
Araştırma Makalesi / Research Article

24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi Depreminin ($M_w=6.9$) Sonlu-Fay Dalga Şekli Ters Çözümü

Emrah BUDAKOĞLU*, Murat UTKUCU

*Sakarya Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Sakarya
(ORCID: 0000-0002-9897-2435) (ORCID: 0000-0001-7528-937X)*

Öz

Bu çalışmada 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depreminin kırılma özellikleri telesismik P ve SH dalga şekilleri kullanılarak araştırılmıştır. Ters çözüm sonuçları depremin iç merkezinin KD yönünde konumlanan üç fay pürüzünün yenilmesi nedeniyle oluştuğu belirlenmiştir. Depremin iç merkezine en yakın pürüz 10 km derinliğin altında konumlanmış şekilde bulunurken uzak pürüzler ise 10 km derinliğin üzerinde konumlanmış haldedir. En büyük kayma genliği ve toplam salınan sismik moment sırasıyla 1.2 m ve 2.180×10^{19} Nm olarak bulunmuştur.

Anahtar kelimeler: Kuzey Ege Denizi Depremi, sonlu-fay, dalga şekli modellemesi.

Finite-fault Waveform Inversion of the May 24, 2014 Northern Aegean Sea Earthquake ($M_w = 6.9$)

Abstract

In this study, the finite-fault rupture properties of the North Aegean Sea earthquake of 24 May 2014 have been investigated by inverting the teleseismic P and SH body waveforms. The inversion results indicated that the earthquake was due to failure of three asperities all of which were located in the NE of the hypocentre indicating unilateral fault rupture. The asperity closest to the hypocentre was located below the depth of 10 km while the distant asperities were located above the depth of 10 km. The maximum slip amplitude and total seismic moment release were found to be 1.2 m and 2.180×10^{19} Nm, respectively.

Keywords: Northern Aegean Sea Earthquake, finite-fault, waveform inversion.

1. Giriş

24 Mayıs 2014 tarihinde Türkiye saati ile 12:25'te Gökçeada açıklarında (Kuzey Ege Denizi) bir deprem meydana gelmiştir (Şekil 1). Depremin USGS sismoloji merkezine göre büyüklüğü 6.9 (M_w)'dur. Deprem Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nun Ege Denizi içerisindeki uzanımı üzerinde meydana gelmiştir. Deprem 42 sn sürmüş ve ilk 48 saat içerisinde büyüklükleri 1.1 ile 5.3 arasında değişen 405 adet artçı deprem meydana gelmiştir [1]. Deprem başta Çanakkale, Edirne, İstanbul, İzmir illerinde olmak üzere Ege ve Marmara Bölgelerinde geniş çaplı hissedilmiş ve bazı binalarda hafif hasarlar tespit edilmiştir.

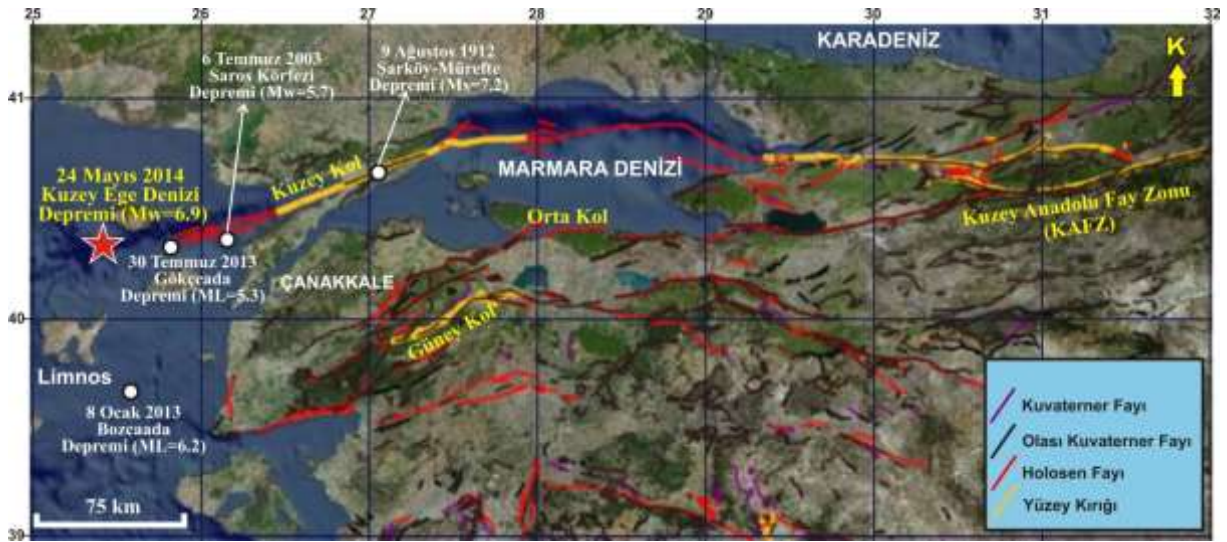
Aletsel dönem deprem etkinliği içerisinde Kuzey Ege bölgesinde çok sayıda orta ve büyük ölçekli depremler meydana gelmiştir. Bölgede bulunan aktif Ganos Fay Zonu üzerinde meydana gelen 9 Ağustos 1912 Mürefte-Şarköy depremi ($M_s=7.2$) en önemli depremlerden biridir. Bu deprem orta büyüklükte tsunami üretmiştir [2]. 6 Temmuz 2003 ($M_w=5.7$) Saroz körfezi depremi Kuzey Ege Denizi depremine çok yakın bir konumda meydana gelmiştir [3]. Yakın zamanda meydana gelen 8 Ocak 2013 Bozcaada depremi ($M_L=6.2$) ve 30 Temmuz 2013 Kaleköy-Gökçeada depremi ($M_L=5.3$) bölgedeki sismik aktivitenin en önemli kanıtlarındandır [4].

*Sorumlu yazar: ebudakoglu@sakarya.edu.tr

Geliş Tarihi: 17.10.2019, Kabul Tarihi: 08.04.2020

Marmara Bölgesi ve Kuzey Ege Bölgesinin aktif tektoniği Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) tarafından kontrol edilmektedir. Türkiye'nin en önemli deprem kuşağı KAFZ, Arap ve Avrasya levhalarının arasında sıkışan Anadolu levhasının batıya doğru kaçışını karşılamaktadır [5]. KAFZ, Marmara Bölgesinde üç kola ayrılmaktadır (Şekil 1) [6-8]. Kuzey kol, Sapanca-Çınarcık-Marmara Denizi altından ilerleyerek Saroz Körfezine girmektedir. Orta kol, Osmaneli-Gemlik-Bandırma-Bayramiç hattını takip ederek Ege Denizi'ne girmektedir. Güney kol ise Geyve-Yenişehir-Bursa-Biga Yarımadası hattında ilerleyerek Kuzey Ege Denizine girmektedir. Bölgede yapılan çalışmalar sonucu Kuzey Ege Denizi'nde meydana gelen depremlerin kaynak mekanizma çözümleri genişleme bileşenli sağ-yanal doğrultu atımlı faylanmaları ve ilişkili tektonik yapıları önermektedir [9-10].

GPS (Küresel Konumlandırma Sistemi) çalışmaları, üç kol arasında en büyük kayma hızının 20 mm/yıl ile Kuzey kolda olduğunu önermiştir. Orta ve Güney kollar için ise hesaplanan fay kayma hızları sırasıyla 3 ve 2 mm/yıl'dır. Bu üç kol ortalama 25 mm/yıl'lık bir levha hareketini karşılamaktadır. Bu durum Marmara Bölgesi ve Kuzey Ege Denizi'nde var olan deprem tehlikesini gözler önüne sermektedir. Bölgede tarihsel ve aletsel dönem de çok sayıda büyük deprem meydana gelmiş olması ve bu depremlerin çok sayıda can ve mal kayıplarına yol açması deprem tehlikesinin en önemli kanıtıdır [11-14].



Şekil 1. Kuzey Ege ve çevresinin basitleştirilmiş tektonik haritası ve 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depreminin dış merkez lokasyonu ve bölgede meydana gelmiş önemli depremler (Faylar Emre vd. [8]'den, harita altlığı ise MTA web sitesinden (yerbilimleri.mta.gov.tr) ve deprem dış merkez lokasyonları Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE)'den alınmıştır)

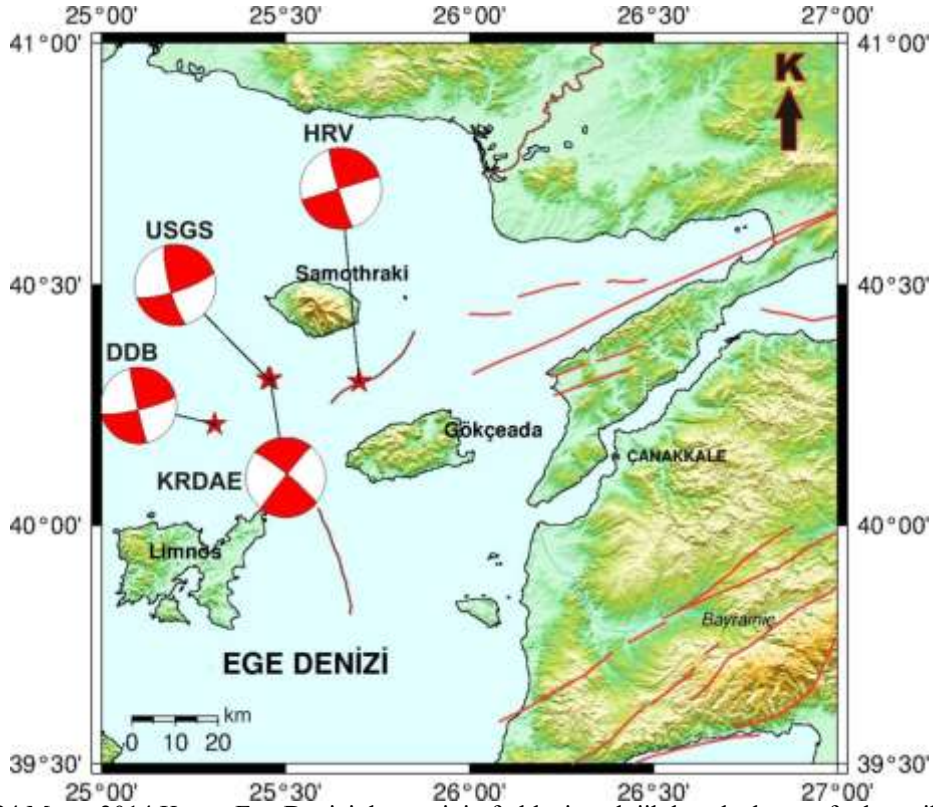
24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremi KAFZ'ın açılma rejiminin sonucu oluşan Kuzey Ege Çukurluğunda Gökçeada civarında meydana gelmiştir. KAFZ 300 km uzunluğundaki Kuzey Ege Denizi Çukurluğu boyunca Ege Denizine yayılmaktadır [15]. Marmara bölgesinin batıya doğru hareketi kuzey ve güney sınırlarında deformasyona sebep olmaktadır. KAFZ ve Kuzey Ege Çukurluğu'nda 23 mm/yıllık bir kayma hızı hesaplanmıştır [16-17].

24 Mayıs Kuzey Ege Denizi depremi, Marmara Bölgesinin batısında bulunan Gökçeada (İmbros) adasınının, KAFZ boyunca Saroz Körfezi graben çöküntüsü ile ilgili olarak Pliyosen'den bu yana birkaç kilometreye kadar hızlı bir yükselim yaşadığını desteklemektedir [18]. Bölgenin Jeolojik, morfolojik ve sismotektonik özellikleri incelendiğinde, güney ve orta Ege'nin deformasyonu KKD-GGB yönelimli açılma rejimi tarafından kontrol edildiğini, Kuzey Ege'nin ise KAFZ'ın en batıdaki kolu ile kontrol edildiğine işaret etmektedir [19-21].

24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depreminin farklı sismolojik kuruluşlar tarafından verilmiş lokasyon ve kaynak parametreleri Tablo 1'de listelenmiştir. Tablo 1'de belirtilen kaynak parametrelerine göre yapılan odak mekanizması çözümleri ve lokasyon bilgilerinin harita üzerinde gösterimi Şekil 2'de verilmiştir. Hemen hemen tüm sismoloji merkezleri sağ yanallı doğrultu atımlı faylanmayı işaret etmektedir.

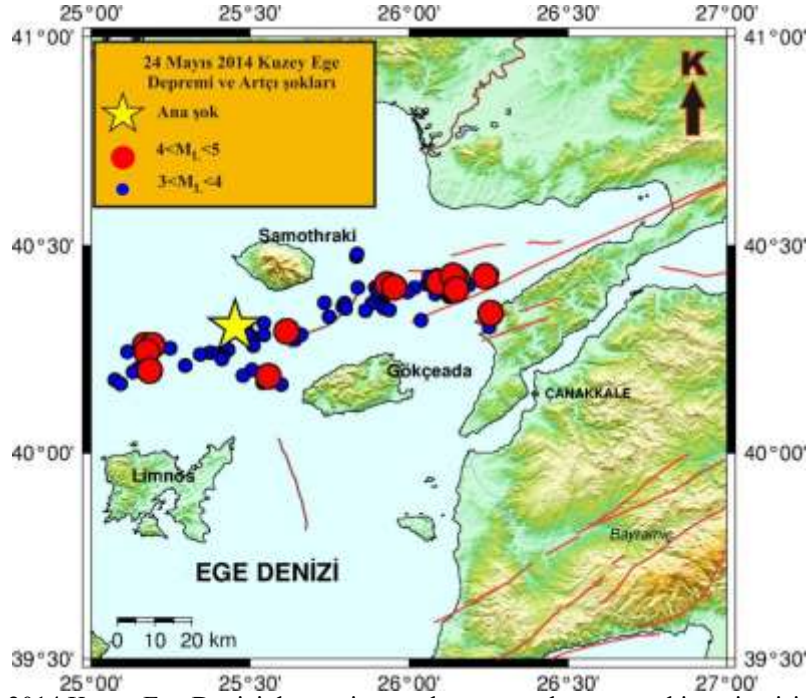
Tablo 1. 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremi için çeşitli kuruluşlar tarafından verilen odak ve kaynak parametreleri (KRDAE: Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü; DDB: Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, Deprem Dairesi Başkanlığı; USGS: United States Geological Survey, HRV: Harvard-Global Centroid Moment Tensor)

Oluş Zamanı (Saat:dak:sn)	Enlem (°K)	Boylam (°E)	Derinlik CMT (km)	M_w	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Rake (°)	Kaynak
09:25:01	40.3050	25.4580	24	6.8	219	88	173	KRDAE
09:25:00	40.2108	25.3073	25	6.5	167	87	9	DDB
09:25:20	40.3000	25.7000	12	6.9	163	85	0	HRV
09:25:03	40.3050	25.4530	12	6.9	165	78	13	USGS



Şekil 2. 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depreminin farklı sismolojik kuruluşlar tarafından verilmiş odak mekanizma çözümlerini ve lokasyonlarını gösteren harita

24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depreminden sonra bölgedeki artçı deprem aktivitesi yoğun bir şekilde devam etmiştir. Ana şoktan sonra bir ay içerisinde yaklaşık olarak 100 adet $M_L \geq 3.0$ deprem meydana gelmiş ve bu depremlerin lokasyonları Şekil 3'de gösterilmiştir. Artçı depremlerin dağılımı incelendiğinde GB-KD yönlü bir doğrultuda oluştuğu görülmektedir. Bu durum depremin yukarıda verilen fay düzlemi çözümlerini destekler niteliktedir. Bir başka dikkat çekici husus depremden sonraki artçı dağılımları incelendiğinde $M_L \geq 5.0$ herhangi bir artçı deprem bulunmamasıdır. Depremin bir haftalık artçı dağılımında ise sadece iki adet $M_L = 4.9$ deprem bulunmaktadır. Saltogianni vd. [22] ve Kiratzi vd. [23] yaptıkları çalışmalarda bu duruma dikkat çekmişler ve hızlı artçı şok azalımı, güçlü artçı şok eksikliği (sadece 2 adet $M_L = 4.9$) ve artçı şokların Kuzey Ege çukurluğu boyunca (200 km) yayılması gibi karakteristik özelliklerini ortaya koymuşlardır. Kiratzi vd. [23] 2014 Kuzey Ege Denizi depreminin güçlü bir pürüzün yenilmesi sonucu oluştuğunu belirtmiştir. Aynı zamanda depremin bölgede 1995'den beri bulunan sismik boşluğu dolduracak nitelikte oluştuğunu ileri sürmüştür.



Şekil 3. 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremi ana şok ve ana şoktan sonra bir ay içerisinde meydana gelen artçı deprem dağılımını gösteren harita. Depremler KRDAE kataloglarından elde edilmiştir

Bu çalışmada 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depreminin sonlu-fay dalga şekli ters çözümü ile kırılma özellikleri ortaya konmaya çalışılacaktır. Sonlu-fay dalga şekli ters çözümü ile kırılma özelliklerinin belirlenmesi için yapılacak ters çözümde telesismik P ve SH dalga şekilleri kullanılacaktır. Bu çalışmanın bir kısmı özet metin olarak 3. Uluslararası Mühendislik Mimarlık Ve Tasarım Kongresi'nde sözlü olarak sunulmuştur.

2. Yöntem

Sismolojide gerçekleştirilen çalışmaların büyük çoğunluğunu depremlerin kaynak özelliklerinin belirlenmesi üzerinedir. Depremlerin kaynak özelliklerinin incelenmesi ile deprem oluşum süreçleri detaylı bir şekilde anlaşılmaktadır. Bu aşamada deprem kayıtları yani sismogramlar önemli rol oynamaktadır. Sismogramlar üzerindeki sinyaller çeşitli ters çözüm teknikleri ile incelenerek depremlerin kırılma detayları ortaya konmaktadır.

Bir sismogram sadece depremin kaynak özelliklerinden etkilenmemektedir. Aynı zamanda bu zaman serisi yol etkisi ($Q(t)$, path effect-deprem kaynağı ile kayıt istasyonu arasındaki yol) ve alet etkisi ($I(t)$, instrument response) tarafından da etkilenmektedir. Deprem kaynağındaki yer değiştirme ($u(t)$, source effect) ile birlikte sismogramların modellenmesinde üç adet filtre bulunmaktadır [24].

$$W(t) = u(t) * Q(t) * I(t) \quad (1)$$

Bu eşitlikte "*" simgesi konvolüsyonu, $W(t)$ hesaplanan (sentetik) sismogramı ifade etmektedir [25, 26]. Geliştirilen yöntemlerle $u(t)$ ve $Q(t)$ modellenebilmektedir. Son dönemde yapılan yüksek kalitedeki cihazlarla $I(t)$ ise oldukça iyi bilinmektedir. Tüm bunların sonucunda hesaplanan ile gözlenmiş sismogramların karşılaştırılması işlemine deprem dalga şekli modellemesi denmektedir. Deprem kaynağında meydana gelen kırılmanın boyutları ve kayma büyüklüklerinin dağılımı gibi ayrıntılı kaynak parametrelerinin belirlenmesi deprem kaynağının L uzunluğu ve W genişliğindeki sonlu bir fay ile temsil edilerek bir modelleme yapılmasını gerektirmektedir [27]. Deprem kaynağını sonlu fay olarak tanımlayabilmek için fay yüzeyi üzerine dağılmış çok sayıda nokta kaynak düşünebiliriz. Faylanmanın gerçek kaynak zaman fonksiyonunu elde etmek için tüm bu nokta kaynakların tepkileri toplanmalıdır.

Bu çalışmada sonlu fay analizi için kullanılan ters çözüm tekniği Hartzell ve Heaton [28], Kikuchi ve Kanamori [29], Yoshida [30], Yoshida vd. [31], Ide ve Takeo [32] tarafından geliştirilen

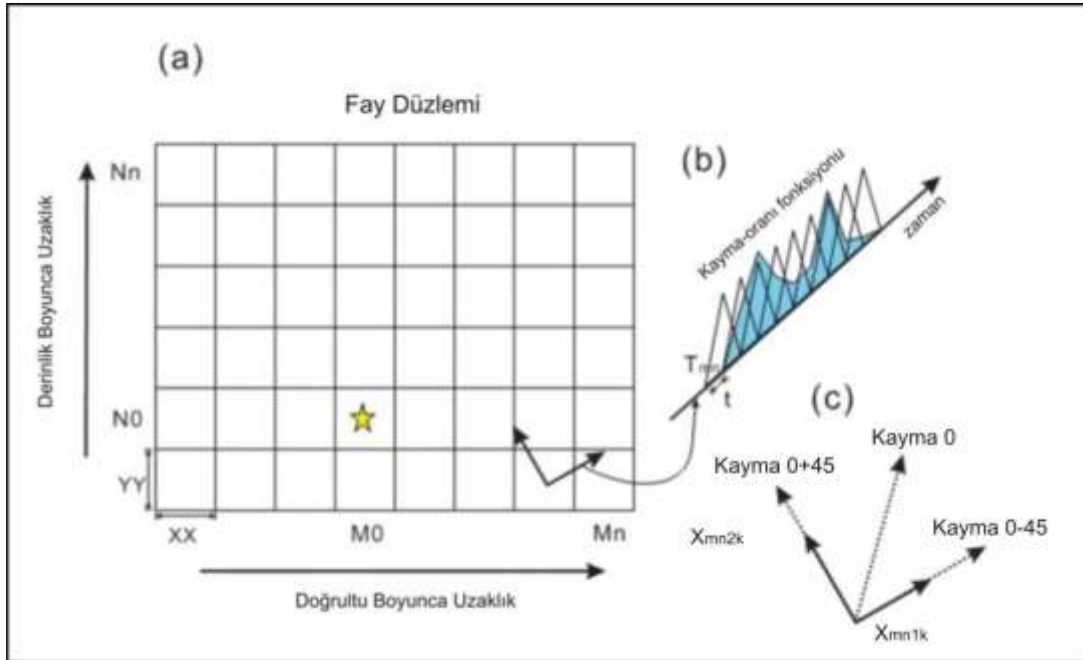
yöntemleri temel almaktadır. Sonlu fay analizinde tüm faylanma alanı XX ve YY genişliğinde MxN adet küçük fay parçalarına bölünmektedir. Kırılmanın davranışını belirlemek amacıyla her bir fay parçası bir nokta kaynak olarak düşünülmektedir (Şekil 4). Her bir fay parçası üzerindeki kırılmanın zaman içerisindeki değişimini ifade eden kaynak zaman fonksiyonu (τ yarı genişliğinde, L adet ikizkenar üçgen) tanımlanmıştır. Faylanma alanı üzerindeki tüm fay parçaları üzerinde sabit ya da değişken olarak kayma vektörü belirlenmiştir. Eğer kayma vektörü değişken olarak tercih edilmişse her bir vektörün bileşkesi fay parçasının kayma vektörü olarak kabul edilir. Tüm parametreler ile j istasyonundaki dalga şekli aşağıdaki gibi tanımlanmaktadır.

$$W_j^{obs}(\mathbf{t}_i) = \sum_{mnlk} X_{mnlk} \mathbf{g}_{mnlk}(\mathbf{t}_i - (l-1)\tau - \mathbf{T}_{mn}) + e \quad (2)$$

Eşitlikte, X_{mnlk} , i-inci zaman adımında mn 'inci fay parçasındaki k 'ncü kayma vektörü bileşenini ifade etmektedir. \mathbf{g}_{mnlk} , Green fonksiyonu (birim kaymalı mn fay parçasındaki bir nokta kaynaktan gelen başlangıç dalgası); \mathbf{T}_{mn} , fay parçasındaki kaynak zaman fonksiyonu başlangıç zamanı; e , varsayılan Gaussian hata bileşenidir. Uzak alan deprem kayıtlarının modellenmesi için Kikuchi ve Kanamori [29] metodu Green fonksiyonunun hesaplanması için kullanılmıştır. Eşitlik (2)'de verilen denklem vektörel şekilde aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\mathbf{y} = \mathbf{A}\mathbf{x} + \mathbf{e} \quad (3)$$

Eşitlikte A, jakobiyen matrisidir (veri sayısı \times model parametre sayısı boyutunda). Veriler için değişinti kavramı (σ_j) genel anlamda en büyük dalga genliğinin (DG_{maks}) %10'u kadar tercih edilir ve istasyon ağırlıklandırması $1/(DG_{maks} \times \sigma_j)$ şeklinde olur.



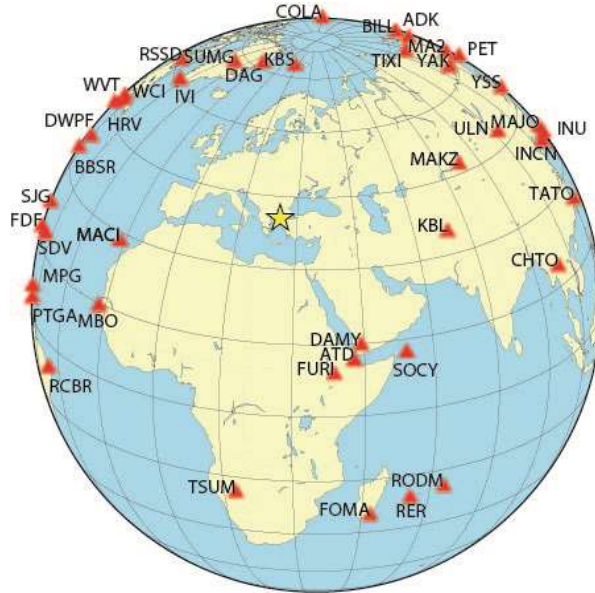
Şekil 4. Kaynak parametrisasyonunu ifade eden temsili şema [33]. a) Fay düzlemi, fay parçalarına bölünmüştür. b) Mn, fay parçası için moment fonksiyonunun parametresi. Tmn maksimum kırılma hızı tarafından belirlenen her bir fay parçasındaki kaynak zaman fonksiyonunun başlangıç zamanını verir. c) Kayma vektörünün bileşenlerini gösterir

Fay düzlemi üzerinde kayma dağılımının hesaplanması safhasında herhangi bir değer negatif olmaması gerekliliği nedeniyle çalışmada kullanılan yöntemin ters çözüm işleminde negatif olmayan en küçük kareler yaklaşım (non-negative least squares, NNLS) metodu kullanılmaktadır. Eğer kayma dağılımı değeri negatif olursa bu üzerinde bulunduğu fay parçasında kırılmanın negatif yönde gerçekleştiğini ve sürecin de geriye doğru işlediğini ileri sürmektedir. Bu gibi fiziksel olarak akla uygun olmayan ve imkanı bulunmayan durumlar modellemede duyarsızlığa yol açmaktadır.

3. Kullanılan veri

Ters çözümde kullanılan uzak alan geniş band veriler internet aracılığıyla IRIS (http://ds.iris.edu/wilber3/find_event)’den temin edilmiştir. Veri sağlayıcı istasyonların dış merkez uzaklıklarının $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$ arasında olması tercih edilmiştir. Bu tercihin nedeni çekirdek ve üst manto yansımalarından kaynaklanan dalga şekillerini etkileyecek saçılımlardan kaçınmaktır. P ve S fazları ile çekirdek fazları olan PcP, ScS gibi fazlar episantra 90° den uzak istasyonlarda birbirlerine karışmaktadır. 30° ’den daha yakın istasyonlar ile odak arasındaki ışınlar genelde yüksek hız değişiminin görüldüğü heterojen kabuk ve üst manto içinde seyahat etmektedirler. $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$ arası uzaklıklarda dalgalar göreceli olarak homojen alt manto içinden geçerek istasyonlara ulaşırlar. Telesismik uzaklıklardaki P ve SH fazları diğer fazlardan rahatça ayırt edilebildiğinden bağımsızca analiz edilebilirler [34].

Depremin sonlu-fay dalga şekli ters çözümü için uzak alan 39 adet P dalgası ve 13 adet SH dalgasına ait yer değiştirme dalga şekli kullanılmıştır. Verilerden ilk olarak alet etkisi giderilmiştir. Daha sonra filtreleme işleminde 0.01–0.7 Hz frekans aralığında Butterworth bant geçişli filtre tercih edilmiştir ve veriler 0.5 sn örnekleme aralığı ile örneklendirilmiştir. Depremin büyüklüğü göz önüne alındığında ters çözümde P ve SH dalga şekilleri için kayıt uzunluğu 60 sn tercih edilmiş ve bu sürenin kırılma özelliklerinin ortaya konması için uygun olduğuna karar verilmiştir. Ters çözümde kullanılan istasyonlara ait azimutal dağılımlar Şekil 5’de gösterilmiştir.



Şekil 5. Çalışmada 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremi sonlu-fay dalga şekli ters çözümünde kullanılan telesismik istasyonların azimutal dağılımı. Yıldız depremin dış merkezini göstermektedir

4. Sonlu Fay Model Parametrizasyonu

24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depreminin ters çözümü için giriş dosyasına Sakarya Üniversitesi Deprem İzleme ve Araştırma Merkezi (SAÜ-Divam) tarafından verilmiş mekanizma çözümünden elde edilen doğrultu (72°), eğim (77°) ve rake (-168°) açıları model fay düzleminin tanımlanmasında kullanılmıştır. Depremin odak lokasyonu ($40.305^\circ\text{K} - 25.458^\circ\text{D}$ koordinatlarında ve 10 km derinlikte) Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü-Bölgesel Deprem ve Tsunami İzleme Merkezi (KRDAE-BDTİM) kataloglarından alınmıştır. 80 km x 20 km boyutlarındaki bir model fay düzlemi kırılma alanının temsili için kullanılmıştır. Model fay düzlemi doğrultu boyunca 5 km, eğim boyunca 4 km boyutlarında 80 fay parçasına (doğrultu boyunca 16 ve eğim boyunca 5 fay parçası) bölünmüştür (Şekil 6). Deprem odağının model fayın derinlik kenarlarına uzaklıkları yapılacak ters çözüm denemeleri ile belirlemeye çalışılacaktır.



Şekil 6. 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depreminin ters çözümü için kullanılan sonlu-fay modeli. Modelde fay düzlemi doğrultu boyunca 5 km ve eğim boyunca 4 km aralıklarla toplam 80 adet fay parçasına bölünmüştür.

Model üzerinde bulunan yıldız depremin odağını temsil etmektedir. Gösterimdeki odağın üst, KD ve GB kenarlara olan uzaklıkları (sırasıyla 10, 12.5 km ve 67.5 km) ters çözüm denemeleri sonucunda elde edilmiş olup başlangıç değerlerinden farklı olabilecekleri hatırlatılmalıdır.

Depremin modellenmesi esnasında müsaade edilen en büyük kırılma hızı (V_r) 3.0 km/sn olarak tercih edilmiştir. Tüm fay parçaları kayma yükselim zamanı eşit yükselim ve düşümlü, 1.0 sn süreli birbiriyle örtüşen 10 üçgen zaman-fonksiyonu ile temsil edilmiştir. Modelleme esnasında birden fazla sayıda deneme yapılmıştır. Bu sayede en uygun çözümün bulunulması hedeflenmiştir. Sonlu-fay kaynaklı yapay uzak-alan kayıtların üretilebilmesi amacıyla Karabulut vd. [35] tarafından önerilen genel kabuksal hız modeli kullanılmıştır (Tablo 2).

Tablo 2. Çalışmada sonlu-fay analizi yapılan tüm depremler için kullanılan kabuksal hız yapısı [35]

V_p (km/sn)	V_s (km/sn)	Derinlik (km)
2.25	1.1	0
5.70	3.20	1.0
6.10	3.60	6.0
6.80	3.85	20.0
8.0	4.55	33.0

5. Modelleme Sonuçları ve Tartışma

Depremin ters çözümü aşamasında çok sayıda deneme yapılarak en uygun çözüm elde edilmeye çalışılmıştır. Sonlu-fay düzleminin odağa göre göreceli konumunu belirlemek için birkaç ters çözüm denemesi yapılmıştır. Yapılan bu denemelerin sonuçları Tablo 3’de listelenmiştir. Tablo 3’den görüleceği üzere odağın sonlu-fay modelinin KD kenarına 67.5 km uzaklıkta olması durumunu temsil eden Model D4 için gözlenmiş dalga şekillerine en iyi uyum elde edilmiştir. Böylelikle çalışmada kullanılan verinin deprem kırılmasının daha çok KD yönüne yani Türkiye’ye doğru tek taraflı bir kırılmayı önerdiği sonucuna erişilmiştir.

Tablo 3. Çalışmada 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremi için yapılmış ters çözüm denemeleri

	İç Merkez Lokasyonu (km)*	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Rake (°)	Mo ($\times 10^{20}$)	MBZ** (sn)	Mw	En büyük Kayma (m)	Hata Miktarı
Model D1	27.5	72	77	-171.5	0.1890	28	6.85	1.3	0.4432
Model D2	42.5	72	77	-167.5	0.1918	25	6.86	1.4	0.4234
Model D3	52.5	72	77	-167.0	0.2062	28	6.87	1.7	0.4132
Model D4	67.5	72	77	-167.7	0.2180	31	6.89	1.2	0.3939

* Kuzey Doğu Kenarından Doğrultu Boyunca Uzaklık (Türkiye tarafından)

** Moment Boşalım Zamanı

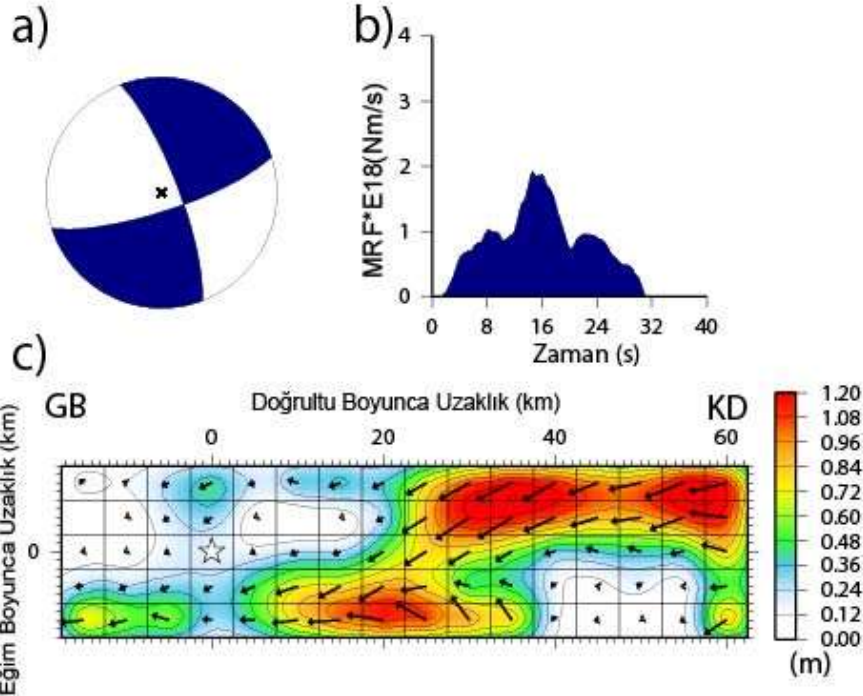
Model D4 ters çözüm denemesi sonucu elde edilen kayma dağılım modeli Şekil 7'de gösterilmiştir. Bu model için hesaplanan dalga şekilleri ile gözlenmiş dalga şekilleri Şekil 8'de karşılaştırılmıştır. Kayma dağılım modelinin yüzey izdüşümü de Şekil 9'da gösterilmiştir. Şekil 7'de verilen sonlu-fay kayma dağılım modeli 2.180×10^{19} Nm'lik ($M_w=6.89$) bir sismik momente (M_o) karşılık gelmektedir. Ters çözümde değişken kayma açısı varsayımı ile modelleme yapıldığından ortalama kayma açısı yaklaşık olarak -168° ve en büyük kayma değeri 1.2 m olarak bulunmuştur. Moment serbestlenme fonksiyonu incelendiğinde kırılmanın yaklaşık 31 sn sürdüğü ve kendi içinde üç farklı alt-olayın varlığına işaret ettiği görülebilir.

Elde edilen kayma dağılım modeli hepsi odağın KD doğrultusunda yerleşmiş ve kayma genlikleri 1.2 m'ye ulaşan üç belirgin fay pürüzünün yenilmesi ile deprem kırılmasının kontrol edildiğini önermektedir. Bu fay pürüzlerinden odağa yakın olanı derinde diğer ikisi de sığda yerleşmiştir. Kırılmanın genel olarak tek taraflı KD yönünde ya da Türkiye'ye doğru ilerlediği görülmektedir ki bu durum Türkiye'de bu depremin kuvvetlice hissedilmesini de açıklamaktadır (Şekil 7 ve 9). Sığdaki pürüzler 45×12 km²'lik bir faylanma alanını örtmektedir. Sığdaki pürüzlerden odağa yakın olanının daha büyük bir moment serbestlenmesine neden olduğu anlaşılmaktadır. Faylanma alanının GB doğrultusundaki köşesinde yerleşmiş göreceli olarak küçük bir kayma alanı 0.7 m'lik en büyük kayma genliği ile göze çarpmaktadır. Ters çözüm sonucunda elde edilen fay parçası kayma vektörleri deprem kırılmasının ağırlıklı olarak sağ-yanal faylanma sonucu geliştiğini önermektedir. Göreceli olarak küçük bir düşey faylanma da göze çarpmaktadır.

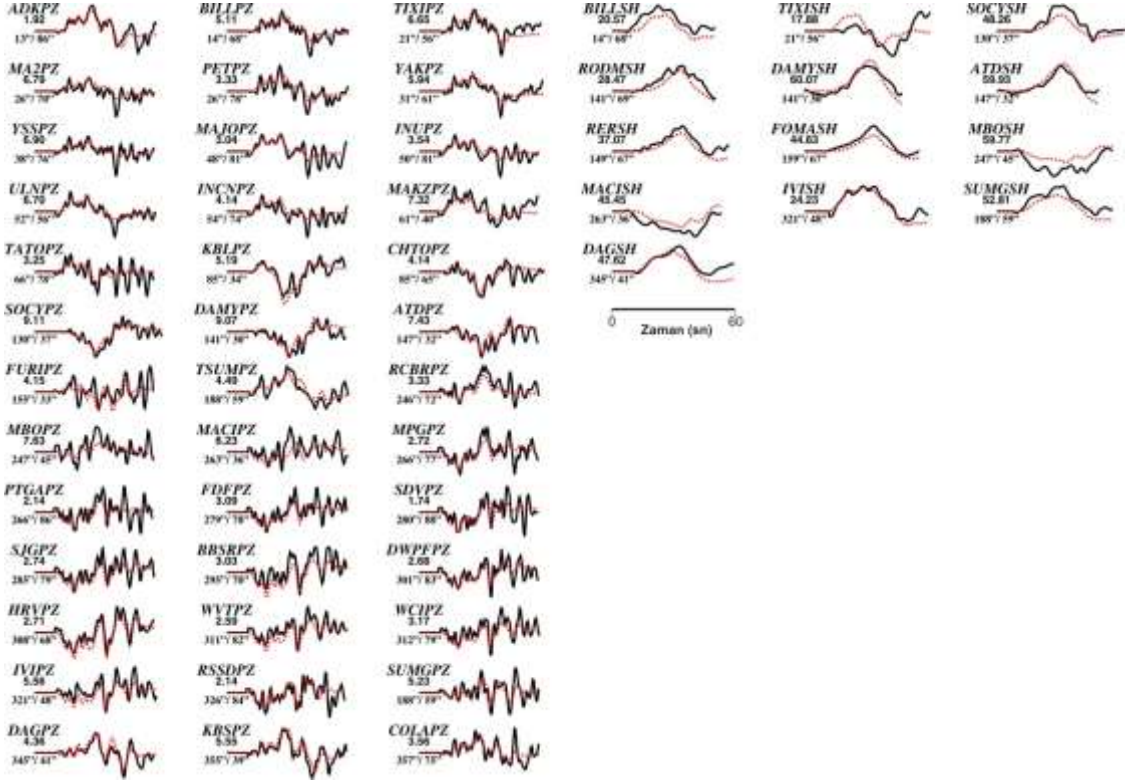
24 MAYIS 2014 KUZEY EGE DENİZİ DEPREMİ

Moment = $0.2180E+20$ (Nm), $M_w = 6.89$

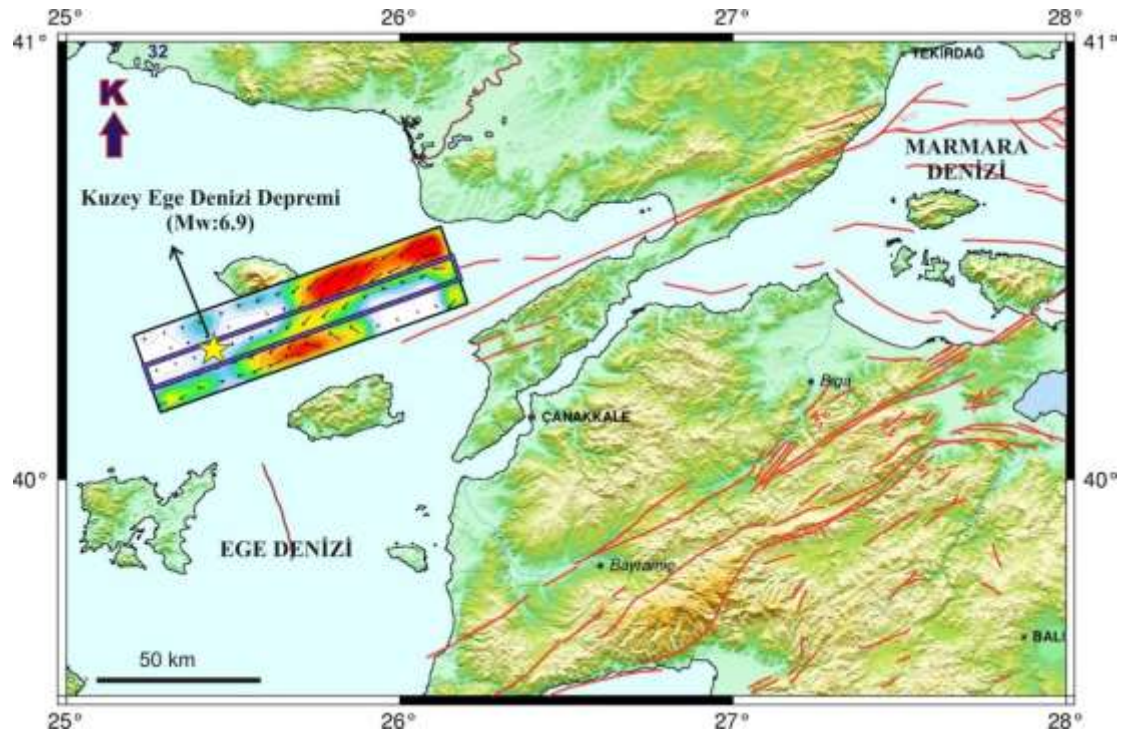
(Doğrultu,Eğim,Kayma,h) = (72.0, 77.0, -167.7, 10.0)



Şekil 7. a) 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremi için elde edilen odak mekanizma çözümü, b) moment serbestlenme fonksiyonu ve c) kayma dağılım modeli. Bu çözüm Tablo 3'deki Model D4 denemesinin sonucunda elde edilmiştir.



Şekil 8. 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremi için hesaplanan (yapay) dalga şekilleri (kırmızı) ile gözlenen (siyah) dalga şekillerinin karşılaştırılması. Model D4 denemesi için yapılan ters çözüm denemeleri sonucu ortaya çıkan kayma dağılım modeline ait dalga şekilleridir. İstasyon ismi altındaki rakamlar mikron cinsinden pikten pike dalga genliklerini ve onların altındaki rakamlarda sırasıyla istasyon azimut ve uzaklıklarını göstermektedir.



Şekil 9. 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremi (sarı yıldız) kayma dağılımı konturlarının harita projeksiyonu üzerinde gösterimi. Lacivert çizgi fay düzleminin gerçek iz düşümünü göstermektedir. Kayma dağılımının daha iyi gösterilmesi için genişletilerek dikdörtgen şeklinde çizilmiştir. Kayma dağılımı için konturlar 0.12 m aralıklarla çizilmiştir.

Kuzey Ege Denizi depremi çok sayıda araştırmacının dikkatini çekmiş ve dolayısıyla farklı yönleriyle araştırılmıştır [22, 23, 36-38]. Kiratzi vd. [23] tarafından önerilen sonlu-fay modeli ile bu çalışmada elde edilen sonlu-fay modeli birbiriyle bazı farklılıklar göstermesine rağmen benzemektedir. Kiratzi vd. [23] sığda ve derinde yerleşmiş pürüzler önermektedir. Pürüzler bu çalışmadakine benzer konumlarda yerleşmiştir. Fakat Kiratzi vd. [23] biri sığ ve biri derinde olmak üzere iki adet pürüzün yenilmesi sonucu depremin meydana geldiğini öne sürmektedirler.

Sodoudi vd. [39] Kuzey Ege bölgesinde kabuk kalınlığının 25-28 km arasında değiştiğini önermektedir. Karabulut vd. [3] tarafından verilen ve bu çalışmada da kullanılan kabuksal hız modeline göre Moho süreksizliğine karşılık gelebilecek sismik hız değişimi 30 km derinlikte yer almaktadır. Benzer bir Moho derinliği (29 km) Görgün ve Görgün [36]'da görülebilir. Gerek 6 Temmuz 2003 Saroz depremi artçı deprem etkinliği [3] gerekse bu çalışmanın da konusunu oluşturan 2014 Kuzey Ege depreminin artçı deprem etkinliği [36, 38], artçı depremlerin yoğun olarak 20 km derinliğe kadar oluştuklarına işaret etmektedir. Bu durumda sismojenik zon kalınlığı 20 km civarındadır. Konca vd. [38] tarafından elde edilen kayma dağılım modeli 3 fay pürüzüne işaret etmesine rağmen kırılmanın ilk 10 km derinlikte gerçekleştiğine işaret etmektedir. Bununla birlikte bu çalışmada elde edilen kayma dağılım modeli odaktan uzakta yer alan iki pürüzün ilk 10 km'lik kabuk kalınlığını kırmasına rağmen odağa yakın pürüzün kırılmasının 10-20 km derinliği arasında gerçekleştiğine ve kırılan fay uzunluğu boyunca kısmen de olsa tüm sismojenik kabuğu kırdığına işaret etmektedir.

6. Sonuçlar

Bu çalışmada 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depreminin sonlu-fay kırılma özellikleri telesismik P ve SH dalga şekilleri ters çözümü ile ortaya konulmuştur. Elde edilen sonlu-fay kayma dağılım modeli 2014 Kuzey Ege depreminin, üç fay pürüzünün yenilmesi sonucu meydana geldiğini ve kırılmanın KD yönünde yani Türkiye'ye doğru tek taraflı ilerlediğini önermiştir. Faylanma alanı üzerinde odağın eğim yukarısı ve aşağısında sırasıyla sığ ve derinde yerleşen pürüzlerin en büyük kayma değerleri birbirlerine yakındır (sırasıyla 1.2 m ve 1.1 m). Elde edilen sonlu fay modeli diğer araştırmacıların sonlu-fay modelleriyle önemli benzerlikler içermesine rağmen bazı farklılıklar da içermektedir. Kayma dağılım modeli 2.180×10^{19} Nm'lik ($M_w=6.9$) bir sismik moment serbestlenmesine karşılık gelmektedir.

Yazarların Katkısı

Çalışmada her iki yazarda eşit oranda katkı sunmuştur.

Çıkar Çatışması Beyanı

Yazarlar arasında herhangi bir çıkar çatışması bulunmamaktadır.

Araştırma ve Yayın Etiği Beyanı

Yapılan çalışmada araştırma ve yayın etiğine uyulmuştur.

Kaynaklar

- [1] AFAD, 2014. 24 Mayıs 2014 Gökçeada Açıkları (Ege Denizi) Depremi ($M_w=6.5$) Basın Bülteni.
- [2] Altınok Y., Alpar B., Yaltırak C. 2003. Tsunami of Şarkoy-Mürefte 1912 Earthquake: Western Marmara, Turkey. In *Submarine Landslides and Tsunamis* (pp. 33-42). Springer, Dordrecht.
- [3] Karabulut H., Roumelioti Z., Benetatos C., Mutlu A.K., Özalaybey S., Aktar M., Kiratzi A. 2006. A source study of the 6 July 2003 ($M_w 5.7$) earthquake sequence in the Gulf of Saros (Northern Aegean Sea): seismological evidence for the western continuation of the Ganos fault. *Tectonophysics*, 412 (3-4): 195-216.
- [4] KRDAE, 2014. Ulusal Deprem İzleme Merkezi 24 Mayıs 2014 Gökçeada Açıkları Ege Denizi Depremi, Basın Bülteni.

- [5] 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., Sanlı I., Seeger H., Tealeb A., Toksoz M.N., Veis G. 2000. Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105: 5695-5719.
- [6] Barka A.A., Kadinsky-Cade K. 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7 (3): 663-684.
- [7] Emre Ö., Duman T.Y., Olgun Ş., Elmacı H., Özalp S. 2012. 1: 250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- [8] Emre Ö., Duman T.Y., Özalp S., Elmacı H., Olgun Ş., Şaroğlu F. 2013. Scale 1/1.250.000 Turkey Live Fault Map. General Directorate of Mineral Reserach and Exploration special publications series, Ankara, Turkey.
- [9] Taymaz T., Kasahara J., Hirn A., Sato T. 2001. Investigations of micro-earthquake activity within the Sea of Marmara and surrounding regions by using ocean bottom seismometers (OBS) and land seismographs: initial results. In Proc Symposium Seismotectonics of the north-western Anatolia-Aegean and recent Turkish earthquakes, Istanbul, 42-51.
- [10] Jolivet L., Faccenna C., Huet B., Labrousse L., Pourhiet L., Lacombe O., Lecomte E., Burov E., Denele Y., Brun J.P., Philippon M., Paul A., Salaün G., Karabulut H., Piromallo C., Monie P., Gueydan F., Okay A., Oberhansli R., Pourteau A., Auiger R., Gadenne L., Driussi O. 2012. Aegan Tectonivs: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics*, Tecto-125491, 33.
- [11] Ambraseys N.N. 2001. Reassessment of earthquakes, 1900-1999, in the Eastern Mediterranean and the Middle East. *Geophysical Journal International*, 145: 471-485.
- [12] Ambraseys N.N. 2009. Earthquakes in the eastern Mediterranean and the Middle East: a multidisciplinary study of 2,000 years of seismicity. Cambridge University Press.
- [13] Nalbant S.S., Hubert A., King G.C.P. 1998. Stress coupling between earthquakes in northwest Turkey and the north Aegean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 103: 24 469-24 486.
- [14] Caputo R., Chatzipetors A., Pavlides S., Sboras S. 2012. The Greek Database of Siesmogenic Sources (GreDaSS): state-of-the-art for northern Greece. *Annals of Geophysics*, 55: 5. Doi: 10.4401/ag-5168.
- [15] Le Pichon X., Kreemer C. 2010. The Miocene-to-present kinematic evolution of the Eastern Mediterranean and Middle East and its implications for dynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38: 323-351.
- [16] Nyst M., Thatche, W. 2004. New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean. *Journal of Geophysical Research*, 109, B11406, doi:10.1029/2003JB002830.
- [17] Reilinger R., McClusky S., Paradissis D., Ergintav S., Vernant P. 2010. Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone. *Tectonophysics*, 488 (1-4): 22-30.
- [18] Koral H., Öztürk H., Haniççi N. 2009. Tectonically induced coastal uplift mechanism of Gökçeada Island, northern Aegean Sea, Turkey. *Quaternary International*, 197 (1-2): 43-54.
- [19] Horasan G., Gülen L., Pinar A., Kalafat D., Özel N., Kuleli H.S., Isikara A.M. 2002. Lithospheric structure of the Marmara and Aegean regions, western Turkey. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92 (1): 322-329.
- [20] Kürçer A., Yalçın H., Gülen L., Kalafat D. 2014. 8 January 2013 Mw = 5.7 North Aegean Sea earthquake and its seismotectonic significance. *Geodinamica Acta*, DOI: 10.1080/09853111.2014.957503.
- [21] Kalafat D., Kekovali K., Pinar A. 2015. Moment tensor inversion of the January 8, 2013 (Mw= 5.7) and May 24, 2014 (Mw 6.8) North Aegean Earthquakes: seismicity and active tectonics of the North Aegean Region. In EGU General Assembly Conference Abstracts.
- [22] Saltogianni V., Gianniou M., Taymaz T., Yolsal-Çevikbilen S., Stiros S. 2015. Fault slip source models for the 2014 M 6.9 Samothraki-Gökçeada Earthquake (North Aegean Trough) combining geodetic and seismological observations. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 120: 8610-8622.

- [23] Kiratzi A., Tsakiroudi E., Benetatos C., Karakaisis G. 2016. The 24 May 2014 (Mw6. 8) earthquake (North Aegean Trough): spatiotemporal evolution, source and slip model from teleseismic data. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 95: 85-100.
- [24] Lay T., Wallace T.C. 1995. *Modern Global Seismology*. Vol. 58, Elsevier.
- [25] Udias A., Buforn E. 1996. Source mechanism of earthquakes from Seismic waves. Third Workshop on 3D modelling of Seismic waves generation propagation and their inversion, Trieste, Italy.
- [26] Udias A. 1999. *Principles of Seismology*. Cambridge University Press, Cambridge, ISBN 0-521 62434-7.
- [27] Utkucu M., Pınar A., Alptekin Ö. 2002. A detailed slip model for the 1995, October 1, Dinar, Turkey, earthquake (Ms= 6.1) determined from inversion of teleseismic P and SH waveforms. *Geophysical Journal International*, 151 (1): 184-195.
- [28] Hartzell S.H., Heaton T.H. 1983. Inversion of strong-ground motion and teleseismic wave form data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73: 1553-1583.
- [29] Kikuchi M., Kanamori H. 1991. Inversion of complex body wave-III. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81: 2335-2350.
- [30] Yoshida S. 1992. Waveform inversion for rupture process using a non-flat seafloor model: application to 1986 Andean Islands and 1985 Chile earthquake. *Tectonophysics*, 211: 45-59.
- [31] Yoshida S., Kokhetsu K., Shibazaki B., Sagiya T., Kato T., Yoshida Y. 1996. Joint Inversion Of Near- And Far-Field Waveforms And Geodetic Data For Rupture Process Of The 1995 Kobe Earthquake. *Journal of Physics of the Earth*, 44: 437-454.
- [32] Ide S., Takeo M. 1996. Determination of constitutive relations of fault slip based on seismic wave analysis. *Journal of Geophysical Research*, 102: 27379-27391.
- [33] Yagi Y., Mikumo T., Pacheco J., Reyes G. 2004. Source rupture process of the Tecoman, Colima, Mexico earthquake of 22 January 2003, determined by joint inversion of teleseismic body-wave and near-source data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94 (5): 1795-1807.
- [34] Langston C.A., Helmberger D.V. 1975. A procedure for modelling shallow dislocation sources. *Geophysical Journal International*, 42 (1): 117-130.
- [35] Karabulut H., Bouin M.-P., Bouchon M., Dietrich M., Cornou C., Aktar M. 2002. The seismicity in the Eastern Marmara Sea after the 17 August 1999 Izmit Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92: 387-393.
- [36] Görgün E., Görgün B. 2015. Seismicity of the 24 May 2014 Mw 7.0 Aegean Sea earthquake sequence along the North Aegean trough. *Journal of Asian Earth Sciences*, 111: 459-469.
- [37] Evangelidis C.P. 2015. Imaging supershear rupture for the 2014 Mw 6.9 Northern Aegean earthquake by backprojection of strong motion waveforms. *Geophysical Research Letters*, 42 (2): 307-315.
- [38] Konca A.O., Cetin S., Karabulut H., Reilinger R., Dogan U., Ergintav S., Cakir Z., Tari E. 2018. The 2014, M W6. 9 North Aegean earthquake: seismic and geodetic evidence for coseismic slip on persistent asperities. *Geophysical Journal International*, 213 (2): 1113-1120.
- [39] Sodoudi F., Kind R., Hatzfeld D., Priestley K., Hanka W., Wylegalla K., Stavrakakis G., Vafidis A., Harjes H-P., Bohnhoff M. 2006. Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111: B12307.