleceği gibi, olasılıksal yaklaşım; sismik kaynak karakterizasyonu, deprem tekrarlama modeli kullanılarak kaynak zonunun deprenselliğinin belirlenmesi, azalım ilişkisinin seçimi ve belirsizlik hesaplamaları ve sismik tehlike eğrisinin çizimi ile sonuçlanan aşamaları içermektedir.

2.1.2. Deterministik Sismik Tehlike Analizi

Deterministik sismik tehlike analizi, en kötü yer hareketi koşulunun değerlendirilebilmesi için belli bir senaryo depremin geliştirildiği, doğrusal bir yaklaşımı dikkate alan analiz türüdür.

Reiter'a (1991) göre deterministik sismik tehlike analizi dört aşamalı bir sismik senaryoyu dikkate alır: (1) proje sahasında etkili yer hareketini üretecek kapasitedeki deprem kaynaklarının tanımlanması, (2) her zon için en yakın kaynak-saha mesafesi parametrelerinin seçilmesi, (3) proje sahasını etkileyen depremin belirlenmesi ve (4) proje sahasında yer hareketinin neden olacağı tehlikenin en büyük yer ivmesi, hız ve tepki spektrum esasında tahmin edilmesi. Şekil 2.2'de deterministik sismik tehlike analizinin şematik bir gösterimi sunulmaktadır.



Şekil 2.2. Deterministik sismik tehlike analizinin aşamaları (Kramer, 1996)

Şekil 2.2’de görüldüğü gibi, deterministik model her bir kaynaktan oluşabilecek en büyük depremin, kaynak üzerinde proje sahasına en yakın mesafede oluşacağını kabul etmektedir. Ayrıca olasılıksal modelin aksine sismik tehlikeyi dönüş periyodu veya aşılma olasılığı olarak vermemektedir. Sismik kaynak zonlarının, her bir kaynağın üreteceği maksimum deprem büyüklüğünün ve azalım ilişkisi kullanılarak yer hareketi parametresinin belirlenmesi aşamaları olasılıksal modelle çok büyük oranda benzerlik taşımaktadır.

2.1.3. Sismik Tehlike Yönteminde Konumsal Yaklaşım (SASHA)

Sismik tehlike hesabı genellikle çalışma alanı farklı kaynak bölgelerine ayrılarak yapılır ve deprem hasarı azaltmasındaki temel unsurlardandır. Genellikle çalışma alanının geçmiş depremsellik özellikleri kullanılarak yapılan istatistiksel analiz yöntemidir. Olasılıksal sismik tehlikte analizinde (OSTA) dünya genelinde standart olarak Cornell-McGuire yaklaşımı (Cornell, 1968; McGuire, 1978) kullanılmaktadır. Fakat bu yaklaşımda sismik kaynağın geometrisi, kaynaktan uzaktaki yer hareketi azalımı, kullanılan katalogun sürekliliği vb. çeşitli sakıncalar vardır. Bu tür yaklaşımla geçmiş depremlerle ilgili elde bulunan sismik etkilerin tamamen açıklanması mümkün değildir (Albarello ve Mucciarelli, 2003). Bu yaklaşımın diğer bir eksik yanı ise sismik tehlike hesaplanmasında sadece aletsel verinin (magnitüd, episantr vb.) kullanılarak yapılmasıdır. Fakat bazı ülkelerde (ilk olarak,

İtalya) deprem verileri makro sismik veriler kullanılarak oluşturulmuştur. Bu yüzden standart yöntemin uygulamasında makro sismik verinin de kullanılması gerekmektedir. Fakat makro sismik bilgi aletsel veri gibi eşdeğer değildir çünkü şiddet değerleri ayırık, sıralı ve yayılımı sınırlıdır. Bu sebeplerden dolayı aletsel veri için kullanılan matematiksel işlemlerin makro sismik veriye uygulanması uygun değildir (Pasolini vd., 2008a, 2008b).

Bu zorlukların üstesinden gelebilmek ve eldeki veriyi daha iyi kullanabilmek için şiddet verileri ile Avrupa'da (Papoulia ve Slejko, 1996; Azzaro vd., 1999; Albarello ve Mucciarelli, 2002) ve Japonya'da (Bozkurt vd., 2007) alternatif yöntemler geliştirilerek sismik tehlike çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmalardaki eksiklik, şiddet verilerine standart OSTA tekniklerinin uygulanarak yapılmasıdır. Fakat deprem senaryolarında ve deprem acil eylem planları hesaplamasında, yer hareketine bağlı olarak belirlenen şiddet değerinin kullanılması geleneksel aletsel verinin kullanılarak hesaplanmasından daha uygun olacaktır. Bu yaklaşımın diğer bir avantajı ise bağımsız verilerin kullanılması ve direkt olarak gözlemsel verilere (yerel sismik kayıtlar) dayanıyor olmasıdır. Böylece bu yöntemle hesaplanan değerler geleneksel OSTA hesabının başarılı bir ölçütü olacaktır (Mucciarelli vd., 2000, 2006, 2008; Bozkurt vd., 2007).

Çalışmanın bu kısmında Magri vd. (1994)'de açıklanan, Albarello ve Mucciarelli (2002) tarafından geliştirilen SASHA (Site Approach to Seismic Hazard Assesment) yöntemi ve teorisi açıklanacaktır. Bu yöntem genel olarak çalışma alanının sismik tarihçesinin (makro sismik şiddetler) analizini yapmaktadır. Bu yöntem makro sismik veri kullanmak için geliştirilmiştir ve böylece şiddet değerlerinin kendine özgü özellikleri (ayırık, sıralı, yayılımı sınırlı) ve bazı belirsizlikleri (kötü tanımlanmış şiddet değerleri, veri setinin sürekliliği vb.) deprem tekrarlanma modeline ve sismik kaynak geometrisi hakkında herhangi bir varsayım gerektirmeyen istatistik yöntemle hesaplanabilir. Ayrıca, artçı depremlerin seçilmesine ve veriden çıkartılmasına da gerek yoktur.

Bu yöntemde (Albarello ve Mucciarelli, 2002), sismik tehlike (gelecek Δt zaman aralığında yerel etkisi $\geq I_s$ den büyük en az bir deprem olma olasılığı) üç aşamada hesaplanmaktadır. Bunlar:

- 1- Şiddet verisi kullanarak çalışma alanının sismik tarihçesi oluşturulması,
- 2- Kataloğun güvenilirliğinin hesaplanması (süreklilik, temsil edilebilirlik),
- 3- Sismik tehlikenin hesaplamasıdır.

2.1.3.1. Çalışma Alanının Sismik Tarihçesinin Oluşturulması

Geçmiş depremlerin etkisini yeniden yapılandırmak bazı belirsizliklerle karakterize edilmektedir. Bu belirsizlik en az I_s şiddetine eşit veya daha büyük bir deprem oluşma olasılığı $P_1(I_s)$ ile açıklanabilir (Magri vd., 1994). $P_1(I_s)$ değeri kullanılan makro sismik ölçeğinin tüm değer aralığında belirlenir (örneğin, Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS) skalası için I-XII aralığı). Bu olasılık değerleri çalışma alanındaki şiddet değerlerine ait bilgilerin analizi yapıldıktan sonra belirlenebilir.

Yerel etkileri bilinmeyen depremlerin olması durumunda, $P_1(I_s)$ episantr verisi kullanılarak aşağıdaki bağıntı ile belirlenebilir:

$$P_l(I_s) = \sum_{I_e=1}^{12} g(I_e) S(I_s | I_e, D) \quad (1)$$

$g(I_e)$ episantr şiddetine sahip depremin olasılığı, S ise D uzaklığında I_s şiddetine sahip olayın koşullu olasılığıdır. Olasılık fonksiyonu (P_1) ve olasılık yoğunluğu (g) depremin episantrında ve alanındaki şiddet değerinin belirlenmesinde kullanılır. Olasılık fonksiyonu (S) olasılık formundaki azalım ilişkisinde önemli bir rol teşkil eder (Albarelo ve D'amico, 2005), ayrıca kaynaktan uzaktaki ve episantrdaki şiddet değerlerindeki belirsizliği ortadan kaldırır.

Makro sismik alanlarının düzenli olması “sanal” şiddet değerlerinin belirlenmesinde daha iyi olabilir, fakat gerçekte böyle bir durum çok zordur. Bu zorluk aynı depreme ait yakın alanlardan elde edilmiş şiddet değerleri ile denklem 1 kullanılarak giderilebilir. Bu düzeltme Bayes denklemi ile yapılır:

$$p_l^*(I_s | I_v) = p_l(I_s) \frac{q(I_v | I_s)}{\sum_{I=1}^{12} p_l(I) q(I_v | I)} \quad (2)$$

p_l 1 denklemde tanımlanan olasılık fonksiyonu ile belirlenen fonksiyondur.

$$p_l(I_s) = P_l(I_s) - P_l(I_s + 1) \quad (3)$$

ve $q(I_v | I_s)$ en yakın alandaki şiddet I_v ve verilen alandaki şiddet I_s olmak üzere olasılığı ifade eder. Son olarak, olasılık vektörü $P_1(I_s | I_v)$ denklem 2 kullanılarak sismik tehlike hesabında kullanılır:

$$P_l(I_s | I_v) = \sum_{I=I_s}^{12} p_l^*(I | I_v) \quad (4)$$

Bu denklem belirsizliklerin (alana ait bilgiler, kaynaktaki enerji azalımı ve makro sismik alanın düzensizliği) doğru belirlenmesinde önemli rol oynamaktadır. Denklem 1'deki S olasılık fonksiyonu ve denklem 2'deki q olasılık yoğunluğunun ampirik olarak belirlendiği ve bölge bağımlı olduğuna dikkat edilmelidir.

P_l olasılık fonksiyon seti (direkt alandan elde edilen veya episantr özelliklerinden belirlenen farklı depremlerden oluşur) çalışma alanının sismik tarihçesi olarak ifade edilir yani yerel sismik katalogdur.

Burada anlatılan yaklaşıma göre, bu olasılıklar verilen bir zaman aralığında şiddeti $I \geq I_s$ olan depremlerin toplam sayısını ifade eder:

$$v(I_s) = \sum_{I=1}^N P_l(I_s) \quad (5)$$

Bu ifade verilen zaman aralığında meydana gelen N adet deprem için yapılır (Magri vd., 1994).

2.1.3.2. Kataloğun Güvenilirliği

Katalog tarihsel depremleri de içerdiği için çok uzun bir zaman aralığına sahiptir. Bu zaman aralığının uzun olması geçmiş sismik olaylar hakkındaki bilgilerin daha belirsiz ve sürekli olmamasına neden olmaktadır. Fakat bu periyodun uzun olması deprenselliği daha iyi temsil eder. Bu nedenle, her iki yaklaşım da (süreklilik ve temsil edilebilirlik) sismik tehlike hesaplamasında kullanılacak olan ΔT_i zaman aralığındaki kataloğun güvenilirliğinin hesaplanmasında dikkate alınmalıdır. Konumsal yaklaşım açısından tehlike hesaplamasında kullanılan kataloğun sürekliliği C , $L_i(C)$ olasılığı ile ifade edilir.

Çalışma alanının deprenselliği istatistik yöntemlerle üç aşamada belirlenir (Albarello vd., 2001):

1) Sismojenik süreç durağandır, diğer bir deyişle zamandan bağımsız istatistiksel özelliklerle açıklanabilir,

2) Kataloğun en güncel kısmı süreklidir,

3) Katalog uzun süreli durağan süreci (temsil edilebilirlik) temsil eder.

Durağanlık değerlendirmesi için Cox ve Stuart dağılım yöntemi kullanılmıştır (Rock, 1988). L_i olasılığı, ΔT_i zaman aralığının birinci ve ikinci yarısında belirlenen sismisite oranının arasındaki farklardan hesaplanır. Eğer bu olasılık değeri yüksek ise katalog sürekli olarak değerlendirilir (Albarello vd., 2001). Katalogun sürekliliği ve temsil edilebilirliği hipotezleri birbirinden bağımsız olaylar değildir. Bu istatistiksel yaklaşım ile katalogun sürekliliği (C) ve temsil edilebilirliği (R) arasındaki dereceyi belirten $L_i(C|R)$ koşullu olasılığı belirlenir.

ΔT_i zaman aralığını içeren bir katalog için koşulsuz olasılık ile tehlike hesabı,

$$L_i(C) = \text{prob}_i(R) L_i(C|R) \quad (6)$$

denklemleri ile yapılabilir. $\text{prob}_i(R)$ uzun dönem depremsellik bilgilerinin eksikliği ile ilgilidir ve katalogun zaman aralığı ile doğrusal olarak artmaktadır. Denklem 6 yeniden düzenlenince,

$$L_i(C) = \frac{\Delta T_i}{\Delta T_{\max}} L_i(C|R) \quad (7)$$

halini alır. ΔT_{\max} kullanılan katalogun başlangıç ve bitiş zamanı arasındaki farkı ifade eder.

Genellikle tehlike tahmini, t_f ve t_i (sırasıyla, en yakın ve katalogun herhangi bir başlangıç noktası) aralığında ΔT_i zaman farkındaki M muhtemel seçim için belirlenir. $L_i(C)$ olasılığı, katalogun sürekli olduğu durumda ΔT_i zaman aralığındaki her M periyodu için $[t_0, t_f]$ aralığı için hesaplanabilir (t_0 , katalogun ilk başlangıç zamanı). Son olarak ΔT_i zaman aralığı için süreklilik fonksiyonu $L_i^*(C)$:

$$L_i^* = \frac{L_i(C)}{\sum_{i=1}^M L_i(C)} \quad (8)$$

denklemleri ile hesaplanır. Toplama işlemi, katalogun başlangıç zamanı t_i 'den başlayarak M olası seçenek kadar genişletilir.

2.1.3.3. Sismik Tehlikenin Hesaplanması

Sismik katalog için, Δt aralığına eşit her bir Δt_j zaman aralığı için olasılık Q_j , belirlenen alanda hissedilen $\geq I_s$ şiddetinden büyük en az bir deprem kullanılarak hesaplanabilir. Eğer N_j , Δt_j zaman aralığında meydana gelen toplam deprem sayısı ise, sonuç;

$$Q_j = Q(\Delta t, I_s | \Delta t_j) = 1 - \prod_{l=1}^{N_j} [1 - P_l(I_s)] \quad (9)$$

denklemleri ile hesaplanır.

Katalog ΔT_i zaman aralığını kapsıyorsa, ΔT_i süresini kapsayan belirli zaman aralıklarında K_i (kısmen örtüşen) aralıklar ayırt edilir.

$$K_i = \frac{t_f - \Delta t - t_i + 2}{dt} \quad (10)$$

t_i ve t_f sırasıyla katalogun başlangıç ve bitiş zamanıdır, dt ise zaman birimidir.

Şiddeti I_s ve zaman aralığı Δt için sismik tehlike (H_i):

$$H_i = H(\Delta t, I_s | \Delta T_i) = \sum_{j=1}^{K_i} s(\Delta t_j) Q(\Delta t, I_s | \Delta t_j) \quad (11)$$

denklemleri ile hesaplanır.

Denklem 11'de $s(\Delta t_j)$ gelecek Δt zaman aralığı için olasılığı ifade eder, aynı sismotektonik kuşakta geçmiş zaman aralığı Δt_j için meydana gelen olaylar tekrar edecektir. Yerel depremsellik hakkında bilgi eksikliğinde olasılık fonksiyonu $s(\Delta t_j)$ tekdüze olarak kabul edilir ve $s(\Delta t_j) = 1/K_i$ olarak hesaplanır. Aksi takdirde, $s(\Delta t_j)$ değerleri sismotektonik model ile ilgili bilgiler ışığında bir birim olacak şekilde hesaplanır.

Denklem 11 katalog sürekliliği (her bir M alt katalog için denklem 8 kullanılarak hesaplanan $L_i^*(C)$ de hesaba katılarak) koşulsuz sismik tehlike aşağıdaki formül ile hesaplanır:

$$H(\Delta t, I_s) = \sum_{i=1}^M L_i^*(C) H(\Delta t, I_s | \Delta T_i) \quad (12)$$

H için sonuç değerleri, her bir şiddet derecesi I_s için hesaplanır ve çalışma alanı için sismik tehlike eğrisini ifade eder. Bu eğriden “referans şiddet” (I_{ref}) değerleri belirlenir:

$$\int_{I_{ref}+1}^{12} H(\Delta t, I_s) dI_s < P_{exc} \quad (13)$$

P_{exc} , oluşma olasılığı yüzde değeridir (örneğin, %10).

Benzer şekilde Δt zaman aralığında P_{exc} değerinden daha düşük olmayan bir aşılma olasılığı $H(\Delta t, PGA)$ ile karakterize edilen en yüksek PGA (en büyük yer ivmesi, g) değerine karşılık gelen bir “referans PGA” ifade edilir. Bu amaçla,

$$H(\Delta t, PGA) = \sum_{I_s=1}^{12} h(\Delta t, I_s) G(\log(PGA) | I_s) \quad (14)$$

Burada,

$$h(\Delta t, I_s) = H(\Delta t, I_s) - H(\Delta t, I_s + 1) \quad (15)$$

Denklemleri kullanılır. G , I_s şiddet değeri için PGA değerinden daha düşük olmayan en büyük yer ivmesinin logaritmasının olasılığını ifade eder.

SASHA yöntemi, çalışma alanının sismik geçmişini oluşturmak ve tehlike hesabı için birçok farklı seçeneğin (veri seçimi, uzaklığa bağlı şiddet azalım ilişkisi vb.) birleştirilmesi ile oluşturur. Yöntemin akış şeması Şekil 2.3’de görülmektedir.

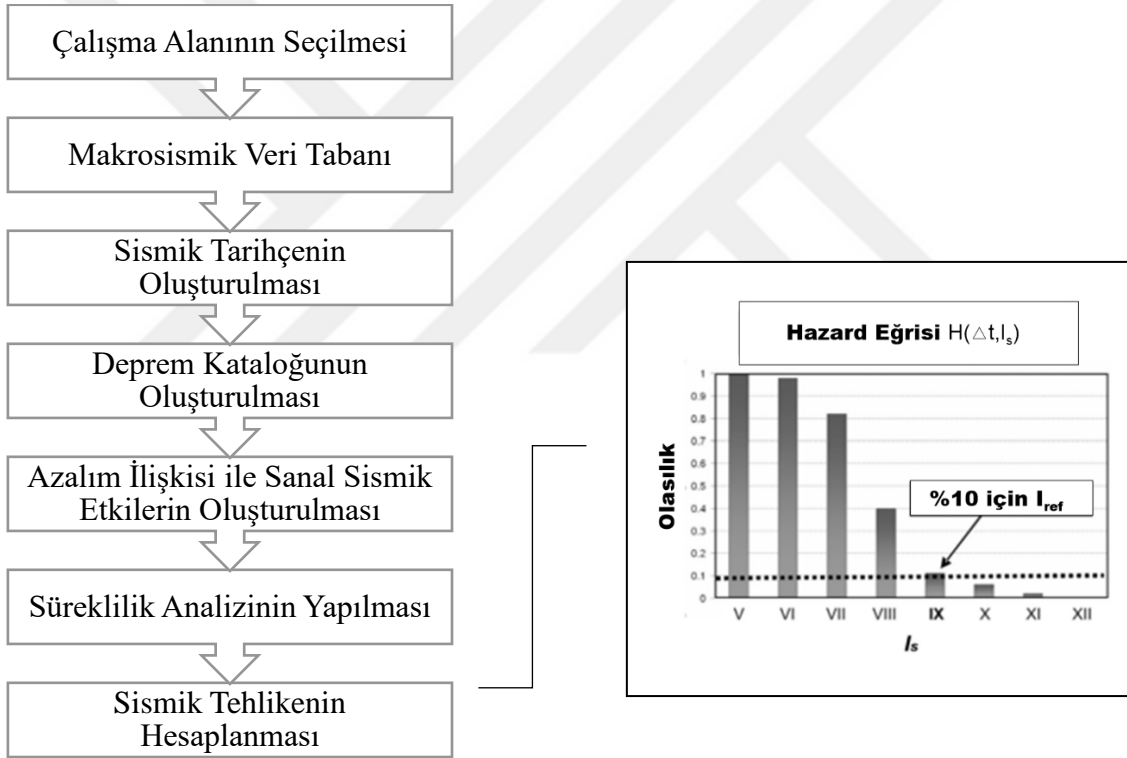
Giriş verisi olarak üç dosya kullanılmaktadır;

- 1) Sismik tehlikenin hesaplanacağı alanların listesi (sites database)
- 2) Gözlemlenen şiddet değerlerinin listesi (makrosismik database)
- 3) Çalışma alanını etkileyen depremlerin episantrlarını da içeren katalog (epicentral catalog).

Makro sismik katalogdaki deprem numaralandırmaları episantr katalogda da ilgili deprem ile ilişkilendirir. Sismik tehlike her nokta için otomatik olarak hesaplanır fakat her nokta bağımsız olarak ele alınır. Tehlikenin hesaplanacağı yer sadece coğrafik koordinat ile tanımlanabileceği gibi aynı yere özgü (Posta Kodu vb.) farklı numaralandırmalar da kullanılabilir. İkinci durum için, gözlemlenen şiddetlerin doğru depreme

ilişkilendirilebilmesi için makro sismik katalogda da aynı koordinatlar veya kodlar yazılmalıdır.

Yöntemin ilk aşaması sismik tarihçeyi yeniden düzenlemektir. Bu amaç için, yöntemde istenirse katalog sadece makro sismik verilerle oluşturulabilir veya episantr katalog ve makro sismik katalog birleştirilerek bölgenin sismik tarihçesi düzenlenebilir. İlk durum, geçmiş depremlere ait çok fazla şiddet gözlemi varsa faydalıdır. Katalogdaki her bir şiddet değeri alanların koordinatları veya sayısal kodları kullanılarak eşleştirilir. Her iki durumda da olası küçük koordinat farklarını gidermek için arama mesafesi (örneğin, 1-2 km) düzeltilmelidir. Bu uzaklıkta bir deprem için birden fazla şiddet değeri varsa, buna en yakın değer veya en büyük değer seçilir.



Şekil 2.3. Yöntemin akış şeması

Makro sismik kataloglarda verilen şiddet değerleri genellikle iki kategoridir (Stucchi vd. 2007):

- 1) Kesin veri (I'_{loc} için tek bir şiddet değeri-örneğin VI),
- 2) Kesin olmayan veri ($I'_{loc} - I''_{loc}$ için ardışık iki şiddet değeri, örneğin VI-VII).

Denklem 1’de verilen $P_l(I_s)$ olasılık vektörü her deprem için aşağıdaki gibi hesaplanır:

Kesin veriler için: $I_s \leq I'_{loc}$ ise $P_l(I_s) = 1$ ve $I_s > I'_{loc}$ ise $P_l(I_s) = 0$ ’dır.

Kesin olmayan veriler için: $I_s \leq I'_{loc}$ ise $P_l(I_s) = 1$ ve $I_s > I'_{loc}$ ise $P_l(I_s) = 0.5$ ’dir.

İkinci durum hipotezlere eşit olasılık verildiğini gösterir, $I_s = I'_{loc}$ ve $I_s = I''_{loc}$

Eğer episantr katalog da hesaba dahil edilirse, maksimum episantr uzaklığı değeri (örneğin, 200 km) seçilmelidir. Denklem 1 için olasılıksal azalım fonksiyonu S aşağıdaki denklem kullanılarak hesaplanır:

$$S(I_s | I_e, D) = 1 - \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{I_s - 0.5} e^{-\frac{[x - \mu(I_e, D)]^2}{2\sigma^2}} dx \quad (16)$$

Denklem Gauss kümülatif dağılımından elde edilmiştir (Albarello ve D’amico, 2005). σ ve μ İtalya için Pasolini vd. (2008b) tarafından belirlenmiştir:

$$\mu(I_e, D) = I_e - 0.0086(D - h) - 1.037[\ln(D) - \ln(h)] \quad (17)$$

I_e , episantr şiddeti, $D = \sqrt{R^2 + h^2}$, R episantr uzaklığı ve $h = 3.91$ km’dir (Pasolini vd., 2008b). Bu parametreler ve denklem 17 farklı çalışma alanları için değiştirilebilir. Diğer yandan, denklem 1 kullanılarak farklı episantr şiddet ve uzaklıkları için elde edilen “sanal sismik etkiler (virtual seismic effects)” de $P_l(I_s)$ olasılık değerleri de hesaba katılabilir. Yakın mesafedeki şiddet değerlerini hesaba katmak için, $q(I_v | I_s)$ olasılık fonksiyonu denklem 2 ile hesaplanmalıdır. Eğer I_v iki şiddet değeri arasında belirsiz ise denklem 2:

$$p_l^*(I_s | I_v) = 0.5 p_l^*(I_s | I'_v) + 0.5 p_l^*(I_s | I''_v) \quad (18)$$

şeklinde yazılır. Bu durumda, $q(I_v | I_s)$ olasılığı farklı veri tabanı ve farklı çalışma alanları için yeniden hesaplanmalıdır.

Çalışma alanının sismik tarihçesini detaylı bir şekilde hazırladıktan sonra, yöntemde sonuç olarak verilen zaman aralığındaki verilen şiddet değerine eşit veya daha yüksek değerde olma ihtimalini gösteren tehlike eğrilerini verir. Verilen bir referans şiddet değeri için (örneğin, %10) bu eğri elde edilir (Denklem 13 ve Şekil 2.3).

Son olarak, denklem 14'ün olasılıksal prosedüre göre verilen bir referans şiddet değerine göre PGA hesaplanması için dönüştürülmesi gerekir. Olasılık fonksiyonu G aşağıdaki gibi elde edilir:

$$G(\log(PGA)|I_s) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_{\log(PGA)}^{+\infty} e^{-\frac{[x-\mu(I_s)]^2}{2\sigma^2}} dx \quad (19)$$

Ortalama μ ve standart sapma σ ya sahip Gauss kümülatif dağılımı I_s şiddeti ve $\log(PGA)$ arasında ampirik olarak belirlenir. İtalya verileri için bu dönüşüm aşağıdaki gibi yapılır (Faccioli ve Cauzzi, 2006):

$$\mu(I_s) = \log(PGA) = -1.33 + 0.20I_s \quad (20)$$

$\mu(I_s)$ $\log(PGA)$ 'nın olabirliğini ifade eder (burada PGA m/s^2 'dir). Denklem 20'de farklı çalışma alanı ve farklı kataloglar için yeniden düzenlenmelidir.

2.1.4. Şiddet-Uzaklık Azalım İlişkisinin Hesaplanması

Şiddet (I), hiposantr uzaklığı (Δ) ve odak derinliği (H) arasındaki ilişkiyi ortaya koymak için birçok formül bulunmaktadır (Gutenberg ve Richter, 1942; Neumann, 1954; Ergin, 1969; Cornell, 1968; Milne ve Davenport, 1969; Stepp, 1972). Bunların birçoğu 21 denklemi ile tanımlanmaktadır (Karnik, 1969):

$$I = k_1 + k_2 \ln \Delta + k_3 \Delta \quad (21)$$

k_1 , k_2 ve k_3 sabit sayılardır.

Bu denklem herhangi bir yerde şiddetin sismik enerji (E) ile logaritmik olarak doğru orantılı olduğu varsayımı ile türetilir:

$$I = k_4 + k_5 \ln E \quad (22)$$

Enerji soğrulmasının klasik denklemi:

$$E = \left(\frac{E_0}{4\pi} \right) \Delta^{-b} e^{-c\Delta} \quad (23)$$

E_0 açığa çıkan toplam enerji, b geometrik açılım ile ilgili katsayı ve c ise soğrulma ile ilgili katsayıdır. 22 denklemde enerji yerine 23 denklemi yazılırsa:

$$I = k_4 + k_5 \ln\left(\frac{E_0}{4\pi}\right) - k_5 b (\ln\Delta) - k_5 c \Delta \quad (24)$$

elde edilir. Deprem episantr noktasında:

$$I_0 = k_4 + k_5 \ln\left(\frac{E_0}{4\pi}\right) - k_5 b (\ln H) - k_5 c H \quad (25)$$

Aşağıdaki kısaltmalar kullanılırsa:

$$a_1 = k_5 b (\ln H) + k_5 c H \quad (26)$$

$$b_1 = k_5 b \quad (27)$$

$$c_1 = k_5 c \quad (28)$$

24 ve 25 denklemlerinde E_0 çıkarılırsa

$$I = I_0 + a_1 - b_1 \ln\Delta - c_1 \Delta \quad (29)$$

Eğer üstel soğrulma geometrik açılımdan daha küçük olması durumunda denklem Gutenberg ve Richter (1942), Neumann (1954) ve Cornell (1968) formuna dönüşür:

$$I = I_0 + a_1 - b_1 \ln\Delta \quad (30)$$

Eğer geometrik açılım üstel soğrulmadan daha küçük olursa:

$$I = I_0 + a_1 - c_1 \Delta \quad (31)$$

Bu denklemler deneysel bağıntılardır ve iyi bir yaklaşım olduğu konusunda herhangi bir güvence yoktur. Bu tür bağıntılar için sonsuz çeşitlilik olabilir. Şiddet, zemin ivmesi açısından nicel olarak tanımlanabilir (Cancani, 1904). Ancak zemin ivmesi geniş çapta ölçülürse, daha az niceliksel gözlemlere dayanan bir şiddet ölçeğine ihtiyaç duyulmaz.

22 denkleminde alternatif diğer bir durum ise, şiddetin enerji ile üstel olarak artması durumudur:

$$I = kE^P \quad (32)$$

23 denkleminde yerine yazılırsa

$$I = k \left(\frac{E_0}{4\pi} \right)^P \Delta^{-bP} e^{-cP\Delta} \quad (33)$$

Episantr noktasında:

$$I_0 = k \left(\frac{E_0}{4\pi} \right)^P H^{(-bP)} e^{(-cPH)} \quad (34)$$

33 denklemini 34 denklemini ile bölünürse:

$$I = I_0 H^{bP} e^{cPH} \Delta^{-bP} e^{-cP\Delta} \quad (35)$$

Eşitliğin her iki tarafının logaritması alınır ve aşağıdaki kısaltmalar kullanılırsa:

$$a_2 = bP(\ln H) + cPH \quad (36)$$

$$b_2 = bP \quad (37)$$

$$c_2 = bP \quad (38)$$

$$\ln I = \ln I_0 + a_2 - b_2 \ln \Delta - c_2 \Delta \quad (39)$$

$$I = I_0 e^{a_2} \Delta^{-b_2} e^{-c_2 \Delta} \quad (40)$$

40 denklemini elde edilir.

Aşağıdaki denklemlerde ‘2’ alt simgesi denklem 39’un türevleri için, ‘1’ alt simgesi ise denklem 29’un türevleri için kullanılacaktır. Denklem 29 ve 39 veya 40 arasındaki fark şiddetin uzaklıkla eğiminin değişimidir. Denklem 29’un türevi alınırsa:

$$\frac{dI}{d\Delta} = -\frac{b_1}{\Delta} - c_1 \quad (41)$$

Denklem 40’ın türevi alınırsa:

$$\frac{dI}{d\Delta} = -I \left(\frac{b_2}{\Delta} + c_2 \right) \quad (42)$$

Şiddet (I) Δ ’ın azalan bir fonksiyonu olmasından dolayı, 40 denklemini 29 denklemine göre episantr yakınında daha dik ve uzak mesafelerde ise daha düzdür.

Eğer b_2 çok küçük ise 39 denklemini:

$$\ln I = \ln I_0 + a_2 - c_2 \Delta \quad (43)$$

Eğer a_2 çok küçük ise:

$$\ln I = \ln I_0 - c_2 \Delta \quad (44)$$

a_2 'nin küçük olma durumu çok sığ depremler için özel bir durumudur ve denklem 36'dan

$$\frac{\ln H}{H} = -\frac{c}{b} \quad (45)$$

Eğer a_2 ve c_2 çok küçük ise,

$$\ln I = \ln I_0 - b_2 \ln \Delta \quad (46)$$

Yukarıdaki denklemlerin tümü I_0 şiddetine bağlı paralel çizgilerin tanımlamasını yapmaktadır. Şiddet haritaları incelendiğinde uzaklıkla şiddet azalım oranı büyük depremlere oranla küçük depremlerde daha hızlıdır. 44 denklemi için iki olasılık düşünülmektedir:

$$\ln I = \ln I_0 - \left(c_2' + \frac{c_2''}{I_0} \right) \Delta \quad (47)$$

$$\ln I = \ln I_0 - (c_2' - c_2'' \ln I_0) \Delta \quad (48)$$

Denklem 48 aşağıdaki gibi yeniden yazılabilir:

$$\ln I = \ln I_0 - \left(\frac{\ln I' - \ln I_0}{\Delta'} \right) \Delta \quad (49)$$

Bu denklem $(I', -\Delta')$ noktasından geçen çizgilerin seri denklemdir.

Şiddetin deprem boyutunun bir ölçüsü olarak kullanılmasıyla ilgili sorunlarından biri, sadece bir birim olarak rapor edilmesidir ve bu yüzden episantr şiddetinin rapor edilen derece veya hemen hemen bir sonraki derecede olup olmadığının bilinmemesidir. Sadece en büyük şiddetin bilinmesi ardışık şiddet eğrilerinin yarıçaplarının tahmin edilmesini zorlaştırmaktadır. I_m şiddet eğrisinin ortalama yarıçapı Δ_m biliniyorsa öngörülerin doğruluğu artırılabilir ve I_m haritalanmış en büyük şiddet değeridir. 39 denkleminde

$$\ln I_m = \ln I_0 + a_2 - b_2 \ln \Delta_m - c_2 \Delta_m \quad (50)$$

39 ve 50 denklemlerinden I_0 çıkarılırsa,

$$\ln I = \ln I_m - b_2 \ln \frac{\Delta}{\Delta_m} - c_2 (\Delta - \Delta_m) \quad (51)$$

Benzer şekilde 29 denklemi için:

$$I = I_m - b_1 \ln \frac{\Delta}{\Delta_m} - c_1 (\Delta - \Delta_m) \quad (52)$$

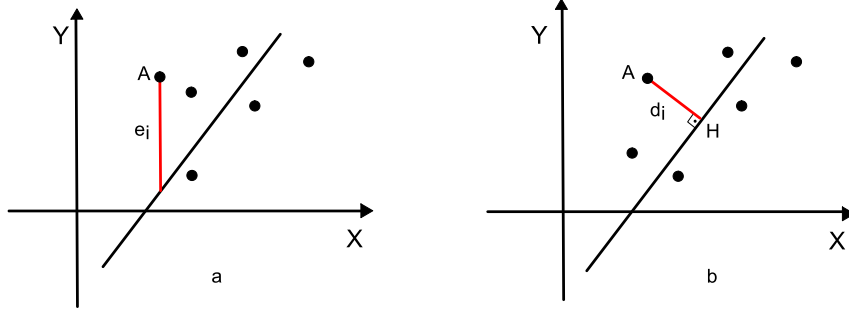
Yukarıdaki tüm denklemler sismik enerjinin bir nokta kaynaktan çıkıp basit bir geometriden (düzgün bir yarı küre veya derinliğin fonksiyonu olan tabakalanma) yayılım varsayımına dayanmaktadır. Kaynak boyutuna oranla mesafenin yeteri kadar büyük olmadığı durumlarda denklemler hatalı sonuç verebilir.

Yukarıdaki denklemlerde b geometrik açılım oranı ile ilgili, c üssel soğrulma ile ilgili, a ve b katsayıları ise kaynağın sınır koşulları ile ilgilidir.

2.1.5. Regresyon Analizi

Regresyon analizi bağımlı ve bağımsız veriler arasındaki ilişkiyi araştıran ve modelleyen bir istatistiksel yöntemdir (Montgomery vd., 2012). Regresyon analizinin kullanımı hemen her alanda mevcuttur (örneğin; mühendislik, fizik, kimya, yer bilimleri, eğitim bilimleri, ekonomi, astronomi vb.). Ölçülebilen iki büyüklük arasındaki ilişkinin belirlenmesi konusunda, regresyon analizi en çok ve en yaygın kullanılan istatistik tekniktir. Basit doğrusal regresyonun en faydalı amacı, bağımsız değer X 'e karşılık bağımlı değer Y 'nin elde edilmesidir. $Y=f(X)$ denklemi bağımsız değer X 'e karşılık bağımlı değer Y 'nin elde edilmesinde kullanılır. Basit doğrusal regresyonun denklemi ise, $Y=a+bX$ 'dir. Burada a eğrinin düşey eksenini kestiği değer, b ise doğrunun eğimidir.

En Küçük Kareler Yöntemi (EKKY), veri noktalarından regresyon çizgisine düşey mesafelerin karelerinin toplamını en aza indirgeyerek elde edilir (Şekil 2.4a).



Şekil 2.4. a) Klasik en küçük kareler yöntemi, b) Ortogonal regresyon yöntemi

Bu yöntem yıllardır geliştirilmesine rağmen, EKKY hızlı ve kolay bir şekilde hesaplanabilmesinden dolayı daha çok tercih edilmektedir (Ludbrook, 2010). EKKY yönteminin varsayımlarından bir tanesi bağımsız değerlerin herhangi bir hata değerinin içermemesi, sadece bağımlı değerlerin hata payı içermesidir (Glaister, 2005). Fakat gerçekte iki değer de hata payı içermesi durumu bulunmaktadır. Bu durumda, EKKY yöntemi yerine OR yöntemi daha duyarlı sonuçlar verebilmektedir (Glaister, 2005). Bu çalışmada şiddet-magnitüd arasındaki ilişkiyi belirlemek için En Küçük Kareler Yöntemi (EKKY) ve Ortogonal Regresyon (OR) yöntemleri kullanılmıştır.

2.1.5.1. Ağırlıklı En Küçük Kareler Yöntemi

Bu çalışmada yukarıda tanımlanmış azalım ilişki formlarına çoklu doğrusal regresyon analizi uygulanmıştır. Bağımsız değişkenler ile bağımlı değişken (şiddet) arasındaki ilişkiyi belirlemek için ağırlıklı en küçük kareler yöntemi kullanılmıştır. İlişkilerin matematiksel formları incelendiğinde bazı terimlerin doğrusallıktan saptığı açıktır. Bununla birlikte, katsayılar üzerinde yapılacak küçük değişikliklerle denklem doğrusallaştırılabilir.

Klasik en küçük kareler yöntemi olarak bilinen yöntem değişkenlerin hatalarının sabit bir varyansa sahip olduğunu varsaymaktadır. Bu model veri kümesinin eş varyansa sahip olduğunda çok yararlı olabilir. Bununla birlikte, tüm hataların aynı varyansa sahip olması her zaman gözlenecek bir durum değildir. Fakat oluşturulan veri tabanı ayrıktır ve bu koşulu sağlamamaktadır. Ağırlıklı en küçük kareler yöntemi ise hatalardaki varyansların değişken olduğu durumlarda geçerliliği çok yüksektir.

Çoklu doğrusal regresyon geleneksel doğrusal regresyonun daha genelleştirilmiş bir formudur ve içeriğinde birden çok bağımsız değişken bulunmaktadır. Bu yöntemle ilgili daha ayrıntılı bilgi için Chatterjee ve Hadi (2006) kaynağına bakılabilir.

Çoklu doğrusal regresyonun genel formu:

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_{1i} + \beta_2 x_{2i} + \dots + \beta_j x_{ji} + \varepsilon_i \quad (53)$$

β_0 kesim noktası, $\beta_1, \beta_2, \beta_3, \dots, \beta_j$ ise kısmi katsayılar ve ε_i ise hata terimidir

Sadeleştirme için genel denklemin matris formu:

$$Y = XB + E \quad (54)$$

B'ye göre hata matrisini en aza indirmek amacıyla, B vektörünün en küçük kare tahmini $\hat{\beta}$ bulunabilir:

$$\hat{B} = (X^T X)^{-1} X^T Y \quad (55)$$

$X^T X$ matrisinin transpozudur. Yani, verilen bir X değeri için tahmin edilen Y değeri

$$\hat{Y} = X\hat{B} \quad (56)$$

ile bulunabilir.

Bu yöntemde ağırlıkların nasıl belirleneceği yöntemin en tartışmalı konularından biridir. Ağırlıklandırmalar farklı şekilde yapılabilir ve herhangi bir kısıtlaması bulunmamaktadır. En çok kullanılan ağırlık modeli ise varyansların seçilmesidir.

Eğer ağırlıklar 1 olarak seçilirse, bu durum hiçbir ağırlık bulunmadığı anlamına gelir. Bu çalışmada, ağırlıklar $w_i = 1/\sigma_i^2$ olacak şekilde seçilmiştir. Bu durumda kovaryans

matrisi:
$$\begin{pmatrix} \varepsilon_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \varepsilon_2 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & \varepsilon_j \end{pmatrix}$$
 şeklinde yazılır ve W diyagonal matrisi ise:

$$W = \begin{pmatrix} w_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & w_2 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & w_j \end{pmatrix}$$
 şeklinde yazılır.

Eğer denklemi tek bir satır şeklinde yazacak olursak:

$$\hat{\beta}_{wls} = \arg \min_{\beta} \sum_{i=1}^j \varepsilon_i^2 \quad (57)$$

Diğer bir deyişle, $\hat{\beta}$ matrisinin çözümü ağırlıklarla birlikte yazılırsa: $\hat{B} = (X^T W X)^{-1} X^T W Y$ şeklinde olur.

2.1.5.2. Ortogonal Regresyon Yöntemi

Ortogonal Regresyon (OR) yöntemi ölçüm noktalarındaki hataların etkilerini düzeltmek için kullanılan standart doğrusal regresyon yöntemlerindedir (Carroll ve Ruppert, 1996). Bu yöntemde hem bağımlı hem de bağımsız değişkenlerdeki hata oranları hesaba katılır. Bu nedenle, daha güvenilir sonuçlar vermektedir. Fakat daha güvenilir sonuç elde edebilmek için bağımlı ve bağımsız değişkenler arasındaki eta (η) parametresinin tam olarak belirlenmesi gerekmektedir. Özellikle sismolojide, farklı magnitüd ve şiddet değerleri için bu parametrenin belirlenmesi çok zordur (Kadirioğlu ve Kartal, 2016). Bu sebepten ötürü eta (η) parametresi OR regresyon için 1 olarak kabul edilmiştir. Diğer bir deyişle, şiddet ve magnitüd için hata payı eşit olarak kabul edilmiştir. Hesaplama kullanılan denklemler aşağıda gösterilmiş ve hesaplamalar Matlab programında yapılmıştır.

$$sxx = \sum_{i=1}^n (X_i - X_{ort})^2 \quad (58)$$

$$syy = \sum_{i=1}^n (Y_i - Y_{ort})^2 \quad (59)$$

$$b = \frac{(syy - \eta sxx) + \sqrt{(syy - \eta sxx)^2 + 4\eta sxy^2}}{2sxy} \quad (60)$$

$$a = Y_{ort} - bX_{ort} \quad (61)$$

X: Şiddet

Y: Magnitüd

Xort: Şiddet değerlerinin ortalaması

Yort: Magnitüd değerlerinin ortalamasıdır.

2.1.5.3. En Küçük Kareler Yöntemi

Regresyon analizi yaparken en çok kullanılan yöntemlerden biri en küçük kareler yöntemidir. En küçük kareler yöntemi, tıp, finans, mühendislik, ziraat, biyoloji ve sosyoloji

gibi çeşitli bilim dallarında çeşitli değişkenler arasındaki ilişkiler belirlenirken kullanılan en önemli araçlar arasındadır.

EKKY ampirik bağıntı geliştirmek için sıkça kullanılan bir yöntemdir. Fakat bu yöntemin matematiksel ve istatistiksel olarak bazı sınırlamaları bulunmaktadır. Bu sınırlamalardan en önemlisi bağımlı değişken Y'nin bağımsız değişken X'e göre kesin olarak bilinmesinin gerekmesidir. Bağımlı ve bağımsız değişkenler $Y=ax+b$ denklemiindeki belirsizlikten etkilenirler (Castellaro vd., 2006).

Günümüzde β_0 ve β_1 parametrelerinin tahmini için kullanılan en yaygın yöntemlerden birisi EKK yöntemidir. Kitle regresyon denkleminde yer alan β_0 ve β_1 parametrelerinin örneklemden elde edilen kestirimleri β_0 ve β_1 olarak ele alındığında, tek değişkenli regresyon doğrusunun denklemi

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 X_i \quad i=1,2,\dots,n \quad (62)$$

biçimindedir. Denkleminde yer alan β_0 ve β_1 terimlerinin değerlerini bulmak için kullanılan EKK yönteminin temelini, toplam sapmaların karelerinin toplamını en küçük yapacak değerlerin bulunması oluşturmaktadır. Hata terimlerini, gözlemlenen Y_i değerleri ile beklenen \hat{Y}_i değerleri arasındaki farklar (artıklar) oluşturmaktadır.

$$\hat{\varepsilon}_i = Y_i - \hat{Y}_i \quad (63)$$

63. eşitlikte verilen ifade ile hesaplanan hata terimleri pozitif, negatif veya sıfır değerine sahip olurken bu farkların toplamı

$$\sum_{i=1}^n \hat{\varepsilon}_i = \sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i) = 0 \quad (64)$$

olur. Ekk yöntemi, β_0 ve β_1 parametrelerinin kestirimleri olan $\hat{\beta}_0$ ve $\hat{\beta}_1$ 'nin farkını en küçük yapacak biçimde aşağıdaki gibi belirler

$$\text{enkucuk} \sum_{i=1}^n \hat{\varepsilon}_i^2 = \sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2 \quad (65)$$

Burada regresyon katsayılarının EKK tahminlerini elde edebilmek için 66. eşitlikte $\hat{\beta}_0$ ve $\hat{\beta}_1$ 'e göre kısmi türevler alınıp sıfıra eşitlendiğinde 67. ve 68. eşitliklerdeki gibi I. ve II. normal eşitlikleri elde edilir. Bu eşitlikler üzerinden gerekli çözümler yapıldığında β_0 ve β_1

parametrelerinin kestirimi olan $\hat{\beta}_0$ ve $\hat{\beta}_1$ değerlerinin bulunabileceği eşitlikler 69 ve 70'deki gibi elde edilir:

$$\sum_{i=1}^n (Y_i - (\hat{\beta}_0 + \hat{\beta}_1 X_i))^2 = L \quad (66)$$

$$\sum_{i=1}^n Y_i = \hat{\beta}_0 n + \hat{\beta}_1 \sum_{i=1}^n X_i \quad (67)$$

$$\sum_{i=1}^n X_i Y_i = \hat{\beta}_0 \sum_{i=1}^n X_i + \hat{\beta}_1 \sum_{i=1}^n X_i^2 \quad (68)$$

$$\hat{\beta}_1 = \frac{n \left[\sum_{i=1}^n X_i Y_i \right] - \left(\sum_{i=1}^n X_i \right) \left(\sum_{i=1}^n Y_i \right)}{n \left(\sum_{i=1}^n X_i^2 \right) - \left(\sum_{i=1}^n X_i \right)^2} = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \quad (69)$$

$$\hat{\beta}_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Y_i + \hat{\beta}_1 \sum_{i=1}^n X_i}{n} = \bar{Y} - \hat{\beta}_1 \bar{X} \quad (70)$$

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad (71)$$

İlişki katsayısı R^2 ise denklem 71 kullanılarak belirlenir.

3. VERİ

3.1. Makro Sismik Şiddet Verisi

Azalım ilişkisinin belirlenebilmesi için gerekli olan veriler, aletsel deprem büyüklüğü, deprem odak derinliği ve eş şiddet haritalarıdır. Bu tür çalışmalarda eş şiddet haritalarının elde edilmesi en büyük sorunlardan biridir. Bu haritalar ilk olarak coğrafi olarak test edilmiştir. Bu amaçla, ArcGis programı kullanılarak tüm haritalar sayısal ortama aktarılmıştır. Yerleşimlerle uyuşmayan ve hatalı bilgileri bulunan haritalar elenmiştir. Geri kalan haritalarda sayısallaştırma hatası olarak kullanılan karekök ortalama kare (RMS) değeri 0.05'e eşit veya daha düşük olanlar çalışma için seçilmiştir. Seçilen tüm depremlerin diğer verileri (episantr koordinatları, odak derinliği, oluş zamanı, magnitüdü) ise Kadıroğlu ve Kartal (2016) kataloğundan elde edilmiştir. Bu çalışmada Türkiye'de 1900-2004 yılları arasında büyüklükleri $4.3 < M_w < 7.9$ arasında değişen 49 depremin şiddet haritası kullanılmıştır (Şekil 3.1). Fakat katalogdaki depremlerin şiddetleri Avrupa Makro Sismik ölçeği (EMS-98, Grünthal, 1998), MSK-64 ve Modifiye Mercalli (MM) türündendir. Musson vd., (2010) yaptıkları çalışmada bu üç şiddet biriminin aynı değere sahip olduklarını ve birbirlerine herhangi bir dönüşüm yapılmasına gerek olmadığını belirtmişlerdir (Tablo 3.1). Çalışmada kullanılan depremlere ait detaylı bilgiler Tablo 3.2'de gösterilmiştir. Dünyanın birçok yerinde makro sismik veri ile çalışırken en büyük dezavantaj veri eksikliğidir. Büyük bir depremden sonra eş şiddet haritalarını çizmek için şiddet raporları kullanılmakta fakat harita çizildikten sonra bu noktalar göz ardı edilmektedir. Bu çalışmadaki veriler sadece eş şiddet haritalarını içermekte ve şiddet veri noktalarını içermemektedir. Eş şiddet haritalarından şiddet veri noktalarını oluşturmak için Sorensen vd., (2009) çalışmasında kullandığı yöntem kullanılmıştır. Ek-1'de örneği gösterilen Matlab programında yazılan kod ile her deprem için aşağıdaki işlemler yapılmıştır:

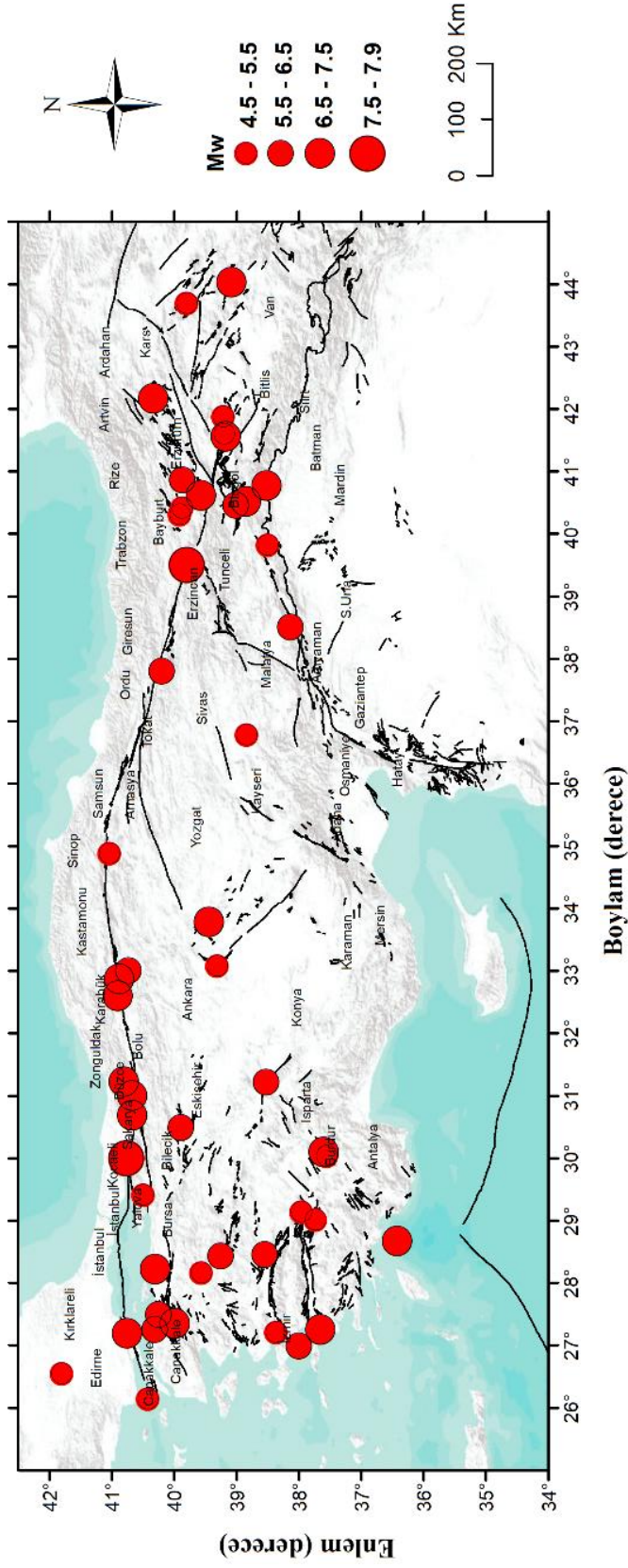
- Haritalardaki eş şiddet eğrileri Esri şekil dosyası (.shp) ortamında hazırlanmış olup, bunlar $0.02^0 * 0.02^0$ aralıklarla gridlenmiştir,
- Bu noktalar şiddet veri noktası olarak belirlenmiştir,
- Belirlenen bu grid noktalarına içinde bulunduğu şiddet eğrisinin değeri verilmiştir,

- Her bir grid noktası ile deprem episantrı arasındaki mesafe Öklid mesafesi olarak kilometre cinsinden hesaplanmıştır,
- Her şiddet değerine karşılık gelen uzaklıkların ortalaması alınarak grid noktasına atanmıştır.

Tablo 3.1. EMS-98, MSK ve MMI şiddet cetvellerinin karşılaştırılması

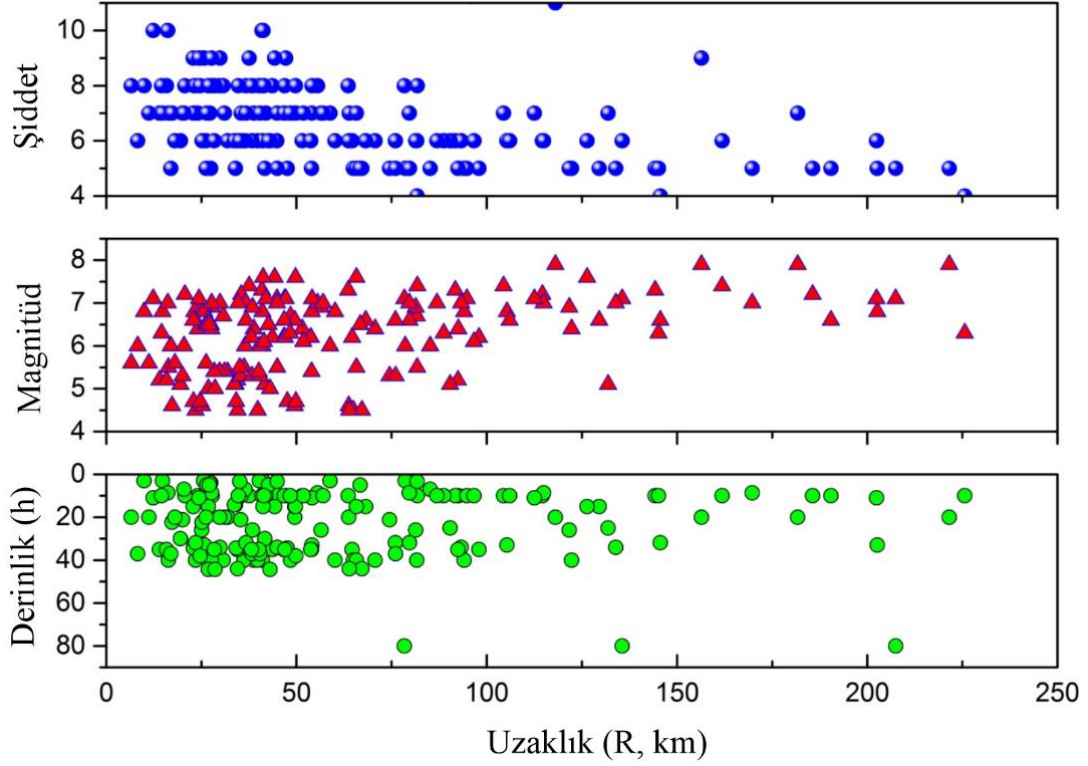
EMS-98 şiddeti	MSK şiddeti	MMI şiddeti
1	1	1
2	2	2
3	3	3
4	4	4
5	5	5
6	6	6
7	7	7
8	8	8
9	9	9
10	10	10
11	11	11
a	12	12

a: Bu şiddet değeri sadece sarsıntı derecesi ile ilgili olmayıp ayrıca yüzey faylanması gibi etkenlerle de ilişkilidir



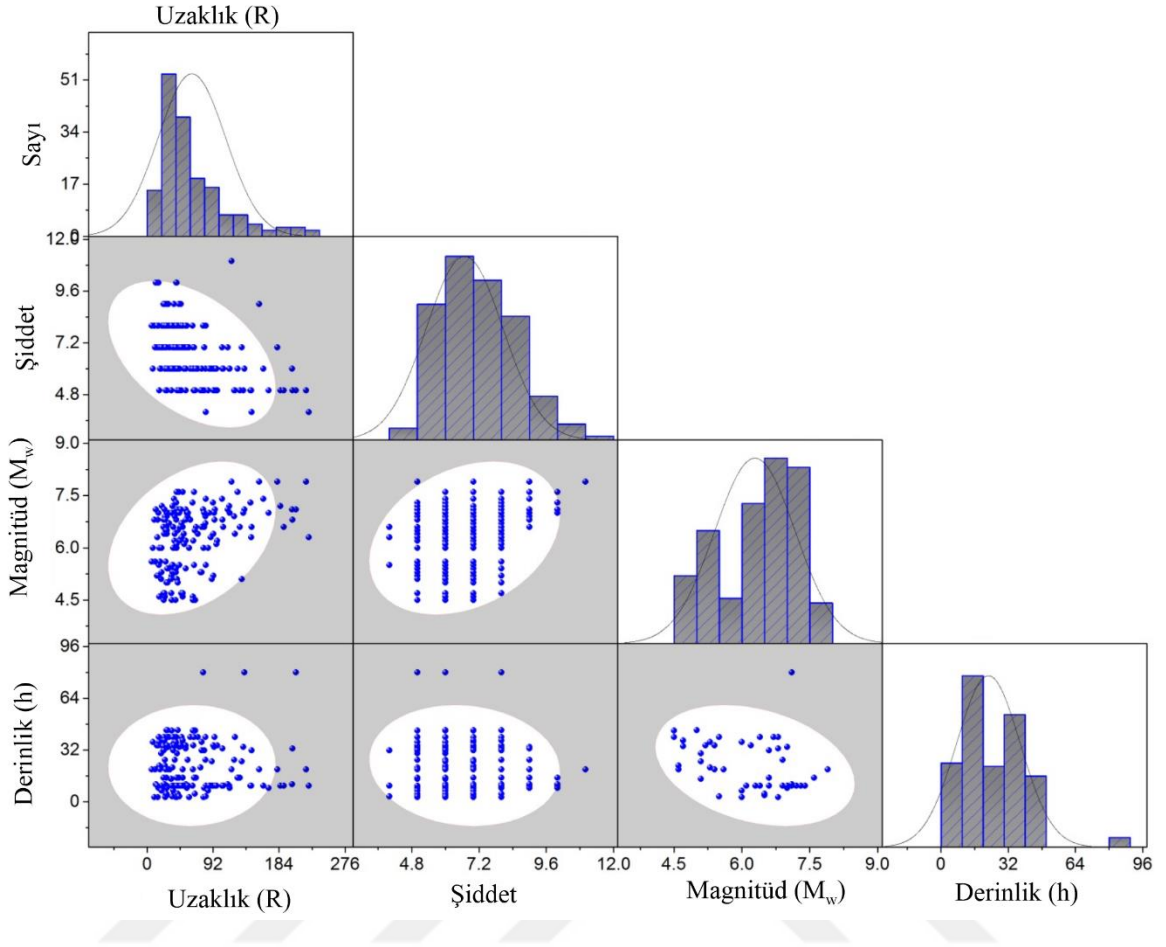
Şekil 3.1. Azalım ilişkisi için kullanılan depremlerin episantr dağılımı

Bu çalışmada kullanılan veri sınırları yani elde edilecek azalım ilişkisinin sınırları aşağıdaki gibidir: $4 \leq MMI \leq 11$; $4.5 \leq M_w \leq 7.90$; $3.0 \leq h \leq 80$; en büyük ortalama uzaklık ise 225.65 km'dir. Ortaya çıkan veri tabanının grafiksel özeti Şekil 3.2 ve Şekil 3.3'de, tablo halinde ise Ek-2'de görülmektedir.



Şekil 3.2. Veri tabanındaki şiddet noktalarının özellikleri (Magnitüd, M_w ; derinlik ve uzaklık ise km'dir)

Veri tabanı özellikleri incelendiği zaman, yaklaşık 250 km uzaklığa ve 80 km derinliğe kadar her noktada veri olduğu ve oluşturulan veri setinin Türkiye'nin depremselliğini çok iyi bir şekilde ortaya koyduğu söylenebilir (Şekil 3.2). Şekil 3.2'de uzaklık-derinlik grafiği incelendiği zaman 80 km derinlikte üç adet veri noktası olduğu görülmekte ve bu noktalar 1957 Fethiye-Rodos depremini temsil etmektedir.



Şekil 3.3. Bu çalışmada oluşturulan veri tabanının dağılım grafikleri. Eliptik alanlar %95 ($\alpha=0.95$) güven aralığında kalan alanı ifade eder. Histogramlarda bulunan eğriler ise her veri kümesine ait Gauss dağılım trendini belirtir.

Tablo 3.2. Çalışmada kullanılan 49 adet depreme ait parametreler

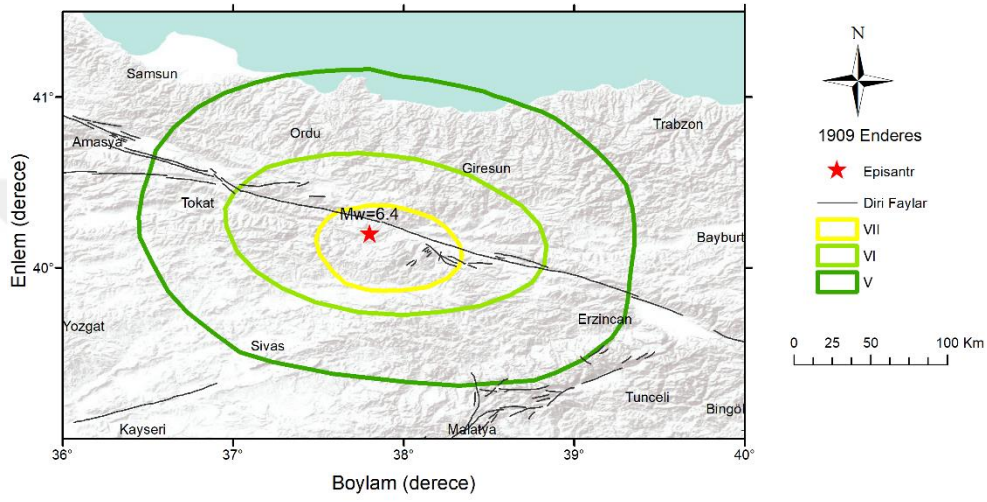
No	Yer	Yıl	Ay	Gün	Mw	Derinlik
1	Enderes	1909	2	9	6.40	10
2	Mürefte	1912	8	9	7.40	10
3	Burdur	1914	10	3	7.00	10
4	Tepeköy-Torbali	1928	3	31	6.20	35
5	Marmara-Adalar	1935	1	4	6.20	35
6	Kırşehir	1938	4	19	6.60	10
7	Erzincan	1939	12	26	7.90	20
8	Osmancık	1942	12	2	5.40	20
9	Bolu	1944	2	1	7.30	10
10	Karlıova	1949	8	17	6.70	40
11	Kurşunlu	1951	8	13	6.90	10
12	Edirne	1953	6	18	5.10	30
13	Yenice-Gönen	1953	3	18	7.20	10
14	Söke-Balat	1955	7	16	6.80	40
15	Eskişehir	1956	2	20	6.40	40
16	Abant	1957	5	26	7.10	10
17	Fethiye-Rodos	1957	4	25	7.10	80
18	Bozüyük-Bilecik	1959	4	2	4.60	20
19	Balıkesir	1962	9	14	4.50	40
20	Denizli	1963	3	11	5.50	40
21	Malatya	1964	6	14	6.00	3
22	Manyas	1964	10	6	7.00	34
23	Palu	1964	3	14	4.50	44
24	Varto	1966	3	7	5.20	35
25	Varto	1966	8	19	6.90	26
26	Adapazarı	1967	7	22	6.80	33

Tablo 3.2'nin devamı

27	Alaşehir	1969	3	28	6.50	4
28	Demirci-Simav	1969	3	25	6.00	37
29	Sivas	1970	7	2	4.70	34.4
30	Bingöl	1971	5	22	6.80	3
31	Lice	1975	9	6	6.60	31.9
32	Gelibolu-Saroz	1975	3	27	5.50	3.3
33	Çaldıran	1976	11	24	7.00	8.6
34	Denizli	1976	8	19	5.10	14.2
35	Iğdır	1976	4	2	4.60	25
36	İzmir	1977	12	16	5.30	21.2
37	Burdur	1978	7	29	4.60	22.3
38	Tercan	1980	10	18	5.30	37
39	Bulanık-Muş	1982	3	27	5.40	35
40	Bala	1983	4	21	4.70	38
41	Çayırılı-Tercan	1983	4	6	5.00	44.3
42	Horasan	1983	10	30	6.60	15
43	Biga	1983	7	5	6.10	10
44	İzmit	1999	8	17	7.60	15
45	Düzce	1999	11	12	7.10	11
46	Çankırı	2000	6	6	6.00	7
47	Afyon-Çay	2002	2	3	6.50	5
48	Bingöl	2003	5	1	6.30	10
49	Aşkale	2004	3	25	5.60	3

- 9 Şubat 1909 Enderes Depremi

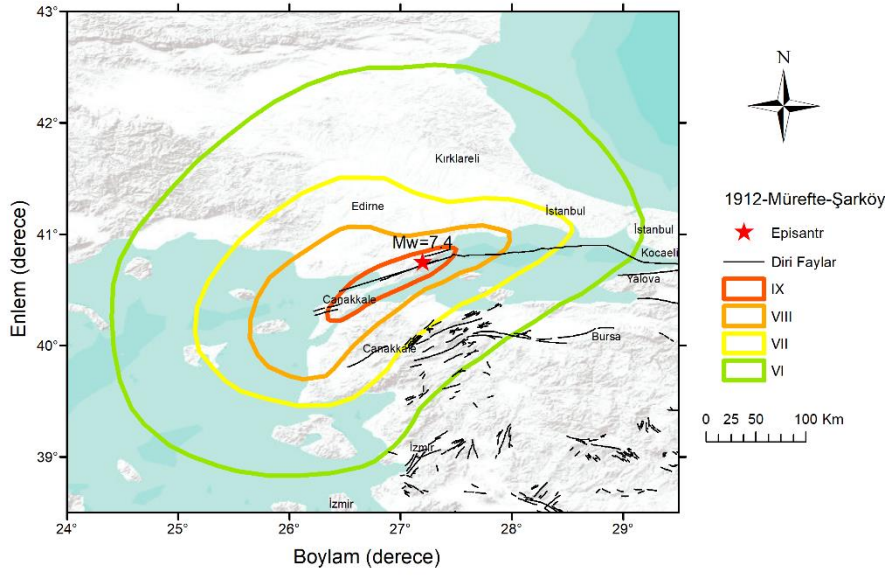
Depremın Zara, İpsala, Koyulhisar ve Enderes'te çok hasar yaptığı ve hasar yapıcı şiddette artçı depremler meydana geldiği belirlenmiştir (Ambraseys ve Finkel, 1987b). Bu depremle birlikte Yenice'de sıcak suların çıktığı ve heyelanların güneydeki Karaçam ve Habeş geçitlerini kapattığı rapor edilmiştir (Ambraseys, 1975; Ambraseys ve Finkel, 1987b). Enderes depremi eş şiddet haritası Şekil 3.4'de verilmiştir.



Şekil 3.4. 9 Şubat 1909 Enderes depremi eş şiddet haritası (Ambraseys ve Finkel, 1987b)

- 9 Ağustos 1912 Mürefte-Şarköy Depremi

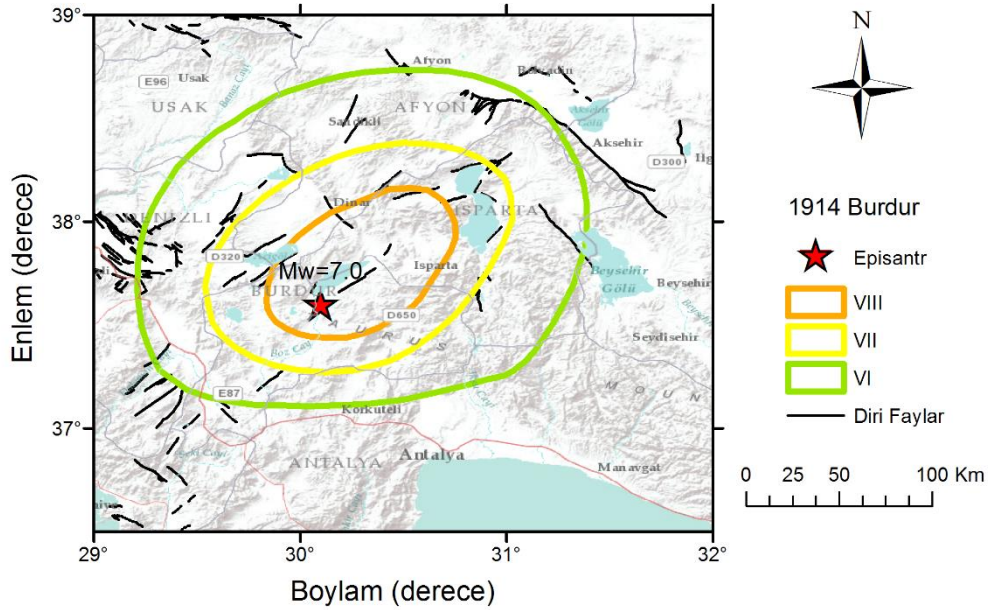
Bu depremde 50 km uzunluğunda normal faylanma karakterinde bir fay oluşmuştur (Ambraseys ve Finkel, 1987a). Fayın önemli oranda doğrultu atımlı bileşeni vardır ve yer yer bu atım 3 metreye varmaktadır. Deniz, göl ve nehir kıyılarındaki tortul sahalarda sıvılaşma olayları gözlenmiştir. Deprem sonucunda Trakya'da toplam 2836 kişi ölmüş, 7353 kişi yaralanmış, 24980 yapı yıkılmış ve ağır hasara uğramış, 15000'den fazla yapı da hasar görmüştür (Ambraseys ve Finkel, 1987a, b). Mürefte-Şarköy depremi eş şiddet haritası Şekil 3.5'de verilmiştir.



Şekil 3.5. 9 Ağustos 1912 Mürefte-Şarköy Depremi eş şiddet haritası (Ambraseys ve Finkel, 1987a)

• 3 Ekim 1914 Burdur Depremi

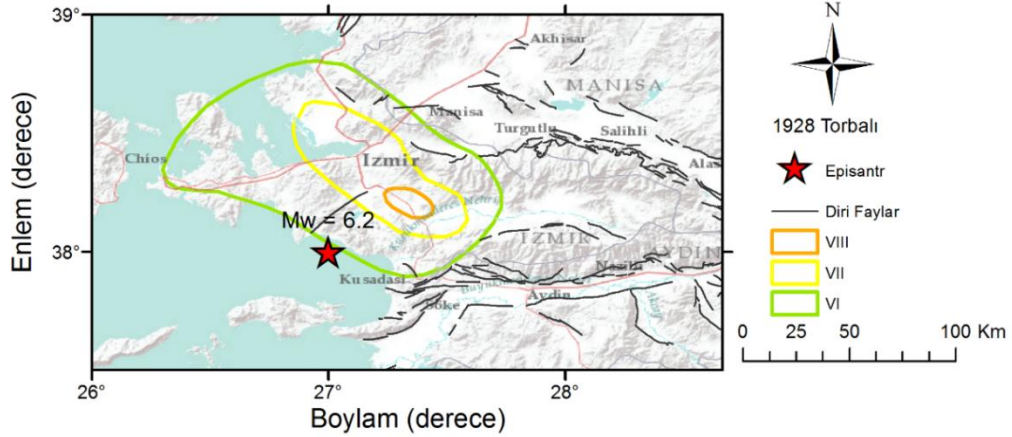
Burdur ovasında, Isparta ve yakınlarında ve Dinar'da ağır hasarlar olmuş ve çok sayıda insan ölmüştür (Pınar ve Lahn, 1952). Deprem sonucu GB-KD doğrultulu ve 40 km uzunlukta bir kırık ortaya çıkmıştır. Bu depreme ait eş şiddet haritası Şekil 3.6'da gösterilmiştir.



Şekil 3.6. 3 Ekim 1914 Burdur Depremi eş şiddet haritası (Pınar ve Lahn, 1952)

• 31 Mart 1928 Torbalı (İzmir) Depremi

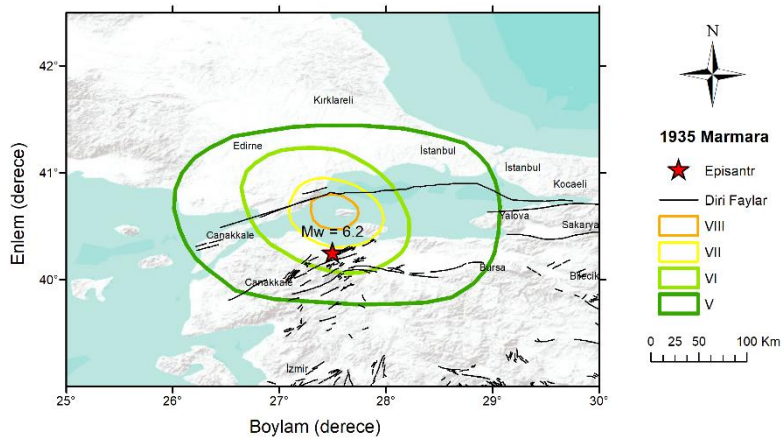
Bu deprem sonucunda Torbalı ve Tepeköy’de fazla hasar; İzmir, Manisa, Uşak, Tire ve Ödemiş’te daha az hasar oluşmuştur (Pınar ve Lahn, 1952). Depremin en şiddetli etkilediği yer Çapalı köyüdür ve 126 hanenin tamamı yıkılmış, 40 kişi yaralanmış, 2 kişi ise ölmüştür. Bu depremin eş şiddet haritası Şekil 3.7’de verilmiştir.



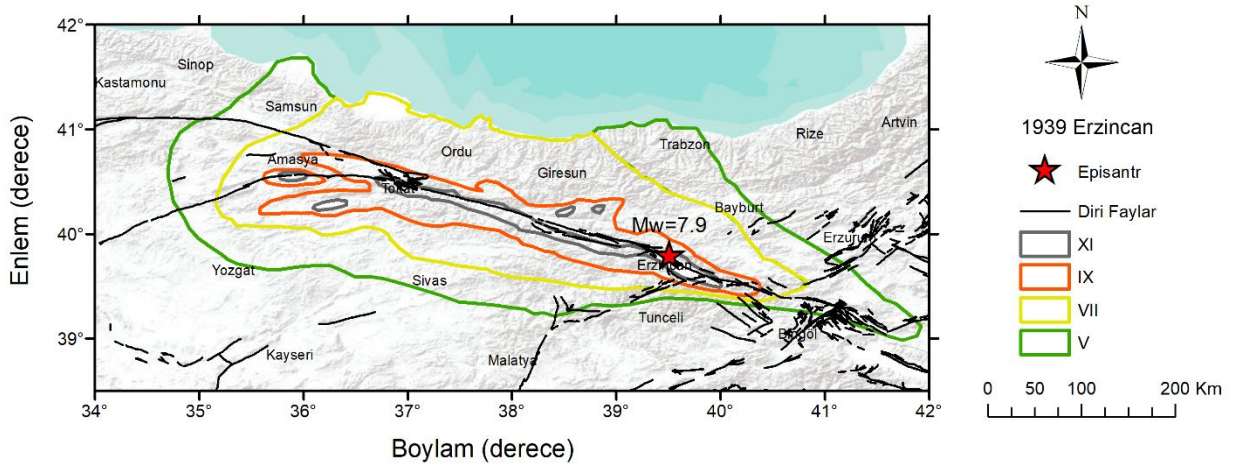
Şekil 3.7. 31 Mart 1928 Torbalı depremi eş şiddet haritası (Pınar ve Lahn, 1952)

• 4 Ocak 1935 Marmara Adalar Depremi

Marmara ve Erdek’te yıkıcı nitelikte olan bu deprem İstanbul, Edirne ve İzmir’de şiddetli olarak hissedilmiştir (Pınar ve Lahn, 1952). Deprem gündüz saatlerinde meydana geldiği için 5 kişi ölmüş ve 30 kişi yaralanmıştır ve art sarsıntılar Mart 1935’e kadar sürmüştür. Bu depremle ilgili eş şiddet haritası Şekil 3.8’de verilmiştir.



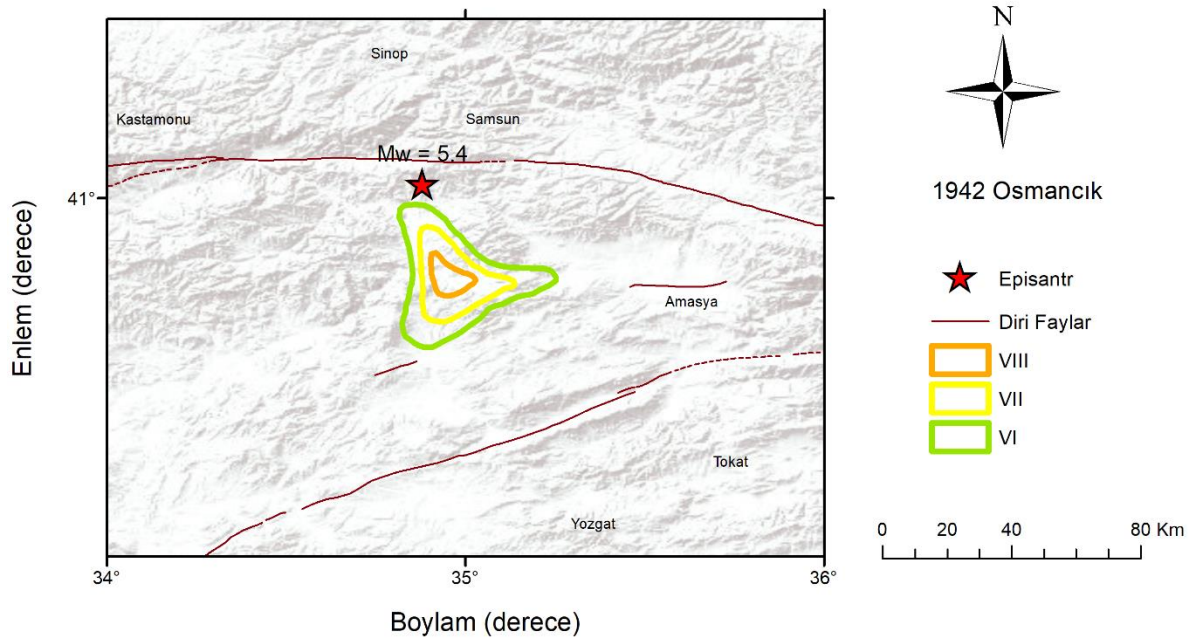
Şekil 3.8. 4 Ocak 1935 Marmara Adalar Depremi eş şiddet haritası (Pınar ve Lahn, 1952)



Şekil 3.10. 26 Aralık 1939 Erzincan depremi eş şiddet haritası (Pınar ve Ketin, 1941)

- 2 Aralık 1942 Osmancık Depremi

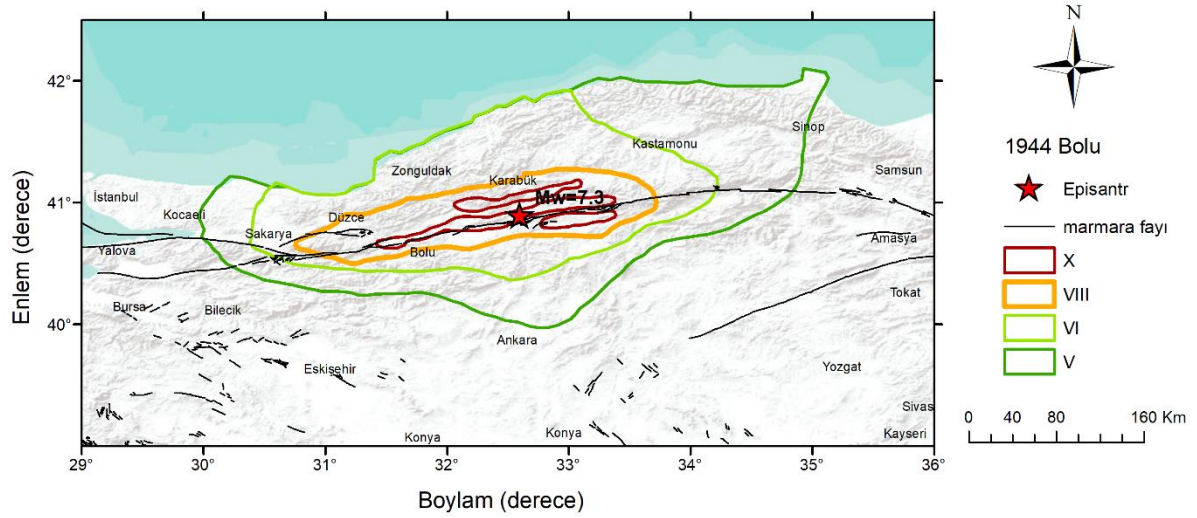
Bu depremde yalnızca vadi boyunca ve yamaçlarda bulunan köyler ağır hasara uğramıştır. Bu depremin eş şiddet haritası Şekil 3.11’de verilmiştir (Blumenthal vd., 1943’ten değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 3.11. 2 Aralık 1942 Osmancık depremi eş şiddet haritası (Blumenthal vd., 1943)

• 1 Şubat 1944 Bolu Depremi

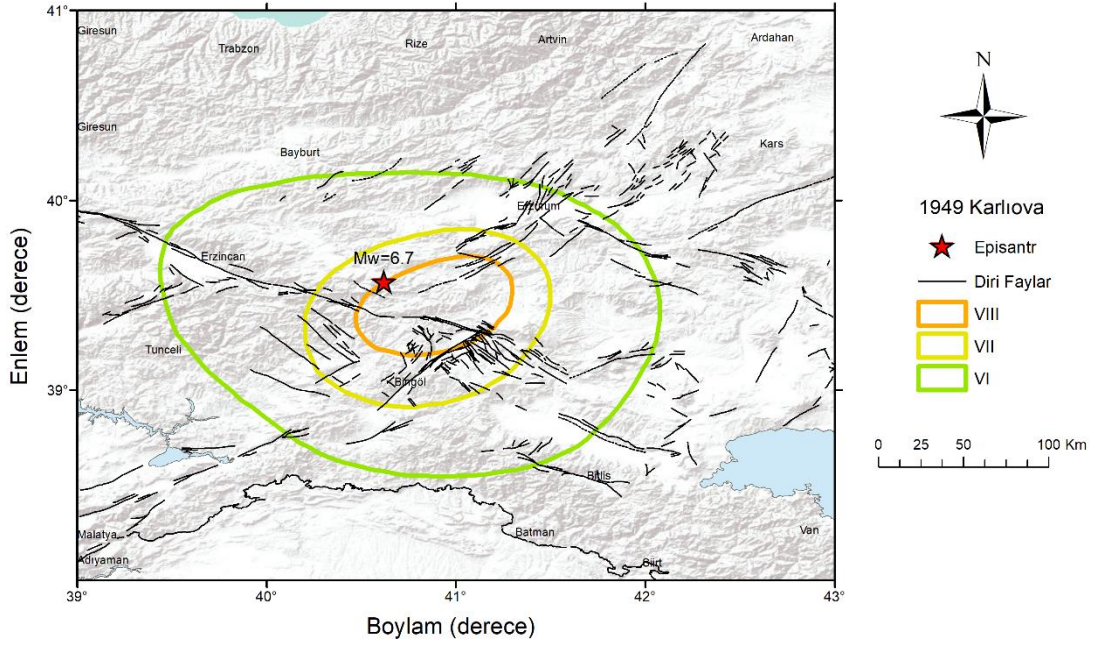
Bu deprem Anadolu'nun büyük bölümünde hissedilmiştir; yüksek hasar, batıda Bolu ovasından doğuda Kurşunlu'ya kadar uzanan yaklaşık 200 km'lik bir bölgede gözlenmiştir (Pınar ve Lahn, 1952). Depremde 50000 yapı kısmen ya da tümüyle yıkılmış, yaklaşık 4000 kişi yaşamını kaybetmiştir. Deprem sonucu oluşan fayın uzunluğu 180 km ve sağ yönlü yatay atımı ise 4m'dir. Bu depremin eş şiddet haritası Şekil 3.12'de görülmektedir.



Şekil 3.12. 1 Şubat 1944 Bolu depremi eş şiddet haritası (Ergin vd., 1967)

• 17 Ağustos 1949 Karlıova Depremi

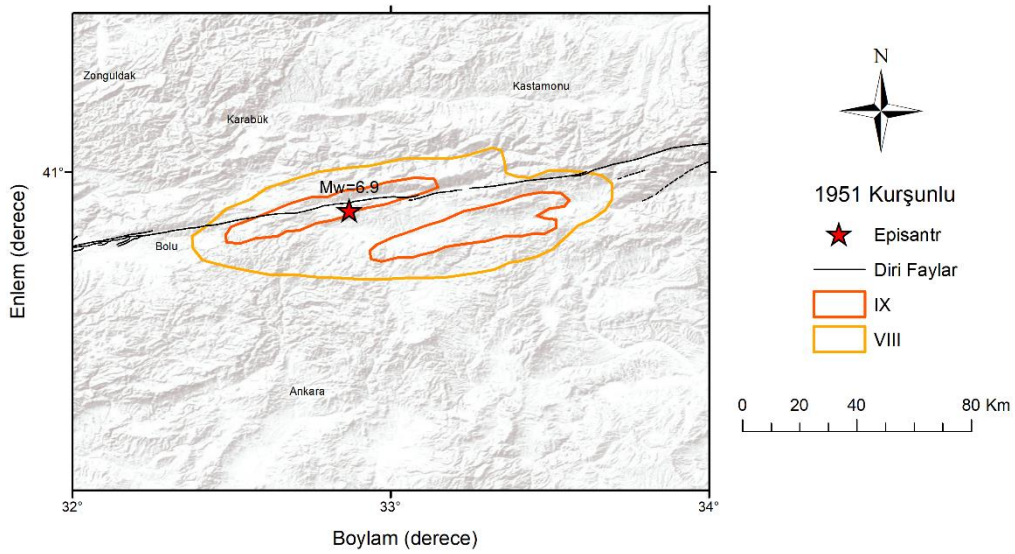
Bu depremden dolayı Karlıova, Kiğı ve Başköy ilçe merkezleriyle çevre köylerde 300'den fazla kişi yaşamını kaybetmiş ve 1500'den fazla ev tamamen yıkılmıştır (Pınar ve Lahn, 1952). Karlıova depremi sonucu 38 km uzunlukta sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay ortaya çıkmıştır (Ambraseys, 1988). Artçı depremler 1950 yılına kadar sürmüştü ve yine hasarlara neden olmuştur. Bu depremin eş şiddet haritası Şekil 3.13'de gösterilmiştir.



Şekil 3.13. 17 Ağustos 1949 Karlıova depremi eş şiddet haritası (Ambraseys, 1988)

- 13 Ağustos 1951 Kurşunlu (Çankırı) Depremi

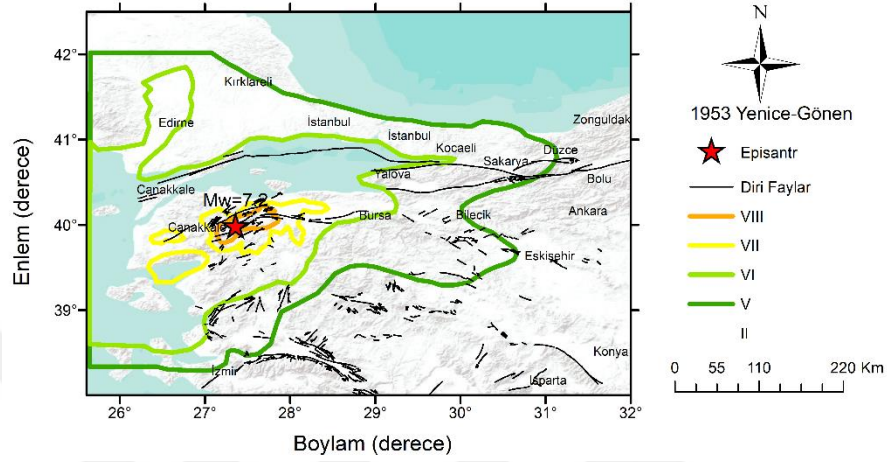
Kurşunlu ve Ilgaz'ı önemli derecede etkilemiş olan bu depremde ilçe merkezleri ve köylerinde 50 kişi yaşamını kaybetmiş ve yaklaşık 8000 ev hasar görmüştür (Pınar ve Lahn, 1952). Bu deprem sırasında 60 km uzunlukta ve sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay oluşmuştur (Ambraseys, 1988). Kurşunlu depremi eş şiddet haritası Şekil 3.14'de görülmektedir.



Şekil 3.14. 1951 Kurşunlu depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991)

- 18 Mart 1953 Yenice-Gönen Depremi

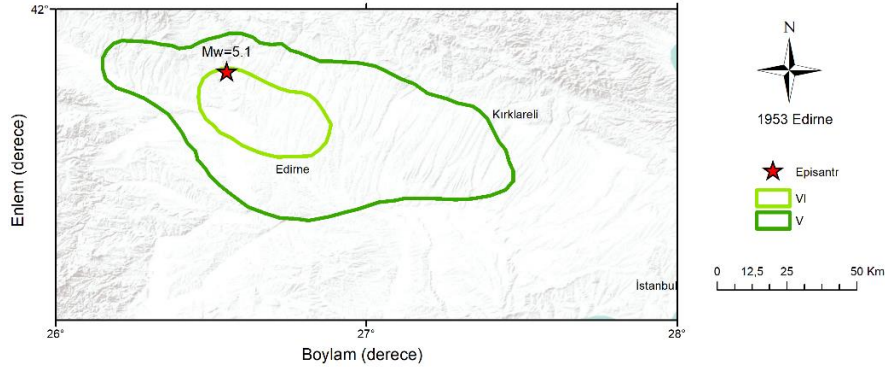
Bu deprem sonucunda yaklaşık 8000 yapının yıkıldığı belirlenmiştir (Pınar, 1953). Pınar (1953), oluşan fayın uzunluğunun 80 km'den uzun olduğunu ve sağ yanal atımlı olduğunu tespit etmiştir. Bu depremin eş şiddet haritası Şekil 3.15'de verilmiştir.



Şekil 3.15. 18 Mart 1953 Yenice-Gönen depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991)

- 18 Haziran 1953 Edirne Depremi

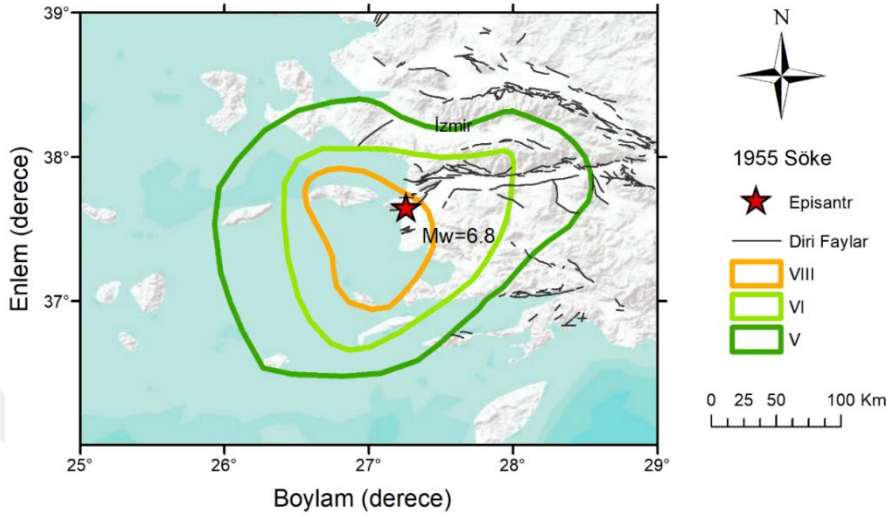
Bu depremin episantr bölgesinin küçük ancak hasarın önemli olduğu ve hasarın dar bir zon üzerinde yoğunlaştığı belirlenmiştir (Ketin ve Roesli, 1953). Hasar en çok Tunca ile Meriç nehri civarında tortul ve özellikle ince kumlu zemin üzerindeki yapılardadır. Deprem sonucu 57 ev yıkılmış, 266 evde ağır hasar oluşmuştur. Bu depremle ilgili eş şiddet haritası Şekil 3.16'da verilmiştir.



Şekil 3.16. 1953 Edirne depremi eş şiddet haritası (Ketin ve Roesli, 1953)

- 16 Temmuz 1955 Söke-Balat Depremi

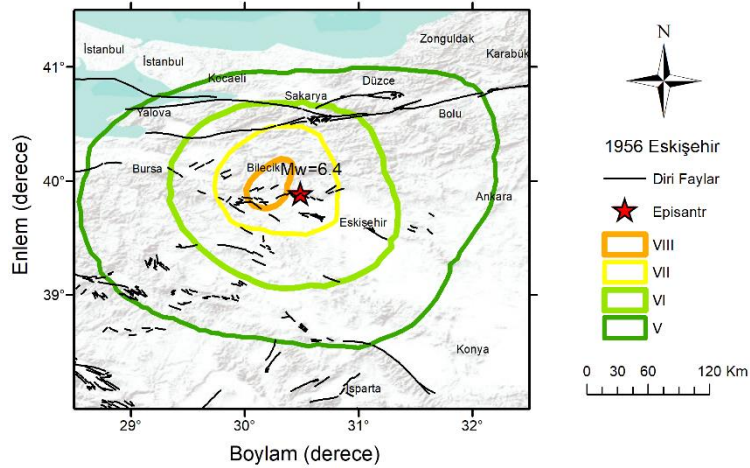
Aydın'ın Söke ilçesine bağlı Balat köyünde 300'den fazla ev ve köy camisi yıkılmış, 2 kişi yaşamını yitirmiştir. Balat depremi eş şiddet haritası Şekil 3.17'de görülmektedir.



Şekil 3.17. Söke-Balat depremi eş şiddet haritası (Öcal, 1958a)

- 20 Şubat 1956 Eskişehir Depremi

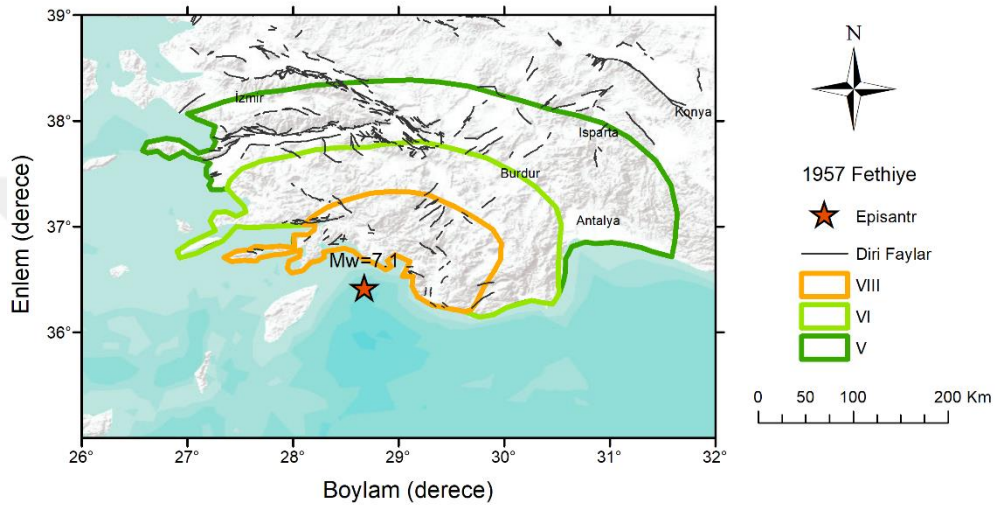
Deprem, Bilecik ve Eskişehir arasındaki bölgede yoğun hasara neden olmuştur. Söğüt çevresindeki köylerde önemli hasar oluşmuştur (Öcal, 1959). Depremle ilgili eş şiddet haritası Şekil 3.18'de verilmiştir.



Şekil 3.18. 1956 Eskişehir depremi eş şiddet haritası (Öcal, 1959)

- 25 Nisan 1957 Fethiye-Rodos Depremi

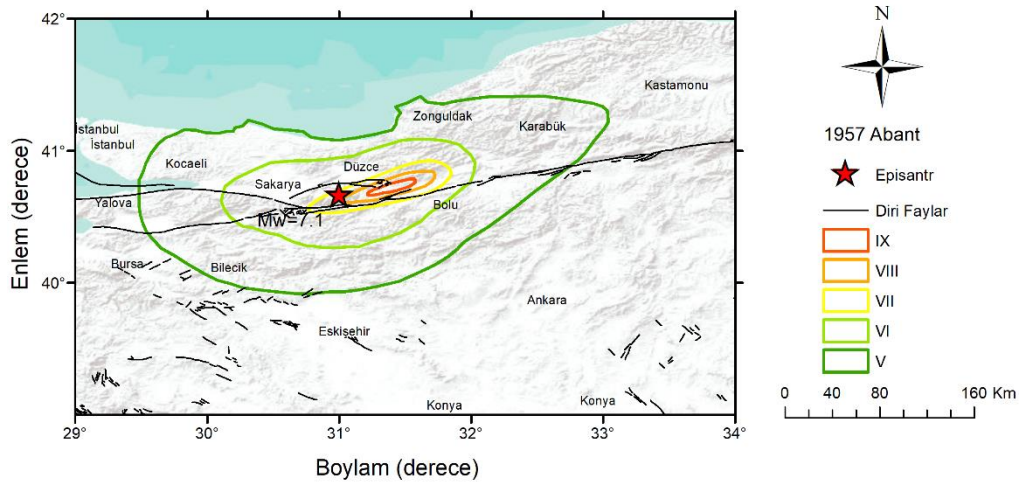
Birbirini yedi saat arayla izleyen iki deprem olarak oluşan bu depremler, Rodos ve Fethiye arasındaki bölgede ve 12 adada geniş çaplı hasara yol açmıştır. Bu iki şokun makrosismik etkilerini ve şiddet dağılımını birbirinden ayırmak olanaksızdır. Bu nedenle verilen bu tür bilgilerin hangi şoka ait olduğu bilinmemektedir (Eyidoğan vd., 1991). Bu depremin eş şiddet haritası Şekil 3.19’da verilmiştir.



Şekil 3.19. Fethiye-Rodos depremi eş şiddet haritası (Öcal, 1958b)

- 26 Mayıs 1957 Abant Depremi

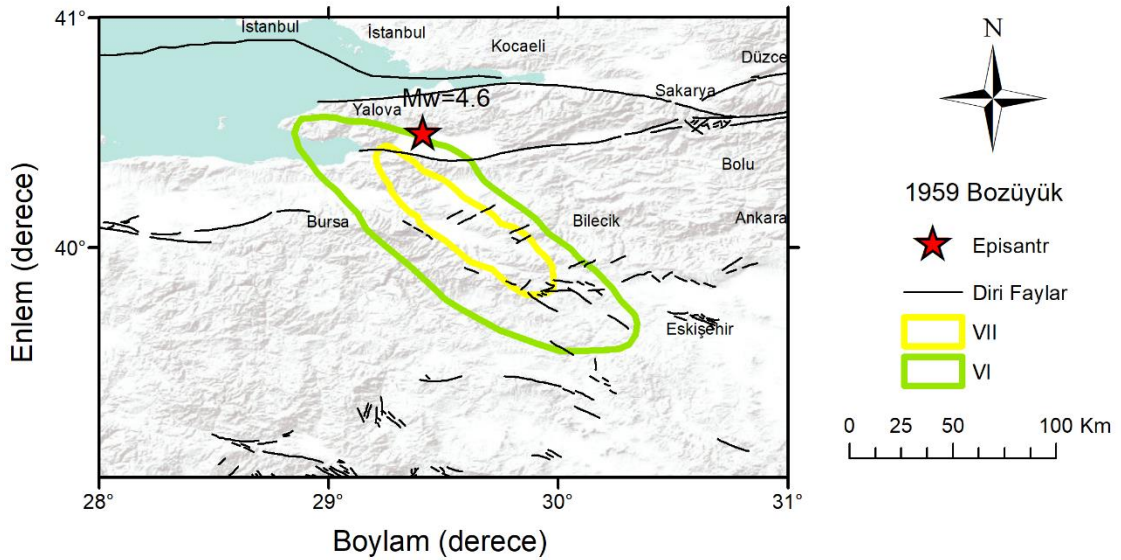
Bu depremin Bolu’dan başlayıp Abant ve Akyazı arasındaki alanda hasar ve can kaybına neden olduğu, İstanbul’a kadar hissedildiği belirtilmiştir (Öcal, 1959). Deprem sonucu oluşan fayın uzunluğu 25-30 km olduğu belirlenmiştir. Abant depremi eş şiddet haritası Şekil 3.20’de gösterilmiştir.



Şekil 3.20. 1957 Abant depremi eş şiddet haritası (Öcal, 1959)

• 2 Nisan 1959 Bozüyük (Bilecik) Depremi

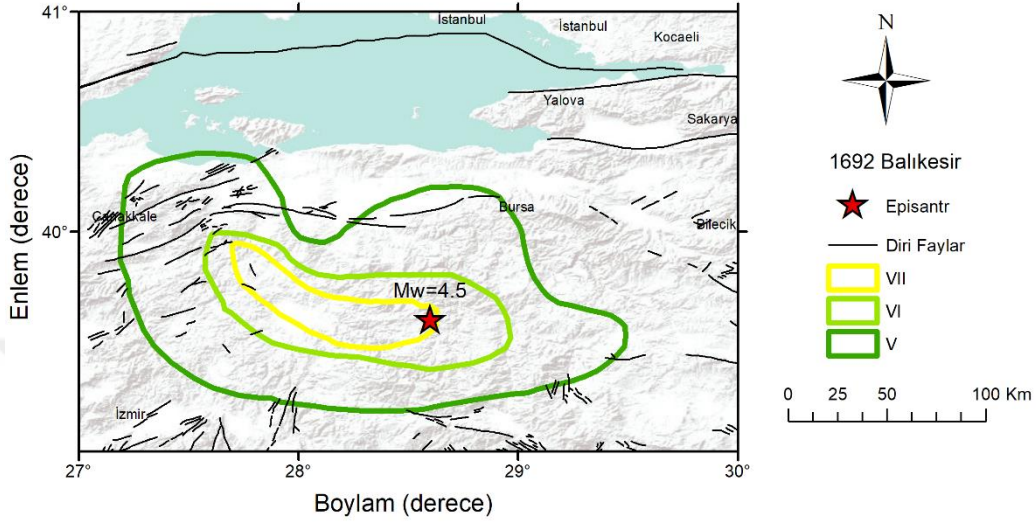
Deprem İzmit, Gemlik, Kütahya da hissedilen şiddetli bir depremdir. Gemlik'te 1 ev çökmüş, bazı evlerin duvarları çatlamış ve camları kırılmıştır, herhangi bir can kaybı bildirilmemiştir (Ergin vd., 1967). Bozüyük depremi eş şiddet haritası Şekil 3.21'de verilmiştir.



Şekil 3.21. Bozüyük depremi eş şiddet haritası (Ergin vd., 1967)

- 14 Eylül 1962 Balıkesir Depremi

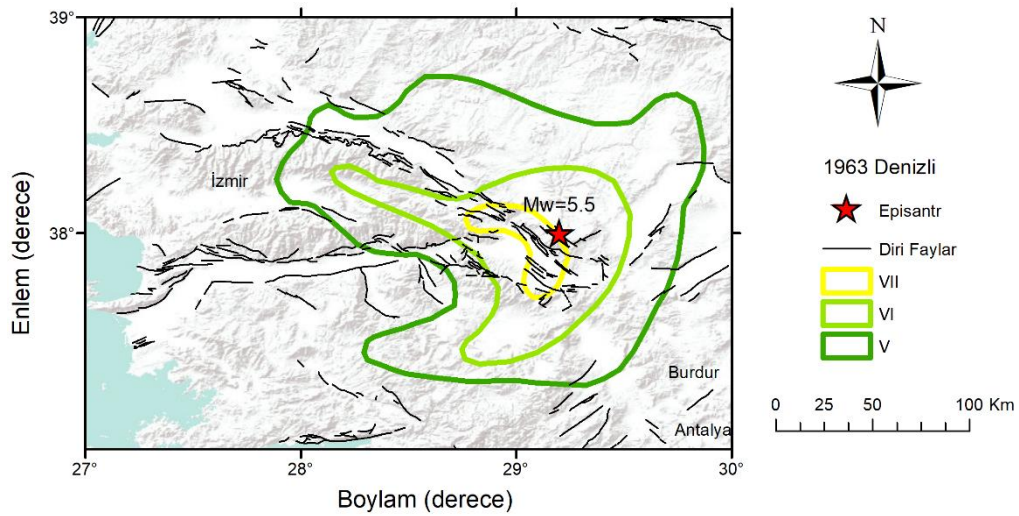
Balıkesir’de hasar yapan bu deprem; Bursa, Akhisar ve Edirne’de hissedilmiş, eş şiddet haritası Şekil 3.22’de gösterilmiştir.



Şekil 3.22. Balıkesir depremi eş şiddet haritası (Ergin vd., 1967)

- 11 Mart 1963 Denizli Depremi

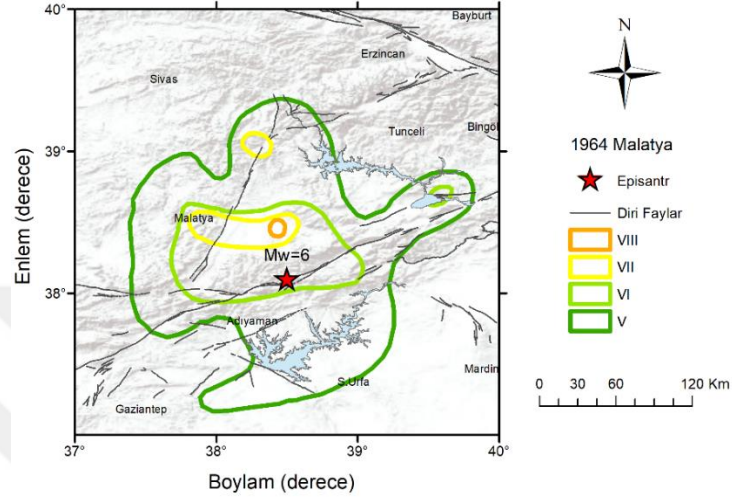
Denizli ili ve civarında hissedilen depremde yaklaşık 1000 evde çöküntüler olmuş ancak can kaybı olmamıştır (Eyidoğan vd., 1991). Depremle ilgili şiddet haritası Şekil 3.23’de görülmektedir.



Şekil 3.23. Denizli depremi eş şiddet haritası (Ergin vd., 1967)

- 14 Haziran 1964 Malatya Depremi

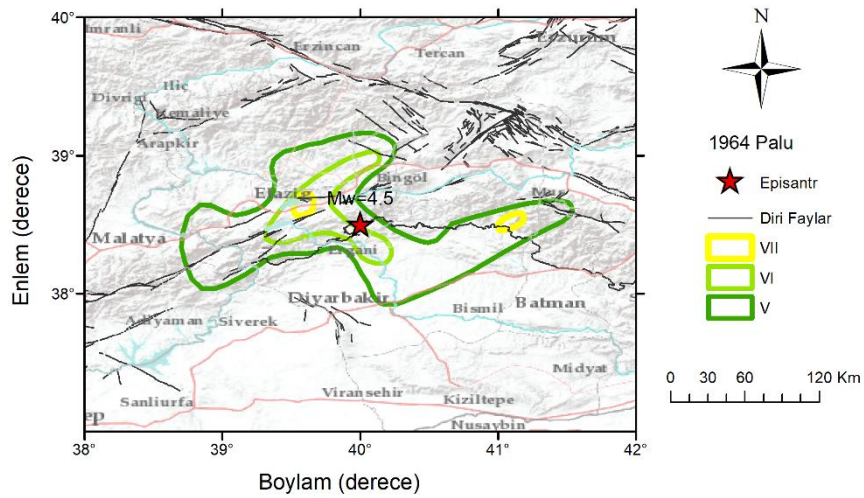
Bu depremde en fazla hasar Malatya şehrinin kuzeyinde gözlenmiş depremde 1 kişi ölmüş, 15'i ağır 500 kişi yaralanmıştır (Ergin vd., 1967). Bu depremle ilgili eş şiddet haritası Şekil 3.24'de gösterilmiştir.



Şekil 3.24. Malatya depremi eş şiddet haritası (Ergin vd., 1967)

- 14 Mart 1964 Palu (Elazığ) Depremi

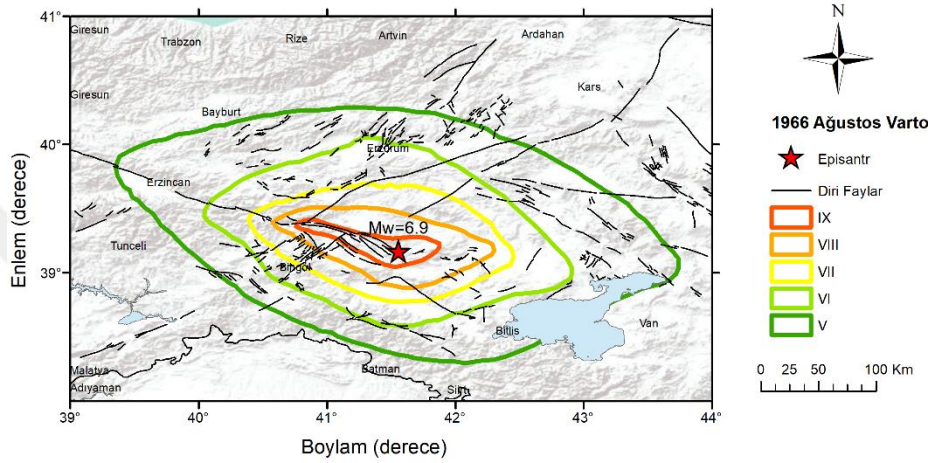
Maden, Palu ilçesi ve köylerinde 32 ev yıkılmış, 47 evde oturulmayacak duruma gelmiştir. Depremle ilgili eş şiddet haritası Şekil 3.25'de gösterilmiştir.



Şekil 3.25. Palu depremi eş şiddet haritası (Ergin vd., 1967)

- 19 Ağustos 1966 Varto Depremi

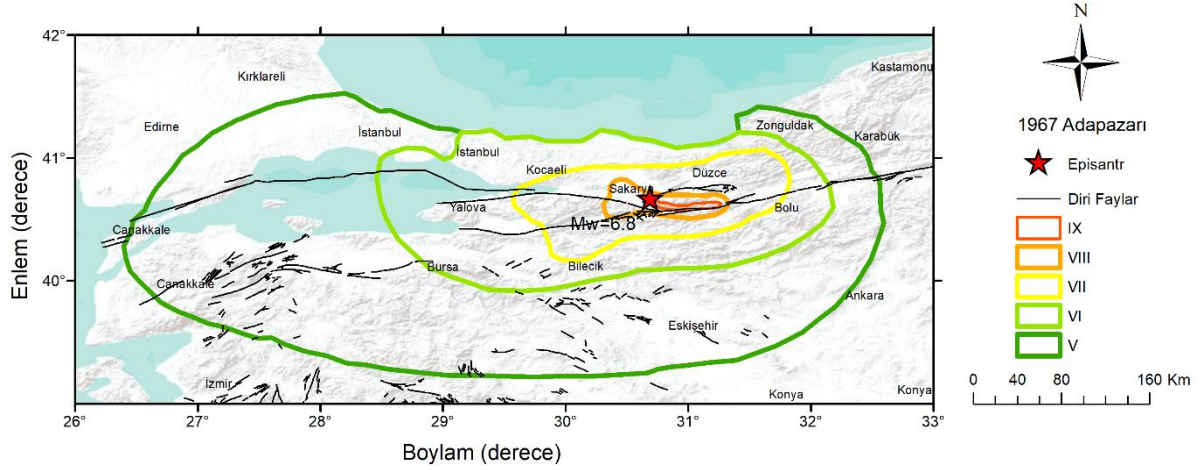
Bu depremden 21700 kişi ve 34000 yapının etkilendiği, 2529 kişinin hayatını kaybettiği ve 1500 kişinin yaralandığı tespit edilmiştir (Eyidoğan vd., 1991). Ketin ve Abdüselamoğlu (1966), bölgedeki yapıların depreme farklı direnç gösterecek biçimde yapıldığını, VII şiddetini aşan her sarsıntının bu alanda ağır hasara neden olabileceğini belirtmişlerdir. Bu depremin eş şiddet haritası Şekil 3.28’de gösterilmiştir.



Şekil 3.28. 19 Ağustos 1966 Ağustos Varto depremi eş şiddet haritası (Ketin ve Abdüselamoğlu, 1966)

- 22 Temmuz 1967 Adapazarı Depremi

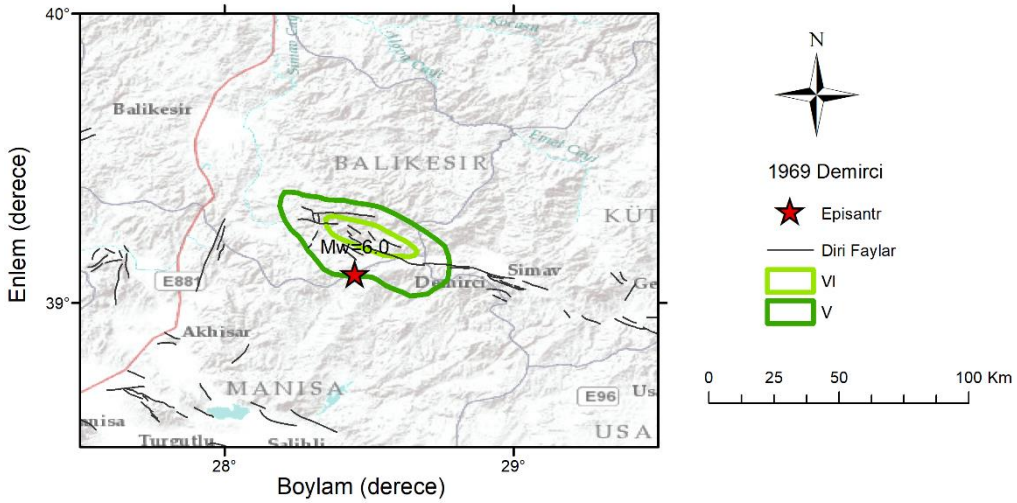
Depremde oluşan fay izi doğu-batı yönünde konumlanmış, zayıf ve düşük dirençli formasyonları kesip, 1 ile 3 km arasındaki genişlikte ve 50 km uzunlukta bir fay kuşağı oluşmuştur (Ambraseys, 1967). Depremle ilgili eş şiddet haritası Şekil 3.29’da gösterilmiştir.



Şekil 3.29. Adapazarı depremi eş şiddet haritası (Ergin vd., 1971)

- 25 Mart 1969 Demirci (Simav) Depremi

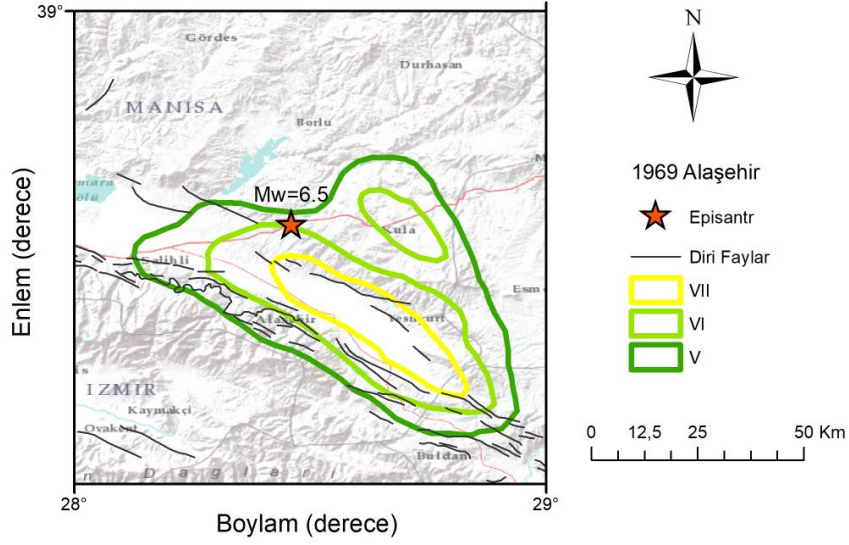
Bu depremin kendi büyüklüğüne yakın bir büyüklükte bir öncü şoku bulunmaktadır ve oluşan hasar her iki depremin etkisini de içermektedir (Ambraseys, 1988). Depremle ilgili eş şiddet haritası Şekil 3.30'da gösterilmiştir.



Şekil 3.30. Demirci depremi eş şiddet haritası (Ergin vd., 1971)

- 28 Mart 1969 Alaşehir (Manisa) Depremi

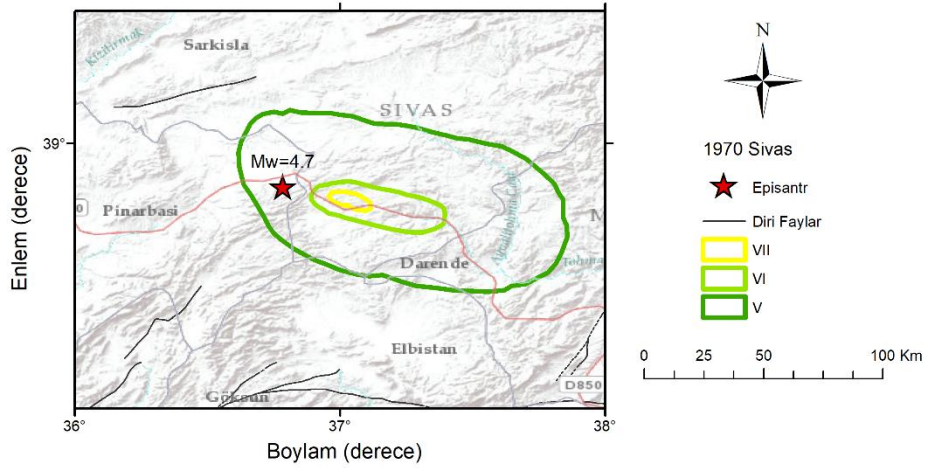
Deprem, Alaşehir ve Sarıgöl ilçe merkezleri ile bağlı köylerde büyük hasarlar meydana getirmiş, ayrıca yer yer heyelanlar olmuş, sıcak su kaynaklarının verimi değişmiştir (Ketin ve Abdülcelamoğlu, 1969). Bu depremin eş şiddet haritası Şekil 3.31'de gösterilmiştir.



Şekil 3.31. Alaşehir depremi eş şiddet haritası (Ketin ve Abdülselamoğlu, 1969)

• 2 Temmuz 1970 Sivas Depremi

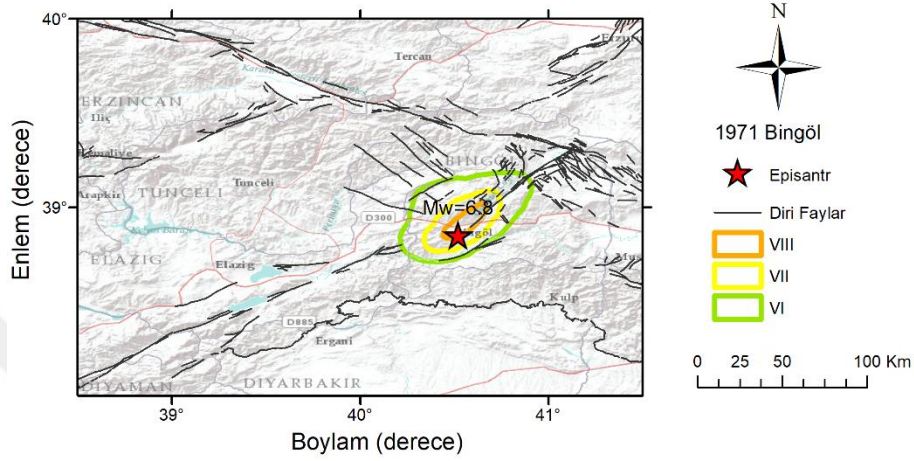
Orta Anadolu'da Gürün, Pınarbaşı ve Kangal ilçelerinde şiddetle algılanan bu deprem köylerde birçok evin yıkılmasına yol açmıştır (Eyidoğan vd., 1991). Depremle ilgili eş şiddet haritası Şekil 3.32'de verilmiştir.



Şekil 3.32. Sivas depremi eş şiddet haritası (Ergin vd., 1971)

•22 Mayıs 1971 Bingöl Depremi

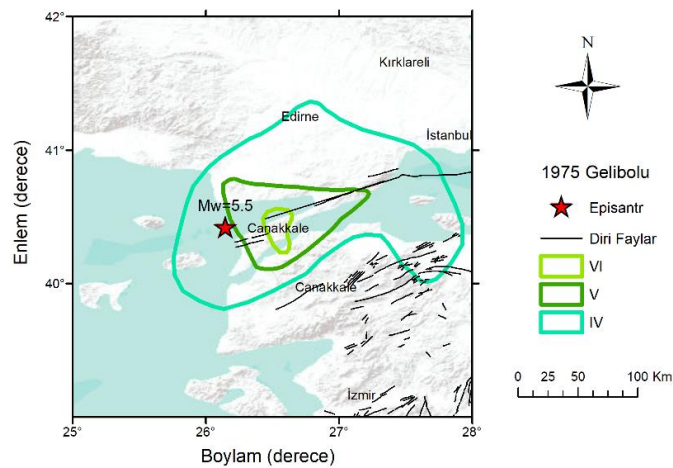
Birkaç öncü şokla başlayan bu deprem Bingöl ve çevresinde önemli hasarlara neden olmuş, 881 kişi hayatını kaybetmiş, 1157 kişi ise yaralanmıştır (Tezcan vd., 1971). Bingöl depremi eş şiddet haritası Şekil 3.33'de verilmiştir.



Şekil 3.33. Bingöl depremi eş şiddet haritası (Seymen ve Aydın, 1972)

•27 Mart 1975 Gelibolu-Saroz Depremi

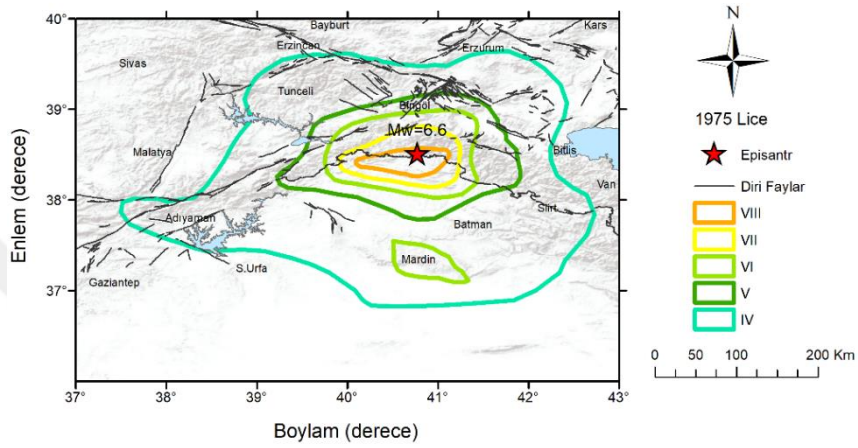
Bu deprem sonucunda civar köylerin birçoğunda büyük hasarlar meydana gelmiş ve evlerin birçoğu oturulamaz hale gelmiştir. Bu depremle ilgili eş şiddet haritası Şekil 3.34'de verilmiştir.



Şekil 3.34. Gelibolu depremi eş şiddet haritası (Güçlü vd., 1986)

•6 Eylül 1975 Lice Depremi

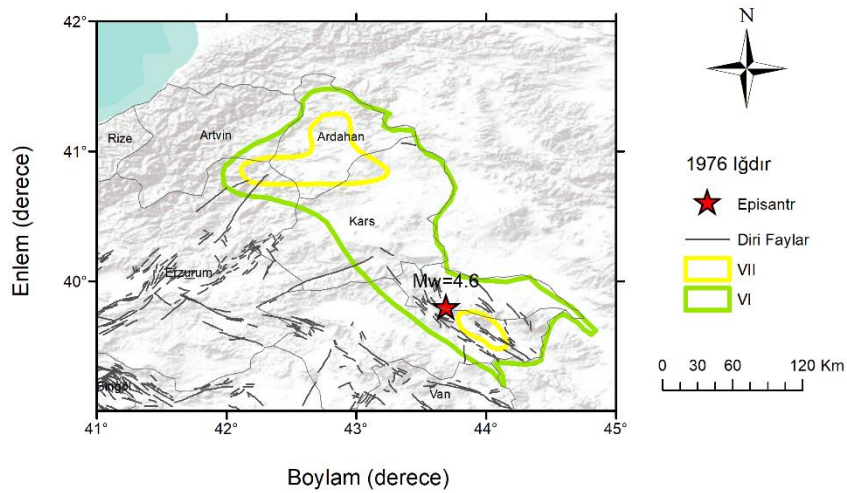
Lice depremi sırasında ortalama doğu-batı uzanımlı, toplam uzunluğu 26 km'ye varan kesikli bir kırık zonu gelişmiştir. Kırıklarla ilgili gözlemler ters bir fay geliştiğini göstermektedir (Eyidoğan vd., 1991). Bu depremin episantr alanının ise, Güneydoğu Türkiye'deki Bitlis Bindirme kuşağının kuzey sınırında kaldığı belirlenmiştir (Arpat, 1977). Bu depremin eş şiddet haritası Şekil 3.35'de gösterilmiştir.



Şekil 3.35. Lice depremi eş şiddet haritası (Güçlü vd., 1986)

•2 Nisan 1976 Iğdır Depremi

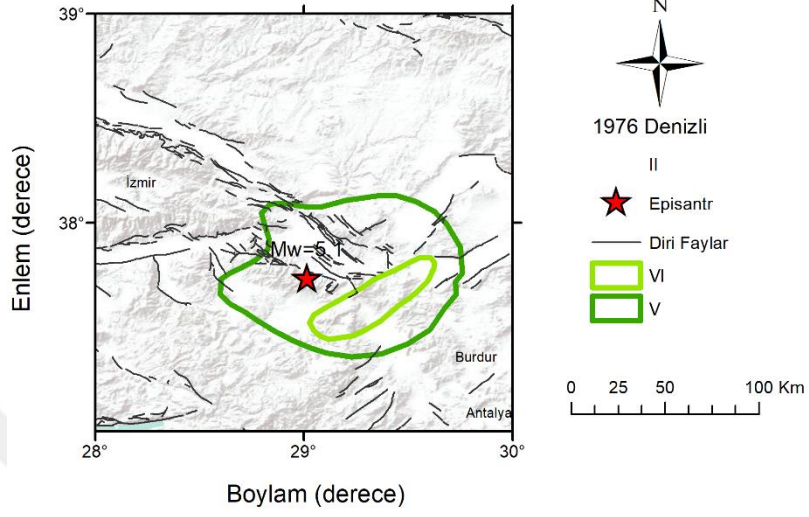
Bu deprem Doğu Beyazıt, Diyadin ve Tuzluca ilçelerinde hissedilmiş, 100'den fazla ev yıkılmış ve 5 kişi yaşamını kaybetmiştir (Bayülke, 1977). Depremle ilgili eş şiddet haritası Şekil 3.36'da verilmiştir.



Şekil 3.36. Iğdır depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991)

• 19 Ağustos 1976 Denizli Depremi

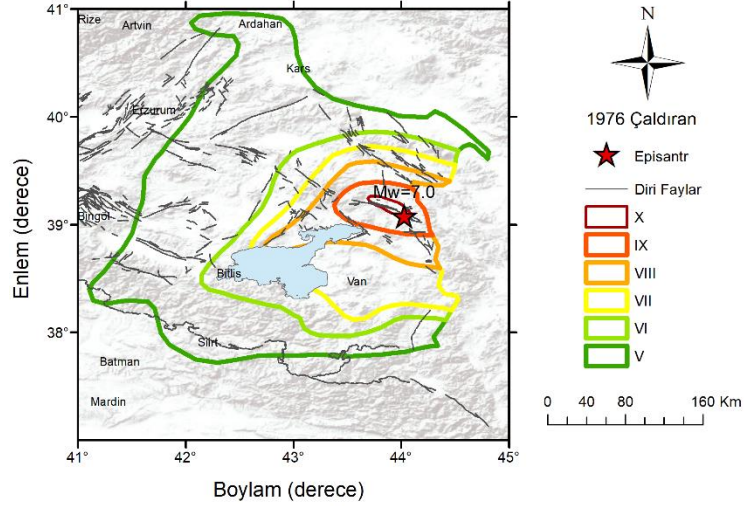
Denizli ve civarında hissedilen bu deprem sonucunda 4 kişi yaşamını yitirmiş, 50 kişi de yaralanmıştır. Bu depremle ilgili eş şiddet haritası Şekil 3.37’de verilmiştir.



Şekil 3.37. Denizli depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991)

• 24 Kasım 1976 Çaldıran Depremi

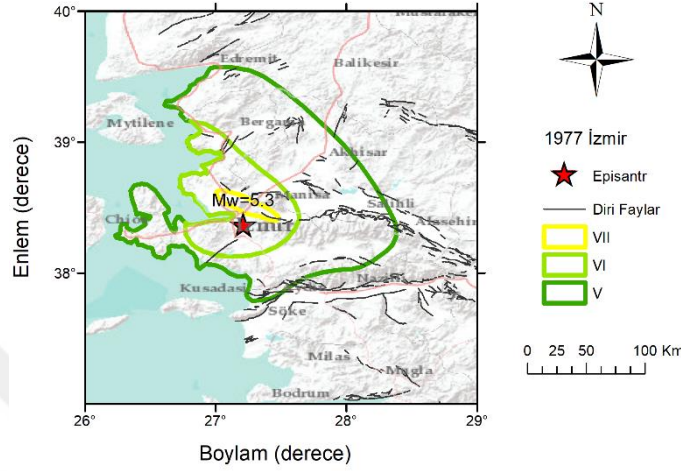
Deprem sırasında 50 km uzunluğunda sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay oluşmuştur (Ketin ve Abdülselemoğlu, 1977). Depremin eş şiddet haritası Şekil 3.38’de gösterilmiştir.



Şekil 3.38. Çaldıran depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991)

- 16 Aralık 1977 İzmir Depremi

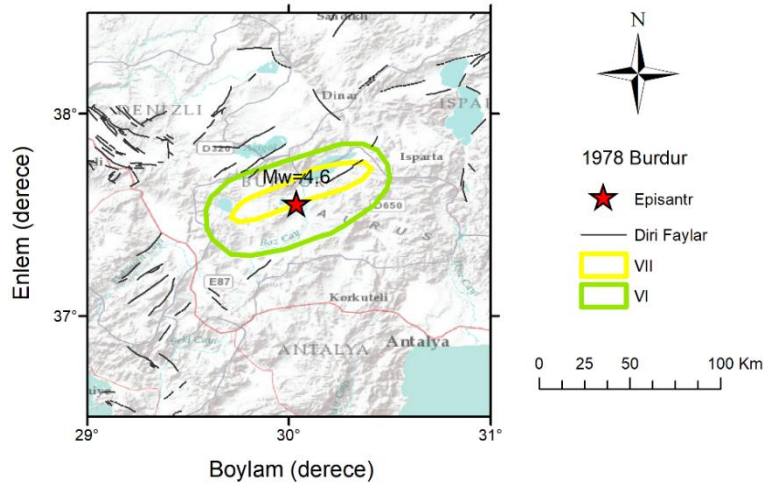
Bu deprem sonucunda bazı evler yıkılmış, 20 kişi ise yaralanmıştır. Bu depremle ilgili eş şiddet haritası Şekil 3.39'da verilmiştir.



Şekil 3.39. İzmir depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991)

- 29 Temmuz 1978 Burdur Depremi

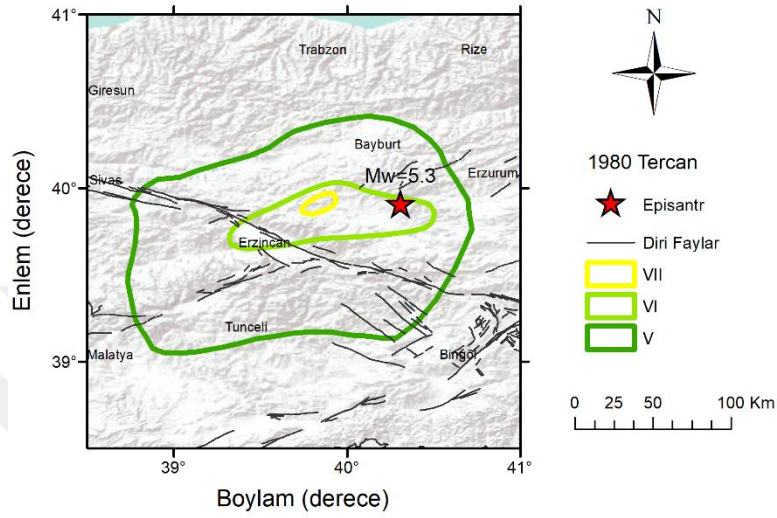
Burdur'da meydana gelen bu deprem iki şok biçiminde olmuştur; ilk şok 5 sn kadar sürmüş, ikinci şok ise 15 dakika sonra oluşmuştur. Bu depremle ilgili eş şiddet haritası Şekil 3.40'da verilmiştir.



Şekil 3.40. Burdur depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991)

• 18 Ekim 1980 Tercan (Erzincan) Depremi

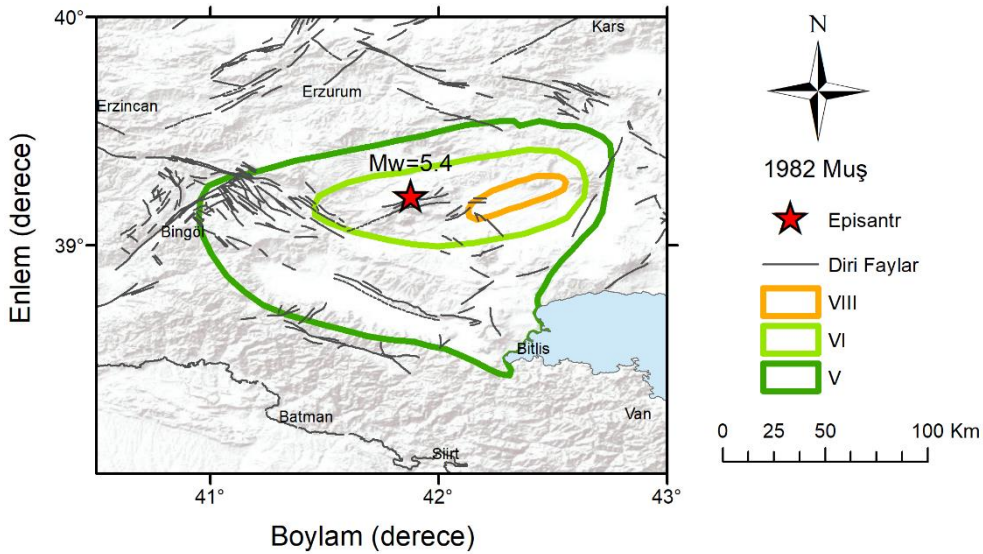
Deprem birbirini üçer saat arayla izleyen üç sarsıntı biçiminde olmuş, en büyük şok en son olmuştur (Eyidoğan vd., 1991). Bu depreme ait eş şiddet deprem haritası Şekil 3.41’de verilmiştir.



Şekil 3.41. Tercan depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991)

• 27 Mart 1982 Bulanık (Muş) Depremi

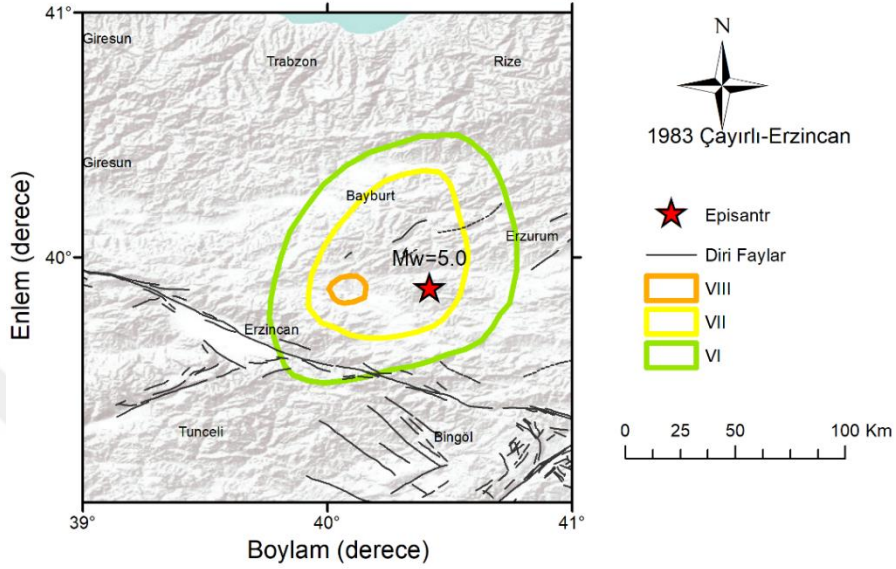
Deprem, Bulanık ilçesinin 8 köyünde hasar yapmıştır ve 30 konutta hasar olmuştur. Depremle ilgili eş şiddet haritası Şekil 3.42’de verilmiştir.



Şekil 3.42. Bulanık (Muş) depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991)

• 6 Nisan 1983 Çayırılı-Tercan (Erzincan) Depremi

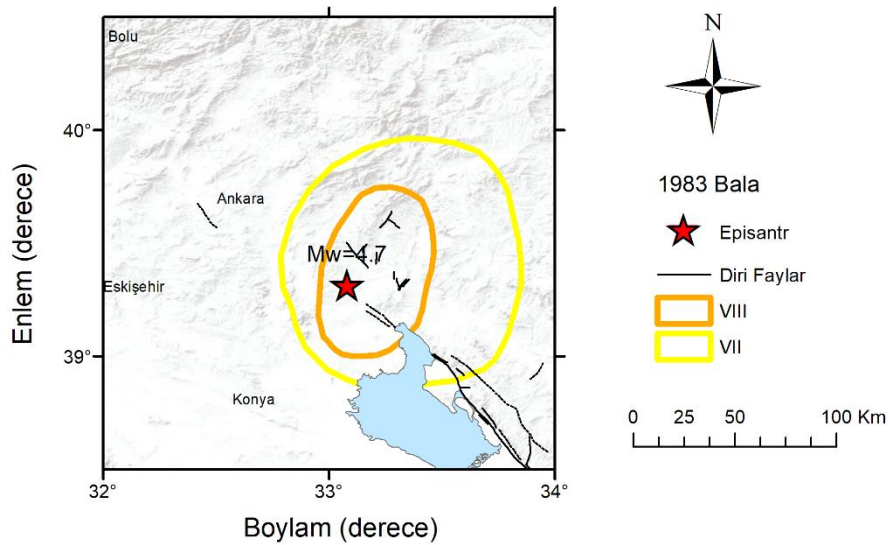
Çayırılı ve Tercan'da hasara neden olan bu deprem sonucunda can kaybı rapor edilmemiştir ve eş şiddet haritası Şekil 3.43'de görülmektedir.



Şekil 3.43. Çayırılı-Tercan depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991)

• 21 Nisan 1983 Bala (Ankara) Depremi

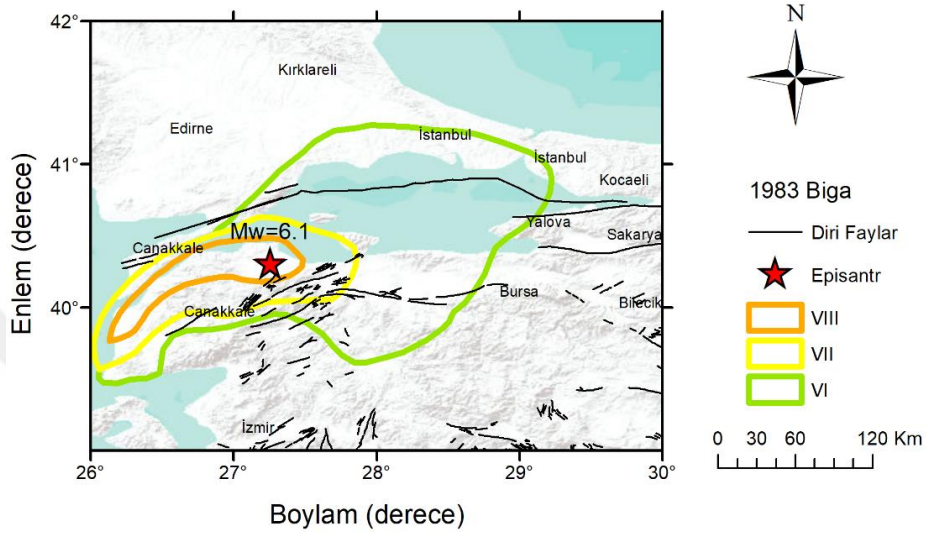
Ankara'da orta şiddette algılanan bu depremde can kaybı olmamıştır. Depremle ilgili eş şiddet haritası Şekil 3.44'de verilmiştir.



Şekil 3.44. Bala depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991)

• 5 Temmuz 1983 Biga (Çanakkale) Depremi

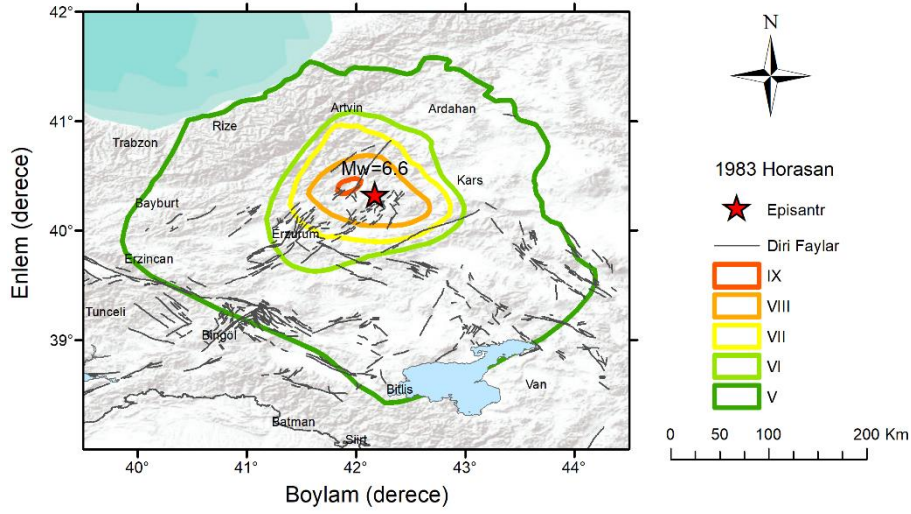
Depremde hasar gören yerleşim birimleri, Biga ilçesi başta olmak üzere Eğridere, Gümüşçay, Çınarköprü, Akyaprak köyleri ile Kocaçay köprüsüdür (Eyidoğan vd., 1991). Bu depremle ilgili eş şiddet haritası Şekil 3.45’de verilmiştir.



Şekil 3.45. Biga depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991)

• 30 Ekim 1983 Horasan (Erzurum) Depremi

Deprem bölgesi Doğu Anadolu sıkışmalı tektonik rejimi içinde yer alır, kuzey-güney doğrultulu tektonik kuvvetler etkisi altında bölgede KKD-GGB doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı ve KB-GD doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı faylar bulunmaktadır (Barka vd., 1983). Deprem sonucunda bölgede 1150 kişi yaşamını kaybetmiş, 1142 kişi yaralanmış, 3241 konut ağır hasar görmüş ya da yıkılmıştır (Ergünay ve Tabban, 1983). Depremle ilgili eş şiddet haritası Şekil 3.46’da verilmiştir.



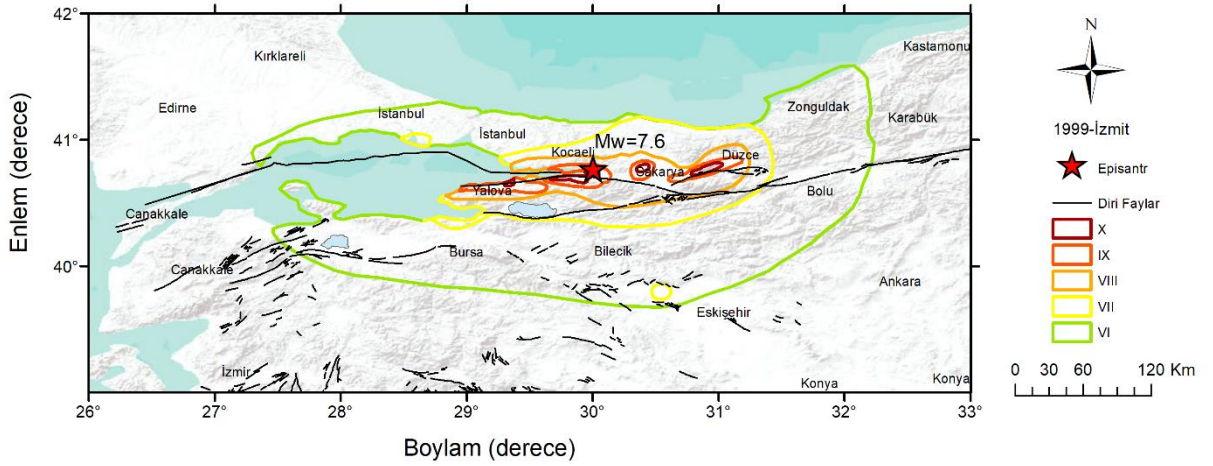
Şekil 3.46. Horasan depremi eş şiddet haritası (Eyidoğan vd., 1991)

• 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi

17 Ağustos 1999 tarihinde saat 03.01'de İzmit Körfezi civarında $M_w=7.4$ büyüklüğünde meydana gelen deprem sonucunda 17480 kişi yaşamını kaybetmiş, 73342 kişi ise yaralanmıştır (URL-1, <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/deprem-bilgileri/buyuk-depremler/>). Depremde yaklaşık 75 bin ev tamamen yıkılmış, 150 bin civarında ev orta ve hafif derecede hasar görmüş ve maddi kayıp yaklaşık 7 milyar dolar olarak tahmin edilmiştir. İzmit depreminde bu kadar ağır hasar yaşanmasının temel nedenleri:

- Depreme dayanıklı olmayan yapı üretimi,
- Yüzey kırığının uzunluğu ve yatay yer değiştirme miktarı,
- Deprem oluş zamanı
- Deprem büyüklüğü, süresi ve odak derinliği,
- Deprem epicentrinin yerleşim yerlerine olan yakınlığı olarak söylenebilir.

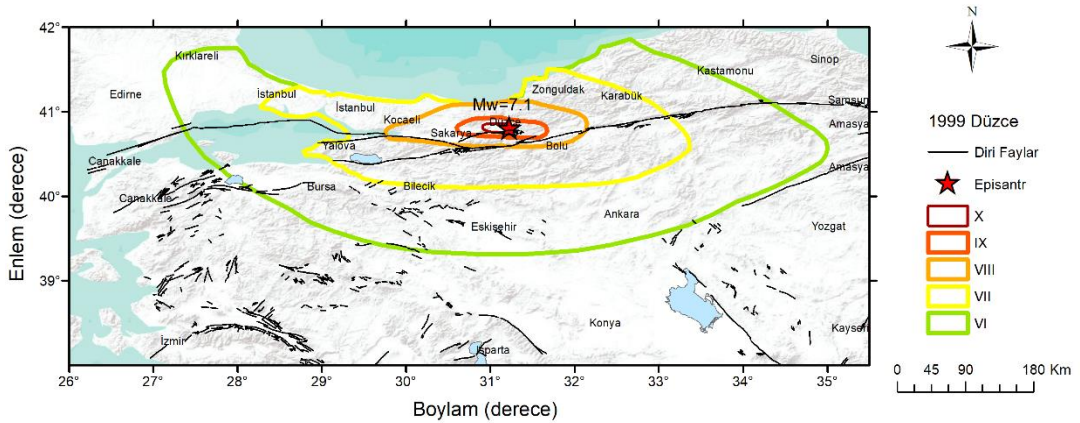
Bu depreme ait eş şiddet haritası Şekil 3.47'de verilmiştir.



Şekil 3.47. 1999 İzmit depremi eş şiddet haritası (Özmen, 2000)

- 12 Kasım 1999 Düzce Depremi

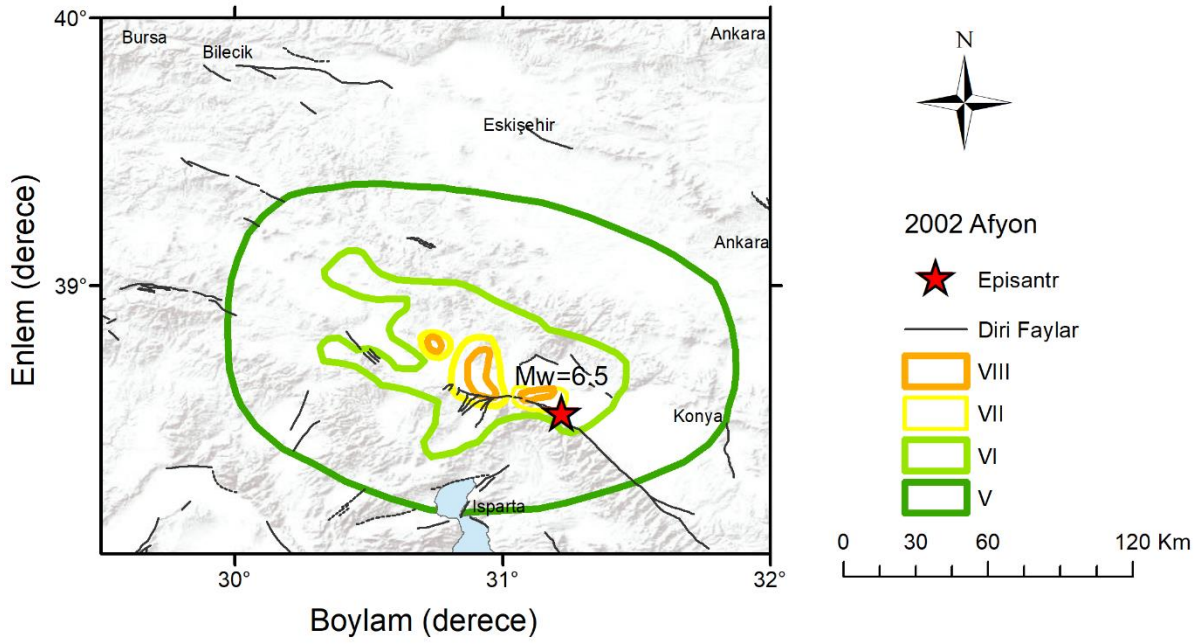
Bu deprem 17 Ağustos 1999 İzmit depreminden 87 gün sonra meydana gelmiş ve İzmit depreminin gölgesinde kalmıştır. Bu depremin eş şiddet haritası yapılan saha gözlemleri, anket çalışmaları ve uzak alan bilgileri değerlendirilerek çizilmiştir (Fırat, 2005). Yıkılmış ve ağır hasarlı bina Düzce'de 12513, Sakarya'da 5675, Yalova'da 3511 ve Bolu'da 2532 olarak belirlenmiş ve hasarın Kuzey Anadolu Fayı boyunca yaklaşık D-B yönlü olarak daha fazla olduğu görülmüştür. Bu depreme ait eş şiddet haritası Şekil 3.48'de gösterilmiştir.



Şekil 3.48. Düzce depremi eş şiddet haritası (Fırat, 2005)

- 6 Haziran 2000 Çankırı Depremi

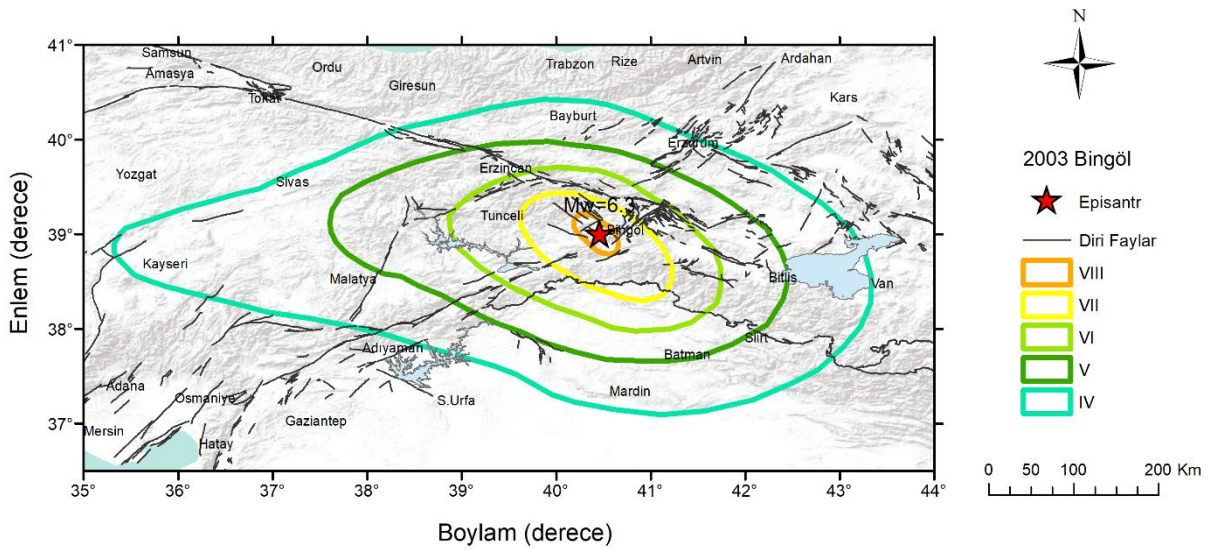
06 Haziran 2000 günü saat 05.42'de Orta Anadolu'nun kuzeyinde orta büyüklükte bir deprem meydana gelmiştir. Kesin olmayan açıklamalara göre deprem sonucunda 3 kişi



Şekil 3.50. Afyon depremi eş şiddet haritası (Özmen, 2002)

- 1 Mayıs 2003 Bingöl Depremi

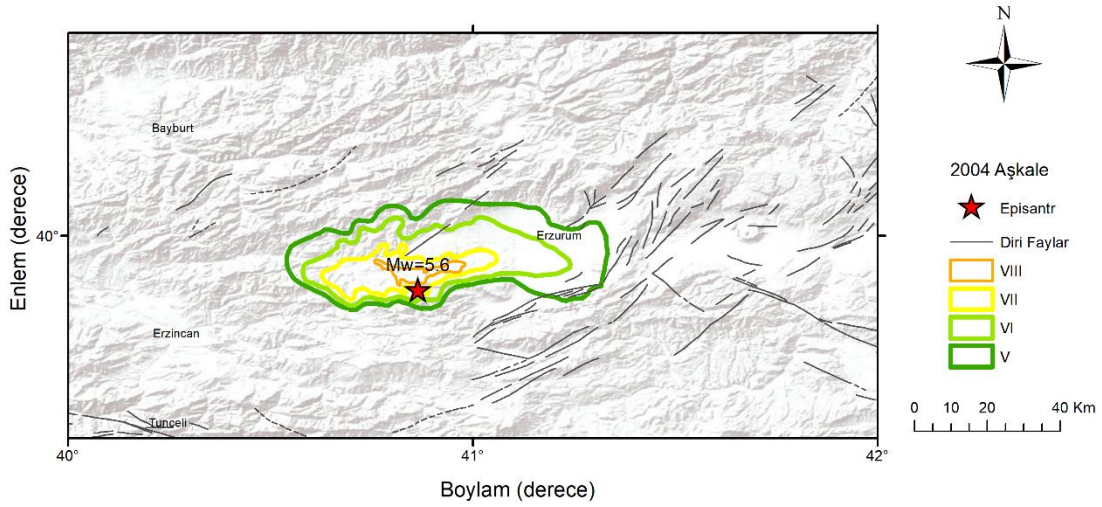
1 Mayıs 2003 Perşembe günü, yerel saat ile 03.27'de Bingöl ve civarında meydana gelen depremde ilk belirlemelere göre 176 vatandaşımız ölmüş, 521 vatandaşımız da yaralanmıştır. Özellikle kamu binaları ağır hasar görmüştür. Bingöl depreminde ilk verilen bilgilere göre 570 konut tamamen yıkılmış, yaklaşık 6000 konut hasar görmüştür (Kalafat vd., 2003). Bu depreme ait eş şiddet haritası Şekil 3.51'de verilmiştir.



Şekil 3.51. Bingöl depremi eş şiddet haritası (Kalafat vd., 2003)

- 25 Mart 2004 Aşkale Depremi

25 Mart 2004 günü saat 21.30'da ve 28 Mart 2004 günü saat 06.51'de Aşkale-Erzurum merkezli orta büyüklükte iki deprem olmuştur. Depremler, Kuzey Doğu Anadolu Fay Sistemi içerisinde yer alan Erzurum Fay Zonu olarak adlandırılan kuşak üzerinde meydana gelmiştir. Her iki depremde Aşkale, Ilıca ve Çat ilçelerine bağlı köylerde toplam 1212 ev yıkık-ağır, 78 ev orta ve 901 ev az hasar görmüştür (Demirtaş vd., 2004). Bu depreme ait eş şiddet haritası Şekil 3.52'de verilmiştir.



Şekil 3.52. Aşkale depremi eş şiddet haritası (Demirtaş vd., 2004)

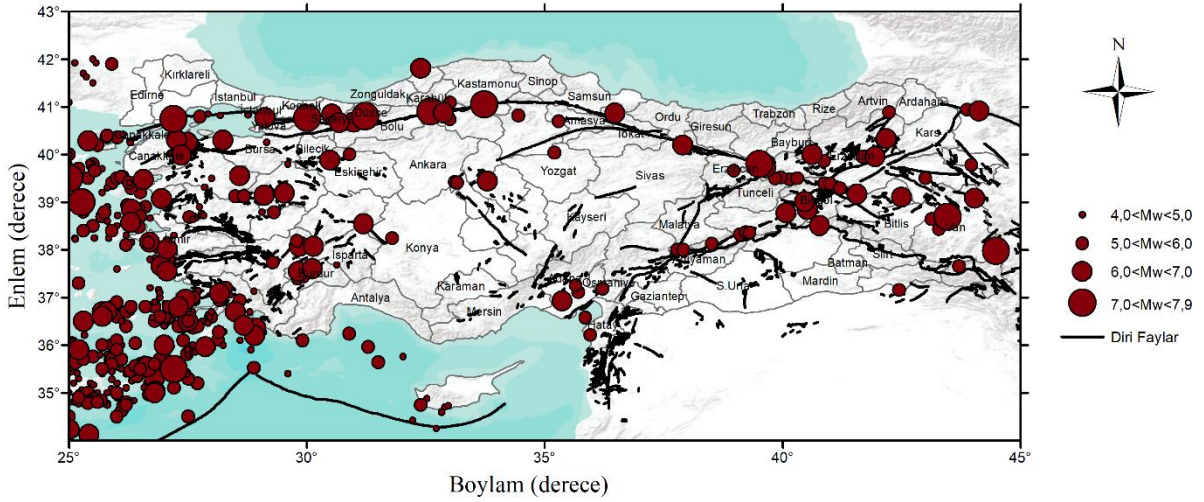
3.2. Şiddet-Magnitüd İlişkisi İçin Kullanılan Veri

Şiddet-Magnitüd arasındaki ilişkinin belirlenebilmesi için gerekli olan parametreler aletsel deprem büyüklüğü ve aynı depreme ait episantr şiddet (I_0) değerleridir. Bu amaç için daha önce rapor edilen depremlerin şiddet ve magnitüdüleri farklı kaynaklardan derlenerek elde edilmiştir. Çalışma alanı için depremlerin şiddetlerinin rapor edildiği dört farklı katalog seçilmiştir ve kataloğlara ait bilgiler Tablo 3.3'de görülmektedir. Daha sonra kataloğlarda birbiri ile eşleşen depremler seçilip, katalogda aynı depremden farklı sayıda olma sorunu giderilmiştir ve sonuç kataloğu $4 \leq I_0 \leq 10$, $4 \leq M_w \leq 8$ arasında toplam 887 deprem içermektedir (Şekil 3.53).

Tablo 3.3. Çalışmada kullanılan katalog bilgileri

Katalog	Deprem Sayısı	Magnitüd Aralığı	Şiddet Aralığı	Tarih Aralığı
EMEC	424	$5 < M_w < 8$	$4 < I_o < 9$	1010-1984
EMSC	1228	$4 < M_w < 6.9$	$4 < I_o < 8$	2004-2017
KANDİLLİ	120	$4.9 < M_w < 7.6$	$8 < I_o < 10$	1912-2012

1900 yılından önceki depremlere ait M_w magnitüdüleri de yine ampirik bağıntılar ile hesaplandığı için onlar elenmiş, 1900 yılından sonraki depremlere ait M_w magnitüdüleri ise Kadirioğlu ve Kartal (2016) tarafından hazırlanan homojenleştirilmiş aletsel deprem kataloğundan seçilmiştir. 1900 yılı öncesi depremler de elendiğinde katalogta toplam 543 adet deprem kalmıştır. Fakat katalogdaki depremlerin şiddetleri Avrupa Makro Sismik ölçeği (EMS-98, Grünthal, 1998), MSK-64 ve Modifiye Mercalli (MM) türündendir. Musson vd., (2010) yaptıkları çalışmada bu üç şiddet biriminin neredeyse hissedilen aynı etki için birbirine çok yakın değere sahip olduklarını ve birbirlerinin yerine kullanılırken herhangi bir dönüşüm yapılmasına gerek olmadığını belirtmişlerdir.



Şekil 3.53. Şiddet-Magnitüd ilişkisi için kullanılan 544 adet depremin episantr dağılım haritası

3.3. Şiddet-PGA İlişkisi İçin Kullanılan Veri

Şiddet-PGA arasındaki ilişkinin belirlenebilmesi için aynı depremin şiddet haritası ve PGA değerleri gereklidir. Bu amaç için daha önce rapor edilen depremlerin şiddet haritaları ve PGA değerleri farklı kaynaklardan derlenerek elde edilmiştir. Çalışma alanı için depremlerin PGA değerleri AFAD kuvvetli yer hareketi kataloğundan elde edilmiş ve bu bölümde kullanılan depremlere ait bilgiler Tablo 3.4’de verilmiştir. 10 adet depreme ait hem şiddet hem de PGA değerleri elde edilmiş ve bu bilgiler regresyon analizinde kullanılmıştır. Tabloda verilen I_s değerleri PGA istasyonlarının şiddet haritaları üzerine yerleştirilmesi ile belirlenmiştir.

Tablo 3.4. Şiddet-PGA ilişkisi için kullanılan depremler ve bu depremlere ait bilgiler

Yer	Tarih	Mw	I_0	K-G cm/sn ²	D-B cm/sn ²	Düşey cm/sn ²	İstasyon Kodu	I_s
Denizli	19.08.1976	5,10	VII	348.53	290.36	173.29	2001	5
İzmir	16.12.1977	5,30	VIII	391.41	125.40	93.81	3506	6
Horasan	30.10.1983	6,60	VIII	173.30	150.26	87.92	2503	9
				35.49	24.99	31.94	2502	8
Biga	05.07.1983	6,10	VIII	50.11	46.77	37.68	1014	7
				53.44	46.51	31.67	1012	6
				29.89	34.91	17.19	5901	6
				25.38	27.78	17.47	1013	6
İzmit	17.08.1999	7,60	X	171.17	224.91	146.39	4101	10
				0.21	407.04	259.00	5401	9
				264.82	141.45	198.49	4106	9
				91.89	123.32	82.31	1612	9
				60.67	42.66	36.22	3401	8
				117.90	137.69	129.90	1404	8
				373.76	314.88	479.94	8101	8
				118.03	89.61	49.80	3403	8
				54.32	45.81	25.73	1604	8
				90.36	101.36	56.98	5903	6
				50.05	59.66	23.25	4302	7
				17.76	18.19	7.60	1001	6
				13.50	15.00	5.00	301	6
				11.20	14.31	3.51	6401	6
24.57	28.63	7.93	1701	5				
12.50	6.50	4.50	4501	5				
11.69	8.91	4.43	3701	5				
9.89	10.80	3.33	3502	5				
5.92	11.69	3.69	2002	5				

Tablo 3.4'ün devamı

				5.98	5.25	3.30	901	5
				0.85	1.16	0.37	6001	4
Düzce	12.11.1999	7,10	X	739.51	805.88	200.13	1401	8
				513.78	407.69	339.64	8101	10
				58.34	120.99	63.12	1406	8
				24.82	27.89	24.99	1404	8
				17.33	24.72	11.54	5401	7
				8.97	5.25	8.27	3401	6
				9.31	8.00	4.76	1604	6
				17.12	20.69	9.46	4302	6
				7.93	7.63	4.09	3701	6
				8.00	10.00	3.50	301	6
				3.05	3.08	1.43	6401	6
				5.71	6.10	1.89	5902	6
				2.72	2.38	1.68	1001	6
				3.69	3.48	1.68	2002	5
				3.94	3.33	1.07	1701	4
				1.59	1.86	0.89	3502	4
Çankırı	06.06.2000	6,00		62.46	63.16	40.25	1801	7
				4.72	6.53	2.78	7801	6
				11.75	12.12	5.34	3701	5
				5.65	6.96	3.96	1401	5
				4.06	4.21	1.53	8101	5
				4.46	3.39	1.37	4302	4
Afyon-Çay	03.02.2002	6,50		113.50	94.00	35.50	301	8
				2.59	2.44	1.98	1502	6
				23.13	20.78	13.73	4302	5
				7.66	6.17	3.11	6401	5
				1.04	1.19	0.82	5401	4
				1.62	0.89	0.73	1001	4
				1.62	1.59	0.73	1006	4
Bingöl	01.05.2003	6,30		545.53	276.83	472.26	1201	8
				5.10	10.25	4.30	2406	7
				8.95	9.77	4.38	2401	6
				8.00	7.00	5.00	2301	6
				5.98	4.24	2.90	1301	5
Aşkale	25.03.2004	5,60		3.72	9.03	8.45	2406	5

4. YAPILAN ÇALIŞMALAR

4.1. Şiddet-Magnitüd Azalım İlişkisi

Bu çalışmada makro sismik olayların magnitüd ve şiddet haritaları kullanılarak Türkiye için şiddet-magnitüd azalım ilişkisi geliştirilmiştir. Bu ilişki şiddet verileri ile doğrudan ilişkili, ayrıca magnitüd ve episantr uzaklığının bir fonksiyonudur. Bu işlem temel olarak üç aşamada gerçekleştirilir:

- 1) Denklem formunun belirlenmesi,
- 2) Azalım ilişkisi parametrelerinin magnitüdün fonksiyonu olarak incelenmesi,
- 3) Azalım ilişkisi katsayılarının belirlenmesi.

Deprem erken uyarı sistemleri ve deprem sarsıntı haritası oluşturmak için en temel parametre ilgili alandaki sismik dalgaların soğrulmasının ve hareketinin bilinmesidir. Yer hareketi tahmin denklemleri de sismik risk analizinde önemli bir parametredir. Yer hareketi tahmin denklemleri ile klasik olarak kaydedilen güçlü yer hareketi parametreleri (pik zemin ivmesi, pik zemin hızı veya spektral tepki ivmesi) tanımlanır (Joyner ve Boore, 1993). Fakat bu tür ilişkilerdeki en önemli husus, verilerin yayılımı, ilişkinin fonksiyonel biçimi, kaynağın nokta kaynak olduğu varsayımı veya deprem faylanma parametrelerindeki bilinmezlerin çokluğunun yol açtığı sorunlardır. Hasar yapıcı büyük depremlerin hasar potansiyelini incelerken yer hareketi tahmin denklemlerinin iki dezavantajı vardır. Birincisi, kuvvetli yer hareketi kayıtları azdır ve bu nedenle benzer tektoniğe sahip farklı alanlarda geliştirilmiş yer hareketi tahmin denklemleri kullanılır. İkincisi, kaydedilen yer hareketi ile zemin hareket seviyesinin, süresinin, yerel zemin koşullarının ve bina hasarının karmaşık bir fonksiyonu olan hasarla ilişkilendirilmesinin doğrudan bir yolu yoktur. Alternatif olarak, bu problemlerin üstesinden gelmek için azalım ilişkisi makro sismik şiddetin fonksiyonu olarak ifade edilebilir (Sorensen vd., 2009). Deprem şiddetinin en büyük avantajı bina ve insana bağımlı olması ve tarihsel kayıtların da kullanılabilir olmasıdır. Ayrıca, makro sismik şiddet gözlemlenen yer hareketi, yapısal hasar ile doğrudan ilişkili olmasıdır. Diğer bir avantaj da, şiddet verilerinin sismolog olmayanların bile kolayca anlayabilmesi ve risk yönetim ekipleri için kolaylıkla kullanılabilir olmasıdır. Şiddet azalım ilişkileri makro sismik açıdan geniş bir ilgi alanıdır. Tüm azalım ilişkileri bir tür fonksiyon olarak düşünülmeğe de, makro

sismik azalım matematiksel bir fonksiyon olarak analiz edilebilir. Temel olarak, uzaklıkla şiddetin değişimini belirlemek için modele çeşitli parametreler eklenebilir.

Kövesligethy (1906)'nin yaptığı çalışma ile çok bileşenli azalım ilişkisi önerisi bu konuda bir yenilik getirmiştir. Kövesligethy (1906) tarihsel şiddet haritalarını kullanarak şiddeti fonksiyonel forma dönüştürmüştür. Bu ilişki biraz karmaşık olmasına rağmen halen kullanılmaktadır. Fakat Sponheuer (1960) çalışmasından sonra bu çalışmalar daha da popüler hale gelmiştir. Sponheuer (1960) yaptığı çalışma ile geometrik açılım ve enerji soğurulmasını içeren iki parametrelili bir denklem geliştirmiştir.

Daha sonra yapılan çalışmalarda azalım ilişkisi iki kısımdan oluşmaktadır: episantr şiddeti (yakın alan etkisi ile ilgili) ve diğer parametreler (orta ve uzak alanla ilgili) ise uzaklık ve odak derinliğinden oluşmaktadır. Yakın alan etkisi üzerinde fikir birliği oluşturulamayan fakat mühendislik sismolojisinde oldukça önemli olan bir parametredir. Bu etki sonuçları değiştirebilecek bir özelliğindedir. Bununla birlikte yakın alan depremin merkez üssünden 30-50 km uzaklıktaki fiziksel durum olarak düşünülebilir. Fakat bu uzaklık çalışmaları için kesin bir aralık değildir ve sığ kabuksal depremler için 30 km olarak kabul edileceği belirtilmelidir.

I_S yakın-uzak alan etkisini içeren ve yerel şiddet olarak adlandırılan bir parametredir. İlk olarak Kövesligethy (1906) tarafından ortaya atılan fonksiyonel formunda sabit katsayılar içermektedir. Lapajne (1990) Kövesligethy (1906)'ın formunun eliptik şiddet eğrileri oluşturmadığını belirtmiş ve bazı düzenlemeler yapmıştır. Aslında, şiddet eğrilerinin eliptik olması veya fay doğrultusu boyunca olması bir gereklilik değildir. Özellikle bu şartları sağlamaya çalışmak için fonksiyon formunu değiştirmeye çalışmak ilk olarak doğru sonucu verebilir, ancak sonrasında birçok kişiyi başarısız bir noktaya götürebilir.

I_0 episantr şiddeti farklı tanımlarla sıklıkla kullanılan bir kavramdır (Cecic vd., 1996). Genel olarak isminden de anlaşılacağı üzere I_0 deprem merkez üssünün yakınında hissedilen şiddet değeridir. Fakat bazı durumlarda en büyük şiddetin deprem merkez üssünden farklı bir yerde başladığı ve bu noktadan itibaren yayılım gösterdiği görülebilir. Bu durumda elde edilen şiddet ise barisentrik şiddet (BI) olarak isimlendirilir. BI genellikle tamsayılar yerine kesirli sayılarla ifade edilir ve episantr şiddeti barisentrik şiddete dönüştürülebilir (Musson ve Cecic, 2002).

Genellikle I_0 azalım ilişkilerinde benzer bir formda temsil edilmektedir. Bağımlı bir değişken olarak $I_0 = a + bM + c \log(h)$ denklemi ile ifade edilir, a , b , c sabit katsayılar, M

magnitüd ve h derinliktir. Fakat tarihsel depremler kullanılırken derinlik bilgisine ulaşmak çok zordur. Bu durumda $I_0 = a + bM$ formuna dönüşür. Episantr şiddetinde derinliğin kullanılması halen daha tartışılan bir konudur. Çünkü derinliğin episantr yakınında anelastik soğurmaya etkisi çok düşüktür. Dolayısıyla, şiddet ilişkisi anelastik soğurmaya temsil etmek için logaritmik derinlik ve uzaklık terimlerini içeriyorsa diğer uzaklık terimleri yok sayılabilir (Sorensen vd., 2009).

Bu çalışma için literatürde yayınlanmış farklı formdaki denklemler seçilmiş ve Tablo 2’de gösterilmiştir. Hesaplamaları aynı formda yapabilmek için denklemlerde biraz değişiklikler yapılmış ve hepsi yerel şiddet formuna dönüştürülmüştür. Tüm denklemlerde episantr şiddeti (I_0) yerel şiddet olarak kabul edilmiş ve $I_0 = a + bM_w$ fonksiyonu ile hesaplamalara devam edilmiştir. Dolayısıyla, bu çalışmada yapılan hesaplamalar episantr şiddetinden ziyade yerel şiddet ile ilişkilidir. Elde edilecek olan ilişkiler geometrik açılım ve anelastik enerji soğrulması ile doğrudan ilişkili olacaktır.

Bazı durumlarda, denklem $I_s = I_0 + \dots$ veya $I_s - I_0 = \dots$ formlarında kullanılmaktadır. Fakat deprem erken uyarı sistemleri için çok pratik bir yaklaşım olmamaktadır. Çünkü iki durumda da episantr şiddeti bir yaklaşım yaparak belirlenmektedir. Ayrıca, tarihsel depremler kullanılırken bu depremlerin episantr şiddetini ve limitlerini belirlemek büyük bir zorluk çıkaracaktır.

Bu çalışmada, regresyon analizi için global ölçekte yapılmış olan 9 denklem formu (Tablo 4.1) seçilmiş olup Türkiye için en uygun olan denklem formunu belirlemek için hepsi ayrı ayrı uygulanmış ve Türkiye için yapılmış olan diğer çalışmalar (Tablo 4.2) ile karşılaştırılmıştır.

Tablo 4.1. Türkiye için yapılan şiddet azalım ilişkileri

$I = 0.1506 + 1.2372M - 0.0332\sqrt{R^2 + h^2} + 0.00198M\sqrt{R^2 + h^2}$		Kolçak ve Sipahioğlu, 1979
$I = -3.92 + 2.08M - 0.98\ln(R)$		Erdik ve Öner, (1982)
$I = 0.34 + 1.54M_s - 1.24\ln(R)$		Erdik ve Eren, (1983)
$I = 0.34 + 1.54M_s - 1.27\ln(R) - 0.001R$	KAF ve DAF	Yarar vd., 1984
$I = 0.568 + 1.534M_s - 1.235\ln(R) - 0.001R$	Graben Sistemleri	
$I = -2.74 + 2.13M - 1.38\ln(R + 7)$		Erdik vd., (1985)
$I = 3.417 + 0.793M_w - 2.157 \log \sqrt{1 + \frac{R_{epi}^2}{h^2}} - 0.0065 \left(\sqrt{R_{epi}^2 + h^2} - h \right)$		Sørensen vd., 2009
R : Episantr uzaklık (km), h : Odak derinliği		

Tablo 4.2. Çalışmada kullanılan 9 farklı denklem formu

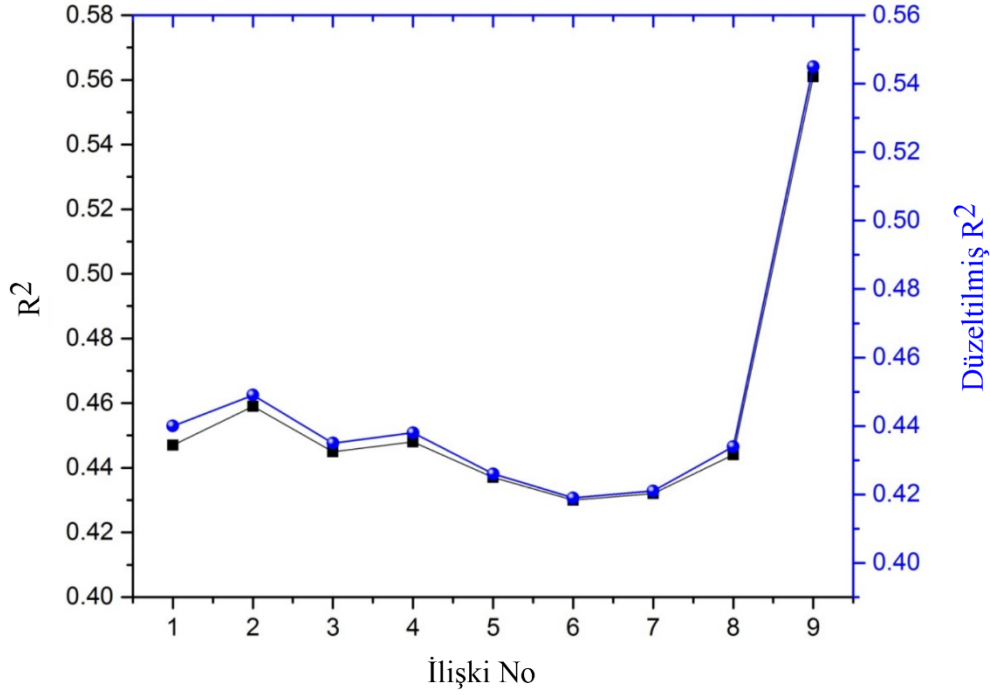
Denklem Formu	Kaynak	Kısaltma
$I_s = a + bM_w + c \log(R_{epi})$	Blake (1941); Bakun ve Wentworth (1997)	D1
$I_s = a + bM_w + cR_{epi} + d \log(R_{epi})$	Gupta ve Nuttli., 1976; Chandra vd., 1979; Bakun vd., (2003)	D2
$I_s = a + bM_w + c \log \sqrt[3]{(R_{epi}^3 + h^3)} + dh$	Dowrick ve Rhoades (2005)	D3
$I_s = a + bM_w + c \log \sqrt{1 + \frac{R_{epi}^2}{h^2}} + d \left(\sqrt{R_{epi}^2 + h^2} - h \right)$	Sorensen vd., 2009;	D4
$I_s = a + bM_w + c \log(R_{epi}) + h$	Dowrick ve Rhoades (2005)	D5
$I_s = a + bM_w + c \sqrt{R_{epi}^2 + h^2} + d \log \sqrt{R_{epi}^2 + h^2}$	Bakun (2006)	D6
$I_s = a + bM_w + c \sqrt{R_{epi}^2 + h^2} + dM_w \sqrt{R_{epi}^2 + h^2}$	Kolçak ve Sipahioğlu 1979	D7
$I_s = a + bM_w + c \log \frac{h}{R_{epi}} \sqrt{1 + \frac{R_{epi}^2}{h^2}} + d \left(\sqrt{R_{epi}^2 + h^2} - h \right)$	Genelleştirilmiş Kövesligethy (1906) formu	D8
$I_s = a + b(M_w - 6) + c(M_w - 6)^2 + d \log \left(\sqrt{R_{epi}^2 + h^2} \right) + e \sqrt{R_{epi}^2 + h^2} + f \frac{R_{epi}}{30} + gM_w \log \sqrt{R_{epi}^2 + h^2}$	Atkinson ve Wald (2007)	D9

İlk olarak, oluşturulan veri kümesi için ağırlıklı en küçük kareler yöntemi ile regresyon analizi yapılmıştır. Elde edilen 9 denklem formu için sabit katsayılar Tablo 4.3’de verilmiştir. R^2 ve düzeltilmiş R^2 değerleri ise Şekil 4.1’de gösterilmiştir. Sonuçların %41-56 bandında oldukları görülmektedir. Fakat denklem 9 için R^2 değeri diğer 8 denklemin R^2 değerinden çok yüksek çıkmıştır.

p-değeri (Probability; Olasılık) istatistiksel anlamlılık (statistical significance) düzeyinin belirlenmesi amacı ile kullanılan bir değerdir. Her istatistiksel testin sonucunda kullanılan test istatistiğine ait bir p-değeri hesaplanır. Bu p-değeri “ilgili hipotez testi sonucunda anlamlı fark vardır” denileceği durumda hatalı karar verme olasılığının ne olduğunu gösterir. Her ne kadar p değerinin 0,05 den küçük olması “istatistiksel olarak anlamlı” kabul edilse de, araştırmacının isteğine göre 0,01 olarakta kabul edilebilir. İlişki katsayısından sonra denklemlerin geçerliliğini kontrol etmek için her bir katsayıya ait p-değerleri değerlendirilmiştir. 5. ilişki için son katsayı (d), 6. ve 7. ilişki için son iki katsayı (c, d) beklenen değerden ($p > 0.05$) daha yüksek çıkmıştır. 8. denklem için ise tüm katsayılar, 9. denklemde ise 2, 4 ve 7. katsayılar (b, d, f) ait p-değeri yine 0.05’den büyük çıkmıştır. Bu sonuçlara göre son beş denklem (5, 6, 7, 8 ve 9) çalışmanın ilerleyen kısımları için elenmiş ve ilk dört denklem (1, 2, 3 ve 4) kullanılmak için seçilmiştir.

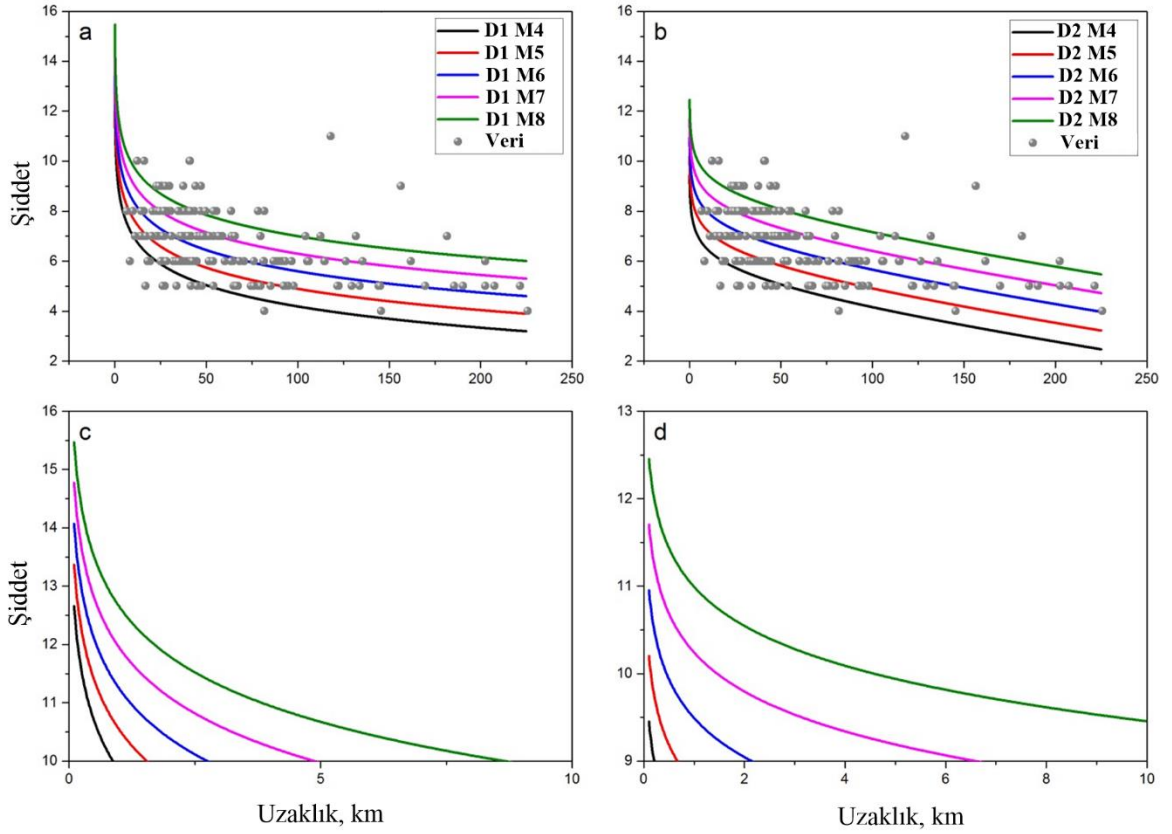
Tablo 4.3. Ağırlık EKKY ile elde edilen denklem katsayıları

Denklem No	a	b	c	d	e	f	g	Standart Sapma
1	7.023	0.703	-2.826					1.292
2	5.002	0.750	-0.0094	-1.454				1.311
3	7.494	0.744	-3.377	0.017				1.270
4	2.281	0.874	-0.618	-0.016				1.264
5	6.665	0.738	-2.845	0.008				1.294
6	5.881	0.668	-0.010	-1.552				1.278
7	3.154	1.048	-0.010	-0.211				1.275
8	1.976	0.866	1.488	-0.018				1.280
9	9.946	2.370	0.606	3.285	0.036	-1.249	-0.914	1.307



Şekil 4.1. 9 denkleme ait R^2 ve düzeltilmiş R^2 değerleri

İlk iki denklemdeki uzaklık teriminde odak derinliği bilgisi kullanılmamakta, fakat üç ve dördüncü denklemlerde kullanılmaktadır. Elde edilen denklemlerin uzaklık ile değişimi ve regresyon analizinde kullanılan veri seti ile uyumu Şekil 4.2 ve 4.3’de görülmektedir. İlk iki ilişki (D1 ve D2) aynı uzaklık parametresine sahip oldukları için aynı şekil üzerinde gösterilmiştir. Her iki denklem de benzer bir yayılıma sahip oldukları ve veri setini hemen hemen içerdiği görülmektedir (Şekil 4.2a, b). Fakat Şekil 4.2c ve 4.2d’de durum biraz daha farklıdır. Episantr ve hemen hemen episantr yakınında eğri hemen hemen düşey yönde değişim göstermektedir. Hesaplanan şiddet değeri ise özellikle D1 için çok yüksek olduğu ve MMI skalasının en büyük değerinden (XII) bile büyük olduğu görülmektedir. Bu çalışmada geliştirilen ilişkiler episantr şiddeti (I_0) ile ilgili olmamasından dolayı episantr yakınında bu şekilde sapmalar gözlenmiştir. Bu yüzden denklemler kullanılırken bu konuya dikkat etmek gerekmektedir. D1 için en küçük uzaklık 6.54 km olarak kabul edilmiş ve bu uzaklıktan sonra veri seti ile iyi bir uyum gösterdiği belirlenmiştir. D2’de trend olarak D1 ile benzerlik göstermektedir fakat D2 daha kısa mesafede veri setine uyum sağlamaktadır (Şekil 4.2b, 4.2d). Fakat artan uzaklıklarda daha hızlı bir sönümlenme yaklaşımı göstermiştir.



Şekil 4.2. Farklı parametrelere göre denklem 1 ve 2'nin uzaklık değişimi

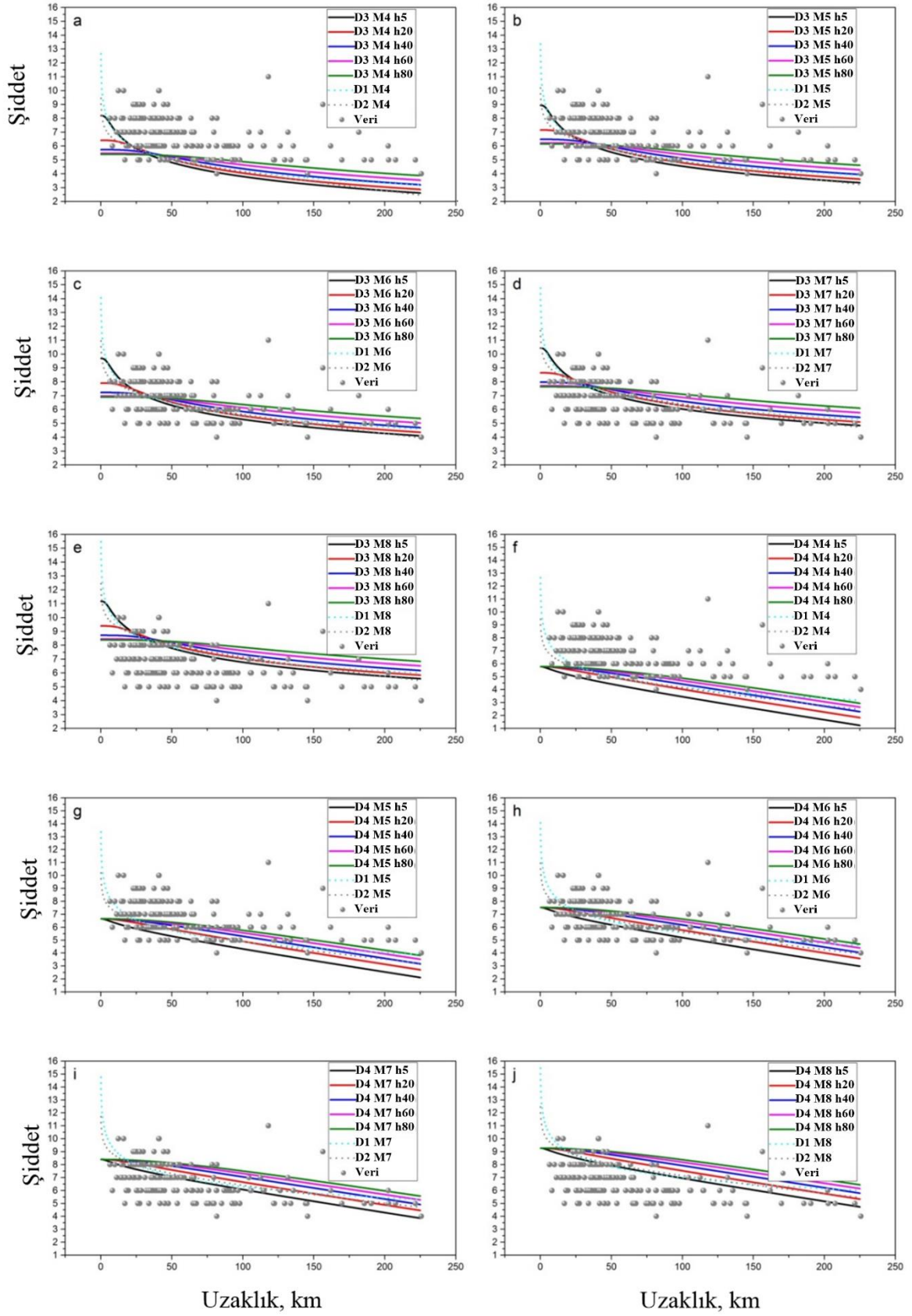
D3 ve D4 denklemleri için de benzer gösterim Şekil 4.3'de görülmektedir. D3 için farklı magnitüd ve derinliklere göre değişim Şekil 4.3a-e'de gösterilmiştir. Artan uzaklıklarda doğrusal olmayan eğri özelliği git gide yatay eksene paralel bir şekilde değişim göstermeye başlamaktadır. Ayrıca eğrilerde bir kesişim noktası dikkati çekmekte ve magnitüd değeri arttıkça bu noktanın değeri de artmakta ve 25-30 km arasında değişiklik göstermektedir. Bu kesişim noktasından sonra eğrinin trendi öncekine göre farklılık göstermektedir. Aynı magnitüd değerlerinde derinlik değişiminin sonucu çok fazla etkilemediği ve aynı trend eğilimi göze çarpmaktadır. D1 ve D2 eğrileri de karşılaştırmayı rahatça yapabilmek için D3 ve D4 eğrilerinin üzerine çizilmiştir. Yakın mesafedeki sorunlu bölgeden hemen sonra D1, D2 denklemleri D3 denkleminin sıg derinlikler için hesaplanan eğrileri ile benzer trende sahiptir. İlişkiye eklenen derinlik teriminin başarılı sonuçlar verdiği ve denklemlerin doğru çalıştığını söyleyebiliriz. D4, D3 ile benzer denkleme sahiptir, ancak Şekil 4.3f-j'den de görülebileceği gibi sonuçlar üzerinde bazı temel farklar bulunmaktadır. Genel olarak eğrisellik özellikleri birbirleri ile farklıdır. Diğer önemli bir fark ise, farklı derinlik aynı magnitüd değerlerinde episantr noktasında yani "0" km de tekil sonuçların elde

edilmesidir. Bu, derinlik farklılıklarının D4 üzerinde D3 kadar etkisi olmadığını sonucunu göstermektedir. Ayrıca bu tekil değerler diğer ilişkilerden elde edilen sonuçlardan daha düşüktür. Bununla birlikte, daha düşük mesafelerde D4 ile yine daha düşük şiddet değerleri hesaplanmıştır. D4 denklemi için minimum ve maksimum derinlik ve magnitüd değerleri için hesaplanan eğrilerin bazı durumlarda veri setinin dışında sonuçlar verdiği gözlenmiştir.

Her ne kadar dört modelimiz de istatistiki olarak geçerli olsa da, her ilişkiyi orijinal “şiddet veri noktaları” ile tahmin edilen değerleri test etmek gerekmektedir. Her bir deprem için yapılan hesaplamalar sonucunda, dört ilişkinin de gerçek veriye uyum sağladığı belirlenmiştir. Sonuçları göstermek için altı adet karakteristik deprem seçilmiştir. Bu depremler, tüm veri tabanındaki farklı özellikleri yansıtacak ve genel olarak veri setinin durumunu yansıtacak şekilde seçilmiştir. Bu depremlerle ilgili detaylı bilgiler Tablo 4.4’de gösterilmiştir. Simulasyonu yapılan depremler; 1939 Erzincan depremi ($M_w=7.9$), 1957 Fethiye-Rodos depremi ($M_w=7.1$), 1966 Varto-Mus depremi ($M_w=6.9$), 1983 Bala-Ankara depremi ($M_w=4.7$), 1999 İzmit depremi ($M_w=7.6$) ve 2003 Bingöl depremidir ($M_w=6.3$).

Belirli bir şekilde elde edilen modelden hesaplanan artık değerler, bir veri kümesi için gözlemlenen değerler ve hesaplanan değerler arasındaki farklardan elde edilir. Veri setindeki i . gözlem için artık tanımının matematiksel ifadesi, $e_i = y_i - g(\bar{x}_i; \hat{\beta})$ olarak ifade edilir ve y_i veri setindeki i . cevabı, \bar{x}_i değişkenlerin listesini ifade eder.

Hesapladığımız denklemlerden (D1-4) en uygun olanı bulmak için artıkların veya hata oranlarının normal dağılıma uyup uymadığı test edilmiştir. Normallik testleri genellikle bir veri kümesinin normal bir dağılıma uyup uymadığını belirlemek için kullanılır. Kolmogorov-Smirnov (KS) ve Anderson-Darling (AD) olarak adlandırılan normallik testleri, her bir veri noktasının artık değerlerinin Gauss dağılımına uyup uymadığını da test edebilir. Her bir ilişkiden elde edilen artık değerler üzerinde analizler yapıldıktan sonra, H_0 hipotezi reddedildi ve sonuç olarak artık değerlerin Gauss dağılımına uymadığı belirlenmiştir. KS ve AD uygulanarak ya çok küçük değerler (örneğin, $3.78E-21$) ya da 0 ile -1 arasında değerler belirlenmiştir. Fakat bu çalışmada veri setinin normal dağılıma uymamasının ana nedeni olarak çok fazla veri noktasının bulunması şeklinde yorumlanmıştır.



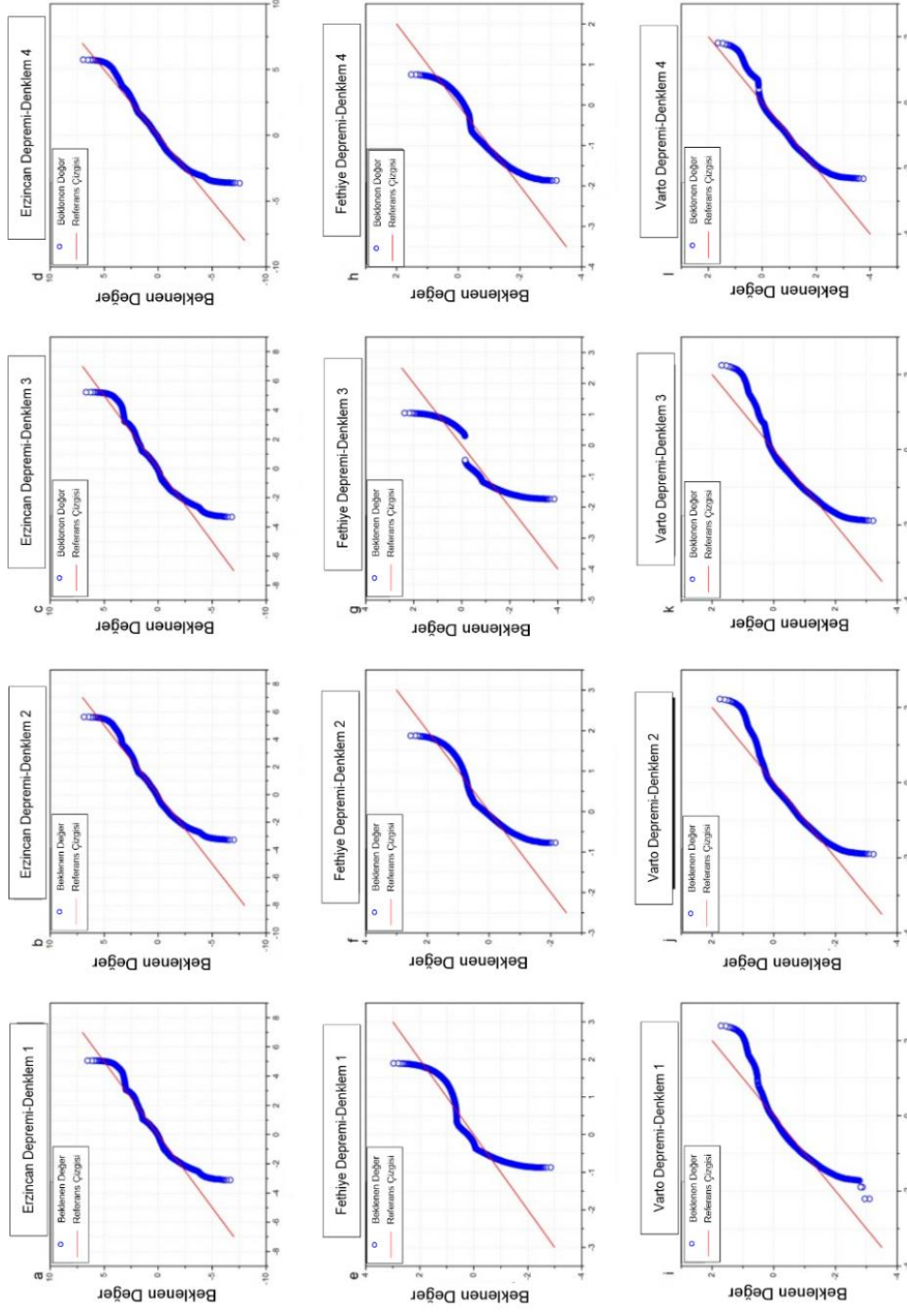
Şekil 4.3. Denklem 1, 2, 3 ve 4'ün farklı parametrelere göre değişimi

Tablo 4.4. Simulasyon için seçilen denklemler ve özellikleri

Tarih (gg/aa/yyyy)	Deprem Yeri	Şiddet	Mw	Derinlik	# of IDP	Ölen insan sayısı *	Hasarlı bina sayısı *
26.12.1939	Erzincan	XI	7.9	20	24,638	32,968	116,720
25.04.1957	Fethiye- Rodos	VIII	7.1	80	17,393	67	3200
19.08.1966	Varto-Muş	IX	6.9	26	12,088	2,396	20,007
21.04.1983	Bala- Ankara	VIII	4.7	38	2,379	-**	-**
17.08.1999	İzmit	X	7.6	15	13,206	17,480	73,342
01.05.2003	Bingöl	VIII	6.3	10	41,809	176	6000
* URL: http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/deprem-bilgileri/buyuk-depremler/							
** Bilgi Bulunamadı							

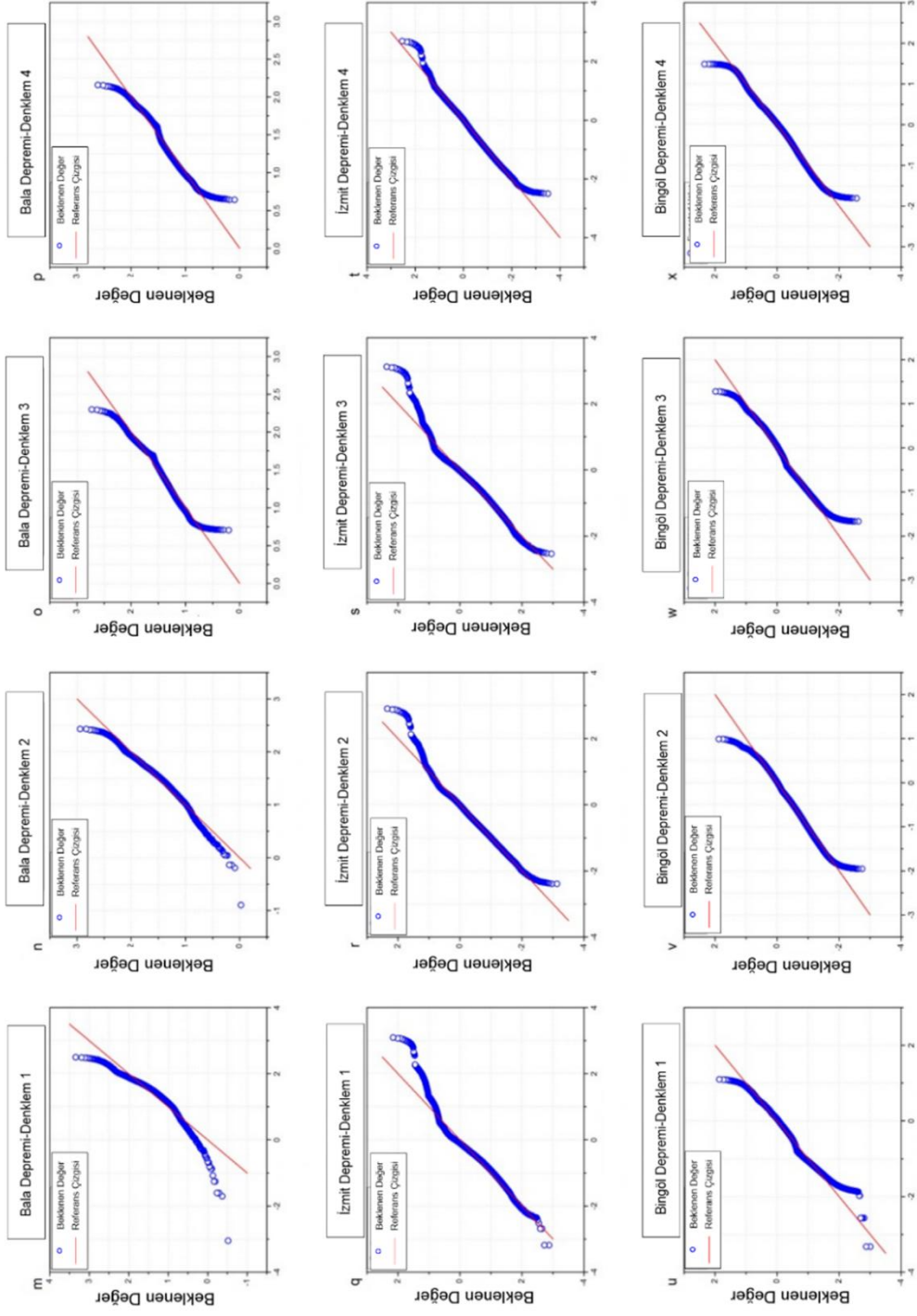
Dahası, simülasyon için seçilen altı deprem kullanılarak Nicelik-Nicelik (q-q) grafikleri çizilmiştir (Şekil 4.4). Q-Q grafikleri belirli bir eğrinin üzerinde artık değerlerinin dağılım biçimini yorumlamak için kullanılır. Eğer veri seti normal dağılımına uyuyorsa, bütün gözlemler 45⁰'lik eğime sahip eğri üzerine kümelenir. Şekil 4.4' de görüleceği gibi hiçbir verinin tamamen normal dağılıma uymadığı, bazılarının pozitif veya negatif çarpıklığa uyduğu, bazı verilerin ise simetrik bir şekilde dağılım sunduğu görülmektedir.

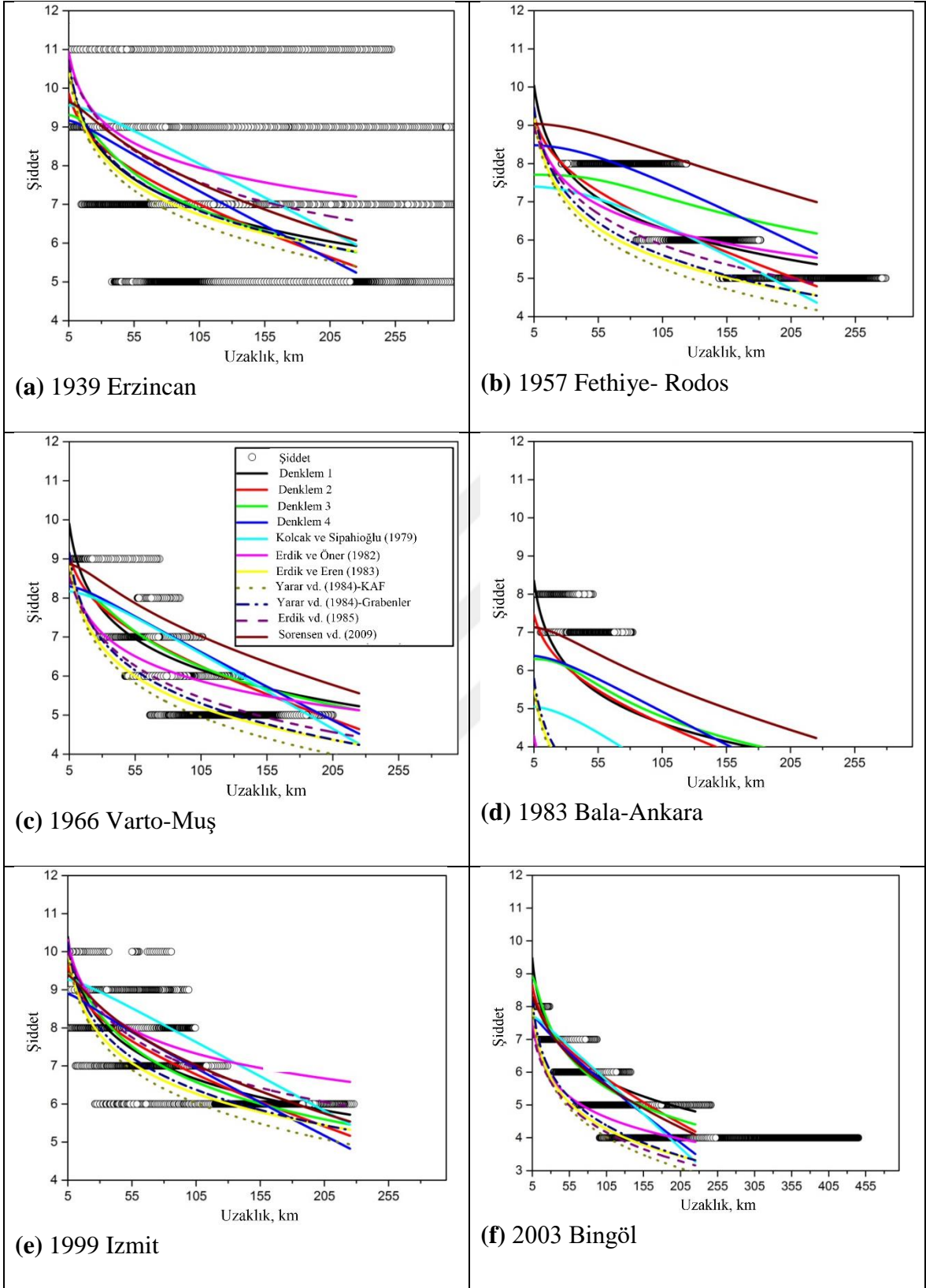
Seçilen altı deprem için belirlenen şiddet noktaları için bu çalışmada elde edilen denklemler ile literatürde kullanılan denklemlerin dağılımı birlikte çizilmiştir (Şekil 4.5). Daha önce açıklandığı gibi en küçük mesafe 5 km olarak seçilmiş ve yatay eksen bu uzaklıktan itibaren çizilmiştir. Bala-Ankara depremi hariç diğer depremler için denklemlerin iyi bir uyum sağladığı açıkça gözlenmektedir. Bu depremde sapmanın nedeni olarak sadece iki şiddet değerinin gözlenmesi ve şiddet dağılımının homojen olmamasından kaynaklandığı düşünülmektedir.



Şekil 4.4. Denklem 1-4 için q-q grafikleri

Şekil 4.4'ün devamı





Şekil 4.5. Simülasyon için seçilen depremlere ait şiddet verileri ve denklemlerin grafiksel gösterimi

Her bir simülasyon deprem için elde edilen ilişkilerin kendi aralarında ve literatürde kullanılan denklemlerin objektif olarak karşılaştırılması için bazı istatistik testler uygulanmıştır. Bu testler: Ortalama Mutlak Sapma (OMS-MAD), ortalama hata kare (OHK-MSE), ortalama karekök hata (OKH-RMSE) ve ortalama mutlak yüzde hata (OMYH-MAPE)'dir. Bu testler tahmin kesinliğini ölçmek amacıyla birçok disiplinde yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu testler farklı disiplinlerdeki uygulanmalarının ayrıntılarıyla birlikte çeşitli kaynaklarda bulunabilir (örneğin, Hanke ve Reitsch, 1995; Makridakis vd., 2008;). Testlerin sonuçlarını birbirleri ile karşılaştırabilmek için testlerin sonuçları aynı ölçeklere göre belirlenmiştir. Sonuç olarak, karşılaştırmada net bir nesnellik sağlanmaya çalışılmıştır.

MAD testi (72), hataların mutlak değerlerinin ortalaması olarak bilinen istatistiksel yöntemdir. MSE testi (73), büyük veri setleri için mükemmel bir çıkarsama aracı olan ortalama karesel hatayı hesaplar. Her bir hatanın karelerinin toplamının ortalaması şeklinde hesaplanır. RMSE testi (74), coğrafi bilgi sisteminde ve özellikle mekânsal veri analizinde yaygın olarak kullanılan kök ortalama karekök hata değerini hesaplar. MSE'nin karekökü alınarak basitçe belirlenir. MAPE (75) testi ise ortalama mutlak yüzde hatasını hesaplar ve tüm veriler birlikte ele alındığında gözlenen değerlere yüzde kaç hata ile yaklaştığını ifade eder. Bu testlere dayalı hesaplamalardan elde edilen sonuçlar Tablo 4.5 ve 4.6'da gösterilmiştir.

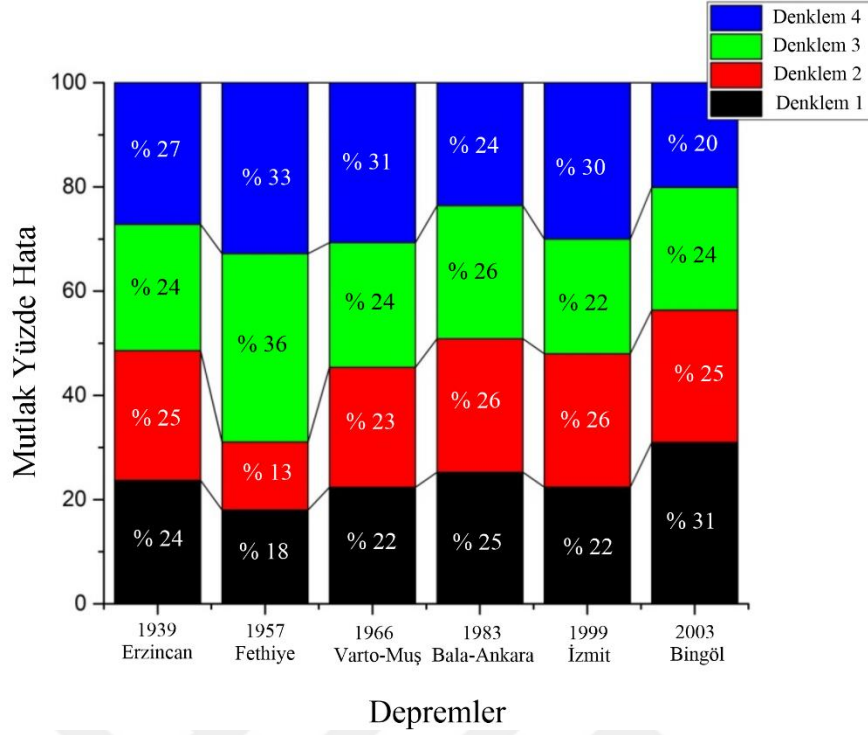
$$MAD = \sum_{i=1}^n |g_{a_i}(x) - g_{p_i}(x)| / n \quad (72)$$

$$MSE = \sum_{i=1}^n [g_{a_i}(x) - g_{p_i}(x)]^2 / n \quad (73)$$

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^n [g_{a_i}(x) - g_{p_i}(x)]^2 / n} \quad (74)$$

$$MAPE = \sum_{i=1}^n 100 |(g_{a_i}(x) - g_{p_i}(x)) / g_{a_i}(x)| / n \quad (75)$$

Tablo 4.5 ve 4.6'dan anlaşılacağı üzere, bu çalışmada elde edilen ilişkiler (D1-4) literatürdeki ilişkiler ile uyumlu sonuçlar vermiş ve hata oranları ya en düşük hata oranlarını vermiş veya en düşük hataya yakın değerler vermişlerdir.



Şekil 4.6. Simülasyon depremler için yığılmış hata grafikleri

Geliştirilen ilişkilerin her deprem için kesinlikle en iyi sonucu vermesi beklenmemektedir. Tablo 4.5 ve 4.6 detaylı incelendiği zaman hata oranlarının değişken olduğu fakat bu çalışmada elde edilen ilişkilerin genellikle diğer ilişkilere oranla daha düşük değerler verdiği açıkça görülmektedir.

Hata oranları ile ilgili yığın grafiği ise Şekil 4.6'da verilmiştir. Bu grafik hata oranlarını yüzde olarak ifade eder ve grafiğe baktığımızda ilişkilerin farklı depremler için hata oranlarının birbirine yakın sonuçlar verdiği görülmektedir. Sonuç olarak, yığın grafiği yani her bir değer yüzde yüze yükseltildiğini gösteren çubuk grafiği her denklemin birbiri ile karşılaştırılması için yardımcı bir grafikdir. Bu grafiğe göre, daha önce anlatılan diğer testlerden başarıyla geçen yeni denklemlerin kapasiteleri de birbirine yakındır. Elde edilen sonuçlara göre, kullanıcının tercihlerine ve uygun duruma göre bu denklemlerin kullanılabileceği açıkça görülmektedir.

Tablo 4.5. MAD, MSE, RMSE ve MAPE yöntemleri ile hesaplanan hata oranlarının karşılaştırılması

Depremler	Yöntem	Max Şiddet Mesafesi (km)										
		D1	D2	D3	D4	KS79	EO82	EE83	YN84	YG84	E85	S09
Erzincan 420.12	MAD	1.3279	1.6843	1.3535	1.9759	1.8765	1.5237	1.3296	1.4430	1.3434	1.4055	1.4762
	MSE	2.7582	4.1414	2.9863	5.4933	4.8635	3.3830	2.8569	3.3867	2.9534	2.8932	3.3498
	RMSE	1.6608	2.0350	1.7281	2.3438	2.2053	1.8393	1.6902	1.8403	1.7185	1.7009	1.8302
	MAPE	19.7000	25.2643	19.7979	30.5383	29.9053	25.9580	19.3309	20.4682	19.5803	22.6881	22.7716
Fethiye-Rodos 278.60	MAD	0.5341	0.4448	1.0266	0.8404	0.5666	0.6182	0.8192	1.1283	0.7706	0.5507	1.7661
	MSE	0.4874	0.3729	1.1654	0.9366	0.5353	0.6027	1.1520	1.6950	1.0243	0.6870	3.5751
	RMSE	0.6981	0.6106	1.0795	0.9678	0.7317	0.7763	1.0733	1.3019	1.0121	0.8288	1.8908
	MAPE	8.6396	6.9864	18.7260	15.3508	9.2478	10.2104	12.5029	18.0858	11.7966	8.0489	32.5711
Varto-Muş 204.94	MAD	0.8292	0.8556	0.8904	1.1417	1.0953	0.6614	0.4649	0.5788	0.4497	0.4591	1.5427
	MSE	0.8695	0.9567	0.9823	1.5941	1.5015	0.5841	0.4526	0.6249	0.3989	0.3877	2.6871
	RMSE	0.9324	0.9781	0.9911	1.2626	1.2254	0.7643	0.6728	0.7905	0.6315	0.6226	1.6392
	MAPE	15.6702	16.1242	16.7627	21.4866	20.5703	12.1412	7.5511	9.5237	7.4729	7.7870	29.2100
Bala-Ankara 81.88	MAD	1.4307	1.4570	1.4604	1.3520	2.7347	4.9886	4.2041	4.3542	4.0284	5.2929	0.6753
	MSE	2.2952	2.3020	2.2651	1.9600	7.6120	25.0945	17.9883	19.3033	16.5525	28.2381	0.5816
	RMSE	1.5150	1.5172	1.5050	1.4000	2.7590	5.0094	4.2413	4.3936	4.0685	5.3140	0.7626
	MAPE	19.6066	19.8997	19.8295	18.3156	37.3184	68.3995	57.7075	59.7875	55.3037	72.6070	9.0418

Tablo 4.5'in devamı

	MAD	0.5683	0.6401	0.5599	0.7435	1.1933	1.0871	0.4638	0.5463	0.4915	0.7542	0.7785
	MSE	0.5482	0.6478	0.5525	0.8360	1.8915	1.3868	0.4185	0.5187	0.4481	0.8156	0.9132
Izmit	RMSE	0.7404	0.8048	0.7433	0.9143	1.3753	1.1776	0.6469	0.7202	0.6694	0.9031	0.9556
	MAPE	8.7532	9.9964	8.6007	11.7252	19.0121	17.3856	6.9310	8.2111	7.4221	11.8690	12.2715
	MAD	0.6403	0.6070	0.4757	0.7637	0.9114	0.5802	0.9348	1.2492	0.9009	1.0696	0.5336
	MSE	0.5907	0.5936	0.3415	1.1866	1.8033	0.5642	1.1425	1.8497	1.0706	1.4216	0.4535
Bingöl	RMSE	0.7685	0.7705	0.5844	1.0893	1.3429	0.7511	1.0689	1.3601	1.0347	1.1923	0.6734
	MAPE	14.7947	13.9312	10.6632	17.6876	21.2901	11.1317	19.0227	26.1278	18.5300	22.0177	12.1013

Tablo 4.6. MAD, MSE, RMSE ve MAPE yöntemleri ile hesaplanan hata oranlarının karşılaştırılması (Uzaklık sınırlandırılmış)

Depremler	Yöntem	D1	D2	D3	D4	KS79	EO82	EE83	YN84	YG84	E85	S09
	MAD	1.3807	1.4538	1.4142	1.5490	1.7457	1.7225	1.3781	1.3992	1.3959	1.5355	1.5511
	MSE	2.8198	3.1019	2.9300	3.4725	4.3267	4.0679	2.8208	2.9785	2.8716	3.4419	3.4657
	RMSE	1.6792	1.7612	1.7117	1.8635	2.0801	2.0169	1.6795	1.7258	1.6946	1.8552	1.8616
	MAPE	21.2359	22.3181	21.7080	24.3629	29.0249	29.0863	20.8400	20.4255	21.3271	25.3364	25.2501
	MAD	0.5761	0.4410	1.0241	0.9183	0.4963	0.6434	0.8592	1.1528	0.7982	0.5954	1.7639
	MSE	0.5503	0.3912	1.1759	1.0559	0.4446	0.6625	1.2788	1.8088	1.1257	0.7800	3.6335
	RMSE	0.7418	0.6254	1.0844	1.0276	0.6667	0.8139	1.1308	1.3449	1.0610	0.8832	1.9062
	MAPE	9.1718	6.6222	18.4020	16.6891	7.5276	10.3888	12.7170	17.8986	11.8018	8.4946	32.1132
	MAD	0.5684	0.6400	0.5599	0.7433	1.1935	1.0873	0.4637	0.5460	0.4914	0.7545	0.7786
	MSE	0.5484	0.6477	0.5526	0.8357	1.8922	1.3873	0.4185	0.5184	0.4481	0.8160	0.9135
	RMSE	0.7405	0.8048	0.7434	0.9142	1.3756	1.1778	0.6469	0.7200	0.6694	0.9033	0.9558
	MAPE	8.7550	9.9945	8.6005	11.7215	19.0164	17.3892	6.9290	8.2067	7.4202	11.8738	12.2735
	MAD	0.6900	0.5777	0.5399	0.4763	0.5201	0.6308	0.9073	1.1766	0.8404	1.0256	0.4994
	MSE	0.6836	0.5056	0.4160	0.3675	0.4381	0.6655	1.1470	1.7065	0.9969	1.3794	0.3757
	RMSE	0.8268	0.7111	0.6450	0.6063	0.6619	0.8158	1.0710	1.3063	0.9985	1.1745	0.6129
	MAPE	15.6897	12.8786	11.9399	10.1770	11.1704	11.4546	17.1379	22.9129	15.9249	19.6171	10.9317

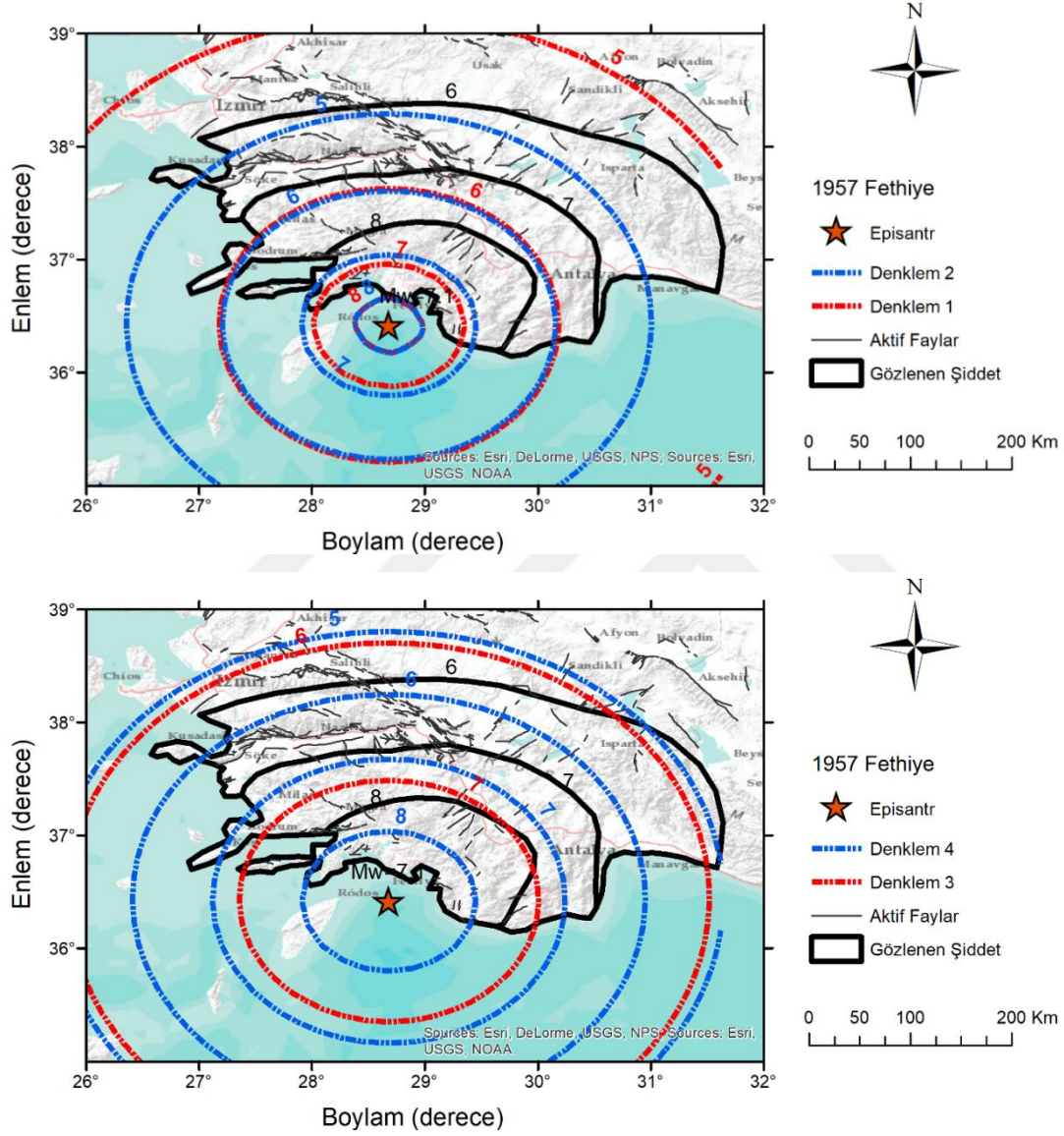
Bu ilişkilerde bulunan logaritmik terimlerden dolayı ilişkilerin tam episantr noktasında doğru sonucu vermesini beklemek yanıltıcı olacaktır. İlişkileri geliştirirken en küçük veri noktası mesafesi olan 6.54 km en küçük uzaklık olarak seçilmiştir. Bu çalışmadaki başlıca amaç episantr şiddeti (I_0) belirlemek değildir. Bu ilişkilerin başlıca amacı konum şiddetini (I_s) magnitüd ve uzaklığa bağlı olarak doğru bir şekilde belirlemektir. Bununla birlikte ilişkiler ilk 5 km uzaklıktan sonra makul sonuçlar verme eğilimi de açıkça görülmektedir. Yukarıda detaylı şekilde açıklanan grafikler ve tablolarda bu çalışmada belirlenen denklemler ile literatürdeki denklemlerin birbirileri ile karşılaştırılması nesnel olarak yapılmıştır. Bu çalışma için hazırlanan veri tabanı, bugüne kadar Türkiye için hazırlanan en büyük veri tabanı olma özelliğini taşımakta ve ayrıca depremlerin çeşitliliği önemli bir seviyededir. Kullanılan şiddet haritaları özen gösterilerek seçilmiş ve düzenlenmiştir. Üstelik şiddet veri noktalarını oluşturmak için kullanılan grid aralığı olabildiğince asgari değerde seçilmiştir. Fakat gridler bizim yaptığımızdan da daha küçük seviyede seçilebilirdi, oysa veri sayısının artması olayı kaotik bir duruma sokmaya sebep olabilir.

Açıkçası, tahmin edilen şiddet eğrileri ile gözlenen şiddet eğrilerinin tam olarak örtüşmesini beklemek azalım ilişkisi açısından tutarlı bir yön olmaz. Şiddet değerlerini etkileyen birçok parametre vardır ve bunları tek bir ilişkiye dâhil etmek hem zor hem de pratik değildir. Özellikle, azalım ilişkileri çalışma alanındaki tüm bina bilgileri, nüfus yoğunlukları gibi parametreleri de içeren risk algoritmaları ile birlikte kullanıldığında en yakın sonuçlar elde edilebilir. Bununla birlikte bu çalışmada elde edilen denklemlerin de başarılı sonuçlar verdiği aşağıdaki haritalarda açıkça görülmektedir.

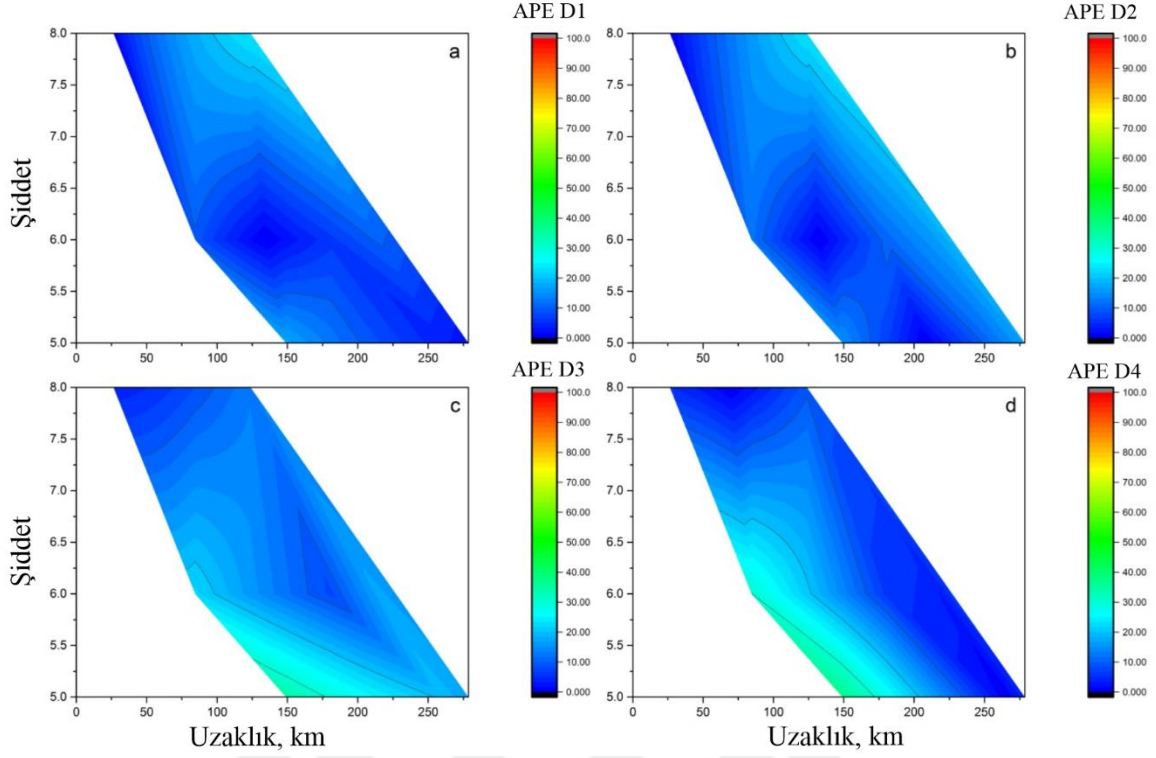
Fethiye-Rodos depremi (M_w : 7.1, h: 80 km) için gözlenen şiddet eğrileri ile hesaplanan şiddet değerleri birlikte Şekil 4.7’de gösterilmiştir. Tahmin edilen şiddet eğrileri ile gözlenen şiddet eğrilerinin birbirlerine makul derecede yakın olduğu söylenebilir. Ayrıca bu deprem için mutlak yüzde hata (APE) oranı da dört denklem için %20’den daha az olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.8).

Büyüklik ve derinlik bakımından diğer depremlerden daha farklı olan Bala depremi (M_w : 4.7, h: 38 km) şiddet haritası incelendiğinde, şiddet eğrilerinin depremin episantrından kuzeye doğru daha yoğun bir eğilimi olduğu görülmektedir. Bunun nedeni olarak nüfus yoğunluğunun o kısımda olması ve hissedilen şiddet değerlerinin o bölgeden daha kesin olarak elde edilmiş olmasıdır. Bu durumda bile ilişkiler ile elde edilen haritanın başarılı olduğu söylenebilir. Şekil 4.9’de Bala depremi için gözlenen ve hesaplanan şiddet eğrileri

gösterilmiştir. Ayrıca, Şekil 4.10’da verilen mutlak yüzde hata (APE) dağılımı incelendiğinde de yine makul hata oranları elde edilmiştir (<%30). Hata oranının nispeten yüksek olması, bu depremin kıta içi bir deprem olması ve şiddetin beklenenden daha yüksek elde edilmiş olmasıdır.

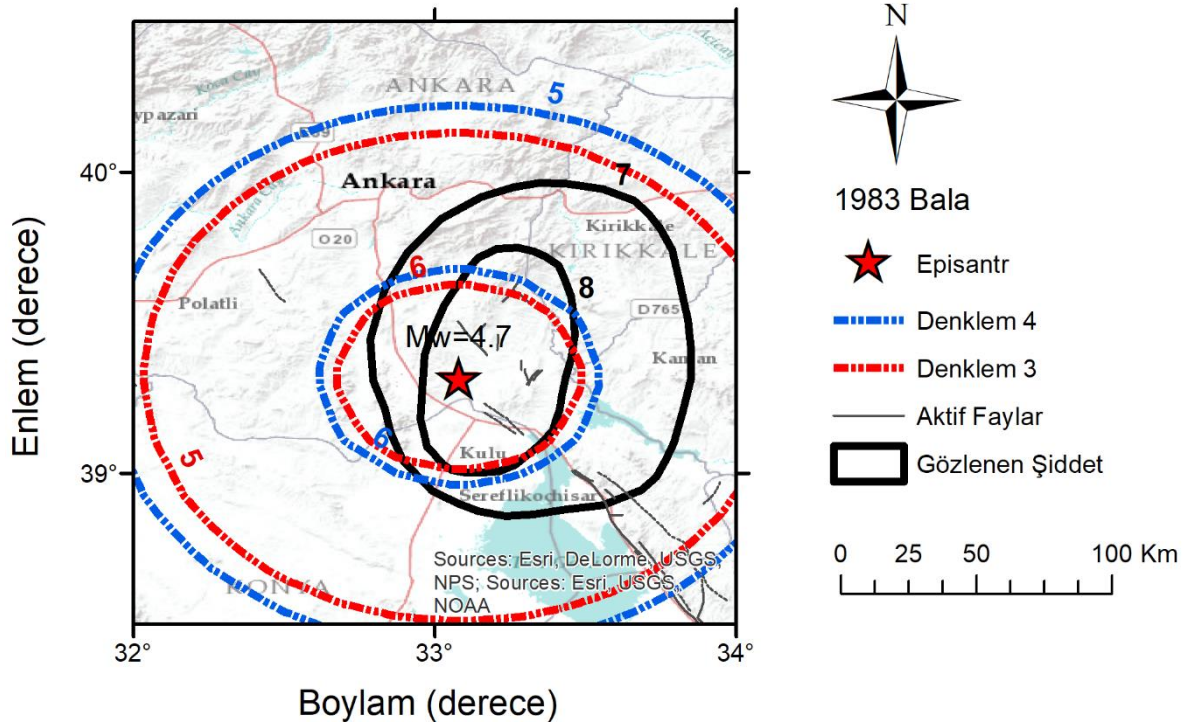
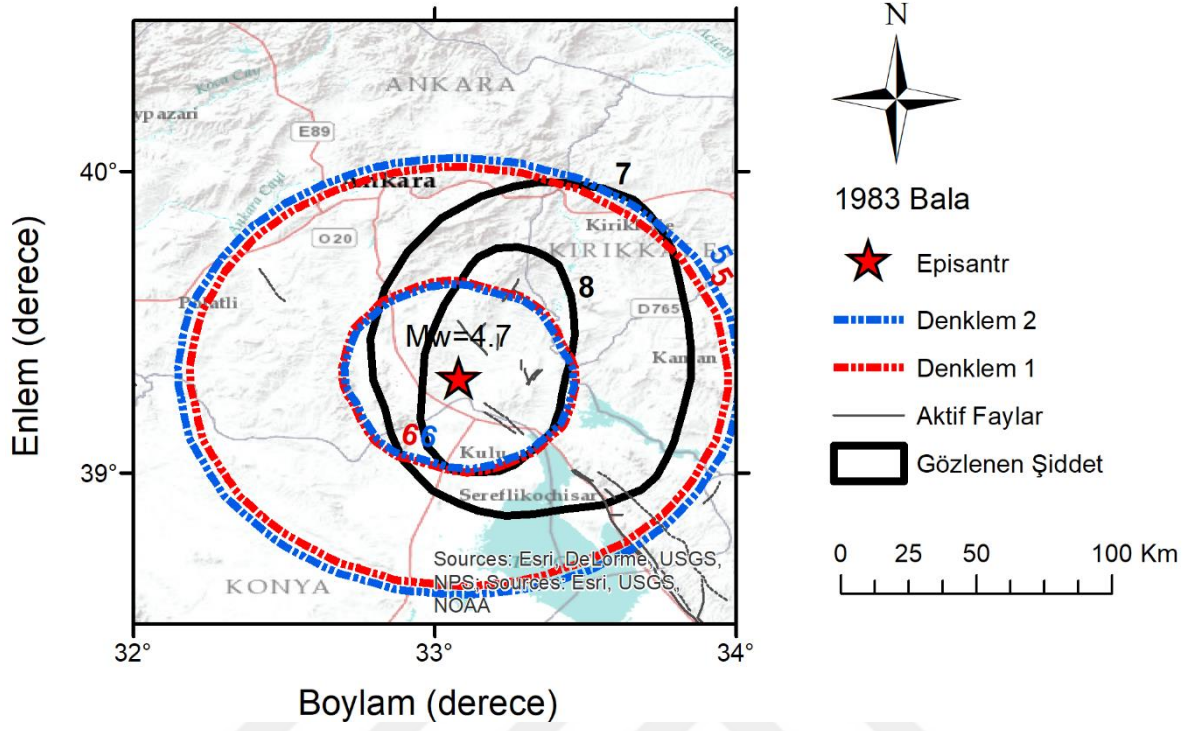


Şekil 4.7. 1957 Fethiye depremi için denklemlerin gerçek şiddet dağılımı ile karşılaştırılması

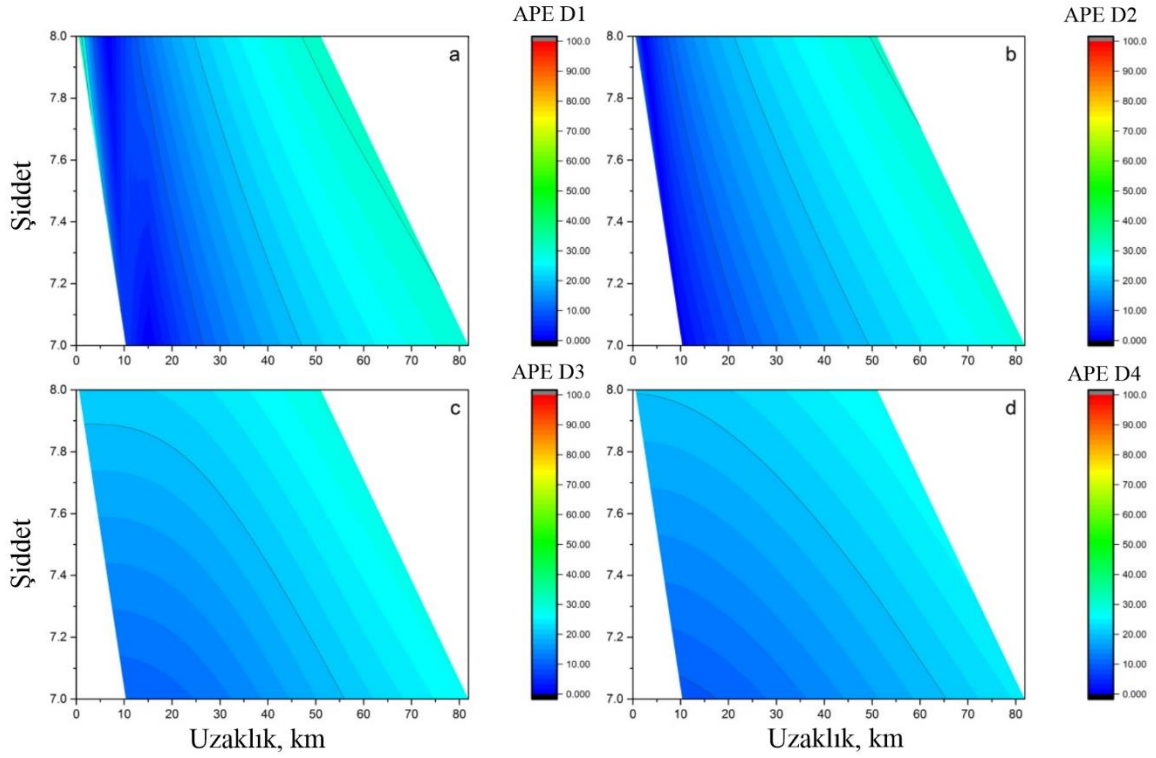


Şekil 4.8. 1957 Fethiye depremi için D1-D4 için mutlak yüzde hata grafikleri

Şekil 4.11, orta büyüklük ve sığ derinlikli (M_w : 6.3, h : 10 km) Bingöl depremi için gözlenen ve hesaplanan şiddet eğrilerinin karşılaştırılmasını göstermektedir. Bu deprem için hesaplanan ve gözlenen şiddet eğrilerinin uyumlu olduğu görülmektedir (4.11). Mutlak yüzde hata dağılımına göre (Şekil 4.12), özellikle D4 için artan mesafelerde hata oranı da artmıştır (Şekil 4.3d). Bu haritalardan da görülebileceği gibi çalışmada elde edilen denklemler hem istatistiki açıdan hem de harita üzerinden uyumlu sonuçlar vermiştir.

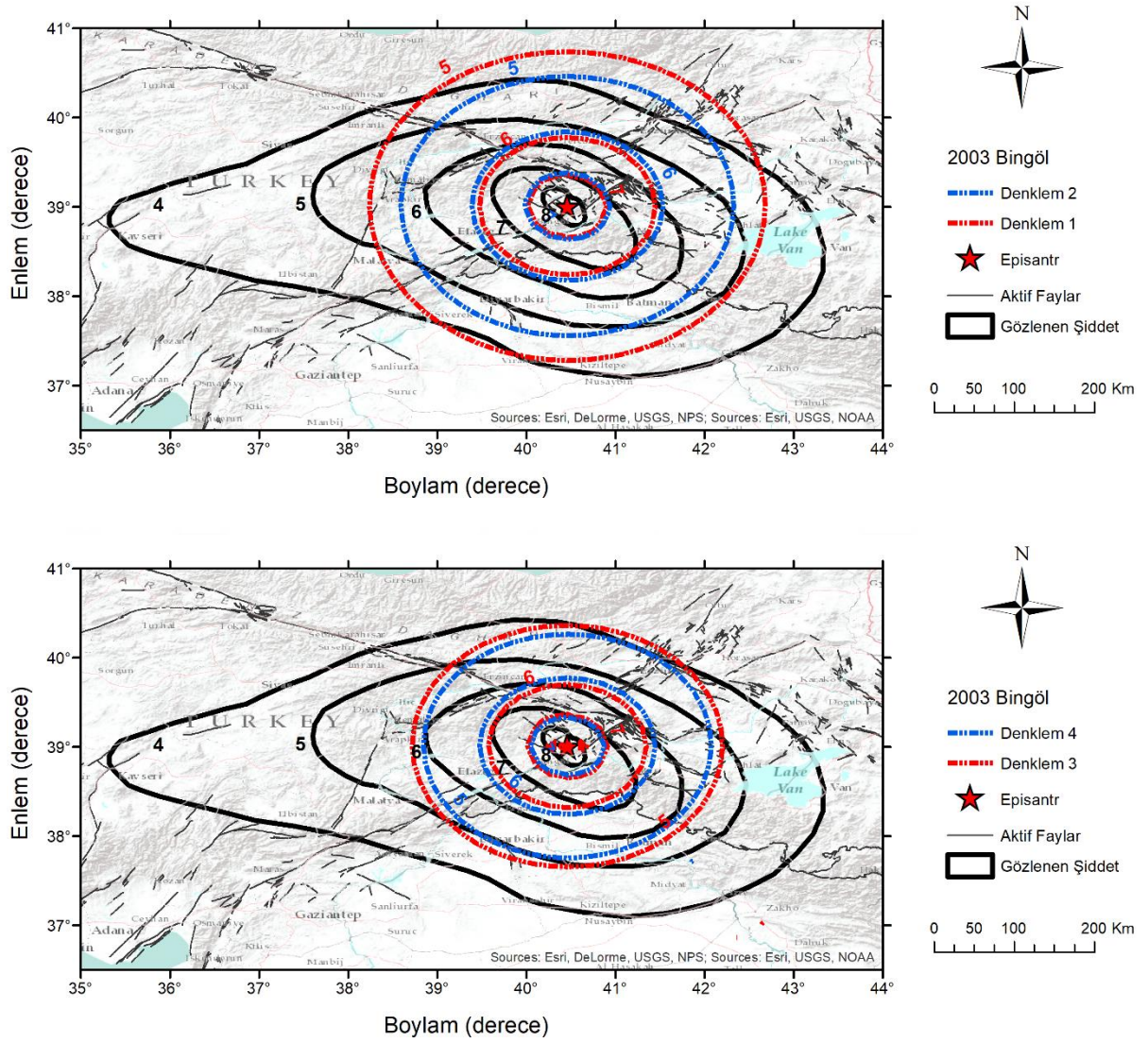


Şekil 4.9. 1983 Bala depremi için hesaplanan ve gözlenen şiddet değerlerinin karşılaştırılması

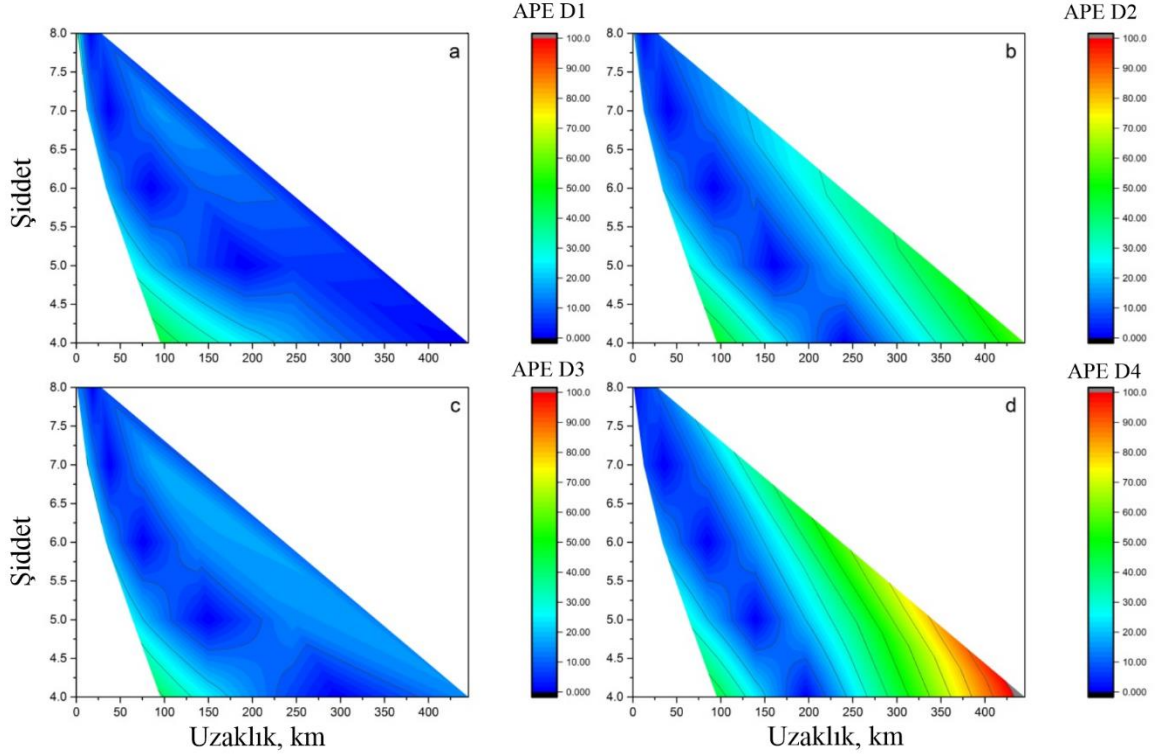


Şekil 4.10. Bala depremi için denklemleri mutlak yüzde hata grafikleri

Son yüzyılda ülkemizde meydana gelen en büyük depremlerden olan 17 Ağustos 1999 İzmit depremi için gözlenen ve hesaplanan şiddet eğrileri Şekil 4.13’de görülmektedir. Bu deprem sonucu gözlenen şiddet eğrileri incelendiğinde, çok karmaşık bir harita görülmektedir. Bunun nedeni olarak yerel zemin koşulları, yapı durumları ve nüfus yoğunluğunun etkili olduğu söylenebilir. Bu sebeplerden dolayı hesaplanan şiddetler ile gözlenen şiddet arasında tam bir uyum gözlenmemiştir. Fakat genel olarak en büyük şiddetler ve uzaklığa göre şiddet azalmaları arasında da iyi bir uyum elde edilmiştir. Denklemler arası durum incelendiğinde ise, D1 ve D2’nin gözlenen şiddetlere daha iyi bir uyum sağladığı söylenebilir (Şekil 4.14). Mutlak yüzde hatalara göre D3 ve D4’de hata oranı 70 km’ye kadar %60’larda çıkmakta, ancak D1 ve D2’de bu hata mesafesi 40 km’lere kadar gelebilmektedir.



Şekil 4.11. 2003 Bingöl depremi için hesaplanan ve gözlenen şiddet değerlerinin karşılaştırılması



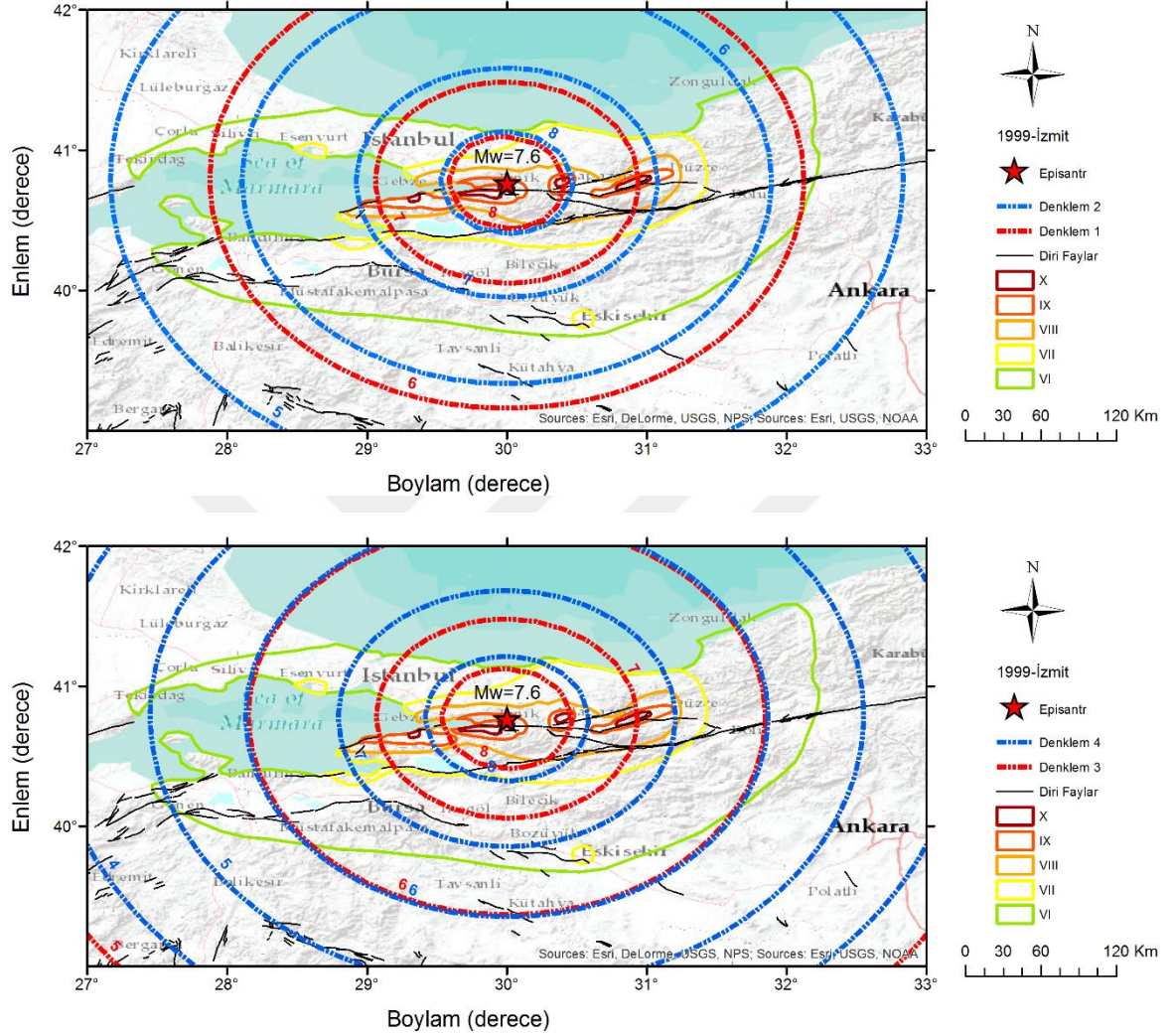
Şekil 4.12. 2003 Bingöl depremi için denklemlerin mutlak yüzde hata grafikleri

1966 yılında Varto’da meydana gelen $M_w=6.9$ büyüklüğündeki depreme ait gözlenen ve hesaplanan şiddet eğrileri arasında iyi bir uyum gözlemlendiği söylenebilir (Şekil 4.15). Bunun başlıca nedeni gözlenen şiddet eğrilerinin dairesel olarak azalmasıdır. Bu depreme ait mutlak yüzde hata grafiklerinde de hata oranı genelde %30’larda çıkmaktadır (Şekil 4.16). Bu deprem içinde D1 ve D2’nin daha iyi bir uyum sağladığı söylenebilir.

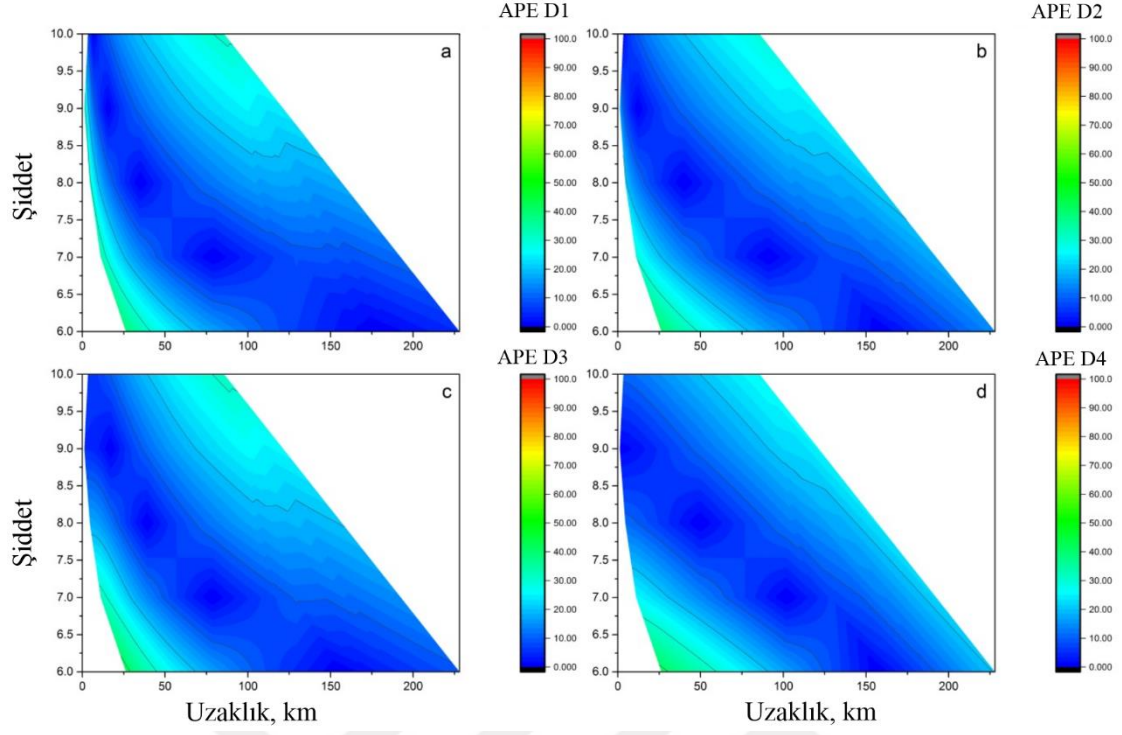
Son yüzyılda ülkemizdeki en büyük deprem olan 1939 Erzincan depremi ($M_w: 7.9$) neredeyse ülkenin 1/3’ünde hissedilmiş ve büyük bir yıkıma neden olmuştur. Bu depreme ait gözlenen şiddet eğrileri de oldukça karmaşık bir yapıya sahiptir ve bu nedenle hesaplanan şiddet eğrileri ile uyumu tam olmamıştır (Şekil 4.17). Bunun nedeni, deprem sonucu Kuzey Anadolu Fayının büyük bir bölümünün kırılmış olması fakat çalışmada kullanılan denklemlerde merkez olarak episantr noktasının alınması ve şiddet eğrilerinin bu noktaya göre hesaplanmasından kaynaklanmaktadır. Mutlak yüzde hata grafiklerinde de bu durum açıkça görülmekte ve hata oranları yaklaşık %60 olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.18).

Sonuç olarak, hesapladığımız ilişkilerin Türkiye için daha önce elde edilen ilişkilere göre daha iyi sonuçlar verdiği açıkça görülmektedir. Bununla birlikte veri setinin daha fazla olması, olay sayısının artması, şiddet haritalarının daha detaylı bir şekilde çizilmesi elde

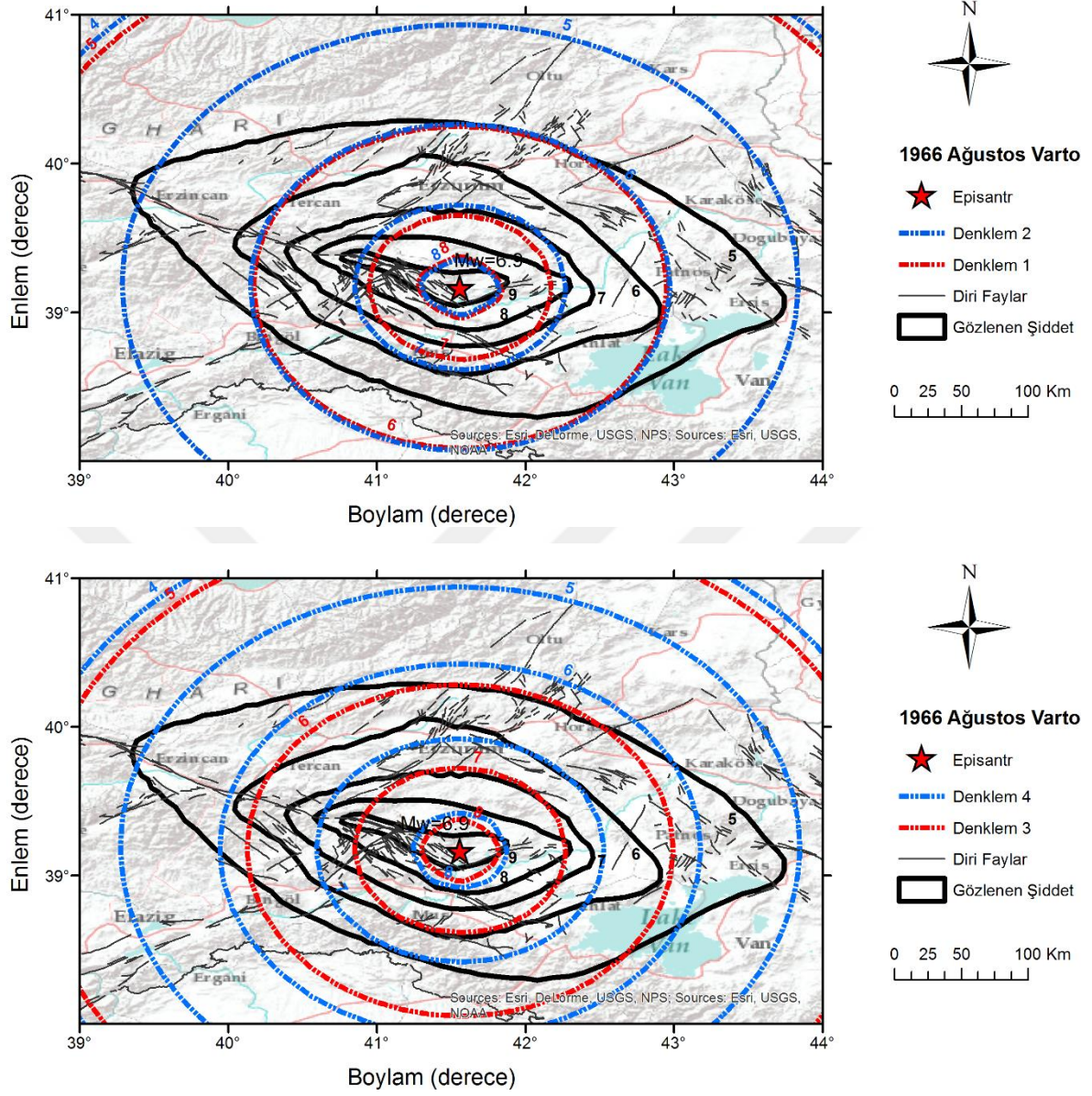
edilecek sonuçların da güvenilirliğini arttıracaktır. Bunun için meydana gelecek depremlerden sonra şiddet haritası oluşturacak ekiplerin kurulması ve elde edilen haritaların kullanıcılar ile paylaşılması gerekmektedir.



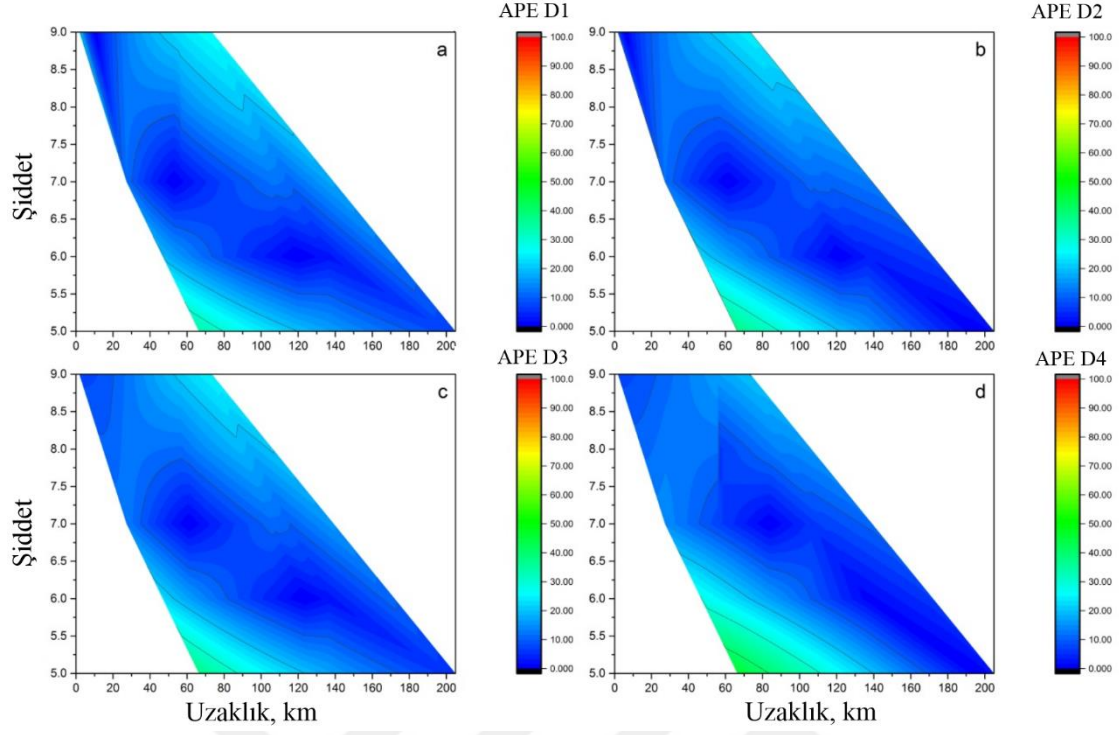
Şekil 4.13. 1999 İzmit depremi için hesaplanan ve gözlenen şiddetlerin karşılaştırılması



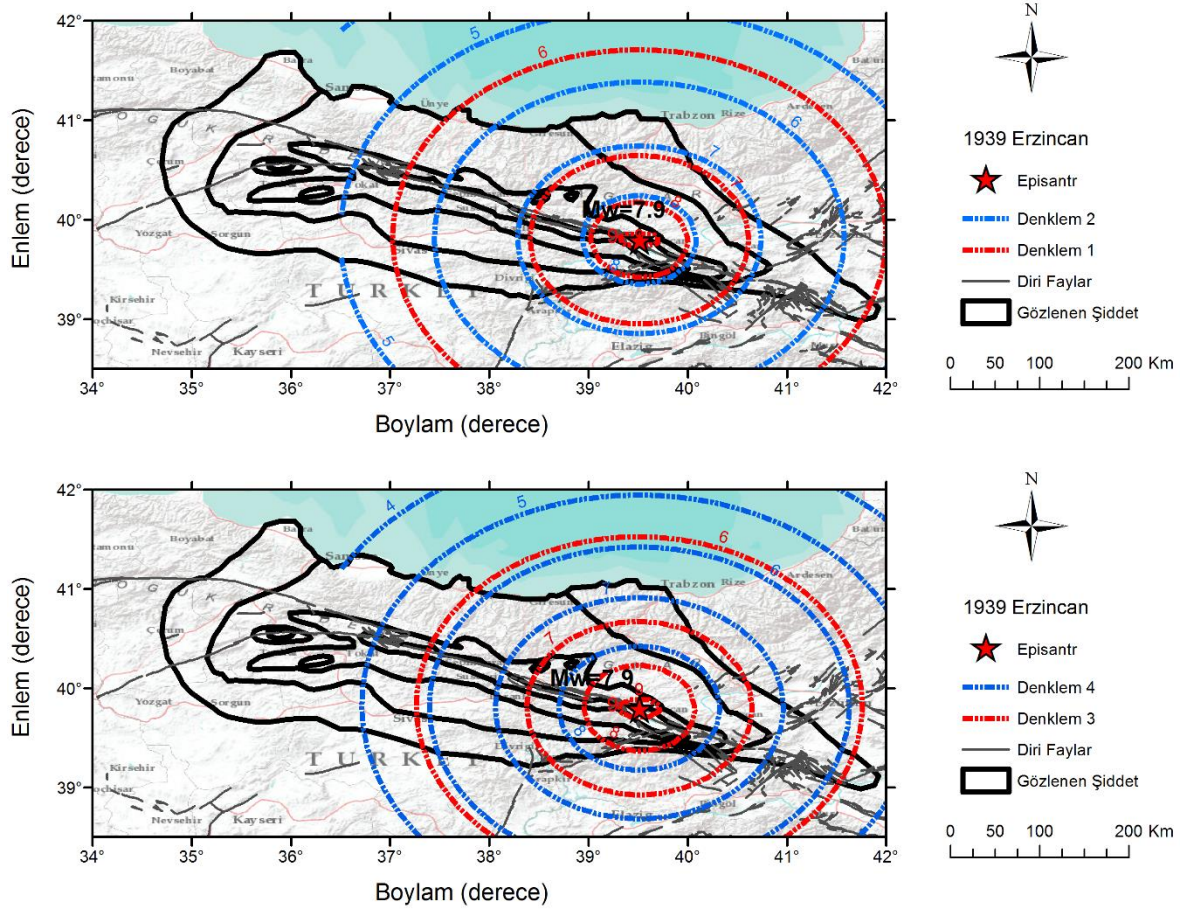
Şekil 4.14. İzmit depremi için denklemleri mutlak yüzde hata grafikleri



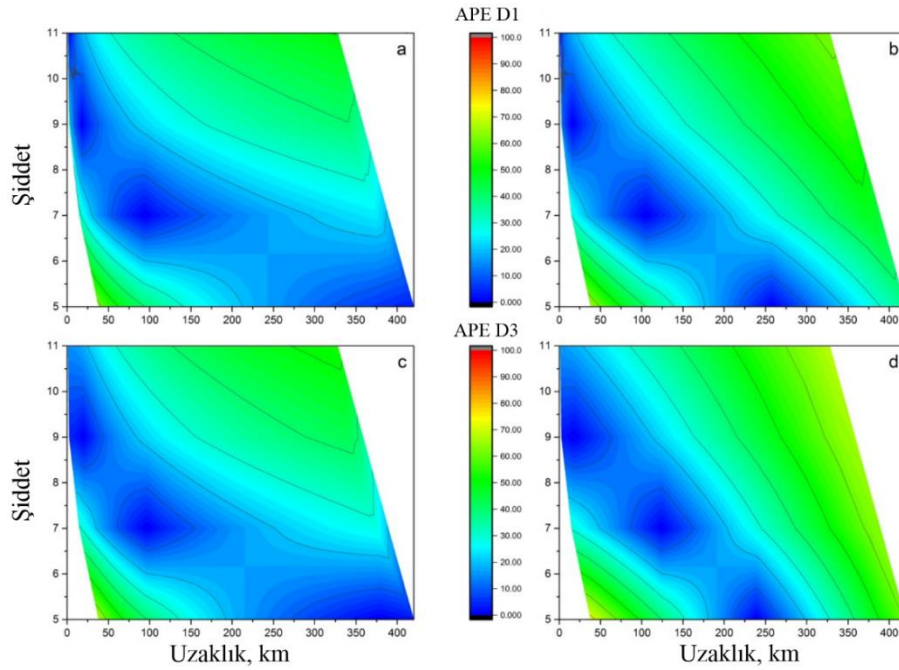
Şekil 4.15. 1966 Varto depremi için gözlenen ve hesaplanan şiddet haritalarının karşılaştırılması



Şekil 4.16. Varto depremi için denklemlerin mutlak yüzde hata grafikleri



Şekil 4.17. 1939 Erzincan depremi için gözlenen ve hesaplanan şiddet haritalarının karşılaştırılması



Şekil 4.18. Erzincan depremi için denklemlerin mutlak yüzde hata grafikleri

4.2. Şiddet (I_0) - Magnitüd (M_w) İlişkisinin Belirlenmesi

Şiddet-Magnitüd arasındaki ilişkinin belirlenmesi şiddeti ve magnitüdü bilinen depremler kullanılarak oluşturulan deprem kataloğu ile yapılır. Mühendislik çalışmaları için sismik tehlike tahminleri, çalışma alanını veya sahayı etkileyen deprenselliğin istatistiksel analizi ile yapılabilir. Deprensellik değerlendirilmesi, uzun dönemler için yapılacaksa tarihsel depremlerin de hesaba katılması gerekliliği vardır. Deprem katalogları genellikle iki kısma ayrılmaktadır; aletsel dönem (1900 yılı ve sonrası) ve tarihsel dönem (1900 yılı öncesi). Bu gereklilik, aletsel döneme ait verilerin yanı sıra tarihsel deprem bilgilerinin de hesaba katılmasını zorunlu kılmaktadır. Bu şekilde verilerin birlikte değerlendirilebilmesi için, verilerin bir bütün olarak ele alınması ve yeniden düzenlenmesi gerekmektedir. Genel olarak bu yeniden düzenleme işlemi aletsel deprem parametreleri ile makro sismik gözlemlerin arasında ampirik bağıntıların belirlenmesiyle yapılabilir. Bu yaklaşıma örnek, makro sismik veriden elde edilen “Makro sismik Magnitüd” olarak tanımlanan ve doğrudan aletsel magnitüdle karşılaştırılabilen parametredir (Ambraseys, 1988).

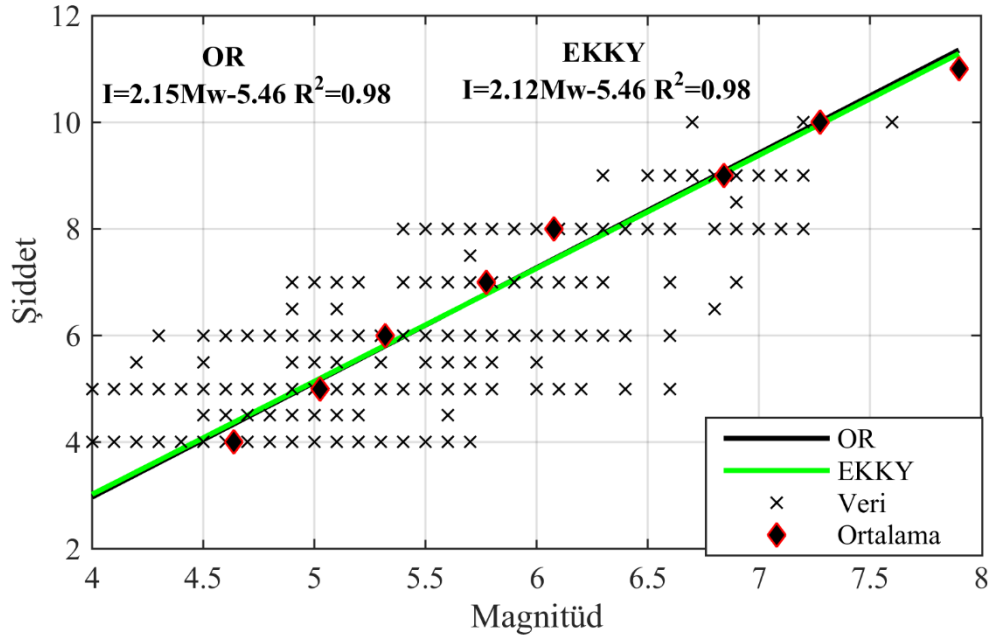
Çalışma alanının sismik açıdan olarak aktif olduğu bölgelerde, tarihsel dönem kataloğunda da (1900 öncesi) birçok yıkıcı deprem olmaktadır ve bu depremlerin o dönemde aletsel olarak büyüklüğü tespit edilemediğinden sadece şiddet değerlerini içermektedir. Birçok araştırmacı (Topozeda, 1975; Ambraseys, 1985; Albarello vd., 1995) bu konuda çalışmalar yapmıştır. Fakat şiddetin zaman ve mekânsal olarak süreksizliği-magnitüdün sürekli olması ve ayrıca verilerdeki belirsizlik miktarlarının tam olarak bilinmemesinden dolayı bu iki parametre arasında yüksek güvenilirliğe sahip bir ilişki elde etmek oldukça zordur (Casado vd., 2000).

Şekil 3.53’de gösterilen depremler için En Küçük Kareler ve Ortogonal Regresyon yöntemleri ile I_0 ve M_w arasındaki ilişki hesaplanmıştır (Şekil 4.19).

$$I_0 = 2.15M_w - 5.46 \quad R^2=0.98 \quad (\text{Ortogonal Regresyon}) \quad (76)$$

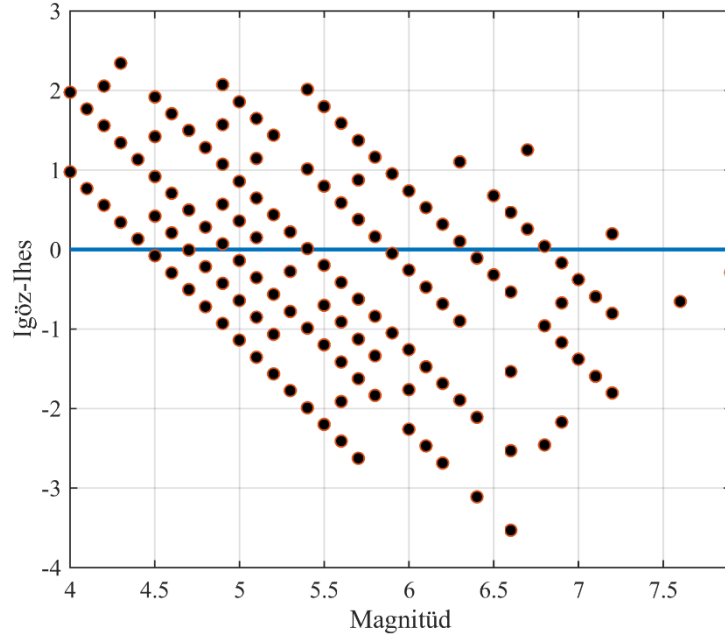
$$I_0 = 2.12M_w - 5.46 \quad R^2=0.98 \quad (\text{EKKY}) \quad (77)$$

Her iki çözümde de hemen hemen aynı R^2 ve a , b katsayıları elde edilmiştir. Bu çalışmada EKKY ile hesaplanan denklem kullanılarak daha ileri hesaplamalar yapılmıştır.

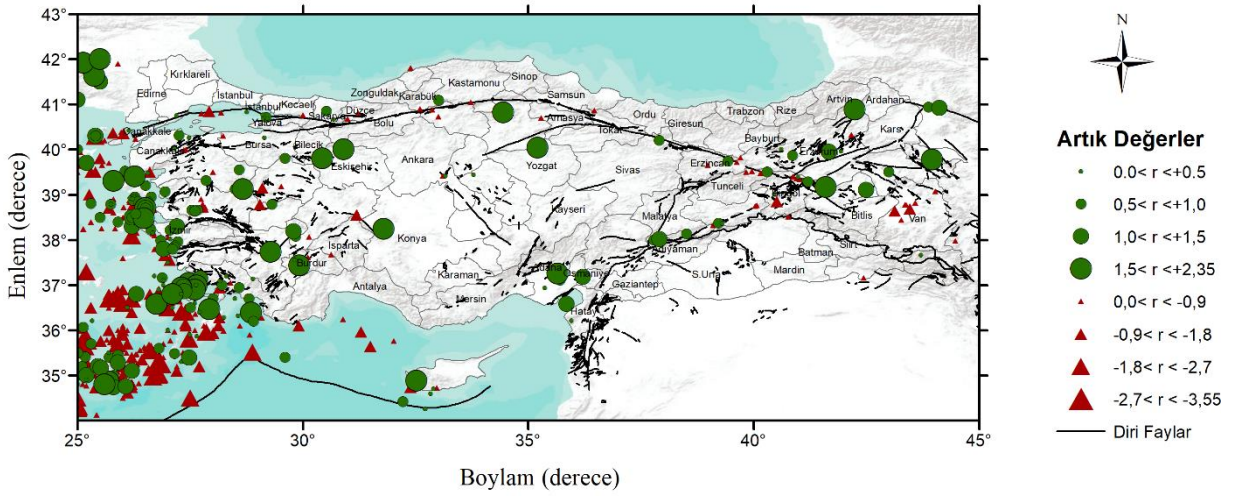


Şekil 4.19. EKKY ve OR yöntemleri ile elde edilen eğrilerin karşılaştırılması

EKKY ile hesaplanan denkleme göre I_{hes} değerleri tekrar hesaplanmış ve artık grafiği ($I_{göz} - I_{hes}$) çizilmiştir (Şekil 4.20). Artık değerlerinin episantr dağılımı ise Şekil 4.20'de gösterilmiştir. Artık değerlerin -3.60 ile 2.20 arasında değiştiği ve genel olarak eğrinin altında kalan veriler ile üstünde kalan verilerin hemen hemen eşit dağılıma sahip olduğu görülmektedir (Şekil 4.20). Artık değerlerin episantr dağılımına bakıldığında özellikle Ege yayı civarında çok büyük sapmaların meydana geldiği, diğer bölgelerde ise nispeten daha makul sonuçlar elde edildiği görülmektedir (Şekil 4.21).



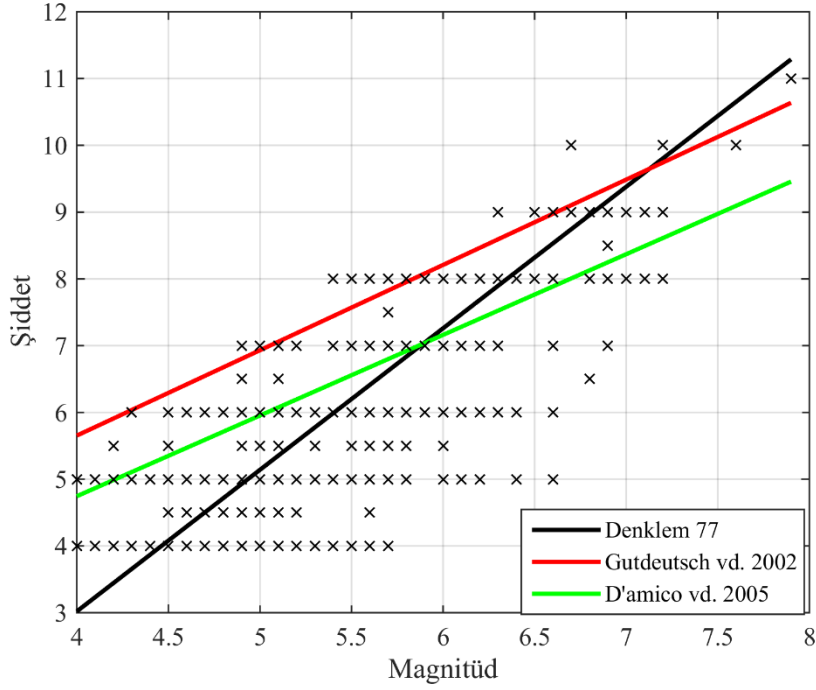
Şekil 4.20. EKKY çözümü kullanılarak hesaplanan ve gözlenen değerler ($I_{göz} - I_{hes}$) arasındaki farkların grafiği



Şekil 4.21. Artık değerlerin ($I_{göz} - I_{hes}$) episantr dağılımları (O ile gösterilen değerler $I_{göz} > I_{hes}$, Δ ile gösterilenler ise $I_{göz} < I_{hes}$ değerlerini belirtmektedir).

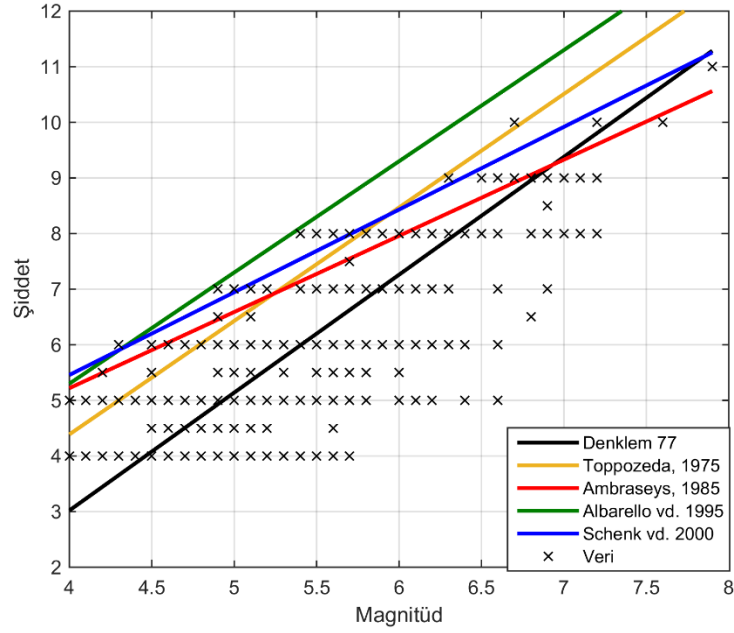
Artık değerlerinin değişim göstermesinin nedenleri şu şekilde değerlendirilmiştir:

- Farklı şiddet ölçeklerinin kullanılması,
- Gerilim azalımının belirli bir sistematığe uymaması. Yüksek stres azalımı belirli bir magnitüd için daha yüksek şiddet değerinin elde edilebilmesi,



Şekil 4.23. Bu çalışmada elde edilen sonuçlar ile literatürde en çok kullanılan ilişkilerin karşılaştırılması (Diğer denklemlerde de bağımlı değer Şiddet)

Şekil 4.24'de denklem 77'de elde edilen regresyon sonucu ile literatürdeki diğer sonuçlar karşılaştırılmıştır. Bu çalışmada elde edilen sonuç ile diğerleri arasındaki fark açıkça görülmektedir. Bu farkın başlıca nedeni olarak, regresyon analizi yaparken seçilen bağımlı ve bağımsız değerler olduğu düşünülmektedir. Fakat Ambraseys (1985) ve Schenk vd. (2000) ilişkileri şiddet değerlerinin arttığı zaman bu çalışmada elde edilen sonuçlara nispeten daha yakın değerler elde edilmiştir. Bu yüksek sapmanın diğer bir nedeni ise, kullanılan deprem kataloglarının farklı magnitüd aralıklarına sahip olması ve bölgesel olarak şiddet-magnitüd ilişkilerinin değişken olmasından kaynaklandığı düşünülmektedir.



Şekil 4.24. Bu çalışmada elde edilen sonuçlar ile literatürde en çok kullanılan ilişkilerin karşılaştırılması (Diğer denklemler de bağımlı değer Magnitüd)

4.3. Şiddet (Is)-PGA İlişkisinin Belirlenmesi

Yer sarsıntısı nitel veya nicel olarak belirlenip ifade edilebilir. Birincisi genel olarak deprem şiddeti olarak ifade edilir, ikincisi ise kaydedilen yer hareket parametreleri üzerinden belirlenebilir. Depremin öznel bir ölçüsü olan deprem şiddeti, insanların depremi ne kadar hissettiği ve deprem sonucu yapıların gördüğü hasarın değerlendirilmesi ile belirlenebilir. Şiddet genellikle MMI şiddet cetveli ile ölçülür ve I ile XII arasında değişen Roma rakamlarıyla ifade edilir. Yer hareketi parametreleri, pik yer ivmesi (PGA), pik yer hızı (PGV), pik yer değişimi (PGD) veya ilgili spektral nicelikler açısından sürekli sayısal değerlerle ifade edilmektedir. Bu parametreler bir deprem sırasında kaydedilen yer hareketlerinin doğrudan fiziksel ölçütlerini verir.

Bu bölümde, Türkiye için deprem şiddeti ile aletsel yer hareketi parametrelerinden pik yer ivmesi arasında bir ilişki geliştirilmesi amaçlanmaktadır. Bu tür bir ilişki çeşitli amaçlar için kullanılabilir ve en önemlisi yer hareketinin nicel bir özelliğine ihtiyaç duyulmasıdır. Ampirik şiddet-PGA ilişkilerinin bir diğer kullanımı, şiddet bilgisine sahip tarihi depremlerin PGA verilerini tahmin etmektir. Bu tür ilişkiler, sahada şiddet bilgisinin

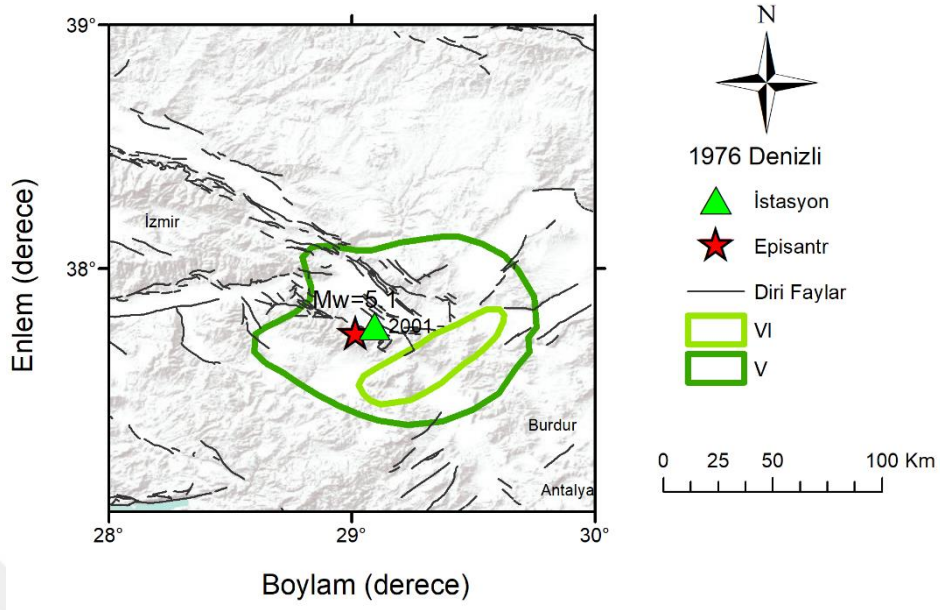
bulunduğu ve geniş çapta güçlü yer hareket ağları olmayan bölgelerde PGA değerleri elde etmek için de kullanılabilir.

Bu tür ilişkilerin kullanımı için bir diğer önemli alan ShakeMap uygulamalarıdır. ShakeMap, bir depremden etkilenen alanı gösteren dijital haritalardır. Sarsıntı yoğunluğunun hızlı bir şekilde değerlendirilmesini sağlar ve dolaylı olarak da hasar olabilecek alanların hızlı bir şekilde belirlenmesini sağlarlar. ShakeMap, afet yönetimi, hasar azaltma ve hızlı müdahale amaçları için yararlıdır. Bir depremden birkaç dakika sonra, bu haritalar kamuya açık olarak üretilebilir. Bu tür haritalarda yer hareketi öznel ya da nicel ölçütlerle gösterilebilir.

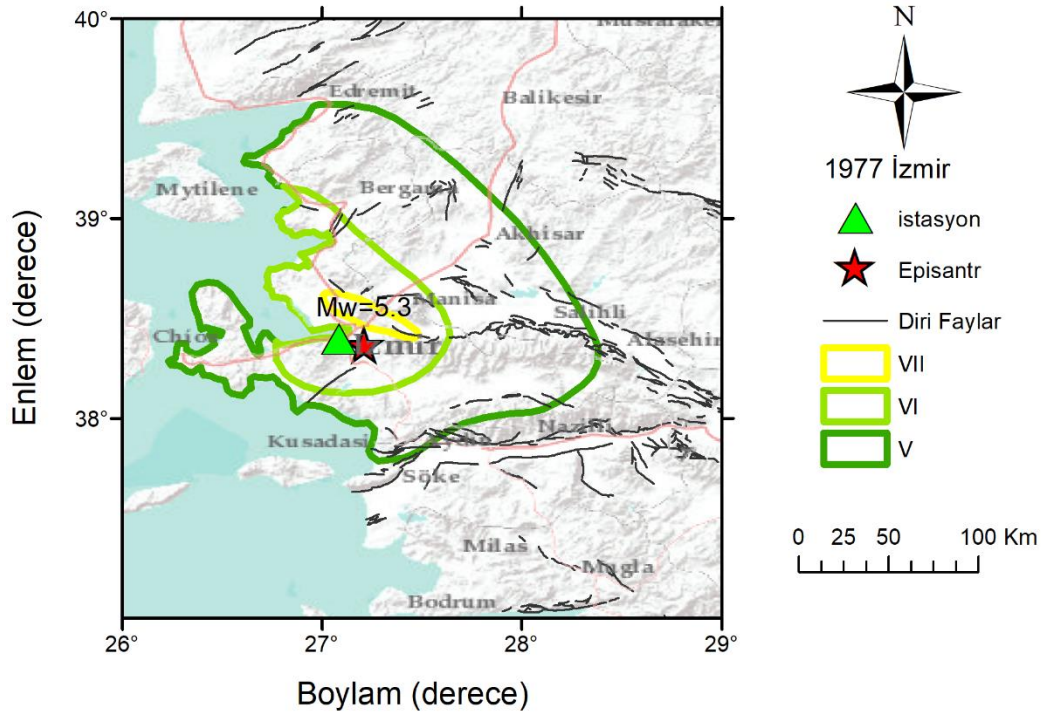
Bu çalışmada, makro sismik deprem şiddeti ile mühendislik yer hareketi parametresi PGA arasındaki ilişki geliştirilmeye çalışılmıştır. Bu nedenle araştırmanın ana hedefleri şunlardır:

- 1) Daha önce Türkiye için rapor edilen deprem şiddet haritalarını ve bu haritalara ait PGA değerlerini toplamak,
- 2) Elde edilen bilgilerin birbirleri ile eşleştirilmesi ve aralarındaki ilişkinin regresyon analizi yapılarak belirlenmesi.

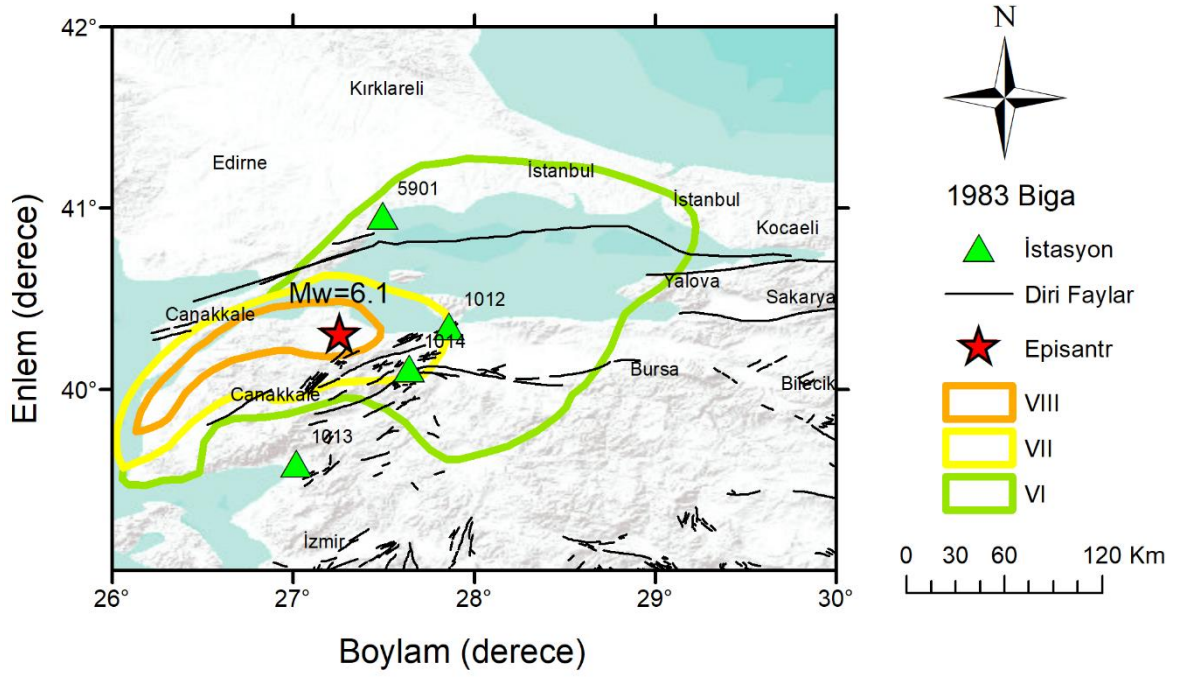
Şekil 4.25-4.34 arasında bu depremlere ait şiddet haritaları ve ivme kayıt istasyonları gösterilmiştir. İstasyonların denk geldiği şiddetler I_s olarak değerlendirilmiştir. Fakat bazı durumlarda istasyonların olduğu yerlerde herhangi bir şiddet eğrisi çizilmemiştir. Bu durumda, istasyonun bulunduğu yerde bir ivme kaydı alınabildiği için buralarda da depremin hissedildiği açıkça görülmektedir. En uzak istasyona şiddet cetveline göre III şiddeti atanmıştır.



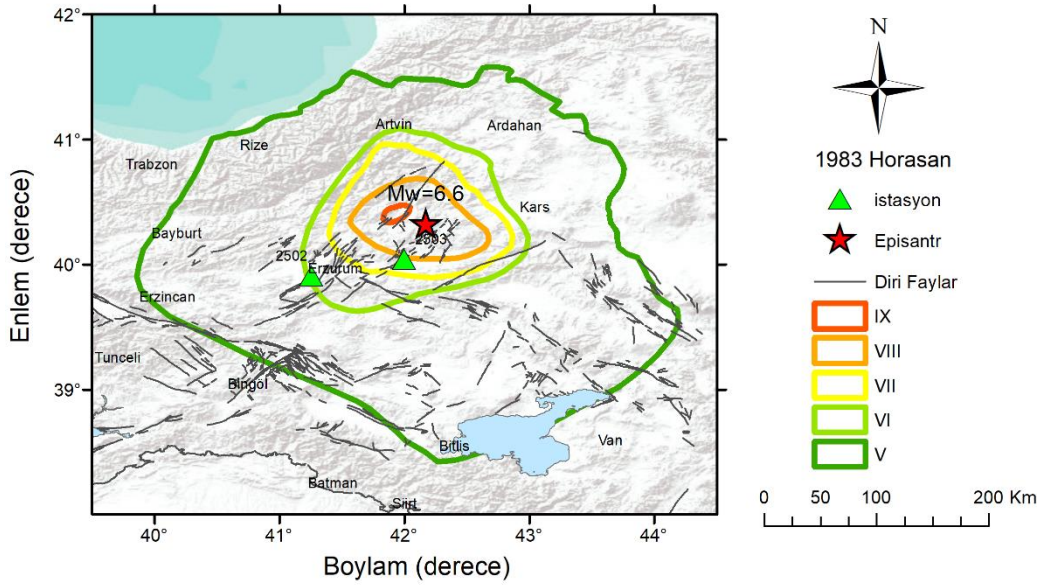
Şekil 4.25. 1976 Denizli depremine ait şiddet haritası ve ivme kayıt istasyonu



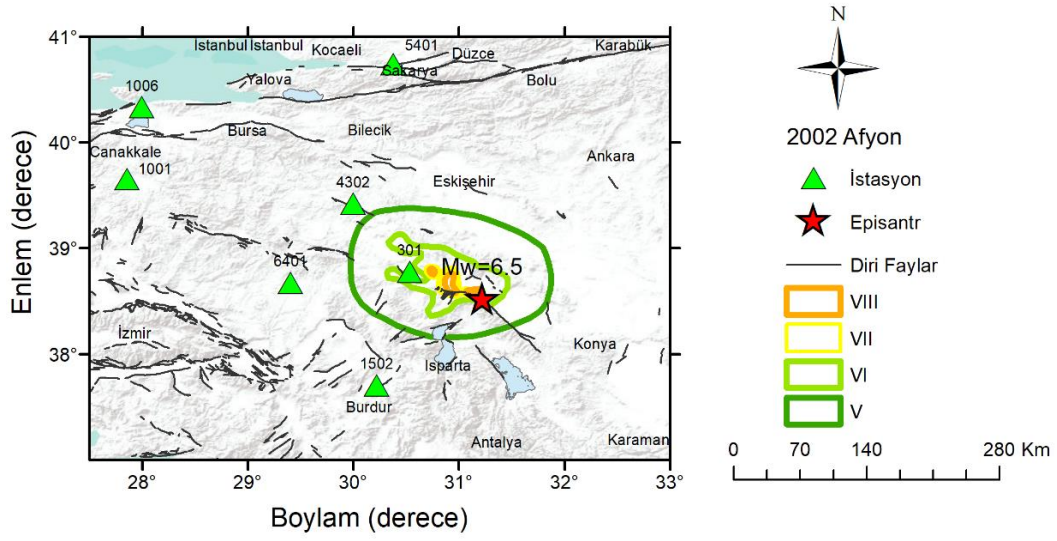
Şekil 4.26. 1977 İzmir depremine ait şiddet haritası ve ivme kayıt istasyonu



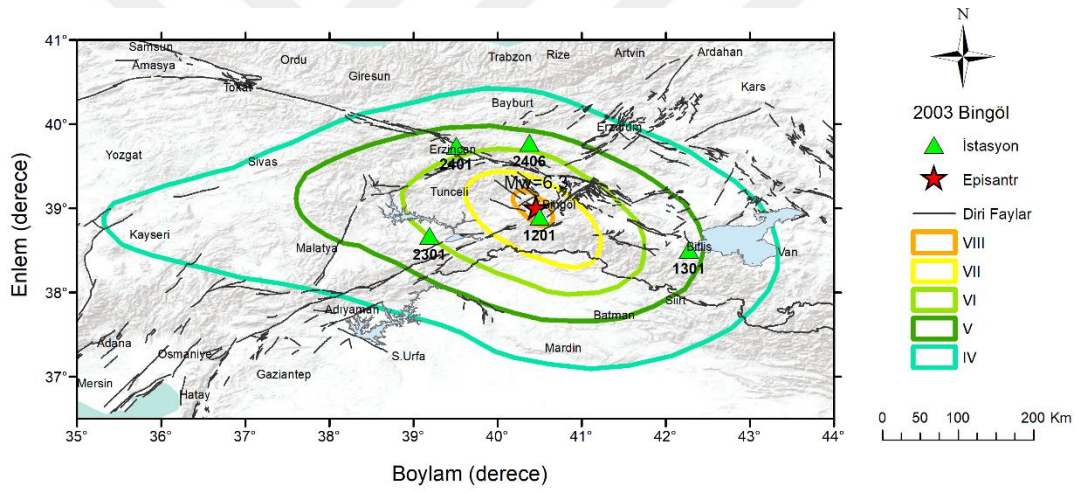
Şekil 4.27. 1983 Biga depremine ait şiddet haritası ve ivme kayıt istasyonu



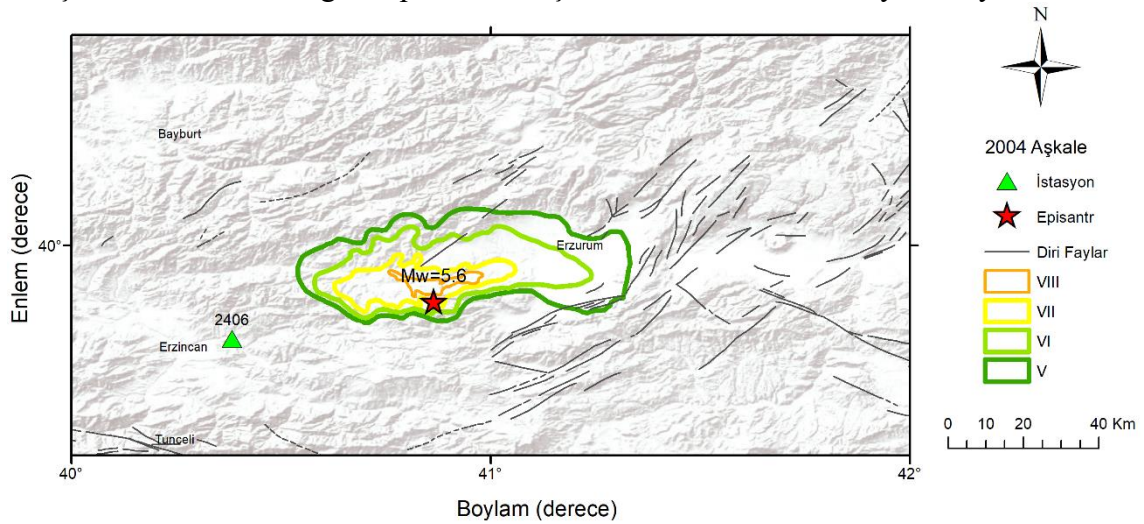
Şekil 4.28. 1983 Horasan depremine ait şiddet haritası ve ivme kayıt istasyonu



Şekil 4.32. 2002 Afyon depremine ait şiddet haritası ve ivme kayıt istasyonu

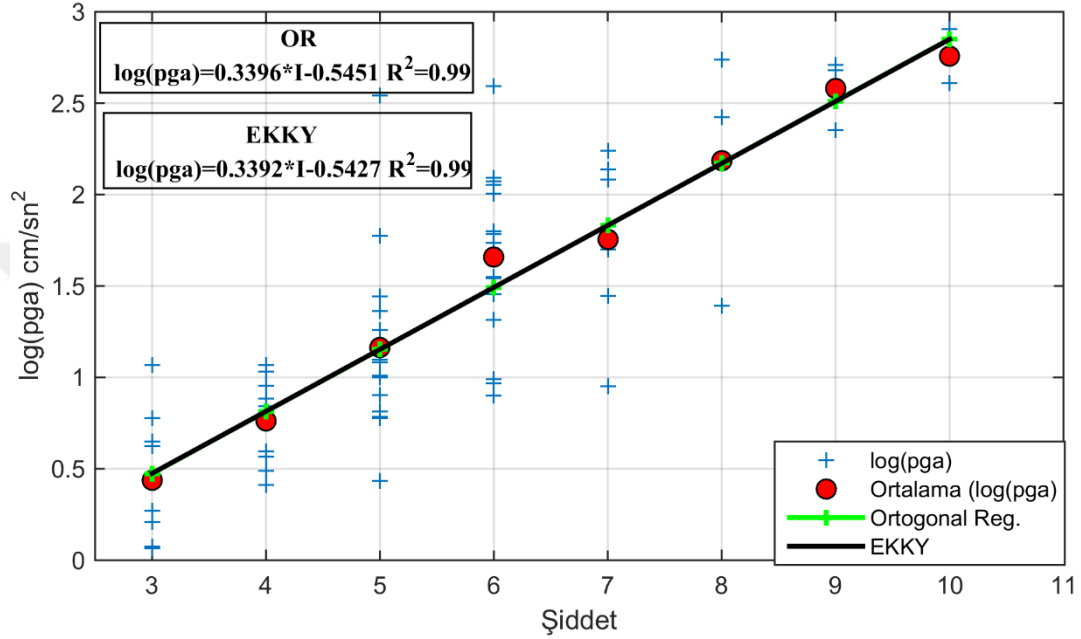


Şekil 4.33. 2003 Bingöl depremine ait şiddet haritası ve ivme kayıt istasyonu



Şekil 4.34. 2004 Aşkale depremine ait şiddet haritası ve ivme kayıt istasyonu

İvme kaydı bulunan istasyonlar, şiddet haritaları ile karşılaştırılarak o alana ait şiddetler (I_s) belirlenmiştir (Tablo 3.4). Daha sonra regresyon analizi için, her şiddete karşılık gelen PGA değerlerinin ortalaması alındıktan sonra logaritması alınıp, şiddet ile regresyon analizi yapılmıştır (Şekil 4.35). Regresyon analizi için Ortogonal regresyon ve EKKY yöntemleri kullanılmış ve hesaplamalar Matlab programında geliştirilen yazılım ile yapılmıştır.



Şekil 4.35. Şiddet-PGA regresyon analizi

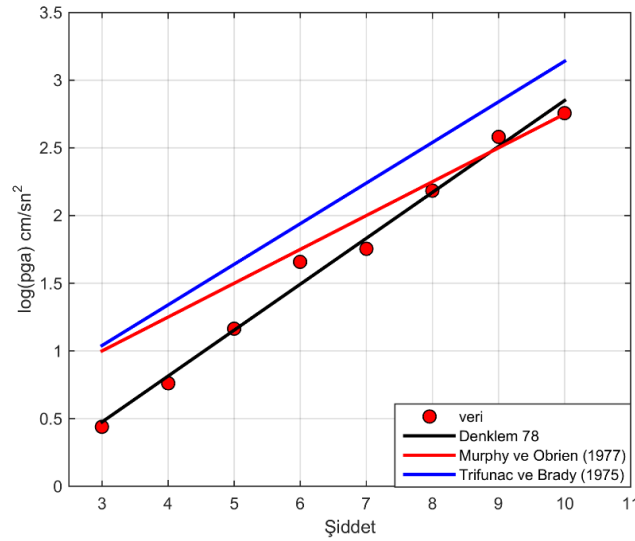
Regresyon sonucunda, şiddet-PGA arasında $R^2 = 0.99$ oranında uyumlu bir ilişki elde edilmiştir (Şekil 4.35).

$$\log(pga) = 0.3396 * I - 0.5451 \quad (\text{EKKY}) \quad (78)$$

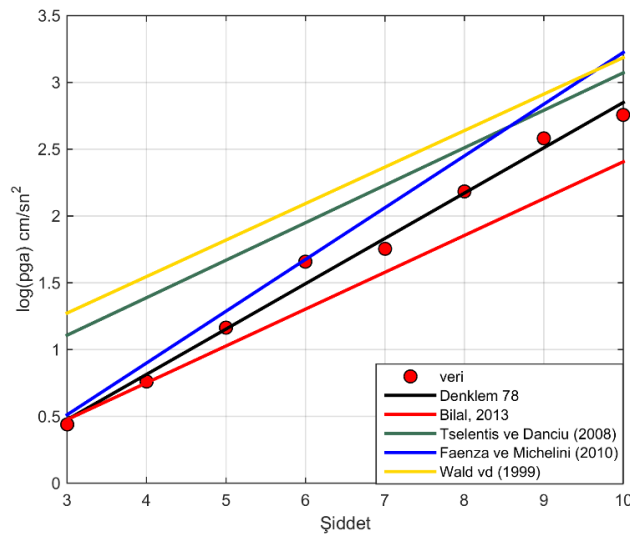
$$\log(pga) = 0.3392 * I - 0.5427 \quad (\text{OR}) \quad (79)$$

Daha sonra elde edilen ilişki ile literatürde en çok kullanılan ilişkiler karşılaştırılmıştır. Şekil 4.36'da bağımlı değer olarak log(pga) değerini kullanan ilişkiler ile bu çalışmada elde edilen ilişki karşılaştırılmıştır. Şekilden de açıkça görülebileceği gibi, küçük şiddet değerlerinde Murphy ve O'Brien (1977) ile Trifunac ve Brady (1975) ilişkisi ile daha yüksek PGA değerleri elde edilmiş, fakat yüksek şiddet değerlerinde Murphy ve O'Brien (1977) ilişkisi denklem 78'de elde edilen değerlere daha yakın değerler elde edilmiştir.

Genellikle bu tür denklemlerde bağımlı değer (dikey eksen) olarak şiddet kullanılmaktadır. Normalde regresyon analizi tek yönlü bir işlemdir yani her zaman sağa doğru hesaplama yapılır. Fakat sonuçları karşılaştırmak için bu tür hesaplanan denklemler de kullanılmış ve Şekil 4.37’de gösterilmiştir. Bu çalışmada elde edilen ilişki iyi bir uyum gösterirken, diğer çalışmalarda (Bilal ve Askan, 2014; Tselentis ve Danciu, 2008; Faenza ve Michelini, 2010; Wald vd., 1999) elde edilen eğrilerde büyük oranda sapmalar açıkça görülmektedir.



Şekil 4.36. Bu çalışmada elde edilen sonuçlar ile literatürde en çok kullanılan ilişkilerin karşılaştırılması (Diğer denklemlerde de bağımlı değer İvme)



Şekil 4.37. Bu çalışmada elde edilen sonuçlar ile literatürde en çok kullanılan ilişkilerin karşılaştırılması (Diğer denklemlerde de bağımlı değer Şiddet)

4.4. Sismik Tehlike Analizi Sonuçları

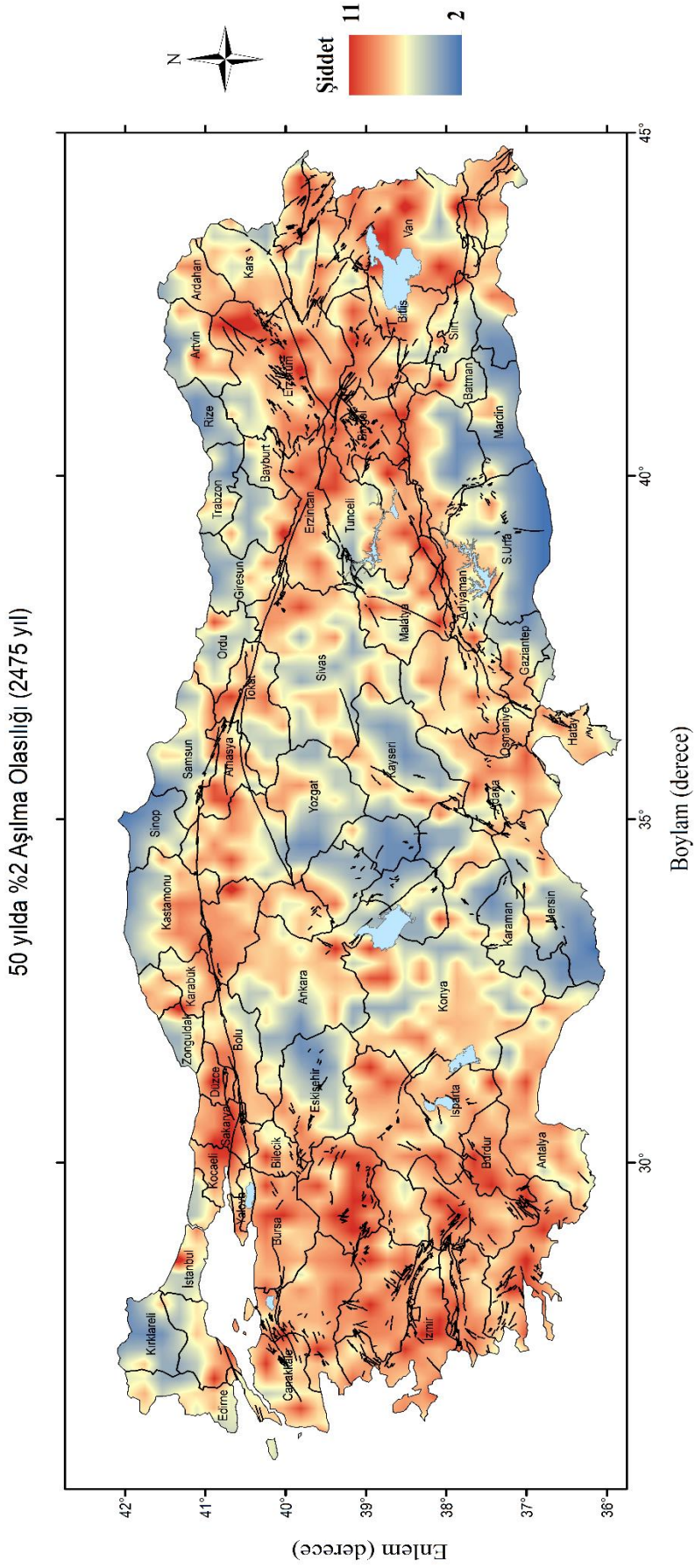
Şiddete dayalı sismik tehlike yaklaşımları, özellikle orta-düşük sismisite bölgelerinde ve büyük tarihsel kayıtlarda mevcut deprem bilgisinin büyük kısmını oluşturan makro sismik verinin tam olarak kullanılmasına izin verir. Şiddete dayalı OSTA, D'Amico ve Albarello (2008) tarafından geliştirilen ve sismik tehlikede konumsal yaklaşım adı ile bilinen yöntem uygulanmıştır. Yöntemde kullanılan azalım ilişkisi ve makrosismik veri noktaları bu çalışma kapsamında hazırlanmış olup, aletsel veri kataloğu Kadirioğlu ve Kartal (2016)'den tarihsel veri kataloğu ise Bayrak vd. (2008)'den alınarak kullanılmıştır. Çalışmada kullanılan veriler ile ilgili detaylı bilgiler Bölüm 3'de anlatılmıştır.

Sismik tehlike, Türkiye için $0.02^0 \times 0.02^0$ grid aralığı için, sanal şiddetler (azalım ilişkisi modeli ile) ve hissedilen deprem şiddetleri kullanılarak hesaplanmıştır. Her depremin 10 km uzaklıktaki en yakın makro sismik referans noktası olduğunu düşünülmüştür. Bir nokta için etkileyebilecek depremin en büyük uzaklığı ise 200 km yarıçapı olarak seçilmiştir. Bu 10 km yarıçap içerisinde şiddet verisi yoksa bu alan için azalım ilişkisi kullanılarak hesaplama yapılmıştır.

Tehlike, birkaç aşılma ihtimali için en yüksek şiddet değerleri, Iref cinsinden hesaplanmıştır. Türkiye için sismik tehlike 50 yılda %2 ve %10 aşılma olasılığı kullanılarak hesaplanmış ve sonuçlar Şekil 4.38-4.41'de gösterilmiştir.

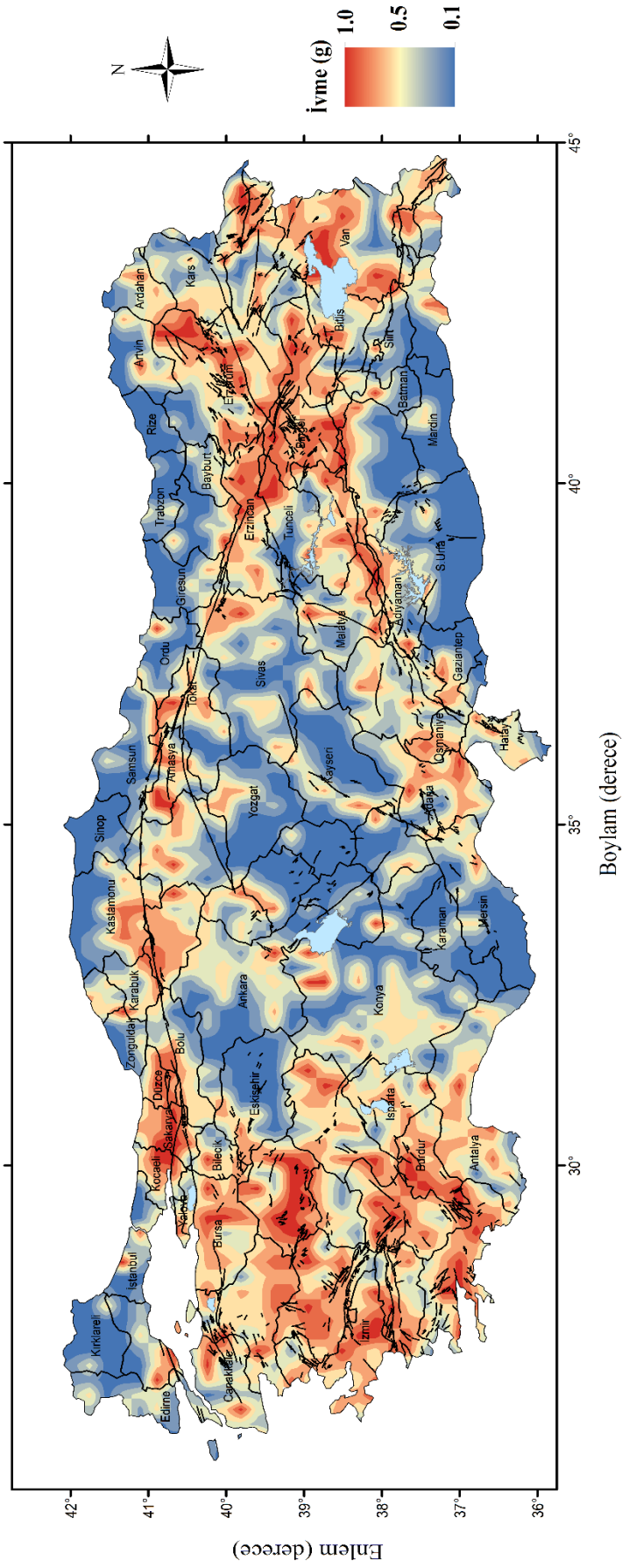
Şekil 4.38'de Türkiye için 50 yıllık periyotta %2 aşılma olasılığı için hesaplanan şiddet değerleri haritalandırılmıştır. Elde edilen şiddet değerleri 3-10 arasında değişmektedir. Haritadan da açıkça görülebileceği gibi en büyük değerlerin Türkiye'de yıkıcı depremlere neden olan fayların olduğu yerlerde hesaplandığı görülmektedir. Özellikle KAF, DAF ve Van civarında ayrıca Batı Anadolu graben sistemlerinde en yüksek değerler hesaplanmıştır. En küçük değerler ise Doğu Karadeniz, Batı Karadeniz, Orta Anadolu'nun bir kısmı ve Güneydoğu Anadolu'nun bir kısmında elde edilmiştir.

Şekil 4.39'da şiddet değerlerinden denklem 78 kullanılarak PGA değerleri elde edilip haritalandırılmıştır. PGA değerleri 0.1-0.7 g arasında değişmektedir. Yine bu harita da detaylı incelendiği zaman sonuçların tektonik yapı ve sismisite ile çok iyi bir uyum içinde olduğu açıkça ifade edilebilir.

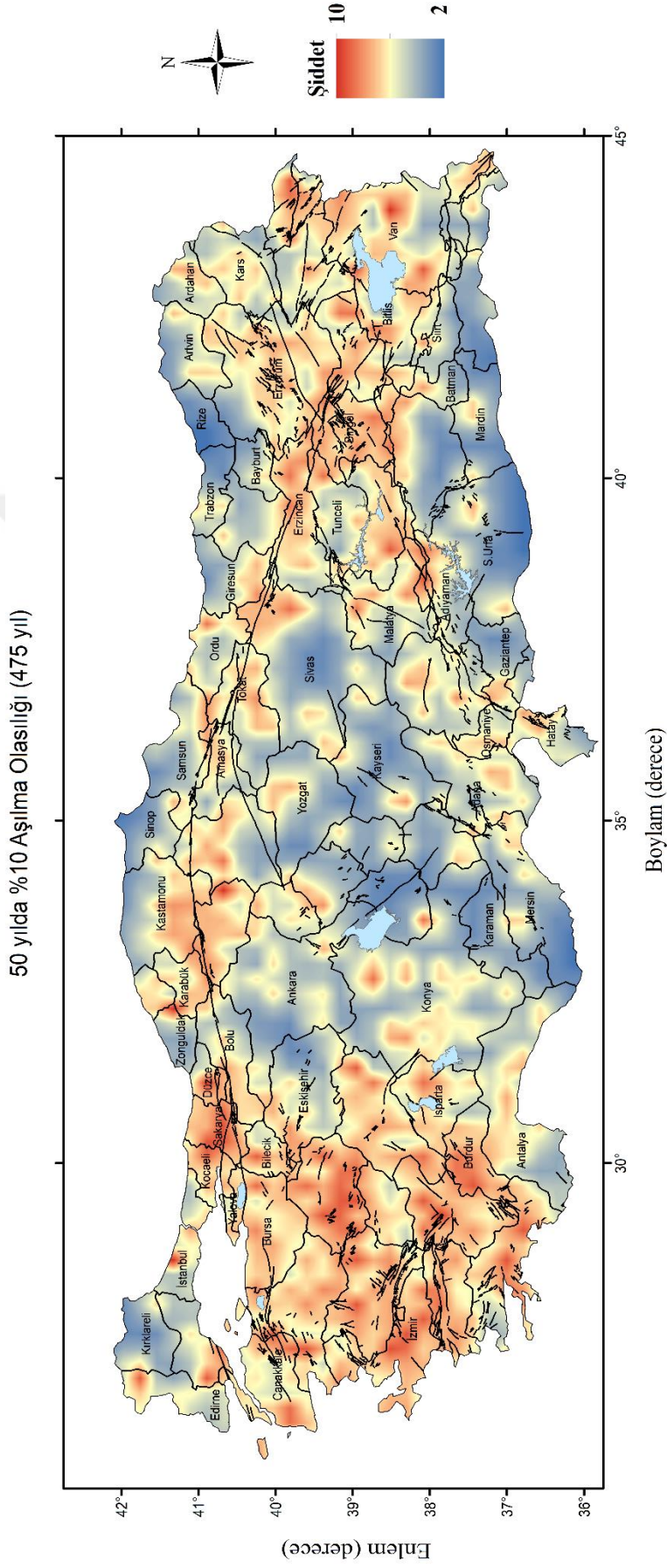


Şekil 4.38. 50 yılda %2 aşılma olasılığına göre hesaplanan şiddet değerleri

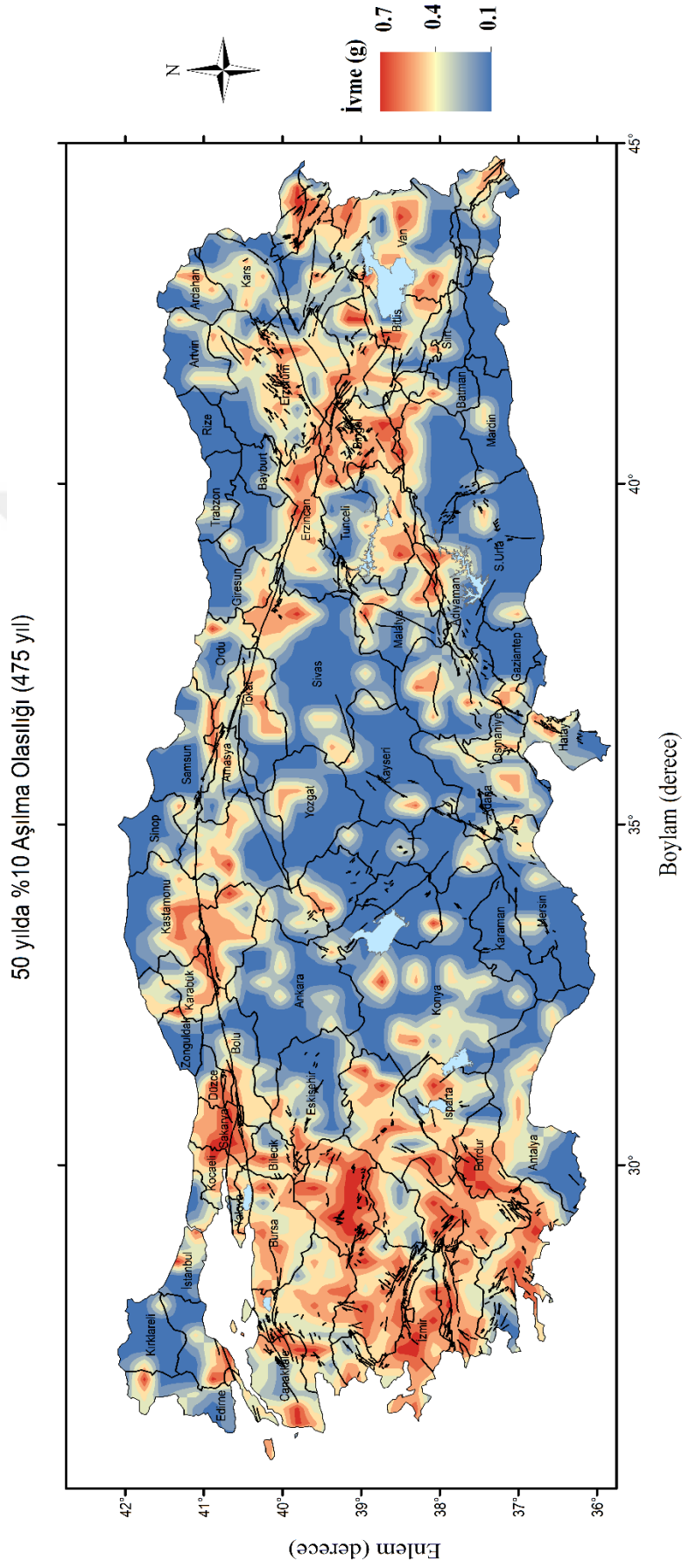
50 yılda %2 Aşılma Olasılığı (2475 yıl)



Şekil 4.39. 50 yılda %2 aşılma olasılığına göre hesaplanan ivme değerleri

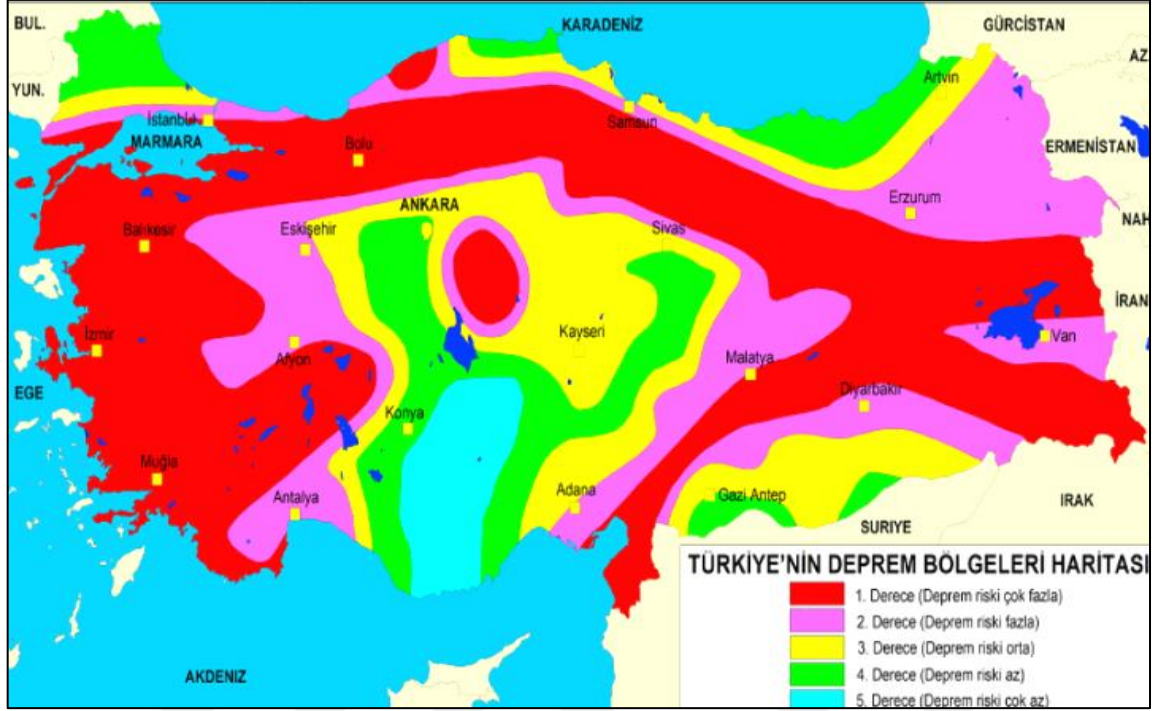


Şekil 4.40. 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre hesaplanan şiddet değerleri



Şekil 4.41. 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre hesaplanan ivme değerleri

Türkiye için geçmiş yıllarda farklı araştırmacılar tarafından farklı projeler için sismik tehlike haritaları hazırlanmıştır. Son yıllara kadar en çok kullanılan deprem tehlike haritası 1996 yılında hazırlanan ve Türkiye'yi 5 farklı tehlike zonuna ayıran haritadır (Şekil 4.42).

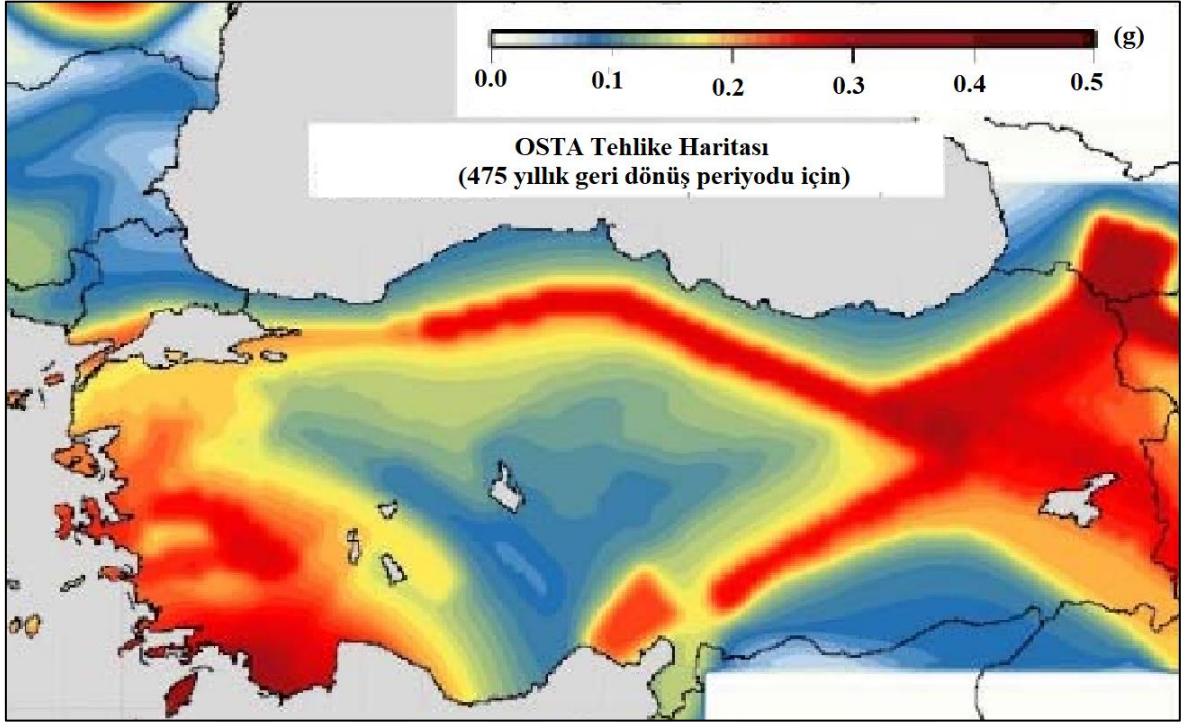


Şekil 4.42. 1996 yılında yapılan Türkiye deprem bölgeleri haritası (Özmen, 2012'den değiştirilerek alınmıştır)

Kullanılan bu haritaya göre fay hatları boyunca hemen hemen tüm alanlar çok riskli bölge olarak gösterilmiştir. Özellikle Batı Anadolu'nun büyük bir kısmı hiçbir ayırım gözetmeksizin çok riskli sınıfta değerlendirilmiştir. Bu harita ile bu çalışmada elde edilen harita karşılaştırıldığında, özellikle büyük ve küçük değerlerin benzer bir dağılım gösterdiği ancak bizim çalışmamızdaki değerlerin daha duyarlı olduğu görülmektedir.

1996 haritasından sonra Giardini vd., (2013) tarafından 2013 yılında SHARE (2013) projesi kapsamında yapılan harita (Şekil 4.43) büyük bir yenilik getirmiştir. Harita detaylı olarak incelendiği zaman 1996 haritasına göre KAF boyunca tehlikeli alanın daha dar bir kısma dönüştüğü, Batı Anadolu'da da tehlikeli alanın değiştiği ve çözünürlüğünün arttığı görülmektedir. Özellikle Batı Anadolu'da graben sistemleri arasında kalan alanda daha düşük PGA değerleri elde edilmiş ve bu çalışmada elde edilen değerler ile iyi bir uyum içerisinde. Ayrıca DAF'ın Hatay kısmında yüksek değerlerin sürekli olmadığı ve Hatay

civarında küçük fakat Adana civarında yüksek değerler elde edilmiştir ve bu çalışmada elde edilen değerler ile yine iyi bir uyum içerisindedir.



Şekil 4.43. SHARE (2013) projesi kapsamında hazırlanan sismik tehlike haritası (Giardini vd., 2013)

Son olarak AFAD (2018) tarafından Türkiye için yenilenmiş diri fay haritası, bu faylara ait güncel bilgiler ve en güncel azalım ilişkileri kullanılarak Türkiye için güncelleştirilerek sismik tehlike haritası hazırlanmıştır (Şekil 1.2). Bu çalışmalar kapsamında, Türkiye için yenilenmiş diri fay haritası, güncellenmiş ve homojenleştirilmiş deprem kataloğu gibi ek çalışmalar da yapılmıştır. Ayrıca kaynak model olarak çizgisel ve alansal kaynaklar aynı anda kullanılmış ve mantık ağacı ile her ikisine de %50 gibi bir oran verilmiştir. Yaklaşık 80 alan kaynak ve 200'den fazla çizgi kaynak kullanılmıştır. Her alan kaynak için b -değeri, a -değeri, M_{max} değerleri hesaplanmıştır. Çizgisel kaynaklar için ise, karakteristik magnitüd, fay kaynak parametreleri, aktivite parametreleri gibi parametreler hesaplanmıştır. Mantık ağacı yönteminde ise 12 farklı azalım ilişkisi kullanılmış ve farklı farklı oranlar verilmiştir. Sonuç olarak AFAD (2018) tarafından elde edilen PGA değerleri 0.05 ile 0.7 g arasında değişmektedir (Şekil 1.2). Yine bu haritada da bir önceki çalışmaya göre çok tehlikeli alanların daha kolay ayırt edilebildiği detaylar ortaya koyulmuştur. Bu çalışmada elde edilen değerler ile AFAD (2018) çalışmasında elde edilen değerlerin çok iyi

bir uyum içinde olduğu açıkça ifade edilebilir. Fay hatları boyunca her iki çalışmanın sonuçları büyük bir uyum göstermektedir. Ayrıca daha eski haritalarda hesaplanamayan orta değerler de göze çarpmaktadır. Batı Anadolu'da özellikle Simav Fayı, Burdur Fayı civarında eski çalışmalara nispeten daha farklı sonuçlar elde edilmiş ve bizim elde ettiğimiz değerler ile uyumlu gözükmektedir. Yine aynı şekilde Sivas-Erzincan arasında ve Tunceli civarında da eski haritaya göre farklılıklar göze çarpmaktadır bu farklılıklar bizim elde ettiğimiz değerler ile uyumludur.

Standart OSTA yönteminde giriş parametresi olarak onlarca parametre bulunmaktadır ve bu parametrelerin hesaplanması ve haritanın hazırlanması uzun bir süreçtir. Fakat bu çalışmada kullanılan konumsal yaklaşım yönteminde her hangi bir alan kaynağa ihtiyaç duymamaktadır ve bu çok büyük bir avantajdır. Ayrıca kullanılan katalogta sadece episantr koordinatları, derinlik, büyüklük ve şiddet değerleri yeterlidir. Fakat standart OSTA yönteminde bu kataloglar kullanılarak her kaynak bölge için b , a , M_{max} değerleri gibi parametrelere ihtiyaç duyulmaktadır. Ayrıca çizgisel kaynaklarda ise fay parametleri gibi parametreler gerekli iken konumsal yaklaşımda herhangi bir fay bilgisine gerek yoktur. Şiddet-magnitüd azalım ilişkisi, şiddet kataloğu, tarihsel depremlerin raporları konumsal yaklaşım hesabı için gerekli ve yeterli giriş parametreleridir. Bu giriş parametrelerinin nasıl elde edildiği Bölüm 3'de detaylı olarak anlatılmıştı. Sonuç olarak, standart OSTA yöntemi ile bu çalışmada kullanılan konumsal yaklaşım yöntemleri arasında iyi bir uyum olduğu belirlenmiştir. Konumsal yaklaşımın daha iyi sonuçlar verebilmesi için, şiddet haritası sayısının artırılması, meydana gelen ve gelecek olan depremlere ait şiddet değerlerinin daha net olarak belirlenmesi gerekmektedir.

5. SONUÇLAR

Bir depremin şiddeti, magnitüdü kadar önemli bir parametredir, çünkü şiddet doğrudan deprem sonucu meydana gelen can ve mal kaybı ile ilişkilidir. Klasik deprem tehlike haritaları hazırlanırken deprem magnitüdüleri kullanılmakta ve kaynak bölgelendirilmesi yapılarak bir bölge için deprem tehlike haritası hazırlanabilmektedir. Bu çalışmada kullanılan konumsal yaklaşım yönteminde herhangi bir alan kaynak gereksinimine gerek duyulmamasından dolayı hesaplama açısından zaman kazancı sağlamaktadır.

Makro sismik deprem tehlike haritasını hazırlayabilmek için çalışma alanı için şiddet kataloğuna, şiddet-magnitüd azalım ilişkisine ve şiddet-ivme dönüşüm denklemine ihtiyaç vardır. Bu amaç için Türkiye için şiddet (I_0)–magnitüd (m_w) ve şiddet (I_s)–ivme (PGA) değerleri arasında Türkiye için yeni ilişkiler geliştirilmiş ve ayrıca şiddet-magnitüd azalım ilişkisi elde edilmiştir. I_0 - m_w ilişkisi kullanılarak Türkiye’de aletsel dönemde (1900 sonrası) meydana gelen depremlerin şiddet değerleri hesaplanmış, Türkiye için şiddet kataloğu oluşturulmuş ve haritalanmıştır. Bu ilişki kullanılarak bir deprem meydana geldiği zaman şiddet değeri de eş zamanlı olarak hesaplanabilecek ve o bölgedeki hasarın boyutu hemen tahmin edilebilecektir. I_s -PGA ilişkisi şiddet haritası ve ivme kayıtları bulunan depremlerden faydalanılarak hesaplanmıştır. Bu ilişki kullanılarak bir deprem oluştuğu zaman eş zamanlı olarak ivme haritasının çizilmesi mümkün olacaktır.

Şiddet-magnitüd azalım ilişkisini hesaplayabilmek için 1900 yılından sonra meydana gelen 49 adet depremin şiddet haritası kullanılmıştır. Seçilen depremlerin Türkiye için aktif deprem üretme potansiyeline sahip fayların birçoğu ile ilişkili olduğu ve elde edilen sonuçların tüm Türkiye için uygulanabileceği sonucuna varılmıştır. Bu haritalar Arcmap programında sayısallaştırılıp, gerekli hesaplamaların yapılması için uygun hale getirilmiştir. Azalım ilişkisi için 9 farklı denklem formu seçilmiş ve her biri için ağırlıklı en küçük kareler yöntemi ile regresyon analizi yapılmıştır. Regresyon analizi sonucu dört farklı denklem formu uygun olarak belirlenmiştir. Bu denklemlerin tümünde de episantr uzaklığı parametresi yer alırken, iki denklemde derinlik parametresi de bulunmaktadır. Elde edilen denklemler ile mevcut şiddet haritalarının karşılaştırılması yapılmış ve ortalama %70-80 civarında uyumlu sonuçlar elde edilmiştir. Ayrıca bu çalışmada elde edilen denklemler ile literatürde kullanılan denklemlerin karşılaştırılması MAD, MSE, RMSE ve MAPE

istatistiksel yöntemleri kullanılarak yapılmış ve bu çalışmada elde edilen denklemlerin daha iyi sonuçlar verdiği açıkça görülmüştür.

Bu çalışmanın son aşamasında ise Türkiye için makro sismik deprem tehlikesi haritası ilk kez konumsal yaklaşım yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır (Şekil 4.38-4.41). Bu haritayı hesaplayabilmek için gerekli olan parametreler;

- 1- Şiddet-Magnitüd azalım ilişkisi,
- 2- Şiddet-Magnitüd ilişkisi,
- 3- Şiddet-İvme ilişkisi,
- 4- Tarihsel (1900 öncesi) depremlerin raporları

elde edilmiştir. Hesaplama için 0.02^0 eşit grid aralığı kullanılmıştır. Gelecek 50 yılda %2 ve %10 aşılma olasılığı için hesaplama yapılmış ve ilk olarak beklenen şiddet değerleri elde edilmiştir. Elde edilen şiddet değerleri III-XI arasında değişmekte ve diri faylar ile uyumlu sonuçlar elde edilmiştir. Daha sonra elde edilen şiddet değerlerinden Is-PGA ilişkisi kullanılarak ivme değerleri hesaplanmıştır. Bu haritada 0.1-1.0 g aralığı için haritalanmış ve şu an resmi olarak kullanılan Türkiye Deprem Bölgeleri Haritasına göre daha iyi sonuçlar elde edilmiştir. AFAD (2018) tarafından hazırlanan deprem tehlike haritası ile de uyumlu değerler hesaplanmıştır. Ayrıca bu çalışmada kullanılan konumsal yaklaşım ile fayların her yerinde aynı ivme değeri elde edilmemiş, fayın daha aktif olduğu bölgelerinde daha yüksek değerler gözlenmiştir. Bilindiği gibi, bir fayın her noktası aynı büyüklükte deprem üretme potansiyeline sahip değildir ve bu da elde edilen sonuçların doğruluğunu teyit etmektedir. Yine bu yöntemde, depremlerin magnitüdü yanı sıra, doğrudan hasarla ilişkili olan şiddet değerlerinin kullanılmasının da sismik tehlike analizinde elde edilecek sonuçları etkileyeceği açıkça belirtilmiştir.

Sonuç olarak, elde edilen denklemler ile deprem parametrelerine şiddetin dâhil edilmesi sağlanmış olacak, şiddet ve ivme haritaları da hızlı bir şekilde üretilecektir. Ayrıca bu denklemlerin tümü Türkiye ölçeğinde güvenilir bir şekilde uygulanabilecektir. Şiddetin doğrudan hasar ile ilişkili olmasından dolayı bu çalışmada elde edilen sismik tehlike haritası daha güvenilir sonuç vermektedir. Fakat deprem şiddetleri ve şiddet haritalarının sayısının artması elde edilecek olan azalım ilişkisinin güvenilirliğini arttıracığı için sismik tehlike haritasının daha duyarlı olmasını sağlayacaktır.

6. KAYNAKLAR

- Abrahamson, N., 2006. Seismic Hazard Assessment: Problems With Current Practice and Future Developments, First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, 1-17.
- AFAD, 2018. Türkiye Deprem Tehlike Haritası.
- Aktuğ, B., Dikmen, U., Doğru, A. ve Özener, H., 2013. Seismicity and Strain Accumulation around Karlıova Triple Junction (Turkey), Journal of Geodynamics, 67, 21-29.
- Albarelo, D., Berardi, A., Margottini, C. ve Mucciarelli, M., 1995. Macroseismic Estimates of Magnitude in Italy, Pure and Applied Geophysics, 145, 2, 297-312.
- Albarelo, D., Camassi, R. ve Rebez, A., 2001. Detection of Space and Time Heterogeneity in the Completeness of a Seismic Catalog by a Statistical Approach: An Application to the Italian Area, Bulletin of the Seismological Society of America, 91, 6, 1694-1703.
- Albarelo, D. ve Mucciarelli, M., 2002. Seismic Hazard Estimates Using Ill-Defined Macroseismic Data at Site, Pure and Applied Geophysics, 159, 6, 1289-1304.
- Albarelo, D. ve Mucciarelli, M., 2003. Time-Independent Hazard, Earthquake Science and Seismic Risk Reduction, 32, 148-180.
- Albarelo, D. ve D'Amico, V., 2004. Attenuation Relationship of Macroseismic Intensity in Italy for Probabilistic Seismic Hazard Assessment, Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 45, 4, 271-284.
- Albarelo, D. ve D'Amico, V., 2005. Validation of Intensity Attenuation Relationships, Bulletin of the Seismological Society of America, 95, 2, 719-724.
- Ambraseys, N. N., 1967. Earthquakes of 1965-66 in Peloponnesus Greece - a Field Report, Bulletin of the Seismological Society of America, 57, 5, 1025.
- Ambraseys, N. N., 1975. Patan, Pakistan, Earthquake of 28 December 1974, Proceedings of the Institution of Civil Engineers Part 1-Design and Construction, 58, 717-718.
- Ambraseys, N. N., 1985. Intensity Attenuation and Magnitude Intensity Relationships for Northwest European Earthquakes, Earthquake Engineering & Structural Dynamics, 13, 6, 733-778.
- Ambraseys, N. N. ve Finkel, C. F., 1987a. The Saros Marmara Earthquake of 9 August 1912, Earthquake Engineering & Structural Dynamics, 15, 2, 189-211.
- Ambraseys, N. N. ve Finkel, C. F., 1987b. Seismicity of Turkey and Neighboring Regions, 1899-1915, Annales Geophysicae Series B-Terrestrial and Planetary Physics, 5, 6,

701-725.

- Ambraseys, N. N., 1988. Engineering Seismology, Earthquake Engineering & Structural Dynamics, 17, 1, 1-105.
- Arpat, E., 1977. 1975 Lice Depremi, Yeryuvarı ve İnsan, 2, 15-28.
- Atkinson, G. M. ve Sonley, E., 2000. Empirical Relationships Between Modified Mercalli Intensity and Response Spectra, Bulletin of the Seismological Society of America, 90, 2, 537-544.
- Atkinson, G. M. ve Wald, D. J., 2007. "Did you feel it"? Intensity Data: A Surprisingly Good Measure of Earthquake Ground Motion, Seismological Research Letters, 78, 3, 362-368.
- Ayhan, A., Lengeranlı, Y., Çeltek, N. ve Aksoy, E., 1984. Aladağlar (Batı Zamantı) Yöresi (Yahyalı-Çamardı) Jeolojisi ve Kurşun-Çinko Etütleri, Maden Etüd Dairesi, Ankara 7501, 1483, 1-108.
- Azzaro, R., Barbano, M. S., Moroni, A., Mucciarelli, M. ve Stucchi, M., 1999. The Seismic History of Catania, Journal of Seismology, 3, 3, 235.
- Azzaro, R., D'Amico, S. ve Tuve, T., 2011. Estimating the Magnitude of Historical Earthquakes from Macroseismic Intensity Data: New Relationships for the Volcanic Region of Mount Etna (Italy), Seismological Research Letters, 82, 4, 533-544.
- Bakun, W. H. ve Wentworth, C. M., 1997. Estimating Earthquake Location and Magnitude from Seismic Intensity Data, Bulletin of the Seismological Society of America, 87, 6, 1502-1521.
- Bakun, W., Johnston, A. ve Hopper, M., 2003. Estimating Locations and Magnitudes of Earthquakes in Eastern North America from Modified Mercalli Intensities, Bulletin of the Seismological Society of America, 93, 1, 190-202.
- Bakun, W. H., 2006. MMI Attenuation and Historical Earthquakes in the Basin and Range Province of Western North America, Bulletin of the Seismological Society of America, 96, 6, 2206-2220.
- Barka, A. A., Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1983. 1983 Horasan-Narman Earthquake and Its Place in the Neotectonics of Eastern Turkey, Yer Yuvarı ve İnsan, 8, 16-21.
- Barka, A. ve Reilinger, R., 1997. Active Tectonics of the Eastern Mediterranean Region: Deduced from GPS, Neotectonic and Seismicity Data, Annals of Geophysics, 40, 3.
- Bayrak, Y., Öztürk, S., Çınar, H., Koravos, G. C. ve Tsapanos, T. M., 2008. Regional Variation of the Omega-Upper Bound Magnitude of GIII Distribution in and Around Turkey: Tectonic Implications for Earthquake Hazards, Pure and Applied Geophysics, 165, 7, 1367-1390.

- Bayülke, N., 1977. 24 Kasım 1976 Çaldıran-Muradiye ve 25 Mart 1977 Palu Depremlerinde Hasar Gören Bazı Yığma Yapılar Üzerinde İnceleme.
- Bilal, M. ve Askan, A., 2014. Relationships Between Felt Intensity and Recorded Ground-Motion Parameters for Turkey, Bulletin of the Seismological Society of America, 104, 1, 484-496.
- Bindi, D., Abdрахmatov, K., Parolai, S., Mucciarelli, M., Grünthal, G., Ischuk, A., Mikhailova, N. ve Zschau, J., 2012. Seismic Hazard Assessment in Central Asia: Outcomes From a Site Approach, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 37, 84-91.
- Blake, A., 1941. On the Estimation of Focal Depth from Macroseismic Data, Bulletin of the Seismological Society of America, 31, 3, 225-231.
- Blumenthal, M., Pamir, H. N. ve Akyol, H. İ., 1943. Şimal Anadolu Zelzele Sahasının Jeoloji ve 1942 Yılı Sonunda Buralarda Yapılan Makrosismik Müşahadeler (Osmancık-Erbaa), MTA Mecmuası, 8, 1-29, 33-58.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey - a Synthesis, Geodinamica Acta, 14, 1-3, 3-30.
- Bozkurt, S. B., Stein, R. S. ve Toda, S., 2007. Forecasting Probabilistic Seismic Shaking for Greater Tokyo from 400 years of Intensity Observations, Earthquake Spectra, 23, 3, 525-546.
- Böse, M., 2006. Earthquake Early Warning for Istanbul Using Artificial Neural Networks. Entwicklung eines Erdbeben-Frühwarnsystems für Istanbul unter Verwendung Künstlicher Neuronaler Netze, Fakultät für Physik.
- Burke, K. ve Şengör, C., 1986. Tectonic Escape in the Evolution of the Continental Crust, in Reflection Seismology, M. B. a. L. Brown editor, American Geophysical Union, Washington, D. C.
- Çağpar, A., 1967. Macroseismic Investigation on Some Anatolian Earthquakes (in Turkish), Jeofizik, 1, 2.
- Cancani, A., 1904. Sur l'emploi d'une double echelle seismique des intensites, empirique etabsolue, Gerl Beitr, 2, 281-283.
- Carroll, R. J. ve Ruppert, D., 1996. The Use and Misuse of Orthogonal Regression in Linear Errors-in-Variables Models, American Statistician, 50, 1, 1-6.
- Carvalho, A. ve Albarello, D., 2016. Application of SASHA to Seismic Hazard Assessment for Portugal Mainland, Bulletin of Earthquake Engineering, 14, 7, 1827-1847.
- Casado, C. L., Molina, S., Giner, J. J. ve Delgado, J., 2000. Magnitude-Intensity Relationships in the Ibero-Magrebhian Region, Natural Hazards, 22, 3, 271-297.
- Casado, C. L., Palacios, S. M., Delgado, J. ve Peláez, J., 2000. Attenuation of Intensity with

- Epicentral Distance in the Iberian Peninsula, Bulletin of the Seismological Society of America, 90, 1, 34-47.
- Castellaro, S., Mulargia, F. ve Kagan, Y. Y., 2006. Regression Problems for Magnitudes, Geophysical Journal International, 165, 3, 913-930.
- Cecic, I., Musson, R. M. W. ve Stucchi, M., 1996. Do Seismologists Agree Upon Epicentre Determination from Macroseismic Data? A survey of ESC Working Group 'Macroseismology', 39, 5.
- Chandler, A. M. ve Lam, N. T. K., 2002. Scenario Predictions for Potential Near-field and Far-field Earthquakes Affecting Hong Kong, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 22, 1, 29-46.
- Chandra, U., McWhorter, J. G. ve Nowroozi, A. A., 1979. Attenuation of Intensities in Iran, Bulletin of the Seismological Society of America, 69, 1, 237-250.
- Chatterjee, S. ve Hadi, A. S., 2006. Regression Analysis by Example, Introduction, John Wiley & Sons, Inc., 1-19.
- Cornell, C. A., 1968. Engineering Seismic Risk Analysis, Bulletin of the Seismological Society of America, 58, 5, 1583.
- D'Amico, V. ve Albarello, D., 2008. SASHA: A Computer Program to Assess Seismic Hazard from Intensity Data, Seismological Research Letters, 79, 5, 663-671.
- D'Amico, V., Albarello, D., Sigbjornsson, R. ve Rupakhety, R., 2016. Seismic Hazard Assessment for Iceland in Terms of Macroseismic Intensity using a Site Approach, Bulletin of Earthquake Engineering, 14, 7, 1797-1811.
- Demirtas, R., İravul, Y., Erkmen, C., Baran, B., Yaman, M. ve Kılıç, T., 2000. Preliminary Report of the Orta (Çankırı) Depremi, Cankiri Earthquake of June, 6.
- Demirtas, R., İravul, Y., Erkmen, C., Yaman, M., Kartal, R. ve Baran, B., 2004. 25 ve 28 Mart 2004 Aşkale-Kandilli-Erzurum Depremleri.
- Dewey, J., Hempton, M., Kidd, W., Şaroğlu, F. ve Şengör, A., 1986. Shortening of Continental Lithosphere: The Neotectonics of Eastern Anatolia—a Young Collision Zone, Geological Society, London, Special Publications, 19, 1, 1-36.
- Dowrick, D. ve Rhoades, D., 2005. Revised Models for Attenuation of Modified Mercalli Intensity in New Zealand Earthquakes, Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering, 38, 185-214.
- Erdik, M. ve Öner, S., 1982. Multidisciplinary Approach to Earthquake Prediction. Progress in Earthquake Prediction Research, A Rational Approach for the Probabilistic Assessment of the Seismic Risk Associated with the North Anatolian Fault, V. A. Işıkara A.M. editor, 2, Wiesbaden.

- Erdik, M. ve Eren, K., 1983. Attenuation of Intensities for Earthquake Associated with the North Anatolian Fault, Middle East Technical University Earthquake Engineering Research Center, Ankara.
- Erdik, M., Doyuran, V., Akkas, N. ve Gülkan, P., 1985. A Probabilistic Assessment of the Seismic Hazard in Turkey, Tectonophysics, 117, 3-4, 295-344.
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z., 1967. Türkiye ve Civarının Deprem Katoloğu, İTÜ. Maden Fak., Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları, 24, 1-169.
- Ergin, K., 1969. Observed Intensity-Epicentral Distance Relations in Earthquakes, Bulletin of the Seismological Society of America, 59, 3, 1227.
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Aksay, G., 1971. Türkiye ve Dolaylarının Deprem Kataloğu, İ.T.Ü. Maden Fak. Arz Fiziği Enst. Yayınları, 28.
- Ergünay, O., 1968. 19 Ağustos 1966 Varto Deprem Raporu: (August 19, 1966 Varto earthquake).
- Ergünay, O. ve Tabban, A., 1983. Isoseismal Map of the Bartın Earthquake Based on the Official Damage Statistics of the General Directorate of Disaster Affairs of the Government of Turkey.
- Eyidoğan, H., 1988. Rates of Crustal Deformation in Western Turkey as Deduced from Major Earthquakes, Tectonophysics, 148, 1-2, 83-92.
- Eyidoğan, H., Güçlü, U., Utku, Z. ve Değirmenci, E., 1991. Türkiye Büyük Depremleri Makro-Sismik Rehberi (1900-1988), İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi.
- Faccioli, E. ve Cauzzi, C., 2006. Macroseismic Intensities for Seismic Scenarios, Estimated from Instrumentally Based Correlations, 1st ECEES in Abstract Book, 125.
- Faenza, L. ve Michelini, A., 2010. Regression Analysis of MCS Intensity and Ground Motion Parameters in Italy and Its Application in ShakeMap, Geophysical Journal International, 180, 3, 1138-1152.
- Fırat, O., 2005. 12 Kasım 1999 Düzce Depreminin Makrosismik Araştırması, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, İstanbul.
- Giardini, D., Woessner, J., Danciu, L., Crowley, H., Cotton, F., Grünthal, G., Pinho, R. ve Valensise, G., 2013. SHARE European Seismic Hazard Map for Peak Ground Acceleration, 10% Exceedance Probabilities in 50 years, 13, 978-92-79-25147-1.
- Glaister, P., 2005. Robust Linear Regression using Theil's Method, Journal of Chemical Education, 82, 10, 1472-1473.
- Gómez Capera, A., 2006. Utilizzo Dei Dati Macrosismici Per La Determinazione Dei Parametri Delle Sorgenti Sismogenetiche E La Valutazione Della Pericolosità Sismica, Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze Geologiche e Geotecnologie per

l'Ambiente e il Territorio-XVIII Ciclo.

- Grünthal, G., 1998. European Macroseismic Scale 1998.
- Gupta, I. N. ve Nuttli, O. W., 1976. Spatial Attenuation of Intensities for Central US Earthquakes, Bulletin of the Seismological Society of America, 66, 3, 743-751.
- Gupta, I., 2002. Should Normalised Spectral Shapes be Used for Estimating Site-Specific Design Ground Motion?, Proc. 12th Symp. on Earthq. Eng., Indian Institute of Technology Roorkee, 1, 168-175.
- Gürpınar, A., Erdik, M., Öner, M. ve Yüçemen, S., 1979. Seismic Risk Analysis of Northern Anatolia Based on Intensity Attenuation, Proc. 2nd US Nat. Conf. on: Earthquake Engineering, Stanford-CA, 72-81.
- Gutdeutsch, R., Kaiser, D. ve Jentzsch, G., 2002. Estimation of Earthquake Magnitudes from Epicentral Intensities and Other Focal Parameters in Central and Southern Europe, Geophysical Journal International, 151, 3, 824-834.
- Gutenberg, B. ve Richter, C. F., 1942. Earthquake Magnitude, Intensity, Energy, and Acceleration, Bulletin of the Seismological Society of America, 32, 3, 163-191.
- Gülkan, P., 1993. En Son Verilere Göre Hazırlanan Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Earthquake Engineering Research Center Turkey.
- Hanke, J., Reitsch., 1995. AG Business Forecasting.
- İpek, M., Uz, Z. ve Güçlü, U., 1965. Earthquake Regions in Turkey Based on Seismological Data.
- Jiménez, M. J., Albarello, D. ve García Fernández, M., 2016. Probabilistic Seismic Hazard Assessment in SE-Spain Based on Macroseismic Site Histories, Bulletin of Earthquake Engineering, 14, 7, 1849-1867.
- Joyner, W. B. ve Boore, D. M., 1993. Methods for Regression-Analysis of Strong-Motion Data, Bulletin of the Seismological Society of America, 83, 2, 469-487.
- Joyner, W. B. ve Boore, D. M., 1994. Methods for Regression-Analysis of Strong-Motion Data (Vol 83, Pg 469, 1993), Bulletin of the Seismological Society of America, 84, 3, 955-956.
- Kadirioğlu, F. T. ve Kartal, R. F., 2016. The New Empirical Magnitude Conversion Relations Using an Improved Earthquake Catalogue for Turkey and its Near Vicinity (1900-2012), Turkish Journal of Earth Sciences, 25, 4, 300-310.
- Kaka, S. I. ve Atkinson, G. M., 2004. Relationships Between Instrumental Ground-Motion Parameters and Modified Mercalli Intensity in Eastern North America, Bulletin of the Seismological Society of America, 94, 5, 1728-1736.

- Kalafat, D., Güneş, Y., Arpat, E., Ölmez, Y., Öz, G., Horasan, G., Kekovalı, K., Öğütçü, Z., Püskülcü, S. ve Yılmaz, M., 2003. Mayıs 2003 Bingöl Depremi Ön Raporu, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Sismoloji Servisi, 58.
- Karnik, V., 1969. Seismicity of the European Area, Wiley Online Library.
- Karnik, V., 1996. Seismicity of Europe and the Mediterranean+ maps and catalogue, Prague.
- Ketin, I. ve Roesli, F., 1953. Makroseismische Untersuchungen über das Nordwest Anatolische Beben vom 18 März 1953, Eclogae Geol. Helvetiae, 46, 187-208.
- Ketin, I. ve Abdülselemoğlu, Ş., 1996. 19 Ağustos 1966 Varto Depreminin Makrosismik İncelemesi Hakkında Rapor. İTÜ YBYK UYG. AR. Merkezi Sismoloji ve Sismotektonik Alt Birimi Arşivi.
- Ketin, I. ve Abdülselemoğlu, Ş., 1969. 23 Mart 1969 Demirci ve 28 Mart 1969 Alaşehir-Sarıgöl Depremleri Hakkında Makrosismik Gözlemler, Maden Mecmuası, 24, 5, 21-26.
- Ketin, I. ve Abdülselemoğlu, Ş., 1977. Çaldıran Depremi ve Çaldıran Fayı Hakkında Kısa Bir Açıklama, İTÜ YBYK UYG-AR Merkezi Sismoloji ve Sismotektonik Alt Birimi Arşivi.
- Koçyiğit, A. ve Beyhan, A., 1998. A New Intracontinental Transcurrent Structure: The Central Anatolian Fault Zone, Turkey, Tectonophysics, 284, 3-4, 317-336.
- Koçyiğit, A., Ünay, E. ve Saraç, G., 2000. Episodic Graben Formation and Extensional Neotectonic Regime in West Central Anatolia and the Isparta Angle: A Case Study in the Akşehir-Afyon Graben, Turkey, Geological Society, London, Special Publications, 173, 1, 405-421.
- Koçyiğit, A. ve Özaçar, A. A., 2003. Extensional Neotectonic Regime Through the NE Edge of the Outer Isparta Angle, SW Turkey: New Field and Seismic Data, Turkish Journal of Earth Sciences, 12, 1, 67-90.
- Koçak, D. ve Sipahioğlu, S., 1979. Batı Anadolu için Geliştirilmiş Deprem Büyüklük – Şiddet-Uzaklık ilişkisi (abstract in English), Deprem Araştırma Enstitüsü, 23, 28-47.
- Kövesligethy, R., 1906. A Makroszeizmik Rengések Feldolgozása, Mathematikai És Természettudományi Értesítő, 24, 349-368.
- Kramer, S. L., 1996. Geotechnical Earthquake Engineering Prentice Hall, Upper Saddle River.
- Lapajne, J., 1990. Generalization of Kövesligethy Equation for Non-Circular Macroseismic Fields, Geologija, 31-32, 577-580.
- Le Pichon, X. ve Angelier, J., 1979. The Hellenic Arc and Trench System: a Key to the

- Neotectonic Evolution of the Eastern Mediterranean Area, Tectonophysics, 60, 1-2, 1-42.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., Noomen, R. ve Veis, G., 1995. Geodetic Determination of the Kinematics of Central Greece with Respect to Europe: Implications for Eastern Mediterranean Tectonics, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 100, B7, 12675-12690.
- Ludbrook, J., 2010. Linear Regression Analysis for Comparing Two Measurers or Methods of Measurement: But Which Regression?, Clinical and Experimental Pharmacology and Physiology, 37, 7, 692-699.
- Magri, L., Mucciarelli, M. ve Albarello, D., 1994. Estimates of Site Seismicity Rates Using Ill-Defined Macroseismic Data, Pure and Applied Geophysics, 143, 4, 617-632.
- Makridakis, S., Wheelwright, S. C. ve Hyndman, R. J., 2008. Forecasting Methods and Applications, John Wiley.
- Mart, Y. ve Woodside, J., 1994. Preface: Tectonics of the Eastern Mediterranean.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M. N. ve Veis, G., 2000. Global Positioning System Constraints on Plate Kinematics and Dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 105, B3, 5695-5719.
- McGuire, R. K., 1978. FRISK: Computer Program for Seismic Risk Analysis Using Faults as Earthquake Sources.
- McKenzie, D., 1978. Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: the Aegean Sea and Surrounding Regions, Geophysical Journal International, 55, 1, 217-254.
- Milne, W. ve Davenport, A. G., 1969. Earthquake Probability, Dept. of Energy, Mines and Resources, Observatories Branch.
- Montgomery, D. C., Peck, E. A. ve Vining, G. G., 2012. Introduction to Linear Regression Analysis, 821, John Wiley & Sons.
- Mucciarelli, M., Peruzza, L. ve Caroli, P., 2000. Tuning of Seismic Hazard Estimates By Means of Observed Site Intensities, Journal of Earthquake Engineering, 4, 2, 141-159.
- Mucciarelli, M., Albarello, D. ve D'Amico, V., 2006. Comparison Between The Italian Seismic Hazard Map (Prstn04) and Alternative Psha Estimates, First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, Geneva, Switzerland.
- Mucciarelli, M., Albarello, D. ve D'Amico, V., 2008. Comparison of Probabilistic Seismic

- Hazard Estimates in Italy, Bulletin of the Seismological Society of America, 98, 6, 2652-2664.
- Murphy, J. R. ve O'Brien, L. J., 1977. The Correlation of Peak Ground Acceleration Amplitude with Seismic Intensity and Other Physical Parameters, Bulletin of the Seismological Society of America, 67, 3, 877-915.
- Musson, R. ve Cecic, I., 2002. Macroseismology, International Geophysics, 81, 807-822.
- Musson, R. M., Grünthal, G. ve Stucchi, M., 2010. The Comparison of Macroseismic Intensity Scales, Journal of Seismology, 14, 2, 413-428.
- Neumann, F., 1954. Earthquake Intensity and Related Ground Motion, University of Washington Press.
- Omote, S. ve İpek, M., 1959. Seismicity in Turkey, Rapport presente à la réunion de la Commission Europeennne pour la Sismologie  Alicante.
- öcal, N., 1958a. 16 Temmuz 1955 Söke-Balat Zelzelesi, Maarif Basımevi.
- öcal, N., 1958b. Söke-Balat Zelzelesi (Söke-Balat earthquake), İstanbul Kandili Rasathanesi Sismoloji Yay, 2.
- öcal, N., 1959. 20 Şubat 1956 Eskişehir Zelzelesinin Makro- ve Mikrosismik Etüdü, İTÜ.
- öcal, N., 1968. Türkiyenin Sismisitesi ve Zelzele Coğrafyası, Milli Eğitim Bakanlığı, İstanbul Kandilli Rasathanesi ve Sismoloji Yayınları, 7.
- özmen, B., 2000. İzmit Körfezi Depremi'nin Hasar Durumu: (Rakamsal Verilerle), Türkiye Deprem Vakfı.
- özmen, B., 2002. 3 Şubat 2002 ay (Afyon) Depreminin Eşşiddet Haritası ve Hasar Durumu (Rakamsal Verilerle), Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Daire 4083, 1.
- özmen, B., 2012. Türkiye Deprem Bogeleri Haritalarının Tarihsel Gelişimi, Türkiye Jeoloji Bülteni, 55, 1.
- Pampal, S. ve özmen, B., 2007. Türkiye'nin Deprem Gerçeği, Gazi Üniversitesi Deprem Araştırma ve Uygulama Merkezi.
- Papazachos, B. ve Comninakis, P., 1971. Geophysical and Tectonic Features of the Aegean Arc, Journal of Geophysical Research, 76, 35, 8517-8533.
- Papoulia, J. E. ve Slejko, D., 1996. Seismic Hazard Assessment in the Ionian Islands Based on Observed Macroseismic Intensities, Natural Hazards, 14, 2, 179-187.
- Parejas, E., 1942. Le Tremblement de terre Erzincan du 27 Decembre 1939 (secteur occidental).

- Pasolini, C., Gasperini, P., Albarello, D., Lolli, B. ve D'Amico, V., 2008a. The Attenuation of Seismic Intensity in Italy, Part I: Theoretical and Empirical Backgrounds, Bulletin of the Seismological Society of America, 98, 2, 682-691.
- Pasolini, C., Albarello, D., Gasperini, P., D'Amico, V. ve Lolli, B., 2008b. The Attenuation of Seismic Intensity in Italy, Part II: Modeling and Validation, Bulletin of the Seismological Society of America, 98, 2, 692-708.
- Pınar, N. ve Lahn, E., 1952. Türkiye Depremleri İzahli Kataloğu, Akın Matbaacılık Limited Ortaklığı.
- Pınar, N., 1953. Preliminary Note on the Earthquake of Yenice-Gönen, Turkey, March 18, 1953, Bulletin of the Seismological Society of America, 43, 4, 307-310.
- Reilinger, R., McClusky, S., Oral, M., King, R., Toksoz, M., Barka, A., Kinik, I., Lenk, O. ve Şanlı, I., 1997. Global Positioning System Measurements of Present-Day Crustal Movements in the Arabia-Africa-Eurasia Plate Collision Zone, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 102, B5, 9983-9999.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I. ve Stepanyan, R., 2006. GPS Constraints on Continental Deformation in the Africa-Arabia-Eurasia Continental Collision Zone and Implications for the Dynamics of Plate Interactions, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 111, B5.
- Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S. ve Vernant, P., 2010. Geodetic Constraints on the Tectonic Evolution of the Aegean Region and Strain Accumulation Along the Hellenic Subduction Zone, Tectonophysics, 488, 1-4, 22-30.
- Reiter, L., 1991. Earthquake Hazard Analysis: Issues and Insights, Columbia University Press.
- Rock, N. M., 1988. Numerical Geology, Springer-Verlag New York Inc.
- Rotondi, R. ve Zonno, G., 2004. Bayesian Analysis of a Probability Distribution for Local Intensity Attenuation, Annals of Geophysics, 47, 5, 1521-1540.
- Salomon-Calvi, W. ve Kleinsorge, H., 1940. 19 Nisan 1938 Tarihli Kırşehir Zelzelesi ve Zelzele Mıntakalarında İnşaat ile İskan Hususunda Jeolojik Teklifler, Maden Tetkik ve Arama Enst., Seri B, 5, 5-28.
- Schenk, V., Schenkova, Z., Kottnauer, P., Guterch, B. ve Labak, P., 2000. Earthquake Hazard for the Czech Republic, Poland and Slovakia - Contribution to the ILC/IASPEI Global Seismic Hazard Assessment Program, Natural Hazards, 21, 2-3, 331-345.
- Seymen, İ. ve Aydın, A., 1972. Bingöl Deprem Fayı ve Bunun Kuzey Anadolu Fay Zonu

ile İlişkisi, Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 79.

- Sorensen, M. B., Stromeyer, D. ve Grunthal, G., 2009. Attenuation of Macroseismic Intensity: A New Relation for the Marmara Sea Region, Northwest Turkey, Bulletin of the Seismological Society of America, 99, 2a, 538-553.
- Sponheuer, W., 1960. Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik (Methods for depths estimation in macroseismic), Freiberger Forschungs-Hefte, 88, 117.
- Stepp, J., 1972. Analysis of Completeness of the Earthquake Sample in the Puget Sound Area and its Effect on Statistical Estimates of Earthquake Hazard, Proc. of the 1st Int. Conf. on Microzonation, Seattle, 2, 897-910.
- Stucchi, M., Camassi, R., Rovida, A., Locati, M., Ercolani, E., Meletti, C., Migliavacca, P., Bernardini, F. ve Azzaro, R., 2007. DBMI04, il Database delle Osservazioni Macrosismiche dei Terremoti Italiani Utilizzate per la Compilazione del Catalogo Parametrico CPTI04, Quaderni di Geofisica.
- Şengör, A. M. C. ve Kidd, W. S. F., 1979. Post-Collisional Tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a Comparison with Tibet, Tectonophysics, 55, 3-4, 361-376.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey - a Plate Tectonic Approach, Tectonophysics, 75, 3-4, 181-241.
- Şengör, A. M. C., Satır, M. ve Akkok, R., 1984. Timing of Tectonic Events in the Menderes Massif, Western Turkey - Implications for Tectonic Evolution and Evidence for Pan-African Basement in Turkey, Tectonics, 3, 7, 693-707.
- Şengör, A., Görür, N. ve Şaroğlu, F., 1985. Strike-Slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study.
- Tabban, A., 1970. Türkiye'nin Sismisitesi ve Deprem Bölgeleri Haritasının Geliştirilmesi, Türkiye Jeoloji Kurumu.
- Tezcan, S. S., İpek, M. ve Altınok, E., 1971. Burdur ve Bingol Depremleri, İnşaat Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi.
- Topozeda, T. R., 1975. Earthquake Magnitude as a Function of Intensity Data in California and Western Nevada, Bulletin of the Seismological Society of America, 65, 5, 1223-1238.
- Trifunac, M. D. ve Brady, A. G., 1975. Correlation of Seismoscope Response with Earthquake Magnitude and Modified Mercalli Intensity, Bulletin of the Seismological Society of America, 65, 2, 307-321.
- Tselentis, G. A. ve Danciu, L., 2008. Empirical Relationships Between Modified Mercalli Intensity and Engineering Ground-Motion Parameters in Greece, Bulletin of the Seismological Society of America, 98, 4, 1863-1875.

- Üçer, S. B., Crampin, S., Evans, R., Miller, A. ve Kafadar, N., 1985. The Marnet Radiolinked Seismometer Network Spanning the Marmara Sea and the Seismicity of Western Turkey, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 83, 1, 17-30.
- Wald, D. J., Quitoriano, V., Heaton, T. H. ve Kanamori, H., 1999. Relationships between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Modified Mercalli Intensity in California, Earthquake Spectra, 15, 3, 557-564.
- Yarar, R., Ergünay, O., Erdik, M. ve Eren, K., 1984. Attenuation of Intensities in Turkey, Proceedings of Eighth World Conference on Earthquake Engineering, 2, 343-350.
- Zonno, G., Rotondi, R. ve Brambilla, C., 2009. Mining Macroseismic Fields to Estimate the Probability Distribution of the Intensity at Site, Bulletin of the Seismological Society of America, 99, 5, 2876-2892.



7. EKLER

EK-1

ŞİDDET VERİ NOKTALARININ OLUŞTURULMASI İÇİN HAZIRLANAN MATLAB KODU

```
clear all;clc;
tic
load coast2.dat
load faults.txt
%% Arcmap ortamında sayısallaştırılan verilerin Matlab'e aktarılması
SIV=shaperead('IV.shp');
SV=shaperead('V.shp');
SVI=shaperead('VI.shp');
SVII=shaperead('VII.shp');
SVIII=shaperead('VIII.shp');

%% 2003 Bingöl Depremi ???K ve ???D koordinatlarında
xe1=40.46;ye1=39.01;
nTotal=0;
longx=33:0.02:44;
laty=35:0.02:42;
for i = 1:length(longx)
    for j = 1:length(laty)
        nTotal = nTotal + 1;
        mGrid(nTotal,:) = [longx(i) laty(j)]; % Grid verisi oluşturuldu
    end
end

xg=mGrid(:,1);
yg=mGrid(:,2);

longIV=SIV.X;latIV=SIV.Y;
longV=SV.X;latV=SV.Y;
longVI=SVI.X;latVI=SVI.Y;
longVII=SVII.X;latVII=SVII.Y;
longVIII=SVIII.X;latVIII=SVIII.Y;

% Her bir şiddet eğrisi içerisinde kalan noktaların belirlenmesi
[in,on] = inpolygon(xg,yg,longIV,latIV);
x_iv=xg(in);y_iv=yg(in);

[in1,on1] = inpolygon(x_iv,y_iv,longV,latV);
x_v=x_iv(in1);y_v=y_iv(in1);

[in2,on2] = inpolygon(x_v,y_v,longVI,latVI);
x_vi=x_v(in2);y_vi=y_v(in2);
```



```
[in3,on3] = inpolygon(x_vi,y_vi,longVII,latVII);
x_vii=x_vi(in3);y_vii=y_vi(in3);
```

```
[in4,on4] = inpolygon(x_vii,y_vii,longVIII,latVIII);
x_viii=x_vii(in4);y_viii=y_vii(in4);
```

```
dort=[x_iv(~in1),y_iv(~in1)];
bes=[x_v(~in2) y_v(~in2)];
alti=[x_vi(~in3) y_vi(~in3)];
yedi=[x_vii(~in4),y_vii(~in4)];
sekiz=[x_viii,y_viii];
```

```
%Elde edilen noktaların çizilmesi
```

```
figure
hold on
plot(coast2(:,1),coast2(:,2),'k')
plot(faults(:,1),faults(:,2),'r')
plot(xe1,ye1,'MarkerFaceColor',[1 0 0],'MarkerEdgeColor',[0 0 0],...
      'MarkerSize',15,...
      'Marker','pentagram',...
      'LineStyle','none');
plot(bes(:,1),bes(:,2),'bo')
plot(alti(:,1),alti(:,2),'r+')
plot(yedi(:,1),yedi(:,2),'k+')
plot(sekiz(:,1),sekiz(:,2),'g+')
plot(dort(:,1),dort(:,2),'r.')
xlim([33 45]);
ylim([37 42]);
```

```
%% Her nokta için episantr noktasına olan uzaklıkların belirlenmesi
```

```
for j=1:length(dort)
abc(j)=acos(sin(ye1*pi/180)*sin(dort(j,2)*pi/180)+cos(ye1*pi/180)*cos(dort(j,2)*pi/180)*
cos((xe1-dort(j,1))*pi/180));
R=6372.795477598; %% earthRadius('km');
Rdist_4(j,3)=R*abc(j);
Rdist_4(j,4)=4;
end
Rdist_4(:,1)=dort(:,1);
Rdist_4(:,2)=dort(:,2);
```

```
for j=1:length(bes)
abc(j)=acos(sin(ye1*pi/180)*sin(bes(j,2)*pi/180)+cos(ye1*pi/180)*cos(bes(j,2)*pi/180)*c
os((xe1-bes(j,1))*pi/180));
R=6372.795477598; %% earthRadius('km');
Rdist_5(j,3)=R*abc(j);
Rdist_5(j,4)=5;
end
Rdist_5(:,1)=bes(:,1);
```

```
Rdist_5(:,2)=bes(:,2);
```

```
for j=1:length(alti)
abc(j)=acos(sin(ye1*pi/180)*sin(alti(j,2)*pi/180)+cos(ye1*pi/180)*cos(alti(j,2)*pi/180)*cos((xe1-alti(j,1))*pi/180));
R=6372.795477598; %% earthRadius('km');
Rdist_6(j,3)=R*abc(j);
Rdist_6(j,4)=6;
end
Rdist_6(:,1)=alti(:,1);
Rdist_6(:,2)=alti(:,2);
```

```
for j=1:length(yedi)
abc(j)=acos(sin(ye1*pi/180)*sin(yedi(j,2)*pi/180)+cos(ye1*pi/180)*cos(yedi(j,2)*pi/180)*cos((xe1-yedi(j,1))*pi/180));
R=6372.795477598; %% earthRadius('km');
Rdist_7(j,3)=R*abc(j);
Rdist_7(j,4)=7;
end
Rdist_7(:,1)=yedi(:,1);
Rdist_7(:,2)=yedi(:,2);
```

```
for j=1:length(sekiz)
abc(j)=acos(sin(ye1*pi/180)*sin(sekiz(j,2)*pi/180)+cos(ye1*pi/180)*cos(sekiz(j,2)*pi/180)*cos((xe1-sekiz(j,1))*pi/180));
R=6372.795477598; %% earthRadius('km');
Rdist_8(j,3)=R*abc(j);
Rdist_8(j,4)=8;
end
Rdist_8(:,1)=sekiz(:,1);
Rdist_8(:,2)=sekiz(:,2);
```

```
d4 = {'Boylam', 'Enlem', 'Uzaklık', 'Şiddet';Rdist_4(:,1) Rdist_4(:,2) Rdist_4(:,3)
Rdist_4(:,4)};
```

```
d5 = {'Boylam', 'Enlem', 'Uzaklık', 'Şiddet';Rdist_5(:,1) Rdist_5(:,2) Rdist_5(:,3)
Rdist_5(:,4)};
```

```
d6 = {'Boylam', 'Enlem', 'Uzaklık', 'Şiddet';Rdist_6(:,1) Rdist_6(:,2) Rdist_6(:,3)
Rdist_6(:,4)};
```

```
d7 = {'Boylam', 'Enlem', 'Uzaklık', 'Şiddet';Rdist_7(:,1) Rdist_7(:,2) Rdist_7(:,3)
Rdist_7(:,4)};
```

```
d8 = {'Boylam', 'Enlem', 'Uzaklık', 'Şiddet';Rdist_8(:,1) Rdist_8(:,2) Rdist_8(:,3)
Rdist_8(:,4)};
```

```
%% Excel dosyasına verilerin kaydedilmesi
```

```
col_header={'Uzaklık_5','Şiddet','Uzaklık_6','Şiddet','Uzaklık_7','Şiddet','Uzaklık_8','Şiddet','Uzaklık_9','Şiddet',...
```

```
'Ortalama','Şiddet','Medyan'};
```

```
xlswrite('uzaklik.xls',col_header,'A1','A1'); % Write column header
```

```
xlswrite('uzaklik.xls', d5{2,3},'A1','A2:A16137');
```

```

xlswrite('uzaklik.xls', d5{2,4},'A1','B2:B16137');

ort5=mean(d5{2,3});
med5=median(d5{2,3});
xlswrite('uzaklik.xls', ort5,'A1','K2');
xlswrite('uzaklik.xls', 5,'A1','L2');
xlswrite('uzaklik.xls', med5,'A1','M2');

xlswrite('uzaklik.xls', d6{2,3},'A1','C2:C6135');
xlswrite('uzaklik.xls', d6{2,4},'A1','D2:D6135');
ort6=mean(d6{2,3});
med6=median(d6{2,3});
xlswrite('uzaklik.xls', ort6,'A1','K3');
xlswrite('uzaklik.xls', 6,'A1','L3');
xlswrite('uzaklik.xls', med6,'A1','M3');

xlswrite('uzaklik.xls', d7{2,3},'A1','E2:E6334');
xlswrite('uzaklik.xls', d7{2,4},'A1','F2:F6334');
ort7=mean(d7{2,3});
med7=median(d7{2,3});
xlswrite('uzaklik.xls', ort7,'A1','K4');
xlswrite('uzaklik.xls', 7,'A1','L4');
xlswrite('uzaklik.xls', med7,'A1','M4');

xlswrite('uzaklik.xls', d8{2,3},'A1','G2:G3145');
xlswrite('uzaklik.xls', d8{2,4},'A1','H2:H3145');
ort8=mean(d8{2,3});
med8=median(d8{2,3});
xlswrite('uzaklik.xls', ort8,'A1','K5');
xlswrite('uzaklik.xls', 8,'A1','L5');
xlswrite('uzaklik.xls', med8,'A1','M5');
xlswrite('uzaklik.xls', d4{2,3},'A1','I2:I25548');
xlswrite('uzaklik.xls', d4{2,4},'A1','J2:J25548');
ort4=mean(d4{2,3});
med4=median(d4{2,3});
xlswrite('uzaklik.xls', ort4,'A1','K6');
xlswrite('uzaklik.xls', 4,'A1','L6');
xlswrite('uzaklik.xls', med4,'A1','M6');
%% Elde edilen uzaklık şiddet grafiğinin çizilmesi
figure
hold on
plot(Rdist_4(:,3),Rdist_4(:,4),'o')
plot(Rdist_8(:,3),Rdist_8(:,4),'o')
plot(Rdist_7(:,3),Rdist_7(:,4),'o')
plot(Rdist_6(:,3),Rdist_6(:,4),'o')
plot(Rdist_5(:,3),Rdist_5(:,4),'o')
xlabel('Epicentral Distance')
ylabel('Intensity')
toc

```

EK-2

Deprem	Ortalama Uzaklık	Şiddet	Magnitüd	Derinlik
1909-Enderes	92,53256	5	6,40	10
	51,53834	6	6,40	10
	24,04247	7	6,40	10
1912-Mürefte-Şarköy	161,8678	6	7,40	10
	104,4074	7	7,40	10
	81,78225	8	7,40	10
	37,5577	9	7,40	10
1914-Burdur	86,90677	6	7	10
	57,00926	7	7	10
	34,70513	8	7	10
1928-Torbalı	53,77414	6	6,20	35
	46,94326	7	6,20	35
	38,12761	8	6,20	35
1935-Marmara Adalar	97,96279	5	6,20	35
	64,64811	6	6,20	35
	46,62379	7	6,20	35
	43,61416	8	6,20	35
1938-Kırşehir	190,4763	5	6,60	10
	106,0221	6	6,60	10
	46,77606	7	6,60	10
1939-Erzincan	221,58	5	7,90	20
	181,702	7	7,90	20
	156,438	9	7,90	20
	118,0563	11	7,90	20
1942-Osmancık	31,88256	6	5,40	20
	31,03842	7	5,40	20
	29,79159	8	5,40	20
1944-Bolu	144,2682	5	7,30	10
	91,76571	6	7,30	10
	63,59373	8	7,30	10
	40,89514	10	7,30	10
1949-Karlıova	81,64773	6	6,70	40
	48,42787	7	6,70	40
	30,68745	8	6,70	40
1951-Kurşunlu	27,81657	8	6,90	10
	25,59	9	6,90	10
1953-Edirne	41,67627	5	5,10	30
	19,46789	6	5,10	30
1953-Yenice Gönen	20,6648	8	7,20	10
	35,4448	7	7,20	10

	114,6145	6	7,20	10
	185,6426	5	7,20	10
1955-Söke Balat	94,06317	5	6,80	40
	60,14941	6	6,80	40
	41,00062	8	6,80	40
1956-Eskişehir	122,317	5	6,40	40
	70,67491	6	6,40	40
	38,75573	7	6,40	40
	27,6118	8	6,40	40
1957-Abant	94,8059	5	7,10	10
	44,82924	6	7,10	10
	41,95108	7	7,10	10
	46,90561	8	7,10	10
	47,17577	9	7,10	10
1957-Fethiye Rodos	207,5212	5	7,10	80
	135,5806	6	7,10	80
	78,35124	8	7,10	80
1959-Bozüyük	63,76133	6	4,60	20
	49,58467	7	4,60	20
1962-Balıkesir	64,9466	5	4,50	40
	39,788	6	4,50	40
	23,46461	7	4,50	40
1963-Denizli	65,74811	5	5,50	40
	36,19214	6	5,50	40
	16,29279	7	5,50	40
1964-Malatya	78,60571	5	6,00	3
	41,06746	6	6,00	3
	58,82606	7	6,00	3
	40,22044	8	6,00	3
1964-Manyas	133,9007	5,00	7,00	34
	93,2893	6,00	7,00	34
	44,87051	7,00	7,00	34
	36,63371	8,00	7,00	34
	29,84439	9,00	7,00	34
1964-Palu Maden Elazığ	67,22807	5	4,50	44
	34,49439	6	4,50	44
	63,91415	7	4,50	44
1966-Ağustos Varto	121,7197	5	6,90	26
	81,33253	6	6,90	26
	56,48152	7	6,90	26
	38,44281	8	6,90	26
	25,03099	9	6,90	26
1966-Mart Varto	92,4474	5	5,20	35
	34,42401	6	5,20	35

	13,95804	7	5,20	35
	15,80636	8	5,20	35
1967-Adapazarı	202,6348	5	6,80	33
	105,3195	6	6,80	33
	54,0673	7	6,80	33
	23,14157	8	6,80	33
	25,73825	9	6,80	33
1969-Alaşehir	27,43346	5	6,50	4
	26,167	6	6,50	4
	27,18247	7	6,50	4
1969-Demirci Simav	16,92392	5	6,00	37
	8,253623	6	6,00	37
1970-Sivas Gürün	47,61649	5	4,70	34,4
	34,1014	6	4,70	34,4
	22,89333	7	4,70	34,4
1971-Bingöl	25,55545	6	6,80	3
	14,72187	7	6,80	3
	9,934864	8	6,80	3
1975-Lice	145,5996	4	6,60	31,9
	79,72626	5	6,60	31,9
	76,02	6	6,60	31,9
	36,67678	7	6,60	31,9
	23,45117	8	6,60	31,9
1975-Gelibolu Saroz	81,70726	4	5,50	3,3
	44,95794	5	5,50	3,3
	35,04197	6	5,50	3,3
1976-Iğdır	90,40027	6	5,10	25
	131,9	7	5,10	25
1976-Çaldıran	169,7549	5	7,00	8,6
	114,9662	6	7,00	8,6
	79,651	7	7,00	8,6
	55,55165	8	7,00	8,6
	27,6748	9	7,00	8,6
	16,13287	10	7,00	8,6
1976-Denizli	33,92695	5	5,10	14,2
	33,64729	6	5,10	14,2
1977-İzmir	74,46479	5	5,30	21,2
	35,31018	6	5,30	21,2
	20,04562	7	5,30	21,2
1978-Burdur	25,1995	6	4,60	22,3
	17,25958	7	4,60	22,3
1980-Tercan	76,05118	5	5,30	37
	38,30198	6	5,30	37
	40,37405	7	5,30	37

1982-Bulanık Muş	53,94855	5	5,40	35
	28,34275	6	5,40	35
	40,09038	8	5,40	35
1983-Bala	49,84771	7	4,70	38
	24,64899	8	4,70	38
1983-Çayırılı Tercan	43,01786	6	5,00	44,3
	26,81095	7	5,00	44,3
	28,55593	8	5,00	44,3
1983-Biga	96,66666	6	6,10	10
	51,82783	7	6,10	10
	41,41657	8	6,10	10
1983-Horasan	129,5744	5	6,60	15
	68,21233	6	6,60	15
	49,56178	7	6,60	15
	26,82418	8	6,60	15
	22,86427	9	6,60	15
1999-İzmit	126,3816	6	7,60	15
	65,77452	7	7,60	15
	49,7435	8	7,60	15
	44,22202	9	7,60	15
	41,19651	10	7,60	15
1999-Düzce	202,4293	6	7,10	11
	112,5066	7	7,10	11
	54,11428	8	7,10	11
	24,32006	9	7,10	11
	12,32917	10	7,10	11
2000-Çankırı	85,16615	5	6,00	7
	36,46083	6	6,00	7
	20,38862	7	6,00	7
2002-Afyon	66,75502	5	6,50	5
	42,63143	6	6,50	5
	26,40489	7	6,50	5
	27,06674	8	6,50	5
2003-Bingöl	225,6561	4	6,30	10
	145,1443	5	6,30	10
	88,71762	6	6,30	10
	48,3387	7	6,30	10
	14,49531	8	6,30	10
2004-Aşkale	26,19981	5	5,60	20
	18,02436	6	5,60	20
	11,20983	7	5,60	20
	6,540125	8	5,60	20

ÖZGEÇMİŞ

Erdem Bayrak 1987 tarihinde Erzurum'da doğdu. İlköğretim ve lise eğitimini Erzurum'da tamamladı. 2005 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde Lisans öğrenimine başladı ve 2009 yılında bölüm 3. Olarak mezun oldu. Aynı yıl KTÜ Lisansüstü eğitimine başladı. 2011 yılında Atatürk Üniversitesi Oltu Yer Bilimleri Fakültesine Öğretim Üyesi Yetiştirme Programı kapsamında Araştırma Görevlisi olarak atandı. 2012 yılında doktora eğitimi için 2547 sayılı kanunun 35. Maddesi kapsamında KTÜ Jeofizik Mühendisliği bölümüne görevlendirildi. 2018 Ocak ayında tekrar atandığı üniversite olan Atatürk Üniversitesinde görevine başladı ve halen burada görev yapmaktadır.