

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DOĞAL GÜRÜLTÜ TOMOGRAFİSİNDEN İZMİR
İÇ KÖRFEZİNİN 3-B ÜST KABUK HIZ YAPISI

Emre MULUMULU

Eylül, 2018

İZMİR

DOĞAL GÜRÜLTÜ TOMOGRAFİSİNDEN İZMİR İÇ KÖRFEZİNİN 3-B ÜST KABUK HIZ YAPISI

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

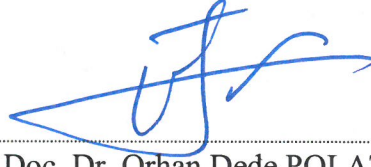
Emre MULUMULU

Eylül, 2018

İZMİR

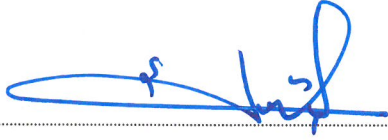
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

EMRE MULUMULU, tarafından DOÇ.DR. ORHAN DEDE POLAT yönetiminde hazırlanan “DOĞAL GÜRÜLTÜ TOMOGRAFİSİNDEN İZMİR İÇ KÖRFEZİNİN 3-B ÜST KABUK HIZ YAPISI” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.



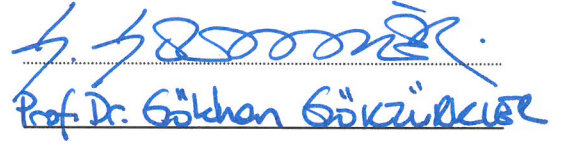
Doç. Dr. Orhan Dede POLAT

Yönetici



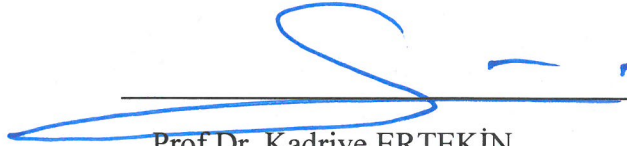
Prof. Dr. Sakir SAHİN

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Gökhan Gökçüoğlu

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Kadriye ERTEKİN

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Tez çalışmam boyunca yardımlarını esirgemeyen, bana araştırmayı ve bilgiye ulaşmayı öğreten danışman hocam Sayın Doç.Dr. Orhan Dede POLAT'a teşekkürü bir borç bilirim. Desteklerini esirgemeyen ve her konuda yardımcı olan Dr. Öğretim Üyesi Elçin GÖK ve Dr. Öğretim Üyesi Çağlar ÖZER'e, sismoloji laboratuvarında birlikte çalıştığım Ezgi AHİ ve Berkay KALKAR'a ayrıca teşekkür ederim.

Bana her zaman destek olan ve aldığım kararların arkasında durmayı öğreten aileme saygı ve sevgilerimi sunarım.

Emre MULUMULU

DOĞAL GÜRÜLTÜ TOMOGRAFİSİNDEN İZMİR İÇ KÖRFEZİNİN 3-B ÜST KABUK HIZ YAPISI

ÖZ

Bu çalışmada doğal gürültü tomografisi yöntemi kullanılarak İzmir Körfezi ve yakın çevresinin üst kabuk hız yapısının ortaya konması hedeflenmiştir. Çalışmada İzmirNET ivme-ölçer ağına ait 17 istasyondan elde edilen 1 yıl uzunluğunda düşey bileşen doğal gürültü verisi kullanılmıştır. Yeterli sinyal/gürültü oranına sahip verilerden yola çıkılarak çoklu süzgeç tekniği yardımıyla dispersiyon eğrilerinden Rayleigh dalgası grup hızları ölçülmüştür. Elde edilen sonuçlar bir yüzey dalgası tomografi yazılımı ile farklı periyot aralıkları için haritalanmıştır. Daha sonra 2, 4 ve 6 saniyelik periyotlara ait lokal dispersiyon eğrileri çıkartılarak ters çözüm yardımıyla grup hızından kayma dalgası hızları elde edilmiştir. Körfez içi ve yakın çevresinde bulunan alüvyonel birimlere bağlı düşük hızlı alanlar, grup hızı ve Vs hızı haritalarında 3 km derinliğe kadar net bir şekilde gözlenmiştir. Bununla birlikte derinlik kesitlerinde körfezin iç kısmında sadece düşük değil yüksek hızlı alanlar da saptanmıştır.

Anahtar kelimeler: Doğal gürültü tomografisi, kabuk hız yapısı, istasyon çiftleri, İzmir

3-D UPPER CRUSTAL VELOCITY STRUCTURE OF THE INNER GULF OF İZMİR FROM AMBIENT NOISE TOMOGRAPHY

ABSTRACT

This study aims to reveal upper-crustal velocity structure of İzmir Gulf and surroundings using ambient noise tomography. One-year vertical component ambient noise data have been used from 17 stations which belong to the İzmirNET accelerometric network. Rayleigh wave group velocities which present good S/N ratio have been obtained from dispersion curves by using multiple filter technique. Results have been mapped by performing a surface wave tomography algorithm for 2, 4 and 6 s periods. Then, shear wave velocities have been computed from the inversion of group velocities which are obtained from local dispersion curves at different periods. Low velocity areas belong to alluvial units in Inner Gulf and surroundings, have been precisely observed down to 3 km at group and Vs maps. Added to this, it is detected not only low velocities but also high Vs values in the depth slices of inner parts of the Gulf.

Keywords: Ambient noise tomography, crustal velocity structure, station pairs, İzmir

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	ii
ÖZ	iv
ABSTRACT.....	v
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	viii
TABLolar LİSTESİ.....	x
BÖLÜM BİR - GİRİŞ.....	1
BÖLÜM İKİ – ÇALIŞMA ALANININ JEOLojİK VE TEKTONİK ÖZELLİKLERİ	3
2.1 Jeolojik Yapı	3
2.2 Tektonik Yapı.....	4
BÖLÜM ÜÇ – SİSMİK GÜRÜLTÜ VE YÜZEY DALGALARI	8
3.1 Sismik Gürültü Tanımı.....	8
3.2 Yüzey Dalgaları	9
3.2.1 Rayleigh Dalgası	11
3.2.2 Love Dalgası	11
3.2.3 Grup Hızı, Faz Hızı ve Dispersiyon.....	12
BÖLÜM DÖRT – DOĞAL GÜRÜLTÜ TOMOGRAFİSİ YARDIMIYLA KABUK HIZ YAPISININ ELDE EDİLMESİ.....	15
4.1 Doğal Gürültü Tomografisi.....	15
4.2 Veri.....	17
4.3 Veri İşlem.....	19

4.4 Dispersiyon Ölçümleri	23
4.5 Grup Hızı Haritaları	29
4.6 Vs Haritaları	35
BÖLÜM BEŞ - SONUÇLAR	43
KAYNAKLAR	44



ŞEKİLLER LİSTESİ

	Sayfa
Şekil 2.1 İzmir ve yakın çevresinin jeolojik birimleri.....	4
Şekil 2.2 Batı Anadolu'nun tektonik unsurları	5
Şekil 2.3 GPS verilerinden tektonik levha hareketleri	6
Şekil 2.4 Çalışma alanı ve çevresinin aletsel dönem (1900-2018) deprem etkinliği ...	7
Şekil 3.1 Mikrosalınımlara ait birincil ve ikincil frekans pikleri	9
Şekil 3.2 Cisim ve yüzey dalgalarının yerkürede ilerleyişi.....	10
Şekil 3.3 Rayleigh dalgası partikül hareketi	11
Şekil 3.4 Love dalgası oluşumu	12
Şekil 3.5 Grup ve faz hızları	14
Şekil 4.1 İstasyon çifti arasında yüzey dalgasının ortaya çıkışı.....	16
Şekil 4.2 A ve B istasyon çifti arasındaki Green fonksiyonu	16
Şekil 4.3 Doğal gürültü tomografisi işlem adımları.....	17
Şekil 4.4 Çalışmada kullanılan istasyonların topoğrafik konumları	18
Şekil 4.5 İstasyonlardan elde edilen veri boyu.....	20
Şekil 4.6 MVS ve PNR çiftine ait katlanmamış ve katlanmış veri örneği.....	21
Şekil 4.7 MNV ve YSL çiftine ait katlanmamış ve katlanmış veri örneği	22
Şekil 4.8 BYN ve YMN istasyon çifti için mevsimsel çapraz ilişki ve yığılmış sinyal görüntüsü.....	22
Şekil 4.9 do_mft parametre seçim ekranı.....	25
Şekil 4.10 Spektral genlikler ve seçilen dispersiyon eğrisi	26
Şekil 4.11 Alfa parametresinin çözünürlüğe etkisi	27
Şekil 4.12 GZLB-BLC, GZLY-PNR, MVS-PNR, YMN-BRN çiftlerine ait dispersiyon ölçümleri	28
Şekil 4.13 T=2s için ışın yolları (üst), dama modeli (orta), çözüm sonucu (alt)	30
Şekil 4.14 T=4s için ışın yolları (üst), dama modeli (orta), çözüm sonucu (alt)	31
Şekil 4.15 T=6s için ışın yolları (üst), dama modeli (orta), çözüm sonucu (alt)	32
Şekil 4.16 T=2 saniye, T=4 saniye, T=6 saniye grup hızı haritaları	34
Şekil 4.17 Gözlenen ve hesaplanan eğrilere ait örnekler	36
Şekil 4.18 Ters çözüm sonucu elde edilen modeller.....	37
Şekil 4.19 İncelenen periyot aralığı için elde edilen hassasiyet çekirdeği.....	38

Şekil 4.20 Topoğrafya ve farklı derinlikler için 3-B Vs hız haritaları.	39
Şekil 4.21 Belirlenen 6 profile ait derinlik kesitleri	41



TABLÖLAR LİSTESİ

	Sayfa
Tablo 4.1 İstasyonlara ait numara ve lokasyon bilgileri.....	18
Tablo 4.2 Ege bölgesi için 1-B kabuk hız modeli.....	35



BÖLÜM BİR

GİRİŞ

İzmir ili 4,5 milyona yaklaşan nüfusu ile Türkiye'nin en kalabalık üçüncü şehri konumundadır ve artan nüfusa bağlı olarak ciddi bir yapılaşma potansiyeline sahiptir. İzmir ve çevresinin 1. derece deprem bölgesinde yer alması, şehrin deprem tehlikelerine karşı hazırlıklı olmasını bir zorunluluk haline getirmektedir. Bu sebeple bölgeye ait kabuk hız yapısının iyi bir şekilde anlaşılması ve şehrin bilimsel veriler ışığında gelişmeye devam etmesi geleceğe yönelik atılabilecek önemli bir adımdır.

Günümüzde verilerin dijitalleşmesi, internet aracılığı ile paylaşılması ve tüm dünya genelinde istasyon sayılarının artmasıyla sismik gürültü tomografisi araştırmacılar arasında oldukça yaygın olarak kullanılan bir yöntem haline gelmiştir (Yang ve diğ., 2007; Shirzad ve Shomali, 2014; Obermann ve diğ., 2016). Literatüre bakıldığında Delph ve diğ., (2015) 215 kayıtçı kullanarak yürüttükleri çalışmada istasyon çiftleri arasında yaklaşık 14000 adet çapraz ilişki hesaplamış ve bu çapraz ilişki sonuçlarından Rayleigh dalgası faz hızlarını 8-40sn aralığında ölçerek ters çözüm yardımıyla kayma dalgası hızlarına geçmişlerdir. Çalışma sonucunda yaklaşık 50 km derinlikten bilgi elde edilmiş ve Anadolu Levhası'nda ortalama kayma dalgası hızının doğudan batıya doğru azaldığı gözlenmiştir. Huang ve diğ., (2017) ise 40 kayıtçı kullanarak 0,5-3 sn aralığında Rayleigh dalgası faz hızlarını ölçmüşler ve yaklaşık 3 km derinliğe inerek Taiwan'da bulunan Tatun Volkan Grubu'nu araştırmışlardır. Çalışmada düşük hızlarla temsil edilen hidrotermal rezervuarlar ve yüksek hızlarla temsil edilen volkanik kayalara sahip alanlar doğal gürültü tomografisi yardımıyla net bir şekilde ortaya çıkartılmıştır. Kang ve Shin., (2006) ise Güney Kore'de 91 adet ivme-ölçer kayıtçı kullanarak bir tomografi çalışması yapmış ve 2-4 sn aralığında Rayleigh dalgası grup hızlarını hesaplayarak elde edilen yüksek çözünürlüklü haritaları çalışma alanı jeolojisiyle ilişkilendirmiştir.

Bu çalışmada da literatürdeki doğal gürültü tomografi araştırmalarına benzer şekilde istasyonlar arası çapraz ilişkiler hesaplanmış, yüzey dalgası dispersiyon eğrilerinden farklı periyotlara ait grup hızları ölçülmüş ve hesaplanan grup hızı

haritalarından lokal dispersiyon eğrileri çıkartılarak çalışma alanına uygun bir başlangıç modeli yardımıyla ters çözüm yöntemi kullanılarak kayma dalgası hızlarına geçilmiştir.

Sismik gürültü tomografisi okyanusların, denizlerin, atmosferik olayların oluşturduğu uzun zaman ölçeğinde sürekli olarak kabul edilen doğal gürültüleri kullanır. Kabuğun üst kısmında ilerleyen bu yüzey dalgaları istasyonlar tarafından kaydedilerek depolanır. Rastgele enerji kaynakları tarafından sınırlandırılmış bir alan içerisinde bulunan 2 istasyon düşünüldüğünde bu kaynaklardan yayılan enerji istasyonlar tarafından kaydedilip çiftler arasında çapraz ilişkiler hesaplandığında istasyonlar arasında seyahat eden enerjiler yapıcı olarak birikmeye başlar. Hesaplanan çapraz ilişkilerin uzun süre biriktirilmesi sonucu istasyonlardan biri kaynak diğeri alıcı görevi görerek ortama ait Green's fonksiyonu kestirilmiş olur.

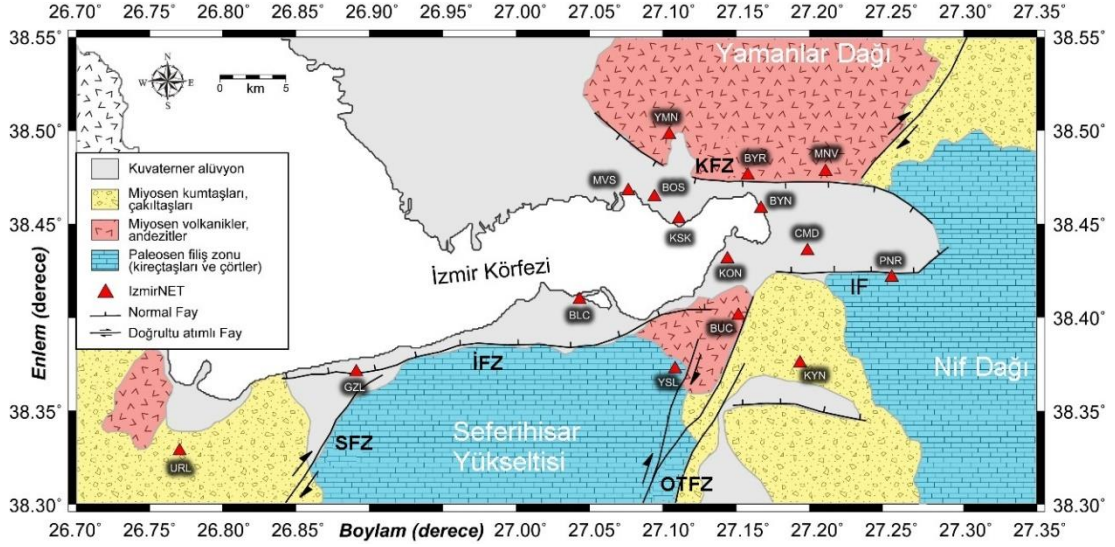
BÖLÜM İKİ

ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİK VE TEKTONİK ÖZELLİKLERİ

2.1 Jeolojik Yapı

Çalışma alanı 26,70° ve 27,35° boylamları ile 38,30° ve 38,55° enlemleri arasında yer almakta olup İzmir İç Körfezi ve yakın çevresini temsil etmektedir. Şekil 2.1’de çalışma alanı sınırları içerisinde göze çarpan jeolojik birimler ağırlıklı olarak kuzeyde neojen volkanitler, güneyde miyosen kumtaşı ve çamurtaşı, doğuda ise kuvaterner alüvyonel çökeller ve paleosen kireçtaşı olarak gözlenmektedir (Kaya, 1981; Bozkurt, 2001; Emre ve diğ., 2005; Uzel ve Sözbilir, 2008).

Uzel ve diğ., (2012) İzmir İç Körfezi ve çevresindeki birimleri Geç Kretase-Paleosen yaşlı temel kayaları, Erken Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı eski havza çökelleri ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı genç havza çökelleri olarak 3 bölüme ayırmıştır. Havza tabanlarını oluşturan temel kayalar KD yönlü bir uyumsuzluk sergilemekte olup Seferihisar, Nif Dağı ve Yamanlar Dağı’nda yüzlek verirler. Eski havza çökelleri alt ve üst volkanosedimanter seri olarak iki seviyeye ayrılır. Alt seri; iç körfezin başlangıcından içeriye doğru ve Orhanlı Tuzla Fay Zonu (OTFZ) boyunca bir uzanım sergiler. Kireçtaşları, çamurtaşları ve kumtaşı şeyllerinden oluşur. Üst seri; Cumaovası havzası ve Bornova’nın KD bölümüne uzanır. Kuzey bölümünde yer alan seri Yamanlar volkanikleri ile bir uyumsuzluk oluşturur. Genç havza çökellerini ise; Seferihisar, İzmir, Orhanlı, Buca, Yaka ve Değirmendere Fayları gibi doğrultu atımlı ve normal faylar boyunca uzanan Görece Formasyonu ve İzmir İç Körfezi’nin kuzey ve güneyinde Karşıyaka ve İzmir Fay Zonu arasında kalan kısım oluşturur.

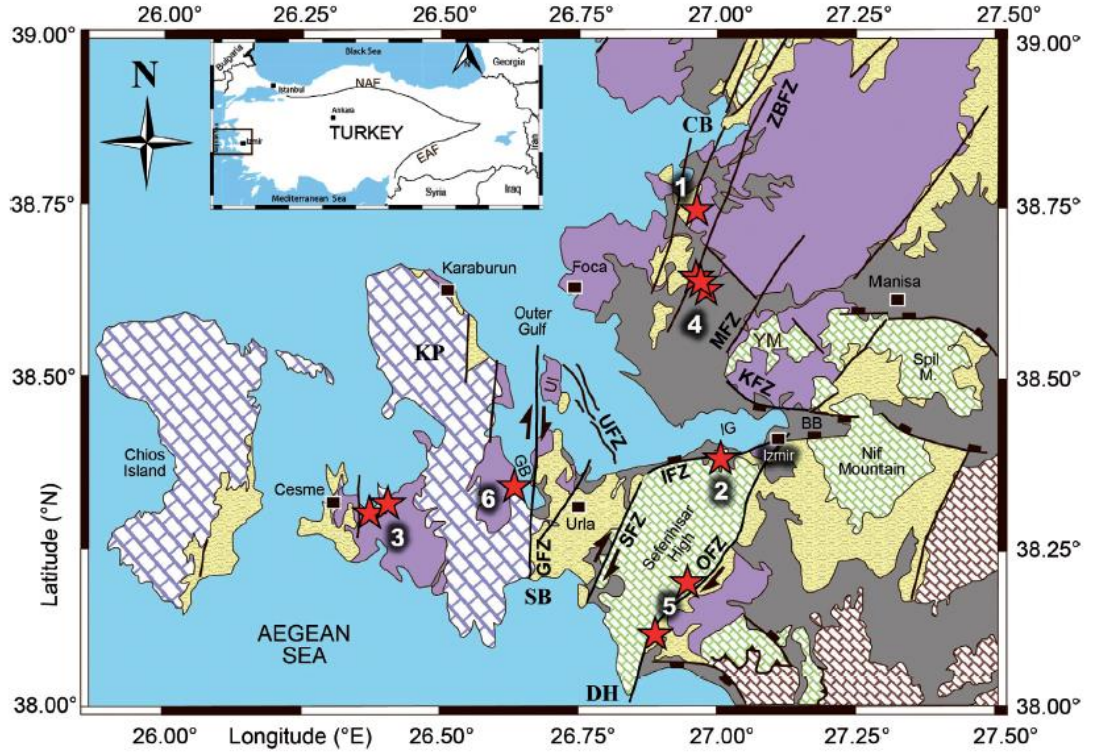


Şekil 2.1 İzmir ve yakın çevresinin jeolojik birimleri [Kısaltmalar; IFZ: İzmir fay zone, KFZ: Karşıyaka fay zone, SFZ: Seferihisar fay zone. (Gök ve diğ., 2014)]

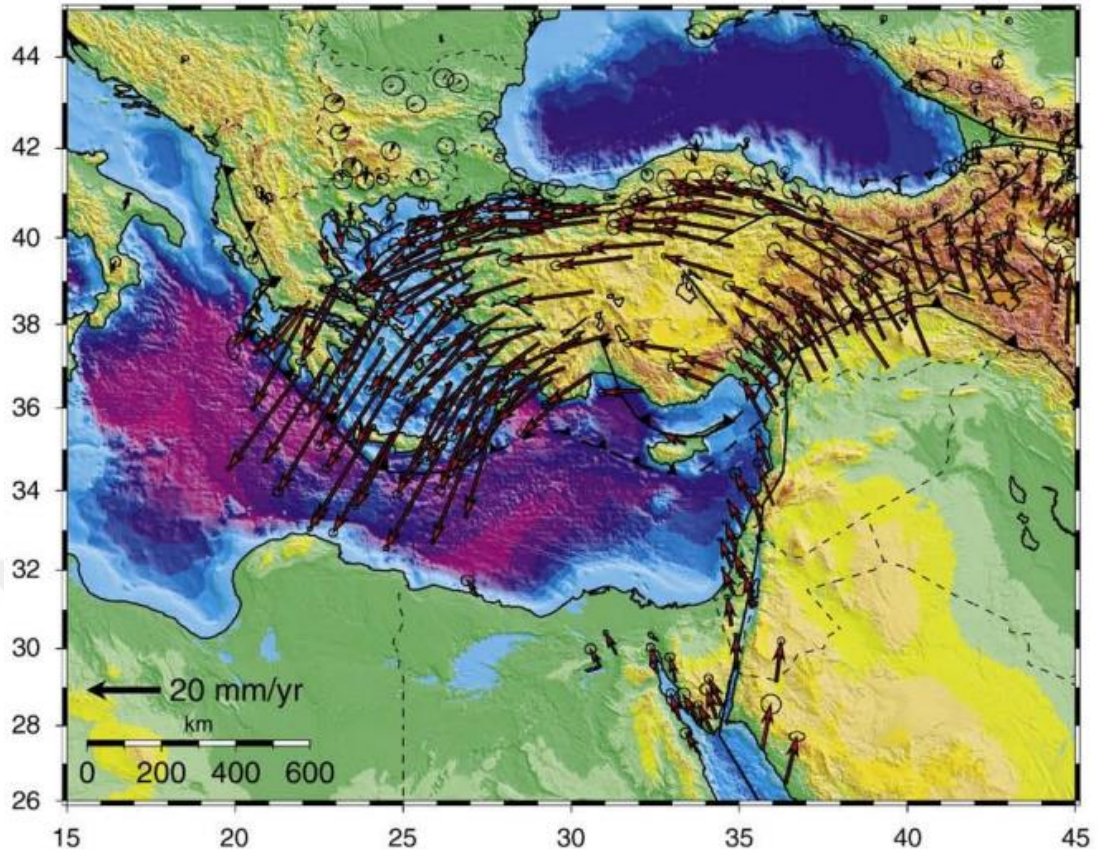
2.2 Tektonik Yapı

Batı Anadolu karmaşık bir tektonik yapıya sahip olup farklı araştırmacıların farklı modeller öne sürdüğü bir bölgedir. Bölgede ağırlıklı olarak K-G yönlü açılmaya bağlı olarak D-B uzanımlı graben sistemleri bulunmaktadır. Bu açılmaya ilişkin McKenzie (1978) kıtasal litosferin saat yönünün tersine bir hareketle yayıldığını ve bu hareketin sürekli olarak devam ettiğini önermiştir. Dewey ve Şengör (1979) ise bloğun batıya doğru olan hareketinin Yunan makaslama bölgesi tarafından durdurulmasının D-B yönlü bir sıkışma oluşturduğunu ve bu durumun K-G yönlü bir açılmaya sebep olduğunu öne sürmüştür. Akçığ (1988), mantodaki yükselmeye bağlı olarak K-G yönlü gerilmelerin D-B doğrultulu horst-graben sistemlerini oluşturduğunu öne sürmüştür. Öte yandan yapılan saha çalışmalarında D-B uzanımlı Miyosen havzaların yaklaşık aynı doğrultuda yüksek ve düşük açılı normal faylar ile sınırlandığı gözlenmiştir (Koçyiğit ve diğ., 1999; Bozkurt, 2000; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Uzel ve diğ., 2012; Jolivet ve diğ., 2013). Metamorfik çekirdek yapısı ile ilişkili, Menderes Masifi, düşük açılı normal faylar (sıyrılma fayları) ve D-B, KD-GB uzanımlı havzalar bölgenin temel tektonik yapısını sembolize eder (Şekil 2.2). Jeodezik veriler incelendiğinde ise (Şekil 2.3) Batı Anadolu'nun güney yönlü yayılım hareketinin Anadolu'nun batıya doğru kaçışından daha hızlı olduğu

gözlennmektedir (Doglioni ve diğ., 2002).

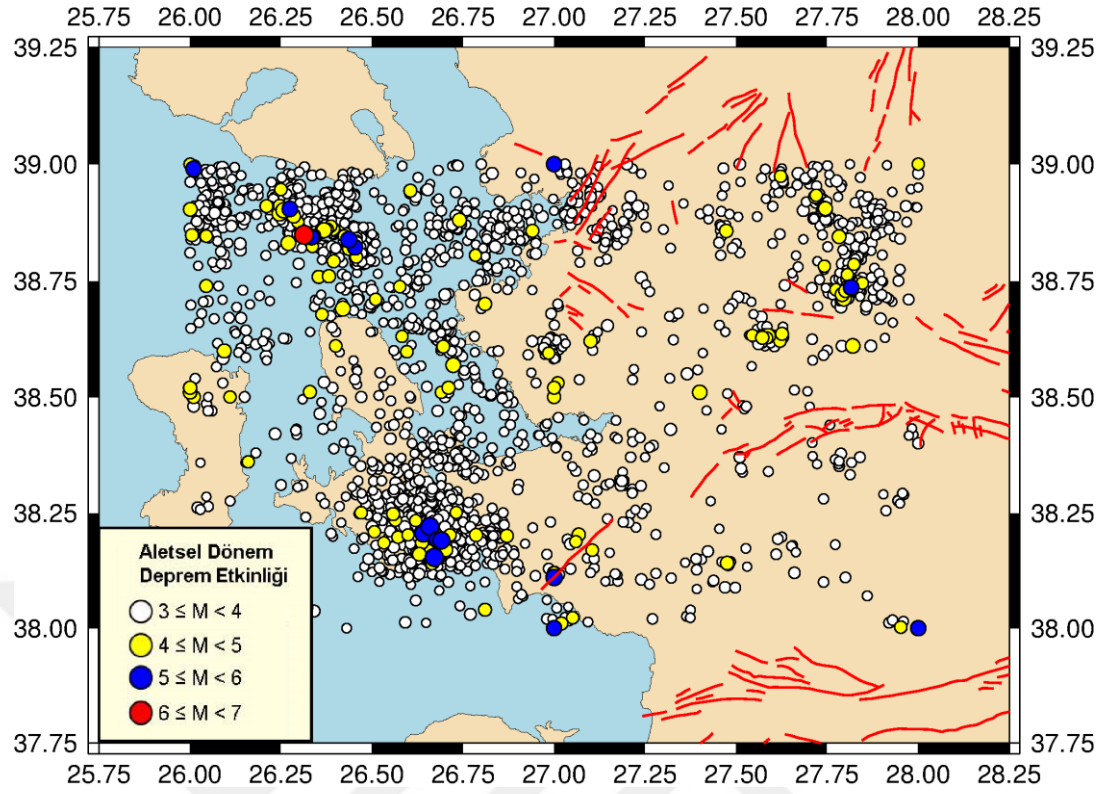


Şekil 2.2 Batı Anadolu'nun tektonik unsurları [Kısaltmalar; IFZ: İzmir fay zone, KFZ: Karşıyaka fay zone, MFZ: Menemen fay zone, OFZ: Orhanlı fay zone, SFZ: Seferihisar fay zone, UFZ: Uzunada fay zone, ZBFZ: Zeytinadağ-Bergama fay zone. Kırmızı yıldızlar önemli jeotermal alanları simgelemektedir (Özer, 2017)]



Şekil 2.3 GPS verilerinden tektonik levha hareketleri (Reilinger ve diğ., 2010)

Bölge tektonik olarak aktif olmakla beraber 1. derece deprem bölgesi içinde yer almaktadır. Bu hususta aletsel dönem deprem etkinliği incelendiğinde, T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD) verilerine göre, çalışma alanı ve yakın çevresi ile sınırlandırılmış bir alanda 2018 yılının başına kadar büyüklüğü 3 ve üzeri toplam 2490 adet deprem kaydedilmiştir (Şekil 2.4). Körfezin iç kesimleri ve yakın çevresinde deprem büyüklükleri görece küçük olmasına rağmen Ege denizinin kuzey ve güney kısımlarına gidildikçe deprem büyüklükleri artmaktadır.



Şekil 2.4 Çalışma alanı ve çevresinin aletsel dönem (1900-2018) deprem etkinliği

[<https://deprem.afad.gov.tr/> verilerine göre]

BÖLÜM ÜÇ

SİSMİK GÜRÜLTÜ VE YÜZEY DALGALARI

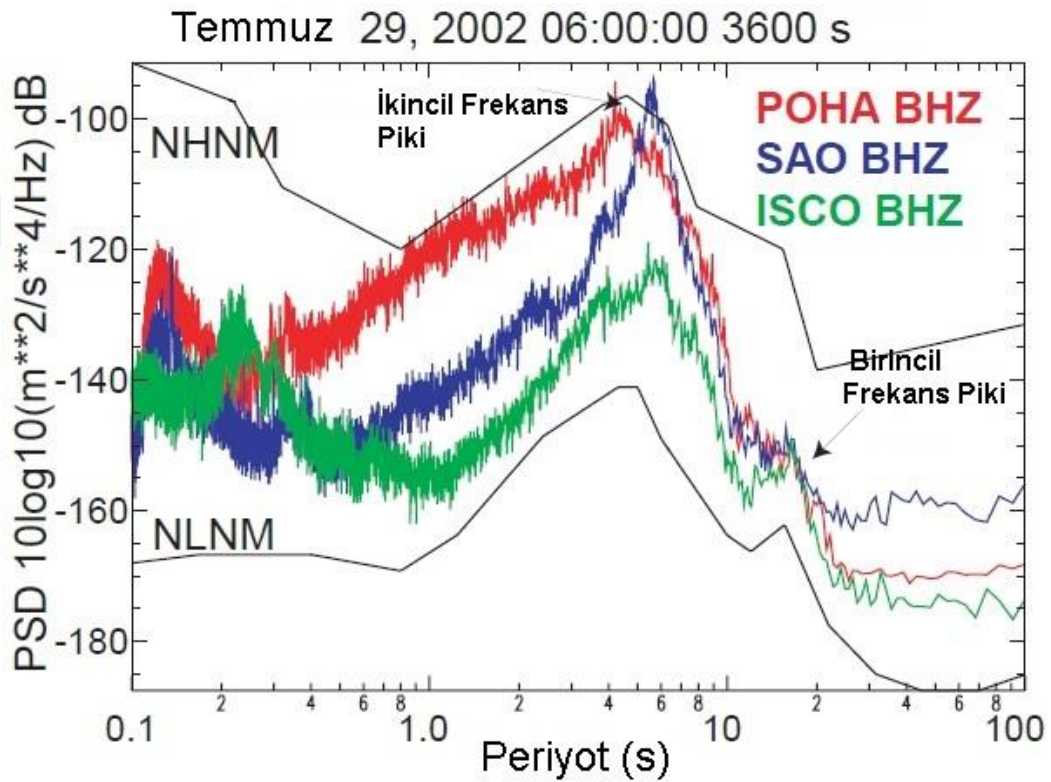
3.1 Sismik Gürültü Tanımı

Gürültü verinin kalitesini bozan ve veriden uzaklaştırılmaya çalışılan bir etki olarak tanımlanmaktadır. Öte yandan geçtiğimiz yıllarda yapılan araştırmalar ve geliştirilen yöntemler sonucunda aslında yerkürenin farklı derinliklerinden bilgi almak için oldukça kullanışlı bir veri olabileceği araştırmacılar tarafından ortaya konmuştur (Wapenaar, 2004; Shapiro ve diğ., 2005; Strehly ve diğ., 2009).

Sismogramlardaki gürültüler alet etkisinden ya da yerküredeki farklı periyot aralıklarında meydana gelen titreşimlerden kaynaklanmaktadır. Genel olarak sismometrenin kendi gürültüsü sismik gürültünün çok altında olmakla beraber gürültünün işe yarar kısmı doğal gürültü olarak tabir edilen yerkürenin kendi gürültüsüdür. McNamara ve Buland (2004) yaptıkları çalışmada gürültüleri aşağıdaki şekilde sınıflamışlardır :

- **Kültürel Gürültü** : En sık rastlanan gürültü formlarından biridir. İnsan kaynaklı olup yüzey ve yüzeye çok yakın gürültüleri temsil eder. Trafik ve ağır makinelerin yarattığı gürültü buna örnektir. Kültürel gürültüler yüksek frekanslarda yayılıp ($>1-10$ Hz) genellikle birkaç kilometre uzaklık ve derinlikte sönümlenirler.
- **Rüzgar, Su ve Jeolojik Gürültü** : Rüzgar etkisine maruz kalan cisimler ve bulundukları zemin ile ilişkisi de bir gürültü kaynağıdır. Genel olarak, topoğrafya düzensizlikleri ve rüzgar etkileşimi, ağaçlar yüksek frekanslı gürültüler oluşturabilir. Buna ek olarak yüksek kuleler, telefon direkleri vb. yapılarda birer gürültü kaynağıdır.
- **Mikrosalınımlar** : Bu gürültülere atmosferdeki değişimler ve okyanusal dalgalar sebep olur. Sismik gürültü spektrumunda dünya genelinde gözlenebilen iki adet dominant pik bulunur. Bunlardan ilki birincil frekans piki olarak adlandırılan ve düşük genlik uzun periyoda sahip ($T=10-16s$)

piktir. Kıyı kesimlerindeki sığ sularda okyanus dalgalarının kıyılarına çarpması ve düşey yönlü basınç dalgaları yaratarak doğrudan sismik enerjiye dönüşmesi ile ortaya çıkar (Hasselmann, 1963). Yüksek genlik ve kısa periyoda sahip ($T=4-8s$) pik ise ikincil frekans piki olarak adlandırılır (Şekil 3.1). Zıt yönlerde aynı periyoda sahip okyanusal dalgaların girişimi sonucu meydana gelirler (Longuet-Higgins, 1950).

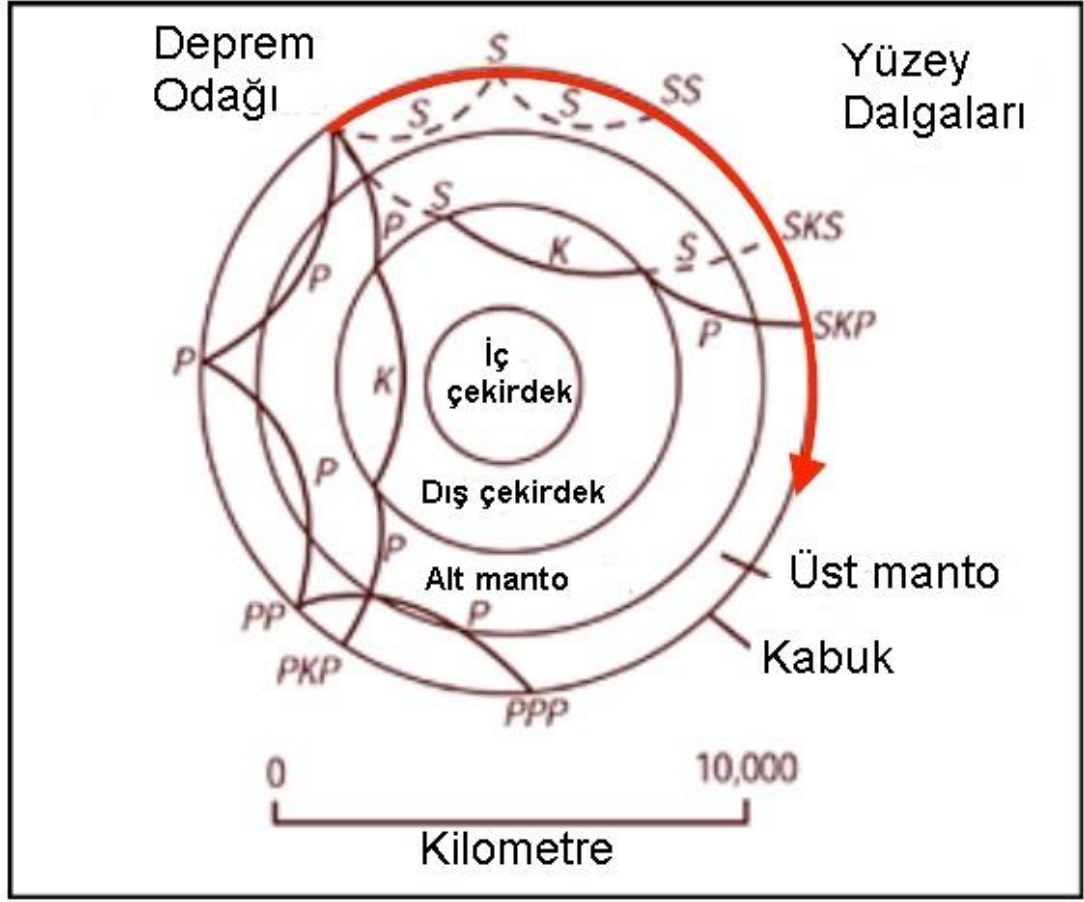


Şekil 3.1 Mikrosalınımlara ait birincil ve ikincil frekans pikleri (McNamara ve Buland, 2004)

3.2 Yüzey Dalgaları

Bir deprem meydana geldiği zaman ortaya çıkan enerji sismik dalgalar halinde yerküre içinde yayılır. Cisim dalgaları yerkürenin iç katmanlarına kadar ilerlerken yüzey dalgaları dış katmanlarda yayılır (Şekil 3.2). Deprem kayıtları incelendiğinde yüzey dalgaları varış zamanları ve yüksek genlikleri ile cisim dalgalarından kolaylıkla ayırt edilebilir. Yine bu dalgalara ait polarizasyon, frekans içeriği, sönüm azimutal genlik değişimi ve faz içeriği gibi özellikler kaynak ve alıcı arasındaki ortamdan etkilendikleri için yüzey dalgaları sismolojik çalışmalarda önemli bir rol

oyunlar (Levshin, 2004).



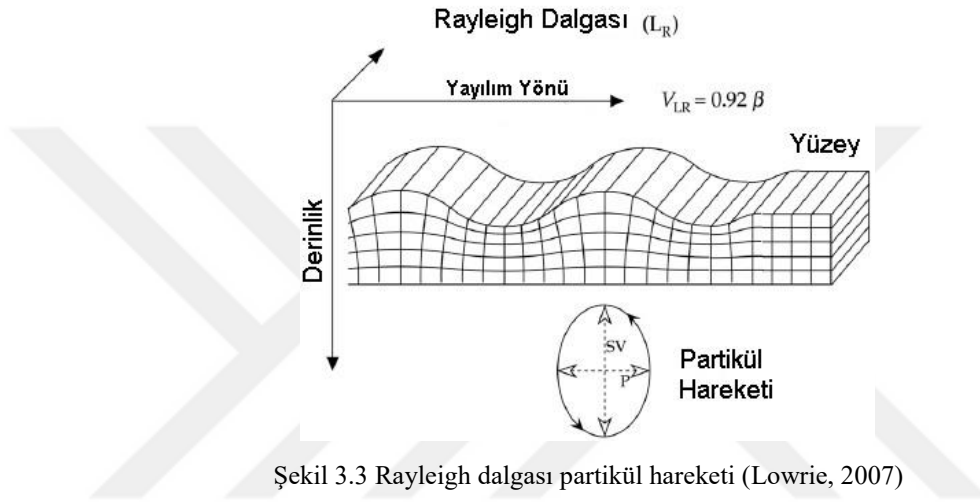
Şekil 3.2 Cisim ve yüzey dalgalarının yerkürede ilerleyişi (Pasyanos, 2013)

Geçtikleri ortam ve sismik kaynak özellikleri hakkında bilgi taşıyan yüzey dalgaları bir çok problemin çözümüne de veri sağlamaktadır. Bu problemlere örnek vermek gerekirse:

- Rejyonel ölçekte kabuk, litosfer ve üst manto yapısının belirlenmesinde
- Sedimanter havzaların araştırılmasında
- Zemine ait elastik ve elastik olmayan özelliklerin araştırılmasında
- Kaynak modelleme çalışmalarında (magnitüd, moment tensör, kaynak parametrelerinin belirlenmesinde) kullanılır.

3.2.1 Rayleigh Dalgası

1885 yılında Lord Rayleigh tarafından keşfedilmiştir. Elastik yarı-sonsuz ortamda serbest yüzey boyunca yayılırlar. Partikül hareketi düşey bir elips şeklinde olup saat yönünün tersinedir (Şekil 3.3). Bu hareket P ve SV dalgalarının kombinasyonu olarak düşünülebilir. Dolayısıyla kayıtçılarda hem düşey hem de yatay bileşende gözlenebilirler. (Su, 2015).

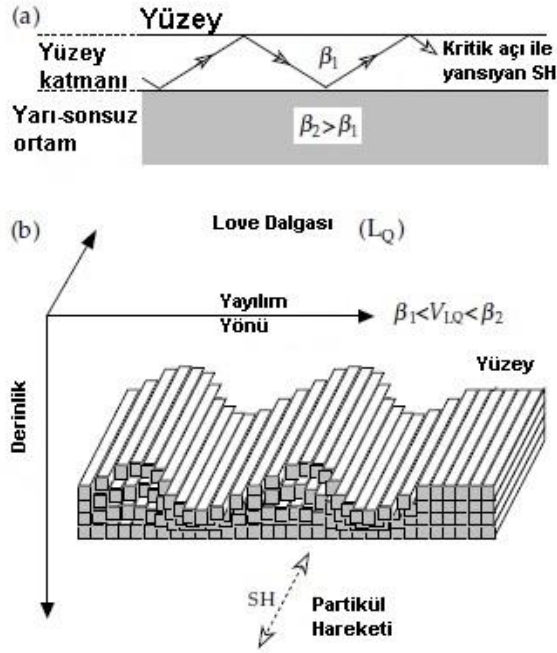


Şekil 3.3 Rayleigh dalgası partikül hareketi (Lowrie, 2007)

Rayleigh dalgaları genellikle en yavaş sismik dalgalardır. Sismogramlarda düşey ve yatay bileşenlerde en son gözlenirler. Poisson oranı 0.25 alınırsa hızları yaklaşık olarak S dalga hızının 0.91 katıdır (Lowrie, 2007).

3.2.2 Love Dalgası

Yüzey dalgalarından bir diğeri ise Love dalgalarıdır. SH dalgalarının yapıcı girişimleri sonucu oluşurlar. Rayleigh dalgasında P ve SV girişimleri için bir serbest yüzey yeterli olurken Love dalgasında tabakalı bir ortama ihtiyaç vardır (Şekil 3.4a). Serbest yüzey ve yarı sonsuz ortam arasındaki tabaka arasında meydana gelen tekrarlı yansımalar sonucunda meydana gelirler (Lay ve Wallece, 1995). Partikül hareketi ise ilerleme doğrultusuna diktir (Şekil 3.4b).



Şekil 3.4 Love dalgası oluşumu a) yansıyan SH dalgaları, b) Love dalgası partikül hareketi (Lowrie, 2007)

3.2.3 Grup Hızı, Faz Hızı ve Dispersiyon

Yüzey dalgaları dispersiyon adıyla bilinen önemli bir özelliğe sahiptir. Kabuk çalışmalarında ortamın derinliğe bağlı hız yapısının ortaya konmasında dispersiyon ölçümlerinden yararlanılır. Rayleigh dalgaları homojen yarı-sonsuz ortam üzerinde dispersif bir özellik göstermezler fakat farklı hızlara sahip katmanlı yapılar ya da düşey yönlü hız değişimlerine bağlı olarak dispersif hale gelirler (Lowrie, 2007). Love dalgaları ise oluşum mekanizmaları gereği dispersif özellik gösterirler. Dispersiyon sayesinde yüzey dalgalarının hızları frekans ya da periyottan etkilenir. Böylece farklı frekanslarda farklı derinliklerden bilgi alınması mümkün olur.

Yüzey dalgası olarak yayılan enerji paketi, içerisinde farklı dalga boylarına ait bileşenler barındırır. Farklı açısal frekans (ω) ve dalga sayısına (k) bağlı iki harmonik dalganın toplamı (Şekil 3.5a) denklem (3.1)'deki gibi yazılabilir.

$$u(x, t) = \cos(\omega_1 t - k_1 x) + \cos(\omega_2 t - k_2 x) \quad (3.1)$$

Açısal frekans ve dalga sayısının ortalama değerden farkı;

$$\begin{aligned}\omega_1 &= \omega + \delta\omega, \omega_2 = \omega - \delta\omega, \omega \gg \delta\omega, \\ k_1 &= k + \delta k, k_2 = k - \delta k, k \gg \delta k\end{aligned}\quad (3.2)$$

denklem (3.2)'deki gibi yazılıp eşitlik tekrar düzenlenirse;

$$u(x, t) = \cos(\omega t + \delta\omega t - kx - \delta kx) + \cos(\omega t - \delta\omega t - kx + \delta kx) \quad (3.3)$$

$$u(x, t) = 2\cos(\omega t - kx)\cos(\delta\omega t - \delta kx) \quad (3.4)$$

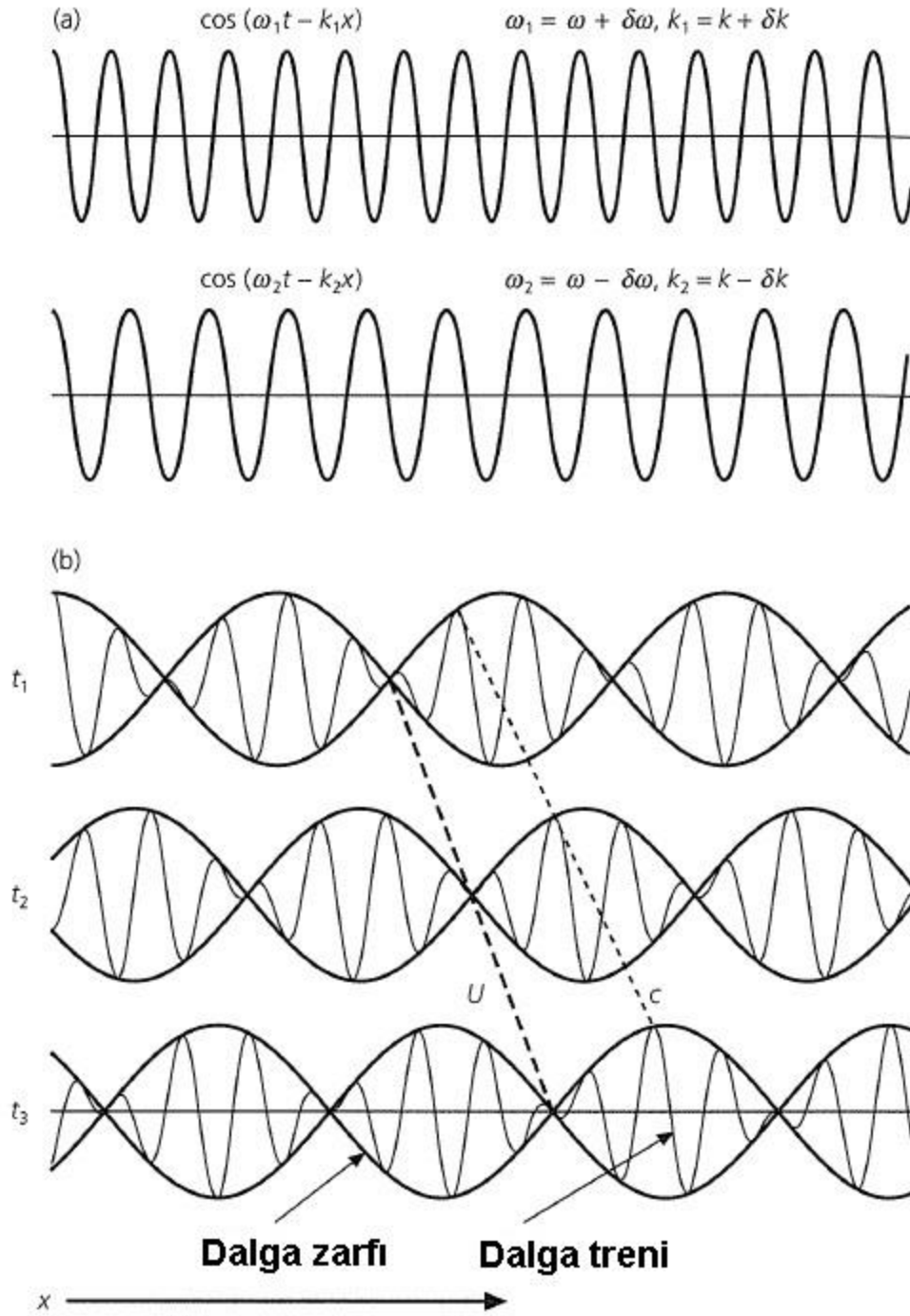
denklem (3.4) elde edilmiş olur. Denklem incelendiğinde ikinci terime ait $\delta\omega$ ve δk değerleri çok küçük olduğundan uzay ve zaman ortamındaki değişimi de yavaş olur. Böylelikle açısal frekansı ω ve dalga sayısı k olan bir dalga treni ve onun üzerine binen bir dalga zarfı meydana gelir (Şekil 3.5b). Oluşan bu zarf grup hızları ile temsil edilirken zarfın içinde taşınan dalgalar faz hızları ile temsil edilir (Stein ve Wyssession, 2003). Bu durumda grup hızı ile faz hızı arasında bir fark meydana gelmiş olur.

$$U = \delta\omega / \delta k \quad (3.5)$$

$$c = \omega / k \quad (3.6)$$

$$U = d\omega / dk = d(ck) / dk = c + k dc / dk \quad (3.7)$$

Eğer $dc / dk = 0$ olursa faz ve grup hızı birbirine eşit olur. Genellikle yerkürede derinliğe doğru bir hız artışı söz konusudur. Uzun periyotlu dalgaların derinden gelen etkileri taşıdığı düşünülürse $dc / dk < 0$ olur. Bu durumda da grup hızları faz hızlarından daha yavaş hale gelir (Lay ve Wallece, 1995).



Şekil 3.5 Grup ve faz hızları a) Farklı açısal frekans ve dalga sayısına sahip harmonik sinyaller, b) iki sinyalin toplamı (Stein ve Wyssession, 2003)

BÖLÜM DÖRT

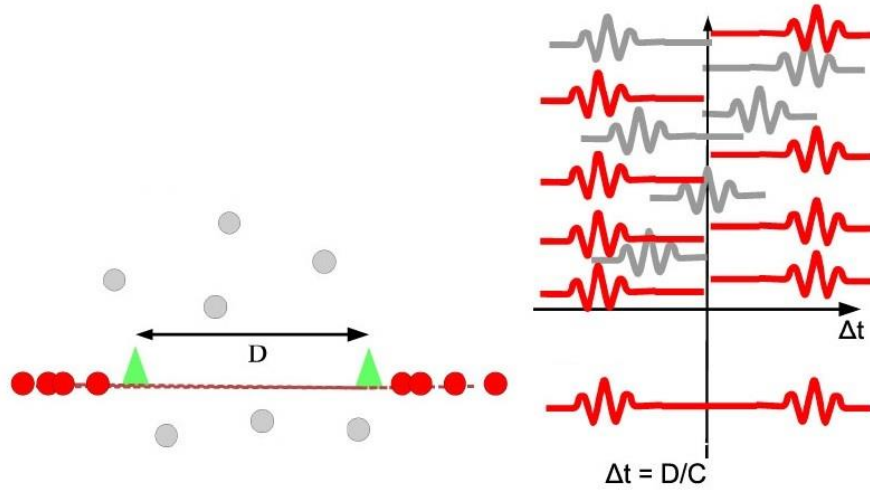
DOĞAL GÜRÜLTÜ TOMOGRAFİSİ YARDIMIYLA KABUK HIZ YAPISININ ELDE EDİLMESİ

4.1 Doğal Gürültü Tomografisi

Tomografi çalışmaları sismolojide önemli bir yer tutmaktadır. Yerkürenin iç yapısının ortaya çıkarılması, geçmişte meydana gelmiş ve gelecekte meydana gelebilecek tehlikeleri daha iyi anlayabilmek, ekonomik değer taşıyan alanları ortaya çıkarabilmek açısından oldukça önemlidir (Özer, 2017; Özer ve Polat, 2017).

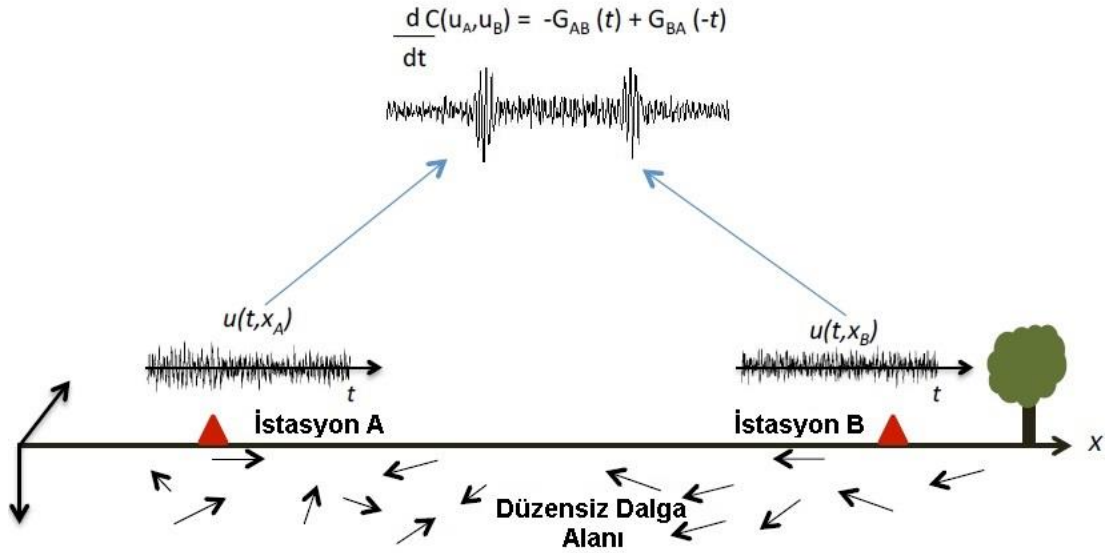
Doğal gürültü tomografisi ise aktif kaynak gerektirmemesi, depremlerin büyüklüğü ve dağılımına bağlı olmaması, günden güne gelişen sismik ağlar ve veri kalitesinin artması sonucu araştırmacılar arasında oldukça tercih edilen bir yöntem haline gelmiştir. Yöntem ile gerek kıtasal ölçekte gerekse lokal ölçekte dünyanın farklı yerlerinde yapılan uygulamalarda başarılı sonuçlar elde edilmiştir (Lin ve diğ., 2007; Yang ve diğ., 2007; Shirzad ve diğ., 2013; Matos ve diğ., 2015; Jeddi ve diğ., 2017).

Doğal gürültüler mümkün olan her yöne yayılan rastgele genlik ve fazlara sahip dalgaların yarattığı dalga alanlarının birleşimidir. Bu nedenle istasyon çiftleri arasında oluşturulan çapraz ilişkiler sonucu farklı yönlerden bilgi toplanabilir. Yüzey dalgası olarak yayılan bu gürültülerin başlıca kaynakları sürekli olarak devam eden okyanusların yarattığı titreşimler ve atmosferik etkilerdir (Azevedo, 2012). Bu gürültüler uzun zaman ölçeğinde biriktirilip çapraz ilişkiye sokulduğunda incelenen iki istasyondan biri kaynak diğeri alıcı görevini görür. İncelenen çift arasındaki yapıcı gürültü kaynaklarının birbirine eklenmesi sonucu yüzey dalgası ortaya çıkar (Şekil 4.1).



Şekil 4.1 İstasyon çifti arasında yüzey dalgasının ortaya çıkışı (Shapiro, 2008)

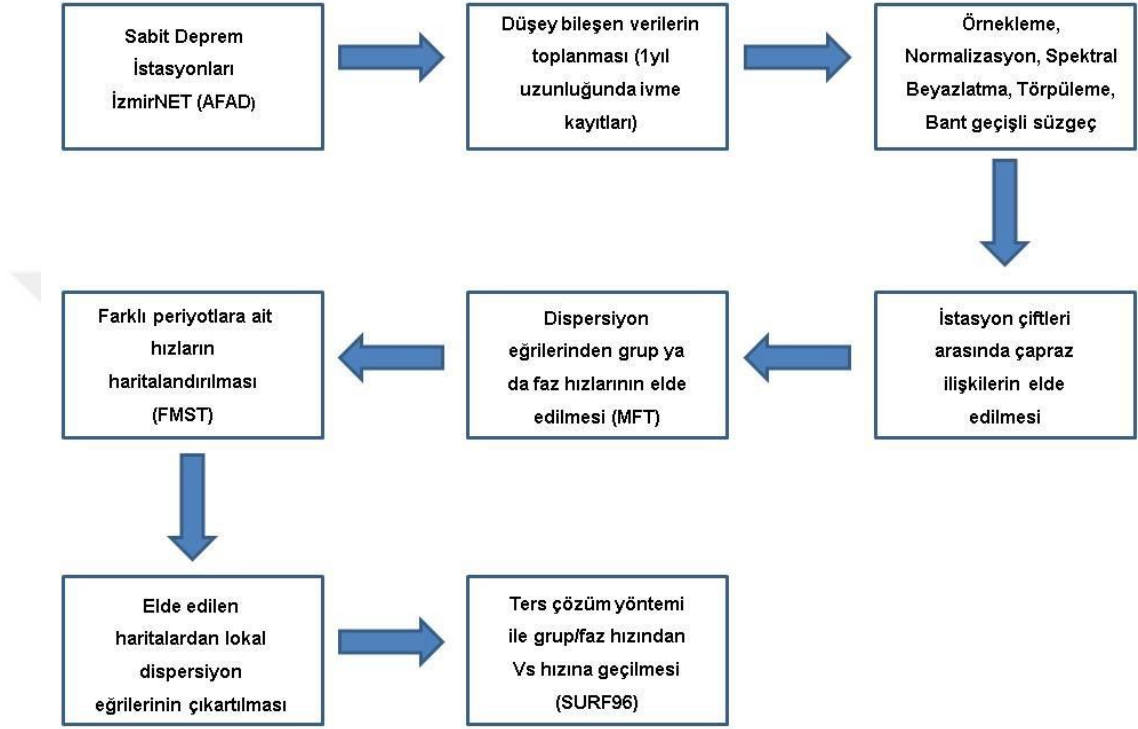
Elde edilen çapraz ilişki fonksiyonunun zaman ortamındaki türevi Green fonksiyonu olarak adlandırılır ve istasyon çifti arasındaki ortamın tepkisini temsil eder (Şekil 4.2).



Şekil 4.2 A ve B istasyon çifti arasındaki Green fonksiyonu (Acarel, 2014)

Yöntem ilk zamanlarda yüzey dalgalarına ait grup ya da faz hızlarını kullanarak tomografik sonuçlar elde etmek için kullanılsada günümüzde yüzey dalgalarından ters çözümle kayma dalgası hızlarının elde edilmesi neredeyse bir standart haline

gelmiştir. Özellikle sığ çalışmalarda yüksek frekanslı deprem dalgaları uzaklığa bağlı olarak sönümlenirken doğal gürültü çalışmaları sayesinde sığ kabuk yapısına ait yüksek çözünürlüklü sonuçlar elde edilebilmektedir. Genel olarak bir doğal gürültü tomografi çalışmasında Şekil 4.3'teki adımlar izlenir.

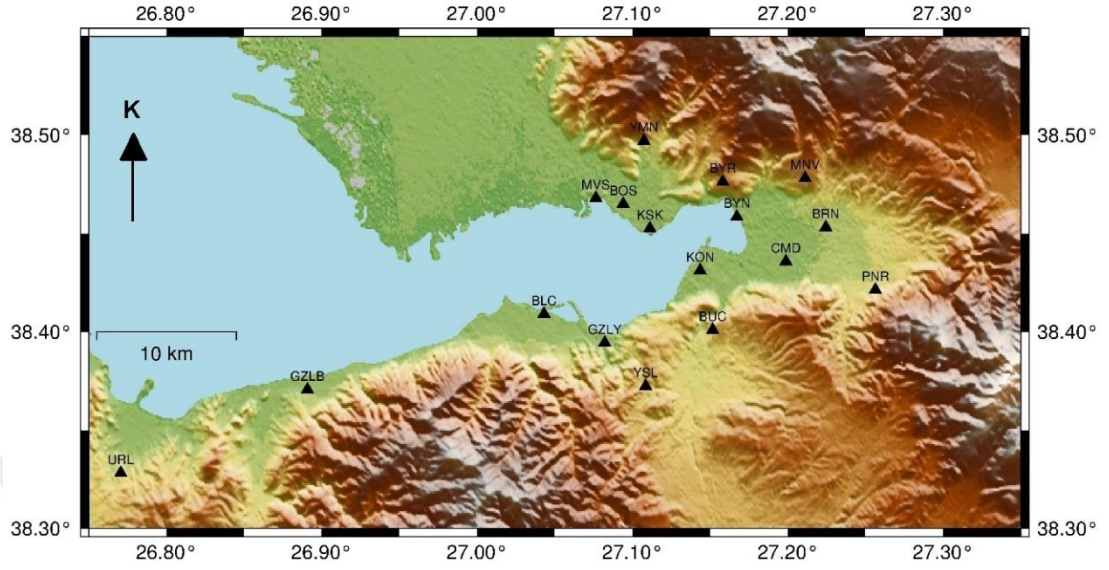


Şekil 4.3 Doğal gürültü tomografisi işlem adımları

4.2 Veri

Bu çalışma kapsamında doğal gürültü verisini elde etmek için İzmirNet kuvvetli yer hareketi istasyonlarından yararlanılmıştır. Ağ Dokuz Eylül Üniversitesi Deprem Araştırma ve Uygulama Birimi (DEU-DAUM) ile T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD) arasındaki işbirliği sonucu 2008 yılının temmuz ayında hizmete girmiştir. İzmirNet Guralp/CMG5TD ivme ölçerlerden oluşmakta ve sürekli modda kayıt yapmaktadır. Ağ körfez çevresinde yaklaşık 50 x 20 km'lik bir alanı kapsamakta olup İzmir ve çevresindeki Kuvaterner ve Neojen sedimanter alanların karakteristiğinin ortaya çıkarılmasında büyük önem taşımaktadır (Polat ve diğ., 2009). Çalışmada kullanılan istasyonların topografya üzerindeki

görüntüsü Şekil 4.4’te verilmiştir.



Şekil 4.4 Çalışmada kullanılan istasyonların topoğrafik konumları

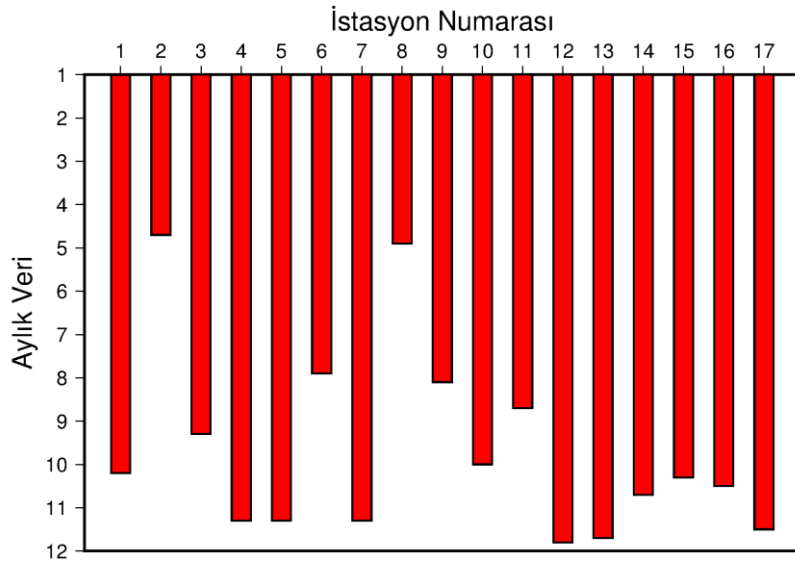
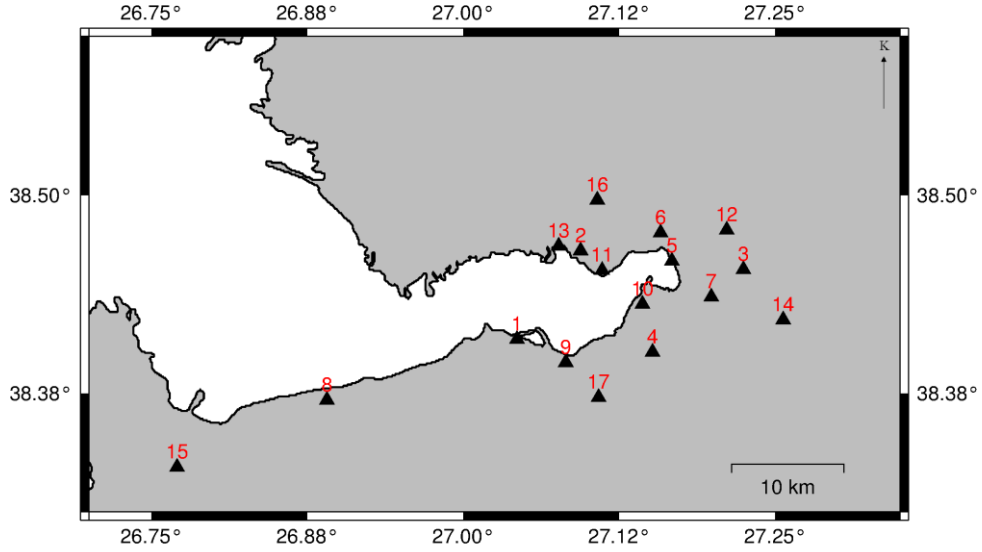
Kullanılan 17 istasyona ait konum bilgileri Tablo 4.1’de verilmiştir.

Tablo 4.1 İstasyonlara ait numara ve lokasyon bilgileri

No	Kod	Enlem (°)	Boylam (°)	Yükseklik (m)
1	BLC	38,4090	27,0430	3
2	BOS	38,4649	27,0940	4
3	BRN	38,4530	27,2244	35
4	BUC	38,4009	27,1516	79
5	BYN	38,4584	27,1671	2
6	BYR	38,4762	27,1581	197
7	CMD	38,4357	27,1987	68
8	GZL	38,37.06	27,8907	17
9	GZLY	38,3944	27,0821	26
10	KON	38,4312	27,1435	7
11	KSK	38,4525	27,1112	10
12	MNV	38,4780	27,2111	184
13	MVS	38,4679	27,0764	1
14	PNR	38,4213	27,2563	76
15	URL	38,3282	26,7706	76
16	YMN	38,4969	27,1073	64
17	YSL	38,3723	27,1084	106

4.3 Veri İşlem

Çalışmada Rayleigh dalgası grup hızlarını elde etmek için 1 yıl uzunluğunda düşey bileşen ivme ölçer kayıtları kullanılmıştır. Genel olarak Bensen ve diğ., (2007)'deki adımlar takip edilmiştir. Veri seti için klasör yapısı oluşturulduktan sonra eksik ya da hatalı dosyalar veri setinden ayıklanmıştır (Şekil 4.5). Aynı kayıtlara ait 1 saat uzunluğunda veriler kullanıldığından kayıtlara aletsel düzeltme uygulanmamıştır. Ortalama ve trend etkisi giderildikten sonra saniyede 100 örnek olarak kaydedilen veri 10 örneğe düşürülmüştür. Daha sonra veriden deprem etkilerini gidermek için zaman ortamı normalizasyon işlemi uygulanmıştır. Bu işlemdeki temel amaç düzensiz olarak meydana gelen depremlerin ve kültürel gürültülerin verideki bozucu etkisini en aza indirmektir. Doğal gürültü frekans ortamında düz olmadığı için (birincil ve ikincil frekans pikleri) spektral beyazlatma işlemi uygulanmıştır. Daha sonra bant geçişli süzgeç ile veriler süzülerek çapraz ilişkiler kurulmuştur.

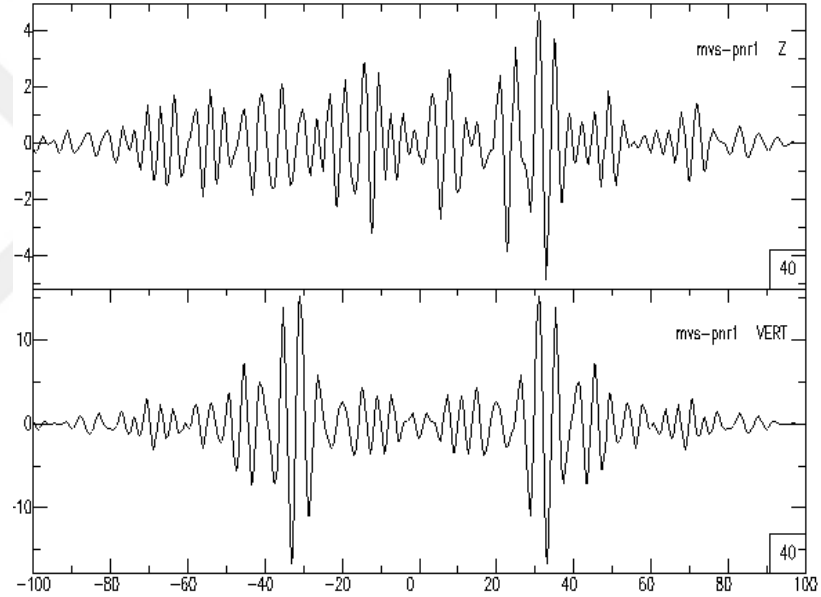


Şekil 4.5 İstasyonlardan elde edilen veri boyu (İstasyon numaraları Tablo 4.1’de verilmiştir)

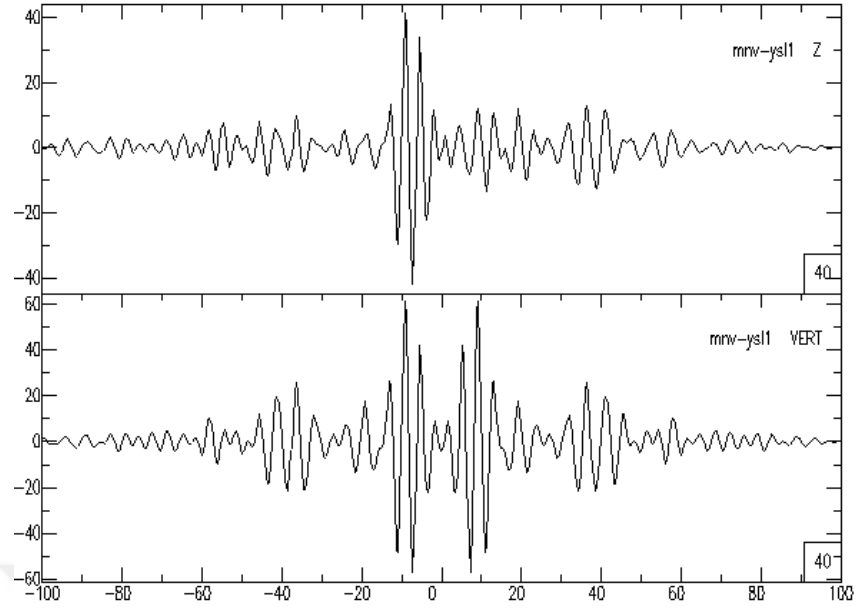
Green fonksiyonunun ortamı doğru bir şekilde temsil edebilmesi için homojen ve rastgele dağılmış gürültü kaynaklarına ihtiyaç vardır. Öte yandan yerkürede bu gürültü kaynaklarının dağılımı her yerde homojen ve rastgele değildir. Fakat gürültü kaynaklarının dağılımı uzun zaman ölçekleri kullanıldığında homojen hale getirilebilir (Campillo, 2006). Bu nedenle elde edilen tüm çapraz ilişkiler veri boylarıyla orantılı olarak yığılmıştır.

Çapraz ilişkilerin hesaplanması sonucu, n istasyon sayısı olmak üzere $n(n-1)/2$ tane çift elde edilir. Bu çalışmada kullanılan 17 istasyon için 136 adet istasyon çifti (ışın yolu) elde edilmiştir. Bu çiftlere ait aylık çapraz ilişki sonuçları tek tek

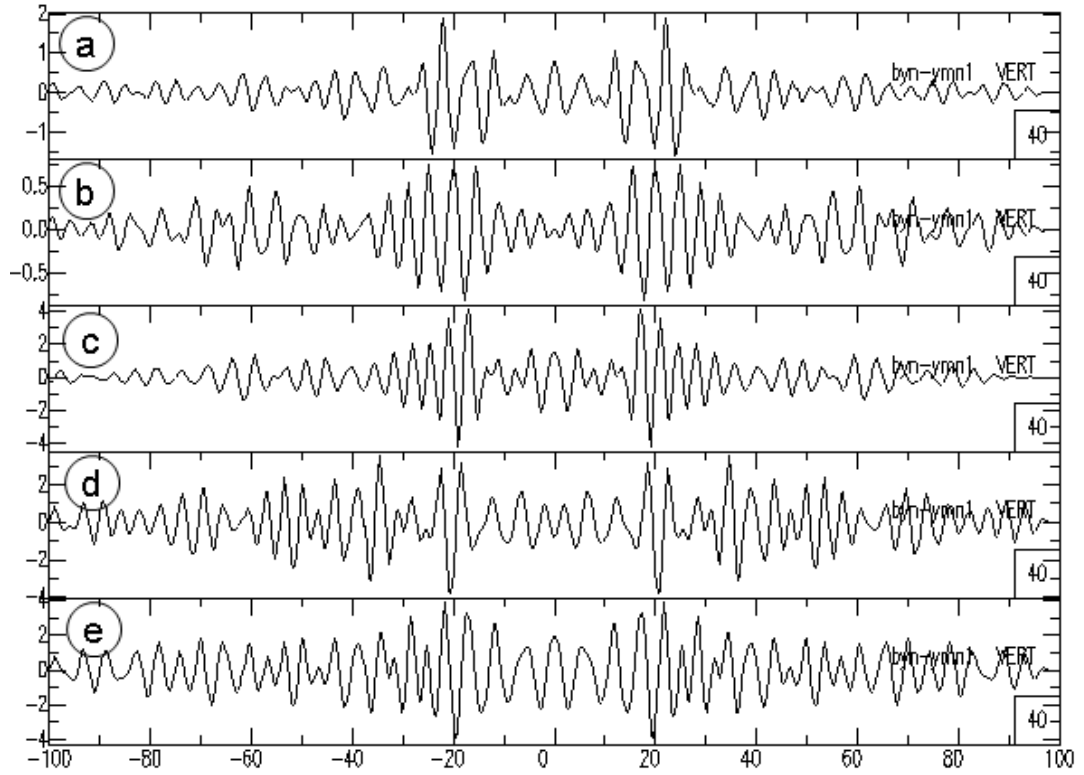
incelenmiş ve yüzey dalgasının ortaya çıkmadığı ya da sinyal kalitesinin çok kötü olduğu çiftler veri setinden uzaklaştırılmıştır. Özellikle sinyal genlikleri incelendiğinde pozitif ve negatif taraflarda yüzey dalgalarının ortaya çıktığı fakat genliklerin azimutal dağılıma göre değişiklik gösterdiği gözlenmiştir. Daha sonra sinyal/gürültü oranını iyileştirmek için veriler katlanarak simetrik bileşenler elde edilmiştir. Şekil 4.6 ve 4.7’de iki farklı istasyon çiftine ait katlanmış ve katlanmamış veri örnekleri sunulmuştur. Elde edilen sonuçlar incelenirken gürültü alanının mevsimsel değişimine de dikkat edilmiştir. Şekil 4.8’de BYN-YMN istasyon çiftine ait 4 farklı mevsimde elde edilen ve toplam yığılmış veriye ait çapraz ilişki sonuçları verilmiştir.



Şekil 4.6 MVS ve PNR çiftine ait katlanmamış (üst) ve katlanmış (alt) veri örneği



Şekil 4.7 MNV ve YSL çiftine ait katlanmamış (üst) ve katlanmış (alt) veri örneği



Şekil 4.8 BYN ve YMN istasyon çifti için mevsimsel çapraz ilişki ve yığılmış sinyal görüntüsü. a) kış, b) ilkbahar, c) yaz, d) sonbahar, e) yığılmış sinyal

4.4 Dispersiyon Ölçümleri

Tüm çiftlere ait geçerli sonuçlar elde edildikten sonra dispersiyon eğrileri ölçülmüştür. Bunun için Computer Programs in Seismology (Herrmann, 2013) paketinde yer alan `do_mft` programı kullanılarak çoklu süzgeç tekniği (MFT) uygulanmıştır.

Yöntem temel olarak orijinal dispersif sinyali farklı merkez frekanslardaki dar bantlı gauss filtrelerinden geçirerek filtrelenmiş sinyale ait maksimum spektral genlikler yardımıyla grup hızlarını belirlemeye yarar (Herrmann ve Ammon 2002). Farklı frekanslara sahip yüzey dalgaları farklı varış zamanlarına sahip olsada yüzey dalgası spektrumunu birden fazla moda sahip olduğundan aynı frekanslarda aynı varış zamanlarına sahip sinyaller olabilir. Bu noktada sinyale uygulanan dar bant geçişli filtreler yardımıyla spektral genlikler çıkartılarak ilgili moda ait grup hızları belirlenir. $M+1$ moda sahip bir yüzey dalgasının r uzaklıkta ve t zamanında yaratacağı yer değiştirme ;

$$\begin{aligned} f(t, r) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega, r) \exp(i\omega t) d\omega \\ &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \sum_{j=0}^M A_j(\omega, r) \exp[i(\omega t - k_j r) + \varphi] d\omega \end{aligned} \quad (4.1)$$

ile ifade edilip denklem düzenlenirse bu durumda;

$$F(\omega, r) = \sum_{j=0}^M A_j(\omega, r) \exp(-ik_j r + \varphi) \quad (4.2)$$

elde edilmiş olur. Burada ω açısal frekans, A_j j. mod spektral genlik, k_j j. mod dalga sayısı ve φ ise kaynak fazını temsil eder. Merkez frekansı ω_0 ve kesme frekansı $\omega_0 \pm \omega_c$ olan bant geçişli süzgeç fonksiyonu denklem 4.3'teki gibi tanımlanırsa

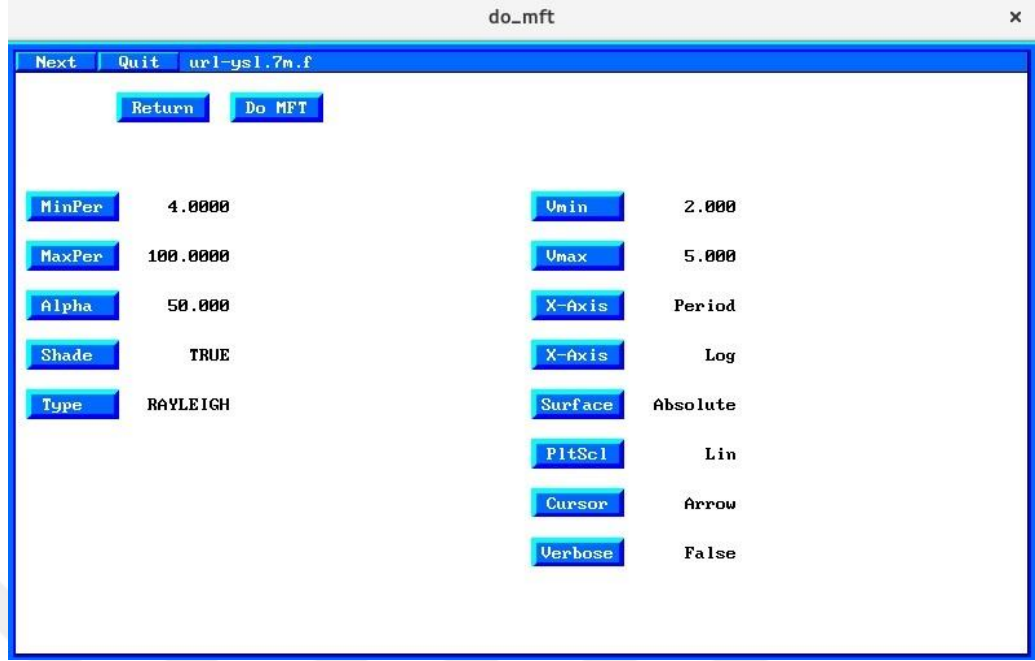
$$H(\omega) = \begin{cases} \exp\left(\frac{-\alpha\omega^2}{\omega_0^2}\right) & |\omega| \leq \omega_c \\ 0 & |\omega| > \omega_c \end{cases} \quad (4.3)$$

α filtre parametresini temsil etmekte olup çözünürlüğe etki eder. Böylece birden fazla moda sahip filtre uygulanmış sinyal;

$$g(t, r) = \frac{\omega_0}{2\pi} \sqrt{\frac{\pi}{\alpha}} \sum_{j=0}^M A_j(\omega_0, r) \exp[i(\omega_0 t - k_{0,j} r) + \varphi] \exp\left[-\frac{\omega_0^2}{4\alpha} \left(t - \frac{r}{U_{0,j}}\right)^2\right] \quad (4.4)$$

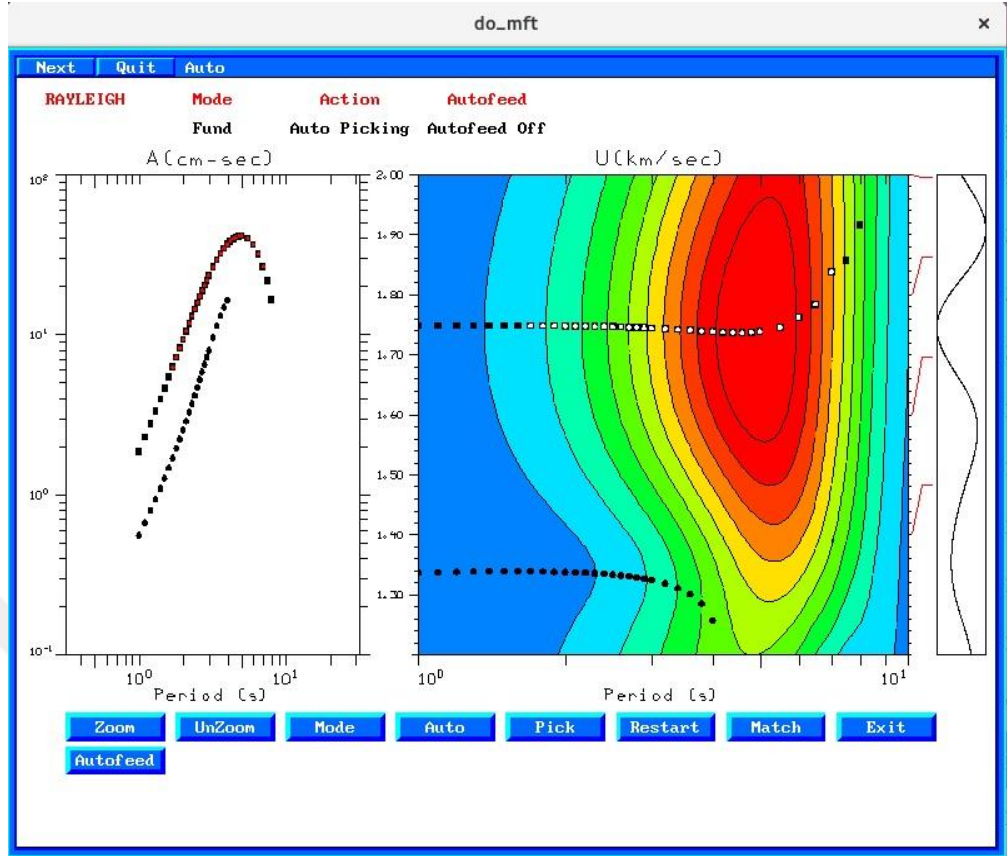
denklem 4.4'teki gibi ifade edilir. $U_{0,j}$ j. mod ve ω_0 frekansındaki grup hızını temsil eder.

Program sac formatındaki sinyalleri okuyup kullanıcıya bir grafik arayüz sunar. Bu sayede ilgili parametreler seçildikten sonra filtreleme işlemi gerçekleştirilir (Şekil 4.9 ve 4.10). Denklem 4.3'te yer alan α filtre parametresinin önemi bu adımda ortaya çıkar. Bu parametrenin seçimi mesafe ile ilişkili olup uzaklık azaldıkça α değeri küçülür. Bu çalışmada kullanılan istasyonların arasındaki mesafeler kısa olduğu için farklı α değerleri test edilmiş ve değer 3 olarak seçilmiştir (Şekil 4.11).



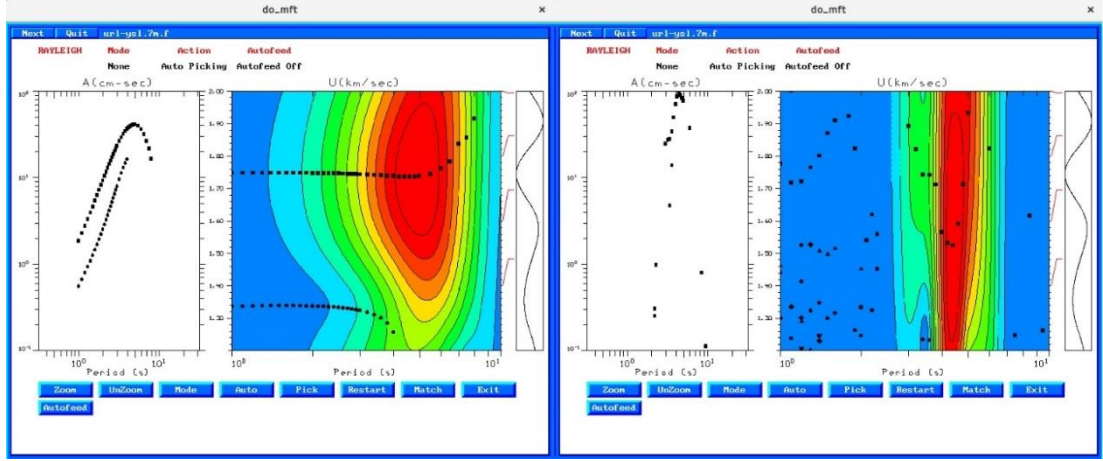
Şekil 4.9 do_mft parametre seçim ekranı

Parametre seçim ekranında kullanıcı ilgilendiği periyot aralığını, beklenen minimum ve maksimum hız aralığını, alfa parametresini, dalga türünü ve eksen ayarlamalarını ilgili butonlara tıklayarak gerçekleştirebilir. Daha sonra “Do MFT” butonuna tıklayarak dispersiyon eğrisi seçim ekranına geçebilir.



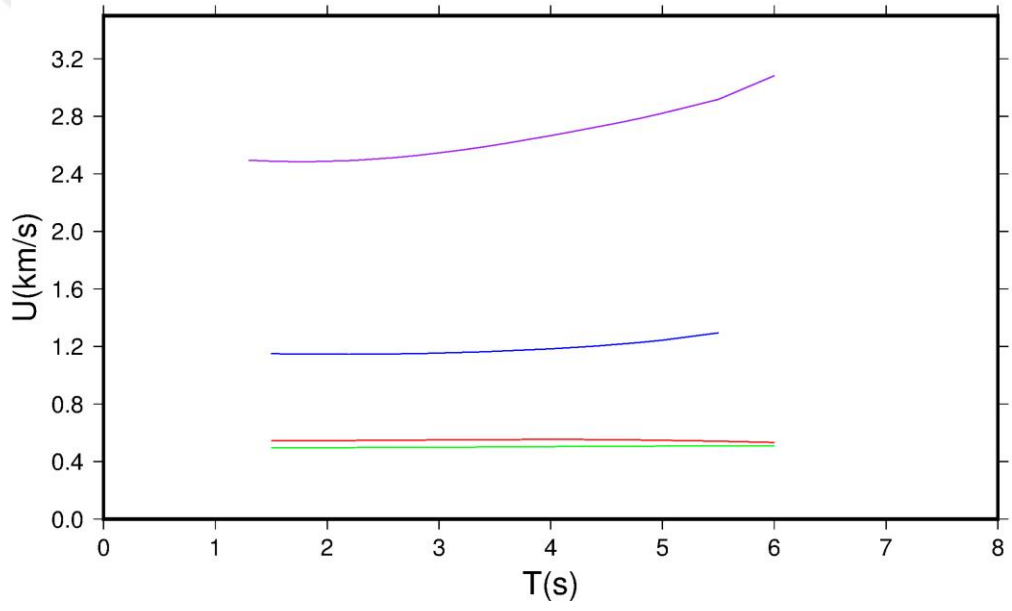
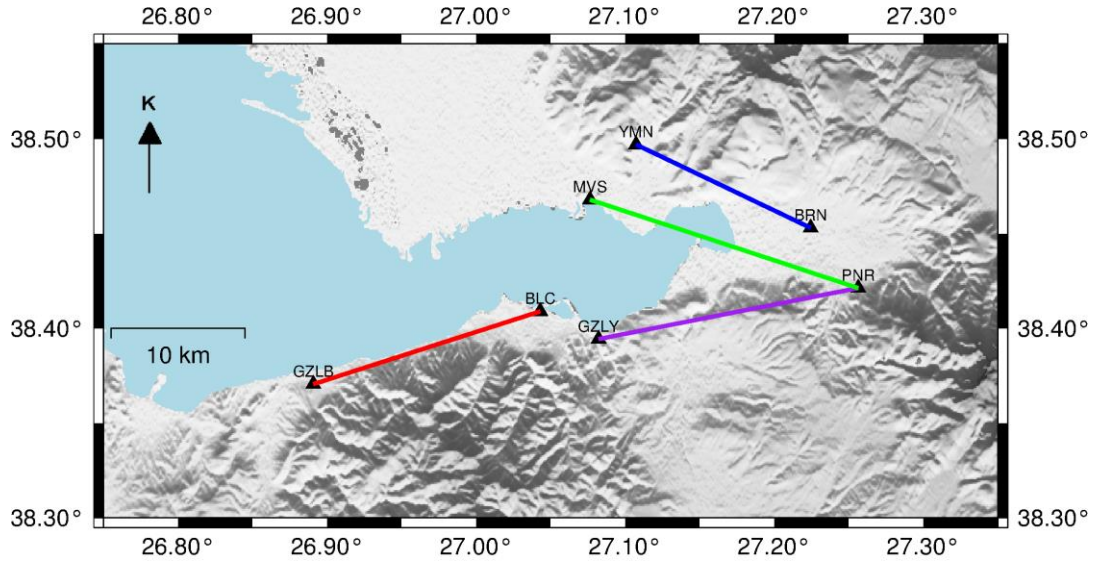
Şekil 4.10 Spektral genlikler (sol) ve seçilen dispersiyon eğrisi (sağ)

Program üstteki şekilde görüldüğü üzere sol tarafta seçilen eğriye ait spektral genlik değerlerini verirken sol tarafta ise bir renk skalası ile enerjinin maksimum ve minimum olduğu noktaları gösterir (Kırmızı: maksimum, mavi: minimum). Beyaz noktalar ise kullanıcı tarafından dispersiyon eğrisinde seçilen noktaları temsil eder.



Şekil 4.11 Alfa parametresinin çözünürlüğe etkisi (Sağ taraf için alfa değeri 50, sol taraf için alfa değeri 3)

Dispersiyon ölçümlerinde temel mod yüzey dalgasının düzgün bir şekilde ortaya çıkması ve hatalı dispersiyon ölçümlerinden kaçınabilmek için Yao ve diğ., (2006) istasyonlar arası mesafenin en az 3 dalga boyu olması gerektiğini önermiştir. Bu durumda ölçülebilecek maksimum periyot doğrudan istasyonlar arası mesafe ile ilişkilidir. Öte yandan lokal ölçekli ve kısa mesafe aralıklarına sahip istasyonların kullanıldığı çalışmalarda bu kriterin 2 ve 1.5 dalga boyuna kadar inebildiği gözlenmiştir (Fallahi ve diğ., 2017, Sammarco ve diğ., 2017, Calo ve diğ., 2013). Bu çalışmada kullanılan dispersiyon ölçümleri için istasyonlar arası mesafenin en az 2 dalga boyu olmasına dikkat edilmiştir. Bu kriteri sağlayan ölçümler çalışmanın bir sonraki aşaması olan grup hızı haritaları için veri tabanını oluşturmuştur. Şekil 4.12’de farklı topoğrafyadaki istasyon çiftleri ve bunlara ait grup hızı ölçümlerine ait bir örnek sunulmuştur.



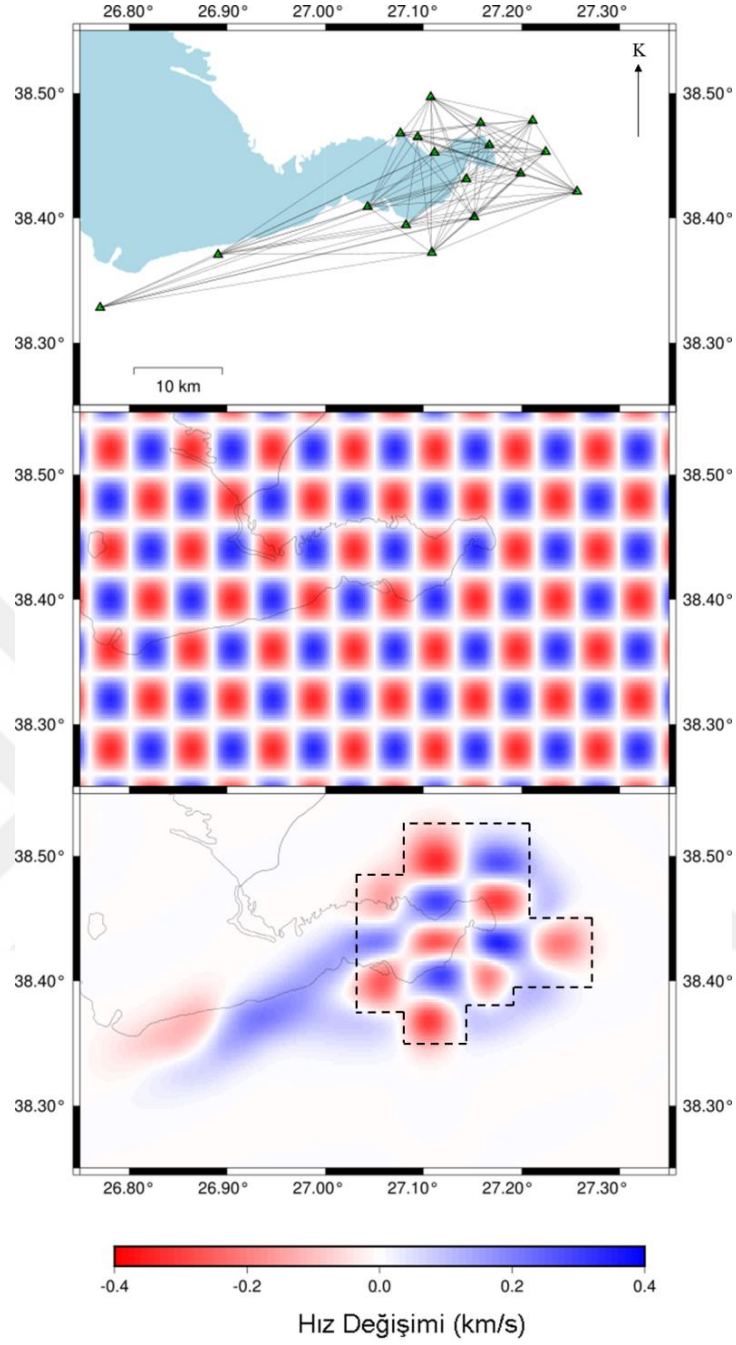
Şekil 4.12 GZLB-BLC, GZLY-PNR, MYS-PNR, YMN-BRN çiftlerine ait dispersiyon ölçümleri

4.5 Grup Hızı Haritaları

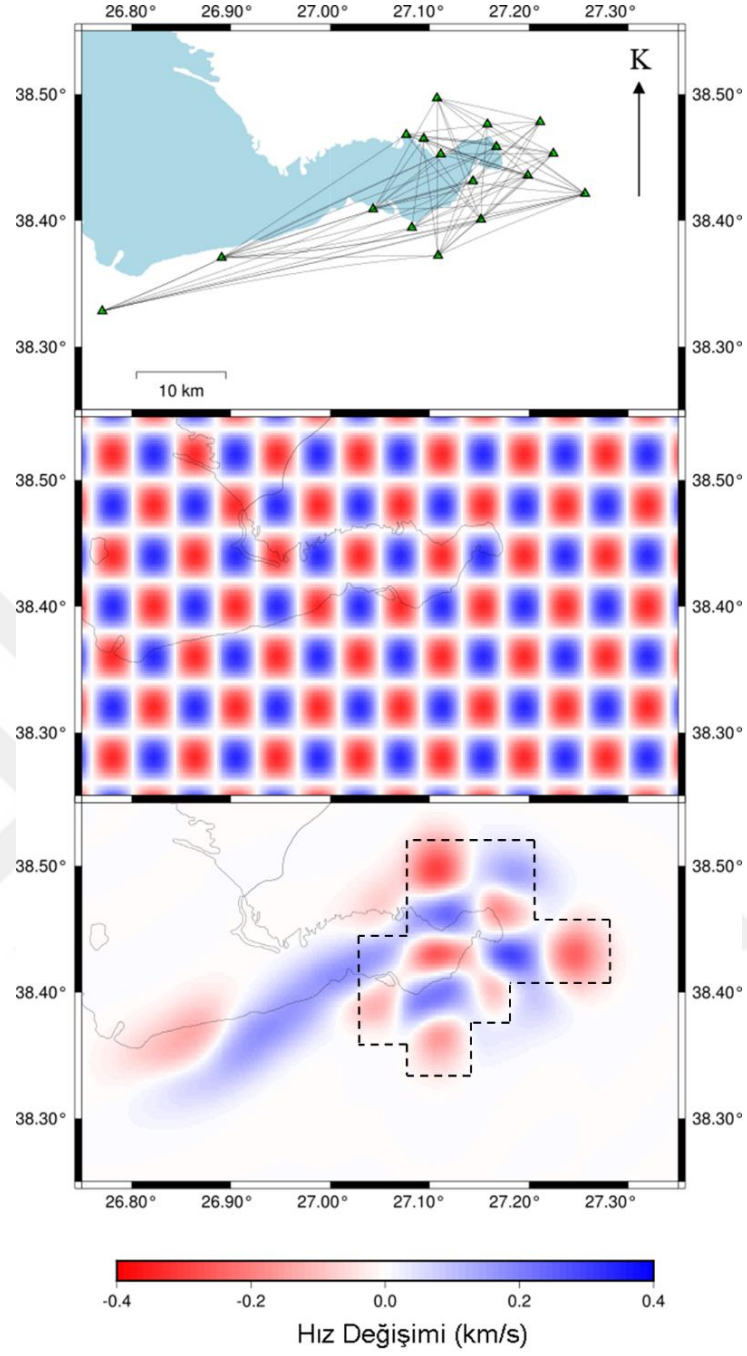
Bir istasyon çifti arasında ölçülen dispersiyon eğrisi o ortama ait farklı frekanslardaki varış zamanı bilgilerini içerir. Eğer yeterli sayıda istasyon çifti (ışın yolu) olursa çalışılan ortama ait yüksek çözünürlüklü tomografik haritalar elde edilebilir. Yüzey dalgalarının örneklediği derinlik frekans ile ilişkili olduğundan farklı frekanslarda farklı derinliklerden bilgi alınması mümkün olur.

Çalışmada tomografi haritalarını elde etmek için Fast Marching Surface Tomography Package (Rawlinson ve Sambridge, 2005) yazılımı kullanılmıştır. FMST, Fortran 90 programlama diliyle yazılmış ve GNU Linux işletim sistemi altında çalışan bir seyahat süresi tomografi yazılımıdır. Program dalga seyahat zamanına ait eikonal denklemi çözmek için grid tabanlı bir sayısal algoritma olan hızlı ilerleme yöntemini kullanır (Sethian, 1996). Kullanıcı başlangıç modeli, grid sayısı ve büyüklükleri, iterasyon, sönüm gibi pek çok parametreyi değiştirme imkanına sahiptir. Elde edilen sonuçlar programın çıkış verilerini düzenlemesi sayesinde GMT (Wessel ve Smith, 1998) ile görselleştirmeye uygundur.

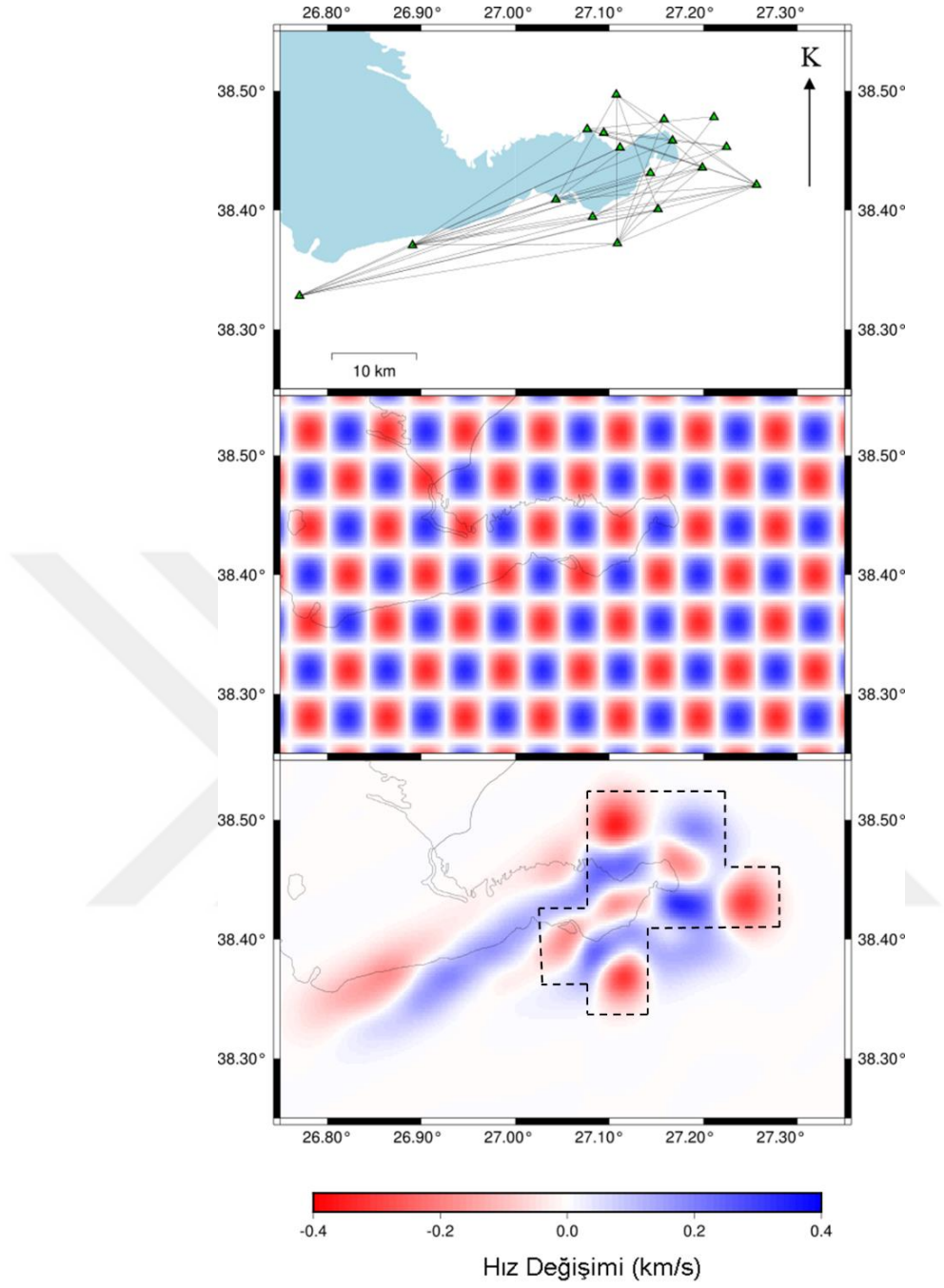
Bir önceki aşamada elde edilen dispersiyon eğrileri kullanılarak 2, 4 ve 6 sn periyotları için programa giriş dosyaları oluşturulmuştur. 17 istasyona ait toplam 136 ışın yolu olması gerekirken sinyal kalitesi ve dalga boyu kriterlerinin incelenmesinden sonra bu sayı haritalanan periyotlar için sırasıyla 93, 68, 42'ye düşmüştür. Mevcut ışın yollarının çözüm kapasitesi incelenen periyottaki ışın yolu sayısına ve azimutal dağılıma bağlıdır. Bu etkiyi gözlemlemek için 2, 4 ve 6 sn periyotları için dama tahtası testi yapılmıştır. Testte çalışma alanı gridlere ayrılarak sabit hıza sahip bir başlangıç modeli oluşturulmuştur. Daha sonra bu gridler pozitif ve negatif hız farklarıyla perturbe edilerek program aracılığıyla oluşturulan sentetik seyahat sürelerinin mevcut ışın yolları için çözüm kapasiteleri araştırılmıştır (Şekil 4.13, 4.14, 4.15).



Şekil 4.13 $T=2s$ için ışın yolları (üst), dama modeli (orta), çözüm sonucu (alt) (Kesik çizgi ile belirtilen alan değerlendirmeye alınmıştır)



Şekil 4.14 $T=4s$ için ışıın yolları (üst), dama modeli (orta), çözüm sonucu (alt) (Kesik çizgi ile belirtilen alan değerlendirmeye alınmıştır)

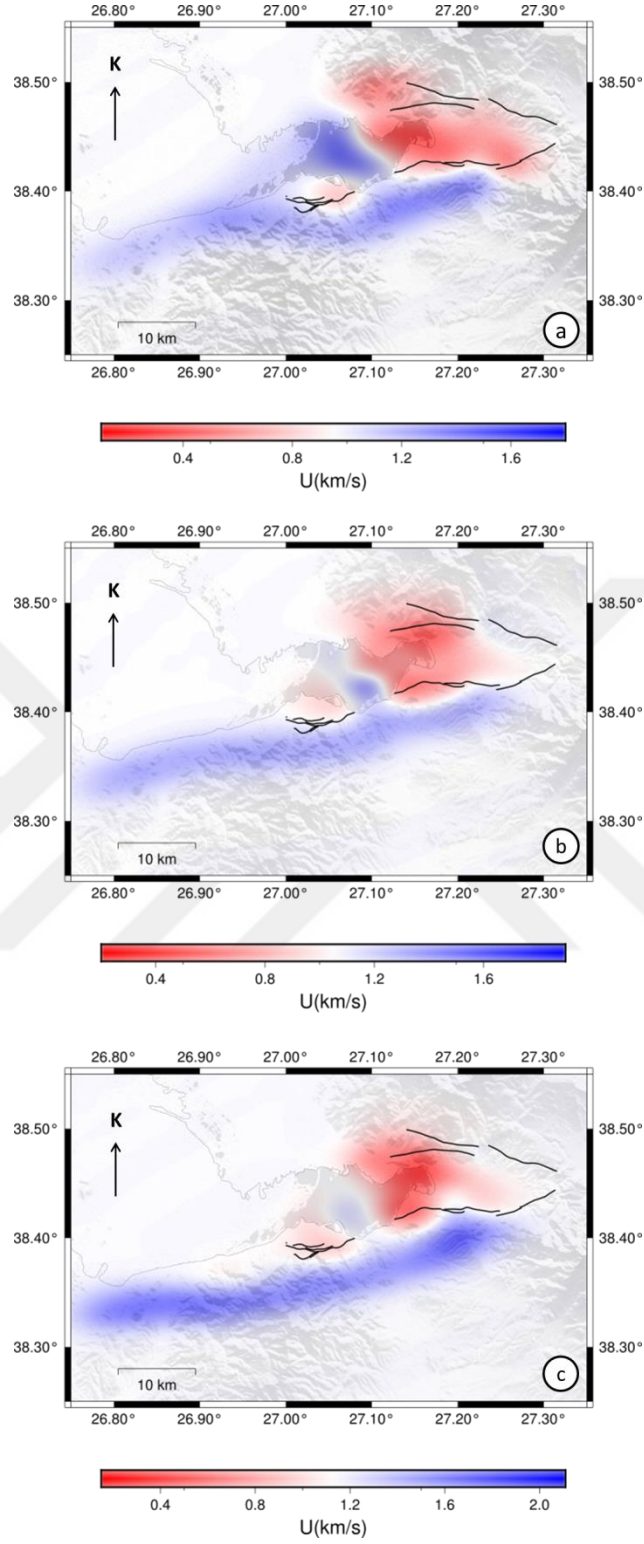


Şekil 4.15 T=6s için ışın yolları (üst), dama modeli (orta), çözüm sonucu (alt) (Kesik çizgi ile belirtilen alan değerlendirmeye alınmıştır)

Dama tahtası testlerinde kesik çizgi ile belirtilen ve çözünürlüğün yüksek olduğu alanlar iç körfez ve yakın çevresidir. Özellikle iç kesimde incelenen tüm periyotlarda dama modeli çözülebilmektedir. Körfezden batıya doğru gidildikçe çözünürlük azaldığından, bu tez çalışması kapsamında çözünürlük sınırları dışında kalan alanlar hakkında herhangi bir değerlendirme yapılmamıştır. Bu kapsamda Şekil 4.13 ve 4.15 kıyaslandığında ışın yolu sayısındaki azalmanın çözünürlüğü düşürdüğü görülmektedir.

Dama tahtası testleri tamamlandıktan sonra 2, 4 ve 6 sn periyotları için Rayleigh dalgası grup hızı haritaları üretilmiştir. Başlangıç modeli olarak, haritalanan periyotlara ait ortalama hız değerleri kullanılmıştır. Bu değerler sırasıyla 0,954 km/s, 1,069 km/s ve 1,158 km/s'dir. Daha sonra elde edilen sonuçlar topografya haritası üzerine eklenerek yorumlanmıştır.

Buna göre elde edilen sonuçların topografya ve yüzeye yakın, bilinen jeolojik birimlerle uyum içinde olduğu gözlenmiştir. Özellikle karada, körfezin kuzey ve doğu kesimlerinde bulunan alüvyonel birimler ile güney kesimde bulunan volkanik birimler arasında keskin bir hız kontrastı ortaya çıkmıştır (Şekil 4.16). Körfezin iç kesimlerinden uzaklaştıkça çözünürlüğün azalmasına rağmen güneybatıda Balçova çevresi düşük grup hızı değerleriyle jeolojik birimle uyumlu bir yapı ortaya koymuştur. Öte yandan denizde ise körfezin homojen bir yapıda olmadığı ve kendi içerisinde yüksek ve düşük hızlı zonlar barındırdığı gözlenmiştir. Periyotlar dikkate alındığında ise özellikle $T=2$ saniyede kayıtçı istasyonların çevresine kurulduğu alüvyonel alanların etkisi net bir şekilde gözlenmektedir. Periyot arttıkça düşük hız değerleriyle temsil edilen bu alan körfezin iç kesimlerine doğru çekilmekte fakat tamamen ortadan kalkmamaktadır.



Şekil 4.16 T=2 saniye (a), T=4 saniye (b), T=6 saniye (c) grup hızı haritaları [Faylar MTA Türkiye diri fay haritalarından sayısallaştırılmıştır]

4.6 Vs Haritaları

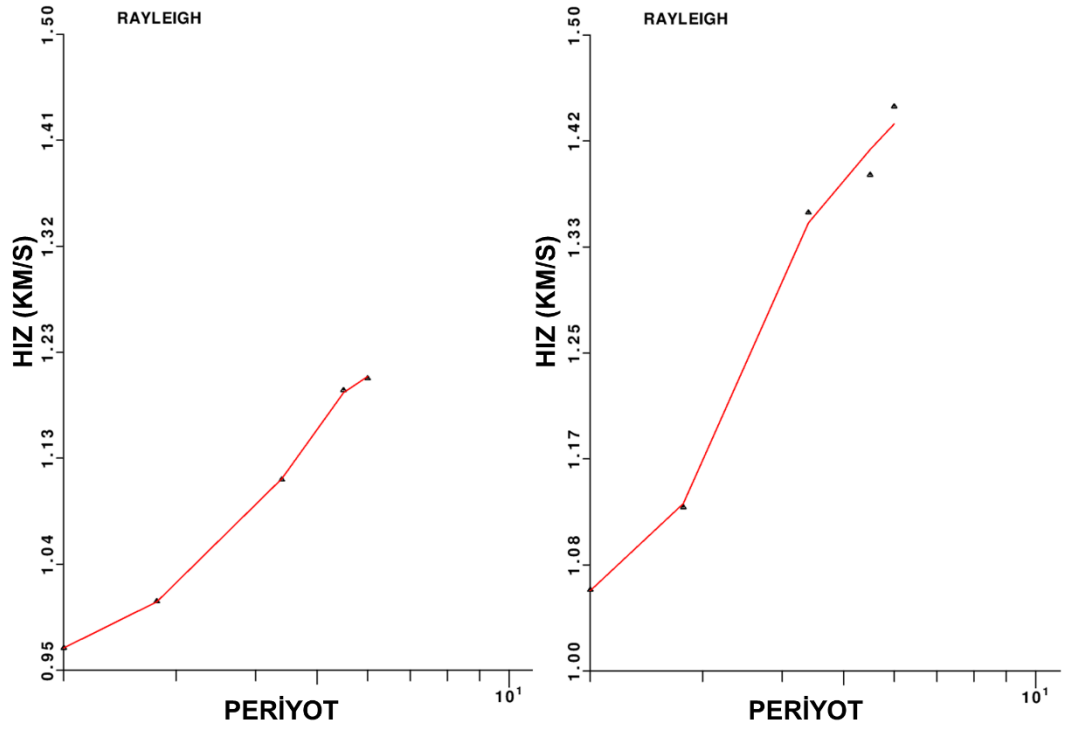
Grup hızı haritaları elde edildikten sonra bu haritalardan eş grid noktaları kullanılarak lokal dispersiyon eğrileri çıkartılmıştır. Daha sonra ters çözüm yöntemiyle grup hızlarından kayma dalgası (Vs) hızlarına geçilmiştir. Ters çözüm için Computer Programs in Seismology içerisinde yer alan surf96 (Herrmann, 2013) algoritması kullanılmıştır. Algoritma sönümlü en küçük kareler yöntemini kullanır. Başlangıçta verilen hız modelini yardımıyla lokal dispersiyon eğrisi ile düz çözüm sonucu elde edilen dispersiyon eğrisi arasındaki farkı minimize ederek model parametrelerini günceller.

Çalışmada kullanılan başlangıç modeli Özer ve Polat (2017)'de belirtilen Ege bölgesi 1-B kabuk hız modelinden modifiye edilmiştir.

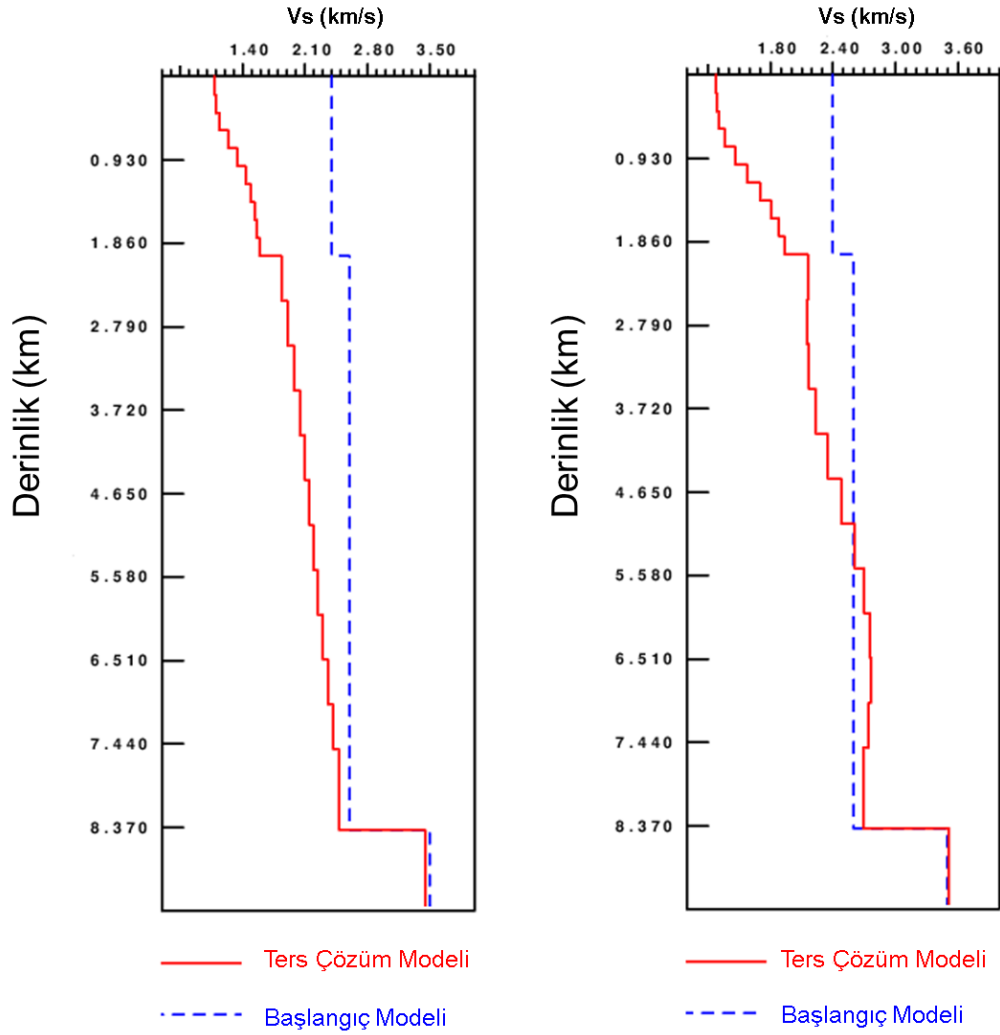
Tablo 4.2 Ege bölgesi için 1-B kabuk hız modeli (Özer ve Polat, 2017)

Derinlik (km)	Vp (km/s)
-2,0	3,1
2,0	4,2
10,0	4,7
12,0	6,2
18,0	6,5
25,0	7,5
50,0	8,5

Daha sonra surf96 algoritması yardımıyla gözlenen lokal dispersiyon eğrileri ile model tepkileri karşılaştırılmıştır. Çakışma ölçütünün iyi bir şekilde sağlanabilmesi ve başlangıç modelinden çok uzaklaşmamak adına ters çözüme yüksek bir sönüm oranıyla başlanmış ve ilerleyen iterasyonlarda sönüm değeri düşürülmüştür. Şekil 4.17'de gözlenen ve hesaplanan eğrilere ait örnekler, Şekil 4.18'de ise bu örneklerle ait kabuk hız modelleri verilmiştir.

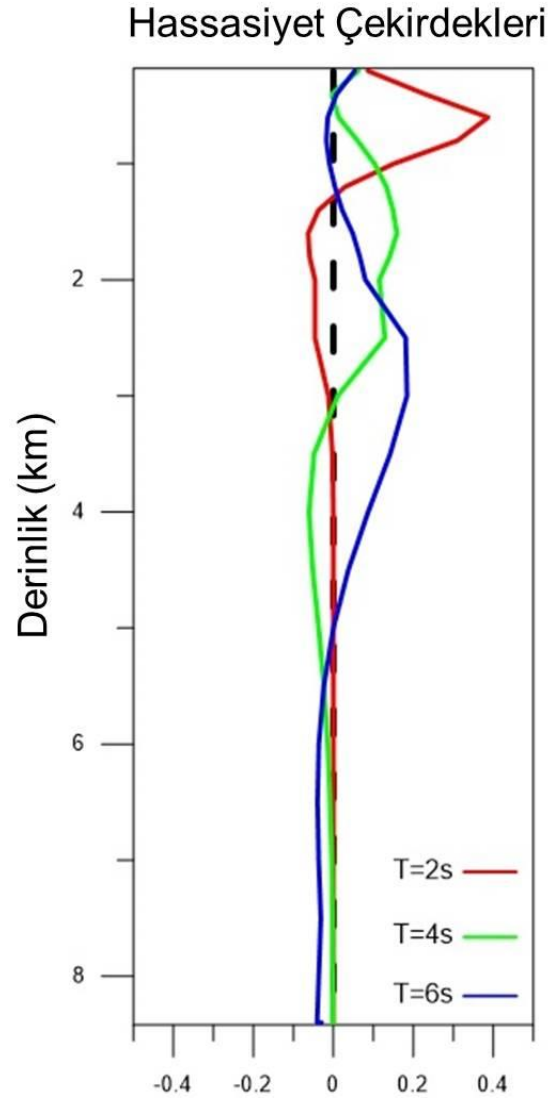


Şekil 4.17 Gözlenen ve hesaplanan eğrilere ait örnekler (Siyah üçgen: gözlenen grup hızları, kırmızı çizgi: hesaplanan grup hızları)



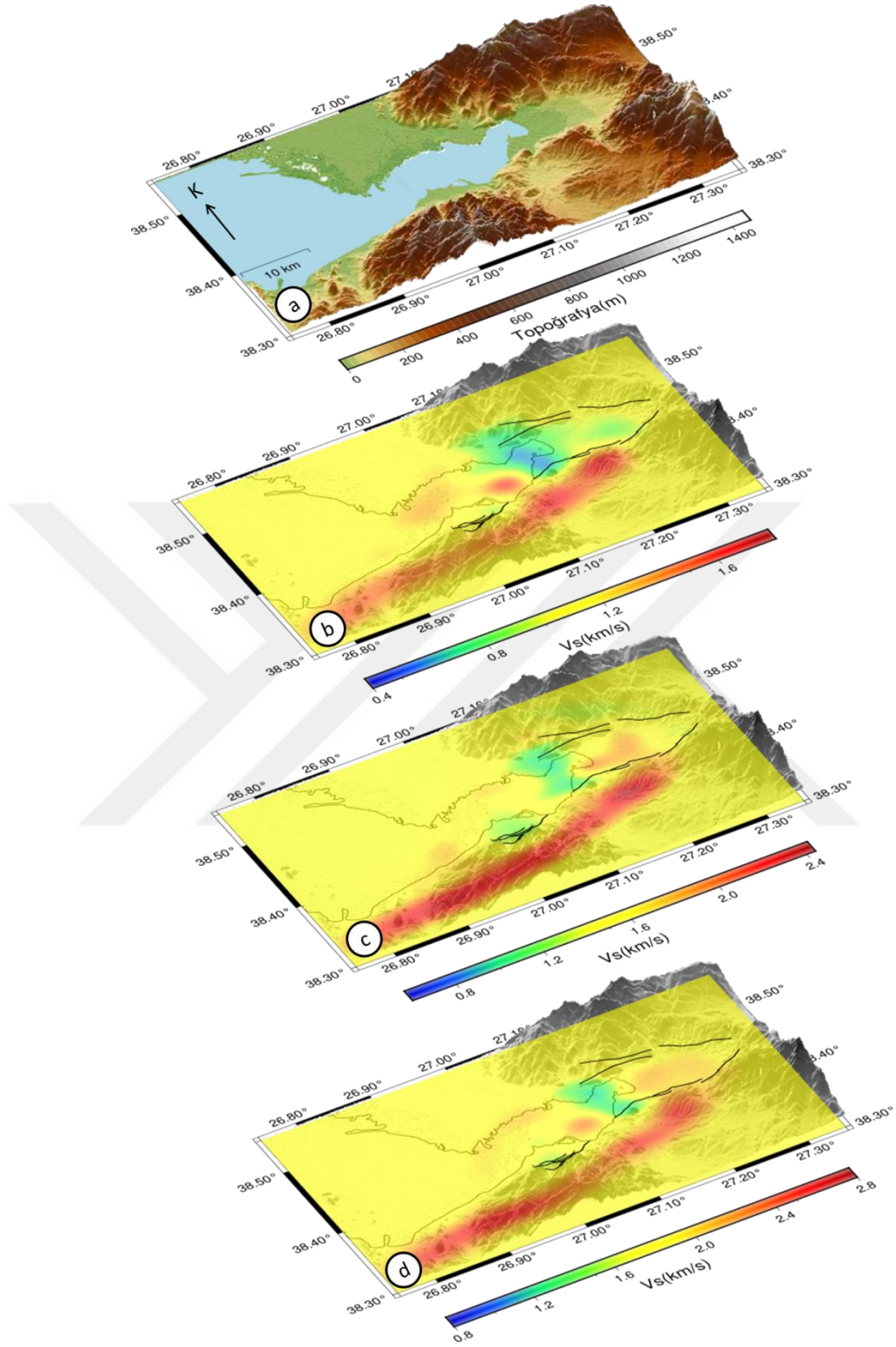
Şekil 4.18 Ters çözüm sonucu elde edilen modeller

Yüzey dalgaları genellikle dalga boylarının 1/3'ü kadar derinliği örnekleyebilir (Yang ve diğ. 2007, Huang ve diğ., 2010, Tibuleac ve diğ., 2011). Öte yandan örneklenen maksimum derinlik çözünürlüğü hassasiyet çekirdekleri yardımıyla hesaplanabilir. Hassasiyet çekirdeği referans model yardımıyla belirli bir derinlikteki maksimum partikül hareketini frekansın fonksiyonu olarak hesaplamaya yarar. Bu sayede incelenen periyotların yaklaşık olarak kaç km derinlikten bilgi taşıdığı hakkında yorum yapılabilir. Şekil 4.19'da incelenen periyotlara ait hassasiyet çekirdekleri verilmiştir. Buna göre 2-6 saniye periyot aralığı için yerkabuğunun yaklaşık 600 m ve 3000 m'lik kısımlarından bilgi alınabilmektedir.



Şekil 4.19 İncelenen periyot aralığı için elde edilen hassasiyet çekirdeği

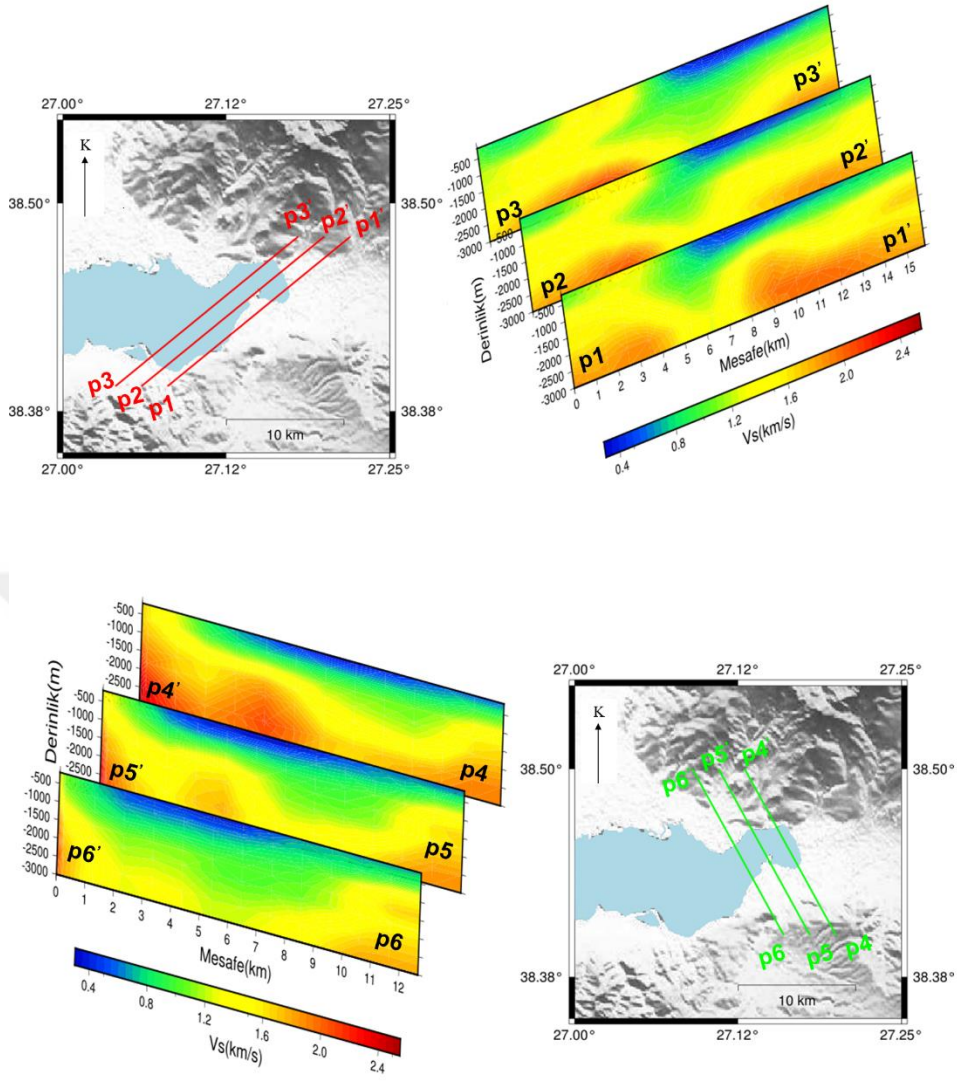
Daha sonra ters çözüm sonucu elde edilen 3-B hız değerleri yaklaşık 3 km derinliğe kadar haritalanmıştır (Şekil 4.20).



Şekil 4.20 Topoğrafya (a) ve farklı derinlikler için 3-B Vs hız haritaları. b) 600 m, c) 1800 m, d) 3000 m [Faylar MTA Türkiye diri fay haritalarından sayısallaştırılmıştır]

3-B Vs hızları incelendiğinde düşük Vs hızlarının yüzeyden itibaren 3 km derinliğe kadar devam ettiği gözlenmiştir. İlk 600 m’de iç körfez ve çevresini kapsayan geniş bir alanda düşük hızlı bir zonun varlığı göze çarpmaktadır. Çalışma alanının topoğrafik özellikleri dikkate alındığında kuzeyde Yamanlar Dağı, güneybatıda Seferihisar Yükseltisi ve güneydoğuda Nif Dağı ile sınırlandırılmış havza düşük hıza sahip bir formasyon için uygun bir ortam oluşturmaktadır. Bölgedeki bu düşük hızlar körfez ve çevresinde bulunan Pliyo-Kuvaterner yaşlı genç havza çökelleri ile ilişkilidir (Uzel ve diğ., 2012). Derinliğin artmasıyla birlikte düşük hızların olduğu özellikle körfezin kıyıya yakın iç kesimleri civarlarında K-G uzanımlı olacak şekilde küçüldüğü gözlenmiştir. Güney kesimlerinde gözlenen ana kaya birimi Bornova karmaşığıdır (İldem, 2005). Fay ve çatlak sistemleri ile gözeneklilik ve ikincil permeabilite kazanarak geçirimli hale gelen, jeotermal sisteme kaynaklık eden bu formasyonun hız değerlerinde azalmaya neden olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Bölgede yapılan yerel deprem tomografisi çalışmasında da, körfezin iç kesimi ve çevresine ait sığ derinliklerde düşük P- ve S-hızları ile yüksek V_p/V_s oranları rapor edilmiştir (Özer, 2017).

Sonuçların ve çalışma alanındaki hız değişimlerinin 3 km derinliğe kadar daha iyi yorumlanabilmesi amacıyla KD-GB ve KB-GD doğrultulu 3’er derinlik kesiti alınmıştır. Bu kesitlere ait sonuçlar Şekil 4.21’de verilmiştir.



Şekil 4.21 Belirlenen 6 profile ait derinlik kesitleri

p1-p1' profiline bakıldığında yüzeye yakın kesimlerde düşük hızların etkisi gözlenirken profilin 8. km'sinden itibaren Yamanlar Dağı'na yaklaşıldıkça hızların derinliğe bağlı olarak arttığı gözlenmiştir. p2-p2' ve p3-p3' numaralı profiller boyunca körfezin güney kısmında (Balçova civarlarında) gözlenen Vs hızlarının 1.5 km/s olduğu gözlenmiştir. Bu sonuç körfezin homojen bir yapıda olmadığını ve içerisinde yüksek ve düşük hızlı alanları barındırdığının bir göstergesidir. İzmir körfezinde yürütülen 3-B yerel deprem tomografisi çalışmalarında da benzer bulgular rapor edilmiş düşük ve yüksek değerlere sahip V_p ve V_p/V_s oranlarına dikkat çekilmiştir (Özer, 2017). Onay (2012) ise İzmir İç Körfezi'nde sedimanter birimlerin altındaki olası volkanik birimlere ve körfez içi bir grabenleşmeye vurgu yapmıştır. Genel olarak karada alüvyon alanlarda ve körfezin iç kesimlerinde ilk 600 m'de çok

düşük hızlar gözlenirken (0.4-0.8 km/s), hızların derinlikle arttığı gözlenmektedir. p4-p4' profiline bakıldığında profilin başlangıç ve bitiş noktaları topoğrafik olarak yüksek noktaları kesmektedir. Bu alanlarda 1500 m'den sonra yüksek hızlar gözlenmektedir. Profilin körfez içinde ve yüzeyde topoğrafya etkisinin gözlenmediği alanlarda ise hızlar daha düşüktür. Öte yandan p5-p5' ve p6-p6' profillerinden körfez içindeki düşük hızlı zonun kalınlığının yaklaşık 2000-2500 m'ye kadar ulaştığı gözlenmektedir.



BÖLÜM BEŞ

SONUÇLAR

Çalışma kapsamında 17 ivme-ölçerden 1 yıllık veriye ait 136 adet istasyon çifti incelenmiş olup gerekli kriterleri sağlayan çiftlerden dispersiyon eğrileri ölçülmüştür. Elde edilen eğrilerden 2, 4 ve 6 saniye için Rayleigh dalgası grup hızları haritalanmıştır. Çalışma alanına uygun bir başlangıç modelinin yardımıyla grup hızı haritalarından elde edilen lokal dispersiyon eğrileri ters çözüme sokularak grup hızlarından kayma dalgası hızları elde edilmiştir. Elde edilen sonuçların çalışma alanına ait ana jeolojik birimler ve genel topografya ile uyumlu olduğu sonucuna varılmıştır. Körfez içi ve yakın çevresinde bulunan alüvyonel birimlere bağlı düşük hızlı alanlar, grup hızı ve Vs hızı haritalarında net bir şekilde gözlenmiştir. Elde edilen derinlik kesitlerinde körfezin iç kısmında yüksek ve düşük hızlı alanlar saptanmıştır.

Bu çalışma kapsamında, 106G159 no'lu TÜBİTAK-KAMAG proje desteği ile İzmir kent merkezine kurulan İzmirNET ivme-ölçer yerel istasyon ağından elde edilen doğal gürültü verileri kullanılmıştır. Elde edilen bulgular; Doğal Gürültü Tomografisi yönteminin uygulanabilirliğini başarıyla göstermiş olması bakımından ayrıca önemli olmuştur. Yöntemin ileride zayıf yer hareketi verilerini kullanarak İzmir ve Ege Bölgesi ölçeğinde uygulanması önerilir.

KAYNAKLAR

- Acarel, D. (2014). *Characterization of the crustal velocity field in space and time using ambient seismic noise*. Doktora Tezi, Freie Universitat Berlin, Almanya.
- Akcig, Z. (1988). Examining the structural problems of western Anatolia with gravity data. *Bullettin of Turkey Geology*, 31, 63-70.
- Azevbedo, L. (2012). *Mapping Iceland's crustal structure using ambient seismic noise*. Yüksek Lisans Tezi, University of Houston, Amerika.
- Bozkurt, E. (2000). Timing of extension on the Buyuk Menderes Graben, western Turkey, and its tectonic implications. *Geological Socieity Special Publications*, 173(1), 385-403.
- Bozkurt, E., (2001). Neotectonics of Turkey-a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Bozkurt, E. ve Sözbilir, H. (2004). Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two stage extension in western Turkey. *Geological Magazine*, 141(1), 63-79.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., ve diğer. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169, 1239-1260.
- Calo, M., Kinnaert, X., Dorbath, C. (2013). Prodecure to construct three dimensional models of geothermal areas using seismic noise cross correlations: application to the Soultz-sous-Forets enhanced geothermal site. *Geophysical Journal International*, 194, 1893-1899.

- Campillo, M. (2006). Phase and correlation in random seismic fields and reconstruction of the Green function. *Pure Applied Geophysics*, 163, 475-502.
- Delph, J., Biryol, B., Beck, S., Zandt, G., Ward, K. (2015). Shear wave velocity structure of the Anatolian Plate: anomalously slow crust in southwestern Turkey. *Geophysical Journal International*, 202, 261-276.
- Dewey, J.F. ve Şengör. A.M.C. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, 90, 84-92.
- Doglioni, C., Agostini, S., Crespi, M., Innocenti, F., Manetti, P., Riguzzi, F., ve diğer. (2002). On the extension in western Anatolia and the Aegean sea. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 1-17.
- Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C., Göktaş, F. (2005). *İzmir Yakın Çevresinin Diri Fayları ve Deprem Potansiyelleri*. 13 Ocak 2017, http://www.mta.gov.tr/v3.0/sayfalar/bilgi-merkezi/deprem/pdf/izmir_rapor.pdf.
- Fallahi, M. J., Obermann, A., Lupi, M., Karyono, K., Mazzini, A. (2017). The plumbing system feeding the Lusi Eruption revealed by ambient noise tomography. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 122, 1-14.
- Gök, E., Chávez-García, F.J., Polat, O. (2014). Effect of soil conditions on predicted groundmotion: case study from Western Anatolia. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 229, 88–97.
- Hasselmann, K. (1963). A statistical analysis of the generation of microseisms, *Review of Geophysics*, 1, 177-210.

Herrmann, R. B. ve C. J., Ammon. (2002). *Computer programs in seismology, surface waves, receiver functions and crustal structure*. 15 Aralık 2016, http://www.eas.slu.edu/eqc/eqc_cps/CPS/CPS330/cps330c.pdf.

Herrmann, R. B. (2013). Computer programs in seismology: an evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, 84, 1081-1088.

Huang, Y. C., Yao, H., Huang, B. S., Hilst, R. D., Wen, K. L., Huang, W. G. ve diğ., (2010). Phase velocity variation at periods of 0.5-3 seconds in the Taipei basin of Taiwan from correlation of ambient seismic noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 100, 2250-2263.

Huang, Y. ve Kagiya, T. (2017). Shallow crustal velocities and volcanism suggested from ambient noise studies using dense broadband seismic network in the Tatun Volcano Group of Taiwan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 341, 6-20.

İldem, F. (2005). *İzmir Körfezi ve çevresinin tektonik yapısı ve jeotermal sistemlerle ilişkisi*. Yüksek Lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.

Jeddi, Z., Gudmundsson, O., Tryggvason, A. (2017). Ambient noise tomography of Katla volcano, South Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 347, 264-277.

Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., ve diğ. (2013). Aegean tectonics. Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics*, 597-598, 1-33.

Kang, T. ve Shin, J. (2006). Surface-wave tomography from ambient seismic noise of accelerograph networks in southern Korea. *Geophysical Research Letters*, 33, 1-5.

- Kaya, O. (1981). Miocene reference section for the coastal parts of West Anatolia. *Newsletters on Stratigraphy* 10, 164–191.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., Bozkurt, E. (1999). Evidence from the Gediz Graben for episodic two stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 156(3), 605-616.
- Lay, T. ve Wallace, T. C. (1995). *Modern global seismology*. United States of America: Academic Press.
- Levshin, A. L. (2004). *Surface waves in laterally inhomogeneous media*. 20Aralık 2017, <http://indico.ictp.it/event/a0367/session/8/contribution/6/material/0/0.pdf>.
- Lin, F. C., Ritzwoller, M. H., Townend, J., Bannister, S., Savage, M. K. (2007). Ambient noise rayleigh tomography of New Zeland. *Geophysical Journal International* 170, 649-666.
- Longuett-Higgins, M. S. (1950). A theory of the origin of microseisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 243, 1–35.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. New York: Cambridge University Press.
- Matos, C., Silveria, G., Matias, L., Caldeira, R., Riberio, M. L., Dias, N. A., ve diğer. (2015). Upper crustal structure of Madeira Island revealed from ambient noise tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 298, 136-145.
- McKenzie, D.P. (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean sea and its surrounding regions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 55, 217-254.

- McNamara, D. E. ve Buland, R. P. (2004). Ambient noise levels in the continental United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(4), 1517–1527.
- Obermann, A., Lupi, M., Mordret, A., Jakobsdottir, S. S., Miller, S. A. (2016). 3D ambient noise Rayleigh wave tomography of Snaefellsjökull volcano, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 317, 42-52.
- Onay, Ş. (2012). *İzmir İç Körfezi'nin aktif tektoniğinin jeofizik yöntemlerle araştırılması*. Yüksek Lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Özer, Ç. (2017). *Investigation of crustal structure using local earthquake tomography in Aegean region of Turkey*. Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Özer, Ç. ve Polat, O. (2017). Local earthquake tomography of Izmir geothermal area, Aegean region of Turkey. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 58(1), 17-42.
- Pasyanos, M. E. (2013). *An introduction to surface wave analysis*. 20 Aralık 2017, https://ds.iris.edu/media/workshop/2013/01/advanced-studies-institute-on-seismological-research/files/Surface_Waves_ASI.pdf.
- Polat, O., Çeken, U., Uran, T., Gök, E., Yılmaz, N., Beyhan, Murat., ve diğer. (2009). IzmirNet: A strong-motion network in Metropolitan Izmir, Western Anatolia, Turkey. *Seismological Research Letters*, 80(5), 831-838.
- Rawlinson, N. ve Sambridge M., 2005. The fast marching method: An effective tool for tomographic imaging and tracking multiple phases in complex layered media. *Exploration Geophysics*, 36, 341-350.

- Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S., Vernant, P. (2010). Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone. *Tectonophysics*, 488, 22-30.
- Sammarco, C., Comwell, D. G., Rawlinson, N. (2017). Ambient noise tomography reveals basalt and sub basalt velocity structure beneath the Fareo Islands, North Atlantic. *Tectonophysics*, 721, 1-11.
- Sethian J. A., (1996). A fast marching level set method for monotonically advancing fronts. *Proceedings of the National Academy of Science*, 93, 1591-1595.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L., Ritzwoller, M. H. (2005). High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science* 307, 1615-1618.
- Shapiro, N. (2008). *Seismic imaging from ambient seismic noise*. 27 Aralık 2017, <http://indico.ictp.it/event/a07174/session/63/contribution/34/material/0/0.pdf>.
- Stehly, L., Fry, B., Campillo, M., Shapiro, N. M., Guilbert, J., Boschi, L., ve diğer. (2009). Tomography of the Alpine region from observations of seismic ambient noise. *Geophysical Journal International* 178, 338-350.
- Stein, S. ve Wyssession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes and earth structure*. United Kingdom: Blackwell Publishing.
- Shirzad, T., Shomali, Z. H., Riahi, M. A. (2013). An application of ambient noise and earthquake tomography in the Rigan Area, Southeast of Iran. *Seismological Research Letters* 84, 1014-1020.
- Shirzad, T., Shomali, Z. H. (2014). Shallow crustal radial anisotropy beneath the Tehran basin of Iran from seismic ambient noise tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 231, 16-29.

- Su, H. (2015). *Lithospheric structure beneath Northern Mississippi embayment from joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions*. Yüksek Lisans Tezi, Saint Louis University, Amerika.
- Tibuleac, I. M., Seggern, D. H., Anderson, J. G., Louie, J. N. (2011). Computing Green's functions from ambient noise recorded by accelerometers and analog, broadband, and narrow-band seismometers. *Seismological Research Letters*, 82(5), 661-675.
- Uzel, B. ve Sözbilir, H. (2008). A first record of strike-slip basin in western Anatolia and its tectonic implication: The Cumaovası basin as an example. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 559–591.
- Uzel, B., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç. (2012). Neotectonic evolution of an actively growing superimposed basin in western Anatolia: The inner bay of Izmir, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 439-471.
- Wapenaar, K. (2004). Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. *Physical Review Letters*, 93, 254301-25304.
- Wessel, P. ve Smith, W. H. L. (1998). New version of the generic mapping tools released. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 79(47), 579.
- Yang, Y., Ritzwoller, M. H., Levshin, A. L., Shapiro, N. M. (2007). Ambient noise rayleigh wave tomography across Europe. *Geophysical Journal International*, 168, 259-274.
- Yao, H., Hilst, R. D., Hoop, M. V. (2006). Surface wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two station analysis. I. Phase velocity maps. *Geophysical Journal International*, 166, 732-744.