



## 12 Kasım 1999 Düzce depremi artçı depremlerinden hesaplanan b ve p değerlerinin uzaysal ve zamansal dağılımı ve gelecekteki sismik tehlike açısından değerlendirmeler

*Spatial and temporal distribution of b and p values of 12 November 1999 Düzce earthquake estimated from its aftershocks and assessments for future earthquake hazard*

**Murat UTKUCU**

Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 65080 Kampus, VAN

**Canan ÇETİN, Ömer ALPTEKİN**

İstanbul Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34850 Avcılar, İSTANBUL

### ÖZET

Gerek laboratuvar, gerekse gerçek deprem verilerini esas alan çalışmalardan deprem istatistiğinin frekans-büyük- lük bağıntısındaki b değerinin yer kabuğundaki gerilim ile ters orantılı olduğu anlaşılmıştır. Bu çalışmada; 12 Kasım 1999 Düzce depreminin artçı deprem verilerinden bu depremin kırılma düzlemi ve bitişiğindeki Karadere ve Elmalık fay segmentleri boyunca yüzeyde ve derinlik boyutunda b değerleri ve artçı deprem azalım sabiti p'nin uzaysal dağılımı bir bilgisayar paket programı kullanılarak hesaplanmıştır. Düzce depremi için, Düzce fay segmenti üzerindeki pürüz boyunca haritalanan  $b=1.2-1.5$  ve  $p=1-1.3$  değerleri daha yüksek iken, Karadere ( $b=0.8-1.0$ ,  $p=0.7-0.8$ ) ve Elmalık ( $b=1.1-1.2$ ,  $p=1.1$ ) fay segmentleri boyunca daha düşük b değerleri elde edilmiştir. Ayrıca, b değerlerinin özellikle Düzce fayı üzerinde 1999 Düzce depremi öncesine göre yükseldiği görülmüştür. Bu durum, Karadere ve Elmalık fay segmentleri boyunca Düzce depremi sonrasında gerilme artışları (Düzce fayı üzerinde ise gerilme azalımı) olduğunu düşündürmektedir. Karadere fay segmentinin 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi sırasında kırılmış olması ve Elmalık fay segmenti üzerinde geçen yüzyıl içinde kaydedeğer bir deprem olduğuna ilişkin veri olmaması, 1999 Düzce depremi sonrasında bu fay üzerinde deprem tehlikesinin arttığı şeklinde yorumlanmıştır.

**Anahtar Kelimeler:** b değeri, deprem tehlikesi, Düzce depremi, Kuzey Anadolu Fay Zonu, p değeri, pürüz.

### ABSTRACT

*It has been well established both in laboratory and case studies that b value of frequency-magnitude relationship of earthquake statistics is inversely related to the stress in the earth's crust. In this study, spatial and temporal distribution of b values and aftershock decay parameter p are mapped along the rupture plane of the Düzce earthquake of 12 November 1999 and neighbouring fault segments both on earth surface and in depth domain from the aftershock seismicity of the earthquake utilizing a software package. It was obtained that b values and p values are much higher along the mapped asperity over the Düzce fault ( $b=1.2-1.5$ ,  $p=1-1.3$ ) indicating a possible stress release, while lower b values prevailing along the Karadere fault segment ( $b=0.8-1.0$ ,  $p=0.7-0.8$ ) and Elmalık ( $b=1.1-1.2$ ,  $p=1.1$ ) fault indicating a possible stress loading. Since the Karadere fault segment is ruptured during the Kocaeli earthquake of 17 August 1999 and there is no information available for a notable earthquake on the Elmalık fault in the last century, it can be speculated that seismic risk on the Elmalık fault has increased after the 1999 Düzce earthquake.*

**Key Words:** b value, earthquake hazard, Düzce earthquake, The North Anatolian Fault Zone, p value, asperity.

## GİRİŞ

Artçı depremlerin bölgesel dağılımları ve zamana bağlı davranışlarında gözlenen değişimler, deprem oluşumunun açıklanmasında kullanılabilir bilgiler sağladığından deprensellik çalışmaları ve sismik tehlike değerlendirmeleri açısından önemlidir. Artçı depremler aynı zamanda ayrıntılı deprensellik araştırmaları için veri sağlarlar. Ana şokların artçı deprem oluşumlarını incelemek, büyük depremlerin karşılaştırılmasına olanak sağlar ve kırılma boyutlarını, zamanlamayı, konumunu, uzun vadeli deprem etkinliğini kontrol eden mekanizmanın daha iyi anlaşılmasını sağlar ve gelecekte oluşabilecek depremler hakkında önemli ipuçları verir.

Büyük depremlerin kırılma özellikleriyle artçı deprem dağılımları arasında bir ilişki olduğu bir çok çalışmada öne sürülmüştür. Mendoza ve Hartzell (1988), bir kaç deprem için bulunmuş kayma dağılımlarını ve yine bu depremlere ait artçı deprem dağılımlarını inceledikten sonra, artçı deprem dağılımlarındaki büyük boşlukların göreceli olarak kaymanın büyük olduğu bölgelerle genel olarak uyduğunu belirlemişlerdir. Sonraki çalışmalarda da benzer sonuçlara ulaşılmıştır (Wald, 1992, Mendoza, 1993; Wald ve Somerville, 1995; Hartzell, 1989; Hartzell vd; 1991). Hartzell ve Langer (1993), bir yitim zonu depremi olan 1974 Peru depremi ve bunun en büyük artçı depreminin kayma dağılımlarını sonlu fay analizi ile inceleyerek karşılaştırmışlar ve artçı depremlerin kırılma alanlarının ana şok kırılmasındaki kayma boşluklarını doldurduğunu saptamışlardır.

Deprem sırasındaki kırılma sonucu meydana gelen gerilme değişimlerinin ayrıntılı analizleri de yüksek kayma değerlerine sahip fay bölgelerinde yüksek gerilme düşümü olduğunu, kaymanın göreceli olarak az olduğu faylanma bölgelerinin ise gerilme artışına maruz kaldığını göstermiştir (Bouchon, 1997; Mikumo vd., 1998). Yaklaşık 7 büyüklüğünde bir deprem ile ilişkili kırılma zonu boyunca ve hatta ötesinde (Toda ve Stein, 2000) büyüklüğü 6 civarında olan artçı depremlerin meydana gelebileceği ve anaşokun oluşturduğundan daha fazla paniğe neden olabileceği düşünülmürse, ana şok için gerçek-zamanlı olarak yapılacak kayma dağılımı analizlerinin artçı depremlerin muhtemel yerleri hakkında sağladığı bilginin önemi daha iyi anlaşılır. Bu

nedenle, gerçek zaman sonlu fay analizlerinin Kaliforniya'daki hızlı deprem bilgi akış sistemlerinin rutin analizleri içine dahil edilmesi planları yapılmakta (Gee vd., 1996; Dreger ve Kaverina 2000) ve rutin analiz yöntemleri geliştirilmektedir (Mendoza, 1996, Dreger ve Kaverina 2000). Bu analizlere bu çalışmada kullanılan yöntem de eklenebilir (Wiemer ve Katsamuta, 1999).

Büyüklüğü fazla olan sığ bir depremin, nispeten daha küçük olan bir deprem serisi tarafından izlendiği bir gerçektir. Sayıları zamanla giderek azalan bu artçı depremler, çoğu zaman depremin odağına yakın bir bölgede meydana gelirler. Artçı depremlerin oluşumu ile bunların istatistiksel ve fiziksel özellikleri birçok sismolog tarafından incelenmiş ve önemli sonuçlar elde edilmiştir. Yapılan çalışmalar; artçı depremlerin sayılarındaki zamanla azalmasını belirleyen Omori kuramı (Omori, 1894), artçı deprem dizilerindeki enerji boşalımı, artçı depremlerin bölgesel dağılımı (Utsu, 1961), artçı depremlerin zamana bağlı davranışlarının fiziksel modeli (Marcellini, 1997), artçı depremlerin bölgesel ve zamana bağlı değişimleri (Drakatos ve Latousakis, 2001) konularında yoğunlaşmıştır.

Artçı deprem etkinliğini tanımlayan iki temel ilişki mevcuttur. Bu ilişkilerden birincisi, artçı depremlerin yanısıra normal depremlerin de dağılım ölçüsünü veren,

$$\log N = a - bM \quad (1)$$

“Gutenberg-Richter” bağıntısıdır (Gutenberg ve Richter, 1954). Büyüklük-deprem sayısı ilişkisi olarak da bilinen bu bağıntı, deprensellik çalışmalarında yaygın olarak kullanılmaktadır. Birçok olayda artçı depremlerin dağılımı Gutenberg-Richter ilişkisine dayanır (Ishimoto ve Iida, 1939). Burada M; büyüklük, N; büyüklüğü M veya daha fazla olan depremlerin sayısı, a; doğrunun logN eksenini kestiği nokta olup, deprem etkinliğini ifade eder ve gözlem dönemine incelenen alanın genişliğine bağlıdır, b ise Gutenberg-Richter bağıntısıyla tanımlanan doğrunun eğimidir.

Diğer ilişki ise, artçı deprem etkinliğinin zamanla azalma oranını ifade eden

$$N(t) = \frac{k}{(t + c)^p} \quad (2)$$

“Omori” kuramıdır (Utsu, 1961). Burada; t ana şoktan sonraki zaman ve N(t) ana şokun oluşumundan sonra t birim zamana düşen artçı depremlerin oluşum sayısıdır. k, c ve p ise zaman-deprem sayısı grafiğinden elde edilen sabitlerdir. Omori kuramı, zamanın bir fonksiyonu olarak, artçı depremlerin sayısının zamanla bir güç yasası şeklinde azaldığını gösterir. Diğer bir ifadeyle, artçı depremlerin bölgesel dağılımları, ana şokun artçı depremlere neden olmasından kaynaklanan gerilme değişikliği kuramı ile ilişkilidir. Omori kuramındaki sabitler içinde artçı depremlerin en önemli istatistiksel sabiti p-değeridir. Bu değer, artçı depremlerin üstel olarak azalma oranını belirler ve deprem artçı deprem dizisinin fiziksel oluşumu ile ilişkilidir (Kisslinger, 1996). Büyük bir p değeri daha hızlı, düşük bir p değeri ise daha yavaş bir artçı deprem etkinlik azalım oranına işaret eder.

Dünya üzerinde Gutenberg- Richter bağıntısından belirlenen b değeri genellikle 0.7-1.3 arasında değişmesine (Guo ve Ogata, 1997) karşın, deprem etkinliğine sahip yerlerin çoğunda b değeri ortalama 1 civarındadır (Frohlich ve Davis, 1993). Bununla birlikte; b değeri uzaysal olarak daha ayrıntılı (1 km'ye varan ayrıntıda) incelendiğinde, 1 değerinden önemli sapmalar olduğu görülmüştür. Yüksek b değerleri: (1) gerilmenin azaldığı (Urbancic vd., 1992), (2) fay kırılma zonları boyunca kaymanın yüksek olduğu (Wiemer ve Katsumata, 1999; Sobiesiak, 2000), (3) genişleme rejiminin görüldüğü (Frohlich ve Davis, 1993), (4) yüksek gözenek sıvı basıncı bulunan (Gupta, 2002), (5) fay zonu üzerinde sünmenin gözlemlendiği (Amelung ve King, 1997) ve (6) Volkanlardaki deprem aktivitelerinde (Wyss, et.al. 1997) ve (7) ısı akısının yüksek olduğu (Warren ve Latham, 1970) yerlerde gözlemlenmiştir. Ayrıca bu gözlemler, büyük depremlerde kırılan fay yüzeylerindeki pürüz veya pürüzler üzerinde kırılma öncesinde b değerinin düşük olduğunu göstermiştir (Wiemer ve Wyss, 1997; Öncel ve Wyss, 2000).

Kisslinger ve Jones (1991), artçı deprem dizileri için azalım sabitinin p=1 olmasının normal, p>1.0 olmasının büyük ve p<1.0 olmasının küçük bir değer olduğunu ifade etmişlerdir. Guo ve Ogata (1997)'ya göre p=0.9-1.8 arasında, Kiss-

linger ve Jones (1991)'a göre p=0.7-1.8, Olsson (1999)'a göre p=0.5-1.8, Wiemer ve Katsumata (1999) 'ya göre p=0.6-1.4, Utsu vd. (1995) ile Enescu ve Ito (2002)'ya göre p=0.9-1.5 arasında değişim göstermektedir.

p değerinin; kabuksal heterojenite, gerilme, volkanik etkinlik ve kabuktaki ısı akısıyla doğru orantılı olabileceği çeşitli araştırmacılarca öne sürülmüştür (Mogi, 1962; Mogi, 1967; Lachenbruch vd. 1985; Kisslinger ve Jones, 1991; Davis ve Frohlich, 1991; Utsu vd., 1995; Tsapanos, 1995; Guo ve Ogata, 1997). Ancak bunlardan hangisinin p değeri değişimi üzerinde daha önemli faktör olduğu net değildir. Tsapanos (1992) ile Wiemer ve Katsumata (1999), yaptıkları çalışmalarda; tektonik özellikler ve ısı akısının p değeri değişimini etkilediğini, kırık mekanizmasına bağlı olarak p değerlerinin değişebileceğini ve yüksek p değerlerinin bölgedeki yüksek ısı akısından kaynaklanabileceğini ifade etmişlerdir.

Yapılan gözlemler, depremlerde frekans-büyük- lük ilişkisini gösteren Gutenberg-Richter bağıntısından belirlenen b değeri ile deprem oluşumunun fiziği arasında doğrudan bir ilişki olduğunu önermektedir. Mogi (1962), laboratuvar deneylerinde malzemenin heterojenliğinin veya çatlak yoğunluğunun artmasının b değerinin artmasına neden olduğunu bulmuştur. Volkanik bölgelerde mağma odalarının yakınlarında fazla çatlaklı hacimlerde yüksek b değerleri saptanmıştır (Wiemer ve McNutt, 1997; Wiemer vd., 1998; Wyss vd., 1997). Scholz (1968), laboratuvar ve Urbancic vd. (1992) ise madenlerdeki çalışmalarında gerilme ile b değerinin ters orantılı olduğunu göstermişlerdir. Doğrultu atımlı fay zonları boyunca b değeri sismojenik zon içinde (15-20 km derinliğine kadar) derinlikle azalır. Sismojenik zondan sonra artan ısı ve basınca bağlı olarak kayaçlar gerilme biriktiremediğinden, b değeri tekrar artmaktadır.

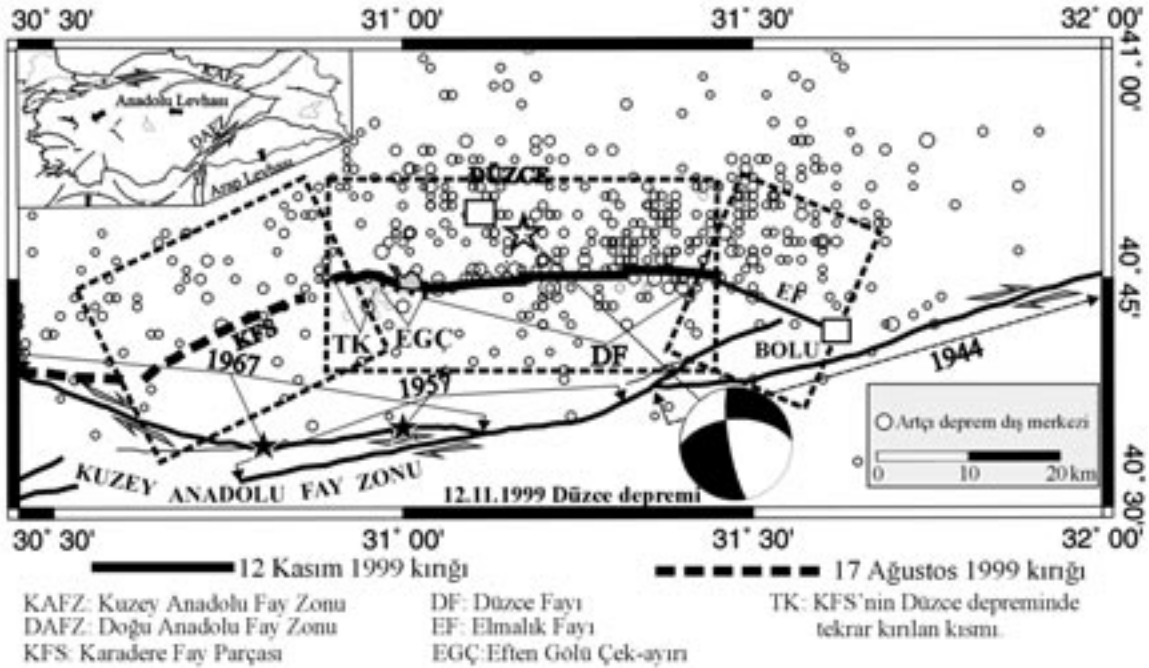
Bu çalışmada, 1999 Düzce depremi kırık zonu boyunca anaşoktan sonraki 5 ay içinde meydana gelen artçı depremler kullanılarak artçı deprem etkinlik sabitleri b ve p değerinin uzay ve zaman dağılımı haritalanmıştır. Haritalanan b değerlerinin dağılımı depreme neden olan fayın kırılma özellikleri ile karşılaştırılmış, fayların segmentasyonu ile olan ilişkisi ve gelecekteki artçı deprem ve deprem tehlikesinin belirlenmesinde kullanılabilirliği tartışılmıştır.

## 12 KASIM 1999 DÜZCE DEPREMİ

Türkiye'de yüzyılın felaketi olarak nitelendirilen 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminden yaklaşık üç ay sonra 12 Kasım 1999 tarihinde KB Türkiye bir başka büyük depremle daha sarsılmıştır (Şekil 1) Düzce depremi olarak adlandırılan bu deprem, Düzce ve Bolu illeriyle Kaynaşlı kasa-basında ağır hasara ve can kaybına neden olmuştur (Şekil 2a). Bu depremin oluşumu bir bakıma sürpriz sayılmaz. Çünkü, Kocaeli depreminin ardından yapılan Coulomb gerilme analizi çalışmaları (Hubert-Ferrari vd., 2000; Utkucu vd., 2003) Kocaeli depreminin, Marmara Denizi'ndeki faylarda olduğu kadar, Düzce depremini oluşturan fay üzerinde de büyük bir gerilme artışına neden olduğuna işaret etmiştir.

Düzce depremi de, Kocaeli depremi gibi Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) üzerinde meydana

gelmiştir (bkz. Şekil 1). KAFZ, Bolu ili yakınlarında iki kola ayrılmaktadır (Barka, 1996). Düzce depremini oluşturan Düzce fayı (DF) batıda Karadere fay segmenti (KFS) ve doğuda Elmalık fayı (EF) ile birlikte kuzey kolu oluşturmaktadır. KFS, Kocaeli depremi sırasında 1.5 m ye varan atımla kırılmış olduğundan (Barka vd., 2002; Hartleb vd., 2002), Düzce depremi bir bakıma Kocaeli deprem kırığının doğuya doğru bir uzantısı olarak nitelendirilebilir (bkz. Şekil 1 ve 2). Güney kol ise, 1957 Abant ( $M_S=7.1$ ) ve 1967 Mudurnu Vadisi ( $M_S=7.0$ ) depremleri ile kırılmıştır (bkz. Şekil 1) (Barka, 1996). Kuzey kolu 1999 Kocaeli ve Düzce depremlerine kadar büyük bir deprem üretmemiştir. Bundan dolayı Barka (1996), kuzey kolu oluşturan DF için büyük bir deprem üretme riskine değinmiş ve bu yorum 1999 Düzce depremi ( $M_S=7.2$ ) ile doğrulanmıştır. 1999 Düzce depreminin odağı, Deprem Araştırma Dairesi SABONET ağı tarafından



Şekil 1. Türkiye'nin belli başlı tektonik unsurlarını (sol üstte), 1999 Düzce depremi kaynak bölgesi civarında Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nin uzanımını (ince siyah çizgi), kaynak mekanizma çözümünü, deprem sonrasındaki 5 ay içinde Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından saptanan artçı depremleri (içi boş daireler) ve çalışmada kullanılan veri hacimlerinin yüzey iz düşümlerini (kesikli çizgili dikdörtgenler) gösteren harita (Barka ve Kadinsky-Cade (1988), Barka (1996) ve Akyüz vd. (2002)'den derlenmiştir).

Figure 1. The map showing the major tectonics elements of Turkey (inset), extend of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ) (thin black line) in the vicinity of the 1999 Düzce earthquake, the source mechanism solution, surface projections of the data volumes used in the study (broken line rectangles) and the aftershocks (open circles) that have occurred during the five months after the earthquake and were located by Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute (Compiled from Barka and Kadinsky-Cade (1988), Barka (1996), and Akyüz et al. (2002)).

40.818° K ve 31.198° E koordinatlarında ve 12.5 km derinlikte verilmiştir (Zünbül vd., 2001) (Çizelge 1). Depremi kaynak mekanizması çözümleri; yaklaşık DB doğrultulu, kuzeye eğimli bir düzlem üzerinde küçük bir normal atımı olan sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmaya işaret etmektedir (bkz. Şekil 1). Depremi kaynak mekanizması çözümleri Çizelge 1'de özetlenmiştir. Depremi ardından birkaçının büyüklüğü  $M \geq 5$  olan çok sayıda artçı deprem meydana gelmiştir. Ana şoktan sonraki ilk 5 ay içinde meydana gelen ve dış merkezleri Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) tarafından belirlenen artçı depremler Şekil 1'de gösterilmiştir.

Düzce depremi, batıda Gölyaka güneyinden başlayıp Kaynaşlı doğusuna kadar uzanan 40 km uzunluğunda bir yüzey kırığı oluşturmuştur (bkz. Şekil 1 ve 2a) (Emre vd., 2000; Akyüz vd., 2002). Dış merkezin yüzey kırığının uzanımına göre konumu, deprem için iki taraflı bir kırılma modeli önermektedir. Düzce depremi, batıda 1999 Kocaeli depreminde de kırılmış olan KFS'nin 9 km boyunca batı ucunu tekrar kırmıştır (bkz. Şekil 1). Yüzey kırığı, Eften Gölü çukayır (EGÇ) yapısının ardından DF boyunca devam etmektedir. EGÇ boyunca deprem yüzey kırığındaki en büyük düşey atım 3 m olarak gözlenmiştir (bkz. Şekil 2) (Akyüz vd., 2002). DF boyunca kırılma, hemen hemen tamamen doğrultu atımlıdır ve 3 alt fay parçasından oluşmaktadır (bkz. Şekil 2) (Akyüz vd., 2002). Atım miktarı Mengencik köyü güneyinde yaklaşık 5 m civarındadır. Yüzey kırığı, Kaynaşlı yerleşiminin

merkezinden geçtikten sonra 5 km doğuda sona ermektedir. Kaynaşlı doğusunda gözlenen en büyük doğrultu atımlı yer değiştirme 1.5 m civarındadır. EF boyunca herhangi bir yüzey kırığı rapor edilmemiştir (Akyüz vd., 2002).

EF'nin orta büyüklükte ( $M_w=6.4$ ) herhangi bir deprem üretilip üretmeyeceği tartışma konusudur. Akyüz vd. (2002), bu fay parçasının 1944 Bolu-Gerede depreminde kırılmamış olması durumunda önemli bir deprem tehlikesi taşıyabildiğini öne sürmüşlerdir (bkz. Şekil 1).

## VERİ TABANI VE YÖNTEM

12 Kasım 1999 Düzce depremi için kullanılan veri, KRDAE'nin 1999 Kocaeli ve Düzce depremleri artçı deprem kataloğundan (Kalafat vd., 2001) elde edilmiştir. Bu veri tabanında yer alan depremlerin büyüklükleri, süre büyüklüğüne ( $M_0$ ) göre homojen hale getirilerek çalışmada kullanılan ZMAP 6.0 paket programının (Wiemer, 2001) veri okuma formatına uygun hale getirilmiştir. Düzce depremi artçı depremlerinin depremsellik sabitlerinin uzay ve zaman ortamında değişiminin haritalanması ve bu sabitlerin uzaysal ve zamansal dağılımında depremin artçılarının meydana getirdiği değişikliklerin belirlenmesi için kullanılan veri aşağıda belirtilen çeşitli zaman aralıklarında incelenmiştir.

(1) Düzce depreminin ana şokunun ardından ilk 5 ay içinde meydana gelen artçı depremler için depremsellik sabitlerinin uzay ortamındaki değişimleri KFS, DF ve EF'nin kırılma alanları ve yer yüzeyi üzerinde incelenmiştir.

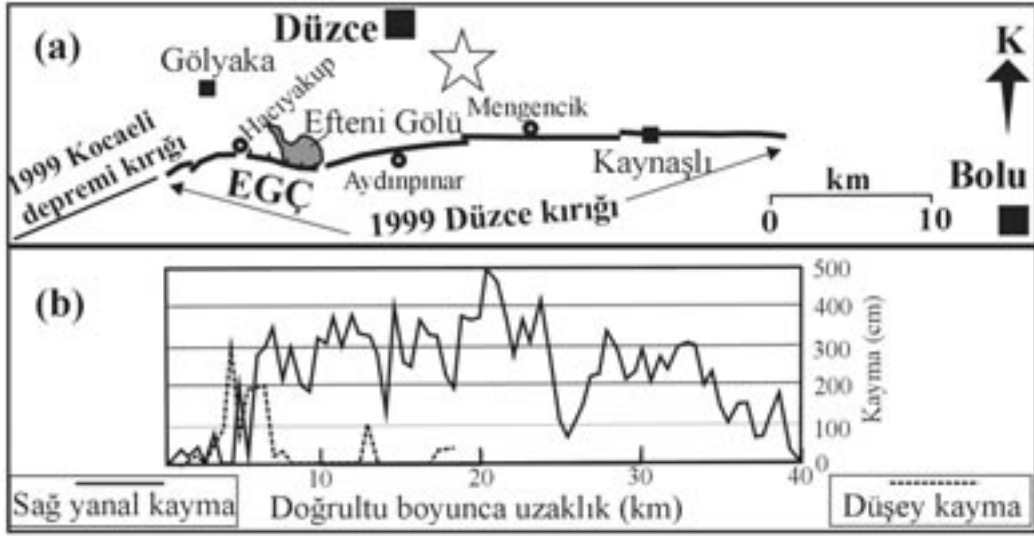
Çizelge 1. 12 Kasım 1999 Düzce depremi kaynak parametreleri.

Table 1. Source parameters of the Düzce earthquake of 12 November 1999.

	DAD <sup>1</sup> ve Tibi vd. (2001)	Tibi vd. (2001) <sup>2</sup>	USGS <sup>3</sup>	Harvard Üniversitesi	Pınar (2004) <sup>2</sup>	Taymaz (2000) <sup>2</sup>	Wright vd. (2001) <sup>4</sup>
Enlem (°)	40.818		40.77	40.93			
Boylam (°)	31.198		31.15	31.25			
Derinlik (km)	12.5		14	18			
$M_0$ ( $\times 10^{19}$ Nm)		4.6	4.5	6.7		4.79	4.2±0.4
$M_w$			7.1	7.2			
Doğrultu (°)		264		264	262	270	
Eğim (°)		64		54	65	34	57±4
Kayma (°)		184		-167	-178	-170	134±17

<sup>1</sup> Deprem Araştırma Dairesi; <sup>2</sup> P ve SH dalga şekilleri ters çözümünden elde edilmiştir; <sup>3</sup> Amerikan Jeoloji Kurumu;

<sup>4</sup> InSAR verilerinin ters çözümünden elde edilen sonuçlar.



Şekil 2. (a) Düzce depremi yüzey kırığının harita görünümü ve (b) yüzey kırığı boyunca Akyüz vd., (2002) tarafından gözlenen yer değiştirme dağılımı (EGÇ çek-ayır havzasını göstermektedir).  
 Figure 2. (a) The map view of the surface ruptures of the Düzce earthquake, and (b) slip distribution along the surface rupture observed by Akyüz et al., (2002) (EGÇ represents pull-apart basin).

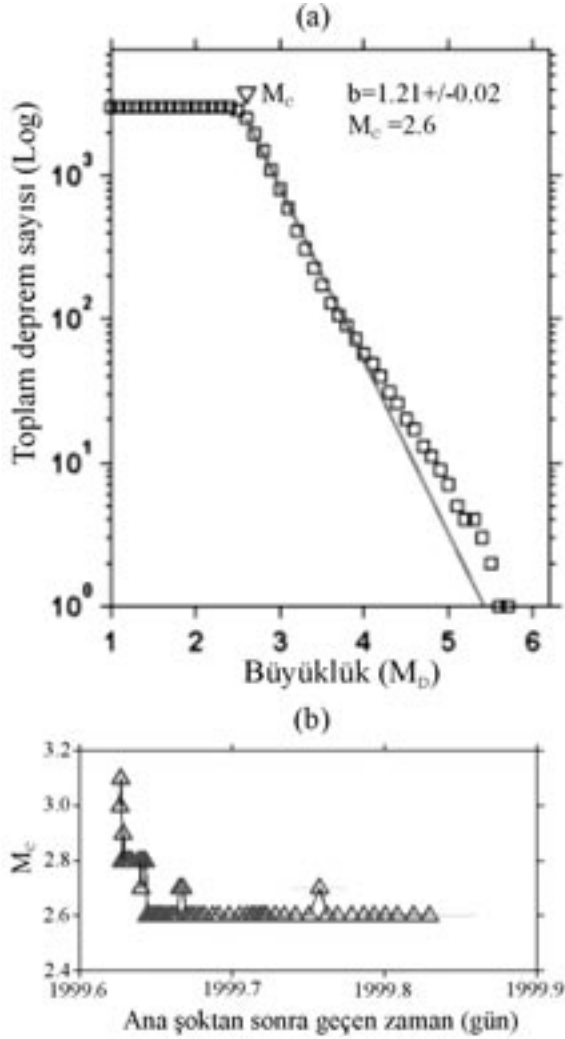
(2) 17 Ağustos 1999 depremi ile 12 Kasım 1999 Düzce depremleri arasında meydana gelen Kocaeli depremi artçı depremlerinin KFS üzerindeki ve bu depremin DF üzerinde oluşturduğu gerilme yükü dolayısıyla (Utkucu vd., 2003) meydana gelen artçı depremlerin b değerinin derinlik boyutunda uzaysal dağılımı bulunmuştur. Bu dağılımın 1999 Düzce depreminin 5 aylık artçı depremlerinden KFS ve DF üzerinde derinlik boyutunda hesaplanan b değerlerinin uzaysal dağılımı ile karşılaştırılması yapılarak b değerlerinde zaman ortamında görülen değişim irdelenmiştir.

(3) b değerlerinde Düzce depremi sonrasında meydana gelen değişikliklerin daha iyi görülebilmesi için Kocaeli ve Düzce depremleri arasında kalan 87 günde KFS ve DF üzerinde meydana gelen depremler ile Düzce depremi sonrasındaki ilk 87 günde (12 Kasım- 8 Şubat arasında) aynı faylar üzerinde meydana gelen artçı depremler için hesaplanmış b değerlerinin farkları haritalanmıştır.

Wiemer ve Katsumata (1999), 1995 Kobe (Japonya) ve 1994 Northridge (ABD) depremlerinin artçıları için depremsellik sabitlerinin dağılımını haritaladıkları çalışmalarında, dağılımın odak belirlemedeki (odak noktasının enlem, boylam ve derinliğindeki) hatalardan fazla etkilenmedi-

ğini ancak, katalogdaki tamamlılığın zaman içindeki değişimlerinden etkilendiğini görmüşlerdir. Özellikle tamamlılık büyüklüğü ( $M_c$ ) ve büyüklük tamamlılık aralığında zaman içinde meydana gelen değişimler ve verinin başlangıç zamanının seçimi, b ve p depremsellik sabitlerinin belirlenmesinde önemli farklara neden olmaktadır. Nitekim, Northridge ve Kobe depremleri için ilk belirlenen artçı deprem odaklarından ve sonradan daha az hatalı olarak belirlenen deprem odaklarından belirlenen depremsellik sabitlerinin dağılım haritalarının genel olarak bir benzerlik gösterdikleri görülmüştür.

Bu nedenle, çalışmada kullanılan verinin tamamlılık büyüklüğü ve zaman içindeki değişimi belirlenmiştir. Bu belirleme işlemi, ilk önce Düzce depremi ana şoku öncesindeki Kocaeli depremi artçı depremleri için yapılmıştır. Şekil 3a'dan görüldüğü gibi, bu verinin tümü için hesaplanan  $b = 1.21 \pm 0.02$  ve tamamlılık büyüklüğü  $M_c = 2.6$ 'dır. Bununla birlikte,  $M_c$ 'nin zaman içindeki değişiminin gösterildiği Şekil 3b'den verinin ait olduğu zaman süreci boyunca tamamlılık büyüklüğünün 2.6 ile 3.1 arasında değiştiği görülmektedir. Bu nedenle, tamamlılık magnitudünün tüm veriden hesaplandığı gibi, 2.6 alınması özellikle tamamlılık büyüklüğü değerine duyarlı olan artçı deprem azalım sabiti p'nin yanlış hesaplanmasına neden olacaktır. Çünkü bu sabit,



Şekil 3. (a) Kocaeli depreminin 17.08.1999 ile 12.11.1999 tarihleri arasında meydana gelen artçı depremlerinin tümü için hesaplanan büyüklük-kümülatif deprem sayısı ilişkisi ve bu ilişkiden hesaplanan b değeri ve tamamlılık büyüklüğü ( $M_c$ ), (b) aynı dönemdeki artçı depremlerden hesaplanan  $M_c$ 'nin zamana bağlı değişimi.

Figure 3. (a) Magnitude-frequency relationship and completeness magnitude ( $M_c$ ) estimated from the whole aftershock sequence of the Kocaeli earthquake between 17 August 1999 and 12 November 1999, (b) variation of the ( $M_c$ ) depending on time for the same period.

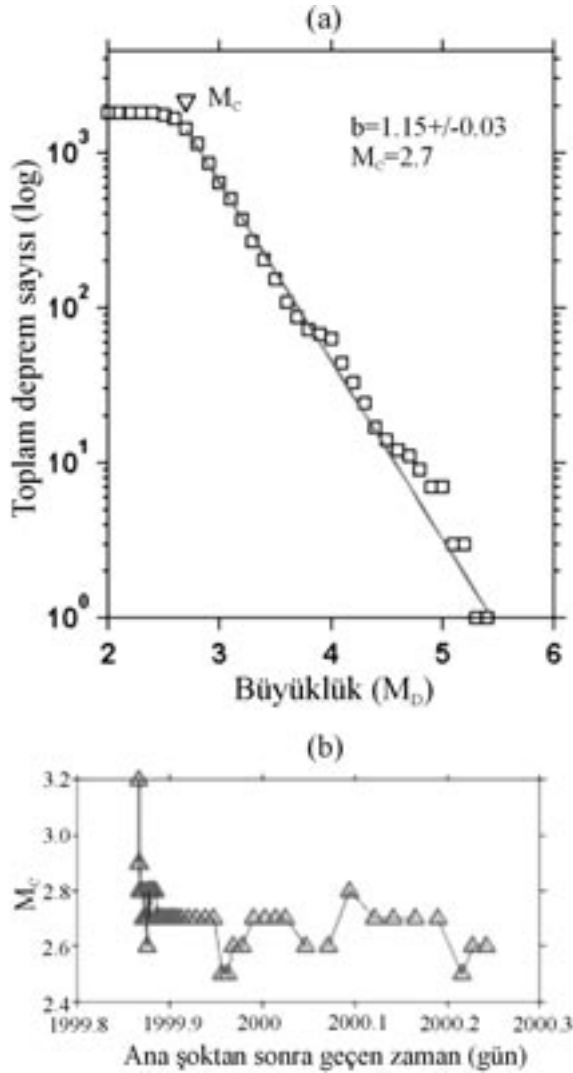
özellikle ana şoku izleyen ilk günlerdeki artçı depremlere duyarlıdır. Tamamlılık büyüklüğü  $M_c$  nin zamanla değişimi iki şekilde açıklanabilir: (1) ana şoku izleyen günlerde ana şok kırılma zonu çevresine sismik algılama yeteneğini art-

tırmak için mobil istasyonlar kurulması ile daha küçük depremlerin algılanabilmesi ve (2) ana şoku izleyen ilk günlerde kırılma zonu üzerinde ani gerilme değişimi ve yüklemeleri meydana gelmektedir. Bu olaylara bağlı olarak bir deprem fırtınası gibi birbirinin peşi sıra çok sayıda artçı deprem meydana gelmekte ve küçük artçı depremlerin sismik dalgaları göreceli olarak daha büyük olan artçı depremlerin sismik dalgalarının son kesiminde yer alan salınımlar içinde kaybolarak belirlenmemektedir. Dolayısıyla artçı deprem etkinliğinin doğasında yer alan ana şok sonrasında, sayıca hızla azalmaya bağlı olarak, artçı deprem olma sıklığı azalmakta ve gün geçtikçe daha küçük büyüklüğe sahip depremler kaydedilebilmektedir.

Ardından, Düzce depremi artçıları için verilerin tümünden b değeri ve tamamlılık büyüklüğünün zaman içindeki değişimi 250 deprem içeren kayan bir zaman penceresi yardımıyla En Büyük Olasılık (EBO) yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır. Şekil 4a'da görüldüğü gibi, Düzce artçı deprem serisinin ilk 5 aylık kısmının tümü için hesaplanan tamamlılık magnitudü  $M_c=2.7$  ve b değeri  $b=1.15\pm 0.03$ 'dür. Ancak,  $M_c$  zaman içinde 2.5 ile 3.2 arasında değişmektedir (Şekil 4b).

Çalışmada Düzce depremine ait artçı deprem depremsellik sabitlerinin hesaplanması için kullanılacak en küçük büyüklük ( $M_{min}$ ) değeri yüksek tutularak ( $M_{min}=3.2$ )  $M_c$  değerinin zaman içindeki değişiminin neden olacağı hatalar önlenmeye çalışılmıştır. Bu işlem, bu büyüklüğün altında kalan büyüklüklere sahip verinin hesaplamalarda kullanılmasına engel olduğundan, hesaplamalarda kullanılacak artçı deprem sayısını, yani veri sayısını azaltmaktadır.  $M_c$  değerinin zamanla değişiminin hesaplamalara etkisinin engellenmesinin bir yolu da,  $M_{min}$ 'nin küçük alınarak verinin başlangıç kısmındaki yeterli sayıda depremin çıkarılması, yani veri başlangıç zamanının ( $T_0$ ) ana şok oluş zamanı değil de, yeterli sayıda depremi içeren zamanın ( $T_y$ ) bu zaman eklenerek başlangıç zamanının  $T_b=T_0+T_y$  alınmasıdır (Wiemer ve Katsumata, 1999). Örnek olarak Şekil 1'de gösterilen Düzce depremi artçı depremleri için  $T_b=T_0+3$ gün ve  $M_{min}=2.7$  alınabilir. Ancak, bu işlem de verinin başlangıç kısmında yer alan artçı depremlerin hesaplamalarda kullanılmasını engellemektedir.

EBO yönteminde b değeri aşağıdaki bağıntı ile verilir (Aki, 1965).



Şekil 4. (a) Düzce depremi artçı deprem dizisinin tümü için hesaplanan büyüklük-kümülatif deprem sayısı ilişkisi ve bu ilişkiden hesaplanan b değeri ve tamamlılık büyüklüğü ( $M_c$ ), (b) bu depremin artçı dizisinden hesaplanan  $M_c$ 'nin zamana bağlı değişimi.

Figure 4. (a) Magnitude-frequency relationship and completeness magnitude ( $M_c$ ) estimated from the all aftershock sequence of the Düzce earthquake, (b) variation of the  $M_c$  depending on time for the aftershock data of the 1999 Düzce earthquake.

$$b = \frac{\log 10e}{\langle m \rangle - m_0} \quad (3)$$

Burada;  $\langle m \rangle$  ortalama büyüklük ve  $m_0$  ise incelenen zaman aralığında deprem katalogunun tamamlılık düzeyini gösteren minimum büyük-

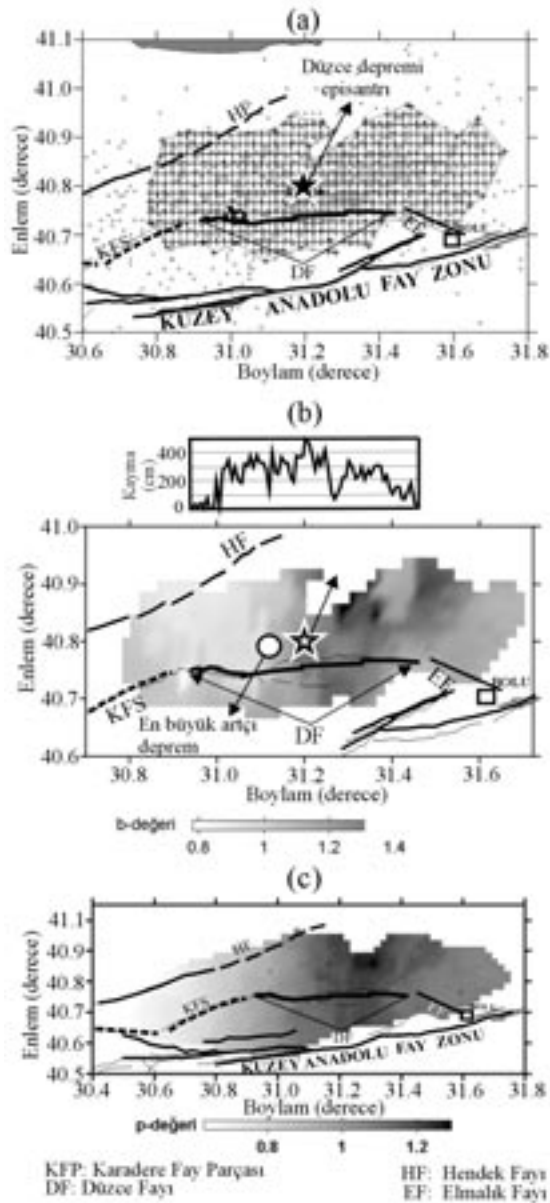
lüktür. En düşük büyüklük değeri ( $M_{min}$ ), tamamlılık büyüklüğü  $M_c$ 'ye eşit, ya da ondan büyük olarak alınır. EBO yöntemi, yapay olarak düşük b değerlerine neden olabilen algılama eşiğindeki artışlara karşı daha duyarlı olabilir. Bu çalışmada kullanılan ZMAP (Wiemer, 2001) paket bilgisayar programı ile EBO yöntemi, ya da en küçük kareler yöntemi ile hesaplanan b değerleri genel olarak birbirlerine % 10 hata oranı ile uyarlar. p değerinin hesaplanmasında 2 no.lu eşitlik ile verilen Omori kuramından yararlanılmıştır.

### BULGULAR VE TARTIŞMA

Bu çalışmada 12 Kasım 1999 Düzce depremi artçılarının deprensellik sabitlerinin uzay ve zaman dağılımı hem yeryüzünde ve hem de derinlik boyutunda hesaplanarak belirlenmiştir. Öncelikle yeryüzeyindeki dağılım belirlenmiştir. Bu amaçla 1999 Düzce depreminin 5 aylık artçı depremleri yüzeyde haritalanarak kullanılan paket programın gereği olarak artçı depremlerin yoğun olarak toplandığı bölge harita üzerinde bir kapalı eğri ile çevrilmiştir (Şekil 5a). Bu kapalı eğrinin çevrelediği harita alanı, KG ve DB doğrultusunda  $0.02^\circ$  ile kareleştirilmiştir. Ardından kareleştirilmenin her düğüm noktası için o noktaya en yakın 300 artçı deprem seçilerek b değeri ve artçı deprem azalım sabiti p değeri EBO yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır. Şekil 5b ve 5c bu işlemlerin sonuçlarını göstermektedir.

Şekil 5b' de görüldüğü gibi, Düzce depremi kırılma düzlemi civarında artçı depremlerden hesaplanan b değeri 0.8 ile 1.6 arasında değişmektedir. Şekil 5b ve 5c'de beyaz-açık gri alanlar b değerinin düşük, siyah-koyu gri alanlar ise, b değerinin göreceli olarak yüksek olduğu alanları göstermektedir. Wiemer ve Wyss (1997), artçı depremler çıkarılmış olan deprem kataloglarından hesaplanan b değerinin fay düzlemi üzerindeki pürüz alanları içinde göreceli olarak küçük olduğunu göstermişlerdir. Gerilme ile b değeri arasındaki ters ilişki dikkate alındığında, bu normal bir sonuçtur. Fay pürüzleri kırılmayı engelleyen fay alanları olduklarından, gerilme birikimine neden olurlar. Bu gerilme birikimi, pürüzü oluşturan kaya yüzeyinin dayanımının aşılmasıyla sona erer ve pürüz kırılarak gerilme boşalır. Bu kırılma, ana şoka karşılık gelmektedir. Dolayısıyla pürüz alanı içinde gerilmenin ani boşalması ile pürüz alanı içinde b değeri düşer, an-





Şekil 5. (a) Düzce depremi artçı dizisinden b ve p değerlerinin uzaysal dağılımının yer yüzeyinde haritalanabilmesi için enlem ve boylam doğrultularında  $0.02^\circ$  aralıklarla yapılan karelej ağını, (b) hesaplanan b değerlerinin yer yüzeyindeki dağılımını ve (c) hesaplanan artçı deprem azalım sabiti p değerlerinin yer yüzeyindeki dağılımını gösteren haritalar (Ayrıntı için metne bakınız).

Figure 5. The maps showing (a) gridding that was carried out at  $0.02^\circ$  intervals along the both longitude and latitude directions in order to map spatial variation of b and p values from the 1999 Düzce earthquake aftershock sequence at the earth surface, (b) spatial distribution of the b values and (c) p aftershock decay parameters computed from the sequence (See the text for details).

cak kırılan pürüzün çevresindeki fay alanlarında gerilme yüklenmesi meydana gelir (King vd., 1994; Bouchon, 1997). Böylelikle, pürüzü çevreleyen fay alanlarında ana şok sonrası b değeri azalır. Nitekim Wiemer ve Katsumata (1999), ABD'de meydana gelen 1984 Morgan Hill, 1992 Landers ve 1994 Northridge depremleri ile Japonya'daki 1995 Kobe depreminin ardından meydana gelen artçı depremlerin b ve p depremsellik sabitlerinin uzaysal ve zamansal dağılımını inceledikleri çalışmalarında b değerinin yüksek olduğu alanların kaymanın büyük olduğu fay alanları ile genel bir uyum içinde olduklarını görmüşlerdir. Aynı araştırmacılar, b değerinin düşük olduğu alanların ise pürüzleri çevreleyen alanlar olduğunu görmüşlerdir. Şekil 5b'de görüldüğü gibi, Düzce depremi sırasında kaymanın yüksek olduğu (Burgman vd., 2002; Akyüz vd., 2002; Aydın ve Kalafat 2002; Utkucu vd., 2003) ve deprem odağının yer aldığı DF üzerinde; yüzeyde hesaplanan b değeri yüksek ve DF'nin iki ucundan uzaklaştıkça b değeri düşmektedir. Buna göre, Düzce depremi ana şoku sonrasında Hendek fayı, EF ve 4 ay önce Kocaeli depremi ile kırılan KFS üzerinde gerilme artmıştır. Şekil 5c'den görüldüğü gibi, ana şok kırığının başlıca bölümünü oluşturan DF üzerinde azalım fazla ve DF'nin iki ucundan uzaklaştıkça artçı deprem azalım sabiti p göreceli olarak azalmaktadır. Benzer sonuçlar, Wiemer ve Katsumata (1999) tarafından farklı alanlar için de gözlenmiştir.

Bundan sonraki aşamada Kocaeli ana şoku sırasında kırılan KFS ve Düzce depreminde kırılan DF ile bir deprem oluşturup oluşturmayacağı tartışma konusu olan EF (Akyüz vd., 2002) boyunca b değerinin derinlik dağılımı yine Düzce depreminin artçıları kullanılarak belirlenmeye çalışılmıştır. Düzce depremi ana şoku için yapılan dalga şekli modellemeleri sonucunda elde edilen kaynak sabitleri Düzce depremi sırasında kırılan fay için yaklaşık  $65^\circ$  kuzeye doğru bir eğime işaret etmektedir (Çizelge 1) (Tibi vd., 2001; Wright vd., 2001). Kocaeli depremi sırasında kırılan KFS'nin kuzeye doğru önemli bir eğime sahip olduğu, InSAR radar interferometri verileriyle yapılan bir çalışmada önerilmektedir (Wright vd., 2001). Artçı depremlerin Şekil 1'de gösterilen yüzeydeki dağılımı da, bunu doğrular niteliktedir. Çünkü artçı depremler, bir düzlemden çok geniş bir kabuk hacmi içinde dağılmışlardır. Bu nedenle, b değerinin hesaplanacağı derinlik ke-

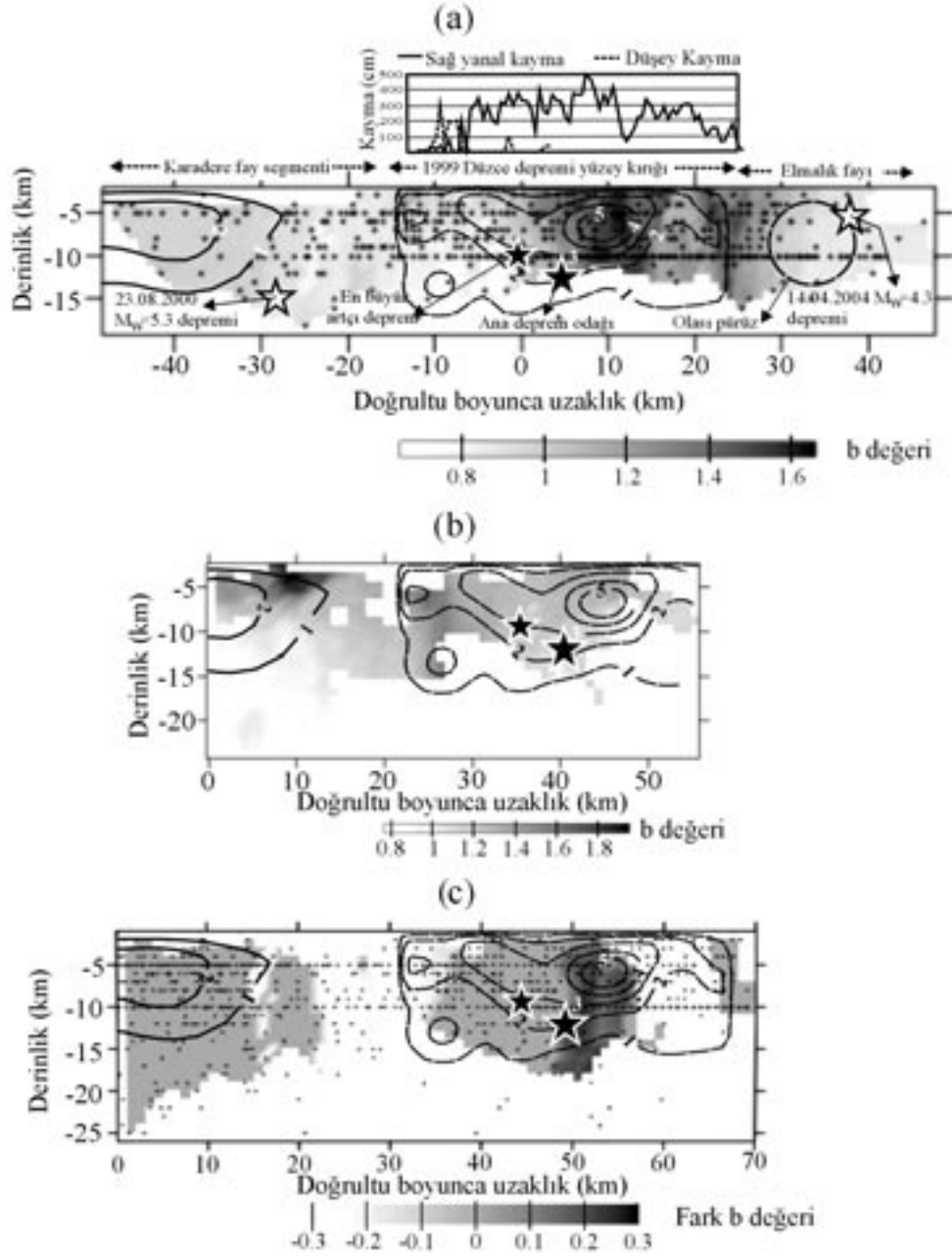
siti anılan fayların doğrultuları dikkate alınarak tanımlanmış ve kuzeye doğru olan eğimden dolayı kesitler adı geçen faylar merkez alınarak 20 km genişlikte seçilmiştir. Kesit uzunluğu ve derinliği boyunca 1 km aralıklarla kareleştirilmiş ve her düğüm noktası için o düğüm noktasına en yakın 100 artçı deprem kullanılarak EBO yöntemi ile belirlenen b değeri bu düğüm noktasına atanmıştır. Şekil 6a bu işlemin sonucunu ve bu sonucun Düzce depremi için Utkucu vd. (2003) tarafından dalga şekli ters çözümü ile belirlenen kayma dağılımı konturları ve yüzeyde ölçülen atım miktarları (Akyüz vd., 2002) ile karşılaştırmasını göstermektedir. Şekil 6a'dan görüldüğü gibi, b 0.65 ile 1.65 arasında değişmekte ve kesit boyunca b değeri oldukça heterojen bir dağılım sergilemektedir. b'nin yüksek olduğu yerler (siyah-koyu gri renkte) Düzce depremi kırılma uzanımıyla kayda değer bir uyum sergilemektedir. Elde edilen kayma dağılımı modelinde büyük pürüz yaklaşık 5 m'lik yer değiştirme miktarıyla Düzce ana şok odağının hemen doğusunda ve eğim yukarısında yer almaktadır. Belirlenen yüksek b değeri bölgesi, bu pürüzün kırılma alanı ile çakışmaktadır. Bu durum, Wiemer ve Katsumata (1999) tarafından öne sürülen ana şok ile kırılan pürüz veya pürüzlerin üzerinde artçı depremler tarafından belirlenen b değerlerinin yüksek olduğu tezi ile uyumaktadır. Aynı araştırmacılar, pürüz çevresindeki alanlarda artçı depremlerden belirlenen b değerinin göreceli olarak düşük olduğunu öne sürmüşlerdir. Düzce depremi artçı depremlerinden belirlenen b değeri batıya doğru ve pürüzden uzaklaştıkça azalma göstermektedir. Doğuya doğru ise, ilk önce göreceli bir azalma sergilemekte, daha sonra yine büyümekte ve EF üzerinde tekrar azalmaktadır. Doğuya doğru kaydedilen bu azalmadan sonra tekrar yükselmenin olması olasılıkla DF ile EF arasındaki bir yapısal süreksizliğin etkisini göstermektedir. Bu durum, söz konusu yapısal süreksizlik boyunca ana şok öncesinde gerilme birikiminin olduğu ve ana şok ile bu gerilmenin boşaldığı şeklinde yorumlanabilir. Benzer bir gözlem, Wiemer Katsumata (1999) tarafından ABD'de meydana gelen 1992 Landers depremi için de yapılmıştır. Bu sonuçlar fay zonlarının yapısal sınırlarının, artçı depremlerden belirlenen b değerinin uzaysal dağılımından belirlenebileceğini veya ek bir kanıt ortaya koyabileceğini gündeme getirmektedir.

Düzce depremi kaynak alanı civarında derinlik kesiti boyunca b değerlerinin dağılımı en küçük

kareler (EKK) yöntemi kullanılarak da hesaplanmış (Şekil 7) ve sonuçlar EBO yöntemiyle hesaplanan dağılımla karşılaştırılmıştır. EKK ile hesaplanan derinlik dağılımında b değerleri 0.6 ile 1.8 arasında değişmektedir. Bu değer aralığı, EBO yöntemi ile hesaplanan değer aralığından pek farklı değildir.

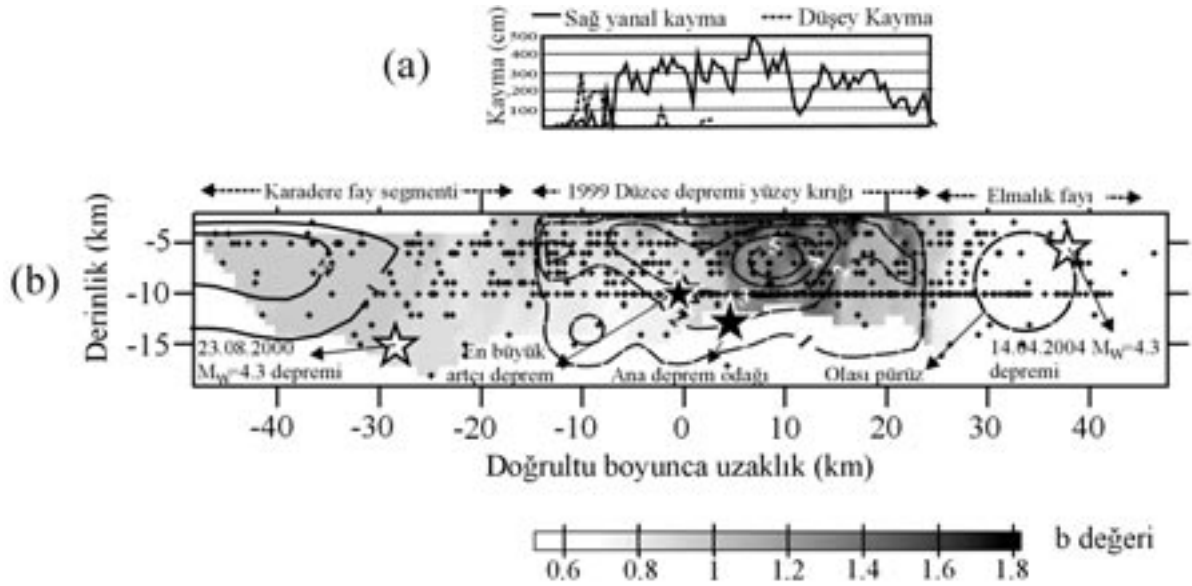
b değerinin zaman içindeki değişimini görebilmek için Kocaeli ve Düzce depremleri arasında kalan 87 günde KFS ve DF civarında meydana gelen Kocaeli depremi artçı depremlerinden yararlanılarak adı geçen fay segmentleri üzerinde b değeri hesaplanmıştır (bkz. Şekil 6b). Hesaplamalar için merkezi KFS ve DF fay segmentlerinin yüzey uzanımları boyunca uzanan, derinliği artçı depremlerin derinliklerine göre seçilen ve yer yüzeyi üzerine izdüşümü 20 km genişliğinde olan bir hacim içine düşen artçı depremler kullanılmıştır (bkz. Şekil 1). Bu hacim, kesit uzunluğu ve derinliği boyunca 1 km aralıklarla kareleştirilmiş ve her düğüm noktası için o düğüm noktasına en yakın 100 artçı deprem kullanılarak EBO yöntemi ile belirlenen b değeri bu düğüm noktasına atanmıştır. Şekil 6b'den görülebileceği üzere, KFS'nin sığ kesimlerinde Düzce ana şoku öncesinde b değeri 1.2 ile 2.0 arasında, derin kesimlerinde ise 0.8 ile 1.1 arasında değişmektedir. Bununla birlikte, Düzce depremi sonrasında KFS üzerinde b değeri 0.6 ile 1.0 arasında değişmektedir. Diğer bir ifadeyle, Düzce ana şoku sonrasında KFS üzerinde b değeri özellikle sığ kesimlerde büyük bir azalma sergilemiştir. Bu durum, Düzce depremi kırılmasının KFS'nin üzerinde bir gerilme artışına neden olduğu şeklinde yorumlanabilir. Benzer gözlemler, Coulomb statik gerilme değişimi modellerinin yapıldığı çalışmalarda da elde edilmiştir (Utkucu vd., 2003). Bu arada Düzce depreminin odağının Şekil 6b'de gösterilen dağılımda göreceli olarak düşük b değeri bölgesi içinde yer alması dikkate değerdir.

Düzce depremi ana şoku öncesi ve sonrasında KFS ve DF üzerindeki b değerindeki değişimin daha iyi farkedilmesi için bu ana şok öncesindeki ve sonrasındaki 87 gün boyunca meydana gelen Kocaeli ve Düzce artçı depremlerinden hesaplanan b değerlerinin farkı alınarak b değerindeki değişim haritalanmıştır (Şekil 6c). Şekil 6c'den açıkça görüldüğü gibi, KFS üzerinde b değerleri 0-0.3 birim arasında değişen bir azalma gösterirken, DF üzerinde b değerleri 0-0.3



Şekil 6. Derinlik boyutunda EBO yöntemi ile hesaplanan b değerlerinin uzaysal ve zamana bağlı değişimleri: (a) Düzce depremi yüzey kırığı kayma dağılımı ve 5 aylık artçılarından hesaplanan b değerlerinin uzay dağılımı, (b) 17.08-12.11.1999 tarihleri arasında kalan İzmit depremi artçılarından hesaplanan b değerlerinin uzay dağılımı, (c) 1999 Düzce depremi öncesi ve sonrasındaki 87 günlük artçı deprem serilerinden hesaplanan b değerlerinin farkından bulunan "fark-b" değerlerinin uzay dağılımı (KFS ve DF üzerinde 1 m aralıkla çizilmiş konturlar deprem dalgalarından bulunan sırasıyla İzmit ve Düzce depremleri kayma dağılımlarını göstermektedir).

Figure 6. Spatial and temporal variations of b values calculated in the depth dimension using the maximum likelihood method: (a) surficial ruptures slip distribution of 1999 Düzce earthquake along with the spatial distribution of b values estimated from the 5-month long aftershock data, (b) spatial distribution of b values estimated from the İzmit earthquake aftershock sequence between 17 August and 12 November 1999, (c) spatial distribution of the differential b values obtained by differentiating the b values computed from 87-day long aftershock sequences before and after 1999 Düzce earthquake (Contours at 1 m intervals over the fault surfaces of KFS and DF show seismic waveforms-derived slip distributions of İzmit and Düzce earthquakes, respectively).



Şekil 7. (a) Düzce depreminin yüzey kırığı kayma dağılımı ve (b) 5 aylık artçı deprem verisinden en küçük kareler yöntemi kullanılarak hesaplanan b değerlerinin derinlik boyutunda uzaysal dağılımı (Eğrilerin anlamları için Şekil 6'nın alt yazısına bakınız).

Figure 7. (a) Surface ruptures slip distribution of the Düzce earthquake and (b) the spatial distribution of b values in the depth dimension, estimated from the 5-month long aftershock data using the least square method (See caption of Figure 6 for the meaning of the curves).

birim arasında değişen bir artış sergilemiştir. Diğer bir ifadeyle, Düzce depremi sonrasında KFS üzerinde gerilme artmış, DF üzerinde ise azalmıştır. Yükselmenin en fazla olduğu bölge Düzce depremi pürüzü ile uyusmaktadır.

Özellikle KFS ve EF boyunca b değerinin düşük olması bu fay parçaları üzerinde 1999 Düzce ana şoku sonrasında bir gerilme yüklemesi olduğunu önermektedir (bkz. Şekil 6a). KFS'nin 3 ay önceki Kocaeli ana şoku ile kırıldığı dikkate alınır, EF için sismik tehlikenin Düzce depremi sonrasında arttığı söylenebilir. Bu duruma Akyüz vd. (2002) de işaret etmektedir. 14 Nisan 2004 tarihinde bu fay üzerinde meydana gelen  $M_w=4.3$  büyüklüğündeki (Pınar, 2004) bir deprem (40.729 K- 31.629 D, d=5 km) bölgede kaygıya neden olmuştur (bkz. Şekil 6a). İlginç bir şekilde bu deprem, EF ile ilgili hesaplamalarda elde edilen düşük b değerlerinin gözlemlendiği fay alanının üzerinde ve artçı deprem yokluğundan dolayı b değeri hesaplanamayan bölgenin yakınında 5 km derinde odaklanmıştır. Artçı depremlerin ve büyük depremler arasındaki depremselliğin genellikle yüksek gerilme biriktiren fay pürüzlerinin çevresindeki alanlarında meydana geldiği kabul gören bir olgudur (Men-

doza ve Hartzell, 1988; Oppenheimer vd., 1990). Buna göre, EF üzerinde b değerinin düşük ve artçı depremlerin göreceli olarak az olduğu fay alanı olası bir pürüz olarak düşünülebilir. EF'nin KAFZ üzerindeki büyük 1944 Bolu-Gerede ( $M=7.4$ ) depreminde kırılmamış olması olasılığı (Akyüz vd., 2002), bu pürüzün bir deprem oluşturma olasılığını gündeme getirmektedir. EF'nin büyük mühendislik yapıları (Bolu Dağı viyadüğü ve tüneli) civarında yer alıyor olması, böyle bir depremin oluşturacağı riski arttırmaktadır. Şekil 6a' da düşük b değeri bölgesi içinde yaklaşık 5 km yarıçapında bir daireyle temsil edilen bu pürüzün üzerinde, Kocaeli depreminde KFS üzerinde olduğu gibi, 1-2 m civarında bir yer değiştirme olacağı varsayılırsa, yaklaşık  $M_w=6.3-6.5$  büyüklüğünde bir depremin üretilme potansiyeli söz konusudur. Bununla birlikte, KFS üzerinde de 23.08.2000 de önemli bir deprem ( $M_w=5.3$ ) meydana gelmiştir (bkz. Şekil 6). Şekil 6a'dan görüleceği üzere deprem, Utkucu (2002) tarafından Kocaeli depremi için KFS üzerinde hesaplanan kayma dağılımında kaymanın olmadığı fay alanında odaklanmıştır. Deprem odağı KFS üzerinde Kocaeli depremi artçılarından hesaplanan b değerlerinin düşük olduğu ve gerilmenin arttığı yerde odaklanmıştır

(bkz. Şekil 6b). Şekil 6b'de b değeri KFS üzerinde özellikle sığ kesimde artmış olup, hesaplanan kayma dağılımında kaymanın olduğu bölgeyle de genel bir uyum göstermektedir. Bu gözlemler, bu çalışmada yapıldığı gibi, büyük depremlerin kırılma alanları üzerinde hesaplanacak b değerleri dağılımlarının gelecekteki depremlerin meydana geleceği yerlerin kestiriminde veya meydana geleceği olası uzay ortamının daraltılmasında kullanılabileceğini göstermektedir.

Şekil 6a'dan gözlemlenen bir diğer özellik, Düzce depreminin en büyük artçı depreminin bu deprem için artçı deprem dizisinden belirlenen b değeri dağılımının göreceli olarak düşük olduğu bölgede yer almasıdır. Dikkat edilirse; gerek Düzce anaşokunun, gerekse en büyük artçı depremin odağı Kocaeli ile Düzce depremleri arasında oluşan Kocaeli depremi artçılarından hesaplanan b değeri dağılımında düşük b değerleri bölgesi içinde yer almaktadır (bkz. Şekil 6b). Bu şekilden de görüldüğü gibi, Düzce depremi öncesinde ana şok odağı yeri için  $b = 0.8$  ve artçı deprem odağı yeri için  $b = 1.1$  iken Düzce depremi sonrasında söz konusu odak yerlerinde b değeri sırasıyla 1.4 ve 1.0 olarak değişmiştir (bkz. Şekil 6a). Diğer bir ifadeyle, artçı deprem odağı civarında gerilme, ana şok kırılması sonrasında küçük bir artış göstermiştir. Artçı deprem odağının Utkucu vd. (2003) tarafından bulunan kayma dağılımında 6 m'ye yaklaşan kaymaya sahip ana pürüzün kenarında bir yerde yer alması bu görüşü desteklemektedir. Bu durum, büyük bir deprem sonrasında yeteri sayıda artçı depremden hesaplanacak b değeri dağılımından büyük artçı depremlerin veya sonraki bir ana şokun (Kocaeli ve Düzce depremleri arasındaki ilişkide olduğu gibi) olası yerleri hakkında sağlıklı yorumlara olanak sağlayabileceğini düşündürmektedir. Düzce depremi sonrasında ilk bir hafta içinde yaklaşık 750 artçı deprem meydana gelmiştir (Çetin, 2004). Bu sayı, böyle bir analiz için yeterlidir. Ayrıca, kurulacak iyi bir istasyon ağıyla tamamlılık büyüklüğü  $M_c = 2$ 'ye ve hatta daha aşağıya indirilebilir (bkz. Şekil 4b). Düzce depremini izleyen günlerde  $M_c$ 'nin 2.7 ile 3.2 arasında değiştiği düşünülürse,  $M_c$ 'nin 2'ye inmesiyle ilk hafta içinde 750 olarak kaydedilen deprem sayısı olasılıkla bu sayıyı katlayacaktır. Yapılan çalışmalar, ilk birkaç günlük artçı depremlerden bulunacak bir b değeri uzaysal dağılımının gözlem zamanının, diğer bir ifadeyle veri uzunluğu arttıkça değiş-

mediğini göstermiştir (Wiemer ve Katsumata, 1999). Ancak, ilk birkaç günlük artçı depremlerin çok hızlı ve yeterince az bir hata ile odak bilgilerinin hesaplanması gerekmektedir. Artık küresel olarak uygulama alanları bulan gerçek-zaman sismoloji kapsamındaki sismik istasyon ağları ile depremlerin odak yerlerinin yanı sıra, kuvvetli yer hareketi ve şiddet-hasar dağılım haritaları, kaynak mekanizmaları ve sonlu-fay kırılma uzunlukları gerçek-zamanda veya gerçek-zaman yakınında otomatik bulunabilmektedir (Gee vd., 1996; Kanamori vd., 1997; Kinoshita, 1998; Dreger ve Kaverina, 2000; Wu vd., 2000; Utkucu ve Alptekin, 2001). Kuzey Kaliforniya'daki REDI, Güney Kaliforniya'daki TriNet, Tayvan'daki RTD ve Japonya'daki K-Net gerçek-zaman sismolojik bilgi ağları, bunlara örnek olarak verilebilir. Bu çalışmada kullanılan yöntem de gerçek-zaman sismoloji ağlarından elde edilen verilere otomatik olarak uygulanabilir hale getirilerek bu tür sistemler içine dahil edilebilir. Bu konu, Wiemer ve Katsumata (1999) tarafından da gündeme getirilmiştir. Artçı depremlerin çoğu kez ana depremden daha çok korku, karmaşa ve paniğe yol açtığı düşünülürse bu tür de bir çalışmanın önemi anlaşılabilir.

## SONUÇLAR

Bu çalışmada 12 Kasım 1999 Düzce depreminin yerleri KRDAE tarafından belirlenen ve ana şoktan sonraki 5 ay içinde meydana gelen artçı deprem dizisi kullanılarak depremi üreten DF ve bitişindeki KFS ve EF boyunca yüzeyde ve derinlik boyutunda hesaplanan b değerleri ile artçı deprem azalım sabiti p'nin uzaysal ve zamansal değişimleri incelenmiştir. Yapılan hesaplamalar sonucunda, DF üzerinde önceki çalışmalarda belirlenmiş olan pürüz boyunca b ve p değerlerinin yüksek ( $b = 1.2-1.5$  ve  $p = 1-1.3$ ), KFS ve EF üzerinde ise düşük (sırasıyla,  $b = 0.8-1.0$ ,  $p = 0.7-0.8$  ve  $b = 1.1-1.2$ ,  $p = 1.1$ ) olduğu görülmüştür. Kocaeli ve ile Düzce depremleri arasında kalan zaman diliminde KFS ve DF üzerinde Kocaeli artçı depremlerinden hesaplanan b değerlerinin özellikle DF üzerinde arttığı görülmüştür. Bu sonuçlar, Düzce depreminin DF üzerinde birikmiş gerilmeyi boşalttığı ve DF'nin kırılmasının bitişindeki KFS ve EF üzerinde gerilme oluşturduğu şeklinde yorumlanmıştır. Bununla birlikte, 1999 Düzce depremini oluşturan DF üzerinde de ana şok sonrasında yerel olarak b değerinin azaldığı veya değişmediği ki-

sımlar da belirlenmiştir. Bu deprem sonrasında meydana gelen en büyük artçı depreminin odağı da böyle bir kısımda yer almaktadır. Ayrıca, b değerinin göreceli olarak düşük olduğu EF üzerinde 14.04.2004 tarihinde  $M_w=4.3$  büyüklüğünde bir depremin meydana geldiği de dikkate alındığında, bu çalışmada kullanılan yöntemin bir büyük deprem sonrasında artçı depremlerin ve gelecekteki büyük depremlerin olası yerleri hakkında önemli ipuçları verebileceği ve yapısal hasarları azaltmak için yararlı olabileceği düşünülebilir.

### KATKI BELİRTME

Yazarlar, çalışmada yararlanılan bilgisayar programının kullanımıyla ilgili katkıda bulunan Dr. Ali Osman Öncel'e (Active Fault Research Center, Geological Survey of Japan, Tsukuba, Japonya) ve Yüksek Mühendis Serkan Öztürk'e (Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü) ve çalışmada kullanılan verinin hazırlanmasında yardımlarını gördükleri Yüksek Mühendis Mehmet Yılmaz'er'e (Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü) içten teşekkürlerini sunarlar.

### KAYNAKLAR

- Aki, K., 1965. Maximum likelihood estimate of b in the formula  $\log N = a - bM$  and its confidence limits. *Bulletin of Earthquake Research Institute of Tokyo University*, 43, 237-239.
- Akyüz, H. S., Hartleb, R., Barka, A., Altunel, E., Sunal, G., Meyer, B., and Armijo, R., 2002. Surface rupture and slip distribution of the 12 November 1999 Düzce earthquake (M 7.1), North Anatolian Fault, Bolu, Turkey. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92(1), 61-66.
- Amelung, F., and King, G., 1997. Earthquake scaling laws for creeping and non-creeping faults. *Geophysical Research Letters*, 24, 507-510.
- Aydın, A., and Kalafat, D., 2002. Surface ruptures of the 17 August and 12 November 1999 İzmit and Düzce earthquakes in Northwestern Anatolia, Turkey: Their tectonic and kinematic significance and the associated damage. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92 (1), 95-106.
- Barka, A., 1996. Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with large earthquakes of the Period 1939 to 1967. *Bulletin*

- of Seismological Society of America, 86, 1238-1254.
- Barka, A., and Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-684.
- Barka, A., Akyüz, H. S., Altunel, E., Sunal, G., Çakır, Z., Dikbaş, A., Yerli, B., Armijo, R., Meyer, B., Chabalier, J. B., Rockwell, T., Dolan, J. R., Hartleb, R., Dawson, T., Christofferson, S., Tucker, A., Farnal, T., Landridge, R., Stenner, H., Lettis, W., Bachhuber, J., and Page, W., 2002. The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 İzmit earthquake (M 7.4), North Anatolian Fault. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92, 43-60.
- Bouchon, M., 1997. The state of stress on some faults of the San Andreas system as inferred from near-field strong-motion data. *Bulletin of Seismological Society of America*, 102, 11731-11744.
- Burgmann, R., Ayhan, M. E., Fielding, E. J., Wright, T. J., McClusky, S., Aktuğ, B., Demir, C., Lenk, O., and Türkezer, A., 2002. Deformation during the 12 November 1999 Düzce, Turkey, Earthquake, from GPS and insar data. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92 (1), 161-171.
- Çetin, C., 2004. Marmara Bölgesi'nde artçı depremlerin istatistiksel analizi. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 93 s (yayımlanmamış).
- Davis, S. D., and Frohlich, C., 1991. Single-link cluster analysis of earthquake aftershocks: Decay laws and regional variations. *Journal of Geophysical Research*, 96, 6335-6350.
- Drakatos, G., and Latoussakis, J., 2001. A catalog of aftershock sequences in Greece (1971-1997): Their spatial and temporal characteristics. *Journal of Seismology* 5, 137-145.
- Dreger, D., and Kaverina, A., 2000. Seismic remote sensing for the earthquake source process and near-source strong shaking: A case study of the October 16, 1999, Hector Mine earthquake. *Geophysical Research Letters*, 27, 1941-1944.
- Enescu, B., and Ito, K., 2002. Spatial analysis of the frequency distribution and decay rate of aftershock activity of the 2000 Western Tottori earthquake. *Earth Planets Space*, 54, 847-859.
- Frohlich, C., and Davis, S., 1993. Teleseismic b values: or, much ado about 1.0. *Journal of Geophysical Research*, 98, 631-644.
- Gee, L.S., Neuhauser, D.S., Dreger, D.S., Pasyanos, M.E., Uhrhammer, R.A., and Ramonowicz, B., 1996. Real-time seismology at UC Berkeley: The rapid earthquake data

- integration system. *Bulletin of Seismological Society of America*, 86, 936-945.
- Guo, Z., and Ogata, Y., 1997. Statistical relations between the parameters of aftershocks in time, space and magnitude. *Journal of Geophysical Research*, 102(B2), 2857-2873.
- Gupta, H. K., 2002. A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India. *Earth-Science Reviews*, 58, 279-310.
- Gutenberg, R., and Richter, C. F., 1954. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. *Bulletin of Seismological Society of America*, 32, 163-191.
- Hartleb, R. D., Dolan, J. F., Akyüz, H. S., Dawson, T. E., Tucker, A. Z., Yerli, B., Rockwell, T.K., Toraman, E., Çakır, Z., Dikbaş, A., and Altunel, E. 2002. Surface rupture and slip distribution along the Karadere segment of the 12 November 1999 Düzce, Turkey, earthquakes. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92, 67-78.
- Hartzell, S., 1989. Comparison of seismic waveform inversion results for the rupture history of a finite fault: Application to the 1986 North Palm Springs, California, earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 94, 7515-7534.
- Hartzell, S., and Langer, C., 1993. Importance of model parametrization in finite fault inversions: Application to the 1974  $M_w$  8.0 Peru Earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 98, 22123-22134.
- Hartzell, S. H., Stewart, G. S., and Mendoza, C., 1991. Comparison of  $L_1$  and  $L_2$  norms in a teleseismic waveform inversion for the slip history of the Loma Prieta, California, earthquake. *Bulletin of Seismological Society of America*, 81, 1518-1539.
- Hubert-Ferrari, A., Barka, A., Jacques, E., Nalbant, S. S., Meyer, B., Armijo, R., Topponnier, P., and King, G. C. P., 2000. Seismic hazard in the Marmara Sea region following the 17 August 1999 İzmit earthquake. *Nature*, 404, 269-273.
- Ishimoto, M., and Iida K., 1939. Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently. *Bulletin of Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 17, 443-478.
- Kalafat, D., Öz, G., Özel, N., Kara, M., Ögütçü, Z., Horasan, G., Püskülcü, S., Kılıç, K., Güngör, A., İnce, Ş., Görgün, E., Pınar, A., Kafadar, N., Yılmaz, M., Kekovalı, K., Köseoğlu, A., Çomoğlu, M., Güneş, Y. ve Suvarikli, M., 2001. 17 Ağustos 1999 İzmit, 12 Kasım 1999 Düzce Deprem Etkinlikleri, Boğaziçi Üniversitesi Yayınları No: 702, 373 s.
- Kanamori, H., Hauksson, E., and Heaton, T., 1997. Real-time seismology and earthquake hazard mitigation. *Nature*, 390, 461-464.
- King, G.C.P., Stein, R. S., and Lin, J., 1994. Static stress changes and triggering of earthquakes. *Bulletin of Seismological Society of America*, 84, 935-953.
- Kinoshita, S., 1998. Kyoshin net (K-Net). *Seismological Research Letters*, 69, 309-332.
- Kisslinger, C., 1996. Aftershocks and fault-zone properties. *Advance in Geophysics*, 38, 1-36.
- Kisslinger, C., and Jones, L. M., 1991. Properties of aftershock sequences in Southern California. *Journal of Geological Research*, 96, 11947-11958.
- Lachernbruch, A. H., Sass, J. H., and Galanis, S. P. JR., 1985. Heat flow in Southernmost California and the origin of the Salton Trough. *Journal of Geophysical Research*, 90, 6709-6736.
- Marcellini, A., 1997. Physical model of aftershock temporal behavior. *Tectonophysics*, 277, 137-146.
- Mendoza, C., 1993. Coseismic slip of two large Mexican earthquakes from teleseismic body waveforms: Implications for asperity interaction in the Michoacan plate boundary segment. *Journal of Geophysical Research*, 93, 8197-8210.
- Mendoza, C., 1996. Rapid derivation of rupture history for large earthquakes. *Seismological Research Letters*, 67, 19-26.
- Mendoza, C., and Hartzell, S., 1988. Aftershock patterns and mainshock faulting. *Bulletin of Seismological Society of America*, 78, 1438-1449.
- Mikumo, T., Miyatake, T., and Santoyo, M., 1998. Dynamic rupture of asperities and stress change during a sequence of large interpolate earthquakes in the Mexican subduction Zone. *Bulletin of Seismological Society of America*, 88, 686-702.
- Mogi, K., 1962. Study of the elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to the earthquake phenomena. *Bulletin of Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 40, 125-173.
- Mogi, K., 1967. Regional variation of aftershock activity. *Bulletin of Earthquake Research Institute University of Tokyo*, 46, 175-203.
- Olsson, R., 1999. An estimation of the maximum b value in the Gutenberg-Richter relation. *Geodynamics*, 27, 547-552.
- Omori, F., 1894. Investigation of aftershocks. *Report of Imperial Earthquake Investigation Committee*, 2, 103-139.
- Oppenheimer, D.H., Bakun, W.H., and Lindh, A.G., 1990. Slip partitioning of the Calveras fa-

- ult, California, and prospects for future earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 95, 8483-8498.
- Öncel, A.O., and Wyss, M., 2000. The major asperities of the 1999  $M_w=7.4$  Izmit earthquake defined by the microseismicity of the two decades before it. *Geophysical Journal International*, 143, 501-506.
- Pınar, A., 2004. Kişisel görüşme. İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İstanbul.
- Scholz, C. H., 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of Seismological Society of America*, 58, 399-415.
- Sobiesiak, M., 2000. Fault plane structure of the Antofagasta, Chile earthquake of 1995. *Geophysical Research Letters*, 27, 577-600.
- Taymaz, T., 2000. Marmara bölgesinin sismotektoniği: 1999 Gölcük-Sapanca-Düzce depremlerinin kaynak mekanizması çözümleri. Batı Anadolunun Depremelliği Sempozyumu 2000, Bildiriler Kitabı, 209-219.
- Tibi, R., Bock, G., Xia, Y., Baumbach, M., Grosser, I., Milkereit, C., Karakisa, S., Zünbül, S., Kind, R., and Zschau, J., 2001. Rupture process of the August 17 Izmit and November 12, 1999 Düzce (Turkey) earthquakes. *Geophysical Journal International*, 144, F1-F7.
- Toda, S., and Stein, R.S., 2000. Did stress triggering cause the off-fault aftershocks of the 25 March 1998  $M_w=8.1$  Antarctic Plate earthquake. *Geophysical Research Letters*, 27, 2301-2304.
- Tsapanos, T. M., 1992. Considerations on the global seismic sequences: The second and the third largest aftershocks. *Geophysical Journal International*, 111, 630-636.
- Tsapanos, T., 1995. The temporal distribution of aftershock sequences in the subduction zones of the Pasific. *Geophysical Journal International*, 123, 633-636.
- Urbancic, T. I., Trifu, C. I., Long, J. M., and Tong, R. P., 1992. Space-time correlations of b value with stress release. *Pure and Applied Geophysics*, 139, 449-462.
- Utkucu, M., 2002. Anadolu depremlerinde kırılma sürecinin sonlu-fay modelleriyle incelenmesi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 138 s (yayımlanmamış).
- Utkucu, M. ve Alptekin, Ö., 2001. Gerçek-zaman sismolojisi, dünyadaki gelişimi ve Türkiye'de uygulanabilirliği. İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yer bilimleri Dergisi, 15(13), 139-152.
- Utkucu, M., Nalbant, S., McClusky, J., Steacy, S., and Alptekin, Ö., 2003. Slip distribution and stress changes associated with the 1999 November 12, Düzce (Turkey) earthquake ( $M_w=7.1$ ). *Geophysical Journal International*, 153, 229-241.
- Utsu, T., 1961. A statistical study on the occurrence of aftershocks. *Geophysical Magazine*, 30, 521-603.
- Utsu, T., Ogata, Y., and Matsuura, R.S., 1995. The centenary of the Omori's formula for a decay law of aftershock activity. *Journal of Physics of the Earth*, 43, 1-33.
- Wald, D.J., 1992. Strong-motion and broadband teleseismic analysis of the 1991 Sierra Madre, California, earthquake. *Journal Geophysical Research*, 97, 11033-11046.
- Wald, D. J., and Somerville, P. G., 1995. Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan, earthquake: Geodetic and body-waveform analysis. *Bulletin of Seismological Society of America*, 85, 159-177.
- Warren, N. W., and Latham, G.V., 1970. An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 75, 4455-4464.
- Wiemer, S., 2001. A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismological Research Letter*, 72(2), 374-383.
- Wiemer, S., and Mcnutt, S., 1997. Variations in frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska. *Geophysical Research Letters*, 24, 189-192.
- Wiemer, S., and Wyss, M., 1997. Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: an improved technique to calculate recurrence times? *Journal of Geophysical Research*, 102, 15115-15128.
- Wiemer, S., and Katsumata, K., 1999. Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones. *Journal of Geophysical Research*, 104, 13135-13151.
- Wiemer, S., Mcnutt, S. R., and M. Wyss, 1998. Temporal and three-dimensional spatial analysis of the frequency-magnitude distribution near Long Valley Caldera, California. *Geophysical Journal International*, 134, 409-421.
- Wright, T., Fielding, E., and Parsons, B., 2001. Triggered slip: observations of the 17 August 1999 Izmit (Turkey) earthquake using radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 28, 1079-1082.



- Wu, Y. M., Lee, W. H.K., Chen, C. C., Shin, T.C., Teng, T.L., and Tsai, Y.B., 2000. Performance of the Taiwan rapid earthquake release system (RTD) during the 1999 Chi-Chi (Taiwan) earthquake. *Seismological Research Letters*, 71, 338-343.
- Wyss, M., Shimazaki, K., and Wiemer, S., 1997. Mapping active magma chambers by b value beneath Off-Izu volcano, Japan. *Journal of Geophysical Research*, 102, 20413-20433.
- Zünbül, S., Karakısa, S., Üretürk, N., Altın, N. ve Türkoğlu, M., 2001. 12 Kasım 1999 Düzce depremi ( $M_w=7.2$ ) Sabonet artçı deprem çalışmaları. *Jeofizik Bülteni*, 38, 82-85.