

**T.C.  
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**24.05.2014 TARİHLİ Mw=6.5 GÖKÇEADA AÇIKLARI EGE  
DENİZİ DEPREMİNİN KUVVETLİ YER HAREKETİ  
VERİLERİ İLE ANALİZİ VE BÖLGENİN TEKTONİK YAPISI**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Mir Ahmad AYUBİ**

**Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ**

**Tez Danışmanı : Dr. Öğr. Üyesi Günay BEYHAN**

**Eylül 2020**

## BEYAN

Tez içindeki tüm verilerin akademik kurallar çerçevesinde tarafımdan elde edildiğini, görsel ve yazılı tüm bilgi ve sonuçların akademik ve etik kurallara uygun şekilde sunulduğunu, kullanılan verilerde herhangi bir tahrifat yapılmadığını, başkalarının eserlerinden yararlanılması durumunda bilimsel normlara uygun olarak atıfta bulunulduğunu, tezde yer alan verilerin bu üniversite veya başka bir üniversitede herhangi bir tez çalışmasında kullanılmadığını beyan edirim.

Mir Ahmad AYUBI

10.10/2020

## TEŞEKKÜR

Yüksek Lisans tez çalışmam sırasında bilgi ve deneyimlerinden yararlandığım, kıymetli bilgilerini benimle paylaşan, kendisine danıştığım zaman bana değerli vaktini ayırıp metanet ve sabırla hemde büyük bir ilgiyle bana faydalı olabilmek amacıyla elinden gelenden fazlasını sunan her sorunla yanına çekinmeden gidebildiğim, güler yüzlü, sevgi ve samimiyetini benden esirgemeyen, bana verdiği değerli bilgilerden faydalanacağımı düşündüğüm ve gelecekteki mesleki hayatımda da kıymetli katkılarda bulunan danışman hocam görevini hakkıyla yerine getiren Sayın Dr. Öğr. Üyesi Günay BEYHAN'a sonsuz teşekkürlerimi ve şükranlarımı sunuyorum.

Teşekkürlerin az kalacağı diğer hocalarıma da 2 yıllık üniversite hayatım boyunca kazandırdıkları her şey için ve beni gelecekte söz sahibi yapacak bilgilerle donattıkları için herbirine ayrı ayrı teşekkür ederim.

Ayrıca öğrenim sırasında da benden her türlü maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen hep yanımda olan aziz ailemden ve Türkiye Burslarından (YTB) teşekkür ederim.

## İÇİNDEKİLER

TEŞEKKÜR.....	i
İÇİNDEKİLER .....	ii
SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ .....	iv
ŞEKİLLER LİSTESİ .....	v
TABLOLAR LİSTESİ.....	vii
ÖZET.....	viii
SUMMARY .....	ix
BÖLÜM 1.	
GİRİŞ .....	1
BÖLÜM 2.	
EGE DENİZ'İNİN JEOLJİK VE TEKTONİĞİ .....	4
2.1. Ege Denizi ve Çevresinin Jeolojisi .....	4
2.2. Ege Bölgesi'nin Aktif Tektonizması.....	7
2.3. Neotektonik Yapılar .....	9
2.4. Ege Bölgesinin Sismotektoniği ve Depremselliği .....	10
2.5. Gökçeada'nın Jeolojik ve Tektonik Özellikleri.....	11
BÖLÜM 3.	
24 MAYIS 2014 GÖKÇEADA DEPREMİNİN ODAK MEKANİZMA ÇÖZMÜ	15
BÖLÜM 4.	
24 MAYIS 2014 GÖKÇEADA DEPREMİNE AİT KUVVETLİ YER HAREKETİ KAYITLARI.....	18
4.1. Maksimum İvme Değerleri.....	28

4.2. Kuvvetli Hareketin Süresi .....	29
4.3. Kuvvetli Yer Hareketi Kayıtlarına Ait Tepki Spektrumları .....	37
BÖLÜM 5.	
SONUÇLAR .....	42
KAYNAKLAR .....	44
ÖZGEÇMİŞ .....	49

## SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

ÇGA	: Çanakkale Gökçeada
ÇGE	: Çanakkale Gelibolu
ÇM1	: Çanakkale Merkez 1
ÇM2	: Çanakkale Merkez 2
DB	: Doğu Batı
EKE	: Edirne Kesan
KG	: Kuzey Güney
F	: Frekans
MTA	: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
M <sub>w</sub>	: Moment magnitüd
PHA	: Maksimum Yatay İvme
PVA	: Maksimum Düşey İvme
sn	: Saniye
Te	: Time ( zaman)

## ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 2.1. Ege Bölgesi' nin jeoloji haritası.....	6
Şekil 2.2. Anadolu levhasında hareket yönü ve hız vektörlerini gösteren harita....	7
Şekil 2.3. Gökçeada'nın jeoloji haritası .....	13
Şekil 3.1. 24 Mayıs 2014 Gökçeada Açıkları – Ege Denizi depreminin (Ml= 6,5) MTI ile çözümlen odak mekanizma çözümü değerlendirmesi.....	17
Şekil 4.1. 24 Mayıs 2014 Gökçeada Açıkları (Ege Denizi) depremi ve artçı depremlerin günlük dağılımı .....	18
Şekil 4.2. Çanakkale Merkez, 1701 istasyonu üç bileşenli ivme kaydı. ....	19
Şekil 4.3. Çanakkale Gelibolu, 1710 istasyonu üç bileşenli ivme kaydı. ....	20
Şekil 4.4. Çanakkale Gökçeada, 1711 istasyonu üç bileşenli ivme kaydı. ....	20
Şekil 4.5. Çanakkale Merkez 2, 1713 istasyonu üç bileşenli ivme kaydı. ....	21
Şekil 4.6. Edirne Kesan, 2203 istasyonu üç bileşenli ivme kaydı.....	21
Şekil 4.7 Çanakkale Merkez, 1701 istasyonu ivme kaydının hız bileşenleri.....	22
Şekil 4.8. Çanakkale Gelibolu, 1710 istasyonu ivme kaydının hız bileşenleri.....	22
Şekil 4.9. Çanakkale Gökçeada,1711 istasyonu ivme kaydının hız bileşenleri. ....	23
Şekil 4.10. Çanakkale Merkez 2, 1713 istasyonu ivme kaydının hız bileşenleri... ..	23
Şekil 4.11. Edirne Keşan, 2203 istasyonu ivme kaydının hız bileşenleri. ....	24
Şekil 4.12. Çanakkale Merkez, 1701 istasyonu ivme kaydının yer değiştirme. ....	24
Şekil 4.13. Çanakkale Gelibolu, 1710 istasyonu ivme kaydının yer değiştirme bileşenleri. ....	25
Şekil 4.14. Çanakkale Gökçeada, 1711 istasyonu ivme kaydının yerdeğiştirme bileşenleri.....	25
Şekil 4.15. Çanakkale Merkez 2, 1713 istasyonu ivme kaydının yerdeğiştirme bileşenleri.....	26
Şekil 4.16. Edirne Kesan, 2203 istasyonu ivme kaydının yerdeğiştirme bileşenleri.....	26

Şekil 4.17. Kuvvetli yer hareketi istasyon yerleri .....	27
Şekil 4.18. Gökçeada ve Edirne-Keşan istasyonlarında ana şok kaydının düşey bileşeninde görülen ni pik (pulse) etkileri. ....	29
Şekil 4.19. Gökçeada kaydının, 1701 Çanakkale Merkez istasyonun her üç bileşenine ait Arias şiddetinin %5 -95 arasında hesaplanan etkili süreler. ....	31
Şekil 4.20. Gökçeada kaydının, 1710 Çanakkale Gelibolu istasyonun her üç bileşenine ait Arias şiddetinin %5 -95 arasında hesaplanan etkili süreler. ....	32
Şekil 4.21. Gökçeada kaydının, 1711 Çanakkale Gökçeada istasyonun her üç bileşenine ait Arias şiddetinin %5 -95 arasında hesaplanan etkili süreler. ....	33
Şekil 4.22. Gökçeada kaydının, 1713 Çanakkale Merkez 2 istasyonun her üç bileşenine ait Arias şiddetinin %5 -95 arasında hesaplanan etkili süreler. ....	34
Şekil 4.23. Gökçeada kaydının, 2203 Edirne Kesan istasyonun her üç bileşenine ait Arias şiddetinin %5 -95 arasında hesaplanan etkili süreler. ....	35
Şekil 4.24. Gökçeada ivme kaydının 1701 Çanakkale Merkez istasyonun her üç bileşenlerine ait Fourier spektrumu. ....	37
Şekil 4.25. Gökçeada ivme kaydının 1710 Çanakkale Gelibolu istasyonun her üç bileşenlerine ait Fourier spektrumu. ....	38
Şekil 4.26. Gökçeada ivme kaydının 1711 Çanakkale Gökçeada istasyonun her üç bileşenlerine ait Fourier spektrumu. ....	39
Şekil 4.27. Gökçeada ivme kaydının 1713 Çanakkale Merkez 2 istasyonun her üç bileşenlerine ait Fourier spektrumu. ....	40
Şekil 4.28. Gökçeada ivme kaydının 2203 Edirne Kesan istasyonun her üç bileşenlerine ait Fourier spektrumu. ....	41



## TABLULAR LİSTESİ

Tablo 4.1. AFAD Ulusal Kuvvetli Yer Hareketi Gözlem ağına ait istasyonlardan, 24.05.2014 Ege Denizi Depremi sırasında ivme değeri 100 cm/sn <sup>2</sup> üzerinde veri kaydı alan istasyonlara ait bilgiler ve ölçümler .....	28
---	----

## ÖZET

Anahtar kelimeler: Gökçeada depremi, ivme kaydı, kuvvetli yer hareketi, süre

24 Mayıs 2014 tarihinde Gökçeada açıklarında meydana gelen ve büyüklüğü  $M_I = 6.5$  olarak ölçülen deprem, başta Çanakkale olmak üzere Edirne, İstanbul, İzmir, Balıkesir olmak üzere Ege ve Marmara bölgelerinde geniş çaplı bir alanda hissedilmiştir. Yaklaşık 42 sn süreye sahip bu deprem sonrası ilk iki gün içinde büyüklükleri 1 ile 5.3 aralığında olan 405 artçı şok kaydedilmiştir. Çeşitli kurumlar tarafından yapılan odak mekanizması çözümlerine göre depremin KAF' nın (Kuzey Anadolu Fayı) kuzey kolunun Ege denizi içindeki uzantısı olan bir doğrultu atımlı fay tarafından üretildiği anlaşılmaktadır. Depremin üst merkezine ortalama 50 km uzaklıkta yer alan Gökçeada istasyonunun KG bileşeninde 153.03 gal, DB bileşeninde 179.33 gal ve düşey bileşeninde 123.51 gal ivme değerleri ölçülmüştür.

Yaklaşık 23 km odak derinliğine sahip bu depremde maksimum yatay yer ivmeleri tahmin edilen değerlerin altındadır. Deprem, derin odaklı olduğundan oldukça geniş bir coğrafyadan hissedilmesine rağmen 0.6 Hz ile 9 Hz aralığında hesaplanan frekans değerlerine sahip olması nedeniyle fay kırığının yırtılma yönünde yer alan Çanakkale-Merkez, Çanakkale-Merkez-2 ve Gelibolu istasyonlarında bir ileri yönlenme etkisi sergilediği görülmektedir. Öte yandan, hesaplanan periyot değerlerinin 0.1 sn 5 sn gibi oldukça geniş bir spektruma sahip olduğu göz önüne alındığında yapısal hasarın az olmasının en önemli nedeni olarak depremin derinde meydana gelmiş olması gösterilebilir.

# **ANALYSIS OF THE GOKCEADA AEGEAN SEA EARTHQUAKE OF $M_w = 6.5$ ON 24.05.2014 WITH STRONG GROUND MOTION DATA AND TECTONIC STRUCTURE OF THE REGION**

## **SUMMARY**

Keywords: Gökçeada earthquake, acceleration record, strong ground motion, duration

The earthquake that occurred on 24 May 2014 off the Gökçeada and whose magnitude was measured as  $M_w = 6.5$  was felt in a large area in the Aegean and Marmara regions, especially in Çanakkale, Edirne, Istanbul, Izmir, Balıkesir. In the first two days after this earthquake with a duration of approximately 42 seconds, 405 aftershocks with magnitudes between 1 and 5.3 were recorded. According to the focal mechanism solutions made by various institutions, it is understood that the earthquake was produced by a strike-slip fault, which is the extension of the northern branch of the NAF (North Anatolian Fault) within the Aegean sea. Acceleration values of 153.03 gal in the NS component, 179.33 gal in the EW component and 123.51 gal in the vertical component were measured, at an average of 50 km from the upper center of the earthquake.

In this earthquake with a focal depth of approximately 23 km, the maximum horizontal ground accelerations are below the estimated values. Although the earthquake is deeply focused and felt from a wide geography, it is seen that the fault rupture exhibits a forward directional effect at the stations of Çanakkale-Central, Çanakkale-Central-2 and Gelibolu, which are located in the direction of rupture, due to the frequency values calculated between 0.6 Hz and 9 Hz. On the other hand, considering that the calculated period values have a very wide spectrum of 0.1 - 5 s, the most important reason for the low level of structural damage can be shown that the earthquake occurred deep.

## **BÖLÜM 1. GİRİŞ**

Türkiye' nin batısını oluşturan Ege bölgesi ve Ege denizi çok farklı jeolojik aktiviteler sonucunda günümüzdeki şeklini almıştır. Yapılan araştırmalar neticesinde Ege Bölgesi'nin Senozoyik evriminin başlıca iki jeolojik evrede gerçekleştiği düşünülmektedir. Bu evrelerin ilkinin Mesozoyik sonundan başlayarak, Tetis Okyanusu'nun yok olup, Alp sistemini oluşturan sıkışma rejimi altında geçen ve gelişen dönem oluşturmaktadır. Sonraki dönemde ise bölgesel bir K-G gerilme söz konusudur. Birinci evrede, dalma-batma tektoniğinin denetlediği ve geliştirdiği bir jeolojik evrim dönem olup Okyanus(lar)ın yok olması ile bu okyanusları sınırlayan kıtaların birbirleri ile çarpışarak, çarpışma tipi Apenin, Dinarid, Hellenid, Balkan Dağları ve Anadolu'da, Taros ile Pontid dağ kuşaklarını oluşturmuştur. (Yılmaz ve ark., 1999). Sonraki evrede ise Ege Bölgesi'nde çarpışma ve onu izleyen sıkışma dönemi, Tersiyer süresinde yerini K-G gerilme rejimine bırakmıştır. Bölgedeki jeolojik aktivite günümüzde de gerilme tektoniği etkisi altında devam etmektedir. Bölge, dalma-batma zonundan kuzeye doğru, Bulgaristan'ın da bir kesimini kapsayacak şekilde, K-G, yaklaşık 800 km'yi bulan bir zon boyunca kuzeyde Arnavutluk, Yugoslavya, Makedonya, Bulgaristan, Kuzey Yunanistan, doğuda Batı Anadolu, batıda Yunanistan ve güneyde, Yunan Dalma-Batma Zonu'na kadar geniş bir alanı etkilemektedir. Bu yöre D-B ve K-G yönünde yaklaşık 800x800 km'lik bir alana karşılık gelmektedir. Marmara Denizi'nin batı ucunda, Gazikoy'den, Ege'de Saroz Körfezi'ne uzanan Ganos Fayı, Kuzey Ege Çanağı'nı Marmara Denizi'ne ve dolayısıyla KAF zonuna ulaştırmaktadır.

Ege Denizi'nin kuzeyinde yer alan bölge Ege Çanağı olarak isimlendirilmekte olup genç ve aktif bir yapısal unsur olarak gelişim göstermektedir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Bölgenin tektonik özellikleri dikkate alındığında Gökçeada depreminin doğrudan atımlı fay sistemi karakterinde geliştiği anlaşıldığından, Kuzey Anadolu Fay

Sisteminin Ege Denizindeki devamı niteliğinde olduğu düşünülmektedir. Depremin meydana geldiği bölgeye sismik aktivite açısından bakıldığında bu tür orta ve büyük ölçekte depremler üretebilen bir tektonik rejime sahip olduğu rahatlıkla söylenebilir.

Yunanistan'ın Somathraki adasının güneyi ile Gökçeada'nın batısı arasında gerçekleşen bu depremin sonrası AFAD, Kandilli ve USGS tarafından yapılan odak mekanizması çözümlerine göre; Kuzey Ege Denizinin altında yaklaşık 20 km' den daha derinde yer alan BGB-DKD yönlü sağa yanal atımlı bir sistem üzerinde gerçekleştiğini göstermektedir. Bölgenin aletsel dönem geçmişi incelendiğinde, adanın kuzeydoğusunda ve kuzeyinde episantrları denizin içinde olan; 27.03.1975 tarihli 4.1, 12.10.1991 tarihli 4.8 ve 09.09.1999 tarihli 5.0 büyüklüğünde ve bu sistem içinde depremler ([www.sayisalgrafik.com/deprem-Bounkoeri](http://www.sayisalgrafik.com/deprem-Bounkoeri) kayıtları) meydana gelmiştir. Depremin lokasyonu BGB-DKD düğüm (nodal) düzlemi Kuzey Ege Çöküntüsü ile tutarlı olduğu görülmektedir (Yalıtırak ve ark., 1998; Yalıtırak ve Alpar, 2002). Doğu ucunda Saros Körfezi graben çöküntüsü (Kuzey kıyısı Saros I, II, III segmenti ve Güney ucu Gelibolu-Gökçeada segmenti) olarak da bilinen Kuzey Anadolu Fay Sisteminde yer alan bu çöküntü alanı (Tüysüz ve ark., 1998) ve civar alandaki sağ yanal doğrultu atımlı faylar Türkiye'nin batıya doğru hareketini ve bununla ilişkili olan Ege bölgesinin Avrasya'ya göre güney batıya olan hareketini kontrol etmektedir.

Kuzey Ege çöküntüsü içinde yer alan faylar, Anadolu levhasının Avrasya'ya göre yılda ortalama 25 mm batıya doğru hareketini sağlayan KAF' nın kuzey kolunu temsil etmektedir. Bu nedenle depremi meydana getiren fay kırığı ve artçı depremler incelendiğinde depremin BGB-DKD doğrultulu olduğu ve açığa çıkan enerjinin önemli bir kısmının bu doğrultuda gerçekleştiği görülmektedir. Çeşitli kuruluşlar tarafından (AFAD, Kandilli, USGS ve EMSC) hazırlanan deprem şiddet haritaları da bu durumu destekler niteliktedir. Bu verilere göre genel olarak depremin merkez üssü ve en yakın olan Gökçeada ve civarında VI-VII, Saros Körfezi ve Çanakkale kıyılarında V-VI, daha içeride Güney Trakya ve Çanakkale de ve İstanbul ve çevresinde IV aralığında şiddet değerleri ölçülmüş ve depremin kuvveti bu doğrultuda hissedilmiştir. 24.05.2014 günü meydana depremin büyüklüğü MW= 6.5 olarak

ölçülmüştür. Deprem dış merkezine 51-724 km uzaklıklarda bulunan ve AFAD' a ait 186 adet ivme-ölçer istasyonu tarafından kaydedilmiştir. Ölçülen en büyük ivme değeri Gökçeada istasyonunda Doğu-Batı yönünde 176,6 cm/sn<sup>2</sup>, K-G bileşeninde ise 153.03 cm/sn<sup>2</sup> olarak kaydedilmiştir. Bu istasyonlardan ivme değeri 100 gal üzerinde veri kaydı alan 5 istasyona ait bilgiler bu çalışma kapsamında değerlendirilmiştir.

Bu istasyonlar içerisinde ölçülen en büyük ivme değeri Doğu-Batı yönünde Gökçeada istasyonu (176,6 cm/sn<sup>2</sup>) tarafından kaydedilmiştir. Depremin merkez üssüne en yakın istasyon olan Çanakkale-Gökçeada istasyonuna ait dalga formu incelendiğinde DB bileşeninin KG bileşeninden daha yüksek değere sahip olduğu görülmektedir. Öte yandan yakın istasyonlar için fayın yırtılma yönünün istasyona doğru ilerlemesi ile faya dik olan bileşende uzun periyotlu enerjinin birikmesine neden olabilmekte. Bu durumda ise dalga genliğinin paralel bileşende büyük olması dolayısıyla deprem süresinin daha kısa kaydedilmesine neden olmaktadır (Somerville ve ark., 1997). Burada ivme kayıtlarının KG bileşenine ait yüksek genlik değerleri için yüksek frekans ile depremin etkin süresinin kısalığı göz önüne alındığında, bir ileri yönlendirme (forward directivity) etkisinin söz konusu olabileceği düşünülebilir.

Deprem kayıtlarının veri-işlem aşamasında ana şokun zaman ortamı kaydına eksen kayması düzeltilmesi (baseline-offsets-correction) ve 0.2-25Hz aralığında Butterworth band geçişli filtre uygulanmıştır. Böylece dönüştürülmüş hız ve yerdeğiştirme dalga formları elde edilmiştir. Çanakkale-Gökçeada istasyonuna ait hız dalga formunda görüldüğü gibi her bir bileşen için maksimum hız genlikleri, KG doğrultusunda  $V_{max}=11.32$  cm/sn, DB doğrultusunda  $V_{max}=10.78$  cm/sn ve düşey yönde ise,  $V_{max}=5.63$  cm/sn maksimum hız değerleri elde edilmiştir. Yer değiştirme dalga formunda görüleceği gibi KG, DB ve düşey doğrultulardaki maksimum yer değiştirme değerleri sırasıyla; 3.80 cm, 1.95 cm ve 1.13 cm olarak hesaplanmıştır.

## **BÖLÜM 2. EGE DENİZ'İNİN JEOLJİK VE TEKTONİĞİ**

### **2.1. Ege Denizi ve Çevresinin Jeolojisi**

Miyosen başında bütün Ege Bölgesi kuzeyde Trakya Havzası ile onun hemen güneyinde yeralan denizel ortam bir yana bırakılırsa, Batı Anadolu'dan, Yunan Ana karası' na kadar sürekli bir karasal alan halindedir. Karasal bu ortam, omurgalı stratigrafisinden derlenen verilere göre Panoniyen'e kadar sürmüştür (Besenecker ve Buttner., 1978). Erken ve Orta Miyosen; Karpatiyen, Badeniyen ve Erken Sarmasiyen de bu kara alanında fluviyal ve gölsel çökeller gelişmiştir. Geç Miyosen'de de (Sarmasiyen ve Erken Panoniyen) gölsel kireçtaşı ve marnlar yaygınca gelişmiştir. Bunlar Kymi ve Sakızda, Nenita üyesi, Sisamda Hora üyesi, Batı Anadolu'da ise Sekköy üyesi olarak adlanmıştır. Bu dönemde bugünkü Yunan Anakarası'nda, Ege Denizi alanında ve Batı Türkiye'de denizel herhangi bir çökel yoktur ya da denizel bir çökelme ortamının varlığını gösteren veri yoktur. (Yılmaz ve ark., 1999).

Bölgenin kuzeyinde varlığından söz edilen denizel ortam, Para-Tetis'e ait bir sistemin güney parçasını temsil etmektedir (Steininger ve Rogl., 1984). Bu kara ortamını, güney Ege'de Papanikolaou (1984) nun molas çanağı olarak tanımladığı bir çökel çanağı kuşatmaktadır. Bu çökel çanağı, Yunan Anakarası'nda, Pindus ile Pelagonidler'in arasında; Orta Hellenid kesiminde yer almaktadır. Havza, buradan güneye, Teselya-Pire çizgisinden, Kiklat takımadalarına doğru uzanır. Kiklat adalarından doğuya doğru da devamlı olan bu çanak, Anadolu'da, Kale-Tavas Havzası'na kavuşmaktadır. Bu molas çanağı, günümüzde, içbükey konumlu olan bu çanağa az çok paralel uzanan bir yükselimle sınırlıdır. Bu yükselim, Yunanistan'da Pindus'tan başlayarak, Mora Yarımadası'nın orta kesiminden, güneye Girite doğru uzanmaktadır. Daha doğudaki uzantısı Kasos-Karpatos-Rodos sistemi üzerinde olup, buradan Toroslara kavuşmaktadır. Bu yükselime Pindik Kordiyeri adı verilmiştir (Aubouin, 1959). Buna

karşılık, Molas çanağının kuzeyinde yer alan karasal yükselim ise Pelagoniyen Kordiyeri olarak tanımlanmaktadır. Molas çanağının kuzeyinde

yer alan yükselim başlıca metamorfik kayalarla temsil edilmektedir. Bunlar Yunanistan'da Pelagoniyen Zonu'ndaki metamorfik topluluk olup, Makedonya'dan doğu Teselyaya uzanır, buradan Attik ve Kiklat takımadalarına devam edip, Batı Anadolu'da Menderes Masifi'ne kavuşur. Bu çanağın, Metamorfik masifleri içeren rejyonel bir yükselimi, güneyden saran bir molas çanağı tabiatında olduğu anlaşılmaktadır. Çanağın çökelişinin Geç Oligosen'den itibaren başladığı düşünülmektedir. Bu dönemde, Orta Ege ve Batı Anadolu'nun rejyonel bir yükselimi temsil ettiği açıktır. Çünkü bu bölgede denizel çökme yoktur. Kıta kabuğunun bu süre içinde kalın ve yükselmiş olduğu, yaygınca görülen granitik plütonlar ile hibrit volkanik kayaların varlığından anlaşılmaktadır. Çanağı oluşturan denizel ortam, Meso Hellenik Çanağı, Kiklatlar, Rados ve istanköy'ü kapsamakta Kale-Tavas Havzası boyunca Denizli yönünde uzanmaktadır (Yılmaz ve ark., 1999).

Orta Miyosen'de denizel ortam Yunan Anakarası'ndaki Meso Hellenik çanaktan tümüyle çökmüş ve denizel çökme bitmiştir. Molas havzasının dolmasının arkasından sıkışıp yükselen bu havza çökelleri nedeniyle, denizel ortam Molas havzasından da çökildiği için, Yunan Anakarası ile Batı Anadolu Karası, topluca yükselmiş alan aynı bölgenin içinde yer almaktadır. Bu bölgede çökme, sadece yerel karasal havzalarda sürmüştür.

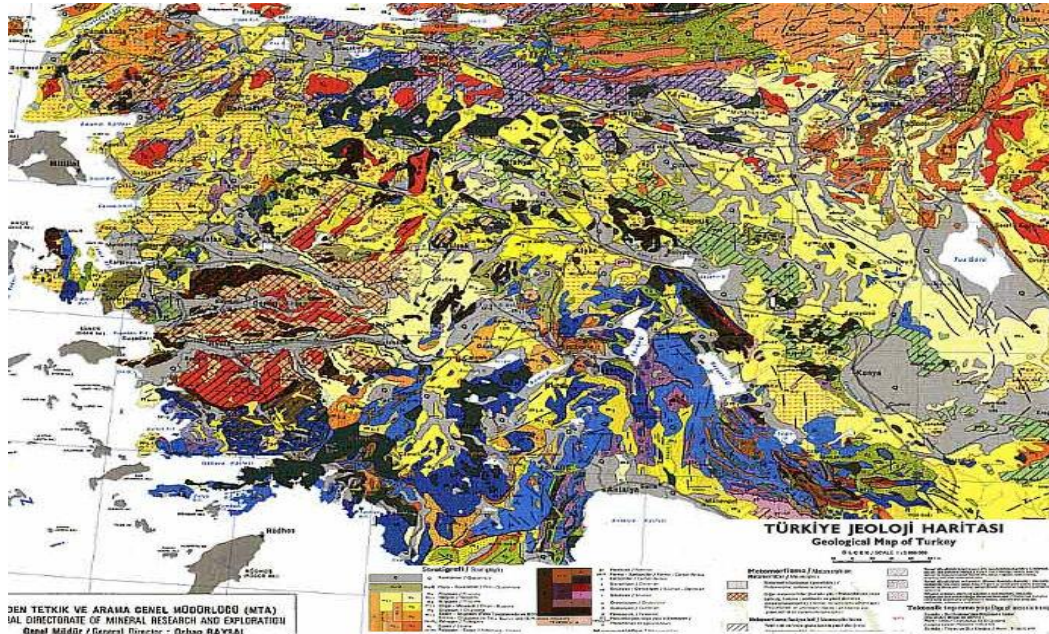
Geç Tortoniyen'de Ege Bölgesi'ne, bugünkü Ege Denizi'nin az çok ortasına yakın bir K-G kuşak boyunca deniz sokulmuştur. Bu denizel sokulum, Kuzey Ege'de geniş bir alanı kaplamıştır. Aynı dönemde Batı Anadolu ve Yunan Anakarası'nda karasal ortamlar varlıkları korumaktadır. Ancak denizel ortam, Batı Anadolu ile Yunan Anakarası arasında kara bağlantısını kesmiştir. Attika-Kiklat sisteminden Eğriboz'a kadar ki adalar sistemi, bu dönemde Yunan Anakarası'nın bir parçasıdır. Benzeri şekilde Batı Anadolu kıyıları yakınındaki adalar ise Anadolu Karasına dahildir.



Ege'ye geç Miyosen dönemindeki bu deniz sokulumu, bölgenin, az çok K-G uzanımlı yapılarla parçalanmasının ve çökmesinin bir ürünüdür (Steininger ve Rogl., 1984). Bu deniz, kuzey yönünde Çanakkale dolayından Ponsiyen havzasına ya da öksünük Paratetis'e bazı yerel bağlantılar yapabirmiştir .

Pliyosen'de Ege denizel ortamı giderek genişlemiştir. Deniz, batı yönünde D-B eksenler boyunca Batı Anadolu graben alanlarının içine doğru sokulmağa başlamıştır. Deniz kolu ilerlemesi, Marmaris Körfezi, Gökova Körfezi ve Kuşadası Körfezi yönlerinde olmuştur. Bu deniz ilerlemeleri, henüz bugünkü sahil çizgilerine ulaşabilmiş değildi. Ancak denizel ortam, o dönemde, kuzeyde Gökçeada, Semadirek ve Limni adalarının bulunduğu alanı tümünden kaplamıştır. Ege Dalma Batma Zonu'nda, Doğu Akdeniz okyanus kabuğunun kuzey yönünde dalıp batmasına bağlı olarak Girit kuzeyinde volkanik adayı zincirinin gelişmeye başlaması da ilk kez bu döneme rastlar. Bu yay, günümüzde sönmüş volkanların görüldüğü kuzeydeki dış volkanik yaydır.

Pliyosen dönemi Korint Körfezi'nin, normal faylarla açılmaya başladığı dönemdir. Bu açılmaya bağlı olarak Mora Yarımadası Yunan Anakarası'ndan ayrılmaya başlamıştır.

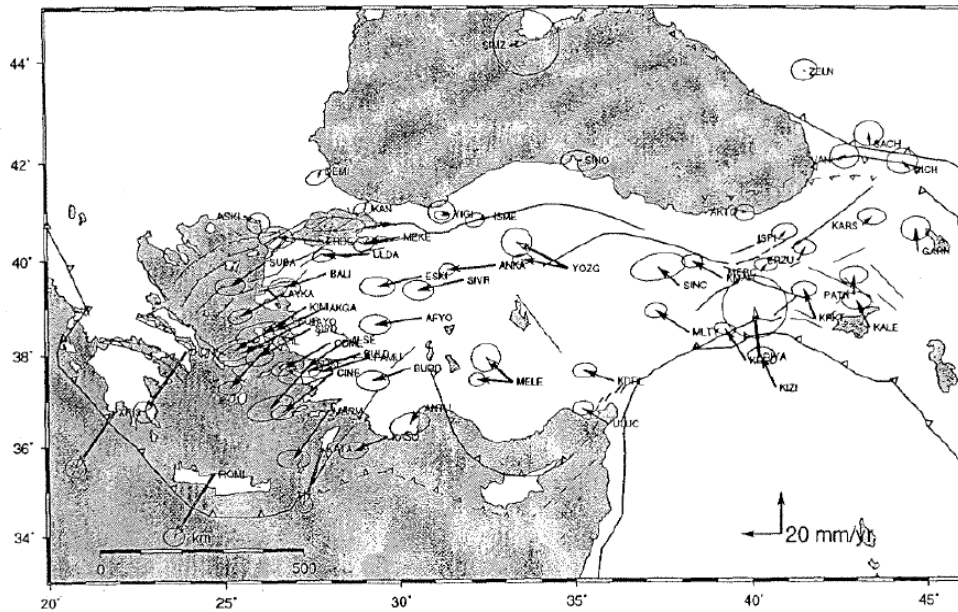


Şekil 2.1. Ege Bölgesi' nin jeoloji haritası (MTA,2002).

## 2.2. Ege Bölgesi'nin Aktif Tektonizması

Bölgede aktif tektonizma üzerinde gerçekleştirilmiş, rejyonel ölçekli çalışmalar henüz yeterli sayıda ve detayda değildir. Fay kinematığı üzerinde yerel bazı çalışmalar (Dumont ve ark. 1981; Angelier ve ark., 1981) ya da uzay fotoğrafı değerlendirmeleri şeklinde (Zanchi ve ark., 1993) bazı rejyonel çalışmalar ve değerlendirmeler yapılmıştır. Benzeri çalışmalar Ege adalarında da vardır (Simeakis ve ark., 1989).

Ege'nin aktif tektonizması 2 önemli jeolojik olayın etkisi altında gelişmektedir. Bunlar; (a) Ege dalma-batma sistemi ve b) Arabistan levhasının, Bitlis suture kuşağı boyunca Anadolu'yu kuzey yönünde sıkıştırmasıdır (Şekil 2.2.). Bu nedenle Ege, günümüzde tektonikçe aktif bir bölge niteliğindedir (Yılmaz ve ark., 1999).



Şekil 2.2. Anadolu levhasında hareket yönü ve hız vektörlerini gösteren harita (Relinger ve Barka., 1997' den).

Arabistan ile Avrasya levhaları Bitlis suture boyunca Orta Eosen sonunda; yaklaşık 40 m.yıl önce çarpışmışlardır (Yılmaz, 1993). Bu çarpışma Hindistan-Asya çarpışması ile az çok aynı döneme rastlar. Çarpışmayı izleyen dönemde levhaların birbirlerine yaklaşmaya devam etmeleri, önce okyanustan arta kalan denizel ortamları yok etmiştir. Bu, erken Miyosen' e kadar sürmüştür. Erken Miyosen, Allokon napların Arabistan platformu üzerine itilip yerleşme dönemidir. Levhaların yaklaşmaya devam

etmeleri, erken Miyosen'den sonra, Doğu Anadolu'da kıta kabuğunu kısaltıp, kalınlaştırmıştır. Geç Miyosen sonuna kadar, yaklaşma Doğu Anadolu'nun kendi hacmi içinde, kısalmaya neden olan yapılar oluşturarak karşılanırken, 50 km'yi bulan kıta kabuğu (N. Canitez ile sözlü görüşme) bu dönemden sonra Kuzey Anadolu (KAF) ve Doğu Anadolu (DAF) transform faylarının, Doğu Anadolu'da Katihoa'da birbirlerine kavuşmalarıyla, Anadolu levhasının sınırlarını belirlemiştir. Anadolu levhası Pliyosen'den başlayarak batı yönünde harekete geçmiştir (Şaroğlu ve Yılmaz., 1987). Anadolu levhasının Katihoa 3'lü birleşme noktasından (triple junction) batı yönünde kaçmaya başlaması ile Arabistan-Lavrazya çarpışmasının neden olduğu sıkışma, batıya aktarılmaya başlamıştır. Batı Anadolu ve Ege günümüzde de bu kaçma rejiminden önemli ölçüde denetlenmektedir. GPS verilerine göre (Reilenger ve ark., 1997) Anadolu levhası doğu ve orta kesimlerde batı yönünde, yaklaşık 18-22mm/y hareket etmektedir. Hareket, batıda saatin tersi yönünde bir rotasyonal harekete dönüşerek, Ege Hendeği'ne doğru yüksek bir hızla ( 40 mm/y) ilerlemektedir (Şekil 2.2.) (Müller ve ark., 1997). Bu hareket, hafif kıta kabuğunun, ağır okyanus kabuğu üzerinde, kayması gibi yorumlanabilir. Bir diğer bakışla, Doğu Akdeniz okyanus tabanı, Ege levhası altına doğru hızla dalıp batmaktadır. (Yılmaz ve ark., 1999).

Anadolu levhasının batıya hareketinin motoru Şengör ve Kidd'e (1979) göre Doğu Anadolu' da kısalıp kalınlaşma, Mckenzie ( 1972) ye göre ise bu kalınlaşmanın depo ettiği gravitasyonel potansiyel enerjidir. Anadolu levhasının batıya hareketinin, Ege ve Batı Anadolu'da K-G yönlü bir gerilme ile karşılandığı görüşü, günümüzde yaygınca kabul görmektedir.

Batı Anadolu ve Ege Bölgesi'nde Gökova Grabeni'nden-Edremit Grabeni'ne kadar ki tüm yörede en yaygın yapı unsurları K-G gerilme rejimi altında gelişmiş olanlardır. Bu yapılar bölgenin her yaştaki Neojen kaya grubunu etkilemişlerdir. En yaygın fay sistemi D-B gidişli bir çift (conjugated) normal fay takımlarıdır. Bunlarda blok faylanmalara bağlı fay düzlemleri 45°yi bulan eğim açıları kazanmıştır. Bu çift fay takımları D-B ya da, DGD-BKB doğrultuludur (Zanchi ve ark., 1993), tüm bölgeyi kapsayan 33 inceleme alanında, bu 2 fay takımının düzenli olarak geliştiğini saptamıştır. Bunların, Alt-Ot1a Miyosen çökellerini, kesin ve keskin dokanaklarla

kesip yer değiştirdiğini de belirtmişlerdir. Bu gerilmenin  $O^3$  bileşeni  $170-180^\circ$  arasındadır (Zanchi ve ark., 1993), K-G gerilmenin, Geç Miyosen de başladığını vurgulamıştır.

### 2.3. Neotektonik Yapılar

Ege'nin batı kesiminde faylanmalar, gerilme tabiatında olup, normal faylar KB ve BKB doğrultusunda uzanmaktadır. Kayma vektörleri (slip vector) ise KKB ve KKD yönlüdür (şekil 2.2.). Orta ve Doğu Ege'nin kuzey kesimlerinde sağ yönlü yanal atımları olan oblik faylar egemendir (Taymaz ve ark., 1991). Bu faylar KD ve DKD doğrultulu olup kayma vektörleri KD yönlüdür. Batı Anadolu'nun, Kuzey Anadolu Fayı (KAF) etkisindeki kuzey kesiminde az çok birbirine paralel birçok yanal atımlı fay vardır (Barka ve Kadinsky-Cade., 1988). Aynı bölgede deniz jeolojisi, sismik ve batimetrik verilerin belirlediği bir çok aktif, normal faylar da vardır (Lalechos ve Savoyat, 1979; Brooks ve Ferentinos, 1980; Lyberis, 1984). Yunan Anakarası'nın KB'sı ile Arnavutluk, D-B bu sağ yönlü makaslamaı dönerek karşılayamadığı için, bu makaslama D-B bir kısalmaya yol açmaktadır. Arnavutluk-KB Yunanistan ile Apulya-Adriatik platformunun çarpışmasının batıda neden olduğu kabuksal kısalma ve kalınlaşma, bu bölgenin rotasyonuna direnerek mani olmaktadır. Bu nedenle bölge D-B kısalmaya uğramaktadır. Bu kısalma sonucunda, Ege Bölgesi, güney yönünde, Ege Denizi'nin üzerine doğru kolaylıkla kayabildiği için, Ege'de K-G gerilmeye neden olmaktadır (Dewey ve şengör., 1979; Taymaz ve ark., 1991).

Mercier ve ark.'na (1987) göre, Ege yayında stres dağılığını son 8my. da birçok kere değişmiştir. Orta Pleyistosen'den günümüze kadar ki sürede yay KD-GB kompresif stres etkisi altındadır. Aynı stres, iç zonda, örg Korint Körfezi ve Eğriboz da KB-GD bir gerilmeye neden olmaktadır. Erken Pleyistosen döneminde, kompresyonel deformasyon yay kenarında etkili, iç kesimlerde ise zayıf gelişmiştir. Pliyosen-Erken Pleyistosen arasında ise gerilme egemen olmuştur (Yılmaz ve ark., 1999).

Ege dalma batma açısının zaman içinde giderek artması, örneğin derine doğru  $23^\circ$ den  $35^\circ$ ye artışı (Papazachos, 1990) ve Doğu Anadolu'da K-G sıkışmanın sürmesi, Ege'de

K-G gerilmenin de sürmesinin doğal nedenleridir. Deformasyon geometrisi, Kuzey Ege'de kırılmış kalas (broken slat) modeli ile açıklanmıştır (Taymaz ve ark., 1991). Bu modele göre; dönmeye zorlanan kesim, ince uzun litosferik parçalar halinde kırılmaktadır. Bu bölge, makaslamaya topluca direnip, birbirine göre bağıl hareket ederek ve kırılarak makaslamayı karşılamaktadır. Armijo ve ark., (1996) ne göre ise Taymaz ve ark., (1991)'nin kırılan kalas kinematik modeli Ege'de, Anadolu ile Yunanistan Anakarası arasında, kayma oranındaki farklılığı açıklamakta yetersiz kalmaktadır; özellikle de Korint'deki hızlı kaymayı. Bu modelin bir başka eksikliği de şudur; model Batı Anadolu'dan güneye makaslamanın, D-B uzanımlı grabenler üzerinde ve onların uzanımları boyunca dağılımını gerekli görmektedir. Korint'deki gibi onlara dik bir K-G gerilmenin açıklanmasına cevapsız kalmaktadır (Yılmaz ve ark., 1999).

#### **2.4. Ege Bölgesinin Sismotektoniği ve Depremselliği**

Bölgenin genel olarak tektonik mekanizmasını ele aldığımızda depremin doğrultu atımlı fay sistemlerine bağlı olarak geliştiği, Kuzey Anadolu Fay Sisteminin Ege Denizindeki devamı niteliğinde olduğu düşünülmektedir. Sismik etkinlik itibarıyla bu şekilde orta ve büyük ölçekte depremler üretebilen bir tektonik rejim içerisinde yer aldığı rahatlıkla söylenebilir. Depremden sonra AFAD, Kandilli ve USGS tarafından yapılan odak mekanizması çözümlenmeleri Yunanistan'ın Somathraki adasının güneyinde ve Gökçeada'nın batısında gerçekleşen bu depremin Kuzey Ege Denizinin altında yaklaşık 20 km' den daha derinde yer alan BGB-DKD yönlü sağa yanal atımlı bir sistem üzerinde gerçekleştiğini göstermektedir. Depremin lokasyonu BGB-DKD düğüm (nodal) düzlemi Kuzey Ege Çöküntüsü ile tutarlıdır (Yaltırak ve ark., 1998; Yaltırak ve Alpar, 2002). Doğu ucunda Saros Körfezi graben çöküntüsü (Kuzey kıyısı Saros I, II, III segmenti ve Güney ucu Gelibolu-Gökçeada segmenti) olarak da bilinen Kuzey Anadolu Fay Sisteminde yer alan bu çöküntü alanı (Tüysüz ve ark., 1998) ve civar alandaki sağ yanal doğrultu atımlı faylar Türkiye'nin batıya doğru hareketini ve bununla ilişkili olan Ege bölgesinin Avrasya'ya göre güney batıya olan hareketini sağlamaktadır. Kuzey Ege çöküntüsündeki faylar, Anadolu mikro plakasının Avrasya'ya göre yılda yaklaşık 25 mm batıya doğru hareketini sağlayan ve kuzey

Türkiye'deki önemli bir transform fay yapısı olan Kuzey Anadolu Fay Sisteminin kuzey kolunu temsil etmektedir. Yukarıda açıklandığı üzere depremin yarattığı fay kırığı yapısı ve artçı depremleri incelendiğinde depremin BGB-DKD doğrultulu olduğu ve açığa çıkan enerjinin önemli bir kısmının bu doğrultuda gerçekleştiğini söyleyebiliriz. Aşağıda değişik kaynaklardan (AFAD, Kandilli, USGS ve EMSC) hazırlanan deprem şiddet haritaları da bu durumu doğrular niteliktedir. Bu verilere göre genel olarak depremin merkez üssü ve en yakın olan Gökçeada ve civarında VI-VII, Saros Körfezi ve Çanakkale kıyılarında V-VI, daha içeride Güney Trakya ve Çanakkale de V ve İstanbul ve çevresinde IV aralığında şiddet değerleri ölçülmüş ve depremin kuvveti bu doğrultuda hissedilmiştir (Koçkar ve ark., 2014).

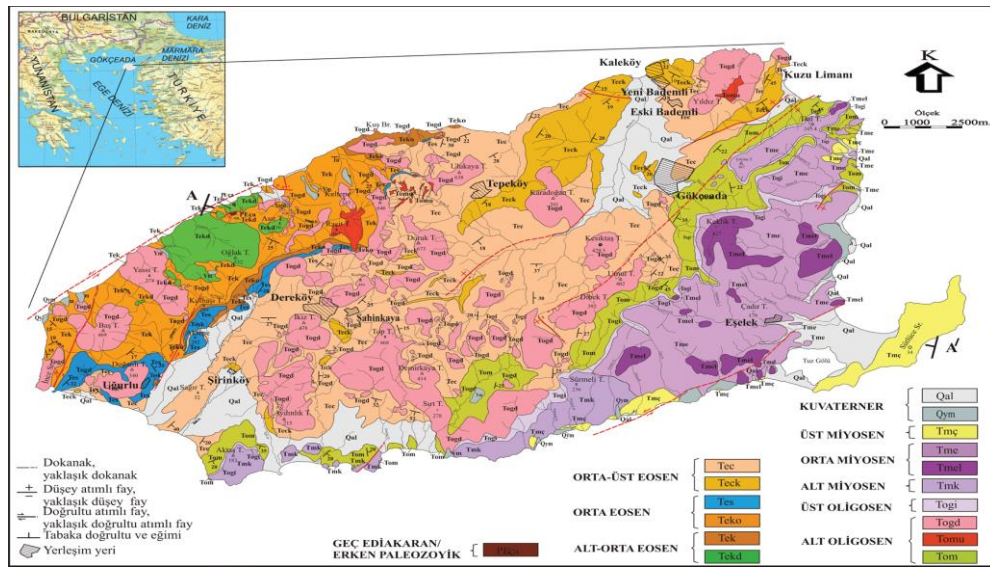
## **2.5. Gökçeada'nın Jeolojik ve Tektonik Özellikleri**

Gökçeada'da yüzeyleyen jeolojik birimlerin özellikleri, adanın güney kesiminde; batıda Uğurlu Köyü ve Saklı Liman, kuzeyde Şahinkaya Köyü, güneyde adanın sahil çizgisi ve doğuda Kapıkaya arasında kalan bir alanda, 1/25.000 ölçekli jeolojik harita alımı ile ortaya çıkarılmıştır. Bu kesimde adanın yaşlı temel birimleri (fillit ve şistler) dışında, tüm birimleri yüzlek vermektedir. Gökçeada'da yüzlek veren en yaşlı jeolojik birimlerin önceki çalışmalarda (Temel ve Çiftçi., 2002) tarafından ofiyolitik melanj olduğu belirtilirken, Erken Tersiyer yaşlı birimlerin temelinin Gökçeada'da gözlenmediğini ifade etmektedirler (Keskin ve Varol., 2003). Temel birimlerini adanın kuzeyinde gözlemlemişlerdir (Koral ve ark., 2008). Bu birimlerin, fillit ve şist türü metamorfik kayalardan oluştuğunu ve Biga Yarımadası'nın temelini oluşturan jeolojik birimlerle benzerlikler sunduklarına işaret etmektedirler. Çalışma sahamızda Tersiyer yaşlı jeolojik birimlerin temeli olan metamorfik kayalar görülmezken, çalışma sahasındaki en yaşlı birim, Erken Eosen (Kesgin ve Varol., 2003) yaşlı Karaağaç Formasyonu'dur. Birim ilk defa Sfondrini (1961) tarafından tanımlanmış olup, çalışma sahamızın kuzeyinde yer alan Kolbaşı mevki civarında çok az bir alanda yüzlek vermektedir. Karaağaç Formasyonu, çalışma sahamızdaki yüzleklerinde şeyllerden oluşmaktadır. Tersiyer istifinin başlangıcını oluşturan bu birim, derin denizelden deltayike kadar bir fasiyese sahiptir (Temel ve Çiftçi., 2002).

Karaağaç Formasyonu üzerine uyumlu olarak, çalışma sahamızda ve Gökçeada'da Erken-Orta Eosen yaşlı Fıçitepe Formasyonu gelmektedir. Fıçitepe Formasyonu, ilk defa Sfondrini (1961) ve Druitt (1961) tarafından tanımlanmıştır. Birim, inceleme alanının kuzeydoğusunda yer alan Aktepe'nin kuzey batısındaki Dikenli Dere vadisinin doğuya açılan uç kısmında Soğucak Formasyonu altında ve sınırlı bir alanda yüzlek vermektedir. Genellikle akarsu ortamını temsil eden Fıçitepe Formasyonu, Karaağaç Formasyonu'nun delta önü kumtaşları üzerine yer yer geçişli olarak gelmektedir (Temel ve Çiftçi., 2002). Çalışma alanında, Fıçitepe Formasyonu, kaba taneli kumtaşı ve bu birimlerle ardalanmalı olarak çamurtaşı, siltaşı, 2-5 cm arasında kalınlıklarda değişen kömür tabakaları ve şeyllerden oluşmaktadır. Ardalanmalı olarak gelen kumtaşı ve siltaşı iyi tutturulmamışlardır. Bu birimler, krem-bej renkte gözükmektedirler. Soğucak Formasyonu'nun tabanını oluşturan kumtaşlarından bu renkleriyle kolaylıkla ayırt edilebilmektedirler. Kırıntılı fasiyeste gelişmiş ince taneli siltaşı seviyeleri arasında, kaba taneli ve gevşek bir çimentoyla tutturulmuş kumtaşı mercikleri, oygu-dolu yapıları ve çapraz tabakalanmalar yer almakta ve yüksek enerjili bir akarsu fasiyesini temsil etmektedir (Özden ve ark., 2008)

Soğucak Formasyonu üzerine Geç Eosen (Temel ve Çiftçi, 2002) yaşlı Ceylan Formasyonu uyumlu olarak gelmektedir. Birim ilk defa Ünal (1967) tarafından, Trakya Ceylan-1 kuyusunda Ceylan Şeyli olarak ifade edilmiş, ardından Keskin (1974) tarafından Ceylan Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Ceylan Formasyonu'nun çalışma alanının güneyinde Sağrıtepe ve Dallica Mevkii'ne kadar uzanan kesimde görülmektedir. Ayrıca çalışma alanının batısında Taşlık Sırtı ve Dikmen Tepe'nin eteklerinde, Uğurlu Limanı'nın üst kesimlerinde Soğucak Formasyonu'nun üzerinde uyumlu olarak mostra vermektedir. En yaygın yüzleklerini Uğurlu Göleti'nin güney kısmı ve Şirinköy civarında vermektedir. Ceylan Formasyonu çalışma sahasında; tuf, tüfit, kumtaşı ardalanması şeklinde gözlenir. Bu birimler içerisinde kömür ara bantları bulunmaktadır. Tüfler; ince tabakalı olup, sarı bej renklidirler. İstifin üst kesimlerine doğru tane boyu incelmekte ve gri-yeşilimsi renkli laminalı şeyllere geçmektedir. Şeyller, ince kumtaşı ara bantları ve tuf seviyeleri ile ardalanmalı olup; gri renklidir. Birim derin denizel ortamı yansıtmaktadır (Özden ve ark., 2008).

Çalışma alanında Osmançık Formasyonu üzerine Geç Oligosen yaşlı Armutburnu Formasyonu uyumlu olarak gelmektedir. Bu formasyon ilk defa Shell (1969) tarafından Gelibolu Yarımadası'nda tanımlanmıştır. Armutburnu Formasyonu çalışma sahasında, Delice Sırtı ve çevresinde küçük bir alanda yüzlek vermektedir. Çalışma alanında Armutburnu Formasyonu litolojik olarak kumtaşı ve çakıltaşı olmak üzere iki temel birimden oluşmaktadır. Bu birimler, birbirleri ile ardalanmalı olarak bulunurlar. Kumtaşları; sarımsı-bej renkli, ince-orta taneli ve dayanımsızdırlar. Çakıltaşları ise, orta-kaba taneli olup çapraz tabakalanma göstermesinden dolayı akarsu ortamını karakterize etmektedirler. Bölgede kumtaşlarında da oygu-dolgu yapıları ve derecelenmeler gözlenmiştir. Gökçeada'da Armutburnu Formasyonu içerisinde gözlenen turba seviyelerinden alınan palinoloji numunelerinin değerlendirilmesi sonucu birime Geç Oligosen yaşını öngörülmüştür (Temel ve Çiftçi, 2002). MTA Dergisi (2015) 150: 1-17.



Şekil 2.3. Gökçeada'nın jeoloji haritası (Sarı ve ark., 2015).

Şekil 2.3. Göre Qal- Alüvyon; Qym- Yamaç molozu; Tmç- Çanakkale Formasyonu: Kumtaşı, kıltaşı, siltaşı vb.; Tme- Eşelek volkanitleri: Bazaltik andezit, andezitik piroklastikler; Tmel- Lav üyesi: Gri-koyu gri renkli piroksen andezitik lav; Tmk- Kesmekaya volkanitleri: Kül-blok akıntısı, lahar türü piroklastik akmaları; Togi- Gökçeada ignimbiriti: Kirli beyaz rekli pomzalı ve pomza akmalı; Togd- Gökçeada domları: Porfirik dokulu andezit; Tomu- Mutludere sokulumu: Kuvars monzonit,



diyorit-diyorit porfir; Tom- Mezardere Formasyonu: Çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, marn vb.; Tec- Ceylan Formasyonu: Kıltaşı, kumtaşı, silttaşı, şey, marn vb.; Teck- Kumtaşı üyesi: Orta-kalın tabakalı kumtaşı, silttaşı; Tes- Soğucak Formasyonu: Resifal kireçtaşı; Teko- Koyunbaba Formasyonu: Konglomera, kumtaşı, silttaşı; Tek- Karaağaç Formasyonu: Kumtaşı, kıltaşı, kireçtaşı, marn, çakıltaşı vb.; Tekd- Dağçitepe volkaniti: Riyolitik lav, tuf ve tüfit; Peça- Çamlıca metamorfileri: Mika şist, serisit şist, klorit şist vb (Sarı ve ark., 2015).

Gökçeada'nın tektonik gelişimini belirlemek amacıyla çalışma sahasında yüzeyleyen jeolojik birimlerin tabakalanmaları ile bu birimler içerisinde gelişen eklem ve çatlaklardan ölçümler alınmıştır. Bu verilerin Wulff ağı alt yarım küresinde değerlendirilmesi sonucunda; tabaka durumlarının, KB-GD doğrultulu bir sıkışma rejimi altında, çoğunlukla DKD-BGB doğrultusunda uzandığı ve GB ile KD eğimli oldukları belirlenmiştir. Bölgesel ölçekli olan bu sıkışma rejimiyle deforme olmuş jeolojik birimlerden derlenen eklemlerin ise çoğunlukla makaslama ve tansiyon türü eklemler oldukları sonucuna varılmıştır. Ayrıca, Adanın GB sında Uğurlu Köyü'nün doğusunda, yaklaşık 2 km uzunluğunda, 200 m atıma sahip ve K500D doğrultulu olarak uzanan sağ yanal doğrultu atımlı bir fay tespit edilmiştir. Bunun yanısıra çalışma sahası içerisindeki genç birimlerde bir çok doğrultu atımlı ve normal faylanmalar gözlenmiştir. Yine bu rejim içerisinde, Geç Miyosen'de oluşmaya başlayan Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolu, Saros Körfezi'nden denize girmekte ve Gökçeada'nın hemen kuzeyinden DKD-BGB doğrultunda geçerek Ege Denizi içerisine uzanmaktadır. Gökçeada ve çevresinin son yüzyıldaki deprem aktivitesine bakıldığında ise, 4.0 den büyük üç depremin varlığı bilinmektedir. Adanın kuzeydoğusunda ve kuzeyinde episanırları denizin içinde olan; 27.03.1975 tarihli 4.1 büyüklüğünde, 12.10.1991 tarihli 4.8 büyüklüğünde ve 09.09.1999 tarihli 5.0 büyüklüğündeki depremlerin ([www.sayisalgrafik.com/deprem-Bounkoeri](http://www.sayisalgrafik.com/deprem-Bounkoeri) kayıtları), Kuzey Anadolu Fay sisteminin gelişimiyle ilişki depremler oldukları düşünülmektedir. Tüm bu veriler, KB Anadolu'da Senozoyik'ten beri etkin olan KB-GD doğrultulu sıkışma rejiminin günümüzde de devam ettiğini göstermektedir (Özden ve ark., 2008).

### **BÖLÜM 3. 24 MAYIS 2014 GÖKÇEADA DEPREMİNİN ODAK MEKANİZMA ÇÖZMÜ**

24 Mayıs 2014 tarihinde Gökçeada Açıkları Ege Denizi'nde yerel saat ile 12.25'de büyüklüğü  $M_l=6,5$  olan çok şiddetli bir deprem meydana gelmiştir. Depremın odak derinliği 23 km civarında olup sığ odaklı bir depremdir. Deprem başta Çanakkale, Balıkesir, Edirne ve İstanbul olmak üzere tüm Marmara Bölgesi ve Ege Bölgesi'nde hissedilmiştir (Kandilli-Basın Açıklaması).

Enstitümüzün Ulusal Deprem İzleme Merkezi tarafından işletilmekte olan deprem istasyonlarından gelen veriler ve AFAD Başkanlığı'nın deprem istasyonlarından alınan verilerin karşılaştırılması ve karşılıklı istişare sonucunda depremin büyüklüğü  $M_l=6,5$  olarak hesaplanmıştır (Kandilli-Basın Açıklaması).

Bölge tektonik açıdan Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Ege Denizindeki devamı niteliğinde olup, sismik etkinlik itibarıyla zaman zaman bu tür ve orta şiddette depremler üretebilen bir tektonik rejim içerisinde yer almaktadır (Kandilli-Basın Açıklaması).

Yakın zamanda bölgede 08 Ocak 2013 tarihinde Bozcaada açıkları Kuzey Ege Denizi  $M_l=6,2$  depremi ile 30 Temmuz 2013 tarihinde Kaleköy-Gökçeada açıkları Ege Denizi  $M_l= 5,3$  olan depremler meydana gelmiştir (Kandilli-Basın Açıklaması).

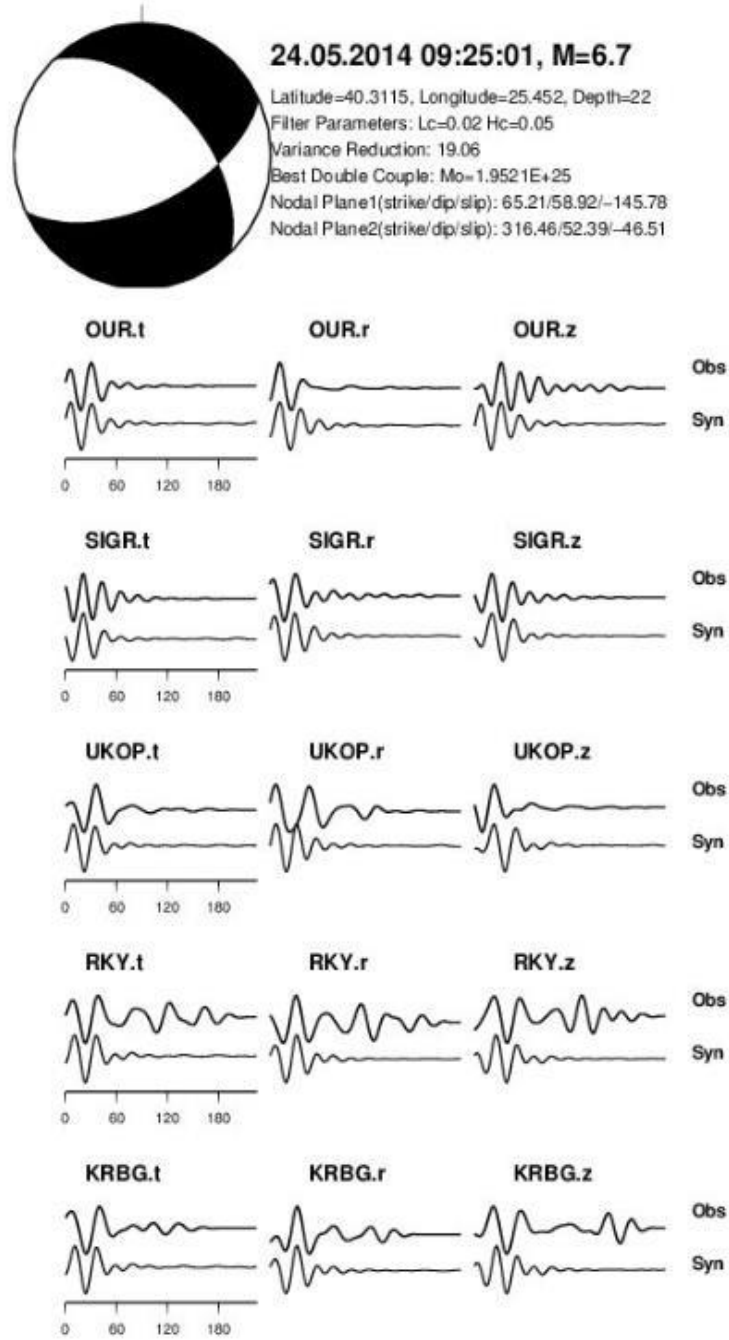
Depremin meydana geldiği kırık KD-GB doğrultulu olup, enerjinin büyük bir kısmı bu doğrultuda açığa çıkmıştır. Dolayısı ile KD alanda kalan özellikle Çanakkale-İstanbul ve çevresi depremi kuvvetli hissetmişlerdir (Kandilli-Basın Açıklaması).

Depremin bulunduğu alan birçok bilim insanı tarafından Kuzey Anadolu Fayı'nın Ege denizindeki devamı olarak nitelemektedirler. Ancak bu söylem kesin olmamakla

birlikte depremin Doğrultu atımlı bir fayla meydana geldiğini de söylemek gerekir. Bu ise bir yerde KAF'na benzer bir yapının bölgede etkili olduğunu göstermektedir.

Deprem İstanbul ve civarında III-IV şiddetinde (EMD-98 ölçeği), Çanakkale, Gökçeada ve Güney Trakya'da V-VI şiddetinde hissedilmiştir. Elde edilen en büyük ivme dağılımları da bu şiddet seviyelerini desteklemektedir. İstanbul'daki en büyük ivme seviyeleri %1g seviyesinin genellikle altındadır. Ülkemizde yapısal hasar ortalama %15g seviyelerinde başlamaktadır. 1999 Kocaeli depreminde İstanbul'da ölçülmüş en büyük ivme seviyeleri bu değerlerin yaklaşık 10 katı daha fazlaydı (Kandilli-Basın Açıklaması).

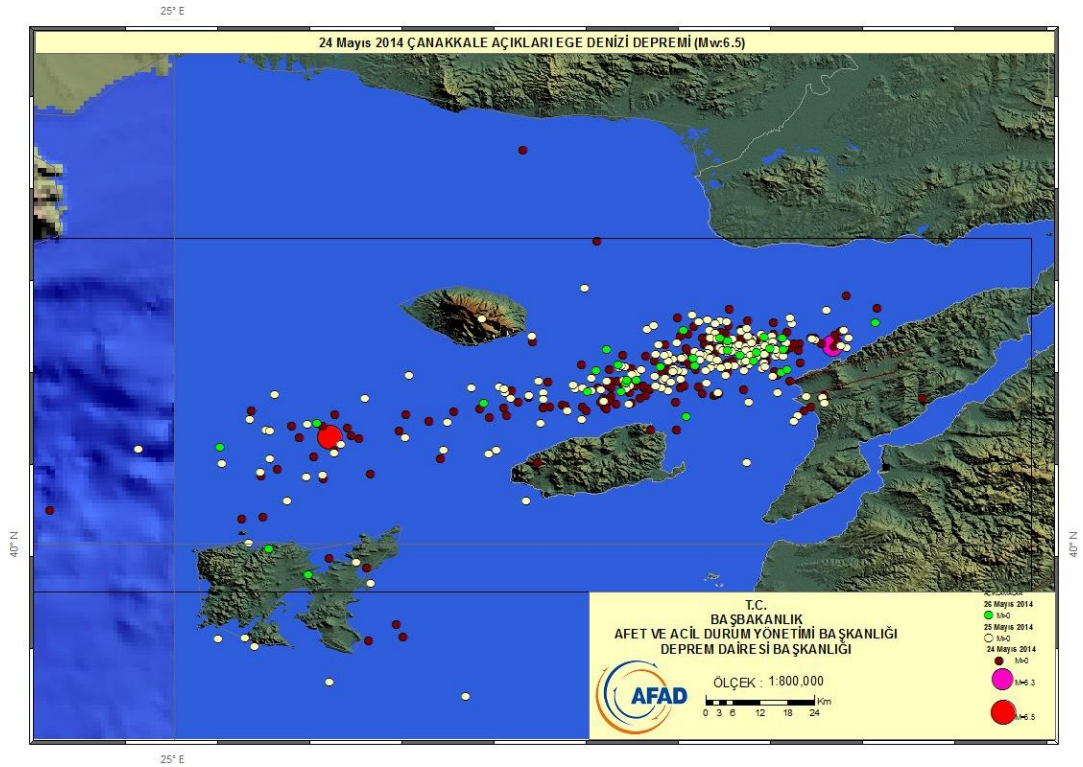
24 Mayıs 2014 tarihinde, saat 12.25'de meydana gelen Gökçeada-Çanakkale Açıkları – Ege Denizi merkezli depremin hemen ardından, depremi hissederek cep telefonlarına Deprem Bilgi Sistemini yükleyen yaklaşık 250 kullanıcı depremi nasıl hissettiklerini Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesine bildirdi. Bu kullanıcılardan alınan bilgiler sayesinde depremin merkezi çevresinde nasıl hissedildiği konusunda bir ön çalışma gerçekleştirildi. Aşağıdaki haritada bu çalışmanın Türkiye haritası üzerinde görüntülenmiş hali görülmektedir. Burada, kırmızı rengin yoğunluğu arttıkça, kullanıcıların depremi daha da şiddetli hissettiği görülmektedir. Özellikle depremin hissedildiği İstanbul ve İzmir illerindeki kullanıcıların yoğunluğu dikkat çekicidir (Kandilli-Basın Açıklaması).



Şekil 3.1. 24 Mayıs 2014 Gökçeada Açıkları – Ege Denizi depreminin ( $M=6.5$ ) MTI ile çözümlen odak mekanizma çözümünü değerlendirme (Kandilli-Basın Açıklaması).

## BÖLÜM 4. 24 MAYIS 2014 GÖKÇEADA DEPREMİNE AİT KUVVETLİ YER HAREKETİ KAYITLARI

Deprem meydana gelişinden itibaren kaydedilen artçı şok dağılımları incelendiğinde fay kırığının doğuya doğru kırıldığı anlaşılmaktadır. Artçı şokların özellikle doğu kesiminde yoğunlaştığı görülmektedir. Kırığın uzunluğu ortalama 60 km olup yaklaşık doğu-batı yönlü bir gelişim sergilediği söylenebilir.

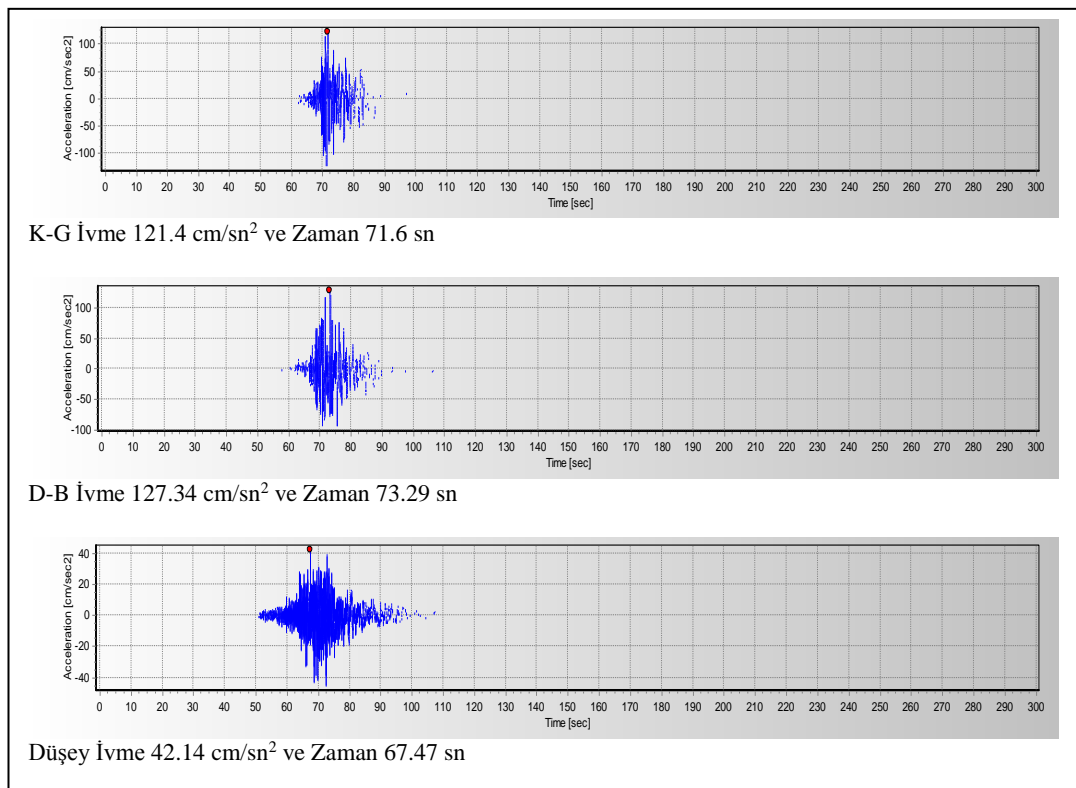


Şekil 4.1. 24 Mayıs 2014 Gökçeada Açıkları (Ege Denizi) depremi ve artçı depremlerin günlük dağılımı (AFAD-Ön rapor, 2014).

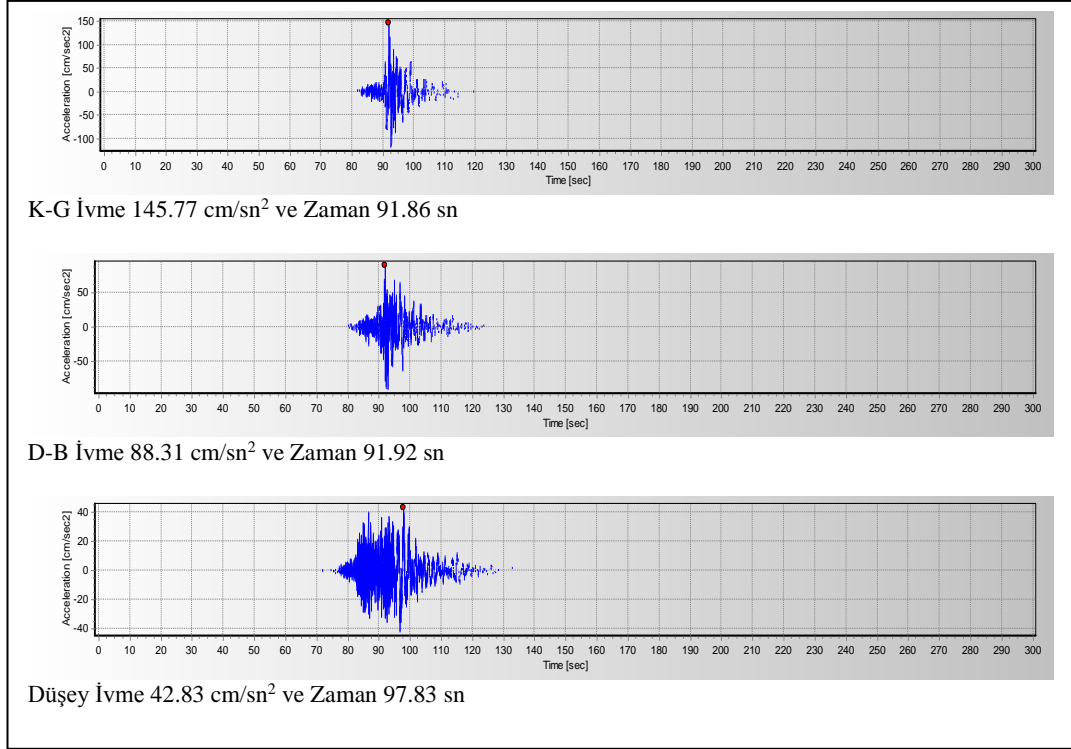
Bilindiği üzere ivmeyi deprem dalgalarının hızlanma oranı olarak ifade edebiliriz. Bu itibarla meydana gelen bir depremde oluşan yapısal hasarlar en büyük ivme değeri tarafından kontrol edilmektedir. 24.05.2014 Ege Denizi Depremi (MW= 6.5), deprem dış merkezine 51-724 km uzaklıklardaki AFAD'ın Ulusal Kuvvetli Yer Hareketi Gözlem ağına ait 186 farklı ivme-ölçer istasyonu tarafından kaydedilmiştir (AFAD-

Ön rapor, 2014). Bu istasyonlar içerisinde ölçülen en büyük ivme değeri Doğu-Batı yönünde Gökçeada istasyonu (176,6 cm/sn<sup>2</sup>) tarafından kaydedilmiştir.

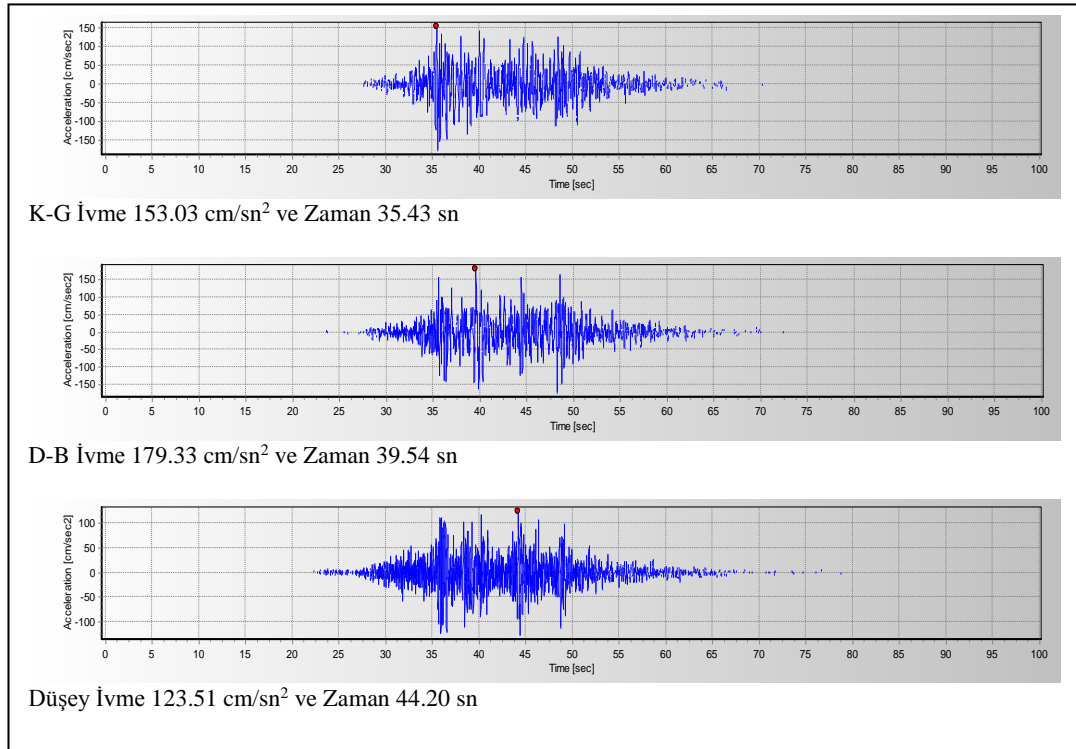
Bu istasyonlardan ivme değeri 100 gal üzerinde veri kaydı alan 5 istasyona ait bilgiler ve ölçümler aşağıdaki tabloda verilmiştir (Tablo 4.1.). Çalışmada kullanılan 5 istasyonun bulunduğu konumların bazılarında zemin türü bilinmektedir. Bu istasyonlar içerisinde ölçülen en büyük ivme değeri Doğu-Batı yönünde Gökçeada istasyonu (176,6 cm/sn<sup>2</sup>) tarafından kaydedilmiştir.



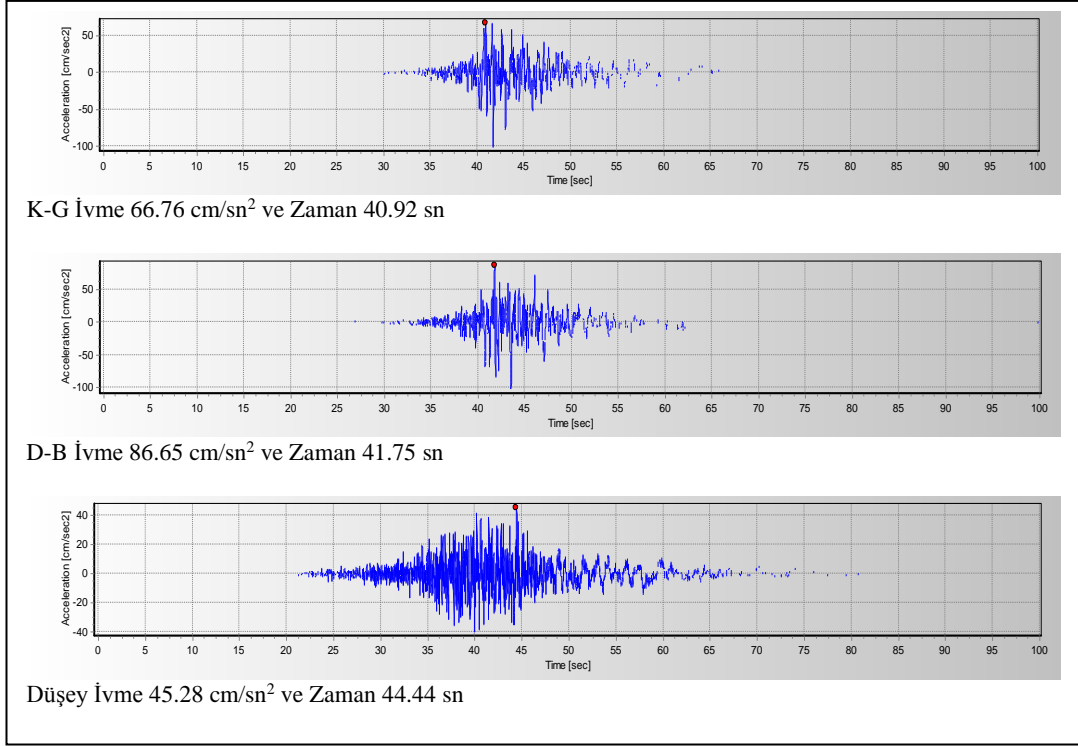
Şekil 4.2. Çanakkale Merkez, 1701 istasyonu üç bileşenli ivme kaydı.



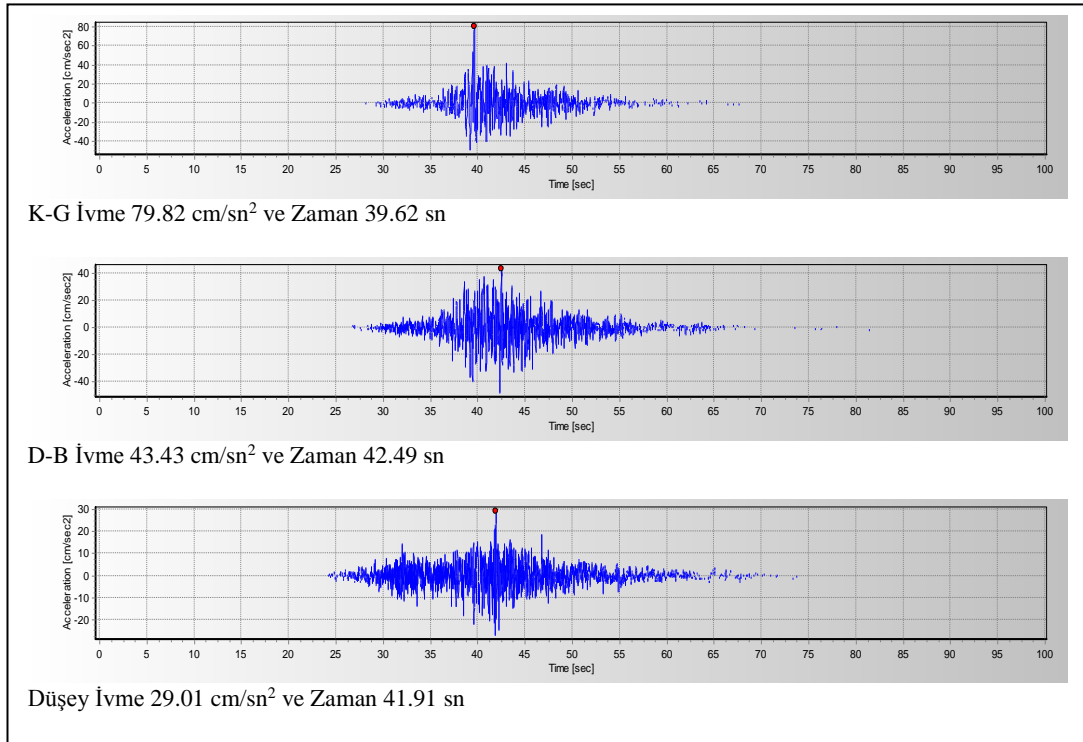
Şekil 4.3. Çanakkale Gelibolu, 1710 istasyonu üç bileşenli ivme kaydı.



Şekil 4.4. Çanakkale Gökçeada, 1711 istasyonu üç bileşenli ivme kaydı.

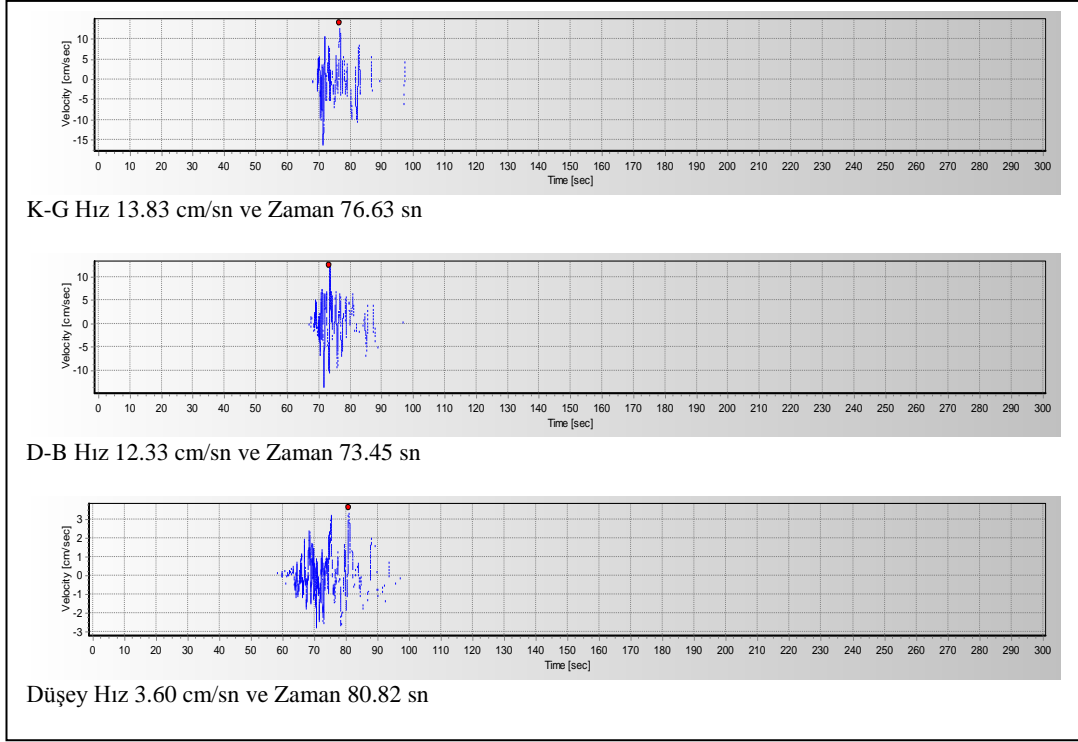


Şekil 4.5. Çanakkale Merkez 2, 1713 istasyonu üç bileşenli ivme kaydı.

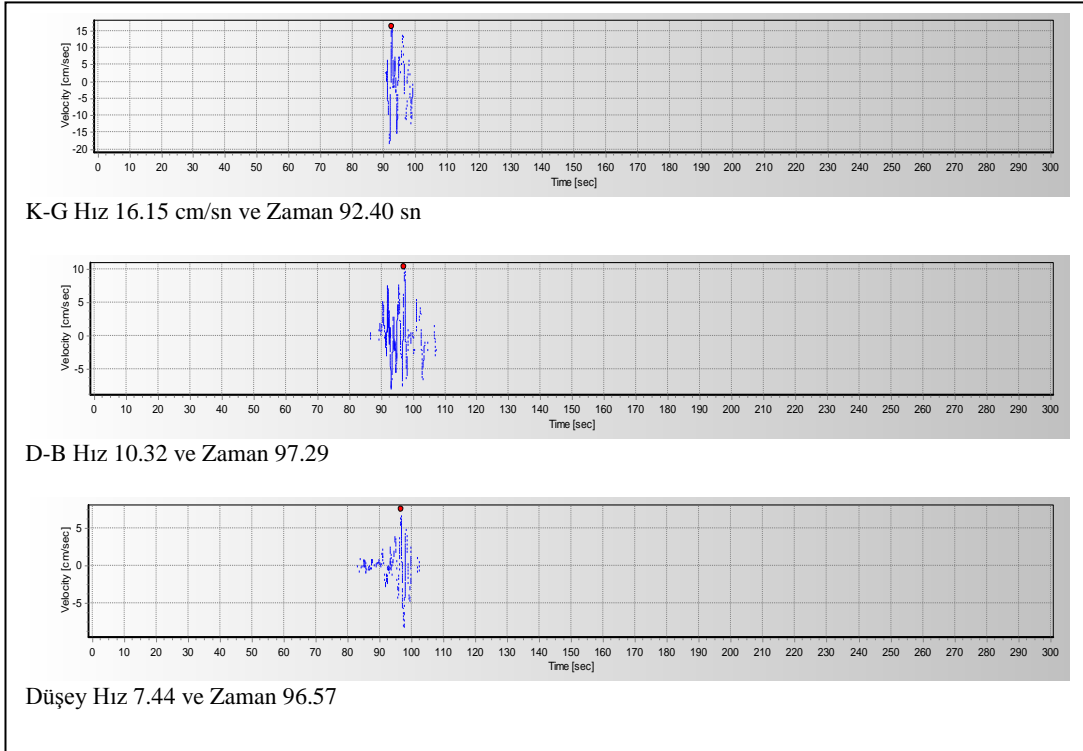


Şekil 4.6. Edirne Kesan, 2203 istasyonu üç bileşenli ivme kaydı.

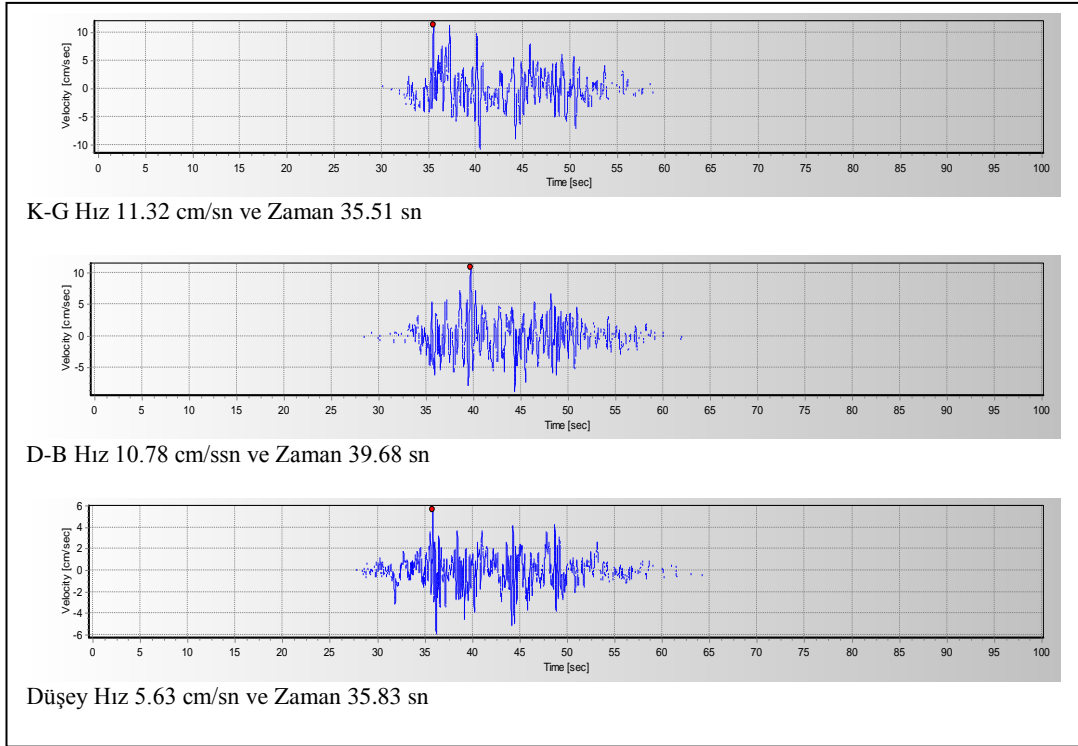




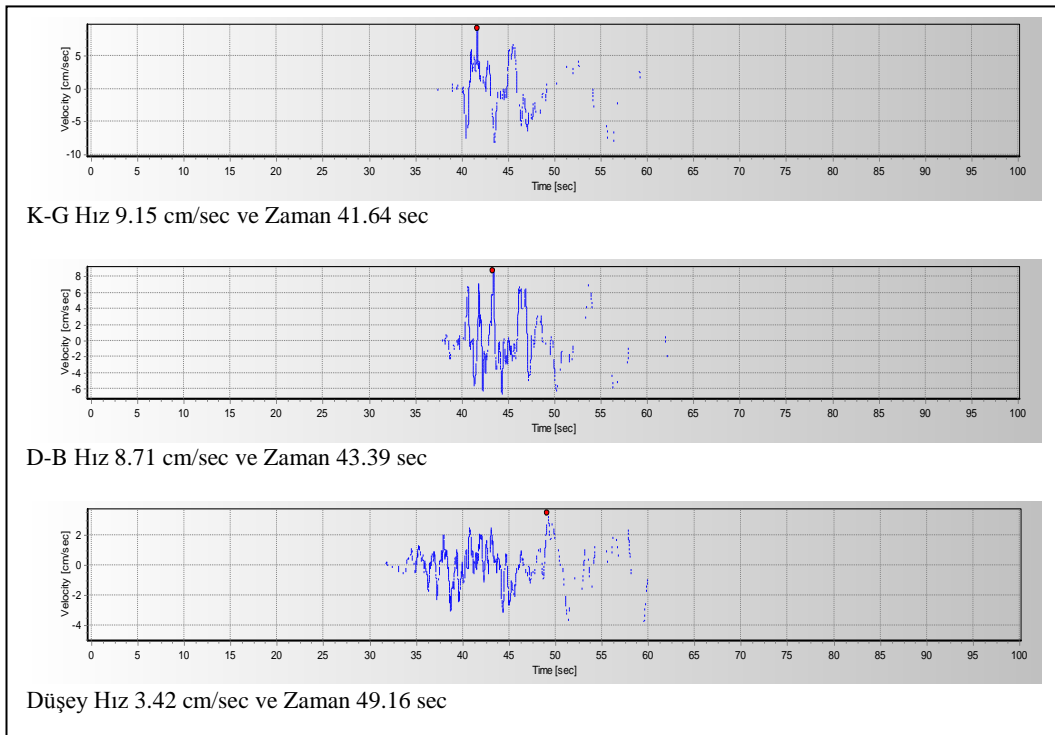
Şekil 4.7 Çanakkale Merkez, 1701 istasyonu ivme kaydının hız bileşenleri.



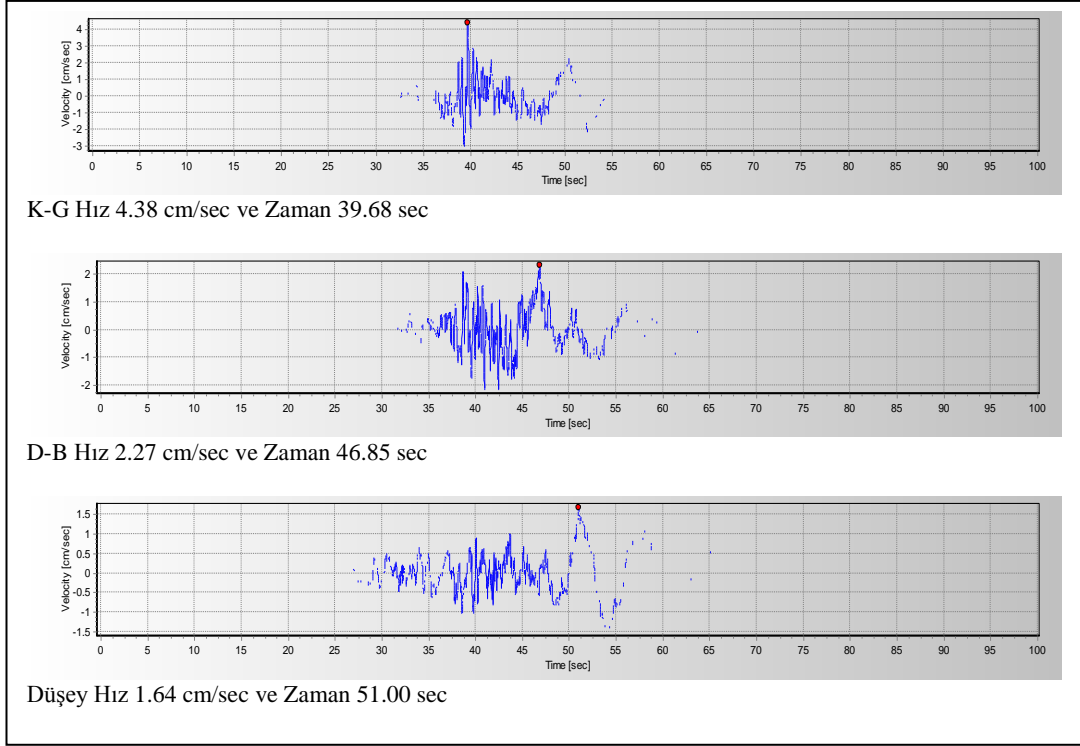
Şekil 4.8. Çanakkale Gelibolu, 1710 istasyonu ivme kaydının hız bileşenleri.



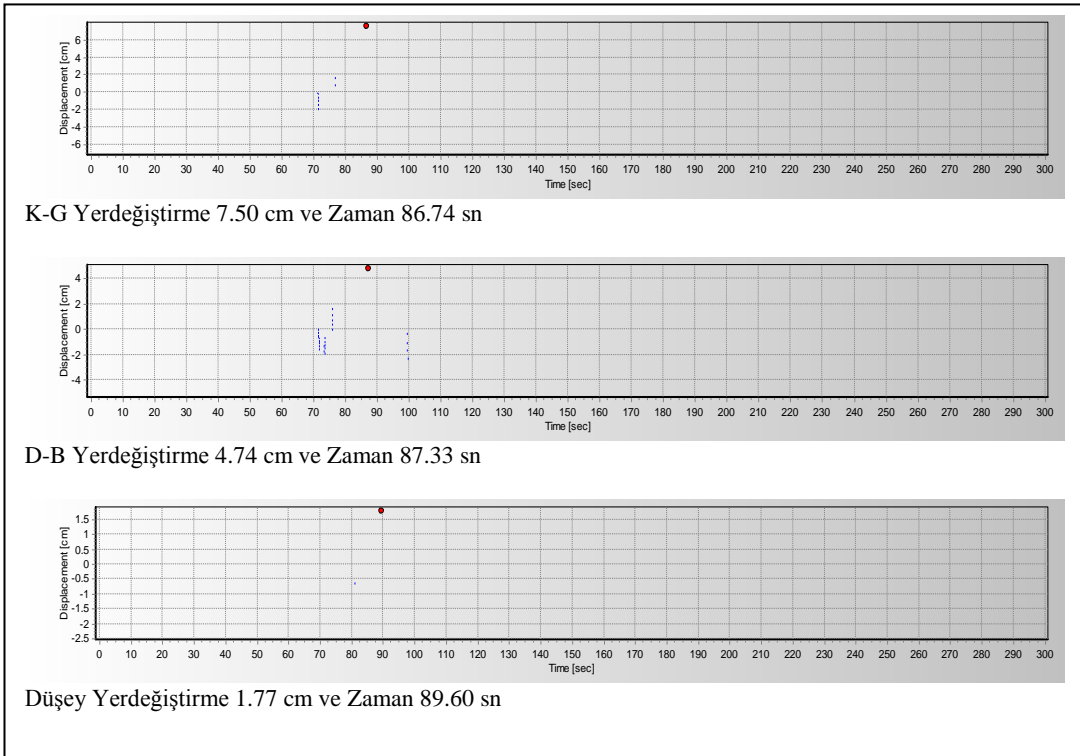
Şekil 4.9. Çanakkale Gökçeada,1711 istasyonu ivme kaydının hız bileşenleri.



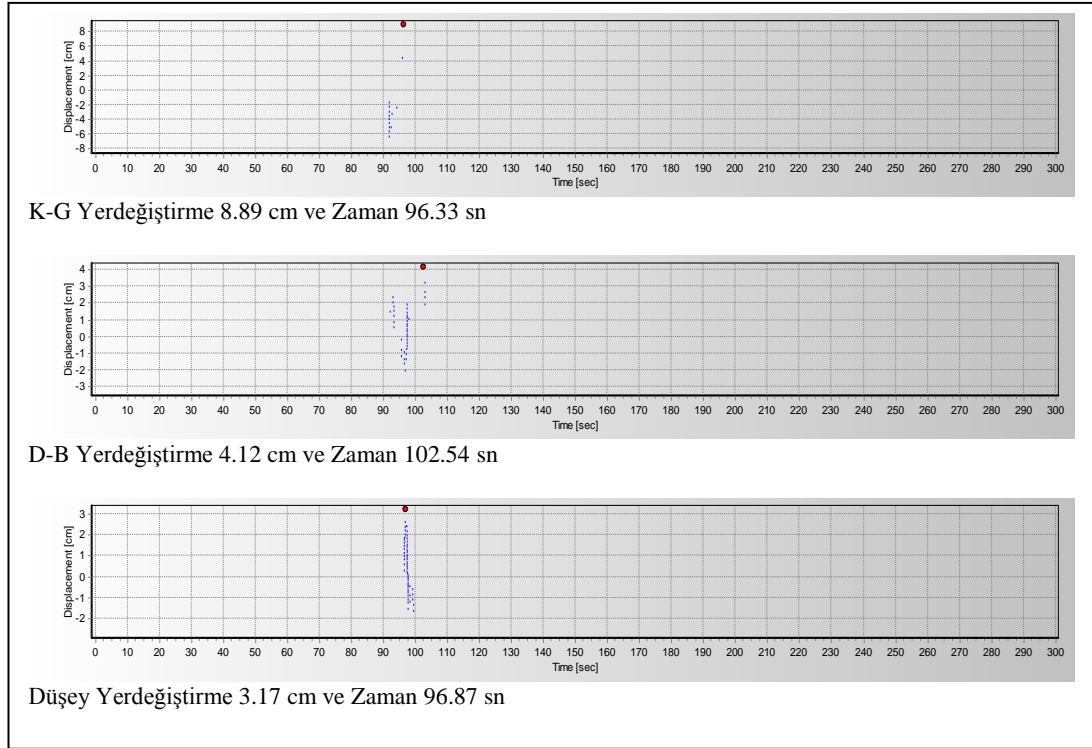
Şekil 4.10. Çanakkale Merkez 2, 1713 istasyonu ivme kaydının hız bileşenleri.



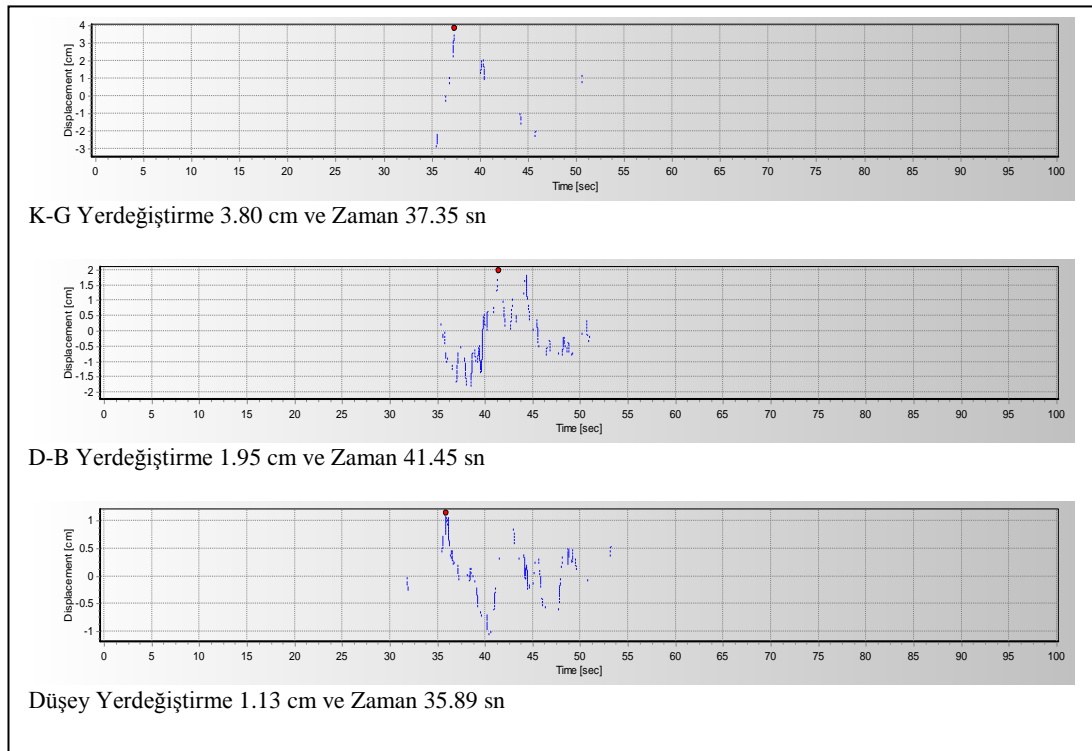
Şekil 4.11. Edirne Keşan, 2203 istasyonu ivme kaydının hız bileşenleri.



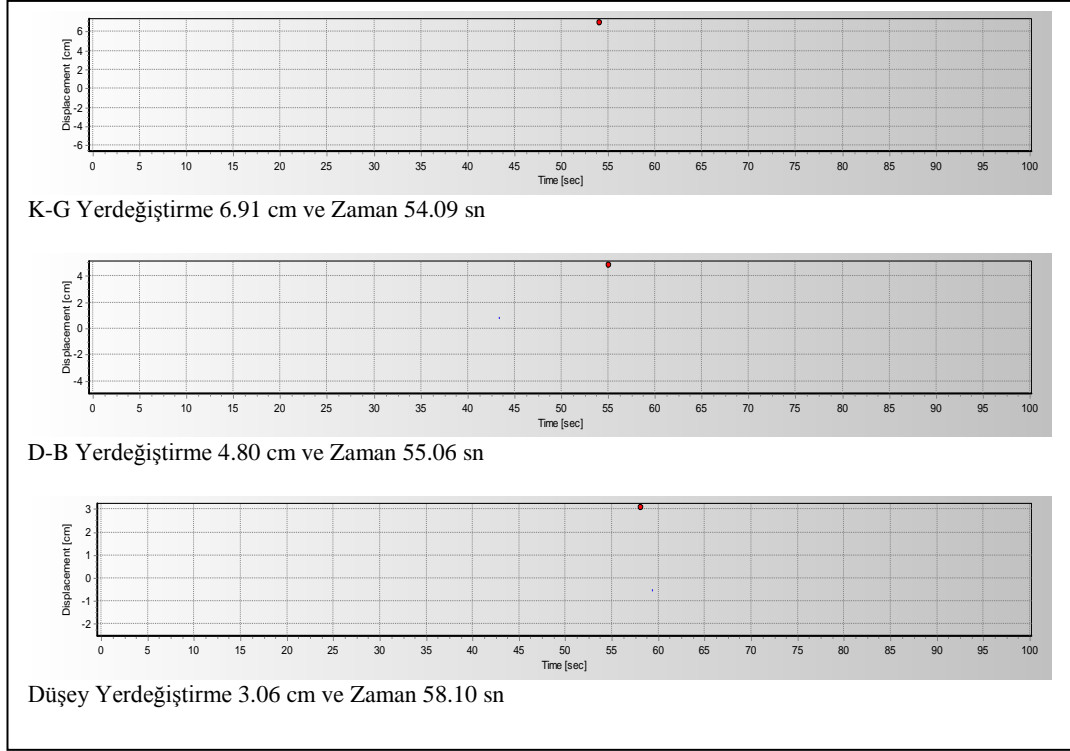
Şekil 4.12. Çanakkale Merkez, 1701 istasyonu ivme kaydının yer değiştirme.



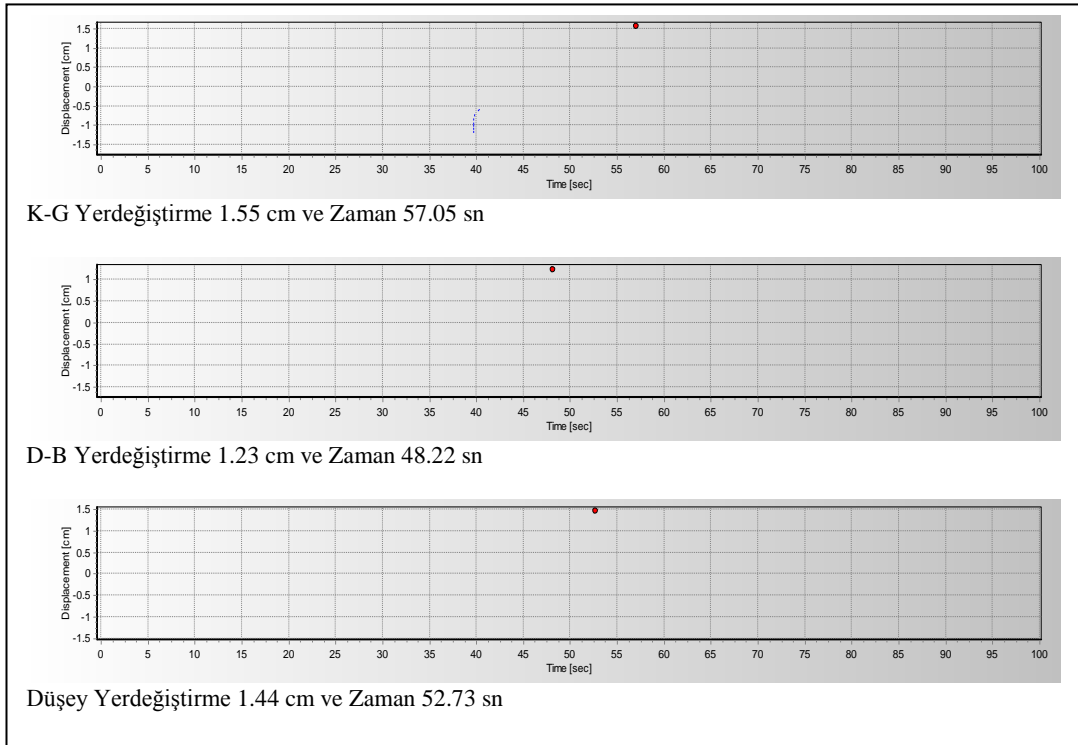
Şekil 4.13. Çanakkale Gelibolu, 1710 istasyonu ivme kaydının yer değiştirme bileşenleri.



Şekil 4.14. Çanakkale Gökçeda, 1711 istasyonu ivme kaydının yer değiştirme bileşenleri.



Şekil 4.15. Çanakkale Merkez 2, 1713 istasyonu ivme kaydının yerdeğiştirme bileşenleri.



Şekil 4.16. Edirne Kesan, 2203 istasyonu ivme kaydının yerdeğiştirme bileşenleri.

1701 (Çanakkale Merkez) , 1711 (Çanakkale Gökçeada) ve 1713 (Çanakkale Merkez 2) istasyonlarına ait ivme kayıtları incelendiğinde DB yönlü ivme değerlerinin daha yüksek olduğu anlaşılmaktadır.



Şekil 4.17. Kuvvetli yer hareketi istasyon yerleri ( <https://deprem.afad.gov.tr/istasyonlar> ).

Gökçeada depreminin farklı istasyonların kaydettiği ivme değerlerine bakıldığında, özellikle mesafenin ve jeolojik yapının bir fonksiyonu olarak deprem dalgası önemli bir azalım göstermiştir. Ayrıca, deprem odağının 23 km gibi bir derinliğine sahip olması nedeniyle oldukça geniş bir alanda etkili olarak deprem dalgasının daha yavaş sönümlenmesine neden olmuştur. İstasyonların deprem odağına olan kuş uçuşu uzaklıkları 51-133 km arasında değişmektedir. Söz konusu istasyonların kaydettiği ivme değerlerinin, ivme-azalım bağıntılarına göre tahminlerin altında olması, deprem dalgası enerjisinin geniş bir alana yayılarak azaldığını ve bölgedeki soğurulmanın yüksek olduğunu göstermektedir. Deprem sırasında diğer ivme-ölçer istasyonlarda kaydedilen maksimum yatay ivme değerleri; ÇGA 176.6, ÇM1 141.04, ÇGE 123.15, ÇM2 97.47, ve EKE 81.95 cm/sn<sup>2</sup> olarak gerçekleşmiştir. Ayrıca, depremin ana şoku sırasında kayıt alan istasyonların koordinatları ve maksimum yer hareketine ait üç bileşenli ivme genlik değerleri Tablo 4.1.'de verilmiştir.

Bu bağlamda yapılan son çalışmalardan büyük yüzey kırığı üreten depremlere ait genliklerin yüzey kırığı üretmeyen ve gömülü fay özelliği gösteren tektonik yapıların meydana getirdiği depremlerin genliklerine göre sistematik olarak daha küçük olduğunu göstermiştir.

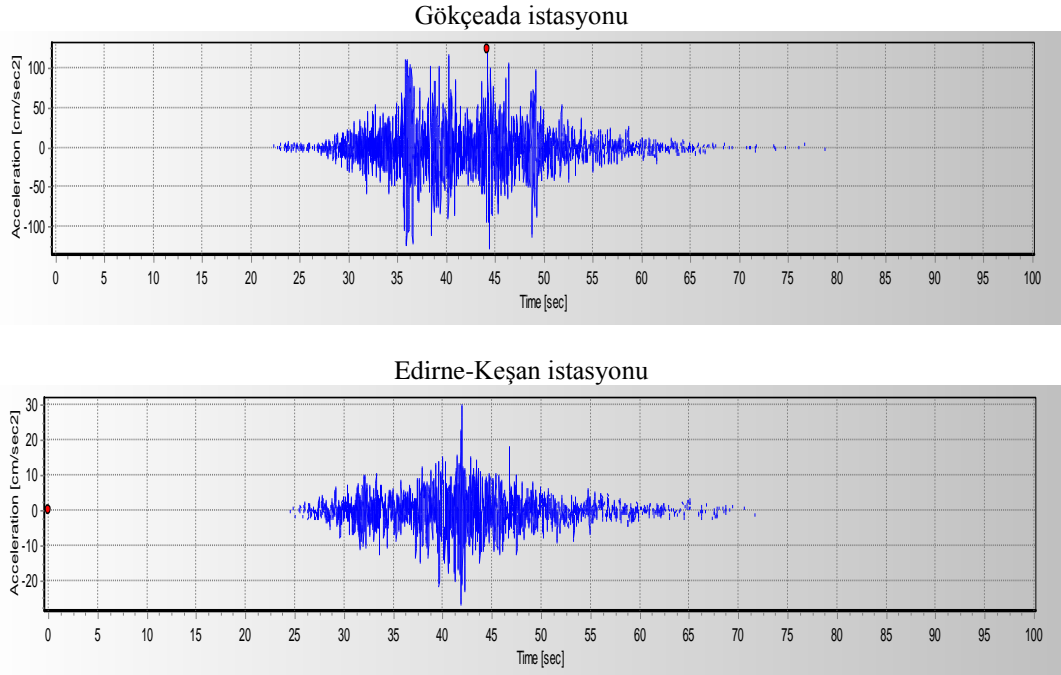
Tablo 4.1. AFAD Ulusal Kuvvetli Yer Hareketi Gözlem ağına ait istasyonlardan, 24.05.2014 Ege Denizi Depremi sırasında ivme değeri 100 cm/sn<sup>2</sup> üzerinde veri kaydı alan istasyonlara ait bilgiler ve ölçümler (AFAD-Ön Rapor, 2014).

No	İL	İSTASYON İLÇE/ SEMT	İstasyonun kayma dalga hızı	Enlem	Boylam	Rakım (m)	CIHAZ TÜRÜ	ÖÇÜLEN İVME DEĞERLERİ (gal)			Uzaklık Repi (km)
								KG	DB	Düşey	
1	Çanakkale	Gökçeada 1711	-	40,19	25,9	78	GMSPPlus	171,44	176,6	131,9	51
2	Çanakkale	Merkez 1701	192	40,72	26,39	1	CMG-STD	141,04	121,26	44,88	93
3	Çanakkale	Merkez-2 1713	-	40,16	26,41	53	GMSPPlus	94,39	97,47	46,22	94
4	Çanakkale	Gelibolu 1710	286	40,42	26,66	40	CMG-STD	123,15	94,4	44,98	118
5	Edirne	Keşan 2203	-	40,86	26,63	55	GMSPPlus	81,95	48,3	29,01	133

#### 4.1. Maksimum İvme Değerleri

Mühendislik tasarımlarında maksimum düşey ivme (PVA) genellikle maksimum yatay ivme (PHA)'nin üçte ikisi kadar kabul edilmektedir (Newmark ve Hall., 1982). Ancak, son zamanlarda yapılan gözlemler PVA'nın PHA'ya oranının oldukça değişken olduğunu ancak orta ve büyük ölçekteki deprem kaynaklarının yakınında bu oranın üçte ikiden büyük ve çok uzak mesafelerde ise, bu oranın üçte ikiden daha küçük olduğunu göstermiştir (Campbell, 1985; Abrahamson ve Litehiser., 1989). Gökçeada istasyonu kaydı düşey bileşenin 14. sn' de görüldüğü gibi beklenenin üzerinde (123.51 cm/sn<sup>2</sup>) bir maksimum ivme değerine ulaşmıştır. Öte yandan benzer bir maksimum düşey ivme değeri ise (29.01 cm/sn<sup>2</sup>) Edirne-Keşan istasyonunun 25. sn' de gözlemlenmiştir. Bilindiği üzere, yakın kaynaktan alınan kuvvetli yer hareketi kayıtlarına ait düşey bileşen değerleri yatay bileşen değerlerine yakın olabilmekte. Ancak, düşey bileşen kaydında (Şekil 4.6.) görüldüğü gibi sözkonusu değerler ani bir pik (pulse) olup depremi kaydeden 2 istasyonda ani sıçramalar meydana gelmiştir. Maksimum ivmeler önemli bir parametre olsa bile kuvvetli yer hareketinin frekans içeriği ile süresi hakkında herhangi bir bilgi içermemektedir. Yer hareketinin doğru karakterize edilebilmesi için maksimum genlik ile beraber hareketin süresi, frekans

içeriği gibi ilave bilgilerle birlikte kullanılması gerekir. Dolayısıyla, tüm kayıt içinde tek bir örnek olan bu pik değeri elemine edilirse, maksimum ivme değerlerinin Gökçeada istasyonu için 50 cm/sn<sup>2</sup> Edirne-Keşan istasyonu için ise 15 cm/sn<sup>2</sup> civarında olduğu görülür. Bu tür ani sıçramaların ivme spektrumuna etkisi söz konusu değildir.



Şekil 4.18. Gökçeada ve Edirne-Keşan istasyonlarında ana şok kaydının düşey bileşeninde görülen ni pik (pulse) etkileri.

## 4.2. Kuvvetli Hareketin Süresi

Depremlerin yıkıcı etkilerini belirleyen en önemli unsurlardan biride sarsıntının süresidir. Uzun süreli sarsıntıların mühendislik yapıları üzerinde ciddi hasarlara neden olabileceği bilinmektedir. Bu anlamda yüksek genlikli ancak kısa süreli olan sarsıntılarda yapılarda yıkıcı düzeyde hasar oluşmazken genliği orta düzeyde ancak uzun süreli olan bir sarsıntıda yapılarda ciddi derecede hasarlar meydana gelebilir.

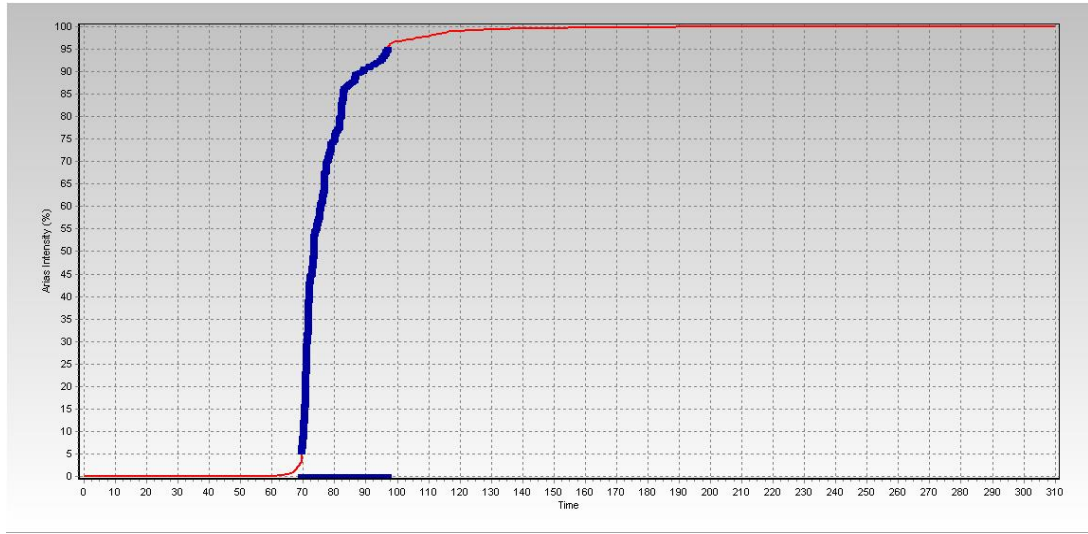
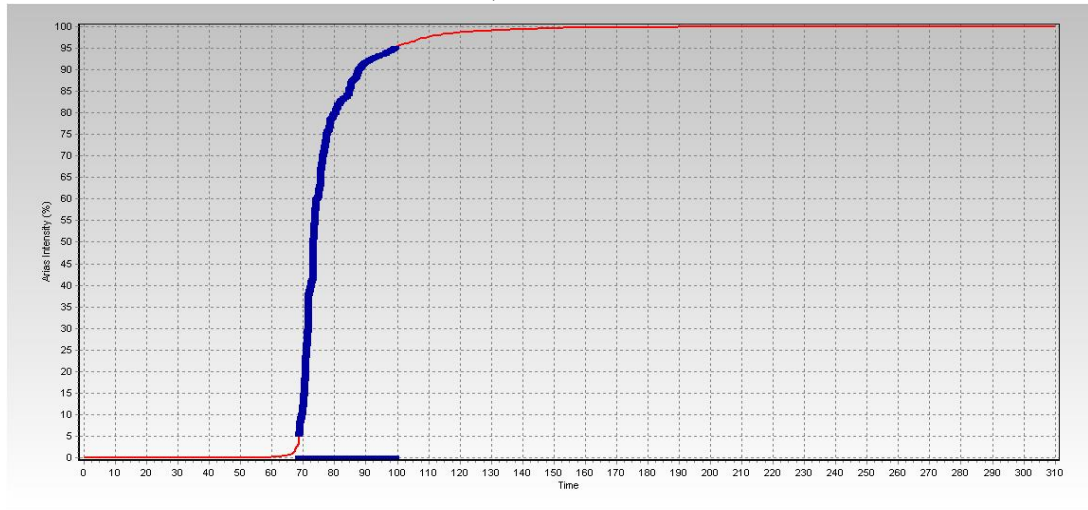
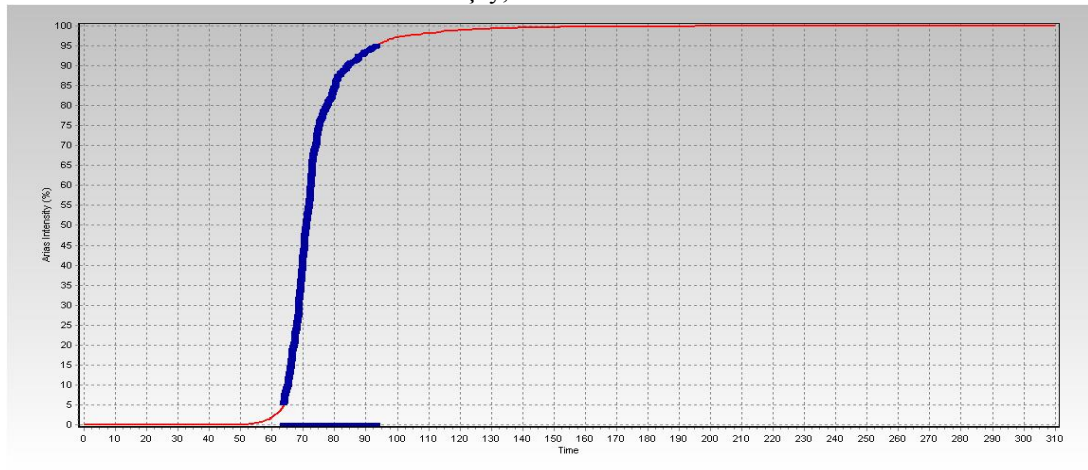
Öte yandan kuvvetli yer hareketinin süresinin genellikle depremin büyüklüğü ile artmasına karşın deprem odağının uzaklığı (Dobry, 1978), sarsıntının şiddeti ve jeolojik koşullarında bunda önemli oranda etkisi olmaktadır (Trifunac, 1977). Depremin etkili olduğu sürenin uzaması ile yapılarda potansiyel hasar birikmeleri



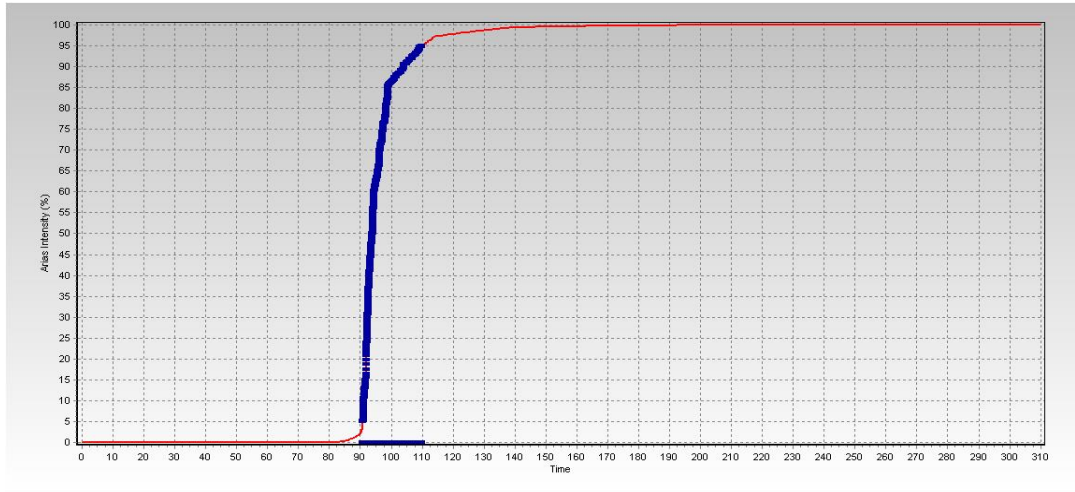
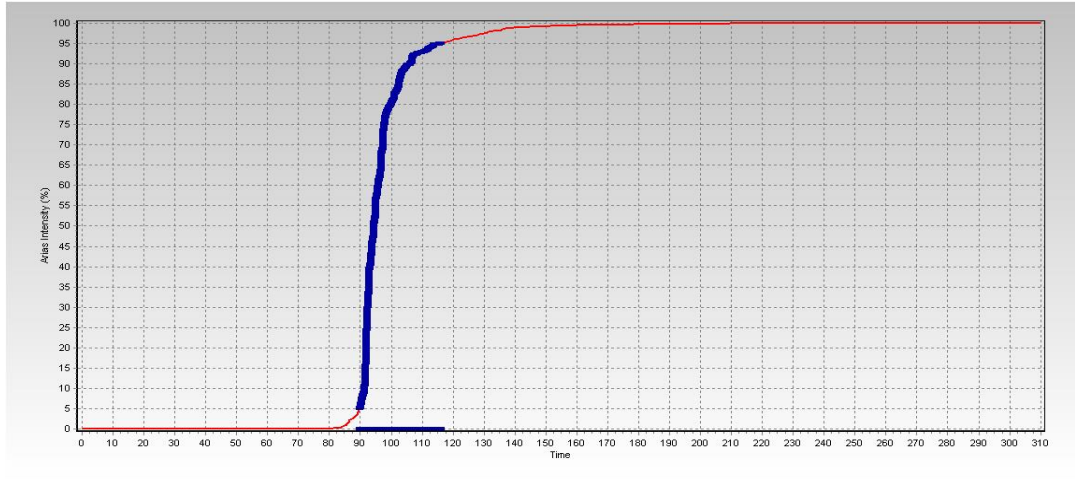
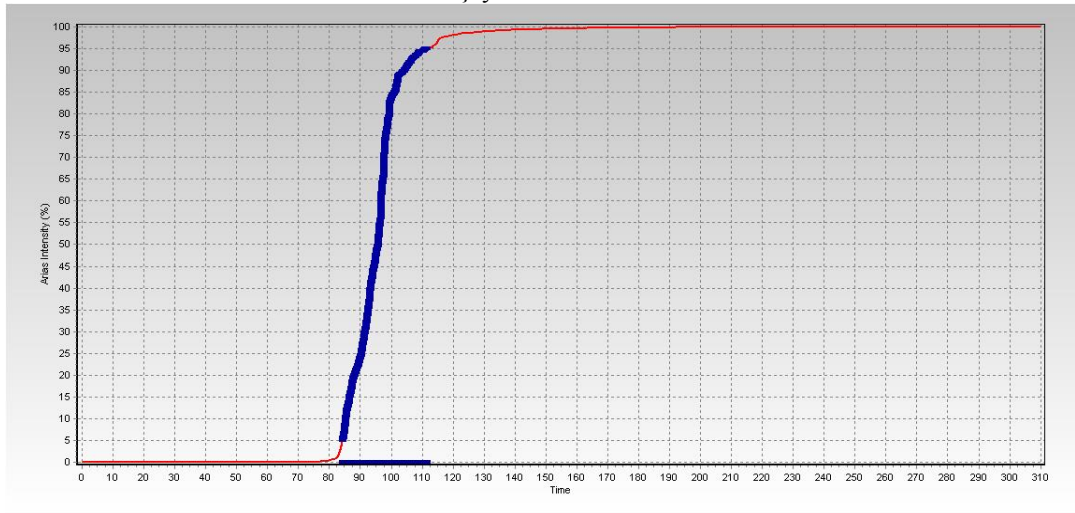
meydana gelmektedir. Bu yüzden depremin süresi yer hareketinin şiddetini ifade eden bir parametre olarak kullanılmaktadır. Bu konuda literatüründe çeşitli yaklaşımlar yer almaktadır. Bu yaklaşımlardan ilki olarak ivme kaydı üzerinde 50 gal (0.05 g) ve daha büyük değerlere sahip titreşimlerde ilk ve son pik ivme değerleri arasındaki zaman aralığı verilebilir (Page ve ark., 1975). İkinci olarak yapılan tanımlamada ise, maksimum ivmenin karesinin integralinde elde edilen kümülatif enerjiyi esas alarak toplam enerjinin tavsiye edilen oranda birikmesi için gereken zaman aralığı olup, yer hareketinin bir yer partikülü üzerinde yaptığı toplam işin (Arias intensity) %5'den %95'e (Husid ve ark., 1969) veya %90'a (Trifunac and Brady, 1975) kadar arttığı süre, “etkili süre” şeklinde adlandırılmaktadır. Arias intensity (IA), (Arias, 1970).

$$I_A = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_f} a^2(t) dt \quad (4.1)$$

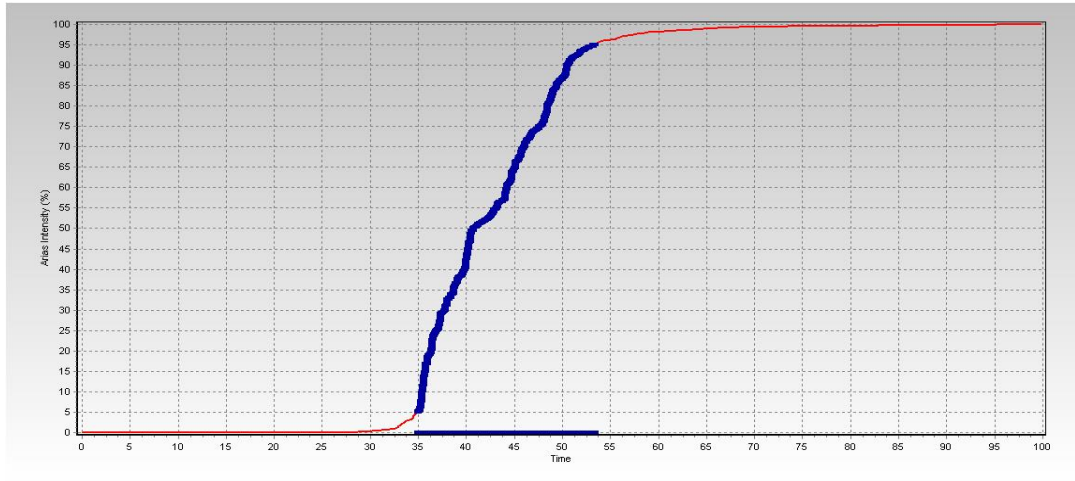
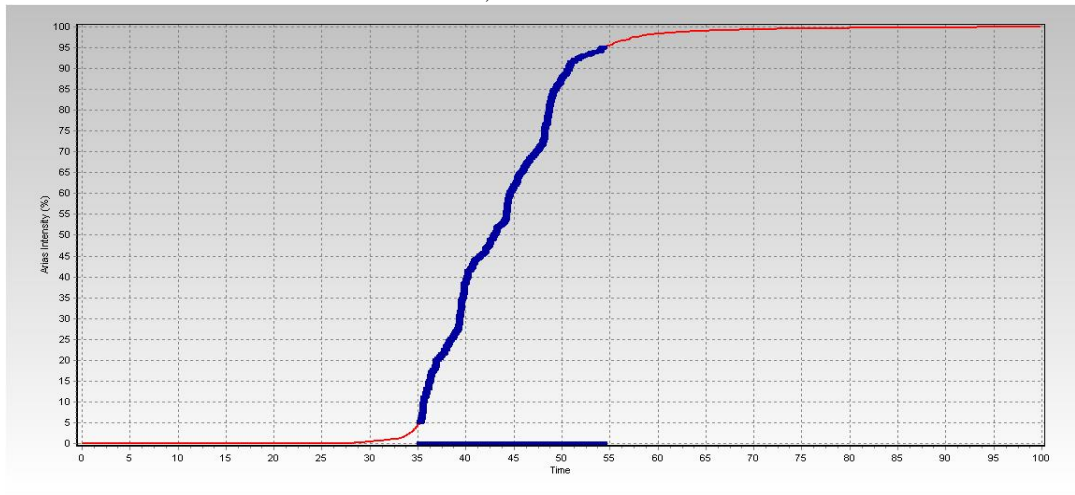
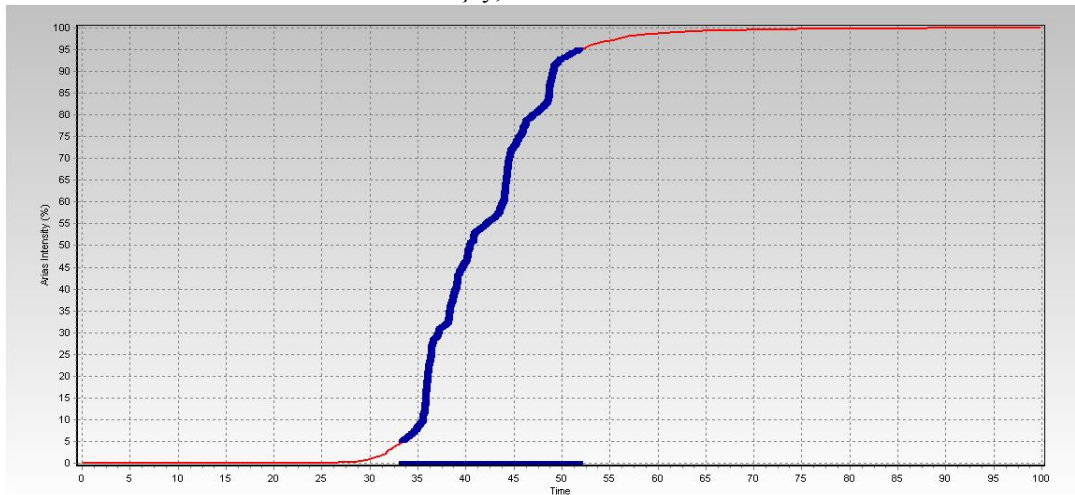
(4.1) bağıntısı ile tanımlanmaktadır. Burada  $a$  = ivme,  $g$  = yer çekimi ivmesi,  $t$  = zaman ve  $t_f$  = toplam kayıt uzunluğudur. Söz konusu bu ifadelerle ilişkin olarak Gökçeada depreminin analizi için seçilen istasyonlarda kaydedilen ivme kayıtlarının her bir bileşeni için hesaplanan Arias intensity değerinin %5'den %95'e kadar çıkması arasında geçen “etkili süre” grafikleri (Husid plot) Şekil 4.7.'de verilmiştir. Grafiklerden görüldüğü üzere en yüksek etkili süre (29.6 - 18.3 sn) değerlerine istasyonların düşey bileşenlerinde rastlanmaktadır. Yine söz konusu istasyonlar genel olarak değerlendirildiğinde K-G bileşenlerde 27.4 -13.3 sn, D-B bileşenlerde ise 30.8 - 14.2 sn olarak “etkili süre” hesaplanmıştır. Uzun süreli yer hareketleri yapı sistemlerine yüksek miktarda enerji yükleme özelliğine sahiptirler (Sucuoğlu ve ark., 1999). Gökçeada'daki kuvvetli yer hareketinin yüksek olmasına rağmen yapısal hasarın düşük olmasını; Gökçeada' da ki yerleşimlerin sıkı zeminlerde bulunmasına, bölgedeki yapıların düşük katlı ve geleneksel taş yapı mimarisi ile yapılmasına ve depremin 23 km derinde meydana gelmesi ile açıklayabiliriz. Böylesi derinliklerde meydana gelen depremlerde enerji geniş bir alana yayılacağı için depremin etkin süresinin uzun olmasına karşın hasar yapıcı özelliği en az olmaktadır.

ARIAS INTENSITY K-G,  $T_e=27.440$  snD-B,  $T_e=30.870$  snDüŖey,  $T_e=29.630$  sn

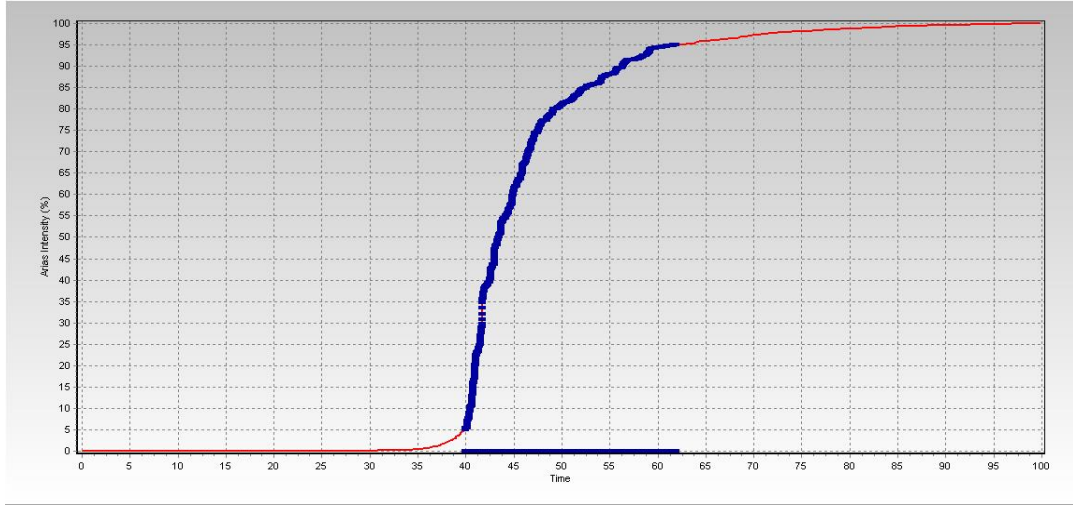
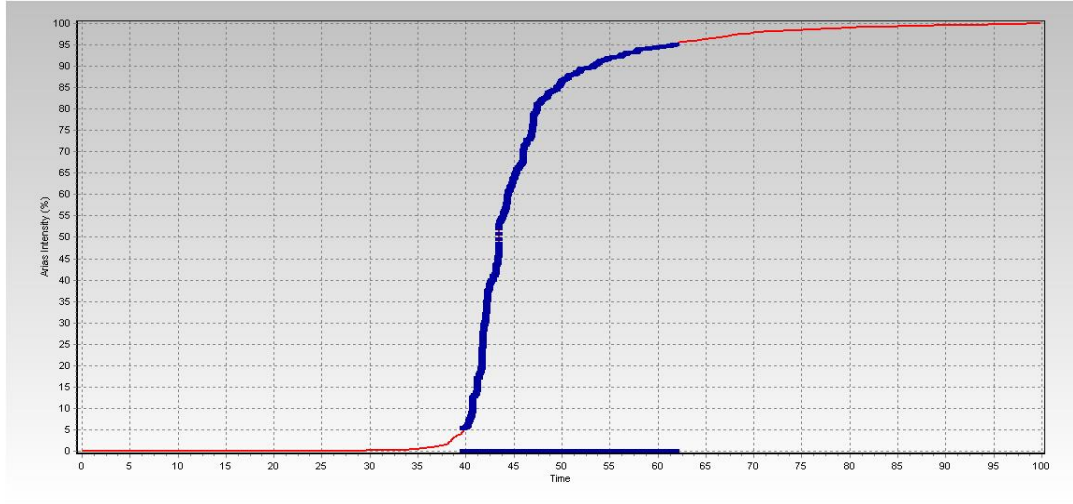
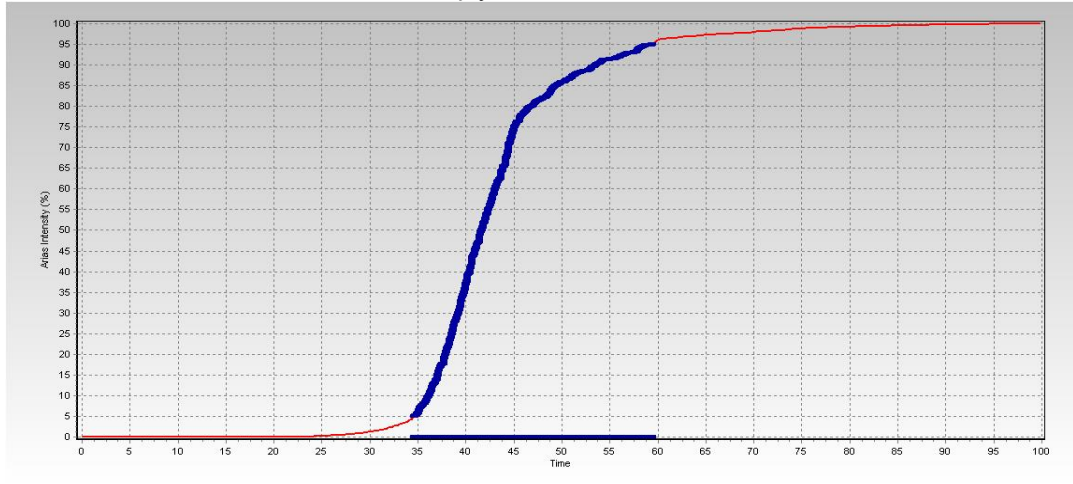
Ŗekil 4.19. Gökçeada kaydının, 1701 Çanakkale Merkez istasyonun her üç bileŖenine ait Arias Ŗiddetinin %5 -95 arasında hesaplanan etkili süreler.

ARIAS INTENSITY K-G,  $T_e= 18.970$  snD-B,  $T_e= 26.200$  snDüsey  $T_e= 27.180$  sn

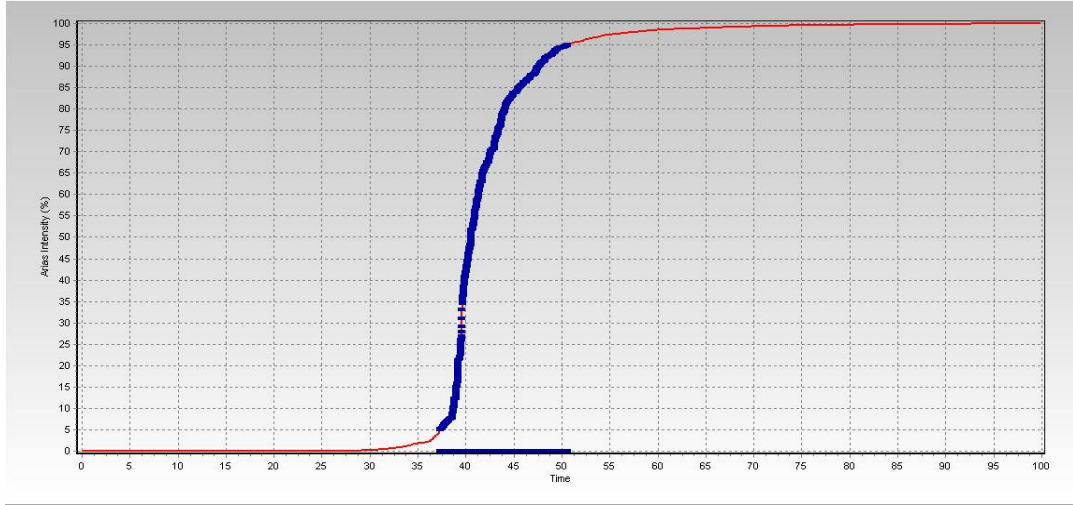
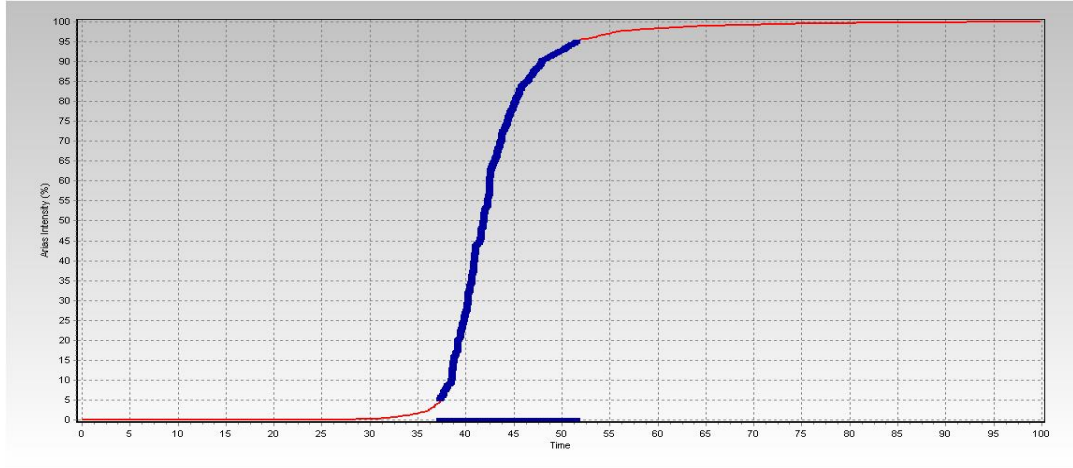
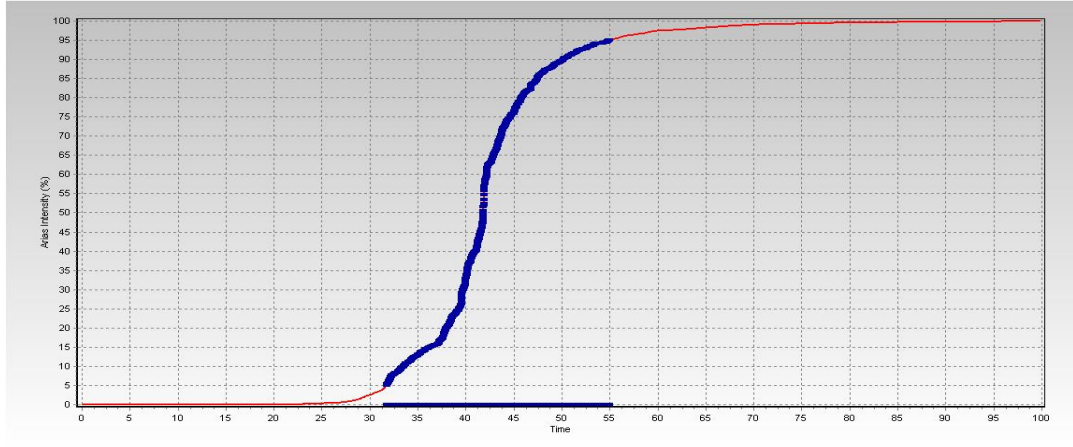
Şekil 4.20. Gökçeada kaydının, 1710 Çanakkale Gelibolu istasyonunun her üç bileşenine ait Arias şiddetinin %5 -95 arasında hesaplanan etkili süreler.

ARIAS INTENSITY K-G,  $T_e=18.440$  snD-B,  $T_e=19.040$  snDüŖey,  $T_e=18.330$  sn

Ŗekil 4.21. Gökçeada kaydının, 1711 Çanakkale Gökçeada istasyonunun her üç bileŖenine ait Arias Ŗiddetinin %5 - 95 arasında hesaplanan etkili süreler.

ARIAS INTENSITY K-G,  $T_e=21.940$  snD-B ,  $T_e= 22.150$  snDüŖey,  $T_e= 24.900$  sn

Ŗekil 4.22. Gökçeada kaydının, 1713 Çanakkale Merkez 2 istasyonun her üç bileŖenine ait Arias Ŗiddetinin %5 -95 arasında hesaplanan etkili süreler.

ARIAS INTENSITY K-G,  $T_e=13.330$  snD-B,  $T_e=14.240$  snDüşey,  $T_e= 23.220$  sn

Şekil 4.23. Gökçeada kaydının, 2203 Edirne Kesan istasyonunun her üç bileşenine ait Arias şiddetinin %5 -95 arasında hesaplanan etkili süreler.

Depremi en önemli parametrelerinden biride frekans içeriğidir. Deprem dalgalarının meydana getirdiği sarsıntının frekansı yapısal yıkımı belirleyen en önemli etkenlerden biridir. Çünkü deprem dalgalarının frekans içeriği ile yer hareketi genliğinin değişik

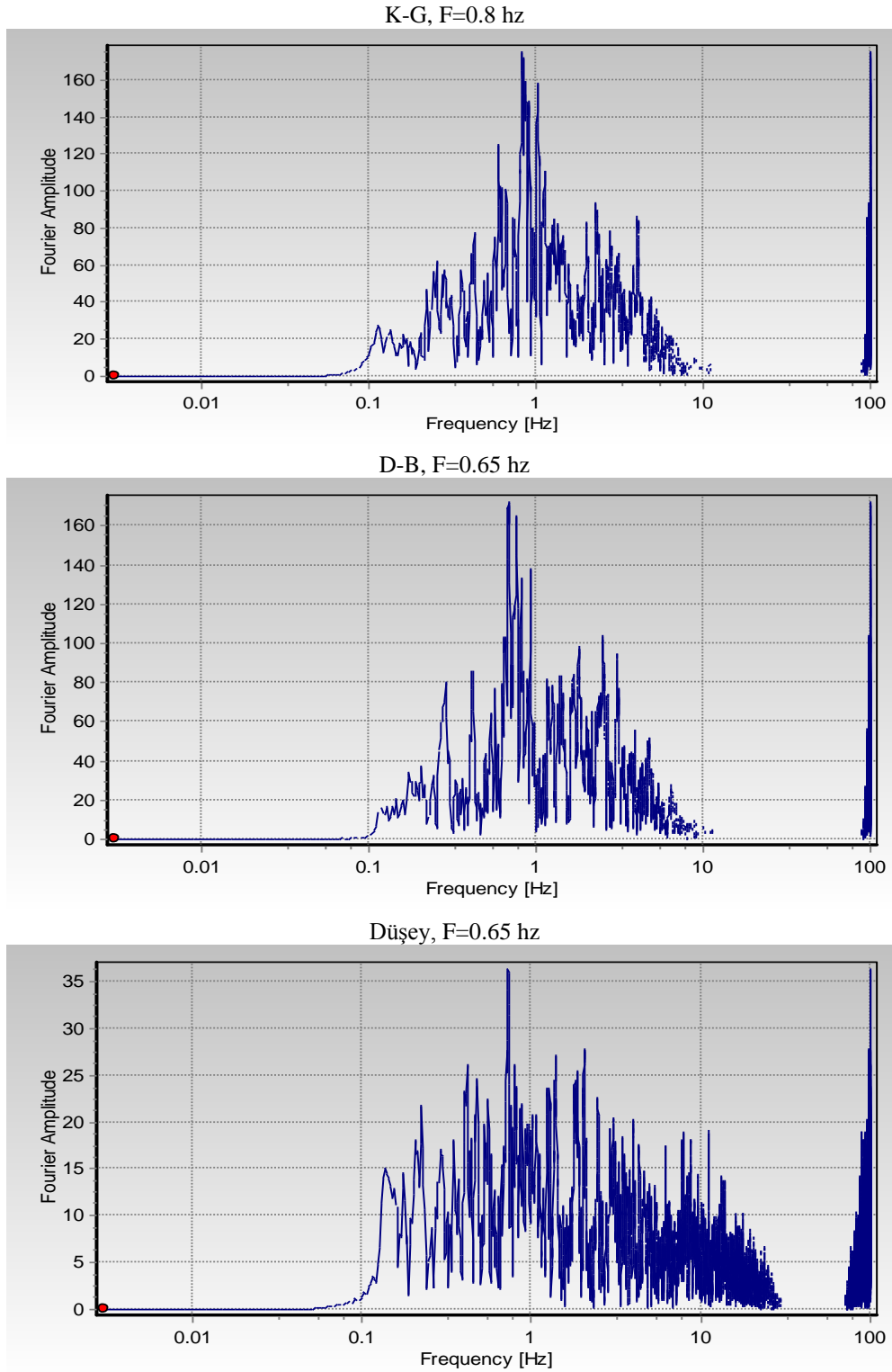
frekanslar arasında ki dağılımı oldukça önemlidir. Depremin frekans içeriğinin belirlenmesi Fourier spektrumu ile gerçekleştirilir. Böylece yer hareketinin frekans, faz ve genlik spektrumları ile yapısal hasarlar doğrudan ilişkilendirilir. Bu nedenle kuvvetli hareketin Fourier spektrum karakteristiğinin tespit edilmesi, depreme dayanıklı yapı tasarımında ve yapısal hasar için önemli bir etkidir. Depremi meydana getiren çeşitli türdeki dalgaların Fourier genlik spektrumu ile hangi dalganın hangi frekans bileşenlerini içerdiği ve hangi bileşenlerin genliğinin büyük olduğunun anlaşılması bakımından ve o deprem dalgasının yapılara meydana getireceği etkinin kestirilmesinde çok önemli bilgiler içermektedir (Ohsaki, 1976).

Gökçeada depremi ana şok ivme kaydının yatay bileşenlerine ait Fourier genlik spektrumları hesaplanmış ve özellikle büyük ivme değerlerinin olduğu 1711 Gökçeada istasyonuna ait KG ve DB bileşenlerinde 2 Hz Düşey bileşeninde ise 3 Hz baskın frekans değerleri görülmüştür (Şekil 4.26.). 1701 Çanakkale merkez istasyonuna ait baskın frekans değerleri ise KG, DB ve Düşey bileşenleri için sırasıyla 0.8, 0.65 ve 0.65 Hz civarında hesaplanmıştır.

Öte yandan 1713 Çanakkale Merkez-2 istasyonuna ait baskın frekans değerleri incelendiğinde KG bileşeni için 0.2-0.6-1.2 Hz, DB için 0.65-1.3-1.5 Hz düşey için ise 0.7-1.4-5.2 Hz değerleri hesaplanmıştır.

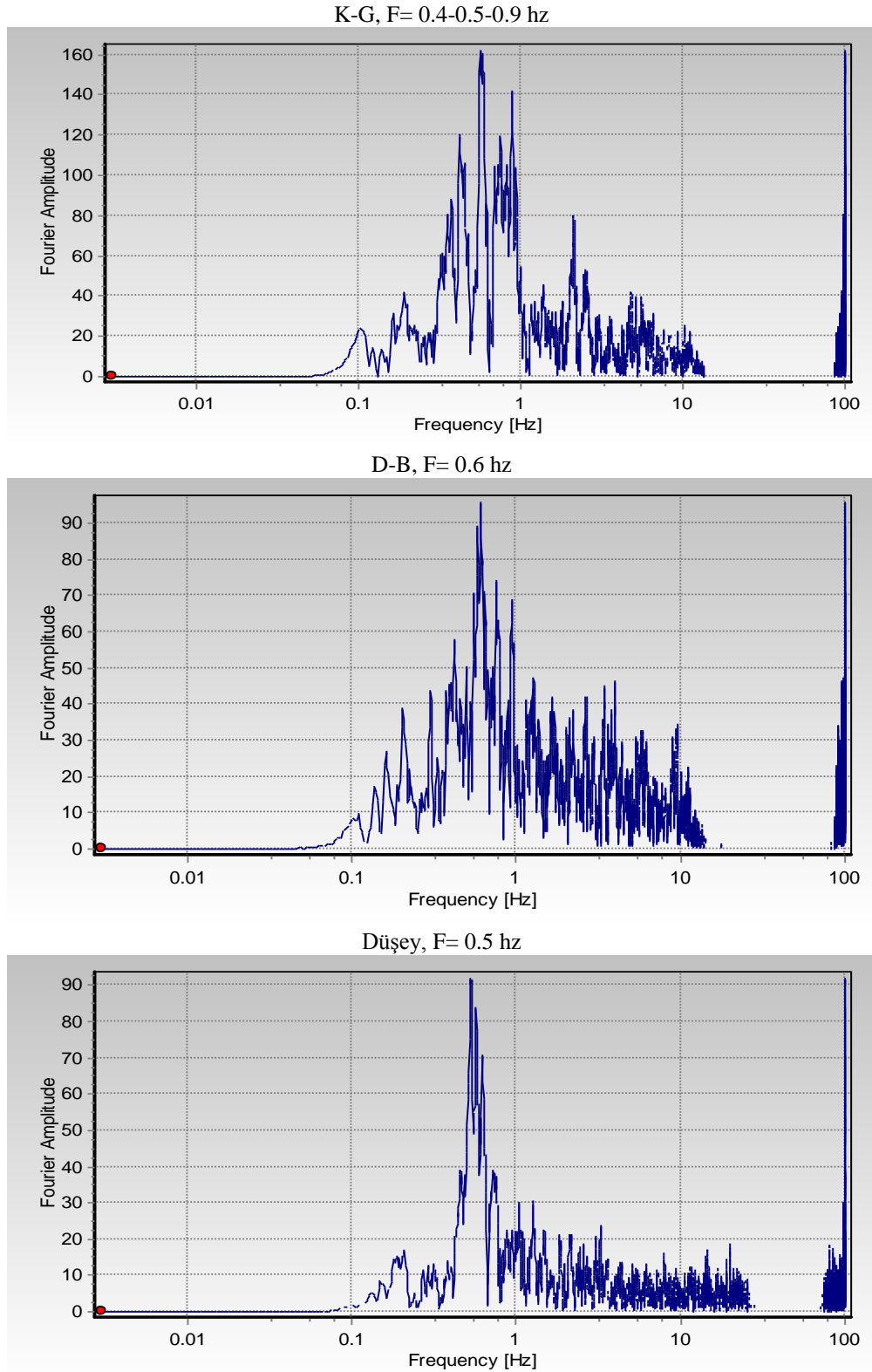
1710 Çanakkale-Gelibolu istasyonu için baskın frekans değerleri ise K-G bileşeninde 0.4-0.5-0.9 Hz, D-B bileşende 0.6 ve Düşey bileşende 0.5 Hz olarak hesaplanmıştır. Deprem üst merkezine en uzak mesafede bulunan 2203 Edirne-Keşan istasyonuna ait baskın frekans değerleri incelendiğinde KG bileşeni için 1.5-7.1 Hz, DB için 1.5-2.4-7.5 Hz düşey için ise 9 Hz değerleri hesaplanmıştır.

### 4.3. Kuvvetli Yer Hareketi Kayıtlarına Ait Tepki Spektrumları

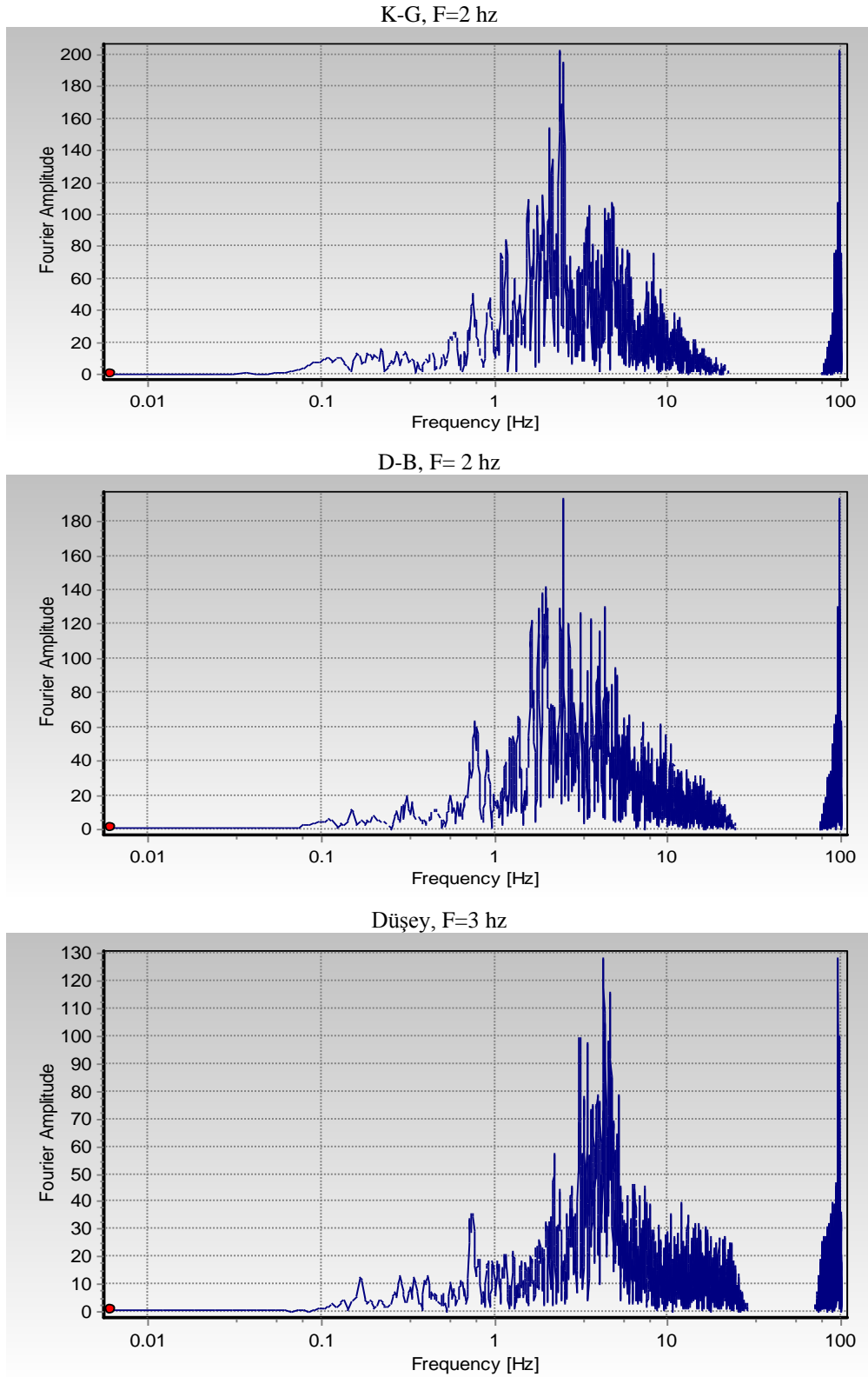


Şekil 4.24. Gökçeada ivme kaydının 1701 Çanakkale Merkez istasyonunun her üç bileşenlerine ait Fourier spektrumu.

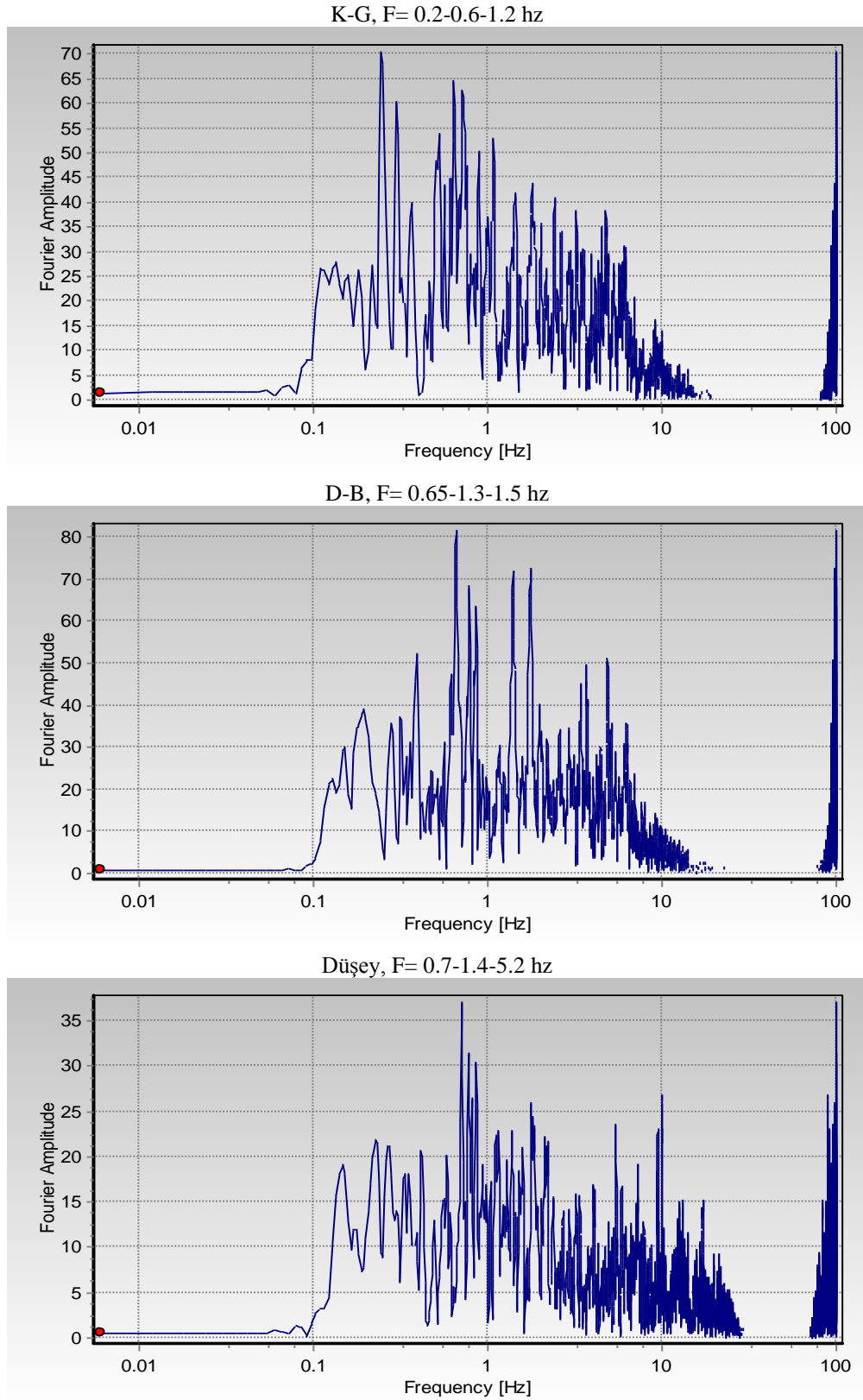




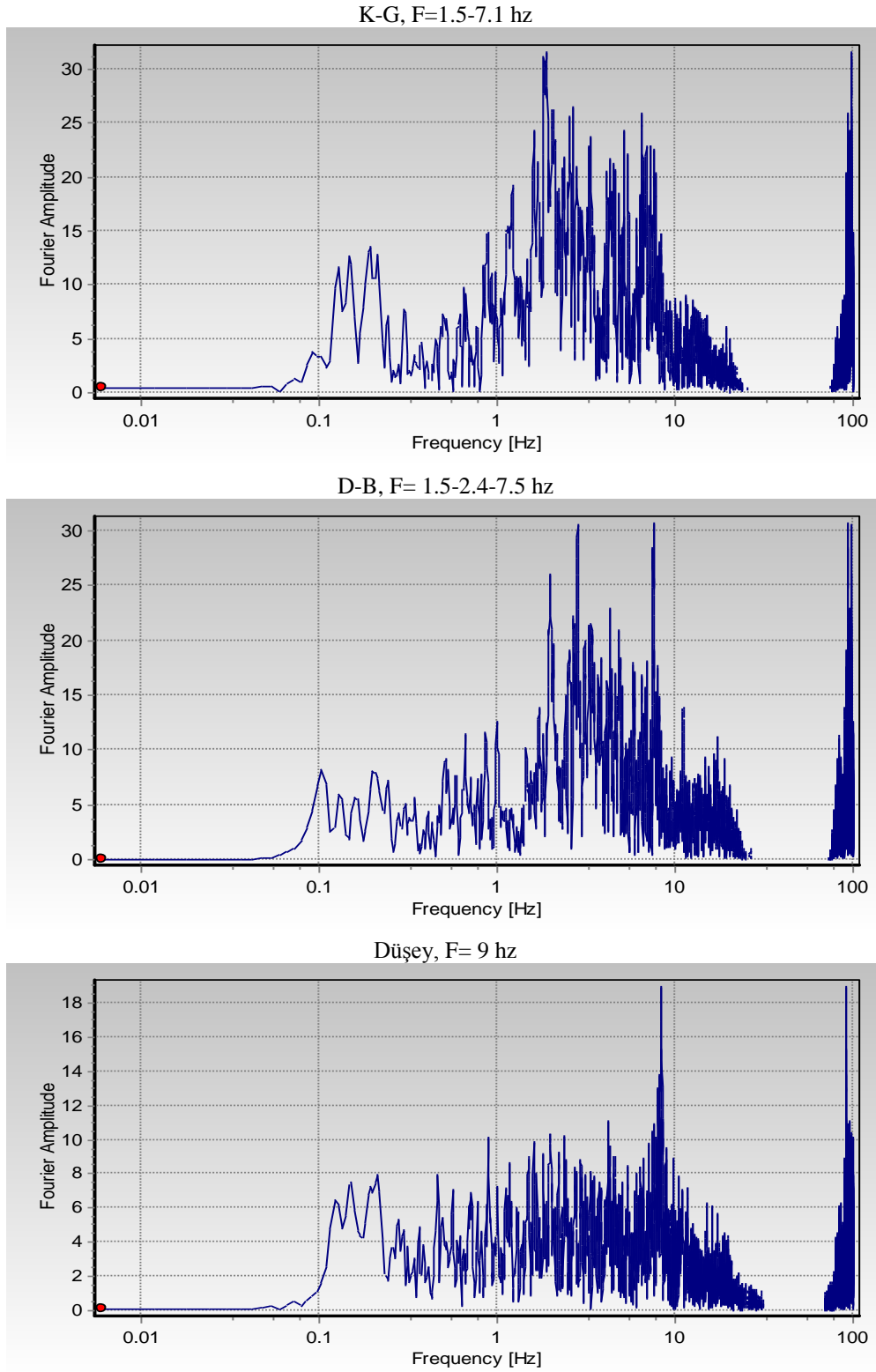
Şekil 4.25. Gökçeada ivme kaydının 1710 Çanakkale Gelibolu istasyonunun her üç bileşenlerine ait Fourier spektrumu.



Şekil 4.26. Gökçeada ivme kaydının 1711 Çanakkale Gökçeada istasyonunun her üç bileşenlerine ait Fourier spektrumu.



Şekil 4.27. Gökçeada ivme kaydının 1713 Çanakkale Merkez 2 istasyonun her üç bileşenlerine ait Fourier spektrumu.



Şekil 4.28. Gökçeada ivme kaydının 2203 Edirne Kesan istasyonunun her üç bileşenlerine ait Fourier spektrumu.

## BÖLÜM 5. SONUÇLAR

24 Mayıs 2014 tarihinde Gökçeada' da meydana gelen ve büyüklüğü  $MI = 6.5$  olan bu deprem sismolojisi çalışmaları için oldukça önemli parametreler içermektedir. Ortalama 23 km derinde meydana gelmiş olan bu depremde maksimum yatay yer ivmeleri genel olarak beklenenin ampirik değerlerin altında kalmıştır. Deprem derin odaklı olduğundan oldukça geniş bir coğrafyadan hissedilmesine rağmen fay kırığının yırtılma yönünde yer alan Çanakkale-Merkez, Çanakkale-Merkez-2 ve Gelibolu istasyonlarında bir ileri yönlenme etkisi görülmektedir. Buna karşın yapısal hasar çok az görülmüş kısa süreli oluşan panik neticesinde çok sayıda yaralanma vakası tespit edilmiştir.

Depremlerde yapısal hasarın meydana gelmesinde ki en önemli etkenlerden biride depremin frekans içeriğidir. Bu depremde büyük genlikli ivme değerlerinin kaydedildiği istasyonlarda ölçülen ve 0.6 Hz ile 9 Hz aralığında hesaplanan frekans değerlerinin bulunması bu büyüklükte ki ve faylanma yapısındaki temel özellikleri göstermektedir. Bu itibarla kayıtları değerlendirilen istasyonlara ait verilere uygulanan fourier analizleri sonuçlarına göre;

1711 Gökçeada istasyonuna 0.5 ve 0.3 sn periyoda dalga boyuna sahip dalgalar etkili olmuştur. Öte yandan ileri yönlenme etkisi görülen 1701 Çanakkale merkez istasyonunda 1.25, 1.53 ve 1.53 sn periyoda sahip dalgalar, 1713 Çanakkale Merkez-2 istasyonunda özellikle KG bileşeninde 5, 1.6 ve 0.83 sn, DB bileşeninde 1.53, 0.76 ve 0.66 sn ve Düşey bileşeninde ise sırasıyla 1.4, 0.7 ve 0.2 sn dalga boyuna sahip dalgalar ve 1710 Çanakkale-Gelibolu istasyonunda KG bileşeninde 2.5, 2 ve 1.1 sn, DB bileşeninde 1.66 sn ve Düşey bileşeninde ise 2 sn dalga boyuna sahip dalgalar etkili olmuştur. Depreme en uzak konumda yer alan 2203 Edirne-Keşan istasyonunda

ise KG bileşeninde 0.66, 0.14 sn, DB bileşeninde 0.66, 0.42, 0.13 sn ve Düşey bileşeninde ise 0.1 sn dalga boyuna sahip dalgalar etkili olmuştur.

Bilindiği üzere zeminin periyodu ile yapının periyodu eğer aynı değerlere sahip ise rezonans meydana gelecek ve dolayısıyla yapıda hasar oluşumuna neden olacaktır. Buna göre gerek Gökçeada için ve gerekse depremin etki ettiği alandaki binaların salınım periyot değerlerini her kat için ortalama 0.1 sn alırsak, yukarıda verilen tüm istasyonlara ait salınım periyodu değerleri incelendiğinde 0.1 sn 5 sn aralığında oldukça geniş bir spektruma sahip olduğu görülür. Buna rağmen yapılarda fazla hasar görülmemesinin en önemli nedeni olarak depremin derinde meydana gelmiş olması gösterilebilir.

## KAYNAKLAR

- Abrahamson, N.A. and Litehiser, J.J., 1989. Attenuation of Vertical Peak Acceleration, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 79, pp. 32-46.
- Angelier, J., Dumont, J.F., Karamanderesi, H., Poisson, A., Şimşek, Ş., Uysal, Ş., 1981. Analyses of fault mechanisms and expansion of south-western Anatolia since the late Miocene. Tectonophysics 75, 1-9.
- Arias, A., 1970. A Measure of Earthquake Intensity, Design of Nuclear Power Plants, Hansen J. (ed.), MIT Press, Cambridge, MA, 1970, 438-483
- Armijo, R., Meyer, B., King, G. C. P, Rigo, A., Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. Geophys. 1. Int. 128, 11-53.
- Aubouin, J., 1959. Contribution a L'etude geologique de la Grece septenterionale: les confins de l'Epire et ce la Thessalie. Ann. Geol. Pays Helen. 19, 1-483.
- Barka, A. A., Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. Tectonics 7(3), 663-684.
- Besenecker, H., Büttner, D., 1978. Late Senozoic sediments on the island between Euboea and Turkey. In: Closs, H., Roder, D., Schmidt, K. (Eds.), Alps, Apennines, Hellenides, Geodynamic investigations along geotraverses by an international group of geoscientists, Inter-Union Comission on Geodynamics Scientific report No 31., 502-509.
- Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Ulusal Deprem İzleme Merkezi, 24 Mayıs 2014 Gökçeada Açıkları-Ege Denizi Depremi, Basın Bülteni, İstanbul.
- Brooks, M., Ferentinos, G., 1980. Structure and evolution of the Sporodhos basin of the north Aegean trough, Northorn Aegean Sea. Tectonophysics 68, 15-30.
- Campbell, K.W., 1985. Strong Ground Motion Attenuation Relations: A Ten-Year Perspective, Earthquake Spectra, Vol. 1, No. 4, pp.759-804.

- Dewey, J. F., Şengör, A. M C., 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. America Bull. Pt I*, 90, 84-92.
- Dobry, R., Idriss, I. M. and Ng, E., 1978. Duration Characteristics of Horizontal Components of Strong Motion Earthquake Records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.68.
- Druitt, C.E., 1961. Report on the petroleum prospects of Thrace Turkey, Turkish Gulf Oil Co., TPAO Arama Grubu Arşivi, Yayınlanmamış Teknik Rapor, 1427.
- Dumont, J. F., Uysal, Ş., Şimşek, Ş., Karamanderesi, i. H., Letouzey, J., 1981. GB Anadolu'daki grabenlerin oluşumu. *MTA Enst Derg.* 92,7-17.
- Husid, R., Medina, H. and Rios, J., 1969. Analysis de Terremotos Norteamericanos y japoneses. *Revista IDIEM*, 8(2), pp.ag-55.
- Kesgin, Y. ve Varol, B., 2003. Gökçeada ve Bozcaada'nın Tersiyer Jeolojisi, *MTA Dergisi*, 126, 49-67.
- Keskin, C., 1974. Kuzey Trakya Havzasının stratigrafisi, Türkiye 2. Petrol kongresi tebliğler kitabı, 137-163
- Koçkar, M.K., Anıl, Ö., Akbaş, S.O., 2014. 24.05.2014 Ege denizi depremi ön araştırma raporu, T.C GAZİ ÜNİVERSİTESİ Deprem Mühendisliği Uygulama ve Araştırma Merkezi.
- Koral, H., Öztürk, H., Hanilçı, N., 2008. Tectonically induced coastal uplift mechanism of Gökçeada Island, Northern Aegean Sea, Turkey, *Quaternary International*. Article in press.
- Lalechos, N., Savoyat, E., 1979. La sedimentation Neogene dans le Fosse Nord Egeen. 611 Colloquium on tile Geology of the Aegean region 2, 591-603.
- Lyberis, N., 1984. Geodynamique du domaine egeen depuis le Miocene Superiour. These d'Etat, Univ, Paris VI.
- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics ofthe Mediterranean regions. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 30, 109-185.
- Meisner, R., Wever, T.H., Flüh, E.R., 1987. The Moho in Europe: implications for crustal development. *Annales Geophyscae* 513, 357-364
- Müller, S., Kahle, H-G., Barka, A, 1997. Plate tectonic situation in the Anatolian-Aegean region. In: Schindler, C., Pfister, M (Eds.), *Active tectonics of northwestern Anatolia-The Marmara Poly-project*, VDF, Hoschsulverlag AG an der ETH ZURich, 13-28.



- Newmark, N.M. and Hall, W.J. 1982. Earthquake Spectra and Design, EERI Monograph, Earthquake Engineering Research Institute, Berkeley, California, 103 pp.
- Ohsaki, Y., 1976. Introduction to spectral analysis of seismic motion. Kajima Shuppan-kai, 82-102.
- Özden, S., Ateş, Ö., Sengun, F., Tunc, I.O., Türkdönmez, O., Şanlıyüksel-Yücel, D., Avcıoğlu, M., Ertekin, C., 2008. GÖKÇEADA'NIN JEOLojİK ÖZELLİKLERİ.
- Page, R. A. , Bore, D. M., and Dietrich, J. H., 1975. Estimation of Bedrock Motion at the Ground Surface. USGS Professional Paper 941-A
- Papanikolaou, D.J., 1984. Three metamorphic belts of the Hellenides: a review and a kinematic interpretation. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), The geological evolution of the eastern Mediterranean. Geol. Soc. Spec. Publ. 17, 501-562.
- Papazachos, B., 1990. Seismicity of the Aegean and surrounding area. Tectonophysics 178,287-308.
- Reilinger, R., Barka, A, 1997. GPS constraints on fault slip rates in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone: implications for earthquake recurrence times. In: Giardini D. and Balassanian (Eds.), Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus, NATO ASI Series, 28, Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 91-108.
- Reilinger, R., McClusky, S., Oral, B., King, R., Toksoz, M., Barka, A, Klmk, i. Lenk, O., Sanh, F., 1997. GPS measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. J. Geophys. Res. 102, 9983-9999.
- Sarı, R., Türkecan, A., Dönmez, M., Küçükefe, Ş., Aydın, Ü. and Özmen, Ö., 2015. GÖKÇEADA'NIN (ÇANAKKALE) JEOLojİSİ. Maden Tetkik ve Arama Dergisi; Sayı 150 (2015).
- Sfondrini, C., 1961 Surface geological report on AR/TGO/1/538 and 537 (Eceabat and Çanakkale areas, TPAO Arama Grubu Arşivi, Yayınlanmamış Teknik Rapor, 1429.
- Shell, N.T., 1969. AR/NTS/837, 838 ve 839 hak sıra no'lu arama ruhsatlarına ait terk raporu. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama, TPAO Arama Grubu Arşivi, Yayınlanmamış Teknik Rapor, 769.
- Simeakis, C., Mercier, J. L., Vergely, P., Kissel, C., 1989. Late Cenozoic rotations along the North Aegean trough fault zone (Greece): structural constraints. In: Kissel, C. and Laj, C. (Eds.), Paleomagnetic rotations and continental deformations. NATO ASL 254C, Kluwer Academic Publisher, 131-143.

- Somerville, P. G., Smith, N. F., Graves, R. W., and Abrahamson, N. A., 1997. Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity . *Seismological Research Letters*, 68, 199-222.
- Steininger, F.F., Rogl, F., 1984. Paleogeography and palinspastic reconstruction of the Neogene of the Mediterranean and Paratethys. In: Dixon, J.E., Robertson, A. H. F. (Eds. ), *The geological evolution of the eastern Mediterranean*, Geol. Soc. Spec. Publ. No 17,659-669.
- Sucuoğlu, H., Erbrik, A., ve Akkar, S., 1999. Kuvvetli Yer Hareketi Özellikleri.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., 1987. Geological evolution and basin models during neotectonic episode in the eastern Anatolia. *Bull. Min. Res. Ezp.* 107,74-94.
- Şengör A.M.C., Kidd W.S.F., 1979. Post-collisional tectonics of Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics* 55, 361-376.
- Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.* 106, 433-490.
- Temel, R. ve Çiftçi, B., 2002 Gelibolu Yarımadası, Gökçeada ve Bozcaada ve Tersiyer Çökellerinin Stratigrafisi ve Ortamsal Özellikleri, *TPJD Bülteni*, Cilt 14, Sayı 2, 17-40.
- Trifunac, M.D. and Brady, A.G., 1975. A study on the duration of strong earthquake ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65 (3), pp.581-626.
- Trifunac, M. D. And Westermo, B., 1977. A Note on the Correlation of Frequency Dependent Duration of Strong Earthquake Ground Motion with the Modified Mercalli Intensity and the Geologic Conditions at the Recording Stations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.67,
- Tüysüz, O., Barka, A., Yiğitbaş, E., 1998. Geology of the Saros graben and its implications for the evolution of the North Anatolian fault in the Ganos–Saros region, northwestern Turkey. *Tectonophysics* 293, 105-126.
- Ünal O., 1967 Trakya jeolojisi ve petrol imkanları, TPAO Arama Grubu Rap. no. 391 Yayımlanmamış.
- Yaltrak, C., Alpar, B., Yüce, H., 1998. Tectonic elements controlling the evolution of the Gulf of Saros (Northeastern Aegean Sea). *Tectonophysics* 300, 227-248.
- Yaltrak, C., Alpar, B., 2002. Kinematics and evolution of the northern branch of the North Anatolian Fault (Ganos Fault) between the Sea of Marmara and the Gulf of Saros. *Marine Geology* 190, 351-366.

Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Gürer, Ö.F., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Bozcu, M., Yılmaz, K., Elmas A. 1999, Türkiye Denizleri'nin ve çevre alanlarının jeolojisi Karadeniz, Marmara, Ege ve Doğu Akdeniz. Bölüm 4. Ege Denizi ve Ege Bölgesi'nin Jeolojisi ve Evrimi. Editör: N. Görür. Sf. 211-336

Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the south east Anatolian orogen. Geol. Soc. America Bull. 105,251-271.

Zanchi, A., Angelier, J., 1993. Sismotectonics of western Anatolia: Regional stress orientation from geophysical and geological data. Tectonophysics 222, 259-274.

Zanchi, A., Kissel, C., Tapırlamaz, C., 1993. Late Cenozoic and Quaternary brittle continental deformation in western Turkey. Bull. Soc. geol. France 164(4), 507-517.

## ÖZGEÇMİŞ

Mirahmad Ayubi, 22.05.1992'de Şebergan'da doğdu. İlk, orta ve lise eğitimini Jawzjan'da tamamladı. 2009 yılında Jenral Abdul Hakim Lisesi'nden mezun oldu. 2010 yılında başladığı Jawzjan Üniversitesi Jeoloji Maden Mühendisliği, Doğal Gaz, Petrol Arama ve Sondaj Bölümü'nü 2014 yılında bitirdi. 2016-2017 yılında Sakarya Üniversitesinde TÖMER i bitirdi. 2017-2018 yılında zorunlu bilimsel hazırlığı Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünü bitirdi. 2018 yılında Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde yüksek lisans eğitimine başladı. Halen Sakarya'da ikamet etmekte, çalışma yaşamını ve yüksek lisans çalışmalarını sürdürmektedir.