

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**DOĞAL GÜRÜLTÜ TOMOGRAFİSİ İLE EGE
BÖLGESİ KABUK HIZ YAPISI VE JEOTERMAL
POTANSİYELİN ARAŞTIRILMASI**

Emre MULUMULU

Ocak, 2025

İZMİR

**DOĞAL GÜRÜLTÜ TOMOGRAFİSİ İLE EGE
BÖLGESİ KABUK HIZ YAPISI VE JEOTERMAL
POTANSİYELİN ARAŞTIRILMASI**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Doktora Tezi

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Jeofizik Programı

Emre MULUMULU

Ocak, 2025

İZMİR

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

EMRE MULUMULU tarafından **PROF.DR. ORHAN DEDE POLAT** yönetiminde hazırlanan “**DOĞAL GÜRÜLTÜ TOMOGRAFİSİ İLE EGE BÖLGESİ KABUK HIZ YAPISI VE JEOTERMAL POTANSİYELİN ARAŞTIRILMASI**” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof.Dr. Orhan Dede POLAT

Danışman

Prof. Dr. Şakir ŞAHİN

Tez İzleme Komitesi Üyesi

Prof. Dr. Tolga GÖNENÇ

Tez İzleme Komitesi Üyesi

Prof. Dr. Francisco J. Chavez Garcia

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Tuncay TAYMAZ

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Abdullah SEÇGİN

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Lisansüstü çalışmalarım boyunca bana her zaman destek olan danışman hocam Prof. Dr. Orhan Dede Polat'a teşekkür ederim. Beni Linux ve programlama ile tanıştıırarak farklı bir dünyanın kapılarını açmış oldu. Onun vizyonu ve tecrübesi sayesinde bu çalışmanın temelleri atıldı ve sonuçlandı.

Benim için adeta ikinci bir tez danışmanı olan Prof. Dr. Francisco J. Chávez-García'ya teşekkür ederim. Hem Meksika'da hem de Türkiye'de geçirdiğimiz zamanlar benim için çok öğretici ve keyifli oldu.

Tez izleme komitesinde yer alan Prof. Dr. Şakir Şahin ve Prof. Dr. Tolga Gönenç hocalarıma teşekkür ederim. Elde ettiğim sonuçları anlamlandırma konusunda göstermiş oldukları yön ve destek sayesinde çalışmamda ilerleme kaydetmeme yardımcı oldular. Doktora tezimde jüri üyesi olmayı kabul eden Prof. Dr. Tuncay Taymaz'a faydalı görüşleri ve yapıcı değerlendirmeleri için teşekkür ederim.

Çalışmalarım boyunca, özellikle son iki yılda, bana gerekli esnekliğı ve yardımı gösteren iş yerime ve çalışma arkadaşlarıma teşekkür ederim.

Son olarak, bana her zaman destek olan ve güvenen aileme teşekkür ederim.

Emre MULUMULU

INVESTIGATION OF CRUSTAL VELOCITY STRUCTURE AND GEOTHERMAL POTENTIAL OF THE AEGEAN REGION OF TÜRKİYE FROM AMBIENT NOISE TOMOGRAPHY

ABSTRACT

Geothermal energy is an important alternative for meeting the continuously increasing energy demand today. In this study, the crustal velocity structure in the Western Anatolia region was illuminated using the ambient noise tomography method, and areas with potential for geothermal resources were identified.

For this purpose, vertical component ambient noise data recorded by 43 broadband seismometers were used, interstation cross-correlations were calculated, and Rayleigh wave group velocity dispersion curves were obtained. Subsequently, group velocity anomaly maps for the study area were calculated in the 2–18 second period range, and local dispersion curves were calculated for each grid point. Shear wave velocities were obtained from the local group velocity dispersion curves through inversion. By placing the grids back to their original locations, the study area was modeled down to a depth of 18 km.

The results obtained contribute to revealing the relationship between tectonics and seismic velocities and to identifying potential onshore-offshore geothermal areas. Accordingly, low-velocity anomalies are observed offshore in Çandarlı Bay and the İzmir outer Gulf, and onshore in areas with graben systems such as Alaşehir-Gediz and Sarıgöl grabens. Low-velocity anomalies associated with sedimentary deposits in the graben systems are observed down to a depth of approximately 5 km. High velocities are consistent with horst structures. Distinct high-velocity anomalies are observed around the Bozdağ Horst and Aydın Mountain.

Keywords: Ambient noise tomography, Crustal velocity structure, Surface waves, Western Anatolia

DOĞAL GÜRÜLTÜ TOMOGRAFİSİ İLE EGE BÖLGESİ KABUK HIZ YAPISI VE JEOTERMAL POTANSİYELİN ARAŞTIRILMASI

ÖZ

Jeotermal enerji günümüzde sürekli olarak artan enerji ihtiyacını karşılamaya yönelik önemli bir alternatiftir. Bu çalışmada doğal gürültü tomografisi yöntemi kullanılarak Batı Anadolu bölgesindeki kabuk hız yapısı aydınlatılmış ve jeotermal potansiyel teşkil edebilecek alanlar ortaya çıkartılmıştır.

Bu amaçla 43 geniş-bant sismometre tarafından kaydedilen düşey bileşen doğal gürültü verileri kullanılmış, istasyonlar arası çapraz ilişkiler hesaplanmış ve Rayleigh dalgası grup hızı dispersiyon eğrileri elde edilmiştir. Daha sonra, çalışma alanına ait grup hızı anomali haritaları 2-18 s periyot aralığında hesaplanmış ve her bir grid noktası için lokal dispersiyon eğrileri hesaplanmıştır. Grup hızı lokal dispersiyon eğrilerinden ters çözüm ile kayma dalgası hızlarına geçilmiştir. Gridler orijinal yerlerine konularak çalışma alanı 18 km derinliğe kadar modellenmiştir.

Elde edilen sonuçlar tektonizma ve sismik hızlar arasındaki ilişkiyi ve karasal-açık deniz potansiyel jeotermal alanları belirlemeye katkı sağlamaktadır. Buna göre denizde Çandarlı körfezi ve İzmir dış körfezi açıklarında, karada ise Alaşehir-Gediz, Sarıgöl gibi graben sistemlerinin bulunduğu alanlarda düşük hızlı anomaliler gözlenmiştir. Graben sistemlerinde sedimanter çökeller ile ilişkili düşük hızlı anomaliler yaklaşık 5 km derinliğe kadar gözlenmektedir. Yüksek hızlar horst yapıları ile uyum içerisindedir. Bozdağ Horstu ve Aydın Dağı etrafında belirgin yüksek hızlı anomaliler gözlenmektedir.

Anahtar kelimeler: Doğal gürültü tomografisi, Kabuk hız yapısı, Yüzey dalgaları, Batı Anadolu

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	i
TEŞEKKÜR	ii
ABSTRACT	iv
ÖZ	v
İÇİNDEKİLER	vi
ŞEKİLLER LİSTESİ	viii
TABLolar LİSTESİ	xiii
BÖLÜM BİR - GİRİŞ	1
1.1 Tezin Motivasyon ve Amacı	2
1.2 Tezin Yapısı	5
BÖLÜM İKİ - LİTERATÜR TARAMASI	6
2.1 Doğal Gürültü Tomografisi Çalışmaları	6
2.2 Diğer Tomografi Çalışmaları	7
BÖLÜM ÜÇ - VERİ VE YÖNTEM	11
3.1 Veri	11
3.2 Yöntem	12
BÖLÜM DÖRT - EGE BÖLGESİ GRUP HIZI DEĞİŞİMİ	23
4.1 Giriş	23
4.2 Çözünürlük Testleri ve Grup Hızı Haritaları	23
BÖLÜM BEŞ - EGE BÖLGESİ VS HIZI DEĞİŞİMİ	30
5.1 Giriş	30
5.2 Doğal Gürültü Tomografisinden Ege Bölgesinin 3-B Sığ Kabuk Yapısı ve Açık Deniz (Offshore) Jeotermal Potansiyeli	32

BÖLÜM ALTI - TARTIŞMA	44
6.1 Çapraz İlişki Parametre Testleri	44
6.2 Tomografik Parametre Testleri.....	57
BÖLÜM YEDİ -SONUÇLAR VE ÖNERİLER	68
KAYNAKLAR.....	71



ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

- Şekil 1.1 a) Ege Bölgesinde yer alan AFAD, Boğaziçi Üniversitesi ve Yunan adalarındaki geniş-band sismoloji istasyonlarının konumu, b) Işın yollarının dağılımı (AG: Alaşehir grabeni, BG: Bakırçay grabeni, AK: Ayvalık körfezi, BMG/KMG: Büyük/Küçük Menderes grabeni, ÇK: Çandarlı körfezi, GG: Gediz grabeni, İK: İzmir körfezi, KK: Kuşadası körfezi, SK: Sığacık körfezi. Fay verileri MTA'dan, topoğrafya verileri USGS-GTOPO30'dan sayısallaştırılmıştır)..... 3
- Şekil 3.1 Çalışmada kullanılan istasyonlar. Yeşil üçgenler: AFAD, kırmızı üçgenler: BU-KOERI, mavi üçgenler: HUSN 11
- Şekil 3.2 a) Rasgele gürültü kaynakları tarafından sarılmış istasyon çifti, b) istasyon çiftlerinden biri kaynak diğeri alıcı pozisyonunda, c) gri alandaki gürültü kaynakları gösterilen alıcılar arasında çapraz ilişki hesabında en çok katkıyı sağlar (Nicolson, 2012)..... 13
- Şekil 3.3 AKHS-CHOS, BLCB-ZEYE, HAR1-INCE ve INCE-TVSB istasyon çiftlerine ait 3 ay uzunluğunda veriden elde edilmiş çapraz ilişkiler..... 14
- Şekil 3.4 a) U: grup hızı ve C: faz hızı, b) Grup ve faz hızının farklı mesafelerdeki varışı, c) ortam özelliklerine göre dispersiyon oluşumu (Lowrie, 2007; Yange, 2016) 15
- Şekil 3.5 Ortam hız yapısına göre değişen farklı dispersiyon türleri (Pei, 2007) 16
- Şekil 3.6 Sağ panel: seçilen grup hızı noktalarına karşılık gelen genlik değerleri, Sol panel: grup hızı dispersiyon eğrisi (Ouattara ve diğ., 2019) 17
- Şekil 3.7 a) INCE istasyonu ile ağdaki diğer istasyonlar arasında hesaplanan çapraz ilişkilerin mesafeye bağlı çizimi (Mavi çizgi ortalama grup hızını göstermektedir), b) AYDB-KIRA, ESEN-PASA ve KARB-SIMV istasyon çiftlerine ait çapraz ilişki sonuçları, c) aynı çiftlere ait dispersiyon görüntüleri 18

Şekil 3.8 DUV-UZP ve AYVA-GDZ istasyon çiftlerine ait 1 yıl uzunluğunda ve 3 ay uzunluğunda hesaplanan çapraz ilişki sonuçları. Kış: Aralık-Ocak-Şubat, Bahar: Mart-Nisan-Mayıs, Yaz: Haziran-Temmuz-Ağustos, Güz: Eylül-Ekim-Kasım ayları baz alınmıştır.....	18
Şekil 3.9 Farklı istasyon çiftlerine ait faz ağırlıklı ve doğrusal yığa işlemi.....	20
Şekil 3.10 1 ay uzunluğunda farklı yıllara ait veriden elde edilmiş doğrusal ve faz ağırlıklı yığma işlemine ait sonuçlar	21
Şekil 3.11 a) Ölçülen grup hızı sayılarının periyoda bağlı değişimi, b) grup hızı dispersiyon eğrileri, c) ölçülen periyotların mesafeye bağlı değişimi.....	22
Şekil 4.1 T=2-18 s periyot aralığında ışın yollarının dağılımı.....	23
Şekil 4.2 a) 2-18 s periyot aralığında ışın yolu yoğunluk haritası, b) 2-18 s periyot aralığında dama tahtası testi (grid büyüklüğü: 0.20°).....	25
Şekil 4.3 T=2 ve T=8 s için Rayleigh dalgası grup hızı değişim haritaları.....	27
Şekil 4.4 T=12 ve T=18 s için Rayleigh dalgası grup hızı değişim haritaları.....	28
Şekil 5.1 Üst: Anadolu levhası ve çevresinde yer alan önemli tektonik yapılar. Kırmızı kesikli çizgi Batı Anadolu bölgesini, siyah çizgi ise Batı Anadolu içerisinde Ege bölgesinde yer alan çalışma alanını temsil etmektedir. Kırmızı daireler metin içinde bahsedilen yıkıcı depremleri göstermektedir. Alt: Topoğrafya haritası. Kırmızı noktalar son 25 yıla ait sismisite, siyah düz çizgiler Vs haritalarından oluşturulan derinlik kesitlerine ait profilleri ve üçgenler ise çalışmada kullanılan istasyonları temsil etmektedir. O-3, SFR, SRY ve T1 jeotermal kuyulardır	31
Şekil 5.2 Çalışma alanının jeolojik haritası (Akbaş ve diğ., 2011'den değiştirilmiştir). Mavi yıldızlar bölgedeki aktif durumda olan jeotermal santralleri, mavi daireler ise sıcak su çıkışlarını göstermektedir. Siyah çizgiler ise Vs haritalarından alınan kesit profillerini göstermektedir	32

Şekil 5.3 A) Ters çözüm aşamasında test edilen başlangıç modelleri. B) Seçilen model için hesaplanan hassasiyet çekirdekleri	33
Şekil 5.4 Farklı noktalardan seçilmiş dispersiyon eğrilerinin ters çözüm sonuçları..	34
Şekil 5.5 Çalışma alanına ait 1-18km arasında Vs anomali haritası. Gri alanlar yeterli ışın yolu sayısına sahip olmayan ve çözünürlüğün az olduğu kısımları göstermektedir. Siyah ok ve kesikli çizgiler yorumlanan düşük ve yüksek hızlı alanlara işaret etmektedir.....	35
Şekil 5.6 3-B Vs kesitleri. Üst: AA', BB', CC', DD' ve EE' profil hatlarının konumları. Alt: Verilen profillere karşılık gelen Vs derinlik kesitleri.....	36
Şekil 5.7 Profil hatları boyunca oluşturulmuş Vs kesitleri ve bu kesitlere karşılık gelen YDT'den üretilmiş Vp, Vp/Vs kesitleri	40
Şekil 5.8 Profil hatları boyunca oluşturulmuş Vs kesitleri ve bu kesitlere karşılık gelen YDT'den üretilmiş Vp, Vp/Vs kesitleri	42
Şekil 5.9 Çalışma alanına ait BB' ve FF' kesitlerinin birleştirilmesiyle oluşturulmuş DGT ve YDT kesitlerinin bir arada gösterildiği kavramsal model	43
Şekil 6.1 Veri boyunun sonuçlara etkisi. Üst panel: AYVA-GDZ1 istasyon çifti (241 km). Alt panel: DNIZ-STEP istasyon çifti (226 km). Kış: Aralık-Ocak-Şubat, Bahar: Mart-Nisan-Mayıs, Yaz: Haziran-Temmuz-Ağustos, Güz: Eylül-Ekim-Kasım aylarını temsil etmektedir.....	45
Şekil 6.2 Veri boyunun sonuçlara etkisi. Üst panel: DUV1-UZP1 istasyon çifti (152 km). Alt panel: SUL1-USAK istasyon çifti (76 km). Kış: Aralık-Ocak-Şubat, Bahar: Mart-Nisan-Mayıs, Yaz: Haziran-Temmuz-Ağustos, Güz: Eylül-Ekim-Kasım aylarını temsil etmektedir.....	46
Şekil 6.3 Farklı örnekleme frekansı seçiminin sonuçlar üzerine etkisi.....	47
Şekil 6.4 Pencere boyunun sinyal kalitesine olan etkisi	49
Şekil 6.5 Normalizasyon yöntemlerinin sonuçlara etkisi.....	51

Şekil 6.6 Üst: DEMI-EMET ve DEMI-TVSB (istasyonlar arası mesafe sırasıyla 63.8 ve 78.5 km) istasyon çiftleri için hesaplanmış ortalama çapraz ilişki sonuçları üstte verilmiştir. DEMI-EMET için sinyal hem pozitif hem de negatif gecikme sürelerinde Rayleigh pikleri gösterir ve bu nedenle asimetrik DEMI-TVSB'ye göre daha simetriktir. Alt: Grup hızı dispersiyon eğrileri. Renkler periyot-grup hızı düzlemindeki enerji dağılımını gösterir. Kırmızı büyük, mavi ise daha küçük genliklere karşılık gelir. Bu diyagramlardaki maksimumlar grup hızı tahminine karşılık gelir ve küçük siyah kare sembollerle gösterilmektedir	53
Şekil 6.7 Mw 5.4 Akhisar depremi ve test edilen istasyonlar	54
Şekil 6.8 Siyah: INCE istasyonunda kaydedilmiş depreme ait yüzey dalgası. Kırmızı: AKHS-INCE istasyon çiftine ait çapraz ilişki sonucu.....	55
Şekil 6.9 Siyah: USAK istasyonunda kaydedilmiş depreme ait yüzey dalgası. Kırmızı: AKHS-USAK istasyon çiftine ait çapraz ilişki sonucu	56
Şekil 6.10 2-12 s periyot aralığı için elde edilen dama tahtası testi sonuçları. Üst satır 0.15°, 0.20° ve 0.25° grid büyüklükleri için oluşturulan başlangıç modellerini, alt satırlar ise artan periyoda bağlı olarak elde edilen çözüm sonuçlarını göstermektedir	58
Şekil 6.11 14-18 s periyot aralığı için elde edilen dama tahtası testi sonuçları. Üst satır 0.15°, 0.20° ve 0.25° grid büyüklükleri için oluşturulan başlangıç modellerini, alt satırlar ise artan periyoda bağlı olarak elde edilen çözüm sonuçlarını göstermektedir	59
Şekil 6.12 Alternatif dama modeli. 0.20° (sol panel) ve 0.25° (sağ panel) grid büyüklükleri için oluşturulan başlangıç modellerini, alt satırlar ise artan periyoda bağlı olarak elde edilen çözüm sonuçlarını göstermektedir	61
Şekil 6.13 İki farklı grid büyüklüğü (sol panel: 0.20°, sağ panel: 0.25°) için elde edilen grup hızı haritalarının 4-18 s periyot aralığında değişimi	62

- Şekil 6.14 2-18 s periyot aralığında ışın yolu sayısı 20'den az olup maskelenen gridler 63
- Şekil 6.15 AYVA-GDZ (solda) ve AYDN-HAR1 (sağda) istasyon çiftleri için grup hızı dispersiyon eğrileri. Grup hızı her iki istasyon çifti için 2.2-6 s periyotları arasında neredeyse sabittir (2.4-2.5 km/s). İlgili dalga boyları 5.3-15 km olarak hesaplanabilir (AYVA=100 m, GDZ=1324 m, AYDN=690 m, HAR1=885 m) 65
- Şekil 6.16 Sol panel: kesikli çizgiler düşük, orta ve yüksek hızlara sahip başlangıç modellerini, düz çizgiler ise bu modellere ait ters çözüm sonuçlarını göstermektedir. Orta panel: ters çözüm sırasında başlangıç ve iterasyon sonucu elde edilen modeli göstermektedir. Sağ panel: gözlenen ve hesaplanan dispersiyon eğrisi arasındaki uyum 66
- Şekil 6.17 Doğrudan çalışma alanında yer alan modeller için farklı katman kalınlıklarının ters çözüm sonuçlarına etkisi 66

TABLULAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 6.1 Tomografik ters çözüm parametreleri. Ters çözüm kontrol parametreleri (sönümlenme, yumuşatma)i veri uyumu ile model salınımı arasındaki dengeyi kontrol eder. Sönüm faktörü, modeldeki değişikliklerin her iterasyonda küçük kalmasını sağlar. En uygun sönüm ve yumuşatma parametreleri 0 ve 1000 arasında aranmış ve optimum değerler keskin yanal geçişleri ve yapaylıkları önlerken ayrıntıları kaybetmekten kaçınmak için seçilmiştir.	64
--	----



BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Ege Bölgesinin gerek kabuk hız yapısı özelliklerinin gerekse karasal ve açık deniz (offshore) jeotermal potansiyelinin “geniş bant sismolojik istasyon ağı” verileri kullanılarak aydınlatılması önemlidir. Ege gibi deprem tehlikesi yüksek bir bölgede elde edilecek yeni bulgular; hem deprem lokasyonlarının hassas hesaplanmasında gerekli olan kabuk modellerinin, hem de yenilenebilir ve temiz enerji kaynağı olan yeni potansiyel jeotermal enerji alanlarının yüksek çözünürlükte ortaya konmasını sağlar.

Deprem lokasyonları, yerleşim alanlarına ait risk senaryoları söz konusu olduğunda sismolojik ve sismotektonik yorumlar açısından son derece önemlidir. Hassas konumlandırmalar, kabuk hız yapısının farklı sismolojik tomografi tekniklerinin uygulanması, mevcut bulgularla birlikte yorumlanmasıyla gerçekleşebilir. Bununla birlikte Ege Bölgesinde kabuk hız yapısını aydınlatmaya dönük mevcut sismolojik tomografi araştırmalar sayı ve nitelik bakımından yeterli olmadığından, farklı yöntemlerle araştırma yapılması gerekmektedir.

Günümüzde yenilenebilir enerji kaynakları çevre ve sürdürülebilirlik açısından büyük önem taşımaktadır. Jeotermal enerji, yenilenebilir bir enerji kaynağı olarak, fosil yakıt kullanımının azaltılması ve emisyon seviyelerinin düşürülmesi için önemli bir alternatiftir. Elektrik üretiminden ısıtmaya, tarımsal alanlarda seracılıktan hayvancılığa, istihdama kadar birçok alanda ülkemize yüksek katma-değer sağlayan, sosyo-ekonomik değeri yüksek doğal bir enerji kaynağıdır. Türkiye'nin komşusu olan ülkelerde bu doğal yeraltı enerji kaynağı yoktur ya da üretimi/kullanımı yetersizdir. Ülkemizin enerji açığını karşılamada jeotermal, petrole bağımlılığa olan etkiyi azaltmada önemli bir çarpanıdır. Yenilenebilir ve temiz bir enerji kaynağıdır, iklimi değiştirmez. Üretim maliyeti gerek elektrik gerekse ısıtma yönünden diğer kaynaklardan üretilen enerjiye kıyasla %50-80 daha ucuzdur. Fiyatı doğalgaz, kömür ya da linyitli termik santrallerle rekabet edebilecek kadar düşüktür. Fosil yakıtlar gibi fiyat dalgalanmalarından etkilenmez. Bu nedenle ülkeler jeotermal enerjiye olan yatırımlarını arttırmaktadır. Jeotermal elektrik enerjisi üretiminde kurulu güç olarak

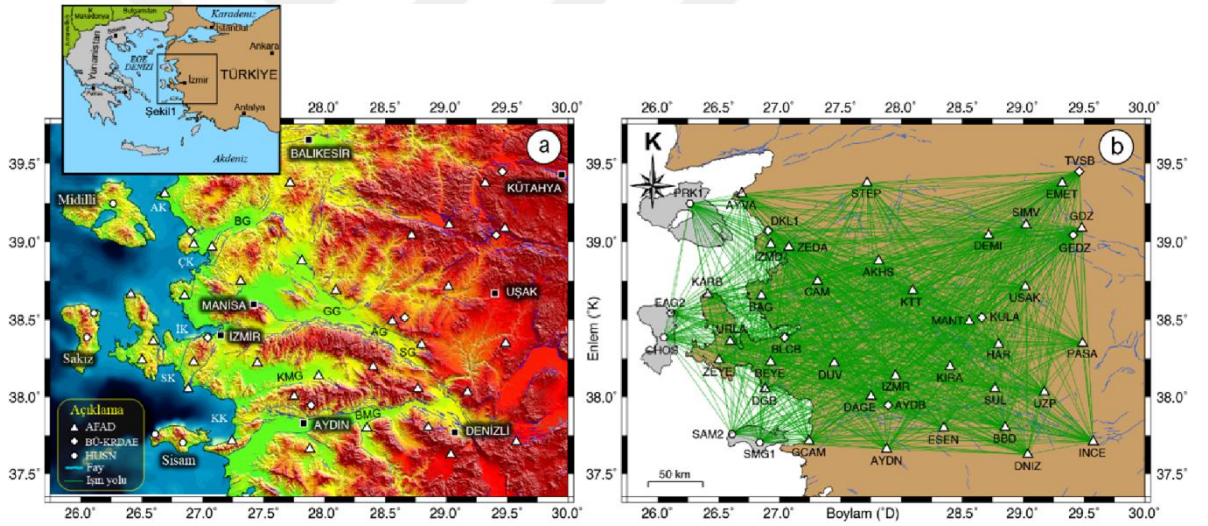
Türkiye, dünyada önemli bir konumdadır. Türkiye'nin jeotermal gücü ağırlıklı olarak Batı Anadolu'dan gelmektedir. Açık deniz jeotermal enerji kurulumunun, şu an için pratikte uygulaması olmamakla birlikte (Karason, 2013; Sircar ve diğ., 2023) sürekli artan enerji ihtiyacı nedeniyle yakın gelecekte Avrupa Birliği ve Türkiye'nin hedefleri doğrultusunda 2035'e kadar büyük oranda kullanılmaya başlanacağı düşünülmektedir. Ülkemizde Ege bölgesi, jeotermal potansiyel açısından hala tam olarak keşfedilmemiş potansiyel alanlara sahiptir. Doğal gürültü tomografisi (DGT) gibi pasif kaynaklı sismolojik yöntemler bu potansiyelin hem karada hem de denizde ortaya çıkartılmasında kullanışlıdır. Yeraltındaki akışkanlara duyarlı S-dalgası hızlarındaki değişime tepki veren yöntemlerden birisidir. Henüz keşfedilmemiş potansiyel jeotermal alanların belirlenmesine katkı sunma ve Rezervuar Sismolojisi uygulaması kapsamında ilk 1-5 km (ekonomik sondaj) derinliğine kadar kabuk hız yapısını yüksek çözünürlükte görüntüleme potansiyeline sahiptir.

1.1 Tezin Motivasyon ve Amacı

Türkiye bir deprem ülkesi olup çok sayıda büyük ölçekli depreme maruz kalmaktadır. Bu nedenle çok sayıda deprem istasyonuna sahiptir. Bu istasyonlar kalıcı olup sürekli modda veri kaydetmektedir. DGT yöntemi sürekli modda kaydedilmiş verileri kullandığı için bu istasyonlardan elde edilen veriler kabuk hız yapısının aydınlatılması için önemli bir veri kaynağı olmaktadır. İstasyon geometrisi ve mesafelere bağlı olarak DGT yöntemi farklı derinliklerde jeotermal potansiyelin yüksek çözünürlüklü olarak araştırılmasına imkân sağlamaktadır. Dahası, aktif kaynak gerektirmeyen yöntemlerin popüler hale getirilmesi jeotermal projelerde arama aşamasındaki maliyetlerin azaltılmasına katkı sağlayacaktır. Araştırma alanında özellikle sığ derinliklerde jeotermal potansiyelle kaynaklık edebilecek yüksek çözünürlüklü tomografik çalışmaların az olması DGT yönteminin uygulanmasını önemli hale getirmektedir. Bu nedenlerle tez çalışmasında belirlenen hedefler aşağıdaki gibi sıralanmıştır:

- Kabuk hız yapısının araştırılması.
- Karasal ve açık deniz jeotermal potansiyelin aydınlatılması.
- Yüksek çözünürlüklü Vs anomalilerinin elde edilmesi.
- Jeoloji, tektonizma ve Vs hızları arasındaki ilişki kurulması.

Bu doğrultuda, tez çalışmasının temel gerekçelerinden birini, Ege Bölgesi kabuk hız yapısının ortaya konması oluşturmaktadır. Bir diğer gerekçe ise bölgede keşfedilmemiş yeni potansiyel jeotermal alanları ortaya koymak, jeotermal aramalarda, ülkemizin jeotermal enerji üretim kapasitesini arttırmaya dönük alan daraltmaya yönelik sismoloji araştırmalara ve ulusal gayretlere bilimsel ArGe boyutunda katkı sunmaktadır. Bu doğrultuda “Veri ve Yöntem” başlığı altında ayrıntılı anlatıldığı üzere T.C. İç İşleri Bakanlığı Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD), Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (BU-KOERI) ve Yunan adalarındaki Hellenic Unified Seismological Network (HUSN) geniş-band deprem istasyonlarından elde edilen, açık erişimli sürekli doğal gürültü verisi kayıtları kullanılarak sismolojik tomografi çalışması gerçekleştirilmiştir (Şekil 1.1).



Şekil 1.1 a) Ege Bölgesinde yer alan AFAD, BU-KOERI ve HUSN geniş-band deprem istasyonlarının konumu, b) Işın yollarının dağılımı (AG: Alaşehir grabeni, BG: Bakırçay grabeni, AK: Ayvalık körfezi, BMG/KMG: Büyük/Küçük Menderes grabeni, ÇK: Çandarlı körfezi, GG: Gediz grabeni, İK: İzmir körfezi, KK: Kuşadası körfezi, SK: Sığacık körfezi. Fay verileri MTA’dan, topoğrafya verileri USGS-GTOPO30’dan sayısallaştırılmıştır)

Bu tez çalışması kapsamında DGT odaklı yürütülen araştırmalar, sadece bilimsel literatüre katkı açısından değil, ülkemizin stratejik planlamaları çerçevesinde ortaya konan 11. Kalkınma Planı, AFAD 2028 Hedefi ve Türkiye 2053 Vizyonu ile de büyük oranda ilişkilidir.

Araştırma konusu, 18.07.2019 tarihli T.C. Cumhurbaşkanlığı Strateji ve Bütçe Başkanlığı'nın 11. Kalkınma Planında 2.4.8. Afet Yönetimi altında vurgulanan deprem öncesi gerekli risk azaltma çalışmaları ile 2.2.3.7. Madencilik altında yer alan jeotermal kaynaklara yönelik arama ve Ar-Ge faaliyetlerinin artırılması başlıkları ile doğrudan ilişkilidir. Buna ek olarak bu tez çalışmasının temel hedefleri; TÜBİTAK Bilim ve Teknoloji Yüksek Kurulu (BTYK) Gelişmelere İlişkin Değerlendirmeler ve Kararlar'ın ele alındığı 10.03.2005 tarihli toplantısında vurgulanan ulusal önceliklere uygun araştırma konularını da içermektedir. Tezin çıktıları, söz konusu BTYK toplantısında alınan kararlar içerisinde; deprem konusunda uluslararası alanda rekabet gücünün artırılması, sonuç odaklı nitelikli ve kaliteli araştırmaların desteklenmesine yönelik öncelikli konular arasında yer almaktadır.

Tez konusu ülkemiz 2028 hedefleri doğrultusunda AFAD tarafından 2024 yılında açıklanan 2024-2028 Stratejik Plan'ında "Amaç ve Hedefler" başlığı altında yer alan Afet risk azaltma çalışmalarının etkinliğini artırmak alt başlığı ile de uyumludur. Bu tez kapsamında yürütülen araştırmalar, yer kabuğunun yapısının anlaşılması hedefine sunacağı katkı ile deprem araştırmaları konusunda bölgesel iş birliklerini geliştirme potansiyeli sağlayacaktır. Bu iş birlikleri sadece ülkemizin farklı bölgelerinde değil, uluslararası ölçekte de henüz araştırılmamış yeni potansiyel alanlarda uygulama imkanına sahip olacaktır. Bu potansiyel yakın gelecekte sadece sismolojik ve sismotektonik araştırmalar bakımından değil, jeotermal enerji aramaları bakımından da nitelikli bilimsel iş birlikleri fırsatı oluşturacaktır.

Türkiye'nin yükselişi için önemli bir sıçrama noktası olarak görülen ve her alanda bölgesel bir güç merkezi olunmasının hedeflendiği 2053 vizyonu kapsamında Ege Bölgesi, Türkiye Yeşil Kalkınma Devrimi için de lokomotif rol oynayabilecek bölgelerin başında yer almaktadır. Bu tez çalışması bu bölgede yürütülmüştür ve Avrupa Yeşil Mutabakatı kapsamında yer alan; "Sürdürülebilir üretimin ve büyümenin tesis edilmesi" ile "ArGe ve Yenilik Temelli Çözüm sunma" şartını arayan hedeflerini karşılamaktadır. Tez çalışması, yenilikçi "Rezervuar Sismolojisi" çalışması kapsamında yüksek çözünürlüklü kabuk hız yapısının görüntülenmesi yanında bulguların, mevcut diğer jeofizik çalışmalardan elde edilen sonuçlarla birlikte yorumlanmasını da içermektedir. 2053 vizyonunun gerçekleşmesi ve Türkiye'nin

enerjide küresel ölçekte hak ettiği yere ulaşması, ülkemizde hedef alanların daraltılmasına yönelik yeni tekniklerin uygulanmasını gerektirir. DGT yöntemi, henüz sadece Ege Bölgesinde değil, Türkiye'nin hemen hiçbir bölgesinde jeotermal odaklı hedef alanların daraltılmasına yönelik olarak uygulanmış değildir. Bu doğrultuda tez çalışması çıktıkları, ileride ülkemizin diğer bölgelerine benzer temel amaçlar için uygulama ve iklim dostu olmanın hedeflendiği 2053 kalkınma vizyonuna katkı sunma potansiyeline sahiptir. Temiz ve yenilenebilir enerjiyi de içeren, ülkemizin geleceğine istikamet veren çok yönlü hedeflerden birine, bu tez çalışması ile önerilen DGT tekniği özelinde bölgesel ölçekte katkı sunulmuştur. Oluşan bilgi-altyapısı, sadece ülkemizin diğer karasal ya da kıyı/körfez yapıları için değil, 2053 vizyonu kapsamında Kuzey Afrika, Ortadoğu, Kafkasya, Karadeniz ve Balkanlar'ı içine alan benzer yakın coğrafyaya ve çevre ülkelere uyarlanma potansiyeline sahip durumdadır.

1.2 Tezin Yapısı

Bu tez çalışması beş bölümden oluşacak şekilde organize edilmiştir. İlk bölüm "Giriş" şeklinde adlandırılmış olup, kısaca yenilenebilir enerjinin öneminden bahsetmekte ve çalışmanın motivasyon ve amacını özetlemektedir. İkinci bölüm "Literatür Taraması" olarak adlandırılmış olup Ege bölgesinde yapılmış olan tomografik çalışmaları özetlemektedir. Üçüncü bölüm veri ve yöntemi özetlemektedir. Sonraki iki bölüm bu tez çalışması kapsamında üretilen yayınlardan derlenmiş olup bölüm dört "Ege Bölgesi Grup Hızı Değişimi" olarak birinci makaleye, bölüm beş ise "Ege Bölgesi Vs Hızı Değişimi" şeklinde adlandırılarak ikinci makaleye atfedilmiştir. Bu bölümde çalışma alanındaki Vs anomalileri incelenmiş, karasal ve açık deniz jeotermal potansiyel yorumlanmıştır. Ayrıca, bu bölümde çalışma alanına ait üç boyutlu kavramsal model oluşturulmuş ve daha önceden yapılmış olan yerel deprem tomografisi (YDT) sonuçları ile birleştirilmiştir. Altıncı bölüm ise "Tartışma" olarak adlandırılmıştır. Bu bölümde hem veri işlem hem de tomografi aşamasında seçilen parametreler tartışılmıştır. Bölüm yedi de ise çalışmadan elde edilen sonuçlar özetlenmiştir.

BÖLÜM İKİ

LİTERATÜR TARAMASI

2.1 Doğal Gürültü Tomografisi Çalışmaları

DGT tekniği, kabuk hız yapısının yüksek çözünürlükte görüntüleme avantajı nedeniyle son on yılda jeotermal Rezervuar Sismolojisi alanında artan hızda uygulama şansı bulmuştur. Sığ ve derin yapıların yüksek ayrımlı olacak şekilde 2-B ve 3-B görüntülenmesi ihtiyacı kapsamında DGT tekniğinin tercih edildiği gözlenmektedir. Bussat ve Kugler (2009) ve Chmiel ve diğ. (2019) tarafından yürütülen araştırmalarda sadece yeni doğalgaz değil, petrol ve hidrokarbon yataklarına ait alanların keşif çalışmalarında, rezervuarın modellenmesinde kullanılmıştır. Gassenmeier ve diğ. (2015) ile Stork ve diğ. (2018) tarafından yürütülen çalışmada DGT'nin sadece jeotermal alanlarda akışkana değil, yeraltı CO₂ depolama alanlarında sızıntı yapan derin yapıların tespitinde de önemli olduğunu ortaya koymuştur. Lehujeur ve diğ. (2015, 2018) tarafından yürütülen güncel araştırmalarda, re-enjeksiyon faaliyetlerinin yapıldığı jeotermal alanlarda akışkan dağılımı izlenmiş, rezervuar sismolojisi kapsamında 2-B ve 3B modellemeler gerçekleştirilmiştir. Batı Anadolu'da kabuk yapısını araştırmak için DGT çalışmaları yapılmakla birlikte doğrudan Ege bölgesine odaklanan çalışmaların sayısı yeterli değildir.

Delph ve diğ., (2015) kabuk yapısını Ege bölgesi de dahil olmak üzere Türkiye genelinde araştırmıştır. Çalışmada 215 geniş-bant sismik istasyon kullanılmış ve 13 778 çapraz ilişki hesaplanarak Rayleigh dalgası dispersiyonları 8-40 s periyot aralığında ölçülmüştür. Ters çözüm ile grup hızlarından Vs hızlarına geçilmiştir. Çalışma alanı 50 km derinliğe kadar modellenmiştir ve ortalama kabuk hız yapısının global değerlere kıyasla düşük olduğu tespit edilmiştir.

Taylor ve diğ., (2019) Batı Anadolu bölgesinde Kuzey Anadolu Fay Hattı'na odaklanmıştır. Görece küçük bir alanı kapsayan bu çalışma 30x70 km'lik bir alanı kapsamaktadır. Araştırmacılar 62 istasyondan elde edilen verileri kullanarak çalışma alanındaki Vs anomalilerini 10 km derinliğe kadar modellemiştir. Düşük hızlar (< 2.5 km/s) havza yapıları, yüksek hızlar ise (> 3.2 km/s) temel kayalarla

ilişkilendirilmiştir. Ayrıca önemli tektonik yapıların sınırlarında sismik hızlarda büyük değişimler gözlenmiştir.

Legendre ve diğ., (2020) yaptıkları çalışmada Türkiye genelinde 116 sismik istasyon kullanarak 5-25 s periyot aralığında yaklaşık 40 km derinliğe inmişlerdir. Çalışma alanındaki izotropik ve anizotropik değişimleri değerlendirmişler ve bunları büyük ölçekli tektonik yapılarla ilişkilendirmişlerdir.

Turunçtur ve diğ., (2023) yaklaşık 300x500 km'lik bir alanı kapsayacak şekilde yürüttükleri çalışmada Türkiye'nin kuzeybatısını hedeflemişlerdir. Kuzey Anadolu Fay Hattı'nın batı kısmını da içine alan bu çalışmada 84 kalıcı ve 136 geçici istasyon kullanılmıştır. 1-15 s periyot aralığında çalışma alanı içerisinde yüksek çözünürlüklü grup hızı haritaları elde edilmiş ve daha sonra Vs hızlarına geçiş yapılmıştır. Araştırmacılar yerkabuğunun ilk 3-5 km'lik derinlikteki düşük hız anomalilerini havza yapıları ile ilişkilendirmiştir. Ayrıca yüksek hızlı zonları kabuktaki henüz kırılmamış bölümlerle ilişkilendirmişler ve büyük deprem üretebilecek segmentlere vurgu yapmışlardır.

2.2 Diğer Tomografi Çalışmaları

DGT haricinde bölgede depremlerden yararlanılarak yapılmış tomografi çalışmaları da mevcuttur.

Salah ve diğ., (2007) yaptıkları çalışmada 36-39° kuzey enlemleri ve 27-32° doğu boylamları arasında yer alan depremleri kullanarak 8 istasyon ile bir tomografi çalışması gerçekleştirmiştir. Güneybatı Anadolu'yu hedef alan bu çalışmada, kullanılan depremlere ait P ve S dalgası okumaları yapılarak tomografik kesitler elde edilmiştir. Buna göre çalışma alanında Vs hızları ve Poisson oranlarındaki değişimin Vp hızlarına göre daha fazla olduğu, büyük depremlerin genellikle düşük hızlı ve düşük-yüksek Poisson oranına sahip bölgelerde meydana geldiğini vurgulanmıştır. Bu çalışma ağırlıklı olarak Batı Akdeniz ve Isparta çevresinde yürütmüş, 2'si geniş bant olmak üzere toplam 8 sabit istasyon tarafından kaydedilen 4000'den fazla deprem verisi kullanılmıştır. Söz konusu araştırma her ne kadar Batı Akdeniz ve Isparta

kesimlerinde yürütülmüş olsa da Ege bölgesi kabuk hız yapısına ait tomografik görüntülemeye de yer verilmiştir.

Tezel ve diğ., (2010) alıcı fonksiyon analizi yöntemini kullanarak yaptıkları çalışmada, 25 istasyon tarafından kaydedilen 50 adet telesismik depremi kullanarak, Batı Anadolu kabuk hız yapısını araştırmışlardır. Çalışmada kabuk kalınlığının batıdan doğuya doğru arttığı gözlenmiştir. Ayrıca kesit profillerinde Moho süreksizliğinin 20 – 35 km arasında değişim gösterdiği rapor edilmiştir. Kullanılan istasyonların altında tespit edilen düşük hız anomalileri ise çalışma alanındaki açılma rejimi ve yüksek ısı akısı ile ilişkilendirilmiştir.

Bakırcı ve diğ., (2012) 5.5 ve üzeri magnitüd değerine sahip 289 deprem kullanarak yaptıkları çalışmada, depremlerden elde edilen yüzey dalgalarını kullanarak, Türkiye'nin üst manto yapısını incelemiştir. Ters çözüm ile Vs hızlarına da geçilen bu çalışmada elde edilen model derinliği 40-150 km'dir. Helen Yayısı, Kıbrıs Yayısı, Arabistan ve Anadolu levhasının çarpıştığı alanları içine alan bu model Türkiye'nin önemli tektonik alanlarına ait anomaliler hakkında bilgi vermektedir.

Fichtner ve diğ., (2013) kıtasal ve bölgesel depremleri kullanarak çok-ölçekli dalga formu ters çözümü yöntemiyle hem kabuk hem de üst mantodaki Vs hızı değişimlerini modellemiştir. Bölgesel depremler sayesinde düşük periyotlar (<30 s) incelenmiş ve kıtasal depremler sayesinde yüksek periyotlar incelenerek çalışma alanında sığdan derine doğru detaylı bir analiz yapılmıştır. Karmaşık kabuk yapısına rağmen Kuzey Anadolu Fay Hattı'nın izlerini sismik hızlardaki değişimler ile yorumlamışlardır.

Çubuk-Sabuncu ve diğ., (2017) Marmara denizi ve Batı Anadolu'yu kapsayan çalışmalarında 62 adet bölgesel depremden yararlanarak tam dalga biçimi tomografisi ile ortamın Vs yapısını yaklaşık 5-35 km arasında modellemiştir. Araştırmacılar bu çalışmada kabuğun üst kısmında aktif faylanma, genç volkanizma ve yüksek kabuk sıcaklığına bağlı ve açılma rejimi ile ilişkilendirilen düşük (2.5-3.2 km/s) Vs hızları rapor etmiştir.

Özer ve diğ., (2018) Ege bölgesini hedef alarak yaptıkları YDT çalışmasında 2007-2016 yılları arasında bölgede meydana gelmiş 2085 depremi kullanarak çalışma alanının tomografik görüntüsünü elde etmiştir. V_p , V_p/V_s anomalilerinin sunulduğu

bu çalışmada kabuk yapısı, Moho derinliği ve jeotermal potansiyel ile ilgili bulgulara yer verilmiştir. Çalışmada düşük hızlar graben sistemlerindeki alüvyal çökellerle ilişkilendirilmiştir. Ortalama Moho derinliği ise 25 km olarak hesaplanmıştır. Bu çalışmada elde edilen bulgular son derece yüksek çözünürlükte olsa da yöntemin doğası gereği hız yapıları kayma dalgası hızının hassas tayinine yönelik olmadığından, aynı alanlarda alınan kesitler üzerinde DGT yönteminden elde edilecek bulgularla karşılaştırma yapılmasına ihtiyaç bulunmaktadır. Söz konusu çalışma, jeotermal kaynaklar açısından da dikkate değer bir potansiyel sunmakla birlikte yeraltındaki akışkan satürasyonuna duyarlı bir yöntem olan DGT tekniğinin avantajlarına sahip değildir. İlgili çalışma kapsamında 75 geniş bant sismometreden oluşan deprem verileri kullanılmıştır. Jeotermal akışkan varlığına işaret eden düşük V_p , yüksek V_p/V_s modellemelerini Buharkent, Gümüşkol, Güzelhisar, Köşk, Kuyucak, Sarayköy ve Suzbeyli bölgelerinin yakınında açıkça gözlemişler; Bademler, Çandarlı, Kaleköy, Karahallı, Merdivenli, Ortaköy, Saruhanlı, Yelki ve Yuntdağıkoseler bölgelerini yeni potansiyel jeotermal kaynaklar için aday bölgeler olarak önermişlerdir.

Eken ve diğ., (2021) telesismik P dalgası kuyruklarını kullanarak yaptıkları araştırmada Güneydoğu Avrupa ve Anadolu'yu kapsayacak şekilde kabuk ve üst mantodaki sismik hız değişimlerini ortaya koymuştur. Çalışmada Moho derinliğindeki değişimler, V_p , V_s ve V_p/V_s hızlarındaki değişimler incelenmiştir. Buna göre Moho derinliğinin batıdan doğuya doğru arttığına, özellikle Batı Anadolu'da kabuğun küçük ölçekli pek çok farklı anomali sunarak kompleks bir yapıda olduğuna dikkat çekmiştir.

Bunların dışında farklı çalışmalar da mevcuttur. Akyol ve diğ. (2006); Ege graben sistemini (Gediz Grabeni, Küçük Menderes Grabeni, Büyük Menderes Grabeni) K-G istikametinde kesecek şekilde, IRIS destekli 45 kısa periyot geçici deprem istasyonu kurmuş, ilave olarak 5 adet sabit geniş bant deprem istasyonu kullanmıştır. 11 ay süresince kaydedilen 725 deprem verisinden hareketle graben sistemine ait 1-Boyutlu kabuk hız yapısını ortaya koymuştur.

Kaypak ve Gökkaya (2012) Ege Bölgesinin en doğu ucunda yer alan Denizli havzasında 4'ü geniş bant olmak üzere toplam 28 deprem istasyonu tarafından kaydedilen 635 deprem kaydını kullanarak kabuk hız yapısına ait tomografik görüntüleri YDT yöntemi ile elde etmiştir. Söz konusu çalışma kapsamında Denizli

havzasının 20 km'ye kadar derinliği aydınlatılmıştır. Çalışmalarda yüksek V_p ve düşük V_p/V_s anomalileri rapor edilmiş, bulgular traverten birikimi ile ilişkilendirilmiştir. Yüzeyde 1.65, derinlere doğru inildikçe 1.85 civarına yükselen V_p/V_s oranının kırıklı yapılar içindeki yüksek basıncılı sıvı girişimleri ile, daha düşük V_p/V_s oranlarının ise CO_2 varlığıyla ilişkili olduğu vurgulanmıştır.

Batı Anadolu ve Ege bölgesinin aktif tektonik yapısı göz önüne alındığında tomografik çalışmaların yanı sıra pek çok farklı yöntem tarafından da araştırılmıştır.

- Sismoloji ve sismik: Altan ve diğ., 2023; Vanacore ve diğ., 2013; Ozer ve Polat, 2017a,b; şahin ve diğ., 2019; Erman ve diğ., 2022, Akyol ve diğ., 2006; Akgün ve diğ., 2014; Karabulut ve diğ., 2013
- Gravite, manyetik, ısı akısı: Gönenç vd., 2012; Aydemir ve diğ., 2018; Altınoglu ve diğ., 2015, Timur ve diğ., 2019; Gönenç, 2021; Timur ve Sarı, 2022; Ulugtekin vd. 2022; Teknik ve diğ., 2023; Gessner ve diğ., 2016; Pazvantoğlu vd. 2021; Bilim ve diğ., 2016; Aktuğ ve Kılıçoğlu, 2006; Pamukcu ve diğ., 2019

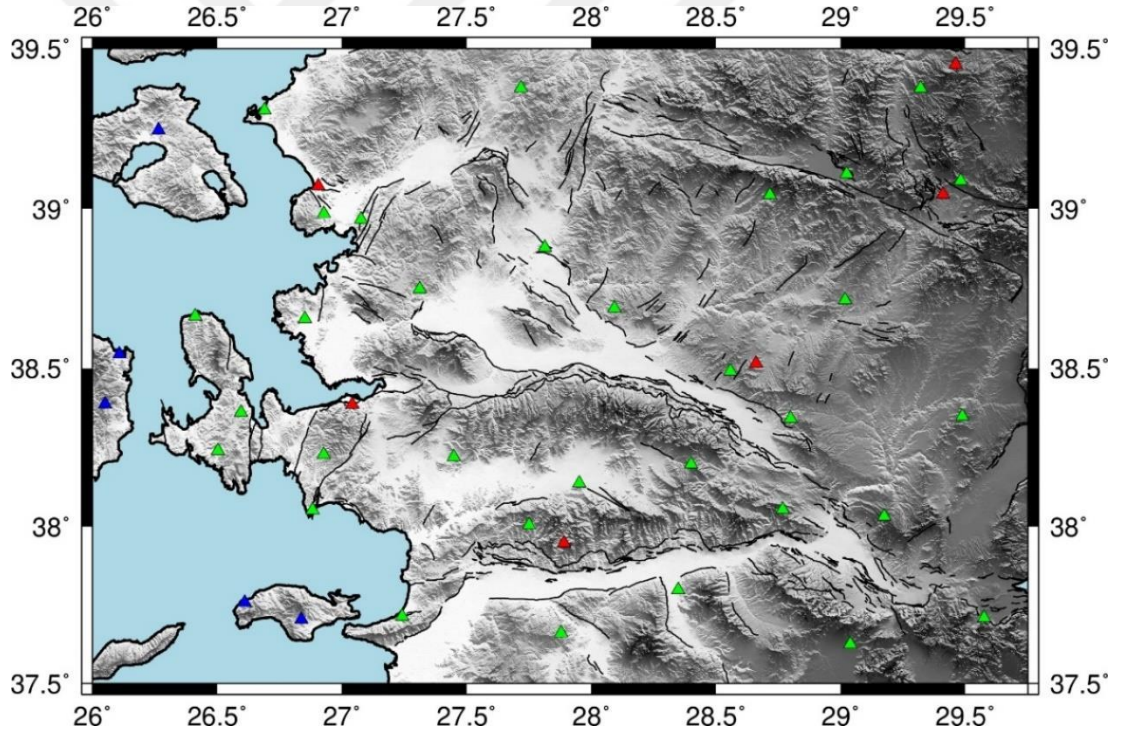
DGT sonuçların değerlendirilmesi aşamasında farklı jeofizik yöntemlerden elde edilen bulgularda dikkate alınmıştır.

BÖLÜM ÜÇ

VERİ VE YÖNTEM

3.1 Veri

Doğal gürültü tomografisi sürekli modda kayıt yapan istasyonların verilerine ihtiyaç duyar. Bu çalışmada kullanılan veriler T.C. İçişleri Bakanlığı Afet ve Acil Durum Yönetim Başkanlığı (AFAD), Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (BU-KOERI) ve “Hellenic Unified Seismological Network (HUSN)” ağlarına ait sürekli modda kayıt alan 2021 yılına ait 43 adet geniş-bant deprem istasyonlarından derlenmiştir (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 Çalışmada kullanılan istasyonlar. Yeşil üçgenler: AFAD, kırmızı üçgenler: BU-KOERI, mavi üçgenler: HUSN

3.2 Yöntem

Yeterli sayıda deprem meydana gelmesi durumunda; sadece Ege Bölgesi değil, genel olarak ülkemizin herhangi bir bölgesinin kabuk hız yapısı yüzeyden itibaren farklı derinliklere doğru sismolojik tomografi görüntüleme yöntemleriyle aydınlatılabilir. Bu doğrultuda ülkemizde, sayısı çok yeterli olmamasına karşın, Literatür başlığı altında da vurgulandığı üzere deprem ya da patlatma verisi kullanan sismolojik tomografi uygulamaları yapılmaktadır. Bu tür tomografi yöntemleri, deprem verisine (depremin meydana gelmesine) bağımlıdır, deprem olmayan ya da yoğunluğu az olan bölgelerde, sismik boşluk alanlarında yüksek çözünürlük üretmemektedir.

Yeterli sayıda deprem meydana gelmemesi veya S-fazının istenen sayı ve nitelikte okunamaması durumunda ise; denizde ya da karada herhangi bir yerleşim alanı için kabuk hız yapısının özellikleri yüksek çözünürlükte belirlenemeyeceği için, sığ/derin odaklı karmaşık tektonik yapıların yorumlanmasında güçlükler oluşur. Deprem lokasyonlarının hassas hesaplanmasında büyük öneme sahip yeraltı hız yapıları ve genel anlamda kabuk hız yapısı yeterli çözünürlükte ortaya konamaz. Bu durum, bir bölgenin deprem tehlikesini ve tehdidin düzeyini belirlemeyi, sonuçlarının mertebesinin yeterli hassasiyette kestirilmesini önler. Ege Bölgesinde, deprem etkinliği az olan ve sismik boşluk barındıran (örneğin Sarıgöl, Alaşehir, Gediz, Küçük ve Büyük Menderes grabenlerinde) karasal ve açık deniz alanlar mevcuttur. Bu kesimlerde nitelikli çözüm üretmek için yeterli sayıda deprem kaydetmeyi beklemek, kabuk yapısını ve bu doğrultuda deprem tehlikesini hassas ortaya koyma hedefi için gerçekçi bir yaklaşım olmayabilir.

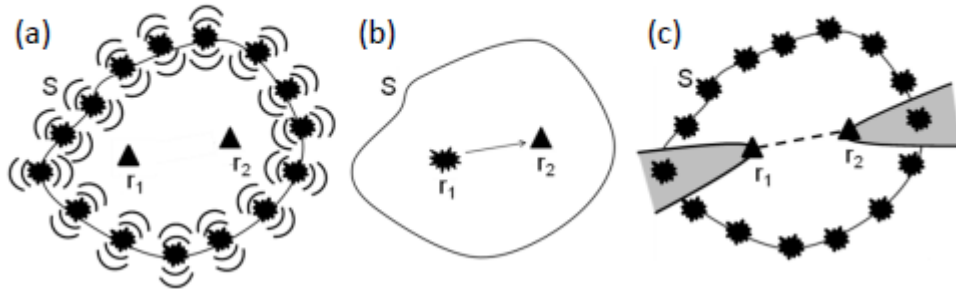
DGT yöntemi, deprem olmasına ihtiyaç duymaz. Deniz veya karada yürütülen sismik yöntemler de olduğu gibi yapay patlatma kaynağına gereksinim duymaz. Yerin kendiliğinden oluşturduğu ve geniş-bant sismolojik gözlem istasyonları tarafından 7/24 sürekli kaydedilen doğal gürültü verisini kullanır. Doğal titreşim verisi kullanarak yeraltı görüntüleme yapar. Depremin meydana gelmesine ihtiyaç duymadığı için kabuk yapısının kesme dalga hızının (V_s) yüksek çözünürlükte görüntülenmesini sağlar. Fay segmentlerinin dinamik özelliklerinin de ortaya konmasında önemli bir avantaja sahiptir. Sismolojide yeraltındaki değişimleri aydınlatmak için son 10 yılda

artan sayı ve sıklıkla tercih edilmektedir. Çünkü dünyanın kendisi ve kabuk arasında sürekli bir etkileşim mevcuttur. Atmosferik etkiler, okyanus dalgaları ve kültürel aktiviteye bağlı olarak yer içinde sürekli ve rastgele şekilde yayılan gürültü alanları mevcuttur. Yer içerisinde yüzey dalgası olarak ilerleyen bu sinyaller kullanılarak, DGT tekniği ile kabuk hız yapısı hakkında bilgi elde etmek mümkündür.

Yöntemin temeli iki farklı istasyon konumunda kaydedilen gürültülerin çapraz ilişkisi (korelasyonu), bu noktalardan birinin kaynak diğeri ise alıcı gibi (ya da tam tersi) kabul edilmesini baz alır. A ve B gibi farklı iki konumda alıcılar düşünürsek;

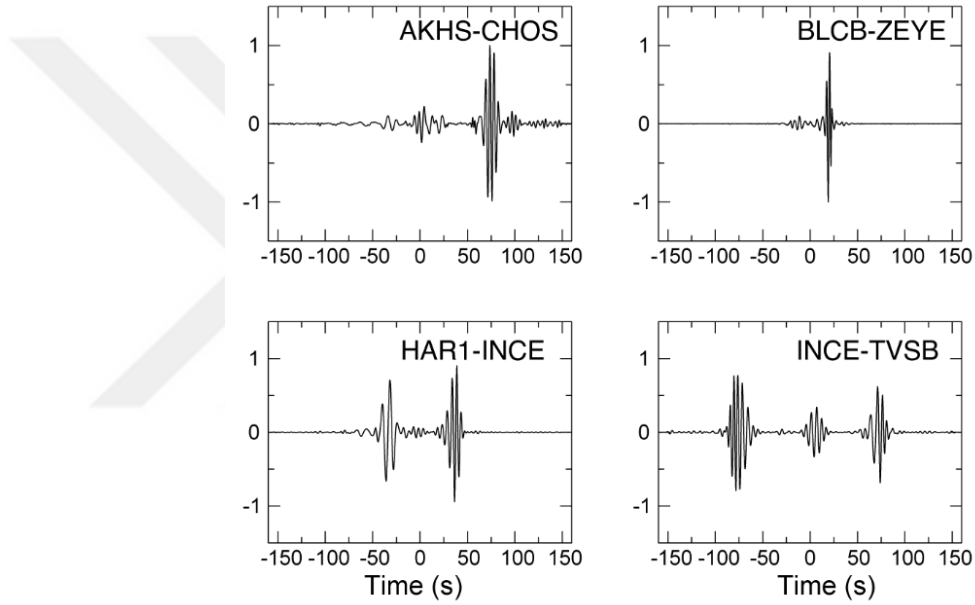
$$C_{AB}(\tau) = \int_T u_A(t) \cdot u_B(t + \tau) dt \quad (3.1)$$

Yukarıda verilen formülde $C_{AB}(\tau)$ A ve B istasyonu arasındaki gürültü korelasyon fonksiyonunu $u_A(t)$ ve $u_B(t)$ A ve B istasyonlarında kaydedilen sinyali T kayıt uzunluğunu ve τ gecikme zamanını ifade eder. Yeterli sürede çapraz ilişki fonksiyonunun biriktirilmesi (üst üste eklenmesi) ile ortama ait Green fonksiyonu (ortam tepkisi) elde edilebilir. Böylece seçilen herhangi iki istasyon çifti arasındaki ortamın hız yapısını elde etmek mümkün olur (Şekil 3.2).



Şekil 3.2 a) Rasgele gürültü kaynakları tarafından sarılmış istasyon çifti, b) istasyon çiftlerinden biri kaynak diğeri alıcı pozisyonunda, c) gri alandaki gürültü kaynakları gösterilen alıcılar arasında çapraz ilişki hesabında en çok katkıyı sağlar (Nicolson, 2012)

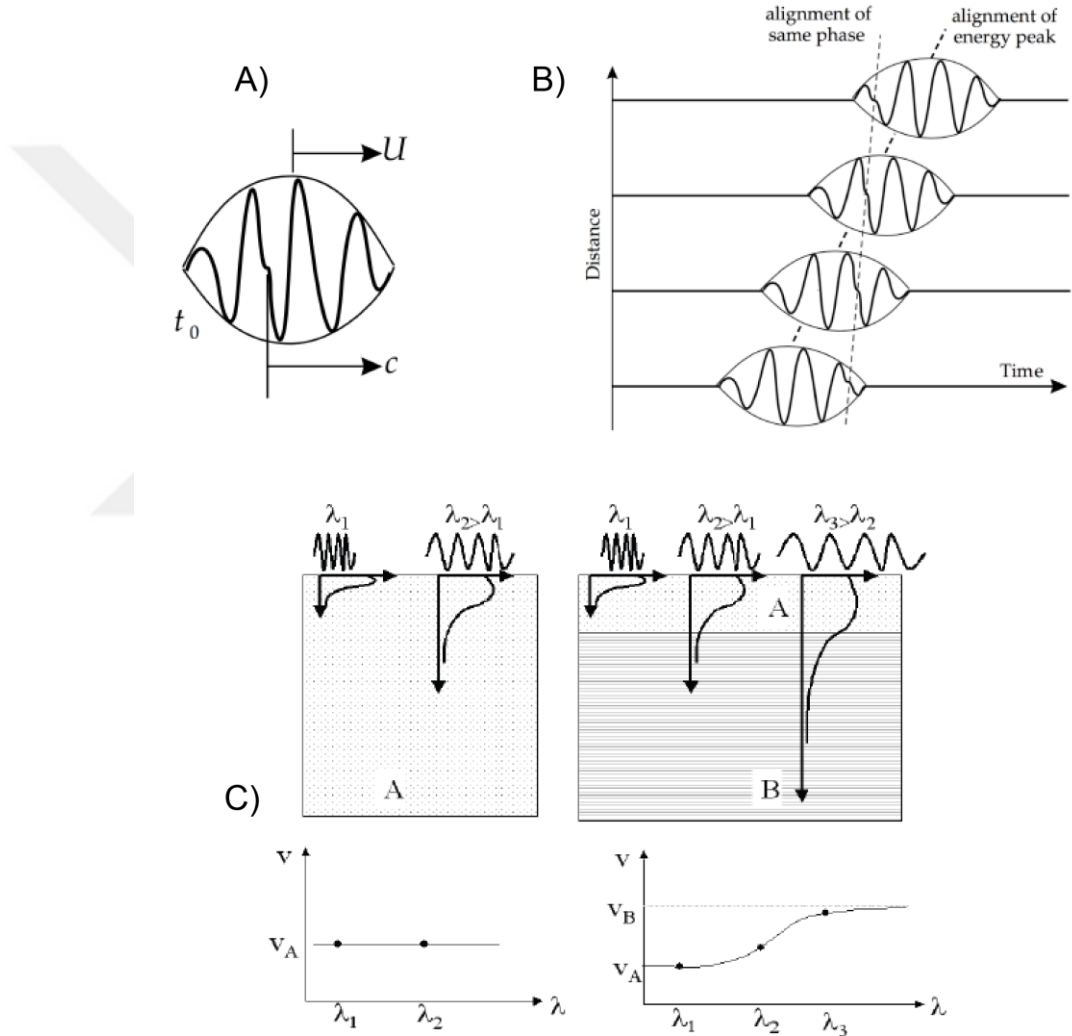
Bu çalışmada 43 istasyona ait düşey bileşen gürültü kayıtları kullanılarak çapraz ilişkiler hesaplanmış ve Rayleigh dalgası dispersiyon eğrileri elde edilmiştir. 43 istasyondan toplam 903 istasyon çifti oluşturulmuştur. Fakat sinyal/gürültü oranı 10'dan büyük olan ve istasyonlar arası mesafelere bağlı olarak 716 istasyon çiftinden Rayleigh dalgası dispersiyon ölçümleri yapılmıştır. Şekil 3.3'te 4 farklı istasyon çiftine ait örnek çapraz ilişki sonuçları verilmiştir. Sinyal analizi için yapılan hesaplamalar "Seismic Analysis Code" (Goldstein ve diğ., 2003) adlı GNU-Linux tabanlı program ile gerçekleştirilmiştir.



Şekil 3.3 AKHS-CHOS, BLCB-ZEYE, HAR1-INCE ve INCE-TVSB istasyon çiftlerine ait 3 ay uzunluğunda veriden elde edilmiş çapraz ilişki sonuçları

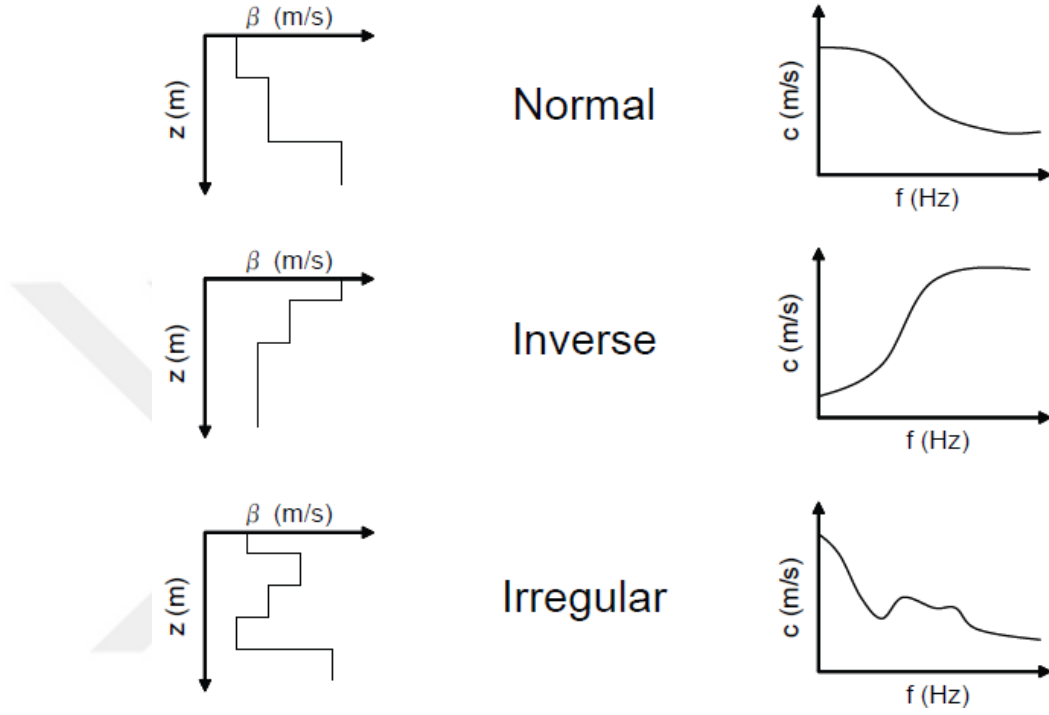
DGT çalışmalarında temel alınan yüzey dalgalarının en önemli özelliği dispersiyondur. Bu, hızın frekansa (periyoda) bağlı olduğu anlamına gelir. Dolayısıyla, çok katmanlı bir ortamda, sinyali oluşturan dalgalar, ortam özelliklerine göre farklı hızlara sahiptir. Bu özellik sayesinde yüzey dalgaları kullanılarak kabuk ve üst mantonun hız yapısı ortaya konabilir. Yüzey dalgaları olarak yayılan enerji paketi, bir dalga boyu spektrumundan oluşmaktadır. Dalga içindeki enerji, dalga paketinin zarfı olarak grup hızı adı verilen bir hızla yayılır; dalga paketini oluşturan bireysel dalgalar ise faz hızıyla hareket eder. Homojen bir ortamda farklı dalga boyları farklı derinlikleri

örnekler. Fakat ortam homojen olduğunda tüm dalga boyları aynı hız değerine sahip olur ve dispersiyon gözlenmez. Fakat çok katmanlı ve her bir katmanın farklı mekanik özelliklere sahip olduğu durumda ise farklı dalga boyları farklı derinlik ve mekanik özelliklerden etkilenerek farklı hızlara sahip olur. Bu durum da dispersiyonu gözlenir (Şekil 3.4).



Şekil 3.4 a) U : grup hızı ve C : faz hızı, b) Grup ve faz hızının farklı mesafelerdeki varışı, c) ortam özelliklerine göre dispersiyon oluşumu (Lowrie, 2007; Yange, 2016)

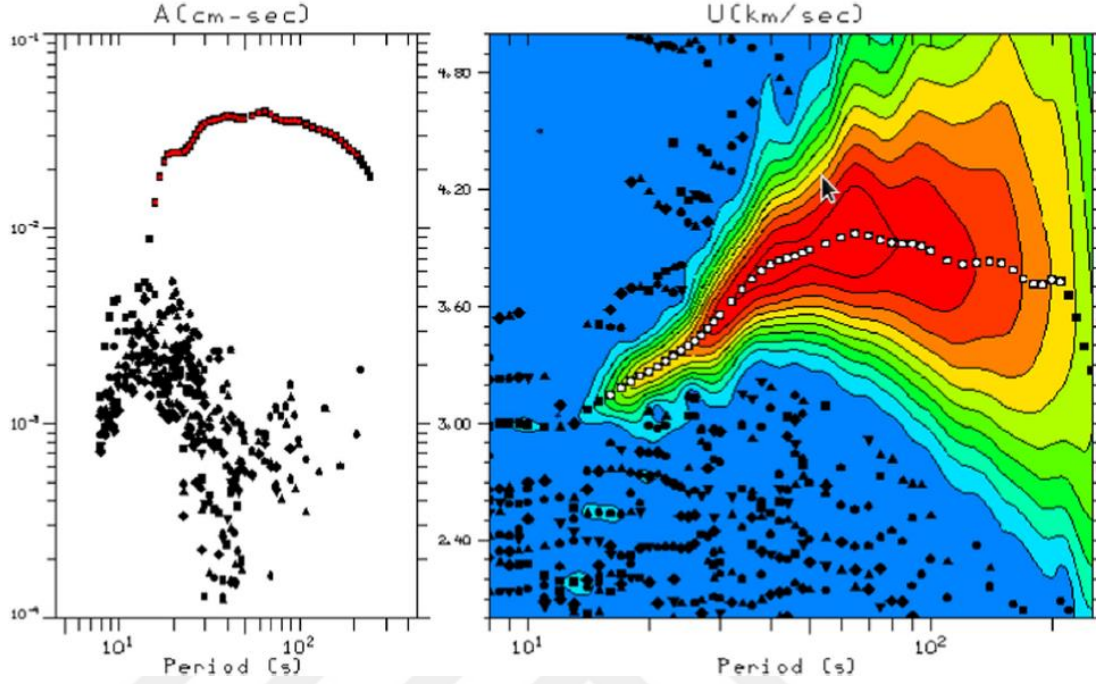
Dispersiyon dalgaların ilerlediği ortamın yapısına göre farklı özellikler gösterir. Eğer ortamın hızı derinliğe bağlı olarak artış gösteriyorsa frekans küçüldükçe faz hızı yükselir. Eğer ortamın hızı derinliğe bağlı olarak azalıyorsa frekans küçüldükçe faz hızı düşer. Eğer ortam karmaşık bir hız yapısına sahipse dispersiyon eğrisi de buna bağlı olarak kompleks hale gelir (Şekil 3.5).



Şekil 3.5 Ortam hız yapısına göre değişen farklı dispersiyon türleri (Pei, 2007)

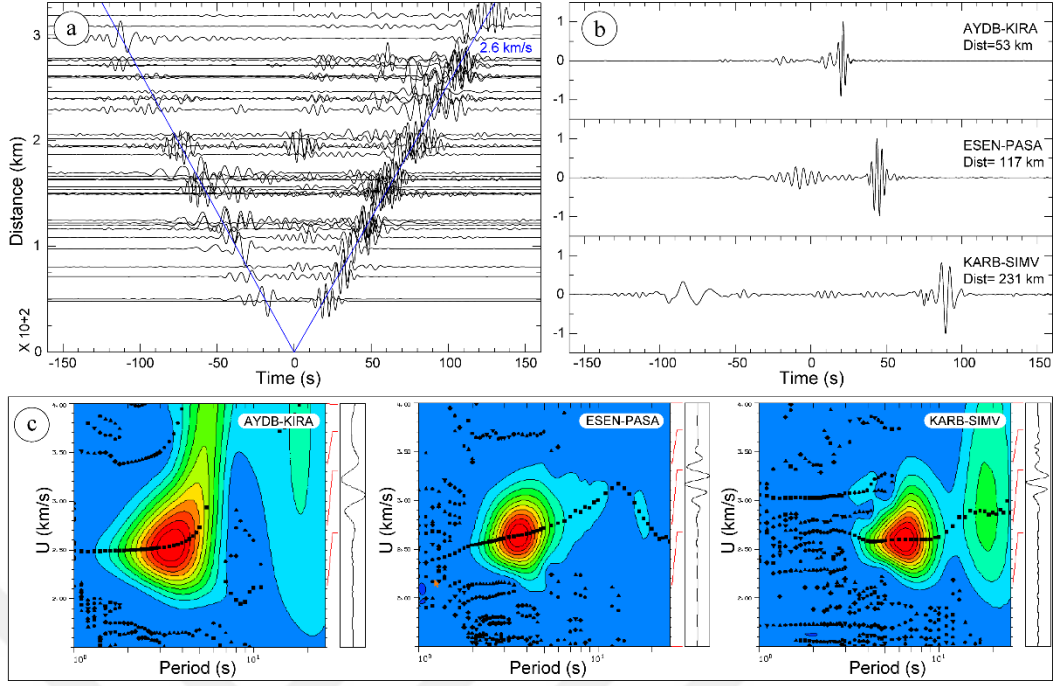
Dispersiyon ölçümleri için açık kaynak kodlu çoklu süzgeç tekniği “Multiple Filter Technique” (Dziewonski ve diğ., 1969; Herrmann, 2013) algoritmasından yararlanılmıştır. Yöntem Dziewonski ve diğ., (1969) tarafından dispersif dalgaların grup hızlarını belirlemek için geliştirilmiştir. Farklı frekanslara ait yüzey dalgalarının farklı varış zamanlarına sahip olduğu temelini baz almaktadır. Öte yandan, yüzey dalgası spektrumu, aynı frekansta ve aynı varış zamanlarına sahip farklı modlar içerebilir. Bu sorunu çözmek içinse Herrmann (1973) dar bant-geçişli süzgeç kullanarak spektral genlik değerleri yardımıyla farklı modlara ait hızları ölçmüştür. Program belirli merkez frekanslar etrafında sinyale ardışık olarak bir süzgeç uygulayarak dispersiyon eğrisini oluşturur. Grup hızları dalga zarfının maksimumu

olduğu için programdan seçilen grup hızı değerleri yüksek spektral genliklere sahip olmalıdır (Şekil 3.6).



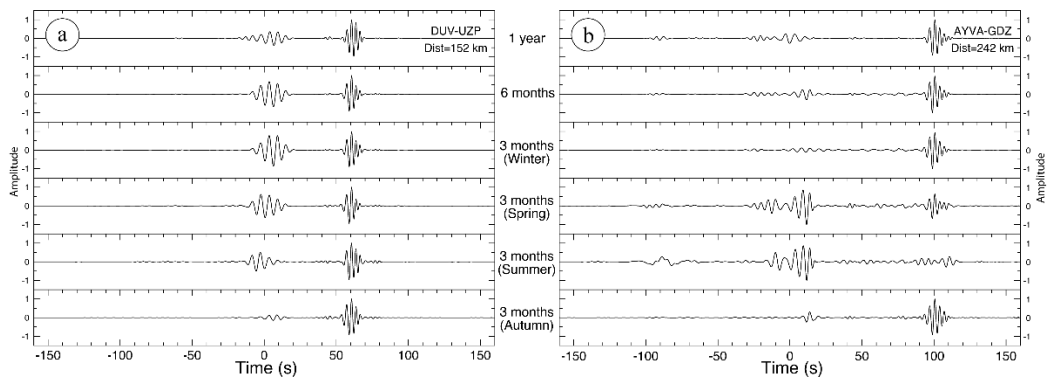
Şekil 3.6 Sağ panel: seçilen grup hızı noktalarına karşılık gelen genlik değerleri, Sol panel: grup hızı dispersiyon eğrisi (Ouattara ve diğ., 2019)

Şekil 3.7a'da INCE istasyonu ile ağdaki geri kalan diğer istasyonlar arası hesaplanan çapraz ilişkiler verilmiştir. Buna göre çalışma alanındaki ortalama grup hızı yaklaşık 2.6 km/s olarak gözlenmektedir. İstasyonlar arası mesafeler arttıkça Rayleigh dalgası genliklerinin gecikme zamanları da artmaktadır. Şekil 3.7'de yakın, orta ve uzak mesafeli istasyon çiftlerinde de bu durum gözlenmektedir. Şekil 3.7c'de bu çapraz ilişkilere ait çoklu süzgeç tekniği kullanılarak elde edilen dispersiyon eğrisi görüntüsü verilmiştir. Kısa mesafelerde Rayleigh dalgası enerjisi düşük periyotlarda yoğunlaşırken, uzak mesafelerde yüksek periyotlara kaymaktadır.



Şekil 3.7 a) INCE istasyonu ile ağdaki diğer istasyonlar arasında hesaplanan çapraz ilişkilerin mesafeye bağlı çizimi (Mavi çizgi ortalama grup hızını göstermektedir), b) AYDB-KIRA, ESEN-PASA ve KARB-SIMV istasyon çiftlerine ait çapraz ilişki sonuçları, c) aynı çiftlere ait dispersiyon görüntüleri

Çalışmada 3 ay uzunluğunda veriler kullanılsa da farklı veri boyları ile testler yapılmıştır. Genel olarak 3 ay uzunluğunda veri boyu yeterli sinyal/gürültü oranına (>10) sahip çapraz ilişkilerin hesaplanabilmesi için yeterli olmuştur (Şekil 3.8).



Şekil 3.8 a) DUV-UZP ve b) AYVA-GDZ istasyon çiftlerine ait 1 yıl uzunluğunda ve 3 ay uzunluğunda hesaplanan çapraz ilişki sonuçları. Kış: Aralık-Ocak-Şubat, Bahar: Mart-Nisan-Mayıs, Yaz: Haziran-Temmuz-Ağustos, Güz: Eylül-Ekim-Kasım ayları baz alınmıştır

Çalışmada çapraz ilişkilerin ortalaması hesaplanırken doğrusal yığma yerine Schimmel ve Paulssen (1997) tarafından önerilen faz ağırlıklı yığma yöntemi kullanılmıştır. Sismik bir izin oluşturduğu analitik sinyal aşağıdaki gibi ifade edilirse

$$S(t) = s(t) + iH(s(t)) = A(t)\exp [i\Phi(t)] \quad (3.2)$$

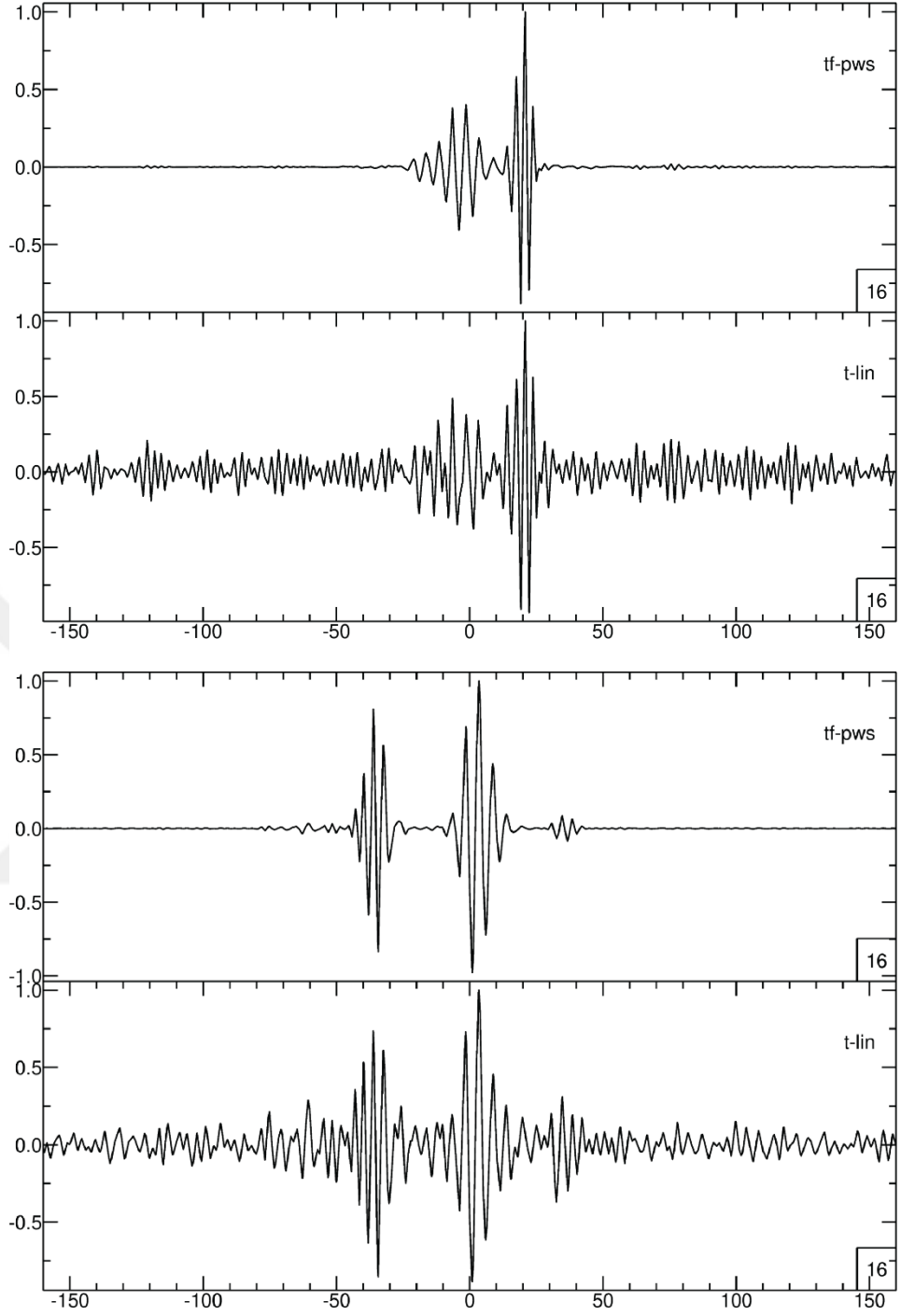
Burada $S(t)$ analitik sinyali, $s(t)$ analitik sinyalin gerçel kısmını, $iH(s(t))$ sanal kısmını ifade eder. $A(t)$ sinyal zarfını ve $\Phi(t)$ ise anlık fazı ifade eder. Doğrusal yığma işlemi analitik sinyalin gerçel kısmının aritmetik ortalamasıdır ve aşağıdaki şekilde ifade edilebilir:

$$\frac{1}{N} \sum s_j(t) \quad (3.3)$$

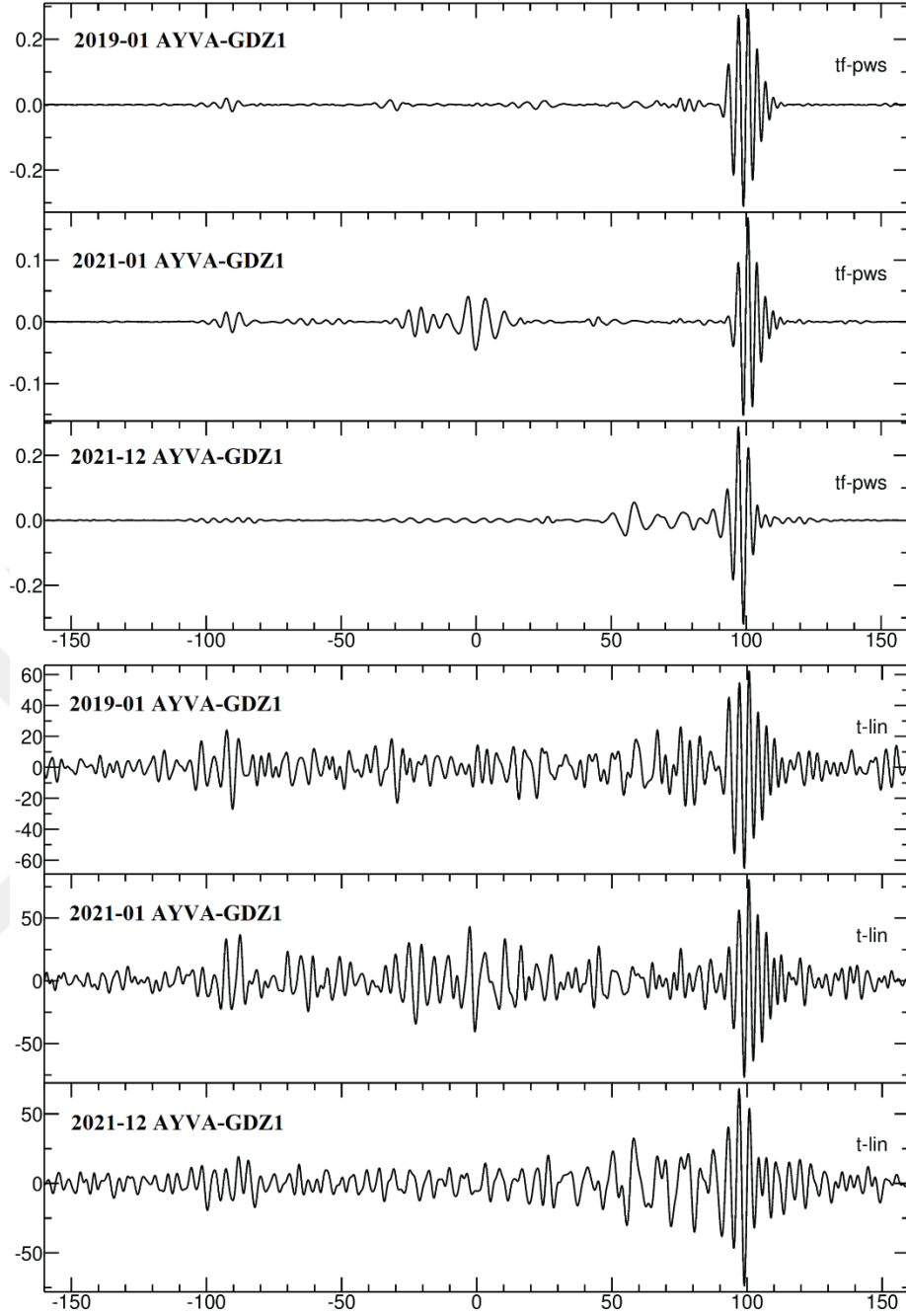
Fakat bu yığma işleminde herhangi bir tutarlılık gözetilmediğinden ve işlem lineer olduğundan ortaya çıkan sinyal yeterli sinyal/gürültü oranına sahip olmayabilir veya daha uzun veri kullanımı gerekebilir. Faz ağırlıklı yığma yönteminde ise her bir sinyal genlikten bağımsız olarak anlık faz değeri benzerlikleri ile ağırlıklandırılarak ortalamaya alınır. Bu durumda her bir sinyal aşağıda verilen faz ağırlıklı yığma katsayısı ile ilişkilendirilir:

$$c_{ps}(t) = \left| \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N e^{i\Phi_j(t)} \right|^v \quad (3.4)$$

Burada $c_{ps}(t)$ anlık faz değeri ile ilişkilendirme katsayısını ifade eder. v ise katsayı etkisi ile ilgili bir ayar parametresi olarak nitelendirilebilir. $v=0$ olması durumunda yığma işlemi doğrusal hale gelir. Şekil 3.9 ve Şekil 3.10'da farklı sinyal çiftlerine ait 3 ve 1 aylık veriden elde edilmiş doğrusal ve faz ağırlıklı ortalama sonuçları verilmiştir.



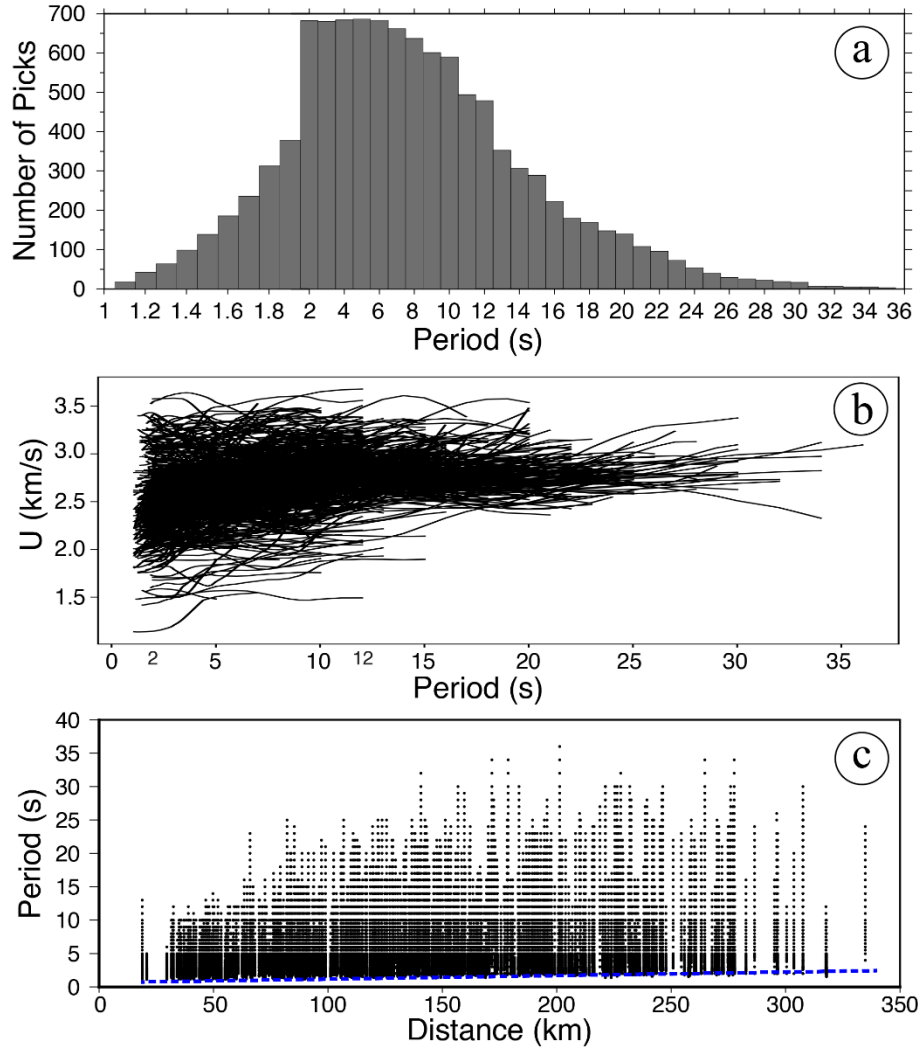
Şekil 3.9 Üst: DEMI-EMET, Alt: SUL1-USAK istasyon çiftlerine ait faz ağırlıklı ve doğrusal yığıma işlemi sonuçları



Şekil 3.10 1 ay uzunluğunda farklı yıllara ait veriden elde edilmiş doğrusal ve faz ağırlıklı yığma işlemine ait sonuçlar

Tüm çapraz ilişkiler hesaplanıp dispersiyon ölçümleri tamamlandıktan sonra periyoda bağlı grup hızı seçim sayısı, dispersiyon eğrilerinin değişimi ve mesafeye bağlı olarak ölçülebilen periyotların değişimi incelenmiştir. İstasyonlar arası mesafelere bağlı olarak 1 s'den küçük periyotlar ve 36 s büyük periyotlar için ölçüm yapılamamıştır. 2-12 s periyot aralığında ise ölçüm sayısı 700-400 arasında

değişmektedir. Sonrasında ise artan periyoda bağlı olarak düşüş göstermektedir. Rayleigh dalgası grup hızı dispersiyon eğrileri ölçülebilen periyot aralığında yaklaşık 1.5 – 3.5 km/s aralığında değişim göstermektedir. Kısa mesafelerde ölçülebilen periyotlar 1-10 s arasında değişirken istasyonlar arası mesafeler arttıkça ölçülebilen periyotlar >30 s'lere kadar çıkmaktadır (Şekil 3.11).



Şekil 3.11 a) Ölçülen grup hızı sayılarının periyoda bağlı değişimi, b) grup hızı dispersiyon eğrileri, c) ölçülen periyotların mesafeye bağlı değişimi

BÖLÜM DÖRT

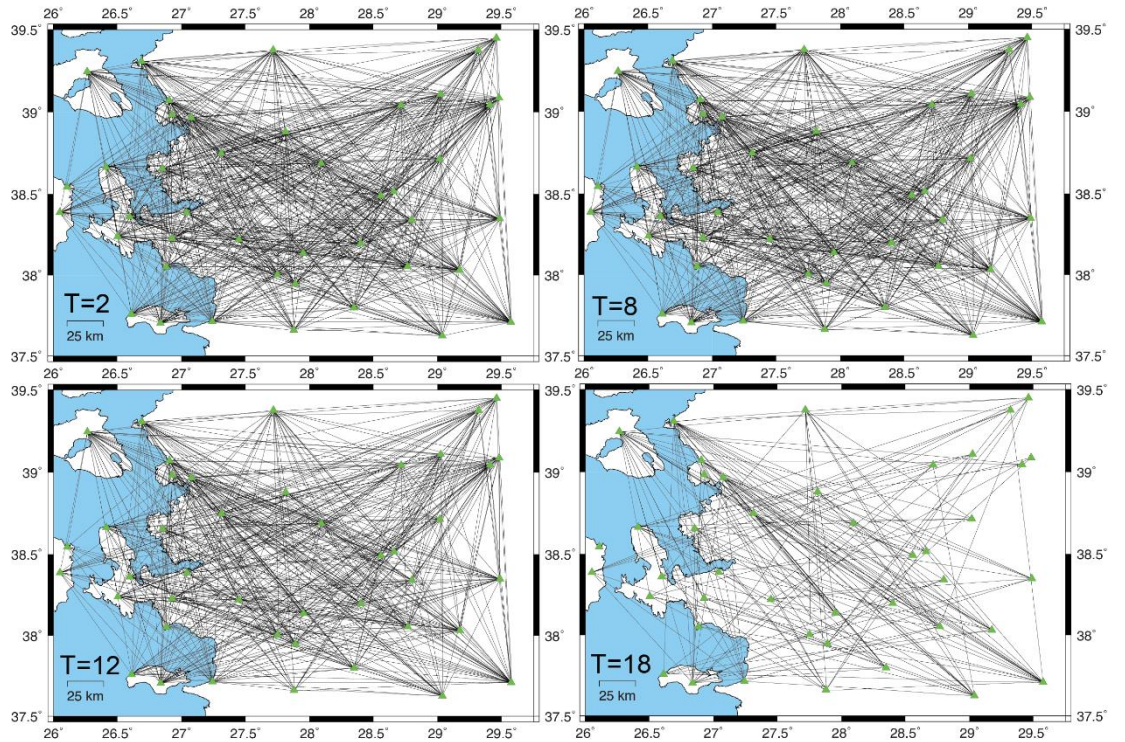
EGE BÖLGESİ GRUP HIZI DEĞİŞİMİ

4.1 Giriş

Çapraz ilişki sonuçlarından elde edilen her bir dispersiyon eğrisi, ilgili iki istasyon arasındaki ortamın, periyodun bir fonksiyonu olarak, hızını ifade eder. Eğer çalışma alanında yeterli sayıda istasyon olursa ortamın tomografik hız yapısını elde etmek mümkün olur. Böylece her bir periyot için ortamın grup hızı haritası hesaplanarak yüzeyden derine doğru yapısal özellikleri aydınlatılabilir. Dahası, grup hızı haritaları çalışmanın son aşaması olan Vs hızlarına geçiş için de bir altlık oluşturur.

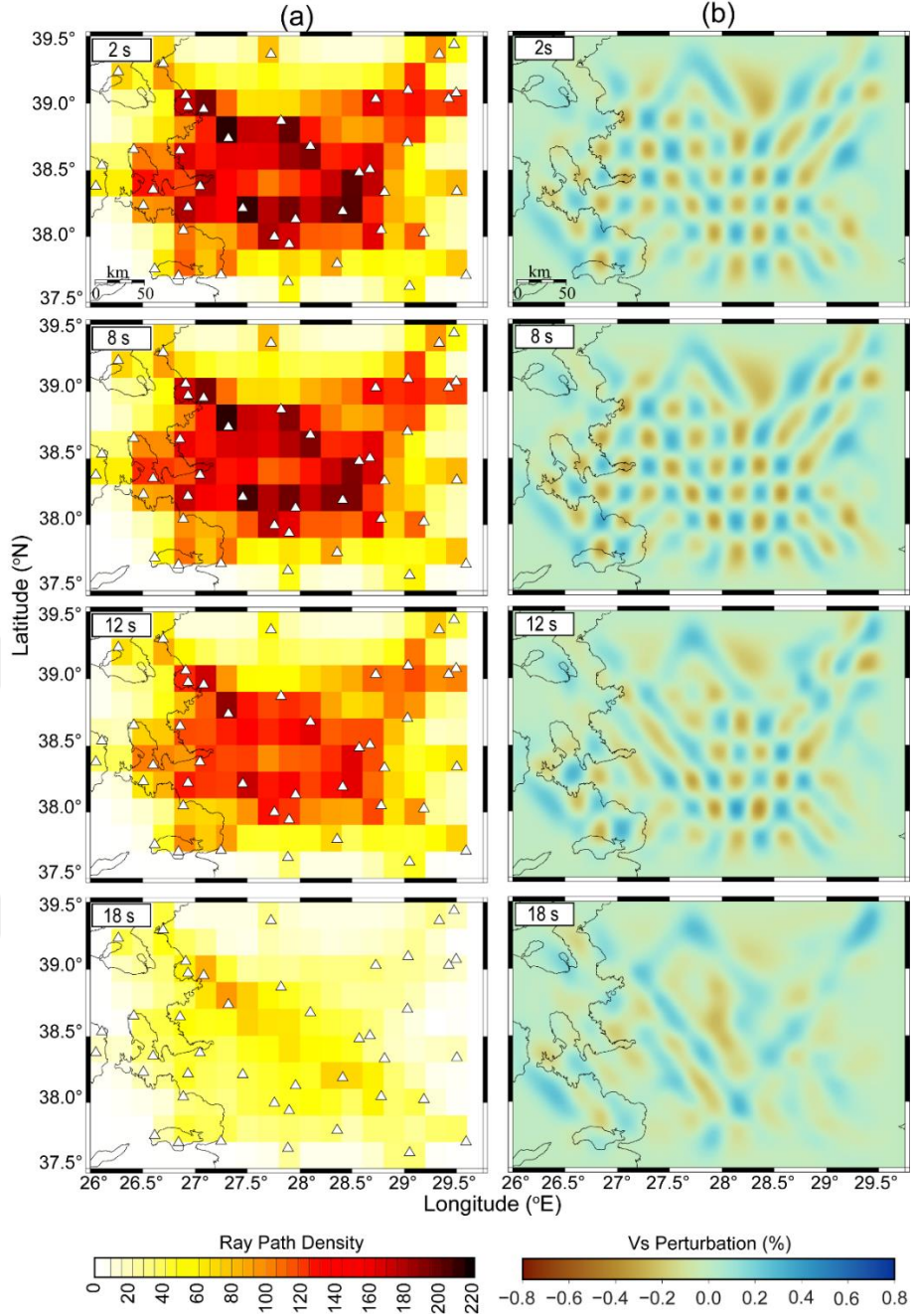
4.2 Çözünürlük Testleri ve Grup Hızı Haritaları

Grup hızı tomografisine geçilmeden önce ışın yollarının sayısı, yoğunluğu ve çözüm kapasitesi araştırılmıştır. Şekil 4.1’de 2 ve 18 s periyot aralıkları için, örnek ışın yolları geometrisi verilmiştir.



Şekil 4.1 T=2-18 s periyot aralığında ışın yollarının dağılımı

Artan periyoda bağlı olarak azalan ışın yolu sayısı tomografi çalışmalarında çözünürlüğü olumsuz olarak etkilemektedir. Işın yollarının çözüm kapasitesinin araştırılması yorumlanacak alanların belirlenmesinde önemli bir rol oynar. Bu nedenle ışın yolları dağılımına ek olarak her bir grid hücresinden geçen ışın sayısı hesaplanmış ve çözünürlük testi olarak dama tahtası testi uygulanmıştır. Dama tahtası testinde grid hücrelerine ardışık olarak düşük ve yüksek hızlar atanarak bir dama modeli oluşturulur. Daha sonra tomografi aşamasında kullanılacak olan ışın yolları ile model özölmeye çalışılır. Dama tahtasında hız ve şekil olarak gridlerin özölebildiği alanların tomografik ters çözüm aşamasında da özölebileceği varsayılır. Buna göre istasyon dağılımını da göz önünde bulundurulduğunda çalışma alanının merkezinde ışın yolu yoğunlukları oldukça fazladır ve 2-8 s aralığında istasyon ağının içinde kalan alanın büyük bir kısmında dama modeli başarılı bir şekilde özölmüştür. Periyot arttıkça ışın yollarının sayısı ve yoğunluğu azalmaktadır. Yüksek ışın yolu sayısı ile temsil edilen kırmızı alanlar tamamen çalışma alanının merkezine doğru çekilmektedir. Buna bağlı olarak dama tahtasında da modelde bozulma ve saçılmalar gözlenmektedir (şekil 4.2). Çözünürlük testleri ile ilgili daha detaylı analizlere “Tartışma” bölümünde yer verilmiştir.



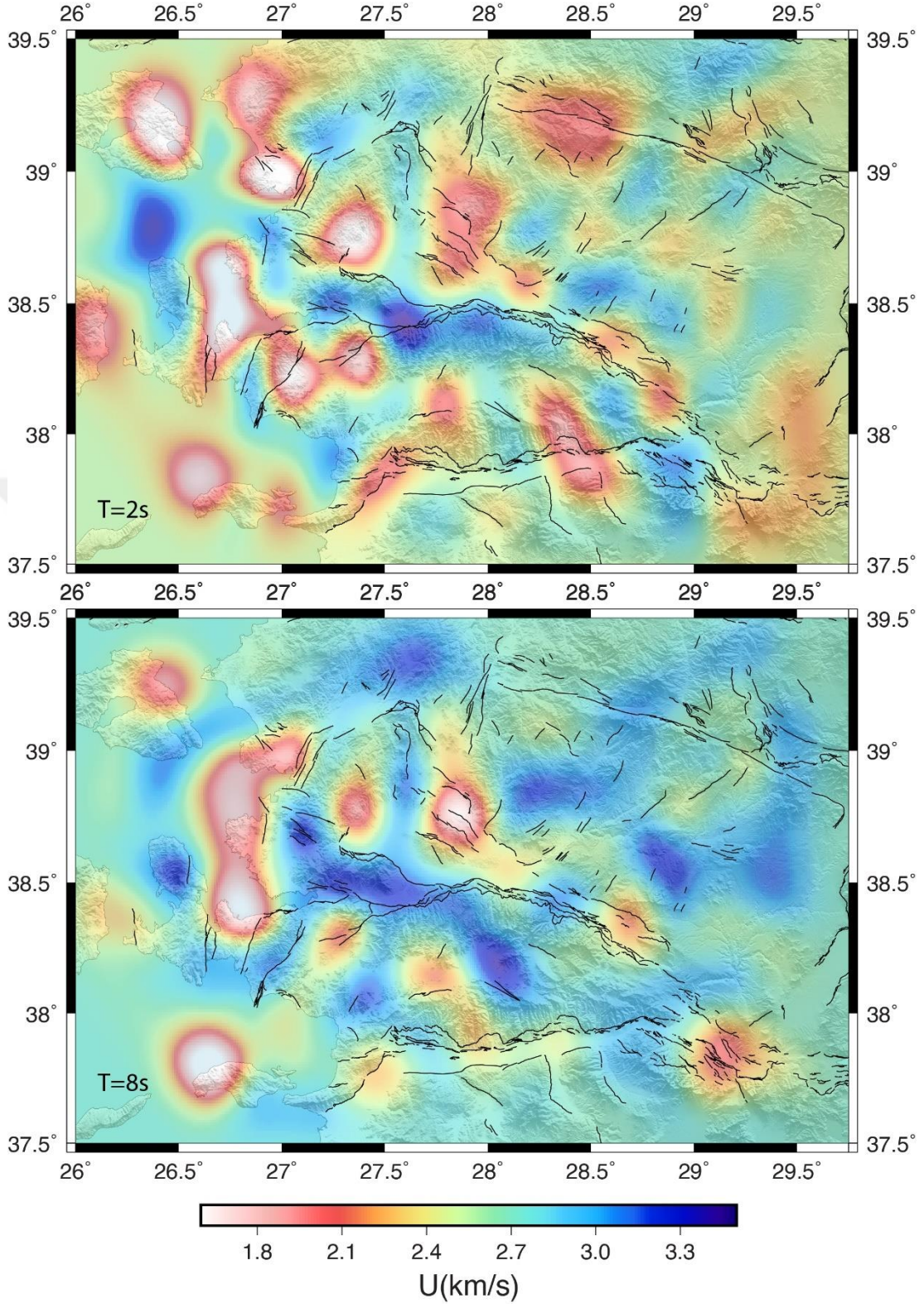
Şekil 4.2 a) 2-18 s periyot aralığında ışın yolu yoğunluk haritası, b) 2-18 s periyot aralığında dama tahtası testi (grid büyüklüğü: 0.20°)

Çözünürlük testleri tamamlandıktan sonra grup hızı tomografi haritalarına geçilmiştir. Tomografi hesaplamaları için “Fast Marching Surface Wave Tomography” (Rawlinson ve Sambridge, 2005) algoritmasından, verilerin görselleştirilmesi için ise “Generic Mapping Tools” (Wessel ve diğ., 2019) adlı programdan yararlanılmıştır.

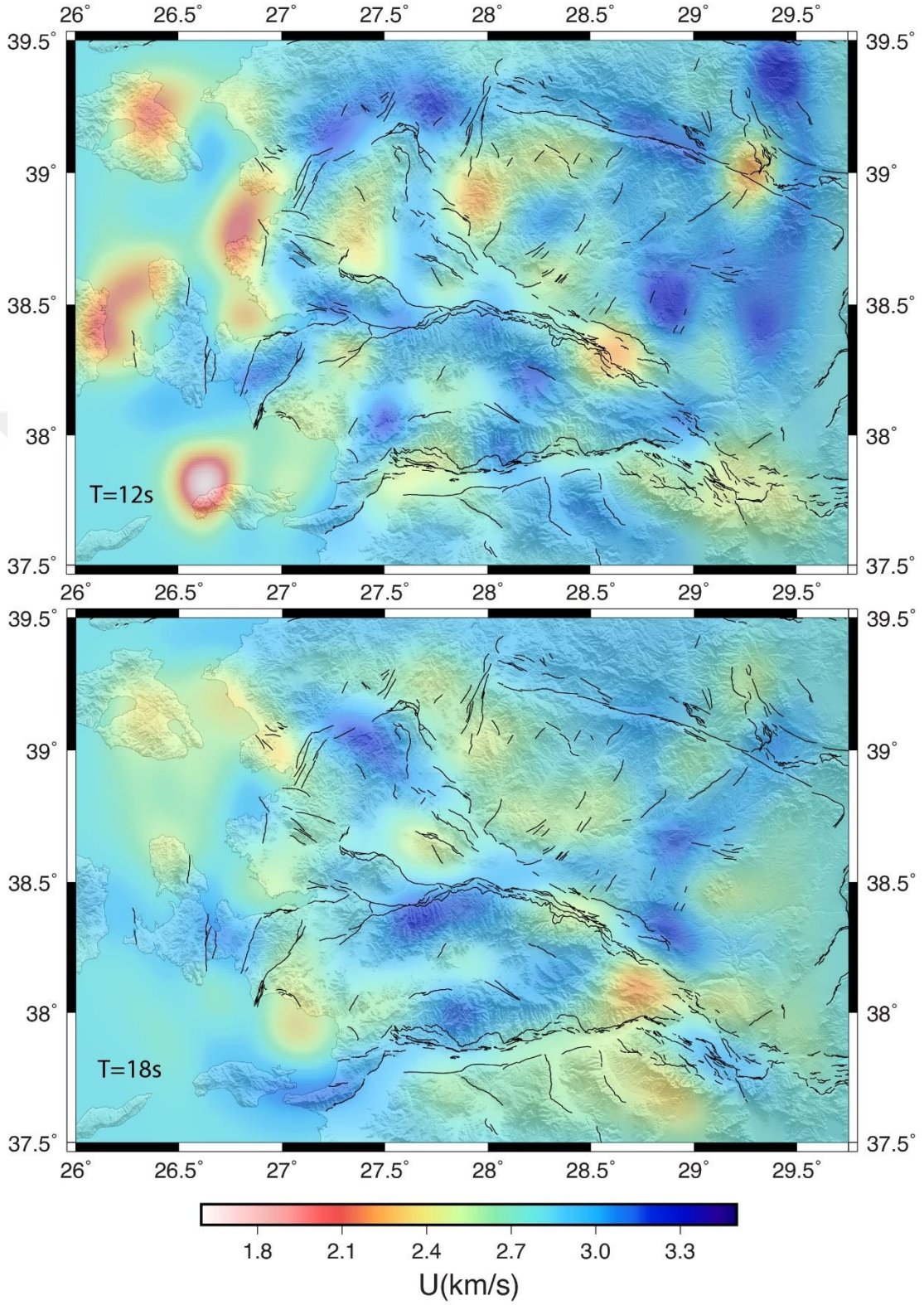
Grup hızı tomografi haritalarını elde etmek için başlangıç modelleri oluşturulmuştur. Her periyot için başlangıç modeli o periyoda ait dispersiyon eğrilerinin ortalamasından hesaplanan grup hızı değerlerinden elde edilmiştir. Daha sonra düz çözüm yardımıyla başlangıç modeli için hesaplanan seyahat süreleri hesaplanmış ve her bir iterasyon sonucunda gözlenen ve hesaplanan seyahat süreleri arasındaki fark en küçük hale getirilmeye çalışılmıştır. Veri ve model arasındaki uyum sönümleme (ϵ) ve yumuşatma (η) parametreleri ile dengelenmiştir. Sönümleme parametresi modeldeki değişikliklerin her iterasyonda küçük kalmasını sağlarken yumuşatma parametresi ile modelinin yanal yöndeki keskin değişimleri kontrol edilmiştir. Şekil 4.3'te 2 ve 8 s periyotları için Şekil 4.4'te ise 12 ve 18 s periyotları için çalışma alanına ait grup hızı değişim haritaları verilmiştir.

Sığ periyotlarda dolgu birimlerin etkisi çalışma alanının genelini etkilemektedir. Özellikle Karaburun açıkları ve Çandarlı civarında çok düşük (1.4-1.8 km/s) grup hızları gözlenmektedir. Ayrıca çalışma alanının merkezinde ve çözünürlüğün iyi olduğu alanlarda yer alan Alaşehir-Gediz, Sarıgöl grabenleri ve Büyük Menderes grabeni düşük grup hızı değerlerine sahiptir. Çalışma alanı ve çözünürlük alanı sınırlarına yakın olan Midilli, Chios ve Sisam adalarında da düşük grup hızı anomalileri gözlenmektedir.

Çalışma alanındaki yüksek grup hızı değerlerini horst yapıları ile ilişkilendirmek mümkündür. 2 s periyodu da dahil olmak üzere tüm periyotlarda bölgedeki horst sistemleri yüksek grup hızı değerlerine sahiptir. Bozdağ, Spil dağı düşük periyotlarda en belirgin yüksek grup hızı yapılarını oluşturmaktadır. Periyodun artması ile çalışma alanının genelinde düşük hızlar sönümlenmekte ve yüksek hızlı anomaliler ortaya çıkmaktadır. T=18 s'de Alaşehir-Gediz, Küçük Menderes ve Büyük Menderes grabenleri arasında yer alan Bozdağ ve Aydın dağı yükseltilerine ait yüksek hız yapısı net bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 4.4).



Şekil 4.3 $T=2$ ve $T=8$ s için Rayleigh dalgası grup hızı değişim haritaları



Şekil 4.4 T=12 ve T=18 s için Rayleigh dalgası grup hızı değişim haritaları

Grup hızı haritaları çalışmanın asıl hedefi olan Vs hızlarına geçiş için bir altlık oluşturmaktadır. Bu nedenle bölgedeki diğer jeolojik ve jeofizik çalışmalar Vs anomalileri ile değerlendirilmiştir.

Bu bölümle ilgili yapılan çalışmaların tamamı ve detayları “Ambient noise tomography of the Aegean region of Türkiye from Rayleigh wave group velocity” adıyla ve 10.3389/feart.2023.1265986 dijital nesne tanımlayıcısı numarasıyla “Frontiers in Earth Science” adlı dergide yayınlanmıştır (Mulumulu ve diğ., 2023).



BÖLÜM BEŞ

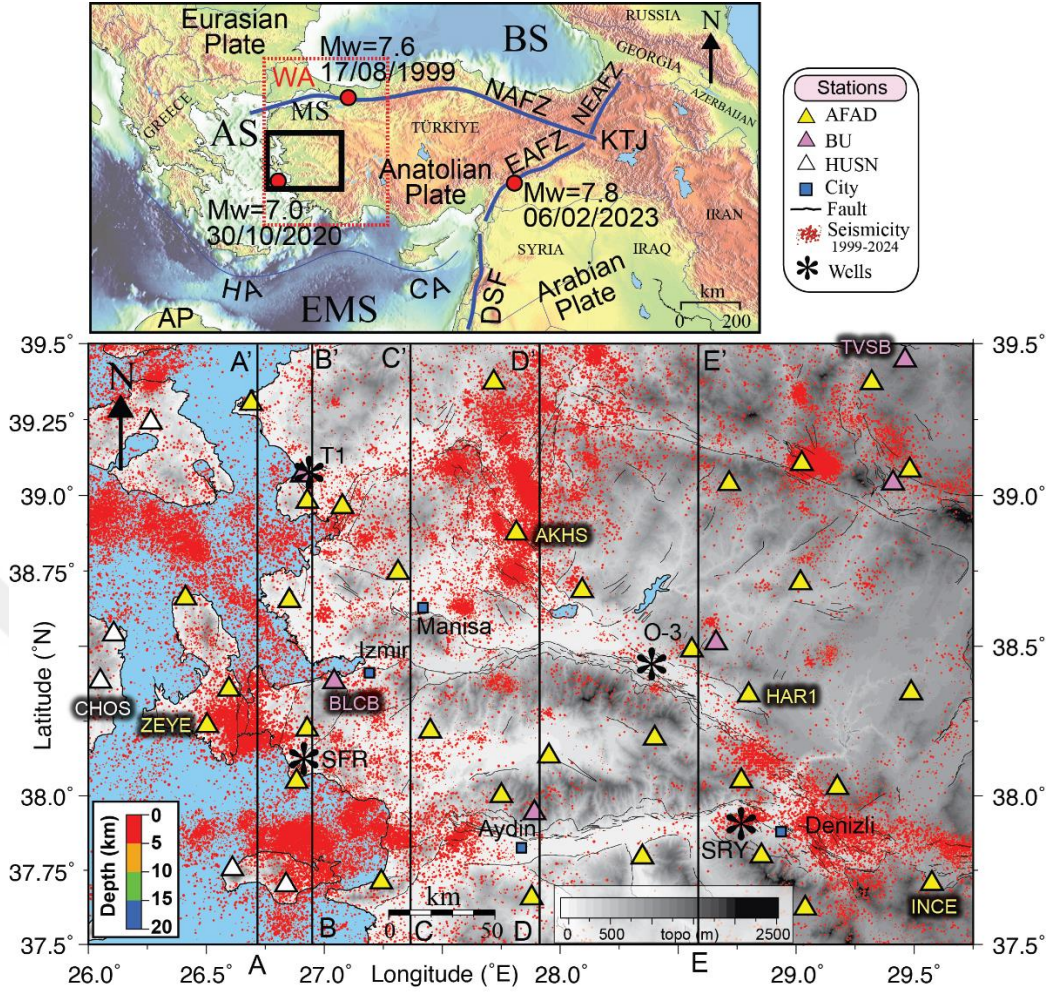
EGE BÖLGESİ VS HIZI DEĞİŞİMİ

5.1 Giriş

Avrasya, Afrika ve Arap levhaları arasındaki etkileşim Doğu Akdeniz ve Anadolu levhasının tektonik evrimini kontrol etmektedir (Taymaz ve diğ., 2007). Bu levhalar arasındaki etkileşim Anadolu levhasının batıya doğru hareketini ve Türkiye’de meydana gelen büyük depremleri etkilemektedir. Bölgede yakın geçmiş incelendiğinde 17 Ağustos 1999, Mw 7.6 Gölcük-Kocaeli depremi ve 30 Ekim 2020, Mw 7.0 Sisam depremi gibi büyük ölçekli can ve mal kaybına sebep olan depremler meydana gelmiştir (Çırmık ve diğ., 2024; Taymaz ve diğ., 2022). En güncel deprem ise 6 Şubat 2023 tarihinde Kahramanmaraş’ta meydana gelen Mw 7.8 ve Mw 7.6 deprem çiftidir (Liu ve diğ., 2023; Melgar ve diğ., 2023; Okuwaki ve diğ., 2023; Zhang ve diğ., 2023; Ren ve diğ., 2024).

Afrika levhasının Helen-Kıbrıs yayı boyunca alta dalımı kuzey-güney yönlü bir açılmaya ve Batı Anadolu’da daha ince bir kabuk gözlenmesine neden olmaktadır. Arap, Avrasya levhaları arasında sıkışan Anadolu ise batıya doğru hareket etmektedir. Bu etkiler ise Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fay hatları ile karşılanmaktadır (Akbayram ve diğ., 2022, Özer ve diğ., 2022). Batı Anadolu’da ise kuzey-güney yönlü genişleme hareketi yaklaşık doğu-batı doğrultulu faylanma, horst ve graben sistemlerinin gelişmesine neden olmaktadır (Şekil 5.1).

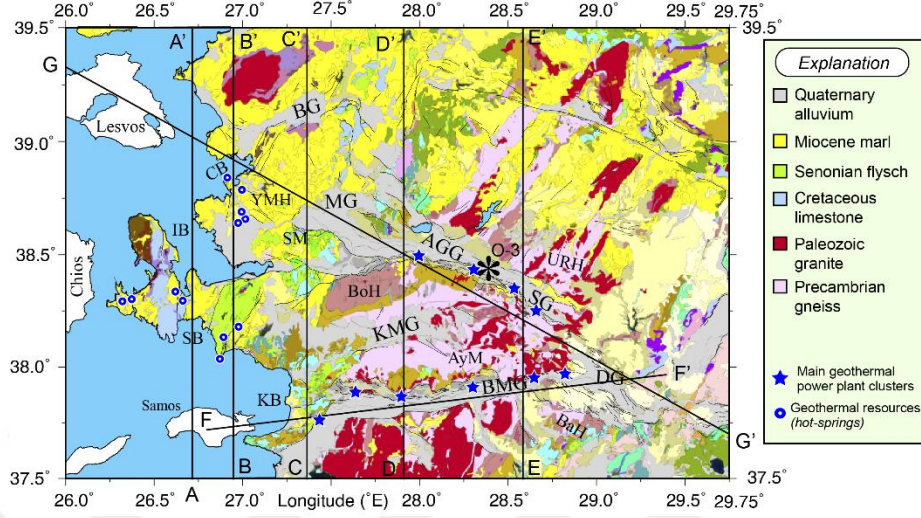
Dolayısıyla çok farklı tektonik elemanların etkisi altında şekillenen Anadolu levhasında yapılacak olan tomografi çalışmaları sadece jeotermal gibi ekonomik açıdan değil, aynı zamanda depremsellik ve kabuk araştırmaları açısından da büyük önem taşımaktadır.



Şekil 5.1 Üst: Anadolu levhası ve çevresinde yer alan önemli tektonik yapılar. Kırmızı kesikli çizgi Batı Anadolu bölgesini, siyah çizgi ise Batı Anadolu içerisinde Ege bölgesinde yer alan çalışma alanını temsil etmektedir. Kırmızı daireler metin içinde bahsedilen yıkıcı depremleri göstermektedir. Alt: Topoğrafya haritası. Kırmızı noktalar son 25 yıla ait sismisite, siyah düz çizgiler Vs haritalarından oluşturulan derinlik kesitlerine ait profilleri ve üçgenler ise çalışmada kullanılan istasyonları temsil etmektedir. O-3, SFR, SRY ve T1 jeotermal kuyulardır

Çalışma alanında bulunan ana jeolojik formasyonlar 3 grupta incelenebilir. Bunlar Prekambriyen ve Paleozoik temel kayalar (granit ve gnayslar), Kretase kireçtaşları, Senoniyen flişler, Miyosen marınlar ve Kuvaterner havza alüvyonlardır. Havza tabanlarını oluşturan temel kayalar D-B ve yaklaşık KD-GB uzanımlı bir uyumsuzluk sergilerler ve horst yapılarında yüzlek verirler. Alüvyon birimler ise bölgedeki

tektonik etkilere bağlı olarak oluşan graben havzalarını yaklaşık DB uzantılı olacak şekilde doldurmaktadır (Şekil 5.2).



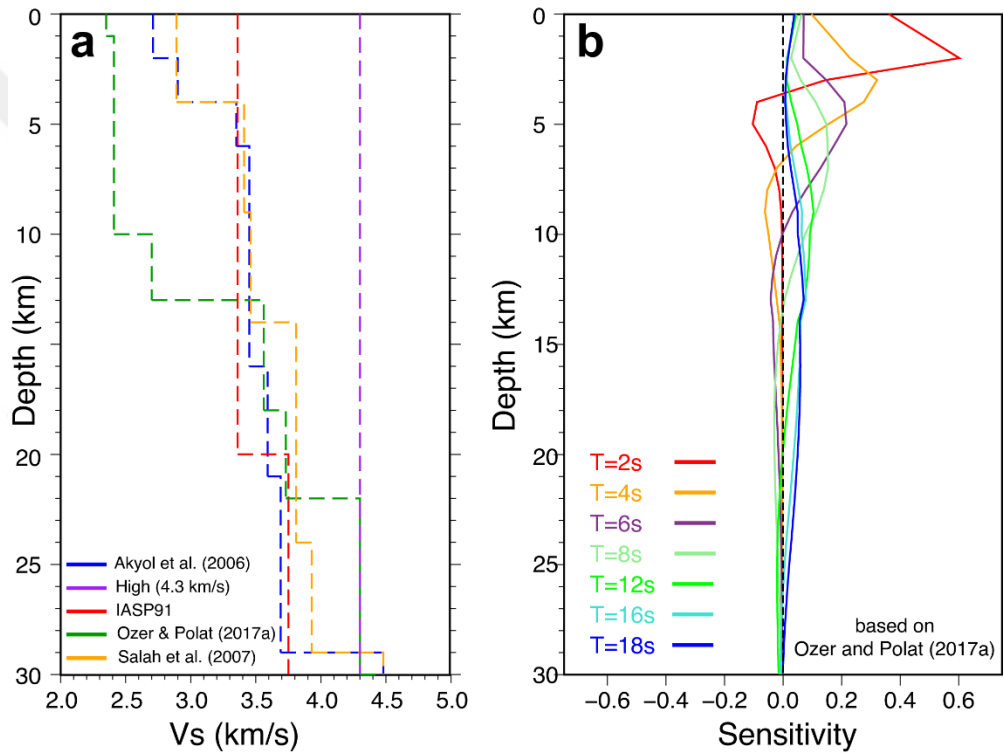
Şekil 5.2 Çalışma alanının jeolojik haritası (Akbaş ve diğ., 2011'den değiştirilmiştir). Mavi yıldızlar bölgedeki aktif durumda olan jeotermal santralleri, mavi daireler ise sıcak su çıkışlarını göstermektedir. Siyah çizgiler ise Vs haritalarından alınan kesit profillerini göstermektedir

5.2 Doğal Gürültü Tomografisinden Ege Bölgesinin 3-B Sığ Kabuk Yapısı ve Açık Deniz (Offshore) Jeotermal Potansiyeli

Bu bölümde doğal gürültü tomografisi ile çalışma alanına ait Vs hızları değişimleri sunulmuştur. Vs hızlarına geçiş için bir önceki aşamada elde edilen grup hızı haritalarından yararlanılmıştır. 2-18 s periyot aralığında, her bir grup hızı haritasından aynı grid noktasına ait grup hızı değerleri kullanılarak, yerel dispersiyon eğrileri oluşturulmuştur. Daha sonra bu eğriler giriş verisi olarak kullanılarak ters çözüm yardımıyla grup hızlarından Vs hızlarına geçilmiştir. Ters çözüm işlemi için açık kaynak kodlu “surf96” isimli programdan yararlanılmıştır (Herrmann, 2013).

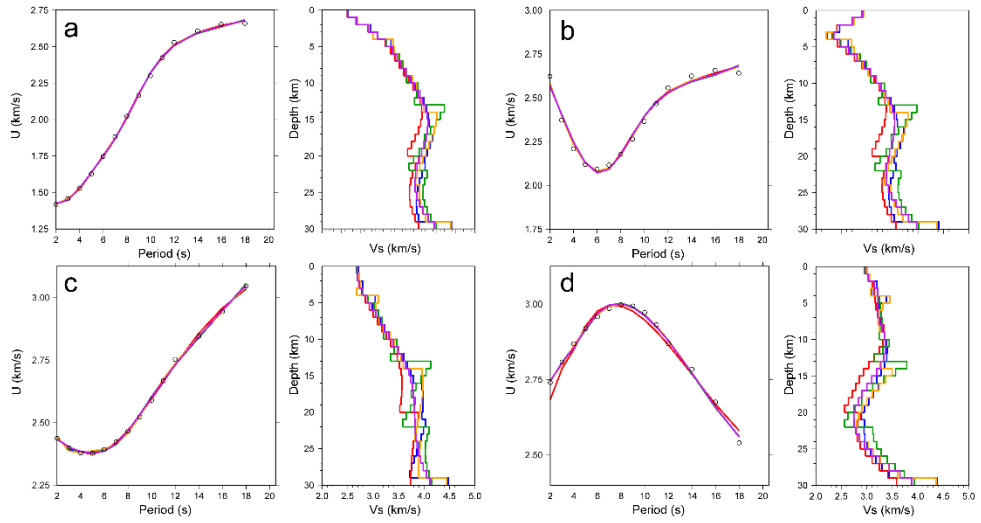
Ters çözüm işleminin doğrusal olmaması sonuçları kullanılan başlangıç modeline bağımlı hale getirebilmektedir. Bu nedenle tutarlı sonuçlar elde edebilmek için global modellere ek olarak, çalışma alanı ve çevresinde yapılmış araştırmalardan derlenen modeller test edilmiştir. Test edilen modellerden IASP91 global olarak kullanılan bir modeldir. High isimli model ise özel olarak oluşturulmuş ve sadece sabit yüksek hızlı

bir modeli temsil etmektedir. Çalışma alanında uygun başlangıç modeli olmadığı zamanlarda bu şekilde oluşturulmuş modeller kullanılabilir (Barak ve diğ., 2015; Acevedo ve diğ., 2019; Schippkus ve diğ., 2018; Li ve diğ., 2018). Geri kalan modeller ise çalışma alanı ve çevresinde yapılmış olan geçmiş çalışmalardan derlenmiştir (Akyol ve diğ., 2006; Salah ve diğ., 2007; Ozer ve Polat, 2017a,b). Etki derinliği ise hassasiyet çekirdekleri yardımıyla hesaplanmıştır. Buna göre 2 – 6 s periyodu kabuğun üst kısımlarından (ilk 5 km) bilgi verirken, artan periyotla beraber yaklaşık 18 km derinlikten bilgi alınabilmektedir (Şekil 5.3)



Şekil 5.3 A) Ters çözüm aşamasında test edilen başlangıç modelleri. B) Seçilen model için hesaplanan hassasiyet çekirdekleri

Model sonuçlarını karşılaştırmak için rasgele noktalardan seçilmiş lokal dispersiyon eğrileri ters çözüme sokulmuştur. Farklı karakteristiklere sahip eğrilerin hepsinde model sonuçlarının birbiri ile uyumlu olduğu gözlenmiştir (Şekil 5.4).

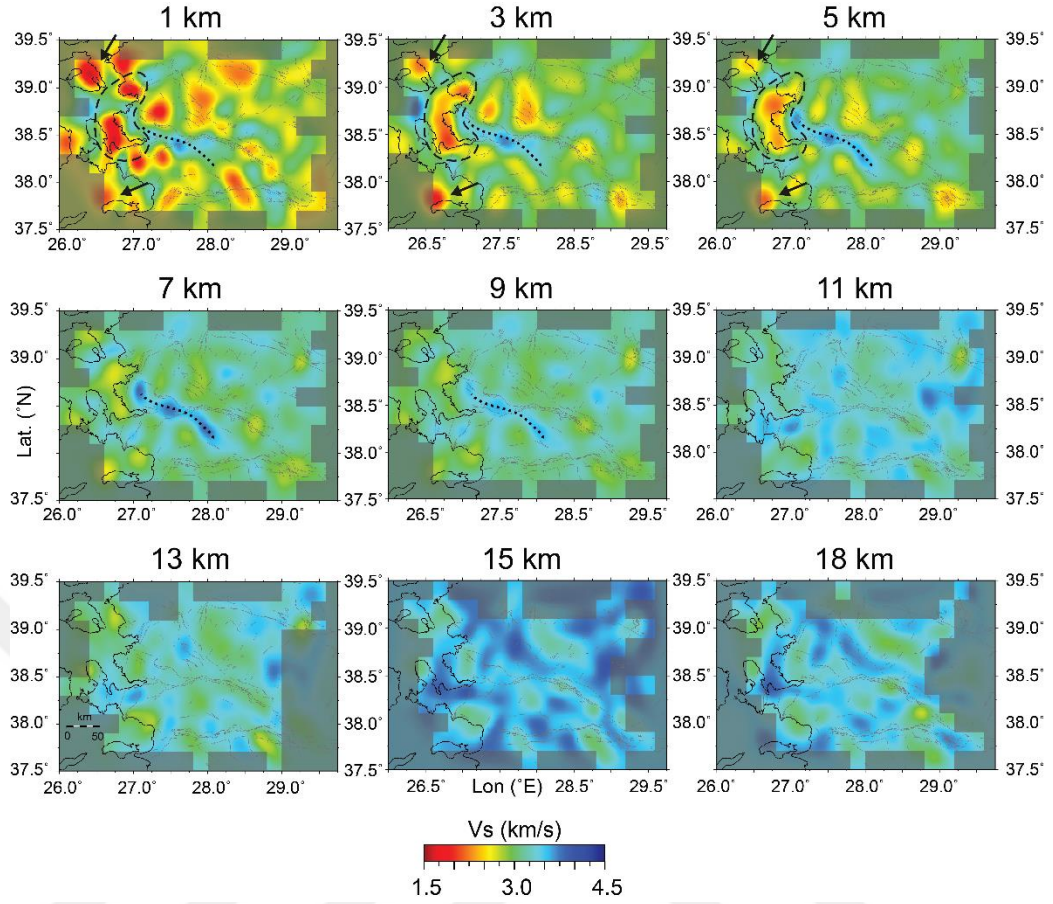


Şekil 5.4 Farklı noktalardan seçilmiş dispersiyon eğrilerinin ters çözüm sonuçları

İstasyon geometrisi ve ışın yollarının dağılımına bağlı olarak çözünürlüğün yüksek olduğu alanları belirlemek için “Numpy” (Harris ve diğ., 2020) kütüphanesi kullanılarak bir algoritma oluşturulmuş ve her bir gridden geçen toplam ışın yolu sayısı hesaplanmıştır ve yorumlanacak alanlar buradan elde edilen sonuçlara göre maskelenmiştir. Daha sonra çalışma alanını farklı doğrultuda kesen derinlik kesitleri oluşturularak elde edilen bulgular aynı bölgede yapılmış YDT çalışmalarından (Ozer ve diğ., 2018) elde edilen sonuçlar ile birleştirilerek yorumlanmıştır. Önemli tektonik yapıları ve potansiyel olabilecek jeotermal alanları içeren kesitler birleştirilerek çalışma alanına ait kavramsal model oluşturulmuştur.

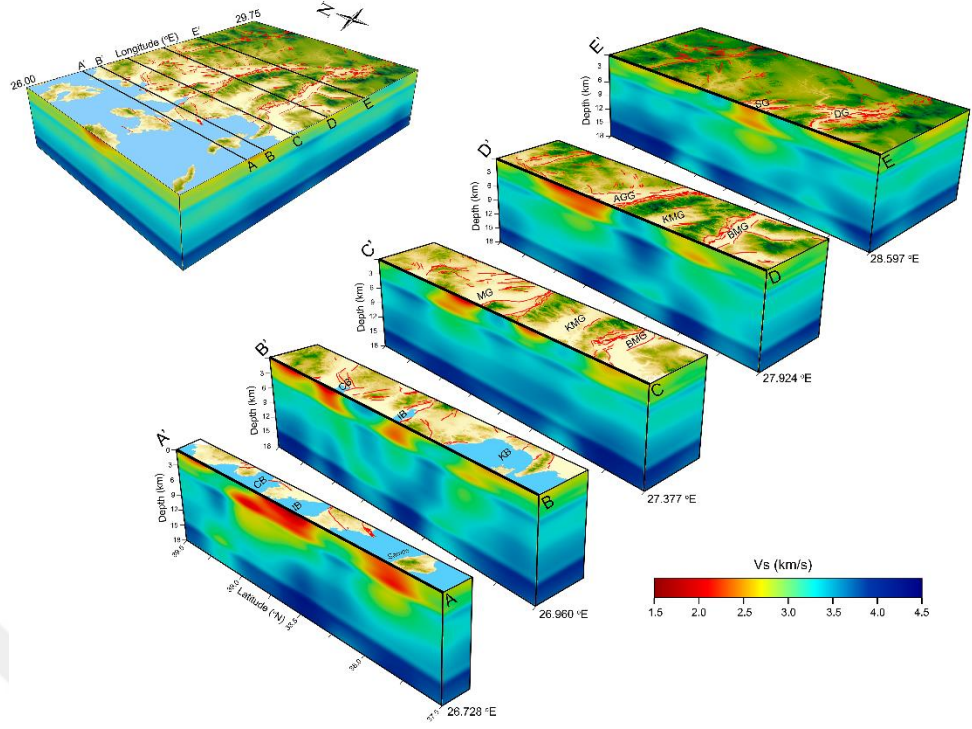
Bu bölümle ilgili yapılan çalışmaların tamamı “3-D Shallow crustal structure and offshore geothermal potential of the Aegean region of Türkiye from ambient noise tomography” adıyla ve 10.1016/j.jseaes.2024.106414 dijital nesne tanımlayıcısı numarasıyla “Journal of Asian Earth Sciences” adlı dergide yayınlanmıştır (Mulumulu ve diğ., 2025).

Lokal dispersiyon eğrilerinin ters çözümünden sonra her bir eğri orijinal grid noktasına geri konularak çalışma alanının Vs hızı değişimleri 18 km derinliğe kadar elde edilmiştir (Şekil 5.5).



Şekil 5.5 Çalışma alanına ait 1-18km arasında Vs anomali haritası. Gri alanlar yeterli ışın yolu sayısına sahip olmayan ve çözünürlüğün az olduğu kısımları göstermektedir. Siyah ok ve kesikli çizgiler yorumlanan düşük ve yüksek hızlı alanlara işaret etmektedir

Şekil 5.5'e göre graben sistemleri etrafında kümelenen sedimenter alanlar 1-5 km arasında net bir şekilde gözlenmektedir. Düşük hız zonları ilk 1 km'de hem deniz hem de karasal ortamda belirgindir. Denizde Karaburun açıklarından Çandarlı körfezine kadar uzanan ve etkisi 5 km derine kadar gözlenebilen düşük hızlı bir alan mevcuttur. Karada ise Büyük Menderes, Denizli, Sarıgöl, Alaşehir-Gediz grabenleri etrafında düşük hızlı alanlar mevcuttur. Bu bölgeler aynı zamanda jeotermal potansiyelin fazla olduğu ve aktif kurulu güce katkı yapan santrallerin olduğu alanlardır. İlk 5 km derinlikten sonra ise düşük hızların etkisi azalmaktadır. Bu değişimleri farklı açılardan değerlendirebilmek için çalışma alanı boyunca horst-graben sistemlerini kesen profiller hazırlanmıştır (Şekil 5.6).



Şekil 5.6 3-B Vs kesitleri. Üst: AA', BB', CC', DD' ve EE' profil hatlarının konumları. Alt: Verilen profillere karşılık gelen Vs derinlik kesitleri

Profil AA'da Karaburun, İzmir ve Çandarlı körfezinin olduğu alanlarda yaklaşık 5 km derinliğe kadar çok düşük Vs hızları görülmektedir. Bu bölgede yapılan çalışmalarda kalın sedimenter birimler ve düşük Vp hızları rapor edilmiştir (Altan ve diğ., 2023). İzmir Dış Körfezi'nin kuzeydoğu kısmında ise yüksek ısı akısı ($160-185 \text{ wWm}^{-2}$) değerleri rapor edilmiş ve bölgenin jeotermal enerji açısından bir potansiyele sahip olabileceği vurgulanmıştır (Aydemir ve diğ., 2018). GPS çalışmaları ise Karaburun yarımadası ile İzmir Körfezi'nin kuzey kısmı arasında DB yönlü bir kısalma olduğunu ve bölgenin tektonik olarak aktif olduğunu rapor etmiştir (Aktuğ ve Kılıçoğlu, 2006). Çözünürlük alanının sınırında yer alan Sisam adasında da benzer derinliklere kadar düşük hızlar gözlenmektedir.

Profil BB' körfez hatlarını kesmekte ama karasal kısımlardan da geçmektedir. İzmir ve Çandarlı körfezi altında bulunan düşük hızlı alanlar bu profil hattı boyunca da gözlenmektedir. Aydemir ve diğ., (2018) tarafından yapılan çalışma Foça, Çandarlı Körfezi ve Dikili arasında kalan bölgede düşük Curie noktası derinlik değerleri ($\sim 7\text{km}$) ve yüksek jeotermal gradyan değerleri hesaplanmıştır. Timur ve Sari (2022) gravite

verilerini kullanarak yaptıkları çalışmada ise Dikili jeotermal alanı civarında alüvyon birim kalınlıklarını 640 m olarak rapor etmişlerdir. Ulugtekin ve diğ., (2022) tarafından yapılan çalışmada ise Dikili ile Çandarlı körfezi arasında kalan alanda -45 / +45 mgal arasında değişen rezidüel Bouger gravite anomalileri rapor edilmiştir. Bu Vs profil hattında gözlenen düşük hızlar profil boyunca kuzeye gidildikçe parçalı bir yapı sunmaktadır. Çubuk-Sabuncu ve diğ., (2017) tarafından yapılan tomografi çalışmasında da Karaburun ve Çandarlı arasında kalan denizel alanda düşük Vs hızları rapor edilmiştir.

CC', DD' ve EE' profilleri karada yer almakta ve çalışma alanında bulunan horst-graben sistemlerini kesmektedir. CC' kesitinde Büyük Menderes grabeni altında düşük hızlı bir zon gözlenmektedir. Bu alanın kalınlığı yaklaşık 3 km'dir. Teknik ve diğ., (2023) bu bölgede manyetik verilerden elde ettikleri sonuçlarda 2-6 km arasında değişen sedimenter birim kalınlıkları hesaplamışlardır. Gönenç, (2021)'de benzer şekilde 2-6 km arasında sığ yapısal geçişlere vurgu yapmıştır. Buna ek olarak üst kabukta yer alan Conrad süreksizliğinin derinliğini 14.1 km olarak hesaplamıştır. Bu değer kesitte 13-15 km arasında gözlenen Vs hızlarındaki artış ile uyum içerisindedir. Eken ve diğ., (2021) ve Çubuk-Sabuncu ve diğ., (2021) 5 km derinlikten kesit yatay kesit sundukları çalışmalarda 2.5–3.0 km/s arasında değişen Vs hızları rapor etmişlerdir. Bu değerler Büyük Menderes Grabeni altında yer alan Vs anomalileri ile benzerlik göstermektedir. Şahin ve diğ., (2019) yerel deprem tomografisinden elde edilen sonuçlardan bölgedeki düşük Vs hızlarına dikkat çekmişlerdir. Pamukçu ve diğ., (2019) yaptıkları gravite çalışmasında bölgedeki jeotermal potansiyele vurgu yapmıştır. Timur ve diğ., (2019) ise gravite verilerinden yola çıkarak graben geometrisini yorumlamışlardır ve grabendeki sedimenter birim kalınlığının grabenin güneyine gidildikçe azaldığına vurgu yapmıştır. CC' ve DD' profillerin güney ucu bu yorumla uyum göstermektedir. Pazvantoğlu ve diğ., (2021) yaptığı ısı akısı çalışmasında graben hattı boyunca doğuya gidildikçe ısı akısının arttığını vurgulamıştır. CC' kesitinin kuzey ucunda gözlenen düşük hızlar ise Manisa grabeni ile ilişkilidir. DD' ve EE' profillerinde gözlenen düşük hızlar ise Büyük Menderes, Alaşehir-Gediz ve Sarıgöl grabenleri ile ilişkilidir. Hacıoğlu ve diğ., (2021) Alaşehir-Gediz ve Sarıgöl civarında yaptıkları manyetotellürik çalışmalarda sedimenter birim kalınlığını 3 km olarak hesaplamışlar ve graben sisteminde batı-doğu doğrultusu

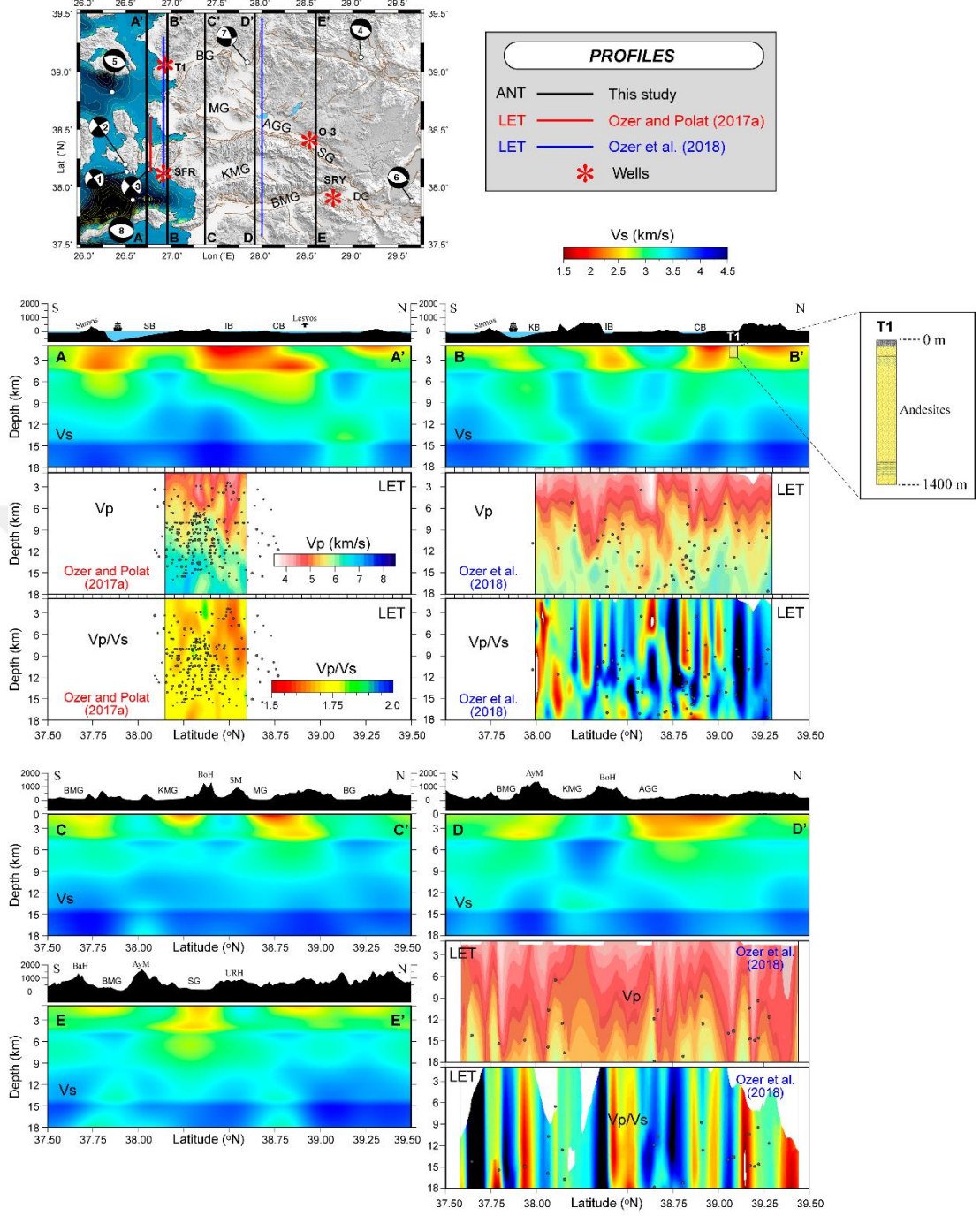
boyunca dolgu birim kalınlıklarının değiştiğine dikkat çekmişlerdir. Kesitlerde ise düşük Vs hızlarının yaklaşık 6 km derinliğe kadar devam ettiği gözlenmektedir. Kesitlere toplu olarak bakıldığında düşük hızlı alanların etkisi batıdan doğuya doğru gidildikçe azalmaktadır. Graben sistemlerinin olduğu alanlarda negatif Bouger anomalileri rapor edilmektedir (Altınoğlu ve diğ., 2015, Gessner ve diğ., 2016). Bozdağ ile Aydın dağı gibi Paleozoik granit ve Prekambriyen birimlerin yüzlek verdiği horst sistemleri üzerinde ise pozitif değerler gözlemlenmiştir (Gönenç, 2021). Batı Anadolu genelinde yapılan kabuk araştırmalarında ise kabuk kalınlığının ve Moho derinliğinin batıdan doğuya doğru arttığı rapor gözlenmektedir (Vanacore ve diğ., 2013; Erman ve diğ., 2022, Karabulut ve diğ., 2013).

Yukarıda verilen kesitler detaylı olarak aynı çalışma alanında yapılmış olan YDT (Ozer ve diğ., 2018) ve diğer jeofizik çalışmalar ile birlikte değerlendirilmiştir. Buna göre elde edilen kesitlerde yaklaşık 15 km derinlikte keskin bir Vs kontrastı gözlenmektedir. Vs hızlarındaki bu artışın Conrad süreksizliği ile alakalı olduğu düşünölmektedir. Bölgede yapılan farklı araştırmalarda da bu süreksizliğin varlığına dikkat çekilmiştir (Wang ve diğ., 2020, Ozer ve diğ., 2018; Gönenç, 2021). Bölgedeki ortalama Moho derinliği 20 – 30 km arasında rapor edilmiştir (Ozer ve diğ., 2018). Fakat Karaburun'un güneyi ve Sisam civarlarında Moho derinliğinin 15 km'ye kadar düştüğu belirtilmiştir (Ozer ve diğ., 2018). YDT kesitlerinde depremlerin kabuğun üst kısmında ilk 10 – 15 km'lik derinlikte kümelenildiği gözlenmektedir (Ozer ve Polat, 2017a,b; Ozer ve diğ., 2018). Depremler genellikle düşük hız zonların bitiminden sonra meydana gelmekte (Vp ve Vs için) ve kırılğan deformasyona ait bir sınır oluşturmaktadır. Vs hızları genellikle graben alanlarında düşük, horst alanlarında yüksek hızlı anomaliler oluştursada neredeyse tüm profillerde intrüzyonlar gözlemlenmektedir. Bu intrüzyonlar, 4 km/s'nin üzerinde Vs değerleriyle ilişkilidir. Bunlardan en belirgin olanı DD' profilinde Bozdağ'ın altındadır. Çalışılan bölgenin tektonik özellikleri düşünöldüğünde, yüksek hızlı zon ve düşük hızlı zon faylar tarafından ayrılmaktadır. Yüksek hızlı zonlar fayın taban bloğu ile ilişkili olup yapısal bir yükseltiyi temsil ederken, düşük hızlı zonlar fayın asılı bloğu ile ilişkilidir ve çoğunlukla Kuvaterner'e ait, konsolide olmamış sedimentler dolu kara veya açık deniz havzalarıyla uyumludur. BB' profilinde T1 sondaj kuyusunun yakınlarında, kuzey ve güney düşük hızlı zonlar arasında yüksek bir Vs anomalisi gözlenmektedir. Bu yüksek

hızlar, T1 sondaj kuyusu verileriyle doğrulanmıştır (Yılmazer ve diğ., 1990; Akgün ve diğ., 2014).

Jeotermal potansiyel olarak İzmir ve Çandarlı Körfezi dikkat çekmektedir. BB' kesitinde YDT çalışmalarında bu alanlar düşük V_p ve yüksek V_p/V_s anomalileri ile temsil edilmektedir. Wang ve diğ., (2020) tarafından da 4 km derinliğe kadar düşük V_p hızları rapor edilmiştir. Bu çalışmalar, DGT'den elde edilen V_s yapıları ile iyi bir uyum göstermektedir. Alaçehir-Gediz Grabeni yakınlarındaki alan, düşük V_p , düşük V_s ve yüksek V_p/V_s anomalileri sergilemektedir. Düşük V_s anomalisi 5 km derinliğe kadar gözlemlenmektedir. Bu bölge ve çevresinde çok sayıda jeotermal santral bulunmaktadır (Şekil 5.7).

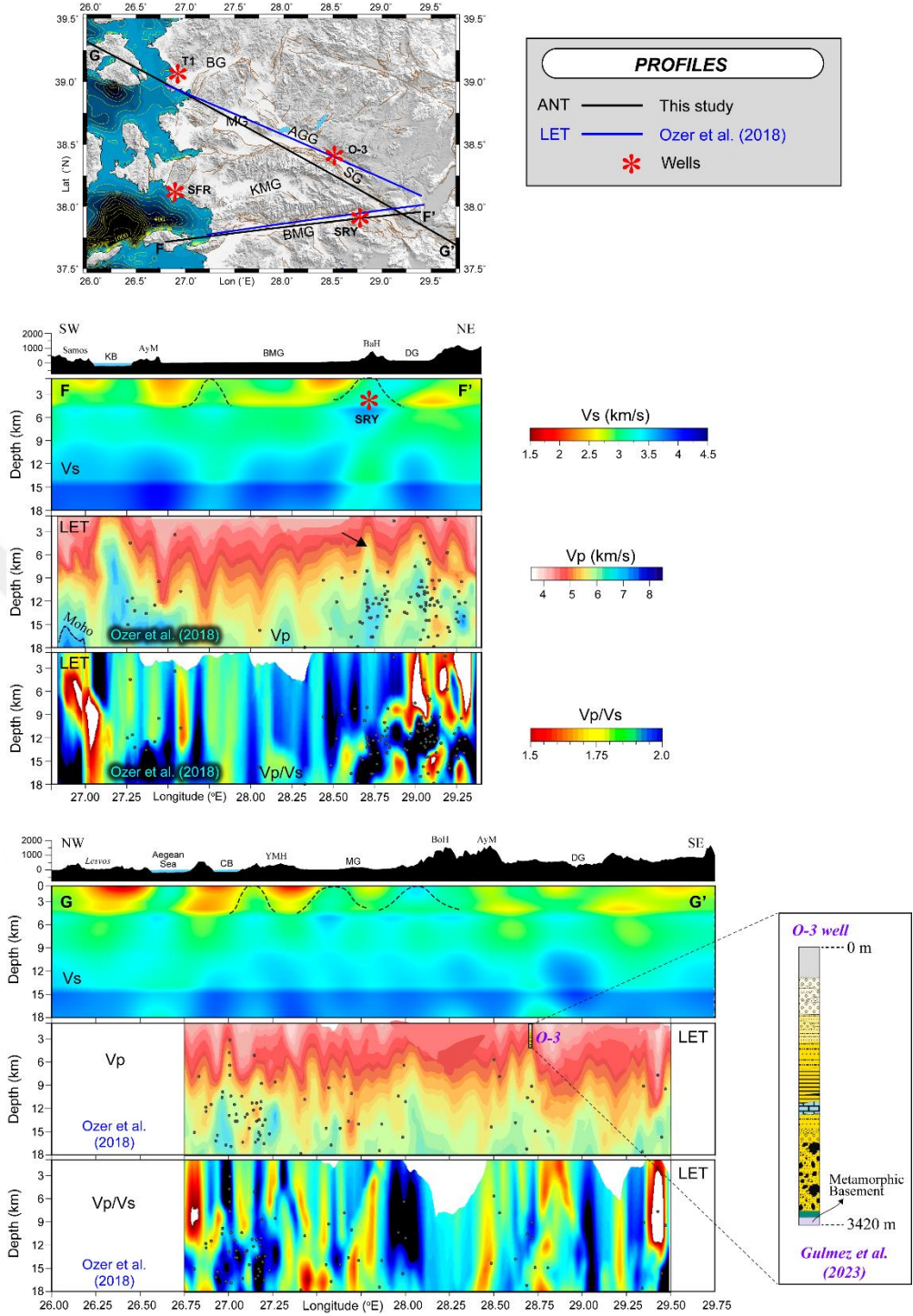




Şekil 5.7 Profil hatları boyunca oluşturulmuş Vs kesitleri ve bu kesitlere karşılık gelen YDT'den üretilmiş Vp, Vp/Vs kesitleri

Şekil 5.7'de verilen kesitlere ilave olarak çalışma alanını yaklaşık KB-GD ve GB-KD doğrultuları boyunca kesen iki profil daha oluşturulmuştur. Bu profillere ait Vs kesitleri de YDT'den elde edilen Vp ve Vp/Vs anomalileri ile karşılaştırılmıştır. Buna göre Büyük Menderes Grabeni'nin doğu ucunda bulunan jeotermal santraller, ulusal

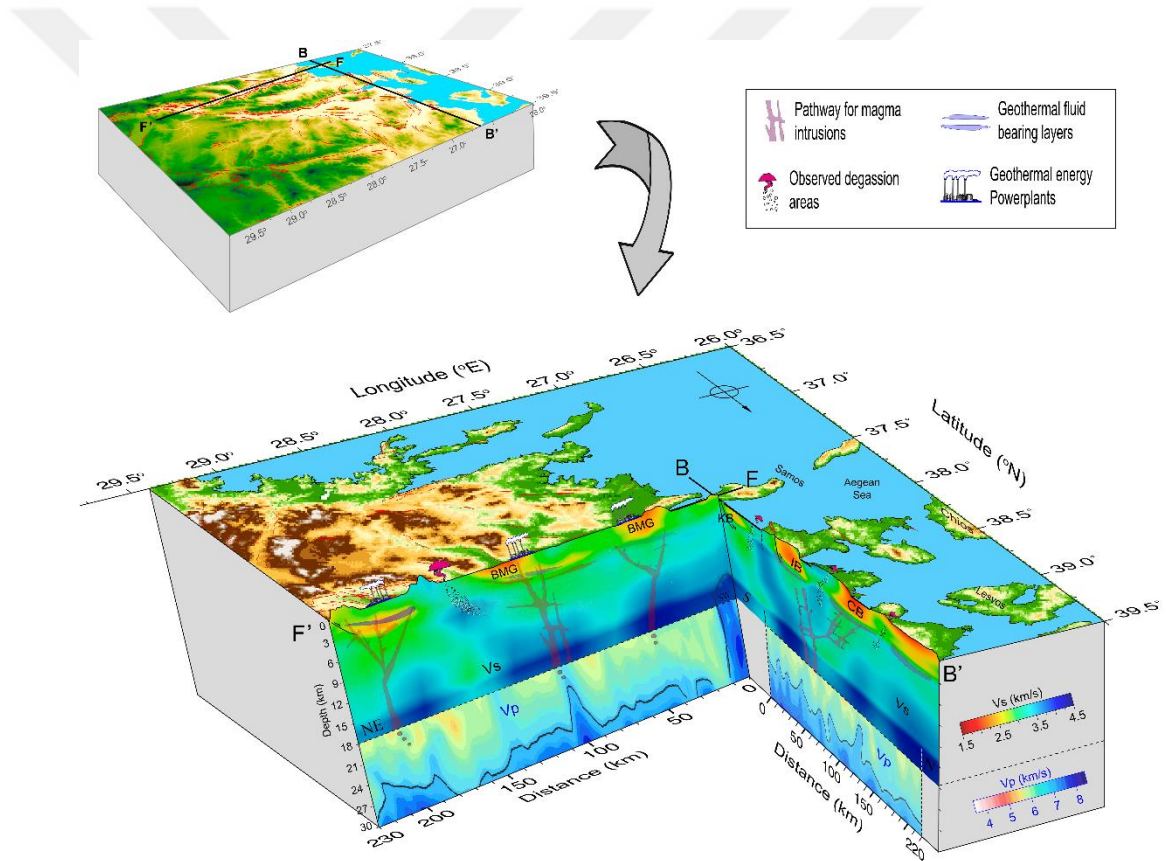
enerji ihtiyacına önemli katkı sağlamasına rağmen, 5 km derinliğe kadar uzanan geniş havza tipi yapılar, hâlâ keşfedilmemiş jeotermal kaynaklar için önemli bir potansiyel taşımaktadır. FF' profilinin güneydoğusuna doğru, Bozdağ altındaki derin jeotermal kuyu, yaklaşık 3750 m derinlikte ve yüksek sıcaklık (~235 °C) değerine sahiptir. Bu kuyu alanı, aynı zamanda yüksek V_p , düşük V_s ve yüksek V_p/V_s anomalilerinin bir kombinasyonu ile temsil edilmektedir. DGT ve YDT sonuçlarının birlikte yorumlandığı farklı bir çalışmada Jiwani-Brown ve diğ., (2024) yüksek V_p , normal-düşük V_s ve yüksek V_p/V_s anomali kombinasyonlarını kısmı ergime ve jeotermal akışkanların yüzeye doğru yaklaşması için potansiyel bir yol olabileceği şeklinde yorumlamıştır. Bu kapsamda FF' profili boyunca YDT çalışmalarında gözlenen düşük V_p/V_s anomalileri ve DGT çalışmalarında gözlenen düşük V_s değerleri jeotermal açılarından yeni potansiyel alanlara dikkat çekmektedir. Aynı şekilde, çalışma alanındaki en uzun profil olan GG' profilinde de (220 km) benzer anomali kombinasyonları göze çarpmaktadır. Bu profil üzerinde bulunan O-3 kuyusunda metamorfik temel yaklaşık 3400 m derinlikte belirtilmiş olup, bu derinlikte Alaşehir-Gediz Grabeni yakınında gözlemlenen yüksek V_s (~3.5 km/s) ve yüksek V_p (>6.5 km/s) sokulumları ile uyumludur (Şekil 5.8).



Şekil 5.8 Profil hatları boyunca oluşturulmuş Vs kesitleri ve bu kesitlere karşılık gelen YDT'den üretilmiş Vp, Vp/Vs kesitleri

Şekil 5.9'da BB' ve FF' profillerinden türetilmiş hız dağılımları verilmiştir. Vs hızları ve YDT'den elde edilen Vp ve Vp/Vs anomali verileri kullanılarak çalışma

alanına ait 3-B kavramsal bir model oluşturulmuştur. Bu modele göre Moho derinliği çalışma alanının güney ve kuzey kısımlarında 20-30 km arasında değişmektedir (Vanacore ve diğ., 2013; Erman ve diğ., 2022) ve profillerin Sisam yakınındaki kesişim noktasında 12-15 km'ye kadar çıkmaktadır (Ozer ve diğ., 2018). Aktif jeotermal santrallerin konumları göz önüne alındığında Büyük Menderes Grabeni boyunca düşük Vs hızına sahip anomalilerin bulunduğu bölgeler genellikle jeotermal enerji üretimine katkı sağlayan alanları göstermektedir. Bu nedenle İzmir ve Çandarlı körfezinde gözlenen anomaliler büyük önem taşımaktadır. Dahası yukarıda bahsedilen farklı jeofizik çalışmalarda bu bölgelerin potansiyeline dikkat çekmektedir.



Şekil 5.9 Çalışma alanına ait BB' ve FF' kesitlerinin birleştirilmesiyle oluşturulmuş DGT ve YDT (Ozer ve diğ., 2018) kesitlerinin bir arada gösterildiği kavramsal model

BÖLÜM ALTI

TARTIŞMA

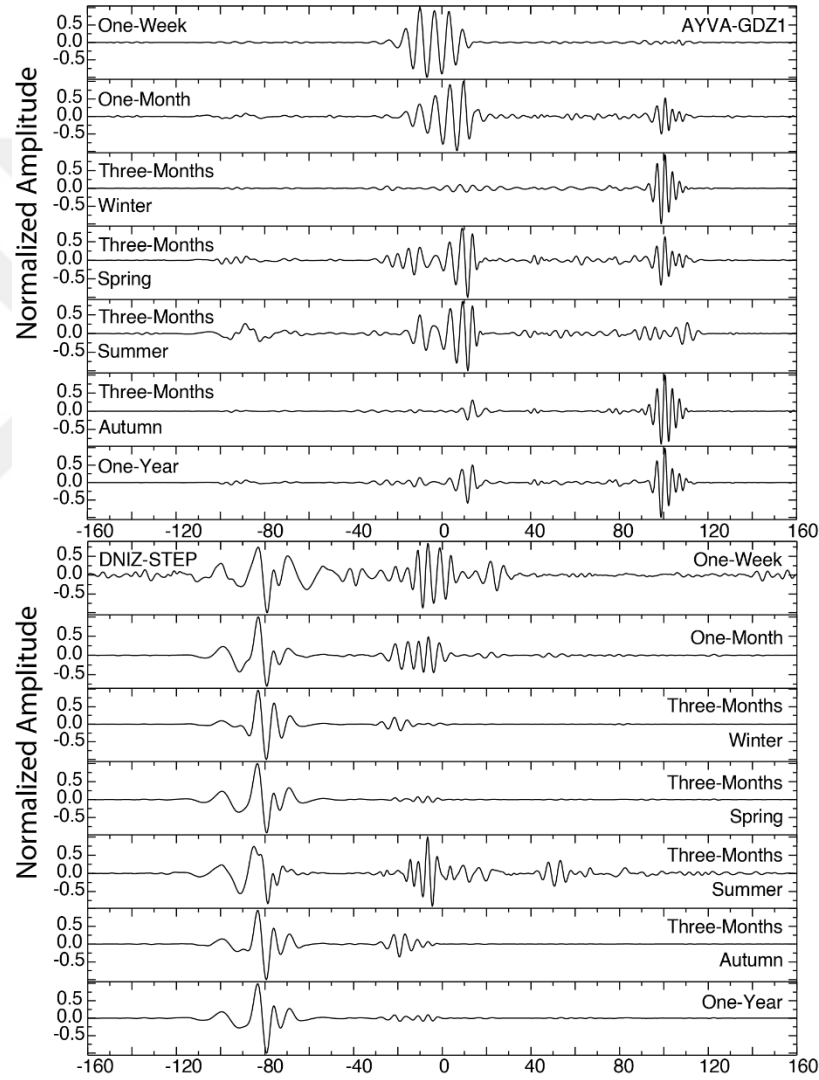
Bu tez çalışması genelinde sadece doğal gürültü verileri analiz edilmiştir. Ancak elde edilen bulgular, mevcut jeolojik ve özellikle jeofizik (örneğin yerel deprem tomografisi, ısı akısı, gravite, manyetik, vb) araştırmalardan ortaya konan sonuçlarla birlikte tartışılmıştır. Türkiye’de AFAD’a ait istasyon sayısı ve geometrisi iyi olmakla birlikte, Ege Bölgesi özelinde daha iyi bir kabuk hız yapısı bilgisine sahip olmak ve tomografik çözünürlüğü arttırmak için, diğer istasyon ağlarına ait veriler de kullanılmıştır. Bölgede yürütülecek bir sonraki araştırma, doğal gürültü ve deprem verilerinin bir arada kullanıldığı birleşik ters çözüm hesaplamalarının yapılması olacaktır.

Bu tez çalışmasında kullanılan veri setinde tüm istasyon çiftleri arasındaki mesafe 10 ila 335 km arasında değişmekte olup ortalama mesafe 143 km'dir. Başlangıçta, tüm olası istasyon çiftleri için çapraz ilişkiler hesaplanmıştır. 43 istasyon için elde edilebilecek istasyon çifti sayısı 903'tür. Ancak DGT çalışmalarının doğası gereği tüm istasyon çiftlerinde faydalı sonuçlar alınması genelde olası değildir. Sinyal/gürültü oranı 10'dan büyük, istasyonlar arası mesafe minimum 30 km olan çiftler belirlendikten sonra 187 istasyon çifti elenmiş, böylece nihai sonuçlar kriterleri sağlayan 716 çapraz ilişki üzerinden elde edilmiştir. Bu fonksiyonların her birine karşılık gelen sinyal ve bu sinyalden elde edilecek dispersiyon eğrileri manuel olarak ölçülmüştür. Birbirine yakın ve aynı doğrultuda istasyon çiftlerine ait sinyal ve dispersiyon eğrileri kontrol edilmiş, sonuçların tutarlılığı “Çapraz İlişki Parametre Testleri”, ışın yolu geometrisinin çözüm kapasitesi ise “Tomografik Parametre Testleri” başlıkları altında tartışılmıştır.

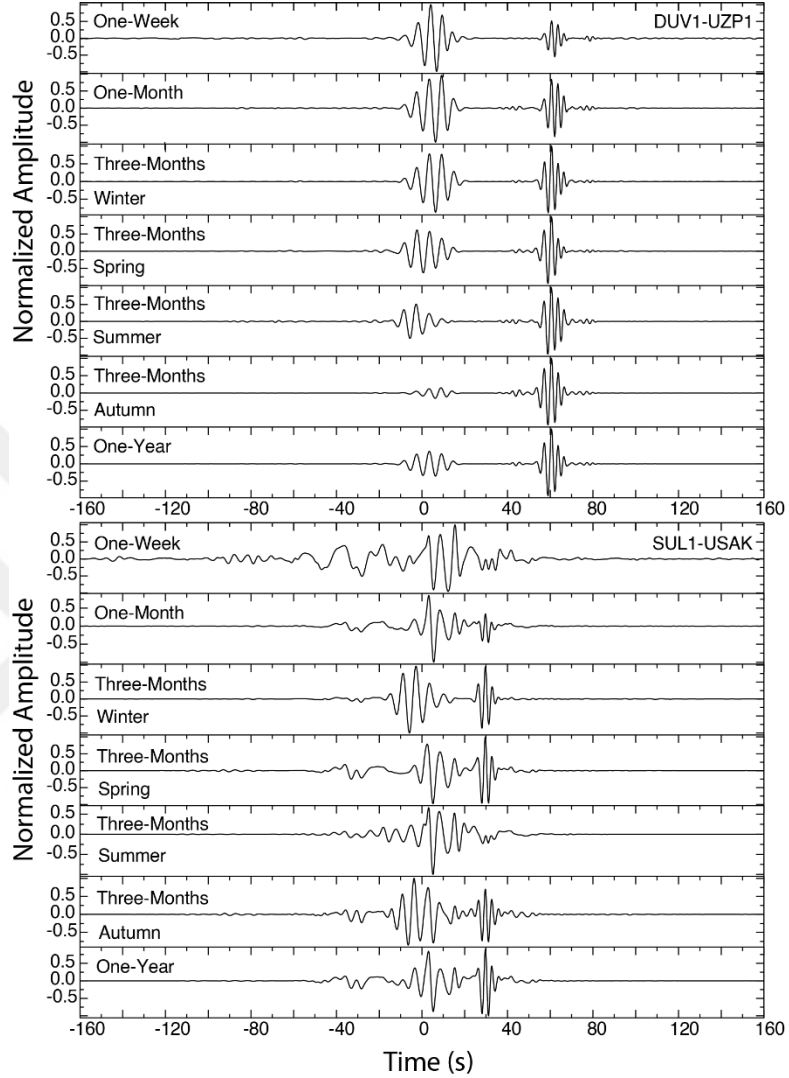
6.1 Çapraz İlişki Parametre Testleri

İstasyonlar arası Green fonksiyonun hesaplanması sırasında yüksek sinyal/gürültü oranına sahip sonuçlar elde edebilmek için parametrelerin çalışma alanına uygun olarak seçilmesi gerekmektedir. Bu amaçla tomografi aşamasına geçilmeden önce veri boyu, pencere uzunluğu, örnekleme frekansı ve normalizasyon yöntemi gibi

parametreler test edilmiştir. Yapılan denemeler sonucunda en büyük etki veri boyu parametresinde gözlenmiştir. Bir hafta, üç hafta, üç ay mevsimsel ve bir yıl uzunluğunda seçilen verilerle elde edilen sonuçlar incelendiğinde bir haftalık veri uzunluğu yeterli sinyal/gürültü oranına sahip bir sinyal oluşturamazken, üç aylık verilerden hem birbirine benzer hem de yüksek sinyal/gürültü oranına sahip sonuçlar elde edilmiştir (Şekil 6.1 ve Şekil 6.2).



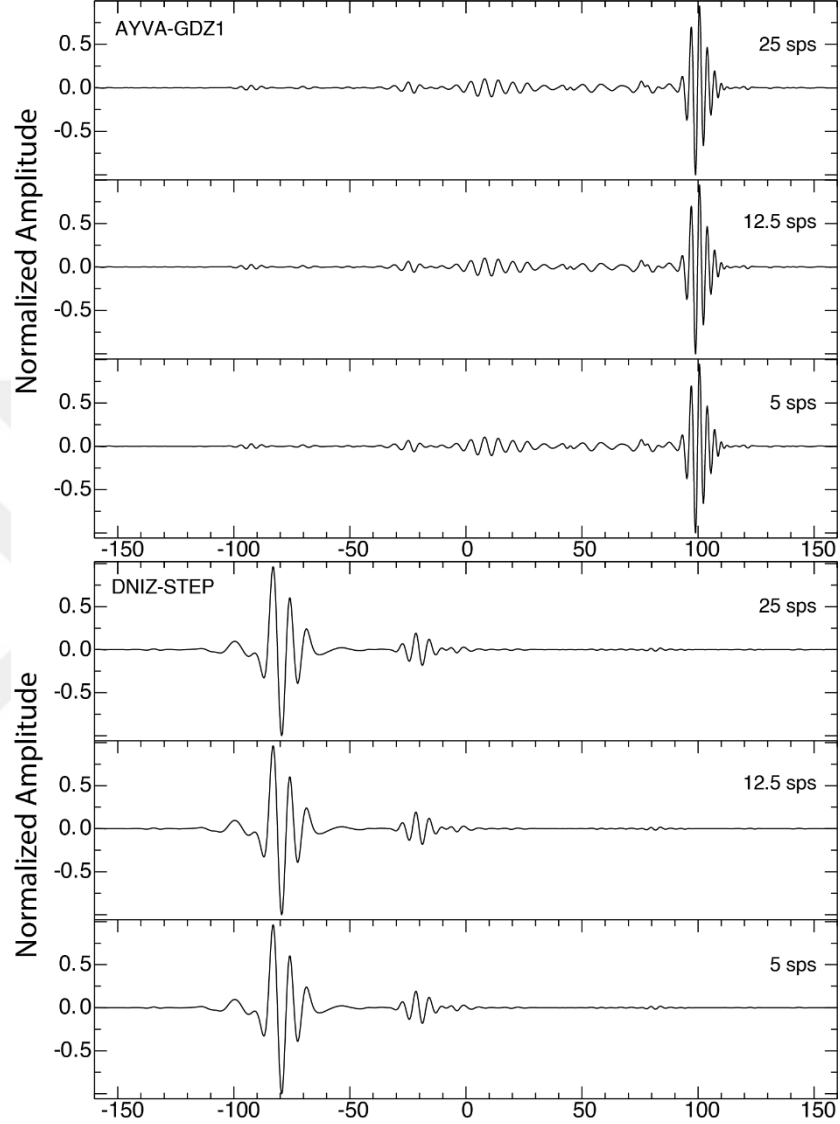
Şekil 6.1 Veri boyunun sonuçlara etkisi. Üst panel: AYVA-GDZ1 istasyon çifti (241 km). Alt panel: DNIZ-STEP istasyon çifti (226 km). Kış: Aralık-Ocak-Şubat, Bahar: Mart-Nisan-Mayıs, Yaz: Haziran-Temmuz-Ağustos, Güz: Eylül-Ekim-Kasım aylarını temsil etmektedir



Şekil 6.2 Veri boyunun sonuçlara etkisi. Üst panel: DUV1-UZP1 istasyon çifti (152 km). Alt panel: SUL1-USAK istasyon çifti (76 km). Kış: Aralık-Ocak-Şubat, Bahar: Mart-Nisan-Mayıs, Yaz: Haziran-Temmuz-Ağustos, Güz: Eylül-Ekim-Kasım aylarını temsil etmektedir

Örnekleme frekansı belirlenirken farklı örnekleme değerlerinin sonuçlar üzerindeki etkisi araştırılmıştır. Orijinal istasyon verileri 50 ve 100 örnekleme olarak kayıt yapmaktadır. Çapraz ilişkilerin hesaplanabilmesi için veri seti örnekleme frekansı homojen hale getirilmelidir. Bu nedenle 5, 12.5 ve 25 örnekleme sayıları seçilerek testler gerçekleştirilmiş ve saniyede 25 örnekleme olacak şekilde seçim yapılmıştır. Bu değere ait Nyquist frekansı 12.5 Hz olup maksimum frekans sınırimızdan (0.5 Hz)

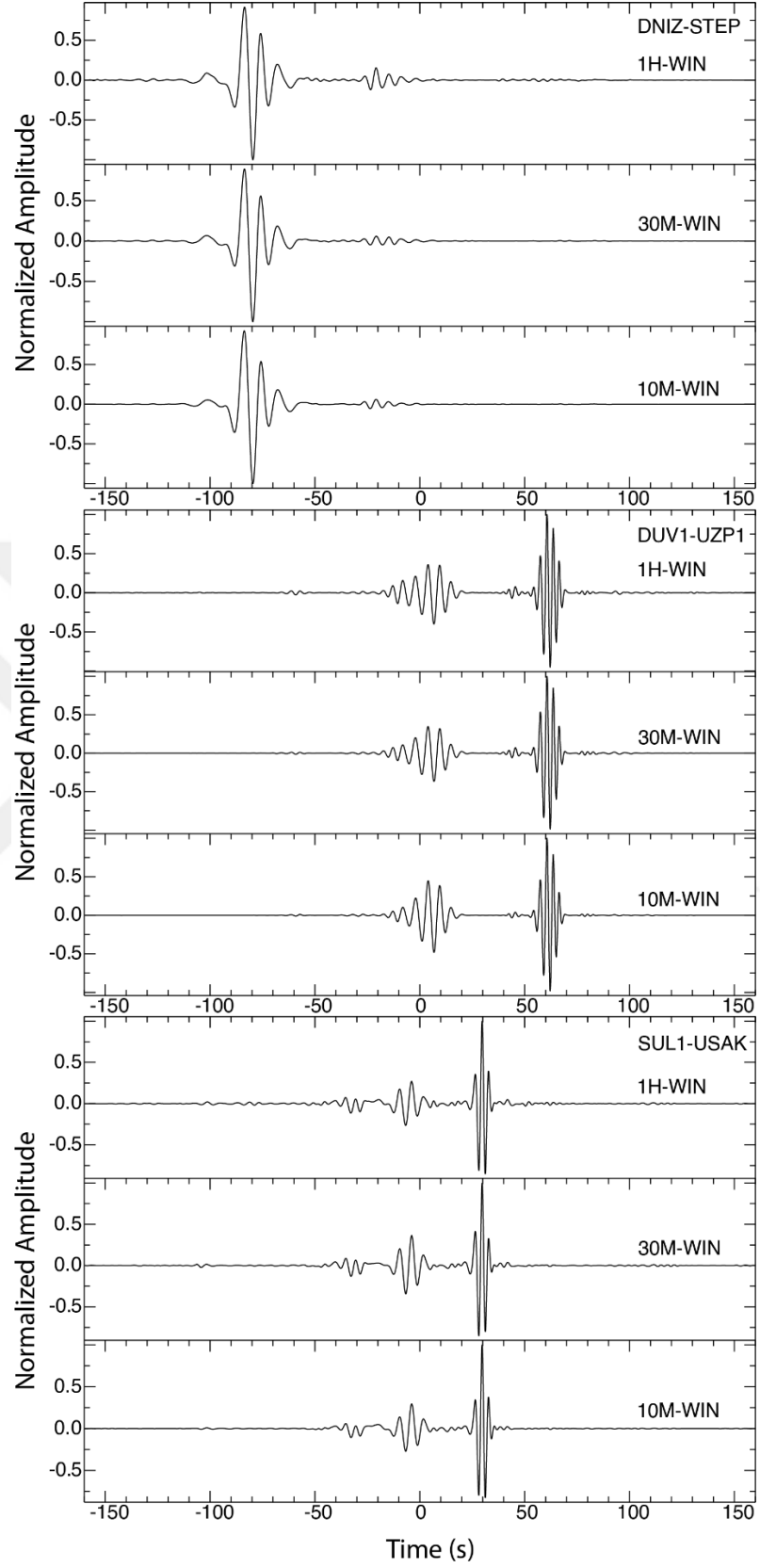
uzaktır. Bu değer sonuçlar üzerinde olumsuz bir değişiklik yaratmazken, veri boyutunu da azaltarak hesaplamaları hızlandırmıştır. (Şekil 6.3).



Şekil 6.3 Farklı örnekleme frekansı seçiminin sonuçlar üzerine etkisi

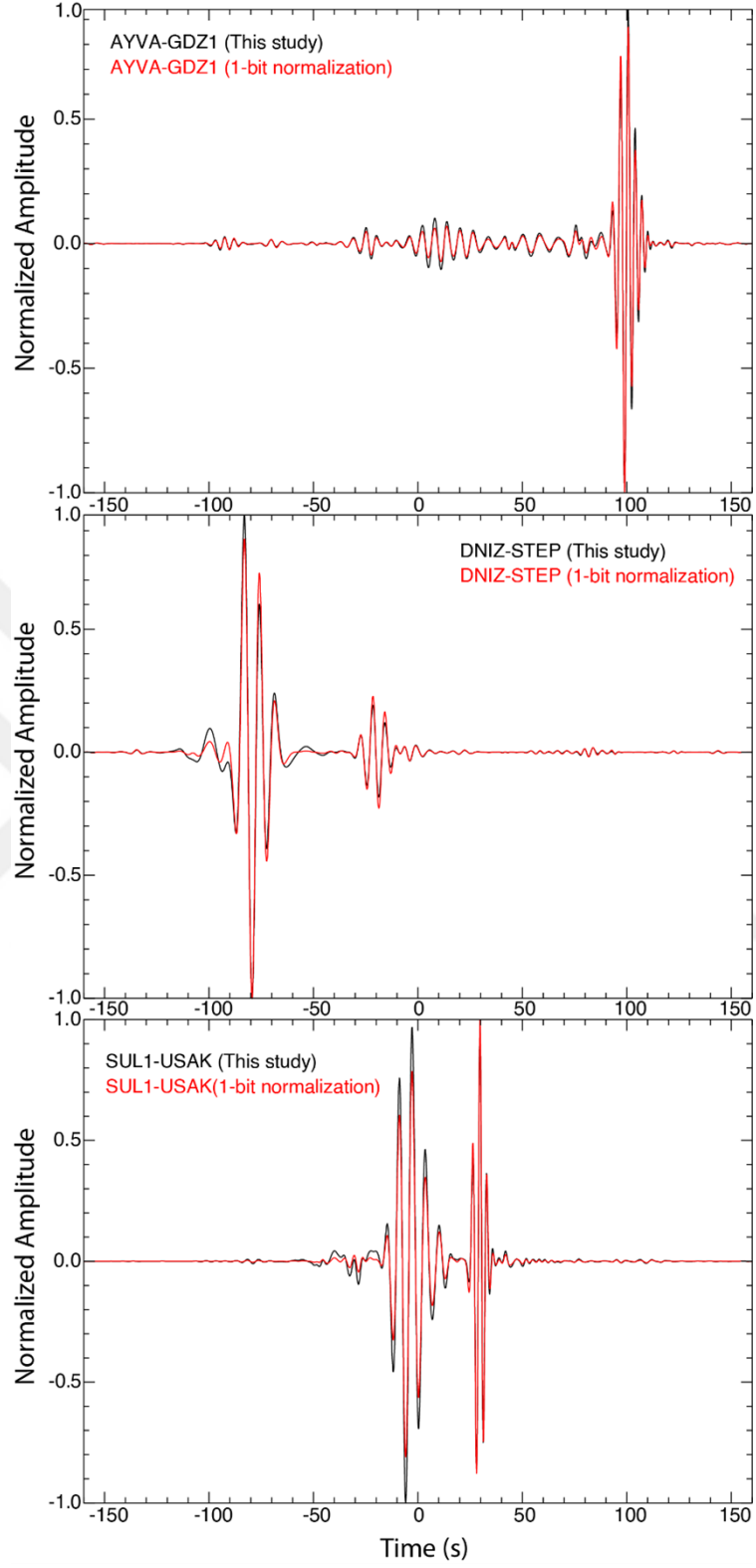
Çalışmada bir saat uzunluğunda pencere boyu kullanılmıştır. Pencere boyları on dakika ile bir gün uzunluğu arasında test edilmiştir. İstasyonlarda kayıt esnasında meydana gelen aksaklıklardan dolayı bir gün uzunluğunda veri kullanımı üst üste eklenecek çapraz ilişki sayısını düşüreceği için tercih edilmemiştir. Pencere boyunun seçimi, veri analizi sırasında dikkatle değerlendirilmiştir. Ancak, bu değerlendirmeye ilişkin makalelerde ayrıntılara yeterince yer verilmemiş, öngörülen farklı olasılıklar ve

çapraz korelasyon fonksiyonlarını hesaplamak için bir saatlik pencereleri seçmemize yol açan nedenler açıkça tartışılmamıştır. Çok sayıda pencerenin ortalamasının alınması durumunda elde edilecek sonuçlarda genelde iyileşme gözlenmektedir (Domingues ve diğ., 2016). Ön hesaplamalarımızda bu tespit doğrulanmıştır. Fakat 24 saatlik ayrı pencereler kullanması halinde bu seçim, ortalaması alınabilecek pencere sayısını önemli ölçüde azaltmaktadır. Bunun nedeni, tüm istasyonların bir yıl boyunca kesintisiz olarak kayıt yapmamasıdır. İletim hataları birkaç dakika da olsa veri kaybına yol açmaktadır. Bu arızalar, zaman ortamında verilerde rastgele dağılım göstermektedir. Bu nedenle 24 saatlik pencereler kullanmak, gün içinde birkaç dakikalık kayıp nedeniyle büyük miktarda verinin de kaybedilmesi anlamına gelmektedir. Oysa bir saatlik pencereler kullanmak, o günkü verinin genelde sadece $1/24$ 'nin kaybına ve kalan $23/24$ 'ünün analizlere dahil edilmesine olanak tanıyarak ortalaması alınacak pencere sayısını büyük ölçüde artırmaktadır. Buna ek olarak, bir saatlik pencereler daha küçük oldukları için analiz süreçlerini kolaylaştırmaktadır. Bir saatten daha küçük pencereler için olası seçenekler düşünüldüğünde buna ilişkin farklı pencere boyları da test edilmiş ve bir saatlik, 30 dakikalık ve 10 dakikalık veri pencereleri ile çapraz ilişki fonksiyonlarını hesaplanmıştır. Bulgular, 1 saat ve aşağısı pencere boyunun sonuçlar üzerinde ihmal edilebilir bir etkiye sahip olduğunu göstermiştir (Şekil 6.4).



Şekil 6.4 Pencere boyunun sinyal kalitesine olan etkisi

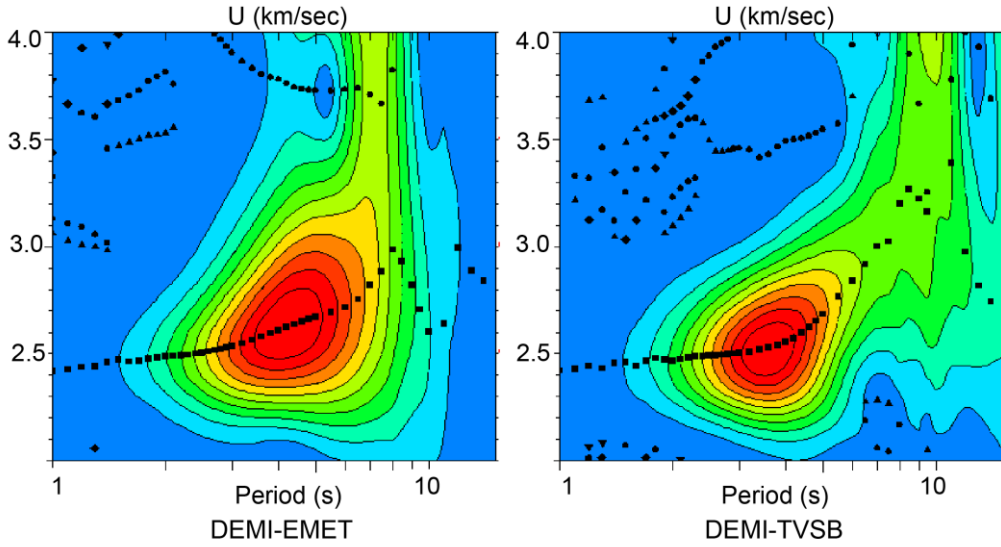
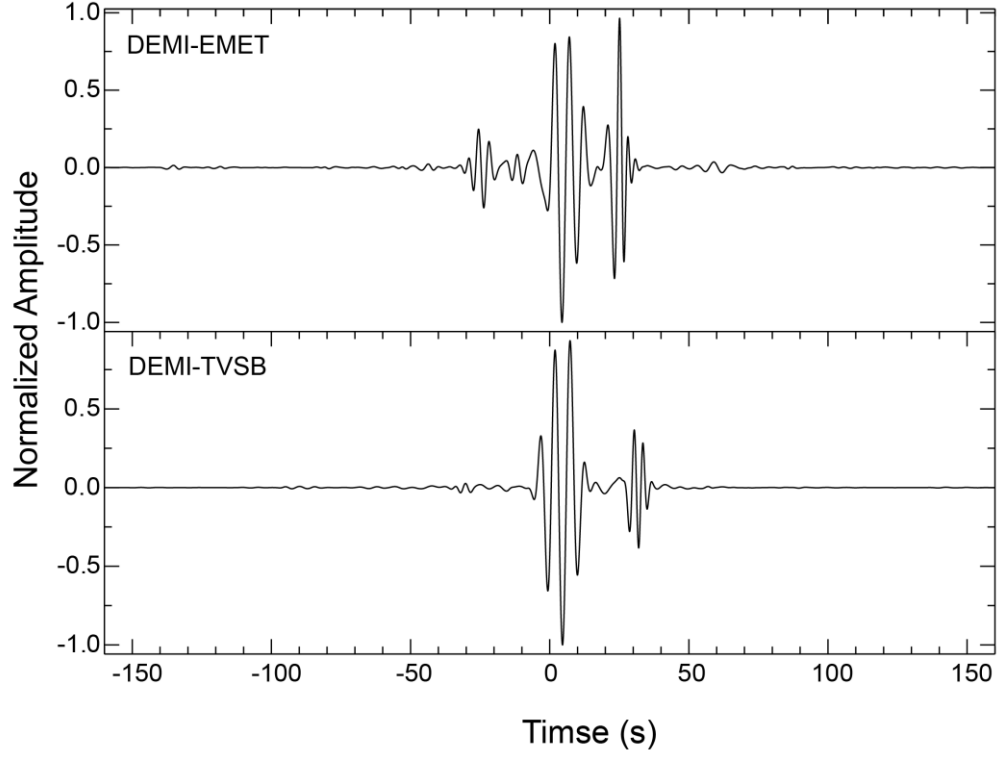
Test edilen bir diğ er parametre de normalizasyon yöntemidir. Doğ al gürültü tomografisi ç alışmalarında kullanılan sinyal yer iç inde yayılan rastgele sinyaller olduğu iç in deprem gibi ç ok yüksek genlikli etkiler gürültüyü baskılamaktadır. Bu etkileri ortadan kaldırmak iç in literatürde en ç ok kullanılan yöntemlerden birisi “1-bit normalizasyon” yöntemidir (Bensen ve diğ ., 2007). Tez araştırmasında bu teknik de denenmiş , aynı veri boyu iç in hesaplanan ortalamalar ile elde edilen sonuçlarda farklılık gözlenmemiş veya sonuçları iyileştirmediğ ini belirlenmiş tir. Bu nedenle tez kapsamında, sinyal genliklerini -1 ve +1 aralığ ında normalize etmek yerine tüm pencereye ait mutlak maksimum genlik değerinin kullanıldığ ı Chávez-García ve Rodriguez (2007)’de önerilen yöntem kullanılarak normalizasyon yapılmış tir. En büyük etkinin, analiz edilen verilerin süresinin deđ iştirilmesi durumunda olduğu gözlenmiş , ancak bunda bile üç aydan daha uzun süreli veriler kullanıldığ ında hiçbir iyileşme olmadığ ı anlaşılmış tir. Bu karşılaştırma üç farklı istasyon ç ifti iç in ortaya konmuş tur. Farklılıklar oldukç a küçüktür ve grup hızının belirlenmesinde etkisi yoktur (Ş ekil 6.5).



Şekil 6.5 Normalizasyon yöntemlerinin sonuçlara etkisi

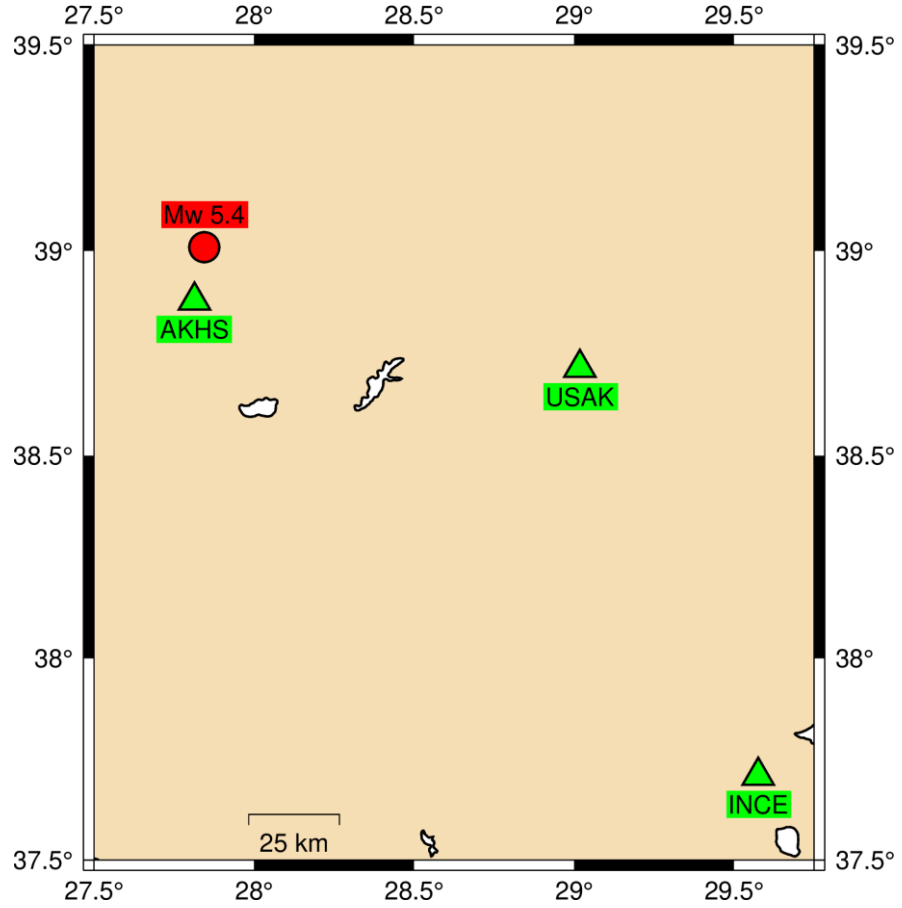
Gürültünün kaynağı, yönü, eşit dağılıp dağılmadığı veya belirli bir yöne odaklanıp odaklanmadığı hususları, genelde DGT analizlerinde ele alınan konular arasında yer almaktadır. Gürültü kaynağının tek bir yönden gelmesi halinde bu durumun, ortalama çapraz ilişkide ortaya çıkan Green fonksiyonunun simetrisi/asimetrisi üzerindeki potansiyel etkisi arasındaki ilişki daha önce ele alınmıştır (Paul ve diğ., 2005). Gürültü simülasyonları kullanılarak bu sorun incelenmiş, ancak birçok çalışmada herhangi bir yanlılık gözlemlenmemiştir (Yao ve Van Der Hilst, 2009; Dias ve diğ., 2014; Rosalia ve diğ., 2020). Rayleigh dalgası çapraz ilişki fonksiyonlarında simetri/asimetri derecesi farklıdır, ancak her iki kısımlarda da varış zamanları aynıdır, değişen sadece genliktir. Bu durum, grup hızı dağılımının ortalama çapraz ilişkisinin simetri/asimetrisinden (gürültü kaynağının yönünden) etkilenmediğini güçlü bir şekilde göstermektedir (Şekil 6.6).





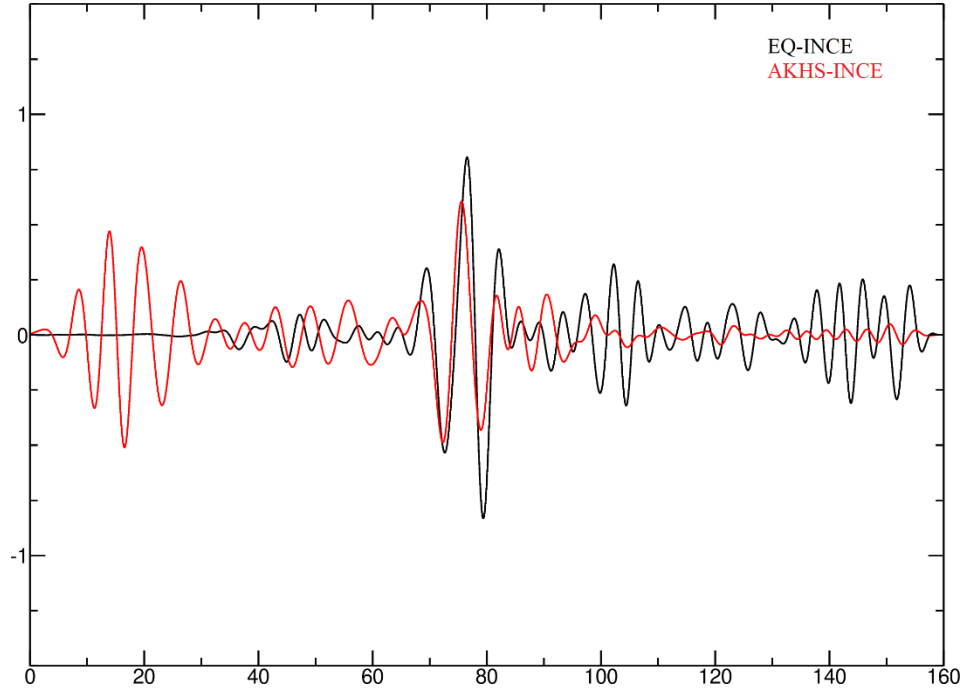
Şekil 6.6 Üst: DEMI-EMET ve DEMI-TVSB (istasyonlar arası mesafe sırasıyla 63.8 ve 78.5 km) istasyon çiftleri için hesaplanmış ortalama çapraz ilişki sonuçları üstte verilmiştir. DEMI-EMET için sinyal hem pozitif hem de negatif gecikme sürelerinde Rayleigh pikleri gösterir ve bu nedenle asimetrik DEMI-TVSB'ye göre daha simetrik. Alt: Grup hızı dispersiyon eğrileri. Renkler periyot-grup hızı düzlemindeki enerji dağılımını gösterir. Kırmızı büyük, mavi ise daha küçük genliklere karşılık gelir. Bu diyagramlardaki maksimumlar grup hızı tahminine karşılık gelir ve küçük siyah kare sembollerle gösterilmektedir

Elde edilen sinyallerin doğruluğuna yönelik bir başka test ise çapraz ilişki sonucu elde edilen yüzey dalgası sinyalinin depremlerden elde edilen yüzey dalgası sinyali ile karşılaştırılmasıdır (Vasallo ve diğ., 2016). DGT yönteminde iki istasyondan biri kaynak diğeri alıcı görevi gördüğü için eğer istasyonlardan birinin üzerinde veya çok yakınında bir deprem varsa iki sinyali kıyaslamak mümkündür. Bu nedenle çalışma alanı içerisinde istasyonların üzerinde veya çok yakınında meydana gelen bir deprem araştırılmıştır. 22.01.2020 tarihli Mw 5.4 Akhisar depremi AKHS istasyonuna çok yakın bir mesafede kaydedilmiştir (Şekil 6.7). Bu deprem baz alınarak AKHS-USAK ve AKHS-INCE çapraz ilişki sonuçları ile bu istasyonlardaki düşey bileşen deprem kayıtları incelenmiştir (Şekil 6.8 ve Şekil 6.9).

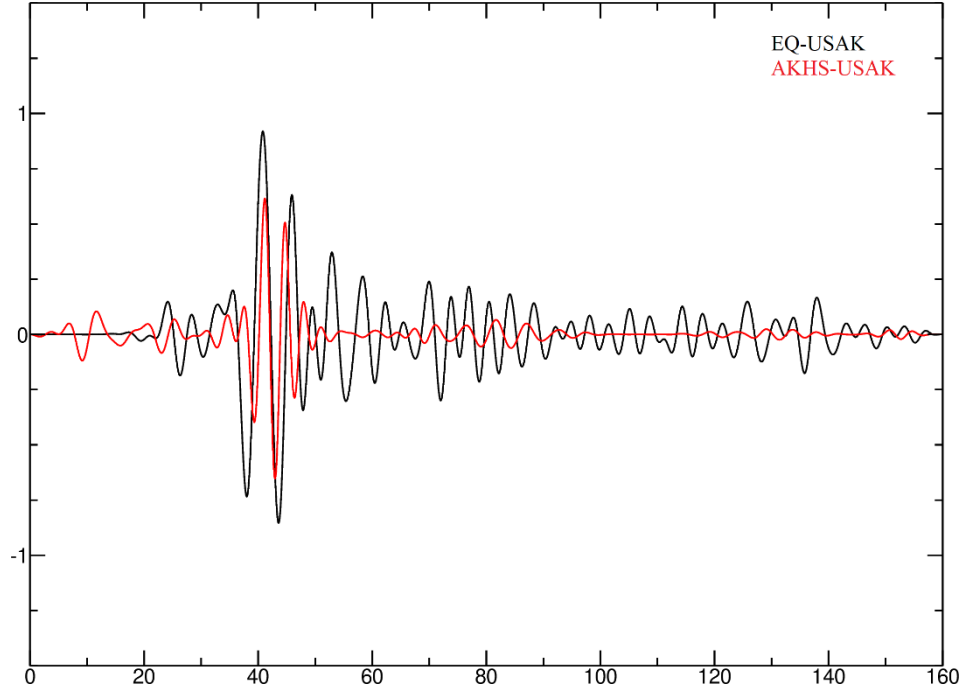


Şekil 6.7 Mw 5.4 Akhisar depremi ve test edilen istasyonlar

Elde edilen sonuçlara göre deprem verisinden gözlenen Rayleigh dalgası sinyalleri ile çapraz ilişkiden gözlenen Rayleigh dalgası sinyallerinin hem şekil hem de varış zamanı olarak birbiri ile uyum içerisinde olduğu belirlenmiştir (Şekil 6.8 ve Şekil 6.9).



Şekil 6.8 Siyah: INCE istasyonunda kaydedilmiş depreme ait yüzey dalgası. Kırmızı: AKHS-INCE istasyon çiftine ait çapraz ilişki sonucu



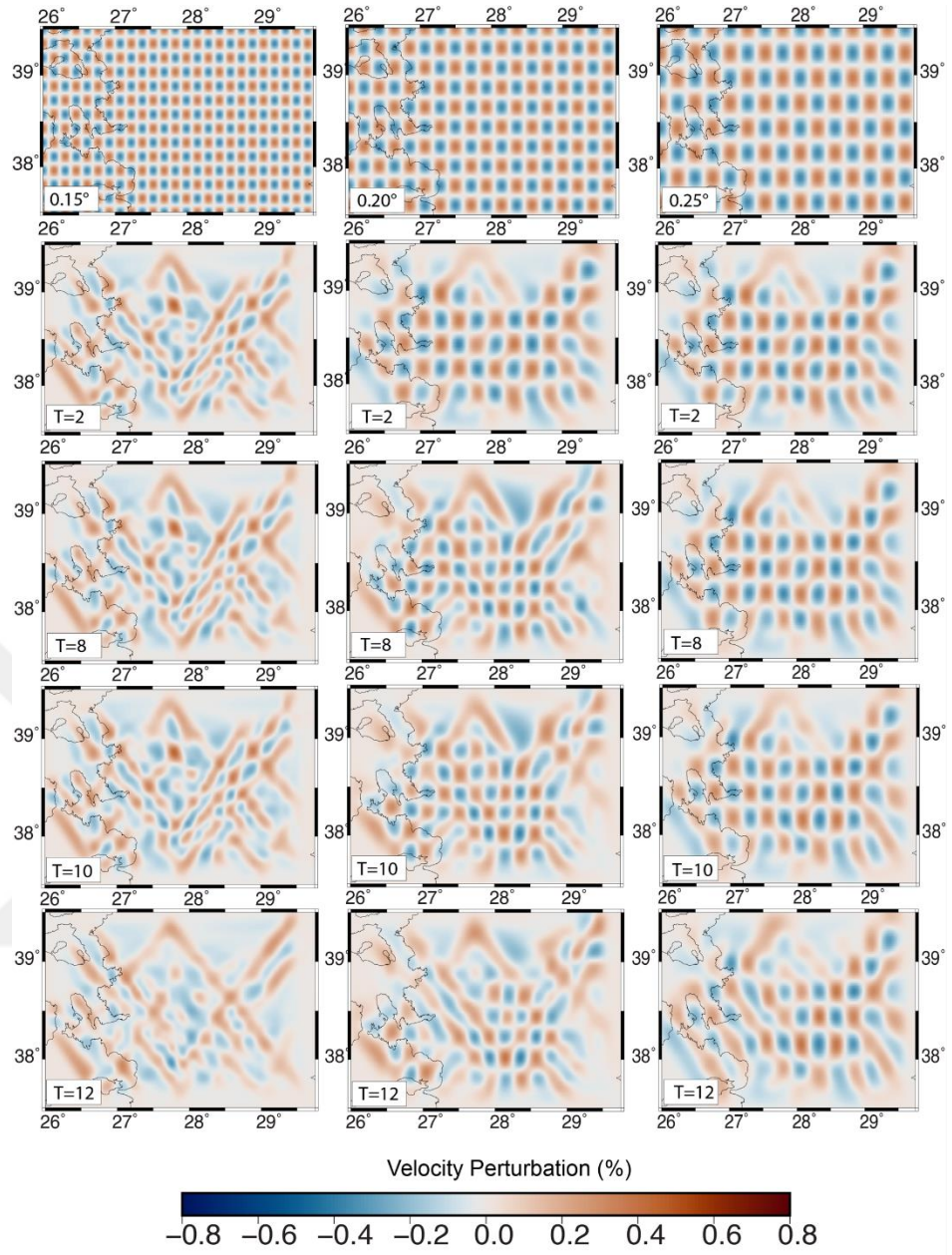
Şekil 6.9 Siyah: USAK istasyonunda kaydedilmiş depreme ait yüzey dalgası. Kırmızı: AKHS-USAK istasyon çiftine ait çapraz ilişki sonucu

Çalışmada kullanılan frekans aralığı istasyonlar arası mesafeler ile doğrudan ilişkilidir. İstasyon çiftleri arasındaki minimum mesafe 10 km, maksimum mesafe 335 km ve ortalama mesafe 143 km'dir. Dolayısıyla hem yüksek frekanslarda hem de düşük frekanslarda bu mesafeler seçilen frekans bandını belirlemede etken olmuştur. Öte yandan yüksek frekanslar (küçük dalga boyları) kısa mesafe istasyon çiftleri için yanal süreksizliklerden daha fazla etkilense de istasyon sayısı ve dizilim geometrisine bağlı olarak tomografik anlamda yeterli çözünürlüğü sağlayacak kadar ışın yolu üretmemektedir. Benzer şekilde düşük frekanslar (uzun dalga boyları) ile etki derinliği arttırılsa bile yeterli ışın olmadığı için çözünürlük sağlanamamaktadır. Bu etki dama tahtası testlerinde artan periyoda bağlı olarak gözlenmektedir. Bu nedenle çapraz ilişkiler hesaplanırken kullanılacak frekans bandı 0.04-0.5 Hz aralığında seçilmiştir.

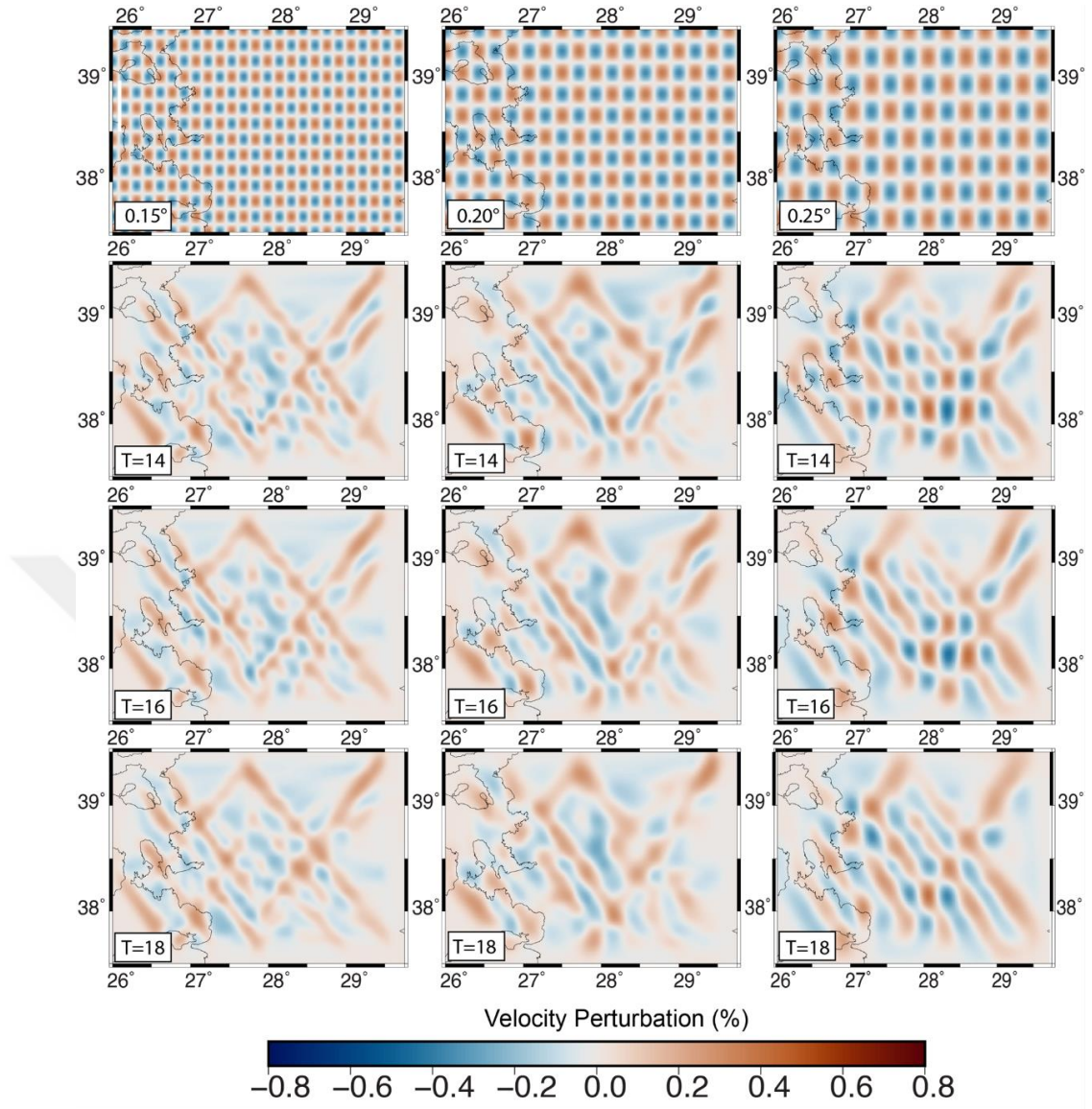
6.2 Tomografik Parametre Testleri

Tomografi aşamasında kullanılan ağın çözüm kapasitesinin araştırılması yorumlanacak alanların belirlenmesinde avantaj sağlar. Bu nedenle mevcut ışın yolu geometrisinin çözüm kapasitesini araştırmak için farklı grid büyüklükleri kullanılarak çözünürlük testleri uygulanmıştır. Şekil 6.10 ve Şekil 6.11’de üç farklı grid büyüklüğüne ait (0.15° , 0.20° ve 0.25°) dama testi sonuçları 2-18 s periyot aralığında verilmiştir.





Şekil 6.10 2-12 s periyot aralığı için elde edilen dama tahtası testi sonuçları. Üst satır 0.15°, 0.20° ve 0.25° grid büyüklüğü için oluşturulan başlangıç modellerini, alt satırlar ise artan periyoda bağlı olarak elde edilen çözüm sonuçlarını göstermektedir

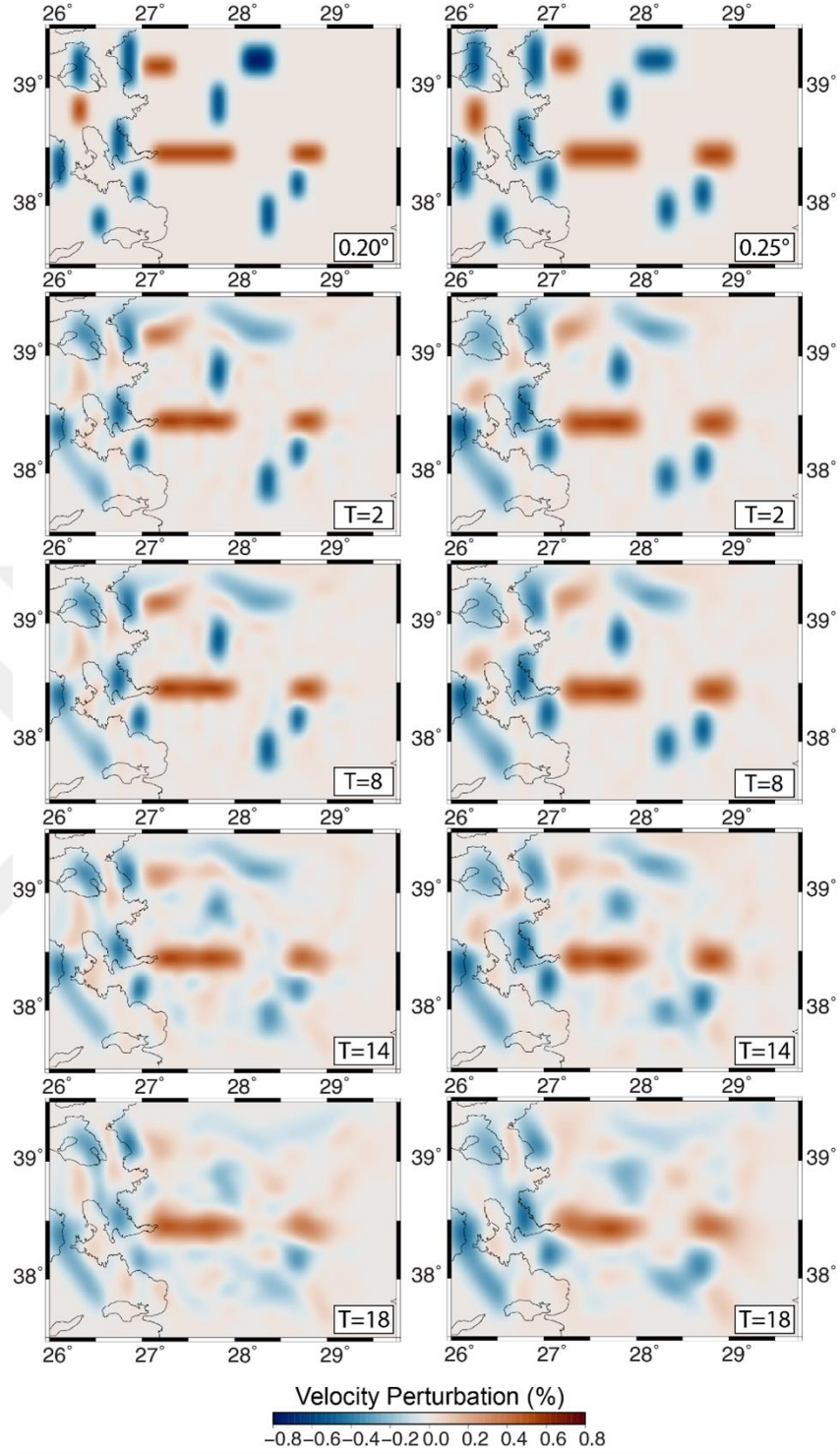


Şekil 6.11 14-18 s periyot aralığı için elde edilen dama tahtası testi sonuçları. Üst satır 0.15°, 0.20° ve 0.25° grid büyüklüğü için oluşturulan başlangıç modellerini, alt satırlar ise artan periyoda bağlı olarak elde edilen çözüm sonuçlarını göstermektedir

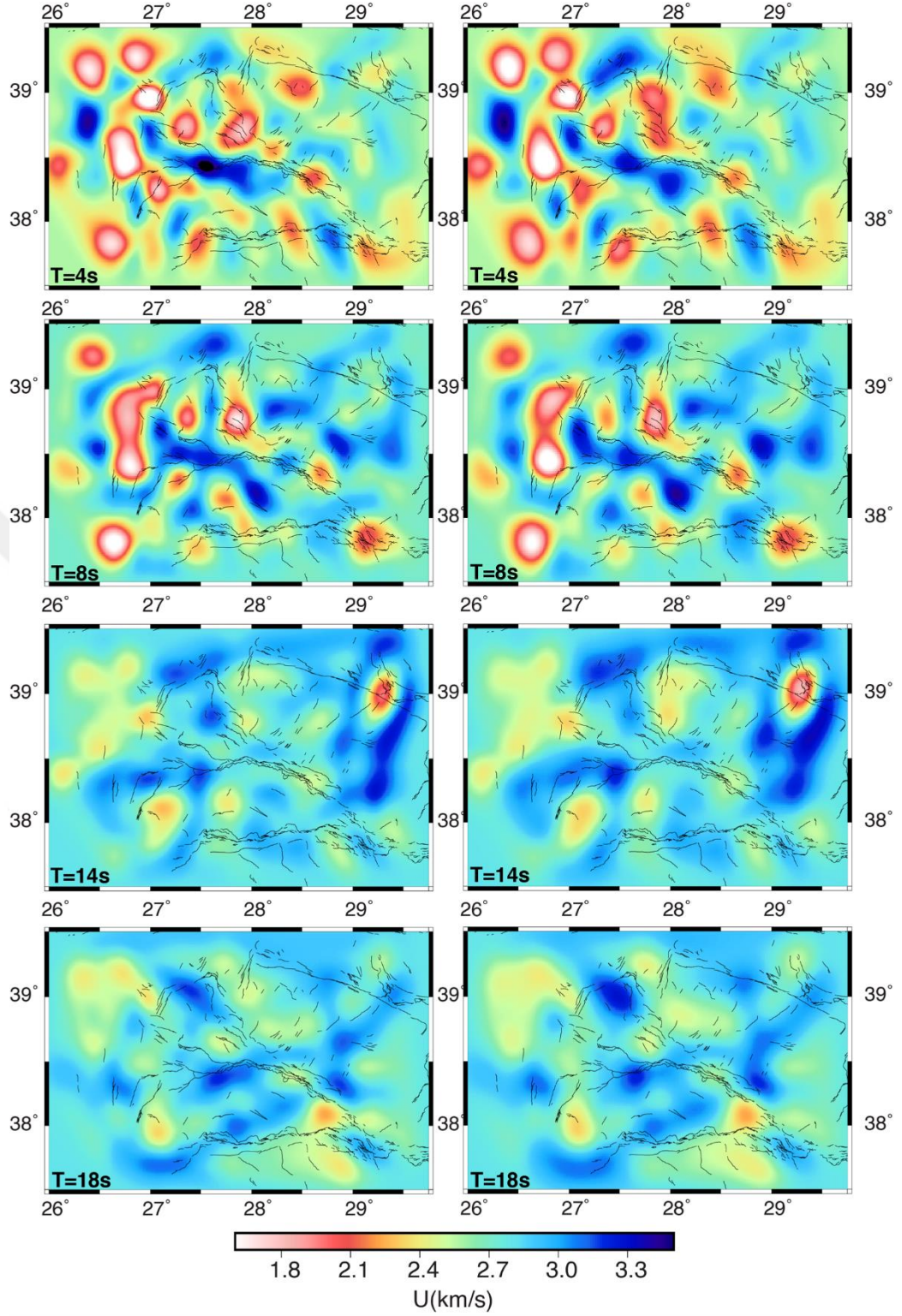
Dama tahtası testleri tamamlandıktan sonra, alternatif olarak, çalışma alanı sınırları içerisinde yüksek ve düşük hızlı anomaliler yerleştirilerek çözümler tekrarlanmıştır. Bu kapsamda, nihai modelin bazı özelliklerini taklit eden rastgele bir model ele alınmıştır (Şekil 6.12). Daha sonra gerçek ışın yolu dağılımını kullanarak tomografik ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir. Bu test daha sonra dama tahtası testine benzer, ancak modelin heterojenlikleri değişen hız anomalileri değil (dama modeli), elde edilen nihai modelin karakterini yeniden üreten anomalilerdir. Bu kapsamda iki farklı grid boyutu

kullanılarak 2 ila 18 s arasındaki periyot aralığı için hesaplama yapılmıştır. Sonuçlar, çalışma alanının ortasındaki gridlere ait ayrıntıların oldukça iyi bir şekilde geri kazanıldığını, ancak kenarlara gidildikçe çözüm gücünün azaldığını göstermektedir. Grid boyutunun 0.20°'den 0.25°'ye çıkarılması, beklendiği gibi sonuçları biraz iyileştirmiş, hücre boyutunu artırdıkça her hücre için yol sayısında artışa neden olmuştur. Ancak buna rağmen kazanç yeterli değildir ve iki grid boyutu arasındaki sonuçlar tüm periyotlar için hemen hemen aynıdır. Bu nedenle grup hızı haritaları iki farklı grid büyüklüğü için de hesaplanmış, yapılan denemeler sonucunda elde edilen çözünürlükler kıyaslanmış ve ilerleyen aşamalar için 0.20° grid büyüklüğü seçilmiştir (Şekil 6.13).



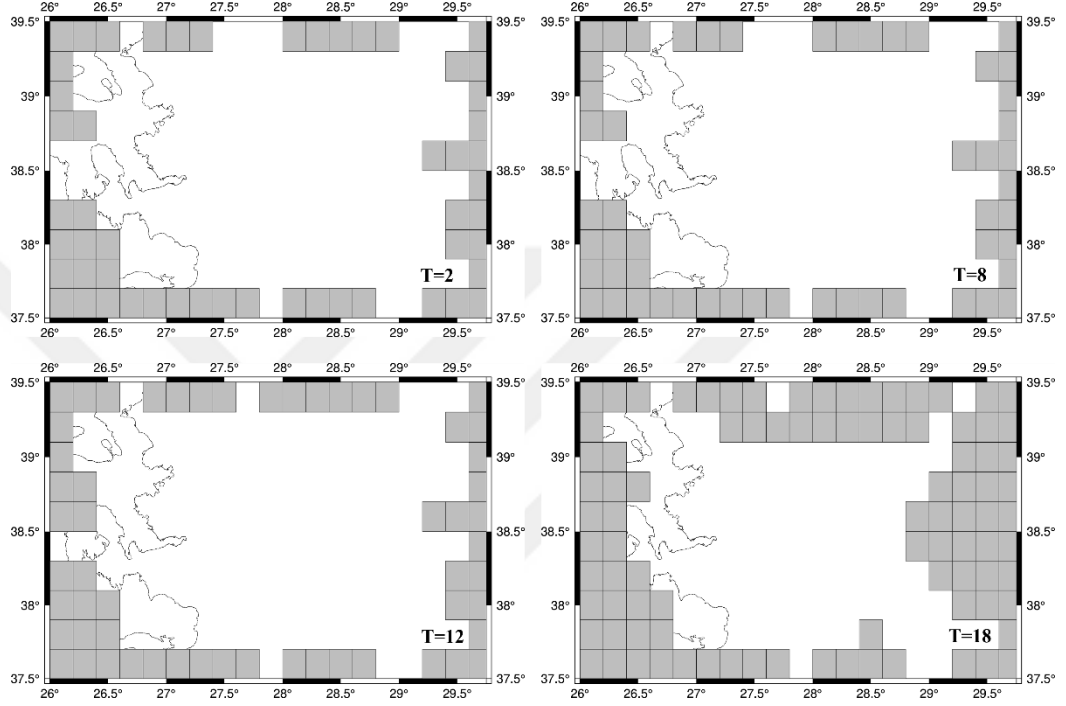


Şekil 6.12 Alternatif dama modeli. 0.20° (sol panel) ve 0.25° (sağ panel) grid büyüklükleri için oluşturulan başlangıç modellerini, alt satırlar ise artan periyoda bağlı olarak elde edilen çözüm sonuçlarını göstermektedir



Şekil 6.13 İki farklı grid büyüklüğü (sol panel: 0.20°, sağ panel: 0.25°) için elde edilen grup hızı haritalarının 4-18 s periyot aralığında değişimi

Yorumlama esnasında çözünürlüğün (ya da ışın yolu sayısının) az olduğu alanlardan korunmak için maske oluşturulmuştur. Bunun için Python kullanılarak bir algoritma yazılmış ve her bir grid hücresinden geçen toplam ışın yolu sayısı hesaplanmıştır ve 20'den az ışın yoluna sahip gridler maskelenmiştir (Şekil 6.14).



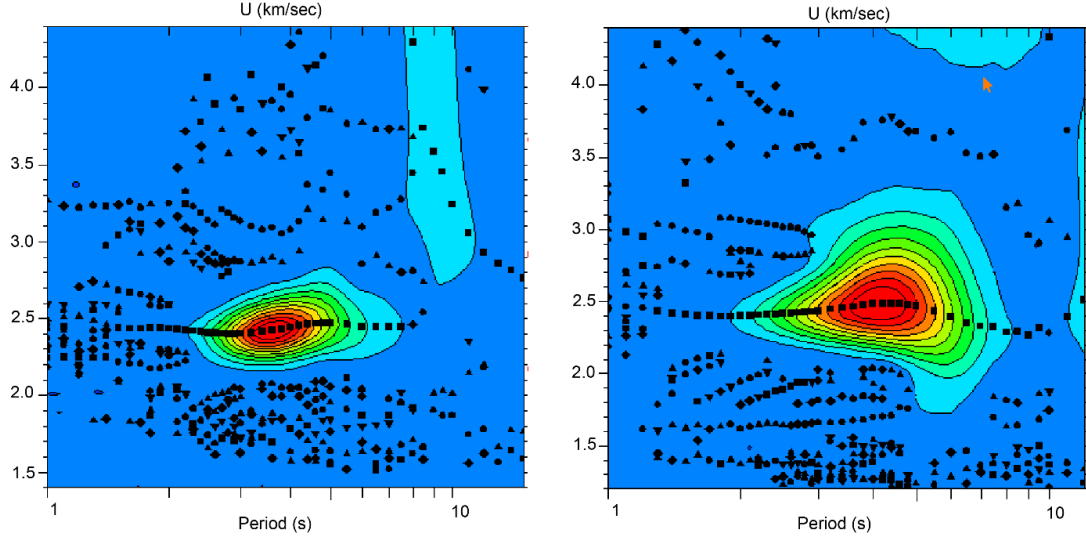
Şekil 6.14 2-18 s periyot aralığında ışın yolu sayısı 20'den az olup maskelenen gridler

İstasyonlar arasındaki mesafe ne kadar uzun olursa, çapraz ilişkiden bir grup hızının tahmin edilebileceği periyot değerlerinin de o kadar uzun olacağı yaygın bir bilgidir. Bu tespit 6.1 başlığı altında da tartışılmıştır. DGT analizi sonucunda, tüm istasyon çiftlerinden elde edilebilecek grup hızı tahminlerinin sayısı 18 s'den daha büyük periyotlar için önemli ölçüde azalmaktadır. 18 s periyot haritası için, çapraz ilişkilerden 180 ışın yolu elde edilmiştir. Bu sayının, daha derin yapılara işaret eden daha büyük periyotlar için hızla azaldığı ve 25 s periyotta sadece 40 olduğu hesaplanmıştır. Bu nedenle bu tez çalışmasında, 18 s'den daha büyük periyotlar için yeterli ışın yolu olmadığından, daha derin yapılar için güvenilir tomografi hesaplaması da mümkün olmamıştır (Tablo 1).

Tablo 6.1: Tomografik ters çözüm parametreleri. Ters çözüm kontrol parametreleri (sönümleme, yumuşatma), veri uyumu ile model salınımı arasındaki dengeyi kontrol eder. Sönüm faktörü, modeldeki değişikliklerin her iterasyonda küçük kalmasını sağlar. En uygun sönüm ve yumuşatma parametreleri 0 ve 1000 arasında aranmış ve optimum değerler keskin yanal geçişleri ve yapaylıkları önlerken önemli ayrıntıları kaybetmekten kaçınmak için seçilmiştir.

Periyot (s)	Işın yolu sayısı	RMS başlangıç	RMS final	Sönüm faktörü	Yumuşatma
2	682	6.58	5.57	11	11
4	684	5.83	4.91	11	11
6	683	5.42	4.52	11	11
8	637	5.33	4.79	11	11
10	590	5.24	4.55	11	11
12	475	5.00	4.27	11	11
14	307	4.39	3.55	10	10
16	223	4.10	3.34	10	10
18	180	4.05	3.13	10	10

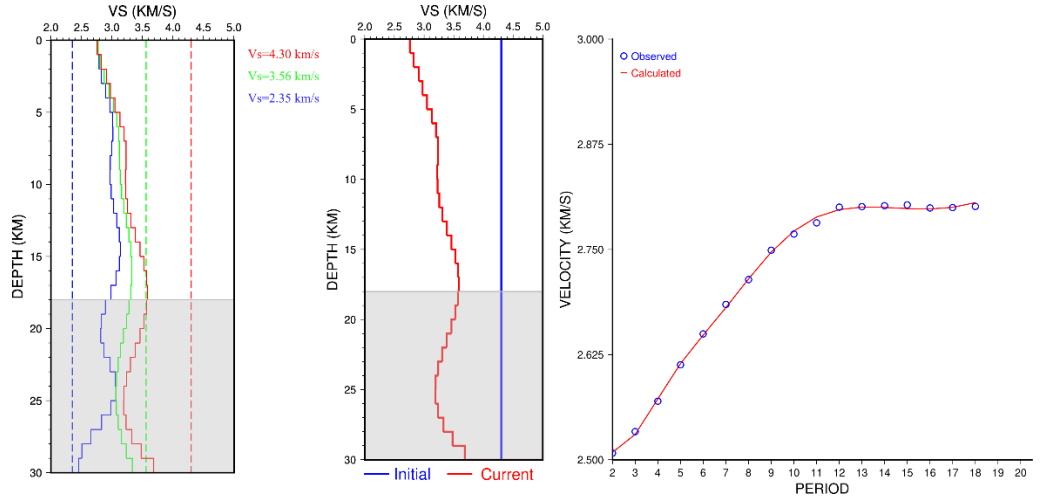
Tez çalışması kapsamında topoğrafyanın Rayleigh dalgası grup hızı ölçümlerine olası etkisi de irdelenmiştir. Kullanılan istasyonların yüksekliği 100 m (AYVA), 690 m (AYDN), 885 m (HAR1) ve 1324 m (GDZ) arasında değişmektedir. En büyük topoğrafya (AYVA-GDZ, 1224 m) aralığı, bu çalışmada kullanılan dalga boylarından çok daha küçüktür. Öte yandan, yükseklik farklılıkları çok daha fazla olursa en küçük dalga boylarının etkilenmesi olasıdır. Çalışmada grup hızları kullanıldığı için dalga boyları hesaplanmamıştır. Ancak grup hızlarının dispersiyon özelliği göstermediği periyot aralıklarında grup hızı ile faz hızı aynı kabul edilebilir ve bu durumda dalga boyunu hesaplamak mümkün olur. Bu kapsamda AYVA-GDZ ve AYDN-HAR1 istasyon çiftlerine ait grup hızı değişimleri 2.2-6 s periyot aralığında neredeyse sabittir (2.4-2.5 km/s). Dolayısıyla bu periyot aralığında dalga boyları 5.3 ve 15 km arasında değişim gösterir. Bu değerler istasyonlar arası en büyük yükseklik farkından oldukça büyüktür. Bu nedenle tez çalışmasında topoğrafya farklılıkları dalga boyundan daha küçük olduğu için, etkisi ihmal edilmiştir (Şekil 6.15).



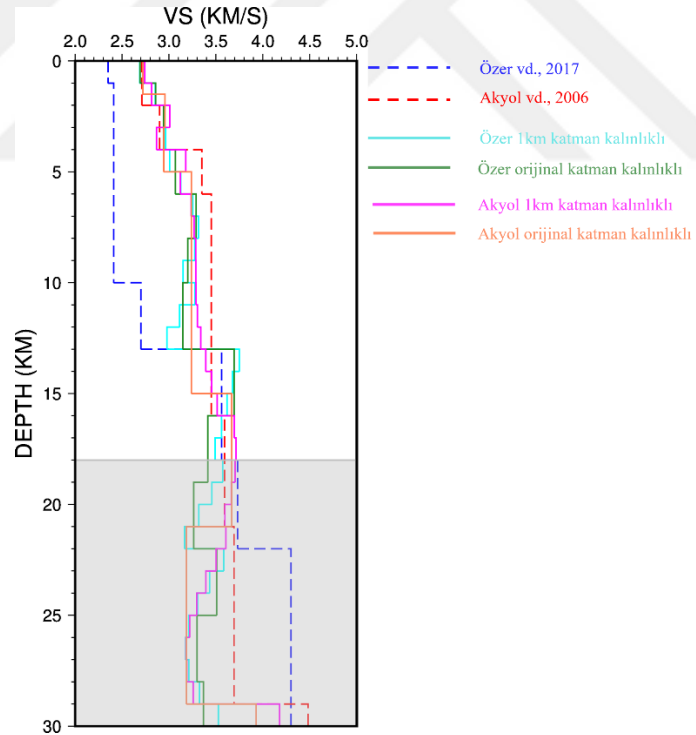
Şekil 6.15 AYVA-GDZ (solda) ve AYDN-HAR1 (sağda) istasyon çiftleri için grup hızı dispersiyon eğrileri. Grup hızı her iki istasyon çifti için 2.2-6 s periyotları arasında neredeyse sabittir (2.4-2.5 km/s). İlgili dalga boyları 5.3-15 km olarak hesaplanabilir (AYVA=100 m, GDZ=1324 m, AYDN= 690 m, HAR1=885 m)

Sinyal analizleri ve grup hızı haritalarının hesaplanmasından sonra bölgenin Vs hız yapısını belirlenmesi aşamasında grup hızı haritaları giriş verisi olarak kullanılmıştır. Periyoda bağlı olarak her bir grid noktasından grup hızı değerleri çıkartılarak “lokal dispersiyon eğrileri” oluşturulmuştur. Daha sonra bu eğriler uygun bir başlangıç modeli kullanılarak “surf96” programına giriş verisi olarak verilmiş ve Vs hızlarına geçilmiştir.

Başlangıç modelleri için farklı seçenekler araştırılmıştır. Örneğin; *IASP91* küresel ölçekli bir model iken, *High* kendi oluşturduğumuz özel bir modeldir. Çalışma alanına ait bir başlangıç hız modelinin bulunmadığı durumlarda bu tarz küresel ya da özel oluşturulmuş modellerden yararlanılmaktadır (Acevedo ve diğ., 2019; Barak ve diğ., 2015; Li ve diğ., 2018; Schipkus ve diğ., 2018). Her ne kadar çalışma alanında farklı araştırmacılar tarafından önerilmiş kabuk modelleri bulunsa bile başlangıç modelinin ters çözüm sonuçlarına olan etkisini gözlemlemek için bu modeller de çalışmada kullanılmıştır. Buna ek olarak düşük, orta ve yüksek hızlı modeller ile Akyol ve diğ., (2006) ve Ozer ve Polat, (2017a) test edilmiştir (Şekil 6.16 ve Şekil 6.17).



Şekil 6.16 Sol panel: kesikli çizgiler düşük, orta ve yüksek hızlara sahip başlangıç modellerini, düz çizgiler ise bu modellere ait ters çözüm sonuçlarını göstermektedir. Orta panel: ters çözüm sırasında başlangıç ve iterasyon sonucu elde edilen modeli göstermektedir. Sağ panel: gözlenen ve hesaplanan dispersiyon eğrisi arasındaki uyum



Şekil 6.17 Doğrudan çalışma alanında yer alan modeller için farklı katman kalınlıklarının ters çözüm sonuçlarına etkisi

Ters çözüm işlemi tamamlandıktan sonra elde edilen Vs hızları aynı grid noktalarına geri yerleştirilmiş ve çalışma alanın Vs haritası elde edilmiştir.



BÖLÜM YEDİ

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Genel olarak bu tez çalışmasında 18 km derinliğe kadar bir Vs kabuk hız modeli sunulmuştur. Sonuçlar önceki YDT çalışmalarıyla karşılaştırılmış ve yaklaşık 15 km derinlikte Vs hızlarındaki ani değişim Conrad süreksizliği olarak yorumlanmıştır. Bu arayüzün altında, magmatik sokukumlara karşılık gelen daha yüksek hızlar gözlemlenmiştir. Önerilen model, önceki çalışmalarda bulunmayan sığ yapılar (5 km'den daha küçük derinlik) hakkında yüksek çözünürlük sağlamıştır. Dar antiklinal (yüksek hız bölgeleri, YHB) ve havza tipi geniş senklinal (düşük hız bölgeleri, DHB) benzeri hız yapıları gözlenmiştir. Graben sistemlerindeki dolgu katmanları 5 km derinliğe kadar, 1.5 ile 2.3 km/s Vs hız aralığında takip edilebilmiştir. YHB 3.3 - 3.9 km/s aralığında değişim göstermektedir ve çalışma alanındaki horst sistemlerinin konumu ve doğrultuları ile uyum içerisindedir. Karaburun, İzmir ve Çandarlı Körfezleri arasında yay şeklinde bir DHB gözlenmiştir. Diğer benzer açık deniz DHB Sisam ve Midilli adaları yakınlarında gözlenmektedir. Karasal kesimlerde, Alaşehir-Gediz graben sistemi düşük Vs hızlarına sahiptir ve bölgedeki kurulu jeotermal enerji üretim santralleri bu grabenin önemli bir jeotermal potansiyele sahip olduğunu doğrulamaktadır.

Bu tez çalışmasında 43 geniş-bant istasyondan elde edilen üç ay uzunluğunda veriler kullanılarak istasyonlar arası çapraz ilişkiler hesaplanmış ve Rayleigh dalgası grup hızı dispersiyonları ölçülmüştür. Daha sonra çalışma alanının 2-18 s periyot aralığında grup hızı değişim haritası hesaplanmıştır. Bu haritalardan, artan periyoda bağlı olarak, oluşturulan yerel dispersiyon eğrileri kullanılarak ters çözüm yöntemi ile Vs hızlarına geçilmiştir. Yorumlanacak alanlar belirlenirken ışın yolu sayma ve dama tahtası testi gibi yöntemlerden yararlanılmıştır. Çalışma alanındaki büyük tektonik yapılar, kara ve denizde jeotermal enerji üretimine katkı sağlayabilecek potansiyel alanlar göz önünde bulundurularak kesitler oluşturulmuştur. Elde edilen bulgular kabukta ilk 18km için 3-B olarak modellenmiş ve bölgedeki diğer araştırmalardan da yararlanılarak bu çalışmanın sonucu olarak üretilen iki makalede yorumlanmıştır.

Buna göre, sığ derinliklerde yaklaşık 5 km derinliğe kadar sedimenter dolguların etkisi düşük Vs hızları olarak gözlenmektedir. Denizde Karaburun-Foça (İzmir ve Çandarlı körfezleri) arasındaki bölgede Vs hızlarının ilk birkaç km'lik derinlikte 1.5 km/s'ye kadar düştüğü görülmektedir. Derinlik arttıkça, özellikle ilk 3-5 km arasında, bu düşük hız anomalisi yaklaşık kuzey-güney doğrultulu bir uzanım sunmakta ve Dikili açıklarına kadar uzamaktadır. Karada ise Alaşehir-Gediz, Sarıgöl, Manisa ve Büyük Menderes grabeni boyunca dolgu birimin etkileri gözlenmektedir. Ayrıca çözünürlük alanının sınırına yakın olarak Midilli ve Sisam adalarının olduğu bölgelerde de düşük Vs hızları gözlenmektedir.

Yüksek hız anomalileri ise Yuntdağı-Maruflar horstu, Spil dağı ve Bozdağ civarında ilk kilometrelerden itibaren gözlenmektedir. Bölgedeki horst yapıları ile örtüşen bu anomaliler genel olarak $V_s > 3.2$ km/s ile temsil edilmektedir. Çalışma alanında derine inildikçe sedimenter birimlerin etkisi azalmakta ve yüksek hızlı anomaliler gözlenmektedir. Özellikle 9 km derinlikten sonra Vs hızları artış göstermektedir ($3.5 < V_s < 4.5$ km/s).

Bu tez çalışması ile Ege Bölgesi'nin kabuk hız yapısı ile karasal ve açık deniz jeotermal enerji potansiyeli, 3-Boyutlu görüntülenmiş, dar antiklinal (horst) ve geniş senklinal (sedimanter) görünümlü Vs değişimleri ortaya konmuştur. Daha önceki farklı çalışmalarda da bulguları rapor edilen ve yukarıda özellikle vurgulanan, İzmir ve Çandarlı Körfezi arasında 5 km derine kadar yay şeklinde devam eden ve umut vadeden büyük bir açık deniz jeotermal bölgesi, araştırma kapsamında ayrıntılı yorumlanmıştır.

Jeotermal arama projelerinde, pasif sismoloji tomografi teknikleriyle üst kabuk yapısının ortaya konması, ilk aşama arama süreçlerinde gerekli en temel girdidir. 2024-Kasım itibarıyla jeotermal enerji üretiminde 1726 MW ile dünyada (Amerika, Endonezya, Filipinler'den sonra) 4.sırada, Avrupa'da ise (en yakın rakibi İtalya'nın iki kat önünde) 1.sırada olan Türkiye'nin lider konumunu koruması, sadece karasal alanlarda yürütülen jeotermal enerji aramalarıyla mümkün olmaz. Bu nedende açık deniz (offshore) jeotermal enerjinin, karasal alanlar için yapılacak planlamalarla birlikte ele alınması önerilir. Bu doğrultuda, kamu ve/veya özel sektöre ait politik karar vericilerin kısa ve orta vade strateji planlama yapmaları gerekmektedir. Çünkü bu tez

çalışmasının ikinci makalesinde (Mulumulu ve diğ., 2025) verilen örneklerde olduğu gibi, dünyada açık deniz jeotermal enerji üretilmesine yönelik deniz üzerinde re-enjeksiyon ve üretim kuyusu açma amaçlı mobil platform tasarımları, Avrupa ve dünyada şimdiden başlamış durumdadır. Bu noktada ülkemizin açık deniz jeotermal enerji üretiminde geri kalmaması ve bulunduğu coğrafyaya liderlik yapmaya devam etmesi gerekmektedir. Bu ise; ileride farklı bilimsel araştırmalarla farkındalık oluşturulmasını, yenilikçi teknolojilerin takip edilmesini ve jeofizik, sismolojik/sismotektonik Ar-Ge teknikleriyle açık deniz jeotermal enerji için hedef alanlarının şimdiden belirlenmesini gerektirir. Açık deniz jeotermal sondaj maliyeti, karalarda yürütülen sondaj maliyetine göre daha fazladır. Bu durum, maliyetlerin en aza indirilmesi noktasında sondaj başarısının artırılmasını ve maliyet etkin bilimsel çalışmalarda işaret edilen daraltılmış hedef alanlarda detaylı araştırmalar yapılmasını gerektirmektedir. Bu nedenle açık deniz jeotermal odaklı çalışmaların artırılması önerilir. Çünkü sadece bu tez çalışması kapsamında incelenen alanlar değil, ülkemizdeki bütün körfez yapıları pasif sismoloji tomografi teknikleri kullanılarak açık deniz jeotermal enerji üretiminde alan daraltmaya yönelik potansiyel hedef arama bölgeleridir.

Bu tez çalışmasında elde edilen Vs yapıları; YDT, sismik yansıma, ısı akısı, Curie derinlik noktası, gravite, manyetik ve kuyuiçi bilgilerden elde edilen mevcut verilerle tutarlıdır. Bu çalışmalarda ilk 5 km için önerilen modellere göre yüksek çözünürlük sunmaktadır. Sığ DHB ile jeotermal enerjinin halihazırda üretildiği bölgeler arasında tutarlı bir ilişki mevcuttur. Bu nedenle benzer DHB'lerinin gözlemlendiği yeni kıyı ve açık denizel alanlar, olası yeni jeotermal enerji aramaları veya projeleri için potansiyel hedef alanlar olarak önerilmiştir. Sonuçlar, tez çalışmasında üretilen 2 ayrı SCI makalede de vurgulandığı üzere, yeni jeotermal keşif aramalarına ve planlamalara rehberlik edebilir.

KAYNAKLAR

- Acevedo, J., Fernandez-Viejo, G., Llana-Funez, S., Lopez-Fernandez, C., Olona, J. (2019). Ambient noise tomography of the southern sector of the Cantabrian Mountains, NW Spain. *Geophysical Journal International* 219, 479–495.
- Altınoglu F.F., Sari M., Aydin A. (2015). Detection of Lineaments Denizli basin of Western Anatolia region using bouguer gravity data, *Pure Appl. Geophys.* 172, 415-425.
- Akbaş, B., Akdeniz, N., Aksay, N., Altun, A., vd., (2011). 1:1.250.000 scaled Geological Map of Turkey. General Directorate of Mineral Research and Exploration Publication.
- Akbayram, K., Bayrak, E., Pamuk, E., Özer, Ç., Kiran, K., Varolgunes, S. (2022). Dynamic sub-surface characteristic and the active faults of the Genç district locating over the Bingol seismic gap of the East Anatolian Fault Zone, Eastern Turkey. *Natural Hazards* 114, 825–847.
- Akgün, M., Gonenç, T., Pamukçu, O., Ozyalın, S. (2014). Investigation of the relationship between ground and engineering bedrock at northern part of the Gulf of Izmir by borehole data supported geophysical works. *J. Earth Syst. Sci.* 123, 545–564.
- Aktuğ B., Kılıçoğlu A. (2006). Recent crustal deformation of İzmir, Western Anatolia and surrounding regions as deduced from repeated GPS measurements and strain field, *Journal of Geodynamics* 41, 471-484.
- Akyol, N., Zhu, L., Mitchell, B.J., Sözbilir, H., Kekovalı, K., 2006. Crustal structure and local seismicity in western Anatolia. *Geophysical Journal International* 166, 1259–1269.

- Altan, Z., Ocakoglu, N., Bohm, G. (2023). Neogene stratigraphic architecture and three-dimensional velocity structure beneath the Gulf of Izmir (western Anatolia) from reflection travelttime tomography. *Journal of Asian Earth Sciences* 244, 1-15.
- Aydemir, A., Bilim, F., Çifçi, G., Okay, S., 2018. Modeling of the Foça-Uzunada magnetic anomaly and thermal structure in the gulf of Izmir, western Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 156, 288–301.
- Bakırcı, T., Yoshizawa, K., Özer, M. F. (2012). Three-dimensional S-wave structure of the upper mantle beneath Turkey from surface wave tomography. *Geophysical Journal International*, 190(2), 1058-1076.
- Barak, S., Klemperer, S. L., Lawrence, J. F. (2015). San Andreas Fault dip, Peninsular Ranges mafic lower crust and partial melt in the Salton Trough, Southern California, from ambient-noise tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16, 3946-3972.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., vd. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1239-1260.
- Bilim F., Akay T., Aydemir A., Kosaroglu S. (2016). Curie point depth, heat-flow and radiogenic heat production deduced from the spectral analysis of the aeromagnetic data for geothermal investigation on the Menderes Massif and Aegean region, western Turkey, *Geothermics* 60, 44-57.
- Bussat, S., Kugler, S., (2009). Recording noise estimating shear wave velocities: feasibility of off-shore ambient-noise surface-wave tomography on a reservoir scale, in 79th Annual International Meeting, *SEG, Expanded Abstracts*, 1627-1631.

- Chávez-García, F. J., Rodríguez, M. (2007). The correlation of microtremors: empirical limits and relations between results in frequency and time domains. *Geophysical Journal International*, 171(2), 657-664.
- Chmiel, M., Mordret, A., Boue, P., Brenguier, F., Lecocq, T., et al., 2019. Ambient noise multimode Rayleigh and Love wave tomography to determine the shear velocity structure above the Groningen gas field, *Geophysical Journal International* 218(3), 1781-1795.
- Çırmık, A., Ankaya Pamukçu, O., Doğru, F., Cingöz, A., Özdağ, O.C., Sözbilir, H. 2024. Displacement analysis of the October 30, 2020 (Mw = 6.9), Sisam (Aegean Sea) earthquake. *Journal of Geodetic Science* 14(1), 20220166, doi:10.1515/jogs-2022-0166.
- Çubuk-Sabuncu, Y., Taymaz, T., Fichtner, A. (2017). 3-D crustal velocity structure of western Turkey: Constraints from full-waveform tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 270, 90-112.
- Delph, J. R., Biryol, C. B., Beck, S. L., Zandt, G., & Ward, K. M. (2015). Shear wave velocity structure of the Anatolian Plate: anomalously slow crust in southwestern Turkey. *Geophysical Journal International*, 202(1), 261-276.
- Dias, R. C., Julia, J., Schimmel, M. (2015). Rayleigh-wave, group-velocity tomography of the Borborema Province, NE Brazil, from ambient seismic noise, *Pure and Applied Geophysics*, 172, 1429-1449.
- Domingues, A., Silveira, G., Ferreira, A. M. G., Chang, S. J., Custodio, S., Fonseca, J. F. B. D. (2016). Ambient noise tomography of the East African Rift in Mozambique, *Geophysical Journal International*, 204(3), 1565-1578.
- Dziewonski, A., Bloch, S., Landisman, M. (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 59(1), 427-444.

- Eken, T., Qashqai, M. T., Schiffer, C., Taymaz, T., & Saygin, E. (2021). New Insights Into Crustal Properties of Anatolia and Its Surroundings Inferred From P-Coda Autocorrelation Inversions. *JGR Solid Earth*, 126(12), 1-24.
- Erman, C., Yolsal-Çevikbilen, S., Eken, T., Tilmann, F., Keles., D., Taymaz, T. (2022). Constraints on the lithospheric kinematics in the Aegean and western Anatolia unveiled by SKS splitting observations. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 127(12), 1-25.
- Fichtner, A., Saygin, E., Taymaz, T., Cupillard, P. Capdeville, Y., & Trampert J. (2013). The deep structure of the North Anatolian Fault Zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 373, 109-117.
- Gassenmeier, M., Sens-Schonfelder, C., Delatre, M., Korn, M. (2015). Monitoring of environmental influences on seismic velocity at the geological storage site for CO₂ in Ketzin (Germany) with ambient seismic noise. *Geophysical Journal International* 200 (1), 524-533.
- Gessner, K., Gallardo, L.A., Wedin, F., Sener, K (2016). Crustal structure of the northern Menderes Massif, western Turkey, imaged by joint gravity and magnetic inversion. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 105, 2133-2148.
- Goldstein, P., D. Dodge, M. Firpo, Lee, M. (2003). "SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, Invited contribution to "The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology", Edited by WHK Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger, Academic Press, London.
- Gönenç, T., Pamukçu, C., Deliormanlı, A.H., 2012. The investigation of hot spots in western Anatolia by geophysical and mining approaches. *Energy Sources, Part A: Recovery, Utilization, and Environmental Effects* 34 (9), 775-792.

- Gonenç, T. (2021). Availability of TOPEX V28.1 gravity data across the continent excluding seas; A case study, Western Anatolia example. *Pamukkale University Journal of Eng. Sci.* 27(6), 766–774.
- Hacıoğlu, Ö., Başokur, A. T., Diner, Ç. (2021). Geothermal potential of the eastern end of the Gediz basin, western Anatolia, Turkey revealed by three-dimensional inversion of magnetotelluric data. *Geothermics*, 91, 1-13.
- Harris, C. R., Millman, K. J., van der Walt, S. J., Gommers, R. vd. (2020). Array programming with NumPy. *Nature*, 585, 357-362.
- Herrmann, R. B., (1973). Some aspects of band-pass filtering of surface waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63(2), 663-671.
- Herrmann, R. B., (2013). Computer programs in seismology: an evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, 84(6), 1081–1088.
- Jiwani-Brown, E.A., Koulakov, I., Munoz-Burbano, F., Pacheco, J.F., Mora, M.M., Savard, G., Lupi, M. (2024). Subsurface anatomy of the Irazu-Turrialba volcanic complex, inferred from the integration of local and ambient seismic tomographic methods. *Geophysical Journal International* 237(2), 679–696.
- Karason, B. (2013). Utilization of Offshore Geothermal Resources for Power Production. Yüksek Lisans Tezi. Reykjavik University.
- Karabulut, H., Paul, A., Ergün, T. A., Hatzfield, D., Childs, D. M., Aktar, M. (2013). Long-wavelength undulations of the seismic Moho beneath the strongly stretched Western Anatolia. *Geophysical Journal International*, 194, 450-464.
- Kaypak, B., Gökkaya, G. (2012). 3-D imaging of the upper crust beneath the Denizli geothermal region by local earthquake tomography, western Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 211, 47-60.

- Legendre, C. P, Tseng, T. L, Zhao, L. (2020). Surface-wave phase-velocity maps of the Anatolia region (Turkey) from ambient noise tomography. *Journal of Asian Earth Sciences*, 193, 1-10.
- Lehuteur, M., Vergne, J., Schmittbuhl, J., Maggi, A. (2015). Characterization of ambient seismic noise near a deep geothermal reservoir and implications for interferometric methods: a case study in northern Alsace, France. *Geothermal Energy* 3(3), doi:10.1186/s40517-014-0020-2.
- Lehuteur, M., Vergne, J., Schmittbuhl, J., Zigone, D., LeChenadec, A. vd., (2018). Reservoir imaging using ambient noise correlation from a dense seismic network. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 123, 6671-6686.
- Li, C., Chen, C., Dong, D., Kuponiyi, A.P., Dosso, S.E., Su, D. (2018). Ambient noise tomography of the Shandong province and its implication for Cenozoic intraplate volcanism in eastern China. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 19, 3286–3301.
- Liu, C., Lay, T., Wang, R., Taymaz, T., Xie, Z., Xiong, X., Irmak, T.S., Kahraman, M., Erman, C. (2023). Complex multi-fault rupture and triggering during the 2023 earthquake doublet in southeastern Türkiye. *Nature Communications* 14, 1-14.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press.
- Melgar, D., Taymaz, T., Ganas, A., Crowell, B., Ocalan, T., Kahraman, M., Tsironi, V. ve diğ., (2023). Sub- and super-shear ruptures during the 2023 Mw 7.8 and Mw 7.6 earthquake doublet in SE Türkiye. *Seismica* 2(3), 1-10.
- Mulumulu, E., Polat, O., Chávez-García, F. J. (2023). Ambient noise tomography of the Aegean region of Türkiye from Rayleigh wave group velocity. *Frontiers in Earth Science*, 11, 1-12.

- Mulumulu, E., Polat, O., Chávez-García, F. J. (2025). 3-D shallow crustal structure and offshore geothermal potential of the Aegean region of Türkiye from ambient noise tomography. *Journal of Asian Earth Sciences*, 278, 1-20.
- Nicolson, H., Curtis, A., Baptie, B., Galetti, E. (2012). *Proceedings of the Geologists' Association*, 123(1), 74-86.
- Okuwaki, R., Yagi, Y., Taymaz, T., Hicks, S.P. (2023). Multi-scale rupture growth with alternating directions in a complex fault network during the 2023 South-eastern Türkiye and Syria earthquake doublet. *Geophysical Research Letters* 50 (12), 1-14.
- Ouattara, Y., Zigone, D., Maggi, A. (2019). Rayleigh wave group velocity dispersion tomography of West Africa using regional earthquakes and ambient seismic noise. *Journal of Seismology*, 23, 1201-1221.
- Ozer, C., Polat, O. (2017a). Local earthquake tomography of Izmir geothermal area, Aegean region of Turkey. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 58(1), 17–42.
- Ozer, C., Polat O., (2017b). 3-D crustal velocity structure of Izmir and surroundings, *Journal of the Faculty of Engineering and Architecture of Gazi University* 32 (3), 733-747.
- Ozer, C., Gok, E., Polat, O. (2018). Three-Dimensional Seismic Velocity Structure of the Aegean Region of Turkey from Local Earthquake Tomography. *Annals of Geophysics*, 61(1), 1-21.
- Özer, Ç., Öztürk, S., Pamuk, E. (2022). Tectonic and structural characteristics of Erzurum and its surroundings (Eastern Turkey): a detailed comparison between different geophysical parameters. *Turkish Journal of Earth Science* 31, (1–6).

- Pamukcu, O., Gonenc, T., Cirmik, A., Pamukcu, C., and Erturk, N. (2019). The geothermal potential of büyük menderes graben obtained by combined 2.5-d normalized full gradient results. *Pure Appl. Geophys.* 176 (11), 5003–5026.
- Paul, A., Campillo, M., Margerin, L., Larose, E. (2005). Empirical synthesis of time-asymmetrical Green functions from the correlation of coda waves. *Journal of Geophysical Research*, 110, 1-13.
- Pazvantoğlu, E., Erkan, K., Salk, M., Akkoyunlu, B.O., Tayanç, M. (2021). Surface heat flow in western Anatolia (Turkey) and implications to the thermal structure of the Gediz graben, *Turkish Journal of Earth Sciences* 30(9), doi:10.3906/yer-2105-28.
- Pei, D. (2007). Modeling and inversion of dispersion curves of surface waves in shallow site investigations. PhD Thesis, University of Nevada, Reno.
- Rawlinson, N., 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.
- Ren, C., Wang, Z., Taymaz, T., Hu, N., Luo, H., Zhao, Z., Yue, H., Song, X., Shen, Z., Xu, H., Geng, J., Zhang, W. ve diğ., (2024). Super-Shear triggering and cascading fault ruptures of the 2023 Kahramanmaraş, Türkiye Earthquake Doublet. *Science* 383(6680), 305–311.
- Rosalia, S., Cummins, P., Widiyantoro, S., Yudistira, T., Nugraha, A.D., Hawkins, R. (2020). Group velocity maps using subspace and transdimensional inversions: ambient noise tomography in the western part of Java, Indonesia, *Geophysical Journal International* 220(2), 1260-1274.

- Salah, M. K., Sahin, S., Destici, C. (2007). Seismic velocity and Poisson's ratio tomography of the crust beneath southwest Anatolia: an insight into the occurrence of large earthquakes. *Journal of Seismology*, 11, 415-432.
- Schimmel, M., Paulssen, H. (1997). Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks. *Geophysical Journal International*, 130, 497-505.
- Schippkus, S., Zigone, D., Bokelmann, G. (2018). The AlpArray Working Group Ambient- noise tomography of the wider Vienna Basin region. *Geophysical Journal International* 215 (1), 102–117.
- Sircar, A., Bist, N., Yadav, K. (2023). A comprehensive review on exploration and exploitation of offshore geothermal energy. *Marine Systems & Ocean Technology*, 17, 135-146.
- Stork, A.L., Allman, C., Curtis, A., Kendall, J.M., and White, D.J. (2018). Assessing the potential to use repeated ambient noise seismic tomography to detect CO2 leaks: Application to the Aquistore storage site. *Int. J. Greenhouse Gas Control* 71, 20-35.
- Şahin, Ş., Abubakar, I., Özçelik, M., vd. (2019). Neotectonic structures imaged by seismic velocity along the Isparta angle. *Arab. J. Geosci.* 12 (230), 1-20.
- Taymaz, T., Yılmaz, Y., Dilek, Y., (2007). The Geodynamics of the Aegean and Anatolia: Introduction, The Geodynamics of the Aegean and Anatolia. *Geological Society. Special Publications*, London.
- Taymaz, T., Yolsal-Çevikbilen, S., Irmak, T.S., Vera, F., Liu, C., Eken, T., Zhang, Z., Erman, C., Keleş, D. (2022). Kinematics of the 30 October 2020 Mw 7.0 Néon Karlovásion (Sisam) earthquake in the eastern Aegean Sea: Implications on source characteristics and dynamic rupture simulations, *Tectonophysics* 826, 1-24.

- Taylor, G., Rost, S., Houseman, G. A., & Hillers, G. (2019). Near-surface structure of the North Anatolian Fault zone from Rayleigh and Love wave tomography using ambient seismic noise. *Solid Earth*, *10*(2), 363-378.
- Teknik, V., Artemieva, I. M., Thybo, H., 2023. Geodynamics of the central Tethyan belt revisited: Inferences from crustal magnetization in the Anatolia-Caucasus-Black Sea region. *Tectonics* *42*, e2022TC007282, doi:10.1029/2022TC007282.
- Tezel, T., Shibutani, T., Kaypak, B. (2010). Crustal structure variation in western Turkey inferred from the receiver function analysis. *Tectonophysics*, *492*, 240-252.
- Timur, E., Kaftan, I., Sarı, C., Salk, M. (2019). Structure of the Büyük Menderes graben systems from gravity anomalies. *Turkish Journal of Earth Science* *28*(4), 544-557.
- Timur, E., Sarı, C., 2022. Depth determination from gravity data using radial amplitude spectrum: The Dikili (İzmir) geothermal area. *Arab. J. Sci. Eng.* *47*, 567-575, doi:10.1007/s13369-021-05398-w.
- Turunçtur, B., Eken, T., Yunfeng, C, Taymaz, T., Houseman, G. A., & Saygin, E. (2023). Crustal velocity images of Northwestern Türkiye along the North Anatolian Fault Zone from transdimensional Bayesian ambient seismic noise tomography. *Geophysical Journal International*, *234*(1), 636-649.
- Ulugtekin, M., Gonenç, T., Ozdag, O. C. (2022). Examining several edge detection techniques in gravity method together with 3D bedrock topography: A case study from the northern part of the Izmir/Turkey. *J Earth Syst Sci* *131*, 144.
- Vanacore, E.A., Taymaz, T., Saygin, E. (2013). Moho structure of the Anatolian plate from receiver function analysis. *Geophysical Journal International* *193*(1), 329–337.

- Vasallo, M., Festa, G., Bobbio, A., Serra, M. (2016). Low shear velocity in a normal fault system imaged by ambient noise cross correlation: The cas of the Irpinia fault zone, Southern Italy. *Journal of Geophysical Resarch: Solid Earth*, 121, 4290-4305.
- Wang, H., Huang, Z., Eken, E., Keles, D., Kaya-Eken, T., Confal, J.M., Erman, C., Yolsal-Çevikbilen, S., Zhao, D., Taymaz, T. (2020). Isotropic and anisotropic P-wave velocity structures of the crust and uppermost mantle beneath Turkey. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 125(12), 1-20.
- Wessel, P., Luis, J. F., Uieda, L., Scharroo, R., Wobbe, F., Smith, W. H. F. vd. (2019). The generic mapping tools version 6. *Geochem. Geophys. Geosystems* 20, 5556–5564.
- Yange, L., (2016). Shear wave velocity inversion in the Campi Flegrei area based on ambient noise and Rayleigh waves [Yüksek Lisans Tezi]. China University of Petroleum.
- Yao, H., Van Der Hilst, R.D. (2009). Analysis of ambient noise energy distribution and phase velocity bias in ambient noise tomography, with application to SE Tibet. *Geophysical Journal International* 179(2), 1113-1132.
- Yilmazer, S., Gevrek, A.I., Aydin, N. (1990). Surface and subsurface hydrothermal alteration studies of volcanic rocks in Dikili-Bergama (Izmir) area. 4th Earth Sciences Congress on Aegean Regions, 1-6 October, 1990. Izmir, Türkiye, *Proceedings* 2, 474–484.
- Zhang, Y., Tang, X., Liu, D., Taymaz, T., Eken, T., Guo, R., Zheng, Y., Wang, J., Sun, H. (2023). Geometric controls on cascading rupture of the 2023 Kahramanmaras, earthquake doublet. *Nature Geoscience* 16, 1054–1060.