

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**DEPREM TEHLİKESİ VE ARTÇI ŞOK OLASILIĞI DEĞERLENDİRME
YÖNTEMLERİNİN TÜRKİYE'DEKİ DEPREMLERE BİR UYGULAMASI**

DOKTORA TEZİ

Jeofizik Yük. Müh. Serkan ÖZTÜRK

**HAZİRAN 2009
TRABZON**

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

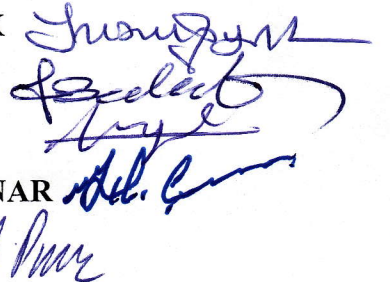
DEPREM TEHLİKESİ VE ARTÇI ŞOK OLASILIĞI DEĞERLENDİRME
YÖNTEMLERİNİN TÜRKİYE'DEKİ DEPREMLERE BİR UYGULAMASI

Jeofizik Yük. Müh. Serkan ÖZTÜRK

Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde
"Doktor (Jeofizik Mühendisliği)"
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 29.05.2009
Tezin Savunma Tarihi : 24.06.2009

Tez Danışmanı : Doç. Dr. Yusuf BAYRAK
Jüri Üyesi : Prof. Dr. Fikri BULUT
Jüri Üyesi : Doç. Dr. Nilgün SAYIL
Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. Hakan ÇINAR
Jüri Üyesi : Prof. Dr. Ali PINAR



Enstitü Müdürü : Prof. Dr. Salih TERZİOĞLU

Trabzon 2009

ÖNSÖZ

Bu tez çalışması Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı Doktora Programında yapılmıştır.

Bu çalışmada, deprem oluşumları ile ilişkili olarak, ana şok-artçı şok oluşumlarının zaman-bölge-magnitüd değişimleri detaylı olarak değerlendirilmiş, artçı şok oluşumlarının uygun bir modelinin ortaya konabilmesi ve artçı şok oluşumları ile ilgili olarak doğru bir yorumun yapılabilmesi için artçı şokları karakterize eden bazı parametreler tanımlanmaya çalışılmıştır. Ayrıca, çok sayıda artçı şok dizisi için, ana şok magnitüdü ile diğer artçı şok parametreleri ve her bir artçı şok parametresi arasında güvenilir ilişkiler belirlenmeye çalışılmıştır. Artçı şok dizileri üzerinde yapılan çalışmalarda, artçı şokların oluşum mekanizmaları ile ilgili olarak detaylı analizlerle birlikte bölgesel değişim analizleri yapılmış, bu değişimlerin artçı şok alanlarındaki jeoloji, topografya, sismik aktivite ve tektonik yapı ile olan ilişkileri irdelenmiştir. Ayrıca, geçmiş yıllardaki deprem aktiviteleri dikkate alınarak bu aktivitelerin aynı bölgelerde gelecek yıllarda meydana gelebilecek bir deprem üzerindeki etkisi bölgesel ve zamana bağlı olarak araştırılmıştır. Böylece, deprem bölgelerindeki sismik durgunluk dönemleri belirlenerek bu durgunluğun deprem tahminindeki kullanımı tartışılmıştır.

Tez çalışmamın başından sonuna kadar her türlü desteğini esirgemeyen ve danışmanlığımı üstlenen Doç. Dr. Yusuf BAYRAK'a katkılarından dolayı teşekkür ederim. Ayrıca, bu çalışmada bilgi ve birikiminden yararlandığım değerli hocam Doç. Dr. Hakan KARSLI' ya, maddi ve manevi yardımlarını esirgemeyen aileme sonsuz teşekkürler.

Yapılan bu çalışmanın maddi desteğini sağlayan Karadeniz Teknik Üniversitesi Araştırma Fonu Başkanlığına (2006.112.007.2 nolu proje) ve deprem katalogunu temin etmemde yardımcı olan Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü'ne teşekkür ederim.

Serkan ÖZTÜRK
Trabzon 2009

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	II
İÇİNDEKİLER.....	III
ÖZET.....	VII
SUMMARY.....	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	IX
TABLOLAR DİZİNİ.....	XXIII
SEMBOLLER DİZİNİ.....	XXV
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş.....	1
1.2. Artçı Şok Oluşumları ve Artçı Şok Dizilerinin Tanımlanması.....	3
1.2.1. Artçı Şok Çalışmaları ve Bu Çalışmaların Deprem Tahminindeki Önemi.....	6
1.2.2. Artçı Şok İstatistiği ve Artçı Şoklar Üzerine Bazı Çalışmalar.....	7
1.2.3. Deprem Tehlikesi ve Deprem İstatistiği Üzerine Çalışmalar.....	14
1.3. Çalışmanın Amacı.....	16
1.4. Artçı Şok Dizilerinin Analizi İçin Genel Kavramlar.....	19
1.4.1. Gutenberg-Richter (G-R) İlişkisi.....	19
1.4.2. Bâth Yasası.....	22
1.4.3. Değiştirilmiş Bâth Yasası.....	23
1.4.4. Omori Modeli.....	26
1.4.5. Değiştirilmiş Omori Modeli.....	27
1.4.6. Gutenberg-Richter ve Değiştirilmiş Omori Modelinin Birlikte Yorumu ile Artçı Şok Aktivitesi İçin Olasılık Hesaplama Yöntemleri.....	31
1.4.7. Artçı Şokların Beklenen Sayısı ve Büyük Artçı Şokların Olasılığı.....	33
1.5. Diğer Artçı Şok Azalım Modelleri ile Kıyaslama.....	34
1.5.1. Genelleştirilmiş Omori Modeli.....	35
1.5.2. Tetikleyici Model.....	37
1.5.3. ETAS Model (Yaygın (Epidemic) Tür Artçı Şok Dizileri).....	38
1.6. Artçı Şok Azalım Parametreleri İçin Maksimum Olasılık Tahminleri.....	41
1.7. Karmaşık Artçı Şok Dizileri ve İstatistiksel Model Seçimi.....	44

2.	YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	47
2.1.	Türkiye'nin Tektonik Yapısına Genel Bir Bakış.....	47
2.1.1.	Kuzey Anadolu Faz Zonu (KAFZ).....	48
2.1.2.	Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ).....	50
2.1.3.	Bitlis-Zagros Bindirme Zonu (BZBZ).....	52
2.1.4.	Batı Anadolu Graben Sistemi (BAGS).....	52
2.1.5.	Orta Anadolu Fay Sistemi (OAFS).....	54
2.1.6.	Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ).....	56
2.1.7.	Kıbrıs Yayı.....	56
2.2.	Türkiye'deki Deprem Tehlikesini Ortaya Koyabilmek İçin Yapılan Bölgeleendirme Çalışmaları.....	57
2.3.	Türkiye'de 1977–2002 Yılları Arasındaki Önemli Depremlerin Odak Mekanizması Çözümleri.....	62
2.4.	Deprem Verisi ve Bölgeleendirmeler.....	64
2.4.1.	Türkiye'nin Farklı Bölgeleri İçin Magnitüd Türleri Arasındaki İlişkiler.....	68
2.5.	Çalışma Alanı ve Deprem Bölgeleri.....	75
2.6.	Çalışmada Kullanılan Depremler ve Artçı Şok Dizileri.....	77
2.7.	Deprem Oluşumları ile Artçı Şok Dizilerinin Analizi.....	78
2.7.1.	Magnitüd Tamamlılık (Süreklilik) Analizi.....	80
2.7.2.	Deprem Oluşumlarının İstatistiksel Olarak Değerlendirilmesi.....	81
2.7.3.	Z-Değeri Haritalarının Oluşturulması ve Anlamı.....	91
2.7.4.	<i>b</i> ve <i>p</i> -Değerleri Bölgesel Değişim Haritalarının Oluşturulması ve Anlamı... ..	92
3.	ARTÇI ŞOK DİZİLERİNİN ZAMAN, BÖLGE, MAGNİTÜD DEĞİŞİMLERİNİN ANALİZİ VE ÇALIŞMA BÖLGELERİNİN DEPREM TEHLİKESİ AÇISINDAN DEĞERLENDİRİLMESİ.....	95
3.1.	1 Mayıs 2003 Bingöl Depremi ve Artçı Şok Dizisinin Genel Özellikleri.....	95
3.1.1.	Bingöl ve Civarının Tektonik Özellikleri ve Geçmiş Deprem Aktivitesi.....	96
3.1.2.	Bingöl Depremi Artçı Şok Dizisinin Zaman-Magnitüd-Sayı Analizleri.....	97
3.1.3.	Bingöl Depremi Artçı Şok Dizisinin <i>b</i> ve <i>p</i> -Değerleri Analizi.....	101
3.1.4.	Bingöl Depremi Artçı Şok Dizisinin <i>b</i> ve <i>p</i> -Değerleri Bölgesel Değişimleri.....	109
3.1.5.	Bingöl ve Civarı İçin Bölgesel Jeoloji ve Topografya.....	111
3.1.6.	Bingöl ve Civarı İçin Z-Değeri Bölgesel Değişimleri.....	113

3.2.	27 Ocak 2003 Tunceli Depremi ve Artçı Şok Dizisinin Genel Özellikleri.....	124
3.2.1.	Tunceli ve Civarının Tektonik Özellikleri ve Geçmiş Deprem Aktivitesi.....	125
3.2.2.	Tunceli Depremi Artçı Şok Dizisinin Zaman-Magnitüd-Sayı Analizleri.....	127
3.2.3.	Tunceli Depremi Artçı Şok Dizisinin b ve p -Değerleri Analizi.....	130
3.2.4.	Tunceli Depremi Artçı Şok Dizisinin b ve p -Değerleri Bölgesel Değişimleri.....	135
3.2.5.	Tunceli ve Civarı İçin Bölgesel Jeoloji ve Topografya.....	137
3.2.6.	Tunceli ve Civarı İçin Z -Değeri Bölgesel Değişimleri.....	139
3.3.	28 Mart 2004 Erzurum Depremi ve Artçı Şok Dizisinin Genel Özellikleri...	150
3.3.1.	Erzurum ve Civarının Tektonik Özellikleri ve Geçmiş Deprem Aktivitesi....	151
3.3.2.	Erzurum Depremi Artçı Şok Dizisinin Zaman-Magnitüd-Sayı Analizleri.....	154
3.3.3.	Erzurum Depremi Artçı Şok Dizisinin b ve p -Değerleri Analizi.....	157
3.3.4.	Erzurum Depremi Artçı Şok Dizisinin b ve p -Değerleri Bölgesel Değişimleri.....	162
3.3.5.	Erzurum ve Civarı İçin Bölgesel Jeoloji ve Topografya.....	164
3.3.6.	Erzurum ve Civarı İçin Z -Değeri Bölgesel Değişimleri	166
3.4.	11 Ağustos 2004 Elazığ Depremi ve Artçı Şok Dizisinin Genel Özellikleri...	179
3.4.1.	Elazığ ve Civarının Tektonik Özellikleri ve Geçmiş Deprem Aktivitesi.....	180
3.4.2.	Elazığ Depremi Artçı Şok Dizisinin Zaman-Magnitüd-Sayı Analizleri.....	182
3.4.3.	Elazığ Depremi Artçı Şok Dizisinin b ve p -Değerleri Analizi.....	185
3.4.4.	Elazığ Depremi Artçı Şok Dizisinin b ve p -Değerleri Bölgesel Değişimleri..	189
3.4.5.	Elazığ ve Civarı İçin Bölgesel Jeoloji ve Topografya.....	192
3.4.6.	Elazığ ve Civarı İçin Z -Değeri Bölgesel Değişimleri	194
3.5.	25 Ocak 2005 Hakkari Depremi ve Artçı Şok Dizisinin Genel Özellikleri....	204
3.5.1.	Hakkari ve Civarının Tektonik Özellikleri ve Geçmiş Deprem Aktivitesi....	205
3.5.2.	Hakkari Depremi Artçı Şok Dizisinin Zaman-Magnitüd-Sayı Analizleri.....	206
3.5.3.	Hakkari Depremi Artçı Şok Dizisinin b ve p -Değerleri Analizi.....	210
3.5.4.	Hakkari Depremi Artçı Şok Dizisinin b ve p -Değerleri Bölgesel Değişimleri.....	214
3.5.5.	Hakkari ve Civarı İçin Bölgesel Jeoloji ve Topografya.....	216
3.5.6.	Hakkari ve Civarı İçin Z -Değeri Bölgesel Değişimleri	218
3.6.	Malatya ve Civarı İçin Z -Değeri Bölgesel Değişimleri	235
3.7.	Erzincan ve Civarı İçin Z -Değeri Bölgesel Değişimleri	246

3.8.	Çalışma Alanındaki Artçı Şok Dizilerinin Farklı Parametreleri Arasındaki İlişkiler ve Artçı Şok Olasılığı Hesaplamaları.....	257
4.	BULGULAR VE TRATIŞMA.....	278
5.	SONUÇLAR.....	322
6.	ÖNERİLER.....	329
7.	KAYNAKLAR.....	330

ÖZGEÇMİŞ

ÖZET

Bu çalışmada, Türkiye’de 1970-2005 yılları arasında meydana gelen, 36.00°D-45.00°D boylamları ile 36.00°K-42.00°K enlemleri arasında kalan ve son yıllarda magnitüdü 5.0’ten büyük depremlerin meydana geldiği bölgelerde deprem tehlikesi ve artçı şok değerlendirme çalışmaları yapılmıştır. Analizler için, 1970-2005 yılları arasında Türkiye ve civarında toplam 73530 depremi içeren M_D magnitüdüne göre tekdüze bir katalog hazırlanmıştır. Beş farklı depreme ait artçı şok dizisi detaylı olarak analiz edilmiştir. Bu dizilere ek olarak, altı depreme ait artçı şok dizisi de kullanılarak, ana şok magnitüdü ile artçı şok parametreleri ve her bir artçı şok parametresi arasında güvenilir ilişkiler hesaplanmaya çalışılmıştır. Ayrıca, 1970 yılından itibaren çalışma bölgelerinde bir depremin oluşumundan önceki sismik durgunluk dönemleri belirlenmiş ve bu durgunluğun deprem tahminindeki kullanımı araştırılmıştır.

Tüm artçı şok dizileri için b , p ve c -değerleri literatürde verilen değerlerle uyumlu ve detaylı analizler için uygundur. $b=0.7-2.0$ ve $p=0.6-1.35$ arasında bir bölgesel değişim göstermiştir. Genel olarak düşük b -değerleri, büyük artçı şokların meydana geldiği alanlarla ve yüksek gerilmeli alanlarla, düşük p -değerleri yüksek topografya değerleri ile uyumludur. Yüksek p -değerleri genellikle alüvyon yapılar üzerinde gözlenirken, düşük ve yüksek b -değeri ile jeoloji ve topografya arasında net bir ilişki gözlenememiştir. Ana şok ile G-R ilişkisinden elde edilen en büyük artçı şok arasındaki fark ortalama olarak 0.89’dur. Ana şoktan sonraki en büyük olayın oluşumu ilk dört gün içerisinde gerçekleşmektedir. Artçı şok parametreleri arasında geliştirilen ampirik eşitlikler birkaç ilişki dışında yeterince güvenilir değildir. Ayrıca, yeniden kümelendirme işlemi uygulanmış veri kullanılarak, 2000 yılından sonra meydana gelen depremler için, bir depremin oluşumundan önceki ortalama durgunluk süresi 4.9 yıl olarak hesaplanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Artçı Şok, Değiştirilmiş Omori Modeli, Gutenberg- Richter İlişkisi, Sismisite Oran Değişimleri, Öncü Sismik Durgunluk

SUMMARY

An Application of the Earthquake Hazard and Aftershock Probability Evaluation Methods to Turkey Earthquakes

In this study, it was made earthquake hazard and aftershock evaluation studies in the regions where the earthquakes greater than 5.0 recently occurred and between 36.0°N and 42.0°N in latitude and 36.0°E and 45.0°E in longitude and taking place in Turkey between 1970 and 2005. For the analyses, a homogeneous catalogue for M_D was prepared, in which totally includes 73530 earthquakes in and around Turkey between 1970 and 2005. Aftershock sequences of five different earthquakes were analyzed in detailed. In addition to these sequences, an attempt is made to calculate the reliable relationships between the main shock and aftershock parameters and between each aftershock parameters using the aftershock sequences of six earthquakes. Also, the periods of seismic quiescence before the occurrence of an earthquake in the study regions from 1970 were determined and it is investigated the utilization of this quiescence in the earthquake prediction.

For whole aftershock sequences, b , p and c -values are compatible with the values given in literature and acceptable for detailed analyses. b -values show a regional variability between 0.7 and 2.0, and p -values between 0.6 and 1.35. In general, the lower b -values are compatible with the areas in high stress and the largest aftershocks occurred and the lower p -values with high topography values. It is not observed a clear relation between the lower and higher b -value with geology and topography while the larger p -values are generally observed on alluvium structures. The difference between main shock and the largest aftershock detected G-R relationship is 0.89. The occurrence of the largest event after the main shock is in the first four days. Except for a few relations, the empiric relationships developed between the aftershock parameters are not reliable enough. Also, using the data which is applied the declustering algorithm, the mean duration of seismic quiescence before the occurrence of an earthquake is calculated as 4.9 years for the earthquakes which occurred after 2000.

Key Words: Aftershock, Modified Omori Law, Gutenberg-Richter Relation, Seismicity Rate Changes, Precursory Seismic Quiescence

ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1. Öncü şok-ana şok-artçı şok oluşum modeli (URL-1'den (2007) değiştirilerek alınmıştır).....	6
Şekil 2. Türkiye ve civarının tektonik yapısı. Faylar Şaroğlu vd.'nden (1992) ve farklı kaynaklardan değiştirilerek alınmıştır.....	49
Şekil 3. Türkiye deprem bölgeleri haritası (Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, 1996).....	57
Şekil 4. 1900–1961 yılları arasındaki depremler kullanılarak yapılan ve tüm Türkiye'yi kapsayan, magnitüd-deprem sayısı ilişkilerini hesaplamak için kullanılan sismik kaynak bölgeleri (Alptekin'den (1978) değiştirilerek alınmıştır).....	58
Şekil 5a. Ana tektonik yapılarla birlikte sismik kaynak bölgeleri (Erdik vd.'nden (1999) değiştirilerek alınmıştır).....	59
Şekil 5b. Deprem aktivitesi ile birlikte sismik kaynak bölgeleri (Erdik vd.'nden (1999) değiştirilerek alınmıştır).....	59
Şekil 6. Akdeniz'i içine alan birleştirilmiş sismojenik kaynak modelinin Türkiye ve civarı için yapılan bölgelendirmesi (Jiménez vd.'den (2001) değiştirilerek alınmıştır).....	60
Şekil 7. Kestirilebilir yaklaşım ile hesaplanan hazard analizi için kullanılan sismik bölgelendirmeler (Kayabalı'ndan (2002) değiştirilerek alınmıştır).....	60
Şekil 8. Belirlenebilir yaklaşım ile hesaplanan Türkiye sismik hazard haritası (Kayabalı ve Akın, 2003).....	61
Şekil 9. Türkiye'deki tektonik yapı ve farklı kaynak bölgeler (Bayrak vd.'nden (2005) değiştirilerek alınmıştır).....	62
Şekil 10. Türkiye'de 1977–2002 yılları arasında meydana gelen büyük depremlerin ($M_w > 5.5$) odak mekanizması çözümleri (TÜBİTAK).....	63
Şekil 11. 1974–2005 yılları arasında Türkiye ve civarında meydana gelen ve herhangi bir magnitüd değeri bilinen depremlerin episantr dağılım haritası.....	65

Şekil 12.	1974–2005 yılları arasında Türkiye ve civarında meydana gelen ve herhangi bir magnitüd değeri bilinen depremler için $M \geq 4.0$ olan depremlerin episantr dağılım haritası ve çalışma kapsamında düşünülen Türkiye'nin farklı sismik bölgeleri.....	67
Şekil 13.	Türkiye'nin farklı 24 bölgesi için hesaplanan M_D-M_b ilişkileri. Mavi çizgi en küçük kareler uyumunu, kırmızı çizgiler ise ortogonal regresyon uyumunu göstermektedir.....	70
Şekil 14.	1970–2005 yılları arasında $36.00^\circ\text{D}-45.00^\circ\text{D}$ boylamları ile $36.00^\circ\text{K}-42.00^\circ\text{K}$ enlemleri arasında meydana gelen depremlerin episantr dağılım haritası ve analiz edilecek deprem bölgeleri. Yıldız sembolü magnitüdü 5.0'ten büyük depremlerin episantrlarını göstermektedir.....	76
Şekil 15.	Reasenberg (1985) modeline göre a) yeniden kümelendirme işleminin akış şeması b) kümelendirme işlemi için gerekli giriş parametreleri penceresi. Giriş parametreleri şekil üzerinde verilmiştir.....	83
Şekil 16.	Z-değerlerinin nasıl hesaplandığını gösteren grafik. 89. eşitlikteki $R_{tüm}$; tüm periyottaki ortalama oran (t_0-t_e aralığında), R_{wl} ; t' den $t+T_w$ 'ye kadar olan zaman penceresindeki ortalama oranı ifade eder. Burada t ; mevcut zamandır ($t_0 < t < t_e$) ve T_w ; yıl olarak zaman penceresinin uzunluğudur.....	90
Şekil 17.	Bingöl depremi ve artçı şok dizisinin episantr dağılım haritası ve artçı şok alanındaki aktif fay sistemleri. Faylar Şaroğlu vd.'nden (1992) alınmıştır.....	96
Şekil 18.	1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisi için beş aylık zaman dilimi içerisindeki kümülatif deprem sayısındaki değişimi.....	98
Şekil 19.	1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisinin ilk bir ay içerisindeki kümülatif deprem sayısının zamanla değişimi.....	99
Şekil 20.	1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisinin bir aylık zaman dilimi içerisinde magnitüd değerlerinde gözlenen değişimler.....	100
Şekil 21.	1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisinin magnitüd-deprem sayısı değişimi.....	100
Şekil 22.	Bingöl depremi artçı şok dizisi için zamanın bir fonksiyonu olarak M_c değişimi.....	102
Şekil 23.	Bingöl depremi artçı şok dizisi için kümülatif deprem sayısı-magnitüd ilişkisi.....	104

Şekil 24.	Bingöl depremi artçı şok alanındaki dört farklı bölgedeki depremlerin episantr dağılım haritası. I., III. ve IV. bölgeler yüksek b -değerleri ile, II. bölge ise daha düşük b -değeri ile uyumludur. Ayrıca, magnitudü 3.3'ten büyük olan artçı şokların episantr dağılımları da gösterilmiştir.....	105
Şekil 25.	Bingöl depremi artçı şok alanındaki her bir alt bölge için deprem sayısı-magnitud ilişkileri ve b -değerleri. Her bir bölgedeki artçı şok sayısı ve magnitud tamamlılığı farklıdır. İlişkiler % 95 güvenilir aralığı ile hesaplanmıştır.....	106
Şekil 26.	Bingöl depremi artçı şok dizisi için ana şoktan sonraki zamanla azalım oranı.....	107
Şekil 27.	$M_D \geq 3.3$ ve $T_{başlangıç} = 0$. 01 olan depremler kullanılarak oluşturulan b -değeri haritası. b -değeri 0.01° 'lik grid aralığı ile $N_e = 200$ alınarak hesaplanmıştır (★; Ana şok, ◆; $M_D \geq 4.0$ olan artçı şoklar).....	110
Şekil 28.	$M_D \geq 3.3$ ve $T_{başlangıç} = 0$. 01 olan depremler kullanılarak oluşturulan p -değeri haritası. p -değeri 0.01° 'lik grid aralığı ile $N_e = 200$ alınarak hesaplanmıştır. b ve p -değerleri maksimum olasılık yöntemiyle hesaplanmıştır (★; Ana şok, ◆; $M_D \geq 4.0$ olan artçı şoklar).....	111
Şekil 29.	Bingöl ve civarı için yüzey jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nden (URL-9, 2007) değiştirilerek alınmıştır (★; Ana şok)....	112
Şekil 30.	Bingöl ve civarı için 0.01° 'lik grid aralığı ile hazırlanan bölgesel topografya haritası (★; Ana şok).....	113
Şekil 31.	Bingöl ve civarı için 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremlerin episantr dağılım haritası.....	114
Şekil 32.	$M_D \geq 3.2$ olan sığ depremler (mavi eğri) ile yeniden kümelendirme işlemi sonucunda elde edilen veri (kırmızı eğri) için zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısı.....	115
Şekil 33.	3 Nisan 1998 Bingöl depremi öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z -değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W = 1.5$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Bingöl ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir.....	116
Şekil 34.	1 Mayıs 2003 Bingöl depremi öncesinde bir yıllık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z -değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W = 5$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Bingöl ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir.....	118

Şekil 35.	12 Mart–10 Aralık 2005 tarihleri arasındaki beş deprem serisi öncesinde bir yıllık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z -değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=5$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Bingöl ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir.....	120
Şekil 36.	13 Nisan 1998 Bingöl depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı (mavi eğri) ve $LTA(t)$ fonksiyonu (kırmızı eğri). Ayrıca, maksimum Z -değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=1.5$ yıl alınmıştır.....	122
Şekil 37.	1 Mayıs 2003 Bingöl depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve $LTA(t)$ fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z -değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=5$ yıl alınmıştır.....	123
Şekil 38.	12 Mart–10 Aralık 2005 Bingöl depremleri ana şok episantrları civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve $LTA(t)$ fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z -değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=5$ yıl alınmıştır.....	123
Şekil 39.	Tunceli depremi ve artçı şok dizisinin episantr dağılım haritası. Artçı şok alanındaki aktif fay sistemleri Şaroğlu vd. (1992) ve MTA’dan değiştirilerek alınmıştır.....	125
Şekil 40.	27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisi için altı aylık zaman dilimi içerisindeki kümülatif deprem sayısındaki değişimi.....	128
Şekil 41.	27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisinin ilk bir ay içerisindeki kümülatif deprem sayısının zamanla değişimi.....	128
Şekil 42.	27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisinin altı ay içerisindeki magnitüd değerlerinde gözlenen değişimler.....	129
Şekil 43.	27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisinin magnitüd-deprem sayısı değişimi.....	130
Şekil 44.	Tunceli depremi artçı şok dizisi için zamanın bir fonksiyonu olarak M_c değişimi.....	131
Şekil 45.	Tunceli depremi artçı şok dizisi için kümülatif deprem sayısı-magnitüd ilişkisi.....	132
Şekil 46.	Tunceli depremi artçı şok dizisi için ana şoktan sonraki zamanla azalım oranı.....	133

Şekil 47. $M_D \geq 2.7$ ve $T_{başlangıç} = 0.002$ gün olan depremler kullanılarak oluşturulan b -değeri haritası. b -değeri 0.01° 'lik grid aralığı ile $N_e = 200$ alınarak hesaplanmıştır.....	136
Şekil 48. $M_D \geq 2.7$ ve $T_{başlangıç} = 0.002$ gün olan depremler kullanılarak oluşturulan p -değeri haritası. p -değeri 0.01° 'lik grid aralığı ile $N_e = 200$ alınarak hesaplanmıştır. b ve p -değerleri maksimum olasılık yöntemiyle hesaplanmıştır.....	137
Şekil 49. Tunceli ve civarı için yüzey jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nden (URL-9, 2007) değiştirilerek alınmıştır.....	138
Şekil 50 Tunceli ve civarı için 0.01° 'lik grid aralığı ile hazırlanan bölgesel topografya haritası.....	139
Şekil 51. Tunceli ve civarı için 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 2.8$ olan sığ depremlerin episantr dağılım haritası.....	140
Şekil 52. $M_D \geq 2.8$ olan sığ depremler ile yeniden kümelendirme işlemi sonucunda elde edilen veri için zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısı.....	141
Şekil 53. Tunceli ve civarındaki 20 Mayıs 1989, 15 Mart 1992 ve 5 Aralık 1995 depremleri öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z -değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W = 3$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Tunceli ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir.....	142
Şekil 54. 27 Ocak 2003 Tunceli depremi öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z -değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W = 3$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Tunceli ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir.....	145
Şekil 55. 5 Aralık 1995 Tunceli depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z -değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W = 3$ yıl alınmıştır.....	149
Şekil 56. 27 Ocak 2003 Tunceli depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z -değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W = 3$ yıl alınmıştır.....	149
Şekil 57. Erzurum depremi ve artçı şok dizisinin episantr dağılım haritası ve artçı şok alanındaki aktif fay sistemleri. Erzurum ve Aşkale fayları Doğan vd.'nden (2004) değiştirilerek alınmıştır	151

Şekil 58.	28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisi için beş aylık zaman dilimi içerisindeki kümülatif deprem sayısındaki değişimi.....	155
Şekil 59.	28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisinin ilk bir ay içerisindeki kümülatif deprem sayısının zamanla değişimi.....	155
Şekil 60.	28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisinin beş ay içerisindeki magnitüd değerlerinde gözlenen değişimler.....	156
Şekil 61.	28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisinin magnitüd-deprem sayısı değişimi.....	157
Şekil 62.	Erzurum depremi artçı şok dizisi için zamanın bir fonksiyonu olarak M_c değişim.....	158
Şekil 63.	Erzurum depremi artçı şok dizisi için kümülatif deprem sayısı-magnitüd dağılımı.....	159
Şekil 64.	Erzurum depremi artçı şok dizisi için ana şoktan sonraki zamanla azalım oranı.....	160
Şekil 65.	$M_D \geq 2.5$ ve $T_{başlangıç} = 0.02$ gün olan depremler kullanılarak oluşturulan b -değeri haritası. b -değeri 0.01° lik grid aralığı ile $N_e = 200$ alınarak hesaplanmıştır.....	163
Şekil 66.	$M_D \geq 2.5$ ve $T_{başlangıç} = 0.02$ gün olan depremler kullanılarak oluşturulan p -değeri haritası. p -değeri 0.01° lik grid aralığı ile $N_e = 200$ alınarak hesaplanmıştır. b ve p -değerleri maksimum olasılık yöntemiyle hesaplanmıştır.....	164
Şekil 67.	Erzurum ve civarı için yüzey jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nden (URL-9, 2007) değiştirilerek alınmıştır.....	165
Şekil 68.	Erzurum ve civarı için 0.01° lik grid aralığı ile hazırlanan bölgesel topografya haritası.....	166
Şekil 69.	Erzurum ve civarı için 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 3.0$ olan sığ depremlerin episantr dağılım haritası.....	167
Şekil 70.	$M_D \geq 3.0$ olan sığ depremler ile yeniden kümelendirme işlemi sonucunda elde edilen veri için zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısı.....	168

Şekil 71.	Erzurum ve civarındaki 27 Mart 1982, 30 Ekim 1983, 18 Eylül 1984 ve 18 Ekim 1984 depremleri öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z -değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Erzurum ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir.....	169
Şekil 72.	Erzurum ve civarındaki 3 Aralık 1999, 25 ve 28 Mart 2004 depremleri öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z -değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Erzurum ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir.....	172
Şekil 73.	27 Mart 1982 Erzurum sınırı depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve $LTA(t)$ fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z -değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır.....	177
Şekil 74.	30 Ekim 1983 Erzurum-Kars depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve $LTA(t)$ fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z -değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır.....	177
Şekil 75.	18 Eylül ve 18 Ekim 1984 Erzurum depremleri ana şok episantrları civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve $LTA(t)$ fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z -değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır.....	178
Şekil 76.	3 Aralık 1999 Erzurum-Kars depremi ana şok episantrları civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve $LTA(t)$ fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z -değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır.....	178
Şekil 77.	25 ve 28 Mart 2004 Erzurum depremleri ana şok episantrları civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve $LTA(t)$ fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z -değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır.....	179
Şekil 78.	Elazığ depremi ve artçı şok dizisinin episantr dağılım haritası ve artçı şok alanındaki aktif fay sistemleri. Faylar Şaroğlu vd.’nden (1992) alınmıştır..	181
Şekil 79.	11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisi için beş aylık zaman dilimi içerisindeki kümülatif deprem sayısındaki değişimi.....	183
Şekil 80.	11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisinin ilk bir ay içerisindeki kümülatif deprem sayısının zamanla değişimi.....	183

Şekil 81.	11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisinin beş ay içerisindeki magnitüd değerlerinde gözlenen değişimler.....	184
Şekil 82.	11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisinin magnitüd-deprem sayısı değişimi.....	185
Şekil 83.	Elazığ depremi artçı şok dizisi için zamanın bir fonksiyonu olarak M_c değişim.....	186
Şekil 84.	Elazığ depremi artçı şok dizisi için kümülatif deprem sayısı-magnitüd dağılımı.....	187
Şekil 85.	Elazığ depremi artçı şok dizisi için ana şoktan sonraki zamanla azalım oranı.....	188
Şekil 86.	$M_D \geq 3.0$ ve $T_{başlangıç} = 0.01$ gün olan depremler kullanılarak oluşturulan b -değeri haritası. b -değeri 0.01° 'lik grid aralığı ile $N_e = 75$ alınarak hesaplanmıştır.....	191
Şekil 87.	$M_D \geq 3.0$ ve $T_{başlangıç} = 0.01$ gün olan depremler kullanılarak oluşturulan p -değeri haritası. p -değeri 0.01° 'lik grid aralığı ile $N_e = 75$ alınarak hesaplanmıştır. b ve p -değerleri maksimum olasılık yöntemiyle hesaplanmıştır.....	191
Şekil 88.	Elazığ ve civarı için yüzey jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nden (URL-9, 2007) değiştirilerek alınmıştır.....	193
Şekil 89.	Elazığ ve civarı için 0.01° 'lik grid aralığı ile hazırlanan bölgesel topografya haritası	193
Şekil 90.	Elazığ ve civarı için 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremlerin episantr dağılım haritası.....	194
Şekil 91.	$M_D \geq 3.2$ olan sığ depremler ile yeniden kümelendirme işlemi sonucunda elde edilen veri için zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısı.....	195
Şekil 92.	7 Mayıs 1992 Elazığ depremi öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z -değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W = 3$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Elazığ ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir.....	196
Şekil 93.	11 Ağustos 2004 Elazığ depremi öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z -değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W = 3$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Elazığ ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir.....	199

Şekil 94. 7 Mayıs 1992 Elazığ depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır.....	203
Şekil 95. 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır.....	203
Şekil 96. Hakkari depremi ve artçı şok dizisinin episantr dağılım haritası ve artçı şok alanındaki aktif fay sistemleri. Başkale fayı Bozkurt'tan (2001) değiştirilerek alınmıştır.....	205
Şekil 97. 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisi için beş aylık zaman dilimi içerisindeki kümülatif deprem sayısındaki değişimi.....	207
Şekil 98. 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisinin ilk bir ay içerisindeki kümülatif deprem sayısının zamanla değişimi.....	208
Şekil 99. 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisinin beş ay aylık zaman dilimi içerisinde magnitüd değerlerinde gözlenen değişimler.....	209
Şekil 100. 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisinin magnitüd-deprem sayısı değişimi.....	209
Şekil 101. Hakkari depremi artçı şok dizisi için zamanın bir fonksiyonu olarak M_c değişim.....	210
Şekil 102. Hakkari depremi artçı şok dizisi için kümülatif deprem sayısı-magnitüd dağılımı.....	211
Şekil 103. Hakkari depremi artçı şok dizisi için ana şoktan sonraki zamanla azalım oranı.....	212
Şekil 104. $M_D \geq 3.2$ ve $T_{başlangıç}=0.005$ gün olan depremler kullanılarak oluşturulan b -değeri haritası. b -değeri 0.01° 'lik grid aralığı ile $N_e=65$ alınarak hesaplanmıştır.....	215
Şekil 105. $M_D \geq 3.2$ ve $T_{başlangıç}=0.005$ gün olan depremler kullanılarak oluşturulan p -değeri haritası. p -değeri 0.01° 'lik grid aralığı ile $N_e=65$ alınarak hesaplanmıştır. b ve p -değerleri maksimum olasılık yöntemiyle hesaplanmıştır.....	215

Şekil 106. Hakkari ve civarı için yüzey jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nden (URL-9, 2007) değiştirilerek alınmıştır.....	217
Şekil 107. Hakkari ve civarı için 0.01°'lik grid aralığı ile hazırlanan bölgesel topografya haritası	217
Şekil 108. Hakkari ve civarı için 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremlerin episantr dağılım haritası.....	219
Şekil 109. $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremler ile yeniden kümelendirme işlemi sonucunda elde edilen veri için zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısı.....	219
Şekil 110. Hakkari ve civarındaki 24 Kasım 1976, 25 Haziran 1988 ve 14 Şubat 1995 depremleri öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z -değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=1.5$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Hakkari ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir.....	220
Şekil 111. 15 Kasım 2000 Van depremi öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z -değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=1.5$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Hakkari ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir.....	226
Şekil 112. 25 Ocak 2005 Hakkari depremi öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z -değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Hakkari ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir.....	228
Şekil 113. 24 Kasım 1976 Van depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve $LTA(t)$ fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z -değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=1.5$ yıl alınmıştır.....	232
Şekil 114. 25 Haziran 1988 Van depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve $LTA(t)$ fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z -değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=1.5$ yıl alınmıştır.....	233
Şekil 115. 14 Şubat 1995 Siirt depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve $LTA(t)$ fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z -değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=1.5$ yıl alınmıştır.....	233

Şekil 116. 15 Kasım 2000 Van depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=1.5$ yıl alınmıştır.....	234
Şekil 117. 25 Ocak 2005 Hakkari depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır.....	234
Şekil 118. Malatya ve civarı için 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremlerin episantr dağılım haritası.....	236
Şekil 119. $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremler ile yeniden kümelendirme işlemi sonucunda elde edilen veri için zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısı.....	236
Şekil 120. 5 Mayıs 1986 ve 6 Haziran 1986 Malatya depremleri öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z-değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=1.5$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Malatya ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir.....	237
Şekil 121. 13 Temmuz 2003 ve 26 Kasım 2005 depremleri öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z-değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=1.5$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Malatya ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir.....	239
Şekil 122. 5 Mayıs 1986 Malatya depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=1.5$ yıl alınmıştır.....	244
Şekil 123. 6 Haziran 1986 depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=1.5$ yıl alınmıştır.....	244
Şekil 124. 13 Temmuz 2003 depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=1.5$ yıl alınmıştır.....	245

Şekil 125. 26 Kasım 2005 depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=1.5$ yıl alınmıştır.....	245
Şekil 126. Erzincan ve civarı için 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 3.0$ olan sığ depremlerin episantr dağılım haritası.....	247
Şekil 127. $M_D \geq 3.0$ olan sığ depremler ile yeniden kümelendirme işlemi sonucunda elde edilen veri için zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısı.....	247
Şekil 128. 18 Kasım 1983 Erzincan depremi öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z-değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Erzincan ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir.....	248
Şekil 129. 20 Mayıs 1989 ve 13 Mart 1992 depremleri öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z-değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Erzincan ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir.....	252
Şekil 130. 18 Kasım 1983 Erzincan depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır.....	255
Şekil 131. 20 Mayıs 1989 Erzincan depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır.....	255
Şekil 132. 13 Mart 1992 Erzincan depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=5$ yıl alınmıştır.....	256
Şekil 133. Artçı şok dizilerinin farklı parametreleri arasındaki ilişkiler. Mavi çizgiler en küçük kareler uyumunu, kırmızı çizgiler ise ortogonal regresyon uyumunu göstermektedir.....	260
Şekil 134. 27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın M_a magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü M_a 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı.....	266

Şekil 135. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın <i>Ma</i> magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü <i>Ma</i> 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı.....	267
Şekil 136. 24 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın <i>Ma</i> magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü <i>Ma</i> 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı.....	268
Şekil 137. 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın <i>Ma</i> magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü <i>Ma</i> 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı.....	269
Şekil 138. 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın <i>Ma</i> magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü <i>Ma</i> 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı.....	270
Şekil 139. 12 Mart 2005 Bingöl depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın <i>Ma</i> magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü <i>Ma</i> 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı.....	271
Şekil 140. 14 Mart 2005 Bingöl depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın <i>Ma</i> magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü <i>Ma</i> 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı.....	272
Şekil 141. 23 Mart 2005 Bingöl depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın <i>Ma</i> magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü <i>Ma</i> 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı.....	273
Şekil 142. 6 Haziran 2005 Bingöl depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın <i>Ma</i> magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü <i>Ma</i> 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı.....	274
Şekil 143. 13 Temmuz 2003 Malatya depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın <i>Ma</i> magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü <i>Ma</i> 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı.....	275

Şekil 144. 26 Kasım 2005 Malatya depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın Ma magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü Ma 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı.....	276
Şekil 145. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi öncesinde kümelendirme işlemi uygulanmış veri için ana şok episantrı civarındaki Z -değerleri dağılımı. $T_W=5$ yıl alınmıştır.....	308
Şekil 146. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi öncesinde kümelendirme işlemi uygulanmamış veri için ana şok episantrı civarındaki Z -değerleri dağılımı. $T_W=5$ yıl alınmıştır	308
Şekil 147. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi ana şok episantrı civarında kümelendirme işlemi uygulanmamış veri için zamanla kümülatif deprem sayısı ve $LTA(t)$ fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z -değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=5$ yıl alınmıştır.....	309
Şekil 148. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi öncesinde kümelendirme işlemi uygulanmış veri için ana şok episantrı civarındaki Z -değerleri dağılımı. $T_W=3$ yıl alınmıştır.....	310
Şekil 149. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi öncesinde kümelendirme işlemi uygulanmış veri için ana şok episantrı civarındaki Z -değerleri dağılımı. $T_W=1.5$ yıl alınmıştır.....	310
Şekil 150. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi öncesinde kümelendirme işlemi uygulanmış veri için Kesme zamanı=2000 ve $T_W=3$ yıl alınarak oluşturulan Z -değeri haritası.....	313
Şekil 151. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi öncesinde kümelendirme işlemi uygulanmış veri için Kesme zamanı=2001.5 ve $T_W=1.5$ yıl alınarak oluşturulan Z -değeri haritası.....	313
Şekil 152. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi öncesinde kümelendirme işlemi uygulanmış veri için farklı kesme zamanları, farklı örnekleme aralıkları ve farklı deprem sayıları dikkate alınarak oluşturulan Z -değeri haritaları...	316

TABLULAR DİZİNİ

Sayfa No

Tablo 1.	Türkiye'deki 24 farklı bölge için farklı magnitüd türleri arasındaki ilişkiler. İlişkiler ortogonal regresyon yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır. Parantez içerisindeki değerler hata miktarlarını göstermektedir. Bu fonksiyonel ilişkiler tekdüze bir katalog oluşturmak için kullanılmıştır.....	73
Tablo 2.	1970-2005 yılları arasında 36.00°D-45.00°D boylamları ile 36.00°K-42.00°K enlemleri arasında meydana gelen bazı büyük depremlerin listesi.....	79
Tablo 3.	1 Mayıs 2003 Bingöl depremi için farklı kaynaklara ait ana şok parametreleri. (USGS: United States Geological Service; DAD: Deprem Araştırma Dairesi; HARVARD: Harvard Üniversitesi; EMSC: European Mediterranean Seismological Center).....	95
Tablo 4.	Bingöl depremi artçı şok dizisi için yapılan test hesaplamaları.....	108
Tablo 5.	27 Ocak 2003 Tunceli depremi için farklı kaynaklara ait ana şok parametreleri. (ETHZ: Swiss Seismological Service).....	124
Tablo 6.	Tunceli depremi artçı şok dizisi için yapılan test hesaplamaları.....	134
Tablo 7.	28 Mart 2004 Erzurum depremi için farklı kaynaklara ait ana şok parametreleri.....	150
Tablo 8.	Erzurum depremi artçı şok dizisi için yapılan test hesaplamaları.....	161
Tablo 9.	11 Ağustos 2004 Elazığ depremi için farklı kaynaklara ait ana şok parametreleri.....	180
Tablo 10.	Elazığ depremi artçı şok dizisi için yapılan test hesaplamaları.....	189
Tablo 11.	25 Ocak 2005 Hakkari depremi için farklı kaynaklara ait ana şok parametreleri.....	204
Tablo 12.	Hakkari depremi artçı şok dizisi için yapılan test hesaplamaları.....	213
Tablo 13.	Çalışma alanındaki depremlere ait genel bilgiler (2003-2005).....	258
Tablo 14.	Artçı şok dizilerine ait parametre değerleri.....	258
Tablo 15.	Çalışmada kullanılan deprem kataloglarının karakteristik parametreleri ve ZMAP programında kullanılan giriş parametreleri.....	300

SEMBOLLER DİZİNİ

A	: Artçı şok alanı
L	: Fay uzunluğu
M	: Deprem magnitüdü
T	: Ana şoktan sonraki zaman
a	: Depremlerin magnitüdüleri ile oluşum sayılarının logaritmaları ($\log N$) arasındaki doğrunun $\log N$ eksenini kestiği nokta
b	: Depremlerin magnitüdüleri ile oluşum sayılarının logaritmaları ($\log N$) arasındaki doğrunun eğimi
c	: Artçı şokların zayıf olarak kayıt edildiği süre boyunca dizinin başlangıçtaki aktivite oranına bağlı sabit bir katsayı
K	: Artçı şok dizisindeki olayların toplam sayısı ile orantılı bir katsayı
m_b	: Cisim dalgası magnitüdü
M_c	: Tamamlılık (süreklilik) magnitüdü
M_D	: Süre magnitüdü
M_L	: Yerel magnitüd
M_S	: Yüzey dalgası magnitüdü
M_{\max}	: Maksimum magnitüd
M_{\min}	: Minimum magnitüd
N	: M veya daha büyük magnitüdüde depremlerin sayısı
$N(t)$: Ana şok oluşumundan sonra t birim zamana düşen artçı şokların sayısı
p	: Artçı şokların zamanla üstel olarak azalma oranı
TM_{\max}	: En büyük artçı şokun oluşma zamanı
$Z(t)$: t zamandaki sismisite oran değişimleri
Z_{\max}	: Maksimum sismisite oran değişimi
Δm	: Ana şok magnitüdü ile en büyük artçı şok magnitüdü arasındaki fark
Δm^*	: Ana şok magnitüdü ile Gutenberg-Richter ilişkisinden elde edilen en büyük artçı şok magnitüdü arasındaki fark
m^*	: Gutenberg-Richter ilişkisinden elde edilen en büyük artçı şok magnitüdü

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Bilindiği üzere Türkiye tektonik aktivitesi oldukça yüksek olan bir kuşak üzerinde yer almaktadır. Deprem bölgeleri haritasına göre; ülkemizin % 92'sinin deprem bölgeleri içerisinde olduğu, ülke nüfusunun % 95'inin deprem tehlikesi altında yaşadığı ve ayrıca büyük sanayi merkezlerinin % 98'i ve barajların % 92'sinin deprem bölgelerinde bulunduğu ifade edilmektedir. Bu yüzden ülkemizde can ve mal kaybına neden olan büyük ölçekli depremler meydana gelmektedir. Depremlerin bu denli korkunç bir doğa olayı olduğu, 1939 Erzincan ($M_w=7.9$), 1999 İzmit ($M_w=7.4$) ve Düzce ($M_w=7.2$) depremleri gibi birçok yıkıcı depremle ülkemizin farklı pek çok yerinde görülmüş ve öğrenilmiştir. Dolayısıyla büyük ve yıkıcı bir deprem, birçok insanın yaşamları boyunca çok fazla tecrübe edemeyeceği bir olaydır.

Yeryüzü bir düzine kadar levha denilen katı bloklardan oluşmaktadır. Bu levhaların birbirine göre göreceli hareketleri, levha sınırlarında gerilmelerin birikmesine ve yamulmaların oluşmasına neden olmaktadır. Biriken gerilmeler kayacın direncini aşınca kırılma olayı meydana gelmekte ve esnek dalgalar oluşmaktadır. Bu şekilde, yer kabuğu içindeki bir kaynaktan ani olarak çıkan titreşimlerin dalgalar halinde yayılarak geçtikleri ortamları ve yer yüzeyini sarsması olayına **deprem** denir. Bir deprem grubu içerisinde en büyük magnitudlü olay **ana şok**, magnitudü ana şoka nazaran daha küçük olup ana şoktan önce meydana gelen olaylar **öncü şok**, sonra meydana gelen olaylar da **artçı şok** olarak isimlendirilir. Artçı şoklar genellikle coğrafik olarak ana şoklara yakın yerlerde meydana gelirler. Ana şokun fayı üzerindeki gerilmeler, ana şok süresince değişir ve fay çok miktarda artçı şok üretebilir. Bazen gerilmedeki değişim, fay civarındaki artçı şokları da tetiklemek için yeterince büyüktür. Artçı şoklar, fayın büyüklüğünden daha büyük olmayan, ya ana şok fayı üzerinde ya da ana şok fayından belirli bir mesafede tetiklenmiş diğer depremler olarak ta düşünülebilir. Artçı şoklar, bölgesel dağılımları ve zamana bağlı davranışlarında gözlenen değişimlerle kullanılabilir bilgiler sağlaması açısından sismisite çalışmalarında ve deprem tehlikesi (hazard) değerlendirmelerinde oldukça önemlidir. Artçı şok oluşumlarını çalışmak, büyük depremlerin kıyaslanmasına imkan verir ve kırık ölçeğini zamanlamayı, konumunu, depremlerin uzun vadeli aktivitesini kontrol eden

mekanizmanın daha iyi anlaşılmasını sağlar. Depremlerin bölgesel dağılımları veya zaman hakkındaki pek çok bilgidен dolayı artçı şokların çalışılması önemli ipuçları verir.

Büyük magnitüdü sığ bir depremin, nispeten daha küçük olan bir deprem serisi tarafından izlendiği bir gerçektir. Bir süre sonra aktivitelerinde zamanla giderek bir düşüş gözlenen bu artçı şoklar ana depremin odağına yakın bir bölgede meydana gelir. Deprem oluşumları ile ilişkili olarak artçı şok oluşumlarının bölge-zaman-magnitüd dağılımlarının istatistiksel özellikleri uzun yıllar boyunca sismolojik çalışmaların başlıca konularından biri olmuştur. Artçı şokların bölge-zaman-magnitüd dağılımları birkaç parametre ile karakterize edilir ve bazı parametre değerleri tam doğru olarak tanımlanamasa da bu değerlerin diziden diziye değiştiği görülür. Bazen bir ana şokun meydana getirdiği artçı şok bölgesi diğer ana şok bölgesi üzerini kaplayabilir ve diğer olaylar zamanla değişen bir artçı şok bölgesine neden olabilir. Dolayısıyla öncelikli olarak, verilen bir şokun ana şok olarak tanımlanan büyük bir depremin bir artçı şoku olarak düşünülüp düşünülmeceğine karar vermek gerekir. İlk olarak, birbiriyle bağlantılı olaylar kümesi tanımlanır ve bu olaylar tektonik özelliklere bağlı olarak birbirine bağımlı olmalıdır. Sonra, dağılımdaki en büyük olay ana şok olarak ve bundan sonraki tüm olaylar da artçı şok olarak tanımlanır. Bir depremin episantrını çevreleyen alan içerisinde ki sismik aktivite ana şoktan sonra epeyce yükseldiği zaman, bu aktivite ile başlayan tüm şoklar ana şokun artçı şokları olarak düşünülebilir. Büyük bir deprem olduktan sonra, aynı bölgede aynı boyutta veya daha büyük diğer bir depremin uzun bir zaman geçmeden oluşmayacağı düşünülür. Fakat bölge kaynak civarına yakın ise durum böyle değildir. Büyük bir depremden önce sismik durgunluk, boşluk ve öncü şoklar odak bölgesini içine alan geniş bir alanı ortaya koyar. Dolayısıyla, ana şokun meydana getirdiği sismik aktiviteden farklı olarak, artçı şok bölgesindeki yerel sismik aktivitenin başka bir deyişle ikinci tür yığılmaları içeren artçı şok dizilerinin araştırılması ve bu diziler için uygun bir modelin ortaya konması, bir sonraki büyük bir depremin öncesinde bölgedeki deprem oluşumlarının analizinde önemli hale gelir. Bu dizilerin tanımlanması, genellikle artçı şokların bölgesel ve zamana bağlı dağılımlarına dayalı varsayımları gerektiren zor bir problemdir. Diğer bir problem ise ana şok magnitüdü ile artçı şokların magnitüdü arasındaki ilişkiyi içerir. “*Belirgin artçı şoklar ana şoktan daha büyük olabilir mi?*” Eğer böyle ise, ana şok bir öncü şok olarak düşünülebilir. Tüm depremlerin öncü, artçı ve ana şok olarak sınıflandırılması her bir olay türüyle alakalı mekanizmanın açıklanmasını gerektirir. Alternatif yaklaşımlar, bu olayların istatistiksel ve fiziksel özelliklerini çalışmak için farklı dağılım algoritmalarının

uygulanması ile bu olaylar arasındaki farklılığı ortaya koyar. Detaylı artçı şok oluşum mekanizması çalışmaları bölge, zaman ve magnitüd dağılımlarını içerir. Artçı şokların bölgesel dağılımları bu şokların daha çok kabuksal olaylar olduğunu, bununla birlikte daha derin dizilerinde olabileceğini göstermektedir. Bir artçı şok dizisindeki olayların bölgesel dağılımı doğal olarak ana şokla ilişkilidir. Artçı şok aktivitesi bir fay kesimi boyunca meydana gelirse, episantr dağılımı hemen hemen aktif fay kesimine paralel eksenler boyunca gözlenir ve kabaca söylemek gerekirse eliptik bir alanda gözlenir ve artçı şoklar kırığın her iki tarafında yoğunlaşır. Bazı artçı şok dizilerinde ise artçı şok episantrları çok küçük bir alan içerisinde kümelenir. Sonuçta, artçı şok dizilerinin bölgesel olarak tanımlanması ve devam etme sürelerinin belirlenmesi; deprem kaynak bölgesini belirlemeye, deprem mekanizmasının özelliklerini ve fay zonundaki malzemenin fiziksel özelliklerini ortaya koymaya olanak sağlar.

1.2. Artçı Şok Oluşumları ve Artçı Şok Dizilerinin Tanımlanması

Artçı şoklar, bir deprem grubu içerisinde magnitüdü ana şoka nazaran daha küçük olup, ana şoktan sonra meydana gelen depremler olarak isimlendirilir. Esas olarak fayın hareketini sağlayan, yer değiştirmeyi meydana getiren bir ana deprem vardır. Büyük bir deprem meydana geldikten sonra bütün bölgedeki gerilme sisteminde bir çalkantı olur. Ana şokla birlikte boşalan enerji fayın uçlarına doğru dağılım gösterir. Bazı yerlerde gerilme yükselir ve gerilmenin yükseldiği bu alanlarda artçı şoklar meydana gelir. Bununla birlikte, ana şok ve artçı şok arasındaki fiziksel ilişkiyi anlamadıkça tam olarak artçı şok tanımlaması yapılamayabilir. Bir artçı şok tanımı yapabilmek için; artçı şokun ana şokla oluşan yüzey kırığının uzunluğunda olması veya alternatif olarak önceki artçı şok aktivitesine dayandırılmış bir artçı şok zonunda olması gerekir. İkinci bir düşünce olarak; artçı şok bölgesi sismik aktivitenin normal seviyeye döndüğünde belirlenen alan içerisinde olmalıdır. Bu iki kriter oldukça zayıf tanımlanmış sınırlara sahiptir. Bir ana şokun meydana getirdiği artçı şok bölgesi, diğer ana şokun artçı şok bölgesi üzerini kısmen kaplayabilir. Dolayısıyla, diğer olaylar zamanla değişen bir artçı şok bölgesine neden olabilir veya olduğundan daha fazla bir alana ulaşabilir. Ayrıca bir bölge için normal sismik seviyenin tanımlanması zor olabilir. Buda, artçı şok dizilerini tanımlamayı güç hale getirir. Dağılım itibarıyla artçı şoklar ana şok episantrı civarında eliptik bir kümelenme gösterirler. Artçı şok alanı olarak ana şokla oluşan yüzey kırığı uzunluğu ve kaynak bölgesinin yakın civarı

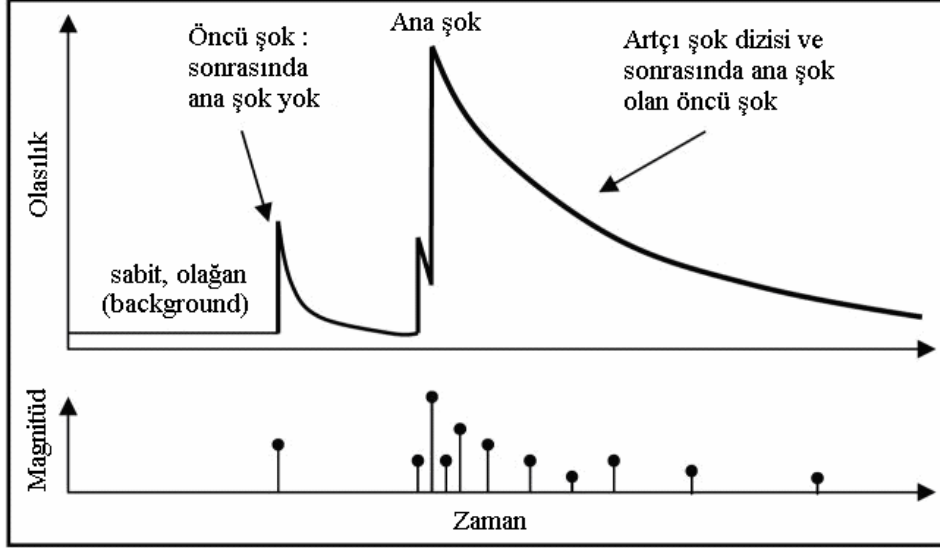
seçilir. Artçı şokların ana şok episantrı etrafında eliptik bir kümelenme göstermesi genel bir artçı şok karakteristiği olarak düşünülür (Utsu, 1961; Savage ve Meyer, 1985). Artçı şok dizileri için kullanılacak zaman aralığının seçimi de sonuçların doğruluğu açısından oldukça önemlidir. Son yıllarda Tajima ve Kanamori (1985), büyük depremlerin artçı şoklarının 1 yıla kadar sürebileceğini belirtmişlerdir. Bir çok araştırmacı (Savage ve Meyer 1985; Warren vd., 1985; Enescu ve Ito, 2002; Bayrak ve Öztürk, 2004; Öztürk vd., 2008) ana şok oluşumundan itibaren 1 günden başlayarak 5 aya kadar varan artçı şok dizilerini çalışmışlardır. Genel itibariyle, bir deprem ana şoktan sonraki 100-150 gün içinde oluşursa bunun bir artçı şok olduğu düşünülür (Tsapanos vd., 1994). Büyük depremleri takiben artçı şok aktivitesinin 10 yıl veya daha fazla sürebileceği de ifade edilmiştir (Omori, 1902). Artçı şok aktivite süresinin tanımlanması önemlidir, çünkü sismik aktivitenin sabit (olağan, background) sismisite seviyesine dönme anı artçı şok aktivitesini ortaya koyar. Artçı şoklar bu zamandan sonrada devam edebilir fakat sabit sismisiteden ayırt edilemezler. Shiratori (1925), sabit sismisitesinin ana şoktan önce gözlenen ortalama sismisiteye eşit olduğunu ifade etmiştir. Watanabe (1989), artçı şok aktivitesi ile artçı şok bölgesi civarındaki sismik aktiviteyi karşılaştırmış ve artçı şok bölgesindeki mikro aktivitenin civar bölgeye oranla daha yüksek olduğunu ifade etmiştir. Ogata ve Shimazaki (1984), 1965 Aleutian (Mw=8.7) depremini takiben artçı şok dizisi için, aktivitenin normal aktivite seviyesine dönme zamanını belirlemeye çalışmışlardır. Ana şoktan 54 gün sonra olan en büyük artçı şok (Mw=7.6) bir dizi ikincil artçı şokla takip edilmiştir. $m_b \geq 4.7$ olan ve 3 saat-1000 gün arasında ikincil artçı şok dizisini içeren artçı şok aktivitesini değiştirilmiş Omori formülü ile modellemişler ve parametreleri tahmin etmişlerdir. Sonra deprem sayısı-lineer zaman değerlerini kullanarak kümülatif frekans eğrilerini elde etmişlerdir. Bu eğrinin ana şoktan yaklaşık 2200 gün sonra düz hattan bir sapma gösterdiğini ifade etmişler ve sonuçta artçı şok aktivitesinden normal aktiviteye dönüş zamanı olarak bu zamanı vermişlerdir. Ayrıca, Utsu (1969), 28 Ekim 1891 Nobi depremi için logaritmik ölçekte zaman-deprem sayısı grafiği üzerinde artçı şok aktivitesinin sürekli azalan bir oluşum oranıyla en az 80 yıl devam ettiğini göstermiştir (Ogata, 1988).

Artçı şok oluşumları, deprem fayı üzerinde ana şokla oluşan kopmayı takiben ikincil bir gerilme dağılımına neden olur. Artçı şoklar, ana şok atımı boyunca kaynak bölgesinin yakın civarında veya çoğunlukla dışında olur. Artçı şokların bölgesel dağılımı, ya maksimum yer değiştirme bölgesinin dışında devamlı bir hareketi ya da ana şok kırık sınırını çevreleyen alandaki yardımcı fayların hareketini yansıtır (Mendoza ve Hartzell,

1988). Büyük bir depremi takiben genellikle ana şok episantrı civarında çok sayıda artçı şok gözlenir. Artçı şok oluşumlarının doğal mekanizması iyi bilinmemesine rağmen, büyük depremlerle oluşan kırıklar, karmaşık artçı şok oluşumlarıyla sonuçlanan bölgesel gerilme alanları, fay bölgesindeki malzemenin fiziksel özelliklerinin ve deprem mekanizmasının anlaşılmasına olanak sağlar. Bazı durumlarda bu artçı şoklar, var olan küçük faylar üzerindeki ikincil deformasyonlardan da kaynaklanabilir (King vd., 1985). Aki (1979), artçı şokların gerilme seviyesinin büyük ana şok faylanmasını takip ettiği bölgelerde olduğunu ifade etmiştir. Artçı şok faylanmasının bu özelliği, ana şok kırılmasını takiben gerilme değişimlerinin çalışılmasında önemli bir bulgudur. Artçı şok yerleri ve faylanma mekanizmaları depremi takiben, en büyük moment dağılım bölgesinde muntazam bir gerilme dağılımı ile ilişkilidir. Artçı şoklar genellikle ana şok atımının büyük olduğu yerlerde değil, maksimum yer değiştirme bölgesi civarında dağılım gösterirler. Kisslinger (1996), artçı şokları; ana şok kırık bölgesi boyunca yerleşmiş olanlar, kırık bölgesi dışında ana şok fayı boyunca yerleşmiş olanlar ve ana şok episantrına yakın bölgelerde herhangi bir yerde yerleşmiş olanlar olmak üzere üç sınıfta toplamıştır. Eğer, artçı şoklar ana şok bölgesi civarında olmasaydı, o zaman bu mekanizmalar artçı şok aktivitesinin ya deprem fayı üzerindeki kırığın uzanımından ya da ana faya paralel yüzeyler boyunca fay blokları civarındaki yardımcı faylanmalardan kaynaklandığını gösterirdi. Artçı şok oluşumları deprem kaynak bölgesini belirlemede yardımcı olabilir, fakat tüm düşük artçı şok aktivite bölgeleri ana şok atım bölgesi ile ilişkili olmayabilir (Reasenber ve Ellsworth, 1982).

Deprem odak bölgesinin heterojen olmasından kaynaklanan, büyük bir miktardaki artık enerji artçı şoklarla ortaya çıkar. Artçı şok dizileri deprem özellikleri ve fay zonundaki malzemenin fiziksel özellikleri hakkında önemli bilgi kaynaklarıdır (Utsu, 1961; Mogi, 1967; Scholz, 1968; Frohlich, 1987). Tektonik oluşumlar ve fay türleri, artçı şok dizilerinin davranışlarını kontrol edebilen yüzey fayı özelliklerinden farklı diğer faktörlerdir (Kisslinger ve Jones, 1991). Artçı şokların bölgesel dağılımı, toplam sayısı ve dizilerin zamanla azalma oranlarında gözlenen değişimler kullanışlı bilgiler sağlayabilen dizi karakteristikleridir. Artçı şokların sayısı diziyi karakterize eder, çünkü bu sayı tektonik yapıyla ilişkilidir ve basit olarak yapıyı belirler. Artçı şok dizilerinin devamlılığının yanında, sayıları da sismojenik fayın yapısına, odak derinliğine ve faydaki gerilme dağılımına oldukça bağlıdır. Artçı şok dizilerinin bölgesel dağılımlarının detaylı çalışmaları, tek yönlü kırılmalar olması durumunda artçı şok aktivitesinin nispeten ana şok oluşumundan sonra büyüdüğüne işaret eder ki en büyük artçı şoklar burada meydana gelir.

İki yönlü kırılmalar olması durumunda ise, artçı şok aktivitesi fayın her iki sonuna ulaşır ve bu sonlardan birinde en büyük artçı şok meydana gelir. Deprem oluşumlarının basit bir görünümü Şekil 1’de verilmiştir (örneğin, Gerstenberger vd., 2004a,b; URL-1, 2007).



Şekil 1. Deprem oluşum modeli (URL-1’den (2007) değiştirilerek alınmıştır)

1.2.1. Artçı Şok Çalışmaları ve Bu Çalışmaların Deprem Tahminindeki Önemi

Büyük bir deprem olduktan sonra artçı şok aktivitesinin bir süre sonra sonlandığı ve sabit sismisitenin artçı şok aktivitesini örttüğü kabul edilir. Büyük bir depremden önce, sismik durgunluğun ve öncü olayların odak bölgesinde olması beklenir (Mogi, 1968). Fakat bir ana şokun oluşumundan önce öncü olayları tanımlamak kolay değildir. Aslında öncü şoklar artçı şoklardan daha az olma eğilimindedir. Sonuçta sismik durgunluk (sessizlik) ve ilişkili sismik boşluk deprem tahmini çalışmalarında birçok araştırmacı tarafından kullanılmıştır (örneğin, Kanamori, 1981). Fakat sismik durgunluğun kullanımı ile ilgili bazı sorunlar vardır ve bu durgunluğun yalnızca en son büyük depremden sonraki artçı şokların azalma oranının bir sonucu olarak düşünülebileceği öngörülmüştür (Lomnitz, 1982; Lomnitz ve Nava, 1983). Bu durumun araştırılabilmesi için artçı şok aktivitesi ve sabit sismisitenin nicel bir karşılaştırması ile sismik durgunluğun araştırılması gerekir. Burada önemli olan ana şoktan sonraki zamanla birbirini izleyen artçı şoklar arasındaki zaman aralığıdır. Eğer, ana şoktan sonraki zaman ile bunu izleyen artçı şoklar arasındaki zaman ilişkili ise artçı şok dizisi normaldir ve olağan dışı büyük olaylar beklenmez. Eğer

bu ilişki düz bir hattan sapma gösterirse büyük bir olay olabilir ve bu olayın zamanı grafik üzerinden belirlenebilecektir. Bu ilişki değiştirilmiş Omori formülü ile uyumlu olduğundan, düz hattan olan sapma oluşum oranının formülden saptığı anlamına gelir. Dolayısıyla, artçı şoklar tüm sismik aktivite döngüsünün anlaşılabilmesinde önemli bilgiler sağlar (Matsu'ura, 1986; Ogata ve Shimazaki, 1984).

Wang (1979), Li vd. (1980) ve Zhou vd. (1982), 1966 Xingtai depremi artçı şok aktivitesinde birkaç büyük depremden (örneğin, 1969 Bohai, 1975-1976 Haicheng-Tangshan depremleri) 1-2 yıl öncesinde göreceli bir artışın olduğunu rapor etmişlerdir. Ayrıca, artçı şok aktivitesinin bölgedeki tektonik gerilme değişimlerini ortaya koymada iyi bir ölçüm parametresi olduğunu ifade etmişlerdir. Xu (1984), artçı şok aktivitesinin yavaş azaldığı durumlarda, büyük bir artçı şok olacağını ifade etmiştir. Bu oluşum, 1966'dan beri Çin'de $M \geq 7$ olan beş büyük depreme (Longling, Tonghai, Xingtai, Songpan ve Tangshan) gözlenmiştir. Schenkova vd. (1982), büyük bir olayı takiben anormal derecede azalan üç artçı şok aktivitesi rapor etmişlerdir. Yaptıkları çalışmada, Mayıs 1976 Furili (İtalya, $M=6.4$) depreminin Ağustos sonunda durgunluk dönemine girdiğini ve Eylül'de yavaş yavaş artmaya başladığını, 11 (M=5.9) ve 15 Eylül'de (M=6.1 ve 6.0) yıkıcı bir deprem serisi meydana geldiğini ifade etmişlerdir.

Matsu'ura (1986), büyük artçı şoklardan önce artçı şok aktivitesindeki göreceli azalmı ve tekrar artma durumlarını araştırmış ve bu tür öncülerini istatistiksel olarak belirleyebilecek bir yöntem sunmuştur. Japonya'da $M \geq 7$ olan büyük artçı şoklarla takip edilen depremleri araştırmış ve 19 olaydan 14'ünün değiştirilmiş Omori formülünden beklenen seviyeden öncü bir düşüş sergilediğini göstermiştir. Öncü değişimler ilk bakışta çok net olmasalar bile, başlangıç magnitudünün ve yöntemin doğru seçilmesi bu durgunluk dönemini belirlemeye olanak sağlar. Eğer artçı şok aktivitesi gerçekten değişiyorsa, değişim zamanından sonra ve önceki değiştirilmiş Omori formülü için farklı parametreleri kullanan model için hesaplanan değer, bu aktivite değişimlerini ihmal eden yöntemden elde edilen değerden önemli derecede küçük olacaktır. Zaman eksenini dönüştürülmüş zaman olarak kullanıldığında, öncü değişim daha açık olarak belirlenebilir.

1.2.2. Artçı Şok İstatistiği ve Artçı Şoklar Üzerine Bazı Çalışmalar

Deprem oluşumları ile ilişkili olarak artçı şok oluşumlarının bölge-zaman-magnitud dağılımlarının istatistiksel özellikleri uzun yıllar boyunca sismolojik çalışmaların başlıca

konularından biri olmuştur. Artçı şokların bölge-zaman-magnitüd dağılımları birkaç parametre ile karakterize edilir. Bazı parametre değerleri tam doğru olarak tanımlanamasa da bu değerlerin diziden diziye değiştiği görülür. Büyük magnitüdü sığ bir depremin, nispeten daha küçük olan bir deprem serisi tarafından izlendiği bir gerçektir. Birkaç aydan sonra aktivitelerinde zamanla giderek bir düşüş gözlenen bu artçı şoklar ana depremin odağına yakın bir bölgede meydana gelir. Artçı şokların doğal oluşumu, istatistiksel ve fiziksel olarak çok sayıda sismolog tarafından çalışılmış ve birçok önemli sonuç çıkarılmıştır. Yapılan çalışmaların bazıları; artçı şokların sayılarındaki zamanla azalma üzerine Omori'nin hiperbolik yasası (Omori, 1894), artçı şok dizilerindeki enerji boşalımı, artçı şokların bölgesel dağılımı (Utsu, 1961), artçı şok dizileri üzerine istatistiksel bir çalışma (Ranalli, 1969), artçı şok aktivitesinin sona erme süresi (Watanabe, 1989), artçı şokların zamana bağlı davranışlarının fiziksel modeli (Marcellini, 1997), artçı şokların bölgesel ve zamana bağlı değişimleri (Drakatos ve Latoussakis, 2001), artçı şok istatistikleri (Shcherbakov vd., 2005) şeklinde sıralanabilir. Artçı şok dizileri için birçok istatistiksel ve tahmini değerlendirme yapılabilir ve bu çalışmalar şu şekilde özetlenebilir;

1. Ana şok magnitüdü M_0 ile artı şok dizisindeki en büyük artçı şokun magnitüdü M_1 arasındaki ilişki ($D_1=M_0-M_1$),
2. En büyük birinci artçı şok magnitüdü ile en büyük ikinci artçı şok magnitüdü M_2 arasındaki ilişki ($D_2=M_1-M_2$),
3. En büyük artçı şok ve ana şok arasındaki varış zamanı t_1 ile ana şok magnitüdü arasındaki ilişki ($t_1=t_{M_0}-t_{M_1}$),
4. t_1 ile M_0-M_1 arasındaki ilişki ve artçı şokların magnitüd-deprem sayısı ilişkisi (Gutenberg-Richter ilişkisi, b -değeri),
5. Artçı şokların zaman-sayı ilişkisi (Omori modeli, p, c ve K değerleri),
6. M_0 ile artçı şok dizisinin diğer karakteristik parametreleri (artçı şoklarla açığa çıkan enerji E , artçı şok bölgesinin alanı A , D_1-M_0 , $c-D_1$, $p-c$, $b-D_1$, $c-M_0$, $p-b$, $p-t_1$, t_1-M_0 ilişkileri gibi) arasındaki ilişki,
7. Risk değerlendirmeleri için ana şoktan sonraki olaylar ve bu olayların zamana bağlı değişimlerinin ve artçı şokların zamana bağlı oluşma olasılığını,
8. Artçı şokların statik gerilme değişimlerinin çalışılması ve gerilme değişimlerin derinlikle ve zamanla olan ilişkileri ve magnitüde bağlı değişimleri,
9. Artçı şok bölgesindeki atım, hız ve ısı akısı gibi değişimler ve bu değişimlerin bölgedeki jeolojiyle birlikte değerlendirilmesi.

Utsu (1961), Japonya'da meydana gelen sığ depremleri kullanarak artçı şok oluşumlarının istatistiksel değerlendirmesini yapmış ve bir artçı şok dizisinin karakteristik parametreleri M_0 - M_1 , t_1 , p , c , b , E ve D arasında ilişkiler geliştirmiştir. Zamanla artçı şokların enerji ve frekanslarında gözlenen azalmaları ilişkilendirilmiş ve basit bir artçı şok oluşum modeli kullanarak açıklamıştır.

Utsu (1969), deprem oluşumlarının istatistiksel yorumunu yapabilmek ve artçı şok oluşumlarının uygun bir modelini geliştirebilmek için 1926–1968 yılları arasında Japonya ve civarındaki birçok deprem dizisi için artçı şokları karakterize eden ve yukarıda maddeler halinde verilen M_0 , M_1 , M_2 , t_1 , p , c , b , D_1 , D_2 , A (artçı şok alanı) gibi parametreler arasındaki ilişkileri araştırmıştır. c - M_0 , t_1 - M_0 , p - c , b - D_1 ve p - b arasında pozitif ilişkiler, D_1 - M_0 , c - D_1 ve p - t_1 arasında ise negatif ilişkiler hesaplamıştır.

Hirata (1987), artçı şok dizilerini tanımlayan üstel azalma modeli ve Omori modeli'ni kullanarak, bazaltik yapılar üzerinde sabit bir basınç altında akustik yayılımın bir zaman serisi olarak değişimini ölçmüştür. Ana şoktan sonraki zamanın kısa olması durumunda üstel azalma modeli ile Omori modeli arasında ki farkın oldukça az olduğunu, ana şoktan sonraki zamanın büyük olması durumunda bu farkında büyük olduğunu ifade etmiştir. Ayrıca, Omori modeli ile belirlenen p -değerinin kırılma işlevinin gelişimiyle yavaş yavaş azaldığını ve daha küçük bir p -değerine sahip artçı şokların daha uzun bir aktiviteye sahip olduğunu ifade etmiştir. Sonuçta, p -değerindeki azalmanın büyük depremlerin tahmininde faydalı olabileceğini ve p -değerinin yerel kabuğun kırılma derecesinin tahmininde kullanılabileceğini belirtmiştir.

Tsapanos (1990), orta Pasifik sırtında 1964-1986 yılları arsında meydan gelen $M_s \geq 6.0$ ve derinliği $h < 65$ km olan 145 depreme ait artçı şok dizisinin istatistiksel değerlendirmesini yapmış ve ana şok magnitüdü ile en büyük artçı şokun magnitüdü arasındaki farkın bölgesel dağılımını istatistiksel olarak değerlendirmiştir. Yaptığı çalışmada, bu farkın iki farklı değerde pik verdiğini ve bu farklılığın da odak bölgesindeki gerilme alanlarıyla ilişkili olduğunu ifade etmiştir. Gibowitz (1973), bu farklılığın ana şoktaki gerilme düşümü ile ilişkili olduğunu göstermiş ve bu farkın gerilme düşümü az veya gerilme yüksek iken küçük olduğunu ifade etmiştir. Ayrıca, Purcaru (1974) ve Okada (1979) bu farkın Gutenberg-Richter ilişkisindeki b -değeri ile ilişkili olduğunu belirtmiştir. Båth yasası olarak bilinen bu ifadeye göre ana şok magnitüdü M_0 ile en büyük artçı şokun magnitüdü M_1 arasındaki farkın D_1 ($=1.2$) istatistiksel bir anlamı vardır ve depremlerin

magnitüdünden bağımsızdır (Papazachos, 1974). Buna göre, bu fark plaka yüzeyindeki depremlere nazaran ark gerisindeki dizilerde daha büyüktür.

Kisslinger ve Jones (1991), 1933–1988 yılları arasında güney Kaliforniya’da meydana gelen 39 depreme ait artçı şok dizisinin zamana bağlı davranışlarını değiştirilmiş Omori yasası ile modellemiştir. Artçı şokların azalma oranını ifade eden p -değeri ile ana şok magnitüdü arasında, deprem sayısı-magnitüd dağılımını ifade eden b -değeri ile ana şok magnitüdü arasında ve p - b arasında bir ilişki olmadığını ifade etmiştir. Ayrıca, azalma oranını etkileyen fiziksel faktörler arasında hiposantr derinliğindeki ısı değişimlerinin önemli bir faktör olduğunu, yüksek ısı akısına sahip bölgelerde artçı şokların daha hızlı bir azalma gösterdiğini belirtmiştir. Ayrıca p -değerinin ısı akısı ile ilişkili olduğunu gösteren çalışmalar birçok araştırmacı tarafından yapılmıştır (örneğin; Mogi, 1967; Lachenbruch ve Sass, 1980; Davis ve Frochlich, 1990).

Ogata vd. (1991), 1983-1988 yılları arasında Kanto bölgesinde 13528 olay için b -değerlerinin bölgesel değişimlerini değerlendirmişler ve b -değerlerinde düşey yönde gözlenen değişimlerin yatay değişimlere oranla daha büyük olduğunu ifade etmişlerdir. Ayrıca, b -değerlerindeki değişimlerin sismik dalga hızlarıyla önemli derecede ilişkili olduğunu belirtmişlerdir. Çalışma sonucunda, daha yüksek b -değerine sahip bölgelerin daha düşük, küçük b -değerine sahip bölgelerin daha büyük P-dalgası hızıyla orantılı olduğunu ve ayrıca yüksek b -değerli bölgelerin daha yüksek buna karşın düşük b -değerli bölgelerin daha düşük S-dalgası soğrulması ile ilişkili olduğunu ortaya koymuşlardır.

Tsapanos (1992), 1964–1986 yılları arasındaki 182 global artçı şok dizisi için en büyük ikincil artçı şok oluşumlarının istatistiksel bir çalışmasını yapmıştır. Bu çalışmada, ana şoktan sonraki en büyük birincil (M_1) ve ikincil (M_2) artçı şok oluşumları ile ana şok magnitüdü (M_0) arasındaki farkın ($D_2=M_0-M_2$) istatistiksel olarak değerlendirmesini yapmış, ana şok ile ikinci ve üçüncü büyük artçı şok oluşumları için geçen zaman arasında bağıntılar geliştirmiş ve ana şoktan sonraki ilk 24 saat içinde %58 ve %53 olasılıkla ikinci ve üçüncü büyük artçı şokların meydana gelebileceğini ifade etmiştir. Ayrıca, artçı şok bölgelerindeki ısı akısı değişimleri ile ana şok ve üçüncü büyük artçı şokun arasındaki magnitüd ve zaman farkı arasında bağıntılar geliştirmiş ve bu ısı akısı değişimlerinin bölgedeki artçı şok oluşumlarını güçlü bir şekilde etkilediğini belirtmiştir.

Kisslinger ve Jones (1993), 29 artçı şok dizisi için üstel azalma modeli (Williams-Watts) ve değiştirilmiş Omori modelini kullanarak artçı şokların azalma oranını ifade eden p -değerindeki farklılıkları ortaya koymaya çalışmıştır. Ana şok zamanının dizi için

başlangıç olarak alınması durumunda Omori modeli'nin daha doğru sonuçlar verdiğini, buna karşın başlangıç olarak ana şoktan sonraki 15 dakika ile 2.5 saat alınması durumunda üstel dağılım fonksiyonunun daha iyi uyum sağladığını dolayısıyla dizi için başlangıç zamanının seçiminin oldukça önemli olduğunu ifade etmiştir. Ayrıca, artçı şok azalmasını tanımlayan bir parametre olarak p -değeri hesabının, fay zonu özelliklerinin zamana bağlı davranışları ile hiposantr civarındaki çevre koşullarını ilişkilendirmesinde faydalı olabileceğini belirtmiştir.

Wiemer ve Katsumata (1999), 1986-1997 yılları arasında dört büyük depreme ait (Landers, Northridge, Morgan Hill ve Kobe) artçı şok dizisinin deprem sayısı-magnitüd ilişkisini ifade eden b -değeri ile artçı şokların zamanla azalma oranını ifade eden değiştirilmiş Omori yasasındaki p -değerinin bölgesel değişimlerini incelemiştir. Bu parametrelerdeki sistematik ve istatistiksel değişimlerin 100 km'lik bir mesafeye kadar ulaşabileceğinin belirtmişlerdir. Bu iki sismik parametredeki bölgesel değişimlerin ana şok süresince oluşan atım miktarı ile orantılı olduğunu ve yüksek b -değerli bölgelerin yüksek atıma sahip alanlarda gözlemlendiğini ifade etmiştir. Ana şok süresince oluşan ısı akısı dağılımının artçı şok bölgesindeki p -değeri dağılımını etkilediğini, buna karşın gerilme, çatlak yoğunluğu ve gözenek basıncının b -değerini kontrol ettiğini göstermişlerdir. Ayrıca, b ve p -değerlerinin büyük bir artçı şok veya bir sonraki büyük bir deprem olasılığının hesabında kullanılabileceğini (Reasenber ve Jones, 1989; 1994), b ve p -değerlerindeki bölgesel değişimlerin deprem tehlikesi değerlendirmeleri üzerinde önemli derecede etkili olduğunu ifade etmişlerdir.

Drakatos ve Latoussakis (2001), 1971-1997 yılları arasında ve $M_L \geq 5.0$ olan 44 artçı şok dizisi için, artçı şok dizilerinin süresi, artçı şokların sayısı, en büyük artçı şokun magnitüdü ve ana şoktan sonraki herhangi bir zamandaki oluşma olasılığı ve yüzey kırık uzunluğunun ana şok magnitüdüne bağlı olarak değişimlerini istatistiksel olarak değerlendirmişler ve bu parametreler arasında ampirik (deneye dayalı) ilişkiler geliştirmişlerdir. Ayrıca, artçı şokların bölgesel ve zamana bağlı değişimlerinin güçlü bir şekilde fay alanındaki gerilme dağılımına bağlı olduğunu ifade etmişlerdir.

Ogata (2001), Japonya ve civarında meydana gelen 76 depreme ait artçı şok dizilerini kullanarak göreceli bir durgunluk dönemiyle birlikte artçı şok bölgeleri civarında büyük depremlerin artan oluşma olasılığı üzerine yaptığı çalışmada, ilk olaya ait artçı şok aktivitesinin, ana şokun birkaç derecelik mesafesinde büyük bir olayı takiben olasılık işlevi için faydalı bilgiler ortaya koyduğunu göstermiştir. Eğer ilk olaydan sonraki artçı şok

aktivitesi normal azalıma kıyasla nispeten sakinse, civardaki büyük olayların oluşma oranı ana şoktan sonraki ilk on yıl boyunca normal artçı şok aktivitesine oranla birkaç kat daha fazladır. Bu tür problemleri çözebilmek için normal artçı şok aktivitesinin modellenmesine ihtiyaç duyulur. Aslında, birçok artçı şok dizisi değiştirilmiş Omori formülüyle ifade edilen basit azalım modelinden daha karmaşıktır. Yaygın türdeki artçı şok dizileri (Epidemic-Type Aftershock Sequence, ETAS) model değiştirilmiş Omori yasasının genel bir versiyonudur ve deprem yığılmalarını da içeren değişik artçı şok dizilerine iyi uyum sağlar (ETAS modele göre her artçı şok sonraki artçı şoklarını tetikleyebilir). Göreceli durgunluk, sismisite seviyesine bağlı olmaksızın oluşabilir ve eğer bu tür bir durgunluk mevcutsa, tahmini ETAS modelinden elde edilen tahmini oluşum oranına dayalı oluşma zamanlarına bağlı olarak grafiklenen kümülatif sayı diyagramından görülebilir. Dolayısıyla, göreceli durgunluk artçı şok aktivitesine ait anomalileri belirleyebilmede etkili bir faktördür ve bu da büyük bir olayın (6 yıl içerisinde) ana olay civarında (yaklaşık 3 derecelik mesafede) oluşma olasılığını tahmin etmede kullanılabilir.

Enescu ve Ito (2002), 6 Ekim 2002 Western Tottori depreminden sonraki ilk dört aylık zaman dilimi içerisindeki 4000'den fazla artçı şok için, deprem sayısı-magnitüd ilişkisindeki b -değeri ile artçı şok aktivitesinin zamanla azalma oranını ifade eden p -değerinin bölgesel değişim analizlerini yapmışlar, bu parametrelerdeki değişimlerin fiziksel anlamını açıklamaya çalışmışlardır. b -değerlerinde gözlenen değişimlerin önceki kırıkların yanında ana şoktan sonraki gerilme dağılımıyla ilişkili olduğunu, mevcut kırıklara sahip bölgelerdeki nispeten düşük gerilmelerin bu alanlardaki yüksek b -değeri ile, buna karşın nispeten düşük b -değerli bölgelerin ana şoktan sonraki daha yüksek uygulamalı kayma gerilmesi ile ilişkili olduğunu ifade etmişlerdir. Ayrıca, atım gösteren bölgelerin büyük b -değeri gösteren daha fazla kırıklı yapıya sahip olduğunu, daha büyük p -değerli bölgelerin ana şoktan sonraki daha büyük atıma sahip bölgelerle, buna karşın küçük p -değerli bölgelerin genellikle son zamanlarda kırılmamış alanlarla ilişkili olduğunu göstermişlerdir.

Ogata vd. (2003), $M=7.3$ olan 1992 Landers depremi, $M=6.4$ olan 1992 Big Bear depremi ve $M=7.1$ olan 1999 Hector Mine depremlerini kullanarak, artçı şok azalımı için değiştirilmiş Omori yasasının doğal bir uzanımı olarak kabul edilen ETAS modeli ile depremlerden sonraki normal artçı şok aktivitesinin nerede ve ne zaman yoğunlaştığını belirlemeye çalışmışlardır. Sismik durgunluk büyük depremler için olası bir öncü olarak düşünülebilir. Dolayısıyla bu durgunluğun hassasiyeti normal artçı şok aktivitesinin doğru

modellenmesini gerektirir. Çalışmada, göreceli durgunluğun yalnızca sığ depremlerde (5–6 km) olduğu, buna karşın derin depremlerde ise net ve normal artçı şok aktivitesinin tüm periyot süresince ETAS modeli ile iyi uyum sağladığı ifade edilmiştir. Eğer ilk olayın artçı şok aktivitesi göreceli bir durgunluk gösteriyorsa diğer bir büyük depremin oluşma olasılığı artar ve eğer artçı şok azalım oranındaki anomali değişimleri gözlenirse sismik değişim kabuktaki gerilme değişimleriyle oldukça ilişkilidir.

Bayrak ve Öztürk (2004), 17 Ağustos 1999 İzmit ve 12 Kasım 1999 Düzce depremi artçı şok dizileri için ana şoktan sonraki beş aylık zaman dilimi içerisinde, deprem sayısı-magnitüd ilişkisindeki b -değeri ile artçı şokların zamanla azalma oranını ifade eden p -değerinin bölgesel ve zamana bağlı değişimlerini incelemişler ve bu parametrelerde gözlenen değişimlerin artçı şok bölgesindeki jeolojik yapıyla ve kırık mekanizmasıyla ilişkili olduğunu ifade etmişlerdir. Düzce depremi artçı şok dizisi için b -değeri ile atım arasında doğrusal bir ilişki varken, bu ilişki İzmit depremi için gözlenememiştir. İzmit depremi artçı şok dizisi için, büyük b -değerleri düşük gerilme alanları ile küçük b -değerleri ise yüksek gerilme alanları ile ilişkili olarak hesaplanmıştır. Genelde, düşük b -değerleri bölgesi yüksek ve yüksek b -değerleri bölgesi ise düşük P-dalgası hızıyla aynı bölgelerde hesaplanmıştır. Jeolojik olarak ise, yüksek b ve p -değerleri düşük hıza sahip alüvyon yapılar üzerinde gözlenmiştir. Ayrıca, her iki artçı şok dizisi için en yüksek p -değerleri maksimum atımın olduğu bölgelerle, en düşük p -değerleri ise minimum atımın olduğu bölgelerle ilişkili olarak hesaplanmıştır.

Shcherbakov vd. (2005), yaptıkları çalışmada artçı şok dizilerinin istatistiksel özelliklerinin üç ampirik ilişkiyle açıklanabileceğini ifade etmişler ve bu ilişkileri şu şekilde vermişlerdir: 1) Gutenberg-Richter frekans-magnitüd ölçeği, 2) en büyük artçı şokun magnitüdü için Båth yasası ve 3) artçı şokların zamana bağlı azalımı için değiştirilmiş Omori yasası. Çalışmada bu üç parametre, yalnızca birkaç parametreye bağlı olan artçı şok azalımı için bir ilişki ortaya koymak amacı ile birleştirilmiştir. Enerjide gözlenen bölünme, Båth yasasının fiziksel anlamının açıklanmasında önemli rol bir oynamıştır. Sonuçta, gerilme modelindeki enerji dağılım oranının Omori formülünde tanımlanan artçı şok oluşum oranıyla benzer olduğunu ifade etmişlerdir.

Öztürk vd. (2008), 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisinin bölgesel ve zamana bağlı değişimlerini analiz etmişlerdir. Değiştirilmiş Omori modeli ve sabit depremsellik oranı modellerini kullanarak artçı şokları karakterize eden b ve p parametrelerinin bölgesel değişimlerini hesaplamışlar ve bu parametrelerin genel olarak

artçı şok bölgesinin kırık mekanizması ve materyal özellikleri ile ilişkili olduğunu ifade etmişleridir. Ayrıca artçı şok oluşum modeli için sabit sismisiteli oran modeline kıyasla değiştirilmiş Omori modelinin daha uygun olduğunu ifade etmişleridir.

1.2.3. Deprem Tehlikesi ve Deprem İstatistiği Üzerine Çalışmalar

Deprem tehlikesi çalışmaları kapsamında, depremlerden birkaç yıl öncesinde deprem odak bölgesi ve civarında öncü sismik durgunluğun gözlenmesi deprem oluşumunu tanımlayıcı bir araç olarak yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Sismik durgunluk çalışmaları (örneğin, Evison, 1977; Wyss ve Burford, 1987; Sykes ve Jaume, 1990; Katsumata ve Kasahara, 1999; Console vd., 2000; Chouliaras ve Stavrakakis, 2001; Sánchez ve McNutt, 2004; Wu ve Chiao, 2006; Wu ve Chen, 2007; Polat vd., 2008; Öztürk ve Bayrak, 2009), sismik aktivite oranının önemli oranda azaldığını ifade eder ve depremlerden önce sismik bir azalmanın gözlendiğini ortaya koyar. Bu tür değişimler sabit ve güvenilir sismik özellikler olarak tanımlanabilirse, deprem tehlikesi çalışmalarında kullanılabilir. Bu tür çalışmalarda deprem öncesinde sismik aktivitede gözlenen azalmaları belirleyebilmek için deprem katalogunun ana şok ve ikincil olaylara ayrılması yani bağımlı ve bağımsız olayların birbirinden ayrılması gerekir. Bu yöntem tüm bağımlı olayları her bir kümelenmeden uzaklaştırır ve tek bir olaya atfeder. Bu ayırma işlemi başta Reasenber (1985) modeli olmak üzere birçok modelle gerçekleştirilebilir. Sismik durgunluk teorisi kabuksal olaylar için uygulanır ve bu teori aslen Wyss ve Habermann (1988a) tarafından ortaya konulmuştur. Bu tür hesaplamalar, Wiemer ve Wyss (1994) tarafından geliştirilen yöntemle ve *ZMAP* bilgisayar programı (Wiemer, 1996) ile yapılmaktadır. *ZMAP* tekniği son yıllarda kullanılmaya başlayan oldukça yeni bir uygulamadır ve sismisite oran değişimlerinin hem bölge hem de zamanda belirlenen magnitüd oranlarında grafiksel olarak değerlendirilmesine imkan sağlar. Ayrıca, herhangi bir oran değişiminin (durgunluk) istatistiksel döneminin, elde edilen grafiklerle bölge-zaman hacminin yüzdesinin ve bir durgunluk bölümünün ana şokla ilişkilendirilebileceği şartların sayısal olarak hesaplanmasına olanak sağlar.

Sismik aktivitedeki bölge ve zamana bağlı oran değişimlerini ortaya koyabilen *ZMAP* programı ile coğrafik koordinatlarda grid oluşturulur ve her grid noktası için en yakın olaylarla ilişkili hesaplar yapılır. Her bir grid noktasına ait olayların alt seti kısa bir zaman penceresi için örneklenir. Başka bir deyişle birkaç ardışık örneğin periyodunda oluşan

ortalama olayların sayısı (öncü olaylar) kalan tüm örneklerle (sabit aktivite) kıyaslanabilir. Bu kıyaslama ise standart sapma Z -testi ile yapılabilir (Habermann, 1983; Wyss ve Buford, 1985). Durgunluğun önemini ortaya koyabilmek için LTA (Long Term Average) fonksiyonunu (Wyss ve Buford, 1985,1987; Wiemer ve Wyss, 1994) ile oluşturan standart sapma Z -değeri kullanılır. Durgunluğun süresi hesaplanacak önemli bir parametredir. Durgunluğun ne zaman sona ereceği bilinmediği için zaman penceresi 1.5 ile 5.5 yıl arasında değiştirilir. Çünkü bu değer kabuksal ana şoklardan önce rapor edilen sismik durgunluk oranı ile uyumludur (Wyss, 1997a,b). Bir depremin oluşumundan önceki sismisite oran değişimlerini analiz edebilmek için birçok model üretilmiştir. Bu modeller çoğunlukla, deprem bölgesi civarında ana şok oluşumundan önceki sismik durgunluğu belirlemeye yönelik olarak yapılmaktadır. Sismisite oran değişimleri için en sık kullanılan istatistiksel standart sapma Z -testi olarak bilinir. Bununla birlikte sismik aktivitede gözlenen değişimler Mathews ve Reasenber (1988) tarafından verilen bir model kullanılarak ta belirlenebilmektedir (Sánchez ve McNutt, 2004).

Murru vd. (1999), JMA (Japan Meteorological Agency) deprem katalogunu kullanarak 1970-1994 yılları arasındaki deprem verisi için yeniden kümelendirme işlemi yapmışlar ve *ZMAP* programını kullanarak 26 Mayıs 1983 Nihonkai-Chubu ($M7.7$) depreminden önce 3.5 yıllık bir durgunluk gözlemişlerdir. Console vd. (2000), Ocak 1975-Mart 1998 yılları arasında ING (Istituto Nazionale di Geofisica) katalogunu kullanarak 26 Eylül 1997 Colfiorito ($M_L=5.6$ ve $M_L=5.8$) depremleri öncesinde sismik durgunluğun varlığını ortaya koymaya çalışmışlar ve ana şok oluşumundan 2.5 yıl öncesinde bir durgunluk varlığını magnitudü 3.2'den büyük bir depremin gözlenmesiyle ifade etmişlerdir. Chouliaras ve Stavrakakis (2001), NOA (National Observatory of Athens) katalogunu kullanarak 1999 yılı başlarında Yunanistan'daki sismik durgunluk gösteren depremleri ortaya koyabilmek için 1968-1998 yılları arasındaki depremleri kullanmışlar ve Kofalonia depreminden önce 6 yıl, Thessaloniki, Volos ve Corinth Körfezi depremlerinden önce 3.8-4.3 yıl arasında değişen sismik durgunluk gözlemişlerdir. Jorjiashvili vd. (2007), *ZMAP* tekniğini kullanarak 1962-1995 yılları arasında Kafkaslar ve civarındaki büyük depremlerden önce sismik aktivitede meydana gelen değişimleri analiz etmişler ve bağımlı olayları (öncü, artçı, deprem yığılımları) ayırt etmek için Reasenber (1985) algoritmasını kullanmışlardır. Tüm bölge için yaptıkları analizler sonucunda, 1970 Dagestan ($M_S=8.3$) depremi, 1988 Spitak ($M_S=7.0$) depremi ve 1991 Racha ($M_S=7.0$) depremlerden birkaç yıl önce başlayan durgunluklar ortaya koymuşlardır.

1.3. Çalışmanın Amacı

Artçı şoklar hemen hemen tüm büyük depremlerden sonra devam eder ve büyük, yıkıcı bir depremin meydana geldiği alanlar ciddi bir şekilde bu artçı şoklarla sarsılmaya devam ederler. Daha fazla artçı şokun oluşma olasılığı için, büyük artçı şokların ne zaman, nerede ve ne kadar büyüklükte olabilecekleri daha da önemli hale gelir. Mevcut sismoloji bilimi tüm bu soruları net bir şekilde cevaplayamayabilir, fakat bilimsel olarak kabul edilebilecek bu kavramları hesaplamak için pozitif çalışmalar yapılabilir. Sonuçta, artçı şok olasılığı hesapları bir bölgedeki etkilerin azaltılmasına bir katkı yapabilir. Artçı şok olasılığı bir değerlendirme yöntemidir ve mevcut deprem çalışmalarının bir parçası olarak düşünülmelidir. Dolayısıyla, olasılık bilgisi genel olarak bilindiğinde ana şok-artçı şok hesabına dayandırılmış bir uygulama olarak kullanılmalıdır. Sismik aktivite oluşumları ise olasılık üzerinde daha fazla güvenilirdir. Ayrıca, yeterli yorumların sağlanması, sayısal olasılık bilgilerinin doğru olarak anlaşılması ve emin olmak için yeni ölçümlerin yapılması gereklidir. Bunu sağlamak içinde geçmiş olaylar kullanılarak hesaplamalar yapılmalı, deprem olmadığı dönemlerde olasılıkla ilgili karşılaştırmaların yapılmalı ve gerektiğinde olasılık hesapları için koşullar uygun hale getirilmelidir. Ayrıca, hangi koşullarda ne tür olasılık hesabı yapılacağı gibi artçı şokları ilgilendiren bilgileri ortaya koyabilmek için sürekli değerlendirmeler yapılmalıdır.

Sismik durgunluk ve aktivasyon büyük bir depremin öncüsü olarak, özellikle depremin yeri, zamanı ve/veya büyüklüğü ile ilgili faydalı bilgiler sağlaması açısından oldukça dikkat çekicidir. Lomnitz ve Nava (1983), sismik durgunluğun önceki büyük depremlerin artçı şoklarının azalımı ile ilişkili olduğunu ortaya koymuşlar ve bu tür durgunluğun gelecek büyük olayın magnitüdü veya oluşum zamanı hakkında azda olsa tahmini bilgiler verebileceğini ifade etmişleridir. Fakat, karmaşık artçı şok aktivitelerinin varlığı durumunda sismik durgunluğu belirlemek zorlaşır. Ayrıca, aktivitenin yüksek olduğu alanlarda ve periyotlarda sismik durgunluk daima net olarak gözlenemeyebilir. Bu durgunluğun varlığı ayrıca, verideki depremlerin bir başlangıç magnitüdüne bağlıdır. Gerçekte, sismik anomaliyi belirleyebilme çalışmaları zordur ve hala gelişme aşamasındadır. Bu güçlüklerin üstesinden gelebilmek için, katalogdan artçı şokları çıkaran bir algoritma oluşturmaktan ziyade olağan sismik aktiviteyi de ortaya koyan istatistiksel bir pratik bölge-zaman modelini kullanmak gerekir. Tümüyle tekdüze (homojen) bir veri seti kullanarak oluşum oranını modellemek yerine, olağan sismisitedeki zamana bağlı

değişimleri ortaya koyan başarılı bir model oluşturulabilir. Sonuçta, artçı şok aktivitesinin doğal yapısını ve ana şok-artçı şok oluşumlarının geçmiş sismik aktivitesinin istatistiksel işlevince tanımlanan magnitüd ile artçı şokların davranışları arasındaki ilişkiyi açıklayan bir çalışma yapılmalıdır. Ana şok-artçı şok sismik aktivite oluşumları için artçı şok istatistiği ve deprem tehlikesi üzerine yapılan bu çalışmanın amacı kısaca şu başlıklar altında toplanabilir:

1) Türkiye’de meydana gelen depremleri ve artçı şok dizilerini analiz etmek amacıyla, depremlerin tarihlerini, oluş zamanlarını, farklı magnitüd türlerini (M_S : yüzey dalgası magnitüdü m_b : cisim dalgası magnitüdü, M_D : süreye bağlı magnitüd, M_L : yerel magnitüd M_W : moment magnitüdü), coğrafik koordinatlarını ve derinlik bilgilerini içeren katalogların aynı magnitüd türüne bağlı olarak tekdüze hale getirilmesi hedeflenmektedir. Ancak bu işlem pratikte mümkün olmadığından dolayı, değişik magnitüd türleri arasında doğrusal ilişkiler geliştirilmek suretiyle tekdüze hale getirilmesi yoluna gidilir. Türkiye’nin farklı bölgeleri farklı sismotektonik özellikler göstermektedir. Bu yüzden, bölge farkına bakılmaksızın tüm Türkiye’de oluşan depremler için geliştirilecek doğrusal ilişkilerle hazırlanacak tekdüze katalog tam olarak duyarlı olmayacaktır. Bu çalışmada, Türkiye’nin farklı kaynak bölgeleri için değişik magnitüd türleri arasında geliştirilecek doğrusal ilişkilerle çok sayıda depremi içeren tekdüze deprem katalogunun hazırlanması hedeflenmektedir.

2) Deprem oluşumları ile ilişkili olarak artçı şok oluşumlarının bölge-zaman-magnitüd dağılımlarının istatistiksel özellikleri araştırılacaktır. Deprem oluşumlarından sonraki artçı şok dizilerinin güvenilir ve detaylı analizlerinin yapılabilmesi, deprem kataloglarının tam olmasını ve bir ana şokun oluşumundan sonra birim zaman aralığındaki artçı şokların yeterli sayıda olmasını gerektirir. Son yıllarda ki deprem kataloglarına kıyasla, geçmiş yıllardaki deprem katalogları büyük depremlerin oluşumundan sonraki artçı şok dizilerinin detaylı bir analiz için yeterli değildir. Dolayısıyla, artçı şok serilerinin detaylı olarak kayıt edilmeye başlandığı yıl olan 2000 yılından sonra meydana gelmiş deprem serileri içerisinde yeterli sayıda artçı şoka sahip olan diziler için en uygun model ortaya konmaya çalışılacak ve ana şoktan sonraki en büyük artçı şokun nerede, ne zaman ve hangi büyüklükte olabilme ihtimali araştırılacaktır. Artçı şok olasılığı değerlendirme çalışmaları kapsamında, zamanın bir fonksiyonu olarak deprem sayısında gözlenen artım ve azalışlar haritalanıp ana şokun oluşumundan sonraki dönemde artçı şok aktivitesinin bitiş zamanı ortaya konacaktır. Deprem serilerinin magnitüd değişim aralığını belirlemek

ve oluşturulacak haritalar için elde edilecek sonuçların doğruluğu açısından maksimum veri sayısını kullanmak amacıyla artçı şok dizileri için magnitüd tamamlılık (M_c) analizi yapılacaktır. Ayrıca, artçı şokların magnitüd-deprem sayısını ifade eden b -değeri ile zamanla azalma oranını ifade eden p -değeri ile diğer artçı şok parametreleri hesaplanacak, b ve p -değerlerinin bölgesel değişim haritaları analiz edilecektir. Deprem oluşumları ile ilişkili olarak artçı şok dizileri üzerinde yapılan çalışmalarda, artçı şokların oluşum mekanizmaları ile ilgili olarak detaylı istatistik hesaplamalar ve bölgesel değişim analizlerin birlikte yapılması, bu değişimlerin artçı şok alanlarındaki jeoloji, topografya ve tektonizma ile olan ilişkilerinin irdelenmesi ve bölgede olası bir deprem tehlikesinin artçı şok olasılık hesabı ile ortaya konulması amaçlanmaktadır.

3) Depremsellik açısından son yıllarda oldukça aktif olan Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) gibi belirgin tektonik kuşaklar arasında meydana gelen depremlerin geçmiş yıllardaki deprem aktivitesiyle olan ilişkileri ve bu aktivitenin aynı bölgelerde sonraki yıllarda meydana gelen veya gelebilecek depremlere olan etkisi araştırılacak, depremlerin birbirleriyle olan etkileşimleri ve bir depremin diğer bir deprem üzerindeki tetikleyici rolü belirlenmeye çalışılacaktır. Dolayısıyla, deprem bölgelerindeki sismik durgunluk alanlarını ve durgunluk dönemlerini belirleyerek bu durgunluğun deprem tahminindeki kullanımının araştırılması ve deprem oluşumları için istatistiksel yöntemlere dayalı fiziksel bir oluşum modelinin sonraki bir depremi tahmin etmedeki kullanımının ortaya konabilmesi amaçlanmaktadır.

4) Global artçı şok dizileri için yapılan çalışmalara benzer olarak en büyük birincil, ikincil veya üçüncül artçı şok oluşumlarının istatistiksel değerlendirilmesi yapılacak ve ana şoktan sonraki bu büyük artçı şok oluşumları ile ana şok magnitüdü arasındaki ilişkiler istatistiksel olarak değerlendirilecektir. Böylece, ana şok ile birinci, ikinci veya üçüncü büyük artçı şok oluşumları için geçen zaman arasında bağıntılar geliştirilecek ve ana şoktan sonraki dönemde beklenen artçı şokların sayısı ve büyük artçı şokların meydana gelme olasılığı araştırılacaktır. Ayrıca, artçı şok dizilerinin süresi, artçı şokların sayısı, en büyük artçı şokun magnitüdü ve ana şoktan sonraki herhangi bir zamandaki oluşma olasılığı ve yüzey kırık uzunluğunun ve artçı şok alanının ana şok magnitüdüne bağlı olarak değişimleri istatistiksel olarak değerlendirilecek ve bu parametreler arasında ampirik ilişkiler geliştirilecektir. Bu ilişkilere bağlı olarak çalışma alanı için artçı şok dizilerinin davranış karakteristikleri ortaya konmaya çalışılacaktır.

1.4. Artçı Şok Dizilerinin Analizi İçin Genel Kavramlar

Artçı şok değerlendirme yöntemleri belirgin olarak, ana şok-artçı şok sismik aktivitesi ve net bir ifadeyle artçı şok olarak isimlendirilen olaylarla ilgilenir. Değiştirilmiş Omori yasası olabilecek artçı şokların sayısını tahmin eder, fakat artçı şokların magnitudünü belirten olasılık hesabını belirleyebilmek için bu ifadenin Gutenberg-Richter (G-R) ilişkisi ile birlikte yorumlanması gerekir. Ana şoktan sonraki zamanı içeren bir artçı şok olasılığının hesaplanması için yapılan bir çalışma, hesaplamalardaki somut ifadeli örneklerin tanımlanmasını gerektirir. Artçı şok oluşumlarında önemli olan büyük artçı şokların nerde, ne zaman olabileceği ve büyük artçı şokların olduğu bölgedeki etkilerin tanımlanabilmesi ve sonrasında olası bir deprem için belirtilerin ortaya konabilmesidir. Bir deprem olduğu zaman depremin merkezine yakın bölgelerde ilk depremden sonra çok sayıda daha küçük deprem olur. İlk deprem ana şok olarak tanımlanır ve bunu takip eden daha küçük depremler artçı şok olarak isimlendirilir. Bu sismik aktivite oluşumu ise ana şok-artçı şok oluşumu olarak adlandırılır. Ana şoktan sonraki artçı şok dağılımı hemen hemen ana şokun odak bölgesine işaret eder. İnce bir hassasiyette bir artçı şok bu yakın olaylara işaret eder, oysaki bu bölgeden daha uzakta olanlar daha geniş bir yaklaşımla artçı şok olarak isimlendirilebilir veya bunlar normal aktivite olarak ta tanımlanabilir.

1.4.1. Gutenberg-Richter (G-R) İlişkisi

Bir ana şokun oluşumundan sonra büyük artçı şokların sıkça olmadığı bilinir. Sayısal olarak, artçı şokların magnitudü ne kadar büyük olursa sayıları da üstel olarak azalır. Bu ampirik yasa Gutenberg-Richter (G-R) ilişkisi olarak adlandırılır. Eğer matematiksel anlamda açıklanacak olursa, magnitudü M ve $M+dM$ arasındaki artçı şokların sayısı (Gutenberg ve Richter, 1944) $n(M) dM$ olarak ifade edilir;

$$\log_{10} n(M) = a - bM \quad (1)$$

veya

$$n(M) = 10^{a-bM} \quad (2)$$

Burada, a ve b sabit terimlerdir. a ; tüm artçı şok aktivitesini ifade eder. b ; küçük artçı şokların sayısının büyük artçı şoklara sayısına oranıyla oldukça ilişkilidir ve büyük b -değerleri büyük depremlerin sayısının nispeten azaldığı anlamına gelir. $N(M)$, M 'den daha büyük artçı şokların kümülatif sayısı ($n(M)$ 'nin yerine kullanılır) olarak ifade edilir ve;

$$N(M) = \int_M^{\infty} n(x) dx \quad (3)$$

eşitliği ile verilir. 2. ve 3. eşitliği kullanarak aşağıdaki formül elde edilir;

$$\begin{aligned} N(M) &= \int_M^{\infty} 10^{a-bx} dx = 10^a \int_M^{\infty} e^{-\beta x} dx \\ &= \frac{10^{a-bM}}{\beta} \end{aligned} \quad (4)$$

Burada $\beta = b \ln 10$ ve \ln ; doğal logaritmadır. 4. eşitliğin her iki tarafının ve $A = a - \log \beta$ 'nin logaritması alınırsa aşağıdaki eşitlik elde edilir;

$$\begin{aligned} \log N(M) &= a - bM - \log \beta \\ &= A - bM \end{aligned} \quad (5)$$

Gerçek gözlemlerde M magnitüdü azaldığı için, depremleri belirlemek zorlaşır. Eğer bu M magnitüdünün daha alt belirleme sınırının M_{th} olduğu kabul edilirse;

$$\begin{aligned} n(M) &= 10^{-b(M-M_{th})} n(M_{th}) \\ &= n(M_{th}) \exp\{-\beta(M - M_{th})\} \end{aligned} \quad (6)$$

eşitliği elde edilir. Burada $M-M_{th}$ 'in üstel dağılım olduğu görülür. Bu ifadeyi olasılık yoğunluk fonksiyonuna dönüştürmek için şu kabullenme yeterlidir;

$$f(M) = \beta \exp\{-\beta(M - M_{th})\} \quad (7)$$

M değeri için $n(M)$ 'nin ne zaman M 'den ∞ 'a kadar gideceği 1. eşitlikle belirlenir. 7. eşitliğin 2. eşitlikten elde edilebileceğini söylemek mümkündür ve tüm artçı şok aktivite seviyesini içermediğine işaret eder.

b -değeri genellikle 1.0 civarında değerler almasına rağmen, Gutenberg ve Richter (1954) b -değerinin bölgeden bölgeye değişim gösterdiğini ifade etmiştir. b -değeri ayrıca zamanla da değişim gösterir. Suyehiro (1966)'nın öncü ve artçı şokların farklı b -değerleri içerdiğini bulmasından sonra b -değerindeki zamana bağlı değişimler birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir.

Eğer en küçük deprem olasılığı M_{min} magnitüdüne sahipse, G-R ilişkisi popülasyondaki toplam deprem sayısının $10^{a-bM_{min}}$ 'a eşit olduğunu ortaya koyar. Sonuçta, rasgele seçilen bir depremin M magnitüdü bir depreme eşit veya büyük olma olasılığı şu şekilde verilir (Felzer vd., 2002);

$$P(M) = \frac{10^{a-bM}}{10^{a-bM_{min}}} = 10^{b(M_{min}-M)} \quad (8)$$

Dolayısıyla, M_1 magnitüdü ana şokun üreteceği ve magnitüdü M_2 'ye eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı ise;

$$N_A(M_1, M_2) = N_A(M_1, M_{min})P(M_2) = N_A(M_1, M_{min})10^{b(M_{min}-M_2)} \quad (9)$$

olarak verilir (Felzer, 2003). Burada $N_A(M_1, M_{min})$; M_1 magnitüdü ana şokun ürettiği artçı şokların toplam sayısı ve $P(M_2)$; magnitüdü M_2 'ye eşit veya büyük olabilecek rasgele bir artçı şokun olasılığıdır. Bu eşitlik küçük ana şokları takiben kaç tane büyük artçı şokun olabileceğini tahmin etmede kullanılabilir. $N_A(M_1, M_{min})$ 'i çözmek ve $N_A(M_1, M_2)$ için

belirgin bir ifade elde edebilmek için Båth yasası (Richter, 1958; Båth, 1965) olarak bilinen ampirik bir ilişki kullanılır.

G-R ilişkisinin değişik sabitler (a , b , c , h ve k gibi) içeren farklı uygulamaları birçok araştırmacı tarafından önerilmiştir. Örneğin; Saito vd., (1973) $\log n(M)=a-0.75M-c10^{1.5}$ ve daha genelleştirilmiş olarak $\log n(M)=a-bM-c10^{hM}$ eşitliklerini, Utsu (1971; 1978) $\log n(M)=a-bM+\log(c-M)$ eşitliğini, Makjanic (1972; 1980) $\log n(M)=a+(1/k-1)\log(c-M)$ eşitliğini, Caputo (1976) $\log n(M)=a-bM+\log(1-10^{-b(c-M)})$ eşitliğini, Lomnitz-Adler ve Lomnitz (1978) $\log n(M)=a+bM-c10^{bM}$ eşitliğini ve Seino vd., (1973) $\log n(M)=a-bM+\log[1-\exp(-h(c-M))]$ eşitliğini önermişlerdir (IASPEI, 1997). Bu ilişkiler birçok araştırmacı tarafından (örneğin, Anderson ve Lucio, 1983; Main ve Burton 1984a,b) farklı diziler için kullanılmıştır.

1.4.2. Båth Yasası

Båth Yasası, ana şok magnitüdü ile en büyük artçı şokun magnitüdü arasındaki farkın ana şok magnitüdüne bağlı olmaksızın yaklaşık 1.2 birim olduğu ifade eder (Richter, 1958; Båth, 1965). Båth yasası genel olarak tüm farklı oluşumlar için geçerlidir ve ana şok magnitüdündeki M_I 'den M_I+I 'e olan ortalama artışın en büyük artçı şokun magnitüdündeki M_a 'dan M_a+I 'e olan artışla uyumlu olduğu anlamına gelir. Magnitüdü M_2 'ye eşit veya büyük olabilecek rasgele bir depremin olasılığı $P(M_2) = 10^{b(M_{\min}-M_2)}$ veya $P(M_a + I) = (I/10^b) P(M_a)$ olur (Felzer vd., 2002). Dolayısıyla, hem Båth yasasının hem de her bir artçı şokun magnitüdünün rasgele seçildiği varsayımının doğrulanması için, ana şokun 1.2 birim altında magnitüde sahip tüm artçı şokların azalan olasılığı ana şok magnitüdü arttığı için artan artçı şok sayısı ile artmalıdır. Yani;

$$N_A(M_I + I, M_{\min}) = 10^b N_A(M_I, M_{\min}) \quad (10)$$

olur ve sonuçta $N_A(M_I, M_{\min})$ ana şok magnitüdüne bağlı olarak 10^b 'nin fonksiyonu olarak değişim gösterir ve;

$$N_A(M_1, M_{\min}) = 10^{b(M_1-d)} \quad (11)$$

olarak ifade edilir. d sabiti zamana, artçı şok hesabı için seçilen alana ve muhtemelen tektonik bölgeye bağlıdır. M_{min} sabit bir değer olduğu için, $d=C-M_{min}$ (burada C bir sabit) yazılır ve $N_A(M_1, M_2)$ 'nin çözümü için 11. eşitlikte yerine konursa;

$$\begin{aligned} N_A(M_1, M_2) &= N_A(M_1, M_{min})P(M_2) = 10^{b(M_1-C-M_{min})} 10^{b(M_{min}-M_2)} \\ &= 10^{b(M_1-C-M_2)} \end{aligned} \quad (12)$$

olur (Felzer vd., 2002). Bu sonuç, Reasenberg ve Jones (1989) ile Kagan'ın (1991) teorik sonuçlarıyla ve de Yamanaka ve Shimazaki'nin (1990) ampirik gözlemleriyle uyumludur.

1.4.3. Değiştirilmiş Bâth Yasası

Bâth yasaı artçı şoklarla ilgili olarak önemli bir ölçüm yasaıdır ve aşağıdaki formülle verilir;

$$\Delta m = m_{ms} - m_{as}^{max} \quad (13)$$

Burada, m_{ms} ; ana şok magnitudü, m_{as}^{max} ; en büyük artçı şokun magnitudü ve Δm ; yaklaşık 1.2 civarında değişen bir sabittir. Δm 'in istatistiksel değişimi ile ilgili bir çok çalışma yapılmıştır (Vere-Jones, 1969; Kisslinger ve Jones, 1991; Tsapanos, 1990; Felzer vd., 2002, 2003; Console vd., 2003; Helmstetter ve Sornette, 2003). Vere-Jones (1969), bir artçı şok dizisindeki olayların negatif üstel bir dağılım sergilediğini ve birbirlerinden bağımsız olarak dağıldığını varsayan basitleştirilmiş bir model analiz etmiş ve en büyük olay ile ikinci en büyük olay arasındaki farkın dağılımının aynı negatif üstel dağılım olduğunu göstermiştir. Bu sonucu kullanarak, $\Delta m = 1/b \ln 10$ değerini elde etmiştir. Tipik olarak b -değerinin 1.0 olduğu düşünülürse $\Delta m \approx 0.43$ olur ve gözlenen değerden daha küçük olduğu görülür. Helmstetter ve Sornette (2003), tüm sismik katalogun bir alt seti olarak artçı şok dizisinin seçim işleminin Δm 'in hesabında önemli bir rol oynadığını ifade etmişler ve bu farkın magnitud ölçeğiyle değil ayrıca artçı şok oluşumlarıyla da ilişkili olduğunu ortaya koymuşlardır.

Båth yasasının değiştirilmiş bir şekli Shcherbakov ve Turcotte (2004) tarafından önerilmiş ve artçı şoklar için G-R istatistiğinin bir tahminine dayandırılmıştır. Artçı şoklar için G-R ölçeğiyle ilişkili en büyük artçı şok, doğal olarak 1. eşitliğin $N(M)=1$ olarak kabul edilmesiyle elde edilir ve sonuçta;

$$a = bm^* \quad (14)$$

olarak verilir. Burada m^* ; verilen bir artçı şok dizisi için en büyük artçı şokun (G-R dağılımıyla ilişkili) magnitudü anlamına gelir. Genelde bu tahmini değer, aynı ana şok magnitudüne sahip bir ana şok-artçı şok grubu üzerinde bir ortalama ile elde edilen en büyük artçı şokun ana değerinden farklıdır. Eğer Båth yasası m^* 'ın tahmini değerine uygulanırsa şu eşitlik elde edilir;

$$\Delta m^* = m_{ms} - m^* \quad (15)$$

Burada Δm^* ; yaklaşık olarak bir sabittir. 14. ve 15. eşitlikler 1. bağıntıda yerine yazılırsa;

$$\log_{10} N(M) = b(m_{ms} - \Delta m^* - M) \quad (16)$$

eşitliği elde edilir (değiştirilmiş G-R ilişkisi). Båth yasası dikkate alındığında, artçı şokların magnitud-deprem sayısı dağılımı bu eşitlik kullanılarak hesaplanabilir ve değiştirilmiş Båth yasasının, yalnızca en büyük artçı şokun standart kullanımından daha iyi bir yaklaşım sağladığı ifade edilmiştir (Shcherbakov vd., 2005). Shcherbakov ve Turcotte (2004), değiştirilmiş Båth yasasının genel uygulanabilirliğini enerji bölünmesine bağlı olarak açıklamışlardır. Båth yasasının uygulanabilirliği, bir artçı şok dizisinde açığa çıkan toplam enerjinin ana şokla açığa çıkan enerjiye oranının ortalama değerinin sabit olduğunu ortaya koyar. Bir depremde açığa çıkan E enerjisi depremin moment magnitudü ile ampirik olarak ilişkilidir (Utsu, 2002);

$$\log_{10} E(M) = \frac{3}{2}M + \log_{10} E_R \quad (17)$$

Burada $E_R = 6.3 \times 10^4$ joule'dür. Bu ilişki, ana şok magnitudü nedeniyle açığa çıkan enerji E_{ms} ile ana şokun moment magnitudü m_{ms} 'yi doğrudan ilişkilendirmek için kullanılabilir ve aşağıdaki şekilde yazılabilir;

$$E_{ms} = E_R 10^{\frac{3}{2}m_{ms}} \quad (18)$$

Bir artçı şok dizisinde açığa çıkan toplam enerji E_{as} artçı şok dağılımı üzerinden integral alınmasıyla elde edilir ve şu şekilde yazılabilir;

$$E_{as} = \int_{-\infty}^{m^*} E(m) \left(-\frac{dN}{dM} \right) dM \quad (19)$$

Artçı şokun magnitudü M 'ye göre 16. eşitliğin türevi alınırsa şu ifade elde edilir;

$$dN = -b(\ln 10) 10^{b(m_{ms} - \Delta m^* - M)} dM \quad (20)$$

16. ve 20. eşitlikler 19. eşitlikte yerine konursa;

$$E_{as} = b(\ln 10) E_R 10^{b(m_{ms} - \Delta m^*)} \int_{-\infty}^{m^*} 10^{\left(\frac{3}{2} - b\right)M} dM \quad (21)$$

eşitliği elde edilir. 15. eşitliği kullanarak integral alırsak aşağıdaki ifadeyi elde ederiz;

$$E_{as} = \frac{b}{\left(\frac{3}{2} - b\right)} E_R 10^{\frac{3}{2}(m_{ms} - \Delta m^*)} \quad (22)$$

Artçı şoklarla açığa çıkan toplam enerji E_{as} 'nin ana şokla açığa çıkan enerji E_{ms} 'ye oranı 22. eşitliğin 18. eşitliğe bölünmesiyle elde edilir;

$$\frac{E_{as}}{E_{ms}} = \frac{b}{\frac{3}{2} - b} E_R 10^{-\frac{3}{2}\Delta m^*} \quad (23)$$

Eğer tüm depremlerin aynı sismik etkiye sahip olduğu varsayılırsa, bu oran ayrıca artçı şoklar nedeniyle açığa çıkan elastik enerjideki düşümün ana şokla oluşan elastik enerjideki düşüme oranı haline gelir. Değiştirilmiş Bâth yasasının uygulaması, artçı şoklarla açığa çıkan enerjinin ana şokla açığa çıkan enerjiye oranının sabit olmasını gerektirir. 23. eşitlikten, artçı şoklarla ilişkili toplam enerji bölünmesi şu şekilde verilir;

$$\frac{E_{as}}{E_{ms} + E_{as}} = \frac{\frac{b}{\frac{3}{2} - b} 10^{-\frac{3}{2}\Delta m^*}}{1 + \frac{b}{\frac{3}{2} - b} 10^{-\frac{3}{2}\Delta m^*}} = \frac{1}{1 + \frac{3-2b}{2b} 10^{\frac{3}{2}\Delta m^*}} \quad (24)$$

1.4.4. Omori Modeli

Artçı şok oluşumlarının uygun bir modelinin geliştirilebilmesi ve genel olarak depremlerle ilgili uygun bir istatistik yorum yapılabilmesi için, artçı şokları karakterize eden bazı parametrelerin tanımlanması faydalı olur. Omori (1894a, b), zamanla artçı şok aktivitesinin azalma oranını ifade eden ve kendi ismiyle tanımladığı bir formül vermiştir ve t zamandaki birim zaman aralığı başına düşen artçı şokların sayısını;

$$n(t) = K(t + c)^{-1} \quad (25)$$

formülüyle hesaplanabileceğini göstermiştir. Burada t ; ana şoktan sonraki zaman, $n(t)$; ana şokun oluşumundan sonra t birim zamandaki artçı şokların oluşum oranıdır. K ve c ise sabitlerdir. Omori c 'nin yerine h kullanmıştır fakat son yıllarda yaygın olarak c kullanılmaktadır. Ayrıca t zamanı için genellikle ana şok oluşum zamanı alınır, fakat Omori çalışmalarında farklı bir zaman başlangıcı kullanmıştır ve bu zamanları sırasıyla birinci, ikinci ve diğer zaman aralıklarıyla ilişkili olarak ($t=0, t=1, \dots$) vermiştir.

Omori, ilk olarak veri uyumu için üstel fonksiyonu kullanmış, fakat veriyle olan uyumun iyi olmadığını ifade etmiştir. 25. eşitliğin veriye iyi bir uyum sağladığını ve aşağıdaki eşitliklerin basitleştirilmiş şekli olduğunu ifade etmiştir;

$$n(t) = K(t+c)^{-1} + K'(t+c)^{-2} + \dots \quad (26)$$

$$n(t) = K \left\{ (t+c) + k'(t+c)^2 + \dots \right\}^{-1} \quad (27)$$

ve 1. ve 2. terimleri içeren 27. eşitliğin 1889 Kumamoto depreminde iyi bir uyum ortaya koyduğunu göstermiştir. Omori (1900a; 1902), 25. eşitliğin ana şoktan sonraki 10 yıldan daha uzun bir zaman aralığı için Nobi depremi artçı şok dizisi ile iyi uyum sağladığını ifade etmiştir. Ayrıca Omori formülü, 1854 Nankai depremi (Omori, 1900b), 1904 Formaso (Omori, 1906), 1923 Kanto (Shiratori, 1925) ve 1933 Sanriku (Matuzawa, 1936) depremi gibi birçok depreme başarılı bir şekilde uygulanmıştır.

1.4.5. Değiştirilmiş Omori Modeli

Hirano (1924), 1 Eylül 1923 Kanto depreminden sonra 4 aylık bir zaman içerisinde depremlerin günlük değişimlerini aşağıdaki formülle ortaya koymuştur;

$$y(x) = b(x+a)^{-c} \quad (28)$$

Burada, $y(x)$; x . gündeki artçı şokların sayısını ifade eder ve ilk gün olarak 1 Eylül alınmıştır. İlk 19 gün için $a=0$, $b=603$, $c=1.6$ ve sonraki periyot için $a=4$, $b=60$ ve $c=0.8$ olarak hesaplamıştır.

Jeffreys (1938), 1927 Tango artçı şok dizisi üzerinde Nasu (1929) deprem verisi için $n(t)\alpha(t-\beta)^{-1+k}$ uyumunu denemiş, fakat $k=0$ alarak yalnızca birinci ve ikinci dizi için β değerini hesaplamıştır.

Utsu (1957), birkaç deprem için artçı şok azalım oranının orijinal Omori formülünden beklenenden oldukça hızlı olduğunu ve bununla $\log t$ 'ye bağlı olarak çizilen kümülatif deprem sayısı, $N(t)$, eğrisinin eğiminin zamanla azalma eğiliminde olduğundan

kaynaklandığını ifade etmiştir. Orijinal Omori formülü büyük bir t zamanı için sabit bir K değeri hesaplar, çünkü 25. eşitlikteki $N(t)$ şu şekli alır;

$$N(t) = \int_0^t n(s) ds = K \ln(t/c + 1) \quad (29)$$

Utsu (1957), artçı şokların oluşum oranının yaklaşık olarak $p=1.4$ civarında aşağıdaki eşitlikle uyumlu olduğunu ifade etmiştir;

$$n(t) = Kt^{-p} \quad (30)$$

Bu fonksiyon $t=0$ 'da tanımsız olduğu için, küçük pozitif sabit bir c parametrelili kullanımını önermiştir;

$$n(t) = K(t+c)^{-p} \quad (31)$$

Burada t ; ana şokun oluşumundan itibaren geçen zaman, K ; ana şok magnitudüne ve dikkate alınan artçı şokların magnitudünün alt sınırına bağlı iken p -değerinin bunlardan bağımsız olduğu bilinir. Utsu'ya (1969) göre, c -değeri küçüktür ve en fazla 1 gündür ve p -değeri 0.9~1.9 arasında değişim gösterir. Utsu vd. (1995), 200'den fazla artçı şok dizisi için p -değerinin değişimini incelemişlerdir. p -değerinin 1.1'lik bir medyan ile 0.6-2.5 arasında değişim gösterdiğini ve p -değeri ile ana şok arasında bir ilişkinin bulunmadığını ifade etmişlerdir. $p=1$ olması durumunda orijinal Omori formülü adını alırken (Omori, 1894a, b), tüm p -değerleri için değiştirilmiş Omori formülü adını alır (Utsu, 1957, 1961). Bu eşitlik için kümülatif deprem sayısı $N(t)$ şu şekilde verilir;

$$N(t) = K \left\{ c^{1-p} - (t+c)^{1-p} \right\} / (p-1), \quad p \neq 1 \quad (32)$$

$p > 1$ iken $t \rightarrow \infty$ olduğu için sabit bir $N_\infty = K / \left\{ (p-1)c^{p-1} \right\}$ olur. $p \leq 1$ iken $t \rightarrow \infty$ olduğu için $N(t) \rightarrow \infty$ olur.

Bazen bir olayı belirgin bir ana şokun artçısı olarak tanımlamak zordur. Bu zorluk her bir ana şok için artçı şok tanımlanması yapılması durumunda uzaklaştırılabilir. Bununla

birlikte, tatmin edici bir sonuç zordur. Fakat parametrelerin tahmininde artçı şokların tanımının gerekli olmadığı bir model kullanılabilir. Eğer bir artçı şok dizisinde veri seti sabit sismisiteyi veya diğer artçı şok dizilerinin şoklarını içeriyorsa, belirgin şokları sınıflandırmaksızın sabit sismisite ve diğer diziler için parametreler birlikte hesaplanabilir. Bazı olaylarda, ana depremden sonraki artçı şok aktivitesinin bir süre sonra bittiği ve normal sismisite veya ana şoktan önceki sismik aktivite tarafından örtüldüğü kabul edilir. Dolayısıyla, sismisite oran tahminleri değiştirilmiş basit Omori yasası ile ifade edilemez. Örneğin, küçük p -değerleri ($p < 1$) hesaplandığında, güçlü şekilde ana şoktan önce ve sonra bölgede devam eden sismik aktivitenin varlığı söz konusu olabilir. Bu tür olaylarda ise böyle bir aktivitenin etkisi ile artçı şok dizisi, yavaş azalan bir aktivite olarak yorumlanabilir. Bir artçı şok dizisindeki veri seti önceki sismisiteyi veya diğer dizilerin şoklarını içeriyorsa, belirgin şokları sınıflandırmaksızın diğer diziler veya önceki sismik aktivite ile birlikte model ve tahmini parametreler birlikte dikkate alınabilir. Bu durumda değiştirilmiş Omori modeline sabit bir sismisite terimi μ eklenir ve model $n(t) = \mu + K/(t+c)^p$ şeklini alır. Bu tanımlı yasa ana şokla birlikte gözlenen tüm sismisiteyi kapsayan sabit bir aktivite oranı içerir. Bu durumda, azalım daha hızlı olduğu için daha yüksek p -değeri elde edilir. Bu modelin diğer bir avantajı ise, depremin gözlenen artçı şok oranındaki sabit sismisitenin etkisini tartışma olasılığının bulunmasıdır.

Bazı çalışmalarda orijinal veya değiştirilmiş Omori formülünün artçı şok sayısında gözlenen değişimlerle uyumlu olmadığı, başka bir deyişle artçı şok aktivitesinin zamanla düzenli bir şekilde azalmadığı belirtilmiştir. Örneğin Omori (1900c), 10-12 Ağustos 1898 Fukuoka depremlerinin artçı şok aktivitesinin hızlı bir şekilde azaldığını ve 1899'da aktivitenin hemen hemen sabit olduğunu ve 1900'de artma eğilimi gösterdiğini ifade etmiştir. Bir artçı şok dizisinde ikincil artçı şok oluşumlarıyla takip edilen bir veya daha fazla büyük artçı şokların olması muhtemeldir. Bu tür karmaşık diziler basit bir formülle temsil edilemez fakat değiştirilmiş Omori formüllerinin birleşimi ile açıklanabilir (Utsu, 1970; Ogata, 1983; Utsu vd., 1995);

$$n(t) = K(t+c)^{-p} + H(t-T_2)K_2(t-T_2+c_2)^{-p_2} + H(t-T_3)K_3(t-T_3+c_3)^{-p_3} \quad (33)$$

Eşitliğin sağındaki ilk terim ana şoku takiben direkt artçı şok aktivitesini (birincil dizi) belirtir. İkinci ve üçüncü terimler sırasıyla T_2 ve T_3 zamanlarında olan büyük artçı

şokların ikincil artçı şoklarını ifade eder. Güçlü artçı şokların ikincil artçı şok dizilerini üretmesi durumunda bu ifade aşağıdaki şekilde genelleştirilebilir (örneğin, Drakatos, 2000; Herak vd., 2001; Jiancang, 2003);

$$n(t) = \sum_{i=0}^{N_S} H(t - T_i) K_i (t - T_i + c_i)^{-p_i} \quad (34)$$

Burada, $H(t)$; birim adım fonksiyonunu tanımlar. örneğin; $t \leq 0$ için $H(t)=0$ ve $t > 0$ için $H(t)=1$ değerini alır. T_0 ; ana şokun oluşum zamanı, T_1, T_2, \dots, T_n ; güçlü artçı şokların oluşum zamanları, K, c, p ise sabitlerdir ($i=0,1,2, \dots, N_S$). N_S ; ikincil artçı şok dizilerinin sayısıdır. 34. eşitlik genel artçı şok dizilerinin, ana şoklarla ve güçlü artçı şokların ürettiği ikincil artçı şoklarla üretilen artçı şokları içerdiğine işaret eder. Dolayısıyla, bu tür model genellikle $N_S=2$ veya $N_S=3$ için kullanılır.

Artçı şokların zamanla azalma oranını ifade eden p -değeri ya 1'dir ya da biraz büyüktür. c 'nin rolü ise ana şoktan sonraki kısa dönemde karmaşık varsayımları ayırarak temizlemektir ve normal olarak 0.1 günden daha küçüktür. p ve c sabit olduğunda K artçı şokların toplam sayısı ile orantılıdır. Her bir aktiviteye göre toplam sayı geniş bir şekilde dağılım göstereceğinden ve ayrıca M_{th} 'ye bağlı olduğu için, farklılık gösteren aktivitelerde şu varsayım yapılabilir;

$$\log K_{M3} = \log K + b(M_{th} - 3.0) \quad (35)$$

Eğer, x eksenini $\log t$ ve y eksenini $\log N$ olacak şekilde 31. eşitlik grafiklenirse, ana şoku takiben yeterince bir zaman geçmesi durumunda ($t \gg c$), düz bu grafik bir hat haline gelir ve bu doğrunun eğimi p ile uyum sağlar. Eğer artçı şokların oluştuğu zaman üzerinde yoğunlaşırsa ve ana şoktan sonraki zaman yatay eksen, toplam kümülatif deprem sayısı da dikey eksen olarak kabul edilirse basamak grafik elde edilir. Artçı şokların oluşum şekli yalnızca çok büyük ana şoklardan hesaplanır, yani gelecek artçı şok önceki artçı şok oluşumuna bağlı değilse artçı şokların oluşumu sabit olmayan Poisson sürecini (dağılımını) takip eder. Bu durumda yeterince küçük bir zamanda artçı şok olasılığı olarak değiştirilmiş Omori formülü yorumlanabilir. Bu ifade bir formülle gösterilecek olursa, t ile $t+dt$ zaman aralığındaki bir artçı şokun olasılığı şu şekilde ifade edilebilir;

$$\lambda(t)dt = \frac{K}{(t+c)^p} dt \quad (36)$$

Olağan bir artçı şok aktivitesi için K , c ve p 'yi hesaplamak için, Ogata (1983) maksimum olasılık yöntemini önermiştir. Bu durumda, logaritmik olasılık fonksiyonu $\ln L$ aşağıdaki formülden elde edilir (örneğin, Gerstenberger vd., 2004b);

$$\ln L(K, p, c) = \sum_{i=1}^N \ln \lambda(t_i) - \int_{T_1}^{T_2} \lambda(t) dt \quad (37)$$

$$= N \ln K - p \sum_{i=1}^N \ln(t+c) - KA(T_1, T_2) \quad (38)$$

Burada N ; ana şoktan sonra T_1 - T_2 zamanları arasındaki artçı şokların sayısıdır ve t_i ($i=1,2,\dots,N$) ise her bir artçı şokun olduğu zamanı işaret eder. $A(T_1-T_2)$ ise değiştirilmiş Omori formülünün zamana bağlı integralinin $1/K$ değerine eşittir (örneğin, Ogata, 1983; Lolli ve Gasperini, 2003; Gerstenberger vd., 2004b; Gasperini ve Lolli, 2006);

$$A(T_1, T_2) = \begin{cases} \frac{(T_2+c)^{1-p} - (T_1+c)^{1-p}}{1-p} & (p \neq 1) \\ \ln(T_2+c) - \ln(T_1+c) & (p = 1) \end{cases} \quad (39)$$

1.4.6. Gutenberg-Richter ve Değiştirilmiş Omori Modelinin Birlikte Yorumu ile Artçı Şok Aktivitesi İçin Olasılık Hesaplama Yöntemleri

Gutenberg-Richter formülü ve değiştirilmiş Omori formüllerinin birlikte yorumu ile artçı şok aktivitesi için olasılık hesaplamak mümkündür (örneğin, Ogata, 1983; Yeo ve Cornell, 2004; 2008). Eğer, t ile $t+dt$ zaman aralığındaki M magnitüdü artçı şokların G-R formülü ile uyumlu bir dağılım gösterdiği kabul edilirse, t ile $t+dt$ zaman aralığında olan M ile $M+dM$ magnitüd aralığındaki depremlerin olasılığı $\lambda(M, t)dMdt$ şu şekilde verilir;

$$\lambda(M, t)dMdt = \beta \exp\{-\beta(M - Mth)\} \frac{K}{(t+c)^p} dMdt \quad (40)$$

t ile $t+dt$ zaman aralığında oluşan ve magnitudü M den daha büyük bir artçı şokun oluşma olasılığı $\Lambda(M, t)dt$, 40. eşitliğin $M \rightarrow \infty$ aralığında integrali alınarak;

$$\begin{aligned}\Lambda(M, t)dt &= \int_M^{\infty} \lambda(x, t) dx dt \\ &= \exp\{-\beta(M - M_{th})\} \frac{K}{(t + c)^p} dt\end{aligned}\quad (41)$$

şeklinde yazılabilir. μ indeksinin Poisson dağılımı için beklenen değerinin μ olduğu kabul edilirse, T_1 - T_2 zaman aralığında magnitudü M den büyük olması tahmin edilen olayların sayısı $N(T_1, T_2)$, değiştirilmiş Omori formülünün zamana göre integrali alınarak şu şekilde hesaplanabilir (örneğin, Yamanaka ve Shimazaki, 1990; Lolli ve Gasperini, 2003);

$$N(T_1, T_2) = \int_{T_1}^{T_2} \Lambda(M, s) ds = K \exp\{-\beta(M - M_{th})\} A(T_1, T_2) \quad (42)$$

T_1 - T_2 zaman aralığında ana şoktan sonraki magnitudü M veya daha büyük olan bir veya daha fazla artçı şokun olasılığı P , Poisson dağılımı formülü kullanılarak yazılabilir (örneğin, Reasenberg ve Jones, 1989; Wiemer, 2000; Lolli ve Gasperini, 2003);

$$\begin{aligned}P &= 1 - \exp\left\{-\int_{T_1}^{T_2} \Lambda(M, s) ds\right\} = 1 - \exp\{-N(T_1, T_2)\} \\ &= 1 - \exp\left[K \exp\{-\beta(M - M_{th})\} A(T_1, T_2)\right] \\ &= \begin{cases} 1 - \exp\left[\frac{-Ke^{-\beta(M - M_{th})}}{1 - p} \left\{\frac{1}{(T_2 + c)^{p-1}} - \frac{1}{(T_1 + c)^{p-1}}\right\}\right] & (p \neq 1) \\ 1 - \exp\left[-Ke^{-\beta(M - M_{th})} \{\ln(T_2 + c) - \ln(T_1 + c)\}\right] & (p = 1) \end{cases}\end{aligned}\quad (43)$$

42. eşitlik tahmini artçı şok sayısını hesaplayan, 43. eşitlik ise artçı şok oluşma olasılığını hesaplayan ifadelerdir. Artçı şok aktivitesinin belirgin özelliklerini ortaya koyan değiştirilmiş Omori formülündeki K , c ve p parametreleri olağan artçı şok aktivitesinin en

iyi tanımını yapmak için hesaplanır. K , yaklaşık olarak artçı şokların sayısı ile orantılıdır, p ; zaman sönümlenmesinin uzanımına işaret eder, c ise ana şoktan hemen sonraki karmaşık oluşumlara karşılık gelir.

β ; G-R ilişkisindeki b -değeri ile orantılıdır ve $\beta = b \ln 10$ yani $2.30b$ değerindedir. b -değeri, küçük artçı şokların sayısı/ büyük artçı şokların sayısı oranıyla oldukça ilişkilidir ve büyük b -değerleri büyük depremlerde bu oranın nispeten küçük olduğuna işaret eder. En küçük depremin magnitudü M_{th} , değiştirilmiş Omori formülü ve G-R formülü kullanılarak denetlenir. M_{th} 'dan daha büyük tüm artçı şokların eksiksiz olarak gözlemlendiği kabul edilir. Artçı şok olasılığının hesaplandığı başlangıç ve bitiş periyotlarını ifade eden T_1-T_2 zaman aralığı ana şoktan sonraki zamanı tanımlar. $A(T_1, T_2)$ ise 39. eşitlikten elde edilir. 43. eşitlik tam bir kez oluşan koşullarla uyum sağlayan bir artçı şok olasılığını değil bir artçı şokun birden fazla oluşma olasılığını işaret eder.

1.4.7. Artçı Şokların Beklenen Sayısı ve Büyük Artçı Şokların Olasılığı

Değiştirilmiş Omori formülü ele alınırsa, T_a-T_b zaman aralığında oluşan artçı şokların beklenen sayısı N şu şekilde verilir (Utsu vd., 1995);

$$N = \int_{T_a}^{T_b} n(t) dt = K \left\{ (T_a + c)^{1-p} - (T_b + c)^{1-p} \right\} / (p - 1) \quad (44)$$

Ana şok magnitudü M_m ve minimum magnitud M_z ile K arasındaki ilişki ise;

$$\log K = A - b(M_m - M_z) \quad (45)$$

olarak verilir. Burada b ; G-R ilişkisindeki katsayı, A ; sabittir. Hem A hem de b tüm artçı şok dizileri için yaygındır (Utsu, 1970). $M \geq M_z$ olan en azından bir artçı şokun T_a ve T_b aralığında oluşma olasılığı ise şu şekilde verilir;

$$P = 1 - \exp(-N) \quad (46)$$

Eğer, $N < 0.1$ ise $P = N$ 'dir. 44 ve 45. eşitliğin birleşimi olan bu eşitlik olası büyük artçı şokların olasılığını hesaplamada faydalıdır. (Utsu vd., 1995).

1.5. Diğer Artçı Şok Azalım Modelleri ile Kıyaslama

Otsuka (1985, 1987), artçı şok azalımı için değiştirilmiş Omori formülünün ve üstel fonksiyonun bir parçası olan şu formülü önermiştir;

$$n(t) = Ke^{-\alpha t} (t + c)^{-p} \quad (47)$$

Uzun bir t zaman aralığı için, üstel fonksiyon daha baskındır. Ayrıca, bazı artçı şok dizileri için uzun periyotlarda ki üstel azalım modeli Utsu (1957), Mogi (1962), Watanabe ve Kuroiso (1970) tarafından da önerilmiştir. Utsu (1992), 47. eşitliği birçok artçı şok dizisine uygulamış ve maksimum olasılık yöntemini kullanarak parametreleri hesaplamıştır. Bu eşitlik bazı sınırlı durumlarda faydalı olabilir. α değeri güçlü bir şekilde magnitud seviyesine bağlıdır ve aktivite azalımı büyük ve küçük artçı şoklar arasında çok farklıdır. Dolayısıyla bu ilişki oldukça geçersiz gözükmemektedir (Utsu vd., 1995).

İstatistikte kullanılan bazı fonksiyonlar, geniş bir t oranı için t^{-1} ile orantılı olarak azalım gösterir ve çok uzun bir t için çok daha hızlı bir azalım gösterir. Örneğin, $\beta \ll 1$ olması durumunda, fonksiyon aşağıdaki şekilde ifade edilir (Weibull dağılımı) ve artçı şok aktivitesini ortaya koymada kullanılabilir.

$$f(t) = \alpha \beta t^{\beta-1} \exp(-\alpha t^\beta) \quad \alpha > 0, \beta > 0 \quad (48)$$

Souriau vd. (1982), Pyreness'te bir artçı şok dizisinin zamanla dağılımını göstermek için Weibull dağılımını kullanmıştır. Kisslinger (1993), t zamana kadar oluşmamış olan artçı şokların sayısını ortaya koymak için genişletilmiş üstel fonksiyonu kullanmıştır;

$$N^*(t) = N \exp\left\{-\left(t/t_0\right)^q\right\} \quad t_0 > 0, \quad 1 \geq q > 0 \quad (49)$$

Burada $N(=N^*(0))$; artçı şokların toplam sayısı, $N^*(t)=N-N(t)$, $N(t)$ ise t zamandaki artçı şokların kümülatif sayısıdır. $\alpha = t_0^{-q}$ ve $\beta = q$ olması durumunda Weibull dağılımına işaret eder. Kisslinger (1993), 29 artçı şok dizisi için yaptığı çalışmada $q=0.3-0.6$ (medyan=0.403) hesaplamış ve $t_0=1-300$ gün olarak almıştır. Değiştirilmiş Omori

formülü ile yaptığı kıyaslamada, başlangıç zamanının (T_s) 0 olması durumunda birçok olayda önceki uyumların, T_s 'nin bazı pozitif değerler alması durumunda ise olayların yaklaşık yarısında 49. eşitliğin daha iyi bir model olduğunu ifade etmiştir. Sonuç olarak, olağan artçı şok dizileri için, değiştirilmiş Omori formülü en iyi sonuçları verir. Orijinal Omori formülü (25. eşitlik), Weibull modeli veya Otsuka modeli bazen oldukça iyi uyum sağlar. Genişletilmiş üstel fonksiyon ise $0 < \beta < 1$ aralığında Weibull modeli ile aynıdır (Utsu ve Ogata, 1997).

1.5.1. Genelleştirilmiş Omori Modeli

Önceki bölümlerde bahsedildiği gibi artçı şok aktivitesinin zamanla azalımı 31. formülle ifade edilir. Farklı terimler kullanılarak yazılacak olursa (Shcherbakov vd., 2005);

$$r = \frac{dN}{dt} = \frac{K}{(c+t)^p} \quad (50)$$

eşitliği ile verilebilir. Burada, $r = dN/dt$ gün başına magnitüdü M 'den büyük olan artçı şokların oluşum oranı, t ; ana şoktan sonraki zaman, K , p , c ise sabitlerdir. Bu ifade, ana şoklardan sonra oluşan karmaşık işlemler gibi gözüken artçı şok dizilerindeki zamana bağlı ilişkilerin bir görüntüsüdür. Değiştirilmiş Omori formülü uygun olarak şu formda tekrar yazılabilir (Shcherbakov vd., 2005);

$$r(t, M) = \frac{dN}{dt} = \frac{1}{\tau [1 + t/c(M)]^p} \quad (51)$$

Burada τ ve $c(M)$ artçı şok azalım oranını tanımlayan karakteristik zamanlardır. Deprem verisi için yapılan analizler, $c(M)$ değerinin sabit olmadığını, kesme magnitüdü M ve ana şok magnitüdü m_{ms} ile değişim gösterdiğini ortaya koymuştur. 50 ve 51. eşitlikler kıyaslanırsa şu eşitlik elde edilir;

$$K = \frac{c(M)^p}{\tau} \quad (52)$$

Shcherbakov vd. (2004), artçı şok dizilerini karakterize eden üç ampirik ilişkiyi ilişkilendirmek için değiştirilmiş Omori yasası ile verilen artçı şokların toplam sayısı (51. eşitlik) ve değiştirilmiş G-R ilişkisiyle verilen artçı şokların toplam sayısını (16. eşitlik) kıyaslamışlardır. Magnitüdü M 'den daha büyük olan artçı şokların toplam sayısı $N(M)$, 51. eşitliğin integrali alınarak şu şekilde verilir;

$$N(M) = \int_0^T \frac{dt}{\tau [I + t / c(M)]^p}$$

$$= \begin{cases} \frac{c(M)}{\tau(p-1)} \left\{ 1 - [I + T / c(M)]^{1-p} \right\} & (p \neq 1) \\ \frac{c(M)}{\tau} \ln [I + T / c(M)] & (p = 1) \end{cases} \quad (53)$$

Eğer değiştirilmiş Omori formülünün uzun bir zaman için (kesme magnitüdü olmaksızın) geçerli olduğu varsayılırsa, artçı şokların sınırlı $T \rightarrow \infty$ zamanındaki toplam sayısı yalnızca $p > 1$ için sonlu olur (Kagan ve Knopoff, 1981). 16. ve 53. ifadeler $p > 1$ ile eşitlenirse,

$$\tau = \frac{c(M)}{(p-1)} 10^{-b(m_{ms} - \Delta m^* - M)} \quad (54)$$

elde edilir. T ise G-R ilişkisindeki b -değerini hesaplamak için kullanılan zaman olarak alınır ve τ elenirse ve 54. eşitlik 51. eşitlikte yerine konursa aşağıdaki eşitlik elde edilir;

$$r(t, M) = \frac{(p-1)10^{b(m_{ms} - \Delta m^* - M)}}{c(M) \left\{ 1 - [1 + T / c(M)]^{1-p} \right\}} \frac{1}{[1 + t / c(M)]^p} \quad (55)$$

Çok büyük T değerleri ($T \gg 1$) ve $p \neq 1$ için artçı şok azalım oranı şu şekilde verilir;

$$r(t, M) = \frac{(p-1)10^{b(m_{ms} - \Delta m^* - M)}}{c(M)} \frac{1}{[1 + t / c(M)]^p} \quad (56)$$

56. eşitlik genelleştirilmiş Omori yasası adını alır ve zamanın bir fonksiyonu olarak magnitüdü M 'den daha büyük olan artçı şokların oluşum oranını verir (Shcherbakov vd., 2004; Shcherbakov vd., 2005). Bu ifade G-R ilişkisindeki b -değerini (1. eşitlik), Båth yasasının değiştirilmiş formundaki Δm^* değerini (14. ve 15. eşitlik), artçı şok dizisini başlatan ana şok magnitüdü m_{ms} 'yi, karakteristik zaman $c(M)$ 'yi ve değiştirilmiş Omori yasasındaki p -değerini (51. eşitlik) içerir.

1.5.2. Tetikleyici Model

Artçı şoklar sığ sismisitenin oldukça büyük bir kısmını oluşturdukları için, artçı şokların etkisi sığ sismisiteyi modelleyen nokta süreç (point process) yöntemlerle verilmelidir. Vere-Jones ve Davies (1966) ve Vere-Jones (1970) tarafından önerilen Neyman-Scott türü bir model, bu tür tetikleyici modellerin ilk örneğini teşkil eder. Tetikleyici modelde sismisite, birincil ve ikincil olmak üzere iki tür olayı içerir. Birincil olaylar (ana şoklar) sabit bir oluşum oranı μ 'ye sahip bir Poisson süreç olarak dağılım gösterir. t_i zamanda olan her bir birincil olay ikincil olaylar serisini tetikler ve bu olayların yoğunluğu şu şekilde verilir;

$$g(t) = Af(t - t_i), \quad t \geq t_i \quad (57)$$

$$g(t) = 0, \quad t < t_i \quad (58)$$

Burada, $f(t)$; $\int_0^\infty f(t)dt = 1$ gibi normalize edilmiş bir fonksiyondur. Birincil olaylar tarafından tetiklenen ikincil olayların toplam sayısı A ; a ortalamalı ve v değişkenli (varyantlı) bir sabittir. Bu modelin uygulanması için, $f(t)$ 'nin fonksiyonel formunun belirlenmesi gerekir fakat belirgin olayların birincil ve ya ikincil olarak tanımlanmasına gerek yoktur. Vere-Jones ve Davies (1966), $f(t)$ için üstel ve değiştirilmiş Omori türü fonksiyonları denemişler ve $p=1.25$ gibi sabit bir değerle değiştirilmiş Omori modelinin teorik ve gözlemsel spektral eğrilere kıyasla daha doğru bir model olduğunu ifade etmişlerdir. Shlien ve Toksöz (1970) tarafından önerilen genelleştirilmiş bir Poisson modeli $f(t)$ için bir delta fonksiyonunun kullanıldığı ($f(t) = \delta(t)$) basitleştirilmiş bir

tetikleyici modeldir. Bu model sismisitenin belirgin özelliklerini ortaya koymada kısmen başarılıdır ve birkaç araştırmacı tarafından kullanılmıştır. Tetikleyici model, Utsu (1972), Sase (1974) ve Hawkes ve Adamopoulos (1973) tarafından denenmiştir. İlk ikisi değiştirilmiş Omori tür fonksiyonları, diğeri ise kısa ve uzun vadeli bileşenleri temsil eden iki üstel fonksiyonun toplamını kullanmıştır.

Tetikleyici modelde bir artçı şok asla kendi artçı şok aktivitesini tetiklemez. Birbirinden ayrı olayların magnitüdüleri düşünülmez, yani artçı şok dizisinin boyutu A , ana şok magnitüdü ile ilişkili değildir. Parametrelerin tahmini için maksimum olasılık yöntemi kullanılamaz çünkü olağan olasılık fonksiyonu hesaplanamayacak kadar karmaşıktır.

1.5.3. ETAS Model (Yaygın (Epidemic) Tür Artçı Şok Dizileri)

Gerçek deprem aktivitesi yalnızca ana şok-artçı şok oluşumları olarak ifade edilmez. Bu aktivite deprem yığılmaları, ikincil artçı şoklar veya diğer bölgelerle ilişkili olarak karmaşık ve farklı oluşumları da içerebilir. ETAS model diğer azalım modellerine kıyasla daha iyi bir yaklaşım olarak düşünülür ve her depremin bir dereceye kadar kendi artçı şok aktivitesine sahip olduğu gerçeğine dayanır. Ayrıca, uzun vadede sismik aktivite veya belirgin bir bölgedeki sismik aktivite analizi için etkili bir yöntemdir (Ogata, 1986; 1988; 1989; 1992; 1994).

Artçı şok aktivitesini net olarak tanımlamak için, artçı şokların düzgün bir şekilde azalıp azalmadığını hesaplamak ve ikincil bir artçı şok oluşumu mevcutsa bunu takiben artçı şok aktivite seviyesini belirlemek oldukça önemlidir. ETAS model, değiştirilmiş Omori formülünü kullanarak ikincil bir artçı şok aktivitesini veya en fazla 2 veya 3 ikincil artçı şok serisini tanımlayan bir uzanım modeli olarak düşünülebilir. İkincil artçı şok aktivitesinin önemli veya önemsiz olduğunu ve p -değerinin değişip değişmediğini tanımlamak için Akaike bilgi kriteri (AIC, Akaike Information Criterion) kullanılabilir (Akaike, 1974) ve bu yöntem farklı modellerin uyum derecesini de kontrol eder (Ogata 1983; Ogata ve Shimazaki 1984, Matsu'ura 1986, Utsu vd., 1995).

Aktivite daha karmaşık ise ve özellikle artçı şokların düzenli olarak azalıp azalmadığını analiz etmek zor ise, değiştirilmiş Omori formülü ve uzanımlı modeller analiz periyoduna bağlı olarak doğru sonuçları elde etmeyi zorlaştırır. ETAS model kullanılarak artçı şok aktivitesinin belirgin bir zamanda dalgalanıp dalgalanmadığını net olarak hesaplamak mümkündür. Bu analizlerle artçı şok aktivitesindeki durgunluğun net olarak

belirlenmesi zor olabilir ve bu tür artçı şok aktivitesini hesaplamak için oldukça fazla olayla çalışmak önemlidir. Ayrıca, kullanılan verinin sabit deprem aktivitesini içermesinden dolayı özellikle plaka sınırları gibi yüksek sismik aktiviteye sahip bir bölgede bir katalogdan tam bir artçı şok verisi elde etmek kolay değildir. Verinin başlangıç magnitudünün düşmesinden dolayı tetikleyici olayları tanımlamak bazen zorlaşır. Üstelik 31. ve 36. modeller magnitud verisini kullanmaz. Hawkes ve Adamopoulos (1973), her olayın kendi olayını tetiklediği uyarıcı bir nokta süreç modeli ile tetikleyici modelleri kıyaslamışlar ve t zamandaki oluşum oranını şu formülle vermişlerdir;

$$\lambda(t) = \mu + \sum_{t_i < t} g(t - t_i) \quad (59)$$

Burada μ ve $g(t - t_i)$ sırasıyla sabit sismisite oranını ve t_i zamandaki bir olayın tetiklediği t zamandaki aktivite oranını ifade eder. $g(t)$ için iki üstel fonksiyonun toplamını kullanmışlar, fakat dünyanın farklı bölgeleri için yapılan çalışmalarda tetikleyici modele kıyasla daha iyi sonuçlar vermemiştir.

ETAS modeli, T_s - T_e periyotları arasında bir bölgedeki magnitudü M_c ve büyük olan depremleri dikkate alır. $\lambda(t)$ sismik aktivitesi, μ oluşum oranlı Poisson dağılımlı bir sabit sismik aktiviteyi içerir. Her bir deprem kendi artçı şok aktivitesi ile takip edilir. M_i magnitudlü t_i zamanda oluşan i . depremi takiben t zamandaki artçı şok oluşum oranı;

$$g(t - t_i) = K \exp\{\alpha(M_i - M_c)\}(t - t_i + c)^{-p}, \quad t > t_i \quad (60)$$

şeklinde verilir. Burada K , α , c ve p parametreleri tüm artçı şok dizileri için olağan parametrelerdir. T_s zamanından t zamanına kadar olan depremlerin kümülatif sayısı aşağıdaki eşitlikle verilir;

$$\begin{aligned} \Lambda(t) &= \int_{T_s}^t \lambda(s) ds \\ &= \int_{T_s}^t \mu(t - T_s) + K \sum_{t_i < t} \exp\{\alpha(M_i - M_c)\} \{c^{1-p} - (t - t_i + c)^{1-p}\} / (p - 1) \quad (61) \end{aligned}$$

Küçük artçı şoklar dikkate alındığında dizi içerisindeki olayların dağılımının oluşum zamanları görünür hale gelir. Sonuçta artçı şok aktivitesi özellikle büyük artçı şokların şüpheli ikincil artçı şokları içermesi durumunda tek bir değiştirilmiş Omori formülüyle daima iyi bir şekilde modellenemez. Aslında, artçı şokların fay bölgesi dışında interaktif olarak tetiklenmiş artçı şoklar gibi kademeli olarak artan karmaşık artçı şok yapıları oldukça fazladır (Felzer vd., 2002). Bu tür olayların modellenebilmesi için, Ogata (1988; 1989; 1992; 1994) değiştirilmiş Omori formülünü kullanarak tetikleyici modelin tüm zayıf noktalarını kapatan uyarıcı bir nokta süreç modeli olan ETAS modeli önermiş ve yalnızca güçlü artçı şokların değil katalogdaki her bir olayın kendi artçı şokunu ürettiğini ifade etmiştir. ETAS modeli, sabit bir Poisson süreç olarak sabit sismisiteyi modellemek için bir μ parametresini içerir. ETAS modelde t_i zamanda oluşan bir deprem, değiştirilmiş Omori modeline kıyasla azalan bir oranda artçı şokları temsil eder. Bu modelin tanımlanabilmesi için şartlı yoğunluk fonksiyonu kullanılır ve böyle bir modelin şartlı yoğunluğu şu şekilde verilir;

$$\lambda(t | H_t) = Pr\{N[t, t + dt] > 0 | H_t\} = \mu + \sum_{t_i < t} \frac{K_i}{(t - t_i + c)^p} \quad (Pr: \text{olasılık}) \quad (62)$$

Burada μ ; sabit deprem oranını, t_i ise i . olayın oluşum zamanını, H_t ; t zamanına kadarki olayların tarihini $((t_i, M_i); t_i < t)$ ifade eder. K_i ; M_i magnitüdü bir olayın meydana getirdiği, magnitüdü kesme magnitüdü M_c 'yi aşan artçı şokların beklenen sayısı ile orantılıdır ve şu formülle ifade edilir;

$$K_i = K_0 e^{\alpha(M_i - M_c)} \quad (63)$$

Burada, K_0 ve α ; tahmin edilen parametrelerdir. α parametresi 0.2-3.0 arasında değişen, bir artçı şokun magnitüdüne kıyasla onun artçı şok aktivitesini meydana getirmedeki etkisini ölçen ve deprem dizilerini karakterize etmede kullanılan önemli bir parametredir (Guo ve Ogata, 1997; Ogata, 2001). Örneğin, deprem yığılımları 1'den daha küçük değere sahipken basit ana şok-artçı şok aktivitesi 2'den büyük bir değere sahiptir. Birçok olayda bir katalogdan dikkatli bir şekilde seçilmiş artçı şok dizileri için $\mu = 0$ kabul edilebilir. Seçilen dizilerin artçı şoklardan farklı olarak özellikle koordinat

doğruluğunun zayıf olduğu bölgelerde veya zamanlarda diğer olayları içerdiği durumlarda, verinin uyum kalitesini kıyaslamak için $\mu > 0$ kabul edilebilir. 63. eşitlik, Utsu ve Seki (1955) tarafından önerilen ve ana şok magnitudü M ile artçı şok alanının logaritması arasındaki doğrusal ilişkiyi gösteren ampirik formülün bir sonucudur. Bu ilişkiye göre, sabit bir zaman aralığı için Mc magnitudü üzerindeki artçı şokların sayısı kabaca 64. formülle verilebilir ve sonuçta 62. eşitlik, 65. eşitlikteki hale gelir;

$$N \propto \exp\{\alpha(M - M_c)\} \quad (64)$$

$$\lambda(t | H_t) = \mu + K_0 \sum_{t_i < t} \frac{\exp\{\alpha(M_i - M_c)\}}{(t - t_i + c)^p} \quad (65)$$

Depremlerin oluşum oranlarına bağlı olarak olağan sismisite için 63. ve 65. ifadelerle tanımlanan model ETAS modeli olarak ifade edilir. Bu model Vere-Jones ve Davies(1966) tarafından önerilen tetikleyici modele benzerdir. Tetikleyici modelde, her bir olay ya tetikleyen ya da tetiklenen olay olarak sınıflandırılır. Sınırlı tetikleyici modele kıyasla ETAS modeli, özellikle ana şoklar (tetikleyici olay) ve artçı şokların (tetiklenen olay) tanımlanmasının kolay olmadığı durumlarda (deprem yığılımları gibi) oldukça kullanışlıdır. Dolayısıyla, bir bölge için gözlenen oluşum oranı herhangi bir modelden elde edilen oranla kıyaslandığında, artan veya azalan sismik aktivite seviyesi tanımlanabilir (Utsu ve Ogata, 1997).

Lomnitz (1974), ETAS modele benzer Klondike model adında bir model önermiştir. İki model arasındaki ana fark 63. eşitlik yerine $K_i \propto \alpha(M_i - M_c)$ olması ve artçı şokların azalım oranının değiştirilmiş Omori fonksiyonu yerine üstel bir dağılım sergilemesidir. Uyum kalitesi açısından her iki model için AIC değerleri karşılaştırıldığında ETAS modelin daha iyi bir uyum sağladığı görülmüştür (Ogata 1985; 1988).

1.6. Artçı Şok Azalım Parametreleri İçin Maksimum Olasılık Tahminleri

Durağan olmayan Poisson nokta süreçler, $\lambda(t)$ yoğunluk fonksiyonu ile karakterize edilir (Liptser ve Shiryaev, 1978) ve bir olayın $t-t+\Delta t$ zamana aralığındaki olasılığı aşağıdaki şekilde tanımlanır (Ogata, 1983);

$$\text{Olasılılık}\{\text{birolay}[t, t + \Delta t]\text{zamanda}\} = \lambda(t)\Delta t + (\Delta t) \quad (66)$$

veya

$$\lambda(t) = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \text{Olasılılık}\{\text{birolay}[t, t + \Delta t]\text{zamanda}\}/(\Delta t) \quad (67)$$

Utsu'dan (1961) bu güne yaygın olarak, p ve c değerleri artçı şokların sayısının logaritması ile ana şoktan sonraki zamanın $\log\text{-log}$ ölçekte ($\log n(t)\text{-}\log t$) grafiklenmesi ile elde edilir. Bu grafikten elde edilen doğrunun eğimi, p için bir tahmin verir. Aksi takdirde $t \gg c$ için 30. eşitlik kullanılarak yalnızca p -değeri hesaplanır. Bazı araştırmacılar t zamana kadar oluşan artçı şokların sayısı $N(t)$ veya t zamanında ve sonrasında oluşan artçı şokların sayısı $N^*(t)$ 'yi kullanmışlardır. Bu tür kümülatif deprem sayısı yöntemleri, çok erken ve çok geç oluşan artçı şoklar için verinin tamam olmayışından kaynaklanan doğru kümülatif deprem sayısının bilinmesinin zorluğu nedeniyle yanlış tahminlere neden olabilir.

Eğer durağan olmayan bir Poisson dağılımı, $\lambda(t) = n(t)$ yoğunluk fonksiyonu ile S - T (başlangıç ve bitiş) zaman aralığında t_i zamanında ($i=1,2,\dots,N$) oluşan N tane artçı şok için varsayılırsa (burada $n(t)$ ifadesi 31. ve 33. eşitliklerle verilir), olasılık fonksiyonu (Utsu vd., 1995);

$$L = \left\{ \prod_{i=1}^N \lambda(t_i) \right\} \exp \left\{ - \int_S^T \lambda(t) dt \right\} \quad (68)$$

olarak elde edilir. Artçı şok dizilerinin durağan olmayan Poisson dağılımına göre $\lambda(t; \theta) = K(t+c)^{-p}$, $\theta = (K, c, p)$ yoğunluk fonksiyonu ile dağılım gösterdiği varsayılın (Ogata, 1983; 1999; Utsu vd., 1995). Bu eşitlik kullanılarak artçı şok dizisinin logaritmik olasılık fonksiyonu aşağıdaki şekilde yazılır (S ; başlangıç zamanı, T ; bitiş zamanı);

$$\begin{aligned} \ln L(K, c, p; S, T) &= \sum_{i=1}^N \ln \lambda(t_i) - \int_S^T \lambda(t) dt \\ &= N \ln K - p \sum_{i=1}^N \ln(t_i + c) - K\Lambda(c, p; S, T) \end{aligned} \quad (69)$$

$$\Lambda(c, p; S, T) = \begin{cases} \ln(T + c) - \ln(S + c) & (p = 1) \\ \left\{ (T + c)^{1-p} - (S + c)^{1-p} \right\} / (1 - p) & (p \neq 1) \end{cases} \quad (70)$$

$\theta = (K, c, p)$ parametreleriyle ilgili olarak 69. log-olasılık fonksiyonunun maksimum yapılması ile maksimum olasılık tahminleri $\hat{\theta} = (\hat{K}, \hat{c}, \hat{p})$ elde edilir. Maksimum olasılık işlemi ayrıca, maksimum olasılık tahminleri için standart hataların tahminine olanak sağlar. Fisher bilgi matrisinin tersi $J(\hat{\theta}; S, T)^{-1}$, maksimum olasılık tahmini hataları için varyans-kovaryans matrisini sağlar ve şu formülle verilir (Ogata, 1999);

$$J(\theta; S, T) = \int_S^T \frac{1}{\lambda(t; \theta)} \frac{\partial \lambda(t; \theta)}{\partial \theta'} \frac{\partial \lambda(t; \theta)}{\partial \theta} dt$$

$$= \int_S^T \begin{bmatrix} K^{-1}(t+c)^{-p} & -p(t+c)^{-p-1} & -(t+c)^{-p} \ln(t+c) \\ * & Kp^2(t+c)^{-p-2} & Kp(t+c)^{-p-1} \ln(t+c) \\ * & * & K(t+c)^{-p} \{ \ln(t+c) \}^2 \end{bmatrix} dt \quad (71)$$

Burada, ‘ işaretli vektörün transpozesi anlamına gelir ve integrali alınacak matris simetriktir. Doğru parametreler bilinmediğinden, bilgi matrisi değerlerini elde etmek için onun yerine maksimum olasılık tahminleri kullanılır. Sonuç olarak, $\hat{\theta} - \theta_0$ hatasının eş zamanlı dağılımı $N(0, J(\hat{\theta}; S, T)^{-1})$ ile verilir. Her bir K, c, p parametresinin sınır hatasının standart sapması ilişkili diyagonal element J^l 'in karekökü alınarak elde edilir (Ogata, 1978). K, c, p parametrelerinin maksimum olasılık tahminleri 69. fonksiyonu maksimum yapan değerlerdir. $L(K, c, p)$ 'nin maksimum değerleri aşağıdaki gradiyentlerin kullanılması ile sayısal olarak şu şekilde elde edilir;

$$\partial \ln L / \partial K = N / K - A(c, p)$$

$$\partial \ln L / \partial c = -p \sum_{i=1}^N 1/(t_i + c) - K \left[(T + c)^{-p} - (S + c)^{-p} \right]$$

$$\begin{aligned} \partial \ln L / \partial p = & - \sum_{i=1}^N \ln(t_i + c) - K \left[(T + c)^{1-p} - (S + c)^{1-p} \right] / (1-p)^2 \\ & + K \left[(T + c)^{1-p} \ln(T + c) - (S + c)^{1-p} \ln(S + c) \right] / (1-p) \end{aligned}$$

Sonuç olarak 31. eşitlikteki p , K ve c -değerlerinin maksimum olasılık tahminleri aşağıdaki ifadelere dönüşür;

$$\sum_{i=1}^N \ln(t_i + c) - \frac{N}{p-1} - N \frac{\ln(S+c)(S+c)^{-p+1} - \ln(T+c)(T+c)^{-p+1}}{(S+c)^{-p+1} - (T+c)^{-p+1}} = 0 \quad (72)$$

$$p \sum_{i=1}^N \frac{1}{t_i + c} - \frac{N(p-1) \left\{ (S+c)^{-p} - (T+c)^{-p} \right\}}{(S+c)^{-p+1} - (T+c)^{-p+1}} = 0 \quad (73)$$

$$K = N(p-1) / \left\{ (S+c)^{-p+1} - (T+c)^{-p+1} \right\} \quad (74)$$

Değiştirilmiş Omori formülünün maksimum olasılık tahmini büyük artçı şokların olasılıklarının pratik olarak tahminini mümkün kılar. Reasenber ve Jones (1989; 1990; 1994) bu formülü ve G-R frekans-magnitüd ilişkisini kullanarak benzer bir çalışma yapmıştır.

1.7. Karmaşık Artçı Şok Dizileri ve İstatistiksel Model Seçimi

Önceki bölümlerde tanımlanan ve istatistiksel modellere dayalı artçı şok olasılığı hesaplama yöntemlerinin uygulama alanları, bir ana şoku takiben hemen sonraki artçı şok aktivitesi için K , c , p ve b parametrelerinin doğru olarak bulunup bulunamayacağının olabilirliğini hesaplamaya dayanır. Eğer artçı şok aktivitesi için ortalama parametreler biliniyorsa, gerçek veri elde edilene kadar bu değerler etkili bir şekilde başlangıç verisi olarak kullanılabilir. Bu nedenle, geçmiş olaylar veya G-R ve değiştirilmiş Omori formüllerinin birlikte yorumu ile yapılan artçı şok olasılık modelleri için belirgin parametreler kıyaslanabilir ve uygulama alanları çalışılabilir.

Bazen bir artçı şok dizisi durağan olmayan bir Poisson dağılımından daha karmaşık olabilir. Eğer bir deprem dizisi gözlenen zaman aralığında tek bir artçı şok dizisini içermiyorsa, 31. eşitlik tahmin ve diğer işlemler için yeterince doğru olmayabilir. Diğer bir olasılık, değiştirilmiş Omori formülünün dizinin sonraki aşamalarını sınırlayamamasıdır (Utsu, 1957; Mogi, 1962). Bu tür problemleri test etmek alternatif modellere karşı model seçim sorunlarını azaltır ve bu alternatif modeller şu eşitliklerle verilir (Ogata, 1983; 1999);

$$\lambda(t) = \begin{cases} K_1(t+c_1)^{-p_1} & 0 < t \leq t_0 \\ K_1(t+c_1)^{-p_1} + K_2(t-t_0+c_2)^{-p_2} & t_0 < t \end{cases}$$

$$\theta = (K_1, K_2, c_1, c_2, p_1, p_2) \quad (75)$$

$$\lambda(t) = \begin{cases} K_1(t+c)^{-p} & 0 < t \leq t_0 \\ K_2 e^{-\alpha t} & t_0 < t \end{cases}$$

$$\theta = (K_1, K_2, c, p, \alpha) \quad (76)$$

Model seçimi için AIC değeri kullanılır ve genel bir ifadeyle şu eşitlikle verilir;

$$AIC = (-2) \max(\log \text{olasılık}) + 2x(\text{hesaplanan parametre sayısı}) \quad (77)$$

Burada *log*; 10 tabanına göre logaritmadır. Daha küçük AIC değerli model daha iyi model olarak kabul edilir. Farklı alanlardan ve farklı zaman periyotlarında ki artçı şok dizilerinin aynı *p*-değerine sahip olup olmadığını istatistiksel olarak test etmek için aşağıdaki değerler hesaplanır;

$$AIC_0 = (-2) \max\{\ln L_1(K_1, p, c_1) + \ln L_2(K_2, p, c_2)\} + 2x5$$

$$AIC_1 = (-2) \{\max \ln L_1(K_1, p_1, c_1) + \max \ln L_2(K_2, p_2, c_2)\} + 2x6 \quad (78)$$

Burada L_1 ve L_2 artçı şokların 1. ve 2. serileri için olasılık durumlarıdır. Sonuçta, en küçük AIC değerini sağlayan model en uygun model olarak kabul edilir (Ogata, 1983).

Ayrıca, ana şoktan sonra kısa bir zaman aralığındaki bazı küçük artçı şokların kayıt edilememesinden dolayı, artçı şok aktivitesinin analizinde teknik zorluklar ortaya çıkar. Büyük bir depremin artçı şok oluşum verisi için 69. eşitliğin log-olasılık fonksiyonunun hesaplanmasında S zaman başlangıcının hesaplanması daima bir problem oluşturur. Eğer artçı şoklar tüm gözlem periyodu $(0, T)$ aralığında tekdüze olarak belirlenmişse, $S=0$ olarak alınabilir. Bununla birlikte, ana şoktan sonra kayıt edilemeyen küçük olayların oranı periyodun geri kalanına kıyasla büyük olabilir. Diğer bir olasılıkta bazı artçı şok dizilerinin başlangıç aşamasının 31. eşitlikle tanımlanamayacak kadar karmaşık olmasıdır. Bu tür olaylarda eğer maksimum olasılık tahmini $S=0$ ile hesaplanırsa, tahminlerin zayıf olma olasılığı yüksektir. Dolayısıyla, bu tür yanlış hesaplamaları ortadan kaldırmak ve p ile c parametrelerinin doğru tahmini için en uygun S başlangıcının bulunması gerekir. Bu işlem için en uygun yöntem, bazı S değerleri için;

$$AIC = (-2) \max_{\theta} \ln L(\theta; 0, T) + 2x3,$$

ve

$$AIC = (-2) \max_{\theta_1} \ln L(\theta_1; 0, S) + (-2) \max_{\theta_2} \ln L(\theta_2; S, T) 2x6 \quad (79)$$

eşitliklerinin kıyaslanmasıdır. Alternatif olarak S , zaman-magnitüd eğrisinden görsel olarak ta hesaplanabilir (Ogata, 1999).

En küçük AIC değerine sahip model uygun model olarak düşünülür. Artçı şok aktivite seviyesi ile ilişkili olarak detaylı bir analiz sonucu elde edilen ortalama görüntü bu kaynaklardan elde edilemez. Bu mevcut dağılım doğal bir oluşum olabilir fakat ortalama bir görüntü elde etmek önemlidir. Çünkü bu parametrelerden artçı şok aktivitesi hakkında bilgi almaya olanak sağlar. Bu bilgi ana şok magnitudüne (M_0) kıyasla en büyük artçı şok magnitudünü içerir veya ana şoktan sonraki periyotlarda en büyük artçı şokun olduğu bilgisini içerir. Bu ortalama değeri bulmak için önceki bölümlerde bahsedilen bölgesel sınıflandırmaya dayalı çalışmalar, deprem kategorileri ve eğer bu aktivite için bir kategori belirlemek mümkünse en yüksek seviyeden en düşük seviyeye kadar artçı şok aktivitelerini kıyaslamayı gerektirir.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Türkiye'nin Tektonik Yapısına Genel Bir Bakış

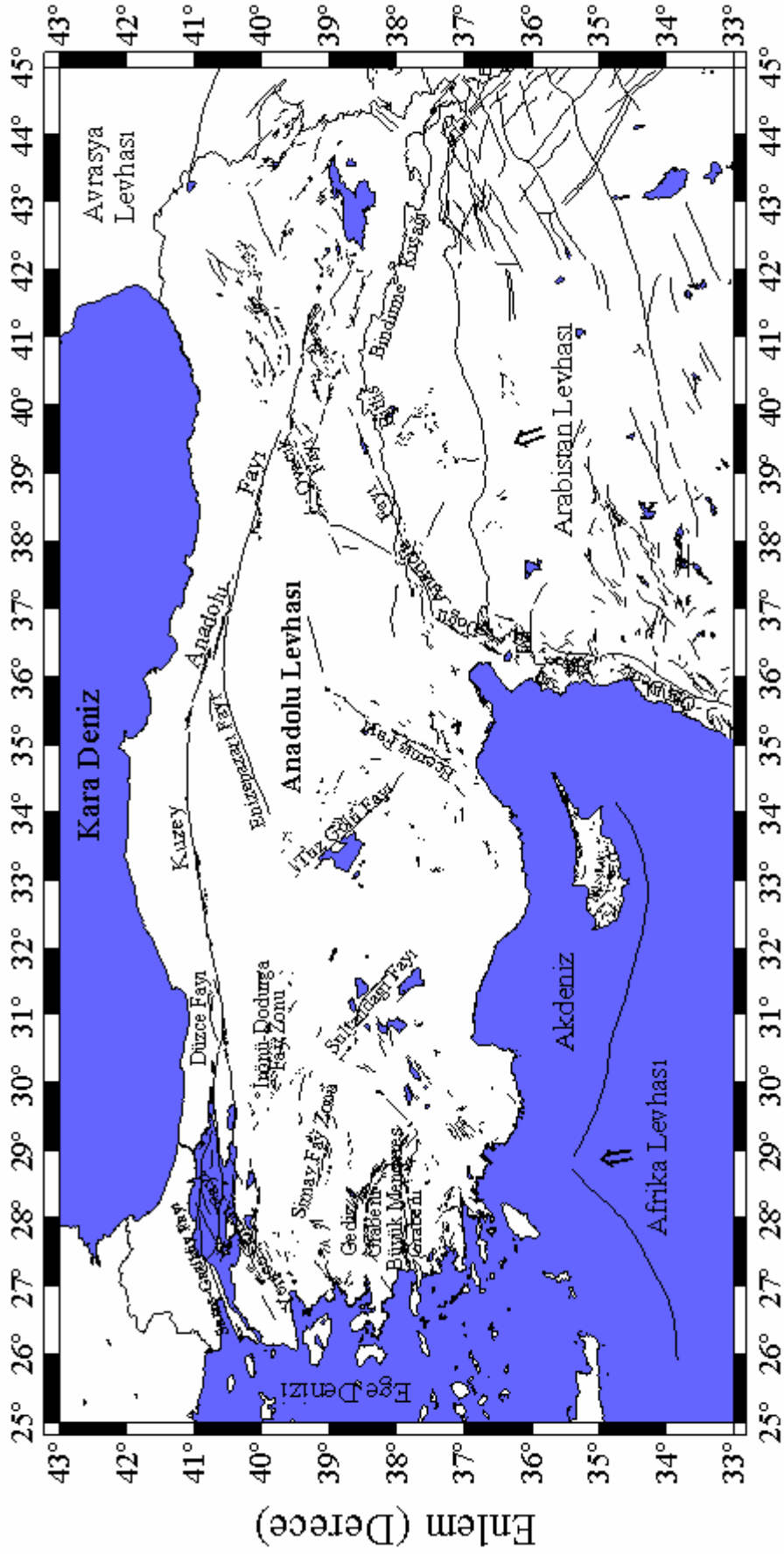
Türkiye, tektonik özellikleri nedeniyle topraklarının % 98'i deprem riski altında bulunan bir ülkedir. Bu durum, yerkürenin tektonik yapısıyla ve Türkiye'nin bu tektonik yapı içindeki coğrafik konumuyla doğrudan bağlantılıdır. Türkiye, Alp-Himalaya orojenik sisteminin Akdeniz kısmında yer alır ve bu sistem Akdeniz'den batı-doğu yönünde Asya'ya doğru hareket etmektedir. Kuzeyinde Avrasya Plakası, güneyinde Afrika ve Arap plakaları, doğusunda Doğu Anadolu Bloğu ve batısında Ege Bloğu bulunmaktadır. Avrasya Plakası, yeryüzündeki en büyük plakalardan biridir ve Afrika ile Arabistan plakalarına göre daha yavaş hareket etmektedir. Yapılan jeodezik araştırmalara göre Avrasya yılda 5 mm, Arabistan 18 mm ve Afrika 6 mm hızla kuzeye doğru hareket etmektedir. Buradan, yukarıdaki plakalar arasında yer alan Anadolu Plakasının sıkıştığı sonucu ortaya çıkmaktadır. Bu sıkışma sonucu Anadolu Plakası yılda ortalama 23 mm hızla batıya doğru hareket eder. Söz konusu hareketlerinin doğal sonucu olarak, Ege Bloğu ve Doğu Anadolu Bloğu da hareket etmektedir. Ege Bloğu, Afrika Plakasının üstüne doğru yıllık 3–4 cm'lik bir hareketle binmekte, Kars-Erzincan-Van-Hakkari arasında kalan Doğu Anadolu Bloğu ise, kuzey yönünde yıllık 1–1.5 cm'lik bir hareketle Kafkaslar'a doğru ilerlemektedir (URL-2, 2006).

Türkiye, Alpin Kuşağı ve Anadolu Plakasının üzerinde yer almasından dolayı sismik olarak sürekli aktif bir tektonik bir yapıya sahiptir. Türkiye ve civarında gözlenen tektonizma, Afrika, Ege, Anadolu, Karadeniz ve Avrasya levhaları ile İran ve Hazar levhalarının birbirine göre göreceli hareketlerine bağlı olarak meydana gelmiştir. En önemli tektonik yapılar olan Ege Yayı, Batı Anadolu Graben Sistemi (BAGS), Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), Bitlis-Zağros Bindirme Zonu (BZBZ) ve Kafkaslar Şekil 2'de gösterilmiştir (Şaroğlu vd., 1992). Ayrıca, Kıbrıs Yayı, Ölü Deniz Fay Zonu ve Orta Anadolu Fay Sistemi diğer önemli tektonik yapılarıdır. Ege Yayı, Afrika Plakasının kuzeye doğru Ege levhasının altına dalmasıyla oluşmuştur (Papazachos vd., 1991). Batı Anadolu'daki graben sistemleri kuzey-güney yönündeki genişlemeden dolayı doğu-batı yönünde oluşmuştur. Arap Plakası, Avrupa Plakasına kıyasla kuzey-kuzeybatı yönünde hareket etmektedir. Bu hareket Bitlis-

Zağros bindirme zonu ve ters faylar boyunca kıtasal çarpışmalarla sonuçlanmıştır ve Türkiye'nin doğusunda ve Kafkaslarda yüksek topografyaya neden olmuştur (McKenzie, 1970). Doğu Anadolu'daki sıkıştırmanın bir sonucu olarak Anadolu Plakası batıya, Kuzey Anadolu plakası doğuya doğru hareket etmektedir. Geçiş sınırlarında yer alan Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve Doğu Anadolu Fayı (DAF) sırasıyla sağ yönlü ve sol yönlü doğrultu atımlı fay sistemleridir. Türkiye'nin tektonik yapısının detaylı olarak anlatıldığı pek çok çalışma literatürde mevcuttur (örneğin, Koçyiğit vd, 2001; Bozkurt, 2001; Ulusay vd., 2004). Bu çalışmada, ana tektonik yapılardan kısaca bahsedilecektir.

2.1.1. Kuzey Anadolu Faz Zonu (KAFZ)

Kuzey Anadolu Bölgesi, KAFZ'nin kuzey kısmını oluşturur ve birçok doğrultu atımlı fay içerir. Bu yapılar, Karadeniz'in okyanusal litosferine itilen Batı Pontidlerin, KAFZ'ye kıyısı olan yeni başlamış oluşumları işaret eder. Kayma oranları (örnek, Bartın Fayı) yıllık 5 mm'den daha azdır. Doğuya doğru KAFZ, Doğu Anadolu ve Kuzey Anadolu arasında bir sınır oluşturur. KAFZ, gözle görülür sismik aktivitesi, aşırı iyi gelişmiş yüzey yapısı ve Akdeniz bölgesinin tektoniğindeki önemi sebeplerinden dolayı dünyadaki en iyi bilinen sağ yönlü doğrultu atımlı faylardan biridir. KAFZ, çok aktif bir yapı olup jeodezik verilere göre 24-30mm/yıllık sağ yönlü bir hareket göstermektedir (Reilinger vd., 1997). KAFZ yaklaşık olarak 1500 km uzunluğa sahip, geniş bir yay şeklinde, Türkiye'nin doğusundan başlayıp batıda kuzey Ege'nin doğusuna kadar uzanır. Batıda Biga Yarımadasından başlayıp Yenice, Gönen ve Manyas'tan geçerek Bursa ve Yenişehir üzerinden Kargı-Havza dolaylarına kadar uzanmaktadır. Buradan güneydoğuya kıvrılarak Erzincan dolaylarından Karlıova civarında sol yönlü Karlıova-Bingöl fayını 40°'lik açı ile kesmektedir (Ketin, 1976). KAFZ, tek bir kırık düzlemi olmayıp birbirine paralel veya kademeli faylardan oluşan bir fay zonu durumundadır. Belirli bir doğrultuda devam etmeyip bazı bölgelerde daha geniş açılar yaparak bükülmekte ve Van Gölü'nün kuzey kenarından geçerek İran sınırına varmaktadır. Birçok kırıktan oluşan KAFZ Karadeniz kıyısına paralel uzanmaktadır. Bu birkaç yüz metreden 40 km'ye kadar genişliğe sahip tek bir faydır. Bu fayın büyük bir kısmı boyunca, bu fay zonu birbirine paralel fakat bazen birbiriyle kesişen birkaç kısa faydan oluşur (Bozkurt, 2001). Doğuya doğru KAFZ, tipik üçlü birleşme gösterir ve sol yönlü DAFZ ile Karlıova'da birleşir. KAFZ, Karlıova üçlü birleşme noktasında sonlanmayarak güney doğu boyunca devam eder.



Boylam (Derece)

Şekil 2. Türkiye ve civarının tektonik yapısı. Faylar Şaroğlu vd.'nden (1992) ve farklı kaynaklardan değiştirilerek alınmıştır

Kuzey Anadolu fayının toplam atım miktarı 25-85 km arasında değişmektedir. Tarih boyunca KAF'ta oluşan depremlerin karakteristiğine bakıldığında, aktivitenin fayın orta kısımlarında başladığı ve daha sonra batı ve doğu kısımlarına ilerlediği görülmüştür. Fayın doğu kesiminde KAF ile DAF kesişmektedir. Ayrıca, fayın doğu kesimlerinde artan gerilme yükselmesi sonucu kenarları doğrultu atımlı faylar ile sınırlandırılan bir takım blokların çıkmasına neden olmaktadır.

2.1.2. Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ)

Doğu Anadolu Fay Zonu 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 (Global Positioning System) verilerinden DAFZ boyunca 9 ± 2 mm/yıllık sol yönlü hareket olduğunu saptamıştır. Bu fay zonu, Anadolu-Avrasya plakaları arasındaki ve Arap-Afrika plakaları arasındaki sınırların bölgelerini şekillendiren doğrultu atımlı faydır. Fay zonu boyunca sol yönlü yanal kayma Anadolu'nun batısına doğru ilerler. Fay zonunun yapısı birçok itme-çekme havzaları, çekme çatlakları, kıvrımlanma ve önemli bindirme bileşenleriyle karışıktır. Karlıova üçlü kesişme bölgesinin doğusuna doğru, kuzey-güney tektonik sıkışma zonu ile tanımlanır. KAFZ ve DAFZ'ye paralel gelişen doğrultu atımlı faylar bu bölgenin karakteristik yapısını oluşturur. Bunlar; Ağrı fayı, Bulanık fayı, Çaldıran fayı, Erciş fayı, Horasan fayı, Iğdır fayı, Malazgirt fayı, Süphan fayı, Balıklıgözü fay zonu, Başkale fayı, Çobandede fay zonu, Dumlu fay zonu, Hasan Timur fay zonu, Kavakbaşı fayı, Kağızman fay zonu, Doğubayazıt fay zonu, Karayazı fayı, Tutak fay zonu, Yüksekova-Şemdinli fay zonu ve Kuzeydoğu Anadolu fay zonlarıdır. Birçok çekme-gerilme havzası bu faylardan üremektedir. Doğrultu atımlı fay sistemi, Doğu Anadolu aktif tektoniğini kontrol altında tutmasına rağmen, doğu-batı yönlü meydana gelen sıkışma en dikkat çekici olaydır. Muş, Van Gölü ve Pasinler havzaları basamaklı yapıyı gösteren en önemli bölgelerdir.

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 sol yönlü hareket sergiler. GPS ölçümlerine göre bu zon boyunca yılda 8 ± 5 mm kayma gözlenir. Jeolojik ölçümlere göre yılda 18–25 mm kayma

hesaplanmıştır. Kuzey-güney açılma çatlakları, DAFZ'nin diğer temel yapısal elemanlarıdır. Geniş bir kesme zonu olan Kuzeydoğu Anadolu fayı, birbirlerine paralel olarak gelişmiş KD-GB doğrultulu, sol yönlü ve ters bileşenli birçok kısa faydan meydana gelir. Bu faylar, 15–20 km uzunlukta Kelkit fayı, Erzincan'ın hemen kuzeybatısından başlayan ve kuzeydoğuya doğru 150 km devam eden Akdağ fayı, Tortum güneybatısı ile Aşkale ilçesi arasında uzanan Aşkale fayı, Çat civarından başlayan, Erzurum, Dumlu, Tortum ve Oltu boyunca uzanan Dumlu fay zonu ile Tekman ile Gaziler arasında uzanan Çobandede faylarıdır (Gülkan vd., 1993). Kuzeydoğu Anadolu fayı ile Karlıova-Muradiye arasında yer alan bölgede, KB-GD doğrultulu kısa uzunluklara sahip olan sağ yönlü doğrultu atımlı faylar yer alır. Bu bölge, 100 km uzunlukta Balıklıgölü fayı, 55 km uzunlukta Çaldıran fayı, 50 km uzunlukta Doğubayazıt fayı, 50 km uzunlukta Tutak fayı ve 85 km uzunlukta Karayazı fayından oluşur (Gülkan vd., 1993).

Karlıova üçlü birleşim noktasının yakınında, Kuzey Anadolu fayı ile Doğu Anadolu fayının periyodik olarak birbirlerini ötelemesi sonucu, KB-GD ve KD-GB doğrultulu kısa uzunluklarda sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı fay takımları gelişmiştir. Karlıova birleşim noktası ile Muradiye arasında kalan bölümde, Malazgirt'in doğusunda 20 km uzunlukta KD-GB doğrultulu sol yönlü Malazgirt fayı ve Erciş ile Adilcevaz arasında uzanan 30 km uzunlukta sol yönlü Süphan fayı yer almaktadır. Diğer taraftan KB-GD doğrultulu ve sağ yönlü 20 km uzunlukta Erciş fayı ile Muradiye ilçesinin hemen yakın kuzeydoğusu ile İran sınırları arasında uzanan 45 km uzunlukta Hasan-Timur gölü fayları bulunmaktadır (Gülkan vd. 1993). DAF, muhtemelen 5 veya 6 parçadan oluşmaktadır. DAF kuzeydoğu ucunda dönemsel olarak KAF tarafından kesilmesi sonucu ana fay doğrultusuna paralel birkaç küçük faylanma meydana gelmiştir. Bu faylanmalar, Karlıova birleşim noktasının güneybatısında açık bir şekilde görülmektedir. Fayın güneydoğuda yer alan kolu kuzey batısına göre daha genç bir yapıya sahiptir (Tirifonov, 1995). Doğu Anadolu fayı incelendiğinde, yıkıcı depremlerin dışmerkez dağılımları, bu fay parçalarının sınırlarında yer alma eğilimi göstermiştir. Bununla beraber tarih boyu olan deprem kayıtlarına bakıldığında Doğu Anadolu fayının oldukça sakin bir sismik etkinlik gösterdiği görülmüştür.

2.1.3. Bitlis-Zagros Bindirme Zonu (BZBZ)

Arap ve Avrasya plakaları Bitlis Bindirme Kuşağı boyunca çarpışmaktadırlar (Şengör ve Yılmaz, 1981) ve bu çarpışma sonucunda bu oluşum boyunca dağlar oluşmuştur. Bitlis oluşumu, Arap platformunun kuzeyi boyunca oluşmuş bindirme ve kıvrılma boyunca yayılan ve Türkiye'nin güneydoğusundan başlayıp İran'daki Zagros dağlarından çıkan karmaşık kıtasal-kıtasal ve kıtasal-okyanusal çarpışma sınırındadır (Bozkurt, 2001). Orta Anadolu sıkışma bölgesinin en güneyinde kalan bölgeyi Bitlis Bindirme Kuşağı oluşturur. Arap levhasının bir ucu kuzeydoğuya doğru, diğer bir ucuda kuzeybatıya doğru hareket etmektedir. Kuzeybatıya doğru hareket eden Arap levhası, Bitlis levhasını sıkıştırırken Anadolu levhasının sıkışmasına neden olmuştur ve batıya doğru kaymasından dolayı oluşan Bitlis Bindirme Zonu, İran (Zagros)'a kadar uzandığından Bitlis-Zagros Bindirme Kuşağı olarak anılır. Bitlis-Zagros Bindirme Zonu, Kahramanmaraş ile Yüksekova arasında, güneye yönelmiş ters faylardan meydana gelmiştir. Bu zon 1500 km uzunluğunda olup 60 km genişlikte bir bölgeyi oluşturur (Gülkan vd., 1993). Bu kuşak Van levhasının altına girmesine rağmen Van levhasını kuzeye doğru itmektedir (Dewey vd., 1973). Böylece Anadolu'da kuzey-güney yönlü bir sıkıştırma söz konusu olur. Arap Plakasının kuzey ucundaki GPS hız kayıtları, Bitlis Bindirme Zonunun kuzeybatı yönündeki hareketin 18 ± 2 mm/yıl olduğunu ve Avrasya ile ilişkili olduğunu göstermektedir (McClusky vd., 2000). Arap ve Avrasya Plakalarının birleştiği nokta, Anadolu Plakasını batıya doğru KAFZ ve DAFZ boyunca itmektedir. KAFZ ve DAFZ, güney sınırının sismisite olarak tam tanımlanmamasına rağmen bu plakanın sırasıyla kuzey ve güney sınırlarını oluşturur.

2.1.4. Batı Anadolu Graben Sistemi (BAGS)

Batı Anadolu, dünyadaki en hızlı genişleyen ve sismik aktivitenin en fazla olduğu bölgelerden birini temsil eder. Genel olarak K-G yönlü kıtasal açılma oranı 30-40 mm/yıl'dır (Oral vd., 1995; Le Pichon vd., 1995). Batı Anadolu'da graben yapısı ile ilişkili olarak depremsellik yüksektir ve bölge-zamana bağlı olarak dikkate değer düşük magnitüdü deprem grupları ile yığılım türü aktivite gösterir (Üçer vd., 1985; Eyidoğan, 1988). Yaklaşık olarak D-B eğilimli 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). Doğu-batı doğrultulu normal faylarla sınırlandırılmış Ege Graben Sistemi, birçok bloktan oluşmaktadır. Bu bloklar arasında D-B 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 Körfezini içine alan kuzey kesimi, KAF ile Batı Anadolu'daki çekme rejiminin etkisi altında bulunmaktadır. Dolayısıyla bu bölgede oluşmuş depremlerin odak mekanizmaları, hem normal hem de yatay bileşenlerin hakim oldukları birleşik fay çözümleri vermiştir. Bölge, oldukça karışık tektonik görünüm sunması nedeniyle sürekli depremlere maruz kalmış ve gelecekte de deprem oluşturma potansiyeli yüksek olan bir bölgeyi oluşturmaktadır. Bu grabenlerin kenarlarını sınırlayan ana normal faylar, kısa uzunluklara sahip birçok küçük faydan oluşmaktadır. Dolayısıyla, bu kısa faylardan birinde oluşan bir deprem, yakınlarındaki diğer komşu fayları tetiklemekte ve sonraki bir zamanda bu faylarda depremlerin oluşmasına neden olmaktadır. Bu depremler, genellikle bölgede güneyden kuzeye doğru zaman içerisinde bir kayma göstermişlerdir. Ege Graben Sistemi içerisinde yıkıcı ve yüzey kırığı oluşturmuş depremlerin yer-zaman diyagramı incelendiğinde paleosismolojik olarak fayların davranışlarını etkileyen faktörlerden en önemlisinin, fay tipleri olduğu açıkça görülür. Fay tiplerine bağlı olarak fayların farklı davranışlar göstermesi doğrultu atımlı faylar olan KAF ve DAF ile Ege yayı ve Bitlis Bindirme Kuşağını oluşturan ters faylar üzerinde oluşmuş depremlerin yer-zaman dağılımlarının karşılaştırılması ile daha kolay bir şekilde anlaşılabilir. Ege Graben Sistemi içerisinde oluşmuş yıkıcı ve yüzey kırığı meydana getirmiş depremlerin yer-zaman diyagramı incelendiğinde, depremlerin birbirine yakın faylarda oluştukları görünmektedir. Bu yakın faylarda oluşan depremler zaman olarak birbirlerine oldukça yakındır. Bu bölgedeki depremler, genellikle birer çiftler şeklinde oluşmaktadır. Bölgenin birbirlerine bağlantılı birçok graben ve horstlardan meydana gelmesi nedeniyle, bir fayda oluşan deprem diğer yakın fay üzerinde tetikleme rolü oynamaktadır.

2.1.5. Orta Anadolu Fay Sistemi (OAFS)

Batı Anadolu'nun aktif tektonik yapısını doğrultu atım fay sistemleri oluşturur. Bununla birlikte birçok araştırmacının belirttiği gibi, D-B doğrultusundaki sıkıştırma bölgesi, K-G yönlü sıkışma ve Anadolu plakasının kısılması bölgenin genel yapısını oluşturur (Wong vd., 1978). GPS verilerine göre, Kafkaslar boyunca bindirme ve Türkiye'nin doğusundaki doğrultu atımlı faylar arasındaki toplam kısılma 10 ± 2 mm/yıldır (McClusky vd., 2000). Orta Anadolu bölgesi aşağı yukarı kuzey-güney ve kuzeydoğu-güneybatı kısılmasının altındadır ve Kıbrıs Yayı boyunca Anadolu ve Afrika plakalarının arasındaki çarpışma süreci ile ilişkilidir. Bu çerçevede Anadolu plakasının doğu kısımları, ikincil sıralı faylarla şekil değiştirmiştir. Ayrıca bu bölge, ova denilen genişleme havzaları ile ifade edilir ve eğim atımlı faylarla sınırlanmıştır. Bu yapılar; Akpınar fayı, Delice, Kangal, Niğde, Salanda, Almus fay zonu, Lâçin ve Merzifon fay zonu, Malatya-Ovacık fay zonu, Tuzgölü, Yıldızeli, Orta Anadolu fay zonu, Taşova-Çorum fay zonu, Yağmurlu-Ezinepazarı fay zonu ve Yakapınar-Göksun fay zonu olarak verilmektedir.

Bu fayların birçoğu Anadolu plakası boyunca 100 km güneybatı yönünde hareket etmektedir ve farklı geometriler göstermektedirler. KAFZ'nin günümüzdeki şekli tipik bir balık iskeleti görünümündedir. Bu bölgede oluşan doğrultu atımlı faylar arasında, Malatya-Ovacık, Orta Anadolu, Tuzgölü ve Eskişehir fay zonları Orta Anadolu'nun temel neotektonik yapısını oluşturur. Malatya-Ovacık fayı 240 km uzunluktadır. Batı-güneybatı yönünde 120 km boyunca hareket eder (Ovacık bölümü) sonra güneybatı yönüne bükülür (Malatya bölümü) ve Anadolu plakasına doğru hareket eder. Bu yapı Anadolu ve Arabistan plakaları arasındaki sınırın aktif olduğunu ve şekillendiğini gösterir. Bu, bu plakalar arasında 29 km'lik bir ilişkili hareket olduğunu gösterir. Malatya-Ovacık fayı Erzincan havzasında KAFZ ile kesişir ki buda üçlü kesişme noktasıdır. Arap, Anadolu ve Avrasya plakaları ortasında, Erzincan'ın ötesinde genç DAFZ ve KAFZ'nin doğu bölümleri geliştiğinde Malatya-Ovacık fay zonu sonlanmaktadır. Orta Anadolu bölgesi, kuzeyde Kuzey Anadolu fayı, doğuda Doğu Anadolu fayı, güneyde Ege-Kıbrıs yayı ve batıda Ege graben sistemi arasında kalmış geniş bir bölgeyi kapsar. Bu bölge içerisinde KD-GB ve KB-GD doğrultulu bağımsız doğrultu atımlı faylar ile Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu faylarından ayrılan faylar bulunur. Tuzgölü fayı, Köşker ile Bor arasında yaklaşık 200 km uzunlukta KB-GD

doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Bu fay, Şereflikoçhisar yakınlarında ters bileşene sahipken yer yer başka yerlerde normal fay bileşenleri göstermektedir. Ecemiş fayı, Kayseri ile Mersin arasında uzanan yaklaşık 250-300 km uzunlukta KD-GB doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Fay üzerinde ölçülmüş yatay atım miktarının 40 km civarında olduğu bildirilmektedir (Gülkan vd., 1993). İnegöl-Eskişehir fay takımı, doğuda Tuz gölü ile batıda İnegöl arasında BKB-DGD doğrultulu birçok kısa uzunlukta faydan oluşan 400 km uzunlukta normal bileşenli sağ yönlü doğrultu atımlı faylardan oluşur. Kırşehir-Keskin fayı, Kırşehir ve Keskin arasında KB-GD ile KD-GB doğrultulu kısa uzunluklarda birçok faylardan oluşan bir kuşaktır. Kırıkkale Fayı, Niksar havzası yakınlarında Kuzey Anadolu fayından ayrılarak güneybatıya doğru Amasya, Çorum illerini izleyerek Kırıkkale ve oradan da Çubuk'a kadar uzanır. Diğer yandan bu fayın hemen doğusunda yine güneybatıya doğru uzanan Almus fayı yer alır. Sol yönlü doğrultu atımlı Malatya-Ovacık Fayı, Erzincan havzasının doğusundan ayrılarak güneybatı yönünde Ovacık'a kadar devam eder ve Malatya fayı ile kesişir. Fayın toplam uzunluğu, 160 km civarındadır. Kuzeydoğuda Kemaliye ile güneybatıda Doğanşehir arasında 180 km uzunluğa sahip olan Malatya fayı yer alır. Bu fay da Ovacık fayı gibi sol yönlü doğrultu atımlı bir fay olup K20-30D doğrultuludur (Gülkan vd., 1993). Diğer yandan Doğu Anadolu fayından ayrılarak D-B doğrultusunda Sürgü'den geçen diğer bir kısa uzunluğa sahip sol yönlü doğrultu atımlı fay, Sürgü fayı olarak isimlendirilmiştir.

Orta Anadolu fayı 730 km uzunluğunda büyük bir makaslama zonudur. Bu fay, Erzincan'ın kuzeydoğusundan, Akdeniz'in doğusuna doğru uzanır. Sismik olarak az aktiviteye sahip ve birçok bölümden oluşmaktadır. Paleotektonik ve neotektonik dönemler boyunca toplam yer değiştirme 75 ve 24 km'dir. Günümüzde tahmini olarak yılda 3mm'lik bir yer değiştirmeye karşılık gelmektedir. Orta Anadolu fayı, doğrultu atımlı fayın tipik özelliklerini gösterir. Tuz gölü fayı, 200 km uzunlukta olup, Orta Anadolu'nun en bilinen yapısıdır. Fayı, Tuz gölü havzasının kuzeydoğu sınırını belirler. Tuz gölü fayı boyunca meydana gelen hareket, eski kretaseden başlamaktadır. Fayı, doğrultu atımlı bir faylanma gösterir. Eskişehir fayı, Uludağ'dan Afyon'a 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.

2.1.6. Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ)

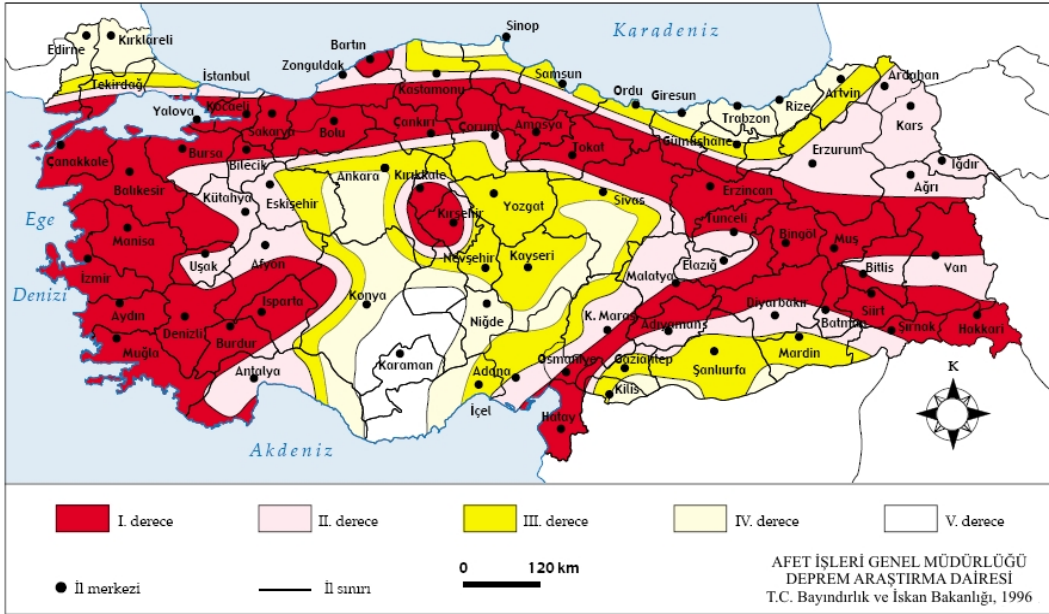
Ölü Deniz Fay Zonu, yaklaşık olarak 1000 km uzunlukta olup, K-G doğrultuda yayılan sol yönlü plaka içi doğrultu atımlı fay zonudur. ÖDFZ'nin Afrika plakasından batıya ve Arap plakasından doğuya doğru yayılan plaka sınırı olduğu kabul edilir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Arap Plakası ve Afrika Plakası arasındaki farklı hızdaki hareketler ÖDFZ sayesinde ortaya çıkmıştır. Doğu Akdeniz bölgesinde Afrika ve Anadolu plakaları arasındaki yakınlaşma, Ege ve Kıbrıs yayı boyunca oluşan dalma batma ile ortaya çıkar (Papazachos ve Comninakis, 1971). Ege Yayı boyunca hendeğin doğası ve yapısı değişkendir. Ege Yayının doğu kısmı daha çok doğrultu atımlı fay gibi hareket eder. Birçok hendek, Ege Yayı'nın doğu kısmı boyunca ayırt edilmiştir (Le Pichon vd., 1995). Orta ve Güney Ege, güneybatı yönünde 30 ± 1 mm/yıllık hareketlerle ifade edilir (McClusky vd., 2000).

2.1.7. Kıbrıs Yayı

Kıbrıs Yayı aktif bir plaka sınırı olup, Afrika plakasının güneyi ile batı Akdeniz'de Anadolu plakasının kuzeyi arasında çarpışmaya yer veren 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. Aktif çarpışmanın olduğu ana alan, Kıbrıs'tan, DAFZ ve ÖDFZ'nin bulunduğu Kahramanmaraş üçlü kesişme bölgesi boyunca İskenderun Körfezi'ne yayılan bölgedir (Bozkurt, 2001). Ege-Kıbrıs yayı, Türkiye'nin güney kıyısı yakınlarında, Girit adasının güneyinden geçerek kuzeydoğu yönünde Rodos adasının güneyinden Fethiye Körfezi'ne doğru uzanır. Ege-Kıbrıs yayı, Girit adası ile Fethiye Körfezi arasında Plini ve Strabo çukurlukları boyunca ters fay bileşenli sol yönlü doğrultu atımlı fay karakteri gösterir. Diğer taraftan, Ege-Kıbrıs Yayı, Antalya Körfezi, Kıbrıs'ın kuzeyi ve İskenderun Körfezi arasında içbükey bir kavis yapar. Bu yayın kuzeybatıya doğru devamı, Antalya Körfezi'nden başlayan ve kuzeybatı doğrultusunda devam eden ters fay niteliğinde olan Aksu bindirme fayını temsil eder. Diğer bir çukurluk, Plini ve Strabo çukurluklarından başlar ve Kıbrıs'ın güneyine doğru dışa doğru bir yay yapar. Yukarıda bahsedilen çukurluklar boyunca Afrika plakası, Anadolu bloğunun altına doğru K-KD doğrultusunda dalmaktadır.

2.2. Türkiye'deki Deprem Tehlikesini Ortaya Koyabilmek İçin Yapılan Bölgeleştirme Çalışmaları

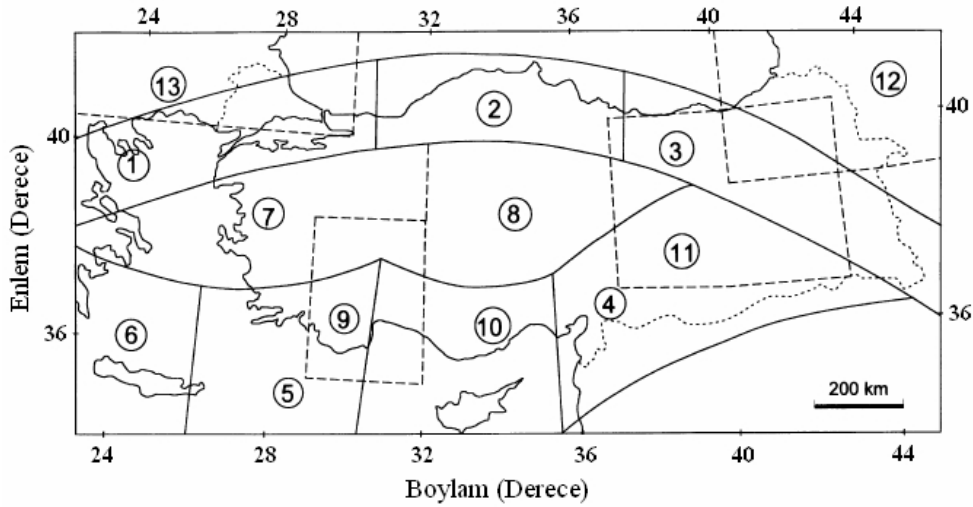
Belirlenebilir (deterministik) yaklaşıma dayalı ilk resmi Türkiye sismik tehlike haritası 1945'te yapılmıştır ve daha sonra 1972'de yapılan sismik tehlike haritası, Ergunay (1976) tarafından 1945–1970 yılları arasında yapılan çok sayıda rapor ve makalelerin derlenmesinden sonra şekillendirilmiştir. Türkiye'deki sismik tehlike analizlerinde kestirilebilir (probabilistik) yaklaşımların kullanımı ise ilk kez Erdik vd. (1985) tarafından yapılmıştır. Ayrıca, Türkiye'nin mevcut deprem bölgeleri haritası Gülkan vd. (1993) tarafından yapılan rapora dayalı olarak, Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü (1996) tarafından hazırlanmıştır (Şekil 3). Bu haritada Türkiye 5 farklı sismik bölgeye ayrılmış ve sırasıyla pga (peak ground acceleration, pik yer ivmesi) değerleri 1. bölgede 0.4 g; 2. bölgede 0.3 g; 3. bölgede 0.2 g; 4. bölgede 0.1 g; ve 5. bölgede 0.05 g olarak hesaplanmıştır. Ayrıca, Alptekin (1978), 1900–1961 yılları arasındaki depremleri kullanarak tüm Türkiye'yi kapsayan magnitüd-deprem sayısı ilişkilerini hesaplamak için geniş bir çalışma yapmış ve Türkiye'yi 13 farklı bölgeye ayırmıştır (Şekil 4).



Şekil 3. Türkiye deprem bölgeleri haritası (Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, 1996)

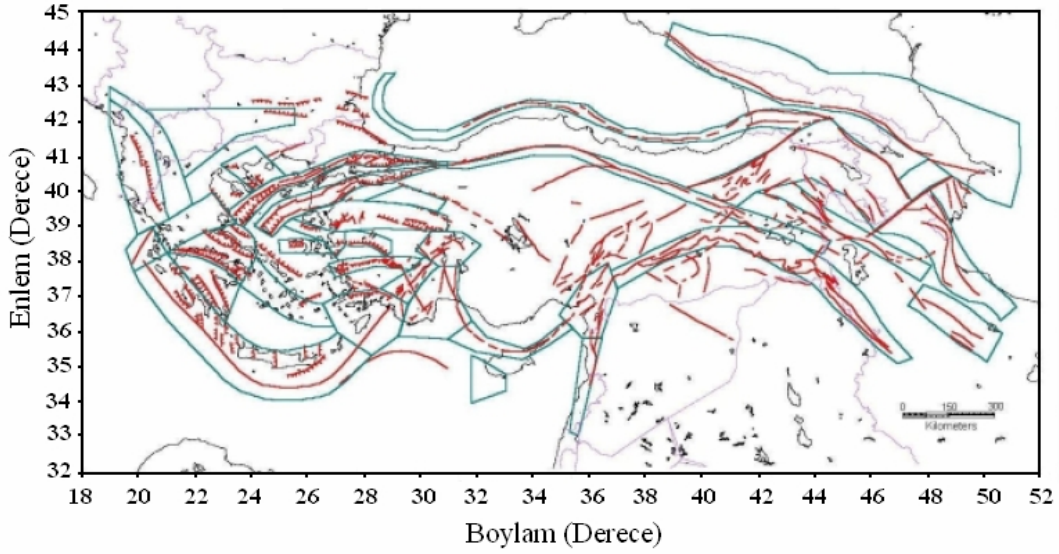
Erdik vd. (1999), son yıllarda geliştirilen soğrulma ilişkilerini kullanarak kestirilebilir yöntem ile Türkiye ve civarı için sismik tehlike analizlerini yapmışlar ve sismik kaynak zonlarının ideal bir görüntüsünün jeoloji, tektonik, paleosismoloji, tarihsel

ve aletsel sismoloji ve diğer neotektonik özelliklerin birlikte değerlendirilmesi ile yapılabileceğini ifade etmişlerdir. Mevcut tüm veriyi kullanarak, diğer araştırmacılar tarafından yapılan bölgelendirme çalışmaları dikkate alınarak tanımlanan 37 sismik bölge, sismisite ve neotektonik özelliklerle birlikte Şekil 5a ve 5b’de gösterilmiştir. Türkiye’nin batısı için yapılan bölgelendirme Sesetyan’dan (1997), Kıbrıs bölgesi için yapılan bölgelendirme ise Birgoren vd.’nden (1997) alınmıştır.

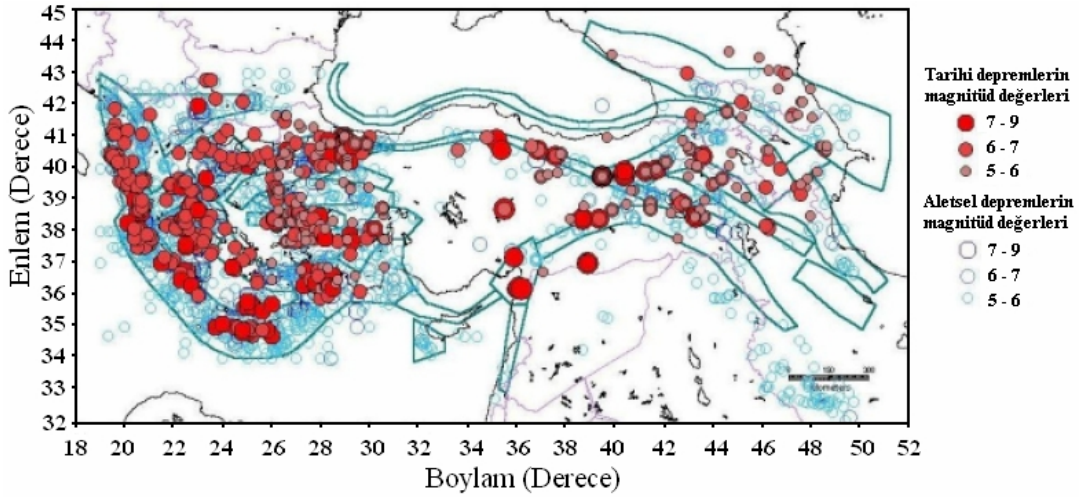


Şekil 4. 1900–1961 yılları arasındaki depremler kullanılarak yapılan ve tüm Türkiye’yi kapsayan, magnitüd-deprem sayısı ilişkilerini hesaplamak için kullanılan sismik kaynak bölgeleri (Alptekin’den (1978) değiştirilerek alınmıştır)

Jiménez vd. (2001), tüm Akdeniz’i içine alan birleşik bir sismik tehlike modeli oluşturabilmek için sismojenik modeller üzerinde mevcut verilerin birleştirilmesine dayalı bir tekdüze kaynak modeli kullanmışlardır. Bunun için ulusal bölgelendirmeler ve belirgin zonlar eklenmiş, farklı bölgeler arasında sınır alanlarındaki yeni sismik kaynaklar farklı yaklaşımlardan kaynaklanan etkileri ortadan kaldırmak için yeniden modellenmiş ve yeterli bilginin olmadığı sismik alanlarda yeni sismik bölgeler modellenmiştir. Her bir bölge için tekdüze bir sismik hareket kabul edilmiş, magnitüd-frekans parametreleri ve beklenen maksimum magnitüd sismik kataloğa dayalı olarak hesaplanmış ve sonuçta beklenen yer hareketi uygun soğrulma ilişkileri kullanılarak hesaplanmıştır. Şekil 6, Jiménez vd. (2001) tarafından hazırlanan ve toplam 346 kaynak, 338 sığ ve 8 orta derinlikte depremi içeren tüm Akdeniz’i içine alan birleştirilmiş sismojenik kaynak modelinin Türkiye ve civarı için yapılan bölgelendirmesini göstermektedir.



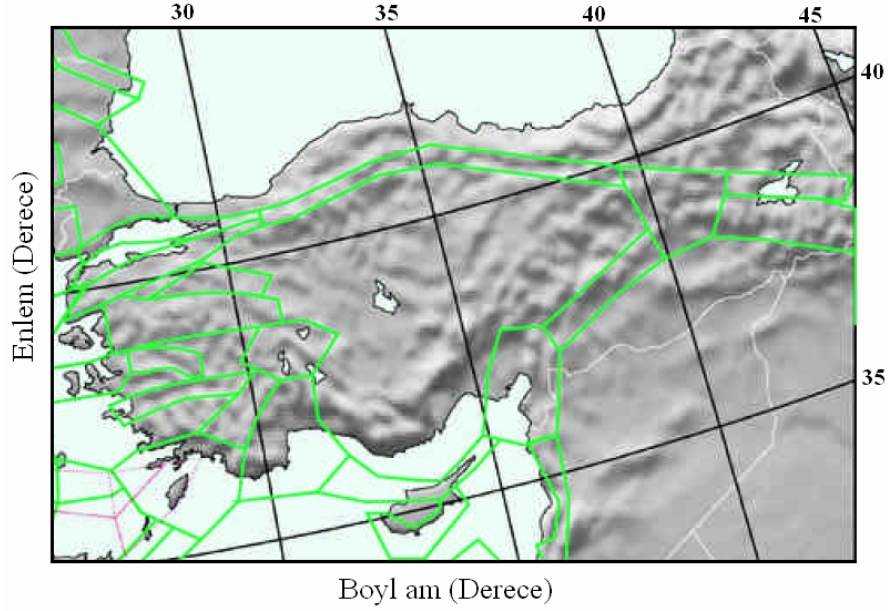
Şekil 5a. Ana tektonik yapılarla birlikte sismik kaynak bölgeleri (Erdik vd.'nden (1999) değiştirilerek alınmıştır)



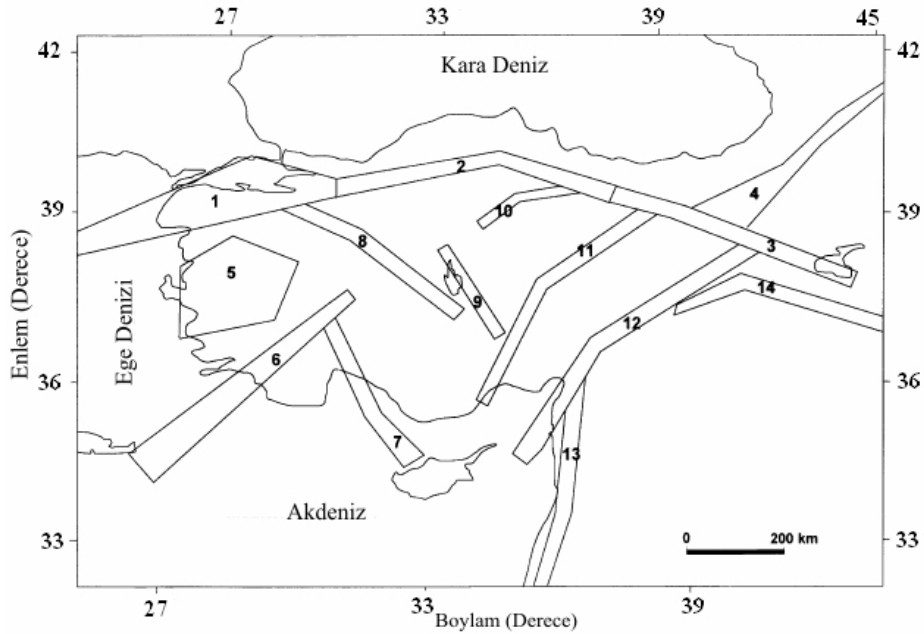
Şekil 5b. Deprem aktivitesi ile birlikte sismik kaynak bölgeleri (Erdik vd.'nden (1999) değiştirilerek alınmıştır)

Kayabalı (2002), Türkiye'nin sismik tehlike haritasının yeniden yapılandırılması amacıyla yaptığı çalışmada Erdik vd. (1985) ve Yalıtırak vd. (1998) tarafından yapılan çalışmaları temel alarak Türkiye'yi 14 farklı sismik bölgeye ayırmıştır (Şekil 7). Türkiye'deki sismik tehlikeyi modelleyebilmek için olasılık yaklaşımı kullanılarak Joyner ve Boore (1988) tarafından geliştirilen güçlü yer hareketi soğrulma ilişkileri kullanılmış ve Bonilla vd. (1984) tarafından verilen fay kırık uzunluğu ve deprem magnitüdü arasındaki deneysel ilişki kullanılarak her bir bölge için maksimum deprem magnitüdü hesaplanmıştır. 100 yıllık geri dönüşüm periyotlu olarak hesaplanan ivme haritası

Türkiye'nin yeni sismik tehlike haritası olarak önerilmiş ve pga değerleri 0.4 g'den büyük değerlere sahip bölgeler, 0.4-0.2 g arasındaki değerlere sahip bölgeler ve 0.2 g'den daha küçük değerlere sahip bölgeler olarak üç farklı sismik bölge ortaya konulmuştur.

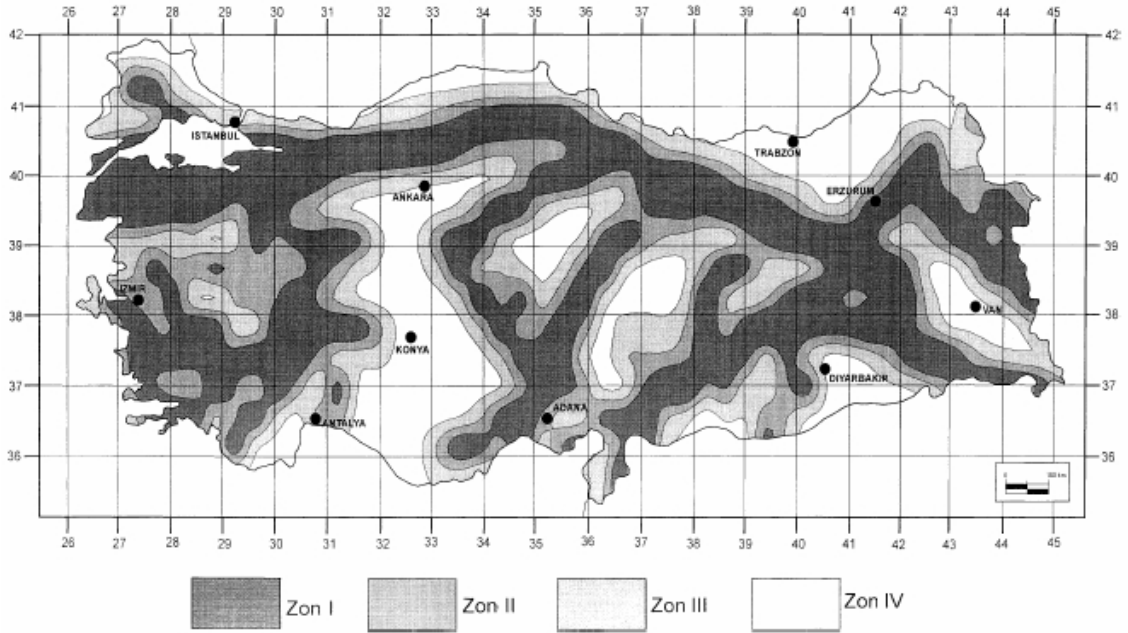


Şekil 6. Akdeniz'i içine alan birleştirilmiş sismojenik kaynak modelinin Türkiye ve civarı için yapılan bölgelendirmesi (Jiménez vd.'den (2001) değiştirilerek alınmıştır)



Şekil 7. Kestirilebilir yaklaşım ile hesaplanan tehlike analizi için kullanılan sismik bölgelendirmeler (Kayabalı'ndan (2002) değiştirilerek alınmıştır)

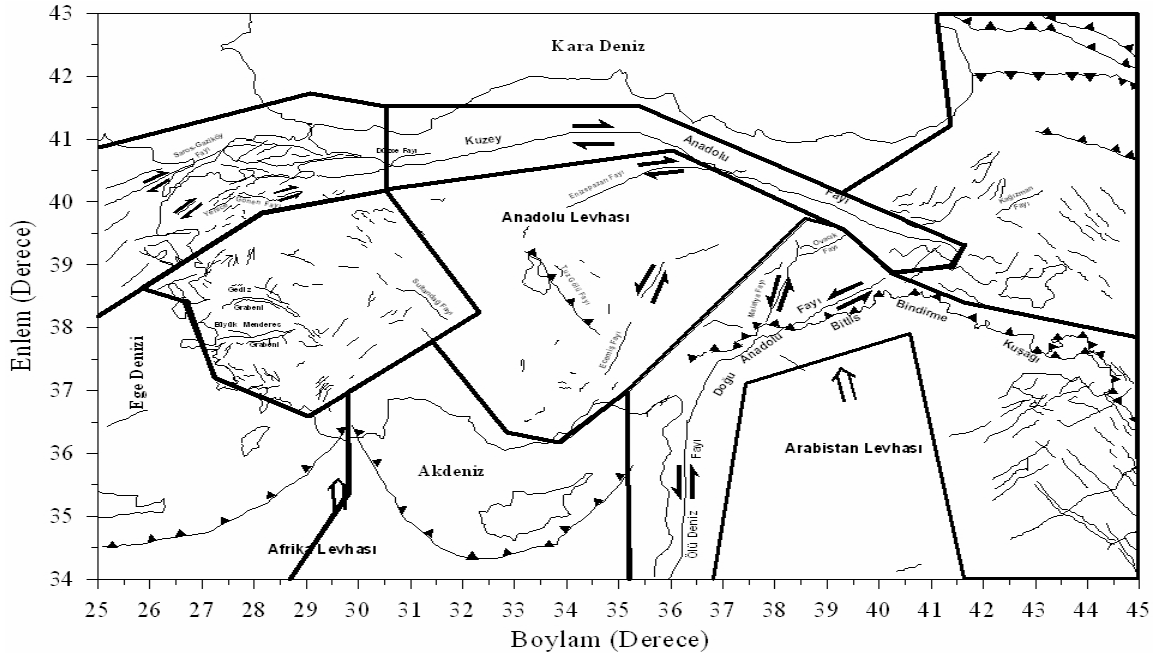
Kayabalı ve Akın (2003), olasılık yaklaşımı kullanılarak Türkiye’deki sismik tehlikenin modellenmesinin aletsel kayıtlar göz önüne alındığında tatmin edici olmadığını ve dolayısıyla bu haritaların oluşturulmasında belirlenebilir yaklaşımlarla daha güvenilir sonuçların elde edilebileceğini ifade etmişlerdir. Yaptıkları çalışmada, küçük ve büyük tüm aktif fayları ana fay sistemleriyle birlikte değerlendirmişler, Wells ve Coppersmith (1994) tarafından önerilen modeli kullanarak bu fay sistemlerinin üretebileceği maksimum deprem magnitudünü hesaplamışlardır. İvme değerleri, Sadigh vd. (1997) tarafından verilen bağıntıyla hesaplanmış ve elde edilen sismik tehlike haritası Türkiye’nin yeni sismik tehlike haritası olarak önerilmiştir (Şekil 8). Oluşturulan sismik tehlike haritasında, Kayabalı (2002)’de yapılan değerlendirmeden farklı olarak dördüncü bir sismik tehlike bölgesi ortaya konulmuştur. Birinci bölgede ivme değerleri $pga > 0.3g$, ikinci bölgede $0.3g < pga < 0.2g$, üçüncü bölgede $0.2g < pga < 0.1g$ ve dördüncü bölgede $pga < 0.1g$ olarak verilmiştir.



Şekil 8. Belirlenebilir yaklaşım ile hesaplanan Türkiye sismik tehlike haritası (Kayabalı ve Akın, 2003)

Bayrak vd. (2005), Türkiye’nin farklı bölgeleri için sismik tehlike parametreleri arasında güvenilir ilişkiler hesaplamak ve bu parametrelerin birbirleriyle ilişkili olduğunu göstermek amacıyla, Türkiye’nin tektonik yapısını ve depremlerin episantr dağılımlarını dikkate alarak Türkiye’yi sekiz farklı bölgeye ayırmışlar ve farklı kaynaklardan derlenen

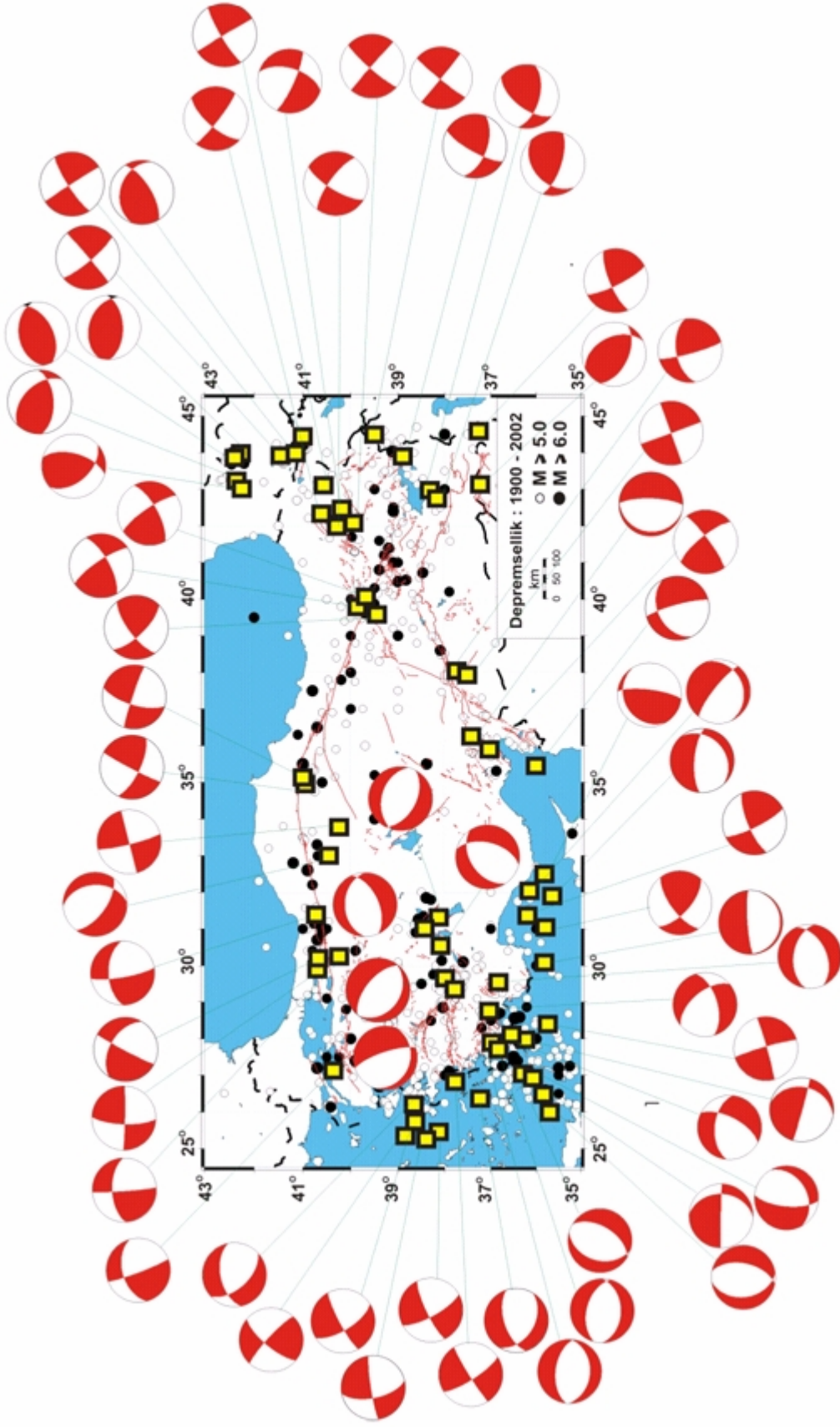
deprem kataloglarını yüzey dalgası magnitüdü (M_S)'ne göre tekdüze hale getirmişlerdir (Şekil 9). Yaptıkları çalışmada, birinci bölge olarak Kuzey Anadolu fayının (KAF) Marmara kısmını, ikinci bölge olarak KAF'ın Anadolu kısmını, üçüncü bölge olarak Kuzeydoğu Anadolu fayını (KDAF) ve Kafkasları, dördüncü bölge olarak Bitlis-Zağros Bindirme zonunu (BZBZ) ve Doğu Anadolu fayını (DAF), beşinci bölge olarak Kıbrıs Yayını, altıncı bölge olarak Ege Yayı'nın bir kısmını, yedinci bölge olarak Batı Anadolu Graben Sistemini (BAGS) ve sekizinci bölge olarak ise Orta Anadolu Fay Sistemini (OAFS) içine alan bölgeleri kabul etmişlerdir.



Şekil 9. Türkiye'deki tektonik yapı ve farklı kaynak bölgeleri (Bayrak vd.'den (2005) değiştirilerek alınmıştır)

2.3. Türkiye'de 1977–2002 Yılları Arasındaki Önemli Depremlerin Odak Mekanizması Çözümleri

Türkiye'de 1977–2002 yılları arasında meydana gelen ve moment magnitüdü $M_W > 5.5$ olan 64 depremin odak mekanizması çözümleri TÜBİTAK'ın (URL-3, 2006) web sayfasında kullanıcıya açık olan dosyalardan alınmıştır. Önceki bölümde tanımlanan ve farklı tektonik özelliklere sahip bölgelerin TÜBİTAK tarafından verilen odak mekanizması çözümleri Şekil 10'da gösterilmiştir.

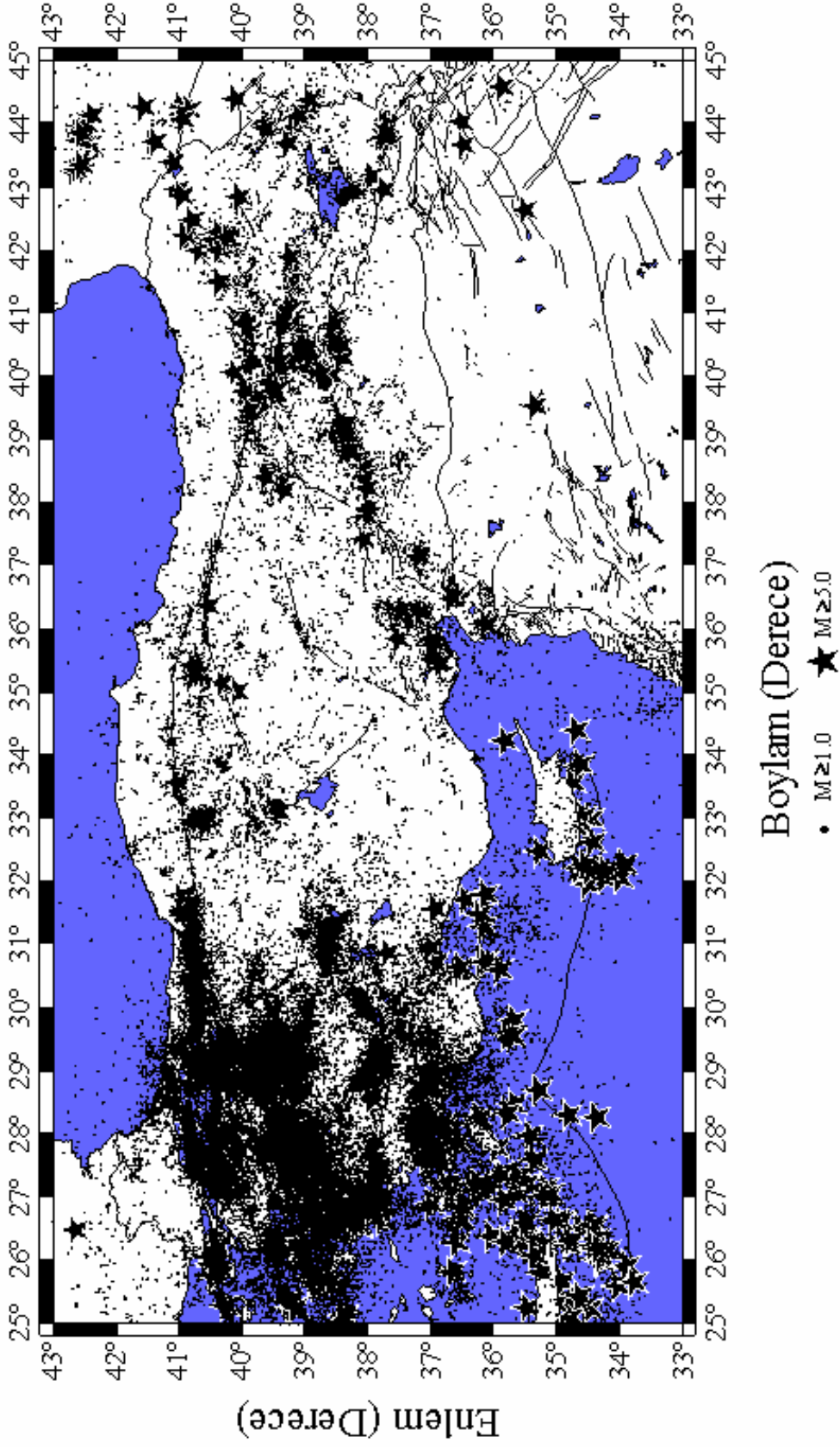


Şekil 10. Türkiye’de 1977–2002 yılları arasında meydana gelen büyük depremlerin ($M_w > 5$) odak mekanizması çözümleri (TÜBİTAK)

TÜBİTAK tarafından verilen odak mekanizması çözümleri incelendiğinde, farklı tektonik yapıya ve sismik aktiviteye sahip bölgelerin deprem oluşumu açısından farklı olduğu görülür. Önceki bölümde anlatılan ve farklı araştırmacılar tarafından Türkiye'deki sismik tehlike dağılımını ortaya koymak için yapılan sismik bölgelendirme çalışmaları göz önüne alındığında tektonik özellikleri bakımından temel sismik bölgeler KAFZ, DAFZ, BZBZ, BAGS ve KDAFZ olarak sınıflandırılabilir. Şekil 10'da görüldüğü gibi KAF, DAF ve KDAF'ı içine alan bölgelerde ve Ege yitim zonunda büyük oranda doğrultu atımlı depremlerin meydana geldiği, ters faylanma mekanizması gösteren depremlerin BZBZ, Kafkas ve Hazar bindirme zonları ile Ege Yitim zonundaki tektonizmaya bağlı olarak meydana geldiği, normal faylanma gösteren depremlerin ise Ege Yayı arkasındaki genişlemeye bağlı olarak ve BAGS'yi içine alan bölgelerde meydana geldiği görülmektedir. Dolayısıyla, sismik kaynak bölgeleri oluşturulurken tektonik yapı ve depremselliğe ek olarak odak mekanizması çözümlerinin de dikkate alınması gerekir.

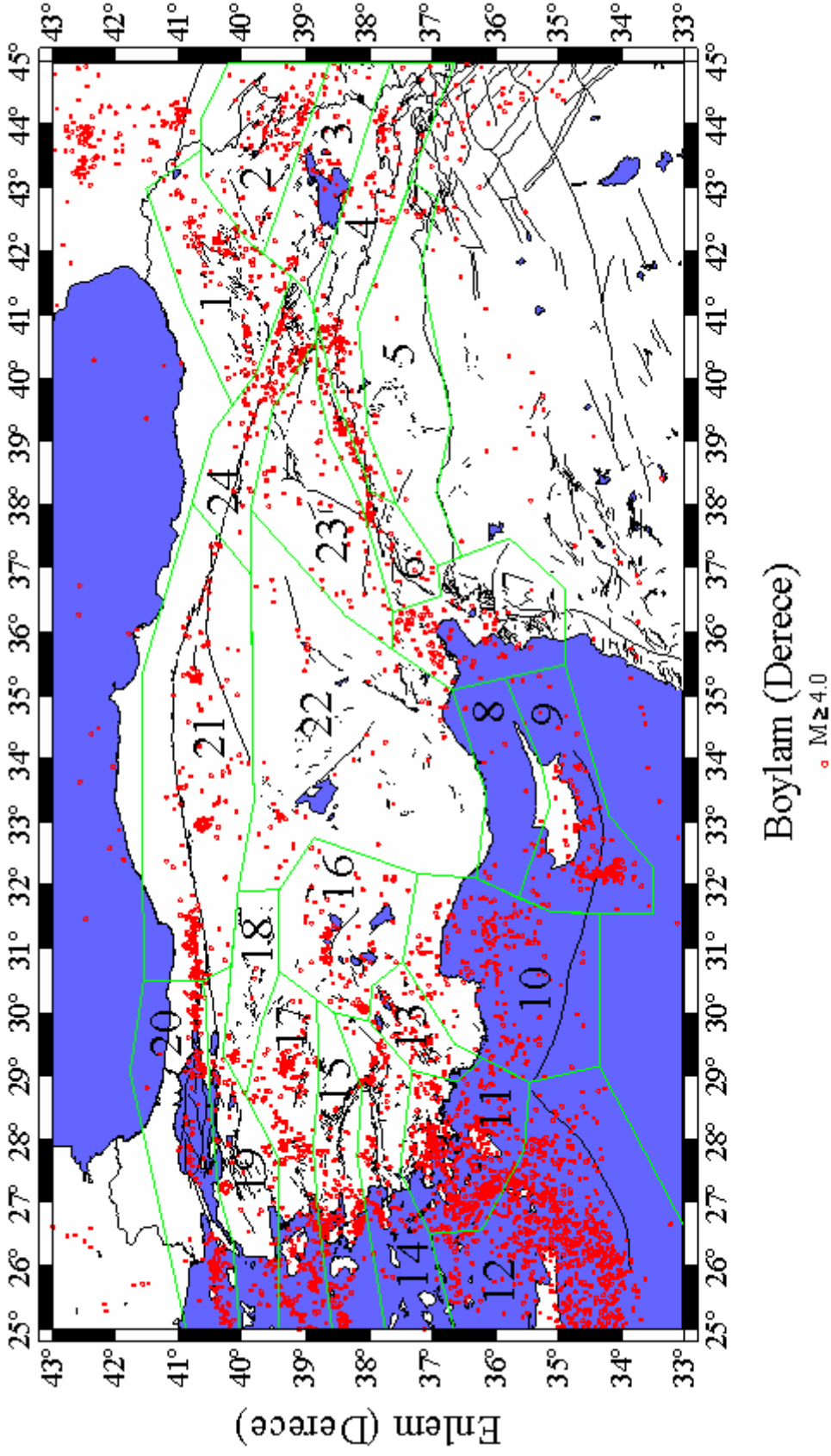
2.4. Deprem Verisi ve Bölgelendirmeler

Bu çalışmada, 1970–2005 yılları arasında Türkiye'de son yıllarda meydana gelen depremlerin artçı şok dizilerini analiz etmek ve deprem tehlikesini ortaya koyabilmek amacıyla, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) Ulusal Deprem İzleme Merkezi (UDİM) tarafından hazırlanan katalog kullanılmıştır (URL-4, 2006). Katalog, depremlerin tarihlerini, oluş zamanlarını, farklı magnitüd türlerini (M_S : yüzey dalgası magnitüdü m_b : cisim dalgası magnitüdü, M_D : süreye bağlı magnitüd, M_L : yerel magnitüd M_W : moment magnitüdü), coğrafik koordinatlarını ve derinlik bilgilerini içermektedir. Ayrıca, katalog içerisinde belirgin magnitüd değerleri olmayan depremler TURKNET (URL-5, 2006), TURKNET (International Seismological Centre (ISC); URL-6, 2006), Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS; URL-7, 2006) ve TUBİTAK (URL-3, 2006) kataloglarından tamamlanmıştır. TURKNET tarafından hazırlanan katalogdan 1991–2005 arasındaki, TURKNET (ISC) tarafından hazırlanan katalogdan 1900–2002 arasındaki, IRIS tarafından hazırlanan katalogdan 1974–2005 arasındaki ve TUBİTAK tarafından hazırlanan katalogdan ise 1900–2005 yılları arasındaki magnitüdü eksik olan depremler KRDAE kataloguna eklenmiştir. 1974–2005 yılları arasında herhangi bir magnitüd değeri bilinen depremler için $M \geq 1.0$ ve $M \geq 5.0$ olan 81885 adet depremin episantr dağılımı Şekil 11'de gösterilmektedir.



Şekil 11. 1974–2005 yılları arasında Türkiye ve civarında meydana gelen ve herhangi bir magnitüd değeri bilinen depremlerin episantr dağılım haritası

Türkiye’de son otuz beş bir yıllık bir zaman aralığında meydana gelen tüm depremler Şekil 1 ve 10’da gösterilen tektonik yapı ve sismik aktiviteye bağlı olarak değerlendirildiğinde, depremlerin belli tektonik kuşaklar ve bölgeler üzerinde yoğunlaştığı görülür. Dağılım itibariyle depremlerin yoğun olduğu bölgeler İzmit, Sakarya, Bolu, Kastamonu, Bingöl ve Erzincan gibi büyük deprem bölgelerini içine alan KAFZ, Erzurum’un içinde bulunduğu KDAFZ, Bitlis ve Elazığ’ı içine alan BZBZ, Adana ve Malatya boyunca uzanan DAFZ, tüm BAGS, Ege ve Kıbrıs Yayları olarak görülmektedir. OAFS’yi içine alan bölgede ise sismik aktivite diğer bölgelerden oldukça azdır. Sismik tehlikeyi bölgelendirmek için, depremlerin episantr dağılımları ve tektonik yapılar birlikte değerlendirilmelidir. Bölüm 2.2’de anlatılan ve farklı araştırmacılar tarafından yapılan bölgelendirme haritalarında, sismik tehlike değerlendirmeleri bu tektonik kuşakları içine alan sismik bölgeler dikkate alınarak yapılmıştır. Bu çalışmalarla birlikte, mevcut tektonik yapı ve odak mekanizması çözümleri de dikkate alınarak, magnitüdü 4.0 ve daha büyük olan depremlerin episantr dağılımlarının birlikte çizimi ile yapılan bölgelendirme işlemi sonucunda Türkiye 24 farklı kaynak bölgeye ayrılmıştır (Şekil 12). Birinci bölge Erzurum ve civarı ile KDAFZ’yi, ikinci ve üçüncü bölgeler Ağrı ve Van civarını, dördüncü bölge Hakkari, Diyarbakır ve Bitlis’ten geçen BZBZ’yi, beşinci bölge Gaziantep ve Mardin arasını, altıncı bölge DAF’ın Kahraman Maraş, Adıyaman, Malatya ve Elazığ arasındaki bölümünü, yedinci bölge Antakya ve Adana ve civarını, sekizinci ve dokuzuncu bölgeler Kıbrıs ve Kıbrıs yayının bir bölümünü, onuncu bölge Antalya ve civarını, on birinci bölge Muğla ve civarını, on ikinci bölge Kıbrıs yayının Ege tarafına kalan kısmını, on üçüncü bölge Burdur ve civarını, on dördüncü bölge Aydın ve Denizli’yi içine alan ve Ege denizine doğru uzanan bölgeyi, on beşinci bölge Manisa, İzmir ve civarını, on altıncı bölge Isparta, Afyon ve Eskişehir civarını, on yedinci bölge Kütahya ve Balıkesir civarını, on sekizinci bölge Bilecik, Bursa ve civarını, on dokuzuncu bölge Çanakkale ve KAF’ın Marmara kısmının güney bölümünü, yirminci bölge İzmit ve İstanbul’u içine alan KAF’ın Marmara kısmının kuzey bölümünü, yirmi birinci bölge Sakarya, Kastamonu, Bolu, Tokat’ı içine alan KAFZ’nin, yirmi ikinci bölge Sivas, Ankara ve Konya arasında kalan bölgeleri, yirmi üçüncü bölge Erzincan, Elazığ, Tunceli ve Malatya’nın bir bölümünü, yirmi dördüncü bölge ise KAFZ, KDAFZ ve DAFZ’nin kesiştiği bölgeyi içine almaktadır. 1974–2005 yılları arasında herhangi bir magnitüd değeri bilinen depremler için $M \geq 4.0$ olan 5264 depremle birlikte tektonik yapının da gösterildiği 24 farklı sismik bölge Şekil 12’de detaylı olarak gösterilmiştir.



Şekil 12. 1974-2005 yılları arasında Türkiye ve civarında meydana gelen ve herhangi bir magnitud değeri bilinen depremler için $M \geq 4.0$ olan depremlerin episantr dağılım haritası ve çalışma kapsamında düşünülen Türkiye'nin farklı sismik bölgeleri

Genel tektonik yapılar dikkate alınacak olursa çalışmada düşünülen 24 farklı kaynak bölge şu şekilde sıralanabilir:

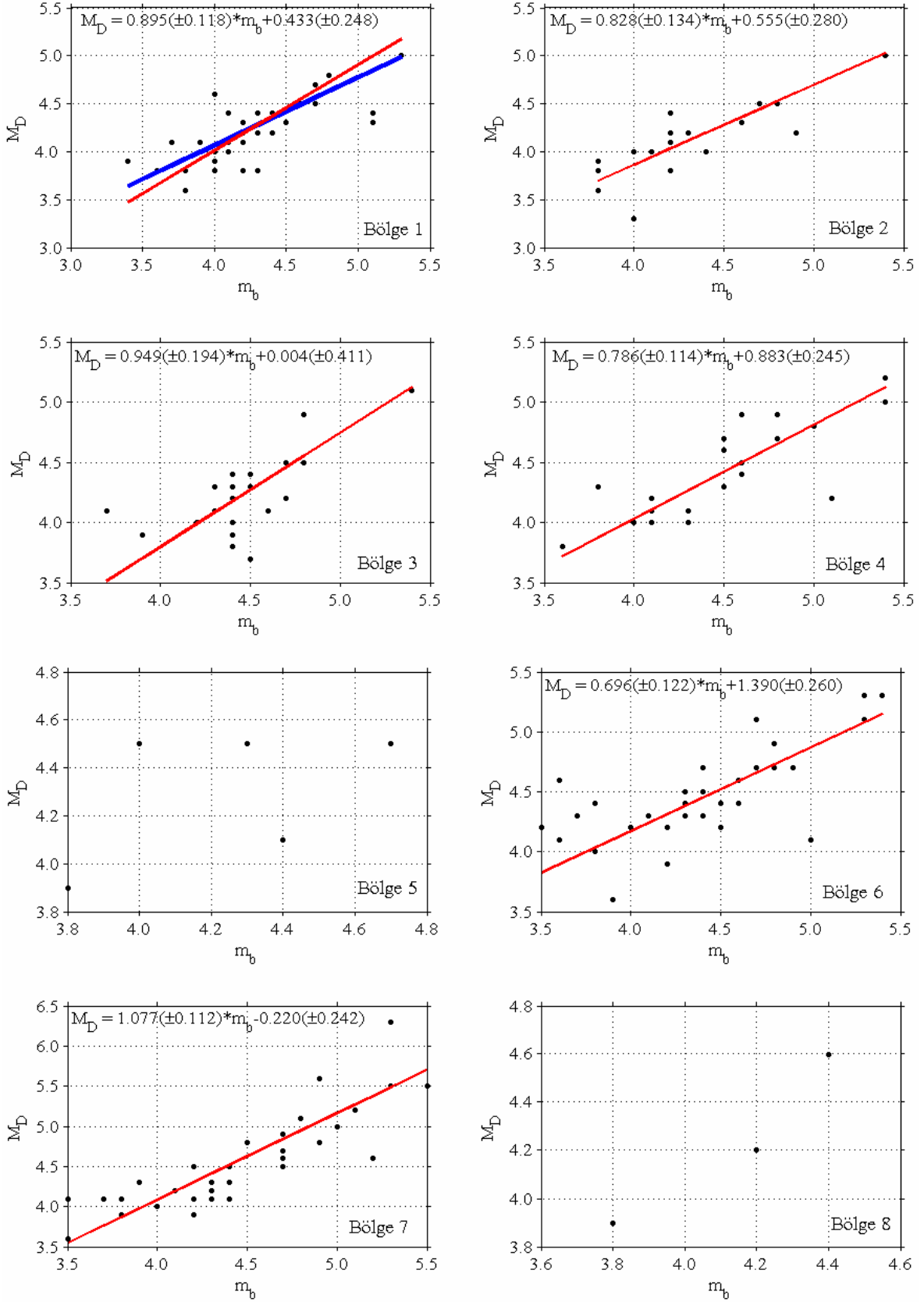
1. Bölge: Kuzey Doğu Anadolu Fay zonu (KDAFZ)
2. Bölge: Kağızman, Iğdır, Tutak ve Çaldıran fayları (KITÇF)
3. Bölge: Malazgirt, Erçiş ve Süphan fayları ve Muş bindirme zonu (MESMF)
4. Bölge: Bitlis-Zagros Bindirme zonu (BZBZ)
5. Bölge: Karacadağ Genişleme zonu (KGZ)
6. Bölge: Doğu Anadolu Fay zonu (DAFZ)
7. Bölge: Ölü Deniz fayı ile DAFZ'nin kesişme bölgesi
8. Bölge: Kıbrıs'ın kuzey kısmı
9. Bölge: Kıbrıs arkının doğu kısmını içeren Kıbrıs'ın güney kısmı
10. Bölge: Kıbrıs arkının batı kısmı
11. Bölge: Muğla ve Rodos
12. Bölge: Ege arkı
13. Bölge: Burdur Fay zonu (BFZ)
14. Bölge: Büyük ve Küçük Menderes Grabenleri
15. Bölge: Gediz Grabeni
16. Bölge: Sultandağı, Beyşehir ve Tatarlı fayları (SBTF)
17. Bölge: Kütahya, Simav ve Zeytindağ-Bergama fayları (KSZBF)
18. Bölge: Eskisehir, İnönü-Dodurga ve Kaymaz fayları (EİDKF)
19. Bölge: Yenice-Gönen, Manyas, Ulubat ve Etili fayları (YGMUEF)
20. Bölge: Kuzey Anadolu Fay zonunun Marmara kısmı (MKKAFZ)
21. Bölge: Kuzey Anadolu Fay zonunun Anadolu kısmı (AKKAFZ)
22. Bölge: Orta Anadolu Fay sistemi (OAFS)
23. Bölge: Ovacık fayı ve Malatya fayı (OMF)
24. Bölge: Kuzey Anadolu Fay zonunun doğu kısmı (DKKAFZ)

2.4.1. Türkiye'nin Farklı Bölgeleri İçin Magnitüd Türleri Arasındaki İlişkiler

Sismisite veya sismik risk çalışmalarında kullanılan bir deprem verisinin tekdüze olması gereklidir. Öncelikli olarak tüm depremlerin aynı magnitüd türüne dönüştürülmesi ve tüm hesaplamaların tek bir magnitüd türü üzerinden yapılması gereklidir. Bu çalışmada tekdüze bir deprem kataloğu hazırlayabilmek için, kullanılan depremlerin gösterildiği Şekil

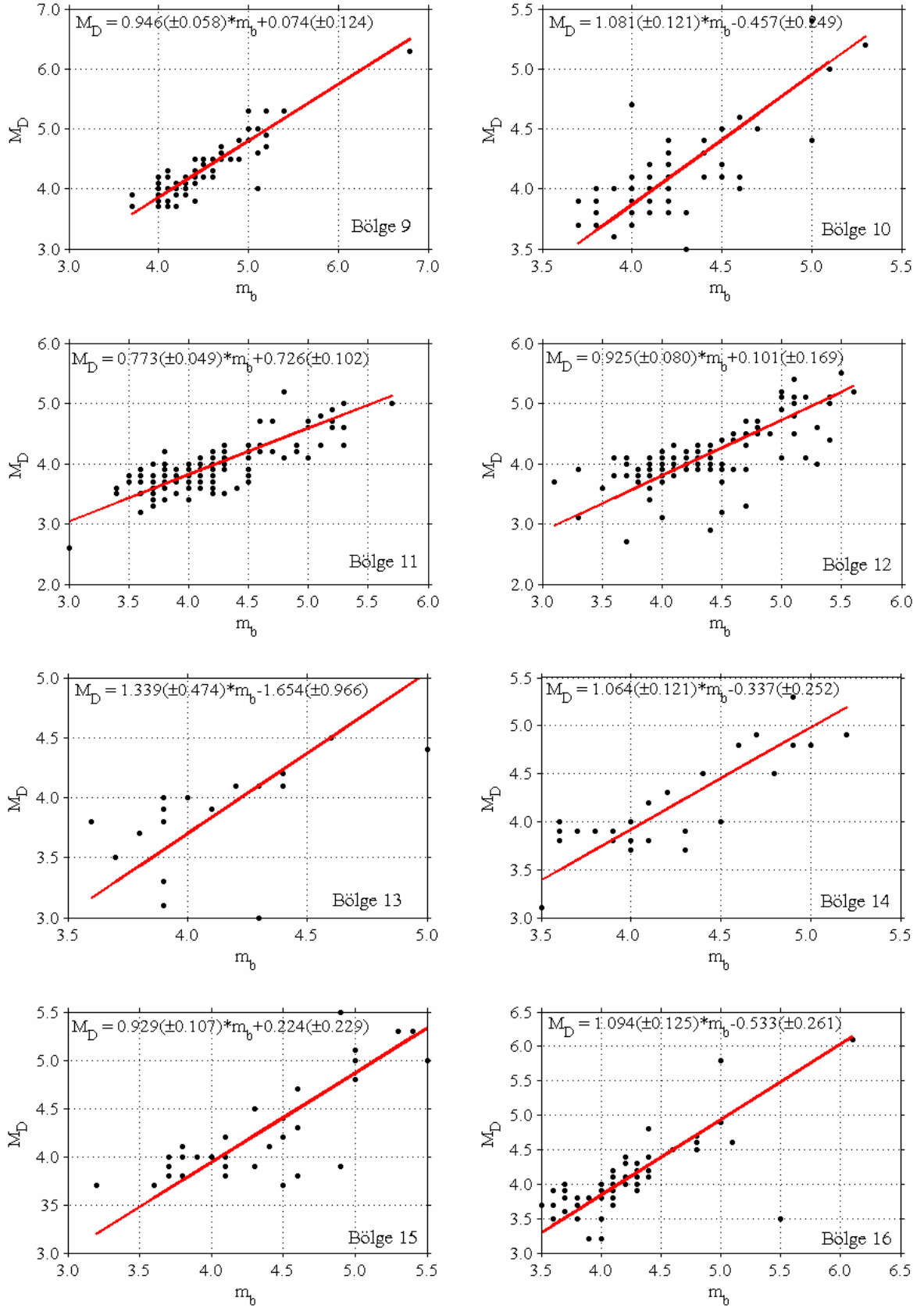
11 ile Şekil 12’de görüldüğü gibi Türkiye’nin farklı 24 bölgesi için, farklı magnitüd türleri arasında (m_b , M_S , M_L ve M_D) yeni ilişkiler geliştirilmiştir. Ortogonal regresyon (dikey uyum) analizi kullanılarak her bir bölge için hesaplanan M_D - m_b ilişkileri Şekil 13’te gösterilmiştir. Ayrıca, yeterli sayıda verinin mevcut olduğu her bölge için M_D - M_S ve M_D - M_L , m_b - M_S ve m_b - M_L ilişkileri hesaplanmıştır ve bu ilişkilerle birlikte ilişki katsayıları da (r) Tablo 1’de verilmiştir. Parantez içerisindeki değerler hata miktarlarını ifade eder. Deprem veri sayısının 10’dan az olduğu bölgelerde herhangi bir ilişki hesaplanmamıştır. Sonuç olarak, Tablo 1’deki ilişkiler kullanılarak M_D magnitüdüne bağlı tekdüze bir katalog oluşturulmuştur. Bu katalog, 1974-2005 yılları arasında magnitüdü 1.0 ve daha büyük olan 73118 depremi içermektedir. Ayrıca, 1970-1974 yılları arasındaki veri TURKNET (ISC), IRIS ve KRDAE kataloglarından derlenmiştir. Bu katalog, depremlere ait yalnızca M_S magnitüdünü içermektedir. Şekil 13’te hesaplanan ve Tablo 1’de verilen M_D - M_S ilişkileri kullanılarak M_D magnitüdüne bağlı bir katalog oluşturulmuştur. Bu katalog, 1970-1974 yılları arasında magnitüdü 3.9 ve daha büyük olan 412 depremi içermektedir. Sonuç olarak, bu çalışma kapsamında, 1970-2005 yılları arasında toplam 73530 depremi içeren M_D magnitüdüne göre tekdüze bir katalog hazırlanmıştır.

Standart doğrusal regresyon modellerinde değişken tahminlerindeki hatalar için yaygın olarak bilinen tekniklerden bir tanesi ortogonal regresyon analizidir. Toplam en küçük kareler yöntemi olarak ta bilinen bu yöntem tüm değişkenlerin hatalı ölçüldüğü veya tahmini ve hesaplanan değerler arasında doğal farklar olmadığı zaman uygun olarak kullanılmaktadır. Bu durum, tahmini değerlerin tam olarak ölçüldüğü ve yalnızca hesaplanan değerlerin bir hata bileşenine sahip olduğu gibi olağan regresyon varsayımı ile zıtlık gösterir (URL-8, 2006). Bilinen hata değişim oranlarının sınırları içerisinde fonksiyonel maksimum olasılık tahmini olarak ta bilinir ve bu yöntem hataların oldukça dikkatli olarak modellenmesini gerektirir (Carrol ve Ruppert, 1996). Sıradan doğrusal regresyon analizlerinde amaç düşey eksen değerleri ile elde edilen eğri üzerindeki değerler arasındaki düşey uzaklıkların karelerinin toplamının minimuma indirilmesidir. Ortogonal regresyon analizinde ise amaç veri noktalarından elde edilen eğriye olan dikey uzaklıkların minimuma indirilmesidir. Standart en küçük kareler yöntemi yatay eksenindeki değerlerin hatasız olduğu kabulüne dayandığı için farklı magnitüd türleri arasındaki ilişkilerin uyumunda ortogonal regresyon analizi kullanılmıştır. İki yöntem arasındaki farklılığı göstermek için her iki yöntem birinci bölgeye uygulanmıştır. Şekil 13’teki mavi çizgi en küçük kareler, kırmızı çizgiler ise ortogonal regresyon uyumunu göstermektedir.

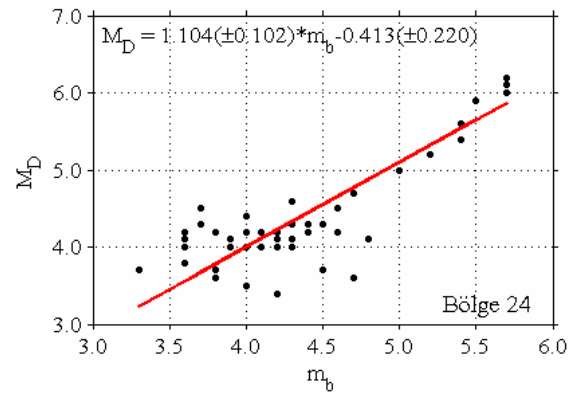
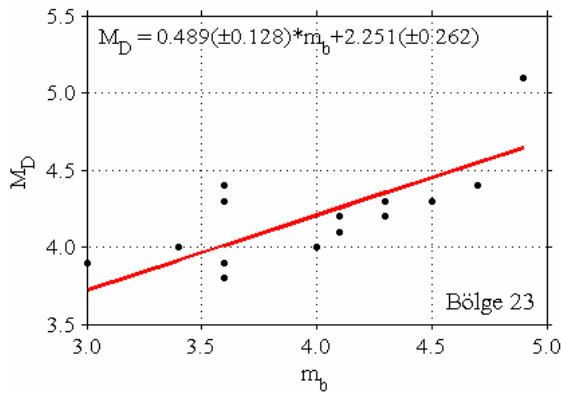
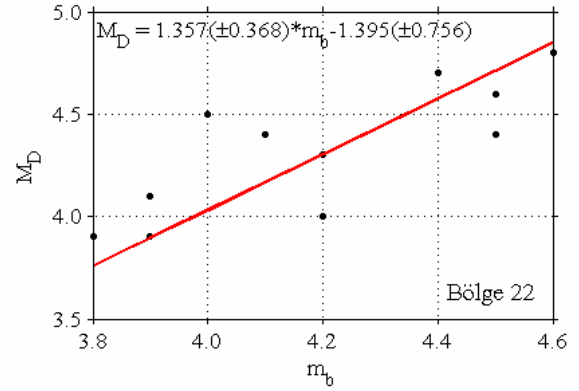
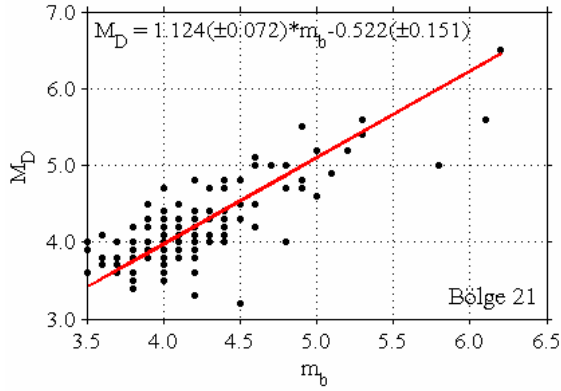
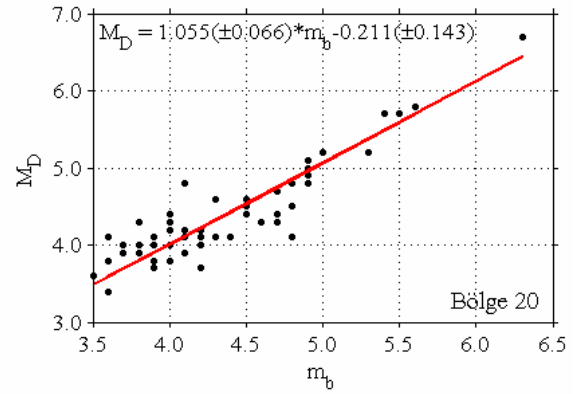
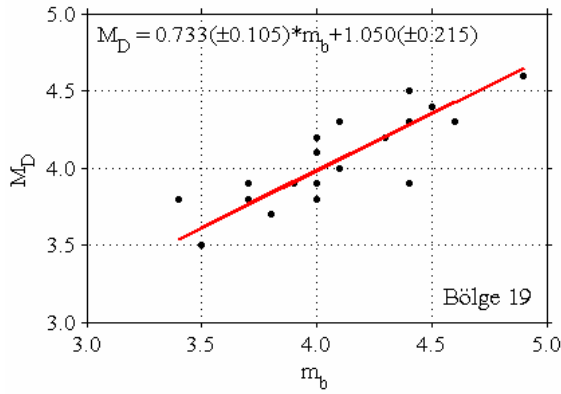
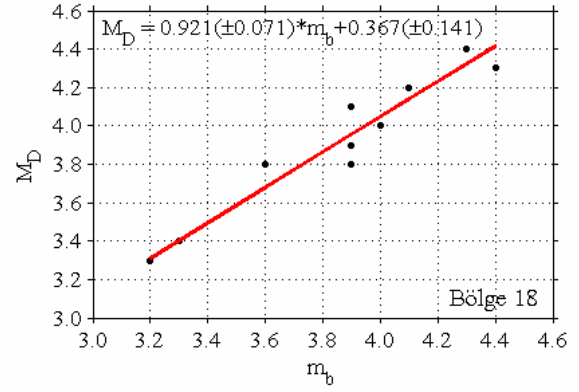
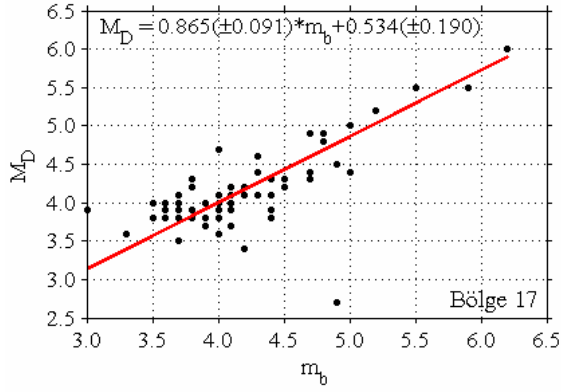


Şekil 13. Türkiye'nin farklı 24 bölgesi için hesaplanan M_D - m_b ilişkileri. Mavi çizgi en küçük kareler uyumunu, kırmızı çizgiler ise ortogonal regresyon uyumunu göstermektedir

Şekil 13'ün devamı



Şekil 13'ün devamı



Tablo 1. Türkiye’deki 24 farklı bölge için farklı magnitüd türleri arasındaki ilişkiler. İlişkiler ortogonal regresyon yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır. Parantez içerisindeki değerler hata miktarlarını göstermektedir. Bu fonksiyonel ilişkiler tekdüze bir katalog oluşturmak için kullanılmıştır

Bölge Numarası	Deprem Sayısı	Hesaplanan İlişkiler	İlişki Katsayısı (r)
1	39	$M_D = 0.895 (\pm 0.118) * m_b + 0.433 (\pm 0.248)$	0.772
2	20	$M_D = 0.828 (\pm 0.134) * m_b + 0.555 (\pm 0.280)$	0.811
3	25	$M_D = 0.949 (\pm 0.194) * m_b + 0.004 (\pm 0.411)$	0.700
4	24	$M_D = 0.786 (\pm 0.114) * m_b + 0.883 (\pm 0.245)$	0.815
5	5	-	-
6	34	$M_D = 0.696 (\pm 0.122) * m_b + 1.390 (\pm 0.260)$	0.700
7	36	$M_D = 1.077 (\pm 0.112) * m_b - 0.220 (\pm 0.242)$	0.848
8	3	-	-
9	70	$M_D = 0.946 (\pm 0.058) * m_b + 0.074 (\pm 0.124)$	0.891
10	60	$M_D = 1.081 (\pm 0.121) * m_b - 0.457 (\pm 0.249)$	0.756
11	134	$M_D = 0.773 (\pm 0.049) * m_b + 0.726 (\pm 0.102)$	0.806
12	123	$M_D = 0.925 (\pm 0.080) * m_b + 0.101 (\pm 0.169)$	0.722
13	18	$M_D = 1.339 (\pm 0.474) * m_b - 1.654 (\pm 0.966)$	0.554
14	32	$M_D = 1.064 (\pm 0.121) * m_b - 0.337 (\pm 0.252)$	0.841
15	38	$M_D = 0.929 (\pm 0.107) * m_b + 0.224 (\pm 0.229)$	0.815
16	62	$M_D = 1.094 (\pm 0.125) * m_b - 0.533 (\pm 0.261)$	0.742
17	79	$M_D = 0.865 (\pm 0.091) * m_b + 0.534 (\pm 0.190)$	0.729
18	11	$M_D = 0.921 (\pm 0.071) * m_b + 0.367 (\pm 0.141)$	0.970
19	21	$M_D = 0.733 (\pm 0.105) * m_b + 1.050 (\pm 0.215)$	0.836
20	57	$M_D = 1.055 (\pm 0.066) * m_b - 0.211 (\pm 0.143)$	0.904
21	139	$M_D = 1.124 (\pm 0.072) * m_b - 0.522 (\pm 0.151)$	0.796
22	14	$M_D = 1.357 (\pm 0.368) * m_b - 1.395 (\pm 0.756)$	0.702
23	15	$M_D = 0.489 (\pm 0.128) * m_b + 2.251 (\pm 0.262)$	0.703
24	52	$M_D = 1.104 (\pm 0.102) * m_b - 0.413 (\pm 0.220)$	0.831
1	15	$M_D = 0.599 (\pm 0.095) * M_S + 1.905 (\pm 0.211)$	0.851
2	2	-	-
3	1	-	-
4	10	$M_D = 0.472 (\pm 0.102) * M_S + 2.494 (\pm 0.216)$	0.826
5	5	-	-
6	18	$M_D = 0.428 (\pm 0.061) * M_S + 2.722 (\pm 0.133)$	0.856
7	11	$M_D = 0.750 (\pm 0.129) * M_S + 1.410 (\pm 0.285)$	0.868
8	1	-	-
9	30	$M_D = 0.644 (\pm 0.122) * M_S + 1.607 (\pm 0.272)$	0.695
10	17	$M_D = 0.677 (\pm 0.101) * M_S + 1.371 (\pm 0.208)$	0.853
11	68	$M_D = 0.796 (\pm 0.064) * M_S + 0.780 (\pm 0.131)$	0.834
12	55	$M_D = 0.848 (\pm 0.064) * M_S + 0.695 (\pm 0.137)$	0.872
13	21	$M_D = 0.638 (\pm 0.078) * M_S + 1.440 (\pm 0.154)$	0.873
14	26	$M_D = 0.754 (\pm 0.083) * M_S + 1.129 (\pm 0.172)$	0.872
15	54	$M_D = 0.733 (\pm 0.046) * M_S + 1.203 (\pm 0.092)$	0.908
16	24	$M_D = 0.580 (\pm 0.139) * M_S + 1.685 (\pm 0.281)$	0.649
17	99	$M_D = 0.720 (\pm 0.035) * M_S + 1.213 (\pm 0.072)$	0.899
18	5	-	-
19	19	$M_D = 0.699 (\pm 0.063) * M_S + 1.313 (\pm 0.126)$	0.930
20	56	$M_D = 0.755 (\pm 0.053) * M_S + 1.074 (\pm 0.116)$	0.886
21	24	$M_D = 0.807 (\pm 0.122) * M_S + 0.929 (\pm 0.284)$	0.803
22	4	-	-
23	5	-	-
24	23	$M_D = 0.771 (\pm 0.055) * M_S + 1.341 (\pm 0.128)$	0.946

Tablo 1'in devamı

1	20	$M_D = 0.881 (\pm 0.138) * M_L + 0.596 (\pm 0.286)$	0.820
2	14	$M_D = 0.919 (\pm 0.023) * M_L + 0.292 (\pm 0.048)$	0.996
3	11	$M_D = 0.991 (\pm 0.080) * M_L + 0.033 (\pm 0.158)$	0.966
4	24	$M_D = 0.768 (\pm 0.114) * M_L + 1.004 (\pm 0.239)$	0.808
5	4	-	-
6	26	$M_D = 0.816 (\pm 0.068) * M_L + 0.825 (\pm 0.147)$	0.920
7	14	$M_D = 0.812 (\pm 0.112) * M_L + 0.726 (\pm 0.234)$	0.889
8	2	-	-
9	11	$M_D = 0.432 (\pm 0.339) * M_L + 2.293 (\pm 0.675)$	0.359
10	23	$M_D = 0.843 (\pm 0.066) * M_L + 0.580 (\pm 0.137)$	0.935
11	81	$M_D = 0.818 (\pm 0.036) * M_L + 0.586 (\pm 0.075)$	0.929
12	46	$M_D = 1.277 (\pm 0.209) * M_L - 1.372 (\pm 0.434)$	0.669
13	12	$M_D = 1.113 (\pm 0.389) * M_L - 0.555 (\pm 0.768)$	0.636
14	29	$M_D = 0.956 (\pm 0.057) * M_L + 0.103 (\pm 0.114)$	0.952
15	70	$M_D = 0.934 (\pm 0.029) * M_L + 0.163 (\pm 0.062)$	0.967
16	15	$M_D = 0.446 (\pm 0.146) * M_L + 1.900 (\pm 0.291)$	0.619
17	67	$M_D = 0.748 (\pm 0.043) * M_L + 0.869 (\pm 0.089)$	0.903
18	12	$M_D = 0.886 (\pm 0.044) * M_L + 0.349 (\pm 0.087)$	0.985
19	18	$M_D = 0.901 (\pm 0.049) * M_L + 0.268 (\pm 0.100)$	0.974
20	62	$M_D = 0.939 (\pm 0.068) * M_L + 0.091 (\pm 0.138)$	0.867
21	22	$M_D = 0.876 (\pm 0.069) * M_L + 0.450 (\pm 0.139)$	0.939
22	17	$M_D = 0.873 (\pm 0.043) * M_L + 0.467 (\pm 0.089)$	0.980
23	11	$M_D = 1.229 (\pm 0.691) * M_L - 0.707 (\pm 1.382)$	0.473
24	21	$M_D = 0.743 (\pm 0.099) * M_L + 1.211 (\pm 0.222)$	0.851
1	52	$m_b = 0.609 (\pm 0.068) * M_S + 1.983 (\pm 0.150)$	0.778
2	26	$m_b = 0.542 (\pm 0.081) * M_S + 2.245 (\pm 0.182)$	0.796
3	13	$m_b = 0.766 (\pm 0.214) * M_S + 1.436 (\pm 0.444)$	0.705
4	56	$m_b = 0.507 (\pm 0.076) * M_S + 2.259 (\pm 0.166)$	0.665
5	12	$m_b = 1.337 (\pm 0.226) * M_S - 1.268 (\pm 0.472)$	0.863
6	30	$m_b = 0.691 (\pm 0.094) * M_S + 1.520 (\pm 0.203)$	0.804
7	23	$m_b = 0.543 (\pm 0.079) * M_S + 2.385 (\pm 0.170)$	0.820
8	2	-	-
9	35	$m_b = 0.634 (\pm 0.117) * M_S + 1.873 (\pm 0.260)$	0.674
10	40	$m_b = 0.700 (\pm 0.123) * M_S + 1.570 (\pm 0.264)$	0.667
11	167	$m_b = 1.235 (\pm 0.108) * M_S - 0.842 (\pm 0.224)$	0.661
12	263	$m_b = 1.003 (\pm 0.079) * M_S + 0.146 (\pm 0.165)$	0.614
13	23	$m_b = 0.461 (\pm 0.144) * M_S + 2.456 (\pm 0.302)$	0.554
14	51	$m_b = 1.003 (\pm 0.168) * M_S + 0.158 (\pm 0.348)$	0.641
15	135	$m_b = 1.075 (\pm 0.065) * M_S - 0.299 (\pm 0.134)$	0.817
16	17	$m_b = 0.702 (\pm 0.241) * M_S + 1.278 (\pm 0.494)$	0.577
17	206	$m_b = 1.095 (\pm 0.061) * M_S - 0.357 (\pm 0.123)$	0.783
18	10	$m_b = 0.529 (\pm 0.411) * M_S + 1.890 (\pm 0.839)$	0.377
19	41	$m_b = 0.965 (\pm 0.155) * M_S + 0.198 (\pm 0.318)$	0.696
20	77	$m_b = 0.825 (\pm 0.058) * M_S + 0.775 (\pm 0.124)$	0.856
21	33	$m_b = 0.676 (\pm 0.069) * M_S + 1.542 (\pm 0.158)$	0.863
22	12	$m_b = 0.822 (\pm 0.497) * M_S + 0.980 (\pm 1.009)$	0.431
23	16	$m_b = 0.798 (\pm 0.203) * M_S + 1.256 (\pm 0.410)$	0.701
24	51	$m_b = 0.689 (\pm 0.038) * M_S + 1.595 (\pm 0.086)$	0.929

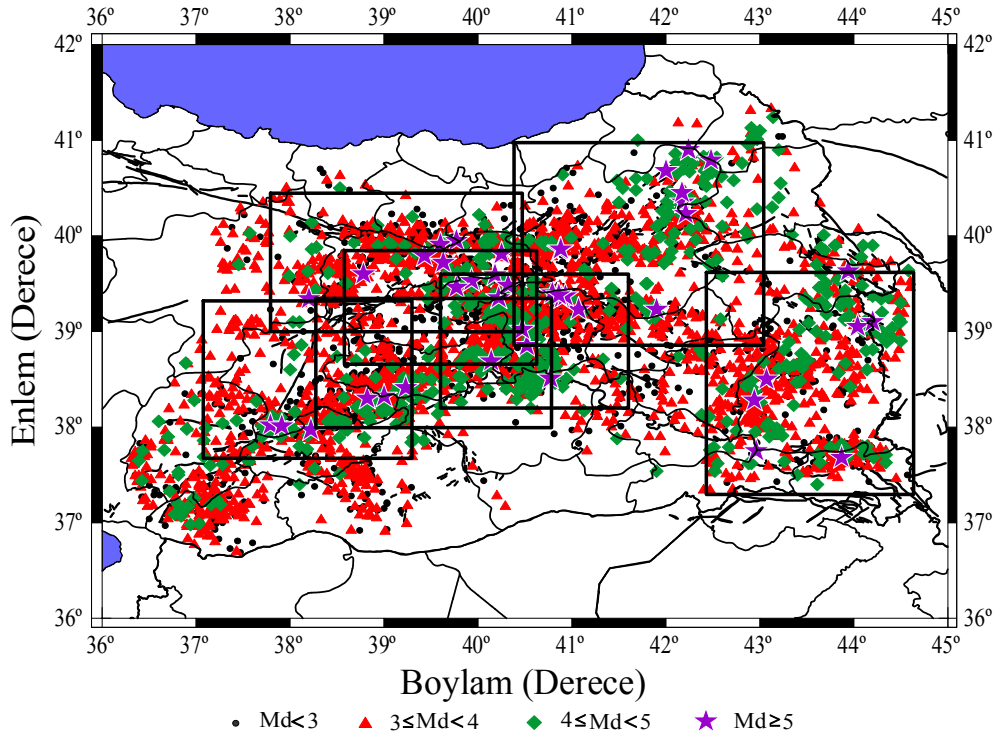
Tablo 1'in devamı

1	13	$m_b = 0.621 (\pm 0.102) * M_L + 1.804 (\pm 0.216)$	0.861
2	10	$m_b = 1.258 (\pm 0.261) * M_L - 0.977 (\pm 0.550)$	0.836
3	1	-	-
4	12	$m_b = 0.494 (\pm 0.101) * M_L + 2.303 (\pm 0.211)$	0.816
5	4	-	-
6	17	$m_b = 0.752 (\pm 0.143) * M_L + 1.112 (\pm 0.312)$	0.788
7	2	-	-
8	1	-	-
9	13	$m_b = 0.985 (\pm 0.217) * M_L + 0.277 (\pm 0.442)$	0.783
10	11	$m_b = 0.791 (\pm 0.109) * M_L + 0.949 (\pm 0.233)$	0.909
11	199	$m_b = 1.135 (\pm 0.099) * M_L - 0.418 (\pm 0.205)$	0.630
12	249	$m_b = 1.661 (\pm 0.144) * M_L - 2.647 (\pm 0.297)$	0.590
13	15	$m_b = 2.162 (\pm 0.648) * M_L - 4.943 (\pm 1.345)$	0.653
14	43	$m_b = 1.044 (\pm 0.159) * M_L + 0.056 (\pm 0.321)$	0.707
15	125	$m_b = 0.961 (\pm 0.062) * M_L + 0.189 (\pm 0.126)$	0.809
16	5	-	-
17	220	$m_b = 0.932 (\pm 0.048) * M_L + 0.376 (\pm 0.096)$	0.792
18	3	-	-
19	38	$m_b = 0.899 (\pm 0.110) * M_L + 0.243 (\pm 0.227)$	0.798
20	42	$m_b = 0.872 (\pm 0.127) * M_L + 0.450 (\pm 0.265)$	0.728
21	11	$m_b = 0.985 (\pm 0.196) * M_L + 0.090 (\pm 0.406)$	0.835
22	4	-	-
23	11	$m_b = 1.947 (\pm 0.933) * M_L - 3.812 (\pm 1.892)$	0.532
24	17	$m_b = 0.706 (\pm 0.062) * M_L + 1.427 (\pm 0.140)$	0.939

2.5. Çalışma Alanı ve Deprem Bölgeleri

Deprem tehlikesi ve artçı şok olasılığı değerlendirme yöntemleri; ana şok episantrı civarında belirli bir magnitüd değerinin üzerindeki depremler (magnitüdü 5.0'ten daha büyük bir sismik yoğunluğa sahip depremler) ile her bir bölgede önceki yıllarda meydana gelmiş depremlerin istatistiksel olarak analiz edilmesini, son yıllarda meydana gelen depremler öncesinde önemli sismik durgunlukların olup olmadığının araştırılmasını ve öncü sismik durgunluk mevcut ise zamanla kümülatif deprem sayısı değişimlerinden yararlanarak bu durgunluğun başlangıç zamanı belirlenmesi gibi detaylı çalışmaların birlikte yapılmasını gerektirir. Ayrıca, bu deprem serileri içerisinde yeterli sayıda artçı şoka sahip depremler için artçı şok dizilerinin bölge-zaman-magnitüd ilişkileri istatistiksel olarak değerlendirilmeli, artçı şokları karakterize eden parametrelerin bölgesel değişim haritaları hazırlanarak her bir bölge deprem tehlikesi açısından kendi içinde detaylı olarak analiz edilmelidir. Deprem sayılarında gözlenen artım ve azalışlar zamanın bir fonksiyonu olarak haritalanmalı, ana şokun oluşumundan sonraki dönemde artçı şok aktivitesinin bitiş zamanı ortaya konmalı ve gelecek dönemde olası bir deprem bölge-zaman-magnitüd olarak

belirlenmeye çalışılmalıdır. Bu amaçla, 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve 36.00°D - 45.00°D boylamları ile 36.00°K - 42.00°K enlemleri arasında kalan depremler (6008 adet) bu çalışma kapsamında değerlendirilecektir. Bu sınırlar içerisindeki depremlerin magnitüdlerine göre episantr dağılım haritası Şekil 14’te verilmiştir. Harita üzerinde ayrıca, istatistiksel olarak deprem tehlikesi açısından değerlendirilecek bölgeler ve bu bölgelerdeki depremlerin episantr dağılımları da gösterilmiştir. Yıldız sembolü magnitüdü 5.0’ten büyük depremlerin episantrlarını göstermektedir. Ayrıca çalışma kapsamında, bu deprem serileri içinden yeterli sayıda artçı şoka sahip depremler için artçı şok dizilerini karakterize eden parametreler ve artçı şok olasılığı değerlendirme yöntemlerinin uygulanması ile ilgili genel bilgiler verilmiştir.



Şekil 14. 1970–2005 yılları arasında 36.00°D - 45.00°D boylamları ile 36.00°K - 42.00°K enlemleri arasında meydana gelen depremlerin episantr dağılım haritası ve analiz edilecek deprem bölgeleri. Yıldız sembolü magnitüdü 5.0’ten büyük depremlerin episantrlarını göstermektedir

Deprem tehlikesi ve ana şok oluşumundan sonraki artçı şok olasılığı değerlendirme yöntemlerinin güvenilir ve detaylı analizlerinin yapılabilmesi için, deprem kataloglarının tam ve güvenilir olması ve bir ana şokun oluşumundan sonra birim zaman aralığındaki artçı şok sayısının yeterli olması gerekir. Son yıllarda ki deprem kataloglarına kıyasla

geçmiş yıllardaki deprem kataloglarında büyük depremlerin oluşumundan sonraki artçı şok dizilerinin yeterli sayıda olmayışı ve belirli bir magnitüd değerinin altındaki artçı şokların olmayışı, artçı şok dizilerini analiz etmeyi zorlaştırır. Bunun bir sonucu olarak bu çalışmada, artçı şok serilerinin detaylı olarak kayıt edilmeye başlandığı 2000 yılından sonra meydana gelmiş deprem serileri içerisinde yeterli sayıda artçı şoka sahip olanlar analiz edilecektir. Çalışma alanı içerisinde son yıllardaki deprem aktivitesi göz önüne alındığında, 2000 yılından itibaren Bingöl, Erzurum, Erzincan, Hakkari, Tunceli, Malatya ve Elazığ illerini içine alan bölgelerde büyük deprem oluşumlarının mevcut olduğu görülmektedir. $36.00^{\circ}\text{D}-45.00^{\circ}\text{D}$ boylamları ile $36.00^{\circ}\text{K}-42.00^{\circ}\text{K}$ enlemleri arasında kalan bu bölgelerin analiz kapsamındaki sınırları Şekil 14’te detaylı olarak verilmiştir.

2.6. Çalışmada Kullanılan Depremler ve Artçı Şok Dizileri

Deprem tehlikesi ve artçı şok olasılığı hesaplamaları yeni zararlara neden olabilecek artçı şoklarla devam eden tüm depremler için yapılmalıdır. Magnitüdü 5.0’ten daha büyük bir sismik yoğunluğa sahip depremlerin bu potansiyele sahip olduğu düşünülür ve bu değer zararların görülmeye başlandığı değer olarak kabul edilebilir. Eğer bu tür bir deprem ana şok ise, bu ana şok değerine eşit sismik yoğunluğun yerel olarak gözlenebilmesi veya koşullara bağlı olarak, ana şoktan büyük olabilmesi olasıdır. Dolayısıyla, bir deprem oluşumundan sonra artçı şok analizlerinin yapılması deprem tehlikesinin ortaya konmasında faydalı bilgiler sunar.

Bu çalışmada, 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $36.00^{\circ}\text{D}-45.00^{\circ}\text{D}$ boylamları ile $36.00^{\circ}\text{K}-42.00^{\circ}\text{K}$ enlemleri arasında kalan depremler ile bu depremler içerisinde yeterli sayıda artçı şoka sahip diziler analiz edilmiştir. Katalog içerisinde $M_D \geq 5.0$, $M_S \geq 5.0$ ve $m_b \geq 5.0$ olan 65 deprem mevcuttur (KRDAE). Bu depremlerden bazıları 22 Mayıs 1971 Bingöl ($M_S=6.7$, $m_b=6.4$) depremi, 6 Eylül 1975 Diyarbakır (Lice, $M_W=6.9$, $M_S=6.6$) depremi, 24 Kasım 1976 Van (Muradiye, $M_S=7.5$, $m_b=6.1$) depremi, 17 Ocak 1977 Ağrı ($M_S=5.0$, $m_b=5.3$) depremi, 19 Ocak 1979 Gümüşhane ($m_b=4.3$) depremi, 27 Mart 1982 Erzurum ($M_S=5.1$, $m_b=5.4$) depremi, 30 Ekim 1983 Erzurum-Kars ($M_S=6.8$, $M_W=6.6$) depremi, 18 Kasım 1983 Erzincan ($m_b=4.8$) depremi, 18 Eylül 1984 Erzurum-Balkaya ($M_W=5.5$, $M_S=5.5$) depremi, 18 Ekim 1984 Erzurum-Kars ($M_S=5.2$, $m_b=5.3$) depremi, 3 Aralık 1984 Van ($M_S=5.7$, $m_b=5.0$) depremi, 12 Ağustos 1985 Gümüşhane ($M_S=4.9$) depremi, 5 Mayıs 1986 ($M_S=5.8$, $M_W=6.1$) ve 6 Haziran 1986 ($M_S=5.6$, $M_W=5.8$)

Malatya depremleri, 20 Nisan 1988 Van ($M_S=5.1$, $M_W=5.5$) depremi, 25 Haziran 1988 Van ($M_S=5.0$, $M_W=5.5$) depremi, 18 Kasım 1983 Erzincan ($m_b=4.8$) depremi, 20 Mayıs 1989 ($M_S=5.3$, $m_b=5.0$), 13 Mart 1992 ($M_W=6.7$, $M_S=6.8$) Erzincan ve 15 Mart 1992 ($M_S=5.8$, $M_W=5.9$) Tunceli depremleri, 7 Mayıs 1992 Elazığ ($M_S=4.9$) depremi, 14 Şubat 1995 Siirt ($m_b=5.4$) depremi, 5 Aralık 1995 Tunceli ($M_S=5.7$, $M_W=5.8$) depremi, 13 Nisan 1998 Bingöl ($M_S=5.1$, $m_b=5.0$) depremi, 6 Nisan 1999 Sivas ($M_S=4.9$) depremi, 3 Aralık 1999 Kars ($M_S=5.5$, $M_W=5.7$) depremi, 15 Kasım 2000 Van ($M_W=5.6$, $m_b=5.4$) depremi, 27 Ocak 2003 Tunceli ($M_W=6.1$, $M_S=6.0$) depremi, 1 Mayıs 2003 Bingöl ($M_S=6.4$, $M_W=6.4$) depremi, 13 Temmuz 2003 Malatya ($M_W=5.6$, $M_S=5.7$) depremi, 26 Şubat 2004 Adıyaman ($M_S=5.0$, $m_b=4.7$), 25 Mart 2004 ($M_W=5.6$, $M_S=5.4$) ve 28 Mart 2004 ($M_W=5.5$, $M_S=5.3$) Erzurum depremleri, 1 Temmuz 2004 Ağrı ($M_S=5.2$, $m_b=5.4$) depremi, 11 Ağustos 2004 Elazığ ($M_W=5.6$, $M_S=5.9$) depremi, 25 Ocak 2005 Hakkari ($M_S=5.6$, $M_W=5.9$) depremi, 12 Mart 2005 ($M_W=5.7$), 14 Mart 2005 ($M_W=5.8$) ve 23 Mart 2005 ($M_W=5.7$) Bingöl depremleri, 6 Haziran 2005 Bingöl ($M_W=5.7$) depremi, 26 Kasım 2005 ($M_S=5.4$, $m_b=5.3$) Malatya depremi ve 10 Aralık 2005 Bingöl ($M_S=5.2$, $M_W=5.3$) depremi olarak verilebilir. Çalışma alanındaki önemli bazı depremlere ait detaylı bilgiler Tablo 2’de verilmiştir.

2.7. Deprem Oluşumları ile Artçı Şok Dizilerinin Analizi

Bir ana şokun oluşumundan sonraki artçı şok dizileri ve bir bölgedeki deprem oluşumları üzerine kapsamlı ve kaliteli analizlerin yapılabilmesi, hesaplamalarda kullanılan kataloglarının güvenilir olmasını ve bir ana şoktan sonra birim zaman aralığındaki veri sayısının yeterli olmasını gerektirir. Geçmiş yıllardaki deprem kataloglarına kıyasla son yıllarda ki deprem kataloglarında, büyük depremlerin oluşumundan sonraki veri sayısı, artçı şok dizilerini analiz etme imkanı ortaya koymaktadır. Dolayısıyla, depremlerin detaylı olarak kayıt edilmeye başlandığı 2000 yılından sonra meydana gelen depremler ile bu deprem dizileri içerisinde yeterli sayıda artçı şoka sahip olanlar bu çalışma kapsamında analiz edilecektir. Son yıllardaki deprem aktiviteleri dikkate alındığında, 2000 yılından itibaren Bingöl, Erzurum, Hakkari, Tunceli, Malatya ve Elazığ illerini içine alan bölgelerde büyük deprem oluşumlarının mevcut olduğu görülmektedir (Tablo 2). 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $36.00^{\circ}D-45.00^{\circ}D$ boylamları ile $36.00^{\circ}K-42.00^{\circ}K$ enlemleri arasında kalan depremlerin magnitüdlerine göre episantr dağılım haritası Şekil 14’te verilmiştir.

Tablo 2. 1970-2005 yılları arasında 36.00°D-45.00°D boylamları ile 36.00°K-42.00°K enlemleri arasında meydana gelen bazı büyük depremlerin listesi

Yıl	Ay	Gün	Zaman (sa: dk: sn)	Boylam	Enlem	Merkez	Derinlik (km)	Magnitüd (M _D)
1970	09	03	05:32:10	38.78	39.60	Erzincan	22.0	5.0
1971	05	22	16:43:59	40.52	38.85	Bingöl	3.0	5.9
1975	01	12	04:39:47	42.00	40.68	Erzurum	47.0	5.0
1975	09	06	09:20:12	40.77	38.51	Diyarbakır	32.0	5.6
1976	11	24	12:22:16	44.04	39.05	Van	10.0	5.6
1977	01	17	05:19:25	43.70	39.27	Ağrı	39.0	4.9
1982	03	27	19:57:24	41.90	39.23	Erzurum	38.0	5.1
1983	10	30	04:12:28	42.18	40.35	Erzurum-Kars	16.0	5.8
1984	09	18	13:26:02	42.24	40.90	Erzurum-Balkaya	10.0	5.2
1984	10	18	09:46:21	42.48	40.79	Erzurum-Kars	19.0	5.2
1984	12	03	07:38:12	43.18	37.94	Van	55.0	4.8
1986	05	05	03:35:38	37.79	38.02	Malatya	4.0	5.5
1986	06	06	10:39:47	37.91	38.01	Malatya	11.0	5.3
1988	04	20	03:50:08	44.12	39.11	Van	48.0	4.8
1988	06	25	16:15:38	43.07	38.50	Van	49.0	5.0
1989	05	20	20:44:02	40.18	39.59	Erzincan	34.0	5.1
1992	03	13	17:18:39	39.63	39.72	Erzincan	23.0	6.5
1992	03	15	16:16:25	39.93	39.53	Tunceli	29.0	6.0
1995	02	14	11:13:16	42.96	37.75	Siirt	10.0	5.0
1995	12	05	18:49:32	40.22	39.35	Tunceli	33.0	5.6
1998	04	13	15:14:31	41.07	39.23	Bingöl	9.0	5.0
1999	12	03	17:06:55	42.21	40.23	Erzurum-Kars	10.0	5.5
2000	11	15	15:05:32	42.94	38.28	Van	8.0	5.2
2003	01	27	05:26:22	39.77	39.46	Tunceli	5.0	6.2
2003	05	01	00:27:04	40.47	39.02	Bingöl	5.0	6.4
2003	07	13	01:48:20	39.00	38.32	Malatya	5.0	5.3
2004	02	26	04:13:57	38.22	37.97	Adıyaman	5.1	5.1
2004	03	25	19:30:47	40.87	39.85	Erzurum	5.0	5.1
2004	03	28	03:51:12	40.88	39.86	Erzurum	14.1	5.3
2004	07	01	22:30:08	43.94	39.63	Ağrı	5.0	5.0
2004	08	11	15:48:24	39.23	38.41	Elazığ	5.0	5.3
2005	01	25	16:44:06	43.87	37.68	Hakkari	5.0	5.4
2005	03	12	07:36:08	40.85	39.38	Bingöl	5.0	5.6
2005	03	14	01:55:55	40.89	39.35	Bingöl	5.0	5.9
2005	03	23	21:44:50	40.79	39.40	Bingöl	5.0	5.4
2005	06	06	07:41:27	40.93	39.37	Bingöl	5.0	5.1
2005	11	26	15:56:55	38.82	38.30	Malatya	4.0	5.1
2005	12	10	00:09:47	40.86	39.38	Bingöl	5.0	5.2

Çalışma kapsamında, yeterli sayıda artçı şoka sahip depremler için artçı şok dizilerinin bölge-zaman-magnitüd ilişkileri istatistiksel olarak değerlendirilmiş, artçı şokları karakterize eden parametrelerin bölgesel değişim haritaları oluşturulmuş ve her bir bölge deprem tehlikesi açısından kendi içinde detaylı olarak analiz edilmiştir. Bunun için, ana şok episantrını içeren belirli bir magnitüd değerinin üzerindeki depremler için her bir bölgede geçmiş yıllarda olmuş depremler istatistiksel olarak analiz edilerek, son yıllarda meydana gelmiş olan depremler öncesinde önemli sismik durgunlukların olup olmadığı, öncü sismik durgunluk mevcut ise zamanla kümülatif deprem sayısı değişimlerinden yararlanarak bu durgunluğun başlangıç zamanı belirlenmeye çalışılmıştır. Zamanın bir fonksiyonu olarak deprem sayısında gözlenen artım ve azalimler haritalanıp ana şokun oluşumundan sonraki dönemde artçı şok aktivitesinin bitiş zamanı ortaya konmaya çalışılmıştır. Deprem serilerinin magnitüd değişim aralığını belirlemek ve oluşturulacak haritalar için elde edilecek sonuçların doğruluğu açısından maksimum veri sayısını kullanmak amacıyla artçı şok dizileri için magnitüd tamamlılık (M_c) analizi yapılmıştır. Ayrıca, artçı şokların magnitüd-deprem sayısını ifade eden b -değeri ile zamanla azalma oranını ifade eden p -değeri ile diğer artçı şok parametreleri hesaplanmış ve b ve p -değerlerinin bölgesel değişim haritaları analiz edilerek mevcut tektonik, jeolojik ve topografik yapı ile ilişkileri irdelenmiştir.

2.7.1. Magnitüd Tamamlılık (Süreklilik) Analizi

Tamamlılık magnitüdü M_c (cut-off magnitude, kesme magnitüdü, süreklilik magnitüdü); verinin %90-95'inin bir güç yasası ile modellenbildiği magnitüd olarak ifade edilir. Magnitüd-deprem sayısı ilişkisi olarak bilinen b ve artçı şokların zamanla azalma oranını ifade eden p parametrelerinin tahmini için, tüm magnitüd bantlarında tam bir veri seti kullanmak önemlidir. Magnitüd tamamlılığı M_c ; bölge ve zamanın bir fonksiyonu olarak sistematik bir biçimde değişim gösterir ve özellikle zamana bağlı değişimler yanlış b ve p tahminlerine neden olur. Tipik olarak M_c , artçı şok dizisinin önceki kısmında yüksek olacaktır, çünkü küçük depremler çok kuvvetli üst üste binmelerden dolayı kayıt edilemeyebilir. Bu nedenle zamanın bir fonksiyonu olarak dikkatli M_c çözümleri, sonuçların doğruluğunu tehlikeye sokmaksızın, sonradan oluşturulacak haritalama için mevcut verinin maksimum sayısını kullanmak amacıyla yapılır. M_c tahmini; Gutenberg-Richter ilişkisine ve M_c ' nin yaklaşık ilk dizisi olarak frekans-magnitüd eğrilerinin ilk

türevinin maksimum değer hesabına dayandırılmıştır. Üst üste binen hareketli pencere tekniği kullanılarak (Wiemer vd., 1998) zamanın bir fonksiyonu olarak M_c değişimi tüm dizi için yapılmalıdır. Küçük depremlerin tüm setine bağlı sismisite çalışmalarının benzer M_c ile sınırlandırılmaları veya analiz için gerekli minimum magnitüd M_c 'nin en yüksek değerine yükseltmek zorunda olduğu, küçük magnitüdlere için bir güç yasası davranışından herhangi bir türetme yapılmadan önce bölge ve zamana bağlı M_c 'nin dikkatli bir tahmininin gerekli olduğu belirtilmiştir (Wiemer ve Wyss, 2000). M_c , tüm sismisite tabanlı çalışmalar için önemlidir. M_c 'nin bölge ve zamana bağlı değişimleri sismik kataloglarda oldukça yaygındır ve bilhassa artçı şok dizisinin ilk günleri boyunca zamanla değişim gösterir ve genellikle zamanla düşer. Yüksek M_c değerleri çıkarılırsa, analiz için magnitüd başlangıcı düşebilir ve kullanılabilir veri miktarı yükselebilir. Eğer tamamlılık zamanla güçlü değişimler gösteriyorsa, M_c tahmini az güvenilirdir. Tamamlılık analizi için iki parametrenin düzenlenmesi gerekir (Wiemer ve Katsumata, 1999):

- a) Minimum magnitüd başlangıcı (M_{min})
- b) Minimum zaman başlangıcı ($T_{başlangıç}$)

Sismisite çalışmalarında daha kaliteli sonuçlar için, verinin maksimum sayısının kullanılması oldukça önemlidir. Güvenilir bir M_c bilgisi, pek çok sismisite çalışması ve olası deprem tehlikesi çalışmaları için önemlidir ve sismik çalışmaların bir parçası olarak düşünülmelidir. M_c değişiminin bilinmesi, b -değerini kullanan bölgesel çalışmalar için önemlidir. Magnitüd-deprem sayısı dağılımı ile ilgili çalışmalar için M_c 'nin bilinmesi şarttır. Birkaç dezavantaja rağmen, magnitüd-deprem sayısı üzerine dayandırılmış M_c değerlendirmeleri sismisite analizi için tam faydalı bir çözüm değildir (Wiemer ve Wyss, 2000). En basit yaklaşım en kısa $T_{başlangıç}$ zamanı için M_{min} 'u seçmek ve dolayısıyla dizinin ilk kısmı için tanımlanmış en yüksek M_c 'yi kullanmaktır. Bununla birlikte bu yaklaşım, çok fazla miktardaki kullanılabilir veriyi yok eder (Wiemer ve Katsumata, 1999).

2.7.2. Deprem Oluşumlarının İstatistiksel Olarak Değerlendirilmesi

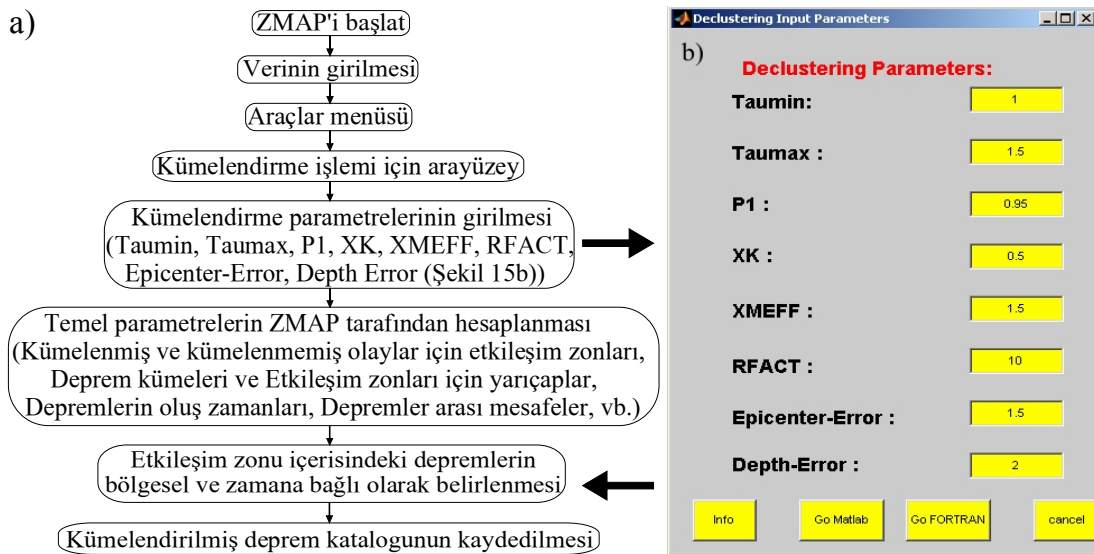
Sismik aktivite oranı, yer kabuğunun belirgin bir bölgesinde gerilme dağılımının araştırılabilmesi için tanımlayıcı bir araç olarak birçok çalışmada kullanılmaktadır. Birçok araştırmacı depremlerden birkaç yıl öncesinde odak bölgesi ve civarında öncü sismik durgunluğun varlığını ortaya koymuştur: Tokachi-Oki depremi (Mogi, 1969; Habermann, 1981b), Tonga-Kermadec depremi (Wyss vd., 1984), Morgan Hill depremi (Habermann ve

Wyss,1984), San Andreas depremi (Wyss ve Burford, 1985), Izu-Oshima depremi (Wyss vd., 1996), Nihonkai-Chubu depremi (Murru vd., 1999); Kurile depremi (Katsumata ve Kasahara, 1999); Colfiorito depremi (Console vd., 2000); Thessaloniki, Volos, Corinth Körfezi ve Kefalonia depremleri (Chouliaras ve Stavrakakis, 2001) ve Chi-Chi depremi (Wu ve Chiao, 2006; Wu ve Chen, 2007). Geçmiş depremlerin öncülüğü üzerine yapılan bazı çalışmalar, öncü durgunluğun oluşumunu içeren belirli bir bölge ve zamandaki sismisite oluşumlarının, sismotektonik yapıyla ilişkili olabileceğini desteklemektedir (Wyss ve Habermann, 1988a,b; Wyss vd., 1997). Sismik durgunluk hipotezi, sismik aktivite oranının önemli oranda azaldığını ifade eder ve ana şoklardan önce sismik bir durgunluğun gözlemlendiğini ortaya koyar. Bu tür değişimler sabit ve güvenilir sismik karakterler olarak tanımlanabilirse, sonraki olaylardaki ana şokların tahmini için kullanışlı olabilir. Bu hipotez ayrıca, bazı ana şoklardan önce sismik durgunluğun hakim olduğunu ve aynı kabuksal derinlikteki sabit aktivite oranına kıyasla ana sismik orandaki düşüşün önemli olduğunu varsayar. Sismik aktivite oranındaki düşüş net bir kriterle tanımlanmalı (Wyss, 1991) ve ana şok civarındaki tüm bölgede veya kaynak derinliği civarında gözlenmelidir. Bazı durumlarda durgunluğun ana şok zamanına kadar sonlandığı fakat bazı olaylarda ise artan sismisite periyodu ile ana şoktan ayrıldığı gözlenir. Nispeten küçük bir zaman ve alanda sismisite oran gözlemlerinin kıyaslama olasılığı büyük kabuksal derinlik ve uzun zaman aralıklarındaki ortalama sismisite oranına dayalı olarak sabittir (Wyss vd., 1996).

Önemli sismik durgunlukları belirleyebilmek için, bölgesel bir deprem katalogunun ana şok ve ikincil olaylara ayrılması yani bağımlı ve bağımsız olayların birbirinden ayrılması (*decluster*, yeniden kümelendirme) gerekir. Bu ayırma işlemi, Reasenberg (1985) algoritması kullanılarak yapılabilmektedir. Bu yöntem tüm bağımlı olayları her bir kümeden uzaklaştırır ve tek bir olaya atfeder. Yeniden kümelendirme işlemi bazı yapay kullanımlar sağlar. Aslında yeniden kümelendirme algoritması, ana şok episantrına kıyasla küçük veya büyük bölge veya zaman aralığında artçı şokların uzaklaştırılmasına olanak sağlayan bazı giriş parametrelerini içerir. Bu parametreler ve kümelendirme işleminin akış diyagramı Şekil 15'te verilmiştir. Tam bir katalogdan yani artçı şoklarla birlikte diğer türdeki deprem oluşumlarını (öncü şok, deprem yığılımları, deprem çiftleri gibi) içeren deprem katalogundan depremlerin tekrarlama istatistiklerinin türetilmesi ve bunun ana şok oluşumlarını tahmin etmek için kullanılması doğru sonuçlar ortaya koymayacağı için, tüm kümelenmiş olayların ayrılması gerekir. Aksi takdirde, büyük ana

şokların olasılığı için yanlış tahminler yapılabilir. Çünkü magnitüd-deprem sayısı eğrisinin eğimi ana şok olmayan çok sayıda küçük olaydan etkilenecektir. Dolayısıyla, artçı şokların uzaklaştırılması, magnitüd-deprem sayısı eğrisini az daha eğimli yapacak ve deprem oluşumlarının tahmininde daha güçlü sonuçlar ortaya koyacaktır.

Reasenberg (1985) modeli ile birlikte, bir depremin etkileşim alanında meydana gelen herhangi bir depremin bir artçı şok olduğunu ve istatistiksel olarak bu depreme bağlı olduğunu kabul eden Savage (1972) modeli, Gardner ve Knopoff (1974) modeli, Uhrhammer (1986) modeli, artçı şokları tanımlamak için bölge-zaman penceresi kullanmaya gerek duymayan ve her bir depremin bir artçı şok olma olasılığını tahmin etmek için ETAS modeli kullanan daha karmaşık bir model (Kagan ve Knopoff, 1976; Kagan, 1999; Zhuang vd., 2004) ve Wu ve Chen (2007) tarafından önerilen modeller gibi farklı kümelendirme modelleri de mevcuttur. Wu ve Chen (2007) tarafından önerilen kümelendirme modeli Davis ve Frohlich (1991) tarafından önerilen modele benzerdir. Bu modele göre, ana şok için verilen bir başlangıç magnitüdüne bağlı olarak, kümelendirme algoritması bölge (5 km) ve zamana (3 gün) bağlı olarak iki parametre tanımlar. Bir depremin episantrı ve oluşum zamanı bir ana şokun bölge-zaman penceresi içinde ise bu olay artçı şok olarak tanımlanır. Sonra, model ikincil artçı şokları arar. Tüm katalog ana şok ve artçı şokların birçok dizisi ile ayrılır. Bölgesel ve zamana bağlı parametreler (5 km ve 3 gün) kullanılarak artçı şoklar katalogdan çıkarılır.



Şekil 15. Reasenberg (1985) modeline göre a) yeniden kümelendirme işleminin akış şeması b) kümelendirme işlemi için gerekli giriş parametreleri penceresi. Hesaplama kullanılan giriş parametreleri şekil üzerinde verilmiştir

Taumin; kümelenmemiş olaylar arasındaki minimum zaman (gün), *Taumar*; kümelenmiş olaylar arasındaki maksimum zaman (gün), *RFACT*; kırık yarıçapı ölçeğine dayalı olarak bağımlı olaylar arasındaki mesafeyi hesaplamada kullanılan bir faktör, *XMEFF*; katalog için etkili daha düşük kesme magnitüdü, *PI*; bir dizideki sonraki olayın güvenilir bir biçimde gözlenmesi için gerekli zaman için güvenilirlik ölçüsü, *KK*; büyük ana şoklardan sonraki katalog başlangıcını ayarlamak için *Tau* (τ) zamanının hesaplanmasında kullanılan bir faktör ($\Delta M = [(1-xk)M-xmeff]$, burada M =ana şok magnitüdü, $\Delta m = M_{max} - M_{min}$), *Epicenter-Error* (episantr hatası); km olarak yatay konum hatası ve *Depth-Error* (derinlik hatası); km olarak episantr konumundaki düşey hatadır. Varsayılan değerler Kaliforniya depremi içindir. Yeniden kümelendirme işlemi yapıldıktan sonra performansı hesaplamak için kümülatif deprem sayısı grafiği ile desteklenmelidir. Arabasz ve Hill (1996), Utah bölgesinde 1962-1995 yılları arasındaki aletsel deprem katalogunu kullanarak, varsayılan değerlerin Kaliforniya dışındaki farklı bölgesel deprem kataloglarına da uygulanabileceğini göstermişlerdir. Ayrıca, Console vd. (2000) İtalya’da, Chouliaras ve Stavrakakis (2001) Yunanistan’da ve Helmstetter vd. (2006) ise Kaliforniya’da yaptıkları çalışmalarda Reasenberg (1985) algoritmasını kullanmışlardır. Bununla birlikte, Katsumata ve Kasahara (1999), Kurile (Japonya) depremi için yaptıkları çalışmada kümelendirme işlemi uygulanmış veriyi kullanmışlar fakat kümelendirme işlemi sonucunda tüm verinin yalnızca %3’nün ayrıldığını ve sonuçların fazla değişmediğini dolayısıyla bu yöntemin oldukça özel (sübjektif) olduğunu belirtmişlerdir.

Reasenberg (1985) yaptığı çalışmada, katalogdaki her bir deprem civarındaki birbirinden etkilenen zonları modelleyerek artçı şok oluşumlarını tanımlamıştır. Bu modele göre, bir depremin etkileşim alanında meydana gelen herhangi bir deprem bir artçı şok olarak ifade edilir ve dolayısıyla istatistiksel olarak bu depreme bağlı olduğu düşünülmelidir. Sonuçta etkileşim zonu içerisindeki olaylar bir kümeleneğe ait olarak tanımlanır. Bağımsız bir olay (henüz bir küme ile ilişkili olmayan) önceden kümelenmiş bir olay ile ilişkili olduğu zaman bu olay mevcut kümenin bir elemanı olur. Farklı kümelere ait iki olay birbiriyle ilişkili olduğu zaman her bir küme farklı bir grup olarak tanımlanır. İki bağımsız olay birbiriyle ilişkili ise bu olaylar yeni bir küme olarak tanımlanır. Reasenberg (1985) tekniği bir dizideki ilk olayın ana şok olduğunu kabul eder ve sonraki büyük deprem büyük ana şok olur (Reasenberg ve Jones, 1989).

Etkileşim zonları bölge ve zamana bağlı olarak modellenir. Etkileşim zonunun bölgesel uzanımı her bir deprem civarındaki gerilme dağılımının bir tahminine dayanır.

Reasenberg (1985) modeline göre en güçlü iki olay, en son meydana gelen olay ve mevcut dizideki bir önceki en büyük olaydan kaynaklanan gerilme dağılımını gösterir ve diğer olayları ihmal eder. Etkileşim zonunun modellenmesi için uzunluk ölçeği kaynak boyutlarına bağlıdır. Gerilmenin etkisini modellemek için, en son olayın etkisi olayın kaynak boyutunun bir Q parametresi ile çarpılması sonucu ölçeklenir ve bunun en büyük değeri basitçe onun kaynak boyutu olarak tanımlanır. Her bir olay için kaynak boyutu, gerilme düşümünün 30 bar olduğunu varsayan olayların momenti ile ilişkili dairesel bir kırık yarıçapı (Kanamori ve Anderson, 1975) ile hesaplanır. Moment ise M_D kullanılarak USGS tarafından $\log M_0 = 17 + 1.2M_D$ ilişkisi ile hesaplanır (Bakun, 1984). Örneğin, $Q=10$ için etkileşim zonunun boyutları $M=2.0$ için 0.7 km, $M=4.0$ için 4.6 km olarak hesaplanmıştır. Etkileşim zonunun bölgesel uzanımının modellenmesindeki kabullenmeler oldukça basite indirgenmiştir. Bununla birlikte, yapılan testler hem tanımlanan kümelerin sayısının hem de bir kümedeki ilişkili depremlerin toplam sayısının etkileşim zonlarını tanımlayan parametrelerdeki değişimlere oldukça duyarsız olduğunu göstermektedir.

Etkileşim zonunun zamana bağlı uzanımı, olasılığa dayalı bir model ile hesaplanır. Bir artçı şok dizisi ile ilişkili olan önceki bir deprem için, bu depremden sonraki kümelenecek bir olay haricindeki Tau zamanının süresinin bilinmesi gerekir çünkü dizideki gelecek olayın gözlenmesi için gerekli sürenin doğru olarak hesaplanması gerekir. Reasenberg (1985), artçı şok dizilerinin rastlantıya bağlı bir modelinden τ zamanını türetmiştir. Bunun için ilk olarak artçı şokların zamanla azalma oranını (beklenen oranı) modelleyen Omori yasasını aşağıdaki şekliyle dikkate almıştır:

$$a(t) = Ct^{-\alpha}, \quad t \geq t_0 \quad (80)$$

Burada $M \geq M_{min}$ magnitüdü için katalogun tamam olduğu kabul edildikten sonra $t_0=1$ gün alınmıştır. C değerinin yalnızca dizinin en büyük olayı M_{mak} ve en küçük olayı M_{min} magnitüdünün bir fonksiyonu olduğu varsayılmıştır. 80. eşitliğin integrali t_0 'dan (başlangıç) T 'ye (bitiş) kadar olan zamanda katalogdaki olayların beklenen sayısını verir:

$$n(M_{mak}, M_{min}, T) = \int_{t_0}^T C(M_{mak}, M_{min}) t^{-\alpha} dt$$

Mogi (1962)'de verildiği gibi temsili bir $\alpha=1$ değeri alınarak:

$$n(M_{mak}, M_{min}, T) = C(M_{mak}, M_{min}) \ln(T / t_0) \quad (81)$$

C değeri ile ilişkili olarak Kaliforniya'da meydana gelen büyük ve orta büyüklükte yedi depremin artçı şok kataloglarındaki en büyük ve en küçük magnitüdler kullanılarak:

$$\log_{10} C = 2(M_{mak} - M_{min} - 1) / 3 \quad (82)$$

eşitliği elde edilmiştir. Bu eşitliğin kabul edilmesi ve 80. ile 82. eşitliğin birleştirilmesi artçı şokların beklenen oranını verir ($M_{min} \leq M \leq M_{max}$):

$$a(\Delta m, t) = 10^{2(\Delta m - 1) / 3} t^{-1} \quad (83)$$

Burada $\Delta m = M_{max} - M_{min}$ 'dir ve artçı şok dizisi, oran parametresi $a = a(\Delta m, t)$ ile zaman bağımlı bir Poisson süreci olarak modellenmiştir. Zaman sürecince ($t, t + \tau$) x adet depremin gözlenme olasılığı şu şekilde verilir:

$$P(x, a(t), \tau) = \frac{e^{-a\tau} (a\tau)^x}{x!} \quad (84)$$

Aynı zaman aralığında bir veya daha fazla olayın gözlenme olasılığı ise:

$$\begin{aligned} P &= \sum_{x=1}^{\infty} p(x, a(t), \tau) = 1 - P(0, a(t), \tau) = 1 - e^{-a(t)\tau} \\ &= 1 - \exp[-10^{2(\Delta m - 1) / 3} (\tau / T)] \end{aligned} \quad (85)$$

eşitliği ile verilir. Burada τ zamanı:

$$\tau = \frac{-\ln(1 - P)t}{10^{2(\Delta m - 1) / 3}} \quad (86)$$

eşitliği ile verilir. Bu zamanın çözümlenmesi, dizi içerisindeki sonraki olayın güvenilir bir biçimde gözlenmesi için gerekli zaman aralığının hesaplanmasını sağlar. $P=0.95$ ($P1$ veya Pr olarak ta verilmektedir) için τ zamanı aşağıdaki eşitlikle verilir:

$$\tau = \frac{3t}{10^{2(\Delta m-1)/3}} \quad (87)$$

τ değeri t ile orantılı olduğu için, dizi içerisindeki sonraki olayın gözlenmesi için gerekli zaman aralığının güvenilir olması için beklenen zaman sınırsızdır. τ zamanı için (büyük t) ideal bir üst sınır, yerel sabit sismik aktivite oranı ile ters orantılı olarak bir olacaktır. Bununla birlikte, Reasenber (1985) çalışmasında, $\tau \leq 10$ gün olarak kullanmıştır. Bir küme ile ilişkili olmayan depremler için $\tau (t=0)=1$ alınmıştır. Bu basite indirgemeler hesapların güvenilirliği için yapılmıştır ve sonuçlar üzerinde fazla etkili değildir. Reasenber (1985), farklı model parametreleri ile yaptığı denemeler sonucunda kümelendirme algoritması davranışının belirgin olarak katalogdaki bölge zaman sismisitesini yansıttığını ve nispeten etkileşim zonu parametrelerinin seçimine duyarsız olduğunu ifade etmiştir. Sonuç kümelerinin ana sismisite dağılımını temsil ettiğine inanılır ve model uygulamasının yapay olduğu düşünülmez. Yeniden kümelendirme işlemi tamamlandıktan sonra daha güvenilir, tekdüze ve daha güçlü bir deprem verisi elde edilir. Bununla birlikte, model uygulamasının katalog içerisindeki önemli sayılabilecek bir olayı çıkarması kümelendirmenin şeklinde önemli bir değişime de neden olabilir.

Reasenber (1985), model parametrelerine bağlı olarak etkileşim modelinin güvenilirliğini test etmek için, kümelendirme algoritmasını farklı Q ve P değerleri kullanarak sabit bir deprem verisine uygulamıştır. Kümelendirme sayısını ve bir kümeyle ilişkili olayların sayısını ortaya koyan detaylı tablolar hazırlamış ve bu sayıların Q değerine güçlü bir şekilde bağlı olmadığını belirtmiştir. Bununla birlikte, belirgin bir P değerinin üzerinde özellikle $P < 0.8$ için, kümelendirme sayısının artarken bir kümeyle ilişkili olayların sayısının azaldığını ifade etmiştir. Sonuç olarak, *RFACT* parametresi ile Q parametresi aynıdır ve bu yöntem ile bazı kümelendirilmiş diziler birbirinden ayrılmış daha küçük olaylara dönüştürülür ve bazı olaylar kümelere tümüyle ayrılır.

Sismik aktiviteyi tanımlamak ve davranışlarını ortaya koyabilmek için birçok yöntem geliştirilmiştir ve bunların çoğu sismik durgunluk olgusu üzerinde yoğunlaşmıştır. Episantr dağılımlarının kontrolü, zaman-uzaklık grafikleri ve bazı istatistiksel modeller birçok araştırmacı tarafından yaygın olarak kullanılmaktadır. Standart sapma Z -testi sismik durgunluk analizleri için en sık kullanılan istatistiksel yöntemlerden biridir. Ayrıca, sismisite oran değişimleri Mathews ve Reasenber (1988) tarafından tanımlanan istatistik kullanılarak ta karakterize edilebilir:

$$\beta = \frac{n_a - E(n_a)}{\sqrt{\text{var}(n_a)}} = \frac{n_a - n_b(t_a / t_b)}{\sqrt{n_b t_a / T}} \quad (88)$$

Burada n_a ; çalışma alanında dikkate alınan ana şoktan sonraki depremlerin sayısı, t_a ; bu ana şoktan sonraki zaman periyodu, $E(n_a)$; beklenen deprem sayısı ve $E(n_a)=r.t_a$, r ; t_b gibi bir sabit aktivite periyodundan tahmin edilen depremlerin oranı $r= n_b/n_t$, n_b ; sabit aktivite periyodundaki deprem sayısıdır. İki terimli bir dağılım için $\text{var}(n_a)=Npq$ olarak verilir. Burada, $p=t_a/T$, $q=1-p=t_b/T$, $T=t_a+t_b$ ve $N=n_a+n_b$ olarak verilir. Çünkü n_a 'nın gözlenen değeri anormal olabilir dolayısıyla bunun yerine $E(n_a)$ kullanılır ve $N=n_b(1+t_a/t_b)$ olarak verilir. β 'nin işareti sismisite oranındaki değişimin anlamını ortaya koyar (örneğin, $\beta<0$ ise sismik aktivitede bir azalış, $\beta \approx 0$ ise değişim yok, $\beta>0$ ise sismisite oranında bir artış anlamına gelir).

Aslen Wyss ve Habermann (1988a) tarafından ortaya konulan sismik durgunluk teorisi kabuksal olaylar için uygulanır ve Wiemer ve Wyss (1994) tarafından geliştirilen yöntemle ve *ZMAP* bilgisayar programı (Wiemer, 1996) ile hesaplanabilir. *ZMAP* programı, sismisite oran değişimlerinin hem bölge hem de zamanda belirlenen magnitüd oranlarında grafiksel olarak değerlendirilmesine imkan sağlar. Ayrıca, herhangi bir oran değişiminin (durgunluk) istatistiksel döneminin, elde edilen grafiklerle bölge-zaman hacminin yüzdesinin ve bir durgunluk bölümünün ana şokla ilişkilendirilebileceği şartların sayısal olarak hesaplanmasına olanak sağlar.

Sismik aktivitedeki bölge ve zamana bağlı oran değişimlerini ortaya koyabilen *ZMAP* programı ile coğrafik koordinatlarda grid oluşturulur ve her grid noktası için en yakın olaylarla ilişkili hesaplar yapılır. Her bir grid noktasına ait olayların alt seti kısa bir zaman penceresi t ($t_0 < t < t_e - T_w$) için örneklenir. Başka bir deyişle birkaç ardışık örneğin periyodunda oluşan ortalama olayların sayısı (öncü olaylar) kalan tüm örneklerle (sabit aktivite) kıyaslanabilir. Bu kıyaslama ise standart sapma Z-testi ile yapılabilir (Habermann, 1983; Wyss ve Buford, 1985). Durgunluğun önemini ortaya koyabilmek için Şekil 16'da gösterilen LTA (Long Term Avarage) fonksiyonunu (Wyss ve Burford, 1985,1987; Wiemer ve Wyss, 1994) oluşturan standart sapma Z-değeri kullanılmıştır:

$$Z(t) = \frac{R_{tüm} - R_{wl}}{\sqrt{\frac{\sigma^2_{tüm}}{n_{tüm}} + \frac{\sigma^2_{wl}}{n_{wl}}}} \quad (89)$$

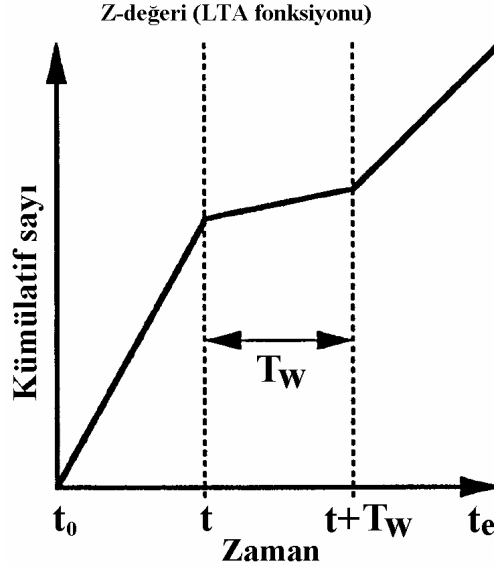
Burada $R_{tüm}$; verilen bir t_0-t_e aralığındaki zaman penceresini (T_W) içeren tüm periyotlardaki ortalama sismisite oranı (deprem sayısı), R_{wl} ; t' den $t+T_W$ 'ye kadar olan düşünülen zaman penceresindeki ortalama oran, $\sigma_{tüm}$ ve σ_{wl} ise bu periyotlardaki sismik yoğunluk fonksiyonlarının standart sapmaları ifade eder. $n_{tüm}$ ve n_{wl} ise ölçülen sismisite oranındaki örneklerin sayısı ile ilişkilidir. Zamanın bir fonksiyonu olarak Z-değeri LTA olarak adlandırılır. LTA fonksiyonunun görüntüsü öncü pencerenin uzunluğuna (wl) bağlıdır. LTA fonksiyonunun istatistiksel görüntü netliği wl ile artarken eğer wl uzunluğu anomali süresini aşarsa oldukça düz bir görüntü alır. Ayrıca, anomalinin istatistiksel önemi hesaplanmak istenirse yalnızca Z-değeri için başlangıç değil ayrıca ana şokun oluşumundan önceki anomalinin bitiminden sonraki maksimum zaman uzunluğu da gereklidir. Her bir grid noktasındaki olayların sayısı ve zaman penceresi iki yeni parametre ortaya koyar ve diğer üç parametre coğrafik koordinatlarla ve örnekleme boyutuyla alakalıdır. Dolayısıyla, analiz için düşünülen çalışma alanının coğrafik uzanımı, büyük magnitüdü bir depremin kaynak bölgesinin tahmini uzanımına kıyasla yeterince geniş olmalı ve kullanılan katalogun zamansal uzanımı yeterince uzun olmalıdır. Ayrıca, magnitüd bandı değişimi ne kadar büyük ise durgunluk alanı o kadar geniş olur veya magnitüd bandına bakılmaksızın durgunluk alanı sabit bir boyut, görüntü ve şekle sahip olmalıdır (Katsumata ve Kasahara, 1999).

Sismik durgunluk kabuksal ana şoklarla ilişkili olarak öncü anomalileri tanımlamada teşvik edici sonuçlar ortaya koyduğu için, bu çalışmada 1990 yılı başlarından itibaren sismik durgunluğun araştırılması ile Doğu Anadolu Bölgesi'nde son yıllarda depremsellik açısından aktif olan bazı bölgelerde gelecek deprem tehlikesi ile ilişkili bilgiler ortaya konmaya çalışılmıştır. Bunun için, ZMAP analiz programı ile Şekil 14'te dikdörtgenel alanlar içerisinde gösterilen bölgelerdeki sismik durgunluk haritalanmıştır. Çalışma alanı içerisinde son yıllardaki deprem aktivitesi göz önüne alındığında, 2000 yılından itibaren Bingöl, Erzurum, Erzincan, Hakkari, Tunceli, Malatya ve Elazığ illerini içine alan bölgelerde büyük deprem oluşumlarının mevcut olduğu görülmektedir. Bu yöntem, bu bölgelerde meydana gelen bazı güçlü kabuksal ana şoklardan önceki sismik durgunluğu detaylı olarak araştırma imkanı ve bu yöntemin geçerliliği hakkında önemli bilgiler sunar.

Durgunluğun süresi hesaplanacak önemli bir parametredir ve anlamlı sonuçlar için, hesapların T_W değerinden bağımsız olması istenir. Durgunluğun ne zaman sona ereceği bilinmediği için zaman penceresi 1.5-5.5 yıl arasında değiştirilir. Çünkü bu değer dünyanın farklı bölgeleri için, kabuksal ana şoklardan önce rapor edilen sismik durgunluk oranı ile

uyumludur (Wyss, 1997a,b). Çalışma alanı içerisindeki bölgeler için Z-değeri haritaları oluşturulurken, zaman penceresi 1.5-5.5 yıl aralığında kullanılarak değerlendirmeler yapılmış ancak durgunluğun bölgesel olarak en iyi görüntüsünü veren zaman penceresi değeri kullanılarak oluşturulan bölgesel değişim haritaları dikkate alınmıştır.

Reasenberg (1985) modeline göre bağımlı ve bağımsız olayların birbirinden ayrılması için varsayılan giriş parametreleri $T_{a\min}=1$, $T_{a\max}=10$, $RFACT=10$, $XMEFF=1.5$, $PI=0.95$, $XK=0.5$, $Epicenter-Error=1.5$ ve $Depth-Error=2$ olarak vermiştir ve bu değerler farklı birçok veri grubu için güvenilir olarak kullanılmıştır. Bu tez çalışmasında ise, katalog içerisinde ana şok-artçı şok oluşum zamanları dikkate alınarak $T_{a\max}$ haricindeki tüm parametrelerin varsayılan değerleri kullanılmıştır. Literatürde yapılan çalışmalara bakıldığında, dünyanın farklı pek çok bölgesinde bu model kullanılarak yapılan analizlerde varsayılan parametrelerin birkaç çalışma dışında değişmediği görülür. Ancak ana şoktan sonraki büyük artçı şokların oluşumu dikkate alındığında, ana şok bağımlı olan bu olayların katalogdan çıkarılması bu parametrelerin doğru olarak seçimine oldukça bağlıdır. Çünkü dünyanın farklı bölgeleri için ana şok ile en büyük artçı şokların oluşumları arasında geçen zaman farklı olacaktır. Dolayısıyla bu çalışmada $T_{a\max}=1.5$ olarak alınarak katalogdaki ikincil büyük olaylar çıkarılmıştır.



Şekil 16. Z-değerlerinin nasıl hesaplandığını gösteren grafik. 89. eşitlikteki $R_{tüm}$; tüm periyottaki ortalama oran (t_0-t_e aralığında), R_{wl} ; t 'den $t+T_w$ 'ye kadar olan zaman penceresindeki ortalama oranı ifade eder. Burada t ; mevcut zamandır ($t_0 < t < t_e$) ve T_w ; yıl olarak zaman penceresinin uzunluğudur

2.7.3. Z-Değeri Haritalarının Oluşturulması ve Anlamı

ZMAP programı kullanılarak herhangi bir bölge için belirli bir grid aralığında sismisite oran değişimlerin önemi ölçülebilir, çünkü bu değer episantr hesaplamalarının doğruluğu ile ilişkilidir ve bölgesel olarak bir yoğunluk sağlar. Gridleme tekniği detaylı olarak birçok çalışmada bulunabilir (örneğin; Wiemer ve Wyss, 1994) ve bu çalışmada bazı önemli noktalardan kısaca bahsedilmiştir. Wiemer ve Wyss (1994) tarafından ifade edildiği gibi, bir örnekleme aralığı ile zaman serileri boyunca ileri adımlarla her bir grid aralığında en yakın depremlerin sayısı N dikkate alınır ve hareketli zaman penceresi T_W ile oran değişimleri araştırılır. Örnekleme aralığı, zaman içerisinde yoğun bir aktiviteyi ve bir devamlılığı elde edebilmek için genellikle bir aylık bir zaman dilimi olarak seçilir. N ve T_W değerleri genellikle durgunluk sinyalini netleştirmeye bağlı olarak seçilir ve T_W 'nin seçimi sonuçları hiçbir şekilde etkilemez.

Birçok araştırmacı *ZMAP* programı ile Z -değeri haritalarını değerlendirerek depremlerden birkaç yıl önce odak bölgesi ve civarında öncü sismik durgunluğun varlığını ortaya koymuştur (Katsumata ve Kasahara, 1999; Murru vd., 1999; Console vd., 2000; Chouliaras ve Stavrakakis, 2001; Spassov vd., 2002; Sánchez ve McNutt, 2004; Wu ve Chiao, 2006; Wu ve Chen, 2007 ve Jorjiashvili vd., 2007). Katsumata ve Kasahara (1999), 4 Ekim 1994 Kurile ($M_w=8.3$) depreminden önce sismik bir durgunluğun olup olmadığını gözleyebilmek amacı ile ISV (Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University), JMA (Japan Meteorological Agency) ve ISC (International Seismology Center) olmak üzere üç farklı sismik katalog kullanmışlar ve her bir katalog için deprem kırık bölgesi civarında an şok oluşumundan 5-6 yıl önce başlayan bir sismik durgunluk gözlemişlerdir. Ayrıca, Helmstetter vd. (2006), ANSS (Advanced National Seismic System) katalogunu kullanarak 1980-2003 yılları arasındaki deprem verisine Reasenber (1985) algoritmasını kullanarak ($RFACT = 20$, $XMEFF = 2.00$, $PI = 0.99$, $Taumin = 1.0$ gün ve $Taumax = 10.0$ gün) yeniden kümelendirme işlemi uygulamışlar ve kümelendirme işlemi uygulanmış katalogdaki büyük depremlerden sonra ki sismisite oranında kalıcı değişimlerin olmadığını ifade etmişlerdir.

Z -değeri haritalarının net olarak anlaşılabilmesi için birkaç önemli nokta verilebilir:

- ❖ Hesaplanan Z -değerleri normal bir dağılımın ortalamasından olan standart sapmaların sayısının güvenilirliği ile ilişkili olarak yorumlanır (Habermann, 1987).
- ❖ Yüksek (pozitif) Z -değerleri sismik aktivite oranındaki bir azalmaya işaret ederken düşük (negatif) Z -değerleri bir artışı gösterir. Z -değerinin sıfır olması sismik aktivitede herhangi bir değişimin olmadığını gösterir.
- ❖ Haritalar maksimum değere bağlı olarak ölçeklendirilir, dolayısıyla her haritada yüksek bir değer beklenebilir fakat her yüksek nokta önemli olmayabilir.
- ❖ Yüksek değerli bir noktanın konumu, aslında örneklenen hacmin merkezidir. Geniş bir bölge seçilmemesi durumunda, verinin olduğu alandan verinin olmadığı alana doğru bilgi eksikliği nedeniyle köşelere doğru renk kaybı olabilir. Yanlış yorumlardan kaçınmak için kabul edilebilir deprem sayısı N için maksimum yarıçap seçeneği mevcuttur. Z -değeri haritasındaki renkler yalnızca depremleri içeren bölgeler üzerinde gözükene kadar bu sayının düşürülmesi önerilir.
- ❖ Depremlerin yoğunluğu ve dağılımı Z -değeri haritasını anlamak için önemli bir kriterdir. Sabit renkli geniş alanlar benzer deprem oluşumlarını tekrar tekrar örnekleyebilir veya bu bölge üzerinde tekdüze bir sismisite oranına işaret edebilir.
- ❖ Sismik aktivite dairesel hacimlerde örneklenmiştir (özellikle hiçbir derinlik sınırlaması olmaksızın silindirik olarak). Örneğin doğrusal bir sismisite özelliği Z -değeri haritalarında doğrusal bir özellik olarak görünmeyebilir. Daire kullanmak örneklenmiş sismisitenin dağılımını görmeye olanak sağlar. En iyi yöntem daire kullanmak ve kümülatif deprem sayısı eğrilerini oluşturmaktır.

2.7.4. b ve p -Değerleri Bölgesel Değişim Haritalarının Oluşturulması ve Anlamı

ZMAP programı kullanılarak artçı şok dizileri için magnitüd-deprem sayısını ifade eden b -değeri ile zamanla azalma oranını ifade eden p -değerleri bölgesel değişim haritaları hazırlanmıştır. b ve p -değerleri bölgesel değişim haritalarını oluşturmak için, uygun bir grid aralığı kullanılmış ve her bir grid noktası için en yakın episantrlar (nearest epicenters, N_e) düşünülmüştür. Bu algoritma (Wiemer ve Wyss, 2000), uyum kalitesinin %95'e eşit veya daha fazla olduğu durumlarda minimum başlangıç magnitüdünü hesaplar. Eğer verilen güvenilir aralıkta çok fazla magnitüd yoksa bunun yerine %90'lık bir uyum kalitesi ile hesaplamalar yapılır. Bununla birlikte, eğer herhangi bir başlangıç magnitüdü

için uyum kalitesi %90'dan daha az ise, deprem sayısı-magnitüd dağılımının maksimum eğime sahip olduğu magnitüd belirlenir. Bu magnitüdlere bir tanesi, seçilen grid noktası için tamamlılık magnitüdü M_c 'ye atfedilir. Eğer $M \geq M_c$ olan artçı şokların sayısı en yakın episantrların minimum sayısı $N_{e_{min}}$ 'e eşit veya daha fazla ise, b ve p -değerleri yalnızca $M \geq M_c$ olan olaylar kullanılarak bu grid aralığı için hesaplanır. Aksi takdirde b ve p -değerleri hesaplanmaz.

b -değeri bölgesel değişimleri, deprem oluşumunun fiziği ile ilgili olduğundan depremlerin istatistiksel analizlerinde önemli bir parametre olarak kullanılmaktadır. Sismik değerlendirmelerdeki önemi ve deprem tahmininde öncü anomali olarak kullanılabilirliğinin yanında, gerilme birikimi, çatlak yoğunluğu ve heterojenite derecesi gibi karakterlerin bir tamamlayıcısıdır (Voidomatis vd., 1990; Wiemer ve Katsumata, 1999). Bunlara rağmen, b -değerinin fiziksel anlamı net değildir. Çünkü hesaplanan değerler kullanılan verilere ve yöntemlere bağlı olarak değişir. Bir bölge için b -değeri yalnızca bölgedeki küçük ve büyük depremlerin kısmi oranlarını yansıtmaz, aynı zamanda bölge civarındaki gerilme şartları ile de ilişkilidir. Wiemer ve Katsumata (1999), b -değerinin bölgesel dağılımını ana şok boyunca S-dalgası dağılımı ile karşılaştırmışlar ve en büyük S-dalgası enerjisi bölgesinin yüksek b -değeri ile ilişkili olduğunu ortaya koymuşlardır. Ayrıca yüksek malzeme heterojenitesi veya çatlak yoğunluğu yüksek b -değerleri ile ifade edilir ve ısı dağılımında olan yükselim yüksek b -değerine neden olabilir (Mogi, 1962). Magnitüd-deprem sayısı dağılımındaki bölgesel değişimler zamana bağlı değişimlerden daha önemlidir (Urbancic vd., 1992; Wiemer vd., 1998). b -değerlerindeki yükselim ana şok tarafından üretilen gözenek basıncındaki zamana bağlı bir yükselimden kaynaklanıyor olabilir ve bu değişim haritası, b -değerlerinin artçı şok dizilerinde genel olarak daha yüksek olmadığını gösterir (Wiemer ve Katsumata, 1999). Ogata vd. (1991), b -değeri tahminindeki değişimlerin sismik dalga hızları ile uyum sağladığını, yüksek ve düşük b -değerleri bölgesinin sırasıyla düşük ve yüksek P-dalgası hızları ile ilişkili olduğunu ifade etmişlerdir. Ayrıca tüm b -değerleri değişiminin, bölgenin daha sık kısımlarında P-dalgası kısmi hız süreksizliklerinin yapısı ile uyum içinde olduğunu ve yüksek ve düşük b -değerlerini, sırasıyla yüksek ve düşük S-dalgası soğurulma eğrileriyle ilişkilendirmişlerdir. Reasenber ve Jones (1989), artçı şokların yaklaşık 1.0 civarındaki bir b -değeri ile G-R ilişkisine uyum sağladığını belirtmiştir. Guo ve Ogata (1997), b -değerinin 0.7-1.3 arasında, bazı araştırmacılar ise (Wiemer ve Katsumata, 1999; Olsson,

1999) $b=0.6-1.4$ arasında, Utsu (1971) ise b -değerinin kabaca $0.3-2.0$ arasında değişim gösterdiğini belirtmişlerdir.

p -değeri artçı şokların üstel olarak azalma oranını belirler ve deprem artçı şok dizisinin fiziksel oluşumu ile ilişkilidir. Büyük bir p -değeri daha hızlı, düşük bir p -değeri ise daha yavaş bir artçı şok aktivite azalım oranına işaret eder (Hirata, 1987). p -değeri bölgesel değişim haritaları, tüm bölgeler için sismisite değişimlerinin, bölgedeki tektonik ve sismotektonik yapıların değerlendirilmesi açısından önemli bilgiler sağlar. p -değeri diziden diziye farklılık gösterir ve bu değişim kabuksal heterojenite, gerilme ve ısı akısı gibi bölgenin tektonik koşullarıyla ilişkilidir (Kisslinger ve Jones, 1991; Utsu vd., 1995). p -değeri dağılımı yüzey ısı akısı dağılımına benzediği için, artçı şok aktivitesinin, gerilmenin hızlı boşaldığı daha yüksek kabuksal ısıya sahip bölgelerde daha hızlı azaldığı düşünülür. Tsapanos (1992) ve Wiemer ve Katsumata (1999), yaptıkları çalışmalarda, tektonik özellikler ve ısı akısının p -değeri değişimini etkilediğini, kırık mekanizmasına bağlı olarak p -değerlerinin değişebileceğini ve yüksek p -değerlerinin bölgedeki yüksek ısı akısından kaynaklanabileceğini ifade etmişlerdir. Çok kırıklı bir tektonik yapı düşünülürse, p -değeri sismojenik bölge ve civarı için heterojenite derecesinin bir ölçüsü olarak düşünülebilir (Tsapanos, 1995). Utsu vd. (1995), p -değerinin diziden diziye farklılık gösterdiğini ve bu değişimin kabuksal heterojenite, gerilme ve ısı gibi bölgenin tektonik koşullarıyla ilişkili olabileceğini belirtmişlerdir. Fakat bunlardan hangisinin p -değeri üzerinde daha önemli faktör olduğu net değildir. Davis ve Frohlich (1991), çok sayıda artçı şokun düşük p -değeri ve düşük ısı akısıyla ilişkili olduğunu ifade etmiştir. Guo ve Ogata (1997), yüksek p -değerlerini volkanik aktiviteyle ilişkilendirmişlerdir. Mogi (1967) ve Kisslinger ve Jones (1991), p -değerinin ısı akısıyla pozitif ilişkili olduğunu göstermişler ve artçı şok bölgesindeki gerilme dağılımının artçı şok sayısında gözlenen azalımda olduğu gibi, yüksek bir sıcaklıkta hızlı bir biçimde yayılacağı üzerine yorum yapmışlardır. Lachenbruch vd. (1985), p -değeri dağılımı ile ısı akısı dağılımı arasında direk bir ilişki bulmuştur. Utsu vd. (1995), p -değerinin kabuksal hetrojenite, gerilme şartları, ısı akısı vb. gibi tektonofiziksel koşullarla ilişkili olduğunu ve dolayısıyla, bölgeden bölgeye değişim göstereceğini belirtmişlerdir. Bölgeden bölgeye farklı olarak, Kisslinger ve Jones (1991) p -değerinin $0.7-1.8$ arasında, Guo ve Ogata (1997), $0.9-1.8$ arasında, Olsson (1999), $0.5-1.8$ arasında, Utsu vd. (1995) ve Enescu ve Ito (2002), $p=0.9-1.5$ arasında, Wiemer ve Katsumata (1999), $0.6-1.4$ arasında bir değişim gösterdiğini ifade etmişlerdir.

3. ARTÇI ŞOK DİZİLERİNİN ZAMAN, BÖLGE, MAGNİTÜD DEĞİŞİMLERİNİN ANALİZİ VE ÇALIŞMA BÖLGELERİNİN DEPREM TEHLİKESİ AÇISINDAN DEĞERLENDİRİLMESİ

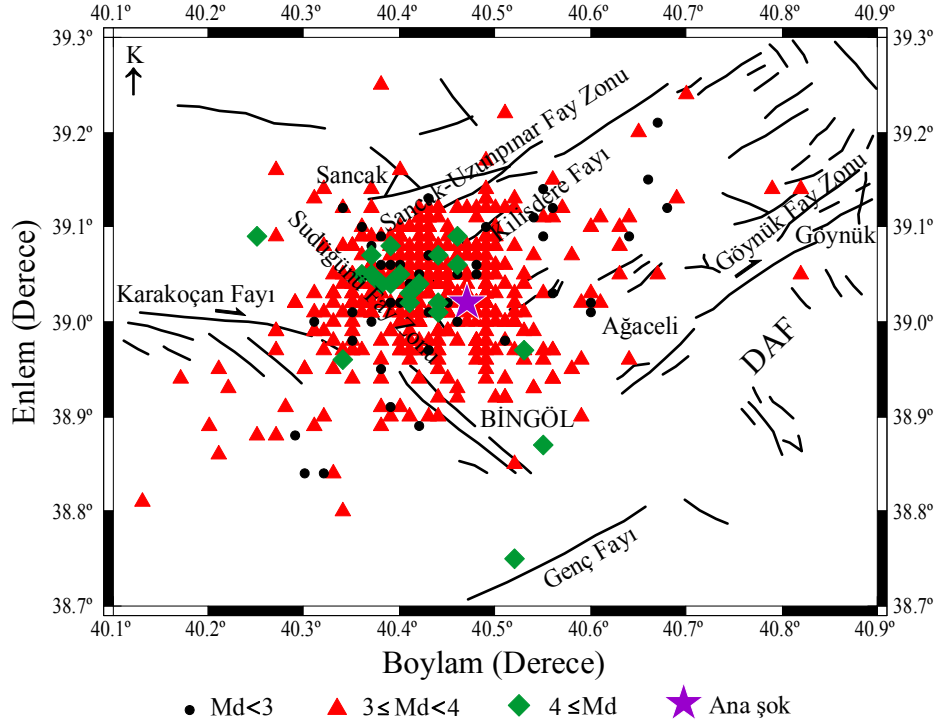
3.1. 1 Mayıs 2003 Bingöl Depremi ve Artçı Şok Dizisinin Genel Özellikleri

1 Mayıs 2003 Perşembe günü, yerel saat itibariyle 03:27:04'te, Doğu Anadolu Bölgesinde yer alan Bingöl ilinin yaklaşık 15 km kuzey batısında özellikle Bingöl ile Sancak beldesi arasındaki bölgeyi etkileyen yıkıcı bir deprem meydana gelmiştir. Bingöl ve civarında büyük ölçüde hissedilen depremin ana şok parametreleri farklı kuruluşlar tarafından hesaplanmış olup Tablo 3'te çizelge halinde verilmiştir. Kullanılan veri KRDAE katalogundan alınmış ve ana şok koordinatları Kandilli tarafından $39.01^{\circ}\text{K}-40.47^{\circ}\text{D}$ olarak verilmiştir. Artçı şok katalogu süre magnitüdü M_D 'ye göre tekdüzedir ve ana şoktan sonraki 1 aylık zaman dilimi içerisindeki $M_D \geq 2.3$ olan 516 artçı şoku içermektedir.

Bingöl depremi artçı şok dizisinin episantr dağılımı ve Bingöl civarındaki aktif faylar Şekil 17'de gösterilmiştir. Artçı şok dizisi $M_D=2.3-4.6$ arasında değişim göstermektedir ve $M_D \geq 5.0$ olan artçı şokların olmayışı dikkate değerdir. $4.0 \leq M_D < 5.0$ arasında 20 olay vardır ve en büyük artçı şok $M_D=4.6$ 'dır. Artçı şoklar Bingöl-Ağaceli-Sancak-Karakoçan arasında kalan bölgede yoğunlaşmaktadır. Olayların büyük çoğunluğu ana şokun kuzeybatısında yoğunlaşırken (Bingöl-Sancak arası), $M_D \geq 4.0$ olan olaylar genellikle ana şok ile Sancak arasında gözlenmiştir. KRDAE ve farklı kuruluşlar tarafından yayınlanan Bingöl depremi raporları dikkate alınarak, $40.1^{\circ}\text{D}-40.9^{\circ}\text{D}$ boylamları ile $38.7^{\circ}\text{K}-39.3^{\circ}\text{K}$ enlemleri arasında kalan bölge artçı şok bölgesi olarak seçilmiştir.

Tablo 3. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi için farklı kaynaklara ait ana şok parametreleri. (USGS: United States Geological Service; DAD: Deprem Araştırma Dairesi; HARVARD: Harvard Üniversitesi; EMSC: European Mediterranean Seismological Center)

Kurum	Tarih	Yerel Saat	Boylam	Enlem	Derinlik (km)	Magnitüd		
						M_D	M_b	M_w
DAD	01.05.2003	03:27:04	40.51	38.94	6.0	6.1		
KRDAE	01.05.2003	03:27:04	40.47	39.02	5.0	6.4	6.2	6.4
USGS	01.05.2003	03:27:04	40.51	39.01	10.0	6.4		6.4
HARVARD	01.05.2003	03:27:13	40.53	39.01	15.0			6.3
EMSC	01.05.2003	03:27:04	40.42	38.97	10.0			6.6



Şekil 17. Bingöl depremi ve artçı şok dizisinin episantr dağılım haritası ve artçı şok alanındaki aktif fay sistemleri. Faylar Şaroğlu vd.'nden (1992) alınmıştır

3.1.1. Bingöl ve Civarının Tektonik Özellikleri ve Geçmiş Deprem Aktivitesi

Bingöl ve çevresi sismik açıdan oldukça aktif bir kesim olan Kuzey Anadolu Fay Sistemi ile Doğu Anadolu Fay Sisteminin kesiştiği bölgeye yakın bir yerde yer almaktadır. Doğu Anadolu bölgesinde Palu-Karlıova-Erzincan üçgeni içinde yer alan Bingöl ili ve civarı Türkiye'nin en aktif ve en önemli deprem kuşaklarından olan KB-gidişli sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu Fay Sistemi ile KD-gidişli sol yanal atımlı Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin etkisi altındadır. Eşlenik faylar olan bu iki önemli fay sistemine paralel, çoğunlukla kısa ve devamlı olmayan fay zonları ise bölgenin önemli tektonik elemanlarıdır. KAF zonu ve DAF zonunun birbirlerini ötelemeleri sonucu, bu bölgede KB-GD uzanımlı sağ, KD-GB uzanımlı sol yanal doğrultu atımlı eşlenik kırık sistemleri meydana gelmiştir. Bingöl ve civarında ki çok sayıda küçük fay sistemleri Şekil 17'de gösterilmiştir. Sancak-Uzunpınar fay zonu, Bingöl-Karakoçan fayı, Sudüğünü fayı, Kılısedere fayı, Genç fayı ve Göynük fay zonunu içine alan bu sistem son yıllarda depremsellik açısından oldukça aktiftir. Ayrıca, Karapınar fayı, Sütgölü-Göltepe fay zonu ve Çevrimpınar gibi çok sayıda küçük faylar da bu sistemin içindedir (Dirik vd., 2003). Başta Doğu Anadolu fay sistemi olmak üzere buna paralel Sancak-Uzunpınar fay zonu ile

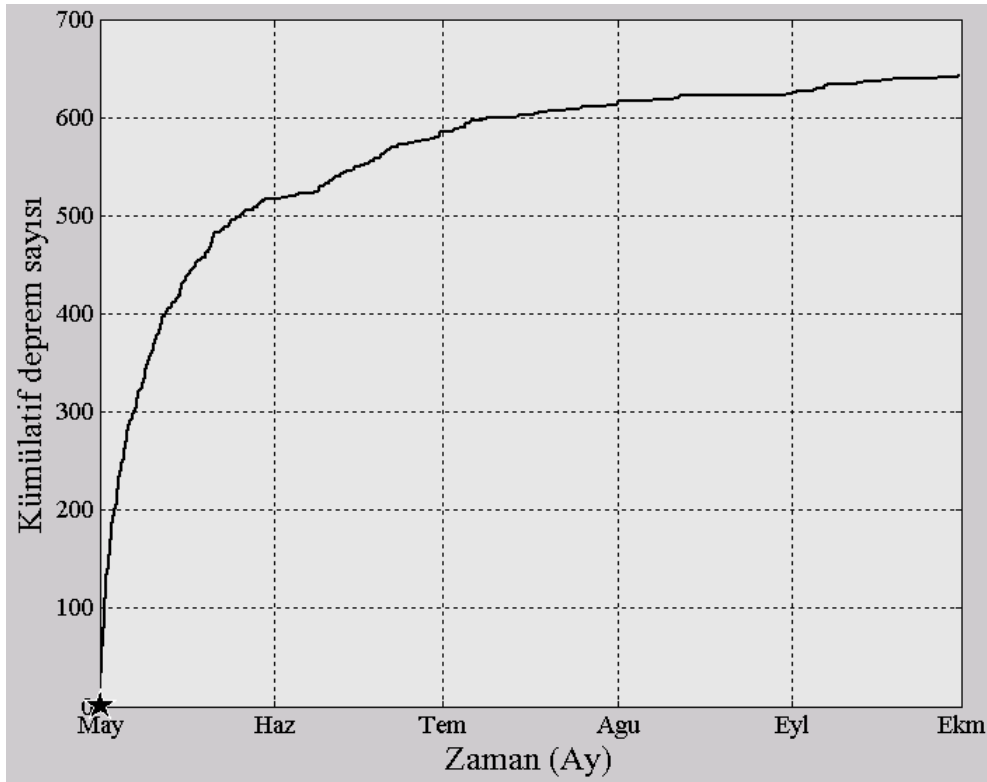
Karapınar ve Kilisedere fayları KD gidişlidir ve Sancak-Uzunpınar fay zonu yaklaşık 40 km uzunluğa sahiptir (Şaroğlu vd., 1987). Buna karşın Bingöl-Karakoçan ve Sütgözü-Göltepe fay zonları KB gidişli faylardır. Bingöl-Karakoçan fayı yaklaşık 40 km uzunluğunda olup iki kısımdan oluşur. Sütgözü-Göltepe fay zonu ise yaklaşık 28 km uzunluğunda ve 5 km genişliğindedir (Dirik vd., 2003).

Bingöl ve civarındaki aktif faylar nedeniyle Bingöl-Karlıova-Erzincan üçgeni Türkiye'de yıkıcı deprem aktivitesinin en yoğun olduğu bölgelerden biridir. Gerek tarihsel, gerekse son yüzyıldaki aletsel kayıtlar bu faylar boyunca çok sayıda yıkıcı depremin geliştiğini gösterir. Son yüzyılda KAF'nın Erzincan-Varto arasında kalan kesiminde can kaybı ile sonuçlanan, yıkıcı özellikteki 17 Ağustos 1949 Elmalidere ($M_S=6.9$), 19 Ağustos 1966 Varto ($M_S=6.8$), 26 Temmuz 1967 Pülümür-Kiğı ($M_S=6.0$) depremleri meydana gelmiştir (Ambraseys, 1988). KAF boyunca, bölgede meydana gelen en son yıkıcı deprem ise 13 Mart 1992 tarihindeki $M_S=6.8$ büyüklüğündeki Erzincan depremidir. DAF'ın Bingöl-Karlıova arasında kalan kesiminde ise 22 Mayıs 1971 Bingöl depremi ($M_S=6.8$) meydana gelmiştir. Bu iki ana fay arasında kalan Bingöl-Karlıova- Erzincan üçgeni içerisindeki aktif faylar boyunca son yüzyılda can ve mal kaybına da neden olan orta büyüklükteki depremlerin meydana geldiği bilinmektedir. Bunlar, 7 Temmuz 1957 Kiğı ($M_S=5.1$), 24 Nisan 1968 Çan (Kiğı) ($M_S=5.1$), 5 Aralık 1995 Kiğı ($M_S=5.7$) ve 27 Ocak 2003 Pülümür ($M_W=6.1$) depremleridir. Aletsel veriler ve bu araştırmada toplanan saha bulguları 1 Mayıs 2003 Bingöl depreminin de DAF ve KAF arasındaki bu üçgen içerisinde gelişen orta büyüklükte bir deprem olduğunu göstermektedir (Emre vd., 2003).

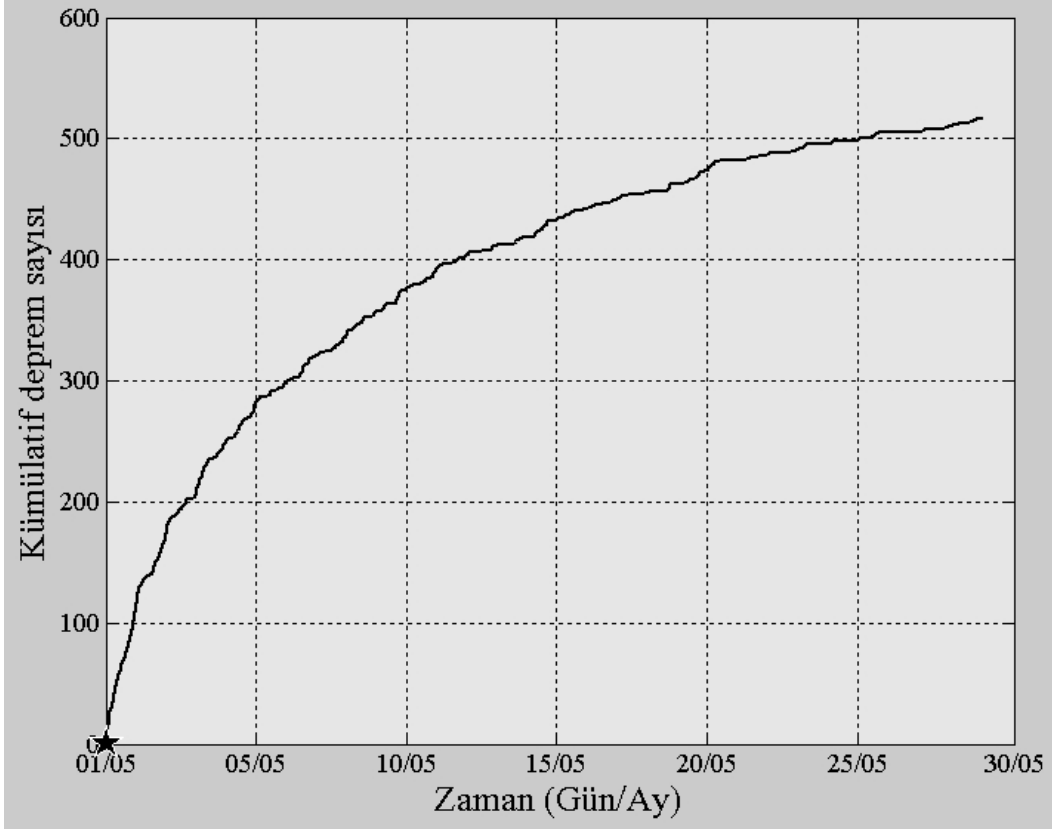
3.1.2. Bingöl Depremi Artçı Şok Dizisinin Zaman-Magnitüd-Sayı Analizleri

Birçok araştırmacı deprem tahmini için artçı şok dizilerinin sistematik araştırmalarının önemini ifade etmiş ve zaman, bölge ve magnitüde bağlı olarak sismik karakterleri tanımlamak için çok sayıda istatistiksel model geliştirmiştir (örneğin, Utsu, 1971; Gou ve Ogata, 1997). Artçı şok dizileri yer kabuğu hakkında önemli bilgiler ortaya koyarlar ve deprem mekanizmalarının anlaşılmasını sağlarlar. Çünkü küçük bir alanda ve kısa bir zaman aralığında çok sayıda deprem meydana gelebilir. Fay yüzeyi özelliklerinin yanında, tektonik oluşumlar ve faylanma şekilleri artçı şok davranışlarını kontrol eden diğer faktörlerdir (Kisslinger ve Jones, 1991). Artçı şokların sayısı, bölgesel değişimleri ve dizilerin zamanla azalma oranları faydalı bilgiler sunan dizi karakteristikleridir.

1 Mayıs 2003 Bingöl depreminden sonraki beş aylık zaman dilimindeki olayların kümülatif sayısında gözlenen değişimler Şekil 18’te gösterilmiştir. Genel olarak ana şokun olduğu ve çok sayıda artçı şokun kaydedildiği ilk ayda meydana gelen aktivite göz önüne alındığında Şekil 18 iki bölgeye ayrılabilir. Birinci bölge olarak ana şoktan sonraki ilk bir ay, ikinci bölge olarak ise sonraki dört ay düşünülebilir. Ana şoktan sonraki deprem aktivitesi ilk ay içerisinde oldukça yoğun iken, ana şoktan bir ay sonraki zaman dilimi içerisinde meydana gelmiş olan sismik aktivite oldukça durgundur ve ilk zamanlara oranla daha yavaş bir artım gösterir. Son yıllarda Tajima ve Kanamori (1985), büyük depremlere ait artçı şokların 1 yıla kadar uzanabileceğini ifade etmişlerdir. Eğer bir deprem ana şoktan sonraki 100-150 gün içerisinde oluşursa bunun bir artçı şok olduğu düşünülür (Tsapanos vd., 1994). Sismik aktivite incelendiğinde, ana şoktan sonraki ilk bir ay içerisinde 516 olan artçı şok sayısının ikinci ayın sonunda 68’e ve dördüncü ayın sonunda da 10’a kadar düştüğü görülür. Bu değerlendirmeler ve bölgedeki sismik aktivite göz önüne alınarak, 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok aktivitesinin değerlendirilmesinde ana şoktan sonraki bir aylık zaman dilimindeki artçı şoklar kullanılmıştır. Bir aylık zaman dilimi içerisindeki artçı şokların kümülatif sayılarında gözlenen değişim Şekil 19’da gösterilmektedir.



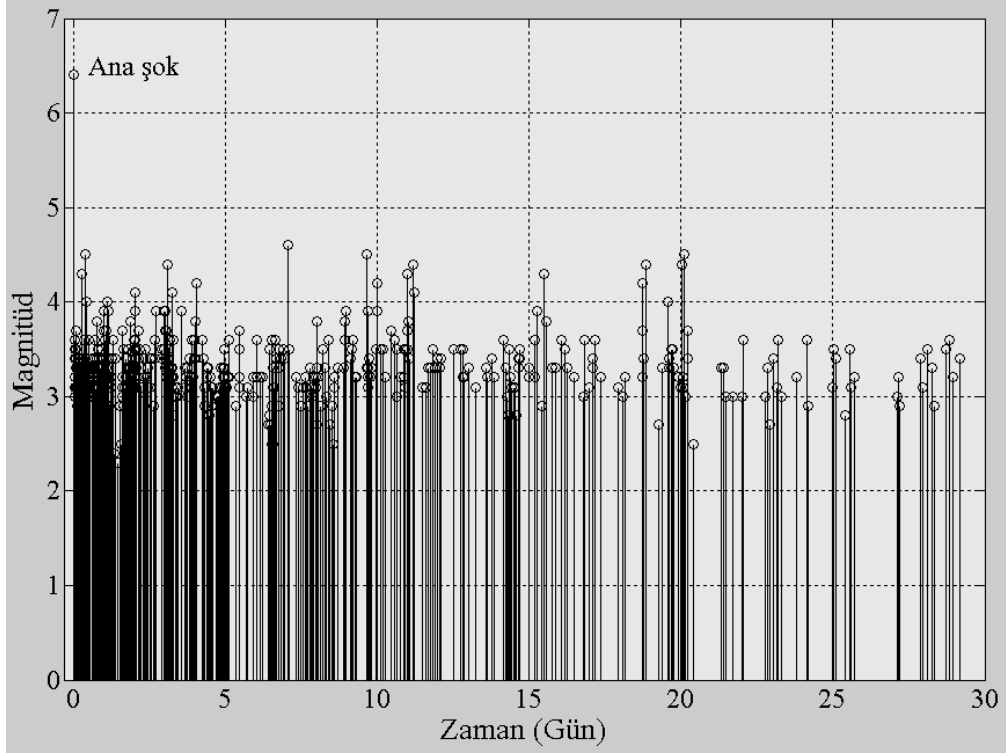
Şekil 18. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisi için beş aylık zaman dilimi içerisindeki kümülatif deprem sayısındaki değişimi



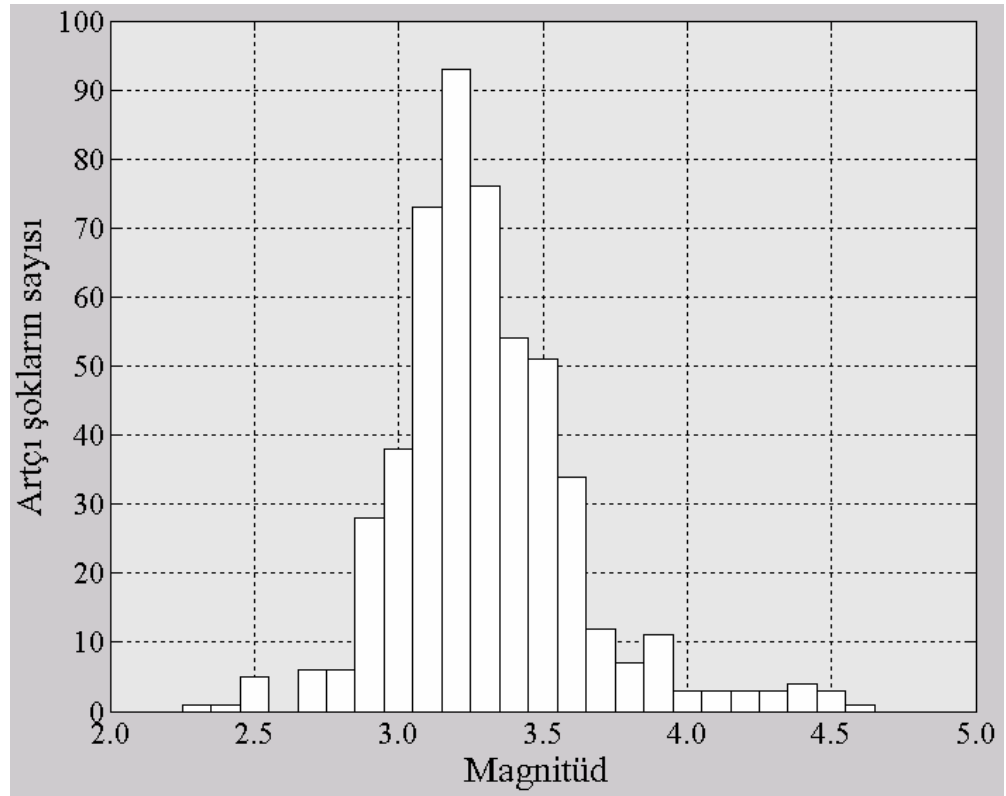
Şekil 19. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisinin ilk bir ay içerisindeki kümülatif deprem sayısının zamanla değişimi

1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisi için bir aylık zaman dilimi içerisindeki magnitüd değerlerinde gözlenen değişimler Şekil 20’de verilmiştir. Bu değişimler incelendiğinde, $M_D=4.6$ olan en büyük artçı şokun ana şoktan bir hafta sonra meydana geldiği görülür. Buna karşın, $M_D=4.5$ olan diğer iki büyük artçı şoktan ilki ana şoktan dokuz saat sonra diğeri ise yaklaşık 10 gün sonra meydana gelmiştir. Ayrıca ana şoktan sonraki 10 ile 20 gün arasında magnitüdü 4.0-5.0 arasında değişen büyük artçı şokların oluşumu devam etmiştir. Son 10 gün içerisinde ise magnitüd değerlerinde ortalama olarak $M_D=3.0-3.5$ arasında bir değişim görülmektedir.

Şekil 21, 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisinin bir aylık zaman dilimi içerisindeki magnitüd-deprem sayısı değişimini göstermektedir. Ana şoktan sonraki bu zaman diliminde katalog içerisinde $M_D<3.0$ olan 47 artçı şok, $3.0 \leq M_D<4.0$ arasında 449 artçı şok ve $4.0 \leq M_D<5.0$ arasında 20 artçı şok mevcuttur. Katalog içerisindeki minimum magnitüd $M_D=2.3$ ’tür ve magnitüdü 5.0’den büyük artçı şok mevcut değildir. Artçı şok aktivitesi $M_D=3.0-3.5$ arasında yoğunlaşmış ve $M_D=3.2$ ’de bir maksimum gözlenmiştir.



Şekil 20. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisinin bir aylık zaman dilimi içerisinde magnitüd değerlerinde gözlenen değişimler



Şekil 21. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisinin magnitüd-deprem sayısı değişimi

3.1.3. Bingöl Depremi Artçı Şok Dizisinin b ve p -Değerleri Analizi

Artçı şok oluşumlarının uygun bir modelinin geliştirilebilmesi ve genel olarak depremlerle ilgili olarak uygun bir istatistiksel yorumun yapılabilmesi için, artçı şokları karakterize eden bazı parametrelerin tanımlanması faydalı olur. Gutenberg-Richter (G-R) ilişkisi ve değiştirilmiş Omori yasası artçı şok aktivitesini tanımlamak için kullanılan iki temel modeldir. Deprem sayısı-magnitüd ilişkisi (Gutenberg ve Richter 1944) depremlerin magnitüdüleri ile oluşum sayıları arasındaki ilişkiyi tanımlar:

$$\log_{10} N(M) = a - bM \quad (89)$$

Burada $N(M)$; magnitüde M 'ye eşit veya daha büyük olan depremlerin kümülatif sayısı, a ve b ise sabitlerdir. Sismik aktivite seviyesini gösteren a parametresi bölgeden bölgeye önemli değişimler gösterir çünkü çalışılan bölgeye ve gözlem periyoduna bağlıdır. b -değeri ise olayların boyut dağılımını tanımlar ve inceleme alanının tektonik yapısı ile oldukça ilişkilidir. G-R ilişkisindeki maksimum b -değerinin tahmini deprem oluşumlarının deneysel (ampirik) çözümlerinden ve deprem boyutunun güç azalımı dağılımının boyutundan yapılabilir. Yaklaşık 1.5 civarındaki maksimum b -değeri (veya hata miktarları ile $1.30 \leq b_{\text{mak}} \leq 1.64$) deprem kataloglarından elde edilen değerlerle veya literatürde yayınlanan çalışmalarla uyum sağlar. Sonuçta, orta büyüklükte ve büyük depremler için b_{mak} yaklaşık 1.5 civarında iken, küçük depremler için daha küçüktür (Olsson, 1999). b -değeri, bir bölge için yalnızca büyük ve küçük depremlerin kısmi oranlarını yansıtmaz aynı zamanda bölgedeki gerilme koşullarıyla da ilişkilidir. Ayrıca b -değeri sistematik hatalardan güçlü bir şekilde etkilenir ve b -değerinde gözlenen değişimler; magnitüd ölçeğine, sismik katalogların tamamlığına, b -değeri hesabında kullanılan tekniğe bağlı olarak % 50 veya daha fazla olabilir (Wiemer ve Wyss, 1997).

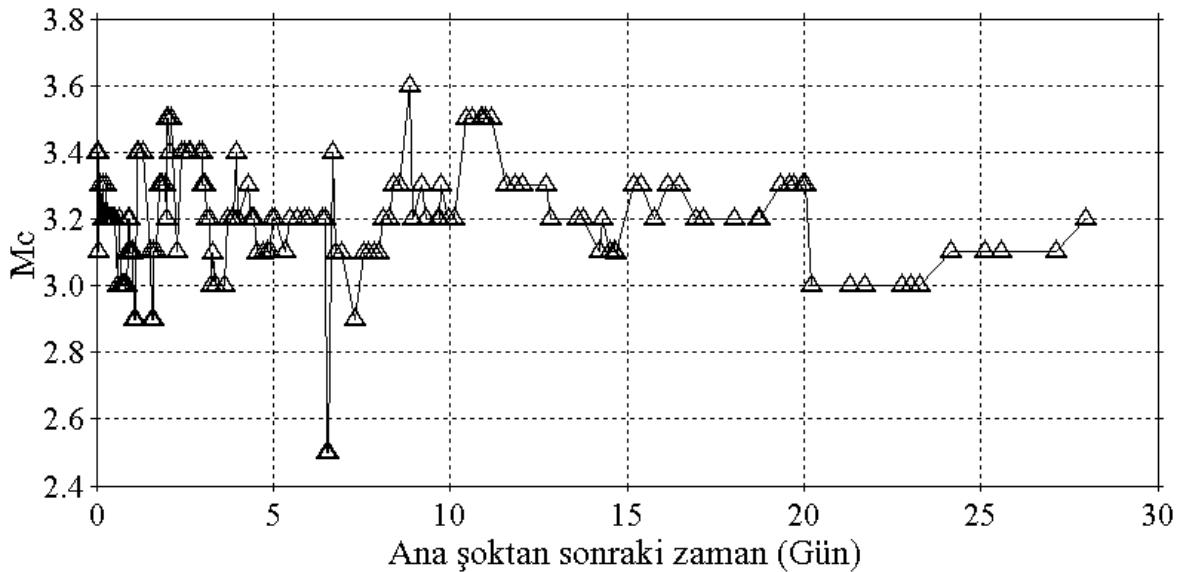
Artçı şok aktivitesinin zamanla azalma oranı değiştirilmiş Omori yasası ile verilir:

$$n(t) = K / (t + c)^p \quad (90)$$

Burada, $n(t)$; ana şoktan sonraki t birim zaman başına ($t=0$) artçı şokların oluşum oranıdır. K , c ve p ise sabitlerdir. K ; dizideki olayların toplam sayısına, c ; dizinin ilk kısmındaki aktivite oranına bağlıdır. c sabiti esnek bir parametredir (Utsu vd., 1995) ve

dizinin ilk dönemlerindeki küçük artçı şokların eksik olarak kayıt edilmesine güçlü bir şekilde bağlıdır. Bu parametreler içerisinde p azalım parametresidir ve en önemli olanıdır.

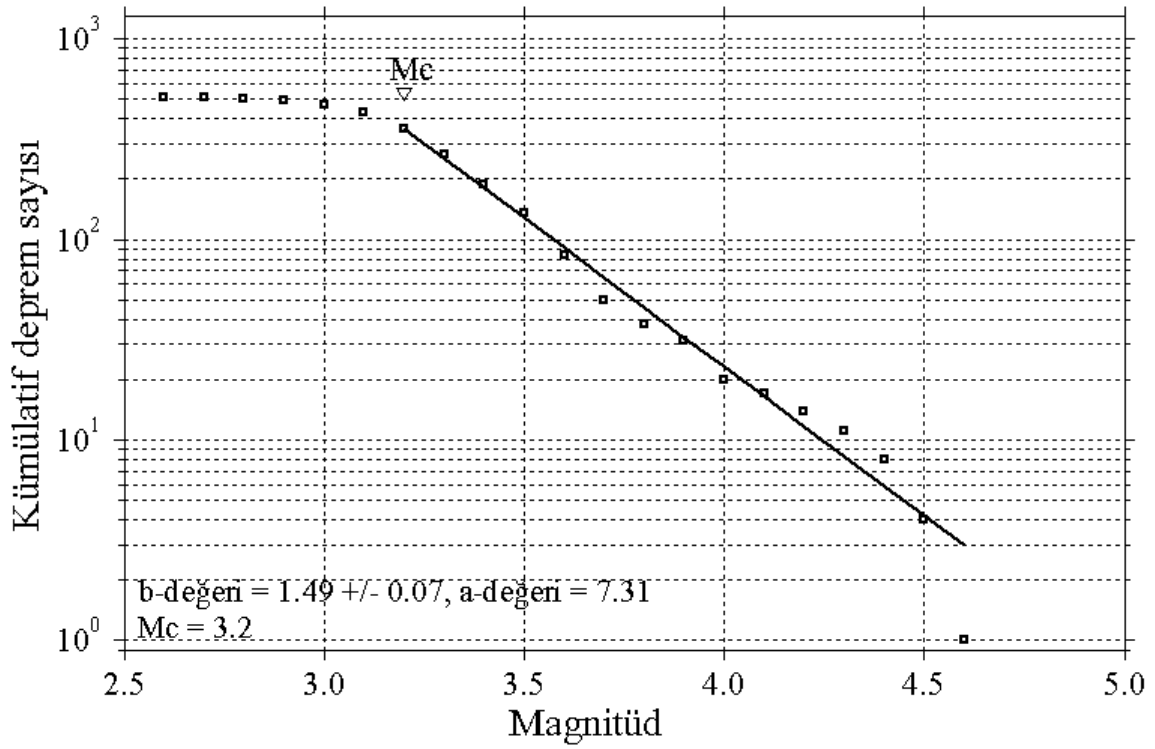
b ve p -değerlerinin tahmini için tüm magnitüd bantlarında tam bir veri setinin kullanılması önemlidir. Tamamlılık magnitüdü M_c 'nin tahmini G-R güç yasası magnitüd dağılımı varsayımına dayanır. Zaman ve bölgenin bir fonksiyonu olarak magnitüd tamamlılığı sistematik olarak değişir ve zamana bağlı değişimler yanlış b ve p -değerleri tahminine neden olabilir. (Wiemer ve Katsumata, 1999). M_c , sismisite tabanlı tüm çalışmalar için önemlidir, çünkü yüksek kaliteli sonuçlar için maksimum deprem sayısının kullanılması gerekir. Bingöl depremi artçı şok bölgesi için hareketli pencere tekniği kullanılarak (Wiemer vd., 1998) ve ana şok zamanı başlangıç alınarak zamanın bir fonksiyonu olarak M_c değişimleri hesaplanmıştır. Pencere başına 15 olay kullanılarak hesaplanan M_c değişimleri Şekil 22'de gösterilmiştir. M_c değeri dizinin başlangıcında (ilk on saat içinde) ve ilk bir hafta içerisinde yüksektir ve 3.4 ile 3.6 arasında değişim göstermektedir. Ana şoktan on gün sonrasında, ilk günlere nazaran bir azalma mevcuttur ve M_c değeri 3.1 ile 3.3 arasında değişim göstermektedir. M_c değerinin genellikle düzenli bir dağılım göstermediği söylenebilir. M_c değişimlerinin örnekleme boyutuna olan bağlılığını belirleyebilmek için, pencere başına 10, 25, 35 ve 45 olay alınarak bu değişimler hesaplanmış ve örnekleme boyutunun sonuçları etkilemediği görülmüştür. Dolayısıyla, Şekil 22'de görülen saçılımlar örnekleme boyutuna bağlı değildir. Sonuç olarak, *ZMAP* programı, b -değeri hesabı için M_c değerini 3.2 olarak hesaplamıştır.



Şekil 22. Bingöl depremi artçı şok dizisi için zamanın bir fonksiyonu olarak M_c değişimi

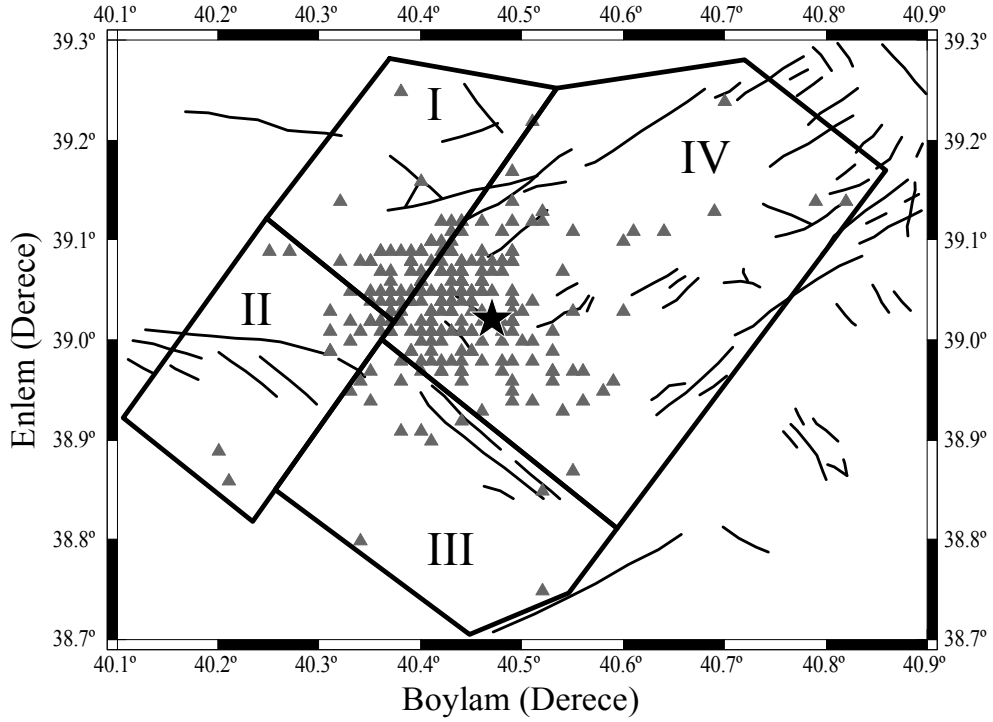
1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisinin azalım parametrelerini tahmin etmek ve tamamlılığı sağlamak için iki parametrenin belirlenmesi gerekir: (a) Minimum magnitüd başlangıcı M_{min} ve (b) minimum zaman başlangıcı $T_{başlangıç}$ (örneğin ilk birkaç saat hariç). En basit yaklaşım olarak en kısa $T_{başlangıç}$ zamanı için M_{min} 'u seçmektir. Bu durumda dizinin ilk kısmı için tanımlanmış en yüksek M_c kullanılır. Fakat bu yaklaşım, çok fazla miktardaki kullanılabilir veriyi yok eder (Wiemer ve Katsumata, 1999). Bingöl depremi artçı şokları için $M_{min}=3.3$ ve $T_{başlangıç}=0.01$ gün alınarak Omori modeli parametreleri hesaplanmıştır. c -değeri ile ilişkili olarak (genellikle gün olarak) bazı depremlerden sonra (genellikle büyük depremler) artçı şok oluşumunda bazı küçük azalmalar ortaya çıkar ve bu durum artçı şokların zamanla azalma eğrilerinde fark edilir. Bununla birlikte pek çok olayda artçı şok dizisinin başlangıcında büyük bir eksiklik vardır ve dolayısıyla yüksek c -değeri elde edilebilir. c -değeri için bir üst sınır olmamakla birlikte bu değer genellikle küçüktür (örneğin 0.01 gün). $M_{min}=3.3$ ve $T_{başlangıç}=0.01$ gün alınarak tahminlerdeki bu belirsizlikler uzaklaştırılmaya çalışılmıştır. Bu şekilde deprem sayısı belirgin oranda azalmış olsa da dizinin ilk kısmı analize dahil edilmiş ve belli bir magnitüd düzeyinin üzerinde tamamlık sağlanmıştır. Sonuç olarak azalım parametrelerinin tahmini için magnitüdü 3.3'ten büyük ve eşit olan 265 artçı şok kullanılmıştır (Şekil 24).

1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisi için kümülatif deprem sayısı-magnitüd ilişkisi Şekil 23'te gösterilmiştir. *ZMAP* programı tarafından otomatik olarak tamamlılık magnitüdü 3.2 alınmıştır. Bu değer kullanılarak G-R ilişkisindeki a parametresi yanında maksimum olasılık yöntemi kullanılarak b -değeri ve standart sapması da hesaplanmıştır. Artçı şok dizisi için maksimum olasılık yöntemi kullanılarak ve $M_c=3.2$ alınarak b -değeri 1.49 ± 0.07 olarak hesaplanmıştır ve bu değer literatürde artçı şoklar için verilen ortalama $b=1.0$ değerine kıyasla büyüktür ve artçı şoklar için öngörülen maksimum değere oldukça yakındır. Bender (1983), b -değerinin örnekleme boyutuna, maksimum magnitüde ve veri uyum teknikleri üzerine bağlılığını gösteren detaylı çalışmalar ortaya koymuştur. Ayrıca, b -değerindeki mevcut hatalar yanlış yorumlara neden olabilecek tamam olmayan kataloglardan kaynaklanabilir veya b -değerleri, hesaplamalarda yüksek magnitüd oranları bulunmadığında belirgin olarak artabilir. Veri kısmında bahsedildiği gibi katalog içerisinde $M_D\geq 5.0$ olan hiçbir artçı şok yoktur ve magnitüdü 4.0'dan büyük olan olayların sayısı yalnızca 20'dir. Sonuçta, bu büyük b -değerleri büyük magnitüdü değerlerin eksikliğinden ve $M_D\geq 5.0$ magnitüdü depremleri içermeyen artçı şok katalogunu sınırlı olmasından kaynaklanabilir.



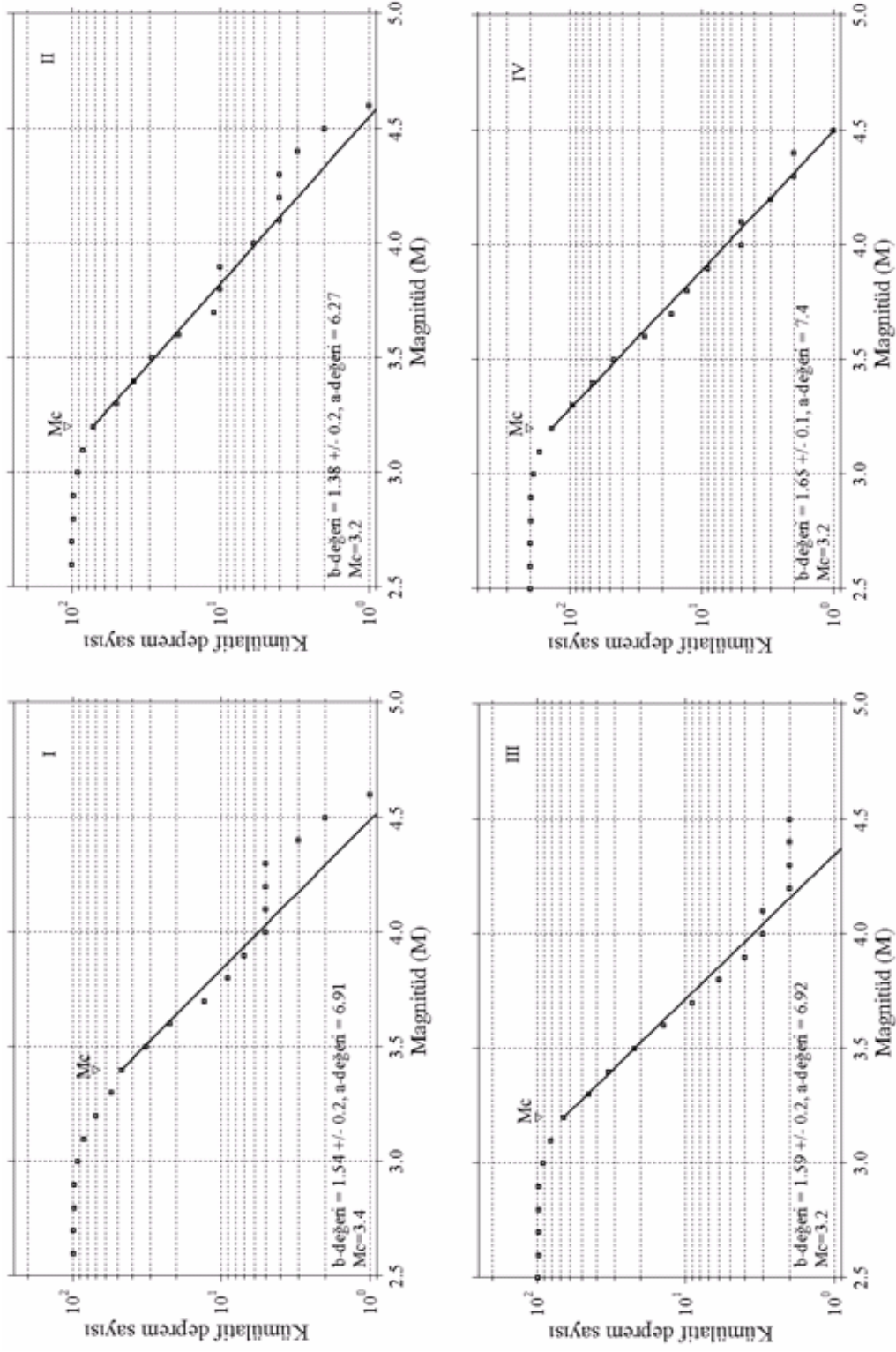
Şekil 23. Bingöl depremi artçı şok dizisi için kümülatif deprem sayısı-magnitüd ilişkisi

Dört farklı dikdörtgenel bölgeye ayrılan artçı şok alanının dağılımı ve b -değerinde ki önemli değişimleri belirlemek için bu farklı artçı şok bölgelerinde oluşturulmuş deprem sayısı-magnitüd eğrilerinin değişimi Şekil 25'te verilmiştir. Ayrıca, magnitüdü 3.3'e eşit ve daha büyük olan artçı şokların episantr dağılımı da Şekil 24'de verilmiştir. b -değerleri tahmini için Şekil 17'de gösterilen tüm veri içerisinde yalnızca bu alanlar içerisinde bulunan artçı şoklar kullanılmıştır. Her bir bölgedeki dikdörtgenlerin boyutlarındaki farklılıklar ve farklı sismik aktivite yoğunluğu nedeniyle, farklı sayıda artçı şok ve farklı tamamlılık magnitüdüleri kullanılmıştır. magnitüd tamamlılık analizi yukarıda bahsedilen yöntemle yapılmıştır. Hesaplamalar %95 güvenilir aralığı kullanılarak yapılmıştır (Wiemer ve Wyss, 1997). Şekil 25, her bir bölge için deprem sayısı-magnitüd ilişkilerini ve b -değerlerini göstermektedir. Birinci bölge için $M_c=3.4$ alınarak $b=1.54\pm 0.2$, ikinci bölge için $M_c=3.2$ alınarak $b=1.38\pm 0.2$, üçüncü bölge için $M_c=3.2$ alınarak $b=1.59\pm 0.2$ ve dördüncü bölge için $M_c=3.2$ alınarak $b=1.65\pm 0.1$ olarak hesaplanmıştır. İkinci bölgeye kıyasla bir, üç ve dördüncü bölgelerde hesaplanan b -değeri literatürde verilen maksimum b -değeri civarındadır. Kümülatif eğrilerde özellikle b -değerlerindeki değişimler açıkça görülebilir ve bu da artçı şok bölgesinin heterojen bir yapıya sahip olduğunu ortaya koymaktadır.

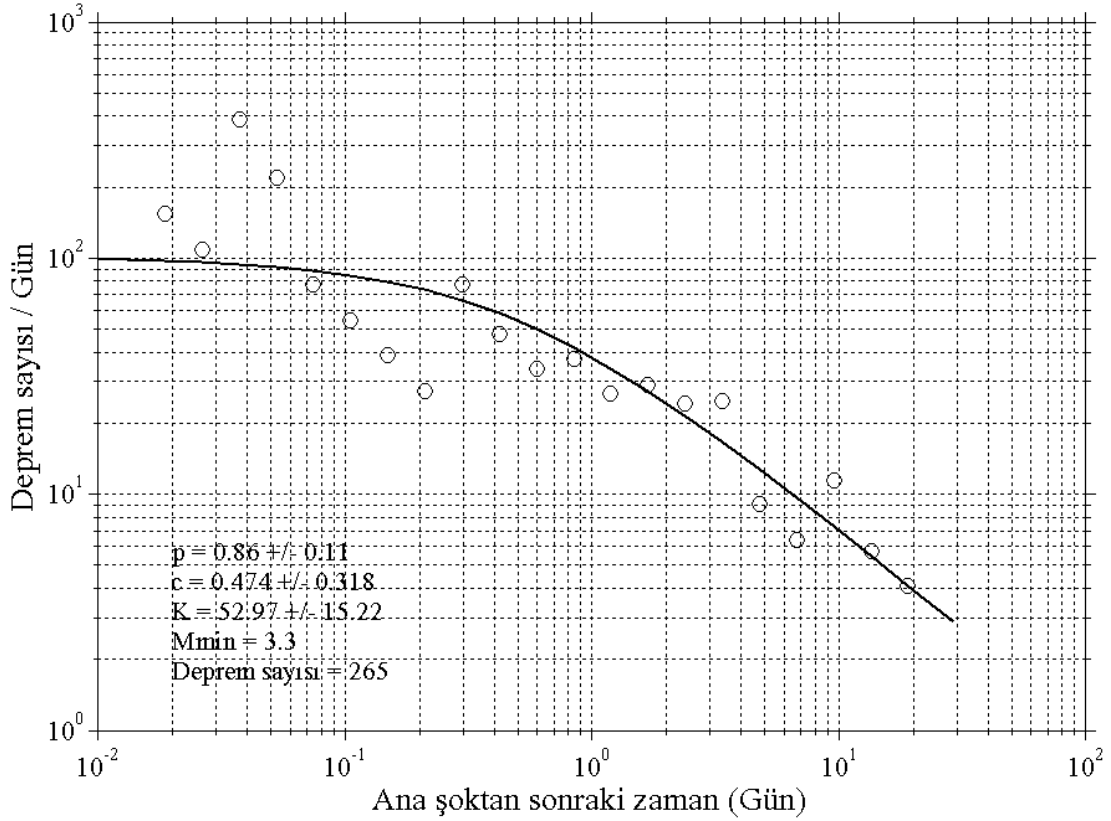


Şekil 24. Bingöl depremi artçı şok alanındaki dört farklı bölgedeki depremlerin episantr dağılım haritası. I., III. ve IV. bölgeler yüksek b -değerleri ile, II. bölge ise daha düşük b -değeri ile uyumludur. Ayrıca, magnitudü 3.3'ten büyük olan artçı şokların episantr dağılımları da gösterilmiştir

1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisi için oluşum oranı Şekil 26'da gösterilmiştir. b -değerinde olduğu gibi p , c ve K parametrelerini hesaplamak için maksimum olasılık yöntemi kullanılmış ve zamanla azalma oranı değiştirilmiş Omori formülü kullanılarak modellenmiştir. $M_{min}=3.3$, $T_{başlangıç}=0.01$ gün alınarak $p=0.86\pm 0.11$ olarak nispeten küçük bir değer hesaplanmıştır. c ve K parametreleri sırasıyla 0.474 ± 0.318 ve 52.97 ± 15.22 olarak hesaplanmıştır. Özellikle az sayıdaki artçı şoklar için küçük p -değerleri, sabit sismisitenin etkisinin tamamen uzaklaştırılmadığını ve küçük p -değerlerinin üst üste binen diziler için geçerli olduğunu gösterir. Üst üste binen diziler küçük boyutlu artçı şokları içerir ve bunların bir kısmı da gerçek artçı şok olmayıp yalnızca sabit deprem aktivitesini gösterebilir (Utsu vd., 1995). Katalog içerisinde magnitudü $2.5\leq M_D<3.5$ arasında değişen 379 artçı şok vardır. Ayrıca, zamana bağlı olarak $0.01\leq t\leq 10$ gün arasında 375, $0.01\leq t\leq 20$ gün arasında 473 ve $0.01\leq t\leq 30$ gün arasında 516 artçı şok mevcuttur. Artçı şok sayısının p ve c parametreleri üzerindeki etkisini ortaya koyabilmek için birkaç hesaplama yapılmıştır. Ayrıca, sonuçların güvenilirliği açısından farklı artçı şok sayısı, zaman aralığı ve M_{min} ve $T_{başlangıç}$ değerleri kullanılarak p ve c parametreleri hesaplanmıştır. Tüm hesaplamalar Tablo 4'te verilmiştir.



Şekil 25. Bingöl depremi artçı şok alanındaki her bir alt bölge için deprem sayısı-magnitüd ilişkileri ve b -değerleri. Her bir bölgedeki artçı şok sayısı ve magnitüd tamamlılığı farklıdır. İlişkiler % 95 güvenilir aralığı ile hesaplanmıştır



Şekil 26. Bingöl depremi artçı şok dizisi için ana şoktan sonraki zamanla azalım oranı

Tablo 4'te görüldüğü gibi 2, 3, 5-10, 12,13, 15-20, 25, 27-30 numaralı denemelerde c -değerlerinin oldukça yüksek ($c > 0.7$), diğer testlerde ise öngörülen sınırlar içerisinde olduğu görülmektedir. Utsu vd. (1995), p -değerinin M_{min} 'dan bağımsız olduğunu fakat c -değerinin M_{min} değerine güçlü bir şekilde bağlı olduğunu ifade etmişlerdir. Bu çalışmada, farklı M_{min} değerleri için (2.3-3.4 arasında değişen) azalım parametreleri test edilmiş ve farklı M_{min} ve $T_{başlangıç}$ değerleri için p -değerinin 0.55-1.82, c -değerinin ise 0.015-5.953 arasında değiştiği görülmüştür. Genel olarak, p -değerine kıyasla c -değerinin minimum magnitüde güçlü bir şekilde bağlı olduğu ifade edilir. c -değeri ilk 20 günden sonra giderek artmaktadır ve bu nispeten yüksek c -değeri son dönemlerdeki küçük magnitüdü olayların eksikliğinden kaynaklanabilir. Bir aylık zaman içerisinde $M_D < 3.0$ olan 47 olay vardır ve bunların 37 tanesi ilk bir hafta içinde olmuştur. Dolayısıyla, bu büyük c -değerlerinin, katalog içerisinde 20 günden sonraki $M_D < 3.0$ olan olayların azlığından kaynaklandığı düşünülebilir. Sonuç olarak 0.474 olarak hesaplanan c -değeri literatür değerleriyle uyumludur ve artçı şok dizisi için uygundur. Bu durumda, azalım parametrelerini hesabı için $M_{min} = 3.3$, $T_{başlangıç} = 0.01$ gün başlangıç değerlerinin kullanılması (26. hesaplama) uygundur ve nispeten küçük p -değeri az sayıdaki artçı şokların bir sonucu olabilir.

Tablo 4. Bingöl depremi artçı şok dizisi için yapılan test hesaplamaları

No	$T_{başlangıç}$ (gün)	Zaman aralığı (t , gün)	M_{min}	Kullanılan artçı şok sayısı	p -değeri	c -değeri
1	0.05	$0.05 \leq t \leq 10$	2.3	362	0.84 ± 0.22	0.696 ± 0.597
2	0.05	$0.05 \leq t \leq 10$	3.3	172	0.98 ± 0.44	1.145 ± 1.386
3	0.05	$0.05 \leq t \leq 20$	2.3	460	0.98 ± 0.16	1.018 ± 0.571
4	0.05	$0.05 \leq t \leq 20$	3.3	235	0.77 ± 0.16	0.591 ± 0.584
5	0.05	$0.05 \leq t \leq 30$	2.3	503	1.15 ± 0.15	1.546 ± 0.683
6	0.05	$0.05 \leq t \leq 30$	3.3	255	1.12 ± 0.23	1.773 ± 1.179
7	0.05	$0.05 \leq t \leq 60$	2.3	571	1.25 ± 0.11	1.879 ± 0.607
8	0.05	$0.05 \leq t \leq 60$	3.3	290	1.28 ± 0.18	2.413 ± 1.125
9	0.05	$0.05 \leq t \leq 153$	2.3	630	1.40 ± 0.08	2.549 ± 0.608
10	0.05	$0.05 \leq t \leq 153$	3.3	306	1.78 ± 0.19	5.509 ± 1.744
11	0.1	$0.1 \leq t \leq 10$	2.3	353	0.90 ± 0.27	0.912 ± 0.85
12	0.1	$0.1 \leq t \leq 10$	3.3	168	1.07 ± 0.56	1.495 ± 1.967
13	0.1	$0.1 \leq t \leq 20$	2.3	451	1.02 ± 0.18	1.234 ± 0.732
14	0.1	$0.1 \leq t \leq 20$	3.3	231	0.79 ± 0.19	0.723 ± 0.762
15	0.1	$0.1 \leq t \leq 30$	2.3	494	1.20 ± 0.17	1.838 ± 0.848
16	0.1	$0.1 \leq t \leq 30$	3.3	251	1.16 ± 0.26	2.091 ± 1.450
17	0.1	$0.1 \leq t \leq 60$	2.3	562	1.28 ± 0.12	2.102 ± 0.702
18	0.1	$0.1 \leq t \leq 60$	3.3	286	1.31 ± 0.19	2.667 ± 1.283
19	0.1	$0.1 \leq t \leq 153$	2.3	621	1.42 ± 0.09	2.776 ± 0.679
20	0.1	$0.1 \leq t \leq 153$	3.3	302	1.82 ± 0.20	5.953 ± 1.922
21	0.01	$0.01 \leq t \leq 10$	2.3	375	0.72 ± 0.13	0.301 ± 0.240
22	0.01	$0.01 \leq t \leq 10$	3.3	182	0.55 ± 0.08	0.015 ± 0.038
23	0.01	$0.01 \leq t \leq 20$	2.3	473	0.89 ± 0.11	0.622 ± 0.328
24	0.01	$0.01 \leq t \leq 20$	3.3	245	0.59 ± 0.06	0.029 ± 0.047
25	0.01	$0.01 \leq t \leq 30$	2.3	516	1.05 ± 0.12	1.039 ± 0.436
26	0.01	$0.01 \leq t \leq 30$	3.3	265	0.86 ± 0.11	0.474 ± 0.318
27	0.01	$0.01 \leq t \leq 60$	2.3	584	1.20 ± 0.09	1.451 ± 0.451
28	0.01	$0.01 \leq t \leq 60$	3.3	300	1.13 ± 0.12	1.286 ± 0.512
29	0.01	$0.01 \leq t \leq 153$	2.3	642	1.35 ± 0.08	2.092 ± 0.489
30	0.01	$0.01 \leq t \leq 153$	3.3	315	1.64 ± 0.15	3.902 ± 1.200

Bazı araştırmacılar, üst üste gelmeler nedeniyle küçük depremlerin büyük depremler tarafından örtüldüğü zamanlarda dizinin başlangıcındaki artçı şokların sayısının tamamen sayılmadığını dolayısıyla çok büyük c -değerlerinin elde edilebileceğini ifade etmişlerdir

(Utsu, 1971). c -değeri ile ilişkili olarak iki düşünce vardır. Birincisi bu değer genellikle 0 ve diğeri ise pozitif olduğu yönündedir (Enescu ve Ito, 2002). Eğer $c=0$ ise, 90. eşitlikteki $n(t)$ değeri $t=0$ 'da belirsizleşir. Eğer artçı şok alanın uzanımı erken bir aşamada olursa nispeten daha büyük bir c -değeri hesaplanabilir (Utsu vd., 1995). Ayrıca, nispeten küçük ana şokları takiben basit artçı şok dizileri için tahmini c -değerleri genellikle küçüktür ($c \leq 0.01$ gün). Hirata (1969), Shikotan Oki depremi için farklı giriş parametreleri kullanarak $c=0.02-0.5$ aralığında değişen değerler hesaplamıştır.

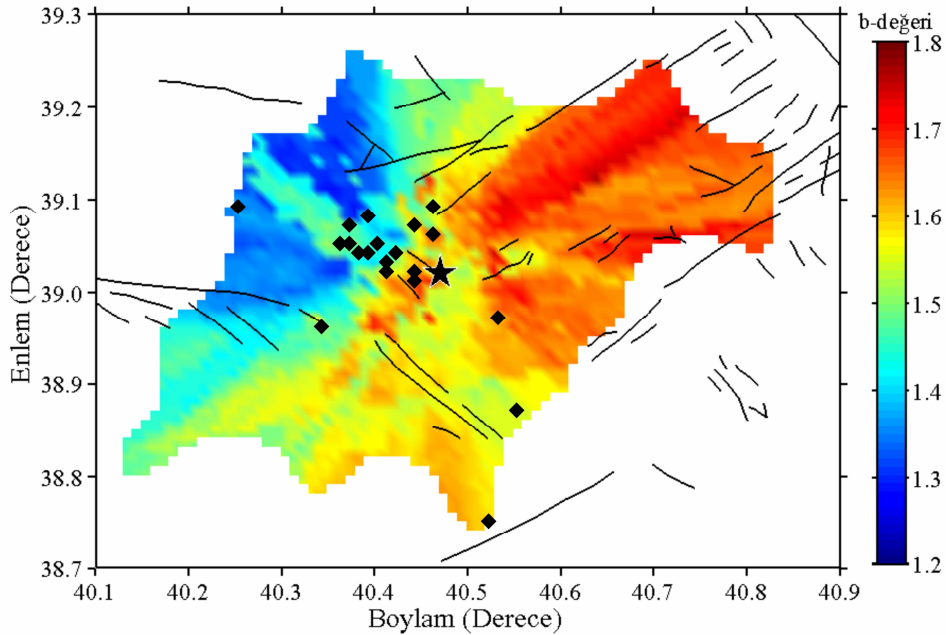
3.1.4. Bingöl Depremi Artçı Şok Dizisinin b ve p -Değerleri Bölgesel Değişimleri

1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisinin bölgesel değişim haritalarını oluşturmak için $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ lik bölgesel grid aralığı kullanılmıştır. Sonra, her bir grid aralığı için en yakın artçı şok episantrları için $N_e=200$ alınmış ve en yakın episantrların minimum sayısı ($M > M_c$) $N_{e_{min}}=100$ olacak şekilde hesaplamalar yapılmıştır. Her bir grid noktası için hesaplanan parametre değerleri haritalar üzerinde renkli bir çizimle gösterilmiştir. Hesaplamalarda yapılan önemli bir varsayım ise p -değeri bölgesel değişim haritası için sabit bir $c=0.474$ değeri kabulüdür, çünkü bu değer bölgesel değişim haritalarının oluşturulması için daha anlamlıdır. $M_c=3.0-3.4$ arasında değişmektedir fakat ortalama olarak 3.2'dir. *ZMAP* tüm grid noktaları için M_c olarak bu minimum başlangıç magnitudünü almış ve b ve p -değerleri yalnızca $M \geq M_c$ olan depremler kullanılarak hesaplanmıştır. Sonuçta b ve p -değerleri $N_e=200$ ve $N_{e_{min}}=100$ alınarak hesaplanmıştır.

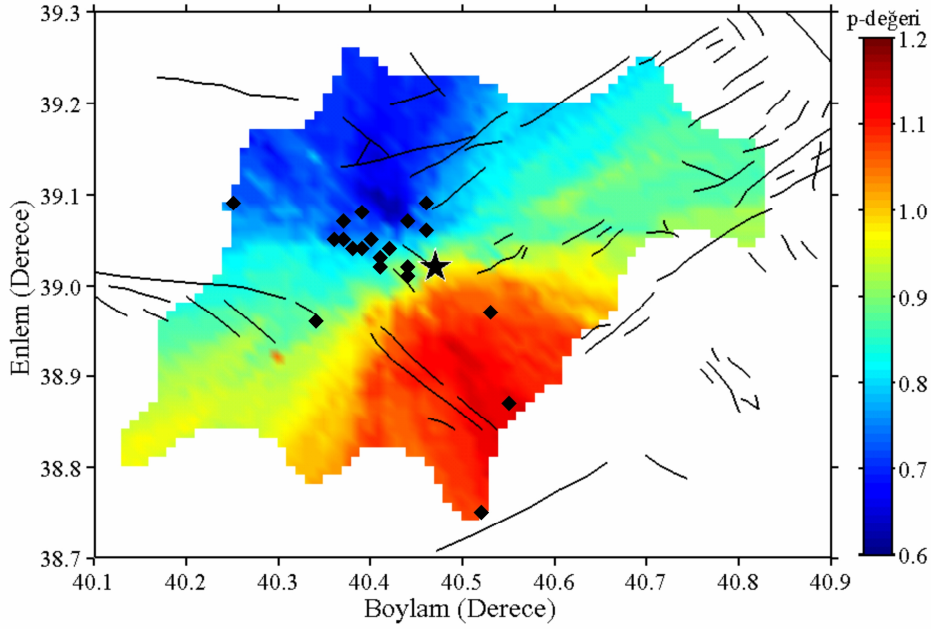
Bingöl depremi artçı şok dizisi için b ve p -değerlerinin bölgesel değişim haritaları Şekil 14 ve 15'te gösterilmiştir. b -değerindeki bölgesel değişimler 1.2-1.8 arasındadır ve p -değeri 0.6-1.2 arasında değişmektedir. Bazı araştırmacılar (örneğin, Utsu, 1971; Olsson, 1999) tarafından verilen b ve p -değerleri değişim aralıkları dikkate alındığında b -değerleri bölgesel değişimlerinin oldukça yüksek, p -değerlerinin ise normal sınırlar içerisinde olduğu söylenebilir. Bingöl depremi artçı şok aktivitesi yoğun olarak ana şok episantrı civarında dağılım göstermektedir ve büyük artçı şoklar ana şok episantrından kuzey batı ve nadiren güney doğu yönüne dağılım göstermektedir. Ayrıca, magnitudü $4.0 \leq M_D < 5.0$ arasında değişen artçı şoklar ana şok episantrının kuzey batı ve kısmen de güney doğu kısımlarında oldukça yüksek bir yoğunluk göstermektedir (Şekil 4). b -değerleri dağılımı iki alt gruba ayrılabilir: (a) düşük b -değerleri (< 1.4) ana şokun batı ve kuzey batı

kısımlarında (Sancak civarı ve Karakoçan'ın doğusu) ve (b) yüksek b -değerleri (>1.6) ana şok episantrından doğu ve kuzey doğu yönünde dağılım göstermektedir. Daha düşük b -değerleri büyük artçı şokların ($M_D \geq 4.0$) gözleendiği bölgelerde, daha yüksek b -değerleri ise daha düşük artçı şok aktivitesinin gözleendiği ve genellikle daha küçük artçı şokların ($M_D < 4.0$) oluştuğu alanlarda hesaplanmıştır.

Bingöl depremi artçı şok dizisi p -değerleri bir azalma eğilimi göstermektedir ve genel olarak çalışma alanının bazı kısımlarında oldukça küçüktür. Daha yüksek p -değerleri (>1.0) ana şok episantrının güney kısmında (ana şok episantrı ile Bingöl arasında) hesaplanmıştır. Daha düşük p -değerleri (<0.8) ise artçı şok alanının kuzey ve kuzey batı kısımlarında (ana şok episantrı-Sancak arasında) ve orta değerler ise (~ 0.9) dizinin güney batı (Karakoçan'ın doğusu) ve kuzey doğu kısımlarında (Göynük'ün batısı) gözlenmiştir. Ana şok episantrının kuzeyine doğru olan daha yavaş azalım, gözlenen sismisiteyi artırmış olabilecek çok sayıda ikincil artçı şokları üretme olasılığı bulunan güçlü artçı şokların dağılımıyla ilişkilidir. Buda azalımın yavaş olduğunu fakat aslında kademeli olarak ikincil artçı şok oluşumlarını içerebileceğini ortaya koyar. Bunun aksine, daha zayıf bir ikincil artçı şok oluşumuna ve görünür bir hızlı sismik aktivite azalımına neden olan ve ana şok episantrının güneyine doğru olan güçlü artçı şoklar azdır. Sonuç olarak, dizinin kuzeyindeki sismik aktivite ($p \sim 0.6$) güney kısmındaki aktiviteye göre ($p \sim 1.2$) daha yavaştır.



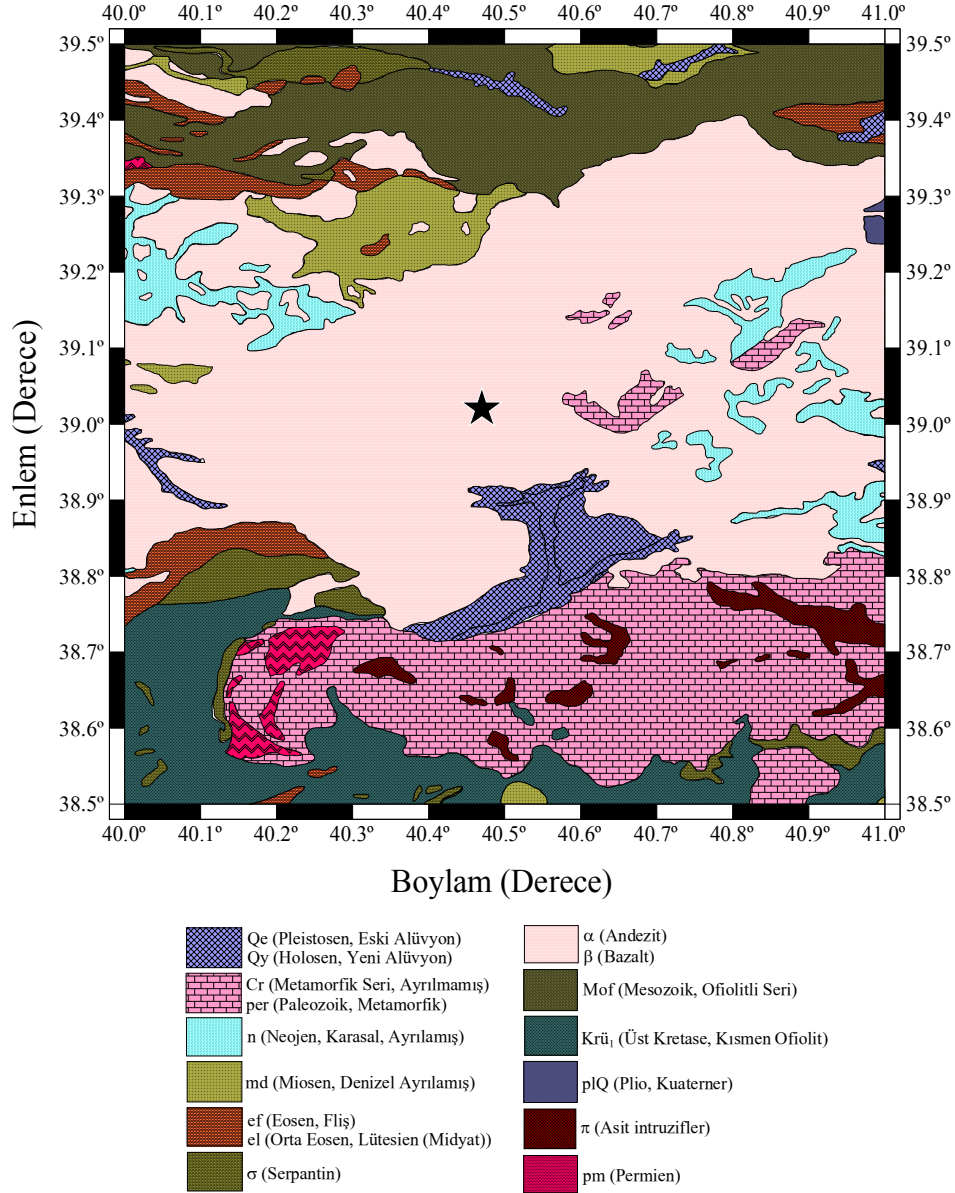
Şekil 27. $M_D \geq 3.3$ ve $T_{başlangıç} = 0.01$ olan depremler kullanılarak oluşturulan b -değeri haritası. b -değeri 0.01° lik grid aralığı ile $N_e = 200$ alınarak hesaplanmıştır (★; Ana şok, ◆; $M_D \geq 4.0$ olan artçı şoklar)



Şekil 28. $M_D \geq 3.3$ ve $T_{başlangıç} = 0.01$ olan depremler kullanılarak oluşturulan p -değeri haritası. p -değeri 0.01° 'lik grid aralığı ile $N_e = 200$ alınarak hesaplanmıştır. b ve p -değerleri maksimum olasılık yöntemiyle hesaplanmıştır (★; Ana şok, ◆; $M_D \geq 4.0$ olan artçı şoklar)

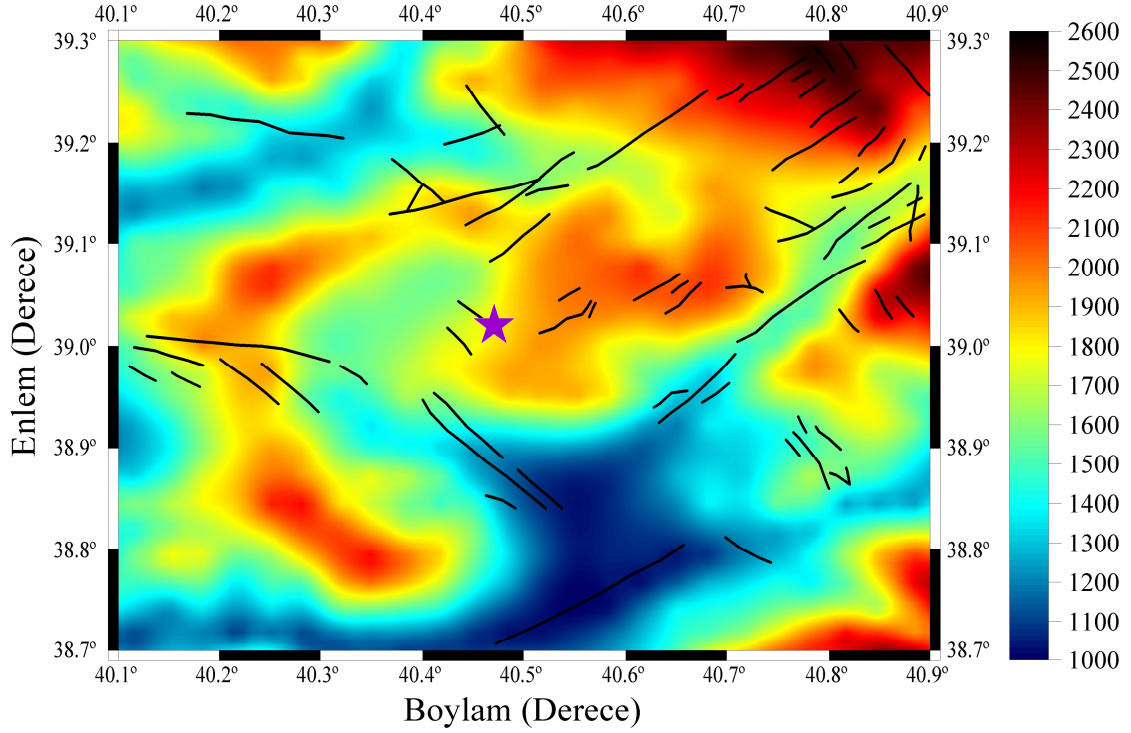
3.1.5. Bingöl ve Civarı İçin Bölgesel Jeoloji ve Topografya

1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok bölgesi ve civarının jeolojik yapısı Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA; URL-9, 2007) web sayfasında verilmektedir. Bingöl depremi ana şok eksenini ve civarının jeolojik yapısı başta andezit ve bazalt olmak üzere birçok farklı birimlerden oluşmuştur ve geniş bir alanı kapsayan jeolojik harita detaylı olarak Şekil 29'da verilmiştir. Jeolojik haritadan görüleceği üzere ana şok eksenini civarında kalan bölge, en yaygın yüzey magmatik kayalar olan andezit (α) ve bazaltlarla (β) kaplıdır. Karakoçan fayının kuzeyinde yine andezit ve bazaltla birlikte Neojen yaşlı karasal farklılaşmamış kalkerler (n) mevcuttur. Sancak ve civarında ise Miosen yaşlı denizel farklılaşmamış kalkerler (md) görülmektedir. Sancak-Uzunpınar fay zonu ile Kilisdere fayı arasında kalan bölgede yine andezit ve bazalt yapılar olmak üzere, ultrabazik kayaların hidratasyona uğraması sonucu oluşan Mesozoik yaşlı ofiolitli seriler (Mof) hakimdir. Ağaceli civarında ise Paleozoik (per) yaşlı birimler ve metamorfik seriler (Cr) görülmektedir. Göynük fay zonunu içine alan bölgede ise yine Paleozoik yaşlı metamorfik kayalarla birlikte neojen yaşlı kalkerler mevcuttur. Bingöl ile Genç fayı arasında kalan bölge ise eski ve yeni alüvyon yapılar (Qe, Qy) içermektedir.



Şekil 29. Bingöl ve civarı için yüzey jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nden (URL-9, 2007) değiştirilerek alınmıştır (★; Ana şok)

1 Mayıs 2003 Bingöl depremi ve artçı şok bölgesinin topoğrafik yapısı Şekil 30'da verilmiştir. Haritayı oluşturmak için kullanılan veri TÜBİTAK'ın (URL-3, 2006) web sayfasında kullanıcıya açık olan dosyalardan alınmıştır. Şekilden görüleceği üzere genel olarak en yüksek b -değerlerinin gözlemlendiği ana şok episantrının kuzeydoğu kısımlarında yüksek topografya değerleri gözlenmiştir. Düşük b -değerlerinin gözlemlendiği bölgelerde ise hem düşük hem de yüksek topografya değerleri mevcuttur. Fakat düşük p -değerleri topografya değerlerinin nispeten daha yüksek olduğu bölgelerde hesaplanmıştır.

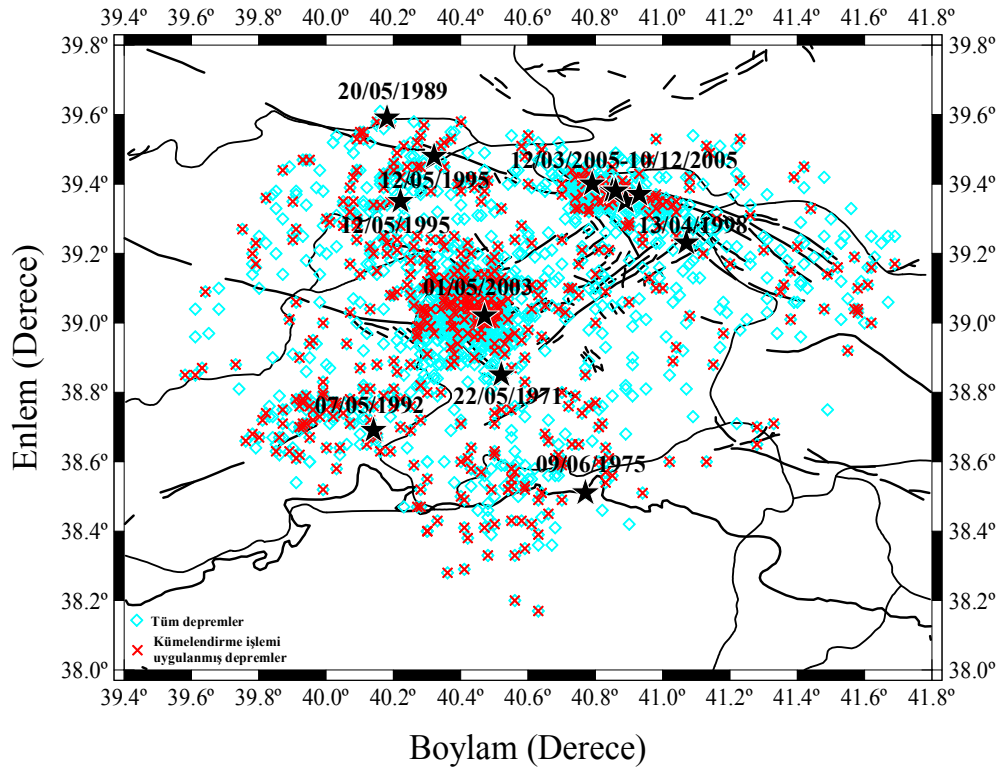


Şekil 30. Bingöl ve civarı için 0.01°'lik grid aralığı ile hazırlanan bölgesel topografya haritası (*; Ana şok)

3.1.6. Bingöl ve Civarı İçin Z-Değeri Bölgesel Değişimleri

Z-değeri bölgesel değişim haritalarını oluşturabilmek için, Bölüm 2.7.2 ve 2.7.3'te detaylı olarak anlatılan yöntem kullanılarak *ZMAP* tekniği ile hesaplamalar yapılmıştır. Bunun için Şekil 14'te dikdörtgenel alan içerisinde kalan ve Bingöl ve civarını içine alan bölge dikkate alınarak, 1970-2005 yılları arasında meydana gelmiş, magnitudü 5.0'ten büyük ve derinliği 70 km'den küçük sığ depremler için sismik durgunluk gösteren bölgeler ortaya konmaya çalışılmıştır. Çalışma alanı ve bu bölgedeki depremlerin episantr dağılımları Şekil 31'de gösterilmiştir. Yıldız sembolü magnitudü 5.0'ten büyük depremlerin episantrlarını göstermektedir. 1970-2005 yılları arasında Bingöl ve civarında magnitudü 5.0'ten büyük olan depremler; 22 Mayıs 1971 ($M_D=5.9$), 6 Haziran 1975 ($M_D=5.6$), 20 Mayıs 1989 ($M_D=5.1$), 7 Mayıs 1992 ($M_D=5.0$), 12 Mayıs 1995 ($M_D=5.6$) depremi ve artçı şoku ($M_D=5.4$), 13 Nisan 1998 ($M_D=5.0$), 1 Mayıs 2003 ($M_D=6.4$), 12 Mart 2005 ($M_D=5.6$), 14 Mart 2005 ($M_D=5.9$), 23 Mart 2005 ($M_D=5.4$), 6 Haziran 2005 ($M_D=5.1$) ve 10 Aralık 2005 ($M_D=5.2$) depremleridir. Şekil 31'de ayrıca, 12 Mayıs 1995 depreminden sonra ki büyük artçı şokun episantrı da gösterilmiştir. Ancak kümelendirme işlemi sonucunda bu deprem analizlere dahil edilmemiştir. Katalog 1970-2005 yılları

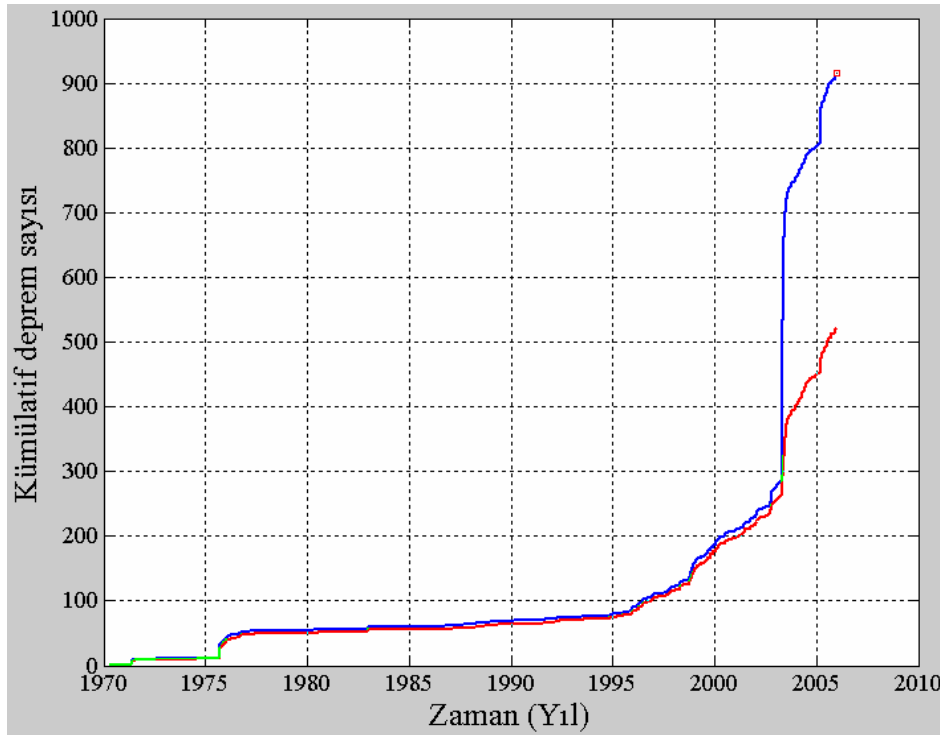
arasında magnitüdü 1.8'ten büyük ve eşit 1925 adet sığ depremi içermektedir. Çalışma alanı için tamamlılık magnitüdü $M_c=3.2$ 'dir ve $M_D \geq 3.2$ olan depremlerin sayısı 914'tür. Reasenberg (1985) algoritması ile Bölüm 2.7.2'de bahsedilen giriş parametreleri kullanılarak, $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremler için yapılan yeniden kümelendirme işlemi sonucunda Z-değeri hesabı için kullanılan deprem sayısı 521'dir ($M_D \geq 3.2$ olan verinin % 57'si). Şekil 32, $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremler ile yeniden kümelendirme işlemi sonucunda elde edilen veri için zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısını göstermektedir.



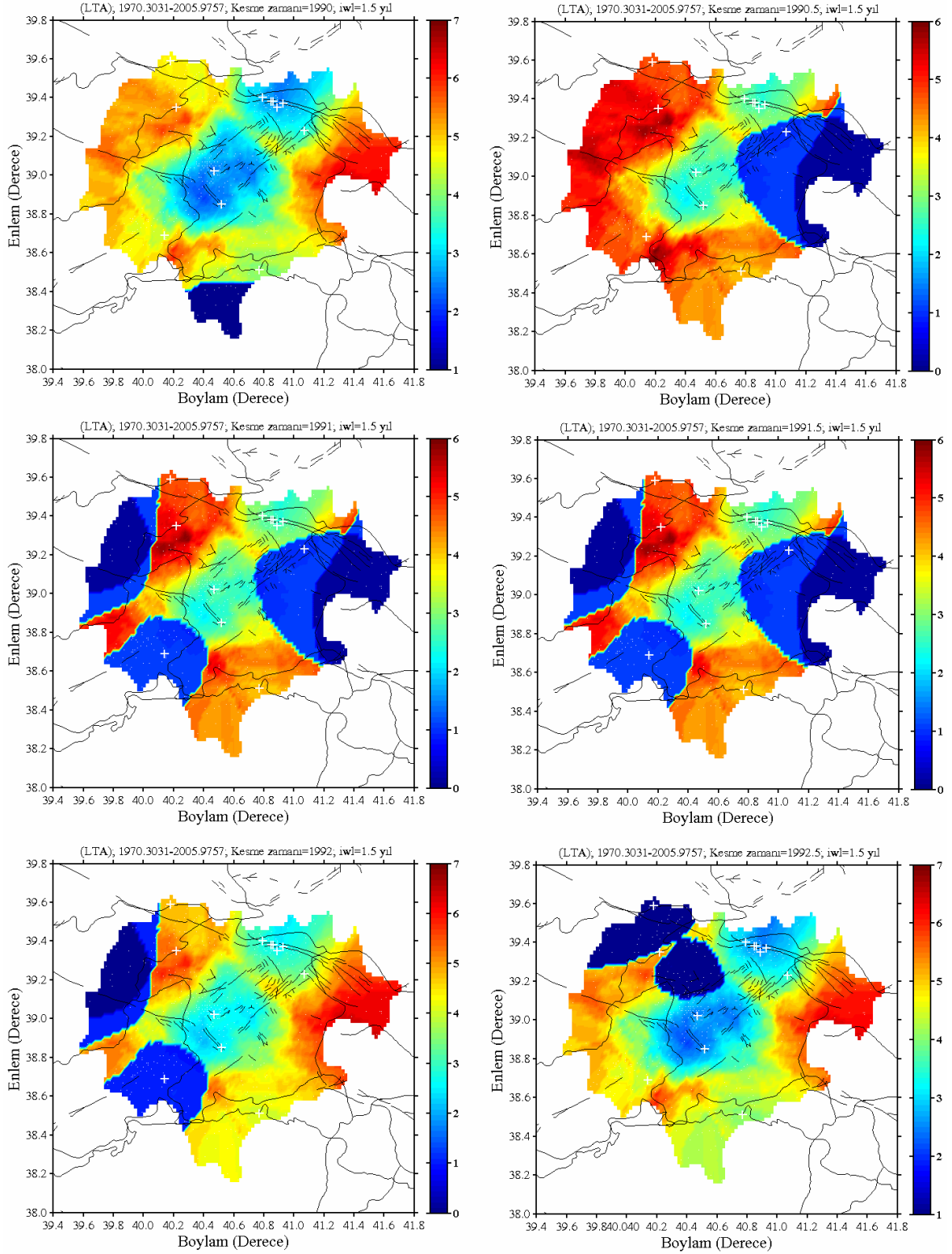
Şekil 31. Bingöl ve civarı için 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremlerin episantr dağılım haritası

Z-değeri hesabı için çalışma alanı $0.02^\circ \times 0.02^\circ$ lik grid aralıklarına bölünmüştür. Birkaç testten sonra her bir grid aralığı için en yakın episantrların sayısı (deprem sayısı) 50 ve ana şoklardan sonra meydana gelen büyük olayların oluşum zamanları da dikkate alınarak örnekleme aralığı (gün olarak zaman adımları) 28 gün alınmış ve toplam 35.67 yıllık bir zaman dilimi içerisinde büyük depremlerden önce sismik durgunluk ortaya koyabilecek bölgeler belirlenmeye çalışılmıştır. Bingöl ve civarında 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve magnitüdü 5.0'ten büyük olan depremler coğrafik koordinatları

ile birlikte Tablo 2’de verilmiştir. Bu depremlerden ilki 22 Mayıs 1971’de meydana gelmiştir. Katalog başlangıcının 1970 olmasından dolayı bu kadar kısa bir zaman aralığı için bu deprem bölgesi için herhangi bir değerlendirme yapılamamıştır. Bundan başka, Bingöl ve civarında meydana gelen 13 Nisan 1998 depremi için $T_W=1.5$ yıl, 1 Mayıs 2003 depremi için $T_W=5$ yıl ve 12 Mart–10 Aralık 2005 tarihleri arasındaki beş deprem dizisi için $T_W=5$ yıl alınarak, 1970–2005 yılları arasında yeniden kümelendirme işlemi uygulanmış deprem katalogu için her altı aylık ve bir yıllık zaman dilimlerinde yapılan sismik durgunluk analizleri sırasıyla Şekil 33, 34 ve 35’te gösterilmiştir. Durgunluğun ne zaman başlayacağını ve ne zaman sona ereceğini bilmediğimiz için zaman penceresi depremlerle ilişkili olarak 1.5-5.5 yıl arasındaki değerler için test edilmiş ve sonuçta 1.5 ve 5 yıl olarak seçilmiştir. Bu seçim sismik durgunluğun zamanını değiştirmemekle birlikte sismik durgunluğun başlangıcını doğru olarak ortaya koymak için önemlidir.

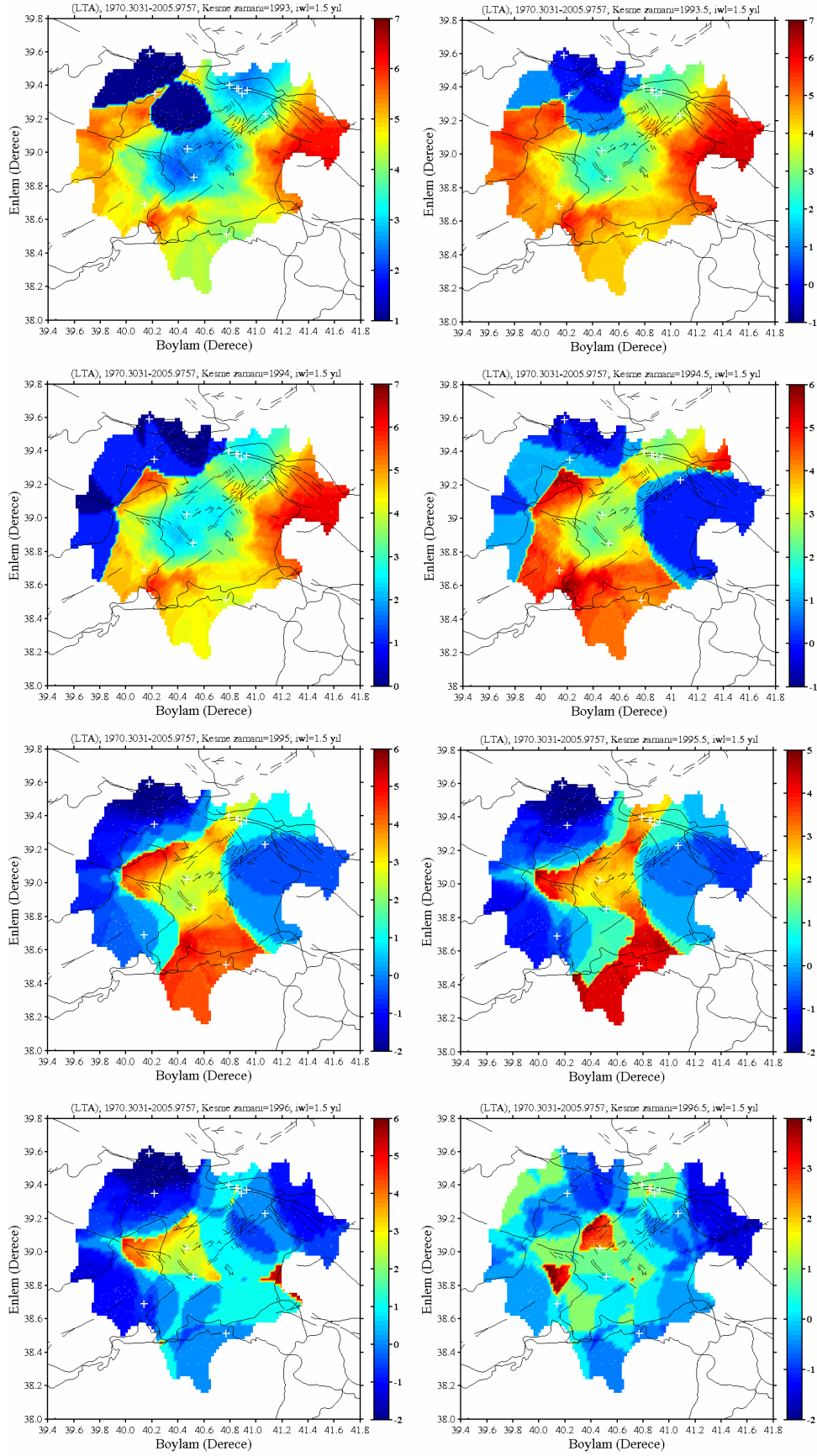


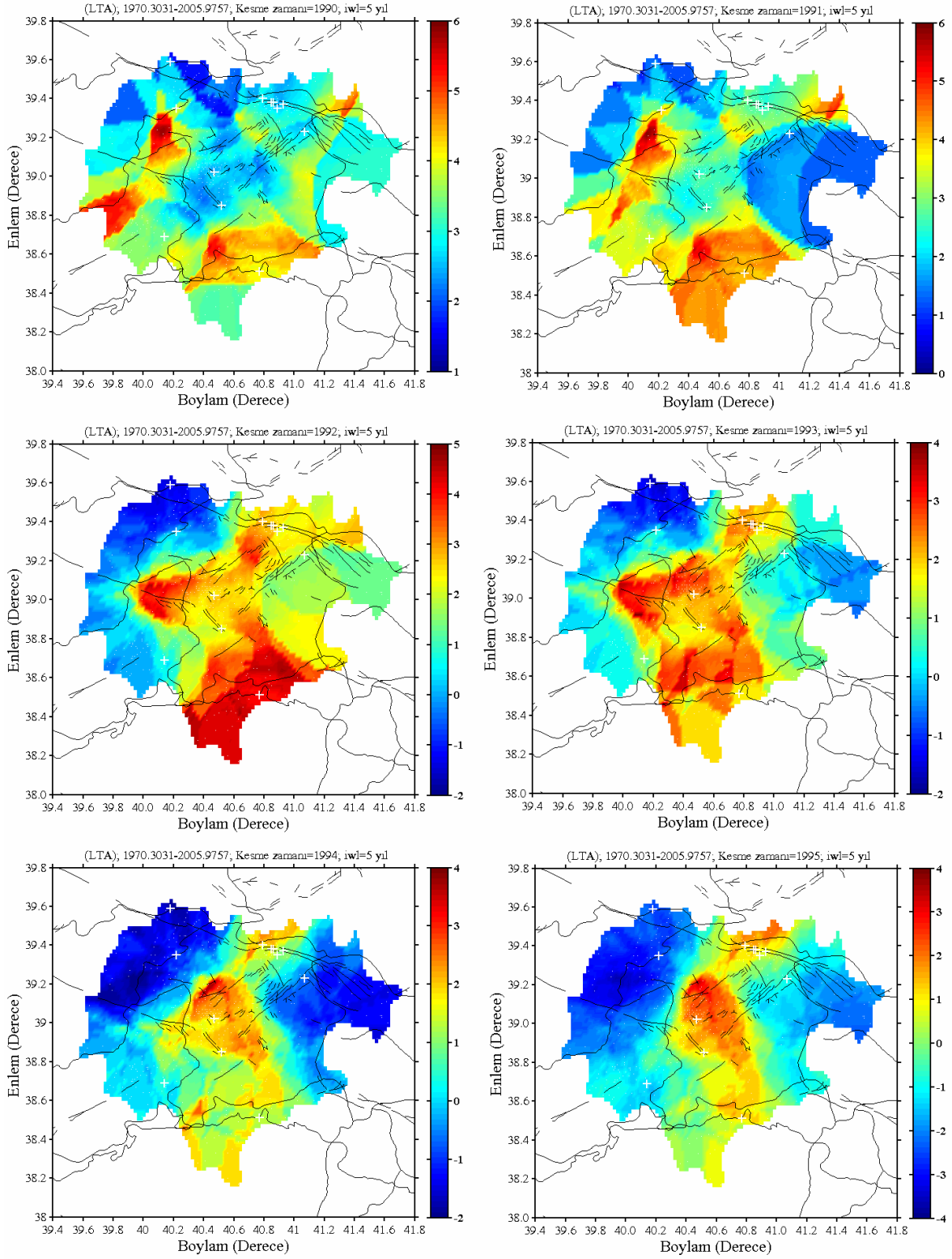
Şekil 32. $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremler (mavi eğri) ile yeniden kümelendirme işlemi sonucunda elde edilen veri (kırmızı eğri) için zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısı



Şekil 33. 3 Nisan 1998 Bingöl depremi öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok epişantrı civarındaki Z-değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=1.5$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Bingöl ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin epişantrlarını göstermektedir

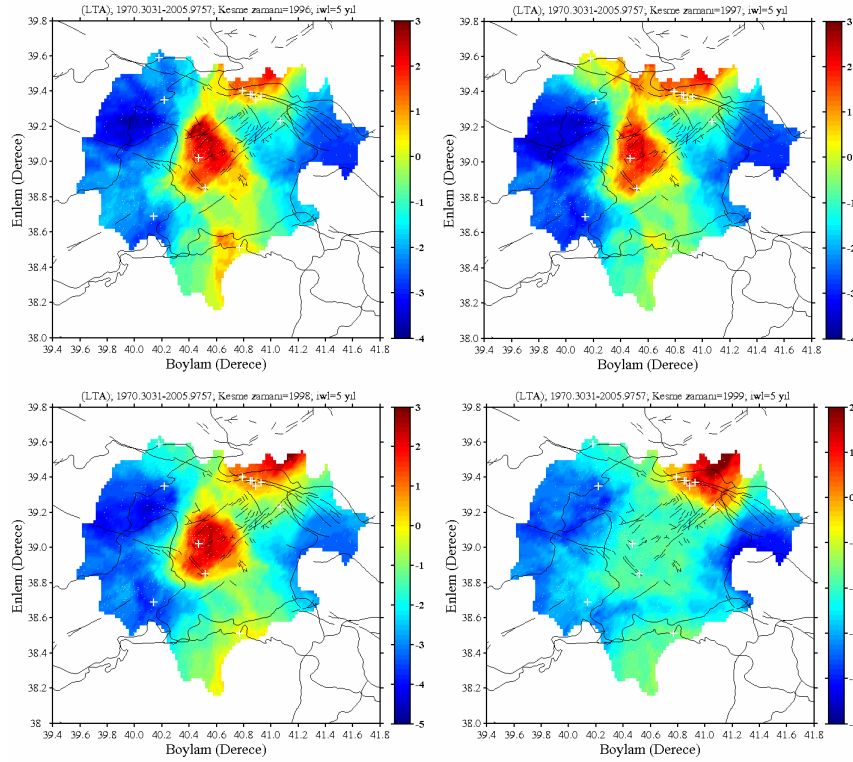
Şekil 33'ün devamı



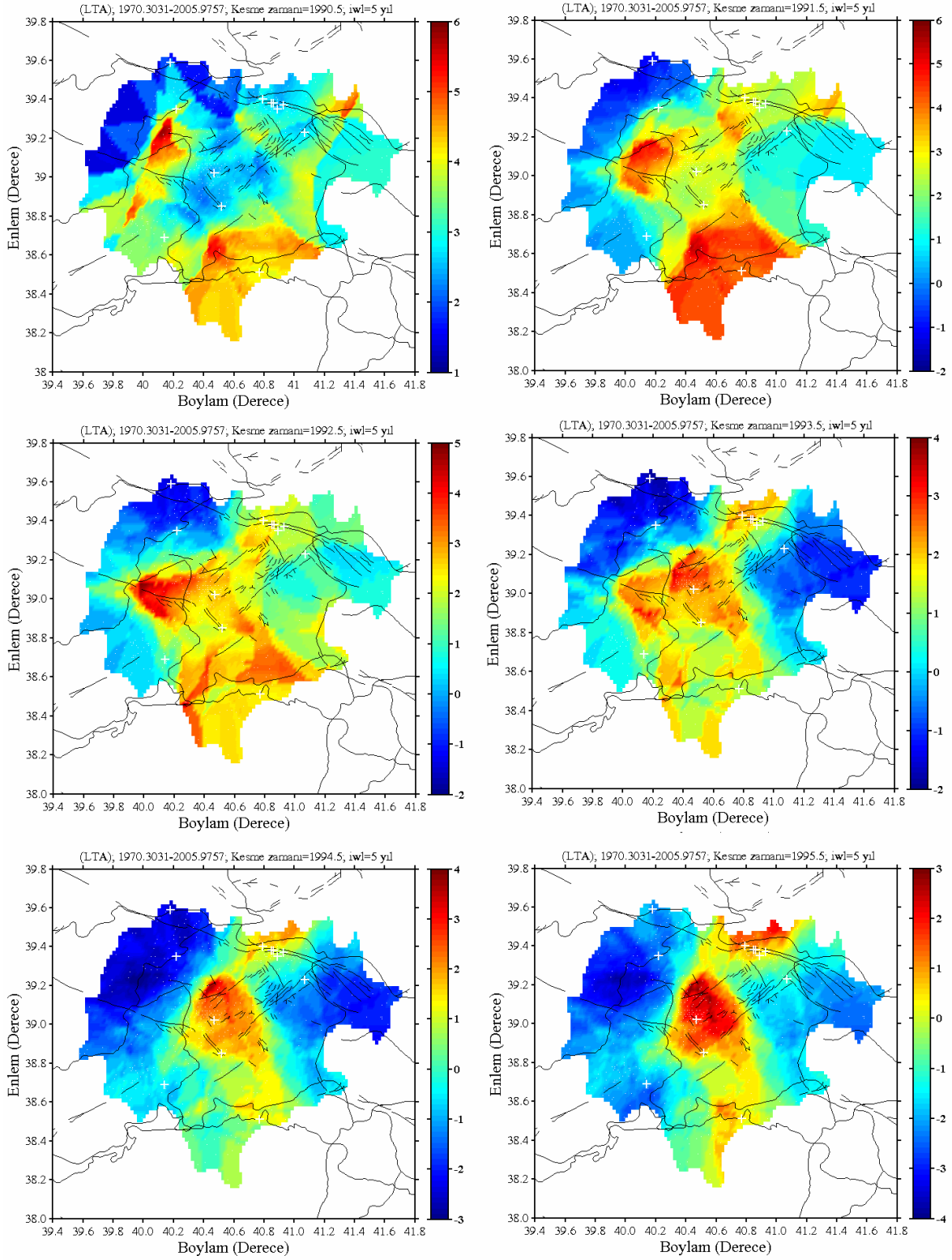


Şekil 34. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi öncesinde bir yıllık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z-değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=5$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Bingöl ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir

Şekil 34'ün devamı

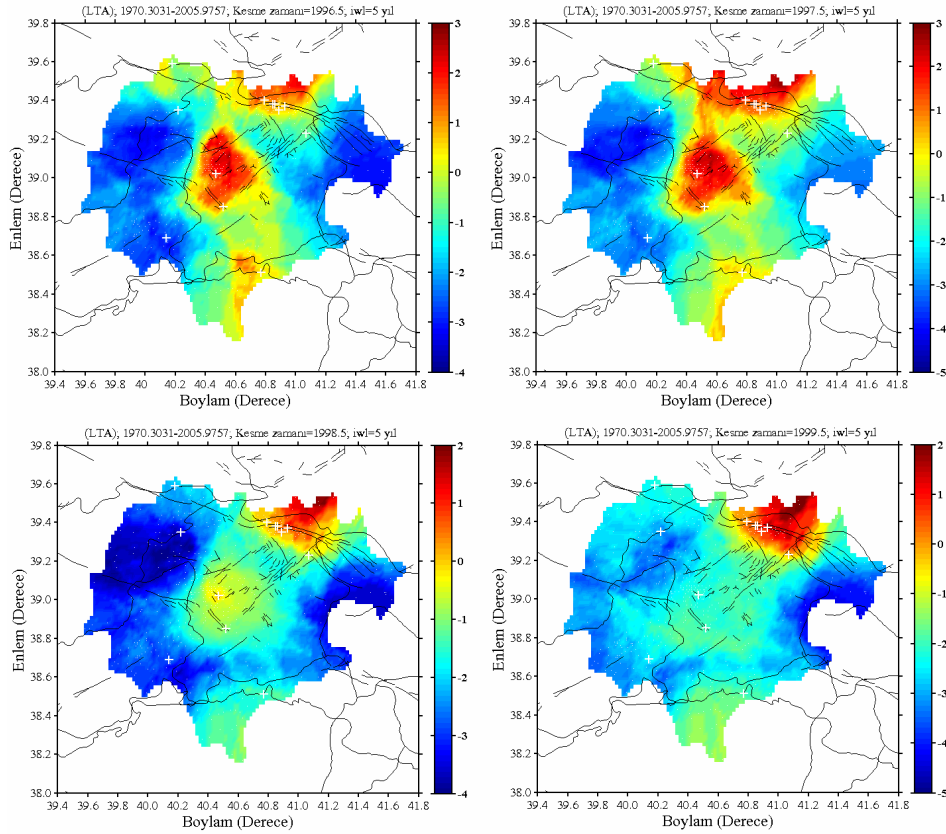


Z-değeri coğrafik dağılım haritalarındaki zaman penceresi konumları, kesme zamanı başlangıcı olarak seçilen zamana yıl olarak pencere uzunluğu T_W 'nin (şekiller üzerinde iwl olarak gösterilmiştir) eklenmesiyle hesaplanır. Her bir Z-değeri farklı renklerle gösterilir: sismisite oranında önemli değişimlerin olmadığı bölgeler düşük Z-değeri (mavi renk) ile sismisite oranında artışın gözleendiği bölgeler yüksek Z-değeri (kırmızı renk) ile karakterize edilir. 13 Nisan 1998 Bingöl depreminden önce ana şok episantrı civarında sismik durgunluğun olup olmadığını gözlemleyebilmek amacı ile 1990–1996.5 yılları arasında zaman penceresi $T_W=1.5$ yıl alınarak her altı aylık zaman dilimleri için oluşturulan Z-değerleri haritaları Şekil 33'te görülmektedir. 1990 yılında deprem bölgesinin batısı ile güneyi arasında kalan bölgede gözlenen durgunluk 1990.5 yılında yerini normal aktiviteye bırakmıştır. 1990.5-1992 yılları arasındaki bu normal aktivite 1992 yılından itibaren azalmaya başlamış ve 1992-1994 yılları arasında bir durgunluk göstermiştir. Fakat, 13 Nisan 1998 Bingöl depremi öncesinde deprem bölgesi ve civarında sismik durgunluğun net bir şekilde gözleendiği bölge genel olarak mevcut değildir. Bölgesel olarak gözlenen durgunluğun net olarak hangi döneme rastladığı Şekil 36'te deprem bölgesi ve civarı için çizilen zamanla kümülatif deprem sayısı eğrisi ile hesaplanmıştır.



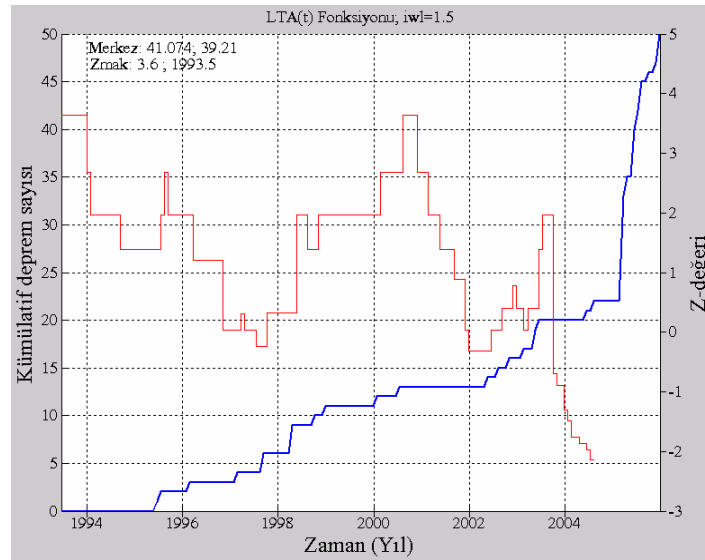
Şekil 35. 12 Mart–10 Aralık 2005 tarihleri arasındaki beş deprem serisi öncesinde bir yıllık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z-değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=5$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Bingöl ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir

Şekil 35'in devamı



1 Mayıs 2003 Bingöl depremi için, ana şokun oluşumundan önce deprem bölgesinde gözlenen sismik aktivitede normal seviyenin altında ki bir değişimi belirleyebilmek amacıyla zaman penceresi $T_W=5$ yıl alınarak 1990–1998 yılları arasında ki her bir yıllık zaman dilimleri için Z -değeri haritaları oluşturulmuştur (Şekil 34). Daha öncede belirtildiği gibi zaman penceresinin seçimi sismik durgunluğun zamanını değiştirmez fakat durgunluğun başlangıcının net olarak ortaya konması açısından önemlidir. Şekil 34'ten görüldüğü gibi, 1990–1993 yılları arasında normal bir aktiviteye sahip deprem bölgesi 1993 yılından itibaren yerini sismik aktivitede bir durgunluğa bırakmış ve bu durgunluk 1996-1998 yılları arasında netleşmiştir. Bu durgunluğun yıl olarak tam tarihi Şekil 37'de ana şok ve civarı için verilen zamanla kümülatif deprem sayısı grafiği ile hesaplanmıştır. 12 Mart–10 Aralık 2005 tarihleri arasında yakın bölgelerde meydana gelen beş deprem dizisi için $T_W=5$ yıl alınarak 1990.5-1999.5 yılları arasında bir yıllık zaman dilimleri için yapılan sismik durgunluk analizleri ve oluşturulan Z -değeri haritaları Şekil 35'te gösterilmiştir. Bu haritalar aynı zamanda, Şekil 34'te gösterilen ve 1 Mayıs 2003 depreminden önceki sismik aktiviteyi bir yıllık zaman dilimlerinde ortaya koyan haritaların

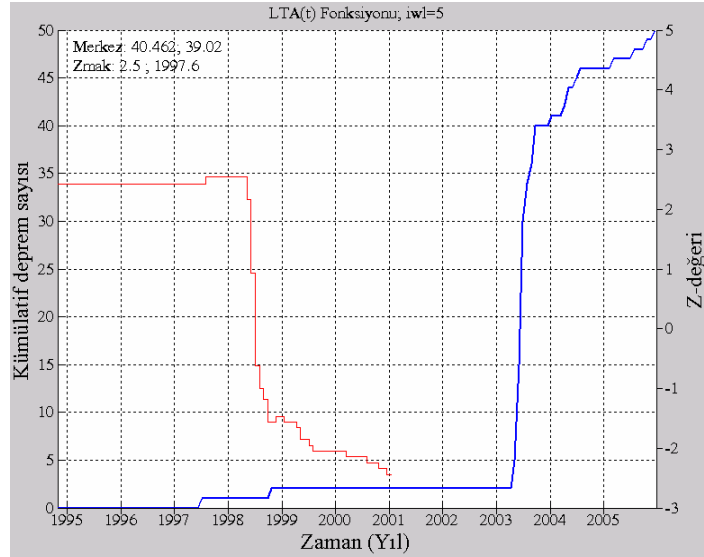
ara dönemlerdeki değişimleri olarak düşünülebilir. Ayrıca bu değişimler, 2005 yılı içerisinde birbirine yakın koordinatlarda meydana gelmiş beş deprem dizisi bölgesi için sismik durgunluğun araştırılmasında kullanılmıştır. Şekil 34 ve 35'teki Z-değeri haritalarından görüldüğü gibi, 1990-1993 yılları arasında ki sismik aktivite altı aylık zaman dilimleri ile değerlendirildiğinde, deprem bölgesinde normal bir aktivitenin hakim olduğu görülür. 1995 yılından sonra bu bölgede sismik aktivitenin azaldığı ve zamanla sismik durgunluğun hakim olduğu görülmektedir. 1995-1999.5 yılları arasında devam eden durgunluk zamanının yıl olarak tam tarihi, deprem dizilerini içine alan bölge için çizilen ve Şekil 38'te verilen zamanla kümülatif deprem sayısı grafiği ile hesaplanmıştır.



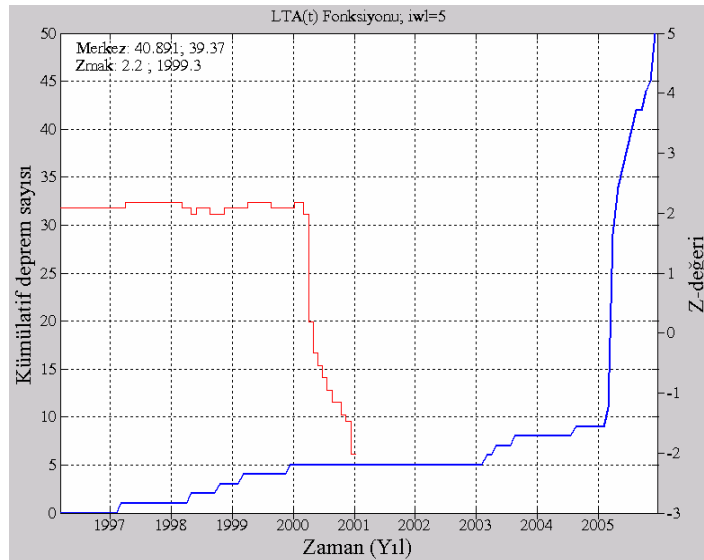
Şekil 36. 13 Nisan 1998 Bingöl depremi ana şok episantri civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı (mavi eğri) ve LTA(t) fonksiyonu (kırmızı eğri). Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=1.5$ yıl alınmıştır

Sismik durgunluk tarihinin net olarak belirlenebilmesi, ana şok episantri civarında dairesel bir alan içerisinde ki depremlerin zamanla kümülatif deprem sayılarındaki değişimlerin haritalanması ile mümkündür. 13 Nisan 1998 depremi için Z-değeri haritalarında deprem aktivitesinin durgun olduğu bölge ve özellikle periyot tam olarak ifade edilememekle birlikte, Şekil 36'da deprem bölgesi ve civarında $R=23.66$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel bölge için oluşturulan kümülatif deprem sayısı eğrisinde durgunluk başlangıcı 1993.5 ve durgunluk seviyesi $Z_{mak}=3.6$ olarak hesaplanmıştır. 1 Mayıs 2003 depremi için ana şok episantri civarında $R=7.79$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için

durgunluk başlangıcı 1997.6 ve $Z_{mak}=2.5$; 12 Mart–10 Aralık 2005 deprem dizileri için ana şok bölgelerinde $R=11.95$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1999.3 ve $Z_{mak}=2.2$ olarak hesaplanmıştır. Hesaplamalarda, Z -değeri haritalarını oluşturmak için kullanılan örnekleme aralıkları ve zaman pencereleri kullanılmıştır.



Şekil 37. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z -değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=5$ yıl alınmıştır



Şekil 38. 12 Mart–10 Aralık 2005 Bingöl depremleri ana şok episantrları civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z -değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=5$ yıl alınmıştır

3.2. 27 Ocak 2003 Tunceli Depremi ve Artçı Şok Dizisinin Genel Özellikleri

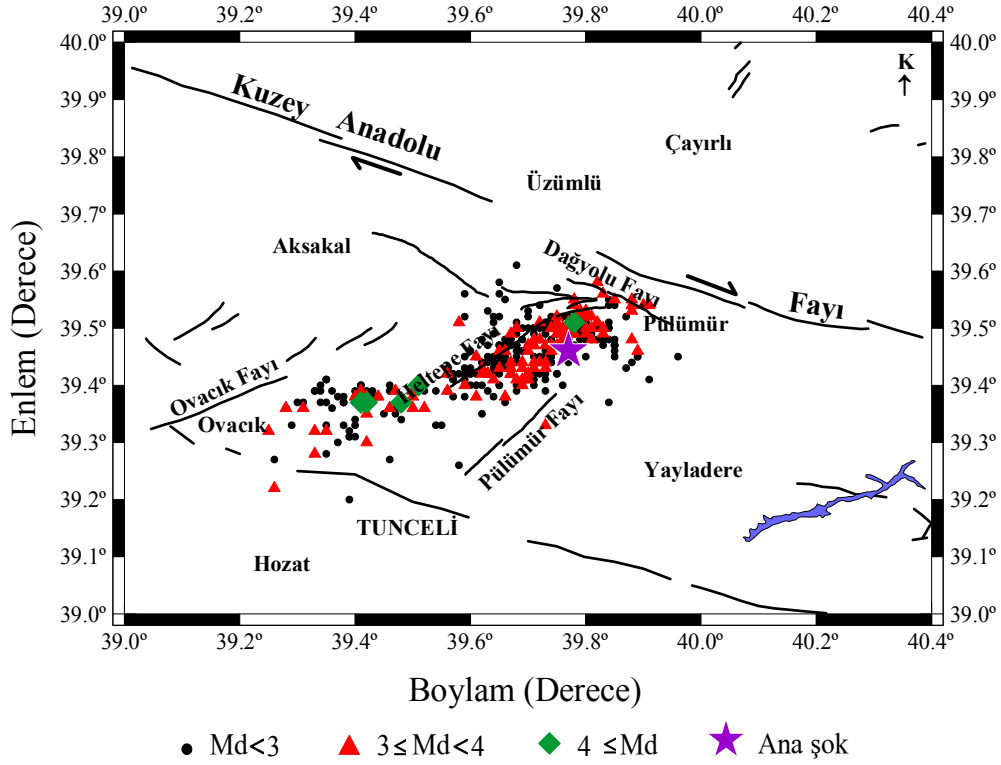
27 Ocak 2003 Pazartesi günü yerel saat itibariyle 07:26:22'de dış merkez üssü Tunceli'ye bağlı Pülümür ilçesinin 10-15 km K-KB'sında büyük bir deprem meydana gelmiştir. Aletsel verilere göre depremin dış merkez üssü Pülümür ilçesinin yaklaşık 8-10 km batısına rastlamaktadır. Çeşitli Deprem Araştırma Enstitüleri tarafından depremin büyüklüğüne ilişkin farklı değerlendirmeler yapılmış olup Tablo 5'te detaylı olarak verilmiştir. Hesaplamalarda kullanılan veri KRDAE ile DAD Sismoloji Şube Müdürlüğü web sayfasından derlenmiş ve ana şok koordinatları Kandilli tarafından $39.46^{\circ}\text{K}-39.77^{\circ}\text{D}$ olarak verilmiştir. Artçı şok katalogu süre magnitudü M_D 'ye göre tekdüzedir ve ana şoktan sonraki 6 aylık zaman dilimi içerisinde ki $M_D \geq 2.0$ olan 389 artçı şoku içermektedir.

Tablo 5. 27 Ocak 2003 Tunceli depremi için farklı kaynaklara ait ana şok parametreleri. (ETHZ: Swiss Seismological Service)

Kurum	Tarih	Yerel Saat	Boylam	Enlem	Derinlik (km)	Magnitud		
						M_D	M_S	M_W
DAD	27.01.2003	07:26:23	39.80	39.41	15.9	6.4		
KRDAE	27.01.2003	07:26:22	39.77	39.46	5.0	6.2		6.1
USGS	27.01.2003	07:26:22	39.78	39.52	10.0			6.1
ETHZ	27.01.2003	07:26:22	39.80	39.50	10.0		5.8	

Tunceli depremi artçı şok dizisinin episantr dağılım haritası ile Tunceli ve civarındaki aktif faylar Şekil 39'ta gösterilmiştir. Bölgedeki aktif faylar Şaroğlu vd. (1992)'den, Dağyolu fayı, Heltepe fayı ve Pülümür fayı ise MTA'dan (URL-10, 2008) değiştirilerek alınmıştır. Artçı şok dizisi $M_D=2.0-4.2$ arasında değişim göstermektedir. Magnitudü 4.0'ten büyük olan 5 deprem vardır ve en büyük artçı şok ($M_D=4.2$) ana şoktan yaklaşık 10 saat sonra meydana gelmiştir. Artçı şoklar Pülümür-Ovacık arasında kalan bölgede meydana gelmiştir. Olayların büyük çoğunluğu Heltepe fayı üzerinde kuzeydoğu-güneybatı yönünde yoğunlaşırken, $M_D \geq 4.0$ olan olaylar genellikle ana şok ile Ovacık arasında kalan bölgede gözlenmiştir. Depremin dış merkez üssü ve artçı şoklar Heltepe fayı yakın çevresine rastlamakta olup ana şok ve artçı şokların dağılımı göz önüne alındığında 27 Ocak Pülümür depreminin Heltepe Fayı'ndan kaynaklanmış olması muhtemeldir (URL-10, 2008). USGS kayıtlarına göre deprem, Ovacık fayına paralel sol yanal atımlı ikincil bir fay üzerinde meydana gelmiştir. Fay düzlemi çözümü de sol yanal

atımlı bir fay vermektedir. DAD, MTA ve farklı kuruluşlar tarafından yayınlanan Tunceli depremi raporları ve artçı şokların dağılımı da dikkate alınarak, 39.2°D–40.0°D boylamları ile 39.2°K–39.7°K enlemleri arasında kalan bölge artçı şok bölgesi olarak seçilmiştir.



Şekil 39. Tunceli depremi ve artçı şok dizisinin episantr dağılım haritası. Artçı şok alanındaki aktif fay sistemleri Şaroğlu vd. (1992) ve MTA'dan değiştirilerek alınmıştır

3.2.1. Tunceli ve Civarının Tektonik Özellikleri ve Geçmiş Deprem Aktivitesi

27 Ocak 2003 Tunceli (Pülümür) depreminin meydana geldiği bölge ve civarı, deprem oluşumları açısından ülkemizin önemli deprem kuşaklarından Kuzey Anadolu fayı ile Doğu Anadolu faylarının Karlıova'daki birleşme noktası batısında, Erzincan-Karlıova-Elazığ üçgeni olarak adlandırılan ve aktif fayların yoğun olarak bulunduğu bir alanda bulunmaktadır. Tanımlanan bu alan içerisinde Kuzey Anadolu fayının Yedisu bölgesi ile Doğu Anadolu fayının Bingöl-Karlıova bölgesi, Ovacık Fayı, Bingöl-Karakoçan fay zonu, Sancak-Uzunpınar fay zonu en önemli aktif faylar niteliğindedir. Bu ana fayların dışında bölgede uzunlukları 10-25 km arasında değişen Dağyolu fayı, Heltepe fayı ve Pülümür fayı gibi çok sayıda aktif fay bulunmaktadır. Depreme ilişkin farklı kuruluşlar tarafından

verilen değerler, depremin tanımlanan üçgen içerisinde Ovacık fayı ile Kuzey Anadolu Fayının Kazan-Tanyeri bölümü arasında kalan bir bölgede meydana geldiğini göstermektedir. Deprem merkezine yakın bölgede iki aktif fay sistemi bulunmaktadır (Şekil 39). Bunlardan, Pülümür kuzeyinde, Kuzey Anadolu Fayının uzanımına paralel olarak KB-GD doğrultusunda yaklaşık 20 km uzunluğundaki Dağyolu Fayı sağ yönlü doğrultu atımlıdır. Pülümür batısına rastlayan Heltepe fayı ise 25 km uzunluğunda olup KD-GB doğrultusunda uzanmaktadır. Dağyolu fayı'nın aktivitesine ilişkin jeolojik ve jeomorfolojik veriler belirgindir. Heltepe fayı ise Avcı dağları (3345 m) yükselimini doğudan sınırlandıran çizgisel bir uzanım sunmaktadır. Buzul aşındırması nedeniyle fayın aktivitesine ilişkin morfolojik bulgular net olarak izlenememektedir. Fayın kuzey bloğu morfolojik olarak yukarıdadır. Sol yönlü doğrultu atımlı Ovacık Fayı'na paralel uzanması nedeniyle Heltepe fayı'nın normal bileşenli sol yönlü doğrultu atımlı olduğu düşünülmektedir (URL-10, 2008).

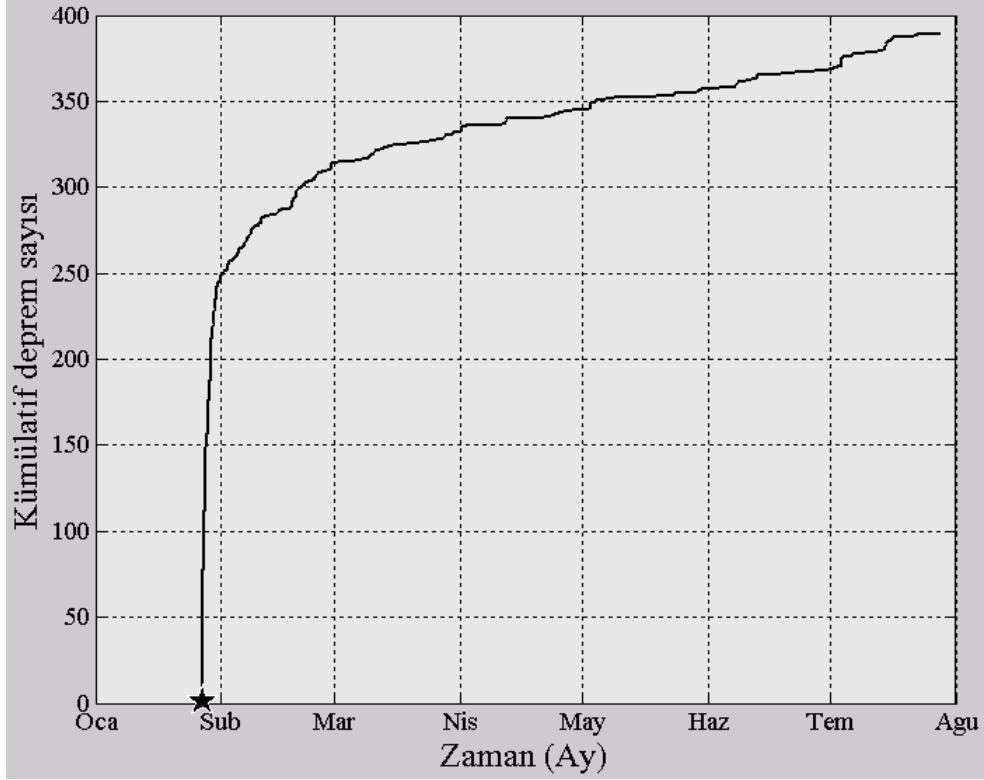
Kuzey Anadolu fayı ile Doğu Anadolu fayı makas gibi çalışan eşlenik fay sistemlerini oluşturmaktadır. Başka bir deyişle, Kuzey Anadolu fayı 1900-2000 yılları arasında sismik olarak oldukça aktifken Doğu Anadolu fayı 1800'lü yıllardan beri oldukça sakinidir. Bu yüzyıl içerisinde (2000-2100) Kuzey Anadolu fayının yukarıda belirtilen sismik boşlukları dışında depremsellik açısından sakin olması beklenilmektedir. Buna karşın Doğu Anadolu fayı oldukça yüksek deprem potansiyeline sahiptir. Bilindiği üzere 1900-2000 yılları arasında Kuzey Anadolu fay zonunda magnitüdü 5.5-7.9 arasında değişen çok sayıda hasar yapıcı deprem meydana gelmiştir. Bu depremler, fayın yaklaşık 800-1000 km'lik bir kısmını kırmıştır. Kuzey Anadolu fay zonunun orta kesimi bu aralık içerisinde olan büyük depremlerle kırılırken, fayın doğu ve batı uçları önemli oranda gerilme birikimine maruz kalmaktadır. Böylece Kuzey Anadolu fayının doğu ucunda Geyve ve Yedisu olarak tanımlanan sismik boşluk kırılmadan kalmıştır. Yedisu bölgesinde en son 1784 yılında $M \geq 7.0$ olan depremler meydana gelmiştir. Geyve parçasında ise son 600 yıldır önemli büyüklükte bir deprem olmamıştır (URL-11, 2008).

Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fayları üzerinde tarihsel dönemlerde magnitüdü 7'den büyük yıkıcı depremler olmuştur. Bu bölgede meydana gelen en son depremler 26 Aralık 1939 Erzincan ($M_S=7.9$), 17 Ağustos 1949 Elmalıdere ($M_S=6.9$), 19 Ağustos 1966 Varto ($M_S=6.8$), 22 Mayıs 1971 Bingöl depremi ($M_S=6.8$), 13 Mart 1992 Erzincan ($M_S=6.8$), 15 Mart 1992 ($M_S=5.8$) ve 5 Aralık 1995 Tunceli ($M_S=5.7$) depremleridir. Bunların dışında bu üçgen içerisinde Kiğı yöresinde yer alan faylar üzerinde son yüzyılda

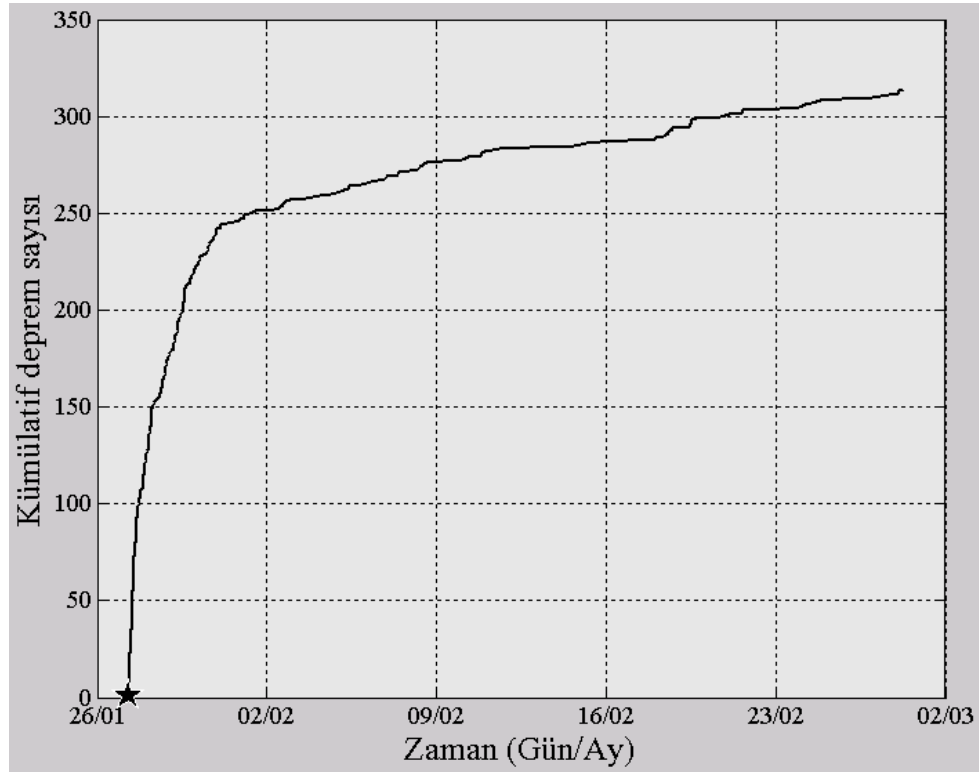
ora büyüklükte depremlerin meydana geldiği bilinmektedir. 26 Aralık 1939 tarihinde Kuzey Anadolu fay zonunun Erzincan-Niksar arasında kalan bölümünde 360 km uzunluğunda bir yüzey kırığı oluşturan deprem, Erzincan-Niksar arasında uzana fay parçasının hem batı hem de doğu uçlarında önemli gerilme artışlarına neden olmuştur. 13 Mart 1992 Erzincan depremi ise 45 km'lik bir kırık oluşturmuştur. Görüldüğü gibi, 1939 deprem kırığının hemen doğusunda 13 Mart 1992 Erzincan ve 15 Mart 1992 Tunceli depremleri, Karlıova kavşak noktasının her iki tarafında da 1949 ve 1966 depremleri olmuştur. Erzincan-Tanyeri ile Karlıova arasında kalan yaklaşık 90 km uzunluğundaki fay parçası yırtılmadan kalmıştır. 27 Ocak 2003 Pülümür depreminin Kuzey Anadolu fayının Erzincan doğusu ile Elmalidere arasında uzanan Yedisu sismik boşluğu olarak adlandırılan fay parçası üzerinde olduğu düşünülmektedir. Yedisu sismik boşluğunda en son 23 Temmuz 1784 tarihinde 5000 kişinin ölümüne neden olan ve yüzeyde 90 km uzunluğunda bir kırık oluşturan büyük bir deprem meydana gelmiştir. Gerek 17 Ekim 2002 tarihinde Kiğı'da olan 4.1 büyüklüğündeki ve gerekse 27 Ocak 2003 tarihinde Pülümür'de olan deprem Yedisu parçasının yeterince gerildiğine işaret etmektedir (URL-11, 2008).

3.2.2. Tunceli Depremi Artçı Şok Dizisinin Zaman-Magnitüd-Sayı Analizleri

Tunceli depreminden sonraki altı aylık zaman dilimindeki olayların kümülatif sayısında gözlenen değişimler Şekil 40'ta gösterilmiştir. Ana şokun olduğu ve çok sayıda artçı şokun kaydedildiği ilk haftalarda meydana gelen aktivite göz önüne alındığında Şekil 38 iki bölgeye ayrılabilir. Birinci bölge olarak ana şoktan sonraki ilk bir hafta, ikinci bölge olarak ise sonraki dönem düşünülebilir. Ana şoktan sonraki deprem aktivitesi ilk haftalar içerisinde oldukça fazladır. İlk haftadan sonra meydana gelmiş olan sismik aktivite ilk günlere kıyasla daha yavaş bir artış gösterir. Ana şoktan sonraki ilk bir ay içerisinde 313 olan artçı şok sayısı ikinci ayın sonunda 18'e kadar düşmüştür. Artçı şok aktivitesi üçüncü ayın sonunda 13, dördüncü ayın sonunda 12, beşinci ayın sonunda 12 iken altıncı ayın sonunda bir miktar artmış ve 21'e kadar çıkmıştır. Ayrıca, bir aylık zaman dilimi içerisindeki artçı şokların kümülatif sayılarında gözlenen değişim Şekil 41'de gösterilmektedir. İlk bir ayın sonunda artçı şok aktivitesinin sonlanmadığı ve azda olsa deprem aktivitesinin devam ettiği görülmektedir. Bu değerlendirmeler ve bölgedeki sismik aktivite göz önüne alınarak, Tunceli depremi artçı şok aktivitesinin değerlendirilmesinde ana şoktan sonraki 6 aylık zaman dilimindeki artçı şoklar kullanılmıştır.

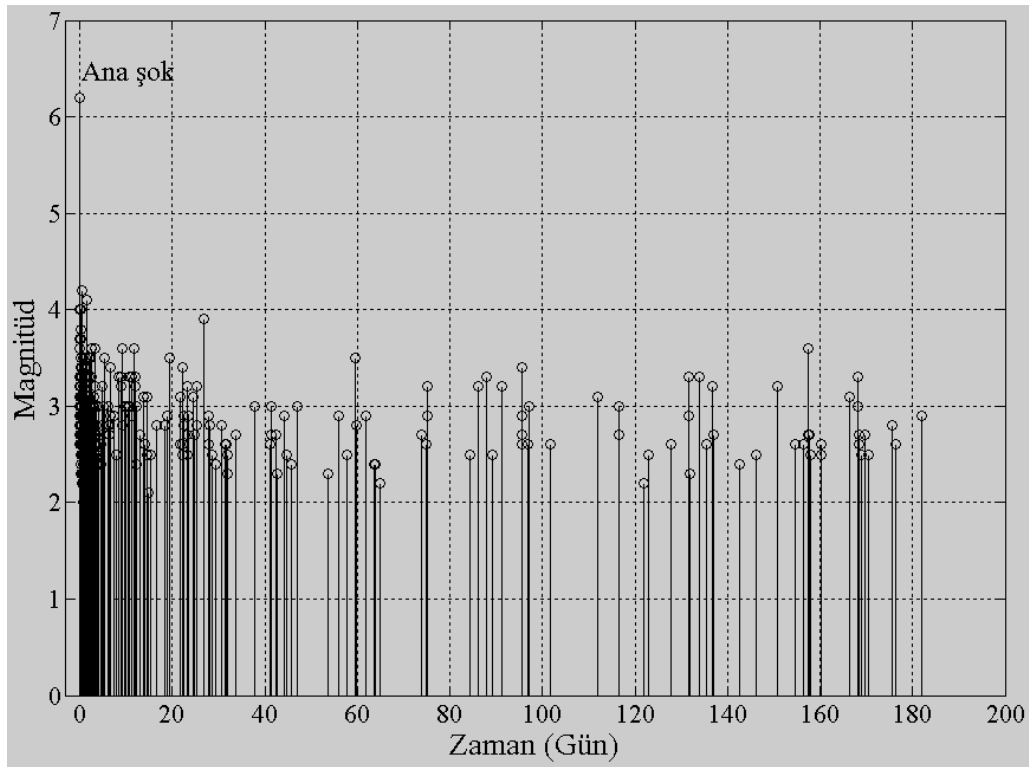


Şekil 40. 27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisi için altı aylık zaman dilimi içerisindeki kümülatif deprem sayısındaki değişimi



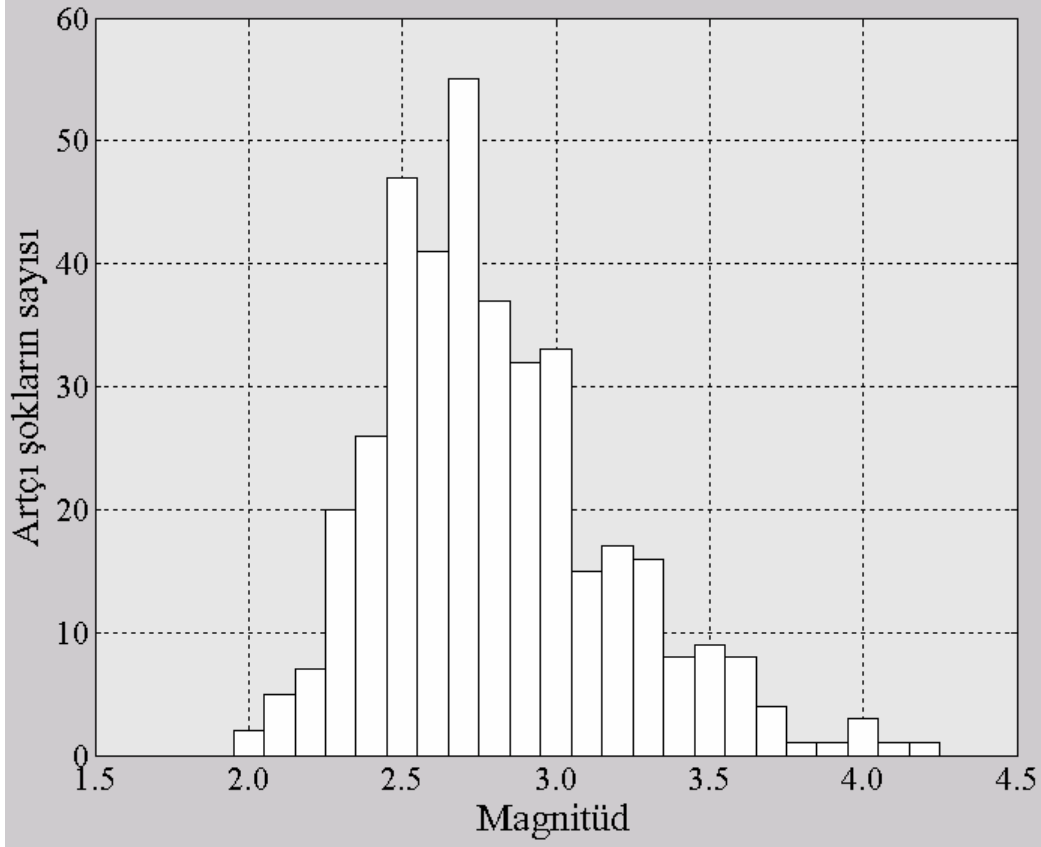
Şekil 41. 27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisinin ilk bir ay içerisindeki kümülatif deprem sayısının zamanla değişimi

Artçı şok dizisi için altı aylık zaman periyodu içerisinde magnitüd değerlerinde gözlenen değişimler Şekil 42’de verilmiştir. Bu değişimler incelendiğinde, $M_D=4.2$ olan en büyük artçı şokun ana şoktan 10 saat sonra meydana geldiği ve ilk hafta içerisinde magnitüdü 4’ten büyük artçı şokların sonlandığı görülür. Ayrıca ana şoktan sonraki ilk bir ay içerisinde magnitüdü 3.0-4.0 arasında değişen çok sayıda artçı şok mevcuttur. İlk 30 günden sonra magnitüdü 3.0’ten büyük olan artçı şokların sayısında bir azalış gözlenmiş ve ortalama olarak $M_D=2.5-3.3$ civarında bir değişim göstermiştir.



Şekil 42. 27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisinin altı ay içerisindeki magnitüd değerlerinde gözlenen değişimler

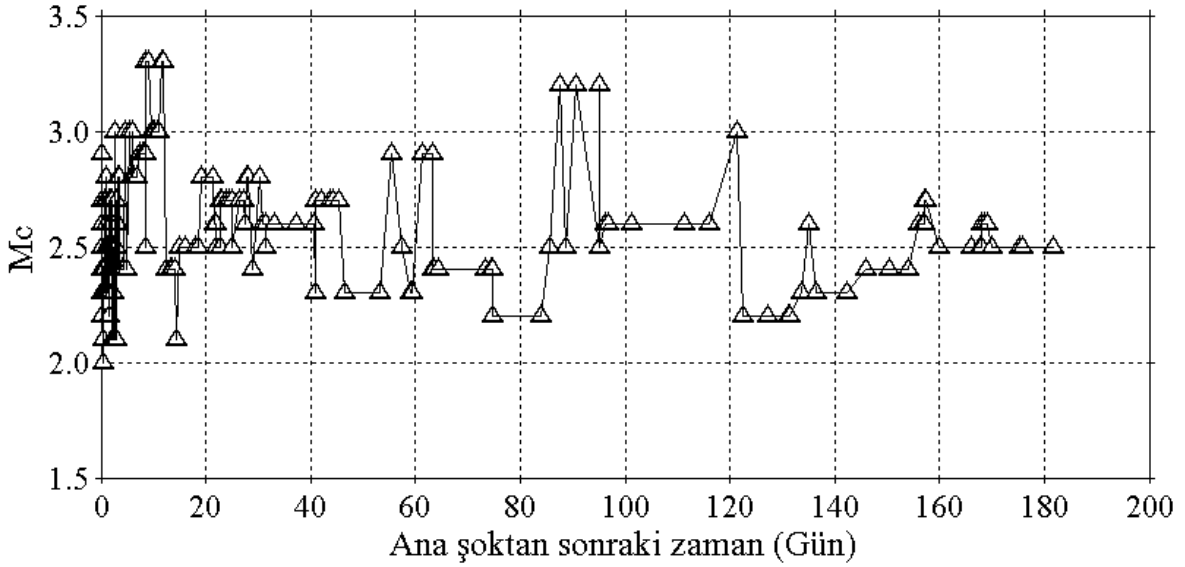
Şekil 43, 27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisinin magnitüd-deprem sayısı dağılımını göstermektedir. Ana şoktan sonraki altı aylık zaman diliminde katalog içerisinde $M_D < 3.0$ olan 272 artçı şok, $3.0 \leq M_D < 4.0$ arasında 112 artçı şok ve $4.0 \leq M_D$ olan 5 artçı şok mevcuttur. Katalog içerisindeki minimum magnitüd $M_D=2.0$ 'dır ve magnitüdü 4.5'ten büyük artçı şok mevcut değildir. $M_D=2.4-3.0$ arasındaki artçı şok aktivitesi oldukça fazladır ve $M_D=2.5$ ile $M_D=2.7$ 'de artçı şokların sayısında bir maksimum gözlenmiştir. Magnitüdü 2.2'den küçük ve 3.4'ten büyük olan olayların sayısı ise ortalama olarak 10'dan azdır.



Şekil 43. 27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisinin magnitüd-deprem sayısı değişimi

3.2.3. Tunceli Depremi Artçı Şok Dizisinin b ve p -Değerleri Analizi

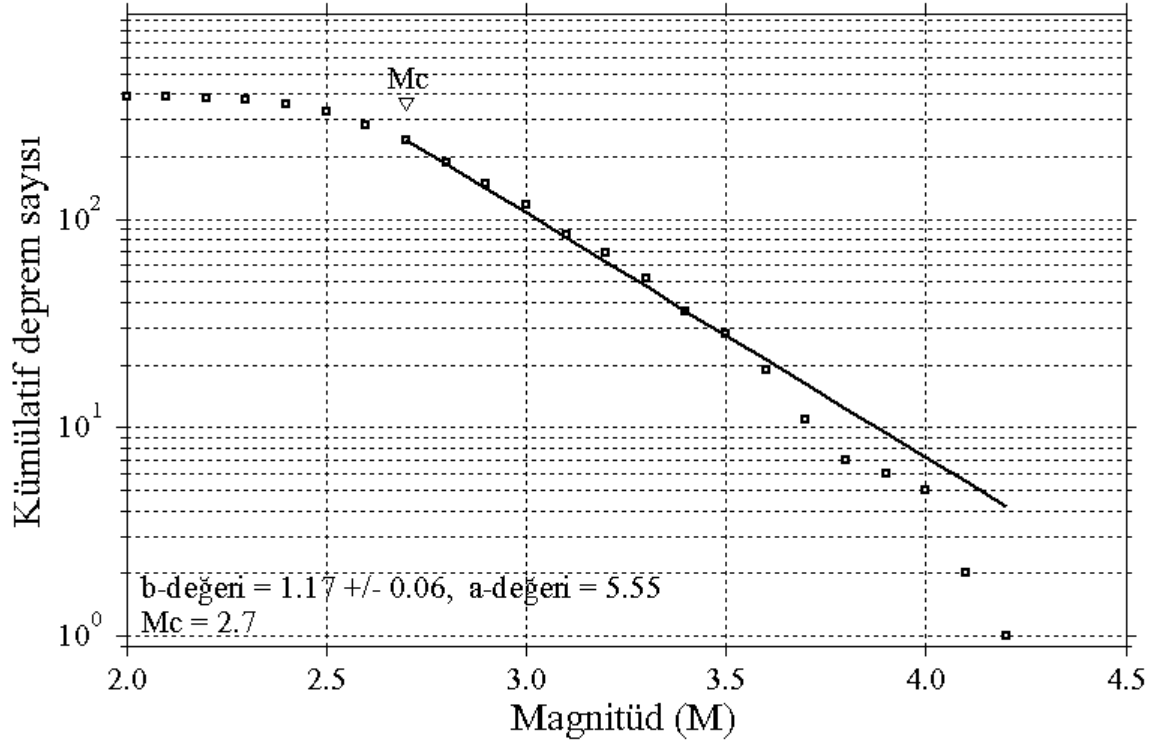
Tunceli depremi artçı şok bölgesi için hareketli pencere tekniği kullanılarak (Wiemer vd., 1998) ve ana şok zamanı başlangıç alınarak zamanın bir fonksiyonu olarak M_c değişimleri hesaplanmıştır. Pencere başına 5 olay kullanılarak hesaplanan M_c değişimleri Şekil 44'te gösterilmiştir. M_c değeri dizinin başlangıcında (ilk on saat içinde) ve ilk 20 gün içerisinde yüksektir ve 3.0 ile 3.5 arasında değişim göstermektedir. Üçüncü ayda M_c değeri 3.2 civarında gözlenmiş olsa da, ana şoktan yirmi gün sonrasında M_c değerinde ilk günlere nazaran bir azalma mevcuttur ve bu değer genel olarak 2.2 ile 2.8 arasında değişim göstermektedir. Son iki ay içerisinde ise bu değer 2.5'in altındadır. Dolayısıyla M_c değerinin genellikle düzenli bir dağılım göstermediği söylenebilir. M_c değişimlerinin örnekleme boyutuna olan bağlılığını belirleyebilmek için, pencere başına 10, 15, 30 ve 40 olay alınarak bu değişimler hesaplanmış ve örnekleme boyutunun sonuçları etkilemediği görülmüştür. Dolayısıyla Şekil 44'te görülen saçılımlar örnekleme boyutuna bağlı değildir. Sonuç olarak *ZMAP* programı, b -değeri hesabı için M_c değerini 2.7 olarak hesaplamıştır.



Şekil 44. Tunceli depremi artçı şok dizisi için zamanın bir fonksiyonu olarak M_c değişimi

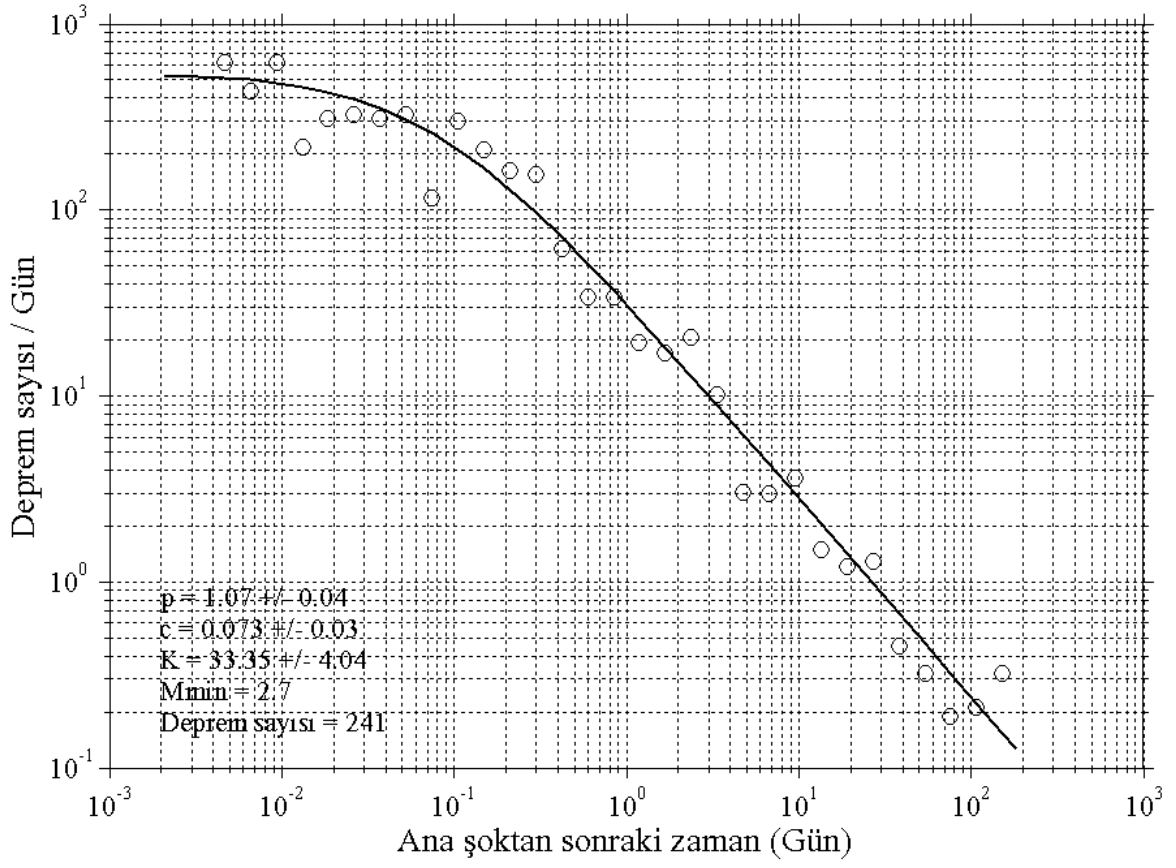
27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şokları için $M_{min}=2.7$ ve $T_{başlangıç}=0.002$ gün alınarak Omori modeli parametreleri hesaplanmış ve tahminlerdeki belirsizlikler uzaklaştırılmaya çalışılmıştır. Bu şekilde deprem sayısı belirgin oranda azalmış olsa da dizinin ilk kısmı analize dahil edilmiş ve tamamlık sağlanmıştır. Sonuç olarak, azalım parametrelerinin tahmini için magnitudü 2.7'den büyük ve eşit olan 241 artçı şok kullanılmıştır.

27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisi için kümülatif deprem sayısı-magnitud ilişkisi Şekil 45'te verilmiştir. ZMAP programı tarafından otomatik olarak tamamlılık magnitudü 2.7 alınmıştır. Bu değer kullanılarak G-R ilişkisindeki a parametresi yanında maksimum olasılık yöntemi kullanılarak b -değeri ve standart sapması da hesaplanmıştır. Artçı şok dizisi için b -değeri 1.17 ± 0.06 olarak hesaplanmıştır ve bu değer literatürde artçı şoklar için verilen $b=1$ değerine oldukça yakındır. Veri kısmında bahsedildiği gibi katalog içerisinde $M_D \geq 5.0$ olan hiçbir artçı şok yoktur ve magnitudü 4.0'dan büyük olan olayların sayısı yalnızca 5'dir. Sonuçta, bu değer artçı şokların magnitud-deprem sayısının $b=1$ değeri ile ifade edildiği Gutenberg-Richter ilişkisine uyum sağladığını gösterir.



Şekil 45. Tunceli depremi artçı şok dizisi için kümülatif deprem sayısı-magnitüd ilişkisi

Şekil 46, 27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisi için zamanla azalma oranını göstermektedir. b -değerinde olduğu gibi p , c ve K parametrelerini hesaplamak için maksimum olasılık yöntemi kullanılmış ve zamanla azalma oranı değiştirilmiş Omori formülü kullanılarak modellenmiştir. $M_{min}=2.7$ ve $T_{başlangıç}=0.002$ gün için $p=1.07\pm 0.04$ olarak hesaplanmıştır ve bu değer artçı şoklar için öngörülen $p=1$ değerine oldukça yakındır. c ve K parametreleri sırasıyla 0.073 ± 0.03 ve 33.35 ± 4.04 olarak hesaplanmıştır. Özellikle az sayıdaki artçı şoklar için küçük p -değerleri, background sismisitesi etkisinin tamamen uzaklaştırılmadığını ve küçük p -değerlerinin üst üste binen diziler için geçerli olduğunu gösterir. Dolayısıyla, veri sayısının nispeten yeterli olması ve küçük magnitüd değerlerinin katalog içerisinde bulunması hesaplamada kullanılan başlangıç değerlerinin artçı şok dizisi için uygun olduğunu ortaya koyar. Zamana bağlı olarak farklı magnitüd değerleri için artçı şokların sayılarında gözlenen artım ve azalmalar Tablo 6'da verilmiştir. Ayrıca, artçı şok sayısının p ve c parametreleri üzerindeki etkisini ortaya koyabilmek için birçok hesaplama yapılmıştır. Sonuçların güvenilirliği açısından farklı artçı şok sayısı, zaman aralığı ve M_{min} ve $T_{başlangıç}$ değerleri kullanılarak p ve c parametreleri hesaplanmıştır. Tüm hesaplamalar Tablo 6'da liste halinde verilmiştir.



Şekil 46. Tunceli depremi artçı şok dizisi için ana şoktan sonraki zamanla azalım oranı

Tablo 6. Tunceli depremi artçı şok dizisi için yapılan test hesaplamaları

No	$T_{başlangıç}$ (gün)	Zaman aralığı (t , gün)	M_{min}	Kullanılan artçı şok sayısı	p -değeri	c -değeri
1	0.05	$0.05 \leq t \leq 10$	2.0	248	1.89±0.43	0.871±0.398
2	0.05	$0.05 \leq t \leq 10$	2.7	150	1.18±0.16	0.126±0.102
3	0.05	$0.05 \leq t \leq 10$	3.0	67	0.89±0.16	0
4	0.05	$0.05 \leq t \leq 20$	2.0	266	1.64±0.19	0.626±0.241
5	0.05	$0.05 \leq t \leq 20$	2.7	163	1.20±0.13	0.136±0.093
6	0.05	$0.05 \leq t \leq 20$	3.0	75	0.93±0.13	0
7	0.05	$0.05 \leq t \leq 32$	2.0	293	1.29±0.10	0.300±0.122
8	0.05	$0.05 \leq t \leq 32$	2.7	179	1.11±0.09	0.091±0.070
9	0.05	$0.05 \leq t \leq 32$	3.0	81	0.92±0.11	0
10	0.05	$0.05 \leq t \leq 62$	2.0	311	1.29±0.08	0.298±0.108
11	0.05	$0.05 \leq t \leq 62$	2.7	191	1.14±0.08	0.109±0.069
12	0.05	$0.05 \leq t \leq 62$	3.0	85	1.09±0.11	0.087±0.110
13	0.05	$0.05 \leq t \leq 182$	2.0	369	1.09±0.04	0.138±0.060
14	0.05	$0.05 \leq t \leq 182$	2.7	222	1.06±0.05	0.065±0.049
15	0.05	$0.05 \leq t \leq 182$	3.0	102	0.98±0.07	0.012±0.061
16	0.1	$0.1 \leq t \leq 10$	2.0	241	1.56±0.23	0.433±0.231
17	0.1	$0.1 \leq t \leq 10$	2.7	143	1.06±0.13	0
18	0.1	$0.1 \leq t \leq 10$	3.0	63	0.90±0.20	0
19	0.1	$0.1 \leq t \leq 20$	2.0	259	1.47±0.15	0.356±0.167
20	0.1	$0.1 \leq t \leq 20$	2.7	156	1.08±0.10	0
21	0.1	$0.1 \leq t \leq 20$	3.0	71	0.94±0.15	0
22	0.1	$0.1 \leq t \leq 32$	2.0	286	1.19±0.09	0.126±0.083
23	0.1	$0.1 \leq t \leq 32$	2.7	172	1.05±0.08	0
24	0.1	$0.1 \leq t \leq 32$	3.0	77	0.93±0.13	0
25	0.1	$0.1 \leq t \leq 62$	2.0	304	1.22±0.07	0.143±0.080
26	0.1	$0.1 \leq t \leq 62$	2.7	184	1.08±0.07	0
27	0.1	$0.1 \leq t \leq 62$	3.0	81	1.11±0.13	0.109±0.157
28	0.1	$0.1 \leq t \leq 182$	2.0	362	1.05±0.04	0.026±0.043
29	0.1	$0.1 \leq t \leq 182$	2.7	215	1.04±0.05	0
30	0.1	$0.1 \leq t \leq 182$	3.0	98	0.98±0.07	0
31	0.002	$0.002 \leq t \leq 10$	2.0	268	1.69±0.24	0.601±0.239
32	0.002	$0.002 \leq t \leq 10$	2.7	169	1.16±0.13	0.110±0.058
33	0.002	$0.002 \leq t \leq 10$	3.0	82	0.91±0.10	0.017±0.018
34	0.002	$0.002 \leq t \leq 20$	2.0	286	1.56±0.16	0.496±0.167
35	0.002	$0.002 \leq t \leq 20$	2.7	182	1.18±0.10	0.117±0.054
36	0.002	$0.002 \leq t \leq 20$	3.0	90	0.95±0.09	0.022±0.020
37	0.002	$0.002 \leq t \leq 32$	2.0	313	1.27±0.09	0.272±0.091
38	0.002	$0.002 \leq t \leq 32$	2.7	198	1.10±0.08	0.089±0.041
36	0.002	$0.002 \leq t \leq 32$	3.0	96	0.94±0.08	0.020±0.018
37	0.002	$0.002 \leq t \leq 62$	2.0	331	1.28±0.07	0.273±0.082
38	0.002	$0.002 \leq t \leq 62$	2.7	210	1.14±0.07	0.101±0.042
39	0.002	$0.002 \leq t \leq 62$	3.0	113	1.04±0.08	0.039±0.027
40	0.002	$0.002 \leq t \leq 182$	2.0	389	1.10±0.04	0.148±0.046
41	0.002	$0.002 \leq t \leq 182$	2.7	241	1.07±0.04	0.073±0.030
42	0.002	$0.002 \leq t \leq 182$	3.0	117	0.99±0.05	0.026±0.019

Tablo 6'dan 1, 4 ve 31 numaralı denemelerde c -değerlerinin yüksek oldukça olduğu ($c > 0.5$), diğer denemelerde ise c -değerlerinin 0.5'ten küçük olduğu görülmektedir. Utsu vd. (1995), p -değerinin M_{min} 'dan bağımsız olduğunu fakat c -değerinin verideki M_{min} değerine güçlü bir şekilde bağlı olduğunu ifade etmişlerdir. Bu çalışmada, farklı M_{min} değerleri için (2.0-3.0 arasında değişen) azalım parametreleri test edilmiş ve farklı M_{min} and $T_{başlangıç}$ değerleri için p -değerinin 0.89 ile 1.89, c -değerinin ise 0.0 ile 1.871 arasında değiştiği görülmüştür. Altı aylık zaman dilimi içerisinde $M_D < 3.0$ olan 272 olay vardır ve bunların 186 tanesi ilk 10 gün içinde olmuştur. Ayrıca, katalog içerisinde magnitudü 2.7'den büyük olan 241 veri mevcuttur. Genel olarak, p -değerine kıyasla c -değerinin minimum magnitüde güçlü bir şekilde bağlı olduğu ifade edilir. Sonuç olarak, 0.073 olarak hesaplanan c -değeri literatür değerleriyle oldukça uyumludur ve artçı şok dizisinin analizi için oldukça uygundur. Bu durumda, azalım parametrelerini hesabı için $M_{min} \geq M_c$ olması koşulu ve kullanılan artçı şok sayısı göz önüne alınır, $M_{min} = 2.7$, $T_{başlangıç} = 0.002$ gün başlangıç değerlerinin kullanılması (41. hesaplama) uygundur.

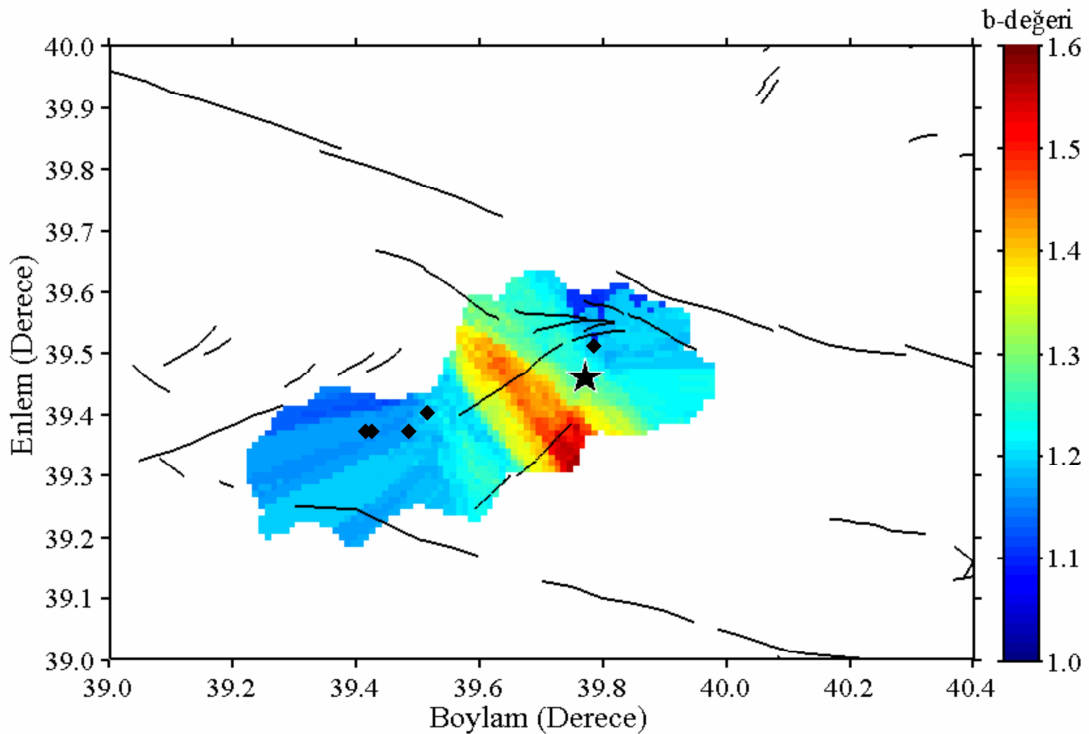
3.2.4. Tunceli Depremi Artçı Şok Dizisinin b ve p -Değerleri Bölgesel Değişimleri

27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisinin bölgesel değişim haritalarını oluşturmak için $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ lik bölgesel grid aralığı kullanılmıştır. Sonra her bir grid aralığı için en yakın artçı şok episantrları için $N_e = 200$ alınmış ve en yakın episantrların minimum sayısı, ($M > M_c$), $N_{e_{min}} = 100$ olacak şekilde hesaplamalar yapılmıştır. Her bir grid noktası için hesaplanan parametre değerleri haritalar üzerinde renkli bir çizimle gösterilmiştir. Hesaplamalarda yapılan önemli bir varsayım ise p -değeri bölgesel değişim haritası için sabit bir $c = 0.073$ değeri kabulüdür çünkü bu değer bölgesel değişim haritalarının oluşturulması için daha anlamlıdır. Tamamlılık magnitudü 2.2-2.8 arasında değişmektedir fakat bu değer ortalama olarak 2.7'dir. Sonra, *ZMAP* tüm grid noktaları için M_c olarak bu minimum başlangıç magnitudünü almış ve b ve p -değerleri yalnızca $M \geq M_c$ olan depremler kullanılarak hesaplanmıştır. Sonuçta b ve p -değerleri $N_e = 200$ ve $N_{e_{min}} = 100$ alınarak hesaplanmıştır.

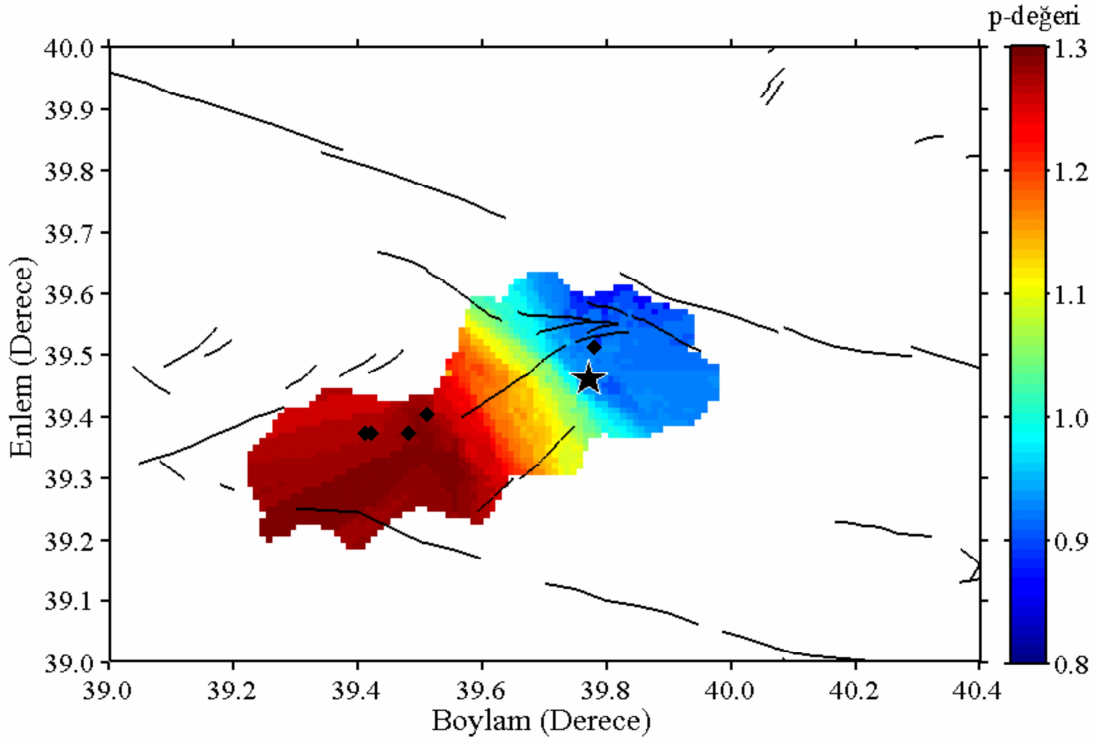
Tunceli depremi artçı şok dizisi için sismisite parametreleri b ve p -değerlerinin bölgesel değişim haritaları Şekil 47 ve 48'te gösterilmiştir. b -değerindeki bölgesel değişimler 1.0-1.6 arasındadır ve p -değeri 0.8-1.3 arasında değişmektedir. Bazı araştırmacılar (örneğin, Utsu, 1971; Olsson, 1999) tarafından verilen b ve p -değerleri

değişim aralıkları dikkate alındığında b ve p -değerleri bölgesel değişimlerinin öngörülen sınırlar içerisinde olduğu söylenebilir. b -değerleri dağılımı iki alt gruba ayrılabilir: (a) düşük b -değerleri (<1.2) ana şokun kuzeyi (Pülümür-Üzümlü-Çayırılı arası, Dağyolu fayı üzeri) ile güneydoğusunda (Heltepe-Ovacık fayı arasında) ve (b) yüksek b -değerleri (>1.4) ana şok episantrından kuzeybatı ve güneydoğu yönünde (Pülümür ve Heltepe fayları üzerinde) dağılım göstermektedir.

Tunceli depremi artçı şok dizisi için p -değerleri bazı bölgelerde artma, bazı bölgelerde ise azalma eğilimi göstermektedir ve genel olarak çalışma alanının bazı kısımlarında küçüktür. Yüksek p -değerleri (>1.1) artçı şok dizisinin batı-güneybatı ucunda Tunceli ile Ovacık arasında hesaplanmıştır ve buda bu bölgedeki artçı şok aktivitesinin diğer bölgelere nazaran nispeten hızlı bir azalım gösterdiğine işaret eder. Daha düşük p -değerleri (<1.0) ise artçı şok dizisinin kuzey ve doğu uçlarında (Pülümür-Üzümlü-Çayırılı arası, Dağyolu fayı üzeri) gözlenmiştir. p -değerinin bir artçı şok dizisinin zamanla azalma oranını ifade ettiği düşünülürse, p -değerinin yüksek çıktığı bölgelerde artçı şok aktivitesinin diğer bölgelere nazaran daha hızlı bir azalım gösterdiği sonucuna varılabilir.



Şekil 47. $M_D \geq 2.7$ ve $T_{başlangıç} = 0.002$ gün olan depremler kullanılarak oluşturulan b -değeri haritası. b -değeri 0.01° 'lik grid aralığı ile $N_e = 200$ alınarak hesaplanmıştır

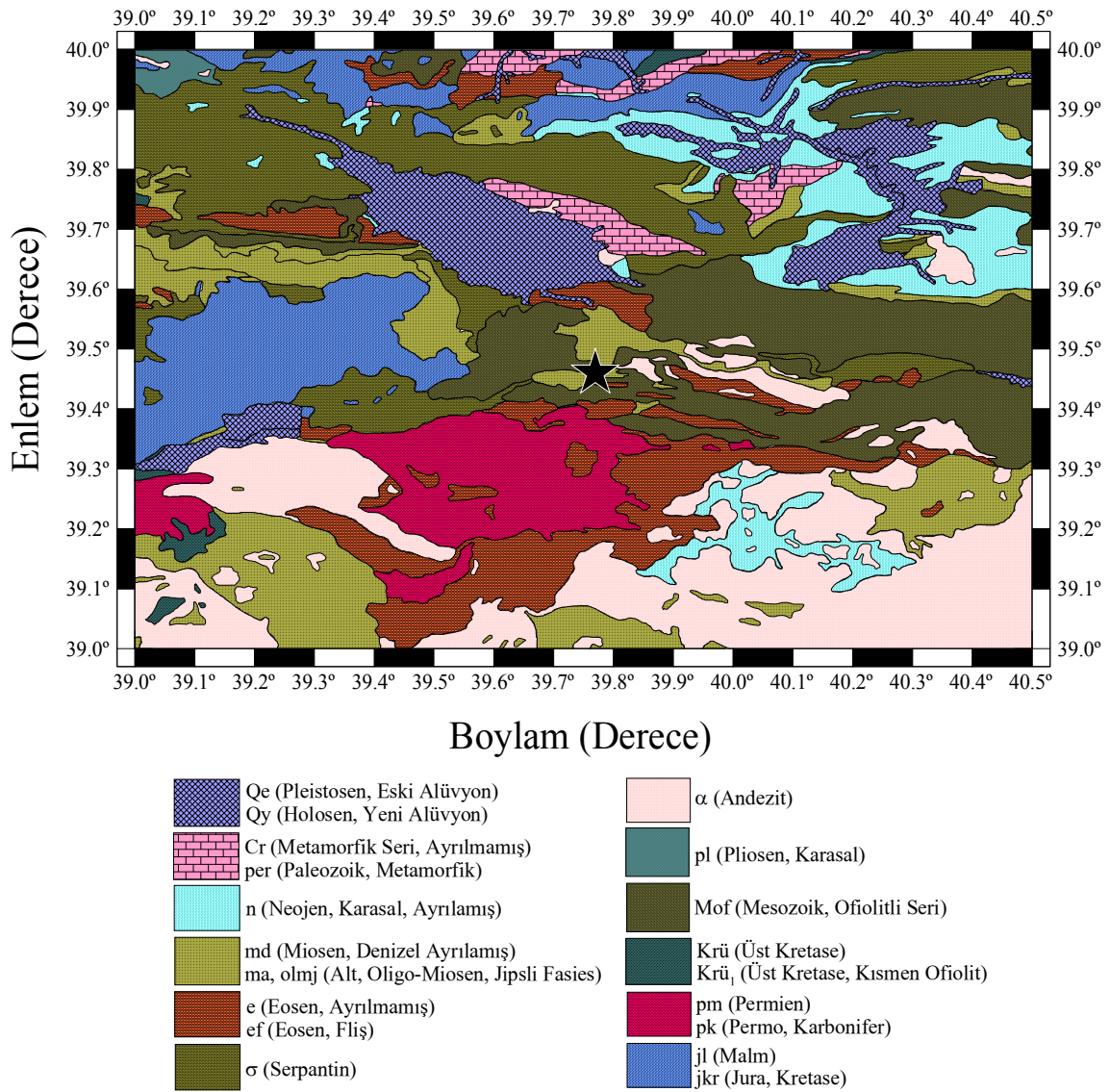


Şekil 48. $M_D \geq 2.7$ ve $T_{başlangıç} = 0.002$ gün olan depremler kullanılarak oluşturulan p -değeri haritası. p -değeri 0.01° 'lik grid aralığı ile $N_e = 200$ alınarak hesaplanmıştır. b ve p -değerleri maksimum olasılık yöntemiyle hesaplanmıştır

3.2.5. Tunceli ve Civarı İçin Bölgesel Jeoloji ve Topografya

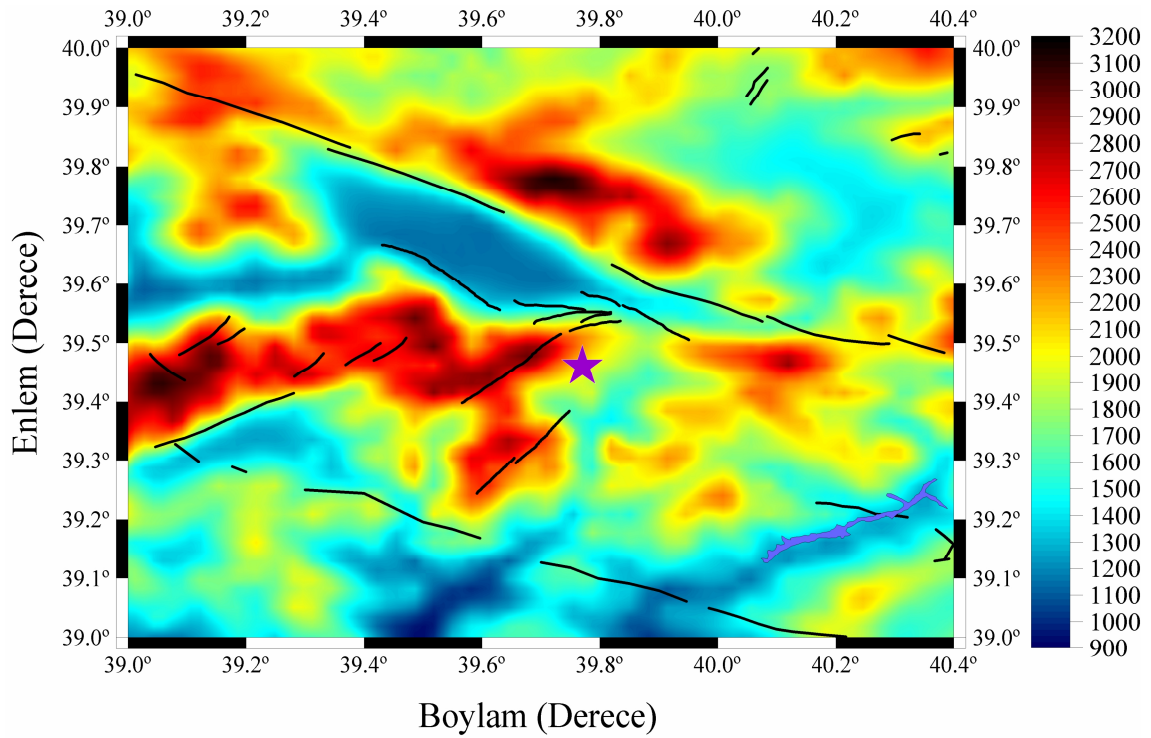
27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok bölgesi ve civarının jeolojik yapısı Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (URL-9, 2007) web sayfasında verilmektedir. Tunceli depremi ana şok episantrı ve civarının jeolojik yapısı Miosen ve Mesozoik yaşlı birimler olmak üzere oldukça farklı birimlerden oluşmuştur ve geniş bir alanı kapsayan jeolojik harita detaylı olarak Şekil 49'ta verilmiştir. Jeolojik haritadan görüleceği üzere, Pülümür-Üzümlü-Çayırılı arasında kalan bölge Mesozoik yaşlı ofiolitli seriler (Mof) ile ofiolitik seriye ait taşlardan en yaygın olan serpantinlerle (σ), Paleozoik yaşlı metamorfik ve metamorfik farklılaşmamış (per) kayalarla kaplıdır. Ayrıca kısmen neojen yaşlı karasal farklılaşmamış kalkerler (n), alt ve üst Miosen yaşlı denizel farklılaşmamış kalkerler ile Oligo-Miosen yaşlı jipsli fasiyesler (md, ma, olmj) mevcuttur. Ana şok episantrının kuzeybatısında Kuzey Anadolu fayı civarında eski ve yeni alüvyon yapılar (Qe, Qy) hakimdir. Ovacık fayı ve civarında ise alüvyon ve serpantinler hakimdir. Pülümür fayı ise Permien yaşlı kalkerler (pm) ve Permo karbonifer (pk) yaşlı kaya birimleri üzerindedir. 27

Ocak 2003 Tunceli depremi için, yüksek p -değerlerinin gözlemlendiği artçı şok dizisinin güneybatı ucunda Tunceli ile Ovacık arasında Mof, σ , ve andezit yapılar hakimdir ve kısmen de alüvyon birimler gözlenmektedir. Düşük p -değerlerinin gözlemlendiği artçı şok dizisinin kuzeydoğu ucunda (Pülümür-Üzümlü-Çayırılı arası) ise Mof, σ ve per yapılar mevcuttur. Büyük b -değerlerinin gözlemlendiği ana şok episantrından kuzeybatı ve güneydoğu yönünde (Pülümür ve Heltepe fayları üzerinde) Mof, σ , md, ma ve olmj yapılar egemendir. Düşük b -değerlerinin gözlemlendiği ana şokun kuzeydoğusunda (Pülümür-Üzümlü-Çayırılı arası) ise büyük oranda Mof, σ ve per yapılar hakimdir.



Şekil 49. Tunceli ve civarı için yüzey jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nden (URL-9, 2007) değiştirilerek alınmıştır

27 Ocak 2003 Tunceli depremi ve artçı şok bölgesinin topoğrafik yapısı Şekil 50’de verilmiştir. Haritayı oluşturmak için kullanılan veri TÜBİTAK’ın (URL-3, 2006) web sayfasında kullanıcıya açık olan dosyalardan alınmıştır. Şekilden görüleceği üzere yüksek b -değerlerinin gözlemlendiği bölgelerde yüksek topografya değerleri gözlenmiştir. Düşük b -değerlerinin gözlemlendiği bölgelerde ise hem düşük hem de yüksek topografya değerleri mevcuttur. Ayrıca, düşük ve yüksek p -değerleri topografya değerlerinin hem düşük hem de yüksek olduğu bölgelerde hesaplanmıştır.

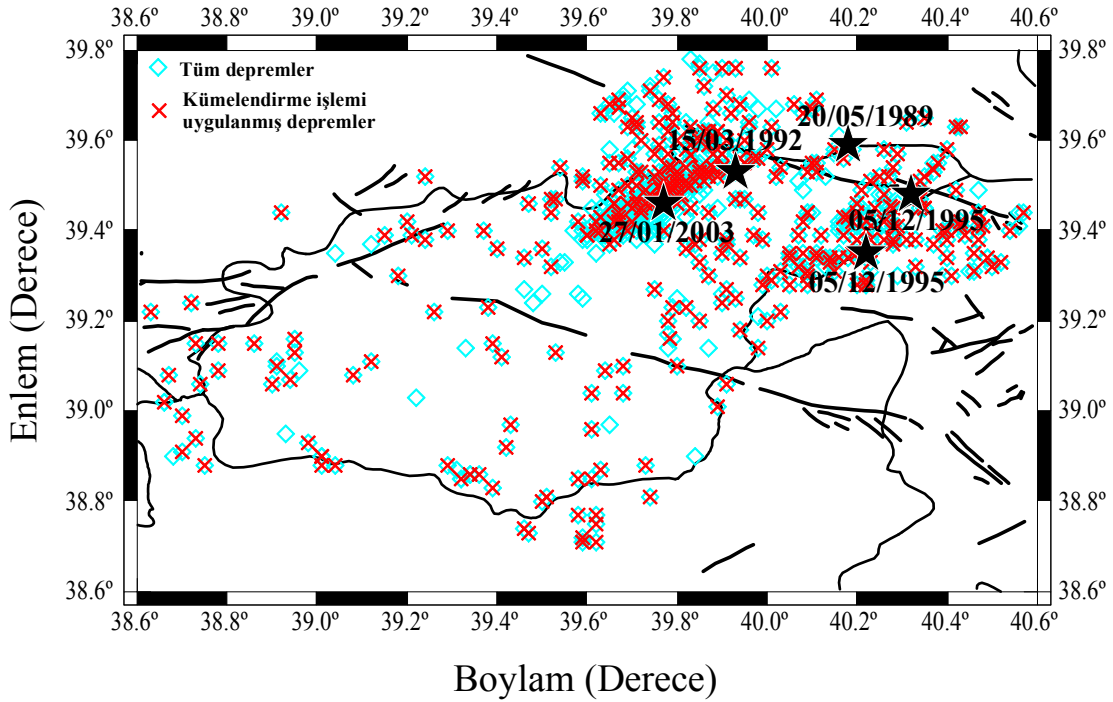


Şekil 50. Tunceli ve civarı için 0.01°'lik grid aralığı ile hazırlanan bölgesel topografya haritası

3.2.6. Tunceli ve Civarı için Z-Değeri Bölgesel Değişimleri

Z-değeri bölgesel değişim haritalarını oluşturabilmek için, Bölüm 2.7.2 ve 2.7.3'te detaylı olarak anlatılan yöntem kullanılarak *ZMAP* tekniği ile hesaplamalar yapılmıştır. Bunun için Şekil 51'de verilen, Tunceli ve civarını içine alan bölge dikkate alınarak, Tunceli ve civarında 1970-2005 yılları arasında meydana gelmiş magnitudü 5.0'ten büyük ve derinliği 70 km'den küçük sığ depremler için sismik durgunluk gösteren bölgeler ortaya konmaya çalışılmıştır. Çalışma alanı ve bu bölgedeki depremlerin episantr dağılımları

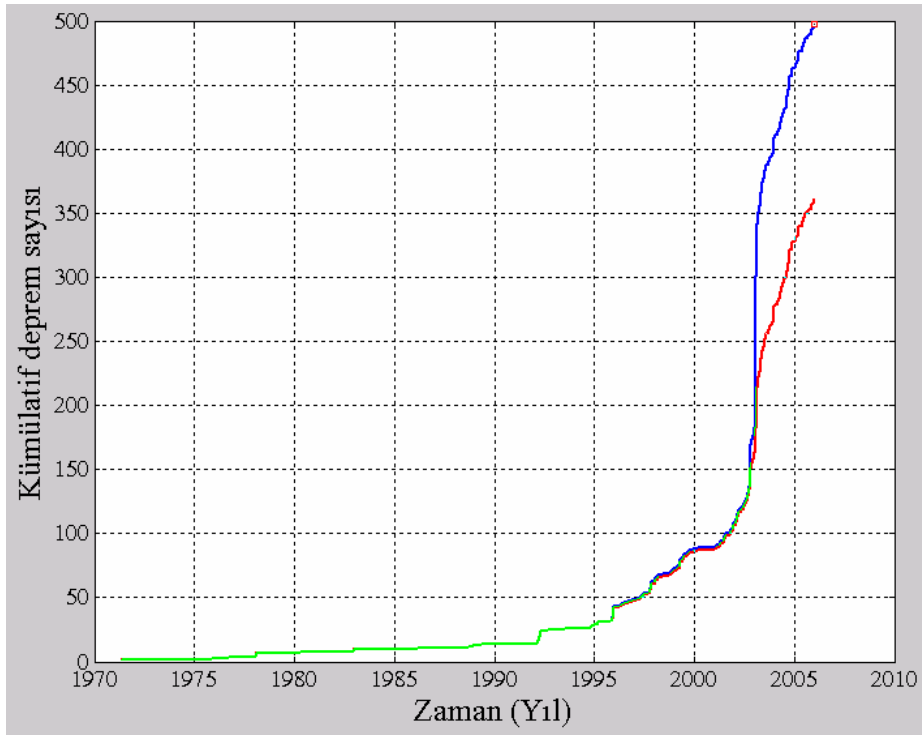
Şekil 51’de gösterilmiştir. Yıldız sembolü magnitüdü 5.0’ten büyük depremlerin episantrlarını göstermektedir. 1970-2005 yılları arasında Tunceli ve civarında magnitüdü 5.0’ten büyük olan depremler; 20 Mayıs 1989 ($M_D=5.1$), 15 Mart 1992 ($M_D=6.0$), 5 Aralık 1995 ($M_D=5.6$) ve artçı şoku ($M_D=5.4$) ve 27 Ocak 2003 ($M_D=6.2$) depremleridir. Şekil 49’ta ayrıca 5 Aralık 1995 depreminden sonra ki büyük artçı şokun episantrı da gösterilmiştir. Ancak, yapılan kümelendirme işlemi sonucunda bu deprem analizlere dahil edilmemiştir. Katalog, 1970-2005 yılları arasında magnitüdü 2.0’den büyük ve eşit 606 adet sığ depremi içermektedir. Çalışma alanı için tamamlılık magnitüdü $M_c=2.8$ ’dir ve $M_D \geq 2.8$ olan depremlerin sayısı 497’dir.



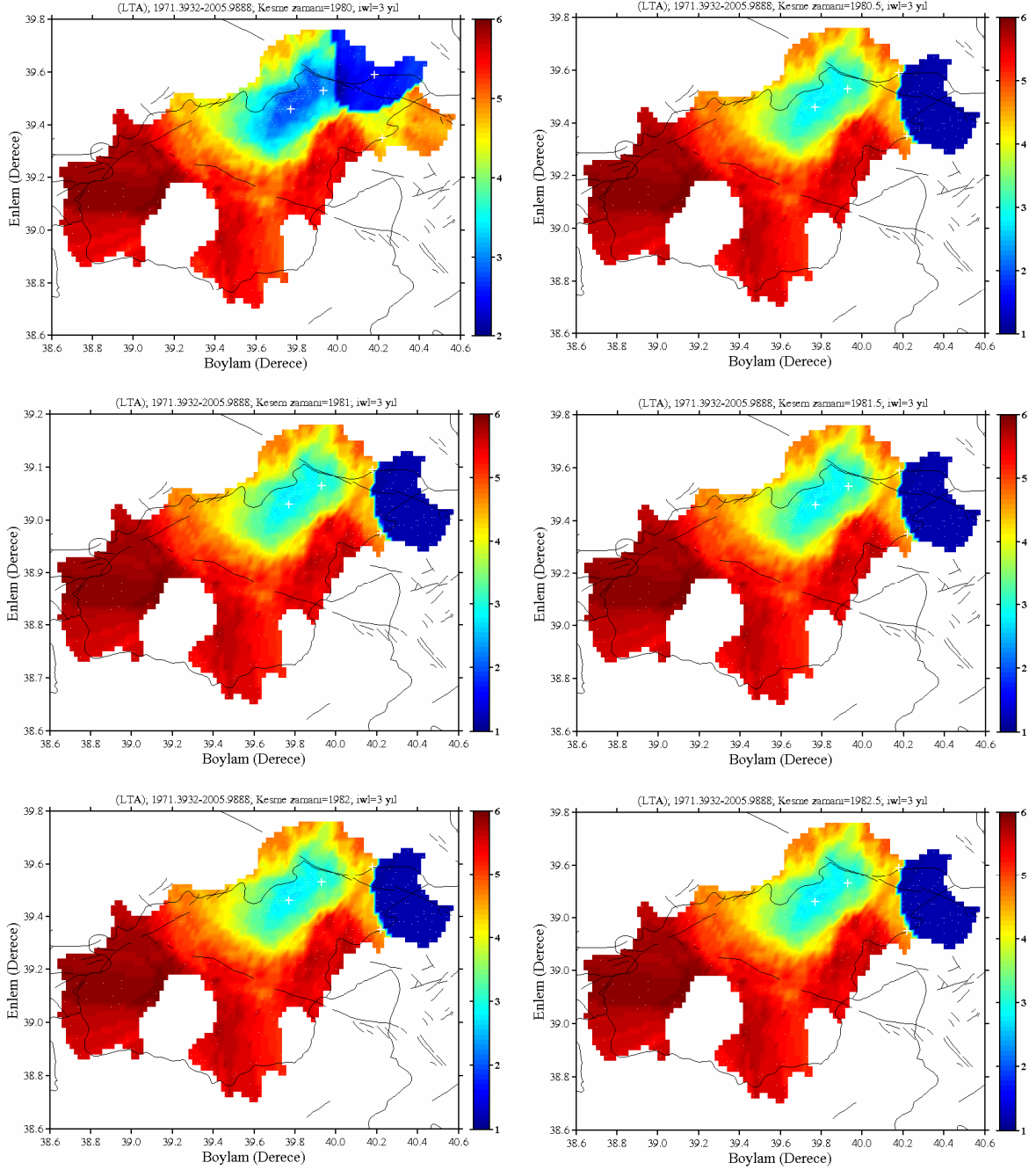
Şekil 51. Tunceli ve civarı için 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 2.8$ olan sığ depremlerin episantr dağılım haritası

Reasenber (1985) algoritması ile Bölüm 2.7.2’de bahsedilen giriş parametreleri kullanılarak, $M_D \geq 2.8$ olan sığ depremler için yapılan yeniden kümelendirme işlemi sonucunda Z-değeri hesabı için kullanılan deprem sayısı 361’dir ($M_D \geq 2.8$ olan verinin yaklaşık % 73’ü). Şekil 52, $M_D \geq 2.8$ olan sığ depremler ile yeniden kümelendirme işlemi sonucunda elde edilen veri için zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısını göstermektedir. Z-değeri hesabı için çalışma alanı $0.02^\circ \times 0.02^\circ$ ’lik grid aralıklarına bölünmüştür. Birkaç testten sonra her bir grid aralığı için en yakın episantrların sayısı 50

ve ana şoklardan sonra meydana gelen büyük olayların oluşum zamanları da dikkate alınarak örnekleme aralığı 28 gün alınmış ve toplam 34.60 yıllık bir zaman dilimi içerisinde Tunceli ve civarında olası büyük depremlerden önceki sismik durgunluk gösterebilecek bölgeler belirlenmeye çalışılmıştır. Tunceli ve civarında 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve magnitüdü 5.0'ten büyük olan depremler coğrafik koordinatları ile birlikte Tablo 2'de verilmiştir. Bu depremlerden ilki, 20 Mayıs 1989 depremidir. Ancak bu deprem Erzincan sınırları içerisinde meydana gelen bir deprem olduğu için yapılan durgunluk analizleri Bölüm 3.7'de detaylı olarak verilecektir. Tunceli ve civarında meydana gelen 20 Mayıs 1989 depremi, 15 Mart 1992 depremi, 5 Aralık 1995 depremi ve 27 Ocak 2003 depremleri için 1970–2005 yılları arasında yeniden kümelendirme işlemi uygulanmıştır. Deprem katalogu için her altı aylık zaman dilimi için yapılan sismik durgunluk analizleri sırasıyla Şekil 53 ve 54'te gösterilmiştir. Sismik durgunluğun ne zaman başlayacağı ve ne zaman sona ereceği bilinmediği için zaman penceresi depremlerle ilişkili olarak 1.5-5.5 yıl arasında test edilmiş ve tüm hesaplamalarda $T_w=3$ yıl olarak seçilmiştir. Bu seçim sismik durgunluğun zamanını değiştirmemekle birlikte sismik durgunluğun başlangıcını doğru olarak ortaya koymak için önemlidir.

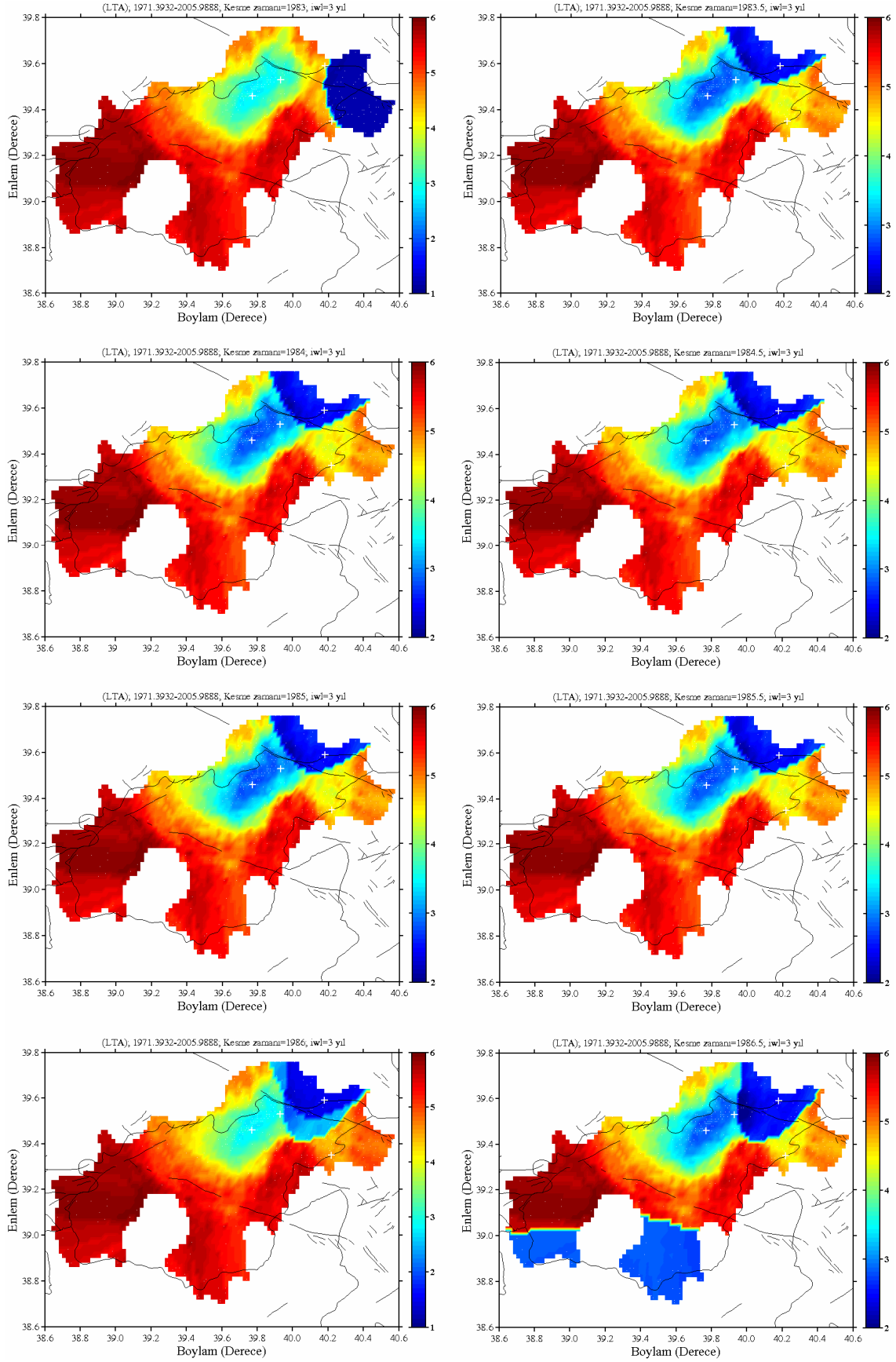


Şekil 52. $M_D \geq 2.8$ olan sığ depremler ile yeniden kümelendirme işlemi sonucunda elde edilen veri için zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısı

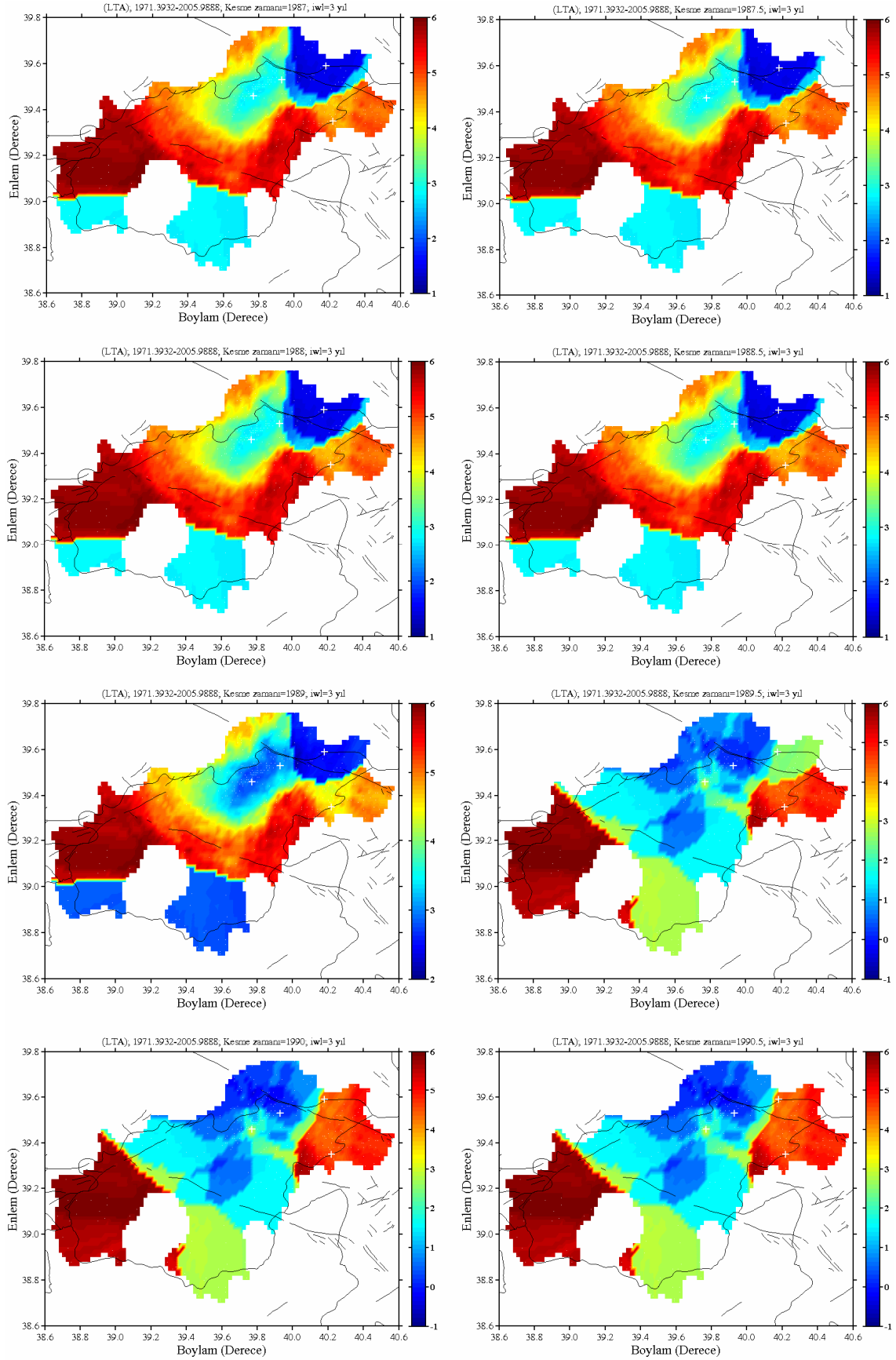


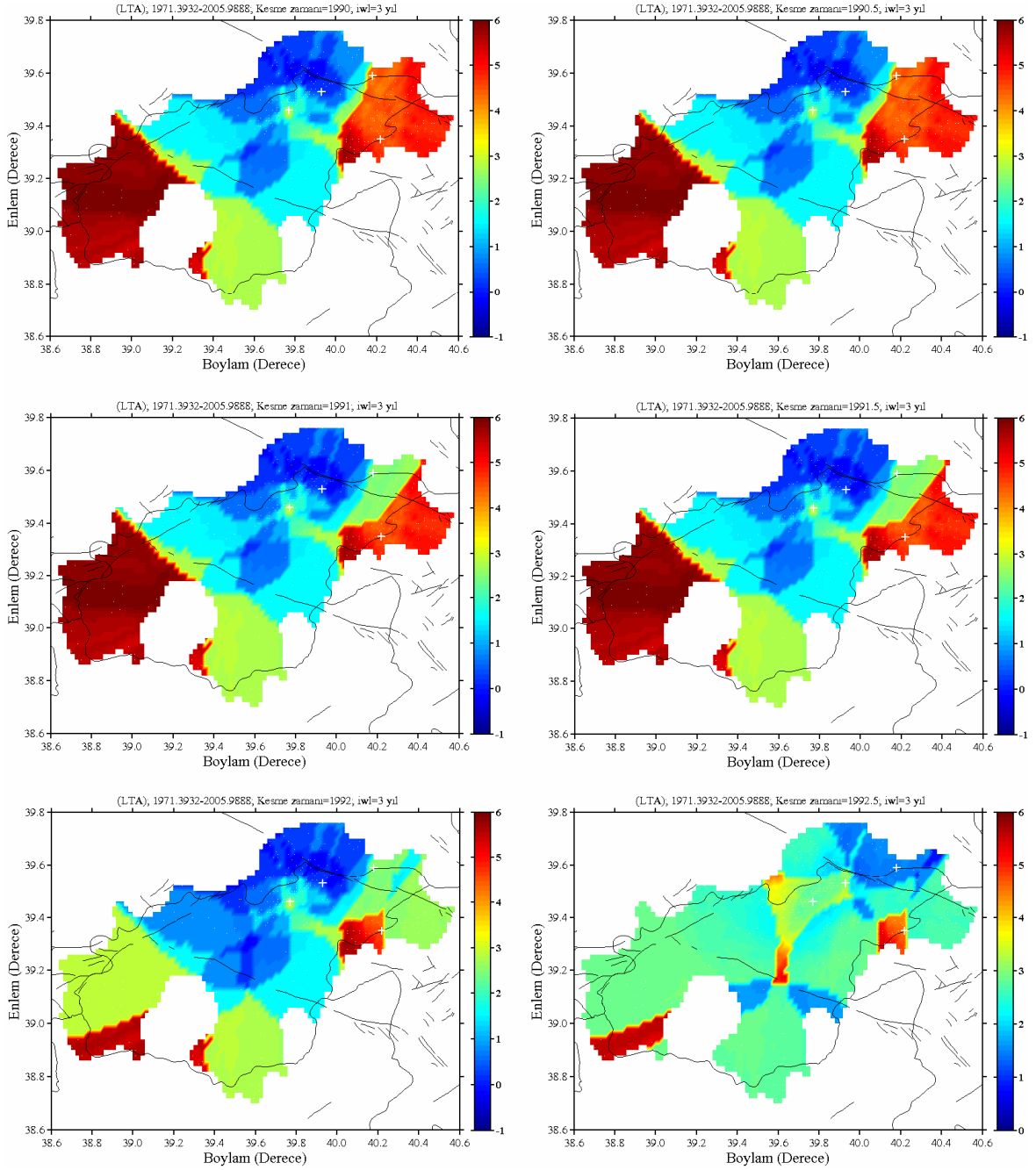
Şekil 53. Tunceli ve civarındaki 20 Mayıs 1989, 15 Mart 1992 ve 5 Aralık 1995 depremleri öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z-değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Tunceli ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir

Şekil 53'ün devamı



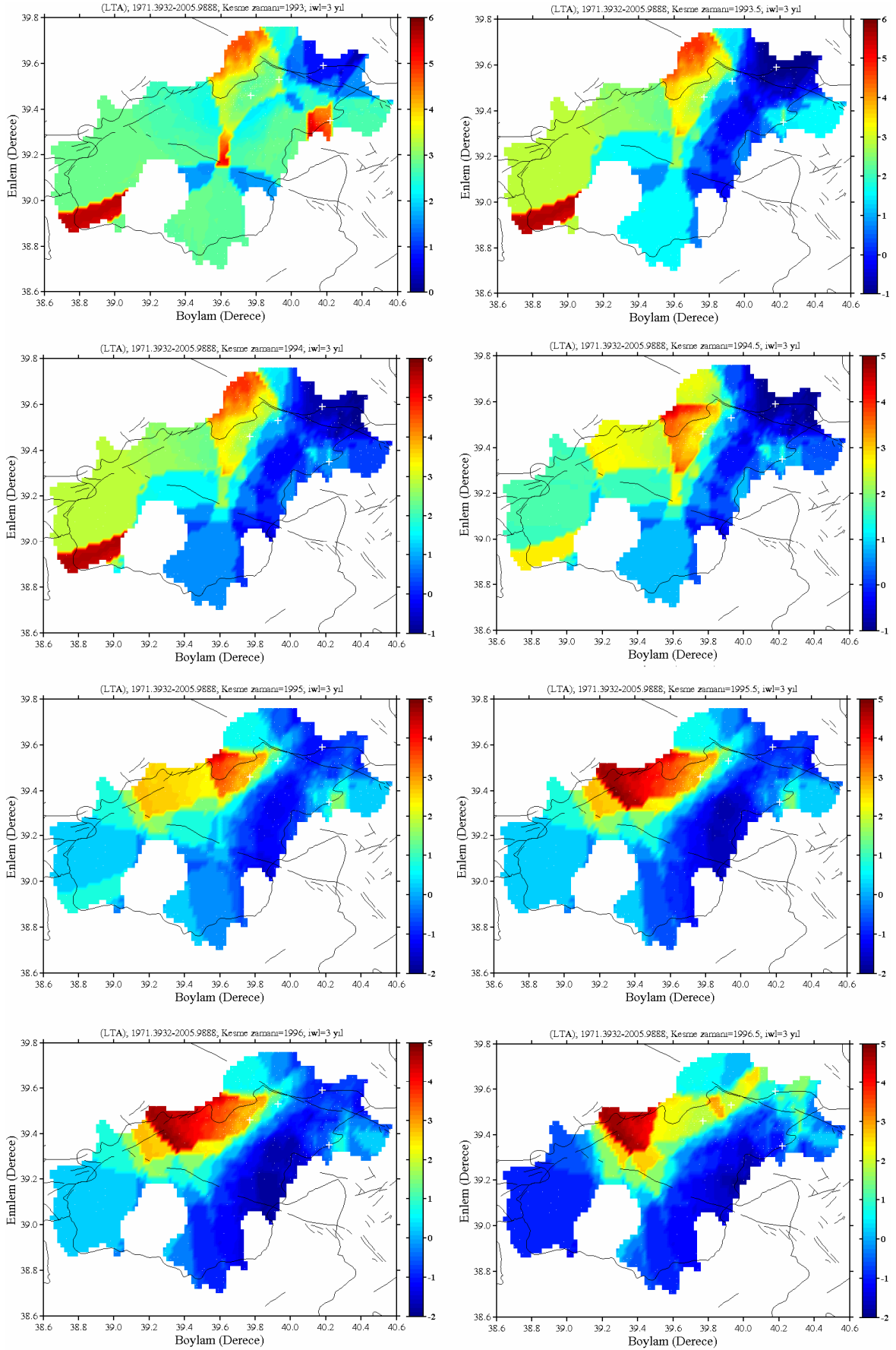
Şekil 53'ün devamı



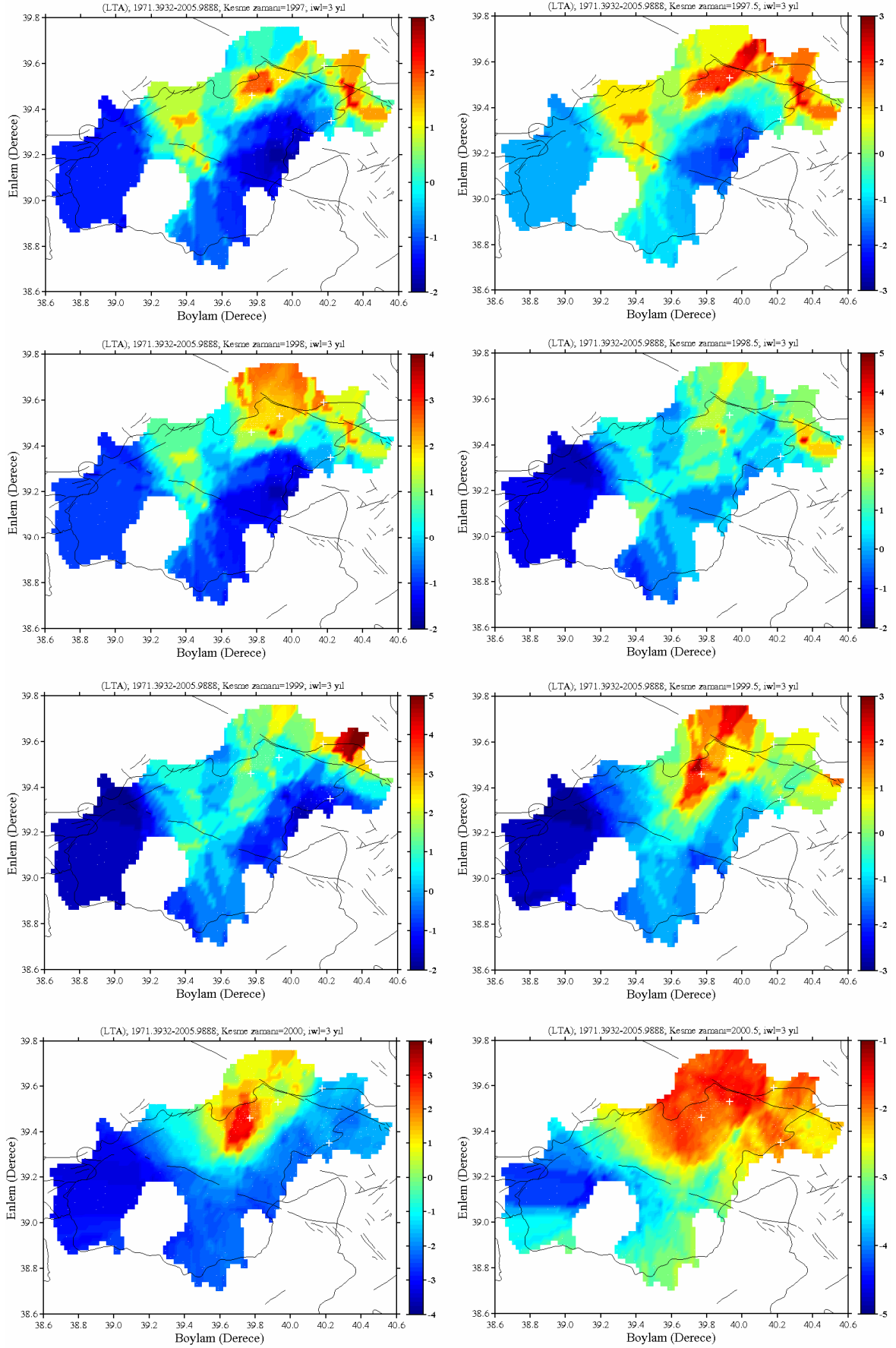


Şekil 54. 27 Ocak 2003 Tunceli depremi öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z -değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Tunceli ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir

Şekil 54'ün devamı



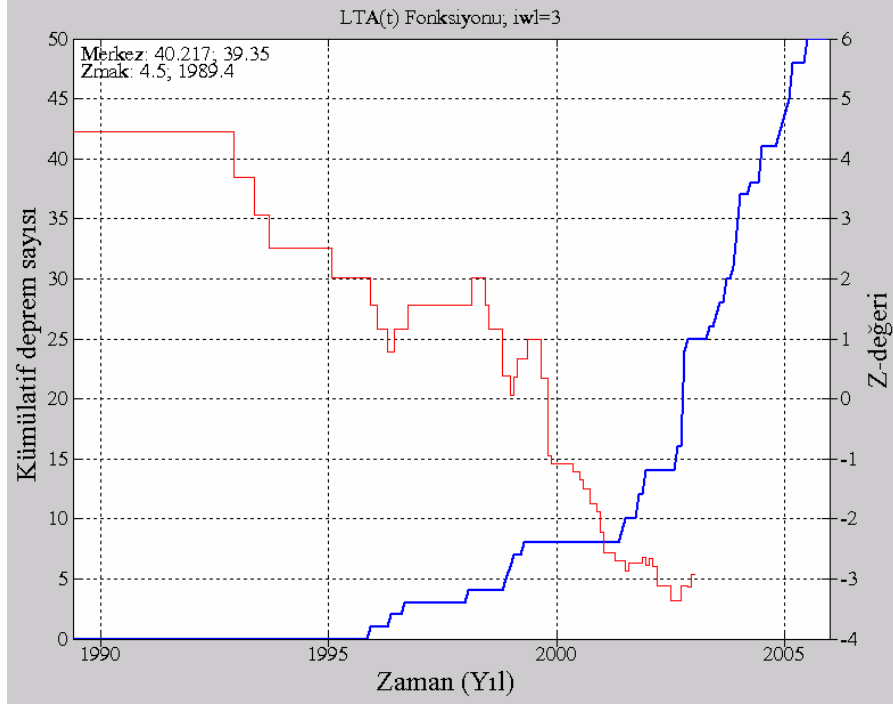
Şekil 54'ün devamı



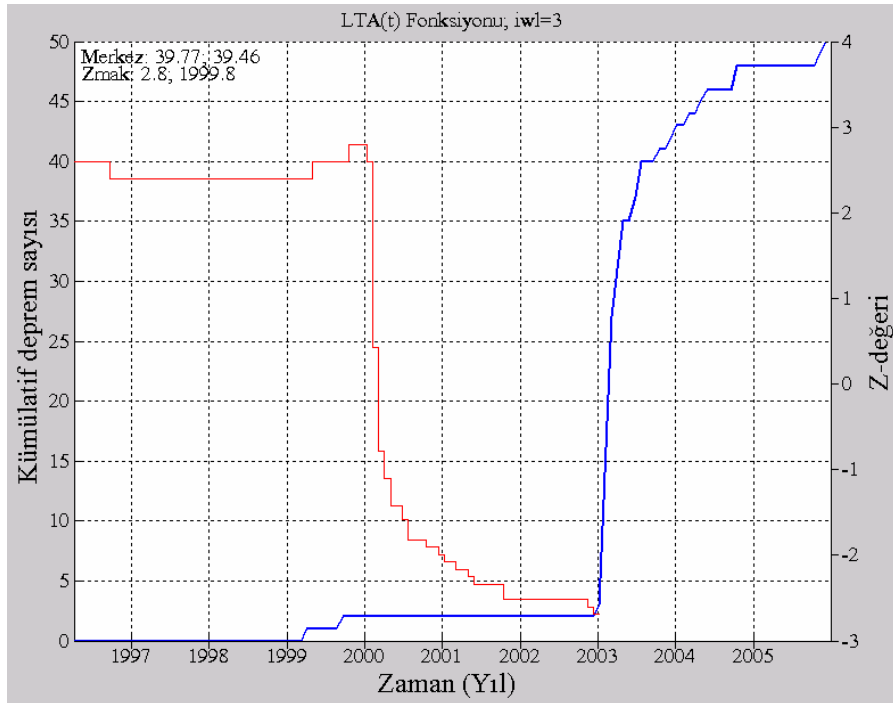
20 Mayıs 1989 depremi, Tunceli ve civarını içine alan bölgede olmasına rağmen Erzincan sınırları içerisinde meydana gelmiş bir depremdir. Dolayısıyla, bu deprem için yapılan durgunluk analizleri Erzincan ve civarını içine alan bölgede yapılan analizler kısmında (Bölüm 3.7) detaylı olarak verilecektir. 15 Mart 1992 ve 5 Aralık 1995 depremlerinden önce ana şok episantrı civarında sismik durgunluğun olup olmadığını gözlemleyebilmek amacı ile 1980–1990 yılları arasında zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınarak her altı aylık zaman dilimleri için oluşturulan Z -değerleri haritaları Şekil 53'te görülmektedir. 1992 depremi için ana şok episantrı civarında analiz başlangıcı olan 1980 yılından itibaren herhangi bir sismik durgunluk gözlenmemektedir. 1995 depremi için, ana şok episantrı civarında analizin başlangıcı olan 1980 yılından itibaren geniş bir alanda sismik durgunluk gözlenmektedir. Bu durgunluk depremin meydana geldiği 1995 yılına kadar devam etmiştir. Bu durgunluk 1989 yılından sonra ana şok episantrı civarında yoğunlaşmış ve Şekil 54'te görüldüğü gibi deprem oluşumundan sonra normal aktiviteye dönmüştür.

27 Ocak 2003 depremi için $T_W=3$ yıl alınarak 1990-2000 yılları arasında altı aylık zaman dilimleri için yapılan sismik durgunluk analizleri ve oluşturulan Z -değeri haritaları Şekil 54'te gösterilmiştir. 1990-1993.5 yılları arasında ki sismik aktivite altı aylık zaman dilimleri ile değerlendirildiğinde deprem bölgesinde normal bir aktivitenin hakim olduğu görülür. 1993.5 yılından sonra ana şok episantrı civarında bir durgunluk belirmiş ve bu durgunluk 1998 yılından itibaren yerini tekrar normal aktiviteye bırakmıştır. 1999.5 yılından sonra 27 Ocak depremi ana şokunu içine alan bölgede durgunluk gözlenmeye başlamış ve bu durgunluk deprem anına kadar devam etmiştir. Bu depremler için durgunluk zamanının yıl olarak tam tarihi deprem dizilerini içine alan bölgeler için çizilen ve Şekil 55 ile 56'da verilen zamanla kümülatif deprem sayısı grafiği ile hesaplanmıştır.

Analiz sonucunda, 15 Mart 1992 depremi öncesinde herhangi bir durgunluğa rastlanmamıştır. 5 Aralık 1995 depremi için deprem bölgesi ve civarında $R=14.51$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel bölge için oluşturulan kümülatif deprem sayısı eğrisinde durgunluk başlangıcı 1989.4 ve durgunluk seviyesi $Z_{mak}=4.5$ olarak hesaplanmıştır. 27 Ocak 2003 depremi için ana şok episantrı civarında $R=9.11$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1999.8 ve $Z_{mak}=2.8$ olarak hesaplanmıştır. Hesaplamalarda, Z -değeri haritalarını oluşturmak için kullanılan örnekleme aralıkları ve zaman pencereleri kullanılmıştır.



Şekil 55. 5 Aralık 1995 Tunceli depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır



Şekil 56. 27 Ocak 2003 Tunceli depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır

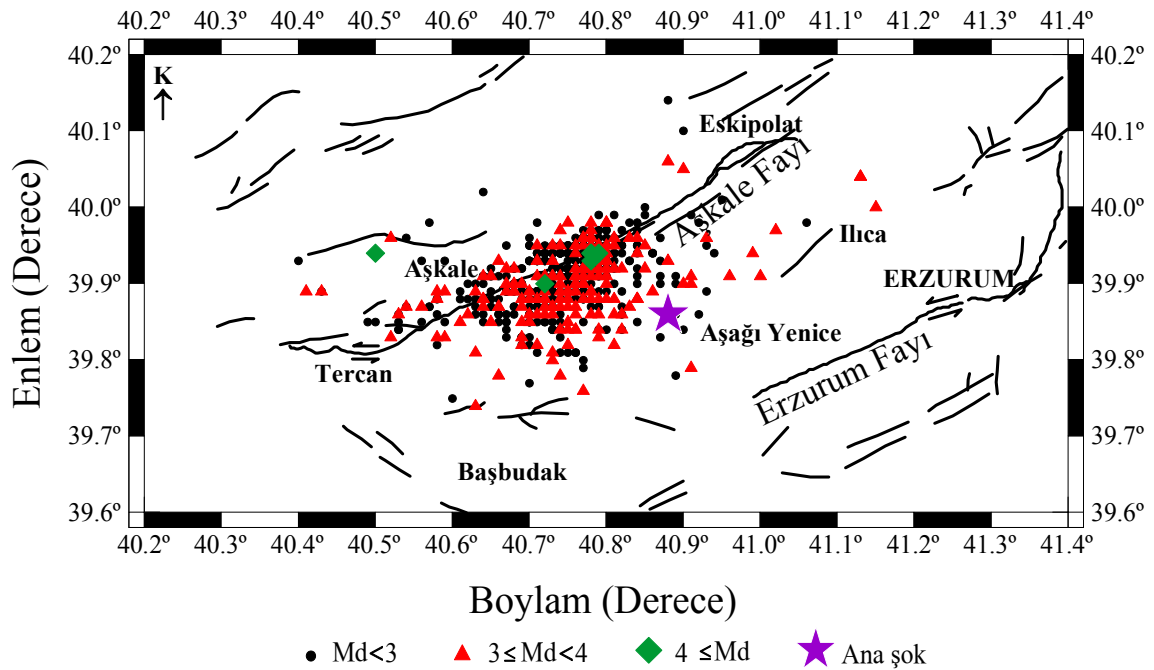
3.3. 28 Mart 2004 Erzurum Depremi ve Artçı Şok Dizisinin Genel Özellikleri

25 Mart 2004 Perşembe günü yerel saat itibariyle 21:30:50 ve 28 Mart 2004 Pazar günü 06:51:09'da olmak üzere Erzurum ilinin batısında yıkıcı etki yapan orta büyüklükte iki deprem meydana gelmiştir. Depremler Rize, Gümüşhane ve Erzincan gibi çevre illerde de hissedilmiştir. Ana şok koordinatları, Erzurum Aşkale ilçesi yakınlarına rastlayan depremlerden 28 Mart depremi Ilica, Aşkale ve Tercan arasında kalan bölgede meydana gelmiş ve Kandilli merkez olmak üzere çok sayıda kırsal yerleşmede hasara yol açmıştır. 28 Mart depremine ilişkin çeşitli kuruluşlardan derlenen sismolojik bilgiler farklı kuruluşlar tarafından hesaplanmış olup Tablo 7'de çizelge halinde verilmiştir. ETHZ hariç ilk depremin ana şok dışmerkezi için önerilen koordinatlar Kandilli civarına rastlar. İkinci ana şok veya büyük şok için önerilen episantr koordinatları KRDAE hariç ilk şokun yaklaşık 10-12 km kuzeyinde yer almaktadır. Her iki ana şok için farklı kuruluşlarca değişik derinlikler önerilmektedir. İlk şok için KRDAE 5 ($M_L=5.1$, $M_D=5.1$), USGS 18 ($M_W=5.5$), ETHZ 10 ($M_W=5.7$), HARVARD tarafından ise 10 km ($M_W=5.5$) derinlikler önerilmektedir. İkinci ana şok için ise KRDAE 14.1, USGS 8, ETHZ 10, HARVARD ise 10 km derinlikleri önermiştir. USGS, ETHZ ve HARVARD tarafından yapılmış olan hızlı fay düzlemi çözümleri ilk ana şokun doğrultu atımlı, ikinci ana şokun ters bileşenli doğrultu atımlı faylanma ile oluştuğuna işaret etmektedir (Doğan vd., 2004). Analiz için kullanılan katalog KRDAE katalogu ile DAD Sismoloji Şube Müdürlüğü web sayfasından alınmış ve ana şok koordinatları Kandilli tarafından $39.86^\circ\text{K}-40.88^\circ\text{D}$ olarak verilmiştir. Artçı şok katalogu süre magnitudü M_D 'ye göre tekdüzedir ve ana şoktan sonraki 5 aylık zaman dilimi içerisindeki $M_D \geq 1.9$ olan 620 artçı şoku içermektedir.

Tablo 7. 28 Mart 2004 Erzurum depremi için farklı kaynaklara ait ana şok parametreleri

Kurum	Tarih	Yerel Saat	Boylam	Enlem	Derinlik (km)	Magnitud		
						M_D	M_S	M_W
DAD	28.03.2004	06:51:09	40.77	39.98	2.1	5.3		
KRDAE	28.03.2004	06:51:09	40.88	39.86	14.1	5.3		5.5
USGS	28.03.2004	06:51:08	40.96	39.99	8.0			5.5
HARVARD	28.03.2004	06:51:08	40.94	40.02	10.0		5.4	
ETHZ	28.03.2004	06:51:09	40.70	43.30	10.0			5.7

Erzurum depremi artçı şok dizisinin episantr dağılım haritası ile Erzurum ve civarındaki aktif faylar Şekil 57’de gösterilmiştir. Bölgedeki aktif faylar Şaroğlu vd.’den (1992), Erzurum ve Aşkale Fayları ise Doğan vd.’nden (2004) değiştirilerek alınmıştır. Artçı şok dizisi $M_D=1.9-4.6$ arasında değişim göstermektedir. Magnitüdü $4.0 \leq M_D < 5.0$ arasında değişen 6 olay vardır ve en büyük artçı şok ($M_D=4.6$) ana şoktan dört gün sonra meydana gelmiştir. Artçı şoklar Ilıca-Aşkale-Tercan-Aşağı Yenice arasında kalan bölgede meydana gelmiştir. Olayların büyük çoğunluğu Aşkale Fayı üzerinde kuzeydoğu-güneybatı yönünde yoğunlaşırken, $M_D \geq 4.0$ olan olaylar genellikle ana şok ile Aşkale arasında kalan bölgede gözlenmiştir. KRDAE ve farklı kuruluşlar tarafından yayınlanan Erzurum depremi raporları ve artçı şokların dağılımı da dikkate alınarak, $40.4^\circ D-41.2^\circ D$ boylamları ile $39.7^\circ K-40.2^\circ K$ enlemleri arasında kalan bölge artçı şok bölgesi olarak seçilmiştir.



Şekil 57. Erzurum depremi ve artçı şok dizisinin episantr dağılım haritası ve artçı şok alanındaki aktif fay sistemleri. Erzurum ve Aşkale fayları Doğan vd.’nden (2004) değiştirilerek alınmıştır

3.3.1. Erzurum ve Civarının Tektonik Özellikleri ve Geçmiş Deprem Aktivitesi

28 Mart 2004 Erzurum (Aşkale) depreminin meydana geldiği bölge ve civarı deprem oluşumları açısından ülkemizin önemli deprem kuşaklarından biri olan Doğu Anadolu bölgesinde bulunmaktadır. Doğu Anadolu, Arap-Afrika levhası ile Avrasya levhaları

arasındaki kıta-kıta çarpışmasının sonucu K-G yönünde sıkışarak deformasyona uğramaktadır. Bölgede meydana gelen depremler bu tektonik rejimin eseridir. Kuzeydoğu Anadolu bölgesinde neotektonik dönem yapıları genelde KD-GB, KB-GD ve D-B doğrultusunda uzanır. KD-GB uzanımında olan aktif faylar sol yönlü, KB-GD uzanımlı olanlar ise sağ yönlü doğrultu atımlıdır. D-B uzanımında olan yapılar ise genelde kıvrım ve bindirmelere karşılık gelir (Şaroğlu, 1985; Şaroğlu ve Güner, 1981).

25 Mart ve 28 Mart Aşkale depremlerinin meydana geldiği Erzurum yöresi Kuzey Doğu Anadolu'da yer alır. Bölge, batıdan yapısal olarak Kuzey Anadolu Fayı tarafından sınırlanır. Erzurum yöresinde çok sayıda aktif fay bulunmaktadır. Uzunlukları açısından değerlendirildiğinde Erzurum havzasının kuzey ve kuzeydoğusunda kalan faylar daha uzundur. Bunlar Aşkale-İspir, Erzurum-Tortum, Horasan-Narman yöresi olmak üzere belirli alanlarda gözlenirler. Erzurum Fayı bölgenin en uzun aktif fayı niteliğindedir. Yaklaşık 80 km uzunluğunda olan bu fay sol yönlü doğrultu atımlıdır (Şekil 57). Erzurum ovasını güney ve doğudan sınırlandırır. Bu fayın KD devamında Dumlu-Tortum ve Horsan-Narman yöresinde de uzunlukları birkaç 10 km yi aşan çok sayıda aktif fay bulunmaktadır. Aşkale-İspir arasında sol yönlü doğrultu atımlı bir fay zonu yer alır. Son depremler bu fay zonunun GB devamında meydana gelmiştir. Kuzey Anadolu Fayı kuzeyinde kalan Erzurum havzası-Çat-Tercan arasında ise D-B genel doğrultusunda uzanan bindirmeler yaygındır (Doğan vd., 2004). 25 ve 28 Mart Erzurum depremlerinin aletsel koordinatları Erzurum ilinin Aşkale ilçesi doğusuna rastlar. Şaroğlu vd.'nin (1992) yayımlanmış olduğu Türkiye Diri Fay Haritası'nda Aşkale'nin kuzeydoğusunda KD-GB uzanımlı aktif bir fay zonu gösterilmiştir ve depremler bu fay zonunun güney ucunda meydana gelmiştir. Depremlerin meydana geldiği bölgede Koçyiğit vd. (1985; 2001) tarafından sol yönlü doğrultu atımlı Tercan-Aşkale Fay zonu tanımlanmış ve bu fay zonununun Aşkale yöresindeki bölümü Aşkale fayı olarak adlandırılmıştır. Aşkale Fayı, Aşkale'nin kuzeydoğusundaki Eskipolat köyü ile Tercan arasında yaklaşık 40 km uzunluğundadır. Bindirme niteliğindeki uç kısımları hariç fay K55°D genel doğrultusunda çizgisel gidiş sunar Tercan'ın doğusunda fay D-B genel doğrultusunda uzanan bindirmeye bağlanır. Gökdere ile Gelinkaya köyleri arasında kalan 40 km'lik bölümünde fay sol yönlü doğrultu atımlıdır (Doğan vd., 2004).

Bulgular, Aşkale fayının sol yönlü doğrultu atımlı aktif bir fay olduğunu göstermektedir. 25 ve 28 Mart tarihlerinde meydana gelen iki depreme en yakın aktif fay Aşkale Fayı'dır. Ancak, yüzey kırığı gelişmemiş olması nedeniyle son depremlerin Aşkale

fayından kaynaklandığını söylemek güçtür (Doğan vd., 2004). Gerek ana şok koordinatları gerekse artçı şok dağılımı bu fay boyunca sıralanmaktadır. Mevcut saha bilgilerine göre, ana şok episantrı civarında, fay düzlemi çözümleriyle yorumlanabilecek başka aktif faylar bulunmamaktadır. Çeşitli kuruluşlarca önerilen ana şok koordinatları Aşkale Fayı yakın çevresinde yer almakta ve yine artçı depremlerin bu fay yakınında kabaca fayın doğrultusuna uygun olarak sıralandıkları görülmektedir. Fay düzlemi çözümleri sol yönlü faylanmaya işaret etmektedir. Tüm bu bulgular birlikte değerlendirildiğinde 25 ve 28 Mart depremlerinin Aşkale Fayı'ndan kaynaklandığı yorumlanabilmektedir (Doğan vd., 2004).

Çeşitli kuruluşlarca önerilen her iki ana şok koordinatları genelde Aşkale fayının doğu bloğunda konumlanmıştır. Önerilen episantr koordinatları ilk ana şok Kandilli yöresinde ikinci ana şok ise bunun yaklaşık 10-12 km kuzeyinde fayın bindirme bileşen kazandığı kuzey ucuna rastlamaktadır. Öte yandan, KRDAE verilerine göre ilk şoku izleyen artçılar Kandilli-Aşkale-Tercan arasında daha çok fayın güney yarısında, ikinci ana şoku izleyen artçıların ise kuzey yarısında yoğunlaştığı dikkati çekmektedir. Doğan vd. (2004) tarafından yayınlanan raporda kullanılan ana şok episantr koordinatları ve artçı depremlerin dağılımı ilk depremin fayın güney yarısında ikinci depremin ise kuzeyinde gerçekleştiği şeklindedir. Saha bulguları ile fay düzlemi çözümleri arasında bir uyum söz konusu olup ilk şoka ilişkin çözümler sol yönlü doğrultu atımı, ikinci ana şoka ilişkin fay düzlemi çözümleri ise ters faylanma bileşeni göstermektedir. Aşkale fayı boyunca yapılan saha gözlemlerinde yapısal kökenli yüzey deformasyonuna rastlanmamıştır. Buna karşın, mikro-morfolojik veriler (fay sarplıkları, ötelenmiş drenaj, vb) bu fay boyunca geç Holosen'de yüzey kırılmasıyla sonuçlanmış daha büyük magnitüdü depremlerin meydana gelmiş olduğunu göstermektedir.

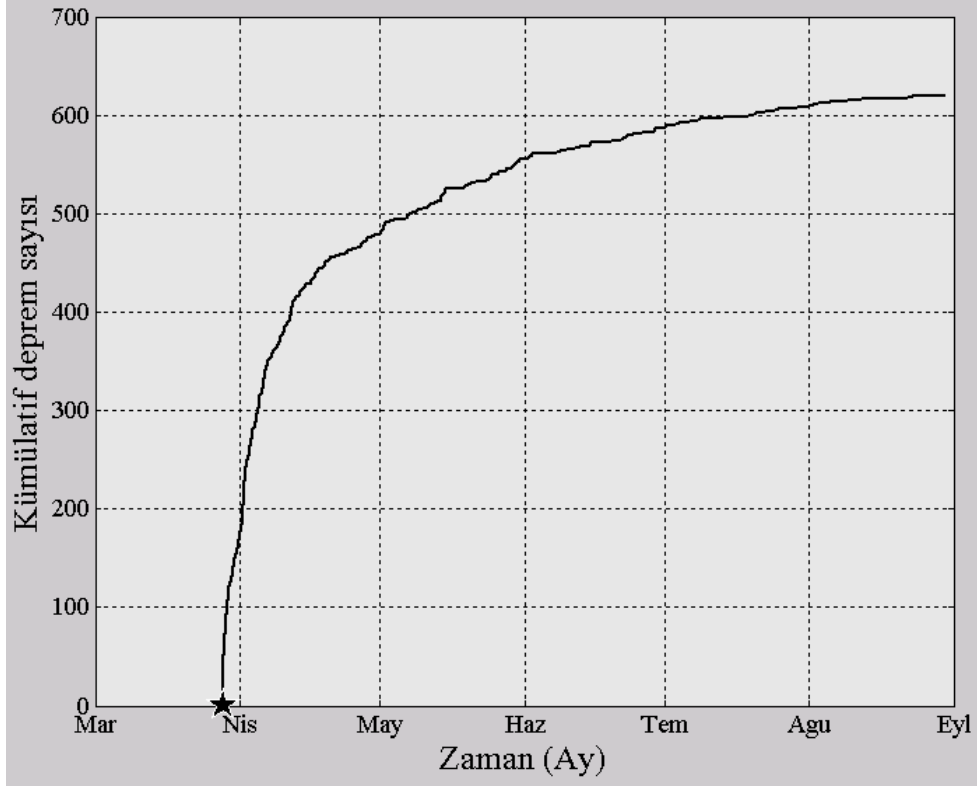
Aktif fay yoğunluğu nedeniyle tarihsel ve aletsel dönemde Erzurum ili çok sık yıkıcı depremlerin meydana geldiği bir bölgedir. Hem tarihsel, hem de son yüzyıldaki aletsel kayıtlar bu faylar boyunca çok sayıda yıkıcı depremin meydana geldiğini göstermektedir. Son yüzyılda bölgede meydana gelmiş 13 Mayıs 1924 Horasan ($M_S=6.8$), 21 Kasım 1939 Tercan ($M_S=5.9$), 21 Mayıs 1946 Varto-Hınıs ($M_S=5.7$), 7 Mart 1966 Varto ($M_S=5.6$), 19 Ağustos 1966 Varto ($M_S=6.8$), 30 Ekim 1983 Erzurum-Kars ($M_S=6.8$), 18 Eylül 1984 Erzurum-Balkaya ($M_S=5.5$) ve 18 Ekim 2004 Erzurum-Kars sınırı ($M_S=5.2$) depremleri can ve mal kaybıyla sonuçlanmış büyük depremlerdir. Tarihsel dönemde de bölgenin çok sık yıkıcı depremlerden etkilendiği bilinmektedir. 1766, 1769, 1852 ve 1859 depremleri son 250 yılda bölgede can ve mal kaybıyla sonuçlanmış önemli büyük depremlerdir.

02.06.1859 depreminde Erzurum çevresinde meydana gelen depremde yaklaşık 15.000 kişinin yaşamını yitirdiği bilinmektedir (Doğan vd., 2004). Sonuç olarak Aşkale depremleri, orta büyüklükteki depremlerin ($M_w=5.5$) Doğu Anadolu'da beklenenin çok üzerinde can kaybı ve maddi hasara yol açabileceğini gösteren son örneklerdir.

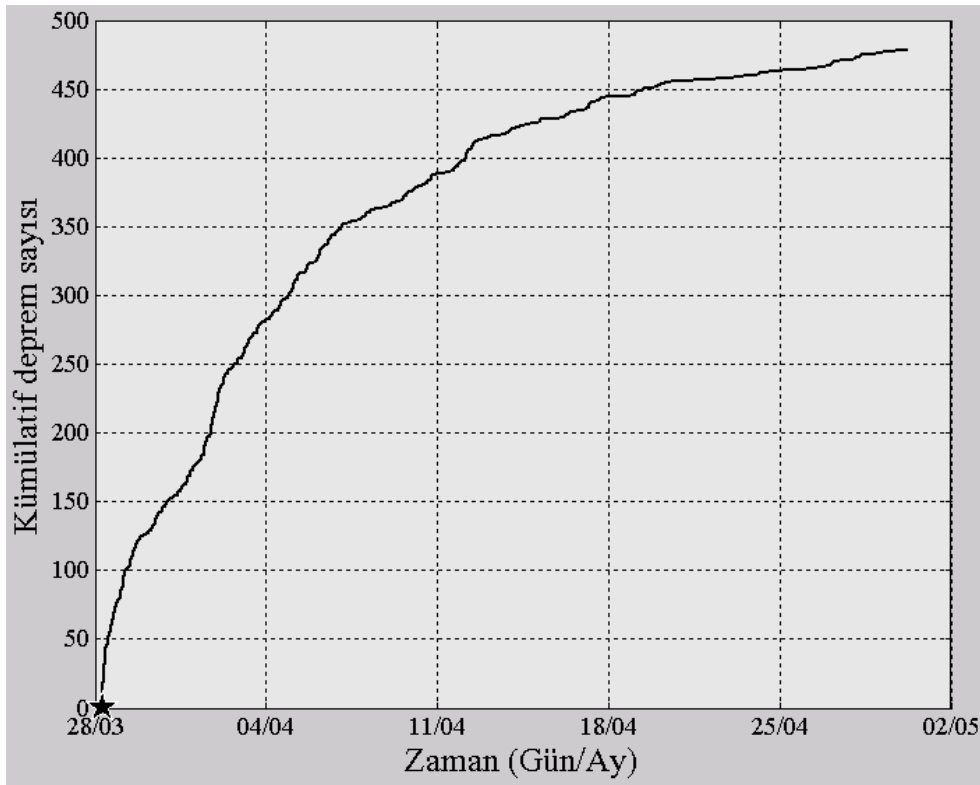
3.3.2. Erzurum Depremi Artçı Şok Dizisinin Zaman-Magnitüd-Sayı Analizleri

Son yıllarda deprem dizileri üzerinde yapılan çalışmalar orta ve uzun vadede deprem tahmini çalışmalarında artçı şok dizilerinin analizlerinin gerekliliğini ortaya koymuş, zaman, bölge ve magnitüde bağlı olarak artçı şok dizilerini tanımlamak için çok sayıda istatistiksel model geliştirmiştir. Küçük bir alanda ve kısa bir zaman aralığında çok sayıda depremin meydana gelmesine bağlı olarak artçı şok dizileri yer kabuğu hakkında önemli bilgiler ortaya koyarlar ve deprem mekanizmalarının anlaşılmasını sağlarlar. Fay yüzeyi özelliklerinin yanında, tektonik oluşumlar ve faylanma şekilleri artçı şok davranışlarını kontrol eden diğer faktörlerdir. Artçı şokların sayısı, bölgesel değişimleri ve dizilerin zamanla azalma oranları faydalı bilgiler sunan dizi karakteristikleridir.

28 Mart 2004 Erzurum depreminden sonraki beş aylık zaman dilimindeki olayların kümülatif sayısında gözlenen değişimler Şekil 58'te gösterilmiştir. Genel olarak ana şokun olduğu ve çok sayıda artçı şokun kaydedildiği ilk ayda meydana gelen aktivite göz önüne alındığında Şekil 58 iki bölgeye ayrılabilir. Birinci bölge olarak ana şoktan sonraki ilk bir ay, ikinci bölge olarak ise sonraki dört ay düşünülebilir. Ana şoktan sonraki deprem aktivitesi ilk ay içerisinde oldukça fazladır. Ana şoktan bir ay sonraki zaman dilimi içerisinde meydana gelmiş olan sismik aktivite ilk aya kıyasla oldukça azdır ve ilk zamanlara oranla daha yavaş bir artım gösterir. Bölgedeki sismik aktivite incelendiğinde, ana şoktan sonraki ilk bir ay içerisinde 478 olan artçı şok sayısının ikinci ayın sonunda 76'ya kadar düşmüştür. Artçı şok aktivitesi üçüncü ayın sonunda 32, dördüncü ayın sonunda 22 ve beşinci ayın sonunda da 12'ye kadar düşmüştür. Ayrıca, bir aylık zaman dilimi içerisindeki artçı şokların kümülatif sayılarında gözlenen değişim Şekil 59'ta gösterilmektedir. İlk bir ayın sonunda artçı şok aktivitesinin sonlanmadığı ve azda olsa deprem aktivitesinin devam ettiği görülmektedir. Bu değerlendirmeler ve bölgedeki sismik aktivite göz önüne alınarak, 28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok aktivitesinin değerlendirilmesinde ana şoktan sonraki 5 aylık zaman dilimindeki artçı şoklar kullanılmıştır.

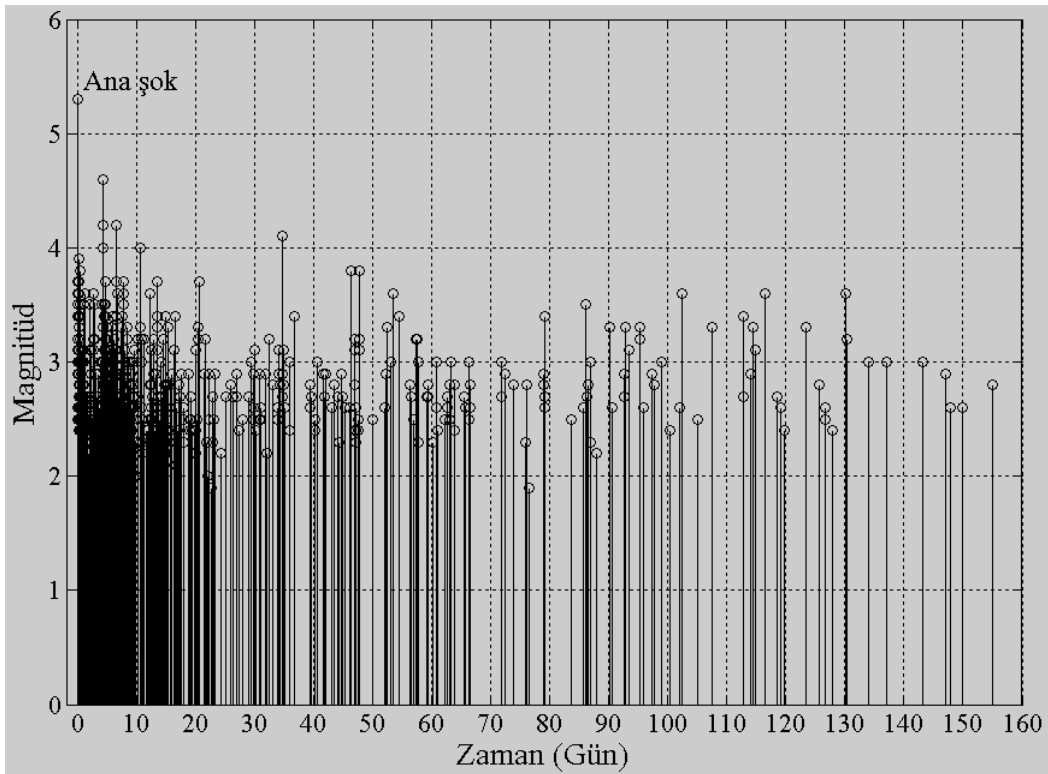


Şekil 58. 28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisi için beş aylık zaman dilimi içerisindeki kümülatif deprem sayısındaki değişimi



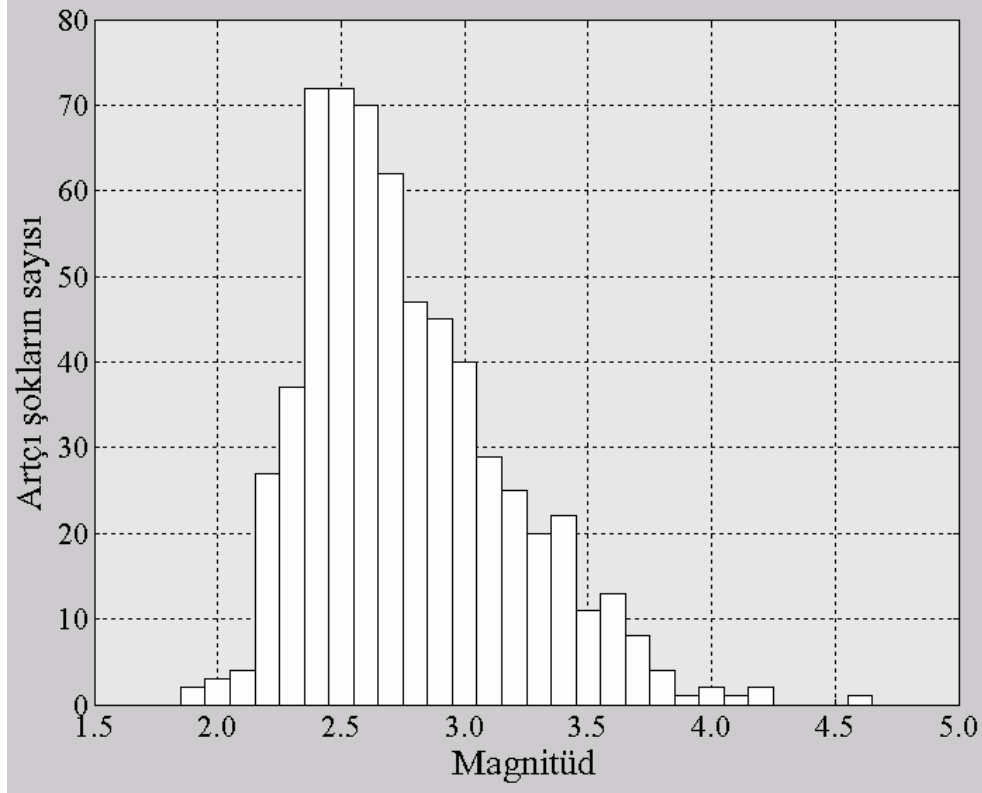
Şekil 59. 28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisinin ilk bir ay içerisindeki kümülatif deprem sayısının zamanla değişimi

Artçı şok dizisi için beş aylık zaman periyodu içerisinde magnitüd değerlerinde gözlenen değişimler Şekil 60'ta verilmiştir. Bu değişimler incelendiğinde $M_D=4.6$ olan en büyük artçı şokun ana şoktan dört gün sonra meydana geldiği ve ilk 10 gün içinde magnitüdü 4'ten büyük artçı şokların sonlandığı görülür. Ayrıca ana şoktan sonraki 30 ile 40 gün arasında magnitüdü 4.0'ten büyük bir artçı şok meydana gelmiştir. İlk 35 günden sonra magnitüdü 4'ten büyük olan hiçbir deprem gözlenmemiştir. Son bir ay içerisinde ise ortalama olarak $M_D=3.0$ civarında bir dağılım görülmektedir.



Şekil 60. 28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisinin beş ay içerisindeki magnitüd değerlerinde gözlenen değişimler

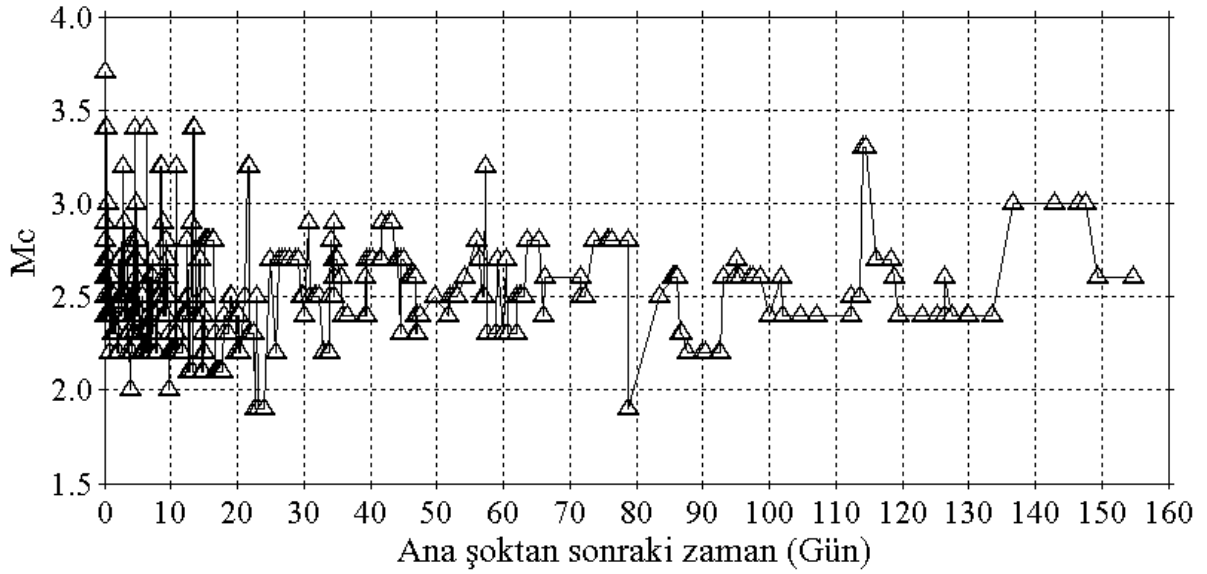
Şekil 61, 28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisinin magnitüd-deprem sayısı dağılımını göstermektedir. Ana şoktan sonraki beş aylık zaman diliminde katalog içerisinde $M_D < 3.0$ olan 441 artçı şok, $3.0 \leq M_D < 4.0$ arasında 173 artçı şok ve $4.0 \leq M_D < 5.0$ arasında 6 artçı şok mevcuttur. Katalog içerisindeki minimum magnitüd $M_D=1.9$ 'dur ve en büyük artçı şokun magnitüdü 4.6'dır. $M_D=2.2-3.5$ arasındaki artçı şok aktivitesi oldukça fazladır ve $M_D=2.4$ ile $M_D=2.5$ 'te bir maksimum gözlenmiştir.



Şekil 61. 28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisinin magnitüd-deprem sayısı değişimi

3.3.3. Erzurum Depremi Artçı Şok Dizisinin b ve p -Değerlerinin Analizi

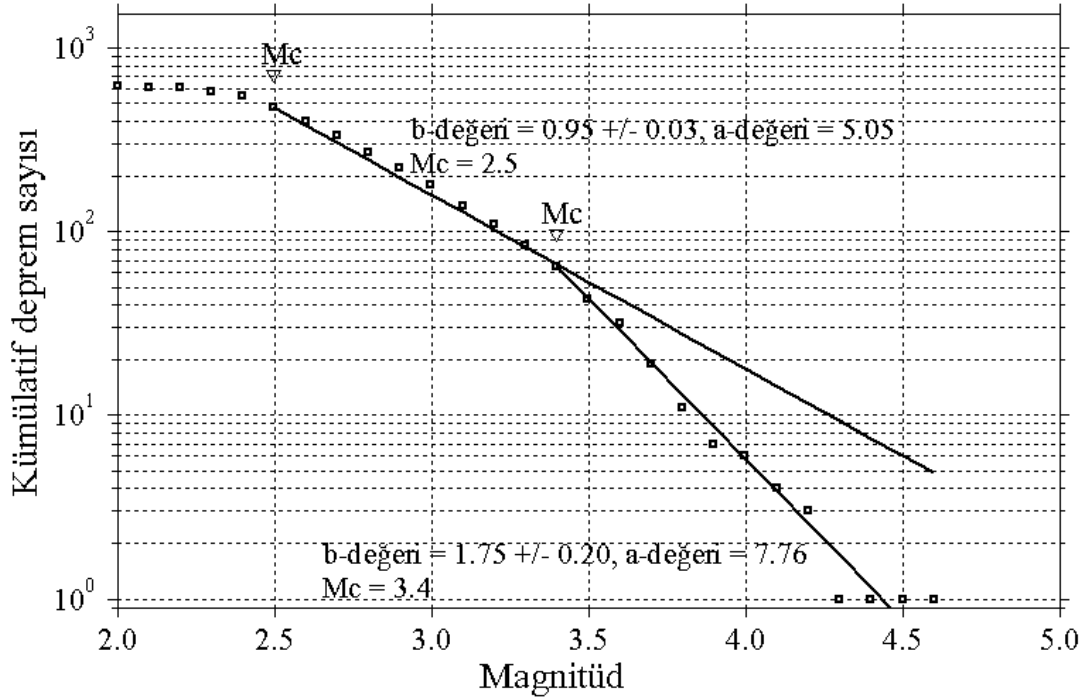
Erzurum depremi artçı şok bölgesi için hareketli pencere tekniği kullanılarak (Wiemer vd., 1998) ve ana şok zamanı başlangıç alınarak zamanın bir fonksiyonu olarak M_c değişimleri hesaplanmıştır. Pencere başına 5 olay kullanılarak hesaplanan M_c değişimleri Şekil 62’de gösterilmiştir. M_c değeri dizinin başlangıcında (ilk on saat içinde) ve ilk 15 gün içerisinde yüksektir ve 3.0 ile 3.7 arasında değişim göstermektedir. Üçüncü ayın sonuna doğru M_c değeri 3.3 civarında gözlenmiş olsa da, ana şoktan yirmi gün sonrasında M_c değerinde ilk günlere nazaran bir azalma mevcuttur ve bu değer genel olarak 2.4 ile 2.8 arasında değişim göstermektedir. Dolayısıyla M_c değerinin genellikle düzenli bir dağılım göstermediği söylenebilir. M_c değişimlerinin örnekleme boyutuna olan bağlılığını belirleyebilmek için, pencere başına 10, 15, 30 ve 40 olay alınarak bu değişimler hesaplanmış ve örnekleme boyutunun sonuçları etkilemediği görülmüştür. Dolayısıyla Şekil 62’de görülen saçılımlar örnekleme boyutuna bağlı değildir. Sonuç olarak *ZMAP* programı, b -değeri hesabı için M_c değerini 2.5 olarak hesaplamıştır.



Şekil 62. Erzurum depremi artçı şok dizisi için zamanın bir fonksiyonu olarak M_c değişimi

Erzurum depremi artçı şokları için $M_{min}=2.5$ ve $T_{başlangıç}=0.02$ gün alınarak Omori modeli parametreleri hesaplanmıştır. $M_{min}=2.5$ ve $T_{başlangıç}=0.02$ gün alınarak tahminlerdeki bu belirsizlikler uzaklaştırılmaya çalışılmıştır. Bu şekilde deprem sayısı belirgin oranda azalmış olsa da dizinin ilk kısmı analize dahil edilmiş ve tamamı sağlanmıştır. Sonuç olarak, azalım parametrelerinin tahmini için magnitudü 2.5'ten büyük ve eşit olan 475 artçı şok kullanılmıştır.

28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisi için kümülatif deprem sayısı-magnitud ilişkisi Şekil 63'te verilmiştir. $M_c=2.5$ ve 3.4 alınarak hesaplamalar yapılmış ve aynı şekil üzerinde gösterilmiştir. $M_c=3.4$ değeri için 1.75 ± 0.2 gibi oldukça yüksek b -değeri hesaplanmıştır. Bu değer yaklaşık 1.5 civarındaki (Olsson, 1999) maksimum b -değerinden daha büyüktür. Dolayısıyla, $M_c=2.5$ değeri kullanılarak G-R ilişkisindeki a parametresi yanında maksimum olasılık yöntemi kullanılarak b -değeri ve standart sapması da hesaplanmıştır. $b=0.95 \pm 0.07$ olarak artçı şoklar için öngörülen b -değerine oldukça yakındır. Bu farklı iki değer artçı şok alanı için farklı özelliklere sahip iki bölgenin farklı büyüklüklerde deprem üretme potansiyelinin olduğunu ortaya koymaktadır. Ayrıca, b -değerindeki mevcut hatalar yanlış yorumlara neden olabilecek tamam olmayan kataloglardan kaynaklanabilir veya b -değerleri, hesaplamalarda yüksek magnitud oranları bulunmadığında belirgin olarak artabilir. Veri kısmında bahsedildiği gibi katalog içerisinde $4.0 \leq M_D < 5.0$ arasında 6 artçı şok mevcuttur ve bu büyük depremler b -değeri için normale yakın değerler hesaplanmasında etkili olmuştur.

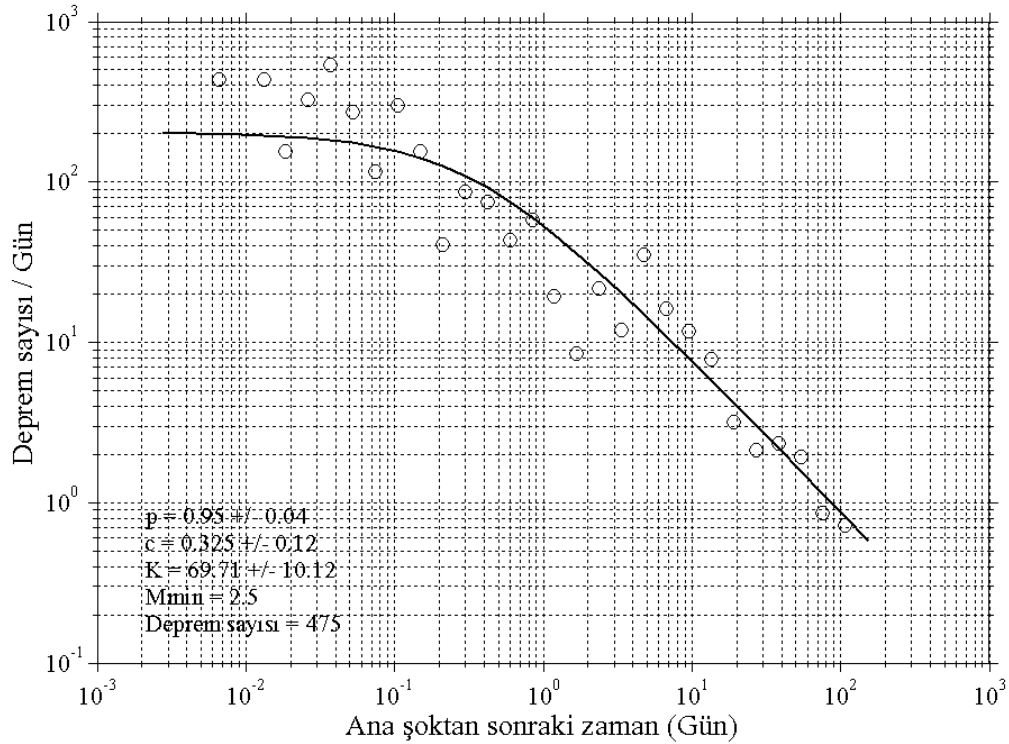


Şekil 63. Erzurum depremi artçı şok dizisi için kümülatif deprem sayısı-magnitüd dağılımı

28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisi için oluşum oranı Şekil 64'te gösterilmiştir. b -değerinde olduğu gibi p , c ve K parametrelerini hesaplamak için maksimum olasılık yöntemi kullanılmış ve zamanla azalma oranı değiştirilmiş Omori formülü kullanılarak modellenmiştir. $M_{min}=2.5$ ve $T_{başlangıç}=0.02$ gün için $p=0.95\pm 0.04$ olarak hesaplanmıştır ve bu değer artçı şoklar için öngörülen $p=1$ değerine oldukça yakındır. c ve K parametreleri sırasıyla 0.325 ± 0.12 ve 69.71 ± 10.12 olarak hesaplanmıştır. Özellikle az sayıdaki artçı şoklar için küçük p -değerleri, background sismisitesi etkisinin tamamen uzaklaştırılmadığını ve küçük p -değerlerinin üst üste binen diziler için geçerli olduğunu gösterir. Dolayısıyla, veri sayısının nispeten yeterli olması ve küçük magnitüd değerlerinin katalog içerisinde bulunması hesaplamada kullanılan başlangıç değerlerinin artçı şok dizisi için uygun olduğunu ortaya koyar.

Zamana bağlı olarak farklı magnitüd değerleri için artçı şokların sayılarında gözlenen artım ve azalmalar Tablo 8'te verilmiştir. Ayrıca, artçı şok sayısının p ve c parametreleri üzerindeki etkisini ortaya koyabilmek için birçok hesaplama yapılmıştır. Sonuçların güvenilirliği açısından farklı artçı şok sayısı, zaman aralığı ve M_{min} ve $T_{başlangıç}$ değerleri kullanılarak p ve c parametreleri hesaplanmıştır. Tüm hesaplamalar Tablo 8'te liste halinde verilmiştir. Tablo 8'te görüldüğü gibi 10, 12-15, 25-30, 37 ve 40 numaralı denemelerde c -değerlerinin oldukça yüksek olduğu ($c>1.0$), diğer denemelerde ise c -

değerlerinin 0.325'ten küçük olduğu görülmektedir. Ayrıca bazı denemelerde herhangi bir p ve c -değeri hesaplanamamıştır. Bu problem kullanılan katalogun bu değerlerde gerçekten tamam (complete) olmamasına veya bu değerlere bağlı olarak artçı şok dizisinin kullanılan modele uyum sağlamamasına bağlı olarak ortaya çıkabilir. Utsu vd. (1995), p -değerinin M_{min} 'dan bağımsız olduğunu fakat c -değerinin verideki M_{min} değerine güçlü bir şekilde bağlı olduğunu ifade etmişlerdir. Bu çalışmada, farklı M_{min} değerleri için (1.9-3.0 arasında değişen) azalım parametreleri test edilmiş ve farklı M_{min} and $T_{başlangıç}$ değerleri için p -değerinin 0.43 ile 1.60, c -değerinin ise 0.015 ile 5.281 arasında değiştiği görülmüştür. Beş aylık zaman dilimi içerisinde $M_D < 3.0$ olan 441 olay vardır ve bunların 205 tanesi ilk bir hafta içinde olmuştur. Ayrıca, katalog içerisinde magnitudü 2.5'ten büyük olan 475 veri mevcuttur. Genel olarak, p -değerine kıyasla c -değerinin minimum magnitüde güçlü bir şekilde bağlı olduğu ifade edilir. Sonuç olarak, 0.325 olarak hesaplanan c -değeri literatür değerleriyle uyumludur ve artçı şok dizisi için uygundur. Bu durumda, azalım parametrelerini hesabı için $M_{min} \geq M_c$ olması koşulu ve kullanılan artçı şok sayısı göz önüne alınırsa, $M_{min}=2.5$, $T_{başlangıç}=0.02$ gün başlangıç değerlerinin kullanılması (41. hesaplama) uygundur.



Şekil 64. Erzurum depremi artçı şok dizisi için ana şoktan sonraki zamanla azalım oranı

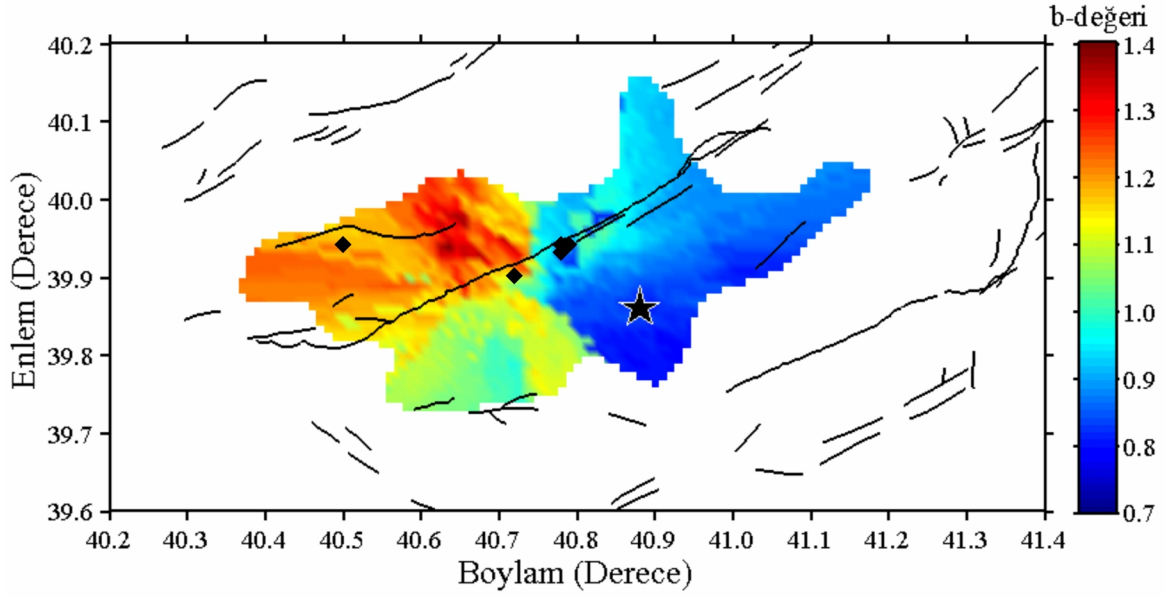
Tablo 8. Erzurum depremi artçı şok dizisi için yapılan test hesaplamaları

No	$T_{başlangıç}$ (gün)	Zaman aralığı (t , gün)	M_{min}	Kullanılan artçı şok sayısı	p -değeri	c -değeri
1	0.05	$0.05 \leq t \leq 10$	1.9	339	0.45 ± 0.07	0
2	0.05	$0.05 \leq t \leq 10$	2.5	249	0.52 ± 0.08	0
3	0.05	$0.05 \leq t \leq 10$	3.0	97	0.49 ± 0.13	0
4	0.05	$0.05 \leq t \leq 20$	1.9	426	0.56 ± 0.05	0
5	0.05	$0.05 \leq t \leq 20$	2.5	308	0.61 ± 0.06	0
6	0.05	$0.05 \leq t \leq 20$	3.0	119	0.60 ± 0.10	0
7	0.05	$0.05 \leq t \leq 33$	1.9	---	---	---
8	0.05	$0.05 \leq t \leq 33$	2.5	334	0.76 ± 0.07	0.103 ± 0.104
9	0.05	$0.05 \leq t \leq 33$	3.0	123	0.71 ± 0.08	0
10	0.05	$0.05 \leq t \leq 63$	1.9	537	1.34 ± 0.15	3.234 ± 1.119
11	0.05	$0.05 \leq t \leq 63$	2.5	399	0.85 ± 0.06	0.271 ± 0.164
12	0.05	$0.05 \leq t \leq 63$	3.0	144	1.32 ± 0.25	2.553 ± 1.639
13	0.05	$0.05 \leq t \leq 155$	1.9	603	1.42 ± 0.10	3.777 ± 0.963
14	0.05	$0.05 \leq t \leq 155$	2.5	458	1.13 ± 0.07	1.420 ± 0.479
15	0.05	$0.05 \leq t \leq 155$	3.0	167	1.11 ± 0.12	1.280 ± 0.732
16	0.1	$0.1 \leq t \leq 10$	1.9	329	0.43 ± 0.09	0
17	0.1	$0.1 \leq t \leq 10$	2.5	239	0.49 ± 0.10	0
18	0.1	$0.1 \leq t \leq 10$	3.0	91	0.40 ± 0.18	0
19	0.1	$0.1 \leq t \leq 20$	1.9	---	---	---
20	0.1	$0.1 \leq t \leq 20$	2.5	298	0.60 ± 0.07	0
21	0.1	$0.1 \leq t \leq 20$	3.0	113	0.57 ± 0.13	0
22	0.1	$0.1 \leq t \leq 33$	1.9	---	---	---
23	0.1	$0.1 \leq t \leq 33$	2.5	---	---	---
24	0.1	$0.1 \leq t \leq 33$	3.0	---	---	---
25	0.1	$0.1 \leq t \leq 63$	1.9	527	1.44 ± 0.18	4.243 ± 1.516
26	0.1	$0.1 \leq t \leq 63$	2.5	389	1.04 ± 0.11	1.303 ± 0.620
27	0.1	$0.1 \leq t \leq 63$	3.0	138	1.60 ± 0.42	5.281 ± 3.604
28	0.1	$0.1 \leq t \leq 155$	1.9	593	1.47 ± 0.11	4.488 ± 1.167
28	0.1	$0.1 \leq t \leq 155$	2.5	448	1.22 ± 0.09	2.344 ± 0.782
30	0.1	$0.1 \leq t \leq 155$	3.0	161	1.25 ± 0.17	2.737 ± 1.548
31	0.02	$0.02 \leq t \leq 10$	1.9	356	0.46 ± 0.05	0.004 ± 0.013
32	0.02	$0.02 \leq t \leq 10$	2.5	266	0.53 ± 0.05	0.005 ± 0.012
33	0.02	$0.02 \leq t \leq 10$	3.0	109	0.57 ± 0.07	0
34	0.02	$0.02 \leq t \leq 20$	1.9	443	0.58 ± 0.04	0.026 ± 0.028
35	0.02	$0.02 \leq t \leq 20$	2.5	325	0.63 ± 0.05	0.017 ± 0.020
36	0.02	$0.02 \leq t \leq 20$	3.0	131	0.62 ± 0.05	0
37	0.02	$0.02 \leq t \leq 33$	1.9	---	---	---
38	0.02	$0.02 \leq t \leq 33$	2.5	351	0.74 ± 0.05	0.051 ± 0.036
36	0.02	$0.02 \leq t \leq 33$	3.0	135	0.73 ± 0.06	0.009 ± 0.014
37	0.02	$0.02 \leq t \leq 63$	1.9	554	1.12 ± 0.09	1.440 ± 0.489
38	0.02	$0.02 \leq t \leq 63$	2.5	416	0.78 ± 0.04	0.075 ± 0.044
39	0.02	$0.02 \leq t \leq 63$	3.0	156	0.77 ± 0.05	0.015 ± 0.017
40	0.02	$0.02 \leq t \leq 155$	1.9	620	1.32 ± 0.08	2.568 ± 0.639
41	0.02	$0.02 \leq t \leq 155$	2.5	475	0.95 ± 0.04	0.325 ± 0.120
42	0.02	$0.02 \leq t \leq 155$	3.0	179	0.83 ± 0.04	0.027 ± 0.024

3.3.4. Erzurum Depremi Artçı Şok Dizisinin b ve p -Değerleri Bölgesel Değişimleri

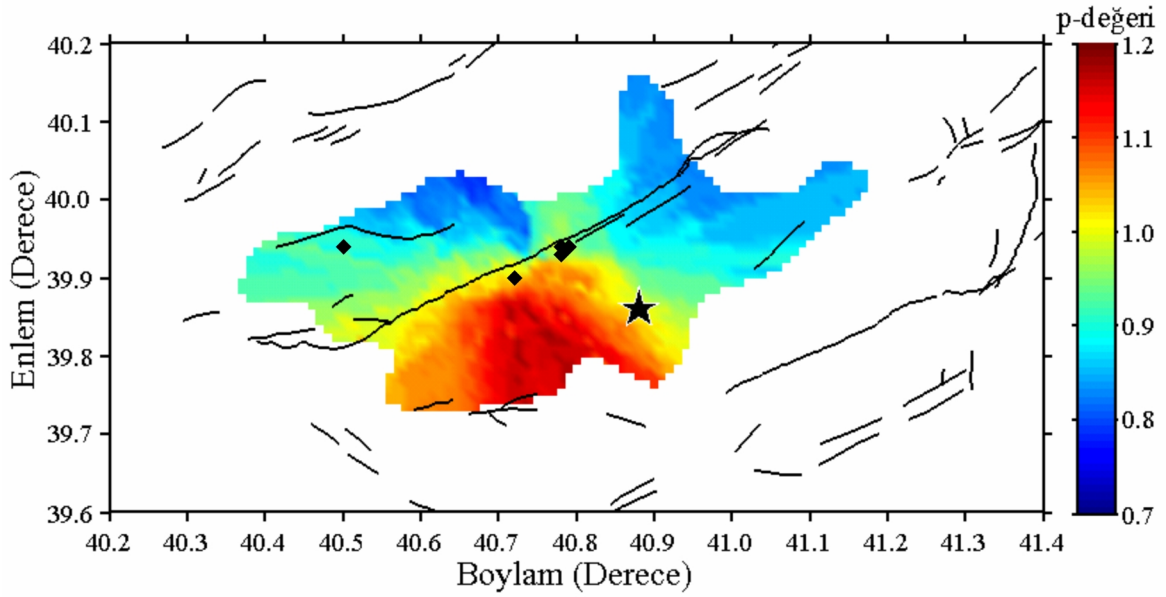
28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisinin bölgesel değişim haritalarını oluşturmak için $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ lik bölgesel grid aralığı kullanılmıştır. Sonra her bir grid aralığı için en yakın artçı şok episantrları için $N_e=200$ alınmış ve en yakın episantrların minimum sayısı, ($M > M_c$), $N_{e_{min}}=100$ olacak şekilde hesaplamalar yapılmıştır. Her bir grid noktası için hesaplanan parametre değerleri haritalar üzerinde renkli bir çizimle gösterilmiştir. Hesaplamalarda yapılan önemli bir varsayım ise p -değeri bölgesel değişim haritası için sabit bir $c=0.325$ değeri kabulüdür çünkü bu değer bölgesel değişim haritalarının oluşturulması için daha anlamlıdır. Tamamlılık magnitudü 2.4-2.8 arasında değişmektedir fakat bu değer ortalama olarak 2.5'dir. Sonra, *ZMAP* tüm grid noktaları için M_c olarak bu minimum başlangıç magnitudünü almış ve b ve p -değerleri yalnızca $M \geq M_c$ olan depremler kullanılarak hesaplanmıştır. Sonuçta b ve p -değerleri $N_e=200$ ve $N_{e_{min}}=100$ alınarak hesaplanmıştır.

Erzurum depremi artçı şok dizisi için sismisite parametreleri b ve p -değerlerinin bölgesel değişim haritaları Şekil 65 ve 66'da gösterilmiştir. b -değerindeki bölgesel değişimler 0.7-1.4 arasındadır ve p -değeri 0.7-1.2 arasında değişmektedir. Bazı araştırmacılar (örneğin, Utsu, 1971; Olsson, 1999) tarafından verilen b ve p -değerleri değişim aralıkları dikkate alındığında b ve p -değerleri bölgesel değişimlerinin öngörülen sınırlar içerisinde olduğu söylenebilir. Erzurum depremi artçı şok aktivitesi yoğun olarak ana şok episantrı civarında dağılım göstermektedir ve büyük artçı şoklar ana şok episantrı ile Aşkale arasında Aşkale fayı üzerinde dağılım göstermektedir. Ayrıca, $M_D \geq 4.0$ olan olaylar genellikle ana şok ile Aşkale arasında kalan bölgede gözlenmiştir (Şekil 57). b -değerleri dağılımı iki alt gruba ayrılabilir: (a) düşük b -değerleri (<1.0) ana şok civarında ve Aşkale fayının kuzey doğu kısmında (Eskipolat-Aşağı Yenice-Ilıca arası) ve (b) yüksek b -değerleri (>1.2) ana şok episantrının batısı ve Aşkale fayının güney batı kısmında (Aşkale-Tercan arası) dağılım göstermektedir. Tercan-ana şok episantrı arasında kalan bölgede ise b -değerleri 1.0-1.2 arasında değişim göstermektedir.



Şekil 65. $M_D \geq 2.5$ ve $T_{başlangıç} = 0.02$ gün olan depremler kullanılarak oluşturulan b -değeri haritası. b -değeri 0.01° 'lik grid aralığı ile $N_e = 200$ alınarak hesaplanmıştır

Erzurum depremi artçı şok dizisi için p -değerleri bir azalma eğilimi göstermektedir ve genel olarak çalışma alanın bazı kısımlarında küçüktür. Yüksek p -değerleri (>1.0) ana şok episantrının güney, batı ve güney batı kısımlarında (ana şok episantrı-Tercan-Başbudak arası) hesaplanmıştır ve buda bu bölgedeki artçı şok aktivitesinin diğer bölgelere nazaran nispeten hızlı bir azalım gösterdiğine işaret eder. Daha düşük p -değerleri (<1.0) ise ana şokun kuzey doğusu ile Aşkale fayının kuzey doğu kısmında (ana şok episantrı-Ilıca-Eskipolat arası) ve artçı şok alanının batı ucunda (Aşkale-Tercan arası) gözlenmiştir. Ana şok episantrının doğu ve kuzey doğu kısmı ile batı ucuna doğru olan daha yavaş artçı şok aktivitesi azalımı, gözlenen sismisiteyi artırmış olabilecek birkaç ikincil artçı şokları üretme olasılığı bulunan güçlü artçı şokların dağılımıyla ilişkilidir. Buda azalımın yavaş olduğunu fakat aslında kademeli olarak ikincil artçı şok oluşumlarını içerebileceğini ortaya koyar. Bunun aksine, daha zayıf bir ikincil artçı şok oluşumuna ve görünür bir hızlı sismik aktivite azalımına neden olan ve ana şok episantrının güney ve güney batı kısmında meydana gelen güçlü artçı şoklar yoktur. Sonuç olarak, dizinin güney ve güney batısındaki sismik aktivite ($p > 1.1$) artçı şok alanının geriye kalan kısmında gözlenen sismik aktiviteye göre ($p < 0.9$) nispeten daha hızlıdır.

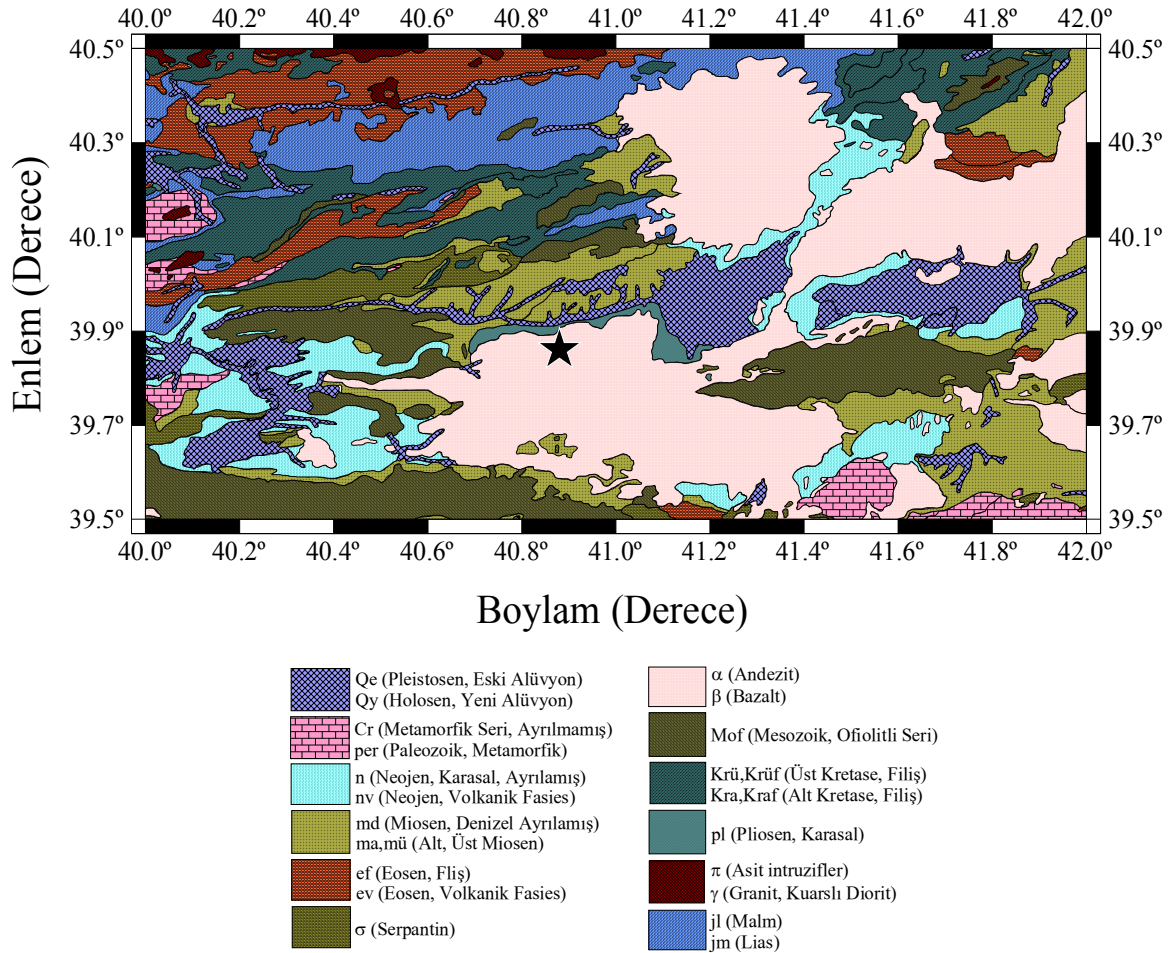


Şekil 66. $M_D \geq 2.5$ ve $T_{başlangıç} = 0.02$ gün olan depremler kullanılarak oluşturulan p -değeri haritası. p -değeri 0.01° lik grid aralığı ile $N_e = 200$ alınarak hesaplanmıştır. b ve p -değerleri maksimum olasılık yöntemiyle hesaplanmıştır

3.3.5. Erzurum ve Civarı İçin Bölgesel Jeoloji ve Topografya

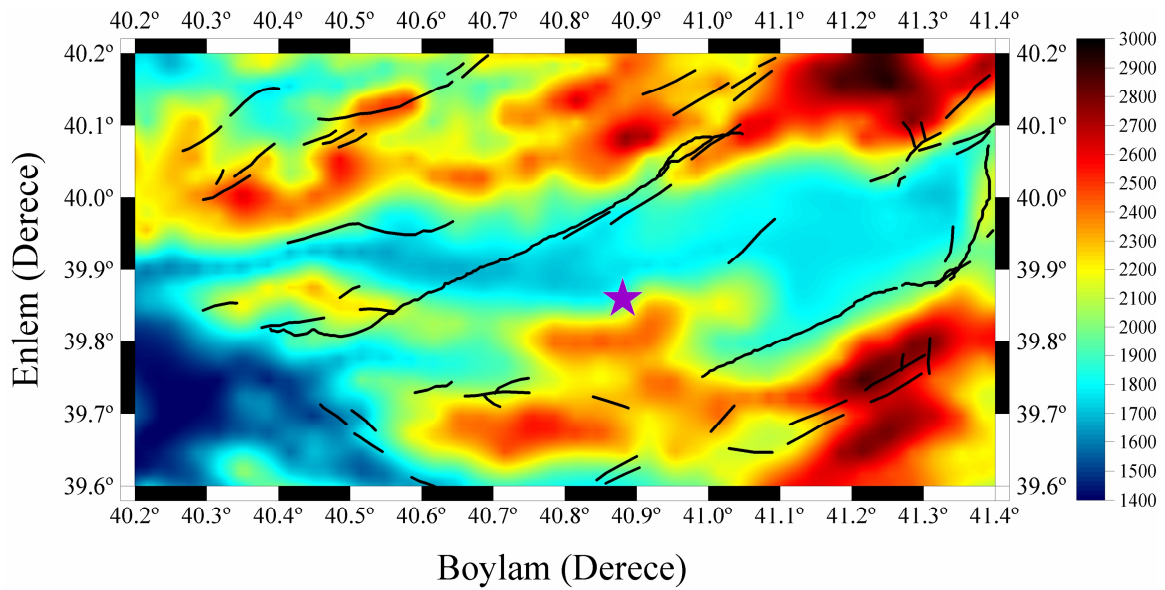
28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok bölgesi ve civarının jeolojik yapısı Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (URL-9, 2007) web sayfasında verilmektedir. Erzurum depremi ana şok episantrı ve civarının jeolojik yapısı başta andezit ve bazalt olmak üzere birçok farklı birimlerden oluşmuştur ve geniş bir alanı kapsayan jeolojik harita detaylı olarak Şekil 67’de verilmiştir. Jeolojik haritadan görüleceği üzere, ana şok episantrı-Aşkale-Tercan-Başbudak arasında kalan bölge büyük oranda yüzey magmatik kayalar olan andezit (α) ve bazalt (β) yapılarla kaplıdır. Aşkale ve civarı ise Mesozoik yaşlı ofiolitli seriler (Mof), alt ve üst Miosen yaşlı denizel farklılaşmamış kalkerler (md, ma, mü), neojen yaşlı volkanik fasiyesler ile karasal farklılaşmamış kalkerler (nv, n) ve kısmen de eski ve yeni alüvyon yapılar (Qe, Qy) içermektedir. Tercan ve civarında, Aşkale fayının kuzey doğu ucuna doğru Eskipolat civarlarında ise yine ofiolitli seriler, andezit, bazalt ile Miosen yaşlı kalkerler mevcuttur. Aşağı Yenice ve civarında andezit ve bazalt yapıları hakimken, Ilıca ve civarında ise eski ve yeni alüvyon malzemeler hakimdir. Erzurum Fayı ise, andezit ve bazalt yapılarından oluşan zemin üzerindedir. 28 Mart 2004 Erzurum depremi için, yüksek p -değerlerinin gözleendiği ana şok episantrının güney, batı ve güney batı kısımlarında (ana şok episantrı-Tercan-Başbudak arası) andezit ve bazalt yapılar hakimdir ve kısmen de alüvyon birimler gözlenmektedir. Düşük p -değerlerinin gözleendiği

Aşkale ve civarında is serpantinler, eski ve yeni alüvyon yapılar ile eosen yaşlı yapılar mevcuttur. Ayrıca, düşük p -değerlerinin gözleendiği diğer bölge olan Eskipolat-İlca-Ana şok episantrı arasında kalan bölge mesozoik, ofiolitli seriler ve üst Miosen yaşlı denizel farklılaşmamış yapılar ile eski ve yeni alüvyon yapılarla kaplıdır. Büyük b -değerlerinin gözleendiği ana şok episantrının batısı ve Aşkale fayının güney batı kısmında (Aşkale-Tercan arası) ise mesozoik, ofiolitli seriler, eski ve yeni alüvyon yapılar, alt ve üst Miosen yaşlı denizel farklılaşmamış yapılar ile neojen yaşlı volkanik fasiesler ve karasal farklılaşmamış yapılar egemendir. Düşük b -değerlerinin gözleendiği Eskipolat-Aşağı Yenice-İlca arasında ise büyük oranda Mesozoik yaşlı ofiolitli seriler ile eski ve yeni alüvyon yapılar görülür.



Şekil 67. Erzurum ve civarı için yüzey jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nden (URL-9, 2007) değiştirilerek alınmıştır

Erzurum ve civarının topoğrafik yapısı Şekil 68’te verilmiştir. Haritayı oluşturmak için kullanılan veri TÜBİTAK’ın (URL-3, 2006) web sayfasında kullanıcıya açık olan dosyalardan alınmıştır. Şekilden görüleceği üzere b -değeri ile topografya arasında net bir ilişki yoktur. Yüksek b -değerlerinin gözleendiği bölgelerde hem yüksek hem de düşük topografya değerleri, düşük b -değerlerinin gözleendiği bölgelerde de yine hem yüksek hem de düşük topografya değerleri gözlenmiştir. Fakat 0.7-0.8 aralığındaki en düşük p -değerleri topografya değerlerinin nispeten daha yüksek olduğu bölgelerde hesaplanmıştır. Sonuçta, p -değerlerinde gözlenen değişimler bölgenin jeolojik yapısı ve topografyası ile ilişkilidir.

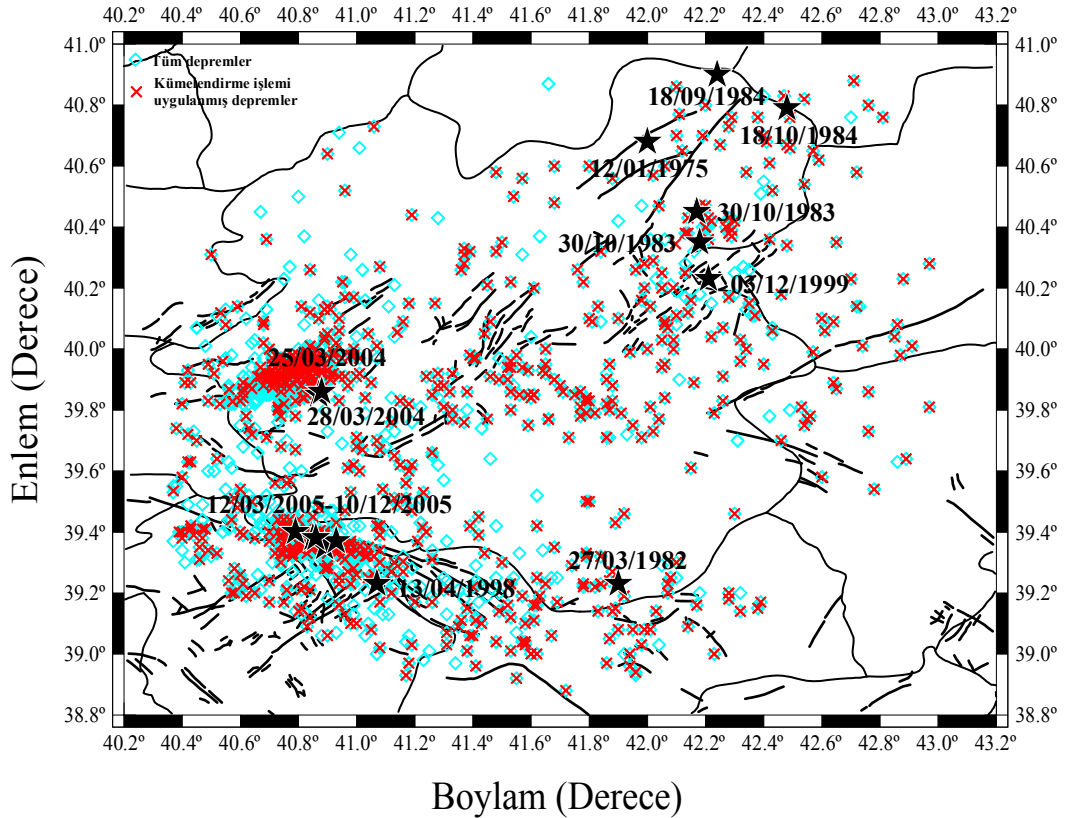


Şekil 68. Erzurum ve civarı için 0.01°'lik grid aralığı ile hazırlanan bölgesel topografya haritası

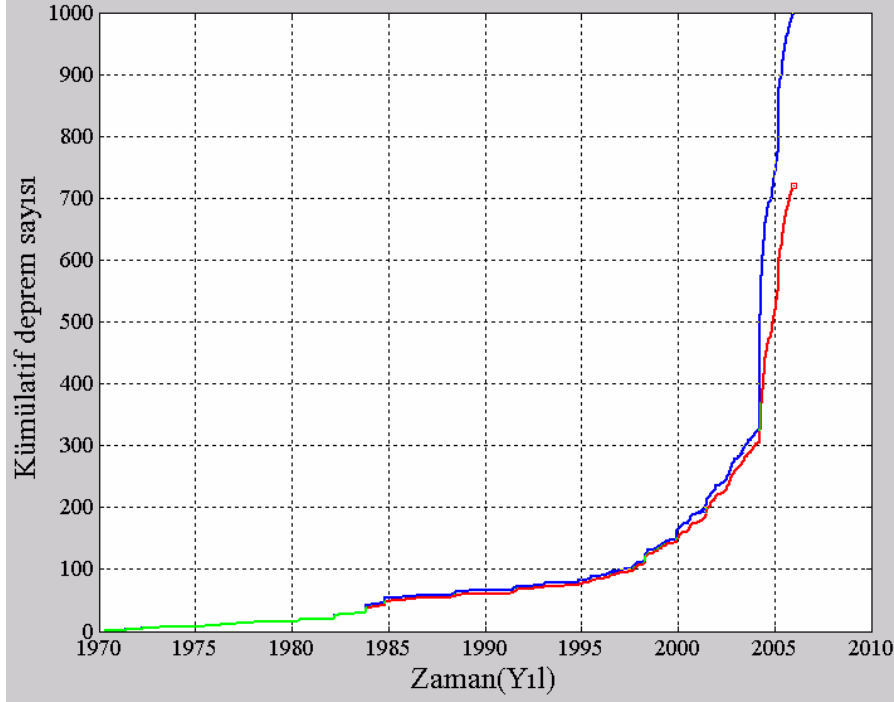
3.3.6. Erzurum ve Civarı İçin Z-Değeri Bölgesel Değişimleri

Z-değeri bölgesel değişim haritalarını oluşturabilmek için, Bölüm 2.7.2 ve 2.7.3’te detaylı olarak anlatılan yöntem kullanılarak *ZMAP* tekniği ile hesaplamalar yapılmıştır. Bunun için Şekil 69’da verilen Erzurum ve civarını içine alan bölge dikkate alınarak, Erzurum ve civarında 1970-2005 yılları arasında meydana gelmiş magnitüdü 5.0’ten büyük ve derinliği 70 km’den küçük sığ depremler için sismik durgunluk gösteren bölgeler ortaya konmaya çalışılmıştır. Çalışma alanı ve bu bölgedeki depremlerin episantr dağılımları Şekil 69’da gösterilmiştir. Yıldız sembolü magnitüdü 5.0’ten büyük depremlerin episantrlarını göstermektedir. 1970-2005 yılları arasında Erzurum ve civarında magnitüdü

5.0'ten büyük olan depremler; 12 Ocak 1975 ($M_D=5.0$), 27 Mart 1982 ($M_D=5.1$), 30 Ekim 1983 ($M_D=5.8$) depremi ve artçı şoku ($M_D=5.2$), 18 Eylül 1984 ($M_D=5.2$), 18 Ekim 1984 ($M_D=5.2$), 13 Nisan 1998 ($M_D=5.0$), 3 Aralık 1999 ($M_D=5.5$), 25 Mart 2004 ($M_D=5.1$), 28 Mart 2004 ($M_D=5.3$), 12 Mart 2005 ($M_D=5.6$), 14 Mart 2005 ($M_D=5.9$), 23 Mart 2005 ($M_D=5.4$), 6 Haziran 2005 ($M_D=5.1$) ve 10 Aralık 2005 ($M_D=5.2$) depremleridir. Şekil 69'da ayrıca 30 Ekim 1983 depreminden sonra ki büyük artçı şokun episantrı da gösterilmiştir. Ancak, yapılan kümelenme işlemi sonucunda bu deprem analizlere dahil edilmemiştir. Katalog, 1970-2005 yılları arasında magnitudü 2.2'den büyük ve eşit 1481 adet sığ depremi içermektedir. Çalışma alanı için tamamlılık magnitudü $M_c=3.0$ 'tür ve $M_D \geq 3.0$ olan depremlerin sayısı 1000'dir. Reasenber (1985) algoritması ile Bölüm 2.7.2'de bahsedilen giriş parametreleri kullanılarak, $M_D \geq 3.0$ olan sığ depremler için yapılan yeniden kümelenme işlemi sonucunda Z-değeri hesabı için kullanılan deprem sayısı 719'dur ($M_D \geq 3.0$ olan verinin yaklaşık % 72'si). Şekil 70, $M_D \geq 3.0$ olan sığ depremler ile yeniden kümelenme işlemi sonucunda elde edilen veri için zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısını göstermektedir.

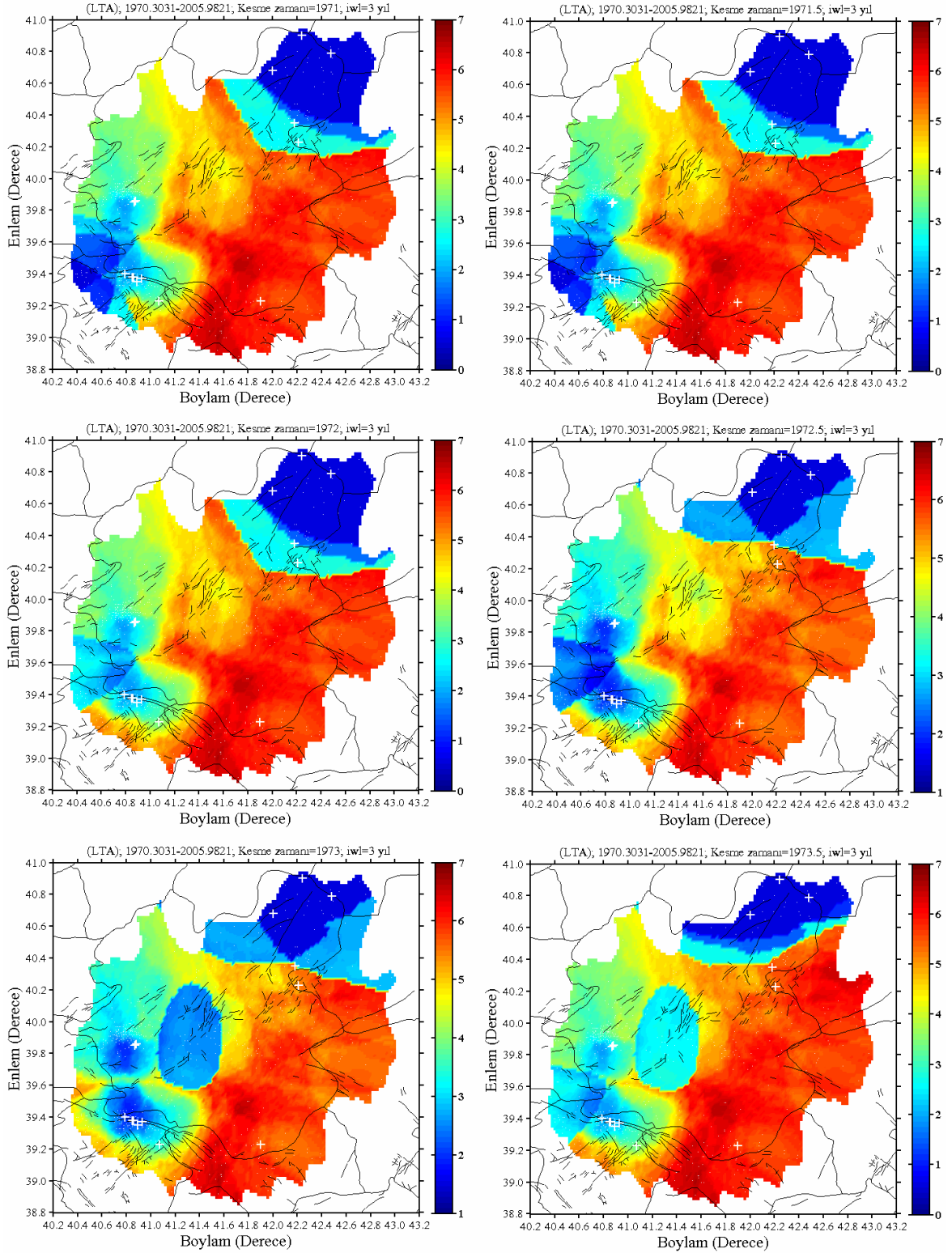


Şekil 69. Erzurum ve civarı için 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 3.0$ olan sığ depremlerin episantr dağılım haritası



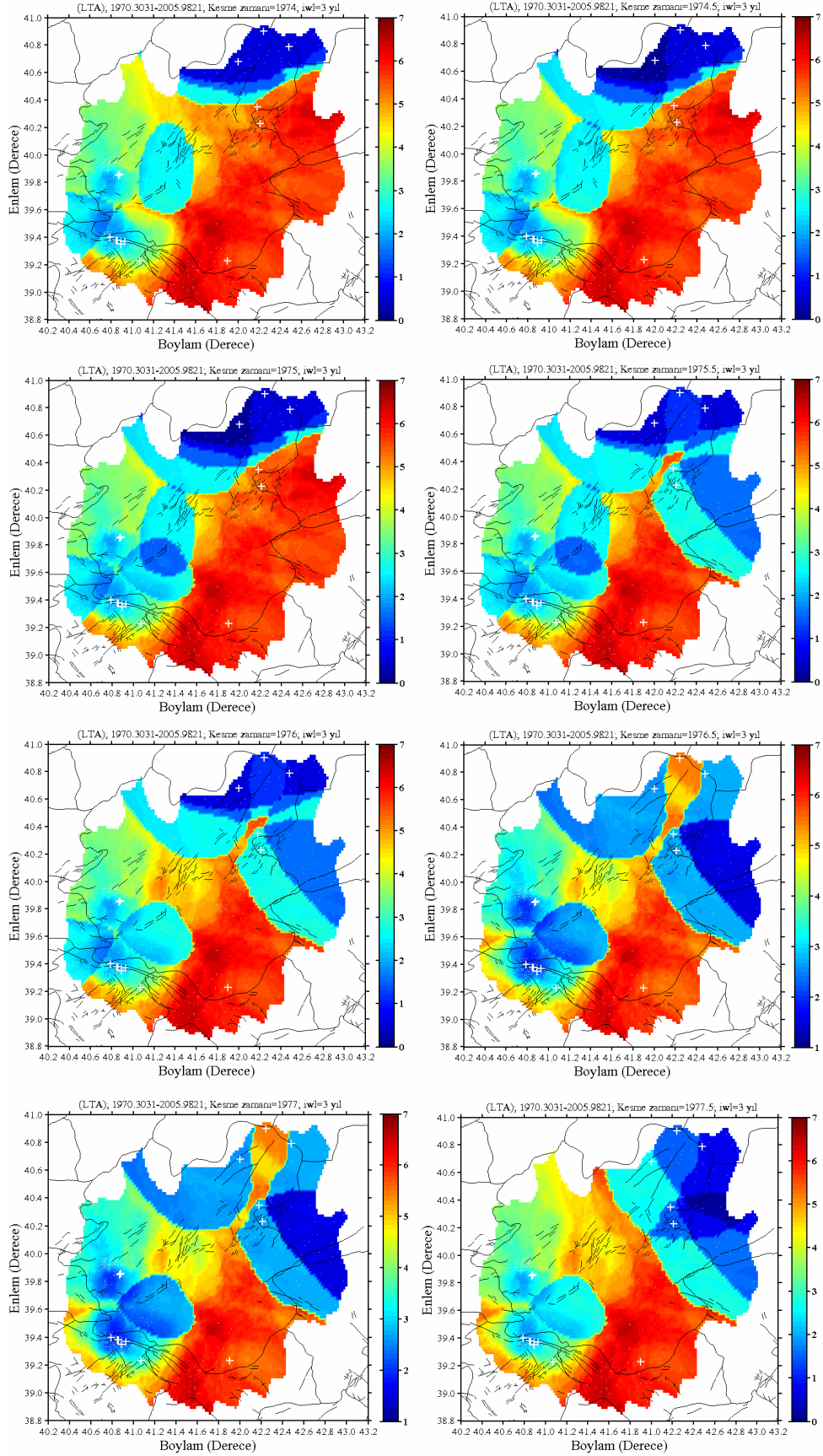
Şekil 70. $M_D \geq 3.0$ olan sığ depremler ile yeniden kümelendirme işlemi sonucunda elde edilen veri için zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısı

Z-değeri hesabı için çalışma alanı $0.02^\circ \times 0.02^\circ$ lik grid aralıklarına bölünmüştür. Birkaç testten sonra her bir grid aralığı için en yakın episantrların sayısı 50 ve ana şoklardan sonra meydana gelen büyük olayların oluşum zamanları da dikkate alınarak örnekleme aralığı 28 gün alınmış ve toplam 35.68 yıllık bir zaman dilimi içerisinde Erzurum ve civarında olası büyük depremlerden önceki sismik durgunluk gösterebilecek bölgeler belirlenmeye çalışılmıştır. Erzurum ve civarında 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve magnitüdü 5.0'ten büyük olan depremler coğrafik koordinatları ile birlikte Tablo 2'de verilmiştir. Bu depremlerden ilki, 12 Ocak 1975'te meydana gelmiştir. Katalog başlangıcının 1970 olmasından dolayı bu kadar kısa bir zaman aralığında bu deprem bölgesi için herhangi bir değerlendirme yapılamamıştır. Erzurum ve civarında meydana gelen 27 Mart 1982 depremi, 30 Ekim 1983 depremi, 18 Eylül ve 18 Ekim 1984 depremleri, 3 Aralık 1999 depremi ile 25 ve 28 Mart 2004 depremleri için her altı aylık zaman dilimlerinde yapılan analizler sırasıyla Şekil 71 ve 72'de gösterilmiştir. Sismik durgunluğun başlangıç ve bitiş tarihi bilinmediği için zaman penceresi depremlerle ilişkili olarak 1.5-5.5 yıl arasında test edilmiş ve sonuçta tüm hesaplamalarda $T_W=3$ yıl olarak seçilmiştir. Bu seçim sismik durgunluğun zamanını değiştirmemekle birlikte sismik durgunluğun başlangıcını doğru olarak ortaya koymak için önemlidir.

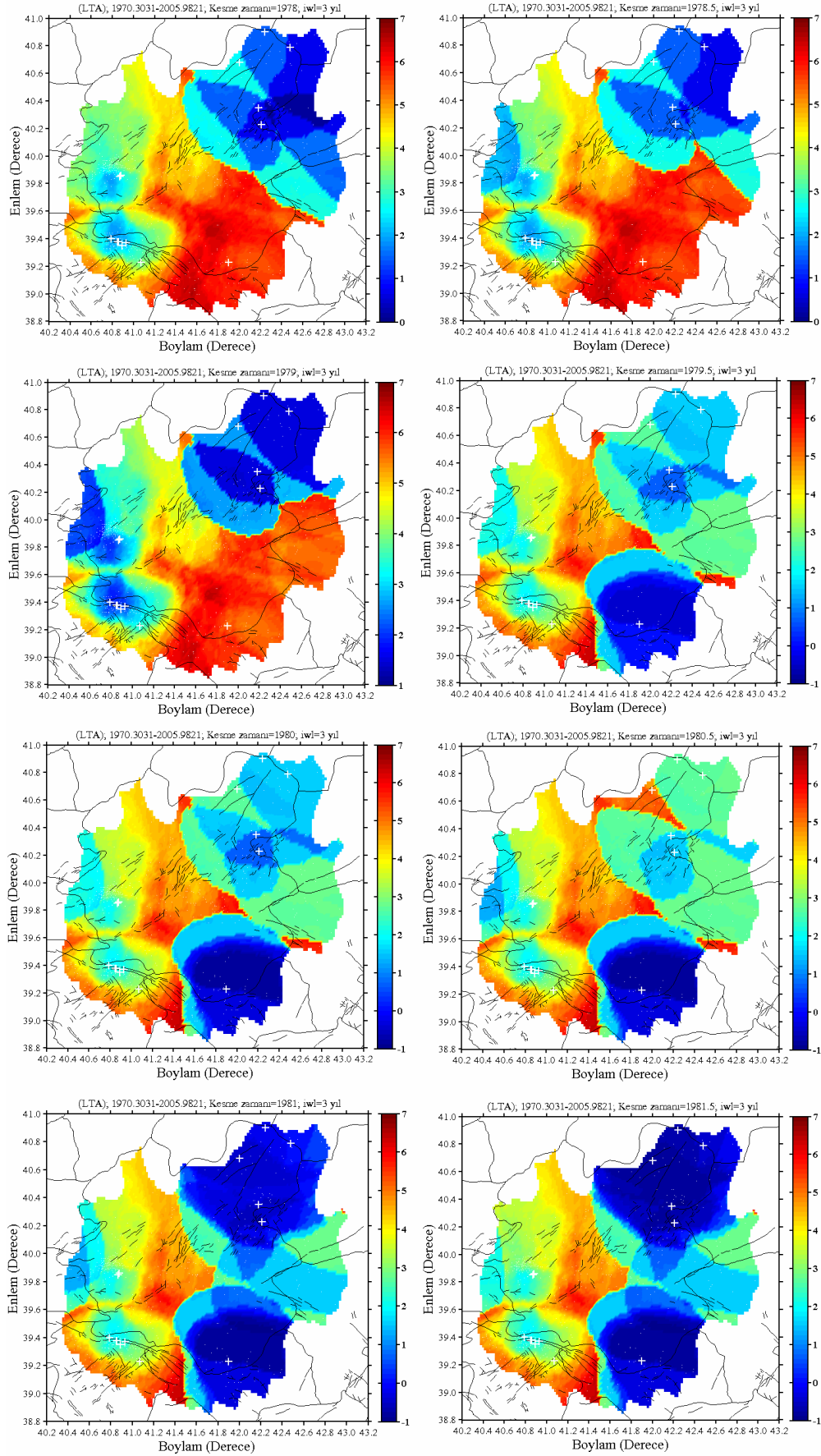


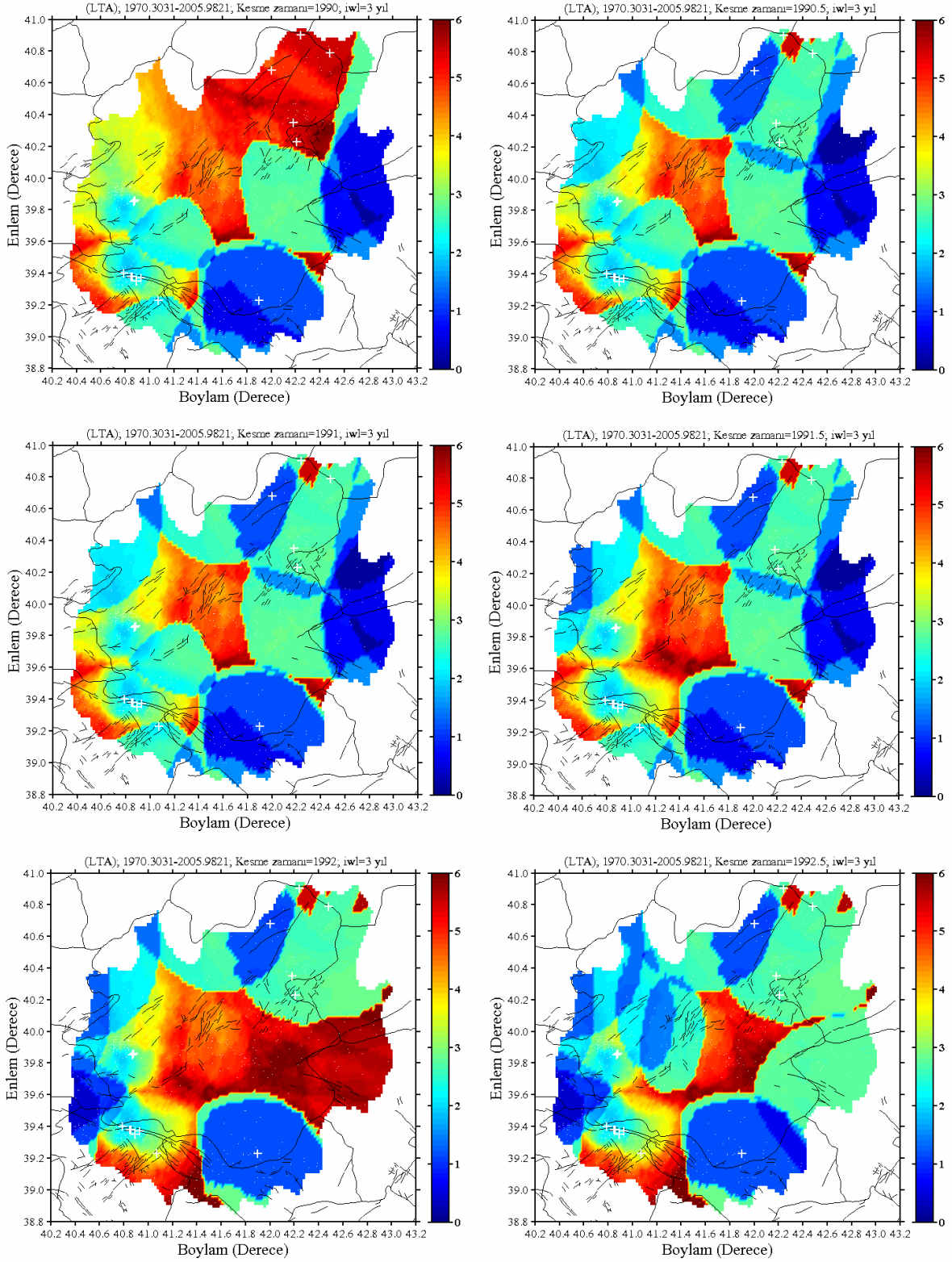
Şekil 71. Erzurum ve civarındaki 27 Mart 1982, 30 Ekim 1983, 18 Eylül 1984 ve 18 Ekim 1984 depremleri öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok eksenindeki Z-değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Erzurum ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin eksenlerini göstermektedir

Şekil 71'in devamı



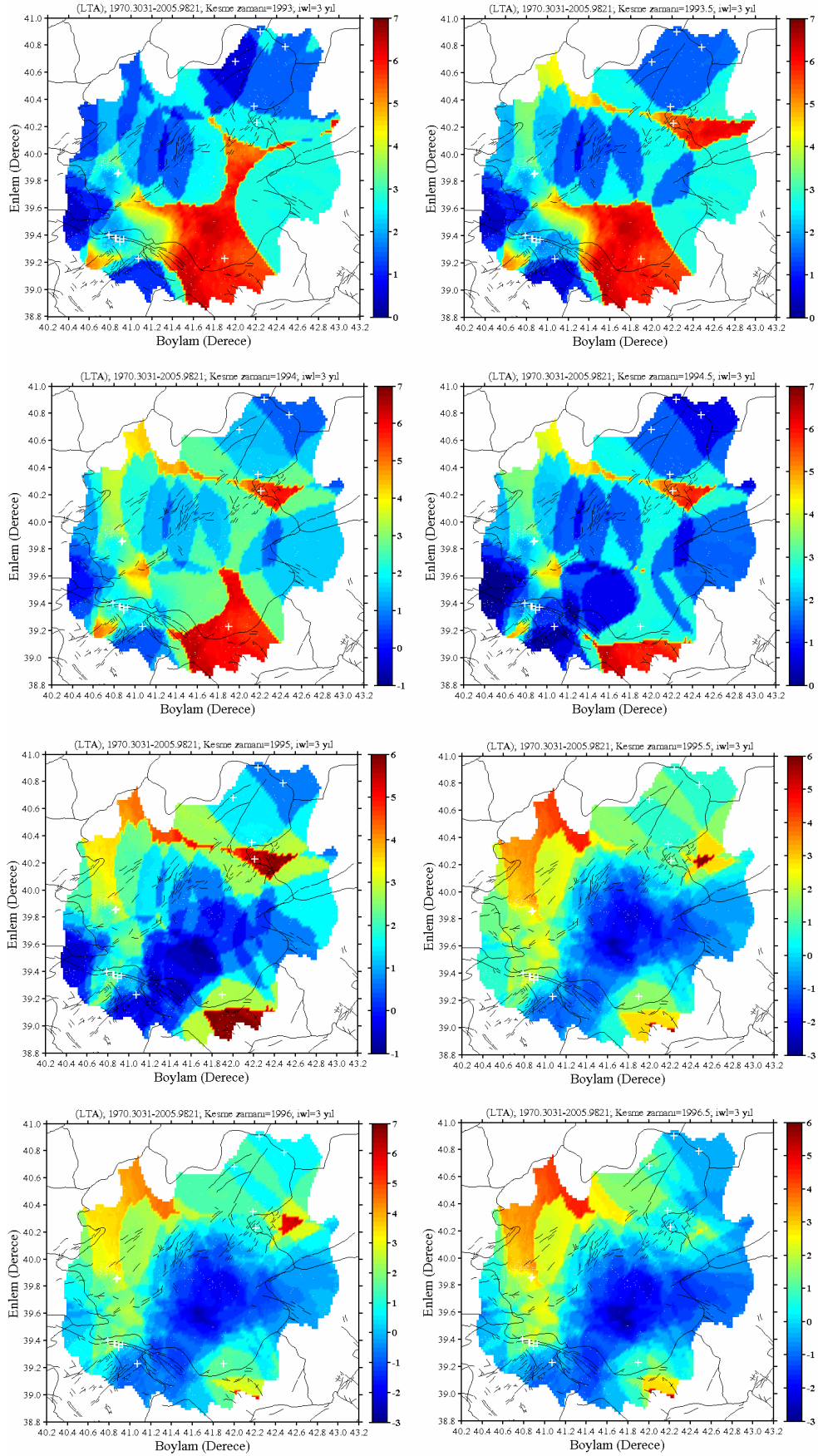
Şekil 71'in devamı



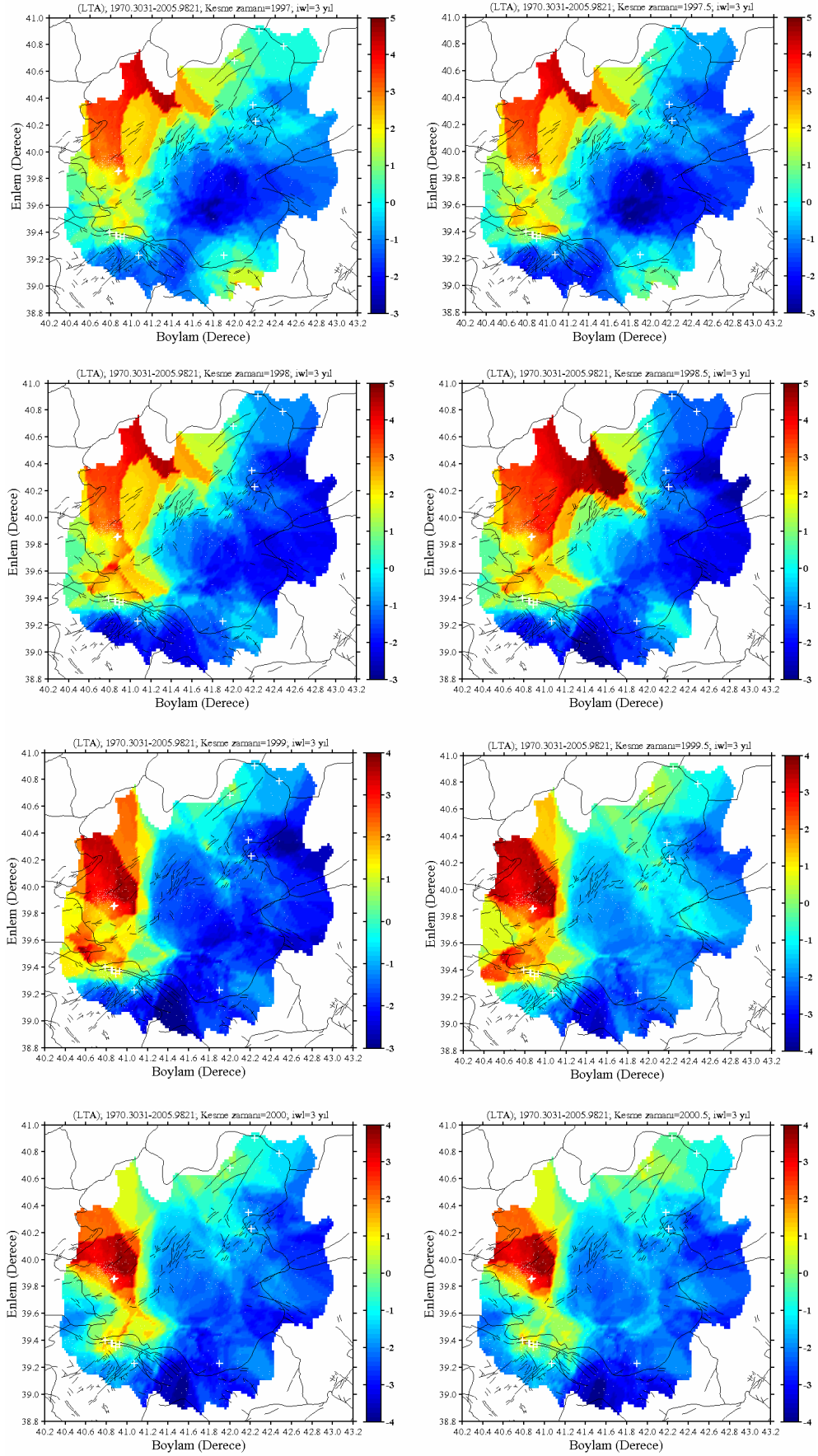


Şekil 72. Erzurum ve civarındaki 3 Aralık 1999, 25 ve 28 Mart 2004 depremleri öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z-değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Erzurum ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir

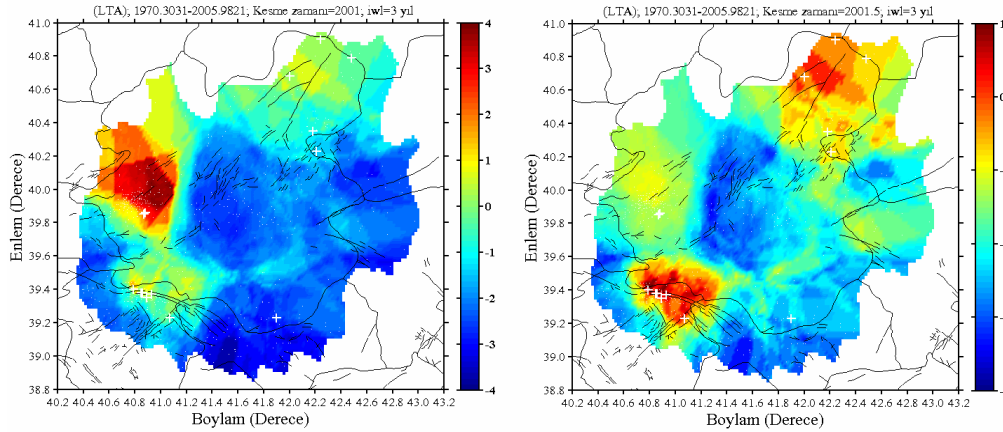
Şekil 72'nin devamı



Şekil 72'nin devamı



Şekil 72'nin devamı



27 Mart 1982'de Erzurum sınırında meydana gelen depremden önce sismik durgunluğun olup olmadığını gözlemleyebilmek amacı ile 1971–1979 yılları arasında zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınarak her altı aylık zaman dilimleri için oluşturulan Z -değerleri haritaları Şekil 71'de görülmektedir. Ana şok episantri civarında, katalogun başlangıcı olan 1970 yılından itibaren oldukça geniş bir alanda sismik durgunluk gözlenmektedir. Bu durgunluk depremin meydana geldiği 1982 yılına kadar devam etmiştir. Bu durum bu bölgede oldukça uzun süre devam eden bir durgunluk döneminin varlığını ortaya koymaktadır. Bölgesel olarak gözlenen bu durgunluğun net olarak hangi tarihte başladığı Şekil 73'de çizilen zaman-kümülatif deprem sayısı grafiği ile belirlenmiştir.

30 Ekim 1983 depremi için ana şokun oluşumundan önce deprem bölgesi ve civarında bir durgunluğun olup olmadığını belirleyebilmek amacıyla, zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınarak 1971–1980 yılları arasında her altı aylık zaman dilimleri için Z -değeri haritaları oluşturulmuştur. Şekil 71'den görüleceği üzere 1971–1972 yılları arasında deprem bölgesindeki normal aktivite, yerini 1972 yılından itibaren ana şok episantri içine alan geniş bir bölgede durgunluğa bırakmıştır. Bu durgunluk 1975.5 yılından itibaren ana şok episantri civarında azalmış ve 1977.5 yılında normal aktiviteye dönmüş ve deprem oluşum zamanına kadar devam etmiştir. Bu durgunluğun yıl olarak tam tarihi Şekil 74'te verilen zamanla kümülatif deprem sayısı grafiği ile hesaplanmıştır.

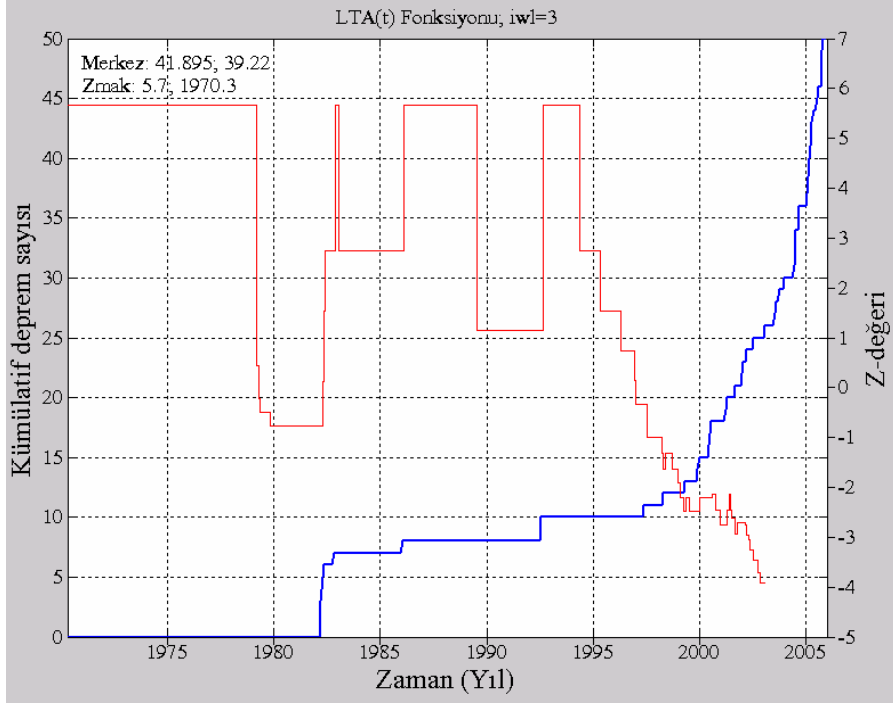
18 Eylül ve 18 Ekim 1984 depremleri için $T_W=3$ yıl alınarak 1971-1981.5 yılları arasında altı aylık zaman dilimleri için oluşturulan Z -değeri haritaları Şekil 71'de gösterilmiştir. Z -değerleri coğrafik haritalarından görüldüğü gibi, 1971-1976.5 yılları arasında ki sismik aktivite altı aylık zaman dilimleri ile değerlendirildiğinde deprem

bölgesinde normal bir aktivitenin hakim olduğu görülür. 1976.5 yılından sonra 18 Eylül depremini içine alan bir bölgede durgunluk gözlenmeye başlamış ve bu durgunluk 1977.5 yılında yerini tekrar normal aktiviteye bırakmıştır. Bu durgunluk zamanının yıl olarak tam tarihi deprem dizilerini içine alan bölge için çizilen ve Şekil 75'te verilen zamanla kümülatif deprem sayısı grafiği ile hesaplanmıştır.

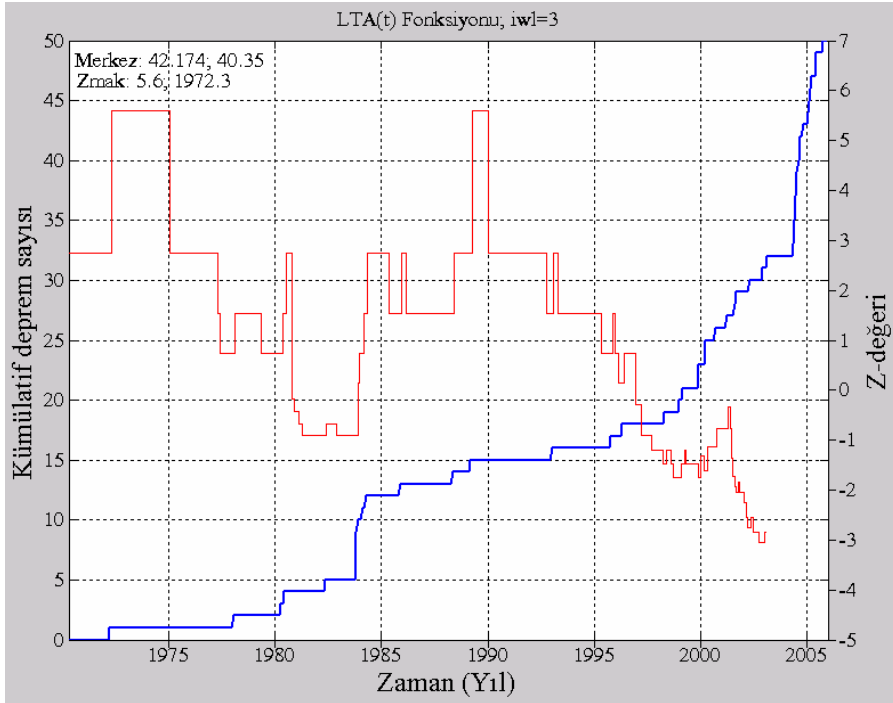
3 Aralık 1999'da Erzurum-Kars sınırında meydana gelen deprem öncesinde sismik aktivitede bir durgunluğun olup olmadığını belirleyebilmek amacıyla $T_W=3$ yıl alınarak 1990–1996.5 yılları arasında ki her altı aylık zaman dilimleri için oluşturulan Z -değerleri bölgesel değişim haritaları Şekil 72'de verilmiştir. Z -değeri değişim haritalarından görüldüğü gibi, 1990-1993.5 yılları arasında altı aylık zaman dilimleri için deprem bölgesinde normal bir aktivitenin hakimdir. 1993.5 yılından itibaren ana şoku içine alan bir bölgede durgunluk gözlenmeye başlamış ve bu durgunluk 1995.5 yılından itibaren yavaş yavaş normal aktiviteye dönmeye başlamıştır. Bu durgunluğun yıl olarak tam tarihi Şekil 76'da verilen zamanla kümülatif deprem sayısı grafiği ile hesaplanmıştır.

25 ve 28 Mart 2004 depremleri Z -değeri değişim haritaları $T_W=3$ yıl alınarak 1990-2001.5 yılları arasında oluşturulmuştur (Şekil 72). Altı aylık zaman dilimlerinde değerlendirilen değişimlerden 1990-1995.5 yılları arasında ana şok civarında normal aktivitenin hakim olduğu görülmektedir. 1995.5 yılından itibaren görülmeye başlanan durgunluk 1999 yılından itibaren belirginleşmeye başlamıştır. Bu durgunluğun yıl olarak tam tarihi Şekil 77'de verilen zamanla kümülatif deprem sayısı grafiği ile hesaplanmıştır.

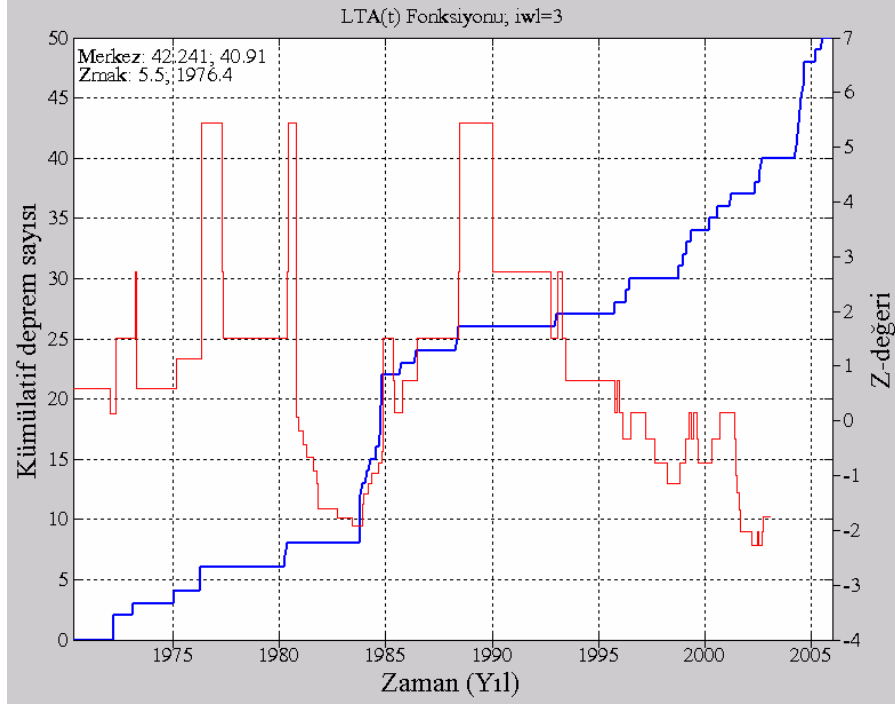
27 Mart 1982 depremi için deprem bölgesi ve civarında $R=32.53$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel bölge için oluşturulan kümülatif deprem sayısı eğrisinde durgunluk başlangıcı 1970.3 ve durgunluk seviyesi $Z_{mak}=5.7$ olarak hesaplanmıştır. Benzer şekilde, 30 Ekim 1983 depremi için ana şok episantrı civarında $R=34.43$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1972.3 ve $Z_{mak}=5.6$; 18 Eylül ve 18 Ekim 1984 depremleri için ana şok bölgelerinde $R=58.24$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1976.4 ve $Z_{mak}=5.5$; 3 Aralık 1999 depremi için ana şok episantrı civarında $R=40.72$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1993.1 ve $Z_{mak}=5.6$; 25 ve 28 Mart 2004 depremleri için ana şok episantrları civarında $R=31.22$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1999.2 ve $Z_{mak}=4.0$ olarak hesaplanmıştır. Hesaplamalarda, Z -değeri haritalarını oluşturmak için kullanılan örnekleme aralıkları ve zaman pencereleri kullanılmıştır.



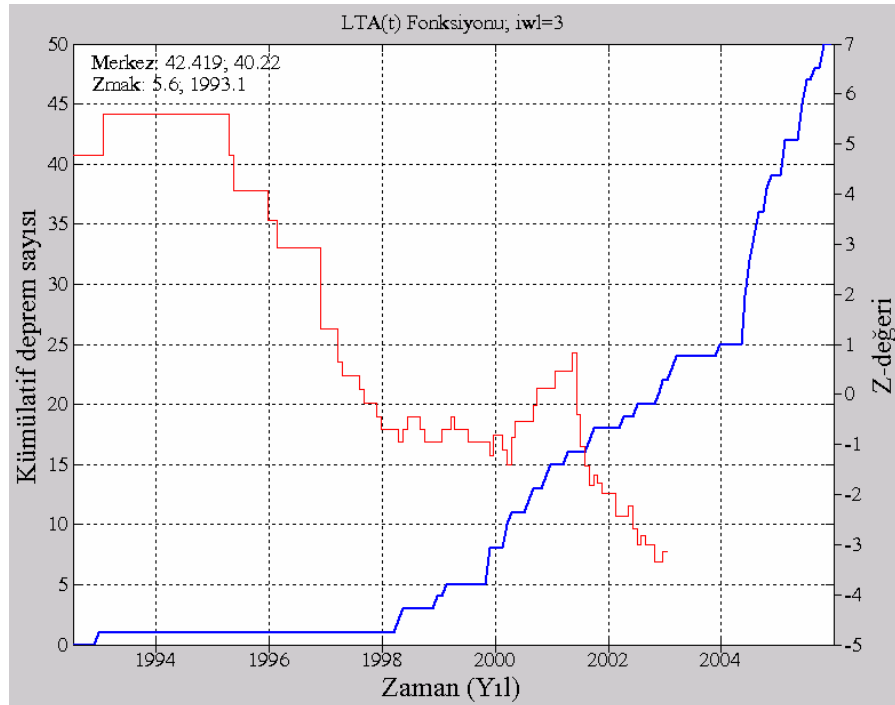
Şekil 73. 27 Mart 1982 Erzurum sınırı depremi ana şok episantri civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır



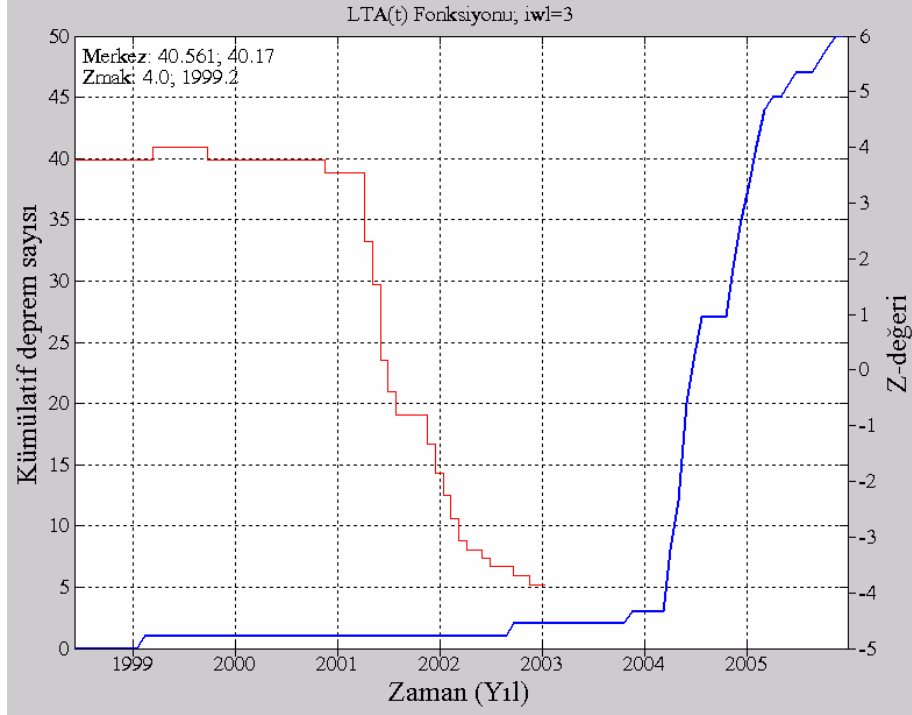
Şekil 74. 30 Ekim 1983 Erzurum-Kars depremi ana şok episantri civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır



Şekil 75. 18 Eylül ve 18 Ekim 1984 Erzurum depremleri ana şok episantrları civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır



Şekil 76. 3 Aralık 1999 Erzurum-Kars depremi ana şok episantrları civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır



Şekil 77. 25 ve 28 Mart 2004 Erzurum depremleri ana şok episantrları civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır

3.4. 11 Ağustos 2004 Elazığ Depremi ve Artçı Şok Dizisinin Genel Özellikleri

11 Ağustos 2004 Çarşamba günü yerel saat itibariyle 18:48:24'de dış merkez üssü Elazığ iline bağlı Sivrice ilçesinde orta büyüklükte bir deprem meydana gelmiştir. Aletsel verilere göre depremin dış merkez üssü Sivrice ilçesinin yaklaşık 4-5 km güneybatısına rastlamaktadır. Çeşitli Deprem Araştırma Enstitüleri tarafından depremin büyüklüğüne ilişkin yapılan farklı değerlendirmeler Tablo 9'ta detaylı olarak verilmiştir. Çeşitli kurumlar tarafından önerilen ana şok koordinatları arasında azda olsa farklılıklar gözlenmektedir. USGS, ETHZ ve KRDAE tarafından yapılan hızlı fay düzlemi çözümleri depremdeki kırılma mekanizmasının doğrultu atımlı faylanmayı işaret etmektedir. Hesaplamalarda kullanılan veri KRDAE katalogu ile DAD Sismoloji Şube Müdürlüğü web sayfasından alınmış ve ana şok koordinatları Kandilli tarafından $38.41^{\circ}\text{K}-39.23^{\circ}\text{D}$ olarak verilmiştir. Artçı şok katalogu süre magnitudü M_D 'ye göre tekdüzedir ve ana şoktan sonraki 5 aylık zaman dilimi içerisinde meydana gelmiş olan $M_D \geq 2.3$ olan 212 artçı şoku içermektedir.

Tablo 9. 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi için farklı kaynaklara ait ana şok parametreleri

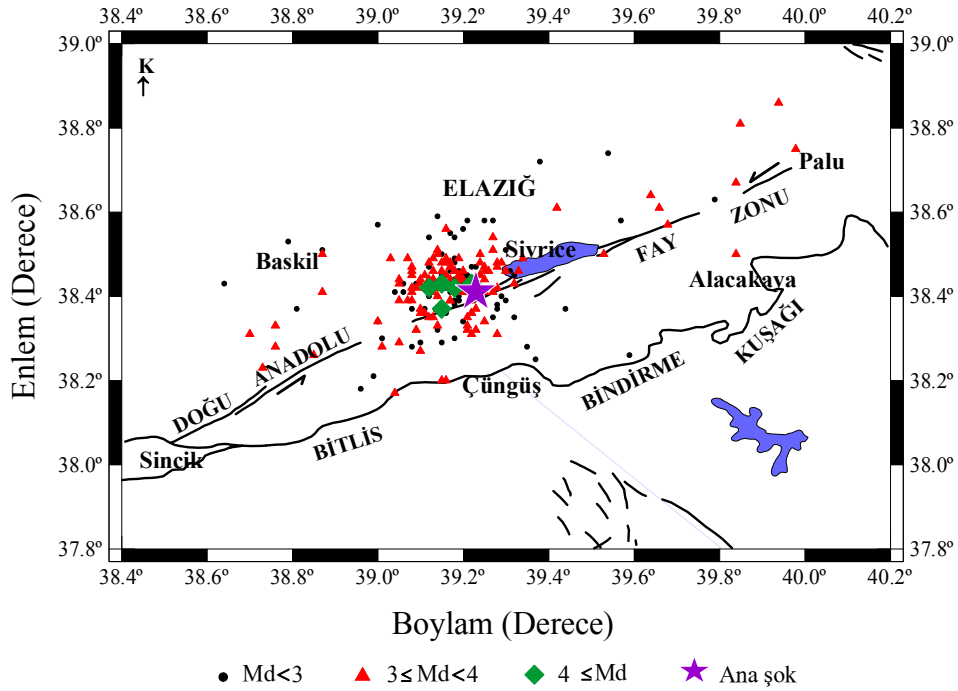
Kurum	Tarih	Yerel Saat	Boylam	Enlem	Derinlik (km)	Magnitüd		
						M_D	M_S	M_W
DAD	11.08.2004	18:48:26	39.15	38.37	4.6	5.3		
KRDAE	11.08.2004	18:48:24	39.23	38.41	5.0	5.3		5.5
USGS	11.08.2004	18:48:24	39.15	38.36	4.0			5.5
EMSC	11.08.2004	18:48:27	39.25	38.38	10.0		5.5	
ETHZ	11.08.2004	18:48:26	39.26	38.38	4.0		5.5	5.7

Elazığ depremi artçı şok dizisinin episantr dağılım haritası ile Elazığ ve civarındaki aktif faylar Şekil 78'te gösterilmiştir. Bölgedeki aktif faylar Şaroğlu vd.'den (1992) değiştirilerek alınmıştır. Artçı şok dizisi $M_D=2.3-4.5$ arasında değişim göstermektedir. Magnitüdü 4.0'ten büyük olan 5 deprem vardır ve en büyük artçı şok ($M_D=4.5$) ana şoktan yaklaşık 3 gün sonra meydana gelmiştir. Artçı şoklar Palu-Sincik arasında kalan bölgede meydana gelmiştir. Olayların büyük çoğunluğu Sivrice civarında, Doğu Anadolu fayı üzerinde kuzeydoğu-güneybatı yönünde yoğunlaşırken, $M_D \geq 4.0$ olan olaylar genellikle ana şok episantrının batısında gözlenmiştir. Deprem Elazığ ve çevre illerde hissedilmiş, Sivrice ilçesi ve köylerinde hasara yol açmıştır. DAD, KRDAE ve farklı kuruluşlar tarafından yayınlanan Elazığ depremi değerlendirme raporları ve artçı şokların dağılımı da dikkate alınarak, $38.6^\circ D-40.0^\circ D$ boylamları ile $38.1^\circ K-38.8^\circ K$ enlemleri arasında kalan bölge artçı şok bölgesi olarak seçilmiştir.

3.4.1. Elazığ ve Civarının Tektonik Özellikleri ve Geçmiş Deprem Aktivitesi

11 Ağustos 2004 Elazığ (Sivrice) depremi, Türkiye'de güncel tektonik deformasyonların en yoğun olduğu bölgelerden biri olan Doğu Anadolu bölgesinde meydana gelmiştir. Sivrice, Doğu Anadolu fay zonunun Palu-Sincik bölgesinde bulunmaktadır. DAFZ, KB-GD uzanımlı sağ ve KD-GB uzanımlı sol yanal doğrultu atımlı eşlenik kırık sistemleri içermektedir. Bu sistem son birkaç yıl içerisinde deprensellik açısından oldukça etkin bir bölgeyi oluşturmaktadır. Deprem ait verilere göre depremin ana şoku DAF zonunun Palu-Sincik kısmına rastlamaktadır. 11 Ağustos depreminin üzerinde meydana geldiği DAFZ, Karlıova- Antakya arasında KD-GB genel uzanımda ülkeyi kat eder. Bu transform fay sistemi Karlıova-Antakya arasında 580 km uzunluğundadır. Bu

bölgede depreme kaynaklık edebilecek iki fayın varlığı bilinmektedir. Bu faylar DAF'nın Hazar Gölü-Sincik parçası ile daha güneydeki Hazar fayıdır. Hazar Gölü ile Sincik arasında uzanan DAFZ'nun Hazar Gölü-Sincik kısmı yaklaşık 85 km uzunluğundadır ve fay zonunun bu kısmı boyunca genişliği 100 m ile 2 km arasında değişir. Hazar Gölü ile Palu arasında uzanan Palu-Hazar kısmı ise 50 km uzunluğundadır. Hazar Gölü DAFZ'nun bu iki ana bölümü arasındaki gevşemeli sıçramada gelişmiş bir çek-ayır havzasıdır. Palu-Hazar Gölü ve Hazar Gölü-Sincik kısımları birbirlerinden Hazar Gölü çek-ayır havzasıyla ayrılırlar (Tepeuğur ve Yaman, 2007). Bu havza transform fay boyunca izlenen en büyük açılmalı gevşeme yapılarından biridir. Hazar Gölü-Sincik kısmı, sıkışmalı bir büküm/sıçrama ile birbirinden ayrılan iki alt geometrik bölümden oluşur. 11 Ağustos 2004 depreminin ana şok ve artçıları bu alanda yoğunlaşmaktadır (Özalp vd., 2007). Bölgedeki fay yapısı ve sismolojik veriler göz önüne alındığında, 11 Ağustos 2004 Sivrice depreminin DAFZ'nun Hazar Gölü-Sincik arasındaki kesiminden kaynaklanmış olduğu düşünülebilir.



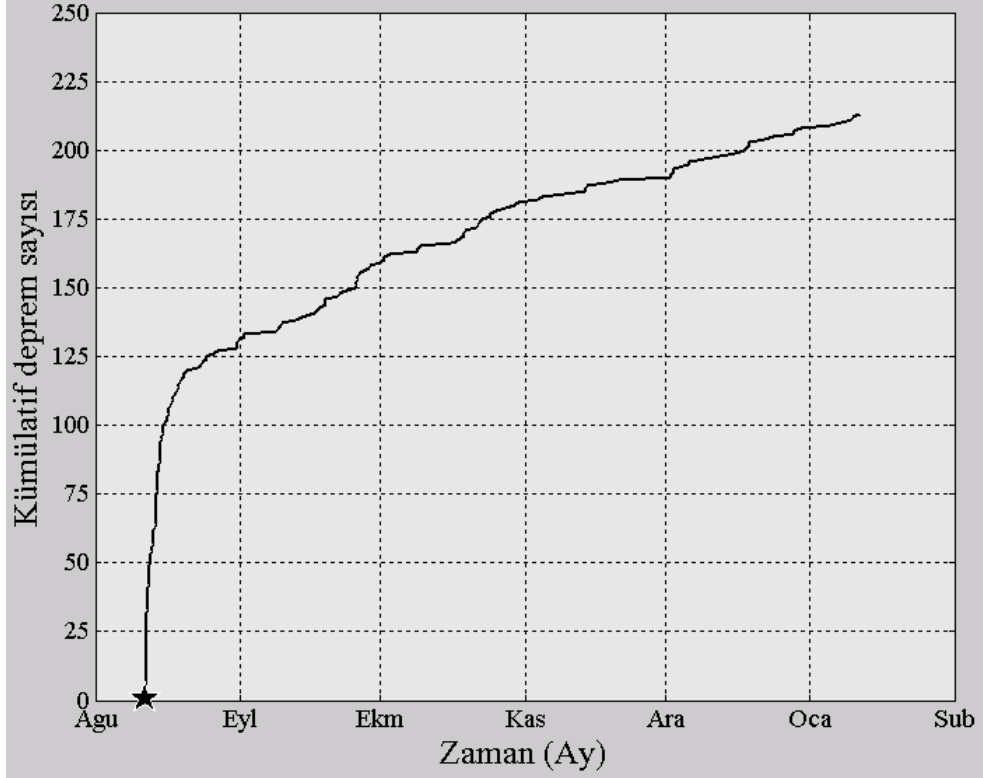
Şekil 78. Elazığ depremi ve artçı şok dizisinin episantr dağılım haritası ve artçı şok alanındaki aktif fay sistemleri. Faylar Şaroğlu vd.'nden (1992) alınmıştır

11 Ağustos 2004 Elazığ depreminin meydana geldiği bölge genel anlamda Doğu Anadolu Fay Sistemi içerisinde yer almaktadır. Elazığ-Sivrice bölgesinde zaman zaman

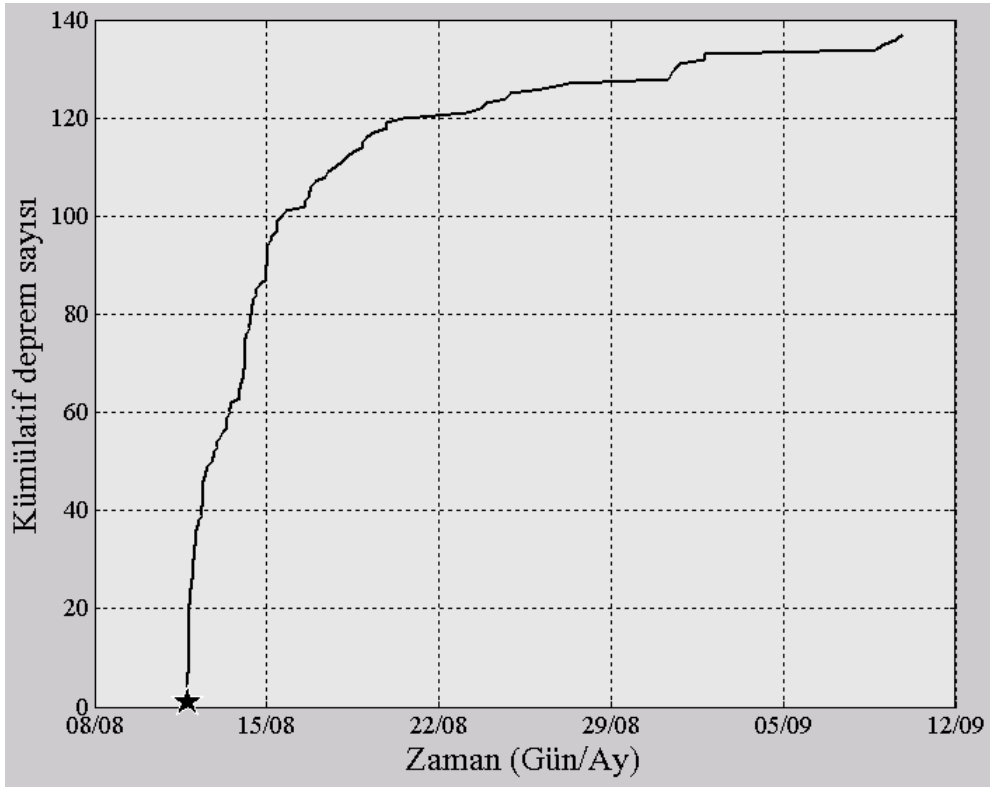
bu tür deprem aktiviteleri görülmektedir. Depremın olduğu Sivrice bölgesinde, yakın tarihimizde ve son yüzyılda çok büyük bir deprem meydana gelmemiştir. Bu bölgede tarihsel dönemde yüzey yırtılmasıyla sonuçlanan en son depremin 17 Mayıs 1875 ($M_s=6.7$) yılında olduğu rapor edilmiştir. Ayrıca, 28 Mayıs-2 Haziran 1789 tarihinde oldukça yıkıcı bir deprem meydana gelmiştir (Özalp vd., 2007). Aletsel dönemde bu bölgedeki en yıkıcı deprem ise 4 Aralık 1905'te ($M_s=6.8$) meydana gelen depremdir. Bununla birlikte, magnitüdüleri daha küçük olan 27 Şubat 1961 Sivrice ($M_s=4.9$), 23 Haziran 1974 ($M_s=4.3$) ve 26 Mart 1977 ($M_s=4.2$) depremleri bu bölgede meydana gelmiş diğer depremlerdir. Yakın tarihte bölgede etkili olan depremler ise Sivrice'de meydana gelen 7 Mayıs 1992 ($M_s=4.9$) ve 11 Ağustos 2004 ($M_s=5.9$) depremleridir. Özellikle DAFZ üzerinde orta büyüklükteki depremler ile yaklaşık 4 yıldır süregelen bu sismik etkinlik, gerek DAFZ ve gerekse sistem ile kesişen eşlenik faylar üzerinde önümüzdeki süreçte de devam edeceği tahmin edilmektedir.

3.4.2. Elazığ Depremi Artçı Şok Dizisinin Zaman-Magnitüd-Sayı Analizleri

11 Ağustos 2004 Elazığ depreminden sonraki beş aylık zaman dilimindeki olayların kümülatif sayısında gözlenen değişimler Şekil 79'ta gösterilmiştir. Genel olarak ana şokun olduğu ve çok sayıda artçı şokun kaydedildiği ilk haftalarda meydana gelen aktivite göz önüne alındığında Şekil 79 iki bölgeye ayrılabilir. Birinci bölge olarak ana şoktan sonraki ilk bir hafta, ikinci bölge olarak ise sonraki dönem düşünülebilir. Ana şoktan sonraki deprem aktivitesi ilk haftalar içerisinde oldukça fazladır. İlk haftadan sonra meydana gelmiş olan sismik aktivite ilk günlere kıyasla daha yavaş bir artım gösterir. Bölgedeki sismik aktivite incelendiğinde, ana şoktan sonraki ilk bir ay içerisinde 136 olan artçı şok sayısının ikinci ayın sonunda 28'e kadar düşmüştür. Artçı şok aktivitesi üçüncü ayın sonunda 19, dördüncü ayın sonunda 14 ve beşinci ayın sonunda 15'e kadar düşmüştür. Ayrıca, bir aylık zaman dilimi içerisindeki artçı şokların kümülatif sayılarında gözlenen değişim Şekil 80'de gösterilmektedir. İlk bir ayın sonunda artçı şok aktivitesinin sonlanmadığı ve azda olsa deprem aktivitesinin devam ettiği görülmektedir. Bu değerlendirmeler ve bölgedeki sismik aktivite göz önüne alınarak, 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok aktivitesinin değerlendirilmesinde ana şoktan sonraki 5 aylık zaman dilimindeki artçı şoklar kullanılmıştır.



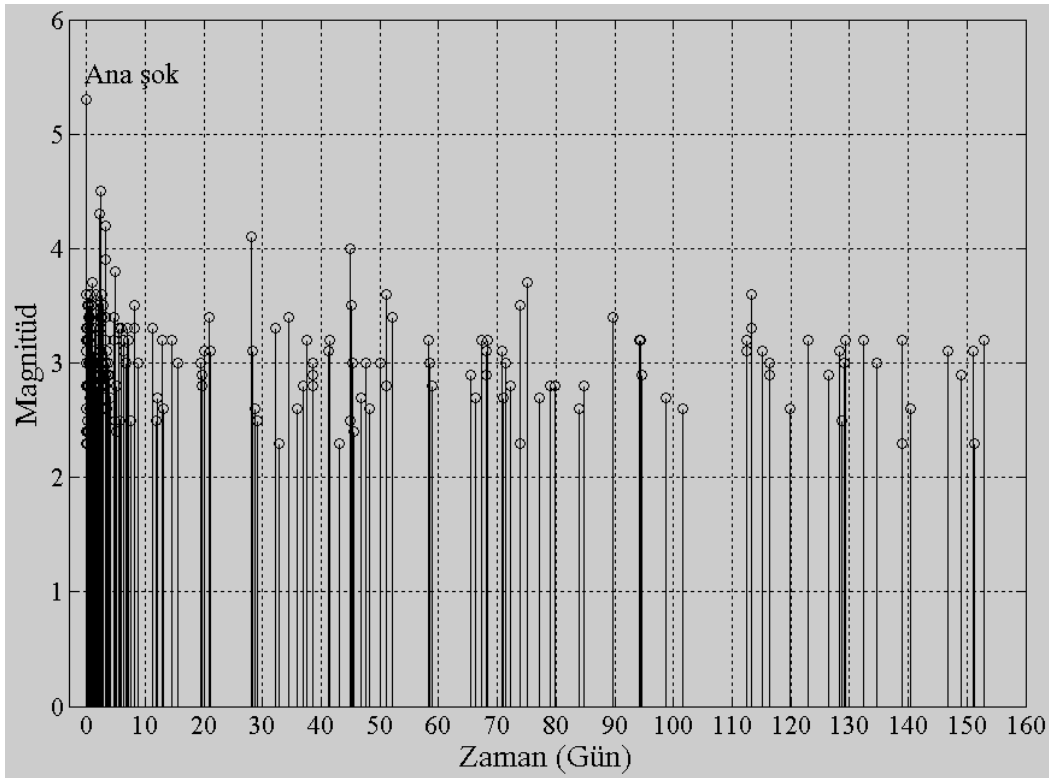
Şekil 79. 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisi için beş aylık zaman dilimi içerisindeki kümülatif deprem sayısındaki değişimi



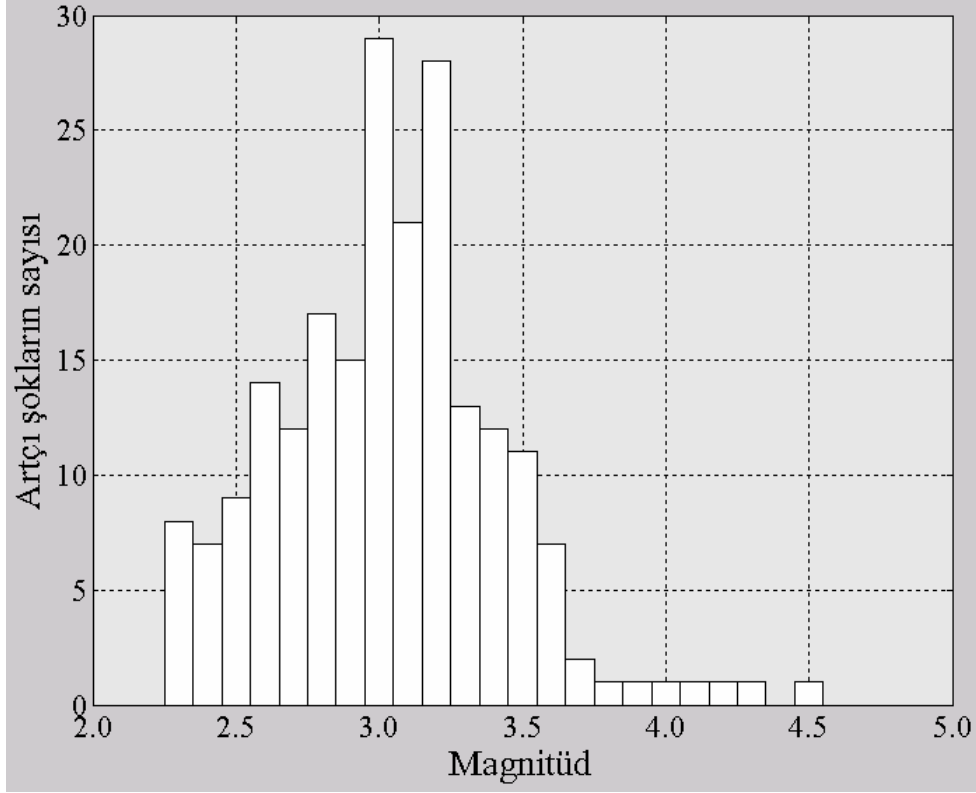
Şekil 80. 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisinin ilk bir ay içerisindeki kümülatif deprem sayısının zamanla değişimi

Artçı şok dizisi için yaklaşık beş aylık zaman periyodu içerisinde magnitüd değerlerinde gözlenen değişimler Şekil 81’de verilmiştir. Bu değişimler incelendiğinde $M_D=4.5$ olan en büyük artçı şokun ana şoktan yaklaşık 3 gün sonra meydana geldiği ve ilk 10 gün içerisinde magnitüdü 4’ten büyük artçı şokların devam ettiği görülür. Ayrıca ana şoktan sonraki ilk bir ay içerisinde magnitüdü 3.5’ten büyük olan çok sayıda artçı şok mevcuttur. İlk 30 günden sonra magnitüdü 4.0’ten büyük olan artçı şok olmamakla birlikte, artçı şokların magnitüdü 3.5’tan küçüktür. Ortalama olarak $M_D=2.8-3.1$ civarında bir değişim göstermiştir.

Şekil 82, 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisinin magnitüd-deprem sayısı dağılımını göstermektedir. Ana şoktan sonraki yaklaşık beş aylık zaman diliminde katalog içerisinde $M_D<3.0$ olan 82 artçı şok, $3.0 \leq M_D<4.0$ arasında 125 artçı şok ve $4.0 \leq M_D$ olan 5 artçı şok mevcuttur. Katalog içerisindeki minimum magnitüd $M_D=2.3$ ’tür ve magnitüdü 4.5’tan büyük artçı şok mevcut değildir. $M_D=3.0-3.2$ arasındaki artçı şok aktivitesi oldukça fazladır ve $M_D=3.0$ ile $M_D=3.2$ ’de artçı şokların sayısında bir maksimum gözlenmiştir. Magnitüdü 2.5’tan küçük ve 3.5’tan büyük olan olayların sayısı ise ortalama olarak 10’dan azdır.



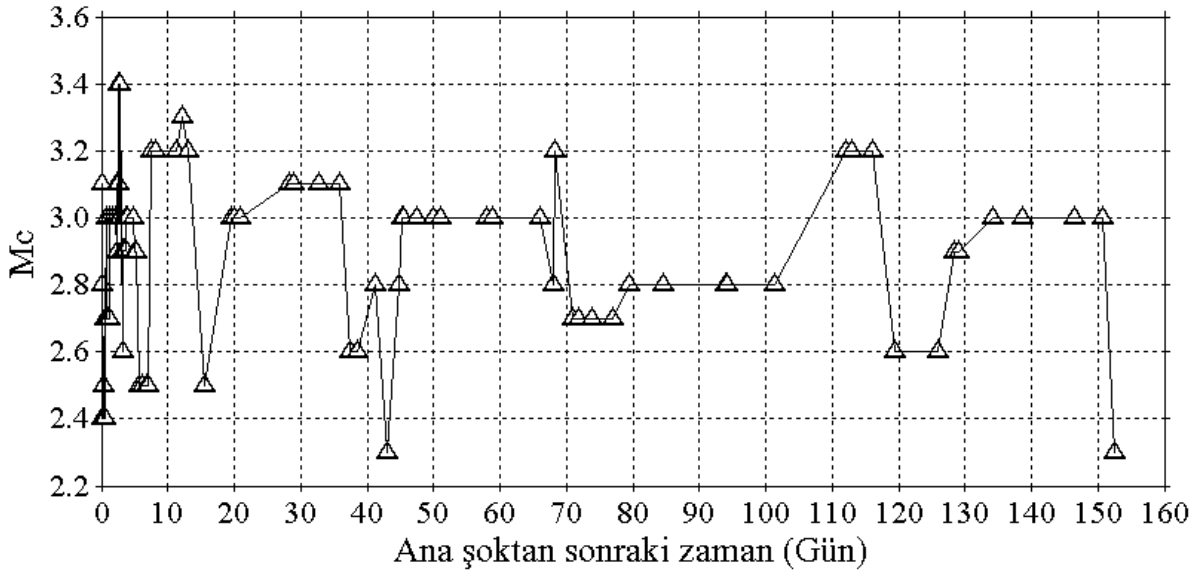
Şekil 81. 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisinin beş ay içerisindeki magnitüd değerlerinde gözlenen değişimler



Şekil 82. 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisinin magnitüd-deprem sayısı değişimi

3.4.3. Elazığ Depremi Artçı Şok Dizisinin b ve p -Değerleri Analizi

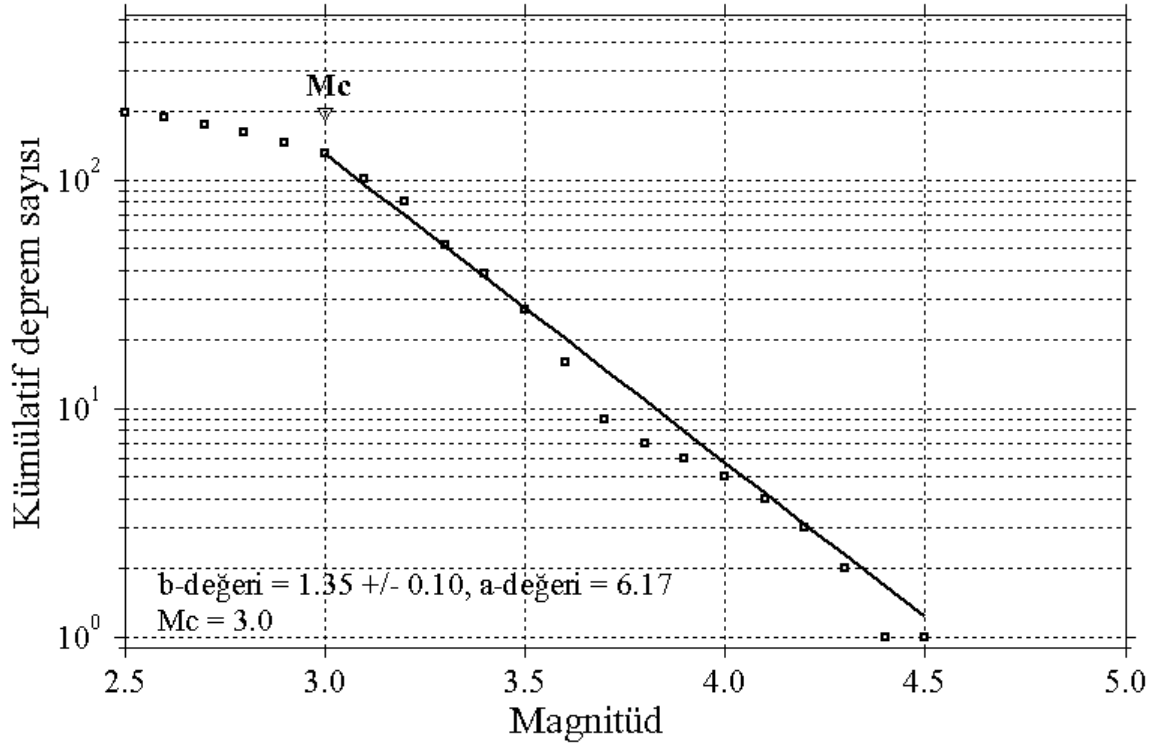
Elazığ depremi artçı şok bölgesi için hareketli pencere tekniği kullanılarak (Wiemer vd., 1998) ve ana şok zamanı başlangıç alınarak zamanın bir fonksiyonu olarak M_c değişimleri hesaplanmıştır. Pencere başına 10 olay kullanılarak hesaplanan M_c değişimleri Şekil 83'te gösterilmiştir. M_c değeri dizinin başlangıcında (ilk on saat içinde) ve ilk 20 gün içerisinde yüksektir ve 3.0 ile 3.5 arasında değişim göstermektedir. İkinci ve üçüncü ayın sonunda M_c değeri 3.2 civarında gözlenmiş olsa da, ana şoktan on beş gün sonrasında M_c değerinde ilk günlere nazaran bir azalma mevcuttur ve bu değer genel olarak 2.8 ile 3.2 arasında değişim göstermektedir. Son bir ay içerisinde ise bu değer 3.0 civarındadır. Dolayısıyla M_c değerinin genellikle düzenli bir dağılım göstermediği söylenebilir. M_c değişimlerinin örnekleme boyutuna olan bağlılığını belirleyebilmek için, pencere başına 5, 15, 30 ve 40 olay alınarak bu değişimler hesaplanmış ve örnekleme boyutunun sonuçları etkilemediği görülmüştür. Dolayısıyla Şekil 83'te görülen saçılımlar örnekleme boyutuna bağlı değildir. Sonuç olarak ZMAP programı b -değeri hesabı için M_c değerini 3.0 olarak hesaplamıştır.



Şekil 83. Elazığ depremi artçı şok dizisi için zamanın bir fonksiyonu olarak M_c değişimi

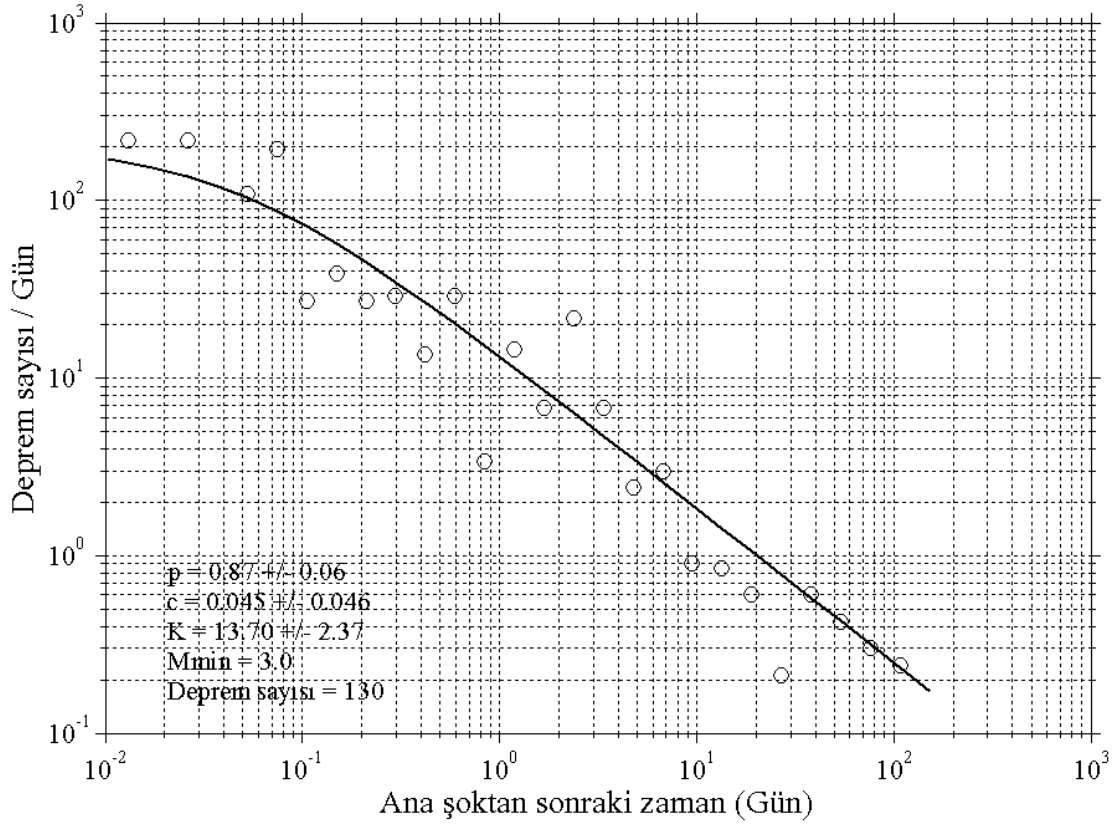
11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şokları için $M_{min}=3.0$ ve $T_{başlangıç}=0.01$ gün alınarak Omori modeli parametreleri hesaplanmıştır. $M_{min}=3.0$ ve $T_{başlangıç}=0.01$ gün alınarak tahminlerdeki belirsizlikler uzaklaştırılmaya çalışılmıştır. Bu şekilde deprem sayısı belirgin oranda azalmış olsa da dizinin ilk kısmı analize dahil edilmiş ve tamamlık sağlanmıştır. Sonuç olarak, azalım parametrelerinin tahmini için magnitüdü 3.0'ten büyük ve eşit olan 130 artçı şok kullanılmıştır.

11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisi için kümülatif deprem sayısı-magnitüd ilişkisi Şekil 84'te verilmiştir. ZMAP programı tarafından otomatik olarak tamamlılık magnitüdü 3.0 alınmıştır. Bu değer kullanılarak G-R ilişkisindeki a parametresi yanında maksimum olasılık yöntemi kullanılarak b -değeri ve standart sapması da hesaplanmıştır. Artçı şok dizisi için b -değeri 1.35 ± 0.10 olarak hesaplanmıştır ve bu değer literatürde artçı şoklar için verilen $b=1$ değerinden büyüktür. Bender (1983), b -değerinin örnekleme boyutuna, maksimum magnitüde ve veri uyum teknikleri üzerine bağlılığını gösteren detaylı çalışmalar ortaya koymuştur. Ayrıca, b -değerindeki mevcut hatalar yanlış yorumlara neden olabilecek tamam olmayan kataloglardan kaynaklanabilir veya b -değerleri, hesaplamalarda yüksek magnitüd oranları bulunmadığında belirgin olarak artabilir. Veri kısmında bahsedildiği gibi katalog içerisinde $M_D > 4.5$ olan hiçbir artçı şok yoktur ve magnitüdü 4.0'dan büyük olan olayların sayısı yalnızca 5'tir. Sonuçta, bu büyük b -değerleri büyük magnitüdü değerlerin eksikliğinden ve $M_D > 4.5$ magnitüdü depremleri içermeyen artçı şok katalogunu sınırlı olmasından kaynaklanabilir.



Şekil 84. Elazığ depremi artçı şok dizisi için kümülatif deprem sayısı-magnitüd dağılımı

11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisi için zamanla azalma oranı Şekil 85'te gösterilmektedir. b -değerinde olduğu gibi p , c ve K parametrelerini hesaplamak için maksimum olasılık yöntemi kullanılmış ve zamanla azalma oranı değiştirilmiş Omori formülü kullanılarak modellenmiştir. $M_{min}=3.0$, $T_{başlangıç}=0.01$ gün için $p=0.87\pm 0.06$ olarak hesaplanmıştır ve bu değer artçı şoklar için öngörülen $p=1$ değerinden küçüktür. c ve K parametreleri sırasıyla 0.045 ± 0.046 ve 13.70 ± 2.37 olarak hesaplanmıştır. Özellikle az sayıdaki artçı şoklar için küçük p -değerleri, sabit sismisite etkisinin tamamen uzaklaştırılmadığını ve küçük p -değerlerinin üst üste binen diziler için geçerli olduğunu gösterir. Veri sayısının nispeten yeterli olmamasına rağmen küçük magnitüd değerlerinin katalog içerisinde bulunması hesaplamada kullanılan başlangıç değerlerinin artçı şok dizisi için uygun olduğunu ortaya koyar. Zamana bağlı olarak farklı magnitüd değerleri için artçı şokların sayılarında gözlenen artım ve azalmalar Tablo 10'da verilmiştir. Ayrıca, artçı şok sayısının p ve c parametreleri üzerindeki etkisini ortaya koyabilmek için birçok hesaplama yapılmıştır. Sonuçların güvenilirliği açısından farklı artçı şok sayısı, zaman aralığı ve M_{min} ve $T_{başlangıç}$ değerleri kullanılarak p ve c parametreleri hesaplanmıştır. Tüm hesaplamalar Tablo 10'da liste halinde verilmiştir.



Şekil 85. Elazığ depremi artçı şok dizisi için ana şoktan sonraki zamanla azalım oranı

Tablo 10'da görüldüğü gibi 4, 6, 13,14, 15, 16, 18, 24 ve 26 numaralı denemelerde c -değerlerinin yüksek olduğu ($c > 0.6$), diğer denemelerde ise c -değerlerinin 0.3'ten küçük olduğu görülmektedir. Utsu vd. (1995), p -değerinin M_{min} 'dan bağımsız olduğunu fakat c -değerinin verideki M_{min} değerine güçlü bir şekilde bağlı olduğunu ifade etmişlerdir. Farklı M_{min} değerleri için (2.3-3.0 arasında değişen) azalım parametreleri test edilmiş, M_{min} and $T_{başlangıç}$ değerleri için p -değerinin 0.70 ile 3.08, c -değerinin ise 0.0 ile 5.960 arasında değiştiği görülmüştür. Ayrıca bazı denemelerde herhangi bir p ve c -değeri hesaplanamamıştır. Bu problem kullanılan katalogun bu değerlerde gerçekten tamam olmamasına veya bu değerlere bağlı olarak artçı şok dizisinin kullanılan modele uyum sağlamamasına bağlı olarak ortaya çıkabilir. Beş aylık zaman dilimi içerisinde $M_D < 3.0$ olan 82 olay vardır ve bunların 53 tanesi ilk 10 gün içinde olmuştur. Ayrıca, katalog içerisinde magnitüdü 3.0'den büyük olan 131 veri mevcuttur. Sonuç olarak, 0.045 olarak hesaplanan c -değeri literatür değerleriyle oldukça uyumludur ve artçı şok dizisinin analizi için oldukça uygundur. Bu durumda, azalım parametrelerini hesabı için $M_{min} \geq M_c$ olması koşulu ve kullanılan artçı şok sayısı göz önüne alınırsa, $M_{min} = 3.0$, $T_{başlangıç} = 0.01$ gün başlangıç değerlerinin kullanılması (30. hesaplama) uygundur.

Tablo 10. Elazığ depremi artçı şok dizisi için yapılan test hesaplamaları

No	$T_{başlangıç}$ (gün)	Zaman aralığı (t , gün)	M_{min}	Kullanılan artçı şok sayısı	p -değeri	c -değeri
1	0.05	$0.05 \leq t \leq 10$	2.3	111	0.75±0.12	0
2	0.05	$0.05 \leq t \leq 10$	3.0	74	0.70±0.15	0
3	0.05	$0.05 \leq t \leq 20$	2.3	122	0.88±0.09	0
4	0.05	$0.05 \leq t \leq 20$	3.0	80	1.95±0.67	1.999±1.619
5	0.05	$0.05 \leq t \leq 30$	2.3	128	1.06±0.12	0.143±0.125
6	0.05	$0.05 \leq t \leq 30$	3.0	84	1.61±0.38	1.253±0.906
7	0.05	$0.05 \leq t \leq 60$	2.3	156	0.87±0.06	0
8	0.05	$0.05 \leq t \leq 60$	3.0	100	0.95±0.10	0.092±0.116
9	0.05	$0.05 \leq t \leq 153$	2.3	204	0.83±0.05	0
10	0.05	$0.05 \leq t \leq 153$	3.0	126	0.85±0.06	0
11	0.1	$0.1 \leq t \leq 10$	2.3	---	---	---
12	0.1	$0.1 \leq t \leq 10$	3.0	---	---	---
13	0.1	$0.1 \leq t \leq 20$	2.3	109	2.34±0.84	3.614±2.929
14	0.1	$0.1 \leq t \leq 20$	3.0	72	3.08±1.94	5.960±6.441
15	0.1	$0.1 \leq t \leq 30$	2.3	115	1.85±0.48	2.304±1.552
16	0.1	$0.1 \leq t \leq 30$	3.0	76	2.15±0.80	3.326±2.803
17	0.1	$0.1 \leq t \leq 60$	2.3	143	1.02±0.12	0.367±0.328
18	0.1	$0.1 \leq t \leq 60$	3.0	92	1.17±0.12	0.781±0.677
19	0.1	$0.1 \leq t \leq 153$	2.3	191	0.85±0.06	0.080±0.152
20	0.1	$0.1 \leq t \leq 153$	3.0	118	0.95±0.10	0.305±0.330
21	0.01	$0.01 \leq t \leq 10$	2.3	119	0.72±0.09	0.007±0.021
22	0.01	$0.01 \leq t \leq 10$	3.0	78	0.65±0.10	0
23	0.01	$0.01 \leq t \leq 20$	2.3	130	0.95±0.10	0.065±0.054
24	0.01	$0.01 \leq t \leq 20$	3.0	84	1.44±0.33	0.752±0.562
25	0.01	$0.01 \leq t \leq 30$	2.3	136	1.03±0.10	0.101±0.070
26	0.01	$0.01 \leq t \leq 30$	3.0	88	1.35±0.24	0.609±0.420
27	0.01	$0.01 \leq t \leq 60$	2.3	164	0.89±0.06	0.039±0.034
28	0.01	$0.01 \leq t \leq 60$	3.0	104	0.95±0.09	0.099±0.085
28	0.01	$0.01 \leq t \leq 153$	2.3	212	0.83±0.04	0.019±0.021
30	0.01	$0.01 \leq t \leq 153$	3.0	130	0.87±0.06	0.045±0.046

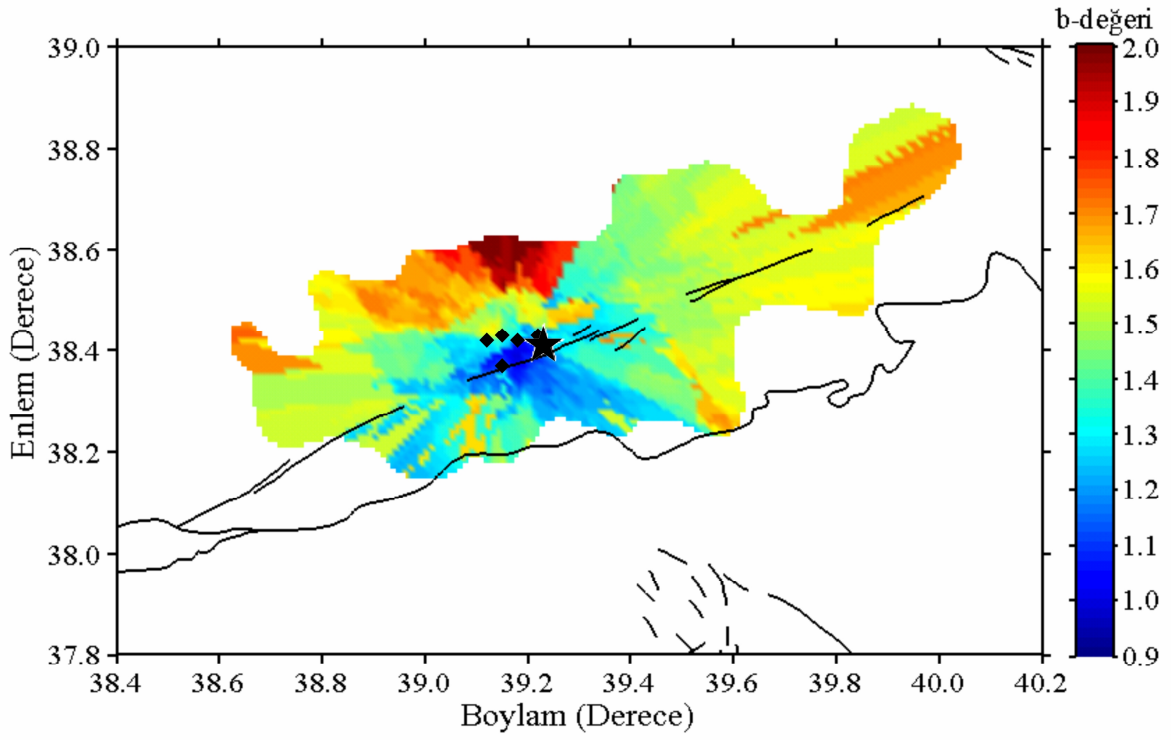
3.4.4. Elazığ Depremi Artçı Şok Dizisinin b ve p -Değerleri Bölgesel Değişimleri

11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisinin bölgesel değişim haritalarını oluşturmak için $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ lik bölgesel grid aralığı kullanılmıştır. Sonra her bir grid aralığı için en yakın artçı şok episantrları için $N_e=75$ ve en yakın episantrların minimum sayısı, ($M > M_c$), $N_{e_{min}}=25$ olacak şekilde hesaplamalar yapılmıştır. Hesaplamalarda yapılan önemli bir varsayım ise p -değeri bölgesel değişim haritası için sabit bir $c=0.045$ değeri kabulüdür çünkü bu değer bölgesel değişim haritalarının oluşturulması için daha

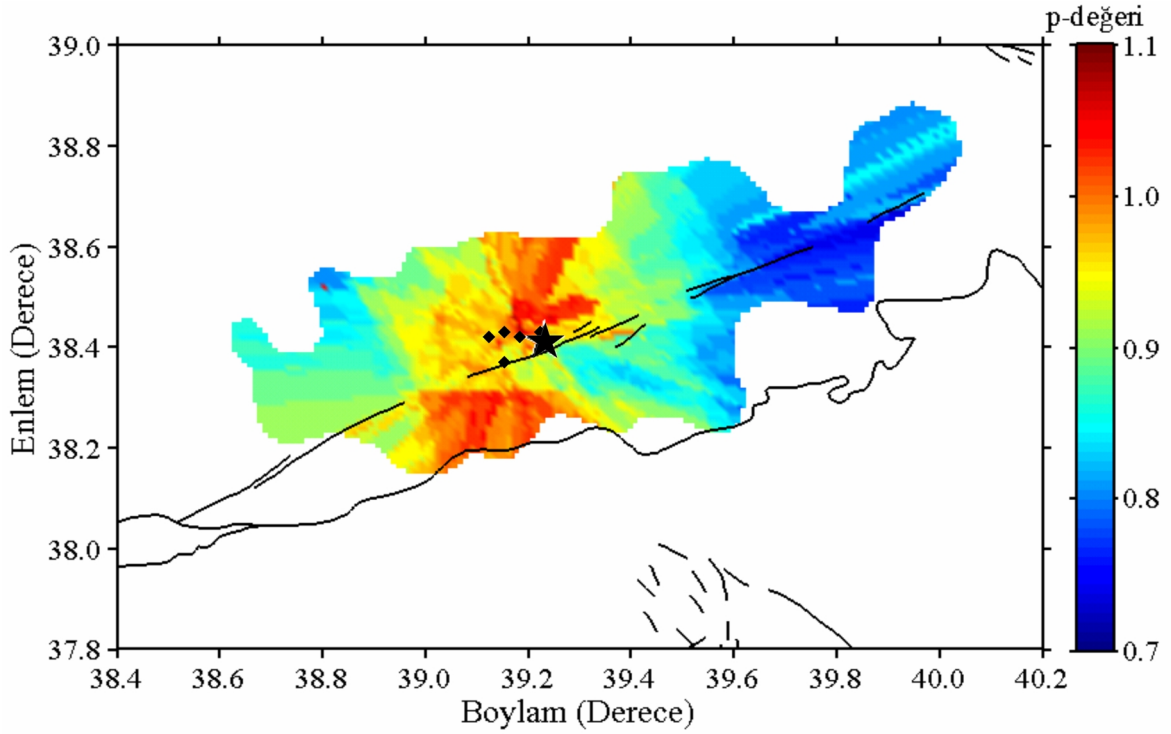
anlamlıdır. Tamamlılık magnitüdü 2.8-3.2 arasında değişmektedir fakat bu değer ortalama olarak 3.0'dır. Sonra, *ZMAP* tüm grid noktaları için M_c olarak bu minimum başlangıç magnitüdünü almış ve b ve p -değerleri yalnızca $M > M_c$ olan depremler kullanılarak hesaplanmıştır. Sonuçta b ve p -değerleri $N_e=75$ ve $N_{e_{min}}=25$ alınarak hesaplanmıştır.

Elazığ depremi artçı şok dizisi için sismisite parametreleri b ve p -değerlerinin bölgesel değişim haritaları Şekil 86 ve 87'de gösterilmiştir. b -değeri 0.9-2.0 arasında ve p -değeri 0.7-1.1 arasında değişim göstermektedir. Bazı araştırmacılar (örneğin, Utsu, 1971; Olsson, 1999) tarafından verilen b ve p -değerleri değişim aralıkları dikkate alındığında b -değerleri bölgesel değişimlerinin oldukça yüksek, p -değerlerinin ise normal sınırlar içerisinde olduğu söylenebilir. Elazığ depremi artçı şok aktivitesi yoğun olarak ana şok episantrı civarında dağılım göstermektedir ve büyük artçı şoklar ana şok episantrından batı ve kuzey batı yönüne dağılım göstermektedir. Ayrıca, magnitüdü 4.0'ten büyük olan artçı şoklar ana şok episantrının batısında oldukça yüksek bir yoğunluk göstermektedir (Şekil 78). b -değerleri dağılımı iki alt gruba ayrılabilir: (a) düşük b -değerleri (<1.3) ana şok episantrı civarında (ana şok-Çüngüş arası) ve (b) yüksek b -değerleri (>1.7) ana şok episantrının kuzeyinde (Elazığ-Baskil arası) ve kuzeydoğu ucunda (Palu civarı) dağılım göstermektedir. Daha düşük b -değerleri büyük artçı şokların ($M_D \geq 4.0$) gözleendiği bölgelerde ve daha yüksek b -değerleri ise daha düşük artçı şok aktivitesinin gözleendiği ve genellikle daha küçük artçı şokların ($M_D < 4.0$) olduğu alanlarda hesaplanmıştır.

Elazığ depremi artçı şok dizisi p -değerleri bir azalma eğilimi göstermektedir ve genel olarak çalışma alanının bazı kısımlarında küçüktür. Daha yüksek p -değerleri (>1.0) ana şok episantrının kuzey ve güney kısmında (Elazığ-Çüngüş arası) hesaplanmıştır ve bu bölgedeki artçı şok aktivitesi nispeten hızlı bir azalım göstermektedir. Daha düşük p -değerleri (<0.8) ise artçı şok alanının kuzey doğu kısmında (Sivrice-Palu-Alacakaya) ve orta değerler ise (~ 0.9) ana şokun batısına (ana şok-Baskil arası) doğru gözlenmiştir. Ana şok episantrının kuzeybatısına doğru olan daha yavaş artçı şok aktivitesi azalımı, gözlenen sismisiteyi artırmış olabilecek çok sayıda ikincil artçı şokları üretme olasılığı bulunan güçlü artçı şokların dağılımıyla ilişkilidir. Buda azalımın yavaş olduğunu fakat aslında kademeli olarak ikincil artçı şok oluşumlarını içerebileceğini ortaya koyar. Bunun aksine, daha zayıf bir ikincil artçı şok oluşumuna ve görünür bir hızlı sismik aktivite azalımına neden olan ve ana şok episantrının kuzey ve güneyine doğru olan güçlü artçı şoklar azdır. Sonuç olarak, dizinin kuzey ve güneyindeki sismik aktivite ($p \sim 1.1$) kuzeydoğu kısmındaki aktiviteye göre ($p \sim 0.6$) daha hızlı azalmaktadır.



Şekil 86. $M_D \geq 3.0$ ve $T_{başlangıç} = 0.01$ gün olan depremler kullanılarak oluşturulan b -değeri haritası. b -değeri 0.01° 'lik grid aralığı ile $N_e = 75$ alınarak hesaplanmıştır

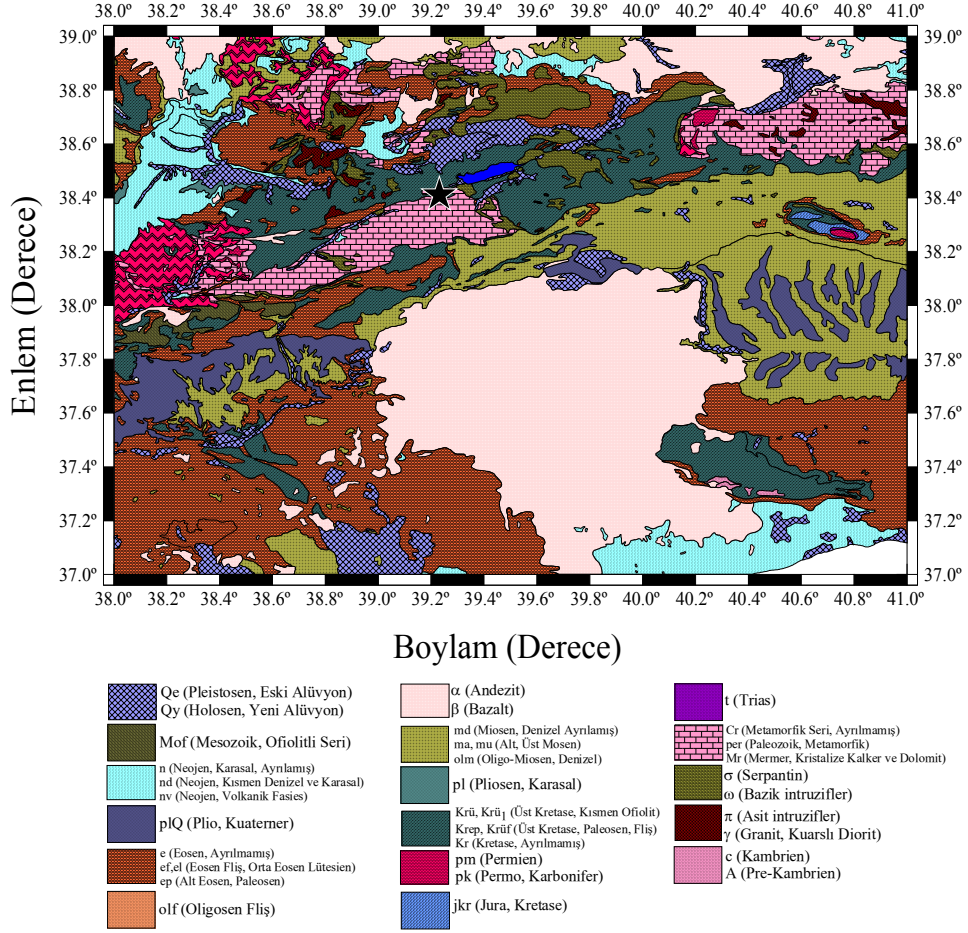


Şekil 87. $M_D \geq 3.0$ ve $T_{başlangıç} = 0.01$ gün olan depremler kullanılarak oluşturulan p -değeri haritası. p -değeri 0.01° 'lik grid aralığı ile $N_e = 75$ alınarak hesaplanmıştır. b ve p -değerleri maksimum olasılık yöntemiyle hesaplanmıştır

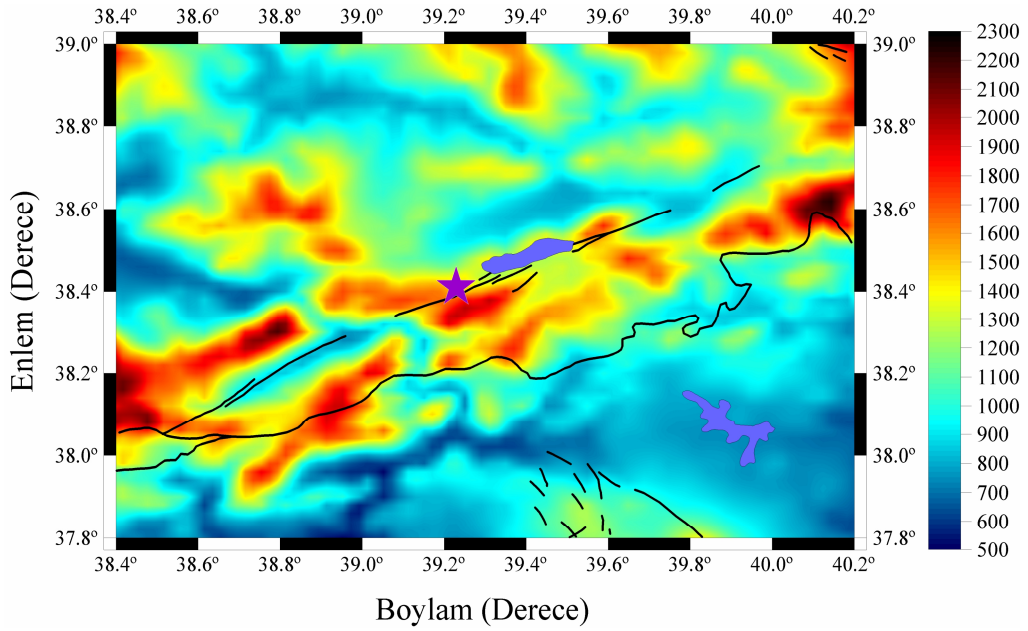
3.4.5. Elazığ ve Civarı İçin Bölgesel Jeoloji ve Topografya

11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok bölgesi ve civarının jeolojik yapısı Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (URL-9, 2007) web sayfasında verilmektedir. Elazığ depremi ana şok episantrı ve civarının jeolojik yapısı Paleozoik (per) yaşlı birimler ve metamorfik seriler (Cr) ile mermer, kalker ve dolorit (Mr) ile Üst Kretase yaşlı kısmen ofiolit (Krü, Krü₁), Üst Kretase Paleosen yaşlı fliş (Krep, Krüf) ve Üst Kretase yaşlı farklılaşmamış (Kr) birimlerle kaplıdır. Ana şok ve civarındaki jeolojik harita detaylı olarak Şekil 88'de verilmiştir. Sivrice-Elazığ arasında kalan bölge Paleozoik yaşlı metamorfik ve metamorfik farklılaşmamış kayalar ile eski ve yeni alüvyonlarla (Qe, Qy) kaplıdır. Ana şok-Baskil arasında kalan bölgede ise asit (π) ve bazik (ω) damar kayaları (intruzifler) ile serpantin (σ) ve granit (γ) yapılar hakimdir. Ayrıca kısmen alüvyon, Eosen (e) ve Alt Eosen-Paleosen (ep) yaşlı birimler ile Eosen fliş ve Orta Eosen yaşlı (ef, el) volkanik kayalar mevcuttur. Ana şok episantrının güneybatısında Doğu Anadolu fayının Sincik kısmı ile ana şok arasında Permien (pm) yaşlı kalkerler ve Permo karbonifer (pk) yaşlı kaya birimleri, Kretase yaşlı birimler, metamorfik yapılar ve Paleozoik yaşlı oluşumlar, Eosen yaşlı birimler ile kısmen andezit (α) ve bazalt (β) yapılar hakimdir. Sincik-Çüngüş arasında kalan bölgede ise Paleozoik yaşlı birimler ve metamorfik seriler ile kalker ve dolorit ağırlıkta olmak üzere alt ve üst Miosen yaşlı denizel farklılaşmamış kalkerler (md, ma, mü) ile Oligo-Miosen yaşlı birimler (olm) mevcuttur. Çüngüş ile Palu arasında kalan bölge ise per, Cr, Mr, Krü, Krü₁, Krep, Krüf ve Kr ile kısmen σ , ω ve kısmen alüvyon yapılarla kaplıdır. 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi için, yüksek p -değerlerinin gözlemlendiği artçı şok dizisinin kuzeyinde (ayrıca büyük b -değerleri) alüvyon, güneyinde (düşük b -değerleri) ise per, Cr ve Mr birimler gözlenmektedir. Düşük p -değerlerinin gözlemlendiği artçı şok alanının kuzey doğu kısmında ise Krü, Krü₁, Krep, Krüf ve Kr yapılar egemendir.

11 Ağustos 2004 Elazığ depremi ve artçı şok bölgesinin topoğrafik yapısı Şekil 89'ta verilmiştir. Haritayı oluşturmak için kullanılan veri TÜBİTAK'ın (URL-3, 2006) web sayfasında kullanıcıya açık olan dosyalardan alınmıştır. Şekilden görüleceği üzere yüksek b -değerlerinin gözlemlendiği bölgelerde düşük topografya değerleri gözlenmiştir. Düşük b -değerlerinin gözlemlendiği bölgelerde ise yüksek topografya değerleri mevcuttur. Fakat en düşük p -değerleri topografya değerlerinin nispeten daha yüksek olduğu bölgelerde hesaplanmıştır.



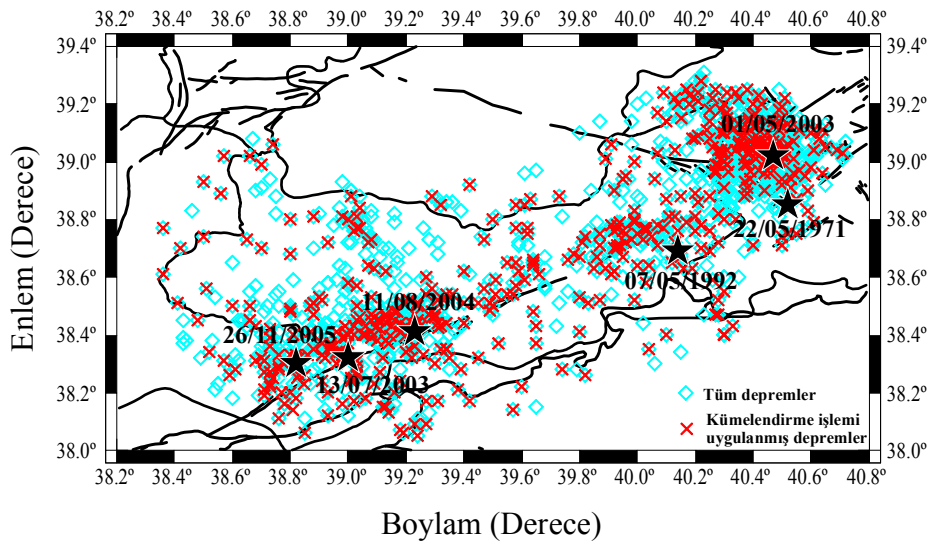
Şekil 88. Elazığ ve civarı için yüzey jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nden (URL-9, 2007) değiştirilerek alınmıştır



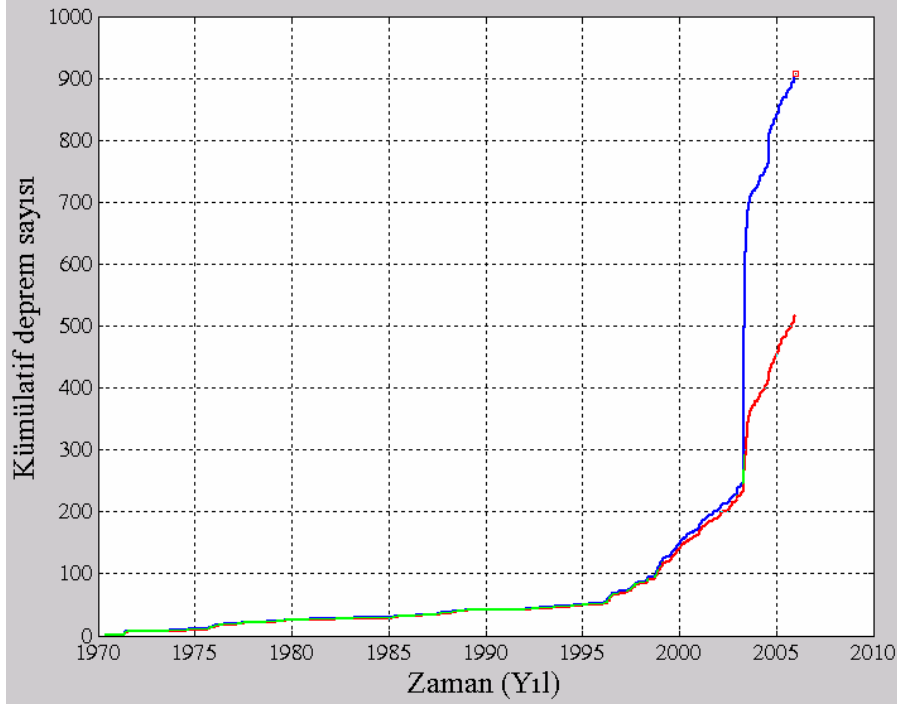
Şekil 89. Elazığ ve civarı için 0.01°'lik grid aralığı ile hazırlanan bölgesel topografya haritası

3.4.6. Elazığ ve Civarı İçin Z-Değeri Bölgesel Değişimleri

Z-değeri bölgesel değişim haritalarını oluşturabilmek için, Bölüm 2.7.2 ve 2.7.3'te detaylı olarak anlatılan yöntem kullanılarak *ZMAP* tekniği ile hesaplamalar yapılmıştır. Bunun için Şekil 90'da verilen Elazığ ve civarını içine alan bölge dikkate alınarak, Elazığ ve civarında 1970-2005 yılları arasında meydana gelmiş magnitüdü 5.0'ten büyük ve derinliği 70 km'den küçük sığ depremler için sismik durgunluk gösteren bölgeler ortaya konmaya çalışılmıştır. Çalışma alanı ve bu bölgedeki depremlerin episantr dağılımları Şekil 90'da gösterilmiştir. Yıldız sembolü magnitüdü 5.0'ten büyük depremlerin episantrlarını göstermektedir. 1970-2005 yılları arasında Elazığ ve civarında magnitüdü 5.0'ten büyük olan depremler; 22 Mayıs 1971 ($M_D=5.9$), 7 Mayıs 1992 ($M_D=5.0$), 1 Mayıs 2003 ($M_D=6.4$), 13 Temmuz 2003 ($M_D=5.3$), 11 Ağustos 2004 ($M_D=5.3$) ve 26 Kasım 2005 ($M_D=5.1$) depremleridir. Katalog, 1970-2005 yılları arasında magnitüdü 1.8'den büyük ve eşit 1599 adet sığ depremi içermektedir. Çalışma alanı için tamamlılık magnitüdü $M_c=3.2$ 'dir ve $M_D \geq 3.2$ olan depremlerin sayısı 907'dir. Reasenberg (1985) algoritması ile Bölüm 2.7.2'de bahsedilen giriş parametreleri kullanılarak, $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremler için yapılan yeniden kümelendirme işlemi sonucunda Z-değeri hesabı için kullanılan deprem sayısı 519'dir ($M_D \geq 3.2$ olan verinin yaklaşık % 57'si). Şekil 91, $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremler ile yeniden kümelendirme işlemi sonucunda elde edilen veri için zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısını göstermektedir.

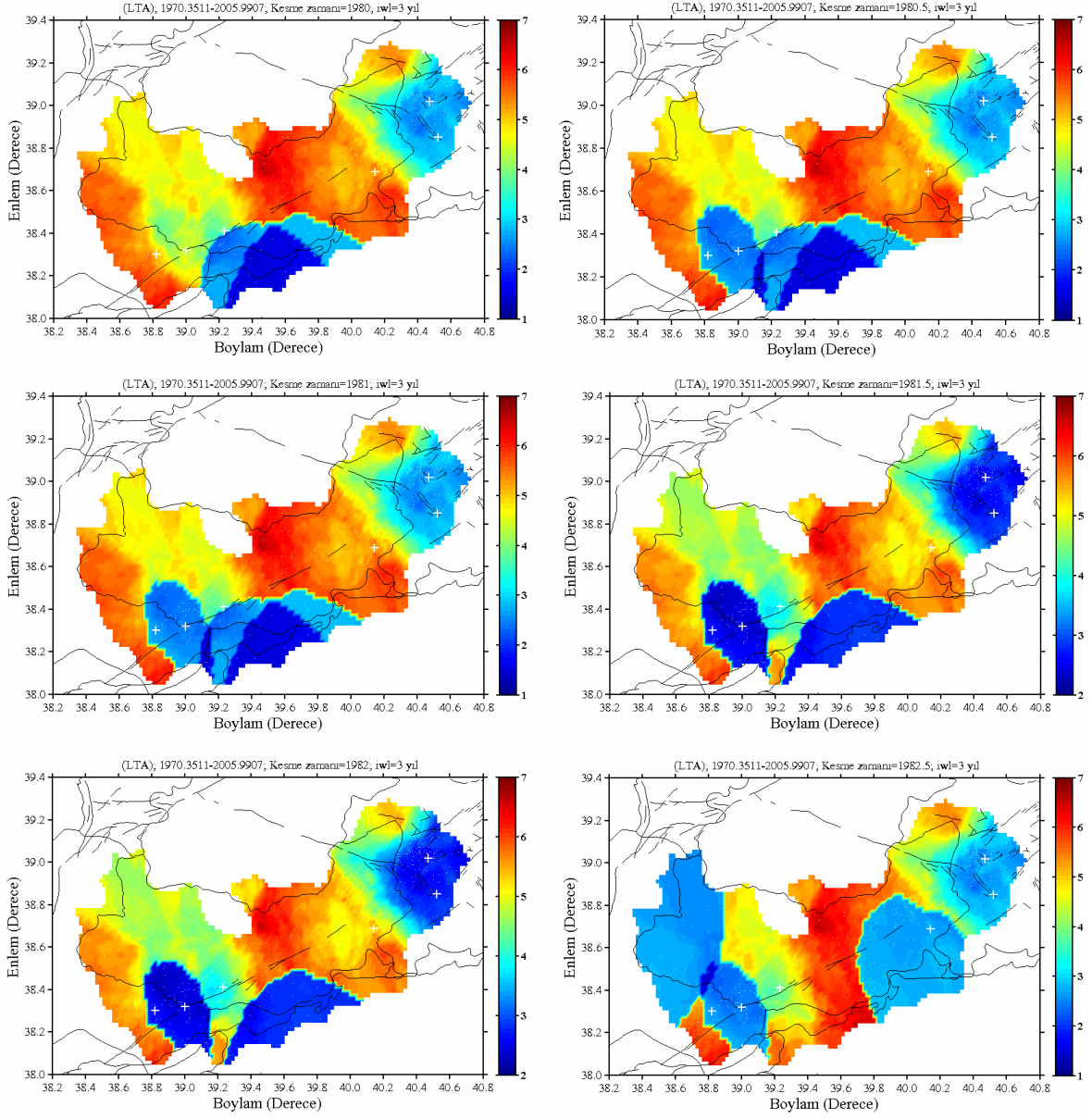


Şekil 90. Elazığ ve civarı için 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremlerin episantr dağılım haritası



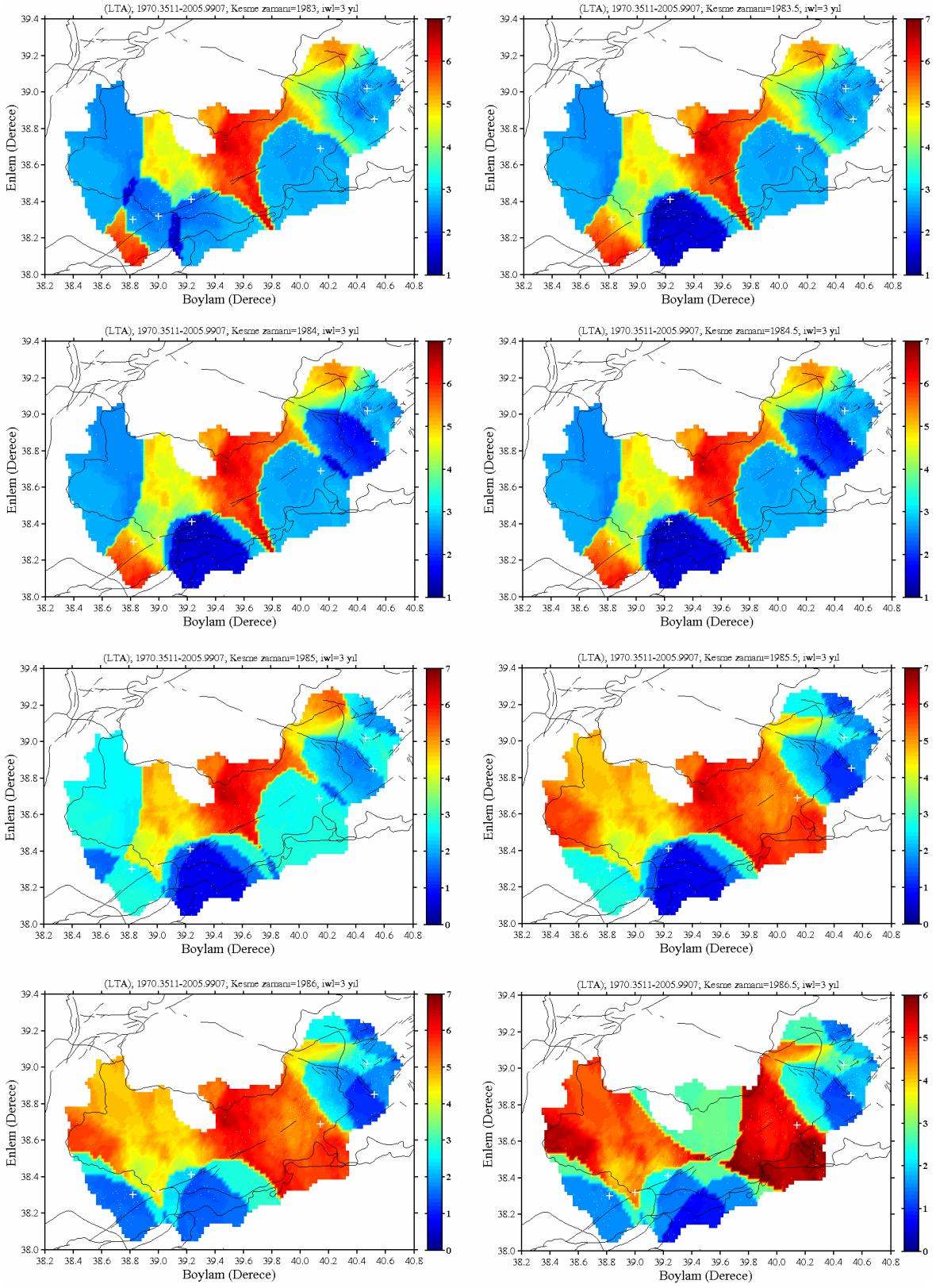
Şekil 91. $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremler ile yeniden kümelenme işlemi sonucunda elde edilen veri için zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısı

Z-değeri hesabı için çalışma alanı $0.02^\circ \times 0.02^\circ$ lik grid aralıklarına bölünmüştür. Birkaç testten sonra her bir grid aralığı için en yakın episantrların sayısı 50 ve ana şoklardan sonra meydana gelen büyük olayların oluşum zamanları da dikkate alınarak örnekleme aralığı 28 gün alınmış ve toplam 35.64 yıllık bir zaman dilimi içerisinde Elazığ ve civarında olası büyük depremlerden önceki sismik durgunluk gösterebilecek bölgeler belirlenmeye çalışılmıştır. Elazığ ve civarında 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve magnitüdü 5.0'ten büyük olan depremler tarihleriyle birlikte Tablo 2'de verilmiştir. Elazığ ve civarında meydana gelen 7 Aralık 1992 depremi ve 11 Ağustos 2004 depremleri için 1970–2005 yılları arasında yeniden kümelenme işlemi uygulanmıştır. Ayrıca, 22 Mayıs 1971 ve 1 Mayıs 2003 Bingöl depremleri, 13 Temmuz 2003 ve 26 Kasım 2005 Malatya depremleri Elazığ ve civarında meydana gelen diğer depremler için yapılan durgunluk analizleri, sırasıyla Bingöl ve Malatya'yı içine alan bölgeler için yapılan analizlerle birlikte verilecektir. Deprem katalogu için her altı aylık zaman dilimi için yapılan sismik durgunluk analizleri sırasıyla Şekil 92 ve 93'te gösterilmiştir. Sismik durgunluğun ne zaman başlayacağı ve ne zaman sona ereceği bilinmediği için zaman penceresi depremlerle ilişkili olarak 1.5-5.5 yıl arasında test edilmiş ve sonuçta tüm hesaplamalarda $T_W=3$ yıl olarak seçilmiştir.

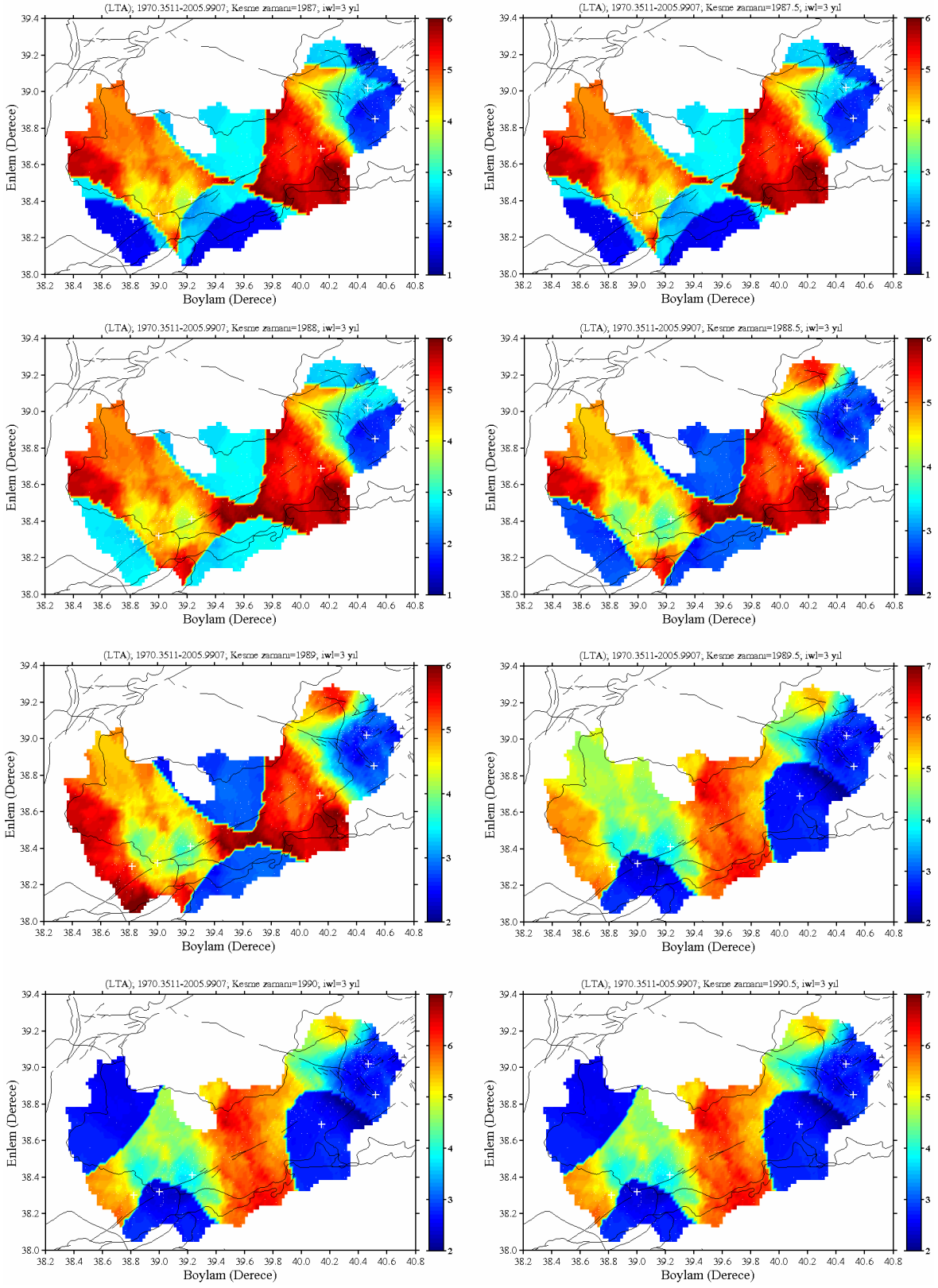


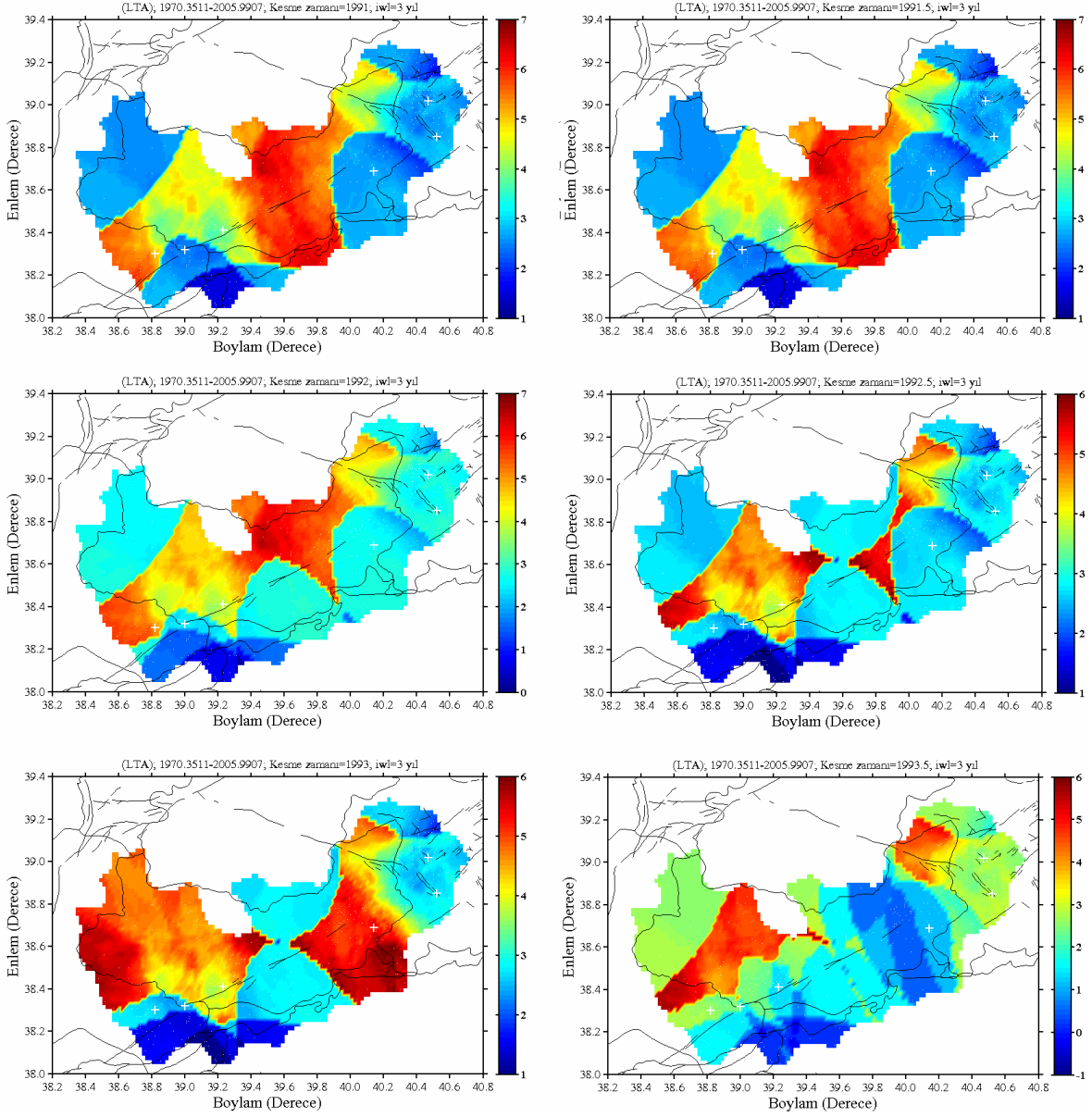
Şekil 92. 7 Mayıs 1992 Elazığ depremi öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok epişantrı civarındaki Z-değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Elazığ ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin epişantrlarını göstermektedir

Şekil 92'nin devamı



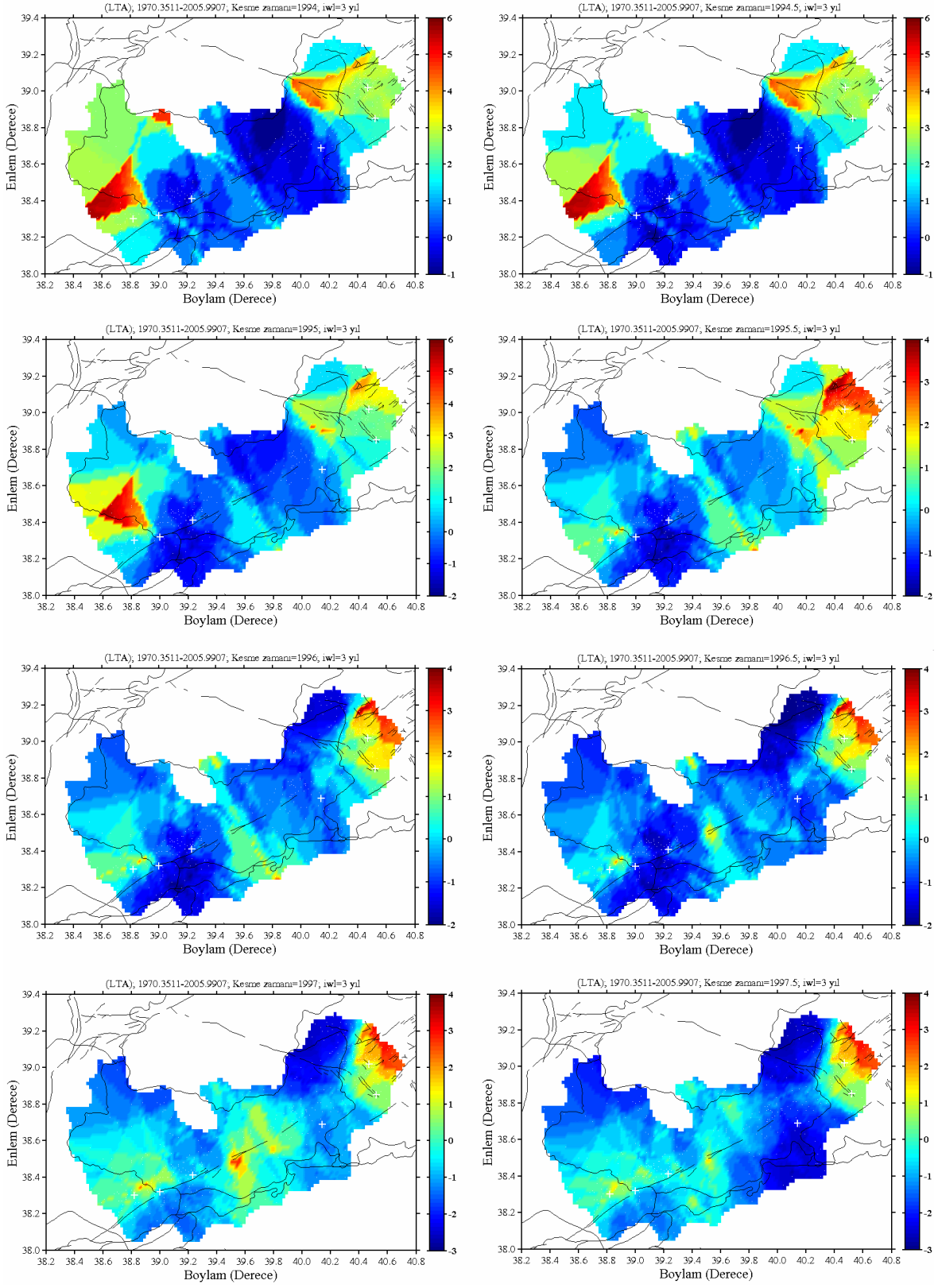
Şekil 92'nin devamı



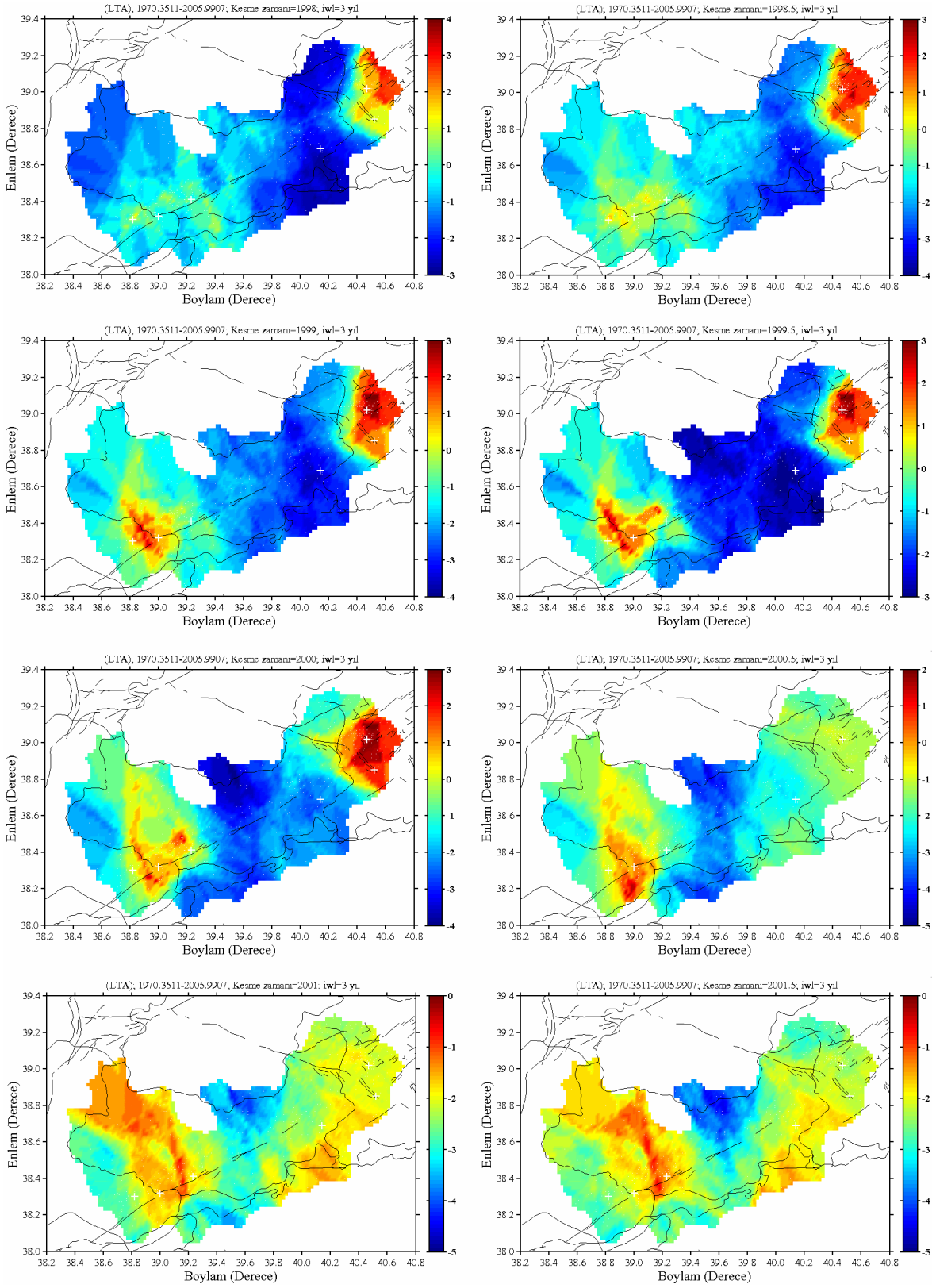


Şekil 93. 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z-değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Elazığ ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir

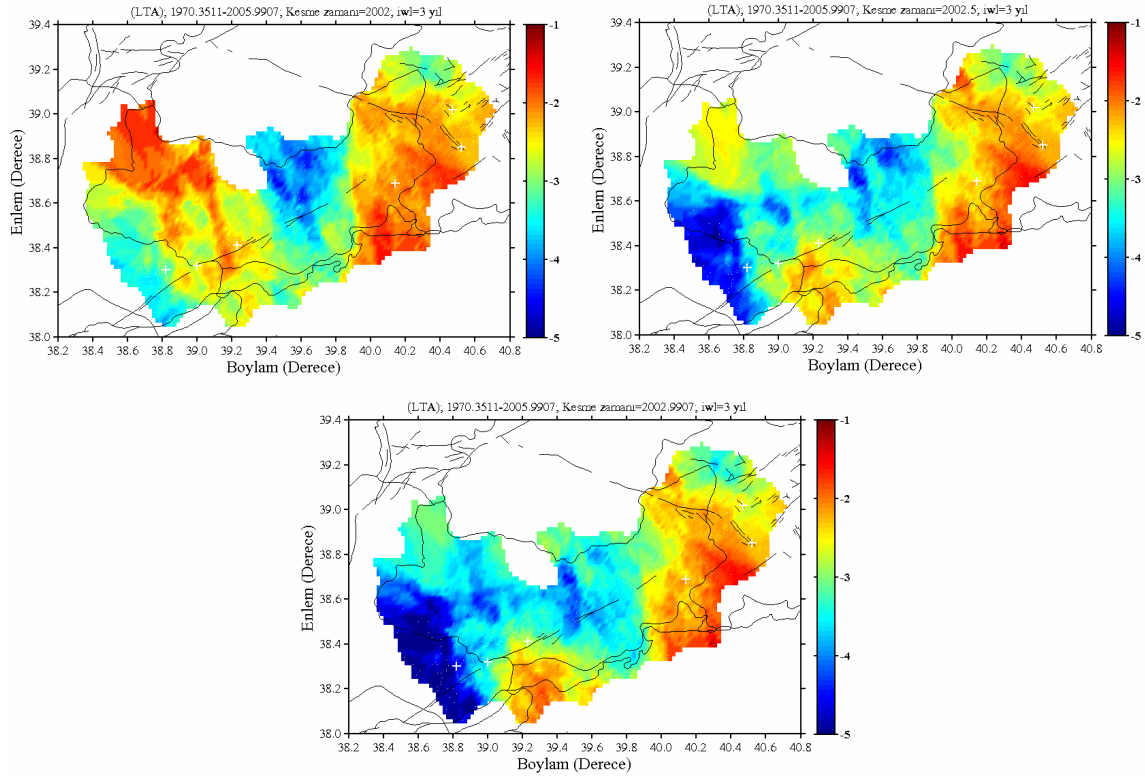
Şekil 93'ün devamı



Şekil 93'ün devamı



Şekil 93'ün devamı

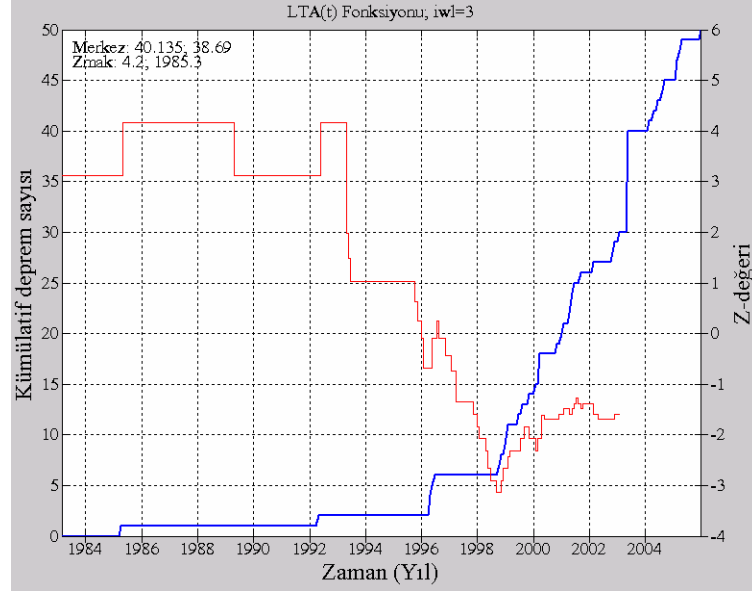


7 Mayıs 1992 depremi için, ana şok episantrı civarında analiz başlangıcı olan 1980 yılından 1982.5 yılına kadar bir durgunluk söz konusudur. Bu yıldan itibaren normale dönen sismik aktivite 1985.0 yılından sonra tekrar durgunluk göstermiş ve bu durgunluk depremin oluşumuna kadar devam etmiştir.

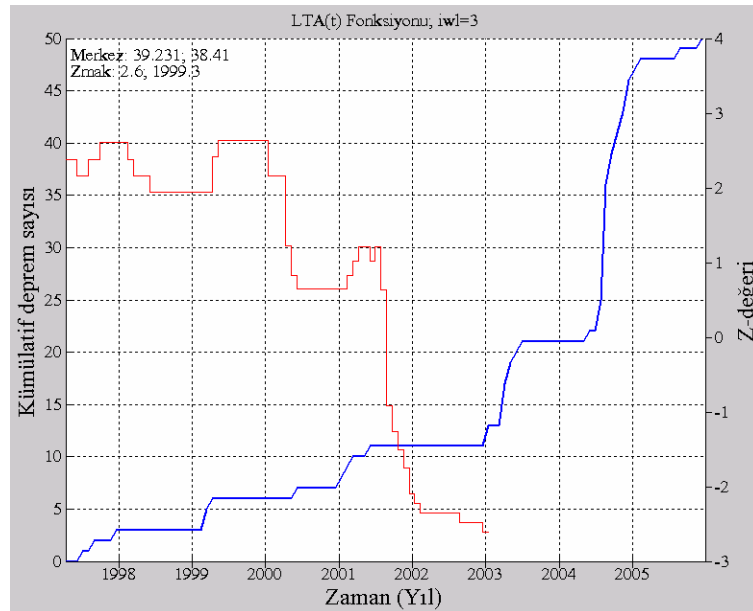
11 Ağustos 2004 depremi için, ana şok episantrı civarında 1991-1993 yılları arasında kısmen gözlenen durgunluk 1993.5 yılından itibaren yerini normal aktiviteye bırakmıştır. 1998.5 yılından sonra ana şok episantrı civarında bir durgunluk belirmiş ve bu durgunluk 1999.0 yılından sonra iyice belirginleşmiştir. 1999.0 yılından sonra 11 Ağustos depremini içine alan bölgede durgunluk gözlenmeye başlamış ve bu durgunluk deprem anına kadar devam etmiştir. Bu depremler için durgunluk zamanının yıl olarak tam tarihi deprem dizilerini içine alan bölgeler için çizilen ve Şekil 94 ile 95'te verilen zamanla kümülatif deprem sayısı grafiği ile hesaplanmıştır.

7 Mayıs 1992 depremi için deprem bölgesi ve civarında $R=21.22$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel bölge için oluşturulan kümülatif deprem sayısı eğrisinde durgunluk başlangıcı 1985.3 ve durgunluk seviyesi $Z_{mak}=4.2$ olarak hesaplanmıştır. 11 Ağustos 2004 depremi için ana şok episantrı civarında $R=13.99$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1999.3 ve $Z_{mak}=2.6$ olarak hesaplanmıştır. Hesaplamalarda, Z

değeri haritalarını oluşturmak için kullanılan örnekleme aralıkları ve zaman pencereleri kullanılmıştır.



Şekil 94. 7 Mayıs 1992 Elazığ depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır



Şekil 95. 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır

3.5. 25 Ocak 2005 Hakkari Depremi ve Artçı Şok Dizisinin Genel Özellikleri

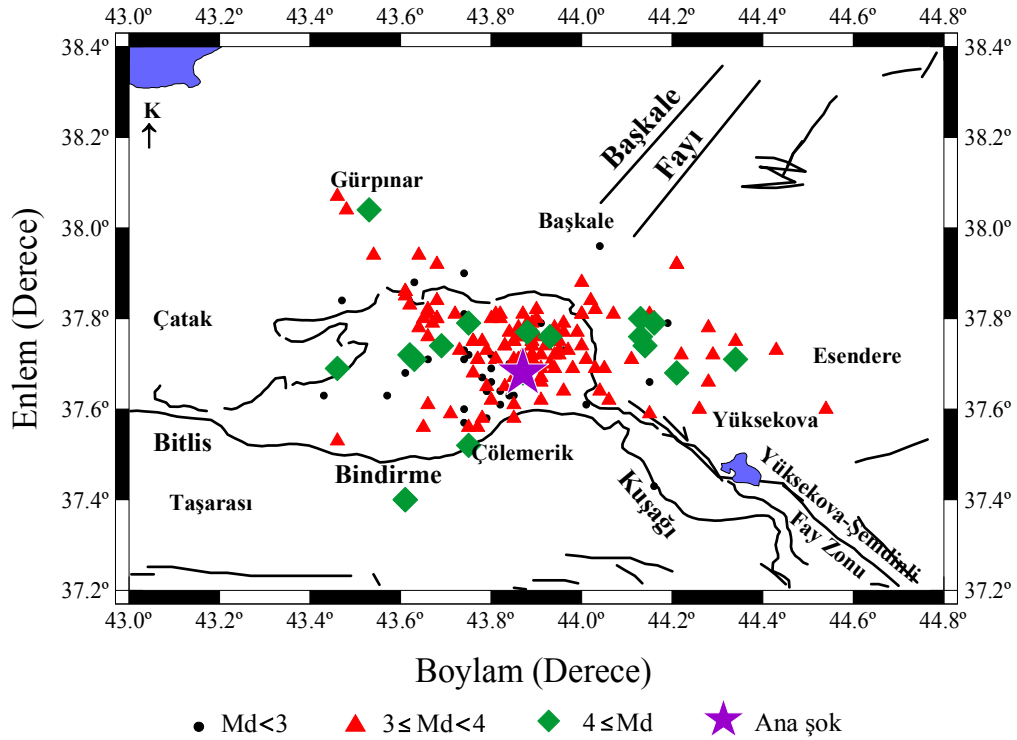
25 Ocak 2005 Salı günü yerel saat itibariyle 18:44:06'da dış merkez üssü Hakkari ili olan orta büyüklükte bir deprem meydana gelmiştir. KRDAE kayıtlarına göre bu depremden önce saat 17:24'de Başkale'de (Van) ve 18:32'de Hakkari'de büyüklükleri 4.5 olan iki deprem kaydedilmiştir. Ana şoktan sonra aynı gün 19:11'de $M_D=4.1$, 19:15 $M_D=3.9$, 19:52'de $M_D=4.3$ ve 26 Ocak 2005 günü saat 02:05'de $M_D=4.2$ büyüklüğünde 4 deprem meydana gelmiştir. Deprem, Hakkari, Yüksekova, Şemdinli, Çukurca, Başkale, Şırnak, Beytüşşebap ve Uludere civarında şiddetli olarak hissedilmiştir. Çeşitli kuruluşlardan edinilen koordinat bilgilerine göre ana şok Hakkari'nin kuzeyine rastlamaktadır. Depremin yeri, büyüklüğü ve derinliğine ilişkin çeşitli kuruluşlarca yapılan değerlendirmeler Tablo 11'de verilmiştir. Depremin büyüklüğüne ilişkin farklı kuruluşlar tarafından değerlendirmelerde $M_W=5.5-5.9$ arasında değişmektedir. Çeşitli kuruluşlarca yapılan hızlı fay düzlemi çözümleri dikkate alındığında, KRDAE-UDİM'in değerlendirmesine göre bindirme nitelikli faylanmaya, USGS ve HARVARD tarafından yapılan çözümler ise doğrultu atımlı faylanmanın baskın olduğuna işaret etmektedir.

Tablo 11. 25 Ocak 2005 Hakkari depremi için farklı kaynaklara ait ana şok parametreleri

Kurum	Tarih	Yerel Saat	Boylam	Enlem	Derinlik (km)	Magnitüd		
						M_D	M_b	M_W
DAD	25.01.2005	18:44:15	43.82	37.64	23.0	5.4		
KRDAE	25.01.2005	18:44:06	43.87	37.68	30.0	5.4		5.9
USGS	25.01.2005	18:44:14	43.65	37.61	14.0			5.8
EMSC	25.01.2005	18:44:09	43.78	37.54	10.0		5.4	
HARVARD	25.01.2005	18:44:17	43.77	37.71	13.7			5.9

Hesaplamalarda kullanılan veri KRDAE katalogu ile DAD Sismoloji Şube Müdürlüğü web sayfasından alınmış ve ana şok koordinatları Kandilli tarafından $38.68^\circ\text{K}-43.87^\circ\text{D}$ olarak verilmiştir. Artçı şok katalogu süre magnitüdü M_D 'ye göre tekdüzedir ve ana şoktan sonraki 5 aylık zaman dilimi içerisinde meydana gelmiş olan $M_D \geq 2.2$ olan 161 artçı şoku içermektedir. Hakkari depremi artçı şok dizisinin episantr dağılım haritası ile Hakkari ve civarındaki aktif faylar Şekil 96'da gösterilmiştir. Bölgedeki aktif faylar

Şaroğlu vd. (1992) ve Bozkurt'tan (2001) değiştirilerek alınmıştır. Artçı şok dizisi $M_D=2.2-4.6$ arasında değişim göstermektedir. Magnitüdü $4.0 \leq M_D < 5.0$ arasında değişen 16 olay vardır ve en büyük artçı şok ($M_D=4.6$) ana şoktan yaklaşık on gün sonra meydana gelmiştir. Artçı şoklar Başkale-Yüksekova-Çölemerik-Çatak arasında kalan bölgede meydana gelmiştir. Olayların büyük çoğunluğu ana şok episantrı civarında hem doğu hem de kuzeybatı yönünde yoğunlaşırken, $M_D \geq 4.0$ olan olaylar ana şok episantrı-Gürpınar ile ana şok episantrı-Esendere arasında kalan bölgelerde gözlenmiştir. DAD (URL-12, 2008), KRDAE ve farklı kuruluşlar tarafından yayınlanan değerlendirme raporları ve artçı şokların dağılımı da dikkate alınarak, $43.4-44.6^\circ D$ boylamları ile $37.4^\circ K-38.1^\circ K$ enlemleri arasında kalan bölge artçı şok bölgesi olarak seçilmiştir.



Şekil 96. Hakkari depremi ve artçı şok dizisinin episantr dağılım haritası ve artçı şok alanındaki aktif fay sistemleri. Başkale fayı Bozkurt'tan (2001) değiştirilerek alınmıştır

3.5.1. Hakkari ve Civarının Tektonik Özellikleri ve Geçmiş Deprem Aktivitesi

25 Ocak 2005 Hakkari Depremi'nin dış merkez koordinatları Türkiye'nin ana aktif tektonik kuşaklarından olan Güneydoğu Anadolu Bindirmesi'nin en doğu ucunda, bu bindirme zonu ile Şemdinli-Yüksekova Fay Zonu'nun birleşim bölgesine rastlar.

Güneydoğu Anadolu Bindirmesi kıta kıta çarpışması sonucu birbirine kenetlenmiş Arap-Afrika levhası ile Anadolu levhasını birbirinden ayıran aktif bir tektonik yapıdır (Şaroğlu vd., 1992). Şemdinli-Yüksekova Fay Zonu Güneydoğu Anadolu Bindirmesinin en doğu ucunda KB-GD genel doğrultusunda uzanan sağ yönlü doğrultu atımlı bir aktif fay zonudur (Şekil 96). Bu fay zonu Güneydoğu Anadolu Bindirmesi ile İrandaki Zağros kuşağı arasında doğrultu atımlı bir transfer fayı niteliğindedir. Bu zonun Türkiye sınırları içerisindeki uzunluğu yaklaşık 100 km'dir. Şemdinli-Yüksekova fay zonu İran sınırları içerisinde yer alan ve bu ülkenin önemli aktif faylarından olan Piranşah fayının devamında yer alır (Şaroğlu vd., 1992).

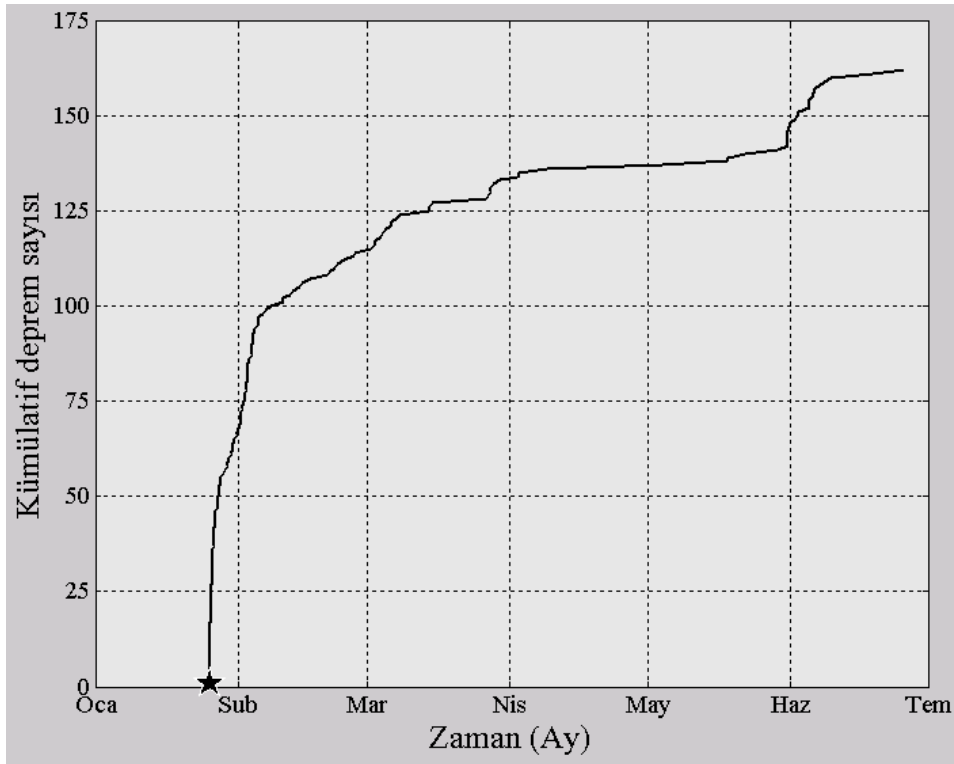
Ana şokun dışmerkez koordinatı Şemdinli-Yüksekova Fay Zonunun en batısında bulunan ve Hakkari'nin kuzeyinde yer alan bölümüne rastlar. Zonun en batı ucunu oluşturan bu fayın uzunluğu yaklaşık 25 km'dir. Jeomorfolojik ötelenmelere göre bu fay sağ yönlü doğrultu atımlıdır. Yüzey bilgileri depreme ilişkin çeşitli kuruluşlarca yapılan hızlı fay düzlemi çözümleri ile karşılaştırıldığında Harvard ve USGS tarafından sismolojik olarak önerilen doğrultu atımlı faylanma mekanizması ile uyumludur. Bu nedenle 25 Ocak 2005 Hakkari Depremi'nin sağ yönlü doğrultu atımlı Şemdinli-Yüksekova Fay zonunun en batıdaki kısmından kaynaklanmış olması muhtemeldir (Emre vd., 2005).

Hakkari merkezli 50 km yarıçaplı alan içerisinde 1973 yılından bu yana büyüklüğü $M=4.0$ ve daha büyük 220 deprem kaydedilmiştir. Tarihsel dönem içerisinde ise 1503 yılında Hakkari'de büyüklüğü $M_s=6.9$ ve Bahçesaray'da 17.3.1871 tarihinde büyüklüğü $M_s=6.8$ olan iki yıkıcı deprem meydana gelmiştir (URL-12, 2008). Ayrıca, 24 Kasım 1976 ($M_s=7.5$), 25 Haziran 1988 ($M_s=5.0$) ve 15 Kasım 2000 ($M_s=5.4$) depremleri bu bölgede meydana gelmiş diğer depremlerdir. 25 Ocak 2005 tarihinde meydana gelen Hakkari depremi Şemdinli-Yüksekova fay zonu üzerinde meydana gelmiş olup, bu fay parçası sismik boşluk olarak tanımlanmıştır (URL-12, 2008). Bir başka deyişle uzunluğunun 85 km olması, tarihsel dönemde büyük yıkıcı depremler üretmesi göz önüne alındığında, bu fay parçasının $M=7.0$ büyüklüğünde deprem üretebilecek potansiyele sahip olduğu görülmektedir (Emre vd., 2005).

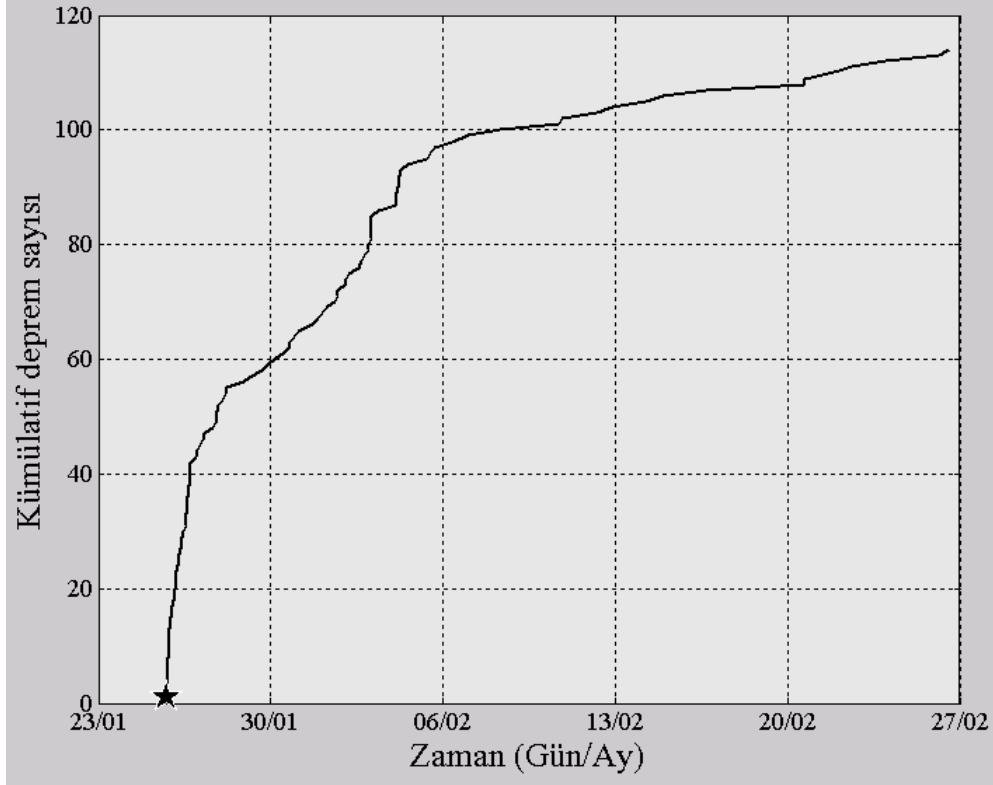
3.5.2. Hakkari Depremi Artçı Şok Dizisinin Zaman-Magnitüd-Sayı Analizleri

25 Ocak 2005 Hakkari depreminden sonraki beş aylık zaman dilimindeki olayların kümülatif sayısında gözlenen değişimler Şekil 97'de gösterilmiştir. Genel olarak ana şokun

olduğu ve çok sayıda artçı şokun kaydedildiği ilk haftalarda meydana gelen aktivite göz önüne alındığında Şekil 97, iki bölgeye ayrılabilir. Birinci bölge olarak ana şoktan sonraki ilk bir hafta, ikinci bölge olarak ise sonraki dönem düşünülebilir. Ana şoktan sonraki deprem aktivitesi ilk haftalar içerisinde oldukça fazladır. İlk haftadan sonra meydana gelmiş olan sismik aktivite ilk günlere kıyasla daha yavaş bir artım gösterir. Bölgedeki sismik aktivite incelendiğinde, ana şoktan sonraki ilk bir ay içerisinde 114 olan artçı şok sayısının ikinci ayın sonunda 7'e kadar düşmüştür. Üçüncü ayın sonunda 9 olan artçı şok sayısı, dördüncü ayın sonunda 2'ye kadar düşmüştür. Fakat beşinci ay içerisinde bir miktar artım göstermiş ve sayıları 20'ye kadar çıkmış olan artçı şoklar, Şekil 97'de görüldüğü gibi bu aydan sonra tekrar bir azalma eğilimine girmiştir. Ayrıca, bir aylık zaman dilimi içerisindeki artçı şokların kümülatif sayılarında gözlenen değişim Şekil 98'te gösterilmektedir. İlk bir ayın sonunda artçı şok aktivitesinin sonlanmadığı ve azda olsa deprem aktivitesinin devam ettiği görülmektedir. Bu değerlendirmeler ve bölgedeki sismik aktivite göz önüne alınarak, 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok aktivitesinin değerlendirilmesinde ana şoktan sonraki 5 aylık zaman dilimindeki artçı şoklar kullanılmıştır.



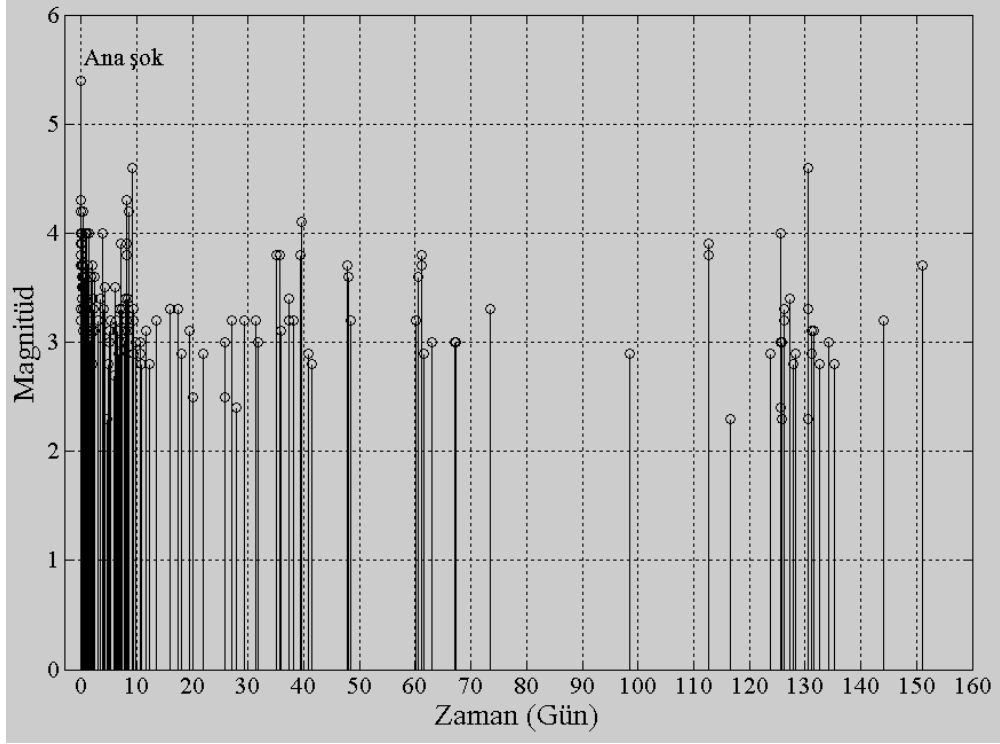
Şekil 97. 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisi için beş aylık zaman dilimi içerisindeki kümülatif deprem sayısındaki değişimi



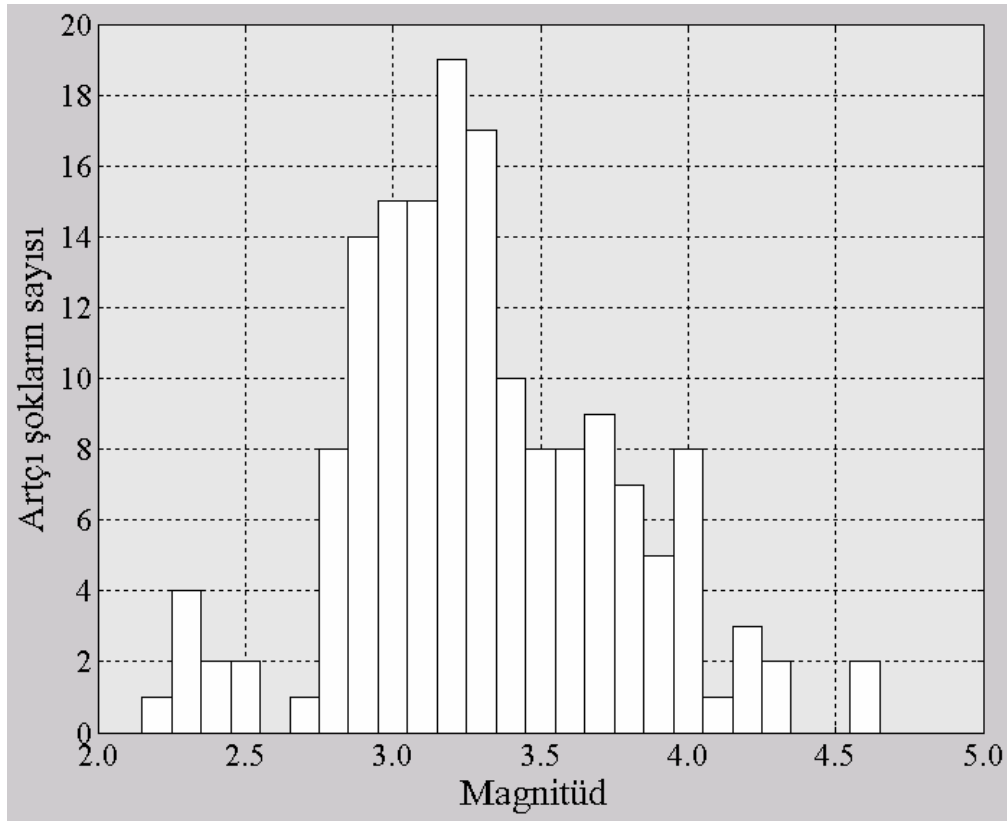
Şekil 98. 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisinin ilk bir ay içerisindeki kümülatif deprem sayısının zamanla değişimi

Artçı şok dizisi için beş aylık zaman periyodu içerisinde magnitüd değerlerinde gözlenen değişimler Şekil 99'ta verilmiştir. Bu değişimler incelendiğinde $M_D=4.6$ olan en büyük artçı şokun ana şoktan yaklaşık 10 gün sonra meydana geldiği, bununla birlikte beşinci ayın başında aynı büyüklükte ikinci bir artçı şok meydana görülür. Ayrıca ilk 10 gün içerisinde magnitüdü 4'ten büyük artçı şokların devam etmiş ikinci ayın başından itibaren magnitüdü 4.0'ten büyük artçı şoklar gözlenmemiştir. Ana şoktan sonraki ilk bir ay içerisinde magnitüdü 3.5'ten büyük olan çok sayıda artçı şok mevcuttur. İlk 40 günden sonra magnitüdü 4.0'ten büyük olan artçı şok olmamakla birlikte, artçı şokların magnitüdü 3.0'ten büyüktür. Ortalama olarak $M_D=2.8-3.1$ civarında bir değişim göstermiştir.

Şekil 100, 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisinin magnitüd-deprem sayısı dağılımını göstermektedir. Ana şoktan sonraki beş aylık zaman diliminde katalog içerisinde $M_D<3.0$ olan 33 artçı şok, $3.0 \leq M_D<4.0$ arasında 125 artçı şok ve $4.0 \leq M_D$ olan 17 artçı şok mevcuttur. Katalog içerisindeki minimum magnitüd $M_D=2.2$ 'dir ve en büyük magnitüd 4.6'dır. $M_D=2.9-3.3$ arasındaki artçı şok aktivitesi oldukça fazladır ve $M_D=3.2$ ile $M_D=3.3$ 'te artçı şokların sayısında bir maksimum gözlenmiştir. Magnitüdü 2.5'tan küçük ve 4.0'ten büyük olan olayların sayısı ise ortalama olarak 5'ten azdır.



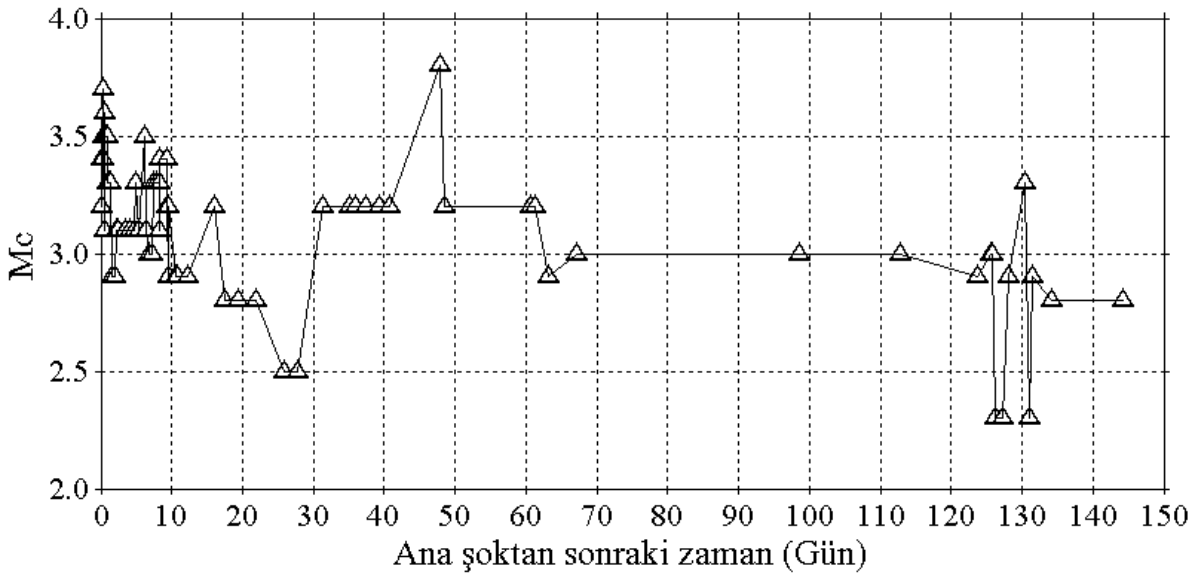
Şekil 99. 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisinin beş aylık zaman dilimi içerisinde magnitüd değerlerinde gözlenen değişimler



Şekil 100. 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisinin magnitüd-deprem sayısı değişimi

3.5.3. Hakkari Depremi Artçı Şok Dizisinin b ve p -Değerleri Analizi

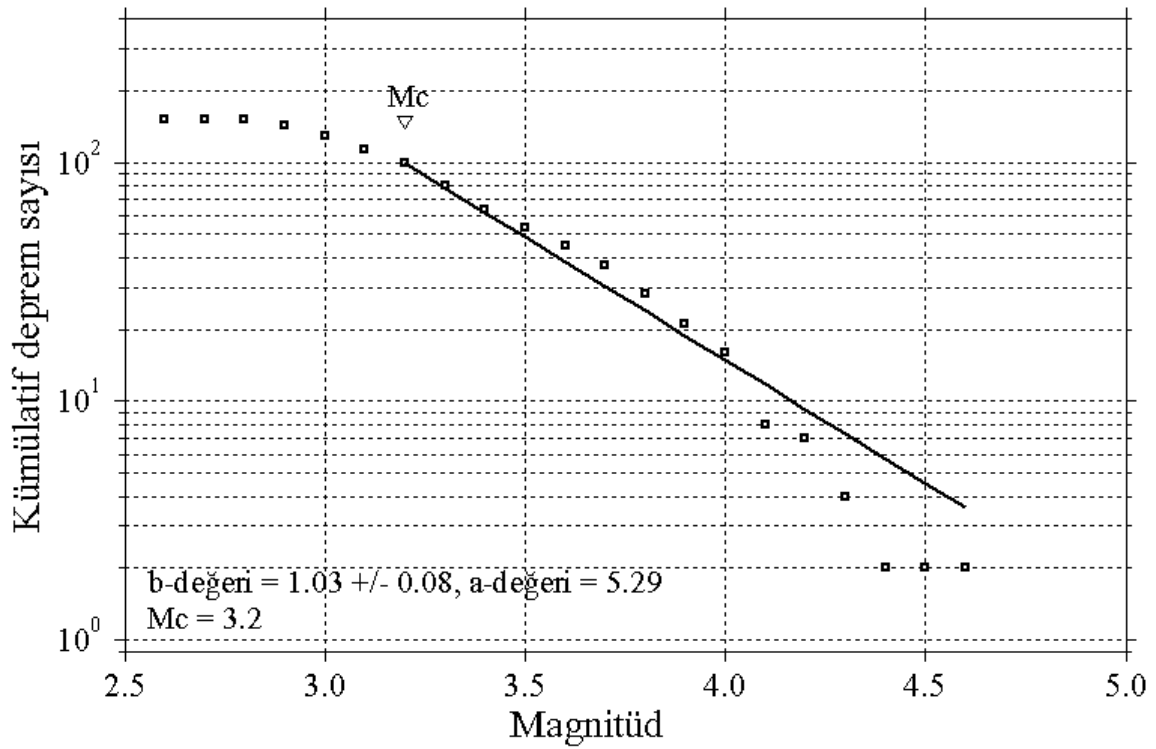
Hakkari depremi artçı şok bölgesi için hareketli pencere tekniği kullanılarak (Wiemer vd., 1998) ve ana şok zamanı başlangıç alınarak zamanın bir fonksiyonu olarak M_c değişimleri hesaplanmıştır. Pencere başına 10 olay kullanılarak hesaplanan M_c değişimleri Şekil 101'de gösterilmiştir. M_c değeri dizinin başlangıcında (ilk on saat içinde) yüksektir ve 3.0 ile 3.7 arasında değişim göstermektedir. İkinci ayın ortalarında 3.5'in üzerinde bir değer almasına rağmen 20. günden sonra genel olarak 3.0-3.3 arasında değişim göstermektedir. Son bir ay içerisinde ise bu değer 3.0'un altına düşmüştür. Dolayısıyla M_c değerinin genellikle düzenli bir dağılım göstermediği söylenebilir. M_c değişimlerinin örnekleme boyutuna olan bağlılığını belirleyebilmek için, pencere başına 5, 15, 30 ve 40 olay alınarak bu değişimler hesaplanmış ve örnekleme boyutunun sonuçları etkilemediği görülmüştür. Dolayısıyla Şekil 101'de görülen saçılımlar örnekleme boyutuna bağlı değildir. Sonuç olarak *ZMAP* programı b -değeri hesabı için $M_c=3.2$ olarak hesaplanmıştır.



Şekil 101. Hakkari depremi artçı şok dizisi için zamanın bir fonksiyonu olarak M_c değişimi

25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisi için kümülatif deprem sayısı-magnitüd ilişkisi Şekil 102'de verilmiştir. *ZMAP* programı tarafından otomatik olarak tamamlılık magnitüdü 3.2 alınmıştır. Bu değer kullanılarak G-R ilişkisindeki a parametresi yanında maksimum olasılık yöntemi kullanılarak b -değeri ve standart sapması da hesaplanmıştır. Artçı şok dizisi için b -değeri 1.03 ± 0.08 olarak hesaplanmıştır ve bu değer

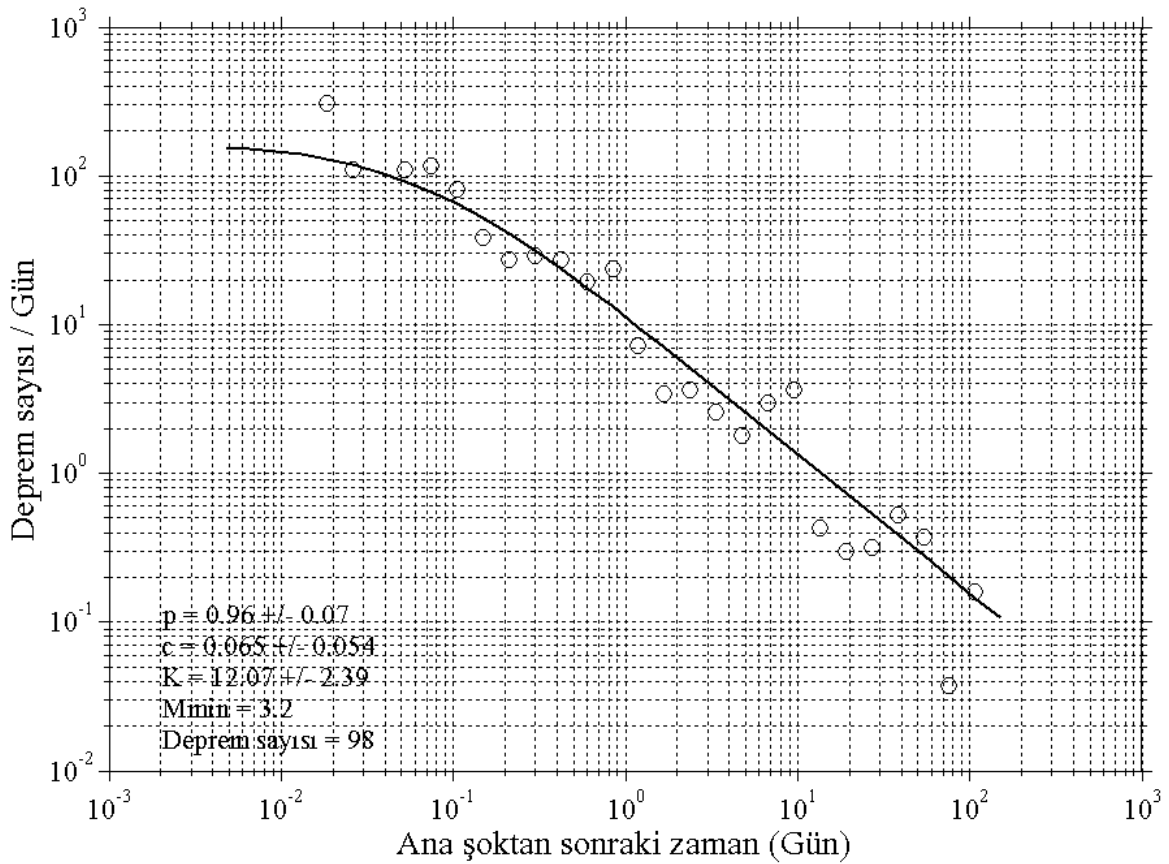
literatürde artçı şoklar için verilen $b=1$ değerine çok yakındır. Bender (1983), b -değerinin örnekleme boyutuna, maksimum magnitüde ve veri uyum teknikleri üzerine bağlılığını gösteren detaylı çalışmalar ortaya koymuştur. Ayrıca, b -değerindeki mevcut hatalar yanlış yorumlara neden olabilecek tamam olmayan kataloglardan kaynaklanabilir veya b -değerleri, hesaplamalarda yüksek magnitüd oranları bulunmadığında belirgin olarak artabilir. Veri kısmında bahsedildiği gibi katalog içerisinde $M_D > 4.0$ olan artçı şokların sayısı 17'dir. Sonuçta, bu b -değeri büyük magnitüdü değerlerin yeterli olmasından kaynaklanabilir ve bu değer artçı şokların magnitüd-deprem sayısının $b=1$ değeri ile ifade edildiği Gutenberg-Richter ilişkisine uyum sağladığını gösterir.



Şekil 102. Hakkari depremi artçı şok dizisi için kümülatif deprem sayısı-magnitüd dağılımı

25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şokları için $M_{min}=3.2$ ve $T_{başlangıç}=0.005$ gün alınarak Omori modeli parametreleri hesaplanmıştır. $M_{min}=3.2$ ve $T_{başlangıç}=0.005$ gün alınarak tahminlerdeki belirsizlikler uzaklaştırılmaya çalışılmıştır. Bu şekilde deprem sayısı belirgin oranda azalmış olsa da dizinin ilk kısmı analize dahil edilmiş ve tamamlık sağlanmıştır. Sonuç olarak, azalım parametrelerinin tahmini için magnitüdü 3.2'ten büyük ve eşit olan 99 artçı şok kullanılmıştır. 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisi için zamanla azalma oranı Şekil 103'te gösterilmiştir. b -değerinde olduğu gibi p , c ve K

parametrelerini hesaplamak için maksimum olasılık yöntemi kullanılmış ve zamanla azalma oranı değiştirilmiş Omori formülü kullanılarak modellenmiştir. $M_{min}=3.2$ ve $T_{başlangıç}=0.005$ gün için $p=0.96\pm 0.07$ olarak hesaplanmıştır ve bu değer artçı şoklar için öngörülen $p=1$ değerine oldukça yakındır. c ve K parametreleri sırasıyla 0.065 ± 0.054 ve 12.07 ± 2.39 olarak hesaplanmıştır. Özellikle az sayıdaki artçı şoklar için küçük p -değerleri, background sismisitesi etkisinin tamamen uzaklaştırılmadığını ve küçük p -değerlerinin üst üste binen diziler için geçerli olduğunu gösterir. Veri sayısının nispeten yeterli olmamasına rağmen küçük magnitüd değerlerinin katalog içerisinde bulunması hesaplamada kullanılan başlangıç değerlerinin artçı şok dizisi için uygun olduğunu ortaya koyar. Zamana bağlı olarak farklı magnitüd değerleri için artçı şokların sayılarında gözlenen artım ve azalmalar Tablo 12’de verilmiştir. Ayrıca, artçı şok sayısının p ve c parametreleri üzerindeki etkisini ortaya koyabilmek için birçok hesaplama yapılmıştır. Sonuçların güvenilirliği açısından farklı artçı şok sayısı, zaman aralığı, M_{min} ve $T_{başlangıç}$ değerleri kullanılarak p ve c parametreleri hesaplanmıştır. Tüm hesaplamalar Tablo 12’de liste halinde verilmiştir.



Şekil 103. Hakkari depremi artçı şok dizisi için ana şoktan sonraki zamanla azalım oranı

Tablo 12. Hakkari depremi artçı şok dizisi için yapılan test hesaplamaları

No	$T_{başlangıç}$ (gün)	Zaman aralığı (t , gün)	M_{min}	Kullanılan artçı şok sayısı	p -değeri	c -değeri
1	0.05	$0.05 \leq t \leq 10$	2.2	88	0.61 ± 0.14	0
2	0.05	$0.05 \leq t \leq 10$	3.2	62	0.71 ± 0.16	0
3	0.05	$0.05 \leq t \leq 20$	2.2	100	0.77 ± 0.11	0.024 ± 0.093
4	0.05	$0.05 \leq t \leq 20$	3.2	66	0.83 ± 0.13	0
5	0.05	$0.05 \leq t \leq 32$	2.2	108	0.90 ± 0.12	0.124 ± 0.160
6	0.05	$0.05 \leq t \leq 32$	3.2	69	0.97 ± 0.13	0.041 ± 0.092
7	0.05	$0.05 \leq t \leq 60$	2.2	122	0.97 ± 0.11	0.213 ± 0.196
8	0.05	$0.05 \leq t \leq 60$	3.2	80	0.92 ± 0.09	0.019 ± 0.070
9	0.05	$0.05 \leq t \leq 113$	2.2	135	1.05 ± 0.09	0.346 ± 0.240
10	0.05	$0.05 \leq t \leq 113$	3.2	86	0.99 ± 0.09	0.059 ± 0.090
11	0.05	$0.05 \leq t \leq 151$	2.2	156	0.85 ± 0.06	0.065 ± 0.094
12	0.05	$0.05 \leq t \leq 151$	3.2	94	0.92 ± 0.07	0.017 ± 0.062
13	0.1	$0.1 \leq t \leq 10$	2.2	83	0.57 ± 0.18	0
14	0.1	$0.1 \leq t \leq 10$	3.2	57	0.67 ± 0.21	0
15	0.1	$0.1 \leq t \leq 20$	2.2	95	0.84 ± 0.17	0.145 ± 0.280
16	0.1	$0.1 \leq t \leq 20$	3.2	61	0.82 ± 0.16	0
17	0.1	$0.1 \leq t \leq 32$	2.2	103	0.97 ± 0.17	0.329 ± 0.379
18	0.1	$0.1 \leq t \leq 32$	3.2	64	1.05 ± 0.18	0.160 ± 0.253
19	0.1	$0.1 \leq t \leq 60$	2.2	117	1.04 ± 0.14	0.452 ± 0.400
20	0.1	$0.1 \leq t \leq 60$	3.2	75	0.96 ± 0.12	0.080 ± 0.172
21	0.1	$0.1 \leq t \leq 113$	2.2	130	1.11 ± 0.12	0.637 ± 0.439
22	0.1	$0.1 \leq t \leq 113$	3.2	81	1.03 ± 0.11	0.160 ± 0.207
23	0.1	$0.1 \leq t \leq 151$	2.2	151	0.87 ± 0.07	0.136 ± 0.184
24	0.1	$0.1 \leq t \leq 151$	3.2	89	0.94 ± 0.09	0.060 ± 0.140
25	0.005	$0.005 \leq t \leq 10$	2.2	93	0.58 ± 0.09	0.004 ± 0.020
26	0.005	$0.005 \leq t \leq 10$	3.2	67	0.68 ± 0.11	0.007 ± 0.022
27	0.005	$0.005 \leq t \leq 20$	2.2	105	0.79 ± 0.01	0.062 ± 0.073
28	0.005	$0.005 \leq t \leq 20$	3.2	71	0.86 ± 0.12	0.037 ± 0.048
28	0.005	$0.005 \leq t \leq 32$	2.2	113	0.89 ± 0.10	0.116 ± 0.104
30	0.005	$0.005 \leq t \leq 32$	3.2	74	1.00 ± 0.12	0.082 ± 0.075
31	0.005	$0.005 \leq t \leq 60$	2.2	127	0.95 ± 0.09	0.167 ± 0.124
32	0.005	$0.005 \leq t \leq 60$	3.2	85	0.95 ± 0.09	0.064 ± 0.059
33	0.005	$0.005 \leq t \leq 113$	2.2	140	1.02 ± 0.08	0.253 ± 0.154
34	0.005	$0.005 \leq t \leq 113$	3.2	91	1.00 ± 0.08	0.087 ± 0.068
35	0.005	$0.005 \leq t \leq 151$	2.2	161	0.85 ± 0.06	0.084 ± 0.068
36	0.005	$0.005 \leq t \leq 151$	3.2	98	0.96 ± 0.07	0.065 ± 0.054

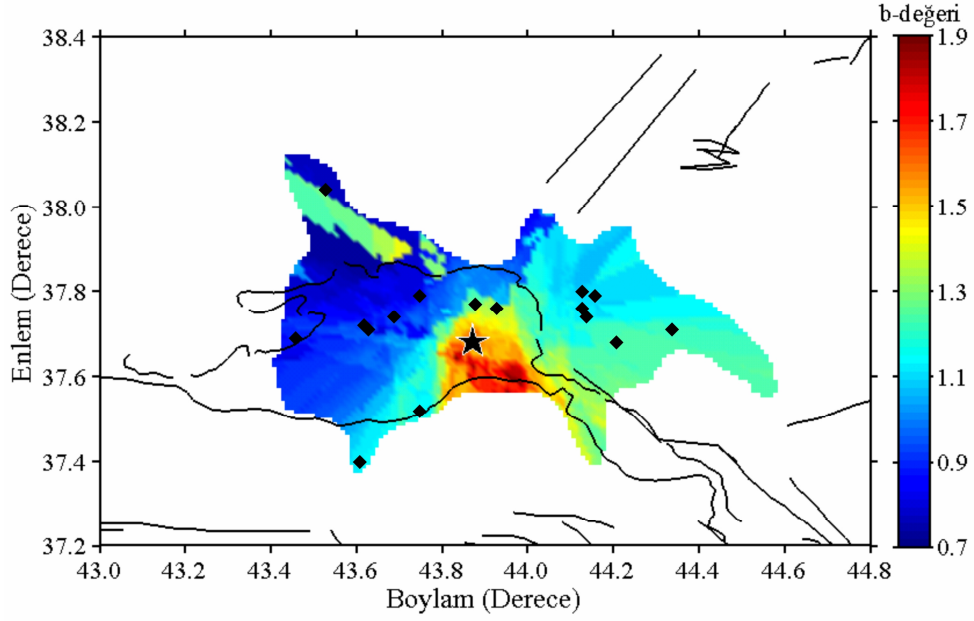
Tablo 12’de görüldüğü gibi c -değerlerinin çok yüksek olmadığı, genel olarak 0.5’ten küçük olduğu görülmektedir. 1., 2., 4., 13., 14. ve 16. hesaplamalarda $c=0$ olarak ve 18. ile 22. ve 11. ile 36. hesaplamalarda ise eşit olarak hesaplanmıştır. Farklı M_{min} değerleri için (2.3-3.2 arasında değişen) azalım parametreleri test edilmiş, M_{min} and $T_{başlangıç}$ değerleri için p -değerinin 0.57 ile 1.11, c -değerinin ise 0.0 ile 0.637 arasında değiştiği görülmüştür.

Beş aylık zaman dilimi içerisinde $M_D < 3.0$ olan 33 olay vardır. Sonuç olarak, 0.065 olarak hesaplanan c -değeri literatür değerleriyle oldukça uyumludur ve artçı şok dizisinin analizi için oldukça uygundur. Bu durumda, azalım parametrelerini hesabı için $M_{min} \geq M_c$ olması koşulu ve kullanılan artçı şok sayısı göz önüne alınırsa, $M_{min} = 3.2$ ve $T_{başlangıç} = 0.005$ gün başlangıç değerlerinin kullanılması (36. hesaplama) uygundur.

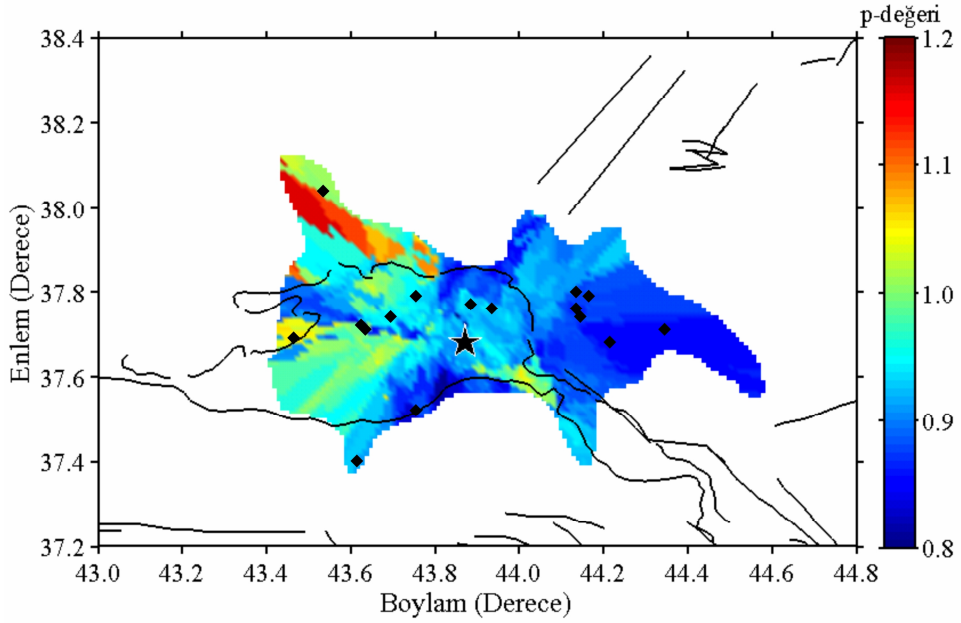
3.5.4. Hakkari Depremi Artçı Şok Dizisinin b ve p -Değerleri Bölgesel Değişimleri

25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisinin bölgesel değişim haritalarını oluşturmak için $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ lik bölgesel grid aralığı kullanılmıştır. Sonra her bir grid aralığı için en yakın artçı şok episantrları için $N_e = 65$ ve en yakın episantrların minimum sayısı, ($M > M_c$), $N_{e_{min}} = 15$ olacak şekilde hesaplamalar yapılmıştır. Hesaplamalarda yapılan önemli bir varsayım ise p -değeri bölgesel değişim haritası için sabit bir $c = 0.060$ değeri kabulüdür çünkü bu değer bölgesel değişim haritalarının oluşturulması için daha anlamlıdır. Tamamlılık magnitudü 2.8-3.3 arasında değişmektedir fakat bu değer ortalama olarak 3.2'dir. Sonra, *ZMAP* tüm grid noktaları için M_c olarak bu minimum başlangıç magnitudünü almış ve b ve p -değerleri yalnızca $M > M_c$ olan depremler kullanılarak hesaplanmıştır. Sonuçta b ve p -değerleri $N_e = 65$ ve $N_{e_{min}} = 15$ alınarak hesaplanmıştır.

Hakkari depremi artçı şok dizisi için sismisite parametreleri b ve p -değerlerinin bölgesel değişim haritaları Şekil 104 ve 105'te gösterilmiştir. b -değerindeki bölgesel değişimler 0.7-1.9 arasındadır ve p -değeri 0.8-1.2 arasında değişmektedir. Bazı araştırmacılar (örneğin, Utsu, 1971; Olsson, 1999) tarafından verilen b ve p -değerleri değişim aralıkları dikkate alındığında bu değişimlerinin normal sınırlar içerisinde olduğu söylenebilir. Hakkari depremi artçı şok aktivitesi yoğun olarak ana şok episantrı civarında dağılım göstermektedir ve magnitudü 4.0'ten büyük artçı şoklar ana şok episantrından kuzeybatı ve kuzeydoğu ile güneybatı yönüne dağılım göstermektedir (Şekil 96). b -değerleri dağılımı iki alt gruba ayrılabilir: (a) düşük b -değerleri (< 1.1) ana şok episantrının batısı ve kuzey batısı (Başkale-Gürpınar-Çatak-ana şok arası) ve (b) yüksek b -değerleri (> 1.6) ana şok episantrının kuzeyinde (ana şok-Çölemerik arası) dağılım göstermektedir. Daha düşük b -değerleri büyük artçı şokların ($M_D \geq 4.0$) gözleendiği bölgelerde ve daha yüksek b -değerleri ise daha düşük artçı şok aktivitesinin gözleendiği ve genellikle daha küçük artçı şokların ($M_D < 4.0$) oluştuğu alanlarda hesaplanmıştır.



Şekil 104. $M_D \geq 3.2$ ve $T_{başlangıç} = 0.005$ gün olan depremler kullanılarak oluşturulan b -değeri haritası. b -değeri 0.01° lik grid aralığı ile $N_e = 65$ alınarak hesaplanmıştır



Şekil 105. $M_D \geq 3.2$ ve $T_{başlangıç} = 0.005$ gün olan depremler kullanılarak oluşturulan p -değeri haritası. p -değeri 0.01° lik grid aralığı ile $N_e = 65$ alınarak hesaplanmıştır. b ve p -değerleri maksimum olasılık yöntemiyle hesaplanmıştır

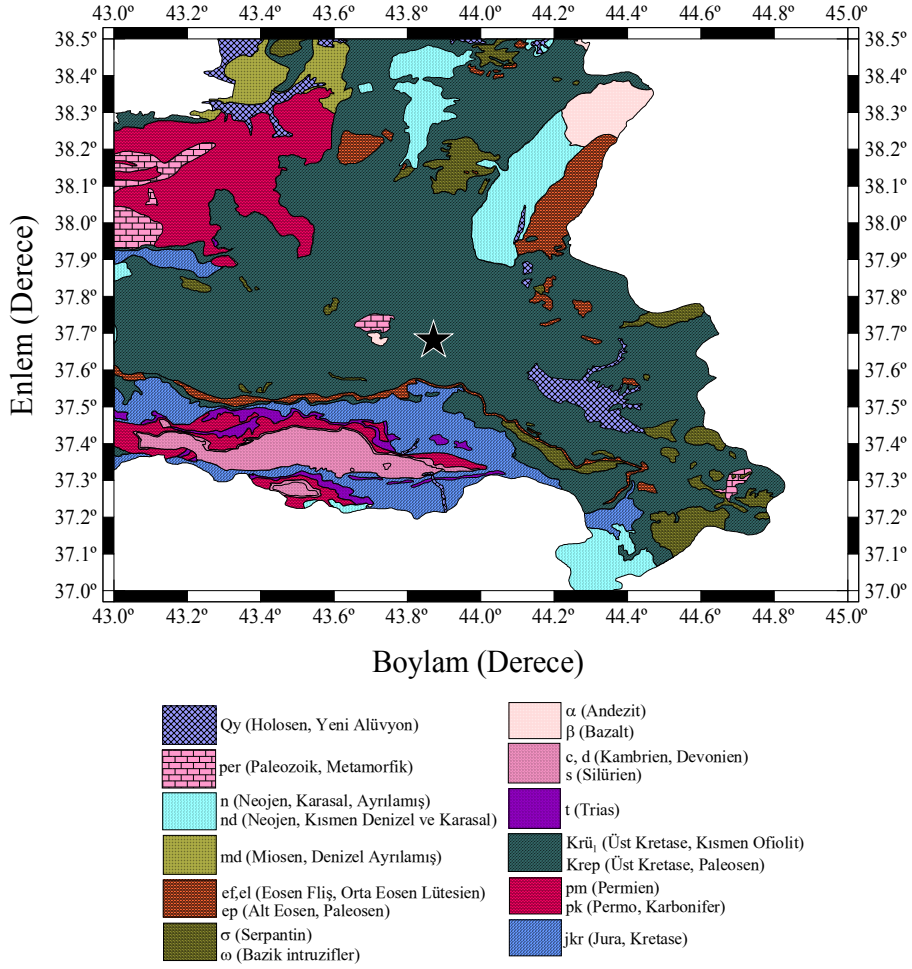
Hakkari depremi artçı şok dizisi için daha yüksek p -değerleri (>1.1) artçı şok dizisinin kuzeybatı ucunda (Gürpınar civarında) gözlenmiştir. Dolayısıyla, bu bölgedeki artçı şok aktivitesi nispeten hızlı bir azalış göstermektedir. Daha düşük p -değerleri (<0.9)

ise ana şokun tam kuzeyi ile tam güneyinde ve artçı şok dizisinin doğu kısmında (Ana şok-Esendere-Yüksekova arası) gözlenmiştir. Ana şok episantrının kuzey, güney ve doğusuna doğru olan daha yavaş artçı şok aktivitesi azalımı, gözlenen sismisiteyi artırmış olabilecek çok sayıda ikincil artçı şokları üretme olasılığı bulunan güçlü artçı şoklarla ilişkilidir. Buda azalımın yavaş olduğunu fakat aslında kademeli olarak ikincil artçı şok oluşumlarını içerebileceğini ortaya koyar. Bunun aksine, daha zayıf bir ikincil artçı şok oluşumuna ve görünür bir hızlı sismik aktivite azalımına neden olan ve artçı şok dizisinin kuzeybatı ucunda güçlü artçı şoklar azdır. Sonuç olarak, dizinin kuzey, güney ve doğusundaki sismik aktivite ($p \sim 0.8$) kuzeybatı ucundaki kısımdaki aktiviteye göre ($p \sim 1.2$) daha yavaştır.

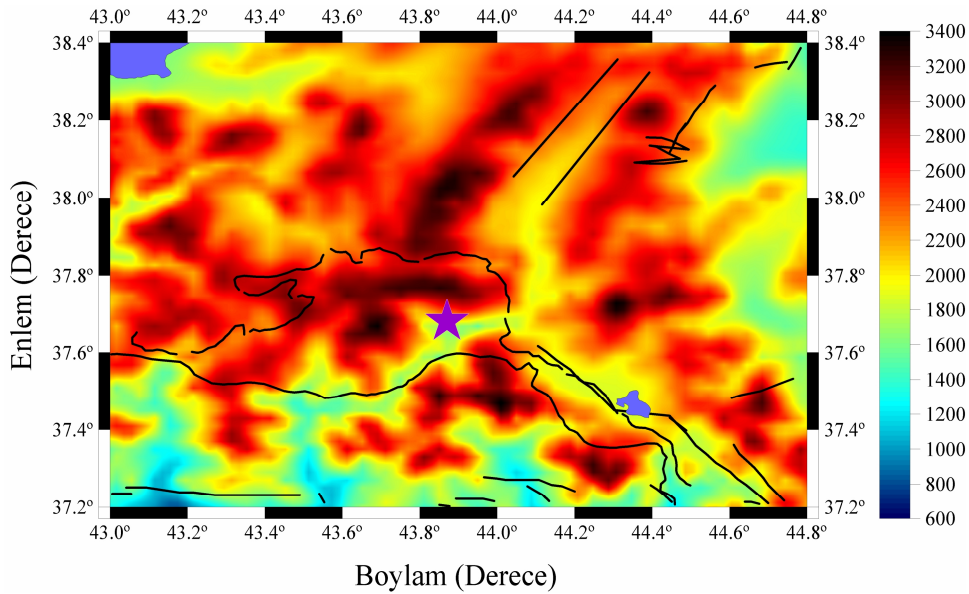
3.5.5. Hakkari ve Civarı İçin Bölgesel Jeoloji ve Topografya

25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok bölgesi ve civarının jeolojik yapısı Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (URL-9, 2007) web sayfasında verilmektedir. Hakkari depremi ana şok episantrı ve civarının jeolojik yapısı genel olarak Üst Kretase yaşlı kısmen ofiolit ve Paleosen (Krü₁, Krep) yaşlı birimlerle kaplıdır. Ana şok ve civarındaki jeolojik harita detaylı olarak Şekil 106'da verilmiştir. Jeolojik haritadan görüleceği üzere, ana şok-Başkale arası tamamen Krü₁, Krep birimlerinden oluşmakla birlikte Başkale ve civarında serpantin (σ) ve bazik intruzifler (ω) gözlenmektedir. Ana şok-Gürpınar ve ana şok-Esendere arası yine Krü₁, Krep birimlerinden oluşmakta ve Gürpınar civarında Permien yaşlı kalkerler (pm) ve Permo karbonifer (pk) yaşlı kaya birimleri, Esendere ve civarında ise serpantinli yapılar mevcuttur. Yüksekova ve civarında ise eski ve yeni alüvyonlar (Qe, Qy) hakimdir. Çölemerik ve civarı, Jura-Kretasa (jkr) yaşlı birimlerden oluşurken, ana şokun batısında ise Krü₁, Krep ile birlikte kısmen jkr, Alt Eosen ve Paleosen (ep) yaşlı, Eosen fliş (el) ve orta Eosen-Lütesien (el) yaşlı formasyonlar, Trias (t) yaşlı ve Permien yaşlı birimler ile Permo karbonifer kayaçlar hakimdir.

Hakkari depremi artçı şok bölgesinin topoğrafik yapısı Şekil 107'de verilmiştir. Haritayı oluşturmak için kullanılan veri TÜBİTAK'ın (URL-3, 2006) web sayfasından alınmıştır. Şekilden görüleceği üzere yüksek b -değerlerinin gözlendiği bölgelerde çok küçük bir alan içerisinde düşük topografya değerleri gözlenmiştir. Düşük b -değerlerinin gözlendiği bölgelerde ise yüksek topografya değerleri mevcuttur. Genel olarak ana şok episantrı ve civarında yüksek topografya değerleri hakimdir. Fakat düşük p -değerleri topografya değerlerinin nispeten daha yüksek olduğu bölgelerde hesaplanmıştır.



Şekil 106. Hakkari ve civarı için yüzey jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nden (URL-9, 2007) değiştirilerek alınmıştır

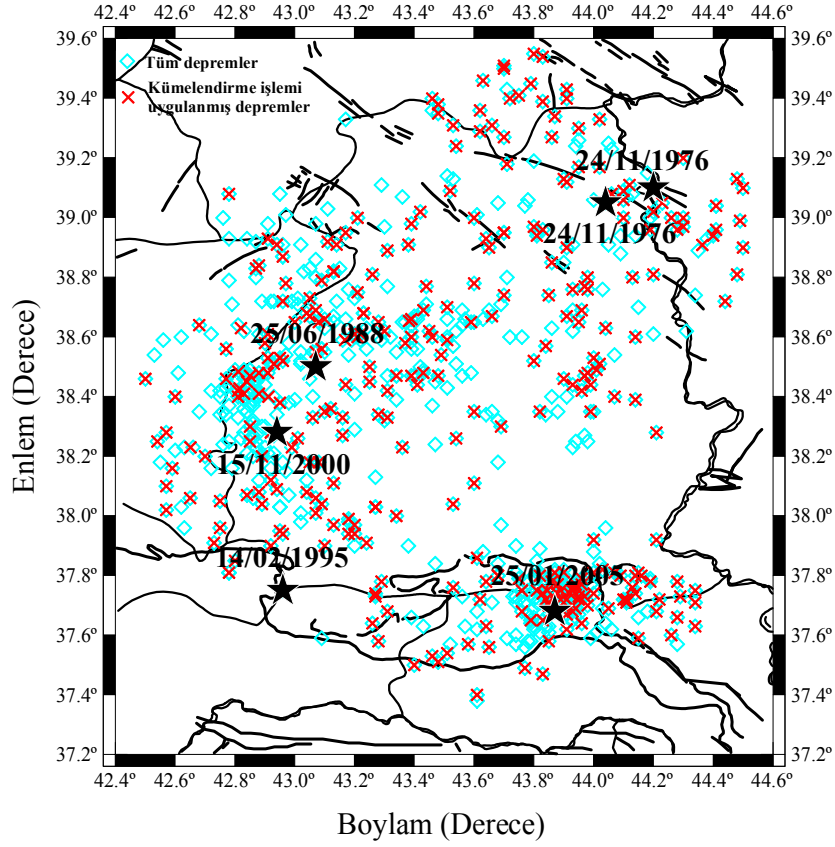


Şekil 107. Hakkari ve civarı için 0.01°'lik grid aralığı ile hazırlanan bölgesel topografya haritası

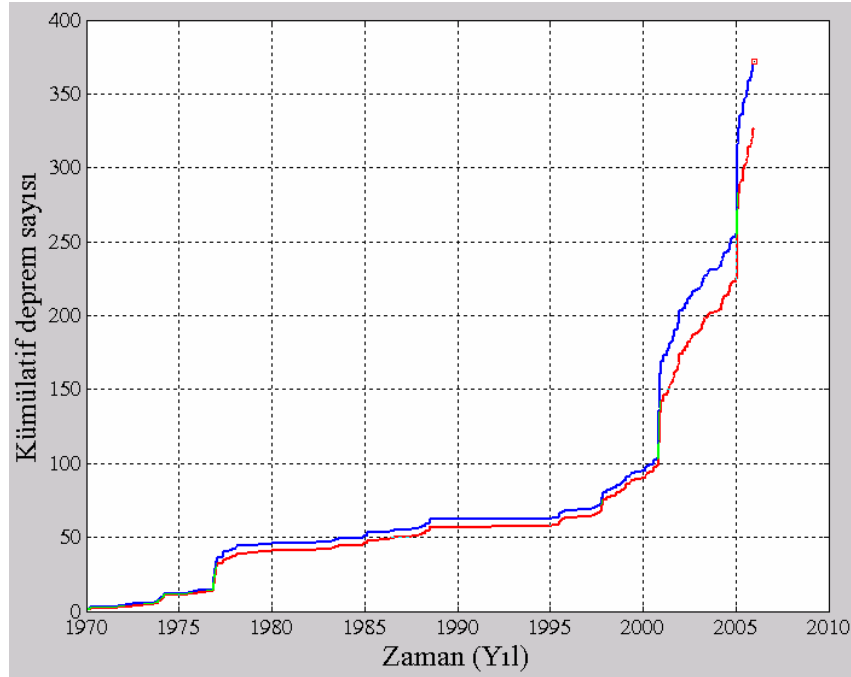
3.5.6. Hakkari ve Civarı İçin Z-Değeri Bölgesel Değişimleri

Z-değeri haritaları, Bölüm 2.7.2 ve 2.7.3'te detaylı olarak anlatılan yöntem kullanılarak *ZMAP* tekniği ile oluşturulmuştur. Bunun için, Şekil 108'te verilen Hakkari ve civarını içine alan bölge dikkate alınarak, Hakkari ve civarında 1970-2005 yılları arasında meydana gelmiş magnitüdü 5.0'ten büyük ve derinliği 70 km'den küçük sığ depremler için sismik durgunluk gösteren bölgeler ortaya konmaya çalışılmıştır. Çalışma alanı ve bu bölgedeki depremlerin episantr dağılımları Şekil 108'te gösterilmiştir. Yıldız sembolü magnitüdü 5.0'ten büyük depremlerin episantrlarını göstermektedir. 1970-2005 yılları arasında Hakkari ve civarında magnitüdü 5.0'ten büyük olan depremler; 24 Kasım 1976 ($M_D=5.6$) ve artçı şoku ($M_D=5.1$), 25 Haziran 1988 ($M_D=5.0$), 14 Şubat 1995 ($M_D=5.0$), 15 Kasım 2000 ($M_D=5.2$) ve 25 Ocak 2005 ($M_D=5.4$) depremleridir. Şekil 108'te ayrıca 24 Kasım 1976 depreminden sonra ki büyük artçı şokun episantrı da gösterilmiştir. Ancak, yapılan kümelendirme işlemi sonucunda bu deprem analizlere dahil edilmemiştir. Katalog, 1970-2005 yılları arasında magnitüdü 2.0'den büyük ve eşit 664 adet sığ depremi içermektedir. Çalışma alanı için $M_c=3.2$ 'dir ve $M_D \geq 3.2$ olan depremlerin sayısı 372'dir. Reasenber (1985) algoritması ile Bölüm 2.7.2'de bahsedilen giriş parametreleri kullanılarak, $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremler için yapılan yeniden kümelendirme işlemi sonucunda Z-değeri hesabı için kullanılan deprem sayısı 327'dir ($M_D \geq 3.2$ olan verinin % 88'si). Şekil 109, $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremler ile yeniden kümelendirme işlemi sonucunda elde edilen veri için zamanın fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısını göstermektedir.

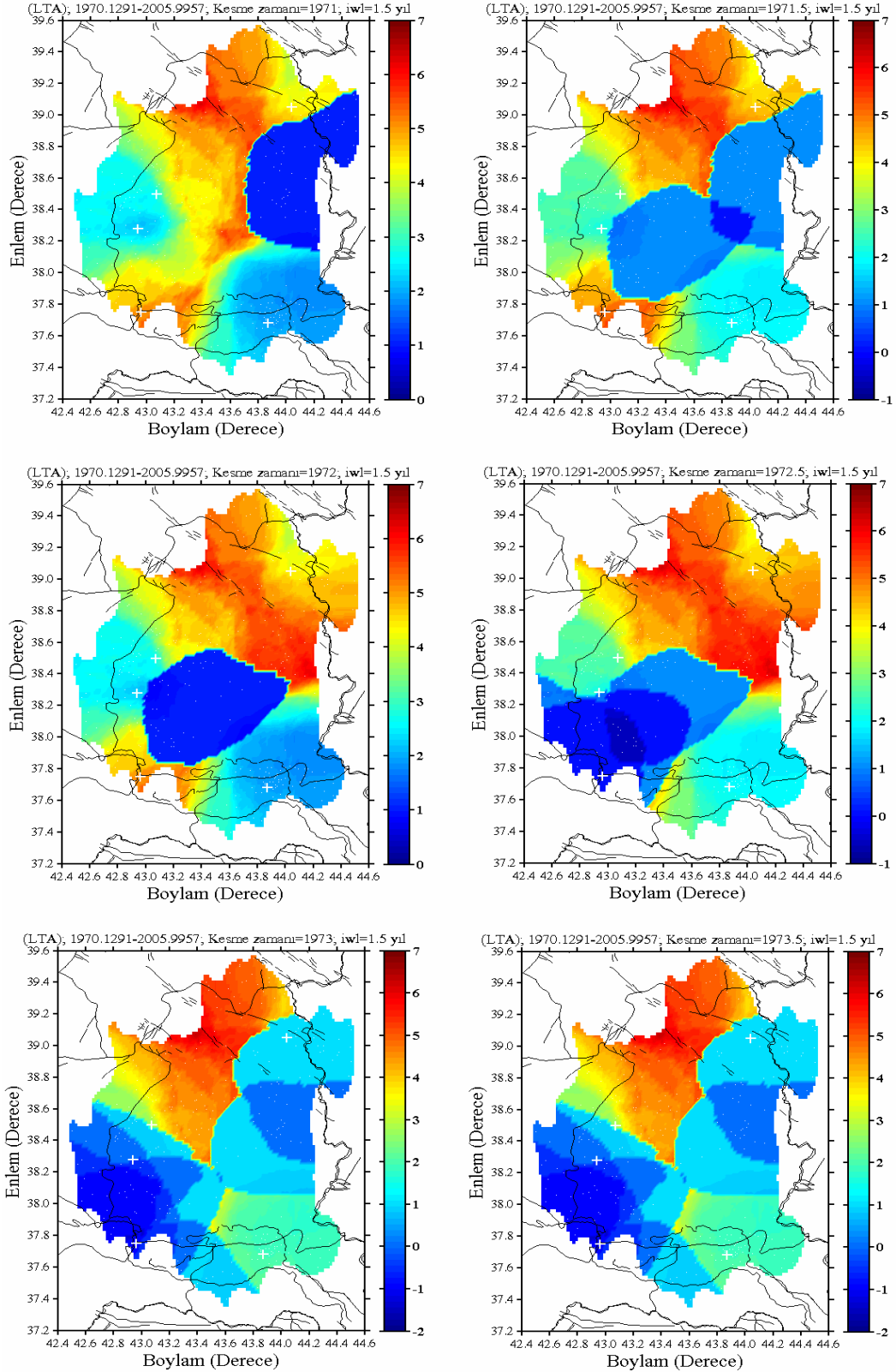
Z-değeri hesabı için çalışma alanı $0.02^\circ \times 0.02^\circ$ lik grid aralıklarına bölünmüştür. Birkaç testten sonra her bir grid aralığı için en yakın episantrların sayısı 50 ve ana şoklardan sonra meydana gelen büyük olayların oluşum zamanları da dikkate alınarak örnekleme aralığı 28 gün alınarak toplam 35.87 yıllık bir zaman dilimi içerisinde Hakkari ve civarında olası büyük depremlerden önce durgunluk gösterebilecek bölgeler belirlenmeye çalışılmıştır. Sismik durgunluğun ne zaman başlayacağı ve ne zaman sona ereceği bilinmediği için zaman penceresi depremlerle ilişkili olarak 1.5-5.5 yıl arasında test edilmiş ve 2000 yılına kadar olan depremler için $T_W=1.5$ yıl, 2005 depremi içinse $T_W=3$ yıl olarak seçilmiştir. Hakkari ve civarında 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve magnitüdü 5.0'ten büyük olan depremler tarihleriyle birlikte Tablo 2'de verilmiştir. Bu depremler için yeniden kümelendirme işlemi uygulanmış ve her altı aylık zaman dilimi için yapılan sismik durgunluk analizleri sırasıyla Şekil 110, 111 ve 112'de gösterilmiştir.



Şekil 108. Hakkari ve civarı için 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremlerin episantr dağılım haritası

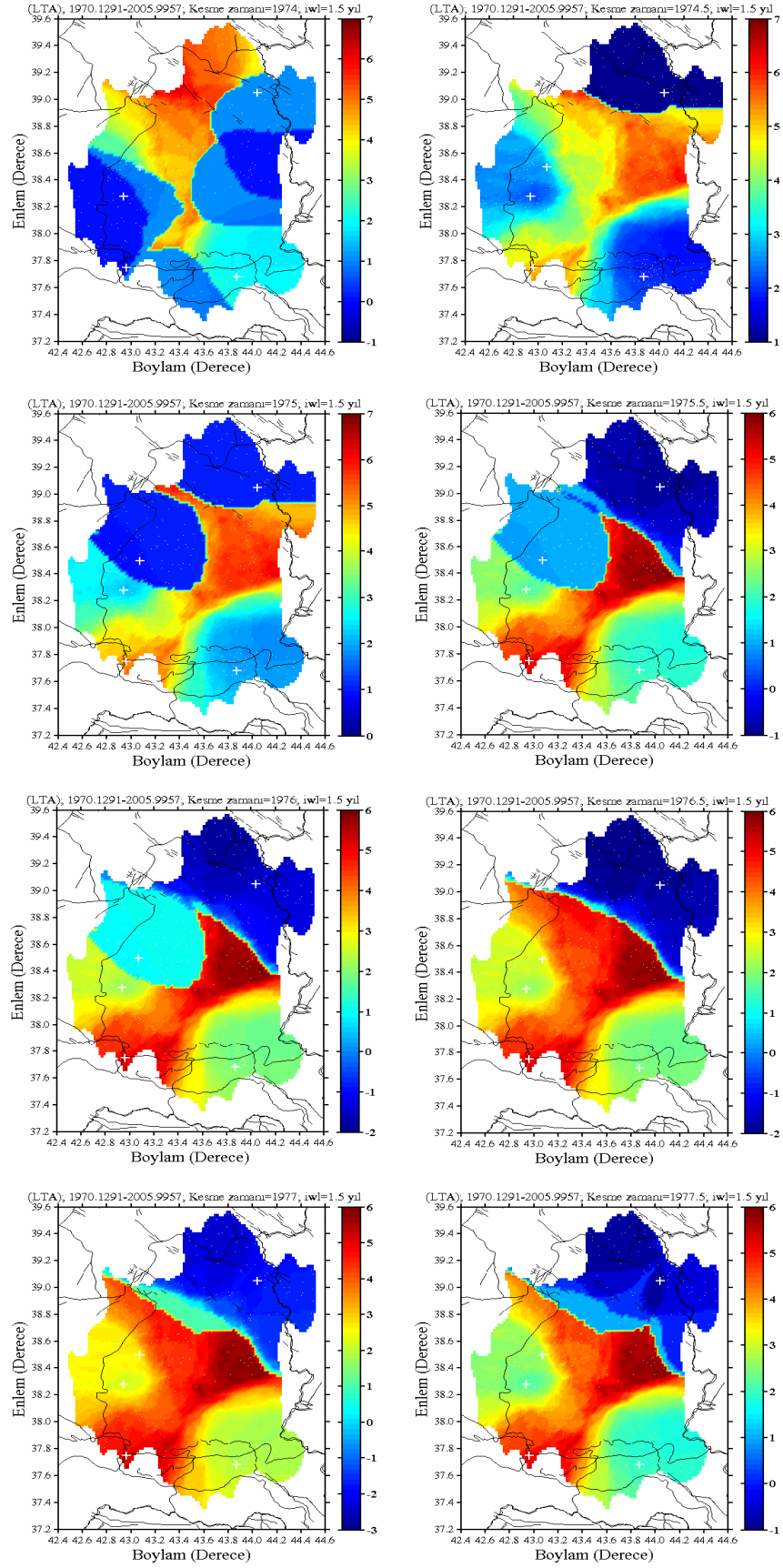


Şekil 109. $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremler ile yeniden kümelendirme işlemi sonucunda elde edilen veri için zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısı

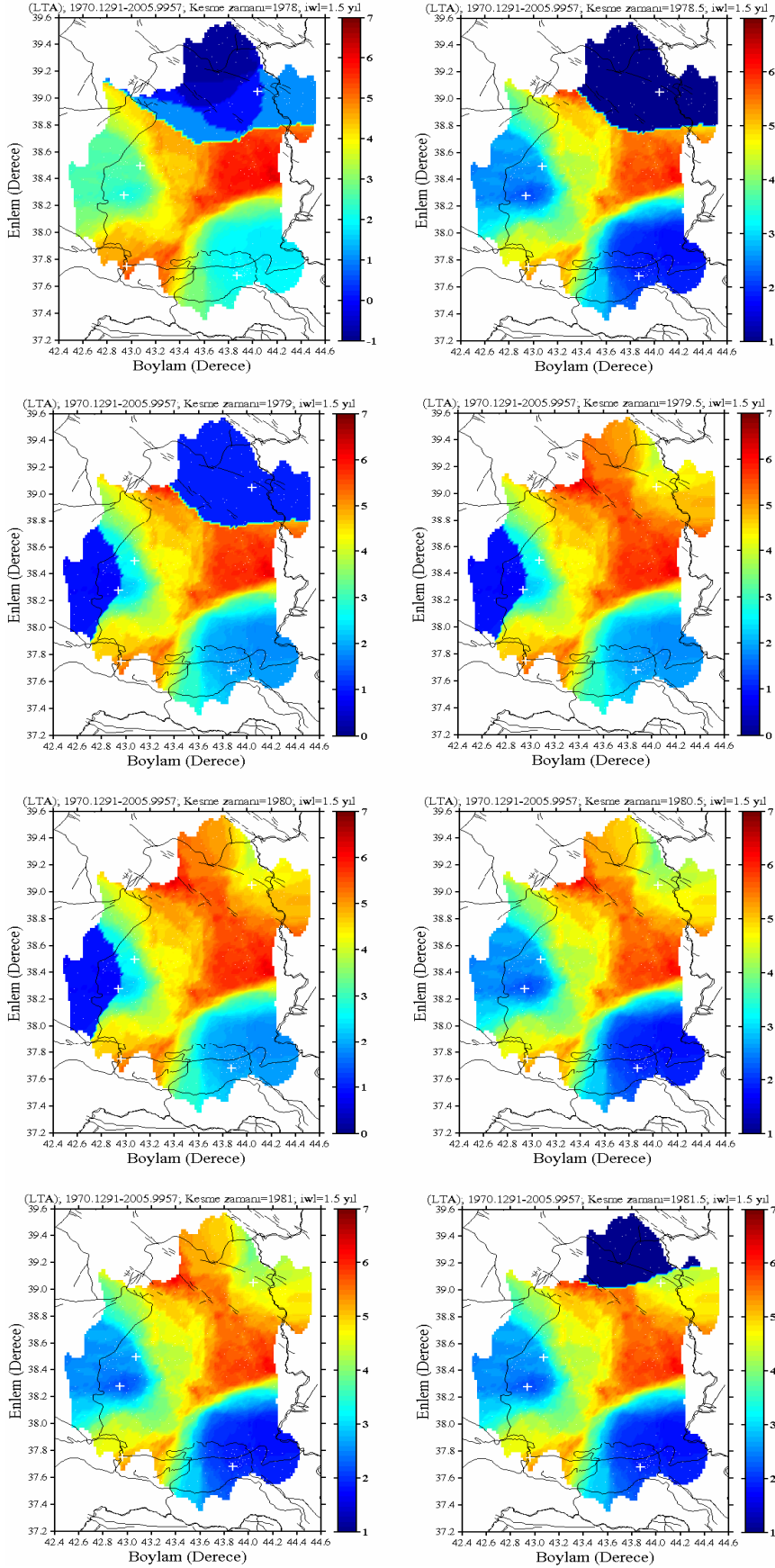


Şekil 110. Hakkari ve civarındaki 24 Kasım 1976, 25 Haziran 1988 ve 14 Şubat 1995 depremleri öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z-değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=1.5$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Hakkari ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir

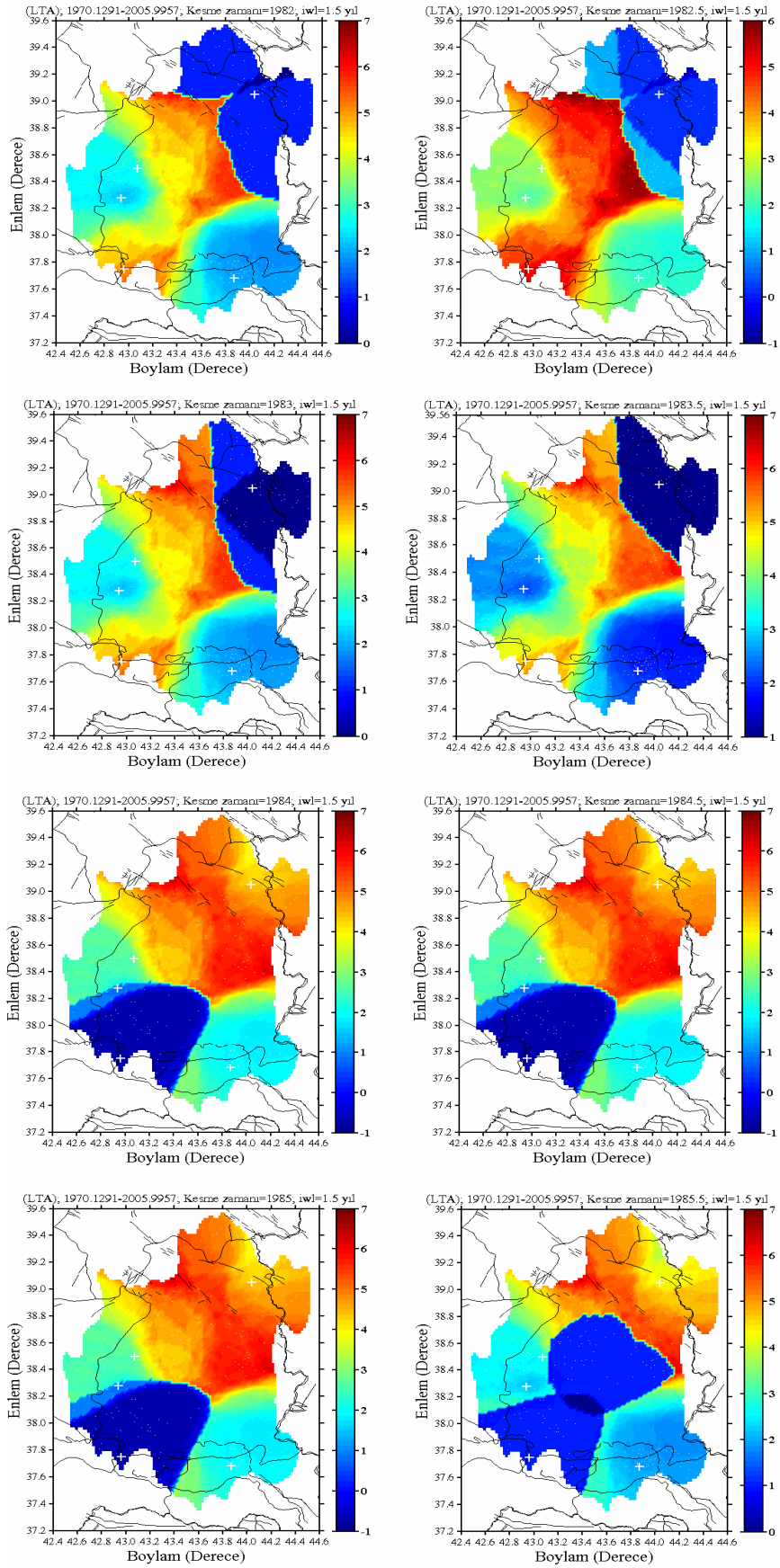
Şekil 110'un devamı



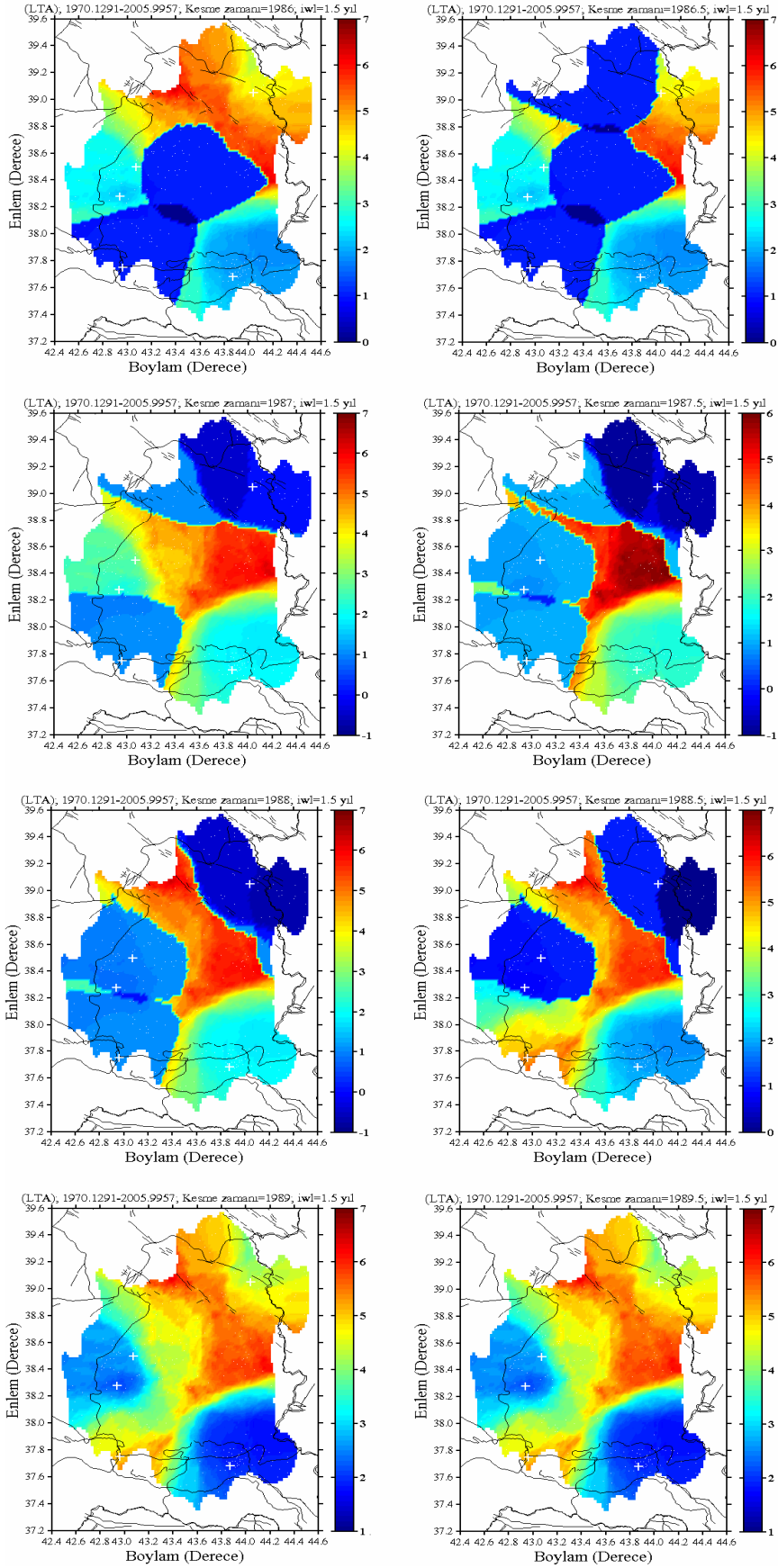
Şekil 110'un devamı



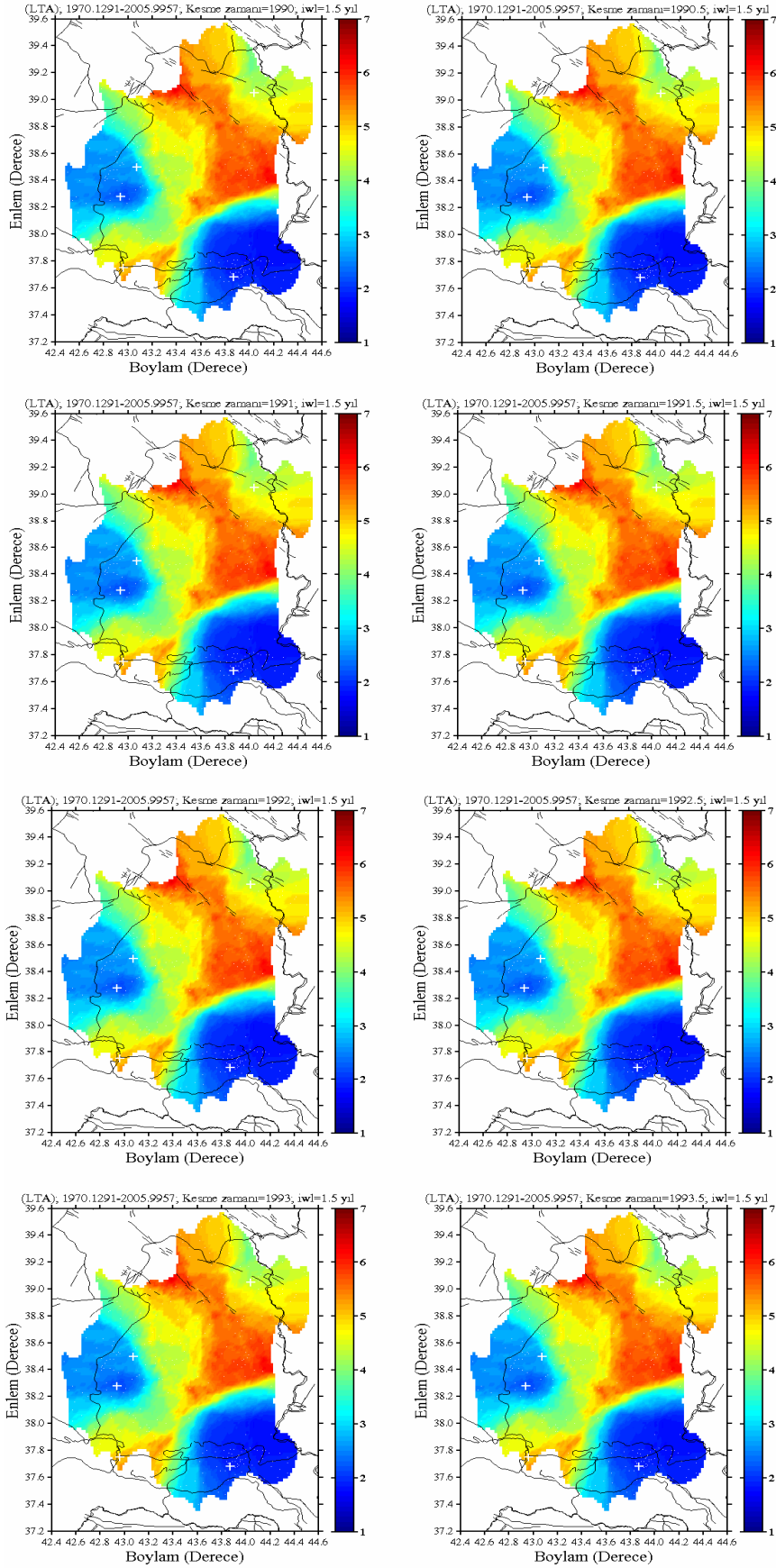
Şekil 110'un devamı

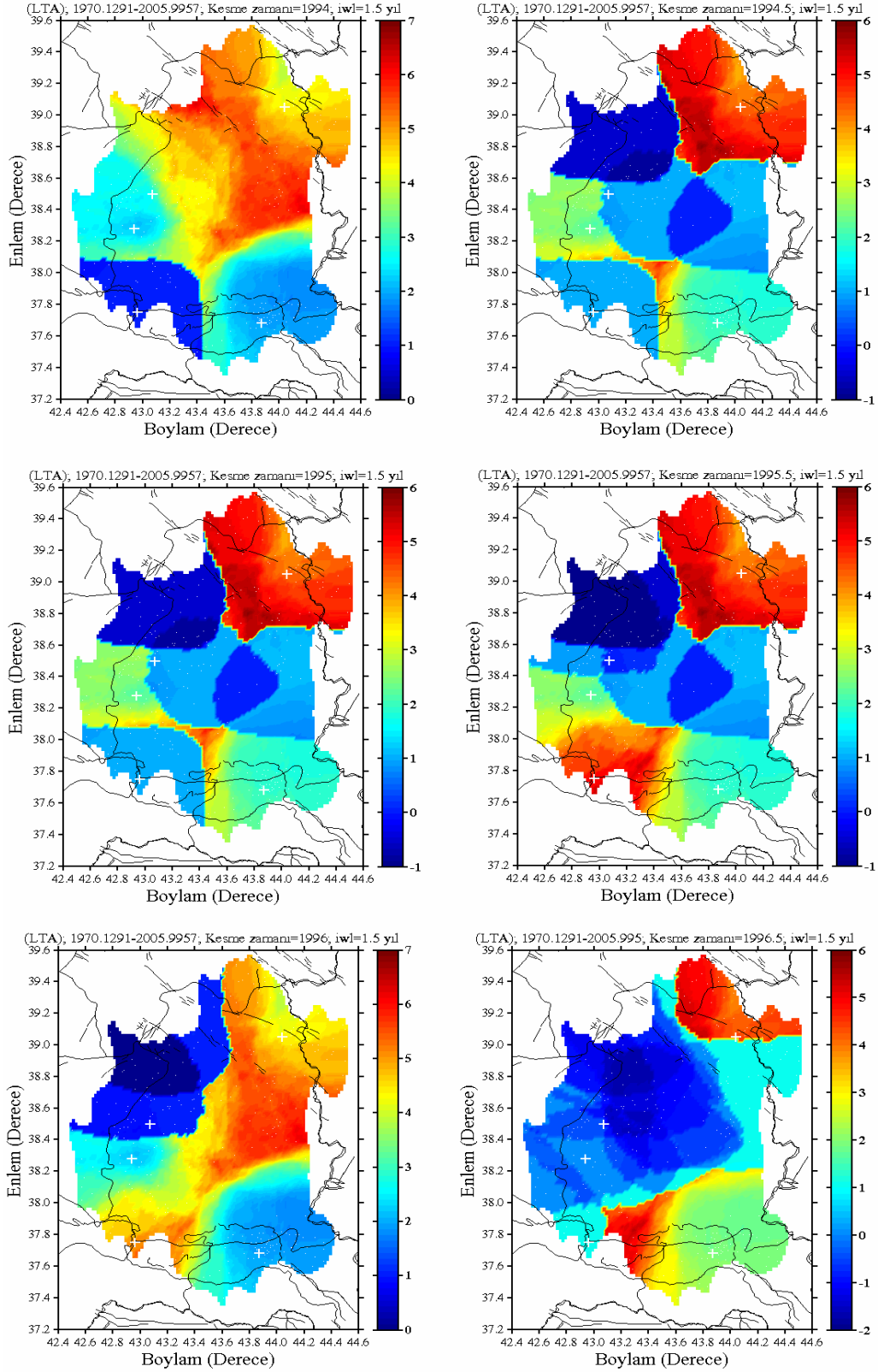


Şekil 110'un devamı



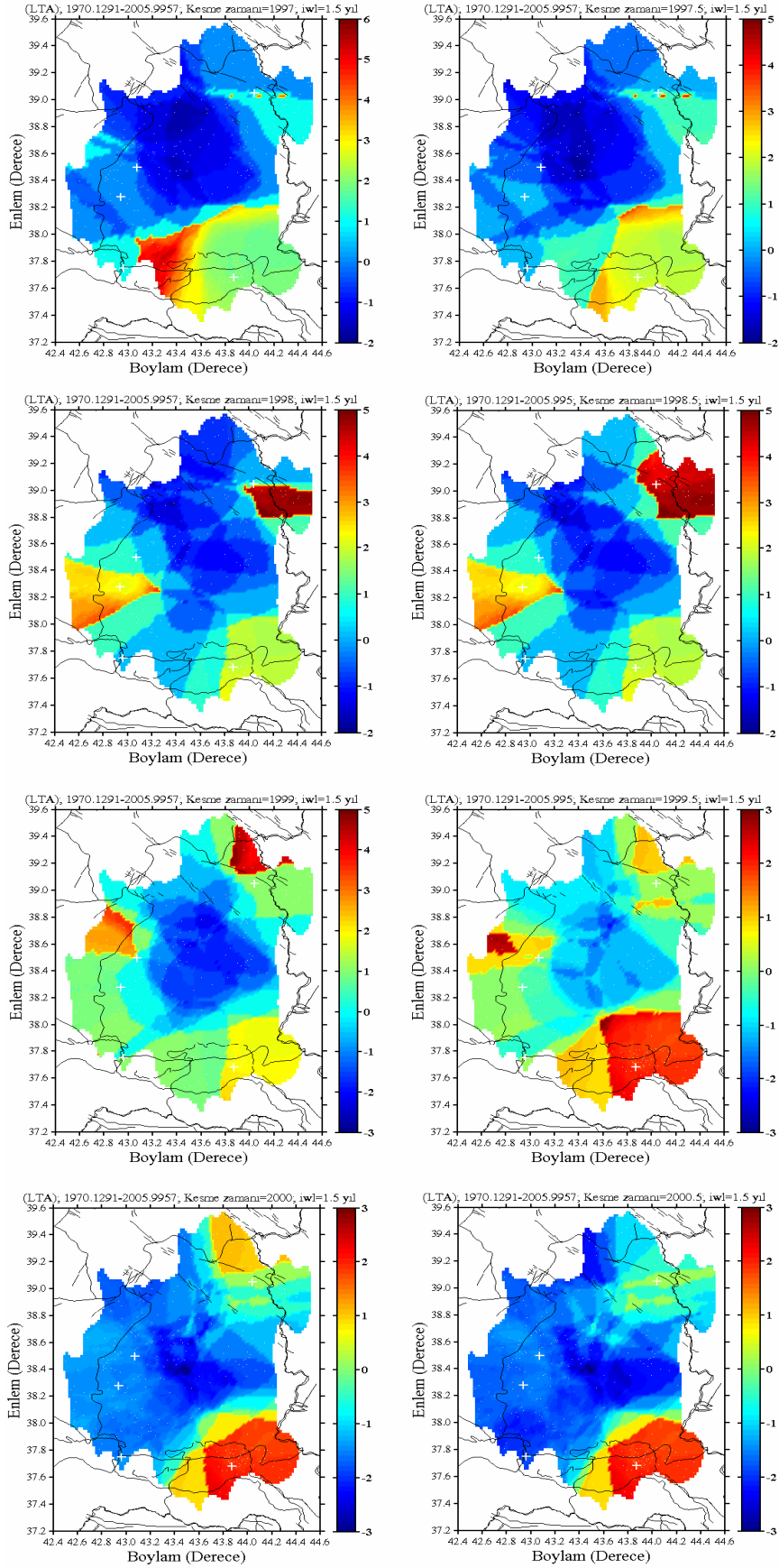
Şekil 110'un devamı

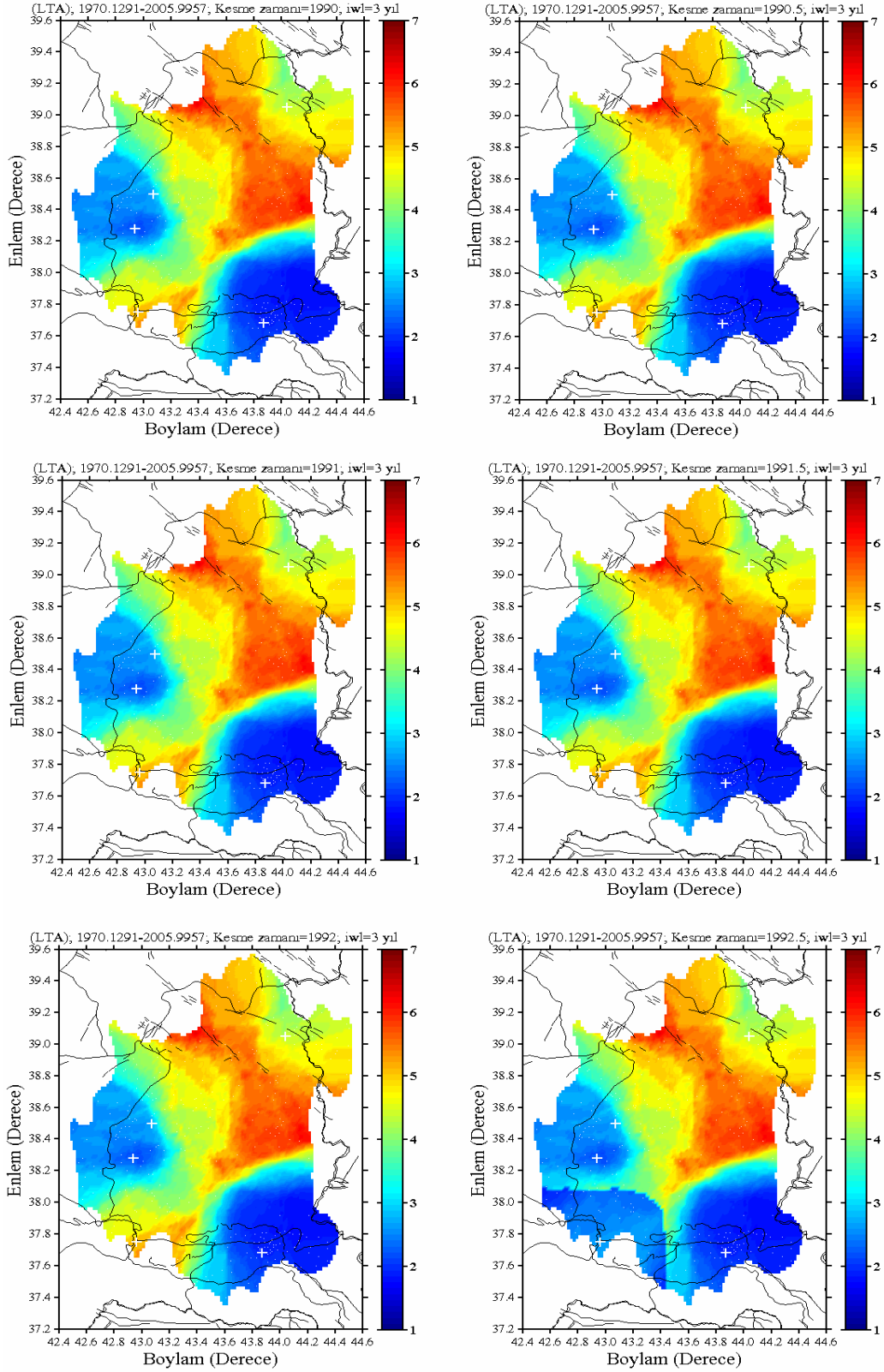




Şekil 111. 15 Kasım 2000 Van depremi öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z-değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=1.5$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Elazığ ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir

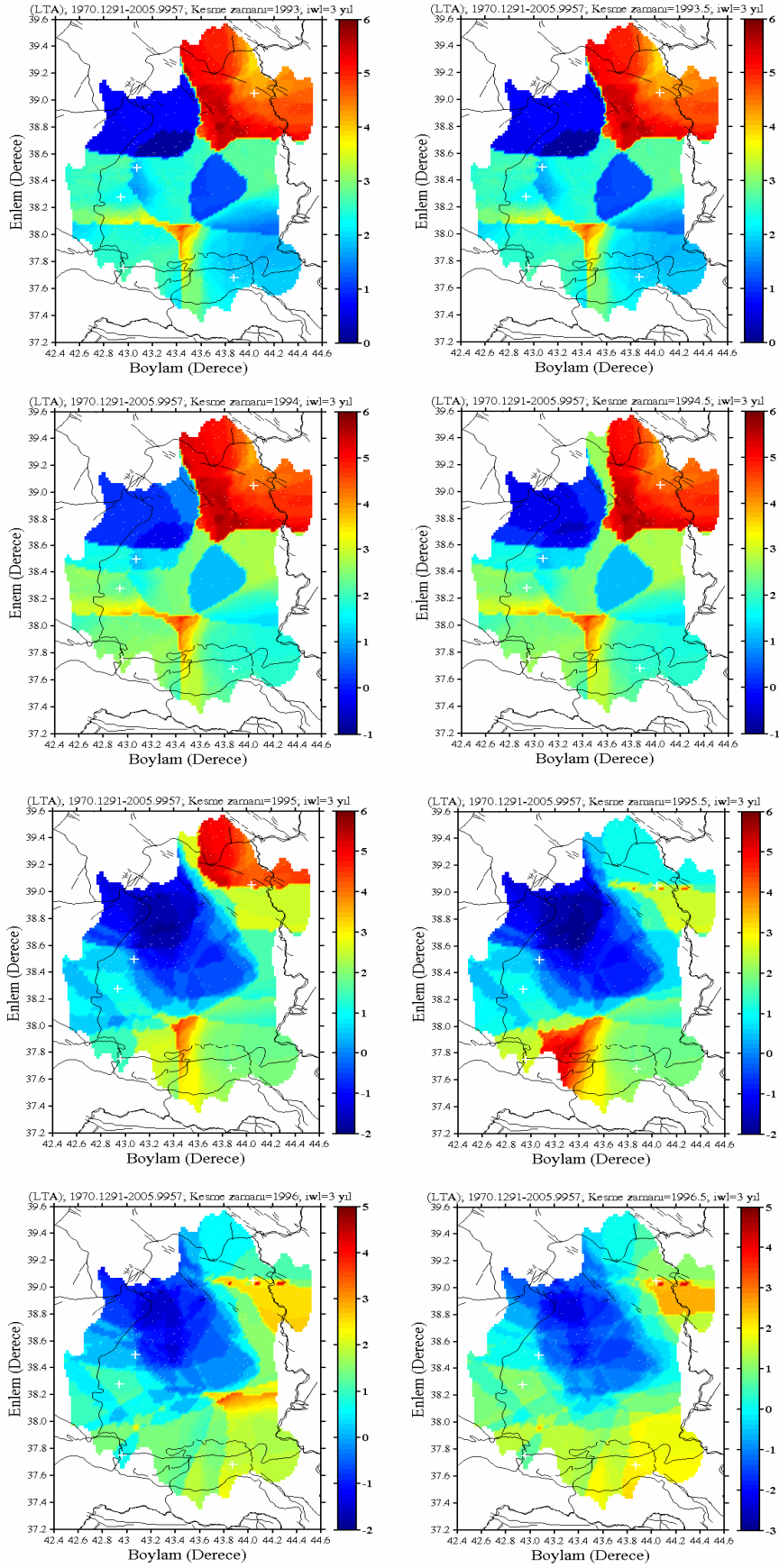
Şekil 111'in devamı



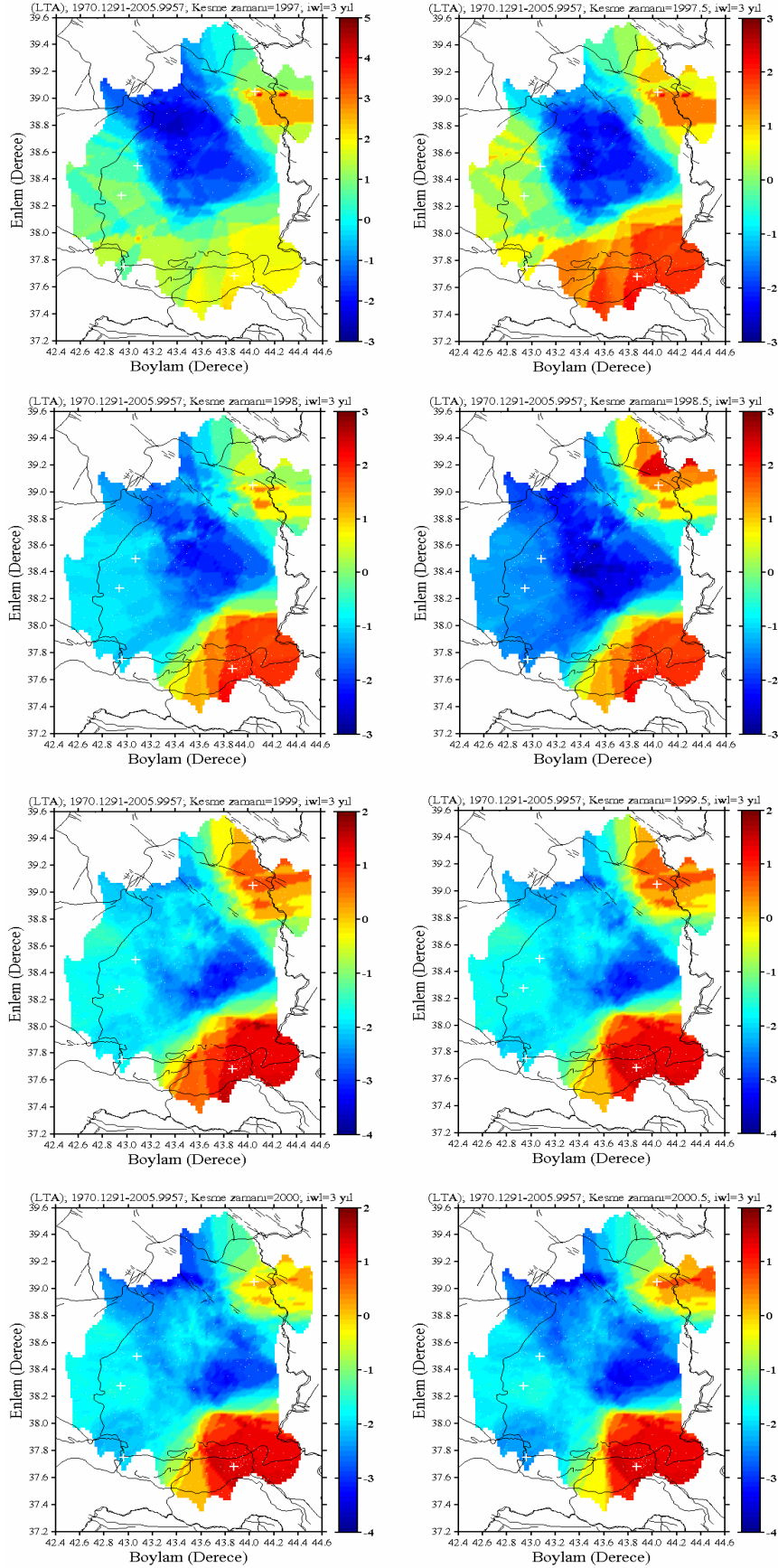


Şekil 112. 25 Ocak 2005 Hakkari depremi öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z-değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Elazığ ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir

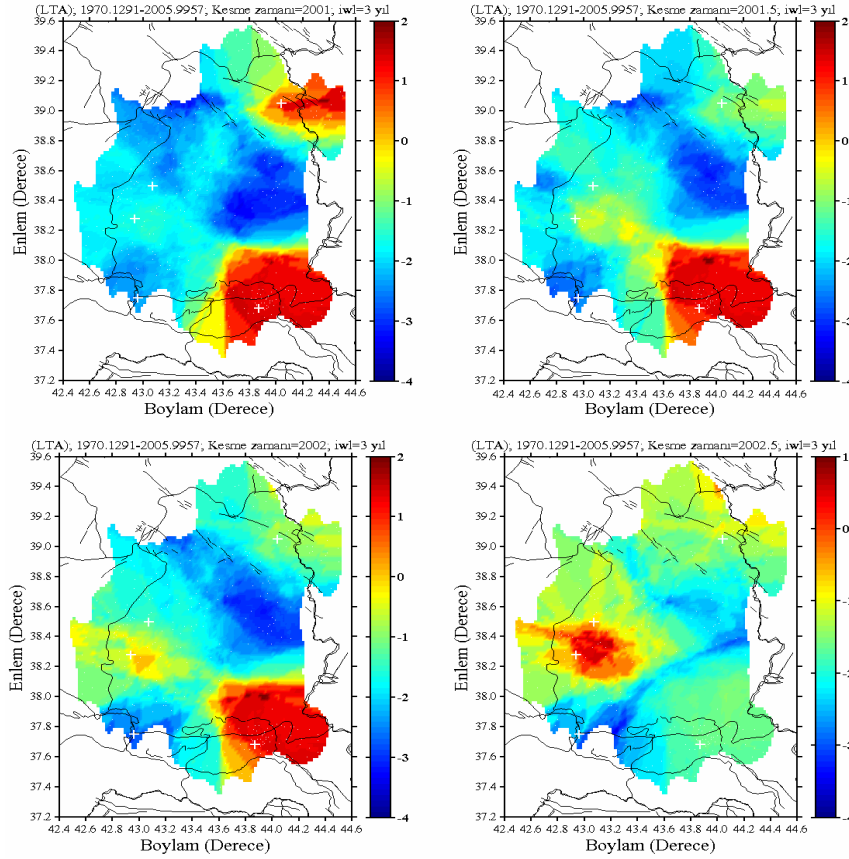
Şekil 112'nin devamı



Şekil 112'nin devamı



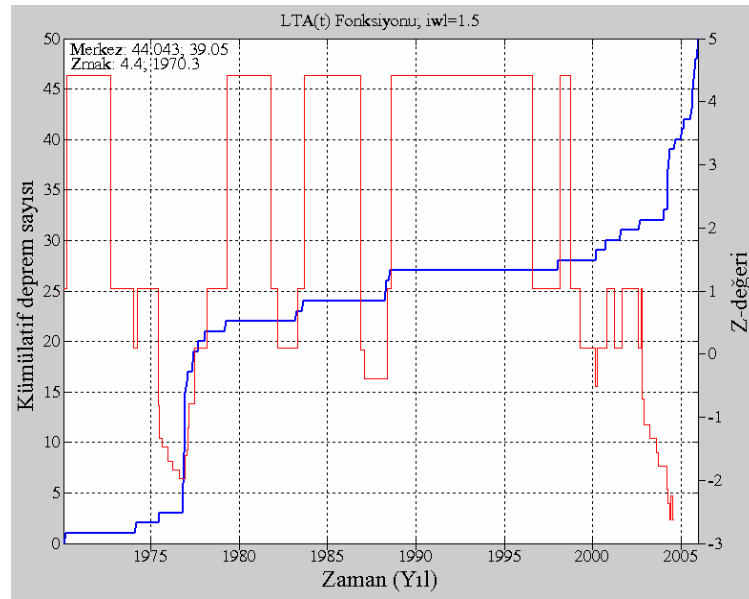
Şekil 112'nin devamı



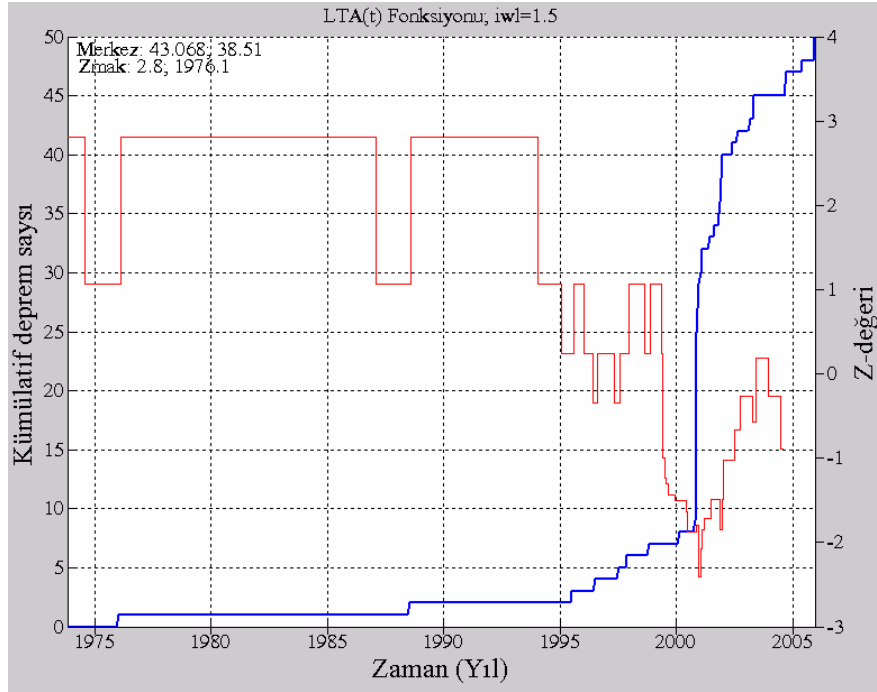
24 Kasım 1976 depremi ana şok episantrını içine alan bir bölgede, 1971 yılından itibaren deprem oluşum zamanına kadar bir durgunluk gözlenmektedir. Bu durgunluk 1973 yılından itibaren ana şokun kuzeybatısına doğru, 1974.5 yılından itibaren ana şokun doğusuna doğru kaymış ve depremin oluşumundan sonra yerini normal aktiviteye bırakmıştır. 25 Haziran 1988 depremi için ana şok episantrından kuzeydoğu yönünde 1971 yılından başlayan ve 1975 yılına kadar devam eden bir durgunluktan söz edilebilir. Bu durgunluk 1975 yılından itibaren yerini normal aktiviteye bırakmıştır. 1976 yılından itibaren tekrar ana şok episantrının kuzeydoğu tarafını içine alan bir alanda durgunluk süreci başlamış ve deprem oluşum anına kadar devam etmiştir. 14 Şubat 1995 depremi civarında 1971-1972.5 yılları arasında bir durgunluk gözlenmiş ve 1972.5 yılından itibaren bölgedeki aktivite normale dönmüştür. Bu aktivite 1974.5 yılından itibaren yerini 1984 yılına kadar devam eden bir durgunluğa bırakmıştır. 1984 yılından itibaren 1988 yılına kadar normal bir deprem aktivitesi sergileyen bölgede 1988 yılından deprem oluşum zamanına kadar devam eden bir durgunluk gözlenmiştir. Bu depremler için durgunluk zamanının yıl olarak tam tarihi deprem dizilerini içine alan bölgeler için çizilen ve Şekil

113, 114 ve 115'te verilen zamanla kümülatif deprem sayısı grafiği ile hesaplanmıştır. 15 Kasım 2000 depremi ana şok episantrı civarında 1994.5-1996 yılları arasında kısmen gözlenen durgunluk 1996.5 yılından itibaren yerini normal aktiviteye bırakmıştır. Bu aktivite 1998.0 yılından itibaren yerini ana şok episantrını içine alan bir bölgede bir durgunluğa bırakmış ve bu durgunluk deprem oluşum anına kadar devam etmiştir. 25 Ocak 2005 depremi ana şok episantrı civarında 1997.0 yılına kadar gözlenen normal aktivite 1997.5 yılından itibaren yerini durgunluğa bırakmıştır. Bu durgunluk 1998 yılından itibaren daha belirgin hale gelmiş ve deprem oluşum anına kadar devam etmiştir. Durgunluk zamanının yıl olarak tam tarihi depremi içine alan bölge için çizilen ve Şekil ve 116 ve 117'de verilen zamanla kümülatif deprem sayısı grafiği ile hesaplanmıştır.

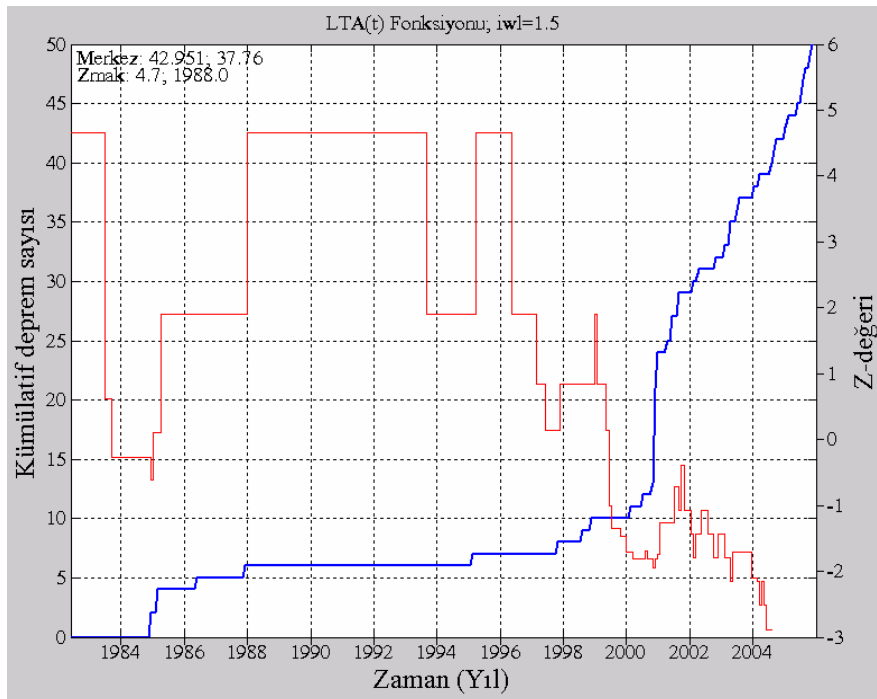
24 Kasım 1976 depremi ana şok episantrı civarında $R=40.67$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1970.3 ve $Z_{mak}=4.4$, 25 Haziran 1988 depremi için ana şok episantrı civarında $R=26.62$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1976.1 ve $Z_{mak}=2.8$, 14 Şubat 1995 depremi için $R=58.37$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1988.0 ve $Z_{mak}=4.7$, 15 Kasım 2000 depremi için $R=34.25$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1998.0 ve $Z_{mak}=2.2$ ve 25 Ocak 2005 depremi için $R=25.26$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1999.0 ve $Z_{mak}=1.6$ olarak hesaplanmıştır.



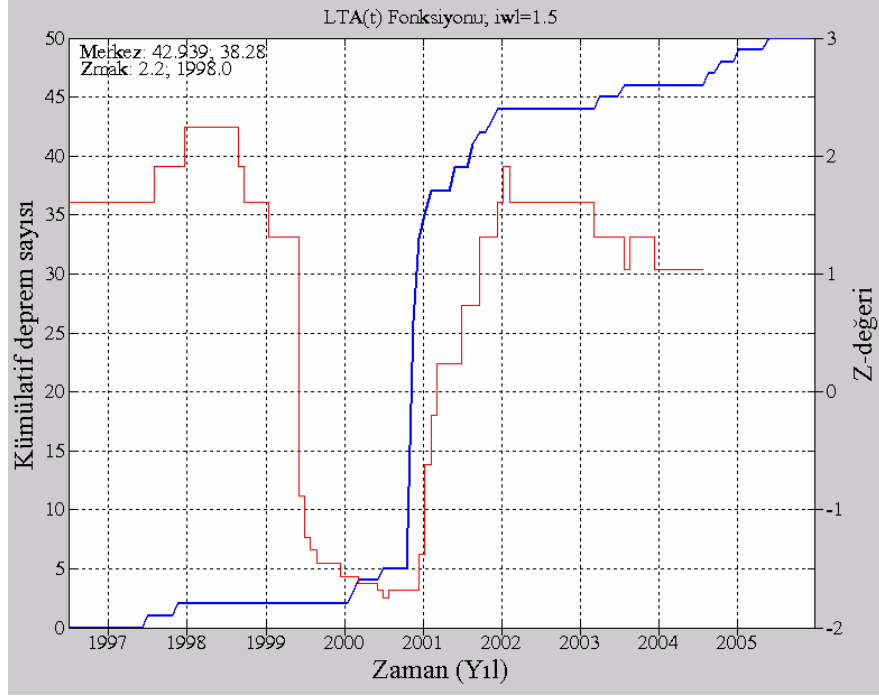
Şekil 113. 24 Kasım 1976 Van depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=1.5$ yıl alınmıştır



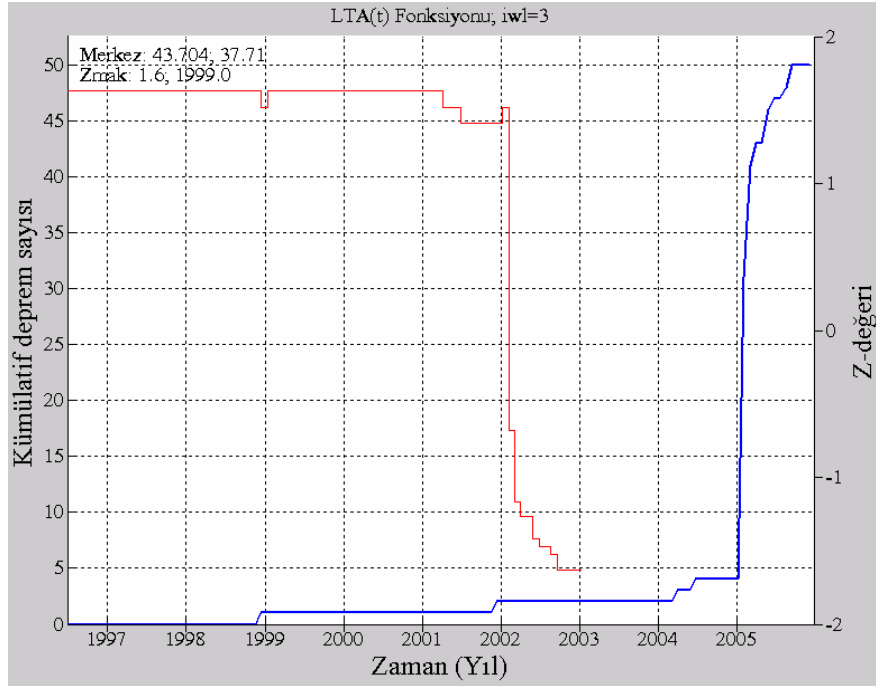
Şekil 114. 25 Haziran 1988 Van depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=1.5$ yıl alınmıştır



Şekil 115. 14 Şubat 1995 Siirt depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=1.5$ yıl alınmıştır



Şekil 116. 15 Kasım 2000 Van depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=1.5$ yıl alınmıştır

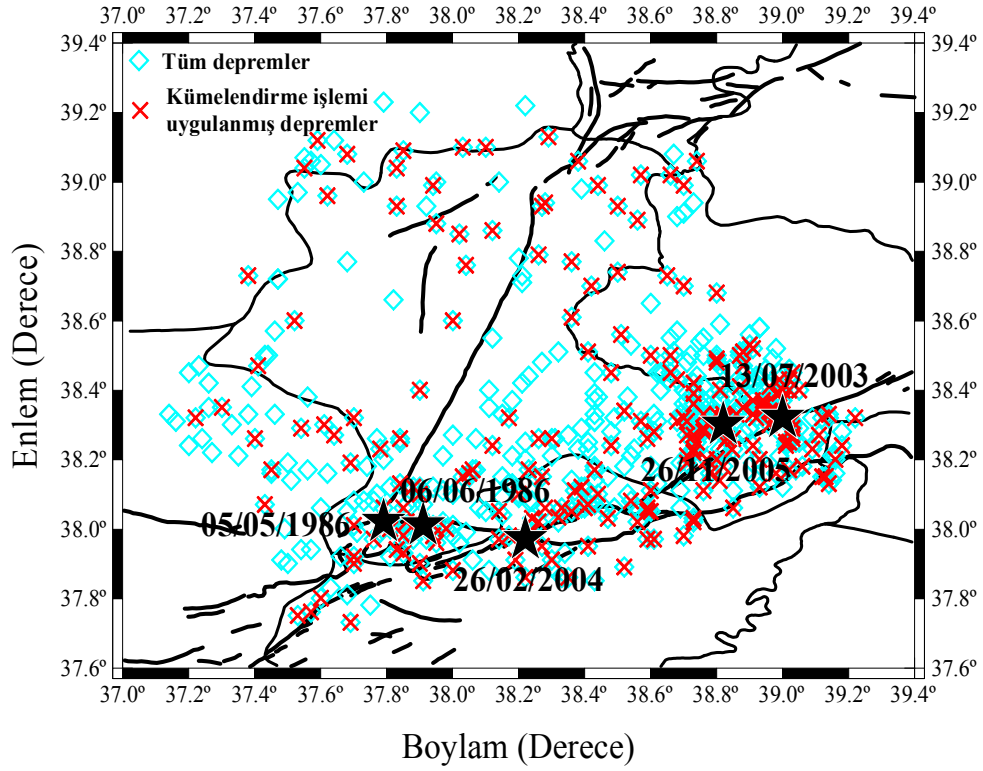


Şekil 117. 25 Ocak 2005 Hakkari depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır

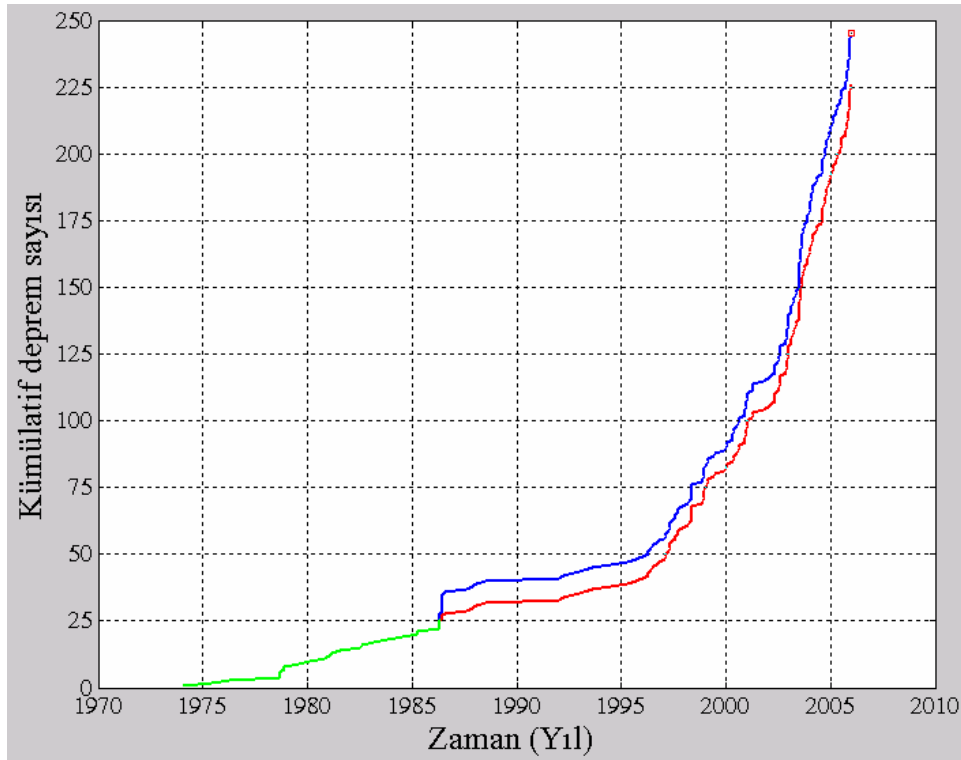
3.6. Malatya ve Civarı İçin Z-Değeri Bölgesel Değişimleri

Z-değeri bölgesel değişim haritaları, Bölüm 2.7.2 ve 2.7.3'te detaylı olarak anlatılan yöntem kullanılarak *ZMAP* tekniği kullanılarak oluşturulmuştur. Bunun için Şekil 118'te verilen Malatya ve civarını içine alan bölge dikkate alınarak, Malatya ve civarında 1970-2005 yılları arasında meydana gelmiş magnitüdü 5.0'ten büyük ve derinliği 70 km'den küçük sığ depremler için durgunluk gösteren bölgeler ortaya konmaya çalışılmıştır. Çalışma alanı ve depremlerin episantr dağılımları Şekil 118'te gösterilmiştir. Yıldız sembolü magnitüdü 5.0'ten büyük depremlerin episantrlarını göstermektedir. 1970-2005 yılları arasında Malatya ve civarında magnitüdü 5.0'ten büyük olan depremler; 5 Mayıs 1986 ($M_D=5.5$), 6 Haziran 1986 ($M_D=5.3$), 13 Temmuz 2003 ($M_D=5.3$), 26 Şubat 2004 ($M_D=5.1$) ve 26 Kasım 2005 ($M_D=5.1$) depremleridir. Katalog 1970-2005 yılları arasında magnitüdü 2.2'den büyük ve eşit 497 adet sığ depremi içermektedir. Çalışma alanı için tamamlılık magnitüdü $M_c=3.2$ 'dir ve $M_D \geq 3.2$ olan depremlerin sayısı 245'tir. Reasenber (1985) algoritması ile Bölüm 2.7.2'de bahsedilen giriş parametreleri kullanılarak, $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremler için yapılan yeniden kümelendirme işlemi sonucunda Z-değeri hesabı için kullanılan deprem sayısı 226'dır ($M_D \geq 3.2$ olan verinin % 92'si). Şekil 119, $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremler ile yeniden kümelendirme işlemi sonucunda elde edilen veri için zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısını göstermektedir.

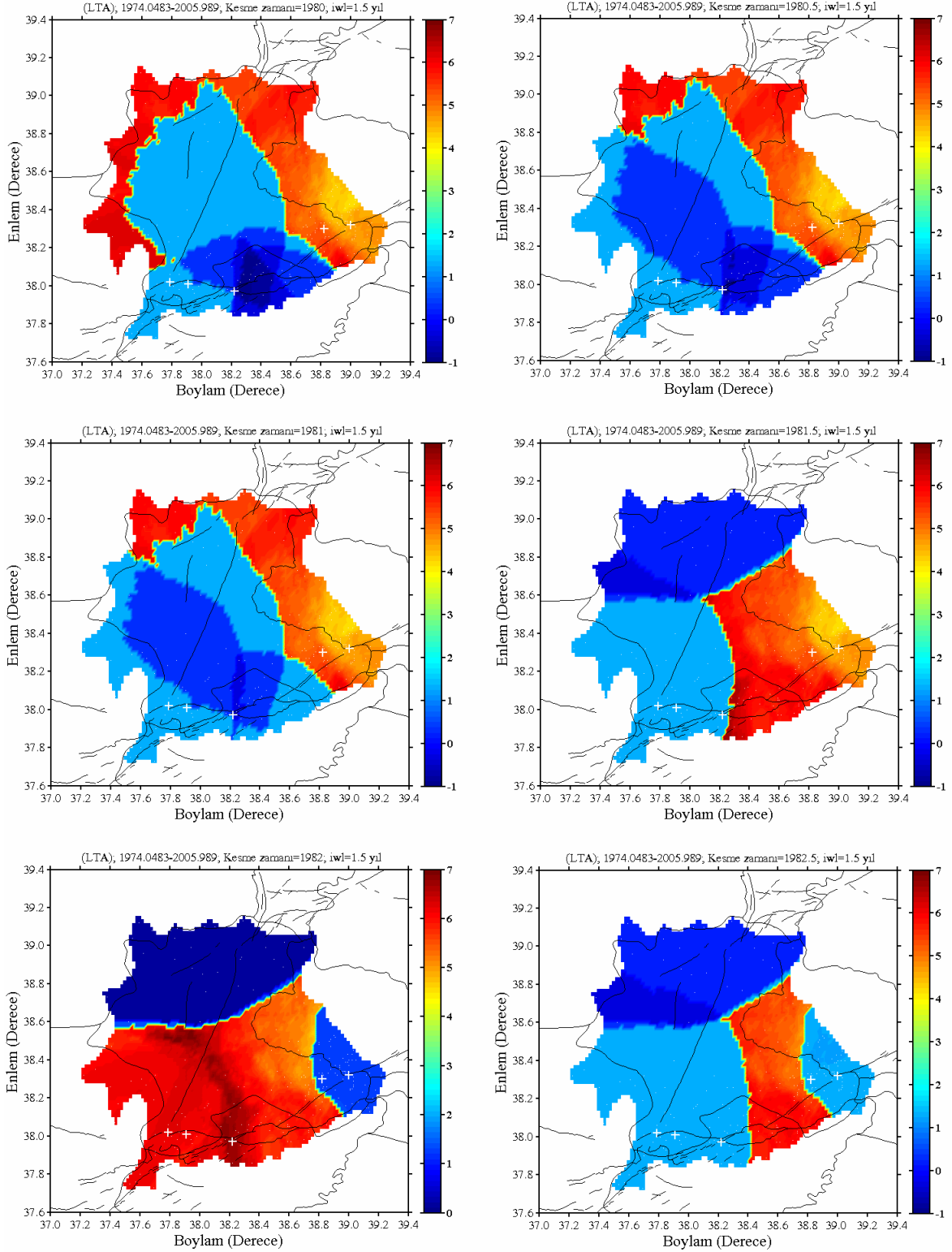
Z-değeri hesabı için çalışma alanı $0.02^\circ \times 0.02^\circ$ lik grid aralıklarına bölünmüştür. Birkaç testten sonra her bir grid aralığı için en yakın episantrların sayısı 50 ve ana şoklardan sonra meydana gelen büyük olayların oluşum zamanları da dikkate alınarak örnekleme aralığı 28 gün alınmış ve toplam 31.95 yıllık bir zaman dilimi içerisinde büyük depremlerden önce sismik durgunluk ortaya koyabilecek bölgeler belirlenmeye çalışılmıştır. Sismik durgunluğun ne zaman başlayacağı ve ne zaman sona ereceği bilinmediği için zaman penceresi depremlerle ilişkili olarak 1.5-5.5 yıl arasındaki değerler için test edilmiş ve sonuçta 1.5 yıl olarak seçilmiştir. Malatya ve civarında 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve magnitüdü 5.0'ten büyük olan depremler coğrafik koordinatları ile birlikte Tablo 2'de verilmiştir. 26 Şubat 2004 depremi Adıyaman sınırları içerisinde meydana gelmiştir. 5 Mayıs 1986 depremi, 6 Haziran 1986 depremi, 13 Temmuz 2003 depremi ve 26 Kasım 2005 depremleri için 1970-2005 yılları arasında yeniden kümelendirme işlemi uygulanmış deprem katalogu için her altı aylık zaman dilimlerinde yapılan sismik durgunluk analizleri sırasıyla Şekil 120 ve 121'de gösterilmiştir.



Şekil 118. Malatya ve civarı için 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremlerin episantr dağılım haritası

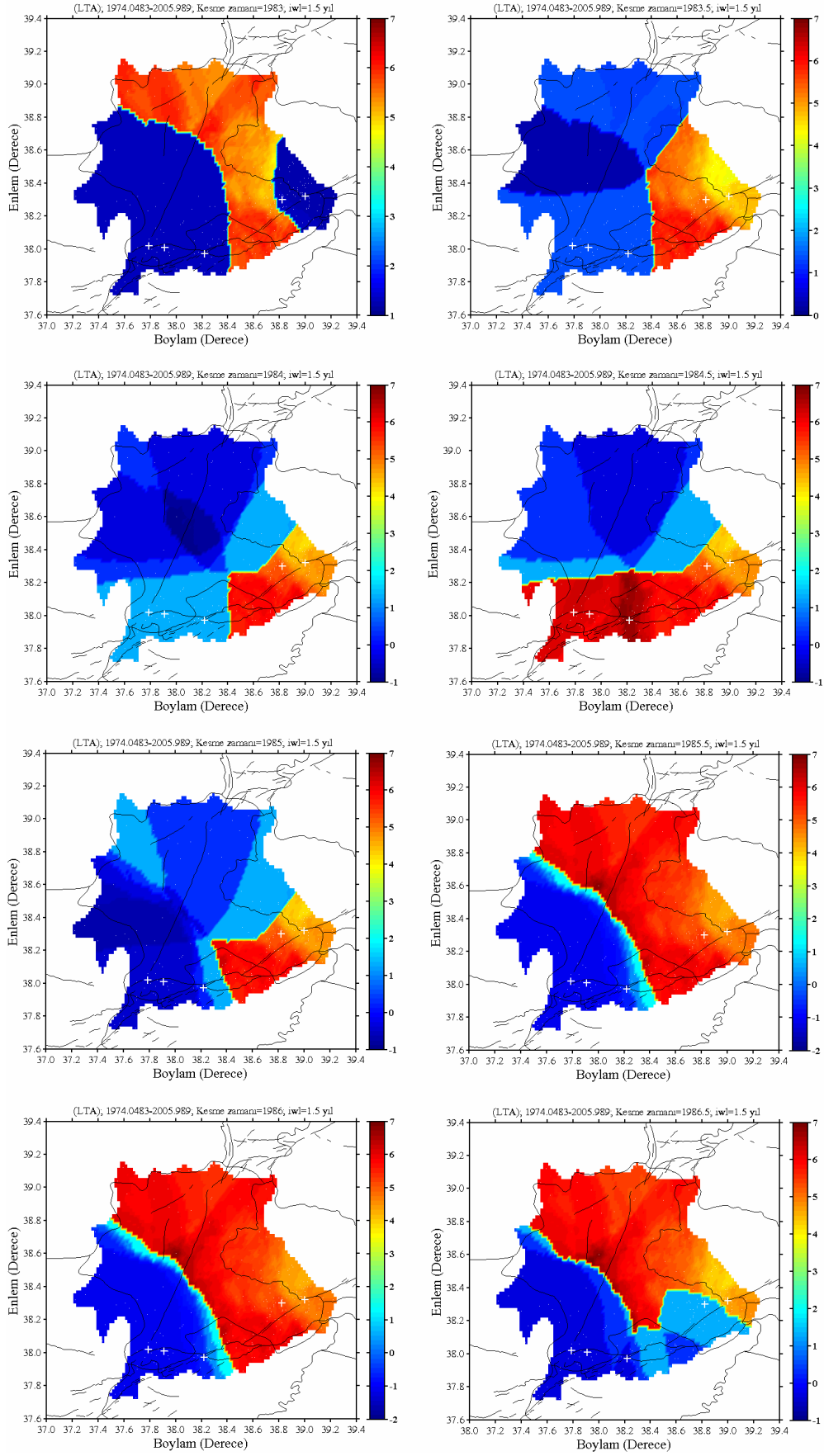


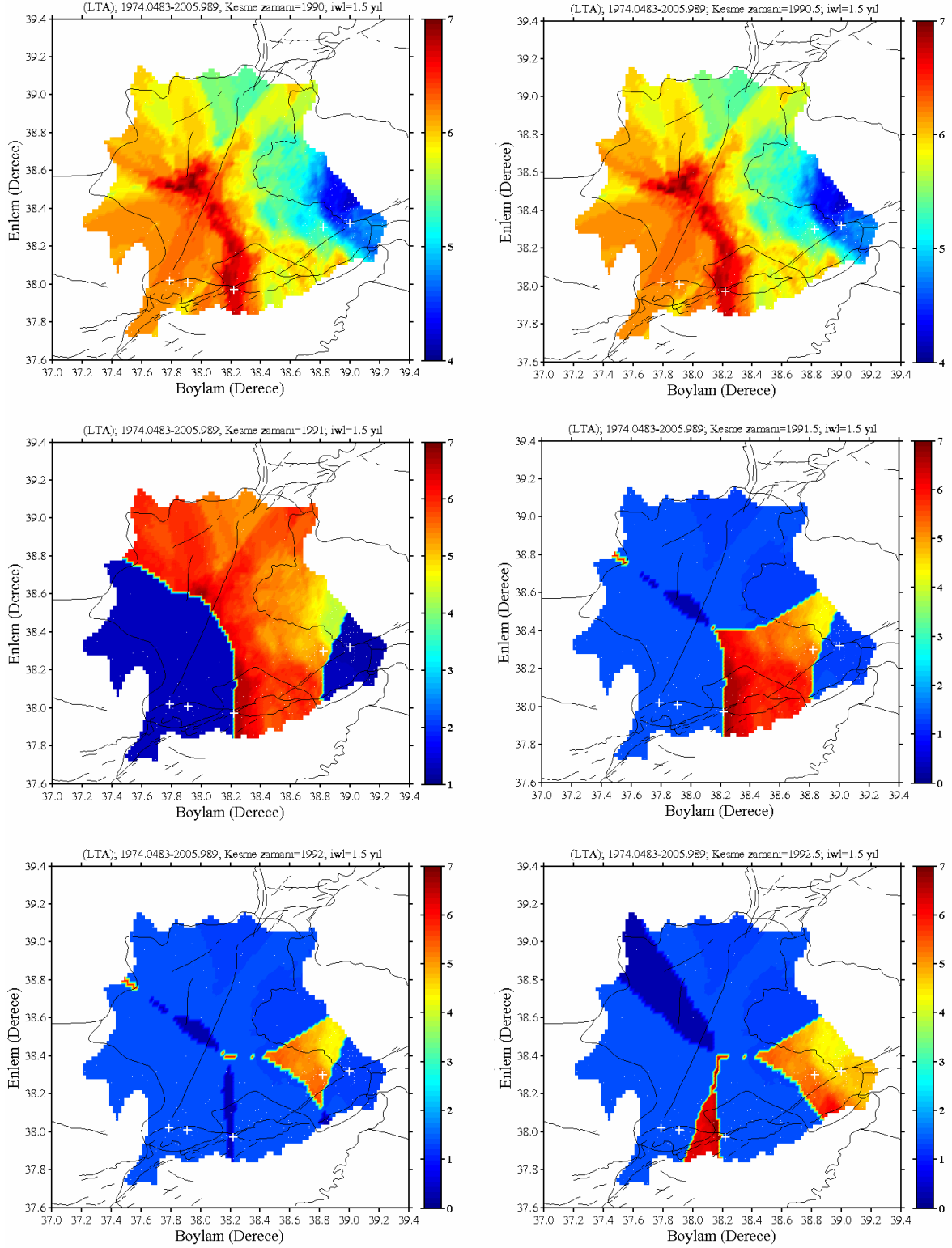
Şekil 119. $M_D \geq 3.2$ olan sığ depremler ile yeniden kümelendirme işlemi sonucunda elde edilen veri için zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısı



Şekil 120. 5 Mayıs 1986 ve 6 Haziran 1986 Malatya depremleri öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z-değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=1.5$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Malatya ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir

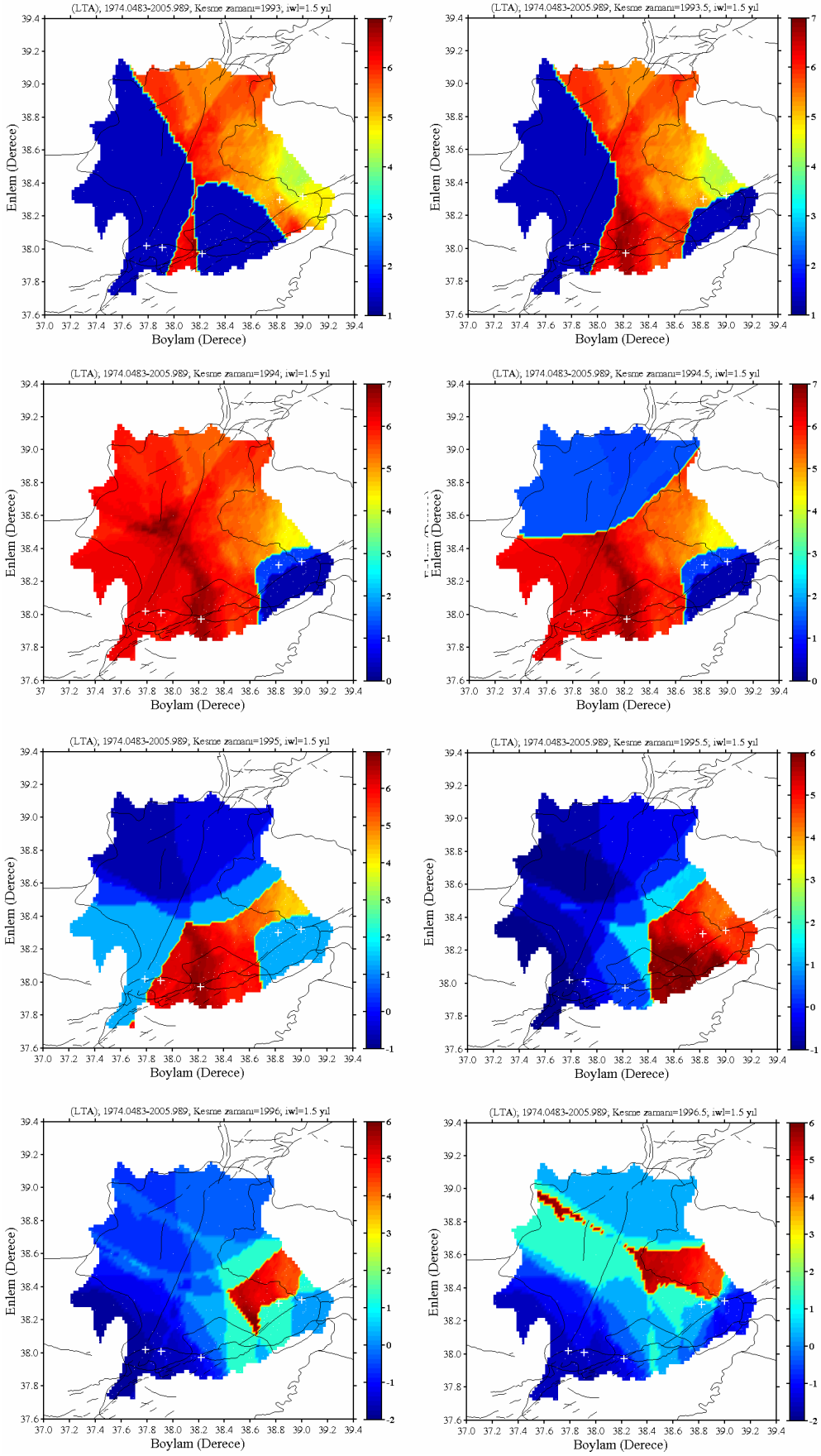
Şekil 120'nin devamı



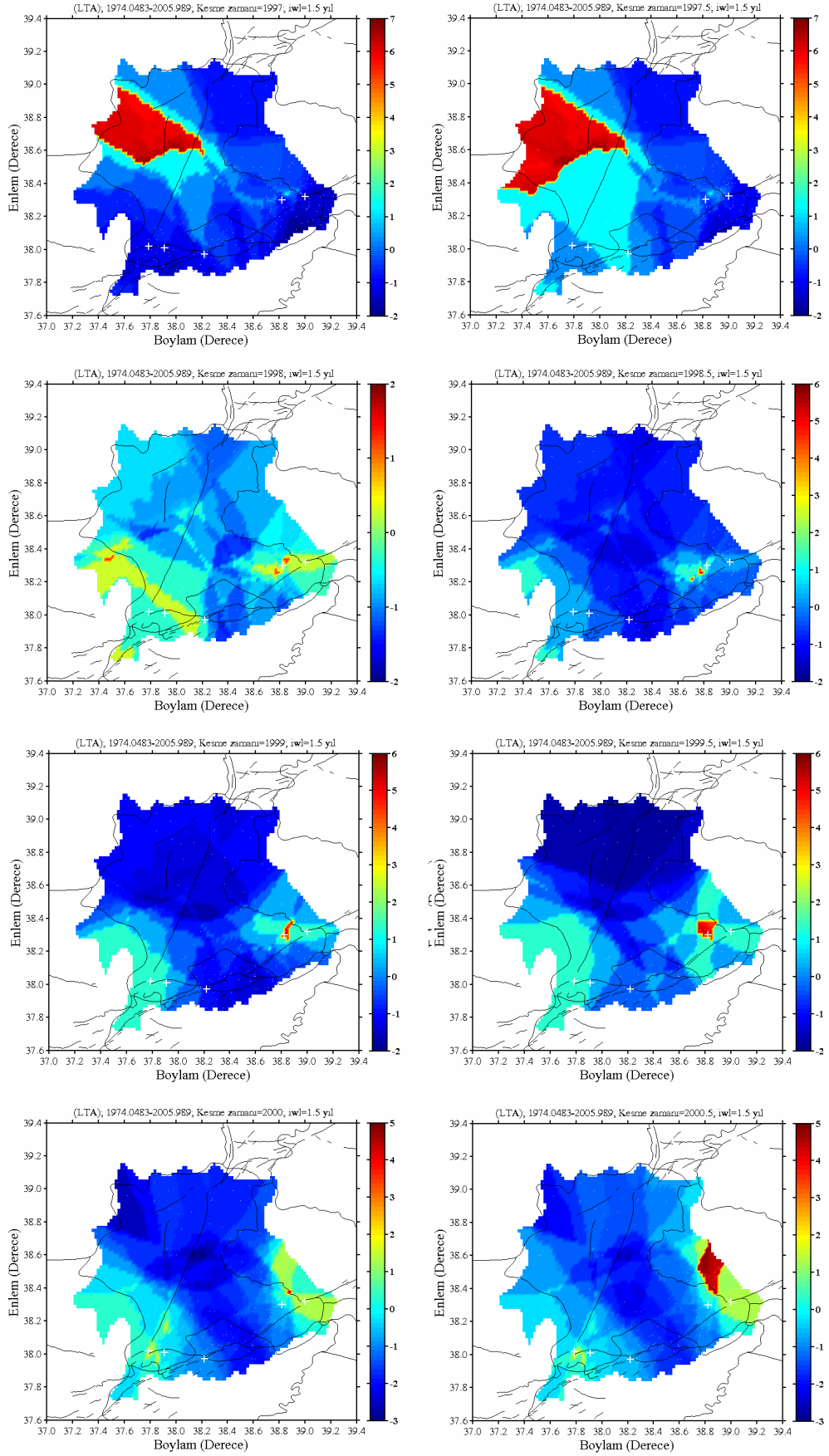


Şekil 121. 13 Temmuz 2003 ve 26 Kasım 2005 depremleri öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z-değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=1.5$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Malatya ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir

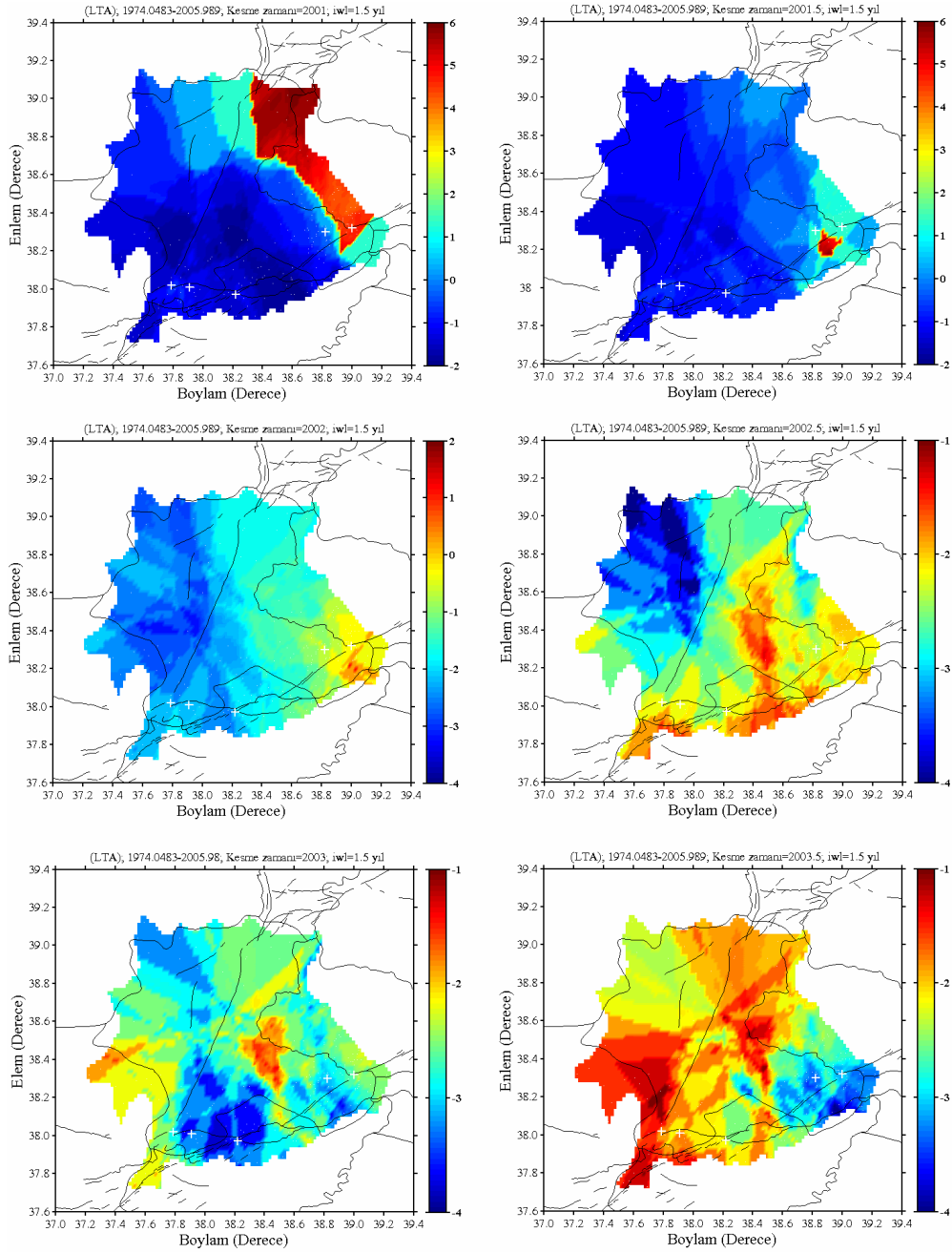
Şekil 121'in devamı



Şekil 121'in devamı



Şekil 121'in devamı

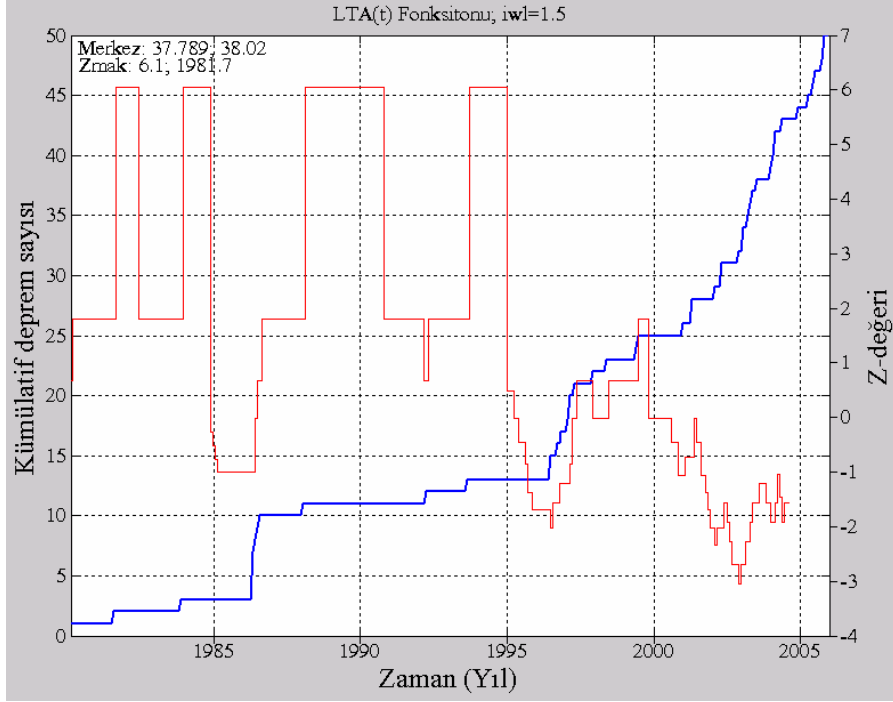


5 Mayıs 1986 ve 6 Haziran 1986 depremlerinden önce ana şok episantri civarında sismik durgunluğun olup olmadığını gözlemleyebilmek amacı ile, 1980–1986 yılları arasında zaman penceresi $T_W=1.5$ yıl alınarak her altı aylık zaman dilimleri için oluşturulan Z-değerleri bölgesel değişim haritaları Şekil 120’de görülmektedir. 1986 depremleri bölgesinde analiz başlangıcı olan 1980 yılından 1982 yılına kadar gözlenen normal aktivite 1982 yılı içinde yerini bir durgunluğa bırakmış fakat bu durgunluk 1982.5’te tekrar normale dönmüştür. Bu durgunluk 1984.1’de tekrar gözlenmiş ve 1984.9’a kadar devam

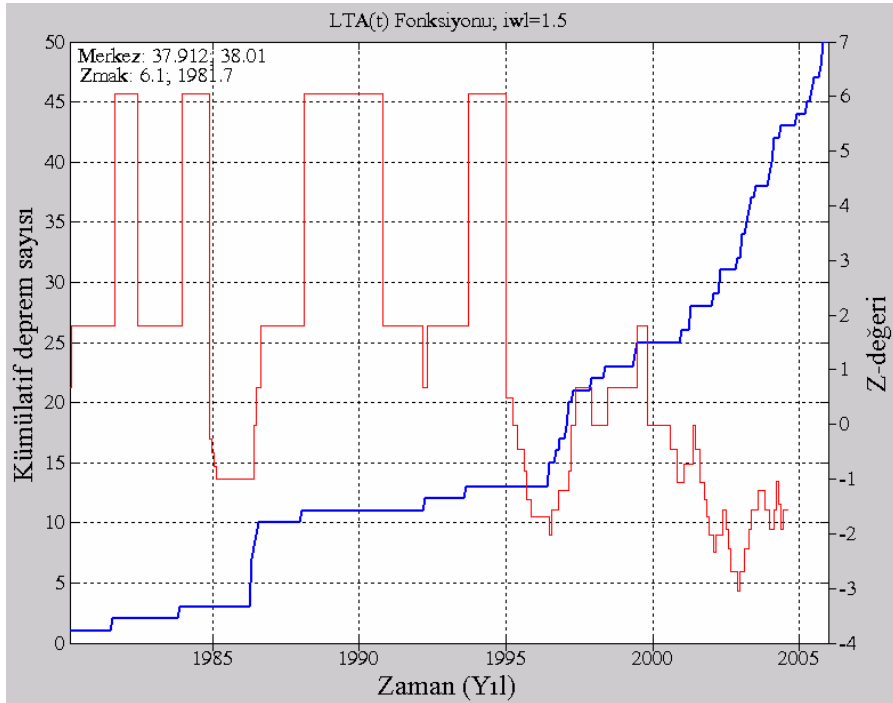
etmiştir. Bölgesel olarak gözlenen durgunluğun net olarak hangi döneme rastladığı Şekil 122 ve 123'te deprem bölgesi ve civarı için çizilen zamanla kümülatif deprem sayısı eğrisi ile hesaplanmıştır.

13 Temmuz 2003 depremi ve 26 Kasım 2005 depremi için ana şokun oluşumundan önce deprem bölgesi ve civarında gözlenen sismik aktivitede normal seviyenin altında bir değişimin olup olmadığını belirleyebilmek amacıyla, zaman penceresi $T_W=1.5$ yıl alınarak 1990–2003 yılları arasında ki her altı aylık zaman dilimleri için Z -değerleri bölgesel değişim haritaları oluşturulmuştur ve Şekil 121'de gösterilmiştir. Şekil 121'den görüleceği üzere 1990-1991 yılları arasında normal olarak gözlenen aktivite 1991.5 yılından itibaren 2005 depremi episantrını içine alan bir bölgede yerini durgunluğa bırakmıştır. Bu durgunluk 1992.5'te 2003 depremi episantrını da içine almış ve 1994-1995 yılları arasında deprem episantrlarının doğusu ile güneyi arasında kalan bölgede yerini normal aktiviteye bırakmıştır. 1995.5-1996.5 yılları arasında deprem episantrları civarında nispeten gözlenen sismik durgunluk 1997 yılından itibaren yerini normal aktiviteye bırakmıştır. 1998 yılından sonra deprem bölgeleri civarında küçük bir alan içerisinde 1999 ve 2000 yılı içerisinde durgunluklar gözlenmiştir. Ayrıca analiz sonucunda, 26 Şubat 2004 depremi öncesinde herhangi bir durgunluğa rastlanmamıştır. Sismik durgunluğun zamanının yıl olarak tam tarihi deprem dizilerini içine alan bölge için çizilen ve Şekil 124 ile 125'te verilen zamanla kümülatif deprem sayısı grafiği ile hesaplanmıştır.

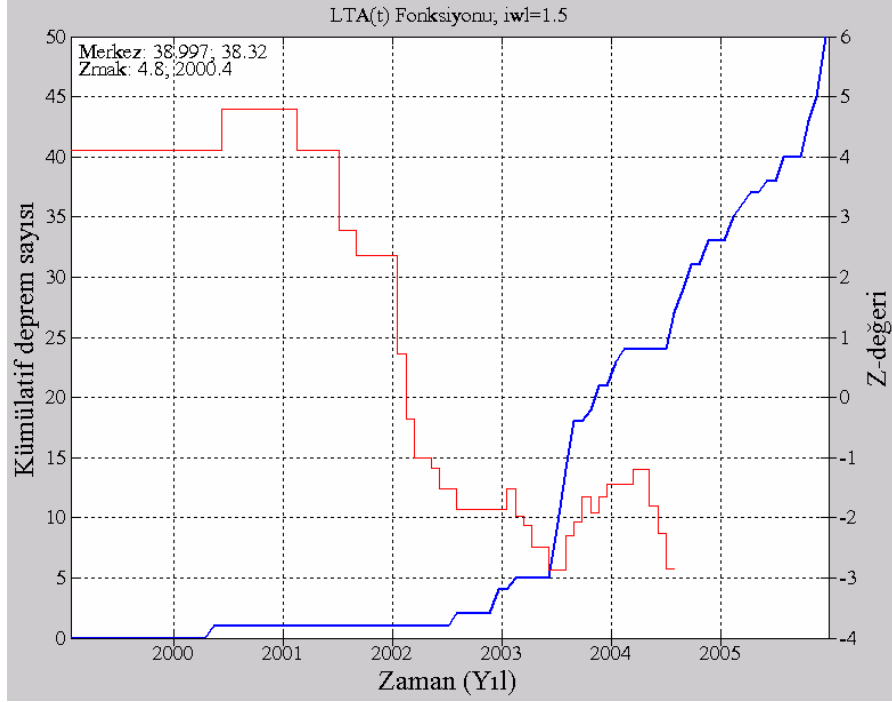
Sismik durgunluk tarihinin net olarak belirlenebilmesi, ana şok episantrı civarında dairesel bir alan içerisinde ki depremlerin zamanla kümülatif deprem sayılarındaki değişimlerin haritalanması ile mümkündür. 5 Mayıs 1986 depremi için Şekil 122'de deprem bölgesi ve civarında $R=40.72$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel bölge için oluşturulan kümülatif deprem sayısı eğrisinde durgunluk başlangıcı 1981.7 ve durgunluk seviyesi $Z_{mak}=6.1$ olarak hesaplanmıştır. Benzer şekilde, 6 Haziran 1986 depremi için Şekil 123'te ana şok episantrı civarında $R=44.74$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1981.7 ve $Z_{mak}=6.1$, 13 Temmuz 2003 depremi için Şekil 124'te ana şok bölgesinde $R=21.54$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 2000.4 ve $Z_{mak}=4.8$ ve 26 Kasım 2005 depremi için Şekil 125'te ana şok episantrı civarında $R=17.70$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1999.1 ve $Z_{mak}=5.7$ olarak hesaplanmıştır. Hesaplamalarda, Z -değeri haritalarını oluşturmak için kullanılan örnekleme aralıkları ve zaman pencereleri kullanılmıştır.



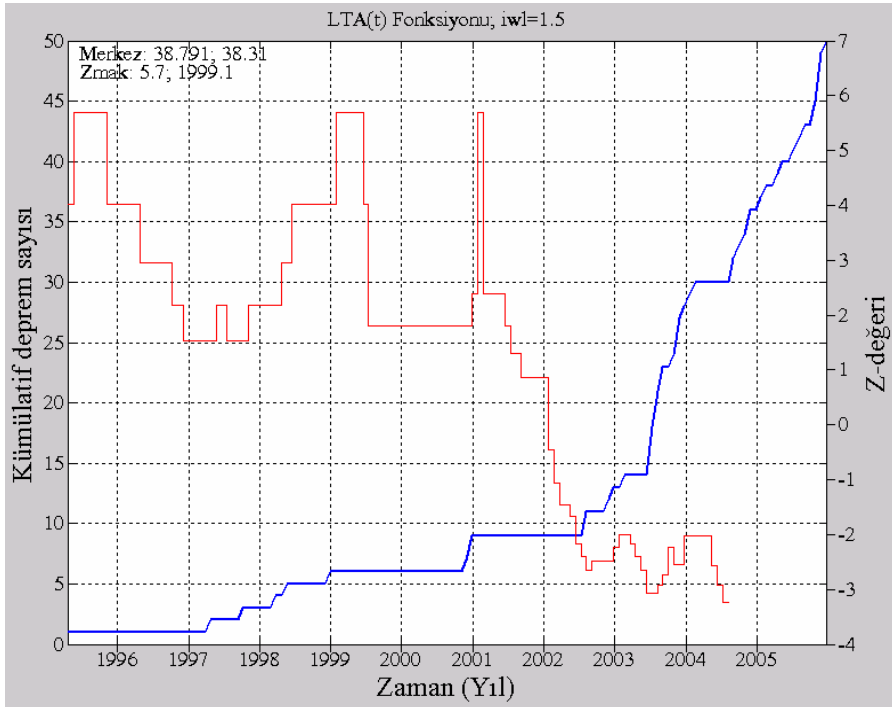
Şekil 122. 5 Mayıs 1986 Malatya depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=1.5$ yıl alınmıştır



Şekil 123. 6 Haziran 1986 depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=1.5$ yıl alınmıştır



Şekil 124. 13 Temmuz 2003 depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=1.5$ yıl alınmıştır



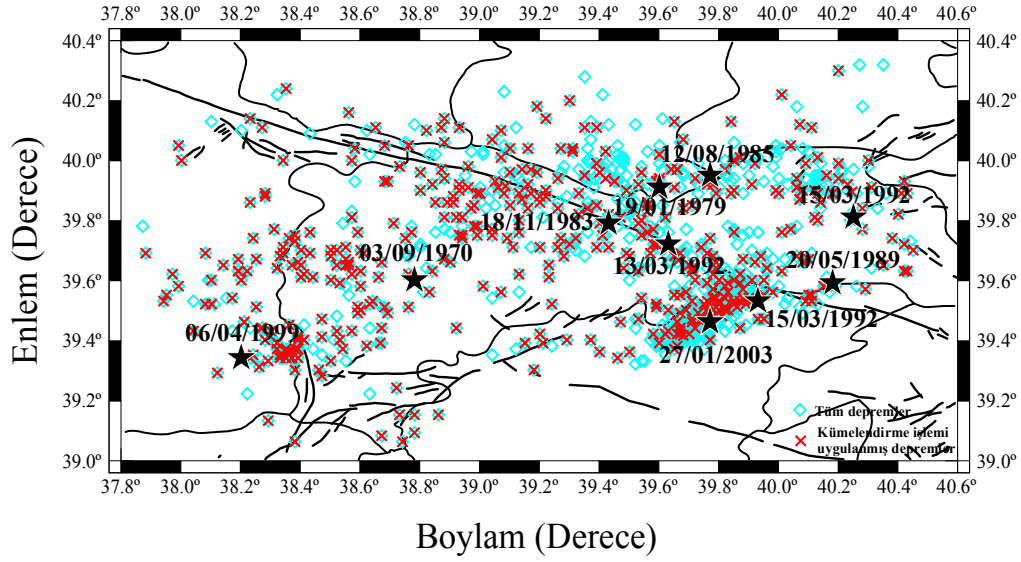
Şekil 125. 26 Kasım 2005 depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=1.5$ yıl alınmıştır

3.7. Erzincan ve Civarı İçin Z-Değeri Bölgesel Değişimleri

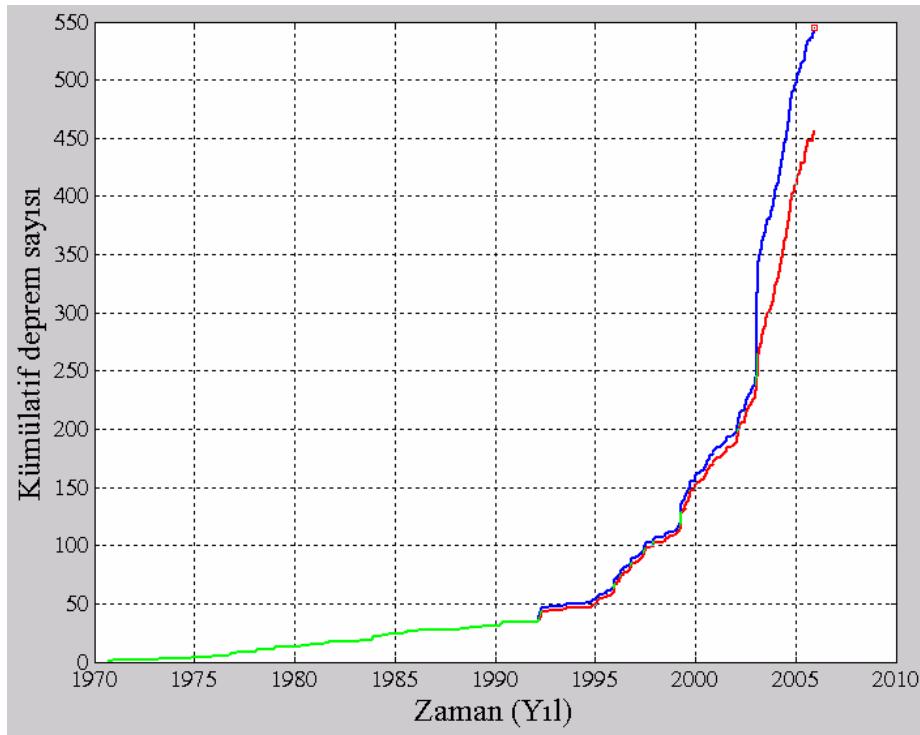
Z-değeri haritaları, Bölüm 2.7.2 ve 2.7.3'te detaylı olarak anlatılan yöntem kullanılarak *ZMAP* tekniği ile oluşturulmuştur. Bunun için Şekil 126'da verilen Erzincan ve civarını içine alan bölge dikkate alınarak, 1970-2005 yılları arasında meydana gelmiş magnitüdü 5.0'ten büyük ve derinliği 70 km'den küçük sığ depremler için sismik durgunluk gösteren bölgeler ortaya konmaya çalışılmıştır. Çalışma alanı ve bu bölgedeki depremlerin episantr dağılımları Şekil 126'da gösterilmiştir. Yıldız sembolü magnitüdü 5.0'ten büyük depremlerin episantrlarını göstermektedir. 1970-2005 yılları arasında Erzincan ve civarında magnitüdü 5.0'ten büyük olan depremler; 3 Eylül 1970 ($M_D=5.0$), 19 Ocak 1979 ($M_D=5.0$), 18 Kasım 1983 ($M_D=5.1$), 12 Ağustos 1985 ($M_D=5.0$), 20 Mayıs 1989 ($M_D=5.1$), 13 Mart 1992 ($M_D=6.5$), 15 Mart 1992 ($M_D=6.0$) ve artçı şoku ($M_D=5.3$), 6 Nisan 1999 ($M_D=5.1$), 27 Ocak 2003 ($M_D=6.2$) depremleridir. Şekil 126'da ayrıca 15 Mart 1992 depreminden sonraki büyük artçı şokun episantrı da gösterilmiştir. Ancak, yapılan kümelendirme işlemi sonucunda bu deprem analizlere dahil edilmemiştir. Katalog 1970-2005 yılları arasında magnitüdü 2.0'den büyük ve eşit 919 adet sığ depremi içermektedir. Çalışma alanı için tamamlılık magnitüdü $M_c=3.0$ 'tür ve $M_D \geq 3.0$ olan depremlerin sayısı 545'tir. Reasenberg (1985) algoritması ile Bölüm 2.7.2'de bahsedilen giriş parametreleri kullanılarak, $M_D \geq 3.0$ olan sığ depremler için yapılan yeniden kümelendirme işlemi sonucunda Z-değeri hesabı için kullanılan deprem sayısı 457'dir ($M_D \geq 3.0$ olan verinin % 84'ü). Şekil 127, $M_D \geq 3.0$ olan sığ depremler ile yeniden kümelendirme işlemi sonucunda elde edilen veri için zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısını göstermektedir.

Z-değeri hesabı için çalışma alanı $0.02^\circ \times 0.02^\circ$ lik grid aralıklarına bölünmüştür. Birkaç testten sonra her bir grid aralığı için en yakın episantrların sayısı 50 ve ana şoklardan sonra meydana gelen büyük olayların oluşum zamanları da dikkate alınarak örnekleme aralığı 28 gün alınmıştır. Toplam 35.28 yıllık bir zaman dilimi içerisinde büyük depremlerden önce durgunluk ortaya koyabilecek bölgeler belirlenmeye çalışılmıştır. Sismik durgunluğun ne zaman başlayacağı ve ne zaman sona ereceği bilinmediği için zaman penceresi 1.5-5.5 yıl arasındaki değerler için test edilmiş ve sonuçta 3 yıl olarak seçilmiştir. Erzincan ve civarında 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve magnitüdü 5.0'ten büyük olan depremler coğrafik koordinatları ile birlikte Tablo 2'de verilmiştir. Bu depremler için 1970–2005 yılları arasında yeniden kümelendirme işlemi uygulanmış

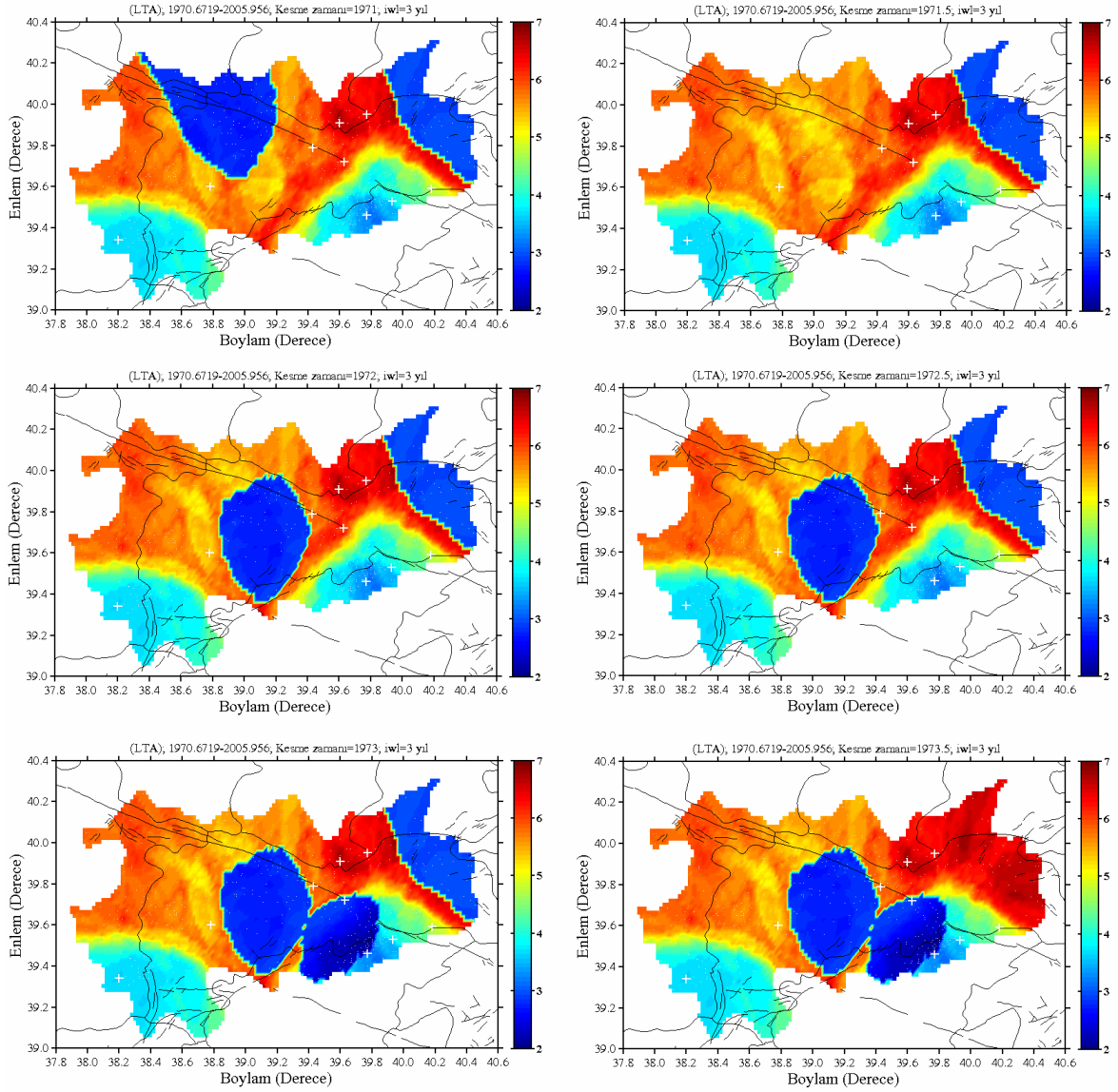
deprem katalogu için her altı aylık zaman dilimlerinde yapılan sismik durgunluk analizleri sırasıyla Şekil 128 ve 129'ta gösterilmiştir. Katalog başlangıcının 1970 olmasından dolayı 3 Eylül 1970 depremi için herhangi bir çalışma yapılamamıştır.



Şekil 126. Erzincan ve civarı için 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 3.0$ olan sığ depremlerin episantr dağılım haritası

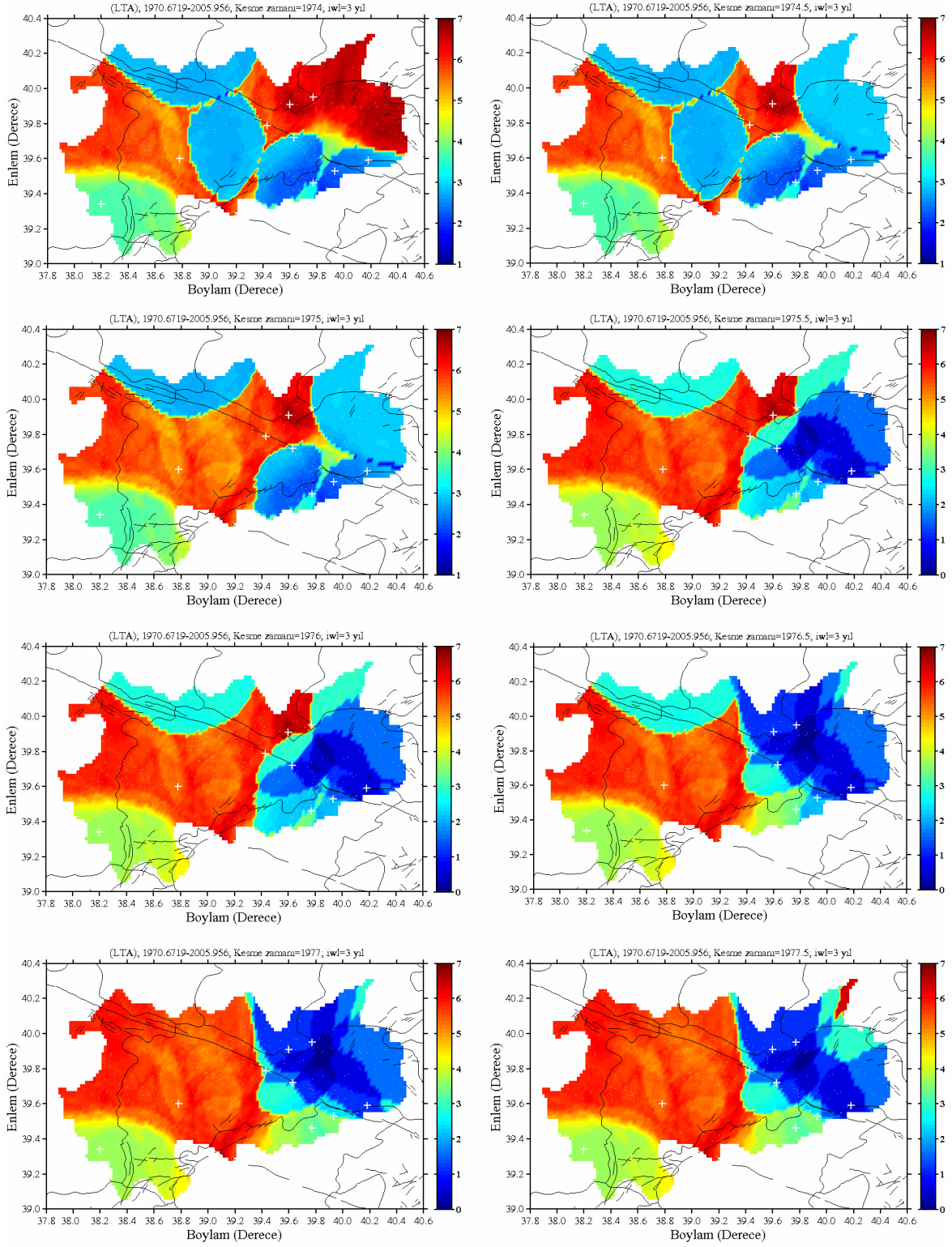


Şekil 127. $M_D \geq 3.0$ olan sığ depremler ile yeniden kümelendirme işlemi sonucunda elde edilen veri için zamanın bir fonksiyonu olarak kümülatif deprem sayısı

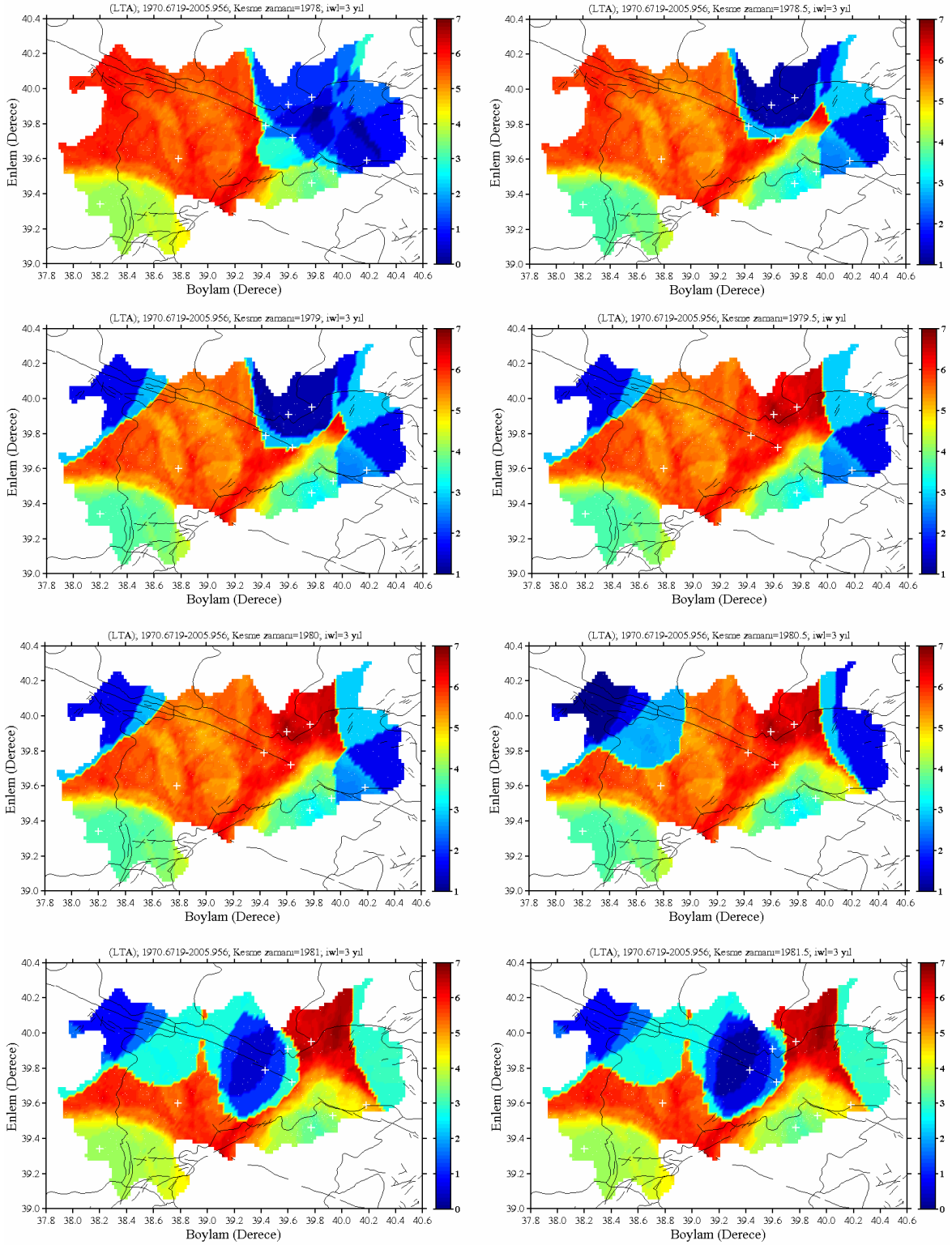


Şekil 128. 18 Kasım 1983 Erzincan depremi öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z-değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Erzincan ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir

Şekil 128'in devamı

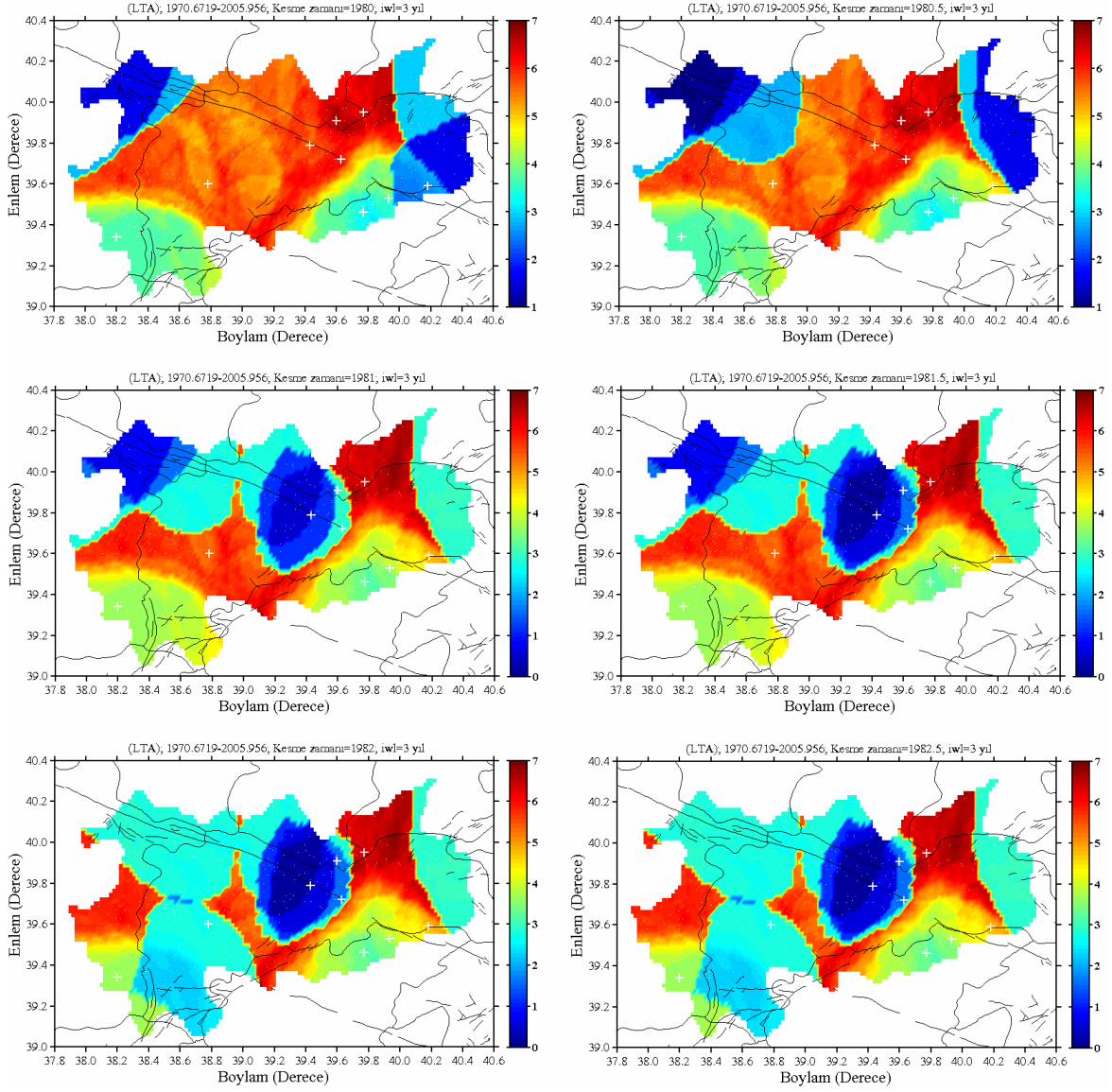


Şekil 128'in devamı



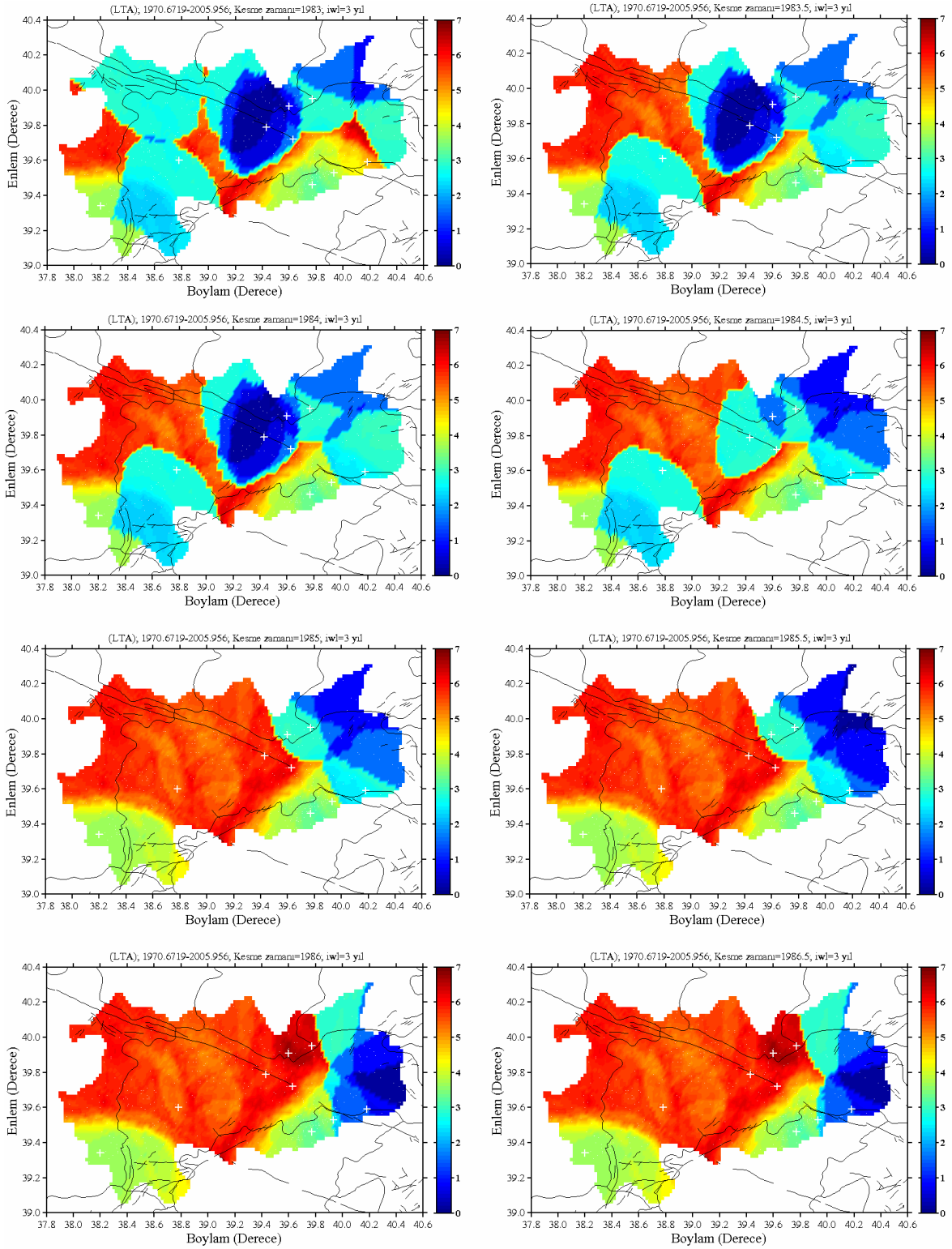
18 Kasım 1983 Erzincan depreminden önce ana şok episantrı civarında sismik durgunluğun olup olmadığını gözlemleyebilmek amacı ile 1971–1981 yılları arasında zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınarak her altı aylık zaman dilimleri için oluşturulan Z-değerleri haritaları Şekil 128’te görülmektedir. 1971 yılından itibaren ana şok episantrını içine alan bir bölgede sismik durgunluk belirtileri gözlenmektedir. 1972-1975 yılları arasında ana şok episantrının batı, kuzeybatı ve güneybatı kısımlarını içine alan bir bölgede sismik aktivitenin normale döndüğü görülür. Ancak 1975 yılından itibaren normal aktivite ana şok episantrının güneyi ile doğusu arasında kalırken, 1976.5 yılından itibaren kuzeyi ile doğusu arasında kalmaktadır. Bu normal aktivite 1978.5-1979.0 yılları arasında sadece ana şok episantrının kuzey doğusunda mevcuttur. 1979 yılından itibaren ana şoku içine alan geniş bir alanda gözlenen sismik durgunluk deprem oluşum anına kadar devam etmiştir. Bölgesel olarak gözlenen durgunluğun net olarak hangi döneme rastladığı Şekil 130’ta deprem bölgesi ve civarı için çizilen zamanla kümülatif deprem sayısı eğrisi ile hesaplanmıştır.

20 Mayıs 1989 depremi ve 13 Mart 1992 depremi için ana şokun oluşumundan önce deprem bölgesi ve civarında gözlenen sismik aktivitede normal seviyenin altında bir değişimin olup olmadığını belirleyebilmek amacıyla zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınarak 1980–1998 yılları arasında ki her altı aylık zaman dilimleri için Z-değerleri bölgesel değişim haritaları oluşturulmuş ve Şekil 129’ta gösterilmiştir. Şekil 129’dan görüleceği üzere 1989 depremi için 1980.5 yılından önce ana şok episantrını içine alan bir bölgede sismik durgunluk gözlenmektedir. Bu durgunluk 1983.5 yılına kadar devam etmiş ve deprem oluşumuna kadar bölgede normal bir aktivite gözlenmiştir. Durgunluğun net olarak hangi döneme rastladığı Şekil 131’de deprem bölgesi ve civarı için çizilen zamanla kümülatif deprem sayısı eğrisi ile hesaplanmıştır. 13 Mart 1992 depremi için $T_W=3$ yıl alınarak altı aylık zaman dilimleri için yapılan sismik durgunluk analizleri ve oluşturulan Z-değeri haritaları aynı şekilde gösterilmiştir. 1980 yılı içerisinde ana şok episantrı civarında sismik durgunluk gözlenmiştir. 1981 yılından itibaren ana şokun kuzeyi ile kuzeybatısı arasında kalan bölgede gözlenen normal aktivite 1983 yılından itibaren ana şokun kuzey doğusunda da gözlenmiştir. Genel olarak ana şokun güney kısımlarında gözlenen sismik durgunluk 1984 yılından itibaren ana şok episantrının tamamını içine alan bir bölgede gözlenmeye başlamış ve deprem oluşumuna kadar devam etmiştir. Sismik durgunluğun zamanının yıl olarak tam tarihi deprem dizilerini içine alan bölge için çizilen ve Şekil 132’de verilen zamanla kümülatif deprem sayısı grafiği ile hesaplanmıştır.

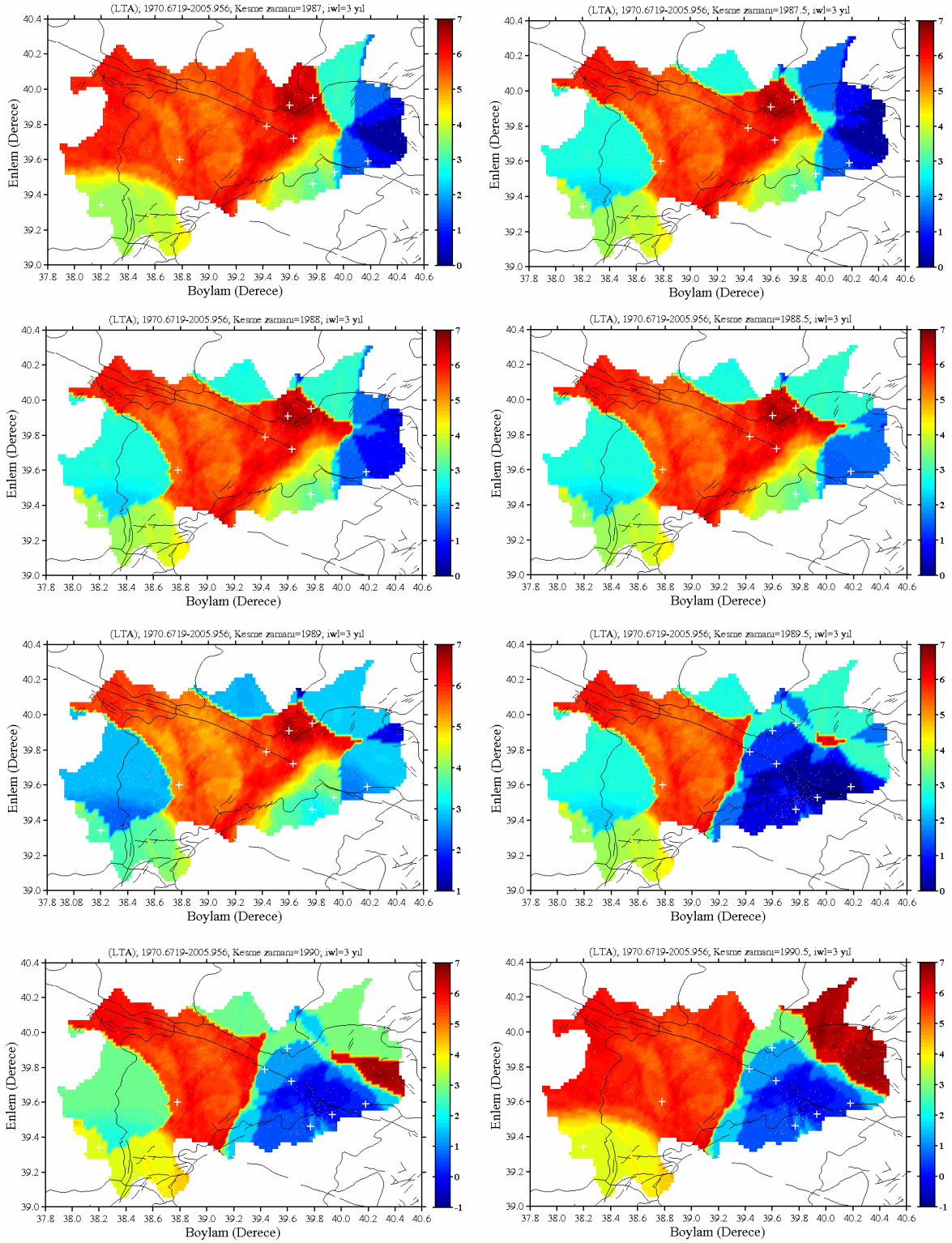


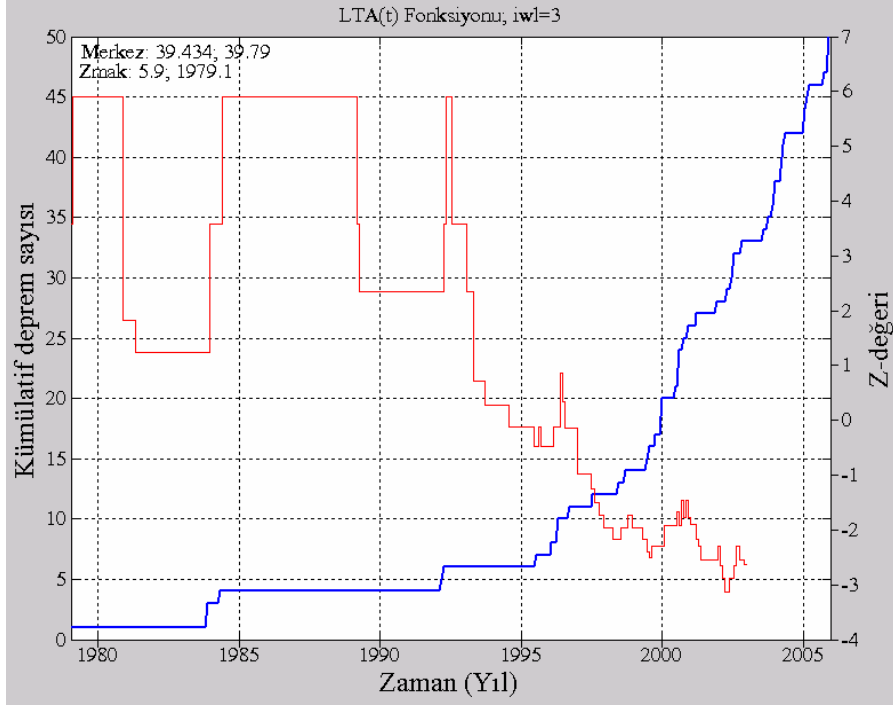
Şekil 129. 20 Mayıs 1989 ve 13 Mart 1992 depremleri öncesinde altı aylık zaman dilimleri için ana şok episantrı civarındaki Z-değerleri dağılımı. Zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınmıştır. “+” sembolü Erzincan ve civarında oluşan ve $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin episantrlarını göstermektedir

Şekil 129'un devamı

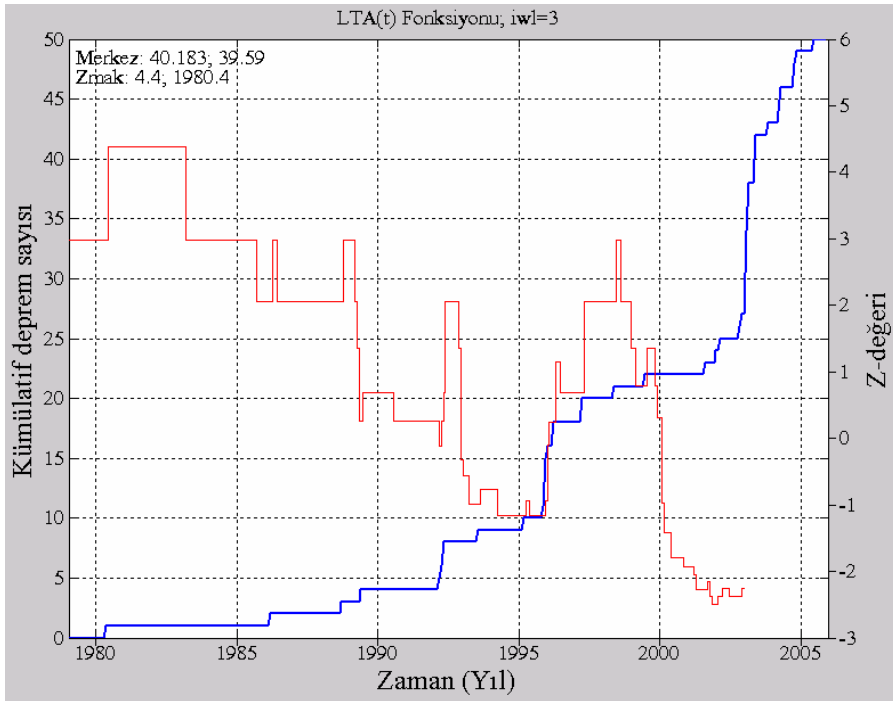


Şekil 129'un devamı

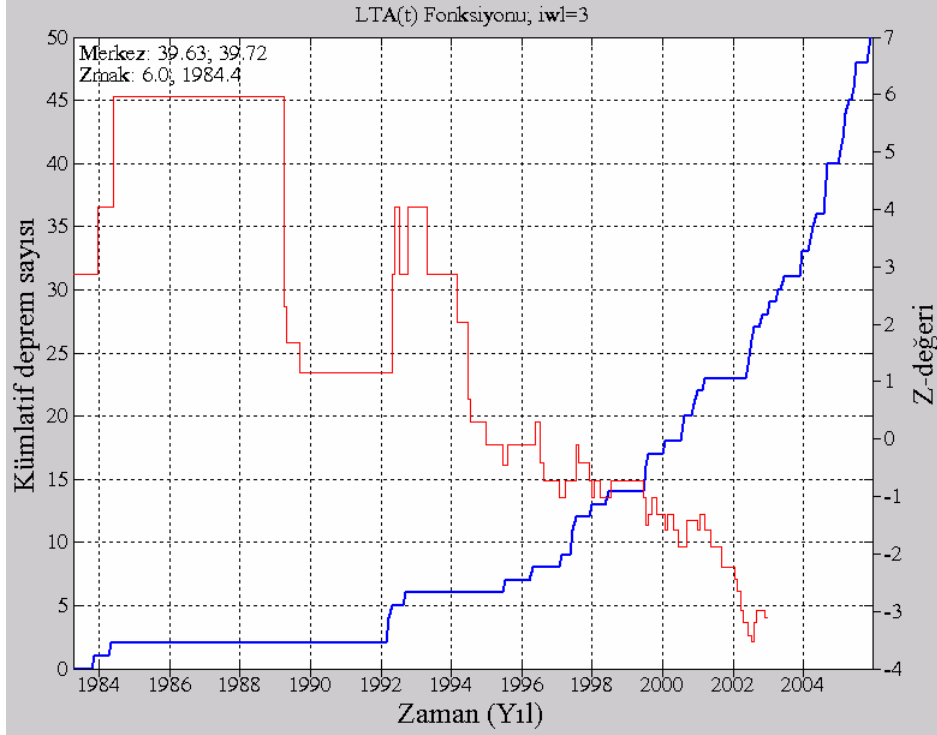




Şekil 130. 18 Kasım 1983 Erzincan depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır



Şekil 131. 20 Mayıs 1989 Erzincan depremi ana şok episantrı civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=3$ yıl alınmıştır



Şekil 132. 13 Mart 1992 Erzincan depremi ana şok episantri civarı için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=5$ yıl alınmıştır

Sismik durgunluk tarihinin net olarak belirlenebilmesi için, ana şok episantri civarında dairesel bir alan içerisinde ki depremlerin zamanla kümülatif deprem sayılarındaki değişimleri analiz edilmiştir. 18 Kasım 1983 depremi için Şekil 130'ta deprem bölgesi ve civarında $R=22.83$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel bölge için oluşturulan kümülatif deprem sayısı eğrisinde durgunluk başlangıcı 1979.1 ve durgunluk seviyesi $Z_{mak}=5.9$ olarak hesaplanmıştır. Benzer şekilde, 20 Mayıs 1989 depremi için Şekil 131'de ana şok episantri civarında $R=31.08$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1980.4 ve $Z_{mak}=4.4$ ve 13 Mart 1992 depremi için Şekil 132'de ana şok bölgesinde $R=22.52$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1984.4 ve $Z_{mak}=6.0$ olarak hesaplanmıştır. Hesaplamalarda, Z-değeri haritalarını oluşturmak için kullanılan örnekleme aralıkları ve zaman pencereleri kullanılmıştır.

3.8. Çalışma Alanındaki Artçı Şok Dizilerinin Farklı Parametreleri Arasındaki İlişkiler ve Artçı Şok Olasılığı Hesaplamaları

Artçı şok oluşumlarının istatistiksel özellikleri, deprem oluşum süreçleriyle ilişkili olarak sismolojik çalışmaların en önemli konularından biri olmuştur. Dolayısıyla, artçı şok oluşumlarının doğası istatistiksel ve fiziksel olarak çok sayıda araştırmacı tarafından çalışılmış ve birçok önemli sonuca varılmıştır (örneğin, Utsu, 1961; Mogi, 1962; Ranalli, 1969; Kisslinger ve Jones, 1991; Guo ve Ogata, 1997; Drakatos ve Latoussakis, 2001; Telesca vd., 2001; Öztürk ve Bayrak, 2005; 2006; 2007). Birçok artçı şok dizisi için, farklı artçı şok parametreleri arasında farklı ilişkiler geliştirilebilir ve artçı şok oluşumları modellenilebilir. Bu çalışmada, ana şok magnitudü ile artçı şok dizisindeki en büyük artçı şokun magnitudü arasında, ana şok magnitudü ile artçı şokların sayısı arasında, ana şok ve en büyük artçı şok arasındaki zaman aralığı ile ana şok magnitudü arasında, ana şok magnitudü ile diğer artçı şok parametreleri ve her bir artçı şok parametresi arasında güvenilir ilişkiler belirlenmeye çalışılmıştır. Bölüm 1.2.2’de çok sayıda artçı şok dizisi için yapılabilecek istatistiksel ve tahmini değerlendirmeler detaylı olarak anlatılmıştır.

Bu bölümde, Şekil 14’te (Bölüm 2.5) verilen çalışma bölgesi sınırları içerisinde 2003-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 5.0$ olan 27 Ocak 2003 Tunceli, 1 Mayıs 2003 Bingöl, 13 Temmuz 2003 Malatya, 28 Mart 2004 Erzurum, 11 Ağustos 2004 Elazığ, 25 Ocak 2005 Hakkari, 12 Mart 2005 Bingöl, 14 Mart 2005 Bingöl, 23 Mart 2005 Bingöl, 6 Haziran 2005 Bingöl ve 26 Kasım 2005 Malatya depremi artçı şok dizilerinin bölgesel ve zamana bağlı karakteristik parametreleri üzerine bir değerlendirme yapılmıştır. Deprem oluşumları ile ilgili olarak verilen genel bilgilerin (koordinatlar, oluşum zamanları, derinlik vb.) yanında on bir artçı şok dizisine ait maksimum (Ma_{mak}) ve minimum (Ma_{min}) magnitudler Tablo 13’te verilmiştir. Ayrıca, her bir artçı şok dizisi için yapılan değerlendirme sonucunda, artçı şokların sayısı (N), artçı şok dizilerinin süresi (gün olarak), en büyük artçı şokun oluşum zamanı (TMa_{mak} , gün), artçı şok alanları (A , km^2), oluşabilecek fay uzunlukları (L , km), tamamlılık magnitudü (M_c), b , $M \geq M_c$, c ve p -değerleri, ana şok ile katalog içerisindeki en büyük artçı şok arasındaki fark (Δm), G-R ilişkisinden elde edilen en büyük artçı şok (m^*) ve ana şok ile G-R ilişkisinden elde edilen en büyük artçı şok arasındaki fark (Δm^*) gibi birçok parametre Tablo 14’te verilmiştir. Artçı şok dizileri için M_c ile $M \geq M_c$ değerleri ve bu değerler kullanılarak hesaplanan b , p , c ve diğer artçı şok parametrelerine ait detaylı bilgiler önceki bölümlerde bahsedilmiştir.

Tablo 13. Çalışma alanındaki depremlere ait genel bilgiler (2003-2005)

Yıl	Ay	Gün	Oluşum zamanı	Boylam	Enlem	Derinlik (km)	Magnitüd (M_D)	$M_{a_{max}}$	$M_{a_{min}}$
2003	01	27	07:26:22	39.77	39.46	5.0	6.2	4.2	2.0
2003	05	01	03:27:04	40.47	39.02	5.0	6.4	4.6	2.3
2003	07	13	04:48:20	39.00	38.20	5.0	5.3	4.5	2.4
2004	03	28	06:51:09	40.88	39.86	14.1	5.3	4.6	1.9
2004	08	11	18:48:24	39.23	38.41	5.0	5.3	4.5	2.3
2005	01	25	18:44:06	43.87	37.68	30.0	5.4	4.6	2.2
2005	03	12	09:36:09	40.85	39.80	4.0	5.6	4.3	2.5
2005	03	14	03:55:55	40.89	39.35	5.0	5.9	4.7	2.3
2005	03	23	23:44:50	40.79	39.39	5.0	5.4	4.8	2.5
2005	06	06	10:41:29	40.84	39.38	34.9	5.1	4.3	2.1
2005	11	26	17:56:55	38.82	38.30	4.0	5.1	4.2	2.2

Tablo 14. Artçı şok dizilerine ait parametre değerleri

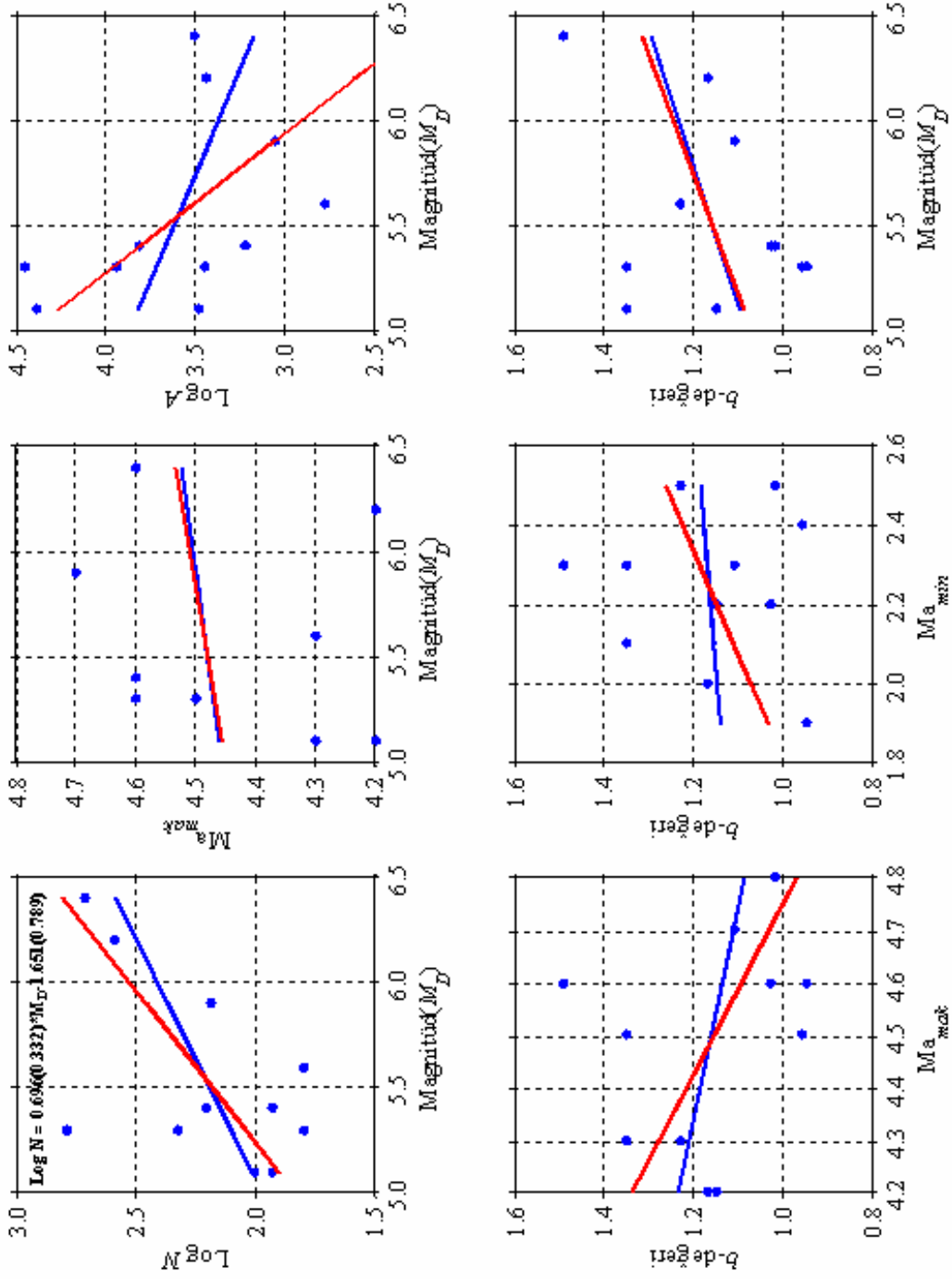
Deprem	N	Artçı şok Süresi (gün)	$T M_{a_{max}}$ (gün)	M_c	b_c değeri	M_c/M_c	c_c değeri	p_c değeri	A (km ²)	L (km)	Δm	m^*	Δm^*
27 Ocak 2003 Tunceli	389	182	0.438	2.7	$b_c=1.17 \pm 0.06$	2.7	0.073	$p_c=1.07 \pm 0.04$	2768.2	60.83	2.0	4.80	1.40
1 Mayıs 2003 Bingöl	516	30	7.044	3.2	$b_c=1.49 \pm 0.07$	3.3	0.474	$p_c=0.86 \pm 0.11$	3239.1	58.36	1.8	4.90	1.50
13 Temmuz 2003 Malatya	63	171	38.255	3.0	$b_c=0.96 \pm 0.10$	3.0	0.000	$p_c=0.49 \pm 0.11$	2840.40	199.92	0.8	4.70	0.60
28 Mart 2004 Erzurum	620	155	4.194	2.5	$b_c=0.95 \pm 0.03$	2.5	0.325	$p_c=0.95 \pm 0.04$	2804.0	63.15	0.7	5.30	0.00
11 Ağustos 2004 Elazığ	212	153	2.345	3.0	$b_c=1.35 \pm 0.10$	3.0	0.045	$p_c=0.87 \pm 0.06$	8829.2	115.28	0.8	4.55	0.75
25 Ocak 2005 Hakkâri	161	151	9.311	3.2	$b_c=1.03 \pm 0.08$	3.2	0.065	$p_c=0.96 \pm 0.07$	6604.3	88.80	0.8	5.15	0.25
12 Mart 2005 Bingöl	63	2	0.023	2.7	$b_c=1.23 \pm 0.20$	2.7	0.000	$p_c=0.83 \pm 0.15$	602.6	28.57	1.3	4.10	1.50
14 Mart 2005 Bingöl	155	9	0.112	2.6	$b_c=1.11 \pm 0.09$	2.6	0.081	$p_c=0.81 \pm 0.13$	1144.5	41.24	1.2	4.55	1.35
23 Mart 2005 Bingöl	85	74	0.073	2.8	$b_c=1.02 \pm 0.10$	2.8	0.001	$p_c=0.93 \pm 0.07$	1679.5	50.44	0.6	4.55	0.85
6 Haziran 2005 Bingöl	85	181	65.049	2.9	$b_c=1.35 \pm 0.10$	2.9	0.000	$p_c=0.75 \pm 0.06$	3022.1	75.63	0.8	4.20	0.90
26 Kasım 2005 Malatya	101	156	31.904	2.8	$b_c=1.15 \pm 0.10$	2.8	0.000	$p_c=0.46 \pm 0.08$	24165.0	156.62	0.9	4.40	0.70

N: Artçı şokların sayısı, $T M_{a_{max}}$: Katalog içerisindeki en büyük olayın oluşma zamanı, A: Artçı şok alanı, L: Fay uzunluğu, $\Delta m = M_D - M_{a_{max}}$
 $m^* = M_{a_{max}}(G) - \Delta m^* = M_D - M_{a_{max}}(G)$

Bu bölümde, daha önceki bölümlerde detaylı olarak analiz edilen 27 Ocak 2003 Tunceli, 1 Mayıs 2003 Bingöl, 28 Mart 2004 Erzurum, 11 Ağustos 2004 Elazığ ve 25 Ocak 2005 Hakkari depremleri ile birlikte, detaylı olarak analiz edilebilecek sayıda artçı şoka sahip olmayan 12-14-23 Mart ve 6 Haziran 2005 Bingöl depremleri, 13 Temmuz 2003 ve 26 Kasım 2005 Malatya depremleri dikkate alınarak artçı şokların sayısı, artçı şok alanı, artçı şokların maksimum ve minimum magnitüdüleri, magnitüd-deprem sayısını ifade eden b -değeri, artçı şokların azalım oranını ifade eden p -değeri ve dizinin ilk zamanlarındaki aktivite oranına bağlı olan c -değeri gibi farklı artçı şok parametreleri arasında ve artçı şok parametreleri ile ana şok magnitüdü arasında güvenilir ilişkiler hesaplanmaya çalışılmıştır. Hesaplamalarda Bölüm 2.4.1’de detaylı olarak bahsedilen ortogonal regresyon analizi kullanılmıştır. Ayrıca, standart en küçük kareler yöntemi de uygulanmış ve tüm grafikler üzerinde her iki yöntemin uygulaması da gösterilmiştir. Şekil 133, on bir artçı şok dizisi için farklı artçı şok parametreleri arasındaki ilişkileri göstermektedir. Şekil 133’teki mavi çizgiler en küçük kareler uyumunu, kırmızı çizgiler ise ortogonal regresyon uyumunu göstermektedir. Ayrıca hesaplanan lineer ilişkiler şekillerin üst kısmında verilmiştir. Parantez içerisindeki değerler hata miktarlarını göstermektedir. Yapılan analizlerde;

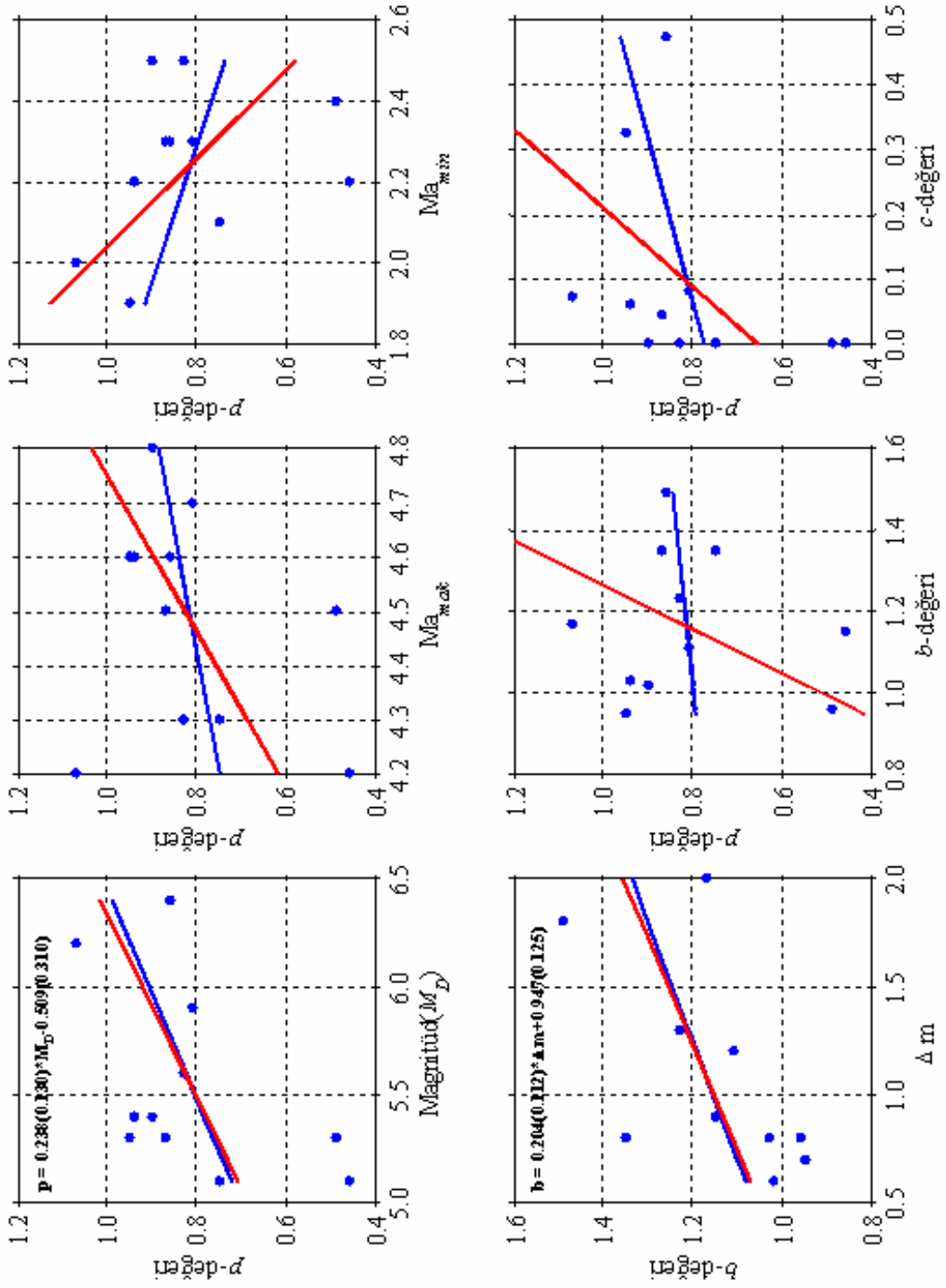
- 1) Ana şok magnitüdü ile artçı şokların sayısı arasındaki,
- 2) Ana şok magnitüdü ile en büyük artçı şokun magnitüdü arasındaki,
- 3) Ana şok magnitüdü ile artçı şokların alanı ve fay uzunluğu arasındaki,
- 4) Ana şok magnitüdü ile b ve p -değerleri arasındaki,
- 5) Ana şok magnitüdü ile katalog içerisindeki en büyük artçı şok-ana şok farkı arasındaki ve G-R ilişkisinden elde edilen fark arasındaki ilişkiler,
- 6) En büyük ve en küçük artçı şoklar ile b ve p -değerleri arasındaki,
- 7) b -değeri ile G-R ilişkisinden elde edilen fark arasındaki,
- 8) b -değeri ile p -değeri ve tamamlılık magnitüdü arasındaki,
- 9) b -değeri ile katalog içerisindeki en büyük artçı şok-ana şok farkı arasındaki,
- 10) b -değeri ile G-R ilişkisinden elde edilen en büyük artçı şok değeri arasındaki,
- 11) G-R ilişkisinden elde edilen fark ile katalog içerisindeki en büyük artçı şok-ana şok farkı arasındaki ilişkiler belirlenmeye çalışılmıştır.

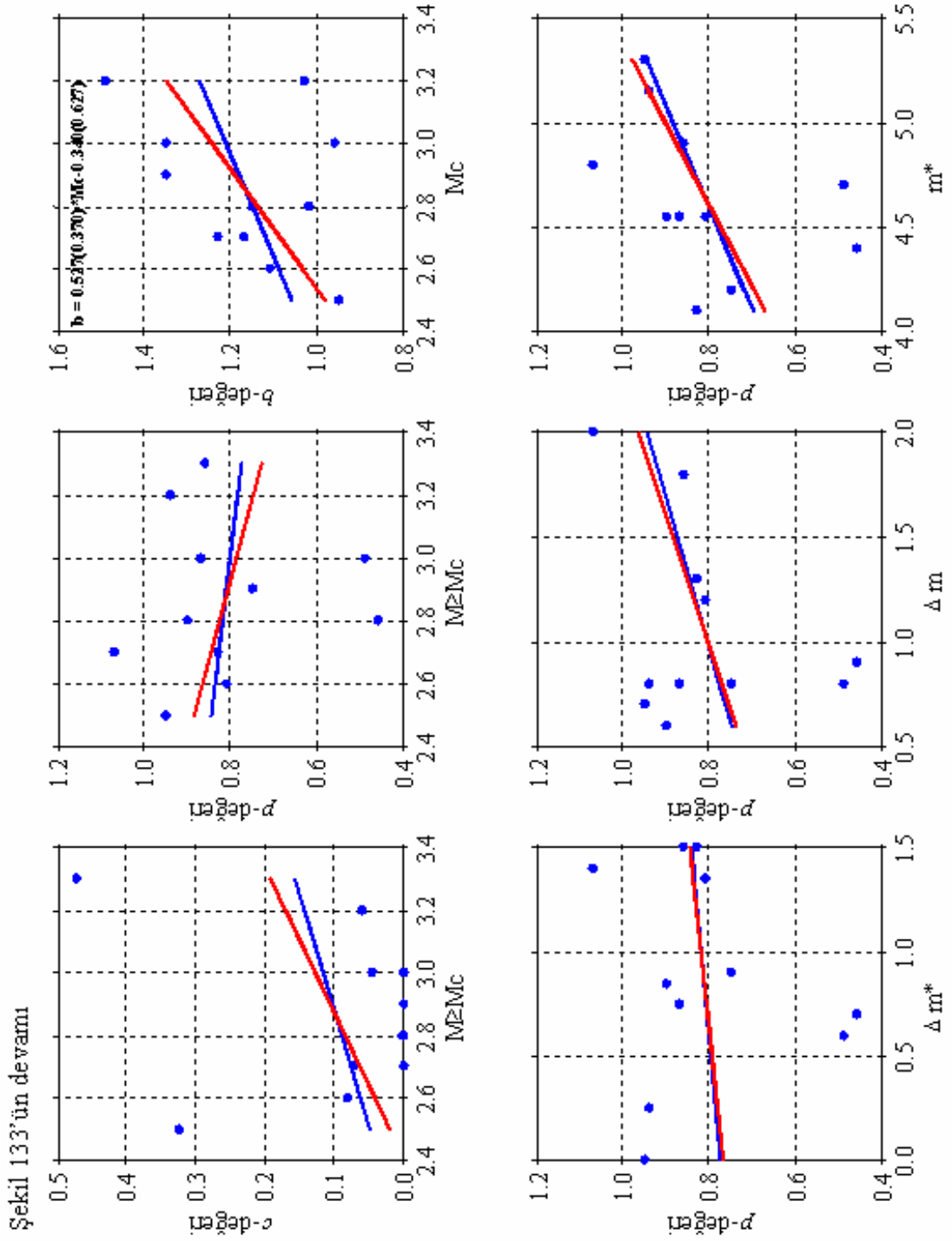
Analizler sonucunda, ana şok magnitüdü ile artçı şokların sayısı arasında, p -değeri ile ana şok magnitüdü arasında, b -değeri ile Δm , Δm^* ve M_c arasında, ana şok magnitüdü ile Δm ve Δm^* arasında ve Δm ile Δm^* arasında lineer ilişkiler hesaplanmış ve bu ilişkilere ait eşitlikler şekiller üzerinde verilmiştir (Şekil 133).



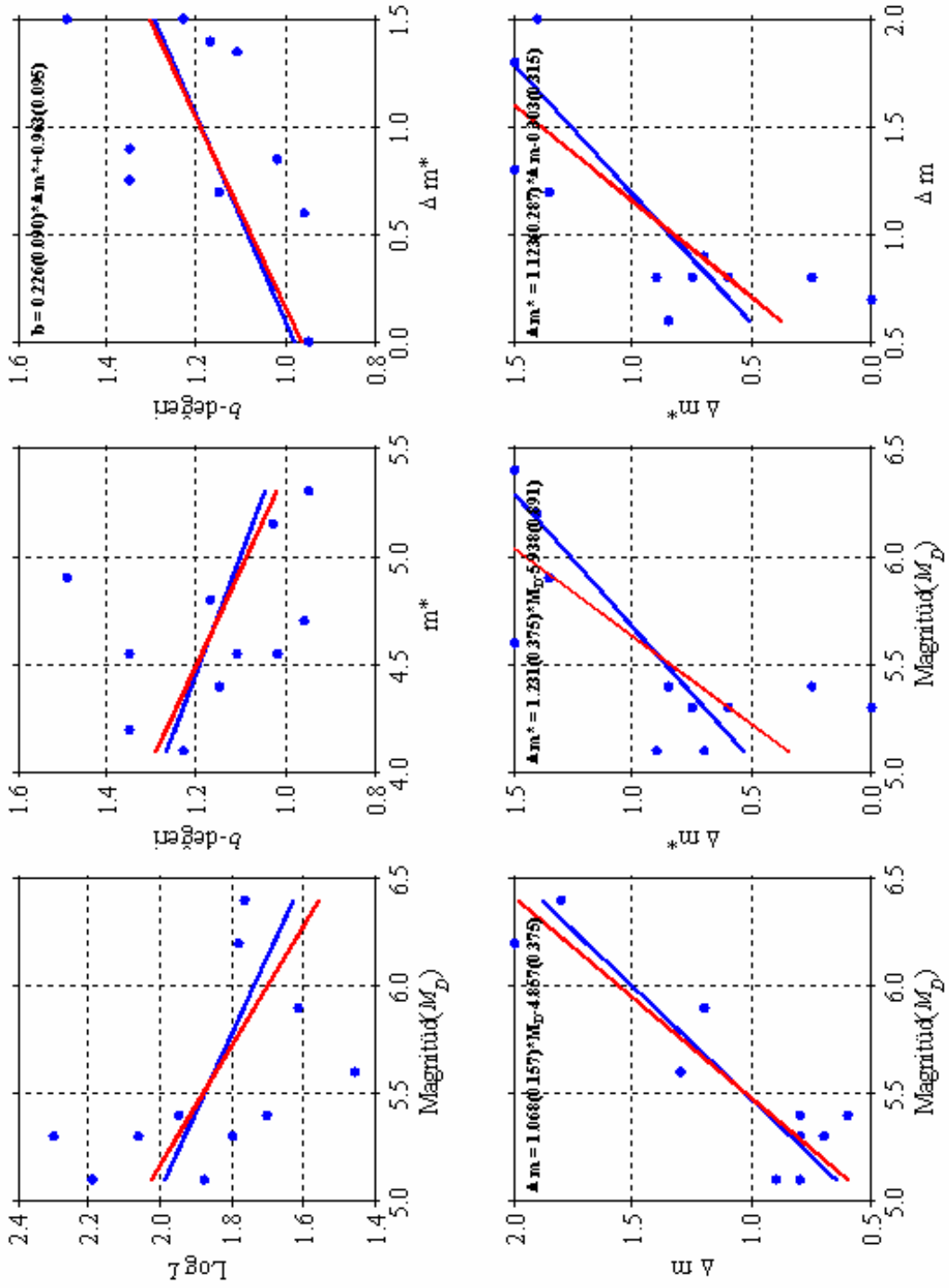
Şekil 133. Artçı şok dizilerinin farklı parametreleri arasındaki ilişkiler. Mavi çizgiler en küçük kareler uyumunu, kırmızı çizgiler ise ortogonal regresyon uyumunu göstermektedir

Şekil 133'ün devamını





Şekil 133'ün devamı



Geliştirilen ampirik eşitlikler ilişki katsayılarıyla (r) birlikte aşağıda verilmiştir:

$$\text{Log}N = 0.696(0.332) * M_D - 1.651(0.789) , (r=0.534) \quad (91)$$

$$p = 0.238(0.130) * M_D - 0.509(0.310) , (r=0.484) \quad (92)$$

$$b = 0.204(0.112) * \Delta m + 0.947(0.125) , (r=0.481) \quad (93)$$

$$b = 0.527(0.370) * Mc - 0.340(0.627) , (r=0.395) \quad (94)$$

$$b = 0.226(0.090) * \Delta m^* + 0.963(0.095) , (r=0.604) \quad (95)$$

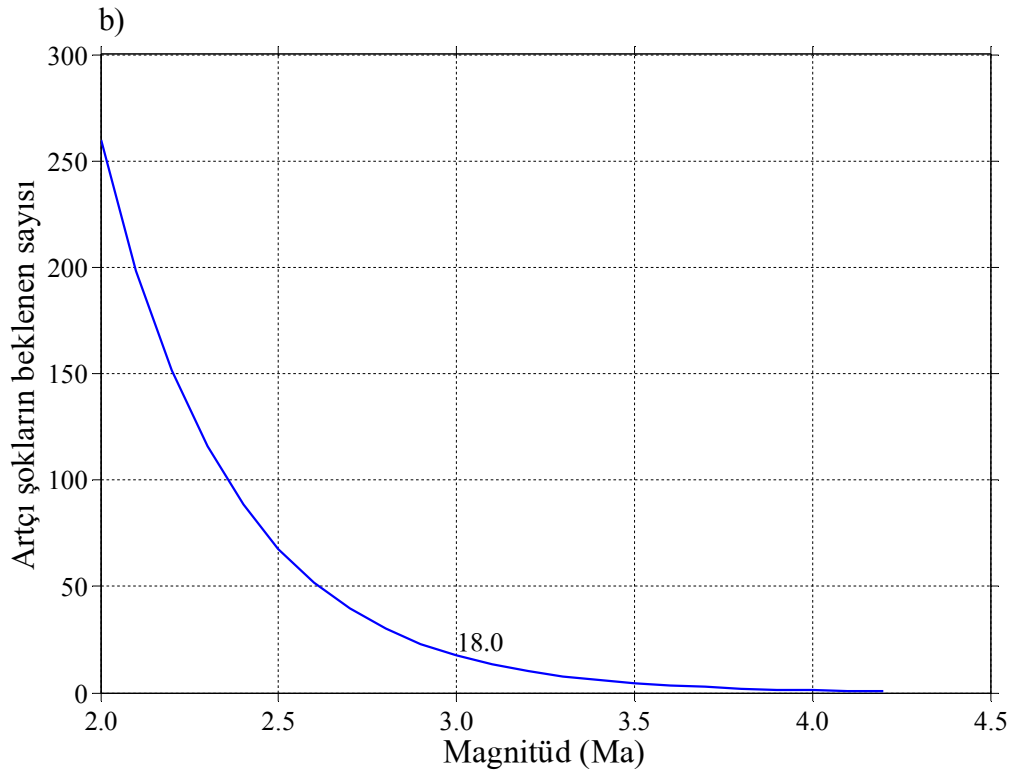
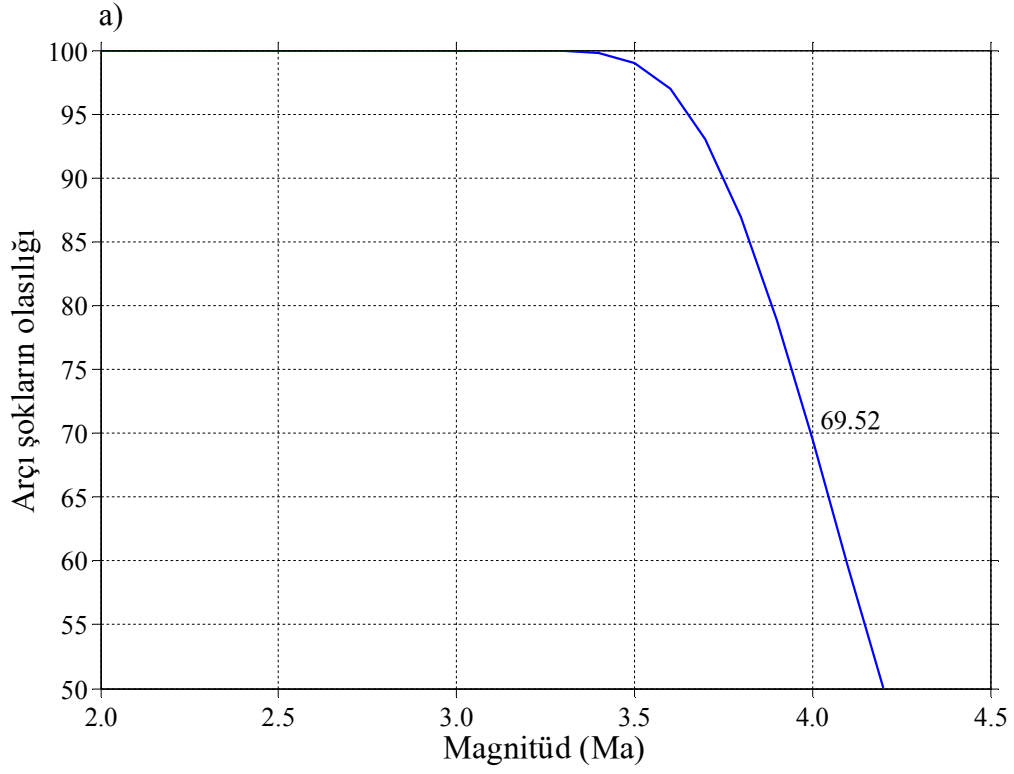
$$\Delta m = 1.068(0.157) * M_D - 4.857(0.375) , (r=0.899) \quad (96)$$

$$\Delta m^* = 1.231(0.375) * M_D - 5.938(0.891) , (r=0.704) \quad (97)$$

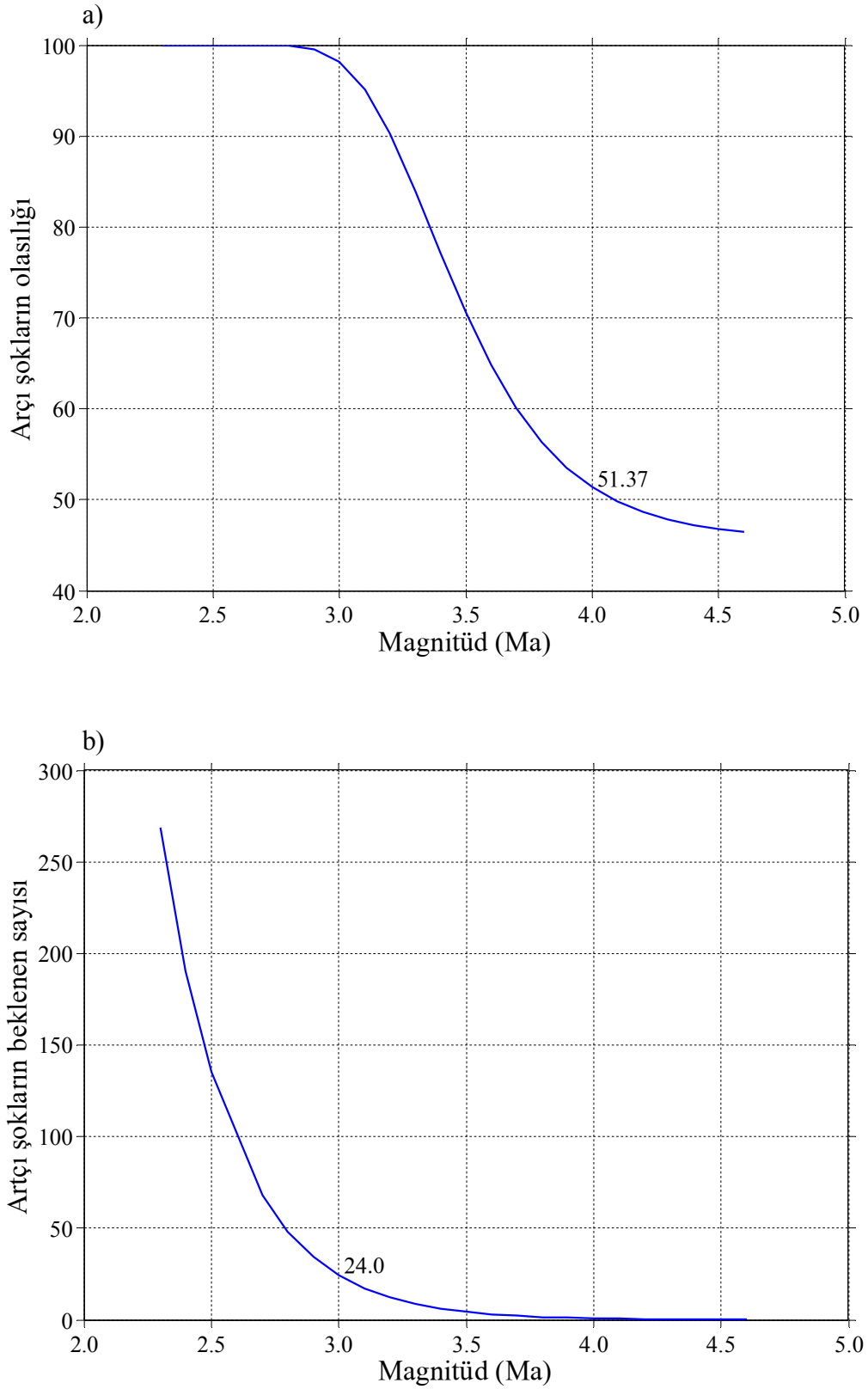
$$\Delta m^* = 1.123(0.287) * \Delta m - 0.303(0.315) , (r=0.762) \quad (98)$$

Tüm ilişkiler için en küçük kareler ve ortogonal regresyon uyumu grafikler üzerinde gösterilmiş olmasına rağmen, grafik üzerinde yalnızca verinin yeterince temsil edildiği düşünülen eşitlikler verilmiştir. Hem eğrilerden hem de ilişki katsayılarından görüldüğü gibi, birkaç ilişki dışında diğer eşitlikler yeterince güvenilir değildir. Özellikle, $M \geq Mc$ değeri ile p -değeri arasında bir ilişki gözlenemezken, Mc değeri ile b -değeri arasında gözlenen ilişki de yeterince güvenilir değildir. Bunda, özellikle veri sayısının az olduğu artçı şok dizileri için yapılan hesaplamalarla birlikte, kullanılan artçı şok dizisinin de az olması oldukça etkilidir. Detaylı olarak analiz edilen 2003 Tunceli, 2003 Bingöl, 2004 Erzurum, 2004 Elazığ ve 2005 Hakkari depremleri artçı şok dizileri dışında 14 Mart 2005 Bingöl depremi hariç diğer deprem dizileri içerisinde veri sayısı oldukça azdır. Tablo 14'te her bir artçı şok dizisi için detaylı olarak verilen artçı şok süreleri incelendiğinde, 12 Mart depremi artçı şok dizisi için yalnızca 2 gün, 14 Mart depremi artçı şok dizisi içinde yalnızca 9 günlük veri mevcuttur. Başta 12 Mart-6 Haziran 2005 Bingöl depremleri artçı şok dizileri olmak

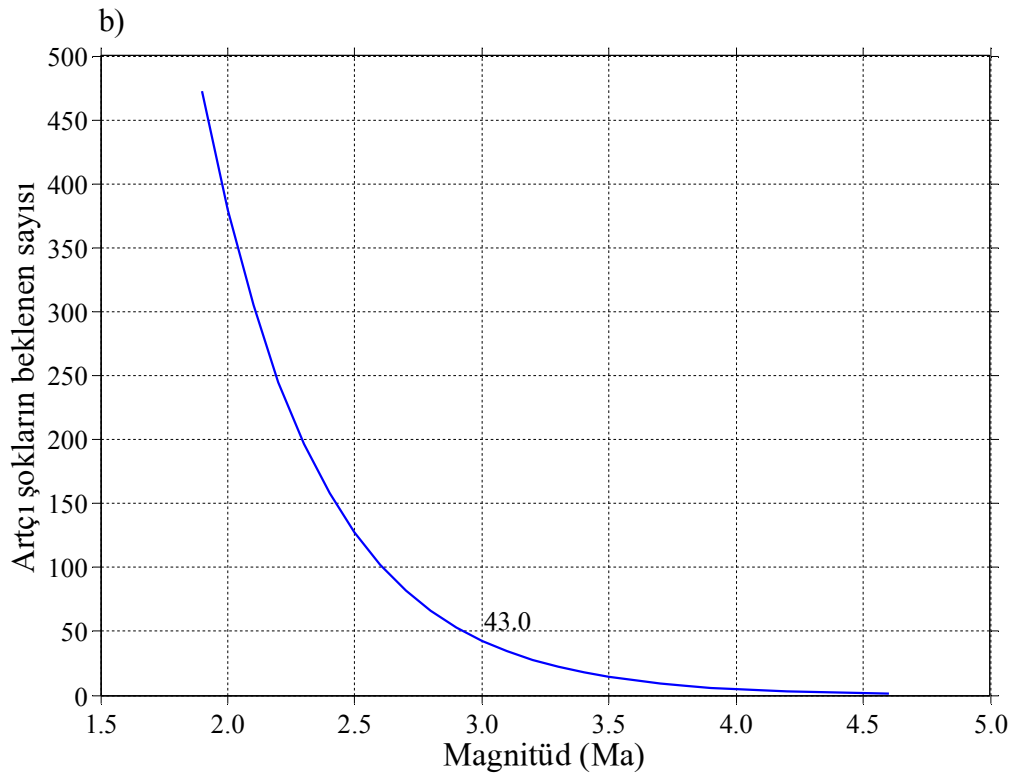
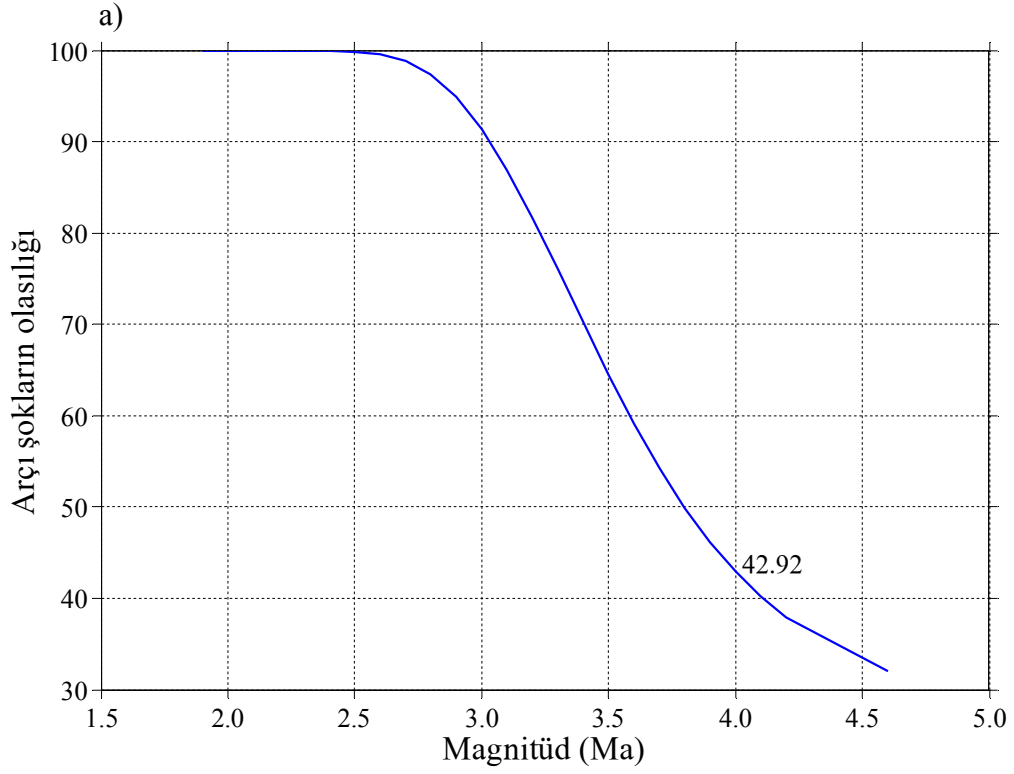
üzere hemen her deprem dizisinin ana şok magnitüdüleri de dikkate alındığında zamanla deprem sayısı değişiminin orantılı olmadığı görülür. Örneğin, 30 günlük 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi için 516 artçı şok mevcutken 182 günlük 27 Ocak 2003 Tunceli depremi için 389 artçı şok mevcuttur. Dolayısıyla, artçı şok sayısında gözlenen değişimlerin tamamen ana şokun büyüklüğüne bağlı olmadığı görülür. Ayrıca, ana şoktan sonraki en büyük olayın (artçı şok veya yeni bir deprem) oluşumu üzerinde yapılan değerlendirme sonucunda, bazı deprem dizileri için ana şoktan sonraki en büyük olayın oluşumunun birkaç ay sürdüğü görülmüştür. Artçı şok süresi kısa olan depremler 12, 14 ve 23 Mart 2005 Bingöl depremleri için ana şoktan sonraki en büyük olayın oluşumu ilk üç saat içinde gerçekleşmiştir. Bunların dışında kalan ve detaylı analizleri yapılan artçı şok dizileri için en büyük olayın oluşumu genellikle ilk on gün içerisinde gerçekleşmektedir. Dolayısıyla, uzun zaman aralığında meydana gelen olayların dizi içerisindeki en büyük artçı şok olup olmadığına karar vermek oldukça zordur. Bu durumda katalog içerisinde ana şoktan sonraki ilk büyük olayın oluş zamanı dikkate alınabilir. 27 Ocak 2003 Tunceli dizisi için $Ma_1=4.0$ olan ilk büyük olay ana şoktan 24 dakika sonra meydana gelmiştir. Ayrıca, $Ma_2=4.0$ ve $Ma_3=4.0$ olan diğer iki büyük olay ana şoktan sonra sırasıyla 48 dk ve 1.5 saat sonra meydana gelmiştir. 1 Mayıs 2003 Bingöl dizisi için $Ma_1=4.3$ olan ilk büyük olay yaklaşık 6 saat, $Ma_2=4.5$ ve $Ma_3=4.0$ olan diğer büyük olaylar ise sırasıyla yaklaşık 9 ve 10 saat sonra, 28 Mart 2004 Erzurum dizisi için $Ma_1=4.0$ olan ilk büyük olayla birlikte $Ma_2=4.6$ ve $Ma_3=4.2$ olan diğer büyük olaylar yaklaşık 4 gün sonra, 11 Ağustos 2004 Elazığ dizisi için, $Ma_1=4.3$ ve $Ma_2=4.5$ olan iki büyük olay yaklaşık 2 gün içerisinde, $Ma_3=4.2$ olan diğer büyük olay ise 3 gün sonra, 25 Ocak 2005 Hakkari dizisi için $Ma_1=4.0$ olan ilk büyük olay 7 dk, $Ma_2=4.2$ ve $Ma_3=4.3$ olan diğer büyük olaylar ise sırasıyla 20 dk ve 1 saat sonra, 12 Mart 2005 Bingöl dizisi için iki büyük olay $Ma_1=4.0$ ve $Ma_2=4.3$ ilk 30 dk içinde, 14 Mart 2005 Bingöl dizisi için $Ma_1=4.7$ olan ilk büyük olay yaklaşık 3 saat sonra, $Ma_2=4.2$ ve $Ma_3=4.1$ olan diğer olaylar sırasıyla yaklaşık 2 gün ve 5 gün içinde, 23 Mart 2005 Bingöl dizisi için $Ma_1=4.0$ olan ilk büyük olay 14 dk sonra, $Ma_2=4.1$ ve $Ma_3=4.0$ olan diğer büyük olaylar ise sırasıyla yaklaşık 22 dk ve 2 saat sonra, 6 Haziran 2005 Bingöl dizisi için $Ma_1=4.3$ olan olay 65 gün sonra, 13 Temmuz 2003 Malatya dizisi için $Ma_1=4.4$, $Ma_2=4.5$ ve $Ma_3=4.1$ olan üç büyük olay sırasıyla 38, 39 ve 48 gün sonra, 26 Kasım 2005 Malatya dizisi için, $Ma_1=4.2$ ve $Ma_2=4.0$ olan olaylar sırasıyla 32 ve 110 gün sonra meydana gelmiştir. Şekil 134-144, her bir artçı şok dizisi için artçı şok süreleri içerisinde rasgele seçilen bir olaya eşit veya büyük olan artçı şokların olma olasılığı ve beklenen sayısını ortaya koymaktadır.



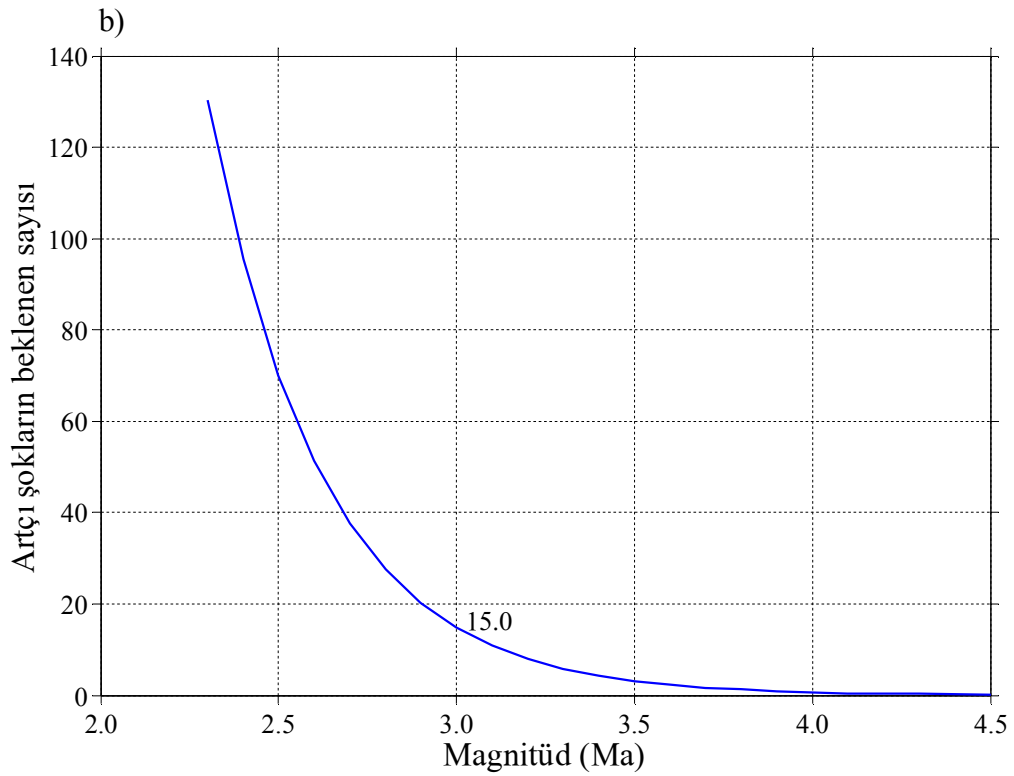
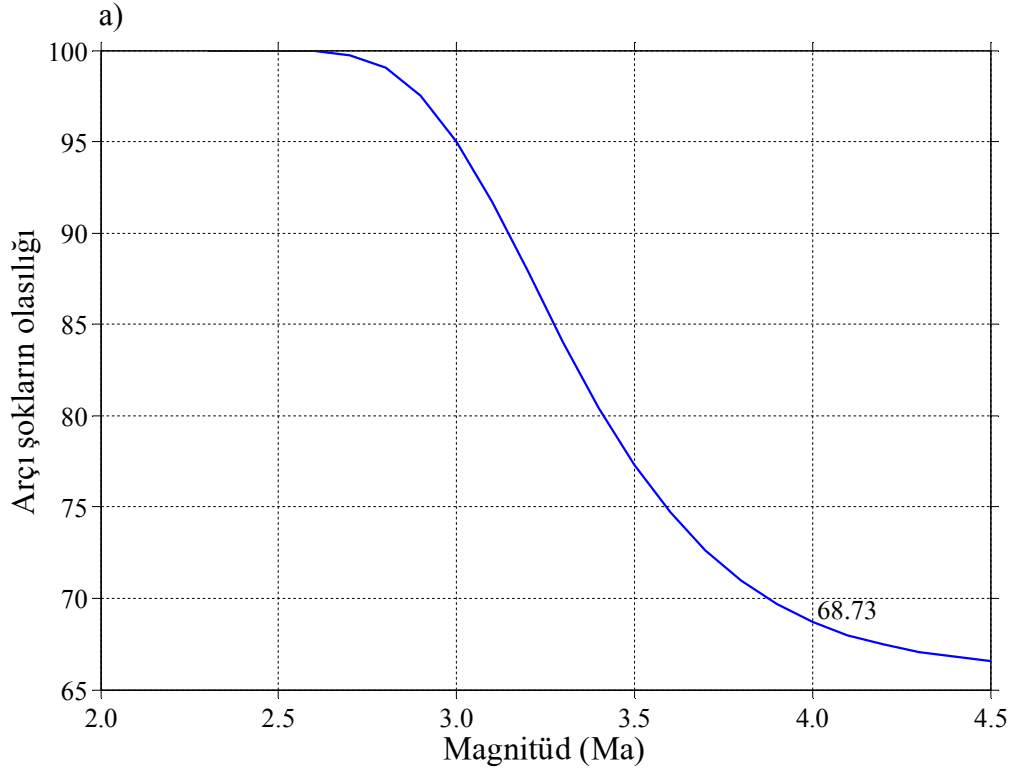
Şekil 134. 27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın Ma magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü Ma 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı



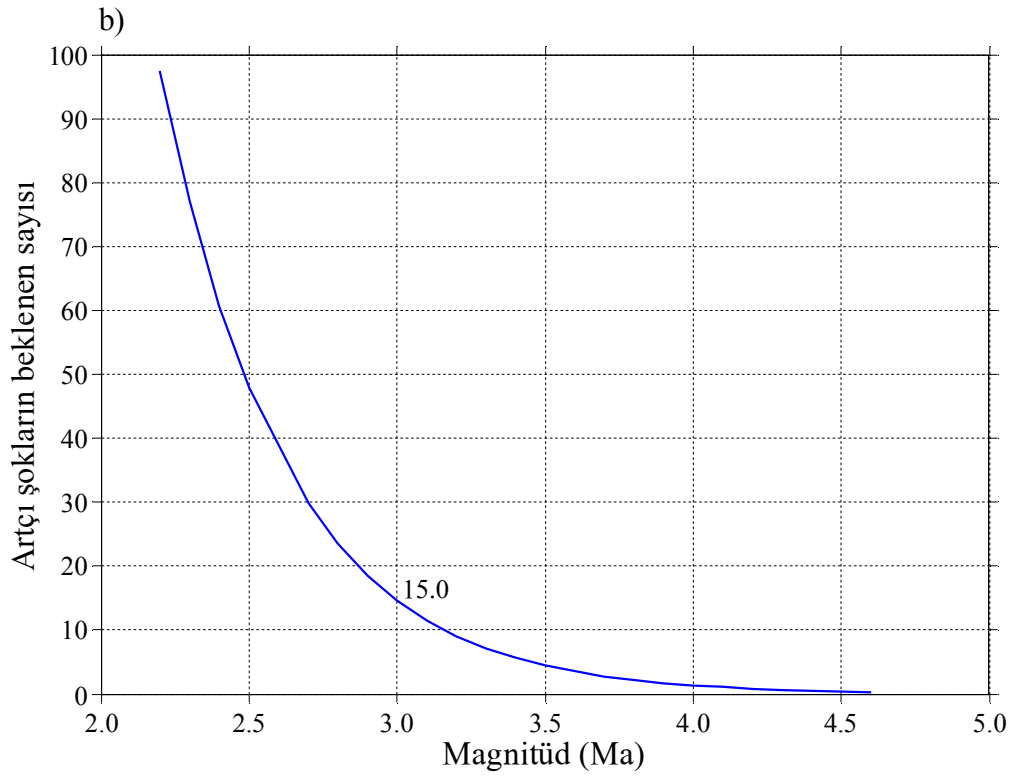
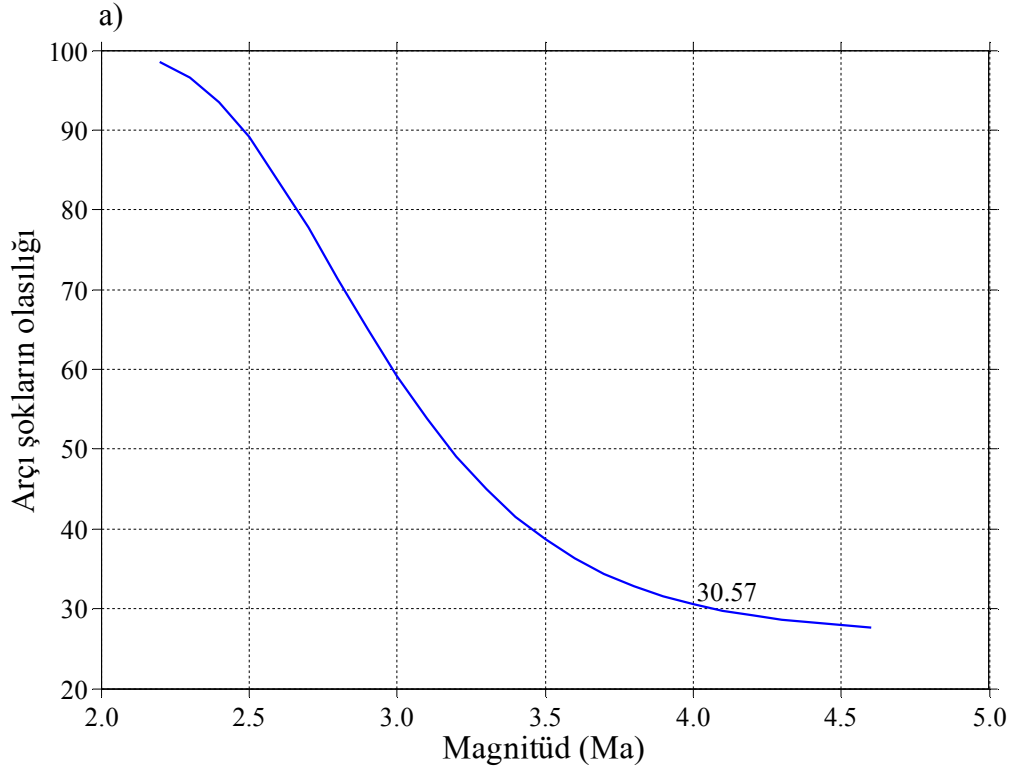
Şekil 135. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın Ma magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü Ma 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı



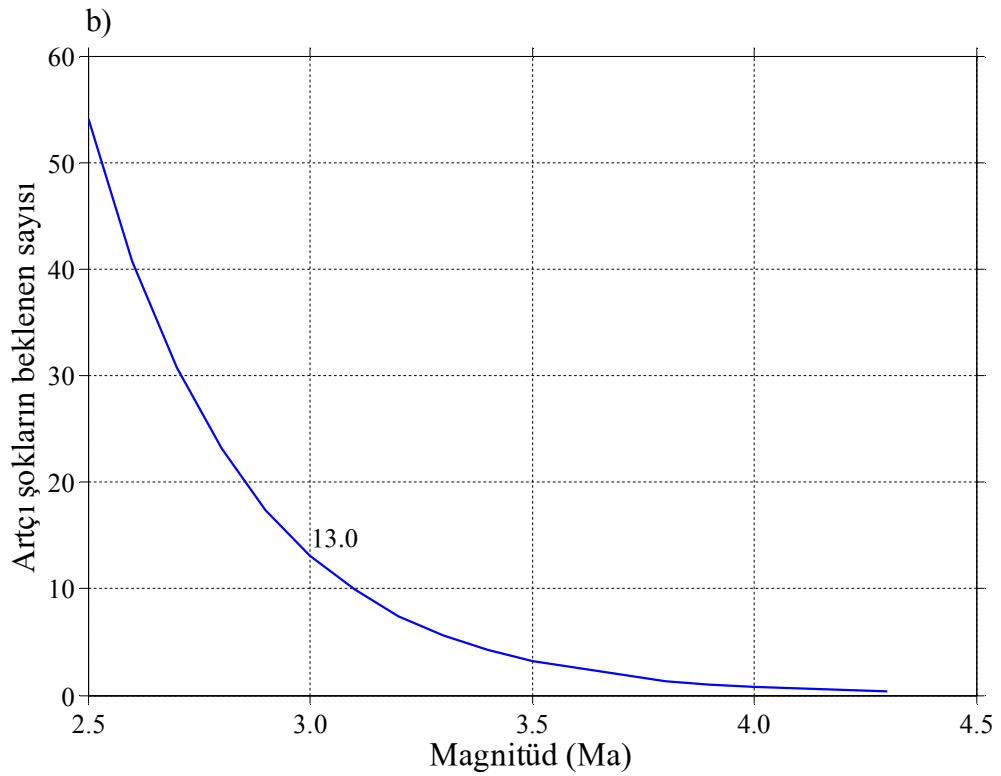
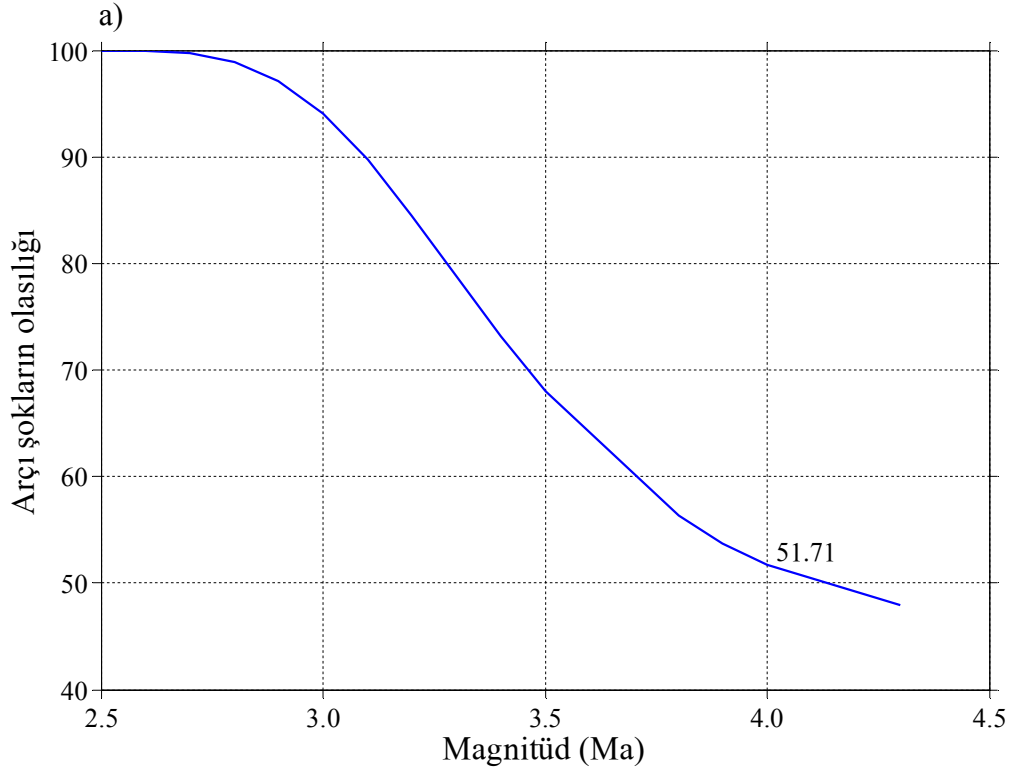
Şekil 136. 24 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın Ma magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü Ma 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı



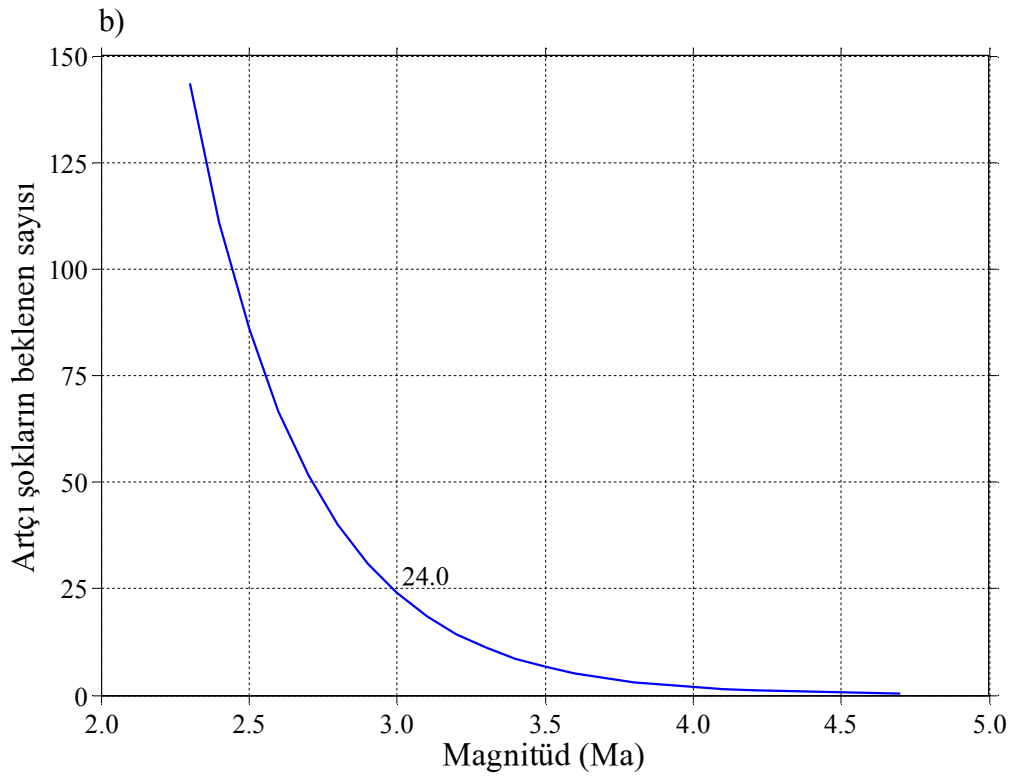
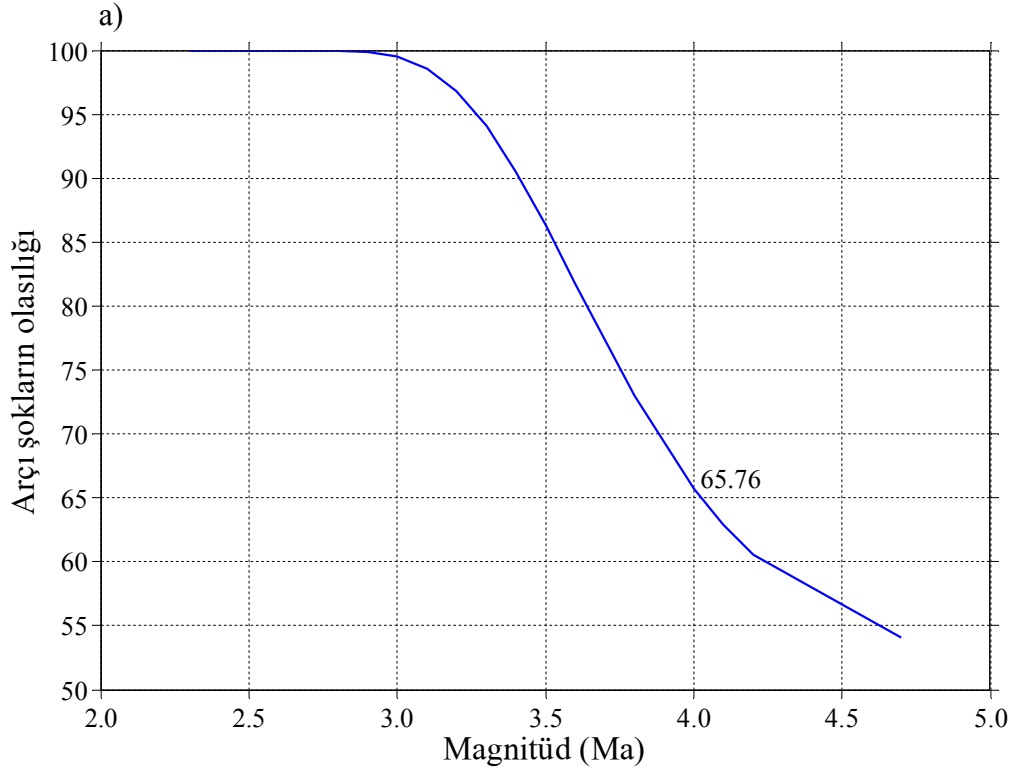
Şekil 137. 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın M_a magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü M_a 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı



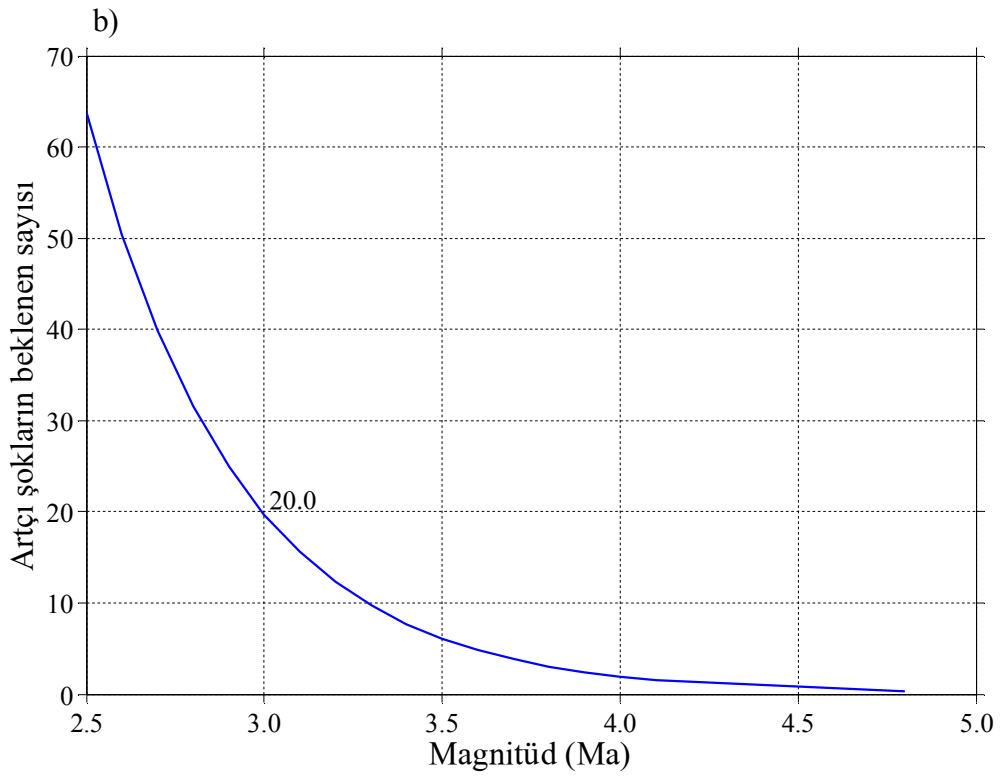
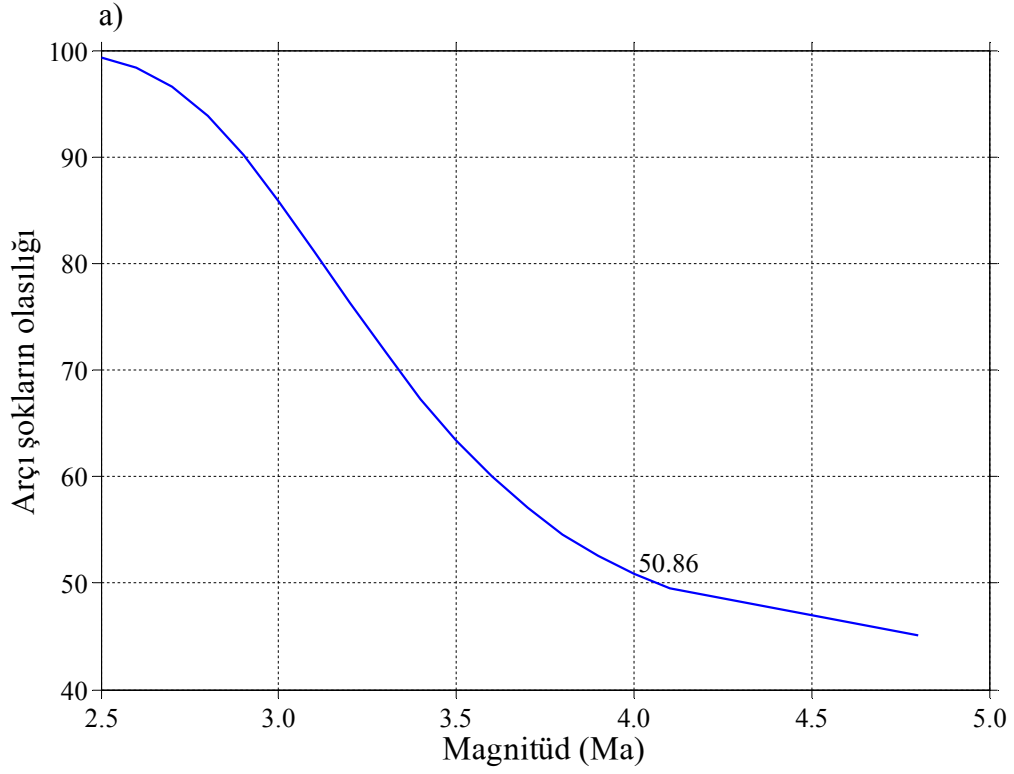
Şekil 138. 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın Ma magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü Ma 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı



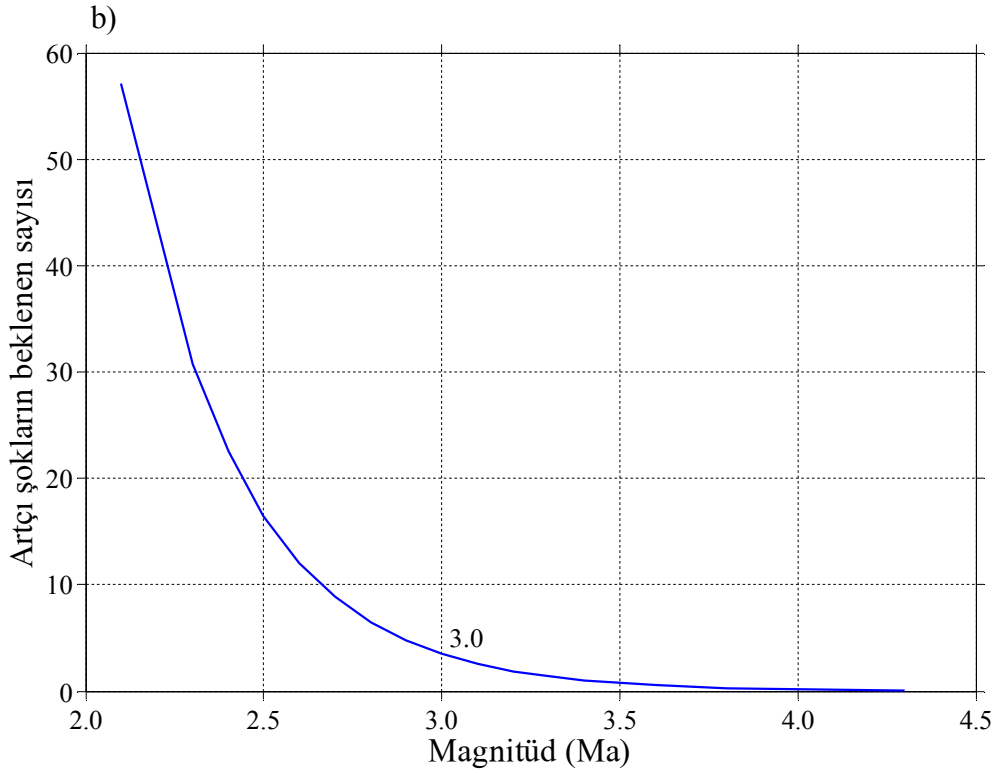
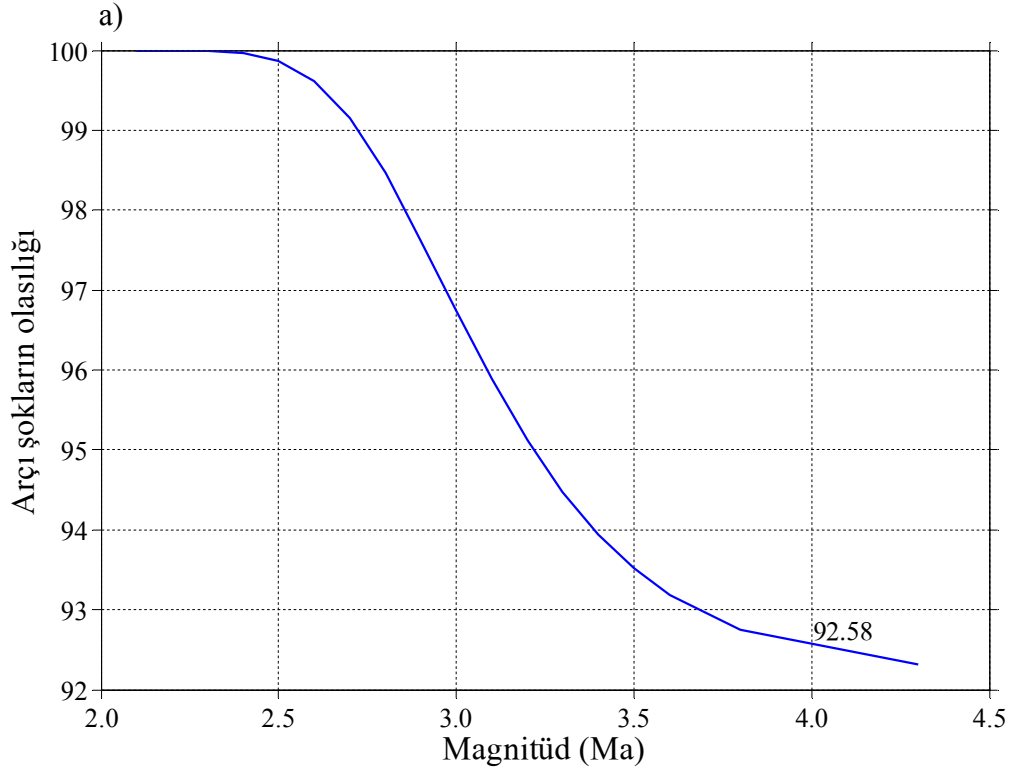
Şekil 139. 12 Mart 2005 Bingöl depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın M_a magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü M_a 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı



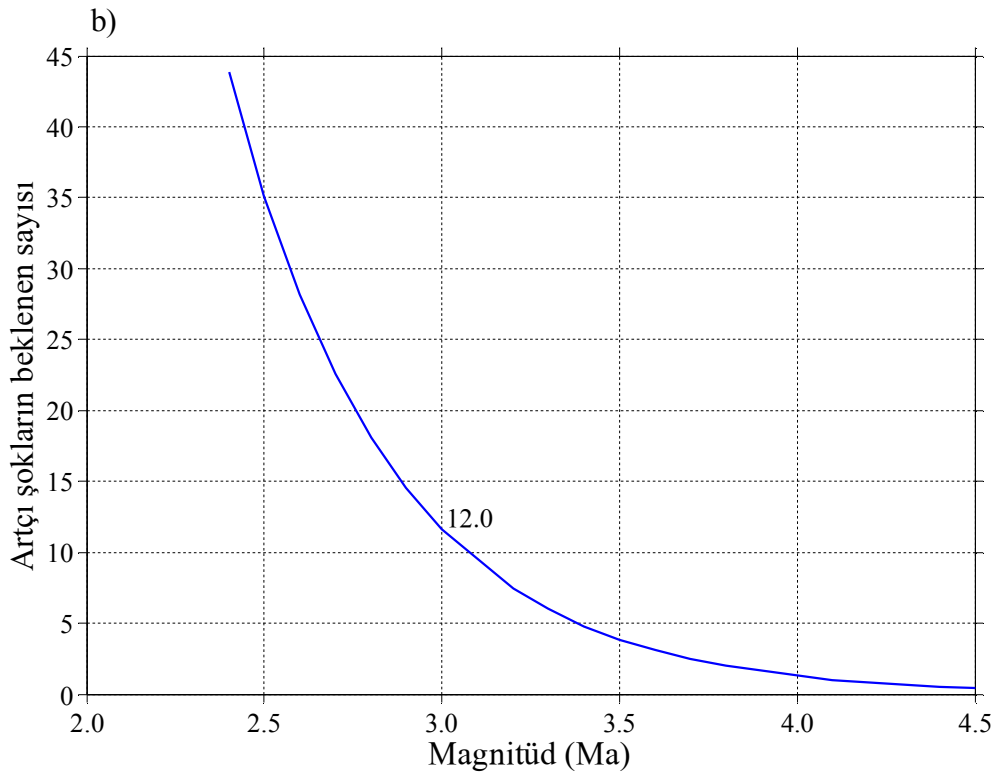
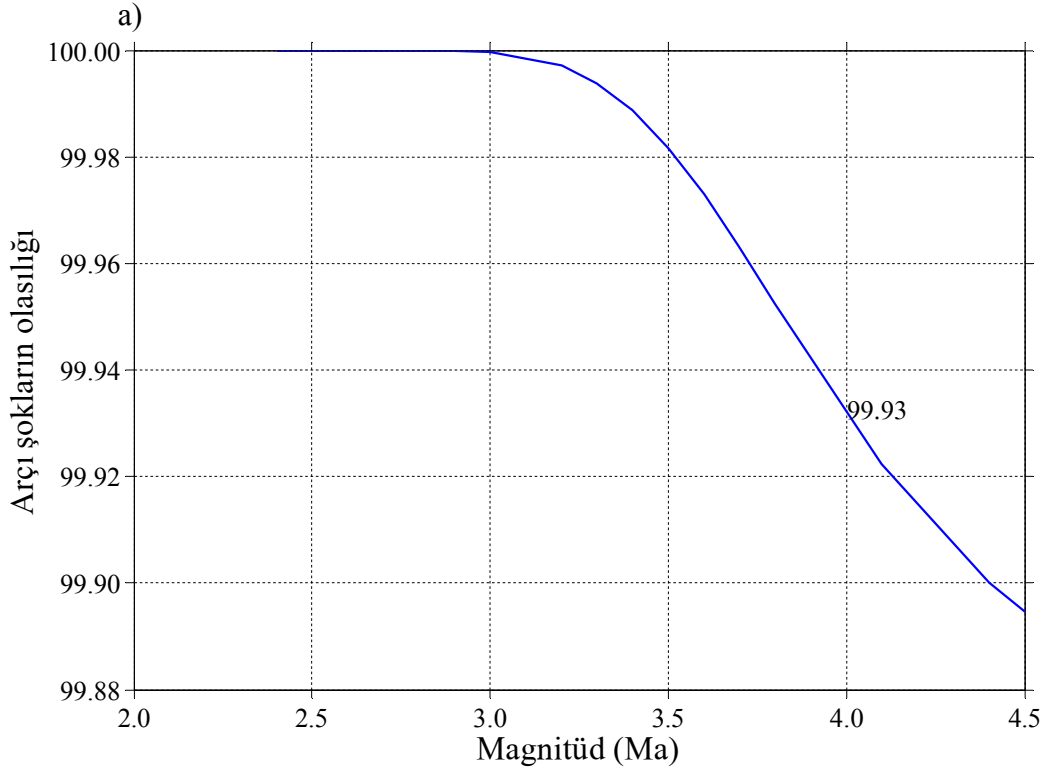
Şekil 140. 14 Mart 2005 Bingöl depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın Ma magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü Ma 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı



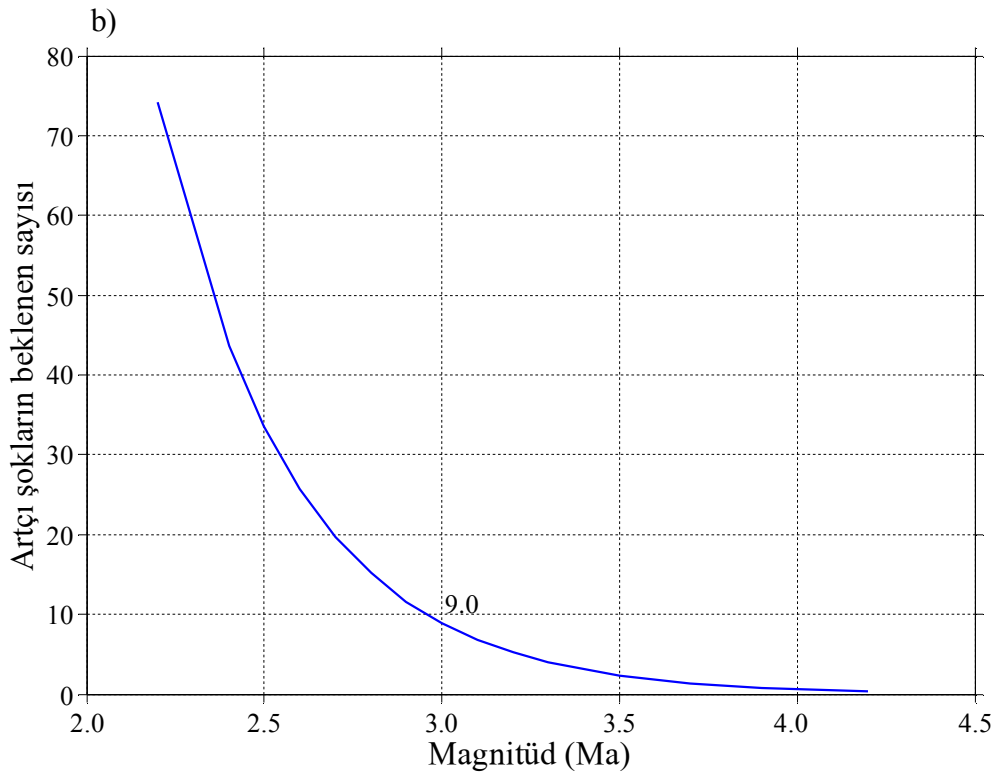
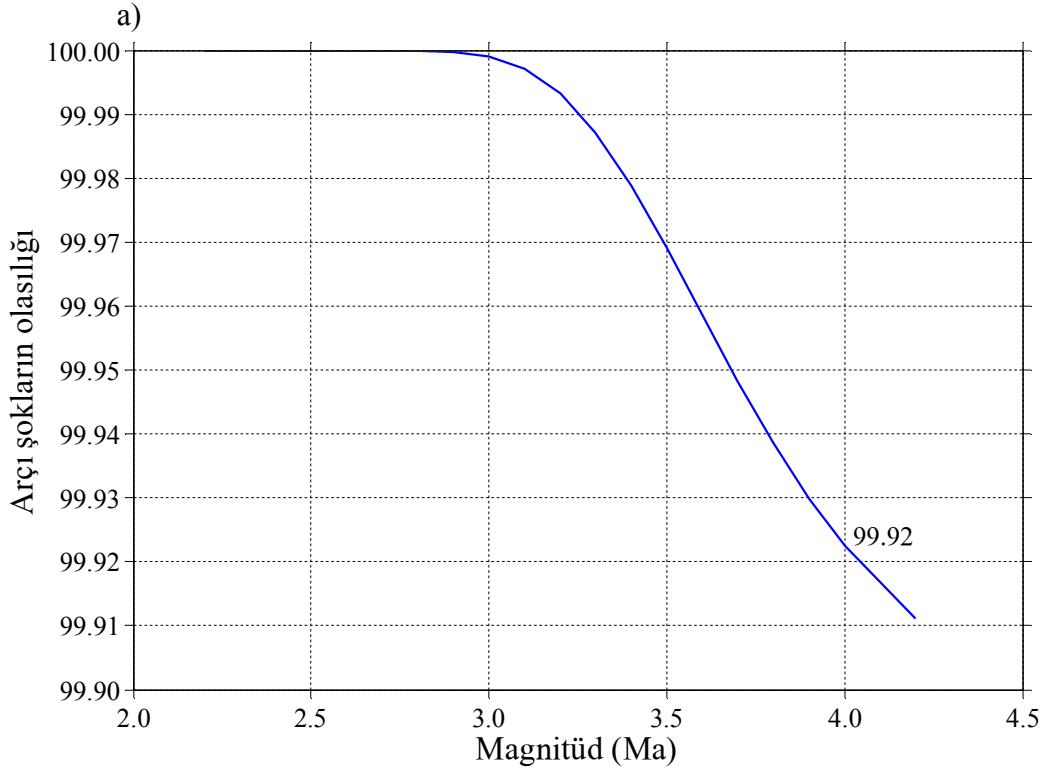
Şekil 141. 23 Mart 2005 Bingöl depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın Ma magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü Ma 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı



Şekil 142. 6 Haziran 2005 Bingöl depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın Ma magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü Ma 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı



Şekil 143. 13 Temmuz 2003 Malatya depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın Ma magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü Ma 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı



Şekil 144. 26 Kasım 2005 Malatya depremi artçı şok dizisi için; a) rasgele seçilen bir olayın M_a magnitüdü bir artçı şoka eşit veya büyük olma olasılığı, b) ana şokun üreteceği ve magnitüdü M_a 'ya eşit veya büyük olması beklenen artçı şokların sayısı

36.00°D-45.00°D boylamları ile 36.00°K-42.00°K enlemleri arasındaki 11 artçı şok dizisi için yapılan artçı şok olasılığı değerlendirme çalışmalarını gösteren grafikler, Bölüm 1.4.5 ve 1.4.6.'da detaylı olarak anlatılan 39., 42. ve 43. eşitlikler kullanılarak Gutenberg-Richter ve değiştirilmiş Omori modelinin birlikte analiz edilmesiyle oluşturulmuştur. Yapılan tüm hesaplamalar, artçı şok dizilerine ait zaman dilimleri için dikkate alınmıştır. Her artçı şok dizisi için rasgele seçilebilecek bir artçı şokun büyüklüğü $Ma=4.0$ olarak alınmış ve bu büyüklükte bir artçı şoka eşit veya bundan büyük olma olasılıkları her bir grafik üzerinde gösterilmiştir. Detaylı olarak analiz edilen artçı şok dizileri için, 27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisi içerisinde $Ma=4.0$ olan 4 tane, 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisi içerisinde 3 tane, 28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisi içerisinde 2 tane, 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisi içerisinde 1 tane ve 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisi içerisinde ise 8 tane olay meydana gelmiştir. Genel olarak, artçı şok dizileri içerisinde magnitudü 4.0'ten büyük olan olayların sayısı oldukça azdır. Bu deprem dizileri için artçı şok süresi içerisinde $Ma=4.0$ olan bir artçı şokun olasılığı 27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisinde %69.52, 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisinde %51.37, 28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisinde %42.92, 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisinde %68.73 ve 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisinde %30.57'dir. Ayrıca, 12, 14, 23 Mart ve 6 Haziran 2005 Bingöl depremlerine ait artçı şok dizileri için sırasıyla %51.71, %65.76, %50.86 ve %92.58 olarak hesaplanırken, 13 Temmuz 2003 ve 26 Kasım 2005 Malatya depremi artçı şok dizileri için % 99.93 olarak hesaplanmıştır. Benzer şekilde, ana şokun üretebileceği ve magnitudü $Ma=3.0$ olan bir artçı şoka eşit veya bundan büyük olması beklenen artçı şokların sayısı grafikler üzerinde gösterilmiştir. 27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisi içerisinde $Ma=3.0$ olan 33 tane, 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisi içerisinde 38 tane, 28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisi içerisinde 40 tane, 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisi içerisinde 29 tane ve 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisi içerisinde ise 15 tane olay meydana gelmiştir. Tüm diziler içerisinde, $Ma=3.0$ olması beklenen artçı şokların sayısı için en yüksek değerler 1 Mayıs 2003-14 Mart 2005 Bingöl ve 28 Mart 2005 Erzurum depremlerinde sırasıyla 24 ve 43 olarak hesaplanmıştır. Artçı şokların beklenen sayısı 27 Ocak 2003 Tunceli depremi için 18, 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi ve 25 Ocak 2005 Hakkari depremi için 15 iken, 12, 23 Mart ve 6 Haziran 2005 Bingöl depremleri için sırasıyla 13, 20 ve 3 olarak, 13 Temmuz 2003 ve 26 Kasım 2005 Malatya depremleri içinse 12 ve 9 olarak hesaplanmıştır.

4. BULGULAR VE TARTIŞMA

Deprem oluşumları ile ilişkili olarak, ana şok-artçı şok sismik aktivite oluşumlarının zaman-bölge-magnitüd değişimlerinin detaylı bir analizini yapmak, artçı şok dizilerinin genel davranış karakteristiklerini belirleyebilmek ve bu davranışlara bağlı olarak artçı şok aktivitesinin sona erme süresini, magnitüd değişim aralığını ve bu değişimlerin depremler üzerindeki etkilerini ortaya koyabilmek amacı ile 1 Mayıs 2003 Bingöl, 27 Ocak 2003 Tunceli, 28 Mart 2004 Erzurum, 11 Ağustos 2004 Elazığ ve 25 Ocak 2005 Hakkari depremlerinin artçı şok dizileri detaylı olarak değerlendirilmiş, artçı şok oluşumlarının uygun bir modelinin ortaya konabilmesi ve artçı şok oluşumları ile ilgili olarak doğru bir yorumun yapılabilmesi için artçı şokları karakterize eden bazı parametreler tanımlanmaya çalışılmıştır. Bunun için artçı şok dizileri, zamana karşı artçı şokların sayısını modelleyen değiştirilmiş Omori modeli ve artçı şokların deprem sayısı-magnitüd dağılımını veren Gutenberg-Richter ilişkisi ile modellenmiştir. Bu şekilde, artçı şok dizilerinin zamanla sayılarındaki azalma oranını ifade eden p -değeri ile depremlerden sonra artçı şokların dağılımını gösteren b -değerlerinin detaylı analizleri yapılmıştır. Bu deprem dizilerine ek olarak, 13 Temmuz 2003 Malatya, 12 Mart 2005 Bingöl, 14 Mart 2005 Bingöl, 23 Mart 2005 Bingöl, 6 Haziran 2005 Bingöl ve 26 Kasım 2005 Malatya depremi artçı şok dizileri için, ana şok magnitüdü ile artçı şok dizisindeki en büyük artçı şokun magnitüdü arasında, ana şok magnitüdü ile artçı şokların sayısı arasında, ana şok ve en büyük artçı şok arasındaki zaman aralığı ile ana şok magnitüdü arasında, ana şok magnitüdü ile diğer artçı şok parametreleri ve her bir artçı şok parametresi arasında güvenilir ilişkiler belirlenmeye çalışılmıştır. Ayrıca, her bir artçı şok dizisi için, dizileri kapsayan periyotlarda artçı şokların beklenen sayısı ve olma olasılıkları hesaplanmıştır. Artçı şok dizileri üzerinde yapılan çalışmalarda, artçı şokların oluşum mekanizmaları ile ilgili olarak detaylı analizlerle birlikte bölgesel değişim analizleri yapılmış, bu değişimlerin artçı şok alanlarındaki jeoloji, topografya, sismik aktivite ve tektonizma ile olan ilişkileri irdelenmiştir. Ayrıca, geçmiş yıllardaki deprem aktiviteleri dikkate alınarak bu aktivitelerin aynı bölgelerde sonraki yıllarda meydana gelen veya gelebilecek depremlere olan etkisi araştırılmış, depremlerin birbirleriyle olan etkileşimleri ve bir depremin diğer bir deprem üzerindeki tetikleyici rolü belirlenmeye çalışılmıştır. Deprem bölgelerindeki durgunluk dönemleri belirlenerek bu durgunluğun deprem tahminindeki kullanımı araştırılmıştır.

Bu çalışmada, 1970–2005 yılları arasında Türkiye’de son yıllarda meydana gelen depremlerin artçı şok dizilerini analiz etmek ve deprem tehlikesini ortaya koyabilmek amacıyla, KRDAE tarafından hazırlanan katalog esas alınmıştır. Ayrıca, katalog içerisinde belirgin magnitüd değerleri olmayan depremler TURKNET, ISC, IRIS ve TUBİTAK kataloglarından tamamlanmıştır. TURKNET tarafından hazırlanan katalogdan 1991–2005 arasındaki, ISC tarafında hazırlanan katalogdan 1900–2002 arasındaki, IRIS tarafından hazırlanan katalogdan 1974–2005 arasındaki ve TUBİTAK tarafından hazırlanan katalogdan ise 1900–2005 yılları arasındaki magnitüdü eksik olan depremler KRDAE kataloguna eklenmiştir. Böylece, 1974–2005 yılları arasında tüm Türkiye’yi içine alan ve herhangi bir magnitüd değeri bilinen 81885 adet deprem elde edilmiştir. Deprem tehlikesi çalışmalarında kullanmak üzere, farklı araştırmacılar tarafından yapılan bölgelendirme haritaları, mevcut tektonik yapı ve TUBİTAK tarafından verilen odak mekanizması çözümleri de dikkate alınarak Türkiye 24 farklı kaynak bölgeye ayrılmıştır (Şekil 12). Türkiye’nin farklı 24 bölgesi için, M_b , M_S , M_L ve M_D magnitüdüleri arasında yeni ilişkiler geliştirilmiştir. Ortogonal regresyon analizi kullanılarak her bir bölge için M_D - M_b , M_D - M_S , M_D - M_L , M_b - M_S ve M_b - M_L ilişkileri hesaplanmıştır. Deprem veri sayısının 10’dan az olduğu bölgelerde herhangi bir ilişki hesaplanmamıştır. Tüm bu ilişkiler kullanılarak M_D magnitüdüne bağlı tekdüze bir katalog oluşturulmuştur. Böylece, 1974-2005 yılları arasında magnitüdü 1.0 ve daha büyük olan 73118 depremi içeren bir katalog oluşturulmuştur. Sonra, ISC ve KRDAE katalogları kullanılarak 1970-1974 yılları arasındaki veri derlenmiştir. Bu katalog, depremlere ait yalnızca M_S magnitüdünü içermektedir. Elde edilen ampirik M_D - M_S ilişkileri kullanılarak bu depremler için M_D magnitüdüne bağlı bir katalog oluşturulmuştur. Bu katalog, 1970-1974 yılları arasında magnitüdü 3.9 ve daha büyük olan 412 depremi içermektedir. Sonuç olarak bu çalışma kapsamında, 1970-2005 yılları arasında Türkiye ve civarını içine alan, toplam 73530 depremi içeren M_D magnitüdüne göre tekdüze bir katalog hazırlanmıştır.

Deprem tehlikesi ve artçı şok değerlendirme çalışmaları yeni zararlara neden olabilecek artçı şoklarla devam eden tüm depremler için yapılmalıdır. Magnitüdü 5.0’ten daha büyük bir sismik yoğunluğa sahip depremlerin bu potansiyele sahip olduğu düşünülür ve bu değer zararların görülmeye başlandığı değer olarak kabul edilebilir. Bu çalışmada, bir ana şokun oluşumundan sonra birim zaman aralığındaki artçı şok sayısının yeterli olduğu diziler detaylı olarak analiz edilmiş, standart sapma Z -testi kullanılarak son yıllarda meydana gelen depremler öncesinde önemli sismik durgunlukların olup olmadığı

araştırılmış ve öncü sismik durgunlukların gözleendiği deprem bölgeleri için zamanla kümülatif deprem sayısı değişimlerinden yararlanarak bu durgunlukların başlangıç zamanları belirlenmeye çalışılmıştır. Bu deprem serileri içerisinde yeterli sayıda artçı şoka sahip depremler için artçı şok dizilerinin bölge-zaman-magnitüd ilişkileri detaylı olarak değerlendirilmiş, artçı şokları karakterize eden b ve p parametrelerinin bölgesel değişim haritaları hazırlanarak her bir bölge deprem tehlikesi açısından kendi içinde detaylı olarak analiz edilmiştir. Deprem sayılarında gözlenen artım ve azalmalar zamanın bir fonksiyonu olarak haritalanmış, ana şokun oluşumundan sonraki dönemde artçı şok aktivitesinin bitiş zamanı ortaya konmaya ve gelecek dönemde olası bir deprem bölge-zaman-magnitüd olarak belirlenmeye çalışılmıştır. Bu amaçla, 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $36.00^{\circ}\text{D}-45.00^{\circ}\text{D}$ boylamları ile $36.00^{\circ}\text{K}-42.00^{\circ}\text{K}$ enlemleri arasında kalan ve son yıllarda büyük deprem oluşumlarının mevcut olduğu Bingöl, Erzurum, Erzincan, Hakkari, Tunceli, Malatya ve Elazığ illerini içine alan bölgeler bu çalışma kapsamında değerlendirilmiştir.

1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisi için kullanılan veri KRDAE katalogundan alınmış ve ana şok koordinatları Kandilli tarafından $39.01^{\circ}\text{K}-40.47^{\circ}\text{D}$ olarak verilmiştir. Katalog ana şoktan sonraki 1 aylık zaman dilimi içerisinde meydana gelen ve $M_D \geq 2.3$ olan 516 artçı şoku içermektedir. Katalog içerisinde $M_D \geq 5.0$ olan artçı şok bulunmamaktadır ve en büyük artçı şok $M_D=4.6$ 'dır. Artçı şok bölgesi olarak, KRDAE ve farklı kuruluşlar tarafından yayınlanan Bingöl depremi raporları dikkate alınarak, $40.1^{\circ}\text{D}-40.9^{\circ}\text{D}$ boylamları ile $38.7^{\circ}\text{K}-39.3^{\circ}\text{K}$ enlemleri arasında kalan bölge seçilmiştir. Bingöl depremi ana şokundan sonraki ilk bir ay içerisinde 516 olan artçı şok sayısı ikinci ayın sonunda 68'e ve dördüncü ayın sonunda da 10'a kadar düşmüştür. Buna karşın ilk on gün içerisinde olan deprem sayısı 375 iken, yirminci gün sonunda bu sayı 98'e, bir ay sonunda ise 43'e kadar düşmüştür.

27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisi için kullanılan veri KRDAE ve DAD kataloglarından derlenmiş ve ana şok koordinatları Kandilli tarafından $39.46^{\circ}\text{K}-39.77^{\circ}\text{D}$ olarak verilmiştir. Katalog ana şoktan sonraki 6 aylık zaman dilimi içerisinde meydana gelmiş olan $M_D \geq 2.0$ olan 389 artçı şoku içermektedir. Katalog içerisinde $M_D \geq 4.0$ olan beş deprem bulunmaktadır ve en büyük artçı şok $M_D=4.2$ 'dir. DAD, MTA ve farklı kuruluşlar tarafından yayınlanan Tunceli depremi raporları ve artçı şokların dağılımı da dikkate alınarak, $39.2^{\circ}\text{D}-40.0^{\circ}\text{D}$ boylamları ile $39.2^{\circ}\text{K}-39.7^{\circ}\text{K}$ enlemleri arasında kalan bölge artçı şok bölgesi olarak seçilmiştir. Tunceli depremi ana şokundan sonraki ilk bir ay

içerisinde 313 olan artçı şok sayısı ikinci ayın sonunda 18'e, üçüncü ayın sonunda 13, dördüncü ayın sonunda 12, beşinci ayın sonunda 12'ye düşmüş ve altıncı ayın sonunda biraz artarak 21'e kadar yükselmiştir. Bununla birlikte, ilk bir ayın sonunda artçı şok aktivitesinin tamamen sonlanmadığı ve azda olsa deprem aktivitesinin devam ettiği görülmüştür.

28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisi için kullanılan veri KRDAE ve DAD kataloglarından derlenmiş ve ana şok koordinatları Kandilli tarafından $39.86^{\circ}\text{K}-40.88^{\circ}\text{D}$ olarak verilmiştir. Katalog ana şoktan sonraki 5 aylık zaman dilimi içerisinde meydana gelmiş olan $M_D \geq 1.9$ olan 620 artçı şoku içermektedir. Katalog içerisinde $M_D \geq 4.0$ olan altı artçı şok mevcuttur ve en büyük artçı şok $M_D=4.6$ 'dır. KRDAE ve farklı kuruluşlar tarafından yayınlanan Erzurum depremi raporları ve artçı şokların dağılımı da dikkate alınarak, $40.4^{\circ}\text{D}-41.2^{\circ}\text{D}$ boylamları ile $39.7^{\circ}\text{K}-40.2^{\circ}\text{K}$ enlemleri arasında kalan bölge artçı şok bölgesi olarak seçilmiştir. Erzurum depremi ana şokundan sonraki ilk bir ay içerisinde 478 olan artçı şok sayısı ikinci ayın sonunda 76'ya, üçüncü ayın sonunda 32, dördüncü ayın sonunda 22 ve beşinci ayın sonunda 12'ye kadar düşmüştür. Bununla birlikte, ilk bir ayın sonunda artçı şok aktivitesinin tamamen sonlanmadığı ve azda olsa deprem aktivitesinin devam ettiği görülmüştür.

11 Ağustos 2004 Elazığ (Sivrice) depremi artçı şok dizisi için kullanılan veri KRDAE ve DAD kataloglarından derlenmiş ve ana şok koordinatları Kandilli tarafından $8.41^{\circ}\text{K}-39.23^{\circ}\text{D}$ olarak verilmiştir. Katalog ana şoktan sonraki 5 aylık zaman dilimi içerisinde meydana gelmiş olan $M_D \geq 2.3$ olan 212 artçı şoku içermektedir. Katalog içerisinde $M_D \geq 4.0$ olan beş deprem bulunmaktadır ve en büyük artçı şok $M_D=4.5$ 'tir. DAD, KRDAE ve farklı kuruluşlar tarafından yayınlanan Elazığ depremi değerlendirme raporları ve artçı şokların dağılımı da dikkate alınarak, $38.6^{\circ}\text{D}-40.0^{\circ}\text{D}$ boylamları ile $38.1^{\circ}\text{K}-38.8^{\circ}\text{K}$ enlemleri arasında kalan bölge artçı şok bölgesi olarak seçilmiştir. Elazığ depremi ana şokundan sonraki ilk bir ay içerisinde 136 olan artçı şok sayısı ikinci ayın sonunda 28'e, üçüncü ayın sonunda 19, dördüncü ayın sonunda 14 ve beşinci ayın sonunda 12'ye kadar düşmüştür. Bununla birlikte, ilk bir ayın sonunda artçı şok aktivitesinin tamamen sonlanmadığı ve azda olsa deprem aktivitesinin devam ettiği görülmüştür.

25 Ocak 2005 Hakkari (Merkez) depremi artçı şok dizisi için kullanılan veri KRDAE ve DAD kataloglarından alınmış ve ana şok koordinatları Kandilli tarafından $37.68^{\circ}\text{K}-43.87^{\circ}\text{D}$ olarak verilmiştir. Katalog ana şoktan sonraki 5 aylık zaman dilimi

içerisinde meydana gelmiş olan $M_D \geq 2.2$ olan 161 artçı şoku içermektedir. Katalog içerisinde $M_D \geq 4.0$ olan 17 artçı şok bulunmaktadır ve en büyük artçı şok $M_D = 4.6$ 'dır. DAD, KRDAE ve farklı kuruluşlar tarafından yayınlanan değerlendirme raporları ve artçı şokların dağılımı da dikkate alınarak, $43.4-44.6^\circ D$ boylamları ile $37.4^\circ K-38.1^\circ K$ enlemleri arasında kalan bölge artçı şok bölgesi olarak seçilmiştir. Hakkari depremi ana şokundan sonraki ilk bir ay içerisinde 114 olan artçı şok sayısı ikinci ayın sonunda 7'e kadar düşmüştür. Artçı şok aktivitesi üçüncü ayın sonunda 9, dördüncü ayın sonunda 2'ye kadar düşmüştür. Fakat beşinci ayda bir miktar artım göstermiş ve 20'ye çıkmıştır. Bununla birlikte, ilk bir ayın sonunda artçı şok aktivitesinin tamamen sonlanmadığı ve azda olsa deprem aktivitesinin devam ettiği görülmüştür.

Bir çok araştırmacı (Savage ve Meyer 1985; Warren vd., 1985; Enescu ve Ito, 2002; Bayrak ve Öztürk, 2004; Öztürk vd., 2008) ana şok oluşumundan itibaren 1 günden başlayarak 5 aya kadar varan artçı şok dizilerini çalışmışlardır. Genel itibariyle, bir deprem ana şoktan sonraki 100-150 gün içinde oluşursa bunun bir artçı şok olduğu düşünülür (Tsapanos vd., 1994). Son yıllarda Tajima ve Kanamori (1985), büyük depremlerin artçı şoklarının 1 yıla kadar sürebileceğini belirtmişlerdir. Büyük depremleri takiben artçı şok aktivitesinin 10 yıl veya daha fazla sürebileceği de ifade edilmiştir (Omori, 1902). Ayrıca, Utsu (1969), 1981 Nobi depremi için logaritmik ölçekte zaman-deprem sayısı grafiği üzerinde artçı şok aktivitesinin sürekli azalan bir oluşum oranıyla 80 yıl devam ettiğini ifade etmiştir. Bu çalışmalar ve deprem bölgelerindeki aktiviteler dikkate alınarak, Bingöl depremi artçı şok aktivitesinin değerlendirilmesinde ana şoktan sonraki 1 aylık, 27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok aktivitesinin değerlendirilmesinde ana şoktan sonraki 6 aylık, 28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok aktivitesinin değerlendirilmesinde ana şoktan sonraki 5 aylık, 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok aktivitesinin değerlendirilmesinde ana şoktan sonraki 5 aylık ve 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok aktivitesi için ana şoktan sonraki 5 aylık zaman dilimindeki olaylar dikkate alınmıştır.

1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisinin magnitüd değerleri ortalama olarak $M_D = 3.0-3.5$ arasında değişim gösterirken, $M_D = 3.2$ 'de bir maksimum gözlenmiştir. Katalog içerisinde $M_D < 3.0$ olan 47 artçı şok, $3.0 \leq M_D < 4.0$ arasında 449 artçı şok ve $4.0 \leq M_D < 5.0$ arasında 20 artçı şok mevcuttur. M_c değeri birçok pencere aralığı için (10, 25, 35 ve 45) test edilmiş ve pencere başına 15 olay kullanılarak deprem sayısı-magnitüd değişimleri için kullanılmak üzere $M_c = 3.2$ alınmış ve $b = 1.49 \pm 0.07$ olarak hesaplanmıştır (Şekil 23). Bu değer literatürde artçı şoklar için verilen ortalama $b = 1.0$ değerinden büyüktür ve artçı

şoklar için öngörülen maksimum değere oldukça yakındır. Katalog içerisinde $M_D \geq 5.0$ olan hiçbir artçı şok yoktur ve magnitudü 4.0'dan büyük olan olayların sayısı yalnızca 20'dir. Dolayısıyla, büyük b -değerlerinin büyük magnitudlü artçı şokların eksikliğinden ve $M_D \geq 5.0$ magnitudlü depremleri içermeyen artçı şok katalogunu sınırlı olmasından kaynaklanabilir. Artçı şok alanı dört farklı dikdörtgensel bölgeye ayrılmış ve b -değerindeki önemli değişimleri belirlemek için bu farklı artçı şok bölgelerinde oluşturulmuş deprem sayısı-magnitud eğrilerinin değişimi haritalanmıştır. Her bir bölgedeki farklı sismik aktivite yoğunluğu nedeniyle, farklı sayıda artçı şok ve farklı tamamlılık magnitudleri kullanılmıştır. Birinci bölge için $M_c=3.4$ alınarak $b=1.54 \pm 0.2$, ikinci bölge için $M_c=3.2$ alınarak $b=1.38 \pm 0.2$, üçüncü bölge için $M_c=3.2$ alınarak $b=1.59 \pm 0.2$ ve dördüncü bölge için $M_c=3.2$ alınarak $b=1.65 \pm 0.1$ olarak hesaplanmıştır. İkinci bölgeye kıyasla bir, üç ve dördüncü bölgelerde hesaplanan b -değeri literatürdeki maksimum b -değeri civarındadır. Kümülatif deprem sayısı eğrilerinde b -değerlerindeki değişimler açıkça görülebilir ve buda artçı şok bölgesinin heterojen bir yapıya sahip olduğunu ortaya koymaktadır.

27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisinin magnitud değerleri ortalama olarak $M_D=2.5-3.3$ arasında değişim gösterirken, $M_D=2.5$ ile $M_D=2.7$ 'de bir maksimum gözlenmiştir. Katalog içerisinde $M_D < 3.0$ olan 272 artçı şok, $3.0 \leq M_D < 4.0$ arasında 112 artçı şok ve $4.0 \leq M_D$ olan 5 artçı şok mevcuttur. M_c değeri birçok pencere aralığı için (10, 15, 35 ve 40) test edilmiş ve pencere başına 5 olay kullanılarak deprem sayısı-magnitud değişimleri için kullanılmak üzere $M_c=2.7$ olarak hesaplanmıştır. $M_c=2.7$ alınarak $b=1.17 \pm 0.06$ olarak hesaplanmıştır (Şekil 45). Bu değer literatürde artçı şoklar için verilen $b=1$ değerine yakındır. Katalog içerisinde $M_D \geq 4.5$ olan hiçbir artçı şok olmamasına rağmen ve magnitudü 4.0'dan büyük olan 5 artçı şok mevcuttur. Sonuçta, bu değer artçı şokların $b=1$ değeri ile ifade edildiği G-R ilişkisine oldukça iyi uyum sağladığını gösterir.

28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisinin magnitud değerleri ortalama olarak $M_D=2.5-3.5$ arasında değişim gösterirken, $M_D=2.4$ ile $M_D=2.5$ 'te bir maksimum gözlenmiştir. $M_D < 3.0$ olan 441 artçı şok, $3.0 \leq M_D < 4.0$ arasında 173 artçı şok ve $4.0 \leq M_D < 5.0$ arasında 6 artçı şok mevcuttur. M_c değeri birçok pencere aralığı için (10, 15, 35 ve 40) test edilmiş ve pencere başına 5 olay kullanılarak deprem sayısı-magnitud değişimleri için kullanılmak üzere $M_c=2.5$ olarak hesaplanmıştır. $M_c=2.5$ alınarak $b=0.95 \pm 0.07$ olarak hesaplanmıştır. Katalog içerisinde $4.0 \leq M_D < 5.0$ arasında değişen 6 artçı şok mevcuttur. Sonuçta, bu değer artçı şokların magnitud-deprem sayısının ortalama olarak $b=1$ değeri ile

ifade edildiği G-R ilişkisine oldukça iyi uyum sağladığını gösterir. Ayrıca, $M_c=3.4$ değeri için 1.75 ± 0.2 gibi oldukça yüksek b -değeri hesaplanmıştır (Şekil 63) ve bu değer yaklaşık 1.5 civarındaki maksimum b -değerinden daha büyüktür.

11 Ağustos 2004 Elazığ (Sivrice) depremi artçı şok dizisinin magnitüd değerleri ortalama olarak $M_D=2.8-3.1$ arasında değişim gösterirken, $M_D=3.0$ ile $M_D=3.2$ 'de bir maksimum gözlenmiştir. Katalog içerisinde $M_D<3.0$ olan 82 artçı şok, $3.0\leq M_D<4.0$ arasında 125 artçı şok ve $4.0\leq M_D\leq 4.5$ olan 5 artçı şok mevcutken $M_D>4.5$ olan hiçbir artçı şok yoktur. Tamamlılık magnitüdü M_c değeri birçok pencere aralığı için (5, 15, 35 ve 40) test edilmiş ve pencere başına 10 olay kullanılarak deprem sayısı-magnitüd değişimleri için kullanılmak üzere $M_c=3.0$ olarak hesaplanmıştır. $M_c=3.0$ alınarak $b=1.35\pm 0.10$ olarak hesaplanmıştır (Şekil 84). Bu değer literatürde artçı şoklar için verilen ortalama $b=1.0$ değerinden büyüktür ve artçı şoklar için öngörülen maksimum değere oldukça yakındır. Büyük b -değerlerinin büyük magnitüdü artçı şokların eksikliğinden ve $M_D>4.5$ magnitüdü depremleri içermeyen artçı şok katalogunu sınırlı olmasından kaynaklanabilir.

25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisinin magnitüd değerleri ortalama olarak $M_D=2.8-3.1$ arasında değişim gösterirken, $M_D=3.2$ ve $M_D=3.3$ 'te bir maksimum gözlenmiştir. Katalog içerisinde $M_D<3.0$ olan 33 artçı şok, $3.0\leq M_D<4.0$ arasında 125 artçı şok ve $4.0\leq M_D$ olan 17 artçı şok mevcuttur. Tamamlılık magnitüdü M_c değeri birçok pencere aralığı için (5, 15, 30 ve 40) test edilmiş ve pencere başına 10 olay kullanılarak deprem sayısı-magnitüd değişimleri için kullanılmak üzere $M_c=3.2$ olarak hesaplanmıştır. $M_c=3.2$ alınarak $b=1.03\pm 0.08$ olarak hesaplanmıştır (Şekil 102). Katalog içerisinde $M_D>4.0$ olan artçı şokların sayısı 17'dir. Sonuçta, bu b -değeri büyük magnitüdü değerlerin yeterli olmasından kaynaklanabilir ve bu değer artçı şokların magnitüd-deprem sayısının $b=1$ değeri ile ifade edildiği G-R ilişkisine uyum sağladığını gösterir.

Bir bölge için b -değeri, o bölgedeki küçük ve büyük depremlerin kısmi oranlarını yansıtır ve sismotektonik açıdan oldukça önemli bilgiler verir. b -değerlerindeki hata eksik kataloglardan kaynaklanabilir. Bender (1983), b -değerinin örnekleme boyutu, maksimum magnitüd ve veri uyum teknikleri üzerinde bağlılığını gösteren detaylı çalışmalar yapmıştır. Ayrıca, b -değerindeki mevcut hatalar yanlış yorumlara neden olabilecek tamam olmayan kataloglardan kaynaklanabilir veya b -değerlerinin, hesaplamalarda yüksek magnitüd oranları bulunmadığında belirgin olarak artabilir (Bender, 1983). Kagan (1999), b -değeri hesabının sistematik hatalardan güçlü bir şekilde etkilendiğini belirtmiştir. Ayrıca, Wiemer vd.'ne (1998) göre, b -değerindeki değişimler; magnitüd ölçeğine, derinliğe ve

diğer faktörlere bağlı olarak % 50 veya daha fazla olabilir ve sismik katalogların tamamlılığı, b -değerinin odak derinliğine bağlılığı, b -değeri hesabında kullanılan teknik ve belirgin kaynak bölgelerinde ki b -değerlerinin hakimiyeti b -değerlerinde ki değişimi etkileyebilecek olasılıklar olarak değerlendirilebilir. Dolayısıyla, bu değerler kullanılan veriye ve bölgeye bağlı olarak değişimler gösterir ve sistematik değildir. Sonuçta, artçı şok dizileri için farklı araştırmacılar tarafından (örneğin; Guo ve Ogata, 1997; Wiemer ve Katsumata, 1999; Olsson, 1999; Utsu, 1971) verilen ve 0.3-2.0 arasında değişim gösteren literatür değerleri dikkate alındığında, bu çalışmada 0.95-1.49 arasında değişen b -değerlerinin literatürle uyumlu olduğu görülür.

Farklı zaman ve magnitüd değerleri için artçı şokların sayılarında gözlenen artım ve azalmaları görebilmek ve ayrıca, artçı şok sayısının p ve c parametreleri üzerindeki etkisini ortaya koyabilmek için değiştirilmiş Omori modeli kullanılarak, tüm artçı şok dizilerini içine alan çok sayıda hesaplama yapılmıştır. Sonuçların güvenirliliği açısından farklı artçı şok sayısı ve zaman aralığı ile farklı M_{min} ve $T_{başlangıç}$ değerleri kullanılarak 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisi için p -değerinin 0.55-1.82, c -değerinin ise 0.015-5.953 arasında değiştiği görülmüştür (Tablo 4). c -değeri ilk 20 günden sonra giderek artmaktadır ve bu nispeten yüksek c -değeri son dönemlerdeki magnitüd eksikliğinden kaynaklanabilir. Bir aylık zaman dilimi içerisinde $M_D < 3.0$ olan 47 olay vardır ve bunların 37 tanesi ilk bir hafta içinde olmuştur. Dolayısıyla, bu büyük c -değerlerinin, katalog içerisinde 20 günden sonraki $M_D < 3.0$ olan olayların azlığından kaynaklandığı düşünülebilir. Artçı şok azalım parametrelerini hesabı için $M_{min} \geq M_c$ olması koşulu ve kullanılan artçı şok sayısı göz önüne alınarak, $M_{min}=3.3$, $T_{başlangıç}=0.01$ gün başlangıç değerleri kullanılmış ve $p=0.86 \pm 0.11$, $c=0.474 \pm 0.318$ ve $K=52.97 \pm 15.22$ olarak hesaplanmıştır (Şekil 26).

27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisi için farklı artçı şok sayısı, zaman aralığı ile M_{min} ve $T_{başlangıç}$ değerleri kullanılarak p -değerinin 0.89-1.89, c -değerinin ise 0.0-0.871 arasında değiştiği görülmüştür (Tablo 6). Artçı şok azalım parametrelerini hesabı için $M_{min} \geq M_c$ olması koşulu ve kullanılan artçı şok sayısı göz önüne alınarak, $M_{min}=2.7$, $T_{başlangıç}=0.002$ gün başlangıç değerleri kullanılmış ve $p=1.07 \pm 0.04$, $c=0.073 \pm 0.03$ ve $K=33.35 \pm 4.04$ olarak hesaplanmıştır (Şekil 46). Altı aylık zaman dilimi içerisinde $M_D < 3.0$ olan 272 olay vardır ve bunların 186 tanesi ilk 10 gün içinde olmuştur. Ayrıca, katalog içerisinde $M_D > 2.7$ olan 241 olay mevcuttur.

28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisi için farklı artçı şok sayısı, zaman aralığı ile M_{min} ve $T_{başlangıç}$ değerleri kullanılarak p -değerinin 0.43 ile 1.60, c -değerinin ise

0.015 ile 5.281 arasında değiştiği görülmüştür (Tablo 8). Artçı şok azalım parametrelerini hesabı için $M_{min} \geq M_c$ olması koşulu ve kullanılan artçı şok sayısı göz önüne alınarak, $M_{min}=2.5$, $T_{başlangıç}=0.02$ gün başlangıç değerleri kullanılmış ve $p=0.95 \pm 0.04$, $c=0.325 \pm 0.12$ ve $K=69.71 \pm 10.12$ olarak hesaplanmıştır (şekil 64). Beş aylık zaman dilimi içerisinde $M_D < 3.0$ olan 441 olay vardır ve bunların 205 tanesi ilk bir hafta içinde olmuştur. Ayrıca, katalog içerisinde $M_D > 2.5$ olan 475 olay mevcuttur.

11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisi için farklı artçı şok sayısı, zaman aralığı ile M_{min} ve $T_{başlangıç}$ değerleri kullanılarak p -değerinin 0.70-3.08, c -değerinin ise 0.0-5.960 arasında değiştiği görülmüştür (Tablo 10). Artçı şok azalım parametrelerini hesabı için $M_{min} \geq M_c$ olması koşulu ve kullanılan artçı şok sayısı göz önüne alınarak, $M_{min}=3.0$, $T_{başlangıç}=0.01$ gün başlangıç değerleri kullanılmış ve $p=0.87 \pm 0.06$, $c=0.045 \pm 0.046$ ve $K=13.70 \pm 2.37$ olarak hesaplanmıştır (şekil 85). Beş aylık zaman dilimi içerisinde $M_D < 3.0$ olan 82 olay vardır ve bunların 53 tanesi ilk 10 gün içinde olmuştur. Ayrıca, katalog içerisinde $M_D > 3.0$ olan 131 olay mevcuttur.

25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisi için farklı artçı şok sayısı, zaman aralığı ile M_{min} ve $T_{başlangıç}$ değerleri kullanılarak p -değerinin 0.57-1.11, c -değerinin ise 0.0-0.637 arasında değiştiği görülmüştür (Tablo 12). Artçı şok azalım parametrelerini hesabı için $M_{min} \geq M_c$ olması koşulu ve kullanılan artçı şok sayısı göz önüne alınarak, $M_{min}=3.2$, $T_{başlangıç}=0.005$ gün başlangıç değerleri kullanılmış ve $p=0.96 \pm 0.07$, $c=0.065 \pm 0.054$ ve $K=12.07 \pm 2.39$ olarak hesaplanmıştır (şekil 103). Beş aylık zaman dilimi içerisinde $M_D < 3.0$ olan 33 olay vardır bunların 10 tanesi ilk bir hafta içinde olmuştur. Ayrıca, katalog içerisinde $M_D > 3.2$ olan 98 veri mevcuttur.

Bir artçı şok dizisinin başlangıcındaki küçük artçı şoklar, sismogramlar üzerindeki üst üste binmeler nedeniyle gözden kaçabilir. Episantra yakın istasyonlardaki gzlemele sistemlerinin yetersizliği küçük olayların net olarak kayıt edilememesine neden olur. Böyle durumlarda c -değeri büyük kaçabilir. Ana şoktan hemen sonra çok dikkatli gözlemler olmadıkça, doğru c -değerlerinin tam olarak tahmini zordur. Veri olağan deprem kataloglarından alındığında tahmini c -değeri, ana şoktan sonraki küçük artçı şokların tam olmayan belirleme etkilerini yansıtabilir. Neticede c -değerinin $c=0$ veya pozitif olduğu görüşü vardır (Kagan ve Knopoff, 1981). Hirata (1969), Shikotan-Oki depremi için de $c=0.02-0.5$ gün olarak, Yamakawa (1968), 1964 Nigata depremi artçı şokları için $c=0.4$ gün olarak hesaplamış ve daha büyük c -değerinin ana şok kırık oluşumunun daha karmaşık özelliğini yansıtabileceğini belirtmiştir. Küçük ana şokları takip eden artçı şok dizileri için

tahmini c -değeri genellikle küçüktür ($c \leq 0.01$, Motoya ve Kigatame, 1971). Nispeten küçük p -değeri, artçı şok aktivitesinin yavaş azalımına bağlıdır veya küçük p -değeri az sayıdaki artçı şokların bir sonucu olabilir. Utsu (1962), p ve c -değerlerinin M_{min} 'a bağlı olmadığını, fakat Motoya ve Kitagamae (1971) ise, p -değerinin M_{min} 'un seçimine bağlı olarak değiştiğini göstermiştir. Utsu vd. (1995), p -değerinin M_{min} 'dan bağımsız olduğunu fakat c -değerinin M_{min} değerine güçlü bir şekilde bağlı olduğunu ifade etmişlerdir. Sonuçta, standart hatalar düşünüldüğünde, bu değişimler sistematik değildir. Dolayısıyla, kullanılan kataloglardaki artçı şok sayısı ile M_{min} ve $T_{başlangıç}$ değerlerinin seçimine bağlı olarak, 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisi için $M_{min}=3.3$, $T_{başlangıç}=0.01$ gün, 27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisi için $M_{min}=2.7$, $T_{başlangıç}=0.002$ gün, 28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisi için $M_{min}=2.7$, $T_{başlangıç}=0.02$ gün, 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisi için $M_{min}=3.0$, $T_{başlangıç}=0.01$ gün ve 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisi için $M_{min}=3.2$, $T_{başlangıç}=0.005$ gün başlangıç değerlerinin kullanılması ile elde edilen p ve c -değerlerinin literatürde verilen değerlerle uyumlu ve detaylı analizler için uygun olduğu gözlenmiştir.

Çalışma kapsamındaki artçı şok dizilerinin uygun bir modelinin geliştirilebilmesi ve genel olarak artçı şok oluşumları ile ilgili olarak doğru bir yorumun yapılabilmesi için, artçı şokları karakterize eden parametreler tanımlanmıştır. Gutenberg-Richter ilişkisi ve değiştirilmiş Omori yasası, artçı şok aktivitelerini tanımlamak ve artçı şok parametrelerinin bölgesel değişimlerini ortaya koyabilmek için bu çalışmada kullanılan iki temel modeldir. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisinin bölgesel değişim haritalarını oluşturabilmek için $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ lik bölgesel grid aralığı kullanılmıştır. Sonra, her bir grid aralığı için en yakın artçı şok episantrları (deprem sayısı) $N_e=200$ alınmış ve en yakın episantrların minimum sayısı, ($M > M_c$), $N_{e_{min}}=100$ olacak şekilde hesaplamalar yapılmıştır. Hesaplamalarda yapılan önemli bir kabullenme ise p -değeri bölgesel değişim haritası için sabit bir $c=0.474$ değerinin kabulüdür. Çünkü bu değer artçı şok dizisini temsil eden en uygun değerdir ve bölgesel değişim haritalarının oluşturulması için daha anlamlıdır. $M_c=3.0-3.4$ arasında değişmektedir fakat bu değer ortalama olarak 3.2'dir. ZMAP tüm grid noktaları için M_c olarak bu minimum başlangıç magnitudünü almış ve b ve p -değerleri yalnızca $M \geq M_c$ olan depremler kullanılarak hesaplanmıştır. Sonuçta b ve p -değerleri $N_e=200$ ve $N_{e_{min}}=100$ alınarak hesaplanmıştır. Bingöl depremi artçı şok dizisi için b -değerindeki bölgesel değişimler 1.2-1.8 arasındadır (Şekil 27) ve p -değeri 0.6-1.2 arasında (Şekil 28) değişmektedir. Artçı şok aktivitesi yoğun olarak ana şok episantrı civarında

dağılım göstermektedir ve büyük artçı şoklar ana şok episantrından kuzey batı nadiren güney doğu yönüne dağılım göstermektedir. Ayrıca, magnitüdü $4.0 \leq M_D < 5.0$ arasında değişen artçı şoklar ana şok episantrının kuzey batı ve kısmen de güney doğu kısımlarında oldukça yüksek bir yoğunluk göstermektedir. Değişim aralığına bağlı olarak nispeten daha düşük b -değerleri (<1.4) ana şokun batı ve kuzey batı kısımlarında (Sancak civarı ve Karakoçan'ın doğusu) ve daha yüksek b -değerleri (>1.6) ana şok episantrından doğu ve kuzey doğu yönünde dağılım göstermektedir. Daha düşük b -değerleri büyük artçı şokların ($M_D \geq 4.0$) gözlendiği bölgelerde, daha yüksek b -değerleri ise daha düşük artçı şok aktivitesinin gözlendiği ve genellikle daha küçük artçı şokların ($M_D < 4.0$) olduğu alanlarda hesaplanmıştır. Bingöl depremi artçı şok dizisi için p -değerleri bir azalma eğilimindedir ve genel olarak çalışma alanının bazı kısımlarında oldukça küçüktür. Daha yüksek p -değerleri (>1.0) ana şok episantrının güney kısmında (ana şok episantrı ile Bingöl arasında) hesaplanmıştır. Daha düşük p -değerleri (<0.8) ise artçı şok alanının kuzey ve kuzey batı kısımlarında (ana şok episantrı-Sancak arasında) ve orta değerler ise (~ 0.9) dizinin güney batı (Karakoçan'ın doğusu) ve kuzey doğu kısımlarında (Göynük'ün batısı) gözlenmiştir. Ana şok episantrının kuzeyine doğru olan daha yavaş azalım, gözlenen sismisiteyi artırabilecek çok sayıda ikincil artçı şokları üretme olasılığı bulunan güçlü artçı şokların dağılımıyla ilişkilidir. Buda azalmanın yavaş olduğunu fakat kademeli olarak ikincil artçı şok oluşumlarını içerebileceğini ortaya koyar. Bunun aksine, daha zayıf bir ikincil artçı şok oluşumuna ve hızlı sismik aktivite azalmasına neden olan ve ana şok episantrının güneyine doğru olan güçlü artçı şoklar azdır. Sonuç olarak, dizinin kuzeyindeki aktivite azalımı ($p \sim 0.6$) güney kısmındaki aktiviteye göre ($p \sim 1.2$) daha yavaştır.

27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisinin bölgesel değişim haritalarını oluşturabilmek için $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ lik bölgesel grid aralığı kullanılmıştır. Sonra her bir grid aralığı için en yakın artçı şok episantrları için $N_e=200$ alınmış ve en yakın episantrların minimum sayısı, ($M > M_c$), $N_{e_{min}}=100$ olacak şekilde hesaplamalar yapılmıştır. Hesaplamalarda yapılan önemli bir kabullenme ise p -değeri bölgesel değişim haritası için sabit bir $c=0.078$ değerinin kabulüdür. Çünkü bu değer artçı şok dizisini temsil eden en uygun değerdir ve bölgesel değişim haritalarının oluşturulması için daha anlamlıdır. $M_c=2.2-2.8$ arasında değişmektedir fakat bu değer ortalama olarak 2.7'dir. Sonra, ZMAP tüm grid noktaları için M_c olarak bu minimum başlangıç magnitüdünü almış ve b ve p -değerleri yalnızca $M \geq M_c$ olan depremler kullanılarak hesaplanmıştır. Sonuçta b ve p -değerleri $N_e=200$ ve $N_{e_{min}}=100$ alınarak hesaplanmıştır. Tunceli depremi artçı şok dizisi

için b -değerindeki bölgesel değişimler 1.0-1.6 arasında (Şekil 47) ve p -değerindeki bölgesel değişimler 0.8-1.3 arasındadır (Şekil 48). Değişim aralığı içerisindeki değerler dikkate alındığında, nispeten düşük b -değerleri (<1.2) ana şokun kuzeyi (Pülümür-Üzümlü-Çayırılı arası, Dağyolu fayı üzeri) ile güneydoğusunda (Heltepe-Ovacık fayı arasında) ve daha yüksek b -değerleri (>1.4) ana şok episantrından kuzeybatı ve güneydoğu yönünde (Pülümür ve Heltepe fayları üzerinde) dağılım göstermektedir. p -değerleri bazı bölgelerde artma, bazı bölgelerde ise azalma eğilimi göstermektedir ve genel olarak çalışma alanının bazı kısımlarında küçüktür. Yüksek p -değerleri (>1.2) artçı şok dizisinin batı-güneybatı ucunda Tunceli ile Ovacık arasında hesaplanmıştır ve buda bu bölgedeki artçı şok aktivitesinin diğer bölgelere nazaran nispeten hızlı bir azalım gösterdiğine işaret eder. Daha düşük p -değerleri (<1.0) ise artçı şok dizisinin kuzey ve doğu uçlarında (Pülümür-Üzümlü-Çayırılı arası, Dağyolu fayı üzeri) gözlenmiştir.

28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisinin bölgesel değişim haritalarını oluşturabilmek için $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ lik bölgesel grid aralığı kullanılmıştır. Sonra her bir grid aralığı için en yakın artçı şok episantrları için $N_e=200$ alınmış ve en yakın episantrların minimum sayısı, ($M > M_c$), $N_{e_{min}}=100$ olacak şekilde hesaplamalar yapılmıştır. Hesaplamalarda yapılan önemli bir kabullenme ise p -değeri bölgesel değişim haritası için sabit bir $c=0.325$ değerinin kabulüdür. Çünkü bu değer artçı şok dizisini temsil eden en uygun değerdir ve bölgesel değişim haritalarının oluşturulması için daha anlamlıdır. $M_c=2.4-2.8$ arasında değişmektedir fakat bu değer ortalama olarak 2.5'dir. Sonra, ZMAP tüm grid noktaları için M_c olarak bu minimum başlangıç magnitüdünü almış ve b ve p -değerleri yalnızca $M \geq M_c$ olan depremler kullanılarak hesaplanmıştır. Sonuçta b ve p -değerleri $N_e=200$ ve $N_{e_{min}}=100$ alınarak hesaplanmıştır. Erzurum depremi artçı şok dizisi için b -değerindeki bölgesel değişimler 0.7-1.4 arasında (Şekil 65) ve p -değeri ise 0.7-1.2 arasında (Şekil 66) dağılım göstermektedir. Erzurum depremi artçı şok aktivitesi yoğun olarak ana şok episantrı civarında dağılım göstermektedir ve büyük artçı şoklar ana şok episantrı ile Aşkale arasında Aşkale fayı üzerinde dağılım göstermektedir. Ayrıca, $M_D \geq 4.0$ olan olaylar genellikle ana şok ile Aşkale arasında kalan bölgede gözlenmiştir. Erzurum depremi artçı şok dizisi için b -değerleri değişim aralığı dikkate alındığında, düşük b -değerlerinin (<1.0) ana şok civarında ve Aşkale fayının kuzey doğu kısmında (Eskipolat-Aşağı Yenice-Ilıca arası) ve yüksek b -değerlerinin (>1.0) ana şok episantrının batısı ve Aşkale fayının güney batı kısmında (Aşkale-Tercan arası) dağıldığı görülmüştür. Erzurum depremi artçı şok dizisi için p -değerleri bir azalma eğilimi göstermektedir ve genel olarak

çalışma alanının bazı kısımlarında küçüktür. Yüksek p -değerleri (>1.0) ana şok episantrının güney, batı ve güney batı kısımlarında (ana şok episantrı-Tercan-Başbudak arası) hesaplanmıştır ve buda bu bölgedeki artçı şok aktivitesinin diğer bölgelere nazaran nispeten hızlı bir azalım gösterdiğine işaret eder. Daha düşük p -değerleri (<1.0) ise ana şokun kuzey doğusu ile Aşkale fayının kuzey doğu kısmında (ana şok episantrı-Ilıca-Eskipolat arası) ve artçı şok alanının batı ucunda (Aşkale-Tercan arası) gözlenmiştir. Dolayısıyla, dizinin güney ve güney batısındaki sismik aktivite ($p>1.1$) artçı şok alanının geriye kalan kısmında gözlenen sismik aktiviteye göre ($p<0.9$) nispeten daha hızlı azalır.

11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisinin bölgesel değişim haritalarını oluşturabilmek için $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ lik bölgesel grid aralığı kullanılmıştır. Sonra her bir grid aralığı için en yakın artçı şok episantrları için $N_e=75$ alınmış ve en yakın episantrların minimum sayısı, ($M>M_c$), $N_{e_{min}}=25$ olacak şekilde hesaplamalar yapılmıştır. Hesaplamalarda yapılan önemli bir kabullenme ise p -değeri bölgesel değişim haritası için sabit bir $c=0.045$ değerinin kabulüdür. Çünkü bu değer artçı şok dizisini temsil eden en uygun değerdir ve bölgesel değişim haritalarının oluşturulması için daha anlamlıdır. $M_c=2.8-3.2$ arasında değişmektedir fakat bu değer ortalama olarak 3.0 'dır. Sonra, $ZMAP$ tüm grid noktaları için M_c olarak bu minimum başlangıç magnitudünü almış ve b ve p -değerleri yalnızca $M \geq M_c$ olan depremler kullanılarak hesaplanmıştır. Sonuçta b ve p -değerleri $N_e=75$ ve $N_{e_{min}}=25$ alınarak hesaplanmıştır. Elazığ depremi artçı şok dizisi için b -değerindeki bölgesel değişimler $0.9-2.0$ arasındadır (Şekil 86) ve p -değeri $0.7-1.1$ arasında (Şekil 87) değişmektedir. Elazığ depremi artçı şok aktivitesi yoğun olarak ana şok episantrı civarında dağılım göstermektedir ve büyük artçı şoklar ana şok episantrından batı ve kuzey batı yönüne dağılım göstermektedir. Ayrıca, magnitudü 4.0 'ten büyük olan artçı şoklar ana şok episantrının batısında oldukça yüksek bir yoğunluk göstermektedir. Elazığ depremi artçı şok dizisi için b -değerleri değişim aralığı dikkate alındığında, düşük b -değerleri (<1.3) ana şok episantrı civarında (ana şok-Çüngüş arası) ve yüksek b -değerleri (>1.7) ana şok episantrının kuzeyinde (Elazığ-Baskil arası) ve kuzeydoğu ucunda (Palu civarı) dağılım göstermektedir. Daha düşük b -değerleri büyük artçı şokların ($M_D \geq 4.0$) gözleendiği bölgelerde ve daha yüksek b -değerleri ise daha düşük artçı şok aktivitesinin gözleendiği ve genellikle daha küçük artçı şokların ($M_D < 4.0$) olduğu alanlarda hesaplanmıştır. Elazığ depremi artçı şok dizisi için p -değerleri bir azalma eğilimi göstermektedir ve genel olarak çalışma alanının bazı kısımlarında küçüktür. Daha yüksek p -değerleri (>1.0) ana şok episantrının kuzey ve güney kısmında (Elazığ-Çüngüş arası)

hesaplanmıştır ve bu bölgedeki artçı şok aktivitesi nispeten hızlı bir azalım göstermektedir. Daha düşük p -değerleri (<0.8) ise artçı şok alanının kuzey doğu kısmında (Sivrice-Palu-Alacakaya) ve orta değerler ise (~ 0.9) ana şokun batısına (ana şok-Baskil arası) doğru gözlenmiştir. Sonuç olarak, dizinin kuzey ve güneyindeki sismik aktivite ($p\sim 1.2$) kuzeydoğu kısmındaki aktiviteye göre ($p\sim 0.7$) daha hızlı azalmaktadır.

25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisinin bölgesel değişim haritalarını oluşturabilmek için $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ lik bölgesel grid aralığı kullanılmıştır. Sonra her bir grid aralığı için en yakın artçı şok episantrları için $N_e=65$ alınmış ve en yakın episantrların minimum sayısı, ($M > M_c$), $N_{e_{min}}=15$ olacak şekilde hesaplamalar yapılmıştır. Hesaplamalarda yapılan önemli bir varsayım ise p -değeri bölgesel değişim haritası için sabit bir $c=0.065$ değeri kabulüdür. Çünkü bu değer artçı şok dizisini temsil eden en uygun değerdir ve bölgesel değişim haritalarının oluşturulması için daha anlamlıdır. $M_c=2.8-3.3$ arasında değişmektedir fakat bu değer ortalama olarak 3.2'dir. Sonra, *ZMAP* tüm grid noktaları için M_c olarak bu minimum başlangıç magnitudünü almış ve b ve p -değerleri yalnızca $M \geq M_c$ olan depremler kullanılarak hesaplanmıştır. Sonuçta b ve p -değerleri $N_e=65$ ve $N_{e_{min}}=15$ alınarak hesaplanmıştır. Hakkari depremi artçı şok dizisi için b -değerindeki bölgesel değişimler 0.7-1.9 arasındadır (Şekil 104) ve p -değeri 0.8-1.2 arasında (Şekil 105) değişim göstermektedir. Hakkari depremi artçı şok aktivitesi yoğun olarak ana şok episantrı civarında dağılım göstermektedir ve magnitudü 4.0'ten büyük artçı şoklar ana şok episantrından kuzeybatı ve kuzeydoğu ile güneybatı yönüne dağılım göstermektedir. Hakkari depremi artçı şok dizisi için b -değerleri değişim aralığı dikkate alındığında, düşük b -değerleri (<1.1) ana şok episantrının batısı ve kuzey batısı (Başkale-Gürpınar-Çatak-ana şok arası) ve yüksek b -değerleri (>1.6) ana şok episantrının kuzeyinde (ana şok-Çölemerik arası) dağılım göstermektedir. Daha düşük b -değerleri büyük artçı şokların ($M_D \geq 4.0$) gözleendiği bölgelerde ve daha yüksek b -değerleri ise daha düşük artçı şok aktivitesinin gözleendiği ve genellikle daha küçük artçı şokların ($M_D < 4.0$) olduğu alanlarda hesaplanmıştır. Hakkari depremi artçı şok dizisi için p -değerleri bir azalma eğilimi göstermektedir ve genel olarak çalışma alanın büyük bir bölümünde küçük değerler almıştır. Değişim aralığına bağlı olarak, daha yüksek p -değerleri (>1.1) artçı şok dizisinin kuzeybatı ucunda (Gürpınar civarında) hesaplanmıştır. Dolayısıyla, bu bölgedeki artçı şok aktivitesi nispeten hızlı bir azalım göstermektedir. Daha düşük p -değerleri (<0.9) ise ana şokun tam kuzeyi ile tam güneyinde ve artçı şok dizisinin doğu kısmında (Ana şok-Esendere-Yüksekova arası) gözlenmiştir. Dolayısıyla, dizinin kuzey, güney ve doğusunu

içine alan bölgelerdeki sismik aktivite ($p \sim 0.8$), kuzeybatı ucundaki kısımdaki aktiviteye göre ($p \sim 1.2$) daha yavaş bir azalım göstermektedir.

Artçı şok dizileri içerisinde Bingöl, Elazığ ve Hakkari depremleri artçı şok dizileri için b -değerinin üst sınırı, Olsson (1999) tarafından verilen yaklaşık 1.5 civarındaki maksimum b -değerinden büyük, ancak Utsu (1971) tarafından verilen 2.0 değerinden küçüktür. Farklı araştırmacılar tarafından (örneğin, Utsu, 1971; Olsson, 1999) farklı bölgelerde yapılan detaylı analizlerle ortaya konulan b ve p -değerleri değişim aralıkları dikkate alındığında, tüm artçı şok dizileri için b ve p -değerleri değişimlerinin öngörülen sınırlar içerisinde olduğu görülür. Sonuçta, hem b hem de p -değerleri bölgesel değişimleri kullanılan veriye ve çalışılan alanlara bağlı olarak sistematik değişimler gösterir.

Bir artçı şok dizisi için b ve p -değerlerinin bölgesel ve zamana bağlı değişimleri, bir deprem bölgesinin kırık mekanizmasını ve malzeme özelliklerini ortaya koymada önemli bilgiler sunar. Bu parametrelerdeki değişimler deprem bölgesinin yüzey ısı akısı, gerilme, malzeme heterojenitesi ve atım miktarı gibi tektonik yapısıyla ilişkilidir. İlk olarak Eaton vd. (1970), Parkfield deprem dizisi için b ve p parametrelerinin bölgesel değişimlerini çalışmışlardır. Daha sonrasında, artçı şok dizilerindeki bu parametrelerin detaylı çalışmaları pek çok araştırmacı tarafından yapılmıştır. Bu çalışmaların birçoğunda, b -değerleri dağılımının gerilme dağılımı ile ilişkili olduğu, düşük b -değerli bölgelerin yüksek gerilme alanları ile uyumlu olduğu ortaya konulmuştur (Scholz, 1990; Ogata vd., 1991; Wiemer ve Wyss, 1997; Wiemer vd., 1998; Enescu ve Ito, 2002; Bayrak ve Öztürk, 2004). Kisslinger ve Jones (1991), p -değeri ile yüzey ısı akısı arasında doğrudan bir ilişki olduğunu ortaya koymuşlardır. Tsapanos (1992), global deprem dizileri üzerinde yaptığı çalışmada, ısı akısı yüksek iken büyük artçı şokların ana şoka yakın bölgelerde meydana geldiğini ve ısı akısının yüksek olduğu artçı şok bölgelerinde daha hızlı bir artçı şok azalımı gözlemlendiğini ifade etmiştir. Utsu vd., (1995), p -değerinin bölgesel değişiminin kabuktaki heterojen yapıyla ilişkili olduğunu ifade etmiştir. Wiemer ve Wyss (1997), San Andreas Fayının farklı bölümleri için yüksek gerilimli asperitlerin düşük b -değerli anomalilerle tanımlanabileceğini ifade etmişlerdir. Guo ve Ogata (1997), Japonya'da 1971-1995 arasında meydana gelen 34 artçı şok dizisini analiz etmişlerdir. Yaptıkları çalışmada, plaka içi olaylar için artçı şok parametrelerinin bölgenin ısı akısı veya malzeme heterojenitesi ile buna karşın plakalar arası olaylar için ise derinlikle ilişkili olduğunu ifade etmişlerdir. Daha sonra, Wiemer ve Katsumata (1999), Kobe (M7.2), Morgan Hill (M6.2), Landers (M7.2) ve Northridge (M6.7) depremleri için bir artçı şok dizisindeki b ve p -

değerlerinin bölgesel değişimlerini analiz etmişlerdir. Yaptıkları çalışmada, tüm deprem dizileri için b -değerinin ana şok atımının yüksek olduğu bölgelerde artma eğiliminde olduğunu, ana şok boyunca yayılan sürtünmeli ısının artçı şok bölgesindeki p -değeri dağılımını etkileyebileceğini, buna karşın uygulamalı kayma gerilmesi, çatlak yoğunluğu ve gözenek basıncının b -değeri üzerinde etkili olduğunu göstermişlerdir. Bayrak ve Öztürk (2004), 1999 İzmit ve Düzce depremlerine ait artçı şok dizilerinin bölgesel ve zamana bağlı değişimlerini analiz etmişler ve b -değerinin ana şoktan sonraki gerilme dağılımı ile p -değerinin ise ana şoktan sonraki atımla ilişkili olabileceğini ifade etmişlerdir. Ayrıca, bölgenin jeolojik yapısıyla ilişkili olarak her iki artçı şok dizisi için yüksek b ve p -değerlerinin düşük hıza sahip alüvyon yapılarla ilişkili olduğunu ortaya koymuşlardır. Hirata'ya (1987) göre, büyük bir p -değerinin gözlemlendiği bölgeler daha hızlı, düşük bir p -değerinin gözlemlendiği bölgeler ise daha yavaş bir artçı şok aktivite azalım oranına işaret eder. Bayrak ve Öztürk (2005), 1999 İzmit ve Düzce depremlerine ait artçı şok dizileri için p -değeri bölgesel değişimlerinin jeoloji ve topografya ile olan ilişkilerini araştırmışlardır. Her iki artçı şok dizisinde de daha yüksek p -değerlerini daha düşük hıza sahip nispeten sığ alüvyon yapılar üzerinde, daha düşük değerleri ise alüvyonlu bölgelere göre daha sert malzemeden oluşan yüksek hızlı ve topografya değerlerinin daha yüksek olduğu bölgelerde hesaplamışlardır. Sonuç olarak, bu çalışmalar iki başlık altında toplanabilir: (a) ana şok süresince oluşan kırık mekanizmaları b ve p -değerlerini bölgesel dağılımını kontrol eder, (b) bu iki parametrenin bölgesel değişimleri artçı şok alanının malzeme özelliklerine bağlı olarak değişim gösterir.

Stein vd. (1997), Bingöl ve civarı için Coulomb gerilme değişimlerini analiz etmişler ve kuzey batı yönlü faylar için azalan gerilme değerleri, DAF boyunca Bingöl'ün güneybatısında yüksek gerilme değerleri hesaplamışlardır. KAF ve DAF civarındaki üçlü kesim noktası civarındaki gerilmeyi modelleyebilmek için 1971 Bingöl depreminden sonraki Coulomb gerilme değişimlerini içeren çalışmalar yapmışlar ve Bingöl'ün kuzey batısında negatif gerilme değişimleri hesaplamışlardır. Ayrıca, Nalbant vd. (2002) DAF boyunca Bingöl'ün güney batısında pozitif Coulomb gerilmesi hesaplamışlardır. Bununla birlikte, Bingöl civarındaki kuzey batı doğrultulu faylar için azalan gerilme değişimleri gözlenmiştir. Bu sonuçlar Stein vd. (1997) tarafından elde edilen bulgularla uyumludur. Son yıllarda Milkereit vd. (2004), 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi episantr alanı için Coulomb gerilme değişimlerini hesaplamışlardır. Yaptıkları çalışmada, 2003 Bingöl depremi ve 1992 Erzincan depremi artçı şoklarının sismik olarak aktif olan yeni bir sağ

yanal yönlü kayma bölgesinin varlığına işaret ettiğini belirtmişler ve hem KAF hem de DAF boyunca ki tarihsel depremlerin Bingöl depremi episantr bölgesi civarında ki K-KB yönlü sağ yanal doğrultu atımlı faylar için pozitif gerilme değişimleri ortaya koyduğunu göstermişlerdir. 2003 Bingöl depremi artçı şok dağılımına göre ana şokun pozitif bir gerilmeye sahip bir alan ortaya koyduğunu ifade etmişlerdir. Sonuç olarak depremin, pozitif gerilme değişimlerinin gözlendiği bölgelerde meydana geldiğini belirtmişlerdir. Şekil 14’te görüldüğü gibi, Stein vd. (1997) ve Nalbant vd. (2002) tarafından belirtilen yüksek gerilme değişimlerini ifade eden düşük *b*-değerleri ana şok episantrından güney batı yönünde (Karakoçan’ın doğusu) gözlenmiştir. Sancak civarında gerilme değişimleri belirtilmemesine rağmen, bu bölgede düşük *b*-değerleri gözlenmiştir. Dolayısıyla bu bölgenin yüksek gerilme altında olduğu düşünülebilir. Ayrıca, büyük *b*-değerleri genel olarak ana şok episantrının doğu ve kuzey doğu kısımlarıyla ilişkilidir ve bu bölgelerin düşük gerilme ile alüvyon malzemeye sahip olduğu düşünülebilir. Sonuç olarak ana şok episantrının kuzey batı ve güney batı kısımları yüksek gerilme dağılımına, artçı şok dizisinin doğu ve kuzey doğu kısmı ise daha düşük gerilme dağılımına sahiptir.

Bingöl depremi ve artçı şok dizisini içerisine alan bölgelerde gerilme değişimleri analiz edilmiş olmasına rağmen, Tunceli, Erzurum, Elazığ ve Hakkari depremleri ve artçı şok dizilerini içerisine alan bölgeler için Coulomb gerilme dağılımı ile ilgili detaylı çalışmalar mevcut değildir. Dolayısıyla, bu deprem dizileri için *b*-değerleri değişimi, gerilme dağılımı ile birlikte yorumlanamamıştır. Fakat literatürde verilen bilgiler ışığında, her bir artçı şok dizisi için ayrı ayrı değerlendirme yapılacak olursa, Tunceli depremi artı şok alanı için düşük *b*-değerlerinin gözlendiği ana şokun kuzeyi (Pülümür-Üzümlü-Çayırılı arası, Dağyolu fayı üzeri) ile güneydoğusunun (Heltepe-Ovacık fayı arasında) büyük gerilme dağılımı ile buna karşın yüksek *b*-değerlerinin gözlendiği ana şok episantrından kuzeybatı ve güneydoğu yönünde (Pülümür ve Heltepe fayları üzerinde) ise düşük gerilme dağılımının varlığından bahsedilebilir. Erzurum ve civarı için, düşük *b*-değerlerinin gözlendiği ana şok civarı ve Aşkale fayının kuzey doğu kısmının (Eskipolat-Aşağı Yenice-Ilıca arası) büyük gerilme dağılımı ile buna karşın yüksek *b*-değerlerinin gözlendiği ana şok episantrının batısı ve Aşkale fayının güney batı kısmının (Aşkale-Tercan arası) ise düşük gerilme dağılımı ile ilişkili olduğu düşünülebilir. Elazığ ve civarı için, düşük *b*-değerlerinin gözlendiği ana şok episantrı civarında (ana şok-Çüngüş arası) büyük gerilme dağılımı ile buna karşın yüksek *b*-değerlerinin gözlendiği ana şok episantrının kuzeyinde (Elazığ-Baskil arası) ve kuzeydoğu ucunda (Palu civarı) ise düşük gerilme dağılımının

varlığından bahsedilebilir. Hakkari ve civarı için düşük b -değerlerinin gözleendiği ana şok episantrının batısı ve kuzeybatısında (Başkale-Gürpınar-Çatak-ana şok arası) büyük gerilme dağılımı ile buna karşın yüksek b -değerlerinin gözleendiği ana şok kuzeyinde (ana şok-Çölemerik arası) ise düşük gerilme dağılımının varlığından bahsedilebilir.

Bingöl depremi artçı şok dizisi için, daha düşük b -değerleri büyük artçı şokların ($M_D \geq 4.0$) gözleendiği ana şok-Sancak arasında ve daha yüksek b -değerleri ise genellikle daha küçük artçı şokların ($M_D < 4.0$) oluştuğu diğer alanlarda hesaplanmıştır. Tunceli depremi artçı şok dizisi için, düşük b -değerleri büyük artçı şokların gözleendiği Ovacık-Heltepe fayı arasında ve aynı zamanda büyük artçı şokların olmadığı artçı şok dizisinin kuzey doğu ucuna doğru gözlenirken, yüksek b -değerleri Pülümür fayı ile Heltepe fayı arasında çoğunlukla küçük artçı şokların meydana geldiği alanlarda gözlenmiştir. Erzurum depremi artçı şok dizisi için düşük b -değerlerinin gözleendiği bölgelerde $M_D \geq 4.0$ olan çok fazla deprem olmamasına rağmen, bu bölgelerde magnitüdü 3.0'dan küçük olan olayların sayısı oldukça azdır. Buna karşın yüksek b -değerlerinin gözleendiği bölgelerde ise genel olarak magnitüdü 3.0'dan küçük olaylar hakimdir. Elazığ depremi artçı şok bölgesinde, $M_D \geq 4.0$ olan olayların meydana geldiği ana şok episantrının güney batı kısmında küçük b -değerleri hesaplanırken, yüksek b -değerlerinin gözleendiği bölgelerde ise genel olarak küçük magnitüdü depremlerin meydana geldiği görülmektedir. Hakkari depremi artçı şok bölgesinde ise magnitüdü 4.0'dan büyük olan depremlerin ana şok episantrının güney ve güney doğu kısımları dışında tüm artçı şok alanında mevcut olduğu görülmektedir. Hakkari depremi artçı şok dizisi için düşük b -değerleri, büyük magnitüdü artçı şokların oluştuğu tüm alanlarda gözlenirken, büyük magnitüdü artçı şokların olmadığı ana şok episantrının güney ve güney doğu kısımlarında yüksek b -değerleri gözlenmiştir. Dolayısıyla, bir bölge için b -değerinin bölgedeki küçük ve büyük depremlerin kısmi oranlarını yansıttığı görülür.

Bingöl ve civarının jeolojik yapısı genel itibariyle bazalt ve alüvyon tortulardan oluşur (EERI). Fakat Bingöl civarındaki kuyu verisi eksikliği nedeniyle jeolojik formasyonların jeoteknik özelliklerini tanımlamak zordur (Erdik vd., 2003). Jeolojik haritadan, Bingöl'ün doğu ve güney kısmının alüvyon yapılardan, kuzey ve batı kısmının denizel ve kıtasal formasyonlardan oluştuğu görülür. Bunun dışında ana şok episantrının doğu ve kuzey doğu kısmında metamorfik yapılar mevcuttur. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisi için hesaplanan yüksek p -değerleri (ana şok episantrının güneyi, Bingöl civarı) alüvyon yapılar üzerinde gözlenirken, yüksek b -değerleri tam olarak alüvyon yapılarla ilişkili değildir. Emre vd. (2003), Bingöl artçı şok bölgesinde deprem

sırasında sürekli ve belirgin bir yüzey kırığı oluşmadığını ifade etmişlerdir. Ana şok episantrının güneyinde hiçbir atım gözlememesine rağmen yüksek p -değerleri bu alanda hesaplanmıştır ve bu durumun bölgedeki alüvyon malzemedan kaynaklandığı düşünülmüştür. Bingöl depremi artçı şok alanındaki topografik yapı dikkate alındığında, genel olarak en yüksek b -değerlerinin gözlendiği ana şok episantrının kuzeydoğu kısımlarında yüksek topografya değerleri mevcuttur. Düşük b -değerlerinin gözlendiği bölgelerde ise hem düşük hem de yüksek topografya değerleri gözlenmiştir. Fakat düşük p -değerleri topografya değerlerinin nispeten daha yüksek olduğu bölgelerde hesaplanmıştır.

27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisi için b ve p parametrelerinin düşük ve yüksek değerlerinin birçok farklı birim üzerinde gözlendiği, dolayısıyla jeolojik yapı ile artçı şok parametreleri arasında net bir ilişkinin olmadığı görülmüştür. Ayrıca, b -değeri ile topografya arasında da net bir ilişki gözlenmemiştir. Yüksek b -değerlerinin gözlendiği bölgelerde (Pülümür ve Heltepe fayları üzerinde) yüksek topografya değerleri, düşük b -değerlerinin gözlendiği bölgelerde (Pülümür-Üzümlü-Çayırli arası) ise hem düşük hem de yüksek topografya değerleri mevcuttur. Yüksek p -değerli bölgeler alüvyonlarla birlikte farklı birimler üzerinde gözlenirken, p -değerleri ile topografya arasında bir ilişki gözlenmemiştir.

28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisi için, jeolojik yapı ile artçı parametreleri arasındaki ilişki irdelendiğinde, yüksek b -değerli bölgelerde alüvyon yapılarla birlikte farklı birimlerinde olduğu görülür. Yüksek p -değerlerinin gözlendiği ana şok episantrının güney, batı ve güney batı kısımlarında (ana şok episantrı-Tercan-Başbudak arası) andezit ve bazalt yapılar hakimken, kısmen de alüvyon birimler mevcuttur. Yüksek p -değerlerinin gözlendiği bu alanlarda deprem sonrasında Aşkale fayı boyunca yapılan saha gözlemlerinde yapısal kökenli yüzey deformasyonuna rastlanmamıştır. Dolayısıyla, yüksek p -değerli bu alanların bölgedeki alüvyon malzemedan kaynaklandığı düşünülebilir. Yüksek b -değerlerinin gözlendiği bölgelerde hem yüksek hem de düşük topografya değerleri, düşük b -değerlerinin gözlendiği bölgelerde de yine hem yüksek hem de düşük topografya değerleri gözlenmiştir. b -değeri ile topografya arasında net bir ilişki gözlenmemesine rağmen, düşük p -değerleri (ana şok episantrı-Ilıca-Eskipolat arası) topografya değerlerinin daha yüksek olduğu bölgelerde gözlenmiştir.

11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisi için jeolojik yapı ile artçı şok parametreleri arasında nispeten bir ilişkinin olduğu söylenebilir. Azda olsa farklı birimler üzerinde yüksek b -değerleri (Palu civarı) gözlenirse de, en yüksek b -değerli bölgeler

(Elazığ-Baskil arası) genel olarak alüvyon yapılar üzerinde gözlenmiştir. Bingöl ve Tunceli depremi artçı şok bölgesinin aksine, Elazığ depremi artçı şok dizisi için yüksek b -değerlerinin gözlendiği bölgelerde düşük topografya değerleri, düşük b -değerlerinin gözlendiği bölgelerde ise yüksek topografya değerleri mevcuttur. Dolayısıyla, b -değeri ile topografya arasında net bir ilişki gözlenmemiştir. Yüksek p -değerli bölgeler genel olarak alüvyonlarla birlikte farklı birimler üzerinde gözlenirken, düşük p -değerleri (Sivrice-Palu-Alacakaya) topografya değerlerinin nispeten daha yüksek olduğu bölgelerde hesaplanmıştır.

25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisi için jeolojik yapı ile artçı parametreleri arasındaki ilişki irdelendiğinde, b ve p -değerlerinin düşük ve yüksek değerlerinin sadece Kretase yaşlı birimler üzerinde hesaplandığı görülür. Hakkari depremi artçı şok dizisi için topografik harita üzerinde genel olarak oldukça yüksek değerler hakimdir. Dolayısıyla, b -değeri ile topografya arasında net bir ilişki gözlenmemiştir. Bununla birlikte, tüm artçı şok alanındaki yüksek topografya değerleri dikkate alındığında, düşük p -değerleri ile yüksek topografya değerlerinin uyumlu olduğu görülür. Sonuç olarak, beş farklı artçı şok dizisi için elde edilen sonuçlar bir dereceye kadar Bayrak ve Öztürk'ün (2004) İzmit ve Düzce depremi artçı şok dizileri için elde ettikleri bulgulara benzerdir ve b ve p -değerlerinde gözlenen değişimler artçı şok dizilerinin birçoğunda bölgenin jeolojik yapısı ve topografyası ile ilişkilidir. Buna karşın, çoğu artçı şok dizisi için artçı şok alanındaki gerilme dağılımı, ısı akısı ve ana şok sonrası atım dağılımı gibi detaylı bilgiler mevcut olmadığı için detaylı bir yorum yapma imkanı olmamıştır. Literatürde verilen bilgiler göz önüne alınırsa, artçı şok dizilerinin düşük p -değerine sahip alanları düşük bir ısı akısıyla, yüksek p -değerine sahip alanları ise büyük bir ısı akısıyla veya daha düşük bir hızla ilişkilendirilebilir. Sonuç olarak, artçı şok bölgelerindeki sismisite parametrelerinde gözlenen değişimleri daha iyi anlayabilmek için atım, gerilme, ısı akısı ve hız gibi fiziksel parametrelerin bölgesel değişimlerini içeren daha detaylı çalışmalara ihtiyaç vardır.

1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve 36.00°D - 45.00°D boylamları ile 36.00°K - 42.00°K enlemleri arasında kalan depremler (6008 adet) dikkate alınarak ana şok episantrları civarında magnitudü 5.0'ten daha büyük depremler için her bir bölgede önceki yıllarda meydana gelmiş depremler istatistiksel olarak analiz edilerek, son yıllarda meydana gelen depremler öncesinde önemli sismik durgunlukların olup olmadığı araştırılmış ve öncü sismik durgunluk mevcut ise zamanla kümülatif deprem sayısı değişimlerinden yararlanarak bu durgunlukların başlangıç zamanı belirlenmeye

çalışılmıştır. Bu amaçla, son yıllarda büyük depremlerin meydana geldiği Bingöl, Erzurum, Erzincan, Hakkari, Tunceli, Malatya ve Elazığ illerini içine alan bölgelerde magnitüdü 5.0'ten büyük ve derinliği 70 km'den küçük sığ depremler için sismik durgunluk gösteren bölgeler ortaya konmaya çalışılmıştır. Bunun için, Reasenberg (1985) algoritması kullanılarak bağımlı ve bağımsız olaylar birbirinden ayrılmış ve depremlerden sonra ki büyük artçı şoklar analizlere dahil edilmemiştir. Ana şok oluşumlarından önceki sismik durgunlukları ortaya koyabilen LTA fonksiyonunu oluşturan standart sapma Z -değerini hesaplayabilmek için sismik aktivitedeki bölge ve zamana bağlı oran değişimlerini ortaya koyabilen *ZMAP* tekniği kullanılmıştır. Z -değeri haritaları oluşturulurken, 1.5-5.5 yıl aralığındaki aman pencereleri kullanılarak değerlendirmeler yapılmış ancak durgunluğun bölgesel olarak en iyi görüntüsünü veren zaman penceresi değeri dikkate alınmıştır. Deprem katalogları için çalışma alanı, zaman aralığı ve uzunluğu, tamamlılık magnitüdü, derinlik ve deprem sayısı gibi belirgin parametreler ve grid aralığı, en yakın olayların sayısı, zaman penceresin uzunluğu ve örnekleme aralığı gibi *ZMAP* programında kullanılan giriş parametreleri detaylı olarak Tablo 15'te verilmiştir.

Bingöl ve civarında 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 5.0$ olan kabuksal depremlerden önceki sismisite oran değişimleri, yeniden kümelendirme işlemi uygulanmış deprem verisine uygulanmıştır. Z -değerleri bölgesel değişim haritaları, 39.6° - 41.6° D boylamları ile 38.2° - 39.6° K enlemleri arasında kalan bölgede 0.02° lik grid aralığında oluşturulmuştur. Katalog başlangıcının 1970 olmasından dolayı bu kadar kısa bir zaman aralığı için 22 Mayıs 1971 depremi civarı için herhangi bir değerlendirme yapılamamıştır. 13 Nisan 1998 depremi için $T_W=1.5$ yıl, 1 Mayıs 2003 depremi için $T_W=5$ yıl ve 12 Mart–10 Aralık 2005 tarihleri arasındaki beş deprem dizisi için $T_W=5$ yıl alınarak, her altı aylık ve bir yıllık zaman dilimleri için sismik durgunluk analizleri yapılmıştır (Şekil 33). 13 Nisan 1998 Bingöl depremi için oluşturulan Z -değerleri haritalarında, deprem bölgesi ve civarında genel olarak sismik durgunluğun gözlemlendiği bölge ve özellikle periyot tam olarak ifade edilememekle birlikte, ana şok episantrı civarında $R=23.66$ km yarıçaplı dairesel bir alan için oluşturulan kümülatif deprem sayısı grafiğinde durgunluk başlangıcı 1993.5 ve $Z_{mak}=3.6$ olarak hesaplanmıştır. 1 Mayıs 2003 depremi için oluşturulan Z -değerleri haritalarında, 1990–1993 yılları arasında normal bir aktivite gözlenen deprem bölgesinde, 1996-1998 yılları arasında durgunluğun netleştiği görülmüştür (Şekil 34). Ana şok civarında $R=7.79$ km'lik yarıçaplı dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1997.6 ve $Z_{mak}=2.5$ olarak hesaplanmıştır. 12 Mart–10 Aralık 2005

tarihleri arasındaki deprem dizileri için oluşturulan Z -değerleri haritalarında, 1995 yılından sonra gözlenen sismik durgunluğun 1995-1999.5 yılları arasında belirginleştiği görülmüştür (Şekil 35). Ana şok bölgelerini içine alan $R=11.95$ km'lik yarıçaplı dairesel bölgede sismik durgunluk başlangıcı 1999.3 ve $Z_{mak}=2.2$ olarak hesaplanmıştır. Sonuçta, 13 Nisan 1998 (1998.28) Bingöl depreminden önce 4.78 yıllık, 1 Mayıs 2003 (2003.33) depreminden önce 5.73 yıllık ve 12 Mart 2005 (2005.19) tarihinde başlayan deprem serisinden önce 5.89 yıllık bir durgunluk gözlenmiştir.

Tunceli ve civarında 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 5.0$ olan kabuksal depremlerden önceki sismisite oran değişimleri, yeniden kümelendirme işlemi uygulanmış deprem verisine uygulanmıştır. Z -değerleri bölgesel değişim haritaları, 38.6° - 40.6° D boylamları ile 38.6° - 39.8° K enlemleri arasında kalan bölgede 0.02° lik grid aralığında oluşturulmuştur. 15 Mart 1992 Tunceli depreminden önce ana şok episantrı civarında sismik durgunluğun olup olmadığını gözlemleyebilmek amacı ile 1980-1990 yılları arasında zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınarak her altı aylık zaman dilimleri için Z -değerleri haritaları oluşturulmuştur (Şekil 53). Analiz sonucunda 1992 depremi öncesinde herhangi bir durgunluğa rastlanmamıştır. 5 Aralık 1995 depremi için, ana şok episantrı civarında analizin başlangıcı olan 1980 yılından itibaren geniş bir alanda sismik durgunluk gözlenmektedir. Bu durgunluk depremin meydana geldiği 1995 yılına kadar devam etmiştir. Bu durgunluk 1989 yılından sonra ana şok episantrı civarında yoğunlaşmış ve ana şok episantrı civarında $R=14.51$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1989.4 ve $Z_{mak}=4.5$ olarak hesaplanmıştır. 27 Ocak 2003 depremi için $T_W=3$ yıl alınarak 1990-2000 yılları arasında altı aylık zaman dilimleri için yapılan sismik durgunluk analizleri yapılmış ve Z -değeri haritaları oluşturulmuştur (Şekil 54). 1990-1993.5 yılları arasında ki sismik aktivite altı aylık zaman dilimleri ile değerlendirildiğinde deprem bölgesinde normal bir aktivitenin hakim olduğu görülür. 1993.5 yılından sonra ana şok episantrı civarında bir durgunluk belirmiş ve bu durgunluk 1997 yılından sonra yerini tekrar normal aktiviteye bırakmıştır. 1999.5 yılından sonra 27 Ocak depremini içine alan bölgede durgunluk gözlenmeye başlamış ve bu durgunluk deprem anına kadar devam etmiştir. 27 Ocak 2003 depremi için ana şok episantrı civarında $R=9.11$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1999.8 ve $Z_{mak}=2.8$ olarak hesaplanmıştır. Sonuç olarak, 15 Mart 1992 (1992.20) Tunceli depremi öncesinde herhangi bir durgunluk belirlenemezken, 5 Aralık 1995 (1995.93) Tunceli depremi öncesinde 6.53 yıl ve 27 Ocak 2003 (2003.07) depreminden önce 3.27 yıllık bir sismik durgunluk gözlenmiştir.

Tablo 15. Çalışmada kullanılan deprem kataloglarının karakteristik parametreleri ve ZMAP programında kullanılan giriş parametreleri

	Bingöl ve civarı	Erzurum ve civarı	Elazığ ve civarı	Erincan ve civarı	Tunceli ve civarı	Hakkari ve civarı	Malatya ve civarı
Çalışma alanı	39 4-41.8°K 38 0-39.8°D	40 2-43.2°K 38 8-41.0°D	38 2-40.2°K 38 0-39.4°D	37 8-40.6°K 39 0-40.4°D	38 6-40.6°K 38 6-39.8°D	42 4-44.6°K 37 2-39.6°D	37 0-39.4°K 37 6-39.4°D
Zaman aralığı	21 Nisan 1970- 29 Aralık 2005	21 Nisan 1970- 30 Aralık 2005	9 Mayıs 1970- 28 Aralık 2005	3 Eylül 1970- 30 Aralık 2005	24 Mayıs 1971- 27 Aralık 2005	17 Şubat 1970- 30 Aralık 2005	18 Ocak 1974- 28 Aralık 2005
Zaman aralığının uzunluğu (yıl)	35.67	35.68	35.64	35.28	34.60	35.87	31.95
Tamamlılık Magnitudü	$M_D \geq 3.2$	$M_D \geq 3.0$	$M_D \geq 3.2$	$M_D \geq 3.0$	$M_D \geq 2.8$	$M_D \geq 3.2$	$M_D \geq 3.2$
Derinlik (km)	2-70	2-67	2-66	2-58.5	2-68.7	2-69	2-67
Deprem sayısı (tam katalog)	914	1000	907	545	497	372	245
Deprem sayısı (kümeleştirilmiş katalog)	521	719	519	457	361	327	226
Grid aralığı	0.02°x0.02°	0.02°x0.02°	0.02°x0.02°	0.02°x0.02°	0.02°x0.02°	0.02°x0.02°	0.02°x0.02°
En yakın depremlerin sayısı	50	50	50	50	50	50	50
T_W (yıl)	1.5 / 5.0	3.0	3.0	3.0	3.0	1.5 / 3.0	1.5
Örnekleme aralığı (gün)	28	28	28	28	28	28	28

Erzurum ve civarında 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 5.0$ olan kabuksal depremlerden önceki sismisite oran değişimleri, yeniden kümelendirme işlemi uygulanmış deprem verisine uygulanmıştır. Z -değerleri bölgesel değişim haritaları, 40.2° - 43.2° D boylamları ile 38.8° - 41.0° K enlemleri arasında kalan bölgede 0.02° lik grid aralığında oluşturulmuştur. Katalog başlangıcının 1970 olmasından dolayı bu kadar kısa bir zaman aralığı için 12 Ocak 1975 deprem bölgesi için herhangi bir değerlendirme yapılamamıştır. 27 Mart 1982 Erzurum sınırında meydana gelen depremden önce ana şok episantrı civarında sismik durgunluğun olup olmadığını gözlemleyebilmek amacı ile 1971-1979 yılları arasında zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınarak her altı aylık zaman dilimleri için Z -değerleri haritaları oluşturulmuştur (Şekil 71). Deprem bölgesinde $R=32.53$ km'lik yarıçaplı dairesel bir alan için oluşturulan kümülatif deprem sayısı grafiğinde durgunluk başlangıcı 1970.3 ve $Z_{mak}=5.7$ olarak hesaplanmıştır. 30 Ekim 1983 depremi için $T_W=3$ yıl alınarak oluşturulan Z -değerleri haritalarında 1971-1972 yılları arasında deprem bölgesindeki normal aktivite, yerini 1972 yılından itibaren ana şok episantrını içine alan geniş bir bölgede durgunluk gözlenmiştir. Bu durgunluk 1975.5 yılından itibaren ana şok episantrı civarında azalmış ve 1977.5 yılında normal aktiviteye dönmüştür. Bu aktivite deprem oluşum zamanına kadar devam etmiştir. Ana şok episantrı civarında $R=34.43$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1972.3 ve $Z_{mak}=5.6$ olarak hesaplanmıştır. 18 Eylül ve 18 Ekim 1984 tarihleri arasındaki deprem dizileri için $T_W=3$ yıl alınarak 1971-1981.5 yılları arasında altı aylık zaman dilimleri için ana şok bölgelerini içine alan $R=58.24$ km'lik yarıçaplı dairesel bölgede sismik durgunluk başlangıcı 1976.4 ve $Z_{mak}=5.5$ olarak hesaplanmıştır. 3 Aralık 1999'da Erzurum-Kars sınırında meydana gelen deprem öncesinde sismik aktivitede bir durgunluğun olup olmadığını belirleyebilmek amacıyla $T_W=3$ yıl alınarak 1990-1996.5 yılları arasında ki her altı aylık zaman dilimleri için Z -değerleri bölgesel değişim haritaları oluşturulmuştur. 1990-1993.5 yılları arasında altı aylık zaman dilimleri için deprem bölgesinde normal bir aktivitenin hakimdir. 1993.5 yılından itibaren ana şoku içine alan bir bölgede durgunluk gözlenmeye başlamış ve bu durgunluk 1995.5 yılından itibaren yavaş yavaş normal aktiviteye dönmeye başlamıştır. 3 Aralık 1999 depremi için ana şok episantrı civarında $R=40.72$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1993.1 ve $Z_{mak}=5.6$ olarak hesaplanmıştır. 25 ve 28 Mart 2004 depremleri Z -değeri değişim haritaları $T_W=3$ yıl alınarak 1990-2001.5 yılları arasında oluşturulmuştur (Şekil 72). Altı aylık zaman dilimlerinde değerlendirilen değişimlerden 1990-1995.5 yılları arasında ana şok civarında normal aktivitenin hakim

olduğu görülmektedir. 1995.5 yılında başlayan durgunluk, 1999 yılından itibaren belirginleşmeye başlamıştır. Ana şok episantları civarında $R=31.22$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1999.2 ve $Z_{mak}=4.0$ olarak hesaplanmıştır. Sonuç olarak, 27 Mart 1982 (1982.24) Erzurum sınırındaki deprem öncesinde 11.94 yıl, 30 Ekim 1983 (1983.88) Erzurum-Kars depremi öncesinde 11.53 yıl, 18 Eylül 1984 (1984.71) ve 18 Ekim 1984 (1984.80) depremleri öncesinde 8.31-8.4 yıl, 3 Aralık 1999 (1999.92) Erzurum-Kars sınırındaki deprem öncesinde 6.82 yıl, 25 Mart 2004 (2004.23) ve 28 Mart 2004 (2004.24) depremlerinden önce 5.04 yıllık bir sismik durgunluk gözlenmiştir.

Elazığ ve civarında 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 5.0$ olan kabuksal depremlerden önceki öncü sismik durgunluk gözlemleri, yeniden kümelendirme işlemi uygulanmış deprem verisine uygulanmıştır. Z -değerleri bölgesel değişim haritaları, 38.2° - 40.8° D boylamları ile 38.0° - 39.4° K enlemleri arasında kalan bölgede 0.02° lik grid aralığında oluşturulmuştur. 22 Mayıs 1971 ve 1 Mayıs 2003 Bingöl depremleri için yapılan durgunluk analizleri Bingöl ve civarını içine alan bölgede yapılan analizlerle birlikte verilmiştir. 13 Temmuz 2003 ve 26 Kasım 2005 depremleri Malatya sınırları içerisinde meydana gelen depremlerdir. Dolayısıyla bu depremler için yapılan durgunluk analizleri Malatya'yı içine alan bölgelerde yapılan analizlerle birlikte verilecektir. 7 Mayıs 1992 ve 11 Ağustos 2004 depremlerinden önce ana şok episantı civarında sismik durgunluğun olup olmadığını gözlemleyebilmek amacı ile 1980-2003 yılları arasında zaman penceresi $T_W=3$ yıl alınarak her altı aylık zaman dilimleri için Z -değerleri haritaları oluşturulmuştur (Şekil 92 ve Şekil 93). Analiz sonucunda 1992 depremi öncesinde 1985.0 yılından sonra durgunluk gözlenmiş ve bu durgunluk depremin oluşumuna kadar devam etmiştir. Ana şok episantı civarında $R=21.22$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1985.3 ve $Z_{mak}=4.2$ olarak hesaplanmıştır. 2004 depremi için, 1998.5 yılından sonra ana şok episantı civarında bir durgunluk belirmiş ve bu durgunluk 1999.0 yılından sonra iyice belirginleşmiştir. Ana şok episantı civarında $R=13.99$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1999.3 ve $Z_{mak}=2.6$ olarak hesaplanmıştır. Sonuç olarak, 7 Mayıs 1992 (1992.35) Elazığ depremi öncesinde 7.05 yıl ve 11 Ağustos 2004 (2004.61) depreminden önce 5.31 yıllık bir sismik durgunluk gözlenmiştir.

Hakkari ve civarında 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 5.0$ olan kabuksal depremlerden önceki öncü sismik durgunluk gözlemleri, yeniden kümelendirme işlemi uygulanmış deprem verisine uygulanmıştır. Z -değerleri bölgesel değişim haritaları, $42.4.2^\circ$ - 44.6° D boylamları ile 37.2° - 39.6° K enlemleri arasında kalan bölgede 0.02° lik grid

aralığında oluşturulmuştur. 24 Kasım 1976, 25 Haziran 1988 ve 14 Şubat 1995 depremlerinden önce ana şok episantrı civarında sismik durgunluğun olup olmadığını gözlemleyebilmek amacı ile 1971–1993 yılları arasında zaman penceresi $T_W=1.5$ yıl alınarak her altı aylık zaman dilimleri için Z -değerleri haritaları oluşturulmuştur (Şekil 110). 24 Kasım 1976 depremi ve civarında 1971 yılından itibaren deprem oluşum zamanına kadar gözlenen durgunluk 1973 yılından itibaren ana şokun kuzeybatısına doğru, 1974.5 yılından itibaren ana şokun doğusuna doğru kaymış ve depremin oluşumundan sonra yerini normal aktiviteye bırakmıştır. 1976 depremi öncesinde ana şok episantrı civarında $R=40.67$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1970.3 ve $Z_{mak}=4.4$ olarak hesaplanmıştır. 25 Haziran 1988 depremi ve civarında, ana şok episantrından kuzeydoğu yönünde 1971 yılından başlayan ve 1975 yılına kadar devam eden bir durgunluk 1975 yılından itibaren yerini normal aktiviteye bırakmıştır. 1976 yılından itibaren tekrar ana şok episantrının kuzeydoğu tarafını içine alan bir alanda durgunluk süreci başlamış ve deprem oluşum anına kadar devam etmiştir. 1988 depremi için ana şok episantrı civarında $R=26.62$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1976.1 ve $Z_{mak}=2.8$ olarak hesaplanmıştır. 14 Şubat 1995 depremi ve civarında 1971-1972.5 yılları arasında gözlenen durgunluk ve 1972.5 yılından itibaren yerini normale aktiviteye bırakmıştır. Daha sonra, 1974.5 yılından itibaren yerini 1984 yılına kadar devam eden bir durgunluğa bırakmıştır. 1984 yılından itibaren 1988 yılına kadar normal bir deprem aktivitesi sergileyen bölgede 1988 yılından deprem oluşum zamanına kadar devam eden bir durgunluk gözlenmiştir. 1995 depremi için $R=58.37$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1988.0 ve $Z_{mak}=4.7$ olarak hesaplanmıştır. 15 Kasım 2000 depremi ana şok episantrı civarında 1994.5-1996 yılları arasında kısmen gözlenen durgunluk 1996.5 yılından itibaren yerini normal aktiviteye bırakmıştır. Bu aktivite 1998.0 yılından itibaren yerini ana şok episantrını içine alan bir bölgede bir durgunluğa bırakmış ve bu durgunluk deprem oluşum anına kadar devam etmiştir. 15 Kasım 2000 depremi için $R=34.25$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1998.0 ve $Z_{mak}=2.2$ olarak hesaplanmıştır. 25 Ocak 2005 depremi ana şok episantrı civarında 1997.0 yılına kadar gözlenen normal aktivite 1997.5 yılından itibaren yerini durgunluğa bırakmıştır (Şekil 112). Bu durgunluk 1998 yılından itibaren daha belirgin hale gelmiş ve deprem oluşum anına kadar devam etmiştir. 2005 depremi için $R=25.26$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1999.0 ve $Z_{mak}=1.6$ olarak hesaplanmıştır. Sonuç olarak, 24 Kasım 1976 (1976.90) depremi öncesinde

6.60 yıl, 25 Haziran 1988 (1988.48) depreminden önce 11.9 yıl, 14 Şubat 1995 (1995.12) depreminden önce 7.12 yıl, 15 Kasım 2000 (2000. 87) depreminden önce 2.87 ve 25 Ocak 2005 (2005.07) depreminden önce 6.07 yıllık bir sismik durgunluk gözlenmiştir.

Malatya ve civarında 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 5.0$ olan kabuksal depremlerden önceki öncü sismik durgunluk gözlemleri, yeniden kümelenendirme işlemi uygulanmış deprem verisine uygulanmıştır. Z -değerleri bölgesel değişim haritaları, 37.0° - 39.4° D boylamları ile 37.6° - 39.4° K enlemleri arasında kalan bölgede 0.02° 'lik grid aralığında oluşturulmuştur. 5 Mayıs 1986 ve 6 Haziran 1986 depremleri civarında, 1980 yılından 1982 yılına kadar gözlenen normal aktivite 1982 yılı içinde yerini bir durgunluğa bırakmış fakat bu durgunluk 1982.5'te tekrar normale dönmüştür (Şekil 120). Bu durgunluk 1984.1'de tekrar gözlenmiş ve 1984.9'a kadar devam etmiştir. 5 Mayıs 1986 depremi için $T_W=1.5$ yıl alınarak yapılan durgunluk analizi sonucu, deprem bölgesinde $R=40.72$ km'lik yarıçaplı dairesel bir alan için oluşturulan kümülatif deprem sayısı grafiğinde durgunluk başlangıcı 1981.7 ve $Z_{mak}=6.1$ olarak hesaplanmıştır. Benzer şekilde, 6 Haziran 1986 depremi için $T_W=1.5$ yıl alınarak oluşturulan Z -değerleri haritalarında ana şok civarında $R=44.74$ km'lik yarıçaplı dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1981.7 ve $Z_{mak}=6.1$ olarak hesaplanmıştır. 13 Temmuz 2003 depremi ve 26 Kasım 2005 depremleri civarında 1990-1991 yılları arasında gözlenen normal aktivite 1991.5 yılından itibaren 2005 depremi episantrını içine alan bir bölgede yerini durgunluğa bırakmıştır (Şekil 121). Bu durgunluk 1992.5'te 2003 depremi episantrını da içine almış ve 1994-1995 yılları arasında deprem episantrlarının doğusu ile güneyi arasında kalan bölgede yerini normal aktiviteye bırakmıştır. 1995.5-1996.5 yılları arasında deprem episantrları civarında nispeten gözlenen sismik durgunluk 1997 yılından itibaren yerini normal aktiviteye bırakmıştır. 1998 yılından sonra deprem bölgeleri civarında küçük bir alan içerisinde 1999 ve 2000 yılı içerisinde durgunluklar gözlenmiştir. 13 Temmuz 2003 depremi için $T_W=1.5$ yıl alınarak ana şok bölgesini içine alan $R=21.54$ km'lik yarıçaplı dairesel bölgede sismik durgunluk başlangıcı 2000.4 ve $Z_{mak}=4.8$ olarak hesaplanmıştır. 26 Kasım 2005 depremi için $T_W=1.5$ yıl alınarak ana şok bölgesini içine alan $R=17.70$ km'lik yarıçaplı dairesel bölgede sismik durgunluk başlangıcı 1999.1 ve $Z_{mak}=5.7$ olarak hesaplanmıştır. Fakat 26 Şubat 2004 Adıyaman depremi öncesinde herhangi bir durgunluğa rastlanmamıştır. Dolayısıyla, 5 Mayıs 1986 (1986.34) Malatya depreminden önce 4.64 yıllık, 6 Haziran 1986 (1986.43) depreminden önce 4.73 yıllık, 13 Temmuz 2003 (2003.53) depreminden

önce 3.13 yıllık ve 26 Kasım 2005 (2005.90) depreminden önce 6.8 yıllık bir sismik durgunluk gözlenmiştir.

Erzincan ve civarında 1970-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 5.0$ olan kabuksal depremlerden önceki öncü sismik durgunluk gözlemleri, yeniden kümelendirme işlemi uygulanmış deprem verisine uygulanmıştır. Z -değerleri bölgesel değişim haritaları, 37.8° - 40.6° D boylamları ile 39.0° - 40.4° K enlemleri arasında kalan bölgede 0.02° 'lik grid aralığında oluşturulmuştur. Katalog başlangıcının 1970 olmasından dolayı 3 Eylül 1970 depremi için herhangi bir değerlendirme yapılamamıştır. 18 Kasım 1983 depremi civarında, 1971 yılından itibaren ana şok episantrını içine alan bir bölgede sismik durgunluk belirtileri gözlenmektedir (Şekil 128). 1972-1975 yılları arasında ana şok episantrının batı, kuzeybatı ve güneybatı kısımlarını içine alan bir bölgede aktivitenin normale döndüğü görülür. Ancak 1975 yılından itibaren normal aktivite ana şok episantrının güneyi ile doğusu arasında kalırken, 1976.5 yılından itibaren kuzeyi ile doğusu arasında kalmaktadır. Bu normal aktivite 1978.5-1979.0 yılları arasında sadece ana şok episantrının kuzey doğusunda mevcuttur. 1979 yılından itibaren ana şoku içine alan geniş bir alanda gözlenen sismik durgunluk deprem oluşum anına kadar devam etmiştir. 18 Kasım 1983 depremi için $T_W=3$ yıl alınarak yapılan durgunluk analizi sonucu, deprem bölgesinde $R=22.83$ km'lik yarıçaplı dairesel bir alan için oluşturulan kümülatif deprem sayısı grafiğinde durgunluk başlangıcı 1979.1 ve $Z_{mak}=5.9$ olarak hesaplanmıştır. 20 Mayıs 1989 depremi civarında, 1980.5 yılından önce ana şok episantrını içine alan bir bölgede sismik durgunluk gözlenmektedir (Şekil 129). Bu durgunluk 1983.5 yılına kadar devam etmiş ve deprem oluşumuna kadar bölgede normal bir aktivite gözlenmiştir. 1989 depremi için $T_W=3$ yıl alınarak oluşturulan Z -değerleri haritalarında ana şok civarında $R=31.08$ km'lik yarıçaplı dairesel alan için durgunluk başlangıcı 1980.4 ve $Z_{mak}=4.4$ olarak hesaplanmıştır. 13 Mart 1992 depremi civarında, 1980 yılı içerisinde ana şok episantrı civarında sismik durgunluk gözlenmiştir (Şekil 129). 1981 yılından itibaren ana şokun kuzeyi ile kuzeybatısı arasında kalan bölgede gözlenen normal aktivite 1983 yılından itibaren ana şokun kuzey doğusunda da gözlenmiştir. Genel olarak ana şokun güney kısımlarında gözlenen sismik durgunluk 1984 yılından itibaren ana şok episantrının tamamını içine alan bir bölgede gözlenmeye başlamış ve deprem oluşumuna kadar devam etmiştir. 1992 depremi için $T_W=3$ yıl alınarak ana şok bölgesini içine alan $R=22.52$ km'lik yarıçaplı dairesel bölgede sismik durgunluk başlangıcı 1984.4 ve $Z_{mak}=6.0$ olarak hesaplanmıştır. Dolayısıyla, 18 Kasım 1983 (1983.88) Erzincan depreminden önce 4.78

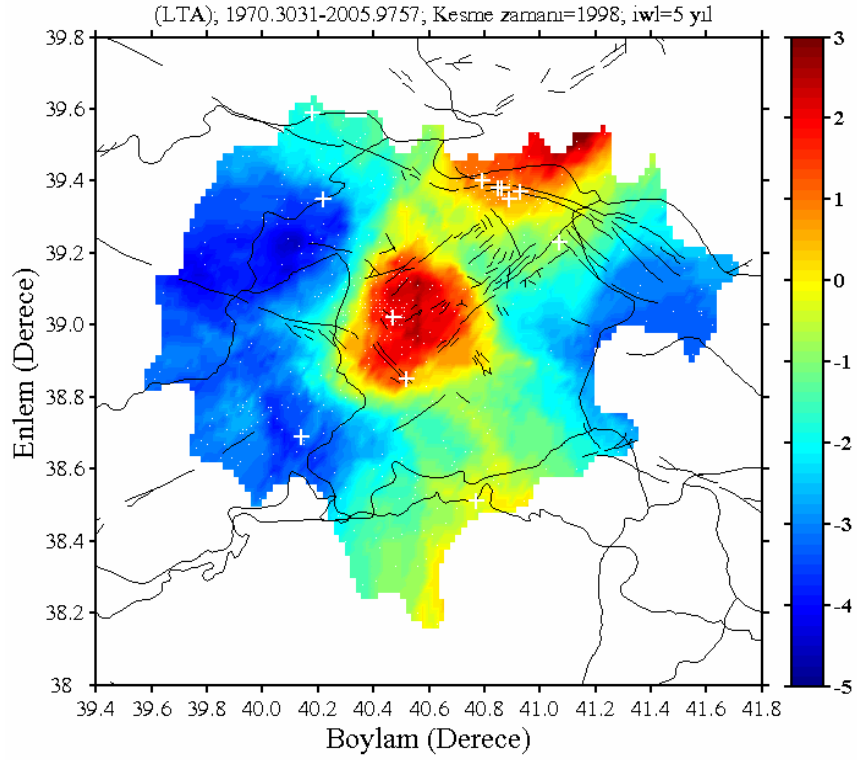
yıllık, 20 Mayıs 1989 (1989.38) depreminden önce 3.1 yıllık ve 13 Mart 1992 (1992.20) depreminden önce 7.8 yıllık bir sismik durgunluk gözlenmiştir.

Sismik durgunluk çalışmaları, kabuksal ana şoklarla ilişkili olarak öncü anomalileri tanımlamada teşvik edici sonuçlar ortaya koyar. Ayrıca, sismik aktivite oranı, yer kabuğunun belirgin bir bölgesinde gerilme dağılımının araştırılabilmesi için tanımlayıcı bir araç olarak birçok çalışmada kullanılmakta ve sismisite oranındaki bir azalım birçok araştırmacı tarafından deprem oluşumları ile ilişkilendirilmektedir. Bir depremin oluşumundan önceki sismisite oran değişimlerini analiz edebilmek için birçok model üretilmiştir. Bu modeller çoğunlukla, deprem bölgesi civarında ana şok oluşumundan önceki sismik durgunluğu belirlemeye yönelik olarak yapılmaktadır. Sismisite oran değişimleri için en sık kullanılan istatistiksel standart sapma *Z*-testi olarak bilinir. Bunun için, *ZMAP* analiz programı ile Wiemer ve Wyss (1994) tarafından verilen gridleme tekniği kullanılarak sismik durgunluklar haritalanmaktadır. Bu yöntem dünyanın farklı bölgelerinde meydana gelen bazı güçlü kabuksal ana şoklardan önceki kabuksal durgunluğu detaylı olarak araştırır ve bu yöntemin varlığı ile geçerliliği hakkında önemli bilgiler sunar.

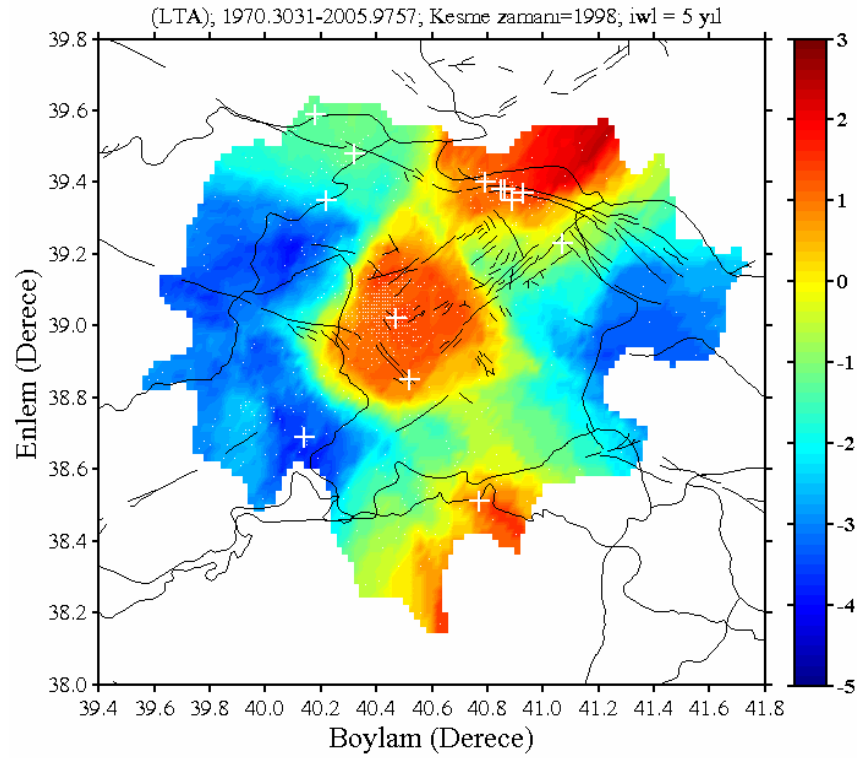
Bir depremin oluşumundan önceki mevcut sismik durgunlukların belirlenmesine yönelik çalışmalarda, deprem öncesinde sismik aktivitede gözlenen durgunlukları ortaya koyabilmek için deprem katalogundan ana şok ve ikincil olayların ayrılması gerekir. Bu ayırma işlemi başta Reasenberg (1985) modeli olmak üzere birçok modelle gerçekleştirilebilir. Son yıllarda yapılan çalışmalar, diğer yöntemlere kıyasla Reasenberg (1985) algoritmasının geçerliliğini ve kullanılabilirliğini ortaya koymaktadır. Katsumata ve Kasahara (1999), Kurile (Japonya) depremi için yaptıkları çalışmada kümelenendirme işleminin tüm verinin yalnızca %3'nü ayırdığını ve sonuçların fazla değişmediğini ifade etmişler ancak, hesaplamalarda yinede kümelenendirilmiş deprem katalogunu kullanmışlardır. Bununla birlikte, bu tür çalışmalarda sismik durgunluğun süresi hesaplanacak önemli bir parametredir ve anlamlı sonuçlar için, hesapların kullanılan zaman penceresi değerinden bağımsız olması istenir. Sismik durgunluğun ne zaman sona ereceği bilinmediği için analizlerde kullanılacak zaman penceresinin, sismisite oran değişimlerini bölgesel olarak en iyi şekilde temsil edebilecek zaman penceresi değeri olması gerekir. Dolayısıyla, zaman penceresi 1.5 ile 5.5 yıl arasında bir değer alır. Çünkü bu değer kabuksal ana şoklardan önce rapor edilen sismik durgunluk oranı ile uyumludur (Wyss, 1997a,b). Dolayısıyla, kullanılan yöntemin geçerliliği ve kullanılabilirliğini ortaya

koyabilmek için, hem yeniden kümelendirme işlemi uygulanmış katalog hem de tüm katalog kullanılarak hesaplamalar yapılmıştır. Bunun için, 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi ve civarını içine alan bölgede yeniden kümelendirme işlemi uygulanmış veri kullanılarak belirlenen durgunluk dönemini içine alan harita dikkate alınarak, kümelendirme işlemi uygulanmamış veri için bu dönemdeki Z-değerleri değişimleri haritalandırılmıştır. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi için kümelendirme işlemi uygulanmış veri ile oluşturulan Z-değeri bölgesel değişim haritası ve aynı dönem için kümelendirme işlemi uygulanmamış veri ile oluşturulan Z-değeri bölgesel değişim haritası sırasıyla Şekil 145 ve 146'da gösterilmiştir.

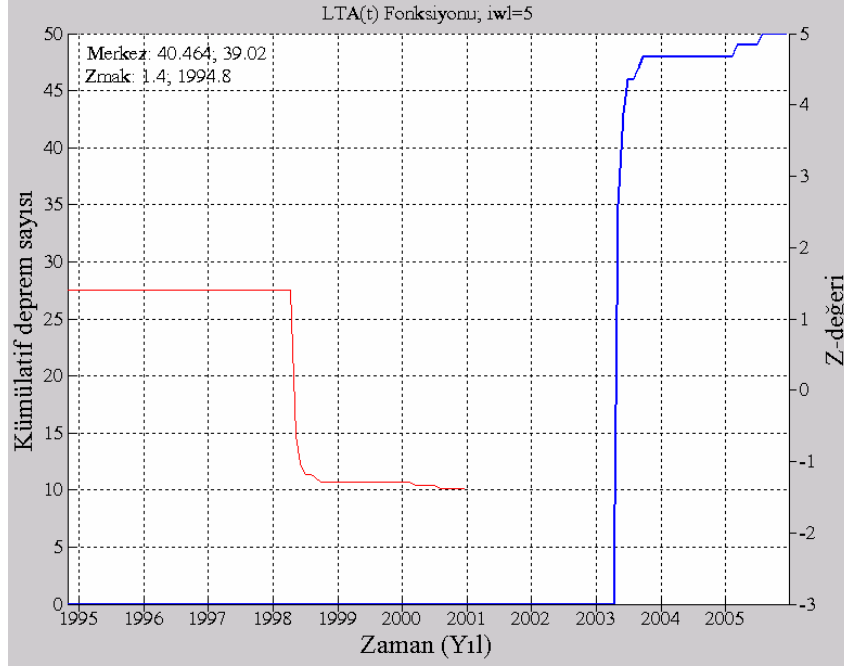
1 Mayıs 2003 Bingöl depremi ve civarı için 1970-2005 yılları arasında $T_w=5$ yıl alınarak hem kümelendirme işlemi uygulanmış hem de uygulanmamış veri ile oluşturulan ve durgunluk başlangıcı olan 1997.6 yılını içine alan 1998 kesme zamanı için elde edilen Z-değeri değişimlerinin daha net ortaya konabilmesi için Z-değeri ölçeği her iki harita için aynı aralıkta verilmiştir. Değişim haritalarından da görüldüğü gibi, kümelendirilmemiş veri ile oluşturulan haritaya kıyasla (Şekil 146), kümelendirilmiş veri ile oluşturulan harita (Şekil 145) üzerindeki değişimler daha net olarak ortaya konulmuştur. Tüm katalogun kullanılması ile oluşturulan değişim haritaları üzerinde, 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi ana şokundan önceki sismik durgunluğu ortaya koyabilecek değişimler (kırmızı renkli bölge) gözlenmesine rağmen, Şekil 145'te görüldüğü gibi, durgunluğun gözlendiği alan hem daha belirgin hem de daha küçük sınırlar içerisindedir. Ayrıca, kümelendirilmemiş veri kullanılarak oluşturulan sismik durgunluk haritasında çalışma alanının en güneyinde veriden kaynaklanan bir durgunluk anomalisi ortaya çıkmıştır. Kümelendirilmemiş veri için sismik durgunluk bölgesel olarak belirlendikten sonra, durgunluğun net olarak hangi tarihe rastladığını saptayabilmek için çizilen zamanla kümülatif deprem sayısı grafiği Şekil 147'de verilmiştir. Ana şok episantri civarında $R=2.94$ km'lik bir yarıçapa sahip dairesel bölge için oluşturulan kümülatif deprem sayısı eğrisinde durgunluk başlangıcı 1994.8 ve durgunluk seviyesi $Z_{mak}=1.4$ olarak hesaplanmıştır. Tam bir katalogtan yani tüm bağımlı ve bağımsız olayları içeren depremlerin tekrarlanma istatistiklerinin türetilmesi ve bu değişimlerin ana şok oluşumlarını tahmin etmek için kullanılması doğru sonuçlar ortaya koymaz. Dolayısıyla, tüm kümelendirilmiş olayların ayrılması gerekir.



Şekil 145. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi öncesinde kümelendirme işlemi uygulanmış veri için ana şok episantri civarındaki Z-değerleri dağılımı. $T_W=5$ yıl alınmıştır

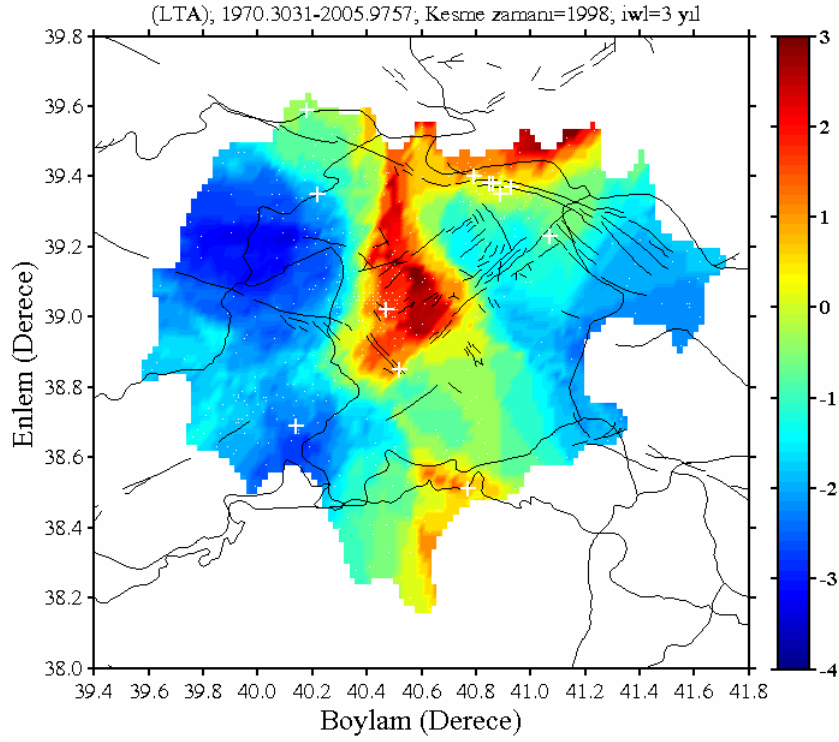


Şekil 146. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi öncesinde kümelendirme işlemi uygulanmamış veri için ana şok episantri civarındaki Z-değerleri dağılımı. $T_W=5$ yıl alınmıştır

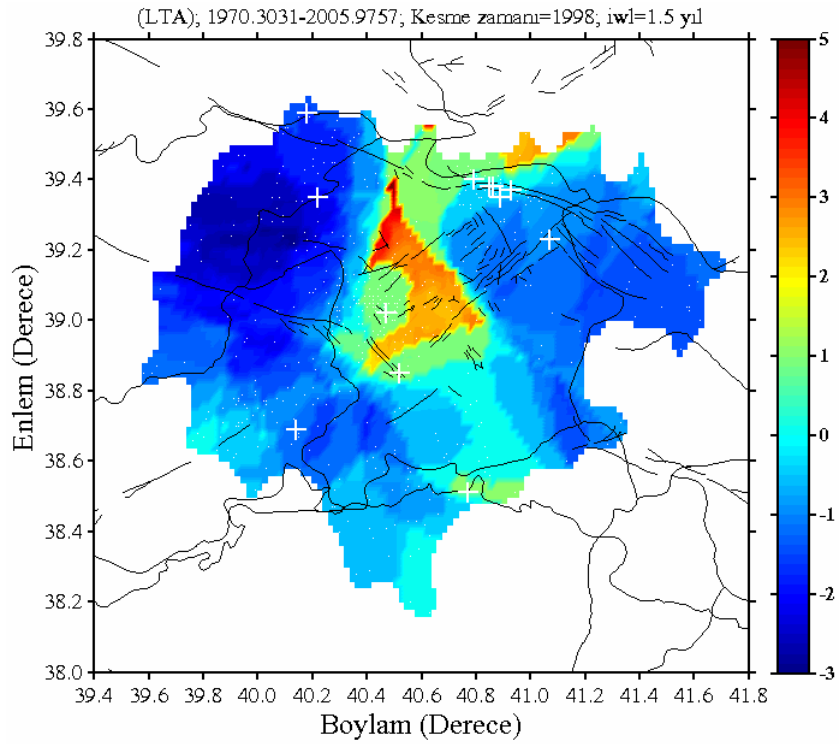


Şekil 147. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi ana şok episantrı civarında kümelenme işlemi uygulanmamış veri için zamanla kümülatif deprem sayısı ve LTA(t) fonksiyonu. Ayrıca, maksimum Z-değeri ve dairenin merkez noktası grafik üzerinde verilmiştir. $T_W=5$ yıl alınmıştır

Şekil 147’de görüldüğü gibi, 1 Mayıs 2003 depreminin oluşumundan önce hem kümülatif deprem sayısı eğrisinde, hem de LTA fonksiyonunda zaman içerisinde sismik aktivitede meydana gelen değişimler belirgin değildir. Ayrıca, durgunluk tarihinin belirlenebilmesi için yapılan değerlendirme, ana şok episantrı civarında $R=2.94$ km’lik bir yarıçapa sahip oldukça küçük bir dairesel alan için dikkate alınmıştır. Buna karşın, bu veri kullanılarak hazırlanan Z-değeri bölgesel değişim haritasında (Şekil 146), 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi için sismik durgunluğun tanımlandığı alan oldukça geniştir. Dolayısıyla, kümelenendirilmemiş veri için elde edilen durgunluk tarihinin doğruluğu net olarak belirlenememiştir. Sonuç olarak, sismik durgunluk analizlerinin doğru ve güvenilir bir şekilde yapılabilmesi için, ana şok ve ikincil olayların yani bağımlı ve bağımsız olayların birbirinden ayrılması gerekir. Ayrıca, Z-değeri bölgesel değişim haritalarında gözlenebilecek değişimlerin haritalar oluşturulurken kullanılacak zaman penceresinin (T_W) uzunluğuna bağlılığını ortaya koyabilmek amacı ile kümelenendirme işlemi uygulanmış veri kullanılarak 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi için durgunluk başlangıcı olan 1997.6 yılını içine alan 1998 kesme zamanı için $T_W=3$ ve $T_W=1.5$ yıllık zaman penceresi değerleri ile elde edilen Z-değerleri bölgesel değişim haritaları Şekil 148 ve 149’ta verilmiştir.



Şekil 148. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi öncesinde kümelendirme işlemi uygulanmış veri için ana şok episantrı civarındaki Z-değerleri dağılımı. $T_W=3$ yıl alınmıştır



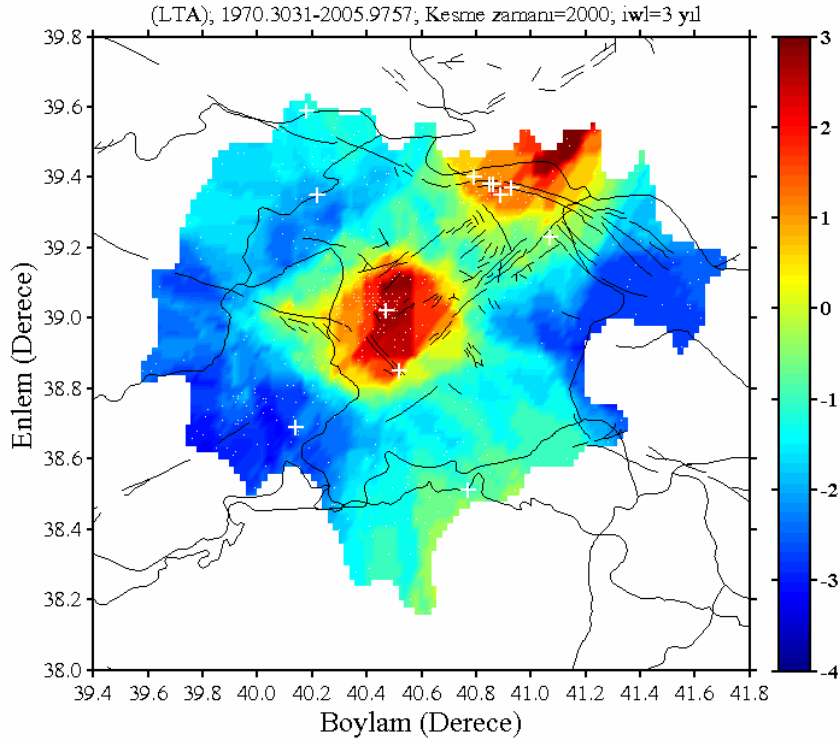
Şekil 149. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi öncesinde kümelendirme işlemi uygulanmış veri için ana şok episantrı civarındaki Z-değerleri dağılımı. $T_W=1.5$ yıl alınmıştır

Bir depremin oluşumundan önce sismik durgunluğun olup olmadığı, bir durgunluk mevcut ise ne zaman başlayabileceği veya ne zaman bitebileceği bilinmediği için, birkaç değerlendirme yapıldıktan sonra, sismik durgunluğun değişimini bölgesel olarak en iyi veren T_W zaman penceresinin değeri kullanılarak hesaplanan Z -değeri haritalarının kullanılması, elde edilecek sonuçların değerlendirilmesinde daha doğru sonuçlar ortaya koyar. Kabuksal depremler için yapılan bu tür analizlerde, öngörülen T_W zaman penceresi 1.5-5.5 yıl arasındadır. Şekil 149'ta görüldüğü gibi, $T_W=1.5$ yıl kullanılarak oluşturulan Z -değeri bölgesel değişim haritasına kıyasla, Şekil 148'te $T_W=3$ yıl kullanılarak oluşturulan Z -değeri bölgesel değişim haritasında 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi ana şoku etrafındaki sismik durgunluk daha belirgin olmasına rağmen, Şekil 145'te ortaya konan sismik durgunluk alanına göre ana şok episantrının dışında daha geniş bir alanı içine almaktadır. Şekil 149'ta belirlenen sismik durgunluk hem çok net değildir hem de ana şokun episantrından ziyade, episantrın dışında bir bölgede geniş bir alanda gözlenmiştir. Dolayısıyla, bu çalışma kapsamında, sismik durgunluk bölgesinin özellikle ana şok episantrı civarında belirgin olduğu ve özellikle ana şokun odak bölgesinde yoğunlaştığı haritalar kullanılmıştır. Buda hem sonuçların doğruluğu hem de durgunluk gözlenen bölgenin sınırlarının daha net tanımlanması açısından oldukça önemlidir.

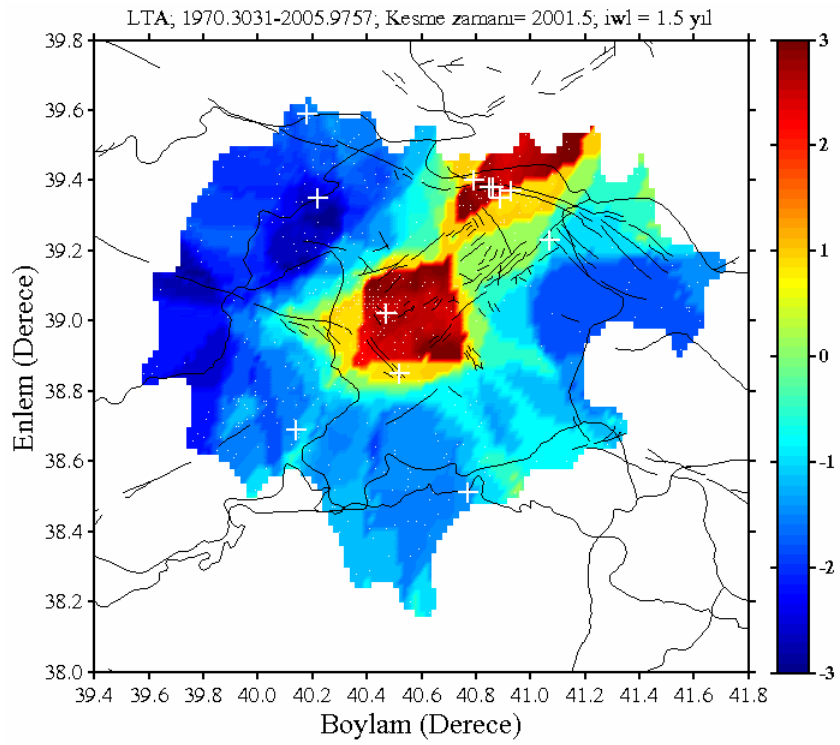
1 Mayıs 2003 depreminin ondalık yıl olarak oluş zamanı 2003.33'tür. Dolayısıyla, hesaplamalar yapılırken "*kesme zamanı+zaman penceresi*"nin (örneğin, $1998+5=2000+3=2001.5+1.5$) uzunluğu depremin oluş zamanı içerisinde olmalıdır. Çünkü bu tarihten sonra deprem olmuş ve bölgedeki sismik durgunluk, yerini yeni bir deprem aktivitesine bırakmıştır. Dolayısıyla, Şekil 145 ile Şekil 150 ve 151 arasında "*kesme zamanı+zaman penceresi*" eşitliğini sağlamak ve aynı döneme karşılık gelen sismik aktiviteyi değerlendirmek için farklı kesme zamanları ve zaman penceresi kullanmıştır. Bu amaçla, kümelendirme işlemi uygulanmış veri kullanılarak 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi için Kesme zamanı=2000 ile $T_W=3$ yıl ve Kesme zamanı=2001.5 ile $T_W=1.5$ yıllık zaman penceresi değerleri kullanılarak oluşturulan Z -değerleri bölgesel değişim haritaları Şekil 150 ve 151'de verilmiştir. 145-151 arasındaki tüm şekiller için giriş parametreleri Bölüm 3.1.6'da verilen (örnekleme aralığı, grid aralığı gibi) değerlerle aynıdır. Şekil 145, 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi için kümelendirme işlemi uygulanan katalog için, ana şok episantrı civarında Z -değerleri değişimini oldukça iyi bir şekilde ortaya koymaktadır. Şekil 147 ve 148'te ise aynı dönemler için bu değişimler net değildir. Dolayısıyla, aynı deprem verisi kullanılarak ve "*kesme zamanı+zaman penceresi*" eşitliği düşünülerek oluşturulan

Şekil 150 ve 151'deki Z -değerleri haritalarında ki durgunluklar, Şekil 150 için 2000 yılında, Şekil 151 içinde 2001.5 yılında benzer bir görüntü oluşturmuştur. Bu haritalar, sanki durgunluk başlangıcının bu zamanlar olduğu şeklinde bir görüntü ortaya koysalar da, aslında birincil hedef sismik durgunluğu temsil edebilecek en iyi görüntüyü yakalayabilmektir. Çünkü durgunluğun zamanı, zaman penceresi T_w 'nin seçiminden etkilenmez. Dolayısıyla, bu çalışmada oluşturulan Z -değeri haritaları, sismisite oran değişimlerinin bölgesel olarak en iyi görüntüsünü veren zaman penceresi kullanılarak haritalanmıştır. Ayrıca, bir bölge için güvenilir bir durgunluk analizi, yalnızca belli bir kesme zamanı için elde edilen görüntüyle değil, farklı kesme zamanları için elde edilen görüntülerle birlikte değerlendirilmelidir. Yani, sismik durgunluk dönemine kadar olan sismisite oran değişimleri sistematik periyotlarda değerlendirilse, durgunluğun bölgesel ve zamana bağlı değişimi daha doğru ve güvenilir bir biçimde görüntülenebilir.

Bir deprem bölgesinde sismik durgunluk üzerine yapılan çalışmalarda, sismik aktivite oranının ana şokun oluşumundan önce önemli oranlarda azaldığı ifade edilir. Dolayısıyla bu model, bazı ana şoklardan önce sismik durgunluğun hakim olduğunu ve aynı kabuksal derinlikteki sabit deprem oranına kıyasla ana sismik orandaki düşüşün önemli olduğunu varsayar. Çalışma alanındaki Bingöl, Erzurum, Erzincan, Hakkari, Tunceli, Malatya ve Elazığ ve civarındaki bölgeler içerisinde 2006-2008 yılları arasında magnitüdü 5.0'ten büyük olan 3 deprem Bingöl ve Elazığ sınırları içerisinde meydana gelmiştir. 26 Ağustos 2007'de Bingöl sınırları içerisinde meydana gelen $39.25^{\circ}\text{K}-41.04^{\circ}\text{D}$ merkez koordinatlı depremin yerel magnitüdü $M_L=5.4$ olarak verilmiştir. Bu deprem, analizler içerisinde değerlendirilen 13 Nisan 1998 Bingöl depreminin episantrına yakın bir bölgede meydana gelmiştir. 26 Ağustos 2007 deprem bölgesi için, Bingöl ve civarını içine alan bölgeleri kapsayan Z -değeri haritalarındaki mevcut değişimler göz önüne alınacak olursa, 2005 yılındaki deprem serilerini de içine alan bir bölgede 1999 yılında itibaren küçük bir durgunluk anomalisinin (kırmızı renkli) varlığı görülür. Benzer şekilde, Elazığ sınırları içerisinde meydana gelen 9 Şubat 2007 depremi ($M_L=5.3$) ve 21 Şubat 2007 depremlerinin ($M_L=5.9$) merkez koordinatları sırasıyla $38.40^{\circ}\text{K}-39.06^{\circ}\text{D}$ ve $38.37^{\circ}\text{K}-39.32^{\circ}\text{D}$ olarak verilmiştir. Bu depremlerin merkez koordinatları, 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi episantrı civarındadır. Elazığ ve civarını içine alan bölgede yapılan Z -değeri analizleri dikkate alınacak olursa, 1998 yılına kadar normal bir aktivitenin gözleendiği (mavi renkli) bu alanlarda, 1999 yılından itibaren bir durgunluğun başladığı görülür.



Şekil 150. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi öncesinde kümelendirme işlemi uygulanmış veri için kesme zamanı=2000 ve $T_W=3$ yıl alınarak oluşturulan Z-değeri haritası

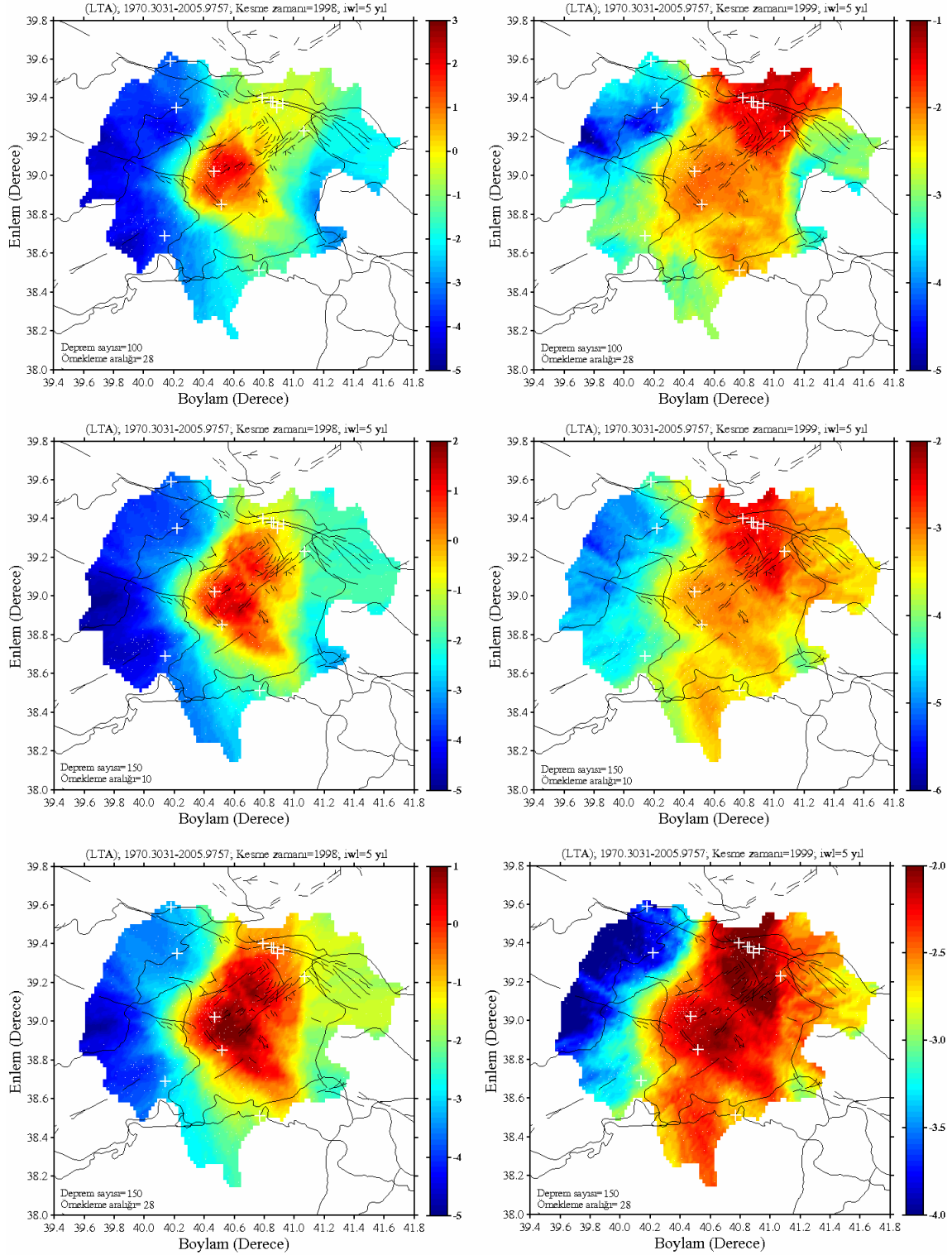


Şekil 151. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi öncesinde kümelendirme işlemi uygulanmış veri için kesme zamanı=2001.5 ve $T_W=1.5$ yıl alınarak oluşturulan Z-değeri haritası

11 Ağustos 2004 depreminin ondalık yıl olarak oluş zamanı 2004.61'dir. "*Kesme zamanı+zaman penceresi*"nin uzunluğu, kesme zamanı için 2002 yılı kullanıldığında (2002+3) depremin oluş zamanını aşmıştır. Buna rağmen, deprem bölgesinde mevcut durgunluk hala devam etmiştir. "*Kesme zamanı+zaman penceresi*"nin uzunluğu katalogun sonu olan 2005 yılı olmasına rağmen, 11 Ağustos 2004 depremi ana şokunun kuzeyinde bir durgunluk bölgesi gözlenmiştir. 2005 yılından sonraki deprem verisinin olmayışından dolayı, hem Bingöl hem de Elazığ bölgeleri için sonraki dönemlerdeki durgunluk analizleri yapılamamıştır. Ancak, bu bölgelerde önceki yıllarda meydana gelmiş depremler için bu depremlerin oluşumundan önce durgunluk anomalilerinin güvenilir bir biçimde ortaya konması, bu bölgelerde depremlerin oluşumundan sonra gözlenen durgunluk anomalilerinin de sonraki dönemlerde olabilecek bir deprem öncesinde gözlenebilecek durgunluklar olarak değerlendirilebileceği görüşünü destekler. Bu çalışma kapsamında, 2000-2005 yılları arasında meydana gelen depremler için, ortalama durgunluk süresi 4.9 yıl olarak hesaplanmıştır ve dolayısıyla, sismik durgunluk anomalisinin güvenilir olarak tespiti orta vadede (intermediate-term) deprem tahmini için uygulanabilir bir yöntemdir. Sonuç olarak, bu bölgelerdeki deprem oluşumları dikkatle incelenmeli, bir depremin oluşumundan önceki ortalama durgunluk süresi ve diğer jeofiziksel parametrelerin dikkate alınması yanında yerel kayıtlarla mikro sismik aktivitenin gözlenmesi gerekir.

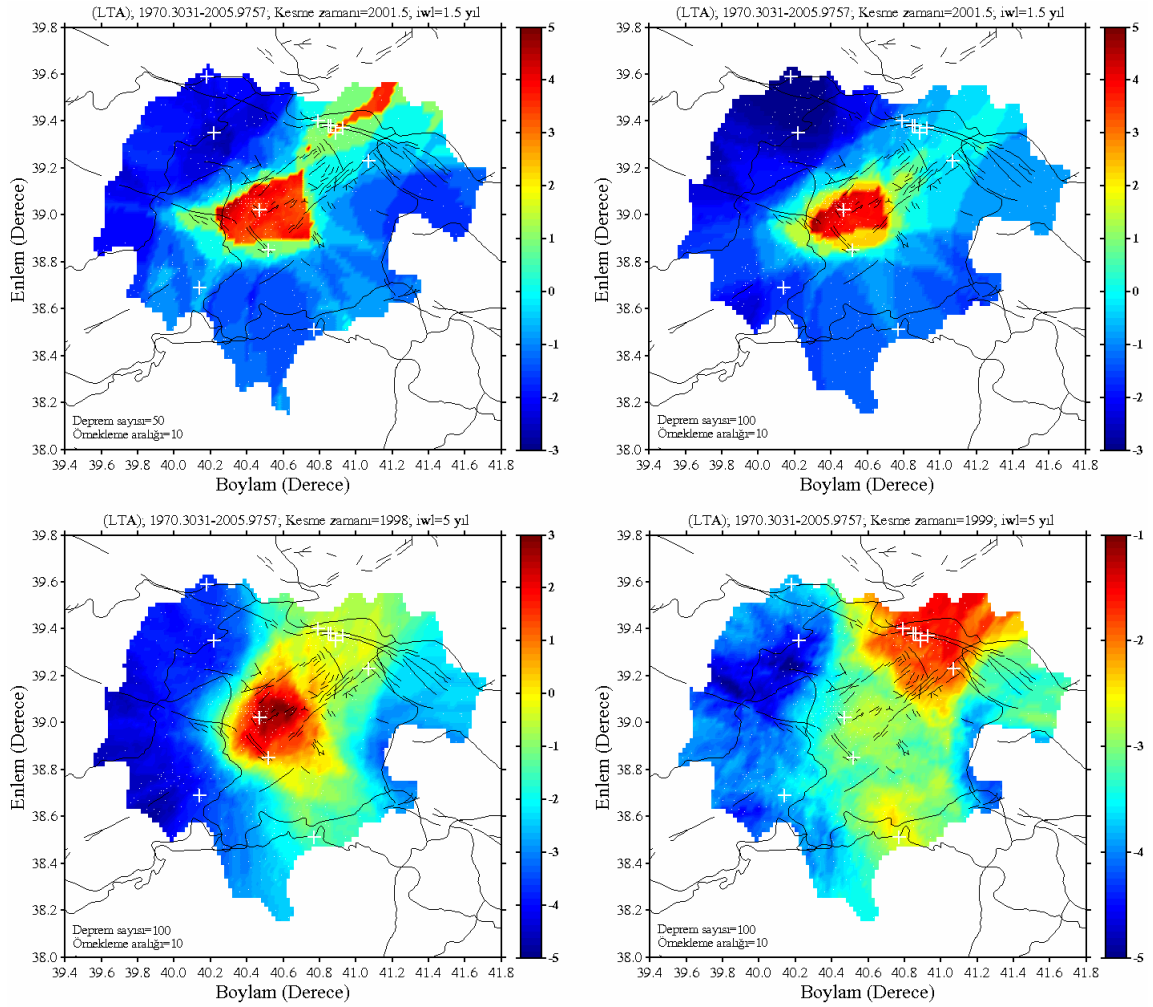
Örnekleme aralığı, zaman içerisinde yoğun bir aktiviteyi ve devamlılığı elde edebilmek için genellikle bir aylık bir zaman dilimi olarak seçilir. N ve T_w değerleri ise genellikle durgunluk sinyalini netleştirmeye bağlı olarak seçilir ve T_w 'nin seçimi sonuçları hiçbir şekilde etkilemez. Bu parametrelerin seçimi, doğru görüntünün yakalanmasında etkilidir. Katsumata ve Kasahara (1999), 4 Ekim 1994 Kurile depreminden önceki sismisite oran değişimlerini analiz etmek amacı ile ISV katalogu için $N=100$ ve örnekleme aralığı=12, JMA katalogu için $N=100$ ve örnekleme aralığı=22 ve ISC katalogu için $N=50$ ve örnekleme aralığı=30 gün olarak kullanmışlardır. Murru vd. (1999), 26 Mayıs 1983 Nihonkai-Chubu depreminden önceki sismik durgunluk analizleri için JMA deprem katalogunu kullanarak $N=100$ ve örnekleme aralığı=28 gün olarak hesaplamalar yapmışlardır. Console vd. (2000), 26 Eylül 1997 Colfiorito depremi öncesindeki sismik aktivite değişimlerini belirleyebilmek amacı ile ING katalogu için $N=50$ ve örnekleme aralığı=28 gün olarak bölgesel değişim haritalarını oluşturmuşlardır. Chouliaras ve Stavrakakis (2001), 1999 yılı başlarında Yunanistan'daki sismik durgunluk gösteren depremleri ortaya koyabilmek için NOA katalogunu kullanarak $N=80$ ve örnekleme

aralığı=30 gün olacak şekilde hesaplamalar yapmışlardır. Bu çalışmada, bir depremin oluşumundan önceki sismisite oran değişimlerini ortaya koyan Z -değeri haritalarını oluştururken kullanılan örnekleme aralığı ve her bir grid aralığı için en yakın episantrların sayısının bu haritalar üzerindeki etkilerini ortaya koyabilmek için kümelendirme işlemi uygulanmış veri kullanılarak, 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi bölgesini içine alan bölgede farklı kesme zamanları için Z -değerleri bölgesel değişim haritaları oluşturulmuş ve Şekil 152'de gösterilmiştir. Deprem sayısı (N) ve gün olarak örnekleme aralığı her bir şekil üzerinde belirtilmiştir. Şekil 152'de görüldüğü gibi, kesme zamanları 1998, 1999 ve 2001.5 için en yakın episantrların sayısı $N=50$ ve $N=100$, örnekleme aralıkları ise 10 ve 28 gün alınarak $T_W=1.5$ ve $T_W=5$ yıl için Z -değeri haritaları oluşturulmuştur. Genel olarak, deprem sayısı $N=50$ ve örnekleme aralığı=10 gün kullanılarak oluşturulan haritalar farklı T_W ve kesme değerleri için 145-151 arasındaki tüm eş şekillerle benzerdir. Fakat $T_W=1.5$ yıl kullanılarak oluşturulan 2001.5 kesme zamanlı Z -değeri haritasından da görüldüğü gibi, 2003 depremi için sismik durgunluğun gözlemlendiği bölge Şekil 151'dekine kıyasla daha geniştir. Benzer şekilde, $N=100$ ve örnekleme aralığı=10 gün için $T_W=1.5$ yıl kullanılarak oluşturulan 2001.5 kesme zamanlı ve $T_W=5$ yıl kullanılarak oluşturulan 1998 kesme zamanlı Z -değeri haritalarında ise "*Kesme zamanı+zaman penceresi*"nin uzunluğu dikkate alındığında 2003 ($1998+5=2001.5+1.5=2003$) yılı içerisinde Şekil 151'dekinden farklı olarak 2005 deprem serisi bölgesinde herhangi bir durgunluğun mevcut olmadığı görülür. Ayrıca, $N=100$ ve örnekleme aralığı=10 gün için $T_W=5$ yıl kullanılarak oluşturulan 1999 kesme zamanlı Z -değeri haritasında, 2003 depreminin oluş zamanı aşılmış olmasına rağmen ($1999+5$) deprem bölgesinde hala durgunluk izleri varmış gibi bir görüntü mevcuttur. Bu haritada dikkat edilmesi gereken diğer önemli bir nokta ise ölçeğin sadece negatif değerlerden oluşmasıdır. Eğer negatif değerlerin durgunluğun aksine normal aktiviteyi temsil ettiği düşünülürse, yine 2005 deprem serisi bölgesinde 2004 yılı ($1999+5$) içerisinde herhangi bir durgunluğun gözlenmediği ortaya çıkar. $N=100$ ve örnekleme aralığı=28, $N=150$ ve örnekleme aralığı=10 ile $N=150$ ve örnekleme aralığı=28 gün dikkate alınarak $T_W=5$ yıl ile oluşturulan 1998 kesme zamanlı Z -değeri haritaları birbirine yakındır. Benzer şekilde, aynı deprem sayıları ve örnekleme aralıkları dikkate alınarak $T_W=5$ yıl ile oluşturulan 1999 kesme zamanlı Z -değeri haritaları da oldukça benzerdir.



Şekil 152. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi öncesinde kümelendirme işlemi uygulanmış veri için farklı kesme zamanları, farklı örnekleme aralıkları ve farklı deprem sayıları dikkate alınarak oluşturulan Z-değeri haritaları

Şekil 152'nin devamı



$T_W=5$ yıl kullanılarak oluşturulan tüm 1998 kesme zamanlı Z -değeri haritalarında görüldüğü gibi, 2003 depremi için sismik durgunluğun gözlemlendiği bölgeler oldukça geniş bir alanda dağılım göstermektedir. Ayrıca, 1999 kesme zamanlı Z -değeri haritalarında, 2003 depreminin meydana geliş zamanı aşılmış olmasına rağmen deprem bölgesi sanki bir durgunluk varmış gibi kırmızı renkle temsil edilmektedir. Benzer şekilde, bu haritalar üzerindeki ölçek sadece negatif değerlerden oluşmaktadır ve bu da 2005 deprem dizisi bölgesinde 2004 yılı içerisinde herhangi bir durgunluğun gözlenmediği sonucunu ortaya koyar. Şekil 152'de verilen haritalara ek olarak, $N=100$ için örnekleme aralığı=10 ve 28 gün kullanılarak 1998 ($T_W=1.5$), 1998 ($T_W=3$), 1998 ($T_W=5$), 2000 ($T_W=3$) ve 2001.5 ($T_W=1.5$) kesme zamanları için oluşturulan Z -değeri bölgesel değişim haritalarında 2005 deprem dizisi bölgesinde herhangi bir durgunluk izine rastlanmamıştır. Benzer şekilde, $N=150$ için örnekleme aralığı=10 ve 28 gün kullanılarak 1998 ($T_W=1.5$), 1998 ($T_W=3$),

1998 ($T_w=5$), 2000 ($T_w=3$) ve 2001.5 ($T_w=1.5$) kesme zamanları için oluşturulan Z -değeri bölgesel değişim haritaları oldukça benzerdir ve bu haritalar üzerinde 2003 depremi için sismik durgunluğun gözleendiği alanlar oldukça geniştir. Dolayısıyla, zaman penceresi dışında deprem sayısı ve örnekleme aralığı gibi giriş parametrelerinin Z -değeri haritalarının doğru görüntülerini ortaya koymada ve yorumların doğru yapılmasında etkili olduğu görülür. Sonuç olarak, bu çalışma kapsamında Z -değeri haritalarını oluşturmak için kullanılan ve Tablo 15'te detaylı olarak verilen giriş parametreleri literatürde verilen değerlerle uyumlu ve bu analizler için uygundur.

Artçı şok dizileri, bir deprem süresince oluşabilecek atımın gözlenebileceği fay alanındaki malzemenin fiziksel özellikleri ve deprem oluşumu hakkında potansiyel bilgi kaynaklarıdır. Dünyanın farklı bölgelerinde meydana gelen depremlere ait artçı şok dizilerinin zaman-bölge-magnitüd karakteristiklerini tanımlayabilmek için farklı araştırmacılar tarafından çok sayıda çalışma yapılmış ve artçı şok dizilerini karakterize eden parametreler arasında ampirik ilişkiler geliştirilmiştir. Birçok araştırmacı (örneğin, Purcaru, 1974; Tsapanos, 1990; Shcherbakov vd., 2005), artçı şok dizilerinin istatistiksel özelliklerini açıklayabilen en önemli ilişkilerden bir olan Båth yasasına göre, ana şok magnitüdü ile en büyük artçı şokun büyüklüğü arasındaki farkın ana şok magnitüdünden bağımsız olarak 1.2 birim olduğunu ifade etmişlerdir. Utsu ve Seki (1955), Japonya ve civarında meydana gelen 39 deprem dizisi için ana şok magnitüdü (M) ile artçı şok alanı (km^2) arasında $\text{Log } A=1.02*M-4.01$ ilişkisini vermiştir. Tajima ve Kanamori (1985), bu formüldeki magnitüd türünün moment magnitüdü olması gerektiğini ifade etmiştir. Utsu (1961), artçı şok parametreleri p ve b arasında $p=4b/3$ ilişkisini vermiştir. Gou ve Ogata (1997), Japonya'da meydana gelen 34 depreme ait artçı şok dizisi için Utsu'nun (1961) $p=4b/3$ ilişkisinin geçerli olduğunu ifade etmiştir. Tsapanos (1992), 182 global deprem dizisi için ana şoktan sonraki ilk 24 saat içinde %58 ve %53 olasılıkla ikinci ve üçüncü büyük artçı şokların meydana gelebileceğini ifade etmiştir. Kisslinger ve Jones (1991), güney Kaliforniya'daki 39 artçı şok dizisinin zamana bağlı davranışlarını test etmişler ve ana şok magnitüdü ile ne b -değeri nede p -değeri arasında ve p - b arasında bir ilişki olmadığını ifade etmişlerdir. Drakatos ve Latoussakis (2001), Yunanistan'da $M_L \geq 5.0$ olan 44 artçı şok dizisi için çok küçük ilişki katsayıları ile birlikte, ana şok magnitüdü ile artçı şokların sayısı (N) arasında $\text{Log } N=0.903M-3.4048$ ($r^2=0.524$), ana şok magnitüdü ile artçı şokların süresi (T) arasında $\text{Log } T=0.51M-1.1502$ ($r^2=0.3068$), ana şok magnitüdü ile en büyük artçı şokun büyüklüğü (M_a) arasında $M_a=0.989M-0.7955$ ($r^2=0.4043$) ilişkilerini

vermiştir. Tsapanos vd. (1994), Pasifik civarındaki deprem dizileri için ana şok magnitüdü (M_S) ile artçı şokların sayısı (N) arasında $\text{Log } N = -3.23(\pm 0.68) + 0.75(\pm 0.09)M_S$ ilişkisini vermiştir. Yamanaka ve Shimazaki (1990), Japonya'da meydana gelen 27 depreme ait artçı şok dizisi için ana şok magnitüdü ile artçı şokların sayısı arasındaki ilişkileri plaka içi ve plakalar arası olaylar için araştırmıştır. Plaka içi olaylar için sismik moment (M_0) ile artçı şokların sayısı arasında $\text{Log } N = 2/3 \text{Log } M_0 - 17.05$, plakalar arası olaylar için $\text{Log } N = 1/2 \text{Log } M_0 - 12.08$ ilişkisini vermiştir. Öztürk ve Bayrak (2007), Türkiye'de ana şok magnitüdü $M_D \geq 5.0$ olan 9 artçı şok dizisi için, ana şok büyüklüğü ile artçı şokların sayısı arasında $\text{Log } N = 0.34(0.20) * M_D + 0.49(0.50)$, en büyük artçı şokun büyüklüğü (Ma_{mak}) ile ana şok magnitüdü arasında $Ma_{mak} = 0.62(0.33) * M_D + 1.12(0.81)$ ve artçı şok alanı ile ana şok magnitüdü arasında $\text{Log } A = 0.47(0.07) * M_D + 0.63(0.18)$ ilişkilerini vermiştir.

Bu çalışmada, artçı şok dizilerinin farklı parametreleri arasındaki ilişkileri ortaya koyabilmek ve özellikle ana şokun oluşumundan sonraki en büyük artçı şokun büyüklüğü ile oluşum zamanını belirleyebilmek amacı ile, 2003-2005 yılları arasında meydana gelen ve $M_D \geq 5.0$ olan 27 Ocak 2003 Tunceli, 1 Mayıs 2003 Bingöl, 13 Temmuz 2003 Malatya, 28 Mart 2004 Erzurum, 11 Ağustos 2004 Elazığ, 25 Ocak 2005 Hakkari, 12 Mart 2005 Bingöl, 14 Mart 2005 Bingöl, 23 Mart 2005 Bingöl, 6 Haziran 2005 Bingöl ve 26 Kasım 2005 Malatya depremi artçı şok dizilerinin farklı parametreleri üzerine detaylı analizler yapılmıştır. Her bir artçı şok dizisi için artçı şokların sayısı, artçı şok dizilerinin devam etme süresi, en büyük artçı şokun oluşum zamanı, artçı şok alanları, oluşabilecek fay uzunlukları, tamamlılık magnitüdü, b , $M \geq Mc$, c ve p -değerleri, ana şok ile katalog içerisindeki en büyük artçı şok arasındaki fark, G-R ilişkisinden elde edilen en büyük artçı şok ve ana şok ile G-R ilişkisinden elde edilen en büyük artçı şok arasındaki fark gibi parametreler hesaplanmıştır. Hesaplamalar sonucunda, ana şok magnitüdü ile artçı şokların sayısı arasında, p -değeri ile ana şok magnitüdü arasında, ana şok ile katalog içerisindeki en büyük artçı şok arasındaki fark ve b -değeri arasında, ana şok ile G-R ilişkisinden elde edilen en büyük artçı şok arasındaki fark ve b -değeri arasında, b -değeri ile Mc arasında, ana şok ile katalog içerisindeki en büyük artçı şok arasındaki fark ve ana şok magnitüdü arasında, ana şok ile G-R ilişkisinden elde edilen en büyük artçı şok arasındaki fark ve ana şok arasında, ana şok ile katalog içerisindeki en büyük artçı şok arasındaki fark ve ana şok ile G-R ilişkisinden elde edilen en büyük artçı şok arasındaki fark arasında lineer ilişkiler ortaya konmaya çalışılmıştır. Farklı parametreler arasındaki ilişkiler için en küçük kareler ve ortogonal regresyon uyumu yapılmış ve yalnızca verinin yeterince temsil edildiği

düşünülen eşitlikler dikkate alınmıştır. Geliştirilen ampirik eşitlikler ilişki katsayılarıyla (r) birlikte;

$$\text{Log}N = 0.696(0.332) * M_D - 1.651(0.789) , (r=0.534)$$

$$p = 0.238(0.130) * M_D - 0.509(0.310) , (r=0.484)$$

$$b = 0.204(0.112) * \Delta m + 0.947(0.125) , (r=0.481)$$

$$b = 0.527(0.370) * M_C - 0.340(0.627) , (r=0.395)$$

$$b = 0.226(0.090) * \Delta m^* + 0.963(0.095) , (r=0.604)$$

$$\Delta m = 1.068(0.157) * M_D - 4.857(0.375) , (r=0.899)$$

$$\Delta m^* = 1.231(0.375) * M_D - 5.938(0.891) , (r=0.704)$$

$$\Delta m^* = 1.123(0.287) * \Delta m - 0.303(0.315) , (r=0.762)$$

olarak verilmiştir. İlişki katsayıları dikkate alındığında, birkaç ilişki dışında diğer eşitliklerin yeterince güvenilir olmadığı görülür. Ana şok ile G-R ilişkisinden elde edilen en büyük artçı şok arasındaki fark 0.89 olarak hesaplanmıştır. Bu değer literatürde verilen 1.2 değerinden nispeten daha küçük bir değerdir. Ana şoktan sonraki en büyük olayın (artçı şok veya yeni bir deprem) oluşumu üzerinde yapılan değerlendirme sonucunda, bazı deprem dizileri için (6 Haziran 2005 Bingöl, 13 Temmuz 2003 ve 26 Kasım 2005 Malatya) ana şoktan sonraki en büyük olayın oluşumunun birkaç ay sürdüğü görülmüştür. Artçı şok süresi kısa olan 12, 14 ve 23 Mart 2005 Bingöl depremleri için ana şoktan sonraki en büyük olayın oluşumu ilk üç saat içinde gerçekleşmiştir. Bunların dışında, detaylı analizleri yapılan artçı şok dizileri için ilk büyük olayın oluşumu ana şoktan sonraki 7dk ile 4 gün arasında gerçekleşirken, en büyük olayın oluşumu ilk on gün içerisinde gerçekleşmiştir. Her artçı şok dizisi için, artçı şok dizilerine ait zaman dilimleri içerisinde, rasgele seçilebilecek bir olayın $M_a=4.0$ büyüklükte bir artçı şoka eşit veya bundan büyük olma olasılıkları ile her bir ana şokun üretebileceği ve magnitudü $M_a=3.0$ olan bir artçı şoka eşit veya bundan büyük olması beklenen artçı şokların sayısı belirlenmeye çalışılmıştır. Artçı şok dizileri içerisinde nispeten daha büyük olasılıklar, 6 Haziran 2005 Bingöl, 13 Temmuz 2003 ve 26 Kasım 2005 Malatya depremi artçı şok dizileri için hesaplanmıştır. Bu deprem dizileri için $M_a=4.0$ olan bir olayın olma olasılıkları sırasıyla % 92.58 ve % 99.93 olarak hesaplanmıştır. Benzer şekilde, $M_a=3.0$ olması beklenen artçı şokların sayısı için en

yüksek değerler 1 Mayıs 2003-14 Mart 2005 Bingöl ve 28 Mart 2005 Erzurum depremlerinde sırasıyla 24 ve 43 olarak hesaplanmıştır. Bu analizler ile her bir katalog içerisinde, ana şoktan sonraki artçı şokları takiben büyük artçı şokların olma olasılıkları ve kaç tane büyük artçı şokun olabileceği tahmin edilmeye çalışılmıştır.

Magnitüdü 5.0'ten daha büyük sismik yoğunluğa sahip bir depremin oluşumundan sonra yapılacak artçı şok analizleri ile deprem sonrasında oluşabilecek fayın uzunluğu, depremin derinliği, kırılma yönü, magnitüd değerleri ve fay mekanizması gibi fay parametreleri çok daha güvenilir bir şekilde hesaplanabilmekte ve yüzey çalışmaları ile birlikte güvenilirlikleri araştırılabilmektedir. Bu durum özellikle, yüzey kırığı oluşturmeyen orta büyüklükteki depremler için daha da önem kazanmaktadır. Türkiye'de yüzey kırığı oluşturmeyen yılda ortalama olarak 10 deprem meydana gelmektedir (Tapırdamaz vd., 2008). Ulusal ağlar ile yapılan hesaplamalar ise depremin yeri, derinliği ve mekanizması gibi en temel hesaplamalarda bile oldukça yüksek hatalar içerebilmektedir. Bu sebeple, bir bölgede meydana gelen depremler, toplandığı sismolojik ağın hassasiyetine bağlı olarak çok farklı jeolojik ve tektonik yorumlara neden olabilmektedir. Yani, problemi çözmek yerine bazen biraz daha karmaşık hale getirebilmektedir. Bu nedenle, özellikle orta ve büyük magnitüdü depremlerden sonra yapılacak artçı şok analizleri ile depreme neden olan jeolojik ve tektonik yapıların detaylı araştırmaları çok daha önemli hale gelmektedir. Ayrıca, son yıllarda geliştirilen değerlendirme teknikleri ve yazılımları ile deprem parametreleri daha duyarlı şekilde hesaplanabilmekte ve artçı şok değerlendirmelerinden elde edilen bilgiler deprem kestirimlerinde de kullanılabilir (Tapırdamaz vd., 2008).

Farklı araştırmacılar tarafından ortaya konan ve bu çalışmada elde edilen ilişkilere bağlı olarak bu tür hesaplamalarda, özellikle veri sayısı ile birlikte, kullanılan artçı şok dizisinin de az olması sonuçlar üzerinde oldukça etkilidir. Yapılan analizler sonucunda, artçı şok parametrelerinde gözlenen değişimlerin tamamen ana şok büyüklüğüne bağlı olmadığı, bölgenin tektonik ve jeolojik yapısının da artçı şok parametreleri üzerinde etkili olduğu sonucuna varılmıştır.

5. SONUÇLAR

Türkiye’de 1970-2005 yılları arasında meydana gelen, 36.00°D-45.00°D boylamları ile 36.00°K-42.00°K enlemleri arasında kalan ve son yıllarda magnitudü 5.0’ten daha büyük bir sismik yoğunluğa sahip depremlerin meydana geldiği Bingöl, Erzurum, Erzincan, Hakkari, Tunceli, Malatya ve Elazığ illerini içine alan bölgelerde deprem tehlikesi ve artçı şok değerlendirme çalışmaları yapılmıştır. Analizler için, KRDAE tarafından hazırlanan katalog esas alınmıştır. Katalog içerisinde belirgin bilgileri eksik olan depremler TURKNET, ISC, IRIS ve TÜBİTAK kataloglarından tamamlanmıştır. Farklı araştırmacılar tarafından yapılan bölgelendirme haritaları, mevcut tektonik yapı ve TÜBİTAK tarafından verilen odak mekanizması çözümleri de dikkate alınarak Türkiye 24 farklı kaynak bölgeye ayrılmış ve her bir bölge için M_b , M_S , M_L ve M_D magnitudleri arasında ilişkiler hesaplanmıştır. Tüm bu ilişkiler kullanılarak, 1970-2005 yılları arasında Türkiye ve civarını içine alan, toplam 73530 depremi içeren M_D magnitudüne göre tekdüze bir katalog hazırlanmıştır. Analiz edilebilecek kadar artçı şok verisine sahip olduğu düşünülen 27 Ocak 2003 Tunceli, 1 Mayıs 2003 Bingöl, 28 Mart 2004 Erzurum, 11 Ağustos 2004 Elazığ ve 25 Ocak 2005 Hakkari depremlerine ait artçı şok dizileri değiştirilmiş Omori modeli ve Gutenberg-Richter yasası ile ayrıntılı olarak değerlendirilmiştir. Bu deprem dizileri dışında, 13 Temmuz 2003 Malatya, 12 Mart 2005 Bingöl, 14 Mart 2005 Bingöl, 23 Mart 2005 Bingöl, 6 Haziran 2005 Bingöl ve 26 Kasım 2005 Malatya depremi artçı şok dizileri de kullanılarak, ana şok magnitudü ile artçı şok parametreleri ve her bir artçı şok parametresi arasında güvenilir ilişkiler belirlenmeye çalışılmıştır. Ayrıca, 1970 yılından itibaren deprem aktiviteleri dikkate alınarak bu aktivitelerin aynı bölgelerde gelecek yıllarda meydana gelebilecek bir deprem üzerindeki etkisi bölgesel ve zamana bağlı olarak araştırılmıştır. Standart sapma Z-testi kullanılarak, deprem bölgelerindeki sismik durgunluk dönemleri belirlenmiş ve bu durgunluğun deprem tahminindeki kullanımı araştırılmıştır. Bu analizler doğrultusunda elde edilen sonuçlar aşağıdaki gibi sıralanabilir:

1) 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisi için, 40.1°D–40.9°D boylamları ile 38.7°K–39.3°K enlemleri arasında kalan bölgede 1 aylık zaman dilimi içerisindeki $M_D \geq 2.3$ olan 516 artçı şok, 27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisi için 39.2°D–40.0°D

boylamları ile 39.2°K–39.7°K enlemleri arasında kalan bölgede 6 aylık zaman dilimi içerisindeki $M_D \geq 2.0$ olan 389 artçı şok, 28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisi için 40.4°D–41.2°D boylamları ile 39.7°K–40.2°K enlemleri arasında kalan bölgede 5 aylık zaman dilimi içerisinde meydana gelmiş olan $M_D \geq 1.9$ olan 620 artçı şok, 11 Ağustos 2004 Elazığ (Sivrice) depremi artçı şok dizisi için 38.6°D–40.0°D boylamları ile 38.1°K–38.8°K enlemleri arasında kalan bölgede 5 aylık zaman dilimi içerisinde meydana gelmiş olan $M_D \geq 2.3$ olan 212 artçı şok, 25 Ocak 2005 Hakkari (Merkez) depremi artçı şok dizisi için 43.4–44.6°D boylamları ile 37.4°K–38.1°K enlemleri arasında kalan bölgede 5 aylık zaman dilimi içerisinde meydana gelmiş olan $M_D \geq 2.2$ olan 161 artçı şok analiz edilmiştir.

2) 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisi için tamamlılık magnitudü $M_c = 3.2$ alınarak $b = 1.49 \pm 0.07$, 27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisi için $M_c = 2.7$ olarak alınarak $b = 1.17 \pm 0.06$, 28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisi için $M_c = 2.5$ alınarak $b = 0.95 \pm 0.07$, 11 Ağustos 2004 Elazığ (Sivrice) depremi artçı şok dizisi için $M_c = 3.0$ alınarak $b = 1.35 \pm 0.10$ ve 25 Ocak 2005 Hakkari (Merkez) depremi artçı şok dizisi için $M_c = 3.2$ alınarak 1.03 ± 0.08 olarak hesaplanmıştır.

3) 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisi için $M_{min} = 3.3$, $T_{başlangıç} = 0.01$ gün alınarak $p = 0.86 \pm 0.11$, $c = 0.474 \pm 0.318$ ve $K = 52.97 \pm 15.22$, 27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisi için $M_{min} = 2.7$, $T_{başlangıç} = 0.002$ gün alınarak $p = 1.07 \pm 0.04$, $c = 0.073 \pm 0.03$ ve $K = 33.35 \pm 4.04$, 28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisi için $M_{min} = 2.5$, $T_{başlangıç} = 0.02$ gün alınarak $p = 0.95 \pm 0.04$, $c = 0.325 \pm 0.12$ ve $K = 69.71 \pm 10.12$, 11 Ağustos 2004 Elazığ (Sivrice) depremi artçı şok dizisi için $M_{min} = 3.0$, $T_{başlangıç} = 0.01$ gün alınarak $p = 0.87 \pm 0.06$, $c = 0.045 \pm 0.046$ ve $K = 13.70 \pm 2.37$, 25 Ocak 2005 Hakkari (Merkez) depremi artçı şok dizisi için $M_{min} = 3.2$, $T_{başlangıç} = 0.005$ gün alınarak $p = 0.96 \pm 0.07$, $c = 0.065 \pm 0.054$ ve $K = 12.07 \pm 2.39$ olarak hesaplanmıştır.

4) 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisi için $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ lik bölgesel grid aralığı ve her bir grid aralığı için $N_e = 200$, $N_{e_{min}} = 100$ alınarak b -değeri bölgesel değişimleri 1.2-1.8 arasında ve p -değeri bölgesel değişimleri 0.6-1.2 arasında, 27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisi için $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ lik bölgesel grid aralığı ve her bir grid aralığı için $N_e = 200$, $N_{e_{min}} = 100$ alınarak b -değeri bölgesel değişimleri 1.0-1.6 arasında ve p -değeri bölgesel değişimleri 0.8-1.3 arasında, 28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisi için $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ lik bölgesel grid aralığı ve her bir grid aralığı için $N_e = 200$, $N_{e_{min}} = 100$ alınarak b -değeri bölgesel değişimleri 0.7-1.4 arasında ve p -değeri bölgesel

değişimleri 0.7-1.2 arasında, 11 Ağustos 2004 Elazığ (Sivrice) depremi artçı şok dizisi için $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ lik bölgesel grid aralığı ve her bir grid aralığı için $N_e=75$, $N_{e_{min}}=25$ alınarak b -değeri bölgesel değişimleri 0.9-2.0 arasında ve p -değeri bölgesel değişimleri 0.7-1.1 arasında, 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisi için $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ lik bölgesel grid aralığı ve her bir grid aralığı için $N_e=65$, $N_{e_{min}}=15$ alınarak b -değeri bölgesel değişimleri 0.7-1.9 arasında ve p -değeri bölgesel değişimleri 0.8-1.2 arasında hesaplanmıştır.

5) 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisi için daha düşük b -değerleri ana şokun batı ve kuzey batı kısımlarında (Sancak civarı ve Karakoçan'ın doğusu) ve daha yüksek b -değerleri ana şok episantrından doğu ve kuzey doğu yönünde dağılım göstermektedir. Yüksek p -değerleri ana şok episantrının güney kısmında (ana şok episantrı ile Bingöl arasında), düşük p -değerleri ise artçı şok alanının kuzey ve kuzey batı kısımlarında (ana şok episantrı-Sancak arasında) ve orta değerler ise dizinin güney batı (Karakoçan'ın doğusu) ve kuzey doğu kısımlarında (Göynük'ün batısı) gözlenmiştir. 27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisi için düşük b -değerleri ana şokun kuzeyi (Pülümür-Üzümlü-Çayırılı arası, Dağyolu fayı üzeri) ile güneydoğusunda (Heltepe-Ovacık fayı arasında) ve daha yüksek b -değerleri ana şok episantrından kuzeybatı ve güneydoğu yönünde (Pülümür ve Heltepe fayları üzerinde) dağılım göstermektedir. Yüksek p -değerleri artçı şok dizisinin batı-güneybatı ucunda Tunceli ile Ovacık arasında, düşük p -değerleri ise artçı şok dizisinin kuzey ve doğu uçlarında (Pülümür-Üzümlü-Çayırılı arası, Dağyolu fayı üzeri) gözlenmiştir. 28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisi için düşük b -değerlerinin ana şok civarında ve Aşkale fayının kuzey doğu kısmında (Eskipolat-Aşağı Yenice-Ilıca arası) ve yüksek b -değerlerinin ana şok episantrının batısı ve Aşkale fayının güney batı kısmında (Aşkale-Tercan arası) dağıldığı görülmüştür. Yüksek p -değerleri ana şok episantrının güney, batı ve güney batı kısımlarında (ana şok episantrı-Tercan-Başbudak arası), düşük p -değerleri (<1.0) ise ana şokun kuzey doğusu ile Aşkale fayının kuzey doğu kısmında (ana şok episantrı-Ilıca-Eskipolat arası) ve artçı şok alanının batı ucunda (Aşkale-Tercan arası) gözlenmiştir. 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisi için düşük b -değerleri ana şok episantrı civarında (ana şok-Çüngüş arası) ve yüksek b -değerleri ana şok episantrının kuzeyinde (Elazığ-Baskil arası) ve kuzeydoğu ucunda (Palu civarı) dağılım göstermektedir. Yüksek p -değerleri ana şok episantrının kuzey ve güney kısmında (Elazığ-Çüngüş arası) hesaplanmıştır ve bu bölgedeki artçı şok aktivitesi nispeten hızlı bir azalış göstermektedir. Daha düşük p -değerleri ise artçı şok alanının kuzey doğu kısmında (Sivrice-Palu-Alacakaya) ve orta değerler ise ana şokun batısına (ana

şok-Baskil arası) doğru gözlenmiştir. 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisi için düşük b -değerleri ana şok episantrının batısı ve kuzey batısı (Başkale-Gürpınar-Çatak-ana şok arası) ve yüksek b -değerleri ana şok episantrının kuzeyinde (ana şok-Çölemerik arası) dağılım göstermektedir. Yüksek p -değerleri artçı şok dizisinin kuzeybatı ucunda (Gürpınar civarında), düşük p -değerleri (<0.9) ise ana şokun tam kuzeyi ile tam güneyinde ve artçı şok dizisinin doğu kısmında (Ana şok-Esendere-Yüksekova arası) gözlenmiştir.

6) 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok bölgesinde hesaplanan b -değerleri, Stein vd. (1997), Nalbant vd. (2002) tarafından belirtilen yüksek gerilme değişimleri ve Milkereit vd. (2004) tarafından 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi episantr alanı için yapılan gerilme analizleri ile uyumludur. Bununla birlikte, Tunceli, Erzurum, Elazığ ve Hakkari depremleri ve artçı şok dizilerini içerisine alan bölgeler için gerilme dağılımı ile ilgili detaylı çalışmalar mevcut olmadığı için b -değerleri değişimi ile gerilme dağılımı arasındaki ilişki irdelenememiştir. Ayrıca, tüm artçı şok dizileri için düşük b -değerleri, genel olarak büyük magnitüdü artçı şokların meydana geldiği alanlarda gözlenmiştir.

7) 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi artçı şok dizisi için yüksek p -değerleri (ana şok episantrının güneyi, Bingöl civarı) alüvyon yapılar üzerinde gözlenirken, yüksek b -değerleri tam olarak alüvyon yapılarla ilişkili değildir. Yüksek b -değerlerinin gözlendiği ana şok episantrının kuzeydoğu kısımlarında yüksek topografya değerleri mevcuttur. Düşük b -değerlerinin gözlendiği bölgelerde ise hem düşük hem de yüksek topografya değerleri gözlenmiştir. Fakat düşük p -değerleri topografya değerlerinin nispeten daha yüksek olduğu bölgelerde hesaplanmıştır. 27 Ocak 2003 Tunceli depremi artçı şok dizisi için b ve p -değerlerinin yüksek ve düşük değerleri farklı birimler üzerinde gözlenmiş, dolayısıyla jeolojik yapı ile artçı şok parametreleri arasında net bir ilişkinin olmadığı görülmüştür. Yüksek b -değerlerinin gözlendiği bölgelerde (Pülümür ve Heltepe fayları üzerinde) yüksek topografya değerleri, düşük b -değerlerinin gözlendiği bölgelerde (Pülümür-Üzümlü-Çayırılı arası) ise hem düşük hem de yüksek topografya değerleri mevcuttur. Yüksek p -değerli bölgeler alüvyonlarla birlikte farklı birimler üzerinde gözlenirken, düşük p -değerleri (Tunceli-Ovacık arası) topografya değerlerinin hem düşük hem de yüksek olduğu bölgelerde hesaplanmıştır. 28 Mart 2004 Erzurum depremi artçı şok dizisi için, yüksek b -değerli bölgelerde alüvyon yapılarla birlikte farklı birimlerinde olduğu görülmüştür. Yüksek p -değerlerinin gözlendiği ana şok episantrının güney, batı ve güney batı kısımlarında (ana şok episantrı-Tercan-Başbudak arası) andezit ve bazalt yapılar hakimken, kısmen de alüvyon birimler mevcuttur. Yüksek b -değerlerinin gözlendiği

bölgelerde hem yüksek hem de düşük topografya değerleri, düşük b -değerlerinin gözlemlendiği bölgelerde de yine hem yüksek hem de düşük topografya değerleri gözlenmiştir. b -değeri ile topografya arasında net bir ilişki gözlenmemesine rağmen, düşük p -değerleri (ana şok episantri-Ilıca-Eskipolat arası) topografya değerlerinin daha yüksek olduğu bölgelerde gözlenmiştir. 11 Ağustos 2004 Elazığ depremi artçı şok dizisi için yüksek b -değerleri azda olsa farklı birimler üzerinde (Palu civarı) gözlenirse de, en yüksek b -değerli bölgeler (Elazığ-Baskil arası) genel olarak alüvyon yapılar üzerinde gözlenmiştir. Bingöl ve Tunceli depremi artçı şok bölgesinin aksine, Elazığ depremi artçı şok dizisi için yüksek b -değerlerinin gözlemlendiği bölgelerde düşük topografya değerleri, düşük b -değerlerinin gözlemlendiği bölgelerde ise yüksek topografya değerleri mevcuttur. Yüksek p -değerli bölgeler genel olarak alüvyonlarla birlikte farklı birimler üzerinde gözlenirken, düşük p -değerleri (Sivrice-Palu-Alacakaya) topografya değerlerinin nispeten daha yüksek olduğu bölgelerde hesaplanmıştır. 25 Ocak 2005 Hakkari depremi artçı şok dizisi için, b ve p -değerlerinin düşük ve yüksek değerleri sadece Kretase yaşlı birimler üzerinde hesaplanmıştır. Hakkari depremi artçı şok dizisi için topografik harita üzerinde genel olarak yüksek değerler hakimdir. Artçı şok alanındaki yüksek topografya değerleri dikkate alındığında, düşük p -değerleri ile yüksek topografya değerlerinin uyumlu olduğu görülür.

8) Bingöl ve civarında meydana gelen 13 Nisan 1998 (1998.28) depreminden önce 1993.5 yılında başlayan ve $Z_{mak}=3.6$ olan 4.78 yıllık, 1 Mayıs 2003 (2003.33) depreminden önce 1997.6 yılında başlayan ve $Z_{mak}=2.5$ olan 5.73 yıllık, 12 Mart 2005 (2005.19) tarihinde başlayan deprem serisinden önce 1999.3 yılında başlayan ve $Z_{mak}=2.2$ olan 5.89 yıllık, Tunceli ve civarında meydana gelen 15 Mart 1992 (1992.20) depremi öncesinde herhangi bir durgunluk belirlenemezken, 5 Aralık 1995 (1995.93) depremi öncesinde 1989.4 yılında başlayan ve $Z_{mak}=4.5$ olan 6.53 yıllık, 27 Ocak 2003 (2003.07) depreminden önce 1999.8 yılında başlayan ve $Z_{mak}=2.8$ olan 3.27 yıllık, Erzurum ve civarında meydana gelen 27 Mart 1982 (1982.24) depremi öncesinde 1970.3 yılında başlayan ve $Z_{mak}=5.7$ olan 11.94 yıllık, 30 Ekim 1983 (1983.88) Erzurum-Kars depremi öncesinde 1972.3 yılında başlayan ve $Z_{mak}=5.6$ olan 11.53 yıllık, 18 Eylül 1984 (1984.71) ve 18 Ekim 1984 (1984.80) depremleri öncesinde 1976.4 yılında başlayan ve $Z_{mak}=5.5$ olan 8.31-8.4 yıllık, 3 Aralık 1999 (1999.92) Erzurum-Kars sınırındaki deprem öncesinde 1993.1 yılında başlayan ve $Z_{mak}=5.6$ olan 6.82 yıllık, 25 Mart 2004 (2004.23) ve 28 Mart 2004 (2004.24) depremlerinden önce 1999.2 yılında başlayan ve $Z_{mak}=4.0$ olan 5.04 yıllık, Elazığ ve civarında meydana gelen 7 Mayıs 1992 (1992.35) depremi öncesinde 1985.3

yılında başlayan ve $Z_{mak}=4.2$ olan 7.05 yıllık, 11 Ağustos 2004 (2004.61) depreminden önce 1999.3 yılında başlayan ve $Z_{mak}=2.6$ olan 5.31 yıllık, Hakkari ve civarında meydana gelen 24 Kasım 1976 (1976.90) depremi öncesinde 1970.3 yılında başlayan ve $Z_{mak}=4.4$ olan 6.60 yıllık, 25 Haziran 1988 (1988.48) depremiden önce 1976.1 yılında başlayan ve $Z_{mak}=2.8$ olan 11.9 yıllık, 14 Şubat 1995 (1995.12) depremiden önce 1988.0 yılında başlayan ve $Z_{mak}=4.7$ olan 7.12 yıllık, 15 Kasım 2000 (2000.87) depremiden önce 1998.0 yılında başlayan ve $Z_{mak}=2.2$ olan 2.87 yıllık, 25 Ocak 2005 (2005.07) depremiden önce 1999.0 yılında başlayan ve $Z_{mak}=1.6$ olan 6.07 yıllık, Malatya ve civarında meydana gelen 5 Mayıs 1986 (1986.34) Malatya depremiden önce 1981.7 yılında başlayan ve $Z_{mak}=6.1$ olan 4.64 yıllık, 6 Haziran 1986 (1986.43) depremiden önce 1981.7 yılında başlayan ve $Z_{mak}=6.1$ olan 4.73 yıllık, 13 Temmuz 2003 (2003.53) depremiden önce 2000.4 yılında başlayan ve $Z_{mak}=4.8$ olan 3.13 yıllık, 26 Kasım 2005 (2005.90) depremiden önce 1999.1 ve $Z_{mak}=5.7$ yılında başlayan 6.8 yıllık, Erzincan ve civarında meydana gelen 18 Kasım 1983 (1983.88) Erzincan depremiden önce 1979.1 yılında başlayan ve $Z_{mak}=5.9$ olan 4.78 yıllık, 20 Mayıs 1989 (1989.38) depremiden önce 1980.4 yılında başlayan ve $Z_{mak}=4.4$ olan 3.1 yıllık, 13 Mart 1992 (1992.20) depremiden önce 1984.4 yılında başlayan ve $Z_{mak}=6.0$ olan 7.8 yıllık bir sismik durgunluk gözlenmiştir. Sonuç olarak, 1970-1990 yılları arasında meydana gelen depremler için ortalama durgunluk süresi 7.50 yıl, 1990-2000 yılları arasında 6.68 yıl ve 2000-2005 yılları arasında 4.9 yıl olarak hesaplanmıştır.

9) On bir depreme ait artçı şok dizisi için ana şok ve artçı şok parametreleri arasında geliştirilen ampirik eşitlikler ilişki katsayıları ile birlikte hesaplanmıştır. İlişki katsayıları dikkate alındığında, birkaç ilişki dışında diğer eşitlikler yeterince güvenilir değildir.

$$\text{Log}N = 0.696(0.332) * M_D - 1.651(0.789) , (r=0.534)$$

$$p = 0.238(0.130) * M_D - 0.509(0.310) , (r=0.484)$$

$$b = 0.204(0.112) * \Delta m + 0.947(0.125) , (r=0.481)$$

$$b = 0.527(0.370) * M_C - 0.340(0.627) , (r=0.395)$$

$$b = 0.226(0.090) * \Delta m^* + 0.963(0.095) , (r=0.604)$$

$$\Delta m = 1.068(0.157) * M_D - 4.857(0.375) , (r=0.899)$$

$$\Delta m^* = 1.231(0.375) * M_D - 5.938(0.891) , (r=0.704)$$

$$\Delta m^* = 1.123(0.287) * \Delta m - 0.303(0.315) , (r=0.762)$$

6. ÖNERİLER

Bu çalışmada değinilen deprem tehlikesi ve artçı şok olasılığı değerlendirme yöntemlerinin sismolojik çalışmalarda kullanımı ile ilgili literatür bilgileri son yıllarda özellikle yabancı araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalardan elde edilebilmiştir. Bu çalışmalarda matematiksel açıdan yöntemin kullanımını belirleyen parametrelerle ilgili bilgilerden ziyade, elde sonuçlar değerlendirilmiştir. Bu çalışma kapsamında, deprem tehlikesi çalışmaları için standart sapma Z -değeri, artçı şok analizleri için b , p -değerleri ve farklı artçı şok parametreleri ile ilgili analizler yapılmış ve belirli kriterler ortaya konmaya çalışılmıştır. Bu nedenle her bir bölge ve elde edilecek parametreler veri sayısına bağlı olarak değerlendirilmeli, sistematik ve sistematik olmayan değişimler dikkate alınmalıdır.

Bu çalışmada standart sapma Z -testi, depremlerin oluşumundan birkaç yıl öncesinde deprem bölgesi ve civarında öncü sismik durgunluğun varlığını ortaya koyabilmek için kullanılmıştır. Standart sapma Z -testi, deprem tehlikesi çalışmalarında yeni ve oldukça sık kullanılmaya başlanılan bir yöntem olduğu için *ZMAP* paket programında verildiği şekliyle hesaplanmıştır. Bununla birlikte, literatürde çok yaygın olmayan ve sismik durgunluk çalışmalarında çok fazla kullanılmayan farklı bir istatistiksel yöntem kullanılarak ta elde edilebilecek sonuçlar değerlendirilmelidir.

Gutenberg-Richter ve değiştirilmiş Omori modeli, artçı şok parametrelerinin bölge-zaman-magnitüd değişimlerini ortaya koymak için kullanılmıştır. Bu çalışmada kullanılan verilerin, bu yaygın iki modelle iyi temsil edilmesi yanında, yeterli sayıda veri olmamasına rağmen aynı artçı şok dizileri, güvenilir sonuçların elde edilip edilemeyeceğini ortaya koyabilecek diğer modellerler kullanılarak ta değerlendirilebilir. Ayrıca, ana şok ve artçı şok parametreleri arasındaki ilişkileri ortaya koymada, hem kullanılacak veri sayısının hem de kullanılacak dizi sayısının daha fazla olması daha güvenilir sonuçlar elde edilmesini sağlayacaktır.

Gözlenmiş depremler için yapılan sismik durgunluk analizleri, ayrıca gelecek bir deprem potansiyeli için değerlendirildiğinde ve artçı şok bölgelerindeki sismisite parametrelerinde gözlenen değişimler için bölgesel jeoloji, sismik aktivite ve topografya yanında, ana şok sonrası oluşan atım, artçı şok alanındaki gerilme, ısı akısı ve hız gibi fiziksel parametrelerin bölgesel değişimlerini içeren daha detaylı çalışmalar ile birlikte değerlendirildiğinde daha güvenilir sonuçlar elde edilebilir.

7. KAYNAKLAR

- Akaike, H., 1974. A new look at the statistical model identification, *IEEE Trans. Autom. Control*, AC-19, 716-723.
- Aki, K., 1979. Characterization of Barriers on an Earthquake Fault, *J. Geophys. Res.*, 84, 6140- 6148.
- Ambraseys, N.,N., 1988. Engineering seismology, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 17, 1-105.
- Anderson, J.,G. ve Lucio, J.,E., 1983. Consequences of slip constraints on earthquake occurrence relations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76, 273-290.
- Alptekin, Ö., 1978. Magnitude-frequency relationships and deformation release for the earthquakes in and around Turkey. Thesis for Promoting to Associate Professor Level, Karadeniz Technical University, 107 pp.
- Arabasz, W.,J. ve Hill, S.,J. 1996. Applying Reasenberg's cluster analysis algorithm to regional earthquake catalogs outside California (abstract), *Seismol. Res. Lett.*, 67, 2, 30.
- Bakun, W.,H., 1984. Seismic moments, local magnitudes, and coda-duration magnitudes for earthquakes in Central California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, 439-485.
- Báth, M., 1965. Lateral inhomogeneities in the upper mantle, *Tectonophysics*, 2, 483-514.
- Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, 1996. Seismic Hazard map of Turkey.
- Bayrak, Y. ve Öztürk, S., 2004. Spatial and temporal variations of the aftershock sequences of the 1999 İzmit and Düzce earthquakes, *Earth Planets Space*, 56, 933-944.
- Bayrak, Y., Yılmaztürk, A. ve Öztürk, S., 2005. Relationships between fundamental seismic hazard parameters for the different source regions in Turkey, *Natural Hazards*, 36, 445-462.
- Bender, B., 1983. Maksimum Likelihood Estimation of b-values from Magnitude Grouped Data, *Bull. Seismo. Soc. Am.*, 73, 831-851.
- Birgoren, B.,G., Apaydin, N. ve Onur, T., 1997. Probabilistic assessment of earthquake hazard in Cyprus in terms of spectral amplitudes, Abstract#1801, IASPEI August 18-28, Thessaloniki, Greece.

- Bonilla, M.,G., Mark, R.,K. ve Lienkaemper, J.,J., 1984. Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length, and surface fault displacement, Bull. Seismol. Soc. Am., 74, 2379-2411.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey – a synthesis, Geodinamica Acta, 14, 3-30.
- Caputo, M., 1976. Model and observed seismicity represented in a two-dimensional space, Ann. Geofis., 29, 277-288.
- Carroll, R.,J. ve Ruppert, D., 1996. The use and misuse of orthogonal regression estimation in linear errors-in-variables models, The American Statistician, 50, 1-15.
- Chouliaras, G. ve Stavrakakis, G.N., 2001. Current seismic quiescence in Greece: Implications for seismic hazard, Journal of Seismology, 5, 595-608.
- Console, R., Montuori, C. ve Murru, M., 2000. Statistical assesment of seismicity patterns in Italy: Are they prequorsors of subsequent events?, Journal of Seismology, 4, 435-449.
- Davis, S.,D. ve Frochlich, C., 1990. Control of aftershock and foreshock decay rates in the ISC Catalog, Eos, Trans. AGU, 71, 553.
- Davis, S.,D. ve Frohlich, C., 1991. Single-link cluster analysis of earthquake aftershocks: decay laws and regional variations. J. Geophys. Res., 96, 6336–6350.
- Dirik, D., Yürür, T. ve Demirbağ, H., 2003. 1 Mayıs 2003 Çimenli (Bingöl) Depremi Değerlendirme Raporu, Hacettepe Üniversitesi, Ankara.
- Doğan, A., Yıldırım, C., Nefeslioğlu, N.A. ve Emre Ö., 2004. 25 Mart (M_w 5.5) ve 28 Mart (M_w 5.5) 2004 Aşkale (Erzurum) Depremleri Değerlendirme Raporu, Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı, Ankara.
- Drakatos, G., 2000. Relative seismic quiescence before large aftershocks, PAGEOPH, 157, 1407 –1421.
- Drakatos, G. ve Latoussakis, J., 2001. A catalog of aftershock sequences in Greece (1971-1997): Their spatial and temporal characteristics, Journal of Seismology, 5, 137-145.
- Eaton, J., O’Neil, M. ve Murdock, J., 1970. Aftershocks of the 1966 Parkfield-Cholame, California, earthquake: A detailed study, Bull. Seismol. Soc. Am., 60, 1151-1197.
- EERI, http://www.eeri.org/lfe/pdf/turkey_bingol_eeri_preliminary_report.pdf, 18/01/2005.
- Emre, Ö., Herece, E., Doğan, A., Parlak, O, Özaksoy, V., Çıplak R. ve Özalp, S., 2003. May 1, 2003 Bingöl earthquake preliminary report, MTA, Ankara.
- Emre, Ö., Doğan, A., Özalp, S. ve Yıldırım, C., 2005. 25 Ocak 2005 Hakkari depremi hakkında ön değerlendirme, MTA Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.

- Enescu, B. ve Ito, K., 2002. Spatial Analysis of the Frequency Distribution and Decay Rate of aftershock Activity of the 2000 Western Tottori Earthquake, Earth Planets Space, 54, 847-859.
- Erdik, M., Doyuran, V., Akkaş, N. ve Gülkan, P., 1985. A probabilistic assessment of the seismic hazard in Turkey, Tectonophysics, 117, 295-344.
- Erdik, M., Biro, Y., Onur, T., Sesetyan, K. ve Birgoren, G., 1999. Assessment of earthquake hazard in Turkey and neighboring regions, Annali Geophysica, 42, 1125-1138.
- Erdik M., Demircioğlu, M., Beyen, K., Sesetyan, K., Aydınöğlü, N., Gul, M., Siyahi, B., Önem, G., Tüzün, C., Salkın, A. ve Kaya, Y., 2003. May 01, 2003 Bingöl (Turkey) earthquake, Reconnaissance Report in Turkish, EERI.
- Ergunay, O., 1976. Earthquake zoning map of Turkey, UNESCO, Proc. Sem. Seism. Zoning Map, 1, 359-370.
- Evison, F., 1977. Fluctuations of seismicity before major earthquakes, Nature, 266, 710-712.
- Eyidoğan, H., 1988. Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from major earthquakes, Tectonophysics, 148, 83-92.
- Felzer, K.,R., Becker T.,W., Abercrombie R.,E. ve Ekström, G., 2002. Triggering of the 1999 M_W 7.1 Hector Mine earthquake by aftershocks of the 1992 M_W 7.3 Landers earthquake, J. Geophys. Res., 107, B9, doi:10.1029/2001JB000911.
- Felzer, K.,R., 2003. A study of earthquake triggering through statistical analysis, PhD Thesis, Harvard University, Cambridge, Massachusetts.
- Felzer, K.,R., Abercrombie R.,E. ve Ekström, G., 2003. Secondary aftershocks and their importance for aftershock forecasting, Bull. Seismol. Soc. Am., 93, 4, 1433-1448.
- Frohlich, C., 1987. Aftershocks and Temporal Clustering of Deep Earthquakes, J. Geophys. Res., 92, 13944-13956.
- Gardner, J.,K. ve Knopoff, L., 1974. Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian? Bull. Seismol. Soc. Am., 64, 1363-1367.
- Gasparini, P. ve Lolli, B., 2006. Correlation between the parameters of the aftershock rate equation: Implications for the forecasting of future sequences, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 156, 41-58.
- Gerstenberger, M.,C., Wiemer, S. ve Jones, L.M., 2004a. Short-term probabilistic aftershock hazard mapping, paper number 35, NZSEE Conference.

- Gerstenberger, M.,C., Wiemer, S. ve Jones, L.,M., 2004b. Real-time forecasts of tomorrow's earthquakes in California: a new mapping tool, U.S. Department of the Interior and U.S. Geological Survey, Open-File Report 2004-1390.
- Gibowitz, S.J., 1973. Stress drop and aftershocks, Bull. Seismol. Soc. Am., 63, 1433-1446.
- Guo, Z. ve Ogata, Y., 1997. Statistical Relations between the Parameters of Aftershocks in Time, Space, and Magnitude, Journal of Geophysical Research, 102, B2, 2857-2873.
- Gutenberg, R. ve Richter, C.,F., 1944. Frequency of earthquakes in California, Bull. Seismol. Soc. Am., 34, 185-188.
- Gutenberg, R. ve Richter, C., F., 1954. Seismicity of the Earth and associated phenomenon, 2nd ed. (Princeteon Univ. Press, Princeton).
- Gülkan, P., Koçyiğit, A., Yüçemen, M.,S., Doyuran, V. ve Başöz, N., 1993. Earthquake zoning map of Turkey based on the most recent data (En son verilere göre hazırlanan Türkiye deprem bölgeleri haritası): METU Earthquake Engineering Research Center, Report No. 93-01, 156.
- Habermann, R.E., 1981a. The Quantitative Recognition And Evaluation Of Seismic Quiescence: Applications To Earthquake Prediction And Subduction Zone Tectonics, Ph.D. Thesis (University Of Colorado, Boulder 1981a).
- Habermann, R.E. 1981b. Precursory Seismicity Patterns: Stalking The Mature Seismic Gap. In Earthquake Prediction (Eds. D. W. Simpson And P. G. Richards), Maurice Ewing Series, 29-42.
- Habermann, R.,E., 1983. Teleseismic detection in the Aleutian Island arc, J. Geophys. Res., 88, 5056-5064.
- Habermann R.,E. ve Wyss, M., 1984. Seismic Quiescence And Earthquake Prediction On The Cala-Eras Fault, California, Abstract, Eos 65, 988.
- Habermann, R.,E., 1987. Man-made changes of seismicity rates", Bull. Seismol. Soc. Am., 77, 141-159.
- Hawkes, A.,G. ve Adamopoulos, L., 1973. Cluster models for earthquakes, Regional comparisions, Bull. Int. Stat. Inst., 45, No. 3, 454-461.
- Helmstetter, A. ve Sornette, D., 2003. Båth's law derived from the Gutenberg-Richter law and from aftershock properties, Geophys. Res. Lett., 30, 20, 2069.
- Helmstetter A., Kagan, Y.,Y. ve Jackson, D. D., 2006. Comparison of Short-Term and Time-Independent Earthquake Forecast Models for Southern California, Bull. Seismol. Soc. Am., 96, 1, 90-106.

- Herak, M. ve Herak, D., Markusić, S., ve Ivančić, I., 2001. Numerical modeling of the Ston-Slano (Croatia) aftershock sequence, Studia Geoph. et Geod., 45, 251–266.
- Hirano, R., 1924. Investigation of aftershocks of the great Kanto earthquake at Kumagaya, Kishoshushi, Ser., 2, 2, 77-83.
- Hirata, T., 1969. Aftershock sequence of the earthquake off Shikotan Island on January 29, 1968, Geophys. Bul. Hokkaido Univ., 21, 33-43.
- Hirata, T., 1987. Omori's Power Law Aftershock sequences of Microfracturing in Rock Fracture Experiment, Journal of Geophysical Research, 92, B7, 6215-6221.
- IASPEI, 1997. Algorithms for Earthquake Statistics and Prediction, (Edited by J. H. Healy, V. I. Keilis-Borok and W. H. K. Lee), IASPEI software Library Volume 6. USA.
- Jeffreys, H., 1938. Aftershocks and periodicity in earthquakes, Gerlands Beitr., Geophys., 56, 111-139.
- Jiancang, Z., 2003. Some applications of Point Processes in seismicity modelling and prediction, Dissertation Thesis (The Graduate University for Advanced Studies) 172 pp.
- Jiménez, M.,J., Giardini, D., Grünthal, G., ve Sesame Working Group (Erdik, M., García-Fernández, M., Lapajne, J., Makropoulos, K., Muson, R., Papaioannou, Ch., Rebez, A., Riad, S., Sellami, S., Shapira, A., Slejko, D., Van Eck, T. ve El Sayed, A.) 2001. Unified seismic hazard modelling throughout the Mediterranean region, Bolletino Di Geophysica Teorica Ed Applicata, 42, 1-2, 3-18.
- Jorjishvili, N., Javakhishvili, Z. ve Elashvili, M., 2007. Seismicity and Rate Changes In Caucasus Region, 50th anniversary earthquake conference commemorating the 1957 Gobi-Altay earthquake, July-August, Ulaanbaatar-MONGOLIA.
- Joyner, W.,B. ve Boore, D.,M., 1988. Measurement, characterization, and prediction of strong ground motion, Earthquake Engineering and Soil Dynamics, 2. Recent Advances Ground Motion Evaluation, 43-102.
- Kagan, Y.,Y. ve Knopoff, L., 1976. Statistical search for non-random features of the seismicity of strong earthquakes, Phys. Earth Planet. Interiors, 12, 291 –318.
- Kagan, Y.,Y. ve Knopoff, L., 1981. Stochastic Synthesis of earthquake Catalogs, J. Geophys. Res., 86, 2853-2862.
- Kagan, Y.,Y., 1991. Likelihood analysis of earthquake catalogues, J. Geophys. Res., 106, 135-148.
- Kagan, Y.,Y., 1999. Universality of the seismic moment-frequency relation, PAGEOPH, 155, 537 –573.

- Kanamori, H., 1981. The nature of seismicity patterns before large earthquakes, in earthquake prediction (Maurice Ewing series, 4), eds. D. W. Simpson and P. G. Richards, Washington, DC: American Geophysical Union, 1-19.
- Kanamori, H. ve Anderson, D.,L., 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seismol. Soc. Am., 65, 1073-1095.
- Katsumata, K. ve Kasahara, M., 1999. Precursory Seismic Quiescence before the 1994 Kurile Earthquake (Mw=8.3) Revealed by Three Independent Seismic Catalogs, Pure Appl. Geophys., 155, 43-470.
- Kayabalı, K., 2002. Modeling of seismic hazard for Turkey using the recent neotectonic data, Engineering Geology, 63, 221-232.
- Kayabalı, K. ve Akın, M., 2003. Seismic hazard map of Turkey using the deterministic approach, Engineering Geology, 69, 127-137.
- Ketin, İ., 1976. San Andreas ve Kuzey Anadolu Fayları arasında bir karşılaştırma, Türkiye Jeoloji Kurulu Bülteni, 19, 149-154.
- King, G.,C.,P., Ouyang, Z.,X., Papadimitriou, P., Deschamps, A., Gagnepain, J., Hauseman, G., Jackson, J.A., Soufleris, C. ve Virieux, J., 1985. The Evolution of the Gulf of Corinth (Greece): an Aftershock Study of the 1981 Earthquakes, Geophys. J. R. Astr. Soc., 80, 677-693.
- Kisslinger, C. ve Jones, L.,M., 1991. Properties of Aftershock Sequences in Southern California, J. Geophys. Res., 96,B7, 11947-11958.
- Kisslinger, C., 1993. The Stretched exponential function as an alternative model for aftershock decay rate, J. Geophys. Res., 98, B2, 1913-1921.
- Kisslinger, C. ve Jones, L.,M., 1993. The Stretched Exponential Function as an Alternative Model for aftershock decay rate, J. Geophys. Res., 98, B2, 1913-1921.
- Koçyiğit, A., Öztürk, A., İnal, S. ve Gürsoy, E., 1985. Karasu Havzası'nın (Erzurum) Tektonostratigrafisi ve Mekanik Yorumu, Cum. Üniv. Müh. Fak. Yerbil. Dergisi, 2, 2-15.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S. ve Kuloshvili, S., 2001. Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: Implication for Transition from Thrusting to Strike- slip Faulting, Geodinamica Acta, 14, 177-195.
- Kisslinger, C., 1996. Aftershocks and Fault-Zone Properties, Adv. Geophys., 38, 1-36.
- Lachernbruch, A.,H., Sass, J.H., 1980. Heat flow and energetics of the san Andreas Fault Zone, J. Geophys. Res., 85, 6185-6222.
- Lachernbruch, A.,H., Sass, J.,H. ve Galanis, S.,P., 1985. Heat Flow in Southernmost California and the Orijin of the Salton Trough, J. Geophys. Res., 90, 6709-6736.

- Le Pichon , X. ve Angelier, J., 1979. The Aegean arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area, Tectonophys., 60, 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, J. Geophys. Res., 100, 12675-12690.
- Li, Z.,Q., Liu, Y.M., He, J.,H. ve Tian K.,Y., 1980. A preliminary study of the process of development and occurrence of a series of recent strong earthquakes' in north China, Acta Seismol. Sin., 2, 388-394.
- Liptser, R.S. ve Shiryaev, A.,N., 1978. Statistics of random processes II. Applications, Springer-Verlag, New York.
- Lolli, B. ve Gasperni, P., 2003. Aftershocks hazard in Italy Part I: Estimation of time-magnitude distribution model parameters and computation of probabilities of occurrence, Journal of Seismology, 7, 235-257.
- Lomnitz, C., 1974. Global tectonics and earthquake risk, Elsevier, London.
- Lomnitz-Adler, J. ve Lomnitz, C., 1978. A new magnitude-frequency relation, Tectonophysics, 49, 237-245.
- Lomnitz, C., 1982. What is a gap?, Bull. Seismol. Soc. Am., 72, 1411-1413.
- Lomnitz, C. ve Nava, F.A., 1983. The predictive value of seismic gaps, Bull. Seismol. Soc. Am., 73, 1815-1824.
- Main, I.G. ve Burton, P.,W., 1984a. Physical links between crustal deformation, seismic moment and seismic hazard for regions of varying seismicity, Geophys. J., 79, 469-488.
- Main, I.,G. ve Burton, P.W., 1984b. Information theory and the earthquake frequency-magnitude distribution, Bull. Seismol. Soc. Am., 74, 1400-1426.
- Makjanic, B., 1972. A contribution to the statistical analysis of Zagreb earthquakes in the period 1869-1968, Pure Appl. Geophys., 95, 80-88.
- Makjanic, B., 1980. On the frequency distribution of earthquake magnitude and intensity, Bull. Seismol. Soc. Am., 70, 2253-2260.
- Marcellini, A., 1997. Physical Model of Aftershock Temporal Behavior, Tectonophysics, 277, 137-146.
- Matthews, M. ve Reasenberg, P.,A., 1988. Statistical methods for investigating quiescence and other temporal seismicity patterns, PAGEOPH, 126, 2-4, 357-372.

- Matsu'ura, R.,S., 1986. Precursory quiescence and recovery of aftershock activity before some large aftershocks, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo, 61, 1 -65.
- Matuzawa, T., 1936. Seismometrical studies of the earthquake of March 1933, III, Earthquake frequency before and after the large earthquake. General remark on aftershocks, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo, 14, 38-67.
- McKenzie, D.,P., 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region, Nature, 226, 239-243.
- Mckenzie, D.,P., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, Geophys. J. Royal Astron. Soc., 55, 217-254.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Gergiev, I., Hamburger, M., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidse, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadaria, M., Ouzounus, A., Paradisissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanlı, I., Seeger, H., Teableb, A., Toksöz, N. ve Veis, G., 2000. GPS constrains on crustal movements and deformations for plate dynamics, J. Geophy. Res., 105, 5695-5720
- Mendoza, C. ve Hartzell, S., 1988. Aftershock Patterns and Main Shock Faulting, Bull. Seismol. Soc. Am., 78, 4, 1438-1449.
- Milkereit, C., Grosser, H., Wang, R., Wetzel, H.,U., Woith, H., Karakisa, S., Zünbül, S., ve Zschau, J., 2004. Implications of the 2003 Bingöl Earthquake for the interaction between the North and East Anatolian faults, Bull. Seismol. Soc. Am., 94, 6, 2400-2406.
- Mogi, K., 1962. On the time distribution aftershocks accompanying the recent major earthquakes in and near Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo, 40, 107-124
- Mogi, K., 1967. Regional Variation of Aftershock Activity, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo, 46, 175-203.
- Mogi, K., 1968. Source Locations of Elastic Shocks in the Fracturing Process in Rocks (1), Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo, 46, 1103-1125.
- Mogi, K., 1969. Some Features of Recent Seismic Activity in and near Japan, {2}: Activity Before and After Great Earthquakes, Bull. Eq. Res. Inst. Univ. of Tokyo, 47, 395-417.
- Motoya, Y. ve Kitagamae, M., 1971. Report on the Earthquake of Southern Part of Hokkaido on January 21, 1970, Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 25, 141-151.
- Murru, M., Console, R. ve Montuori, C., 1999. Seismic Quiescence precursor to the 1983 Nihonkai-Chubu (M7.7) earthquake, Japan, Annali Geophysica, 42, 5, 871-882.
- Nalbant, S.,S., McCloskey, J., Steacy, S. ve Barka, A.A., 2002. Stress accumulation and increase seismic risk in eastern Turkey, Earth Planet. Sci. Lett., 195, 291-298.

- Nasu, N., 1929. On the aftershocks of the Tango earthquake, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo, 6, 245-331.
- Ogata, Y., 1978. Asymptotic behavior of the maximum likelihood estimators for the stationary point processes, Ann. Inst. Statist. Math., 30, 243-261.
- Ogata, Y., 1983. Estimation of the parameters in the modified Omori formula for aftershock frequencies by the maximum likelihood procedure, J. Phys. Earth., 31, 115-124.
- Ogata, Y. ve Shimazaki, K., 1984. Transition from aftershock to Normal activity, Bull. Seismol. Soc. Am., 74, 1757-1765.
- Ogata, Y., 1985. Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes, Research Memo. (Technical report), No. 288, Inst. Statist. Math., Tokyo.
- Ogata, Y., 1986. Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes, Mathematical Seismology, 1, 228 - 281.
- Ogata, Y., 1988. Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes, J. Am. Stat. Assoc., 83, 9 - 27.
- Ogata, Y., 1989. Statistical model for standard seismicity and detection of anomalies by residual analysis, Tectonophysics, 169, 159 - 174.
- Ogata, Y., Masajiro, I. ve Koichi, K., 1991. 3-D spatial Variation of *b*-values of Magnitude-Frequency Distribution beneath the Kanto District, Japan, Geophys. J. Int., 104, 135-146.
- Ogata, Y., 1992. Detection of precursory relative quiescence before great earthquakes through a statistical model, J. Geophys. Res., 97, 19845 - 19871.
- Ogata, Y., 1994. Seismological application of statistical methods for point- process modeling, in proceedings of the first US/Japan conference on frontiers of statistical modeling, ed. H. Bozdogan, 37 - 163, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Ogata, Y., 1999. Seismicity analysis through Point-process modeling: A review, PAGEOPH., 155, 471-507.
- Ogata, Y., 2001. Increased probability of large earthquakes near aftershock regions with relative quiescence, J. Geophys. Res., 106, 8729-8744.
- Ogata, Y., Jones, L.,M. ve Toda, S., 2003. When and where the aftershock activity was depressed: contrasting decay patterns of the proximate large earthquakes in southern California, J. Geophys. Res., 108(B6), 2318, doi:10.1029/2002JB002009.

- Okada, M., 1979. Statistical Distribution of the difference in magnitude between the main shock and its largest aftershock, Zsin, 2, 32, 463-476.
- Olsson, R., 1999. An Estimation of the Maximum b-value in the Gutenberg-Richter Relation, Geodynamics, 27, 547-552.
- Omori, F., 1894a. On aftershocks, Rep. Imp. Earthq. Inv. Com., 2, 103-138.
- Omori, F., 1894b. On aftershocks of earthquakes, J. Coll. Sci. Imp., Univ. of Tokyo, 7, 111-200.
- Omori, F., 1900a. Note on the great Mino-Owari earthquake of Oct. 28th, 1891, Pub. Imp. Earthq. Inv. Com., 4, 13-25
- Omori, F., 1900b. On the after-shocks of the Hokkaido earthquake of Mar. 22nd, 1894, Pub. Imp. Earthq. Inv. Com., 4, 39-45.
- Omori, F., 1900c. Note on the Fukuoka earthquake of August 10th and 12th, 1898, Rep. Imp. Earthq. Inv. Com., 32, 47-54.
- Omori, F., 1902. Note on the after-shocks of the Mino-Owari earthquake of Oct. 28th, 1891, Pub. Imp. Earthq. Inv. Com., 7, 27-51.
- Omori, F., 1906. Formasa earthquake of November 11, 1904, Rep. Imp. Earthq. Inv. Com., 54, 1-223.
- Omori, F., 1894. Investigation of Aftershocks, Rep. Earthq. Inv. Comm., 2, 103-139.
- Omori, F., 1902. Note on the after-shocks of the Mino-Owari earthquake of Oct. 28th, 1891, Pub. Imp. Earthq. Inv. Com., 2, 185-195.
- Oral, M.,B., Reilinger, R.,E., Toksöz, M.,N., Kong, R.,W., Barka, A.,A., Kınık, I. ve Lenk, O., 1995. Global positioning system offersevidence of plate motions in eastern Mediterranean, EOS Transac., 76, 9.
- Otsuka, M., 1985. Studies on aftershock sequences, Part 1. Physical interpretation of Omori's formula, Sci. Rep. Shmabara Earthq. Volcano Ods., 13, 11-20.
- Otsuka, M., 1987. A simulation of earthquake occurrence, Part 8. On Omori's law to express aftershock seismicity, Zsin, Ser., 2, 40, 65-75.
- Özalp, S., Özaksoy, V. ve Nefeslioğlu, H.,A., 2007. 21 Şubat 2007 Sivrice (Elazığ) depremi saha gözlemleri ve değerlendirme raporu, MTA Jeoloji Etüdüleri Dairesi, Ankara.
- Öztürk, S. ve Bayrak Y., 2005. Statistical analysis of the aftershock sequences that occurred in Turkey during 1995-2004, 4th Congress of the Balkan Geophysical Society, P11-01, 687-690, 9-12 October 2005, Bucharest, Romania.

- Öztürk, S. ve Bayrak Y., 2006. Relationships between the seismicity parameters of aftershock sequences of earthquakes which recently occurred in Turkey, The 17th International Geophysical Congress and Exhibition of Turkey, 55, 14-17 November, Ankara, TURKEY.
- Öztürk, S. ve Bayrak Y., 2007. A study on the aftershock sequences of earthquakes occurred in Turkey, International Conference on Environment: Survival and Sustainability, 672, 19-24 February, Nicosia, Northern Cyprus.
- Öztürk, S., Çınar, H., Bayrak Y., Karşlı, H. ve Daniel, G., 2008. Properties of Aftershock Sequence of the 2003 Bingöl, $M_D=6.4$, (Turkey) Earthquake, Pure and Applied Geophysics, 165, 349-371.
- Öztürk, S. ve Bayrak, Y., 2009. Precursory seismic quiescence before 1 May 2003 Bingöl (Turkey) earthquake: A statistical evaluation, Journal of Applied Functional Analysis (JAFA), 4, 4, 600-610.
- Papazachos, B.,C. ve Comniakis, P.,E., 1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean arc, J. Geophys. Res., 76, 8517-8533.
- Papazachos, B.,C., 1974. On certain aftershock and foreshock parameters in the area of Greece, Ann. Di Geofisica., 27, 497-515.
- Papazachos, B.,C., Kiratzi, A. ve Papadimitriou, E., 1991. Regional focal mechanism for earthquakes in the Aegean area, PAGEOPH, 136, 4, 405-420.
- Polat, O., Gök, E. ve Yılmaz, D., 2008. Earthquake Hazard of the Aegean Extension Region (West Turkey), Turkish Journal of Earth Sciences, 7, 593-614.
- Purcaru, G., 1974. On the statistical interpretation of the Bath's law and some relations in aftershock statistics, Geol. Inst. Technic and Ec. Study Geophys. Prosp. Bucharest 10, 35-84.
- Ranalli, G., 1969. A Statistical Study of Aftershock Sequences, Ann. Di Geofis., 22, 359-397.
- Reasenberg, P.,A. ve Ellsworth, W.,L., 1982. Aftershocks of the Coyote Lake, California, Earthquake of August 6, 1979: A detailed study, J. Geophys. Res., 87, 10637-10655.
- Reasenberg, P.,A., 1985. Second-order moment of Central California Seismicity, 1969–1982, J. Geophys. Res., 90, 5479–5495.
- Reasenberg, P.,A. ve Jones, L.M., 1989. Earthquake Hazard after a mainshock in California, Science, 243, 1173-1176.
- Reasenberg, P.,A. ve Jones, L.M., 1990. California aftershock hazard forecast, Science, 247, 345-346.

- Reasenbergl P.,A. ve Jones, L.,M., 1994. Earthquake aftershocks: update, Science, 265, 1251-1252.
- Reilinger, R.,E., McClusky, S.,C., Oral, M.,B., King, W. ve Toksöz, M.N., 1997. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabian-Africa-Eurasia plate collision zone, J. Geophys. Res., 102, 9983-9999.
- Richter, C.,F., 1958. Elementary Seismology, 768 pp., W. H. Freeman, New York.
- Sadigh, K., Chang, C.Y., Egan, J.A., Makdisi, F., ve Youngs, R.R., 1997. Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data, Seismol Res. Lett., 1, 68, 180-189.
- Saito, M., Kikuchi, M. ve Kudo, K., 1973. Analytical solution of “Go-game model” of earthquake, Zisin (J. Seism. Soc. Japan), Ser., 2, 26, 19-25.
- Sánchez J.,J. ve McNutt, S.,R., 2004. Unexpected Response of Mt. Wrangell Volcano, Alaska, to the Shaking from A Large Regional Earthquake: A Puzzle For Intermediate-Term Earthquake-Volcanoes Interactions, Earth Sci. Res. J., 8, 1, 34 – 44.
- Sase, H., 1974. Time series analysis of the Matsushiro earthquake swarm, Prog. Abstr. Seismol. Soc. Jpn., 2, 57.
- Savage, W.,U., 1972. Microearthquake clustering near Fairview Peak, Nevada, and in the Nevada seismic zone, J. Geophys. Res., 77, 7049-7056.
- Savage, M.,K. ve Meyer, R.,P., 1985. Aftershocks of an M=4.2 Earthquake in Hawaii and Comparison with Long-Term Studies of the Same Volume, Bull. Seismol. Soc. Am., 75, 3, 759-777.
- Schenkova, Z., Schenk, V. ve Karnik, V., 1982. Foreshocks and aftershocks in recent earthquakes, Earthq. Predict. Res., 1, 287-318.
- Scholz, C.,H., 1968. The Frequency-Magnitude Relation of Microfracturing in Rock and its Relation to earthquakes, Bull. Seismol. Soc. Am., 58, 399-415.
- Scholz, C.,H., 1990. The Mechanics of Earthquakes and Faulting, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 439 pp.
- Seino, M., Fukui, K. ve Churei, M., 1989. Magnitude vs. frequency distributions of earthquakes with upper bound magnitude, Zisin (J. Seism. Soc. Japan), Ser., 2, 42, 73-80.
- Sesetyan, K., 1997. A probabilistic assessment of the seismic hazard in the Caucasus in terms of spectral values, Ms. Thesis, 126p., Bogazici University.
- Shcherbakov, R. ve Turcotte, D.,L., 2004. A modified Form of Båth’s law, Bull. Seismol. Soc. Am., 94, 5, 1968-1975.

- Shcherbakov, R., Turcotte, D.,L. ve Rundle, J.,B., 2004. A generalized Omori's law for earthquake aftershock decay, Geophys. Res. Lett., 31, L11613.
- Shcherbakov, R., Turcotte, D.L., ve Rundle, J.B., 2005. Aftershock Statistics, Pure and Applied Geophysics, 162, 1051-1076.
- Shiratori, K., 1925. Notes on the destructive earthquake in Sagami Bay on the first of September, 1923, Jpn. J. Astron. Geophys., 2, 173-192.
- Shlien, S. ve Toksöz, N., 1970. A clustering model for earthquake occurrences, Bull. Seismol. Soc. Am., 60, 1765-1785.
- Souriau, M.,A., Souriau, A. ve Gagnepain, J., 1982. Modeling and detecting interactions between earth tides and earthquakes with application to an aftershock sequence in the Pyrenees, Bull. Seismol. Soc. Am., 72, 165-180.
- Spasov, E., Sinadinovski, C. ve McCue, K., 2002. Spatial and temporal variation of seismicity across Australia, Journal of the Balkan Geophysical Society, 5, 4, November 2002, 115-122.
- Stein, R.,S., Barka, A.,A. ve Dieterich, J.,H., 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, Geophys. J. Int., 128, 594-604.
- Suyehiro, S., 1966. Difference between aftershocks and foreshocks in the relationship of magnitude to frequency of occurrence for great Chilean earthquake of 1960, Bull. Seismol. Soc. Am., 56, 185-200.
- Sykes, L.,R. ve Jaume, S., 1990. Seismic activity on neighboring faults as a long-term precursor to large earthquakes in the San Francisco Bay Area, Nature, 348, 595–599.
- Şaroğlu, F., Güner, Y., 1981. Doğu Anadolu'nun Jeomorfolojik gelişimine etki eden ögeler: Jeomorfoloji, Tektonik, Volkanizma ilişkileri, TJK Bülteni, 24, 2, 39-50.
- Şaroğlu, F., 1985. Doğu Anadolu'nun Neotektonik dönemde jeolojik ve yapısal evrimi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Boray, A., 1987. Türkiye'nin aktif fayları ve depremsellikleri, MTA Rapor no. 8174, 394 s.
- Şaroğlu, F., Emre, O. ve Kuşçu, I., 1992. Active fault map of Turkey, printed by General Directorate of Mineral Research and Exploration.
- Şengör, A.,M.,C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, Tectonophysics, 75, 181–241.
- Tajima, F. ve Kanamori, H., 1985. Global Survey of Aftershock Area Expansion Patterns, Phys. Earth. Planet. Inter., 40, 77-134.

- Tapırdamaz, M.,C., Tan, O., Tarancıoğlu, A., Ergintav, S. ve Yörük, A., 2008. Türkiye’de Yapılan Artçı Deprem Çalışmaları, Aktif Tektonik Araştırma Grubu Onikinci Çalıştayı (ATAG 12), Kasım, Düzce.
- Telesca, L., Cuomo, V., Lapenna, V. ve Macchiato, M., 2001. Statistical analysis of fractal properties of point processes modeling seismic sequences, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 125, 65-83.
- Tepeuğur, E. ve Yaman, M., 2007. 21 Şubat 2007 Sivrice (Elazığ) deprem raporu, Deprem Araştırma dairesi, Rapor No :5690-1, Ankara.
- Tirifonov, V.G., 1995. World Map of Active Faults (Preliminary Results of Studies). Quaternary International, 25, 3-12.
- Tsapanos, T.,M., 1990. *b*-values of Two Tectonic Parts in the Circum-Pacific Belt, PAGEOPH, 134, 299-242.
- Tsapanos, T.,M., 1992. Considerations on the Global seismic Sequences: The Second and The Third Largest Aftershocks, Geophys. J. Int., 111, 630-636.
- Tsapanos, T.M., Papazachos, C., Moutafi, Z., Gabrielides, J. ve Spyrou, T., 1994. Properties of the Globally Distributed Aftershock Sequences : Emphasis in the Circum-Pasific Belt, Bull. Seism. Soc. Am., XXX, 5, 151-158.
- Tsapanos, T.,M., 1995. The Temporal Distribution of Aftershock Sequences in the Subduction Zones of the Pasific, Geophys. J. Int., 123, 633-636.
- Uhrhammer, R., 1986. Characteristics of northern and southern California seismicity: Earthquake Notes, 57, 21.
- Ulusay, R., Tuncay, E., Sonmez, H. ve Gokceoglu, C., 2004. An attenuation relationship based on Turkish strong motion data and iso-acceleration map of Turkey, Engng. Geol., 74, 265-291.
- Utsu, T. ve Seki, A., 1955. Relation between the area of aftershock region and the energy of mainshock, Zsin II (J. Seismol. Soc. Japan), 7, 233-240.
- Utsu, T., 1957. Magnitudes of earthquakes and occurrence of their aftershocks, Zisin, 2, 10, 35-45.
- Utsu, T., 1961. A Statistical Study on the Occurrence of Aftershocks, Geophys. Mag., Tokyo, Japan, 30, 521-603.
- Utsu, T., 1962. On the Nature of three Alaskan Aftershock sequences of 1957 and 1958, Bull. Seismol. Soc. Am., 52, 279-297.
- Utsu, T., 1969. Aftershocks and Earthquake Statistics (I)- Some Parameters Which Characterize an Aftershock sequence and their Interrelation, J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII, 2, 129-195.

- Utsu, T., 1970. Aftershocks and earthquake statistics (2), *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser.* 7, 3, 197-266.
- Utsu, T., 1971. Aftershock and Earthquake Statis (III): Analyses of the Distribution of Earthquakes in Magnitude, Time, and Space with Special Consideration to clustering characteristics of Earthquake Occurrence (1), *J. Faculty Sci., Hokkaido University, Ser., VII, 3*, 379-441.
- Utsu, T., 1972. Aftershocks and earthquake statistics (IV), Analysis of the distribution of earthquakes in magnitude, time, and space with special consideration to clustering characteristics of earthquake occurrence (2), *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII, 4*, 1-42.
- Utsu, T., 1978. Estimation of parameter values in formulas for magnitude-frequency relation of earthquake occurrence, *Zisin (J. Seism. Soc. Japan), Ser., 2*, 31, 367-382.
- Utsu, T., 1992. Introduction to seismicity, *Mathematical Seismology*, 7, 139-157.
- Utsu, T., Ogata, Y. ve Matsu'ura, R.S., 1995. The Centenary of the Omori Formula for A Decay Law of Aftershock Activity, *J. Phys. Earth.*, 43, 1-33.
- Utsu, T. ve Ogata, Y., 1997. Source code for statistical analysis of seismicity, in Healy, J. H., V. I. Keilis-Borok, and W. H. K. Lee (Editors), "Source Code package for IASPEI Software Library Volume 6", Seismological Society of America, El Cerrito, CA.
- Utsu, T., 2002. Relationship between magnitude scales, in international handbook of earthquake and engineering seismology (W. H. K. Lee, H. Knamori, P. C. Kisslinger, eds) part A, (Academic Press, Amsterdam, 2002), 733-746.
- Urbancic, T.,I., Trifu, C.,I., Long, J.,M. ve Toung, R.P., 1992. Space-Time Correlations of *b*-value with Stress Release, *Pure Appl. Geophys.*, 139, 449-462.
- Üçer, S.,B., Crampin, S., Evabs, R., Miller, A. ve Kafadar, N., 1985. The MARNET radio linked seismometer network spanning the Marmara Sea and the seismicity of western Turkey, *Geophys. J. Royal. Astron. Soc.*, 83, 17-30.
- Vere-Jones, D., 1969. A note on the statistical interpretation of Båth's law, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59, 1535-1541.
- Vere-Jones, D. ve Davies R.B., 1966. A statistical survey of earthquakes in the main seismic region of New Zeland, Part. Time series analyses. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 9, 251-284.
- Vere-Jones, D., 1970. Stochastic models for earthquake occurrence, *J. Roy. Statist. Soc.*, B32, 1-62.

- Voidomatis, Ph.,S., Pavlides, S.,B. ve Papadopoulos, G.A., 1990. Active Deformation and Seismic Potential in the Serbomacedonian Zone, Northern Greece, Tectonophysics, 179, 1-9.
- Wang, Z.,G., 1979. Frequency of aftershocks of the Xingtai earthquake and the subsequent strong earthquakes of north China, Acta Seismol. Sin., 1, 150-153.
- Warren, D.,H., Scofield, C. ve Bufe, C.,G., 1985. Aftershocks of the 22 November 1977 Earthquake at Willits, California: Activity in the Maacama Fault Zone, Bull. Seismol. Soc. Am., 75, 2, 507-517.
- Watanabe, H. ve Kuroiso, A., 1970. Aftershocks of the earthquake of the central part of Gifu prefecture, September 9, 1969, Acto. Seismol. Sin., 1, 150-153.
- Watanabe, K., 1989. On the duration Time of Aftershock Activity, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 39, 1-2, 339.
- Wells, D.,L. ve Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seismol. Soc. Am., 4, 84, 975-1002.
- Wiemer, S. ve Wyss, M., 1994. Seismic quiescence before the Landers (M = 7.5) and Big Bear (6.5) 1992 earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 84, 900-916.
- Wiemer, S., 1996. Analysis of Seismicity: New Techniques and Case Studies, Dissertation Thesis (University of Alaska, Fairbanks, Alaska 1996) 151 pp.
- Wiemer, S. ve Wyss, M., 1997. Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times?, J. Geophys. Res., 102, 15115-15128.
- Wiemer, S., McNutt, S.R. ve Wyss, M., 1998. Temporal and Three-Dimensional Spatial Analysis of the Frequency-Magnitude Distribution near Long Valley Caldera, California., Geophys. J. Int., 134, 409-421.
- Wiemer, S. ve Katsumata, K., 1999. Spatial Variability of Seismicity Parameters in Aftershock Zones. J. Geophys. Res., 104, 13135-13151.
- Wiemer, S., 2000. Introducing probabilistic aftershock hazard mapping, Geophysical Research Letters, 27, 20, 3405-3408.
- Wiemer, S. ve Wyss, M., 2000. Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan, Bull. Seismol. Soc. Am., 90, 859-869.
- Wong, H.K., Degens, E.T. ve Finckh, P., 1978. Structure in modern lake Van sediments as revealed by 3.5 KHz high resolution profiling, in: Degens, E.T., Kurtman, F. (Eds.), The Geology of Lake Van, Min. Res. Expl. Inst. Publ., 169, 11-19.

- Wu, Y.,M. ve Chiao, Y.L., 2006. Seismic Quiescence before the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Mw7.6 Earthquake, Bull. Seismol. Soc. Am., 96, 1, 321-327.
- Wu, Y.,M. ve Chen, C.C., 2007. Seismic reversal pattern for the 1999 Chi-Chi, Taiwan, MW 7.6 earthquake, Tectonophysics, 429, 125–132.
- Wu, Y.,M. ve Chiao, Y.,L., 2006. Seismic Quiescence before the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Mw7.6 Earthquake, Bull. Seismol. Soc. Am., 96, 1, 321-327.
- Wyss, M., Habermann, R.,E. ve Griesser, J.,C., 1984. Seismic Quiescence And Asperities in The Tonga-Kermadec Arc, J. Geophys. Res., 89, 9293–9304.
- Wyss, M. ve Burford, R.,O., 1985. Current Episodes of Seismic Quiescence along the San Andreas Fault Between San Juan Batista and Stone Canyon California; Possible Precursors to Local Moderate main Shocks, U.S. Geol. Survey open-file report, pp. 85–754.
- Wyss, M. ve Burford, R.O., 1987. A predicted earthquake on the San Andreas fault, California, Nature, 329, 323–325.
- Wyss, M. ve Habermann, R.,E., 1988a. Precursory seismic quiescence, PAGEOPH., 126, 319–332.
- Wyss, M. ve Habermann, R.E. 1988b. Precursory quiescence before the August 1982 Stone Canyon, San Andreas Fault, earthquakes, PAGEOPH., 126, 333–356.
- Wyss, M., 1991. Reporting history of the central Aleutians Seismograph network and the quiescence preceding the 1986 Andreanof Island earthquake, Bull. Seismol. Soc. Am., 81, 1231-1254.
- Wyss, M., Shimazaki, K. ve Urabe, T., 1996. Quantitative Mapping of a Precursory Quiescence to the Izu-Oshima 1990 (M=6.5) Earthquake, Japan, Geophys. J. Int., 127, 735–743.
- Wyss, M., 1997a. Second round of evaluations of proposed earthquake precursors, PAGEOPH., 149, 1, 3–16.
- Wyss, M., 1997b. Nomination of seismic quiescence as a significant precursor. PAGEOPH., 149, 1, 79–113.
- Wyss, M., Console, R. ve Murru, M., 1997. Seismicity rate change before the Irpina (M=6.9) 1980 earthquake, Bull. Seismol. Soc. Am., 87, 318-326.
- Xu, S.X., 1984. A review of the seismicity patterns, in A Collection of papers of international symposium on continental seismicity and earthquake prediction, Seismological Press, Beijing., 11-42.
- Yaltrak, C., Alpar, B. ve Yüce, H., 1998. Tectonic elements controlling the evolution of the Gulf of Saros (Northeastern Aegean Sea, Turkey), Tectonophys., 300, 227-248.

- Yamakawa, N., 1968. Foreshocks, Aftershocks and earthquake Swarms (IV)- Frequency Decrease of AfterShocks in its Initial and Later Stages, Pap. Met. Geophys., 19, 109-119.
- Yamanaka, Y. ve Shimazaki, K., 1990. Scaling relationship between the number of aftershocks and the size of the mainshock, J. Phys. Earth, 38, 305-324.
- Yeo, G.,L. ve Cornell, C.,A., 2004. Building tagging criteria based on aftershock PSHA, 13th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No. 3283, August, Canada.
- Yeo, G.,L. ve Cornell, C.,A., 2008. A probabilistic framework for quantification of aftershock ground-motion hazard in California: Methodology and parametric study, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, DOI: 10.1002/eqe.840.
- Zhou, H.,L., Fang, G.,R. ve Jiang, C.N., 1982. The duration of the aftershock sequence, Acta Seismol. Sin., 4, 45-54.
- Jiancang, Z., Ogata, Y. ve Vere-Jones, D., 2004. Analyzing earthquake clustering features by using stochastic reconstruction, J. Geophys. Res., 109, B05301.
- URL-1. <http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/step/images/schematic.jpg>, 13/04/2007.
- URL-2. <http://www.tusiad.org.tr/turkish/rapor/cografya2/202210.pdf>, 04/07/2006.
- URL-3. <http://www.mam.gov.tr/enstituler/ydbe/index.html>, 25/07/2006.
- URL-4. http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/veri_bank/mainw.htm, 17/01/2006.
- URL-5. <http://sismo.deprem.gov.tr/VERITABANI/turknetkatalog.php>, 25/04/2006.
- URL-6. <http://sismo.deprem.gov.tr/VERITABANI/isckatalog.php>, 26/03/2006.
- URL-7. <http://www.iris.edu/quakes/eventsrch.htm>, 25/04/2006.
- URL-8. <http://www.mathworks.com/products/statistics>, 12/05/2006.
- URL-9. http://www.mta.gov.tr/mta_web/haritalar.asp, 26/12/2007.
- URL-10. <http://www.mta.gov.tr/deprem/pulumur.html>, 20/02/2008.
- URL-11. <http://sismo.deprem.gov.tr/DEPREM/DEPREMRAPORLARI/pulumur.pdf>, 19/06/2008.
- URL-12. http://sismo.deprem.gov.tr/DEPREM/DEPREMRAPORLARI/25012005Merkez-HAKKARI_BSA.doc, 30/06/2008.

ÖZGEÇMİŞ

22.06.1977 tarihinde Trabzon'un Yomra ilçesinde doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini Trabzon'da tamamladı. 1995 ÖSYS sınavıyla Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümüne girmeye hak kazandı. 1998-1999 Eğitim-Öğretim yılında Lisans eğitimini tamamladı ve aynı yıl K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans eğitimine başladı. 2001 yılında mezun olduğu bölümde Araştırma Görevlisi olarak çalışmaya başladı ve 18.07.2003 tarihinde Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı Tezli Y. Lisans programından mezun olarak "Jeofizik Yüksek Mühendisi" ünvanını aldı. Eylül 2003'te K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında doktora eğitimine başladı. 1 Ekim-1 Aralık 2008 tarihleri arasında 2 ay süreyle İsviçre'de "Depremlerin önceden kestirimi" üzerine çalışmalarda bulundu. Serkan ÖZTÜRK evli ve bir çocuk babasıdır. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası üyesidir. İyi derecede İngilizce bilmektedir.