

Marmara Bölgesinde Ampirik Green Fonksiyon Yöntemiyle Deprem Benzeşimlerinin Elde Edilmesi

Earthquake Simulation Studies for the Marmara Region Using Empirical Green's Functions Method

AYDIN MERT^{1,4*}, YASİN FAHJAN², ALİ PINAR³, LAWRENCE HUTCHINGS⁴

¹ Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Çengelköy, İstanbul, Türkiye.

² Gebze Yüksek Teknoloji Enstitüsü, Çayırova, Gebze, Türkiye.

³ İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Avcılar, İstanbul, Türkiye.

⁴ Lawrence Berkeley National Laboratory, 1 Cyclotron Road, 94720 Berkeley, CA, USA.

Geliş (received) : 14 Şubat (February) 2013

Kabul (accepted) : 02 Nisan (April) 2014

ÖZ

Bu makalenin temel amacı, jeolojik ve tektonik olarak karmaşık özellikler gösteren dolayısıyla oldukça heterojen bir kabuk yapısına sahip Marmara bölgesinde meydana gelmiş üç adet orta büyüklükte depremin benzeşimini elde etmektir. Deprem benzeşimlerinin hesaplanmasında Hutchings ve Wu (1990) tarafından geliştirilen Ampirik Green Fonksiyon (AGF) tabanlı bir yöntem kullanılmıştır. Bu sayede, AGF yönteminin özellikle Marmara bölgesi gibi karmaşık jeolojik özellikler gösteren bir bölgede yer hareketi dalga formlarının modellenmesindeki başarısı değerlendirilmiştir. Kullanılan yöntem, basit yığılma modelleri ve bölgede kaydedilmiş küçük depremleri ani etkili nokta kaynak kabulüyle ampirik Green fonksiyonlar olarak kullanarak, deprem yer hareketi benzeşimlerinin elde edilebileceği esasına dayanır. Depreme dayanıklı yapı tasarımında performansa dayalı tasarım yaklaşımının benimsenmesi ile birlikte, kuvvetli yer hareketinin benzeşiminin elde edilmesi konusu önem kazanmıştır. Bunun en önemli sebebi, zaman ortamında doğrusal olmayan dinamik analizlerde girdi olarak kullanılan sentetik akselerogramlara duyulan gereksinimdir.

Benzeşimi elde edilen üç depremde ($M_w \approx 5$) Kuzey Anadolu Fay Zonunun (KAFZ) Marmara Denizi içindeki farklı uzantıları boyunca oluşmuştur. Bunlardan ilki KAFZ'nun Marmara denizinin kuzeyinden geçen kolu üzerinde, diğeri Gemlik Körfezini kesen orta kol, sonuncusu ise Kuş Gölü civarında KAFZ'nun Marmara denizinin güneyindeki karasal alanlardan geçen güney kolu üzerinde meydana gelmiştir. Çalışmada kullanılan depremler Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nün (KRDAE) işlettiği geniş bant sismometre ağı tarafından kaydedilmiştir. Modeller, ana şokun ve en az bir artçı şokun ($2.8 < M_w < 3.6$) kaydedildiği beş istasyonda toplamda on farklı istasyon kullanılarak yapılmıştır. Kayıtlı istasyonlar ile depremler arasındaki mesafe 17 km ile 121 km arasında, modellenen deprem ile modellemeye AGF olarak kullanılan depremlerin hiposantırları arasındaki mesafe ise 0.73 km ile 1.64 km arasında değişmektedir. Kaydedilmiş ve benzeşimi elde edilmiş dalga formlarının benzerlikleri P dalgası ilk varışları, S-P dalgalarının varışlarındaki zaman farklılığı, kayıt süresi, maksimum yer hızı, Fourier spektrumu ve enerji dağılımları gibi farklı parametreler açısından incelenmiştir. Elde edilen sonuçlar özellikle heterojen kabuk yapısına sahip Marmara bölgesi gibi alanlarda, AGF yönteminin yer hareketi benzeşimlerinin elde edilmesinde kullanılabilecek uygun bir yöntem olduğunu doğrulamaktadır.

Anahtar Kelimeler: Ampirik Green fonksiyon, deprem benzeşimi, marmara bölgesi

ABSTRACT

The main purpose of this article is to simulate three mid-sized earthquakes that occurred in Marmara Sea region, which has complex geologic and tectonic characteristics resulting in heterogeneous crustal structure. In the calculation of earthquake simulations, the method based on empirical Green's function (EGF) developed by Hutchings and Wu (1990) is used. In this way, we evaluate the achievements in simulating ground motion waveforms using empirical Green's function method especially for Marmara region where complex geologic structure exists. The main assumption of the method that simple rupture models and small sized earthquakes (impulsive point source event) recorded in the region can be used as an empirical Green's functions to simulate earthquake ground motions. Accurate estimation of strong motion time history simulation is essential to establishing the recent technology of the earthquake-resistant design and performance based design of structure to reduce earthquake damage. The main reason of this, non-linear dynamic analysis of structures in time domain needs synthetic accelerograms as an input.

We simulate three earthquakes ($M_w \approx 5$) that occurred along three different extensions of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ) inside of the Marmara Sea. The first one occurred on the northern branch of the NAFZ, in northern part of the Marmara Sea, the second one was along the mid-branch of NAFZ that bissects the Gulf of Gemlik and the last one took place on the southern branch of NAFZ in the vicinity of Kus Lake south of the terrestrial areas of the Marmara Sea. Earthquakes used in the study were recorded by broadband seismometer network operated by Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute (KOERI). Modelling was made for each earthquake using by five stations, each of which recorded at least one after shock and one main shock, in total ten stations. The distance between recording stations and earthquake hypocenters ranged from 17 km to 121 km. The distance between the simulated earthquake hypocenter and EGF hypocenter ranged from 0.73km to 1.64 km. Similarities between recorded and simulated waveforms were investigated in terms of different parameters such as first arrivals of P waves, time differences between S and P wave arrivals, recording duration, maximum ground velocity, Fourier spectrum and energy distribution. The results confirm that empirical Green's function method is an appropriate method to obtain ground motion simulations especially in areas such as Marmara region which has a heterogeneous crust structure.

Keywords: Empirical Green's function, earthquake simulation, marmara region.

GİRİŞ

Türkiye nüfusunun üçte birine ev sahipliği yapan Marmara bölgesi, coğrafi olarak ülkenin kuzeybatısında yer alan Marmara denizi ve etrafındaki yerleşim alanlarından oluşur. Anadolu levhası, Balkan bloğu, Ege denizi ve Karadeniz ile çevrili yaklaşık dikdörtgen biçimli bu bölge Avrupa'nın ve hatta Dünya'nın en aktif sismik zonlarından biri üzerinde yer almaktadır. Bölgenin aktif tektoniğinin Kuzey Anadolu Fay Zon'u (KAFZ) tarafından kontrol edildiği uzun yıllardır bilinmekle birlikte özellikle, 17 Ağustos ve 12 Kasım depremlerinin ardından bölgede, uluslararası yada ulusal araştırma kuruluşları tarafından gerçekleştirilen pek çok jeolojik, batimetrik, sismik, sismolojik, sismotektonik çalışma (Alpar ve Yalıtırak, 2000; Yalıtırak vd., 2000a; Yalıtırak vd., 2000b; Gürbüz vd., 2000; İmren vd., 2001; Gazioğlu vd., 2002; Gökaşan vd., 2003; Şengör

vd., 2005; Yılmaz vd., 2010) bölgeyi yer bilimleri açısından dünyanın en ayrıntılı çalışılmış birkaç bölgesinden biri haline getirmiştir. KAFZ'nun en batı tarafında yer alan bölgenin, karmaşık jeolojik ve tektonik yapısı sebebiyle, kabukta özellikle yatay yönde pek çok heterojenite ve süreksizlikler gözlenmektedir. Kabuk yapısındaki heterojeniteye bağlı keskin şekilde gözlenen hız değişimleri Karabulut vd., (2003) tarafından ortaya konan iki boyutlu tomografik hız modellerinde de Barış vd., (2005) tarafından hesaplanan üç boyutlu tomografik hız modellerinde de açık şekilde belirtilmektedir. Bölge sismik risk açısından son derece kritik olduğundan kabuk yapısının belirlenmesi amacıyla tomografik (Salah vd., 2007; Becel vd., 2010; Koulakov vd., 2010; Yolsal-Çevikbilen, 2012), çok kanallı sismik yansıma ve kırılma (Gürbüz vd., 2003; Kuleli vd., 2004; Carton vd., 2007; Laigle vd., 2008; Becel vd., 2009) ve alıcı fonksiyonu (receiver function)

(Sounders vd., 1998; Tok vd., 2008, Çakır & Erduran, 2011) gibi farklı yöntemlerle yapılmış pek çok çalışma mevcuttur (Taymaz vd., 2007a, b; Gans vd., 2009; Biryol vd., 2010;).

Yirminci yüzyılda KAFZ boyunca 1939 daki Erzincan depremiyle başlayan ve 1999 İzmit ve Gölcük depremleri ile Marmara denizinin doğu sınırına kadar ulaşmış son derece yıkıcı depremlerin batıya doğru bir göçü söz konusudur (Stein vd., 1997; Toksöz vd., 1999). Marmara denizinin batı sınırında KAFZ'nun kuzey kolunda 1912 yılında meydana gelen Şarköy-Mürefte depremi de göz önüne alındığında 1912 ve 1999 depremleri arasında kalan ve Marmara denizinin içinden geçen bütün kuzey kolun bir sismik boşluk olarak tanımlanabileceği pek çok makalede belirtilmektedir (Pinar vd., 2003). Parson vd., (2004) 1999 $M=7.4$ İzmit depreminin co-sismik ve post-sismik etkilerini de göz önüne alarak yaptıkları bir çalışmada, zaman bağımlı modellerle Marmara denizinde 30 yıl içinde $M \geq 7$ depremin oluşma ihtimalini 35-70% olarak hesaplamışlardır. Bu sebeple, KAFZ'nun batı ucunu oluşturan Marmara denizi faylarının gerilme dağılımlarının, deprem kaynak parametrelerinin, bunlara bağlı ölçeklendirme ilişkilerinin ve en önemlisi bölgede oluşabilecek depremlerin benzeşimlerinin hesaplanması önemli bir konu haline gelmiştir. Bu makalenin temel amacı, jeolojik ve tektonik olarak karmaşık özellikler gösteren dolayısıyla oldukça heterojen bir kabuk yapısına sahip Marmara bölgesinde meydana gelmiş üç adet orta büyüklükte depremin benzeşimini elde etmektir.

Oluşan yıkıcı depremler sırasında, özellikle yaklaşık iki fay boyu mesafesi olarak tanımlanan kaynak yakın bölgesi (near source region) boyunca, ciddi hasarlar meydana gelmektedir (Mert, 2011). Bu sebeple büyük depremlerin yırtılma modellerinin, özellikle kaynak yakın bölgesindeki dalga yayılımının karmaşıklığının da hesaba katılarak belirlenmesi, günümüzde mühendislik sismolojisi çalışmalarının başlıca hedefleri arasındadır (Mert, 2011). Kuvvetli yer hareketi kaydının geniş bir frekans aralığında doğru tahmini, deprem zararlarını azaltmak için, yapıların depreme dayanıklı ve performans bağılı tasarımında kullanılan yeni teknolojiler göz önüne alındığında, son derece önemli bir

kavramdır. Depreme dayanıklı yapı tasarımında performansa dayalı tasarım yaklaşımının benimsenmesi ile birlikte, kuvvetli yer hareketinin gerçeğe en yakın şekilde benzeşiminin elde edilmesi konusu önem kazanmıştır (Erdik vd., 2003). Zaman ortamında gerçekleştirilen, doğrusal olmayan dinamik analizlerde kullanılan bilgisayar yazılımları ve yapısal modelleme tekniklerindeki son gelişmeler, bu tip analizlerde girdi olarak kullanılan sentetik (yapay) akselerogramlar konusunu ön plana çıkarmaktadır. Bunun en önemli sebebi zaman ortamında doğrusal olmayan dinamik analizlerde girdi olarak kullanılan sentetik akselerogramlara duyulan gereksinimdir (Mert, 2011).

Depremler sırasında ortaya çıkan sismik enerjinin odaklanması, saçılması ve bunlara bağlı olarak sismik enerjinin dağılımı ve meydana gelen sismik dalgaların genlikleri, depremin olduğu fayın özelliklerine (fayın boyutları, türü; normalters-doğrultu atımlı, atım miktarı), depremin özelliklerine (büyüklüğü, odak derinliği, gerilme düşüşü, yırtılma hızı ve süresine), bağlı olduğu kadar ortamın jeolojik koşullarına ve kabuk yapısında son derece bağlıdır (Scognamiglio ve Hutchings, 2009). Bu sebeple, yapılacak deprem benzeşimleri (simulation) ve üretilecek gerçekçi dalga formları kırılmanın olduğu faydan itibaren yayılma ortamının jeolojik koşulları ile ilgili her türlü etkiyi içermelidir (Hutchings vd., 2007). Ampirik Green Fonksiyon (AGF) yöntemi yayılma ortamının fiziksel özelliklerine bağlı etkileri doğru şekilde modelleyebilen en kullanışlı yer hareketi benzeşim tekniklerinden bir tanesidir (Scognamiglio ve Hutchings, 2009). Bunun en önemli sebebi, aynı fay zonu üzerinde meydana gelmiş ve aynı yayılma ortamını kat ederek kaydedilmiş küçük depremleri birer AGF olarak kullanarak yayılma ortamını temsil edebilmesidir (Hutchings, 1991-1994). Bu sayede AGF'lar yer hareketi benzeşimlerinde yalnızca sönümlenmeye bağlı etkileri yada serbest yüzey etkilerini doğru olarak temsil etmekle kalmaz aynı zamanda yayılma ortamı boyunca heterojeniteye bağlı olarak meydana gelen kırılma, yansıma, saçılma gibi etkileri ve kaydedildikleri ortamın lineer zemin davranışlarını da içerirler ve bu AGF yönteminin en önemli avantajıdır (Scognamiglio ve Hutchings, 2009).

AGF yöntemi, deprem yırtılması ve bunun sonucu oluşan yer hareketini 'Elostodinamik Temsil İlişkileri Teoremi' ne (Elostodynamic Representation Theorem) dayanarak, kaydedilmiş küçük depremleri AGF olarak kullanarak depremler sırasında oluşan yer hareketinin modellenebileceği esasına dayanır ve ilk olarak Hartzell (1978), ve Wu (1978), tarafından ortaya atılmıştır. Daha sonra yöntem Hadley ve Helmberger (1980), Irikura (1983), Hutchings ve Wu (1990), Hutchings (1991), gibi araştırmacılar tarafından çeşitli değişikliklerle kullanılmış ve geliştirilmiştir. Bu yöntemdeki temel mantık, gerçek yayılma ortamı ve yerel etkileri hesaba katabilmek amacıyla benzeşimi yapılacak büyük depremin yırtılma alanından kaynaklanan gözlenmiş küçük depremleri kullanmak ve böylelikle kaynaktaki asperiti alanlarını ve heterojenliği doğru olarak temsil edebilmektir (Hartzell 1978). Küçük depremlerin büyük depremlere nazaran yüzlerce kez sık oluştukları ve küçük depremler sonucu oluşan sismik dalgaların yayılım yolu boyunca üç boyutlu olarak bütün jeolojik etkileri içerdikleri düşünüldüğünde pratikte yöntemin ne kadar kullanışlı olduğu ortaya çıkmaktadır.

Literatürde, Marmara bölgesindeki risk planlamasına yönelik olarak yapılan, probabilistik deprem tehlike analizlerinin (Atakan vd., 2002; Erdik vd., 2004) yanı sıra oluşacak yıkıcı bir deprem sırasında oluşması muhtemel yer hareketi dalga formlarının hesaplanmasına yönelik farklı benzeşim teknikleri kullanılarak yapılmış (Erdik vd., 2001; Pulido vd., 2004; Sorensen vd., 2007, Mert, 2011; Mert vd., 2011; Mert vd., 2012) pek çok çalışma mevcuttur. Bu çalışmalar, oluşması muhtemel büyük bir depremde, yer hareketinin ne kadar karmaşık olabileceğini göstermesi açısından son derece önemli sonuçlar ortaya koymuştur. Literatürde, bu çalışmadan önce, Marmara denizi içinden geçen fay segmentleri boyunca AGF (Hutchings ve Wu,1990) tabanlı bir benzeşim tekniği kullanılarak yapılmış, yayınlanmış herhangi bir makale mevcut değildir.

Marmara denizi tabanını doğudan batıya kat eden KAFZ'nun segmentleri büyük kısmının deniz tabanında yer almaları sebebiyle kinematik ve morfolojik olarak uzun yıllar bilimsel olarak incelenememişlerdir. Son yıllarda, bir yandan KAFZ'nun Marmara bölgesindeki tektonik yapısı

ve özellikleri hakkında bilgilerimiz artarken diğer yandan bölgede gün geçtikçe yoğunluğu artan geniş-bant sismometre ve ivme ölçerlerin kaydettiği depremler ile ilgili veri tabanımızın hızla gelişmesi, Marmara bölgesinde AGF tabanlı benzeşim yöntemlerinin kullanılmasını mümkün hale getirmiştir. Deprem benzeşimlerinde özellikle, yüksek frekanslı bileşenlerin hesaplanmasında, kabuksal heterojeniteden kaynaklı sorunların minimize edilmesindeki başarısı göz önüne alınarak bu çalışmada, Hutchings ve Wu (1990), Hutchings (1991, 1994) tarafından geliştirilen AGF tabanlı bir yöntem kullanılmış ve Marmara bölgesinde meydana gelmiş üç adet orta büyüklükte ($M_w \approx 5$) depremin benzeşimi elde edilmiştir. Bu sayede, Hutchings ve Wu (1990) tarafından geliştirilen AGF yöntemi Marmara bölgesi gibi karmaşık jeolojik özellikler gösteren bir bölgede kullanılmış ve yer hareketi dalga formlarının modellenmesindeki başarısı değerlendirilmiştir. Ayrıca orta büyüklükte ($M_w = 5$) depremlerin yalnızca bir tek AGF kullanarak bu yöntemle başarıyla modellenebileceğini ortaya koyması, çalışmanın bir diğer önemli bulgusudur. Bu yöntem daha önce de dünyanın farklı sismotektonik özellikler gösteren bölgelerinde farklı büyüklüklerdeki depremler sonucu oluşan yer hareketlerinin benzeşimlerinin elde edilmesinde kullanılmış ve doğru ve gerçekçi sentetik dalga formları elde edilmiştir (Hutchings, 1991; Hutchings, 1994; Jarpe ve Kasameyer, 1996; Hutchings vd., 2007; Scognamiglio ve Hutchings, 2009).

MARMARA BÖLGESİNDE TEKTONİK VE SİSMOTEKTONİK YAPI

KAFZ, kuzeyde duraylı Avrasya bloğu ile güneyde batıya doğru hareket eden Anadolu bloğu arasında yer alır. Doğu Anadolu sıkışma rejimini Batı Anadolu ve Ege gerilme rejimi ile bağlayan (McKenzie 1972; Şengör 1979), yaklaşık 1200 km. uzunluğunda ve sağ yanallı atım bileşeni-ne sahip aktif bir faydır ve Doğu Anadolu'da Karlıova'dan başlamaktadır (Ketin 1969; Jackson ve McKenzie 1988; Barka 1992). KAFZ, batıda, Bolu yakınlarında önce iki, daha batıda ise, bir başka kolun birleşmesiyle toplam üç ana kola ayrılmakta ve Marmara Denizi içerisi ve çevresinde bu üç ana kolu ile batıya doğru

devam ederek, Ege Denizi'ne ulaşmaktadır (Şekil 1). Kuzeydeki kolu (Sapanca gölü, İzmit körfezi, Marmara denizinin kuzeyi, Mürefte, Saroz körfezi) İzmit Körfezinde Marmara Denizi'ne girmekte, Mürefte'de denizden çıkarak Saros körfezi'nden Kuzey Ege'ye uzanmaktadır. Ortadaki kolu Gemlik körfezinden denize girmekte ve yaklaşık olarak Marmara denizinin güney kıyısı boyunca kıyıya paralel olarak uzanmaktadır (Yılmaz vd., 2010). En güneydeki kol (Geyve, Edremit Körfezi) ise Marmara denizinin güneyindeki kıtasal alanlardan geçerek Biga yarımadasının güneyinden Ege denizine girer (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988).

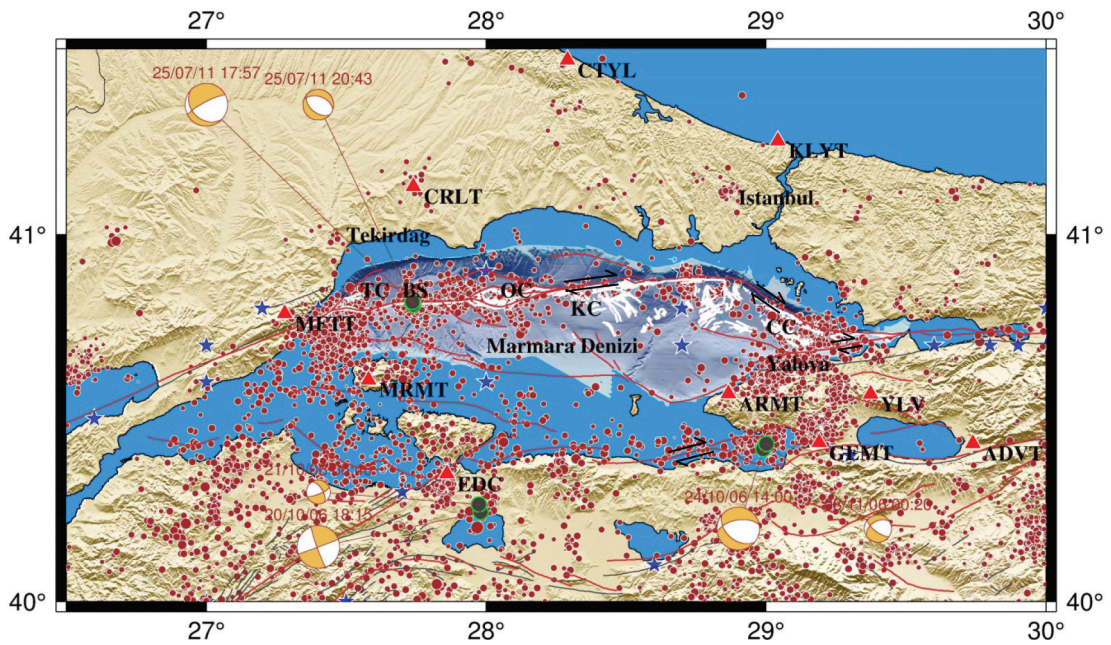
Marmara Denizi'nin 1.200 metreye ulaşan derinliğe sahip, kuzey yarısı, güneydeki 100

metreden daha sığ kıta sahanlığı bölgesinden bariz bir batimetrik eğimle ayrılır. Kuzeydeki derin kesim içerisinde birbirinden eşiklerle ayrılmış üç derin çukurluk bulunur (Şekil 1). Bunlar batıdan doğuya doğru Tekirdağ (Batı Marmara), Orta Marmara ve Çınarcık (Doğu Marmara) çukurluklarıdır. İçleri kalın çökellerle dolu olan ve hala da doldurulmakta olan (Okay vd., 2000) bu çukurluklar birbirinden 600 ile 800 metre derinliğe sahip kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı sırtlarla ayrılmıştır. Marmara Denizi'nin güney kesimleri ise sığ bir şelf niteliği taşımaktadır.

KAFZ'nun Marmara Denizi içerisindeki etkinliği hakkında öne sürülmüş olan modelleri üç ana grupta toplamak mümkündür. Bu fikirlerden ilki, KAF'nın, Marmara Denizi içerisinde tek bir zon

(Şekilde, TÇ: Tekirdağ Çukurluğu, BS: Batı Sırtı, KÇ: Kumburgaz Çukurluğu, OÇ: Orta Marmara Çukurluğu, CÇ: Çınarcık Çukurluğu nu göstermektedir. Fay segmentasyonu Barka ve Kadinsky-Cade (1988), Armijo vd. (2002), Yılmaz vd. (2009) derlenmiştir. Benzeşimi elde edilen depremlerin odak mekanizması çözümleri; kuzey kol depremi (E01), DDB Temmuz 2011 raporu, Gemlik ve Kuş gölü depremleri, (Örgülü 2011) den alınmıştır. GF olarak kullanılan depremlerin odak mekanizmaları KRDAE verileri kullanılarak hesaplanmıştır.).

(In Figure, TC: Tekirdag Basin, BS: West Ridge, KC: Kumburgaz Basin, OC: Middle Marmara Basin, CC: Cinarcik Basin. Segmentation compiled from Barka and Kadinsky-Cade (1988), Armijo et al. (2002), Yılmaz et al. (2010). Focal mechanism solutions obtained by, North segment earthquake (E01), 2011 July report DE, Gemlik (E02) and Kuş Golu (E03) Earthquake (Örgülü 2011). Focal mechanism solutions for earthquakes used as EGF calculated using by KOERI data).



Şekil 1. Marmara bölgesi ve civarında aletsel dönem (1900-2011) deprem etkinliği. Kırmızı yuvarlaklar $3.0 < M < 5.0$, mavi yıldızlar $6.0 < M < 7.4$ KRDAE verileri.

Figure 1. Instrumental period (1900-2011) earthquake activity in and around the Marmara region. Red rounds $3.0 < M < 5.0$, blue stars $6.0 < M < 7.4$ KOERI data.

halinde geçmiş olduğudur (Şengör, 1979; 1980; Şengör ve Canitez, 1982; Şengör vd., 1985). Bazı bilim adamları ise, Marmara Denizi'nde bulunan D-B uzanımlı çukurları bir graben olarak yorumlayarak, bir başka oluşum modeli önermişlerdir (Crampin ve Evans, 1986; Adatepe, 1988; Smith vd.,1995). Deniz tabanı morfolojisi ve Marmara Denizi güneyindeki havzalarda yapılmış olan kara çalışmaları dikkate alınarak, KAFZ'nun Marmara Denizi içerisinde en-échélon bir geometriye sahip olduğu ve bu geometrinin de Marmara Denizi'ni bir çek-ayır havza olarak geliştirmiş olduğu da önerilmiştir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Wong vd., 1995). Okay vd., (1999) ise, Tekirdağ Havzası'nda yapmış olduğu sismik çalışmada, ayrıntıda Tekirdağ, genelde ise Marmara çukurlarının güneye ötelenen KAFZ'nun arkasında gelişmiş olan havzalar olduğunu önermiştir. Bununla birlikte, 17 Ağustos 1999 İzmit depreminin ardından önerilmiş olan modellerin, KAFZ'nun Marmara Denizi içerisindeki aktivitesini tam olarak yansıtmamış olduğu düşünülmüş ve bu konuda yeni çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmaların bir kısmı eski modelleri doğrular nitelikte görüşler ortaya koymuş bir kısmı ise yeni fikirler önermiştir. Bu görüşlerden ilki, KAFZ'nun kuzey kolunun Marmara Denizini kuzeyden üç çukurluğun (Çınarcık, Orta Marmara, Tekirdağ) sınırı boyunca tek bir sağ yanal atımlı fay olarak geçtiğidir (Imren vd., 2001; Le Pichon vd., 1999, 2001, 2003; Demirbağ vd., 2003). İkinci görüş ise çek-ayır modelidir (Armijo vd., 1999, 2002, 2005; Carton, 2005 ve Carton vd., 2007). Bu model tek bir sağ yanal atımlı fay yerine, yukarıda sözü edilen bu üç çukurluk ile ilişkili segmentlerden oluşan bir fay modeli ortaya koyar ve çukurlukların kenarlarını sınırlayan normal faylardan bahseder. Üçüncü model, derinde bölgesel kesme ve yüzeyde doğrultu ve normal bileşenli fayları içeren diverjant fay zonu ile karakterize edilen negatif çiçek yapısı önerir (Laigle vd., 2008 ve Becel vd., 2009).

Marmara denizi boyunca uzanan bu sismik boşluğun tarihte onlarca büyük deprem ürettiği (Crampin ve Üçer, 1975, Ambraseys ve Finkel, 1991; Papazachos vd., 1997; Ambraseys ve Jackson, 2000; Ambraseys 2001a,b,2002,a,b) gözönüne alınarak özellikle 1999 depremlerinin ardından bölgede sismotektonik yapının, deprem oluşum modellerinin ve sismik etkinliğin

belirlenmesine yönelik pek çok bilimsel çalışma yürütülmüştür. Bu çalışmalarda bölgenin son iki bin yıl boyunca etkilendiği orta ve büyük şiddetli depremler, etkiledikleri alan ve lokasyonları ile birlikte büyük ölçüde ortaya konmuştur (Ambraseys ve Jackson, 2000; Ambraseys 2001a,b,2002,a,b). Ambraseys (2006), yaptığı çalışmada Marmara Bölgesinde 1-2000 yılları arasında büyüklüğü (M_s) 5 ten büyük 937 deprem belirlemiştir. Gerek tarihsel gerekse güncel (aletsel) dönem (Şekil 1) depremleriyle kanıtlanmış olduğu üzere Marmara bölgesinin depremselliği göreceli olarak son derece yüksektir. Marmara bölgesi ve civarında 1900 ile 1999 yılları arasında büyüklüğü $M_L=6.0$ ile $M_L=7.4$ arasında değişen 15 adet yıkıcı deprem (Şekil 1) meydana gelmiştir (KRDAE verileri). Ortaya konmuş 2000 yıllık kataloglar incelendiğinde Marmara Bölgesi ve İstanbul'u etkileyen ortalama olarak her 50 yılda bir orta şiddette ve her 300 yılda bir yüksek şiddette bir deprem olduğu belirlenmiştir (Erdik vd., 2004).

Çakır vd. (2003) Coulomb gerilme analizlerini kullanarak yaptıkları bir çalışmada Gölcük ve Düzce depremlerinin ardından bölgede yüksek gerilme artışının meydana geldiği üç bölge olduğunu tespit etmişlerdir; Bolu, Doğu Marmara ve Batı Marmara. KAFZ'nun Marmara denizi içerisindeki segmentlerinin gelecekte üretebileceği büyük depremlerin ($M_s \geq 7.0$) araştırıldığı en güncel çalışmalardan biri de Utkucu vd. (2009) tarafından gerçekleştirilen çalışmadır. Bu çalışmada, KAFZ'nun Marmara Bölgesinin doğusunda 1999 Gölcük depreminin yırttığı alandan başlayarak batıda Ege Denizine kadar olan segmentlerinin MS 400 yılından itibaren tarihi sismisitesi ile bölgede yapılan paleosismolojik araştırmalar ve Marmara denizinin en son batimetrik ve morfolojik haritaları (Armijo vd., 2002) birlikte değerlendirilerek bu segmentlerin uzun dönem sismik davranışları belirlenmeye çalışılmıştır.

DEPREM BENZEŞİMLERİNİN ELDE EDİLMESİ

Deprem Verileri (Kullanılan Veri Seti)

Bu çalışmada, KAFZ'nun Marmara denizi içerisinde ve çevresinde yer alan üç ana kolu

üzerinde oluşmuş üç farklı depremin (Çizelge 1, Şekil 2) benzeşimleri elde edilmiş ve böylelikle Marmara bölgesinde hasar yapıcı büyük bir depremin oluşabileceği olası fay zonları temsil edilmeye çalışılmıştır. Çalışmada kullanılan depremler Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsünün (KRDAE) işlettiği geniş bant sismometre ağı tarafından (örnekleme aralığı 50 Hz) kaydedilmiştir (Çizelge 2, Şekil 2). İstasyonların zemin özellikleri ile ilgili bilgilere KRDAE'nin web sayfasından ulaşılabilir. Artçı şok lokasyon bilgileri KRDAE kataloglarından ana şokların lokasyon bilgileri ise gösterilen referanslardan alınmıştır.

Sentetik sismogramların hesaplanmasında deprem yırtılmasının kinematik modellemesinden yararlanılmış, depremlerin moment büyüklükleri ve yırtılma alanları dikkate alınarak her bir ana şok için AGF olarak bir adet artçı deprem kullanılmıştır (Çizelge 1). Kayıtçı istasyonlar ile depremler arasındaki mesafe 17 km ile 121 km arasında, modellenen deprem ile modellemede AGF olarak kullanılan depremlerin hiposantırları arasındaki mesafe ise 0.73 km ile 1.64 km arasında değişmektedir.

Çalışmada benzeşimi elde edilen ilk deprem ($M_w=5.0$) ve artçısı ($M_w=3.6$) KAFZ'nun Marmara denizi içinden geçen kuzey kolu üzerinde Tekirdağ-Barbaros açıklarında meydana gelmiştir. Ana şokun odak mekanizması çözümü, Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Deprem Dairesi Başkanlığının (DDB) aylık deprem

raporundan (Temmuz 2011) alınmıştır. Moment tensor yöntemi kullanılarak elde edilmiş odak mekanizması çözümü kullanılmıştır. Artçı şokun odak mekanizması çözümü ise P dalgası ilk gelişlerinden KRDAE verileri kullanılarak hesaplanmıştır. Ana şok ile AGF olarak kullanılan artçı şok arasındaki mesafe 0.73 km dir. Benzeşimlerin hesaplanmasında kullanılan en yakın istasyon (MRMT) 26.5 km en uzak istasyon (ARMT) ise 99 km dir. Diğer istasyonlar sırasıyla 35 km (CRLT), 53.5 km (EDC) ve 86.5 km (CTYL) dir.

İkinci deprem ($M_w=5.0$) ve artçısı ($M_w=3.2$) Gemlik Körfezini kesen orta kolda meydana gelmiş, üçüncü deprem ($M_w=5.0$) ve artçısı ($M_w=2.8$) ise Kuş Gölü civarında KAFZ'nun Marmara denizinin güneyindeki karasal alanlardan geçen güney kolu üzerinde meydana gelmiştir (Şekil 2). Bu iki ana şokun odak mekanizması çözümleri yine moment tensor ters çözüm algoritması kullanılarak Örgülü (2011) tarafından elde edilmiş, artçı şokların odak mekanizması çözümleri ise KRDAE verileri kullanılarak P dalgası ilk gelişlerinden elde edilmiştir. İstasyonların dağılımları ve ana şok ile AGF olarak kullanılan artçı şok mesafeleri iki depremde de birbirine benzerdir. İstasyon ile benzeşimi, elde edilen deprem arasındaki mesafe Kuşgölü depremi için 25 km ile 100 km arasında, Gemlik depremi için 17 km ile 121 km arasında değişmektedir. Ana şok ile AGF olarak kullanılan artçı şok arasındaki mesafe Kuş Gölü depremi için 1.33 km ve Gemlik Körfezi depremi için 1.64 km dir.

Çizelge 1. Benzeşimi yapılan ve Ampirik Green Fonksiyon olarak kullanılan depremler.

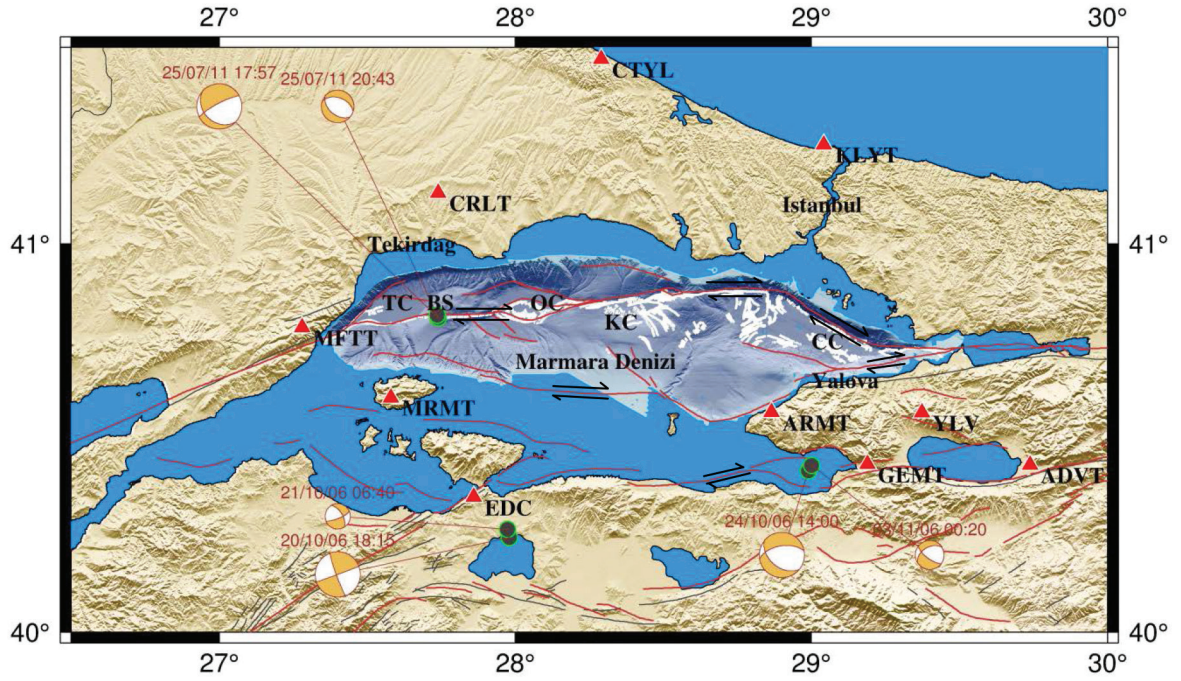
Table 1. Simulated main earthquakes and aftershocks used as Empirical Green's Functions.

Deprem	Tarih (g.a.y s:d)	Enlem K (Derece)	Boylam D (Derece)	Derinlik (Km)	M_w	Lokasyon
E01	25.07.11 17:57	40.811	27.739	15.3	5.0	Kuzey Marm F
G0101	25.07.11 20:43	40.817	27.736	5.4	3.6	Kuzey Marm F
E02	24.10.06 14:00	40.417	28.990	5.7	5.0	Gemlik Körf
G0201	03.11.06 00:20	40.431	29.001	9.2	3.2	Gemlik Körf
E03	20.10.06 18:15	40.245	27.980	5.9	5.0	Kuş Gölü
G0301	21.10.06 01:40	40.266	27.974	9.9	2.8	Kuş Gölü

(M_w : Moment manyitüd)

(Haritadaki diğer bilgiler Şekil 1 ile aynıdır.)

(Other information on the map is same with Figure 1.)



Şekil 2. Çalışmada benzeşimleri elde edilen üç ana şok (yeşil yuvarlaklar) ve AGF olarak kullanılan artçı şoklar (yeşil yuvarlaklar) ile bu depremlerin kaydedildiği geniş-bant sismometrelerden oluşan deprem kayıtçı ağı (kırmızı üçgenler).

Figure 2. Three simulated main earthquakes (green rounds) and aftershocks used as an EGF (green rounds) with earthquake recording network composed of broadband seismometers (red triangles).

Çizelge 2. Benzeşimi yapılan ve Ampirik Green Fonksiyon olarak kullanılan depremlerin kaydedildiği geniş-bant sismometre istasyonları.

Table 2. Broadband seismometer stations recorded main earthquakes and aftershocks used as Empirical Green's Functions.

İstasyon	Lokasyon	Enlem (K) (Derece)	Boylam (D) (Derece)	Yükseklik (m)	Sismometre
ADVT	İZNİK	40.4332	29.7383	193	3ESP-DM24
ARMT	ARMUTLU	40.5683	28.8660	320	3ESP-DM24
CRLT	ÇORLU	41.1290	27.7360	230	3ESP-DM24
CTYL	ÇATALCA	41.4760	28.2897	77	3T-DM24
EDC	EDİNCİK	40.3468	27.8633	257	3T-DM24
GEMT	GEMLİK	40.4350	29.1890	220	3T-DM24
KLY	KİLYOS	41.2530	29.0420	30	3T-DM24
MFT	MÜREFTE	40.7867	27.2812	924	CMG40T
MRMT	MARMARA ADASI	40.6058	27.5837	213	3T-DM24
YLV	YALOVA	40.5667	29.3728	879	3T-DM24

Kaynak Parametrelerinin Belirlenmesi

Depremler sırasında oluşabilecek yer hareketinin tahmin edilmesine yönelik deprem benzeşim çalışmalarında, özellikle ampirik Green fonksiyonları kullanan deprem benzeşim algoritmalarında deprem kaynak parametrelerinin (Mo moment, fc kaynak köşe frekansı, t* sönüm parametresi) belirlenmesi son derece önemlidir (Gök vd., 2009). Hutchings ve Wu (1990) AGF olarak kullanılan depremin ani etkili (impulsive) nokta kaynak kabulüne uygun olacak ölçüde küçük olduğunu kabul ederek, AGF'nun kaynak köşe frekansının benzeşimi elde edilecek dalga formunda beklenen en yüksek frekanstan daha yüksek olması gerektiğini vurgulamışlardır. Eğer AGF'nun kaynak köşe frekansı ani etkili nokta kaynak kabulüne uymuyorsa kaynak etkisinin dekonvolüsyon ile giderilmesi gereklidir. Benzer şekilde, özellikle AGF tabanlı benzeşim algoritmalarında, benzeşimi elde edilecek depremin yada AGF olarak kullanılacak depremin momentlerinin biliniyor olması gereklidir. Çünkü, Irukura (1983), Hutchings and Wu (1990) ve pek çok diğer benzeşim algoritması AGF ları momentleri ile ilişkili olarak ölçeklendirirler.

Deprem kaynak parametrelerinin hesaplanması ile ilgili çalışmalarda genel olarak doğrudan gelen S dalgalarının yatay bileşenleri kullanılır (Franceschina vd., 2006) ve sonuçların güvenilirliği genellikle kaynak istasyon azimutlarının dağılımına, mesafesine (sönümlenme parametreleri) ve yerel zemin koşulları etkilerine bağlı olarak değişiklikler göstermektedir (Mert vd., 2010). Bu çalışmada, deprem kaynak parametrelerinin hesaplanmasında Lawrence Berkeley National Laboratory (LBNL), ABD'de geliştirilen algoritma (NetMoment) kullanılmıştır (Hutchings, 2001). Algoritmanın temel amacı deprem kaynağı, yayılma hattı boyunca meydana gelen sönümlenme ve yerel zemin etkileri ile ilgili parametrelerin değerlendirilmesidir. Bu amaçla, deprem kayıtlarına eş zamanlı ters çözüm (simultaneous inversion) uygulayarak depremin momentini (Mo), kaynak köşe frekansını (fc) ve yerel sönümlenme parametresini (t*) hesaplar. Kullanılan ters çözüm algoritması genel olarak herhangi bir deprem için düzeltilmiş uzun periyot spektral seviyelerin ve kaynak köşe frekanslarının depremin kaydedildiği her istasyonda aynı olması gerektiği ve

spektrumdaki farklılıkların yayılım yolu boyunca oluşan sönümlenme (attenuation) ile birlikte yerel zemin koşullarından kaynaklandığı hipotezine dayanmaktadır (Hutchings, 2001).

Kaynak parametreleri çözümüne başlamadan önce deprem kaydının spektrumu Aki ve Richards (1980) sismik moment denklemi kullanılarak, yayılma (radiation pattern) etkisi ve geometrik saçılmadan (geometrical spreading) kaynaklanan etkilerden arındırılarak, yüksek periyot asimptotu depremin sismik momentini temsil edecek şekilde ölçeklendirilir (Aki ve Richards, 1980; Hutchings, 2001). Spektrum bölgesel sönümlenme faktörüne (t*) göre düzeltilerek yerel sönümlenme faktörü (t*) elde edilmiştir. Marmara bölgesinin karmaşık heterojenik yapısı sebebiyle spektrumun düzeltildiği bölgesel sönümlenme faktörü bölge içinde farklılıklar göstermekte bu sebep, kaynak köşe frekanslarının hesaplanmasında hatalara neden olabilmektedir. Lineer olmayan en küçük kareler yöntemi kullanılarak kaydedilmiş depremin düzeltilmiş S dalgası yer değiştirme spektrumu Brune (1970) yer değiştirme spektral şekline, sönüm parametresine bağlı olarak, uydurularak çözüm parametreleri (Mo, fc, t*) elde edilir. Brune spektral şekline benzeşim sağlanan düzeltilmiş yer değiştirme spektrumu;

$$\Omega(f) = M_0 \exp(-\pi f t^*) / (1 + (f/f_c)^2) \quad (1)$$

Burada Mo moment, f frekans, fc kaynak köşe frekansı t* ise herhangi bir kayıt istasyonu için sönüm parametresidir. Simpleks algoritması kullanılarak (Caceci ve Cacheris, 1984; Nelder ve Mead, 1965; William vd, 1998) bir başlangıç modelinden başlayarak iterasyon ile çözüm parametrelerinin (Mo, fc, t*) en iyi uyumu verdiği kombinasyon elde edilmeye çalışılır. Program kaydedilmiş spektrumu seçilmiş bir sinyal gürültü oranı aralığında Brune (1970) modeli ile eşleştirdiği için öncelikle her bir deprem kaydı için sinyal gürültü oranını belirler. Eşleşmelerin yapıldığı her istasyonda sinyal gürültü oranı farklı olduğundan her bir istasyon için eşleşmenin yapıldığı frekans aralığı da farklı olmaktadır. Analizlerde kullanılan her bir istasyona ait deprem kayıtlarının yatay bileşenleri öncelikle radyal ve transversal bileşenlere dönüştürülmüş ve doğrudan gelen S dalgalarının ilk 10 saniyelik

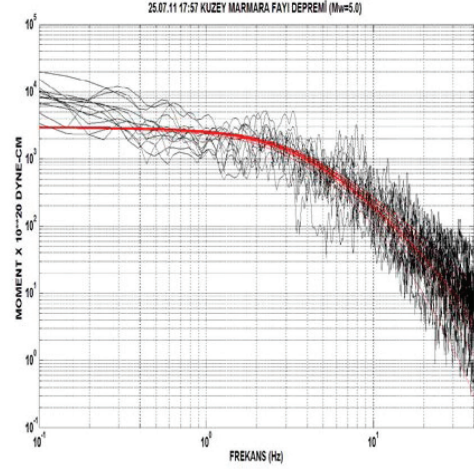
varışları kullanılarak yer değiştirme spektrumları hesaplanmıştır. Hesaplamaların yapılmasında sinyal gürültü oranı 10 olarak seçilmiş ve buna bağlı olarak, düzeltilmiş S dalgası yer değiştirme spektrumu ile Brune (1970) spektral şekli AGF olarak kullanılan artçı şok kayıtları için yaklaşık 0.5 Hz ile 20 Hz aralığında, ana şok kayıtları için ise 0.15 Hz ile 25 Hz aralığında eşleştirilmiştir. Şekil 3 her bir istasyondaki ana şok kayıtlarının Brune (1970) spektral şekliyle eşleştirilmelerini göstermektedir. Hesaplamaların ayrıntıları Hutchings (2001) te detaylı olarak anlatılmıştır.

Her bir istasyondaki spektrumların şekillerinin birbirinden farklı olmasının sebebi yerel sönümlenme faktörüdür (t_g). Kırmızı çizgi kullanılan frekans bandındaki Brune modelini göstermektedir. Çizelge 3 te her bir ana şok ve AGF için hesaplanan kaynak parametreleri verilmektedir. Konu ile ilgili daha detaylı teorik altyapı ve uygulama örnekleri Hutchings (2001), Gök vd., (2009), Mert vd., (2010) da bulunabilir.

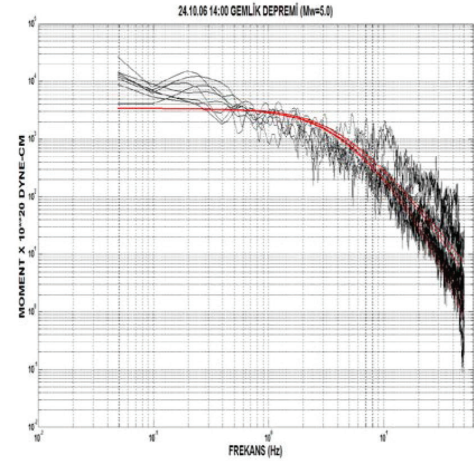
Benzeşim Metodolojisi ve Sentetik Yırtılma Modelleri

Matematiksel olarak benzeşim işlemi bir elastodinamik representasyon teoremi kullanılarak ifade edilir ve toplam yer hareketi, fay yüzeyi üzerindeki her bir noktanın yer hareketine olan katkısının (Green fonksiyonu) integrali alınarak hesaplanır (Erdik vd., 2003). Bu çalışmada, sentetik yer hareketi bileşenlerinin elde edilmesinde ayrık representasyon ilişkisini AGF ile nümerik olarak hesaplayan EMPSYN (Hutchings, 1992) programı kullanılmıştır. Yayılma ortamı ve kaynaka ilgili her türlü etkiyi doğru olarak modelleyebilmek amacıyla AGF lardan faydalanan fizik tabanlı çözümler ve yırtılma parametreleri kullanılmıştır. Fizik tabanlı deyimle fay yırtılması olayının fiziksel süreçlerinin anlaşılması ve deprem benzeşimlerinin hesaplanmasında kullanılması kastedilmektedir. 0.5-20 Hz aralığında AGF olarak kaydedilmiş küçük depremleri kullanarak, representasyon ilişkisinin gerçek çözümü sonlu bir fay yırtılması modellemesi için kullanılmıştır. Çözüm sırasında AGF lar ani etkili nokta kaynak (impulsive point source) olarak tanımlanmış ve gerilme düşüşlerindeki (stress drop) değişiklik yalnızca sismik momentlerindeki fark ile yansıtılmıştır. Burada, ani etkili nokta

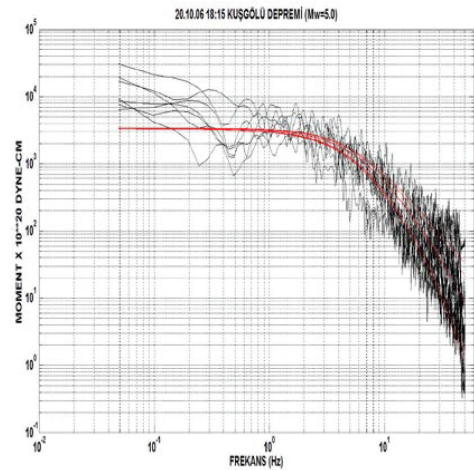
Şekilde, (a) Kuzey Marmara depremi (b) Gemlik depremi (c) Kuşçölü depremi



(a)



(b)



(c)

Şekil 3. Benzeşimi elde edilen depremlere ait Brune teorik spektral şekline uydurulmuş yer değiştirme spektrumları.

Figure 3. Earthquake displacement spectrum that was fitted with theoretical Brune spectral shape for simulated earthquakes.

Çizelge 3. Benzeşimi elde edilen ve AGF olarak kullanılan depremlerin kaynak parametreleri.

Table 3. Source parameters of main earthquakes and aftershocks used as Empirical Green's Functions.

Deprem	Mekanizma Doğ-Eğm-Spm Dip Rk Rake	M_w	M_0 (dyn*cm)	f_c (Hz)	İstasyon sayısı
E01	242-79-119	5.0	0.3025±0.062E+24	1.7±0.2	12
G0101	130-47-75	3.6	0.3217±0.114E+22	5.0±1.1	5
E02	260-57-123	5.0	0.3516±0.089E+24	1.7±0.4	8
G0201	127-62-49	3.2	0.802±0.083E+21	7.0±2.3	7
E03	250-90-175	5.0	0.3431±0.201E+24	2.7±0.4	8
G0301	68-75-147	2.8	0.191±0.184E+21	13.9±6.3	6

(Mw: Moment manyitüd, M0:Sismik moment, fc:Kaynak köşe frekansı)

kaynak deyimiyle kastedilen; yırtılma süresi, yükselme zamanı (rise time), kaynak boyutları gibi kaynakla ilgili faktörlerin yeterince küçük olduğu ve ilgilenilen frekans bandında bu faktörlerin etkilerinin gözlemlenmediğidir.

Ayrık representasyon ilişkisi şu şekilde tarif edilebilir;

$$u_n(X, t) = \sum \mu_i A_i S(t')_i / M_{0i}^e * e_n(X, t - t_r)_i \quad (2)$$

denklemini EMPSYN programının sentetik sismogramları hesaplarken kullandığı denklemdir ve belirli koşullar altında representasyon ilişkisinin gerçek çözümdür. Burada amaç olabildiğince matematiksel olarak gerçek çözüme yakın olmaktır çünkü her türlü yaklaştırma işlemi sonuca belirsizlik eklemek anlamına gelecektir. Denklemde; (X, t) benzeşimi elde edilen depremin hiposantr ve orijin zamanına göre uzayda lokasyon ve zaman, N eleman sayısı, i her bir elemanın değeri, A_i herbir elemanın alanı ve dolayısıyla $\sum A_i$ toplam alan, $S(t')_i$ her bir eleman için istenen slip fonksiyonu, $e_n(X, t')_i$ herbir i elemanı için küçük deprem kaydından elde edilmiş AGF, t_r yırtılma zamanı, t' kaynak depremin orijin zamanına göre her bir eleman için düzeltilmiş zaman, μ_i her bir elemandaki rijidite, M_{0i}^e kaynak depremin skaler sismik momenti, * konvolusyon operatörü ve U_n ise e_n ile aynı birimdir.

Deprem benzeşimlerinin elde edildiği üç fay zonunda fay yırtılma yüzeyleri 0.01 km² küçük alanlara ayrılarak modellenen yırtılmanın $f \leq 25$

Hz gibi yüksek frekanslara kadar enerji üretmesi sağlanmıştır. Yırtılma hiposantrda başlayarak S dalgası hızının belirli oranlarıyla radyal olarak yayılmıştır. Kullanılan yırtılma modeli genel olarak moment, yer değiştirme (slip) vektörü, fay geometrisi, hiposantr, yırtılma hızı, Healing hızı, yırtılma yüzeyinin pürüzlülüğü, gerilme düşüşü, yükselme zamanı gibi parametrelere bağlıdır. Fay düzlemi üzerinde herhangi bir noktanın yer değiştirme vektörünün hesaplanmasında şekli ramp fonksiyonuna yaklaştırılmış Kostrov modeli (1964) kullanılmıştır. Üç ana şokun benzeşimlerinin elde edilmesinde kullanılan model parametreleri ve değişim aralıkları aşağıda verilmiştir.

Moment; hem benzeşimleri elde edilen hem de AGF olarak kullanılan depremlerin momentleri NetMoment programı vasıtasıyla elde edilmiştir. Moment değerleri ve buna bağlı olarak hesaplanan Moment manyitüd değerleri Kanamori (1979) ilişkisi kullanılarak elde edilmiş ve Çizelge 3 te verilmiştir. Ana şokların momentleri $0.303 \pm 0.062E+24$ dyn-cm ve $0.356 \pm 0.082E+24$ dyn-cm aralığında değişmektedir ve buna bağlı olarak moment manyitüdüleri $M_w=5.0$ dır. AGF olarak kullanılan küçük depremlerin momentleri $432 \pm 0.199E+22$ dyn-cm ve $0.802 \pm 0.083E+21$ dyn-cm aralığında değişmektedir ve moment manyitüdüleri $M_w=3.2$ ile $M_w=3.6$ aralığındadır.

Doğrultu, eğim, sapma açısı (Doğ, eğm, spm); çalışmada benzeşimi elde edilen depremlerin odak mekanizması çözümleri KAFZ nun Marmara denizi içindeki yayılımı da dikkate

alınarak moment tensor tersçözüm algoritması kullanılarak elde edilmiştir. AGF olarak kullanılan küçük depremlerin odak mekanizmaları ise P dalgası ilk gelişlerinden hesaplanmıştır (Çizelge 3).

Fay yırtılma geometrisi; benzeşimlerin elde edilmesinde kullanılan fay geometrisi hesaplamalardaki basitliği göz önüne alınarak dikdörtgen şeklinde seçilmiştir. Yırtılma alanı üç farklı deprem için 2.1 km² ile 2.7 km² aralığında değişmektedir.

Hiposantır; çalışmada kullanılan depremlerin hiposantırları Çizelge 1 de verilmiştir.

Yırtılma hızı (Rupture velocity); farklı deprem benzeşimlerinde S dalgası hızının %75 ile %100 ü arasında seçilmiştir.

Healing Hızı; Rayleigh ve kesme dalgası hızları dikkate alınarak yırtılma hızının %80 ve %120 si arasında değiştirilmiştir. Healing hızı yükselme zamanını kontrol eder. Healing hızı atımı (slip) sonlandıran gerilme pulsinin hızıdır ve yırtılma fayın herhangi bir kenarına ulaştıktan sonra başlar.

Yükselme zamanı (Rise time); yırtılmanın başlangıcından sonra ilk healing fazının ulaşmasına kadar geçen zamandır. Bir başka deyişle, yırtılma cephesinin fayın kenarlarından bir tanesine ulaşması ve başka bir noktaya healing hızıyla yayılmaya başlaması için geçen en kısa süredir. Yükselme zamanı ve atım dağılımı Kostrov kaynak fonksiyonu kullanılarak hesaplanır.

Pürüzlülük (Roughness); yırtılma düzlemi üzerindeki her bir elemanın yırtılmaya gösterdiği dirençtir ve eleman sayısının belirli yüzdeleri şeklinde (0, 10, 33 veya 50%) düzenlenmiştir. Herhangi bir elemandaki yükselme zamanının orijinal değerinin %10 ile %90 arasında bir değerde kısaltılması şeklinde modellenir. Yırtılma zamanındaki farklılık yırtılmanın başlamasındaki bir gecikme olarak uygulandığından fay yırtılması orijinal zamanında tamamlanır. Pürüzlülük fay düzlemi üzerindeki elemanların radyal düzenden dolayı rastgele dağılmış şekildedir.

Gerilme düşüşü (Stress drop); benzeşimler sonucu elde edilen dalga formlarının genliklerini etkileyen en önemli parametredir ve Kostrov atım fonksiyonuna bağlıdır.

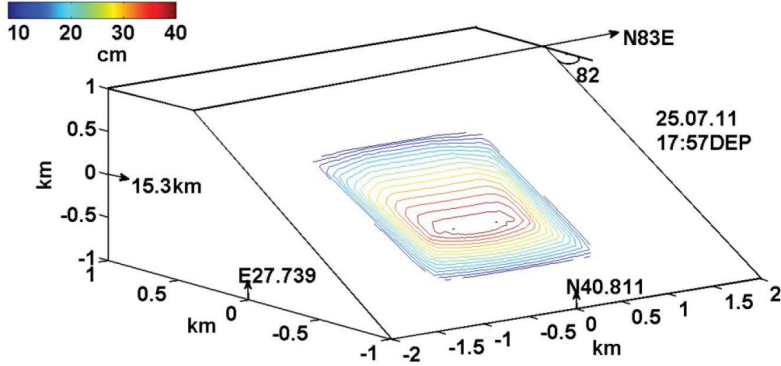
Şekil 4 benzeşimi elde edilen 3 depremin fay geometrisi ve atım dağılımını göstermektedir. Hesaplanan ortalama atım miktarı Kuş Gölü depremi için 60 cm, Gemlik depremi için 39 cm ve kuzey koldaki deprem için 23.8 cm dir. Kuş Gölü depreminin toplam yırtılma alanı 2.7 km², maksimum kaynak çapı 1.48 km ve toplam faylanma süresi 0.51 sn dir. Bu parametreler sırasıyla Gemlik depremi için 2.7 km², 1.27 km ve 0.63 sn kuzeydeki ana kol depremi için ise 2.7 km², 1.27 km ve 0.46 sn olarak hesaplanmıştır. Bekler vd., (2010) Kuş Gölü ve Gemlik depremlerinin kaynak parametreleri ile ilgili yaptıkları çalışmada bu iki depremin ortalama atım dağılımını sırasıyla 32cm ve 34 cm olarak hesaplamışlardır.

SONUÇLAR

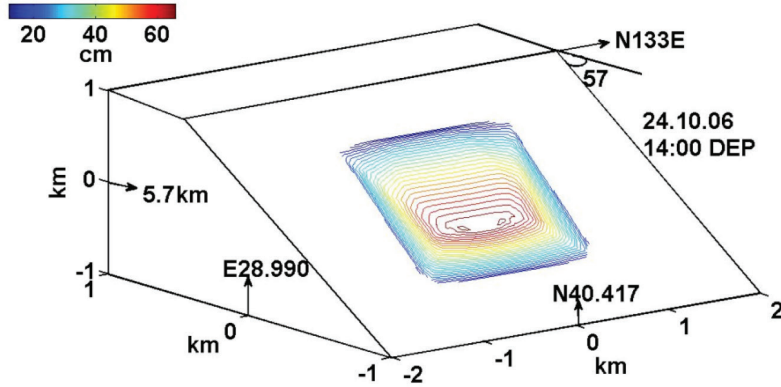
Her biri bir tek AGF kullanılarak modellenen orta büyüklükteki üç deprem hem zaman ortamı parametreleri açısından hem de frekans ortamı parametreleri açısından gerçek deprem kayıtları ile beş farklı kayıtçı istasyonu kullanılarak mukayese edilmiştir. Hem modellenen üç ana şokun hem de modellemede AGF olarak kullanılan artçı şokların, kaynak parametreleri (Mo, fc, t*) yeteri sayıda istasyon kullanılarak titizlikle hesaplanmıştır.

Gerçek deprem kayıtları ile benzeşimler sonucu elde edilmiş zaman ortamı dalga formları ve Fourier spektrumları iki yatay bileşende kuzey Marmara depremi (E01) için mukayese edilmiş sırasıyla şekil 5 ve şekil 6 da sunulmuştur. Kıyaslamalar, P ve S dalgalarının gelişleri, kaydın süresi ve şekli, maksimum genlikler gibi zaman ortamı parametreleri göz önüne alınarak değerlendirilmiştir. Benzeşimlerin yapıldığı beş istasyonda elde edilen dalga formu genlikleri hız cinsinden Çizelge 4 te özetlenmiştir. Örneğin CRLT istasyonunda benzeşimler sonucu elde edilen dalga formu genlikleri D-B bileşeninde 0.39 cm/s K-G bileşeninde ise 0.24 cm/s dir. Gerçek deprem kaydından elde edilen genlikler ise D-B bileşeninde 0.40 cm/s, K-G bileşeninde ise 0.22 cm/s dir. Frekans ortamı kıyaslamalarına (şekil 6) bakıldığında ise gerçek deprem kayıtları ile benzeşimler sonucu elde edilen sentetiklerin enerji içeriklerinin 0.5Hz ile 20 Hz bandında birbirleriyle örtüştüğü gözlenmektedir.

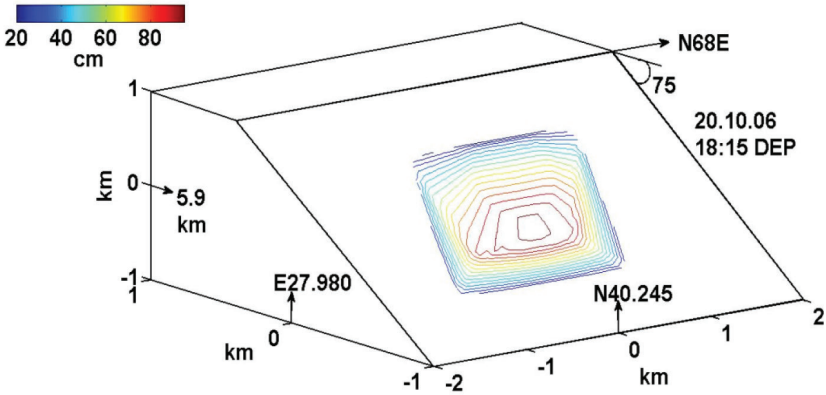
Şekilde, (a) Kuzey Marmara depremi (b) Gemlik depremi (c) Kuşgölü depremi



(a)



(b)

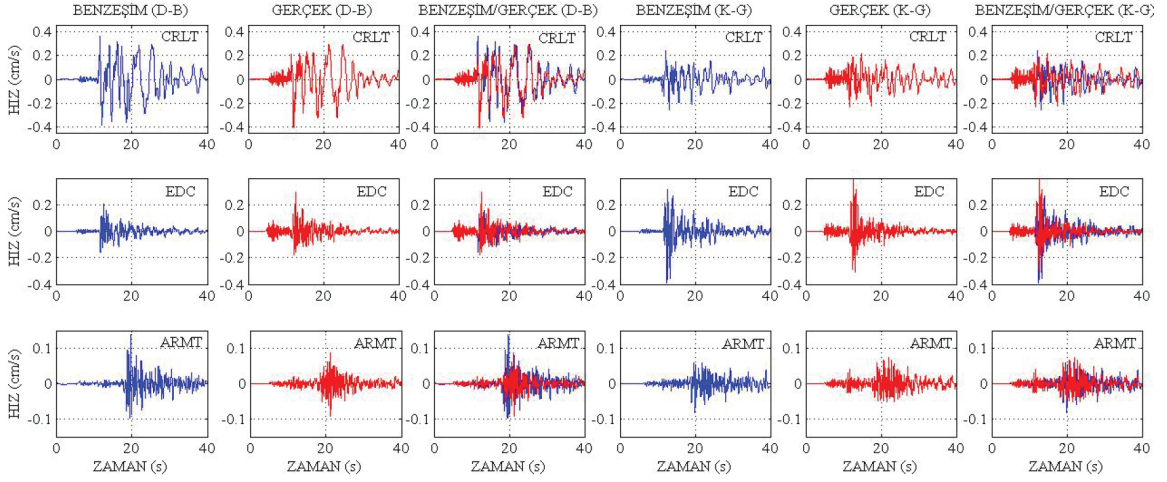


(c)

Şekil 4. Benzeşimi elde edilen üç depremin fay geometrileri ve slip dağılımları.
Figure 4. Fault geometry and slip distribution for three simulated earthquakes.

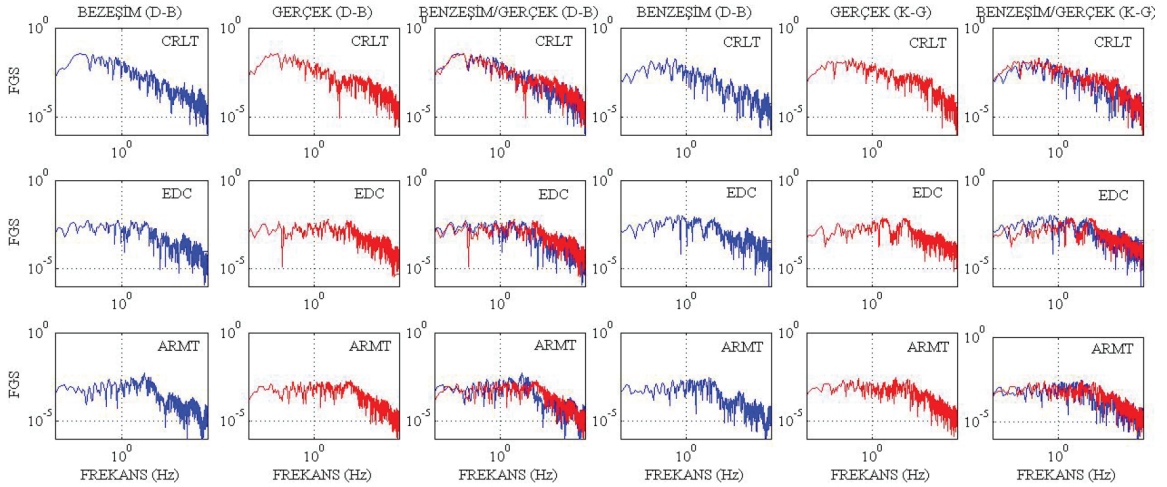
Gemlik Körfezi (E02) ve Kuş Gölü (E03) depremleri ile ilgili zaman ortamı ve frekans ortamı kıyaslamaları sırasıyla şekil 7-8 ve şekil 9-10 da verilmiştir. Kıyaslamalar kuzey Marmara depreminde olduğu gibi, P ve S dalgalarının gelişleri, kaydın süresi ve şekli, maksimum genlikler gibi

zaman ortamı parametreleri ve Fourier spektrumu genlikleri, frekans-enerji ilişkileri dikkate alınarak frekans ortamında değerlendirilmiştir. Çizelge 4 te her iki depremde farklı istasyonlarda kaydedilmiş ve benzeşim sonucu elde edilmiş yer hareketi genlikleri hız cinsinden



Şekil 5. KAFZ'nun Marmara Denizinin içinden geçen kuzey kolu üzerindeki deprem için gerçek (kırmızı) ve benzeşim sonucu elde edilmiş (mavi) dalga formları.

Figure 5. Real (red) and simulated (blue) earthquake waveforms for the northern branch of the NAFZ in the Sea of Marmara.

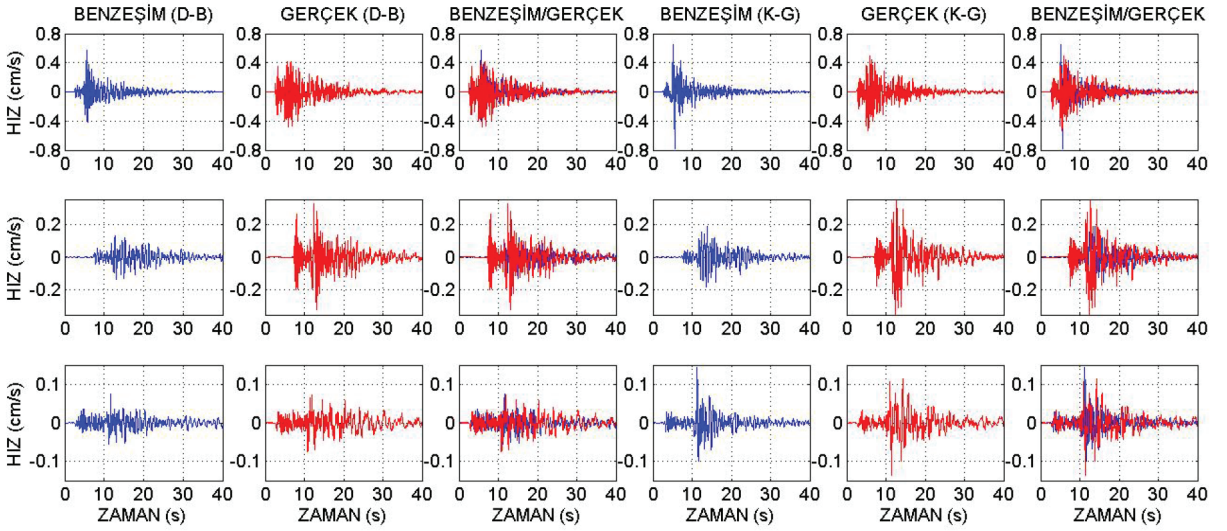


Şekil 6. KAFZ'nun Marmara Denizinin içinden geçen kuzey kolu üzerindeki deprem için gerçek (kırmızı) ve benzeşim sonucu elde edilmiş (mavi) Fourier Genlik Spektrumları.

Figure 6. Real (red) and simulated (blue) Fourier Amplitude Spectrum for the northern branch of the NAFZ in the Sea of Marmara.

kıyaslanmıştır. Örneğin Gemlik körfezi depreminde depremin merkezine en yakın istasyonda (GEMT, 17 km) kaydedilen genlikler D-B ve K-G bileşenlerinde sırasıyla 0.48 cm/s ve 0.55 cm/s dir. Benzeşimler sonucu elde edilen genlikler ise D-B ve K-G bileşenlerinde sırasıyla 0.55 cm/s ve 0.75 cm/s dir. Deprem merkezine en uzak olan istasyonda (MRMT, 121 km) kaydedilen ve elde edilen genlikler ise sırasıyla D-B

bileşeninde 0.07 cm/s ve 0.09 cm/s K-G bileşeninde 0.12 cm/s ve 0.13 cm/s dir (Çizelge 4). Frekans ortamı kıyaslamalarına (Şekil 8 ve Şekil 10) bakıldığında ise gerçek deprem kayıtları ile benzeşimler sonucu elde edilen sentetiklerin enerji içerikleri Gemlik depremi ve Kuş gölü depremiyle ilgili sonuçlarda da 0.5Hz ile 20 Hz bandında birbirleriyle örtüşmektedir.



Şekil 7. KAFZ'nun Gemlik Körfezini kesen kolu üzerindeki deprem için gerçek (kırmızı) ve benzeşim sonucu elde edilmiş (mavi) dalga formları.

Figure 7. Real (red) and simulated (blue) earthquake waveforms for the NAFZ that bisects the Gulf of Gemlik.

TARTIŞMA

Yer hareketinin yüksek frekanslı bileşenleri, doğası gereği, yırtılma sırasındaki ya da yayılım yolu boyunca var olan rastgele süreçlere bağlıdır. Bu özelliği sebebiyle günümüzde hala yüksek frekanslı bileşenlerin benzeşimlerinin elde edilmesi sismolojinin en zor problemlerinden biridir. Bu konuda geliştirilmiş benzeşim algoritmalarını sınırlayan en önemli konu kaynak ve yayılım yolu karakteristiklerinin hesaplanmasıdır. Bu problemin en ideal çözümü uygun bir kaynak fonksiyonu ile birlikte aynı fay düzlemi üzerindeki kaydedilmiş küçük depremleri birer AGF olarak kullanarak kaynak ve yayılım yolunun modellenmesidir. Bu aynı zamanda, AGF yöntemini diğer benzeşim yöntemlerinden ayıran en temel özelliktir. Küçük depremlerde modellenen deprem ile aynı kaynak ve yayılma yolunu kullandıkları düşünüldüğünde yöntemin, yayılma ortamını farklı tekniklerle modellemeye çalışan diğer benzeşim algoritmalarından üstünlüğü ortaya çıkmaktadır.

Çalışmada kullanılan depremler KAFZ'nun Marmara bölgesini kesen üç ana kolu üzerinde meydana gelmiştir. Bu yolla, Marmara denizinde deprem üretme potansiyeli olan bütün fay segmentleri dikkate alınmış ve yöntemin özellikle Marmara bölgesi gibi karmaşık bir jeolojik yapıya sahip yatay yöndeki sismik hız

değişimlerinin yoğun olduğu bir bölgedeki sonuçları değerlendirilmiştir. Daha önce yapılan çalışmalarda yalnızca küçük depremlerin ($M_w \approx 3.5$) benzeşimlerinin elde edilmesinde tek bir AGF kullanılmış ya da bir den çok AGF kullanılarak büyük depremlerin ($M_w \approx 6$) benzeşimleri elde edilmiştir. Bu çalışmada orta büyüklükteki ($M_w \approx 5.0$) üç depremin yalnızca bir AGF kullanılarak benzeşimleri elde edilmiştir. Eğer Green fonksiyon olarak kullanılan küçük deprem ilgililen frekans bandında nokta kaynak özellikleri gösteriyorsa bu tür depremlerin spektral köşe frekansları kaynak etkilerinden bağımsız ve oldukça sabittirler (Hutchings ve Wu, 1990). Hutchings ve Wu (1990) San Fernando depreminin artçılarını kullanarak yaptıkları çalışmada bölgeye bağlı olarak $1.5 \pm 0.114E+21$ dyne cm moment değerinden daha küçük depremlerin nokta kaynak olarak kullanılabileceğini göstermiştir. Çalışmada hesaplanan moment değeri $3.217 \pm 0.114E+21$ dyne cm kadar olan depremler nokta kaynak kabulüyle kullanılmıştır ve elde edilen sonuçlar 'nokta kaynak' kabulünün başarısıyla kullanıldığının bir göstergesidir.

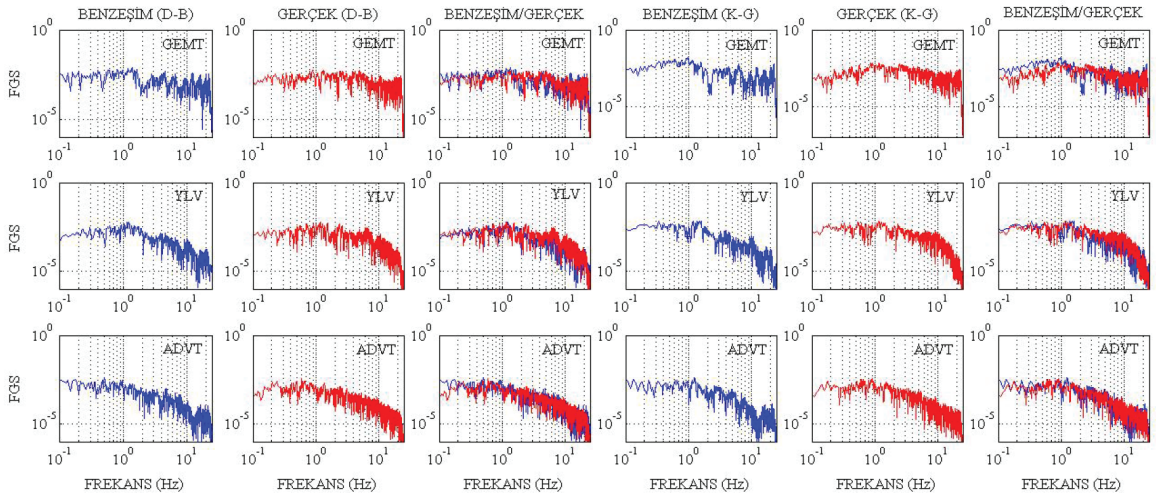
Çalışmada üzerinde durulması gereken bir diğer önemli husus, sınırlı sayıda deprem kullanılması ve çalışma alanının büyüklüğü ile buna bağlı olarak istasyonların, özellikle bir kısmının, modellenen depremlerin odaklarından oldukça uzakta

Çizelge 4. Kaydedilmiş ve benzeşimler sonucu elde edilmiş deprem sonuçlarının karşılaştırılması.
 Table 4. Comparison of recorded and simulated earthquake results.

Deprem	İstasyon	Gerçek Sismogram Hız (cm/s)		Sentetik Sismogram Hız (cm/s)	
		Doğu-Batı	Kuzey-Güney	Doğu-Batı	Kuzey-Güney
Kuzey Marmara Depremi	CRLT	0,40	0,22	0,39	0,24
		0,20	0,20	0,095	0,12
		0,29	0,31	0,21	0,39
		0,26	0,15	0,19	0,12
		0,09	0,07	0,14	0,06
	MRMT	0,20	0,20	0,095	0,12
		0,20	0,20	0,095	0,12
		0,29	0,31	0,21	0,39
		0,26	0,15	0,19	0,12
		0,09	0,07	0,14	0,06
	EDC	0,29	0,31	0,21	0,39
		0,20	0,20	0,095	0,12
		0,29	0,31	0,21	0,39
		0,26	0,15	0,19	0,12
		0,09	0,07	0,14	0,06
	CTYL	0,26	0,15	0,19	0,12
		0,20	0,20	0,095	0,12
		0,29	0,31	0,21	0,39
		0,26	0,15	0,19	0,12
		0,09	0,07	0,14	0,06
ARMT	0,09	0,07	0,14	0,06	
	0,20		0,095	0,12	
	0,29	0,31	0,21	0,39	
	0,26	0,15	0,19	0,12	
	0,09	0,07	0,14	0,06	
Gemlik Depremi	ADVT	0,072	0,11	0,075	0,14
		0,48	0,55	0,55	0,75
		0,18	0,20	0,18	0,10
		0,07	0,12	0,09	0,13
		0,3	0,47	0,13	0,19
	GEMT	0,48	0,55	0,55	0,75
		0,33	0,26	0,34	0,26
		0,045	0,04	0,065	0,06
		0,1	0,09	0,08	0,07
		0,16	0,16	0,11	0,12
	KLY	0,18	0,20	0,18	0,10
		0,48	0,55	0,55	0,75
		0,18	0,20	0,18	0,10
		0,07	0,12	0,09	0,13
		0,3	0,47	0,13	0,19
	MRMT	0,07	0,12	0,09	0,13
		0,33	0,26	0,34	0,26
		0,045	0,04	0,065	0,06
		0,1	0,09	0,08	0,07
		0,16	0,16	0,11	0,12
YLV	0,3	0,47	0,13	0,19	
	0,48	0,55	0,55	0,75	
	0,18	0,20	0,18	0,10	
	0,07	0,12	0,09	0,13	
	0,3	0,47	0,13	0,19	

Kuşgözü Depremi	GEMT	0,21	0,22	0,12	0,12
		0,33	0,26	0,34	0,26
		0,045	0,04	0,065	0,06
		0,1	0,09	0,08	0,07
		0,16	0,16	0,11	0,12
	YLV	0,33	0,26	0,34	0,26
		0,48	0,55	0,55	0,75
		0,18	0,20	0,18	0,10
		0,07	0,12	0,09	0,13
		0,3	0,47	0,13	0,19
	MFT	0,045	0,04	0,065	0,06
		0,33	0,26	0,34	0,26
		0,045	0,04	0,065	0,06
		0,1	0,09	0,08	0,07
		0,16	0,16	0,11	0,12
	MRMT	0,1	0,09	0,08	0,14
		0,48	0,55	0,55	0,75
		0,18	0,20	0,18	0,10
		0,07	0,12	0,09	0,13
		0,3	0,47	0,13	0,19
KLY	0,16	0,16	0,11	0,12	
	0,33	0,26	0,34	0,26	
	0,045	0,04	0,065	0,06	
	0,1	0,09	0,08	0,07	
	0,16	0,16	0,11	0,12	

(Mw: Moment manyitüd, M0:Sismik moment, fc:Kaynak köşe frekansı)



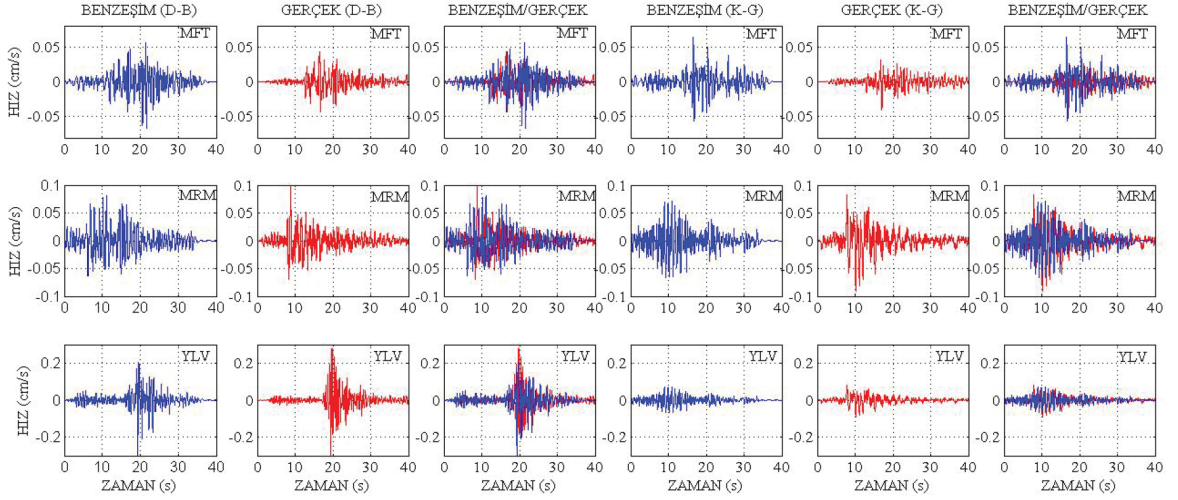
Şekil 8. KAFZ'nun Gemlik Körfezini kesen kolu üzerindeki deprem için gerçek (kırmızı) ve benzeşim sonucu elde edilmiş (mavi) Fourier Genlik Spektrumları.

Figure 8. Real (red) and simulated (blue) Fourier Amplitude Spectrum for the NAFZ that bisects the Gulf of Gemlik.

olmasıdır. 100 kilometreden daha uzak istasyonlar için teorik Brune modeli kullanılarak elde edilecek modellerde dahi gerçek deprem kayıtlarına belirli ölçüde yaklaşım sağlanacağı aşikârdır. Bu iki husus yapılan analizleri sınırlandırıcı bir durum olmakla birlikte çalışmada 15-25 km mesafedeki istasyonlarda hem zaman ortamı

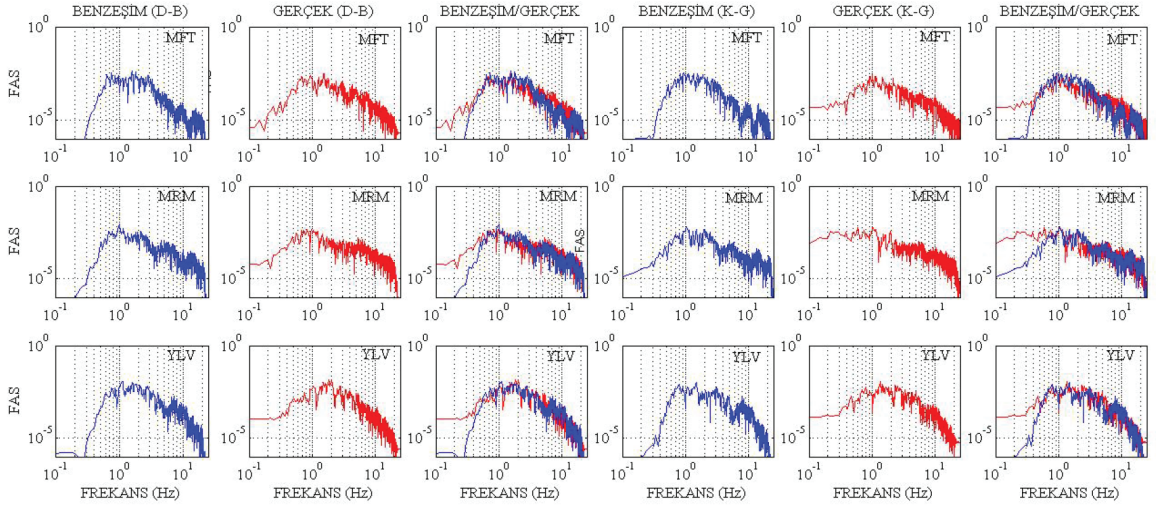
parametreleri hem de frekans ortamı parametreleri açısından etkileyici sonuçlara ulaşılmıştır.

Makalede kullanılan yöntemin başarı kriteri, elde edilen benzeşimlerin hem zaman ortamında hem de frekans ortamında gerçek deprem kayıtları ile eşleşmesi olarak belirlenmiştir. Her



Şekil 9. KAFZ'nun Kuş Gölü segmentindeki deprem için gerçek (kırmızı) ve benzeşim sonucu elde edilmiş (mavi) dalga formları.

Figure 9. Real (red) and simulated (blue) earthquake waveforms for the Kus Lake branch of the NAFZ.



Şekil 10. KAFZ'nun Kuş Gölü segmentindeki deprem için gerçek (kırmızı) ve benzeşim sonucu elde edilmiş (mavi) Fourier Genlik Spektrumları.

Figure 10. Real (red) and simulated (blue) Fourier Amplitude Spectrum for the Kus Lake branch of the NAFZ.

ne kadar her bir istasyonda modellenen dalga formları gözlemlenen dalga formları ile mükemmel uyumlu görünmesede frekans içeriği, enerji dağılımı, maksimum genlikler, P ve S dalgalarının varışları gibi parametreler göz önüne alındığında oldukça uyumlu sonuçlar elde edilmiştir. Dolayısıyla, kullanılan basit yırtılma modelleri ile yer hareketinin yüksek frekanslı bileşenlerinin doğru bir şekilde modellenebildiği ve orta büyüklükte depremlerin ($M_w \approx 5.0$) yalnızca bir AGF

kullanılarak elde edilen yer hareketi benzeşimlerinin jeolojik karmaşıklığı ve bölgenin heterojen hız yapısını doğru olarak temsil edebildiği rahatlıkla söylenebilir. Kuşkusuz ki hiç kimse basit yırtılma modelleri ve bir AGF kullanarak elde edilen benzeşimlerin gerçek depremde elde edilen yer hareketi ile birebir örtüşeceğini beklemeyiz. Aynı şekilde frekans ortamında da spektrumun her frekansı için elde edilen enerjilerin gerçeğiyle bire bir örtüşmesi beklenemez.

Benzeşimlerin hesaplanmasındaki gerçek hedefin dalga formlarının bire bir elde edilmesi değil özellikle deprem mühendisliği açısından gerekli bir takım mühendislik parametrelerinin anlamlı şekilde temsil edilmesi olduğu düşünüldüğünde Hutchings ve Wu (1990) tarafından geliştirilen yöntemin Marmara bölgesi gibi heterojen yapıya sahip jeolojik ortamlarda dahi en az literatürdeki diğer yöntemler ile elde edilen sonuçlar kadar güvenilir ve gerçekçi sonuçlar ürettiği açıktır.

Deprem benzeşimleri ile ilgili çalışmalarda, gerçek depremlerde kaydedilmiş sismogram ile benzeşim sonucu elde edilen sentetik sismogramların mukayesesi ya da benzerliği yıllardır göz ile denetleme usulü ile yapılmaktadır. Ancak, özellikle kısa peryotlu dalga formlarının uyumluluğunun görsel teknikler kullanılarak kıyaslanması, bu tip dalga formlarının deprem kaynağı ve yayılım yolu boyunca var olan katotik değişimlerden önemli ölçüde etkilenmesi sebebiyle çok kullanışlı değildir. Sentetik olarak elde edilmiş yer hareketi sismogramlarının deprem tehlike analizlerinde, yapıların doğrusal olmayan davranışlarının modellenmesinde ve performans esaslı deprem mühendisliği problemlerinde rutin olarak kullanılabilmesi için bu tip uygulamalar ile ilişkili yer hareketi parametrelerinin daha ileri ampirik doğrulama teknikleri kullanılarak irdelenmesi gerekmektedir. Mühendislik uygulamalarda kullanılacak sentetik sismogramların güvenilirliğini ve etkinliğini geliştirmek amacıyla gözlemsel sismogram ile sentetik sismogramın istatistiksel özelliklerini karakterize edecek bir sayısal skorlama tekniğine ihtiyaç vardır.

Konu ile ilgili yapılması planlanan bir diğer çalışma, kaydedilen depremin oluşum mekanizmasına uygun kaynak ve yayılma ortamı parametrelerini fiziksel limitlerine uygun aralıklarda değiştirerek, onlarca deprem senaryosu oluşturmak ve bu senaryoların her biri için deprem benzeşimlerini hesaplayarak gerçek depreme en yakın benzeşimin elde edilmesini sağlamak olacaktır. Burada en önemli husus, deprem senaryolarından hesaplanan deprem benzeşimlerinin gözlemsel sismogramların karakteristik özelliklerini (özellikle belirli mühendislik parametreleri açısından) ne kadar doğru temsil ettiğinin bilimsel bir yöntemle sayısal olarak belirlenmesidir. Bu amaçla, gözlemsel sismogramlar

ile sentetik sismogramların belirli mühendislik parametreleri açısından mukayesesi yapacak bir sayısal skorlama tekniği kullanılması ve kıyaslamaların bilimsel kriterlere daha uygun olan sayısal hale getirilmesi planlanmaktadır.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu tarafından 2219 Yurt Dışı Araştırma Burs Programı kapsamında desteklenmektedir. Sayı: B.14.2.TBT.0.06.01-219-84. Aynı zamanda Boğaziçi Üniversitesi Bilimsel Araştırma Fonu tarafından desteklenmektedir. Proje Kodu: 7520

REFERANSLAR

- Adatepe, F.M., 1988. Marmara Denizi Jeofizik Verilerinin Değerlendirilmesi. İ.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, Doktora Tezi, İstanbul (Türkçe).
- Aki, K., Richards, P. G., 1980. Quantitative Seismology, Theory and Methods, Volumes I and II. W. H. Freeman and Company, San Francisco, CA.
- Alpar, B., Yalıtırak, C., 2000. Tectonic setting of eastern Marmara Sea. NATO Advanced Research Seminar, İstanbul, Abstracts, 9-10.
- Ambraseys N. N., Finkel, C., 1991. Long-Term Seismicity of Istanbul and of the Marmara Sea Region. Terra Nova, 3, 527-539.
- Ambraseys, N.N., Jackson, J.A., 2000. Seismicity of Sea of Marmara (Turkey) since 1500, Geophys J Int, 141, F1-F6.
- Ambraseys, N. N., 2001a. The earthquake of 10 July 1894 in the Gulf of İzmit (Turkey) and its relation to the earthquake of 17 August 1999. J Seismology, 5, 117-128.
- Ambraseys, N. N., 2001b. The earthquake of 1509 in Sea of Marmara, Turkey, revisited. Bull Seismol Soc Am, 91, 1397-1416.
- Ambraseys, N. N., 2002a. The seismic activity of the Marmara Sea Region over the last 2000 years. Bull Seismol Soc Am, 92, 1-18.

- Ambraseys, N. N., 2002b. Seismic sea-waves in the Marmara Sea region during the last 20 centuries. *J Seismology*, 6, 571–578.
- Ambraseys, N. N., 2006. Comparison of frequency of occurrence of earthquakes with slip rates from long term seismicity data: The cases of Golf of Corinth, Sea of Marmara and Dead Sea Fault Zone. *Geophys J. Int*, 165, 516–526.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. & Barka, A., 1999. Westward propagation of the North Anatolian Fault into the northern Aegean: timing and kinematics, *Geology*, 27, 267–270.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G., 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., Uçarkuş, G., Lepinay, M.B., Malavieille, J., Dominguez, S., Gustcher, M.A., Schmidt, S., Beck, C., Çağatay, N., Çakır, Z., İmren, C., Eris, K., Natalin, B., Öalaybey, S., Tolun., Lefevre, I., Seeber, L., Gasperini, L., Rangin, C., Emre, Ö., Sarıkavak, K., 2005. Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pullapart (North Anatolian Fault): implications for seismic hazard in Istanbul. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6, 6, Q06 009, doi:10.1029/2004GC000896.
- Atakan, K., Ojeda, A., Meghraoui, M., Barka, A., Erdik, M., Bodare, A., 2002. Seismic hazard in Istanbul following the 17 August 1999 Izmit and 12 November 1999 Düzce earthquakes. *Bul. Seis. Soc. Am.*, 92, 466–482.
- Barış, S., Nakajima, J., Hasegawa, A., Honkura, Y., Ito, A., Ucer, B., 2005. Three dimensional structure of Vp, Vs and Vp/Vs in the upper crust of the Marmara Region, NW Turkey. *Earth Planets Space*, 57, 1019–1038.
- Barka, A., Kadinsky Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, No:3, 663–684.
- Barka, A. A., 1992. The North Anatolian Fault. *Annales Tectonicae*. VI,164–195.
- Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Deprem Dairesi Başkanlığı, 2011. <http://www.deprem.gov.tr>, Aylık deprem raporu (Temmuz 2011), 20 Şubat 2014.
- Becel, A., Laigle, M., Voogd, B., Hirn, A., Talmaz, T., 2009. Moho, crustal architecture and deep deformation under the North Marmara Trough, from the SEIS-MARMARA Leg 1 offshore-onshore reflection-refraction survey, *Tectonophysics*, 467, 1–21.
- Becel, A., Laigle, M., de Voogd, B., Hirn, A., Talmaz, T., Yolsal-Cevikbilen, S., Shimamura, H., 2010. North Marmara Trough architecture of basin infill, basement and faults, from PSDM reflection and OBS refraction seismics, *Tectonophysics*, 490, 1–14.
- Bekler, F. N., Özel, N. M., Birgören, G., 2010. The Fault Characteristics and the Rupture model of the Recent Moderate Earthquakes in Southern Marmara Region. *EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts Vol. 12, EGU2010-11232-2*.
- Biryol, C.B., Zandt, G., Beck, S.L., Ozacar, A.A., Adiyaman, H.E., Gans, C., 2010. Shear wave splitting along a nascent plate boundary: the North Anatolian Fault Zone, *Geophys. J. Int.*, 181, 1201–1213, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04576.x
- Brune, J.N., 1970. Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes. *J. Geophys. Res.*, v. 75, No. 26, 4997–5010.
- Caceci, M.S., W.P., Cacheris., 1984. Fitting curves to data, *Byte Magazine*, May, 340–360.
- Carton, H., 2005. Etudes tectoniques en Méditerranée orientale par analyse de données de sismique réflexion: Mer de Marmara Bassin de Cinarçık et merge du Liban, PhD thesis, Institute De Physique Du Globe De Paris.
- Carton, H., Sing, S.C., Party, 2007. Three dimensional Seismic imaging of active pull-

- apart basin: The Cınarcık Basin along the North Anatolian Fault, *J. Geophys. Res.*, 112, doi:10.1029/2006JB004548.
- Crampin, S. Üçer, B. 1975. The seismicity of Marmara Sea Region of Turkey, *Geophys J R Astron Soc*, 40, 269–288.
- Crampin, S., Evans, R., 1986. Neotectonics of the Marmara Sea region of Turkey. *J.Geol. Soc. London*, 143, 343-346.
- Çakır Z., Barka A., Evren E., 2003. Coulomb stress interactions and the 1999 Marmara Earthquakes. *Turkish Journal of Earth Science*, 12, 91-103.
- Çakır, O., Erduran, M., 2011. On the P and S receiver functions used for inverting the one-dimensional upper mantle shear-wave velocities, *Surv. Geophys.*, 32, 71–98.
- Demirbag, E., Rangin, C., Le Pichon X. & Şengör, A.M.C., 2003. Investigation of the tectonics of the Main Marmara Fault by means of deep-towed seismic data, *Tectonophysics*, 361, 1–19.
- Erdik, M., Durukal, E., 2001. A hybrid procedure for the assesment of design basis earthquake ground motions for near-fault conditions. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 21:431-443.
- Erdik, M., Durukal, E., Siyahi, B., Fahjan, Y., Şeşetyan, K., Demircioğlu, M., Akman, H., 2003. Depreme Dayanıklı Yapı Tasarımında Deprem Yer Hareketinin Belirlenmesi. Beşinci Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı, İstanbul.
- Erdik M, Demircioğlu M, Sesetyan K., Durukal E., Siyahi B., 2004. Earthquake hazard in Marmara region, Turkey. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 24:605–31.
- Franceschina, G., Kravanja, S., Bressan, G., 2006. Source parameters and scaling relationships in the Friuli Venezia Giulia (Northeastern Italy) region. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 154, 148-167
- Gans, C.R., Beck, S., Zandt, G., Biryol, C.B., Ozacar, A.A., 2009. Detecting the limit of slab break-off in central Turkey: new high resolution Pn tomography results, *Geophys. J. Int.*, 179, 1566–1572.
- Gazioğlu, C., Gökaşan, E., Algan, O., Yücel, Z., Tok, B., Doğan, E., 2002. Morphologic features of the Marmara Sea from multibeam data. *Mar. Geol.* 190, 397– 420.
- Gök, R., Hutchings, L., Mayeda, K., Kalafat, D., 2009. Source parameters for 1999 North Anatolian Fault Zone Aftershocks. *Pure and Applied Geophisics*, 166, 547-566.
- Gökaşan, E., Ustaömer, T., Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., Öztürk, K., Tur, H., Ecevitoglu, B., Tok, B., 2003. Morpho-tectonic evolution of the Marmara Sea inferred from multi-beam bathymetric and seismic data. *Geo-Mar Lett*, 23, 19-33.
- Gürbüz C., Aktar M., Eyidoğan H., Cisternas A., Haessler H., Barka A., Ergin M., Türkelli N., Polat O., Üçer B., Kuleli S., Baris, S., Kaypak B., Bekler T., Zor E., Biçmen F., Yörük A., 2000. The seismotectonics of the Marmara Region (Turkey): Results from a microseismic experiment. *Tectonophysics*, 316, 1–17.
- Gürbüz, C., Bekler, T., Toksoz, M.N., Kuleli, S., Kalafat, D. & Schultz, C.A., 2003. Seismic refraction studies and crustal structure in Anatolia. Commission on controlled-source seismology: deep seismic methods, in 12th International Workshop, Mountain Lake, 8–11 October, Virginia, USA.
- Hadley, M. D., Helmberger, D. V., 1980. Simulation of strong ground motions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 610-617.
- Hartzell, S. H., 1978. Earthquake Aftershocks as Green's Functions. *Geophys.Res.Lett*, 5, 1-4.
- Hutchings, L. and Wu, F., 1990. Empirical Green's functions from small earthquakes: A waveform study of locally recorded aftershocks of the San Fernando earthquake. *J. Geophys. Res.*, 95, 1187-1214.
- Hutchings, L., 1991. "Prediction" of strong ground motion for the 1989 Loma Prieta earthquake using empirical Green's

- functions. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81, 88–121.
- Hutchings, L., 1992. Modeling earthquake ground motion with an earthquake simulation program (EMPSYN) that utilizes empirical Green's Functions. University of California, Lawrence Livermore National Laboratory, UCRL-ID-105890, California.
- Hutchings, L., 1994. Kinematic earthquake models and synthesized ground motion using empirical Green's functions. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 1028–1050.
- Hutchings, L., 2001. Program NetMoment, a Simultaneous Calculation of Moment, Source Corner Frequency, and Site Specific t^* from Network Recordings, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, CA, UCRL-ID 135693, California (English).
- Hutchings, L., Ioannidou, E., Kalogeras, I., Vulgaris, N., Savy, J., Foxall, W., Scognamiglio, L., Stavrakakis, G., 2007. A physically-based strong ground-motion prediction methodology; application to PSHA and the 1999 M=6.0 Athens earthquake. *Geophys. J. Int.*, 168, 569–680.
- Irikura, K., 1983. Semi-Empirical Estimation of Strong Ground Motions During Large Earthquakes. *Bull. Disaster Prevention. Res. Inst. Kyoto Univ.* 33, 63–104.
- İmren C., Le Pichon, X., Rangin C., Demirbağ E., Ecevitöğlü B., Görür N., 2001. The Anatolian fault within the Sea of Marmara: A new interpretation based on multi-channel seismic and multi-beam bathymetry data. *Earth Planet. Sci. Letter*, 186, 143-158.
- Jackson, J. A., McKenzie D., 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys J.*, 93, 45–73.
- Jarpe, S.J., Kasameyer, P.K., 1996. Validation of a methodology for predicting broadband strong motion time histories using kinematic rupture models and empirical Green's functions. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 86, 1116–1129.
- Kanamori, H., 1979. A semi-empirical approach to prediction of long period ground motions from great earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 69, 1645-1670.
- Karabulut, H., Özalaybey S., Taymaz T., Aktar M., Selvi O., Kocaoğlu A., 2003. A Tomographic image of the shallow crustal structure in the Eastern Marmara. *Geophys. Res. Lett.*, V:30, No:24, 2777.
- Ketin, İ., 1969. Über die tectonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen Erdbeben des Letzten Dezzenniums, *Geol. Rundsch.* 36, 77-83.
- Koulakov, I., Bindi, D., Parolai, S., Grosser, H., Milkereit, C., 2010. Distribution of seismic velocities and attenuation in the crust beneath the north Anatolian Fault (Turkey) from local earthquake tomography, *Bull. seism. Soc. Am.*, 100(1), 207–224, doi:10.1785/0120090105.
- Kostrov, B. V., 1964. Selfsimilar problems of propagating of shear cracks. *J. Appl. Math. Mech. (PMM)*, 28, 1077-1087.
- Kuleli, S., Toksoz, M., Gurbuz, C., Gok, R. & Schultz, C., 2004. Crustal structure study in Turkey with controlled seismic sources, EOS, *Trans. Am. geophys. Un.*, 85(47), Fall Meet. Suppl., Abstract S13B-1058.
- Laigle, M., Becel, A., de Voogd, B., Hirn, A., Taymaz, T. & Ozalaybey, S., the Members of the SEISMARMARA Leg1, 2008. A first deep seismic survey in the Sea of Marmara: whole crust and deep basins. *Earth planet. Sci. Lett.*, 270, 168–179.
- Le Pichon, X, Şengör, A.M.C., Taymaz, T., 1999. Büyük Marmara Fayı: niçin, nerede ve ne olabilir? *Cumhuriyet Bilim ve Teknik*, 661, 8-11.
- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., 2001. The active main marmara fault, *Earth planet. Sci. Lett.*, 192, 543–560.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Rangin, C., Şengör, A.M.C., 2003. The North Anatolian fault in the sea of marmara, *J. geophys. Res.*, 108, doi:1029/2002JB001862.

- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophys. J. Astron. Soc.*, 30, 109-185.
- Mert, A., Pınar, A., Fahjan, Y., Hutchings L., 2010. Prens adaları fayındaki depremlerin kaynak parametrelerinin eş zamanlı ve tekil ters çözüm teknikleri ile belirlenmesi. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, C.23, S.1, SS. 53,63.
- Mert A., 2011. İstanbul İçin Tasarım Esaslı Kuvvetli Yer Hareketi Dalga Formlarının Zaman Ortamında Türetilmesi. İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, İstanbul (Türkçe).
- Mert, A., Fahjan, Y., Pınar, A., Hutchings L., 2011. İstanbul için tasarım esaslı kuvvetli yer hareketi dalga formlarının zaman ortamında türetilmesi. 1. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı, ODTÜ, Ankara.
- Mert, A., Fahjan, Y., Pınar, A., Hutchings L., 2012. EGF simulation of high frequency ground motion. A case study for Mw=5.0 Central Marmara Fault earthquake. 15. WCEE, Lisbon.
- Nelder, J. A. and R, Mead., 1965. A simplex method for function minimization, *Computer Journal*, 7, 308.
- Okay, I.A., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N., Kuşçu, İ., 1999. An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian fault in Turkey. *Tectonics*, V:18, No:1, 129-147.
- Okay, A.İ., Kaşlılar Ö. A., İmren, C., Boztepe G. A., Demirbağ, E., 2000. Geometry of active faults and strike-slip basins in the Marmara Sea, Northwest Turkey: A Multichannel Seismic reflection study. NATO Advanced Research Seminar, İstanbul, Abstracts 20-21.
- Örgülü, G., 2011. Seismicity and source parameters for small-scale earthquakes along the splays of the North Anatolian Fault (NAF) in the Marmara Sea. *Geophys J Int*, 184, 385-404.
- Papazachos, B.C., Papazachou, C.B., 1997. The earthquakes of Greece. Ziti Publication, Thessaloniki, 304 pp.
- Parke, J.R., Minshull, T.A., Anderson, G., White, R.S., McKenzie, D., Kuşçu, İ., Bull, J.M., Görür, N., and Şengör, C., 1999. Active Faults in the Sea of Marmara, Western Turkey, imaged by seismic reflection profiles. *Terra Nova*, V:11, No:5, 223-227.
- Parsons, T., 2004. Recalculated probability of M 7 earthquakes beneath the Sea of Marmara Turkey. *J. Geophys. Res.*, V:109, B05304.
- Pınar, A., Kuge, K., Honkura, Y., 2003. Moment 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.
- Pulido N, Ojeda A, Atakan K, Kubo T., 2004. Strong ground motion estimation in the Sea of Marmara region (Turkey) based on a scenario earthquake. *Tectonophysics*, 391, 357-374.
- Salah, M.K., Şahin, S., Kaplan, M., 2007. Seismic velocity structure along the western segment of the North Anatolian Fault Zone imaged by seismic tomography, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 82, 209-223
- Saunders, P., Priestly, K., Taymaz, T., 1998. Variations in the crustal structure beneath western Turkey, *Geophys. J. Int.*, 134, 373-389.
- Scognamiglio L., Hutchings L., 2009. A test of physically based strong ground motion prediction methodology with the 26 September 1997, Mw=6.0 Colfiorito (Umbria-Marche sequence), Italy earthquake. *Tectonophysics*, 476, 145-158.
- Smith, A.D., Taymaz, T., Oktay, F.Y., Yüce, H., Alpar, B., Başaran, H., Jackson, J.A., Kara, S., Şimşek, M., 1995. High-resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (northwest Turkey): Late Quaternary sedimentation and sea-level changes. *GSA Bulletin*, 107/8, 923-936.
- Sørensen BM, Pulido N, Atakan K., 2007. Sensitivity of ground-motion simulations to earthquake source parameters: a case study for İstanbul, Turkey. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 97(3), 881-900.

- Stein, R.S., Barka, A.A., Dieterich, J.H., 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophys. J. Int.*, 128, 3, 594-604.
- Şengör, A. M. C., 1979. The North Anatolian Transform Fault: Its Age, Offset and Tectonic Significance. *Journal of the Geological Society*, 136, 263-282.
- Şengör, A.M.C., 1980. Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları, TJK. Yayınları.
- Şengör, A.M.C., Canitez, N., 1982. The North Anatolian Fault. *Alpine Mediterranean Geodynamics, Geodynamics Series*, 7, 205-216.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study. *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation: The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 17, 227-264.
- Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakiç, M., Eyidoğan, H., Görür, N., 2005. The North Anatolian Fault: A New Look. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 37-112.
- Taymaz, T., Yılmaz, Y. & Dilek, Y., 2007a. The Geodynamics of the Aegean and Anatolia: Introduction, *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 291, 1-16, doi:10.1144/SP291.1.
- Taymaz, T., Wright, T., Yolsal, S., Tan, O., Fielding, E., Seyitoglu, G., 2007b. Source characteristics of June 6, 2000 Orta-C, ankırı (Central Turkey) Earthquake: a synthesis of seismological, geological and geodetic (InSAR) observations, and internal deformation of Anatolia Plate, *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 291, 259-290, doi:10.1144/SP291.12.
- Tok, H.E., Beck, S.L., Zandt, G., Biryol, C.B., Warren, L.M., Ozacar, A.A. Taymaz, T., 2008. NAF experiment: lithospheric structure of the central North Anatolia from S-wave receiver function analysis, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, 89(53), Fall Meet. Suppl., Abstract T21A-1917
- Toksöz, M.N., Reilinger, R.E., Doll, C.G., Barka, A.A., Yalçın, N., 1999. Izmit (Turkey) earthquake of 17 August 1999, First Report. *Seismological Res Lett*, 70, 669-679.
- Utkucu, M., Kanbur, Z., Alptekin, Ö., 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 Hazards*, 50, 45-71.
- William H., Brian P. Flannery, Saul A. Teukalsky, and William T. Vetterling 1998. *Numerical Recipes in Fortran: The Art of Scientific Computing*, Cambridge University Press, 3rd edition, p 499-502.
- Wong, H. K., Ludmann, T., Uluğ, A. Görür, N., 1995. The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime. *Tectonophysics*, 244, 231-250.
- Wu, F. 1978. Prediction of Strong Ground Motion Using Small Earthquakes, *Proceedings of the 2nd International Conference on Microzonation. Vol II San Francisco*, 701-704.
- Yaltrak, C., Sakiç, M., and Oktay, F. Y., 2000a. "Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics: Comment, *Geology*. 28, 2, 187-188
- Yaltrak, C., Alpar, B., Sakiç, M. and Yüce. H., 2000b. Origin of the Strait of Çanakkale (Dardanelles): Regional tectonics and the Mediterranean-Marmara incursion. *Marine Geology*, 164, 139-159.
- Yılmaz Y., Gökaşan E., Erbay AA., 2010. Morphotectonic development of the Marmara Region. *Tectonophysics*, 488, 51-70.
- Yolsal-Çevikbilen, S., Berk Biryol, B.C., Beck, S., Zandt, G., Taymaz, T., Adıyaman, H.E., Ozacar, A., 2012. 3-D crustal structure along the North Anatolian Fault Zone in north-central Anatolia revealed by local earthquake tomography. *Geophys. J. Int.* (2012) 188, 819-849 doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05313.x