

BATI ANADOLU KARA ve KIYI ÖTESİ M_L 5.0 DEPREMLERİNİN ARTÇI OK DİZİLERİNİN (2005-2015) STATİSTİK ÖZELLİKLERİ

.Y. Özçelik¹ ve E.A. Boztepe Güney¹

¹ Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Maden Fakültesi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maslak, İstanbul
Email: joshuaoczelik@gmail.com ve guneya@itu.edu.tr

ÖZET:

Bu çalışmada Batı Anadolu kara ve kıyı ötesi M_L 5.0 depremlerinin artçı ok alanlarında, ana okları izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı ok dizilerinin istatistik özellikleri, Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü, Ulusal Deprem İzleme Merkezi (KRDAE-UDM) deprem kataloğu (2005-2015) kullanılarak incelenmiştir. Artçı okların istatistik özelliklerini incelemek için Gutenberg-Richter yasasına göre b de eri ve gelitirilmiş Omori yasasına göre p de eri ZMAP program paketi kullanılarak hesaplanmıştır. İncelenen 17 deprem için artçı ok alanında meydana gelen artçı ok sayılarının 10 – 2914 arasında ve hesaplanan tamamlılık magnitudü (M_C) de erlerinin ise 1.8 – 3.2 arasında de i ti i saptanmıştır. İncelenen 17 ana okun artçı ok dizileri için hesaplanan b de eri aralığı 0.69 ± 0.002 – 2.51 ± 0.4 , p de eri aralığı ise 0.33 ± 0.008 – 2.25 ± 0.19 'dur. Ana oklardan artçı ok sayısı göreceli olarak yeterli (432-2914) ve b ve p de erlerinin standart sapmaları düşük (sırasıyla 0.02-0.05 ve 0.03-0.19) olan 5 adet ana ok için elde edilen sonuçlar yorum a masında kullanılmıştır. Çalışma bölgesindeki jeotermal alanlarda meydana gelen ana okların artçı ok dizileri için göreceli olarak daha yüksek b ve p de erleri (>1) hesaplanmıştır. Ana okun meydana geldi i fayın türüne göre ana oklara ait artçı ok dizileri için hesaplanan b de erlerinin de i im gösterdi i saptanmıştır. Normal fay üzerinde meydana gelen ana okların artçı ok dizileri için hesaplanan b de erlerinin do rultu atımlı fay üzerinde meydana gelen ana okların artçı ok dizileri için hesaplanan b de erlerinden daha yüksek oldu u saptanmıştır.

ANAHTAR KELİMELER: artçı ok, b de eri, p de eri, KRDAE, UDM, ZMAP

1. GİRİŞ

Anadolu Levhası sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve sol yanal atımlı Do u Anadolu Fay Zonu (DAFZ) arasında, do u da Arap ve Avrasya Levhalarının çarpışma zonundan batıya do ru kaçmaktadır. Anadolu-Ege bölgesinin saatin ters yönündeki hareketi (B-GGB) Orta Anadolu'da 20 mm/yıl'dan Helenik trençli yakınlarında 30 mm/yıl'a ulaşmaktadır (Reilinger ve di ., 2010). Anadolu Levhası batıdaki genişleme zonu, Helenik ve Kıbrıs yaylarının arkasındaki yay ardı açılması ile deformasyona uğramaktadır (Bozkurt, 2001). Helenik ve Kıbrıs yaylarının arkasında yay ardı açılımı, Anadolu blo unun kama ekilli batıya kaçışı ile birlikte, Türkiye'nin batısında genişleme yapılarının (normal faylar, grabenler) ve makaslama yapılarının (do rultu atımlı faylar) yer aldığı, jeotermal aktivitenin yaygın oldu u bir karma ık bir bölge olmaktadır. Batı Anadolu'da jeotermal aktivitenin birço u Marmara Bölgesinde gözlenen D-B uzanımlı aktif do rultu atımlı faylar boyunca Ege Bölgesinde ise a ırlıklı olarak grabenleri sınırlayan ana faylar boyunca gözlenmektedir. Matik kökenli jeotermal aktivite ise daha azdır (Yılmaz ve di ., 2000). Batı Anadolu'nun gravite verilerinden hesaplanan kabuk kalınlığı ince dir (Ate ve di ., 2012).

Bu çalışmada Batı Anadolu kara ve kıyı ötesi M_L 5.0 depremlerinin artçı oklarının istatistik özellikleri KRDAE-UDM deprem katalogları (2005-2015) kullanılarak incelenmiştir. Artçı ok dizilerinin istatistik özelliklerini incelemek için Gutenberg ve Richter (1944) yasasına göre b de eri ve gelitirilmiş Omori (1894)

yasasına göre p de eri (Utsu, 1961) ZMAP program paketi (Wiemer, 2001) kullanılarak hesaplanmıştır. Bu parametrelerden b de eri, artçı ok alanı içindeki artçıların magnitüd dağılımlarının ölçüsünü, p de eri ise artçı ok aktivitesinin zamanla azalış hızının bir ölçüsüdür. Artçı ok dizilerinin istatistik özelliklerinin incelenmesi kabuk yapısı ve deprem sonrası gerilme dağılımlarının anlaşılmasında önem kazanmaktadır. Artçı okların gerçekleştirdiği hacim içinde heterojenitede ve makaslama gerilmesindeki artışlar normalde 1 olan b de erinde azalmaya (Mogi, 1962; Wyss, 1973), sıcaklık gradyanındaki artışlar ise b de erinde artışlara neden olmaktadır (Warren ve Latham, 1970). Artçı ok azalış hızının ölçüsü olan p de eri 0.9-1.5 arasında olup, yapısal heterojenite, gerilme ve kabuktaki sıcaklık artışı olarak değerlendirilmektedir (Utsu ve diğeri, 1995).

2. ARTÇI OK VERİLER VE YÖNTEM

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 depremlerin (ekil 1) artçı ok dizilerinin istatistik özelliklerinin incelenmesi için KRDAE-UDM deprem katalogları kullanılmıştır. 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları Ege Denizi depremi, magnitüdünün büyük olması, çalışma alanına yakın olması nedeniyle detaylı olarak incelenmiştir. Katalogta verilen lokal (M_L) ve süre (M_D) magnitüdülerin homojen hale getirilmesi için M_L - M_D dönüşümü izleyen bağıntı ile hesaplanmıştır (Kalafat ve diğeri, 2011),

$$M_L = 0.2328 + 0.9585 M_D. \quad (1)$$

Artçı okların incelenmesinde artçı ok alanının ve artçı okların meydana geldiği sürenin belirlenmesi iki önemli parametredir. Tanımlanan zaman aralığında artçı ok alanı içine düşen depremler ana okun artçı okları olarak tanımlanır. Bu çalışmada artçı okların incelenmesi için zaman aralığı 150 gün olarak alınmıştır (Tsapanos, 1995; Enescu ve Ito, 2002). Artçı ok alanının hesaplanması için ise izleyen bağıntı kullanılmıştır (Utsu ve Seki, 1954),

$$\log_{10} A = 1.02 M_s + 6.0. \quad (2)$$

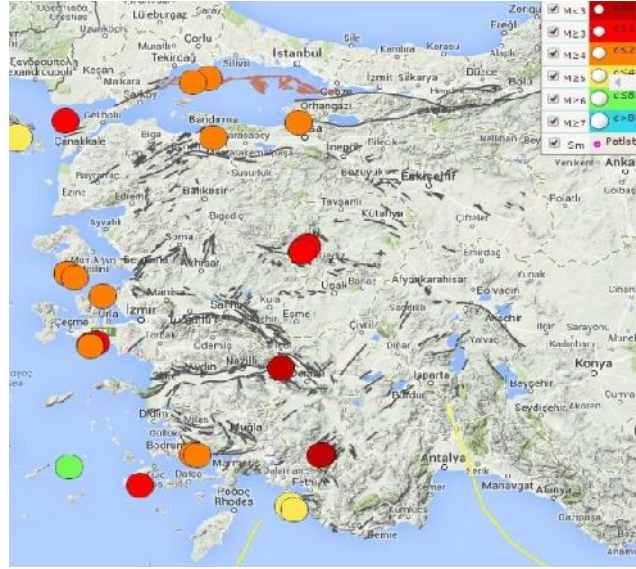
Bu bağıntıda A faylanmanın olduğu alan (cm^2) olup ana oku izleyen 1-2 gün içinde artçı okların dağılımının yoğunluğu olarak gözlemlendiği alandır. Bu alan ana oku izleyen aylarda genellikle diğeri arıya doğru genişleyerek ana ok yırtılma alanının genişlediğini gösterir. Utsu ve Seki (1954), eşitlik (2) ile tanımlanan alanın e de eri olan dairesel alanı veren yarıçapın 4 katı bir yarıçapla tanımlanan alanı artçı alanı olarak vermiştir. Bu çalışmada eşitlik (2)'deki M_s magnitüdü Batı Anadolu için tanımlanan bağıntıdan hesaplanmıştır (Akyol ve diğeri, 2012),

$$M_s = 1.248 M_L - 1.38. \quad (3)$$

Artçı okların istatistik özelliklerini incelemek için Gutenberg ve Richter (1944) yasasına göre b de eri ve geliştirilmiş Omori (1894) yasasına göre p de eri (Utsu, 1961) ZMAP program paketi (Wiemer, 2001) kullanılarak hesaplanmıştır. Deprem oluşum sıklıkları ile magnitüdüleri arasındaki ilişkiyi (Frekans-Magnitüd- Dağılımı, FMD) tanımlayan deneysel bağıntı aşağıda verilmiştir (Gutenberg ve Richter, 1944; Ishimoto ve Iida, 1939),

$$\log_{10} N \geq M = a - bM. \quad (4)$$

Bu bağıntıda, $N(\geq M)$ magnitüdü M 'ye eşit ya da büyük olan depremlere ait kümülatif sayı, '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. Dünya üzerinde b de eri 0.6-1.4 arasında olmak üzere ortalama 1 civarındadır (Udias, 1999).



ekil 1. Batı Anadolu'nun kara ve kıyı ötesinde (36° – 42° K ve 26 – 30° D), 2005-2015 yılları arasında meydana gelen $M_L \geq 5$ magnitudlü depremlerin dı merkezleri ve 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Ege Denizi Gökçeada depreminin dı merkezi.

Volkanik bölgelerde bu de er 3'e kadar ulaşabilir (McNutt, 2005). Yüksek b de erleri (>1) rasgele olarak yönelmiş çatlaklarla ilgili kili malzeme heterojenliğini (Mogi, 1962), kabukta düşük stresin olduğu fay zonlarının akma bölgelerini (Wyss ve di , 2004), yüksek sıcaklık gradyanını (Warren ve Latham, 1970), magma odacığı ya da jeotermal sistem gibi içinde sıcak akıkanların ve yüksek basınçlı bulunduğu yerleri içerir. Düşük b de erleri (< 1) ise malzeme homojenliğini ve uygulanan makaslama ya da efektif stres artışı içerir (Wyss, 1973). Aynı veri setinden farklı b de erlerinin elde edilmesi; b de eri kestiriminde kullanılan farklı yöntemler (en küçük kareler, en çok olabilirlik kestirimi, vb.), de i ik magnitud aralığının kullanılması, küçük magnitud aralıklarında depremlerin olmaması ve örnek veri setinin de i ik büyüklükte olması gibi faktörlerden kaynaklanmaktadır (Bender, 1983). Bu çalışmada b de eri ve standart sapmasının hesaplanmasında ve M_C kestiriminde daha iyi sonuçlar verdiği için en çok olabilirlik kestirimi kullanılmıştır (Aki, 1965; Utsu, 1965; Shi ve Bolt, 1982). Artçı ok aktivitesi zaman ile azalır ve bu azalış geliri Omori yasası ile tanımlanır (Utsu, 1961),

$$r(t, \geq M_C) = \frac{k}{(t + c)^p}, \quad k, c, p . \quad (5)$$

Bu ba ntıda $r(t)$, ana oktan sonraki t zamanında her birim zamanı için M_C 'ye eşit ve daha büyük olan artçı okların sayısıdır. Bu ba ntıda $t=0$, ana okun olduğu zamandır, k , c ve p parametrelerdir. Ba ntıdaki p de eri artçı ok aktivitesinin zamanla azalış hızının bir ölçüsüdür $p=1$ ve $c=0$ durumunda ba ntı orijinal Omori yasası ile tanımlanan ba ntıya eşit olur (Omori, 1894). k ve c de erleri, verilen kesme de erinin yukarıdaki artçı okların toplam sayısına ve artçı ok serisinin başlangıç kısmındaki artçı ok aktivitesinin oranına bağlıdır (Ogata, 1999; Ramana ve di , 2009). Yüksek c de erleri ana oku izleyen ilk zamanlarda artçı ok alanının genişlemesi ile ilişkilidir. Daha düşük c de erleri (<0.01 gün) artçı ok serisini meydana getiren küçük magnitudlü depremlerle ilişkilidir. Eşitlik (5)'den hesaplanan p de eri, ısı akısına, kabuktaki gerilme oranına ve kabuktaki heterojeniteye bağlıdır. Kabuk ısı akısının düşük olduğu yerlerde artçı ok aktivitesi kademeli olarak azalır ve daha düşük p de erlerinin gözlenmesine neden olur (Mogi, 1962; Kisslinger, 1996; Creamer ve Kisslinger, 1993; Ogata, 1999). p de erinin değişmesi fay düzlemindeki makaslama gücünde zayıflama ve azalma ile sonuçlanan gözenek sıvı akışı ile ilişkilidir (Nur ve Booker, 1971). Enescu ve Ito (2002) ana ok

sırasında daha fazla kaymaların (slip) gözlemlendiği yerlerdeki p değerlerinin yüksek olduğu, henüz yırtılmanın olmadığı yerlerde ise daha düşük p değerlerinin elde edildiğini gösterdi (Mikumo ve Miyatake, 1983; Kisslinger, 1996). Geliştirilmiş Omori yasasına ait e-tilikteki (5) parametreler en çok olabilirlik yöntemi kullanılarak kestirilmiştir.

Depremsellik analizlerinin yapılmasında veri kataloğunun magnitüd tamamlılığının belirlenmesi önemlidir. Magnitüd tamamlılığı belirli bir hacimde belirli bir sürede kaydedilmiş olan depremlerin içinde bulunmuş olan en düşük magnitüd (M_C) değeridir (Rydelek ve Sacks, 1989). 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 magnitüdü olarak atanır. FMD eğrisinden b değeri hesaplanmasında en çok olabilirlik (Maximum Likelihood) yöntemi kullanılmıştır (Aki, 1965). Bu yöntemin b değeri kestiriminde olduğu durumda en küçük kareler yöntemine kıyasla daha güvenilir olduğu gösterilmiştir (Bender, 1983; Wiemer ve Wyss, 1997).

3. NCELENEN DEPREMLER

Batı Anadolu kara ve kıyı ötesi alanda ($36^\circ-42^\circ K$ ve $26^\circ-30^\circ D$) 2005-2015 yılları arasında magnitüdü $M_L \geq 5$ olan depremlerle ilgili katalog bilgileri, ana oku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı ok sayısı, artçı oklar için hesaplanan M_C , a ve b değerleri, M_{min} ve $T_{başlangıç}$ değerleri Çizelge 1'de verilmiştir. Artçı ok dizilerinin istatistik özellikleri, incelenen ana oklardan 5 tanesi (Çizelge 1'de 2, 9, 13, 15 ve 16 nolu depremler) yeterli sayıda artçı oka sahip olması ve hesaplanan b ve p değerlerinin standart sapmalarının düşük olması nedeniyle yorum amacıyla kullanılmıştır.

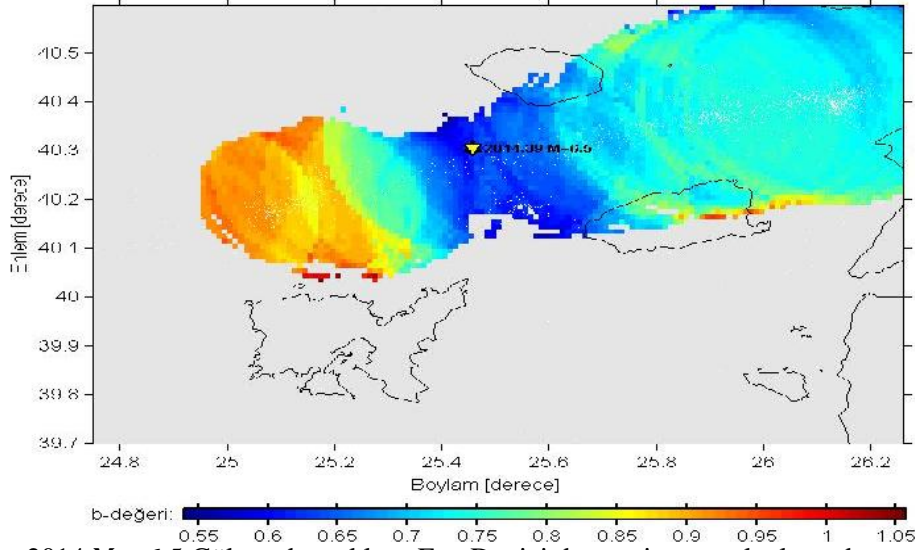
Çizelge 1'de verilen depremlerden 16 no'lu ana ok (24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada Açıkları, Ege Denizi Depremi) ait artçı ok alanında 150 günlük sürede meydana gelen artçıların b ve p değerlerinin uzamsal dağılımı Şekil 2 ve Şekil 3'de verilmiştir. 24 Mayıs 2014 tarihinde Gökçeada Açıkları, Ege Denizi'nde meydana gelen depremin odak merkezinin koordinatları $40.3043^\circ K-25.4580^\circ D$, odak derinliği 21.2 km'dir (KRDAE, UDM). Katalogda depremlerin magnitüdüleri M_L olarak verilmiştir. Ana oku izleyen 150 günlük bir zaman dilimi içinde, merkezi ana okun odak merkezi olmak üzere çizilen 72 km yarıçaplı dairesel artçı ok alanı içinde magnitüdü $M_L \geq 0.9$ olan 1319 adet artçı ok meydana gelmiştir. 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada Açıkları, Ege Denizi depremi, KAFZ'nun Ege Denizindeki devamı üzerinde meydana gelmiştir. Depremin odak mekanizması çözümü doğrultu atımlı faylanma olup KD-GB doğrultusudur ve enerjinin büyük bir kısmı bu doğrultuda açığa çıkmıştır (KRDAE-UDM, Deprem Raporu 2014). Artçı ok dizisine ait magnitüdüleri M_L 0.9–4.9 arasındadır. Magnitüdüleri $4.0 \leq M_L < 5.0$ arasında olan 18 artçı ok meydana gelmiştir. Artçı okların odak merkezinin KD-GB doğrultusunda olup, ana oku izleyen ilk aydan sonra fayın iki ucunda yoğunlaştığı gözlemlenmiştir. Ana oktan sonra meydana gelen en büyük artçı okun $M_L=4.9$ magnitüdünde olduğu ve artçı ok magnitüdülerinin $M_L=1.8$ civarında yoğunlaştığı gözlemlenmiştir. Ana oku izleyen en büyük artçı ok $M_L=4.9$ yırtılma doğrultusunda olup, ana ok odak merkezinden 51.44 km uzaklıkta, 103 gün sonra (04.09.2014) meydana gelmiştir. Ana oku izleyen 150 günlük zaman dilimi içerisinde $M_L < 4.0$ olan 1301, $4.0 \leq M_L < 5.0$ arasında 18 artçı ok meydana gelmiştir. Buna karşın $M_L \geq 5.0$ olan artçı ok meydana gelmemiştir. Artçı okların büyük çoğunluğu $2.0 \leq M_L < 3.0$ arasındadır. 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada Açıkları, Ege Denizi depremine ait artçı oklarına 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 hesaplanmıştır ve sonuçlar Çizelge 1'de gösterilmiştir. Tamamlılık magnitüdü (M_C) artçı ok dizisinin ilk kısmında yüksektir. Bunun nedenleri; istasyon sayısının ana oktan hemen sonra artırılmaması olması ve ana oktan hemen sonra olan küçük magnitüdü artçı okların daha büyük magnitüdü artçı okların ve/veya ana okun koda (coda) içine düşmesi nedeniyle odak merkezinin belirlenememesidir (Wiemer ve Katsumata, 1999). 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada Açıkları, Ege Denizi depremi için ana ok anından başlayarak zamanın fonksiyonu

olarak M_C 'nin de i imlerini hesaplayabilmek için kayan pencere tekniği kullanılmıştır (Wiemer ve diğeri, 1998). Pencere başına 50 artçı alınmıştır. Başlangıçta $M_C=2.9$ iken birkaç gün sonra 1.7 - 2.1 de i erleri arasında de i im göstermektedir. Artçı ok alanı içinde kalan artçı ok dizileri için $M_C =1.8$ ve b de i eri 0.69 ± 0.02 , $T_{başlangıç}=0.001$ ve $M_{min}=2.9$ için p de i eri 1.23 ± 0.07 olarak hesaplanmıştır.

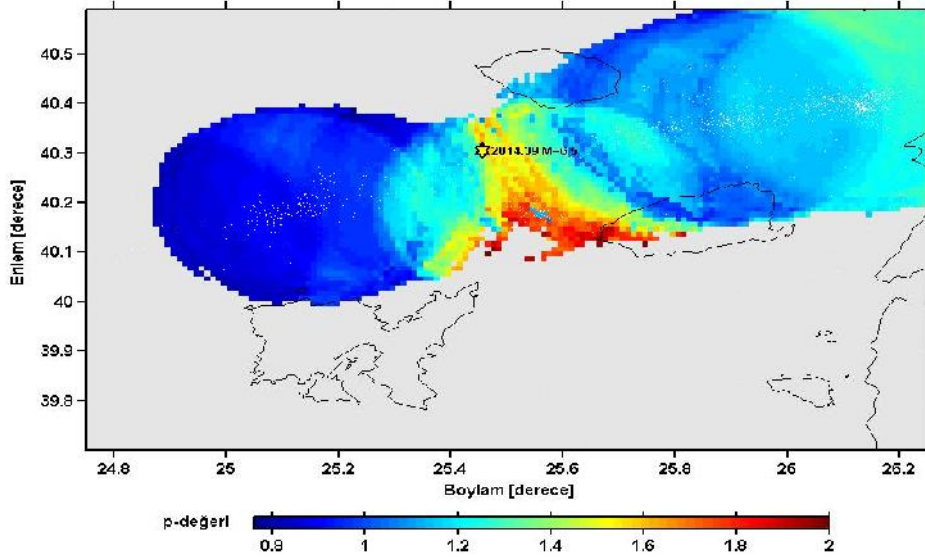
Tablo 1. Çalışmada kullanılan depremlerin artçı ok alanında, ana oku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı okları için Gutenberg-Richter bağıntısından hesaplanan b ve p de i erleri. p de i erinin hesaplamasında T başlangıç de i eri 0.001 olarak alınmıştır.

No	Tarih (gün.ay.yıl)	Enlem (°K)	Boylam (°D)	M_L	Derinlik (km)	Artçı Sayısı	M_C	b -de i eri	M_{min}	p -de i eri
1	10.01.2005	37.0072	27.8002	5.3	16.5	116	3.2	2.06±0.2	3.4	1.01±0.11
2	17.10.2005	38.157	26.5268	5.9	9.1	1174	2.9	1.26±0.03	3.0	2.25±0.19
3	20.10.2006	40.2617	27.9850	5.2	10.9	32	3.1	4.34± 2	3.1	1.08±0.32
4	24.10.2006	40.4162	28.9878	5.2	12.5	49	2.7	1.9±0.3	2.7	1.01±0.09
5	29.10.2007	37.0107	29.2458	5.1	5	185	3.0	1.38±0.1	3.1	0.33±0.08
6	17.02.2009	39.1093	29.0405	5.0	7.6	222	2.9	1.85±0.2	3.0	0.74±0.05
7	04.12.2009	37.9152	28.7873	5.1	4.1	26	3.1	2.45±0.5	3.1	1.15±0.25
8	08.05.2011	36.696	27.1145	5.1	6.2	10	3.1	1.06±0.2	3.1	1.46±0.34
9	19.05.2011	39.1553	29.0893	5.9	6.9	2914	2.8	1.77±0.05	2.8	1.33±0.05
10	25.07.2011	40.8112	27.7382	5.2	17	108	2.7	2.51±0.4	2.7	1.02±0.13
11	05.12.2011	38.8522	26.344	5.0	10.3	47	2.7	1.67±0.4	2.8	0.95±0.16
12	01.05.2012	38.6603	26.6788	5.0	11.8	168	2.4	1.02±0.1	2.4	0.93±0.05
13	03.05.2012	39.1758	29.0927	5.1	5.6	693	2.0	0.843±0.04	2.2	0.68±0.03
14	07.06.2012	40.854	27.9235	5.1	14.9	53	2.3	1.28±0.2	2.3	0.75±0.11
15	10.06.2012	36.4528	28.916	6.0	21.3	432	2.0	0.728±0.04	2.5	0.96±0.04
16	24.05.2014	40.3043	25.458	6.5	21.2	1319	1.8	0.69±0.02	2.9	1.23±0.07
17	06.12.2014	38.8917	26.2603	5.2	13.7	211	2.3	0.991±0.1	2.4	0.86±0.05

24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı ok alanı içinde b ve p de i erlerinin uzamsal de i intisi ZMAP programı ile sabit yarıçapı (R) 24 km, grid aralığı 0.01° ve M_C 'den büyük minimum deprem sayısı 100 olacak şekilde verilen giriş parametreleri kullanılarak b de i erleri hesaplanmıştır ve haritalanmıştır (ekil 2). Sabit yarıçap yöntemi kullanılarak hesaplanan b de i eri haritasında artçı ok alanı içinde fay zonu boyunca b de i eri de i intisi izlenmiştir. Fay zonu boyunca göreceli olarak yüksek b de i erlerinin ana okun yer aldığı fayın GB ucunda yoğunlaştığı, daha küçük b de i erlerin ise diğer bölgelerde olduğu gözlenmiştir. Aynı giriş parametreleri kullanılarak p de i erleri hesaplanmıştır ve haritalanmıştır (ekil 3).



ekil 2. 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremi artçı ok alanında ana oku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı oklar için hesaplanan b değeri haritası



ekil 3. 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı ok alanında ana oku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı oklara ait p değeri haritası.

4. TARTI MA

Bu çalışmada çalışılma alanı içindeki 17 depremden sadece 5 tanesi (Çizelge 1’de 2, 9, 13, 15, 16 no’lu depremler) yeterli artçı ok sayısı ve hesaplanan p ve b değerlerine ait düşük standart sapma değerleri ile yorumlanmasında kullanılabilir. Çizelge 1’de verilen 17 depremin magnitüd aralığı (M_L) 5.0 – 6.5, ana oklara ait artçı ok sayısı aralığı 10 - 2914 ve tamamlılık magnitüdü aralığı (M_C) ise 1.8 – 3.2 arasında değişmektedir (ortalama $M_C=2.64$). M_C değerlerinin yüksek olması küçük magnitüdü depremlerin yeterli oranda kaydedilmediğini göstermektedir. Ana oklara ait artçı ok sayısının çoğunlukla 200’ün altında olması da artçı okların yeterli oranda kaydedilmediğini desteklemektedir. Batı Anadolu’daki KRDAE, UD M istasyonlarının sayısı ve dağılımının, ana oku izleyen çok sayıda küçük magnitüdü artçı okların kaydedilebilmesi için

gözden geçirilmesini gerektirmektedir. Bu durum sadece artçı okların karakteristiğinin incelenmesinde de değil, sismik tehlike analizi hesaplarında da uzun bir zaman diliminde kaydedilen depremlere Gutenberg ve Richter yasasını (1944) uygulayarak deprem magnitüdü ve tekrar periyotlarının kestirilmesinde problem olabilecektir. Hesaplamalarda kullanılan deprem kataloglarının ara tırmacılar 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.

5. SONUÇLAR

Çalışma alanı içinde meydana gelen magnitüdü M_L 5.0 olan 17 depremden sadece 5 tanesi, yeterli artçı ok sayısı ve hesaplanan p ve b değerlerine ait düğüm standart sapma değerleri ile ayrıntılı yorumlamasında kullanılabilir. İncelenen depremlerden magnitüdü en büyük olan 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin kaydedilen artçı ok 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 ok dizilerinin dağılım merkezlerinin uzamsal dağılımlarının ana oku oluşturan fayın türüne göre farklı dağılım modeline sahip olduğu gözlenmiştir. Doğrudan atımlı bir fay üzerinde meydana gelen 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depremi artçı okları BGB - DKD doğrultusunda dağılım gösterirken, normal bir fay üzerinde meydana gelen 19 Mayıs 2011 $M_L=5.9$ Kütahya – Simav depreminin artçı oklarının dağılım merkezleri ana okun etrafında kümelenmiştir. İncelenen ana okların odak derinliklerinin dağılımları 4 – 21 km arasında dağılım göstermiştir.

24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı oklarının 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 oklarının 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 oklarının 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 dağılımı gözlenmiştir. 24 Mayıs 2014 $M_L=6.5$ Gökçeada açıkları, Ege Denizi depreminin artçı ok alanında ana oku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı ok dizisi için $b=0.69\pm 0.02$ ve $p=1.23\pm 0.07$ olarak hesaplanmıştır. Artçı ok alanında gözlenen düğüm b değerinin ($b<1.0$) homojen bir yapı ve düğüm stres ile ilişkili olduğu yorumu yapılmıştır (Mogi, 1962). Artçı ok alanında göreceli en düğüm b değeri (0.587 ± 0.039) ana okun meydana geldiği Bölge-2'de gözlenmiştir. Artçı ok alanı için hesaplanan p değeri $p=1.23 \pm 0.07$ dir. Hesaplanan p değerlerinin ayrıntılı olarak ~ 1 olması kabuktaki normal ısı akışı ile ilişkilendirilmiştir. Bu depremin en büyük artçı oku ($M_L=4.9$), ana oku izleyen 103. günde ve ana ok dağılım merkezinden 51.4 km uzaklıkta olduğu saptanmıştır.

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

10 Haziran 2012 $M_L= 6.0$ Ölüdeniz Açıkları – Muğla depreminin artçı ok alanında ana oku izleyen 150 günlük sürede meydana gelen artçı ok dizisi için $b=0.728\pm 0.04$ ve $p=0.96\pm 0.04$ olarak hesaplanmıştır. Artçı ok alanı

İçin hesaplanan b değerinin ($b < 1$) homojen bir yapı ve düşük stres ile ilişkili olduğu yorumu yapılmıştır (Mogi, 1962). Artçı ok alanında homojen bir b değeri dağınılımı gözlenmiştir. Artçı ok alanı için hesaplanan p değeri $p = 0.96 \pm 0.04$ 'dür. Hesaplanan p değerlerinin ayrı ayrı olarak 1 civarına olması kabuktaki normal ısı akışı ile ilişkilendirilmiştir. p değeri kıyı ötesinden karaya doğru artışı göstermiştir ($p \sim 1.2-1.3$). Bu durum Batı Anadolu'nun GB'da kabukta gözlenen yüksek ısı akışı 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 ok istatistiklerinin sonuçları ile uyumludur. Creamer ve Kisslinger (1993) dahan levhaların düşük p değeri ve iç merkezdeki düşük sıcaklığı gösterdiğini belirtmiştir.

Batı Anadolu Bölgesi'nde ($36^\circ - 42^\circ K$ ve $26^\circ - 30^\circ D$) 2005 – 2015 yılları arasında magnitudü ($M_L \geq 5.0$) olan 16 ana okun artçı ok dizileri incelendiğinde jeotermal bölgelerde yüksek b ve p değerleri bulunmuştur. 19 Mayıs 2011 $M_L = 5.9$ Kütahya – Simav depremi artçı ok 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 ok dizisi için $b = 1.26 \pm 0.03$ ve $p = 2.25 \pm 0.19$ olarak hesaplanmıştır. Fay tiplerine göre b değerinin değişimi gösterdiği gözlenmiştir. Normal fay üzerinde meydana gelen 19 Mayıs 2011 $M_L = 5.9$ Kütahya – Simav depremi artçı ok 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 ok dizileri için hesaplanan b değerlerinden (sırasıyla $b = 0.728 \pm 0.04$ ve $b = 0.69 \pm 0.02$) daha yüksek olduğu gözlenmiştir.

KAYNAKLAR

- 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.
- 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
- Ateş, A., Bilim, F., Büyüksaraç, A., Aydemir, A., Bektaş, O. ve Aslan, Y. (2012). Crustal structure of Turkey from aeromagnetic, gravity and deep seismic reflection data, *Surv. Geophys.*, **33**, 869-885.
- Bender, B. (1983). Maximum likelihood estimation of b values for magnitude grouped data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **73** - **3**, 831 - 851.
- Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey – a synthesis, *Geodinamica Acta*, **14**, 1-3, 3-30.
- Creamer, F. H. ve Kisslinger, C. (1993). The relation between temperature and the Omori decay parameter for aftershock sequences near Japan, *EOS* **74**, **43**, Supplement, 417.
- 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*, **85**, B11, 6185-6222.
- 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.
- Gutenberg, R. ve Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seism. Soc. Am.* **34**, 185–188.

- 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.
- Kalafat, D., Güne , Y., Kekovalı, Kara, K., Deniz, M., P. ve Yılmaz, M. (2011). Bütünle tirilmi Homojen Türkiye Deprem Katalo u (1900-2010; M 4.0) A revised and extented earthquake catalogue for Turkey since 1900 (1900-2010; M 4.0) , Sf.553. *Bogaziçi University Publication* No. 10499, ISBN 978-975-518-331-2 Sf. 640, Bebek- stanbul
- Kisslinger, C. (1996). Aftershock and fault-zone properties. *Advances in Geophysics.*, **38**, 1-34.
- KRDAE, UD M. (2014). 2014 Mayıs Ayı Bülteni, Bo aziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Ara tırma Estitüsü, stanbul.
- McNutt, S. R. (2005). Volcanic seismology, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **32**, 461–491.
- 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.
- Nur, A., ve Booker, J. (1972). Aftershocks caused by pore fluid flow? *Science*, **175**, 885 – 887.
- Ogata, Y. (1999). Seismicity analysis through point - process modeling: A review, *Pure appl. Geophys.*, **155**, 471 – 507.
- Omori, F. (1894). On after-shocks of earthquakes, *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, **7**, 111 – 200.
- 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.
- Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S., ve Vernant, P. (2010). Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone, *Tectonophysics*, **488**, 22-30.
- Rydelek, P. A., ve Sacks, I. S. (1989). Testing the completeness of earthquake catalogs and the hypothesis of self-similarity, *Nature*, **337**, 251-253.
- Shi, Y., ve Bolt, B. A. (1982). The standard error of the magnitudefrequency b-value, *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**, 1677–1687.
- Tsapanos, T. M. (1995). The temporal distribution of aftershock sequences in the subduction zones of the Pacific. *Geophys. J. Int.*, **123**, 633-636.
- Udias, A. (1999). Principles of Seismology, Cambridge University Press, New York, 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**, 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., 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.
- 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. (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., 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. (2001). A software package to analyze seismicity: ZMAP, *Seismol. Res. Lett.*, **72**, 3, 373-382.
- Wyss, M. (1973). Toward a physical understanding of earthquake frequency distribution, *Geophys J.R. astron Soc*, **31**, 341–359.
- 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., Güner, 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., 353–384.