

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**BATI ANADOLU KARA VE KIYI ÖTESİ $M_L \geq 5.0$ DEPREMLERİNE AİT
ARTÇI ŞOK DİZİLERİNİN (2005-2015) İSTATİSTİK ÖZELLİKLERİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

İbrahim Yeşua ÖZÇELİK

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

MAYIS 2015

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**BATI ANADOLU KARA VE KIYI ÖTESİ $M_L \geq 5.0$ DEPREMLERİNE AİT
ARTÇI ŞOK DİZİLERİNİN (2005-2015) İSTATİSTİK ÖZELLİKLERİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

İbrahim Yeşua ÖZÇELİK

505111403

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Emine Aysun GÜNEY

MAYIS 2015

İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 505111403 numaralı Yüksek Lisans Öğrencisi **İbrahim Yeşua ÖZÇELİK**, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı “**Batı Anadolu Kara ve Kıyı Ötesi $M_I \geq 5.0$ Depremlerine Ait Artçı Şok Dizilerinin (2005 – 2015) İstatistik Özellikleri**” başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı : **Prof. Dr. Emine Aysun Güney**

İstanbul Teknik Üniversitesi

Jüri Üyeleri : **Doç. Dr. Gonca ÖRGÜLÜ**

İstanbul Teknik Üniversitesi

Jüri Üyeleri : **Prof. Dr. Gündüz HORASAN**

Sakarya Üniversitesi

Teslim Tarihi : **4 Mayıs 2015**

Savunma Tarihi : **27 Mayıs 2015**

Biricik Dedem Kirkor Karacayan'a,

ÖNSÖZ

Bu tez kapsamında kullanılan veri, Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü, Ulusal Deprem İzleme Merkezi (KRDAE-UDİM) tarafından sağlanmıştır.

Tez çalışmalarımda bana her zaman sabır gösteren ve yardımlarını esirgemeyen tez danışmanım Prof. Dr. Emine Aysun GÜNEY'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Yardımlarından dolayı Kıvanç Kekovalı'ya, bu çalışmada kullanılan ZMAP paket programını sağlayan Stefan Wiemer'e ve tez çalışmalarım boyunca ZMAP programı konusunda yardımcı olan Doç. Dr. Gonca ÖRGÜLÜ'ye teşekkür ederim.

Mayıs 2015

İbrahim Yeşua ÖZÇELİK

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖNSÖZ	vii
İÇİNDEKİLER	ix
KISALTMALAR	xi
ÇİZELGE LİSTESİ	xiii
ŞEKİL LİSTESİ	xv
ÖZET	xxi
SUMMARY	xxiii
1. GİRİŞ	1
2. BATI ANADOLU’NUN SİSMOTEKTONİĞİ, DEPREMSELLİĞİ VE KABUK YAPISI	3
2.1 Batı Anadolu’nun Sismotektoniği ve Depremsellliği	3
2.2 Batı Anadolu’nun Kabuk Yapısı	7
3. YÖNTEM	11
3.1 Oluşumlarına Göre Deprem Türleri	11
3.2 Ana Şok, Öncü ve Artçı Şok ve Deprem Fırtınası	11
3.2.1 Öncü şok	11
3.2.2 Deprem fırtınası	12
3.2.3 Artçı şoklar	13
3.3 Artçışok İstatistiği	16
3.3.1 Gutenberg-Richter bağıntısı	16
3.3.2 Bath bağıntısı	18
3.3.3 Omori bağıntısı	19
3.4 Veri Katologlarının Tamlığı	20
3.5 Artçışok Alanının Belirlenmesi	22
3.6 Artçışoklara Gutenberg-Richter ve Omori Bağıntılarının Uygulanmasında ZMAP Yazılımının Kullanılması	24
4. VERİLERİN ANALİZİ	31
4.1 Deprem Kataloglarının Seçimi	31
4.2 Çalışma Alanı	31
4.3 Artçı Şok Alanının ve Zaman Aralığının Belirlenmesi	33
4.4 Magnitüd Dönüşümleri	33
4.5 En Büyük Eğrilik (Maximum Curvature) Yöntemi	34
4.6 Ençok Olabilirlik (Maximum Likelihood) Yöntemi	35
5. 24 MAYIS 2014 $M_L = 6.5$ GÖKÇEADA AÇIKLARI, EGE DENİZİ DEPREMİ	37
5.1 Artçı Şok Alanı İçinde b Değerinin Uzamsal Değişintisinin İncelenmesi	46
5.2 Artçı Şok Alanı İçinde b Değerinin Uzamsal Değişintisinin Bölgesel İncelenmesi	52
5.3 Artçı Şok Alanı İçinde p Değerinin Uzamsal Değişintisinin İncelenmesi	55

5.4 Artçı Şok Alanı İçinde p Değerinin Uzamsal Değişintisinin Bölgesel İncelenmesi	58
6. 19 MAYIS 2011 $M_L = 5.9$ KÜTAHYA – SİMAV DEPREMİ	63
6.1 Artçı Şok Alanı İçinde b Değeri ve İlişkili Diğer Parametrelerin Uzamsal Değişintisinin İncelenmesi	72
6.2 Artçı Şok Alanı İçinde b Değeri ve İlişkili Diğer Parametrelerin Uzamsal Değişintisinin İncelenmesi	76
7. 10 HAZİRAN 2012 $M_L = 6.0$ ÖLÜDENİZ AÇIKLARI, MUĞLA DEPREMİ	79
7.1 Artçı Şok Alanı İçinde b Değerinin Uzamsal Değişintisinin İncelenmesi....	88
7.2 Artçı Şok Alanı İçinde p Değerinin Uzamsal Değişintisinin İncelenmesi....	92
8. ÇALIŞMA ALANINDAKİ DİĞER DEPREMLER	95
9. TARTIŞMA	99
10. SONUÇLAR	101
KAYNAKLAR	105
EKLER	115
ÖZGEÇMİŞ	127

KISALTMALAR

a	: Kesme Noktası (belirli spesifik bir hacimdeki sismik aktivitenin ölçüsü)
b	: Eğim (bu hacimdeki depremlerin magnitüd dağılımlarının ölçüsü)
BGB-DKD	: Batı Güney Batı – Doğu Kuzey Doğu
BKB-DGD	: Batı Kuzey Batı – Doğu Güney Doğu
c	: Artçı Şok Serisinin İlk Kısımına Ait Artçı Şok Aktivitesinin Hızı (gün)
DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
D	: Derinlik
D-B	: Doğu – Batı
EMR	: Tüm Magnitüd Aralığı
FMD	: Frekans – Magnitüd Dağılımı
GFT	: Uygunluk Testi
k	: Belirli kesme magnitüdü üzerindeki artçı şokların toplam sayısına bağlı değer
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KD-GB	: Kuzey Doğu – Güney Batı
KRDAE	: Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü
L	: Fay Boyu
LS	: En Küçük Karaler Yöntemi
M	: Deprem Magnitüdü
MAXC	: En Büyük Eğrilik Yöntemi
MBASS	: Median Temelli Segment Eğimi Analizi
MBS	: b Değeri Durağanlık Yaklaşımı
ML	: Ençok Olabilirlik Yöntemi
Mo	: Sismik Moment
M_{as}	: En Büyük Artçışok Magnitüdü
M_b	: Cisim Dalgası Magnitüdü
M_C	: Tamamlılık Magnitüdü
M_D	: Süre Magnitüdü
M_L	: Yerel (Lokal) Magnitüd
M_{min}	: Minimum Magnitüd
M_{ms}	: Ana Şok Magnitüdü
M_S	: Yüzey Dalgası Magnitüdü
M_w	: Moment Magnitüdü
mW/m²	: Miliwatt / Metre Kare
N (≥M)	: Magnitüdü M'e eşit ya da büyük olan depremlere ait kümülatif sayı
N(t)	: Ana şokun oluşumundan sonra t birim zamana düşen artçı şokların sayısı
p	: Artçı şok azalımının ölçüsü
t	: Ana Şoktan sonraki zaman
UDİM	: Ulusal Deprem İzleme Merkezi

W : Fayın Eni
WLS : Ağırlıklı En Küçük Kareler yöntemi

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 3.1 : Mc hesaplanmasında kullanılan yöntemlerin avantaj ve dezavantajları	22
Çizelge 3.2 : Çeşitli ana şok magnitüd değerleri için hesaplanan dairesel artçı şok alanlarının yarıçapları.....	23
Çizelge 3.3 : ZMAP paketinin fonksiyonları	25
Çizelge 5.1 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremini izleyen 150 günlük süre içinde, artçı şok alanı içinde meydana gelen artçı şoklar için, Gutenberg-Richter ve Omori bağıntılarından hesaplanan istatistik parametreler.....	45
Çizelge 5.2 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremi için artçı şok alanı içinde ana şokun meydana geldiği fay zonu boyunca b değerlerinin uzamsal değişimi.....	55
Çizelge 6.1 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük zaman dilimi içinde meydana gelen artçı şoklar için Gutenberg-Richter ve geliştirilmiş Omori Yasası ile hesaplanan istatistik parametreler.....	70
Çizelge 7.1 : 10 Haziran 2012 $M_L=6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için Gutenberg-Richter ve geliştirilmiş Omori yasası kullanılarak hesaplanan istatistiksel parametreler.....	86
Çizelge 8.1 : Batı Anadolu kara ve kıyı ötesi alanda ($36^\circ-42^\circ K$ ve $26-30^\circ D$), 2005-2015 yılları arasında meydana gelmiş magnitüdü $M_L \geq 5$ olan depremlerin katalog bilgileri. (http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2015/deprem-verileri/deprem-katalogu/)	95
Çizelge 8.2 : Çalışmada kullanılan depremlerin (Çizelge 8.1) artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokları için Gutenberg-Richter bağıntısından hesaplanan b değerleri.....	96
Çizelge 8.3 : Çalışmada kullanılan depremlerin (Çizelge 8.1) artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokları için geliştirilmiş Omori bağıntısından hesaplanan p değerleri.....	97
Çizelge 8.4 : Çalışmanın yorum aşamasında kullanılabilecek özellikte olan ana şoklar ve ana şokların artçı şok dizileri için hesaplanan Mc, p ve b değerleri.....	98
Çizelge 9.1 : Batı Anadolu için hesaplanan b-değerleri.....	100
Çizelge A.1: Batı Anadolu'daki tarihsel ve aletsel büyük depremler (Kahraman ve diğ, 2008).....	116
Çizelge C.1: Batı Anadolu'nun kara ve kıyı Ötesi $M_L \geq 5.0$ depremleri için Gutenberg-Richter ve geliştirilmiş Omori bağıntılarından hesaplanan b ve p değerleri.....	124

Çizelge C.2: Çizelge C.1’de verilen depremlerin geliştirilmiş Omori bağıntısından hesaplanan k ve c değerleri.....	125
Çizelge C.3: Çizelge C.1’de verilen depremler için ΔM , ana şok ile kaydedilen an büyük artçı şoku arasındaki magnitüd farkı.....	126

ŞEKİL LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
Şekil 2.1 : Ege ve Anadolu'nun tektonik haritası.....	4
Şekil 2.2 : Sabit Avrasya noktasona göre GPS hızları	5
Şekil 2.3 : Kalın mavi çizgiler ~150 km'de dalan levhanın tomografik modellere göre konumunu göstermektedir	5
Şekil 2.4 : Depremsellik haritası.....	6
Şekil 2.5 : Ege ve Anadolu Levhası üzerinde olan depremlerin odak mekanizma çözümleri.....	6
Şekil 2.6 : Magnitüdü 4'den büyük olan depremlerin odak mekanizmalarını....	7
Şekil 2.7 : Türkiye'nin Neotektonik, volkanik ve jeotermal alanlarını gösteren harita.....	8
Şekil 2.8 : Türkiye'nin gravite verilerinden hesaplanan kabuk kalınlığı haritası..	8
Şekil 2.9 : Türkiye'de ısı akısı dağılımı.....	9
Şekil 2.10 : Curie sıcaklığı derinlik haritası.....	9
Şekil 2.11 : Batı Anadolu'nun Ege kıyısında yer alan jeotermal alanlar.....	10
Şekil 3.1 : Deprem oluş dizilerinden örnekler.....	14
Şekil 3.2 : Öncü şok-artçı şok modellerinin malzeme yapısı ve uygulanan gerilim ile olan ilişkileri.....	15
Şekil 3.3 : Azores – Gibraltar bölgesine ait FMD grafiği.....	16
Şekil 3.4 : 12 Kasım 1999, Mw 7.2 Düzce depremine ait artçı şok azalım eğrisi..	19
Şekil 3.5 : ZMAP Veri girişi aşamaları ve veri formatı seçimi.....	27
Şekil 3.6 : ZMAP kümülatif sayı grafiği. M_C , b ve p değerlerinin kestirimi ve histogramların elde edilmesi.....	27
Şekil 3.7 : Tamamlılık magnitüdünün (M_C) zamana göre değişimi.....	28
Şekil 3.8 : ZMAP ile gösterilen Sismisite Haritası. M_C , b ve p değerlerinin haritalanması.....	29
Şekil 3.9 : b değeri haritalarının oluşturulması için gerekli olan parametrelerin seçimi.....	29
Şekil 3.10 : p değeri haritalarının oluşturulması için gerekli olan parametrelerin seçimi.....	30
Şekil 4.1 : Batı Anadolu'nun kara ve kıyı ötesinde (36° – 42° K ve 26 – 30° D), 2005-2015 yılları arasında meydana gelen $M_L \geq 5$ magnitüdlü depremlerin dış merkezleri ve 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Ege Denizi depreminin dış merkezi.....	32
Şekil 4.2 : Batı Anadolu'nun kara ve kıyı ötesinde (36° – 42° K ve 26 – 30° D), 2005-2015 yılları arasında meydana gelen $M_L \geq 5.5$ magnitüdlü depremlerin dış merkezleri ve 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Göçeada açıkları Ege Denizi depreminin dış merkezi.....	32
Şekil 4.3 : M_L - M_D dönüşüm grafiği.....	34
Şekil 4.4 : NCSN kataloğunun altdizisine ait FMD.....	34

Şekil 4.5	: Parkfield veri seti (1980-2000) için örnek boyutunun fonksiyonu olarak ençok olabilirlik ve ağırlıklı en küçük kareler yöntemleri ile hesaplanan b değerlerinin değişimi.....	35
Şekil 5.1	: 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin dış merkezi.....	37
Şekil 5.2	: 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin 150 günlük ana şok ve artçı şoklarının dış merkez haritası.....	38
Şekil 5.3	: 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin dış merkezinin lokasyonu ve fay haritası	38
Şekil 5.4	: 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin, ana şok ve artçı şoklarına ait dış merkezlerin zamana göre dağılımı....	39
Şekil 5.5	: 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin, ana şok ve artçı şoklarının odak derinliklerinin dağılımı.....	40
Şekil 5.6	: 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı şokları için zaman (gün) bazında kümülatif oluş sayısı grafiği.....	41
Şekil 5.7	: 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremi ve ana şoka ait artçı şok alanında magnitüdler bazında oluş sayısı histogramı.....	42
Şekil 5.8	: Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremine ait artçı şoklar için odak derinlikleri bazında oluş sayısı histogramı.....	42
Şekil 5.9	: 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı şokları için zaman (gün) bazında oluş sayısı histogramı.....	43
Şekil 5.10	: 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı şok alanında 150 günlük zaman diliminde meydana gelen artçı şoklar için gün içinde saat bazında oluş sayısı histogramı.....	43
Şekil 5.11	: 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı şok alanında hesaplanan M_C değeri, b değeri ve standart sapması, a değeri.....	44
Şekil 5.12	: 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı şokları için tamamlılık magnitüdü M_C 'nin zamanla değişimi.....	45
Şekil 5.13	: 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremi artçı şokları için geliştirilmiş Omori bağıntısından hesaplanan p, c, k değerleri, standart sapmaları.....	46
Şekil 5.14	: 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremi artçı şok alanı için çözünürlük haritası.....	48
Şekil 5.15	: Şekil 5.14'de verilen çözünürlük haritasındaki sabit yarıçap değerlerinin histogramı.....	48
Şekil 5.16	: 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremi artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için hesaplanan b değerleri (Sabit Sayı ile).....	49
Şekil 5.17	: 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremi artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için hesaplanan b değeri haritası (Sabit Yarıçap ile)..	49
Şekil 5.18	: 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremi artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için hesaplanan b değeri haritası (sabit yarıçap $R=24$ km, M_C 'den büyük en az deprem sayısı $N_{min}=100$ ve 200 Bootstrap ile).....	50
Şekil 5.19	: Şekil 5.17'de verilen b değerlerine ait standart sapması haritası.....	50

Şekil 5.20 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların magnitüdüleri için tamamlılık magnitüdü M_C haritası.....	51
Şekil 5.21 : Şekil 5.17’de verilen hesaplamalara ait uygunluk testi haritası (GFT)	51
Şekil 5.22 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremine ait artçı şok alanı için hesaplanan ve Şekil 5. 17’de verilen b haritası.....	52
Şekil 5.23 : Şekil 5.22’de çember içine alınan Bölge-1’deki artçılara ait FMD....	53
Şekil 5.24 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremine ait artçı şok alanı için hesaplanan ve Şekil 5.17’de verilen b haritası.....	53
Şekil 5.25 : Şekil 5.24’de çember içine alınan Bölge-2’deki artçılara ait FMD....	54
Şekil 5.26 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremine ait artçı şok alanı için hesaplanan ve Şekil 5. 17’de verilen b haritası.....	54
Şekil 5.27 : Şekil 5.26’da çember içine alınan Bölge-3’deki artçılara ait FMD....	55
Şekil 5.28 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklara ait p değeri haritası.....	56
Şekil 5.29 : Şekil 5.28’de verilen p değerlerine ait standart sapma haritası.....	56
Şekil 5.30 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların magnitüdüleri için tamamlılık magnitüdü M_C haritası.....	57
Şekil 5.31 : Şekil 5.28’de verilen p değerleri ile ilişkili c değeri haritası.....	57
Şekil 5.32 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremine ait artçı şok alanı için hesaplanan ve Şekil 5. 28’de verilen p değeri haritası.....	58
Şekil 5.33 : Şekil 5.32’de çember içine alınan Bölge-1 için geliştirilmiş Omori yasasında hesaplanan p, c, k değerleri, standart sapmaları.....	59
Şekil 5.34 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremine ait artçı şok alanı için hesaplanan ve Şekil 5. 28’de verilen p haritası.....	59
Şekil 5.35 : Şekil 5.34’te çember içine alınan Bölge-2 için geliştirilmiş Omori yasasında hesaplanan p, c, k değerleri, standart sapmaları.....	60
Şekil 5.36 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremine ait artçı şok alanı için hesaplanan ve Şekil 5. 28’de verilen p haritası.....	60
Şekil 5.37 : Şekil 5.36’da çember içine alınan Bölge-3 için geliştirilmiş Omori yasasından hesaplanan p, c, k değerleri, standart sapmaları.....	61
Şekil 6.1 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin dış merkezinin konumu	63
Şekil 6.2 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depremine ait artçı şok alanı içinde, ana şoku izleyen 150 günlük süre içinde meydana gelen artçı şokların dış merkezlerinin dağılımı.....	64
Şekil 6.3 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin, ana şok ve artçı şoklarının zamana göre dağılımı.....	65
Şekil 6.4 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin, ana şok ve artçı şoklarının odak derinliğine göre dağılımı.....	65
Şekil 6.5 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depremi ve ana şoku izleyen 150 günlük zaman diliminde artçı şok alanı içinde meydana gelen artçı şokların zaman (gün) bazında kümülatif oluş sayısı grafiği.....	67

Şekil 6.6	: 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depremini izleyen 150 günlük zaman diliminde artçı şok alanı içinde meydana gelen artçı şokların magnitüd bazında oluş sayısı histogramı.....	67
Şekil 6.7	: 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depremini izleyen 150 günlük zaman diliminde artçı şok alanı içinde meydana gelen artçı şokların derinlik bazında oluş sayısı histogramı.....	68
Şekil 6.8	: 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depremini izleyen 150 günlük zaman diliminde artçı şok alanı içinde meydana gelen artçı şokların zaman (gün) bazında oluş sayısı histogramı.....	68
Şekil 6.9	: 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depremini izleyen 150 günlük zaman diliminde artçı şok alanı içinde meydana gelen artçı şokların gün içinde saat bazında oluş sayısı histogramı.....	69
Şekil 6.10	: 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin artçı şok alanında, ana şoku izleyen 150 günlük süre içinde meydana gelen artçı şoklara ait FMD grafiği.....	70
Şekil 6.11	: 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin tamamlılık magnitüdü M_c 'nin zamana (gün) bağlı olarak değişimi.....	71
Şekil 6.12	: 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların azalım hızını gösteren grafik.....	71
Şekil 6.13	: 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için hesaplanan b değeri haritası (Sabit Sayı ile).....	73
Şekil 6.14	: 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için hesaplanan b -değeri haritası (Sabit Yarıçap ile).....	73
Şekil 6.15	: 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için hesaplanan b değeri haritası (200 Bootstrap ile).....	74
Şekil 6.16	: Şekil 6.14'te verilen b değerlerine ait standart sapma haritası.....	74
Şekil 6.17	: Şekil 6.14'te verilen b değerlerinin hesabında kullanılan tamamlılık magnitüdü, M_c , haritası.....	75
Şekil 6.18	: Şekil 6.14'te verilen b değerleri için uygunluk testi (GFT) haritası.....	75
Şekil 6.19	: 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin artçı şok alanında, ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklara ait p değeri haritası.....	77
Şekil 6.20	: Şekil 6.19'da verilen p değerlerine ait standart sapma haritası.....	77
Şekil 6.21	: 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin artçı şok alanında, ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların magnitüleri ile ilişkili tamamlılık M_c , haritası.....	78
Şekil 6.22	: Şekil 6.19'da verilen p değerleri ile ilişkili c değeri haritası.....	78
Şekil 7.1	: 10 Haziran 2012 $M_L= 6.0$ Ölüdeniz Açıkları – Muğla depreminin ana şokunun dış merkezinin lokasyonunu gösteren harita	79
Şekil 7.2	: 10 Haziran 2012 $M_L= 6.0$ Ölüdeniz Açıkları – Muğla depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların dış merkezlerini gösteren harita	80
Şekil 7.3	: 10 Haziran 2012 $M_L= 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depreminin, ana şok ve artçı şoklarının zamana göre dağılımını gösteren harita.....	81
Şekil 7.4	: 10 Haziran 2012 $M_L= 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depreminin, ana şok ve artçı şoklarının odak derinliklerine göre dağılımı.....	81

Şekil 7.5	: 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depremi ve artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 gün içinde meydana gelen artçı şokların zaman (gün) bazında kümülatif oluş sayısı grafiği.....	83
Şekil 7.6	: 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depremi ve artçı şok alanı içinde ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların magnitüdüleri bazında oluş sayısı histogramı.....	83
Şekil 7.7	: 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depremi ve artçı şok alanı içinde ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların odak derinlikleri bazında oluş sayısı histogramı...	84
Şekil 7.8	: 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depremi ve artçı şok alanı içinde ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların zaman (gün) bazında oluş sayısı histogramı.....	84
Şekil 7.9	: 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depremi ve artçı şok alanı içinde ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların gün içinde meydana geldikleri saat bazında oluş sayısı histogramı.....	85
Şekil 7.10	: 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depreminin artçı şok alanı içinde ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların FMD grafiği.....	86
Şekil 7.11	: 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depreminin artçı şok alanı içinde ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların tamamlılık magnitüdü M_c 'nin zamana (güne) bağlı değişimi.....	87
Şekil 7.12	: 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depreminin artçı şok alanında, ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların zaman (gün) bazında oluş sayısı grafiğinden geliştirilmiş Omori yasası kullanılarak hesaplanan p , c ve k parametreleri şekil üzerinde verilmiştir. Gözlemsel veriler daire sembolleri ile gösterilmiştir.....	87
Şekil 7.13	: 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için hesaplanan b değeri haritası (Sabit Sayı ile).....	89
Şekil 7.14	: 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depremi artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için hesaplanan b değeri haritası (Sabit Yarıçap ile).....	89
Şekil 7.15	: 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depremi artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için hesaplanan b değeri haritası (200 Bootstrap ile).....	90
Şekil 7.16	: Şekil 7.14'te verilen b değerleri ile ilişkili standart sapma haritası.....	90
Şekil 7.17	: 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depremi artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şok magnitüdüleri için hesaplanan tamamlılık magnitüdü, M_c haritası	91
Şekil 7.18	: Şekil 7.14'te verilen b değeri haritası ile ilişkili uygunluk testi haritası (GFT)	91
Şekil 7.19	: 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depreminin artçı şok alanı içinde ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için geliştirilmiş Omori bağıntısından hesaplanan p değeri haritası	92
Şekil 7.20	: Şekil 7.19'da verilen p değerlerine ait standart sapma haritası.....	93

Şekil 7.21 : 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depreminin artçı şok alanı içinde ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklara ait magnitüdler için tamamlılık magnitüdü M_c haritası	93
Şekil 7.22 : Şekil 7.19’da verilen p değeri ile ilişkili c değeri haritası.....	94
Şekil 9.1 : KRDAE, UDİM deprem istasyonlarının dağılımı.....	100
Şekil B.1 : Değişik magnitüd değerleri ile moment magnitüdü arasındaki ilişki..	123

BATI ANADOLU KARA VE KIYI ÖTESİ $M_L \geq 5.0$ DEPREMLERİNE AİT ARTÇI ŞOK DİZİLERİNİN (2005-2015) İSTATİSTİK ÖZELLİKLERİ

ÖZET

Bu çalışmada Batı Anadolu kara ve kıyı ötesi $M_L \geq 5.0$ depremlerinin artçı şok alanlarında, ana şokları izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şok dizilerinin istatistik özellikleri, KRDAE-UDİM deprem kataloğu (2005-2015) kullanılarak incelenmiştir. Artçı şokların istatistik özelliklerini incelemek için Gutenberg-Richter yasasına göre b değeri ve geliştirilmiş Omori yasasına göre p değeri ZMAP program paketi kullanılarak hesaplanmıştır.

İncelenen 17 deprem için artçı şok alanında, 150 günlük sürede meydana gelen artçı şok sayılarının 10 – 2914 arasında ve hesaplanan tamamlılık magnitudü (M_C) değerlerinin ise 1.8 – 3.2 arasında değiştiği saptanmıştır. Bu 17 ana şokun artçı şok dizileri için hesaplanan b değeri aralığı 0.69 ± 0.002 – 2.51 ± 0.4 olup, p değeri aralığı ise 0.33 ± 0.008 – 2.25 ± 0.19 'dur. Bu depremlerden artçı şok sayısı göreceli olarak yeterli (432 – 2914) ve b ve p değerlerinin standart sapmaları düşük (sırasıyla 0.02 – 0.05 ve 0.03 – 0.19) olan 5 adet depremin (24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi; 10 Haziran 2012 $M_L=6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla; 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya, Simav; 17 Ekim 2005 $M_L=5.9$ İzmir Seferihisar; 3 Mayıs 2012 $M_L=5.1$ Kütahya) istatistik özellikleri yorum aşamasında kullanılmıştır.

Çalışma bölgesindeki jeotermal alanlarda meydana gelen depremlerin artçı şok dizileri için göreceli olarak daha yüksek b ve p değerleri (>1) hesaplanmıştır. 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya, Simav depremi artçı şok dizisi için b değeri 1.77 ± 0.05 ve p değeri 1.09 ± 0.04 olarak, 17 Ekim 2005 $M_L=5.9$ İzmir Seferihisar depremi artçı şok dizisi için b değeri 1.26 ± 0.03 ve p değeri 2.25 ± 0.19 olarak hesaplanmıştır. Ana şokun meydana geldiği fayın türüne göre ana şoklara ait artçı şok dizileri için hesaplanan b değerlerinin değişim gösterdiği saptanmıştır. Normal fay üzerinde meydana gelen 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya, Simav depremi artçı şok dizisi için hesaplanan b değeri 1.77 ± 0.05 'dir. Doğrultu atımlı fay üzerinde meydana gelen 10 Haziran 2012 $M_L=6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla ve 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremi artçı şok dizileri için hesaplanan b değerleri sırasıyla 0.728 ± 0.04 ve 0.69 ± 0.02 'dir. Sonuç olarak normal fay üzerinde meydana gelen depremlerin artçı şok dizileri için hesaplanan b değerlerinin doğrultu atımlı fay üzerinde meydana gelen depremlerin artçı şok dizileri için hesaplanan b değerlerinden daha yüksek olduğu saptanmıştır.

Anahtar kelimeler: artçı şok, b değeri, p değeri, KRDAE,UDİM, ZMAP

STATISTICAL PROPERTIES OF AFTERSHOCK SEQUENCES OF $M_L \geq 5.0$ EARTHQUAKES OCCURRED IN LAND AND OFFSHORE OF WESTERN ANATOLIA

SUMMARY

In this work, we analyzed statistical properties of aftershock sequences of $M_L \geq 5.0$ earthquakes occurred in the land and offshore of western Anatolia (36° - 42° N and 26° - 30° E) by using Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, National Earthquake Monitoring Center's (KOERI, NEMC) earthquake catalog (2005-2015).

The Anatolian plate between the right-lateral strike-slip North Anatolian Fault Zone (NAFZ) and the left-lateral strike-slip East Anatolian Fault Zone (EFZ) escapes westward from the eastern collision zone between the Arabian and Eurasian plates. The extension in western Anatolia is caused by the westward movement of the Anatolian-Aegean region in a counter clockwise direction (W-SSW) with increasing rates from 20 mm/y in central Anatolia to 30 mm/y near the Hellenic trench. The crust beneath western Anatolia is dominated by graben systems and thermal structures of widespread young alkaline volcanic rocks. The regional heat flow is about 110 mW/m². The geothermal systems in the west Anatolia lie within or along the E-W trending graben systems. The shallowest Curie Point Depth (CPD) regions are located in the west of Kütahya (~ 7 km) and the northeast of Denizli (~ 9 km). The crust in the west Turkey is thin near the coastlines (~ 28 km) compared to the crust in the east Turkey (~42 km). Crustal earthquakes beneath western Anatolia and Aegean region occur along the strike-slip faults and the normal faults and deep earthquakes occur along the subduction zones along the Hellenic and Cyprian arcs.

In general, there are three main types of earthquake sequences; Type I : the main shock-aftershocks sequence, Type II : the foreshocks-main shock-aftershocks sequence, and Type III : the swarm. Type I occurs in homogeneous material with a uniform external stress. A number of aftershocks with decreasing magnitude and frequency following the mainshock is observed. Type II occurs in heterogeneous material in some degree with a non-uniform external stress. A slow build up seismicity (foreshocks) is observed previous to Type I sequences. Type III occurs in extremely heterogeneous material with very concentrated external stress. They are commonly observed in volcanic or fractured areas of magma intrusions.

In this study, the following three laws are applied to analyze statistical properties of the aftershock sequences: Gutenberg-Richter's law, the modified Omori law and Bath's law. Gutenberg-Richter's law describes a linear relationship defined by a and b parameters to model the frequency magnitude distribution of the aftershock sequences. Parameter a is a measure of seismic activity of a specific volume. Parameter b is a measure of the size distribution of events in the same volume. The b values are used to explain the seismicity and the physical properties of the crust in the different tectonic settings. Analyzing aftershock sequences is very important in

terms of giving insight about crustal structure and stress distribution after a main shock. There is a great literature on b values. The range of estimated b value of the Gutenberg-Richter relationship for the aftershock sequences is between 0.6 and 1.4 with an average of 1.0.

The b value is dependent on the mechanical structure of materials and stress conditions. The b value increases with the ductility of rock. An increased material heterogeneity increases the b value. The b-value decreases when stress increases. An increase in the thermal gradient may cause an increase in the b value. In volcanic areas, high b values are observed near magma chambers and highly cracked volumes. In creeping sections of faults, high b values are found, whereas asperities exhibit a low b values.

The modified Omori law describes an exponential relationship defined by k, c and p parameters to explain the decay of aftershock rates with time. Parameter k and c are related to the total number of aftershocks above given cutoff and the rate of aftershock activity during the initial part of the sequence. The parameter p, which is a measure of the decay rate of aftershocks, changes from 0.9 to 1.5 and its variability may be related to the structural heterogeneity, stress and temperature in the crust. The fast decay rate of aftershock activity is associated with high regional heat flow and the presence of less spatial heterogeneities of the fault shear strength. High temperatures accelerate the stress relaxation in the aftershock area. High p values are calculated for the areas where the larger slip occurs during the main shock. Low p values are calculated in the regions where the crustal heat flow is low and the aftershock activity decays gradually. Low p values are calculated for non-ruptured areas.

Bath's law is a statistical law describing the difference in magnitude between a main shock and its largest recorded aftershock as nearly constant 1.2. The selection of aftershock area and duration for aftershock sequences are important to analyze the statistical properties of aftershock sequences. We considered a circle to select the aftershock area. The radius of the circle is defined by an empirical formula with surface magnitude M_s of the main shock. We used aftershocks occurred in the aftershock area during 150 days following the main shock.

To analyze statistical properties of aftershock sequences of $M_L \geq 5.0$ earthquakes (2005-2015) occurred in the land and offshore of western Anatolia, we used ZMAP program package, which is Mat-lab based, open-source code. ZMAP includes a set of tools to help seismologists to analyze the catalog data for the catalog quality assessment, b and p value mapping, etc. This program package allows user to select quickly subsets in space, time, and magnitude, plot histograms, compute b or p values, compare the frequency-magnitude distributions of different time periods and locations, compare day time versus night time activity, compute the fractal dimension of hypocenters, create cross sections, overlay topography, compute stress-tensor inversions. Maps are computed on an interactively defined grid excluding low-seismicity areas. There are two methods in ZMAP to map seismicity: a) constant radii and b) a constant number of samples. The constant radii method produces maps with a continuous spatial resolution but varying sample sizes. Therefore, uncertainties can vary significantly in space. A constant sample size method results in more homogeneous uncertainties, but the resolution, which is inversely proportional to the density of earthquakes, will vary across the region of interest.

Since the magnitudes in the selected KOERI, NEIC catalog (both M_d and M_L) are not given in homogenous manner, we converted the duration magnitudes M_d to local magnitudes M_L before using the catalog data. Then, the completeness magnitude (M_c), which is minimum magnitude above all earthquakes are reliably recorded, is determined by using the maximum curvature method. The b values are estimated by using both weighted least squares and maximum likelihood methods. The constant radius method is used to produce b and p value maps for the aftershock areas. In the interpretation step, the b and p value maps are used together with their standard deviation and goodness of fit maps.

We investigated b and p values for the aftershock areas of 17 main shocks occurred during 150 days following the main shocks. The range of number of aftershocks for 17 main shocks is between 10 and 2914. The range of the completeness magnitudes of the aftershock sequences for these main shocks is between 1.8 and 3.2. The ranges of the estimated b and p values for the aftershock areas are $0.69 \pm 0.002 - 2.51 \pm 0.008$ and $0.33 \pm 0.008 - 2.25 \pm 0.19$, respectively. The average completeness magnitude is around 2.64 which is relatively high and indicates that the microearthquake activity is not equally monitored in time and space domain.

The standard deviations of b and p values are low ($0.02 - 0.05$ and $0.03 - 0.19$) for five main shocks (24 May 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada offshore, Aegean Sea; 10 June 2012 $M_L=6.0$ Ölüdeniz offshore, Muğla; 19 May 2011 $M_L=5.9$ Kütahya, Simav; 17 October 2005 $M_L=5.9$ İzmir Seferihisar; 3 May 2012 $M_L=5.1$ Kütahya) having relatively high number of the aftershocks (432 – 2914). Therefore, we used mainly the results of these five main shocks in the interpretation step.

We determined relatively high b and p values (>1) for the aftershock series of main shocks occurred within the geothermal areas. The b and p values are estimated as 1.77 ± 0.05 and 1.09 ± 0.04 for 19 May 2011 $M_L=5.9$ Kütahya, Simav earthquake's aftershock sequences, 1.26 ± 0.03 and 2.25 ± 0.19 for 17 October 2005 $M_L=5.9$ İzmir Seferihisar earthquake's aftershock sequences. We determined the different b values for the aftershock sequences of the main shocks occurred on the different type of the faults. We estimated the b value as 1.77 ± 0.05 for 19 May 2011 $M_L=5.9$ Kütahya, Simav earthquake's aftershock series whose main shock occurred on the normal fault. We estimated the b values as 0.728 ± 0.04 ve 0.69 ± 0.02 for 10 June 2012 $M_L=6.0$ Ölüdeniz offshore, Muğla, 24 May 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada offshore, Aegean Sea earthquakes' aftershock sequences whose main shocks occurred on the strike slip faults. We concluded that the estimated b values for the aftershock sequences whose main shocks occurred on the normal fault are higher than the estimated b values for the aftershock sequences whose main shocks occurred on the strike slip fault.

The results of this study suggest that the strategy for the station distribution and objective of recording micro earthquake activity should be revisited to provide improved data base to investigate b and p values and the asperities in both space and time domain within the aftershock areas. In addition, the reporting location errors and magnitude types in homogenous manner in the catalogs will be important for the detailed studies in the aftershock areas.

Keywords: aftershock, b value, p value, KOERI, NEMC, ZMAP

1. GİRİŞ

Bu çalışmada Batı Anadolu kara ve kıyı ötesi $M_L \geq 5.0$ depremlerinin artçı şok dizilerinin istatistik özellikleri KRDAE-UDİM deprem katalogları (2005-2015) kullanılarak incelenmiştir. Artçı şokların istatistik özelliklerini incelemek için Gutenberg-Richter (1944) yasasına göre b değeri ve Omori (1894) yasasına göre p değeri (Utsu, 1961) ZMAP program paketi (Wiemer, 2001) kullanılarak hesaplanmıştır. Bu parametrelerden b değeri, artçı şok alanı içindeki artçı şokların magnitüd dağılımlarının ölçüsünü, p değeri ise artçı şok aktivitesinin zamanla azalım hızının bir ölçüsüdür.

Artçı şok dizilerinin istatistik özelliklerinin incelenmesi kabuk yapısı ve deprem sonrası gerilme dağılımlarının anlaşılmasında önem kazanmaktadır. Artçı şokların gerçekleştiği hacim içinde heterojenitede ve makaslama gerilmesindeki artışlar normalde 1 olan b değerinde azalmaya (Mogi, 1962; Scholz, 1968; Wyss, 1973), sıcaklık gradyanındaki artışlar ise b değerinde artışlara neden olmaktadır (Warren ve Latham, 1970). Artçı şok azalım hızının ölçüsü olan p değeri 0.9-1.5 arasında olup, yapısal heterojenite, gerilme ve kabuktaki sıcaklığa bağlı olarak değişim göstermektedir (Utsu ve diğ, 1995).

Tez içinde inceleme alanın sismotektoniği, depremselliği ve kabuk yapısı hesaplanan b ve p değerlerinin yorumlanmasında kullanılmak üzere Bölüm 2’de özetlenmiştir. Bölüm 3’de artçı şok tanımı, b ve p değeri hesaplamalarında kullanılan bağıntılar ve bu bağıntıları veriye uygularken izlenen adımlar ve hesaplamalarda kullanılan program paketi hakkında bilgiler verilmiştir. Bölüm 4’de çalışma alanı içinde seçilen verilerin analizi yapılmıştır. Bölüm 5-7 arasında $M_L \geq 5.9$ depremlere ait artçı şok dizilerinin istatistik özellikleri ile ilgili detaylı sonuçlar verilmiştir. Bölüm 8’de ise inceleme alanındaki $M_L \geq 5.0$ olan depremlerin artçı şok dizileri için hesaplanan b ve p değerine ait sonuçlar verilmiştir. Bölüm 9’da özellikle çalışmada kullanılan deprem kataloglarının tamlığı ve bunların sonuçlara etkisi üzerindeki tartışmalara yer verilmiştir. Bölüm 10’da ise istatistik özellikleri incelenen artçı şok dizileri için hesaplanan b ve p değerlerinin yorumları yapılmıştır.

2. BATI ANADOLU’NUN SİSMOTEKTONİĞİ, DEPREMSELLİĞİ VE KABUK YAPISI

2.1 Batı Anadolu’nun Sismotektoniği ve Depremselliği

Anadolu Levhası sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve sol yanal atımlı Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) arasında, doğuda Arap ve Avrasya Levhalarının çarpışma zonundan batıya doğru kaçmaktadır (Şekil 2.1). Devam eden bu deformasyon her biri kendine özgü yapısal unsurları içeren 4 farklı neotektonik bölgenin oluşmasına neden olmaktadır;

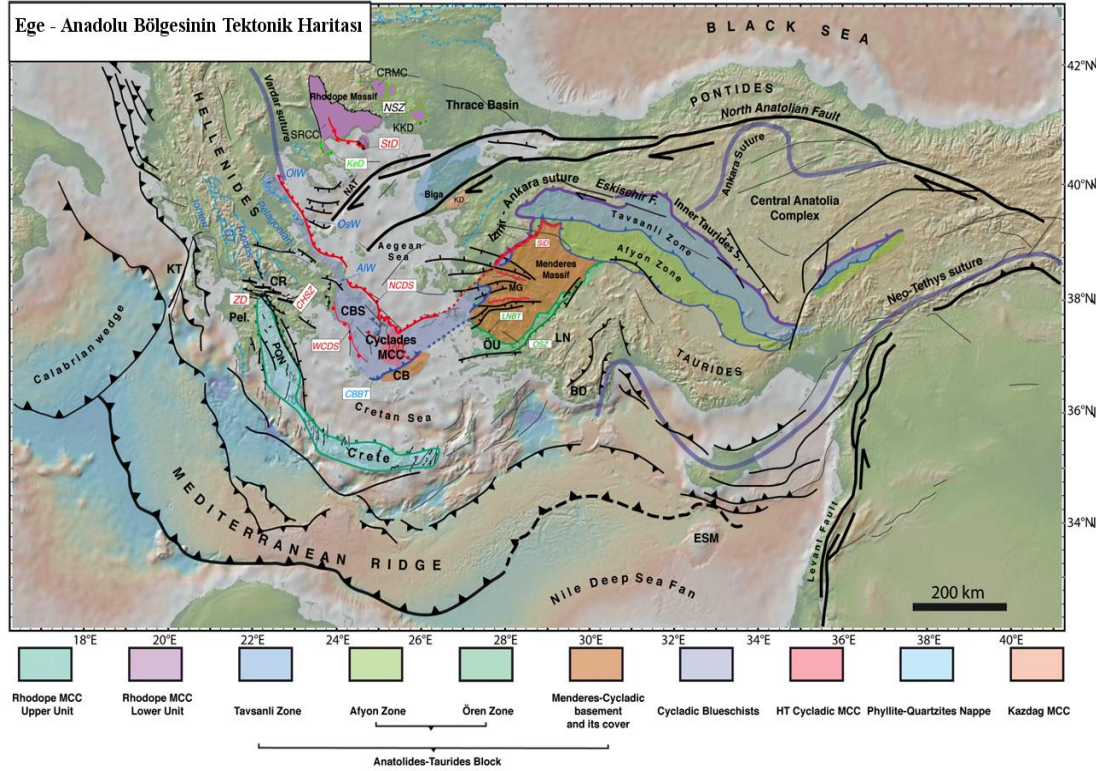
- a) Doğu Anadolu (sıkışma),
- b) Kuzey Anadolu,
- c) Orta Anadolu (ova),
- d) Batı Anadolu (genişleme).

Anadolu-Ege bölgesinin saatin ters yönündeki hareketi (B-GGB) Orta Anadolu’da 20 mm/yıl’dan Hellenik trençi yakınlarında 30 mm/yıl’a ulaşmaktadır (Şekil 2.2). Anadolu Levhasının batıdaki genişleme zonu, Hellenik ve Kıbrıs yaylarının arkasındaki yay ardı açılması (Şekil 2.3) ile deformasyona uğramaktadır (Bozkurt, 2001). Bu tektonik aktivitelerin sonucu olarak Batı Anadolu izleyen ana zonlara ayrılır;

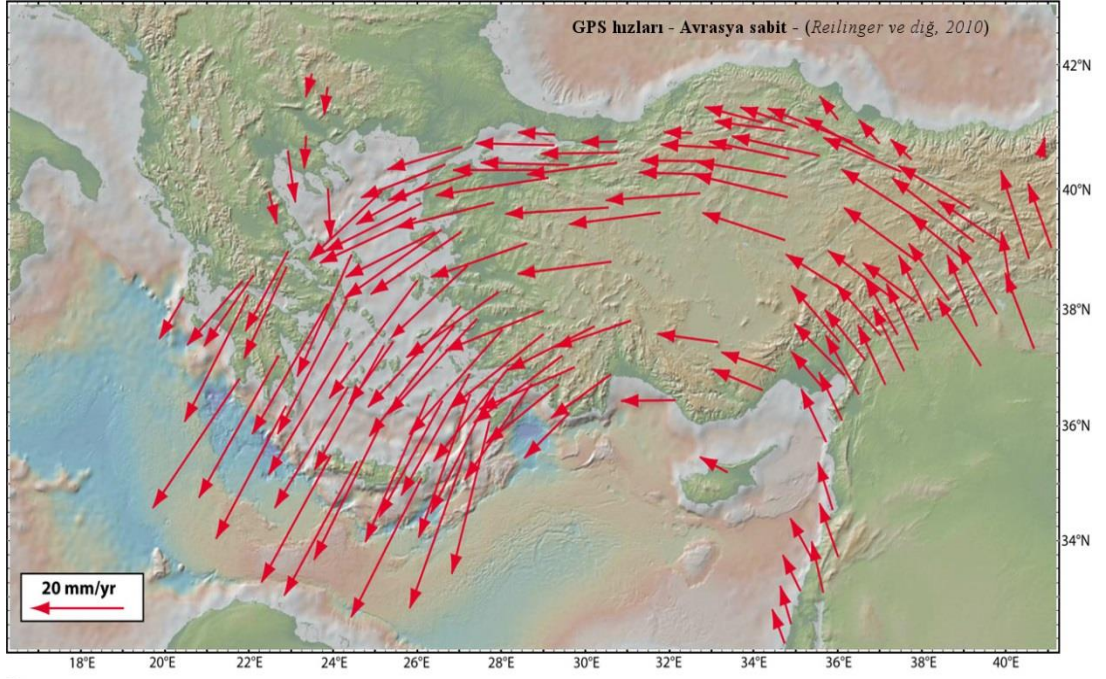
- a) İstanbul zonu,
- b) Sakarya zonu,
- c) Tavşanlı zonu,
- d) Afyon zonu.

Batı Anadolu, Pliyosen başlarından günümüze kadar önemli miktarda K-G kabuksal genişlemeye uğramıştır. Bu kıtasal genişleme rejimi, gömülü metamorfik çekirdek komplekslerinin ortaya çıkmasına, graben ve horst sistemleri ve ilişkili fay sistemlerinin oluşmasına neden olmuştur (Bozkurt, 2001).

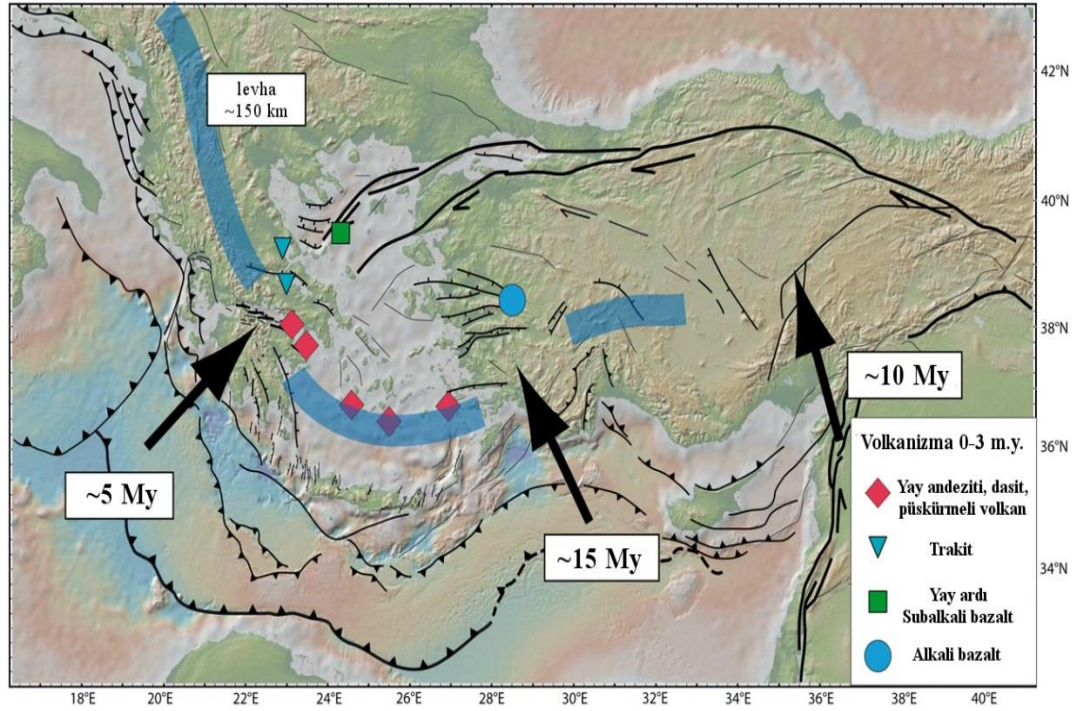
Batı Anadolu'nun karakteristik özellikleri; graben sistemleri ve onları sınırlayan aktif fay sistemleri, yaygın genç volkanik kayalar, ince kabuk yapısı ve yüksek jeotermal potansiyelidir.



Şekil 2.1 : Ege ve Anadolu'nun tektonik haritası. Ana aktif yapılar siyah çizgilerle, ana suture zonları kalın mor ya da mavi çizgilerle, Hellenik'deki ana ters faylanma zonları, ince mavi çizgilerle, Kuzey Cycladic Ayrılma (detachment) Fayı (NCDS) kırmızı ile onun genişlemesi olan Simav Ayrılma Zonu Sd ile gösterilmiştir. Ana metamorfik birim ve onun kontakları; AlW: Almyropotamos Penceresi; BD: Bey Dağları; CB: Cycladic Baseni; CBBT: Cycladic Baseni Ters Fay; CBS: Cycladic Mavi Şistleri; CHSZ: Orta Hellenik Makaslama Zonu; CR: Corinth Rifti; CRMC: Orta Rhodope Metamorfik Kompleksi; GT: Gavrovo-Tripolitza Napı; KD: Kazdağ Domu; KeD: Kerdylion Ayrılma Fayı; KKD: Kesebir-Kardamos Domu; KT: Kephallonia Transform Fayı; LN: Lycian Napları; LNBT: Lycian Napları Ters Fayı; MCC: Metamorfik Çekirdek Kompleksi; MG: Menderes Grabenleri; NAT: Kuzey Ege Yükseltisi; NCDS: North Cycladic Ayrılma Zonu ; NSZ: Nestos Makaslama Zonu; OlW: Olympos Penceresi; OsW: Ossa Penceresi; OSZ: Ören Makaslama Zonu; Pel.: Peloponnese; ÖU: Ören Birimi; PQN: Phyllite-Quartzite Napı; SiD: Simav Ayrılma Fayı ; SRCC: South Rhodope Çekirdek Kompleksi; StD: Strymon Ayrılma Fayı; WCDS: West Cycladic Ayrılma Zonu; ZD: Zaroukla Ayrılma Fayı (Jolivet ve diğ, 2013).



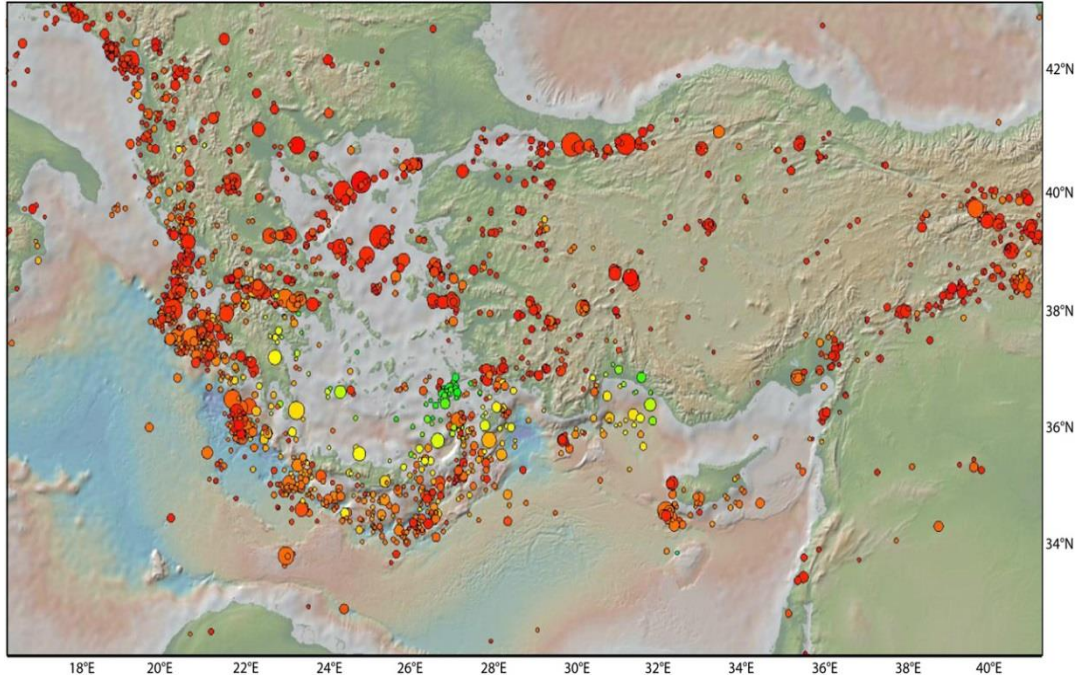
Şekil 2.2 : Sabit Avrasya noktasına göre GPS hızları (Reilinger ve diğ., 2010)



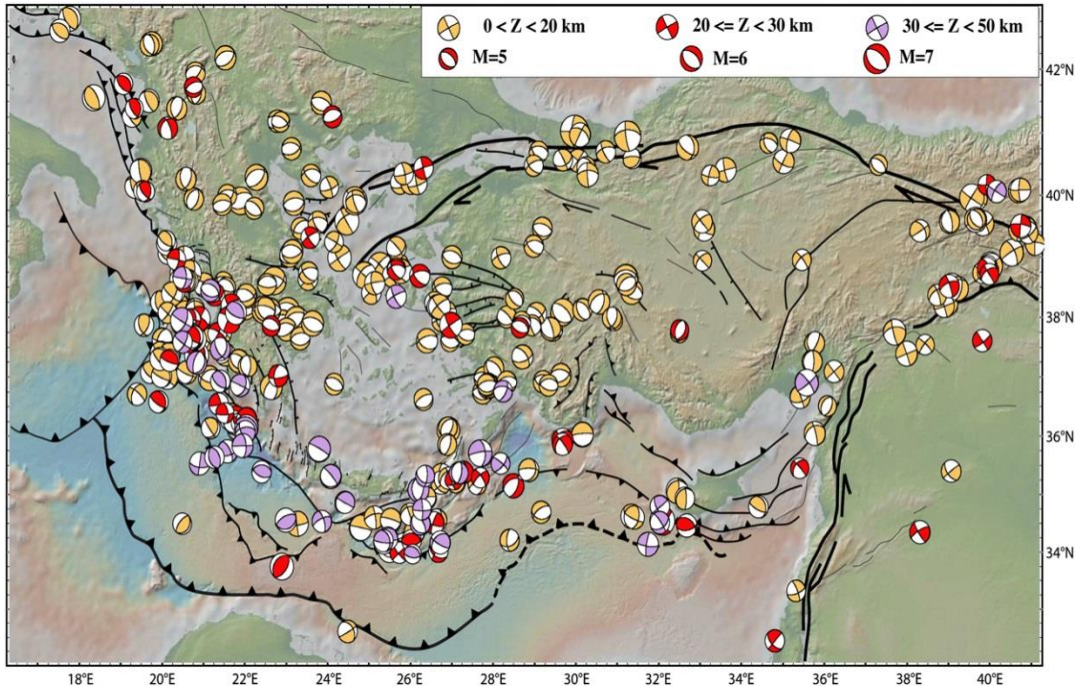
Şekil 2.3 : Kalın mavi çizgiler ~150 km'de dalan levhanın tomografik modellere göre konumunu göstermektedir (Piromallo ve Morelli, 2003). Renkli semboller 0-3 milyon yaşlı volkanik merkezlerdir (Pe-Piper ve Piper, 2006).

Batı Anadolu ve Ege'nin depremselliği, depremlerin odak mekanizma çözümleri sırasıyla Şekil 2.4, Şekil 2.5, Şekil 2.6 ve Şekil 2.7'de verilmektedir.

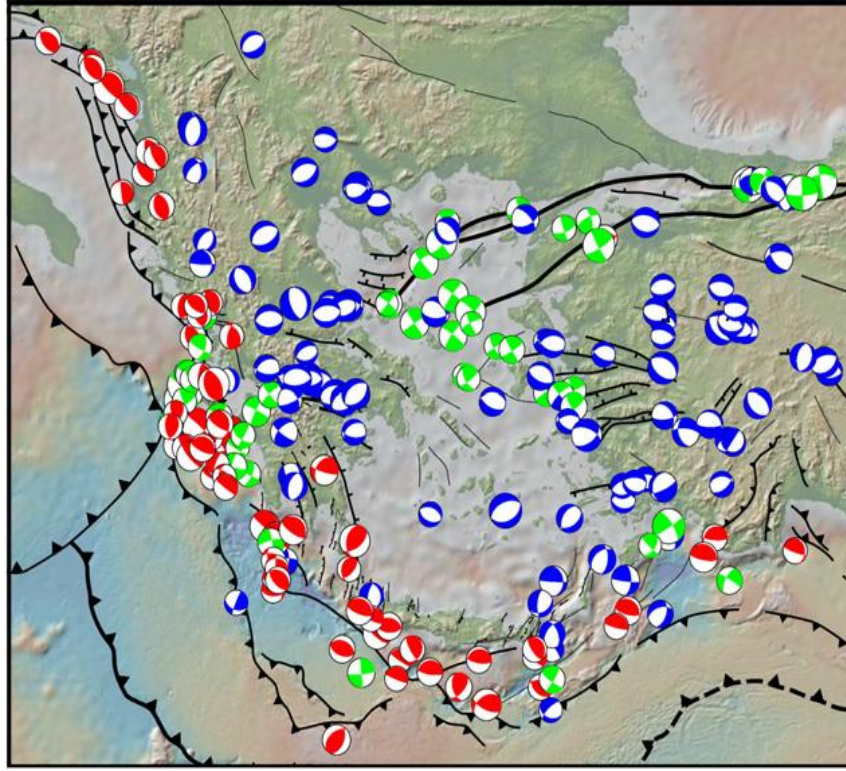
Kabuk içinde yer alan depremlerin makaslama yapıları olan doğrultu atımlı faylar, genişleme yapıları olan normal faylar ve grabenler boyunca, daha derin depremlerin ise dalma-batma yapıları olan Hellenik ve Kıbrıs yayları boyunca yer aldığı görülmektedir.



Şekil 2.4 : Depremsellik (USGS-NEIC, M 4.5-7.6) haritası (Jolivet ve diğ, 2013).



Şekil 2.5 : Ege ve Anadolu Levhası üzerinde olan depremlerin odak mekanizma çözümleri (Ryan ve diğ, 2009).

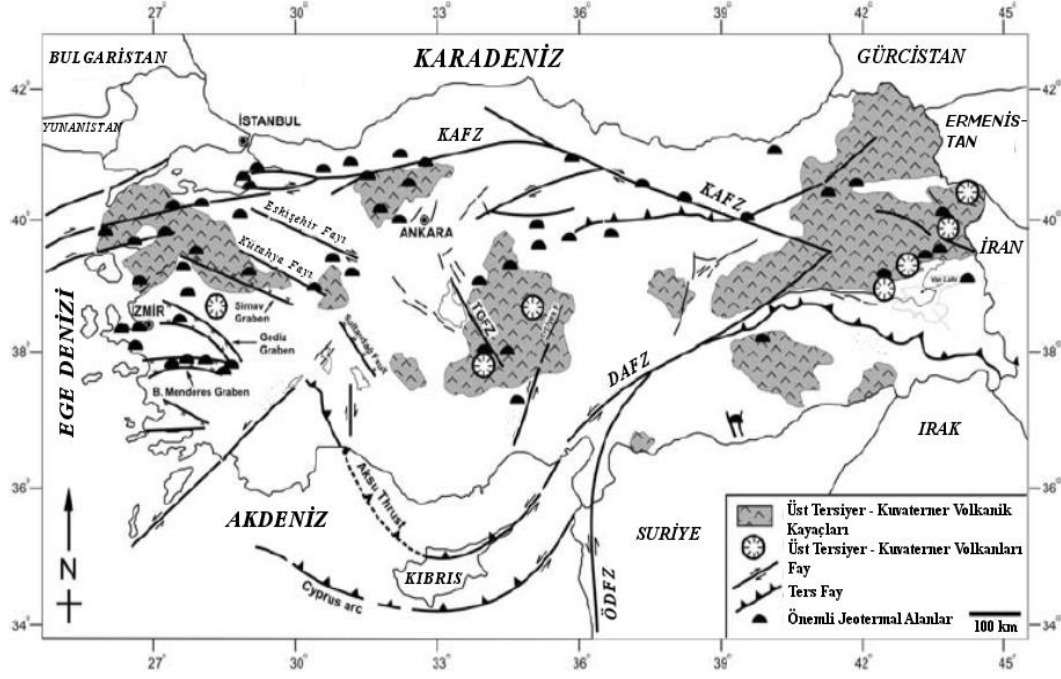


Şekil 2.6 : Magnitüdü 4’den büyük olan depremlerin odak mekanizmalarını (USGS, NEIC) gösteren harita (Kıratzi ve Laouri, 2003). Doğrultu atımlı faylar yeşil, normal faylar mavi, ters faylar kırmızı renk ile işaretlenmiştir.

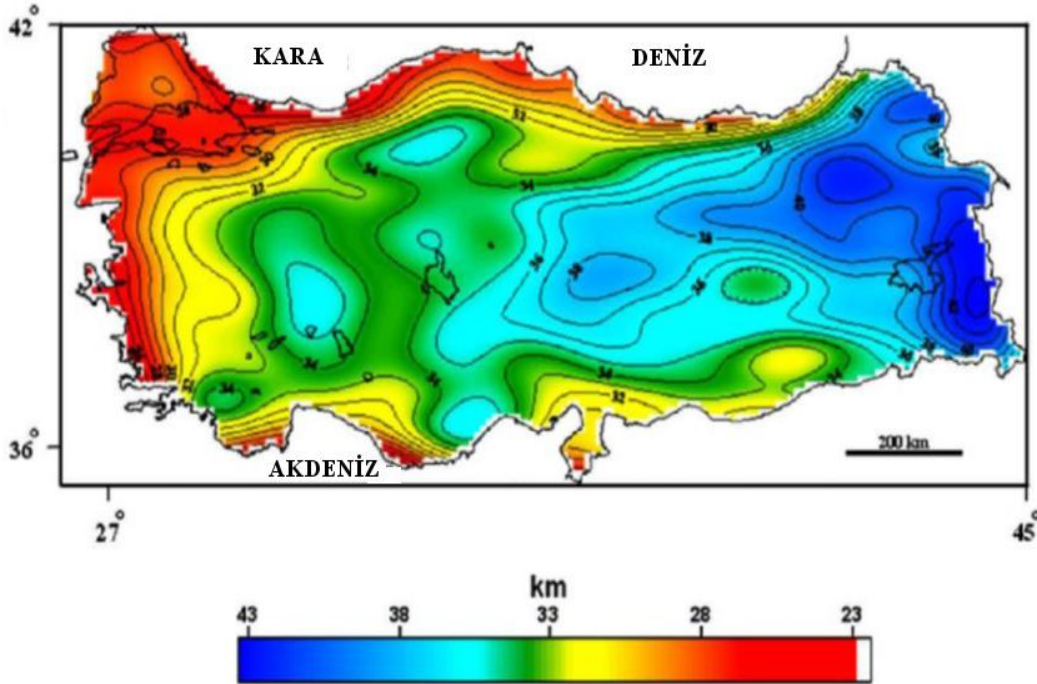
Batı Anadolu’da gözlenen tarihsel ve aletsel büyük magnitüdü depremler Ek-A, Çizelge A.1’de verilmiştir.

2.2 Batı Anadolu’nun Kabuk Yapısı

Hellenik ve Kıbrıs yaylarının arkasında yay ardı açılımı, Anadolu bloğunun kama şekilli batıya kaçıışı ile birlikte, Türkiye’nin batısında genişleme yapılarının (normal faylar, grabenler) ve makaslama yapılarının (doğrultu atımlı faylar) yer aldığı, jeotermal aktivitenin yaygın olduğu bir karmaşık bir bölge oluşturmaktadır. Batı Anadoluda jeotermal aktivitenin bir çoğu Marmara Bölgesinde gözlenen D-B uzanımlı aktif doğrultu atımlı faylar boyunca Ege Bölgesinde ise ağırlıklı olarak grabenleri sınırlayan ana faylar boyunca gözlenmektedir (Şekil 2.7). Mağmatik kökenli jeotermal aktivite ise daha azdır (Yılmaz ve diğ, 2000; Innocenti ve diğ, 2005). Batı Anadolu’nun gravite verilerinden hesaplanan kabuk kalınlığı diğer bölgelere göre daha incedir (Şekil 2.8).

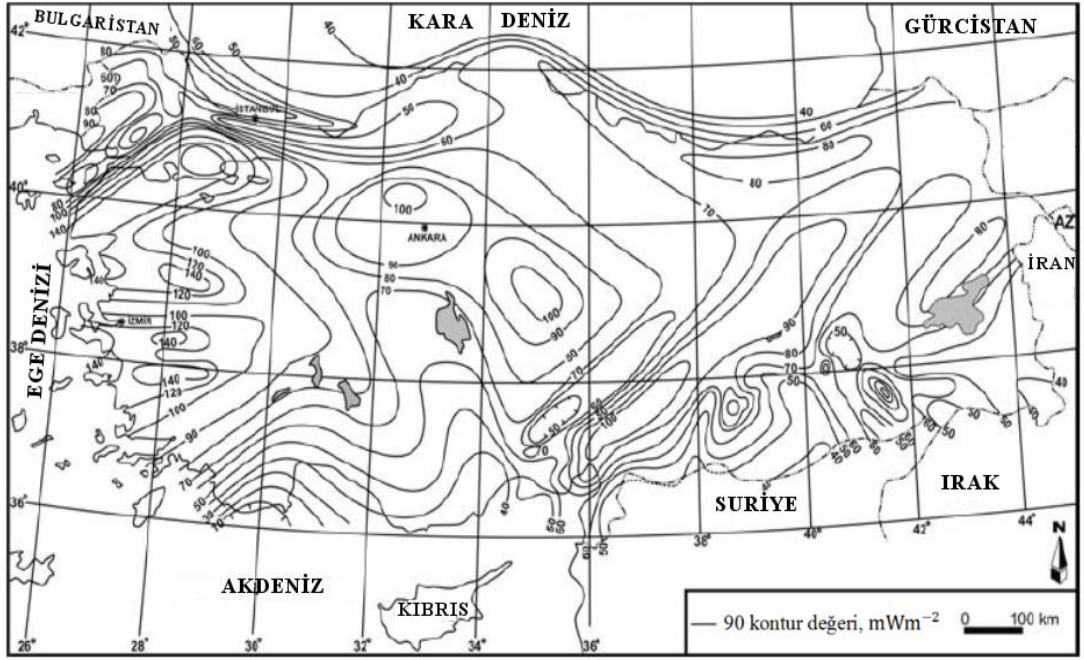


Şekil 2.7 : Türkiye'nin Neotektonik, volkanik ve jeotermal alanlarını gösteren harita (Koçak, 1990).



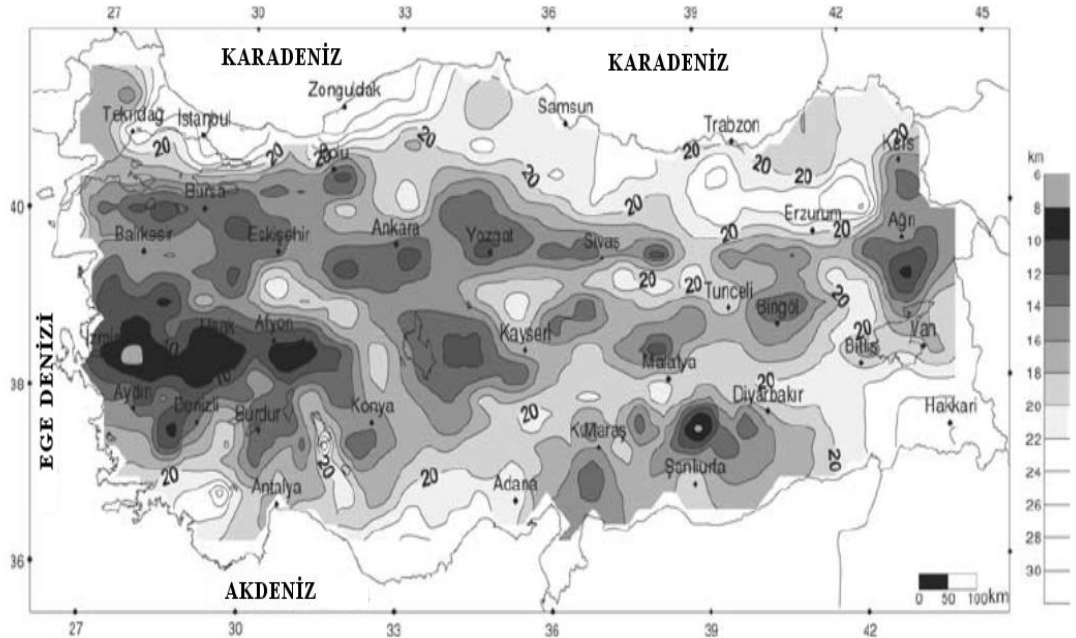
Şekil 2.8 : Türkiye'nin gravite verilerinden hesaplanan kabuk kalınlığı haritası. Kontur aralığı 1 km'dir (Ateş ve diğ, 2012).

Batı Anadolu'da yüzey ısı akısı $50-140 \text{ mW/m}^2$ arasında olup, bir çok yerde $\sim 100 \text{ mW/m}^2$ 'yi aşmakta (Şekil 2.9) ve ortalama ısı akısı $\sim 109 \text{ mW/m}^2$ 'dir (Serpen, 2006).



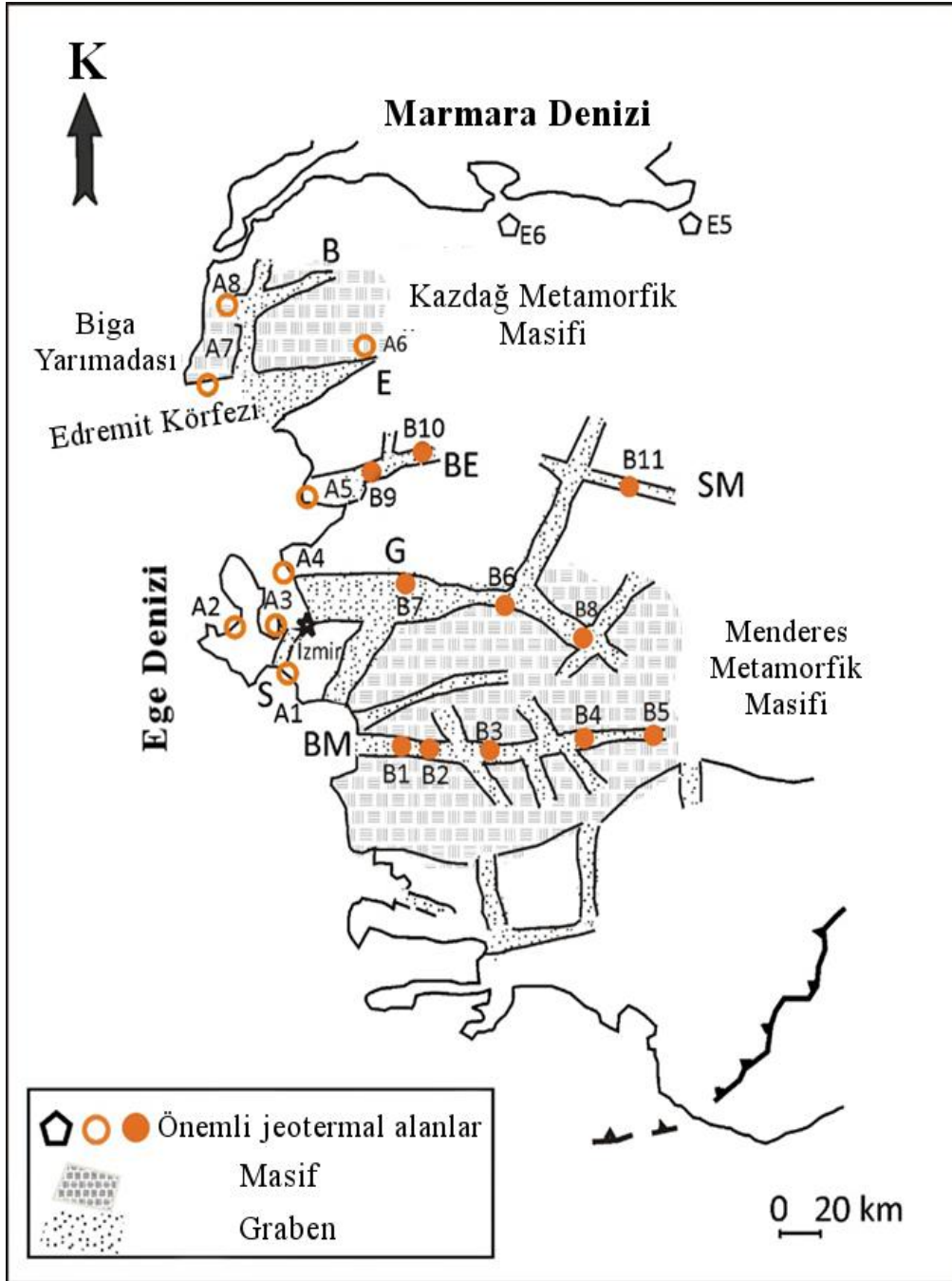
Şekil 2.9 : Türkiye’de ısı akısı dağılımı (Tezcan, 1995).

Ege Bölgesinde Curie eş sıcaklık derinlikleri 6-10 km arasında değişmektedir (Şekil 2.10). Bu derinlikler D-B ve KD-GB uzanımlı graben yapıları, kabuğun incelmesi, sıcak su ve jeotermal alanların varlığı ile ilişkilendirilmiştir (Aydın ve diğ, 2005).



Şekil 2.10 : Curie sıcaklığı derinlik haritası (Aydın ve diğ, 2005).

Batı Anadolu’nun Ege kıyılarında yer alan belli başlı jeotermal alanlar Şekil 2.11’de verilmiştir.



Şekil 2.11 : Batı Anadolu'nun Ege kıyısında yer alan jeotermal alanlar (Serpen ve diğ., 2009). Grabenler: (B) Bayramiç, (BE) Bergama, (BM) Büyük Menderes, (E) Edremit, (G) Gediz, (S) Seferihisar and (SM) Simav. Ana jeotermal alanlar: (A1) Seferihisar, (A2) Çeşme, (A3) Balçova, (A4) Aliağa, (A5) Dikili-Bademli, (A6) Edremit, (A7) Tuzla, (A8) Kestanbol, (B1) Germencik, (B2) Aydın, (B3) Salavatlı-Sultanhisar, (B4) Kızıldere, (B5) Denizli, (B6) Salihli-Kurşunlu, Caferebeyli ve Sart, (B7) Turgutlu-Urganlı, (B8) Alaşehir-Kavaklıdere, (B9) Dikili-Kaynarca, (B10) Bergama, (B11) Simav, (E5) Bursa ve (E6) Gönen.

3. YÖNTEM

3.1 Oluşumlarına Göre Deprem Türleri

Oluşumlarına göre depremler tektonik, volkanik, çöküntü ve yapay depremler olarak sınıflandırılır:

Tektonik depremler yer kabuğunu oluşturan levha hareketlerinden kaynaklanan depremlerdir. Tektonik kuvvetlerin meydana getirdiği gerilmelerin etkisiyle kabukta meydana gelen faylarla elastik deformasyon enerjisinin boşalması yolu ile oluşur. Bu nedenle yerkabuğunun tektonik olarak aktif olan bölgelerinde daha sıklıkla levha kenarlarında gözlenir. Yeryüzünde olan depremlerin %90'ı tektonik kökenlidir, hasar yapıcı deprem türleridir.

Volkanik depremler aktif volkanik bölgelerde mağmanın yükselmesi sırasında oluşan çeşitli fiziksel ve kimyasal olaylara bağlı olarak ortaya çıkan patlamaların etkisiyle yer içindeki mağmanın yükselmesi sırasında püskürmenin habercisi olan genellikle küçük magnitüdlü depremlerdir ve önemli hasar yapıcı etkiye sahip değildirler. Volkanların yaygın olduğu Pasifik, Japonya ve İtalya'da daha çok gözlenir.

Çöküntü depremleri yeraltı karstik boşluklarının oluşturduğu mağaraların, kömür ocaklarında galerilerin, tuzlu ve jipsli arazilerde erime sonucu oluşan boşlukların tavan bloklarının çökmesi ile oluşur çöküntünün olduğu yerde etkisini gösteren yerel depremlerdir. Heyelanlar ve meteor düşmeleri de deprem yaratabilir.

Yapay depremler, nükleer patlatmalar, sismik dalga oluşturan enerji kaynakları (dinamit, vb) tarafından oluşturulur (Pampal, 2000).

3.2 Ana Şok, Öncü ve Artçı Şok ve Deprem Fırtınası

3.2.1 Öncü şok:

Ana şoktan önce meydana gelen daha düşük magnitüdlü depremler öncü şok olarak adlandırılırlar (Şekil 3.1 b). Artçı şoklar ile karşılaştırıldığında öncü şoklar daha az sıklıkta görülürler. Fakat ana olaydan önce fay düzlemindeki zayıf zonları kıran

küçük depremler çoğu depremden önce meydana gelir (Udias, 1999). Öncü şok aktiviteleri bir hayli değişkenlik gösterir. Sismograflar şokların tespitinde ne kadar yüksek kapasiteli olsalar bile, birçok büyük depremin ($M_w \geq 7$) öncesinde öncü şoklar meydana gelmez. Dolayısıyla bu durumlarda ana şok ile en büyük öncü şok arasındaki magnitüd farkı 4'ten büyük olmalıdır (Utsu, 2002).

Genelde deprem dizileri kırılma zonlarının malzeme koşullarının doğası ile ilişkilidir (Mogi, 1963). Eğer malzeme çok homojen ise ve gerilim/stres dağılımı eşit ve homojense, öncü şok meydana gelmemektedir (Şekil 3.2 a). Öncü şoklar, daha uzun artçı şok dizilerine de yol açan kaynak malzemesindeki heterojenite ile ilişkilendirilir (Udias, 1999).

Öncü şokların zamansal dağılımları da ayrıca çok büyük değişiklik gösterir. Öncü şok dizileri, Mogi (1968) tarafından C ve D tipi olmak üzere ikiye ayrılmıştır. C tipi dizide aktivite ana şoka doğru zamanla yükselir. D tipi dizide ise, ana şok, öncü şok aktivitesi durduktan ya da sönümlendikten sonra meydana gelir (Utsu, 2002).

3.2.2 Deprem fırtınası:

Bir deprem fırtınası genelde büyük bir depremi olmayan bir depremler kümesidir. Genelde deprem dizileri kırılma zonlarının malzeme koşullarının doğası ile ilişkilidir (Mogi, 1963). Eğer malzeme çok heterojen ise ve stres eşit bir şekilde dağılım göstermiyorsa, o zaman depremler gerçek bir ana şok olmaksızın fırtınalar şeklinde meydana gelir (Udias, 1999).

Deprem fırtınaları kabaca iki gruba ayrılır. Birinci tür deprem fırtınaları, olağan deprem fırtınalarıdır. Bunlar aktiviteleri birkaç saatten, bir yıldan fazla bir süreye kadar zaman içinde az ya da çok düzensiz bir şekilde değişen deprem fırtınalarıdır. Volkanik bölgede meydana gelen çoğu fırtına, derinlerdeki mağmatik aktiviteyi yansıtırken bu biçimi gösterir (Şekil 3.1c). İkinci tür deprem fırtınaları ise birkaç haftadan aylara kadar süren benzer büyüklüklü ana şok–artçı şok dizilerinin ardışık durumlarıdır (Şekil 3.1d).

Deprem fırtına dizileri uzaysal ve zamansal olarak volkanik bölgelerde en yaygın şekilde bulunan olay grupları ile ilgilidir. Fakat çoğu plakalar arası ve içi bölgelerde de bulunur (e.g. Sykes, 1970; Smith ve Sbar, 1974). Kıtasal rift sistemlerindeki (Kenya rift, Rio Grande rift, vb.) sismisite derinlerdeki magma varlığı ile

ilişkilendirilen deprem fırtınaları tarafından yaygın olarak tanımlanır (Ibs-von Seht ve diğ, 2008).

3.2.3 Artçı şoklar:

Ana şoktan hemen sonra meydana gelene daha düşük magnitüdlü depremler artçı şok olarak adlandırılır (Şekil 3.1 a, b). Artçı şokların oluşumu olağan bir doğa olayıdır ve ana şok ile tümüyle boşalmamış kırılma zonu bölgesinde enerjisinin açığa çıkması ile ilişkilidir. Artçı şokların ilk nedeni bir ana şok meydana gelmesi süresince komşu bölgelere stres aktarımıdır. Sismik dalgalar komşu faylardaki gücün biraz azalmasına neden olabilir ve böylece artçı şokların meydana gelmesine katkıda bulunur. Deprem kaynaklarının karmaşık modellerinde, birikmiş stresin tümünün ana şok aracılığıyla ortaya çıkmadığı, fakat daha çok kaynak zonlarının kırılmadan kaldığı, daha sonrasında kırıldığı ve artçı şoklara neden olduğu görülmüştür (Udias, 1999).

Artçı şok dizilerinin kendisi her bir artçı şokun kendi artçı şokunu üretebildiği karışık bir hiyerarşik yapıya sahiptir (Shcherbakov ve diğ, 2005). Bir depremin en basit dislokasyon modelinde deformasyon birikimi ve serbest kalması, stresin arttığı bölgeleri üretir (Das ve Scholz, 1981a, 1981b). Bu gerilmeler kesinlikle artçı şok oluşumlarına katkıda bulunmaktadır..

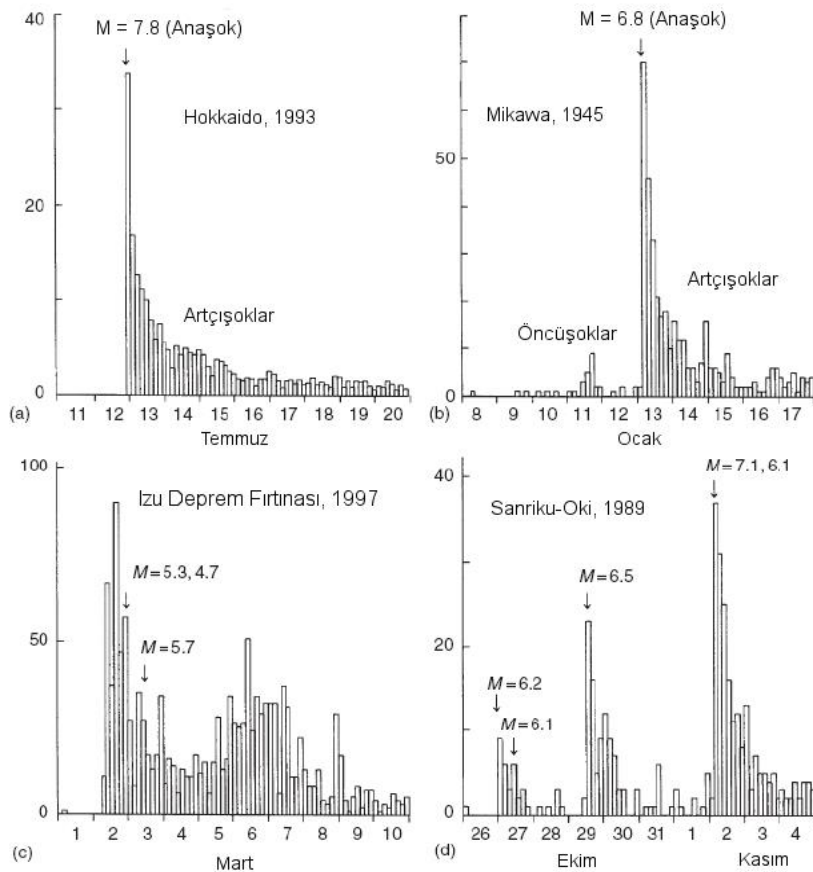
Artçı şoklar içindeki depremlerin hem konuma hem de zamana bağlı dağılımları ilgi çekicidir. Artçı şoklar, ana şokun kırık bölgesi üzerinde dağılım gösterirler ve bazı durumlarda fayın birinden diğerine belli bir göç söz konusudur. Dolayısıyla büyük depremlerin fay alanları artçı şokların dağılımı üzerinden bir alan aracılığıyla belirlenebilir. Çoğu artçı şok, ana şokun fay düzleminin üzerinde ya da yakınlarında meydana gelir. Bu nedenle onların lokasyonları, fay düzlemi ile yardımcı düzlem arasındaki ayrımı yapmada ve fay alanının kestiriminde kullanılır (Stein ve Wyssession, 2003).

Artçı şokların sayısı, büyüklükleri ve süreleri, ana şokun büyüklüğüne bağlıdır. 5 büyüklüğündeki bir deprem genellikle birkaç gün süren bir artçı şok dizisine sahiptir. Oysa 8.0 büyüklüğündeki bir deprem için artçı şok dizileri bir yıldan fazla bir süre devam edebilir. Örneğin 1964'deki Alaska'daki depremi ($M=8.6$) bir yıldan uzun süren uzun bir artçı şok dizisine sahiptir ve bunların yarısı 360.000 km^2 'lik bir alan üzerinde meydana gelmiştir. Bir artçı şok dizisinin toplam süresini kestirmek, özellikle de çok büyük depremler için, bazen zordur. Bu dizilerin son kısmı yıllarca

devam edebilir. Artçı şokların ana şoka bağlıdır. En büyük artçı şok, ana şokun büyüklüğünden en az bir birim daha düşüktür (Bath, 1965).

Artçı şok sayılarının zamansal dağılımı genel olarak zaman ile ters orantılıdır. Artçı şokların çoğu ana şoktan sonra yakın bir zaman içerisinde meydana gelirler ve geriye kalanlar ise zamanla yaklaşık hiperbolik bir azalış gösterirler. Bu azalış Omori Yasası olarak bilinen bir ilişki ile tanımlanır (Omori, 1894). Daha sonrasında bu ilişki Utsu (1961) tarafından geliştirilmiştir. Artçı şok azalışının, ana şok nedeniyle meydana gelen stres değişimini takiben stresin yeniden düzenlenmesini yansıttığı düşünülmektedir.

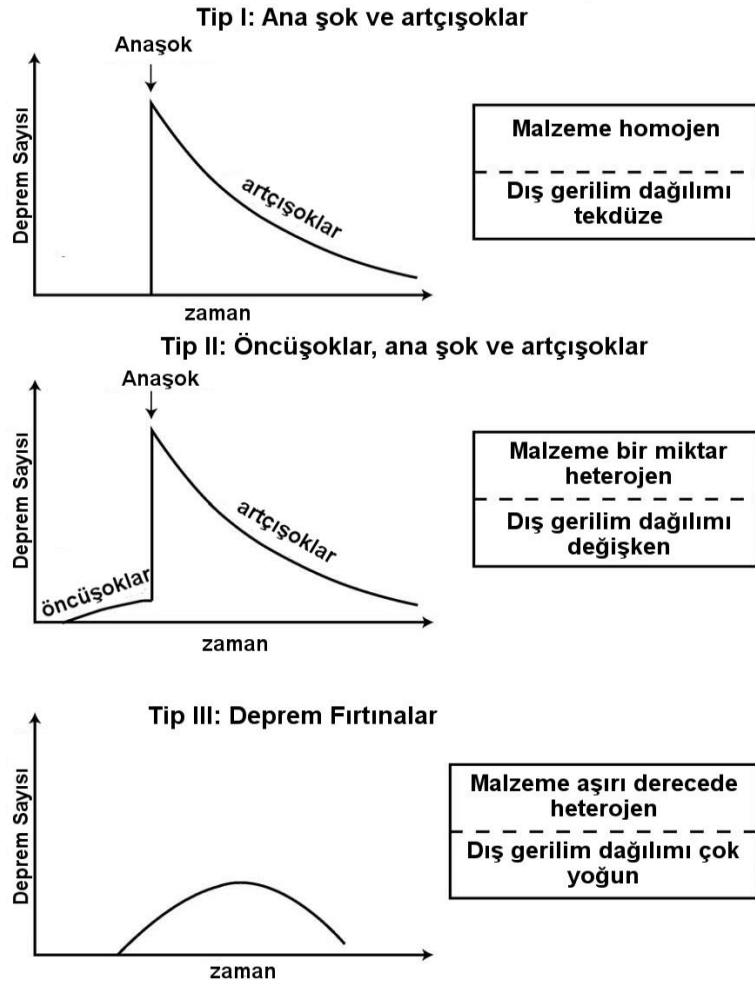
Ana şok, şok, artçı şok, öncü şok ve deprem fırtınası istatistik olarak Şekil 3.1 (a-d)'de verilmiştir. Şekil 3.1 d'deki dağılım benzer magnitüdlü ana şok ve artçı şokların birbirini izleyen şekilde oluşması ile Şekil 3.1 c'de verilen deprem fırtınasından farklıdır.



Şekil 3.1 : Deprem oluş dizilerinden örnekler. Zamanla değişim her 3 saatteki oluş sıklığına göre sınıflandırılmıştır (Lee ve diğ, 2002); a) Ana şok ve artçı şok dizilimi, b) Öncü-ana-artçı şok dizilimi, c) Deprem fırtınası, d) Ard arda oluşan ana şok-artçı şok dizimleri (2. tip deprem fırtınası).

Faylanmanın olduğu bölgedeki yer iç yapısının fiziksel özelliklerinin anlaşılabilmesi için artçı şoklar kullanılabilir. Mogi (1963), öncü ve artçı şokların oluşumunu, tektonizma ve gerilme alanı ile ilişkilendirerek 3 model önermiştir (Şekil 3.2). Modellerdeki farklılığın nedeni malzemenin yapısı ve uygulanan gerilimin uzamsal dağılımıdır.

Homojen malzeme ve tekdüze uygulanan gerilim durumunda (Şekil 3.2, Tip I) , öncü şok olmaksızın ana şok meydana gelir ve artçı şoklar ana şoku takip eder ve artçı şokların sayısı zamanla azalır. Heterojen malzeme ve tekdüze olmayan gerilim durumunda (Şekil 3.2, Tip II), ana şoktan önce ana şoktan küçük öncü şoklar oluşur ve ana şoku artçı şoklar izler ve artçı şokların sayısı zamanla azalır. Aşırı derecede heterojen malzeme ve çok büyük gerilim uygulanması durumunda (Şekil 3.2, Tip III) gerilim çok büyük ise deprem fırtınaları gözlenir, şokların sayısı ve büyüklüğü yavaş yavaş artar daha sonra zamanla azalır. Bu durumda ana şok söz konusu değildir.



Şekil 3.2 : Öncü şok-artçı şok modellerinin malzeme yapısı ve uygulanan gerilim ile olan ilişkileri (Mogi, 1963).

3.3 Artçı Şok İstatistiği

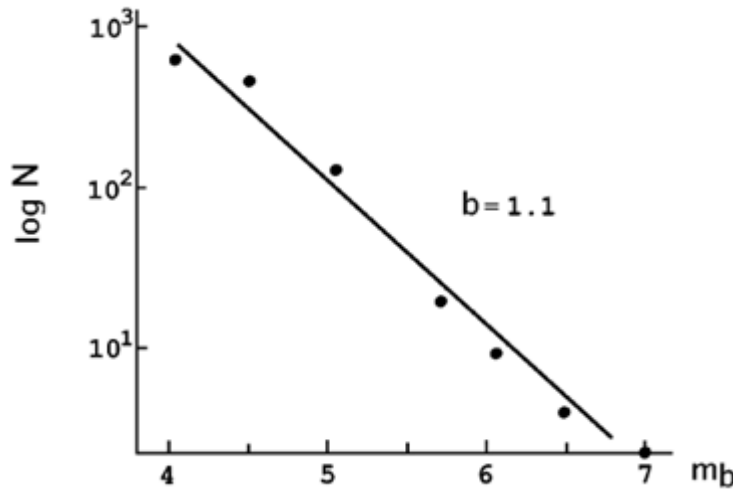
Farklı tektonik ortamların depremselliği ile ilişkili parametreleri kestirebilmek için ana şoku izleyen artçı şokların oluşturduğu veri kümelerine uygulanan 3 önemli deneysel bağıntı Gutenberg-Richter, Bath ve Omori Yasasına dayanır. Bu bağıntılar, hesaplanan parametreler ve önemi hakkında ayrıntılı bilgiler aşağıda verilmiştir.

3.3.1 Gutenberg-Richter bağıntısı

Gutenberg-Richter (G-R) deneysel bağıntısı, deprem oluş sıklıkları ile magnitüdları arasındaki ilişkiyi (Frekans-Magnitüd-Dağılımı, FMD) tanımlar (Gutenberg ve Richter, 1944; Ishimoto ve Iida, 1939),

$$\log_{10} N(\geq M) = a - bM \quad (3.1)$$

Bu bağıntıda, $N(\geq M)$ magnitüdü M 'ye eşit ya da büyük olan depremlere ait kümülatif sayısı, ' a ' (kesme noktası) ve ' b ' (eğim) sabitlerdir. ' a ' parametresi belirli spesifik bir hacimdeki sismik aktivitenin ölçüsünü, ' b ' parametresi ise bu hacimdeki depremlerin magnitüd dağılımlarının ölçüsünü verir (Şekil 3.3). Eşitlik (3.1) kümülatif FMD'nin doğrusallıktan ayrıldığı en düşük magnitüd olan tamlık magnitüdüne (M_c) kadar geçerlidir (Zuñiga ve Wyss, 1995).



Şekil 3.3 : Azores – Gibraltar bölgesine ait FMD grafiği (Udias, 2000).

Dünya üzerinde b -değeri 0.6-1.4 arasında olmak üzere ortalama 1 civarındadır (Udias, 1999). Volkanik bölgelerde bu değer 3'e kadar ulaşabilir (McNutt, 2005). Yüksek b -değerleri (> 1) rasgele olarak yönlendirilmiş çatlaklarla ilişkili malzeme

heterojenliğini (Mogi, 1962), kabukta düşük stresin olduğu fay zonlarının akma bölgelerini (Wyss ve diğ, 2004), yüksek sıcaklık gradyanını (Warren ve Latham, 1970), mağma odacığı ya da jeotermal sistem gibi içinde sıcak akışkanların ve yüksek basıncın bulunduğu yerleri işaret eder. Düşük b değerleri (< 1) ise malzeme homojenliğini ve uygulanan makaslama ya da efektif stres artışına işaret eder (Wyss, 1973).

Eşitlik (3.1) ile global olarak depremsellik incelenemediği gibi yerel olarak artçı şok dizisi için anaşoku izleyen dönemde gerilmenin yeniden dağılımını inceleme amaçlı kullanılabilir. Göreceli olarak daha düşük b -değeri, bölgenin ana şoku izleyen dönemde daha yüksek makaslama gerilmesi etkisi altında kaldığını gösterir. Daha yüksek b -değeri ise bunun tam tersi durumu gösterir (Enescu ve Ito, 2002).

b -değerindeki değişimler bölgede olmuş olan daha önceki yırtılma geçmişi ile de ilişkili olabilir. Daha önce depremin olduğu bölgeler daha fazla kırıklı yapıya sahip olduğu için göreceli daha yüksek b -değeri verecektir (Enescu ve Ito, 2002). Daha yüksek b değerleri faylanma ile ilişkili uzamsal heterojenlikler ile ilişkilidir (Allen ve diğ, 1965; Mogi, 1967; Mikumo ve Miyatake 1978, 1979, 1983; Tsapanos, 1990). Heterojenlik, derinlik ve stress arttıkça azalır ve bu durumda daha düşük b değerleri elde edilir (Mori ve Abercrombie, 1997). Normal, doğrultu ve ters faylanmayı oluşturan depremler için sırasıyla en yüksek, orta ve en düşük b değerleri hesaplanmıştır (Schorlemmer ve diğ, 2005). Bir çok durumda b -değeri 0.8-1.2 arasında değişir (Frohlich ve Davis, 1993; Turcotte ve Shcherbakov, 2007).

Artçı şok serisi için gözlenen daha düşük b değerleri büyük magnitüdlü artçı şokların daha büyük oranda olduğunu, daha yüksek b değerleri ise tam tersine düşük magnitüdlü artçı şokların oranının daha fazla olduğunu gösterir (Bender, 1983).

Aynı veri setinden farklı b değerlerinin elde edilmesi; b değeri kestriminde kullanılan farklı yöntemler (enküçük kareler, ençok olabilirlik kestirimi, vb.), değişik magnitüd aralığının kullanılması, küçük magnitüd aralıklarında depremlerin olmaması ve örnek veri setinin değişik büyüklükte olması gibi faktörlerden kaynaklanmaktadır (Bender, 1983).

Ençok olabilirlik kestirimi ilk olarak Aki (1965) ve Utsu (1965) tarafından kullanılmıştır. Bu çalışmada b değeri ve standard sapmasının hesaplanmasında ve Mc

kestiriminde daha iyi sonuçlar verdiği için en çok olabilirlik kestirimi kullanılmıştır (Aki, 1965; Utsu, 1965; Shi ve Bolt, 1982).

$$b = \frac{\log_{10} e}{\bar{M} - M_0} \quad (3.2)$$

Bu bağıntıda, $\bar{M}$ and $M_0 = M_c - \Delta M_{bin}/2$ verilen veri setindeki ortalama ve minimum magnitüd değerleridir. ΔM_{bin} , katalogta yer alan magnitüdlere ait ayrıklaştırma aralığıdır. Hesaplanan b değerine ait standard sapma ise aşağıdaki gibi tanımlanmaktadır,

$$\delta b = 2.3b^2 \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (M_i - \bar{M})^2}{n(n-1)}} \quad (3.3)$$

Bağıntıda n , toplam deprem sayısıdır.

3.3.2 Bath bağıntısı

Bir ana şok ile onun kaydedilen en büyük artçı şokunun magnitüdü arasındaki ilişki Bath (1965) bağıntısı ile verilir,

$$\Delta M = M_{ms} - M_{as}, \quad (3.4)$$

bu bağıntıda M_{ms} anaşok magnitüdü ve M_{as} kaydedilen en büyük artçının magnitüdüdür. İstatistik olarak ΔM yaklaşık 1.2 olup anaşokun büyüklüğünden bağımsız bir değerdir. Bath yasası istatistik temelli bir yasadır. Bir çok artçı şok dizileri için ortalama alındığı zaman geçerli olan bir değerdir. En büyük artçı şokun magnitüdü, artçıların dağılımı ve Gutenberg-Richter yasasının dış değer bulma yöntemi ile elde edilir (Shcherbakov ve Turcotte, 2004).

Bağıntı (3.1)'de $N=1$ değeri konursa,

$$a = bM^*, \quad (3.5)$$

$$\Delta M^* = M_{ms} - M^*, \quad (3.6)$$

elde edilir. Bu bağıntı geliştirilmiş Bath yasası olarak bilinir ve $\Delta M^* \sim 1$ 'dir (Shcherbakov ve Turcotte, 2004) Bağıntı (3.5) ve (3.6), (3.1) bağıntısına konulduğunda,

$$\log_{10}(N \geq M) = b(M_{ms} - \Delta M^* - M), \quad (3.7)$$

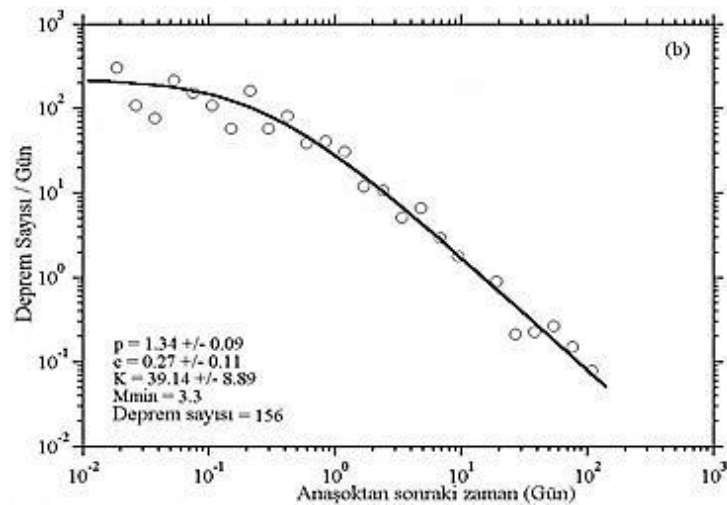
bağıntısı elde edilir. Sonuç olarak M^* bağıntısı Gutenberg-Richter bağıntısının temsil ettiği doğru ve $N=1$ çizgisinin kesim noktasından hesaplanabilir. Bu aynı zamanda artçı şok dizilerinin oluşturduğu veri seti için üst kesme magnitüd değerinin kestirilmesidir. Bath yasasında olduğu gibi geliştirilmiş Bath yasası için ΔM^* değeri ana şok magnitüd değerinden bağımsızdır. Ancak geliştirilmiş Bath yasasından elde edilen standart sapma, Bath yasasından kestirilen ΔM 'in standard sapmasından daha küçüktür (Shcherbakov ve Turcotte, 2004).

3.3.3 Omori bağıntısı

Artçı şok aktivitesi zaman ile azalır ve bu azalım geliştirilmiş Omori yasası ile tanımlanır (Utsu, 1961),

$$r(t, \geq M_c; \theta) = \frac{k}{(t + c)^p}, \quad \theta(k, c, p) \quad (3.8)$$

$r(t)$, ana şoktan sonraki t zamanında her birim zamanı için M_c 'ye eşit ve daha büyük olan artçı şokların sayısıdır. Bu bağıntıda $t=0$, ana şokun olduğu zamandır, k , c ve p parametrelerdir (Şekil 3.4). $p=1$ ve $c=0$ durumunda bağıntı orjinal Omori yasası ile tanımlanan bağıntıya eşdeğerdir (Omori, 1894). k ve c değerleri, verilen kesme değerinin yukarıdaki artçı şokların toplam sayısına ve artçı şok serisinin başlangıç kısmındaki artçı şok aktivitesinin oranına bağlıdır (Ogata, 1999; Shcherbakov ve diğ, 2004; Ramana ve diğ, 2009).



Şekil 3.4 : 12 Kasım 1999, Mw 7.2 Düzce depremine ait artçı şok azalım eğrisi (Bayrak ve Öztürk, 2004).

Yüksek c değerleri ana şoku izleyen ilk zamanlarda artçı şok alanının genişlemesi ile ilişkilidir. Daha düşük c değerleri (<0.01 gün) artçı şok serisini meydana getiren küçük magnitudlü depremlerle ilişkilidir.

Eşitlik (3.8)'den hesaplanan p değeri ısı akısına, kabuktaki gerilme oranına ve kabuktaki heterojeniteye bağlıdır. Kabuk ısı akısının düşük olduğu yerlerde artçı şok aktivitesi kademeli olarak azalır ve daha düşük p değerlerinin gözlenmesine neden olur (Mogi, 1962; Kisslinger ve Jones, 1991; Creamer ve Kisslinger, 1993; Ogata, 1999). p değerinin değişmesi fay düzlemindeki makaslama gücünde zayıflama ve azalma ile sonuçlanan gözenek sıvı akışı ile ilişkilidir (Nur ve Booker, 1971).

Enescu ve Ito (2002) ana şok sırasında daha fazla kaymaların (slip) gözleendiği yerlerdeki p değerlerinin yüksek olduğu, henüz yırtılmanın olmadığı yerlerde ise daha düşük p değerlerinin elde edildiğini gösterdi. Ana şoktan hemen sonra fay dayanımının daha büyük toparlanma gösterdiği yerlerde daha yüksek p değerleri hesaplandı (Mikumo ve Miyatake 1978; 1979; 1983; Kisslinger, 1996). Geliştirilmiş Omori yasasına ait bağıntıdaki parametreler ençok olabilirlik yöntemi kullanılarak kestirilir.

3.4 Veri Katalogların Tamlığı

Depremsellik analizlerinin yapılmasında en temel ve yapılması zorunlu olan işlemlerden en önemlisi kullanılan veri kataloğunun magnitud tamamlılığının belirlenmesidir. Magnitud tamamlılığı belirli bir hacimde belirli bir sürede kaydedilmiş olan depremlerin içinde oluşmuş olan en düşük magnitud (M_c) değeridir (Rydelek ve Sacks, 1989).

Bir bölgede olan tüm depremlerin kataloglarda yer almamasının nedenleri aşağıda verilmiştir:

- a) Depremin çok küçük olması ve geri plan gürültüsünden ayırt edilememesi,
- b) Depremin mevcut istasyon ağı ile lokasyonunun yapılamaması,
- c) Deprem ağını işleten operatörlerin belirli büyüklükten küçük ilgi alanlarına girmeyen depremleri kaydetmemek üzere eşik değer belirlemesi,
- d) Artçışok dizilimleri içinde bazı küçük depremlerin daha büyük depremlerin kodalarının içinde kalmasıdır.

Kataloglardan M_c değerinin belirlenmesi için kullanılabilecek yöntemler aşağıda sıralanmıştır:

- a) Maksimum eğrilik (Maximum Curvature, MAXC) yöntemi (Wiemer ve Wyss, 2000), frekans magnitüd eğrisinin birinci türevinin maksimum değerinin, maksimum eğrilik olarak tanımlanmasına dayanan hızlı ve uygulaması kolay bir yöntemdir.
- b) Uygunluk testi (the Goodness-of-fit-test, GFT) yöntemi (Wiemer ve Wyss, 2000), gözlenen frekans magnitüd dağılımlarını sentetik olarak üretilenler ile karşılaştırarak M_c değerinin hesaplanmasına dayanır.
- c) b değeri durağanlılık yaklaşımı ile (the M_c by b -value stability MBS) M_c saptanması, (Cao ve Gao, 2002), kesme magnitüdünün fonksiyonu olarak b -değeri durağanlılığından M_c saptanmasına dayanır.
- d) Tüm magnitüd aralığından (M_c from Entire Magnitude Range, EMR) M_c saptanması yöntemi, (Ogata ve Katsura, 1993; Woessner ve Wiemer, 2005), M_c 'nin altında kalanlarda dahil tüm magnitüd aralığındaki değerlerin kullanılmasına dayanır. Kullanılan model iki kısımdan oluşur, magnitüdlerin tam olduğu kısım için Gutenberg-Richter dağılımı, magnitüdlerin tam olmadığı kısım için, kümülatif olmayan frekans magnitüd dağılımının tam olmayan kısmı için kümülatif normal dağılım uygulanır. Model tüm frekans magnitüd dağılımının yeniden üretilmesi esasına dayanır.
- e) Ortanca değer (median) temelli segment eğimi analizi (Median Base Analysis of Segment Slope MBASS) ile M_c saptanması (Amorse, 2007) yöntemi, kümülatif olmayan frekans magnitüd dağılımında çoklu değişim noktalarını yinelemeli olarak araştırmak için kullanılan bir yöntemdir.
- f) Gündüz/gece gürültü modülasyonu (Rydelek ve Sacks, 1989) yöntemi, M_c nin gün ve gece arasında saptanabilen değişikliklere bağlı olarak belirlenmesidir. Yapılacak olan test 2 varsayıma dayanır ; 1) depremlerin Poisson dağılımına uyduğu, 2) gündüz gürültü seviyesinin gece gürültü seviyesine göre insan ve rüzgar kaynaklı olarak arttığı kabulleridir.

Katalogardan M_c değerinin belirlenmesi için kullanılan yöntemlerin avantaj ve dezavantajları izelge 3.1'de verilmiştir.

Çizelge 3.1 : Mc hesaplanmasında kullanılan yöntemlerin avantaj ve dezavantajları
(Mignan, ve Woessner, 2012).

Yöntem	Avantaj	Dezavantaj	Kaynak
MAXC	Parametrik değil Uygulaması kolay Dinamik	Daha düşük Mc kestirimi	Wiemer ve Wyss (2000)
GFT	Gutenberg-Richter bağıntısından sapmanın tanımlanması	%90 güven aralığına her zaman ulaşılmaz. Daha düşük Mc kestirimi	Wiemer ve Wyss (2000)
MBS	b-değeri durağanlığına bağlı	Daha yüksek Mc değeri kestirimi Göreceli yüksek belirsizlik	Cao ve Gao (2002)
EMR	Tam Frekans- magnitüd Dağılım Modeli	Düşük Mc varsayımı 4 parametrenin uyumu	Woessner ve Wiemer (2005)
MBASS	Parametrik değil	Ana süreksizlik Mc olmayabilir. Göreceli yüksek belirsizlik	Amorèse (2007)
Gündüz/Gece	G-R yasası kabullerde yok.	Gruplara ayırmayı gerektirir. Durağan değil	(Rydelek ve Sacks, 1989)

3.5 Artçı Şok Alanının Belirlenmesi

Artçı şokların dağılımı genelde faylanmanın olduğu alanı belirlemek için kullanılır. Ancak ana şoka ait artçı şok alanını tam olarak belirlemek güçtür. Bir çok deprem için fay alanı (artçı şok alanı) faylanmaya neden olan depremin magnitüdü ile ilişkilidir. Utsu ve Seki (1954)'nin Japonya'da olan depremler için geliştirdiği izleyen deneysel bağıntıda,

$$\log A = 1.02 M_s + 6.0 \quad (3.9)$$

A faylanmanın olduğu alan (cm^2) olup ana şoku izleyen 1-2 gün içinde artçı şokların dağılımının gözlemlendiği alandır ve bu alan ana şoku izleyen aylarda genellikle dışarıya doğru genişleyerek ana şok yırtılma alanının genişlediğini gösterir. Utsu ve Seki (1954) artçı şok alanını izleyen deneysel formülle tanımlanan alanın eşdeğeri olan dairesel bir alanı veren yarıçapın 4 katı bir yarıçapla tanımlanan alan

olarak vermiştir. Ana şoku izeleyen 30 günlük bir zaman dilimi göz önüne alınmıştır. Çizelge 3.2’de bu bağıntı kullanılarak değişik magnitüdlü ana şoklar için artçı şok alan hesaplarının sonuçları verilmiştir.

Çizelge 3.2 : Çeşitli ana şok magnitüd değerleri için hesaplanan dairesel artçı şok alanlarının yarıçapları (Christophersen ve Smith, 2000).

Anaşok magnitüdü	5	6	7	8	9
Tarama yarıçapı (km)	8	25	83	271	877

Aki (1967)’de düzlem bir faylanmaya ait yırtılma alanının ya bir dikdörtgen ya da bir elips ile (daire elipsin özel bir durumu olacak şekilde) tanımlanabileceğini gösterdi. Bu yaklaşımda, dikdörtgen bir faylanma modeli için, sismik moment (M_o), fay boyu (L) ve eni (W) arasındaki ilişki izleyen şekilde verilir;

$$M_o = \mu \bar{u} L W, \quad (3.10)$$

bağıntıda μ rijidite, $\bar{u}$ ortalama kaymadır (slip).

Elips şeklindeki bir faylanma alanı için bu bağıntı izleyen şekilde tanımlanır,

$$M_o = (\pi/4) \mu \bar{u} L W, \quad (3.11)$$

L ve W elips modeli için elipsin eksenleridir.

Tüm durumları içine alan genel bağıntı ise aşağıda şekilde olup,

$$M_o = C \mu \bar{u} L W, \quad (3.12)$$

bağıntıdaki C değeri 0.75 ile 1 arasında değişen geometrik bir faktördür. Küçük depremler için L ve W ’nin yaklaşık olarak birbirine eşit olduğu varsayılır.

Artçı şok serisini episantr dağılımlarına en iyi uyan elipsin ortogonal en küçük kareler yöntemi ile saptanması ile belirlenir. Minimum 3 dış merkez gerekmele birlikte, veri sayısı arttıkça elipsin parametrelerinin belirlenmesindeki belirsizlik miktarı azalır. Utsu (1969)’da ellips şeklinde artçı şok alanı tanımlayıp, artçı şokların %95’ini içine alabilecek şekilde izleyen deneysel bağıntıyı tanımlamıştır,

$$\log A = M - 3.7, \quad (3.13)$$

bu bağıntı ile tanımlanan alan dairesel olarak tanımlanan alandan yaklaşık 2 katı daha büyüktür.

Christophersen ve Smith (2000) izleyen deneysel bağıntıyı anaşok magnitudü 5 ve üzeri olan ve yaklaşık 30 günlük artçı şok aktivitesini içeren süre için vermiştir. Bu bağıntı ile tanımlanan alan, Utsu (1969) tarafından elips şeklinde tanımlanan artçı şok alanının yaklaşık 2 katıdır. Yaklaşık artçı şokların %90'nını içine almaktadır.

$$\log A = M - (3.34 \pm 0.03) \quad (3.14)$$

Kagan (2002) ve Shcherbakov ve Turcotte (2004) artçı şok zonunun kestirilmesinde, yırtılma uzunluğu ve ana şoka magnitudü (M) arasında izleyen ilişkisinin kullanılabileceğini gösterdi,

$$L = 0.02 \times 10^{0.5M} \quad (3.15)$$

Bir çok çalışmada artçı şok alanının belirlenmesinde ana şoku izleyen yaklaşık 30 gün içinde olan artçı şokların dağılımı kare, daire ya da elips şeklinde bir alan ile belirlenmektedir. Elips daha esnek olduğu ve artçı şokların önemli bir kısmını içine alabildiği için tercih edilmektedir (Ivanian, 2012).

3.6 Artçışoklara Gutenberg-Richter ve Omori Bağıntılarının Uygulanmasında ZMAP Yazılımının Kullanılması

Bu çalışmada b değeri, p değeri ve ilgili diğer parametreler (Mc, a değeri vb.) Wiemer (2001) tarafından geliştirilen ZMAP bilgisayar programı kullanılarak hesaplanmış ve haritaları oluşturulmuştur. ZMAP, doğa bilimlerindeki araştırmacılar arasında geniş çaplı kullanılan, Matlab tabanlı ve açık kaynaklı kod kullanan bir paket programdır.

ZMAP paketi, kullanıcının çok farklı açılardan bir deprem kataloğunu incelemesine olanak sağlar. Sadece geleneksel harita, enine kesit ve zaman serisi parametrelerini değil ayrıca olay boyutu ve mekanizması gibi birçok başka parametreyi daha içerir. ZMAP, sismologlara katalog verilerini analiz etmede yardımcı olması için tasarlanan bir grafiksel kullanıcı ara yüzü (GUI) ile çalışan bir programdır. ZMAP özellikleri Çizelge 3.3'de gösterilmiştir.

Çizelge 3.3 : ZMAP paketinin fonksiyonları.

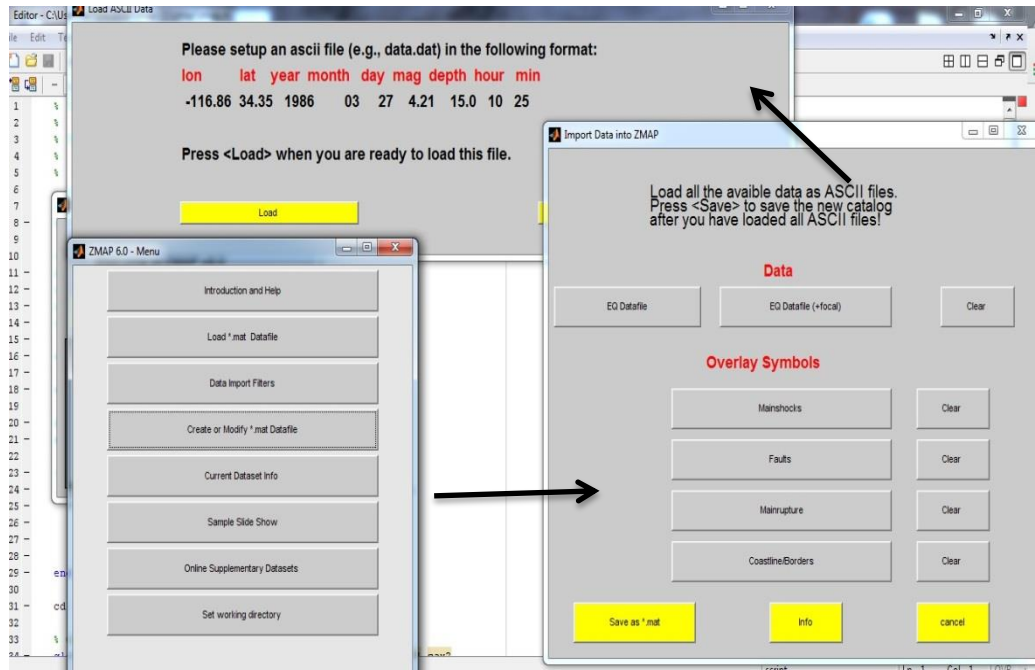
Araç	Konu	Kaynak , Yorum
Histogramlar	Magnitüd, Derinlik, Zaman (gün) ve Saat Histogramları	
Veri Girişi	ASCII ya da diğer hazır veri girişi formatları.	
Katalog Karşılaştırma	Aynı bölgeyi kapsayan iki katalogdaki aynı olayların tanımlanması	
Zaman Serileri Analizleri	Olayların kümülatif sayısı, derinlik –zaman, magnitüd– zaman ve kümülatif moment– zaman grafikleri	
Veri Alt küme Seçimi	Verinin poligon içi ya da dışı olarak seçilmesi, zaman, magnitüd ve derinlikte kesme.	
Haritalar	Zamana, derinliğe ya da magnitüde göre sismisite haritaları. Kıyı çizgileri verilerinin girişi.	
GENAS	Zamanla kaydedilen magnitüdlerin homojenliğini değerlendirme.	(Habermann, 1983; 1986, 1987; Zuñiga ve Wiemer, 1999; Zuñiga ve Wyss, 1995)
Declustering	Bağımlı ve bağımsız sismisitenin ayrımı, kümelerin tanımlanması. Reasenber (1985)'in algoritmasına bağlıdır.	(Reasenber, 1985)
Sismisite Oranlarını Haritalama	3D, enine-kesit ya da harita görünümde harita sismisite oranları. Zamanın bir fonksiyonu olarak β ve z değerlerinin haritalarının animasyonun oluşturulması.	(Maeda ve Wiemer, 1999; Wiemer ve Wyss, 1994; Wyss ve diğ., 1996; Wyss ve diğ., 1997a; Wyss ve Wiemer, 1997, 2000; Wyss ve Martyrosian, 1998)
Artçı Şok Azalım Hızları	Geliştirilmiş Omori yasasına dayalı olarak artçı şok azalım hızını hesaplar. p değeri (ve ilgili parametrelerin) haritalarını oluşturur. Probabilistik artçı şok tehlike analizi hesaplamaları.	(Kisslinger ve Jones, 1991; Reasenber ve Jones, 1990; Wiemer, 2000; Wiemer ve diğ, 2001)
Frekans – Magnitüd Dağılımı	Ençok olabilirlik ya da ağırlıklı en küçük kareler yöntemlerini kullanarak zamanın, derinliğin ve magnitüdün bir fonksiyonu olarak a ve b değerlerini hesaplar. a ve b değerlerinin haritalarını çizdirir.	(Wiemer ve Benoit, 1996; Wiemer ve McNutt, 1997; Wiemer ve Wyss, 1997; Wyss ve diğ, 1997 b)

Çizelge 3.3 (devam):

Araç	Konu	Kaynak , Yorum
Tamamlılık Magnitüdü	Bir güç yasasından FMD'nin sapmasına bağlı olarak tamamlılık magnitüdünü hesaplar. Zamanın ve derinliğin bir fonksiyonu olarak M_C 'yi analiz eder.	(Wiemer ve Wyss, 2000)
Fraktal Boyut	İlişkili integrale dayalı olarak iç merkezlerin fraktal boyutlarını hesaplar. Haritalarını çizdirir.	(Sammis ve diğ, 2001)
Taş Ocağı Haritaları	Patlamaları tanımlamak için olayların gündüz – gece oranlarını hesaplar ve haritasını oluşturur.	(Wiemer ve Baer, 2000)
Yenilme Zamanı	Benioff gerilmesine ya da hızlandırılmış moment yayınımına dayalı olarak yenilme zamanını hesaplar.	(Bufe ve diğ., 1994; Bufo ve Varnes, 1996; Jaume ve Sykes, 1999; Varnes, 1989)
Stres Tensörü	Michael (1984)'ın ya da Gephart (1990 a)'ın yaklaşımını kullanarak en uygun stres tensörü için ters çözüm. Belirsizlik kesitirimi. Stres alanlarının değişimini/heterojenitesini ve stres yönelimi haritaları. Stres alanındaki zamansal değişimlerin haritaları.	Dışarıdan “call” ifadesinin kullanılması durumunda FORTRAN ve C kodu için derlemeleri gerektirir (Gephart, 1990; Michael, 1984; Wiemer ve diğ, 2001)
Kümülatif Uyumsuzluk	Önceden tanımlanmış bir stres tensörüne olan kümülatif hatayı hesaplar. Zamanın, derinliğin, magnitüdün, enlemin, boylamın ya da harita ya da enine kesit görünümünün bir fonksiyonu olarak kümülatif hata.	Dışarıdan “call” ifadesinin kullanılması durumunda FORTRAN ve C kodu için derlemeleri gerektirir (Lu ve diğ, 1997; Wyss ve Lu, 1995)

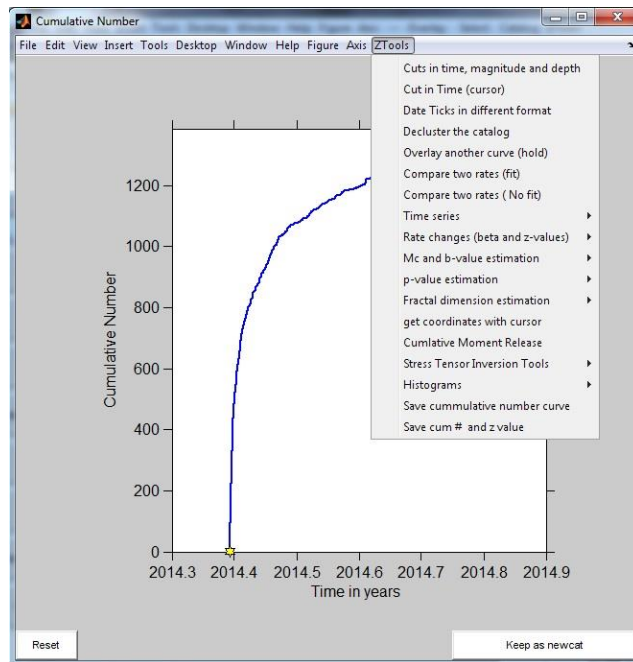
ZMAP, deprem kataloglarının çeşitli formatlarda ya da dosya uzantılarıyla aktarılmasına olanak tanır. ZMAP programına depremin lokasyonu (enlem, boylam, derinlik), oluş tarihi, saati, magnitüdü ve veriliyorsa odak parametreleri yüklenir.

Bu çalışmada deprem katalogları ZMAP menüsünde “Create or Modify *.mat Datafile” ve sonrasında EQ Datafile seçeneği ile veri formatı “Ascii” olarak seçilerek Şekil 3.5’de gösterildiği gibi yüklenmiştir.



Şekil 3.5 : ZMAP Veri girişi aşamaları ve veri formatı seçimi.

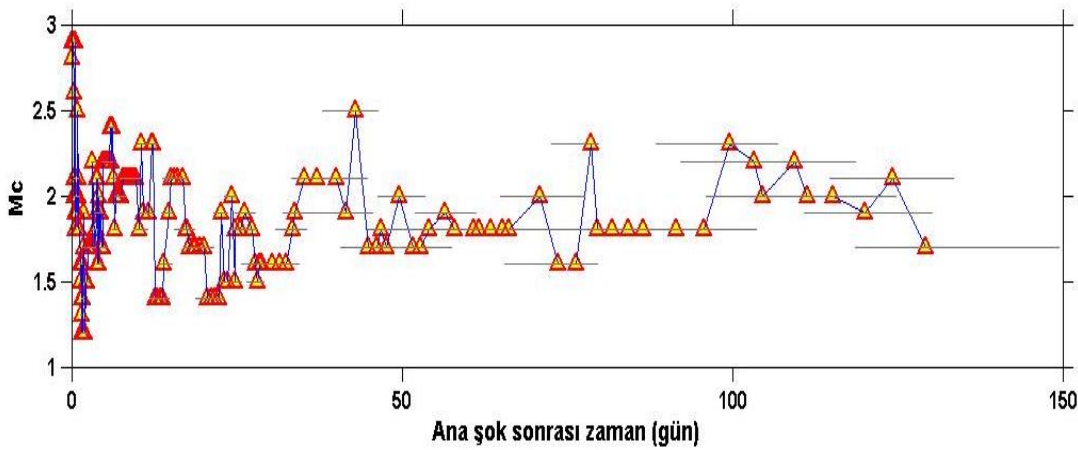
ZMAP sınır çizgileri, kıyı çizgileri ve faylar ile ilgili konum bilgilerini içeren dosyaları yükleme kapasitesine sahiptir (Şekil 3.5). ZMAP programı aracılığıyla veri girişi yapılan depremin artçı şoklarının magnitüd, derinlik, zaman (gün) ve saat histogramları “Seismicity Map” içerisindeki “Histograms” seçeneği seçilerek oluşturulmuştur (Şekil 3.6).



Şekil 3.6 : ZMAP kümülatif sayı grafiği. M_C , b ve p değerlerinin kestirimi ve histogramların elde edilmesi.

“Seismicity Map” içerisindeki “Time Analysis” seçeneği ile görüntülenen “Cumulative Number” grafiğindeki ZTools menüsünden “Cuts in Time, Magnitüd and Depth” seçilerek veriden istenmeyen kısım, zaman, magnitüd ve derinlik bilgileri verilerek artçı şok dizisinden çıkarılabilir.

Yine aynı şekilde ZTools menüsündeki “ M_c and b values estimation” seçeneği ile b değeri ve standart sapması, a değeri, a değeri (yıllık) ve M_c değerleri tercih edilen M_c kestirim tekniği ve ençok olabilirlik yöntemi ile hesaplanır (Şekil 3.6). ZTools menüsünde bulunan “p-value estimation” seçeneği ile seçilen M_{min} ve $T_{başlangıç}$ değerleri için p değerleri hesaplanmıştır (Şekil 3.6). M_{min} ve $T_{başlangıç}$ değerleri ZTools’da bulunan “p value estimation” seçeneği içerisindeki “Completeness in days after mainshock” ile pencere başına düşen olay sayısı seçilerek çizdirilmiştir (Şekil 3.7).

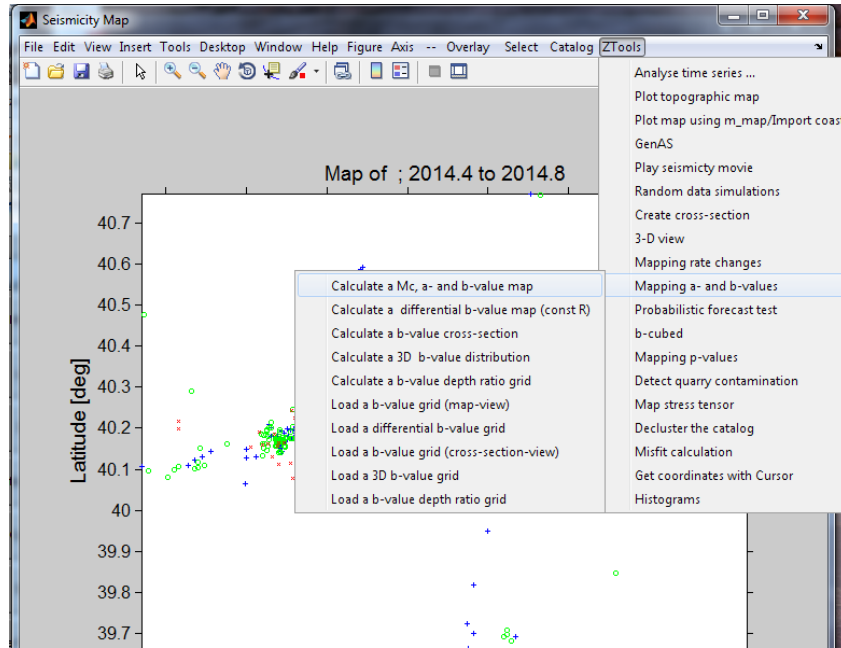


Şekil 3.7 : Tamamlılık magnitüdünün (M_C) zamana göre değişimi.

ZMAP çeşitli sismotektonik rejimlerdeki b ve p değerlerinin konumsal haritalamaları için kullanılır. b-değeri Gutenberg-Richter bağıntısından elde edilir (Gutenberg ve Richter, 1944). b değeri haritalarının oluşturulması için “Seismicity Map”de bulunan “Ztools” menüsündeki “Mapping a and b values” içerisindeki “Calculate a M_c , a- and b- values map” seçeneği seçilir (Şekil 3.8). b değeri haritalarının oluşturulması için ZMAP’te çeşitli parametrelerin girilmesi gerekir. Şekil 3.9’da istenilen parametreler gösterilmektedir. Öncelikle b değeri hesaplamasında kullanılan M_c değerinin hesaplanacağı yöntem seçilir.

ZMAP, b değeri haritalarının oluşturulmasında sabit deprem sayısı (Number of Events) ve sabit yarıçap (Constant Radius) gibi iki seçenek sunmuştur. Ayrıca grid

aralıkları (d_x ve d_y) ve M_c 'den büyük minimum deprem sayısının girilmesi gerekir. Şekil 3.9'un sağ kısmında ise gridleme ile ilgili seçenekler verilmiştir.



Şekil 3.8 : ZMAP ile gösterilen Sismisite Haritası. M_c , b ve p değerlerinin haritalanması.

Şekil 3.9 : b değeri haritalarının oluşturulması için gerekli olan parametrelerin seçimi.

p değeri haritaları “Seismicity Map” deki “Mapping p values” seçeneği ile oluşturulur. p değerleri geliştirilmiş Omori yasası ile hesaplanır (Utsu, 1961). Giriş parametreleri Şekil 3.10’da gösterilmiştir. Bu parametreler b değeri hesabı için gerekli olan giriş parametreleri ile birlikte M_{min} ve $T_{başlangıç}$ değerlerini de içerir. Her bir deprem için ayrı ayrı bulunan M_{min} ve $T_{başlangıç}$ değerleri ile p değeri haritaları oluşturulur.

Grid Input Parameter

Please choose an Mc estimation option

Automatic Mcomp (max curvature)

Grid Parameter

☒ Number of Events: 150

☐ OR: Constant Radius 5

Spacing in x (dx) in deg: 0.025

Spacing in y (dy) in deg: 0.025

Min. No. of events > Mc: 100

☒ Calculate a new grid

☐ Reuse the previous grid

☐ Load a previously saved grid

☐ Save selected grid to file

☒ Plot in Current Figure

Go Cancel

Şekil 3.10 : p değeri haritalarının oluşturulması için gerekli olan parametrelerin seçimi.

4. VERİLERİN ANALİZİ

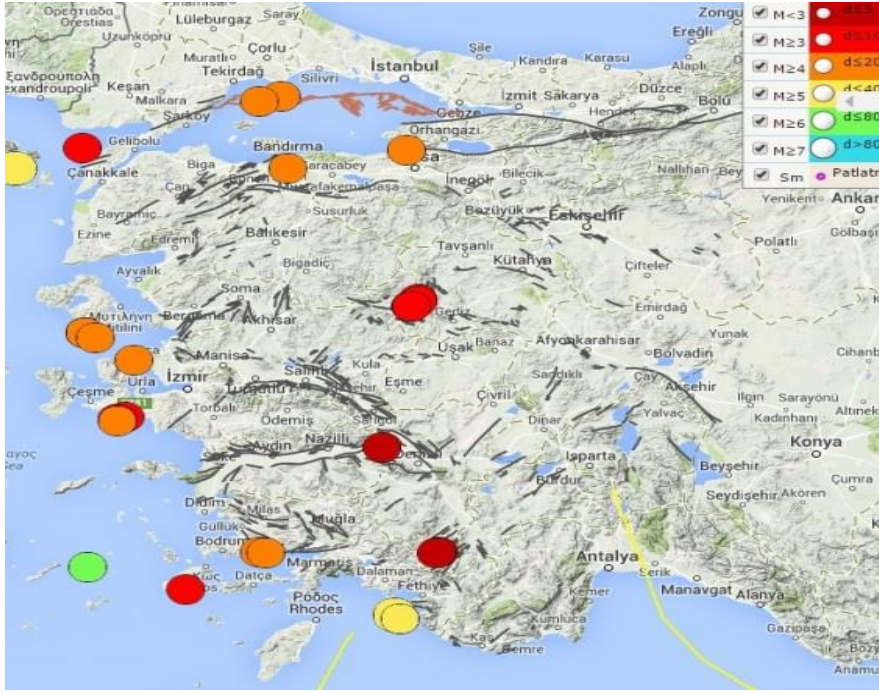
4.1 Deprem Kataloglarının Seçimi

Bu çalışmada Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü, Ulusal Deprem İzleme Merkezinin (KRDAE-UDİM) deprem katalogları kullanılmıştır. KRDAE-UDİM deprem kataloglarında yer alan bilgiler depremin oluş tarihi (yıl, ay, gün), oluş zamanı (saat, dakika, saniye), dış merkezi; enlem, boylam (derece.desimal), derinlik (km) ve magnitüd olarak verilmektedir. Depremlerin magnitüdüleri farklı skalalarda (süre magnitüdü, M_D , lokal magnitüd, M_L ve moment magnitüdü M_W) tanımlanmıştır. Magnitüd tanımlamaları ve dönüşümleri ile ilgili ayrıntılı bilgiler Ek-B’de verilmektedir.

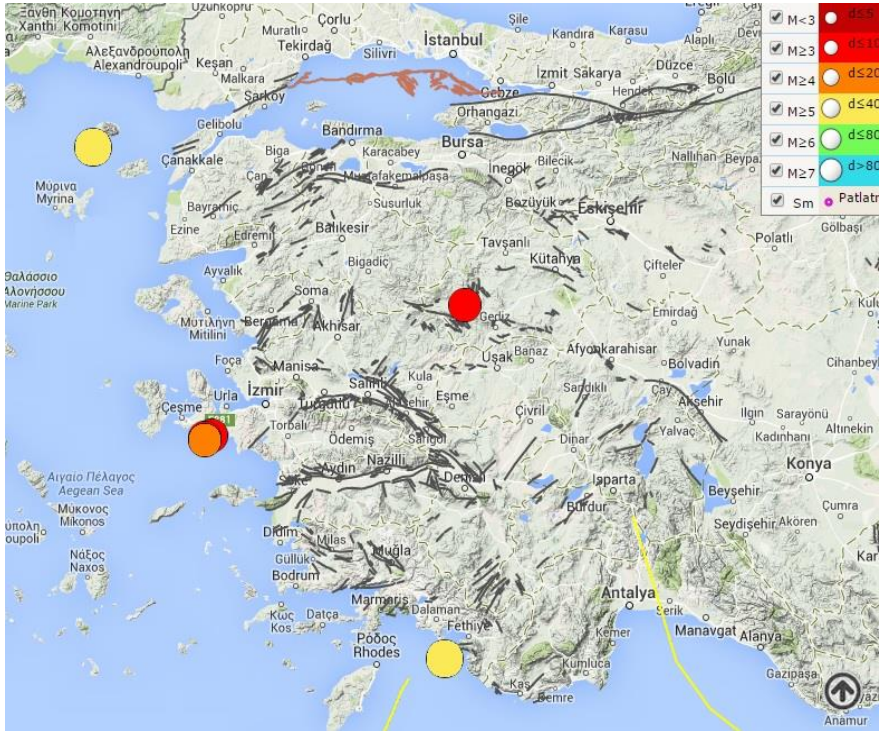
KRDAE-UDİM kataloglarında (<http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2015/deprem-verileri/deprem-katalogu/>) belirli bir alanda oluşmuş deprem verileri ya incelenecek alan içindeki depremleri içine alan dikdörtgen şeklindeki alanın koordinatları verilerek ya da dairesel alanın merkez koordinatları ve yarıçapı verilerek seçilir. Veri seçme kriterleri arasında tarih, magnitüd ve derinlik aralıkları vardır. Kataloglarda deprem ve patlama olarak iki ayrı seçenek de sunulmuştur. Bu seçenek ile patlatma verilerinin incelenecek kataloglarda yer almaması sağlanabilir.

4.2 Çalışma Alanı

Bu çalışmada Batı Anadolu’nun kara ve kıyı ötesinde (36° – 42° K ve 26 – 30° D) , 2005-2015 yılları arasında meydana gelen $M_L \geq 5$ magnitüdü depremlerinin artçı şok dizileri incelenmiştir. 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Ege Denizi depremi, magnitüdünün büyük olması, çalışma alanına yakın olması nedeniyle incelenecek veri gruplarına dahil edilmiştir. Şekil 4.1 ve Şekil 4.2’de çalışma alanında meydana gelen $M_L \geq 5$ ve $M_L \geq 5.5$ olan depremler gösterilmektedir.



Şekil 4.1 : Batı Anadolu'nun kara ve kıyı ötesinde (36° – 42° K ve 26° – 30° D), 2005-2015 yılları arasında meydana gelen $M_L \geq 5$ magnitütlü depremlerin dış merkezleri ve 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Ege Denizi depreminin dış merkezi.



Şekil 4.2 : Batı Anadolu'nun kara ve kıyı ötesinde (36° – 42° K ve 26° – 30° D), 2005-2015 yılları arasında meydana gelen $M_L \geq 5.5$ magnitütlü depremlerin dış merkezleri ve 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Göçeada açıkları, Ege Denizi depreminin dış merkezi.

4.3 Artçı Şok Alanının Ve Zaman Aralığının Belirlenmesi

Artçı şokların incelenmesinde artçı şok alanının ve artçı şokların meydana geldiği sürenin belirlenmesi iki önemli parametredir. Tanımlanan zaman aralığında artçı şok alanı içine düşen depremler verilen ana şokun artçı şokları olarak tanımlanır. Bu çalışmada artçı şokların incelenmesi için zaman aralığı 150 gün olarak alınmıştır (Tsapanos, 1995; Enescu ve Ito, 2002).

Artçı şokların incelenme süresi olarak 150 günlük zaman aralığının seçilmesinin nedeni ana şokun izleyen uzun bir süre sonra büyük magnitüdlü artçı şokların meydana gelme olasılığıdır. Örneğin 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminde $M_L=4.9$ büyüklüğündeki artçı şok ana şoktan 103 gün sonra meydana gelmiştir.

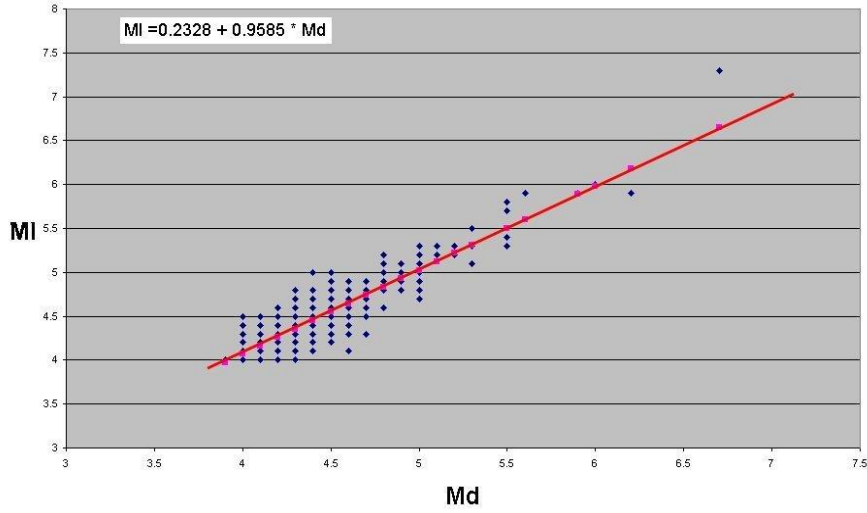
Artçı şok alanı ise Utsu ve Seki (1954)'nin Japonya ve çevresindeki 39 depreminin artçı şok dizilerini çalışarak elde ettikleri Eşitlik (3.9) kullanılarak hesaplanmıştır. Artçı şok alanı, deneysel formülle tanımlanan alanın eşdeğeri olan dairesel bir alanı veren yarıçapın 4 katı bir yarıçapla tanımlanan alan olarak verilmiştir.

KRDAE-UDİM deprem katalogları depremleri çeşitli magnitüd tipleri ile tanımlamıştır. Bu nedenle artçı şok alanının belirlenmesi için M_L-M_S dönüşümü yapılarak izleyen eşitlik kullanılmıştır (Akyol ve diğ., 2012),

$$M_S = 1.248 * M_L - 1.38 \quad (4.1)$$

4.4 Magnitüd Dönüşümleri

Kataloglarda bazı depremlerin magnitüdleri M_L ve/veya M_D olacak şekilde homojen olmayan bir şekilde verilmiştir. Magnitüdlerin homojen hale getirilmesi için M_L-M_D dönüşümü kullanılmış ve veriler M_L magnitüd türü cinsinden tanımlanmıştır (Şekil 4.3). Bu magnitüd dönüşümü için KRDAE-UDİM'den alınan Eşitlik (4.2) ile tanımlanan dönüşüm bağıntısı kullanılmıştır (Kalafat 2002; Kalafat ve diğ, 2006; Kalafat ve diğ, 2011).

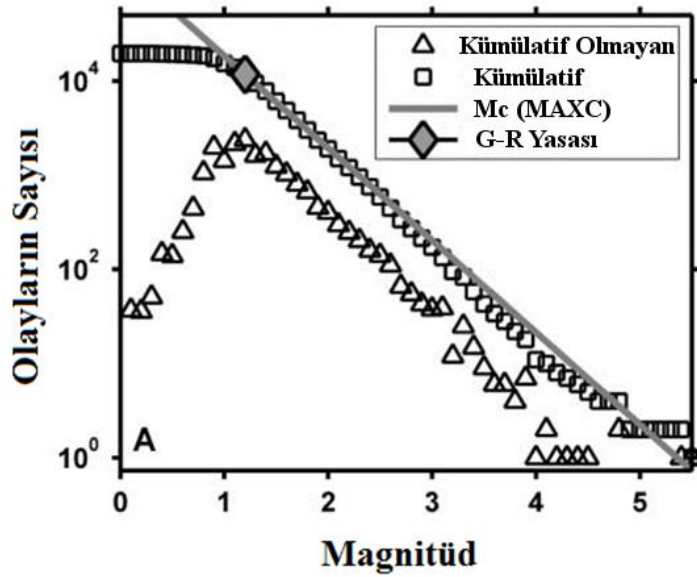


Şekil 4.3 : M_L - M_D dönüşüm grafiği (KRDAE, UDİM).

$$M_L = 0.2328 + 0.9585 * M_D \quad (4.2)$$

4.5 En Büyük Eğrilik (Maximum Curvature) Yöntemi

Bu çalışmada M_C değerleri en büyük eğrilik (Maximum Curvature, MAXC) yöntemi ile hesaplanmıştır. M_C 'nin hızlı ve güvenilir bir kestirimi olan bu yöntemle, FMD eğrisinin birinci türevinin maksimum değerini hesaplanıp, bu değer tamamlılık magnitudü olarak atanır (Şekil 4.4). Çalışmada kullanılan bu yöntemin diğer yöntemlere göre avantaj ve dezavantajları Çizelge 3.1'de gösterilmiştir.

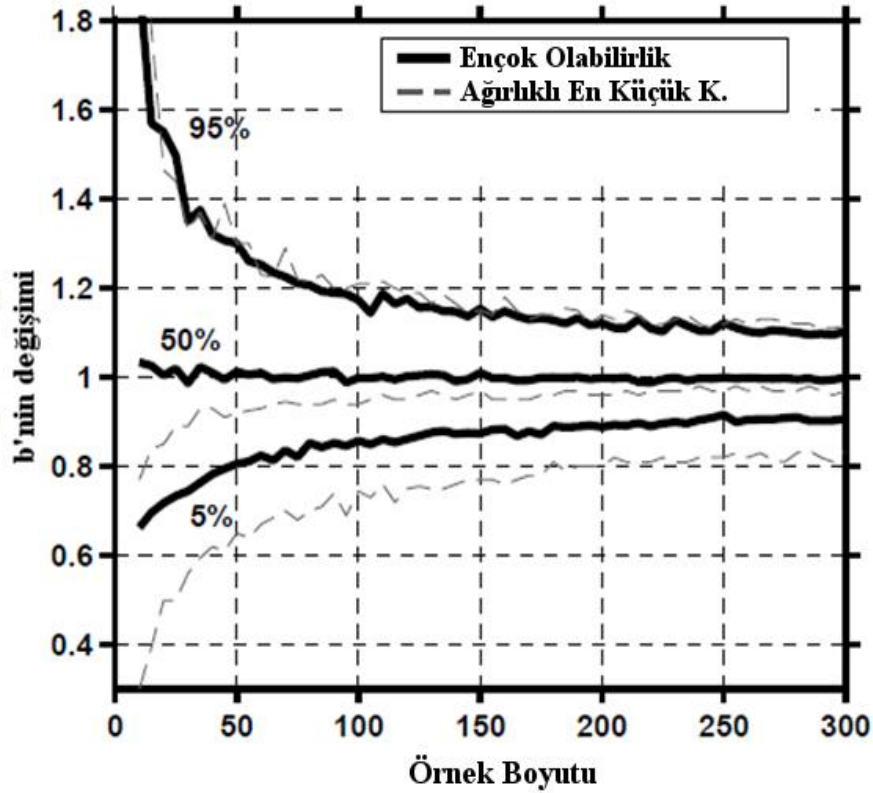


Şekil 4.4 : NCSN kataloğunun altdizisine ait FMD. MAXC yöntemi ile elde edilen tamamlılık magnitudüne karşılık gelen değer eşkenar dörtgen ile gösterilmiştir (Woessner ve Wiemer, 2005).

4.6 Ençok Olabilirlik (Maximum Likelihood) Yöntemi

FMD eğrisinden b değeri hesaplanmasında ençok olabilirlik (Maximum Likelihood) yöntemi kullanılmıştır (Aki, 1965; Hamilton, 1967). Bu yöntemin b değeri kestiriminde çoğu durumda en küçük kareler yöntemine kıyasla daha güvenilir olduğu gösterilmiştir (Bender, 1983; Wiemer ve Wyss, 1997; Wiemer 2002).

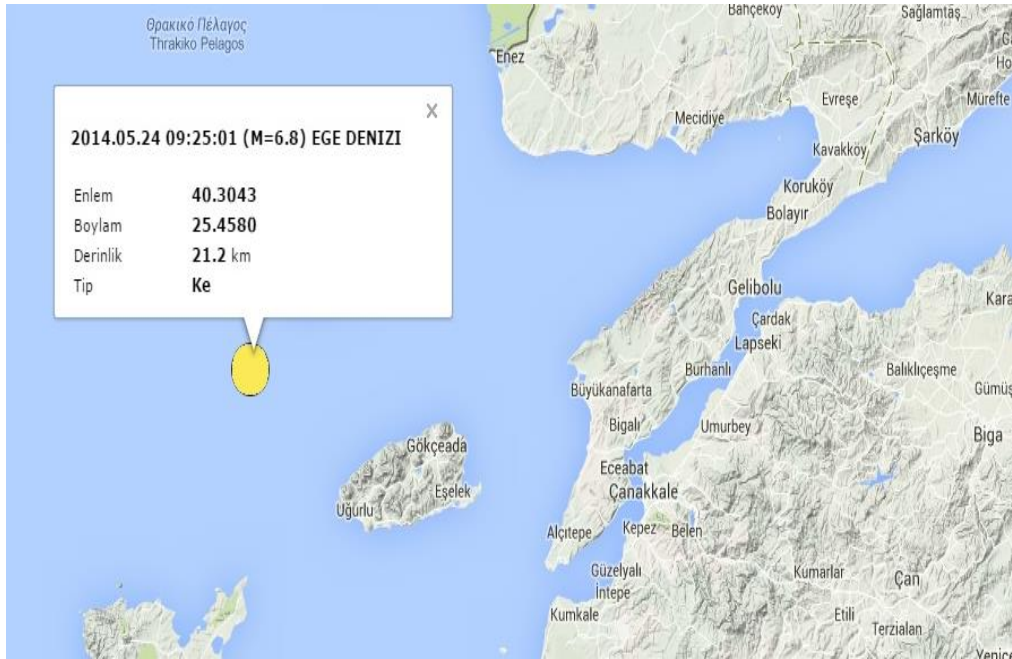
Wiemer ve Wyss (1997) farklı büyüklükteki örnek veri setleri için ençok olabilirlik ve en küçük kareler yönteminden elde edilen sonuçları karşılaştırmıştır (Şekil 4.5). Ençok olabilirlik yönteminden elde edilen sonuçların ağırlıklı en küçük kareler yönteminden elde edilen sonuçlara kıyasla daha sabit bir ortalama değer verdiğini göstermişlerdir.



Şekil 4.5 : Parkfield veri seti (1980-2000) için örnek boyutunun fonksiyonu olarak ençok olabilirlik ve ağırlıklı en küçük kareler yöntemleri ile hesaplanan b değerlerinin değişimi (Wiemer ve Wyss, 2002).

5. 24 MAYIS 2014 $M_L=6.5$ GÖKÇEADA AÇIKLARI, EGE DENİZİ DEPREMİ

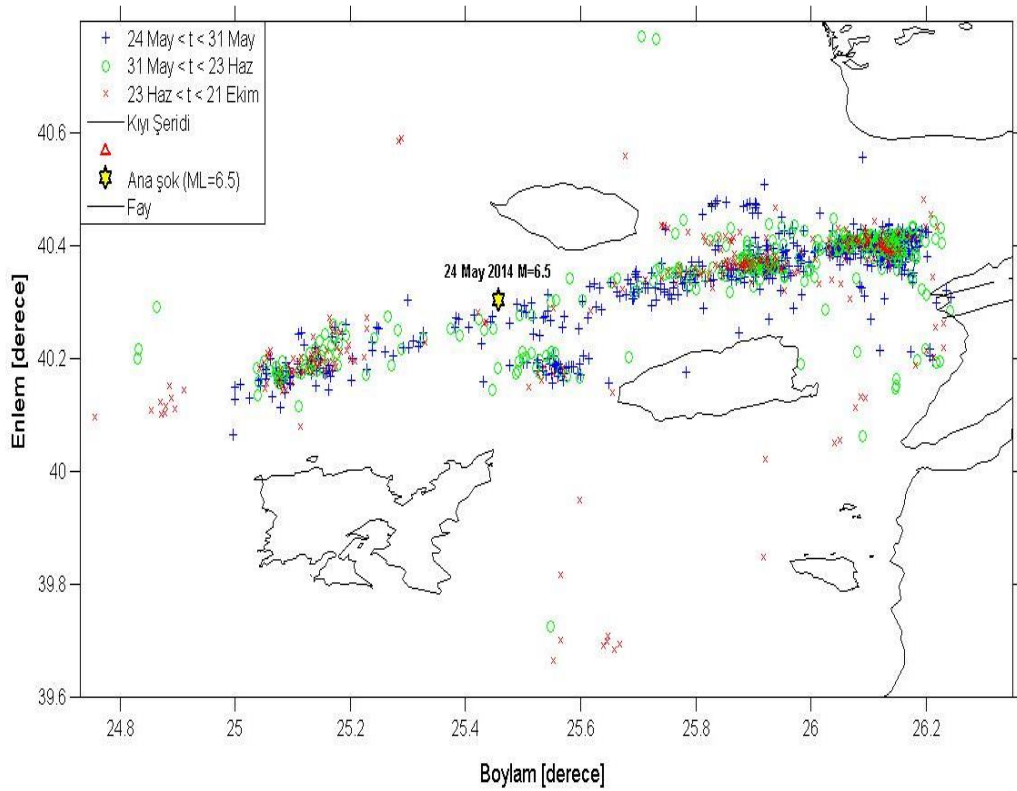
24 Mayıs 2014 tarihinde Gökçeada açıkları, Ege Denizi'nde yerel saat ile 12.25'de, yerel magnitüdü $M_L=6.5$ olan deprem meydana gelmiştir (Şekil 5.1). Depremin dış merkezinin koordinatları $40.3043^\circ\text{K}-25.4580^\circ\text{D}$, odak derinliği 21.2 km'dir (KRDAE, UDİM). Bu çalışmada, 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremini izleyen 150 günlük artçı şoklarının istatistik özellikleri KRDAE - UDİM deprem katalogları kullanılarak incelenmiştir. Seçilen katalogdaki depremlerin magnitüdüleri M_L olarak verilmiştir ve ana şoku izleyen 150 günlük bir zaman dilimi için, merkezi ana şokun dış merkezi olmak üzere çizilen 72 km yarıçaplı dairesel artçı şok alanı (Bölüm 3.5) içinde magnitüdü $M_L \geq 0.9$ olan 1319 adet artçı şok meydana gelmiştir (Şekil 5.2).



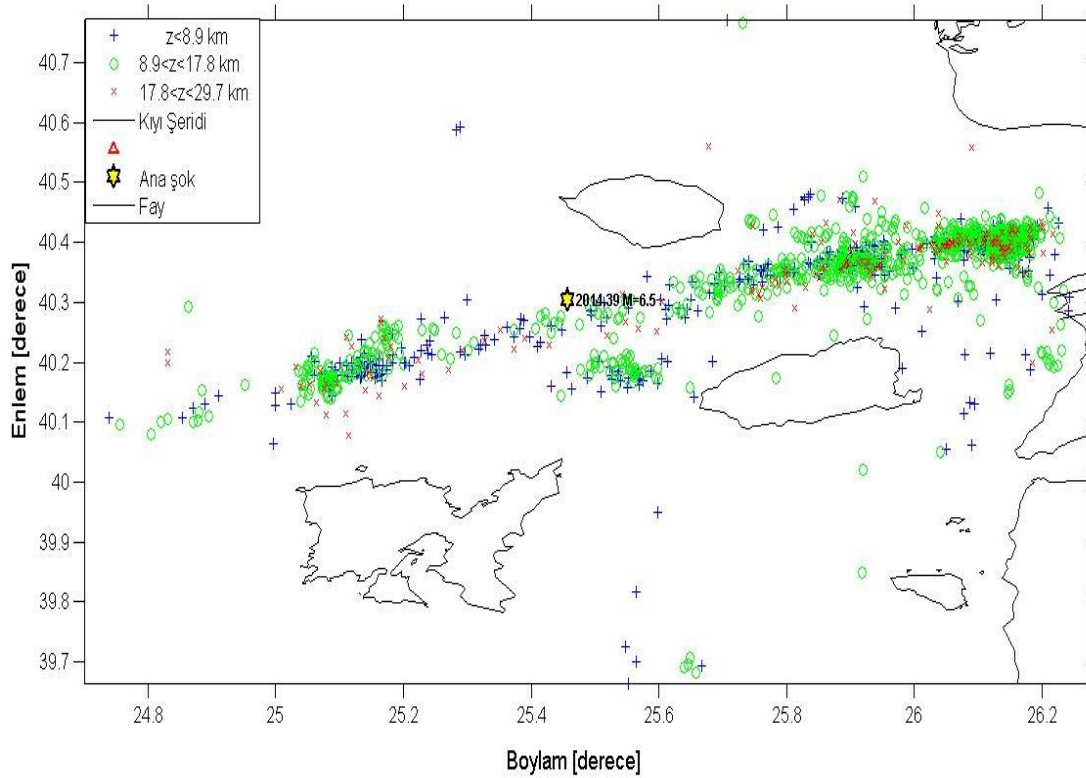
Şekil 5.1 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin dış merkezi. Haritanın koordinatları : $40.83^\circ\text{K}, 24.87^\circ\text{D}$; $39.92^\circ\text{K}, 24.87^\circ\text{D}$; $39.92^\circ\text{K}, 27.30^\circ\text{D}$; $40.83^\circ\text{K}, 27.30^\circ\text{D}$.

24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı şoklarının dış merkezlerinin ana şoku izleyen 150 günlük süre içinde zamana (ana şoku izleyen 1. hafta, 2.-4. hafta ve sonrası) ve derinliğe göre dağılımları sırasıyla Şekil 5.4 ve Şekil 5.5’de gösterilmiştir. Artçı şok dizisine ait magnitüdler (M_L), 0.9–4.9 arasında değiştiği saptanmıştır.

Bath yasasına (Bath, 1965; Richter, 1958) göre 150 günlük süre içinde ana şok magnitüdünden 1 derece küçük artçının meydana gelmesi beklenirken, 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremi için bu özellik gözlenmemiştir. Magnitüdları $4.0 \leq M_L < 5.0$ arasında olan 18 artçı şok meydana gelmiştir. Dış merkez dağılımlarına göre artçı şoklar KD-GB yönünde bir dağılım gösterdiği saptanmıştır. İlk aydan sonra artçı şokların fayın iki ucunda yoğunlaştığı gözlenmiştir (Şekil 5.4).



Şekil 5.4 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin, ana şok ve artçı şoklarına ait dış merkezlerin zamana (ana şoku izleyen 1. hafta, 2.-4. hafta ve sonrası) göre dağılımı.



Şekil 5.5 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin, ana şok ve artçı şoklarının odak derinliklerinin dağılımı.

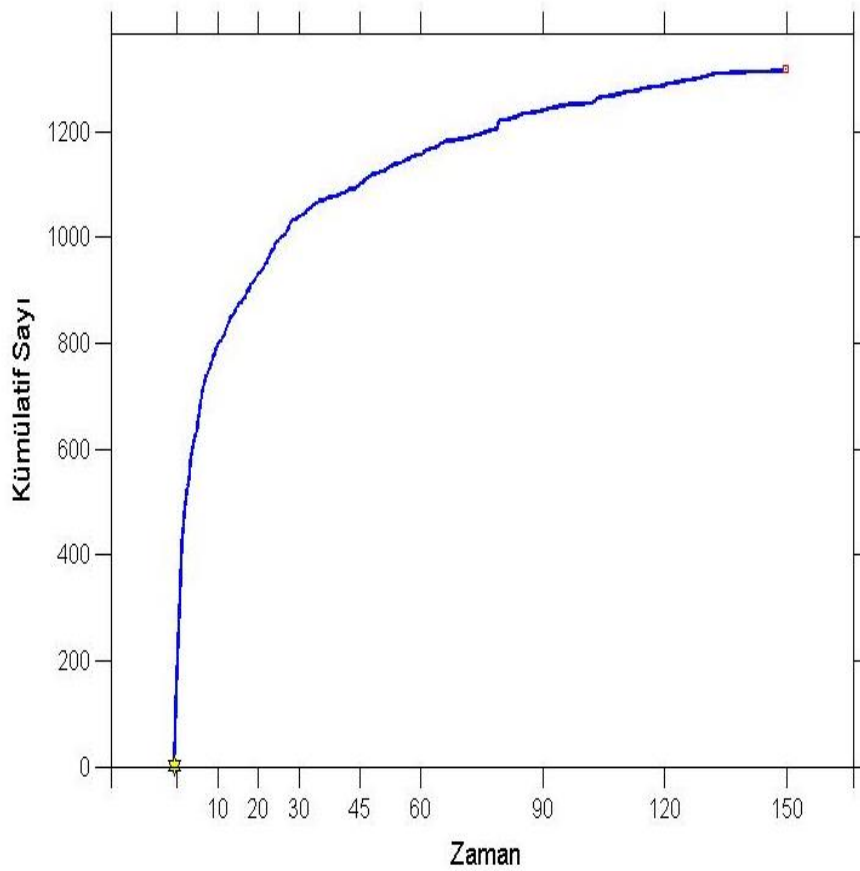
Şekil 5.6’da 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı şok alanında 150 günlük süre içinde meydana gelen artçı şokların gün bazında kümülatif oluş sayısı verilmiştir. Bu grafikte artçı şok artış hızının en fazla olduğu zaman aralığının ana şoku izleyen ilk 10 gün olduğu gözlenmiştir.

Şekil 5.7’de magnitüd histogramı verilmiştir. Bu histogramda ana şoktan sonra meydana gelen en büyük artçı şokun $M_L=4.9$ magnitüdünde olduğu ve artçı şok magnitüdlерinin $M_L=1.8$ civarında yoğunlaştığı gözlenmiştir. Ana şoku izleyen en büyük artçı şok $M_L=4.9$ yırtılma doğrultusunda olup, ana şok dış merkezinden 51.44 km uzaklıkta, 103 gün sonra (04.09.2014) meydana gelmiştir. Ana şoku izleyen 150 günlük zaman dilimi içerisinde $M_L < 4.0$ olan 1301, $4.0 \leq M_L < 5.0$ arasında 18 artçı şok meydana gelmiştir. Buna karşın $M_L \geq 5.0$ olan artçı şok meydana gelmemiştir. Artçı şokların büyük çoğunluğu $2.0 \leq M_L < 3.0$ arasındadır.

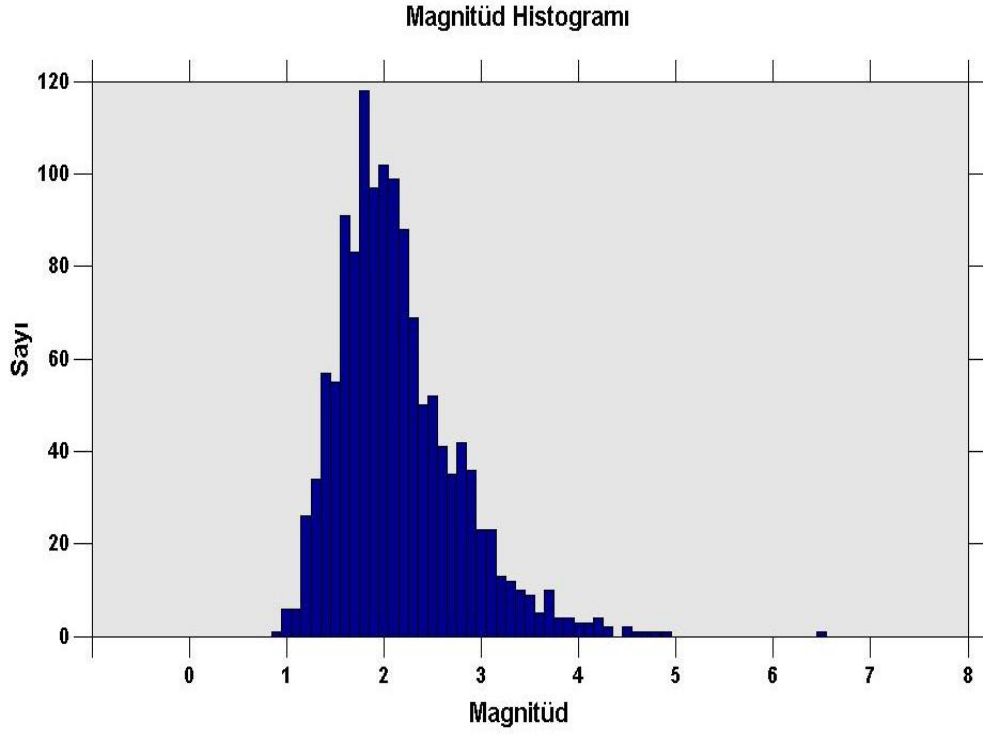
Artçı şokların odak derinliklerine göre oluş sayılarının dağılımları Şekil 5.8’de gösterilmiştir. Artçı şokların kabuk içerisinde 27 km derinliğe kadar dağılım gösterdiği ve 5-12 km derinlikleri arasında yoğunlaştığı ve 12 km’den sonra azaldığı

gözlenmiştir. Odak derinlikleri 5 km'den küçük 39 artçı şok, 5-17 km arasında 1062 artçı şok ve 17 km'den daha büyük olan 219 artçı şok kaydedilmiştir.

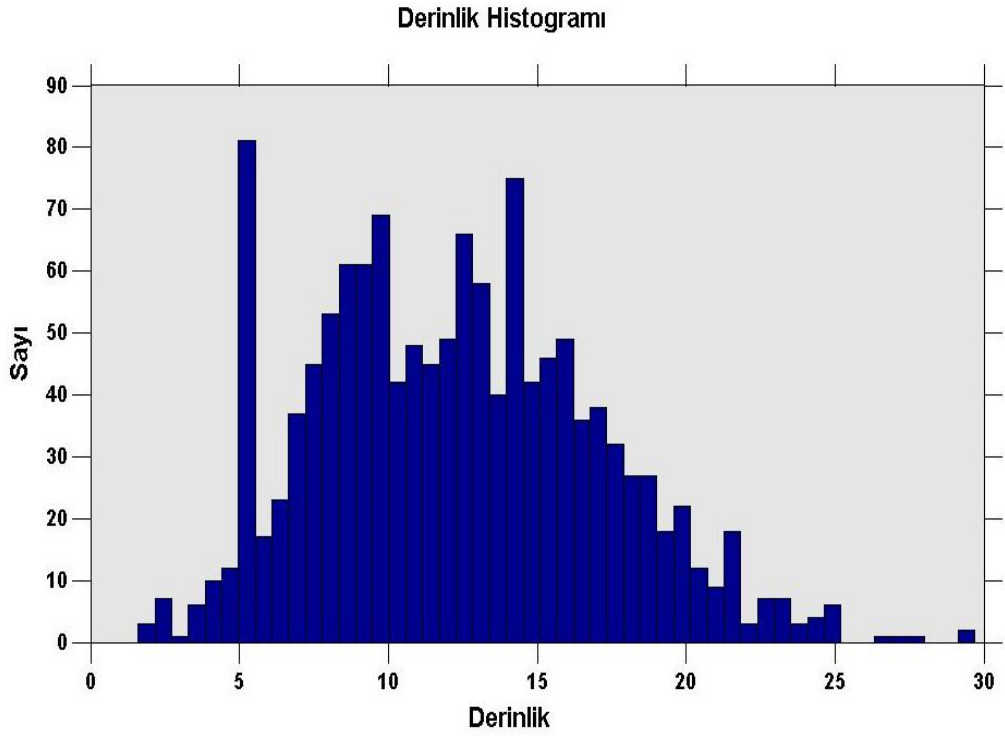
Şekil 5.9'da ana şoku izleyen 150 gün içerisinde meydana gelen artçı şokların zamana bağlı oluş sayısı gösterilmiştir. İlk 10 günde artçı şokların büyük bir miktarı meydana gelmiştir. Ana şoku izleyen ilk birkaç gün artçıların en yoğun olduğu zaman dilimi olduğu saptanmıştır. Ana şoktan sonra ilk 3 gün içerisinde 540 artçı şok, ilk 10 gün içerisinde ise 794 artçı şok meydana gelmiştir. Şekil 5.10'da ise 150 günlük süre içinde meydana gelen artçı şokların gün içinde saate göre oluş sayısı dağılımı verilmiştir.



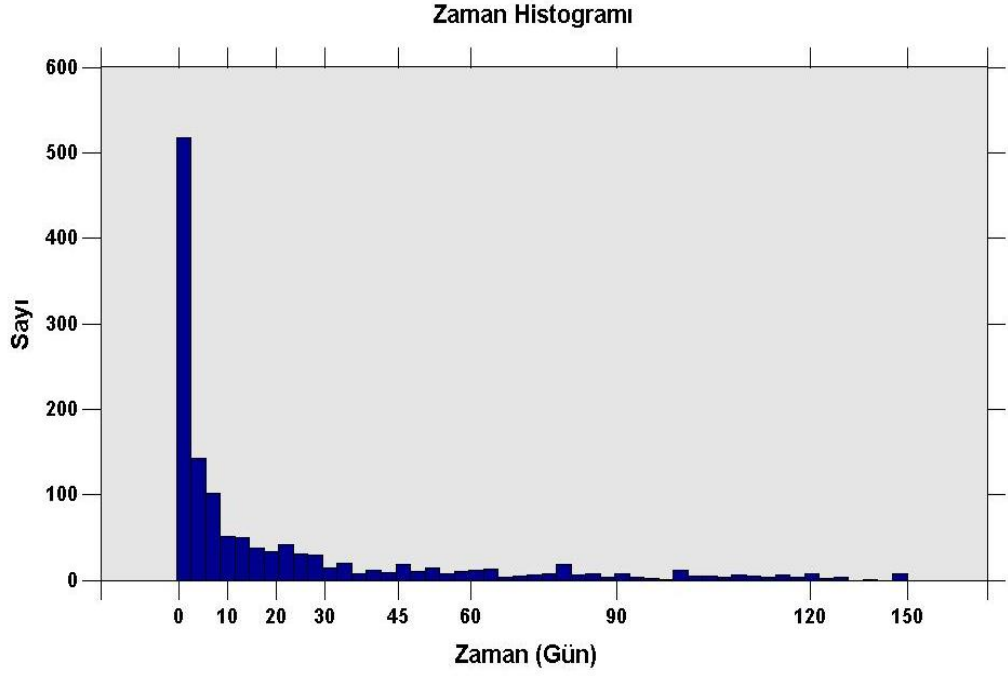
Şekil 5.6 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı şok alanında, ana şoku izleyen 150 günlük süre içinde meydana gelen artçı şoklar için zaman (gün) bazında kümülatif oluş sayısı grafiği.



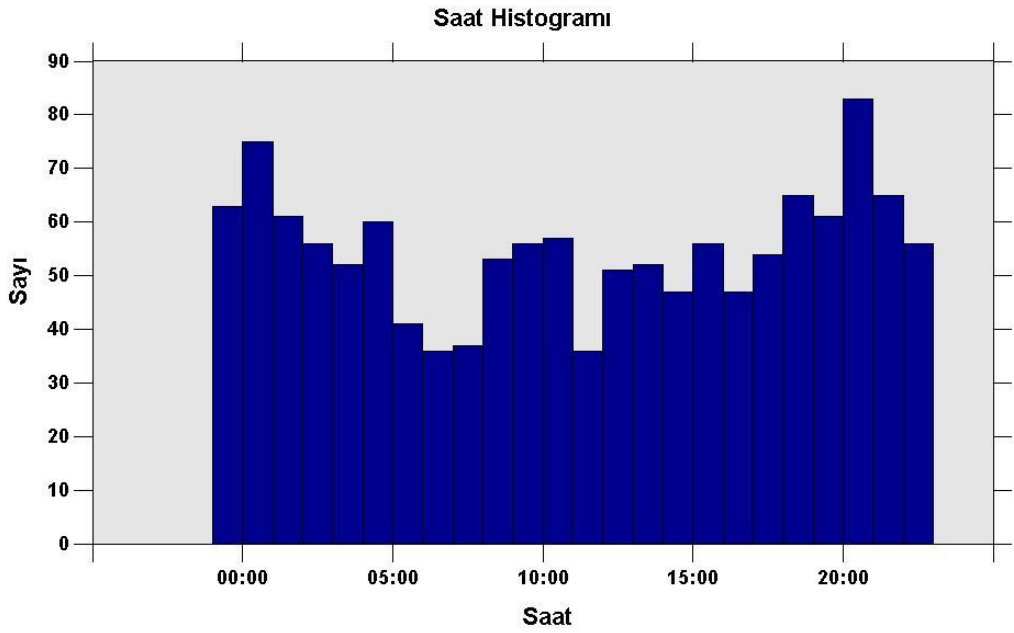
Şekil 5.7 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremi ve ana şoka ait artçı şok alanında, ana şoku izleyen 150 günlük süre içinde meydana gelen artçı şoklar için magnitüdler bazında oluş sayısı histogramı.



Şekil 5.8 : Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremine ait artçı şok alanında 150 günlük süre içinde meydana gelen artçı şoklar için odak derinlikleri bazında oluş sayısı histogramı.



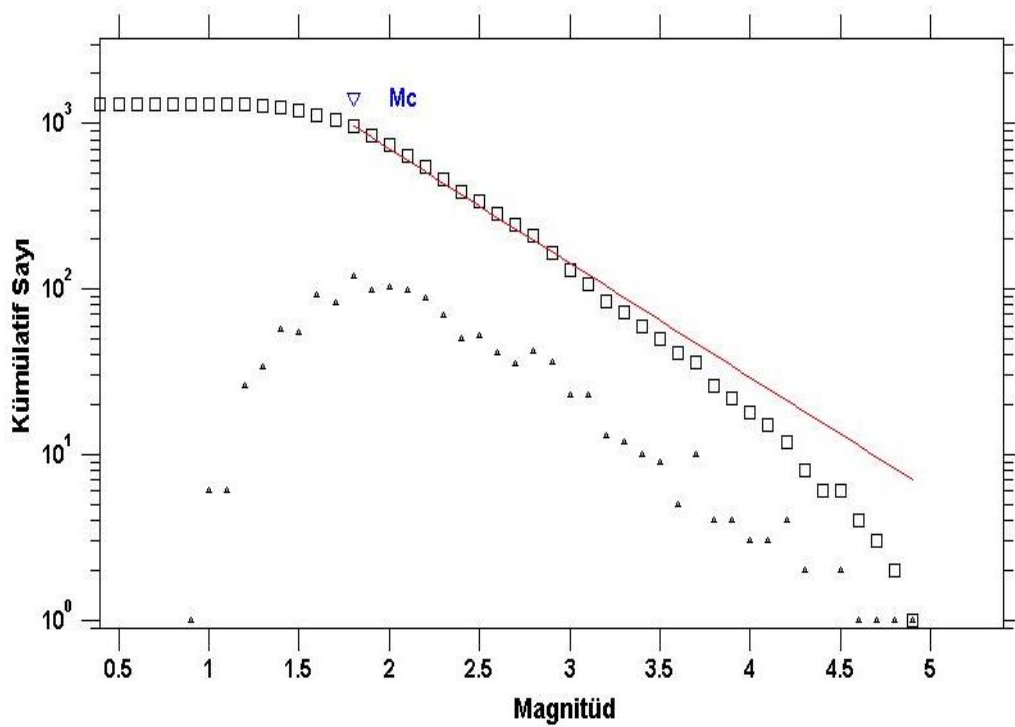
Şekil 5.9 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı şok alanında 150 günlük zaman diliminde meydana gelen artçı şoklar için zaman (gün) bazında oluş sayısı histogramı.



Şekil 5.10 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı şok alanında 150 günlük zaman diliminde meydana gelen artçı şoklar için gün içinde saat bazında oluş sayısı histogramı.

Şekil 5.11’de 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremine ait artçı şoklarına ait M_c , a ve b değerleri, FMD grafiğinden, en büyük eğrilik (Maximum Curvature) ve en çok olabilirlik (Maximum Likelihood) yöntemleri ile

ZMAP paketi (Wiemer, 2001) kullanılarak hesaplanmış ve sonuçlar Çizelge 5.1’de gösterilmiştir. Uygulamada b ve p değerlerinin kestirilmesinde kullanılan tamamlılık magnitudünün (M_c) uzamsal ve zamansal olarak değişim göstermesi nedeniyle kestirilen b ve p değerleri hata içerebilir (Wiemer ve Katsumata, 1999). Genel olarak tamamlılık magnitudü (M_c) artçı şok dizisinin ilk kısmında yüksek olacaktır. Bunun nedenleri; istasyon ağının ana şoktan hemen sonra iyileştirilememiş olması ve ana şokdan hemen sonra olan küçük magnitudlü artçı şokların daha büyük magnitudlü artçı şokların ve/veya ana şokun kodası (coda) içine düşmesi nedeniyle dış merkezlerinin belirlenememiş olmasıdır (Wiemer ve Katsumata, 1999).



Maximum Likelihood Çözümü:

b-değeri = 0.69 +/- 0.02, a değeri = 4.22, a değeri (yıllık) = 4.61

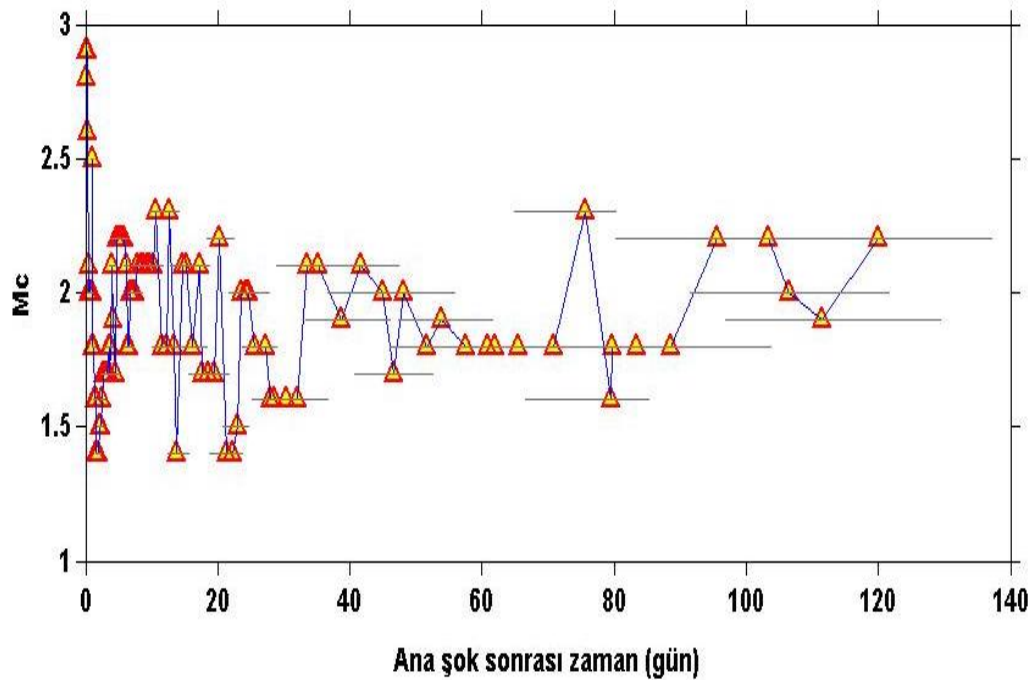
Tamamlılık Magnitudü, M_c = 1.8

Şekil 5.11 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçılar için en büyük eğrilik (Maximum Curvature) ve en çok olabilirlik (Maximum Likelihood) yöntemleri kullanılarak hesaplanan M_c değeri, b değeri ve standart sapması, a değeri.

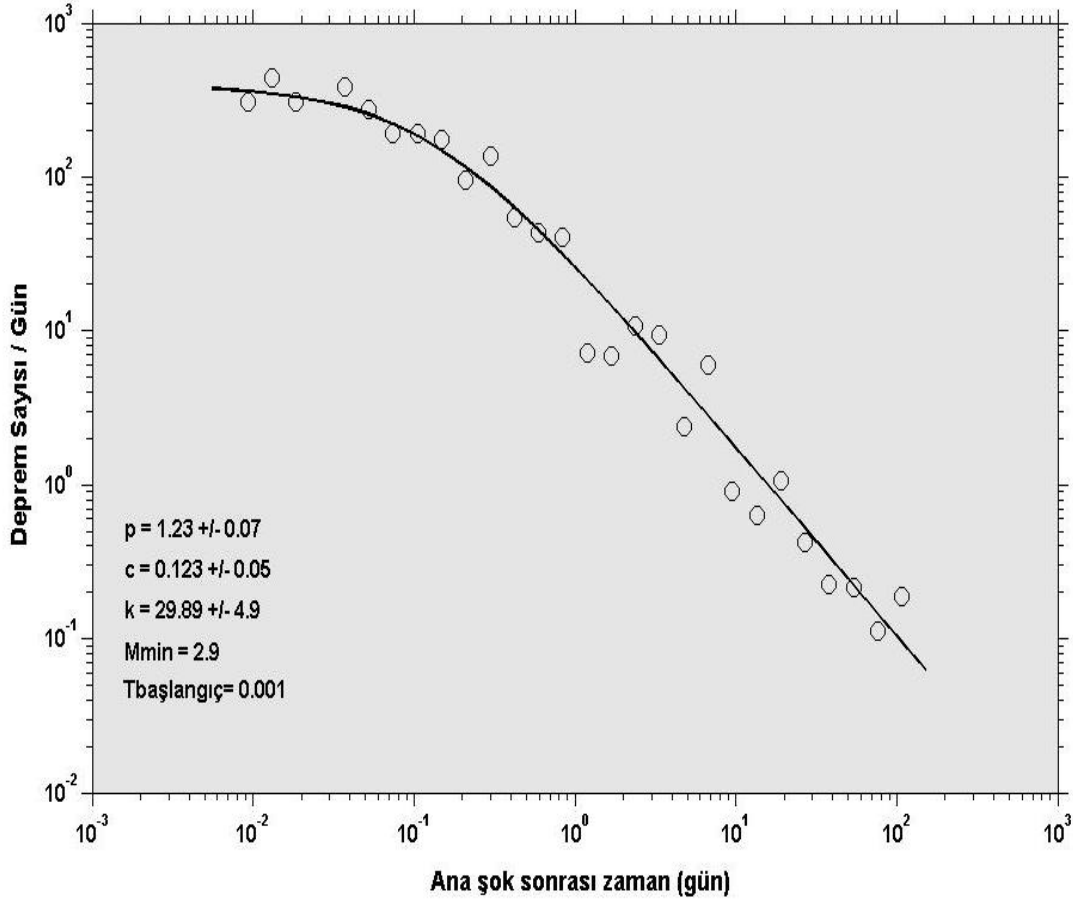
Çizelge 5.1 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremini izleyen 150 günlük süre içinde, artçı şok alanı içinde meydana gelen artçı şoklar için, Gutenberg-Richter ve Omori bağıntılarından hesaplanan istatistik parametreler.

M_c	a değeri	b değeri	p değeri	c değeri	k değeri
1.8	4.22	0.69 ± 0.02	1.23 ± 0.07	0.123 ± 0.005	29.89 ± 4.9

24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremi için ana şok anından başlayarak zamanın fonksiyonu olarak M_c 'nin değişimlerini hesaplayabilmek için kayan pencere tekniği kullanılmıştır (Wiemer ve diğ, 1998). Pencere başına 50 olay alınmıştır. Şekil 5.12 artçı şok dizisi için zamanla M_c değişimini göstermektedir. Başlangıçta $M_c=2.9$ iken birkaç gün sonra 1.7-2.1 değerleri arasında değişim göstermektedir. FMD için $M_c=1.8$ ve b değeri 0.69 ± 0.02 olarak hesaplanmıştır. $T_{\text{başlangıç}}=0.001$ ve $M_{\text{min}}=2.9$ alınarak p değeri hesaplanmıştır (Şekil 5.13).



Şekil 5.12 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için tamamlılık magnitüdü M_c 'nin zamanla değişimi. M_c kayan pencere yöntemi ile pencere başına 50 artçı şok içerecek şekilde hesaplanmıştır.



Şekil 5.13 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremini izleyen 150 günlük sürede artçı şok alanı içinde meydana gelen artçı şoklar için geliştirilmiş Omori bağıntısından hesaplanan p , c , k değerleri, standart sapmaları ve M_{min} , $T_{başlangıç}$ giriş parametreleri şekil üzerinde verilmiştir. Gözlemsel veriler dairesel semboller ile gösterilmiştir.

5.1. Artçı Şok Alanı İçinde b Değerinin Uzamsal Değişiminin İncelenmesi

Artçı şok alanı için ZMAP programı ile aşağıda verilen giriş parametreleri kullanılarak b değerleri hesaplanmış ve haritalanmıştır (Şekil 5.17).

Kullanılan parametreler:

- Sabit Yarıçap: 24 km
- $\Delta X_{DB} = 0.01^\circ$
- $\Delta Y_{KG} = 0.01^\circ$
- M_c 'den büyük minimum deprem sayısı: 100

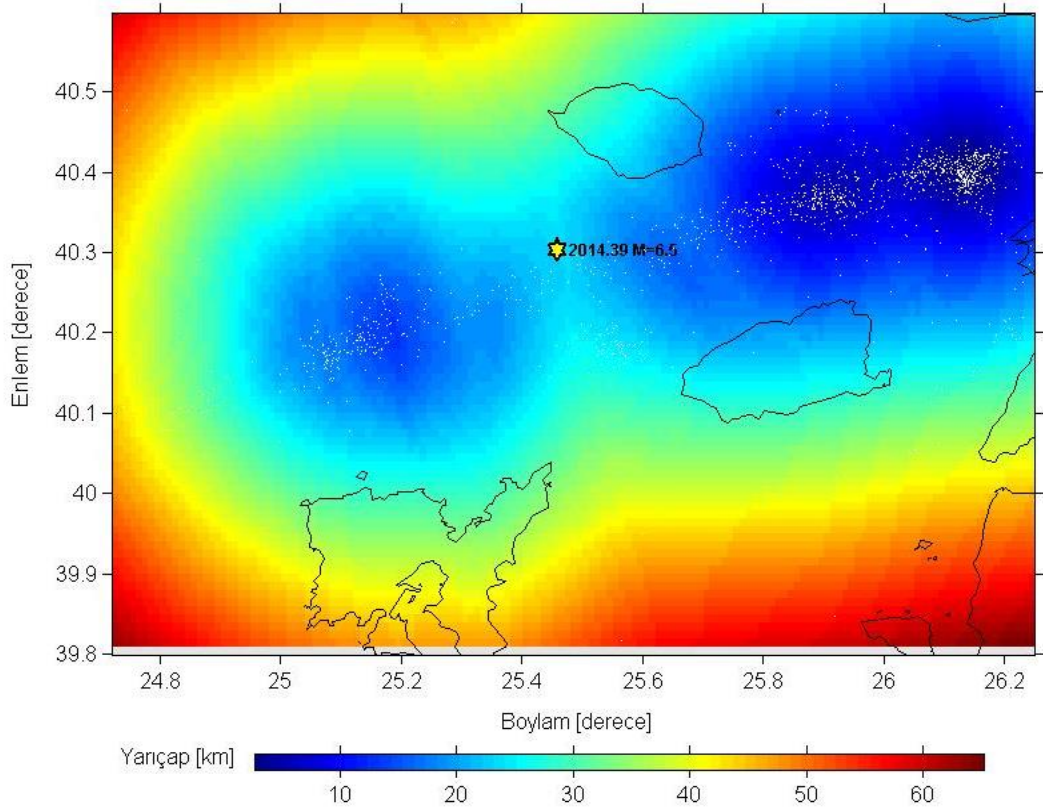
Oluşturulan Haritalar:

- b değeri haritası (Sabit Sayı, ML)
- b değeri haritası (Sabit Yarıçap, ML)
- b değeri haritası (Bootstrap, ML)
- b değeri standart sapma haritası
- M_c haritası (En büyük eğrilik yöntemi)
- Uygunluk testi haritası (GFT)

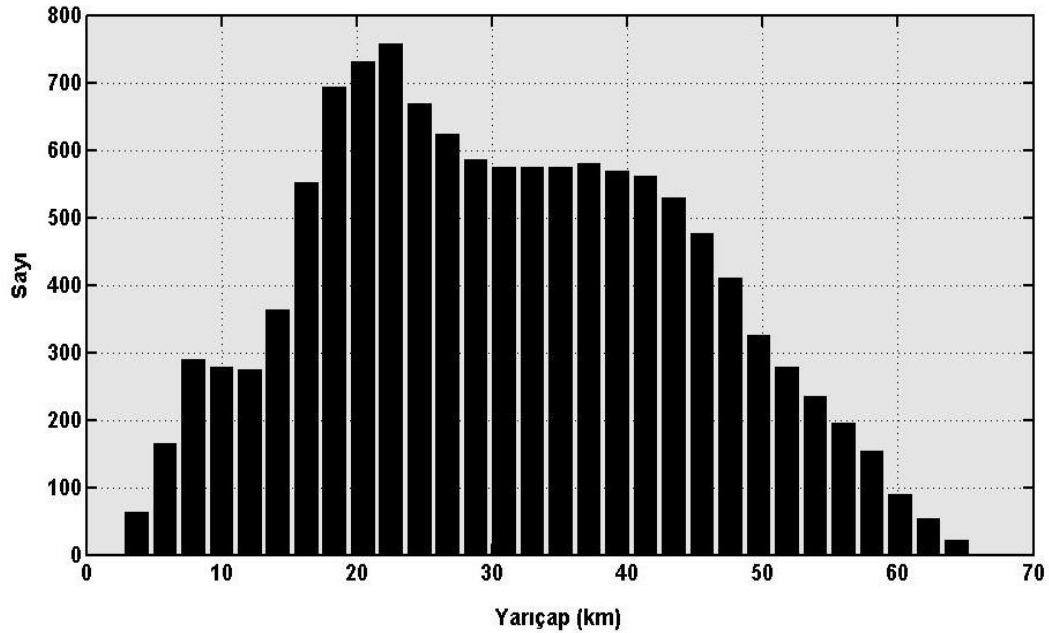
Artçı şokların azlığı ve uzamsal olarak kümelenme göstermesi nedeniyle çözünürlük haritası ve histogramı sabit sayı $N_e=200$ ve M_c 'den büyük en az artçı sayısı $N_{min}=150$ giriş parametreleri kullanılarak hazırlanmıştır (Şekil 5.14 ve Şekil 5.15). Çözünürlük histogramından (Şekil 5.15) sabit yarıçapın 24 km olarak alınmasının uygun olduğu saptanmıştır.

Kıyaslama amaçlı olarak sabit sayı ($N_e=200$ ve $N_{min}=100$), sabit yarıçap ($R=24$ km ve $N_{min}=100$) ve bootstrap ($R=24$ km ve $N_{min}=100$, 200 bootstrap) yöntemleri ile hesaplanan haritalar Şekil 5.16, Şekil 5.17 ve Şekil 5.18'de verilmiştir. Sabit sayı yöntemi ile hesaplanan b değeri haritasında (Şekil 5.16) artçı şok sayısının azlığı ve kümelenme karakteristiği nedeniyle çözünürlük düşüktür. Sabit yarıçap yöntemi kullanılarak hesaplanan b değeri haritasında ise ana şokun yer aldığı fay zonu boyunca b değeri değişintisi açıkça izlenmiştir (Şekil 5.17) .

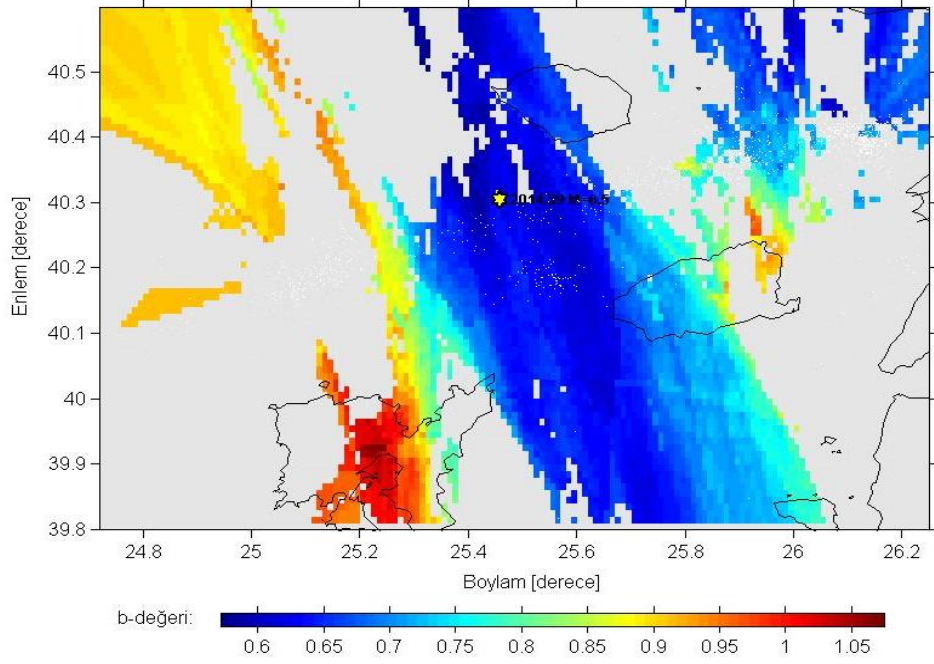
Fay zonu boyunca göreceli olarak yüksek b değerlerinin ana şokun yer aldığı fayın GB ucunda (Bölge-1) yoğunlaştığı, daha küçük b değerlerin ise diğer bölgelerde olduğu gözlenmiştir (Şekil 5.17). Benzer durum 200 bootstrap ile hesaplanan b değerleri haritasında da gözlenmiştir (Şekil 5.18). Şekil 5.17'de verilen b değerlerine ait standart sapma, tamamlılık magnitudü (M_c) ve uygunluk testi (GFT) haritaları da sırasıyla Şekil 5.19, Şekil 5.20 ve Şekil 5.21'de verilmiştir.



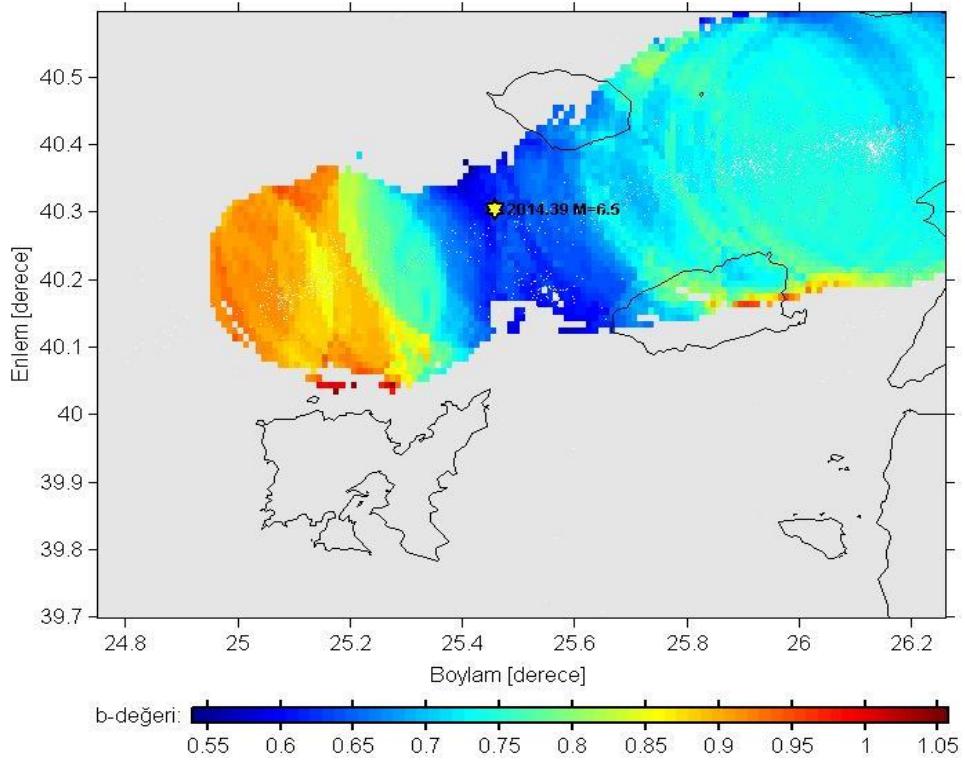
Şekil 5.14 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremi artçı şok alanı için çözünürlük haritası (sabit sayı $N_e=200$ ve M_c 'den büyük en az artçı sayısı $N_{min}=150$). Harita koordinatları : 40.6°K, 24.72°D; 40.6°K, 26.26°D; 39.8°K, 26.26°D; 39.8°K, 24.72°D.



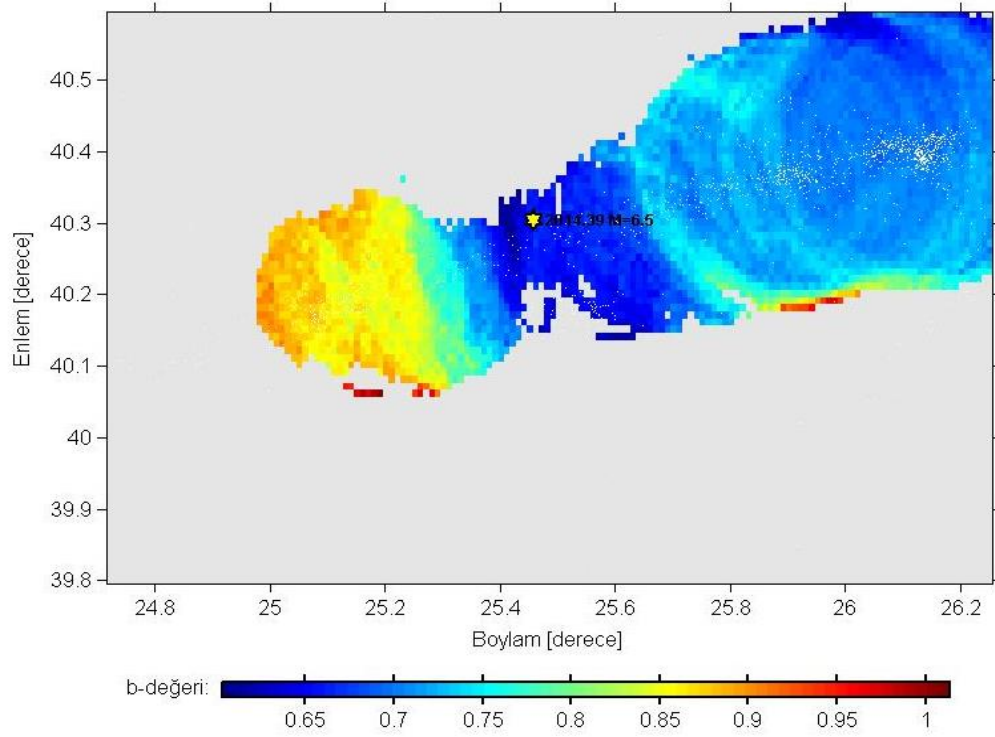
Şekil 5.15 : Şekil 5.14’de verilen çözünürlük haritasındaki sabit yarıçap değerlerinin histogramı.



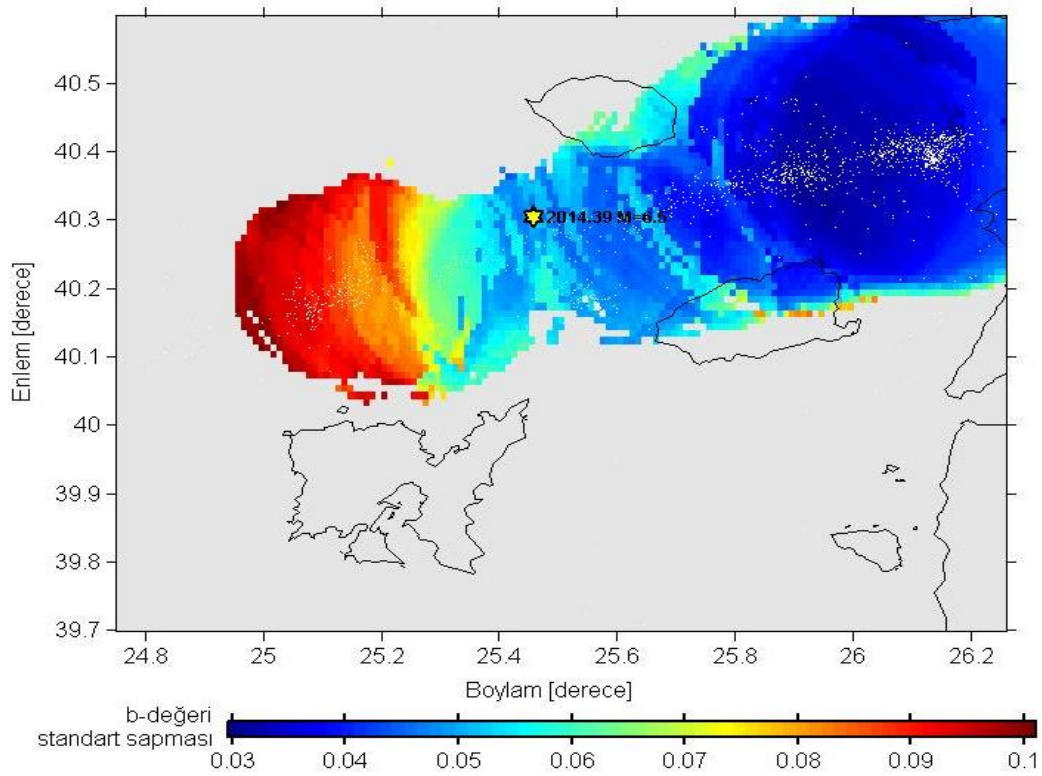
Şekil 5.16 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremi artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için hesaplanan b değerleri (sabit sayı $N_e=200$, M_c 'den büyük en az deprem sayısı $N_{min}=100$).



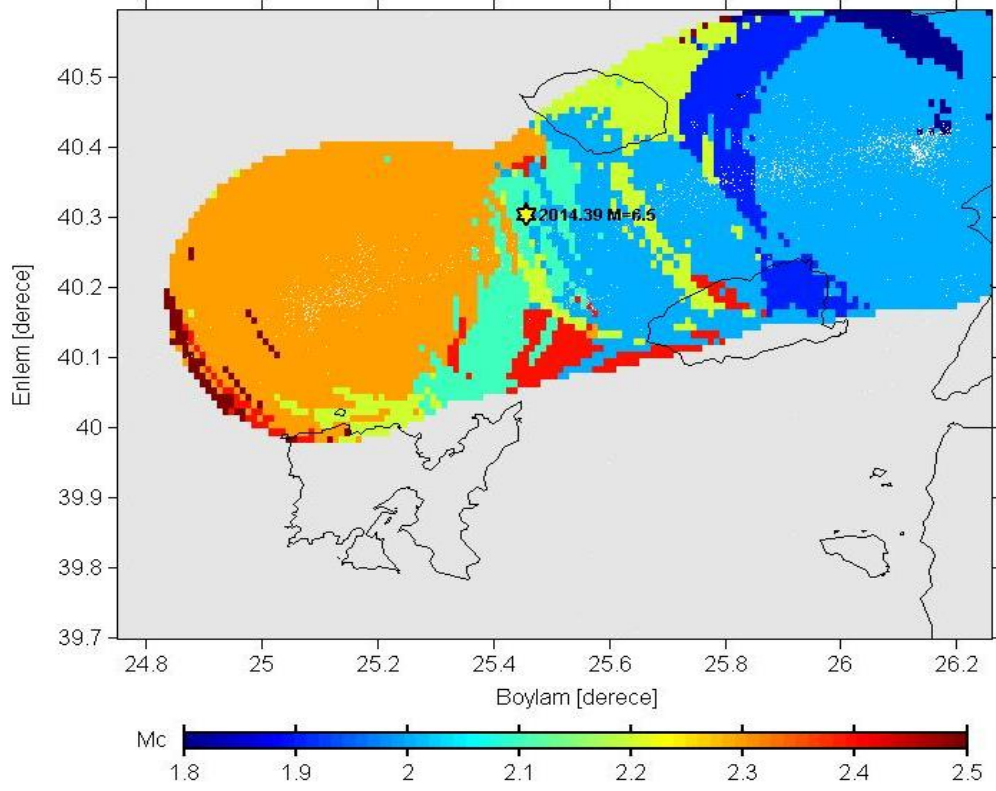
Şekil 5.17 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremi artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için hesaplanan b değeri haritası (sabit yarıçap $R=24$ km, ve M_c 'den büyük en az deprem sayısı $N_{min}=100$).



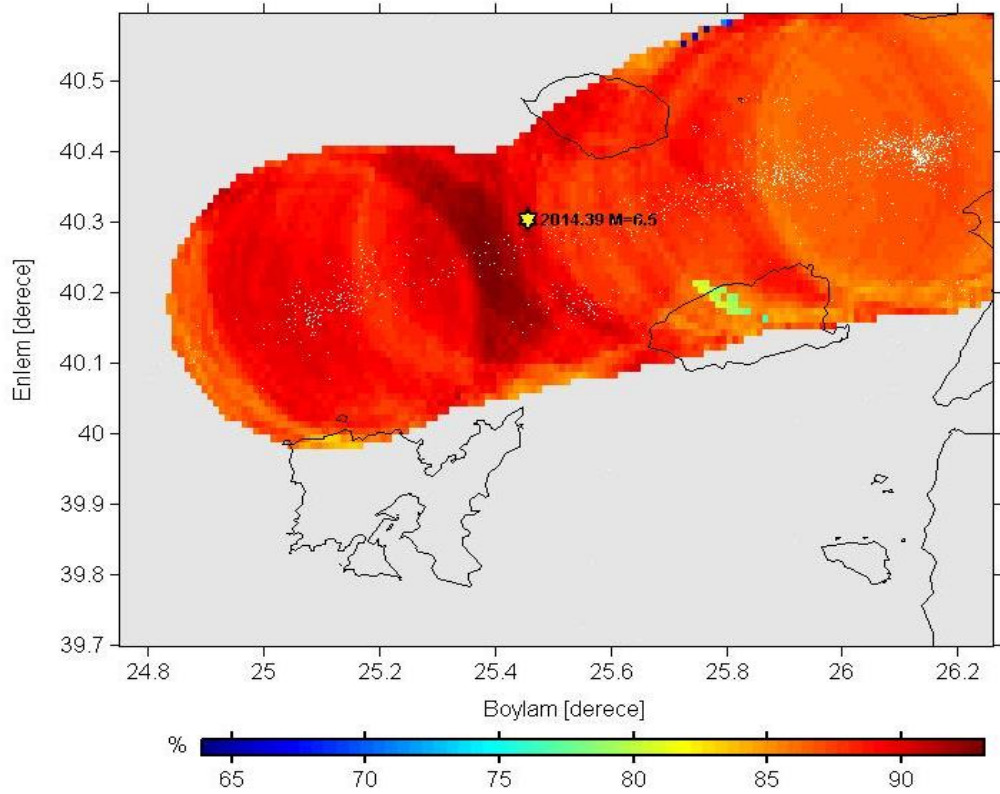
Şekil 5.18 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremi artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için hesaplanan b değeri haritası (sabit yarıçap $R=24$ km, M_c ’den büyük en az deprem sayısı $N_{min}=100$ ve 200 bootstrap).



Şekil 5.19 : Şekil 5.17’de verilen b değerlerine ait standart sapması haritası.



Şekil 5.20 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların magnitüdüleri için tamamlık magnitüdü M_C haritası.

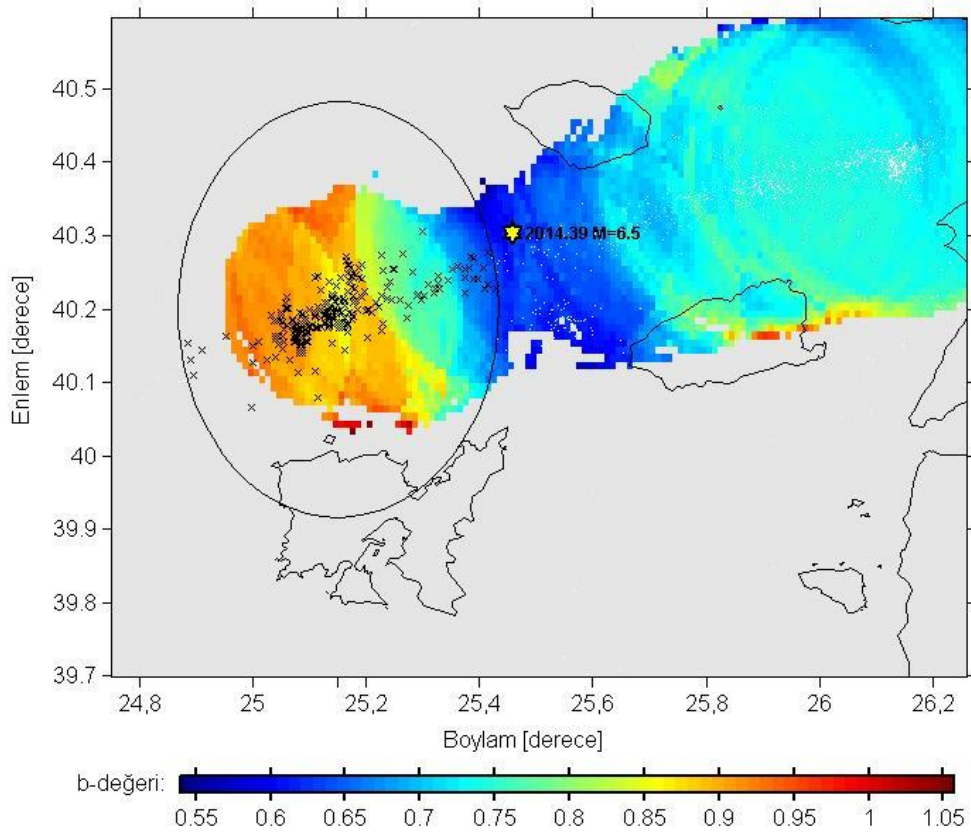


Şekil 5.21 : Şekil 5.17’de verilen hesaplamalara ait uygunluk testi haritası (GFT).

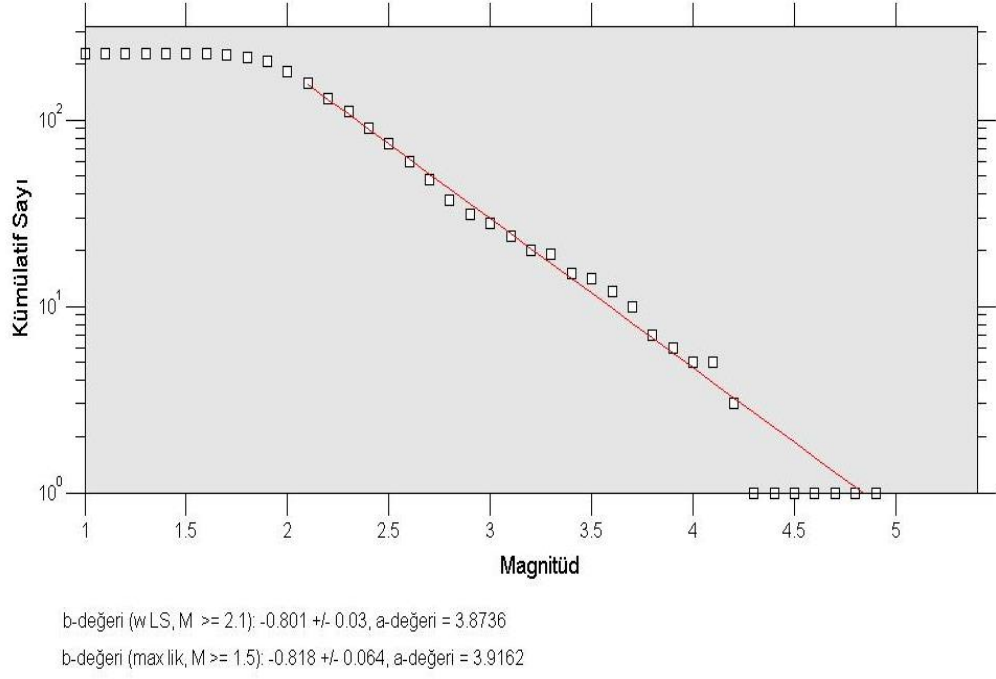
5.2. Artçı Şok Alanı İçinde b Değerinin Uzamsal Değişintisinin Bölgesel İncelenmesi

Sabit yarıçap yöntemi ($R=24$ km ve $N_{\min}=100$) ile ana şokun yer aldığı fay zone boyunca b değerlerinin uzamsal değişintisini incelemek için b değeri haritaları ve grafikleri Bölge-1 (Şekil 5.22, Şekil 5.23), Bölge-2 (Şekil 5.24, Şekil 5.25) ve Bölge-3 (Şekil 5.26, Şekil 5.27) için hesaplanmıştır. İncelenen 3 bölge için elde edilen sonuçlardan (Çizelge 5.2) b değerinin Bölge-2’de göreceli olarak daha düşük olduğu gözlenmiştir.

Bölge-1

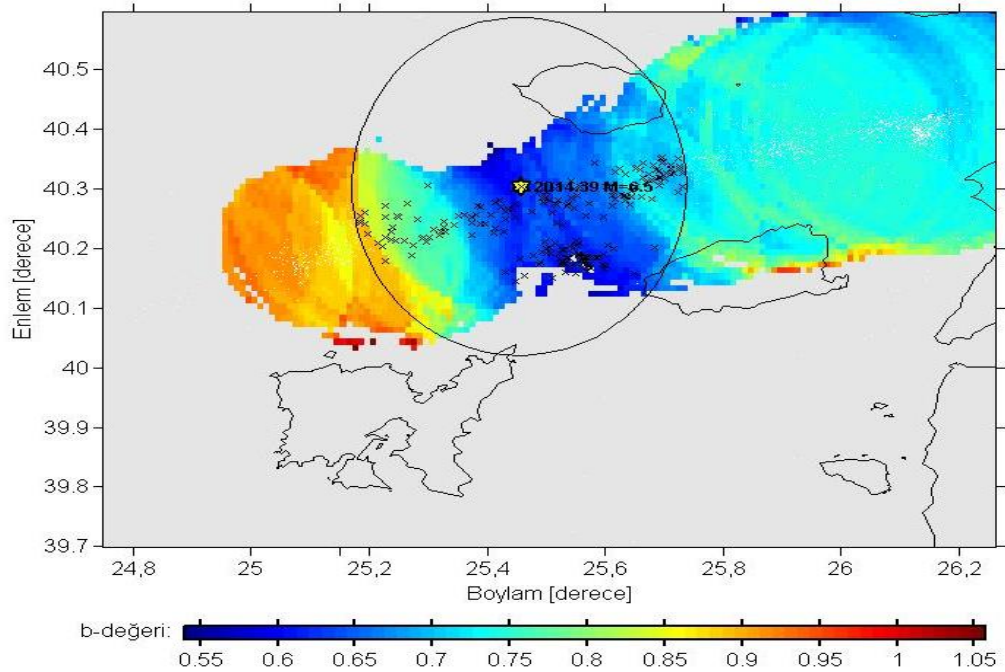


Şekil 5.22 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremine ait artçı şok alanı için hesaplanan ve Şekil 5. 17’de verilen b haritası. Ayrıntılı olarak b değerinin uzamsal değişintisinin inceleneceği alanlardan Bölge-1’in konumu çember içine alınmıştır (çemberin merkezi : 40.2°K; 25.15°D).

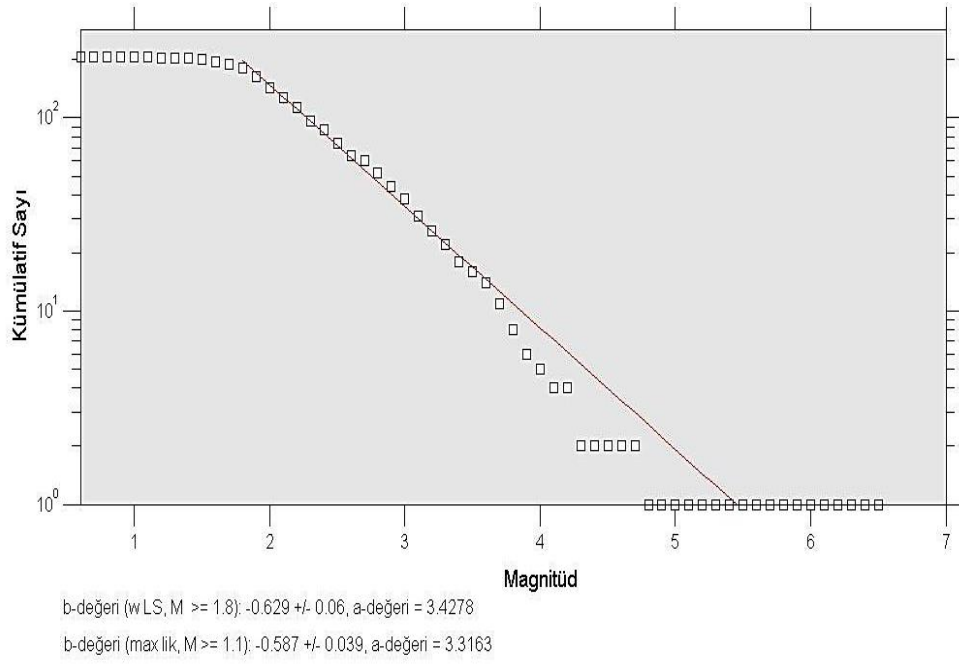


Şekil 5.23 : Şekil 5.22’de çember içine alınan Bölge-1’deki artçılara ait FMD. b değerleri ağırlıklı en küçük kareler (WLS) ve en çok olabilirlik (ML) yöntemleri ile hesaplanmıştır.

Bölge-2

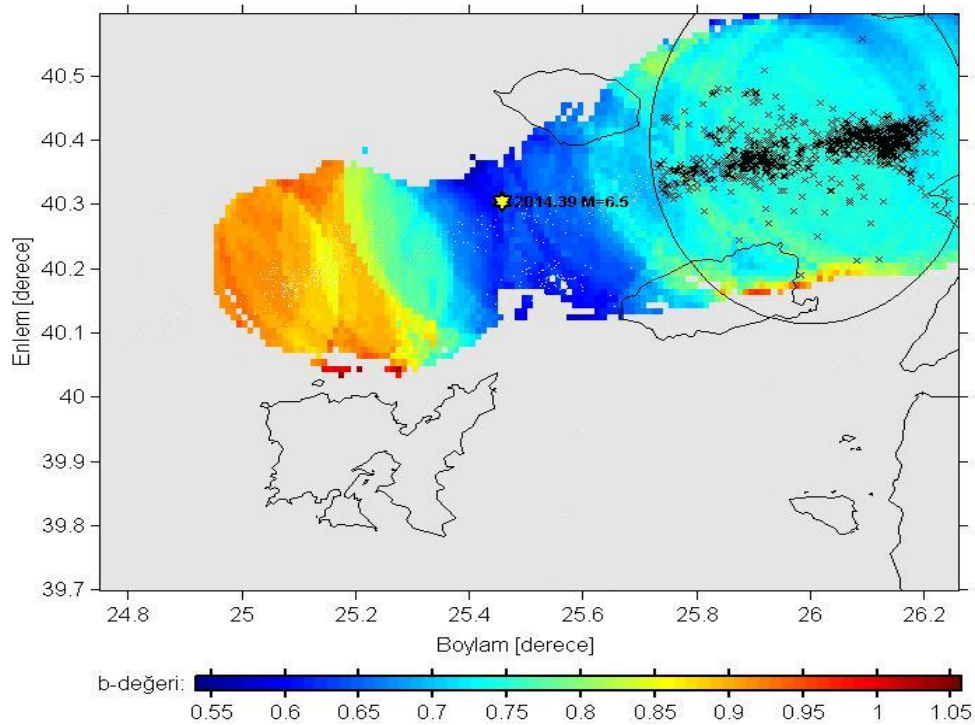


Şekil 5.24 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremine ait artçı şok alanı için hesaplanan ve Şekil 5.17’de verilen b haritası. Ayrıntılı olarak b değerinin uzamsal değişiminin inceleneceği alanlardan Bölge-2’in konumu çember içine alınmıştır (çemberin merkezi: 40.3043°K; 25.4580°D).

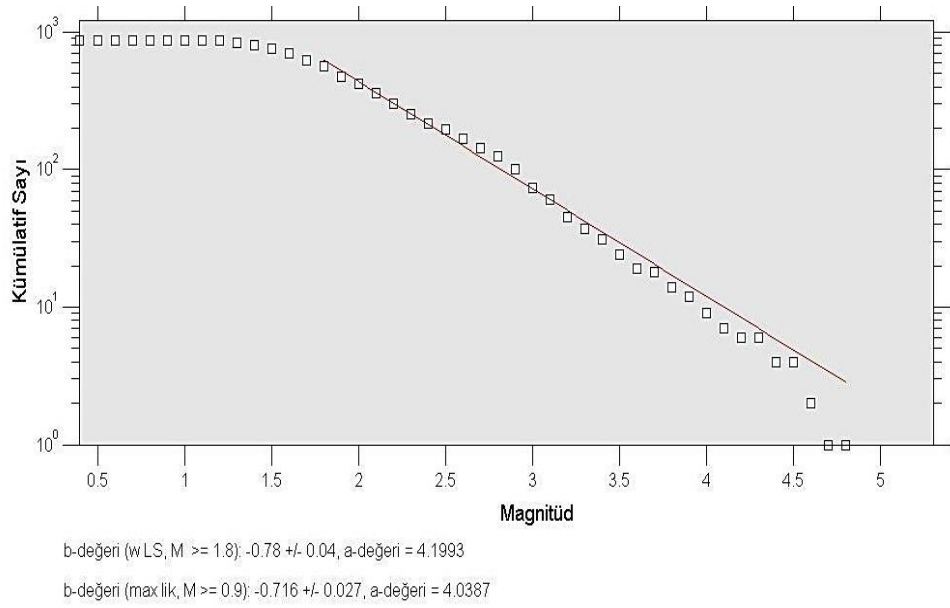


Şekil 5.25 : Şekil 5.24’de çember içine alınan Bölge-2’deki artçılara ait FMD. b değerleri ağırlıklı en küçük kareler (WLS) ve en çok olabilirlik (ML) yöntemleri ile hesaplanmıştır.

Bölge-3



Şekil 5.26 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremine ait artçı şok alanı için hesaplanan ve Şekil 5. 17’de verilen b haritası. Ayrıntılı olarak b değerinin uzamsal değişiminin inceleneceği alanlardan Bölge-3’ün konumu siyah çizgi ile çember içine alınmıştır (çemberin merkezi : $40.4^\circ K$; $26^\circ D$).



Şekil 5.27 : Şekil 5.26’da çember içine alınan Bölge-3’deki artçılara ait FMD. b değerleri ağırlıklı en küçük kareler (WLS) ve ençok olabilirlik (ML) yöntemleri ile hesaplanmıştır.

Çizelge 5.2 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremi için artçı şok alanı içinde ana şokun meydana geldiği fay zonu boyunca b değerlerinin uzamsal değişimi. b değerleri ağırlıklı en küçük kareler (WLS) ve ençok olabilirlik (ML) yöntemleri kullanılarak hesaplanmıştır.

Method	b değerleri		
	Bölge-1	Bölge-2	Bölge-3
WLS	0.801 ± 0.03	0.629 ± 0.06	0.78 ± 0.04
ML	0.818 ± 0.064	0.587 ± 0.039	0.716 ± 0.027

5.3. Artçı Şok Alanı İçinde p Değerinin Uzamsal Değişiminin İncelenmesi

Artçı şok alanı için ZMAP programı ile aşağıda verilen giriş parametreleri kullanılarak p değerleri hesaplanmış ve haritalanmıştır (Şekil 5.28).

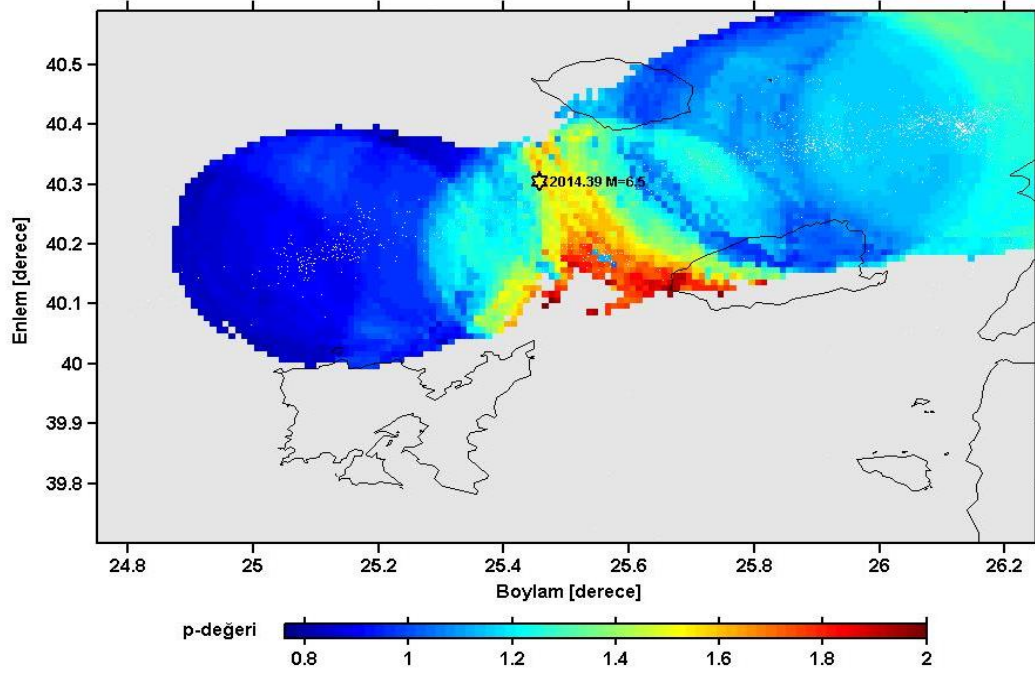
Kullanılan parametreler:

- Sabit Yarıçap (R) = 24 km
- $\Delta X_{DB} = 0.01^\circ$
- $\Delta Y_{KG} = 0.01^\circ$
- M_c ’den büyük minimum deprem sayısı=100

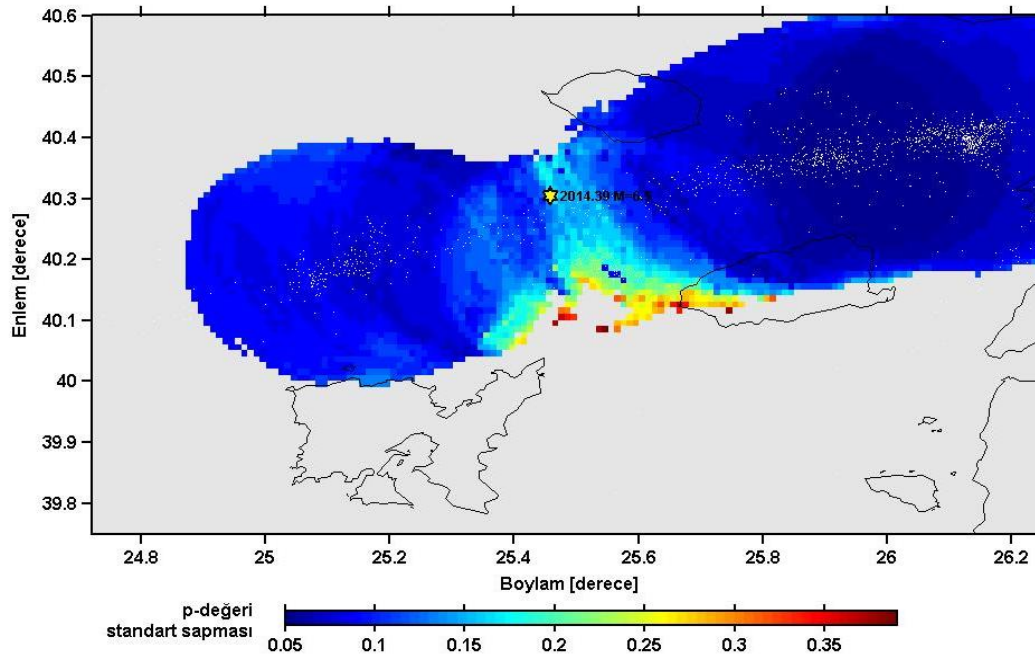
Oluşturulan haritalar:

- p değeri haritası

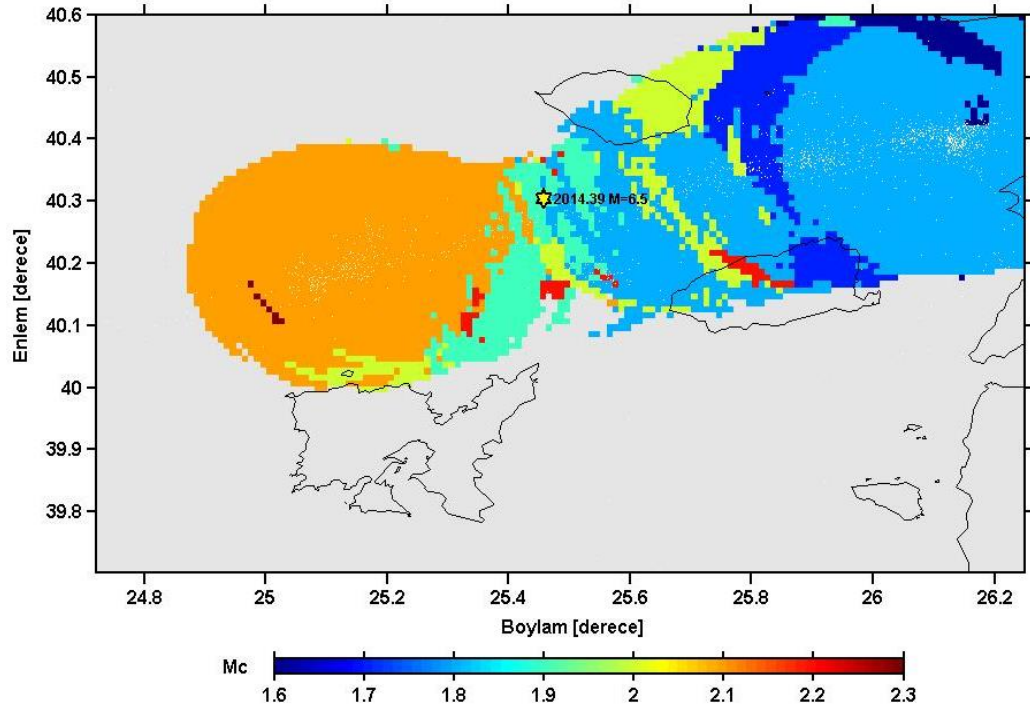
- p değerinin standart sapma haritası
- M_c haritası (En büyük eğrilik yöntemi)
- c değeri haritası



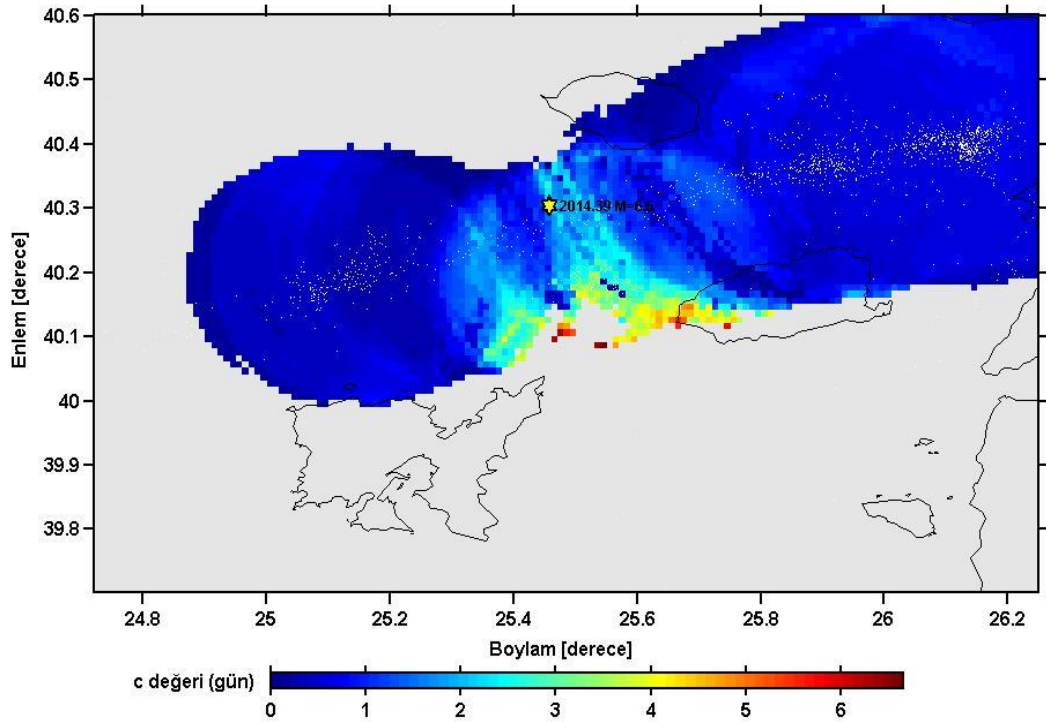
Şekil 5.28 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklara ait p değeri haritası. Haritanın koordinatları : 40.6°K, 24.72°D; 40.6°K, 26.26°D; 39.8°K, 26.26°D; 39.8°K, 24.72°D.



Şekil 5.29 : Şekil 5.28’de verilen p değerlerine ait standart sapma haritası.



Şekil 5.30 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların magnitüdüleri için tamamlılık magnitüd M_c haritası.

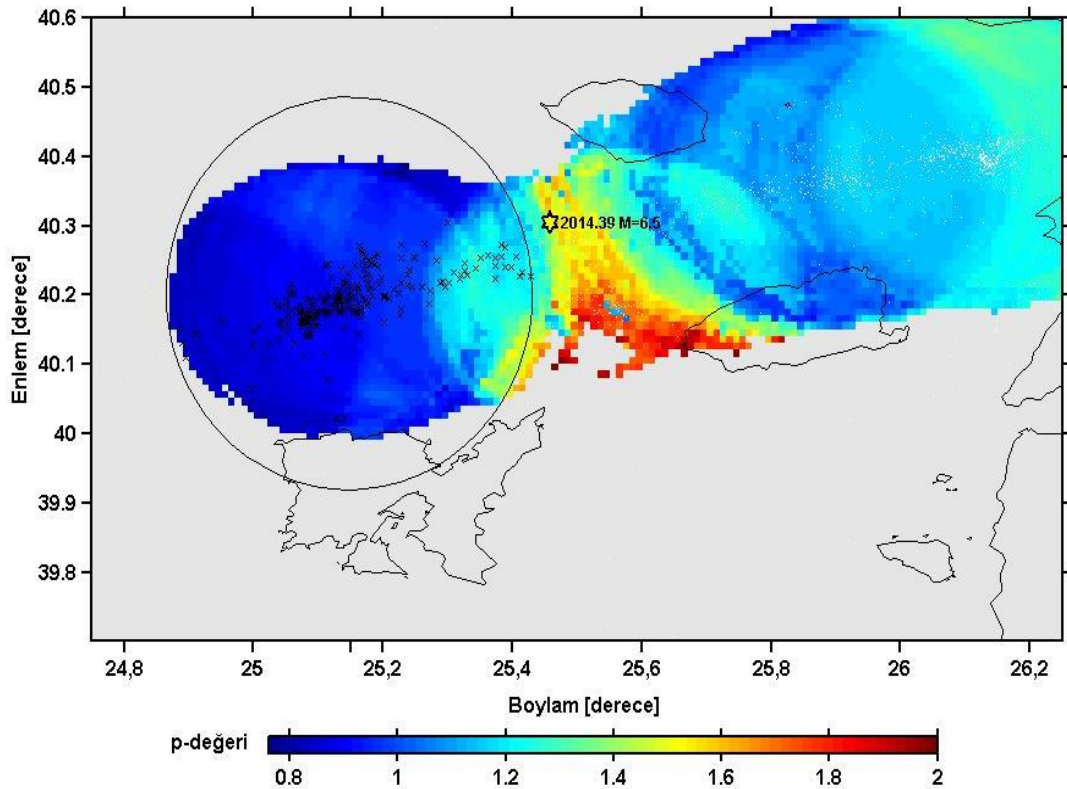


Şekil 5.31 : Şekil 5.28’de verilen p değerleri ile ilişkili c değeri haritası.

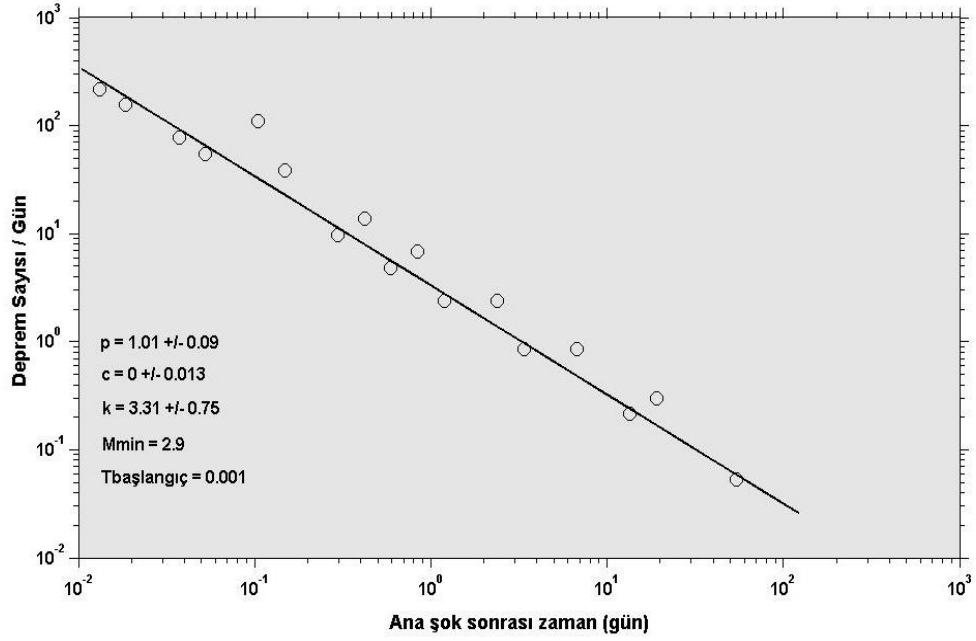
5.4. Artçı Şok Alanı İçinde p Değerinin Uzamsal Değişintisinin Bölgesel İncelenmesi

Artçı şok alanı için oluşturulan p değeri haritası üzerinde batı (Bölge-1), orta (Bölge-2) ve doğu (Bölge-3) bölgelerini içerecek şekilde seçilen 3 ayrı dairesel alan için (Şekil 5.32, Şekil 5.34 ve Şekil 5.36) ayrı ayrı p değerleri hesaplanmıştır (Şekil 5.33, Şekil 5.35 ve Şekil 5.37). Her 3 bölge için hesaplanan p değerleri incelendiğinde Bölge-1 ve Bölge-2 için hesaplanan p değeri 1'e yakın değerler alırken doğu (Bölge-3) bölgesinde p değerleri 1'den yüksek değerler almıştır (Şekil 5.37).

Bölge-1:

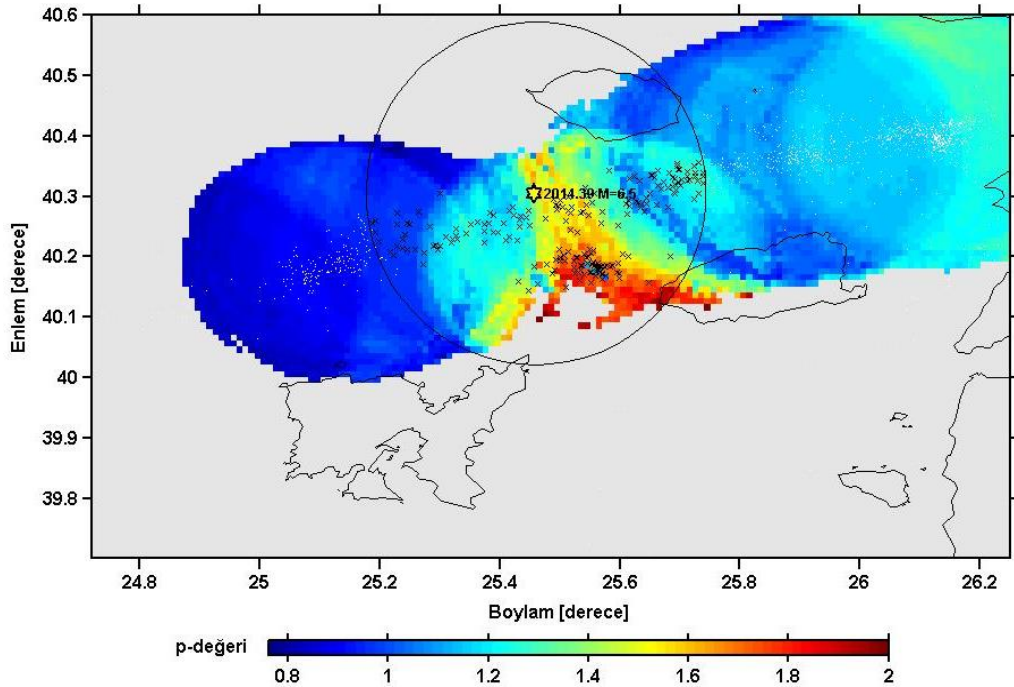


Şekil 5.32 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremine ait artçı şok alanı için hesaplanan ve Şekil 5.28'de verilen p değeri haritası. Ayrıntılı olarak p değerinin uzamsal değişintisinin inceleneceği alanlardan Bölge-1'in konumu çember (merkez koordinatı: 40.2°K; 25.15°D) içine alınmıştır.

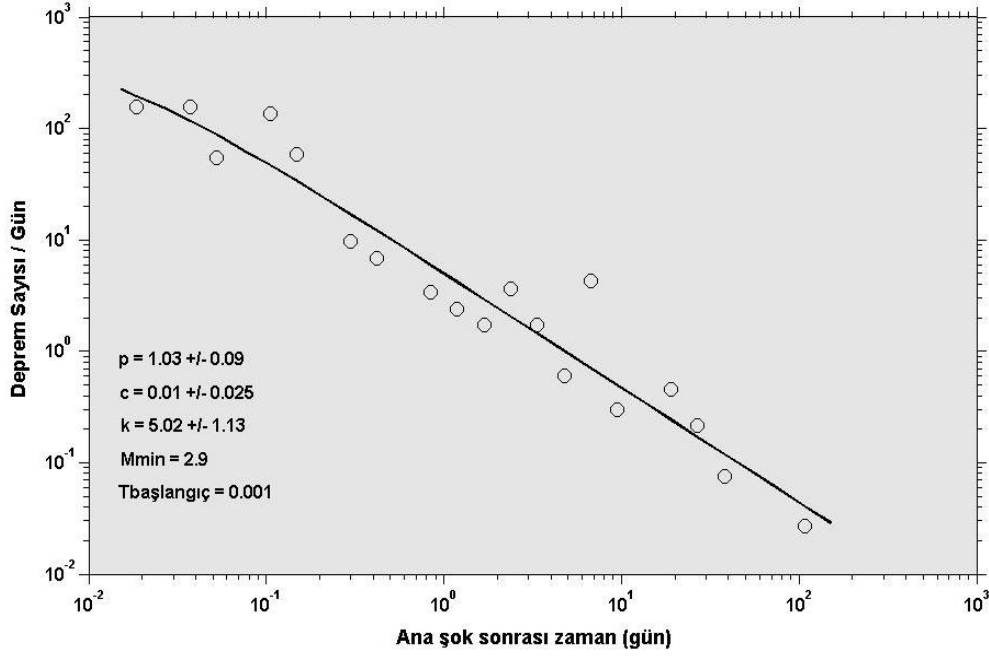


Şekil 5.33 : Şekil 5.32’de çember içine alınan Bölge-1 için geliştirilmiş Omori yasasında hesaplanan p , c , k değerleri, standart sapmaları ve M_{min} , $T_{başlangıç}$ giriş parametreleri şekil üzerinde verilmiştir. Gözlemsel veriler dairesel semboller ile gösterilmiştir.

Bölge-2:

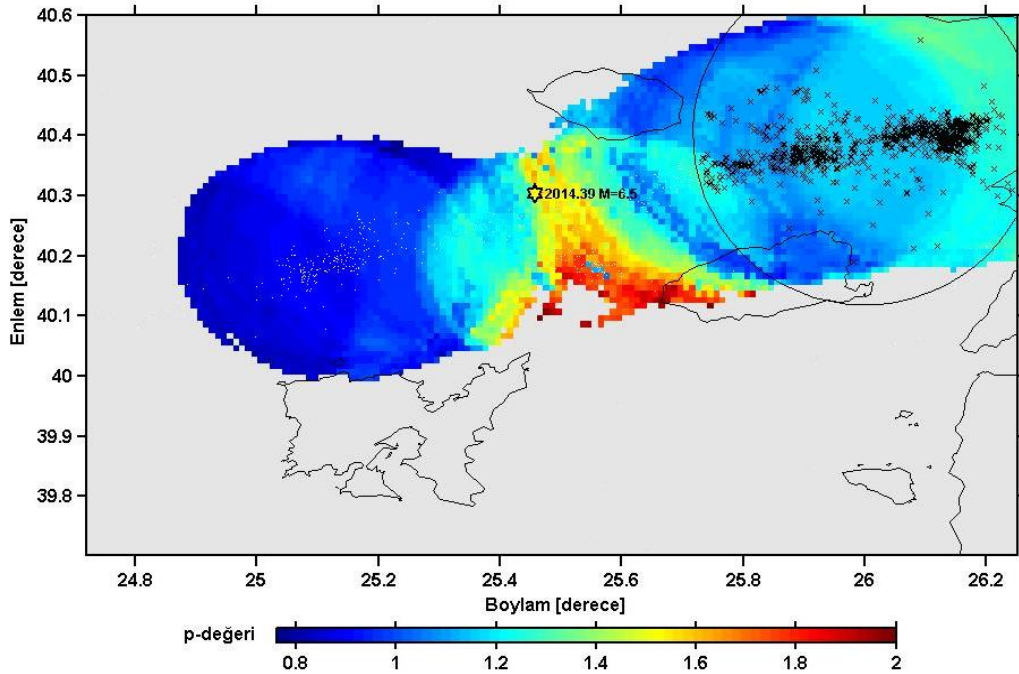


Şekil 5.34 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremine ait artçı şok alanı için hesaplanan ve Şekil 5. 28’de verilen p haritası. Ayrıntılı olarak p değerinin uzamsal değişiminin inceleneceği alanlardan Bölge-2’nin konumu çember (merkez koordinatı: 40.3043°K - 25.4580°D) içine alınmıştır.

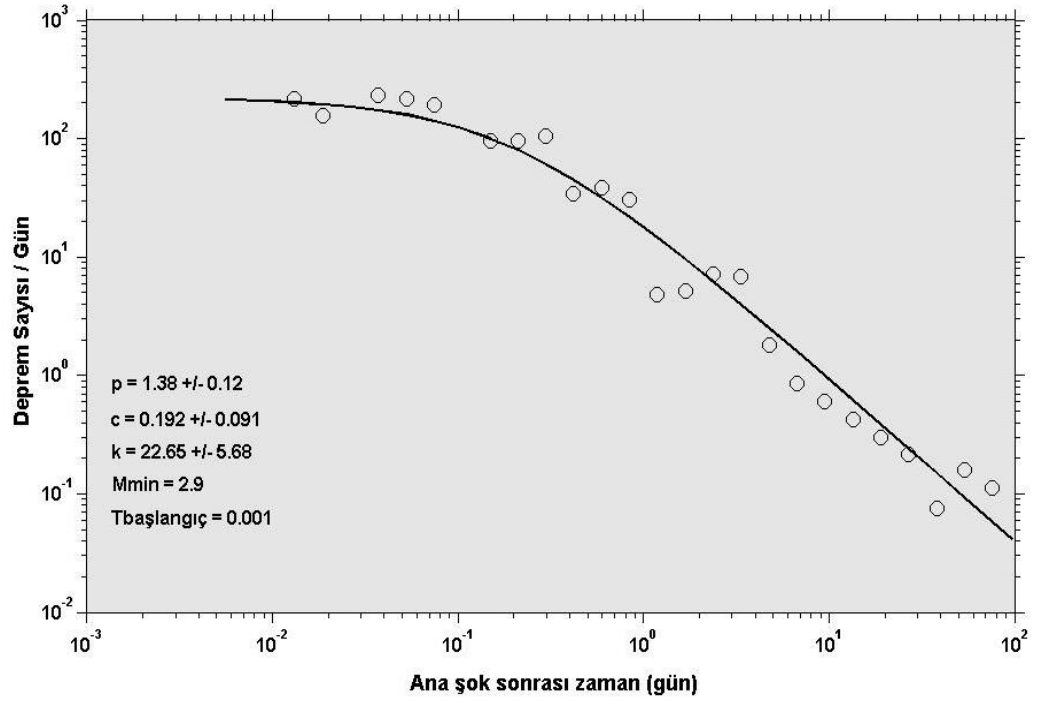


Şekil 5.35 : Şekil 5.34’te çember içine alınan Bölge-2 için geliştirilmiş Omori yasasında hesaplanan p , c , k değerleri, standart sapmaları ve M_{min} , $T_{başlangıç}$ giriş parametreleri şekil üzerinde verilmiştir. Gözlemsel veriler dairesel semboller ile gösterilmiştir.

Bölge-3 :



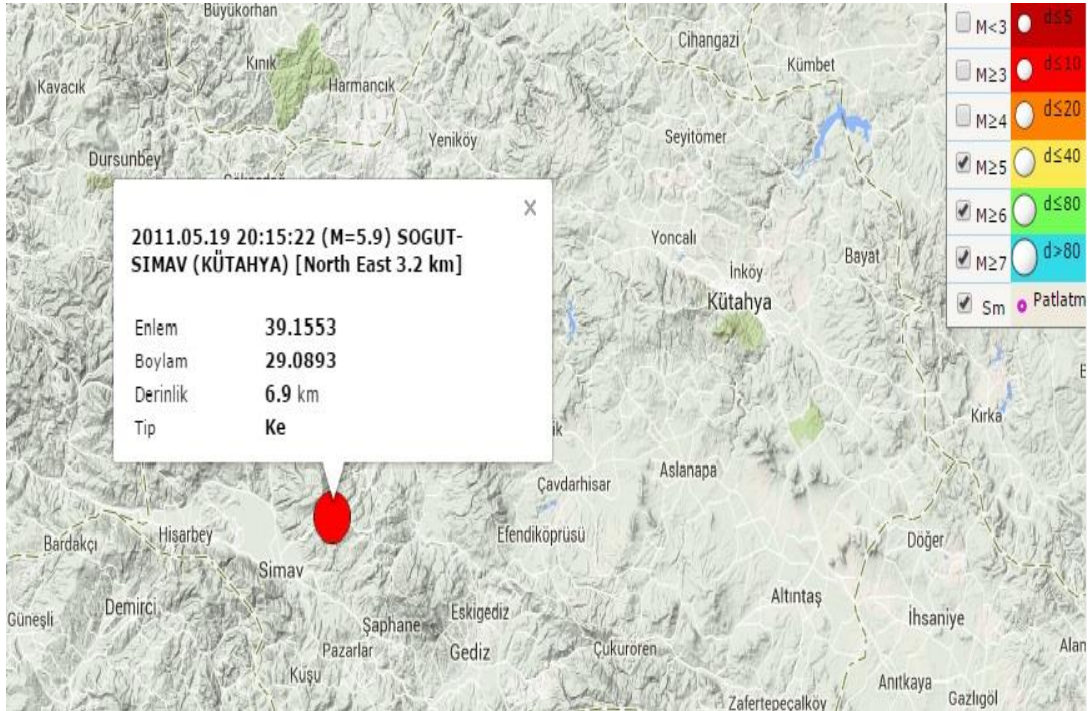
Şekil 5.36 : 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremine ait artçı şok alanı için hesaplanan ve Şekil 5. 28’de verilen p haritası. Ayrıntılı olarak p değerinin uzamsal değişiminin inceleneceği alanlardan Bölge-3’ün konumu çember (merkez koordinatı: $40.4^\circ K - 26^\circ D$) içine alınmıştır.



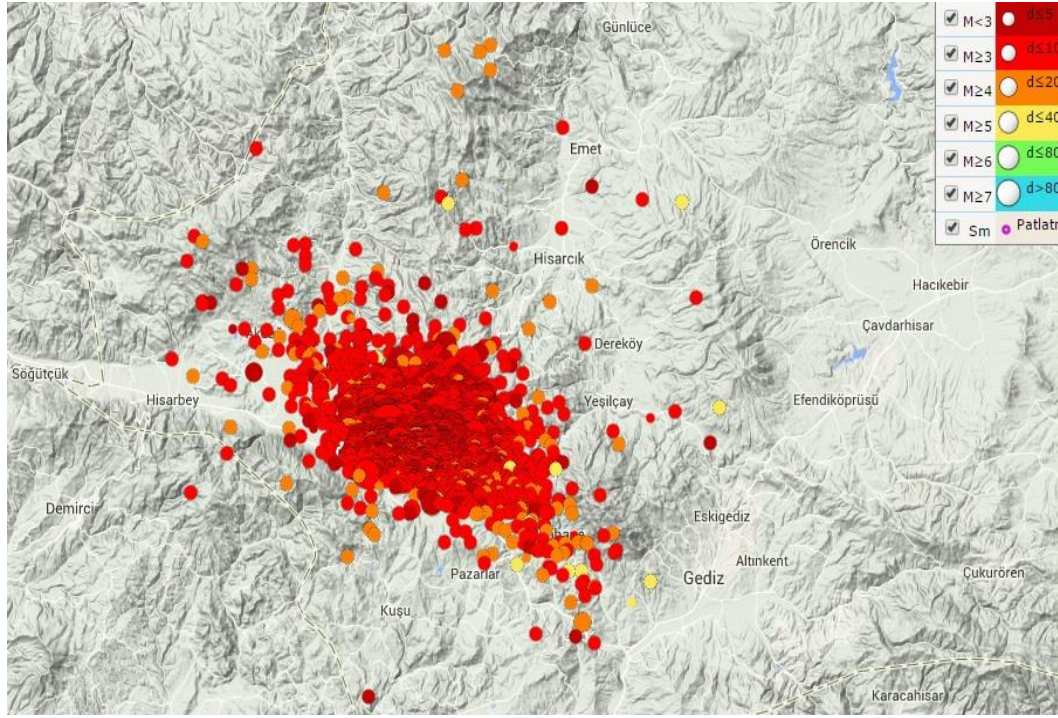
Şekil 5.37 : Şekil 5.36’da çember içine alınan Bölge-3 için geliştirilmiş Omori yasasından hesaplanan p , c , k değerleri, standart sapmaları ve M_{min} , $T_{başlangıç}$ giriş parametreleri şekil üzerinde verilmiştir. Gözlemsel veriler dairesel semboller ile gösterilmiştir.

6. 19 MAYIS 2011 $M_L=5.9$ KÜTAHYA-SİMAV DEPREMİ

19 Mayıs 2011 tarihinde Kütahya'nın Simav ilçesinde yerel saat ile 23:15'de, yerel magnitüdü $M_L = 5.9$ olan bir deprem meydana gelmiştir (Şekil 6.1). Depremin dış merkezinin koordinatları $39.1553^\circ K - 28.0893^\circ D$, odak derinliği 6.9 km'dir (KRDAE, UDİM). Bu çalışmada 19 Mayıs 2011 $M_L = 5.9$ Kütahya-Simav depremini izleyen 150 günlük süre içinde artçı şok alanı (ana şokun dış merkezi, merkez olmak üzere çizilen 30 km yarıçaplı çember içinde kalan alan) içinde meydana gelen artçı şoklarının istatistik özellikleri KRDAE-UDİM deprem katalogları kullanılarak incelenmiştir. Katalogda artçı şokların magnitüdüleri M_L olarak verilmiştir. Artçı şok alanı içine giren magnitüdü $M_L \geq 1.6$ olan 2914 artçı şok vardır (Şekil 6.2).



Şekil 6.1 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin dış merkezinin konumu (KRDAE-UDİM). Haritanın koordinatları : $39.77^\circ K, 28.37^\circ D$; $39.77^\circ K, 30.74^\circ D$; $38.91^\circ K, 30.74^\circ D$; $38.91^\circ K, 28.37^\circ D$.

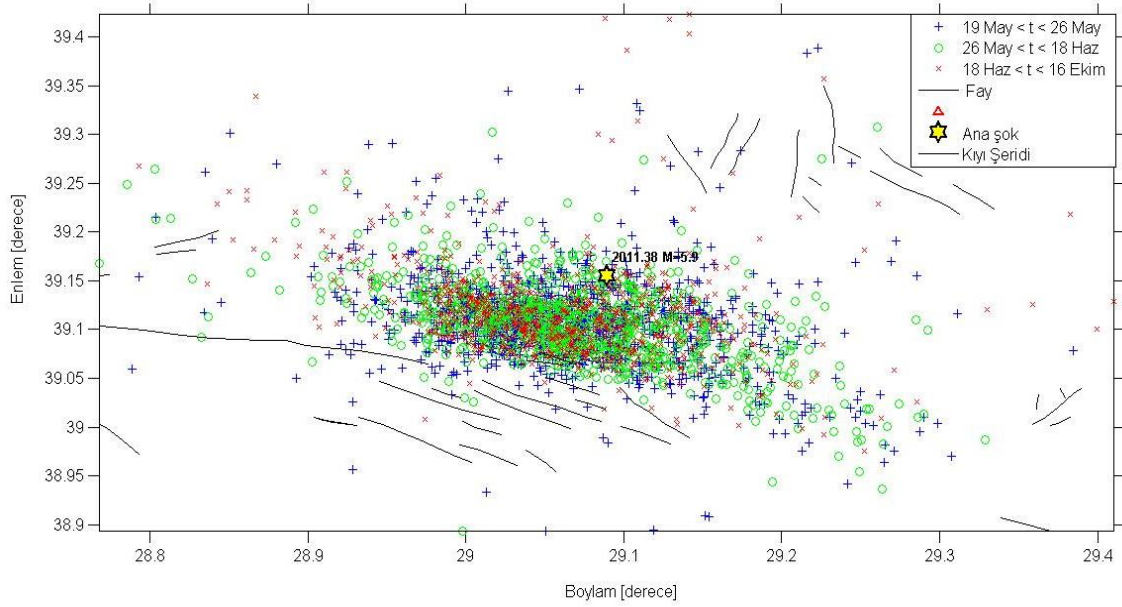


Şekil 6.2 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depremine ait artçı şok alanı içinde, ana şoku izleyen 150 günlük süre içinde meydana gelen artçı şokların dış merkezlerinin dağılımı (KRDAE, UDİM). Haritanın koordinatları :39.45°K, 28.57°D; 39.45°K, 29.81°D; 38.87°K, 29.81°D; 38.87°K, 28.57°D.

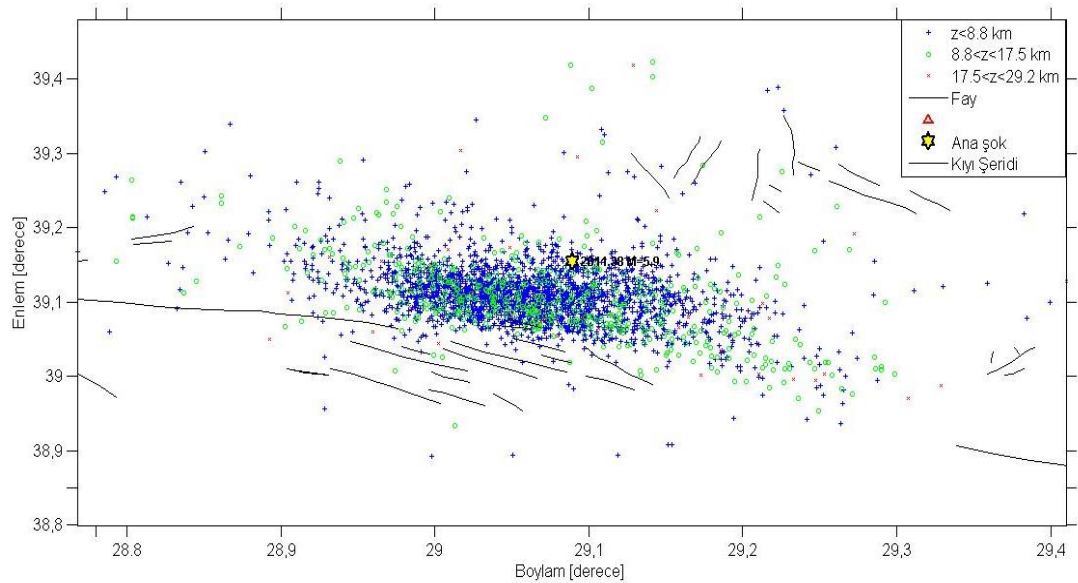
19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin meydana geldiği bölge, Batı Anadolu'nun açılma rejimi içindeki önemli tektonik unsurlardan biri olan Gediz Grabeni'nin kuzeybatısında yer almaktadır. Deprem dış merkezi Simav Fay Zonu diye adlandırılan genel doğrultusu batı-kuzeybatı – doğu-güneydoğu (BKB-DGD) gidişli olan aktif diri faylarla çevrili bir bölgede yer almaktadır. Bölgedeki deprem etkinliği, genel olarak olarak doğu-batı doğrultulu olarak uzanan bu tektonik hatta ve onun kollarında meydana gelmektedir. Gediz, Emet ve Simav fay zonları bölgedeki ana tektonik yapılardır (KRDAE-UDİM, Deprem Raporu 2011). Depremin odak mekanizması çözümleri normal fay özelliğini göstermiştir (AFAD, Deprem Raporu 2011).

19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin artçı şoklarının dış merkezlerinin, ana şoku izleyen 150 günlük süre içinde zamana (ana şoku izleyen 1.hafta, 2.-4. hafta ve sonrası) ve derinliğe göre dağılımları Şekil 6.3 ve Şekil 6.4'de verilmiştir. Artçı şok alanı içinde 150 günlük süre içinde meydana gelen artçı şokların magnitüdlerinin $M_L=1.6 - 5.0$ arasında değiştiği saptanmıştır. Magnitüdü

$4.0 \leq M_L < 5.0$ arasında olan 25 artçı şok meydana gelmiştir. Artçı şokların dış merkezlerinin dağılımı BKB-DGD yönündedir. Bath Yasasına (Bath, 1965; Richter, 1958) göre ana şokdan sonra artçı şok alanı içinde, magnitudü ana şokun magnitudünde ~ 1 derece küçük artçının meydana gelmesi beklenir. 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depremi için ana şoktan sonra gelen en büyük artçı şokun magnitudü $M_L = 5.0$ 'dir.



Şekil 6.3 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin, ana şok ve artçı şoklarının zamana (1.hafta, 2.- 4. hafta ve sonrası) göre dağılımı.



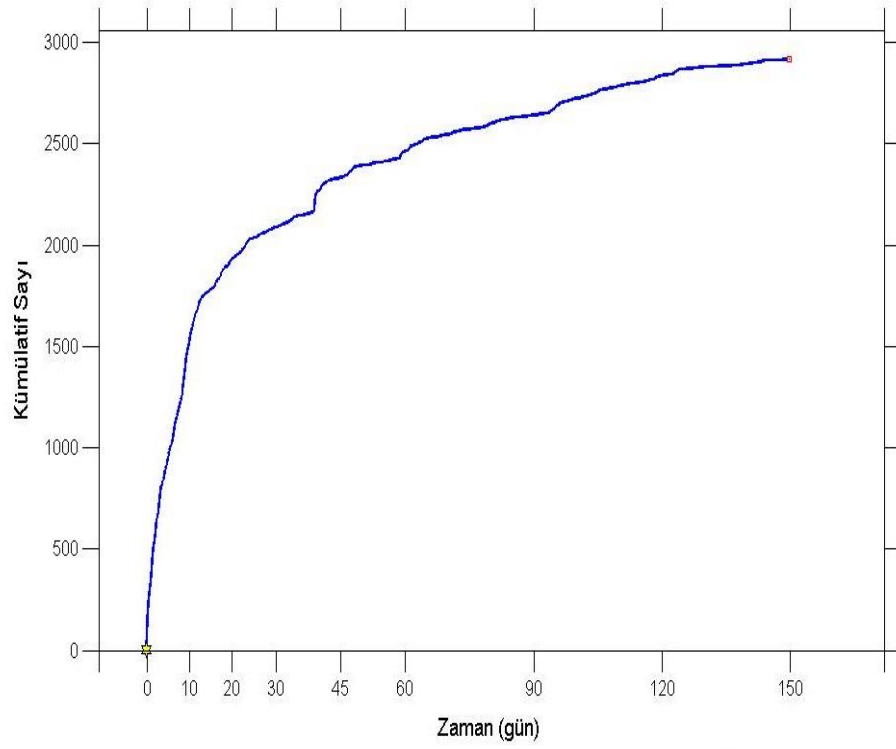
Şekil 6.4 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin, ana şok ve artçı şoklarının odak derinliğine göre dağılımı.

Şekil 6.5’de 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin artçı şok alanında 150 günlük süre içinde meydana gelen artçı şokların gün bazında kümülatif oluş sayısı verilmiştir. Artçı şok artış hızının en fazla olduğu zaman aralığının ana şoku izleyen ilk 10 gün olduğu gözlenmiştir (Şekil 6.5).

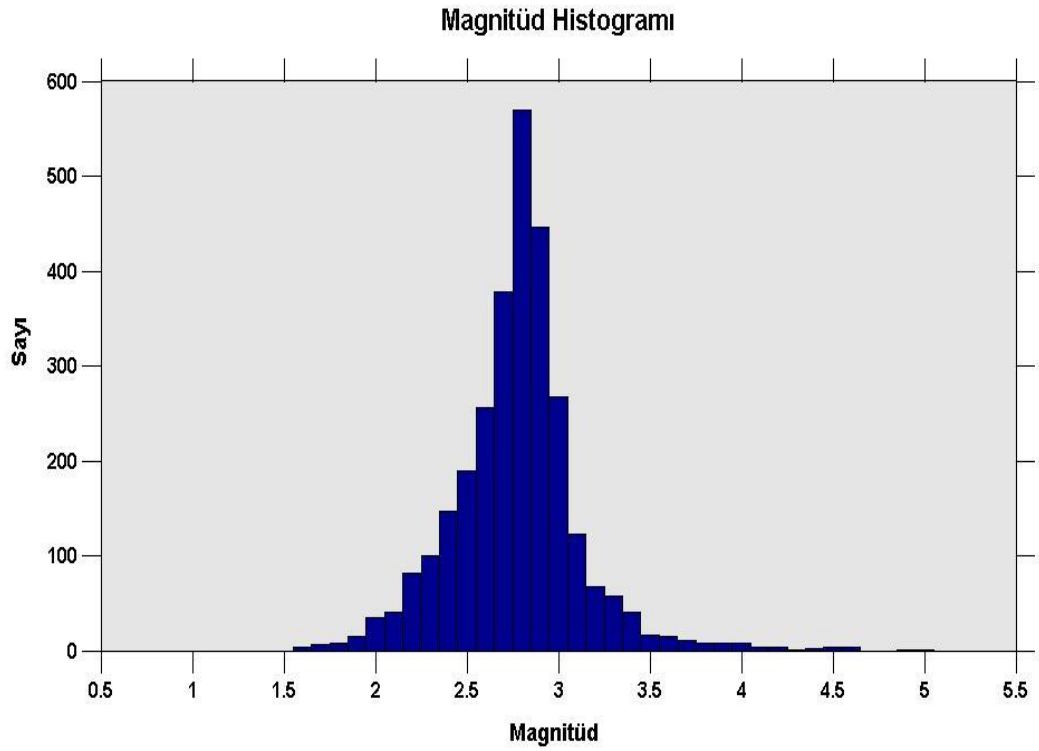
Şekil 6.6’da magnitüd oluş sayısı histogramı verilmiştir. Bu histogramda ana şoktan sonra meydana gelen en büyük artçı şokun $M_L = 5.0$ büyüklüğünde olduğu ve artçı şok büyüklüklerinin $M_L=2.8$ civarında yoğunlaştığı gözlenmiştir. Ana şoku izleyen en büyük artçı şok $M_L = 5.0$, ana şokun batısında, ana şok dış merkezinden 7.31 km uzaklıkta ve ana şokdan 9 gün sonra (28.05.2011) meydana gelmiştir. Ana şoku izleyen 150 günlük zaman dilimi içinde magnitüdlere $M_L < 4.0$ olan 2888 adet, $4.0 \leq M_L < 5.0$ olan 25 adet ve $M_L \geq 5.0$ olan 1 adet artçı şok kaydedilmiştir. Artçı şokların büyük çoğunluğunun (2244 adet) magnitüdlere $2.0 \leq M_L < 3.0$ arasındadır.

Artçı şokların odak derinliklerinin dağılımları Şekil 6.7’de gösterilmiştir. Artçı şokların kabuk içerisinde 28 km derinliğe kadar dağılım gösterdiği ve 5-6 km derinlikleri arasında yoğunlaştığı ve 6 km’den sonra azaldığı gözlenmiştir. 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin artçı şok alanında, 150 günlük süre içinde meydana gelen artçı şokların odak derinlikleri 5 km’den daha küçük 11 adet, 5-7 km arasında 1649 adet, 7-10 km arasında 774 adet ve 11 km’den daha büyük 232 artçı şok kaydedilmiştir.

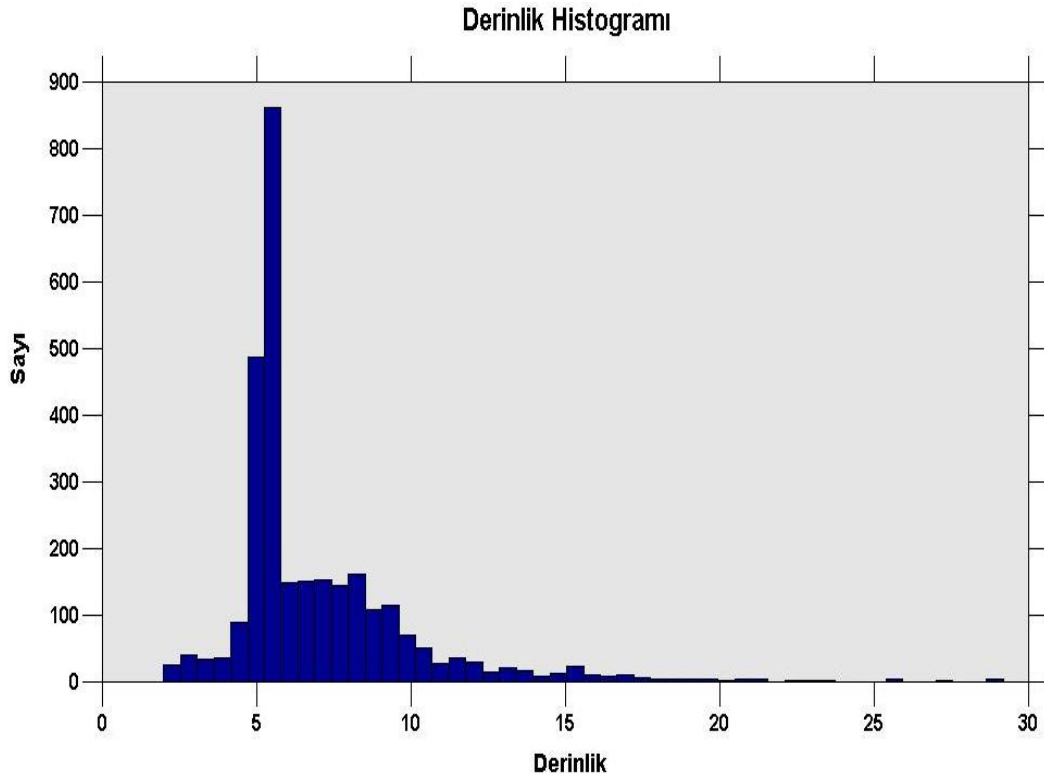
Şekil 6.8’de artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük zaman diliminde meydana gelen artçı şokların zamana bağlı oluş sayısı gösterilmiştir. Artçı şokların büyük çoğunluğunun ana şoku izleyen ilk 10 gün içerisinde meydana geldiği, özellikle ana şoku izleyen ilk birkaç günün artçı şokların en yoğun olarak gözlemlendiği zaman dilimi olduğu saptanmıştır. Bununla birlikte 39. - 42. günler arasında artçı şok sayısında bir artış gözlenmiştir. Şekil 6.9’da artçı şokların oluş zamanının saat bazında dağılımları verilmiştir. Artçı şokların gün içinde oluş zamanı dağılımlarında saat 12:00 civarında gözlenen azalmanın bölgedeki patlama kaynaklı olayların deprem kataloglarından çıkarılmış olmasından kaynaklanabileceği düşünülmüştür.



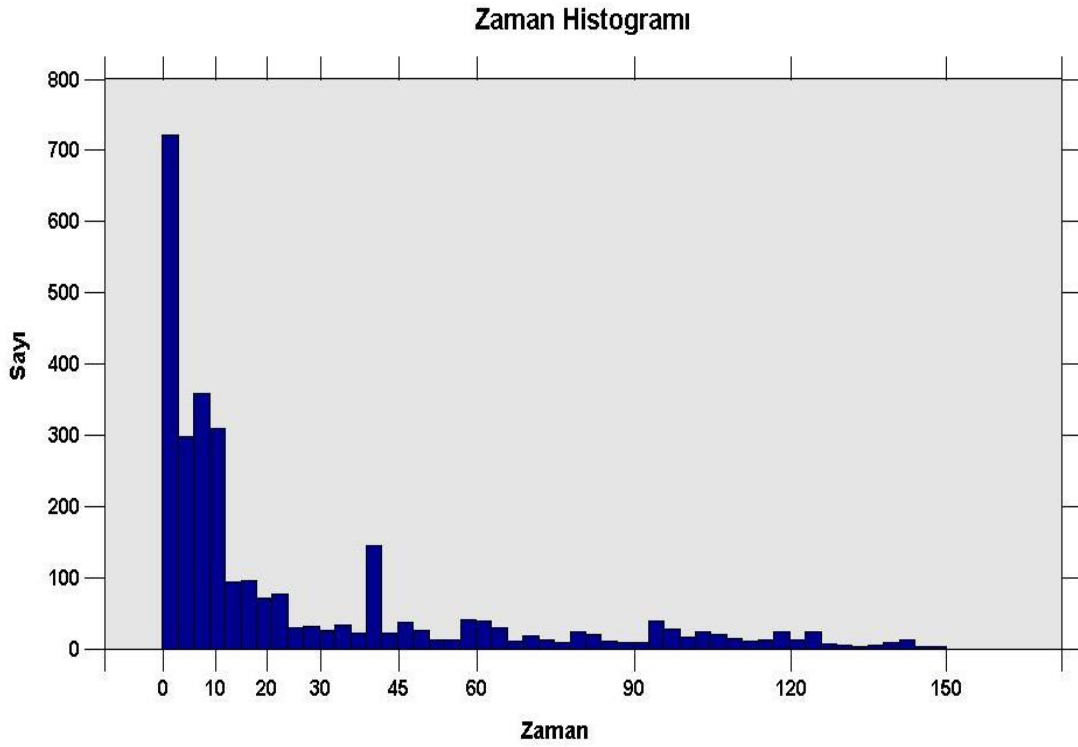
Şekil 6.5 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depremi ve ana şoku izleyen 150 günlük zaman diliminde artçı şok alanı içinde meydana gelen artçı şokların zaman (gün) bazında kümülatif oluş sayısı grafiği.



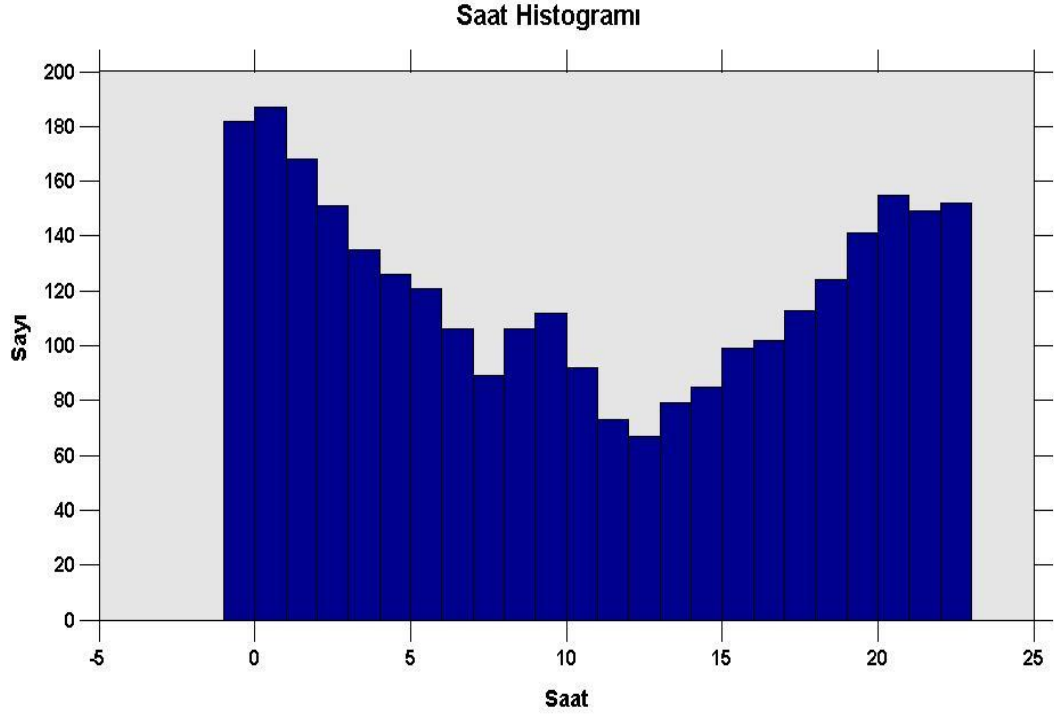
Şekil 6.6 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depremini izleyen 150 günlük zaman diliminde artçı şok alanı içinde meydana gelen artçı şokların magnitüd bazında oluş sayısı histogramı.



Şekil 6.7 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depremini izleyen 150 günlük zaman diliminde artçı şok alanı içinde meydana gelen artçı şokların derinlik bazında oluş sayısı histogramı.



Şekil 6.8 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depremini izleyen 150 günlük zaman diliminde artçı şok alanı içinde meydana gelen artçı şokların zaman (gün) bazında oluş sayısı histogramı.

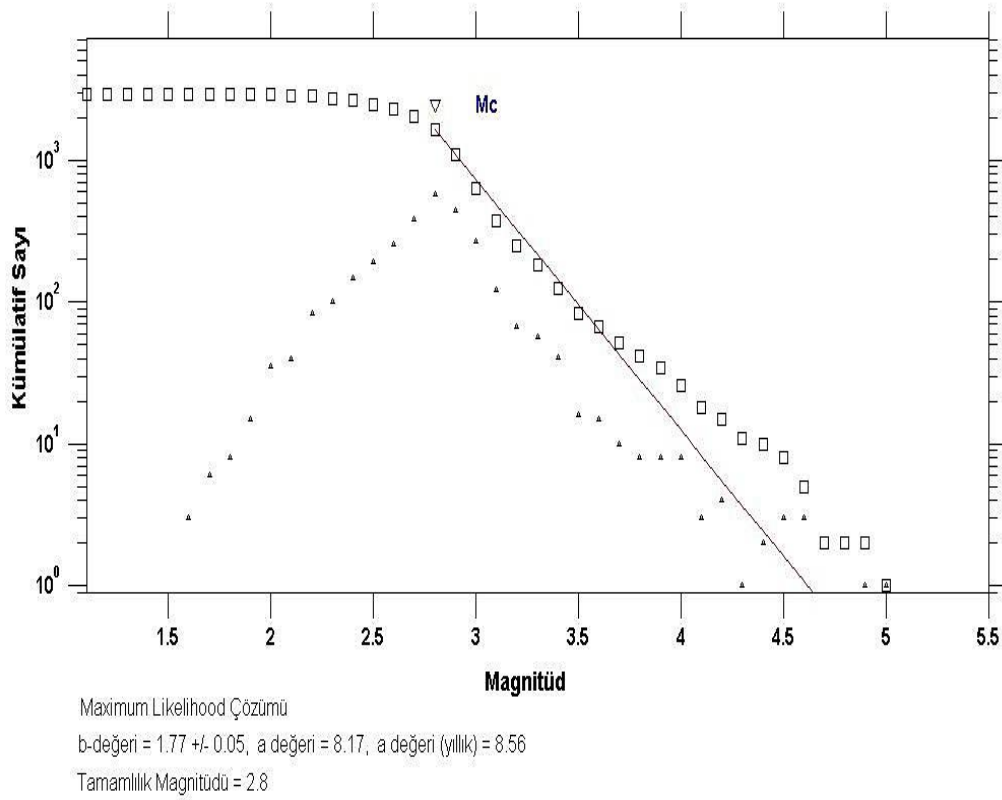


Şekil 6.9 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depremini izleyen 150 günlük zaman diliminde artçı şok alanı içinde meydana gelen artçı şokların gün içinde saat bazında oluş sayısı histogramı.

Artçı şokların tamamlılık magnitüdü M_c , a ve b değerleri FMD grafiğinden (Şekil 6.10) en büyük eğrilik ve en çok olabilirlik yöntemleri kullanılarak ZMAP program paketi (Wiemer, 2001) ile hesaplanmış ve elde edilen sonuçlar Çizelge 6.1’de gösterilmiştir.

19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depremi için ana şok anından başlayarak zamanın bir fonksiyonu olarak M_c ’nin değişimlerini hesaplayabilmek için kayan pencere tekniği kullanılmıştır (Wiemer ve diğ, 1998). Pencere başına 50 artçı şok kullanılmıştır. Artçı şok dizisi için zamanla M_c ’nin değişim gösterdiği gözlenmiştir (Şekil 6.11). Ana şoka yakın zamanlarda $M_c=2.9$ iken ilerleyen zamanlarda 2.3 – 1.7 arasında değişim gösterdiği saptanmıştır.

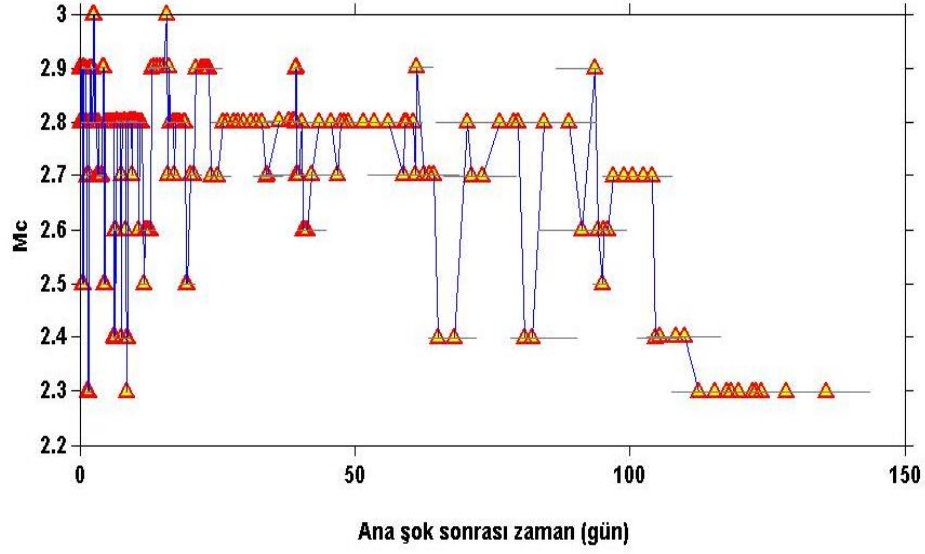
FMD dağılımı için $M_c=2.8$ ve b değeri 1.77 ± 0.05 olarak hesaplanmıştır. $T_{başlangıç}=0.001$ (gün) ve $M_{min}=2.8$ için p değeri hesaplanmış ve elde edilen sonuçlar Şekil 6.12’de gösterilmiştir. Hesaplanan b ve p değerleri ve ilişkili parametreler Çizelge 6.1’de verilmiştir.



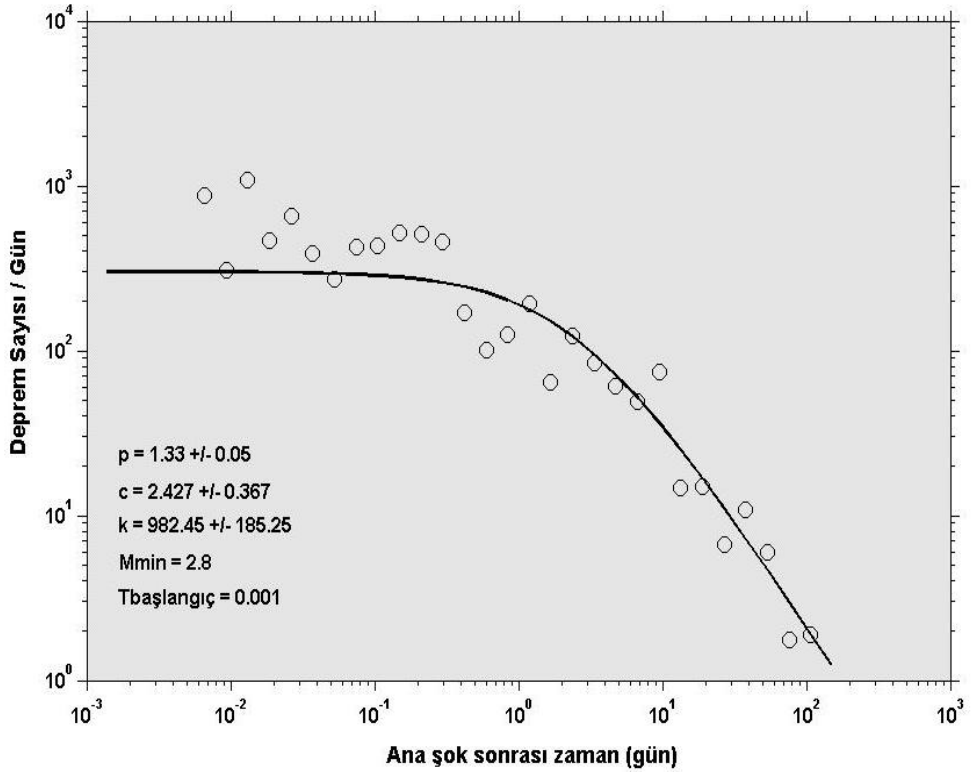
Şekil 6.10 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin artçı şok alanında, ana şoku izleyen 150 günlük süre içinde meydana gelen artçı şoklara ait FMD grafiği. En büyük eğrilik ve en çok olabilirlik yöntemleri ile hesaplanan M_C , a , b değeri ve standart sapması şekil üzerinde verilmiştir.

Çizelge 6.1 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük zaman dilimi içinde meydana gelen artçı şoklar için Gutenberg-Richter ve geliştirilmiş Omori Yasası ile hesaplanan istatistik parametreler.

M_C	a değeri	b değeri	p değeri	c değeri	k değeri
2.8	8.17	1.77 ± 0.05	1.33 ± 0.05	2.427 ± 0.367	982.45 ± 185.25



Şekil 6.11 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin tamamlılık magnitüdü M_c 'nin zamana (gün) bağlı olarak değişimi. M_c kayan pencere yöntemi ile pencere başına 50 artçı şok olacak şekilde hesaplanmıştır.



Şekil 6.12 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların azalım hızını gösteren grafik. Geliştirilmiş Omori yasası kullanılarak hesaplanan parametreler p , c , k ve hesaplamalarda kullanılan giriş parametreleri M_{min} ve $T_{başlangıç}$ değerleri şekil üzerinde verilmiştir. Gözlemsel veriler daire sembolleri ile gösterilmiştir.

6.1. Artçı Şok Alanı İçinde b Değeri ve İlişkili Diğer Parametrelerin Uzamsal Değişintisinin İncelenmesi

Artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için ZMAP programı ile aşağıda verilen giriş parametreleri kullanılarak b değeri hesaplanmış ve haritalanmıştır.

Kullanılan parametreler:

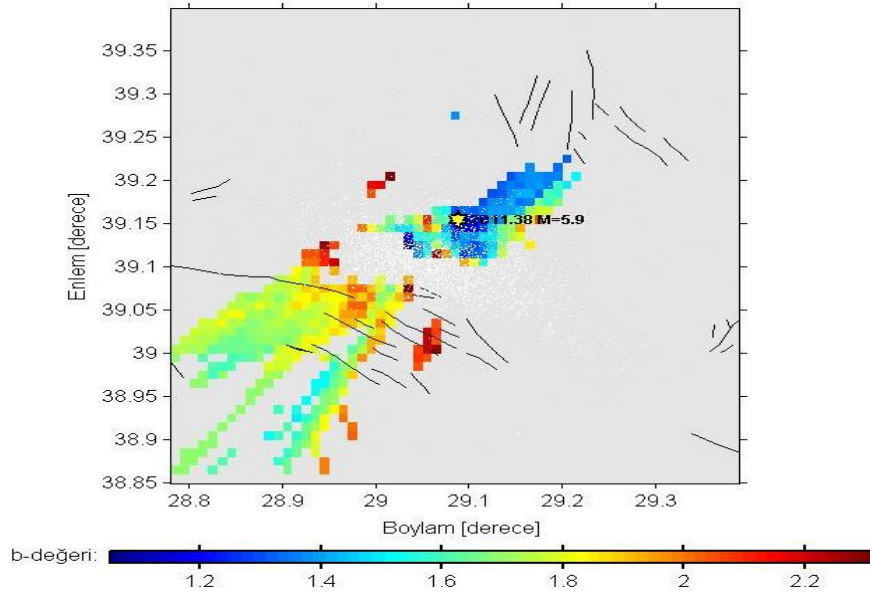
- Sabit Yarıçap: 15 km
- $\Delta X_{DB} = 0.01^\circ$
- $\Delta Y_{KG} = 0.01^\circ$
- M_c 'den büyük minimum deprem sayısı: 200

Oluşturulan Kesitler:

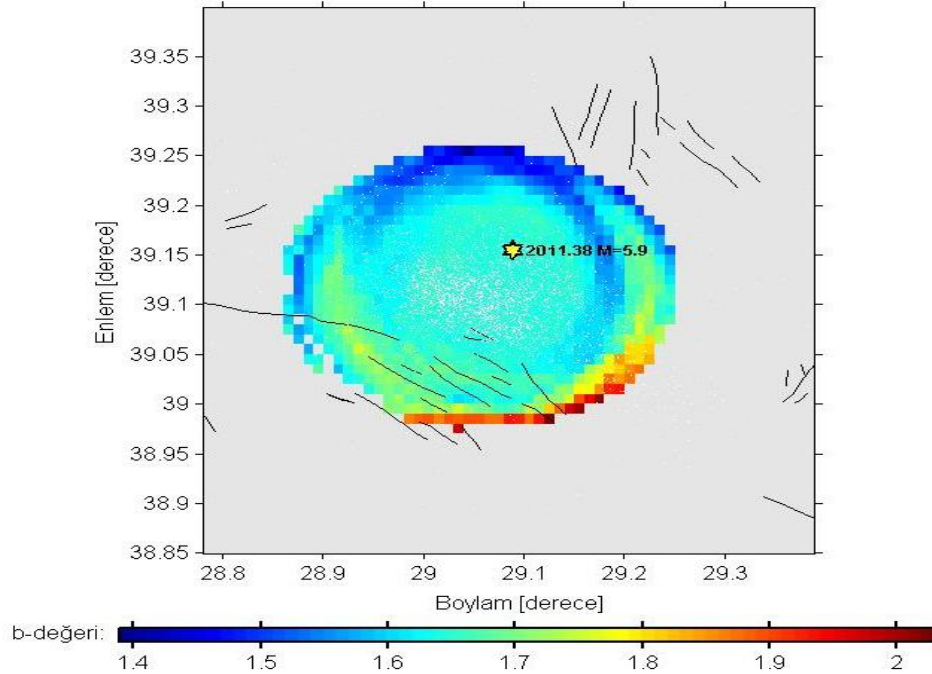
- b değeri haritası (Sabit Sayı, ML)
- b değeri haritası (Sabit Yarıçap, ML)
- b değeri haritası (Bootstrap, ML)
- b değerinin standart sapma haritası
- M_c haritası (En büyük eğrilik yöntemi ile)
- Uygunluk testi (GFT)

Sabit sayı yöntemi ($N_e = 200$ ve $N_{min}=100$) ile hazırlanan b değeri haritasında çözünürlüğün düşük olduğu gözlenmiştir (Şekil 6.13). Bunun nedeni artçı şok alanındaki artçı şok sayısının azlığı ve kümelenme karakteristiğidir. Sabit yarıçap yöntemi ($R=15$ ve $N_{min} = 200$) ile hazırlanan b değeri haritası Şekil 6.14'te verilmiştir. Kıyaslama amaçlı olarak sabit sayı ($N_e=200$ ve $N_{min}=100$), sabit yarıçap ($R=15$ km ve $N_{min}=200$) ve bootstrap ($R=15$ km ve $N_{min}=200$, 200 bootstrap) yöntemleri ile hesaplanan haritalar Şekil 6.13, Şekil 6.14 ve Şekil 6.15'de verilmiştir. Bu haritada ana şokun yer aldığı fay zonu boyunca b değerlerinin değişintisi izlenebilmiştir. Ana şokun meydana geldiği bölge ve civarında yüksek b değerleri (~ 1.7) gözlemlenmiştir. Ana şokun dış merkezinden kuzeye doğru b değerlerinde göreceli olarak azalma (~ 1.4), güneye doğru ise göreceli olarak artış (~ 2.0) gözlemlenmiştir (Şekil 6.14). b değerinin standart sapmasının ana şokun dış merkezinin civarında 0.08 iken ana şokun dış merkezinden uzaklaştıkça 1.14'e kadar

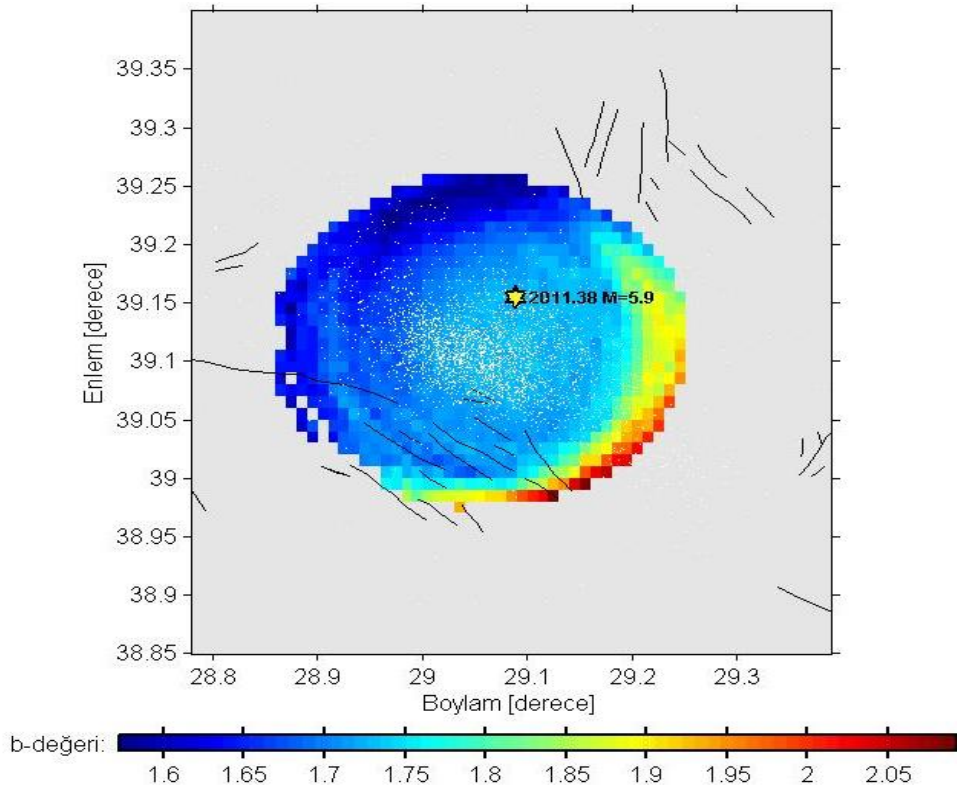
yükseldiği gözlemlenmiştir (Şekil 6.16). Şekil 6.17’de tamamlılık magnitüdü (M_c) haritası ve Şekil 6.18’de uygunluk testi (GFT) haritası verilmiştir.



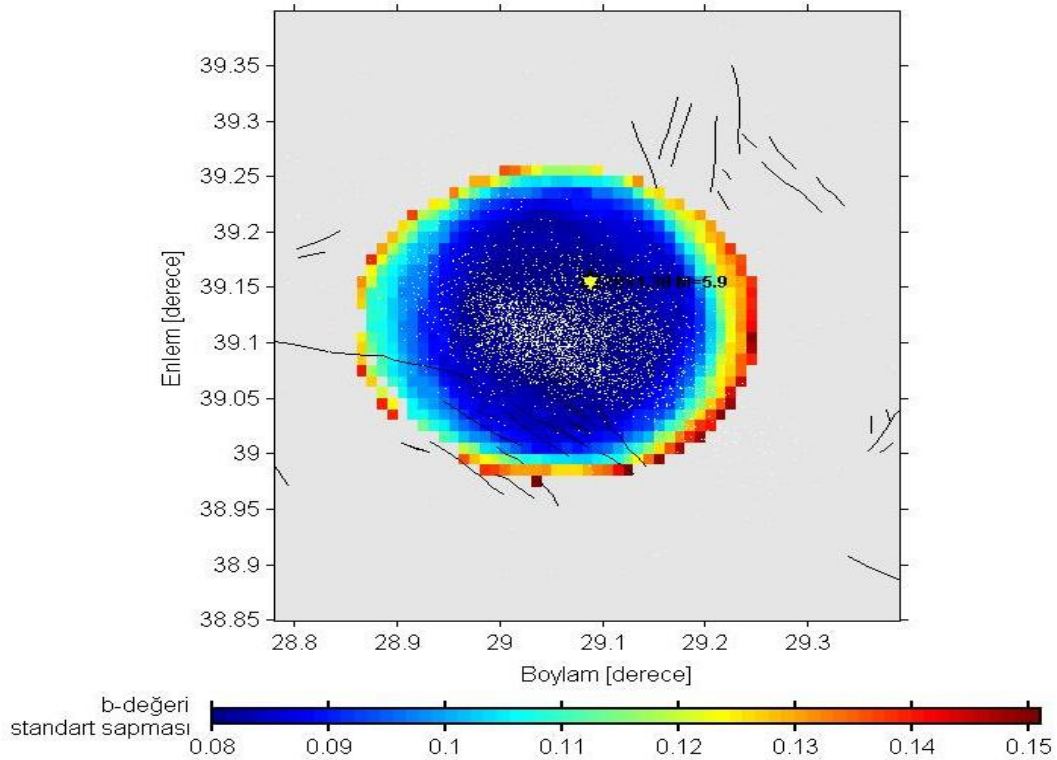
Şekil 6.13 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için hesaplanan b değeri haritası (sabit sayı $N_e=200$ ve M_c ’den büyük minimum deprem sayısı $N_{min}=100$). Haritanın koordinatları : $39.4^\circ K$, $28.78^\circ D$; $39.4^\circ K$, $29.4^\circ D$; $38.85^\circ K$, $29.4^\circ D$; $38.85^\circ K$, $28.78^\circ D$.



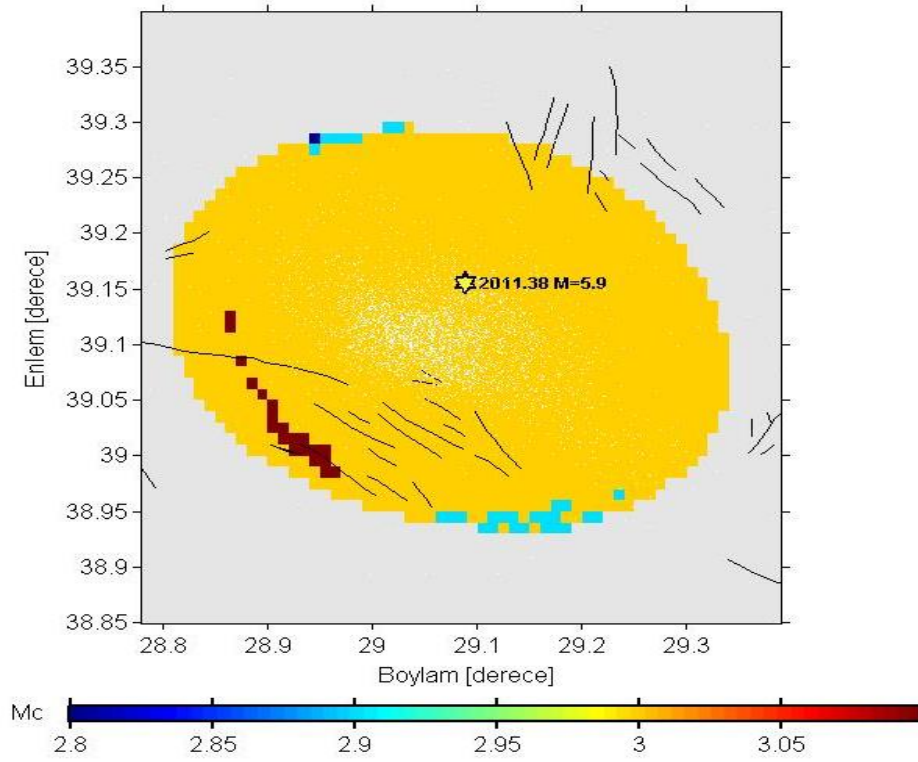
Şekil 6.14 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için hesaplanan b -değeri haritası (sabit yarıçap $R=15$ km ve M_c ’den büyük minimum deprem sayısı $N_{min}=200$).



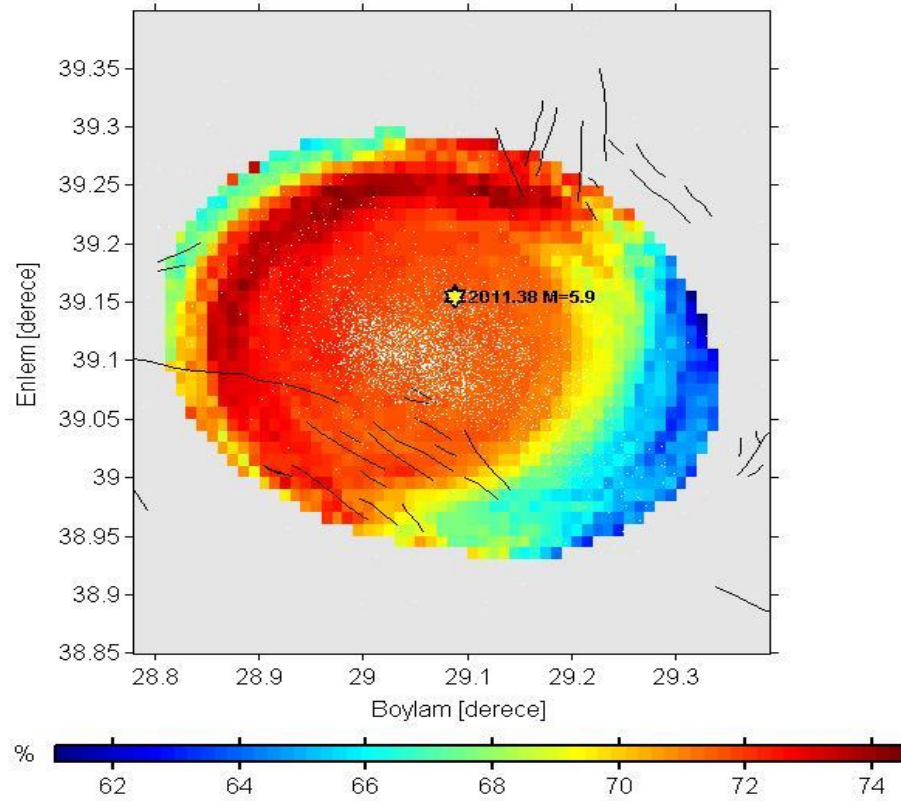
Şekil 6.15 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için hesaplanan b değeri haritası (sabit yarıçap $R=15$ km ve M_c 'den büyük minimum deprem sayısı $N_{min}=200$ ve 200 bootstrap).



Şekil 6.16 : Şekil 6.14'te verilen b değerlerine ait standart sapma haritası.



Şekil 6.17 : Şekil 6.14'te verilen b değerlerinin hesabında kullanılan tamamlılık magnitudü, M_c , haritası.



Şekil 6.18 : Şekil 6.14'te verilen b değerleri için uygunluk testi (GFT) haritası.

6.2. Artçı Şok Alanı İçinde p Değeri ve İlişkili Diğer Parametrelerin Uzamsal Değişintisinin İncelenmesi

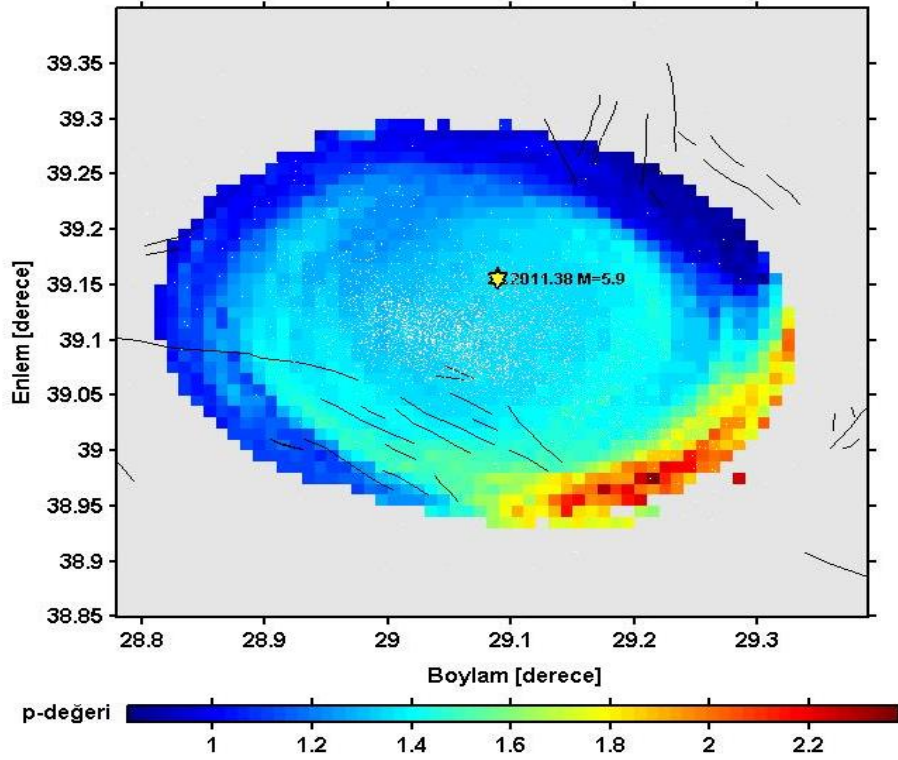
Artçı şok alanı içinde, ana şoku izleyen 150 günlük süre içinde meydana gelen artçı şoklara ait p değerinin uzamsal değişintisi ZMAP program paketi ile aşağıda verilen giriş parametreleri kullanılarak hesaplanmış ve haritalanmıştır (Şekil 6.19, Şekil 6.20, Şekil 6.21 ve Şekil 6.22).

Kullanılan parametreler:

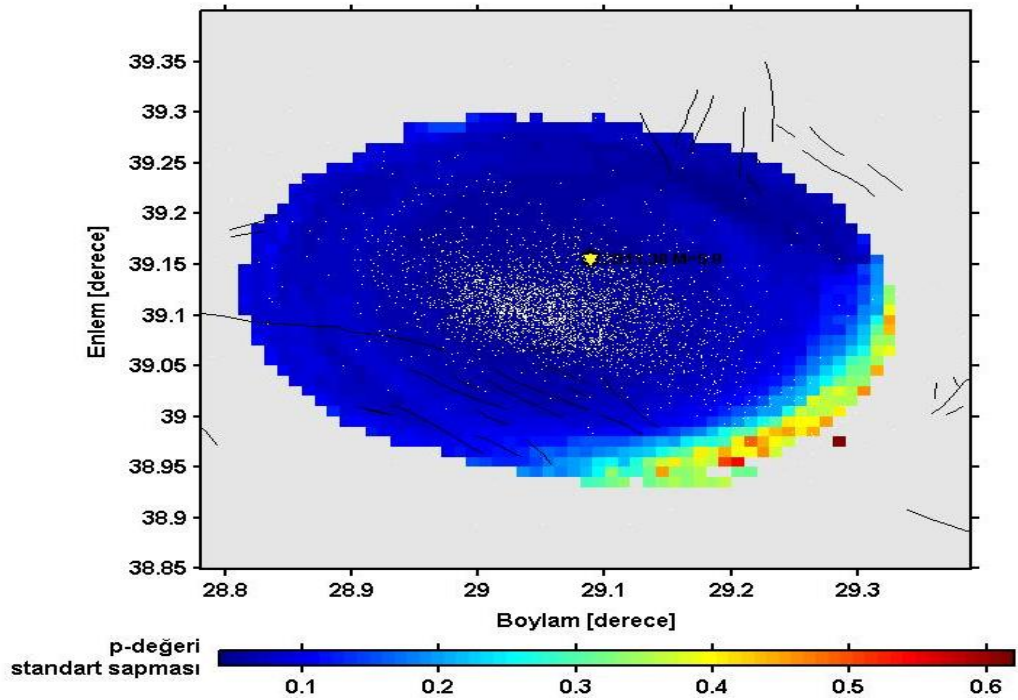
- Sabit Yarıçap = 15 km
- $\Delta X_{DB} = 0.01^\circ$
- $\Delta Y_{KG} = 0.01^\circ$
- M_c 'den büyük minimum deprem sayısı = 200

Oluşturulan Haritalar:

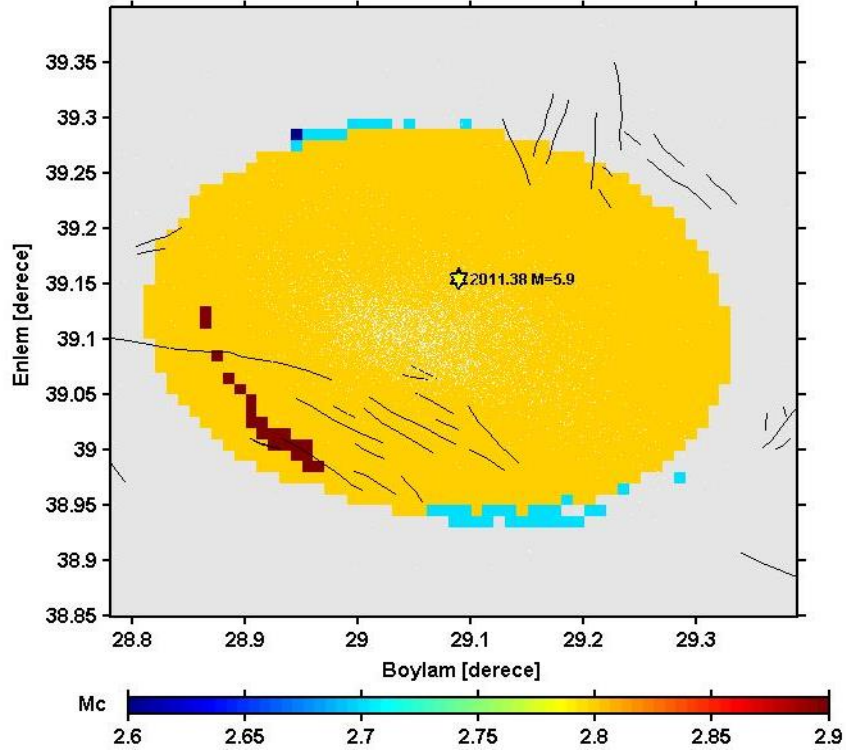
- p değeri haritası
- p değerinin standart sapma haritası
- M_c haritası (En büyük eğrilik yöntemi)
- c değeri haritası



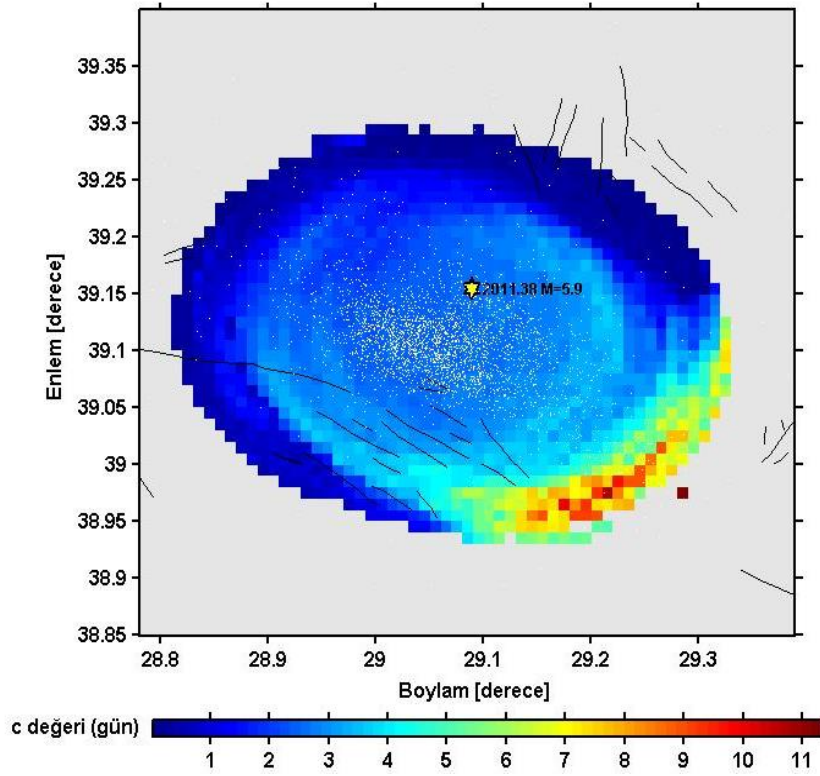
Şekil 6.19 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin artçı şok alanında, ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklara ait p değeri haritası. Haritanın koordinatları : 39.4°K, 28.78°D; 39.4°K, 29.4°D; 38.85°K, 29.4°D; 38.85°K, 28.78°D.



Şekil 6.20 : Şekil 6.19’da verilen p değerlerine ait standart sapma haritası.



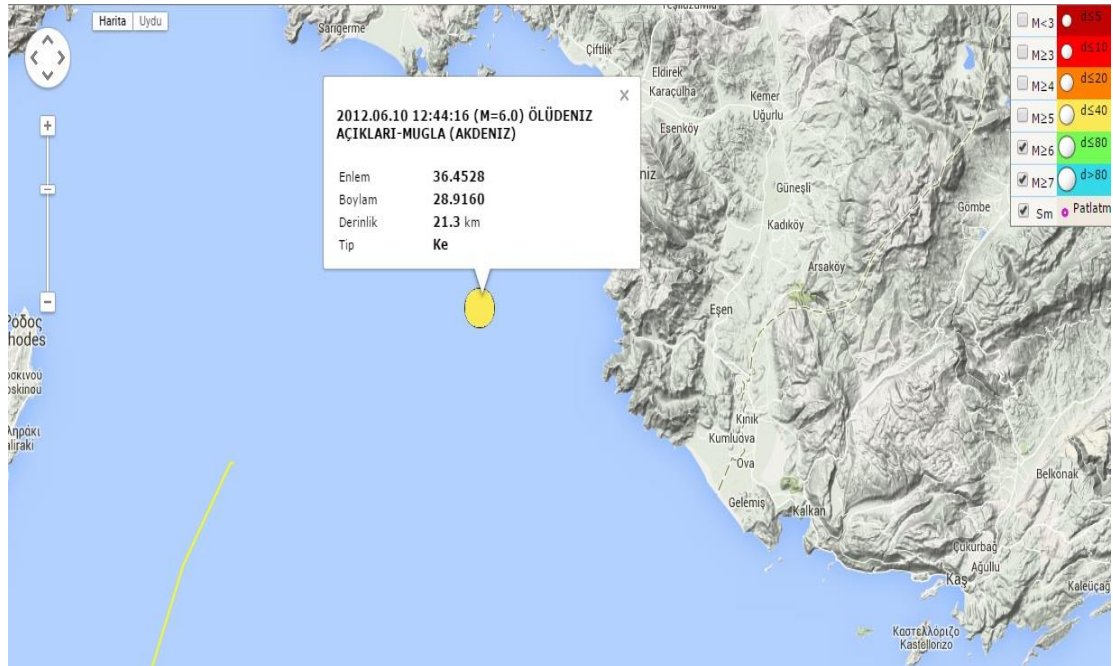
Şekil 6.21 : 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya-Simav depreminin artçı şok alanında, ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların magnitüleri ile ilişkili tamamlılık, M_c , haritası.



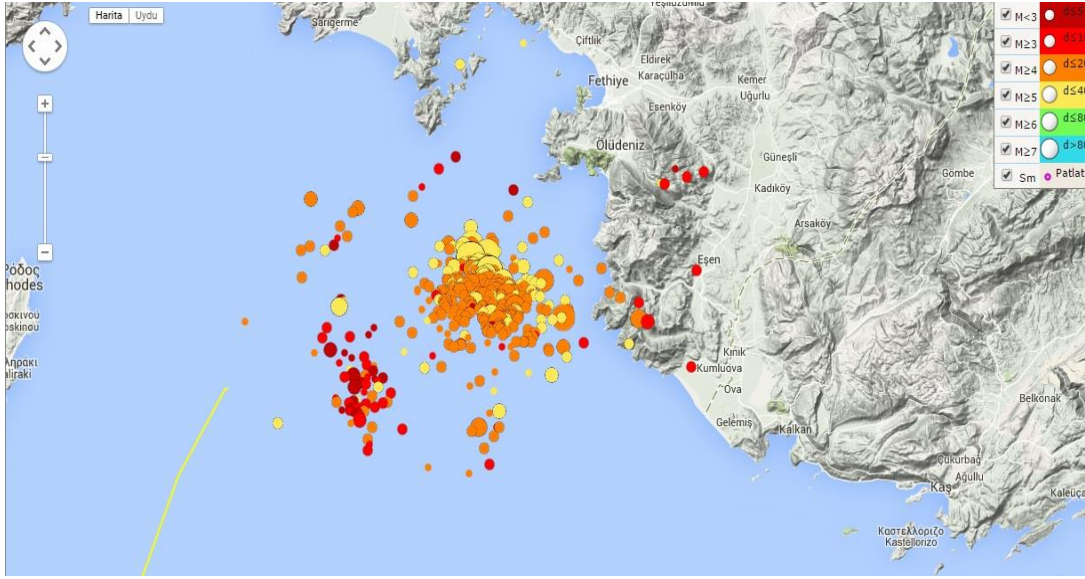
Şekil 6.22 : Şekil 6.19’da verilen p değerleri ile ilişkili c değeri haritası.

7. 10 HAZİRAN 2012 $M_L=6.0$ ÖLÜDENİZ AÇIKLARI, MUĞLA DEPREMİ

10 Haziran 2012 tarihinde Ölüdeniz (Muğla) açıklarında yerel saat ile 15.44'te, yerel magnitüdü $M_L=6.0$ olan bir deprem meydana gelmiştir (Şekil 7.1). Depremin dış merkezinin koordinatları $36.45^\circ\text{K}-28.91^\circ\text{D}$, odak derinliği 21.3 km'dir (KRDAE, UDİM). Bu çalışmada 10 Haziran 2012 $M_L=6.0$ Ölüdeniz Açıkları – Muğla depreminin artçı şok alanı (ana şok dış merkezli yarıçapı 35 km olan çember içinde kalan alan) içinde ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların istatistik özellikleri KRDAE -UDİM deprem katalogları kullanılarak incelenmiştir. Katalogda depremlerin magnitüdüleri M_L olarak verilmiştir. Artçı şok alanı içinde magnitüdü $M_L \geq 1.3$ olan 432 artçı şok kaydedilmiştir (Şekil 7.2).



Şekil 7.1 : 10 Haziran 2012 $M_L=6.0$ Ölüdeniz Açıkları – Muğla depreminin ana şokunun dış merkezinin lokasyonunu gösteren harita (KRDAE, UDİM). Haritanın koordinatları : $39.734^\circ\text{K}, 28.196^\circ\text{D}$; $39.734^\circ\text{K}, 29.87^\circ\text{D}$; $36.12^\circ\text{K}, 29.87^\circ\text{D}$; $36.12^\circ\text{K}, 28.196^\circ\text{D}$.

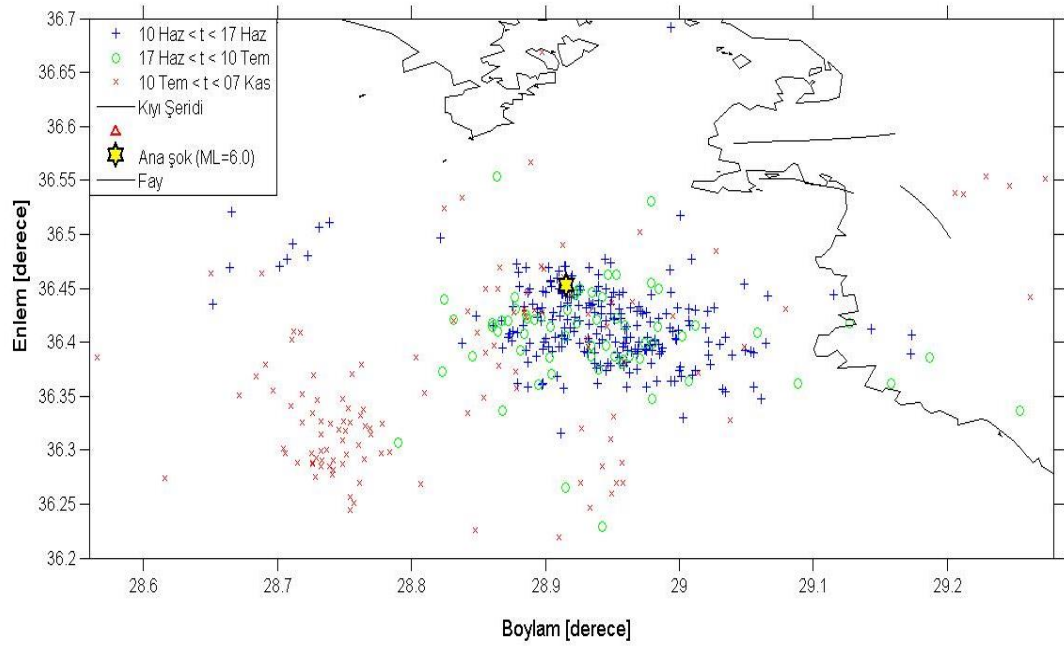


Şekil 7.2 : 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz Açıkları – Muğla depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların dış merkezlerini gösteren harita (KRDAE, UDİM). Haritanın koordinatları :39.734°K, 28.196°D; 39.734°K, 29.87°D; 36.12°K, 29.87°D; 36.12°K, 28.196°D.

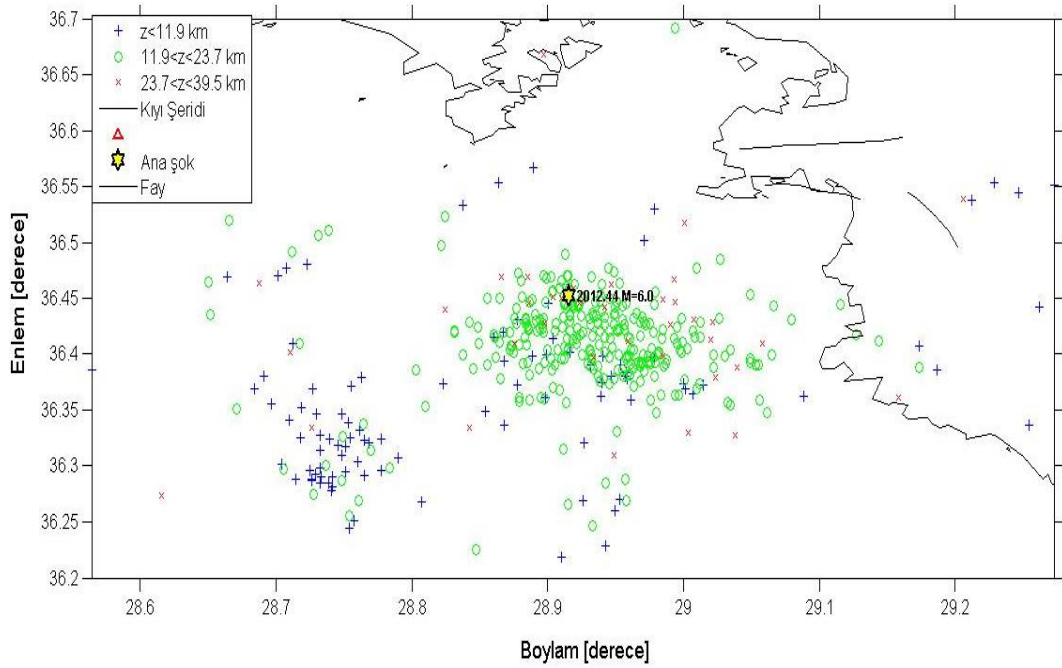
Bölgede Afrika plakasının kuzeye doğru hareketi ve Egede’ki açılma rejimi sonucu Ege Adalar yayı ve Kıbrıs yayı adını verdiğimiz yitim (Dalma-Batma) zonları mevcuttur. Bölge bu tektonik yapısı nedeniyle yoğun deprem etkinliği gösteren aktif bir zon içerisinde yer alır. Odak mekanizması çözümleri, depremin büyük düşey atım (normal) bileşeni olan doğrultu atımlı bir faylanma ile meydana geldiğini göstermektedir. Bu deprem Girit Yayı-Oniki Adalar bölgesinde gözlenen sıkışma rejiminin bölgede etkili olduğunun bir göstergesidir (KRDAE, UDİM Deprem Raporu 2012). 10 Haziran 2012 $M_L=6.0$ Ölüdeniz Açıkları – Muğla depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklarının dış merkezlerinin zamana (ana şoku izleyen 1. hafta, 2.- 4. hafta ve sonrası) ve odak derinliklerine göre dağılımları Şekil 7.3 ve Şekil 7.4’de verilmiştir.

İncelenen artçı şok dizisinin magnitüdüleri $M_L = 1.3 - 5.3$ arasındadır. Bath Yasasına göre (Bath, 1965; Richter, 1958) ana şok magnitüdünden 1 derece küçük artçı şokun meydana gelmesi beklenir. 10 Haziran 2012 $M_L=6.0$ Ölüdeniz Açıkları – Muğla depreminin artçı şok alanında ana şoktan sonra gelen en büyük artçının magnitüdü $M_L = 5.3$ ’dür. Magnitüdü $5.0 \leq M_L \leq 5.9$ arasında 1 adet, $4.0 \leq M_L < 5.0$ arasında 11 adet ve $3.0 \leq M_L \leq 3.9$ arasında 47 adet artçı şok kaydedilmiştir. Dış merkez dağılımlarına göre artçı şoklar 1. hafta ve 2.- 4. hafta içinde ana şok dış merkezinin

yakın çevresinde bir dağılım göstermiştir. Ana şoku izleyen 1. aydan sonra meydana gelen artçı şoklar ana şokun güney-batısında kümelenmiştir.



Şekil 7.3 : 10 Haziran 2012 M_L = 6.0 Ölüdeniz açıkları, Muğla depreminin, ana şok ve artçı şoklarının zamana (ana şoku izleyen 1.hafta, 2.-4. hafta ve sonrası) göre dağılımını gösteren harita.



Şekil 7.4 : 10 Haziran 2012 M_L = 6.0 Ölüdeniz açıkları, Muğla depreminin, ana şok ve artçı şoklarının odak derinliklerine göre dağılımı.

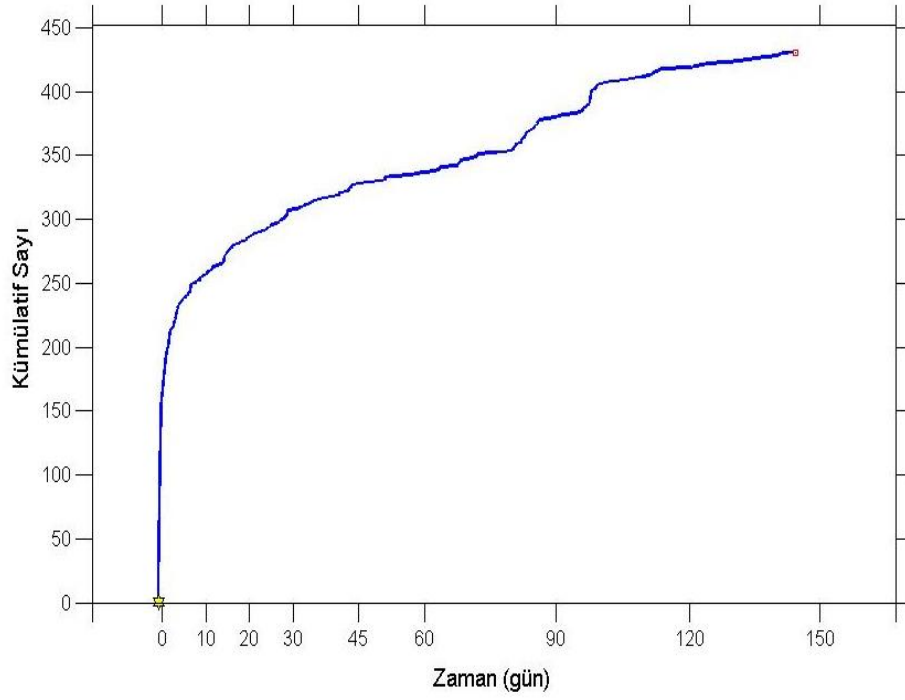
Şekil 7.5’de 10 Haziran 2012 $M_L=6.0$ Ölüdeniz Açıkları, Muğla depreminin artçı şoklarının zaman (gün) bazında kümülatif oluş sayısı grafiği verilmiştir. Artçı şok sayısındaki en fazla artışın ana şoku izleyen ilk 10 günde olduğu gözlenmiştir.

Şekil 7.6’de artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günde meydana gelen artçı şoklara ait magnitüd histogramı verilmiştir. Bu histogramda ana şoktan sonra meydana gelen en büyük artçı şokun magnitüdünün $M_L= 5.3$ büyüklüğünde olduğu ve artçı şok magnitüdlерinin $M_L=2$ civarında yoğunlaştığı gözlenmiştir. Ana şoku izleyen en büyük artçı şok $M_L= 5.3$, ana şokun GD doğrultusunda, ana şok dış merkezinden 2.63 km uzaklıkta 15 gün sonra (25.06.2012) meydana gelmiştir.

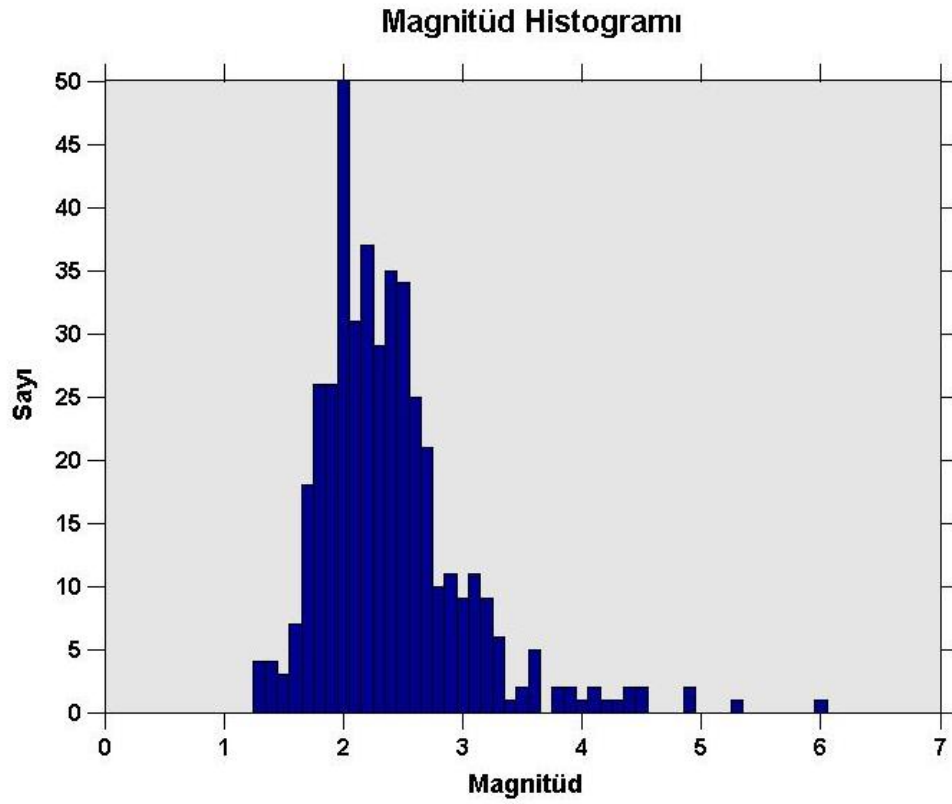
Artçı şok alanında ana şoktan sonraki 150 günlük sürede magnitüdü $M_L <4.0$ olan 419 adet, $4.0 \leq M_L < 5.0$ arasında 11 adet ve $M_L \geq 5.0$ olan 1 adet artçı şok kaydedilmiştir. Artçı şokların büyük çoğunluğu (333 adet) $1.7 \leq M_L \leq 2.7$ arasında meydana gelmiştir.

Artçı şokların odak derinlik dağılımları Şekil 7.7’de gösterilmiştir. Artçı şokların odak derinliklerinin 39 km’ye kadar dağılım gösterdiği, 13-21 km arasında yoğunlaştığı ve 21 km’den sonra azaldığı görülmüştür. Odak derinlikleri 5 km’den küçük 11 adet, 5 km ile 24 km arasında 389 adet ve 24 km’den daha büyük 32 adet artçı şok kaydedilmiştir.

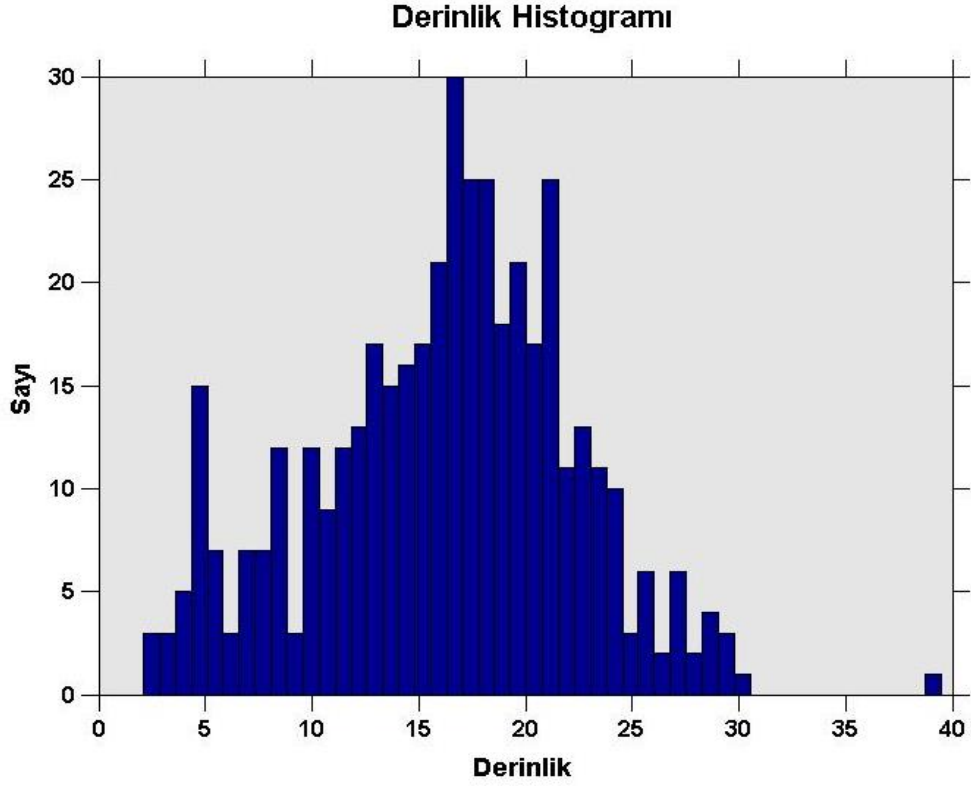
Şekil 7.8’de ana şoku izleyen 150 gün içerisinde artçı şok alanında meydana gelen artçı şokların zamana bağlı oluş sayısı gösterilmiştir. Artçı şokların büyük bir kısmı ana şoku izleyen ilk 10 günde meydana gelmiştir. Ana şoku izleyen ilk birkaç gün artçı şokların en yoğun olduğu zaman dilimidir. Ana şoku izleyen ilk 3 günde 206 adet, ilk 10 günde 256 adet artçı şok meydana gelmiştir. Şekil 7.9’da artçı şokların gün içinde meydana geldikleri saat bazında dağılımları verilmiştir.



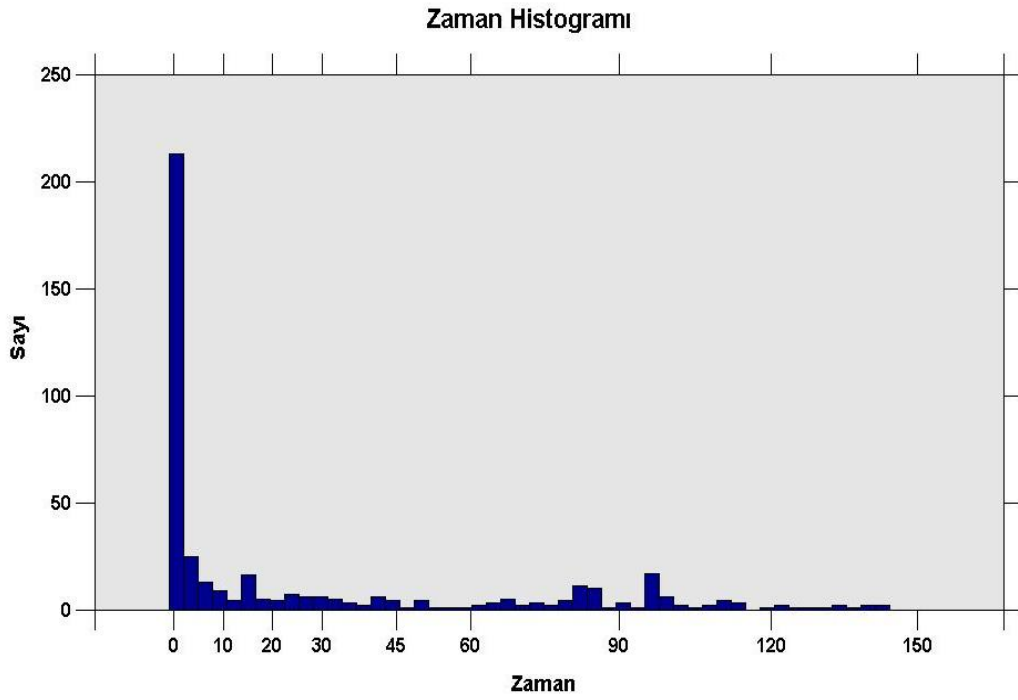
Şekil 7.5 : 10 Haziran 2012 $M_L= 6.0$ Öludeniz açıkları, Muğla depremi ve artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 gün içinde meydana gelen artçı şokların zaman (gün) bazında kümülatif oluş sayısı grafiği.



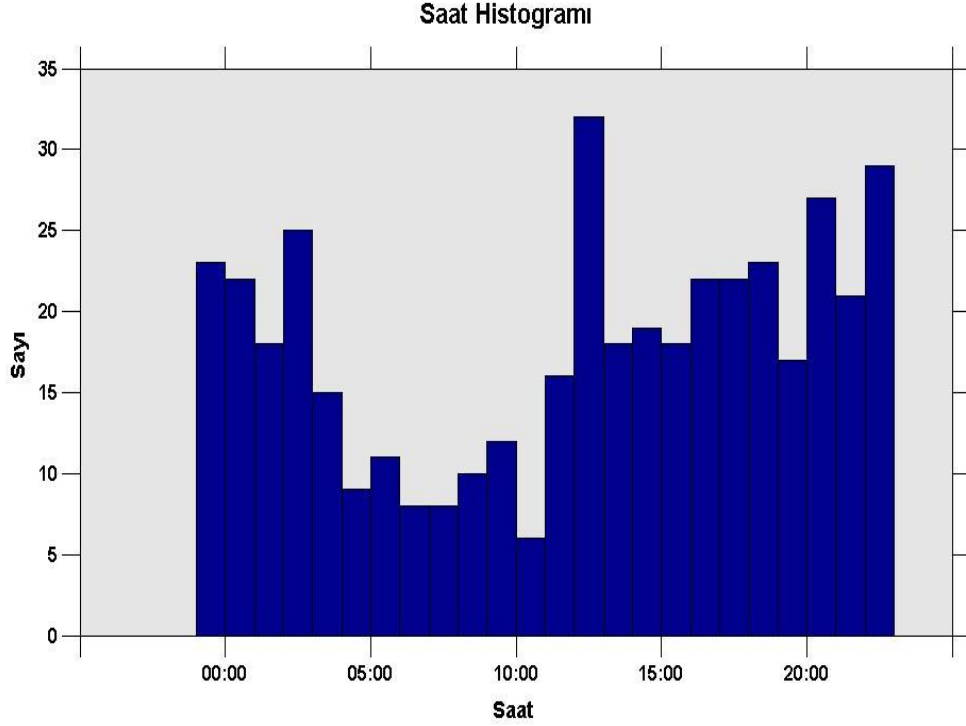
Şekil 7.6 : 10 Haziran 2012 $M_L= 6.0$ Öludeniz açıkları, Muğla depremi ve artçı şok alanı içinde ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların magnitüdüleri bazında oluş sayısı histogramı.



Şekil 7.7 : 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depremi ve artçı şok alanı içinde ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların odak derinlikleri bazında oluş sayısı histogramı.



Şekil 7.8 : 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depremi ve artçı şok alanı içinde ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların zaman (gün) bazında oluş sayısı histogramı.

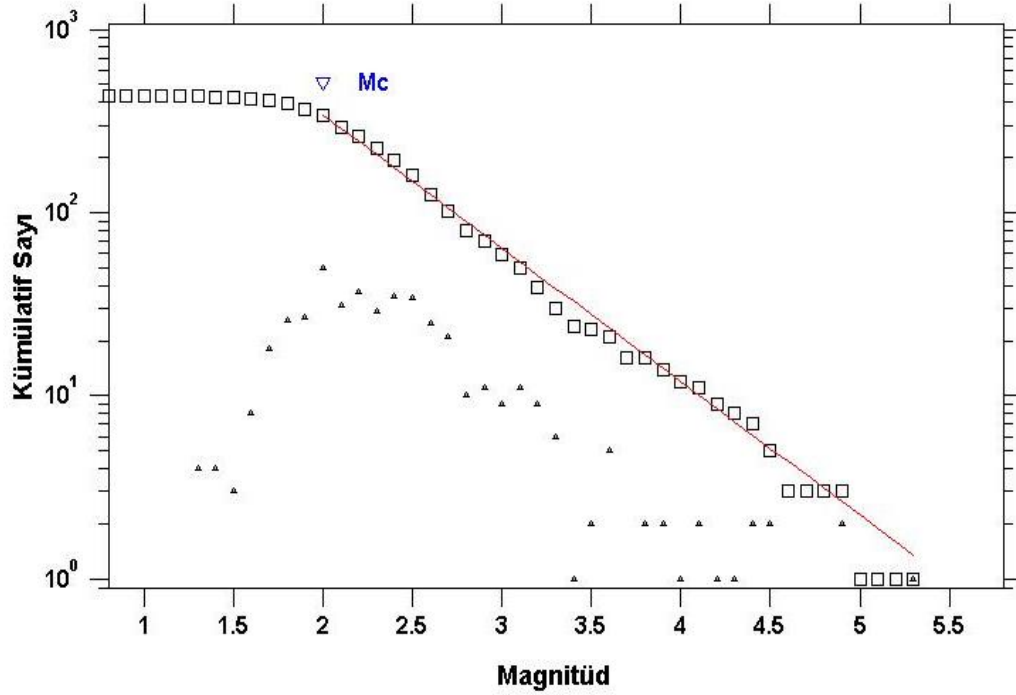


Şekil 7.9 : 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depremi ve artçı şok alanı içinde ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların gün içinde meydana geldikleri saat bazında oluş sayısı histogramı.

Artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 gün içinde meydana gelen artçı şoklara ait FMD grafiğine (Şekil 7.10) en büyük eğrilik ve en çok olabilirlik yöntemleri uygulanarak ZMAP paketi (Wiemer, 2001) ile M_c , a ve b değerleri hesaplanmış ve elde edilen sonuçlar Çizelge 7.1’de verilmiştir.

10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depremi için ana şokun meydana geldiği zamandan itibaren M_c ’nin zamana bağlı değişimlerini (Şekil 7.11) hesaplayabilmek için kayan pencere yöntemi kullanılmıştır (Wiemer ve diğ., 1998). Pencere başına 50 artçı şok alınmıştır. M_c değeri ana şoku izleyen bir kaç gün içinde 2.5, izleyen günlerde ise 1.8 – 2.0 arasında değerler aldığı gözlenmiştir.

FMD grafiğinden $M_c = 2.0$ ve b değeri 0.728 ± 0.04 olarak hesaplanmıştır. $T_{\text{başlangıç}} = 0.001$ ve $M_{\text{min}} = 2.5$ giriş parametreleri kullanılarak artçı şok alanı içinde ana şoku izleyen 150 gün içinde meydana gelen artçı şoklar için p değeri hesaplanmıştır (Şekil 7.12).



Maximum Likelihood Çözümü:

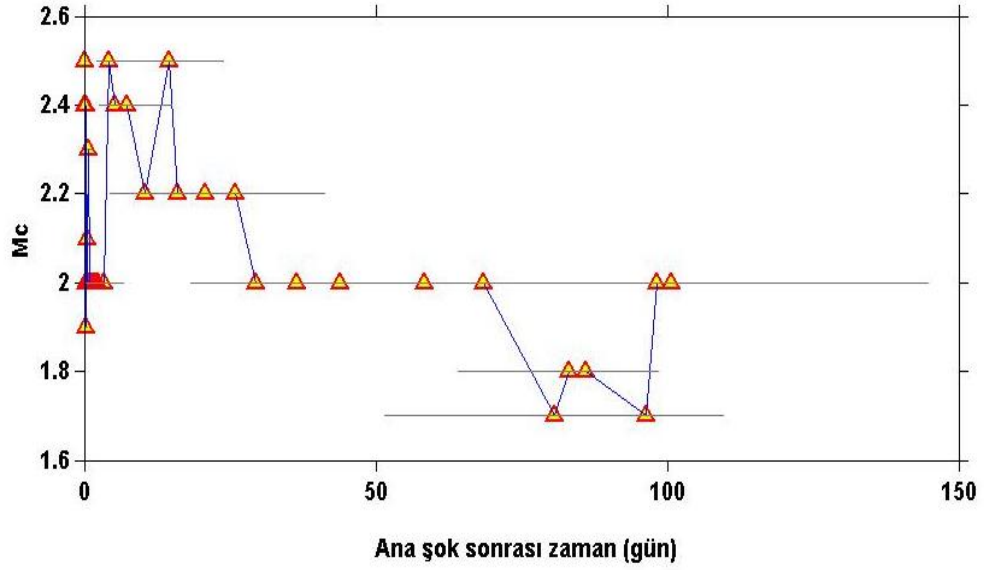
b-değeri = 0.728 +/- 0.04, a değeri = 3.99, a değeri (yıllık) = 4.38

Tamamlılık Magnitüd = 2

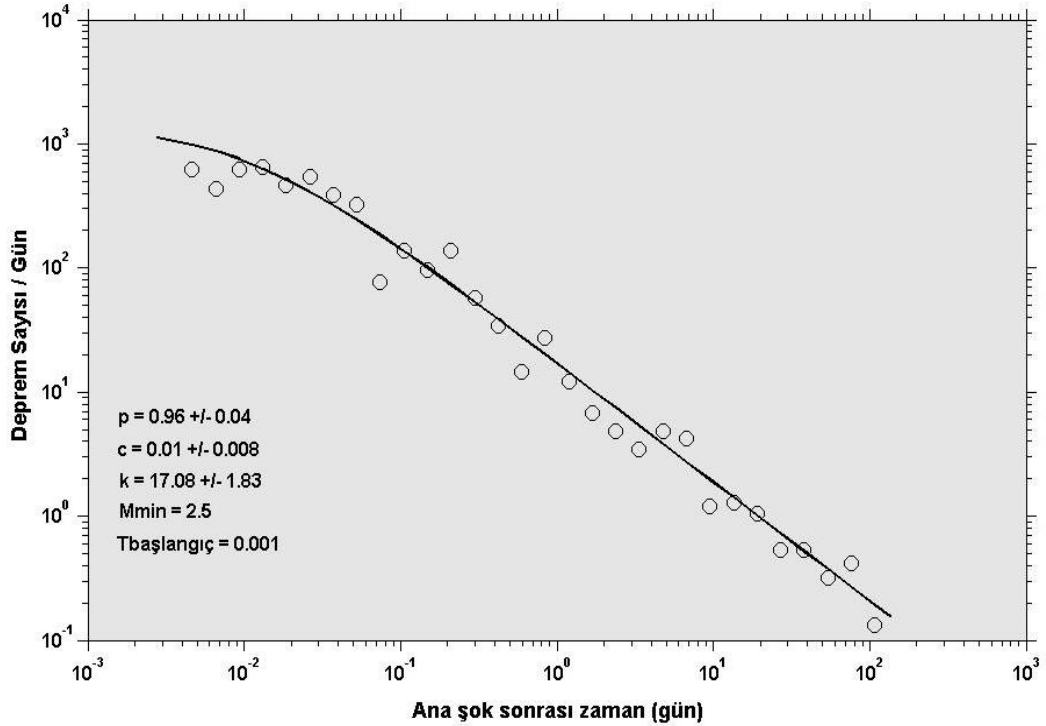
Şekil 7.10 : 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depreminin artçı şok alanı içinde ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların FMD grafiği ve en büyük eğrilik ve en çok olabilirlik yöntemleri ile hesaplanan M_c , b değeri, standart sapması ve a değeri şekil üzerinde verilmiştir.

Çizelge 7.1 : 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için Gutenberg-Richter ve geliştirilmiş Omori yasası kullanılarak hesaplanan istatistiksel parametreler.

M_c	a değeri	b değeri	p değeri	c değeri	k değeri
2.0	3.99	0.728 ± 0.04	0.095 ± 0.04	0.004 ± 0.01	16.56 ± 1.88



Şekil 7.11 : 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depreminin artçı şok alanı içinde ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların tamamlılık magnitudü M_c 'nin zamana (güne) bağlı değişimi. M_c , kayan pencere tekniği ile pencere başına 50 artçı şok içerecek şekilde hesaplanmıştır.



Şekil 7.12 : 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depreminin artçı şok alanında, ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların zaman (gün) bazında oluş sayısı grafiğinden geliştirilmiş Omori yasası kullanılarak hesaplanan p , c ve k parametreleri şekil üzerinde verilmiştir. Gözlemsel veriler daire sembolleri ile gösterilmiştir.

7.1. Artçı Şok Alanı İçinde b Değerinin Uzamsal Değişintisinin İncelenmesi

Artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için ZMAP programı ile aşağıda verilen giriş parametreleri kullanılarak b değerleri hesaplanmış ve haritalanmıştır. (Şekil 7.13 – 7.18).

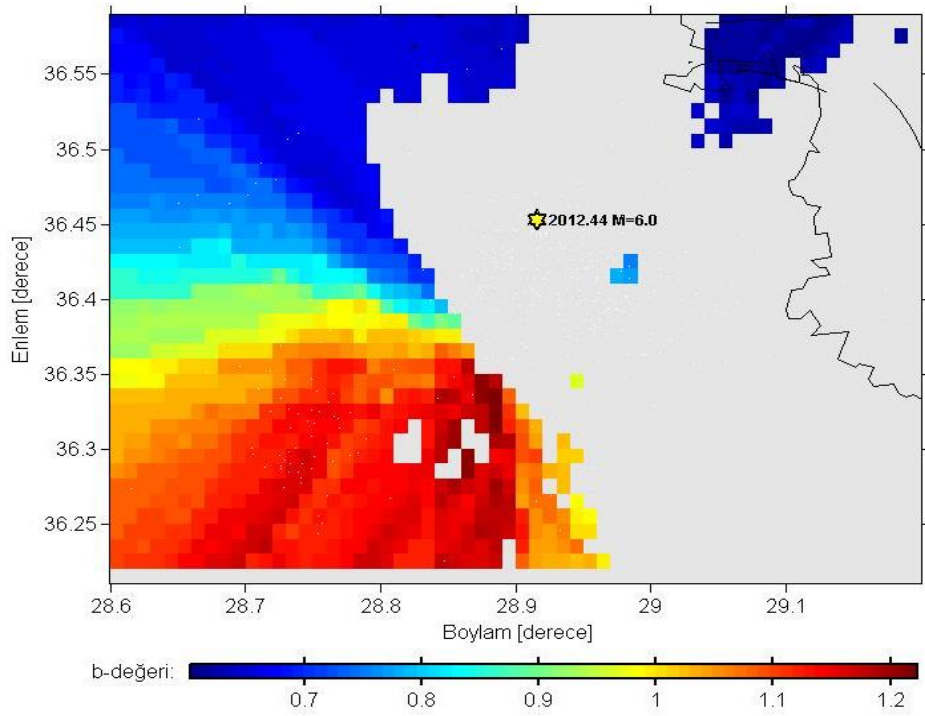
Kullanılan parametreler:

- Sabit Yarıçap: 22 km
- $\Delta X_{DB} = 0.01^\circ$
- $\Delta Y_{KG} = 0.01^\circ$
- M_c 'den büyük minimum deprem sayısı: 100

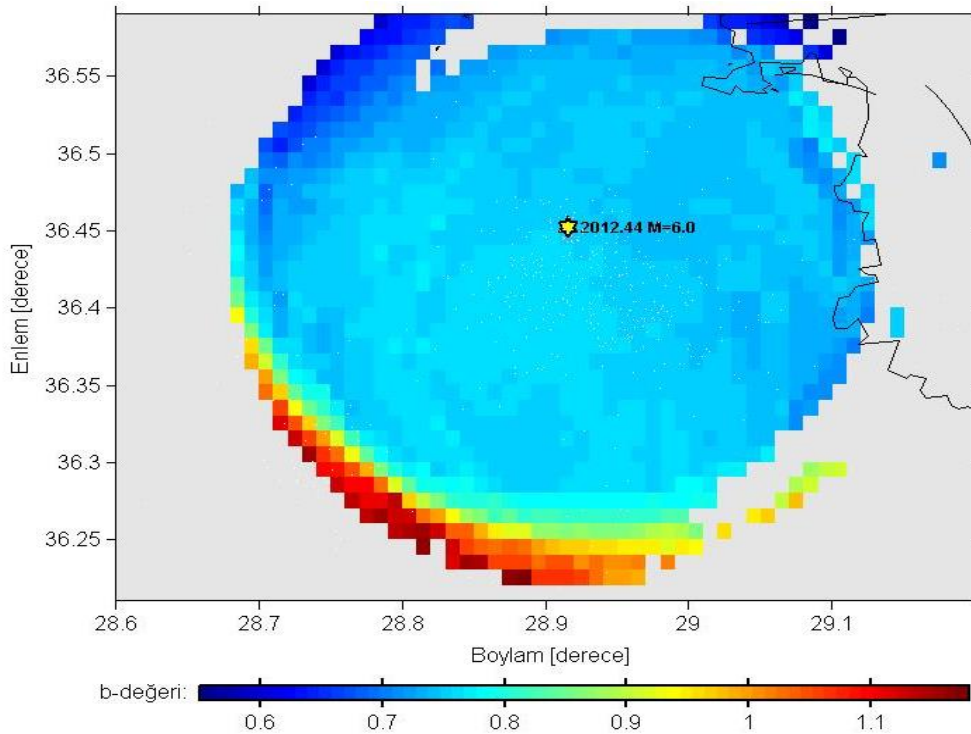
Oluşturulan Haritalar:

- b değeri haritası (Sabit Sayı, ML)
- b değeri haritası (Sabit Yarıçap, ML)
- b değeri haritası (Bootstrap, ML)
- b değerinin standart sapma haritası
- M_c haritası (En büyük eğrilik yöntemi)
- Uygunluk testi haritası (GFT)

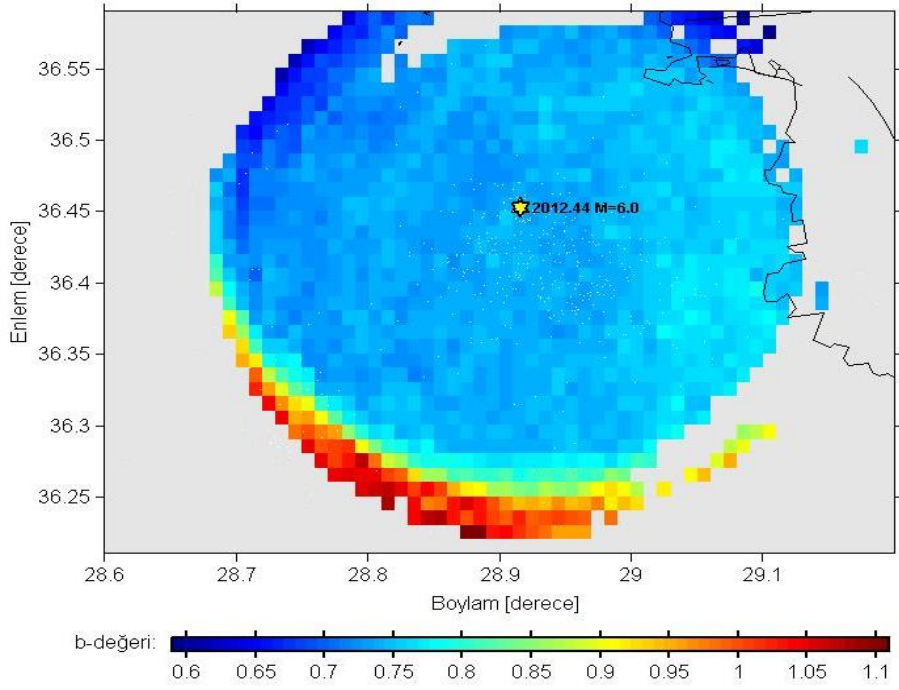
Artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için sabit sayı yöntemi ($N_e=200$ ve $N_{min}=100$) ile hazırlanan b değeri haritasında çözünürlüğün düşük olduğu gözlenmiştir (Şekil 7.13). Bunun nedeni artçı şok sayısının azlığı ve kümelenme karakteristiğidir. Sabit yarıçap yöntemi ($R=22$ km ve $N_{min}=100$) ile hazırlanan b değeri haritası Şekil 7.14'te verilmiştir. Bu haritada ana şokun yer aldığı fay zonu boyunca b değeri değişiminden düşük b değerlerinin yer aldığı ve bunların homojen olarak dağıldığı gözlenmiştir. Hesaplanan b değerlerinin standart sapmalarının düşük olduğu gözlenmiştir (Şekil 7.16). Artçı şok alanı içinde ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokların tamamlılık magnitüdü genelde $M_c=2.2$ civarındadır (Şekil 7.17). Hesaplanan b değerleri ile ilişkili uygunluk testi haritası Şekil 7.18'de verilmiştir.



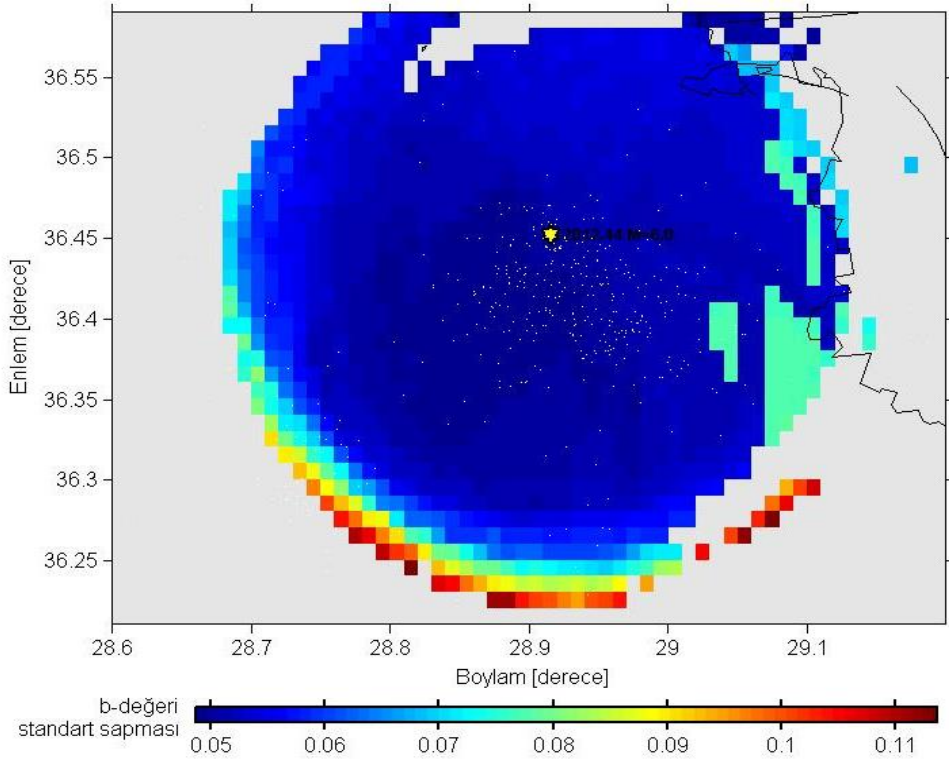
Şekil 7.13 : 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için hesaplanan b değeri haritası (sabit sayı $N_e = 200$ ve M_c 'den büyük minimum deprem sayısı $N_{min} = 100$ ve en büyük eğrilik yöntemi).



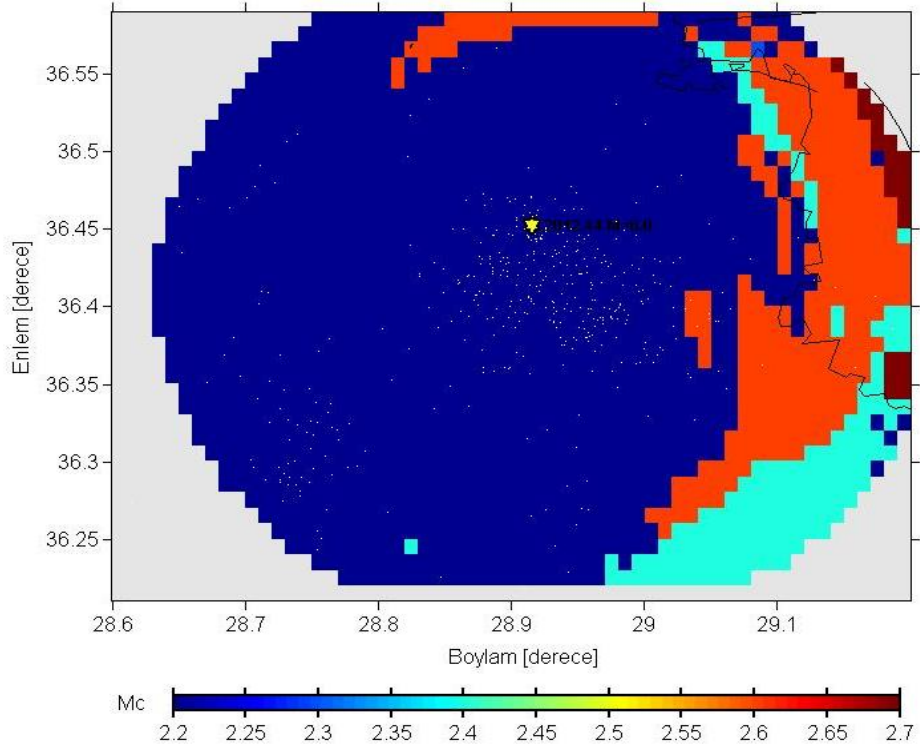
Şekil 7.14 : 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depremi artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için hesaplanan b değeri haritası (sabit yarıçap $R = 22$ km, M_c 'den büyük minimum deprem sayısı $N_{min} = 100$, en büyük eğrilik yöntemi).



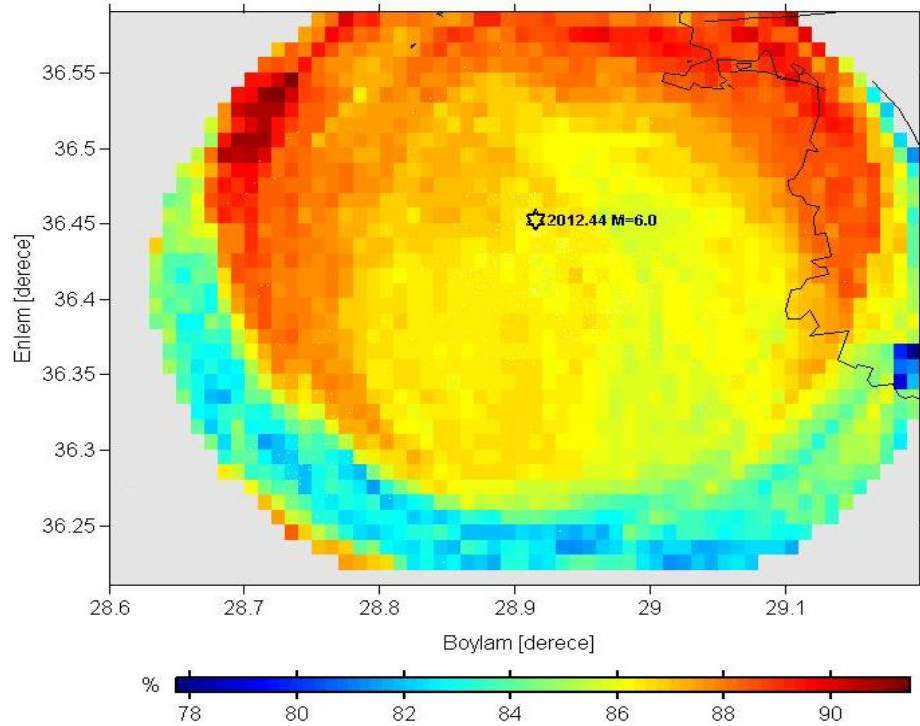
Şekil 7.15 : 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depremi artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için hesaplanan b değeri haritası (sabit yarıçapı $R = 22$ km, M_c 'den büyük minimum deprem sayısı $N_{\min} = 100$, 200 bootstrap, en büyük eğrilik yöntemi).



Şekil 7.16 : Şekil 7.14'te verilen b değerleri ile ilişkili standart sapma haritası.



Şekil 7.17 : 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depremi artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şok magnitüdləri için hesaplanan tamamlılık magnitüdü, M_c haritası (sabit yarıçap $R=22$, M_c 'den büyük minimum deprem sayısı $N_{min}=100$, en büyük eğrilik yöntemi).



Şekil 7.18 : Şekil 7.14'te verilen b değeri haritası ile ilişkili uygunluk testi haritası (GFT).

7.2. Artçı Şok Alanı İçinde p Değerinin Uzamsal Değişintisinin İncelenmesi

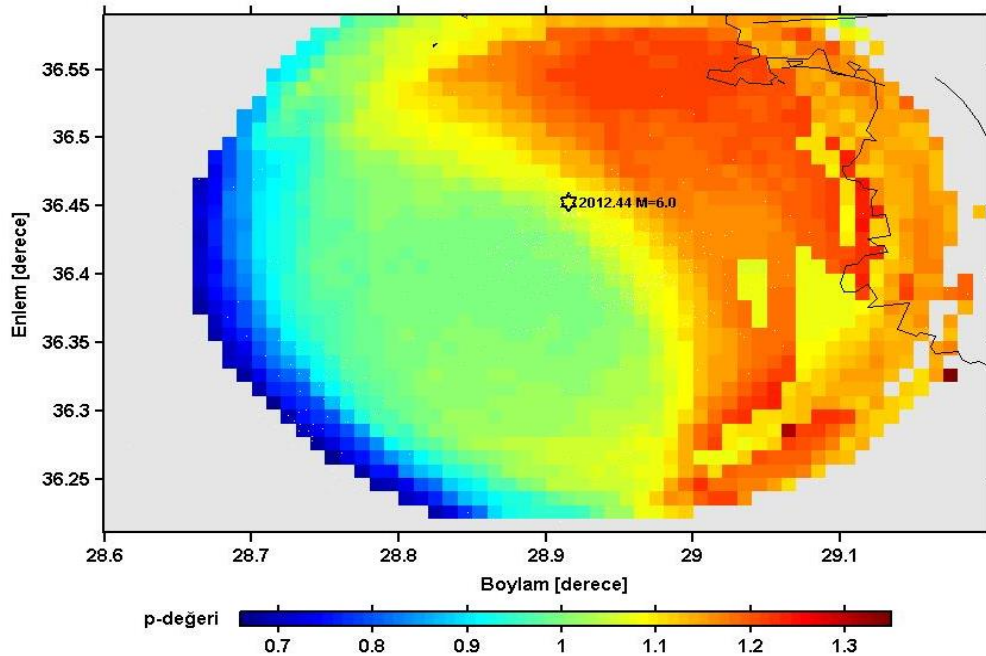
Artçı şok alanı içinde ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için aşağıda verilen giriş parametreleri kullanılarak ZMAP programı ile p değerleri ve ilişkili parametreler hesaplanmıştır (Şekil 7.19 - 7.22).

Kullanılan parametreler:

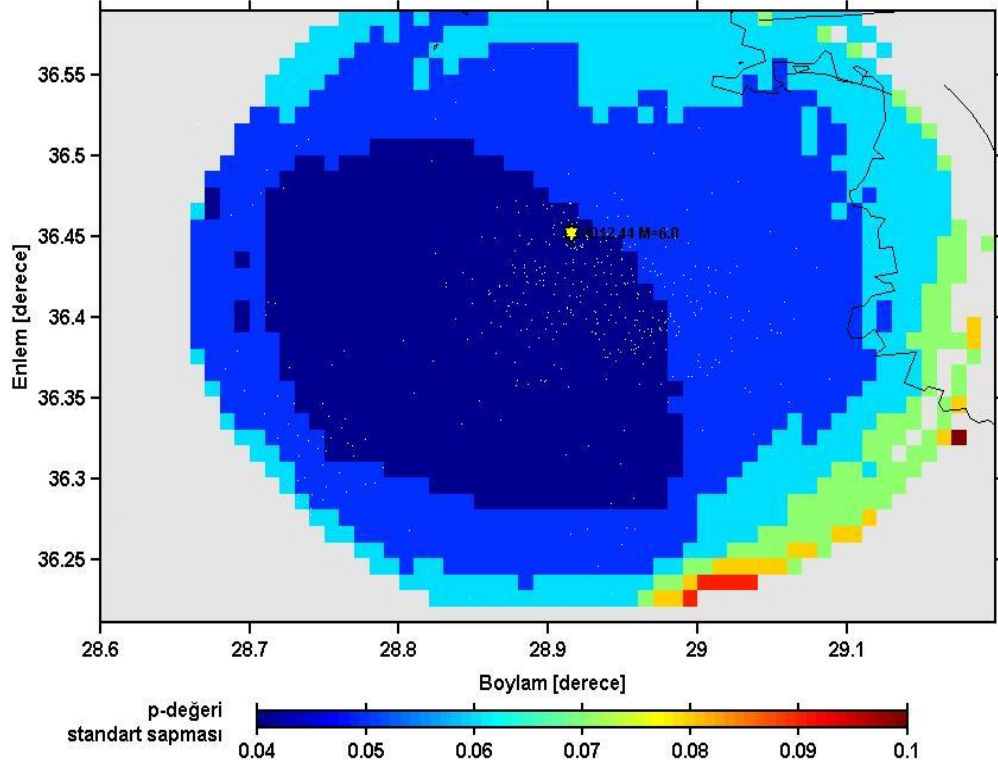
- Sabit Yarıçap = 22 km
- $\Delta X_{DB} = 0.01^\circ$
- $\Delta Y_{KG} = 0.01^\circ$
- M_c 'den büyük minimum deprem sayısı = 100

Oluşturulan Haritalar:

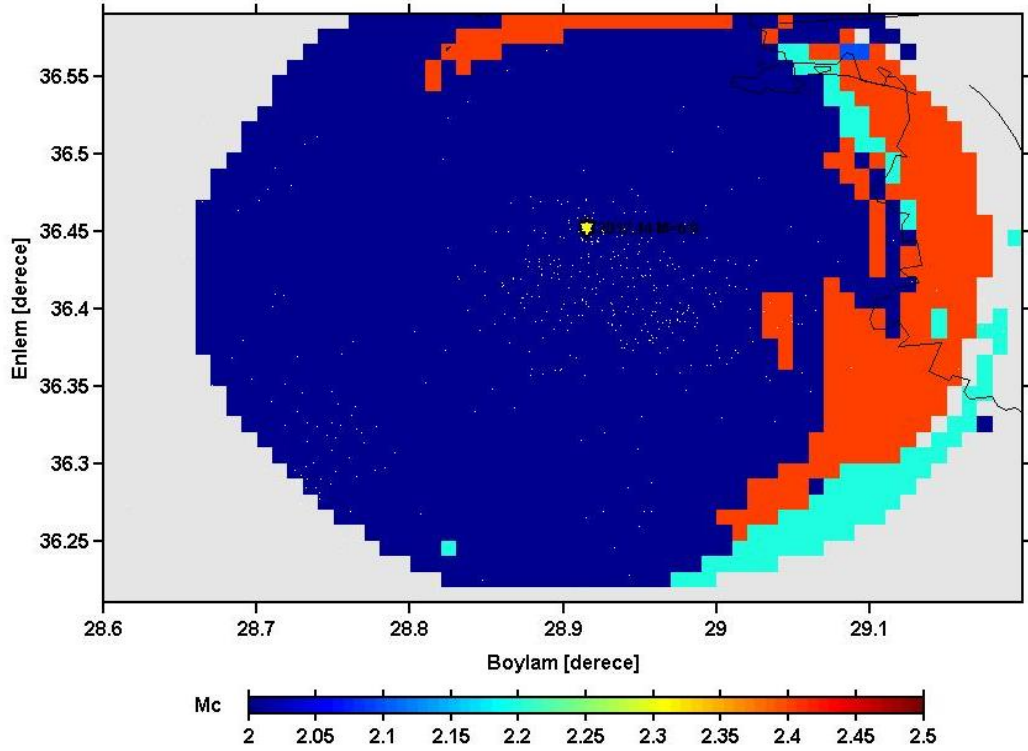
- p değeri haritası
- p değerinin standart sapma haritası
- M_c haritası (En büyük eğrilik yöntemi)
- c değeri haritası



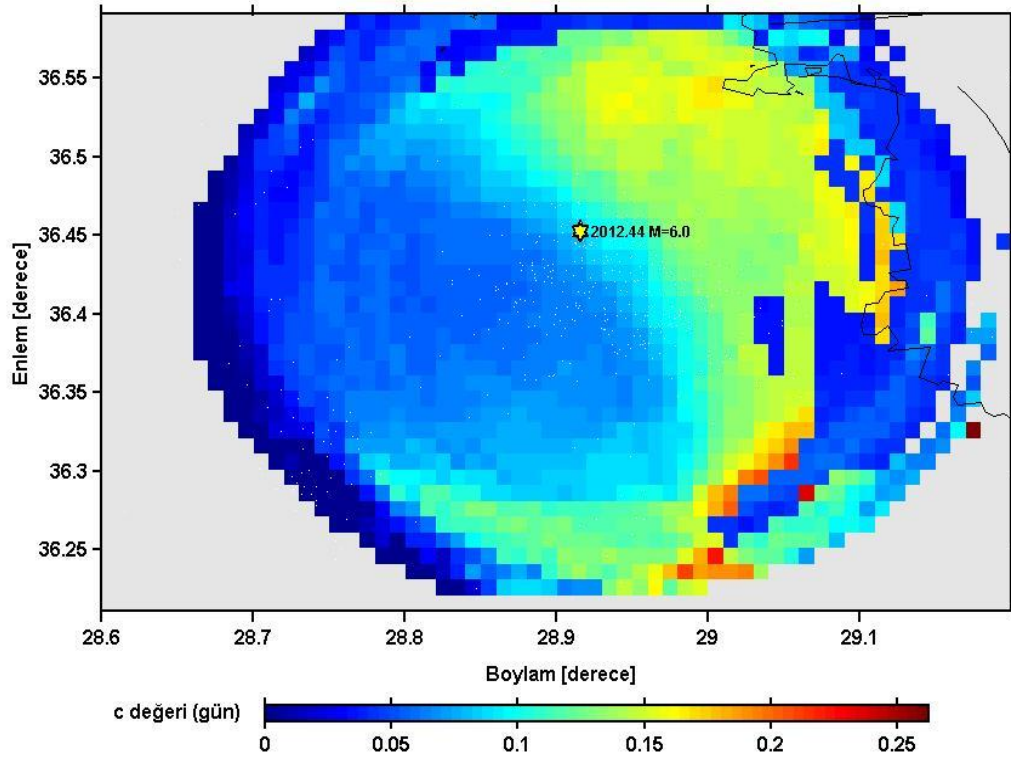
Şekil 7.19 : 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depreminin artçı şok alanı içinde ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklar için geliştirilmiş Omori bağıntısından hesaplanan p değeri haritası (sabit yarıçap $R = 22$ km ve M_c 'den büyük minimum deprem sayısı $N_{min} = 100$, en büyük eğrilik yöntemi). Haritanın koordinatları : 36.6°K, 28.6°D; 36.6°K, 29.2°D; 36.21°K, 29.2°D; 36.21°K, 28.6°D.



Şekil 7.20 : Şekil 7.19’da verilen p değerlerine ait standart sapma haritası.



Şekil 7.21 : 10 Haziran 2012 $M_L=6.0$ Ölüdeniz açıkları, Muğla depreminin artçı şok alanı içinde ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklara ait magnitüdler için tamamlılık magnitüdü M_c haritası ($R=22$ km, $N_{\min}=100$, en büyük eğrilik yöntemi).



Şekil 7.22 : Şekil 7.19’da verilen p değeri ile ilişkili c değeri haritası.

8. ÇALIŞMA ALANI İÇİNDEKİ DİĞER DEPREMLER

Batı Anadolu kara ve kıyı ötesi alanda (36° – 42° K ve 26 – 30° D) 2005-2015 yılları arasında magnitüdü $M_L \geq 5$ olan 25 adet deprem kaydedilmiştir (Çizelge 8.1). Bulunan 25 depremden ana şok özelliğinde olabilecek 16 depremin ve 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şok dizileri incelenmiştir.

Bu çalışmada incelenen depremlerin adı, tarihi, enlem ve boylamı, magnitüdü, ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şok sayısı, artçı şoklar için hesaplanan M_c , b ve p değerleri, M_{min} ve $T_{başlangıç}$ değerleri Çizelge 8.2 ve Çizelge 8.3’de verilmiştir. Artçı şok dizilerinin istatistik özellikleri incelenen 17 depremden yorum aşamasında 5 tanesi hem yeterli sayıda artçı şoka sahip olması hem de hesaplanan b ve p değerlerinin standart sapmalarının düşük olması nedeniyle kullanılmıştır (Çizelge 8.4).

Çizelge 8.1 : Batı Anadolu kara ve kıyı ötesi alanda (36° – 42° K ve 26 – 30° D), 2005-2015 yılları arasında meydana gelmiş magnitüdü $M_L \geq 5$ olan depremlerin katalog bilgileri
(<http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2015/deprem-verileri/deprem-katalogu/>).

Bulunan: 25

No Deprem Kodu Olus tarihi Olus zamani Enlem Boylam Der(km) xM MD ML Mw Ms Mb Tip Yer

000001	20141206062053	2014.12.06	06:20:53.82	38.8912	26.2602	015.2	5.0	0.0	5.0	4.9	0.0	0.0	Ke	EGE DENIZI		
000002	20141206014506	2014.12.06	01:45:06.58	38.8917	26.2603	013.7	5.2	0.0	5.2	5.1	0.0	0.0	Ke	EGE DENIZI *		
000003	20140524093118	2014.05.24	09:31:18.10	40.4270	26.2398	007.2	5.1	0.0	4.9	5.1	0.0	0.0	Ke	SAROS KORFEZI (EGE DENIZI)		
000004	20120625130528	2012.06.25	13:05:28.62	36.4422	28.9422	027.0	5.3	0.0	5.3	0.0	0.0	0.0	Ke	ÖLÜDENİZ AÇIKLARI-MUGLA (AKDENİZ)		
000005	20120610124416	2012.06.10	12:44:16.29	36.4528	28.9160	021.3	6.0	0.0	6.0	6.0	0.0	0.0	Ke	ÖLÜDENİZ AÇIKLARI-MUGLA (AKDENİZ) *		
000006	20120607205425	2012.06.07	20:54:25.83	40.8540	27.9235	014.9	5.1	0.0	5.1	0.0	0.0	0.0	Ke	MARMARA EREGLISI AÇIKLARI-TEKIRDAG (MARMARA DENIZI) *		
000007	20120503152026	2012.05.03	15:20:26.07	39.1758	29.0927	005.6	5.1	0.0	5.1	0.0	0.0	0.0	Ke	TOKAT-HISARCIK (KÜTAHYA) [South West 5.1 km] *		
000008	20120501144828	2012.05.01	14:48:28.56	38.6603	26.6788	011.8	5.0	0.0	5.0	0.0	0.0	0.0	Ke	İZMİR KÖRFEZİ (EGE DENİZİ) *		
000009	20111205081727	2011.12.05	08:17:27.27	38.8522	26.3440	010.3	5.0	0.0	5.0	0.0	0.0	0.0	4.9	Ke	EGE DENİZİ *	
000010	20110725175720	2011.07.25	17:57:20.81	40.8112	27.7382	017.0	5.2	0.0	5.2	0.0	0.0	0.0	4.9	Ke	MARMARA DENİZİ *	
000011	20110528054716	2011.05.28	05:47:16.88	39.1162	29.0213	007.5	5.0	0.0	5.0	4.8	0.0	0.0	Ke	GOKCELER-SIMAV (KÜTAHYA) [North West 2.1 km]		
000012	20110519201522	2011.05.19	20:15:22.94	39.1553	29.0893	006.9	5.9	0.0	5.9	5.8	0.0	0.0	Ke	SOGUT-SIMAV (KÜTAHYA) [North East 3.2 km] *		
000013	20110508065022	2011.05.08	06:50:22.33	36.6960	27.1145	006.2	5.1	0.0	5.1	5.1	0.0	0.0	Ke	ONIKI ADALAR (AKDENİZ) *		
000014	20091204060219	2009.12.04	06:02:19.03	37.9152	28.7873	004.1	5.1	0.0	5.1	0.0	0.0	0.0	5.1	Ke	TEKKEKOY-SARAYKÖY (DENİZLİ) [North East 2.0 km] *	
000015	20090217052819	2009.02.17	05:28:19.35	39.1093	29.0405	007.6	5.0	0.0	5.0	5.0	0.0	0.0	4.8	Ke	GOKCELER-SIMAV (KÜTAHYA) [North East 1.3 km] *	
000016	20071116090822	2007.11.16	09:08:22.64	37.0230	29.2637	005.0	5.0	0.0	5.0	0.0	0.0	0.0	0.0	Ke	EMECİK-CAMELİ (DENİZLİ) [North East 2.8 km]	
000017	20071029092314	2007.10.29	09:23:14.34	37.0107	29.2458	005.0	5.1	0.0	5.1	4.9	0.0	0.0	4.9	Ke	EMECİK-CAMELİ (DENİZLİ) [South East 1.3 km] *	
000018	20070831205244	2007.08.31	20:52:44.78	36.8898	26.2773	044.0	5.2	0.0	5.2	0.0	0.0	0.0	0.0	Ke	AKDENİZ	
000019	20061024140020	2006.10.24	14:00:20.90	40.4162	28.9878	012.5	5.2	0.0	5.2	0.0	0.0	0.0	4.6	Ke	GEMLİK KÖRFEZİ (MARMARA DENİZİ) *	
000020	20061020181524	2006.10.20	18:15:24.19	40.2617	27.9850	010.9	5.2	0.0	5.2	0.0	0.0	0.0	0.0	Ke	YENİSİGİRCİ-BANDIRMA (BALIKESİR) [West 2.4 km] *	
000021	20051020214001	2005.10.20	21:40:01.41	38.1812	26.5940	008.0	5.9	0.0	5.9	5.9	0.0	0.0	0.0	Ke	DEMİRCİLİ-URLA (İZMİR) [South West 9.6 km]	
000022	20051017094653	2005.10.17	09:46:53.97	38.1570	26.5268	009.1	5.9	0.0	5.9	5.8	0.0	0.0	0.0	Ke	ZEYTİNELİ-URLA (İZMİR) [South East 9.5 km] *	
000023	20051017054516	2005.10.17	05:45:16.60	38.1455	26.5287	010.1	5.7	0.0	5.7	0.0	0.0	0.0	0.0	Ke	ZEYTİNELİ-URLA (İZMİR) [South East 10.8 km]	
000024	20050111043557	2005.01.11	04:35:57.31	37.0190	27.7387	014.2	5.1	0.0	5.0	0.0	0.0	0.0	5.1	Ke	MAZIKOY-BODRUM (MUGLA) [North West 0.4 km]	
000025	20050110234849	2005.01.10	23:48:49.92	37.0072	27.8002	016.5	5.4	0.0	5.3	5.4	0.0	0.0	0.0	Ke	ÇOKERTME-MİLAS (MUGLA) [East 0.6 km] *	

* İncelenen Depremler

Çizelge 8.2 : Çalışmada kullanılan depremlerin (Çizelge 8.1) artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokları için Gutenberg-Richter bağıntısından hesaplanan b değerleri.

No	Tarih (gün.ay.yıl)	Enlem (°K)	Boylam (°D)	M_L	D (km)	Artçı Sayısı	Mc	b-değeri
1	10.01.2005	37.0072	27.8002	5.3	16.5	116	3.2	2.06±0.2
2	17.10.2005	38.157	26.5268	5.9	9.1	1174	2.9	1.26±0.03
3	20.10.2006	40.2617	27.9850	5.2	10.9	32	3.1	4.34±2
4	24.10.2006	40.4162	28.9878	5.2	12.5	49	2.7	1.9±0.3
5	29.10.2007	37.0107	29.2458	5.1	5	185	3.0	1.38±0.1
6	17.02.2009	39.1093	29.0405	5.0	7.6	222	2.9	1.85±0.2
7	04.12.2009	37.9152	28.7873	5.1	4.1	26	3.1	2.45±0.5
8	08.05.2011	36.696	27.1145	5.1	6.2	10	3.1	1.06±0.2
9	19.05.2011	39.1553	29.0893	5.9	6.9	2914	2.8	1.77±0.05
10	25.07.2011	40.8112	27.7382	5.2	17	108	2.7	2.51±0.4
11	05.12.2011	38.8522	26.344	5.0	10.3	47	2.7	1.67±0.4
12	01.05.2012	38.6603	26.6788	5.0	11.8	168	2.4	1.02±0.1
13	03.05.2012	39.1758	29.0927	5.1	5.6	693	2.0	0.843±0.04
14	07.06.2012	40.854	27.9235	5.1	14.9	53	2.3	1.28±0.2
15	10.06.2012	36.4528	28.916	6.0	21.3	432	2.0	0.728±0.04
16	24.05.2014	40.3043	25.458	6.5	21.2	1319	1.8	0.69±0.02
17	06.12.2014	38.8917	26.2603	5.2	13.7	211	2.3	0.991±0.1

Çizelge 8.3 : Çalışmada kullanılan depremlerin (Çizelge 8.1) artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şokları için geliştirilmiş Omori bağıntısından hesaplanan p değerleri.

No	Tarih (gün.ay.yıl)	Enlem (°K)	Boylam (°D)	M_L	D (km)	Artçı Sayısı	p-değeri	M_{min}	$T_{başlangıç}$
1	10.01.2005	37.0072	27.8002	5.3	16.5	116	1.01±0.11	3.4	0.001
2	17.10.2005	38.157	26.5268	5.9	9.1	1174	2.25±0.19	3	0.001
3	20.10.2006	40.2617	27.9850	5.2	10.9	32	1.08±0.32	3.1	0.001
4	24.10.2006	40.4162	28.9878	5.2	12.5	49	1.01±0.09	2.7	0.001
5	29.10.2007	37.0107	29.2458	5.1	5	185	0.33±0.08	3.1	0.001
6	17.02.2009	39.1093	29.0405	5.0	7.6	222	0.74±0.05	3	0.001
7	04.12.2009	37.9152	28.7873	5.1	4.1	26	1.15±0.25	3.1	0.001
8	08.05.2011	36.696	27.1145	5.1	6.2	10	1.46±0.34	3.1	0.001
9	19.05.2011	39.1553	29.0893	5.9	6.9	2914	1.33±0.05	2.8	0.001
10	25.07.2011	40.8112	27.7382	5.2	17	108	1.02±0.13	2.7	0.001
11	05.12.2011	38.8522	26.344	5.0	10.3	47	0.95±0.16	2.8	0.001
12	01.05.2012	38.6603	26.6788	5.0	11.8	168	0.93±0.05	2.4	0.001
13	03.05.2012	39.1758	29.0927	5.1	5.6	693	0.68±0.03	2.2	0.001
14	07.06.2012	40.854	27.9235	5.1	14.9	53	0.75±0.11	2.3	0.001
15	10.06.2012	36.4528	28.916	6.0	21.3	432	0.96±0.04	2.5	0.001
16	24.05.2014	40.3043	25.458	6.5	21.2	1319	1.23±0.07	2.9	0.001
17	06.12.2014	38.8917	26.2603	5.2	13.7	211	0.86±0.05	2.4	0.001

Çizelge 8.4 : Çalışmanın yorum aşamasında kullanılabilecek özellikte olan (göreceli olarak yeterli artçı şok sayısının olması, hesaplanan b ve p değerlerinin standart sapmalarının düşük olması) ana şoklar ve ana şokların artçı şok dizileri için hesaplanan M_c , p ve b değerleri.

Adı	Tarih (gün.ay.yıl)	Enlem (°K)	Boylam (°D)	M_L	Artçı Sayısı	Derinlik (km)	M_c	b değeri	p değeri
Ege Denizi	24.05.2014	40.3043	25.458	6.5	1319	21.2	1.8	0.69±0.02	1.23±0.07
Ölüdeniz	10.06.2012	36.4528	28.916	6.0	432	21.3	2	0.728±0.04	0.96±0.04
Kütahya	03.05.2012	39.1758	29.0927	5.1	693	5.6	2	0.843±0.04	0.68±0.03
İzmir- Seferihisar	17.10.2005	38.157	26.5268	5.9	1174	9.1	2.9	1.26±0.03	2.25±0.19
Simav	19.05.2011	39.1553	29.0893	5.9	2914	6.9	2.8	1.77±0.05	1.33±0.05

Bu çalışmada hesaplanan tüm parametreler EK-C, Çizelge C.1, Çizelge C.2 ve Çizelge C.3'te toplu olarak verilmiştir.

9. TARTIŞMA

Bu çalışmada Batı Anadolu kara ve kıyı ötesi $M_L \geq 5.0$ depremlerinin (KRDAE, UDİM, 2005-2015 deprem katalogları) artçı şoklarının istatistik özellikleri p ve b değeri parametreleri (Çizelge 8.2 ve Çizelge 8.3) bazında incelenerek kabuk yapısı ve deprem sonrası gerilme dağılımlarının anlaşılması için kullanılmıştır. Çalışma alanı içindeki 17 depremden sadece 5 tanesi yeterli artçı şok sayısı ve hesaplanan p ve b değerlerine ait düşük standart sapma değerleri (Çizelge 8.4) ile yorum aşamasında kullanılabilmektedir. Çizelge 8.2 ve Çizelge 8.3'deki depremlere ait katalog bilgileri aşağıda verilmiştir :

İncelenen deprem sayısı: 17

Magnitüd aralığı (M_L) : 5.0 – 6.5

Ana şoklara ait artçı şok sayısı dağılımı (17 deprem için): 10 – 2914

Tamamlılık magnitüd aralığı (M_C): 1.8– 3.2 (ortalama $M_C = \sim 2.64$)

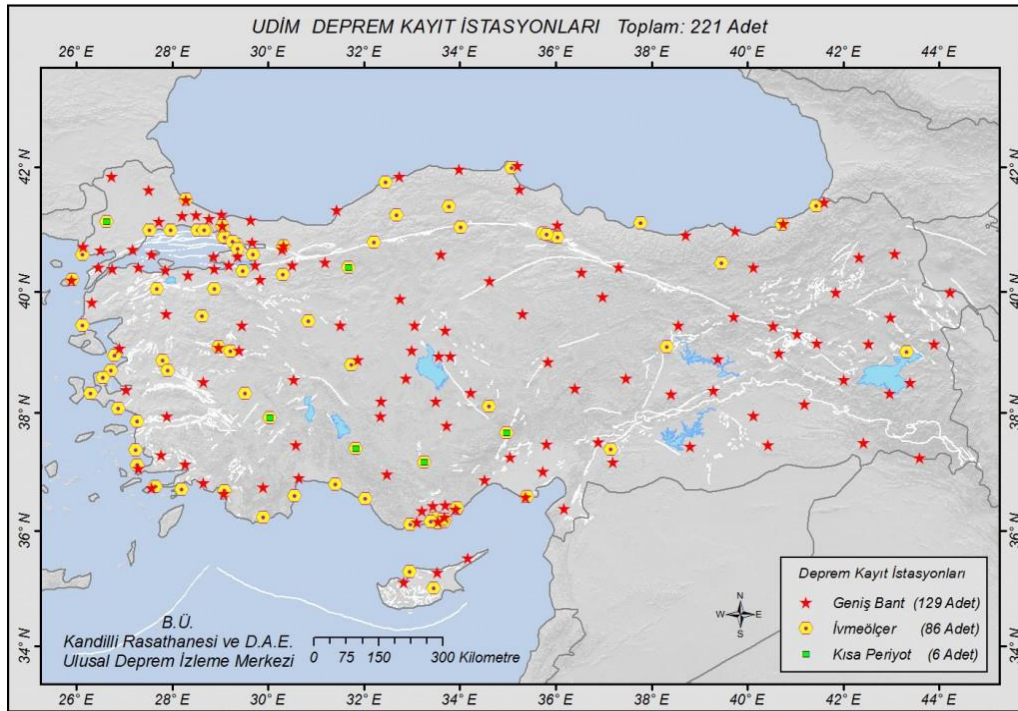
Hesaplanan M_C değerlerinin yüksek olması (ortalama $M_C = \sim 2.64$), ana şoktan hemen sonra çok sayıda meydana gelmesi beklenen küçük magnitüdlü depremlerin yeterli oranda kaydedilmediğini göstermiştir. Ana şoklara ait artçı şok sayısının çoğunlukla 200'ün altında olması da artçı şokların yeterli oranda kaydedilmediğini göstermiştir.

Batı Anadolu'daki KRDAE,UDİM istasyonlarının türü, sayısı ve dağılımının (Şekil 8.1), ana şoku izleyen çok sayıdaki küçük magnitüdlü artçı şokların kaydedilebilmesi için gözden geçirilmesini gerektirmektedir. Bu durum sadece artçı şokların karakteristiğinin incelenmesinde değil, sismik tehlike analizi hesaplarında da uzun bir zaman diliminde kaydedilen depremlere Gutenberg-Richter formülünü uygulayarak deprem magnitüdlü ve tekrar periyotlarının kestirilmesinde problem olabilecektir. Çizelge 9.1'de farklı araştırmacılar (Kahraman ve diğ., 2008; Sayıl ve Şahin, 2008) tarafından magnitüdü $M \geq 4$ olan depremler için değişik zaman dilimleri

ve deprem katalogları kullanılarak hesaplanan b değerleri verilmiştir. Çizelge 9.1’de hesaplanan b değerlerinin 0.4-0.9 arasında değiştiği gözlenmiştir.

Çizelge 9.1 : Batı Anadolu için hesaplanan b-değerleri. LS (Least Squares Method) : En küçük kareler yöntemi, ML (Maximum Likelihood) : Ençok olabilirlik yöntemi.

Çalışma Alanı	b-değeri		M	Yıl	Katalog	Kaynak
	LS	ML				
37°-40°K; 26°-30°D	0.807	0.885±0.0 8	M _≥ 4	1900 - 2005	KRDAE, UDİM	Kahraman ve diğ. (2008)
36-40°K; 26-32°D	0.42±0.05 - 0.66±0.07		M _s ≥4. 0	İ:Ö 496- 2006	Farklı kataloglar Bültenler Uluslararası Veri Bankaları	Sayıl ve Şahin (2008)



Şekil 9.1 : KRDAE, UDİM deprem istasyonlarının dağılımı.

Hesaplamalarda kullanılan deprem kataloglarının araştırmacılar tarafından hızlı ve doğru bir şekilde kullanılabilmesi için magnitüd tiplerinin homojen bir şekilde verilmesi ve deprem lokasyonlarına (enlem, boylam ve odak derinliği) ait hata paylarının da kataloglarda yer alması gerekmektedir.

10. SONUÇLAR

Batı Anadolu kara ve kıyı ötesi (36° – 42° K ve 26 – 30° D) $M_L \geq 5.0$ depremlerinin (KRDAE, UDİM, 2005-2015 deprem katalogları) artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şoklarının istatistik özellikleri p ve b değerleri bazında incelenerek kabuk yapısı ve deprem sonrası gerilme dağılımlarının anlaşılması için kullanılmıştır. Çalışma alanı içinde meydana gelen magnitüdü $M_L \geq 5.0$ olan 17 depremden sadece 5 tanesi, yeterli artçı şok sayısı ve hesaplanan p ve b değerlerine ait düşük standart sapma değerleri ile ayrıntılı yorum aşamasında kullanılabilmektedir.

İncelenen depremlerden magnitüdü en büyük olan 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin kaydedilen artçı şok sayısı 1319, 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya – Simav depreminin 2914 ve 8 Mayıs 2011 $M_L=5.1$ Oniki Adalar depreminin ise 10’dur. İncelenen artçı şok dizilerinin dış merkezlerinin uzamsal dağılımlarının ana şoku oluşturan fayın türüne göre farklı dağılım modeline sahip olduğu gözlenmiştir. Doğrultu atımlı bir fay üzerinde meydana gelen 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremi artçı şokları BGB - DKD doğrultusunda dağılım gösterirken, normal bir fay üzerinde meydana gelen 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya – Simav depreminin artçı şoklarının dış merkezleri ana şokun etrafında kümelenmiştir. İncelenen ana şokların odak derinliklerinin dağılımları 4 – 21 km arasında değişim göstermiştir.

24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı şoklarının odak derinlikleri 1.6 – 29.7 km arasında olup ortalama derinlik 12.3 km’dir. Bu deprem için hesaplanan tamamlılık magnitüdü $M_c = 1.8$ ’dir. 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya – Simav depreminin artçı şoklarının odak derinlikleri 2.0 – 29.2 km arasında olup, ortalama derinlik 6.9 km’dir. Bu deprem için hesaplanan tamamlılık magnitüdü $M_c = 2.8$ ’dir. 10 Haziran 2012 $M_L= 6.0$ Ölüdeniz Açıkları – Muğla depreminin artçı şoklarının odak derinlikleri 2.1 – 39.5 km arasında olup ortalama derinlik 16.23 km’dir.

Bu deprem için hesaplanan tamamlılık magnitüdü $M_c = 2.0$ 'dir. İncelenen diğer depremlerin tamamlılık magnitüdü M_c değerlerinin 2.0 – 3.2 arasında değiştiği gözlenmiştir.

24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şok dizisi için $b=0.69\pm0.02$ ve $p=1.23 \pm 0.07$ olarak hesaplanmıştır. Artçı şok alanında gözlenen düşük b değerinin ($b < 1.0$) homojen bir yapı ve düşük stres ile ilişkili olduğu yorumu yapılmıştır (Mogi, 1962; Scholz, 1968). Artçı şok alanında göreceli en düşük b değeri (0.587 ± 0.039) ana şokun meydana geldiği Bölge-2'de gözlenmiştir. Artçı şok alanı için hesaplanan p değeri $p=1.23 \pm 0.07$ dir. Artçı şok alanında p değerinin, Bölge-1'de 0.95 ± 0.07 , Bölge-2'de (ana şokun dış merkezinin olduğu alan) 1.03 ± 0.09 , Bölge-3'de 1.38 ± 0.12 olacak şekilde değişim gösterdiği gözlenmiştir. Hesaplanan p değerlerinin ağırlıklı olarak ~ 1 olması kabuktaki normal ısı akısı ile ilişkilendirilmiştir. Bu depremin en büyük artçı şoku ($M_L=4.9$), ana şoku izleyen 103. günde ve ana şok dış merkezinden 51.4 km uzaklıkta olduğu saptanmıştır.

19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya – Simav depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şok dizisi için $b=1.77\pm0.05$ ve $p=1.33\pm0.05$ olarak hesaplanmıştır. Artçı şok alanı için hesaplanan $b=1.77 \pm 0.05$ değeri (>1) heterojen bir yapı ve kabukdaki yüksek ısı akısı değerleri ile ilişkilendirilmiştir (Warren ve Latham, 1970). Artçı şok alanında homojen bir b değeri dağılımı gözlenmiştir. Artçı şok alanında hesaplanan p değeri 1.33 ± 0.05 (>1) kabuktaki yüksek ısı akısı ile ilişkilendirilmiştir (Utsu ve diğ, 1995; Lachenbruch ve Sass, 1980; De Rito ve diğ, 1989). Artçı şok alanında p değerlerinin dağılımı incelendiğinde ana şokun dış merkezi civarında göreceli olarak daha yüksek p değerleri ($\sim 1.3-1.4$) gözlenmiştir. Bu da b değerleri ilgili yorumla uyumlu bir şekilde kabukdaki yüksek ısı akısı ile ilişkili olduğu yorumunu desteklemiştir. Jeotermal alan özelliklerine sahip bir bölge olması nedeniyle yüksek b ve p değerleri elde edilmiş olması, çalışmada kullanılan parametrelerin kabukdaki ısı akısı ile ilişkili değişimleri incelemek için kullanılabileceği görüşünü desteklemiştir.

10 Haziran 2012 $M_L=6.0$ Ölüdeniz Açıkları – Muğla depreminin artçı şok alanında ana şoku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı şok dizisi için $b=0.728\pm0.04$ ve $p=0.96\pm0.04$ olarak hesaplanmıştır. Artçı şok alanı için hesaplanan

düşük b değerinin ($b < 1$) homojen bir yapı ve düşük stres ile ilişkili olduğu yorumu yapılmıştır (Mogi, 1962; Scholz, 1968). Artçı şok alanında homojen bir b değeri dağılımı gözlenmiştir. Artçı şok alanı için hesaplanan p değeri $p = 0.96 \pm 0.04$ 'dür. Hesaplanan p değerlerinin ağırlıklı olarak 1 civarına olması kabukdaki normal ısı akısı ile ilişkilendirilmiştir. p değeri kıyı ötesinden karaya doğru artış göstermiştir ($p \sim 1.2-1.3$). Bu durum Batı Anadolu'nun GB'da kabukda gözlenen yüksek ısı akısı değerleri ile ilişkilendirilmiştir. (Utsu ve diğ., 1995). Kıbrıs Helenik dalma – batma zonu yönünde ise p değerlerinde azalma gözlenmiştir ($p = 0.7 - 1.0$). Bu bölge için hesaplanan göreceli düşük p değerleri dalma – batma zonları için yapılan artçı şok istatistiklerinin sonuçları ile uyumludur (Creamer ve Kisslinger, 1993). Creamer ve Kisslinger (1993) dalan levhaların düşük p değeri ve iç merkezdeki düşük sıcaklığı gösterdiğini ifade etmişlerdir.

Batı Anadolu Bölgesi'nde ($36^\circ - 42^\circ K$ ve $26-30^\circ D$) 2005 – 2015 yılları arasında magnitüdü ($M_L \geq 5.0$) olan 16 ana şokun artçı şok dizileri incelendiğinde jeotermal bölgelerde yüksek b ve p değerleri bulunmuştur. 19 Mayıs 2011 $M_L = 5.9$ Kütahya – Simav depremi artçı şok dizisi için $b = 1.77 \pm 0.05$ ve $p = 1.33 \pm 0.05$ olarak, 17 Ekim 2005 $M_L = 5.9$ İzmir Seferihisar depremi artçı şok dizisi için $b = 1.26 \pm 0.03$ ve $p = 2.25 \pm 0.19$ olarak hesaplanmıştır.

Fay tiplerine göre b değerinin değişim gösterdiği gözlenmiştir. Normal fay üzerinde meydana gelen 19 Mayıs 2011 $M_L = 5.9$ Kütahya – Simav depremi artçı şok dizisine ait hesaplanan b değerinin ($= 1.77 \pm 0.05$), doğrultu atımlı fay üzerinde meydana gelen 10 Haziran 2012 $M_L = 6.0$ Ölüdeniz Açıkları – Muğla ve 24 Mayıs 2014 $M_L = 6.5$ Ege Denizi depremi artçı şok dizileri için hesaplanan b değerlerinden (sırasıyla $b = 0.728 \pm 0.04$ ve $b = 0.69 \pm 0.02$) daha yüksek olduğu gözlenmiştir.

KAYNAKLAR

- AFAD.** (2011). Aylık Deprem Raporu Mayıs 2011. T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı, Sf. 2-10.
- Aki, K.** (1965). Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - Bm$ and its confidence limits, *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, **43**, 237 - 239.
- Allen, C. R., P. Amand, C. F. Richter, ve Nordquist, J. M.** (1965). Relation between seismicity and geological structure in the southern California region, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **55**, 753 – 797.
- Aki, K.** (1966). Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, 2, Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from G-waves spectrum, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **44**, 73-88.
- Aki, K.** (1967). Scaling law of seismic spectrum, *J. geophys. Res.*, **73**, 5359–5376.
- Akyol, N., Palas, F. ve Sındırgı, P.** (2012). Türkiye, Batı Anadolu Depremleri için büyüklük-frekans ilişkisinin istatistiksel analizi, *Deü Mühendislik Fakültesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, Cilt. **14**, Sayı. 1, s. 39-54
- Amorèse, D.** (2007), Applying a change-point detection method on frequency-magnitude distributions, *Bull. Seismol.Soc. Am.*, **97**, doi:10.1785/0120060181.
- Ateş, A., Bilim, F., Büyüksaraç, A., Aydemir, A., Bektaş, O., Aslan, Y.** (2012). Crustal structure of Turkey from aeromagnetic, gravity and deep seismic reflection data, *Surv. Geophys.*, **33**, 869-885.
- Atkinson, G.M. ve Boore, D.M.** (1987). On the m_N , M relation for eastern North American earthquakes, *Seismol. Res. Let.*, **58**, Cilt. 8, Sayı. 4, 119-124.
- Aydın, İ., Karat, H.İ. ve Koçak, A.** (2005). Curie-point depth map of Turkey, *Geophys. J. Int.*, **162**, 633-640.
- Bath, M.** (1965). Lateral inhomogenities in the upper mantle, *Tectonophysics* (2) 483 - 514.
- Bayrak Y. ve Öztürk, S.** (2004). Spatial and temporal variations of the aftershock sequences of the 1999 İzmit and Düzce earthquakes, *Earth Planets and Space*, **56**, 933- 944
- Bender, B.** (1983). Maximum likelihood estimation of b values for magnitude grouped data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **73** - 3, 831 - 851.

- Bonilla, M. G., Mark, R. K., ve Lienkaemper, J. J.** (1984). Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length, and surface fault displacement: *Seismological Society of America Bulletin*, Vol. **74**, No. 6, Sf. 2379 -2411.
- Bozkurt, E.** (2001). Neotectonics of Turkey – a synthesis, *Geodinamica Acta*, **14**, 1-3, 3-30.
- Bufe, C. G., S. P. Nishenko, ve Varnes, D. J.** (1994). Seismicity trends and potential for large earthquakes in the Alaska-Aleutian region, *Pure Appl. Geoph.* **142**, 83–99.
- Bufe, C. G. ve Varnes, D. J.** (1996). Time-to-failure in the Alaska-Aleutian region: An update, *Eos, Trans. Am. Geophys. U.* 77 (F456).
- Cao, A. M., ve Gao, S. S.,** (2002), Temporal variations of seismic b-values beneath northeastern japan island arc, *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi:10.1029/2001GL013775.
- Christophersen, A. ve Smith, E.G.C.** (2000), A global model for aftershock behaviour, 12WCEE, 0379,1-8.
- Creamer, F. H. and Kisslinger, C.** (1993). The relation between temperature and the Omori decay parameter for aftershock sequences near Japan, *EOS* 74, **43**, Supplement, Sf. 417.
- Das, S., ve Scholz, C. H.** (1981a). Theory of time-dependent rupture in the earth, *J. Geophys. Res.*, **86**, 6039 – 6051.
- Das, S., ve Scholz, C. H.** (1981b). Off-fault aftershock clusters caused by a shear stress increase? *Bull. Seism. Soc. Am.* **71**, 1669-1675.
- De Rito, R.F., Lachenbruch, A.H., Moses, T.H. ve Munroe, R.J.** (1989). Heat flow and thermotectonic problems of the Central Ventura Basin, southern California. *Journal of Geophysical Research*, Cilt. **85**, Sayı. B11, Sf. 6185-6222.
- Ekström, G., ve Dziewonski, A. M.** (1988). Evidence of bias in estimations of earthquakes size, *Nature*, **332**, 319-323.
- Enescu B. ve Ito, K.** (2002). Spatial analysis of the frequency-magnitude distribution and decay rate of aftershock activity of the 2000 Western Tottori earthquake. *Earth Planets Space*, **54**, 847-859
- Frohlich, C. and Davis, S. D.** (1993). Teleseismic b - values – Or,much ado about 1.0, *Journal of Geophysical Research*, **98**, 631 – 644.
- Gephart, J. W.,** (1990). FMSI: A FORTRAN program for inverting fault/slickenside and earthquake focal mechanism data to obtain the original stress tensor, *Comput. Geosci.* **16**, 953–989.
- Gutenberg, R. ve Richter, C. F.** (1944). Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seism. Soc. Am.* **34**, 185–188.
- Gutenberg, B.** (1945). Amplitude of surface waves and magnitude of shallow earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **35**, 3-12.

- Habermann, R. E.** (1983). Teleseismic detection in the Aleutian Island arc, *J. Geophys. Res.* **88**, 5,056–5,064.
- Habermann, R. E.** (1986). A test of two techniques for recognizing systematic errors in magnitude estimates using data from Parkfield, California, *Bull. Seism. Soc. Am.* **76**, 1,660–1,667.
- Habermann, R. E.** (1987). Man-made changes of seismicity rates, *Bull. Seism. Soc. Am.* **77**, 141–159.
- Hamilton, R.M.** (1967). Mean magnitude of an earthquake sequence, *Bull. seism. Soc. Am.*, **57**, 1115–1116.
- Hanks, T. C. ve Kanamori,** (1979). A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2348-2350.
- Hanks, T.C. ve Boore, D.M.,** (1984). Moment-magnitude relations in theory and practice, *J. Geophys. Res.*, **89**, 6229-6235.
- Ibs-von Seht, M., Plenefisch, T., ve Klinge, K.** (2008). Earthquake swarms in continental rifts -- A comparison of selected cases in America, Africa and Europe: *Tectonophysics*, Cilt. **452**, Sf. 66-77.
- Innocenti, F., Agostini, S., Di Vincenzo, G., Doglioni, C., Manetti, P., Savaşın, M. Y., ve diğ.,** (2005). Neogene and Quaternary volcanism in Western Anatolia: magma sources and geodynamic evolution, *Marine Geology*, **221**, 397–421.
- Ishimoto, M. ve Iida, K.** (1939). Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, University of Tokyo, **17**, 443–478.
- Ivanian, A.** (2012). Studies of aftershock sequences of large subduction zone earthquakes, MSc thesis, The University of Western Ontario, London, Ontario, Canada.
- Jaume, S. ve Sykes, L. R.** (1999). Evolving towards a critical point: A review of accelerating seismic moment/energy release prior to large and great earthquakes, *Pure Appl. Geoph.* (submitted).
- Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., Lecomte, E., Burov, E., Denele, Y., Brun, J., Philippon, M, Paul, A., Salaün, G., Karabulut, H., Piromallo, C., Monie, P., Gueydan, F., Okay, A. I., Oberhänsli, R., Pourteau, A., Augier, R., Gadenne, L ve Driussi, O.** (2013). Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat, Review Article, *Tectonophysics*, 597-598, 1-33, doi:10.1016/j.tecto.2012.06.011
- Kalafat, D.** (2002). Sismik Ağlarda Deprem Büyüklüklerinin Ampirik olarak İlişkilendirilmesi, Aktif Tektonik Araştırma Gurubu Altıncı Toplantısı (ATAG-6), Bildiri Özleri Kitapçığı, Sf. 105-108, MTA Genel Müdürlüğü, 21-22 Kasım 2002, Ankara (in Turkish).

- Kalafat, D., Güneş, Y., Kara, M., Garip, P.D., Kekovalı, K., Kuleli, S., Gülen, L., Yilmazer, M., Özel, N.M.** (2006). Bütünleştirilmiş Homojen Türkiye Deprem Kataloğu (1900-2005; $M \geq 4.0$): A revised and extended earthquake catalogue for Turkey since 1900 ($M \geq 4.0$), Boğaziçi Üniversitesi Yayınları No. 977, Sf. 558. Bebek-İstanbul.
- Kalafat, D., Güneş, Y., , Kekovalı, Kara, K., Deniz, M., P., Yilmazer, M.** (2011). Bütünleştirilmiş Homojen Türkiye Deprem Kataloğu (1900-2010; $M \geq 4.0$) A revised and extented earthquake catalogue for Turkey since 1900 (1900-2010; $M \geq 4.0$) , Sf.553. Bogaziçi University Publication No. 10499, ISBN 978-975-518-331-2 Sf. 640, Bebek-İstanbul
- Kagan, Y.Y.** (2002). Aftershock zone scaling, Bulletin of the Seismological Society of America, (92 - 2), 641 - 655.
- Kahraman, S., Baran, T., Saatçı, İ.A. ve Şalk, M.** (2008). The effect of regional borders when using the Gutenberg-Richter Model, Case Study: western Anatolia, *Pure appl. Geophys.*, **165**, 331-347.
- Kanamori, H.** (1963). Study on the crust-mantle structure in Japan, Analysis of surface wave data(with Japanese abs.): Tokyo Univ. *Earthquake Res. Inst. Bull.*, Cilt. **41**, Sf. 801-818.
- Kanamori, H.** (1977). The energy release of great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981-2987.
- Kanamori, H.** (1983). Magnitude scale and quantification of earthquakes, *Tectonophysics*, **93**, 185-200.
- Kisslinger, C., ve Jones, L. M.** (1991). Properties of aftershock sequences in southern California, *J. Geophys. Res.*, **96**, 11947 - 11958.
- Kisslinger, C.** (1996). Aftershock and fault-zone properties. *Advances in Geophysics.*, **38**, 1-34.
- Koçak, A.** (1990). An approach to occurence of the geothermal systems in Western Anatolia, *Proceedings*, Cilt: **1**, Sf. 148-159, in IESCA (Intern. Earth Scie. Cong. On Aegean Region) eds Savaşçın, M. Y., & Eronat, A. H., İzmir Turkey.
- Kiratzi, A., ve Louvari, E.** (2003). Focal mechanism of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modelling : a new data base, *Journal of Geodynamics*, **36**, 251-274.
- KRDAE, UDİM.** (2011). 2011 Mayıs Ayı Bülteni, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Estitüsü, Yıl. 8, Sayı. 89, İstanbul. Sf. 6.
- KRDAE, UDİM.** (2012). 10 Haziran 2012 Bülteni, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Estitüsü, İstanbul. Sf. 1-6.
- KRDAE, UDİM.** (2014). 2014 Mayıs Ayı Bülteni, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Estitüsü, İstanbul.
- Lachenbruch, A., ve Sass, J.** (1980). Heat flow and energetics of the San Andreas Fault zone, *J. Geophys. Res.*, **85**, 6185 – 6222.

- Lee, W. H.K., Kanamori, H., Jennings, P. C. ve Kisslinger, C.** (2002). International handbook of earthquake and engineering seismology, Part A, International Geophysics Series, *Academic Press*, Sf. 994.
- Lu, Z., M. Wyss, ve Pulpan, H.** (1997). Details of stress directions in the Alaska subduction zone from fault plane solutions, *J. Geophys. Res.* **102**, 5,385–5,402.
- Maeda, K. ve Wiemer, S.** (1999). Significance test for seismicity rate changes before the 1987 Chiba-toho-oki earthquake (M 6.7), Japan, *Annali di Geofisica*, **42**, 833–850.
- McNutt, S.R.** (2005). Volcanic seismology, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **32**, 461–491.
- Michael, A. J.** (1984). Determination of stress from slip data: Faults and folds, *J. Geophys. Res.* **89**, 11,517–11,526.
- Mignan, A., ve Woessner, J.** (2012), Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs, Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis, doi:10.5078/corssa-00180805.
- Mikumo, T., ve Miyatake, T.** (1978). Dynamical rupture process on a three dimensional fault with non-uniform frictions and near field seismic waves, *Geophys. J., R. Astron.Soc.*, **54**, 417 - 438.
- Mikumo, T., ve Miyatake, T.** (1979). Earthquake sequences on a frictional fault model with non-uniform strengths and relaxation times. *Geophys. J., R. Astron.Soc.*, **59**, 497-522.
- Mikumo, T., ve Miyatake, T.** (1983). Numerical modeling of space and time variations of seismic activity before major earthquakes, *Geophys. J., R. Astron.Soc.*, **74**, 559 - 583.
- Mogi, K.** (1962). Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena, *Bull Earthquake Res Inst Univ Tokyo*, **40**, 125–173.
- Mogi, K.** (1963). Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms-the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena, *Bull. Earthquake. Res. Inst.*, **41**: 615-658.
- Mogi, K.** (1967). Earthquakes and fractures, *Tectonophysics*, (5), 35 – 55.
- Mogi, K.** (1968). Source locations of elastic shocks in the fracturing process in rocks, *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, **46**, 1103-1125.
- Mori, J., ve Abercrombie, R. E.** (1997). Depth dependence of earthquake frequency magnitude distributions in California: Implication for rupture initiation, *J. Geophys. Res.*, **102**, 15081 – 15090.
- Nur, A., ve Booker, J.** (1972). Aftershocks caused by pore fluid flow? *Science*, **175**, 885 – 887.

- Omori, F.** (1894). On after-shocks of earthquakes, *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, **7**, 111 – 200.
- Ogata, Y., ve Katsura, K.** (1993). Analysis of temporal and spatial heterogeneity of magnitude frequency distribution inferred from earthquake catalogues, *Geophys. J. Int.*, **113**, 727-738.
- Ogata, Y.** (1999). Seismicity analysis through point - process modeling: A review, *Pure appl. Geophys.*, **155**, 471 – 507.
- Pampal, S.** (2000). Depremler, Alfa Yayıncılık, Sf. 283.
- Pe-Piper, G., ve Piper, D.J.W.** (2006). Unique features of the Cenozoic igneous rocks of Greece, In : Dilek, Y., Pavlides, S. (Eds.), Postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean Region and Asia: Geological Society of America Special Paper, *Geological Society of America*, Sf. 259-282, <http://dx.doi.org/10.1130/2006.2409> (14).
- Piromallo, C., ve Morelli, A.** (2003). P wave tomography of the mantle under the Alpine Mediterranean area, *Journal of Geophysical Research*, **108**, (B2), 2065, <http://dx.doi.org/10.1029/2002JB001757>.
- Polo, C.M., ve Slemmons, D.B.** (1990), Estimation of earthquake size for seismic hazards, in Krinitzsky, E.L., and Slemmons, D.B., Neotectonics in earthquake evaluation: Boulder, Colorado, *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, v. **8**, p. 1-28.
- Reasenber, P. A.** (1985). Second-order moment of central California seismicity, *J. Geophys. Res.*, **90**, 5,479–5,495.
- Reasenber, P. A. ve Jones, L. M.** (1989). Earthquake hazard after a mainshock in California, *Science*, **243**, 1,173–1,176.
- Ramana, D. V., D. Srinagesh, ve Chadha, R. K.** (2009). Spatial analysis of the frequency-magnitude distribution of afterhock activity of the December 2004 tsunamigenic Sumatra earthquake, *Current Science*, Cilt. **96**, Sayı.6. of the dipping seismic zone and subduction mechanics in the Shumagin Islands, Alaska, *J. Geophys. Res.*, **87**, 356 – 366.
- Reasenber, P. A. ve Jones, L. M.** (1990). California aftershock hazard forecast, *Science*, **247**, 345-346.
- Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S., Vernant, P.** (2010). Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone, *Tectonophysics*, **488**, 22-30.
- Richter, C.F.** (1935). An instrumental earthquake magnitude scale, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **25**, 1-32.
- Richter, C.F.** (1958). Elementary Seismology. Freeman, San Francisco, Calif., Sf. 578.

- Ryan, W.B.F., Carbonette, S.M., Coplan, J.O., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R.A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., Bonczkowski, J., ve Zemsky, R.** (2009). Global multi resolution topography synthesis, Geochemistry, Geophysics, Geosystems Q01005, <http://dx.doi.org/10.1029/2003GC000614> (10: Q030104, <http://dx.doi.org/10.1029/2008GC002332>).
- Rydelek, P. A., ve Sacks, I. S.** (1989). Testing the completeness of earthquake catalogs and the hypothesis of self-similarity, *Nature*, **337**, 251-253.
- Sammis, C., M. Wyss, R. Nadeau, ve Wiemer S.** (2001). Comparison between seismicity on creeping and locked patches of the San Andreas Fault near Parkfield, California: Fractal dimension and b value, *Bull. Seism. Soc. Am.* (submitted).
- Sayil, N. ve Osmanşahin, İ.** (2008). An investigation of seismicity for western Anatolia, *Nat. Hazard*, **44**, 51-64.
- Scholz C.H.** (1968). The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **58**, Sf. 399–415.
- Schorlemmer, D., S. Wiemer, ve Wyss, M.** (2005). Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes, *Nature*, **437**, 539 – 542.
- Serpen, U.** (2006). Status of geothermal energy and its utilization in Turkey. *Geotherm. Resources Council Trans.* **30**, 683–688.
- Serpen, U., Aksoy, N., Öngür, T., Korkmaz, E.D.,** (2009). Geothermal Energy in Turkey: 2008 Update, *Geothermics*, Cilt. **38**, Yayın. 2, 227-237.
- Shcherbakov, R. ve Turcotte, D. L.** (2004). A modified form of Bath's law, *Bulletin of the Seismological Society of America*, (94 - 5), 1968 - 1975.
- Shcherbakov, R., D. L. Turcotte, ve Rundle, J. B.** (2005). Aftershock statistics, *Pure and Applied Geophysics*, **162**, 1051 – 1076.
- Shi, Y., ve Bolt, B. A.** (1982). The standard error of the magnitude-frequency b-value, *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**, 1677–1687.
- Smith, R.B. ve Sbar, M.** (1974). Contemporary tectonics and seismicity of the Western United States with emphasis on the Intermountain Seismic Belt. *Bull. Geol. Soc. Am.* **85**, 1205–1218.
- Stein, S. ve Wysession, M.** (2003). An introduction to seismology, earthquakes and earth structure. Blackwell Publications.
- Sykes, L.R.** (1970). Earthquake swarms and sea-floor spreading. *J. Geophys. Res.* **75**, 6598–6611.
- Tezcan, A.K.** (1995). Geothermal explorations and heat flow in Turkey in *Terrestrial Heat Flow and Geothermal Energy in Asia*, Sf. 23-42, eds. Gupta, M.L. & Yamano, M., Oxford and IBH publishing Co. Pvt. Ltd., New Delhi.
- Tsapanos, T. M.** (1990). b - value of two tectonic parts in the circum – Pacific belt, *Pure Appl. Geophys*, **143**, 229 – 242.

- Tsapanos, T. M.** (1995). The temporal distribution of aftershock sequences in the subduction zones of the Pacific. *Geophys. J. Int.*, **123**, 633-636.
- Turcotte, D. L., R. Shcherbakov, ve Rundle, B.** (2007). Complexity and earthquakes, *Treatise on Geophysics*, **4**, 675 - 700.
- Udias, A.** (1999). Principles of Seismology, Cambridge University Press, New York, Sf. 475.
- Udias, A.** (2000). Principles of Seismology, Cambridge University Press, Cambridge, Sf. 475.
- Utsu, T. ve Seki, A.** (1954). "A relation between the area of after-shock region and the energy of main-shock", *J. Seism. Soc. Japan* **7**, Sf. 233-240 (Japanese with English summary).
- Utsu, T.** (1961). A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys. Mag.*, **30**, 521 - 605.
- Utsu, T.** (1965). A method for determining the value of b in a formula $\log N=a-bM$ showing the magnitude frequency for earthquakes. *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.* **13**, 99-103.
- Utsu, T.** (1969). "Aftershock and earthquake statistics (1)", Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Japan, Ser. VIII, III, **3**, Sf. 129-195.
- Utsu T., Ogata Y., ve Matsu'ura R.S.,** (1995). The centenary of the Omori formula for a decay law aftershock activity, *J. Phys. Earth*, **43**, Sf. 1-33.
- Utsu, T.** (2002). Relationship between magnitude scales, In International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, W. H. K. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings, ve C. Kisslinger (Editors), Part A, Academic Press, Amsterdam, 733 - 746.
- Varnes, D. J.** (1989). Predicting earthquakes by analyzing accelerating precursory seismic activity, *Pure Appl. Geoph.* **130**, 661-686.
- Warren, N. M. ve Latham, G. V.** (1970). An experiment study of thermal induced micro fracturing and its relation to volcanic seismicity, *J Geophys Res.*, **75**, 4455-4464.
- Wiemer, S. ve Wyss, M.** (1994). Seismic quiescence before the Landers ($M = 7.5$) and Big Bear ($M = 6.5$) 1992 earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, 900-916.
- Wiemer, S. ve Benoit, J.** (1996). Mapping the b-value anomaly at 100 km depth in the Alaska and New Zealand subduction zones, *Geophys. Res. Lett.* **23**, 1,557-1,560.
- Wiemer, S. ve Wyss, M.** (1997). Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times, *J. geophys. Res.*, **102**, 15 115-15 128.
- Wiemer, S. ve McNutt, S.** (1997). Variations in frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska, *Geophys. Res. Lett.* **24**, 189-192.

- 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**, 13,135–13,151.
- Wiemer, S.** (2000). Introducing probabilistic aftershock hazard mapping, *Geophys. Res. Lett.* **27**, 3,405–3,408.
- Wiemer, S. ve Baer, M.** (2000). Mapping and removing quarry blast events from seismicity catalogs, *Bull. Seism. Soc. Am.* **90**, 525– 530.
- Wiemer, S., ve Wyss, M.** (2000). Minimum magnitude of complete reporting in earthquake catalogs: examples from alaska, the western united states, and japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **90**, 859-869.
- Wiemer, S.** (2001). A software package to analyze seismicity: ZMAP, *Seismol. Res. Lett.*, **72**, 3, 373-382.
- Wiemer, S., Gerstenberger, M. C. ve Hauksson, E.** (2001). Properties of the 1999, Mw 7.1, Hector Mine earthquake: Implications for aftershock hazard, *Bull. Seism. Soc. Am.* (submitted).
- Wiemer, S.** (2002). Seismicity Anomalies Preceding the 2001 Nisqually Earthquake: A Quantitative Analysis and Implications for Earthquake Hazard, *American Geophysical Union, Fall Meeting.*, **1**, 1020.
- Wiemer, S., ve Wyss, M.** (2002). Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes, *Adv. Geophys.* **45**, 259–302.
- Woessner, J., ve Wiemer, S.** (2005), Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, doi:10.1785/0120400007.
- Wyss, M.** (1973). Toward a physical understanding of earthquake frequency distribution, *Geophys J.R. astron Soc*, **31**, 341–359.
- Wyss, M. ve Lu, Z.** (1995). Plate boundary segmentation by stress directions: Southern San Andreas Fault, California, *Geophys. Res. Lett.* **22**, 547–550.
- Wyss, M., K. Shimazaki, 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. ve Wiemer, S.** (1997). Two current seismic quiescences within 40 km of Tokyo, *Geophys. J. Int.* **128**, 459–473.
- Wyss, M., Console, R. ve Murru, M.** (1997a). Seismicity rate change before the Irpinia (M = 6.9) 1980 earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **87**, 318–326.
- Wyss, M., Shimazaki, K. ve Wiemer, S.** (1997b). Mapping active magma chambers by b-value beneath the off-Ito volcano, Japan, *J. Geophys. Res.* **102**, 20,413–20,422.
- Wyss, M. ve Martyrosian, A. H.** (1998). Seismic quiescence before the M 7, 1988, Spitak earthquake, Armenia, *Geophys. J. Int.* **124**, 329–340.

- Wyss, M. ve Wiemer, S.** (2000). Change in the probabilities for earthquakes in Southern California due to the Landers M 7.3 earthquake, *Science*, **290**, 1,334–1,338.
- Wyss, M., Sammis, C. G., Naudeau, R. M., ve Wiemer, S.** (2004). Fractal dimension and b-value on creeping and locked patches of the San Andreas Fault near Parkfield California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **94**, 410-421, doi:10.1785/0120030054.
- Yılmaz, Y., Genc, S. ., C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacik, Z., Altunkaynak, S, ve Elmas, A.** (2000). When did Western Anatolian grabens begin to develop? In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. *Geol. Soc.*, London, Spec. Publ., Sf. 353–384.
- Zuñiga, F. R. ve Wyss, M.** (1995). In advertent changes in magnitude reported in earthquake catalogs : Their evaluation through b-value estimates, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **85**, 1858-1866.
- Zuniga, F. R., ve Wiemer, S.** (1999). Seismicity patterns: are they always related to natural causes? *Pure Appl. Geophys.* **155**, 713–726.

EKLER

EK A: Batı Anadolu'daki Tarihsel ve Aletsel Büyük Depremler

EK B: Magnitüd Türleri

EK C: Batı Anadolu'nun Kara ve Kıyı Ötesi $M_L \geq 5.0$ Depremleri (KRDAE-UDİM)
için Gutenberg-Richter ve Omori Bağıntılarından Hesaplanan İstatistik Parametreleri

EK A**Batı Anadolu'daki Tarihsel ve Aletsel Büyük Depremler**

Çizelge A.1 Batı Anadolu'daki tarihsel ve aletsel büyük depremler (I: Rapor edilen maksimum şiddet) (Kahraman ve diğ, 2008).

Tarih (gün.ay.yıl)	Enlem (°K)	Boylam (°D)	Magnitüd M_S	I
1400 BC	37.93	28.35	7.0*	9
496 BC	38.40	26.20	6.2	8
100 BC	37.86	28.06	6.4*	8
40 BC	37.86	28.06	6.4*	8
31–30 BC	37.85	27.84	6.4*	8
26 BC	37.85	27.85	6.7*	9
11	37.84	27.84	6.4*	8
17	38.40	27.50	7.0*	9
17	37.85	27.30	7.6*	10
44	38.20	27.40	6.4*	8
68	37.74	27.40	5.8*	7
105	38.90	27.00	7.0*	9
165	38.41	27.20	5.8*	7
176/7	38.60	26.65	5.8*	7
177	38.40	27.10	7.6*	10
178	38.30	27.10	6.5	8
238	37.86	28.06	6.4*	8
244	37.86	28.06	6.4*	8
253	39.10	27.15	7.0*	9
262	37.86	28.06	6.4*	8
688	38.41	27.20	7.0*	9
747	37.86	28.06	7.0*	9
1039	38.40	27.30	6.8	8
1056	38.40	27.15	6.4*	8
06/08/1383	39.25	26.25	6.4*	8

Çizelge A.1 (devam):

Tarih (gün.ay.yıl)	Enlem (°K)	Boylam (°D)	Magnitüd	I
08/1384	39.30	26.30	6.4*	8
1546	38.20	25.90	6.3	7
09/1592	38.50	27.90	6.4*	8
1644	38.41	27.20	5.8*	7
23/02/1653	37.90	28.30	7.0*	9
02/1653	38.20	28.20	7.6*	10
02/06/1664	38.41	27.20	5.8*	7
06/04/1667	38.41	27.20	5.8*	7
11/1667	38.41	27.20	5.8*	7
1668	38.41	27.20	7.0*	9
23/01/1674	38.40	26.30	6.2	7
14/02/1680	38.40	27.20	6.2	7
1684	38.30	26.20	6.0	6
10/07/1688	38.41	27.20	7.6*	10
1703	37.80	29.10	6.4*	8
03/1719	38.50	27.00	6.4*	8
09–10/1723	38.40	27.00	6.4	8
23/12/1738	38.50	26.30	6.0	6
24/03/1739	38.41	27.20	6.4*	8
04/04/1739	38.40	27.20	7.0*	9
1744	37.93	28.35	6.4*	8
07/06/1751	37.75	27.00	7.6*	10
16/06/1766	38.40	27.20	6.4*	8
24/11/1772	38.80	26.70	6.4	8
02/07/1776	38.41	27.20	6.4*	8
03/07/1778	38.40	27.00	6.4*	8
01/10/1778	38.40	27.20	6.4*	8
15/06/1828	38.41	27.20	5.8*	7

Çizelge A.1 (devam):

Tarih (gün.ay.yıl)	Enlem (°K)	Boylam (°D)	Magnitüd	I
03/04/1831	37.75	27.00	6.4*	8
23/06/1845	38.66	27.50	6.4*	8
12/10/1845	39.10	26.20	7.6*	10
01/12/1845	39.10	26.50	6.4*	8
13/06/1846	37.75	27.00	6.4*	8
21/06/1846	37.75	27.00	7.0*	9
03/04/1850	38.40	27.45	6.4*	8
13/10/1850	38.40	27.20	6.4*	8
19/11/1852	38.40	26.10	6.3	8
13/11/1856	38.25	26.25	7.0*	9
03/11/1862	38.40	27.70	7.0*	9
16/08/1863	38.25	26.10	6.4*	8
23/02/1865	39.30	26.20	6.4*	8
23/07/1865	39.40	26.20	7.0*	9
11/11/1865	38.30	26.20	6.1	8
02/02/1866	38.25	26.25	6.4*	8
07/03/1867	39.10	26.50	7.0*	9
22/07/1867	39.30	26.20	6.4*	8
03/05/1868	37.75	27.00	5.8*	7
11/07/1870	38.40	27.15	6.4*	8
08/10/1871	38.40	26.10	6.4*	8
01/02/1873	37.75	27.00	7.0*	9
28/06/1874	37.80	26.80	5.8*	7
05/07/1874	39.20	26.30	5.8*	7
07/07/1875	37.75	26.90	6.4*	8
03/1880	38.40	26.10	7.0*	9
29/06/1880	38.60	27.10	7.0*	9
22/07/1880	38.10	27.80	6.4*	8

Çizelge A.1 (devam):

Tarih (gün.ay.yıl)	Enlem (°K)	Boylam (°D)	Magnitüd	I
29/07/1880	38.60	27.10	7.0	9
1880	38.08	27.75	5.8*	7
03/04/1881	38.26	26.10	6.5	6
15/10/1883	38.30	26.30	7.0*	9
01/11/1883	38.30	26.30	5.8*	7
11/1886	38.30	29.30	5.8*	7
11/12/1886	38.40	26.10	6.4*	8
01/1887	38.80	29.10	5.8*	7
08/1887	38.10	28.20	5.8*	7
05/1888	38.40	26.10	6.4*	8
10/1888	38.22	28.00	5.8*	7
25/10/1889	39.30	26.30	7.0*	9
03/11/1889	39.30	26.30	6.4*	8
14/12/1890	37.95	27.30	6.4*	8
19/08/1895	37.80	27.80	7.0*	9
1895	38.60	27.10	7.0*	9
28/02/1898	38.60	27.90	6.4*	8
20/09/1899	37.90	28.10	7.0*	9
8/1904	37.70	26.90	6.2	7
18/08/1904	38.00	27.00	6.0	
19/01/1909	38.00	26.50	6.0	
18/11/1919	39.26	26.71	7.0	
16/03/1926	37.50	29.00	6.3	
31/03/1928	38.18	27.80	6.5	8
22/09/1939	39.07	26.64	6.6	9
28/10/1942	39.10	27.80	6.0	
23/07/1949	38.57	26.29	6.6	10

Çizelge A.1 (devamı):

Tarih (gün.ay.yıl)	Enlem (°K)	Boylam (°D)	Magnitüd	I
16/07/1955	37.65	27.26	6.8	8
25/03/1969	39.25	28.44	6.0	
28/03/1969	38.55	28.46	6.5	

*Richter ölçeğine çevrilmiş.

EK B

Magnitüd Türleri

Lokal (Richter) Magnitüdü (M_L)

İlk olarak Amerikada yaygın olarak kullanılan aletsel magnitüd ölçeğidir (Richter, 1935). Wood-Anderson sismografındaki (serbest peryodu 0.85s) en büyük genliğin (mm), 100 km uzaklığına normalize edildiği bir ölçektir. Richter 0 magnitüdlü depremin 100 km uzaklıkta 0.001 mm maksimum genlik ürettiği olarak tanımlamıştır. Bu seviyenin ötesinde birbirini izleyen daha büyük magnitüdlü depremler 10 katı artış gösterir. 100 km uzaklıkta, 0.01 mm maksimum genlik M_L 1.0'e, 0.1 mm M_L 2.0'ye, 1mm M_L 3'e karşılık gelir. Bu skala M_L 6.5'a kadar açığa çıkan sismik enerji miktarını doğru olarak gösterir. Bundan büyük değerleri için skala doygunluğa ulaşır (Şekil B.1).

Yüzey Dalgası Magnitüdü (M_S)

M_L 6.5 ve üzeri Richter magnitüdündeki saturasyon problemini çözmek için geliştirilmiştir. Ölçüm sistemi Richter magnitüdü ölçüm sistemine benzerlik göstermekle birlikte telesismik uzaklıktaki uzun peryotlu sismograflarda 20s peryotlu yüzey dalgalarının maksimum genlik değerinin ölçüm sistemine dayanır (Gutenberg, 1945). Dünya genelindeki bir çok büyük, orta büyüklükteki depremlere uygulanabilir. Ancak $M_S > 8$ 'de bu ölçekte doygunluğa ulaşır. M_S magnitüdü, magnitüde karşı depremin yırtılma uzunluğu ya da yer değiştirmesi için deneysel karşılaştırmalı bağıntılarda kullanılır (Bonilla ve diğ, 1984).

Cisim Dalgası Magnitüdü (M_{bLg})

Kısa peryot cisim dalgası magnitüdü (m_{bLg}) tektonik olarak durağan olan Kuzey Amerika'nın doğusu ve Kanada için kullanılan magnitüddür. Bu magnitüd 1-10 Hz arası band geçişli aletlerle 1000 km uzaklığa kadar kaydedilen maksimum hareketden ölçülür. Bunlar genelde Lg dalgasıdır. Bu magnitüd ölçeği M_S aşağısındaki magnitüd seviyelerinde doygunluğa ulaştığından paleosismolojide az kullanılır. Ancak m_{bLg} magnitüd değerlerini diğer magnitüdlere dönüştürmek mümkündür (Kanamori, 1963).

Moment Magnitüd (Mw)

Moment magnitüd ölçeği en son kullanılan ölçeklerdendir (Kanamori, 1977, Hanks ve Kanamori, 1979) ve daha önceki ölçeklerden tamamen farklıdır. Sismogramda ölçülen maksimum genliklerden çok, Mw ölçeği depremin sismik momentine (Mo) bağlıdır,

$$Mo = DA\mu. \quad (B.1)$$

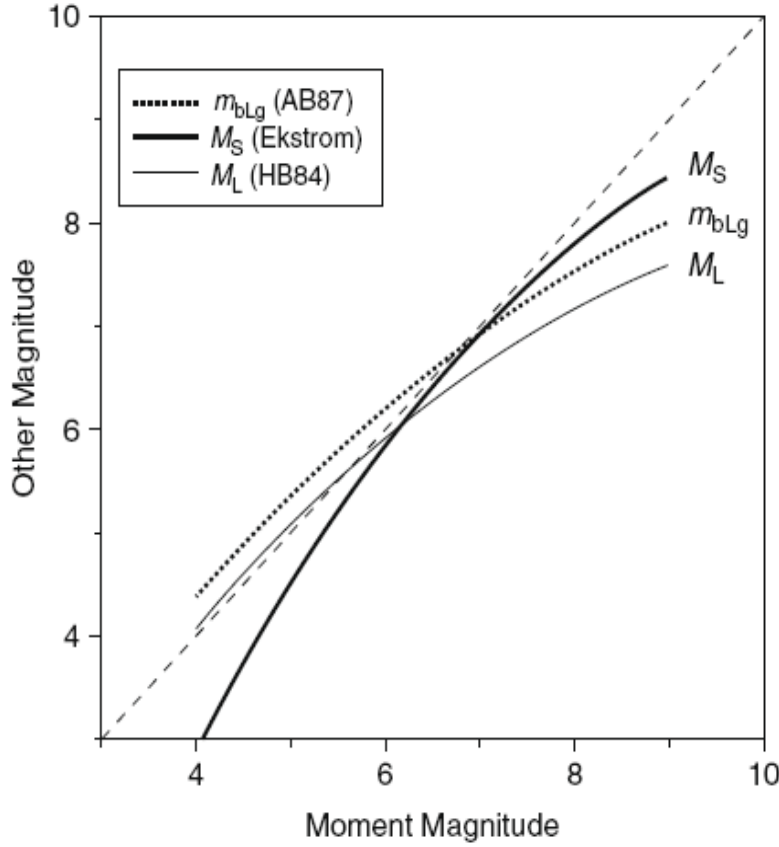
Bu bağıntıda D tüm faylanma düzlemi üzerindeki ortalama yer değiştirmedir ve μ faylanmanın olduğu kayalardaki ortalama makaslama rijiditesidir. D yüzeyde gözlenen yer değiştirmeler ya da aletsel ya da jeodetik modelleme ile yeniden oluşturulan fay düzlemi üzerindeki yer değiştirmeden saptanır. A ise yüzey yırtılması sonucu artçı şok paternleri ya da jeodetik veriden elde edilen bir değer olup yırtılan fay düzleminin derinliği ile uzunluğunun çarpımına karşılık gelir.

Bu yöntem yırtılma düzlemini dikdörtgen olarak kabul eder. Kabuk kayaları için makaslama rijiditesi yaklaşık $3.0-3.5 \times 10^{11} \text{ dyn/cm}^2$ olarak kabul edilir (Aki, 1966; de Polove Slemmons, 1990). Sismik moment, kaynaktan belirli uzaklıkta bir ya da daha fazla sismograf üzerindeki enerjinin etkilerini değil, doğrudan kaynakta açığa çıkan enerji miktarını gösterir. Moment magnitüd Güney Kaliforniya için izleyen sismik moment bağıntısından hesaplanır,

$$Mw = 2/3 \log Mo - 10.7, \quad (B.2)$$

Bu bağıntıda, Mw Moment magnitüd, Mo sismik magnitüd değeridir.

Sismik moment $M_s > 8$ 'den büyük depremler içinde kullanılır. Kanamori (1983) Mw, M_s , m_{bLg} ve M_L arasındaki ilişkiyi Şekil B.1'de göstermiştir.



Şekil B.1 : Değişik magnitüd değerleri ile moment magnitüdü arasındaki ilişki. m_{bLg} (Atkinson ve Boore, 1987) M_S , M_L (Ekström, 1987) ve Hanks ve Boore (1984).

Süre magnitüdü (M_D)

Magnitüd tanımlaması gerçek yer hareketini kullanmaktadır. Ancak mikrodprem gözlemlerinde yüksek kazançlı hız kayıtçıları kullanılmaktadır. Dolayısıyla gerçek yer hareketine geçmek için aletin tepki fonksiyonunun hesaplanıp, hız kaydının gerçek yer hareketine dönüştürülmesi gerekmektedir. Bununla birlikte, mikrodprem aktivitelerinde çok fazla kullanılan bir magnitüd türü de “süreye bağlı” magnitüd’tür. Bu magnitüd türünün hesaplanmasında sinyal süresi kullanılmaktadır. Sismik kayıt üzerinde P dalgasının ilk geldiği andan itibaren sinyalin bitmesine kadar olan süre okunur ve izleyen formül ile depremin süre magnitüdü hesaplanır. Hızlı bir magnitüd belirleme şekli olmakla birlikte, 200 km’nin üzerindeki dış merkez uzaklıklarında kullanılmaz.

$$M_D = -2.36 + 2.85 \cdot \log(F - P) \quad (\text{B.3})$$

Bağıntıdaki (F–P) sinyal süresidir.

EK C

Batı Anadolu'nun Kara ve Kıyı Ötesi $M_L \geq 5.0$ Depremleri (KRDAE-UDİM) için Gutenberg-Richter ve Omori Bağlıntılarından Hesaplanan İstatistik Parametreleri

Çizelge C.1 Batı Anadolu'nun kara ve kıyı Ötesi $M_L \geq 5.0$ depremleri (KRDAE-UDİM) için Gutenberg-Richter ve geliştirilmiş Omori bağıntılarından hesaplanan b ve p değerleri.

No	Tarih (gün.ay.yıl)	Enlem (°K)	Boylam (°D)	M_L	Artçı Sayısı	Mc	b değeri	p değeri
1	10.01.2005	37.0072	27.8002	5.3	116	3.2	2.06±0.2	1.01±0.11
2	17.10.2005	38.157	26.5268	5.9	1174	2.9	1.26±0.03	2.25±0.19
3	20.10.2006	40.2617	27.985	5.2	32	3.1	4.34±2	1.08±0.32
4	24.10.2006	40.4162	28.9878	5.2	49	2.7	1.9±0.3	1.01±0.09
5	29.10.2007	37.0107	29.2458	5.1	185	3.0	1.38±0.1	0.33±0.08
6	17.02.2009	39.1093	29.0405	5.0	222	2.9	1.85±0.2	0.74±0.05
7	04.12.2009	37.9152	28.7873	5.1	26	3.1	2.45±0.5	1.15±0.25
8	08.05.2011	36.696	27.1145	5.1	10	3.1	1.06±0.2	1.46±0.34
9	19.05.2011	39.1553	29.0893	5.9	2914	2.8	1.77±0.05	1.33±0.05
10	25.07.2011	40.8112	27.7382	5.2	108	2.7	2.51±0.4	1.02±0.13
11	05.12.2011	38.8522	26.344	5.0	47	2.7	1.67±0.4	0.95±0.16
12	01.05.2012	38.6603	26.6788	5.0	168	2.4	1.02±0.1	0.93±0.05
13	03.05.2012	39.1758	29.0927	5.1	693	2.0	0.843±0.04	0.68±0.03
14	07.06.2012	40.854	27.9235	5.1	53	2.3	1.28±0.2	0.75±0.11
15	10.06.2012	36.4528	28.916	6.0	432	2.0	0.728±0.04	0.96±0.04
16	24.05.2014	40.3043	25.458	6.5	1319	1.8	0.69±0.02	1.23±0.07
17	06.12.2014	38.8917	26.2603	5.2	211	2.3	0.991±0.1	0.86±0.05

Çizelge C.2 Çizelge C1’de verilen depremlerin geliştirilmiş Omori bağıntısından hesaplanan k ve c değerleri.

No	Tarih (gün.ay.yıl)	Enlem (°K)	Boylam (°D)	M _L	Artçı Sayısı	Mc	Zaman Aralığı (gün)	k değeri	c değeri
1	10.01.2005	37.0072	27.8002	5.3	116	3.2	150	4.87±1.45	0.039±0.068
2	17.10.2005	38.157	26.5268	5.9	1174	2.9	150	29.89±4.9	11.074±2.193
3	20.10.2006	40.2617	27.985	5.2	32	3.1	150	2.28±1.64	0±0.314
4	24.10.2006	40.4162	28.9878	5.2	49	2.7	150	5.37±1.17	0.018±0.025
5	29.10.2007	37.0107	29.2458	5.1	185	3.0	150	2.82±0.92	0±0.496
6	17.02.2009	39.1093	29.0405	5.0	222	2.9	150	6.57±1.06	0±0.007
7	04.12.2009	37.9152	28.7873	5.1	26	3.1	150	1.2±0.5	0.001±0.012
8	08.05.2011	36.696	27.1145	5.1	10	3.1	150	0.41±0.3	0±0.008
9	19.05.2011	39.1553	29.0893	5.9	2914	2.8	150	982.45±18 5.25	2.427±0.367
10	25.07.2011	40.8112	27.7382	5.2	108	2.7	150	6.45±2.33	0.146±0.157
11	05.12.2011	38.8522	26.344	5.0	47	2.7	150	2.78±0.72	0±0.016
12	01.05.2012	38.6603	26.6788	5.0	168	2.4	150	7.57±1.08	0.003±0.006
13	03.05.2012	39.1758	29.0927	5.1	693	2.0	150	19.69±2.07	0.007±0.011
14	07.06.2012	40.854	27.9235	5.1	53	2.3	150	3.04±0.72	0±0.012
15	10.06.2012	36.4528	28.916	6.0	432	2.0	150	17.08±1.83	0.01±0.008
16	24.05.2014	40.3043	25.458	6.5	1319	1.8	150	29.89±4.9	0.123±0.05
17	06.12.2014	38.8917	26.2603	5.2	211	2.3	150	8.02±1.02	0±0.003

Çizelge C.3 Çizelge C1’de verilen depremler için ΔM , ana şok ile kaydedilen an büyük artçısı arasındaki magnitüd farkı.

No	Tarih (gün.ay.yıl)	Enlem (°K)	Boylam (°D)	M_L	Artçı Sayısı	Mc	Zaman Aralığı	ΔM
1	10.01.2005	37.0072	27.8002	5.3	116	3.2	1	0.3
2	17.10.2005	38.157	26.5268	5.9	1174	2.9	3	-
3	20.10.2006	40.2617	27.985	5.2	32	3.1	1	1.7
4	24.10.2006	40.4162	28.9878	5.2	49	2.7	1	1.3
5	29.10.2007	37.0107	29.2458	5.1	185	3.0	18	0.1
6	17.02.2009	39.1093	29.0405	5.0	222	2.9	79	1.2
7	04.12.2009	37.9152	28.7873	5.1	26	3.1	0.041	1.7
8	08.05.2011	36.696	27.1145	5.1	10	3.1	14	1.2
9	19.05.2011	39.1553	29.0893	5.9	2914	2.8	9	0.9
10	25.07.2011	40.8112	27.7382	5.2	108	2.7	10	1.7
11	05.12.2011	38.8522	26.344	5.0	47	2.7	0.009	0.9
12	01.05.2012	38.6603	26.6788	5.0	168	2.4	1	0.5
13	03.05.2012	39.1758	29.0927	5.1	693	2.0	47	0.2
14	07.06.2012	40.854	27.9235	5.1	53	2.3	17	1.7
15	10.06.2012	36.4528	28.916	6.0	432	2.0	15	0.7
16	24.05.2014	40.3043	25.458	6.5	1319	1.8	103	1.6
17	06.12.2014	38.8917	26.2603	5.2	211	2.3	0.2	0.2

ÖZGEÇMİŞ



Ad Soyad : İbrahim Yeşua ÖZÇELİK

Doğum Yeri ve Tarihi : İstanbul, 1986

E-Posta : joshuaozcelik@gmail.com

ÖĞRENİM DURUMU:

- **Lisans** : 2010, Kocaeli Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü.