

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**SİSMOLOJİ İSTASYONLARININ GÜRÜLTÜ
KARAKTERİSTİKLERİNİN İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Müh. Fatih SEVİM

Anabilim Dalı: Jeofizik Mühendisliği

Danışman: Prof. Dr. Mithat Fırat ÖZER

KOCAELİ, 2011

**SİSMOLOJİ İSTASYONLARININ GÜRÜLTÜ
KARAKTERİSTİKLERİNİN İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Müh. Fatih SEVİM

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 03 HAZİRAN 2011

Tezin Savunulduğu Tarih: 23 HAZİRAN 2011

**Tez Danışmanı
Prof.Dr. M. Fırat ÖZER**

(.....)

**Üye
Prof.Dr. Şerif BARİŞ**

(.....)

**Üye
Doç.Dr. Murat UTKUCU**

(.....)

KOCAELİ, 2011

ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR

Bu tez çalışmasında fikirleriyle beni yönlendiren ve teşvik eden danışmanım ve KOÜ Jeofizik Mühendisliği Bölüm Başkanı Prof. Dr. Mithat Fırat ÖZER'e teşekkür ederim. Ayrıca TÜBİTAK MAM Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü Müdürü Doç. Dr. Sedat İnan'a, Müdür Yardımcısı Doç. Dr. Semih ERGİNTAV'a tezimin hazırlanması aşamasında her zaman yardımcı olan Doç. Dr. Ekrem ZOR'a, Dr. Onur TAN'a, ve tüm Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü çalışanlarına, arkadaşlarım Kerem ÖZKAP ve Cem AÇIKGÖZ'e teşekkür ederim. Hayatım boyunca her konuda bana destek olan ve beni bugünlere getiren annem Saniye SEVİM ve babam Emin SEVİM'e, tüm zor anlarımda bana yardımcı olan kardeşim Erdem SEVİM'e minnet duygularımı sunarım. Ayrıca tezimin hazırlanması sürecinde bana sabır ve anlayış gösteren eşim Hazal SEVİM'e teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR.....	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	iii
TABLolar DİZİNİ	v
SEMBOLLER.....	vi
ÖZET	vii
İNGİLİZCE ÖZET.....	viii
1. GİRİŞ.....	1
2. GÜRÜLTÜ MODELLERİNİN BELİRLENEBİLMESİ AMACIYLA YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	3
3. ÇALIŞMADA KULLANILAN İSTASYON VE SİSTEMLER	9
3.1. Sismoloji İstasyonlarında Kullanılan Sismometre ve Kayıtçı Kombinasyonları 10	
3.1.1. CMG-40T sensör ve REFTEK-130 kayıtçı kombinasyonu	10
3.1.2. CMG-3TD ve CMG-DCM kombinasyonu.....	12
4. SİSMOGRAMLARDA GÖZLENEN FARKLI SİNYALLER	15
4.1. Çevresel Gürültü	15
4.2. Mevsimsel ve Jeolojik Kaynaklı Gürültüler	15
4.3. Mikro titreşimler	16
4.4. Aletsel Gürültüler.....	16
4.5. Depremler.....	17
4.6. Taş Ocağı Patlatmaları	18
4.7. Sensör Kalibrasyon Sinyalleri.....	18
4.8. Veri Kesiklikleri.....	19
5. GÜÇ YOĞUNLUĞU SPEKTRUMU VE ÖZİLİŞKİ FONKSİYONU.....	20
5.1. Özilişki Fonksiyonunun İstatistiksel Anlamı	20
5.2. Güç Yoğunluğu Spektrumu	22
5.3. Frekans Tepki Fonksiyonunun Genel Gösterimi	24
5.4. Kutuplar ve Sıfırların Anlamı	25
5.5. Alet Tepkisinin Uzaklaştırılması	26
6. VERİ SEÇİMİ VE VERİ İŞLEME	29
6.1. Çalışmada İncelenen İstasyonların Arka Plan Sismik Gürültü Güç Yoğunluğu Olasılık Dağılımları.....	42
7. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	45
KAYNAKLAR	47
EKLER.....	49
ÖZGEÇMİŞ	70

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1: Sismik arka plan gürültü genliğinin 5-8 sn periyotları arasındaki aniden artışının gösterimi	4
Şekil 2.2: Gürültü seviyesi yüksek ve düşük istasyonların spektrumlarının alt ve üst zarflarının birleştirilmesiyle oluşan yeni gürültü modeli	6
Şekil 2.3: Eski gürültü modelleri ve yeni gürültü modellerinin karşılaştırılması	7
Şekil 3.1: Güç yoğunluk spektrumları hesaplamak üzere seçilen on adet istasyonun haritada gösterimi.....	10
Şekil 3.2: Reftek kayıçısı ve Güralp 40T sismometre.....	11
Şekil 3.3: Reftek130 kayıçının bağlantı şeması	12
Şekil 3.4: CMG-DCM kayıçısı ve CMG-3TD sismometre	13
Şekil 3.5: CMG-3TD sismometrelerin frekans tepki eğrileri.....	14
Şekil 4.1: Turanköy istasyonuna ait çevresel gürültü kaydı.	15
Şekil 4.2: Erenler istasyonuna ait mikro titreşim kaydı.	16
Şekil 4.3: Gebze istasyonunda kaydedilen bir aletsel gürültü kaydı.....	17
Şekil 4.4: Yeniköy istasyonundan elde edilen 3.9 büyüklüğündeki yaklaşık 35 km uzaklıktaki deprem kaydı.	17
Şekil 4.5: Yalova'da KLCM istasyonunda 19 Ekim 2010 tarihinde kaydedilmiş taş ocağı patlatması.	18
Şekil 4.6: Gebze İstasyonu'nda kaydedilmiş bir dakikalık birim basamak fonksiyonu.....	19
Şekil 4.7: Esenköy istasyonunun 04 Ocak 2011 tarihli veri kesintisi kaydı.....	19
Şekil 5.1: (5.18) denklemine göre kutup ve sıfırların s düzlemi üzerinde gösterimi .	26
Şekil 6.1 : Veri işlem adımları şeması	30
Şekil 6.2: Bir sismogramda gözlemlenebilecek bazı kayıtların güç yoğunluk spektrumları.	31
Şekil 6.3: GBZM istasyonunun 2010 yılının 2. haftasına ait güç yoğunluğu spektrumu.....	32
Şekil 6.4: GBZM istasyonunun 2010 yılının 13. haftasından elde edilen verinin spektrumu.....	33
Şekil 6.5: Şekil 6.4 GBZM istasyonunun 13. hafta spektrumunu elde etmek için kullanılan veri.	33
Şekil 6.6: GBZM istasyonunun 8. hafta verilerinden elde edilen spektrum.	34
Şekil 6.7: Şekil 6.6'teki spektrumun ani artışına sebep olan 8.8 büyüklüğündeki Şili depremi.	34
Şekil 6.8: GBZM istasyonunun birinci bileşeni için 1 sn periyodundaki genliklerin sayısını gösteren histogram.	35
Şekil 6.9: GBZM istasyonunun birinci bileşeni için 32 sn periyodundaki genliklerin sayısını gösteren histogram.....	35
Şekil 6.10: Gebze istasyonunun 2010 yılı düşey bileşen güç yoğunluğunun olasılık dağılımı.....	36
Şekil 6.11: Gebze istasyonunun uydu görüntüsü.	37

Şekil 6.12: Gebze istasyonunun 08.07.2005-04.04.2011 tarihleri arasında kaydettiği depremlerin uzaklık büyüklük ilişkisi.....	37
Şekil 6.13: Silivri istasyonunun uydu görüntüsü.....	38
Şekil 6.14: Silivri istasyonunun 2010 yılı düşey bileşen güç yoğunluğu olasılık dağılımı.....	39
Şekil 6.15: Silivri istasyonunun 06.05.2008-04.04.2011 tarihleri arasında kaydettiği depremlerin uzaklık- M_L büyüklüğü ilişkisi.....	39
Şekil 6.16: Dursunbey istasyonunun uydu görüntüsü.....	40
Şekil 6.17: Dursunbey istasyonunun 2010 yılı düşey bileşen verilerinden hesaplanan güç yoğunluğu olasılık dağılımı.....	41
Şekil 6.18: Dursunbey istasyonunun 06.06.2007-04.04.2011 tarihleri arasında kaydettiği depremlerin uzaklık- M_L büyüklüğü ilişkisi.....	41

TABLolar DİZİNİ

Tablo 3.1: Çalışmada kullanılan istasyonların kod, sensör tipi, lokasyon ve jeoloji bilgileri.....	9
Tablo 3.2: T34116/B175 seri nolu CMG-3TD ve T4792 seri nolu CMG 40T sismometrenin kutup ve sıfırları.	13
Tablo 5.1: CMG-3TD sismometrenin kutup-sıfır ve normalizasyon değerleri.....	27
Tablo 5.2: Tablo 5.1’de verilen değerlere göre hazırlanan kutup-sıfır dosyası.	28

SEMBOLLER

A	: Genlik
C	: Özilişki fonksiyonu
d	: Rastgele sinyalin gücü
G	: Rastgele sinyalin spektrumu
f	: Frekans (Hz)
K	: İndirgenmiş ilişki fonksiyonu
t	: Zaman (sn)
T	: Periyot (sn)
p	: Polinomun kutupları
z	: Polinomun sıfırları
M	: Magnitüd
c	: Birleştirilmiş normalizasyon sabiti
μ	: Ortalama değer
σ	: Değişinti
ω	: Açısal frekans (rd/sn)
\emptyset	: Faz açısı (radyan)
τ	: Zaman kayması

Alt indisler

y	: Yerdeğiştirme
h	: Hız
L	: Lokal

Kısaltmalar

LDEO	: Lamont-Doherty Earth Observatory
SRO	: Seismic Research Observatories
WWSSN	: World-Wide Standard Seismographic Networks
CDSN	: China Digital Seismograph Network
IRIS	: Incorporated Research Institutions for Seismology
USGS	: United States Geological Survey
IDA	: International Deployment of Accelerometers
NLNM	: New Low Noise Model
NHNM	: New High Noise Model
OLNM	: Old Low Noise Model
OHNM	: Old High Noise Model

SİSMOLOJİ İSTASYONLARININ GÜRÜLTÜ KARAKTERİSTİKLERİNİN İNCELENMESİ

Fatih SEVİM

Anahtar Kelimeler: Sismoloji İstasyonu, Arka Plan Sismik Gürültü, Gürültü Modelleri, Olasılık Yoğunluk Dağılımı.

Özet: Sismoloji istasyonlarının sismik arka plan gürültüsünün mümkün olan en düşük bölgelerde kurulması toplanacak verinin kalitesi bakımından büyük önem taşımaktadır. Bununla birlikte istasyonun kurulacağı bölgenin lojistik desteğinin de sağlanabilmesi şartı göz ardı edilmemelidir. Bu çalışmada TÜRDEP Projesi'nin Marmara Bölgesi sismoloji istasyonlarından on tanesi seçilmiş ve bu istasyonların arka plan gürültü seviyeleri analiz edilmiştir. Bu amaçla seçilen on istasyonun bir yıllık verileri öncelikle birer haftalık paketler haline daha sonra da %50 bindirmeli birer saatlik gruplar haline dönüştürülmüştür. Bu şekilde hesaplanan güç yoğunluk spektrumlarından olasılık dağılımları elde edilmiş ve bu dağılımlar sismik gürültü modelleri ile karşılaştırılmıştır. Elde edilen sonuçlar seçilen on istasyonun büyük bir kısmının arka plan gürültü düzeylerinin veri kalitesini çok olumsuz etkilemeyecek düzeyde olduğunu göstermiştir.

INVESTIGATING NOISE CHARACTERISTICS OF SEISMOLOGY STATIONS

Fatih SEVİM

Keywords: Seismology Station, Background Seismic Noise, Noise Models, Probability Density Distribution.

Abstract: Installation of seismology station on an area with low background seismic noise is important to record high quality data. However, logistic support to the installation area must not to be ignored. In this study ten stations of the TURDEP Project are selected and their background seismic noise levels analysed. For this purpose, one year continuous data of each stations are splitted to one week parts and then each part splitted into hourly segments 50% overlap. Probability distributions are calculated from power density spectrums and the results are compared with the seismic noise models. The results indicate that most of the stations have noise levels which do not effect the data quality.

1. GİRİŞ

Yer bilimleri araştırmalarında önemli bir yer tutan sismoloji alışmalarının sağlıklı bir Şekilde yrtlebilmesi için sismoloji istasyonlarının kurulduğu bölgelerin arka plan sismik gürültü seviyelerinin düşük olması gerekir. Sismoloji istasyonlarının gürültü seviyesi düşük bölgelere kurulumu sismik kayıt içindeki düşük genlikli sinyallerin de daha iyi ayırt edilebilmesini sağlayacak ve bu amaçla yapılacak çalışmaların kalitesini olumlu yönde etkileyecektir. Sismoloji istasyonlarının kurulum süreci maliyeti oldukça yüksek ve meşakkatli bir süreçtir. Bu sebeple kurulan istasyondan maksimum verim alınabilmesi için istasyonun kurulduğu bölgeye lojistik desteğin sağlıklı ve zamanında yapılabilmesini sağlamak gerekmektedir. Aksi takdirde bölgenin sismik arka plan gürültü seviyesi ne kadar düşük olursa olsun, istasyonda çıkacak problemlere müdahale edilemezse uzun süreli veri kesintisi problemiyle karşı karşıya kalınabilmektedir. Buradan yola çıkılarak gürültü modellerine gereksinim duyulmuş ve yüksek ve düşük gürültü modellerinin belirlenmesi için çalışmalar yapılmıştır. Dünya zerindeki sismoloji ağlarının gürültü seviyesi en yüksek olanları değerlendirilerek yüksek gürültü modeli, gürültü seviyesi en düşük olanlar değerlendirilerek ise düşük gürültü modeli belirlenmiştir. Çalışmanın ikinci bölümünde gürültü modellerinin belirlenebilmesi amacıyla yapılmış çalışmalara detaylı olarak yer verilmiştir.

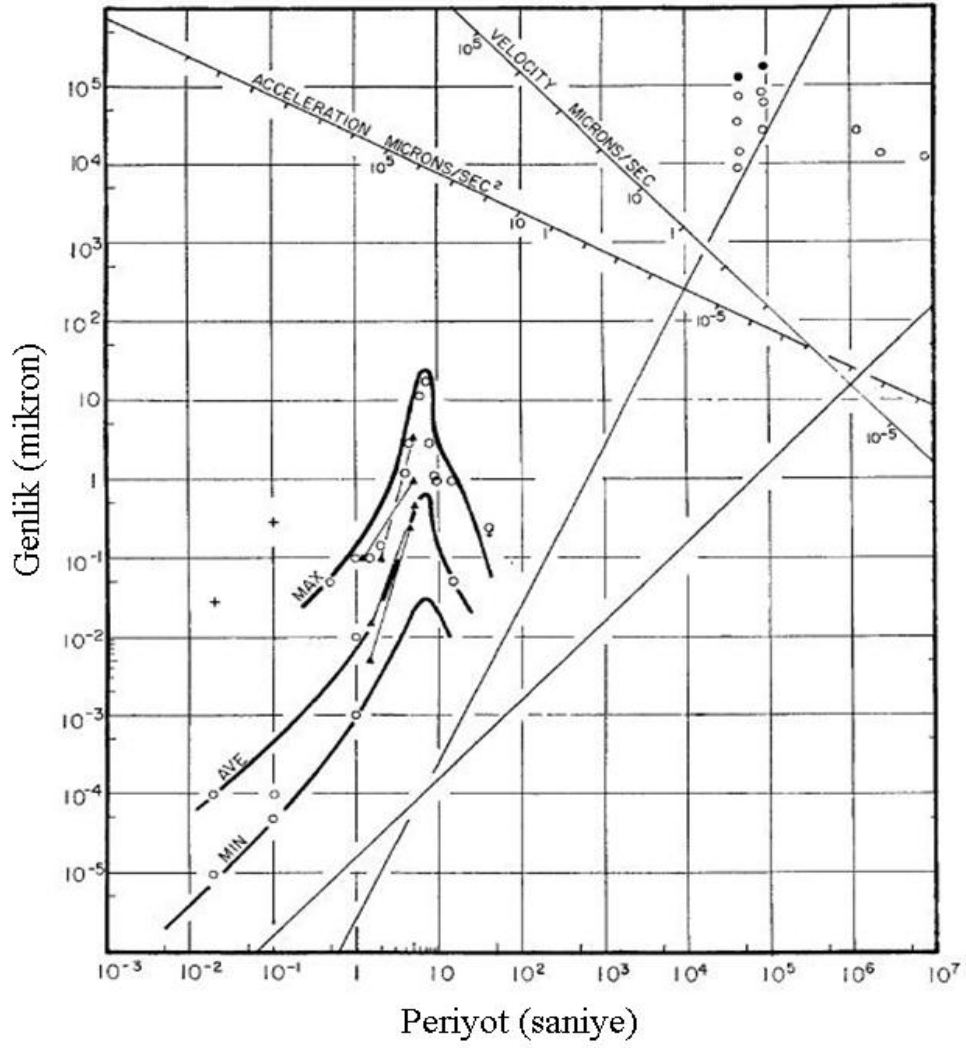
Sismoloji istasyonlarının kurulacağı bölgelerin arka plan gürültü seviyesinin önceden belirlenmesi daha uygun bir ağ yapısının oluşturulmasını ve daha temiz kayıtların elde edilmesini sağlayacaktır. Bununla birlikte yapılacak farklı çalışmalar için de bir kaynak oluşturarak gürültü seviyesinin yüksek olduğu bölgelere istasyon kurulmaması adına fikir verici bir etken olacaktır.

Bu çalışmada arka plan sismik gürültü seviyeleri hesaplanmak üzere TÜRDEP (Türkiye'nin Deprem Riski Yüksek Jeo-Stratejik Bölgelerinde Deprem Davranışının ok Disiplinli Yaklaşımlarla Araştırılması) Projesi'nin (Proje no:105G019) Marmara

Bölgesi'ndeki sismoloji istasyonlarının on tanesinin 2010 yılına ait verileri seçilmiştir. Bu on adet istasyonun üç tanesinde REFTEK-130 kayıtçılarla CMG-Güralp 40T sensörler, CMG-DCM kayıtçılarla ise CMG-Güralp 3TD sensörler kullanılmaktadır. Çalışmada kullanılan istasyon ve sistemlerle ilgili detay bilgiler üçüncü bölümde verilmektedir. Her istasyonun birer yıllık verileri önce birer haftalık paketlere, bu birer haftalık paketler de %50 örtüşen birer saatlik kısımlara ayrılmıştır. Böylece verideki değişiminin azaltılması amaçlanmıştır. Verileri gruplama işleminin ardından bazı işlemler uygulanmış ve her istasyonun üçer bileşeni için 52 tane güç yoğunluk spektrumu FFT'nin karesi metoduna göre hesaplanmıştır. Hesaplanan spektrumların genlikleri gerçek genlik değerleri yerine dB olarak verilmiş bu şekilde daha pratik karşılaştırma yapılması amaçlanmıştır. Güç yoğunluk spektrumlarının hesaplanmasından sonra arka plan sismik gürültü seviyesinin olasılık dağılımları hesaplanmıştır. Bunun için hesaplanan her spektrumdaki periyotlara karşılık gelen genlik değerlerinin normal dağılıma uyduğu kabul edilerek olasılıkları hesaplanmıştır. Elde edilen değerler Peterson (1993) tarafından oluşturulan yüksek ve düşük gürültü modelleri arasında yerleştirilmiş ve istasyonların arka plan sismik gürültü seviyeleri hakkında sayısal değerler ortaya konmaya çalışılmıştır.

2. GÜRÜLTÜ MODELLERİNİN BELİRLENEBİLMESİ AMACIYLA YAPILAN ÇALIŞMALAR

Sismoloji istasyonlarının daha uygun dağılımı, yeni istasyon kurulumu için sağlıklı istasyon yeri seçimi ve bu sayede kayıtlardaki düşük genlikli sinyallerin daha iyi ayırt edilebilmesi amacıyla sismik gürültü modelleri oluşturulması gerekliliği hissedilmiş ve bu amaçla çalışmalar yapılmıştır (Brune ve Oliver, 1959). Yüksek ve düşük gürültü modellerinin belirlenebilmesi için yer değiştirme, hız ve ivme kayıtlarının maksimum, minimum ve ortalama gürültü değerleri periyodun fonksiyonu olarak ifade etmişlerdir. Brune ve Oliver (1959), LDEO'nun Palisades İstasyonu'yla toplanan 10-40 sn periyot aralığının dışındaki periyotlara sahip verileri, tamamen daha önce yayınlanmış yayınlardaki en iyi sayısal verileri kullanarak elde etmişlerdir. Bu periyot aralığındaki verinin toplanması için kullanılan cihazlar bir yıl boyunca devamlı olarak yüksek kazançta kayıt yapmıştır. Söz konusu bu cihazlarla ilgili detayları Sutton ve Oliver (1964) açıklamış ve kaydedilen mikro sismik veri de Pomeroy (1959,1967) tarafından değerlendirilmiştir. Brune ve Oliver (1959) daha çok kısa periyotlara yoğunlaşmalarına rağmen karşılaştırma yapabilmek amacıyla gel-git etkisinden oluşan uzun periyot verileri de kullanmışlardır. Genlik eğrilerinin 5 sn den küçük periyotlarda aniden arttığını gözlenmiş, en çarpıcı genlik yükseliminin 5-8 saniyelik periyotlar arasında olduğu tespit etmişlerdir (Şekil 2.1). Bu periyotlardaki baskınlık mikro titreşimlerden kaynaklanmaktadır.



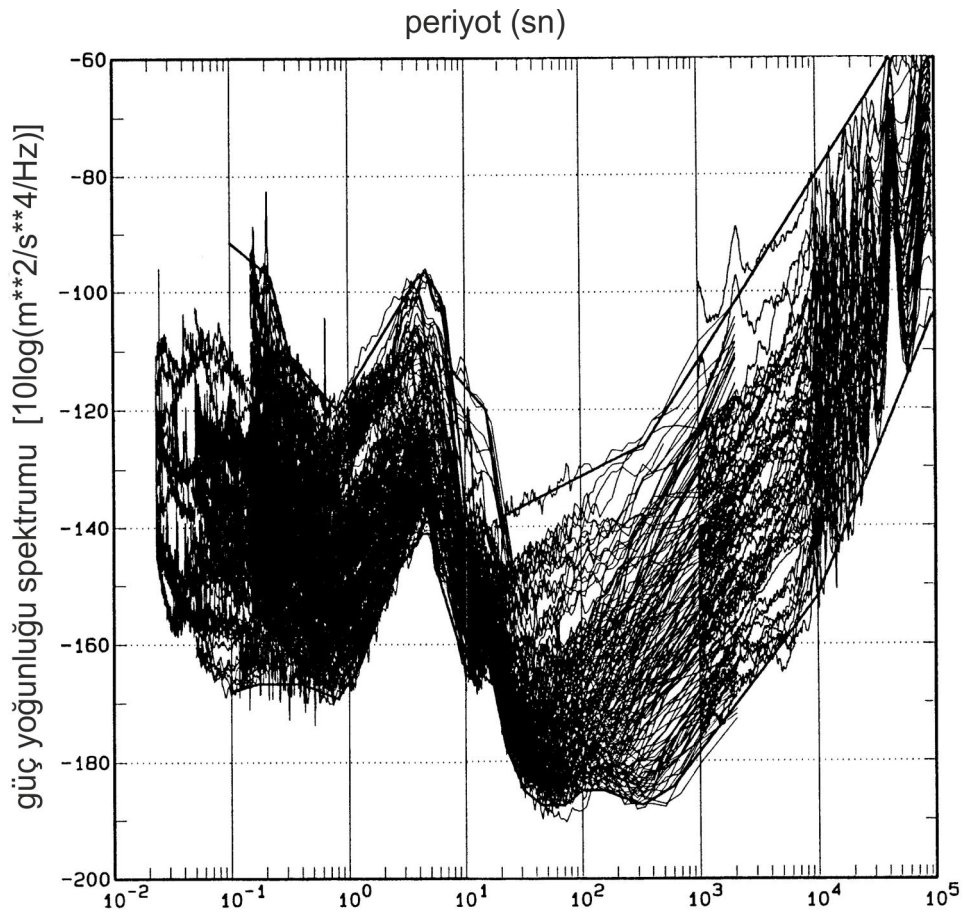
Şekil 2.1: Sismik arka plan gürültü genliğinin 5-8 sn periyotları arasındaki aniden artışının gösterimi (Brune ve Oliver, 1959).

Franti (1962) ise sismik gürültü spektrumu 0,03 sn ile 2 sn periyotları arasındaki sinyaller çok geniş bir coğrafyaya yayılmış istasyonlar için gösterilmiştir. Elde edilen gürültü eğrilerinde 0,33-0,5 sn periyot aralığındaki ani değişimler ihmal edilerek daha yumuşak eğriler elde edilmiştir. Üzerinde çalışılan bölgelerdeki mikro sismik spektrumların en büyük farkının aralarındaki gürültü seviyesi olduğunu saptamışlardır. Buradan yola çıkarak üç genel sonuç çıkarmışlardır. Birincisi, 2 Hz civarında gözle görülür bir etki vardır. İkincisi, 2-3 Hz'in üzerindeki frekanslarda gürültü eğrisinin eğimi periyodun karesiyle ilişkilidir. Üçüncüsü, düşük frekanslarda, gürültü eğrisindeki daha büyük eğimler, bu frekanslardaki maksimum genliğin, periyodun daha yüksek kuvvetleri ile değiştiğini gösterir. Franti (1962)'ye göre sismik gürültü spektrumlarının belirlenmesi mikro titreşimlerin karakteristik

özelliklerinin ve verilerdeki sinyal/gürültü oranlarının belirlenmesi adına çok önemlidir.

Fix (1972) gürültü seviyesinin daha düşük olduğu bölgelerde düşey ve yatay bileşenlerdeki kayıtlarla 0,1 ile yaklaşık 2500 saniyelik periyot aralığında yoğunluk spektrumlarını incelemiş, elde ettiği spektrumların 0,1-3 saniye aralığındaki eğrileri ve 10-100 saniye aralığındaki eğrileri Brune ve Oliver (1959) çalışmasıyla karşılaştırmıştır. Sonuç olarak bu periyot bantlarındaki spektrumların, gürültü seviyesi daha düşük olan bölgelerden elde edilen kayıtlarla daha iyi temsil edilebileceğini öngörmüştür. Öngörülen bu teorinin ışığında bundan sonra bu konuyla ilgili yapılacak çalışmalara ışık tutacağı fikri benimsenmiştir. Rodgers (1987) RSTN sistemlerin beş adet geniş bant, üç bileşen kuyu içi (100 m) sismometrelerini kullanarak bir çalışma yapmış ve bu çalışmayla bölgesel bir ağı sismik yeterliliğini görmeye çalışmıştır. Bununla birlikte özellikle kısa periyotlarda alet tepkilerinin, yerin gürültü kaynağının ve deformasyonların veriler üzerindeki etkilerini tespit etmeye çalışmıştır. Rodgers'in çalışmasında kullandığı sistemler ABD ve Kanada'da Tennessee, Kuzeybatı Territories, New York, Ontario ve Güney Dakota eyaletlerinde konuşlandırılmıştır. Kuyu içlerine KS-36000-04 ve S-750 olmak üzere iki farklı tip üç bileşen sismometre yerleştirilmiştir. S-750 tipi cihazlar düşük periyotlardaki üstün performansları dolayısıyla bu ağda yalnızca kısa periyot sismometreleri olarak kullanılmıştır. Kullanılan bu sismometrelerin her bir bileşenlerinin çıkışlarına üç ayrı bantta analog filtreler uygulanmıştır. Bu üç ayrı bant, kısa periyotlarda 1-10 Hz arası, orta periyotlarda 0,05-1 Hz arası ve uzun periyotlarda 0.015-0.055 Hz arasındadır. Buna göre Rodgers (1987) yaptığı çalışmanın sonucunda sensörlere çok düşük seviyeyle gelen gürültü durumunda kısa periyot verilerin bile rahatlıkla ayırt edilebileceğini savunmuştur. Çünkü kullandığı sensörlerin alet tepki fonksiyonlarının çok düşük genlikli sinyalleri de bozmadan geçirdiğini ve aynı şeyin orta periyot ve yüksek periyot veriler için yüksek kazançlarda da geçerli olduğunu tespit etmiştir. Ayrıca frekans katlanmasının 16 Hz'lerde önemli ölçüde bozulmalara yol açtığını ve RSTN sistemlerde sessiz dönemlerde kaydedilen gürültü sinyallerinin S-750 sismometrelerden kaynaklanabileceğini saptamıştır.

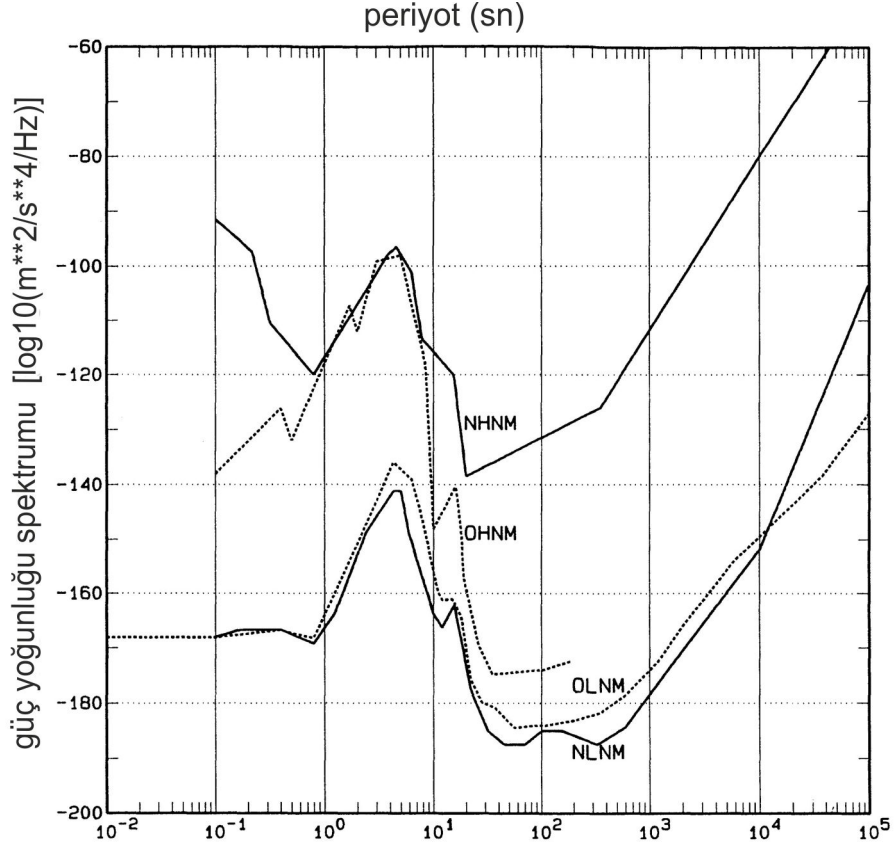
Yüksek ve düşük gürültü modellerinin belirlenmesiyle ilgili çalışmalar bundan sonra da devam etmiş ve Peterson (1980,1993) tarafından günümüzde de kullanılan gürültü modelleri belirlenmiştir. Peterson (1993) yaptığı çok daha detaylı çalışmada SRO, ASRO, WWSSN, CDSN, IRIS/USGS, IRIS/IDA, RSTN ve TERRASCOPE sistemlerini kullanmıştır. Kullanılan bu sistemler yeryüzünün gürültü seviyesi düşük bölgelerindeki kayıtlardan elde edilen gürültü spektrumları ile gürültü seviyesi yüksek bölgelerdeki kayıtların gürültü spektrumlarının hesaplanıp üst üste bindirilmesiyle oluşturulmuş ve spektral örtü olarak gösterilmiştir. Spektral örtünün grafiksel gösterimi Şekil 2.2’de verilmektedir.



Şekil 2.2: Gürültü seviyesi yüksek ve düşük istasyonların spektrumlarının alt ve üst zarflarının birleştirilmesiyle oluşan yeni gürültü modeli (Peterson, 1993).

Spektral örtüyü oluşturan spektrumlardaki ani değişimler ihmal edilerek alt ve üst tepe noktalarından eğriler geçirilmiştir. Bu şekilde çizilen eğriler yeni yüksek ve düşük gürültü modellerini temsil etmiştir. Günümüzde kullanılan gürültü model eğrileri Peterson (1993) tarafından elde edilen eğrilerdir. Spektrumların üst üste grafiksel olarak gösterilmesindeki amaç yerkabuğunun temel gürültü yapısını,

spektrumların kendi içlerindeki ani değişimlerden korumaktır. Eski ve yeni gürültü modellerinin karşılaştırılması Şekil 2.3'te verilmektedir.



Şekil 2.3: Eski gürültü modelleri (kesikli çizgi) ve yeni gürültü modellerinin (düz çizgi) karşılaştırılması (Peterson, 1993).

Peterson (1993)'in gürültü modellerini belirlenmesi çalışmaları için veri toplama süreci birkaç yıl almıştır. Burada amaç en sessiz bölgedeki en gürültüsüz kaydı bulmak veya en gürültülü bölgedeki en gürültülü kaydı bulmak değil, ağdaki istasyonlarda gürültülü ve sakin dönemleri temsil eden değerleri seçmektir. Veri toplama süreci boyunca kayıtlarda geçici etkiler korunmuş ve veri işleme sürecinde de kayıtlarda tutarlılık sağlamak amacıyla yeterli zaman aralıkları hesaplanmaya çalışılmıştır. Spektrumlar periyodun bir fonksiyonu olarak güç ölçü birimi temel alınarak hesaplanmıştır. Üst üste bindirme yönteminin amacı yerkağının temel yapısını ortaya çıkarmak ve spektrumların kendi içlerindeki ani değişimlerini engelleyerek daha düzenli bir model etmektedir. Buna göre en baskın özellikteki olaylar 1-20 sn periyotlarda kendini gösteren doğal mikro titreşimlerdir. Bunların yanında günlük ve yarım günlük periyotlardaki gel git olaylarının etkilerini de görmek mümkündür.

Yeni yüksek gürültü modelinin oluşturulmasında en etkili istasyonlar TOL (Toledo, İspanya), LZH (Lanzhou, Çin), SBC (California, USA), SPA (Güney Kutbu, Antartika), RPN (Easter Adası, Şili) ve RAR (Cook Adaları, İzlanda) istasyonlarıdır. Bunlardan TOL ve LZH alüvyal bölgelerde çok gürültülü lokasyonlarda kurulmuş istasyonlardır. SBC kıyı şeridinde mikro sismik aktivitelerin ve çevresel gürültülerin etkilerinin içerir. SPA bir buz kütesinin üzerine yerleştirilmiştir ve çok yüksek gürültülü sinyaller barındırır. Son olarak SPN ve RAR istasyonları adada kurulmuştur ve yüksek genlikli mikro titreşim sinyalleri bu istasyonların kayıtlarında oldukça baskındır.

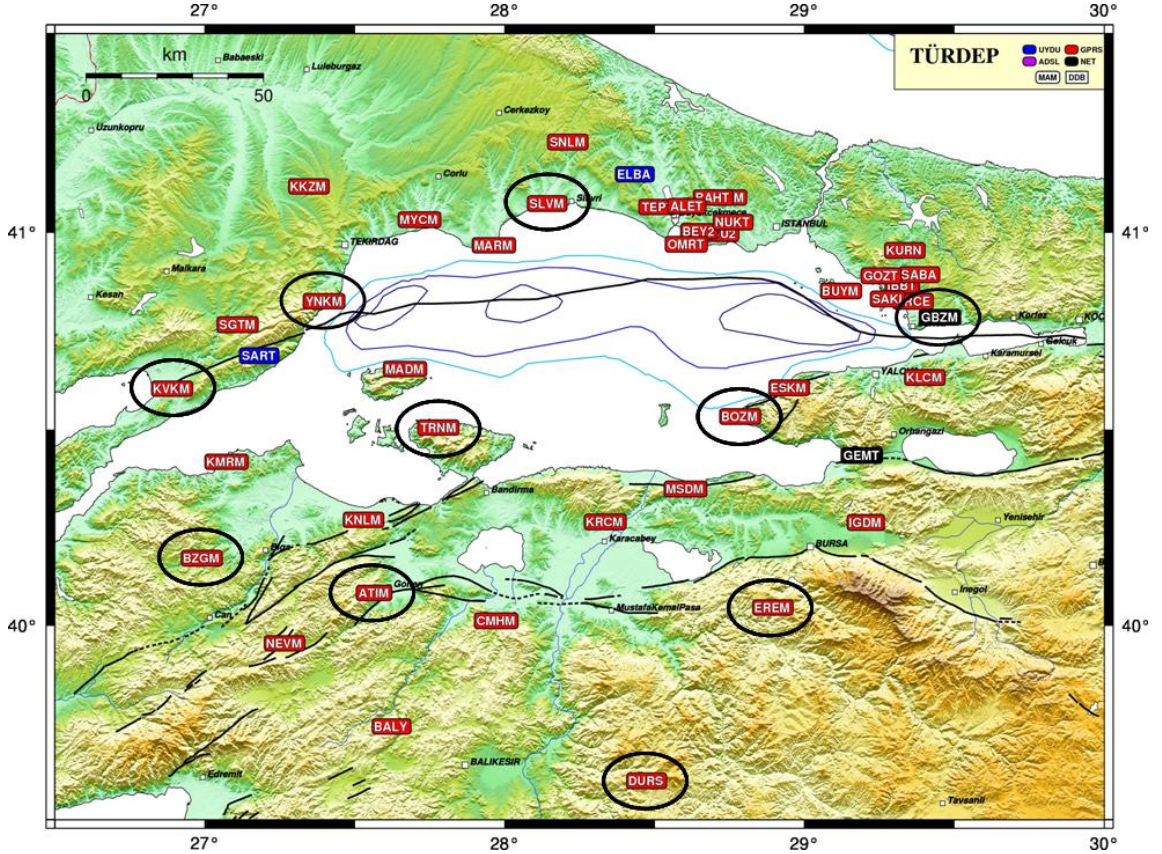
3. ÇALIŞMADA KULLANILAN İSTASYON VE SİSTEMLER

Bu çalışmada TÜRDEP Projesi' nin (Türkiye'nin Deprem Riski Yüksek Jeo-Stratejik Bölgelerinde Deprem Davranışının Çok Disiplinli Yaklaşımlarla Araştırılması) Marmara Bölgesi'ndeki sismoloji istasyonlarından farklı jeolojik birimler üzerindeki on tanesi gürültü analizi yapılmak üzere seçilmiştir. Söz konusu istasyonlar Şekil 3.1'deki haritada daireler içinde gösterilmektedir. İstasyonlarda genellikle Güralp sismometreler kullanılmakta ve saniyede 100 örnekleme ile veri toplanmaktadır. Veri toplama işlemi gerçek zamanlı olarak sağlanmıştır. Güralp CMG-40T sensörlerle birlikte REFTEK-130 kayıtçılar kullanılmıştır. REFTEK-130 kayıtçılar üzerlerinde 24 bit sayısallaştırıcıya sahiptirler. Güralp CMG-3TD sensörlerle birlikte Güralp marka DCM kayıtçılar kullanılmaktadır. Bu sensörlerin üzerlerinde sayısallaştırıcı kartları bulunmakta ve DCM' ler yalnızca kayıtçı işlevi görmektedirler. İstasyonlarda kullanılan sensör tipleri, istasyon koordinatları ve istasyonun kurulduğu bölgenin jeolojik yapısı (Şenel, 2002) Tablo 3.1'de gösterilmiştir.

Tablo 3.1: Çalışmada kullanılan istasyonların kod, sensör tipi, lokasyon ve jeoloji bilgileri.

İstasyon Adı	İstasyon Kodu	Sensör Tipi ve Periyodu	Lokasyon	Kayaç Yaşı ve Cinsi
Silivri (İSTANBUL)	SLVM	3ESP-120 sn	41.0731 K 28.1403 D	Neojen-Kumtaşı
Kavakköy (ÇANAKKALE)	KVKM	3TD-120 sn	40.6040 K 26.8876 D	Eosen-Kırıntılı Kayaçlar
Erenler (BURSA)	EREM	3ESP-120 sn	40.0453 K 28.8911 D	Üst Kratese Ofiyolit
Gebze (KOCAELİ)	GBZM	3ESP-120 sn	40.7860 K 29.4500 D	Devoniyen Konglomera
Dursunbey (BALIKESİR)	DURS	3TD-120 sn	39.6010 K 28.4700 D	Jura-Kireçtaşı
Yeniköy (TEKİRDAĞ)	YNKM	3ESP-120 sn	40.8256 K 27.3966 D	Eosen-Karasal Kırıntılılar
Bezirganlı (ÇANAKKALE)	BZGM	40T-30 sn	40.1726 K 26.9865 D	Eosen Volkanikler
Turanköy (BALIKESİR)	TRNM	40T-30 sn	40.5050 K 27.7780 D	Paleozoyik Gnays
Atıcıoba (BALIKESİR)	ATIM	3ESP-120 sn	40.0830 K 27.5633 D	Oligosen-Volkanikler
Bozburun (YALOVA)	BOZM	3ESP-120 sn	40.5340 K 28.7820 D	Paleozoyik-Kuarsit

Burada amaç gürültü seviyeleri hakkında gözlemsel olarak bir yargıya varılan sismoloji istasyonları için sayısal değerler ortaya koyabilmektir. Hesaplanan güç yoğunluk spektrumları düşük ve yüksek gürültü modelleri arasına oturtularak gürültü seviyeleri arasındaki fark sayısal olarak ortaya konmaya çalışılmıştır.



Şekil 3.1: Güç yoğunluk spektrumları hesaplamak üzere seçilen on adet istasyonun haritada gösterimi (İnan ve diğ., 2007).

3.1. Sismoloji İstasyonlarında Kullanılan Sismometre ve Kayıtçı Kombinasyonları

Bu çalışma için kullanılan TÜRDEP sismoloji istasyonlarında CMG-40T sensörlerle REFTEK-130 kayıtçılar, CMG-3TD sensörlerle CMG-DCM kayıtçılar kullanılmıştır.

3.1.1. CMG-40T sensör ve REFTEK-130 kayıtçı kombinasyonu

CMG-40T sismometreler (Şekil 3.2) yer hareketini hız cinsinden üç bileşende algılayan sensörlerdir. Bu sensörler su geçirmez paslanmaz çelik bir kasaya sahiptir ve kolaylıkla taşınabilirler. 12 voltluk elektrik enerjisiyle besleme yapıldığında çalışır

hale gelir. Cihaz çalışır hale geldikten sonra ikinci bir müdahaleyle kütlelerinin merkezi konuma getirilmesine gerek kalmaz, kütleler kendiliğinden merkezlenir.

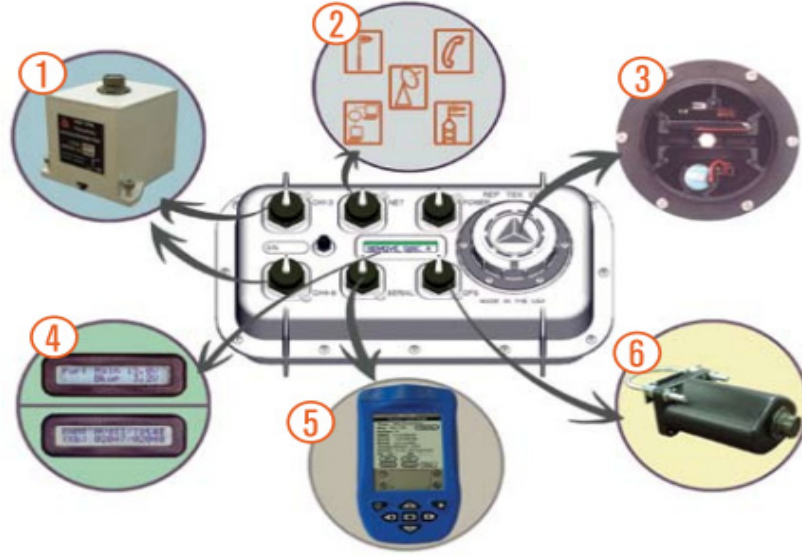


Şekil 3.2: Reftek kayıçısı (solda) ve Guralp 40T sismometre (sağda).
(<http://www.guralp.com>)

Tüm sensörlerde olduğu gibi sinyal/gürültü oranı yüksek kayıtlar alabilmek için ana kaya üzerine yapılmış mümkün olduğu kadar düz ve sağlam bir beton pilyeye oturtulmalıdır. Ayarlanabilir vidalı ayaklarıyla düzeçlemesi yapılp üzerindeki su damlacığından cihazın tamamen yatay konumda olup olmadığı kontrol edilebilir. Bu çalışma için kullanılacak CMG-40T sismometreler 0.1 Hz ile 10 Hz arasında düz bir frekans tepki spektrumuna sahiptir. Bunların altındaki ve üstündeki frekanslardaki sinyallerin genliklerini bastırarak algılamaktadır. Bu sismometrenin algıladığı analog sinyallerin hem sayısallaştırılması hem de kaydedilmesi için REFTEK-130 (Şekil 3.2) cihazlar kullanılır. Reftek kayıçılar içlerinde kullanılacak 1'er, 2'şer veya 4'er GB'lık diskler sayesinde veri kaydedebilirler. Dört GB'lık diskler, 100 Hz örneklemeyle yaklaşık üç ay kayıt yapabilirler. İstendiği takdirde bu diskler içindeki veriler kart okuyucular sayesinde bilgisayarlara kolaylıkla aktarılabilirler. Kendi içlerinde 24 bitlik sayısallaşıcı kartları mevcuttur. Sensörler yerden gelen 1 m/sn'lik bir giriş sinyalini belli bir oranda büyütür volt cinsinden bir çıkış verir. Bu durum sensör kazancı olarak bilinir. Sayısallaştırıcı ise bu çıkış sinyalini sayısallaştırıcı kazancı olarak tanımlanan (volt/count) birim değerine uygun olarak çevirerek birimsiz bir sayı olarak çıkış verir.

REFTEK-130'un üzerlerinde GPS anteni girişi, sismometre girişi, parametrelerin yüklenmesi için el ünütesi girişi ve güç bağlantısı girişi bulunmaktadır. Sistem 6 kanallı kayıt yapabilme özelliğine sahiptir. 1-2-3 ve 4-5-6 şeklinde tanımlı bu

kanallar üzerinde iki ayrı sensörün kaydını tutabilirler. Kayıtlarla ilgili tüm parametreleri yüklemek için bir el kontrol ünitesine ihtiyaç duyulur. Bu parametrelerin tamamını cihazın üzerindeki ekrandan görebilmek mümkündür fakat ayarlama yapabilmek için el kontrol ünitesi gereklidir. REFTEK-130 kayıtçının bağlantı şeması Şekil 3.3’de gösterilmektedir.



Şekil 3.3: Reftek130 kayıtçının bağlantı şeması (<http://www.reftek.com>).

Şekil 3.3’te bağlantı noktaları gösterilmekte, sırasıyla 1, 2, 3, 4, 5 ve 6 numaralı daireler içinde gösterilen cihazlar sırasıyla sensör, ağ bağlantısı, diskler, kayıtçı ekranı, el kontrol ünitesi ve GPS antenidir. REFTEK-130 kayıtçılardan gelen veriler RTPD sunucu yazılımı tarafından kurulu olduğu bilgisayarın diskine kaydedilir.

3.1.2. CMG-3TD ve CMG-DCM kombinasyonu

CMG-3TD sismometrelerin (Şekil 3.4) kendi içinde sayısallaştırıcı kartı olduğu için DCM birimleri yalnızca kayıtçı işlevi görürler. İçlerinde 40 GB’lık bir diski vardır. Disk kapasitesi dolduğunda mevcut verinin üzerine tekrar başa dönerek yazmaya başlamaktadırlar. Çevrimdışı çalışan istasyonlarda veri kaybı yaşamamak için verinin toplanması gereken zamanlar bu durum dikkate alınarak belirlenmelidir. Diskin içindeki veriler USB kablo yardımıyla aktarılabilir.

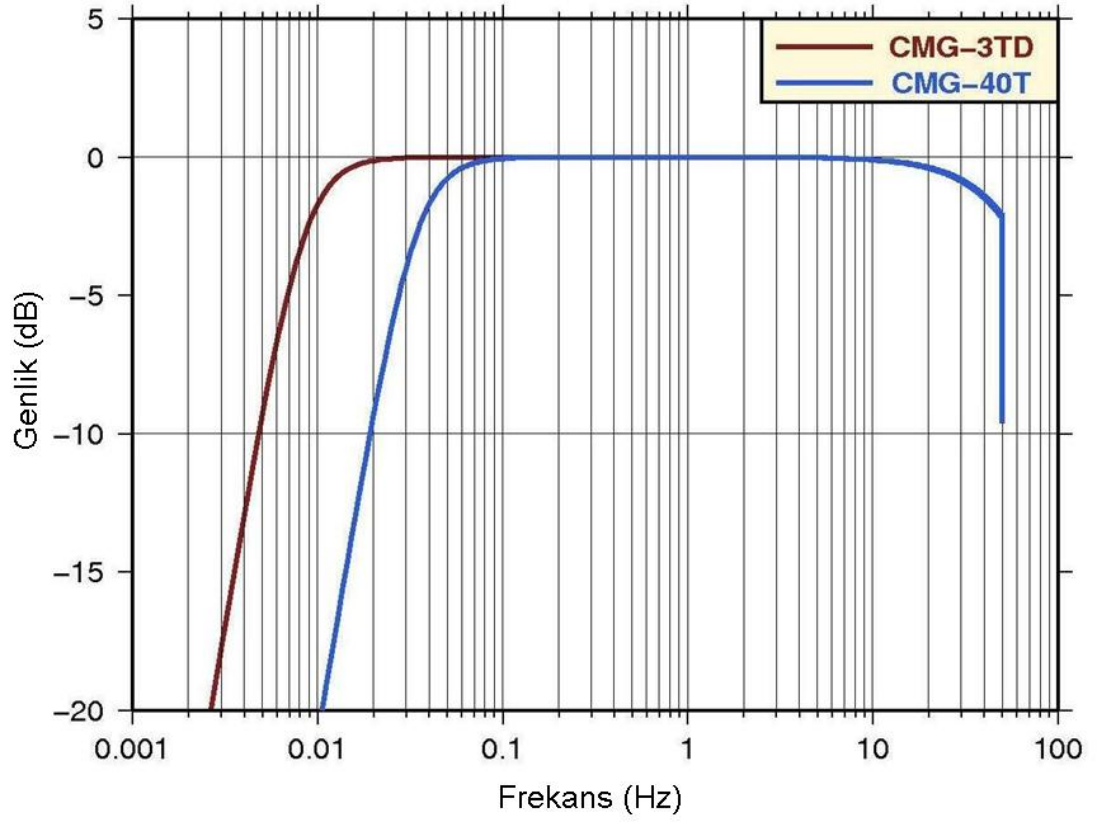


Şekil 3.4: CMG-DCM kayıtçı (solda) ve CMG-3TD sismometre (sağda)
(<http://www.guralp.com>).

Bahsedilen sensörlerden CMG-40T ve CMG-3TD'nin kalibrasyon dosyalarından alınan kutuplar ve sıfırları Tablo 3.2'de verilmektedir. CMG-3TD ile 3ESP'nin kutup ve sıfırları birbirinin aynısı olduğu için ayrıca gösterilmeye gerek duyulmamıştır. Verilen bu kutuplar, sıfırlar ve normalizasyon faktörleri kullanılarak hesaplanan frekans tepki spektrumları Şekil 3.5'te verilmiştir.

Tablo 3.2: T34116/B175 seri nolu CMG-3TD ve T4792 seri nolu CMG 40T sismometrenin kutup ve sıfırları.

Sensör Tipi	CMG-3TD	CMG-40T
Sıfırlar	0	0
	0	0
Kutuplar	-80.0	-80.0
	-160.0	-160.0
	-180.0	-180.0
	$-0.0589 + 0.0589 j$	$-0.02356 + 0.02356 j$
	$-0.0589 - 0.0589 j$	$-0.02356 - 0.02356 j$
Normalizasyon Faktörü (A)	2 304 000	2 304 000



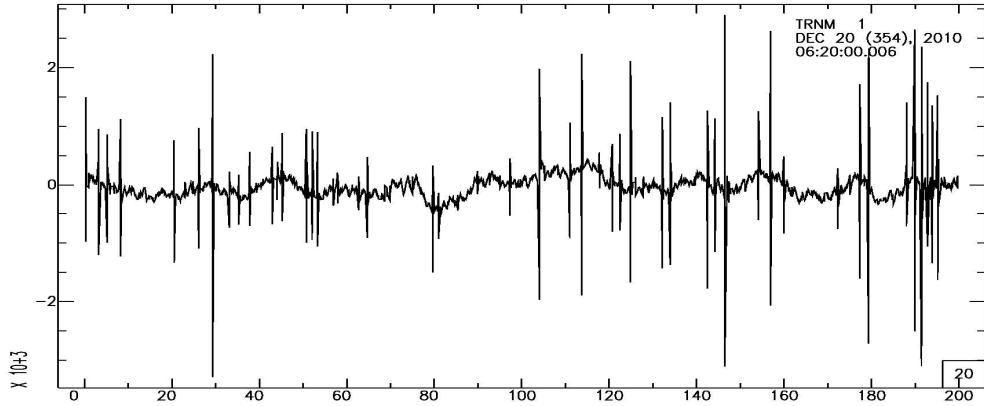
Şekil 3.5: CMG-3TD sismometrelerin frekans tepki eğrileri.

4. SİSMOGRAMLARDA GÖZLENEN FARKLI SİNYALLER

Bir sismogramda bulunabilecek kayıtların başlıcaları farklı gruplara ayrılarak tanımlanabilirler. Çevresel gürültüler, mevsimsel kaynaklı ve jeolojik gürültüler, mikro titreşimler, aletsel gürültüler, depremler, taş ocağı patlatmaları, sensör kalibrasyon sinyalleri ve veri kesintileri bu grupların başında gelmektedirler.

4.1. Çevresel Gürültü

Sismik gürültü kaynağının en yaygın çeşidi yeryüzündeki insan aktiviteleridir. Bu tür gürültüler genelde 1-10 Hz frekans bandına sahiptir. Çevresel gürültüler olarak adlandırılan bu sinyaller insanların trafik aktiviteleri veya sismoloji istasyonları civarında çalışan iş makineleri, su pompaları, tarım makinelerinden meydana gelebilir. Şekil 4.1'de çevresel gürültüler içeren bir kayıt görülmektedir.



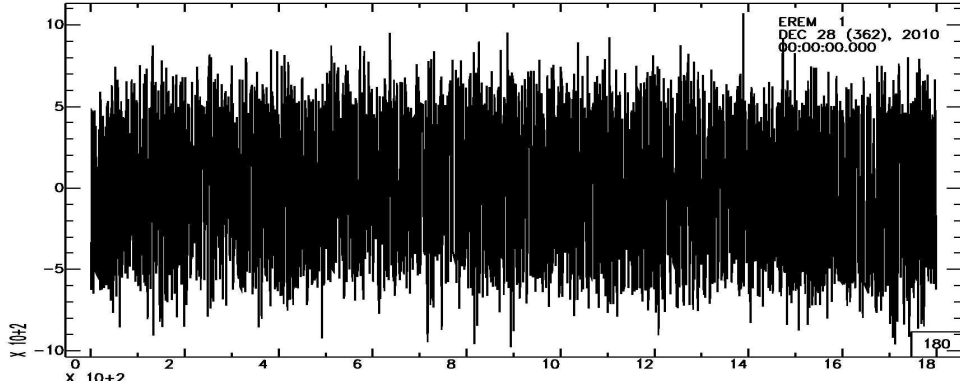
Şekil 4.1: Turanköy istasyonuna ait çevresel gürültü kaydı.

4.2. Mevsimsel ve Jeolojik Kaynaklı Gürültüler

Rüzgarın ve yağın yağmurun etkisiyle yüzeyde taşınan cisimlerin ya da oluşan akarsuların etkisiyle meydana gelen gürültü çeşitleridir. Bunların dışında volkanik ve termal aktiviteler sebebiyle oluşacak etkiler de uzun periyotlu gürültü kaynakları olarak sıralanabilirler.

4.3. Mikro titreşimler

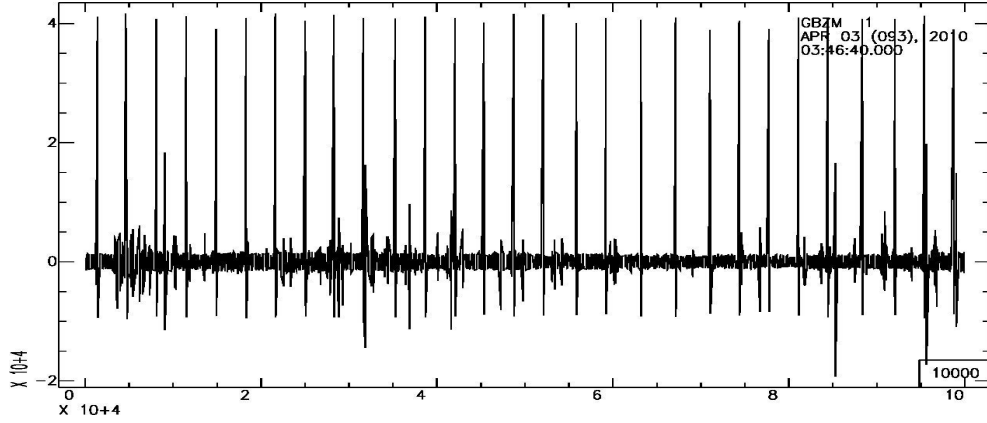
Mikro titreşimler spektrumlarında iki farklı frekans bandında görülebilen titreşimlerdir. Bu titreşimler, tüm geniş bant istasyon kayıtlarının spektrumlarında kolaylıkla ayırt edilebilen ve oldukça baskın gürültü çeşitleri olarak bilinir. Bu farklı frekans bandından birisi okyanus dalgalarının oluşturduğu 10-16 sn periyotları arasındaki etkilerdir. Bir diğeri ise okyanusal dalgaların zıt yönde hareketlerinin üst üste binmesinden oluşan 4-8 sn periyotlu hareketleridir. Bu gruba örnek olarak bir sismoloji istasyonunda sürekli olarak kaydedilen ve içinde o istasyonun bulunduğu yerin rutin gürültüsünün dışında veri buldurmeyen bir kayıt konulabilir. Bu öngörü doğrultusunda Şekil 4.2’de Erenler (Bursa) istasyonuna ait bir kayıt gösterilmiştir.



Şekil 4.2: Erenler istasyonuna ait mikro titreşim kaydı.

4.4. Aletsel Gürültüler

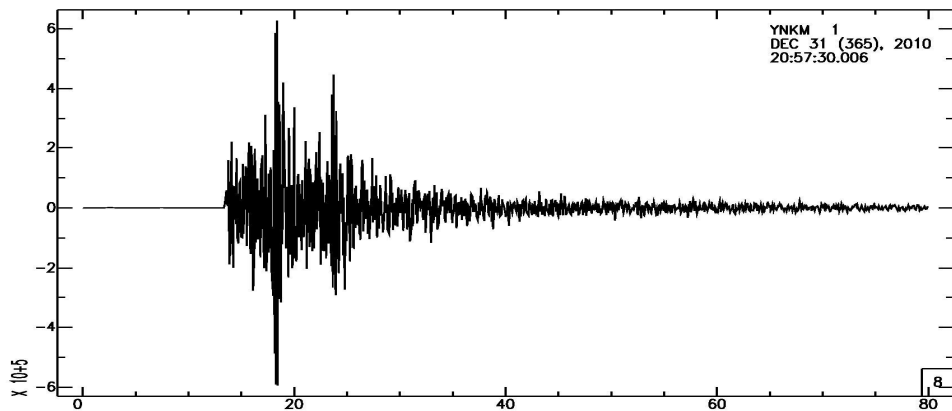
Aletsel gürültüler sensörlerin kısa süreli arızaları sonucunda ortaya çıkan gürültü çeşitleridir ve veride kısa süreli kayba yol açarlar. Sensörlerden kaynaklanan bu bozuk sinyallerin sebebi sensörün kalibrasyon sinyalinden veya kütlelerin merkez pozisyonunu kaybetmesi sonucunda cihazın kütleyi yeniden merkezlemeye çalışması esnasında oluşan etkilerden dolayı olabilir. Ancak çoğunlukla elektronik arka plan gürültüsünden ve elektrik beslemesinin neden olduğu gürültü çeşididir. Şekil 4.3’te Gebze istasyonuna ait bir aletsel gürültü kaydı gösterilmektedir.



Şekil 4.3: Gebze istasyonunda kaydedilen bir aletsel gürültü kaydı.

4.5. Depremler

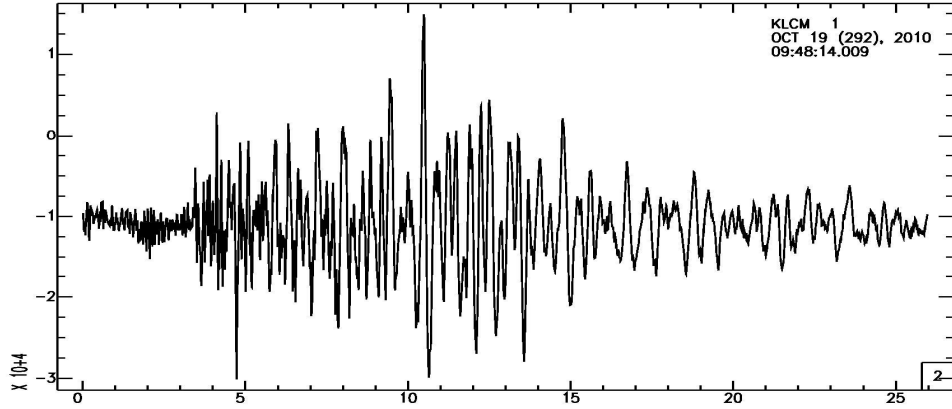
Depremler başlıca üç grupta incelenirler. Birincisi istasyona uzaklığı yaklaşık 0-200 km uzaklığında olan yerel depremler, ikincisi uzaklığı 200-1000 km uzaklıkta olan bölgesel depremler ve üçüncüsü ise uzaklığı 1000 km den daha fazla olan telesismik depremlerdir. Buna göre bir depremin istasyona olan uzaklığı arttıkça frekansı düşecek ve sismogramda daha düşük frekanslı kayıtlar görülecektir. Bir deprem kaydının içinde ise temel olarak cisim dalgaları ve yüzey dalgaları olarak adlandırılan iki çeşit farklı sismik dalga bulunur. Cisim dalgalarının baskın periyotlar 1 sn den daha küçükken, yüzey dalgalarının ise 10 sn den daha büyük olabilir (Shearer, 1999). Şekil 4.4’de Yeniköy istasyonuna ait bir yerel deprem kaydı bulunmaktadır.



Şekil 4.4: Yeniköy istasyonundan elde edilen 3.9 büyüklüğündeki yaklaşık 35 km uzaklıktaki deprem kaydı.

4.6. Taş Ocağı Patlatmaları

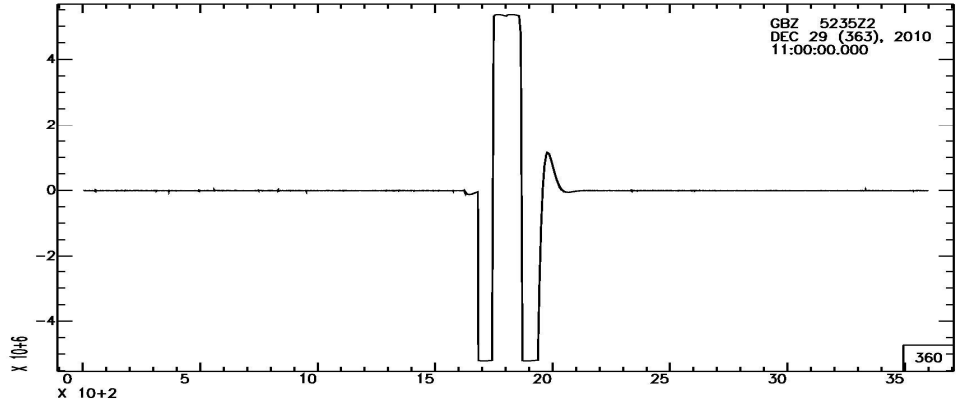
Özellikle mikrosismik aktivitelerle ilgili çalışmalarda önemli oranda problem oluşturan olaylardır. Bir taş ocağı patlatma kaydının yerel deprem kaydına çok fazla benzemesi iki kayıt arasında ayırım yapılmasını zorlaştırmaktadır. Patlatmalarda P dalgası ilk hareketinin daima yukarı olması ve patlatma kayıtlarının sönümlenmesinin deprem kaydına göre daha çabuk olması bu ikisini birbirinden ayırt etmeye yardımcı olacak etkenlerdir. Taş ocağı patlatmaları yakın istasyonlarda uzak istasyonlara göre depremlerden çok daha kolay ayırt edilebilmektedir. İstasyonun taş ocağına olan uzaklığı arttıkça sinyale binecek farklı frekanslardaki etkiler bu ayrımı zorlaştırmaktadır. Şekil 4.5’de bir taş ocağı patlatması örneği gösterilmektedir.



Şekil 4.5: Yalova’da KLCM istasyonunda 19 Ekim 2010 tarihinde kaydedilmiş taş ocağı patlatması.

4.7. Sensör Kalibrasyon Sinyalleri

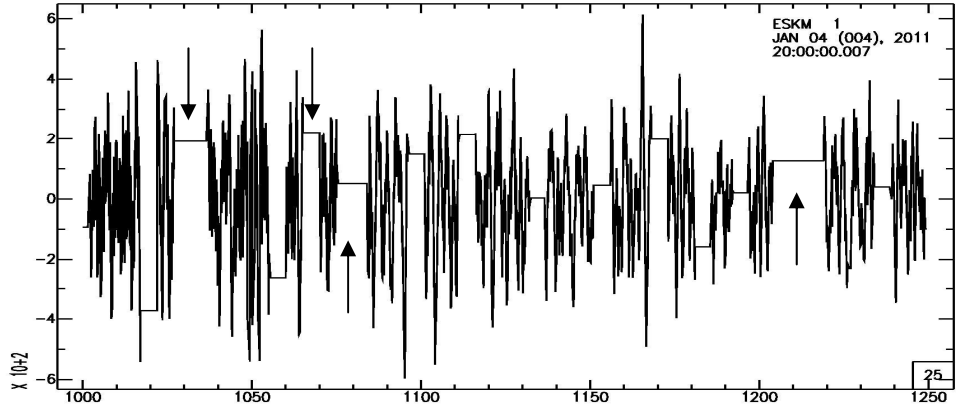
Sensörün sinyali algılama özelliklerini kontrol etmek amacıyla kendi içindeki elektronik devrelerin oluşturduğu veya uzaktan bir program aracılığıyla gönderilen kontrol sinyalleridir. Şekil 4.6’da sensöre uzaktan gönderilmiş bir dakikalık bir basamak fonksiyonu gösterilmektedir.



Şekil 4.6: Gebze İstasyonu'nda kaydedilmiş bir dakikalık birim basamak fonksiyonu.

4.8. Veri Kesiklikleri

Veri iletişim şekline göre uydu problemlerinden veya GSM hattı problemlerinden kaynaklanabileceği gibi istasyondaki olası bir elektriksel sorundan veya istasyondaki cihazlarla ilgili bir problemten kaynaklanabilen durumlardır. Bu sorunlar veri iletişimini sağlayan şirketlerle irtibata geçerek ya da eğer gerekiyorsa istasyonun bulunduğu bölgeye bir arazi çalışması planlanarak giderilebilirler. Şekil 4.7'de veri kesintisi kaydı gösterilmiştir.



Şekil 4.7: Esenköy istasyonununun 04 Ocak 2011 tarihli veri kesintisi kaydı. Verinin kesintili olduğu yerlerden bazıları ok işaretleriyle gösterilmiştir.

5. GÜÇ YOĞUNLUĞU SPEKTRUMU VE ÖZİLİŞKİ FONKSİYONU

Herhangi bir doğal olayın sonucu olarak gözlenen veriler tanımsal (deterministik) ve rastgele (stokastik) olarak iki sınıfta toplanabilir. Tanımsal veriler bir matematik bağıntı ile gösterilebilirler. Bir matematik bağıntı ile gösterilemeyen veriler rastgele verilerdir. Rastgele verilerde gelecekteki bir değer önceden kestirilemez. Örneğin depremleri algılamak için kullanılan bir sismometrenin çıkışı rastgele davranış gösterir.

5.1. Özilişki Fonksiyonunun İstatistiksel Anlamı

Rastgele özellikte bir $x(t)$ sinyali için $-\infty \leq t \leq \infty$ aralığında geçerli bir tanımlama yoktur. Eğer analitik bir tanım olsaydı, $x(t)$ fonksiyonunun herhangi bir t zamanı için alacağı değer önceden bilinirdi fakat rastgele sinyaller için bu olanaksızdır. Bu nedenle rastgele sinyaller istatistik ve olasılık kuramları ile tanımlanır ve incelenirler. Bir rastgele değişken x 'in alacağı değer kesin verilememekle birlikte x 'in alabileceği değerlerin olasılığı $p(x)$ olasılık dağılımı ile verilebilir. Eğer çok sayıda rastgele değişken x_i , ($i = 1, 2, 3, \dots, n$) varsa her bir x_i değişkeni $p_i(x_i)$ olasılık dağılımına uygun olarak değerler alabiliyorsa x_i 'lerin belli bir dizi değerleri alma olasılığı "birleşik olasılık dağılımı" $p(x_1, x_2, \dots, x_n)$ ile gösterilir. Buraya kadar verilen tanım rastgele verilerin en genel tanımıdır. Ancak doğadaki rastgele olayların çoğu daha basit bir taslaklama ile incelenebilir. Bu basitleştirme rastgele olaylarda bir spektrum tanımı yapabilmek için de geçerlidir. İlk aşamada sinyalin durağan olduğu yani istatistik özelliklerinin zaman bağımlı olmadığı varsayılır. İkinci aşamada ise her bir t zamanındaki x 'in topluluk üzerinden alınan istatistik özelliklerinin topluluğun herhangi bir üyesi $x(t)$ üzerinden alınması ile aynı olduğu varsayılır ve bu da ergodisite olarak adlandırılır. Üçüncü aşamada ise rastgele sinyalin Gauss tipi bir olasılık dağılımına uyduğu varsayılır. Bu durum genellikle gözlemlere uygun gerçekçi bir basitleştirme olup rastgele sinyallerin matematiksel incelemesinde de kolaylık sağlar. Bu basitleştirmelere dayanarak rastgele sinyal terimi durağan, ergodik ve Gauss tipi sinyaller için kullanılacaktır. İki farklı özellikte

rastgele değişkenin (x_a ve x_b) birbirleriyle olan bağımlılığı ve benzerliği istatistikte kovaryans ile incelenir ve

$$\text{Covar}(x_a, x_b) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} (x_a - \mu_a) * (x_b - \mu_b) * p(x_a, x_b) dx_a dx_b \quad (5.1)$$

eşitliği ile verilir. Burada x_a ve x_b 'nin ortalamaları μ_a ve μ_b , birleşik olasılık dağılımları ise $p(x_a, x_b)$ ile gösterilmiştir. Kovaryansın x_a ve x_b 'nin değişimlerini olan σ_a ve σ_b 'ye bölünmesi ile ilişki katsayısı elde edilir.

$$C_{ab} = \frac{\text{Covar}(x_a, x_b)}{\sigma_a \sigma_b} \quad (5.2)$$

İlişki katsayısı +1 ile -1 arasında değişen bir sayı olup sıfır olması x_a ve x_b arasında hiçbir ilişki olmadığını, 1 veya -1 olması ise değişkenler arasında tam doğrusal ilişki olduğunu gösterir. x_a ve x_b nin genel rastgele sinyalde t_a ve t_b zamanlarındaki değişkenler olması durumunda kovaryans özel bir şekil alacaktır. Durağanlık özelliğinden ötürü x_a ve x_b arasındaki zaman farkı $\tau = t_a - t_b$ ye bağımlı olacak ve ergodisite özelliğinden dolayı (5.1) denklemindeki integral zaman üzerinden alınarak ilişki fonksiyonu $C(\tau)$ bulunacaktır.

$$C(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} x(t)x(t+\tau) dt \quad (5.3)$$

Diğer yandan yine aynı şekilde durağanlık ve ergodisite özelliklerinden faydalanarak x_i 'nin değişintisi

$$\sigma = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} x(t)^2 dt \quad (5.4)$$

olarak bulunur ve (5.3) denklemini incelendiğinde değişiminin $C(0)$ 'a eşit olduğu görülür. Değişinti ve ilişkiyi (5.2) denkleminde kullanarak indirgenmiş ilişki fonksiyonu bulunur.

$$K(\tau) = \frac{C(\tau)}{C(0)} \quad (5.5)$$

İndirgenmiş ilişki fonksiyonu $K(\tau)$, görüldüğü gibi iki x değeri arasındaki zaman farkına bağımlı ilişki katsayısıdır.

5.2. Güç Yoğunluğu Spektrumu

Rastgele sinyaller $-\infty \leq t \leq \infty$ aralığında tanımlandığından ve bu sonsuz sürede geçici sinyaller gibi sönümlenmediğinden geçici sinyaller için yapılan sinyal enerjisi tanımı rastgele sinyaller için yapılamamaktadır. Fakat rastgele sinyaller için birim zaman başına düşen enerji tanımı yapılabilir ve bu tanım rastgele sinyallerin gücü olarak bilinir ve

$$d = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} x(t)^2 dt \quad (5.6)$$

eşitliğiyle gösterilir. Buna göre $x(t)$ sinyali ile bir işlem yapılmak istendiğinde, sinyalin frekans ortamına aktarılması sırasında sinyal gücü d 'nin sonlu bir sayı ($d < \infty$) olması gerekir. Sinyal gücü periyodik sinyaller için de hesaplanabilir ve (5,6) denklemi kullanılarak bir ana periyot içindeki enerjinin ana periyot uzunluğuna bölünmesiyle bulunur. Rastgele sinyali tanımlayan en önemli özelliklerden biri sinyal gücü olduğu için rastgele sinyal için yapılan bir spektrum tanımı ile sinyal gücünün frekansa göre dağılımı gösterilmiş olur. Rastgele sinyalin spektrumu $G(f)$, birim frekans başına düşen gücü gösterdiği için eğer zaman birimi saniye (s), sinyal $x(t)$ 'nin birimi (V) olursa güç birimi (V^2) ve spektrum $G(f)$ 'in birimi de (V^2 / Hz) olacaktır. Bu nedenle $G(f)$ güç yoğunluğu spektrumu olarak adlandırılır. Güç yoğunluğu spektrumu $G(f)$ 'in frekans üzerinden integrali alındığında yani her frekanstaki güç yoğunluğunun tüm frekanslar üzerinden toplanmasıyla sinyal gücü d bulunur.

$$d = \int_{-\infty}^{\infty} G(f) df \quad (5.7)$$

Güç yoğunluğu spektrumunun gerçek şeklini bulmak ancak sonsuz uzunluktaki bir sinyal ile olanaklıdır. Uygulamada zorunlu olarak $-T/2 \leq t \leq T/2$ aralığında bir sonlu $x(t)$ sinyalinden hesaplanacak $G_T(f)$ güç yoğunluğu spektrumunun gerçek

spektrumu en az yanılıyla yansıtabilmesi sinyal uzunluğuyla doğru orantılı olacaktır.

$$\lim_{T \rightarrow \infty} G_T(f) = G(f) \quad (5.8)$$

$x_T(t)$ sonlu bir sinyal olduğuna göre sinyal türüne bakılmaksızın matematiksel olarak Fourier Spektrumu $x_T(f)$ hesaplanabilir ve bu kullanılarak güç yoğunluğu spektrumu $G_T(f)$ bulunabilir. Ancak bu şekilde bulunacak güç yoğunluğu spektrumunun (5.8) denkleminde istenilen koşulu sağlayamayacağı görülmektedir. d 'nin verildiği (5.6) denklemi sonlu sinyal $x(t)$ için

$$d = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} x_T(t)^2 dt \quad (5.9)$$

şeklinde yazılabilir. $x_T(t)$ için Fourier Spektrumu yazılacak olursa ve bu işlem için Parseval Kuramı kullanılırsa denklem

$$d = \lim_{T \rightarrow \infty} \int_{-\infty}^{\infty} T |x_T(f)|^2 df \quad (5.10)$$

şeklini alır. Bu denklemde integral içindeki $T|x_T(f)|^2$ terimi, $G_T(f) = T|x_T(f)|^2$ cinsinden yazılırsa sonlu sinyal $x_T(t)$ 'nin Fourier Dönüşümü'nden bulunan $x_T(f)$, bu sinyalin güç yoğunluğu spektrumu olmuş olur. Bu bilgiler ışığında sinyal gücü d gerçek spektruma (5,7) ve hesaplanmış spektruma bağlı olarak yazılırsa

$$d = \int_{-\infty}^{\infty} G(f) df = \lim_{T \rightarrow \infty} \int_{-\infty}^{\infty} G_T(f) df \quad (5.11)$$

şeklinde gösterilir. $G_T(f)$ ile bulunan güç $T \rightarrow \infty$ için gerçek spektrumun gücüne yaklaşmaktadır ancak (5,11) denkleminin sağ tarafında integral ve limit geçişinin sırası değiştirilemeyeceği için (5,8) denklemi ile sağlanan koşul sağlanamamaktadır (Jenkins ve Watts, 1968). Rastgele sinyalin güç yoğunluğu spektrumunun doğru hesaplanabilmesi için sinyalin, belli bir olasılık dağılımı olan rastgele sinyaller topluluğunun bir üyesi olduğu kabulünden hareket edilebilir. Wiener (1930) istatistik kuramlarından ve olasılık kavramından hareketle güç yoğunluğu spektrumu $G(f)$ ile

özilişki fonksiyonu $C(\tau)$ arasında Fourier Dönüşümü ile verilen bir bağ olduğunu göstermiştir. Bu bağa dayanarak sonlu sinyal $x_T(t)$ 'den hesaplanacak $G_T(f)$ 'nin $T \rightarrow \infty$ için (5.8) denklemi ile aranan koşulunu gerçekleştirdiği ayrıntılı olarak gösterilmiştir. Wiener (1930)'in gösterdiği gibi güç yoğunluğu spektrumu $G(f)$ ve özilişki fonksiyonu $C(\tau)$ bir Fourier Dönüşüm çifti oluşturur.

$$G(f) = \int_{-\infty}^{\infty} C(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau \quad (5.12a)$$

$$C(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} G(f) e^{-i\omega\tau} df \quad (5.12b)$$

Tüm bu bilgiler ışığında bir sinyalin güç yoğunluğu spektrumunun hem Fourier Dönüşümü'nün karesiyle hem de özilişki fonksiyonunun Fourier Dönüşümü'nden hesaplanabileceği sonucuna varılır.

5.3. Frekans Tepki Fonksiyonunun Genel Gösterimi

Düşük geçişli bir alçak geçişli filtrenin tepki fonksiyonu

$$T_{RC(\omega)} = \frac{1}{1 + i\omega RC} \quad (5.13)$$

şeklinde yazılabilir. Benzer şekilde mekanik bir sismometrenin frekans tepki fonksiyonunun gösterimi (5.14)'deki gibidir.

$$T_d(\omega) = \frac{\omega^2}{\omega_0^2 - \omega^2 + i2\omega\omega_0 h} \quad (5.14)$$

Tepki fonksiyonu genellikle karmaşık bir fonksiyondur. Tüm mekanik ve elektronik bileşenlerden oluşan sismometrelerde ω 'nın bir fonksiyonu olarak $T(\omega)$ ile gösterilir.

$$T(\omega) = \frac{a_0 + a_1(i\omega) + a_2(i\omega)^2 + \dots}{b_0 + b_1(i\omega) + b_2(i\omega)^2 + \dots} \quad (5.15)$$

Burada a_i ve b_i sabit katsayılarıdır ve polinomdaki terimlerin sayısı sistemin karmaşıklığına bağlıdır. (5.13)'de verilen RC filtrenin tepki fonksiyonu eşitliği mekanik bir sismometrenin tepki fonksiyonu olarak (5.13)'teki eşitliğe benzetilerek yazılabilir.

$$T_d(\omega) = \frac{-(i\omega)^2}{\omega_0^2 - 2i\omega\omega_0h + (i\omega)^2} \quad (5.16)$$

Bir sismometre için $a_0 = 0$, $a_1 = 0$, $a_2 = -1$, $b_0 = \omega_0^2$, $b_1 = \omega_0h$, $b_2 = 1$ olarak tanımlanır. (5.4) eşitliğine alternatif olarak ve daha kolay bir yöntemle polinomal bir eşitlik şeklinde (5.5)'teki gibi gösterilebilir.

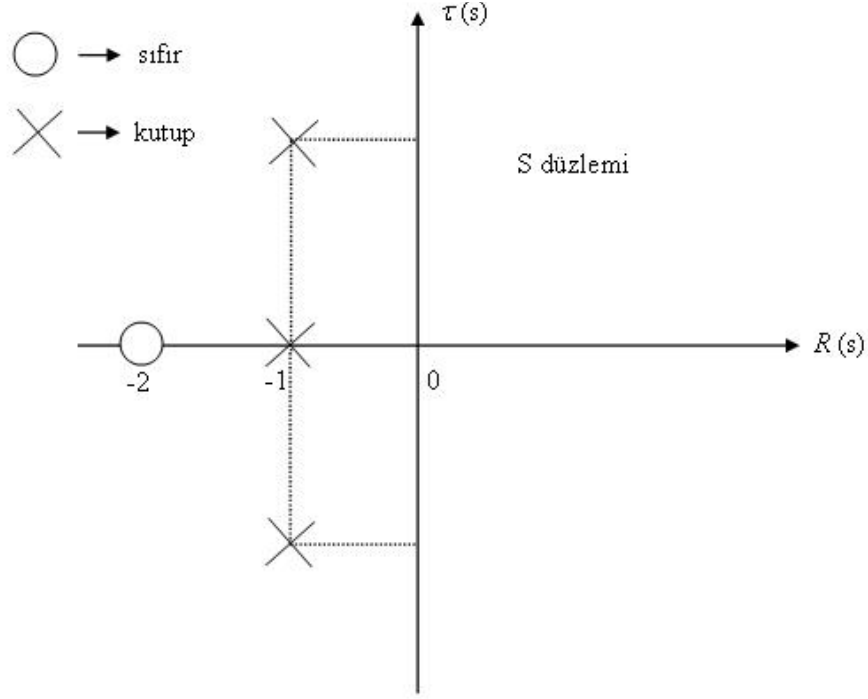
$$T_{(\omega)} = c \frac{(i\omega - z_1)(i\omega - z_2)(i\omega - z_3)\dots}{(i\omega - p_1)(i\omega - p_2)(i\omega - p_3)\dots} \quad (5.17)$$

Burada c , birleştirilmiş normalizasyon sabiti, z 'ler polinomun sıfırları ve p 'ler ise polinomun kutuplarıdır. (5.17) eşitliği kullanılarak tanımlanan $T_{(\omega)}$, kutuplar ve sıfırların gösteriminin en standart yolu haline gelmiştir. Kutuplar ve sıfırların tepki eğrilerinin gösterimi çok karmaşık bir yolla sağlanır fakat Laplace Dönüşümü ve karmaşık s düzleminin anlaşılabilirliği açısından bu durum gereklidir.

5.4. Kutuplar ve Sıfırların Anlamı

Bir sistem, sinyalin sisteme girmeden önceki haliyle sistemden çıktıktan sonraki hali arasında bazı değişiklikler yapan kutupları ve sıfırlarıyla karakterize edilir. Genelde transfer fonksiyonunun kutup ve sıfırları karmaşık olabilir ve sistem dinamikleri sanal ve gerçel eksenleri olan karmaşık s düzlemi üzerinde gösterilebilir. Bu düzlem üzerinde sıfırların yeri bir daireyle ve kutupların yeri ise X ile gösterilir. Düzlem üzerindeki sıfır ve kutupların yerleri sistemin tepki karakterinin bir göstergesidir. (5.18) ile verilen bir üçüncü dereceden bir transfer fonksiyonunun grafik gösterimi Şekil 5.1' deki gibidir.

$$H(s) = \frac{3s + 6}{s^3 + 3s^2 + 7s + 5} = 3 \frac{(s + 2)}{(s + 1)(s + (1 + 2j))(s + (1 - 2j))} \quad (5.18)$$



Şekil 5.1: (5.18) denkleminde kutup ve sıfırların s düzlemi üzerinde gösterimi (Pujols, 2008)

5.5. Alet Tepkisinin Uzaklaştırılması

Veri işlem süreci adımlarından bir tanesi de alet tepkisinin uzaklaştırılması işlemidir. Bu işlem için SAC (Seismic Analysis Code) programı kullanılmıştır. Alet tepkisinin uzaklaştırılması için “transfer” komutu kullanılır (Nakanishi, 1979). Bu komutun kullanımında bazı parametrelere ve kutup-sıfır dosyasına ihtiyaç duyulur. Kutup-sıfır dosyaları cihazların fabrikasyon çıkışlarıyla ilgili değerler olup kalibrasyon bilgilerinin içinde mevcuttur. SAC programıyla alet tepkisi uzaklaştırma sürecinde unutulmaması gereken en önemli husus kutup-sıfır değerlerinin mutlaka radyan cinsinden yazılması gerekliliğidir. Radyan dönüşümü için ise kutup-sıfır dosyasındaki tüm değerlerin $2\pi f$ ile çarpılması gerekir. Alet tepkisinin düzgün uzaklaştırılabilmesi için gereken bir diğer önemli parametre de normalizasyon faktörü olarak adlandırılan A_0 katsayısıdır. SAC, verilen kutup-sıfır dosyasının yer değiştirme tepkisine göre hazırlandığını varsayar. Eğer elde hız tepkisine göre hazırlanmış bir kutup-sıfır dosyası varsa bu dosyaya bir sıfır ekleyerek integrasyon işlemi yapılır ve yer değiştirme tepkisi elde edilir.

Tablo 5.1’de CMG-3TD model bir sismometrenin hız tepkisine göre hazırlanmış kutup-sıfır değerleri ve normalizasyon faktörü verilmektedir.

Tablo 5.1: CMG-3TD sismometrenin kutup-sıfır ve normalizasyon değerleri.

Kutuplar (Hz)	Sıfırlar (Hz)	Normalizasyon faktörü (A_0)
-5,89*10-3 ± j5,89*10-3 -180 -160 -80	0 0	2304000

Verilen bu değerlere göre alet tepkisi uzaklaştırılmak istenirse öncelikle radyan dönüşümü yapmak için her bir değer $2\pi f$ ile çarpılır. Kutup sıfır dosyasındaki değerler 1 Hz de hazırlandığı için $f=1$ değerinin bu çarpıma etkisi olmayacaktır. SAC verilen kutup-sıfır dosyasını yer değiştirme cinsinden algılayacağı için radyan dönüşümünden sonra dosyaya bir sıfır daha eklemek gerekecektir. Sensörün her bileşeninin bir büyütme değeri vardır. Tablo 5.1’de kutup-sıfır değerleri verilen cihaz için birinci, ikinci ve üçüncü bileşen için büyütme değerleri 2959, 2967 ve 2958’dir. Bu durumda sensörün birinci bileşeni 1 m/sn lik bir giriş sinyali için $2*2959$ V’luk çıkış verecektir. Sensör büyütme değerlerinin dışında sayısallaştırıcının da 1 Volt’luk sinyali count (birimsiz) olarak dönüştürdüğü bir değer vardır. Yani cihaza gelen 1 Volt’luk bir sinyal cihazın sayısallaştırıcısının kullandığı bir çarpanla birimsiz bir sayı olarak gösterilmektedir. Bahsedilen cihazın volt-count dönüşümünde kullandığı çarpanlar birinci, ikinci ve üçüncü bileşen için sırasıyla 3.185, 3.179 ve 3.198’dir. Sayısallaştırıcı kazancı olarak adlandırılan bu değerlerin tümü μV cinsindedir. Volt olarak ifade edebilmek için 10^{-6} ile çarpılmalıdır. Sayısallaştırıcı kazancı VPC (volt per count) olarak gösterilir.

Kutup-sıfır dosyasındaki değerlere ek olarak A_0 normalizasyon faktörü kullanılıp sabit bir çarpan oluşturulur. Bu çarpan spektrumun genlik seviyesini belirleyen faktördür. Bu sabitin hesaplanabilmesi için; $sabit = A_0 * 2 \pi f^{(kutup\ sayı - sıfır\ sayı)}$ eşitliği kullanılmalıdır. SAC “transfer” komutu sinyal genliğini hesaplanan bu sabit sayıya böler. Bu bölme işlemine birim dönüşümü de ilave edilmesi gerektiğinden yer

değiştirme kazanç değeri (g_y), $1/g_y$ olarak gösterilmelidir. Bahsedilen bu cihazın yer değiştirmeye göre kutup, sıfır ve sabit değerleri hesaplanacak olursa;

$$\text{Sabit} = A_0 * (2\pi)^{(\text{kutup sayısı} - \text{sıfır sayısı})} * \frac{1}{g_y} = A_0 * (2\pi)^2 * \frac{G^{V/ms^{-1}} * 2\pi f^{s^{-1}}}{VPC^{V/C}} \quad (5.19)$$

eşitliği kullanılmalıdır. (5.19) eşitliği yer değiştirmeye göre hazırlandığından ve sayısallaştırıcının da volt-count dönüşümü hesaba katıldığından sonuç olarak elde edilen değer count/m olacaktır. SAC ta ise alet tepkisi; “sac > transfer from polezero subtype 3t.pz to none” komutuyla gerçekleştirilir. Burada 3t.pz kutup-sıfır dosyasını temsil etmekte ve “to none” ifadesi ise yer değiştirmeye geçişi sağlamaktadır.

Bu çalışmada ise anlatılardan farklı olarak yer değiştirmeye geçilmemiş yalnızca radyan dönüşümü yapılmak için tüm kutup-sıfır değerleri $2\pi f$ ile çarpılmıştır. Bu durumda kutup-sıfır dosyaları hız cinsinden hazırlanmıştır. Alet tepkisinin giderilmesi işleminde ise komutta “to none” ifadesinin yeri boş bırakılmış ve programa komutta hız tepkisine göre hazırlanmış kutup-sıfır dosyası sokulmuştur. Böylece komuta hız cinsinden bir giriş verilmiş, hız cinsinden bir çıkış alınmıştır. Anlatılanlar ışığında Tablo 5.1’ de verilen değerler kullanılarak kutup-sıfır dosyası oluşturulmak istendiğinde sonuç Tablo 5.2’ deki gibi olacaktır.

$$\text{Sabit} = 2304000 * (2\pi)^3 * \frac{2 * 2959}{3.185 * 10^{-6}} = 1.06310e+18$$

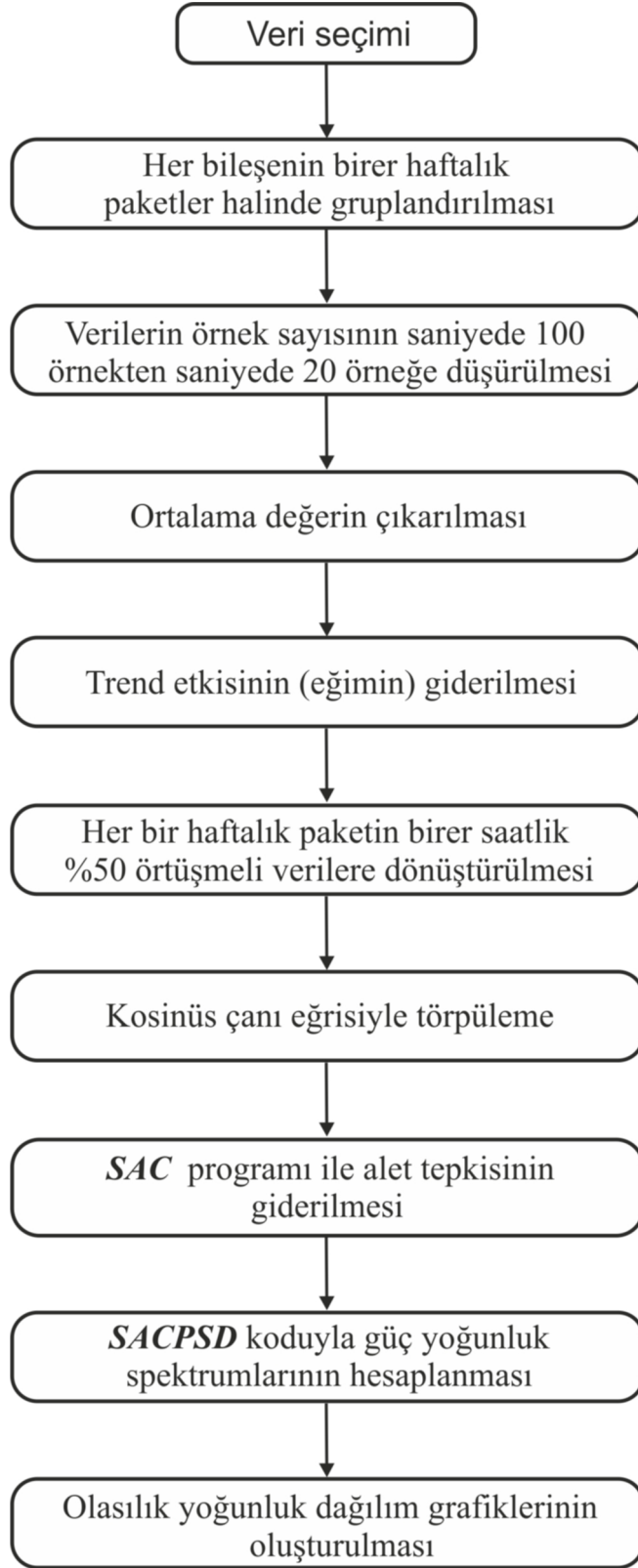
Tablo 5.2: Tablo 5.1’de verilen değerlere göre hazırlanan kutup-sıfır dosyası.

KUTUPLAR 5	
-0.037008	0.037008
-0.037008	0.037008
-1130.973	0
-1005.31	0
-502.6548	0
SIFIRLAR 2	
0	0
0	0
sabit = 1.06310e+18	

6. VERİ SEÇİMİ VE VERİ İŞLEME

Sismoloji istasyonlarının arka plan gürültü karakteristiğini belirlemek amacıyla Marmara Bölgesi'nden on adet istasyon belirlenmiştir. Bu istasyonlarda sürekli olarak kaydedilen 2010 yılına ait bir yıllık veri seçilmiş ve her bir istasyonun üç bileşeni de (düşey, kuzey-güney ve doğu-batı) ayrı ayrı gruplandırılmıştır. Seçilen birer yıllık kayıtlarda veri kesintisinden veya aletsel problemlerden kaynaklanan bozukluklar, depremler, patlatmalar vb. olaylar silinmemiştir. Çünkü bir yıl gibi uzun bir kayıt içerisinde bahsedilen bu tip olayların spektrumda çok baskın olamayacağı düşünülmüştür (Mc Namara, 2004). Bu çalışmada verisi analiz edilen on istasyon için elde edilen sonuçlar ekler bölümünde gösterilmiştir. Bu on istasyonun verisi analiz edilirken takip edilen veri işlem adımları ise Şekil 6.1'de gösterilmektedir.

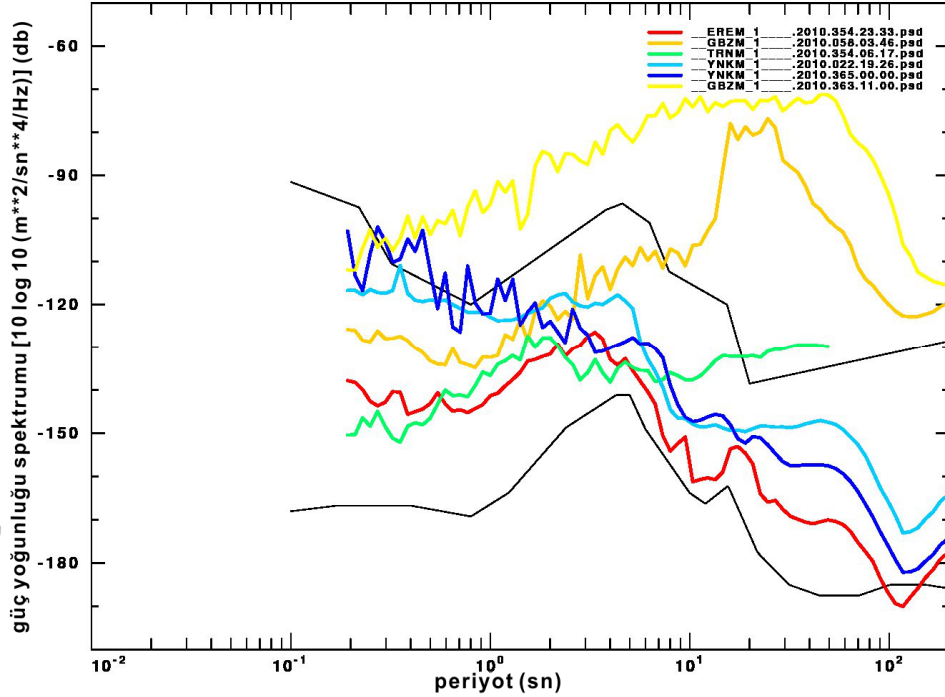
Analizi yapılan kayıtlar saniyede 100 örnek olarak toplanmıştır. Veri işlem aşamasına geçildiğinde seçilen bir yıllık her bir kayıt birer haftalık paketler halinde bölünmüş, birer haftalık her paketler Mc Namara (2004)'de ifade edildiği gibi %50'lik bindirmeler ile birer saatlik kayıtlara dönüştürülmüştür. Böylece hesaplanacak spektrumlar arasındaki değişimin azaltılması hedeflenmiştir. Spektrum hesaplamaya geçilmeden önce birer saatlik her kaydın üzerinde bulunabilecek trend etkisi giderilmiştir. Ayrıca sinyalin sahip olduğu ortalama değer uzaklaştırılmıştır. Gibbs olayının etkilerini ortadan kaldırmak için de %5'lik kosinüs çanı eğrisiyle törpüleme işlemi uygulanmıştır. Saniyede 100 örnek veri toplandığı için spektrumda görülecek en yüksek frekans değeri (Nyquist frekansı) 50 Hz'dir. Ancak bu frekans değeri çok yüksek olduğundan hem veri işleme sürecini kısaltmak hem de ilgilenilecek frekans bandına daha iyi odaklanmak için yeniden örnekleme yapılmıştır. Son olarak istasyonlarda kullanılan cihazların alet tepkileri uzaklaştırılmış ve gerçek hız kaydı elde edilmiştir. Spektrum hesabı için *SACPSD* (Herrmann, 2008) kodu kullanılmıştır. *SACPSD* kodu alet tepkisini frekans ortamı tepkisine göre hazırlanmış *evalresp* formatını kullanarak uzaklaştırmaktadır.



Şekil 6.1 : Veri işlem adımları şeması

SACPSD kodunda bir değişiklik yapılarak bu çalışmada kullanılan cihazların alet tepkileri SAC programıyla uzaklaştırılmış ve fazladan zaman kaybı önlenmiştir. Güç yoğunluk spektrumlarında 82 ayrı periyot değeri için genlik hesaplanmıştır. Spektrumlarda yatay eksen (periyot eksen) logaritmik olarak gösterilmiştir. Ayrık periyot değerlerinin bu eksen de düzgün olarak dağılması için eksen 82 periyot değeriyle temsil edilmiştir.

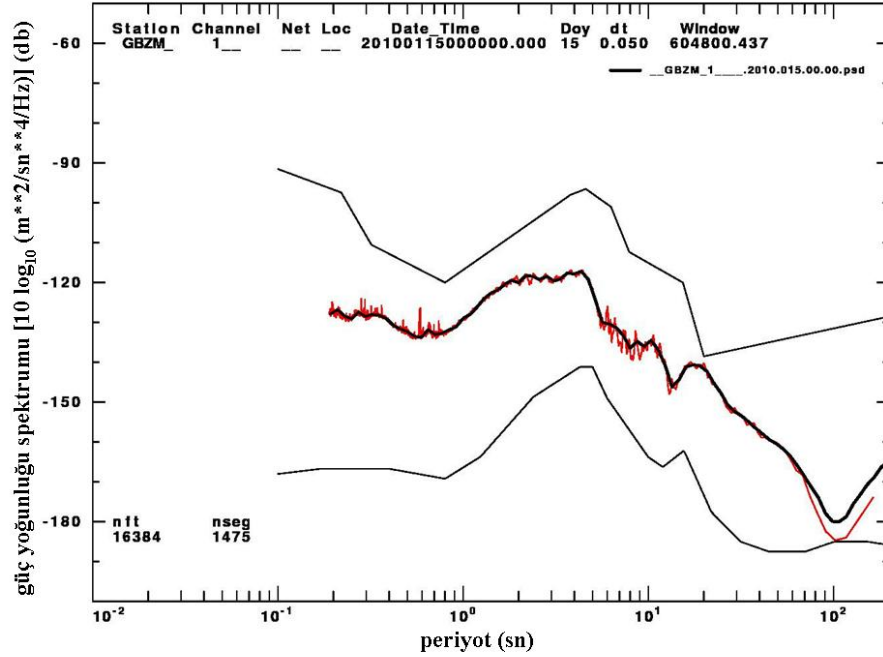
Mc Namara (2004) bir sismogramda bulunabilecek kayıtların güç yoğunluğu spektrumlarını hesaplayarak yüksek ve düşük gürültü modelleri arasında göstermişlerdir. Bu çalışmada kullanılan istasyonların bazılarında elde edilen örnek kayıtların spektrumları hesaplanarak Şekil 6.2’de gösterilmiştir. Buna göre sarı, turuncu, mavi, lacivert, kırmızı ve yeşil eğriler sırasıyla, birim basamak kalibrasyon sinyali, telemetrik deprem, kesintili veri kaydı, lokal deprem, mikro titreşim ve çevresel gürültü spektrumlarını göstermektedir.



Şekil 6.2: Bir sismogramda gözlemlenebilecek bazı kayıtların güç yoğunluk spektrumları.

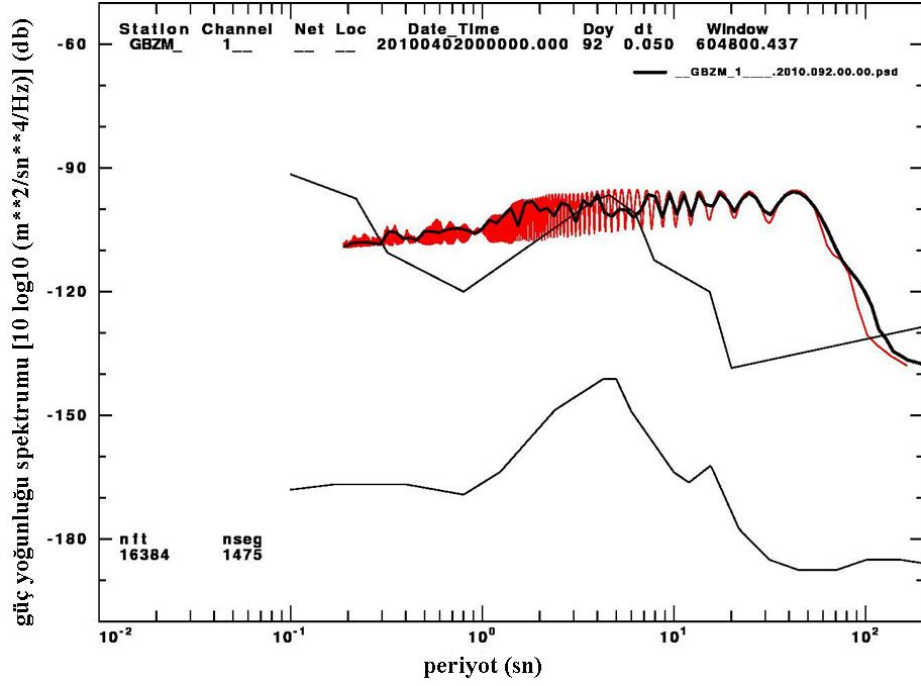
Güç yoğunluğu spektrumlarının hesaplanması sırasında bazı spektrumların diğerlerinden farklı olduğu gözlenmiş ve bunun nedeni araştırılmıştır. Bu farklı durumlardan bazılarında GBZM istasyonunun spektrumlarında rastlanmıştır. GBZM istasyonu TÜBİTAK MAM yerleşkesi içerisinde konglomera formasyonunda,

çevresel gürültüden günün belirli saatlerinde oldukça fazla etkilenebilecek bir konumdadır. Fakat sensör yüzeyden yaklaşık 5 m derinde bir kuyu içinde bulunması arka plan gürültü seviyesini düşürmüştür. Şekil 6.3’de GBZM istasyonunun 2010 yılının 2. haftasından elde edilen verinin güç yoğunluğu spektrumu görülmektedir.



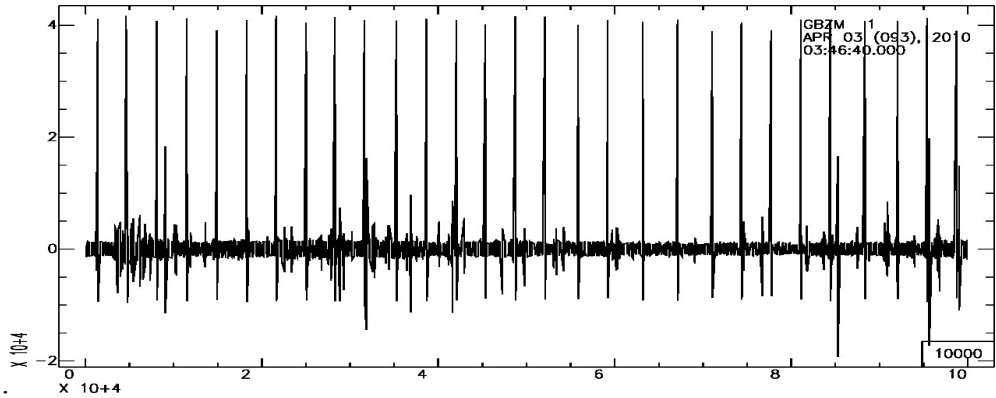
Şekil 6.3: GBZM istasyonunun 2010 yılının 2. haftasına ait güç yoğunluğu spektrumu.

Bu spektrumda ikinci haftadan elde edilen verinin gürültü seviyesinin yüksek ve düşük gürültü modellerinin arasında olduğu gözlemlenmektedir. Aynı yılın 13. hafta verilerinden hesaplanan spektrum incelendiğinde ise beyaz gürültü spektrumuna benzer bir spektrum elde edildiği görülmüştür. Beyaz gürültü tüm frekansları içinde eşit miktarda bulunduran gürültüdür. Diğer bir deyişle güç yoğunluğu spektrumu tüm frekanslarda eşit olan gürültüye beyaz gürültü adı verilir.



Şekil 6.4: GBZM istasyonunun 2010 yılının 13. haftasından elde edilen verinin spektrumu.

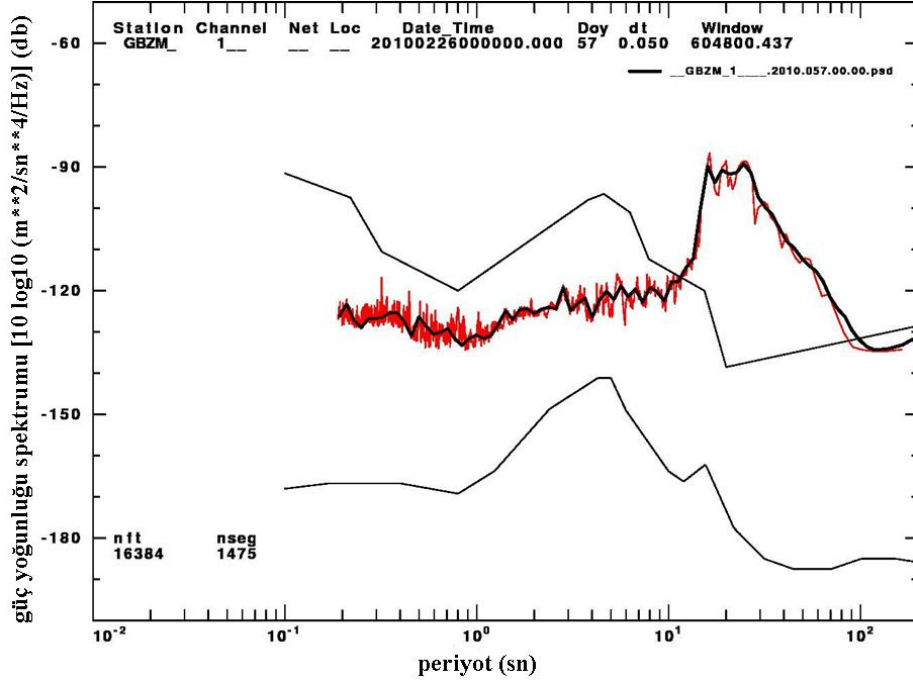
Şekil 6.4’de verilen spektrumun neden böyle bir sonuç verdiği dair yapılan incelemede, bu spektrumu elde etmek için kullanılan veride delta fonksiyonuna benzer şekillerin çok baskın olduğu gözlemlenmiş ve bu baskınlığın spektrumun oluşumunda etkili olduğu sonucuna varılmıştır. Delta fonksiyonuna benzeyen bu şekillerin aletsel bir sorundan kaynaklandığı öngörülmektedir. Şekil 6.4’deki spektrumun hesabında kullanılan veri Şekil 6.5’te gösterilmektedir



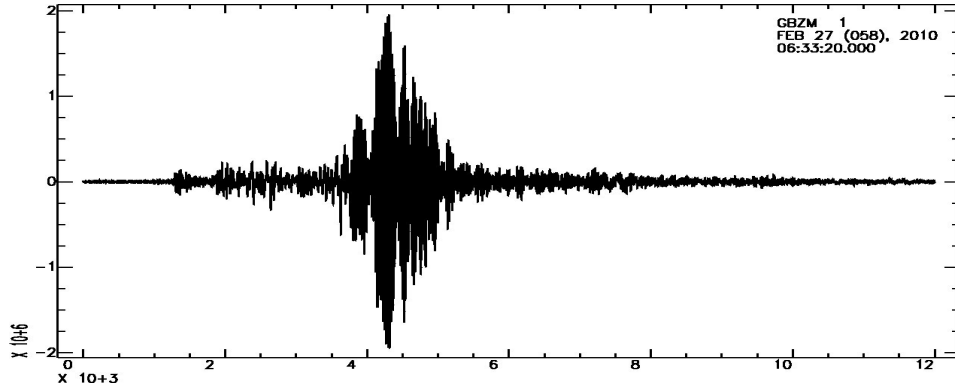
Şekil 6.5: Şekil 6.4 GBZM istasyonunun 13. hafta spektrumunu elde etmek için kullanılan veri.

Benzer şekilde 8. hafta (08-15 Ocak 2010) spektrumuna bakıldığında ise 20-80 sn periyotları arasında genlikte ani bir yükselme olduğu gözlemlenmiştir (Şekil 6.6). Bunun sebebi incelendiğinde ise ilgili haftanın verisinde telesismik bir depremin

olduğu ve spektrumdaki bu ani yükselimin telesismik depremden kaynaklanabileceği düşünülmüş ve kayda bakıldığında bu düşüncenin doğru olduğu anlaşılmıştır. Bu spektrumun ani artışına sebep olan 8.8 büyüklüğündeki Şili depremi kaydı da Şekil 6.7’de gösterilmektedir.

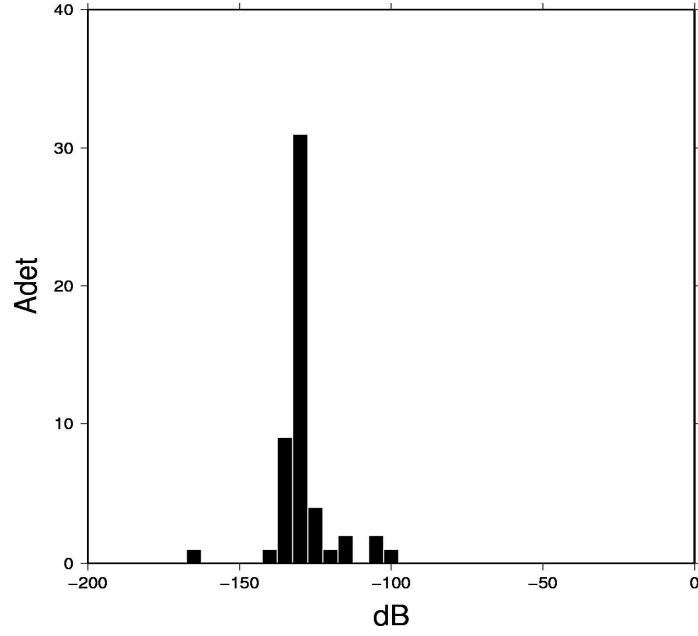


Şekil 6.6: GBZM istasyonunun 8. hafta verilerinden elde edilen spektrum.



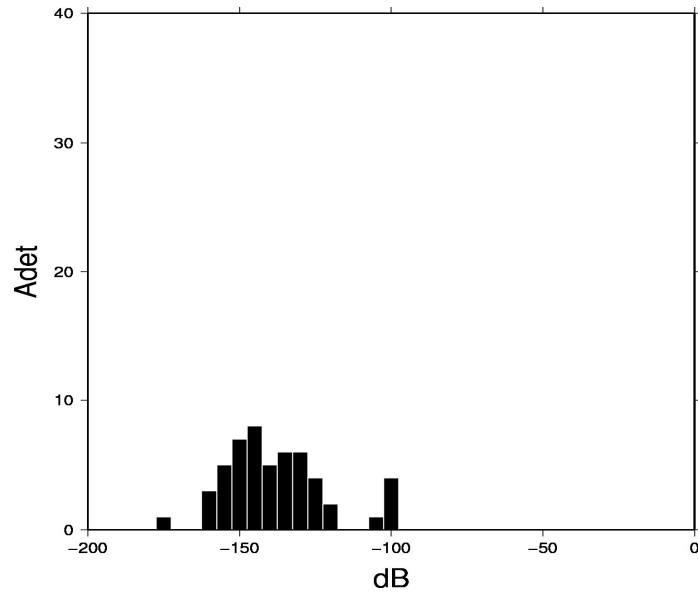
Şekil 6.7: Şekil 6.6’teki spektrumun ani artışına sebep olan 8.8 büyüklüğündeki Şili depremi.

Bundan sonraki adımda bu periyotlara karşılık gelen genlik değerlerinin her birinin yıllık olarak kaç tane olduğu hesaplanmış ve grafiklenmiştir. Şekil 6.8’de GBZM istasyonunun birinci bileşeninde 2010 yılının tamamında 1 sn periyodundaki verisinin hangi genlik değerlerinde ne kadar bulunduğu gösterilmektedir.



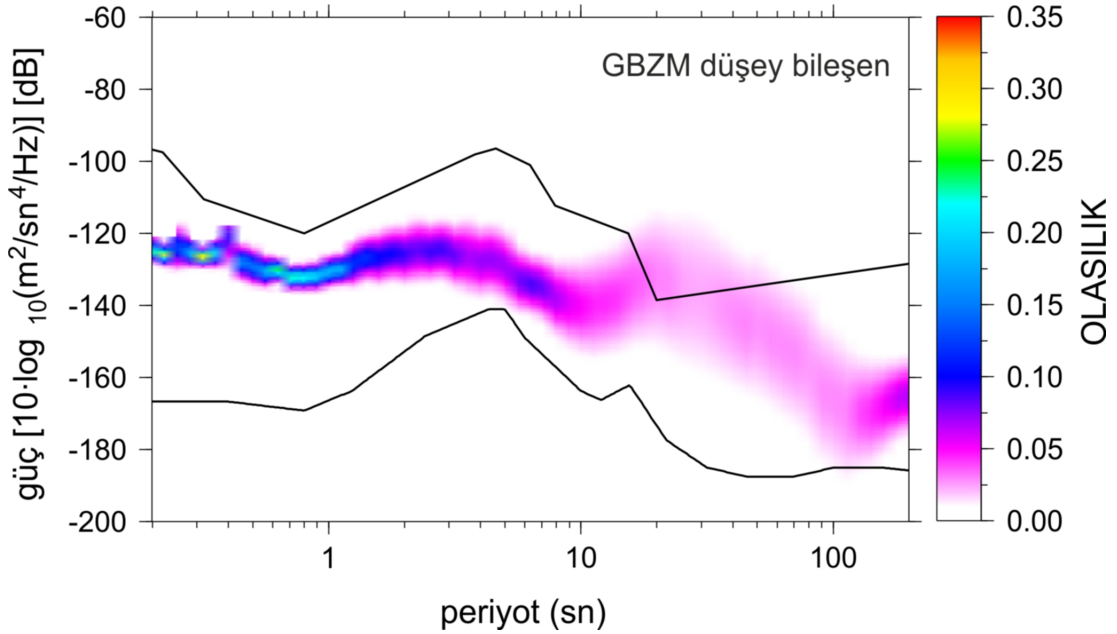
Şekil 6.8: GBZM istasyonunun birinci bileşeni için 1 sn periyodundaki genliklerin sayısını gösteren histogram.

Görüldüğü gibi 1 sn periyotlu veriler -130 dB genliklerde oldukça baskın bir şekilde bulunmaktadır. Şekil 6.9’de ise aynı istasyonun aynı bileşeni için bu kez 32 sn lik verileri gösterilmiştir. Bu periyotta ise -120 ile -160 dB arasındaki genliklerin hemen hemen eşit miktarlarda dağıldığı görülmektedir. Elde edilen 82 farklı periyot değerinin histogramı çizildiğinde istasyonun kurulduğu bölgenin zemin hakim periyodu hakkında da bilgi sahibi olunacaktır.

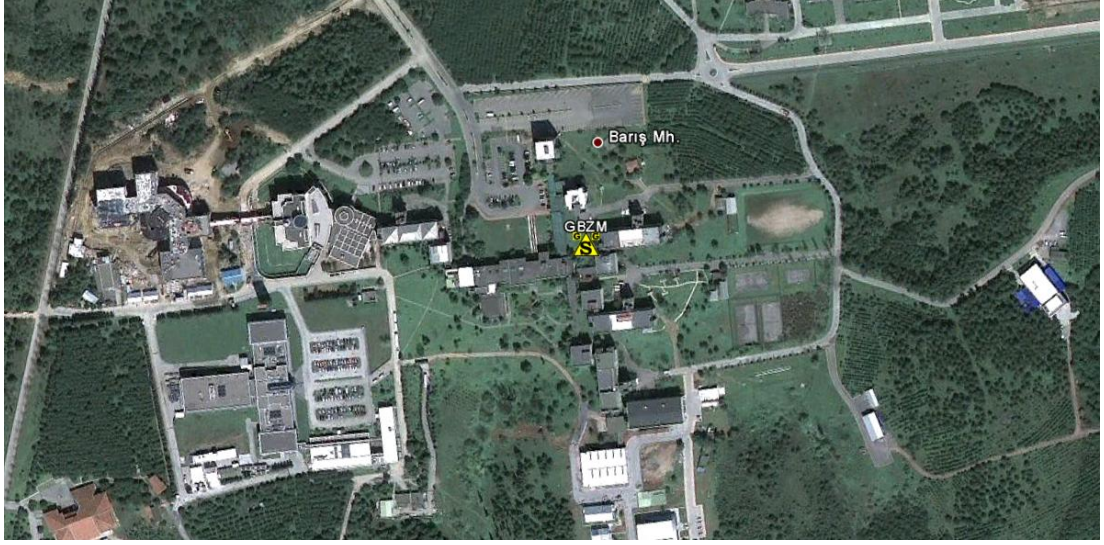


Şekil 6.9: GBZM istasyonunun birinci bileşeni için 32 sn periyodundaki genliklerin sayısını gösteren histogram.

Bir sonraki aşamada tüm bu histogramlardaki dB değerlerinin normal dağılıma sahip olduğu varsayımı yapılarak olasılık dağılımları hesaplanmıştır. Bu şekilde hesaplanan tüm olasılık değerleri gürültü modelleri arasına yerleştirilerek aralarından kontur geçirilmiştir. Daha sonra uygun bir renk ölçeklemesiyle olasılık gösterimi yapılmıştır. Şekil 6.10'da Gebze (GBZM) istasyonunun güç yoğunluğunun düşey bileşen olasılık dağılımı gösterilmektedir.

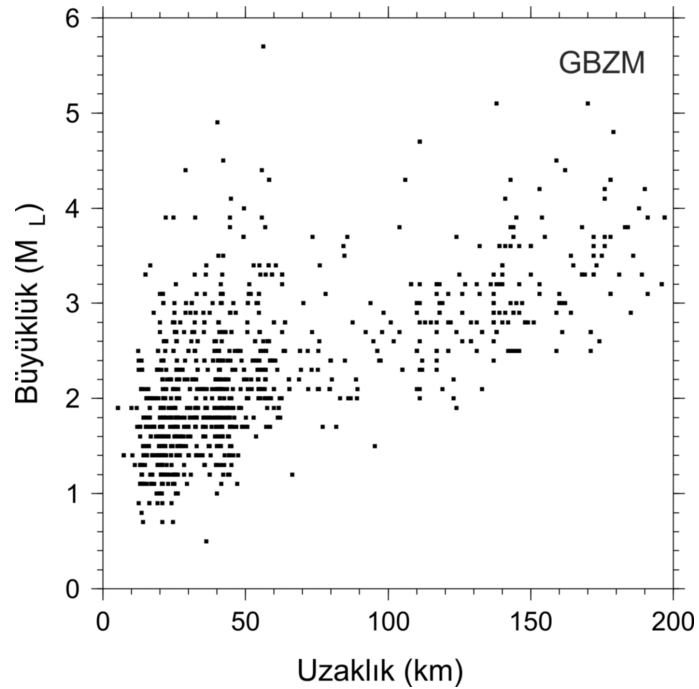


Şekil 6.10: Gebze istasyonunun 2010 yılı düşey bileşen güç yoğunluğunun olasılık dağılımı. Şekilden Gebze istasyonunda 1.5-5 Hz frekans aralığındaki olayların gerçekleşme olasılığının %20-%30 aralığında ve -120 ile -130 dB seviyelerinde olduğu anlaşılmaktadır. İstasyon yerleşke alanında bulunduğu (Şekil 6.11) hafta içi iş girişlerinde ve iş çıkışlarında servis araçlarından ve personelin gidiş gelişlerinden kaynaklandığı düşünülen gürültünün oldukça baskın olduğu görülmektedir. Şekil 6.10'da Gebze istasyonunun arka plan gürültü seviyesinin çok yüksek olmadığı ve bu seviyenin yüksek gürültü modellerinin arasında kaldığı açıktır. 5 Hz'den 0.1 Hz'e kadar (0.2-10 sn) gürültü seviyesinin belirli bir bant aralığında kaldığı, 0.1 Hz'den (10 sn) sonra ise bu bant aralığının genişlediği görülmektedir. 0.1 Hz ve daha düşük frekanslardaki olasılık değeri daha düşük olan etkilerin telesismik depremlerden kaynaklandığını söylemek mümkündür.



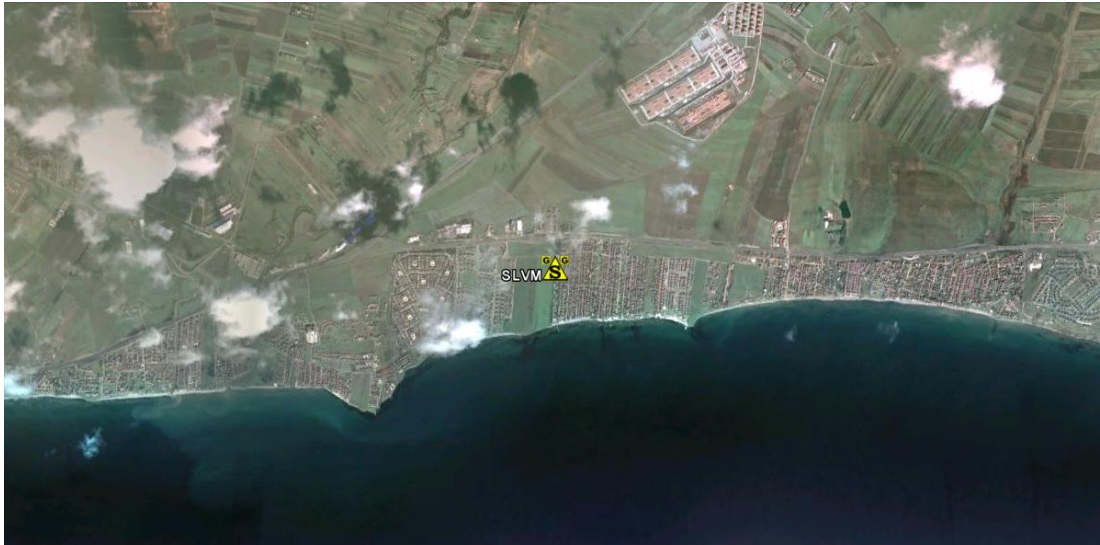
Şekil 6.11: Gebze istasyonunun uydu görüntüsü.

İstasyonların güç yoğunluğu olasılık dağılımları hesaplandıktan sonra ne kadar uzaklıkta hangi büyüklükteki depremleri kaydedebildiğini görmek amacıyla M_L büyüklükleriyle bu büyüklüklerin hangi uzaklıklarda kaydedilebildiğini gösteren grafikler oluşturulmuştur. Şekil 6.12’de Gebze istasyonunun 01.10.2006-04.04.2011 tarihleri arasında kaydettiği depremlerin uzaklık-büyüklük dağılımı gösterilmektedir. İstasyona 50 km uzaklığa kadar en küçük $M_L=0.7-1.0$ magnitudlü depremlerin kaydedilebildiği açıkça görülmektedir.

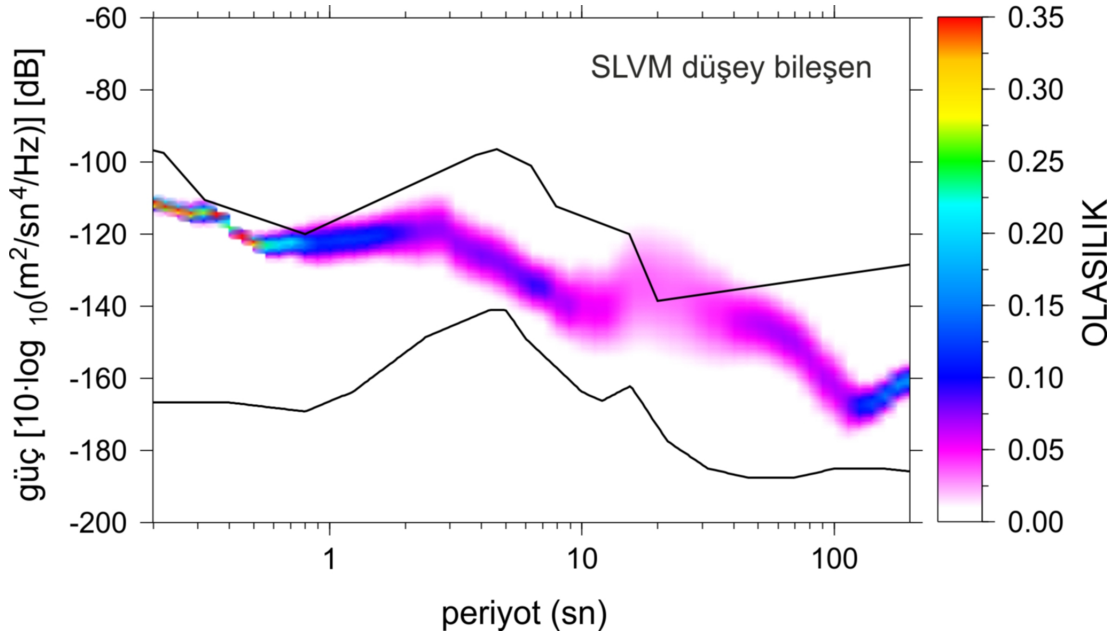


Şekil 6.12: Gebze istasyonunun 08.07.2005-04.04.2011 tarihleri arasında kaydettiği depremlerin uzaklık büyüklük ilişkisi.

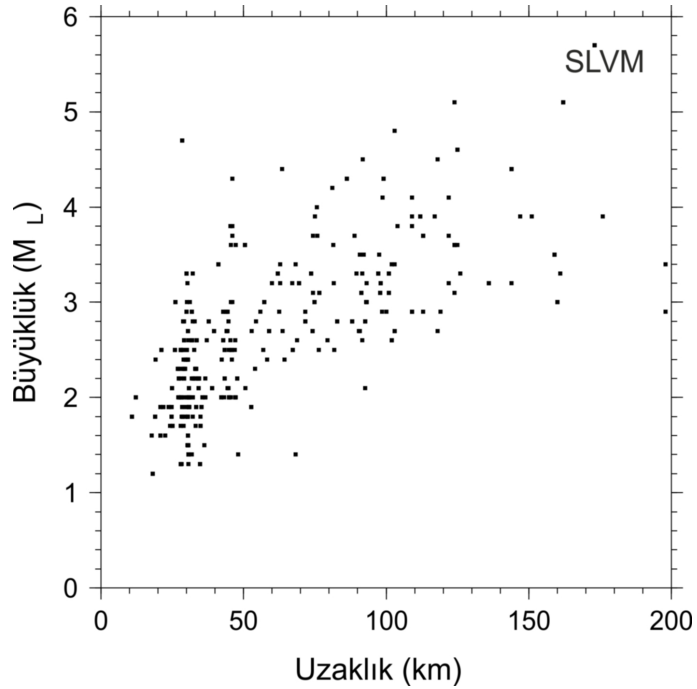
Yapılan analizler sonucunda arka plan sismik gürültü seviyesi en fazla olan istasyonun Silivri istasyonu olduğu görülmüştür. Silivri istasyonu kumtaşı formasyonunda şehir gürültüsünün oldukça fazla olduğu bölgede kurulmuş bir istasyondur (Şekil 6.13). Şekil 6.14’de görüldüğü gibi yaklaşık 2-5 Hz (0.5-0.2 sn) arasında -110 ile -120 dB civarındaki olayların gerçekleşme olasılığı %30-%35 arasındadır. Bu frekans aralığındaki etkiler çevresel gürültüden kaynaklanan etkilerdir. İstasyonun arka plan sismik gürültü seviyesinin yüksek gürültü modeline oldukça yakın olduğu gözlenmektedir. Bu durum Silivri istasyonunun mikro deprem kaydetme hassasiyetini de oldukça zayıflatmaktadır. İstasyonda ancak belirli bir magnitüd seviyesinden daha büyük ve belirli bir uzaklık seviyesinden daha yakın depremleri kaydetmek mümkün olabilmektedir. Şekil 6.15’de Silivri istasyonunun hangi büyüklükteki depremi ne kadar mesafeden kaydedebildiği gösterilmektedir. İstasyona 50 km uzaklığa kadar 1.2 ile 1.5 büyüklükleri arasındaki depremlerin kaydedilebildiği, depremin istasyona uzaklığı arttıkça bu büyüklük aralığındaki depremlerin kaydedilemediği görülmektedir. Uzaklığın artmasıyla ancak daha büyük magnitüdü depremlerin kaydedilebilmesi mümkün olmaktadır.



Şekil 6.13: Silivri istasyonunun uydu görüntüsü.



Şekil 6.14: Silivri istasyonunun 2010 yılı düşey bileşen güç yoğunluğu olasılık dağılımı.



Şekil 6.15: Silivri istasyonunun 06.05.2008-04.04.2011 tarihleri arasında kaydettiği depremlerin uzaklık- M_L büyüklüğü ilişkisi.

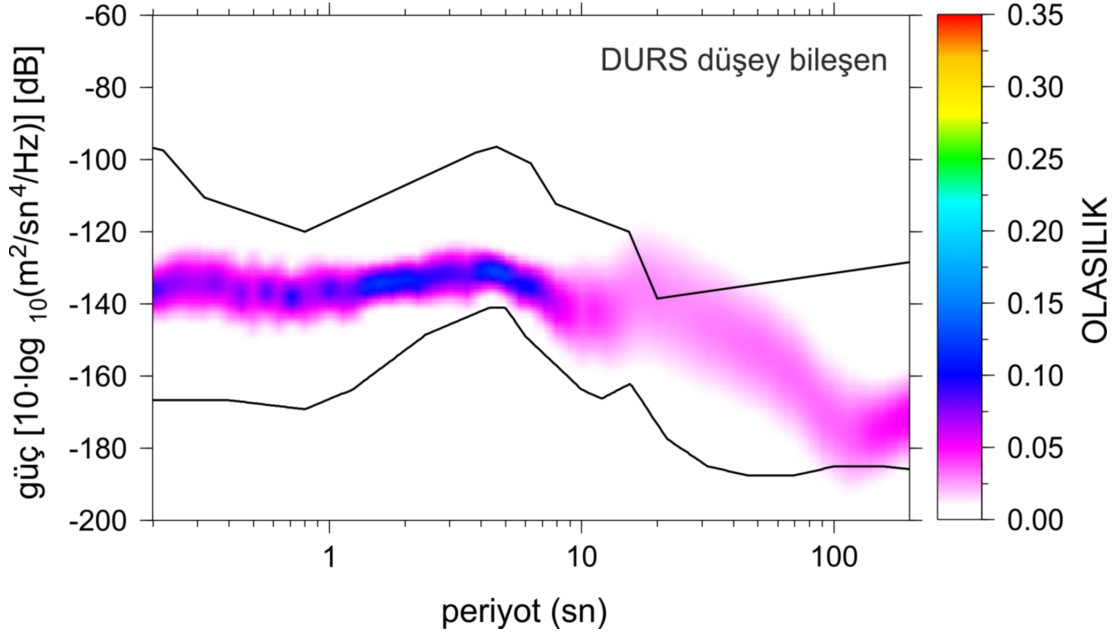
Şekil 6.17’de ise Dursunbey istasyonunun 2010 yılı düşey bileşen verilerinden hesaplanan güç yoğunluğu olasılık dağılımı gösterilmektedir. Bu istasyon yerleşim yerlerinden uzak bir bölgede kireçtaşı formasyonunda kurulmuş bir istasyondur (Şekil 6.16). Olasılık dağılımına bakıldığında 0.5-5 Hz (2-0.2 sn) frekans aralığında

yaklaşık -140 dB'lik olayların gerçekleşme olasılığının %5-%15 civarlarında olduğu görülmektedir. 0.1-0.01 Hz frekans aralığındaki düşük olasılıklı olaylar ise telemsismik depremlerin etkileridir. İstasyonun arka plan sismik gürültü seviyesinin oldukça dar bir bantta ve gürültü modellerinin ortalarında olduğu açıktır. Yüksek gürültü modeli oluşturulurken yeryüzündeki en yüksek gürültülü istasyonların kullanıldığı dikkate alınırsa Dursunbey istasyonunun arka plan gürültü seviyesinin oldukça düşük olduğu sonucuna varılabilir.

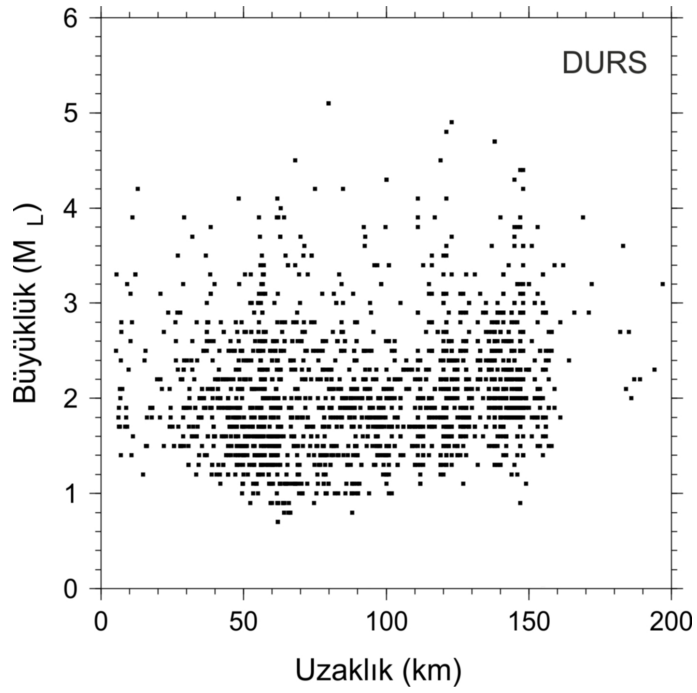


Şekil 6.16: Dursunbey istasyonunun uydu görüntüsü.

Şekil 6.18'de Dursunbey istasyonunun 06.06.2007-04.04.2011 tarihleri arasında kaydettiği depremlerin uzaklık ve büyüklüğe göre ilişkisi verilmiştir. Dursunbey istasyonunun arka plan sismik gürültüsünün düşük olduğunu uzaklık-büyüklik ilişkisinden de görülmektedir. Bu istasyonda 150 km uzaklığa kadar 1.5 magnitudlü depremler kaydedilmiştir.



Şekil 6.17: Dursunbey istasyonunun 2010 yılı düşey bileşen verilerinden hesaplanan güç yoğunluğu olasılık dağılımı.



Şekil 6.18: Dursunbey istasyonunun 06.06.2007-04.04.2011 tarihleri arasında kaydettiği depremlerin uzaklık- M_L büyüklüğü ilişkisi.

6.1.Çalışmada İncelenen İstasyonların Arka Plan Sismik Gürültü Güç Yoğunluğu Olasılık Dağılımları

Dursunbey istasyonunun düşey bileşen gürültü seviyesinin gürültü modellerinin arasında arzu edilen seviyeye yakın bir yerde ve genel olarak 0.125 Hz (8 sn) frekanslarına kadar -140-(-130) dB gibi dar bir bantta seyrettiği görülmektedir. Özellikle 1 Hz (1 sn) ile 0.125 Hz (8 sn) frekanslarında -130 dB genlik seviyelerinde %10-%15 olasılıklı olayların baskınlığı açıkça görülmektedir. Bahsedilen bu frekans aralığı cisim dalgalarının frekans bandını temsil ettiğinden bu baskınlığa sebep olan olayların mikro depremler olduğunu söylemek doğru bir yaklaşım olacaktır. Yatay bileşenlerde daha baskın gözlenen 0.1-0.01 Hz (10-100 sn) frekans aralığında -120 dB civarındaki olayların ise telemetrik depremlerin etkisinden kaynaklandığını söylemek mümkündür (Şekil A.2).

Atıcıoba istasyonunun düşey bileşeninde Dursunbey için bahsedilen cisim dalgası frekans aralığındaki olayların diğer frekanslara göre daha belirgin olduğu görülmektedir. Yatay bileşenlere bakıldığında ise gürültü seviyesinin tüm frekanslarda (periyotlarda) hemen hemen eşit dağıldığı ve yüksek gürültü modeline yaklaştığı görülmektedir. Bu durum, istasyonun kurulduğu bölgenin yamaç yapısı nedeniyle yatay bileşenlerin mevsimsel koşullardan daha çok etkilenmesinden kaynaklanmaktadır (Şekil A.3).

Bozburun istasyonunda her üç bileşende de gürültü seviyesinin yüksek gürültü modeline daha yakın olduğu hatta yatay bileşenlerde bu seviyenin üzerine çıktığı görülmektedir (Şekil A.4). Bu istasyonun büyüklük-uzaklık grafiğine bakıldığında (Şekil B.3) ise gürültü seviyesi olasılık dağılımlarıyla tezat bir durum olarak istasyonda kaydedilen deprem sayısının fazlalığı göze çarpmaktadır. Bozburun istasyonu şehir gürültüsünden uzakta kurulmuş fakat denize doğru çıkıntı yapmış bir kara parçası üzerinde kurulmuş bir istasyondur. Doğal olarak mevsimsel etkilerle denizin dalgalanmasından kaynaklanan etkileri içinde barındırmaktadır. Buna rağmen kaydedebildiği deprem sayısının fazla olması, depremlerin bu istasyona çok yakın bir bölgede olması ve deprem sinyallerinin istasyonun arka plan gürültüsünü bastırarak kayıt içerisinde seçilebilmeleriyle açıklanabilir.

Bezirganlı istasyonunun arka plan gürültü olasılık dağılımına bakıldığında (Şekil A.5) gürültü modelleri arasında arzu edilene yakın bir şekilde yerleştiği görülmektedir. Dikkat edildiğinde her üç bileşende de 0.125-0.01 Hz (40-100 sn) arasında %10 olasılıkla -120 ile -160 dB arasında değişen olaylar dikkat çekmektedir. Bu olaylarının kaynağının Ege Denizi'nde meydana gelen telesismik depremlerden kaynaklandığını söylemek mümkündür.

Erenler istasyonunun düşey bileşen arka plan gürültü seviyesinin olasılık dağılımının gürültü modelleri arasında kaldığı ve oldukça dar bir bantta olduğu görülmektedir (Şekil A.6). Burada dikkat çeken bir durum 1-5 Hz (0.2-1 sn) frekans aralığında -120 ile -140 dB genliklerinde %20 olasılıklı olayların baskınlığıdır. Bu durum istasyonun şehir gürültüsünden yeteri kadar uzakta olmamasından kaynaklanmaktadır. Yatay bileşenlerdeki artak gürültü seviyesinin sebebinin ise istasyonun bir yamaçta kurulu olmasından ve yatay bileşenlerin mevsimsel kaynaklı olaylardan etkilenmesinden olduğu düşünülmektedir.

Şekil A.7'de Gebze istasyonun arka plan gürültü dağılımı gösterilmektedir. Burada 1-5 Hz (0.2-1 sn) aralıklarında -120 ile -130 dB genliklerinde değişen %20-%23 olasılıklı olayların baskınlığı dikkat çekicidir. Bu istasyon TÜBİTAK MAM kampus alanı içerisinde kurulu bir istasyondur. İş giriş ve çıkışlarında personelin ve servis araçlarının hareketleri bu dikkat çekici olayların kaynağı olarak gösterilebilir. Yatay bileşenlerdeki 0.1-0.01 Hz (10-100 sn) frekans aralığındaki, -120 dB civarlarında %10 olasılıklı etkiler ise telesismik depremlerden kaynaklanmaktadır.

Kavakköy istasyonunun kurulduğu bölgenin formasyonunu kırıntılı nkayaçlar oluşturmaktadır. Hem zemin problemi hem de istasyonun şehir gürültüsünden yeterince uzak olmayışı arka plan gürültü seviyesinin yüksek olmasına sebep olmaktadır (Şekil A.8). Düşey bileşende 1-5 Hz (0.2-1 sn) frekans aralığında -120 dB civarlarında %15-%20 olasılıklı olayların kaynağı çevresel gürültülerdir. 1-0.5 Hz ise cisim dalgası frekans bandını temsil ettiğinden buradaki olayların mikro sismik aktiviteden, 0.1 Hz'den daha küçük (10 sn'den daha büyük) olaylar ise telesismik depremlerden kaynaklanmaktadır. Yatay bileşenler için de aynı durum geçerli

olmakla beraber gürültü seviyesinin yüksek gürültü modeline biraz daha yaklaştığını görmekteyiz.

Silivri istasyonu bu çalışmada kullanılan diğer istasyonlarla karşılaştırıldığında performansı en düşük istasyon olarak değerlendirilebilir (Şekil A.9). Her üç bileşende de 1-5 Hz arasında -110 ile -125 dB civarlarında ve %20-%35 olasılıklı olayların baskınlığı açıkça görülmektedir. İstasyonun büyüklük-uzaklık grafiğinde de (Şekil B.9) bu durumu destekler nitelikte deprem sayısının azlığı dikkat çekmektedir. Bu bölgedeki depremlerin Silivri istasyonuna çok yakın olmaması da bu kadar gürültülü kayıt içerisinde depremlerin seçilememesinin bir sebebi olarak gösterilebilir.

Turanköy istasyonunun gürültü seviyesinin gürültü modelleri arasında kaldığı (Şekil A.10) ve büyüklük-uzaklık grafiğinin de (Şekil B.10) bu durumu destekleyen oldukça fazla sayıda deprem içerdiği gözlenmiştir. Hemen hemen tüm frekanslarda -130 dB dolaylarında %10 olasılıklı olaylar bulunmaktadır. İstasyona yakın bölgelerde olan depremlerin fazlalığı da cisim dalgası frekanslarında (yaklaşık 0.5-1 Hz) etkili olmaktadır.

Yeniköy istasyonunun gürültü seviyesi de arzu edilene yakın düzeydedir. İstasyonun çok yakınlarında olan depremler de kayıt içinde rahatlıkla seçilebilmekte ve hem olasılık dağılımlarında cisim dalgası frekans bantlarında (Şekil A.11) hem de büyüklük-uzaklık grafiğinde (Şekil B.11) dikkat çekmektedir.

Bir yıllık verileri analiz edilen on istasyonun arka plan sismik gürültü olasılık yoğunluk dağılımlarının grafikleri ve bu istasyonlara ait uzaklık-büyüklük grafikleri toplu halde sırasıyla Ek-A ve Ek-B'de verilmiştir.

7. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada kullanılan ve Marmara Bölgesi'nde yer alan on istasyona ait 2010 yılının verileriyle her bir bileşen için arka plan sismik gürültü seviyesi olasılık dağılımları hesaplanmıştır. Bu hesaplamaları yapmaktaki amaç, bir mikro sismoloji ağındaki istasyonların küçük depremleri kaydedebilme performanslarını değerlendirebilmektir. Sismoloji istasyonlarının verilerini frekans içeriğine ve olma olasılığına göre sınıflayan bir algoritma (SACPSD) amaca uygun olarak dizayn edilmiştir. Oluşturulan bu algoritma ile farklı jeolojik birimlerde ve farklı gürültü karakteristiğine sahip istasyonların verileri analiz edilmiştir. Verisi analiz edilen on istasyon içinde kumtaşı üzerinde kurulan Silivri istasyonu arka plan gürültü seviyesi en yüksek istasyon olarak saptanmıştır. İstasyon yeri seçiminde birinci öncelik azimutal boşluğun kapatılmasıdır. Bu yüzden bazı durumlarda, kurulacak ağın geometrisini bozmamak için ortam gürültüsü yüksek olan veya zemin problemleri olan yerlerde istasyon kurulmak zorunda kalınabilir (Silivri istasyonu). Gebze istasyonu ise günün belirli dönemlerinde çevresel gürültüden etkilenebilecek bir konumda olmasına rağmen sensör 5 m derinlikte bir kuyu içinde bulunduğundan sismik gürültü seviyesi gürültü modellerinin arasında kalabilmektedir. Endüstriyel/sanayi gürültüsüne yakın olan istasyonlarda sismometrelerin kuyu içine yerleştirilmesi çevresel gürültü etkilerini azaltacaktır (Gebze istasyonu). Dursunbey istasyonu yapılan analizler sonucunda bu çalışmada kullanılan istasyonlar içerisinde arka plan gürültü seviyesi en düşük istasyon olarak belirlenmiştir. Bunda istasyonun kireçtaşı üzerinde ve çevresel gürültüden uzakta kurulmuş olmasının etkisi büyüktür. Bozburun istasyonunun arka plan sismik gürültü olasılık dağılımlarına bakıldığında ise özellikle yatay bileşenlerdeki gürültü seviyesinin oldukça yüksek olduğu görülmüştür. Bozburun istasyonu çevresel gürültüden uzak bir alanda kurulmuş olmasına rağmen Armutlu Yarımadası'nın en uç noktasında ve deniz seviyesinden yaklaşık 30 m yüksekliğe sahip çok dik bir yarım üstünde bulunmaktadır. Dolayısıyla şiddetli rüzgar ve deniz dalgası hareketlerinden oldukça fazla etkilenmektedir. Ancak Bozburun istasyonuna yakın bölgelerde meydana gelen depremler bu etkileri

bastırabildiği için mikro deprem aktivitesi bakımından performansı en yüksek istasyonlar arasında gösterilebilir. Mevsimsel etkilerden veya deniz dalgası etkilerinden kaynaklanan olaylar oldukça geniş bir periyot aralığında gözlemlenebilir. Ancak bunların olasılıkları düşüktür. Bu nedenle mikro depremler sismik kayıtlarda ayırt edilebilir (Bozburun istasyonu). Atıcıoba, Turanköy, Erenler, Bezirganlı ve Yeniköy istasyonları sert ana kayada buldukları ve çevresel gürültüden uzak oldukları için arka plan sismik gürültü seviyeleri gürültü modelleri arasında kalmıştır. Kavakköy istasyonu ise kırıntılı kayaçların hakim olduğu bir formasyonunda bulunmaktadır ve bu durum içinde bulunduğu yerleşim yerindeki çevresel gürültünün genliğini arttırmaktadır. Bu nedenle Kavakköy istasyonunun olasılık dağılımının yüksek gürültü modeline yakın olduğu gözlemlenmiştir.

Bu çalışmada yapılan analizler sonucunda $\sim 0.2-1$ sn (1-5 Hz) arasındaki olayların genel olarak çevresel gürültülerden kaynaklandığı söylenebilir. Çevresel gürültüden uzak ve kireçtaşı gibi sert anakaya üzerinde kurulmuş istasyonlarda doğal olarak gürültü seviyesinin düşük olduğu gözlenmiş ve sayısal olarak ortaya konmuştur.

Kurulması planlanan sismoloji istasyon ağından daha yüksek verim alabilmek amacıyla bir istasyonun kurulması planlanan yerde kısa süreli kayıtlar alınıp bu çalışmada anlatıldığı gibi gürültü seviyesinin belirlenmesi faydalı olacaktır. Bu çalışmada kullanılan analiz yöntemlerinin sismoloji ağlarındaki istasyonlara belirli zaman aralıklarında rutin olarak uygulanması istasyonların gürültü seviyelerindeki değişimlerin takibini kolaylaştıracaktır.

KAYNAKLAR

Brune, J.N., Oliver, J., "The seismic noise of the Earth's surface", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 49, 349-353, (1959).

Fix, J.E., "Ambient Earth motion in the period range from 0.1 to 2560 sec.", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 1753-1760, (1972).

Frantii, G.E., Willis, D.E., Wilson, J.T., "The spectrum of Earth noise", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 52, 113-121, (1962).

Herrmann, R.B., "Computer programs in seismology", *St Louis University*, (2008).

Hutton, L.K., Boore, D.M., "The M_L scale in Southern California", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 2074-2094, (1987).

İnan, S., Ergintav, S., Saatçılar, R., Tüzel, B., İravul, Y., "Turkey makes major investment in earthquake research", *EOS, American Geophysical Union*, 88, 333-334 (2007).

Jenkins, G.W., Watts, D.G., "Spectral analysis and its applications", *Holden Day Inc., San Francisco*, (1968).

Mc Namara, D.E., Buland, R.P., "Ambient noise levels in the continental United States", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94, 1517-1527, (2004).

Nakanishi, K., "Computer code for the transfer function of seismic systems", *Lavrance Livermore Laboratory Report, UCID-18071, USA*, (1979).

Peterson, J., "Preliminary observations of noise spectra at the SRO and ASRO stations", *U.S. Department of Interior Geological Survey Report*, 80-992, (1980).

Peterson, J., "Observations and modeling of seismic background noise", *U.S. Department of Interior Geological Survey Open File Report*, 93-322, (1993).

Pomeroy, P.W., "Background and storm microseisms in the period range 11 to 22 Seconds", (abstract), *Am. Geophy. Union Program 40. Annual Meeting*, (1959).

Pujols, R.A., "Seismic background noise of Puerto Rico", Master Thesis, *Electrical Engineering University of Puerto Mayaguez Campus*, Puerto Rico, (2008).

Richter, C.F., "An instrumental earthquake magnitude scale", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 25, 1-32, (1935).

- Richter, C.F., “Elementary seismology”, *Freeman, San Francisco, America* (1958).
- Rodgers, P.W., Taylor, S.R., Nakanishi, K.K., “System and site noise in the regional seismic test network from 0.1 to 20 Hz”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 663-678, (1987).
- Shearer, P.M., “Introduction to sesimology” *Cambridge University*, (1999).
- Sutton, G.H., Oliver, J., “Seismographs of high magnification at long periods”, *Annales de Geophysique*, 15, 4, 423-431, (1964).
- Şenel, M., “Türkiye jeoloji haritası (İstasnbul) 1/500000”, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara*, (2002).
- Tan, O., “Sayısal deprem kayıtlarından alet Tepkisinin çıkarılması ve M_L hesabı”, *TÜBİTAK MAM Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü Teknik Rapor*, (2008).
- Uhrhammer. R.A., Collins, E.R., “Synthesis of Wood-Anderson seismograms from broadband digital records”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 702-716, (1990).
- Wiener, N., “Generalized harmonic analysis”, *Acta Mathematica*, 55, 117-258, (1930).

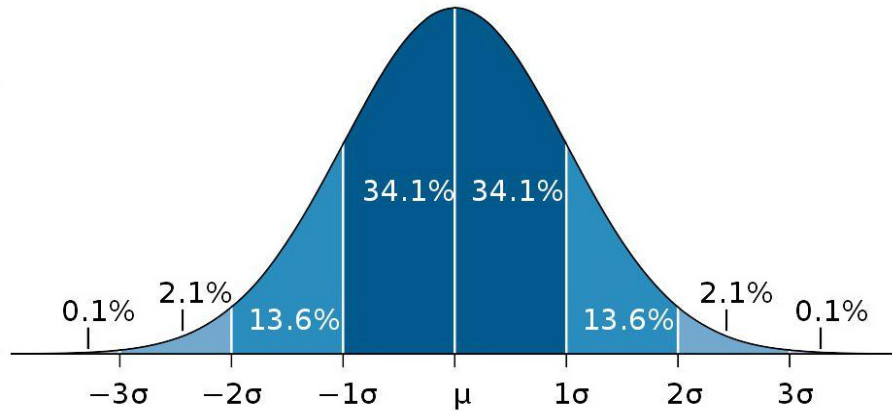
EKLER

A. Normal Dağılımlı Verilerde Olasılık Hesabı

Birer haftalık paketler haline ayrılarak güç yoğunluk spektrumları hesaplanmış ve bu spektrumlar 82 ayrı periyoda karşılık gelen genlik değerleriyle gösterilmiştir. Periyotlar 0.2-200 sn aralığında verilmiş ve bu periyotlar için olasılık yoğunluk dağılımı hesaplanmıştır. Periyotların temsil edildiği eksen logaritmik olduğundan bu aralık eşit parçalara bölünmüş ve bu nedenle 82 ayrı periyot değeri elde edilmiştir. Genlik değerleri dB olarak gösterilmiş, böylece her periyoda karşılık gelen genlik değerleri hem logaritmik olarak ifade edilmiş hem de genlik değerleri arasındaki fark daha belirgin gösterilebilmiştir. Hesaplanan 52 ayrı güç yoğunluk spektrumunun normal dağılıma uyduğu kabulü yapılarak (A.1) denklemine göre olasılık yoğunlukları hesaplanmıştır.

$$P(x) = (1/\sigma\sqrt{2\pi})e^{-(x-m)^2/(2\sigma^2)} \quad (A.1)$$

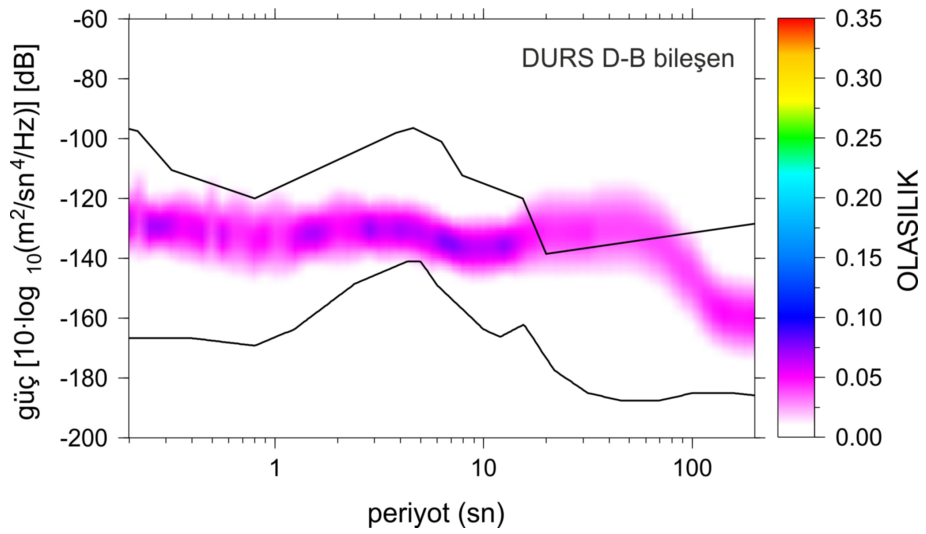
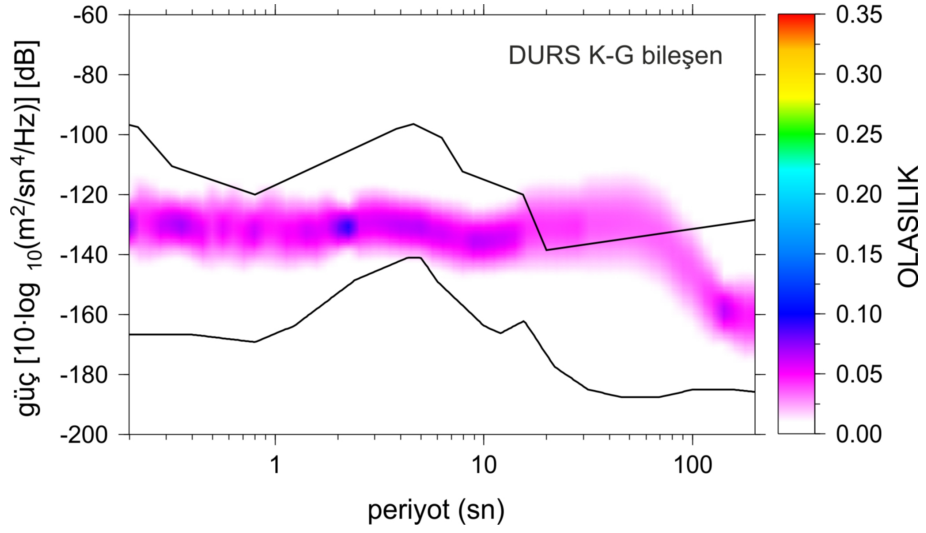
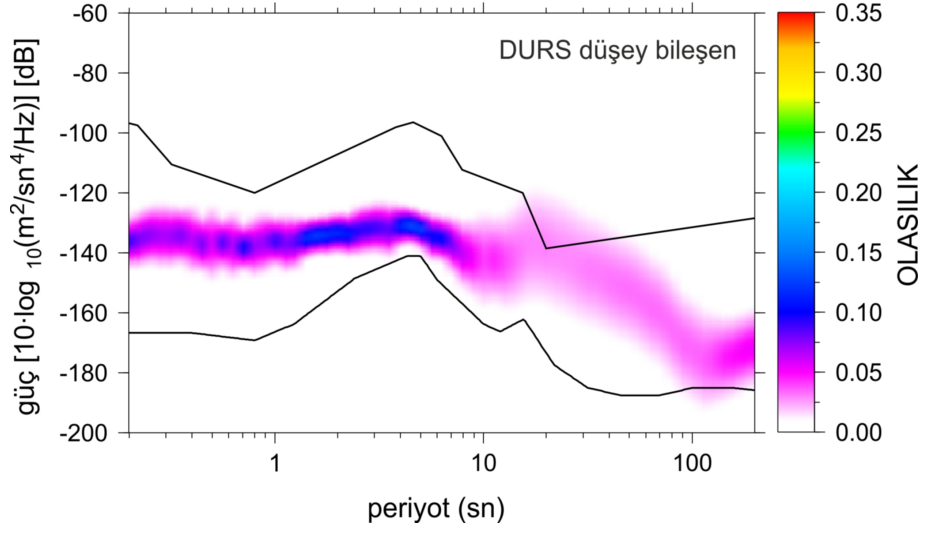
Normal dağılım aynı zamanda Gauss tipi dağılım olarak da bilinen sürekli bir olasılık dağılımıdır. İki parametreyle tanımlanabilir. Birincisi konum gösteren aritmetik ortalama (μ), ikincisi ise ölçek gösteren değişintidir (σ^2). Bu dağılımın eğrisi bir çanı andırdığı için çan eğrisi olarak da adlandırılır. Çan eğrisi Şekil A 1'de gösterilmektedir.



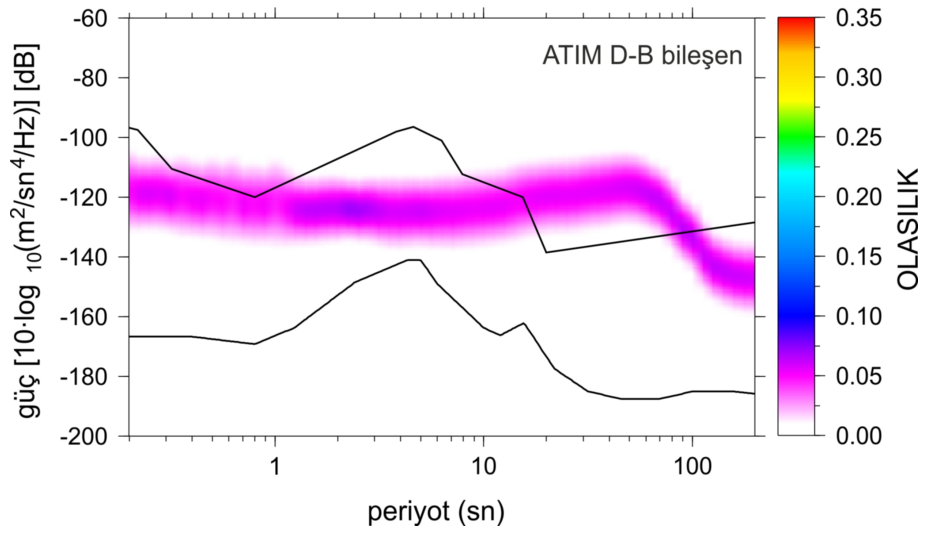
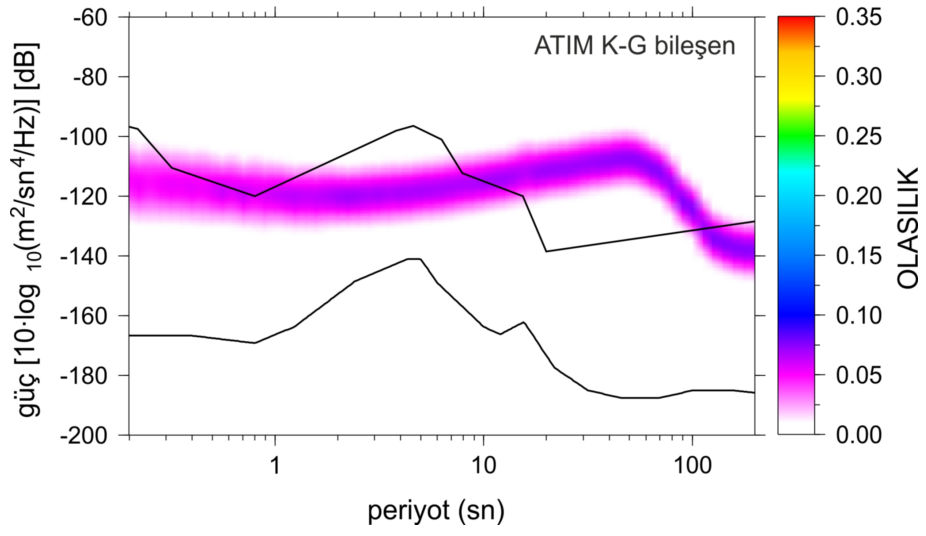
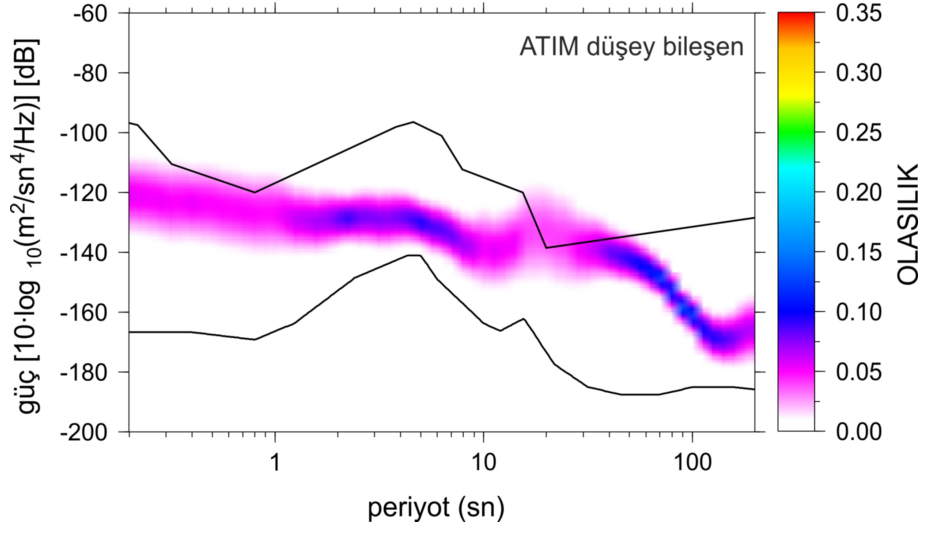
Şekil A 1: Çan eğrisinin grafik gösterimi.

Normal dağılım ortalamaya göre simetriktir. Çan eğrisinin altında kalan toplam alan 1 birim²'dir. Şekil A 1'den de görüleceği gibi ortalama ile ± 1 standart sapma arası toplam alanın %68.2'sini, ortalama ile ± 2 standart sapma arası toplam alanın %95.44'ünü, ortalama ile ± 3 standart sapma arasında kalan alan toplam alanın %99.74'ünü kapsar.

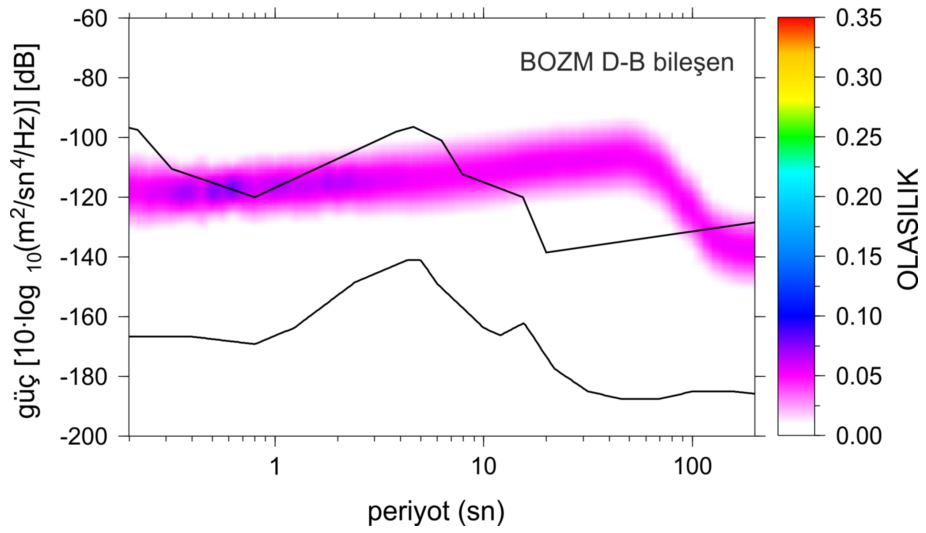
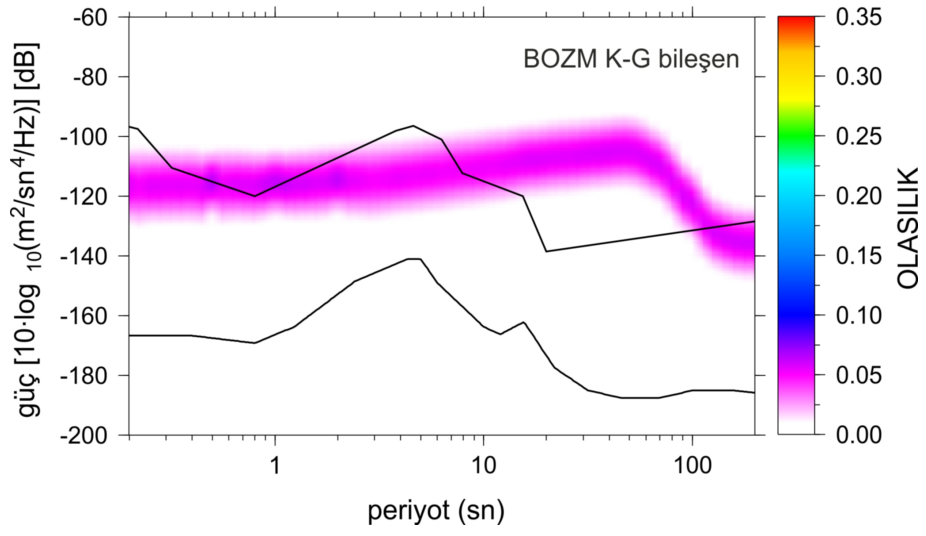
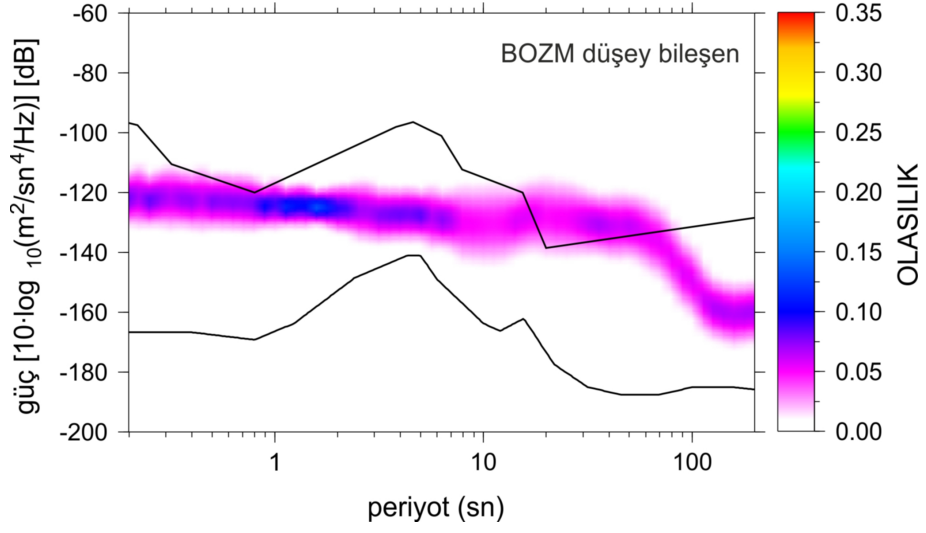
(A.1) denkleme göre hesaplanan olasılık değerleri yüksek ve düşük gürültü modelleri arasına yerleştirilerek aralarından kontur geçirilmiş ve uygun bir renk ölçeklemesi ile olasılık değerleri belirlenmiştir.



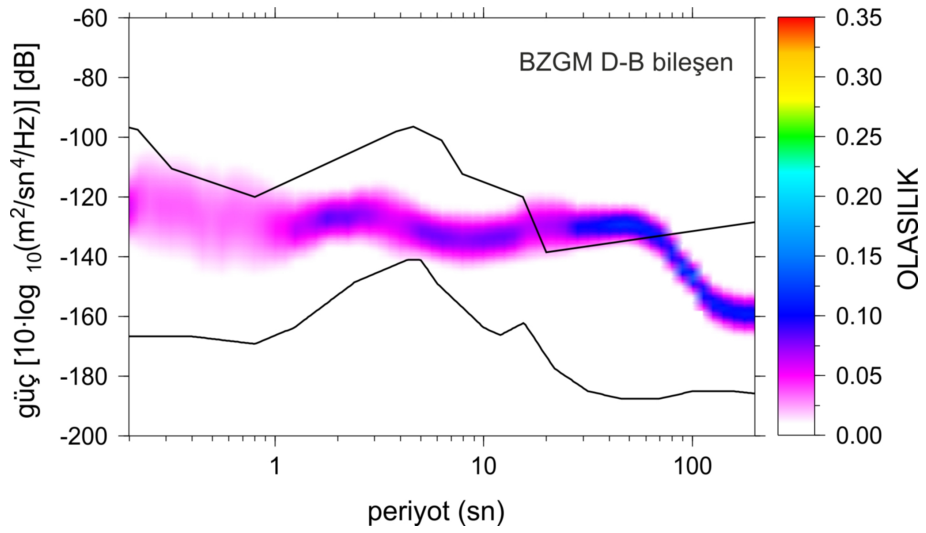
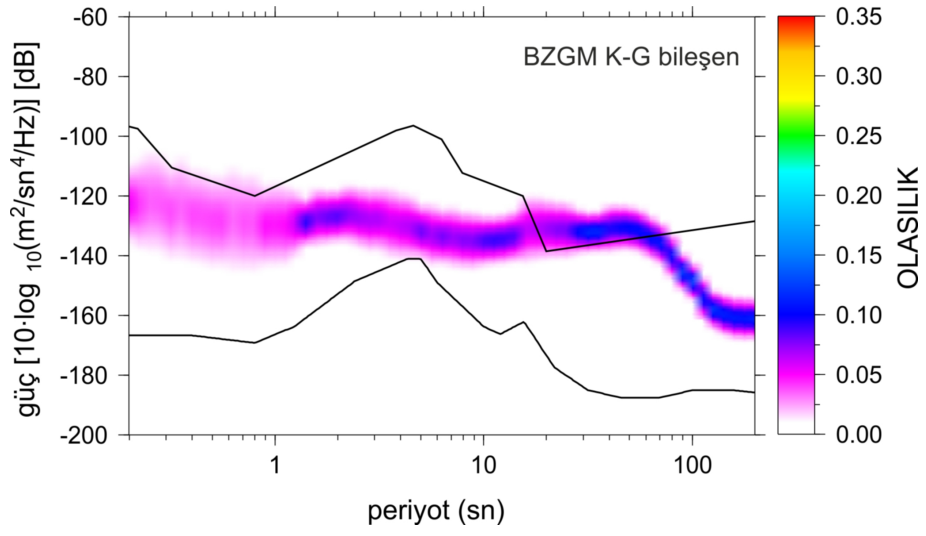
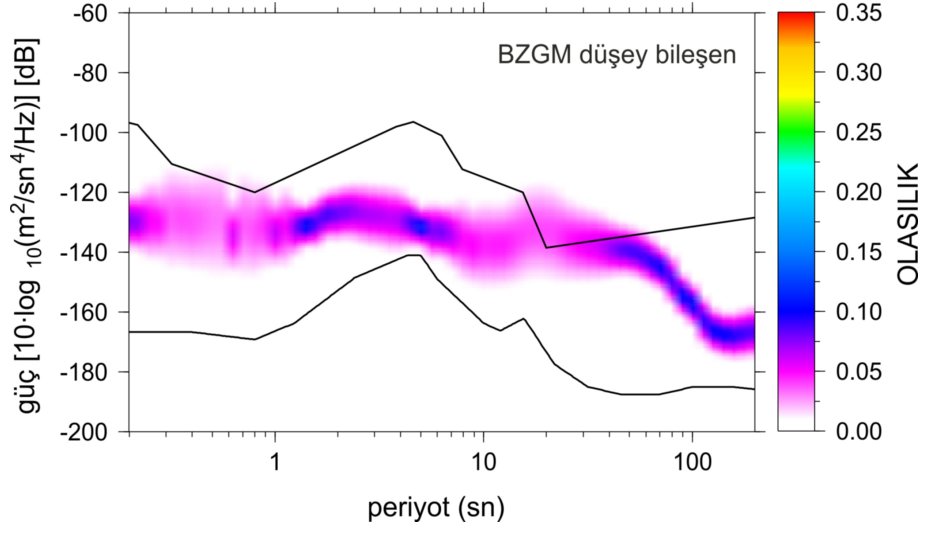
Şekil A.2: Dursunbey istasyonunun düşey, K-G ve D-B bileşen arka plan sismik gürültü olasılık yoğunluk dağılımları.



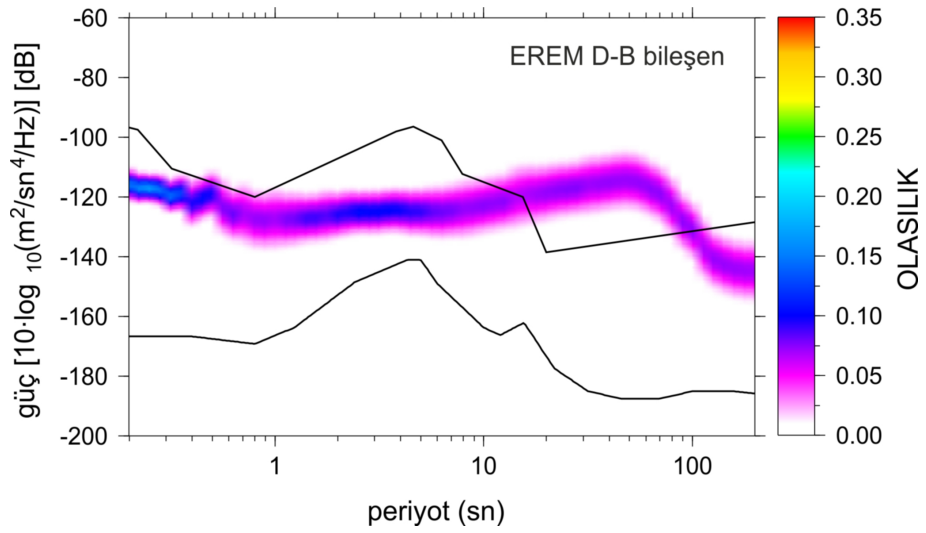
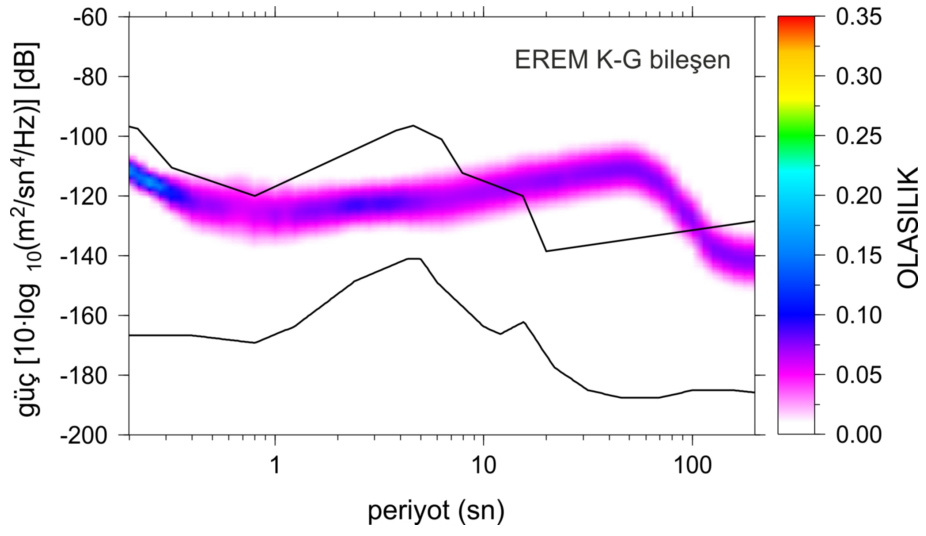
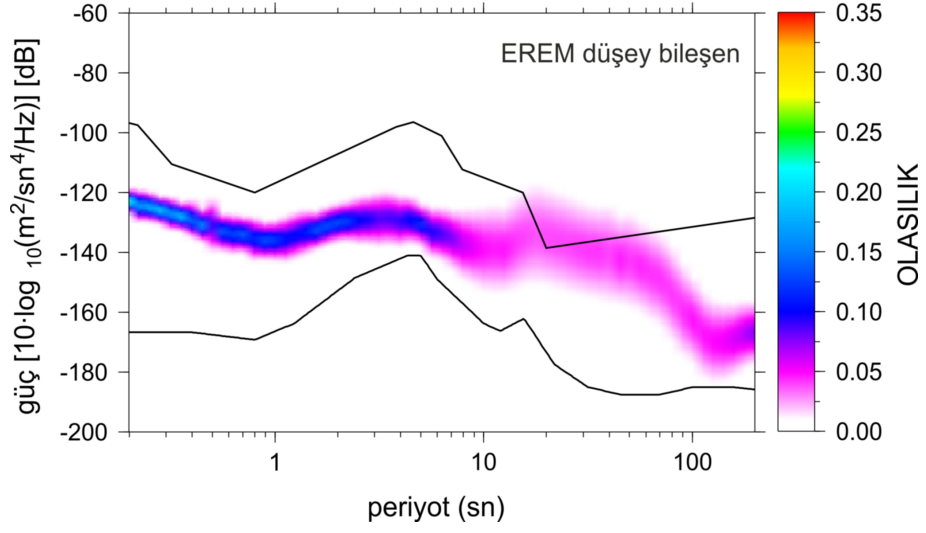
Şekil A.3: Atıcıoba istasyonunun düşey, K-G ve D-B bileşen arka plan sismik gürültü olasılık yoğunluk dağılımları.



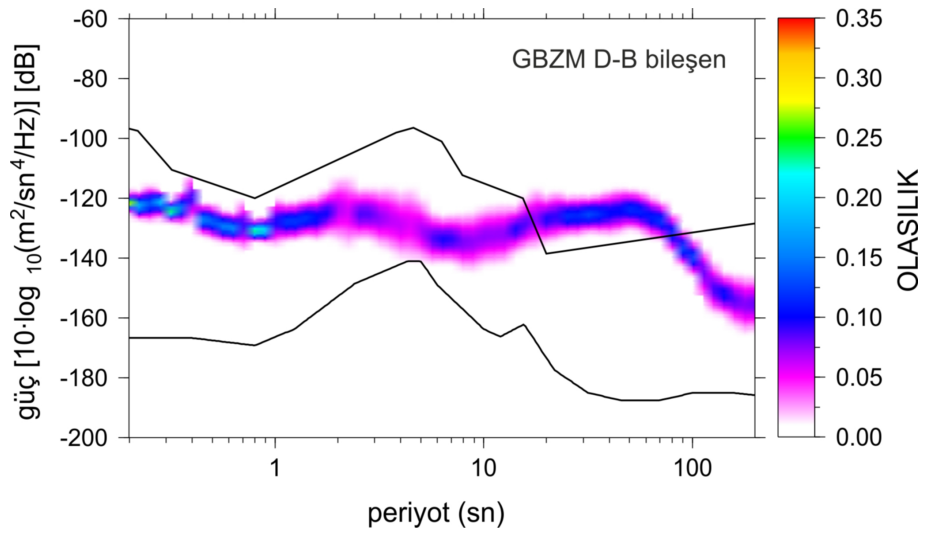
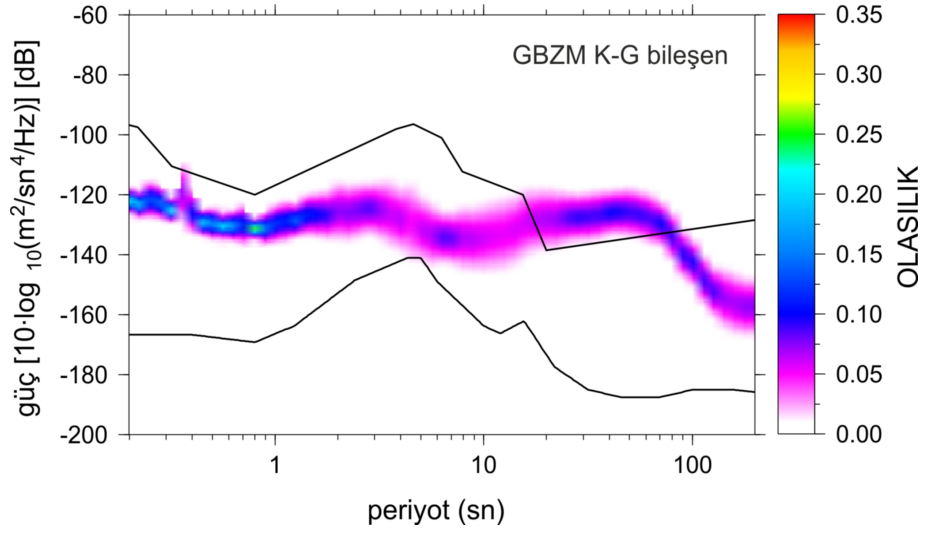
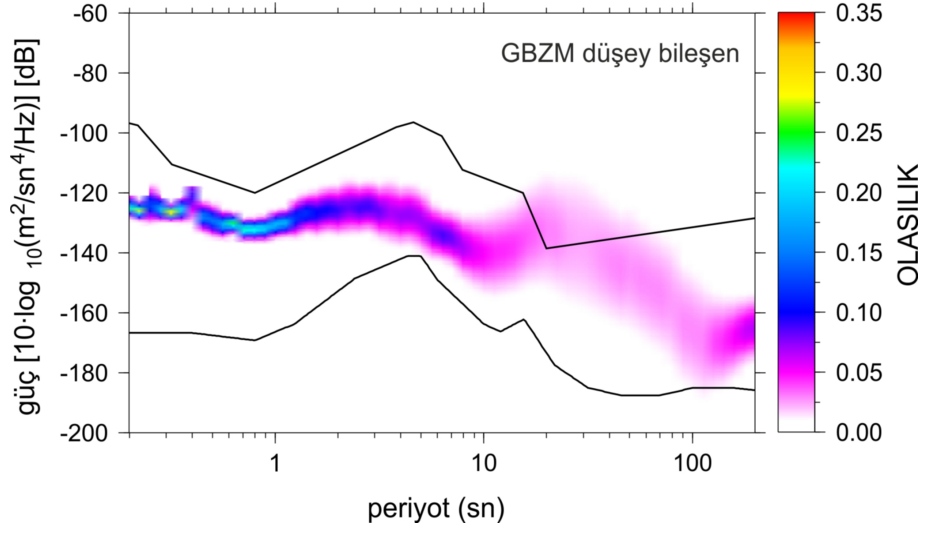
Şekil A.4: Bozburun istasyonunun düşey, K-G ve D-B bileşen arka plan sismik gürültü olasılık yoğunluk dağılımları.



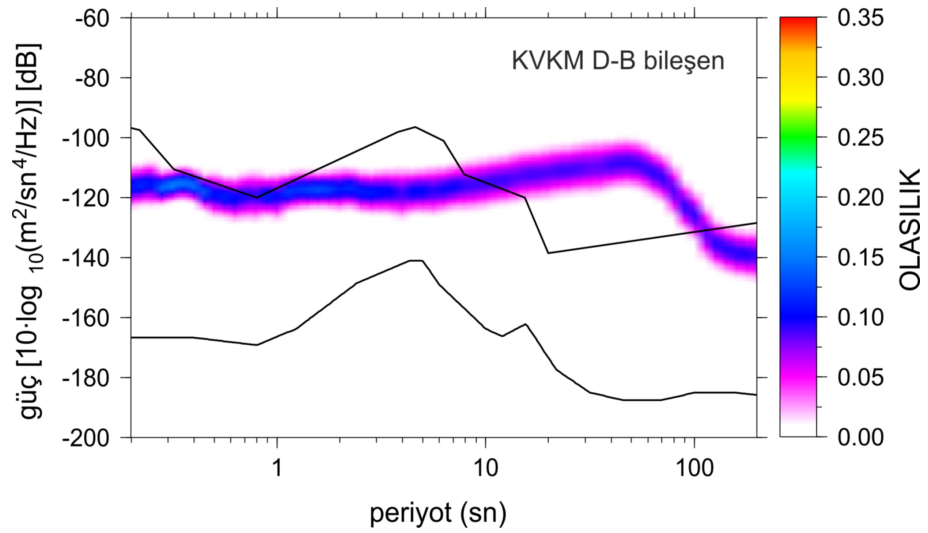
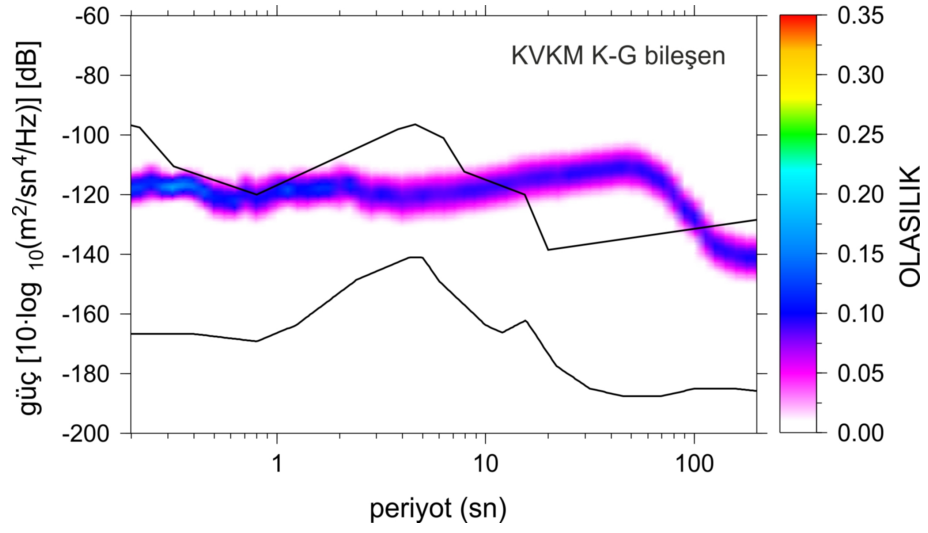
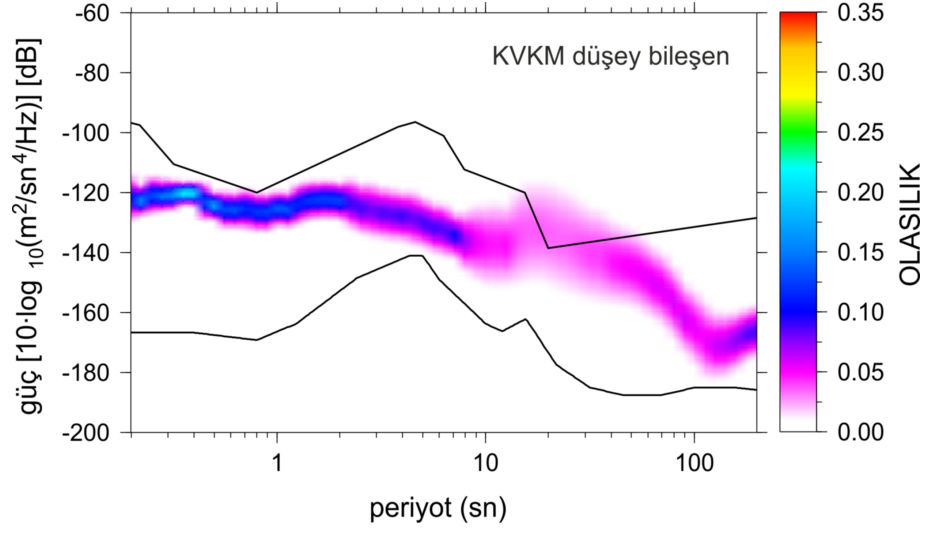
Şekil A.5: Bezirganlı istasyonunun düşey, K-G ve D-B bileşen arka plan sismik gürültü olasılık yoğunluk dağılımları.



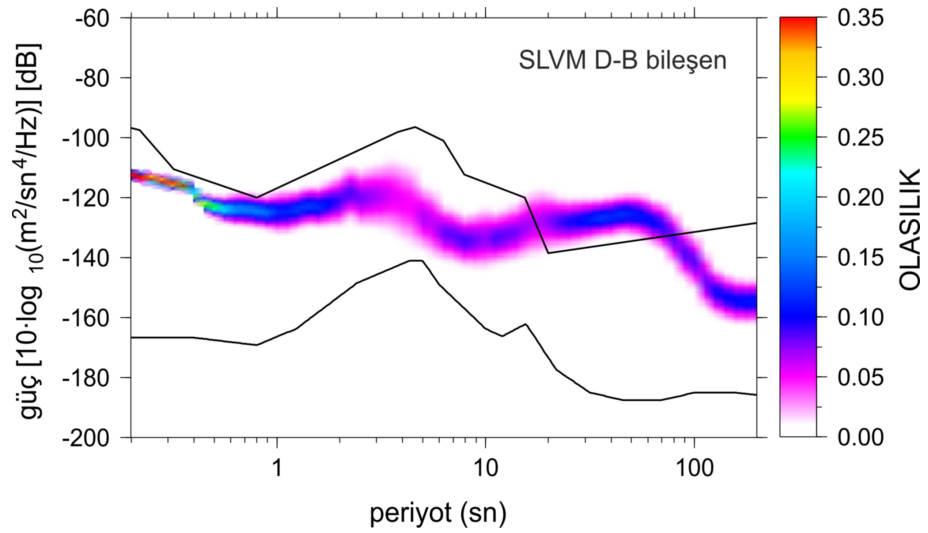
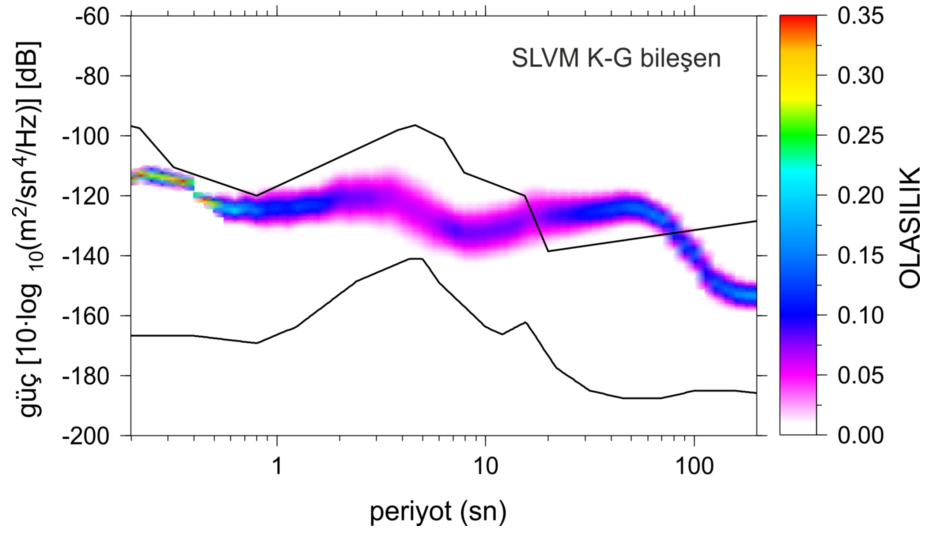
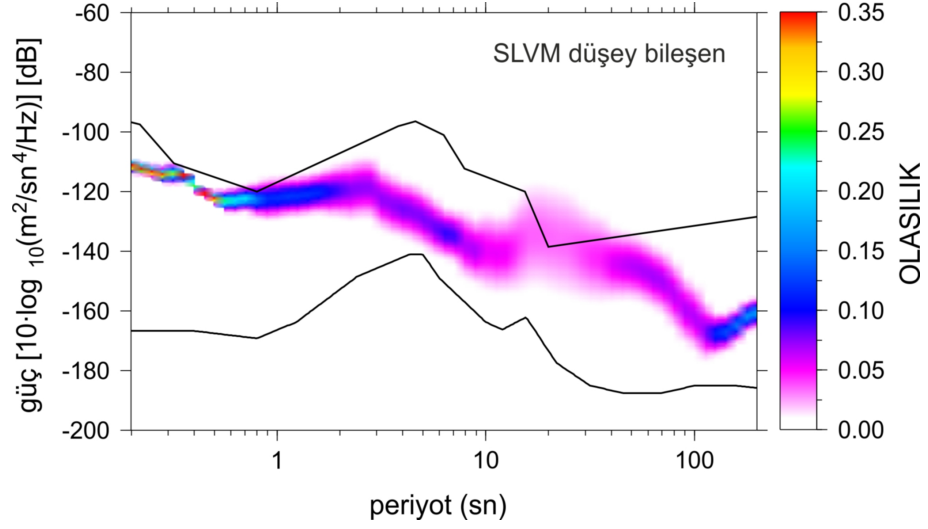
Şekil A.6: Erenler istasyonunun düşey, K-G ve D-B bileşen arka plan sismik gürültü olasılık yoğunluk dağılımları.



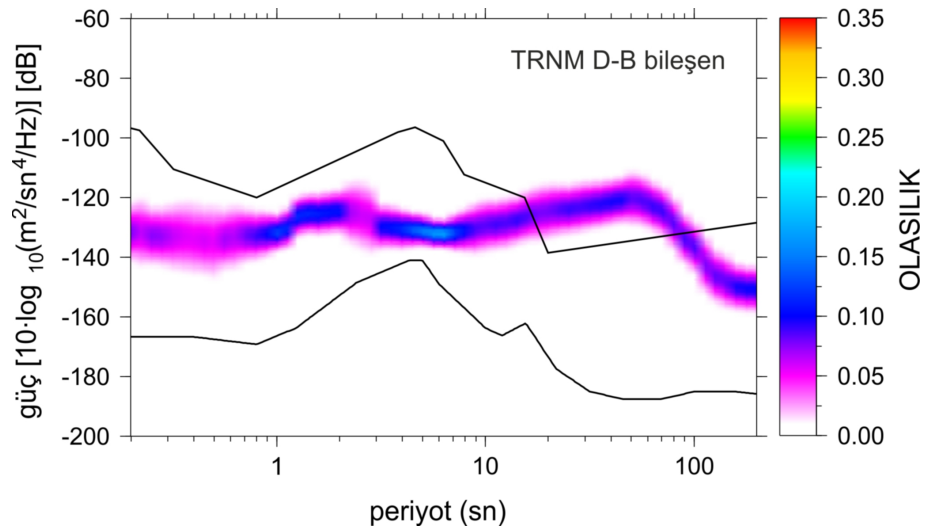
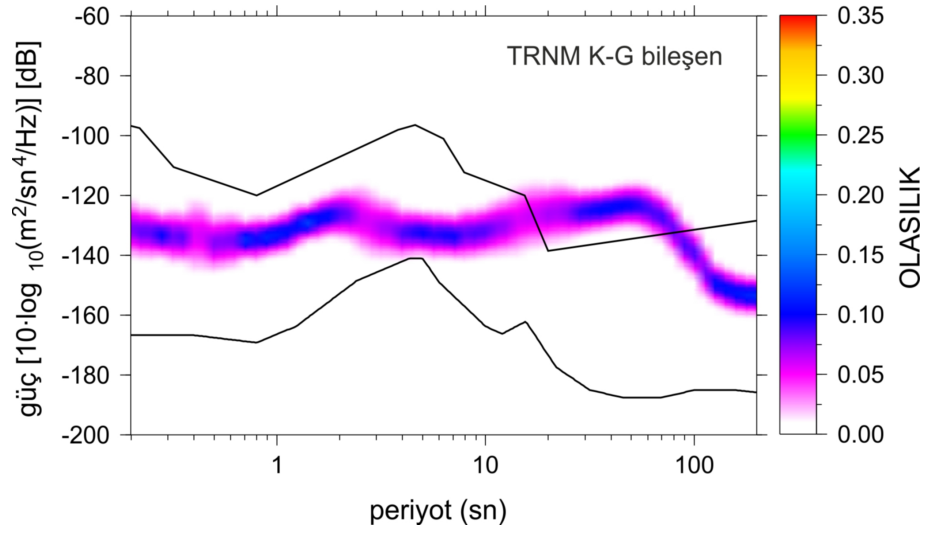
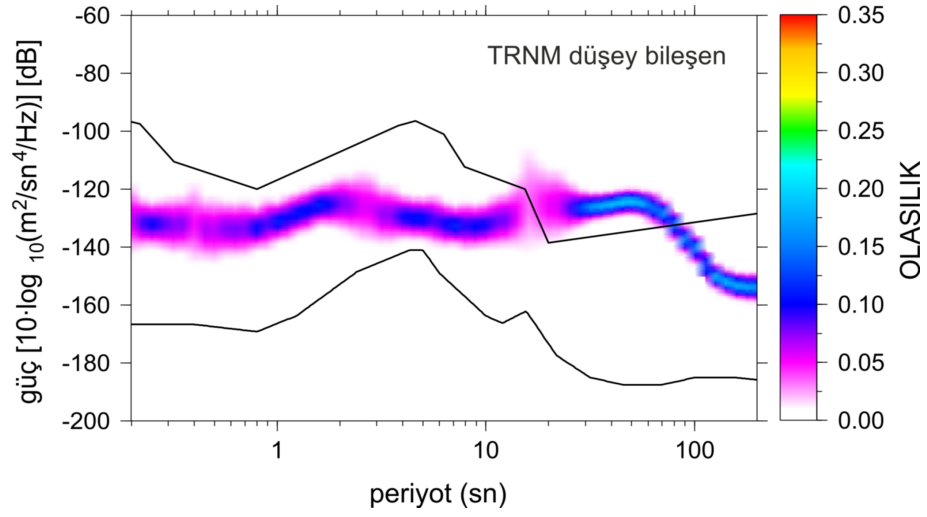
Şekil A.7: Gebze istasyonunun düşey, K-G ve D-B bileşen arka plan sismik gürültü olasılık yoğunluk dağılımları.



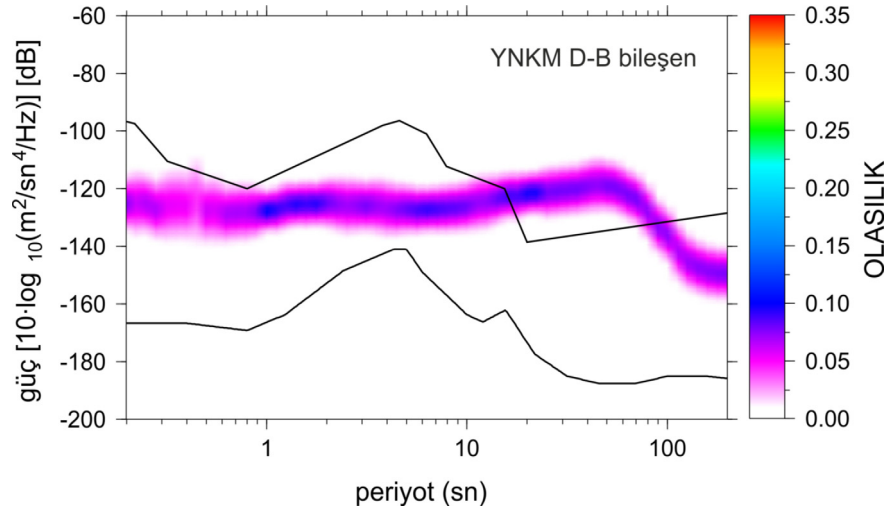
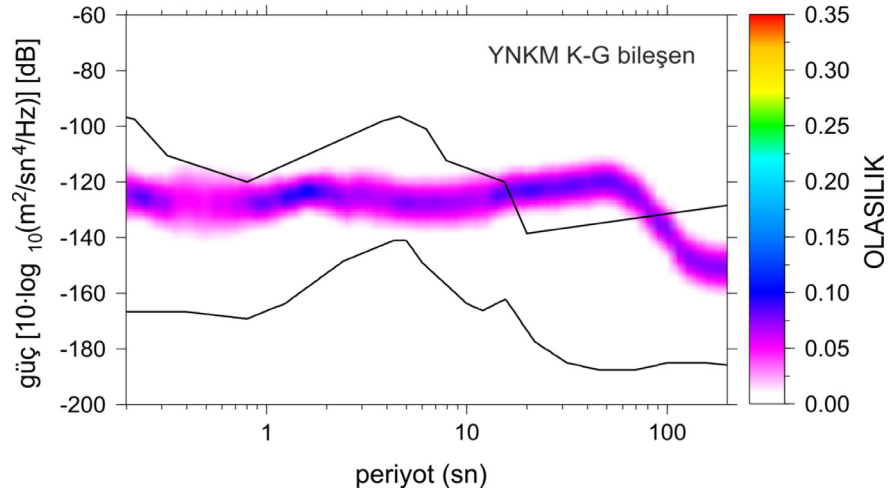
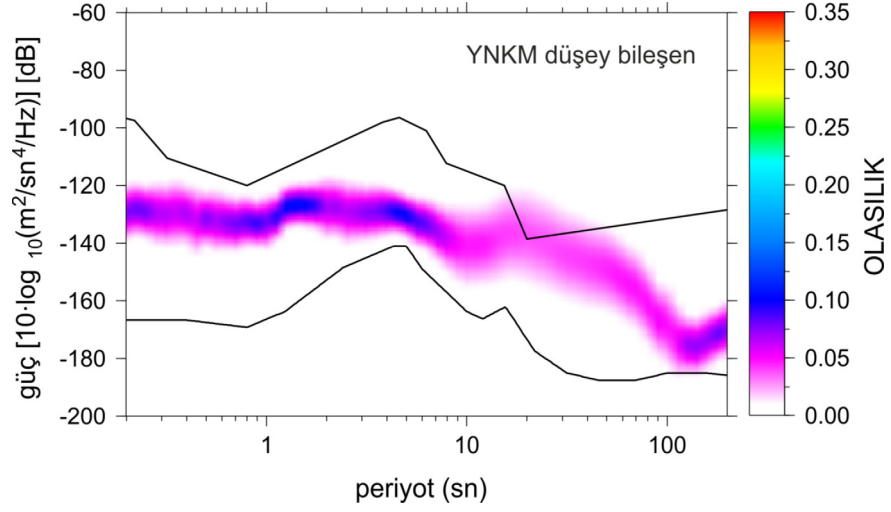
Şekil A.8: Kavakköy istasyonunun düşey, K-G ve D-B bileşen arka plan sismik gürültü olasılık yoğunluk dağılımları.



Şekil A.9: Silivri istasyonunun düşey, K-G ve D-B bileşen arka plan sismik gürültü olasılık yoğunluk dağılımları.



Şekil A.10: Turanköy istasyonunun düşey, K-G ve D-B bileşen arka plan sismik gürültü olasılık yoğunluk dağılımları.



Şekil A.11: Yeniköy istasyonunun düşey, K-G ve D-B bileşen arka plan sismik gürültü olasılık yoğunluk dağılımları.

B. İstasyonlara Ait M_L Büyüklüğü-Uzaklık Grafikleri

Lokal büyüklük olarak da adlandırılan Richter (1935, 1958) büyüklüğü (M_L) hala birçok kurum ve araştırmacı tarafından özellikle yerel deprem çalışmalarında tercih edilen bir büyüklük türüdür. Yöntem, o dönemlerde yaygın olarak kullanılan Wood-Anderson (WA) sismometresine göre tanımlanmıştır. Günümüzde de bu tanıma uygun olarak hesaplamalar yapılır. Bu nedenle günümüz teknolojisiyle elde edilen deprem kayıtları sinyal analizi yöntemleriyle WA kaydına dönüştürülerek kullanılır. Gerçekte her bölgedeki soğrulma durumuna göre formüldeki katsayılar tekrar düzenlenmelidir. Genel olarak kullanılan değerler ise Güney Kaliforniya için oluşturulmuş eşitliklerdir. Richter yaklaşımında temel ifade istasyonda gözlenen maksimum genliğin (A) referans genliğe (A_0) oranıdır.

$$M_L = \log \frac{(A)}{(A_0)} \quad (B.1)$$

A , WA sismometresinin sıfır-tepe noktası arasındaki (+ veya -) maksimum yer değiştirme genlik (mm) değeridir. A_0 ise uzaklığın bir fonksiyonu olarak büyüklüğü sıfır olan depremin genliğidir. Richter'in tablosunu ifade edebilmek için uzaklığı 200 km'den az olan depremlerde (B.2) eşitliği yazılabilir.

$$M_L = \log A + 0.16 \log(r) - 0.15 \quad (B.2)$$

Buna göre $M_L=3.0$ olan bir deprem için 100 km uzaklıktaki bir WA sismometresinde oluşturacağı maksimum genlik 1 mm olacaktır. Bu ifade Richter tarafından yapılan tanımlamadır. Hutton ve Boore (1987) tarafından yeniden düzenlenen M_L eşitliğindeki A_0 değeri (r odak uzaklığı olmak üzere) (B.3)'deki gibi verilir.

$$-\log A_0 = 1.11 \log(r/100) + 0.00189(r-100) + 3.0 \quad (B.3)$$

Doğal frekansı $f=1.25$ Hz olan WA sismometresi için genelde bilinen teorik büyütme değeri 2800 olmasında rağmen Urhammer ve Collins (1990) bu değer için 2080 olması gerektiğini belirtmiştir. IASPEI bünyesinde (Magnitude Working Group) (B.3) bağıntısı yeniden düzenlenmiş ve WA değerinden (2080) bağımsız hale dönüştürülmüştür.

$$M_L = \log A + 1.11 \log(r) + 0.00189r - 2.09 \quad (\text{B.4})$$

Maksimum dalga genliği (A) nanometre cinsinden ölçölür ve 2080'e bölünerek burada kullanılması gerekir. SAC-transfer komutunda WA için büyütme 2800'dür (Nakanishi, 2008). Buna göre (B.3) bağıntısı A genliği nanometre cinsinden ve 2800'e bölünmüş olarak tekrar düzenlenirse

$$M_L = \log A - \log A_0 \quad (\text{B.5})$$

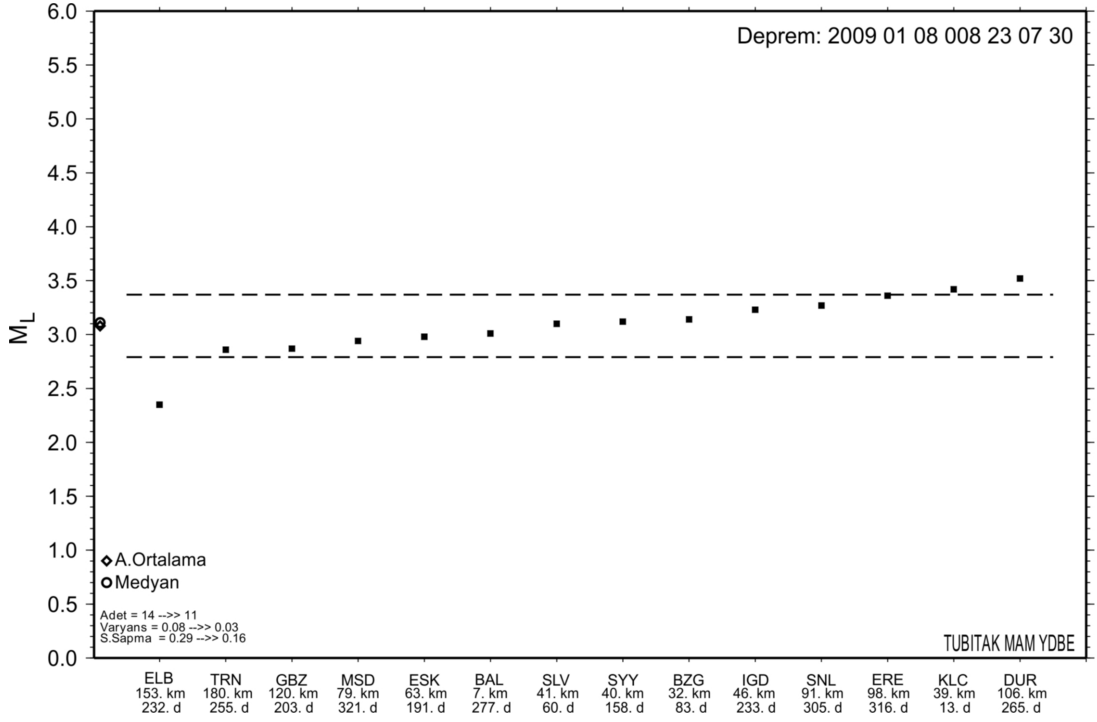
$$M_L = \log A^{(nm/2800)} + 1.11 \log r + 0.00189r - 1.962 \quad (\text{B.6})$$

şeklini alır.

Bu çalışma için kullanılan M_L büyüklükleri (B.6) denklemine göre hesaplanmıştır.

A genliğinin yukarıda anlatılan şekilde elde edilip nordic formattaki veri dosyasına eklenmesiyle hypocenter programının M_L büyüklüğü hesaplamasına imkan sağlanır. Bunun için STATIONx.HYP dosyasında TEST(78) parametresinin -1.962 olarak değiştirilmesi gerekmektedir.

Şekil B.1'de 08.01.2009 tarihli 3.1 M_L büyüklüğündeki Çınarcık depreminin büyüklük hesabında kullanılan istasyonlar ve bu istasyonların büyüklük hesabına etkileri gösterilmektedir. Depremi kaydeden 14 adet istasyondan ELB, KLC ve DUR standart sapmanın dışında kaldığı için hesaba katılmamıştır. Diğer 11 istasyonun ortalamaları alınarak bu depremin M_L büyüklüğü 3.1 olarak belirlenmiştir.



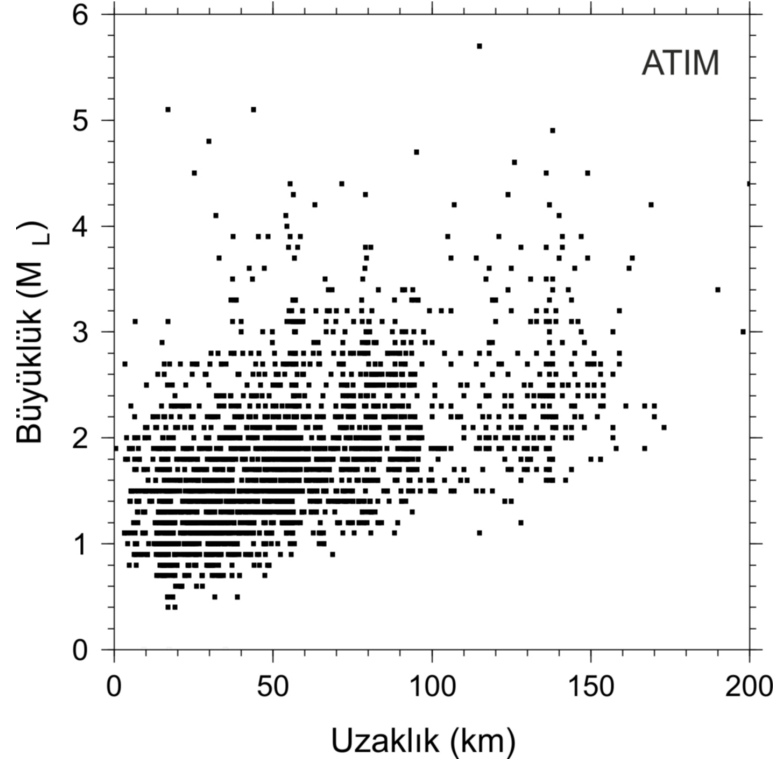
Şekil B.1: 08.01.2009 Çınarcık depreminin büyüklük hesabında kullanılan istasyonların dağılımı.

Şekil B.1'den de görüldüğü gibi her istasyona ait büyüklük, uzaklık ve uzaklığın hemen altında verilen azimut değerleri hesaplanmıştır. Büyüklük değerlerinden değişikliği dışında kalacak kadar saçılma yapan istasyonların büyüklükleri değerlendirmeye alınmamıştır. Değerlendirmeye tabi tutulan istasyonlardaki büyüklük değerlerinin hem aritmetik ortalaması hem de median ortalama değeri bulunmuş böylece iki ortalama değeri arasında karşılaştırma yapılarak bulunan M_L büyüklük değerinin ne kadar sağlıklı olduğu saptanmıştır.

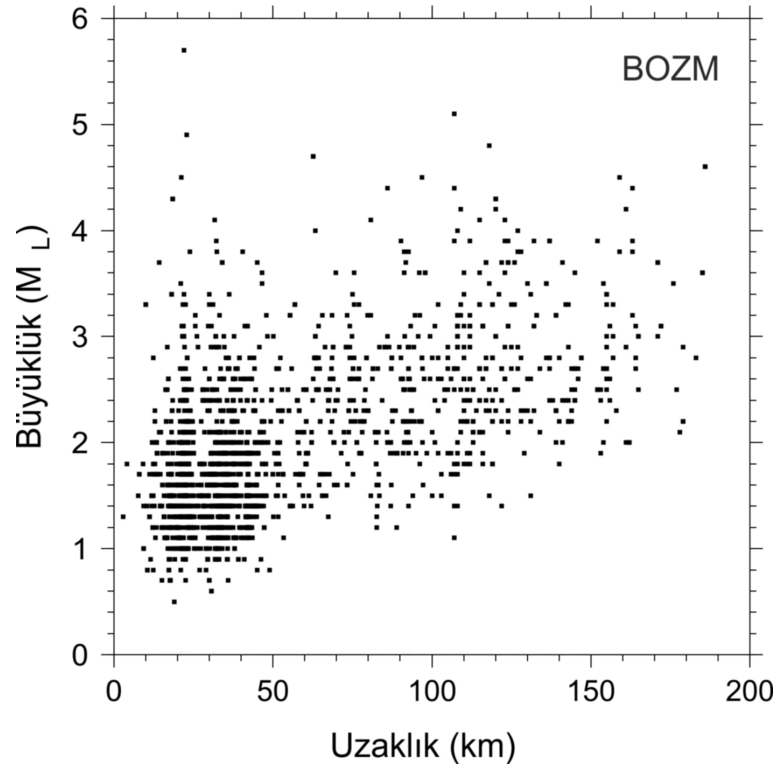
M_L hesabı yukarıda bahsedildiği gibi hesaplanarak bu çalışmada kullanılan istasyonların büyüklük-uzaklık grafikleri çizilmiş ve arka plan sismik gürültü seviyesi için oluşturulan olasılık yoğunluk dağılımlarını destekler nitelikte oldukları görülmüştür. Oluşturulan grafikler Şekil (B.2,B.11)'de, bu şekillere ait açıklamalar ise Tablo B.1'de verilmektedir.

TabloB.1: Çalışmada verisi kullanılan istasyonların M_L büyüklüğü-uzaklık ilişkisi.

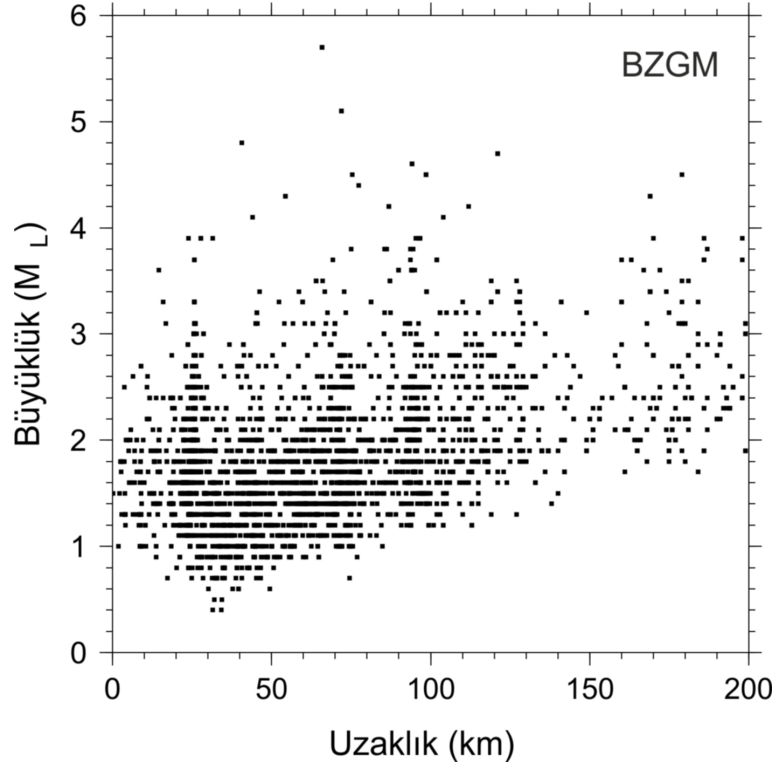
İstasyon kodu	Max. uzaklık aralığı (km)	Min. büyüklük (M_L)	Açıklama
ATIM	100 km.ye kadar	1.5-2	İstasyon arka plan gürültü seviyesi düşük ve zemini sağlam bir bölgede kurulmuş. Küçük magnitüdü çok sayıda deprem kaydetmiş.
BOZM	50 km.ye kadar	0.7	Çevresel gürültünün çok düşük olduğu bir bölgede.
BZGM	100 km.ye kadar	1.0	Arka plan gürültü seviyesi düşük. Küçük magnitüdü fazla sayıda deprem kaydedilmiş.
DURS	150 km.ye kadar	1.0	Gürültü seviyesi düşük. 100 km'ye kadar 1'in altındaki büyüklüklerde depremleri kaydedebiliyor. 0-50 km arasında genlik hesabı yapılabilen deprem olmamış olabilir.
EREM	50 km.ye kadar	1.0	Gürültü seviyesi düşük fakat mikro sismik aktivite olarak sakin bir bölge.
GBZM	50 km.ye kadar	0.9	TÜBİTAK MAM kampus alanı içerisine kurulu. Personel giriş çıkışlarındaki gürültü etkiliyor. Fakat cisim dalgası frekansları bu gürültü frekansından farklı olduğundan deprem sayısı fazla.
KVKM	60 km.ye kadar	1.0	İstasyonun bulunduğu formasyon kırıntılı kayalardan oluşuyor. Zemin problemi nedeniyle kaydedebildiği küçük depremler oldukça az.
SLVM	50 km.ye kadar	1.2	Arka plan gürültü seviyesi oldukça yüksek. Düşük genlikli sinyaller kaydedilemiyor.
TRNM	70 km.ye kadar	0.8	Çok sayıda Küçük genlikli sinyal kaydedebiliyor. Arka plan gürültü seviyesi düşük.
YNKM	50 km.ye kadar	0.5	Gürültü seviyesi oldukça düşük ve tek istasyonluk mikro depremlerin fazla olduğu bir bölgede. Çok küçük genlikli sinyalleri de kaydedebiliyor.



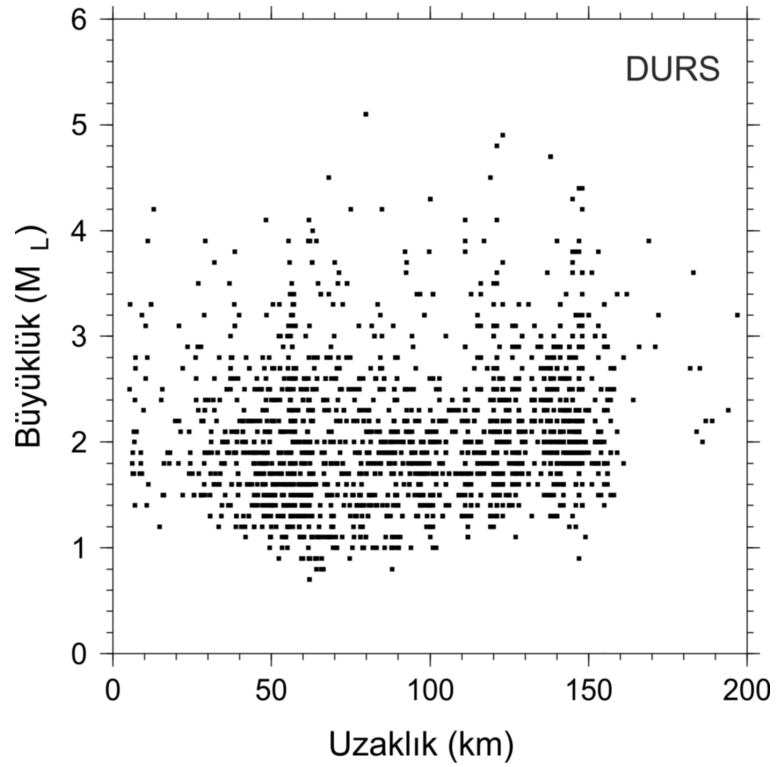
Şekil B.2: Atıcıoba istasyonunun 24.01.2008-04.04.2011 tarihleri arasında kaydettiği depremlerin M_L büyüklüğü-uzaklık ilişkisi.



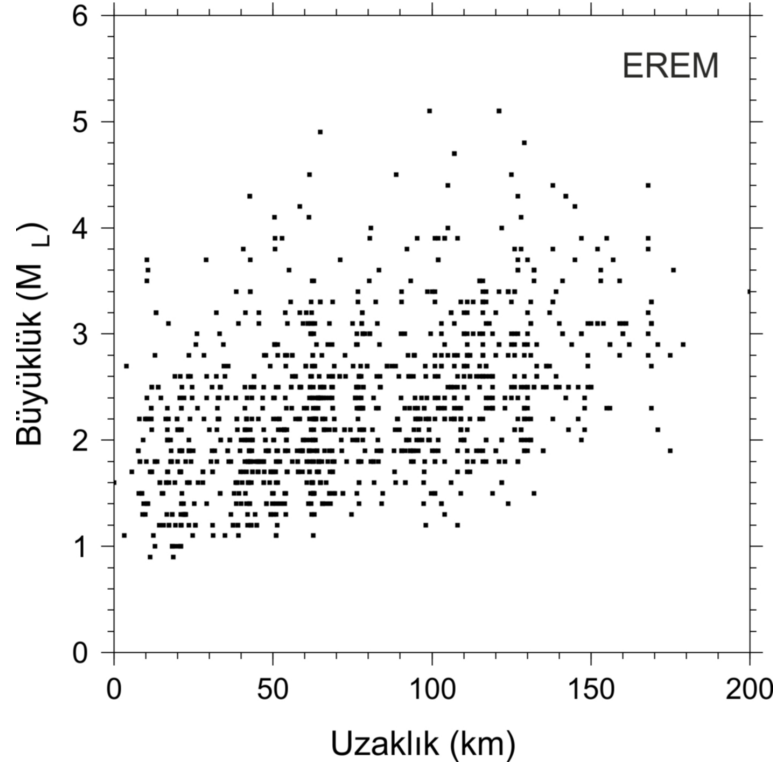
Şekil B.3: Bozburun istasyonunun 27.04.2007-04.04.2011 tarihleri arasında kaydettiği depremlerin M_L büyüklüğü-uzaklık ilişkisi.



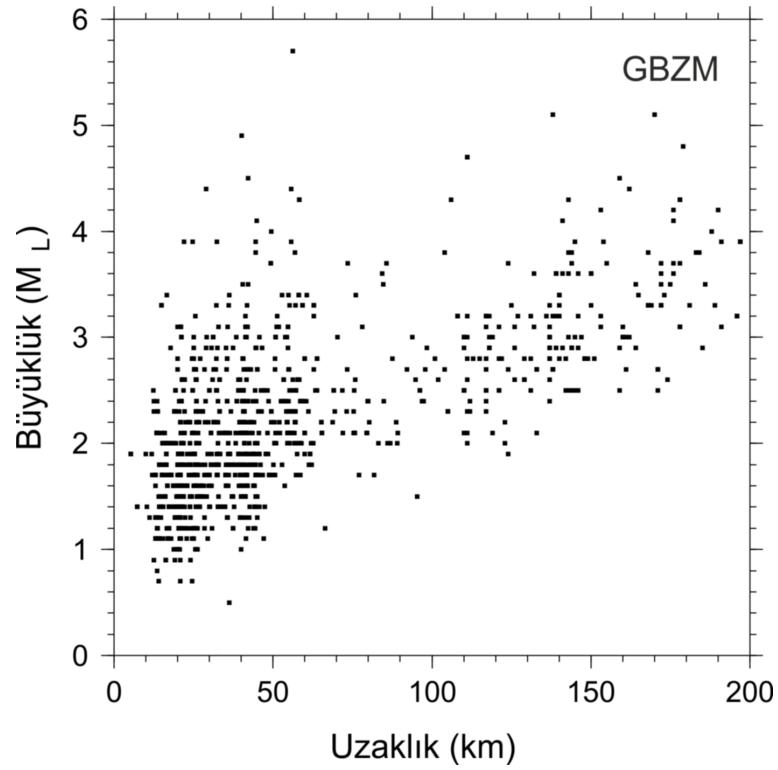
Şekil B.4: Bezirganlı istasyonunun 11.07.2008-04.04.2011 tarihleri arasında kaydettiği depremlerin M_L büyüklüğü-uzaklık ilişkisi.



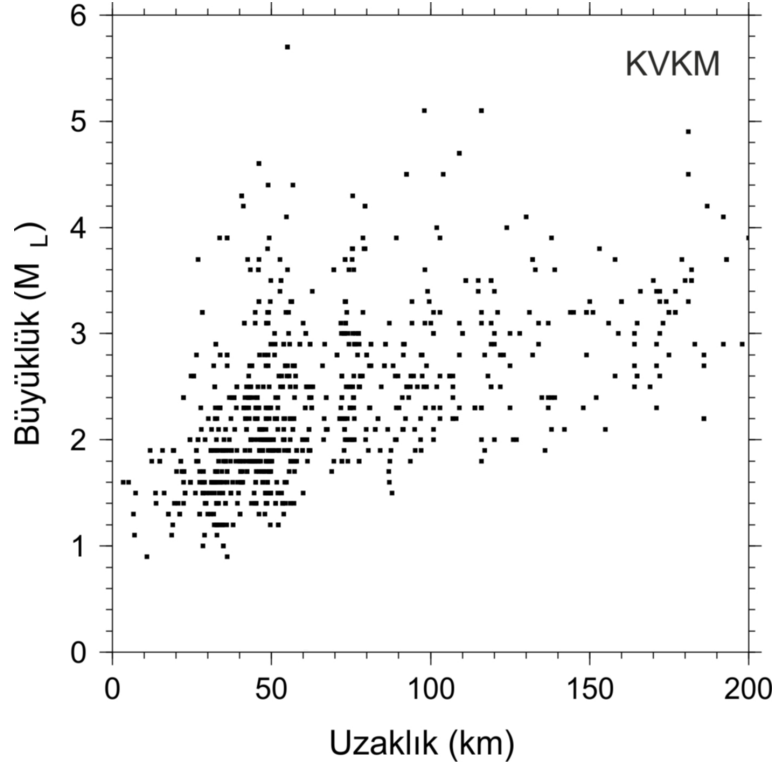
Şekil B.5: Dursunbey istasyonunun 06.06.2007-04.04.2011 tarihleri arasında kaydettiği depremlerin M_L büyüklüğü-uzaklık ilişkisi.



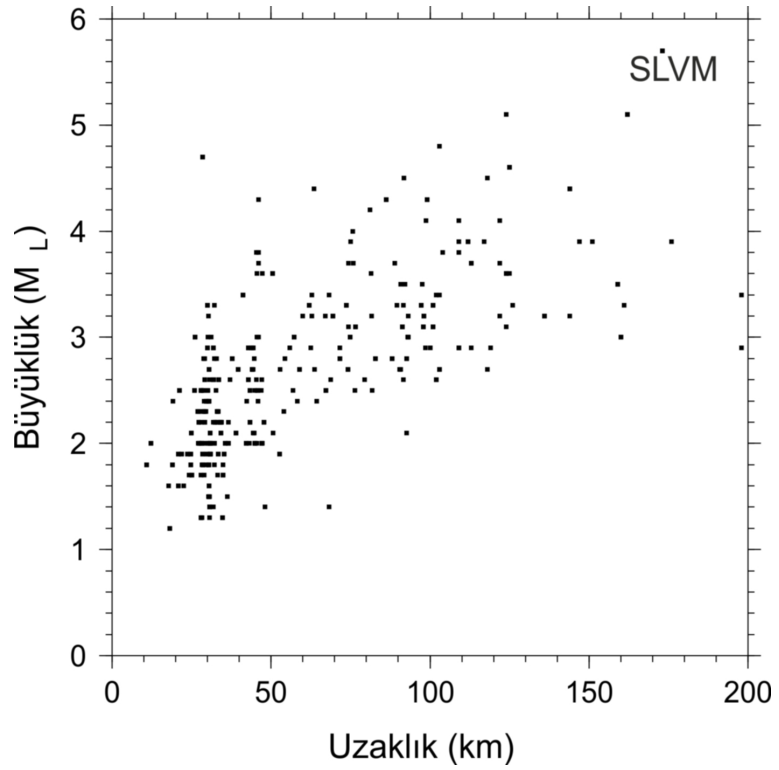
Şekil B.6: Erenler istasyonunun 29.03.2008-04.04.2011 tarihleri arasında kaydettiği depremlerin M_L büyüklüğü-uzaklık ilişkisi.



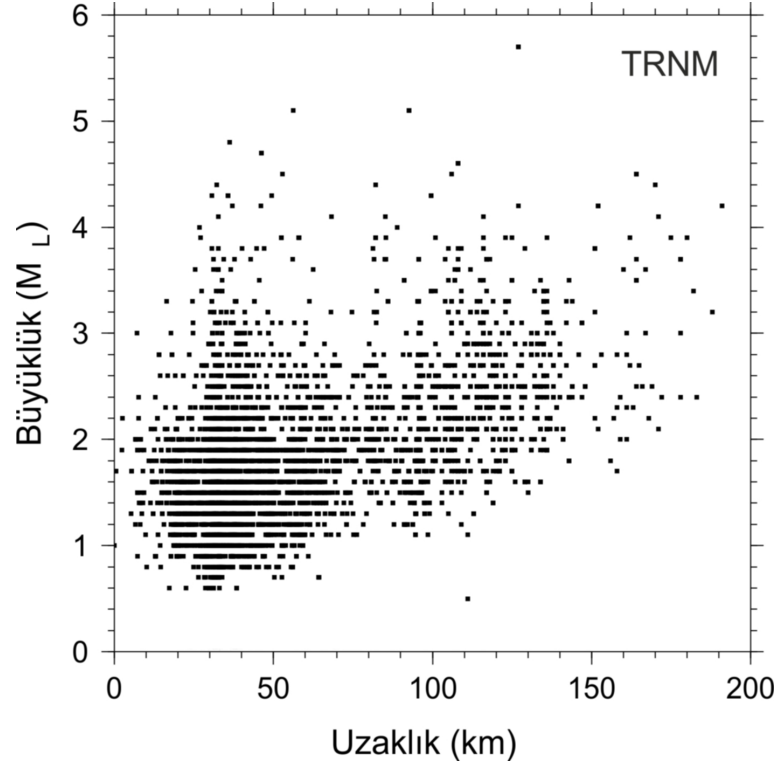
Şekil B.7: Gebze istasyonunun 08.07.2005-04.04.2011 tarihleri arasında kaydettiği depremlerin M_L büyüklüğü-uzaklık ilişkisi.



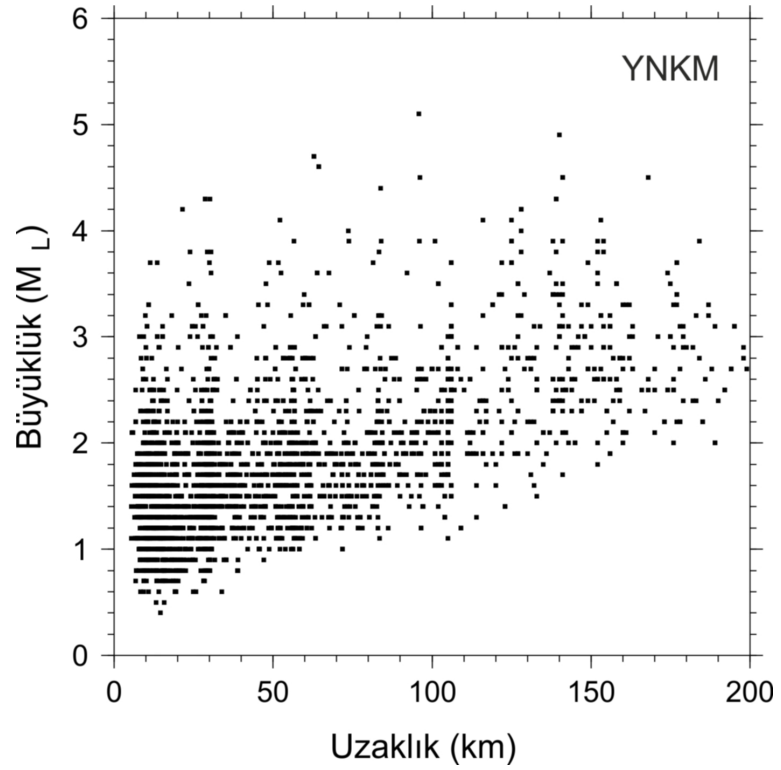
Şekil B.8: Kavakköy istasyonunun 03.07.2007-04.04.2011 tarihleri arasında kaydettiği depremlerin M_L büyüklüğü-uzaklık ilişkisi.



Şekil B.9: Silivri istasyonunun 06.05.2008-04.04.2011 tarihleri arasında kaydettiği depremlerin M_L büyüklüğü-uzaklık ilişkisi.



Şekil B.10: Turanköy istasyonunun 01.01.2006-04.04.2011 tarihleri arasında kaydettiği depremlerin M_L büyüklüğü-uzaklık ilişkisi.



Şekil B.11: Yeniköy istasyonunun 27.03.2007-04.04.2011 tarihleri arasında kaydettiği depremlerin M_L büyüklüğü-uzaklık ilişkisi.

ÖZGEÇMİŞ

1980 yılında Trabzon'da doğdu. İlk ve orta öğrenimini Bartın'da tamamladı. 2001 yılında girdiği Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden 2005 yılında jeofizik mühendisi olarak mezun oldu. Aralık 2005-Mayıs 2006 tarihleri arasında askerlik görevini tamamladı. 25 Aralık 2006 tarihinde TÜBİTAK MAM Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü'nde araştırmacı olarak göreve başladı. 2008 yılında Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde yüksek lisans eğitime başladı. 09 Temmuz 2010 tarihinde evlendi.