

Marmara Bölgesinde (KB Türkiye) Depremsellik ve Deprem Tehlikesi Üzerine Bir Tartışma

A Discussion on the Seismicity and Seismic Hazard of the Marmara Region (NW Turkey)

MURAT UTKUCU, EMRAH BUDAKOĞLU, HATİCE DURMUŞ

Sakarya Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 54187, Serdivan-SAKARYA

Geliş (received) : 15 Mart (March) 2011

Kabul (accepted) : 06 Ekim (October) 2011

ÖZ

Kuzey Anadolu Fay Zonu Marmara Bölgesinde (KB Türkiye) üç fay koluna (Kuzey, Orta ve Güney Kollar) ayrılıp uzanmakta ve yüksek bir deprem etkinliğine ve tehlikesine neden olmaktadır. Bu çalışmada bölgedeki yüksek deprem tehlikesi, tarihsel ve aletsel dönem depremsellik ve paleosismolojik çalışmalar incelenerek değerlendirilmiştir. İnceleme, MS 400'den sonra bölgede büyüklüğü $MS \geq 6.8$ olan 42 deprem meydana geldiğini ve bunun 23'ünün Marmara Denizi'nde tsunamiye neden olduğunu ortaya koymuştur. Depremlerde frekans-magnitüd ilişkisindeki b değeri bölge içinde seçilen üç alanda ve Marmara Denizi altında Kuzey Kol boyunca alınan bir derinlik kesiti üzerinde 1981-1999 yılları arasında kapsayan öncü ve artçı depremlerden arındırılmış $MD \geq 2.9$ depremsellikten yararlanılarak haritalanmıştır. Hesaplamalar b değerlerinin seçilen alanlarda ve derinlik kesiti boyunca 0.83-2.1 aralığında değiştiğini göstermiştir. Daha sonra yerel deprem tekrarlama zamanı TL hesaplamaları 17 Ağustos 1999 İzmit depremi ($MD 6.7$) ile kıyaslanabilir bir hedef magnitüdü için yapılmıştır. Seçilen her bir alan için yapılan farklı hesaplamalar dikkate alındığında en düşük TL değerlerinin Doğu ve Batı Alanları için 200-400 yıl aralığında ve Güney Alanı için 600-1000 yıl aralığında olduğu bulunmuştur. Doğu Marmara Denizi altında uzanan Kuzey Kol boyunca fay segmentleri, Osmaneli ve Bandırma arasında Orta Kol boyunca uzanan fay segmentleri ve Geyve ve Bursa arasında, Güney Kol boyunca uzanan fay segmentlerinin sırasıyla 245, 535 ve 715 yıldır kırılmadığı belirlenmiştir. Bu fay segmentleri, özellikle de Doğu Marmara Denizi altındakiler, fay kayma hızları, tarihsel depremsellik modeli ve çalışmada belirlenen en düşük TL anomalilerine bağlı olarak 21. yüzyılda bölge içinde yıkıcı deprem kırılmalarını içerecek en olası adaylar olarak düşünülmektedir.

Anahtar Kelimeler: b değeri, deprem tehlikesi, deprem tekrarlama zamanı, Kuzey Anadolu Fay Zonu, Marmara Bölgesi

ABSTRACT

The North Anatolian Fault Zone bifurcates into and extends as three fault strands (Northern, Middle and Southern Strands) in the Marmara Region, NW Turkey and causes a high earthquake activity and hazard. In the present study, high seismic hazard in the region is assessed by examining the historical and instrumental period seismicity and the paleoseismological studies. The examination has revealed that 42 $MS \geq 6.8$ earthquake occurred in the region after 400 AD, 23 of which were reported to cause tsunamis in the Sea of Marmara. Also, the b value of the frequency-magnitude relation of earthquakes in three selected areas in the region and over a cross section along the Northern Strand beneath the Sea of Marmara is mapped from the declustered background seismicity of $MD \geq 2.9$, covering the time period between 1981 and 1999. The computations have shown that b values vary within the range

0.83-2.1 in the selected areas and accross the depth section. Then the estimate of local recurrence time, T_L , for a target event comparable to the August 17, 1999 İzmit earthquake ($M_D 6.7$) is carried out. Regarding different computations carried out for the each selected area, the shortest T_L values are found in the range 200-400 years for the Eastern and Western Areas and in the range 600-1000 years for the Southern Area. The fault segments along the Northern Fault Strand lying beneath the eastern Sea of Marmara, the fault segments lying between Osmaneli and Bandırma along the Middle Fault Strand and the fault segments extending between Geyve and Bursa along the Southern Fault Strand are defined to not ruptured for the last 245, 535 and 715 years, respectively. These fault sections, the beneath the Eastern Sea of Marmara in particular, are deemed as the most possible candidates to host the next destructive earthquake ruptures in the region in the 21th century, depending on the published individual fault slip rates, observed pattern of the historical seismicity and the determined shortest T_L anomalies in the study.

Keywords: *b* value, earthquake hazard, earthquake recurrence time, Marmara Region, The North Anatolian Fault Zone

GİRİŞ

Özellikle son iki üç yüzyıldır artan şehirleşme ve endüstrileşme ile birlikte dünya üzerinde birçok yeni yerleşim alanları kurulmuş veya hızla büyüyen yerleşim alanları ortaya çıkmıştır. Bu yerleşim alanlarının önemli bir kısmının tektonik olarak aktif bölgelerde ya da yakınında yer alması önemli bir deprem tehlikesinin de ortaya çıkmasına vesile olmuştur. Geçen 20 yıl içinde dünyanın endüstrileşme ve nüfusun yoğun olduğu çeşitli yerlerinde meydana gelen depremler bu tehlikenin önemini ve büyüklüğünü gözler önüne sermiştir (Utkucu ve Alptekin, 2001). ABD'nin Kaliforniya eyaletinde meydana gelen 1994 Northridge ($M_w=6.8$), Japonya'da meydana gelen 1995 Kobe depremi ($M_w=6.7$), Türkiye'de meydana gelen 1999 İzmit ($M_w=7.5$) ve 12 Kasım 1999 Düzce ($M_w=7.2$) depremleri, Tayland'da meydana gelen Chi-Chi ($M_w=7.6$) depremi can kayıplarına, on milyarlarca dolar mertebesinde ekonomik kayıplara ve sosyal hayatta önemli kesintilere neden olmuşlardır.

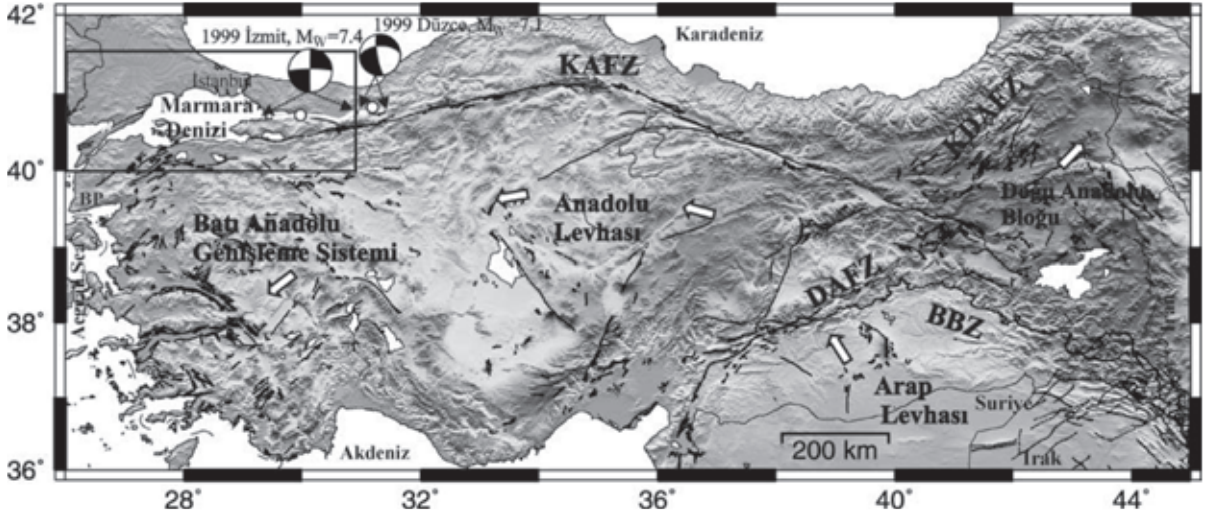
17 Ağustos 1999 İzmit ($M_w=7.5$) ve 12 Kasım 1999 Düzce ($M_w=7.2$) depremleri Türkiye'nin en yoğun nüfuslu ve en sanayileşmiş, kara, deniz ve hava ulaşımında kilit konumdaki Marmara Bölgesi'nde çok geniş bir alanı etkileyerek ekonomik ve sosyal alanda önemli kesintilere neden olmuştur (Şekil 1). Bu depremler Türkiye'nin en önemli deprem kuşağı olan Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) üzerinde oluşmuştur (Şengör vd., 2005). KAFZ, Doğu Anadolu Fay Zonu ile birlikte Anadolu levhasının doğuda Arap levhasının çarpmasından kaynaklanan batıya kaçışını

karşılıkmaktadır (Şekil 1) (McClusky vd., 2000; Reilinger vd., 2006).

Bu çalışmada Marmara Bölgesi'nin depremselliği, depremsellik parametreleri ve deprem tehlikesi irdelenmeye çalışılacaktır. Tarihsel ve aletsel dönemde meydana gelmiş depremlerin bölge içindeki dağılımlarına, depremselliğin hangi faylarla ilişkili olduğuna ve büyük depremlerin tarihsel sismoloji, paleosismolojik çalışmalardan ve depremsellik dağılımından istatistiksel olarak belirlenen deprem tekrarlanma aralıkları dikkate alınarak deprem tehlikesi tartışılacaktır.

MARMARA BÖLGESİ'NİN TEKTONİĞİ

KAFZ, Marmara Bölgesi'ne girdikten sonra üç kola ayrılmaktadır (Şekil 2) (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Şaroğlu vd., 1992). Kuzey Kol, Sapanca- Gölçük- Çınarcık- Marmara Denizi altından geçerek Saroz Körfezi'ne girmekte, Orta Kol Geyve- Mekece- İznik Gölü güneyi-Gemlik Körfezine uzanmakta ve Güney Kol Geyve-Yenişehir-Bursa-Biga Yarımadası hattını takip etmektedir (Şekil 2 ve 3). KAFZ'nun gerek Marmara Bölgesi içinde gerekse daha batıda Ege denizi içinde devam ettiği deprem odak mekanizma çözümleri ile de desteklenmektedir (Taymaz vd., 1991; Pınar vd., 2003; Kalafat vd., 2009; Örgülü, 2011). GPS çalışmaları, Kuzey Kol için diğer kollara göre çok daha büyük fay kayma hızı önermektedir (Flerit vd., 2003; Reilinger vd., 2006; Pondard vd., 2007). Kuzey, Orta ve Güney Kollar için hesaplanan fay kayma hızları sırasıyla 20, 3 ve 2 mm/yıl'dır. Kayma



Şekil 1. Türkiye'nin büyük tektonik unsurlarını ve 1999 İzmit ve Düzce Depremleri'nin dış merkez ve odak mekanizma çözümlerini gösteren harita (faylar Şaroğlu, vd., 1992'den, odak mekanizma çözümleri Tibi vd., 2001'den alınmıştır). Göreceli levha hareketlerini göstermekte olan ve McClusky vd., 2000'den alıntılanan büyük oklar duraylı Avrasya levhasına göre hareketi temsil etmekte ve büyük dikdörtgen Şekil 2 ve 3'de gösterilen harita alanlarını çevrelemektedir. KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, KDAFZ: Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu, BBZ: Bitlis Bindirme Zonu.

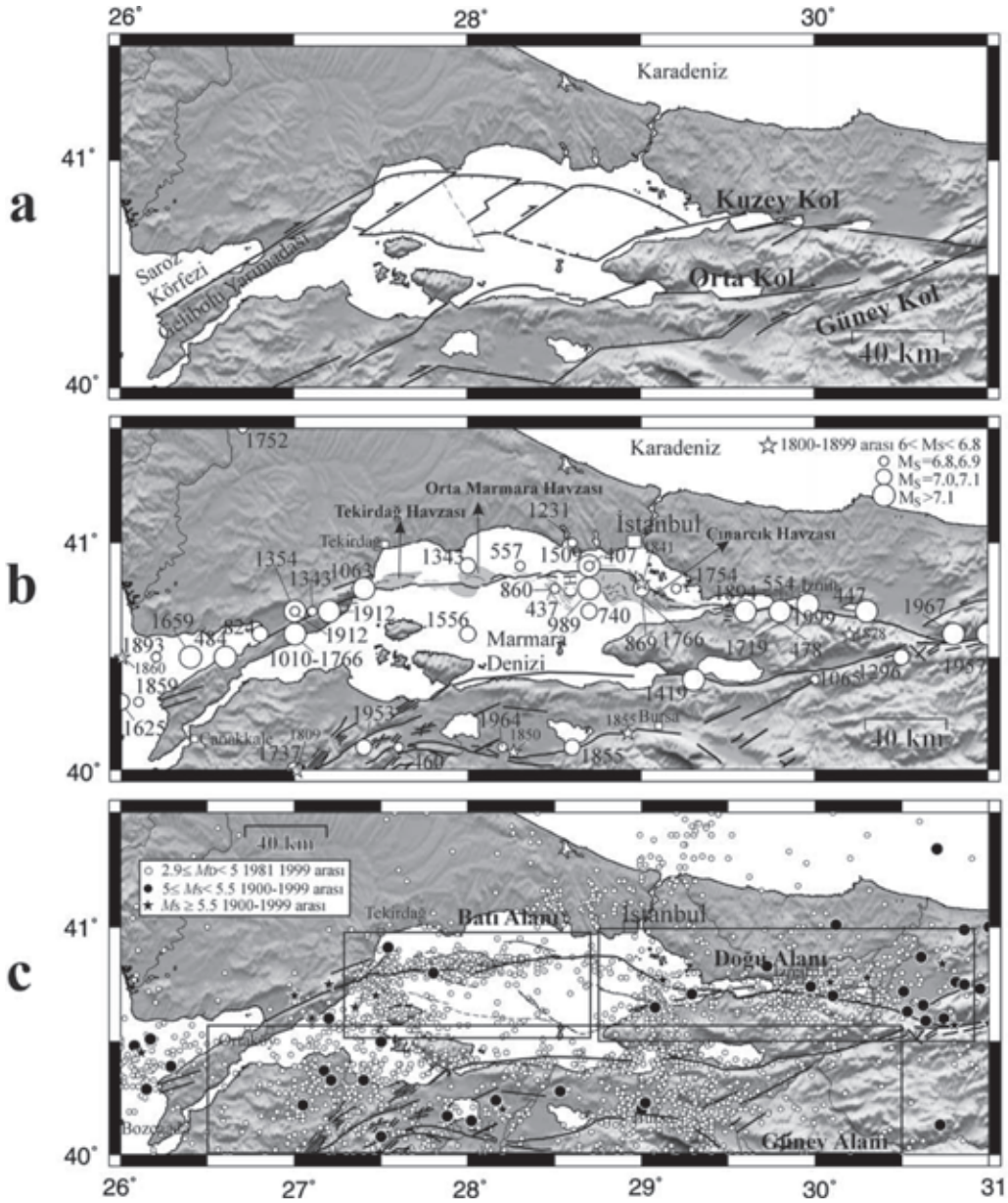
Figure 1. The map showing major tectonic elements of Turkey, and focal mechanisms (black-white beach balls) of the 1999 İzmit and Düzce earthquakes (compiled from Şaroğlu et al., 1992 and Tibi et al., 2001). Large arrows represent plate motions relative to the stable Eurasian Plate and are adapted from McClusky et al., (2000) and large rectangle encloses the map area shown in Figs. 2 and 3. KAFZ: North Anatolian Fault Zone, DAFZ: East Anatolian Fault Zone, KDAFZ: North East Anatolian Fault Zone, BBZ: Bitlis Thrust Zone.

hızı 10 mm/yıl'dan büyük bir fayın depremler açısından en üretken fay sınıfına girdiği dikkate alındığında (Sibson, 2002) Marmara bölgesi için önemli bir deprem tehlikesinin özellikle de Kuzey Kol için varlığı açıktır.

1999 İzmit depremi öncesinde KAFZ'nun bölge içinde karadaki uzanımı göreceli olarak iyi bilinmesine rağmen (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Şaroğlu vd., 1992) Marmara Denizi altındaki uzanımının nasıl olduğu konusunda yeterince çalışma bulunmamasından dolayı bir belirsizlik bulunmaktaydı. McKenzie (1972), Marmara Denizi havzasını Batı Anadolu'daki genişleme tektoniğinin bir parçası olarak öngörmüştür. Daha sonraları mevcut batimetri haritaları ve sismik kesitler karadaki fay uzanımları ile birlikte yorumlanarak KAFZ'nun deniz altındaki parçalarının uzanımı için öneriler sunulmuştur (Barka ve Kadinsky-Cade 1988; Wong vd., 1995) (Şekil 2a). Armijo vd., (2002), Marmara Denizi taban morfolojisinin Kuzey Kol'un deniz tabanındaki segmentli yapısı sonucunda geliştiğini

ve Batı Anadolu'daki genişleme şeklindeki tektonik rejimle bir ilişkisi olmadığını öne sürmüştür. Nitekim Flerit vd. (2003) GPS hız alanını modelleyerek Batı Anadolu'daki tektonik hareketlerle bir ilişkiyi gündeme getirebilecek Kuzey Kol boyunca fay segmentlerinin doğrultularına dik bir hareketin olmadığı sonucuna varmıştır.

1999 İzmit depremi ardından KAFZ'nun Marmara Denizi altındaki uzanımının nasıl olduğu konusunun aydınlatılması bağlamında yapılan birçok çalışma (örneğin; Okay vd., 2000; LePichon vd., 2001; Armijo vd., 2002 ve 2005; Kurtuluş ve Canbay, 2007; Kanbur vd., 2007; Laigle vd., 2008; Kanbur, 2009; Becel vd., 2010) yapılmıştır. Bu çalışmalar sonucunda bazı ayrıntıların yorumlanmasında ortaya çıkan farklılıklar dışında KAFZ'nun Marmara Denizi altındaki uzanımı güvenilir olarak belirlenmiştir (Şekil 2b ve 2c). 1999 İzmit depremi öncesindeki sınırlı veriler ışığında önerilmiş (Şekil 2a) ve sonrasında geniş çaplı ve ayrıntılı yerbilimleri çalışmaları sonucunda ortaya çıkarılmış Marmara Denizi



Şekil 2. **a)** 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi öncesinde Marmara Denizi altında Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) uzanımı için sınırlı veriler ışığında Wong vd., (1995) tarafından önerilmiş harita. Benzer bir harita Barka ve Kadinsky-Cade (1988)'ce de önerilmiştir. **b)** Marmara Denizi içinde KAFZ'nin LePichon vd., (2001)'ce önerilen uzanımını ve M_S 400 yılından günümüze kadar meydana gelmiş tarihsel depremlerin dış merkez dağılımlarını gösteren harita. **c)** Marmara Denizi içinde KAFZ'nin Armijo vd., (2002)'ce önerilen uzanımını ve 1900-1999 yılları arasında meydana gelmiş büyüklüğü $M \geq 5.0$ olan depremlerin ve 1981-1999 yılları arasındaki $M_D \geq 2.9$ depremlerin dış merkez dağılımlarını gösteren harita (Kalafat vd., 2007; Kalafat vd., 2008; Kalafat, 2010). Büyük dikdörtgenler depremsellik parametrelerinin ayrı ayrı hesaplandığı alanları çevrelemektedir (ayrıntı için metne bakınız).

Figure 2. **a)** Extent of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ) beneath the Sea of Marmara as proposed by Wong et al., (1995) from the limited data before the August 17, 1999 İzmit earthquake. A similar map was also suggested by Barka and Kadinsky-Cade (1988). **b)** The map showing extend of the NAFZ in the Sea of Marmara as proposed by Le Pichon et al. (2001) and epicentral distribution of the historical earthquakes after 400 AD. **c)** The map showing extend of the NAFZ in the Sea of Marmara as proposed by Armijo et al., (2002) and epicentre distribution of $M_S \geq 5.0$ earthquakes between 1900 and 1999 and $M_D \geq 2.9$ earthquakes between 1981-1999 (Kalafat et al., 2007; Kalafat et al., 2008; Kalafat, 2010). The large rectangles enclose the areas where the seismicity parameters are individually calculated (see text for details).

altındaki fayların olası uzanım haritaları (Şekil 2b ve 2c) karşılaştırıldığında önemli farklar ortaya çıkmaktadır. Deprem tehlikesinin belirlenmesinin birinci ve belki de en önemli aşaması aktif fay haritalarının belirlenmesi olduğundan güncel deprem tehlikesi resminin 1999 İzmit depremi öncesine göre daha farklı olduğu görülebilir ve bu bağlamda yerbilimleri çalışmalarının önemi anlaşılabilir.

MARMARA BÖLGESİ'NİN DEPREMSELLİĞİ

KAFZ'nun üç kol halinde uzanması ve önemli fay kayma hızlarına sahip olması Marmara Bölgesi'nde gerek aletsel gerekse tarihsel dönemde yüksek bir deprem etkinliğine neden olmuştur. Tarihi kaynakların araştırılmaları sonucunda bölgede MS 400 yılından sonra meydana gelmiş büyüklüğü $M_s \geq 6.8$ olan 42 deprem belirlenmiştir (Papazachos ve Papazachou, 1997; Ambraseys, 2002a). Bu depremler Çizelge 1'de listelenmiş ve dış merkez dağılımları Şekil 2b'de verilmiştir. Çizelge 1, bölgede 19. yüzyılda meydana gelmiş büyüklüğü $6.0 \leq M_s < 6.8$ olan depremleri de içermektedir (bknz. Şekil 2b) (Ambraseys, 2000). Tarihi depremlerden bazılarının izlerine 1999 İzmit depremi sonrasında yapılan paleosismolojik çalışmalarda da rastlanılmıştır. KAFZ'nun kolları üzerinde çukurlar açılması (Ikeda vd., 1991; Rockwell vd., 2001; Klinger vd., 2003; Palyvos vd., 2007; Kürçer vd., 2008), sahildeki paleo-taraça sedimentlerinden örnekler alınması (Özaksoy vd., 2010) ve Marmara Denizi ve Sapanca Gölü tabanındaki sediment tabakalarından karotlar çıkarılması (McHugh vd., 2006; Leroy vd., 2010) yoluyla yapılan paleosismolojik çalışmalarda Çizelge 1'de listelenen birçok depremin bulgusuna rastlanılmıştır (Şekil 3).

Tarihteki bu büyük depremlerin bir kısmı Marmara Denizi'nde tsunami oluşumlarına da neden olmuştur. Çizelge 2'de MS 400 yılından sonra çeşitli kaynaklar tarafından Marmara Denizi'nde rapor edilen 24 adet tsunami listelenmiştir (Altınok vd., 2000; Altınok vd., 2001; Ambraseys, 2002b; Yalçiner vd., 2002; Altınok vd., 2003; Özaksoy vd., 2010). Marmara Denizi altından geçen Kuzey Kol boyunca birincil ve ikincil faylar boyunca oluşan düşey yer değiştirmeler ve

fayların oluşturduğu yüksek eğimli deniz tabanında denizaltı yer kaymaları, oluşmuş bu tsunamilerin kaynakları olarak ele alınabilir. Nitekim Kanbur vd., (2007) Marmara Denizi altında Tekirdağ havzasında alınmış sismik kesitlerde genişlemeyi karşılayan, ikincil nitelikte normal fayların tabaka ara yüzeylerini düşey olarak ötediğini belirlemiş ve bu fayların depremler sırasında önemli bir tsunami kaynağı olabileceğini öne sürmüştür. Gazioğlu vd., (2005) Marmara Denizi tabanında tektonik olarak aktif ve tsunami üretme potansiyeline sahip 5 deniz altı yer kayması / çökel akması ve çökme alanları belirlemiştir. Özeren vd., (2010) ise Çınarcık baseninin yüksek eğimli KD kenarında tsunami oluşturma potansiyeline sahip eski bir denizaltı yer kayması-kitle hareketi belirlemiştir.

Bölge içinde önemli bir küçük deprem etkinliği de mevcuttur (Şekil 2c) (Crampin ve Üçer, 1975; Dewey, 1976; Ayhan vd., 1984; Ambraseys ve Finkel, 1987; Kalafat vd., 2000; Örgülü ve Aktar, 2001; Özalaybey vd., 2002; Kalafat vd., 2008; Örgülü, 2011). 1900'den bu yana büyüklüğü $M_s \geq 5.0$ olan 55 deprem meydana gelmiştir (Çizelge 3) (Şekil 2c). 1981-1999 yılları arasındaki Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü kataloğu (Kalafat vd., 2008; Kalafat, 2010) öncü ve artçı deprem etkinliğinden arındırılmış (decluster) (Öncel ve Wyss, 2000) ve büyüklükleri $M_D \geq 2.9$ olan küçük deprem etkinliğinin gösterildiği Şekil 2c'den bölgedeki yüksek deprem etkinliği açıkça anlaşılabilir.

DEPREMSELLİK PARAMETRELERİ

Gutenberg-Richter ilişkisi

Depremlerin oluş sayıları ile magnitüdüleri arasındaki ilişkiyi belirleyen Gutenberg-Richter (G-R) bağıntısı deprem istatistiğinin temel bağıntısıdır (Gutenberg ve Richter, 1944). Bu nedenle depremsellik çalışmalarında önemli bir yer tutar. Bu bağıntı;

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

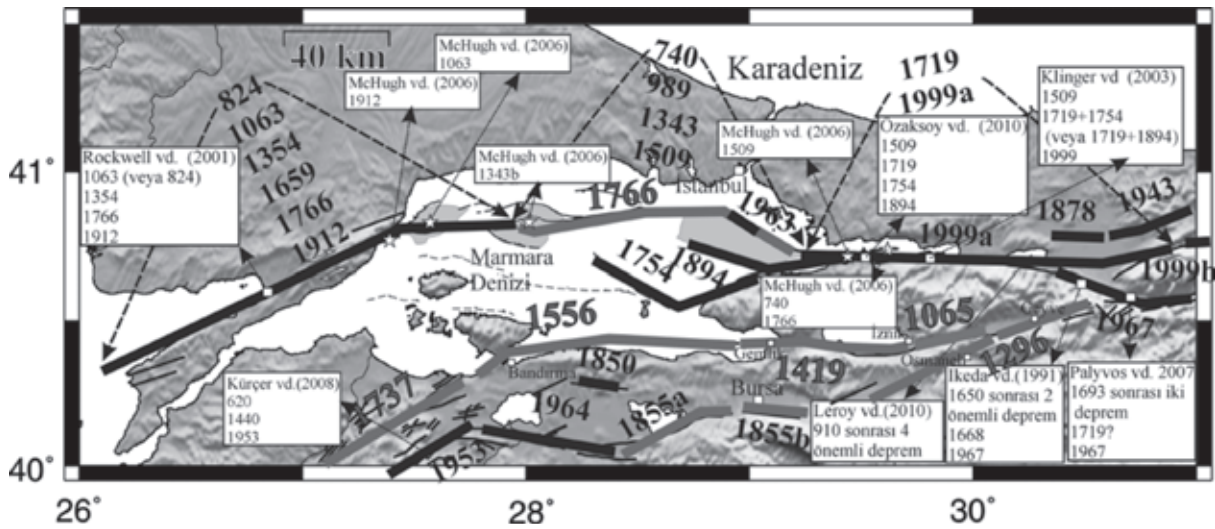
şeklinde olup depremlerin oluş sayısının deprem magnitüdü arttıkça hızlı bir şekilde azaldığını ifade eder. Burada N belli bir magnitüdden büyük deprem sayısı, M magnitüd ve a ve b ise sabitlerdir. a sabiti deprem faaliyetinin düzeyi

Çizelge 1. Marmara bölgesinde MS 400 yılından sonra meydana gelen ve büyüklüğü $M_s \geq 6.8$ olan depremler ile 19. yüzyılda meydana gelmiş büyüklüğü $6.0 \leq M_s < 6.8$ olan depremlerin listesi (Papazachos ve Papazachou, 1997; Ambraseys, 2000; Ambraseys, 2002'den derlenmiştir). Dış merkez dağılımı için Şekil 2b'ye bakınız.

Table 1. List of the earthquakes with magnitude $M_s \geq 6.8$ in the Marmara Region after 400 AD along with the earthquakes with magnitude $6.0 \leq M_s < 6.8$ in the 19th century (compiled from Papazachos and Papazachou, 1997; Ambraseys, 2000; Ambraseys, 2002a). See Fig.2b for the epicentral distribution.

No	Tarih	Enlem	Boylam	M_s	Yer
1	01.04.407	40.9	28.7	6.8	İstanbul
2	25.09.437	40.8	28.5	6.8	İstanbul
3	06.11.447	40.7	30.3	7.2	İzmit
4	???.???.460	40.1	27.6	6.9	Erdek
5	25.09.478	40.7	29.8	7.3	Karamürsel
6	???.???.484	40.5	26.6	7.2	Gelibolu
7	16.08.554	40.7	29.8	6.9	İzmit
8	14.12.557	40.9	28.3	6.9	Silivri
9	26.10.740	40.7	28.7	7.1	Marmara
10	05.05.824	40.6	26.8	7.0	Barbaros
11	23.05.860	40.8	28.5	6.8	Marmara
12	09.01.869	40.8	29.0	7.0	Marmara
13	25.10.989	40.8	28.7	7.2	Marmara
14	08.01.1010	40.6	27.0	7.4	Gelibolu
15	23.09.1063	40.8	27.4	7.4	Barbaros
16	???.09.1065	40.4	30.0	6.8	İzmit
17	???.???.1231	41.0	28.6	6.9	İstanbul
18	01.06.1296	40.5	30.5	7.0	Geyve
19	18.10.1343	40.7	27.1	6.9	Ganos
20	18.10.1343	40.9	28.0	7.0	Ereğli
21	01.03.1354	40.7	27.0	7.4	Gelibolu
22	15.03.1419	40.4	29.3	7.2	Bursa
23	10.09.1509	40.9	28.7	7.2	İstanbul
24	10.05.1556	40.6	28.0	7.1	Erdek
25	18.05.1625	40.3	26.0	7.1	Saros
26	17.02.1659	40.5	26.4	7.2	Saros
27	25.05.1719	40.7	29.8	7.4	İzmit
28	06.02.1737	40.0	27.0	7.0	Biga
29	29.07.1752	41.5	26.7	6.8	Edirne
30	02.09.1754	40.8	29.2	6.8	İzmit
31	22.05.1766	40.8	29.0	7.1	Marmara
32	05.08.1766	40.6	27.0	7.4	Ganos
33	07.02.1809	40.0	27.00	6.1	Gönen
34	06.10.1841	40.8	29.0	6.1	Adalar
35	19.04.1850	40.1	28.3	6.1	Manyas
36	28.02.1855	40.1	28.6	7.1	Bursa
37	11.04.1855	40.2	28.9	6.3	Bursa

No	Tarih	Enlem	Boylam	M_s	Yer
38	21.08.1859	40.3	26.1	6.8	Saros
39	22.08.1860	40.5	26.0	6.1	Saros
40	19.04.1878	40.7	30.2	6.0	Sapanca
41	09.02.1893	40.5	26.2	6.9	Saros
42	10.07.1894	40.7	29.6	7.3	İzmit
43	09.08.1912	40.7	27.2	7.4	Ganos
44	18.03.1953	40.1	27.4	7.1	Gönen
45	26.05.1957	40.7	31.0	7.1	Abant
46	06.10.1964	40.1	28.2	6.8	Manyas
47	22.07.1967	40.7	30.7	7.2	Mudurnu
48	17.08.1999	40.7	29.9	7.4	İzmit



Şekil 3. Marmara bölgesinde çeşitli araştırmacılarca çeşitli lokasyonlarda yapılmış paleosismolojik çalışmaların bulgularından elde edilmiş büyük deprem oluşumları (beyaz kutular içindeki tarihler) ve son 300 yılda meydana gelmiş depremlerin gözlenmiş/olası kırılma uzanımlarını (kalın siyah çizgiler) gösteren harita. Fay kayma hızları arasındaki fark gözlemlenerek Kuzey Kol için son 200 yılda ve diğer fay kollarında da son 400 yılda kırılmamış fay segmentleri kalın siyah çizgi yerine kalın gri çizgiyle ve bu segmentleri kıran en son depremlerin tarihleri de gri büyük rakamlarla gösterilmiştir. Kuzey Kol üzerinde belirtilen fay uzanımları boyunca tekrarlayan depremlerin tarihleri de alt alta yazılmış siyah büyük rakamlarla gösterilmiştir.

Figure 3. The map showing the large earthquake occurrences (the dates in the white boxes) in the Marmara Region derived from the findings of paleoseismological studies by the numerous researchers at numerous locations and observed/possible rupture extents (thick black lines) of the earthquakes have taken place in the region in the last 300 years. Considering the differences in the fault slip rates, the unruptured fault segments along the Northern Strand in the last 200 years and along the other strands in the last 400 years are denoted by thick gray line instead of the thick black lines and dates of the last earthquakes rupturing those segments are written with large gray numbers. The dates of the recurred earthquakes along the defined fault extents are written with large black numbers.

(kabuğun deprem üretkenliği) ile ilişkilidir ve incelenen bölgenin genişliğine ve gözlem süresine bağlıdır. b sabiti kabuktaki gerilme ile ters orantılı olup deprem oluşumun fiziği ile ilişkilidir

(Scholz, 1968; Urbancic vd., 1992; Wiemer ve Wyss, 1997). Dünya üzerinde Gutenberg-Richter bağıntısından belirlenen b değeri ortalama 1 civarındadır (Frohlich ve Davis, 1993).

Çizelge 2. Marmara Bölgesinde MS 400 yılından sonra rapor edilmiş tsunamiler.

Table 2. Tsunamis reported in the Marmara Region after 400 AD.

No	Tarih	Yer	i	H (m)	D (m)	Referans
1	446.01.26	Marmara Denizi, İstanbul	3			1,6
2	(477/480).09.(24/25/26)	Gelibolu, Çanakkale, İstanbul, İzmit, Bozcaada	-	-	-	1,2,3,4,5,6
3	488.09.26	İzmit Körfezi	-	-	-	6
4	545.08.21	İstanbul, İzmit	-	-	-	2,6
5	553.08.15	İstanbul, İzmit Körfezi	-	-	3000	1,4,6
6	557.12.14	İstanbul, İzmit Körfezi	-	-	5000	1,4,6
7	740.10.26	Marmara Denizi, İstanbul, İzmit, İznik Gölü	3	-	-	1,3,4,6
8	989.10.25	İstanbul, Marmara Kıyıları	-	-	-	1,2,3,4,6
9	1039.02.02	İstanbul, Marmara Kıyıları	-	-	-	1,3,6
10	1064.09.23	İznik, Bandırma, Mürefte, İstanbul	-	-	-	1,6
11	1332.02.12	Marmara Denizi, İstanbul	3+	-	-	1,6
12	1343.10.18	Marmara Denizi,	-	2.0-2.2	-	3,5,6
13	1344.10.14	Marmara Denizi, İstanbul, Trakya Kıyıları, Gelibolu	4	-	2000	1,2,4,5,6
14	1419.12.18	İstanbul	-	-	-	6
15	1509.09.10	İstanbul Marmara Kıyıları	3	>=6.0		1,2,3,4,6
16	1646.04.05	İstanbul	3	-	-	1,2,3,4,6
17	1754.09.02	İzmit Körfezi, İstanbul	-	-	-	1,3,4,6
18	1766.05.22	İstanbul, Marmara Denizi	2	-	-	1,2,3,4,5,6
19	1878.04.19	İzmit, İstanbul, Marmara Denizi	3	-	-	1,3,6
20	1894.07.10	İstanbul	3	>=6.0		1,2,3,4,6
21	1912.08.09	Şarköy-Mürefte, Marmara denizi	-	2.7	-	2,3,5
22	1935.01.04	Erdek, Marmara Denizi	-	-	-	4
23	1963.09.18	Doğu Marmara, Yalova, Karamürsel, Kılıç, Armutlu, Mudanya, Gemlik Körfezi	-	1	-	1,2,4,6
24	1999.08.17	İzmit Körfezi	3	2.5	-	1,2,4,6

i: Tsunami Şiddeti (Modified Sieberg Scale ölçeğine göre); H: Maksimum Dalga Yüksekliği (m); D: Suyun ulaştığı karasal uzaklık (m); 1: Altınok vd., 2000; 2: Altınok vd., 2001; 3: Ambraseys, 2002b; 4: Yalçiner vd., 2002; 5: Altınok vd., 2003; 6: Özaksay vd., 2010.

Bir bölge için G-R bağıntısı arındırılmış deprensellikten belirlendikten sonra hedeflenen bir magnitüd (M_R) için o bölgedeki deprem tekrarlanma zamanı (T_R)

$$T_R = \frac{\Delta T}{10^{(a-bM_R)}} \quad (2)$$

bağıntısı ile kolayca hesaplanabilir (Wiemer ve Wyss, 1997). Burada ΔT deprensellik katalogunun kapsadığı zaman aralığını temsil etmektedir. Ancak bölgesel deprensellikten belirlenecek G-R bağıntısından hesaplanacak deprem

tekrarlanma zamanları güvenilir olmayacaktır (Wiemer ve Wyss, 1997). Çünkü, b değeri uzaysal olarak daha ayrıntılı (1 km'ye varan ayrıntıda) incelendiğinde, 1 değerinden önemli sapmalar olduğu görülmüştür (Wiemer ve Wyss, 1997; Westerhaus vd., 2002). Dolayısıyla, bölgesel deprensellikten yapılacak belirlemelerde uzaysal olarak değişmekte olan b değerlerinin ortalamasını içeren bir G-R bağıntısı ve bu bağıntıdan belirlenmiş bir deprem tekrarlanma zamanı (T_R) bulunacaktır. Bölgesel ölçekte uzanan fay zonlarının deprem üretme davranışını yerel ölçeklerde uzanan pürüzler (asperity) belirlediğinden yerel olarak ayrıntılı bulunacak

Çizelge 3. Marmara Bölgesinde 1900'den günümüze kadar meydana gelmiş büyüklüğü $M \geq 5.0$ olan depremler. Depremlerin dış merkez dağılımları için Şekil 2c'ye bakınız.

Table 3. The $M \geq 5.0$ earthquakes occurred in the Marmara Region from 1900 to present. See Fig.2c for the epicentral distribution.

No	Tarih	Orijin Zamanı	Enlem	Boylam	M_s	Referans
1	15.04.1905	05.36.??	40.20	29.0	5.6	1
2	22.10.1905	03.42.??	41.00	31.0	5.2	1
3	21.08.1907	-	40.70	30.1	5.5	1
4	09.08.1912	01.29.??	40.60	27.20	7.3	1,2,3
5	10.08.1912	09.23.??	40.60	27.10	6.3	1,2
6	10.08.1912	18.30.??	40.60	27.10	5.3	1,2
7	11.08.1912	08.19.44	40.60	27.20	5.0	1,2
8	13.09.1912	04.27.??	40.70	27.00	6.9	3
9	10.04.1917	19.40.18	40.60	27.10	5.3	1,2
10	16.12.1926	17.54.05	40.13	30.72	5.7	1,2
11	24.01.1928	07.36.11	40.99	30.86	5.3	1,2
12	04.01.1935	14.41.30	40.70	27.47	6.4	4
13	04.01.1935	15.19.18	40.37	27.17	5.6	4
14	04.01.1935	16.20.04	40.65	27.35	6.3	4
15	22.10.1935	07.29.42	40.31	27.21	5.2	1,2
16	02.07.1938	12.26.45	40.17	27.88	5.0	1,2
17	16.06.1942	05.42.34	40.80	27.80	5.6	1,2
18	20.06.1943	15.32.54	40.85	30.51	6.6	1,2
19	20.06.1943	16.47.57	40.84	30.73	5.5	1,2
20	13.11.1948	04.44.50	40.23	29.02	5.6	1,2
21	15.09.1951	22.52.12	40.15	28.02	5.0	1,2
22	03.06.1953	16.05.31	40.28	28.53	5.3	1,2
23	18.03.1953	19.06.13	40.01	27.49	7.2	5
24	23.03.1954	12.58.46	40.50	27.50	5.0	1,2
25	06.01.1956	12.15.44	40.39	26.29	5.5	1,2
26	26.05.1957	06.33.35	40.58	31.00	7.0	2,5
27	26.05.1957	08.54.51	40.60	30.74	5.4	1,2
28	26.05.1957	09.36.38	40.76	30.81	5.9	1,2
29	27.05.1957	11.01.34	40.73	30.95	5.8	1,2
30	01.06.1957	05.26.59	40.75	30.86	5.0	1,2
31	26.12.1957	15.01.44	40.83	29.72	5.2	1,2
32	26.07.1959	17.07.06	40.91	27.54	5.4	1,2
33	29.03.1963	03.09.17	40.29	26.15	5.1	1,2
34	18.09.1963	16.58.14	40.77	29.12	6.3	1,2
35	06.10.1964	14.29.57	40.24	28.16	5.1	1
36	06.10.1964	14.31.23	40.20	28.20	6.8	5
37	23.08.1965	14.08.58	40.51	26.17	5.6	1,2

No	Tarih	Orijin Zamanı	Enlem	Boylam	Ms	Referans
38	21.08.1966	01.30.43	40.33	27.40	5.5	1
39	22.07.1967	16.56.58	40.57	30.80	6.9	5
40	22.07.1967	17.48.06	40.66	30.62	5.1	1
41	22.07.1967	18.09.55	40.72	30.51	5.0	1,2
42	30.07.1967	01.31.01	40.63	30.53	5.6	5
43	03.03.1969	00.59.10	40.08	27.50	5.7	1
44	17.03.1975	05.35.17	40.48	26.08	5.8	1
45	27.03.1975	05.15.07	40.45	26.12	6.7	1
46	05.07.1983	12.01.27	40.33	27.21	5.8	2,6
47	17.08.1999	00.01.38	40.73	29.97	7.8	7,8
48	17.08.1999	03.14.01	40.59	30.62	5.3*	9
49	19.08.1999	15.17.45	40.65	29.09	5.0*	9
50	31.08.1999	08.10.51	40.74	29.97	5.0*	9
51	13.09.1999	11.55.29	40.76	30.08	5.8*	9
52	29.09.1999	00.13.06	40.71	29.30	5.0*	9
53	11.11.1999	14.41.25	40.78	30.29	5.5*	9
54	20.10.2006	18.15.24	40.24	27.98	5.0*	10
55	24.10.2006	14.00.21	40.41	28.99	5.0*	10

1: Ayhan vd., 1984; 2: Kalafat vd., 2007; 3: Ambraseys ve Finkel, 1987; 4: Crampin ve Üçer, 1975; 5: Dewey, 1976; 6: Kalafat vd., 2000; 7: Özalaybey vd., 2002; 8: United States Geological Survey; 9: Örgülü ve Aktar, 2001; 10: Örgülü, 2011; *M_w; *M_D.

G-R ilişkilerinden deprem tekrarlanma zamanları 2 no.lu bağıntı ile daha güvenilir belirlenebilir (Wiemer ve Wyss, 1997; Wyss ve Matsumura, 2002). Pürüzler, fay zonu üzerinde belirgin gerilme birikim yerleri olduğundan anomalik olarak düşük *b* değerlerine neden olacaktırlar (Wiemer ve Wyss, 1997; Öncel ve Wyss, 2000; Wyss ve Matsumura, 2002; Motaghi vd., 2010). Böylelikle, 2 no.lu bağıntı ile hesaplanacak deprem tekrarlanma zamanı yerel deprem tekrarlanma zamanı (*T_L*) olarak isimlendirilmektedir.

G-R bağıntısındaki *b* değerini hesaplamak için En Büyük Olasılık Yöntemi (Aki, 1965) kullanılmış ve *b* değerleri,

$$b = \frac{\log_{10} e}{(M_{mean} - M_{min})} \quad (3)$$

bağıntısı ile hesaplanmıştır. Burada *M_{mean}* magnitüdlerin ortalama değeri ve *M_{min}* analiz edilen depremsellik kataloğundaki minimum tamamlılık magnitüdüdür.

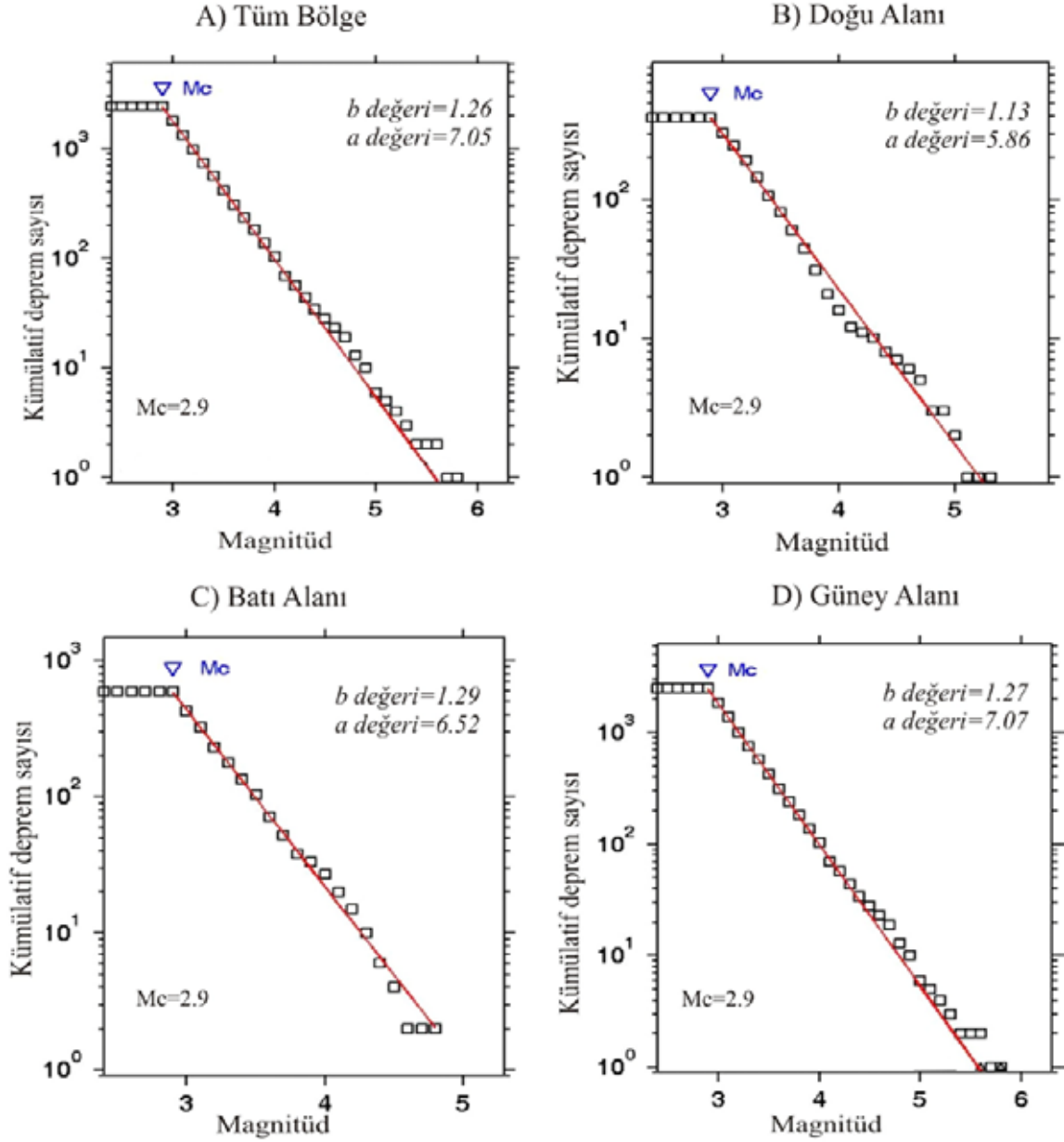
Kullanılan Veri

Çalışmada kullanılan veri, 1981-1999 yılları arasını kapsamakta olup Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü kataloğundan alınmış, düzeltilmiş ve decluster edilmiştir (Öncel ve Wyss, 2000; Kalafat vd., 2007; Kalafat vd., 2008; Kalafat, 2010). Magnitüdü, süre magnitüdü (*M_D*) cinsinden olduğu bu depremsellik verisinin dış merkez dağılımı Şekil 2c'de gösterilmiştir. Kullanılan bu veriden hesaplanan G-R bağıntısı *a* ve *b* değerleri sırasıyla 7.05 ve 1.26'dır (Şekil 4a). Veri setindeki depremlerin derinlikleri 0-40 km aralığında değişmekte olup tüm derinlikteki depremler çalışmada kullanılmıştır.

Gerek bu hesaplama gerekse bundan sonra yapılacak tüm hesaplamalar ZMAP adlı paket bilgisayar yazılımı kullanılarak yapılmıştır (Wiemer, 2001).

b ve *T_L* Değerlerinin Uzaysal Dağılımlarının Belirlenmesi

Şekil 4a'dan görüldüğü gibi tüm bölge verisinden hesaplanan *b* değeri dünya ortalamasından



Şekil 4

Şekil 4. İnceleme bölgesinin tümü (a) ve inceleme bölgesinde seçilen Doğu (b), Güney (c) ve Batı (d) Alanları içinde kalan tüm veriden her bir alan için ayrı ayrı bulunan magnitüd-frekans ilişkileri.

Figure 4. Magnitude-frequency relation for the whole study region (a) and separately for the Eastern (b), Western (c) and Southern (d) Areas selected in the region.

yüksektir. Ancak, yukarıda da değindiğimiz gibi bu değerler kullanılan verinin kapsadığı zaman aralığındaki ve bölge içindeki b değerlerinin bir ortalamasını ifade etmektedir. Bölge içinde

daha küçük 3 alan seçilerek depremsellik parametreleri hesaplanmıştır. Bu alanlar Şekil 2c'de dikdörtgenlerle gösterilmiştir. Doğu Alanı olarak adlandırdığımız alan 1999 İzmit depremi kırılma

uzanımını çevreleyecek şekilde alınmıştır. Batı Alanı olarak adlandırdığımız alan Kuzey Kol'un Marmara Denizi altındaki uzanımının İstanbul batısındaki kısmını kapsamaktadır. Güney Alanı olarak adlandırdığımız alan KAFZ'nun Orta ve Güney kollarını içine alacak şekilde seçilmiştir.

Doğu, Batı ve Güney Alanları içinde kalan tüm veriden bu alanlar için ayrı ayrı hesaplanan a ve b değerleri sırasıyla Şekil 4b, 4c ve 4d'de verilmiştir. Görüldüğü gibi tüm inceleme bölgesi ve bu bölgeden hesaplanan a ve b değerleri arasında farklar vardır. Bununla birlikte, her dört veri seti için de tamamlılık magnitüdü $M_c=2.9$ 'dur ve b değerleri dünya ortalamasına göre yüksektir. Her bir alanın kapsadığı tüm veriden her bir alan için hesaplanan a ve b değerleri: Doğu Alanı için 5.86 ve 1.13; Batı Alanı için 6.52 ve 1.29; Güney Alanı için 7.07 ve 1.27'dir.

Daha sonra seçilen her bir alan için de b değerleri uzaysal dağılımları hesabı yapılmıştır (Şekil 5, 6 ve 7). Hesaplamalar için seçilen alanlar 0.01° enlem ve boylam aralıklarıyla kareleştirilmiştir. Merkezi her bir kareleştirme noktası olmak üzere çizilen ve çapları deprensellik yoğunlukları dikkate alınarak Doğu Alanı için 15 km, diğer alanlar için de 12 km yarıçaplı daireler içine düşen depremlerden hesaplanan b değerleri dairelerin merkez noktalarına atanmıştır. Daireler içine düşen deprem sayısı 50'nin altına düşüldüğü durumlarda hesaplama yapılmamıştır.

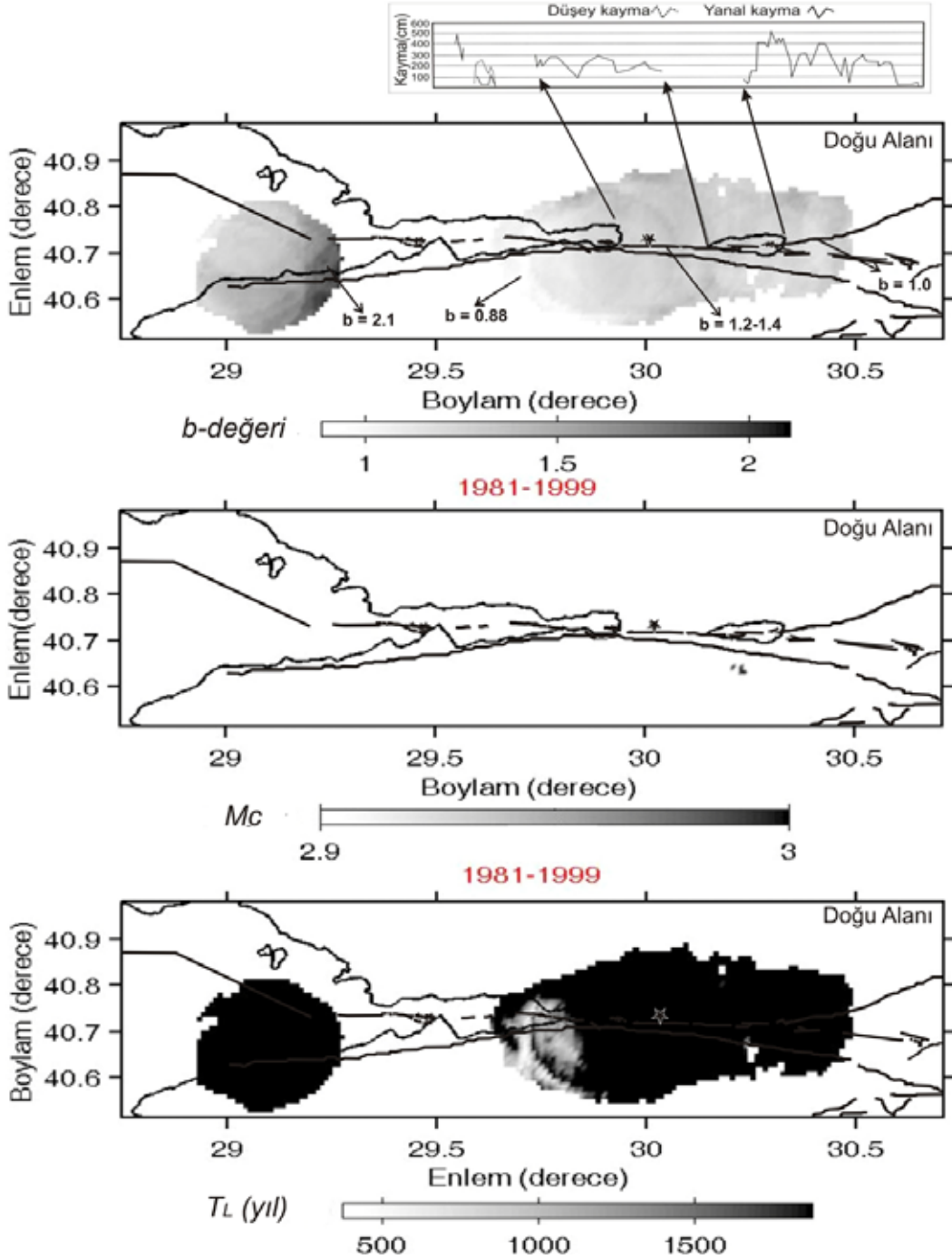
Doğu Alanının gösterildiği Şekil 5'de görüldüğü gibi b değerleri alan içinde 0.88-2.1 aralığında değişmektedir. En düşük b değeri 1999 İzmit depremi yüzey kırığı boyunca kaymanın (Gülen vd., 2002; Aydın ve Kalafat, 2002; Barka vd., 2002) 5 m'ye sığradığı Gölcük batısında gözlenmiştir. Atımın, 2-3 m arasında olduğu İzmit körfezi ve Sapanca Gölü arasında b değeri göreceli olarak artarak 1.2-1.4 aralığına yükselmekte ve gölün doğusunda kaymanın tekrar 5 m civarına yükseldiği yerde düşerek 1.0 değerine inmektedir. Kayma değerleri ile b değerlerinin anlatılan bu ilişkisi b değerinin yer kabuğundaki gerilme ile ters orantılı olduğu görüşü ile uyumluluk sergilemektedir. Diğer bir ilginç nokta 1999 İzmit Depremi kırılmasının batıda son bulunduğu noktada hesaplanan b değerlerinin alan içindeki en yüksek değerler olmasıdır.

Alan içinde hesaplanan deprem tekrarlanma zamanı uzay dağılımından görüleceği üzere en düşük T_L değeri $M_h=6.7$ hedef magnitüdündeki bir deprem için 375 yıl olarak b değerinin en düşük olduğu yerde elde edilmiştir. Seçilen hedef magnitüdü, 1999 İzmit depreminin çalışmada kullanılan deprensellik verisinde kullanılmış magnitüdü türündeki (M_D) magnitüdüdür.

Batı Alanındaki deprensellik parametreleri dağılımlarının gösterildiği Şekil 6'dan görüldüğü gibi b değerleri alan içinde 0.86-1.54 aralığında değişmektedir. En düşük b değeri (0.86) Kuzey Kol üzerinde bir fay basamağının gözlenildiği Orta Marmara baseninde (bkz. Şekil 2b) belirlenmiştir. Diğer bir göreceli olarak düşük b değeri anomalisi ($b=0.9-1.0$ civarında) Kuzey Kol'un Gelibolu yarımadasında (bkz. Şekil 2a) karaya çıkmadan hemen önce güneye doğru büküldüğü yerde belirlenmiştir. Batı Alanı içinde yukarıda bahsi geçen düşük b değerlerinin gözlenildiği yerlerde $M_D=6.7$ hedef magnitüdü için 280 yıla kadar düşen T_L değeri hesaplanmıştır (Şekil 6).

Güney Alandaki deprensellik parametreleri dağılımlarının gösterildiği Şekil 7'den görüldüğü gibi b değerleri alan içinde 0.83-2.1 aralığında değişmektedir. En düşük b değerleri Bursa'nın doğusunda Güney Kol üzerinde ve Orta Kol'un geçtiği Gemlik körfezi çevresinde ve Kapıdağ yarımadası batısında gözlenmektedir. $M_h=6.7$ büyüklüğündeki bir deprem için T_L değerleri hesaplandığında Bursa doğusundaki ve Kapıdağ Yarımadası batısındaki düşük b değeri anomalilerinin elde edildiği yerlerde sırasıyla 671 ve yaklaşık 1000 yıllık anomaliler elde edilmiştir.

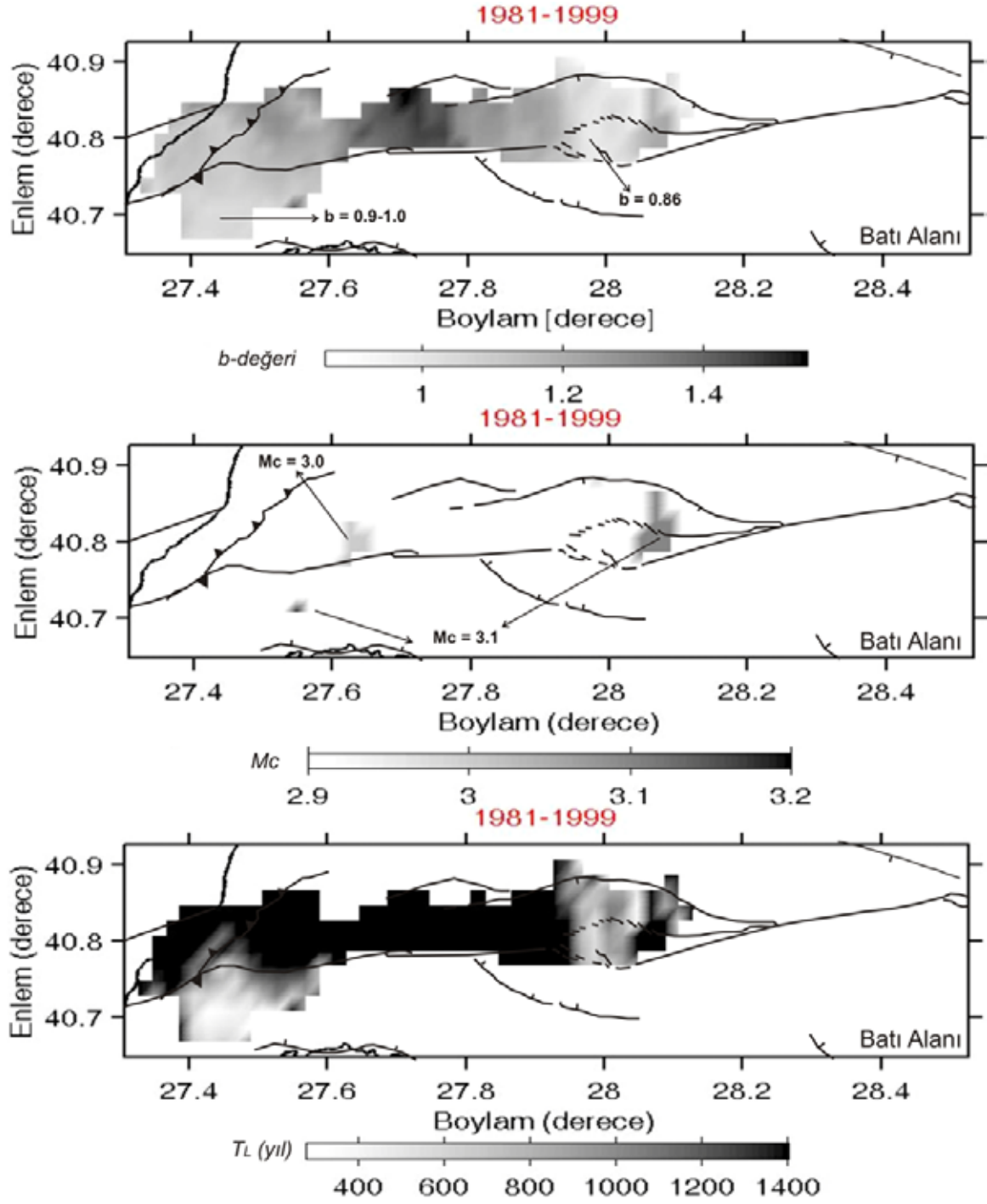
Bölge içinde 3 yerel alan için yapılan bu hesaplamaların yanı sıra Marmara Denizi içinde Çınarlık Çukurluğu'ndan (bkz. Şekil 2b) Saros Körfezi'ne kadar Kuzey Kol boyunca derinlik kesitinde de b ve T_L değeri dağılımları hesaplanmıştır (Şekil 8). Şekil 8'de gösterilen bu hesaplamalar için, merkezi Kuzey Kol'un haritalanan izini takip eden 20 km genişliğinde bir zon seçilmiştir. Bu zon boyunca derinlik ve doğrultu boyunca 1 km aralıklarla kareleştirme yapılmış ve merkezi her bir kareleştirme noktası olan 13 km yarıçapındaki daireler için hesaplanan b ve T_L değerleri daire merkezlerine atanmıştır. Daireler



Şekil 5

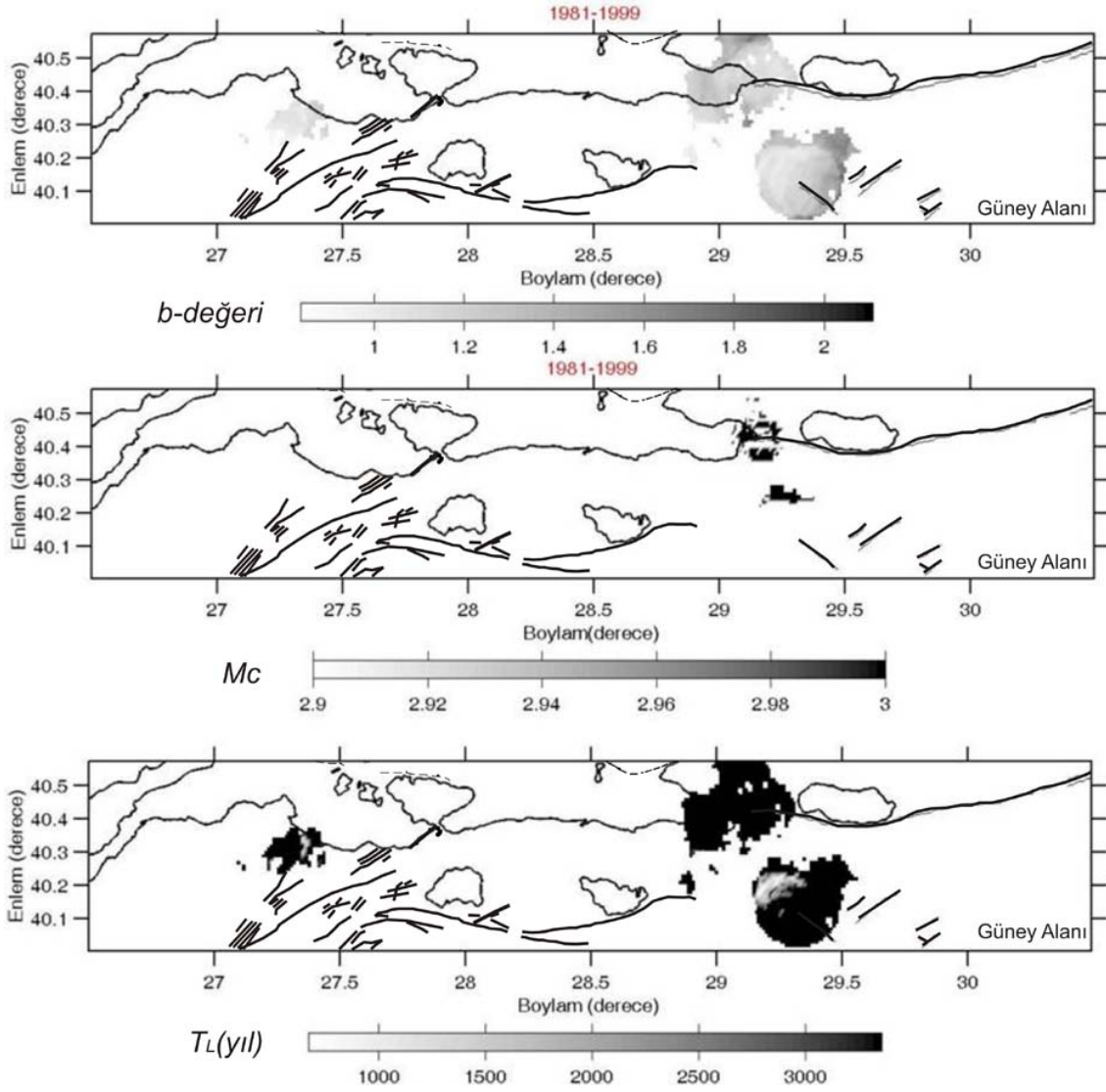
Şekil 5. Doğu Alanı için bulunan b değeri (üstte), tamamlılık magnitudü- M_c (ortada) ve yerel deprem tekrarlanma zamanı- T_L (altta) uzaysal dağılım haritaları. Haritalar üzerinde 1999 İzmit depremi yüzey kırığı (kalın siyah çizgi) ve üstteki harita üzerinde bu depremin yüzey kırığı boyunca gözlenmiş yerdeğiştirme dağılımları da verilmiştir (Gülen vd., 2002; Aydın ve Kalafat, 2002; Barka vd., 2002).

Figure 5. Spatial distributions of b value (top), magnitude of completeness- M_c (middle) and local earthquake recurrence times- T_L (bottom) found for the Eastern Area. The surface rupture of the 1999 İzmit earthquake (thick black line) and observed displacements along it, are given in the maps and above the top map, respectively (Gülen et al., 2002; Aydın and Kalafat 2002; Barka et al., 2002).



Şekil 6. Batı Alanı için bulunan b değeri (üstte), tamamlılık magnitüdü- M_c (ortada) ve yerel deprem tekrarlanma zamanı- T_L (altta) uzaysal dağılım haritaları.

Figure 6. Spatial distributions of b value (top), magnitude of completeness- M_c (middle) and local earthquake recurrence times (bottom) found for the Western Area.



Şekil 7

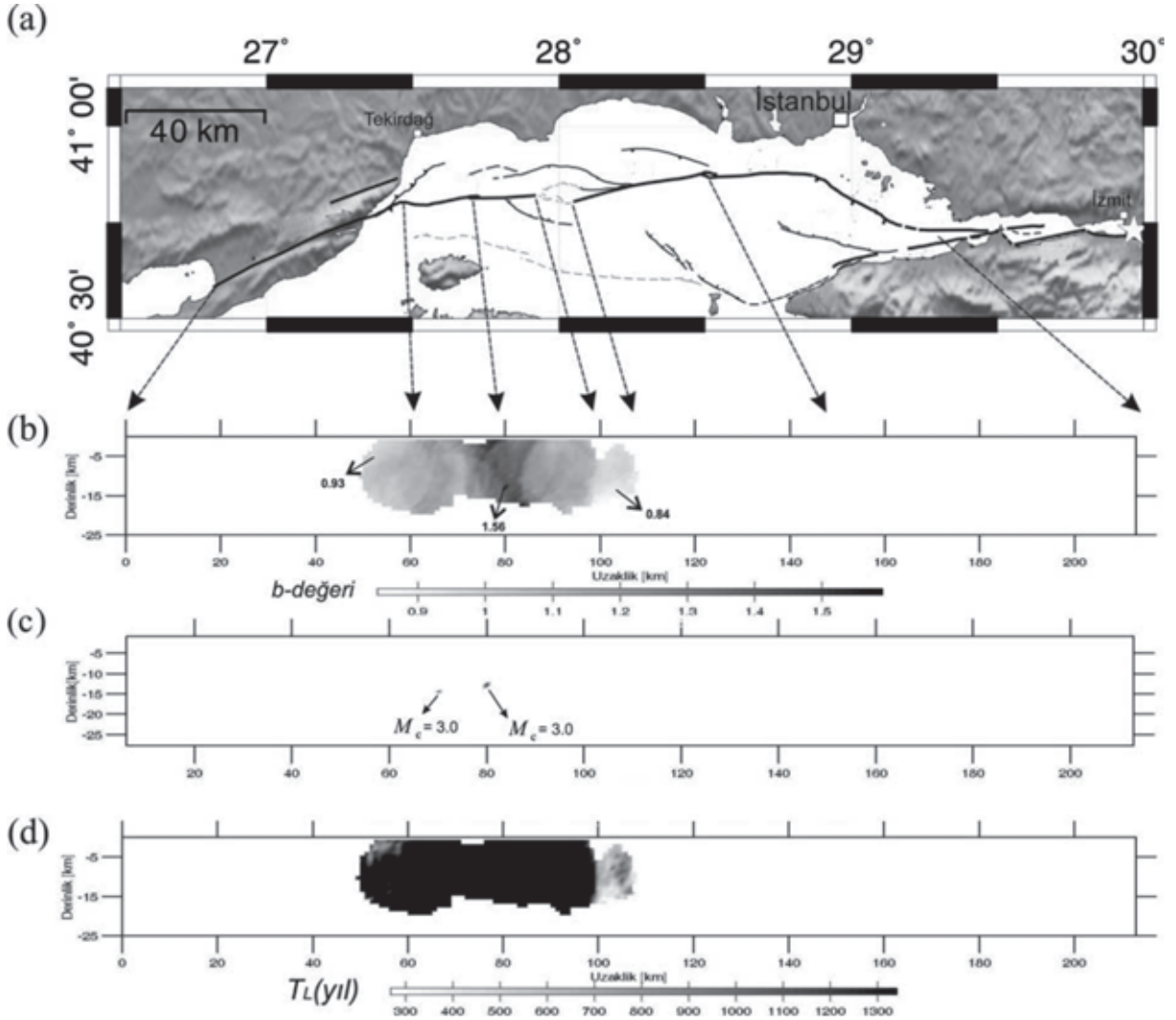
Şekil 7. Güney Alanı için bulunan b değeri (üstte), tamamlılık magnitudü- M_c (ortada) ve yerel deprem tekrarlanma zamanı- T_L (altta) uzaysal dağılım haritaları.

Figure 7. Spatial distributions of b value (top), magnitude of completeness- M_c (middle) and local earthquake recurrence times (bottom) found for the Southern Area.

içine düşen deprem sayısı 50'nin altına düştüğü durumlarda hesaplama yapılmamıştır.

Kullanılan veri derinlik boyutunda b değerlerinin Orta Marmara Baseni'nden fayın batıda tekrar karaya çıktığı noktaya kadar hesaplanabilmesine müsaade etmiştir (Şekil 8b). Hesaplanan b değerleri 0.84-1.59 aralığında değişmekte olup iki yerde anomali gözlenmektedir. Bunlardan doğuda olanı Orta Marmara Baseni altında olup en

düşük b değeri 0.84'dür. Batıda olanı ise fayın Tekirdağ Baseni'nden sonra Güneye doğru büküldüğü yerde olup en düşük b değeri 0.93'dür. Doğudaki ve batıdaki b değeri anomali bölgeleri üzerinde $M_D=6.7$ hedef magnitudü için sırasıyla yaklaşık 270 ve 600 yıllık T_L değerleri hesaplanmıştır.



Şekil 8. Marmara Denizi altında Kuzey Kol boyunca uzanan derinlik kesiti üzerinde haritalanan b değeri (üstte), tamamlılık magnitudü- M_c (ortada) ve yerel deprem tekrarlanma zamanı- T_L (altta) uzaysal dağılımları. M_c değerleri kesit üzerinde veri sayısının hesaplamaya yapılması için yeterli olduğu alan içinde sadece belirtilen iki alanda veri setinin genel M_c değeri olan 2.9'dan farklı (yani $M_c = 3.0$) çıkmıştır.

Figure 8. Spatial distributions of b value (top), magnitude of completeness- M_c (middle) and local earthquake recurrence times (bottom) mapped over the cross section extending along the Northern Strand beneath the Sea of Marmara. Within the area which number of data are adequate for the computations over the cross section, M_c values are different (e.g. $M_c = 3.0$) from the general M_c value of the whole data set only for the two indicated tiny areas.

TARTIŞMA

Uzaysal Dağılım Hesaplamaları

Şekil 5-8'de gösterilen b ve T_L değeri uzaysal dağılımlarının hesaplanmalarında kullanılan kareajlama aralıklarının ve veri dairesi yarıçaplarının değişmesinin sonuçlara etki etmesi kaçınılmazdır. Ancak, çalışmada yapılan uzaysal dağılım hesaplamalarında kullanılan

kareajlama aralıkları ve veri daire yarıçaplarının farklı değerleri için de hesaplamalar yapılmış ve sonuçlar karşılaştırılmıştır.

Derinlik kesitindeki dağılımının hesabında veri seçimi için yarı çapları 9-14 km arasında değişen daireler kullanılmıştır. 9 km'lik bir yarıçapın kullanılan veri ve her bir daire içine en az 50 deprem düşmesi durumunda hesaplama yapılması şartı dikkate alındığında uzaysal dağılım

hesabı için yetersiz olduğu görülmüştür. 10-14 km arası veri dairesi yarıçapları seçimleri durumunda ise benzer sonuçlar bulunmuş olup en düşük b değerleri 0.84-0.88 aralığında ve en büyük b değerleri de 1.51-1.59 aralığında değişmiş, Şekil 8'de gösterilenle benzer uzaysal dağılımlar elde edilmiş ve bu dağılımlardan hesaplanan en düşük T_L değerleri 237-312 yıl aralığında değişmiştir.

Doğu Alanı için 0.02° karelaajlama aralığı ve 12 km veri dairesi yarı çapı için yapılan hesaplamalarda b değerinin 0.85- 1.9 arasında değiştiği ve bu alan içindeki b değeri göreceli dağılımının ise Şekil 5'de verilenle benzer olduğu görülmüştür. Ayrıca, bu hesaplama sonucunda Şekil 5'de en düşük T_L değerinin (375 yıl) gözleendiği yerlerde 307-500 yıl arasında değişen T_L değerleri hesaplanmıştır.

Yine Güney Alanı için 0.02° karelaajlama aralığı ve 11 km veri dairesi yarı çapı için yapılan hesaplamalarda b değerinin 0.92-1.8 arasında değiştiği ve b değeri göreceli dağılımının Şekil 7'de verilen ile benzer ancak daha az hesaplanmanın yapılabildiği bir uzaysal dağılım elde edilmiştir. Bursa doğusunda 716 yıllık bir en düşük T_L anomalisi elde edilirken Şekil 7'de Kapıdağ Yarımadası GB'sında gözlenen düşük T_L anomalisi ise elde edilememiştir. Bundan dolayı 11 km'lik veri dairesi çapının bu alan içindeki deprensellik için yetersiz geldiğine kanaat getirilmiş ve karelaaj aralıkları 0.02° alınarak 12 km yarı çapındaki veri dairesi için yapılan hesaplamada b değerinin 0.86-1.96 arasında değiştiği ve alan içinde b değeri göreceli dağılımının Şekil 7'dekine benzer olduğu görülmüştür. Bu deneme sonucunda gerek Bursa doğusu gerekse Kapıdağ Yarımadası GB'sı için aynı en düşük T_L değeri, 810 yıl elde edilmiştir.

Yapılan tüm denemeler sonucunda elde edilen uzaysal dağılımlar benzer karakterler sergilemektedir. Mutlak değerlerin makul bir aralıkta olmak kaydıyla değişmesini sonuçların farklı çıktığı şeklinde yorumlamamak yerinde olacaktır. Özellikle de bu makul aralığın tarihsel sismoloji ve paleosismolojik çalışmalar neticesinde elde edilen deprem tekrarlanma zamanları ile örtüşmesi söz konusuysa. Bu açıdan, Kuzey Kol üzerinde bir denemede 250 yıllık;

parametrizasyonun değiştiği diğer bir denemede ise 350 yıllık en düşük T_L değerlerinin elde edilmesi ya da Güney Kol üzerinde bir denemede 650 yıllık; parametrizasyonun değiştiği diğer bir denemede ise 850 yıllık en düşük T_L anomalilerinin bulunması mutlak sonuçlar açısından bir farklılık ifade edebilir. Ancak yorumlar açısından bir farklılık ifade etmez. Kuzey Kol, Güney Kol'a göre daha kısa bir zaman periyodunda deprem üretme aralığına sahiptir ki bu durum GPS çalışmaları sonucunda bulunmuş fay kayma hızları ve Şekil 2b ve 3'de verilen tarihsel depremselliğin uzay-zaman dağılım özellikleri dikkate alındığında açıktır. Ayrıca, Kuzey Kol üzerinde Doğu Marmara Denizi altındaki fay segmentleri 740, 989, 1343, 1509, 1766 Mayıs depremleri ile kırıldığından (Şekil 3) tekrarlanma aralığı 157-354 yıl aralığında değişmesi farklı denemelerde elde edilen en düşük T_L değerlerinin 250-350 yıl arasında değişmesinin yorum açısından pek bir değişiklik ifade etmeyeceğinin bir göstergesidir.

Veriden yapılan hesaplamalar değişen veri hacimlerine bağlı olarak T_L değerlerinin, Batı Alanını kesen derinlik kesiti ve yüzey hesaplamaları için 237-312 yıl aralığında, Doğu Alanı için 307-375 yıl aralığında ve Güney Alanı içinde ise Bursa doğusundaki bir yer için 671-810 yıl aralığında ve Kapıdağ Yarımadası GB'sındaki bir yer için de 810-1000 yıl aralığında değiştiğini göstermiştir. Buna göre kullanılan verinin Kuzey Kol boyunca 200-400 yıl aralığında, Orta ve Güney Kolları kapsayan Güney Alanı içinde ise 600-1000 yıl aralığında T_L değerlerini gerektirdiği genel olarak söylenebilir.

Vurgulanmalıdır ki, Şekil 5-8'de gösterilen uzaysal dağılım çok sayıda deneme içinden yapılan tercihler değil sadece deneme sonuçlarının görsel temsili için çalışmaya konulmuş örneklerdir. Tartışmanın bundan sonraki kısmı anlatım kolaylığı açısından bu şekillerde verilen sonuçlar üzerine oturtulacaktır.

Marmara Bölgesi'nde Deprem Tehlikesi

Doğu Alanı için hesaplanan 375 yıllık en düşük T_L değeri (Şekil 5) 1983-1999 yılları arasındaki veriden önceki bir çalışmada (Öncel ve Wyss, 2000) hesaplanan 1000-1500 yıllık tekrarlanma zamanıyla kıyaslandığında daha kısadır ve tarihi kaynaklardan ve paleosismolojik çalışmalardan

belirlenen tekrarlanma zamanı ile daha uyumludur. Tarihi kaynaklardan 1999 İzmit Depremi'nin bir önceki tekrarının 1719 depremi olduğu bilinmektedir (Ambraseys, 2002; Klinger vd., 2003; Utkucu vd., 2009) (Şekil 3) ve buna göre tekrarlanma zamanı yaklaşık 280 yıldır. Şekil 5'de her veri hacmi için hesaplanan tamamlılık magnitüdüleri (M_c) dağılımı dikkate alındığında doğu alanı içinde yukarıda tartışılan b ve en düşük T_L değerlerinin hesaplandığı yerlerde M_c değerlerinin 2.9 olduğu görülebilir. Bu da belirlenen uzaysal dağılımların tartışılan kısımlarında M_c değişiminden kaynaklanan bir farklılık içermediği şeklinde yorumlanabilir.

Daha öncede değindiğimiz gibi 1999 İzmit depremi kırılması Doğu Alanı içinde b değerinin en yüksek olduğu yerde sona ermektedir. Bu durum b değerinin kabuktaki gerilme ile ters orantılı olduğu görüşü ile uyumlu bir gözlemdir. Burada b değeri yerel olarak 2.1 değerine kadar yükselmektedir. Bu, küresel ortalama düşünüldüğünde oldukça yüksek bir değerdir. Bununla birlikte b değerlerinin uzaysal olarak km ölçeğinde yapılan hesaplamalarda oldukça heterojen olduğu ve yerel olarak önemli değişimler gösterdiği gözlenmiştir (Wiemer and Wyss, 1997; Wyss vd., 2000). Hindistan'ın kuzeyinde Himalayalar'ı kapsayan bir alanda yapılan b değerlerinin uzaysal dağılımlarının hesaplanmasında b değerinin bölgesel ölçekte 1.8 değerine kadar yükseldiği görülmüş ve anomalik yüksek b değerlerinin gerilme yönelimlerinin uzaysal olarak hızlıca değiştiği yerlerle örtüştüğü görülmüştür (Wiemer and Wyss, 2002). Doğu Alanı içinde yerel ölçekte b değerinin 2.1'e kadar yükselmesinin bir nedeni olarak kabuktaki gerilme yönelimindeki keskin bir değişim gösterilebilir. Nitekim 1999 İzmit depremi kırılması üzerinde ve Marmara Denizi doğusunda hesaplanan gerilme yönelimlerinde önemli farklılıklar görülmüştür (Pınar vd., 2003; Bohnhoff vd., 2006). Bu yerden sonra Kuzey Kol'un uzanımının doğrultusunun DB doğrultusundan Çınarçık havzasının Kuzey kenarını sınırlayacak şekilde KB-GD doğrultusuna değişmesi ve Çınarçık havzasının Güney kenarını ve daha güneyde İmrallı havzasının Güney kenarını sınırlayan iki ikincil önemde fayın Kuzey Kol'dan ayrılması b değerinin yükselmesine neden olan önemli fay

zону yapısal süreksizlikleri ya da heterojenitesi olarak ele alınabilir.

Batı Alanı içinde belirlenen M_c dağılımına bakıldığında M_c 'nin 2.9 değerinden daha büyük olduğu 3 yer göze çarpmaktadır (Şekil 6). Ancak, en düşük b değerlerinin hesaplandığı belirtilen yerlerde M_c değerleri eşittir ($M_c=2.9$) ve alan içinde veri dağılımının hesaplamaya izin verdiği çoğu yerde M_c bu değerdedir. Batı alanı içinde yukarıda bahsi geçen düşük b değerlerinin gözlemlendiği yerlerde $M_h=6.7$ hedef magnitüdü için 280 yıla kadar düşük T_L değeri hesaplanmıştır (Şekil 6). Tarihi kaynaklardan Kuzey Kol'un bu kesimini kıran depremler geçmişe doğru 1912, 1766 Ağustos, 1354, 1063 ve 824 depremleri olduğu çıkarılmıştır (Papazachos ve Papazachou, 1997; Ambraseys, 2002; Utkucu vd., 2009) (Şekil 3). Buradan deprem tekrarlanma zamanının 146 ile 412 yıl aralığında değiştiği ve ortalamasının da 272 yıl olduğu sonucu çıkmaktadır. Doğu Marmara Denizi altındaki tarihsel depremler (1766 Mayıs, 1509, 1343, 989 ve 740 depremleri) ele alındığında yine benzer bir ortalama deprem tekrarlanma zamanı ile karşılaşılacaktır; 257 yıl (Papazachos ve Papazachou, 1997; Ambraseys, 2002; Utkucu vd., 2009) (Şekil 3). Dolayısıyla, Marmara Denizi'ndeki depremsellik dağılımından istatistiksel olarak hesaplanmış en düşük T_L değeri (280 yıl) tarihsel ve paleosismolojik çalışmalardan belirlenenle uyum içindedir.

Güney Alan için b değeri dağılımının belirlendiği veri hacimleri için M_c dağılımına bakıldığında M_c 'nin 2.9 değerinden farklı olduğu yerler olmasına rağmen en düşük b değeri ve en düşük yerel deprem tekrarlanma zamanı anomalilerinin hesaplandığı yerlerde 2.9 değerine sahip olduğu görülecektir (Şekil 7). Bu durum, Güney Alanı içinde belirlenen anomalilerin kendi içinde olduğu kadar diğer alanlarda hesaplanan anomalilerle de karşılaştırılmasından sonuçlanacak benzerlik ve farklılıkların M_c değerindeki farklılıklarla ya da küçük depremlerin tamam olmayan kataloglanması ile ilişkili olmayacağını ima etmektedir. Düşük T_L değerleri gözlemlendiği yerlerde tarihi ya da paleosismolojik bir deprem tekrarlanma zamanı belirlemesi olmamasına rağmen Kürçer vd., (2008) Güney Kol üzerinde 1953 Yenice-Gönen deprem kırığı üzerindeki paleosismolojik araştırmalarında

660±160 yıllık bir tekrarlanma zamanı hesaplanmışlardır (Şekil 3). Paleosismolojik olarak hesaplanan bu rakamın istatistik olarak çalışmada Bursa doğusunda Güney Kol üzerinde hesaplanan 671 yıllık en düşük T_L değerine (Şekil 7) yakınlığı dikkat çekicidir.

Marmara Denizi altında derinlik kesiti boyunca b değeri dağılımının belirlendiği veri hacimleri için M_c dağılımına bakıldığında (Şekil 8c) çok küçük ve kesit üzerinde gözlenmiş düşük b değeri anomalileri ile örtüşmeyen iki yer dışında M_c 'nin 2.9 olduğu görülecektir (Şekil 8). Bu durum, kesit üzerinde hesaplanan b ve T_L değerleri uzaysal dağılımlarında görülen heterojenitenin ve yüzeyde 3 alanda hesaplanan uzaysal dağılımlarda gözlenen anomalilerle (Şekil 5-7) karşılaştırılmasının küçük depremlerin tamam olmayan kataloglanması ile ilişkili olmadığını önermektedir. Hesaplamaların yapıldığı veri hacimleri az veya çok değişmesine rağmen derinlik kesiti üzerinde belirlenen düşük b değeri anomalilerinin kesitin uzandığı alanda yüzeyde (yani Batı Alanı içinde, Şekil 6) yapılan hesaplamalarda belirlenen anomalilerle uyuşması ve $M_h=6.7$ hedef magnitudü için çok yakın en düşük T_L değerlerinin hesaplanması (derinlik kesiti üzerinde 270 yıl, Batı Alanı içinde 280 yıl) ilginçtir. Bu ilginçlik, hesaplanan bu değerlerin tarihi kaynaklardan ve paleosismolojik çalışmalardan (Ambroseys, 2002; Utkucu vd., 2009) belirlenen tekrarlanma zamanı ile de benzer olduğu düşünüldüğünde daha kayda değer bir hal almaktadır.

Utkucu vd., (2009) Kuzey Kol üzerinde deprem tehlikesini tarihi deprensellik ve paleosismolojik çalışmaları irdeleyerek oluşturduğu deprem tekrarlanma modeli üzerinden değerlendirmiştir. Bölgenin tümünde bir deprem tehlikesi güncel resminin elde edilmesi için son 300 yıl içinde bölgede oluşmuş büyüklüğü $M_s \geq 6.8$ olan depremler (Çizelge 1) bölgedeki fay segmentleri ile ilişkilendirilmeye çalışılmıştır. Bu amaçla bölgede son 300 yıldaki depremlerin olası kırılmaları ve uzanımları için önceki çalışmalardan (Parsons, 2004; Armijo vd., 2005; Utkucu vd., 2009) yararlanılarak bir deprem oluşum modeli önerilmiştir (Şekil 3). Model oluşturulurken Kuzey Kol için son 200 yılda, Orta ve Güney Kollarında da son 400 yılda kırılmamış fay segmentleri belirlenerek en son hangi depremde kırıldıkları

saptanmıştır (Şekil 3). KAFZ'nun bölgede uzanan kolları arasında zaman eşiğinin bu şekilde farklı seçilmesi Kuzey Kol'un güneydeki iki kola göre çok daha büyük kayma hızlarına sahip olması ve ayrıca bu çalışmada elde edilen T_L değerleri arasında hesaplanan farkların (Kuzey Kol için 200-400 yıl arasında, Güney Kol için ise 600-1000 yıl arasında) dikkate alınmasından dolaydır.

Şekil 3'den görüleceği üzere, Marmara Denizi'nin doğu yarısı altında uzanan fay segmentleri ile Orta Kol'da Osmaneli-Bandırma arasında uzanan fay segmentleri belirlenen zaman dilimleri içinde kırılmamıştır. 1963 Yalova-Çınarcık depremi ($M_s=6.3$) Marmara Denizi'nin doğu yarısında oluşmuş olsa da büyüklüğü göz önüne alındığında burada yer alan fay segmentleri üzerinde birikmiş elastik deformasyon enerjisini serbestlemekten çok uzak bir depremdir. Üstelik yeniden yapılan bir lokasyon çalışması bu depremin episantrını Armutlu yarımadası üzerinde vermektedir (Örgülü, 2011). Marmara Denizi'nin doğu yarısında birikmiş elastik deformasyon enerjisini boşaltacak büyüklükteki son deprem 22 Mayıs 1766 tarihinde meydana gelmiştir. Dolayısıyla, Kuzey Kol'un bu kısmı son 244 yıldır kırılmamıştır.

Bu çalışmada Marmara Denizi altındaki fay segmentlerinden biri üzerinde bulunan 270-280 yıllık en düşük T_L değerleri (Şekil 5 ve 8), Utkucu vd., (2009)'un önceki tarihsel sismoloji ve paleosismolojik çalışmalardan önerdiği deprem oluşum modellerindeki 250-300 yıl civarındaki bir büyük deprem tekrarlanma aralığı ve Batı Marmara altındaki fayların 1912 depremi ile kırıldığı (Armijo vd., 2005) dikkate alındığında Doğu Marmara Denizi altında uzanan fay segmentleri için büyük ve yakın bir deprem tehlikesi mevcuttur ve önümüzdeki 20-30 yılda büyük bir deprem oluşumu için önemli bir olasılık vardır (Parsons, 2004). Bu tehlike, 1999 İzmit depremi sonrasında oluşan gerilme yükü (Pondard vd., 2007) ile daha da artmıştır.

Orta Kol için de Osmaneli-İznik arasında kalan fay segmentlerinin göreceli olarak daha büyük bir deprem tehlikesi arzettiği söylenebilir. Çünkü bu segmentler üzerinde bilinen son deprem 1065 Geyve Depremi'dir (Şekil 3). Ancak,

Orta Kol'un Osmaneli-İznik-Gemlik hattındaki kısmı 591 yıldır, Gemlik-Bandırma arası kısmı da 454 yıldır kırılmamıştır. Bu kol üzerindeki kayma hızının 3 mm/yıl olarak hesaplandığı (Pondard vd., 2007) düşünüldüğünde gerek İznik-Gemlik gerekse Gemlik-Bandırma arasındaki fay segmentleri üzerinde büyüklüğü yaklaşık $M_w=7$ olan bir depremi üretecek elastik deformasyon enerjisi birikmiştir. Bu kol üzerinde ortalama deprem tekrarlanma zamanlarını tayin edebilecek kadar önceki büyük deprem tekrarlanmalarını bilmediğimizden gelecekteki depremlerin ne zaman beklenmesi gerektiği hakkında yorum yapmak zordur. Ancak, yaklaşık benzer kayma hızına sahip Güney Kol üzerindeki fay segmentlerinden biri üzerindeki paleosismolojik çalışma ile bulunan 660 yıllık ve bu çalışmada bulunan 671 yıllık yerel deprem tekrarlanma zamanları Orta Kol için de kabul edilirse bu yüzyıl içinde büyük ve yıkıcı bir depremin oluşma olasılığı yüksektir.

Güney Kol'un son 400 yılda sadece Geyve-Bursa arasındaki kısmı kırılmamıştır (Şekil 3). Bu kısım üzerinde tanımlanan son kırılma 1296 yılında meydana gelmiştir. Güney Kol üzerindeki diğer bir fay segmenti üzerinde paleosismoloji ile bulunan 660 yıllık deprem tekrarlanma zamanı ve bu çalışmada Güney Kol için Bursa doğusunda belirlenen en düşük T_L değeri (671 yıl) dikkate alındığında bu kısım için tekrarlanma zamanı dolmuş görülmektedir. Öyleyse, yine bu yüzyıl içinde büyük ve yıkıcı bir depremin oluşma olasılığı yüksektir denilebilir.

Görüldüğü gibi içinde bulunduğumuz yüzyılda Marmara Bölgesi'nde, özellikle de Kuzey Kol'un Doğu Marmara Denizi altında uzanan segmentleri için, büyük ve yıkıcı deprem oluşumları ($M \approx 7.0$) dikkate alındığında önemli ve yakın bir deprem tehlikesi mevcuttur. Marmara Denizi'nde geçmişteki bazı büyük depremler sonrasında oluşturduğu rapor edilmiş tsunamiler bu tehlikeyi daha da artırmaktadır. Nitekim, Yalçın vd., (2001 ve 2002) Marmara Denizi'nde İstanbul açıklarında meydana gelebilecek 3 farklı tsunami senaryosu için yaptıkları modellemelerde oluşacak bu tsunamilerin 5-10 dk içinde en yakın sahile ulaşacağını ve dalga yüksekliklerinin kaynak ve sahil özelliklerine bağlı olarak 3-5 m'yi alabileceğini modelleme yoluyla

hesaplanmıştır. Alpar vd. (2004) bu yükseklikteki tsunami dalgalarının İstanbul'un Marmara kıyılarındaki yoğun yerleşimli yerlerde önemli ölçüde bir kara işgaline ve nihayetinde kayıplara yol açabileceğini göstermiştir.

SONUÇLAR

Marmara Bölgesinde KAFZ'nun 3 kol halinde (Kuzey, Orta ve Güney Kollar) uzanması önemli bir deprem tehlikesi oluşturmaktadır. Tarihsel sismoloji ve paleosismoloji çalışmaları bölgede MS 400 yılından sonra büyüklüğü $M_s \geq 6.8$ olan 43 depremin meydana geldiğini ve bu depremlerden bir kısmı ile ilişkili 23 tsunaminin oluştuğunu ortaya koymaktadır. Ayrıca bölgede önemli mikro deprem aktivitesi mevcuttur. 20. yüzyılda büyüklüğü $M \geq 5.0$ olan 55 adet deprem meydana geldiği görülmüştür.

Bölge içinde 1981-1999 yılları arasını kapsayan ve $M_D \geq 2.9$ olan deprenselliğin frekans-magnitüd ilişkisi dağılımı da seçilen 3 alan ve Kuzey Kol'un Marmara Denizi altındaki kısmı için derinlik boyutunda belirlenmiştir. Parametrisasyonun değiştirildiği çeşitli denemeler sonucunda hesaplanan bu dağılımlar b değerinin seçilen bu alanlar içinde ve derinlik kesiti boyunca 0.83-2.1 aralığında değiştiğini ve bu dağılımlardan 1999 İzmit Depremi büyüklüğündeki ($M_D 6.7$) bir deprem için hesaplanan en düşük deprem tekrarlanma zamanının Kuzey Kol için 200-400 yıl aralığında, Güney Kol içinse 600-1000 yıl aralığında olduğunu göstermiştir. Buna göre, Kuzey Kol boyunca Doğu Marmara Denizi altındaki fay segmentleri, Orta Kol boyunca Osmaneli-Bandırma arasında uzanan fay segmentleri ve Güney Kol boyunca Geyve-Bursa arasında uzanan fay segmentleri, her bir fay kolunun bağımsız fay kayma hızları ve hesaplanan en düşük T_L değerleri dikkate alındığında 21. yüzyıl içinde büyük ve yıkıcı deprem üretme olasılığı yüksek olan fay kesimleri olarak değerlendirilmiştir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, değerli görüş ve önerileriyle çalışma içeriğine olan katkılarından dolayı Sayın Dr. Doğan KALAFAT'a ve Sayın Dr. Tekin YÜRÜR'e teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Aki, K., 1965. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bm$ and its confidence limits. Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo Univ., 43, 237-239.
- Alpar, B., Gazioğlu, C., Altınok, Y., Yücel, Z.Y. and Gengiz, Ş., 2004. Tsunami hazard assessment in İstanbul using by high resolution Satellite Data (IKONOS) and DTM. XXth Congress International Society for Photogrammetry and Remote Sensing, 12- 23 July 2004, İstanbul, Commission TS, WG VII/5 (printed in CD).
- Altınok, Y., Yalçiner, A.C., Alpar, B. ve Ersoy, Ş., 2000. Tarihsel veriler ışığında Marmara Denizinde depreşim dalgaları (tsunamiler). III. Ulusal Kıyı Mühendisliği Sempozyumu, TMMOB İnşaat Mühendisleri Odası, Bildiriler Kitabı, Çanakkale, pp 33-44.
- Altınok, Y., Ersoy, S., Yalçiner, A.C., Alpar, B., and Kuran, U., 2001. Historical Tsunamis in the Sea of Marmara. International Tsunami Symposium 2001 Proceedings, NOAA, Pasific Marine Environmental Lab., Editor(s): Eddie Bernard and Frank Gonzales, U.S.S., Session 4, Number 4-2, pp. 527-534.
- Altınok, Y., Alpar, B. and Yalçınrak, C., 2003. Sarköy-Mürefte 1912 Earthquake's Tsunami, extension of the associated faulting in the Marmara Sea, Turkey. Journal of Seismology, 7, 329-346.
- Ambraseys, N.N., 2000. The seismicity of the Marmara Sea Area 1800-1899. Journal of Earthquake Engineering, 4, 377-401.
- Ambraseys, N.N., 2002a. The seismic activity of the Marmara Sea Region over the last 2000 years. Bulletin of the Seismological Society of America, 92, 1-18.
- Ambraseys, N.N., 2002b. Seismic sea-waves in the Marmara Sea region during the last 20 centuries. Journal of Seismology, 6, 571-578.
- Ambraseys, N.N. and Finkel, C.F., 1987. The Saros-Marmara earthquake of 9 August 1912. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 15, 189-211.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G. and Barka, A., 2002. Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault? Terra Nova, 14, 80-86.
- Armijo, R., Pondard, N., Meyer, B., Uçarkus, G., Lépinay, B.M., Malavieille, J., Dominguez, S., Gustcher, M., Schmidt, S., Beck, C., Çagatay, N., Çakir, Z., Imren, C., Eris, K., Natalin, B., Özalaybey, S., Tolun, L., Lefèvre, I., Seeber, L., Gasperini, L., Rangin, C., Emre, O. and Sarikavak, K., 2005. Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): Implications for seismic hazard in İstanbul. Geochemistry Geophysics Geosystems, 6, Q06009, doi:10.1029/2004GC000896.
- 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 the Seismological Society of America, 92, 1, 95-106, DOI: 10.1785/0120000801.
- Ayhan, E., Alsan, E., Sancaklı, N. and Üçer, S.B., 1984. Türkiye dolayları deprem kataloğu 1881-1981. Boğaziçi University Kandilli Observatory, İstanbul, Turkey, 126 pp.
- 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., Altunel, E., Sunal, G., Çakır, Z., Dikbaş, A., Yerli, B., Armijo, R., Meyer, B., de Chabaliere, J.B., Rockwell, J.R., Dolan, J.R., Hartleb, R., Dawson, T., Christofferson, S., Tucker, A., Fumal, T., Langridge, R., Stenner, H., Lettis, W., Bachhuber, J., Page, W., 2002. The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 İzmit earthquake (M

- 7.4), North Anatolian Fault. Bull. Seism. Soc. Am. 92, 43-60.
- Becel, A., Laigle, M., Voogd, B., Him, A., Taymaz, T., Yolsal-Cevikbilen, S. and Shimamura, H., 2010. North Marmara Trough architecture of basin infill, basement and faults, from PSDM reflection and OBS refraction seismics. Tectonophysics, 490, 1-14.
- Bohnhoff, M., Grosser, H. and Dresen G., 2006. Strain partitioning and stress rotation at the North Anatolian fault zone from aftershock focal mechanisms of the 1999 Izmit Mw = 7.4 earthquake. Geophys. J. Int. (2006) 166, 373-385, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03027.x.
- Crampin, S. and Üçer, B., 1975. The seismicity of Marmara Sea Region of Turkey. Geophysical Journal of Royal Astronomical Society, 40, 269-288.
- Dewey, J.W., 1976. Seismicity of northern Anatolia. Bulletin of the Seismological Society of America, 66, 843-868.
- Flerit, F., Armijo, R., King, G.C.P., Meyer, B. and Barka, A., 2003. Slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart determined from GPS velocity vectors. Geophysical Journal International, 154, 1-7.
- Frohlich, C. and Davis, S.D., 1993. Teleseismic *b* Values; Or, Much Ado About 1.0. Journal of Geophysical Research, 98, B1, 631-644.
- Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y. and Doğan, E., 2005. Morphological Features of Major Submarine Landslides of Marmara Sea Using Multibeam Data. Journal of Coastal Research, 21, 4, 664-673.
- Gutenberg, R. and Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California. Bulletin of the Seismological Society of America, 34, 185-188.
- Gülen, L., Pınar A., Kalafat, D., Özel, N., Horasan, G., Yılmaz, M., Işıkkara A.M., 2002. Surface Fault Breaks, Aftershock Distribution, and Rupture Process of the August 17, 1999 Izmit, Turkey Earthquake, Bulletin of the Society of America, 92, 230-244.
- Ikeda, Y., Suzuki, Y., Herece, E., Şaroğlu, F., Işıkkara, A.M. and Honkura, Y., 1991. Geological evidence for the last two faulting events on the North Anatolian fault zone in the Mudurnu valley, western Turkey. Tectonophysics, 193, 335-345.
- Kalafat, D., Öz, N., Kara, M., Öğütçü, Z., Kılıç, K., Pınar, A. and Yılmaz, M., 2000. An earthquake catalogue for Turkey and surrounding area. Boğaziçi University, İstanbul, Turkey, 236 pp.
- Kalafat, D., Güneş, Y., Kara, M., Pınar, D., Kekovalı, K., Kuleli, S., Gulen, L., Yılmaz, M., Özel, N.M., 2007. Bütünleştirilmiş Homojen Türkiye Deprem Kataloğu (1900-2005; $M \geq 4.0$): A revised and extended earthquake catalogue for Turkey since 1900 ($M \geq 4.0$), Boğaziçi Üniversitesi Yayınları No: 977, 558s., Bebek-İstanbul.
- Kalafat, D., Kekovalı, K., Kılıç, K., Güneş, Y., Yılmaz, M., Öğütçü, Z., Kara, M., Güngör, A., Küsmezer, A., Çomoğlu, M., Deniz, P., Berberoğlu, A., Kılıçer Bekler, F., Berberoğlu, M., Gümüş, H., Altuncu, S., Suvaraklı, M., Kepekçi, D., Gül, M., Çok, Ö., Polat, R., 2008. Türkiye ve Çevresi Deprem Kataloğu (1900-2008; $M \geq 3.0$); An Earthquake Catalogue for Turkey and Surrounding Area ($M \geq 3.0$; 1900-2008).
- Kalafat, D., Kekovalı, K., Güneş, Y., Yılmaz, M., Kara, M., Deniz, P., Berberoğlu, M., 2009. Türkiye ve Çevresi Faylanma Kaynak Parametreleri (MT) Kataloğu (1938- 2008)): A Catalogue of Source Parameters of Moderate and Strong Earthquakes for Turkey and its Surrounding Area (1938-2008), Boğaziçi Üniversitesi Yayınları, No=1026, 43s., Bebek-İstanbul.
- Kalafat, D., 2010. Türkiye Deprem Kataloğunun İstatistik Açısından Değerlendirilmesi: Örnek Çalışma-Statistical Evaluation of Turkey earthquake Catalog: Case Study, Boğaziçi Üniversitesi Yayınları, Yayın No: 1039, 87s., Bebek-İstanbul.
- Kanbur, Z., 2009. Interpretation of ambiguous reflection data by imaging processes:

- An example profile crossing steep submarine valley at the sea bottom. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35, 516–523.
- Kanbur, K., Alptekin, Ö., Utkucu, M. and Kanbur, S., 2007. Imaging the basin and fault geometry from the multichannel seismic reflection data in the Tekirdağ Basin, Marmara Sea, Turkey. *Geophysical Journal International*, 169, 659–666..
- Klinger, Y., Sieh, K., Altunel, E., Akoglu, A., Barka, A., Dawson, T., Gonzalez, T., Meltzner, A. and Rockwell, T., 2003. Paleoseismic evidence of characteristic slip on the western segment of the North Anatolian Fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 2317–2332.
- Kurtuluş, C. and Canbay, M.M, 2007. Tracing the middle strand of the North Anatolian Fault Zone through the southern Sea of Marmara based on seismic reflection studies. *Geo-Marine Letters*, 27, 27–40.
- Kürçer, A., Chatzipetros, A., Tutkun, S.Z., Pavlides, S., Ateş, Ö. and Valkaniotis, S., 2008. The Yenice-Gönen active fault (NW Turkey): Active tectonics and paleoseismology. *Tectonophysics*, 453, 263–175.
- Laigle, M., Becel, A., Voogd B., Hirn, A., Taymaz, T., Özalaybey, S. and Members of Seismarmara Leg1 Team, 2008. A first deep seismic survey in the Sea of Marmara: Deep basins and whole crust architecture and evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 270, 168–179.
- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier de Lépina, B., Meyer, B., Saatçılar, R. and Tok, B., 2001. The active Main Marmara Fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 595–616.
- Leroy, S.S.G., Schwab, M.J. and Costa, P.J.M., 2010. Seismic influence on the last 1500-year infill history of Lake Sapanca (North Anatolian Fault, NW Turkey). *Tectonophysics*, 486, 15–27.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N., Veis, G., 2000. GPS constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.* 105, 5695–5719.
- McHugh, C.M.G., Seeber, L., Cormier, M.H., Dutton, J., Çağatay, N., Polonia, A., Ryan, W.B.F. and Görür, N., 2006. Submarine earthquake geology along the North Anatolia Fault in the Marmara Sea, Turkey: A model for transform basin sedimentation. *Earth and Planetary Science Letters*, 248, 661–684.
- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 30, 109–185.
- Motaghi, K., Hessami, K. and Tatar, M., 2010. Pattern recognition of major asperities using local recurrence time in Alborz Mountains, Northern Iran. *Journal of Seismology*, 14, 4, 787–802.
- Okay, A.I., Kaşlılar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E. and Kuşçu, I., 2000. Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, Northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Tectonophysics*, 321, 189–218.
- Öncel, A.O. and Wyss, M., 2000. The major asperities of the 1999 MW=7.4 İzmit earthquake defined by the microseismicity of the two decades before it. *Geophysical Journal International*, 143, 501–506.
- Örgülü, G., 2011. Seismicity and source parameters for small-scale earthquakes along the splays of the North Anatolian Fault (NAF) in the Marmara Sea. *Geophysical Journal International*, 184, 385–404.
- Örgülü, G. and Aktar, M., 2001. Regional Moment Tensor Inversion for Strong Aftershocks of the August 17, 1999 İzmit

- Earthquake (Mw=7.4). *Geophysical Research Letters*, 28, 2, 371-374.
- Özaksoy, V., Emre, Ö., Yıldırım, C., Doğan, A., Özalp, S. and Tokay, F., 2010. Sedimentary record of late Holocene seismicity and uplift of Hersek restraining bend along the North Anatolian Fault in the Gulf of İzmit. *Tectonophysics*, 487, 33-45.
- Özalaybey, S., Ergin, M., Aktar, M., Tapırdamaz, C., Biçmen, F. and Yörük, A., 2002. The 1999 İzmit earthquake sequence in Turkey: Seismological and Tectonic Aspects. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92 (1), 376-386.
- Özeren, M.S., Çağatay, M.N., Postacioğlu, A.M., Görür, N. and Eriş, K., 2010. Mathematical modelling of a potential tsunami associated with a late glacial submarine landslide in the Sea of Marmara. *Geo-Marine Letters*, 30, 5, 523-539.
- Palyvos, N., Pantosti, D., Zabci, C. and D'Addezio, G., 2007. Paleoseismological evidence of recent earthquakes on the 1967 Mudurnu Valley Earthquake segment of the North Anatolian Fault Zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97, 5, 1646-1661.
- Papazachos, B.C. and Papazachou, C.B., 1997. The earthquakes of Greece. Ziti Publication, Thessaloniki, 304 pp.
- Parsons, T., 2004. Recalculated probability of $M \geq 7$ earthquakes beneath the Sea of Marmara, Turkey. *Journal of Geophysical Research*, 109, B05304, 21pp.
- Pınar, A., Kuge, K. and Honkura, Y., 2003. Moment tensor inversion of recent small to moderate sized earthquakes: implications for seismic hazard and active tectonics beneath the Sea of Marmara. *Geophys. J. Int.*, 153, 133-145.
- Pondard, N., Armijo, R., King, G.C.P., Meyer, B. and Flerit, F., 2007. Fault interactions in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): earthquake clustering and propagating earthquake sequences. *Geophysical Journal International*, 171, 3, 1185- 1197.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Enren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research*, 111, B05411, doi:10.1029/2005JB004051.
- Rockwell, T., Barka, A., Dawson, T., Akyüz, S. and Thorup, K., 2001. Paleoseismology of the Gaziköy-Saros segment of the North Anatolian fault Northwestern Turkey: Comparison of the historical and paleoseismic records, implications of regional seismic hazard, and models of earthquake recurrence. *Journal of Seismology*, 5, 443-448.
- Scholz C.H., 1968. Experimental Study of the Fracturing Process in Brittle Rock. *Journal of Geophysical Research*, 73, 4, 1447-1454.
- Sibson, R.H., 2002. Geology of the crustal earthquake source, *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Edited by William Lee, Hiroo Kanamori, Paul Jenkins and Carl Kisslinger, Vol.81A, p455-473, ISBN: 0-12-440652-1.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. and Kuşçu, İ., 1992. Active fault map of Turkey. *Publ. Miner. Res. Explor. Ins. Turk.*, Ankara, Turkey.
- Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., Imren, C., Sakiñç, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X. and Rangin, C., 2005. The North Anatolian Fault: A new look. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 37-112.
- Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the North and Central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, 106, pp. 433- 490.

- Tibi, R., Bock, G., Xia, Y., Baumbach, M., Grosser, H., Milkerit, C., Karakisa, S., Zünbül, S., Kind, R. and Zschau, J., 2001. Rupture process of the August 17 İzmit and November 12 1999 Düzce (Turkey) earthquakes. *Geophysical Journal International* 144, F1-F7.
- Urbancic, T.I., Trifu, C-I., Long, J.M. and Young, R.P., 1992. Space-time correlations of *b* values with stress release. *Pure and Applied Geophysics*, 139, 3/4, 449-462.
- USGS (United States Geological Survey), <http://usgs.gov/>
- Utkucu, M. ve Alptekin, Ö., 2001. Real-time (gerçek-zaman) sismolojisi, dünyadaki gelişimi ve Türkiye’de uygulanabilirliği. *İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi*, 14(1-2), 139-152.
- Utkucu, M., Kanbur, Z., Alptekin, Ö. and Sünbül, F., 2009. Seismic behaviour of the North Anatolian Fault beneath the Sea of Marmara (NW Turkey): implications for earthquake recurrence times and future seismic hazard. *Natural Hazard*, 50(1), 45-71.
- Westerhaus, M., Wyss, M., Yilmaz, R. and Zschau, J., 2002. Correlating variations of *b* values and crustal deformations during the 1990s may have pinpointed the rupture initiation of the Mw=7.4 İzmit earthquake of 1999 August 17. *Geophysical Journal International*, 148, 1, 139-152.
- Wiemer, S., 2001. A software package to analyse seismicity: ZMAP. *Seismological Research Letters*, 72(3), 373-382.
- 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 Wyss, M., 2002. Mapping spatial variability of the frequency- magnitude distribution of earthquakes. *Advances in Geophysics*, 45, 259- 302.
- Wong, H.K., Lüdmann, T., Uluğ, A. and Görür, N., 1995. The Sea of Marmara: A plate boundary in an escape tectonics regime. *Tectonophysics*, 244, 231-250.
- Wyss, M., Schorlemmer, D., Wiemer, S., 2000. Mapping asperities by minima of local recurrence time: San Jacinto- Elsinore fault zones. *Journal of Geophysical Research*, 105, NO. B4, 7829-7844.
- Wyss, M. and Matsumura, S., 2002. Most likely locations of large earthquakes in the Kanto and Tokai areas, Japan, based on the local recurrence times. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 131, 173-184.
- Yalçınır, A.C., Alpar, B., Özbay, İ., Altınok, Y. and Imamura, F., 2001. Tsunami generation and coastal amplification in the Sea of Marmara. NATO Advanced Research Workshop, Underwater Ground Failures On Tsunami Generation, Modelling, Risk and Mitigation, Book of Abstracts, 23-26 Mayıs 2001, İstanbul, pp. 138-146.
- Yalçınır, A.C., Alpar, B., Altınok, Y., Özbay, İ. and Imamura, F., 2002. Tsunamis in the Sea of Marmara: Historical documents for the past, models for the future. *Marine Geology*, 190, 445-463.

