Pamukkale Univ Muh Bilim Derg, 28(3), 451-463, 2022

Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi

Pamukkale University Journal of Engineering Sciences

Marmara'da P ve S dalga soğurulma yapısının üç boyutlu olarak belirlenmesi

The determination of 3-D P and S-Wave attenuation structures in Marmara

Şakir ŞAHİN[1*]

[1]Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Mühendislik Fakültesi, Süleyman Demirel Üniversitesi, Isparta, Türkiye.
sakirsahin@sdu.edu.tr

Geliş Tarihi/Received: 03.07.2020 Düzeltme Tarihi/Revision: 06.09.2021 doi: 10.5505/pajes.2021.83547
Kabul Tarihi/Accepted: 15.09.2021 Araştırma Makalesi/Research Article

Öz

Marmara Bölgesi, Kuzey Anadolu Fayı Zonu (KAFZ) yaklaşık D-B doğrultusunda kestiği bir geçiş bölgesidir. KAFZ Bingöl-Karlıova'dan başlayıp Anadolu'nun kuzeyini takiben Marmara Denizi'nden geçerek Ege Denizi'ne kadar ulaşır. Anadolu Plakasını kuzeyden sınırlayan bu zon Türkiye'nin en önemli tektonik unsurudur. Marmara Bölgesinde KAFZ üzerinde tarihsel ve aletsel dönmede çok sayıda hasar yapıcı deprem meydana gelmiştir. Son yüzyılda 1912 Şarköy-Mürefte ile başlayıp 1999 Gölcük depremi ardından oluşan sismotektonik yapı ile Marmara Denizi'nde KAFZ üzerinde sismik boşluk oluşmuştur. İrili ufaklı depremlerin oluşumu ile aktivitenin sürdüğü bu zonda son olarak 26 Eylül 2019 tarihinde Silivri açıklarında 5.7 (Ml) büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir. Bu deprem beklenen büyük İstanbul depremini ve alınması gereken tedbirleri ülkemiz gündemine yeniden getirmiştir. Bu çalışmada, KAFZ'nun yakın gelecekteki deprem davranışını belirlemek için suskun ve aktif olan bölümler ve bu bölümlerin üzerindeki sismik soğurulma yapısı üç boyutlu olarak ortaya konulmuştur. 2012-2020 arasındaki kayıtlarından oluşan deprem verilerin kullanımı ile elde edilen sonuçlardan Tekirdağ segmenti üzerinde soğurulmanın yüksek olduğu, Silivri depreminin oluştuğu geçiş bölümünde ise düşük olduğu çok net bir şekilde tespit edilmiştir. Bu segment üzerinde deprem aktivitesinin diğer segmentlerden daha fazla olacağını söylemek mümkündür. Bu değişimler Marmara Denizi içinde oluşacak depremin takibi ve depremin bölgedeki etki alanının belirlenmesi açısından önemlidir.

Anahtar kelimeler: KAFZ, Sismik hız, Soğurulma, Tomografi.

Abstract

Marmara Region is a transition zone broken by the North Anatolian Fault Zone (NAFZ) in the approximately E-W direction. The NAFZ starts from Bingöl-Karlıova and follows the north of Anatolian plate, passes through the Marmara Sea and reaches the Aegean Sea. This zone which limits the Anatolian plate from the North side is Turkey's most important tectonic element. In the Marmara Region, many damaging earthquakes occurred during the historical and instrumental periods on the NAFZ. In the last century, with the seismotectonic structure, which started with 1912 Şarköy-Mürefte and formed after the 1999 Gölcük earthquake, a seismic gap occurred on the NAFZ in the Marmara Sea. In this zone, where the activity continues with the occurrence of large and small earthquakes, an earthquake of 5.7 (Ml) in Silivri offshore on September 26, 2019. This earthquake brought the expected big Istanbul earthquake and the measures to be taken to the agenda of our country again. In this study, silent and active sections and the seismic absorption structure on these sections are presented in three dimensions in order to determine the earthquake behavior in the near future in the NAFZ. The results obtained from the use of earthquake data from 2012-2020 records, it was clearly determined that the attenuation is high on the Tekirdağ segment and low in the transition section where Silivri earthquake occurred. It is possible to say that earthquake activity on this segment will be higher than other segments. These changes are important in terms of following the earthquake that will occur in the Marmara Sea and determining the impact area of the earthquake in the region.

Keywords: NAFZ, Seismic velocity, Attenuation, Tomography.

1 Giriş

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) Anadolu Plakasını kuzeyden sınırlayan en büyük tektonik üyedir. Arap levhasının güneyden basıncı ile Anadolu plakası KAFZ ve DAFZ (Doğu Anadolu Fay Zonu) sınırları boyunca batıya doğru hareket etmektedir [1]. Anadolu Plakasını boydan boya kat eden KAFZ, Bingöl Karlıova'dan başlayan ve Yunanistan'a kadar uzanan yaklaşık 1550 km'lik bir fay zonudur. Marmara Denizi, sağ yanal atımlı bir fay zonu olan KAFZ tarafından şekillendirilmiş bir havza niteliğindedir [2],[3]. Dünyanın en aktif fay zonlarından olan KAFZ 20. Yüzyılda birçok yıkıcı depremle birlikte kırılma sürecini batı (Şarköy-Mürefte) ve Orta Anadolu'da tamamlamış olup, kırılmanın gerçekleşmediği tek kesim Marmara Denizi'ndeki bölümdür. KAFZ üzerinde 1912 Şarköy-Mürefte depremi sonrası başlayan sismotektonik aktivite 1999 Gölcük depremi ile birlikte Marmara Denizi içerisinde birkaç segmentti kapsayan sismik boşluk oluşturmuştur. Oluşan bu sismik boşluğun uzunluğunun yaklaşık 150 km olduğu ve oluşturabileceği depremin moment büyüklüğünün ise 7.4 (±0.2) olacağı tahmin edilmektedir [4],[5]. Tarihsel dönemde 1509 (tarihi kayıtlarda küçük kıyamet diye geçer) ve 1766 depremleri esas alındığında bölgede yaklaşık her 250 yılda bir yıkıcı depremin meydana geldiği ifade edilmektedir [6]-[14]. Bu sismik boşluğun oluşturacağı deprem Türkiye'nin en büyük kenti olan ve aynı zamanda ekonominin şekillendiği İstanbul'u etkileyecek olması konunun birinci gündem maddesi olmasına yol açmış ve bu alanda birçok çalışma yapılmıştır. 1999 Gölcük depremi sonrasında bölgede çok sayıda proje gerçekleştirilmiştir [3],[4],[10]-[26]. Ancak bu çalışmalar daha çok tarihi sürecin analizi ve aktif fayların tanımlanması şeklindedir. Burada oluşacak depremlerin hangi büyüklükte olacağı ile ilgili tahminler geçmişte oluşmuş depremler üzerinden ve olası fay uzunlukları değerlendirilerek yapılmaktadır. Marmara Denizi içerisinde olması beklenen ve başta İstanbul olmak üzere, tüm Marmara'yı etkileyeceği düşünülen depremin etkilerinin belirlenmesi için 150 km'lik sismik boşluğun bundan sonra nasıl bir davranış sergileyeceği

*Yazışılan yazar/Corresponding author

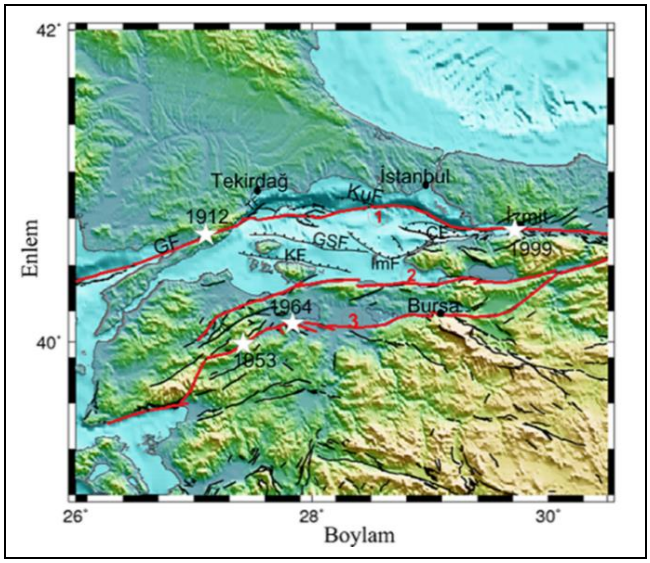
aletsel olarak izlenmeli ve sismolojik yöntemler ile analiz edilmelidir. Türkiye ekonomisinin büyük oranda bağlı bulunduğu, ülke nüfusunun yaklaşık %20'sinin bu bölgede yaşandığı göz önüne alındığında, Marmara Denizi'nde oluşacak depremin zararının azaltılması için bu çalışmaların yapılması gerekmektedir. Deprem zararlarının en aza indirilmesi ülke geleceğimiz açısından hayati bir öneme sahiptir.

Bu çalışmada Marmara Bölgesi'nde Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) tarafından işletilen sismik ağa bağlı deprem istasyonlarından elde edilen sayısal veriler kullanılmak suretiyle P ve S dalgası soğurulma yapısı üç boyutlu olarak belirlenmiştir [27]. Sismik dalgaların soğurulması, kabuk içerisindeki heterojenite ve/veya elastik olmayan etkiden dolayı dalga enerjisinin zamanla ve uzaklıkla azalmasıdır [28]-[33]. Dalga enerjisindeki azalma ortamın yoğunluğu, basınca ve mukavemete bağlıdır. Altere olmuş zonlarda, volkanik aktivitenin yüksek olduğu alanlarda, fay zonları ve süreksizliklerin fazla olduğu ortamlarda soğurulma yüksektir. Heterojenitenin yüksek olduğu alanlarda sismik dalgalar saçınıma uğrarlar. Bir tektonik havza niteliğinde olan Marmara Denizi ve çevresi soğurulma yapısının belirlenmesi açısından özgün bir alandır. Bu çalışmada KAFZ üzerindeki deprem davranışını tespit etmek amacıyla P ve S dalgası soğulma (ΔQ_p^{-1} ve ΔQ_s^{-1}) parametreleri ile dalga yayınımı esnasında ortama özelliğine göre frekans bağımlılık derecesi (η) belirlenmiştir. Bu değişimlerin belirlenmesinde elastik dalga yayınımı ve azalım ilişkileri kullanılmıştır. Elde edilen sonuçlara göre KAFZ üzerinde soğrulmanın düşük ve yüksek olduğu alanlar belirlenmiştir. Bu sonuçlardan hareketle KAFZ üzerindeki segmentlerin nasıl bir deprem davranışı sergileyeceği değerlendirilmiştir. Zon boyunca meydana gelen değişimler deprem davranışının belirlenmesinde yardımcı olacaktır. Bu çalışmaların yeni veri ve ilave jeofizik yöntemler ile sürdürülmesi Marmara Denizinde olması beklenen depremin analizi açısından önemlidir.

2 Marmara Denizi'nin tektonik yapisi ve depremselliği

Marmara Denizi'nin tektoniğini şekillendiren KAFZ, Bingöl-Karlıova'dan itibaren Anadolu plakasının batıya hareketinde Avrasya plakası ile sınırı oluşturan tektonik yapıdır. Bu zon Anadolu plakasının güneyden Bitlis Bindirme Kuşağı ve Ege yayı boyunca Afrika Levhasının dalma batma etkisi ile şekillenmektedir [2],[3],[34],[35]. Anadolu plakasının batıya doğru bu hareketi ile KAFZ boyunca birçok deformasyon zonu oluşmuştur [36]-[40]. Marmara Denizi içerinde de benzer yapı mevcut olup, KAFZ yerel olarak doğrultu atım bileşenine sahiptir. Buradaki tektonik yapı KD-GB yönündeki açılma kuvvetleri etkisi ile oluşan çek-ayır (pull-apart) havzalar ile şekillenmiştir. Bu tür kuvvetler etkisi ile oluşan Gönen, Manyas-Karacabey, Uluabat ve Bursa havzaları doğu-batı uzanımlı çöküntü zonları niteliğindedir [41]. Ketin (1966) [42]'a göre Istranca masifi, İstanbul ve Sakarya zonu Marmara Bölgesi'nin temel tektonik unsurlarını oluşturur. Bütün bu morfotektonik yapılar Kuvaterner dönemi deformasyonları ile şekillenmişlerdir [43].

Almacık bloğunun (Düzce) batısında, KAFZ üç kola ayrılır (Şekil 1) [18],[44]. Kuzey kol, Marmara Denizini boydan boya K70D doğrultu ile geçen ana Marmara Fayıdır (Şekil 1, 1 No.lu). Bu fay Sapanca- Gölcük- Çınarcık Çukuru ve Şarköy-Mürefte hattını oluşturmaktadır [4],[5]. Bu kol üzerinde KB-GD yönünde sıkışma, KD-GB yönünde açılma tektoniği hakimdir [45]. Çalışma alanı içerisinde kuzey kol, doğudan batıya doğru Arifiye, Gölcük, Karamürsel, Darıca, Adalar, Avcılar, Kumburgaz, Tekirdağ ve Ganos olmak üzere dokuz segmenttten oluşmaktadır [46]. İkinci kol yaklaşık D-B doğrultusu ile Armutlu Yarımadasından itibaren Marmara Denizi güney sahili boyunca devam eden bölümü oluşturur (Şekil 1, 2 No.lu). Orta kol olarak da bilinen bu hat, Geyve-Mekece- İznik Gölü güneyi-Gemlik Körfezine kadar uzanmakta olup, Kapıdağ Yarımadasının güneyi doğru KD-GB doğrultusunda ilerler [47],[48]. Bu kol doğudan batıya doğru Gençali, Gemlik, İznik-Mekece, Zeytinbağı, Bandırma, Edincik, Sinekçi ve Biga-Çan fayları olmak üzere sekiz segmentten oluşmaktadır [46]. Burada sıkışma ekseni K-G, açılma ekseni ise D-B yönlüdür [45]. Şekil 1'de 3 No. ile verilen güney kol ise Geyve-Yenişehir-Bursa-Biga Yarımadası hattı olup, Ulubat, Edremit, Yenice-Gönen ve Manyas fay segmentlerinden oluşur [46]. Bu kolların yıllık kayma hızları kuzey, orta ve güney olmak üzere sırasıyla 20, 3 ve 2 mm/yıl'dır [5],[23].



Şekil 1. Marmara Bölgesi'nin tektonik unsurları [44],[52],[71]. Bölgenin genel tektoniğini oluşturan kuzey, orta ve güney kollar sırasıyla 1, 2 ve 3 No ve kırmızıçizgi ile gösterilmiştir. Burada, GF; Ganos fayını, TF; Tekirdağ Fayını, KuF; Kumburgaz fayını, KF; Kapıdağ fayını, GSF; Güney sınır fayını, ImF; İmralı fayını, ÇF; Çınarcık faylarını ifade etmektedir. Beyaz yıldızlar aletsel dönemde bölgede meydana gelmiş 7'den büyük depremleri göstermektedir.

Figure 1. Tectonic elements of Marmara Region. The northern, middle and southern segments, which constitute the general tectonics of the region, are shown with the number 1, 2 and 3 and the red line, respectively. Here, GF; Ganos fault, TF; Tekirdağ Fault, KuF; Kumburgaz fault, KF; Kapidag fault, GSF; South border fault, ImF; Imrali fault, ÇF; Refers to Çınarcık faults. White stars indicate earthquakes bigger than 7 magnituded that occurred in the region during the instrumental period.

KAFZ'nun güney kolunda alçalma alanları olarak Gönen, Manyas-Karacabey, Uluabat ve Bursa havzaları ve yükselme alanları olarak da Uludağ ve Bandırma-Mudanya yükselimi neotektonik dönemde meydana gelmiştir. Yükselim alanları KAFZ'nun güney kolun kuzeyindeki normal faylanma ile oluşmuşlardır [41]. D-B eksensel uzanıma sahip Marmara Denizi yaklaşık 1300 m su derinliğine sahiptir. Çınarcık, Orta Marmara ve Tekirdağ olmak üzere üç havzadan oluşan bu derin kısımlar KAFZ'nun kuzey koluna yakındır [49],[50]. Bu

havzalar birbirlerinden sırtlar vasıtasıyla ayrılırlar. Bu havzalarda yaklaşık 5 km'den daha kalın Pliocen-Holosen sedimanları yer almaktadır [4],[5],[23],[44],[49]-[53].

Marmara Bölgesinde yüksek fay kayma hızlarına sahip olan KAFZ'nu üzerinde aletsel ve tarihsel dönemde hasar yapıcı çok sayıda deprem meydana gelmiştir. Tarihi kaynaklara göre bölgede M_S 400 yılından sonra meydana gelmiş büyüklüğü $M_S \geq 6.8$ olan 42 deprem belirlenmiştir [54],[55]. Tarihsel depremlerden bazılarının izlerine 1999 İzmit depremi sonrasında yapılan paleosismolojik çalışmalarda da rastlanılmıştır [56]-[63]. Tarihteki bu büyük depremlerin 24'ü Marmara Denizi'nde tsunami oluşumlarına da neden olmuştur [61],[64]-[66]. Marmara Denizi altından geçen Kuzey Kol boyunca birincil ve ikincil faylar boyunca oluşan düşey yer değiştirmeler ve fayların oluşturduğu yüksek eğimli deniz tabanında denizaltı yer kaymaları, oluşmuş bu tsunamilerin kaynakları olarak ele alınabilir.

Bu depremlerin büyük bir kısmının KAFZ'nin kuzey kolunda (Şekil 1, 1 No.lu) meydana geldiği görülmektedir. En çok bilinen depremlerden olan 1509 depremi İstanbul ve çevresinde büyük bir hasara yol açmış, Topkapı sarayındaki hasar nedeniyle ve payitahtın bir süreliğine Edirne'ye taşındığı tarihi kayıtlarda görülmektedir [67]. 1766 yılında meydana gelen deprem yine İstanbul ve çevresinde çok sayıda yapını hasar almasına ve can kayıplarına neden olmuştur [14]. Bu depremde kuzey kolun Adalar segmentinden itibaren Ganos fayına kadar olan kısmı kırıldığı tahmin edilmektedir. Tarihsel dönem depremlerinden en çok İstanbul ve yakın çevresinin, İzmit ve Tekirdağ'ın etkilendiği görülmektedir. 1900'den bu yana büyüklüğü $M_S \geq 5.0$ olan 55 deprem meydana gelmiştir. 1981-1999 yılları arasındaki KRDAE kataloğu [68],[69]. Bu depremlerin, KAFZ'nin kuzey kolu, Edremit körfezi, Saros körfezi, Şarköy-Tekirdağ, Biga-Bandırma ve Adalar açıklarında yoğunlaştığı görülmektedir. KAFZ'nun kuzey kolunda meydana gelen depremlerin çoğunlukla doğrultu atım iken, orta ve güney kolunda meydana gelen depremlerin eğim atımlı olduğu odak mekanizması çözümleri ile ortaya konulmuştur [69].

Marmara Bölgesi deprem etkinliğine göre KAFZ'nun iki segmentinde sismik boşluk olduğu görülmektedir. Bunlarda biri Marmara Denizindeki KAFZ'nun kuzey kolu ve diğeri İznik Gölü'nün güneyinde bulunan Gemlik Körfezi'nden Marmara denizine doğru devam eden segmenttir [70].

3 Veri ve yöntem

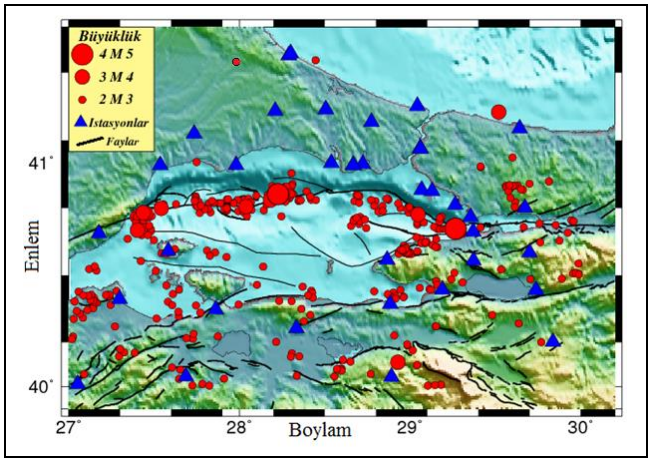
Bu çalışmada Marmara Bölgesi'nde P ve S dalgası soğurulma yapısını belirlemek için 27-30 D ve 40-41.5 K koordinatlar arasında 2012 yılından 2020 yılı Nisan ayının sonuna kadar meydana gelen 529 adet depreme ait 6828 sayısal sinyal (P ve S fazı) değerlendirilmiştir (Şekil 2). Veriler, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) tarafından ADVT, ARMT, AVCI, BGKT, BOTS, BRGA, BUYA, CANM, CAVI, CRLT, CTKS, CTYL, EDC, GEMT, GONE, HRTX, HVHR, ISK, KAVA, KAVV, KCTX, KIYI, KLYT, KRBG, LAFA, MDNY, MRMT, ORLT, OSMT, RKY, SILT, SINB, SLVT, TKR, TUZL, YKBL, YLV, YLVH ve TRML adlı üç bileşen geniş bant istasyonları tarafından kaydedilmiştir. İstasyonlar Şekil 2 ve 3'te mavi üçgenler ile gösterilmiştir [27]. Ayrıca istasyonlara ait bilgiler Tablo 1'de verilmiş ve numaralı olarak şekil 6'da gösterilmiştir. Depremlerin kaydedildiği sismografların tepki fonksiyonu 0.02-100 Hz aralığındadır. Kullanılan depremlerin yerel büyüklükleri $1.0 \leq ML \leq 6.0$ arasında değişmektedir (Şekil 2).

Soğurulma yapısının belirlenmesinde sinyal gürültü oranı 1.2 ve daha büyük olan deprem kayıtları kullanılmıştır. Sinyal gürültü oranı, bir sinyalin seviyesini gürültü seviyesi ile karşılaştırılmasıdır. Soğrulmasının belirlenebilmesi için sinyal gücünün gürültü gücünden yüksek olması gerekir. Sinyal gürültü oranı seçilen pencerelerin spektral genlikleri belirlendikten sonra uygulanan program tarafından oranlanması, eğer oran 1.2'den düşük ise sinyal kullanılmamaktadır. Depremlere ait ışın yolları Şekil 3'te verilmiştir.

Tablo 1. ΔQ_p^{-1} ve ΔQ_s^{-1} değerlerinin belirlenmesinde kullanılan verilerin kaydedildiği istasyonların konum bilgileri [27].

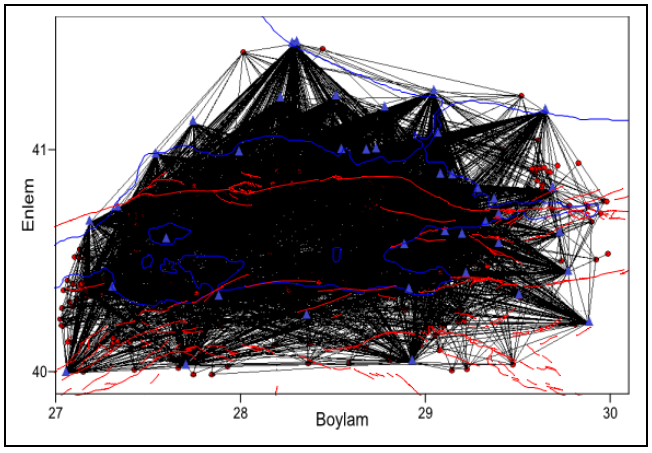
Table 1. The information of the stations' locations which are collected the data used to determine ΔQ_p^{-1} and ΔQ_s^{-1} values.

No	İstasyon	Enlem	Boylam	Yükseklik (m)	No	İstasyon	Enlem	Boylam	Yükseklik (m)
1	ADVT	40.433	29.738	193	2	ARMT	40568	28.866	320
3	AVCI	40.996	28.7225	90	4	BGKT	41.181	28.773	80
5	BOTS	40.990	27.981	30	6	BRGA	40.879	29.069	7
7	BUYA	40.874	29.129	10	8	CANM	40.011	27.052	180
9	CAVI	40.202	29.837	670	10	CRLT	41.129	27.736	230
11	CTKS	41.237	28.507	47	12	CTYL	41.476	28.289	77
13	EDC	40.346	27.862	257	14	GEMT	40.435	29.189	220
15	GONE	40.046	27.686	143	16	HRTX	40.801	29.673	573
17	HVHR	40.991	28.667	22	18	ISK	41.065	29.0592	132
19	KAVA	41.063	29.060	139	20	KAVV	41.062	29.060	138
21	KCTX	40.262	28.335	445	22	KIYI	41.484	28.300	23
23	KLYT	41.253	29.042	30	24	KRBG	40.393	27.297	79
25	LAFA	40.759	29.355	38	26	MDNY	40.371	28.884	116
27	MRMT	40.609	27.583	213	28	ORLT	40.045	28.89	650
29	OSMT	40.601	29.70	798	30	RKY	40.687	27.177	687
31	SILT	41.153	29.643	100	32	SINB	40.999	28.539	59
33	SLVT	41.230	28.210	180	34	TKR	40.990	27.535	140
35	TUZL	40.812	29.265	12	36	YKBL	40.991	28.667	139
37	YLV	40.565	29.370	879	38	YLVH	40.695	29.37	10
39	TRML	40.609	29.173	204					



Şekil 2. Çalışmada analizi yapılan depremlerin episantr dağılımı. Burada siyah çizgiler fayları ve mavi üçgenler deprem istasyonlarını göstermektedir.

Figure 2. The distribution of epicenter of the earthquakes used in the study. Here, black lines show faults and blue triangles show earthquake stations.

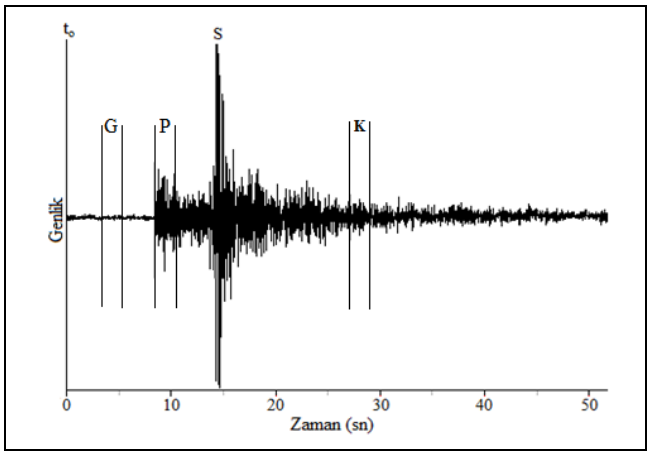


Şekil 3. Soğurulma parametrelerinin (ΔQ_p^{-1} ve ΔQ_s^{-1}) belirlenmesinde oluşturulan ışın yolları. Burada mavi çizgiler kıyıları, kırmızı çizgiler fayları ve mavi üçgenler deprem istasyonlarını göstermektedir.

Figure 3. Ray paths created in determination of attenuation parameters (ΔQ_p^{-1} and ΔQ_s^{-1}). Here, blue lines show the shores, red lines show faults and blue triangles show earthquake stations.

Üç boyutlu soğurulma yapısının tomografik olarak ortaya konulması için düşey bileşen sinyaller değerlendirilmiştir. Spektral P dalgası genliğinin spektral gürültü (G) genliğine ve spektral S dalgası genliğinin spektral koda (K) ayrı ayrı oranına dayanan "Koda Normalizasyon Yöntemi" kullanılmıştır. Kabukta P dalgası yayınımı ortamın yoğunluk ve basıncına bağlı olarak değişirken, S mukavemet, sıkılık ve direncine bağlı olarak değişmektedir. Bu çerçevede De Siena ve diğ. (2009) [72] tarafından geliştirilen Matlab tabanlı MuRATv.2 programı esas alınarak yeni bir yazılım oluşturulmuştur [73]-[74]. De Siena ve diğ. (2009) [72] tarafından geliştirilen yöntemde (MuRATv.2), P ve S dalgası soğurulması ortamdaki hız yapısına bağlı olarak belirlenmektedir [75]. Bu program Del Pezzo ve diğ. (2006) [76] yaklaşımına dayalı olarak hazırlanmıştır. Bu yaklaşım Aki (1980) [30] ve Frankil ve diğ. (1990) [77] Koda normalizasyon yöntemini esas almaktadır. Bu yöntem değişik doğrultularda yayılan birçok deprem verisinden hesaplanan ortalama kaynak büyüklüğü ve zemin büyütmesinin, kaynak-alıcı doğrultusundan bağımsız olduğu ve ortalama değerin coğrafik olarak değişim gösterdiği varsayımına dayanmaktadır [30]. Buna göre; P dalgası spektral genliğinin gürültüye ve S dalgası spektral genliğinin koda spektral genliğine bölünmesiyle kaynak, zemin ve alet ile ilgili etkiler giderilmektedir.

P ve S dalga soğurulması parametreleri olan ΔQ_p^{-1} ve ΔQ_s^{-1} değerleri, her istasyonda elastik olmayan koşulların, ya da saçınımın sebep olduğu kabuğa ait P ve S dalgası genliğinin azalımından hesaplanır [30],[78]. Bu amaçla P ve S dalgaları ile gürültü ve koda dalgasının Δt 2 sn. uzunlukları seçilerek genlik spektrumları hesaplanmıştır (Şekil 4).



Şekil 4. Sinyal üzerinde P ve gürültü (G) ile S ve koda (K) dalga fazlarının gösterimi. Burada P dalgası soğurulmasını belirlemek için seçilen 2 sn'lik P dalgası ve gürültü penceresi ile S dalgası soğurulmasını belirlemek için seçilen S dalgası ve koda dalgası penceresi görülmektedir. t_o ise deprem oluş zamanıdır.

Figure 4. The P and noise (G) and S and coda (K) wave phases on the signal. Here, the 2 sec P wave and noise window selected to determine the P wave attenuation and the S wave and coda wave window selected to determine the S wave attenuation are shown. t_o is also the origin time of earthquake.

Bu işlem;

$$\langle Ln\{D^{\gamma} * A_{P,S}(f)/A_{G,C}(f)\}\rangle = a - b * \qquad (1)$$

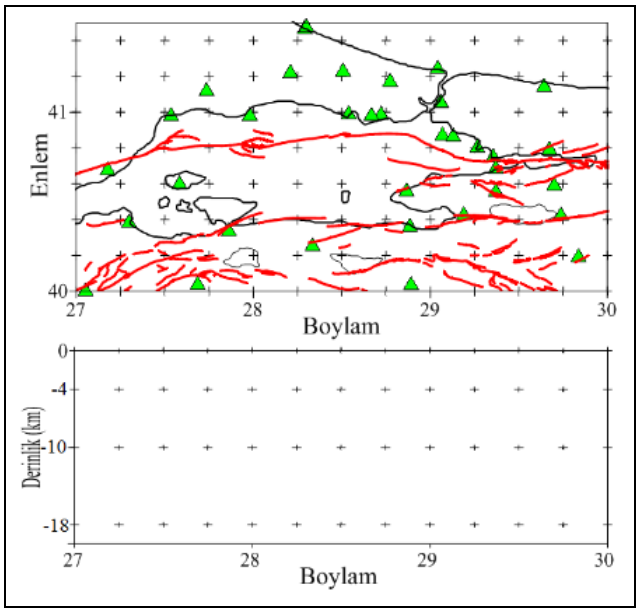
bağıntısı ile ifade edilir. Burada D kaynak-alıcı uzaklığı, γ geometrik yayınım etkisi, *Ap,s(f)* P ve S dalgası spektral genliği ve $A_{G,C}(f)$ gürültü ve koda dalgası spektral genliğidir. Qp,s değerleri,

$$Q_{p,s} = \frac{\pi f}{e_{p,s} v_{p,s}} \qquad (2)$$

bağıntısından hesaplanır. Burada e uzaklığa bağlı azalım oranı (P ve S için), f frekans, v hız değeri (P ve S dalgası)dir.

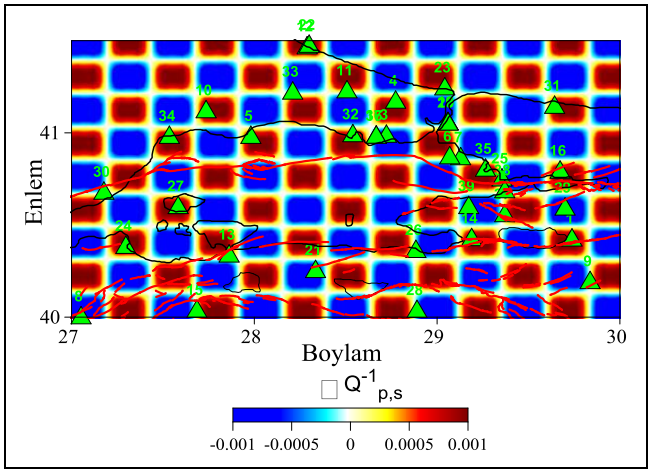
Koda normalizasyon yöntemi yer kabuğundaki soğurulmanın zemin ve aletsel transfer fonksiyonundan bağımsız olarak hesaplanması yaygın olarak kullanılmaktadır [30],[32],[33],[78].

Üç boyutlu P ve S dalga soğurulmasını belirlemede başlangıç dama tahtası modeli tanımlanırken, inceleme alanı hücrelere bölünmüş ve her bir hücredeki hız dağılımı tanımlanmıştır (Şekil 5 ve 6).



Şekil 5. Yatay (üsste) ve düşey (altta) yönlerde grid aralıklarının konumu. Grid aralıkları yatay yönde 0.25°x0.2° ve düşey yönde ise 0,-4, -10 ve -18 km derinliklerindedir.

Figure 5. The location of grid spacing in horizontal (top) and vertical (bottom) directions. Grid intervals are 0.25 ° x0.2 ° in horizontal direction and 0, -4, -10 and - 18 km depth in vertical direction.



Şekil 6. P- dalga soğurulması (ΔQ_p^{-1} ve ΔQ_s^{-1}) için dama tahtası çözünürlük modeli.

Figure 6. The checkerboard resolution test model for P and S-wave attenuation (ΔQ_p^{-1} and ΔQ_s^{-1}).

Soğurulma yapısı tanımlanırken, inceleme alanındaki yaklaşık hız değişimleri dikkate alınarak başlangıç hız modeli olarak [79] tarafından önerilen Tablo 2'de verilen hız değerleri kullanılmıştır ve Vp/Vs oranı 1.73 olarak alınmıştır.

Tablo 2. ΔQ_p^{-1} ve ΔQ_s^{-1} değerlerinin belirlenmesinde kullanılan başlangıç hız modeli [79].

Table 2. Initial velocity model used to determine ΔQ_p^{-1} and ΔQ_s^{-1} values.

Derinlik (km)	Vp (km/sn.)	Vs (km/sn.)
0	4.50	2.60
5.4	5.91	3.42
31.6	7.80	4.51
89.0	8.30	4.80

Del Pezzo ve diğ. (2006) [77] modeli ile KAFZ'nda P ve S dalgası soğurulması her bir dalga güzergâhı boyunca belli derinlikler için hesaplanmıştır. Bunun için kullanılan enerji azalım bağıntısı;

$$\frac{E_{ij}(f,r)}{E^C(f,t)} r_{ij}^2 = \frac{1}{P(f,tc)} exp\left[-2\pi f \int \frac{dl}{v(l) Q_T^{ij}(l)}\right] \quad (3)$$

ile verilir. Her iki tarafın logaritması alınarak doğrusal integral uygulaması ile;

$$d_k^C = \frac{1}{2\pi f} \ln\left(\frac{1}{P(f,tc)}\right) - \sum_{b=1}^{N-hücre} l_{kb}\, S_b Q_b^{-1} \quad (4)$$

bağıntısı elde edilir. Burada d_k^C değeri ışın uzunluğu için belirlenmiş P ile koda arasındaki spektral oranının logaritmasını verir ve verilen metrik aralık için gridlenir. Gridlenen N hücreleri, ışın tarafından geçilen blokların toplam sayısıdır. l_{kb}, Sb ve kalite faktör Q ile karakterize edilen b bloğunu kesiştiren k'ıncı dalga güzergâhı uzunluğudur. Bu bağıntıda k deprem odağı ile istasyon arasındaki dalga yolunu ifade eder. Bağıntı (4) Q_b^{-1} 'i, tüm alan için ortalama kalite faktörüne eşit olduğunu varsaydığımız ortalama Q_b^{-1}' ye ayırarak, tüm bölge için her bir grid aralığındaki b bloku için Q_P^{-1} ve Q_S^{-1} değerleri belirlenmiştir. Burada Q_P^{-1} ve Q_S^{-1} değerleri belirli bir frekans değeri için hesaplanmaktadır. Bu çalışmada frekans aralığı 12-24 Hz seçilmiş olup, merkez frekans değeri 18 Hz olarak alınmıştır. Sonuç olarak;

$$d_k^G = \sum_{b=1}^{N-hücre} l_{kb}\, S_b \delta Q_b^{-1} \quad (5)$$

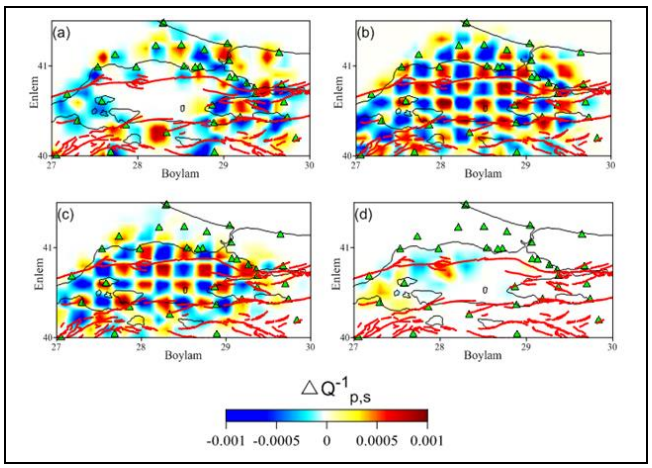
dir. Buradan;

$$d_k^G = \frac{1}{2\pi f} \ln\left(\frac{1}{P(f,tc)}\right) - d_k^C - Q_{P,S}^{-1} \sum_{b=1}^{N-hücre} l_{kb}\, S_b \quad (6)$$

Bağıntısı elde edilir (De Siena vd. 2009). Bağıntı (6)'ten $Q_{P,S}^{-1}$ değeri çekilerek her bir b bloku için Q_P^{-1} ve Q_S^{-1} hesaplanmıştır. Koda Normalizasyon Yöntemi ile P ve S-dalgasının koda dalgasına spektral genlik oranları, depremlerin deprem istasyonuna olan uzaklığın fonksiyonu olarak görüntülenip, genlik oranının azalımından soğurulma parametresi hesaplanmaktadır [30],[77]. En son aşamada, bölgeler için ortalama ΔQ_p^{-1} ve ΔQ_s^{-1}dalga soğurulma parametresi tanımlanırken, koda ve P dalga genlik değerleri, birlikte kullanılmıştır. P dalgası genliklerinin Koda dalgası genliğine ayrı ayrı oranlamak suretiyle KAFZ boyunca sismik soğrulma özellikleri alansal olarak belirlenmiştir. Bu sayede kabuk içerisindeki süreksizlikler ve tektonik yapıların devamlılığı tespit edilmiştir.

4 Bulgular

KAFZ üzerinde P ve S dalgası soğurulma yapısını belirlemede çözünürlüğü ortaya koymak için dama tahtası testi uygulanmıştır (Şekil 6). Başlangıçta dama tahtası çözünürlük modeli oluşturulmuş ve Tablo 2'de verilen hız modeline göre çözünürlük testleri uygulanmıştır (Şekil 7).

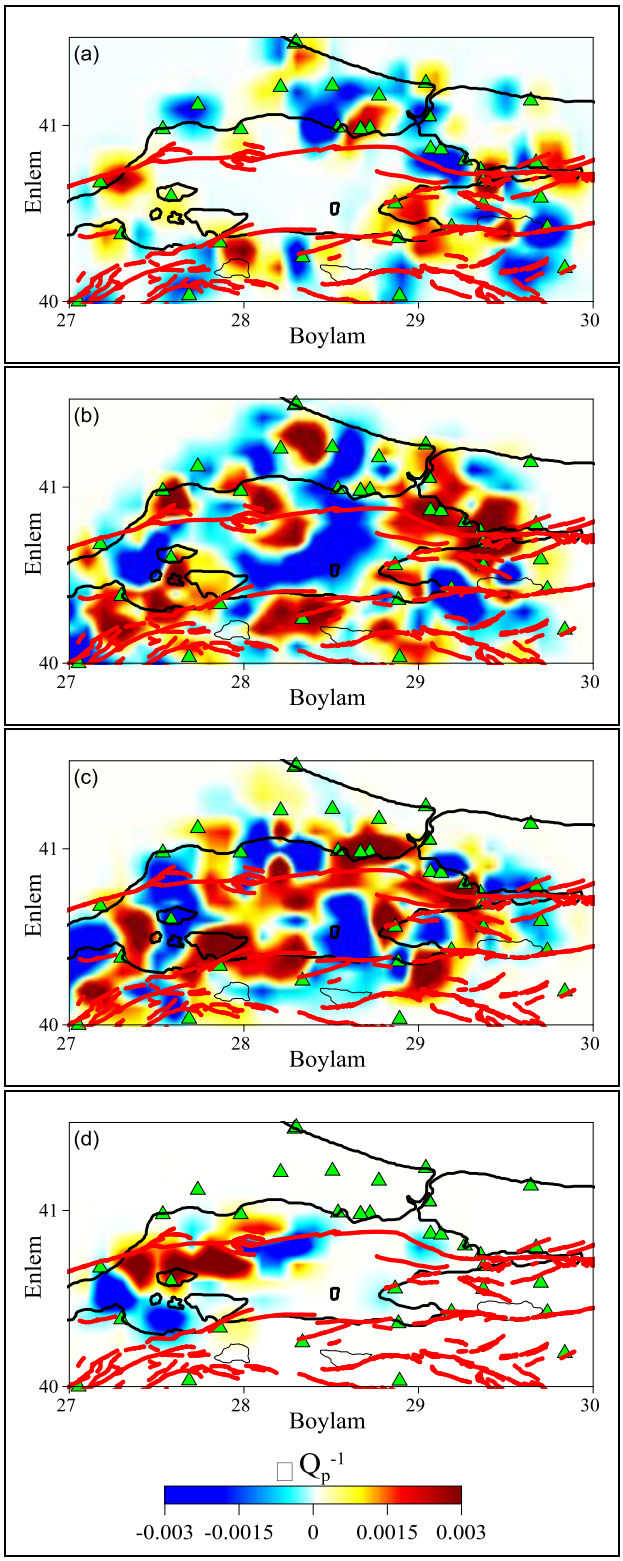


Şekil 7(a): 0 km, (b): 4 km, (c): 10 km ve (d): 18 km derinliklerindeki P ve S Dalgası soğurulması (ΔQ_p^{-1} ve ΔQ_s^{-1}) dama tahtası testi sonuçları.

Figure 7. The results of P and S Wave attenuation (ΔQ_p^{-1} and ΔQ_s^{-1}) checkerboard test at depths of (a): 0 km, (b): 4 km, (c): 10 km and (d): 18 km.

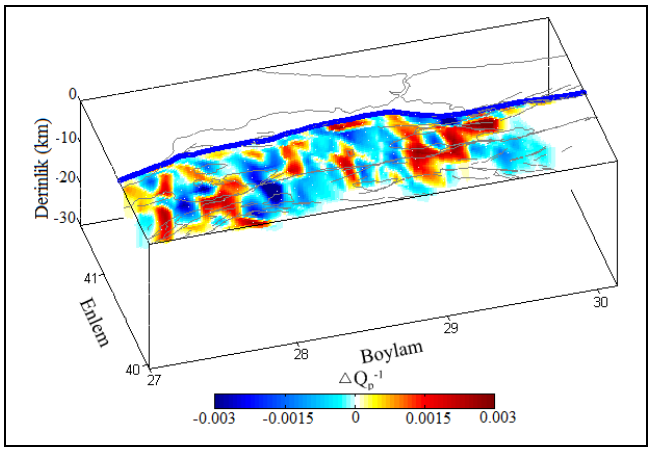
Ters çözüm öncesi matris için uygulanan parametreler istasyon ve deprem dağılımına, incelenen bölgeye ve ışın sayısına göre belirlenmiştir. Bu nedenle, sentetik testler aşamasında her çalışma sahasına özel parametrelendirme yapılır ve sonuçlar üzerindeki etkileri araştırılır. Dama tahtası testinde çalışma alanı belirli boyutlarda kare/dikdörtgen prizmalara bölünür (Şekil 5). Bu prizmaların her birine negatif/pozitif ya da düşük/yüksek soğurulma değerleri atanır. Daha sonra faz okuma hataları dikkate alınarak sentetik seyahat zamanlarına gürültü eklenir ve ters çözüm sonucunda bu prizmaların sentetik olarak tekrar elde edilip/edilemeyeceği kontrol edilir. Sentetik seyahat zamanlarının ürettiği sismik model bilinmiyormuş gibi düşünülmüş ve yeni bir başlangıç modeli kullanılarak ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir. Bu şekilde, başlangıçta kullanılan dama tahtası modeli elde edilmeye çalışılmıştır. Eğer istenilen çözünürlük elde edilemez ise, kare/dikdörtgen prizmanın boyutları değiştirilerek test tekrarlanır [80]. Bu çalışmada P ve S dalgası için prizma boyutları $0.25^o * 0.2^o$ olacak şekilde, ΔQ_p^{-1} ve ΔQ_s^{-1} değerleri için genlikler ±0.001 olarak tasarlanmıştır (Şekil 7). Bu çözünürlük modelinin, P ve S dalga soğurulma için dört farklı derinlikte (0, 4, 10 ve 18 km) uyumlu olduğu görülmüştür. Dama tahtası sonuçlarına göre istasyon sayısının az ve deprem sayısının seyrek, ayrıca derine doğru deprem yoğunluğunun azlığından ışın sayısındaki azalma durumunda çözünürlük düşmektedir.

Marmara Bölgesinde KAFZ içinde bulunduğu 27-30 D ve 40-41.5 K koordinatlar arasında oluşan yerel depremlerin P ve S dalgalarının varış zamanlarına ters çözüm tekniği uygulanarak, bölgede üç boyutlu ve KAFZ boyunca P ve S dalgası soğurulma yapısı belirlenmiştir (Şekil 8 ve 9).



Şekil 8. P dalgası soğurulma (ΔQ_p^{-1}) değerlerinin (a): 0, (b): 4, (c): 10 ve (d): 18 km derinliklerde alansal olarak dağılımı ve tektonik yapı ile ilişkisi.

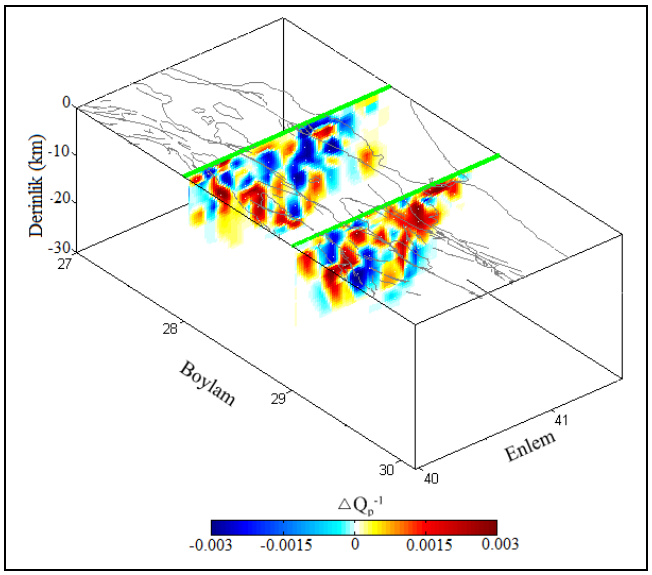
Figure 8. The distribution of P wave attenuation (ΔQ_p^{-1}) values at (a): 0, (b): 4, (c): 10 and (d): 18 km depths and their relationship with tectonic structure.



Şekil 9. KAFZ kuzey kolu boyunca P dalgası soğurulması (ΔQ_p^{-1}) değişiminin üç boyutlu görünümü.

Figure 9. 3-D view of the P wave attenuation (ΔQ_p^{-1}) change along the NAFZ north line.

ΔQ_p^{-1} ve ΔQ_s^{-1} değerleri yüzeye yakın kısımlarda alansal olarak dağılım göstermekle birlikte, inceleme alanındaki faylara bağlı değişim gösterdiği dikkati çekmektedir. Fay düzlemlerine bağlı olarak değişim beşinci kilometreden itibaren başlamakta ve soğurulma 22 km derinliğe kadar devam etmektedir. Heterojenite ile değişen frekans bağımlılık derecesi (η) Marmara Denizi ve çevresinde teknonizmaya bağlı değişim göstermektedir. Bölgede faylanmanın yoğun olduğu, bu durumun derine doğru devam ettiği gözlemlenmiş ve soğurulmanın derine doğru tektonizmaya göre şekillendiği tespit edilmiştir (Şekil 10).



Şekil 10. KAFZ kuzey koluna dik doğrultuda P dalgası soğurulması (ΔQ_p^{-1}) değişiminin üç boyutlu görünümü.

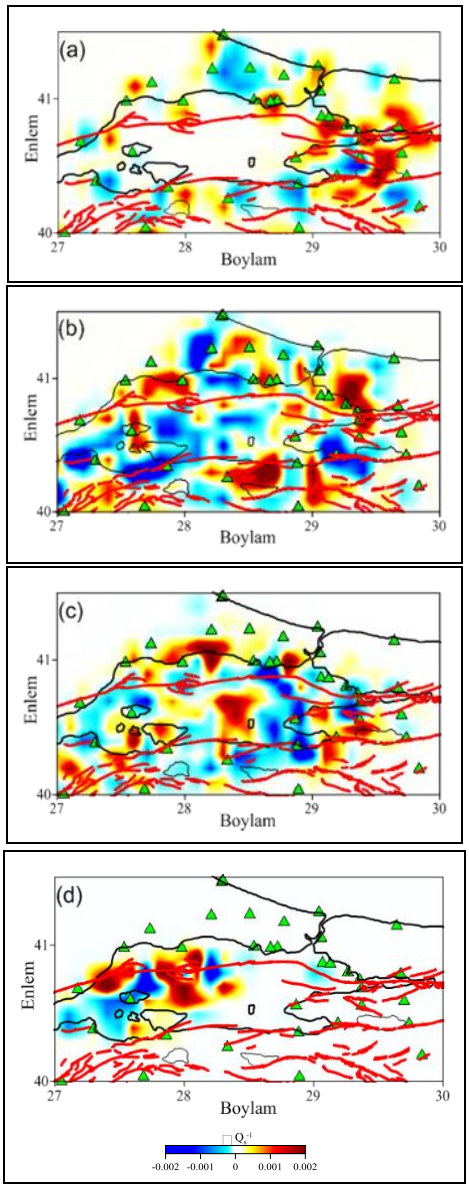
Figure 10. 3-D view of the P wave attenuation (ΔQ_p^{-1}) change perpendicular to the NAFZ north line.

P dalgası yayınımı ortamdaki yoğunluğa bağlı olarak değişim göstermektedir. ΔQ_p^{-1} değerleri ±0.003 olarak tespit edilmiş ve belli bir derinlikten itibaren fay boyunca gözlemlenmiştir (Şekil 8). Elde edilen ΔQ_p^{-1} bölgede soğurulmanın yüksek olduğunu ve derine doğru da soğurulma özelliği devam etmektedir. Yüzeyde (h=0 km) karada geniş bir alanda soğurulma değişimi görülürken, 4 ve 10 km derinliklerde değişim fay segmentlerine göre şekillenmektedir (Şekil 8). 18 km derinlikte ΔQ_p^{-1} değişimi Tekirdağ segmentinin bütününde çok belirgin iken Kumburgaz ve Adalar segmentinde yerel olarak tespit edilmiştir. 4 km derinlikte tüm kollarda P dalgası soğurulma değişimi gözlemlenirken, derine doğru inildikçe güney kolda değişim görülmemektedir. 10 km derinlikte orta kol ve kuzey kolda soğurulma değişimi tespit dilmiştir. 18 km derinlikte ise sadece kuzey kolda değişim gözlenmektedir (Şekil 8). Bu durumda Marmara havzasının kuzey kolda yaklaşık 22 km derinlikte birleştiğini söylenebilir (Şekil 9). Kuzey kol dike yakın bir eğimle derinleşirken, orta ve güney kolun kuzeye eğimli olarak derinleştiği gözlemlenmiştir (Şekil 10). Havzanın Marmara Denizi kuzey kol üzerinde birleştiği Le Pchion ve diğ. (2001) [4] tarafından ileri sürülmüş ancak derinlik verilmemiştir. Bu çalışmada bu birleşmenin 20-22 km'lerde gerçekleştiği tespit edilmiş ve eğim durumu ortaya konulmuştur.

Soğurulmanın segmentler üzerinde yüksek iken geçiş bölgelerinde düştüğü tespit edilmiştir. Bu durum Kumburgaz segmenti ile Tekirdağ segmenti arasında çok net bir biçimde görülmektedir (Şekil 9 ve 10). 26 Eylül 2019 tarihinde Silivri açıklarında meydana gelen 5.7 (Ml) [27] büyüklüğündeki deprem bu iki segment birleşim bölgesinde oluşmuştur. S dalgası yayınımı ortamdaki mukavemet, sıkılık ve dirence bağlı olarak değişim göstermektedir [28]. Marmara Bölgesinde ΔQ_s^{-1} değerleri ±0.002 olarak tespit edilmiştir (Şekil 11).

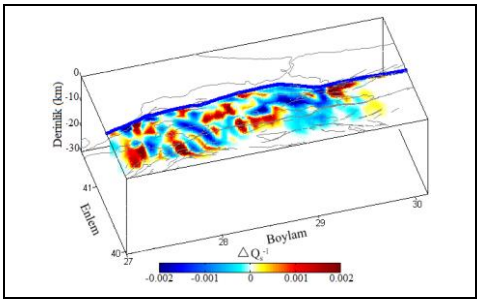
Elde edilen ΔQ_s^{-1} bölgede soğurulmanın yüksek olduğunu ve derine doğru da soğurulma özelliğinin devam ettiğini göstermektedir. Bölgenin karasal alanında yüzeyde (h=0 km) geniş bir alanda soğurulma değişimi yaygın olarak görülmesi denizel ortamın soğurulmaya etkisi çok net görülmektedir. 4 km derinlikte bu etki devam etmektedir. 10 km derinliklerde değişim fay segmentlerine göre şekillenmektedir (Şekil 11). S dalga soğurulması Tekirdağ ve Adalar segmentlerinde yüksek olduğu tespit edilmiştir (Şekil 12). 18 km derinlikte soğurulmanın Tekirdağ ve Kumburgaz segmentlerinde yükselirken Adalar segmentinde azaldığı görülmektedir. S dalgası soğurulması Marmara Adası civarında düştüğü gözlemlenmiştir. S dalga soğurulmasının 18 km derinlikte ise sadece kuzey kolda görülmesi havzanın kuzeye doğru eğimli olduğunu ve yaklaşık 20-22 km'lerde kuzey kolda birleştiğini söylemek mümkündür (Şekil 13).

Marmara bölgesinde frekans bağımlılık derecesi (η) 0.2 ila 1 arasında değiştiği tespit edilmiştir (Şekil 14). η değerinin 0.2 olması ortamın sıkı olduğunu, 1 olması ortamın heterojen olduğunu göstermektedir. Marmara denizinin havza niteliği taşıması ve tektonizmaya göre şekillenmesi η değerinin 1'e yakın olmasına yol açmaktadır. Yüzeyde (h=0 km) sadece karada tespit edilen η, 4 km derinlikte tüm havzayı kapsayacak şeklide, derine doğru havza sınırını gösterir şekilde olduğu tespit edilmiştir. 10 km ve 18 km derinliklerde η değerinin daha dar alanda görülmesi derine doğru havzanın daraldığı ve tabanının kuzey kolda birleştiğini göstermektedir. η değerinin Adalar ve Kumburgaz segmentlerinde en yüksek değerine ulaştığı, Tekirdağ segmentinde ise daha derine intibak ettiği tespit edilmiştir (Şekil 15-16).



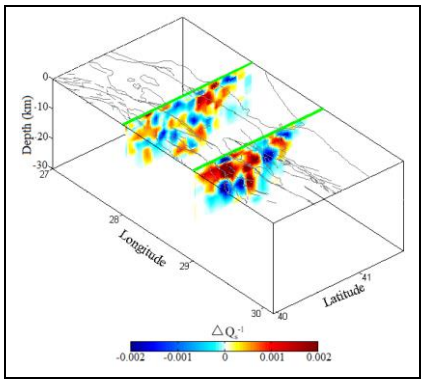
Şekil 11. S dalgası soğurulma (ΔQ_S^{-1}) değerlerinin, (a): 0, (b): 4, (c): 10 ve (d): 18 km derinliklerde alansal olarak dağılımı ve tektonik yapı ile ilişkisi.

Figure 11. The distribution of S wave attenuation (ΔQ_S^{-1}) values at (a): 0, (b): 4, (c): 10 and (d): 18 km depths and their relationship with tectonic structure.



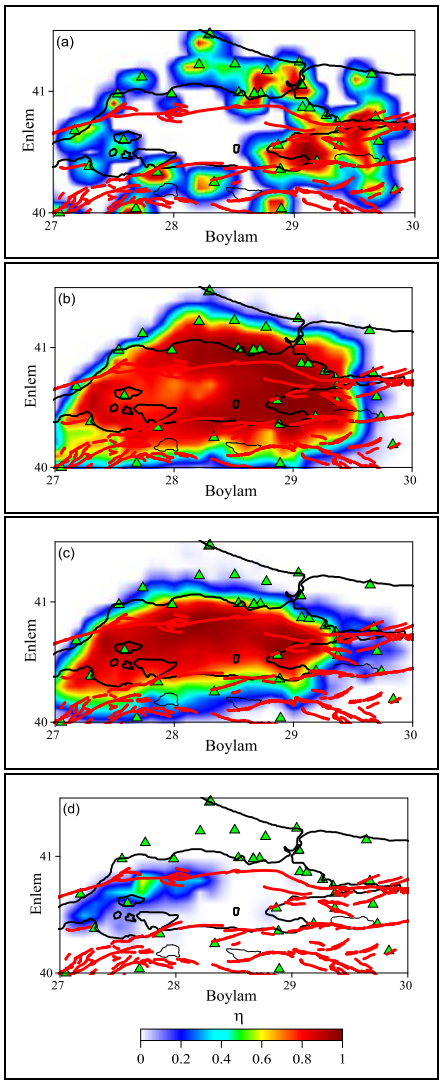
Şekil 12. KAFZ kuzey kolu boyunca S dalgası soğurulması (ΔQ_S^{-1}) değişiminin üç boyutlu görünümü.

Figure 12. 3-D view of the S wave attenuation (ΔQ_S^{-1}) change along the NAFZ north line.



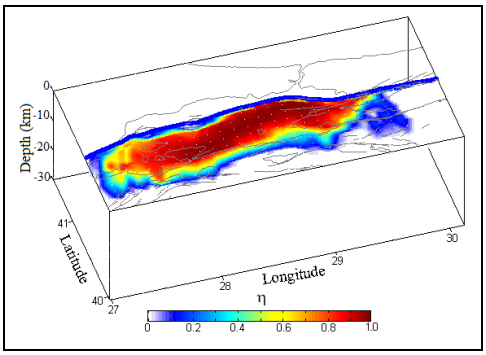
Şekil 13. KAFZ kuzey koluna dik doğrultuda S dalgası soğurulması (ΔQ_S^{-1}) değişiminin üç boyutlu görünümü.

Figure 13. 3-D view of the S wave attenuation (ΔQ_S^{-1}) change perpendicular to the NAFZ north line.



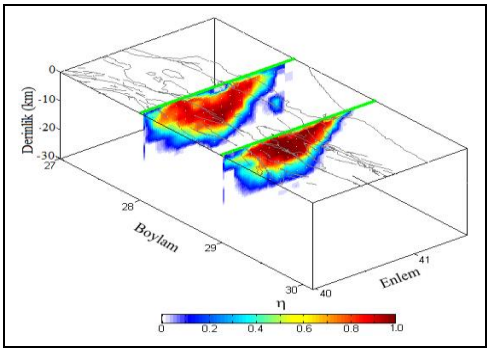
Şekil 14. Marmara Bölgesinde frekans bağımlılık derecesi (η) değerlerinin (a): 0, (b): 4, (c): 10 ve (d): 18 km derinliklerde alansal olarak dağılımı ve tektonik yapı ile ilişkisi.

Figure 14. The variation of frequency-dependency cofficient (η)at (a): 0, (b): 4, (c): 10 and (d): 18 km depths and their relationship with tectonic structure.



Şekil 15. KAFZ kuzey kolu boyunca frekans bağımlılık derecesi (η) değişiminin üç boyutlu görünümü.

Figure 15. 3-D view of the frequency-dependency cofficient (η) change along the NAFZ north line.



Şekil 16. KAFZ kuzey koluna dik doğrultuda frekans bağımlılık derecesi (η) değişiminin üç boyutlu görünümü.

Figure 16. 3-D view of the frequency-dependency cofficient (η) change perpendicular to the NAFZ north line.

KAFZ boyunca ve dik olmak üzere iki ayrı doğrultuda kesit alınarak düşey yönde frekans bağımlılık derecesi (η) düşey yönde değişimleri belirlenmiştir (Şekil 16). KAFZ boyunca meydana gelen derin depremlerin kuzey kol üzerinde üzerinde yoğunlaştığı bilinmektedir. Burada, η'nün 1'e kadar yükselmesi burada sismotektonik aktivitenin yüksek olduğunu ifade etmektedir.

5 Sonuçlar

Bu çalışmada KRDAE'ye bağlı 39 istasyon tarafından kaydedilen 529 yerel depreme ait 6828 P ve S dalgası sinyalleri kullanılarak Marmara bölgesinde ΔQ_p^{-1} ve ΔQ_s^{-1} ile η değerleri hesaplanmıştır. Dama tahtası çözünürlük testi sonuçları, ışın sayısı ve ışın yolu haritaları, elde edilen soğurulma anomalilerinin yaklaşık 18 km derinliğe kadar güvenilir sonuç verdiğini göstermektedir. İstasyon dağlımı soğurulmanın Marmara Denizi içerisinde belirlenmesi açısından yeterli olduğu söylenebilir. Buna göre KAFZ boyunca tüm segmentlerde soğurulma ve frekans bağımlılık değerlerinin genel olarak yüksek olduğu gözlemlenmiştir. KAFZ'nun en derin segmentinin Tekirdağ olduğu, diğer segmentlerin ise daha sığ olduğu tespit edilmiştir. Segmentlerde soğurulma yüksek iken geçişlerde daha düşük olduğu görülmektedir. En son 26 Eylül 2019 tarihinde Silivri açıklarında oluşan 5.7 (Ml) büyüklüğünde depremin Tekirdağ segmenti ile Kumburgaz segmenti geçiş bölgesinde olduğu dikkati çekmektedir. Bölgede en derin depremler Tekirdağ segmenti üzerinde meydana gelmektedir. KAFZ'nun kuzey kolu dike yakın bir eğimle derinde doğru ilerlerken, orta ve güney kolun kuzeye doğru eğimle ilerlediği ve kuzey kolla birleştiği gözlemlenmiştir. Bu durum bölgede daha önce yapılan tektonik çalışmalar sonucu ifade edilmiş, ancak derinlik verilmemişken bu çalışmada birleşmenin konumu ve derinliği net bir şekilde ortaya konulmuştur. Ayrıca Marmara Denizi içerisindeki tektonik yapılar ölçekli olarak ortaya konulmuştur. Frekenas bağımlılık derecesinin yüksek olmasının nedeninin Marmara Denizindeki tektonizmadan kaynaklandığını söylemek mümkündür. Soğrulmanın yüksek olduğu ve bu özelliğin derinde doğru devam ettiği görülmektedir. KAFZ'nun Adalar ve Kumburgaz segmentlerinde frekasn bağımlılık derecesinin en yüksek değer ulaşması bu iki segmentin geçiş bölgesindeki dirsekte alterasyonun yüksek olduğunu göstermektedir. Marmara Denizi içerisinde gerilmelere bağlı olarak şekillenen tektonizmanın etkisi KAFZ'nun çevresine etki ettiğini, diğer bir deyişle havza dışında da etkisini gösterdiği söylenebilir. Bu durum hemen hemen tüm derinliklerde açıkça görülmektedir. Soğurulma ve frekans bağımlılık derecesinin yüksek olması bölgede heterojenitenin yüksek olduğu ve denizel ortamın S dalgası soğurulmasında sığ derinliklerde ortam üzerindeki etkisini göstermektedir.

Çalışma bölgesinde biri KAFZ'nun kuzey kolu boyunca ve ikisi K-G doğrultusunda üç ayrı kesit alınmış, bunların kesişim noktalarında birbirlerine ve ΔQ_p^{-1}, ΔQ_s^{-1} ve η değişim haritalarına olan uyumluluğu gözlenmiştir. Bu çalışma sonucunda KAFZ boyunca ΔQ_p^{-1}, ΔQ_s^{-1} ve η değerlerinin sismojenik sınırlara göre değişim gösterdiği gözlemlenmektedir. Yüksek ΔQ_p^{-1}, ΔQ_s^{-1} ve yüksek η derinlikle ortamın heterojenitesini kaybetmediğini ve soğurulmayı arttıran karmaşık bir yapının var olduğuna işaret etmektedir.

Bu çalışmada kullanılan veriler 2012'den 2020 yılı Nisan ayının sonuna kadar olan süreyi kapsamaktadır. Mevcut veriler üzerine yeni verileri eklemlenmek ve ilave jeofizik yöntemler uygulamak suretiyle KAFZ üzerinde hangi segmentte gerilme birikimin değişimi takip edilebilir. Bölgenin ülkemiz açısından önemi göz önüne alındığında, KAFZ'nun yakın gelecekteki deprem davranışının bilinmesi, deprem zararlarının azaltılması için hayati öneme sahiptir.

6 Conclusions

In this study, the values of ΔQ_p^{-1}, ΔQ_s^{-1} ve η were calculated by using 6828 P and S wave signals of 529 local earthquakes recorded by 38 stations operated by KOERI in the Marmara region. The results of checker board resolution test, ray path number and ray path maps show that the resulting attenuation anomalies give reliable results to a depth of about 25 km. It can be said that the distribution of stations is sufficient to determine attenuation in the Marmara Sea. Accordingly, it was observed that attenuation and frequency dependency values were generally high in all segments throughout the NAFZ. It is determined that the Tekirdağ segment is deepest and the other segments are shallower along the NAFZ. It is seen that the attenuation is high on the segments while it is lower in transitions parts. The last earthquake magnituded 5.7 (Ml) occurred in the transition region of Tekirdağ segment and Kumburgaz segment on September 26, 2019 off Silivri. The deepest earthquakes occur on the Tekirdağ segment in the region. It is observed that while the northern line of the KAFZ proceeds deeply with a slope close to the vertical, the middle and southern lines progress with the slope towards the north and closed with the northern line. This structure was expressed as a result of the tectonic studies in the region before, but the

depth and the depth of the merger are clearly determined in this study. Additionally, the tectonic structures are revealed as scaled in the Marmara Sea. It is possible to say that the reason for the high frequency of dependency caused by tectonism in the Marmara Sea. It is seen that the attenuation is high and this feature continues deeply part. The highest degree of frequency dependency in the KAFZ's Islands and Kumburgaz segments indicates that the alteration of the elbow in the transition region of these two segments is high. It can be said that the effect of tectonism shaped due to stresses in the Marmara Sea affects the vicinity of KAFZ, in other words, it shows its effect outside the basin. This situation is seen at almost all depths. The high degree of attenuation and frequency dependence indicates the high heterogeneity in the region and the effect of the marine condition on the shallower crust depths in S wave attenuation.

Three separate sections are taken as one along the northern line of KAFZ and two in the direction of N-S, and the compatibility of the sections with each other and the ΔQ_p^{-1}, ΔQ_s^{-1} and η interchange maps are observed at the intersection points of the sections. As a result of this study, it is observed that the ΔQ_p^{-1}, ΔQ_s^{-1} and η values change according to seismogenic border throughout the NAFZ. High the ΔQ_p^{-1}, ΔQ_s^{-1} and η in depths indicate that the crust does not lose heterogeneity and a complex structure is present that increases attenuation.

The data used in this study include the period from 2012 until the end of the second month of 2020. By adding new data on existing data and applying additional geophysical methods, the stress change on the NAFZ can be followed. Given the importance of the region for our country, knowing the near future earthquake behavior of KAFZ is vital for reducing earthquake damages.

7 Teşekkür

Yazar şekillerin hazırlanmasında kullanılan GMT (Generic Mapping Tools) programını hazırlayan Wessel ve Smith (1998)'e, programın kullanılmasında katkılarından dolayı Prof. Dr. Orhan Dede POLAT'a (DEÜ, Jeofizik Mühendisliği Bölümü), soğurulma yapısının belirlenmesinde kullanılan MuRATv. 2 Hazırlayan: Dr. Luca De SİENA'ya ve makalenin geliştirilmesindeki katkılarından dolayı Öğretim Görevlisi Ayşe İREN'e teşekkürlerini sunar.

8 Yazar katkı beyanı

Gerçekleştirilen çalışmada Yazar Şakir ŞAHİN fikrin oluşması, tasarımın yapılması ve literatür taraması, elde edilen sonuçların değerlendirilmesi, kullanılan malzemelerin temin edilmesi ve sonuçların incelenmesi, yazım denetimi ve içerik açısından makalenin kontrol edilmesi başlıklarında katkı sunmuştur.

9 Etik kurul onayı ve çıkar çatışması beyanı

"Hazırlanan makalede etik kurul izni alınmasına gerek yoktur"
"Hazırlanan makalede herhangi bir kişi/kurum ile çıkar çatışması bulunmamaktadır".

10 Kaynaklar

[1] Allen M, Jackson J, Walker R. "Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates". *Tectonics*, 23, 1-16, 2004.

[2] McKenzie DP. "Active tectonics of the mediterranean region". *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 30(2), 109-185, 1972.

[3] Sengör AC, Tüysüz O, Imren C, Sakınç M, Eyidoğan H, Görür N, Le Pichon X, Rangin C. "The North Anatolian fault: a new look". *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 37-112, 2005.

[4] Le Pichon X, Şengör, AMC, Demirbağ E, Rangin C, İmren C, Armijo R, Görür N, Cağatay N, Mercier de Lepinay B, Meyer B, Saatcılar R, Tok B. "The active Main Marmara fault". *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 595-616, 2001.

[5] Le Pichon X, Chamot-Rooke N, Rangin C, Şengör AC. "The North Anatolian fault in the sea of Marmara". *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108(B4), 1-20, 2003.

[6] Ambraseys N. "The seismic activity of the Marmara Sea region over the last 2000 years". *Bulletin of the Seismological Sociaty of America*, 92, 1-18, 2002.

[7] Barka A, Altunel E, Sunal G, Cakır Z, Dikbaş A, Yerli B, Armijo R, Meyer B, de Chabalier JB, Rockwell JR, Dolan JR, Hartleb R, Dawson T, Christofferson S, Tucker A, Fumal T, Langridge R, Stenner H, Lettis W, Bachhubber J, Page W. "The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 İzmit earthquake (M 7.4), North Anatolian Fault". *Bulletin of the Seismological Sociaty of America*, 92, 43-60, 2002.

[8] Parsons T. "Recalculated probability of M≥7 earthquakes beneath the Sea of Marmara, Turkey". *Journal of Geophysical Research*, 109(B5), 1-21, 2004.

[9] Janssen C, Bohnhoff M, Vapnik Y, Görgün E, Bulut F, Plessen B, Pohl D, Aktar M, Okay AI, Dresen G. "Tectonic evolution of the Ganos segment of the North Anatolian Fault (NW Turkey)". *Journal of Structural Geology*, 31, 11-28, 2009.

[10] Murru M, Akinci A, Falcone G, Pucci S, Console R, Parsons T. "M-7 earthquake rupture forecast and time-dependent probability for the Sea of Marmara region, Turkey". *Journal of Geophysical Research-Solid Earth,* 121, 2679-2707, 2016.

[11] Bohnhoff M, Bulut F, Dresen G, Malin PE, Eken T, Aktar, M. "An earthquake gap south of Istanbul". *Nature Communications*, 4(1), 1-6, 2013.

[12] Bohnhoff M, Martínez-Garzón P, Bulut F, Stierle E, Ben-Zion Y. "Maximum earthquake magnitudes along different sections of the North Anatolian fault zone". *Tectonophysics*, 674, 147-165, 2016.

[13] Bohnhoff M, Ickrath M, Dresen G. "Seismicity distribution in conjunction with spatiotemporal variations of coseismic slip and postseismic creep along the combined 1999 Izmit-Düzce rupture". *Tectonophysics*, 686, 132-145, 2016.

[14] Bohnhoff M, Wollin C, Domigall D, Küperkoch L, Martínez-Garzón P, Kwiatek G, Dresen G, Malin PE. "Repeating Marmara Sea earthquakes: indication for fault creep". *Geophysical Journal International*, 210, 332-339, 2017.

[15] Ambraseys NN. "Some characteristic features of the Anatolian fault zone". *Tectonophysics*, 9, 143-165, 1970.

[16] Barka A. "Slip distribution along the North Anatolian fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967". *Bulletin of the Seismological Sociaty of America*, 86(5), 1238-1254, 1996.

[17] Stein RS, Barka AA, Dieterich JH. "Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering", *Geophysical Journal International*, 128 (3), 594-604, 1997.

[18] Armijo R, Meyer B, Hubert, A, Barka A. "Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics". *Geology*, 27, 267-270, 1999.
[19] İstanbul Büyükşehir Belediyesi, Deprem ve zemin İnceleme Müdürlüğü. "İstanbul Olası Deprem Kayıp Tahminleri Raporu". İstanbul, Türkiye, 1, 2009.
[20] Pınar A, Çoşkun Z, Mert A. "Frictional strength of North Anatolian fault in eastern Marmara region". *Earth Palnet Sapace*, 68(62), 1-17, 2016.
[21] Utkucu M, Budakoğlu E, Durmuş H. "Marmara Bölgesinde (KB) depremsellik ve deprem tehlikesi üzerine bir tartışma". *Yerbilimleri,* 32(3), 187-212, 2011.
[22] Akıncı A, Aochi H, Herrero A, Pschiutta M, Karanikas D. "Physics-Based broadband ground-motion simulations for probable Mw ≥7:0 earthquakes in the Marmara Sea Region (Turkey)". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(3), 1-17, 2017.
[23] Le Pichon X, Şengör AC, Kende J, İmren C, Henry P, Grall C, Karabulut H. "Propagation of a strike-slip plate boundary within an extensional environment: the westward propagation of the North Anatolian Fault". *Canadian Journal of Earth Sciences*, 53, 1416-1439, 2015.
[24] Şeşetyan K, Demircioğlu-Tümsa MN, Akıncı A. "Evaluation of the seismic hazard in the Marmara Region (Turkey) based on updated databases". *Geosciences*, 9, 2-35, 2019.
[25] Lange D, Kopp H, Royer J, Henry P, Çakir Z, Petersen F, Sakic P, Ballu V, Bialas J, Özeren MS, Ergintav S, Géli L". Interseismic strain build-up on the submarine North Anatolian Fault offshore Istanbul". *Nature Communications*, 10, 1-9, 2019.
[26] Hirn A, Singh S, Saatçılar R, Laigle M, de Voog, B, Taymaz T, Özalaybey S, Çetin S, Bécel A, Vigner A, Carton H, Shimamura H, Lépine JC, Sapin M, Charvis P, Karabulut H. "Elements of Structure at Crustal Scale Under the Sea of Marmara From Multichannel Seismics of the SEISMARMARA Survey". *Workshop on the North Anatolian and East Anatolian and Dead Sea Fault Systems*, *ODTU*, Ankara, Türkiye, 31 Ağustos-12 Eylül, 2003.
[27] T.C. Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü. "Dataset/Seismic Network". http://www.koeri.boun.edu.tr (30.01.2020).
[28] Aki K, Chouet B. "Origin of coda wave: source, attenuation and scattering effects". *Journal of Geophysical Research*, 80(21), 3322-3342, 1975.
[29] Sato H. "Energy propagation including scattering effects single isotropic scattering approximation". *Journal of Geophysical Research*, 25, 27-41, 1977.
[30] Aki K. "Scattering and attenuation of shear waves in the litosphere". *Journal of Geophysical Research*, 85, 6496-6504, 1980.
[31] Pulli JJ. "Attenuation of coda waves in New England". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(4), 1149 1166, 1984.
[32] Sato H, Fehler MC. *Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogenous Earth*. 2nd ed. New York, USA, Springer-Verlag 1998.
[33] Aydın U, Şahin Ş, Kalkan E, Yarbaşı N, Aksoy G. "Kemaliye çevresinde Pg, Sg soğurulması ve yeni magnitüd fomülü". *Sakarya Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 16(1), 13-23. 2012.
[34] Faccenna C, Bellier O, Martinod J, Piromallo C, Regard V. "Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault". *Earth and Planetary Science Letters*, 242, 85-97, 2006.
[35] Jolivet L, Faccenna C, Huet B, Labrousse L, Le Pourhiet L, Lacombe O, Lecomte E, Burov E, Denèle Y, Brun JP, Philippon M. "Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat". *Tectonophysics*, 597, 1-33, 2013.
[36] Barka AA, Hancock PL. "Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards arc of the North Anatolian faultzone". *Geological Society London Special Publications*, 17, 763-774, 1984.
[37] Barka A, Reilinger R. "Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data". *Annales of Geophysics*, 40(3), 587-610, 1997.
[38] Pucci S, Pantosti D, Barchi MR, Palyvos N. "A complex seismogenic shear zone: The Düzce segment of North Anatolian Fault (Turkey)". *Earth and Planetary Science Letters*, 262, 185-203, 2007.
[39] Yildirim C, Schildgen TF, Echtler H, Melnick D, Strecker MR. "Late Neogene and active orogenic uplift in the Central Pontides associated with the North Anatolian Fault: Implications for the northern margin of the Central Anatolian Plateau, Turkey". *Tectonics*, 30 (5), 1-24, 2011.
[40] Yildirim C, Melnick D, Ballato P, Schildgen TF, Echtler H, Ergina, AE, Kıyak NG, Strecker MR. "Differential uplift along the northern margin of the Central Anatolian Plateau: inferences from marine terraces". *Quaternary Science Reviews*, 81, 12-28, 2013.
[41] Selim H, Tüysüz O. "The Bursa-Gönen Depression, NW Turkey: a complex basin developed on the North Anatolian Fault". *Geological Magazine,* 150(5), 801-821, 2013.
[42] Ketin I. "Kuzey anadolu fayı hakkında". *Bulletin of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 76, 1-25, 1969.
[43] Yildirim C, Tüysüz O. "Estimation of the long-term slip, surface uplift and block rotation along the northern strand of the North Anatolian Fault Zone: Inferences from geomorphology of the Almacık Block". *Geomorphology*, 297, 55-68, 2017.
[44] Armijo R, Meyer B, Navarro S, King G, Barka A. "Asymetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propogation processes of the North Anatolian Fault?". *Terra Nova*, 14, 80-86, 2002.
[45] Barka A, Kadinsky-Cade K. "Strikeslip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity". *Tectonics*, 7, 663-684, 1988.
[46] Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü. "Türkiye Diri Fay Haritası". Ankara, Türkiye, 30, 2013.
[47] Yaltırak C, Alpar B. "Evolution of the middle strand of North Anatolian Fault and shallow seismic investigation of the southeastern Marmara Sea (Gemlik Bay)". *Marine Geology,* 190, 307-327, 2002.
[48] Kurtuluş C, Canbay MM. "Tracing the middle strand of the North Anatolian Fault Zone through the southern Sea of Marmara based on seismic reflection studies". *Geo-Marine Letters*, 27, 27-40, 2007.

[49] Laigle M, Becel A, Voogd B, Hirn A, Taymaz T, Özalaybey S. "Members of Seismarmara Leg1 Team, 2008. A first deep seismic survey in the Sea of Marmara: Deep basins and whole crust architecture and evolution". *Earth and Panetary Science Letters*, 270, 168-179, 2008.

[50] Bécel A, Laigle M, de Voogd B, Hirn A, Taymaz, T, Galvé A, Shimamura H, Murai Y, Lépine JC, Sapin M, Özalaybey S. "Moho, crustal architecture and deep deformation under the North Marmara Trough, from the SEISMARMARA Leg 1 offshore-onshore reflection-refraction survey". *Tectonophysics*, 467, 1-21, 2009.

[51] Parke JR, White RS, McKenzie D, Minshull TA, Bull JM, Kuşçu İ, Görür N, Şengör AC. "Interaction between faulting and sedimentation in the Sea of Marmara, western Turkey". *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 107 (B11), 1-20, 2002.

[52] Carton H, Singh SC, Hirn A, Bazin S, De Voogd B, Vigner A, Ricolleau A, Cetin S, Oçakoğlu N, Karakoç F, Sevilgen V. "Seismic imaging of the three dimensional architecture of the Çınarcık basin along the North Anatolian fault". *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 112 (B6), 1-17, 2007.

[53] Bayrakci G, Laigle M, Bécel A, Hirn A, Taymaz T, Yolsal Çevikbilen S, Team S. "3-D sediment-basement tomography of the Northern Marmara trough by a dense OBS network at the nodes of a grid of controlled source profiles along the North Anatolian fault". *Geophysical Journal International*, 194, 1335-1357, 2013.

[54] Papazachos BC, Papazachou CB. *The Earthquakes of Greece.* 1st ed. Thessaloniki, Grece, Ziti Publication, 1997.

[55] Ambraseys NN. "The seismic activity of the Marmara Sea Region over the last 2000 years". *Bulletin of the Seismological Society of America,* 92, 1-18, 2002.

[56] Ikeda Y, Suzuki Y, Herece E, Şaroğlu F, Işıkara AM, Honkura Y. "Geological evidence for the last two faulting events on the North Anatolian fault zone in the Mudurnu valley, western Turkey". *Tectonophysics*, 193, 335-345, 1991.

[57] Rockwell T, Barka A, Dawson T, Akyuz S, Thorup K. "Paleoseismology of the Gazikoy-Saros segment of the North Anatolian fault Northwestern Turkey: Comparison of the historical and paleoseismic records, implications of regional seismic hazard, and models of earthquake recurrence". *Journal of Seismology*, 5, 443-448, 2001.

[58] Klinger Y, Sieh K, Altunel E, Akoglu A, Barka A, Dawson T, Gonzalez T, Meltzner A, Rockwell T. "Paleoseismic evidence of characteristic slip on the western segment of the North Anatolian Fault". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 2317-2332, 2003.

[59] Palyvos N, Pantosti D, Zabci C, D'Addezio G. "Paleoseismological evidence of recent earthquakes on the 1967 Mudurnu Valley Earthquake segment of the North Anatolian Fault Zone". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(5), 1646-1661, 2007.

[60] Kurcer A, Chatzipetros A, Tutkun SZ, Pavlides S, Ateş O, Valkaniotis S. "The Yenice-Gonen active fault (NW Turkey): Active tectonics and paleoseismology". *Tectonophysics*, 453, 263-175, 2008.

[61] Ozaksoy V, Emre O, Yıldırım C, Doğan A, Ozalp S, Tokay F. "Sedimentary record of late Holocene seismicity and uplift of Hersek restraining bend along the North Anatolian Fault in the Gulf of İzmit". *Tectonophysics*, 487, 33-45, 2010.

[62] McHugh CM, Seeber L, Cormier MH, Dutton J, Cagatay N, Polonia A, Gorur N. "Submarine earthquake geology along the North Anatolia Fault in the Marmara Sea, Turkey: a model for transform basin sedimentation". *Earth and Planetary Science Letters*, 248(3-4), 661-684, 2006.

[63] Leroy SSG, Schwab MJ, Costa PJM. "Seismic influence on the last 1500-year infill history of Lake Sapanca (North Anatolian Fault, NW Turkey)". *Tectonophysics*, 486, 15-27, 2010.

[64] Altınok Y, Alpar B, Yaltırak C. "Sarkoy-Murefte 1912 Earthquake's Tsunami, extension of the associated faulting in the Marmara Sea, Turkey". *Journal of Seismology*, 7, 329-346, 2003.

[65] Ambraseys NN. "Seismic sea-waves in the Marmara Sea region during the last 20 centuries". *Journal of Seismology*, 6, 571-578, 2002.

[66] Yalcıner AC, Alpar B, Altinok Y, Ozbay I, Imamura F. "Tsunamis in the Sea of Marmara: Historical documents for the past, models for the future". *Marine Geology*, 190, 445-463, 2002.

[67] Afyoncu E. "İstanbul'u 510 Yıl Önce Yıkan Küçük Kıyamet". https://www.sabah.com.tr/yazarlar/erhan-afyoncu/2019/08/18/istanbulu-510-yil-once-yikan-kucuk-kiyamet (01.07.2020).

[68] Kalafat D, Kekovalı K, Güneş Y, Yılmazer M, Kara M, Deniz P, Berberoğlu M. "Türkiye ve Çevresi Faylanma- Kaynak Parametreleri (MT) Kataloğu (1938- 2008)): A Cataloque of Source Parameters of Moderate and Strong Earthquakes for Turkey and its Surrounding Area (1938-2008)". Boğaziçi Üniversitesi Yayınları, İstanbul, Türkiye, 1026, 2009.

[69] Kalafat D. "Turkiye Deprem Kataloğunun İstatistik Acıdan Değerledirilmesi: Ornek Calışma-Statistical Evaluation of Turkey earthquake Catalog: Case Study". Boğazici Universitesi Yayınları, İstanbul, Türkiye, 1039, 2010.

[70] Kalafat D. "Marmara Bölgesinin Depremselliği ve deprem ağının önemi". *1. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı*, Ankara, Türkiye, 11-14 Ekim 2011.

[71] Armijo R, Pondard N, Meyer B, Uçarkus G, de Lépinay BM, Malavieille J, Dominguez S, Gustcher MA, Schmidt S, Beck C, Cagatay N. "Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): Implications for seismic hazard in Istanbul". *Geochemistry. Geophysics. Geosystem*, 6(6), 1-29, 2005.

[72] De Siena L, Del Pezzo E, Bianco F, Tramelli A. "Multiple resolution seismic attenuation imaging at Mt. Vesuvius". *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 173, 17-32, 2009.

[73] De Siena L, Calvet M, Watson KJ, Jonkers ART, Thomas C. "Seismic scattering and absorption mapping of debris flows, feding paths, and tectonic units at Mount St. Helens volcano". *Earth and Planetary Science Letters*, 442, 21-31, 2016.

[74] De Siena L, Amoruso A, Del Pezzo E, Wakeford Z, Castellano M, Crescentini L. "Space-weighted seismic attenuation mapping of the aseismic source of Campi Flegrei 1983-1984 unrest". *Geophysical Research Letters*, 44, 1740-1748, 2017.

[75] Şahin Ş, Öksüm E. "Determination of Volcanic Structures in andaround Nevşehir by Seismic Attenuation Method". *Journal of the Faculty of Engineering and Architecture of Gazi University*, 35(1), 181-191, 2020.

[76] Del Pezzo E, Bianco F, De Siena L, Zollo A. "Small scale shallow attenuation structure at Mt. Vesuvius". *Physics Earth Planetary Interiors,* 157, 257-268, 2006.

[77] Frenkal A, Mcgarr A, Bicknel, J, Mri J. Seeber L, Cranswick E. "Attenuation of high-frequency shear waves in the crust: measurements from New York State, South Africa and Southern California". *Journal of Geophysical Research*, 95, 17441-17457, 1990.

[78] Şahin Ş, Alptekin Ö. "Güneybatı Anadolu'da kabuk ve üst mantoda sismik dalgaların frekans bağımlı soğurulması". *Yerbilimleri*, 27(2), 53-62, 2003.

[79] Kalafat D, Gürbüz C, Üçer SB. "Batı Türkiye'de Kabuk ve Üst Manto Yapısının Araştırılması". *Deprem Araştırma Bülteni* 59, 43-64, 1987.

[80] Ozer C, Gok E, Polat O. "Three-Dimensional Seismic Velocity Structure of the Aegean Region of Turkey from Local Earthquake Tomography". *Annals of Geophysics*, 6(1), 1-21, 2018.