T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ-CERRAHPAŞA
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

DOKTORA TEZİ

MİKROTREMÖR VERİSİ KULLANARAK JEOTERMAL ALANLARIN ARAŞTIRILMASI

Serhat TEKEBAŞ

DANIŞMAN
Prof. Dr. Eşref YALÇINKAYA

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

İSTANBUL-2022

Bu çalışma, 10.06.2022 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Jeofizik Mühendisliği Programında Doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi

Prof. Dr. Eşref YALÇINKAYA(Danışman)
İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. Asım Oğuz ÖZEL
İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. Sabri Bülent TANK
Boğaziçi Üniversitesi
Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü

Prof. Dr. Ali PINAR
Boğaziçi Üniversitesi
Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü

Prof. Dr. Hüseyin Argun KOCAOĞLU
İstanbul Teknik Üniversitesi
Maden Fakültesi

20.04.2016 tarihli Resmi Gazete'de yayımlanan Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliğinin 9/2 ve 22/2 maddeleri gereğince; Bu Lisansüstü teze, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa'nın abonesi olduğu intihal yazılım programı kullanılarak Lisansüstü Eğitim Enstitüsü'nün belirlemiş olduğu ölçütlere uygun rapor alınmıştır.

Bu tez, 2211-C numaralı TÜBİTAK Öncelikli Alanlara Yönelik Yurtiçi Doktora Burs Programı ile desteklenmiştir.

ÖNSÖZ

Lisans, yüksek lisans ve doktora öğrenimim sırasında ve tez çalışmalarım boyunca kendisinden çok şey öğrendiğim; bilgi, birikim ve tecrübelerini benden esirgemeyen, çok değerli hocam Prof. Dr. Eşref YALÇINKAYA'ya en içten dileklerimle teşekkür ederim.

Tez izleme jürisinde bulunan ve bu tezin ilerlemesine katkı sağlayan değerli hocam Prof. Dr. Asım Oğuz ÖZEL'e teşekkür ederim.

Her görüşmemizde bana farklı bir bakış açısı ve vizyon kazandıran değerli hocam Prof. Dr. Sabri Bülent TANK'a teşekkür ederim.

Tezin düzeltilmesine bilgi, görüş ve önerileri ile katkı sunan Prof. Dr. Ali PINAR'a, Prof. Dr. Hüseyin Argun KOCAOĞLU'na ayrıca teşekkür ederim.

Manisa-Alaşehir'de arazi ölçümlerinin gerçekleşmesinde katkıları olan Doç. Dr. Hakan ALP'e; saha ekibinde yer almasının yanında, doktora süreci boyunca her türlü desteği benden esirgemeyen Arş. Gör. M. Safa ARSLAN'a teşekkür ederim.

Lisans hayatımdan başlayarak çalışma hayatımda da senelerdir birlikte çalışmaktan keyif aldığım ve tez sürecince bana verdiği maddi manevi destekten ötürü arkadaşım Hüseyin İNANÇ'a; 16 yılı geride bıraktığım meslek hayatımda bir parçası olmaktan mutluluk duyduğum ZEMAR ailesine teşekkür ederim.

Arazi ölçümleri esnasında bize kapılarını açan, bu çalışmayı ilgiyle takip edip her türlü veri, bilgi, dökümanı bize sağlayan Zorlu Enerji Grubu'na; hem arazi hem ofis çalışmalarında ekibimize destekte bulunan Zorlu Enerji Grubu'ndan Abdurrahman YAŞAR'a, Abdulkadir YILMAZ'a ve Öncü DEMİRCİOĞLU'na teşekkür ederim.

Her seferinde bana tezi bitirmem konusunda cesaret ve kararlılık aşılayan, benimle her fırsatta bilgilerini paylaşan dayım Y. Doç. Dr. Süleyman SÖNMEZ'e desteklerinden ötürü teşekkür ederim.

Tez çalışmam esnasında sabır ve desteklerinden ötürü başta annem Leyla TEKEBAŞ, ablalarım Şeçil HÜCÜMENOĞLU ve Serpil YAYLALI'ya tez sürecinde maddi ve manevi olarak gösterdikleri desteklerden ötürü teşekkür ederim.

Bu çalışmayı, tez sürecinde aramızdan ayrılan merhum babam Turan TEKEBAŞ'a ithaf ediyorum.

Bu tezi, 2211-C Öncelikli Alanlara Yönelik Yurtiçi Doktora Burs Programı kapsamında destekleyen TÜBİTAK'a teşekkür ederim.

Haziran 2022 Serhat TEKEBAŞ

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ ..... **iv**
İÇİNDEKİLER ..... **v**
ŞEKİL LİSTESİ ..... **vii**
TABLO LİSTESİ ..... **xviii**
SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ ..... **xix**
ÖZET ..... **xxi**
SUMMARY ..... **xxiv**
1. GİRİŞ **27**
2. GENEL KISIMLAR **35**
2.1. ÇALIŞMA ALANI TANIMI 35
2.2. ÖNCEKİ JEOFİZİK ÇALIŞMALAR VE SONDAJ VERİLERİ 39
2.3. ALAŞEHİR GRABENİ JEOTERMAL KAYNAK ÖZELLİKLERİ 50
3. MALZEME VE YÖNTEM **52**
3.1. MİKROTREMÖRLER 52
3.1.1. Mikrotremörlerin İçeriği 52
3.2. MİKROTREMÖR YÖNTEMLERİ 52
3.3. MİKROTREMÖR ANALİZ YÖNTEMLERİ 54
3.3.1 H/V Spektral Oran Yöntemi 54
3.3.1.1. SESAME Kriterleri *56*
3.3.2. Teorik Sediman Kalınlığı Hesabı 60
3.3.3. Uzaysal Otokorelasyon Yöntemi (Spatial Autocorrelation Method-SPAC) 65
3.3.4. Frekans-dalga sayısı (f-k) yöntemi 68
4. BULGULAR **77**
4.1. MİKROTREMÖR ANALİZLERİ 86
4.1.1. Çevresel Gürültü İçerikleri 86
4.1.2. Mikrotremör (H/V) Analizleri 93
4.1.2.1. Sediman Kalınlığı-f_0 Arasındaki İlişki ve Regresyon Analizi *109*
4.1.3. SPAC Analizleri 113

4.1.4. F-K Analizleri....128
4.2. TERS ÇÖZÜM....141
4.2.1. Komşuluk (Neighbourhood) Algoritması....141
4.2.2. En Uygun Tabaka Sayısının Belirlenmesi....142
4.2.3. Rayleigh Dalgası Dispersiyon Eğrisi Ters Çözümü....145
4.2.4. Birleşik Ters Çözüm (Joint Inversion)....164
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR....174
KAYNAKLAR....178
ÖZGEÇMİŞ....186

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 1.1: Türkiye jeotermal kaynaklar dağılım haritası (MTA, 2020, https://www.mta.gov.tr/v3.0/hizmetler/jeotermal-harita, erişim tarihi 23 Ekim 2020).....30

Şekil 1.2: Jeotermal sahada kaydedilen mikrotremör kayıtlarının 4 farklı spektrum incelemesi. a-) Düşey bileşen güç yoğunluğu spektrumu, b-) V/H spektral oranı, c-) düşey bileşen fourier spektrumu, d-) yatay bileşen fourier spektrumu (Lambert, 2010).....31

Şekil 1.3: SPAC metodu kullanılarak profil boyunca elde edilen Vs-H kesiti (Xu ve diğ., 2012).....32

Şekil 1.4: Jeotermal rezervuarın dışında (üst) ve rezervuar üzerinde (alt) dizilim mikrotremör ters çözüm sonuçları. A) Birleşik ters çözüme ait S-dalga hızı profili; en uyumlu model (beyaz çizgi), en uyumlu modelin %10 aralığındaki modeller, tüm modeller (gri çizgiler), b) 100 jenerasyona ait misfit değerleri, c) gözlemsel (içi boş daire) ve hesaplanmış (siyah daire) Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi, gözlemsel dispersiyon eğrisinin standart sapma değerleri (gri çizgiler), d) gözlemsel (içi boş daire) ve hesaplanmış (siyah daire) H/V oranları, H/V eğrisine ait standart sapma oranları (gri çizgi). (Woith ve diğ., 2014'ten değiştirilmiştir) 33

Şekil 2.1: Batı Anadolu'daki genişleme rejimi etkisinde gelişen grabenlerin ve Alaşehir Grabeni'nin lokasyon haritası (Çiftçi (2007)'den değiştirilmiştir). 36

Şekil 2.2: Alaşehir grabeni için farkı araştırmacılar tarafından ortaya konan stratigrafik tanımlamalar.....37

Şekil 2.3: Alaşehir alt grabeninin stratigrafisini gösteren 3B blok diyagram (Çiftçi, 2007'den değiştirilmiştir).....38

Şekil 2.4: Alaşehir Grabeni jeoloji haritası üzerinde daha önce sahada yapılmış jeofizik çalışmaların lokasyonlarını gösteren harita. (Çiftçi 2007'den değiştirilmiştir).....40

Şekil 2.5: TPAO Sondaj verilerinin korelasyonu ile elde edilmiş özet jeolojik kesit. Kesitlerin solunda yer alan rakamlar formasyon derinliklerini göstermektedir (Çiftçi, 2007'den değiştirilmiştir.....42

Şekil 2.6: Şekil 2.4'te tanımlanan S-10 sismik hattına ve BH-1 kuyusuna ait verilerin karşılaştırılması. Düşey eksen zamanı (ms) yatay eksen uzaklığı (ölçekte verildiği gibi) göstermektedir. Gediz Formasyonu ve üzerini örten Kaletep Formasyonu ile Kuvarterner alüvyon Birim III, Çaltılık Formasyonu Birim II ve Alaşehir

Formasyonu Birim I olarak sismik birimlere ayrılmıştır. Kaletepe/Bintepeler Formasyonu ve Kuvarterner alüvyon sismik kesitlerde çok belirgin değildir. Gediz Formasyonu ile üzerini örten Kaletepe/Bintepeler Formasyonu arasında göze çarpan bir yansıtıcı sınır görülmektedir (Çiftçi, 2007'den değiştirilmiştir). 43

Şekil 2.7: Alaşehir Grabeni'ne ait sismik hız-derinlik modeli (Okut-Toksoy ve Demirbağ, 2018). 44

Şekil 2.8: 3B ters çözüm sonucu özdirenç kesitleri ve sondaj log verilerinin birlikte sunulması (Erdoğan, 2018). 45

Şekil 2.9: Şekil 2.4'de yer alan G-G' profile ait düşey zemin profili. Düşey eksen derinliği (m) yatay eksen uzaklığı (ölçekteki gibidir) göstermektedir. Üçgen semboller bu tez kapsamındaki dizilim ölçüm noktalarını göstermektedir (Çiftçi 2007'de değiştirilmiştir). 46

Şekil 2.10: Zorlu Enerji sondaj ve sismik yansıma verilerine göre oluşturulmuş düşey zemin profili. Düşey eksen sismik yansıma verisine ait gidiş-geliş zamanını göstermektedir. 47

Şekil 2.11: Zorlu Enerji'ye ait Alhan bölgesi sondajlarına ait kuyu logları. Loglar üzerinde formasyon kalınlıkları ve sismik yansıma verilerinden elde edilmiş Vp hızları birlikte verilmiştir. 48

Şekil 2.12: Zorlu Enerji'ye ait Şahyar bölgesi sondajlarına ait kuyu logları. Loglar üzerinde formasyon kalınlıkları ve sismik yansıma verilerinden elde edilmiş Vp hızları birlikte verilmiştir. 49

Şekil 2.13: Alaşehir jeotermal alanında jeotermal lisansları, güç santralleri ve kuyu lokasyonları (Akın, 2017). 51

Şekil 3.1: Nakamura (1998) tarafından önerilen H/V yöntemini temsil eden basit bir yer modeli. 56

Şekil 3.2: İki tabakalı yer altı modeli için, temel mod Rayleigh dalgasının üç farklı tip partikül yörüngesinin değişimi (Konno ve Ohmachi, 1998). 59

Şekil 3.3: Uzaysal korelasyon fonksiyonuna ait parametrelerin geometrik dizilimde gösterimi. 66

Şekil 3.4: Uzaysal özilişki yönteminde zaman gecikmesi (τ). 67

Şekil 3.5: Sismik ağa gelen düzlem dalganın iki istasyondan aynı anda geçmesi halinde geometrik gösterim (solda), uzaysal özilişki katsayısı (sağda) fonksiyonu. 67

Şekil 3.6: Düzlem dalganın sismik ağ içerisindeki yayınımının yatay ve düşey düzlemde gösterimi (Rost ve Thomas, 2002). 69

Şekil 3.7: Sismik ağa giren düzlem dalganın hız vektörü ($uhor$) ve istasyon konumlarının $ri = xi, yi$ şematik gösterimi. 70

Şekil 3.8: Sismik ağ ile kaydedilmiş gürültü kaydı. 71

Şekil 3.9: Delay and Sum işleminin keyfi θ ve p ile yapılmış (solda) ile doğru $\theta 0$ ve $p0$ ile yapılmış (sağda) hallerinin karşılaştırması. Toplam sekiz istasyona ait kayıtlar A01-08 ile gösterilirken toplam sinyal en üstte SUM ile gösterilmektedir. 72

Şekil 3.10: 1-D sismik bir ağda düzlem dalganın yatay ve düşey düzlemde gösterimi (Rost ve Thomas, 2003). 75

Şekil 3.11: Örnek bir ağ tepki fonksiyonu. 76

Şekil 4.1: Basitleştirilmiş jeoloji haritası üzerinde Alaşehir grabeni mikrotremör ölçüm noktaları. Dizilim ölçüm noktaları üçgen, tek istasyon ölçüm noktaları daire ile gösterilmiştir. Kırmızı çizgi enine kesit hattını göstermektedir. 79

Şekil 4.2: MTF-1 ve MTF-2 noktalarına ait dizilim geometrisi ve istasyon yerleşimi.....79

Şekil 4.3: ALK noktasına ait dizilim geometrisi ve istasyon yerleşimi. 80

Şekil 4.4: DEPO noktasına ait dizilim geometrisi ve istasyon yerleşimi. 81

Şekil 4.5: TST noktasına ait dizilim geometrisi ve istasyon yerleşimi. 81

Şekil 4.6: CAG noktasına ait dizilim geometrisi ve istasyon yerleşimi. 82

Şekil 4.7: PYD, GRS ve TGR noktalarına ait dizilim geometrisi ve istasyon yerleşimi. 83

Şekil 4.8: Sondaj noktaları (BH-A ve BH-S dizilimleri) tek istasyon mikrotremör noktalarına ait dizilim geometrisi ve istasyon yerleşimi. Alhan bölgesi üretim kuyuları mavi daire, Şahyar bölgesi re-enjeksiyon kuyuları kırmızı daire ile gösterilmiştir. 84

Şekil 4.9: Alhan bölgesi sondaj noktaları (BH-A) düşey bileşen mikrotremör kayıtları. Kayıtlardaki düşme ve yükselmeler kırmızı çizgi gösterilmiştir. Düşey eksen genlikleri counts, yatay eksen yerel zamanı göstermektedir. 87

Şekil 4.10: Şahyar bölgesi sondaj noktaları (BH-S) düşey bileşen mikrotremör kayıtları. Düşey eksen genlikleri counts, yatay eksen yerel zamanı göstermektedir. 87

Şekil 4.11: BH-A noktası tüm istasyonların düşey bileşen güç yoğunluğu spektrumları. Gri renk Peterson (1993) NLNM (New Low Noise Model) ve NHNM (New High Noise Model) sınırlarını göstermektedir. 89

Şekil 4.12: BH-S noktası tüm istasyonların düşey bileşen güç yoğunluğu spektrumları. Gri renk Peterson (1993) NLNM (New Low Noise Model) ve NHNM (New High Noise Model) sınırlarını göstermektedir. 89

Şekil 4.13: PYD noktası 6N86 cihazına ait üç bileşen mikrotremör kayıtlarında NS bileşen kayıtta (kırmızı renk kayıt) cihaz kaynaklı gürültü analizi. Gürültüsüz alan seçimi (üst sol), gürültülü alan seçimi (üst sağ), PSD grafikleri (orta) ve zaman-frekans analizi (alt) sonuçları. 90

Şekil 4.14: TST noktası 6O20 nolu cihaza ait düşey bileşen zaman-frekans analizi.....91

Şekil 4.15: MTF-1, TST ve PYD noktalarına ait güç yoğunluğu spektrumlarının karşılaştırması.....92

Şekil 4.16: PYD noktasına ait frekans-zaman analizi.....93

Şekil 4.17: PYD istasyonu endüstriyel gürültü damping analizi. 93

Şekil 4.18: PYD noktasına ait 6O13 istasyonunda endüstriyel gürültüyü gösteren yön bağımlı spektrum analizi. 94

Şekil 4.19: MTF-1 noktasını oluşturan her istasyon için H/V analiz sonuçları. 97

Şekil 4.20: MTF-2 noktasını oluşturan her istasyon için H/V analiz sonuçları. 97

Şekil 4.21: ALK noktasını oluşturan her istasyon için H/V analiz sonuçları. 98

Şekil 4.22: DEPO noktasını oluşturan her istasyon için H/V analiz sonuçları. 98

Şekil 4.23: TST noktasını oluşturan her istasyon için H/V analiz sonuçları. 100

Şekil 4.24: CAG noktasını oluşturan her istasyon için H/V analiz sonuçları. 100

Şekil 4.25: PYD noktasını oluşturan her istasyon için H/V analiz sonuçları.....101

Şekil 4.26: GRS noktasını oluşturan her istasyon için H/V analiz sonuçları.....102

Şekil 4.27: TGR noktasını oluşturan her istasyon için H/V analiz sonuçları.....102

Şekil 4.28: Alhan bölgesindeki sondaj noktalarına ait H/V analiz sonuçları.....104

Şekil 4.29: A-13 istasyonuna ait 1000sn pencere boyu ile H/V analiz sonuçlarının sondaj verileri ile karşılaştırılması.....106

Şekil 4.30: S-13 istasyonuna ait 1000sn pencere boyu ile H/V analiz sonuçlarının sondaj verileri ile karşılaştırılması. 107

Şekil 4.31: G-K graben zemin profil kesiti (Çiftçi, 2007'den değiştirilmiştir).....108

Şekil 4.32: Regresyon analizinde kullanılan sondaj kuyu noktaları jeoloji haritası üzerinde kırmızı ve mavi yuvarlak ile gösterilmiştir. Bu noktalara ait H/V grafikleri jeoloji haritası etrafında her nokta için verilmiştir. H/V grafiklerinde düz çizgi ortalama H/V değerini, kesikli çizgiler standart sapmaları göstermektedir. 110

Şekil 4.33: Sondaj kuyularına ait anakaya derinliği ve H/V sonuçları kullanılarak yapılan regresyon analizi.....111

Şekil 4.34: Alaşehir grabeni regresyon analizi sonuçlarının literatürdeki ampirik bağıntılarla karşılaştırılması. 112

Şekil 4.35: MTF-1 noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi. 116

Şekil 4.36: MTF-2 noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi. 117

Şekil 4.37: ALK noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi. 118

Şekil 4.38: DEPO noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi. 119

Şekil 4.39: TST noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi. 120

Şekil 4.40: CAG noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi. 121

Şekil 4.41: PYD noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi. 122

Şekil 4.42: GRS noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi. 123

Şekil 4.43: TGR noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi. 124

Şekil 4.44: BH-A noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi. 125

Şekil 4.45: BH-S noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi. 126

Şekil 4.46: Alaşehir grabeni tüm dizilim noktalarına ait SPAC yöntemi ile seçilmiş Rayleigh dalgası temel modu dispersiyon eğrileri. 127

Şekil 4.47: MTF-1 ve MTF-2 noktalarına ait f-k analizi dispersiyon seçimleri. 129

Şekil 4.48: DEPO noktasına ait f-k analizi dispersiyon seçimleri. 130

Şekil 4.49: CAG noktasına ait f-k analizi dispersiyon seçimleri. 131

Şekil 4.50: Sondaj kuyu noktalarından oluşan BH-A ve BH-S noktalarına ait f-k analizi dispersiyon seçimleri. 132

Şekil 4.51: ALK noktasına ait f-k analizi dispersiyon seçimleri. 133

Şekil 4.52: TST noktasına ait f-k analizi dispersiyon seçimleri. 133

Şekil 4.53: PYD noktasına ait f-k analizi dispersiyon seçimleri. 134

Şekil 4.54: GRS noktası f-k analizi dispersiyon seçimleri. 134

Şekil 4.55: TGR noktasına ait f-k analizi dispersiyon seçimleri.....134

Şekil 4.56: MTF-1 (solda) ve MTF-2 (sağda) noktalarına ait f-k yöntemi ile belirlenen üç bileşene ait dispersiyon eğrileri ve SPAC yöntemi ile elde edilen dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması. Rayleigh (fk-Z) mavi nokta, Rayleigh (fk-R) yeşil üçgen, Love (fk-T) kırmızı çarpı ile gösterilmiştir. SPAC yöntemi ile belirlenen Rayleigh dalgasına ait düşey bileşen MTF-1 için siyah daire, MTF-2 için kahverengi daire ile verilmiştir. Grafiklerde f-k dalga sayısı limitleri k_{max} kesikli çizgi, $k_{min}/2$ düz çizgi, SPAC için k_{min} ise noktalı kesik çizgi ile gösterilmiştir. 136

Şekil 4.57: ALK noktası f-k yöntemi ile belirlenen üç bileşene ait dispersiyon eğrileri ve SPAC yöntemi ile elde edilen dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması. Rayleigh (fk-R) yeşil üçgen, Love (fk-T) kırmızı çarpı ile gösterilmiştir. SPAC yöntemi ile belirlenen Rayleigh dalgasına ait düşey bileşen kırmızı daire ile verilmiştir. Grafiklerde f-k dalga sayısı limitleri k_{max} kesikli çizgi, $k_{min}/2$ düz çizgi, SPAC için k_{min} ise noktalı kesik çizgi ile gösterilmiştir.....136

Şekil 4.58: DEPO (solda) ve CAG (sağda) noktaları için f-k yöntemi ile belirlenen üç bileşene ait dispersiyon eğrileri ve SPAC yöntemi ile elde edilen dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması. F-k dispersiyon eğrileri en içten dışa doğru her yarıçap için sırasıyla hardal ve camgöbeği rengi ile verilmiştir. Rayleigh (fk-Z) nokta, Rayleigh (fk-R) üçgen, Love (fk-T) çarpı sembolü ile verilmiştir. SPAC yöntemi ile belirlenen Rayleigh dalgasına ait düşey bileşen DEPO için mavi daire CAG için turuncu daire ile verilmiştir. Grafiklerde f-k dalga sayısı limitleri k_{max} kesikli çizgi, 29m-50m için $k_{min}/2$ nokta, 150m için $k_{min}/2$ düz çizgi, SPAC için k_{min} ise noktalı kesik çizgi ile gösterilmiştir.....137

Şekil 4.59: TST noktası f-k yöntemi ile belirlenen üç bileşene ait dispersiyon eğrileri ve SPAC yöntemi ile elde edilen dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması. Rayleigh (fk-Z) mavi nokta ile gösterilmiştir. SPAC yöntemi ile belirlenen Rayleigh dalgasına ait düşey bileşen yeşil daire ile verilmiştir. Grafiklerde f-k dalga sayısı limitleri k_{max} kesikli çizgi, $k_{min}/2$ düz çizgi, SPAC için k_{min} ise noktalı kesik çizgi ile gösterilmiştir.....138

Şekil 4.60: PYD, GRS ve TGR dizilim noktalarına ait f-k yöntemi ile belirlenen üç bileşene ait dispersiyon eğrileri ve SPAC yöntemi ile elde edilen dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması. Rayleigh (fk-Z) mavi nokta, Rayleigh (fk-R) yeşil üçgen, Love (fk-T) kırmızı çarpı ile gösterilmiştir. SPAC yöntemi ile belirlenen Rayleigh dalgasına ait düşey bileşen PYD için pembe daire, GRS için camgöbeği daire, TGR için yeşil daire ile verilmiştir. Grafiklerde f-k dalga sayısı limitleri k_{max} kesikli çizgi, $k_{min}/2$ düz çizgi, SPAC için k_{min} ise noktalı kesik çizgi ile gösterilmiştir.....139

Şekil 4.61: BH-A ve BH-S noktaları f-k yöntemi ile belirlenen üç bileşene ait dispersiyon eğrileri ve SPAC yöntemi ile elde edilen dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması. Rayleigh (fk-Z) mavi nokta, Rayleigh (fk-R) yeşil üçgen, Love (fk-T) kırmızı çarpı ile gösterilmiştir. SPAC yöntemi ile belirlenen Rayleigh dalgasına ait düşey bileşen BH-A için mor daire, BH-S için yeşil daire ile verilmiştir. Grafiklerde f-k dalga sayısı limitleri k_{max} kesikli çizgi, $k_{min}/2$ düz çizgi, SPAC için k_{min} ise noktalı kesik çizgi ile gösterilmiştir.....140

Şekil 4.62: CAG noktası ters çözüm başlangıç model parametreleri.....144

Şekil 4.63: CAG noktası 50 000 model üretilerek yapılan ters çözüm misfit değerlerinin anakaya üzerindeki tabaka sayısına göre değişimi. 145

Şekil 4.64: CAG noktasına ait teorik dispersiyon eğrisinin ters çözüm sonuçları. 145

Şekil 4.65: MTF-1 noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan formasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir. 148

Şekil 4.66: MTF-2 noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan formasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir. 149

Şekil 4.67: ALK noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan formasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir. 150

Şekil 4.68: DEPO noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V

eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan formasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir. 153

Şekil 4.69: TST noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan ormasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir. 154

Şekil 4.70: CAG noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan formasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir. 155

Şekil 4.71: PYD noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan formasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir. 156

Şekil 4.72: GRS noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan

formasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir. 157

Şekil 4.73: TGR noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan formasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir. 158

Şekil 4.74: BH-A noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan formasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir. 159

Şekil 4.75: BH-S noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan formasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir. 160

Şekil 4.76: Rayleigh dispersiyon ters çözümüne göre jeolojik kesit ve V_S hızları. 163

Şekil 4.77: ALK noktasına ait birleşik ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel moduna ait model dispersiyon eğrisi, siyah noktalı gözlemsel dispersiyon eğrisi, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilen Vs-derinlik kesiti, en iyi model siyah düz çizgi ile gösterilmiştir. c) Ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik model eğrisi, siyah noktalı çizgi gözlemsel H/V eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. d) Mavi kesikli çizgi Rayleigh ters çözümüne, siyah düz çizgi birleşik ters çözümüme ait en iyi yer altı model sonuçlarını göstermektedir. e) Birleşik ters çözüm sonucu

elde edilmiş kayma dalga hızı (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir. 165

Şekil 4.78: DEPO noktasına ait birleşik ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel moduna ait model dispersiyon eğrisi, siyah noktalı gözlemsel dispersiyon eğrisi, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilen Vs-derinlik kesiti, en iyi model siyah düz çizgi ile gösterilmiştir. c) Ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik model eğrisi, siyah noktalı çizgi gözlemsel H/V eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. d) Mavi kesikli çizgi Rayleigh ters çözümüne, siyah düz çizgi birleşik ters çözümüme ait en iyi yer altı model sonuçlarını göstermektedir. e) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilmiş kayma dalga hızı (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir. 167

Şekil 4.79: CAG noktasına ait birleşik ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel moduna ait model dispersiyon eğrisi, siyah noktalı gözlemsel dispersiyon eğrisi, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilen Vs-derinlik kesiti, en iyi model siyah düz çizgi ile gösterilmiştir. c) Ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik model eğrisi, siyah noktalı çizgi gözlemsel H/V eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. d) Mavi kesikli çizgi Rayleigh ters çözümüne, siyah düz çizgi birleşik ters çözümüme ait en iyi yer altı model sonuçlarını göstermektedir. e) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilmiş kayma dalga hızı (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir. 168

Şekil 4.80: PYD noktasına ait birleşik ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel moduna ait model dispersiyon eğrisi, siyah noktalı gözlemsel dispersiyon eğrisi, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilen Vs-derinlik kesiti, en iyi model siyah düz çizgi ile gösterilmiştir. c) Ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik model eğrisi, siyah noktalı çizgi gözlemsel H/V eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. d) Mavi kesikli çizgi Rayleigh ters çözümüne, siyah düz çizgi birleşik ters çözümüme ait en iyi yer altı model sonuçlarını göstermektedir. e) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilmiş kayma dalga hızı (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir. 169

Şekil 4.81: GRS noktasına ait birleşik ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel moduna ait model dispersiyon eğrisi, siyah noktalı gözlemsel dispersiyon eğrisi, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilen Vs-derinlik kesiti, en iyi model siyah düz çizgi ile gösterilmiştir. c) Ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik model eğrisi, siyah noktalı çizgi gözlemsel H/V eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. d) Mavi kesikli çizgi Rayleigh ters çözümüne, siyah düz çizgi birleşik ters çözümüme ait en iyi yer altı model sonuçlarını göstermektedir. e) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilmiş kayma dalga hızı (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir. 170

Şekil 4.82: TGR noktasına ait birleşik ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel moduna ait model dispersiyon eğrisi, siyah noktalı gözlemsel dispersiyon eğrisi, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Birleşik ters çözüm sonucu elde

edilen Vs-derinlik kesiti, en iyi model siyah düz çizgi ile gösterilmiştir. c) Ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik model eğrisi, siyah noktalı çizgi gözlemsel H/V eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. d) Mavi kesikli çizgi Rayleigh ters çözümüne, siyah düz çizgi birleşik ters çözümüme ait en iyi yer altı model sonuçlarını göstermektedir. e) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilmiş kayma dalga hızı (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir. 171

Şekil 4.83: Birleşik ters çözüm sonuçları ile iyileştirilmiş düşey yeraltı profili. 173

Şekil 5.1: Jeotermal alan üzerinde ve dışarısında yapılan mikrotremör dizilim ölçümlerinin ESAC analizi ile elde edilmiş dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması (Woith ve diğ., 2014).....176

Şekil 5.2: Sıcaklık değişiminin sismik hızlar üzerindeki etkisi. 177

TABLO LİSTESİ

Sayfa No

Tablo 3.1: Mikrotremörlerin ve mikroseismlerin kaynak ve dalga yapılarının karşılaştırılması SESAME (2004)'den değiştirilmiştir).....53

Tablo 3.2: Standart sapma değerlerinin frekans değerine bağlı eşik değerleri tablosu. 57

Tablo 4.1: Dizilim mikrotremör noktalarına ait ölçüm bilgileri.....78

Tablo 4.2: Sondaj noktaları tek istasyon mikrotremör ölçümlerine ait bilgiler.....85

Tablo 4.3: Regresyon analizinde kullanılan f_0 değerleri ve ana kaya derinlik değerleri.....111

Tablo 4.4: Literatüre göre yapılan sediman kalınlığı hesaplamaları. Formasyon derinlikleri Zorlu Enerji sondajlarından, f_0 değerleri ise bu sondaj noktalarında yapılmış H/V sonuçlarından alınmıştır.....112

Tablo 4.5: SPAC yöntemi ile elde edilen dispersiyon eğrilerine ait faz hızı, dalga boyu ve frekans limitleri.....114

Tablo 4.6: CAG noktası için örnek yer altı model parametreleri. 144

Tablo 4.7: Rayleigh dispersiyon ters çözümüne göre jeolojik birimlerin V_S hız aralıkları.....161

SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ

Simgeler **Açıklama**

°C : Derece santigrat
° : Derece
φ : Düzlem dalga ile dizilim arasında kalan açı
λ : Dalga boyu
σ : Standart sapma
θ : Düzlem dalga geliş açısı
ω : Açısal frekans
τ : Zaman gecikmesi
π : Pi sayısı
ν : Faz hızı
u : Yavaşlılık (Slowness)
r : Yarıçap
T : Pencere boyu
$\mathbf{k_{min}}$: Minimum dalga sayısı
$\mathbf{k_{max}}$: Maksimum dalga sayısı
$\mathbf{R_{max}}$: Maksimum dizilim yarıçapı.
$\mathbf{\lambda_{max}}$: Maksimum dalga boyu.
$\mathbf{\lambda_{min}}$: Minimum dalga boyu.

Kısaltmalar **Açıklama**

AMT : Audio manyetotellürik
BH : Sondaj noktası (Bore Hole)
CSAMT : Kontrol kaynaklı audio manyetotellürik
DES : Düşey elektrik sondaj
EM : Elektromanyetik
$\mathbf{f_0}$: Zemin rezonans titreşim frekansı
fc : Merkez frekansı.
f-k : Frekans-dalga sayısı.

GR : Gamma ray

H/V : Yatay/düşey spektral oran yöntemi

Hz : Hertz

2B : İki-boyutlu

3B : Üç-boyutlu

km : kilometre

MTA : Maden Tetkik ve Arama

m : metre

m/s : metre/saniye

NLNM : Yeni düşük hız modeli

NHNM : Yeni yüksek hız modeli

PSD : Güç yoğunluğu spektrumu

SPAC : Uzaysal özilişki yöntemi

MSPAC : Değiştirilmiş uzaysal özilişki yöntemi.

s : saniye

TPAO : Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı

V_P : P-dalga hızı

V_S : S-dalga hızı

V/H : Düşey/yatay spektral oranı.

ÖZET

MİKROTREMÖR VERİSİ KULLANARAK JEOTERMAL ALANLARIN ARAŞTIRILMASI

DOKTORA TEZİ

Serhat TEKEBAŞ

İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa

Lisansüstü Eğitim Enstitüsü

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman : Prof. Dr. Eşref YALÇINKAYA

Bu tez çalışmasında Manisa-Alaşehir jeotermal sahasında mikrotremör verilerinin jeotermal alanlarda üreteceği sonuçların araştırılması amacıyla tek istasyon ve dizilim mikrotremör ölçümleri yapılmıştır. Dizilim ölçümleri Alaşehir Grabeni'ni enine kesen bir hat boyunca 9 ayrı lokasyonda, tek istasyon ölçümleri ise jeotermal faaliyetleri kapsamında işletilen 12 sondaj noktasında gerçekleşmiştir. Arazi çalışmaları 2017 yılında Ağustos ve Kasım aylarında 2 ayrı etapta tamamlanmıştır. Dizilim ölçümlerinde kayıt süreleri dizilimin yarıçapına ve hedeflenen araştırma derinliğine bağlı olarak 1-2 saat uzunluğunda, sondaj kuyularında ise akşam 18:00-20:00 civarında başlayıp, ertesi sabaha kadar yaklaşık 12-15 saat süreli ölçümler şeklinde gerçekleşmiştir. Mikrotremör dizilim kayıtları üç bileşen f-k ve SPAC yöntemleri ile analiz edilmiş, Rayleigh ve Love dalgalarına ait dispersiyon eğrileri elde edilmiştir. SPAC yöntemi ile elde edilen dispersiyon eğrileri kullanılarak ters çözüm ile düşey zemin profilleri elde edilmiştir. Hem dizilim hem tek istasyon kayıtları üç bileşen sismometrelerle (Güralp CMG 6TD) gerçekleştirildiğinden tüm noktaların H/V analizleri yapılmıştır.

Mikrotremör kayıtlarının frekans içeriği güç yoğunluğu spektrumu ile analiz edilmiş, jeotermal bir sahada alınan kayıtların Peterson eğrileriyle uyumluluğu incelenmiştir. Aynı zamanda verilerin kalitesinin de denetlendiği güç yoğunluğu spektrum analizine göre; MTF-1, MTF-2, PYD ve A-86 ölçümlerinde 50 Hz şebeke frekansında bir gürültü tespit edilmiştir. Dizilim

analizleri ile belirlenen dispersiyon eğrilerinin frekans aralığı 0.25-27 Hz olduğundan, bu gürültü dispersiyon seçimini olumsuz etkilememiştir. H/V grafiklerinde ise yüksek saçılmalara neden olan gürültüler, verilerden atılarak H/V grafikleri hesaplanmıştır. Güç yoğunluğu spektrumlarında sivri doruklar şeklinde gözlenen 1.77 Hz frekans değerine sahip endüstriyel kaynaklı bir gürültü tespit edilmiştir. Zaman-frekans analiziyle bu gürültünün sürekliliği ortaya çıkarılmış ve sönüm analizi ile endüstriyel kaynağının yaklaşık 102 devir/dk dönüş periyotuna sahip bir makine gürültüsü olduğu tespit edilmiştir. H/V grafiklerinin analizi esnasında 1.77 Hz doruğu, bir zemin rezonans frekansı olarak yorumlanmamıştır.

H/V eğrilerinde tespit edilen birincil doruk zemin temel rezonans frekansı (f_0) olarak tanımlanır ve zemin tabakalarının kalınlığı ile ortalama S-dalga hızına bağlıdır. Menderes Masifi metamorfik birimlerin üzerinde yapılan ölçümlerde rezonans frekans değerleri 2.58-9.83 Hz frekans aralığında değişmektedir. Graben dolgusu üzerinde yer alan dizilim mikrotremör noktaları H/V analizleri neticesinde f_0 değerleri 0.23 Hz ile 1.16 Hz arasında yer aldığı tespit edilmiştir. Neojen-Kuvarterner graben dolgusu üzerinde rezonans frekansı güneyden kuzeye 1.16 Hz (ALK), 0.42 Hz (DEPO), 0.38 Hz (TST), 0.32 Hz (CAG), 0.23 Hz (PYD), 0.24 Hz (GRS) ve 0.63 Hz (TGR) olarak belirlenmiştir. ALK noktasından DEPO noktasına 1.16 Hz'den 0.42 Hz'e düşen zemin rezonans frekansı, bu bölgede derinliğin aniden arttığını göstermektedir. Grabenin kuzeyinde ise GSR noktasında ölçülen 0.24 Hz olan f_0 değeri TGR noktasında 0.63 Hz olarak ortaya çıkmaktadır. Bu durumda kuzey kenardaki kalınlık değişiminin, güneye göre daha yumuşak olduğu söylenebilir. Bu durum graben geometrisi ile uyumlu olup, literatürdeki zemin profilleri ile uyum sağlamaktadır. H/V grafiklerinde f_0'dan büyük frekanslarda ortaya çıkan diğer doruklar yüzeye yakın diğer hız değişimlerini temsil etmektedir. Alaşehir Grabeni dizilim noktalarına ait H/V sonuçları tabaka kalınlıkları açısından değerlendirildiğinde, grabenin güneyinden kuzeyine doğru jeolojiye uygun olarak artan bir sediman kalınlığı tespit edilmiştir. H/V grafiklerinde f_0 doruğunun haricinde, güneyde DEPO noktasında (0.80 Hz), kuzeye doğru TST (0.86 Hz), CAG (0.82 Hz), PYD (0.86 Hz) ve GRS (0.86 Hz) noktalarında ikinci bir doruk (f_1 frekansı) gözlenmiştir. H/V analizi sonucu elde edilen tüm rezonans frekans dorukları SESAME kriterlerine göre denetlenmiş ve belirgin doruk kriterlerini sağladığı görülmüştür. Literatürde yer alan ampirik bağıntılar ile yapılan sediman kalınlık hesaplamalarının Alaşehir Grabeni'ne ait sondaj, sismik yansıma ve jeolojik çalışmalarla uyumsuz olduğu gözlenmiştir. Sondaj verileri ve H/V sonuçları kullanılarak Alaşehir Grabeni için yapılan regresyon analizinin literatürdeki ampirik bağıntılara göre daha yüksek sediman kalınlığı hesapladığı tespit edilmiştir. Tabaka kalınlığı (H), zemin titreşim frekansı (f_0) ve kayma dalga hızı (Vs) arasındaki ilişki ($f_0 = Vs/4H$) göz önünde bulundurulduğunda; Alaşehir Grabeni için Vs hızlarının beklenenden yüksek olması halinde literatüre uygun sediman kalınlığı sonuçları üretebileceği görülmüştür.

Dizilim mikrotremör verilerinden elde edilen dispersiyon eğrileri tek başına ters çözüme tabi tutulduğunda araştırma derinliğinin sınırlı kaldığı, yalnızca BH-A ve BH-S noktalarına ait çözümlerin taban kayasına ulaştığı görülmüştür. Dispersiyon eğrisinin yanında H/V eğrilerinin de ters çözüme dahil edilmesi ile yapılan birleşik ters çözüm sonucunda, sahada daha önceki sondaj ve sismik yansıma verilerinden elde edilmiş jeolojik kesitlerle birbirine yakın sonuçlar elde edilebildiği görülmüştür. Buna göre çalışma sahasında alüvyon için 250-600 m/s, Kaletepe Formasyonu için 500-750 m/s, Salihli Üyesi için 650-1350 m/s, Hamamdere Üyesi için 700-2100 m/s ve Menderes Masifi Metamorfik taban kayası için 2000-3200 m/s kayma dalga hız değerleri belirlenmiştir.

Bu çalışma ile mikrotremör verileri kullanarak Alaşehir Grabeni'nin basen geometrisi, kayma dalgası hız değişimine bağlı düşey zemin profilleri başarılı şekilde tespit edilebilmiştir. H/V

verileri kullanılarak, literatürde yer alan ampirik bağıntılarla Alaşehir Grabeni için sondaj verileri ile uyuşan bir sediman dolgu kalınlığı hesaplanamaması Alaşehir Grabeni'ne özel bir durumdur. Hidrotermal çözeltinin kayaçlarla olan etkileşimi sonucunda silisleşme, karbonatlaşmaya bağlı gelişen ikincil çimentolaşmanın sediman içinde Vs hızlarında artışa sebep olduğu, bu nedenle sediman kalınlık hesaplamalarının literatürden farklı olduğu düşünülmektedir. Bu durum jeotermal sahalarda yapılan mikrotremör analizlerinde dikkate alınması gereken önemli bir detay olarak belirlenmiştir. Jeotermal alanların araştırılmasında sondaj maliyetlerinin oldukça yüksek olduğu düşünüldüğünde, başarıya katkı sunacak her çalışma önem kazanmaktadır. Bu açıdan değerlendirildiğinde, mikrotremör yöntemleri jeotermal sahalarda yapıyı çözümlemeye yönelik bir yöntem olarak uygulanmasının önemi büyüktür. Yüksek maliyetli sismik yansıma ve sondaj çalışmaları öncesinde hızlı, düşük maliyetli ve kolay uygulanabilir bir yöntem olması nedeniyle, özellikle jeotermal ve petrol sahaların araştırılmasında katkı sağlayacağı açıktır.

Haziran 2022, 185 sayfa.

Anahtar kelimeler: Alaşehir, jeotermal, mikrotremör, sismik ağ, H/V, SPAC, jeofizik

SUMMARY

EXPLORATION of GEOTHERMAL AREAS by USING MICROTREMOR DATA

Ph.D. THESIS

Serhat TEKEBAŞ

Istanbul University-Cerrahpasa

Institute of Graduate Studies

Department of Geophysical Engineering

Supervisor : Prof. Dr. Eşref YALÇINKAYA

In this thesis, single station and array microtremor measurements were applied in order to investigate the results of the microtremor data in the Manisa-Alaşehir geothermal field. Array measurements were made at 9 different locations along a line crossing the Alaşehir Graben, and single-station measurements were applied at 12 drilling points which are operated within the scope of geothermal activities. Field studies were completed in 2 separate phases in August and November of 2017. In the array measurements, the recording times were 1-2 hours long depending on the radius of the array and the targeted research depth, and the measurements in the boreholes started around 6:00-8:00 p.m. and lasted for about 12-15 hours until the next morning. Microtremor array recordings were analyzed with three component f-k and SPAC methods, dispersion curves of Rayleigh and Love waves were obtained. By using the dispersion curves obtained by the SPAC method, vertical ground profiles were obtained by inversion. Since both array and single station recordings were performed with three-component seismometers (Güralp CMG 6TD), H/V analyses of all points were performed.

The frequency content of the microtremor recordings was analyzed with the power spectral density, and the compatibility of the recordings taken in a geothermal field with the Peterson curves was examined. According to the power spectral density analysis, in which the quality of the data is also controlled; In the measurements of MTF-1, MTF-2, PYD, and A-86, an electrical network noise was detected at 50 Hz frequency. Since the frequency range of the

dispersion curves determined by the array analysis is 0.25-27 Hz, this noise did not adversely affect the dispersion selection. On the other hand, the noise that cause high scattering in the H/V curves are removed from the data and the H/V curves are calculated. An industrial origin noise with a frequency value of 1.77 Hz, is observed as sharp peaks in the power density spectrum, has been detected. The continuity of this noise was revealed by time-frequency analysis, and it was determined that its industrial origin was machine noise with a rotation period of approximately 102 rpm. During the analysis of the H/V curves, the 1.77 Hz peak was not interpreted as a soil resonance frequency.

The primary peak detected in the H/V curves is defined as the fundamental soil resonance frequency (f_0) and related to the thickness of the soil layers and the average S-wave velocity. In the measurements made on the Menderes Massif metamorphic units, the resonance frequency values change in the frequency range of 2.58-9.83 Hz. As a result of the H/V analysis of the array microtremor data on the graben fill, f_0 values were detected between 0.23 Hz and 1.16 Hz. The resonance frequencies on the Neogene-Quarternary graben fill are from south to north 1.16 Hz (ALK), 0.42 Hz (DEPO), 0.38 Hz (TST), 0.32 Hz (CAG), 0.23 Hz (PYD), 0.24 Hz (GRS), and 0.63 Hz (TGR) were determined. The soil resonance frequency decreasing from 1.16 Hz to 0.42 Hz from the ALK to the DEPO array station shows that the thickness suddenly increases in this region. In the north of the graben, the f_0 value, which is 0.24 Hz measured at the GSR array station, appears as 0.63 Hz at the TGR array station. In this case, it can be said that the thickness variation on the northern edge is less than on the south. This situation is compatible with the graben geometry and is compatible with the soil profiles in the literature. Other peaks appearing at frequencies greater than f_0 in H/V curves represent another velocity changes near the surface. When the H/V results of the Alaşehir Graben array measurement points are evaluated in terms of layer thicknesses, an increasing sediment thickness following the geology has been determined from the south to the north of the graben. In the H/V curves, apart from the f_0 peak, a second peak (f_1 frequency) was observed at the DEPO array point (0.80 Hz) in the south, the TST (0.86 Hz), CAG (0.82 Hz), PYD (0.86 Hz) and GRS (0.86 Hz) array points towards the north. All resonance frequency peaks obtained as a result of H/V analysis were controlled according to SESAME criteria and it was seen that they verified the clear peak criteria. It has been observed that the sediment thickness calculations made with the empirical formulas in the literature are inconsistent with the drilling, seismic reflection, and geological studies of the Alaşehir Graben. It was determined that the regression analysis for the Alaşehir Graben using the drilling data and H/V results calculated higher sediment thickness than the empirical relations in the literature. Considering the relationship ($f_0 = V_S/4H$) between the layer thickness (H), soil resonance frequency (f_0), and shear wave velocity (V_S); It has been observed that if the V_S velocities are higher than expected for the Alaşehir Graben, it can produce sediment thickness results following the literature.

When the dispersion curves obtained from the array microtremor data were inversed alone, it was observed that the investigation depth was limited and only the solutions of the BH-A and BH-S array points reached the bedrock. As a result of the joint inversion made by including the H/V curves besides the dispersion curve, it has been seen that similar results can be obtained with the geological sections obtained from the previous drilling and seismic reflection data in the field. Accordingly, in the study area, 250-600 m/s for alluvium, 500-750 m/s for Kaletepe Formation, 650-1350 m/s for Salihli Member, 700-2100 m/s for Hamamdere Member, and 2000-3200 m/s for Menderes Massif Metamorphic basement rock shear wave velocity values were determined.

In this study, the basin geometry of Alaşehir Graben, vertical ground profiles depending on shear wave velocity variation were successfully determined using microtremor data. It is a special case for Alaşehir Graben that a sediment fill thickness cannot be calculated using the H/V data, which is in agreement with the drilling data for the Alaşehir Graben, using the empirical formulas in the literature. Silicification, as a result of the interaction of the hydrothermal solution with the rocks, secondary cementation due to carbonation causes an increase in Vs velocities in the sediment, therefore, it is thought that the sediment thickness calculations are different from the literature. This situation has been determined as an important detail to be taken into account in microtremor analyses in geothermal fields. Considering that drilling costs are quite high in the exploration of geothermal fields, every study that will contribute to success gains importance. From this point of view, the application of microtremor techniques as a method for analyzing the structure in geothermal fields is of great importance. It will contribute especially to the exploration of geothermal and oil fields, as it is a fast, low-cost, and easy-to-apply method when compared to high-cost seismic reflection and drilling studies.
June 2022, 185 pages.

Keywords: Alaşehir, geothermal, microtremor, seismic array, H/V, SPAC, geophysics.

1. GİRİŞ

Jeotermal enerji, yerkabuğunun derinliklerindeki yüksek sıcaklık ve basınç altındaki akışkanların yüzeye ulaşması sonucu elde edilen bir enerji türüdür. Jeotermal; yenilenebilir, çevre dostu, ucuz ve yerli bir enerjidir. Türkiye, dünyadaki jeotermal kuşaklardan biri olan Alp-Himalaya kuşağında yer alıp, aktif ve genç volkanizmaya sahip olduğundan yüksek bir jeotermal potansiyele sahiptir. Türkiye'nin jeotermal potansiyelinin büyük bir kısmı Batı Anadolu'da bulunmaktadır. Batı Anadolu'daki açılma rejimi etkisinde gelişmiş Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz-Alaşehir Grabenleri Türkiye'nin yüksek sıcaklıkta jeotermal kaynaklarına sahip, jeotermal enerjiden elektrik üretilen alanlarıdır.

Türkiye'nin tahmin edilen jeotermal enerji potansiyeli 31500 MW'dır. Jeotermal enerjiden elektrik üretim kapasitesi 4500 MW olan Türkiye'de Aralık 2021 sonu itibari ile kurulu güç 1613 MW'dır ve elektrik üretimindeki toplam payı %3.25'e ulaşmıştır. Yasal düzenlemeler sonrası hızlanan yatırımlarla jeotermal enerji piyasası giderek büyümektedir. Türkiye kurulu güç bakımından Amerika Birleşik Devletleri, Endonezya ve Filipinler'den sonra dünyada dördüncü sırada yer almaktadır.

Türkiye'de jeotermal arama çalışmaları 1962 yılında Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından başlatılmış ve ilk sondaj kuyusu 1963 yılında açılmıştır. Türkiye'de jeotermal enerjiden elektrik üretilen ilk santral 1984 yılında Kızıldere'de kurulmuştur. Günümüze kadar yapılan çalışmalar ile Türkiye'de toplam 600'den fazla jeotermal saha keşfedilmiş ve sadece MTA tarafından toplam 28000 m sondaj yapılmıştır. Ülkemizde en yüksek jeotermal sıcaklığı Nevşehir'de Bozköy ruhsat sahasında 3816 m derinlikte kuyu dip sıcaklığı 295 °C olarak ölçülmüştür. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü tarafından hazırlanan haritada (Şekil 1.1) Türkiye'nin jeotermal kaynaklarının dağılımı görülmektedir.

Jeotermal alanların araştırılması jeofizik mühendisliğinin en önemli çalışma alanlarından biridir. Bu çalışmaları, duyarlı oldukları fiziksel niceliğe göre iki ana başlık altında toplayabiliriz. Bunlardan ilki jeotermal akışkanın varlığından etkilenen parametrelere odaklanırken, ikincisi ise jeotermal akiferi içeren jeolojik yapıyı çözmeye çalışır. Genellikle

jeotermal sistemlerde yapıyı çözümlemeye yönelik çalışmalar sismik yansıma, gravite, manyetik ve mikrotremör analizleridir. Jeolojik yapının şekli, boyutu, kalınlığı yanında sismik hız, yoğunluk gibi parametreler hakkında önemli bilgiler elde eder. Jeolojik yapı içerisindeki akışkanın varlığı, elektrik ve elektromanyetik metotlarla elde edilebilir ve yapıyı çözümleyen diğer metotlara göre formasyon içindeki sıvının varlığına daha duyarlıdır. Jeotermal akışkan varlığından dolayı jeolojik yapılarda gözlenen fiziksel değişiklik, yapıların elektrik akımına karşı oluşturduğu direncin (özdirenç) azalmasıdır (Gasperikova ve diğ., 2011). Bu nedenle elektrik ve elektromanyetik (EM) yöntemler jeotermal aramalarda en yaygın kullanılan yöntemlerdir (Pellerin ve diğ., 1996; Wright ve diğ., 1985). Mikrotremör yöntemleri ise Vs dalga hızındaki değişimlere bağlı olarak yer altı yapısının belirlenmesinde kullanılmasının yanında, jeotermal akiferin sismik hızlarda meydana getirebileceği olası değişimler nedeniyle akışkan varlığına dair bilgi taşıması muhtemeldir.

Jeotermal enerji aramalarında jeofizik yöntemlerden bir veya birkaçı beraber uygulanarak jeotermal rezervuarın yeri, derinliği ve yapısıyla ilgili önemli bilgiler elde edilebilmektedir. Özellikle jeotermal alanlardaki formasyonların içerdikleri tuzlu ve sıcak su nedeniyle elektrik özdirenç değerindeki hızlı değişim, elektrik özdirenç yöntemlerinin uygulanma nedenidir. Jeotermal sahalarda, akışkan içeren rezervuarların yerinin ve boyutlarının belirlenmesinde elektrik yöntemler direkt yöntem olarak kullanılmaktadır. Ülkemizde yakın zamana kadar yürütülen jeofizik araştırmalarda birkaç kilometre derinlik sınırları içindeki bilgiler elde edilebildiğinden, çok daha derindeki ısı kaynağı ile ilgili veriler oluşturulamamıştır (Şener ve diğ., 1986). Varlığı belirlenen jeotermal alanların geliştirilmesi ve gömülü jeotermal alanların saptanması için, derin özdirenç yapısını belirlemek için manyetotellürik metot günümüzde etkin olarak kullanılmaktadır. Örneğin Kaya ve Başokur (2010); İzmir-Aliağa'da jeotermal alan aramasına yönelik manyetotellürik çalışma ile iki boyutlu (2D) yer modelini elde etmişlerdir. İlkışık ve diğ. (1997) Ihlara Vadi'sinde CSAMT ve DES yöntemi ile elde edilen 2B yeraltı modellerini karşılaştırmışlar; gravite anomalileri ve jeoloji ile uyumunu denetleyen jeotermal aramaya yönelik çalışmalar yapmışlardır. Bunun yanında Erdoğan ve Candansayar (2017) Gediz Grabeni jeotermal sahasında, Bayrak ve diğ. (2011) Kızıldere jeotermal sahasında elektrik ve elektromanyetik (MT) yöntemlerini kullanarak kondüktif zonları araştırmışlardır.

Doğal kaynak kullanan bir yöntem olması yönünden mikrotremör yöntemi MT yöntemle benzerlik göstermektedir. MT yöntem ve mikrotremör yöntem arasındaki temel benzerlik doğal kaynakların meydana getirdiği oldukça geniş bir frekans aralığında ölçüm yapabilmeleri ve

buna bağlı olarak yerkabuğunun derinliklerine ilişkin çözüm üretebilmeleridir. İki yöntem arasındaki en temel fark kaydettiği veri ve bu verinin yer içerisinde duyarlı olduğu fiziksel niceliktir.

Mikrotremörler veya diğer yaygın kullanılan adıyla çevresel sismik gürültüler zemin araştırmalarında son yıllarda oldukça sık kullanılmaya başlamıştır. Yerin doğal salınımından faydalanarak yer altındaki sismik hızlar ve tabaka kalınlıklarını belirleyen mikrotremör yöntemleri kolay uygulanabilir, düşük maliyetli ve tatmin edici sonuçlar üreten bir yöntem olarak bilinmektedir. Mikrotremör kayıtlarının birbirinden belirli uzaklıktaki istasyonlarda kaydedilmesi ve buradan elde edilecek faz hızı bilgisi ile dispersiyon eğrilerini elde etmek, dispersiyon eğrilerinin ters çözümü ile yeraltındaki S-dalga hızının derinlikle değişimini belirlemek mümkündür. Mikrotremörler derin yeraltı araştırmalarında (Özalaybey ve diğ., 2011; Parolai ve diğ., 2002; Zor ve diğ., 2010), basen yapılarının araştırılmasında (Guillier ve diğ., 2006), heyelan araştırmalarında (Del Gaudio ve Wasowski, 2007; Su ve diğ., 2017; Yalçınkaya ve diğ., 2016) maden sahalarında (Xu ve diğ., 2009) ve jeotermal sahaların araştırılmasında (Lambert ve diğ., 2009; Saenger ve diğ., 2009b; Woith ve diğ., 2014; Xu ve diğ., 2012) kullanılan bir yöntem haline gelmiştir.

Mikrotremörlerin (sismik gürültüler) jeotermal alanların araştırılmasında kullanımı ilk olarak jeotermal akışkanın varlığının, mikrotremör kayıtlarının spektrum karakteristiğine olan etkisinin araştırılması şeklinde başlamıştır. İlk denemeler (Iyer ve Hitchcock, 1976) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmada 1 Hz - 10 Hz frekans aralığındaki sismik gürültü analizlerinin jeotermal rezervuar araştırma aracı olarak kullanılabilirliği denetlenmiş, ancak o dönemler için kısıtlı bir yöntem olarak kalmıştır (Foulger, 1982).

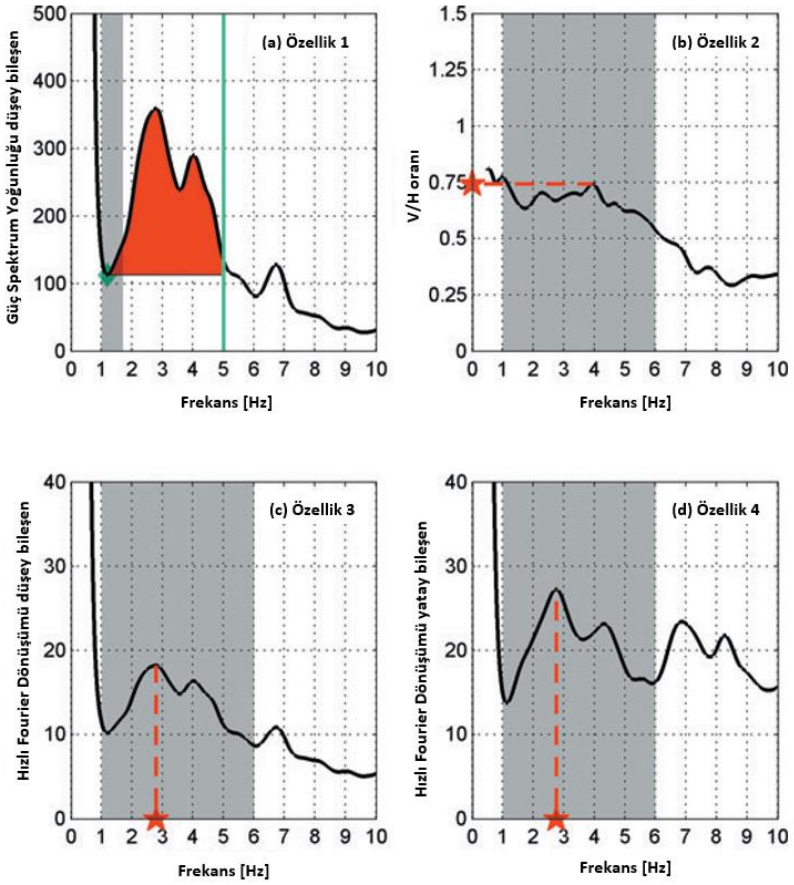
Dangel ve diğ. (2003) ve Holzner ve diğ. (2005) yaptıkları çalışmada dar bir bant aralığındaki düşük frekanslı (1.5-4 Hz) sinyalleri Orta Doğu'da Abu Dabi'deki birkaç petrol sahasında birden fazla hidrokarbon rezervuarında gözlemişlerdir. Sonuç olarak düşük frekanslı sinyallerin rezervuar kenarlarına doğru azalmakta olduğunu ve rezervuar olmayan yerlerde ise bu sinyallerin olmadığını tespit etmişlerdir. Bu sinyallerin rezervuardaki likit hidrokarbon, su ve gözenek-kaya arasındaki doğrusal olmayan davranışından kaynaklandığını ileri sürmüşlerdir. Walker (2008) tarafından sismik gürültülerin "direkt hidrokarbon göstergesi" olarak kullanılması önerilmiş ve 1-10 Hz aralığındaki sismik sinyal anomalilerinin hidrokarbon varlığı ile ilişkili olduğu belirtilmiştir.



Şekil 1.1: Türkiye jeotermal kaynaklar dağılım haritası (MTA, 2020, https://www.mta.gov.tr/v3.0/hizmetler/jeotermal-harita, erişim tarihi 23 Ekim 2020).

Bu yaklaşım birçok petrol (Ali ve diğ., 2007) ve gaz (Lambert ve diğ., 2009; Saenger ve diğ., 2009a) sahalarında test edilmiştir (Woith ve diğ., 2014). Lambert (2010) jeotermal sahalarda kaydedilen mikrotremörlerin spektrum karakteristiğini dört farklı şekilde incelemiştir. Bu çalışmaya göre; düşey bileşenin güç spektrum yoğunluğu eğrisi altındaki integral değeri, klasik H/V oranı yerine V/H oranının doruk değeri (Saenger ve diğ., 2009a), düşey spektrumun doruk frekansı ve yatay spektrumun doruk frekansı jeotermal akışkan ile ilişkilidir (Şekil 1.2).

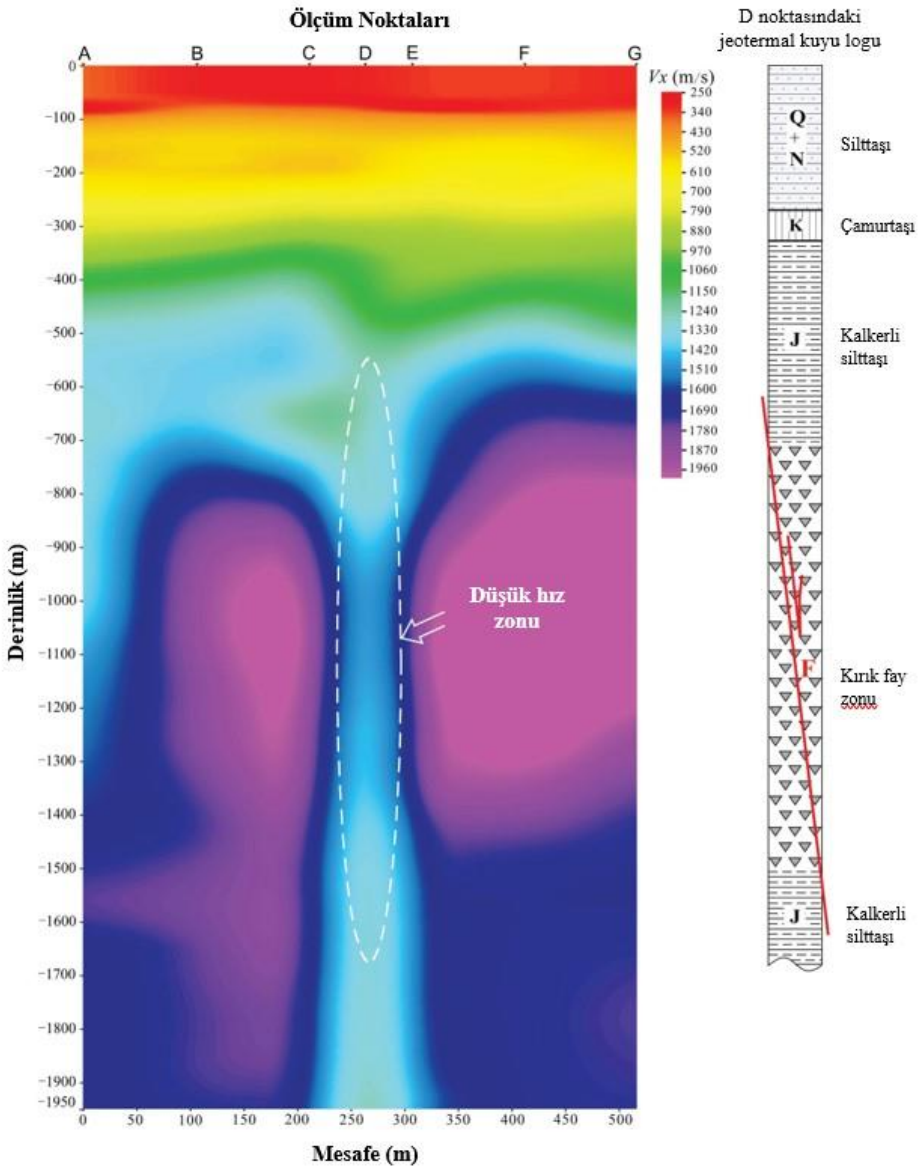
Mikrotremörlerin, jeotermal sahaların yapısal özelliklerini ortaya koymak amacı ile yapılan çalışmalardan biri olan Xu ve diğ., (2012) ise jeotermal alanlarda bulunan derin gömülü fayları mikrotremör dizilim yöntemi (SPAC) ile tespit etmişlerdir. Doğrusal bir profil boyunca elde ettikleri düşey hız değişimlerini birleştirerek elde ettikleri 2B Vs-derinlik kesitlerinde, 550m 1400m derinliler arasında 50m genişliğinde düşük hız zonu tespit etmişlerdir. Yapılan sondajlarla 700-1500m derinlikte bulunan yüksek derecede kırık-çatlaklı fay zonundan sıcak su elde etmeyi başarmışlardır (Şekil 1.3). Woith ve diğ. (2014) ise Kütahya-Heybeli jeotermal sahasında kaydettikleri mikrotremörleri yapısal özellikleri ortaya çıkarmak ve jeotermal rezervuarın kayıtlara olan etkisini araştırmak amacı ile incelemişlerdir. Rezervuarın üzerinde ve dışarısında yapılan ölçüm sonuçlarını karşılaştırmışlar ve jeotermal rezervuarın yüksek kesme dalga hızına sahip olduğunu ortaya koymuşlardır (Şekil 1.4).



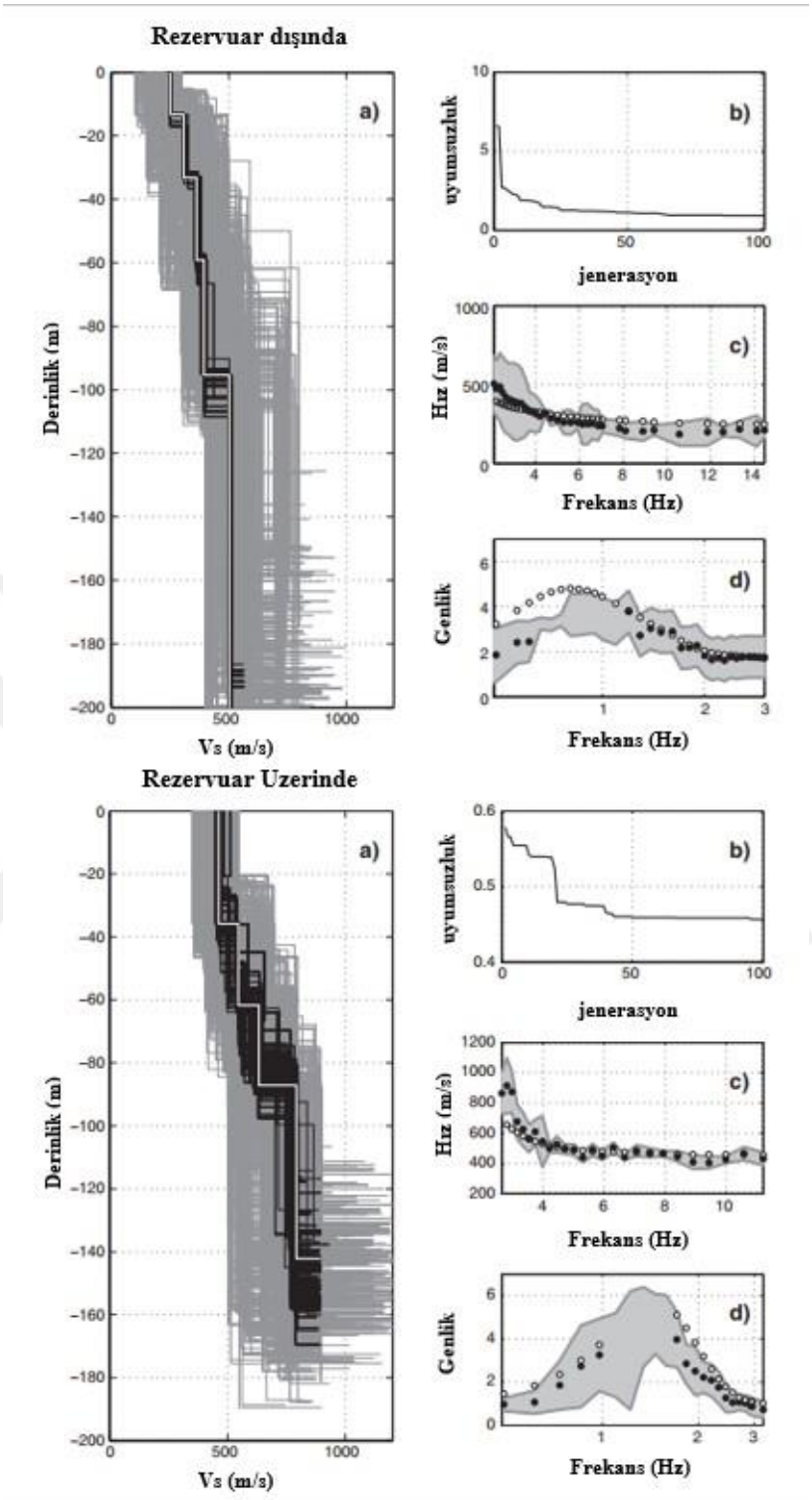
Şekil 1.2: Jeotermal sahada kaydedilen mikrotremör kayıtlarının 4 farklı spektrum incelemesi. a-) Düşey bileşen güç yoğunluğu spektrumu, b-) V/H spektral oranı, c-) düşey bileşen fourier spektrumu, d-) yatay bileşen fourier spektrumu (Lambert, 2010).

Mikrotremörlerin derin jeofizik araştırmalarda kullanabileceği ortaya konulmasına rağmen, jeotermal araştırmalarda nasıl uygulanacağı hakkında literatürde yer alan çalışma sayısı henüz çok azdır. Mikrotremörlerin dalga içeriğinde jeotermal akışkanın olası etkilerinin araştırılması şeklinde başlayan çalışmalar (Iyer ve Hitchcock, 1976; Martini ve diğ., 2013; Saenger ve diğ., 2009a), zamanla jeotermal akışkanın sismik hızlar üzerinde meydana getirebileceği değişiklik üzerine (Woith ve diğ., 2014; Xu ve diğ., 2012) yoğunlaşmaya başlamıştır. Jeotermal araştırmalarda kullanılan sismik yansıma, gravite, manyetik yöntemler gibi mikrotremör yöntemleri de hız yapısındaki değişime gösterdiği duyarlılık nedeni ile jeotermal araştırmalarda kullanılabileceği açıktır. Mikrotremör dizilim yöntemleri, sismik yansıma gibi uygulaması oldukça güç ve yüksek iş gücü gerektiren jeofizik yöntemler öncesinde; çalışma sahası hakkında ön bilgilerin toplanması ve bu bilgiler ışığında sismik yansıma çalışmalarının planlanması açısından da faydalı olabileceği açıktır. Ayrıca; ölçü alma kolaylığı ve düşük

maliyet avantajları ile mikrotremör yöntemleri jeotermal araştırmalarda yapının çözümlenmesinde kullanılabilir bir yöntem olacağı açıktır. Her ne kadar mikrotremörler sığ ve derin yapı araştırmalarında kullanılsa da jeotermal araştırmalarda kullanımı hakkında uygulama esaslarının ortaya konulması gerekmektedir.



Şekil 1.3: SPAC metodu kullanılarak profil boyunca elde edilen Vs-H kesiti (Xu ve diğ., 2012).



Şekil 1.4: Jeotermal rezervuarın dışında (üst) ve rezervuar üzerinde (alt) dizilim mikrotremör ters çözüm sonuçları. A) Birleşik ters çözüme ait S-dalga hızı profili; en uyumlu model (beyaz çizgi), en uyumlu modelin %10 aralığındaki modeller, tüm modeller (gri çizgiler), b) 100 jenerasyona ait misfit değerleri, c) gözlemsel (içi boş daire) ve hesaplanmış (siyah daire) Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi, gözlemsel dispersiyon eğrisinin standart sapma değerleri (gri çizgiler), d) gözlemsel (içi boş daire) ve hesaplanmış (siyah daire) H/V oranları, H/V eğrisine ait standart sapma oranları (gri çizgi). (Woith ve diğ., 2014'ten değiştirilmiştir)

Bu tez çalışması; jeotermal alanların araştırılmasında mikrotremör ölçümlerinin kullanılabilirliği ve başarısı hakkında araştırmaların yapılması ve sonuçların tartışılmasını amaçlamaktadır. Manisa Alaşehir grabeninde jeotermal sondaj kuyularının bulunduğu, yeraltında jeotermal akışkan varlığının bilindiği bir çalışma bölgesi seçilip mikrotremör ölçümleri yapılmıştır. Mikrotremör ölçümleri grabeni enine kesen bir profil boyunca dizilim mikrotremör ölçümleri ve tek istasyon (H/V) ölçümleri şeklinde yapılmıştır. İlk aşamada grabenin bilinen jeotermal aktivitesinin mikrotremör kayıtları üzerinde etkisinin araştırılması için kayıtlarının spektrum içerikleri incelenmiştir. Mikrotremör kayıtlarından H/V analizi ile zemin hakim titreşim frekansı (f_0) hesaplanmış ve bu değerlere karşılık gelen tabaka kalınlıkları hesaplanmıştır. Dizilim ölçümleri uzaysal özilişki yöntemi (Spatial Autocorrelation Method-SPAC) ile analiz edilerek dispersiyon eğrileri elde edilmiştir. Dispersiyon eğrilerini ters çözümü sonucunda Alaşehir Grabeni için S-dalga hız yapısı belirlenmiştir. Elde edilen sonuçlar literatürde yer alan jeolojik kesitler, TPAO ve Zorlu Enerji'ye ait sondaj ve sismik kesitlerle karşılaştırılarak yöntemin elde ettiği sonuçların başarısı ve limitleri tartışılmıştır.

2. GENEL KISIMLAR

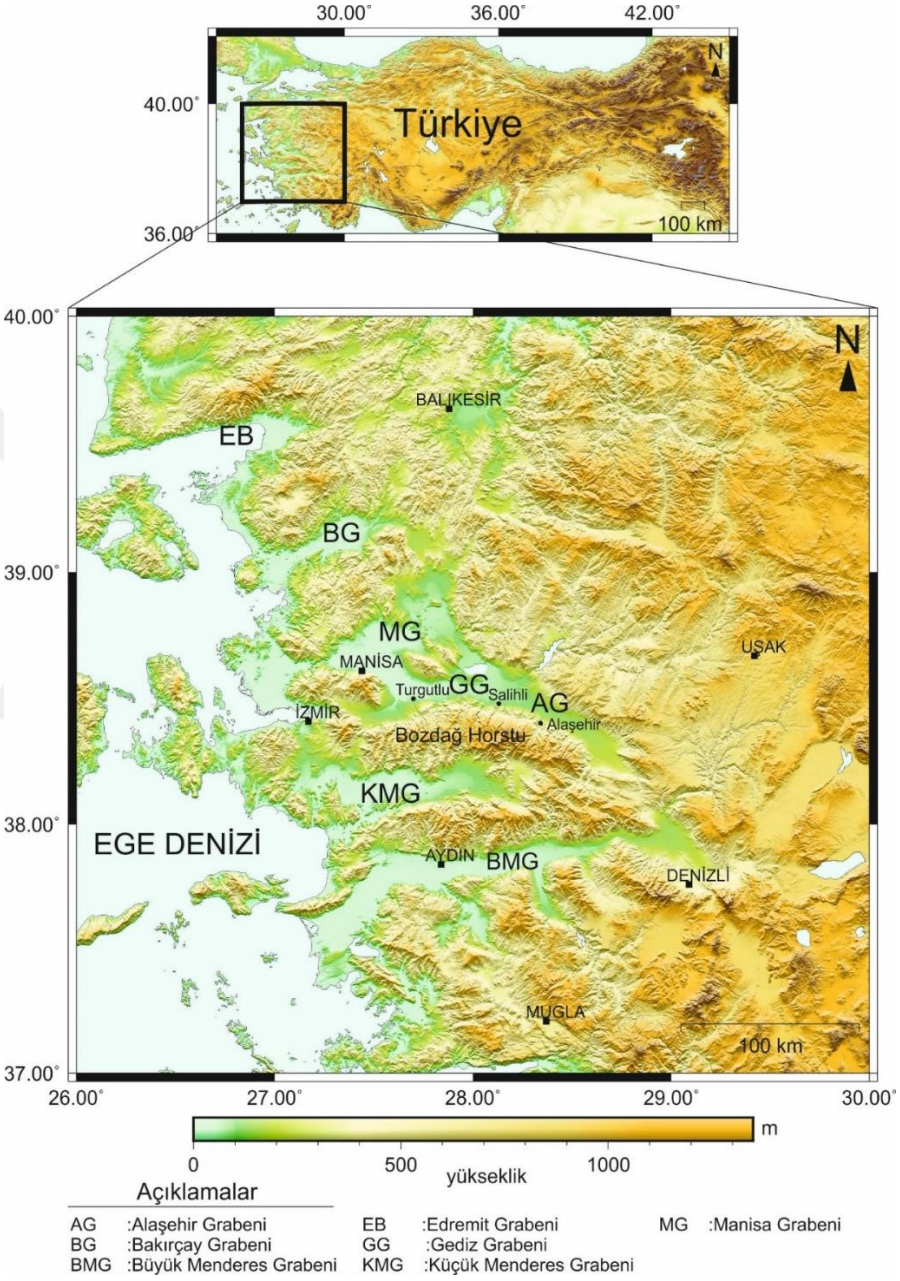
2.1. ÇALIŞMA ALANI TANIMI

Türkiye'nin güney batısı, Asya ve Afrika levhalarının birbirine yaklaşması sonucu oluşan Ege Genişleme Bölgesi'nde (Dewey ve Şengör, 1979) kalmaktadır. Neojen boyunca tektonik genişleme rejimi etkisi altında kalan Batı Anadolu'da farklı yönelime sahip iki ana graben yapısı gelişmiştir (Yılmaz ve Gelişli, 2003). Bunlardan yaşlı olanı Miyosen KD-GB yönlü olup, gölsel bitümlü şistler ve yelpaze deltası sedimanlarında oluşmaktadır. Daha genç olan Pliyosen D-B uzanımlı olup lokal olarak belirli bölgelerde KD-GB uzanımlı grabeni uyumsuz kesmekte ve "süperimpoze" olarak adlandırılan yeni bir graben sistemini oluşturmaktadır. Alaşehir grabeni, Gediz grabeni'nin devamında bulunan süperimpoze bir graben sistemidir. Alaşehir grabeninin süperimpoze olması, hidrokarbon açısından zengin olmasına neden olmuş ve Türkiye'nin bilinen en önemli jeotermal sahalarından biri olmasını sağlamıştır (Şekil 2.1).

Gediz grabeni yaklaşık olarak 140 km uzunluğunda ve 5-15 km genişliğinde bir havzadır. Sarıgöl-Salihli arasında Kuzey-Batı / Güney-Doğu, Salihli-Manisa arasında ise yaklaşık Doğu-Batı uzanımlıdır. Grabenin ana yapısal unsurları Miyosen dönemine ait kaya toplulukları arasındaki bindirme fayları, Miyosen havza dolguları ile Miyosen öncesi temel kayaları arasındaki sıyrılma fayları ve Miyosen sonrası gelişmiş olan eğim/oblik atımlı normal faylar ile doğrultu atımlı faylardan oluşur (Sözbilir, 2001). Graben güneyde Gediz Sıyrılma Fayı (Detachment Fault) adı verilen düşük açılı (14°-20°) normal fay ile sınırlanmaktadır. Alaşehir'in güneyinden itibaren gözlenmeye başlayan Gediz Sıyrılma Fayı, batıda Turgutlu'nun güneyine kadar devam eder. Fay açısı güneyden kuzeye doğru düşmektedir. Fayın taban bloğu Bozdağları oluşturan Menderes masifine ait metamorfik kayalardan oluşur. Bu taban bloğu kesen Miyosen yaşlı granitik sokulumlar gözlenmektedir. Sıyrılma fayının kontrolünde gelişen havza dolgusu asimetrik bir geometriye sahiptir.

Gediz grabeninin tektonik yapısının oluşturduğu en önemli sonuçlardan birisi de bölgenin jeotermal potansiyelidir. Havza içerisinde Kurşunlu Kaplıcaları ve Urganlı Kaplıcaları gibi doğal jeotermal boşalım bölgeleri yer almaktadır. 2000'li yılların başından itibaren başlayan derin jeotermal araştırmalar ve sondajlar bölgeyi jeotermal enerji anlamında oldukça önemli bir noktaya getirmiştir. Bugün Gediz grabeninde birçok jeotermal enerji lisansı ve elektrik santrali

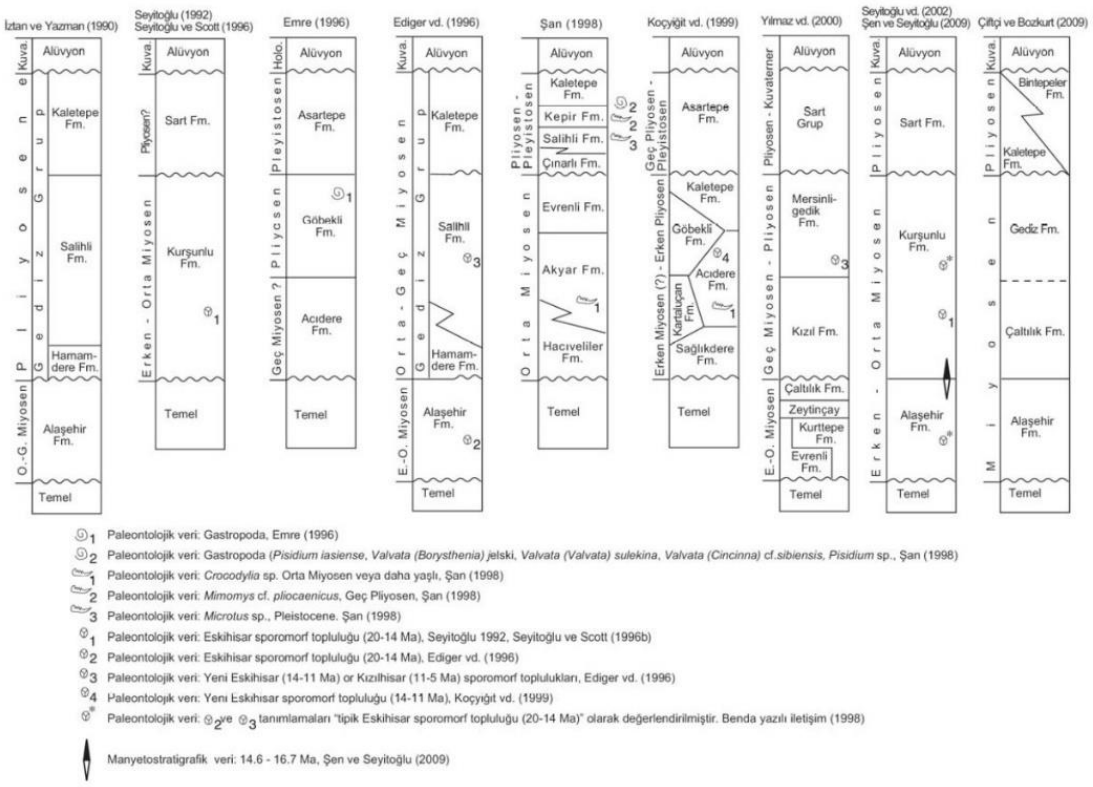
yer almaktadır. Bu çalışmalar kapsamında çok sayıda jeofizik veri toplanmış olsa da firmaların gizlilik ilkeleri nedeni ile tamamı literatürde paylaşılmış değildir.



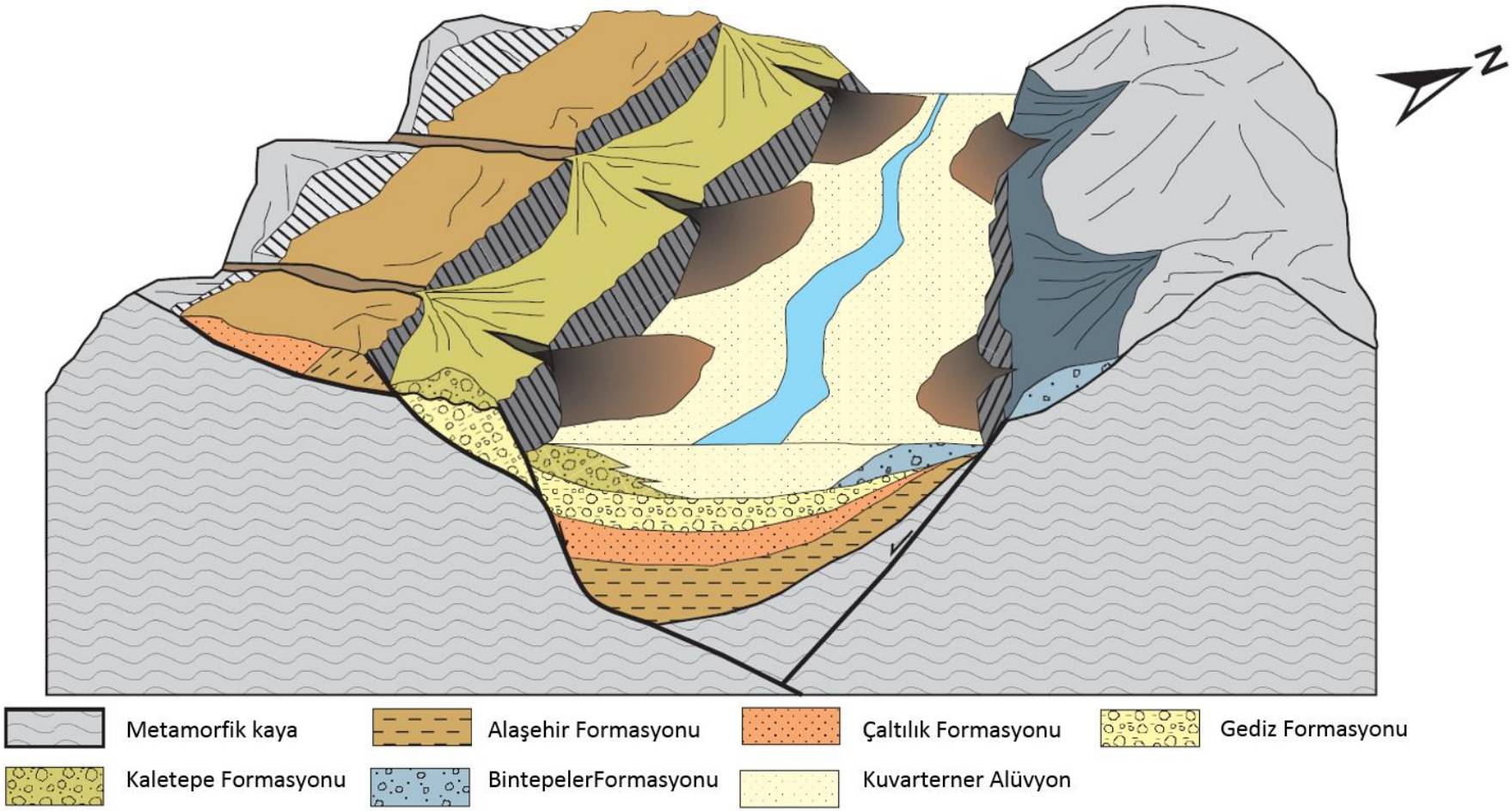
Şekil 2.1: Batı Anadolu'daki genişleme rejimi etkisinde gelişen grabenlerin ve Alaşehir Grabeni'nin lokasyon haritası (Çiftçi (2007)'den değiştirilmiştir).

Gediz grabeni'nin Sarıgöl-Alaşehir arasında kalan bölümünün stratigrafisi ile ilgili birçok çalışma yapılmıştır (Şekil 2.2). Bu çalışmalardan İztan ve Yazman (1990) tarafından ortaya

konan stratigrafik yapı güncel çalışmalarla çok az değişikliğe uğramıştır. Havzanın Miyosen-Kuvaterner tortul dolgusu derinden yüzeye doğru Alaşehir Formasyonu (çakıltaşı), Çaltılık Formasyonu (kireçtaşı mercekli kumtaşı-çakıltaşı), Gediz Formasyonu (Hamamdere ve Salihli üyeleri, çakıltaşı-kumtaşı birimi), Kaletepe Formasyonu (killi kumtaşı-çamurtaşı), Bintepeler Formasyonu (çakıltaşı-kumtaşı) ve alüvyonlardır. Bölgenin stratigrafisi temel kayası olarak genellikle, üzeri Neojen-Kuvarterner yaşlı tortul kayaçları ile tektonik olarak örtülü Menderes Masifi Metamorfikleri ile temsil edilmektedir (Şekil 2.3).



Şekil 2.2: Alaşehir grabeni için farkı araştırmacılar tarafından ortaya konan stratigrafik tanımlamalar.

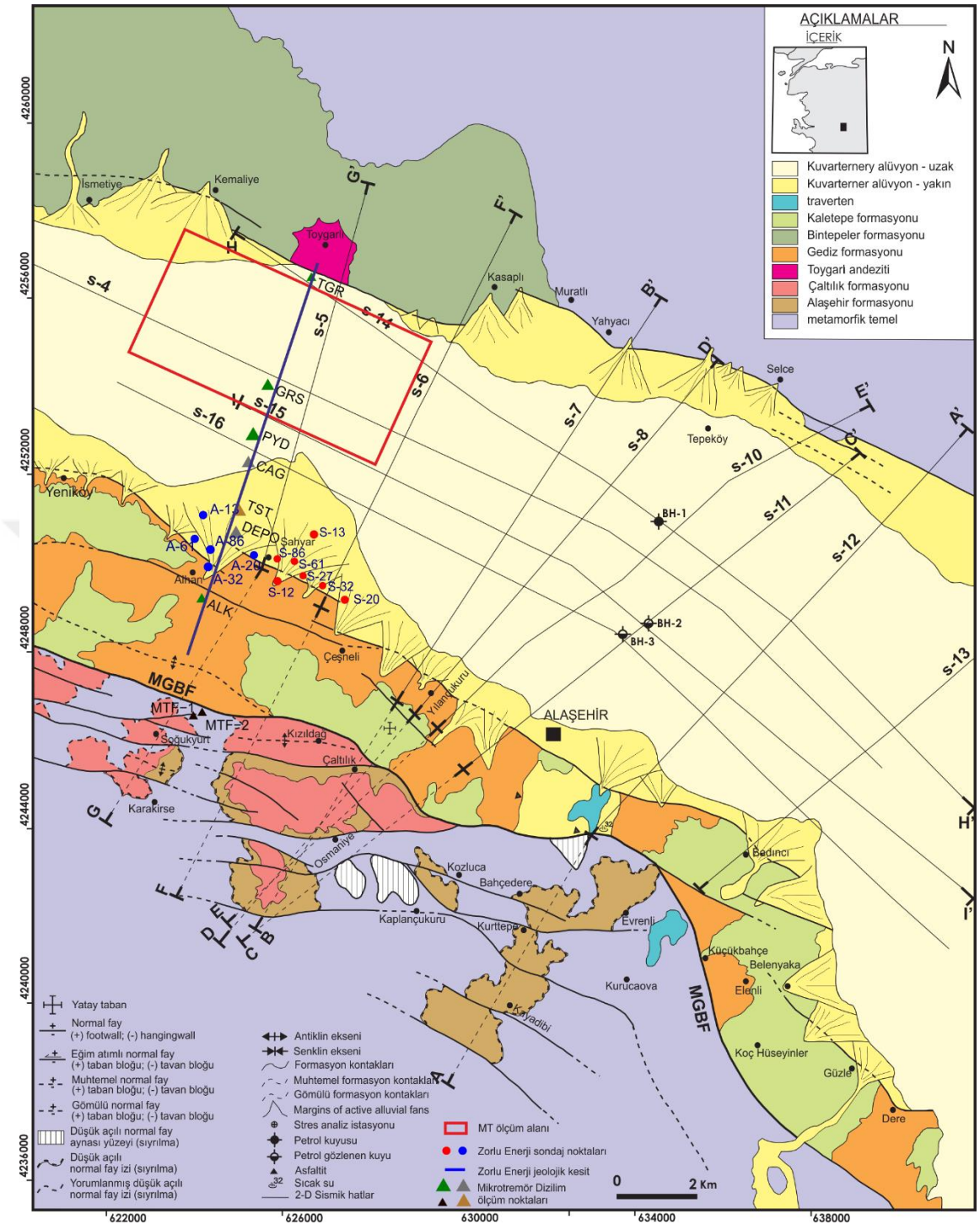


Şekil 2.3: Alaşehir alt grabeninin stratigrafisini gösteren 3B blok diyagram (Çiftçi, 2007'den değiştirilmiştir).

2.2. ÖNCEKİ JEOFİZİK ÇALIŞMALAR VE SONDAJ VERİLERİ

Alaşehir Grabeninin jeotermal potansiyelinin keşfi, bölgede yapılan petrol arama amaçlı sondajlarla başlamıştır. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) tarafından 90'lı yılların ortalarında yapılan bu sondajlar, bölgenin jeolojisinin tam anlaşılmadığını ortaya çıkardığından daha detaylı araştırmalara ihtiyaç duyulmuştur. TPAO tarafından 1995 yılında 141 km uzunluğunda iki boyutlu (2B) sismik yansıma ölçümleri yanında gravite ve manyetik verileri toplanmıştır (Yılmaz ve Gelişli, 2003). Maden Tetkik ve Arama (MTA) tarafından yapılmış gravite ölçümleri ile Bouguer anomali haritası hazırlanmıştır (Gürsoy, 1980). Alaşehir grabeninin Menderes Masifi içerisinde yer alan diğer grabenlere göre daha detaylı araştırılmasının nedeni, bölgedeki muhtemelen en kalın sediman dolgusuna sahip olması ve iki-boyutlu (2B) sismik yansıma verileri ile araştırmaların desteklenmiş olması gösterilebilir (Çiftçi, 2007).

Bölgede TPAO tarafından yürütülen araştırma projeleri kapsamında 3 adet sondaj (BH-1, BH-2 ve BH-3) ve 14 adet iki-boyutlu (2B) sismik yansıma verisi bulunmaktadır. Sondaj noktalarına ait lokasyon bilgisi ve sismik yansıma profilleri Şekil 2.4'deki haritada verilmiştir. Sondaj bilgilerine göre hazırlanmış stratigrafik birimler ve bu birimlere ait derinlik bilgileri Şekil 2.5'de verilmiştir. BH-1 kuyusunda yapılmış kuyu kontrol atışı (check-shot) ölçümleri ile sismik ara hızlar belirlenmiştir (Kolenoğlu-Demircioğlu, 2009). Okut-Toksoy ve Demirbağ (2018) BH-1 sondaj derinlik bilgileri ve ara hızları S-10 sismik yansıma kesiti (Şekil 2.6) ile yorumlamış ve Çiftçi (2007)'de tanımlanan stratigrafik birimler için V_P hız değerlerini hesaplamışlardır (Şekil 2.7). Aynı sondaj kuyusunda, Alaşehir stratigrafik istifin tanımlanması amacıyla yapılan GR (Gamma Ray) ölçümleri mevcuttur (Çiftçi, 2007). Gediz ve Alaşehir grabenleri ile ilgili yapılan birçok araştırmada (Yılmaz ve Gelişli, 2003; Çiftçi, 2007; Çiftçi ve Bozkurt, 2008, 2009; Kölenoğlu-Demircioğlu, 2009; Çiftçi ve diğ., 2010; Okut-Toksoy ve Demirbağ, 2018) sondaj ve sismik yansıma verileri kullanılmıştır. Bunun haricinde Erdoğan (2018) doktora tez çalışması kapsamında özel bir şirkete ait MT (Manyetotellürik) ve AMT (Audio-Manyetotellürik) verilerini kullanarak iki-boyutlu (2B) ve üç-boyutlu (3B) ters çözümlerle grabenin kuzeyinde özdirenç yapısını belirlemiştir. Jeotermal sahalarda sıklıkla rastlanan veri gizliliği anlaşması gereği çalışma sonuçlarından sadece birer kesit sunabilmiştir.



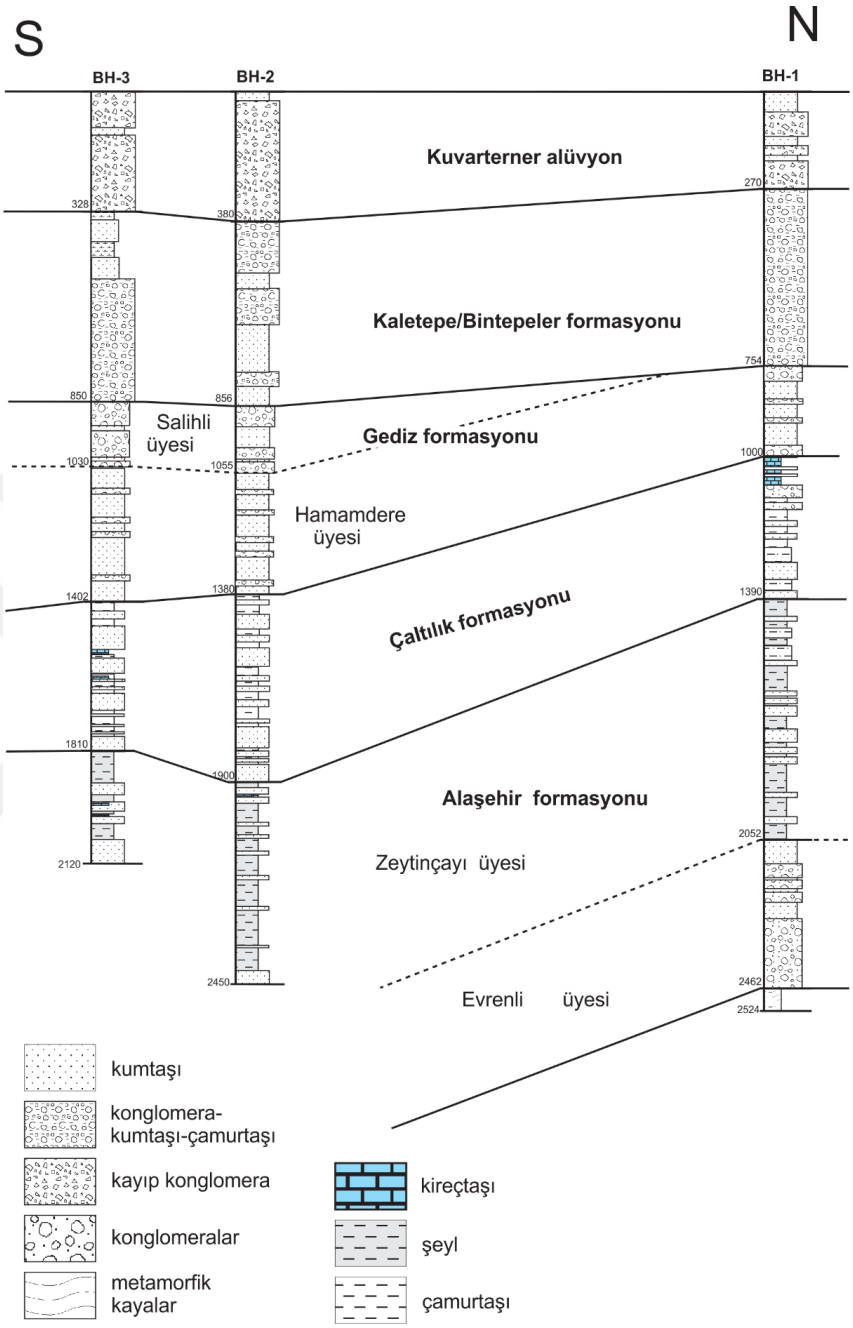
Şekil 2.4: Alaşehir Grabeni jeoloji haritası üzerinde daha önce sahada yapılmış jeofizik çalışmaların lokasyonlarını gösteren harita. (Çiftçi 2007'den değiştirilmiştir).

Bu veriler ışığında Alaşehir Grabeni oluşum mekanizması, stratigrafisi, temel kaya derinliği, formasyon sınırları ve litolojinin tanımlanması üzerine birçok analiz yapılmıştır (Çiftçi ve Bozkurt, 2007, 2008, 2009a, 2009b, 2010; Çiftçi ve diğ., 2010; Okut-Toksoy ve Demirbağ,

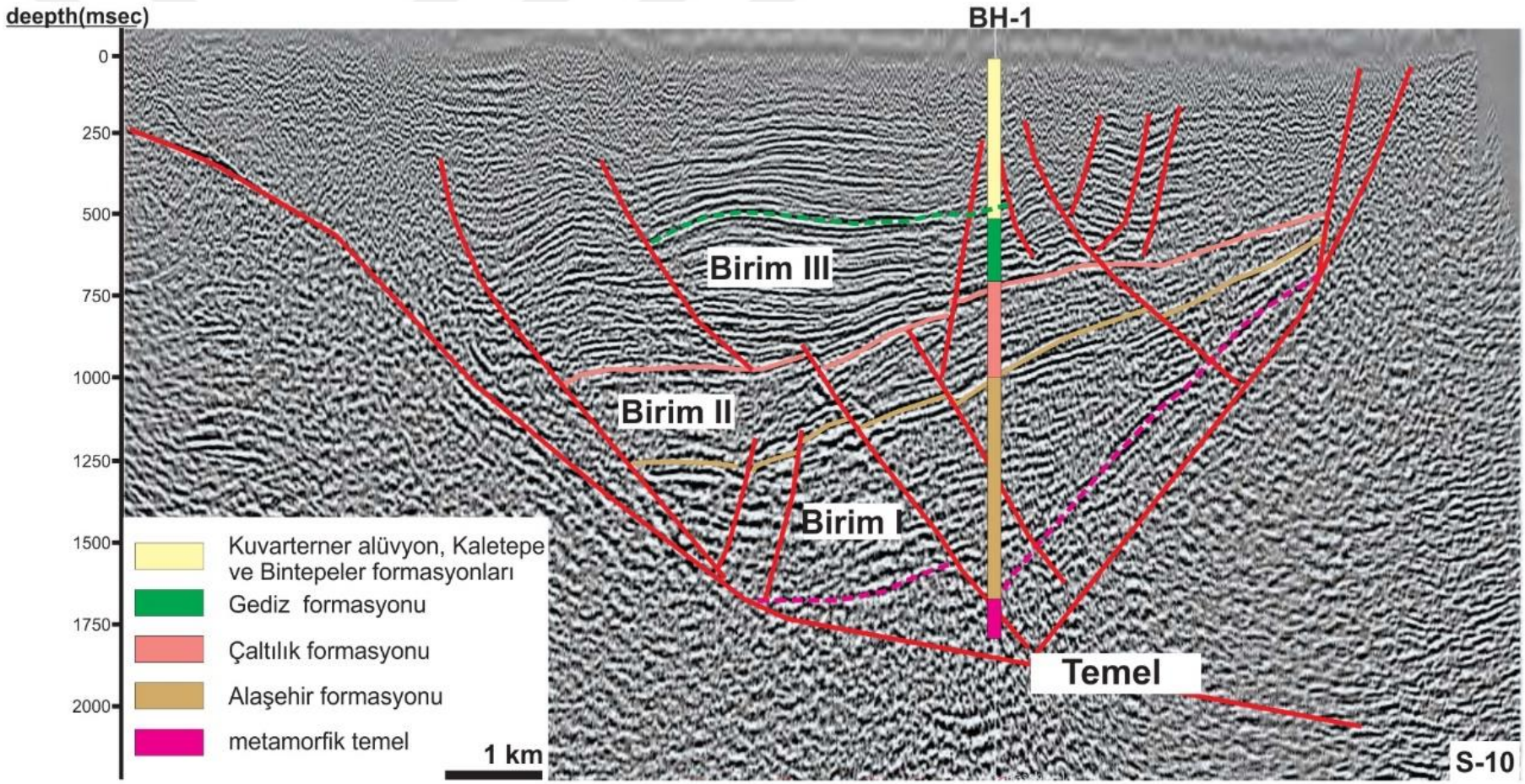
2018; Öner ve Dilek, 2011, 2013; Yılmaz ve Gelişli, 2003). Alaşehir grabeni için literatürde birbirinden farklı stratigrafik tanımlamalar ortaya çıkmıştır (İztan ve Yazman, 1990; Seyitoğlu, 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1996; Emre, 1996; Ediger ve diğ., 1996; Şan, 1998; Koçyiğit ve diğ., 1999; Yılmaz ve diğ., 2000; Seyitoğlu ve diğ., 2002; Şen ve Seyitoğlu, 2009; Çiftçi ve Bozkurt, 2009) (Şekil 2.2). Literatürde yer alan stratigrafik tanımlamalara ek olarak, Zorlu Enerji tarafından sondaj ve sismik yansıma ölçümlerine göre tanımlanmış stratigrafi; Çiftçi (2007)'de yer alanla benzerlik göstermektedir. Sondaj kuyusundan elde edilen verilere göre çalışma alanında Menderes Masifi metamorfiklerinden oluşan taban kayasını en üstten itibaren Alüvyon, Kaletepe Formasyonu, Salihli Üyesi ve Hamamdere Üyesi (Gediz Formasyonu) örtmektedir. Çiftçi (2007)'den olan farklılığı ise Alaşehir Formasyonuna yer verilmemesidir. Şekil 2.4'de mavi çizgi ile gösterilen hatta (Zorlu Enerji) ve G-G' profiline ait düşey kesitler (Çiftçi, 2007) sırasıyla Şekil 2.9 ve Şekil 2.10'da verilmiştir. Şekil 2.10'daki kesit sismik yansıma verisinden oluşturulduğundan düşey eksen iki yollu zaman (Two Way Time) olarak verilmiştir. Çiftçi (2007) kesitinde yer alan Çaltılık ve Alaşehir Formasyonları Zorlu Enerji kesitinde yer almazken, Zorlu Enerji Gediz Formasyonu'nu Salihli Üyesi ve Hamamdere Üyesi olmak üzere iki alt birime ayırmıştır. Benzer tanımlama Gediz Grubu altında Şekil 2.2'de İztan ve Yazman (1990) ve Ediger ve diğ. (1996) tarafından da verilmiştir.

Basen oluşumunun incelendiği çalışmalarda (Öner ve Dilek, 2011, 2013) sediman dolgu için kalınlığın kuzeyden güneye doğru artarak maksimum 3000 m olduğu belirtilmiştir. Bölgede TPAO tarafından grabenin ortasında açılmış olan BH-1 sondaj verilerine göre (Şekil 2.5) metamorfik temel 2464m derinlikte bulunmaktadır (Çiftçi, 2007; Çiftçi ve Bozkurt, 2009a). Zorlu Enerji'nin grabenin güney kenarına yakın noktalarda yapmış oldukları sondaj logları Alhan bölgesi kuyu logları Şekil 2.11'de, Şahyar bölgesi kuyu logları Şekil 2.12'de verilmiştir. Alhan bölgesinde en derin sondaj 1561m, Şahyar bölgesinde ise 2253m'dir. Sondajlarda temel kaya olan Menderes Masifi metamorfiklerine Alhan bölgesinde A-13 kuyusunda 980m derinlikte (Şekil 2.11), Şahyar bölgesinde ise S-13 kuyusunda 1525m derinlikte rastlanılmıştır. Bu sondaj noktaları diğer kuyulara göre daha kuzeyde yani graben dolgusunun derinleştiği alanda kalmaktadır. Zorlu Enerji sondajlarında Kurşunlu Formasyonu'na ve Yılmaz ve Gelişli (2003)'e göre rezervuar kaya olarak tanımlanan Alaşehir Formasyonu'na yer verilmemiştir. Şekil 2.12'de S-13 sondajı 50m kalınlığında Alaşehir Formasyonu'na rastlanan tek kuyudur ve diğer kuyulara göre en doğuda yer almaktadır. Bunun nedeni graben dolgusunun D-B yönünde yüksek değişkenlik göstermesi (Çiftçi, 2007) ve sondajların güneyde yoğunlaşmış

olması gösterilebilir. Tez çalışması kapsamında Zorlu Enerji kesitleri referans olarak kullanılmıştır.

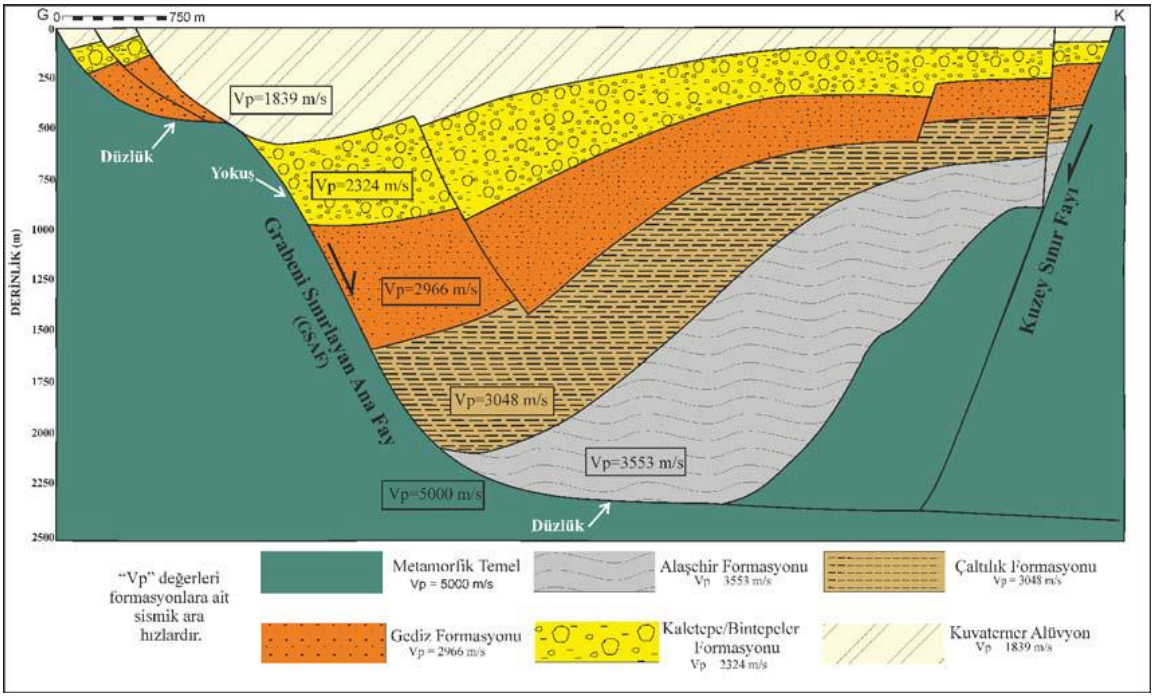


Şekil 2.5: TPAO Sondaj verilerinin korelasyonu ile elde edilmiş özet jeolojik kesit. Kesitlerin solunda yer alan rakamlar formasyon derinliklerini göstermektedir (Çiftçi, 2007'den değiştirilmiştir.



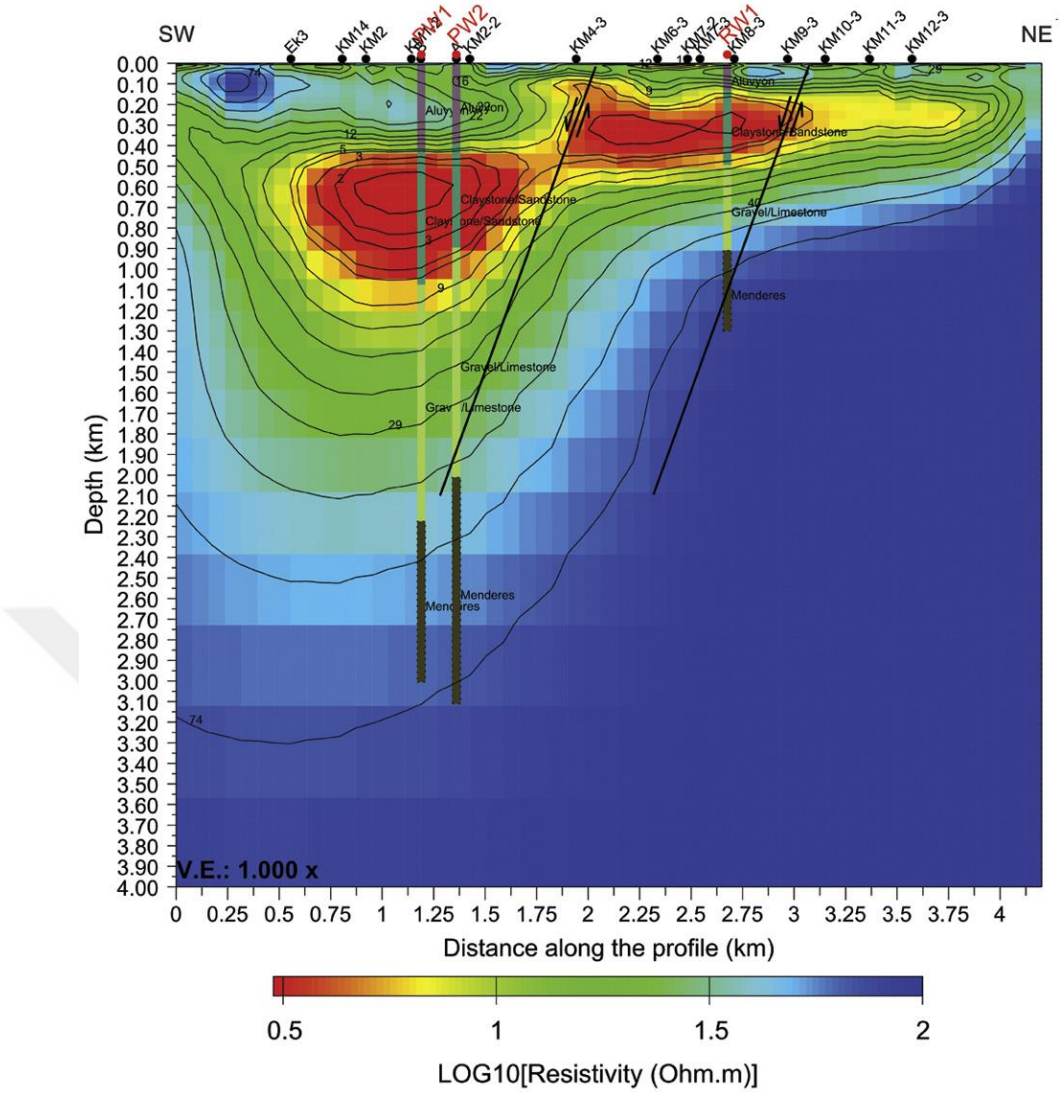
Şekil 2.6: Şekil 2.4'te tanımlanan S-10 sismik hattına ve BH-1 kuyusuna ait verilerin karşılaştırılması. Düşey eksen zamanı (ms) yatay eksen uzaklığı (ölçekte verildiği gibi) göstermektedir. Gediz Formasyonu ve üzerini örten Kaletep Formasyonu ile Kuvarterner alüvyon Birim III, Çaltılık Formasyonu Birim II ve Alaşehir Formasyonu Birim I olarak sismik birimlere ayrılmıştır. Kaletepe/Bintepeler Formasyonu ve Kuvarterner alüvyon sismik kesitlerde çok belirgin değildir. Gediz Formasyonu ile üzerini örten Kaletepe/Bintepeler Formasyonu arasında göze çarpan bir yansıtıcı sınır görülmektedir (Çiftçi, 2007'den değiştirilmiştir).

Alaşehir grabeninde literatürde yer alan S-dalga hız verisi bulunmamaktadır. Çalışma alanındaki formasyonlara ait V_p hızları Okut-Toksoy ve Demirbağ (2018)'e göre üstten itibaren sırasıyla, alüvyon için 1800 m/s, Kaletepe-Bintepeler Formasyonu için 2300m/s, Gediz Formasyonu için 2966 m/s, Alaşehir Formasyonu için 3553m/s ve metamorfik temel için 5000 m/s olarak belirlenmiştir (Şekil 2.7).

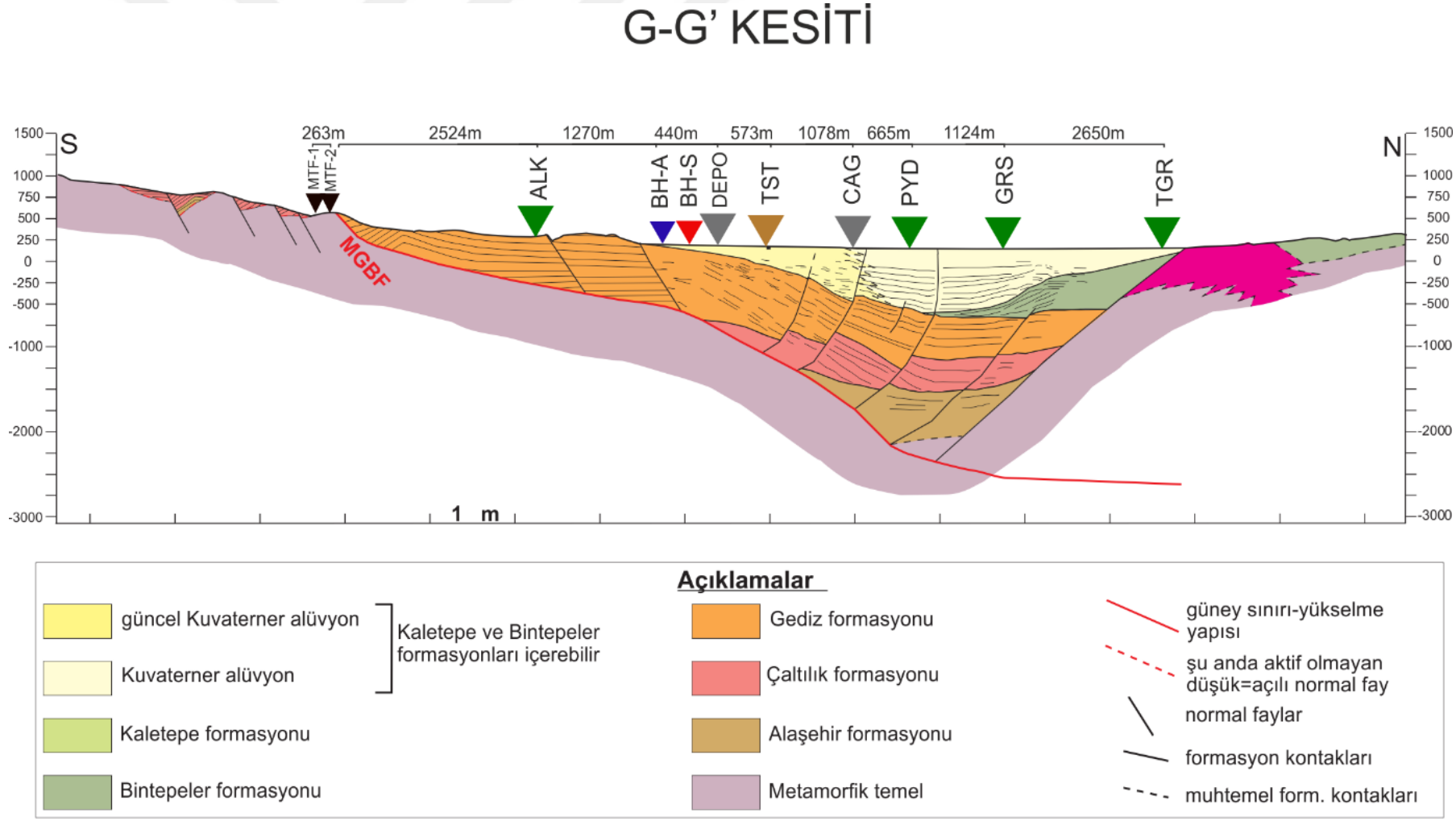


Şekil 2.7: Alaşehir Grabeni'ne ait sismik hız-derinlik modeli (Okut-Toksoy ve Demirbağ, 2018).

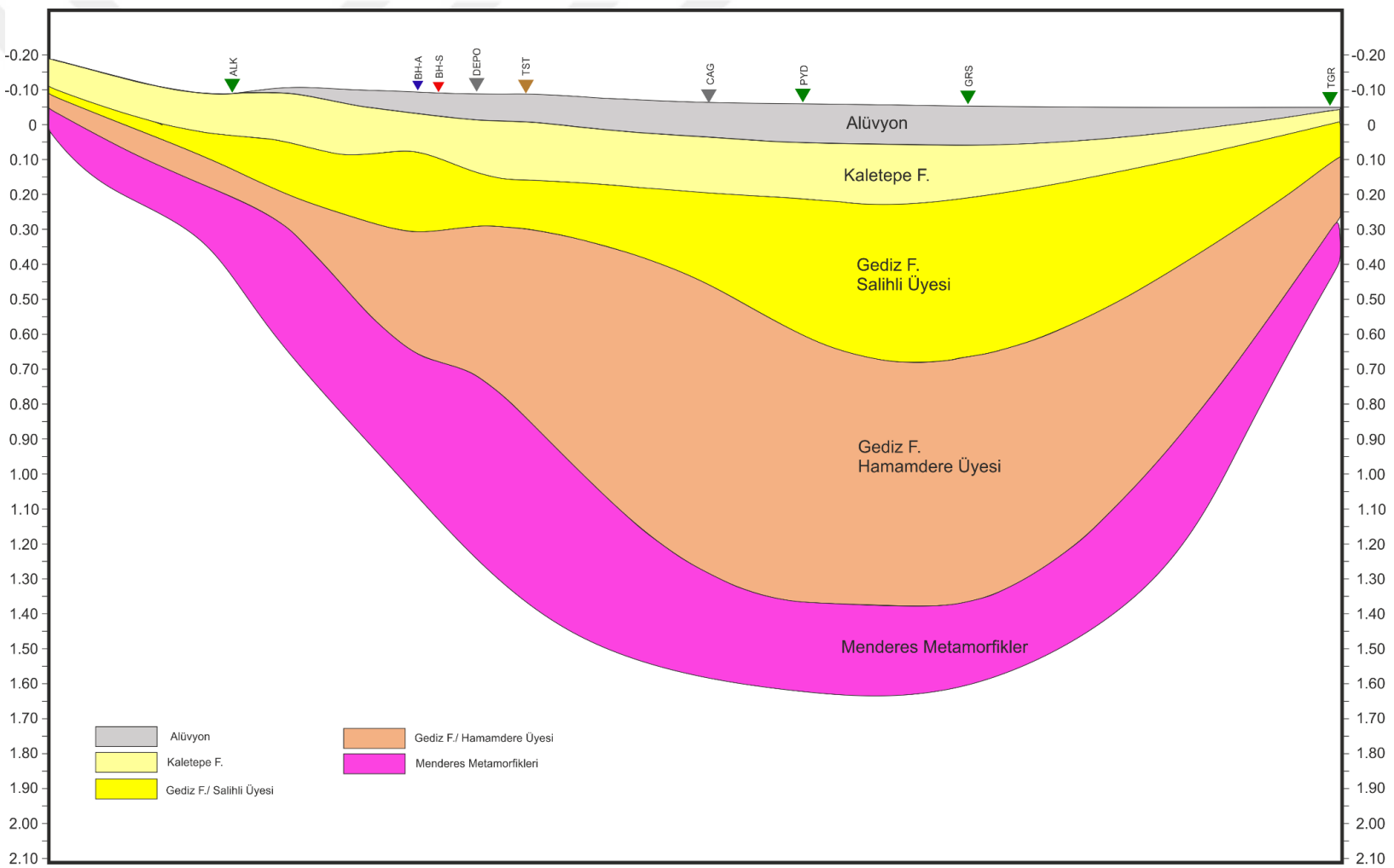
Erdoğan (2018) tarafından Alaşehir Grabeni'nde özel bir şirkete ait MT ve AMT verileri kullanılarak yapılan 3B ters çözüm ile özdirenç kesitleri elde edilmiş ve sondaj bilgileri ile karşılaştırılmıştır (Şekil 2.8)



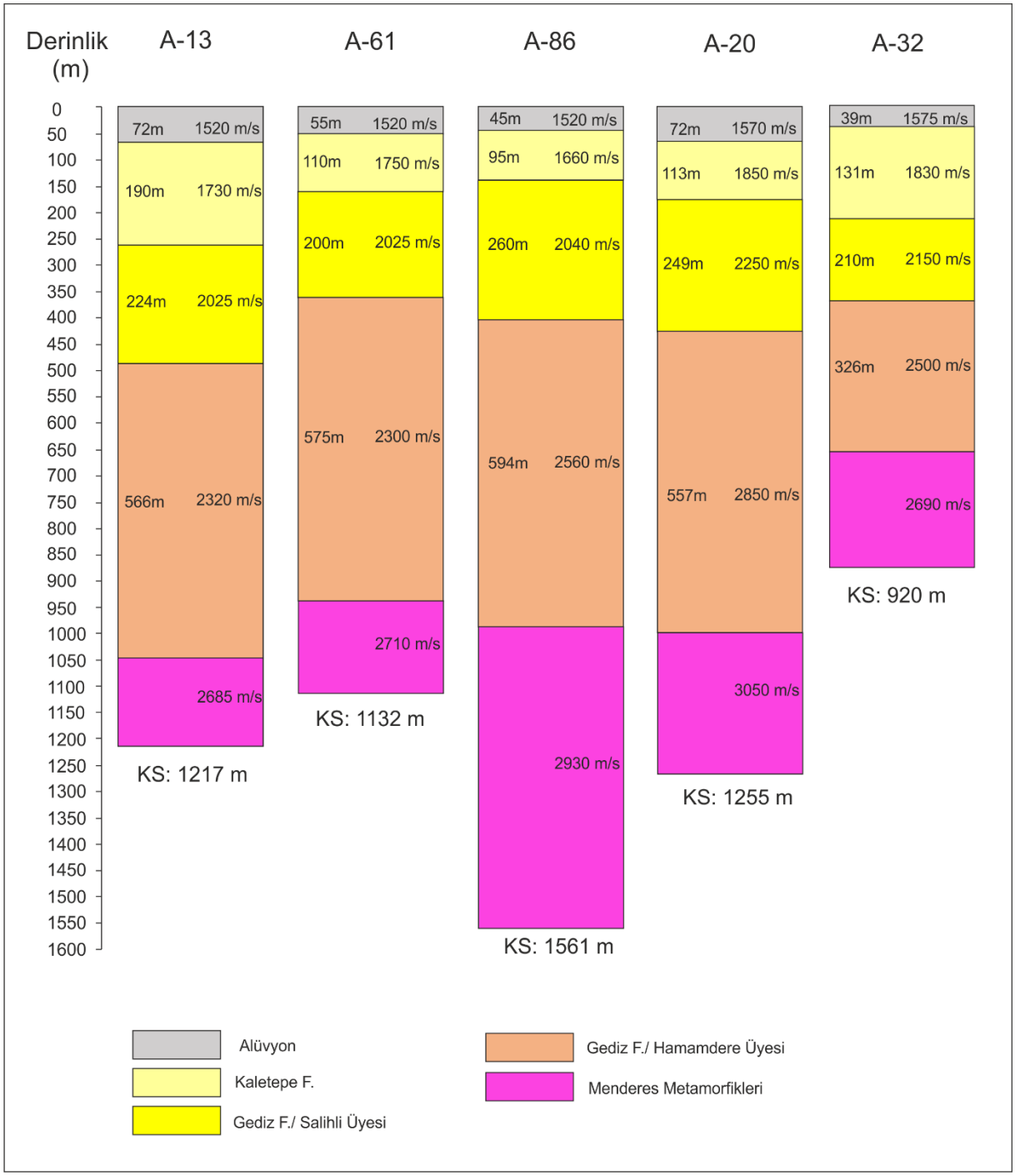
Şekil 2.8: 3B ters çözüm sonucu özdirenç kesitleri ve sondaj log verilerinin birlikte sunulması (Erdoğan, 2018).



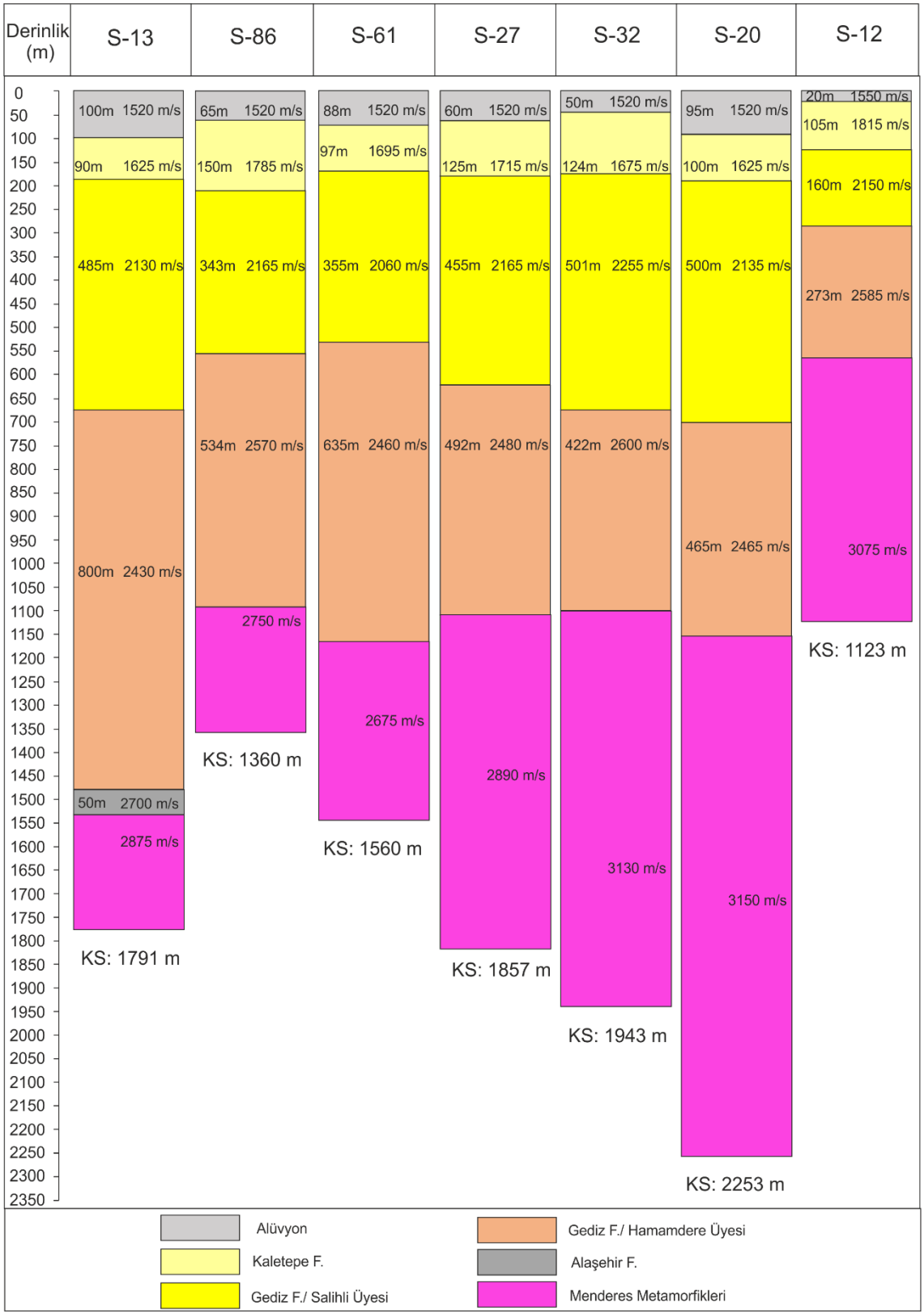
Şekil 2.9: Şekil 2.4'te yer alan G-G' profile ait düşey zemin profili. Düşey eksen derinliği (m) yatay eksen uzaklığı (ölçekteki gibidir) göstermektedir. Üçgen semboller bu tez kapsamındaki dizilim ölçüm noktalarını göstermektedir (Çiftçi 2007'de değiştirilmiştir).



Şekil 2.10: Zorlu Enerji sondaj ve sismik yansıma verilerine göre oluşturulmuş düşey zemin profili. Düşey eksen sismik yansıma verisine ait gidiş-geliş zamanını göstermektedir.



Şekil 2.11: Zorlu Enerji'ye ait Alhan bölgesi sondajlarına ait kuyu logları. Loglar üzerinde formasyon kalınlıkları ve sismik yansıma verilerinden elde edilmiş Vp hızları birlikte verilmiştir.



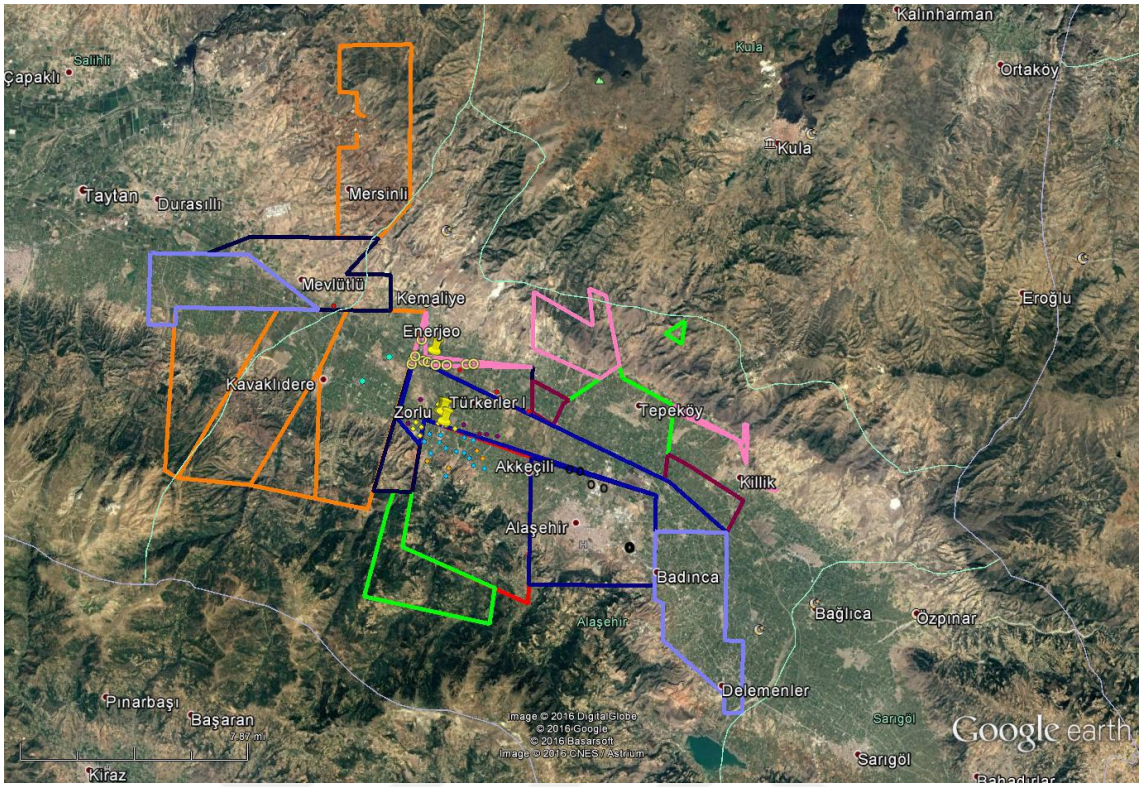
Şekil 2.12: Zorlu Enerji'ye ait Şahyar bölgesi sondajlarına ait kuyu logları. Loglar üzerinde formasyon kalınlıkları ve sismik yansıma verilerinden elde edilmiş Vp hızları birlikte verilmiştir.

2.3. ALAŞEHİR GRABENİ JEOTERMAL KAYNAK ÖZELLİKLERİ

Ülkemizde keşfedilmiş, özellikle elektrik üretimine uygun orta-yüksek sıcaklıklı jeotermal sahalar (150 °C ve üzeri) Batı Anadolu'da bulunmaktadır (Tarcan, 2005). Batı Anadolu'da yer alan keşfedilmiş yüksek sıcaklıktaki jeotermal sistemler ağırlıklı olarak Ege Genişleme Bölgesi'nde bulunan Büyük Menderes ve Gediz Graben'lerinin doğusunda yer almaktadır. Gediz Grabeni'nin en batısında Sarıgöl-Salihli arasında yer alan Alaşehir Alt Grabeni (sub-basin) jeotermal açıdan grabenin en aktif bölgesidir. Jeotermal enerji üretimi amacı ile yapılan ilk çalışmalar Alaşehir Grabeni'nin güney kenarında başlamıştır. Yapılan sondajlarda sıyrılma fayının tortul dolgu altında sığ derinliklerde kesilmesi ve buradaki parçalanmış bölgeden (cataclastic zone) üretim yapılması hedeflenmiştir. Grabenin güney kesiminde derinlikleri 1100m ile 2500m arasında değişen çok sayıda derin kuyu bulunmaktadır (Akın ve diğ., 2015). Bölgede halihazırda 6'dan fazla şirket faaliyet göstermektedir (Şekil 2.13).

Menderes Masifi metamorfik temelin üst kesimindeki yüksek sıcaklıklı (> 190 °C) jeotermal rezervuar, yaklaşık 1150m ve 1600m derinliklerde karbonlu metamorfiklerdeki zonlardan beslenir. Rezervuar, muhtemelen kesişen kırıklardan dolayı iyi geçirgenliğe sahiptir. Kuyu derinlikleri, grabenin merkezine yakın yerlerde 3000m'yi aşmaktadır. Grabenin bu bölümünde 3011m derinlikte kaydedilen en yüksek dip delik sıcaklığı 251 °C'dir (Akın, 2017).

Alaşehir Grabeni jeotermal alanında Paleozoyik yaşlı Menderes Masifi metamorfikler üzerine Miyosen yaşlı Alaşehir ve Gediz Formasyonları gelmekte, bu birimlerin üzerinde ise Pliyosen yaşlı Kaletepe Formasyonu bulunmaktadır (Yazman ve diğ., 1998). En üstte ise Kuvarterner yaşlı sediman bulunmaktadır (Bozkurt ve diğ., 2002). Yapılan jeotermal sondajlarla sığda yer alan Kaletepe Formasyonu birinci, Alaşehir Formasyonu ve özellikle Paleozoyik yaşlı mermer ise ikinci rezervuar olarak belirtilmiş, kireçtaşları ve mermerlerden 200 °C'lik akışkan sıcaklığı elde edilmiştir (Zorlu Jeotermal A.Ş. ÇED Raporu, 2013; Haklıdır Tut, 2017).



Şekil 2.13: Alaşehir jeotermal alanında jeotermal lisansları, güç santralleri ve kuyu lokasyonları (Akın, 2017).

3. MALZEME VE YÖNTEM

3.1. MİKROTREMÖRLER

Mikrotremörler yer içerisindeki düşük genlikli sürekli titreşimlerdir. Bu titreşimleri hem doğal hem de yapay kaynaklar meydana getirebilir. Bunlar okyanus dalgaları, rüzgar, gel- git olabildiği gibi, insan yaşamından kaynaklanan trafik, endüstriyel makinalar, sanayi gürültüleri de olabilir. Bu titreşimlerin genlikleri 0.1 mikron ile 1 mikron, periyotları ise 0.05 saniye ile 2 saniye arasında değişir (Kanai ve Tanaka 1954, 1961). Düşük frekans içeriğine sahip (<1Hz) atmosferik olaylar, gel-git etkisi, jeotermal aktiviteler, okyanus dalgaları yer içerisindeki titreşimleri meydana getiren doğal olaylarken; yüksek frekans (>1Hz) içeriğine sahip trafik, fabrika, makine ve benzeri insan kaynaklı meydana gelen titreşimlerdir. Bu hareketlerin kaynağı genelde yer üzerinde bulunur ve gece/gündüz, hafta içi/hafta sonu zaman dilimlerinde güçlü değişimler gösterir. Bu titreşimlerden doğal kaynaklı olanlara mikroseism, insan kaynaklı yüksek frekanslı olanlarına ise mikrotremör denir (Tablo 3.1).

3.1.1. Mikrotremörlerin İçeriği

Günümüzde mikrotremör yöntemi yaygın olarak kullanılmasına rağmen, mikrotremörlerin dalga içeriği halen netlik kazanmamıştır. Mikrotremör kayıtları hakkındaki birçok gözlem ve deneyim mikrotremörlerin hem cisim hem de yüzey dalgalarından meydana geldiğini göstermektedir. Fakat ne tür dalga hareketinin mikrotremörleri oluşturduğu hakkında sabit bir teori bulunmamaktadır (Nakamura, 2000).

3.2. MİKROTREMÖR YÖNTEMLERİ

Mikrotremörlere olan ilgi, deprem hareketine bağlı zemin davranışı (site effect) araştırmaları ile başlamış, zamanla çok tartışılan ve sık kullanılan bir yöntem haline gelmiştir. Zemin etkisi önceleri gevşek sedimanlar üzerinde kaydedilen kuvvetli yer hareketi (deprem) kayıtlarının sert kaya üzerindeki kayıtlarla karşılaştırılması ile belirlense de, bu ancak yüksek sismik aktivitesi olan bölgelerde mümkün olmaktadır. Orta veya düşük sismik aktiviteye sahip alanlarda kuvvetli yer hareketi kaydetmek oldukça güçtür. Bunun yerine alternatif bir yöntem olan çevresel sismik gürültüler ortaya çıkmış ve ilk olarak Omori (1908) uzun periyotlu (2 sn'den uzun) mikroseismler hakkında çalışmalar yapmıştır. Uzun periyotlu mikrotremörler (mikroseizmler) birçok araştırmacı (Kagami ve diğ., 1982; Kagami ve diğ., 1986; Ohta ve diğ.,

1978) tarafından zemin etkisi çalışmalarında kullanılmıştır. Kısa periyotlu mikrotremörler Kanai ve Tanaka (1954, 1961), Kanai (1983), Kobayashi ve diğ. (1986) tarafından kullanılmıştır. Mikrotremörler ölçümleri kullanılarak jeolojik yapının zemin tepkisine olan etkisinin incelendiği (Kanai ve diğ., 1954) ilk çalışma olarak görülmektedir (Bard, 1998; Horike, 1996).

Tablo 3.1: Mikrotremörlerin ve mikroseismlerin kaynak ve dalga yapılarının karşılaştırılması SESAME (2004)'den değiştirilmiştir).

Doğal Kaynaklı		**İnsan Kaynaklı**
İsim	**Mikroseism**	**Mikrotremör**
Frekans	0.1 – f_{nh} (f_{nh}=0.5Hz – 1 Hz)	f_{nh} - >10 Hz
Köken	Okyanus	Trafik/endüstri/insan aktivitesi
Dalga türü	Yüzey dalgaları	Yüzey+cisim dalgaları
Genlik değişkenliği	Okyanus fırtınalarıyla ilişkili	Gece/gündüz, hafta içi/hafta sonu
Rayleigh/Love	Gelen dalga içeriği baskın olarak Rayleigh dalgasıdır.	Karşılaştırılabilir genliklere sahiptir. Love dalgaları nispeten daha çok enerji taşır
Temel/Yüksek Mod	Çoğunlukla temel mod	Yüksek frekanslarda yüksek modların olasılığı vardır (en az 2 tabaka durumu için)
Diğer yorumlar	yerel dalga içeriği gelen dalga içeriğinden farklı olabilir	Bazı (monochromatic) tekdüze dalgalar çalışan makinelerle ilişkilidir.

Mikrotremörlerin kullanılarak yapılan çalışmalar temelde iki gruba ayrılabilir. Bunlardan ilki mikrotremörlerin spektrumlarının kullanıldığı ve zemin tepkisinin direk belirlendiği çalışmalardır. Bu çalışmalar da kendi içinde üç gruba ayırmak mümkündür. Bunlar mikrotremörlerin temel (dominant) periyodu (Kanai ve diğ., 1954, Kubotera ve Otkusa, 1970), referans bölgeye göre spektral büyütme faktörü (Irikura ve Kawanaka, 1980, Kagami ve diğ., 1982) ve yatay bileşen spektrumun düşey bileşen spektrumuna oranı (Nakamura, 1998) yöntemleridir. İkinci grup çalışmalar ise mikrotremörleri jeofizik araştırma aracı olarak kullanır. Bunlarda kendi içinde ikiye ayrılırlar. Bunlardan ilki yüzey dalgalarının faz hızını kullanırken (Aki, 1957; Horike, 1985) diğer grup Rayleigh dalgasının yatay bileşen spektrumunun düşey bileşen spektrumuna oranı (Nogoshi ve Igarashi, 1971) yöntemini kullanır.

Mikrotremör H/V yöntemi ilk olarak Nogoshi ve Igarashi (1971) tarafından ortaya atılmış, Nakamura (1998) tarafından geliştirilmiştir. Nakamura (1998) mikrotremörlerin "cisim dalgaları" ağırlıklı olduğunu kabul etmiş ve H/V sonucunun SH transfer fonksiyonu ile benzer olduğunu belirtmiştir. Daha sonra yapılan çalışmalar mikrotremörlerin yüzey dalgası (Rayleigh dalgası temel modu) ağırlıklı olduğu ve H/V sonucunun Rayleigh dalgası eliptik hareketi nedeni

ile ortaya çıktığı açıklanmıştır (Nogoshi ve Igarashi, 1971). H/V yöntemi zemin etkisi belirleme çalışmalarında zemin rezonans frekansının direk ölçülebildiği bir yöntem olduğundan birçok zemin etkisi belirleme çalışmalarında kullanılmıştır (Bard, 1998; Lachet ve Bard, 1994; Nakamura, 1998). H/V yöntemi; tek bir noktada üç bileşenli (KG-DB-Z) bir sismometre ile kaydedilen sismik gürültülerin yatay bileşen spektrumların ortalamalarının düşey bileşen spektruma oranı şeklinde ifade edilir. Nakamura (1998) mikrotremörlerin SH dalgalarından oluştuğunu söylese de sonra birçok araştırmacı mikrotremörlerin Rayleigh dalgası temel modundan oluştuğunu ve H/V eğrisindeki doruğun aslında Rayleigh dalgasının eliptiklik özelliğinden kaynaklandığını belirtmişlerdir (Ibs-von Seht ve Wohlenberg, 1999; Konno ve Ohmachi, 1998; Lachet ve Bard, 1994). Anakaya ve örtü tabakası arasındaki hız farkının yüksek olması H/V doruğunu oluşturan temel etmendir. Empedans farkının güçlü olması eliptiklik doruğunun da keskinliğini artırmaktadır. Eliptiklik doruğunu denetleyen parametrelerin zemin tabakalarının Vs hızı ve kalınlığı ile bağlantılı olduğu saptanmıştır. Bu nedenle daha sonraki yıllarda H/V eğrileri ters çözüm teknikleri geliştirilerek (Parolai ve diğ., 2005) Vs hız kesitleri elde edilmeye başlanmıştır.

Bu çalışmalara bağlı olarak H/V eğrileri kullanılarak zemin tabaka kalınlığı belirleyen birçok çalışma yapılmıştır (Delgado ve diğ., 2000; Ibs-von Seht ve Wohlenberg, 1999; Parolai ve diğ., 2002; Zor ve diğ., 2010).

Mikrotremörler ilk kez Kanai ve Tanaka (1961) tarafından mühendislik çalışmalarında kullanılmaya başlamıştır. H/V spektral oranı ise ilk kez Nogoshi ve Igarashi (1971) tarafından ortaya atılmış, Nakamura (1998) tarafından geliştirilmiştir ve zemin tepkisi belirleme çalışmalarında (Bard, 1998; Bonnefoy-Claudet ve diğ., 2006; Field ve Jacob, 1993; Lachet ve Bard, 1994; Lermo ve Chávez-García, 1994; Wakamatsu ve Yasui, 1996) güvenilerek kullanılmıştır.

3.3. MİKROTREMÖR ANALİZ YÖNTEMLERİ

3.3.1 H/V Spektral Oran Yöntemi

Mikrotremor verisi kullanılarak temel kaya üzerinde yer alan bir zeminin hakim frekansını belirlemek için kullanılan yatay/düşey (H/V) spektral oran yöntemi Nakamura (1998) tarafından geliştirilmiştir.

H/V spektral oran tekniğinin hala hazırda net bir açıklaması olmasa da belli kabuller yapılarak kısaca şu şekilde açıklanabilir (Bour ve diğ., 1998; Delgado ve diğ., 2000).

Temel kaya üzerinde yer alan bir sedimanter tabakanın transfer fonksiyonu, sediman üzerinde elde edilen yatay bileşenin spektrumu, H_S, ile yakın civarda bulunan temel kaya üzerinde kaydedilen yatay bileşenin spektrumu, H_B, oranlarından hesaplanabilmektedir (Şekil 3.1).

$$S_1(f) = H_S(f)/H_B(f) \tag{3.1}$$

$S_1(f)$ transfer fonksiyonu temel kaya ve sediman üzerinde eş zamanlı kaydedilen mikrotremor veya deprem kayıtlarından belirlenebilmektedir. Mikrotremor verisi kullanıldığında aşağıdaki varsayımlar kabul edilmektedir.

Mikrotremor verileri şehir trafiği ve endüstri kaynaklı yüksek frekanslı gürültülerin yanında rüzgar, okyanus ve deniz dalgaları tarafından yaratılan uzun periyotlu gürültüleri de içermektedir.

Gürültü kökenli Rayleigh dalgaları temel kaya üzerinde yer alan sediman tabakası içinde oluşmakta ve yayınmaktadır. Rayleigh dalgaları sadece sediman üzerinde kaydedilen düşey bileşen (V_S) tarafından gözlenmekte, temel kaya üzerindeki düşey bileşende (V_B) ise gözlenmemektedir.

$$S_{RW}(f) = V_S(f)/V_B(f) \tag{3.2}$$

Mikrotremor verisinde düşey bileşen zemin tarafından büyütülmediği varsayılmaktadır.

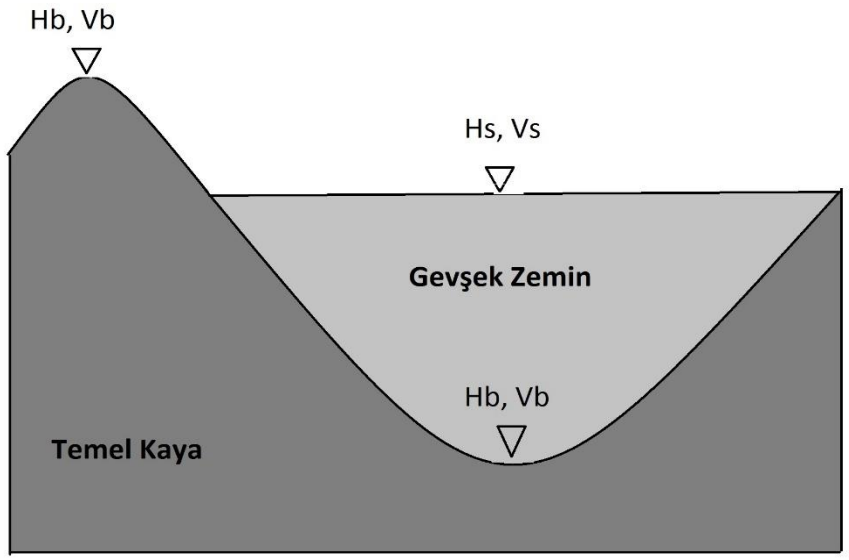
Temel kayada geniş bir frekans aralığında (0.1-10 Hz) yatay ve düşey bileşenlerin spektral oranı 1'e çok yakındır.

$$H_B(f)/V_B(f) \approx 1 \tag{3.3}$$

$S_1(f)/S_{RW}(f)$ oranı Rayleigh dalgalarının etkisini elemine eder ve bu şekilde zeminin transfer fonksiyonu belirlenmektedir.

$$S_1(f)/S_{RW}(f) = H_S/V_S \quad (3.4)$$

Yukarıdaki son ifade (3.7), 3-bileşenli tek bir sismograf kullanılarak yatay ve düşey bileşenlerin spektral oranlarından zemin transfer fonksiyonunun, yani, zemin hakim periyodunun kolayca belirlenebileceğini göstermektedir.



Şekil 3.1: Nakamura (1998) tarafından önerilen H/V yöntemini temsil eden basit bir yer modeli.

3.3.1.1. SESAME Kriterleri

Mikrotremör ölçümleri ve analizi hakkında günümüze kadar yapılmış en kapsamlı çalışma SESAME (2004) çalışmasıdır. Bu çalışmanın sonuçlarından biri olan ve birçok araştırmada (Bonnefoy-Claudet ve diğ., 2009; Gosar, 2007; Gosar, 2010; Gosar, 2017; Özalaybey ve diğ., 2011; Rezaei ve Choobbasti, 2017) H/V analizlerin güvenilirliği ve H/V doruklarının belirginliğini denetlemede kullanılan SESAME kriterleri şu şekildedir;

Güvenilirlik Şartları

1. $f_0 > 10/I_w$

2.$n_c(f_0) = l_w n_w f_0 > 200$

3.$f_0 > 0.5\ Hz\ ise\ 0.5f_0 < f < 2f_0\ arasında\ \sigma_A(f) < 2 \quad \sigma_A(f)$ (standart sapma)

$f_0 < 0.5\ Hz\ ise\ 0.5f_0 < f < 2f_0\ \ arasında\ \sigma_A(f) < 3$

Belirginlik Koşulları

1. $\exists\ f^- \in \left[f_0/4, f_0\right] \mid A_{H/V}(f^-) < A_0/2$

2. $\exists\ f^+ \in \left[f_0,\ 4f_0\right] \mid A_{H/V}(f^+) < A_0/2$

3. $A_0 > 2$

4. $f_{peak}\left[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)\right] = f_0 \pm 5\%$

5. $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$

6. $\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$

Tablo 3.2: Standart sapma değerlerinin frekans değerine bağlı eşik değerleri tablosu.

σf ve $\sigma_A(f_0)$ için eşik değerleri tablosu					
Frekans Aralığı [Hz]	<0.2	0.2-0.5	0.5-1.0	1.0-2.0	>2.0
$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	$0.25f_0$	$0.20f_0$	$0.15f_0$	$0.10f_0$	$0.05f_0$
$\sigma_A(f_0)$ için $\theta(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
$\sigma_{logH/V}$ (f_0)için log θ (f_0)	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

Güvenilirlik şartlarında f_0 (doruk frekansı), I_w (pencere boyu), n_w (pencere sayısı) ve $\sigma_A(f)$ f frekans aralığındaki H/V genliklerin standart sapma değerlerini göstermektedir. Bir spektral analizde istatistik olarak "güvenli" olan en düşük frekans değeri, pencere boyu ve sayısına bağlı olarak denetlenmektedir. Buna göre bir pencere boyu, o pencere içerisinde yer alan sinyal frekansını en az 10 kez tekrarlayabilecek uzunlukta olmalı ve H/V hesaplamalarında bu pencerelerden en az 10 tane kullanılmış olmalıdır. Ayrıca H/V genliklerinin standart sapmalarının belirli eşik değerlerinden küçük olması beklenir. Bu durum, her bir pencereye ait sonuçların birbiri ile tutarlı olması anlamı taşımaktadır.

Belirgin doruk şartlarında; A_0 doruk frekansa ait genliği, $A_{H/V}(f^-)$ ve $A_{H/V}(f^+)$ ise doruk frekans değerinin ¼'ü ile 4 katı arasında kalan frekans değerlerinin H/V genliklerini, $\sigma_A(f)$ f frekans değerlerine ait standart sapmaları, $A_{H/V}(f)$ f frekans değerlerine ait H/V genliklerini ifade etmektedir. $\varepsilon(f_0)$ ve $\theta(f_0)$ ise standart sapmaların "stabilite" kontrolünde kullanılan eşik değerleridir ve Tablo 3.2'de nasıl hesaplanacakları verilmektedir. Belirgin doruk kriterleri temelde H/V grafiklerini 2 temel özelliğine göre denetlemektedir. Bunlardan ilki H/V grafiklerinin genlik özellikleridir ve ilk 3 madde bununla alakalıdır. Diğer özellik ise takip eden 3 madde ile denetlenen, her pencereye ait H/V eğrilerinin uyumunu gösteren "stabilite" koşullarıdır. Bir H/V eğrisinde görülen f_0 doruğunun belirgin sayılabilmesi için bu 6 maddenin en az 5 tanesinin doğrulanıyor olması gerekmektedir. Bonnefoy-Claudet ve diğ. (2009) çalışmasında belirginlik kriterlerini 4 madde olarak tanımlamış ve 3 tanesinin doğrulanması halinde belirgin doruk kriterlerinin sağlanacağını belirtmiştir. (Bonnefoy-Claudet ve diğ., 2009) standart sapmaların frekans bağımlı eşik değerlerinden düşük olmasına bağlı 3 maddeyi 1 kural olarak yorumlamıştır. Bunun dışında birçok araştırmada (Bonnefoy-Claudet ve diğ., 2009; Gosar, 2007; Gosar, 2010; Gosar, 2017; Özalaybey ve diğ., 2011; Rezaei ve Choobbasti, 2017) bu kriterler denetlenmiştir.

3.4.2. Rayleigh Dalgalarının Eliptiklik Özellikleriyle H/V Oranının Yorumlanması

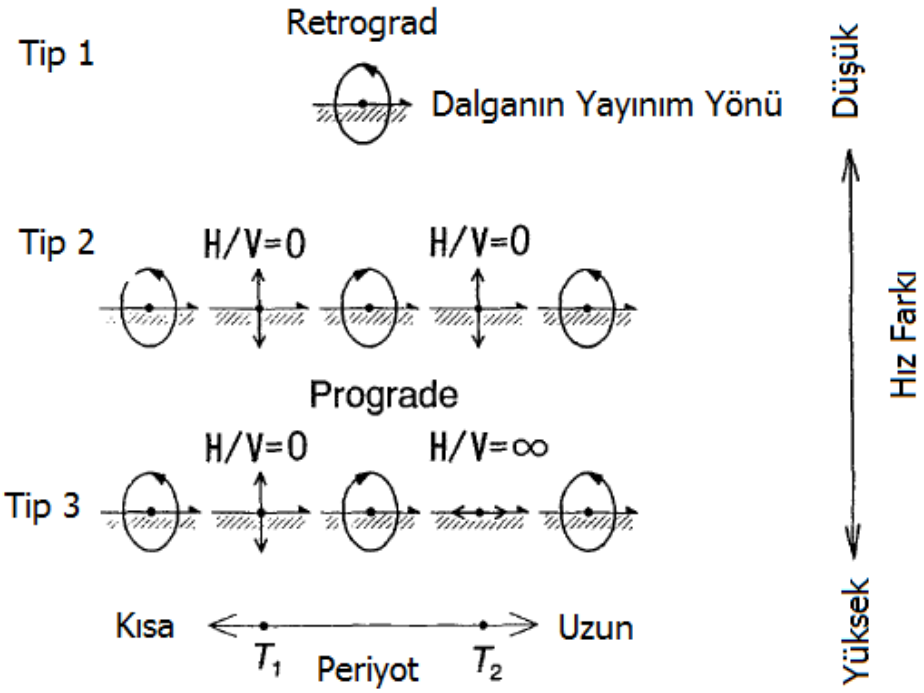
Mikrotremor kaydının yüzey dalgalarından oluştuğuna ilişkin görüşlere önceki bölümlerde değinilmiştir. Ayrıca, ampirik kanıtlar yardımıyla yüzey dalgalarının mikrotremor kayıtları içerisinde daha uyumlu (coherent) sismik fazları içerdiği belirtilmiştir. Bu sebepten dolayı gürültü ölçümleriyle yüzey dalgaları kullanılarak dispersiyon eğrileri elde edilebilir. Yani yüzey dalgaları H/V oranından elde edilen sonuçların açıklanmasında önemli bir role sahiptir. Bu konu üzerine yapılan birçok çalışmada Rayleigh dalgası eliptik özelliği ile H/V arasında uyum olduğu vurgulanmıştır (Fäh ve diğ., 2001; Tokimatsu, 1997). Bu ilişki ise mikrotremor düşey bileşenlerinde genel olarak baskın olan enerjinin Rayleigh dalgalarına ait olduğu düşüncesiyle ispatlanabilir.

Konno ve Ohmachi (1998) yaptıkları çalışmada, Harkrider (1964)'ün eliptisite eğrisinin teorik olarak hesaplanması için önerdiği ilişkiyi kullanarak, temel mod Rayleigh dalgasının yayınımı sırasında partikul hareketinin nasıl şekillendiğini göstermişlerdir. Farklı empedans oranlarına sahip iki tabakalı basit bir yer modeli için hareketin yatay ve düşey bileşenlerine ait etkinin ihmal edilebileceğini göstermişlerdir. Şekil 3.2'de Rayleigh dalgası temel modunun yayınımı

sırasında geçtikleri ortamdaki tabakaların hızlarına bağlı olarak partikul yörüngelerinin (particle orbit) nasıl değiştiği gösterilmiştir.

Ortamların hız kontrastları düşük ise (Tip 1), partikul hareketi her frekansta retrograd hareket (dalganın yayınım yönünü tersine, geriye doğru) sergiler. Hız farkının yüksek olduğu (Tip 2) ortamlarda, partikul hareketi frekansa bağlı olarak değişir ve retrograd-yalnızca düşey-prograde-tekrar düşey-tekrar retrograd şeklinde hareket ederek yayılır. Hız kontrastının çok yüksek olduğu durumlarda (Tip 3), H/V oranına ait tek bir doruk olduğu gösterilmiştir. Yani artan periyot ile sadece yatay hareket için uygun olup, düşey hareket ortadan kalkar. Bu durumda partikul hareketi artan periyotla sırasıyla; retrograd, yalnızca düşey, prograde, yalnızca yatay- tekrar retrograd hareket olmak üzere değişir.

H/V oranındaki doruk ve çukurluklar bile, partikul hareketinin frekans bağımlığı olduğu gösteren en temel göstergelerdir.



Şekil 3.2: İki tabakalı yer altı modeli için, temel mod Rayleigh dalgasının üç farklı tip partikül yörüngesinin değişimi (Konno ve Ohmachi, 1998).

3.3.2. Teorik Sediman Kalınlığı Hesabı

Son yıllarda yapılan çalışmalar anakaya üzerinde yer alan sediman örtü tabakalarının kalınlığının gürültü ölçümleri ile belirlenebileceğini göstermiştir (Yamanaka et al., 1994; Ibs-von Seht and Wohlenberg, 1999; Delgado et al., 2000a, b). H/V spektral oran yöntemi ile Ibs-von Seht and Wohlenberg (1999) Almanya, Cologne Bölgesi, Delgado ve diğ. (2000a) Segura Nehri vadisi (İspanya) ve Ibs-von Seht ve Wohlenberg (1999) Lower Rhine körfezinde, çevresel gürültülerin maksimum H/V spektral oranı (Nakamura, 1989) ile belirledikleri sediman örtünün temel frekansı ve kalınlığı arasında ampirik bir ilişki hesaplamışlardır. Daha sonra bu yaklaşımın sınırlamaları Delgado ve diğ. (2000b) ve Bindi ve diğ. (2001) tarafından ele alınmıştır. Devam eden çalışmalarda bu yaklaşım Delgado ve diğ. (2000), Parolai ve diğ. (2002), D'Amico ve diğ. (2004), Hinzen ve diğ. (2004), Garcia-Jerez ve diğ. (2006), Birgören ve diğ. (2009), Dinesh ve diğ. (2010), Gosar ve Lenart (2010), Özalaybey ve diğ. (2011) ve Sukumaran ve diğ. (2011) tarafından kullanılarak mikrotremor verilerinden elde edilen H/V spektral oran tekniği temel kayası üzerinde bulunan yumuşak sediman örtü tabakası kalınlığı hesaplamasında kullanılmıştır.

Ibs-von Seht ve Wohlenberg (1999) sediman kalınlığı ve rezonans frekansı arasında $H = af^b$ ilişkisi olduğunu ortaya koymuştur. Burada H=sediman örtü kalınlığı, f=rezonans frekansını ifade ederken a ve b korelasyon katsayılarına ait standart hataları ifade etmektedir. Ibs-von Seht ve Wohlenberg (1999) paleozoyik temel kayası üzerinde kuvarterner sediman örtüsünün bulunduğu Lower Rhine Körfezi'nde a ve b katsayılarını belirleyerek (3.5) numaralı ampirik bağıntıyı geliştirmiştir. Bu bağıntı kullanılarak sadece H/V rezonans frekansı bilinmesi halinde (Vs hız bilgisine ihtiyaç duyulmadan) sediman örtü tabakasının kalınlığını belirlemek mümkündür.

$$m = 96{f_{(H/V)}}^{-1.388} \tag{3.5}$$

Benzer şekilde Parolai ve diğ. (2002) Almanya'nın Cologne bölgesinde, Birgören ve diğ. (2009) İstanbul bölgesinde, Özalaybey ve diğ. (2011) İzmit Körfezi'nde sırası ile (3.6), (3.7) ve (3.8) numaralı bağıntıları geliştirerek sediman kalınlığı hesaplamışlardır.

$$m = 108{f_{(H/V)}}^{-1.551} \tag{3.6}$$

$$m = 150.99 f_{(H/V)}{}^{-1.1531} \quad (3.7)$$

$$m = 141 f_{(H/V)}{}^{-1.27} \quad (3.8)$$

Son olarak Paudyal ve diğ. (2013) Katmandu Baseni'nde yaptıkları mikrotremör çalışmasında yukarıda bahsi geçen tüm ampirik bağıntıları kullanarak yaptıkları sediman kalınlığı hesaplamalarını karşılaştırmışlar Özalaybey ve diğ. (2011) ve Birgören ve diğ. (2009) bağıntılarının Katmandu Basen jeolojik yapısına daha uygun olduğunu ortaya koymuşlardır.

3.5. MİKROTREMOR DİZİLİM YÖNTEMLERİ

Bu bölümün yazımında Okada (2003)'den yararlanılmıştır. Yüzey dalgalarının farklı jeolojik ortamlardan geçişiyle dalga yayınım mekanizmasının değişimi sonucu oluşan dalgalar olduğu bilinmektedir. Mikrotremorlar ise zaman ve mekanda farklı jeolojik ortamlardan geçerek oluşan dalgalar olduğudan, doğal olarak mikrotremorların yalnızca yüzey dalgalarını değil aynı zamanda cisim dalgalarını da içeren saçılmış ve kırılmış elastik dalga formlarının bütününü temsil ettiği düşünülmüştür. Bu karmaşık bir dalga formuna karşılık gelmektedir. Bu özelliğe sahip bir dalga formundan yüzey dalgalarının ayırt edilmesi işlemi, birçok farklı yöntem kullanılarak yapılabilmektedir. Mikrotremorlarların analog sistemlerle kayıt aşamasından sayısal kayıt aşamasına geçişiyle beraber birçok gelişme ve hesaplama kolaylığı gözlenmiştir. Dijital kayıt sisteminin gelişmesine paralel olarak, stokastik veri işleme süreci olarak tanımlanan mikrotremorların analiz yöntemlerinde de ilerlemeler kaydedilmiştir. Günümüzde yüzey dalgalarını belirlemede kullanılan yöntemler (Okada, 2003);

- Frekans-dalga sayısı yöntemi (frequency-wavenumber (f-k), (J. Capon, 1969) ve
- Uzaysal Otokorelasyon yöntemleridir (Spatial Autoccorelation (SPAC), (Aki, 1957, 1965).

f-k yöntemi uygulamalarına 1960'lı yıllarda Amerika Birleşik Devletleri'nde, Nükleer patlatmaların belirlenmesi amacıyla 200 km çaplı sismik ağlar kurularak başlanmıştır (Lacoss ve diğ., 1969). f-k olarak isimlendirilen istatistiksel parametre, nükleer patlamaların belirlenmesinde önemli bir yere sahiptir (J. Capon, 1969; J Capon ve diğ., 1967; Lacoss ve diğ., 1969). f-k yönteminde sözü edilen analizlerde frekans-dalga sayısı spektrumunu kullanılarak

sonuca ulaşılmaya çalışılır. Yöntemin temel ilkesi, mikrotremorlar içindeki kompleks dalga formundan göreceli olarak daha büyük enerjiye sahip dalgaların belirlenmesi işlemini içerir. f-k yöntemi kullanıldığında sinyali oluşturan dalgaların ne tür dalgalardan oluştuğu (dispersif olup olmadığı gibi) sorusuna cevap aranmamaktadır. Yani eğer kayıtta yüksek modlu yüzey dalgaları baskınsa, yüksek modlu dalgalar, cisim dalgaları baskınsa, cisim dalgaları belirlenmektedir. Bu noktada yüzey dalgası dispersiyonunu adlandırma veya yüzey dalgalarını tanımlamada, f-k spektral analizinin temel teorisinde sadece kabullenmeler yapılır. Yani eğer f-k analizi kullanılıyorsa dalgaların yüzey dalgalarından oluştuğu kabulü yapılarak işlem yapılır (Okada, 2003, s26).

SPAC yöntemi deprem hareketi tarafından üretilen dalgaların iletim özelliklerini anlamak için kullanılan veri analiz yöntemleriyle birlikte, dairesel bir dizilime sahip uygulamaları içerir ve (Aki, 1957, 1965) tarafından geliştirilen stokastik süreçleri temel alır (Okada, 2003). Aki tarafından geliştirilen yöntemde, farklı yönlerden gelen isotrodoruk dalgaların mikrotremorları oluşturduğu ve mikrotremor kayıtlarından ortamın hız yapısının belirlenebileceği söylenmiştir. Yönteme ait temel ilkeler şunlardır:

- Mikrotremorların kompleks dalga hareketinin zaman ve mekan ortamında stokastik bir işlem olduğu varsayımı,
- Mikrotremor kaydını oluşturan dalgaların yüzey dalgaları gibi dispersif özelliğe sahip olduklarında, mikrotremor verileri için bir uzaysal otokorelasyon katsayısı (dairesel dizilimle yapılan ölçümler için) tanımlanabileceğini,
- Uzaysal otokorelasyon katsayısının ise faz hızı ve frekansın bir fonksiyonu olduğu kabul edilir.

Yöntem, mikrotremor kayıtları içinden yüzey dalgalarının ayırt edilmesinde oldukça başarılı sonuçlar vermekte ve teorisinde buna ayrıntılı bir şekilde değinilmektedir (Okada, 2003). Yöntem 1950'li yıllarda çok fazla uygulanma imkanı bulmamış, ilk uygulamaları Hidaka (1985), Horike (1985), Henstridge (1979) ve Matsuoka ve diğ. (1996) tarafından yapılmıştır. Mikrotremor ölçümleri alınırken sınırlı zaman aralıklarında ve birbirine yakın mekanlarda çalışıldığında kayıtlardaki sinyallerin benzer olduğu, ancak bu zaman aralıklarında bile oldukça değişken ve düzensiz sismik dalgalardan (cisim dalgaları, yüzey dalgaları ve bunlara bağlı saçılmış fazlar) oluştuğu daha önceki bölümlerde ayrıntılı bir şekilde açıklanmıştır (Toksöz ve Lacoss, 1968). Kaydedilen bir mikrotremor dalga paketinde, yüzey dalgalarının daha baskın

olarak yer aldığı ve mikrotremorlar içinde diğer dalga türlerine göre daha uyumlu (coherence) bileşenleri barındırdığı söylenebilir. Bundan dolayı mikrotremor kayıtlarını toplamak için bir ağ kurulduğunda, ortamdaki yüzey dalgalarına (Rayleigh ve Love dalgaları) ait bilgiler kolaylıkla açığa çıkarılabilir. Yüzey dalgalarının hızlarının yerel zemin yapısını (S-dalga hızı, P-dalga hızı, yoğunluk vb.) belirlemedeki kolaylığı, mühendislik sismoloji çalışan araştırmacıların yüzey dalgalarını (özellikle Rayleigh dalgalarını) kullanmaları yolunu açmıştır. Teorik altyapısı Aki (1957) tarafından geliştirilen Uzaysal Otokorelasyon Yöntemi (Spatial Autocorrelation Method: SPAC), sismik dalgaların zamansal ve mekansal spektrumları arasındaki ilişkinin belirlenmesinde kullanılır. Aki (1957)'de yaptığı çalışmada, kısa periyotlu (> 1Hz) mikrotremor kayıtlarını kullanarak yerel zemin yapısına ait bilgileri kestirmeye çalışmıştır. Yaptığı örnek uygulamada, o yıllarda dijital kayıt sisteminin gelişmemesinden dolayı istediği sonucu tam olarak alamamasına rağmen, sismoloji çalışmalarında uzun yıllardır gürültü olarak değerlendirilen kayıtları bir sinyal gibi kullanma fikrini bu konu üzerine çalışan araştırmacıların ilgisine sunmuştur. Mikrotremor çalışmalarına ait daha sonraki yıllarda yapılan birçok çalışma mevcuttur (Ferrazzini ve diğ., 1991; Hidaka, 1985; Hough ve diğ., 1992; Ling, 1994; Malagnini ve diğ., 1993; Matsuoka ve diğ., 1996). Aki (1957)'nin geliştirdiği yönteme göre, gözlem sistemi, dairsel bir dizilimde çok fazla sayıda (sonsuz olarak varsayılır) istasyondan oluşmaktadır. Ancak (Hidaka, 1985), yaptıkları çalışmalarda dairesel bir dizilim formunda eşkenar bir üçgenin de yeterli olacağını göstermişlerdir. Böylece yöntemin uygulanmasına yönelik daha pratik bir yol çizilmiştir. Yöntem bu basit dizilim kolaylığından dolayı, uzaysal otokorelasyon yöntemi olarak adlandırılır. Bu yıllarda uzaysal otokorelasyon yönteminin uygulanmasına dair çok fazla örnek olmamasına rağmen f-k yöntemine göre iki avantajının bulunduğu bilinmektedir:

1. Uzaysal otokorelasyon yönteminde, f-k yöntemine göre daha az sayıda sismometre ve daha küçük yarıçaplı dizilimler kullanılarak aynı nitelikte sonuçlar elde edilebilir. Mikrotremor dizilim çalışmalarında kurulacak olan ağın boyutu oldukça önemlidir. Bunun nedenleri ise;

- Daha büyük çaplı ağlar (dizilimler) kullanıldığında çalışma sahasında daha çok performans harcamak gerekirken, çalışılan alan geniş ölçekte daha iyi tanımlanmış olacaktır.
- Büyük dizilimli ağlar kullanıldığında, mikrotremor dizilim ölçümleri için varsayılan temel bazı kurallardan olan ―dizilim yapılan alanın altında yer

alan tabakaların birbirine paralel olduğu‖ varsayımından uzaklaşılmaya başlanır.

2. Saha çalışmalarında üç bileşen mikrotremor kayıtları alındığında yani hem düşey hem de yatay bileşenler kullanıldığında, Rayleigh ve Love dalgaları için analiz yapılabilmektedir (Okada, 2003).

Aki (1957, 1965) yaptığı çalışmalarda Love dalgası enerjisinin belirlenebilmesi üzerine birtakım sınırlamalar sunmuş ve geliştirdiği yöntem kullanıldığında Rayleigh dalgalarından Love dalgaları ayırt edilememiştir. Ferrazzini ve diğ. (1991) Hawai yakınlarındaki Pu‘u O‘o volkanı yakınlarında yaptıkları çalışmada volkanik kaynaklı titreşimleri üç bileşen mikrotremor kayıtçılarıyla kayıt etmiş, Rayleigh ve Love dalgalarından ortamın yapısını kestirebilmiştir. Okada (2003) yöntemi genişletmiş ve yeni bir boyut katmışlardır. Daha sonraları Okada (2003) ve Yamamoto (2000) geliştirdikleri bu yöntemi, mikrotremor verilerine uygulamış ve Love dalga enerjisini ayırt edebilmiştir. Araştırmacıların elde ettikleri bulgulara göre, Love dalga yayınımından kestirilen S-dalga hız yapısı ile Rayleigh dalgasından elde edilen sonuçlar oldukça iyi bir uyuma sahiptir. Böylelikle Love dalgası gibi sadece S-dalga enerjisini içeren dalgalar, yöntemin gelişimi için oldukça başarılı sonuçlara sahip olduğu gösterilmiştir. 2000‘li yıllardan sonra Love dalgaları kullanılarak yapılan birçok çalışma mevcuttur (Cho ve diğ., 2004, 2006a, 2006b, 2006c; Saccorotti ve diğ., 2001; Saccorotti ve diğ., 2003; Tada ve diğ., 2007, 2009). Saccorotti ve diğ. (2001) ve Saccorotti ve diğ. (2003) çalışmalarında Hawai ve Antartika‘da Volkanlardaki sığ yapının belirlenmesi için Love dalgalarını kullanmış ve oldukça başarılı sonuçlar elde etmiştir. Yöntemin geliştirildiği zaman diliminde daha çok mikrotremorların düşey bileşen gözlemleri ile Rayleigh dalgası kullanılarak uygulamalar sınırlandırılmıştır. Ancak yöntem daha geniş uygulama alanlarına sahip olup, veri toplama, veri işlem ve analizi diğer yöntemlere göre daha basittir. Bundan dolayı SPAC yöntemi f-k yöntemine göre açık bir üstünlüğe sahiptir. Aki (1957) tarafından geliştirilen yöntemde teorik olarak dairesel dizilimde sonsuz sayıda sismometrenin olduğu kabulü yapılmıştır ve böylelikle yön ve enerji bilgisi ihmal edilmiştir. Dairesel dizilim gözlemleriyle elde edilen mikrotremor verilerinde dispersif dalgalar için uzaysal otokorelasyon katsayısının tanımlanmasında, dizilimin çapını temel alan ve faz hızı ile frekansın bir fonksiyonu olan işlem temel alınmıştır. Yönteme ait temel teorik esaslar şu şekilde verilebilir.

Mikrotremör verilerinden dispersiyon bilgisini elde etmek mümkündür. Çoklu mikrotremör ölçümlerinden elde edilen verilerin farklı yöntemlerle analiz edilmesi ile bu yapılabilir.

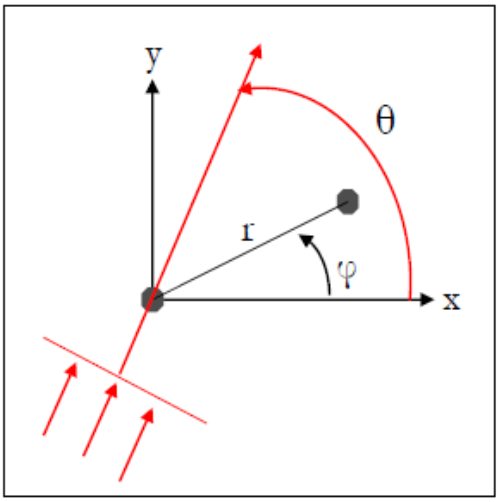
Mikrotremör dizilim verilerinden dispersiyon bilgisi elde etmek için 2 ana yöntemden bahsedebiliriz. Bunlar uzaysal otokorelasyon (SPAC) ve frekans-dalga sayısı (f-k) yöntemleridir. Uzaysal otokorelasyon yöntemi azimutal ortalamayı esas alır ve dolayısı ile kaynağın yönün ile ilgili bir bilgi içermez. Ancak f-k yöntemi dalga sayısına (k) göre kaynak dalgaları birbirinden ayırt ettiğinden kaynağın yönü hakkında da bilgi vermektedir. SPAC yöntemini ilk ortaya atan Aki (1957) sismik gürültülerin zaman ve uzayda durağan olduğunu kabul etmiştir. Dairesel dizilime sahip ve asgari 3 istasyonun dairenin çevresine dağıtıldığı bir dizilim geometrisi ile azimutal kavrama yakalanmış olacaktır. İstasyonlar arası mesafenin sabit olduğu SPAC analizinde yön bağımlı bir durum da olmadığından tek değişken hız olacaktır. Birbirinden belli mesafe uzaklıkta kaydedilen mikrotremör verilerinin spektrumları karşılaştırılarak benzerlikten SPAC katsayıları elde edilir. Bu SPAC katsayıları Bessel fonksiyonuna benzer ve buradan dispersiyon bilgisi elde edilir. Frekans dalga sayısı yönteminde dalga sayılarını daha hassas ayırmaya çalışan yönteme ise HRFK denilmektedir.

3.3.3. Uzaysal Otokorelasyon Yöntemi (Spatial Autocorrelation Method-SPAC)

Stokastik olan gürültü dalga alanlarının zaman ve uzaklık ortamında durağan olduğu kabul edilir. Aralarında r kadar mesafe bulunan iki istasyonda kaydedilen sinyallerin uzaysal korelasyon fonksiyonu (spatial correlation function) (3.9)'da verilmiştir.

$$\emptyset(r,\varphi) = \frac{1}{\pi}\int_0^{\infty} \Phi(w) cos\left[\frac{wr}{c(w)}\cos(\theta-\varphi)\right] dw \tag{3.9}$$

Burada Φ-otokorelasyon spektrumudur. İstasyonlar arasındaki mesafe r ile gösterilirken; düzlem dalganın yayınım azimutu θ, istasyonları birleştiren doğrunun x ekseni ile yaptığı açı ise φ'dir (Şekil 3.3).



Şekil 3.3: Uzaysal korelasyon fonksiyonuna ait parametrelerin geometrik dizilimde gösterimi.

(3.9) eşitliğini w_0 gibi dar bir frekans bandında filtrelersek o halde eşitlik (3.10) gibi olacaktır.

$$\emptyset(r,\varphi,w_0) = \frac{1}{\pi}\,\emptyset(w_0)cos\left[\frac{w_0 r}{c(w_0)}\cos(\theta-\varphi)\right] \tag{3.10}$$

Aralarında r mesafesi bulunan 2 istasyonun uzaysal korelasyon fonksiyonlarını oranlarsak ortaya (3.11) eşitliği çıkar ve buna "spatial auto-correlation coefficient" uzaysal özilişki katsayısı denir.

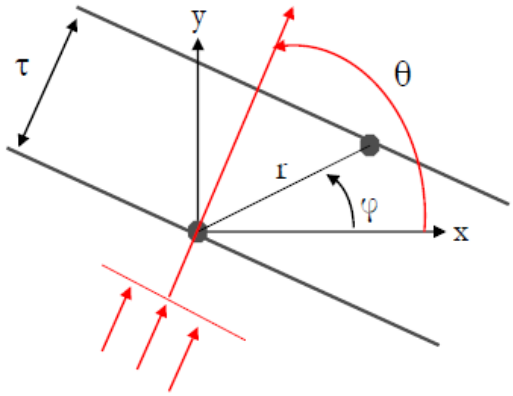
$$\rho(r,\varphi,w_0) = \frac{\emptyset(r,\varphi,w_0)}{\emptyset(0,\varphi,w_0)} = cos\left[\frac{w_0 r}{c(w_0)}\cos(\theta-\varphi)\right] \tag{3.11}$$

Bu bağıntıya göre w_0 frekansının bir fonksiyonu olan faz hızı $c(w_0)$, $\rho(r,\varphi,w_0)$ hesaplanabildiği takdirde bulunabilir. Belirli bir frekans bandı ve sabit r mesafesi için $\rho(r,\varphi,w_0)$ niceliğinin hesaplanması, SPAC yönteminin en temel ilkesidir (Aki, 1957).

Uzaysal özilişki yönteminde iki nokta arasındaki zaman gecikmesi Şekil 3.4'de gösterilmiştir. Düzlem dalganın iki nokta arasındaki zaman farkı τ, iki nokta arasındaki mesafenin r frekansa bağlı hıza $c(w_0)$ oranına eşit olacaktır ve (3.12) bağıntısı ile gösterilmiştir. Gecikmeli sinyal ise (3.13) ile ifade edilir.

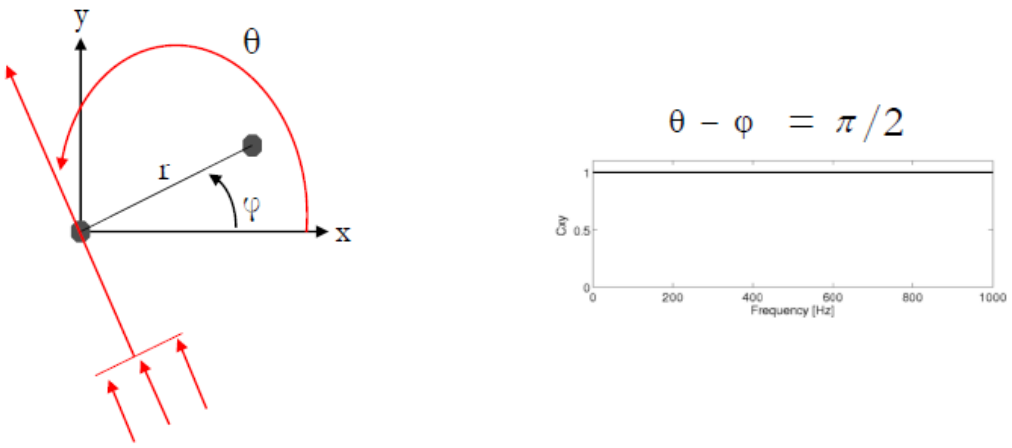
$$\tau = \frac{r}{c(w_0)}\cos(\theta-\varphi) \tag{3.12}$$

$$\rho(r, \varphi, w_0) = cos[w_0 \tau] \tag{3.13}$$



Şekil 3.4: Uzaysal özilişki yönteminde zaman gecikmesi (τ).

Eğer sismik ağa gelen dalga 2 istasyondan aynı anda geçerse, yani $\theta - \varphi = \pi/2$ olursa $\cos(\pi/2) = 0$ olduğundan denklem (3.12)'de yerlerine konulduğunda bu durumda $\rho(r, \varphi, w_0) = 1$ olur (Şekil 3.5).



Şekil 3.5: Sismik ağa gelen düzlem dalganın iki istasyondan aynı anda geçmesi halinde geometrik gösterim (solda), uzaysal özilişki katsayısı (sağda) fonksiyonu.

Bir diğer ihtimal ise düzlem dalganın istasyon dizilim doğrultusunda sismik ağa gelmesidir ki böyle bir durumda $\theta = \varphi$ olacağından $\theta - \varphi = 0$ olacaktır ve $\cos(0) = 1$ olduğundan $\rho(r, \varphi, w_0)$ fonksiyonu φ terimi olmadan sadece r yarıçap ve w_0'a bağlı hale gelecektir. Eğer düzlem dalga tek ve θ azimutu ile yayınıyorsa; sadece $\theta - \varphi = \pi/2$ olmamak kaydı ile r bilindiğinden $c(w_0)$ bulunabilir. Ancak çevresel gürültüler birden fazla kaynak tarafından üretilip değişen θ azimutlarında yayınırlar. Bu nedenle uzaysal özilişki katsayısının azimutal ortalaması (3.14) ile hesaplanır. Bu formül sıfırıncı derece birinci tür Bessel fonksiyonu ile (3.15)'deki gibi yazılır ve aynı zamanda SPAC katsayısı diye de adlandırılır.

$$\bar{\rho}(r, w_0) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \rho(r, \varphi, \omega_0) d\theta \tag{3.14}$$

$$\bar{\rho}(r, w_0) = J_0 \left(\frac{\omega_0 r}{c(\omega_0)} \right) \tag{3.15}$$

SPAC katsayısı grafiği sıfırıncı derece birinci tür Bessel fonksiyonu J_0 ile benzer olduğundan, SPAC katsayısı eğrisi Bessel fonksiyonu ile çakıştırılarak faz hızı belirlenir. Burada SPAC katsayıları J_0 Bessel fonksiyonu ile denetlenerek iki fonksiyonun uyumlu olduğu frekans aralığında faz hızı kestirimi yapılır.

3.3.4. Frekans-dalga sayısı (f-k) yöntemi

Sismik ağlarla ilgili işlemleri anlatmadan önce ağ içinden geçecek sismik dalgaların yayınım modeline ihtiyaç vardır. Sismik ağ veri işleminde harmonik düzlem dalgaların yayındığı kabul edilir.

Harmonik bir düzlem dalganın dalga denklemi;

$$D(\vec{x}, t) = Aexp(i(\omega t \pm \vec{k}\vec{x})) \tag{3.16}$$

Sabit bir fazın herhangi bir t anındaki pozisyonu "dalga cephesi" olarak tanımlanır. Yukarıdaki denklemde faz $\vec{k}\vec{x} = sabit$ olduğunda dalga cepheleri uzay ortamında düzlemsel olduğu kabul edilir ve yönlerini (yönelimlerini) dalga sayısı vektörü (normal vektör) belirler. Düzlem dalgayı tanımlayan parametrelerden biri olan k (dalga sayısı) (3.17) bağıntısında olduğu gibi ω (açısal

frekans) ile $\vec{u}$ (slowness vektörü)'nun çarpımıdır. Bu bağıntı (3.18), (3.19) ve (3.20) eşitliklerinden hesaplanmaktadır.

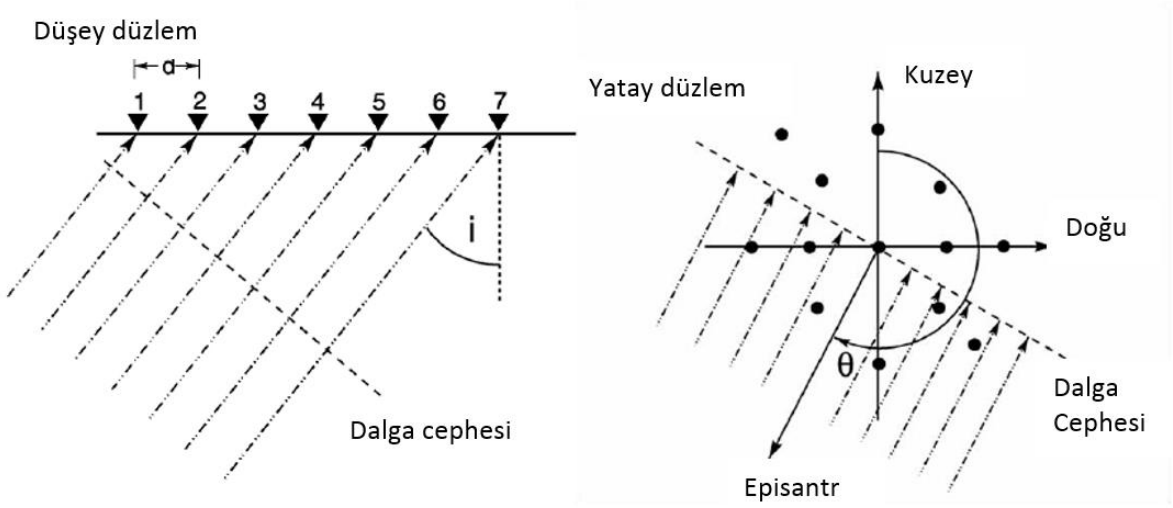
$$\vec{k} = \omega\vec{u} \tag{3.17}$$

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} = \frac{2\pi f}{v} = \frac{\omega}{v} = \omega|\vec{u}| \tag{3.18}$$

$$Periyot\ T = \frac{1}{f} = \frac{2\pi}{\omega} \tag{3.19}$$

$$v = \lambda f = \lambda\omega/2\pi \tag{3.20}$$

Sismik ağa gelen düzlem dalgaya ait parametreler Şekil 3.6'da yatay ve düşey düzlemlerde ayrı ayrı gösterilmiştir. Düşey düzlemde düzlem dalgalar sismik ağdaki tüm alıcılara i açısıyla ulaşırken, yatay düzlemde dalganın geliş yönünü kuzeyle yaptığı θ açısı belirlemektedir.



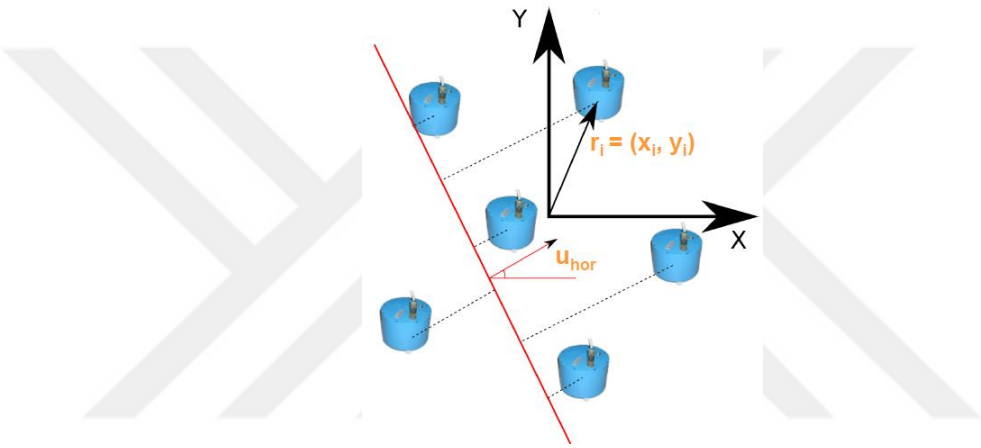
Şekil 3.6: Düzlem dalganın sismik ağ içerisindeki yayınımının yatay ve düşey düzlemde gösterimi (Rost ve Thomas, 2002).

Bir sismik ağ ile kaydedilen sinyal $s(t)$ olsun. Bu sinyal; herbir istasyonda kaydedilen düzlem dalga içerisinde, istasyonların aralarındaki uzaklığa bağlı olarak belirli bir zaman gecikmesi ile

kaydedilecektir. Düzlem dalga için zaman gecikmesi (3.21)'de ifade edilmektedir. Bu ifadede $n(t)$ beyaz gürültüdür.

$$x_i(t) = s(t - \vec{r_i}\vec{u}_{hor}) + n_i(t) \tag{3.21}$$

Hız, yol, zaman arasındaki ilişkiden $t = x/v$ olduğunu biliyoruz. Zaman farkı, istasyon konumu $\vec{r_i}$ ve yatay slowness $\vec{u}_{hor}$'a bağlı olacaktır. Herhangi bir i istasyonuna varış zamanı $t(i) = t_0 + \vec{u}_{hor}\vec{r}$ ile ifade edilir (Şekil 3.7). Bu gecikme zamanı tüm istasyonlar için lineer eşitlik olarak (3.22) gibi yazılabilir.



Şekil 3.7: Sismik ağa giren düzlem dalganın hız vektörü ($\vec{u}_{hor}$) ve istasyon konumlarının $\vec{r_i} = x_i, y_i$ şematik gösterimi.

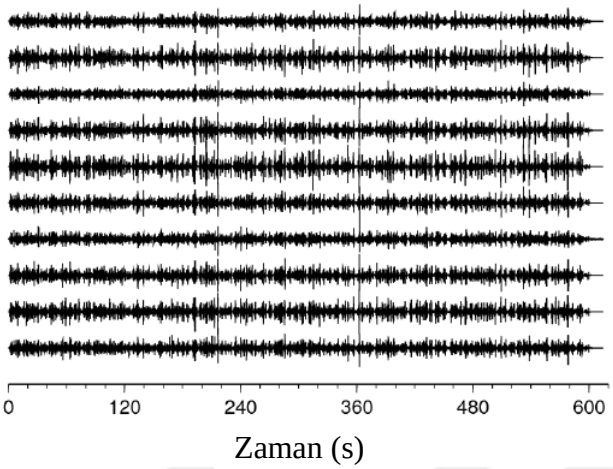
$$\begin{bmatrix} t_1 - t_0 \\ t_2 - t_0 \\ \vdots \\ t_N - t_0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r_{1x} - r_{1y} \\ r_{2x} - r_{2y} \\ \vdots \\ r_{Nx} - r_{Ny} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_x \\ u_y \end{bmatrix} \tag{3.22}$$

Bu ifade daha kısa şekilde $\vec{t} = \underline{R}\vec{u}_{hor}$ şeklinde yazılabilir. Burada slowness yalnız bırakıldığında eşitlik $\vec{u}_{hor} = \underline{R}^{-1}\vec{t}$ halini alacaktır. Düzlem dalga parametreleri ise $\theta = \text{atan}\,(u_x/u_y)$ve $p = |\vec{u}_{hor}|$ olacaktır. Burada θ gelen düzlem dalganın kuzeyle yaptığı açı olurken $|\vec{u}_{hor}|$ ise düzlem dalganın yayınım doğrultusundaki ortamda ilerleme hızıdır.

Düzlem Dalga Parametrelerinin (θ ve $|\vec{u}_{hor}|$) Sismik Gürültü Kayıtlarında Araştırılması

Herhangi bir sismik ağ ile kaydedilmiş gürültü sinyali Şekil 3.8'de verilmiştir. Bu kayıt içerisinde seçilen herhangi bir $s(t)$ sinyali herbir alıcıda farklı $t(i)$ zamanında gözlenecektir.

Ancak düzlem dalganın geliş yönü (θ_0) ve slowness (p_0) bilinirse $t(i) = t_0 + \vec{u}_{hor}\vec{r}$ zaman düzeltmesi tam yapılabilecektir.



Şekil 3.8: Sismik ağ ile kaydedilmiş gürültü kaydı.

Sismik bir ağda kaydedilen sinyaller aralarındaki mesafeye bağlı olarak gelen sinyali belli bir gecikme (delay) ile kaydedeceklerdir. Bu gecikme herhangi bir i istasyonuna gelen sinyalde $\vec{r}_i\vec{u}_{hor}$ kadar bir gecikme ile gözlenecektir gecikmiş sinyal (3.23)'de verildiği gibi $\tilde{x}_i(t)$ ile ifade edilecektir.

$$\tilde{x}_i(t) = x_i(t + \vec{r}_i\vec{u}_{hor}) \tag{3.23}$$

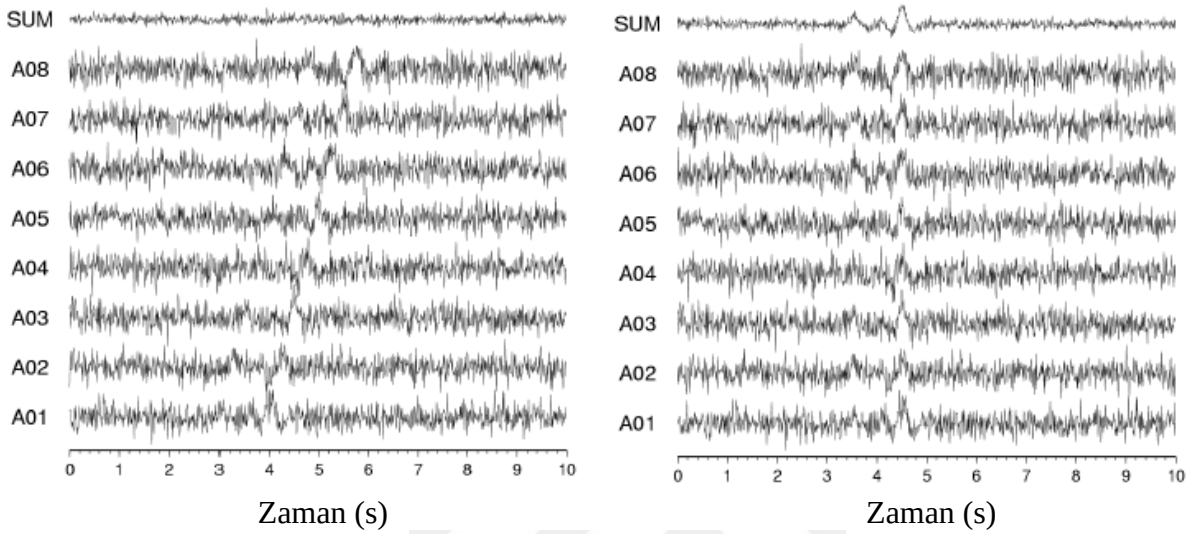
O halde i istasyonundaki $x_i(t)$ düzlem dalgaya $\vec{r}_i\vec{u}_{hor}$ kadar gecikme ilave edersek gecikmeli yeni ifade (3.24) gibi olacaktır. Herbir istasyondaki gecikmeler (delay) toplandığında (sum), yeni sinyal b(t) olur ve (3.25) ile gösterilir. Bu teknik "delay and sum" olarak bilinir.

$$\tilde{x}_i(t) = s(t) + n_i(t + \vec{r}_i\vec{u}_{hor}) \tag{3.24}$$

$$b(t) = \frac{1}{N}\sum_{\text{İ}=1}^{N} \tilde{x}_i\,(t) = s(t) + \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} n_i\,(t + \vec{r}_i\vec{u}_{hor}) \tag{3.25}$$

Zaman kaydırması keyfi θ ve p ile yapılmışsa $s(t)$'nin toplam sinyal $b(t)$ içerisinde seçilmesi güç olacaktır. Ancak doğru θ_0 ve p_0 ile zaman kayması (delay) ve toplam (sum) işlemi yapıldığında toplam sinyal $b(t)$ içerisinde $s(t)$ gayet net seçilebilir hale gelecektir (Şekil 3.9).

Herhangi bir gürültü kaydında p ve θ bilinmemektedir. Bu değerler rasgele seçilip sinyaller kaydırılarak uyum denetlenebilir ve buna "gridsearch" tekniği denir. Uyumun sayısal açıdan ölçülebilir özellik kazanması "beampower" veya "benzerlik (semblance)" hesaplanması ile mümkündür. Bu hesaplamalar 2 şekilde yapılabilir.



Şekil 3.9: Delay and Sum işleminin keyfi θ ve p ile yapılmış (solda) ile doğru θ_0 ve p_0 ile yapılmış (sağda) hallerinin karşılaştırması. Toplam sekiz istasyona ait kayıtlar A01-08 ile gösterilirken toplam sinyal en üstte SUM ile gösterilmektedir.

1. **Gecikme ve Toplam Hüzme-Delay and Sum Beamforming:** p ve θ'nin fonksiyonu olan bir hüzmedir ve buna "slowness güç spektrumu" denir.
2. **Vespagram:** Sismik ağlar (dünya çapındaki) için bir diğer standart uygulama yöntemidir.

Beamforming'e başka bir bakış açısı ile bakalım. Bunun için i istasyonunda gürültüsüz bir sinyal (3.26) gibi tanımlanmış olsun. Gürültü olmadığından formülde $n_i(t)$ olmayacak ve $\vec{u}_{hor}$ yerine tıpkı p_0 gibi sinyalin doğru (yatay) slowness değeri olan $\vec{u}_0$ terimi gelecek. Biz veri işlem aşamasında doğru slowness'ı bilmediğimizden bize bir test slowness değeri lazım ve bu da tıpkı p gibidir ve $\vec{u}$ ile gösterilir. O halde i istasyonunda geciken sinyal (3.27) ve toplamları (3.28) gibi yazılacaktır.

$$x_i(t) = s(t - \vec{r}_i\vec{u}_0) \tag{3.26}$$

$$\tilde{x}_i(t) = x_i(t + \vec{r}_i(\vec{u} - \vec{u}_0)) \tag{3.27}$$

$$b(t) = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} s(t + \vec{r}_i\,(\vec{u} - \vec{u}_0)) \tag{3.28}$$

Toplam sinyalin gücünü ise parseval teoremine göre zaman ve frekans ortamı için ayrı ayrı (3.29)'deki eşitlik ile bulabiliriz.

$$\begin{aligned} E(beam) &= \int_{-\infty}^{\infty} b^2\,(t)dt\ (zaman\ ortamı) \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} |B(w)|^2\,dw(frekans\ ortamı) \end{aligned} \tag{3.29}$$

$\int_{-\infty}^{\infty}|B(w)|^2\,dw$ ifadesini $B(w)$ yerine frekans ortamında gecikmeli sinyallerin toplamı şeklinde yazarsak yeni ifade (3.30) gibi olur veya daha açık şekilde (3.31)'deki gibi yazılabilir.

$$E(beam) = \int_{-\infty}^{\infty} \left|\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} \tilde{X}_i\,(w)\right|^2 dw \tag{3.30}$$

$$E(beam) = \int_{-\infty}^{\infty} \left|\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} X\,(w)\exp\,(jw\vec{r}_i(\vec{u} - \vec{u}_0))\right|^2 dw \tag{3.31}$$

Burada $X(w)$; zaman ortamındaki $s(t)$ olduğundan yanına exp $(jw\vec{r}_i(\vec{u} - \vec{u}_0)$ ifadesi toplam değil, frekans ortamı olduğundan çarpım olarak geliyor. $X(w)$ ana sinyal olduğundan veya array içinde geometriye bağlı bir değişken olmadığından (3.32)'deki gibi yazılabilir. Demek oluyor ki (3.32)'de değişken kısım sadece (3.33)'dür. Bu ifadeye **ağ tepki fonksiyonu (array response function)** denilmektedir ve fonksiyon ifadesi (3.34)'de verilmektedir.

$$E(beam) = \int_{-\infty}^{\infty} |X(w)|^2 \left|\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} \exp\,(jw\vec{r}_i(\vec{u} - \vec{u}_0))\right|^2 dw \tag{3.32}$$

$$\left|\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\exp\left(jw\vec{r}_i(\vec{u}-\vec{u}_0)\right)\right|^2 \tag{3.33}$$

$$A(\vec{u}-\vec{u}_0,w)=\left|\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\exp\left(jw\vec{r}_i(\vec{u}-\vec{u}_0)\right)\right| \tag{3.34}$$

(3.34) bağıntısı slowness yerine dalga sayısı kullanılarak ($\vec{k}=\omega\vec{u}$ $(slowness)$ w yerine $\vec{k}/\vec{u}$ gelecek) (3.35) gibi yazılabilir.

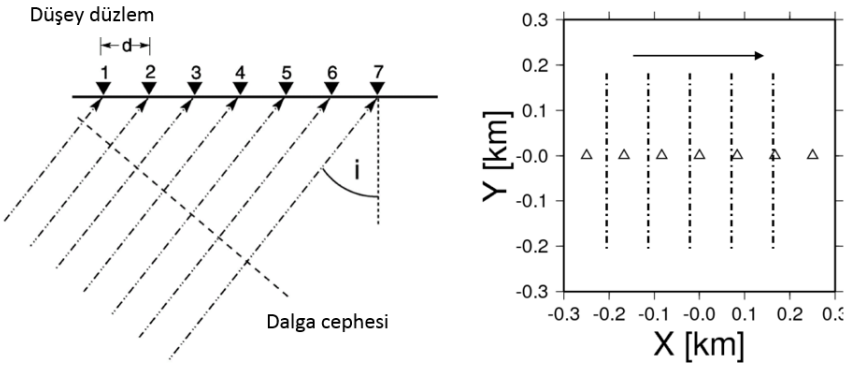
$$A\left(\vec{k}-\vec{k}_0\right)=\left|\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\exp\left(j\vec{r}_i\left(\vec{k}-\vec{k}_0\right)\right)\right| \tag{3.35}$$

Bu hali ile sismik ağ tepkisi dalga sayısı ile ifade edilmiş olacaktır. Sismik ağ tepki fonksiyonu, bir ağın kapasitesini ve limitlerini belirleyen bir fonksiyondur. Bunu öncelikle bir boyutlu (1B) basit bir sismik ağ üzerinde inceleyelim.

1-D Sismik Ağların Tepki Fonksiyonunun Elde Edilmesi

Bir boyutlu sismik ağlar alıcıların tek bir hat üzerinde dizilmiş oldukları sistemlerdir. Lineer bir dizilim olan 1B sismik ağlara basit bir MASW ölçüm düzeneği örnek verilebilir. Alıcılar arasındaki mesafe d olan doğrusal bir sismik ağa gelen düzlem dalgaya ait parametreler yatay ve düşey düzlemlerde Şekil 3.10'da görülmektedir.

Bir boyutlu bir ağda, ağ geometrisini tanımlamak için 2 parametreye ihtiyacımız vardır. Bunlar alıcılar arasındaki minimum mesafe d_{min} ve alıcı sayısı N. Burdan toplam serim uzunluğu $D_{max}=(N-1)d_{min}$ şeklinde hesaplanabilir. Her bir istasyonun pozisyonu $\vec{r}_i \rightarrow id_{min}$ olacaktır. 1 boyutlu sismik ağların lineer yapısından dolayı dalga sayısı vektörü $\vec{k}-\vec{k}_0$ vektörel gösterim yerine $\vec{k}$ sadece x bileşenine indirgenerek k_x-k_0 ifadesi kullanılacaktır. Böylelikle dalga sayısı kullanılarak yazılan sismik ağ tepkisi 1B ağlar için (3.36) gibi yazılabilir. Bu ifade x düzleminde periyodik bir ifadedir.



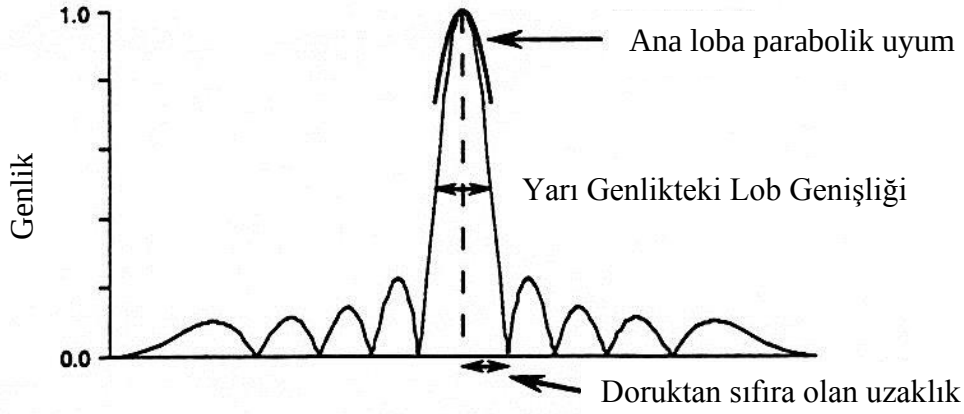
Şekil 3.10: 1-D sismik bir ağda düzlem dalganın yatay ve düşey düzlemde gösterimi (Rost ve Thomas, 2002).

$$|A(k_x - k_0)| = \left| \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \exp\left(jid_{min}(k_x - k_0)\right) \right| \tag{3.36}$$

Örnek olarak 1-D sismik ağın tepki fonksiyonu Şekil 3.11'de verilmiştir. Bu eğride dikkat çeken fonksiyonun maksimum değeri 1 olabilir. Yani $\exp(0) = 1$ olduğundan ve bu ancak $k_x = k_0$ olduğunda mümkün olacağından, doğru dalga sayısı (true slowness) için fonksiyon ancak 1'e yani tam uyuma sahip olacaktır. Dalga sayısı çözünürlüğü; fonksiyonun 1'e eşit olduğu andaki eğri tepe noktasından genliğin yarısı kadar aşağıya inilip, fonksiyona ait eğriyi yatay doğrultuda kestiği andaki dalga sayısının 0'a olan uzaklığıdır. Bu da $k_{min}/2$ olarak tanımlanır. Bu ana lobun genişliği $k_{min} = 2\pi/D_{max}$ ile bulunur. Bununla beraber ağ tepki fonksiyonu x bileşeninde periyodiktir ve belirli aralıklarla kendini tekrarlamaktadır. Tekrarlama sınır dalga sayısı $k_{yanlob}\, veya\, k_{max} = 2\pi/d_{min}$ dir. Buna aynı zamanda $k_{aliasing}'$de denilmektedir. Eğer slowness ile ifade edecek olursak $u_{yanlob} = 1/(fd_{min})$ olacaktır. Yani sismik ağ tek bir slowness için değil, periyodik olarak tekrar eden slowness değerlerinde de tam uyum varmış gibi fonksiyonun değerini 1'e eşit yapabilecektir. Ancak bu durum gerçek yavaşlılığı bulmamızı zorlaştıracağından tekrarlama anındaki dalga sayısı k_{max} olarak adlandırılacak ve bir sınırlayıcı parametre olacaktır.

1B, 2B, 3B sismik ağlarla yapılan ölçümler sürekli dalga alanlarının, alıcıların konumlarına bağlı uzunluk ortamında örneklenmesi işlemi olarak görülebilir. 1-D sismik ağlardaki alıcılar arasındaki mesafe eşit olduğundan, örnekleme zaman serilerindekine benzer olarak kabul

edilebilir. Örnekleme teoreminde katlanma (aliasing), her periyot veya dalga boyu için en az 3 örnek olması gerektiği şeklindedir. Yani $\Delta T < T_{min}/2$ olmalıdır. Burada ΔT örnekleme periyotu ve T_{min} minimum periyot süresinin yarısından az olmalıdır. Zaman ortamından uzaklık ortamına geçildiğinde ise örnekleme mesafesi Δx minimum dalga boyunun λ_{min} yarısından az olmalıdır. Yani $\Delta x < \lambda_{min}/2$ olmalıdır. Spektral çözünürlük limitleri ise zaman ortamında $\Delta w = 2\pi/((N-1)\Delta T)$ iken, uzaklık ortamında bu ifade $\Delta k = 2\pi/((N-1)d_{min}) = 2\pi/D_{max}$ olacaktır.



Şekil 3.11: Örnek bir ağ tepki fonksiyonu.

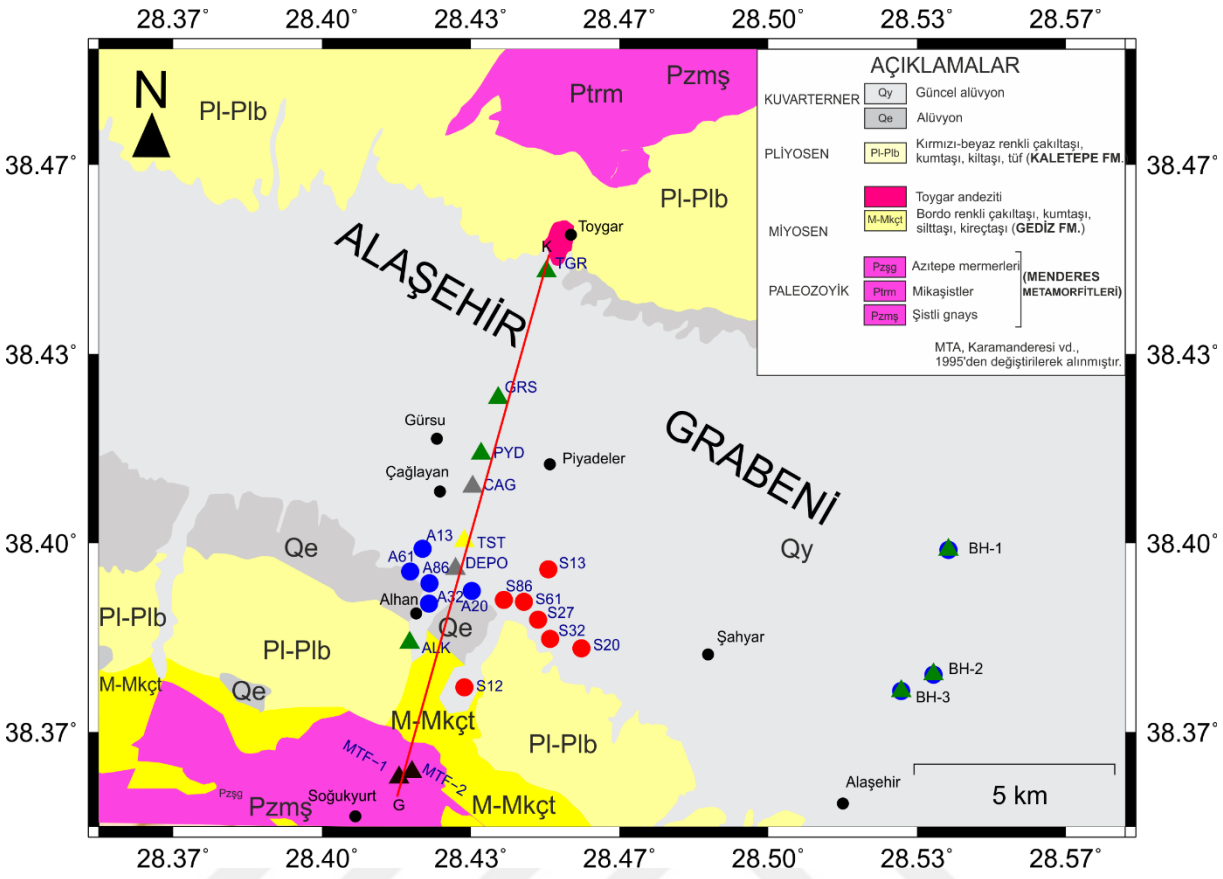
4. BULGULAR

Mikrotremör ölçümleri 9 noktada dizilim, 12 noktada ise tek istasyon ölçümleri şeklinde yapılmıştır. Çalışma kapsamında mikrotremör ölçümleri 2 seferde tamamlanmış olup ilk ölçümler 16-17 Ağustos 2017 tarihlerinde, ikinci ölçümler ise 9-10-11 Kasım 2017 tarihlerinde yapılmıştır. Mikrotremör kayıtları dizilim yöntemi esaslarına dayanarak, graben üzerinde ve çevresinde kurulmuş kısa süreli (birkaç saatlik) sismik ağ ölçümleri şeklinde gerçekleşmiştir. Alaşehir grabeni üzerinde KD-GB doğrultusunda grabeni enine kesen profil boyunca belirlenen 9 noktada, S-dalga hız yapısını belirlemek amacıyla dairesel dizilimler şeklinde tasarlanmıştır. İstasyonlardan biri merkezde; 3 istasyon merkezden yarıçap kadar uzaklıkta daire üzerinde birbirine eşit uzaklıkta olacak şekilde seçilmiştir. Bu ölçüm tarzı eşkenar üçgen olarak da adlandırılmakta ve SPAC yöntemi için sıklıkla kullanılmaktadır. Mikrotremör dizilim ölçümleri hedeflenen araştırma derinliği ve düşey çözünürlüğe bağlı değişen yarıçaplarda, merkez istasyon sabit kalacak şekilde yapılmıştır. Dizilim noktalarına, ölçüm yapılan lokasyonu belirtecek şekilde kısa isimler verilmiştir. Bunlar güneyden kuzeye sırasıyla MTF-1, MTF-2, ALK, DEPO, TST, CAG, PYD, GRS ve TGR noktalarıdır. Arazi ölçüm noktaları lokasyon bilgileri, ölçüm tarihleri, dizilim boyutları ve kayıt süreleri nokta adlarıyla beraber Tablo 4.1'de verilmiştir. Tüm ölçüm noktaları basitleştirilmiş genel jeoloji haritası üzerinde verilmiştir (Şekil 4.1).

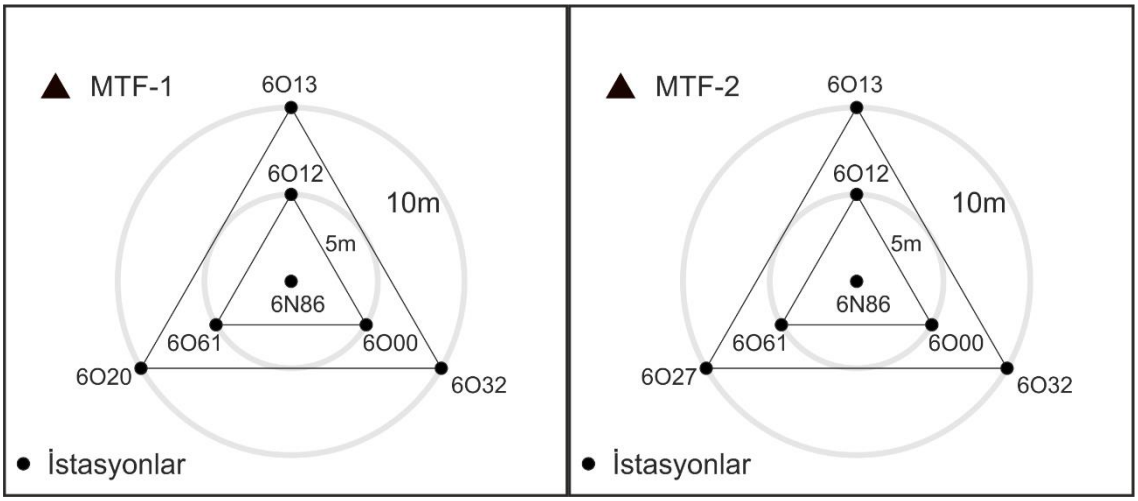
MTF-1 ve MTF-2 ölçümleri grabenin temel kayasını oluşturan Menderes Masifi metamorfiklerinin yüzeylendiği ve grabenin yaklaşık 2 km güneyinde yer alan Soğucak köyünde yapılmıştır. 11 Kasım 2017 tarihli ikinci arazi çalışması kapsamındaki ölçümler 7 istasyonun tamamı eşzamanlı kayıt alarak sırasıyla 46 dakika ve 28 dakikalık kayıtlar şeklinde gerçekleştirilmiştir. MTF-1 noktası saat 10:00'da, MTF-2 noktası ise 13:00'da başlatılan ölçümlerde örnekleme frekansı 200 Hz olarak seçilmiştir. Anakaya üzerinde yapılan ölçümlerde dizilim yarıçapları 5 m ve 10m olarak seçilmiştir. Bu ölçümlerde asıl amaç anakayanın S-dalga hızının belirlenmesi olduğundan dizilim yarıçapı diğer noktalara kıyasla oldukça küçük ve kayıt süresi nispeten kısa tutulmuştur. Her iki ölçüme ait dizilim geometrisi ve istasyon yerleşimi Şekil 4.2'de verilmiştir. MTF-1 ve MTF-2 noktaları Şekil 4.1'deki lokasyon haritasında siyah üçgen ile gösterilmiştir.

Tablo 4.1: Dizilim mikrotremör noktalarına ait ölçüm bilgileri.

No	**Nokta Adı**	**Enlem (°)**	**Boylam (°)**	**Ölçüm Tarihi**	**Dizilim Yarıçapı (m)**	**Kayıt Süresi**
1	MTF-1	38.35865	28.41728	11/11/2017	5 10	46d
2	MTF-2	38.35963	28.42017	11/11/2017	5 10	28d
3	ALK	38.382432	28.419657	10/11/2017	75 150	1s19d
4	DEPO	38.395456	28.42992	17/08/2017	29 150 300	45d 1s 27d 1s 23d
5	TST	38.400361	28.431872	16/08/2017	5	4s 30d
6	CAG	38.409944	28.433768	18/08/2017	50 150 300	50d 1s 12d 1s 28d
7	PYD	38.415743	28.435646	09/11/2017	150 300	1s 12d 1s 47d
8	GRS	38.42558	28.43948	11/11/2017	150 300	1h23d
9	TGR	38.447878	28.45032	10/11/2017	150 300	1s 42d



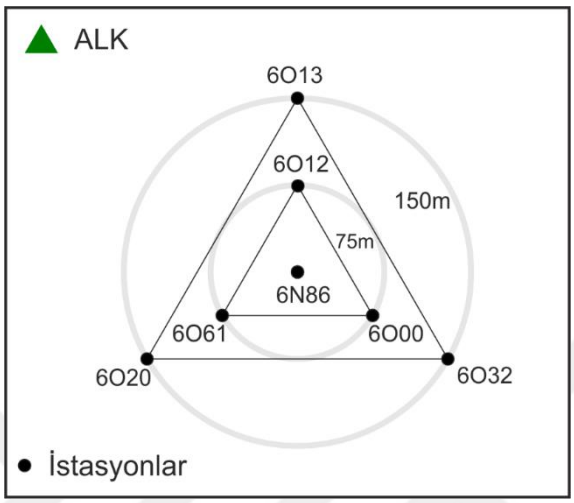
Şekil 4.1: Basitleştirilmiş jeoloji haritası üzerinde Alaşehir grabeni mikrotremör ölçüm noktaları. Dizilim ölçüm noktaları üçgen, tek istasyon ölçüm noktaları daire ile gösterilmiştir. Kırmızı çizgi enine kesit hattını göstermektedir.



Şekil 4.2: MTF-1 ve MTF-2 noktalarına ait dizilim geometrisi ve istasyon yerleşimi.

ALK noktası Alaşehir grabeninin en güneyinde graben kenarında yer almaktadır. 10 Kasım 2017 tarihli ikinci arazi çalışmaları kapsamında yapılan ölçümlerde 75m ve 150m yarıçaplarına

sahip toplam 7 istasyonlu ölçüm 1 saat 19 dakika uzunluğunda eşzamanlı olarak gerçekleştirilmiştir. Saat 10:50 de başlayan kayıtlar esnasında örnekleme frekansı 200 Hz olarak seçilmiştir. ALK noktasına ait ölçüm geometrisi Şekil 4.3'de verilmiş ve haritalarda yeşil üçgen ile gösterilmiştir.

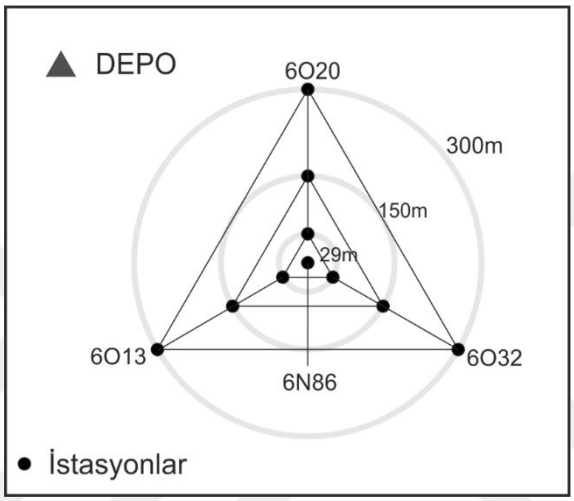


Şekil 4.3: ALK noktasına ait dizilim geometrisi ve istasyon yerleşimi.

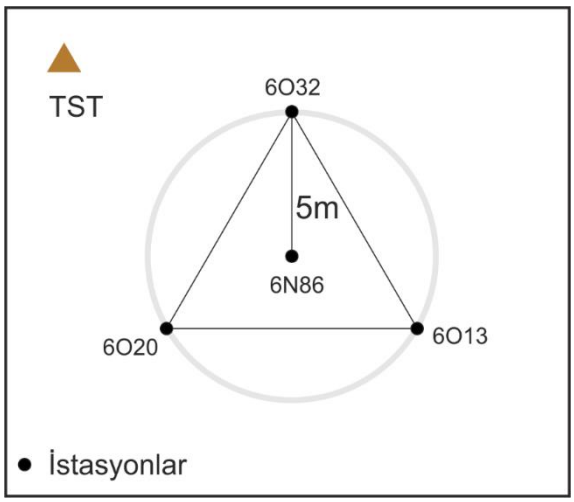
DEPO noktası Zorlu Enerji Alaşehir Jeotermal Enerji Santrali'nin hemen güneyinde jeotermal sondaj ekipmanlarının depo alanında bulunmaktadır. İlk arazi ölçümleri kapsamında 17 Ağustos 2017 tarihinde Saat 11:20'de başlayan ölçümler 19:25'de tamamlanmıştır. DEPO noktasında yarıçapları sırasıyla 29m-150m-300m olan 3 farklı büyüklükte dizilim ölçüsü alınmıştır. Tasarımda 50m olarak planlanan en küçük boyutlu dizilim, arazi elverişsizliği nedeniyle maksimum 29m olarak kurulabilmiştir. Dizilim geometrisi eşkenar üçgen olarak bilinen, istasyonların biri merkezde diğerleri ise merkezden belirli yarıçap mesafesinde birbirlerine eşit uzaklıklarda olacak şekilde kurulmuştur. Merkez istasyon sabit tutularak ölçümler içten dışa doğru her yarıçap kendi içerisinde eş zamanlı olacak şekilde yapılmıştır. DEPO ölçümleri kayıt süreleri içten dışa sırasıyla 45 dakika, 1 saat 27 dakika ve 1 saat 23 dakikadır ve ölçümler sırasında örnekleme frekansı 100 Hz olarak ayarlanmıştır. DEPO noktasına ait ölçüm geometrisi ve istasyon dağılımı Şekil 4.4'de verilmiş ve haritalarda gri üçgen ile gösterilmiştir.

TST noktası Zorlu Enerji Alaşehir Jeotermal Enerji Santrali bahçesinde birinci arazi çalışması kapsamında 16 Ağustos 2017 tarihinde yapılan ilk ölçümdür. Jeotermale bağlı (jeotermal akışkan üretimi, enerji santrali, üretim kuyuları ve rezervuar vb.) grabenin mikrotremör kayıt

içeriği hakkında bilgi edinmek ve cihazların kontrolünün sağlanması amacıyla saat 14:30'da kurulumu tamamlanan ölçüm 4 saat 30 dakika sürmüştür. Aynı kayıt kullanılarak grabenin yüzeye yakın birimlerindeki hız değişimlerinin daha yüksek çözünürlükte belirlenebilmesi ve diğer dizilimler için referans niteliği taşıması amacıyla TST ölçümleri 5m yarıçapında 4 istasyondan oluşan eşkenar üçgen dizilimi ile yapılmıştır. Örnekleme frekansının 100 Hz olarak seçildiği TST noktasına ait ölçüm geometrisi Şekil 4.5'de verilmiş ve haritalarda bu ölçüm noktası turuncu üçgen ile gösterilmiştir.

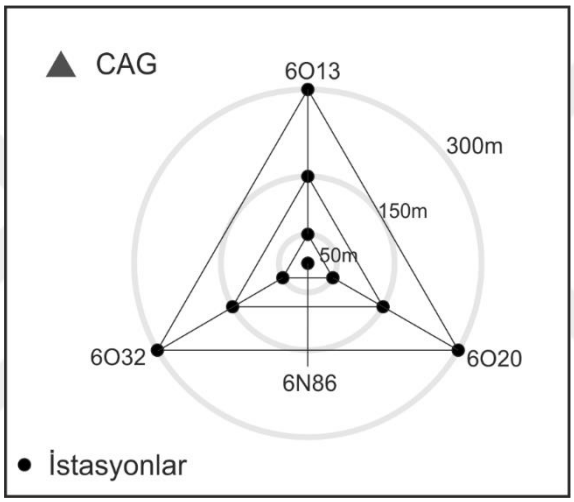


Şekil 4.4: DEPO noktasına ait dizilim geometrisi ve istasyon yerleşimi.



Şekil 4.5: TST noktasına ait dizilim geometrisi ve istasyon yerleşimi.

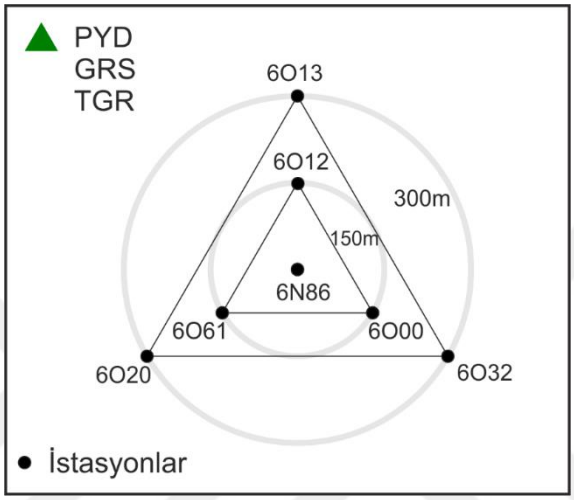
CAG noktası Zorlu Enerji Alaşehir Jeotermal Enerji Santrali ile Manisa-Denizli yolu arasında kalan Çağlayan Köyü'ne yakın bulunmaktadır. 18 Ağustos 2017 tarihinde Saat 11:00'de başlayan ölçümler 16:00'da tamamlanmıştır. CAG noktasında yarıçapları sırasıyla 50m-150m-300m olan 3 farklı büyüklükte dizilim ölçüsü alınmıştır. DEPO noktası ile aynı olan dizilimde en içte yer alan dairenin yarıçapı 50m'dir. Merkez istasyon sabit tutularak ölçümler en dıştan içe doğru her yarıçap kendi içerisinde eş zamanlı olacak şekilde yapılmıştır. CAG ölçümleri kayıt süreleri içten dışa sırasıyla 50 dakika, 1 saat 12 dakika ve 1 saat 28 dakikadır ve ölçümler sırasında örnekleme frekansı 100 Hz olarak ayarlanmıştır. CAG noktasına ait ölçüm geometrisi Şekil 4.6'da verilmiş ve haritalarda gri üçgen ile gösterilmiştir.



Şekil 4.6: CAG noktasına ait dizilim geometrisi ve istasyon yerleşimi.

PYD noktası Manisa-Denizli karayolunun kuzeyinde grabenin ortasında üzüm bağları içerisinde kalan Piyadeler Köyü'nde yer alan ölçüm noktasıdır. Ölçümler 9 Kasım 2017 tarihinde ikinci arazi çalışmaları kapsamında gerçekleştirilmiştir. ALK noktası ölçümü gibi 7 istasyonla kurulan ölçümlerde yarıçaplar 150m ve 300m olarak kurulmuş ve tüm noktalar eşzamanlı kaydedilmiştir. Örnekleme frekansının 200 Hz olduğu ölçümlerden 150m yarıçaplı dizilimin kayıt uzunluğu 1 saat 12 dakika, grabenin orta noktası olmasından ve daha uzun dalga boylarının kayıtlarda seçilebilirliğini artırmak amacıyla 300m yarıçaplı ölçüm yarım saat daha devam ettirilmiş ve 1 saat 47 dakika olarak gerçekleştirilmiştir. Aynı ölçüm düzeni ile PYD noktasının kuzeyinde Gürsu Köyü'nde yine üzüm bağları arasında GRS ölçümleri 11 Kasım 2017 tarihinde ikinci arazi çalışmalarının son dizilim ölçüsüdür. Saat 16:00'da başlayan ölçüm 1 saat 23 dakikada tamamlanmış, 150m ve 300m kayıtları eşzamanlı gerçekleştirilmiştir. En

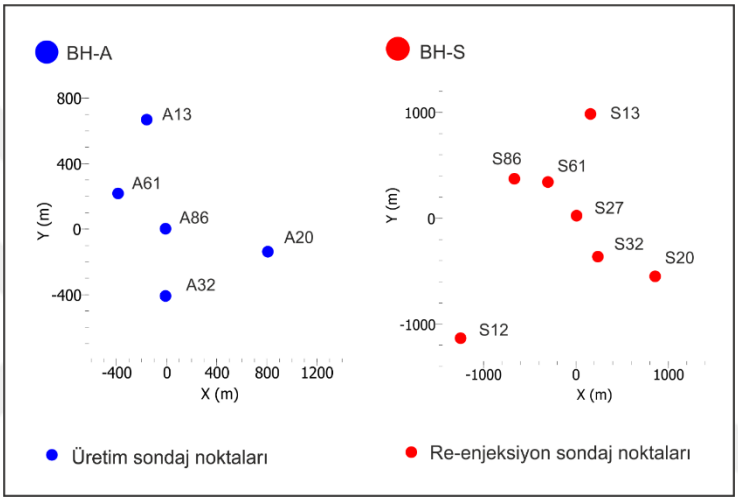
kuzeyde grabenin kenarında Toygar Köyü'nde gerçekleşen TGR ölçümleri kısmen üzün bağları kısmen köy içerisinde denk gelen istasyon noktalarına sahiptir. PYD ve GRS ölçümleri ile aynı geometrik dizilim burda da kullanılmış ve 10 Kasım 2017 tarihinde 15:20'de başlamış ve 1 saat 42 dakika sürmüştür. Örnekleme frekansı 200 Hz olarak seçilmiştir. Şekil 4.7'de verilen ölçüm geometrisi PYD, GRS ve TGR ölçümleri için ortak olup bu noktalar haritalarda yeşil üçgen ile gösterilmiştir.



Şekil 4.7: PYD, GRS ve TGR noktalarına ait dizilim geometrisi ve istasyon yerleşimi.

Alaşehir grabeninde Zorlu Enerji'ye ait olan ve halen aktif olarak kullanılan jeotermal üretim ve re-enjeksiyon kuyularında tek istasyon mikrotremör ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Sondaj kuyuları güvenli ve koruma altında olduğundan akşam yerleştirilen cihazlar ile gece boyunca kayıt alma imkanı olmuştur. Üretim kuyularının bulunduğu Alhan bölgesinde ilk arazi gezisinin son gününde toplam 5 kuyuda 18 Ağustos 2017 akşam 18:00 civarı başlatılan ölçümler ertesi sabah tamamlanmış ve 15 saat 24 dakika uzunluğunda eşzamanlı mikrotremör kaydı yapılmıştır. Alhan bölgesindeki ölçüm noktaları A-86, A-13, A-20, A-32 ve A-61 olarak isimlendirilmiş ve Şekil 4.1'de mavi daire ile gösterilmiştir. İkinci etap arazi çalışmalarının sonunda benzer şekilde Şahyar bölgesinde bulunan 7 adet re-enjeksiyon kuyusunda 11 Kasım akşam 20:00 civarı başlayan kayıt ertesi sabaha kadar devam etmiş ve 12 saat 17 dakikalık eşzamanlı mikrotremör kaydı toplanmıştır. Şahyar bölgesindeki ölçüm noktaları S-86, S-12, S-13, S-20, S-27, S-32 ve S-61 olarak isimlendirilmiş ve Şekil 4.1'de kırmızı daire ile gösterilmiştir. Sadece S-12 noktasında güç kaynağında yaşanan enerji kesintisi nedeni ile 1s 23 dakika kayıt toplanabilmiştir.

Alhan kuyu ölçümlerinde örnekleme frekansı 100 Hz iken Şahyar ölçümleri 200 Hz örnekleme ile gerçekleştirilmiştir. Kuyu ölçümlerinin eşzamanlı yapılmış olması, dizilim analizi yapılmasına da olanak sağlamıştır. Kuyu ölçümleri dizilim analizleri Alhan kuyuları için BH-A, Şahyar kuyuları için BH-S olarak isimlendirilmiş ve dizilim geometrileri ve istasyon dağılımları Şekil 4.8'de verilmiştir. Üretim kuyuları mavi daire, re-enjeksiyon kuyuları ise kırmızı daire ile haritalarda gösterilmiştir. Sondaj kuyularına ait tek istasyon mikrotremör kayıtlarına ait ölçüm tarihi, süresi, lokasyon bilgileri nokta adlarıyla birlikte Tablo 4.2'de verilmiştir.



Şekil 4.8: Sondaj noktaları (BH-A ve BH-S dizilimleri) tek istasyon mikrotremör noktalarına ait dizilim geometrisi ve istasyon yerleşimi. Alhan bölgesi üretim kuyuları mavi daire, Şahyar bölgesi re-enjeksiyon kuyuları kırmızı daire ile gösterilmiştir.

Tablo 4.2: Sondaj noktaları tek istasyon mikrotremör ölçümlerine ait bilgiler.

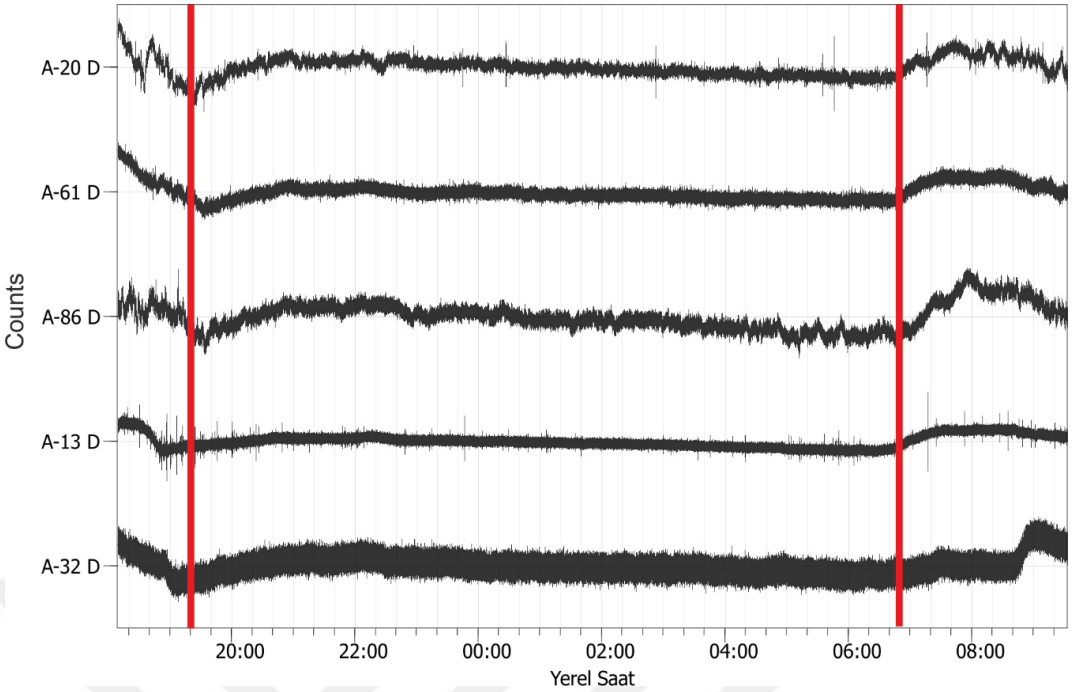
No	İstasyon Kodu	Enlem (°)	Boylam (°)	Ölçüm Tarihi	Kayıt Süresi
1	A-86	38.392902	28.424085	18-19/08/2017	15s 24d
2	A-13	38.398995	28.422533	18-19/08/2017	15s 24d
3	A-20	38.39154	28.433567	18-19/08/2017	15s 24d
4	A-32	38.38931	28.42396	18-19/08/2017	15s 24d
5	A-61	38.394968	28.419772	18-19/08/2017	15s 24d
6	S-86	38.38998	28.44075	11-12/11/2017	12s 17d
7	S-12	38.377503	28.433699	11/11/2017	1s 23d
8	S-13	38.39536	28.45071	11-12/11/2017	12s 17d
9	S-20	38.38144	28.45814	11-12/11/2017	12s 17d
10	S-27	38.38649	28.44844	11-12/11/2017	12s 17d
11	S-32	38.38276	28.4056	11-12/11/2017	12s 17d
12	S-61	38.38964	28.44524	11-12/11/2017	12s 17d

4.1. MİKROTREMÖR ANALİZLERİ

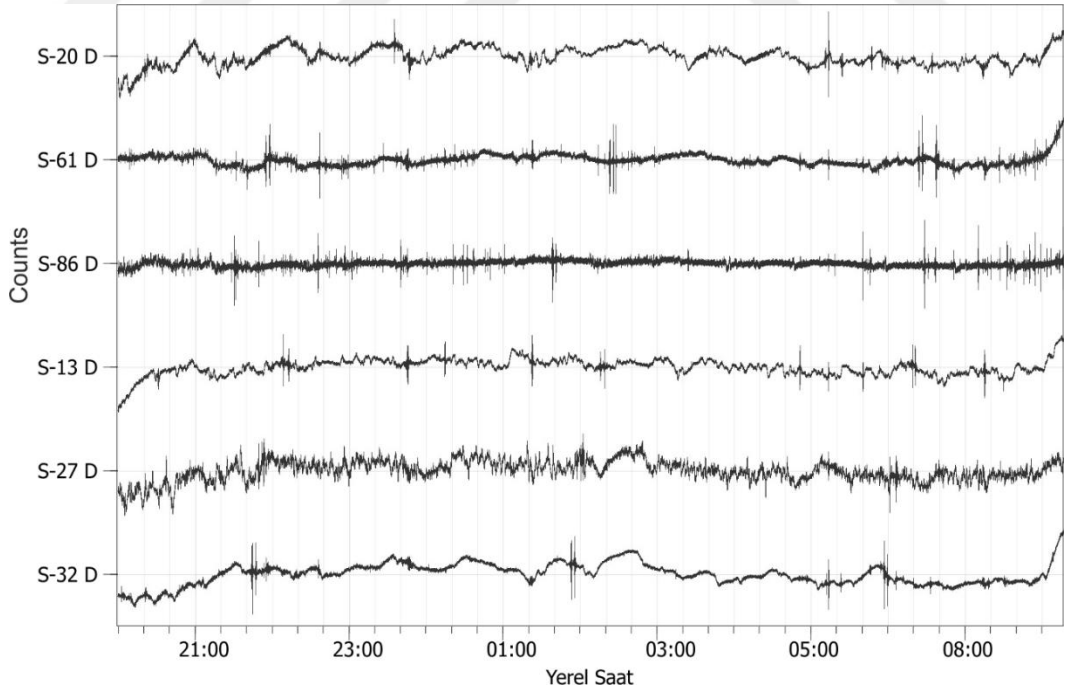
4.1.1. Çevresel Gürültü İçerikleri

Mikrotremörlerin değişken (stokastik) yapısından dolayı frekans içeriklerinin güç yoğunluğu spektrumu (PSD) gibi istatistiksel bir yaklaşımın kullanılması daha uygun olacaktır (Poggi ve diğ., 2017). Bu yaklaşım ilk olarak kayıtların ortalama enerji seviyesinin belirlenebilmesinde kullanılır. Bununla birlikte kaynağı yakında bulunan ve insan aktivitesi (makine, pompa vb.) ile ilişkili olan yapay, yüksek genlikli spektral dorukların (harmonik gürültüler) varlığını tespit etmek için de oldukça faydalı bir yöntemdir (Poggi ve diğ., 2017). Mikrotremör kayıtlarının zamanla değişen frekans içeriği ise zaman-frekans analizi veya spektrogram ile yapılmaktadır. Bu sayede güç yoğunluğu spektrumlarında tespit edilen yapay kaynaklı gürültülerin zaman içerisinde sürekliliği denetlenebilmektedir. Endüstriyel gürültü olarak da adlandırılan bu tarz etkilerin mikrotremör analizi öncesinde tespit edilmesi, H/V analizlerinde yapay bir kaynağın etkisini f_0 gibi belirleme hatasının önlenmesini sağlayacaktır.

Çalışma sahasındaki mikrotremör kayıtlarının spektrum içeriğinden önce zaman formları incelenmiştir. Bu amaçla toplanan sondaj kuyu noktalarına ait uzun süreli mikrotremör kayıtları, üretim ve re-enjeksiyon sondajları olarak ayrı gruplanarak incelenmiştir. Şekil 4.9'da Alhan bölgesindeki 5 adet üretim kuyusuna ait 3 bileşen mikrotremör kaydı gösterilmektedir. Yerel saat ile 18:30 civarında başlayan kayıtlarda, özellikle düşey bileşenlerde aşağı yönlü bir trend göze çarpmaktadır. Aşağı yönlü trend yerel saat ile 19:30 civarında düzelmekte, ertesi sabah 07:00'de bu sefer yukarı yönde bir harekete başlayıp, kaydın kesildiği 09:30'a kadar devam ettiği görülmektedir. Şahyar bölgesinde yer alan ve uzun süreli kayda sahip 6 adet re-enjeksiyon kuyularına ait zaman kaydı Şekil 4.10'da verilmiştir. Bu kayıtlarda Alhan bölgesindeki kuyularda gözlenen trend değişikliği gözlenmemiştir. Alhan bölgesi kayıtlar Ağustos ayında, Şahyar bölgesi kayıtlar ise Kasım ayı içinde elde edilmiştir. Alhan kayıtlarında trend değişim saatleri dikkate alındığında güneş doğuşu ve batışıyla denk geldiği, bu nedenle oluşan sıcaklık farklılığından kaynaklanabileceği düşünülmektedir. Şahyar kayıtlarında ise bu sıcaklık değişim saatlerinin tam olarak yakalanmadığı, kısmen de mevsimsel değişim nedeniyle önemli sıcaklık farkının oluşmadığı düşünülebilir.



Şekil 4.9: Alhan bölgesi sondaj noktaları (BH-A) düşey bileşen mikrotremör kayıtları. Kayıtlardaki düşme ve yükselmeler kırmızı çizgi gösterilmiştir. Düşey eksen genlikleri counts, yatay eksen yerel zamanı göstermektedir.



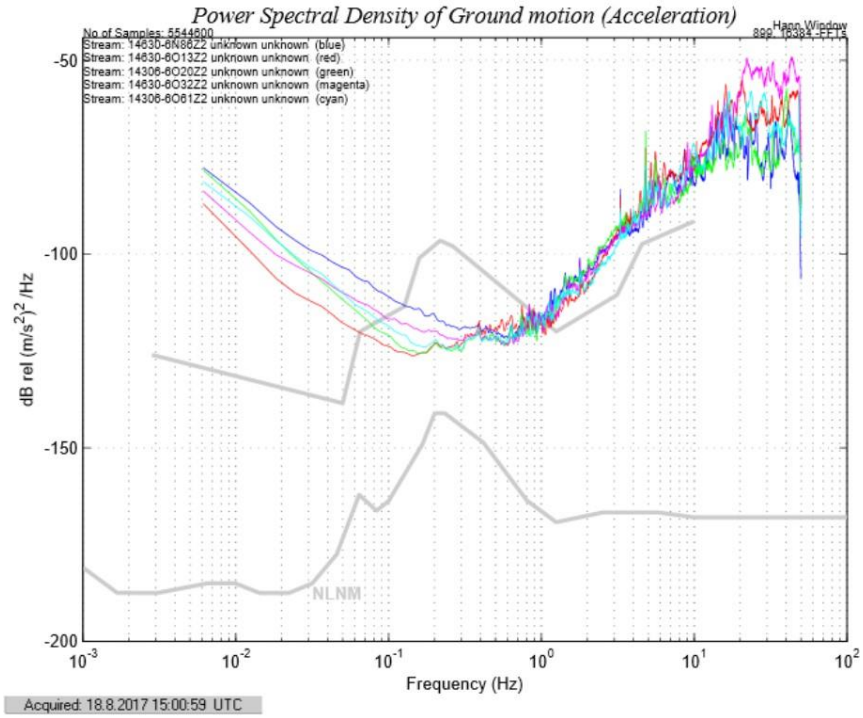
Şekil 4.10: Şahyar bölgesi sondaj noktaları (BH-S) düşey bileşen mikrotremör kayıtları. Düşey eksen genlikleri counts, yatay eksen yerel zamanı göstermektedir.

PSD hesaplamaları için Alhan (BH-A) ve Şahyar (BH-S) noktalarında pencere uzunluğu 163.84sn, diğer noktalarda ise 40.96sn olarak seçilmiştir. PSD grafikleri Peterson (1993) tarafından ortaya konan ve bir dünya standardı olarak kabul gören NLNM (New Low Noise Model) ve NHNM (New High Noise Model) sınır değerleri ile yorumlanarak, mikrotremör kayıtlarının hangi frekans aralıklarında, nasıl bir gürültü içeriğine sahip olduğu denetlenmiştir.

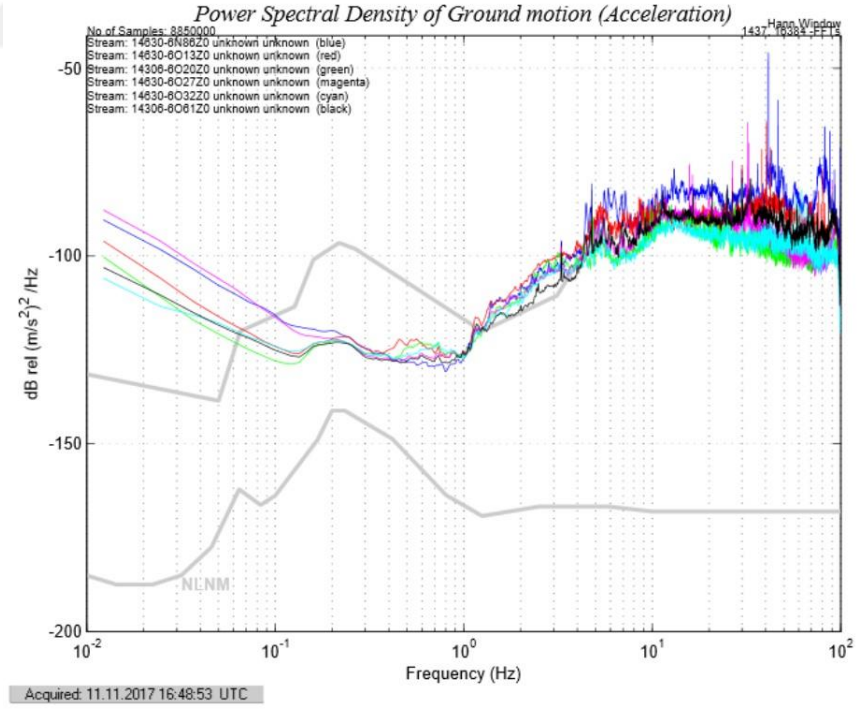
BH-A ve BH-S noktaları düşey bileşen PSD analizleri sırasıyla Şekil 4.11 ve Şekil 4.12'de verilmiştir. Uzun süreli kayıtlar olması nedeniyle PSD hesaplamalarında diğer noktalara göre en uzun pencere boyu seçilen BH-A ve BH-S analizleri göstermiştir ki, 0.1 Hz'in altındaki frekanslarda aletin içsel gürültüsü baskın gelmekte ve çevresel gürültü kaydedilememektedir. Peterson (1993)'e göre 0.2 Hz'de trend aşağı yöne dönmektedir. BH-A ve BH-S grafiklerinde ise aşağı yönlü trend başlamış ancak 0.1 Hz'den sonra tekrar yukarı dönmüş ve sürekli artarak devam etmiştir. Bu durumda Alaşehir grabeninde mikrotremör analizleri için güvenilir alt limitin 0.1 Hz frekansı olduğu, bunun altındaki frekanslarda elde edilen sonuçların dikkatli değerlendirilmesi gerektiği açıktır.

MTF-2, PYD ve S-86 noktalarında 6N86 numaralı cihaz ile yapılmış ölçümlerde kuzey-güney bileşende bir anda ortaya çıkan baskın bir gürültü tespit edilmiş, örnek olarak PYD istasyon kaydı Şekil 4.13'de verilmiştir. Gürültüsüz alan ve sadece gürültünün olduğu alan seçilerek yapılan PSD analizlerinde, güç yoğunluğu spektrumunda 50 Hz frekansında çok dar bir doruk tespit edilmiştir (Şekil 4.13). Yapılan zaman-frekans analizinde de aniden ortaya çıkan 50 Hz'deki gürültünün geri kalan frekansları da etkilediği görülmektedir. Kayıt devam ederken aniden ortaya çıkan gürültü yine kendiliğinden kaybolmuştur. Şekil 4.13'de en altta ise zaman-frekans analiz sonucunu yer almaktadır. Görüldüğü gibi 50 Hz'de çok belirgin olan gürültü, belirli bir süre kayıtlarda görülmektedir. Bu tarz gürültüler dizilim mikrotremör analizlerini olumsuz etkilememekte ancak H/V grafiklerinde yüksek saçılmalara sebep olmaktadır. Bu nedenle H/V analizleri, kaydın bu bölümleri atılarak yapılmıştır.

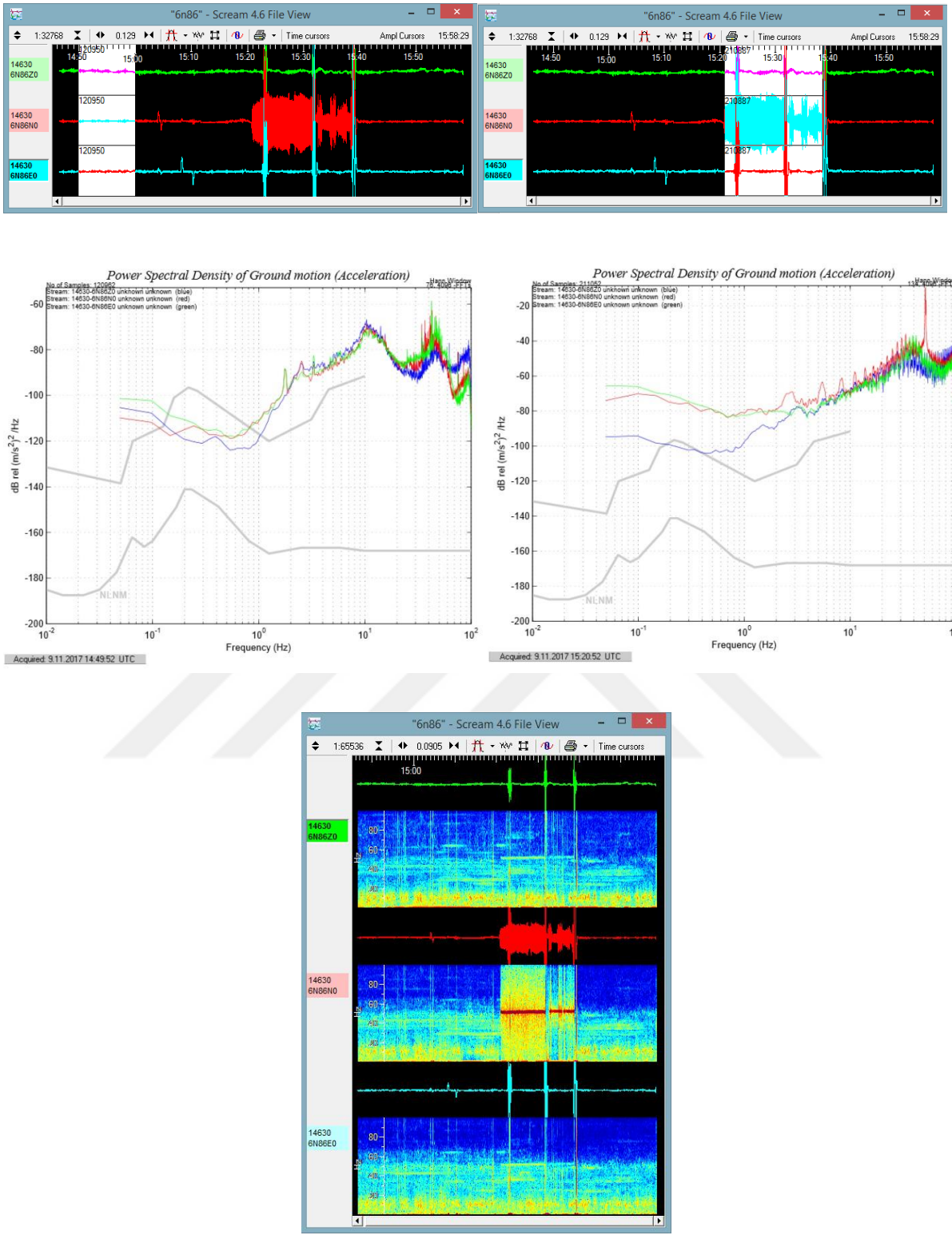
Çalışma alanında en önemli titreşim kaynaklarından biri Zorlu jeotermal santralidir. Santral 24 saat sürekli çalışmakta ve sahip olduğu çeşitli makinalarla (enerji tribünleri, soğutma tribinleri vb) yer içinde yayılan titreşimlerin kaynağıdır. Santrale en yakın noktada elde edilen TST noktası kayıtları bu titreşimlerin kayıtlar üzerinde en iyi görüleceği noktadır. TST noktası 6O20 nolu cihaza ait düşey bileşen zaman-frekans analizi Şekil 4.14'de verilmiştir.



Şekil 4.11: BH-A noktası tüm istasyonların düşey bileşen güç yoğunluğu spektrumları. Gri renk Peterson (1993) NLNM (New Low Noise Model) ve NHNM (New High Noise Model) sınırlarını göstermektedir.

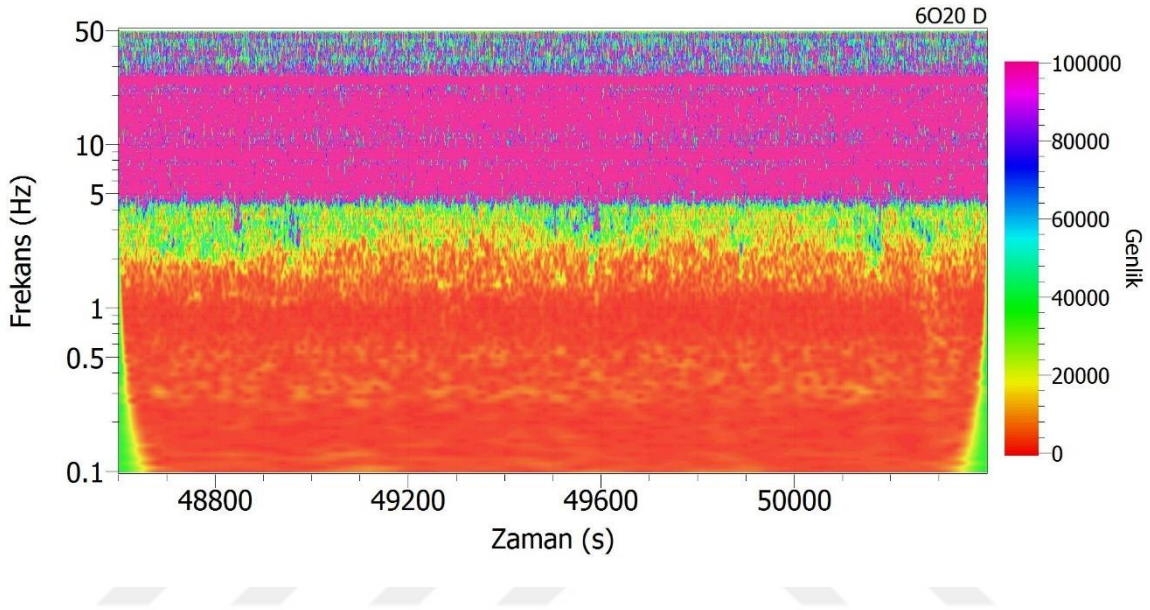


Şekil 4.12: BH-S noktası tüm istasyonların düşey bileşen güç yoğunluğu spektrumları. Gri renk Peterson (1993) NLNM (New Low Noise Model) ve NHNM (New High Noise Model) sınırlarını göstermektedir.



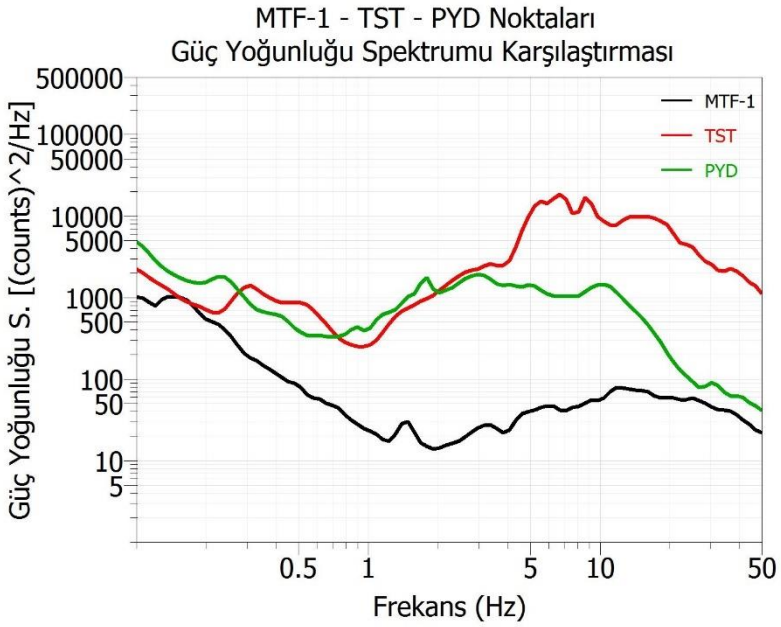
Şekil 4.13: PYD noktası 6N86 cihazına ait üç bileşen mikrotremör kayıtlarında NS bileşen kayıtta (kırmızı renk kayıt) cihaz kaynaklı gürültü analizi. Gürültüsüz alan seçimi (üst sol), gürültülü alan seçimi (üst sağ), PSD grafikleri (orta) ve zaman-frekans analizi (alt) sonuçları.

Grafik incelendiğinde 5Hz ile 50Hz arasındaki titreşim genliklerinin diğer frekanslara göre daha yüksek olduğu ve sürekli olduğu görülür. Bu titreşimlerin kaynağının jeotermal santral olduğu açıktır. Santral kaynaklı bu titreşimlerin frekans aralığının dizilim mikrotremör ve H/V analizleri için kısmen yüksek frekans bandında kaldığı bu nedenle analizleri çok etkileyeceği düşünülmemektedir.



Şekil 4.14: TST noktası 6O20 nolu cihaza ait düşey bileşen zaman-frekans analizi.

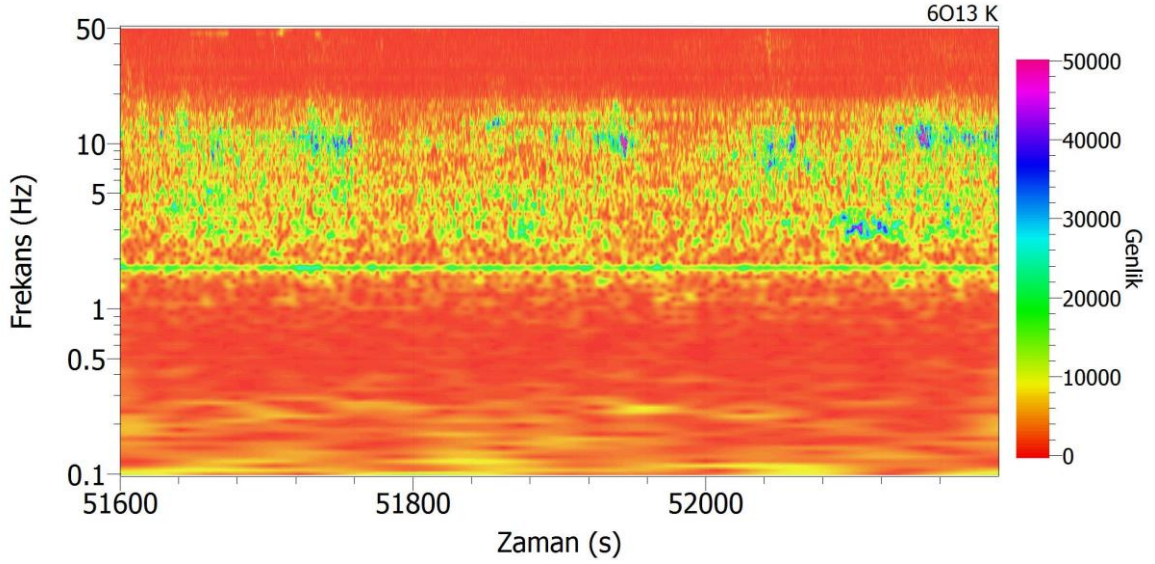
Çalışma sahasındaki gürültü içeriğinin alansal dağılımı hakkında bilgi vermesi açısından 3 farklı lokasyonda spektrum içerikleri karşılaştırılmıştır. Güneyden kuzeye sırasıyla MTF-1, TST ve PYD kayıtları farklı zamanlarda toplanmış ölçümlerden oluşmaktadır. TST noktasında Ağustos 2018, MTF-1 ve PYD noktalarında ise Kasım 2018 arazi çalışması döneminde farklı günlerde alınmış ölçümlerdir. Sırasıyla metamorfik temel üzerinde, elektrik üretim tesisinde ve grabenin ortasında alınmış mikrotremör kayıtlarının spektrum içerikleri Şekil 4.15'de verilmiştir. Ölçümler eşzamanlı olmasa da spektrum içeriklerindeki baskın gürültülerin ayırt edilebilirliği açıktır. TST noktasında çok yüksek olan gürültü içeriği elektrik üretim tesisinin ürettiği gürültüden kaynaklanmaktadır. TST noktasına yaklaşık 5 km uzaklıkta bulunan ve metamorfik temel üzerinde alınan mikrotremör ölçümleri graben gürültüsünden uzak dağlık alanda kaldığından spektrum genlikleri daha düşüktür. Graben ortasında yer alan PYD spektrumu ise 4 Hz civarına kadar TST noktası ile benzer genliklere sahipken, bu frekans değerinin üzerinde genlikler daha düşüktür.



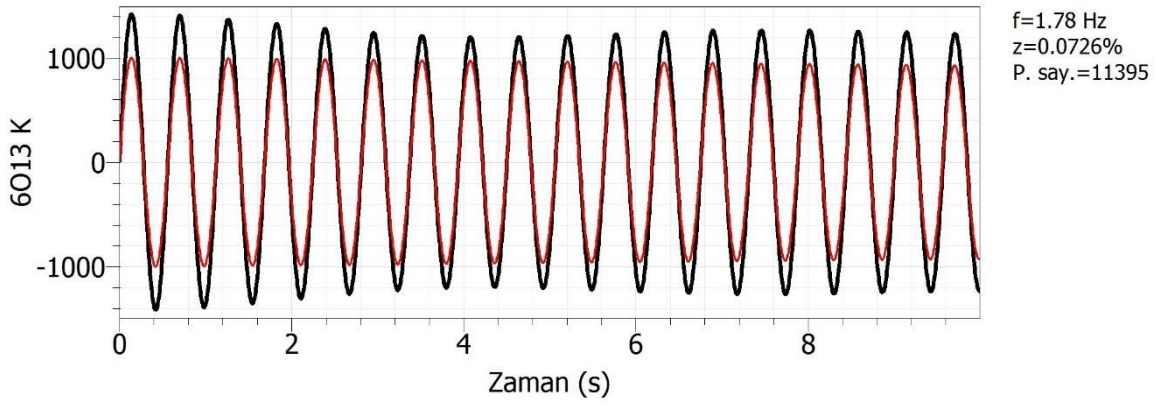
Şekil 4.15: MTF-1, TST ve PYD noktalarına ait güç yoğunluğu spektrumlarının karşılaştırması.

PYD noktasına ait PSD grafiklerinde 1-2 Hz arasında sivri spektral genliklerin olduğu gözlenmiştir. Bu kayıtlara yapılan zaman-frekans analizine göre 1.77 Hz'de oldukça belirgin bir endüstriyel gürültü tespit edilmiştir (Şekil 4.16). Bunun bir endüstriyel gürültü olduğunu doğrulamak amacıyla sönüm (damping) analizi yapılmıştır. İlgili frekansın %10 genişlikte bant geçişli pencere ile filtre edilerek yapılan sönüm analizine göre 1.77 Hz'deki frekansın sönümlenmediği ve endüstriyel bir kaynağı işaret ettiği doğrulanmıştır (Şekil 4.17).

Bu gürültü kaynağının yönü hakkında bilgi edinmek amacıyla yön bağımlı spektrum analizi yapılmıştır (Şekil 4.18). PYD noktasındaki 6O13 istasyonuna ait yön bağımlı spektrum analizine göre, 1.77 Hz deki gürültü kaynağının yaklaşık K40 azimutunda olduğu görülmektedir. Bu yön yaklaşık olarak elektrik üretim tesislerinin olduğu alana denk gelmektedir. Ancak tesis bahçesinde ve yakınında yapılmış TST ve DEPO noktalarındaki PSD analizlerinde böyle bir gürültüye rastlanmamış olması bu gürültünün başka bir kaynaktan yayınmış olduğunu desteklemektedir. Aynı gürültü CAG TGR oktalarında da görülmektedir. 1.77 Hz frekansı dakikada yaklaşık 106 devir (106 rpm) yapan bir makine gürültüsüne işaret etmektedir. Yalçınkaya ve diğ. (2013) benzer bir endüstriyel gürültü, çalışma sahası yakınlarındaki mermer kesme makinalarından kaynaklandığı belirtilmiştir.



Şekil 4.16: PYD noktasına ait frekans-zaman analizi



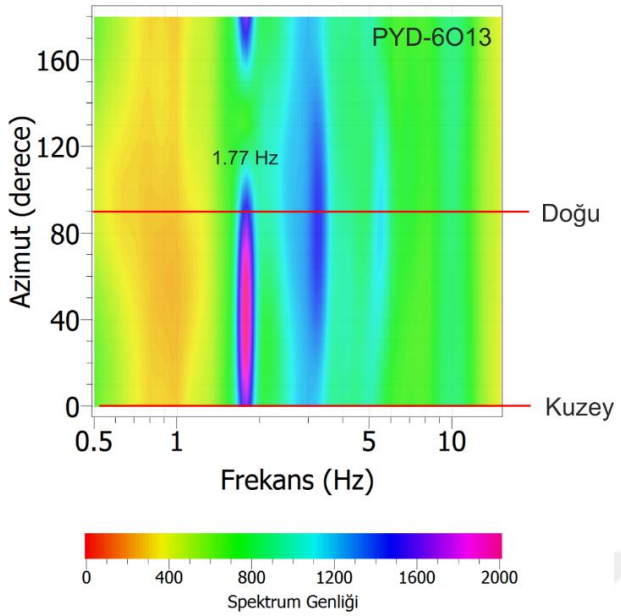
Şekil 4.17: PYD istasyonu endüstriyel gürültü damping analizi.

4.1.2. Mikrotremör (H/V) Analizleri

H/V analizleri aşağıdaki veri işlem adımları takip edilerek yapılmıştır.

Üç bileşen (Kuzey, Doğu ve düşey) mikrotremör kayıtları öncelikle zaman ortamında iken aşağıda yer alan düzeltmeler uygulanmıştır.

1-) Ortalama Giderme - Subtract Value (Mean Value) – Offset düzeltme (DC Remove)



Şekil 4.18: PYD noktasına ait 6O13 istasyonunda endüstriyel gürültüyü gösteren yön bağımlı spektrum analizi.

Zaman ve verisinin ortalama değerinin tüm veriden çıkarılması şeklinde hesaplanır.

2-) Trend Düzeltmesi - Remove Trend

Zaman verisine en uygun düz trend çizgisinin tüm veri setinden çıkarılması ile hesaplanır. Fourier dönüşümü yapılmadan öncesi trend düzeltmesi yapılması gerekmektedir. Geopsy programında yapılan analizlerde zaman verilerine "remove trend" uygulandığında, ortalama giderme ve trend düzeltmesi aynı anda yapılmış olur.

3- Pencerelere Ayırma

Mikrotremör verileri 100sn uzunlukta pencerelere ayrılarak her pencerenin fourier dönüşümü yapılmıştır. Seçilen pencere boyu (T) hesaplanacak spektrumdaki en düşük frekansı belirleme açısından önemlidir.

4-) Törpüleme

Pencerelere ayırma esnasında uçlardaki verilerin spektrumlarda saçılmaya neden olmaması için, pencereleme işlemi zaman verisinin bir pencere fonksiyonu ile çarpımı şeklinde yapılmıştır. H/V analizleri esnasında törpüleme işlemi Hann penceresi ile yapılmıştır.

5-) Yuvarlatma

H/V analizleri Konno ve Ohmachi (1998) fonksiyonu ile yuvarlatılmıştır. Frekansa duyarlı olan bu yuvarlatmada düşük frekanslarda daha az olan yuvarlatma etkisi yüksek frekanslara doğru artmaktadır ve yuvarlatmanın dereceğini b-yuvarlatma katsayısı belirler (Konno ve Ohmachi, 1998). Bu yuvarlatmada b katsayısının azalması yuvarlatmanın artması anlamına gelmektedir. Bu tezdeki H/V analizleri esnasında b katsayısı 40 olarak seçilmiştir.

6-) H/V Spektrum Ortalamasının Hesaplanması

Her pencere için yukarıdaki adımlar takip edilerek hesaplanan spektrumların (4.1) bağıntısında verildiği gibi karekök ortalaması (RMS) hesaplanır.

$$H/V = \sqrt{\frac{KG^2 + DB^2}{2D^2}} \tag{4.1}$$

Pencerelere ayırma esnasında n adet pencere ortaya çıkacağından (4.1) bağıntısında verilen hesaplama $n_{pencere}$ tane olacaktır ve bunların ortalaması bize ortalama H/V değerini verecektir. Bu hesaplama da (4.2) bağıntısındaki gibi yapılmıştır.

$$H/V_{ort} = \sum \frac{log_{10}(H/V)}{n_{pencere}} \tag{4.2}$$

H/V değerlerinin standart sapmaları ise (4.3) bağıntısındaki gibi hesaplanmıştır. Burada $\sigma_{H/V}$ standart sapmayı ifade etmektedir.

$$\sigma_{H/V} = \sqrt{\frac{\sum {log_{10}}^2(H/V) - n_{pencere} \times {log_{10}}^2\left(H/V_{ort}\right)}{n_{pencere} - 1}} \tag{4.3}$$

H/V_{ort} ve $\sigma_{H/V}$ değerleri tekrar lineer ölçeğe (4.4) ve (4.5) bağıntıları ile dönüştürülmüştür.

$$\overline{H/V} = 10^{H/V_{ort}} \tag{4.4}$$

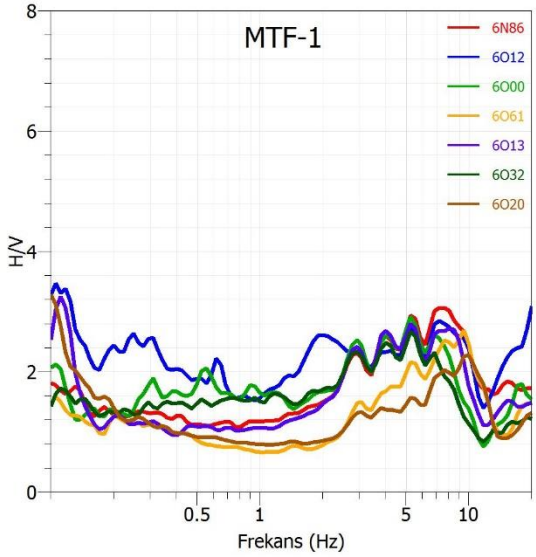
$$\sigma_{\overline{H/V}} = 10^{\sigma_{H/V}} \quad (4.5)$$

Yukarıda verilen veri işlem akışına uygun olarak tüm noktalardaki H/V analizleri tamamlanmış ve H/V grafikleri elde edilmiştir. H/V analizleri yorumlanırken, dizilim oluşturan noktaların H/V ortalaması, o dizilime ait noktayı temsil edecek şekilde yorumlanmıştır.

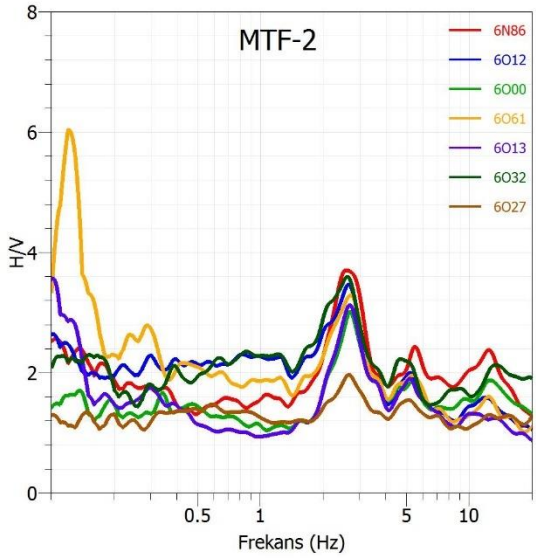
Çalışma sahasının en güneyinde bulunan MTF-1 noktası Soğukyurt mevkiinde, ana kaya üzerinde yapılmış ölçümlerden ilkidir. H/V eğrileri incelendiğinde 2-10 Hz aralığında 4 adet doruk göze çarpmaktadır. Ancak üçgenin aynı köşesinde, sırasıyla merkeze uzaklığı 5-10 m olan 6O61 ve 6O20 istasyonlarında ise en yüksek frekanstaki sadece 4. doruk diğer eğrilere nazaran daha düşük genlikte ve 10 Hz'e daha yakın şekilde olduğu görülmektedir (Şekil 4.19). Ölçüm yapılan yüzey her ne kadar düz olsa da topoğrafyanın eğimine bağlı olarak bu noktalarda yüzeye yakın en sığ hız değişiminin H/V eğrilerine yansıdığını söylemek mümkündür. 6O12 ve 6O13 ise üçgenin tepe noktalarında sırasıyla 5m-10m uzaklıktaki istasyonlar ve her iki istasyonda 0.12 Hz'de bir doruk göze çarpmaktadır. Ölçüm yapılan lokasyonda sığ bir toprak dolgu altında menderes masifi metamorfiklerinin yer aldığı göz önünde bulundurulduğunda, 0.12 Hz'de bir zemin temel titreşim frekansının ölçülmesi beklenmez. MFT-1 noktasındaki H/V sonuçlarından 9.83 Hz'deki doruk SESAME (2004) belirgin doruk kriterlerini sağlamıştır ve bu değer f_0 değeri olarak kabul edilmiştir.

MTF-2 noktası ise MTF-1'de göre daha basene doğru, yine üzeri toprakla örtülü, çevrede traktör ve yol gürültüsü olan Soğukyurt mevkii ölçümüdür. MTF-2 H/V analiz sonuçları dizilimi oluşturan her istasyon için Şekil 4.20'de verilmiştir. H/V grafikleri incelendiğinde 2.58 Hz'de tüm istasyonlarda ortak bir doruk görülmektedir. SESAME incelemesine göre 6O27 haricinden tüm noktalar belirgin doruk kriterini sağlamaktadır.

ALK noktası grabenin güney kenarında bulunan noktadır. ALK noktasını oluşturan tüm istasyonlara ait H/V eğrileri Şekil 4.21'deki grafikte birlikte verilmiştir. H/V grafiğinde 1.16 Hz'de tüm istasyonlarda ortak bir doruk görülmektedir. SESAME kriterlerine göre yapılan incelemede ALK noktasında 6O00 ve 6O32 noktasındaki doruklar haricinde kalan H/V genlikleri SESAME kriterlerine göre belirgin doruk olduğu tespit edilmiştir. ALK noktası için f_0 değeri 1.16 Hz olarak tespit edilmiştir.

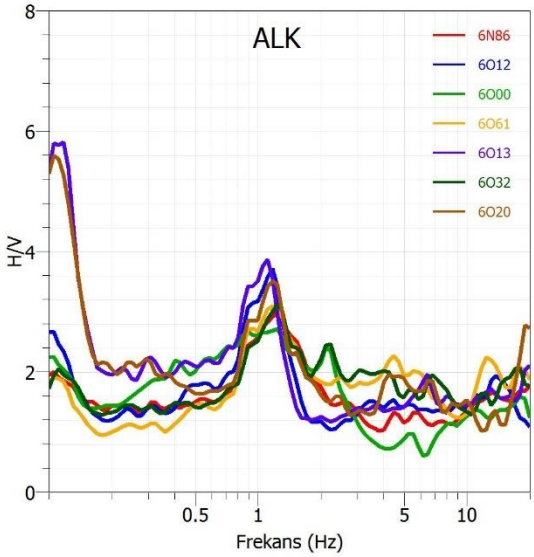


Şekil 4.19: MTF-1 noktasını oluşturan her istasyon için H/V analiz sonuçları.



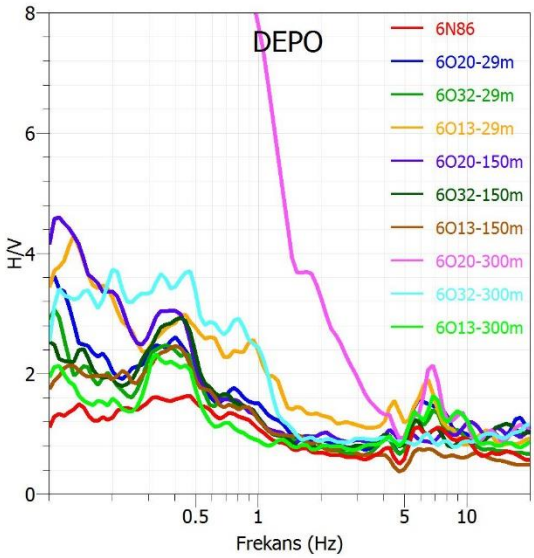
Şekil 4.20: MTF-2 noktasını oluşturan her istasyon için H/V analiz sonuçları.

DEPO noktasını oluşturan istasyonların H/V eğrileri Şekil 4.22'de verilmiştir. H/V eğrileri incelendiğinde ilk göze çarpan farklılık, 300m yarıçaplı dizilimin 6O20 istasyonunda 5 Hz'in altındaki frekanslara doğru çok yüksek genliklere ulaşan bir H/V eğrisi görülmektedir. Yine



Şekil 4.21: ALK noktasını oluşturan her istasyon için H/V analiz sonuçları.

300m yarıçaplı dizilimin 6O32 istasyonu, 1 Hz'in altında diğer eğrilerden farklı olarak daha geniş bir doruğa sahip olduğu görülmektedir. Bunun yanında 29m yarıçapta 6O13 (0.92 Hz) ve 6O20 (0.80 Hz); 300m yarıçapta 6O32 (0.80 Hz) ikinci bir doruk olduğu görülmektedir.



Şekil 4.22: DEPO noktasını oluşturan her istasyon için H/V analiz sonuçları.

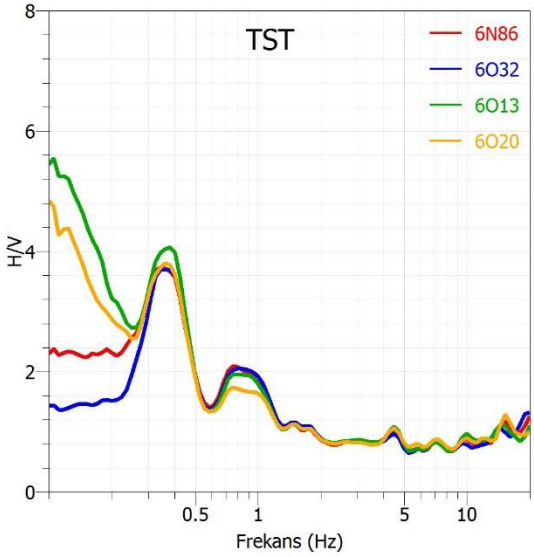
150m yarıçapta 6O13 ve 6O32 istasyonlarında 29 m yarıçapta 6O20, 6O32; 150m yarıçapta 6O13, 6O32; 300m yarıçapta 6O13 ve merkez istasyon olan 6N86 H/V eğrilerinde 4.80 Hz frekans değerine sahip bir çukur olduğu görülmektedir. Son olarak 29m ve 300m yarıçaplarda 6O20 istasyonunda 6.5 Hz'de sivri bir doruk tespit edilmiştir.

Tüm istasyonlarda (300m 6O20 hariç) 0.42 Hz'de f_0 olarak yorumlanan doruk SESAME belirgin doruk kriterlerine uyum göstermediği tespit edilmiştir.

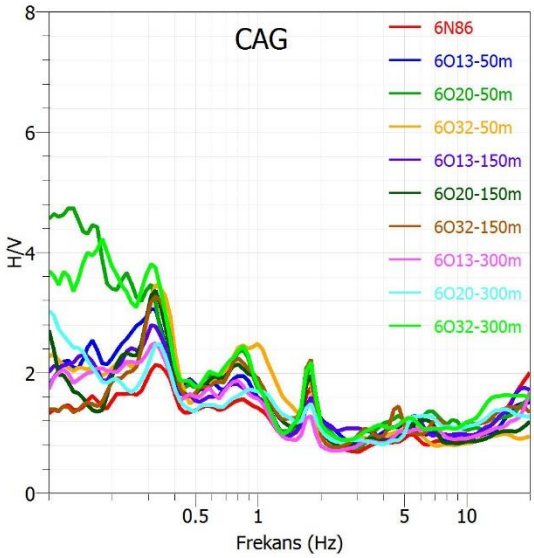
TST noktası H/V analiz sonuçları tüm istasyonlar için Şekil 4.23'de verilmiştir. İstasyonların birbirine sadece 5m uzaklıkta olduğu bu dizilimde, tüm istasyonların birbirine benzer H/V grafikleri üretmesi beklenir. H/V eğrilerinin 0.3 Hz'in üzerinde kalan kısmı tüm istasyonlar için aynı formda olduğu görülmektedir. TST noktasında H/V eğrilerinde tespit edilen f_0 frekans değeri 0.38 Hz'dir. 6N86 ve 6O32 istasyonları SESAME belirgin pik kriterlerini sağlarken, 0.12 Hz'deki doruk nedeniyle 6O13 ve 6O20 istasyonları belirgin doruk kriterlerini sağlayamamaktadır. H/V eğrilerinde 0.86 Hz'de ikinci bir doruk f_1 frekansı olarak görülmektedir. Ancak hiçbiri SESAME belirgin doruk kriterlerine uyumlu değildir. Tüm istasyonlarda 4.51 Hz'de çok düşük genlikli endüstriyel kaynaklı sivri bir doruk tespit edilmiştir. PSD analizlerinden de hatırlanacağı gibi 4-5Hz ve üzeri frekanslarda TST noktasında tesis gürültüsü hakim bulunmaktadır ve H/V grafiklerinde 4.51 Hz'deki endüstriyel gürültü diğerlerine göre daha seçilebilir olduğu görülmektedir.

CAG noktasını oluşturan tüm istasyonların H/V eğrileri Şekil 4.24'de verilmiştir. H/V eğrileri incelendiğinde 3 adet doruk olduğu görülmektedir. Bunlar sırasıyla 0.32 Hz, 0.82 Hz ve 1.78 Hz frekans değerlerine sahiptir. Bunlardan 1.78 Hz'deki doruk, endüstriyel kaynaklı olduğu bir önceki bölümde açıklanmıştır. CAG noktası H/V eğrilerinde f_0 frekansı olarak tanımlanan 0.32 Hz doruğu 10 istasyonun 6'sında SESAME belirgin doruk kriterlerini sağlamaktadır. İkinci doruk olan 0.82 Hz ise 10 istasyonun 9'unda belirgin doruk olarak tespit edilmiştir.

PYD noktası grabenin orta nokta ölçümlerinden biridir ve H/V eğrilerinde 0.23 Hz'de görülen f_0 doruğu çalışma sahasında ölçülmüş en düşük zemin rezonans titreşim değeridir (Şekil 4.25). PYD H/V eğrilerinde 0.23 Hz'deki doruk 7 istasyonun 5 tanesinde belirgin doruk kriterlerini sağlamaktadır. H/V eğrilerinde ikinci bir doruk 0.86 Hz frekans değerine sahiptir ve 6 istasyonda belirgin doruk kriterlerini sağlamaktadır.



Şekil 4.23: TST noktasını oluşturan her istasyon için H/V analiz sonuçları.

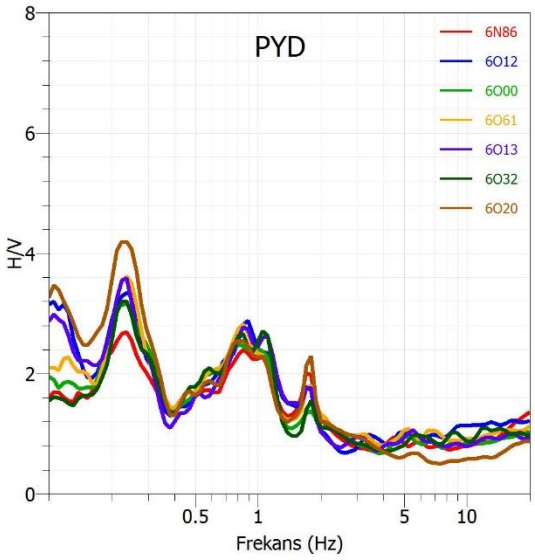


Şekil 4.24: CAG noktasını oluşturan her istasyon için H/V analiz sonuçları.

GRS noktası da PYD gibi basenin ortasında bulunan bir ölçüm noktasıdır. GRS noktasına ait H/V eğrilerinde (Şekil 4.26) 0.24 Hz'de f_0 doruğu 0.86 Hz'de ise f_1 doruğu tespit edilmiştir. SESAME belirgin doruk kriterlerine göre yapılan değerlendirmede f_0 frekansı 7 istasyonun 5 tanesinde belirginlik kriterlerini sağlamakta iken, f_1 doruğu ise sadece 2 istasyonda bu kriterlere

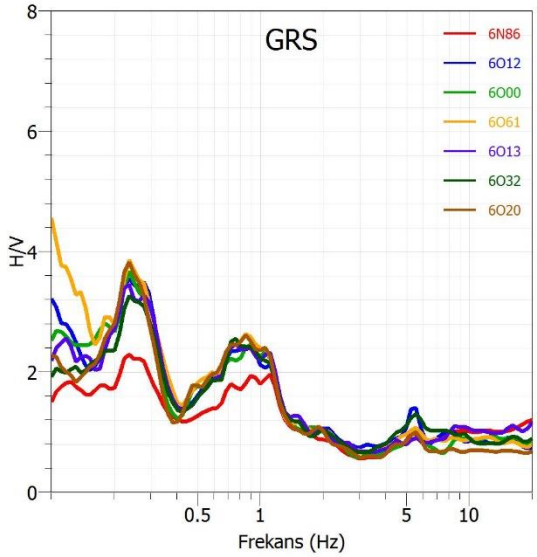
uyum göstermektedir. H/V eğrilerinde çok düşük genlikli üçüncü bir doruk GRS istasyonlarında ortalama 5.37 Hz frekans değerinde yer aldığı görülmektedir.

TGR noktası H/V grafiklerinde (Şekil 4.27) 6O12 ve 6O20 istasyonlarında 1 Hz'in altındaki frekanslarda yüksek saçılmaların olduğu ve bu nedenle diğer istasyonlara ait H/V eğrilerinden farklı bir karakter sergiledikleri görülmektedir. TGR noktası H/V eğrilerinden sadece 6O00 istasyonunda 0.63 Hz doruğu belirginlik kriterlerini sağlamaktadır. 6O13 istasyonunda ise diğer noktalardan farklı olarak f_0 frekansı 1.03 Hz' de görülmektedir. TGR noktasında f_0 frekansı 0.63 Hz olarak belirlenmiştir. 6O13, 6O32 istasyonlarında sırasıyla 3 Hz ve 6.5 Hz'de ikinci bir doruk daha görülmektedir.

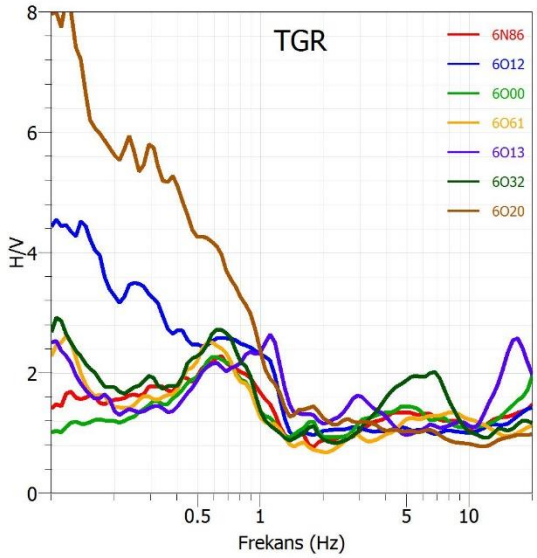


Şekil 4.25: PYD noktasını oluşturan her istasyon için H/V analiz sonuçları.

H/V grafiklerinden elde edilen zemin rezonans frekansının (f_0) zemin tabakalarının kalınlık ve hız değerleriyle ilişkili olduğu bilinmektedir (f_0=Vs/4H). Buna göre H/V grafiklerinde düşük frekanslarda tespit edilen bir doruk derinlerdeki bir hız kontrastını (muhtemelen zemin-anakaya geçişi) temsil ederken, yüksek frekanslardaki doruklar ise daha sığ bir zemin-anakaya geçişine işaret etmektedir. Buna göre Alaşehir grabenini güneyden kuzeye doğru kesen profil boyunca elde edilen H/V grafikleri incelendiğinde, grabenin kenarlarından ortasına doğru derinleşen bir yapıdan bahsetmek mümkün olacaktır.



Şekil 4.26: GRS noktasını oluşturan her istasyon için H/V analiz sonuçları.



Şekil 4.27: TGR noktasını oluşturan her istasyon için H/V analiz sonuçları.

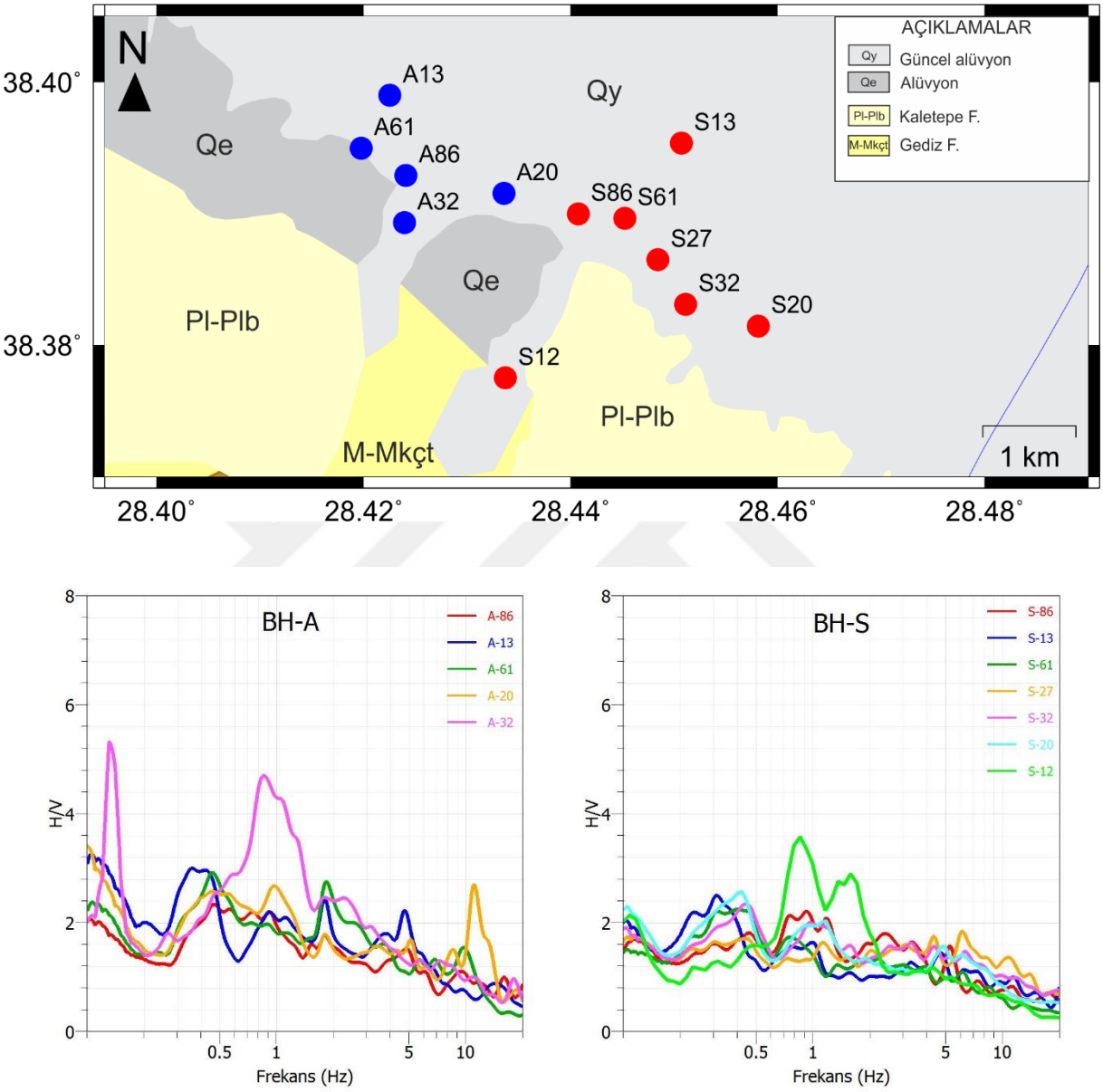
Menderes Masifi metamorfik birimlerin üzerinde yapılan ölçümlerde rezonans frekans değerleri 2.58 Hz – 9.83 Hz frekans aralığında değişmektedir. Çalışma sahasında Alaşehir grabeni üzerinde yer alan dizilim mikrotremör noktaları H/V analizleri neticesinde zemin temel titreşim frekans (f_0) değerleri 0.23 Hz ile 1.16 Hz arasında yer aldığı görülmektedir. Neojen-

Kuvarterner graben dolgusu üzerinde rezonans frekansı güneyden kuzeye 1.16 Hz (ALK), 0.42 Hz (DEPO), 0.38 Hz (TST), 0.32 Hz (CAG), 0.23 Hz (PYD), 0.24 Hz (GRS) ve 0.63 Hz (TGR) olarak belirlemiştir. ALK noktasından DEPO noktasına 1.16 Hz'den 0.42 Hz'e düşen zemin rezonans frekansı, bu bölgede derinliğin aniden arttığını göstermektedir. Grabenin kuzeyinde ise GSR noktasında ölçülen 0.24 Hz olan f_0 değeri TGR noktasında 0.63 Hz olarak ortaya çıkmaktadır. Bu durumda kuzey kenardaki kalınlık değişimi, güneye göre daha yumuşaktır. Bu durumun graben geometrisi ile uyumlu olduğu, literatürdeki zemin profilleri (Çiftçi, 2007) ile örtüştüğü söylenebilir (Şekil 4.31). Güneyde DEPO (0.80 Hz) noktasından başlamak üzere; kuzeye doğru TST (0.86 Hz), CAG (0.82 Hz), PYD (0.86 Hz) ve GRS (0.86 Hz) noktalarında ikinci bir doruk f_1 frekansı olarak yorumlanmıştır. Bu durumda graben dolgusu içerisinde DEPO ile GRS noktaları arasında; taban kayası ile graben dolgusu geçişi dışında, derinlik olarak daha sığ ikinci bir hız değişiminden söz etmek mümkündür. Ancak f_1 değerlerinin birbirine çok yakın olması benzer derinliklerdeki hız değişimine işaret edeceğinden, daha yüzeyde bulunan tabaka değişim sınırı ana kaya geçişinden farklı ve neredeyse yatay tabakalanmayı temsil etmektedir.

Dizilim mikrotremör noktalarının bazısında yaklaşık 0.13 Hz civarında düşük frekans dorukları tespit edilmiştir. H/V eğrilerinde f_0 frekans değeri düştükçe derinlik arttığından dolayı, bu frekanstaki bir doruğun oldukça derinde bir hız değişimine işaret etmesi beklenir. Ancak güç yoğunluğu spektrumları incelemesine göre kayıtlarda 0.2 Hz'den düşük frekanslar zeminden ziyade cihaz gürültüsünden kaynaklı olabileceği açıklanmıştı. Dolayısıyla 0.13 Hz frekansı H/V eğrilerinde güvenilir bir alan olarak görülmemiştir.

Alaşehir Grabeni'ni kuzey-güney yönünde kesen dizilim ölçümlerinden elde edilen H/V eğrileri analizlerinden sonra, grabenin güney kenarında toplanan sondaj kuyu noktalarında yer alan tek istasyon mikrotremör analizleri kuyu lokasyonlarıyla birlikte Şekil 4.28'de verilmiştir. Sondaj kuyu noktaları sonuçlarında ilk dikkat çeken BH-A noktasındaki A-32 istasyonu ve BH-S noktasındaki S-12 istasyonuna ait H/V eğrileri diğer kuyulara göre daha yüksek frekanslarda f_0 doruğuna sahiptir. Graben kenarına en yakın bu noktalardaki yüksek frekans doruğu, bu noktalarda sediman kalınlığının daha az olduğunu göstermektedir. A-13 ve S-13 noktaları ise sondajlar arasında graben içerisine doğru yer alan noktalardır ve H/V grafiklerinde mavi renkle gösterilen eğrilerin frekansları en düşük olanıdır. Bu durumda, sondaj noktalarında sediman kalınlığının H/V doruk frekanslarına yansıması Şekil 4.28'deki grafiklerden takip edilebilmektedir. A-32 istasyonunda 0.91 Hz ve S-12 istasyonunda 0.86 Hz olarak belirlenen

f_0 değerleri ALK noktasındaki sonuçlarla da benzerlik göstermektedir. Aynı zamanda, bu istasyonların f_0 değerlerinde görülen yüksek H/V genlik değerleri, zemin-anakaya geçişinde daha yüksek hız kontrastlarına işaret eder.

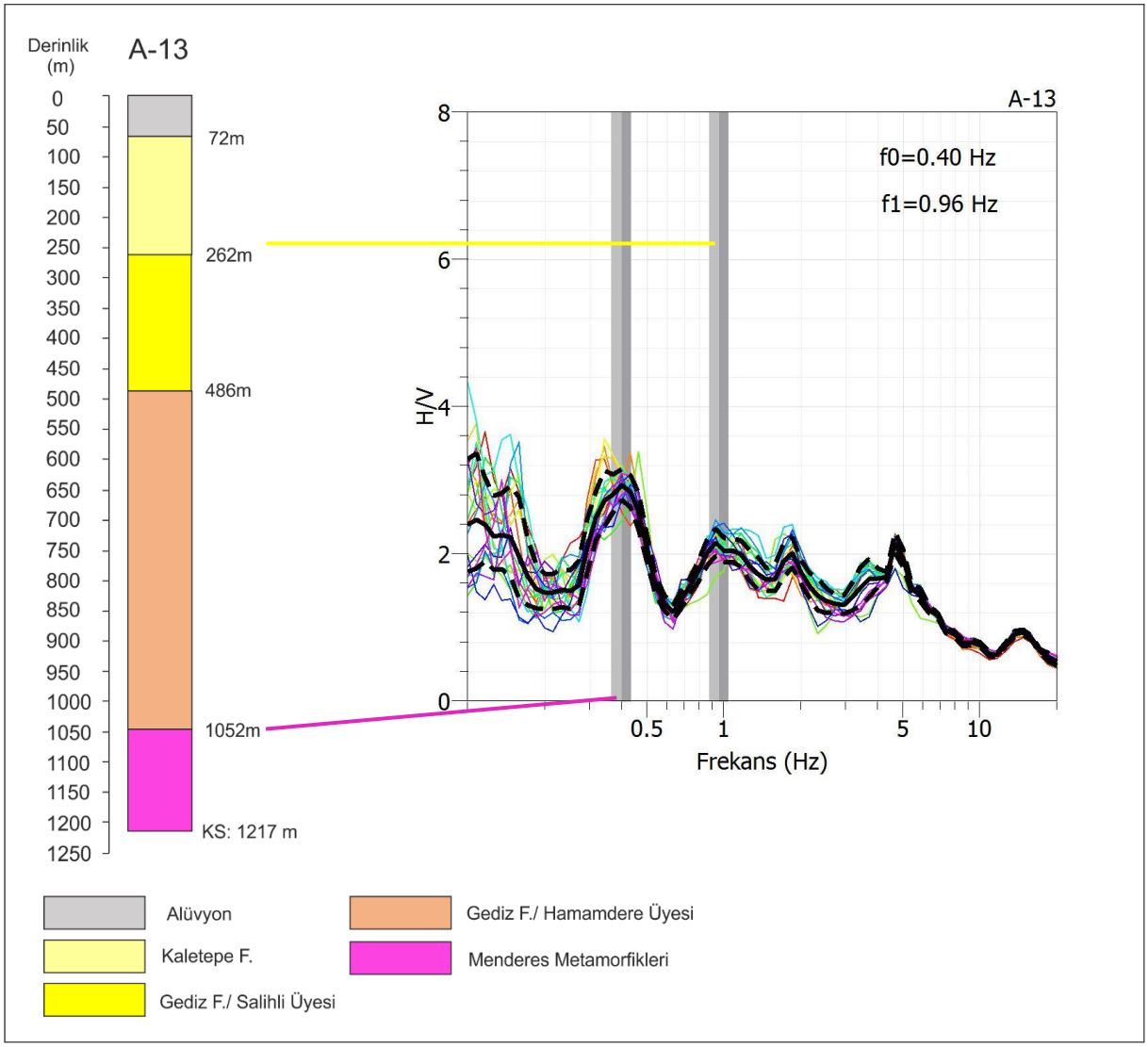


Şekil 4.28: Alhan bölgesindeki sondaj noktalarına ait H/V analiz sonuçları.

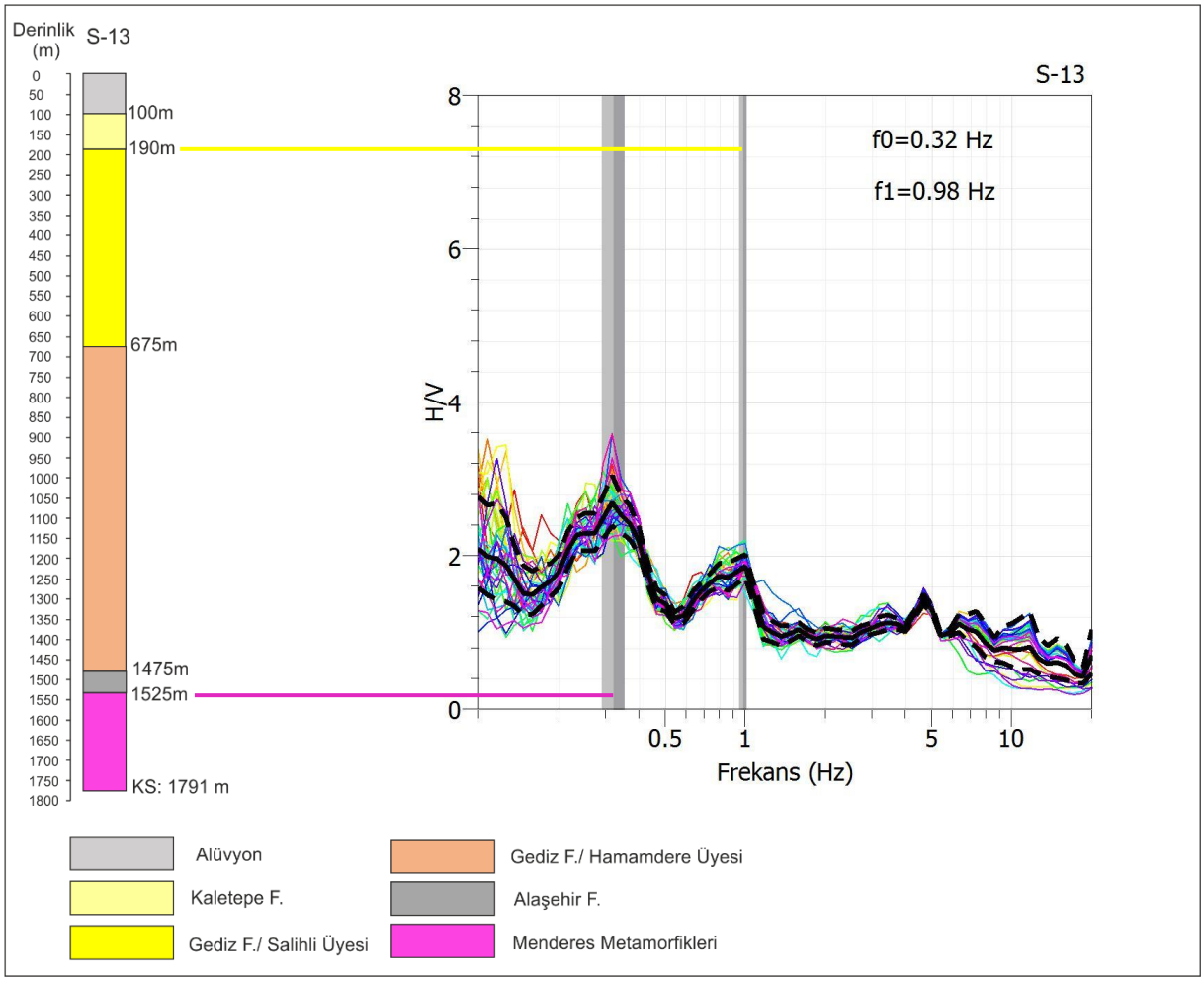
A-13 ve S-13 kuyu bilgilerine göre ana kaya derinliği sırasıyla 1052m (Şekil 2.11) ve 1525m'dir (Şekil 2.12) ve sondajlar arasında Menderes Masifi metamorfiklerinin en derinde bulunduğu kuyulardır. A-13 kuyusuna ait H/V eğrisi ve sondaj logu Şekil 4.29'da verilmiştir. H/V eğrisinde f_0 frekansının 0.40 Hz'de, f_1 frekansının ise 0.96 Hz'de olduğu görülmektedir.

Veri işlem aşamasında pencere uzunluğunun 1000s olarak seçildiği H/V analizlerinde A-13 noktasında 0.40 Hz'den daha düşük bir f_0 değerine rastlanılmamıştır. Benzer durum S-13 H/V sonuçları için de geçerlidir. Şekil 4.30'a göre f_0 değeri 0.32 Hz, f_1 değeri 0.98 Hz olarak belirlenmiştir. Eğer temel kaya kaya üzerindeki zemin tabakalarını tek bir tabaka olarak düşünürsek, A-13 noktası için zemin tabakasının ortalama Vs hızı ($Vs=f_0*4H$) 1683 m/sn olarak hesaplanır. Aynı noktada f_1 doruğu ise 0.96 Hz civarında karşımıza çıkmaktadır. Eğer f_1 doruğu metamorfik temelden bir önceki formasyon değişimini temsil ediyorsa, sondajlarda tanımlanan litolojiye göre bu geçiş Gediz formasyonu içerisinde Salihli Üyesi ile Hamamdere Üyesi arasında veya Kaletepe Formasyonu ile Gediz Formasyonu arasına ait olacaktır. Metamorfik temelin tespit edildiği 1052 m'nin üzerinde ilk birim değişimi 486 m'de, Gediz formasyonu girişi ise 262 m'de olduğu sondaj kesitlerinden belirlenmiştir. 486 m'de yer alan geçiş göz önünde bulundurulursa f_1 frekansına karşılık gelen zemin tabaka hızı 1866 m/sn, 262 m'de yer alan geçiş düşünülürse bu kez f_1 frekansına karşılık gelen zemin tabaka hızı 1006 m/sn olarak hesaplanır. Bu durumda f_1 frekansının 262 m'deki geçişi yansıttığı söylenebilir (Şekil 4.29). Benzer bir hesaplama S-13 noktası için yapıldığında anakaya üzerindeki zemin dolgusu için ortalama Vs hızı 0.32 Hz ve 1525m derinlik için 1952m/s olarak hesaplanır. İkinci H/V doruğunun (0.98 Hz) 675m derinlikte Gediz Formasyonu içerisindeki Salihli Üyesi ve Hamamdere Üyesi ayrımına denk geldiği düşünüldüğünde ortalama Vs hızı 2646 m/s olarak hesaplanır. Bu durumda Kaletepe Formasyonu ile Gediz Formasyon sınırı olan 190m tabaka kalınlığına göre yapılan hesaba göre ortalama Vs hızı 744m/s olarak hesaplanacaktır (Şekil 4.30). Bu nedenle H/V grafiklerinde f_0 frekansı Metamorfik taban kaya geçişine, f_1 frekansı ise Kaletepe Formasyonu ile Gediz Formasyonu ayırımını göstermektedir.

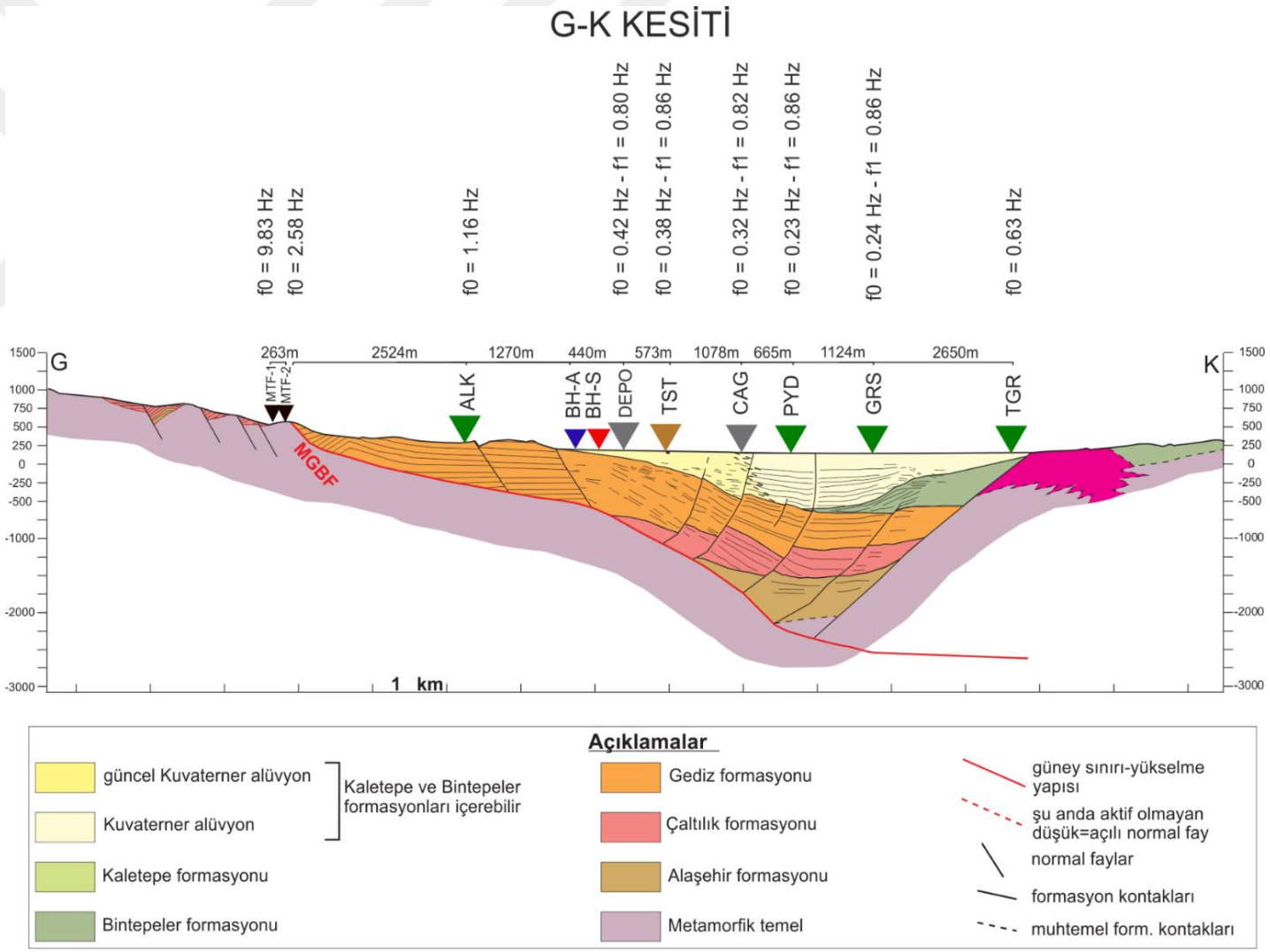
Şekil 4.31'de Çiftçi (2007) kesiti üzerinde dizilim mikrotremör ölçüm noktalarına ait hesaplanan f_0 ve f_1 frekans değerleri birlikte verilmiştir. Buna göre H/V frekans doruk değerlerinin graben kenarlarından graben ortasına doğru sediman dolgu kalınlığı arttıkça frekans değerlerinin azaldığı görülmektedir. Bu durum, H/V analizinin basenin genel yapısını ortaya koymadaki başarısını göstermektedir. H/V grafiklerinde ikinci frekans doruklarının görüldüğü noktalarda (BH-A, BH-S, DEPO, TST, CAG, PYD ve GRS) alüvyon ve Kaletepe Formasyonlarının başladığı görülmekte ve yukarıda yapılan analizi destekler sonuçlar ortaya koymaktadır.



Şekil 4.29: A-13 istasyonuna ait 1000sn pencere boyu ile H/V analiz sonuçlarının sondaj verileri ile karşılaştırılması.



Şekil 4.30: S-13 istasyonuna ait 1000sn pencere boyu ile H/V analiz sonuçlarının sondaj verileri ile karşılaştırılması.



Şekil 4.31: G-K graben zemin profil kesiti (Çiftçi, 2007'den değiştirilmiştir).

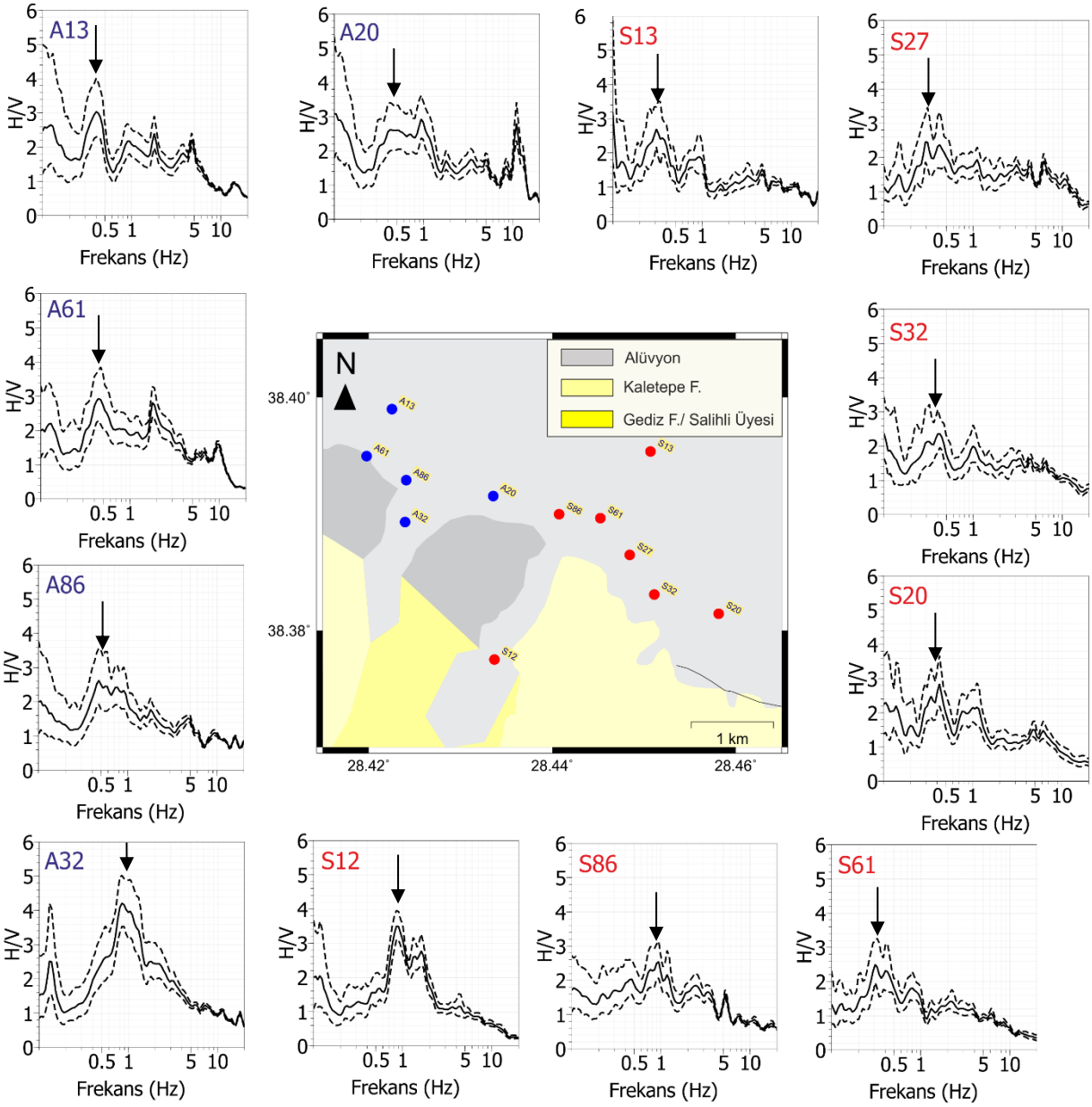
4.1.2.1. Sediman Kalınlığı-f_0 Arasındaki İlişki ve Regresyon Analizi

Alaşehir grabeni mikrotremör ölçümlerinden sondaj kuyu noktalarında yer alan kayıtlar regresyon analizinde kullanılmıştır. Bu noktalarda yer alan sondaj logları taban kayası olan Menderes Masifi metamorfiklerinin derinlik bilgilerini belirleyici olmuştur. Dizilim noktalarında referans alınabilecek bir kuyu bilgisi olmadığından, dizilim mikrotremör sonuçları regresyon analizine dahil edilmemiştir. H/V grafiklerinde tespit edilen zemin rezonans frekans değeri ile sondaj loglarından elde edilen temel kaya derinlikleri birlikte kullanılmış ve Alaşehir grabeni için kalınlık hesabında kullanılabilecek ampirik bir bağıntı elde edilmiştir. Alaşehir Grabeni için regresyon analizi 0.32 Hz ile 0.91 Hz frekans aralığında yapılabilmiştir. Tablo 4.3'de regresyon analizinde kullanılan f_0 değerleri ve ana kaya derinlik bilgileri verilmiştir. Regresyon analizi için kullanılan mikrotremör ölçüm noktaları lokasyon haritası ve H/V grafikleri Şekil 4.32'de verilmiştir. Ibs-von Seht ve Wohlenberg (1999) tarafından önerilen $H=af^b$ bağıntısına göre regresyon analizi yapılmıştır. Şekil 4.33'de gösterilen regresyon analizine göre R^2katsayısı 0.90 olan bağıntı (4.6)'daki gibi tespit edilmiştir.

$$H = 568.71{f_0}^{-0.777} \tag{4.6}$$

Alaşehir Grabeni için elde edilen ampirik bağıntı ve f_0 değerleri, literatürde diğer çalışmalarda (Birgören ve diğ., 2009; Ibs-von Seht ve Wohlenberg, 1999; Özalaybey ve diğ., 2011; Parolai ve diğ., 2002) yer alan ampirik bağıntılarla Şekil 4.34'de yer alan grafikte karşılaştırılmıştır. Parolai ve diğ. (2002) sediman kalınlığı 402m'den az olan verilerle ampirik ilişki geliştirirken, Ibs-von Seht ve Wohlenberger (1999) en derin 1219m'lik kuyu bilgisi kullanmıştır. Her iki çalışma yaklaşık 0.4-10 Hz frekans aralığında bir regresyon analizine sahiptir. Bu iki çalışma 1.5-3 Hz frekans aralığı için birbirine oldukça yakın sediman kalınlığı tahmini yapabilmektedir (Parolai ve diğ., 2002). Özalaybey ve diğ. (2011) İzmit Körfezi için yaptıkları çalışmada 1 Hz'in altında ve özellikle 0.5 Hz'den düşük frekanslarda yoğunlaşan f_0 verilerini kullanmışlardır. Anakaya derinliğinin 800m ile 1400m arasında değiştiği İzmit Körfezi'nde rezonans frekans değerlerinin 0.24-0.30 Hz aralığında baskın olduğu belirtilmiştir (Özalaybey ve diğ., 2011). Birgören ve diğ. (2011) ise 0.4-5 Hz frekans aralığındaki verilerle yaptığı çalışmada sediman kalınlıkları 20-449m aralığındadır. Son olarak Woith ve diğ. (2014) Afyon-Heybeli jeotermal sahasında zemin rezonans frekansını kullanarak maksimum 885m sediman kalınlığı hesaplamışlardır. Bu çalışma kapsamında 0.32-0.91 Hz frekans aralığında hesaplanan ampirik bağıntı literatürdeki diğer çalışmalara göre daha yüksek tabaka kalınlığı hesaplamaktadır.

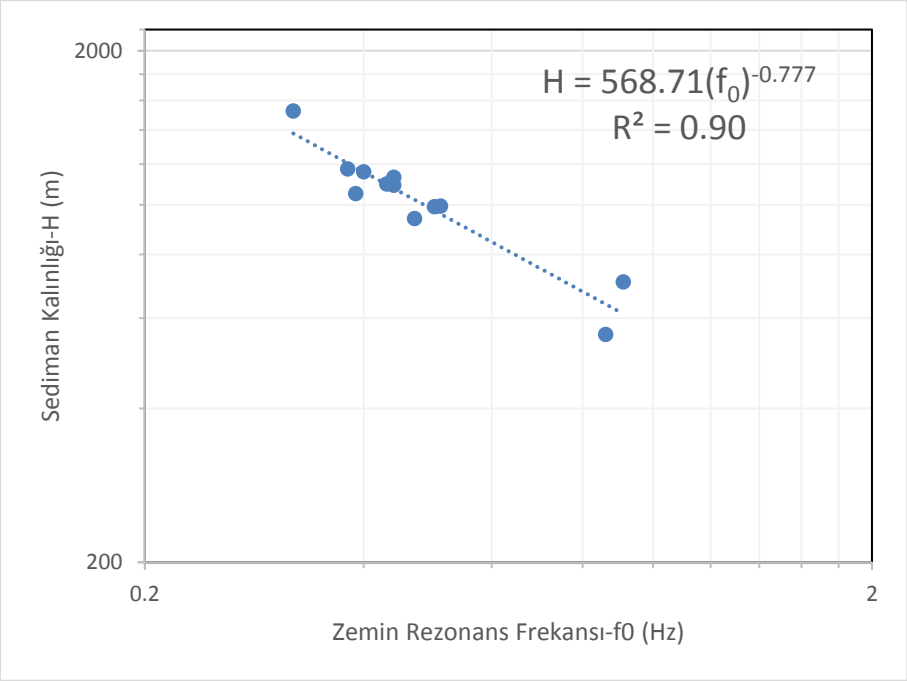
Bundan dolayı a katsayısı daha yüksektir. Alaşehir grabeni için H/V grafiklerinde tespit edilen f_0 değerleri kullanılarak literatürdeki ampirik bağıntılarla elde edilen derinlik hesaplamaları Metamorfik temel geçişini vermemektedir (Tablo 4.4).



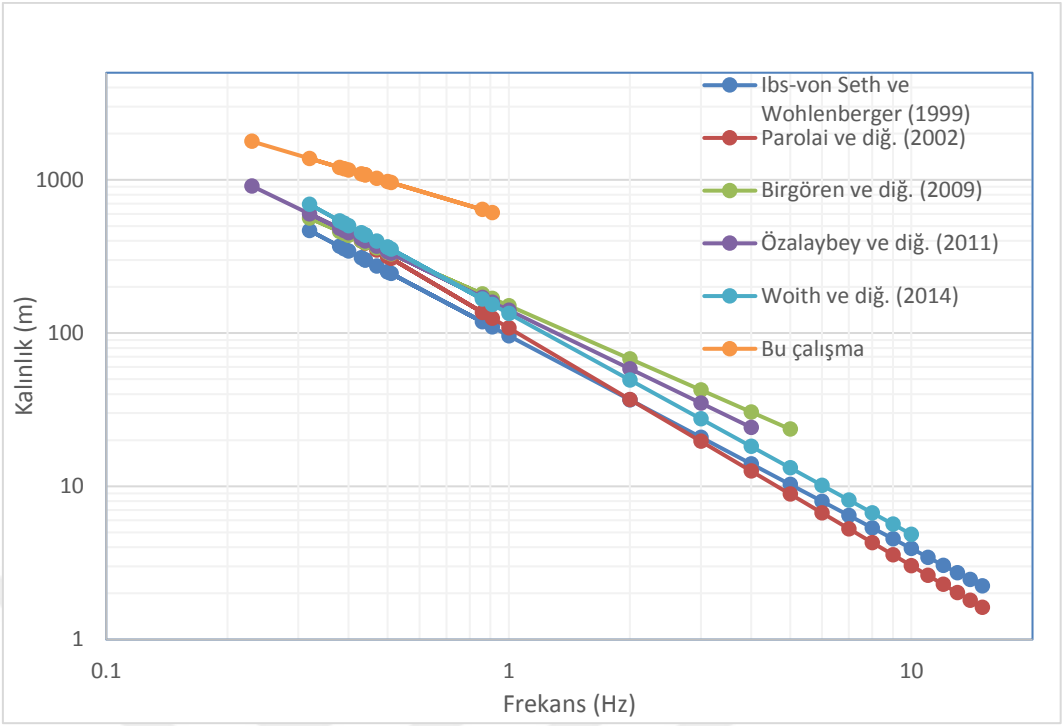
Şekil 4.32: Regresyon analizinde kullanılan sondaj kuyu noktaları jeoloji haritası üzerinde kırmızı ve mavi yuvarlak ile gösterilmiştir. Bu noktalara ait H/V grafikleri jeoloji haritası etrafında her nokta için verilmiştir. H/V grafiklerinde düz çizgi ortalama H/V değerini, kesikli çizgiler standart sapmaları göstermektedir.

Tablo 4.3: Regresyon analizinde kullanılan f_0 değerleri ve ana kaya derinlik değerleri.

No	Nokta Adı	f_0	H
1	A-86	0.51	994
2	A-13	0.40	1052
3	A-20	0.50	991
4	A-32	0.91	706
5	A-61	0.47	940
6	S-86	0.44	1092
7	S-12	0.86	558
8	S-13	0.32	1525
9	S-20	0.40	1160
10	S-27	0.44	1132
11	S-32	0.43	1097
12	S-61	0.38	1175



Şekil 4.33: Sondaj kuyularına ait anakaya derinliği ve H/V sonuçları kullanılarak yapılan regresyon analizi.



Şekil 4.34: Alaşehir grabeni regresyon analizi sonuçlarının literatürdeki ampirik bağıntılarla karşılaştırılması.

Tablo 4.4: Literatüre göre yapılan sediman kalınlığı hesaplamaları. Formasyon derinlikleri Zorlu Enerji sondajlarından, f_0 değerleri ise bu sondaj noktalarında yapılmış H/V sonuçlarından alınmıştır.

Nokta Adı	f_0	Ibs-von Seht ve Wohlenberger (1999)	Parolai ve diğ. (2002)	Birgören ve diğ. (2009)	Özalaybey ve diğ. (2011)	Woith ve diğ. (2014)	Metamorfik Temel Derinliği
A-86	0.51	244	307	328	332	353	994
A-13	0.40	342	447	434	451	501	1052
A-20	0.50	251	316	336	340	364	991
A-32	0.91	109	125	168	159	153	706
A-61	0.47	274	348	361	368	397	940
S-86	0.44	300	386	389	400	437	1092
S-12	0.86	118	136	180	171	167	558
S-13	0.32	467	632	562	599	691	1525
S-20	0.40	342	447	434	451	501	1160
S-27	0.44	300	386	389	400	437	1132
S-32	0.43	310	400	400	412	452	1097
S-61	0.38	368	484	461	482	540	1175

4.1.3. SPAC Analizleri

Uzaysal özilişki (SPAC) analizleri sırasında Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisinin belirlenebilmesi için üç bileşenli mikrotremör kayıtlarının sadece düşey bileşenleri kullanılarak analizler yapılmıştır. SPAC analizleri eşkenar üçgen formundaki dizilimlere uygulanabildiği gibi düzensiz dizilimler için de MSPAC (Betting ve diğ., 2001) şeklinde uygulanabilir. BH-A ve BH-S dizilim noktaları MSPAC yöntemine uygun analiz edilmiş ancak tez içinde SPAC olarak adlandırılmıştır. Diğer tüm dizilimler klasik SPAC (Aki, 1957) yöntemine uygun analiz edilmiştir. Analiz için hazır hale getirilen veriler belirlenen f_0 merkez frekansında dar bantlı bir filtre ile süzgeçlenmiştir. Gauss fonksiyonu kullanılan dar bant geçişli filtre için bant genişliği merkez frekansın (fc) 0.1 katı (fc=1Hz için 0.9 Hz - 1.1 Hz) olacak şekilde seçilmiştir. Filtre edilen veriler merkez frekansa (fc) bağlı olarak değişen uzunluklarda pencerelere ayrılmıştır. Frekans bağımlı pencere uzunluğu merkez frekansa karşılık gelen periyotun 100 kez tekrar edebileceği uzunlukta seçilmiştir. Pencerelere ayrılmış verilerin spektrumları hesaplanarak, istasyon çiftleri için otokorelasyon katsayıları hesaplanmıştır. İstasyon çiftlerinin birbirine uzaklığına bağlı değişen yarıçaplara ait otokorelasyon eğrileri kullanılarak farklı frekans bantlarında Rayleigh dalgasına ait dispersiyon işaretlemeleri yapılmıştır. Her dizilim noktası için otokorelasyon eğrileri, istasyon çiftlerinin azimutal dağılımı (halka seçimi) ve dispersiyon işaretlemeleri verilmiştir.

Frekans-yavaşlılık (slowness) grafiğinde yapılan dispersiyon işaretlemesinde seçilen bölge, otokorelasyon oranı grafiğinde siyah işaretlenmiş alanı göstermektedir. Dispersiyon işaretlemesi en az 2 kez, alt ve üst sınırları belirleyerek yapılmış ve ardından ortalaması alınarak kaydedilmiştir. Seçimi tamamlanan dispersiyon eğrileri bir sonraki aşama olan ters çözüm için hazır hale getirmek için eğri uçlarında ufak düzeltmeler uygulanmış, buna bağlı olarak frekans aralığı belirlenmiştir. Daha sonra belirlenen bu frekans aralığında dispersiyon eğrileri 100 örnekle tekrar örneklenmiş ve ters çözüme hazır halde kaydedilmiştir. Alaşehir Grabeni SPAC analizleri yukarıda verilen işlem akışı ile tüm dizilim noktalarında uygulanmıştır. SPAC analizi sonucunda elde edilen dispersiyon eğrilerini tanımlayan parametreler Tablo 4.5'de verilmiştir.

MTF-1 noktasında 7 istasyon eşzamanlı kayıt alındığından SPAC analizleri birlikte yapılmıştır ve analiz sonuçları Şekil 4.35'de verilmiştir. Anakaya üzerinde yapılan bu ölçüm noktasında 4 Hz ile 20 Hz frekans aralığında dispersiyon eğrisi seçimi tüm halkalara ait otokorelasyon eğrileri kullanılarak yapılmıştır. MTF-2 noktası SPAC analizleri MTF-1 noktasında olduğu gibi

7 istasyon birlikte ele alınarak yapılmıştır ve sonuçlar Şekil 4.36'da verilmiştir. MTF-2 noktasnda dispersiyon seçimi 4 Hz – 27Hz frekans aralığında tüm halkalara ait otokorelasyon eğrileri kullanılarak yapılmıştır. Seçilen frekans bandına karşılık gelen faz hızları ise 283 m/sn ile 996 m/sn aralığındadır.

Tablo 4.5: SPAC yöntemi ile elde edilen dispersiyon eğrilerine ait faz hızı, dalga boyu ve frekans limitleri.

Nokta Adı	f_{min} (Hz)	f_{max} (Hz)	λ_{min}(m)	λ_{max}(m)	C_{min}(m/s)	C_{max}(m/s)	Rmax(m)	λ_{max}/Dmax
MTF-1	5.6	22	12	177	283	996	10	17.7
MTF-2	4.46	27	11	214	315	957	10	21.4
ALK	1.17	3.9	141	637	552	746	150	4.2
DEPO	0.55	11	42	2016	469	1109	300	6.7
TST	2.44	21	11	148	250	362	5	29.6
CAG	0.30	5	61	4903	307	1471	300	16.3
PYD	0.35	1.33	541	4061	719	1421	300	13.5
GRS	0.34	2.14	245	3799	524	1291	300	12.7
TGR	0.53	4.41	140	2627	619	1392	300	8.8
BH-A	0.34	1.7	470	5910	714	2009	809	7.30
BH-S	0.25	1.33	570	9405	759	2392	1023	9.19

Grabenin güney kenarında yer alan ALK noktası SPAC analiz sonuçları ve dispersiyon seçimleri Şekil 4.37'de verilmiştir. ALK noktasında da 7 istasyon eşzamanlı kaydedildiğinden birlikte değerlendirilmiştir. ALK noktasında otokorelasyon eğrilerine bakıldığında sadece 75m'lik halka için dispersiyon seçilebildiği, diğer halkalarda korelasyon katsayılarının düşük olduğu ve dispersiyon seçimi için uygun olmadığı görülmektedir. Bu nedenle ALK noktasında sadece 1.17 Hz – 3.9 Hz aralığında dispersiyon seçimi yapılabilmiş ve bu frekanslara karşılık 552 m/sn – 746 m/sn faz hızı aralığı hesaplanmıştır. ALK noktası dispersiyon seçimleri en küçük halka kullanılarak yapılabilmiştir. Diğer halkalara ait korelasyon eğrileri kullanılarak bir seçim yapılması zorlanmış, ancak dispersiyon seçimine pek katkı sağlamamıştır. Bu nedenle ALK dispersiyon eğrileri hem dar bir frekans bandında (1-4 Hz) kalmış, hem de dispersiyon kalitesi düşük kalmıştır.

DEPO noktası SPAC analiz sonuçları Şekil 4.38'de yer almaktadır. 29m-150m ve 300m ölçümleri kendi içinde eşzamanlı olduğundan, her yarıçap ayrı ayrı SPAC analizine tabi

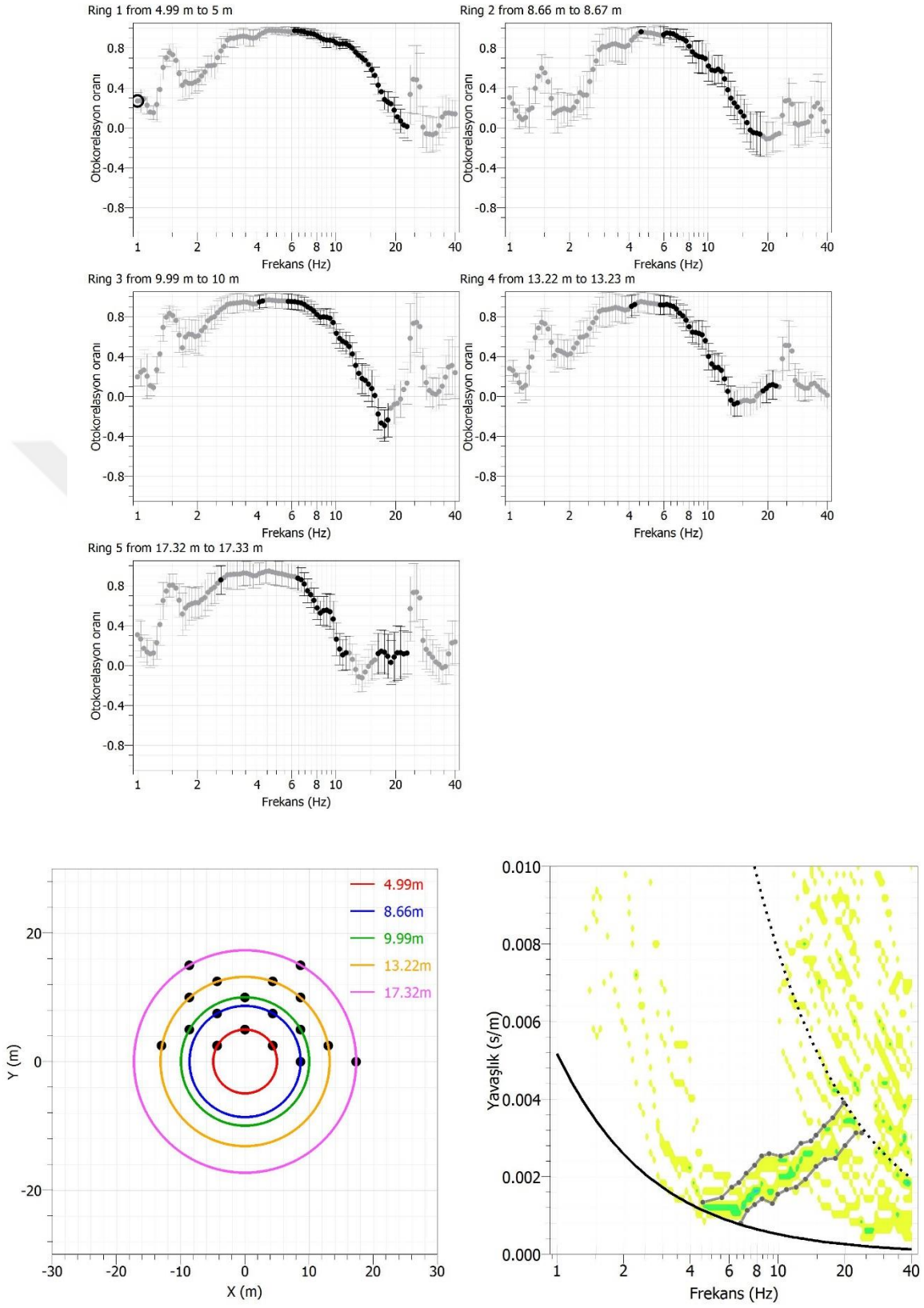
tutulmuştur. Dispersiyon işaretlemeleri esnasında ise tüm halkalar birlikte kullanılmıştır. DEPO noktası dispersiyon işaretlemeleri 0.55 Hz ile 11 Hz aralığında yapılabilmiştir.

TST noktasına ait SPAC analizi ve dispersiyon seçimi Şekil 4.39'da verilmiştir. Dizilim yarıçapının 5m olduğu bu nokta için dispersiyon seçimi 2.44 Hz – 21 Hz arasında yapılabilmiştir.

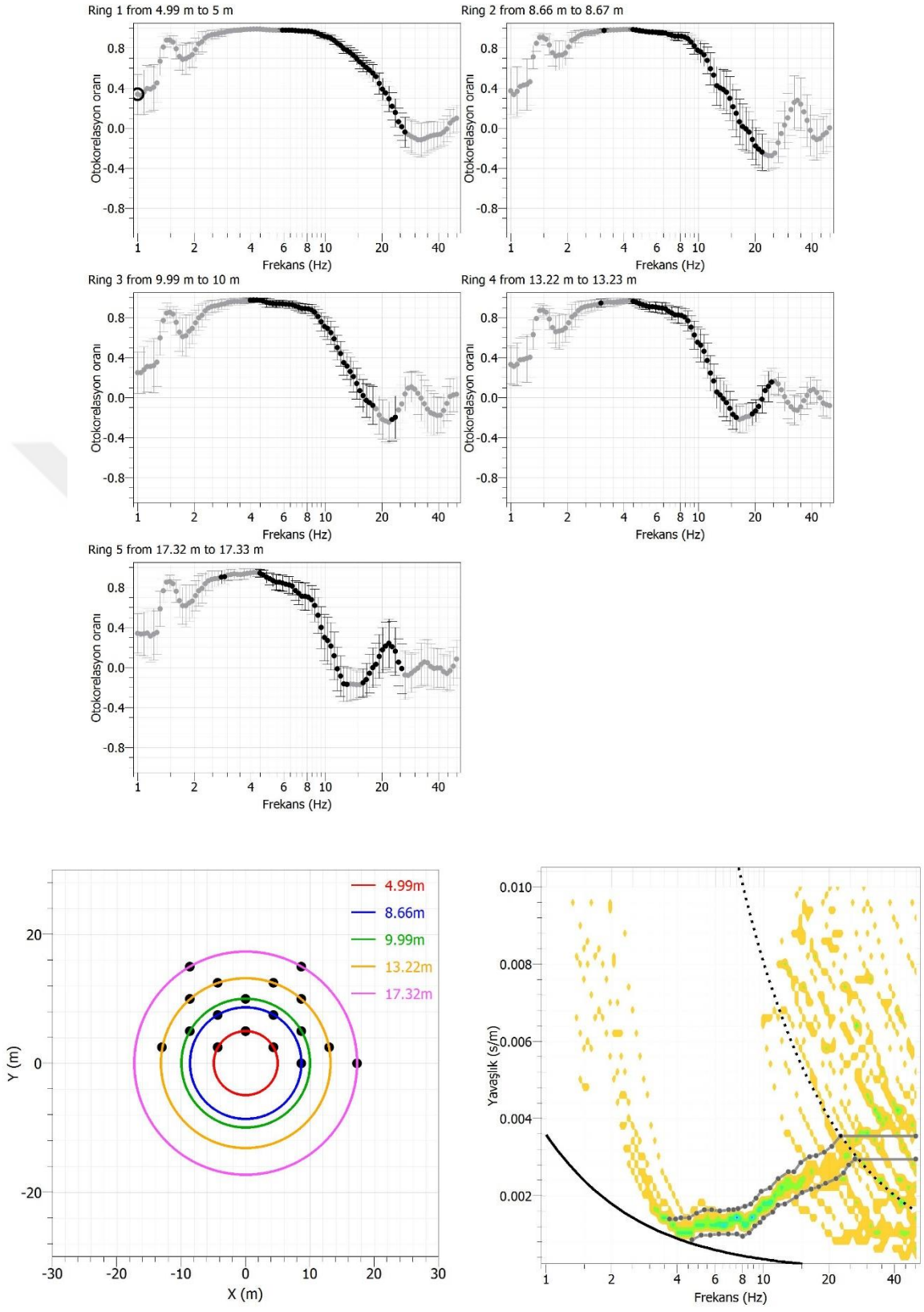
CAG noktası SPAC analiz sonuçları Şekil 4.40'da yer almaktadır. 50m-150m ve 300m ölçümleri kendi içinde eşzamanlı olduğundan, her yarıçap ayrı ayrı SPAC analizine tabi tutulmuştur. Dispersiyon işaretlemeleri esnasında ise tüm halkalar birlikte kullanılmıştır.

PYD noktası SPAC analiz sonuçları Şekil 4.41'de verilmiştir. PYD noktası ölçümleri 7 istasyon eş zamanlı çalıştırılmıştır. Ancak PYD SPAC analizleri 150m ve 300m ölçümleri için ayrı ayrı yapılmıştır. Dispersiyon işaretlemeleri esnasında tüm halkalar beraber değerlendirilmiştir. PYD noktasında dispersiyon işaretlemeleri 0.35 Hz ile 1.33 Hz aralığında yapılabilmiştir. GRS noktasına ait SPAC analizleri Şekil 4.26'da verilmiştir. GRS noktası 7 istasyon eşzamanlı kayıt alınmış ve SPAC analizleri birlikte yapılmıştır. Seçilen dispersiyon eğrisi 0.34 Hz ile 2.14 Hz arasında kalmaktadır. TGR noktasına ait SPAC analizleri Şekil 4.27'de verilmiştir. TGR noktası 7 istasyon eşzamanlı kayıt alınmış ve SPAC analizleri birlikte yapılmıştır. Seçilen dispersiyon eğrisi 0.53 Hz ile 4.41 Hz arasında kalmaktadır. BH-A noktasına ait SPAC analizleri Şekil 4.28'de verilmiştir. Seçilen dispersiyon eğrisi 0.34 Hz ile 1.7 Hz arasında kalmaktadır. BH-S noktasına ait SPAC analizleri Şekil 4.45'de verilmiştir. Seçilen dispersiyon eğrisi 0.25 Hz ile 1.33 Hz arasında kalmaktadır. SPAC yöntemi ile elde edilen tüm dispersiyon eğrileri Şekil 4.46'da verilmiştir.

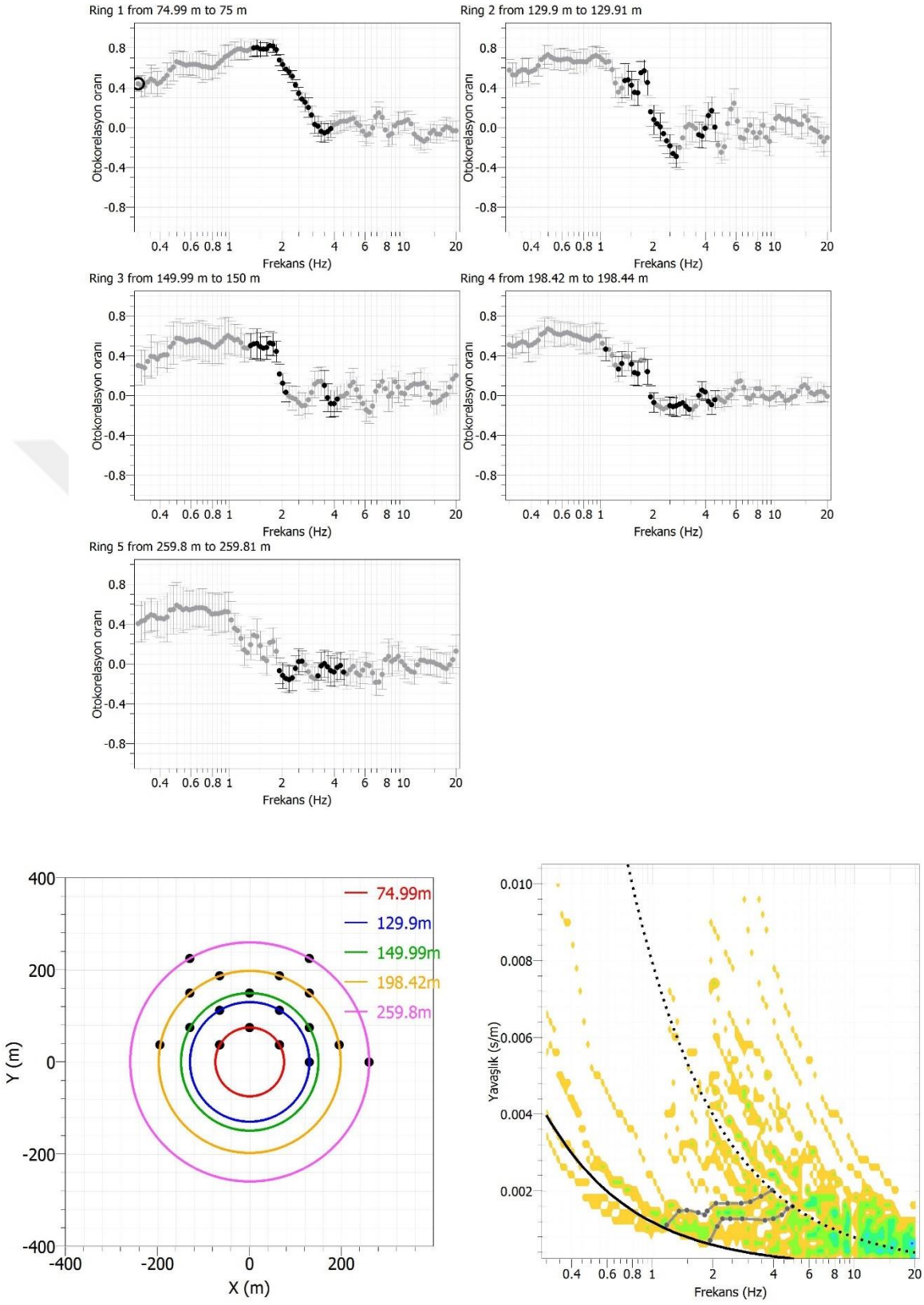
Graben dolgusunun üzerinde yapılan ölçümlerde ise (DEPO, CAG, PYD, GRS, TGR, BH-A ve BH-S) dispersiyon seçimleri en düşük 0.25 Hz'e kadar inebilmiştir. Ölçülebilen en yüksek frekans ise en küçük dizilimin yarıçapına bağlı olarak DEPO ve CAG noktalarında sırasıyla 11 Hz ve 5 Hz olarak tespit edilmiştir. Bu noktalarda 29m ve 50m yarıçaplı dizilimlerin olması, yüksek frekanslardan veri elde edilmesine imkan sağlamıştır. Ancak yüzeydeki değişimlerden ziyade, derinlerdeki bir anakaya geçişini tespit etme hedefi olan ve grabenin tam ortalarında yer alan PYD ve GRS dizilimlerinde en yüksek 4.5 Hz frekansa kadar dispersiyon seçimi yapılmıştır. BH-A ve BH-S dizilimlerinde ise istasyonlar arası en uzak mesafe diğer dizilimlerin hepsinden daha geniş olmasına rağmen 0.25 Hz'in altına inilemezken, en yüksek 1.7 Hz'e kadar dispersiyon eğrisi seçilebilmiştir. Sadece TST noktasında 5m yarıçaplı bir



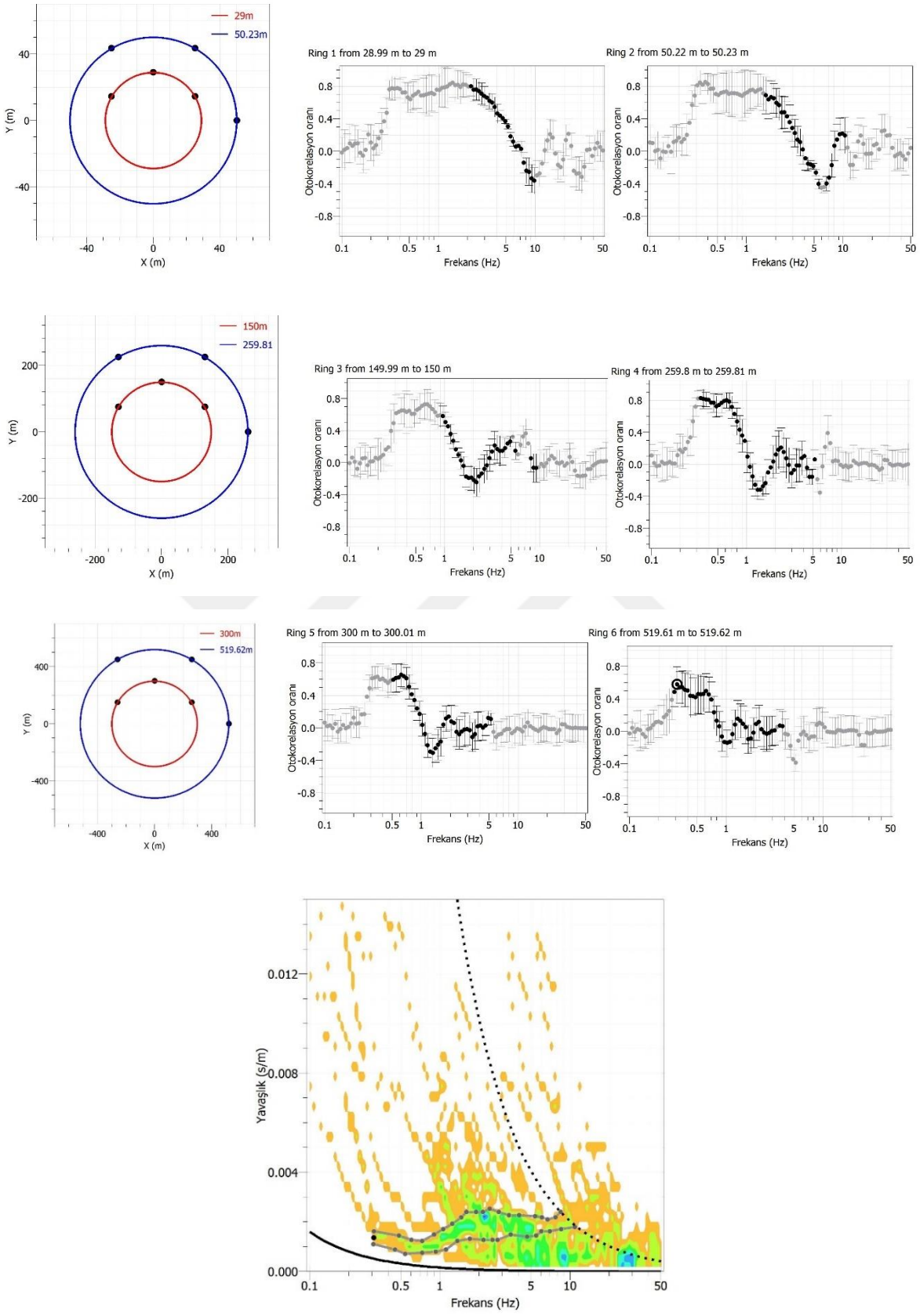
Şekil 4.35: MTF-1 noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi.



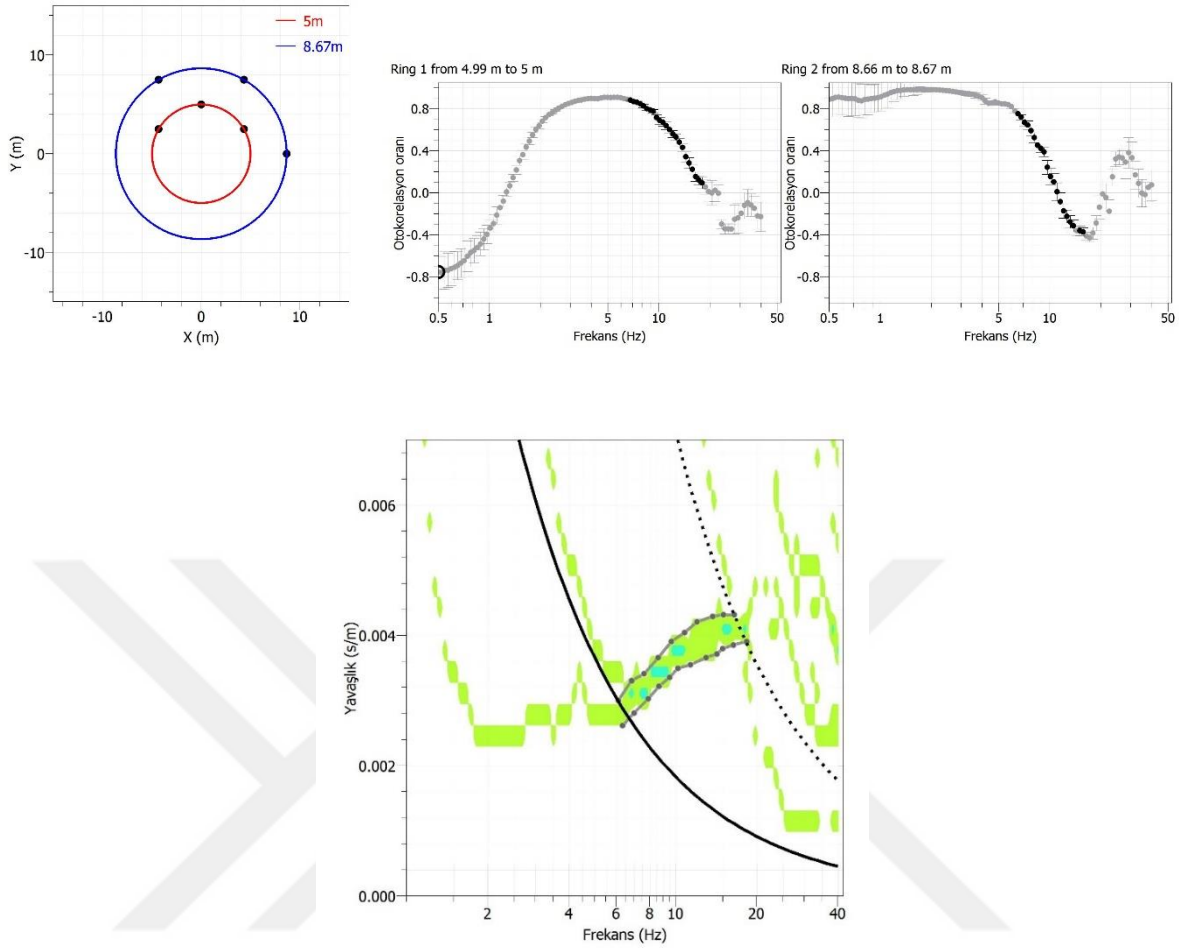
Şekil 4.36: MTF-2 noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi.



Şekil 4.37: ALK noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi.



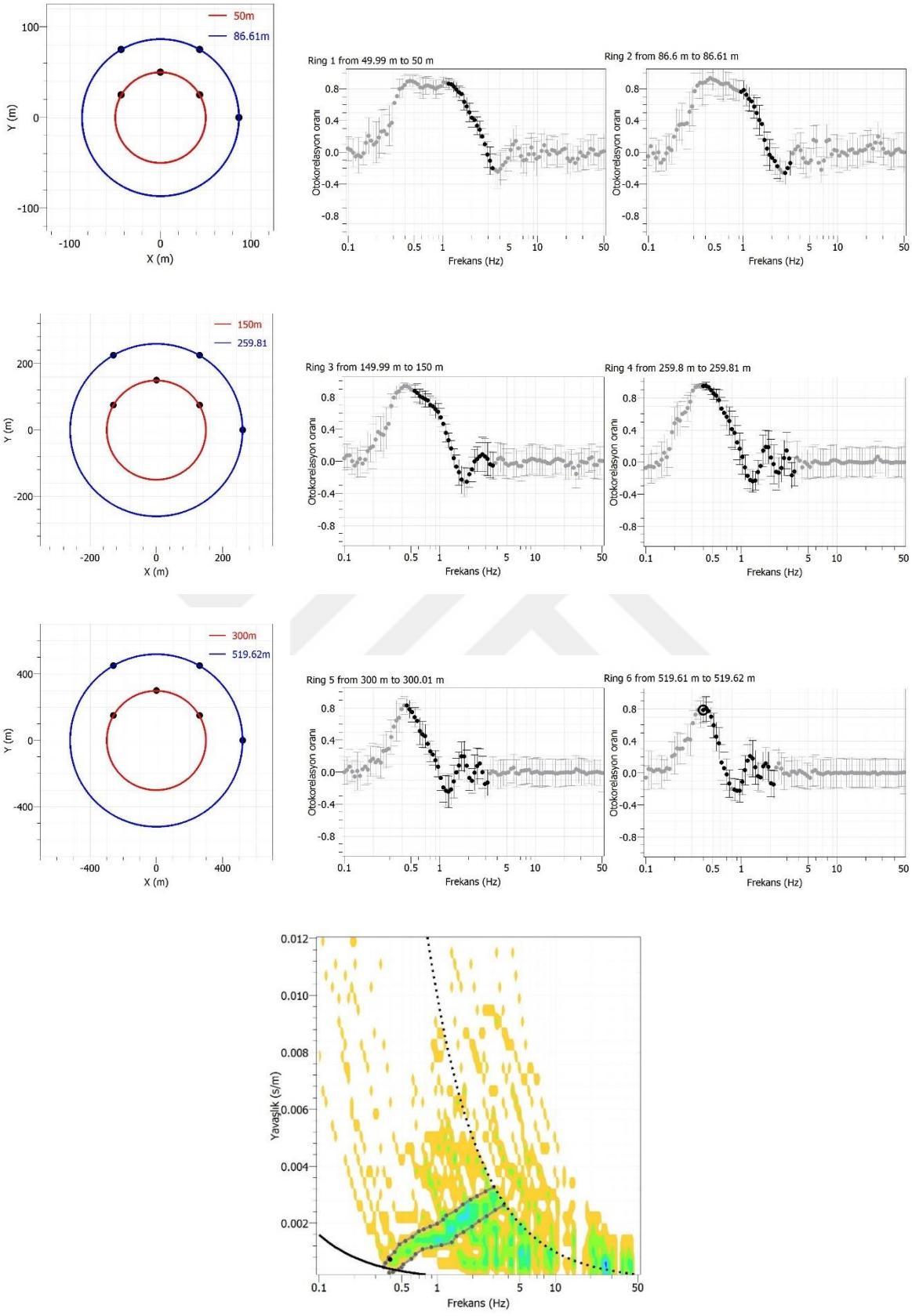
Şekil 4.38: DEPO noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi.



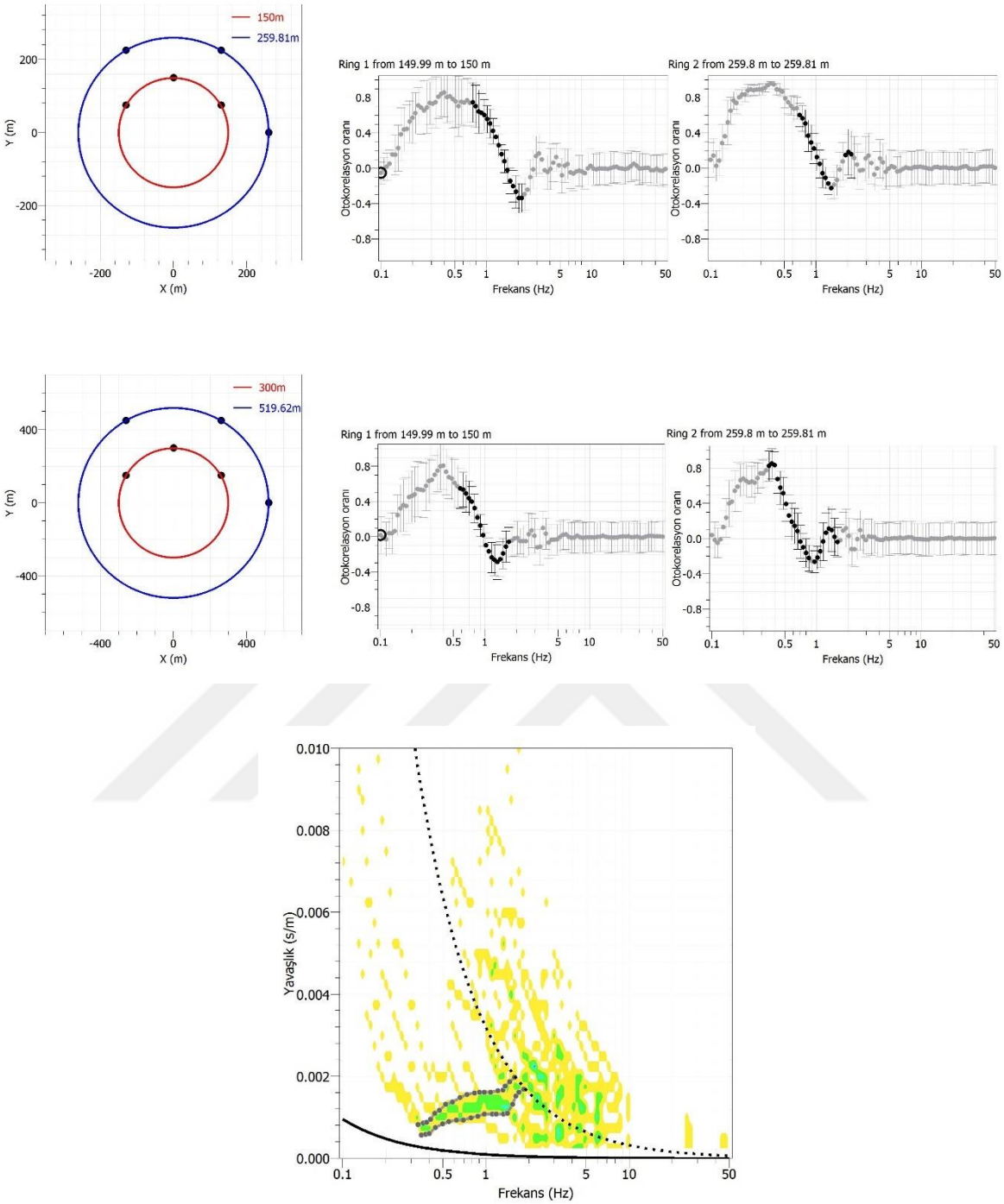
Şekil 4.39: TST noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi.

dizilim ölçüsü alındığından bu noktada dispersiyon eğrisi 2.44-21 Hz aralığında tespit edilebilmiştir. Grabenin yüzeye yakın hızlarının daha hassas belirlenebilmesi için TST noktasında elde edilen sonuçlar referans niteliği taşıyacaktır.

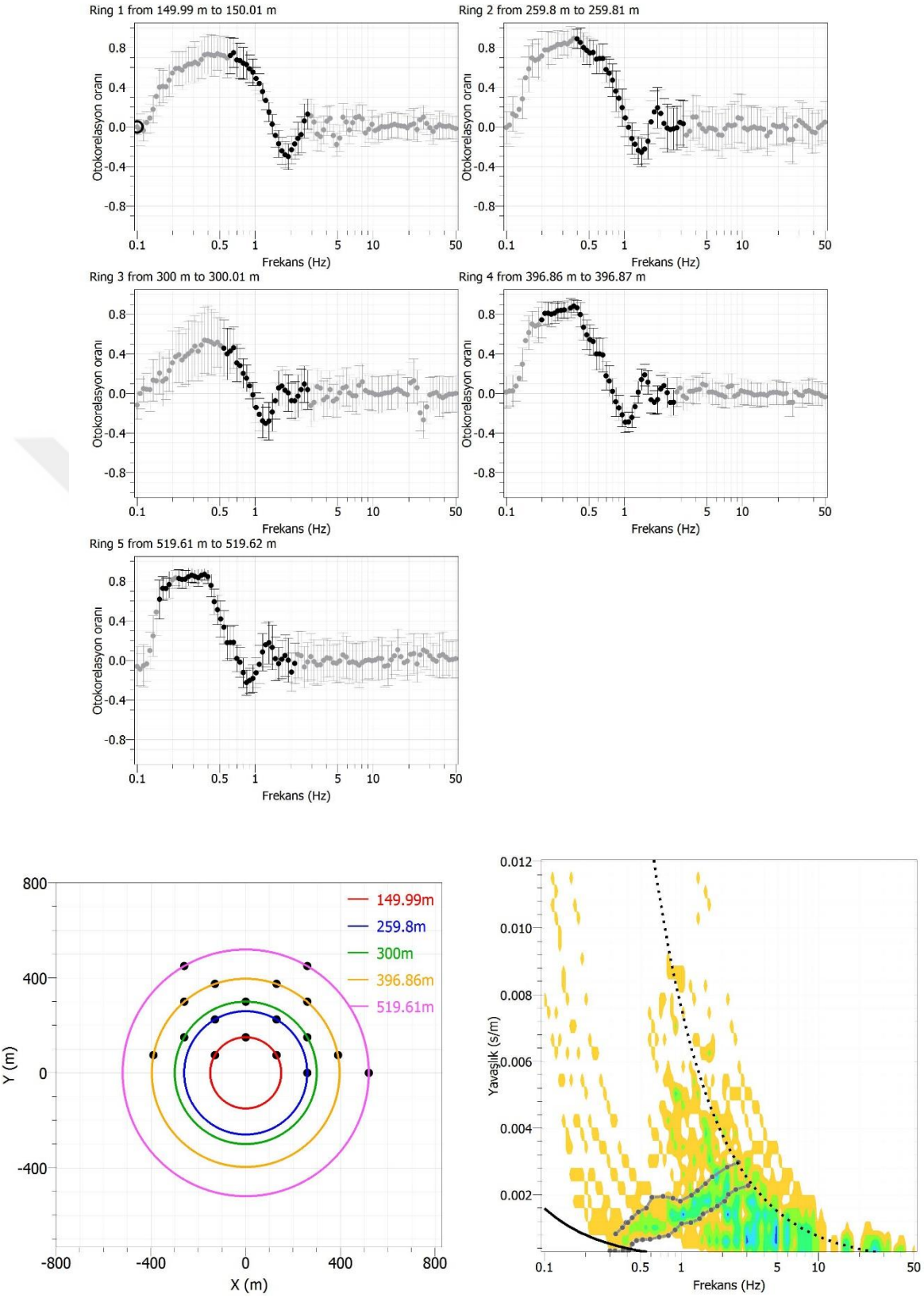
Alaşehir Grabeni ve çevresinde dizilim mikrotremör ölçümlerinin SPAC analizi ile elde edilen dispersiyon eğrilerinin tamamı aynı grafik üzerinde Şekil 4.46'da verilmiştir. Grabenin dışında, metamorfikler üzerinde yer alan MTF-1 ve MTF-2 dispersiyon eğrilerinin yüksek frekans bölgesinde kaldıkları açık olarak görülmektedir. Sondaj kuyu noktalarında yapılan ölçümlerden BH-A ve BH-S noktalarına ait dispersiyon eğrileri, en yüksek faz hızı (2000 m/s ve üzeri) değerlerine sahip dispersiyon eğrileridir. Grabenin güney kenarına yakın yer alan BH-A ve BH-S noktalarının dispersiyon eğrilerinin Menderes Masifi Metamorfik temeline kadar ulaşabildiği, bu nedenle düşük frekanslarda daha yüksek faz hızlarına ulaşabildikleri düşünülmektedir.



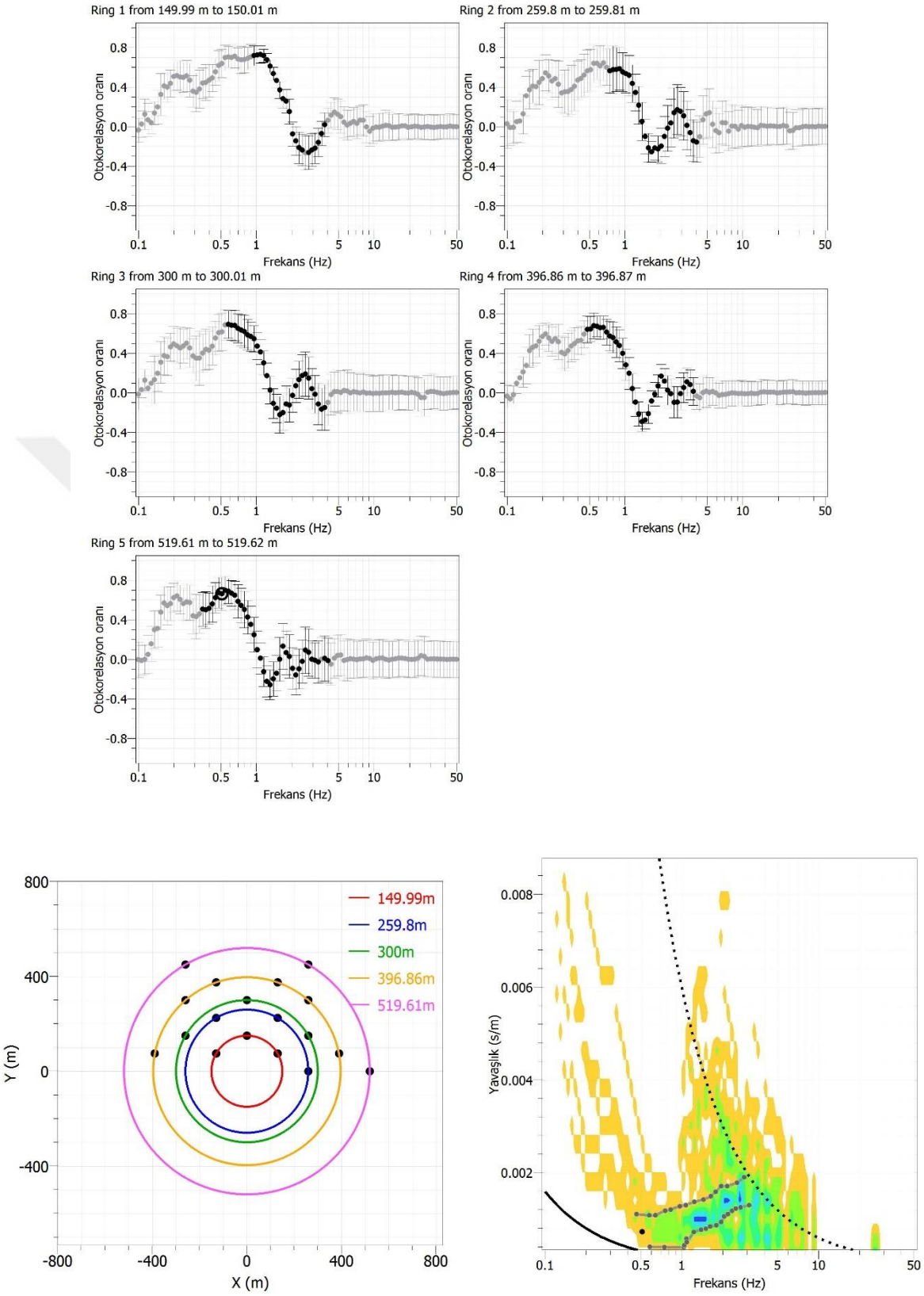
Şekil 4.40: CAG noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi.



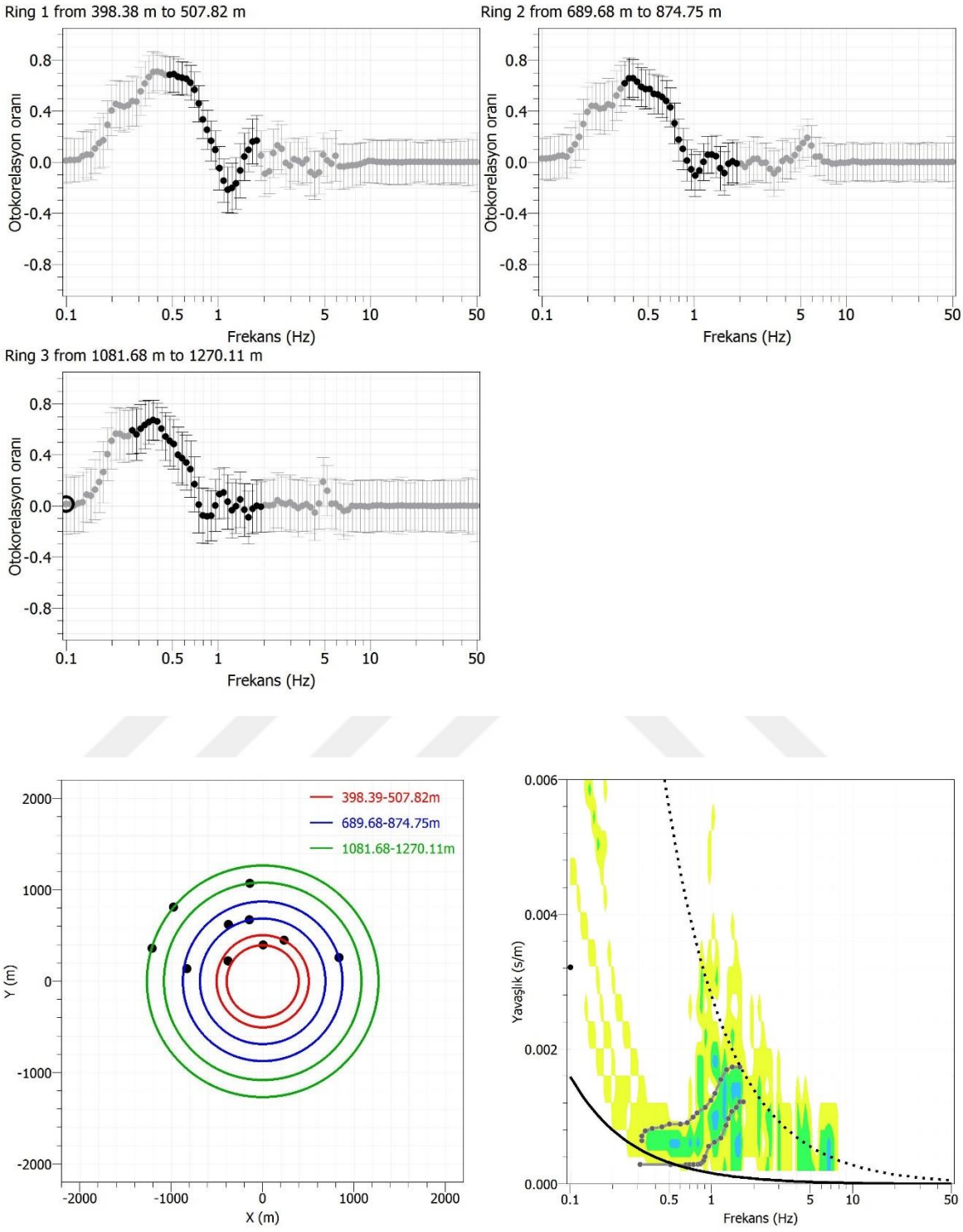
Şekil 4.41: PYD noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi.



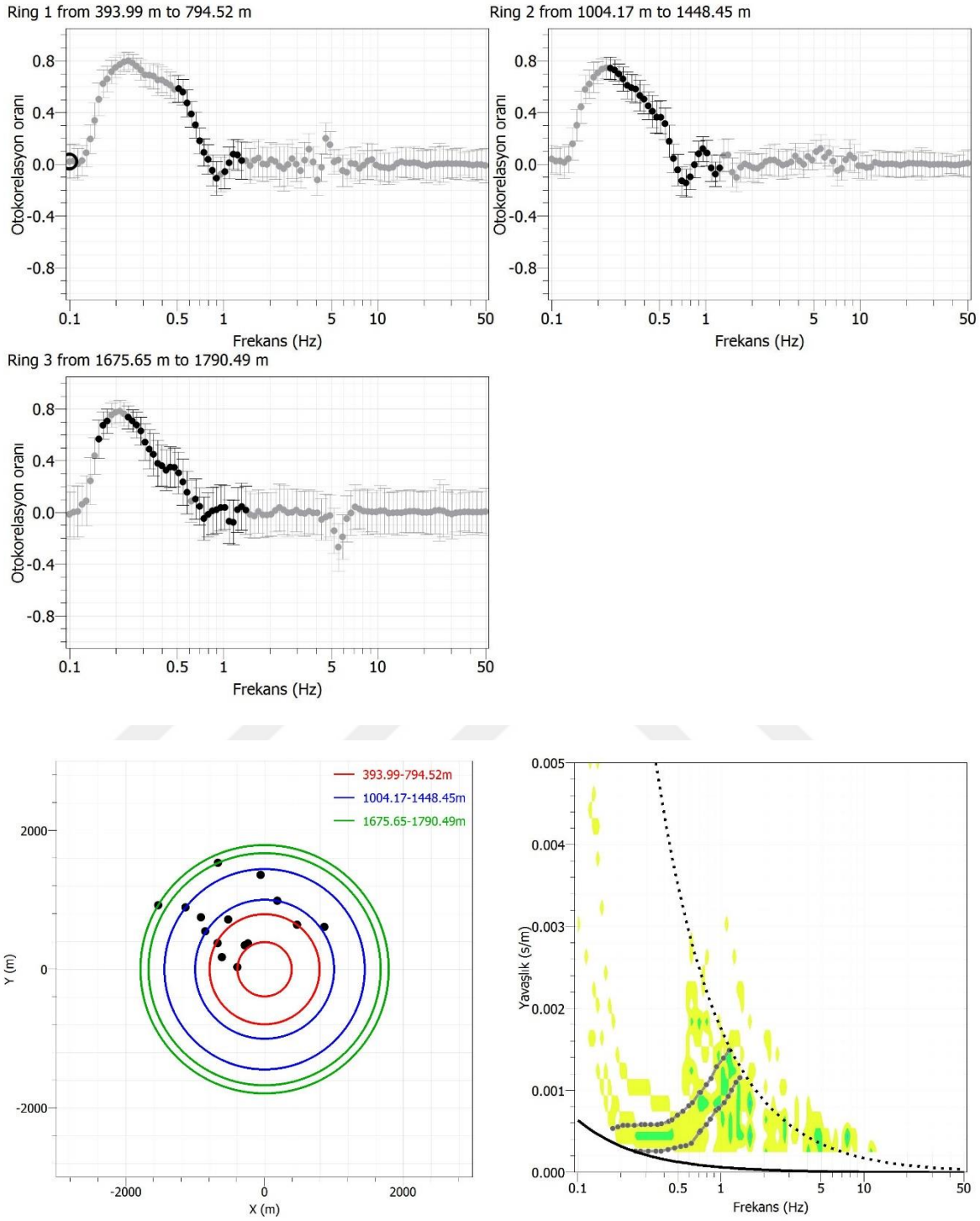
Şekil 4.42: GRS noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi.



Şekil 4.43: TGR noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi.



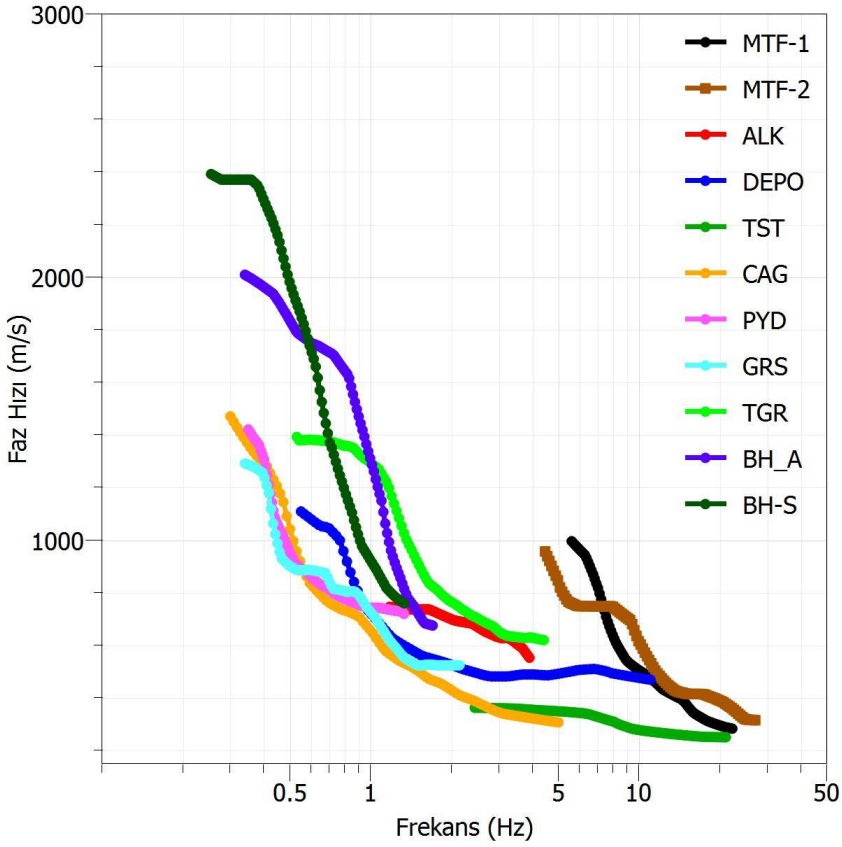
Şekil 4.44: BH-A noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi.



Şekil 4.45: BH-S noktası SPAC çözümü, halka seçimi ve azimutal dağılım haritası, otokorelasyon katsayı eğrileri ve dispersiyon eğrisi seçimi.

Bu noktalardaki dispersiyon eğrilerinin, graben içindeki noktalara göre çok ani faz hızı artışları keskin bir ana kaya geçişinin işareti olabilir. MTF ve sondaj noktaları dispersiyon eğrileri

karşılaştırıldığında ise, MTF noktasında elde edilen hız değerlerinin, grabenin tabanında bulunan metamorfik temel hız değerlerini tam olarak yansıtamayacağı açıktır. Graben dolgusu altında kalan metamorfik temelin üzerindeki yük ve basınç düşünüldüğünde, anakayanın yüzeylendiği alandaki hızların birbirinden farklı oldukları dispersiyon eğrilerinden açıkça görülmektedir.



Şekil 4.46: Alaşehir grabeni tüm dizilim noktalarına ait SPAC yöntemi ile seçilmiş Rayleigh dalgası temel modu dispersiyon eğrileri.

Graben dolgusu üzerinde kalan diğer noktalar (DEPO, TST, CAG, PYD, GRS) birbirine oldukça benzer dispersiyon eğrilerine sahiptir. Hatta TST dispersiyon eğrisi ile CAG noktasına ait dispersiyon eğrisi 2.5-5 Hz frekans aralığında neredeyse üst üste çakışmaktadır. Dolayısı ile en yüzeyde bulunan alüvyon dolgunun hızını TST dispersiyon çözümünden elde edilebileceği açıktır. Graben kenarlarında kalan ALK ve TGR dispersiyon eğrileri ise graben dolgusu üzerinde bulunan noktalarla aynı frekanslarda daha yüksek faz hızlarına sahip oldukları

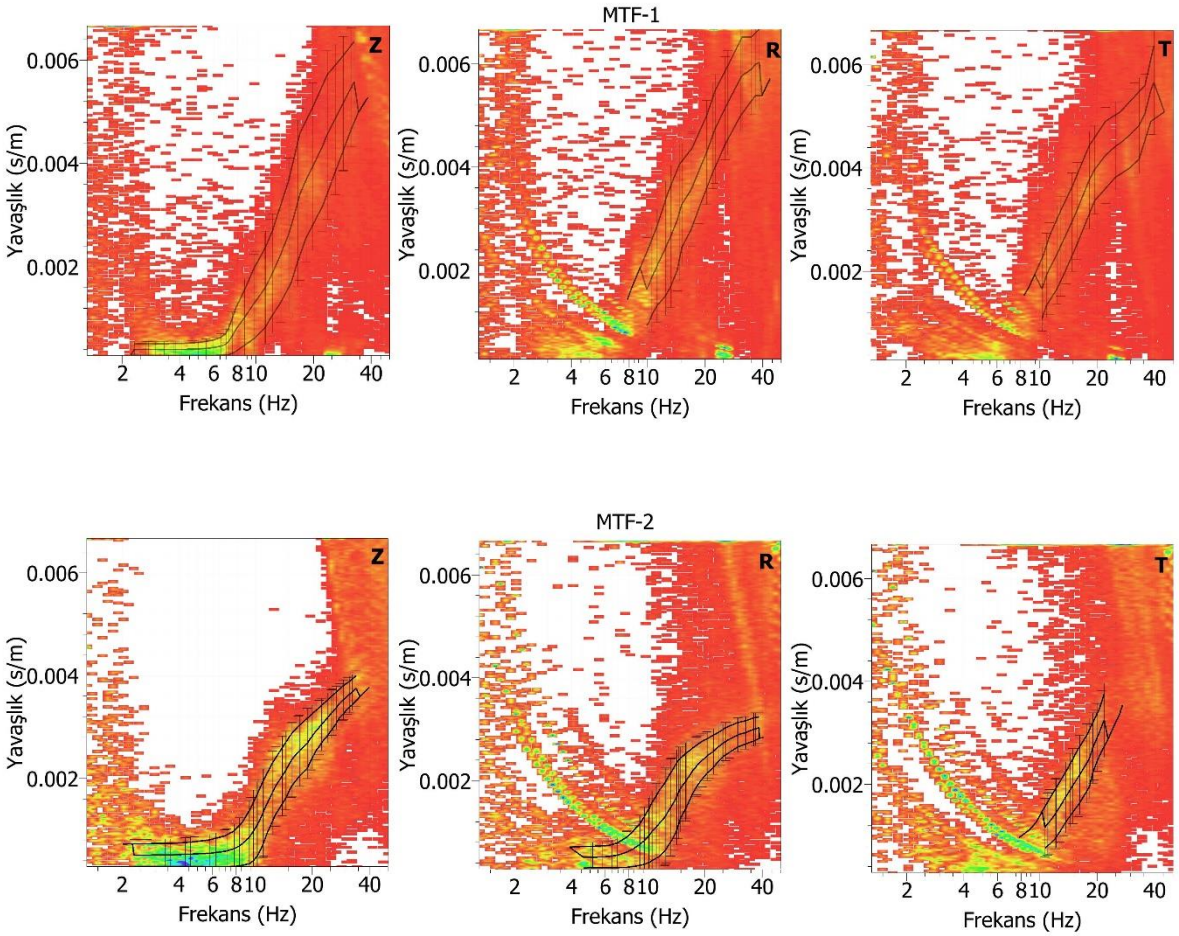
görülmektedir. Bu durumda graben ortasında kalan noktaların, metamorfik temele ulaşamadıkları, dispersiyon eğrilerinin frekans aralığının yetersiz kaldığı söylenebilir.

4.1.4. F-K Analizleri

Mikrotremör dizilim kayıtlarından dispersiyon karakterini belirleyen diğer bir yöntem de frekans-dalga sayısı (f-k) yöntemidir. Bu yöntemle dispersiyon eğrilerinde varsa yüksek modlar tespit edilebilmekte ve dolayısıyla hatalı ters çözüm yapılması da engellenebilmektedir. Ayrıca f-k yöntemi ile üç bileşen analizler de gerçekleştirilerek Love dalgası dispersiyon bilgisi de saptanabilmektedir. Love dalgaları yalnızca zemine ait yoğunluk ve kayma modülünden etkilenirler. Bu nedenle Love dalgası analizi Rayleigh dalgası düşey bileşen analizine göre Vs profilinin belirlenmesinde daha fazla kısıtlayıcı (constraint) rol oynayabilmektedir ve son yıllarda oldukça popüler hale gelmiştir. Rayleigh ve Love dalgalarına ait dispersyon eğrilerinin ters çözümü ile varsa yer altının anizotropik özellikleri de çıkarılabilir (Poggi ve diğ., 2017).

Bu tez çalışmasındaki dizilim ölçümleri BH-A ve BH-S sondaj kuyu noktaları dışında SPAC analizi için tasarlanan dizilimler olsa da kayıtların üç bileşenli olmasından dolayı Rayleigh düşey bileşen (fk-Z), Rayleigh raydal bileşen (fk-R) ve Love transvers bileşen (fk-T) dispersiyonları elde edilmesi hedeflenmiştir. Literatürde f-k analizi için minimum 5 istasyon (SESAME, 2005) kullanılması önerilmektedir. F-k analizleri, dizilim alıcı sayısının 5 (BH-A), 6 (BH-S) ve 7 (MTF-1, MTF-2, ALK, PYD, GRS, TGR) olduğu noktalarla birlikte, alıcı sayısının 4 olduğu (DEPO, CAG ve TST) noktalarda da gerçekleştirilmiştir.

Frekans-dalga sayısı analizinde de SPAC analizine benzer şekilde merkez frekansın 0.1 bant genişliği kadar olan dar bir bant aralığında verilere gauss filtresi uygulanmıştır. Frekans-dalga sayısı analizinde pencere uzunlukları 50T (periyodun 50 katı) olarak seçilmiştir. Spektrum incelemeleri 0.1-20 Hz frekans aralığında yapılmıştır. Sadece anakaya üzerinde yer alan noktalarda (MTF-1 ve MTF-2) 1-50Hz aralığında analiz yapılmıştır. Aşağıda her ölçüm noktası için üç-bileşen f-k analiz sonuçları verilmiş ve dispersiyon seçilebilir olanlar üzerinde bu seçimler işaretlenerek verilmiştir.

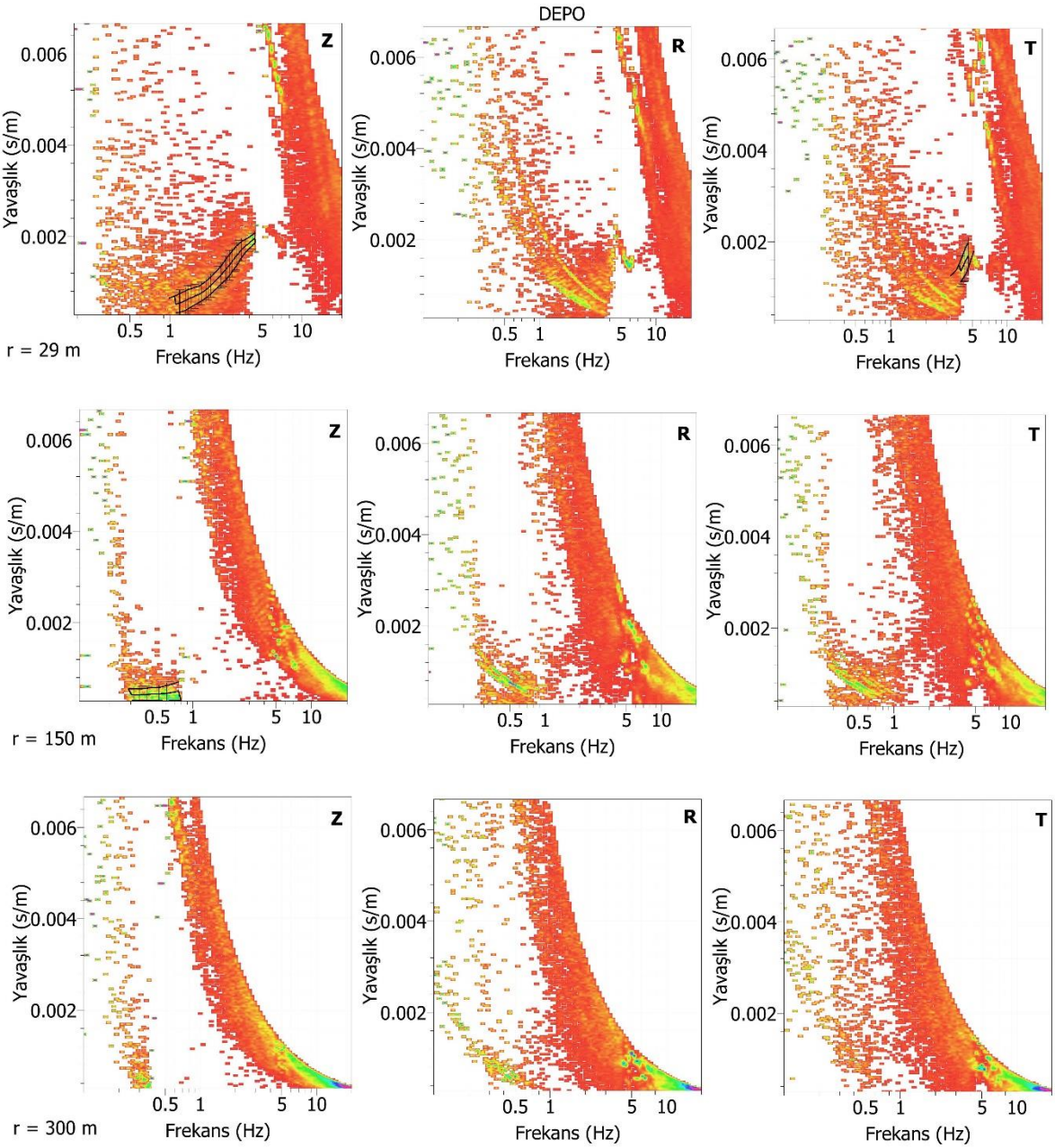


Şekil 4.47: MTF-1 ve MTF-2 noktalarına ait f-k analizi dispersiyon seçimleri.

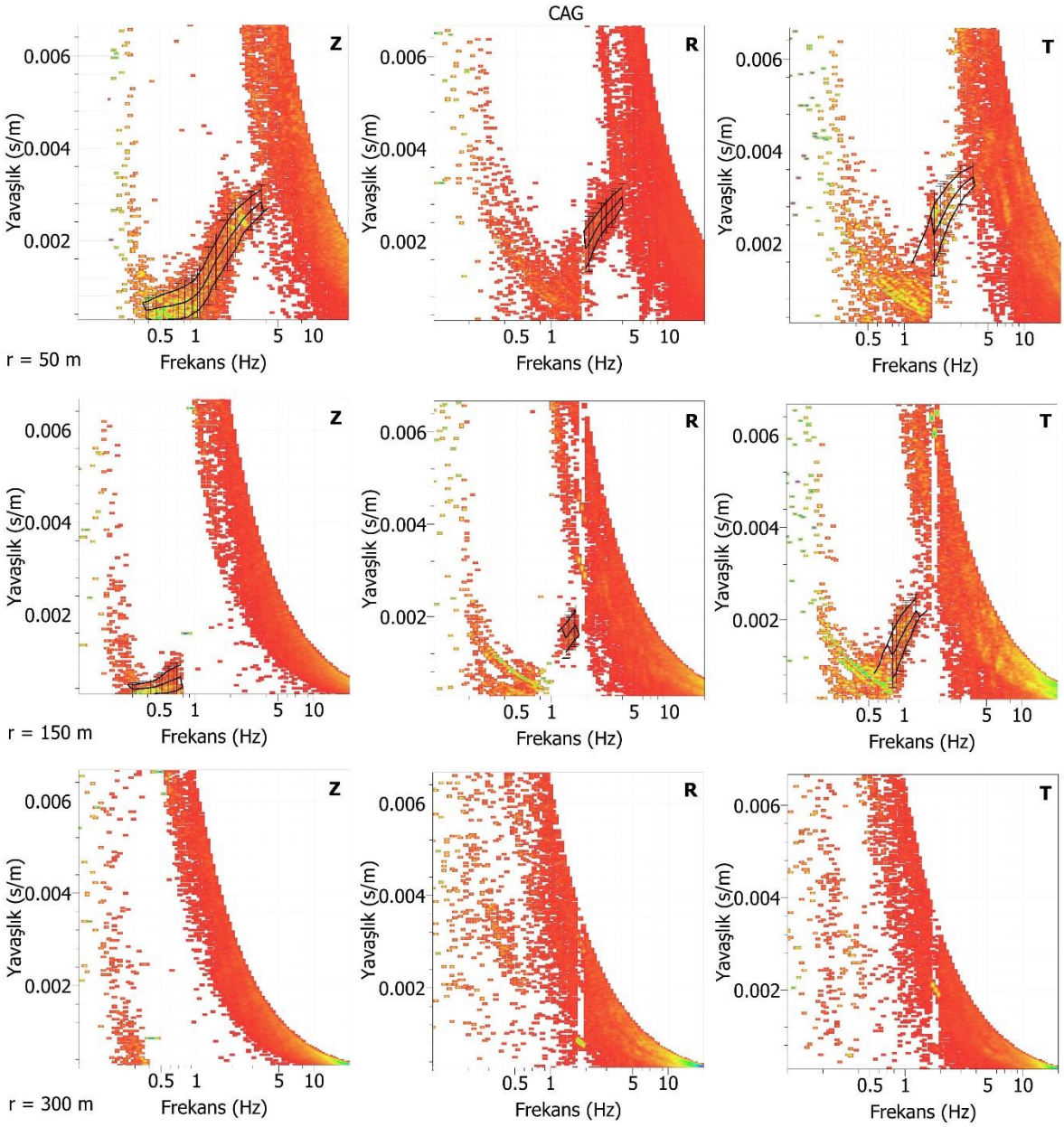
Anakaya üzerinde yer alan MTF-1 ve MTF-2 noktalarında her 3 bileşende de dispersiyon işaretlemesi yapılabilmiştir (Şekil 4.47). DEPO noktasına ait f-k analiz sonuçları Şekil 4.48'de verilmiştir. Sırasıyla 29m, 150m ve 300m yarıçaplı dizilimler için yapılan f-k analizleri maalesef dispersiyon elde etmeye elverişli değildir. Sadece 29m'lik dizilimin Rayleigh düşey (fk-Z) ve Love transvers (fk-T) bileşeninde ve 150m'lik dizilimin Rayleigh düşey (fk-Z) bileşeninde oldukça dar bir frekans bandında dispersiyon işaretlemesi yapılabilmiştir.

CAG noktasına ait f-k analiz sonuçları Şekil 4.49'da verilmiştir. Sırasıyla 50m, 150m ve 300m yarıçaplı dizilimler için yapılan f-k analizleri sonucunda 50m'lik dizilimde her 3 bileşende dispersiyon seçimi yapılabilmiştir. Benzer şekilde 150m'lik dizilimde çok dar frekans bandında da olsa 3 bileşende de dispersiyon işaretlenebilmiştir. Ancak en dışta yer alan ve yarıçapı 300m

olan dizlim için seçilebilir bir dispersiyon olmadığı Şekil 4.49'da en alttaki grafiklerde görülmektedir.

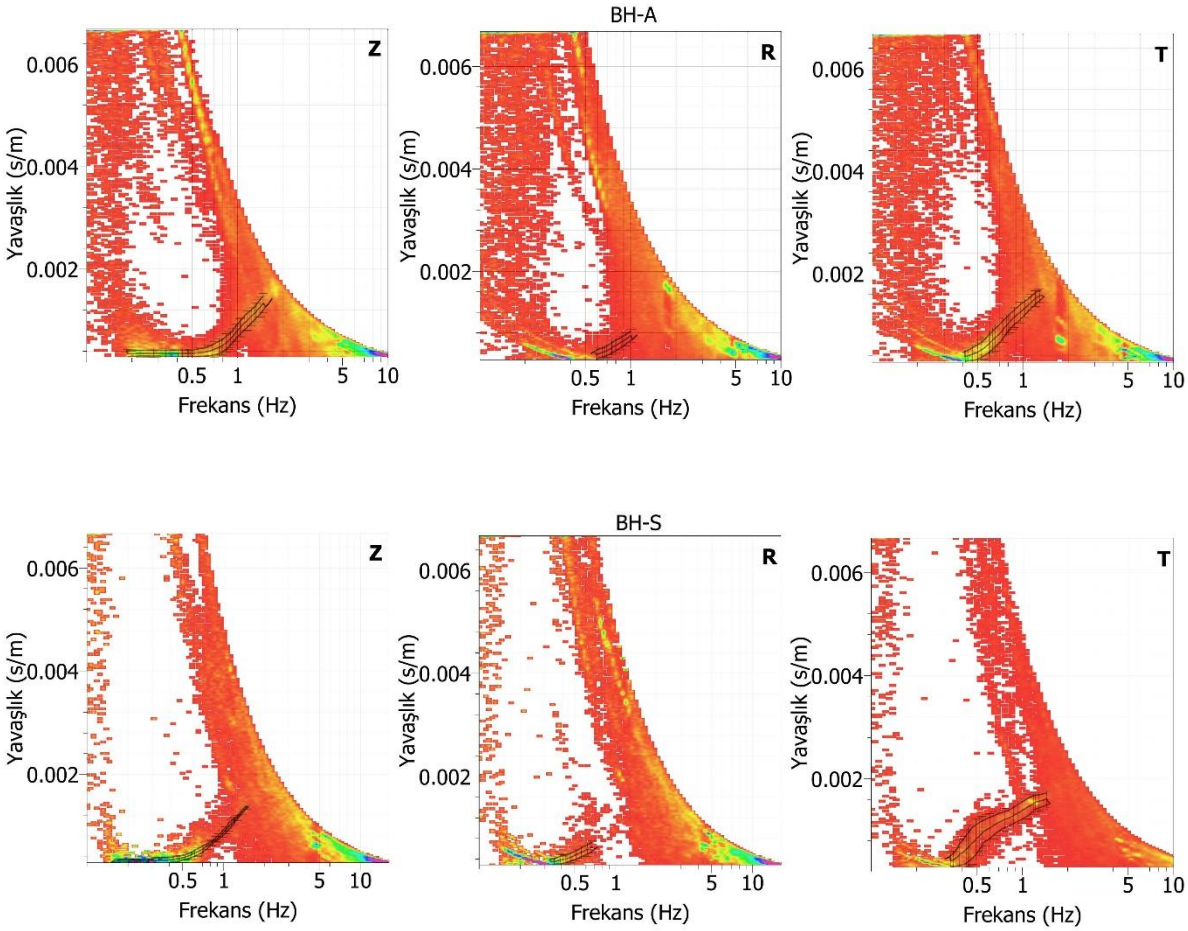


Şekil 4.48: DEPO noktasına ait f-k analizi dispersiyon seçimleri.



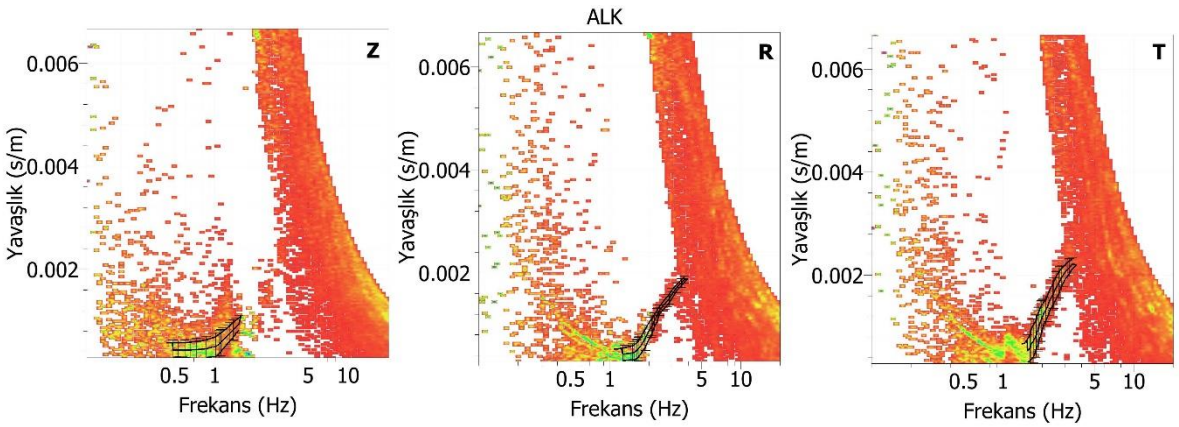
Şekil 4.49: CAG noktasına ait f-k analizi dispersiyon seçimleri.

Sondaj kuyu noktalarında yer alan BH-A ve BH-S f-k analiz sonuçları Şekil 4.50'de verilmiştir. Her 3 bileşende dispersiyon seçimi yapılabilmesinin yanı sıra, sondaj kuyu noktalarında dispersiyon eğrisi alt frekans bandı 0.2 Hz' e kadar ulaştığı görülmektedir. Grabenin güney sınırına yakın ALK noktasına ait f-k çözümlerinde (Şekil 4.51) yine 3 bileşen için dispersiyon seçimleri yapılabilmiş ancak sadece fk-Z bileşene ait analiz 0.5Hz'e kadar inebilmiş, fk-R ve fk-T işaretlemeleri 1 Hz'in üzerinde kalmıştır.

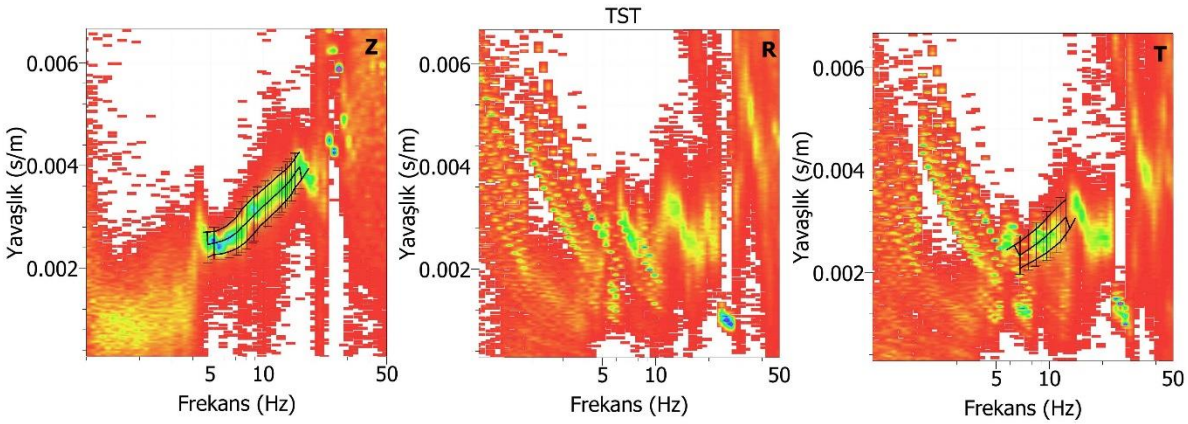


Şekil 4.50: Sondaj kuyu noktalarından oluşan BH-A ve BH-S noktalarına ait f-k analizi dispersiyon seçimleri.

Zorlu Enerji jeotermal enerji tesisi bahçesinde yer alan ve yarıçap değeri 5m olan dizilimin f-k çözümü fk-Z ve fk-T bileşenler için dispersiyon seçimi yapılabilmiştir (Şekil 4.52). Dizilim yarıçapının çok küçük olmasına bağlı olarak bu noktada seçilen dispersiyon eğrisi 5-10Hz aralığında yer almaktadır ve graben dolgusunun yüzeye yakın bölgesindeki hız değerleri için daha yüksek çözünürlükte sonuç üreteceği düşünülmektedir.



Şekil 4.51: ALK noktasına ait f-k analizi dispersiyon seçimleri.

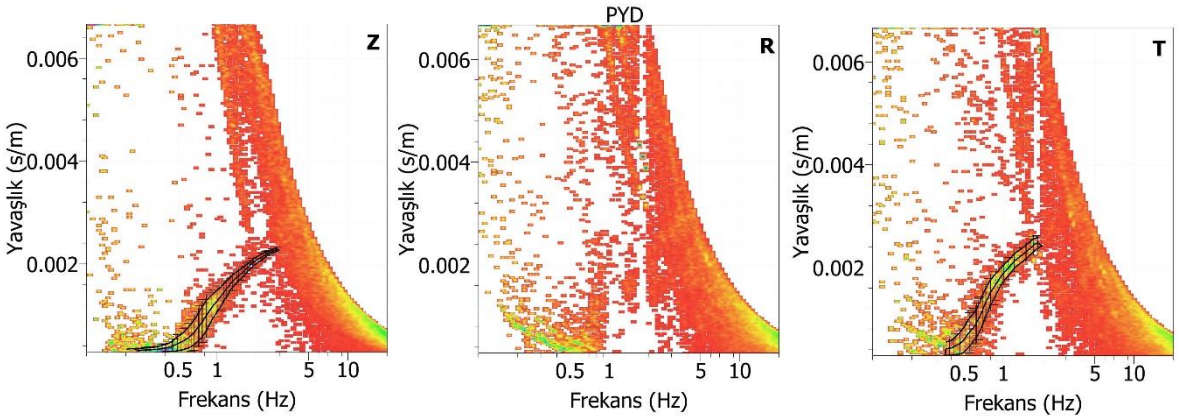


Şekil 4.52: TST noktasına ait f-k analizi dispersiyon seçimleri.

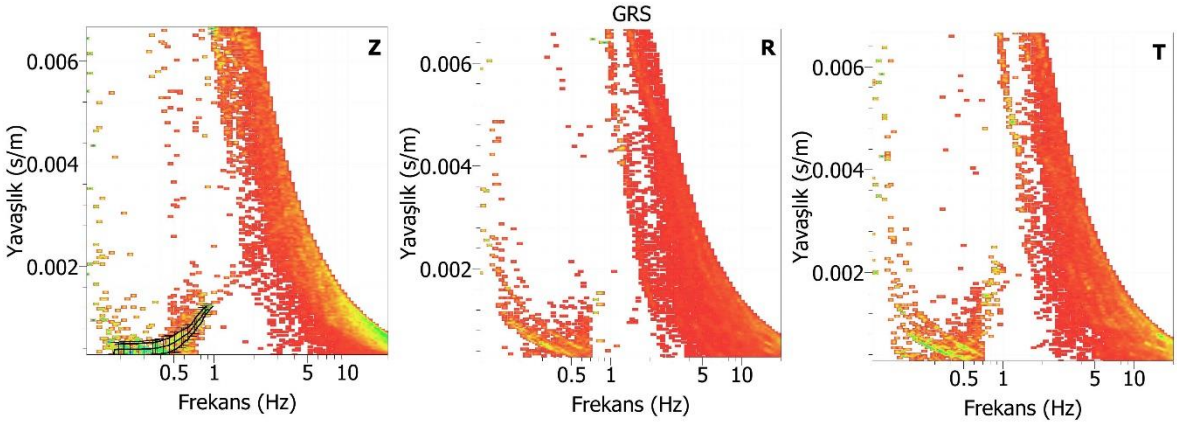
PYD noktasına ait f-k çözümleri ve dispersiyon seçimleri Şekil 4.53'de verilmiştir. Rayleigh düşey (fk-Z) ve Love transvers (fk-T) bileşenler için dispersiyon işaretlemesi yapılabilmiştir.

Grabenin orta noktalarındaki GRS noktası f-k çözümlerinde ise üç bileşenden sadece fk-Z için dispersiyon işaretlemesi yapılabilmiştir (Şekil 4.54). Grabenin kuzey kenarında yer alan TGR noktasında ise her 3 bileşende dispersiyon seçilebilmiş ve sonuçlar Şekil 4.55'de verilmiştir.

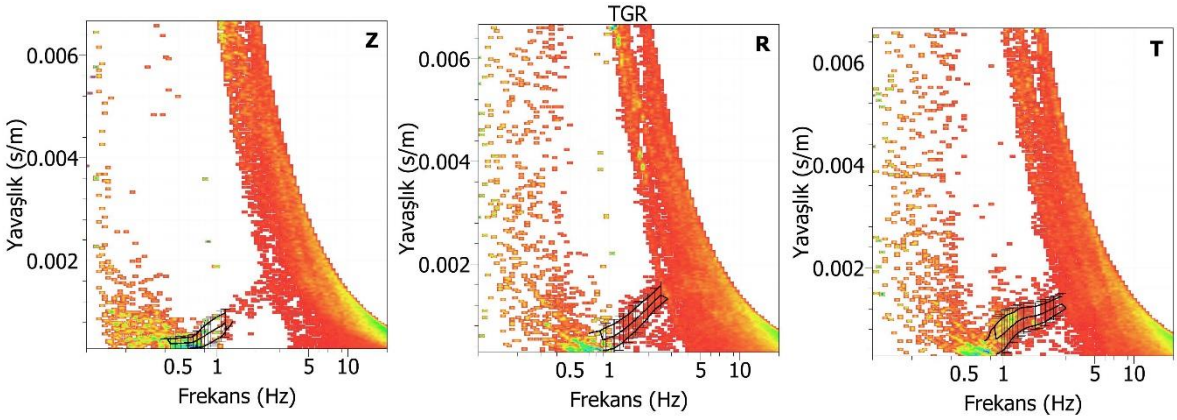
Frekans-dalga sayısı analizi sonucunda herhangi bir dalga sayısı kısıtlaması olmaksızın, seçilebilen tüm dispersiyonlar işaretlenmiştir. Ancak f-k yönteminde dizilim tepki fonksiyonundan hesaplanan k_{min} ve k_{max} dalga sayıları, dispersiyon eğrisinin güvenilir olduğu frekans aralığını belirlemektedir (Asten ve Henstridge, 1984; Wathelet ve diğ., 2008). SPAC yönteminde ise dispersiyon eğrisinin güvenilir alt frekans limiti maksimum dizilim yarıçapına



Şekil 4.53: PYD noktasına ait f-k analizi dispersiyon seçimleri.



Şekil 4.54: GRS noktası f-k analizi dispersiyon seçimleri.



Şekil 4.55: TGR noktasına ait f-k analizi dispersiyon seçimleri.

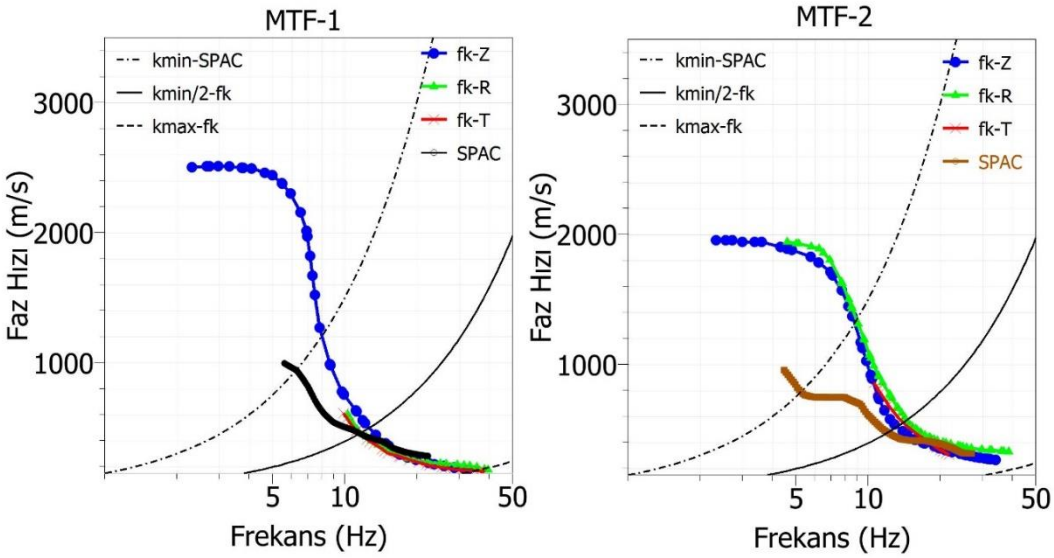
(R_{max}) bağlı ölçülebilecek maksimum dalga boyuna (λ_{max}= 10~20*R_{max}) (Okada, 2003) bağlı hesaplanmış minimum dalga sayısı (k_{min}-SPAC = $2\pi/\lambda_{max}$) ile denetlenebilmektedir. SPAC yönteminin literatürde (Okada, 2003) R_{max}'ın 10~20 katına kadar araştırma derinliğine ulaşabileceği belirtilmektedir. SPAC dispersiyonlarına ait parametrelerin yer aldığı Tablo 4.5'de yer alan λ_{max}/R_{max} değerlerine göre bu çalışma için k_{min}-SPAC değeri 15*R_{max} kabulüne göre hesaplanmıştır.

SPAC ve f-k yöntemleri ile elde edilen dispersiyon eğrileri tüm dizilim noktaları için aynı grafikte verilmiştir. Dispersiyon eğrilerinin güvenilir olduğu bölgeler yukarıda verilen dalga sayısı limitlerinin grafiklere eklenmesi ile denetlenmiştir. Ancak SPAC ve f-k dispersiyonlarını mümkün olan en geniş frekans aralığında karşılaştırabilmek için f-k dispersiyonlarının alt frekans limiti $k_{min}/2$ dalga sayısına göre denetlenmiştir. Seçilen dispersiyon eğrisinin dalga sayısı limitleri içerisinde başlayıp, limit değer dışına çıkması durumunda grafiklerde yer verilmiş, limit değerleri içerisinde başlamayıp tamamı güvenilir bölge dışında kalan dispersiyonlar ihmal edilerek grafiklerde gösterilememiştir.

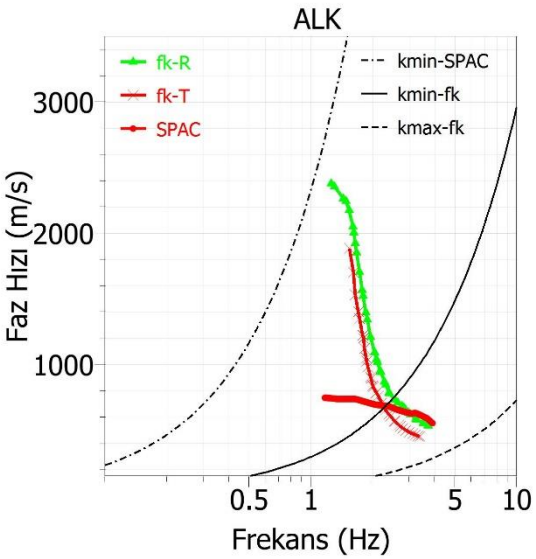
Şekil 4.56'da Menderes Masifi temel kayası üzerinde yer alan MTF dizilim noktalarına ait dispersiyon karşılaştırması verilmiştir. Her iki grafikte f-k ve SPAC eğrileri arasında f-k için dalga sayısı limitleri içerisinde uyumlu olduğu görülmektedir. 10 Hz'in altındaki frekans bölgesinde ise f-k yöntemi güvenilir bölge dışında kalırken SPAC dispersiyonları ise güvenilir alanda kalmaktadır.

Şekil 4.57'de, graben kenarında bulunan ALK dizilim noktasına ait dispersiyon karşılaştırması verilmiştir. F-k ve SPAC eğrileri arasında 3-4 Hz frekans aralığında bir çakışma görülmektedir ve bu bölge her iki yöntem için de güvenilir alanda kalmaktadır.

DEPO ve CAG dizilimlerine ait f-k çözümleri Şekil 4.58'de verilmiştir. DEPO ve CAG dizilimleri 4 istasyonlu 3 farklı yarıçaptan oluştuğu için; f-k dalga sayısı limitleri hesaplanırken $k_{min}/2$ her yarıçap için, k_{max} ise en içteki yarıçap için grafiklerde gösterilmiştir. Her iki noktada 300m yarıçapa ait bir dispersiyon olmadığından $k_{min}/2$ hesabına dahil edilmemiştir.



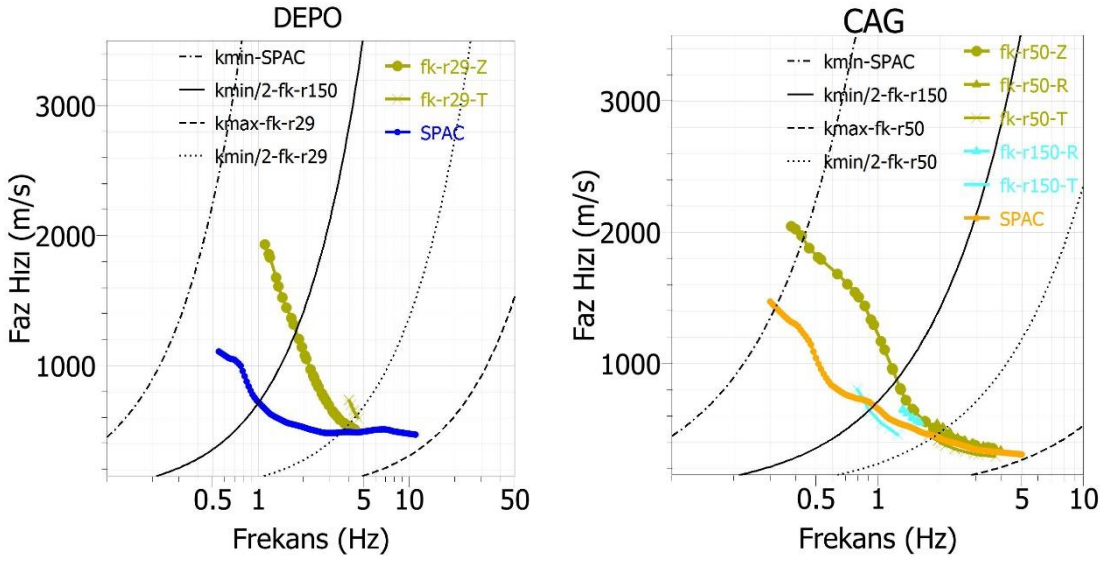
Şekil 4.56: MTF-1 (solda) ve MTF-2 (sağda) noktalarına ait f-k yöntemi ile belirlenen üç bileşene ait dispersiyon eğrileri ve SPAC yöntemi ile elde edilen dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması. Rayleigh (fk-Z) mavi nokta, Rayleigh (fk-R) yeşil üçgen, Love (fk-T) kırmızı çarpı ile gösterilmiştir. SPAC yöntemi ile belirlenen Rayleigh dalgasına ait düşey bileşen MTF-1 için siyah daire, MTF-2 için kahverengi daire ile verilmiştir. Grafiklerde f-k dalga sayısı limitleri k_{max} kesikli çizgi, $k_{min}/2$ düz çizgi, SPAC için k_{min} ise noktalı kesik çizgi ile gösterilmiştir.



Şekil 4.57: ALK noktası f-k yöntemi ile belirlenen üç bileşene ait dispersiyon eğrileri ve SPAC yöntemi ile elde edilen dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması. Rayleigh (fk-R) yeşil üçgen, Love (fk-T) kırmızı çarpı ile gösterilmiştir. SPAC yöntemi ile belirlenen Rayleigh dalgasına ait düşey bileşen kırmızı daire ile verilmiştir. Grafiklerde f-k dalga sayısı limitleri k_{max} kesikli çizgi, $k_{min}/2$ düz çizgi, SPAC için k_{min} ise noktalı kesik çizgi ile gösterilmiştir.

DEPO noktasında 29m yarıçapa ait f-k dispersiyonlarının $k_{min}/2$ sınırına çok yakın ve dar bir frekans aralığında SPAC ile uyum gösterdiği, ancak 4 Hz'in altında güvenilirlik sınırının dışına çıkmakla birlikte SPAC dispersiyon eğrisinden de ayrıştığı görülmektedir. SPAC dispersiyon eğrisi ise güvenilir alanda kaldığı görülmektedir. CAG noktasında 50m yarıçaplı dizilime ait f-k ve SPAC dispersiyonları birbiriyle uyumludur. SPAC ve f-k dispersiyon eğrilerinin birbirinden farklılaşmaya başladığı 2 Hz'in altında kalan frekans bölgesi 50m ve 150m yarıçaplı dizilimler için f-k güvenilirlik sınırları dışında kaldığı görülmektedir (Şekil 4.58). SPAC yönteminden elde edilen dispersiyon eğrisi ise güvenilir alanda kaldığı görülmektedir.

TST dizilim noktasına ait f-k ve SPAC dispersiyon eğrileri karşılaştırması Şekil 4.59'da verilmiştir. Diğer dizilim noktalarından farklı olarak sadece 5m yarıçaplı tek üçgen dizilime sahip TST diziliminde fk-Z ve SPAC dispersiyonlarının birbiri ile uyumlu olduğu görülmektedir.

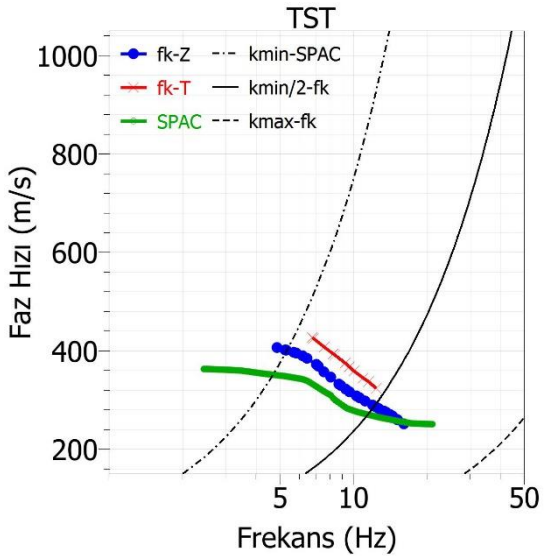


Şekil 4.58: DEPO (solda) ve CAG (sağda) noktaları için f-k yöntemi ile belirlenen üç bileşene ait dispersiyon eğrileri ve SPAC yöntemi ile elde edilen dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması. F-k dispersiyon eğrileri en içten dışa doğru her yarıçap için sırasıyla hardal ve camgöbeği rengi ile verilmiştir. Rayleigh (fk-Z) nokta, Rayleigh (fk-R) üçgen, Love (fk-T) çarpı sembolü ile verilmiştir. SPAC yöntemi ile belirlenen Rayleigh dalgasına ait düşey bileşen DEPO için mavi daire CAG için turuncu daire ile verilmiştir. Grafiklerde f-k dalga sayısı limitleri k_{max} kesikli çizgi, 29m-50m için $k_{min}/2$ nokta, 150m için $k_{min}/2$ düz çizgi, SPAC için k_{min} ise noktalı kesik çizgi ile gösterilmiştir.

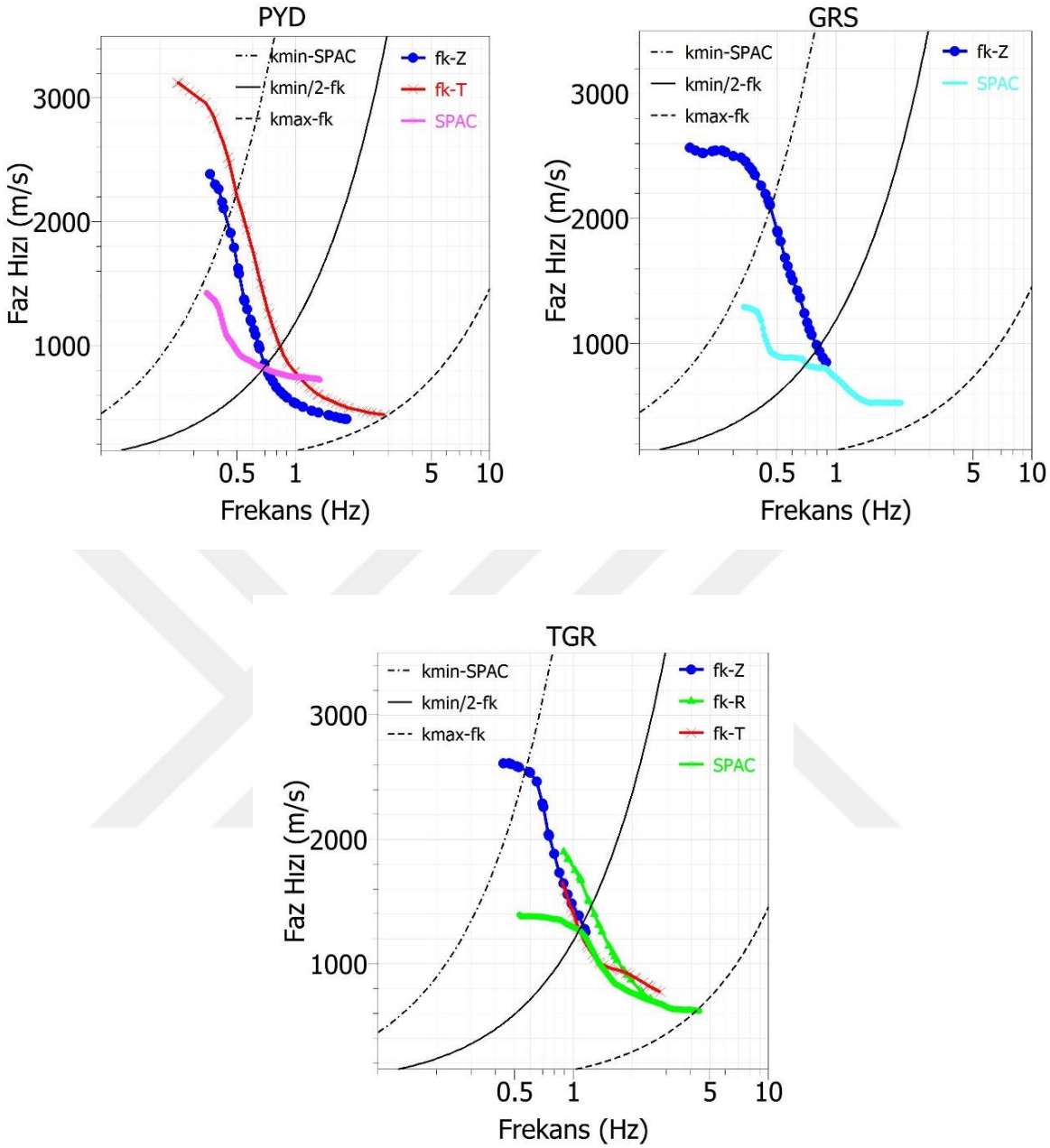
PYD, GRS ve TGR dizilim noktalarına ait dispersiyon eğrileri karşılaştırması ise Şekil 4.60'da verilmiştir. PYD için f-k ve SPAC dispersiyonlarının birbirine yakın faz hızı değerlerine sahip

olduğu söylenebilir. GRS ve TGR noktalarında ise 1 Hz frekansına kadar gözlenen uyum, 1 Hz'in altındaki frekanslarda ortadan kalmaktadır bu bölge aynı zamanda f-k için güvenilir olmayan alanda kalmaktadır. PYD, GRS ve TGR dizilimlerine ait SPAC dispersiyon eğrileri güvenilir alanda bulunmaktadır.

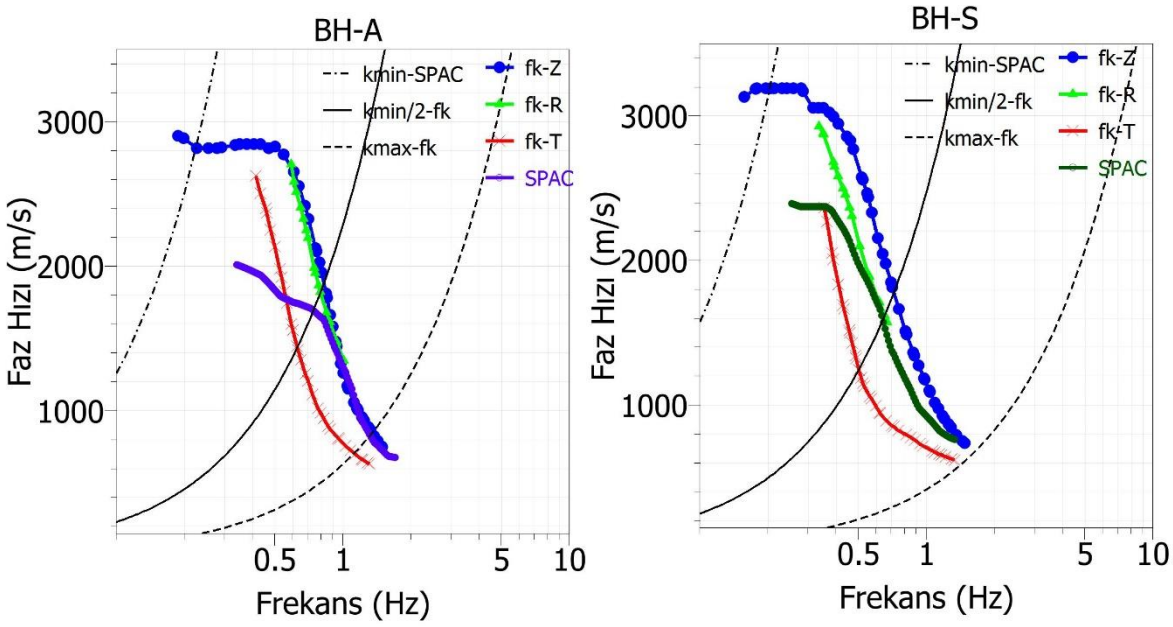
Bundan önceki noktalar SPAC analizi yapmak üzere tasarlanmış dizilimler olduğundan, f-k analizlerinin sınırlı kalmış olması beklenen bir durumdur. Ancak f-k yöntemine daha uygun bir dizilime sahip BH-A ve BH-S noktalarına ait f-k ve SPAC dispersiyon karşılaştırmaları Şekil 4.61'de verilmiştir. BH-A ve BH-S dizilim noktaları dispersiyon eğrileri incelendiğinde, BH-A için yaklaşık 0.8 Hz frekansına kadar tüm dispersiyon eğrileri neredeyse tam uyum göstermiştir. Yaklaşık olarak $k_{min}/2$ sınırı altında kalan frekans bölgesinde f-k ve SPAC eğrileri birbirinden farklı faz hızlarına sahiptir. Ancak SPAC dispersiyon eğrisi güvenilir alanda kalmaktadır. BH-S dizilimi noktasında da benzer şekilde $k_{min}/2$ ve k_{max} limitleri içerisinde her



Şekil 4.59: TST noktası f-k yöntemi ile belirlenen üç bileşene ait dispersiyon eğrileri ve SPAC yöntemi ile elde edilen dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması. Rayleigh (fk-Z) mavi nokta ile gösterilmiştir. SPAC yöntemi ile belirlenen Rayleigh dalgasına ait düşey bileşen yeşil daire ile verilmiştir. Grafiklerde f-k dalga sayısı limitleri k_{max} kesikli çizgi, $k_{min}/2$ düz çizgi, SPAC için k_{min} ise noktalı kesik çizgi ile gösterilmiştir.



Şekil 4.60: PYD, GRS ve TGR dizilim noktalarına ait f-k yöntemi ile belirlenen üç bileşene ait dispersiyon eğrileri ve SPAC yöntemi ile elde edilen dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması. Rayleigh (fk-Z) mavi nokta, Rayleigh (fk-R) yeşil üçgen, Love (fk-T) kırmızı çarpı ile gösterilmiştir. SPAC yöntemi ile belirlenen Rayleigh dalgasına ait düşey bileşen PYD için pembe daire, GRS için camgöbeği daire, TGR için yeşil daire ile verilmiştir. Grafiklerde f-k dalga sayısı limitleri k_{max} kesikli çizgi, $k_{min}/2$ düz çizgi, SPAC için k_{min} ise noktalı kesik çizgi ile gösterilmiştir.



Şekil 4.61: BH-A ve BH-S noktaları f-k yöntemi ile belirlenen üç bileşene ait dispersiyon eğrileri ve SPAC yöntemi ile elde edilen dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması. Rayleigh (fk-Z) mavi nokta, Rayleigh (fk-R) yeşil üçgen, Love (fk-T) kırmızı çarpı ile gösterilmiştir. SPAC yöntemi ile belirlenen Rayleigh dalgasına ait düşey bileşen BH-A için mor daire, BH-S için yeşil daire ile verilmiştir. Grafiklerde f-k dalga sayısı limitleri k_{max} kesikli çizgi, $k_{min}/2$ düz çizgi, SPAC için k_{min} ise noktalı kesik çizgi ile gösterilmiştir.

iki yönteme ait dispersiyonlar uyum göstermekte, hatta BH-S noktasında fk-$k_{min}/2$ limiti altında bile aynı uyumun devam ettiği görülmektedir. BH-A ve BH-S dizilim noktalarının sondaj kuyu noktaları olması ve SPAC için tasarlanmış dizilimlerin aksine asimetrik bir dağılıma sahip olması, f-k analizinde diğer noktalara göre daha başarılı olmasının nedeni olarak açıklanabilir.

Dispersiyon eğrisi belirleme çalışmaları frekans-dalga sayısı (f-k) ve uzaysal otokorelasyon metodu (SPAC) yöntemleri kullanılarak tamamlandıktan sonra, ters çözümde kullanılacak nihai dispersiyon eğrisine karar verilmiştir. Bu amaçla bir istasyon için elde edilen tüm dispersiyon eğrileri aynı grafikte toplanmış ve birbiri ile uyumu kontrol edilmiştir. Aynı ölçüm için farklı metotlarla elde edilen dispersiyonların tutarlı olması beklenmiştir. Her iki yöntemden elde edilen dispersiyon eğrilerinin f-k yönteminin güvenilirlik sınırları içerisinde SPAC dispersiyonu ile uyumlu olduğu gözlenmiştir. Alaşehir Grabeni için f-k analizi ile yüksek modlara rastlanmamıştır. SPAC yönteminden elde edilen Rayleigh dalgası dispersiyon eğrileri f-k yönteminden elde edilenlere göre daha düşük frekanslara inebilmiştir. Ayrıca Love dalgası dispersiyon eğrileri tüm istasyonlarda gözlenememiş ve Rayleigh dalgalarında olduğu gibi

düşük frekanslara inememiştir. Bu nedenlerle Alaşehir grabeni dispersiyon ters çözümleri SPAC metodundan elde edilen Rayleigh dalgası dispersiyonlarıyla yapılmıştır.

4.2. TERS ÇÖZÜM

Jeofizik çalışmalarda ters çözüm işlemleri öncesinde çalışma sahasını temsil eden bir başlangıç modeline ihtiyaç duyulur. Bu model, var olan yer altı bilgisinin (sondaj, jeoloji, jeofizik araştırmalar vb.) kullanılması yanında, kör test (herhangi bir yer altı bilgisi olmadan) şeklinde de türetilebilir. Alaşehir Grabeni dispersiyon eğrileri ters çözümleri Renalier ve diğ. (2010) tarafından tanımlanan kör test aşamaları kullanılarak oluşturulmuştur. Ancak, sahada daha önce yapılmış çok sayıda sondaj ve jeofizik verileri olması sebebiyle bu bilgiler de kısmen çözümlere dahil edilmiştir.

4.2.1. Komşuluk (Neighbourhood) Algoritması

Bu çalışmada dispersiyon eğrilerinin ters çözümünde komşuluk (Neighbourhood) algoritması (Sambridge, 1999, Wathelet ve diğ., 2004) kullanılmıştır. Komşuluk algoritması stokastik bir doğrudan arama yöntemidir (Sambridge, 1999). Diğer stokastik arama yöntemleriyle (Genetik Algoritma, Benzetilmiş Tavlama-Simulated Annealing) karşılaştırıldığında, komşuluk algoritmasının daha az sayıda (sadece 2) ayar parametresi olup daha iyi sonuçlar elde ettiği görülmüştür (Sambridge, 1999). Komşuluk algoritması gibi doğrudan arama yöntemleri, tüm parametre uzayının araştırılmasına ve ön bilgilerin rasyonel bir şekilde sunulmasına izin verir. Yüzey dalgası ters çözümündeki sınırlı sayıda parametre nedeniyle, doğrusallaştırılmış yöntemlere güçlü bir alternatif oluştururlar (Wathelet, 2005). Komşuluk algoritmasının en önemli özelliği, geliştirilmiş modellerin aranmasına rehberlik etmesi için önceki örneklerin kullanılmasıdır. Hata fonksiyonu (misfit function) önceki tüm örneklerde bilindiğinde, komşuluk algoritması parametre uzayının en umut verici kısımlarını bulmak ve araştırmak için Voronoi geometrisini kullanır.

Komşuluk algoritması dört ayar parametresine ihtiyaç duyar:

it_{max}, gerçekleştirilecek yineleme sayısıdır;
n_{s0}, ters çözümün başlangıcında parametre uzayı içinde rastgele seçilen modellerin sayısıdır;
n_s,her iterasyonda üretilecek model sayısıdır;
n_r, n_s modellerin üretildiği en iyi hücrelerin (en düşük hata) sayısıdır.

Ters çözüm işlemi aşağıdaki aşamalardan oluşur:

1. Bir dizi n_s modeli, parametre uzayında tek düze olasılıkla rastgele oluşturulur.
2. En son oluşturulan modeller için hata fonksiyonu hesaplanır.
3. Şimdiye kadar üretilmiş tüm modeller arasında en düşük uyumsuzluğa sahip modeller n_r seçilir.
4. Seçilen her hücrede tek düze olasılığa sahip ns yeni örneğin ortalaması alınır.
5. Ns'nin yeni örnekleri önceki model grubuna eklenir ve 2'ye geri dönülür.

Komşuluk algoritması, güvenilir ve hızlı düz çözüme ihtiyaç duyan esnek ve güçlü bir ters çözüm yöntemidir. Tüm olası çözümleri keşfetme yeteneği, karmaşık ve bazen yetersiz kısıtlanmış (constrained) jeofizik problemler için doğrusallaştırılmış yöntemlere göre güçlü bir avantaj sunmaktadır (Wathelet, 2005).

4.2.2. En Uygun Tabaka Sayısının Belirlenmesi

Ters çözüm sürecinde uygun bir başlangıç modeli oluşturmak oldukça önemlidir. Kör test; başlangıç modelinin öncü bir yeraltı bilgisine dayanmadan oluşturulması işlemidir. Parametre seçimi Renalier ve diğ. (2010)'da yer alan tekdüze (uniform) tabaka modeli ve artan tabaka sayısı stratejisi uygulanarak sonuçların arazi verisi ile uyumu denetlenmiştir. Bu uygulamada; ters çözümde kullanılacak tabaka sayısı, iki tabakalı modelden başlayarak arttırılır ve ters çözüm işlemi yapılır. Ters çözüm sonunda elde edilen dispersiyon eğrisi ile gözlemsel dispersiyon eğrisinin uyumu (misfit) kontrol edilir. Uyumun daha fazla artmadığı aşamada tabaka sayısına karar verilir. Modelde kullanılan tabak parametre (kalınlık, Vs, Vp, yoğunluk, poisson oranı) değerleri için yeterli genişlikte aralıklar tanımlanır. Renalier ve diğ. (2010) çalışmasında Vs hızı zemin tabakaları için 50m/sn-1500m/sn aralığında seçilirken, kaya birimlerde 200m/sn-3000m/sn aralığında seçilmiştir. Tek sınırlayıcı parametre son arayüz (anakaya geçişi) için belirlenmiş ve kuyu loglarındaki anakaya derinliğinin yaklaşık 1.5 katı kullanılmıştır. Poisson oranları ise zeminde 0.35-0.50 aralığında seçilirken, kaya birimler için 0.30-0.40 aralığında alınmıştır.

Bu çalışmada Renalier ve diğ. (2010)'da bahsedilen parametre seçim stratejisi kullanılmıştır. Ancak zemin birimler için üst sınır olan 1500m/sn yerine 2000m/sn, kaya birimler için de 3000m/sn yerine 3500m/sn kullanması tercih edilmiştir. Bunun nedeni Renalier ve diğ. (2010)'da zemin tabaka kalınlıkları en fazla 300m iken bizim çalışma sahamızda Neojen yaşlı sediman dolgu kalınlığının 2000-3000m (Öner ve Dilek, 2011, 2013) aralığında olması ve ana kayanın hemen üzerinde nispeten daha yüksek hızların bekleniyor olmasıdır. Temel kaya birimler Menderes Masifi metamorfikleri olduğundan burada da üst limit 3500m/sn olarak belirlenmiştir.

Serbest yüzey üzerindeki zemin tabaka sayısı (n_L) Renalier ve diğ. (2010)'da jeolojiye uygun olarak seçilmiştir. Tabaka sayısının ters çözüm üzerindeki etkisinin incelenmesi amacı ile serbest yüzey üzerinde tabaka sayısı 1'den başlayarak 9 tabaka sayısına kadar ters çözümler yapılmış, ters çözümler sonrası elde edilen misfit değerleri karşılaştırılarak en iyi çözüm için optimum tabaka sayısı belirlenmiştir.

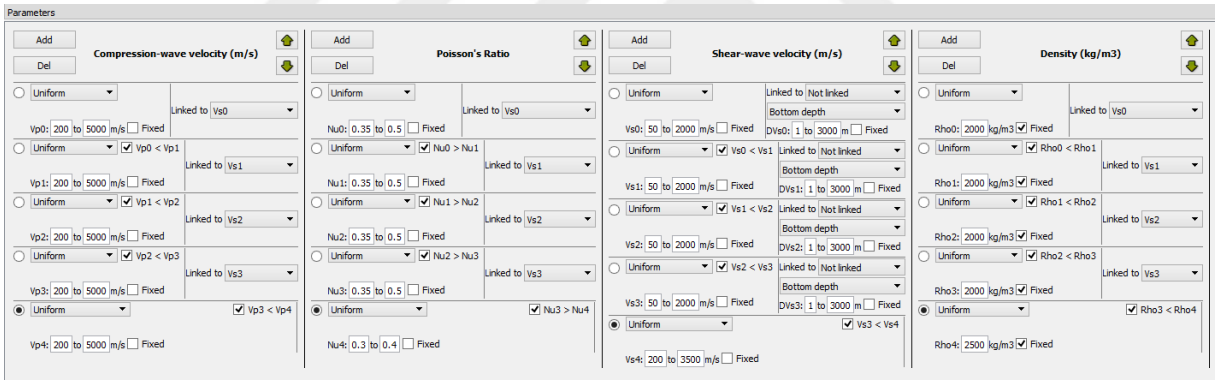
Kör testin başarısını test etmek amacıyla, CAG noktasında örnek bir yeraltı modeli oluşturularak (Tablo 4.6) teorik dispersiyon eğrisi hesaplanmıştır. Kör test aşamasında oluşturulan başlangıç modeli parametre aralıkları Şekil 4.62'de verilmektedir.

Şekil 4.63'de 50000 modelle yapılan ve anakaya üzerinde 1'den 9'a kadar artan tabakalı ortam için ters çözüm misfit karşılaştırmaları verilmiştir. Grafiğe göre açıkça görülmektedir ki ana kaya üzerinde 5 tabakadan sonra tabaka sayısının artması misfit katsayılarında ciddi bir değişime neden olmamaktadır. Alaşehir grabeni sondaj verilerine göre ana kaya üzerinde 4 farklı jeolojik birim bulunmaktadır. Burada yapılan denetlemelere göre ters çözüm başlangıç modeli için bu çalışmada ana kaya üzerinde 4 tabaka kullanılması sondajlarla uyumlu olurken, ters çözüm misfit katsayıları açısından da uygun olacağı açıkça görülmektedir.

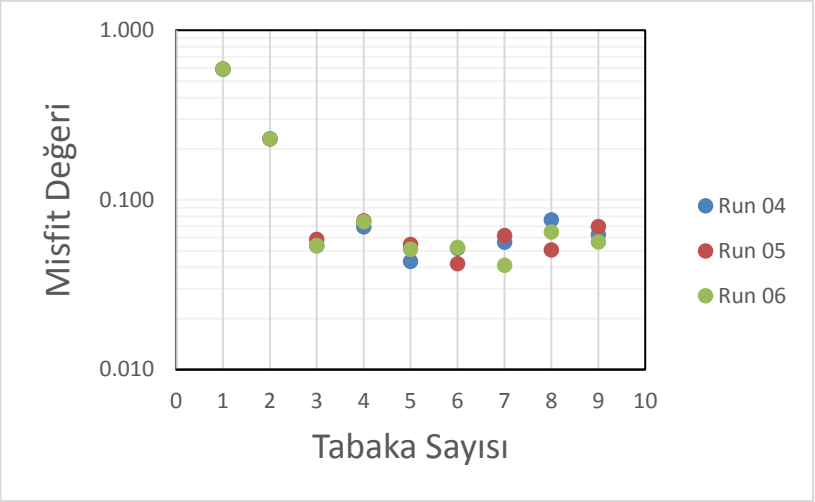
Şekil 4.64'de dispersiyon ve Vs-derinlik modeli teorik model ile karşılaştırmalı olarak verilmiştir. Buna göre ters çözüm (Geopsy-Dinver) programının başarılı bir ters çözüm yaptığını söylemek mümkündür. Özelikle 2000m derinlikte bulunan hız değişimini hiçbir kısıtlama (constraint) gerekmeden belirleyebildiği açıkça görülmektedir.

Tablo 4.6: CAG noktası için örnek yer altı model parametreleri.

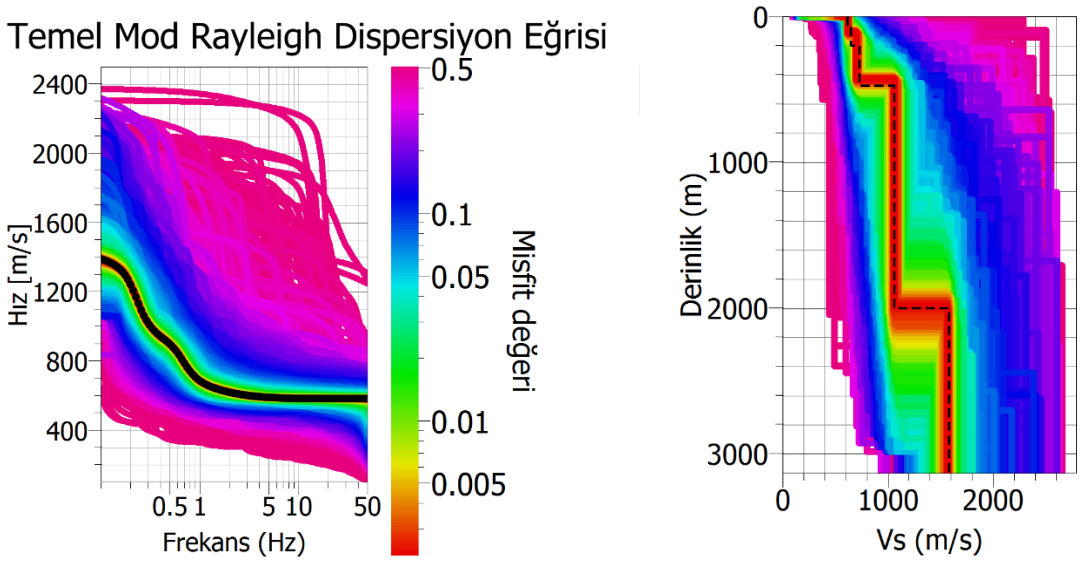
Formasyon Adı	**Formasyon Derinliği (m)**	**V_P (m/sn)**	**V_S (m/sn)**	**Yoğunluk (ρ) (kg/m^3)**
Alüvyon	75	1520	620	1936
Kaletepe Fr.	200	1600	653	1961
Salihli Üyesi	475	1800	734	2019
Hamamdere Fr.	2000	2600	1061	2214
Metamorfik Temel Kayası	>2000	3300	1585	2350



Şekil 4.62: CAG noktası ters çözüm başlangıç model parametreleri.



Şekil 4.63: CAG noktası 50 000 model üretilerek yapılan ters çözüm misfit değerlerinin anakaya üzerindeki tabaka sayısına göre değişimi.



Şekil 4.64: CAG noktasına ait teorik dispersiyon eğrisinin ters çözüm sonuçları.

4.2.3. Rayleigh Dalgası Dispersiyon Eğrisi Ters Çözümü

Bu bölümde Rayleigh dalgasının temel moduna ait dispersiyon eğrileri kullanılarak yapılan ters çözüm sonuçları verilecektir. Dispersiyon eğrileri SPAC yöntemi ile elde edilmiştir. Ters çözümler Geopsy-Dinver programı ile yapılmıştır. Ters çözüm öncesi giriş modeli Bölüm 4.2.1'de anlatıldığı gibi oluşturulmuştur. Çözümlerdeki minimum tabaka kalınlığı ölçülen minimum dalga boyunun üçte biri ile yarısı aralığında (λmin/3-λmin/2, maksimum araştırma

derinliği ise ölçülen en büyük dalga boyunun yarısı veya üçte biri (λmax/3-λmax/2) aralığında seçilmiştir. Komşuluk algoritması ile yapılan ters çözümlerde her bir iterasyonda 2500 model üretilmiş ve iterasyon 20 kez tekrarlanarak toplam 50000 model türetilmiştir. Türetilen 50000 model arasından en iyi modele (en düşük misfit) ait S-dalga hız verisi seçilmiştir. Tüm noktalar için S-dalga hızları yanlarında standart sapmaları ile tablolarda yer almaktadır.

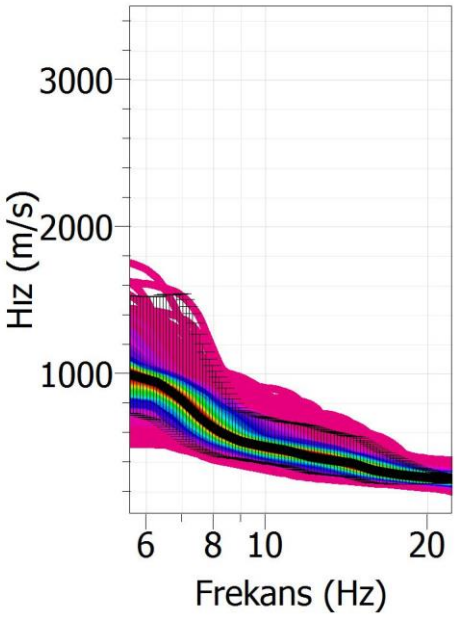
Metamorfik taban kayanın yüzeylendiği alanda yapılan MTF-1 ve MTF-2 ölçümlerinin ters çözüm sonuçları sırasıyla Şekil 4.65 ve Şekil 4.66'da verilmiştir. Ters çözüm sonucunda elde edilen V_S hız değerlerine göre her iki noktada 3 farklı sismik hızdan söz edebiliriz. Her iki ölçüm noktasında da yüzeyde toprak dolgu yer almaktadır. Bu nedenle yüzeyde hesaplanan 266 m/s – 280 m/s olan V_S hız değerinin bu bitkisel örtüye ait olduğu düşünülmektedir. Ortalama 5-8m kalınlığa sahip bu bitkisel toprak altında, V_S hızları 470 m/s – 545 m/s olan ikinci bir tabaka 20m – 35m derinliğe kadar devam etmektedir. Ortamın kaya olması nedeni ile bu hızlar metamorfik taban kayasının yüzeyde altere olmuş, aşırı ayrışmış birimlere ait hız değerleri olduğu düşünülmektedir. En altta yer alan ve sonrasında başka bir hız ayrımı görülmeyen birim için 953-1180 m/s aralığında V_S hızları tespit edilmiştir. Elde edilen bu hızların Menderes masifi metamorfik birimlerin yüzeye yakın kesimine ait olup olmadığı ancak graben üzerindeki çözüm sonuçları ile denetlenecektir. Ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrilerine bakıldığında MTF-1 noktasına elde edilen sonuçların H/V grafikleri ile uyumlu olduğu görülürken aynı durum MTF-2 için söylenemez. İlerleyen bölümlerde birleşik ters çözümün MTF-2 noktası çözümlerine katkı sunması beklenecektir. MTF-1 ve MTF-2 noktaları için elimizde sondaj veya kesit bilgisi olmadığından, elde edilen sonuçlar herhangi bir veri ile karşılaştırılamamıştır.

ALK noktası basenin hemen kenarında yer almaktadır. Zorlu Enerji jeolojik kesitine göre 350m derinlikte yer alan Menderes Metamorfik temeli Çiftçi (2007)'ye göre ise yaklaşık 445m derinlikte yer almaktadır. Zorlu Enerji kesitine göre anakaya üzerinde 3 farklı sediman birim bulunmaktadır (Şekil 2.10). Bu nedenle ALK çözümleri diğer noktalardan farklı olarak 5 tabakalı değil, 4 tabakalı giriş modeli ile çözülmeye başlanmış ancak dispersiyon eğrilerinde yeterli çakışma elde edilemediğinden tabaka sayısı 5'e çıkarılmıştır. En kısa dalga boyu 141m, en uzun dalga boyunun 637m olarak ölçülebildiği ALK noktası için ters çözümde tabaka kalınlıkları 70m ile 600 m aralığında serbest bırakılmıştır. Diğer giriş parametreleri Bölüm 4.2.1'deki gibi seçilmiştir. ALK noktası Rayleigh dalgası temel moduna ait dispersiyon

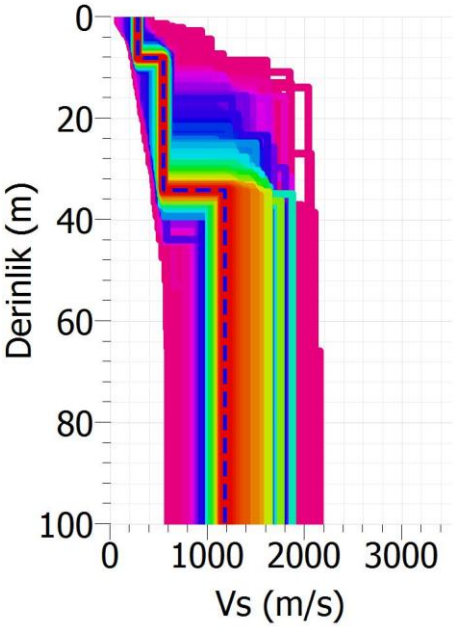
eğrisinin ters çözüm sonuçları Şekil 4.67'de verilmiştir. SPAC analizi ile elde edilen dispersiyon eğrisinin ters çözüm sonucu elde edilen Vs-derinlik kesitindeki formasyon derinlikleri sondaj verileri ile uyum göstermemiştir. Yeterli kalitede elde edilemeyen dispersiyon eğrisi, ters çözümde de sınırlı bir çözüm sunmuştur. Grabenin hemen kenarında bulunan ALK noktasında en dışta yer alan istasyonlar merkezden 150m uzaklıkta yer almaktadır ve bu istasyonların güneyde olanları yamaç kenarlarında bulunmaktadır. Bu istasyonlar farklı yatay tabakalanma üzerine denk gelmiş olabileceklerinden ve basen kenarlarından yansıyarak gelen dalgalardan etkilenebileceklerinden, ALK noktasında özellikle 150m yarıçaplı dizilimden dispersiyon eğrisine bir katkı geldiği söylenemez (bkz Şekil 4.37). Dispersiyon kalitesinin de düşük olmasına neden olduğu düşünülen bu durum, ALK noktasında 350m derinlikteki anakaya geçişini modelleyememiştir. Ancak birleşik ters çözüm sırasında H/V grafiğinin katkısı ile Vs-derinlik kesitinin değişeceği düşünülmektedir. Bu durum ilerleyen bölümde denetlenecektir. Zorlu Enerji verilerine göre hemen yüzeyde bulunan alüvyon için Vs hızı 550 m/s olarak belirlenmiştir. Kaletepe Formasyonu'na rastlanmayan Zorlu Enerji sondaj verilerine göre alüvyonun hemen altında Gediz Formasyonu'nun Salihli Üyesi yer almaktadır ve bu birim için Vs hızı 787 m/s olarak tespit edilmişir. Salihli Üyesi altında yer alan Hamamdere Üyesi çok yüksek bir hız ayrımı vermemekte ve Vs hızları 827-1074 m/s aralığında kalmaktadır. Ters çözüm sonucuna göre 70m ve 173m derinliklerde belirlenen hız değişimi dışında yüksek bir hız kontrastına rastlanılmamıştır.

DEPO noktasına ait çözümlerde V_S hızı – derinlik modellerinde anakaya üzerinde 4 farklı tabaka belirlenmiştir. Hemen yüzeye yakın ve kalınlığı 20m olarak tespit edilen alüvyon için Vs hızı 502 m/s olarak belirlenmiştir. Sonrasında gelen Kaletepe Formasyonu 163m'ye kadar devam etmekte ve 523 m/s Vs hızına sahiptir. Zorlu Enerji verilerine göre 58m ve 185m olan formasyon kalınlıkları oldukça yakın belirlenebilmiştir. Bunun en büyük nedeni DEPO noktasında en içte yer alan dizilim yarıçap değerinin 29m olmasıdır. Gediz Formasyonu içerisinde yer alan Salihli Üyesi ters çözüm sonuçlarına göre 392m derinliğe kadar devam etmekte ve 756 m/s'lik bir Vs hızına sahiptir.

a)

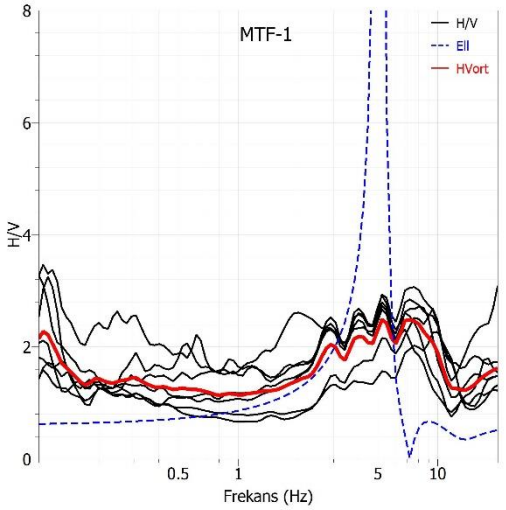


b)





c)

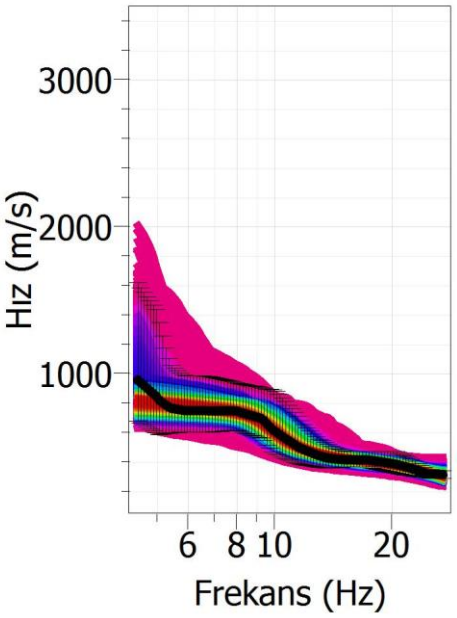


d)

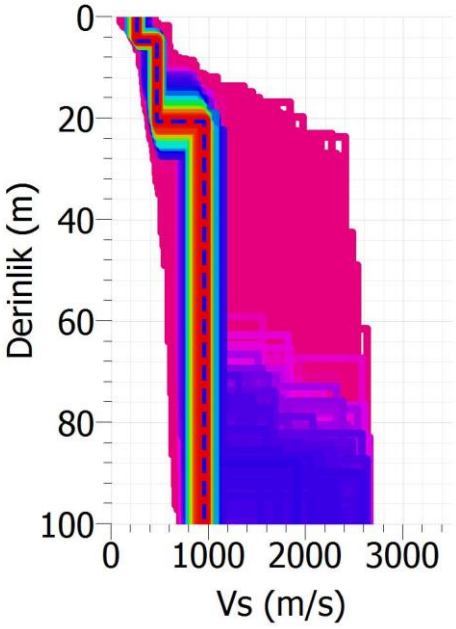
Litoloji	Vs [m/s]	H [m]
Bitkisel Toprak	280 (±30)	8
Ayrışmış Kaya	545 (±105)	34
Kaya	1181 (±101)	inf

Şekil 4.65: MTF-1 noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan formasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir.

a)

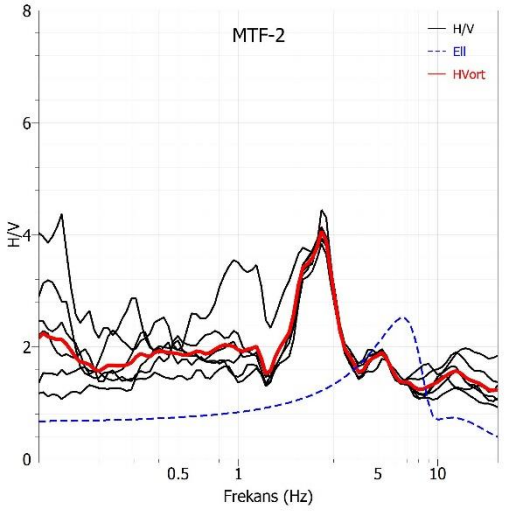


b)





c)

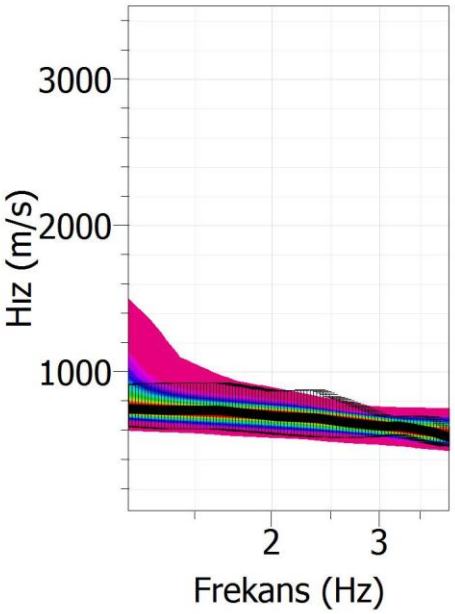


d)

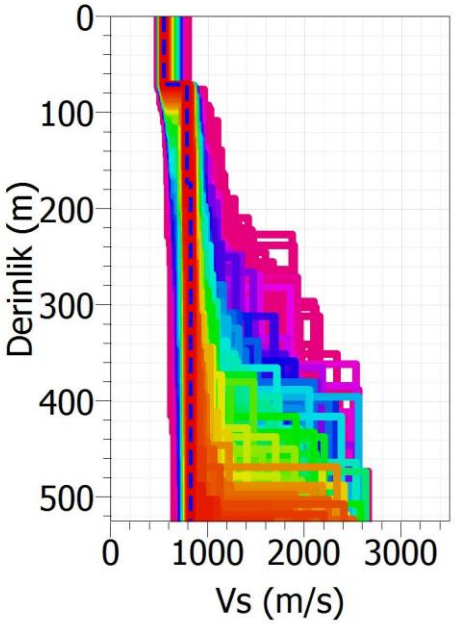
Litoloji	Vs [m/s]	H [m]
Bitkisel Toprak	266 (±32)	4
Ayrışmış Kaya	469 (±35)	20
Kaya	953 (±147)	inf

Şekil 4.66: MTF-2 noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan formasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir.

a)

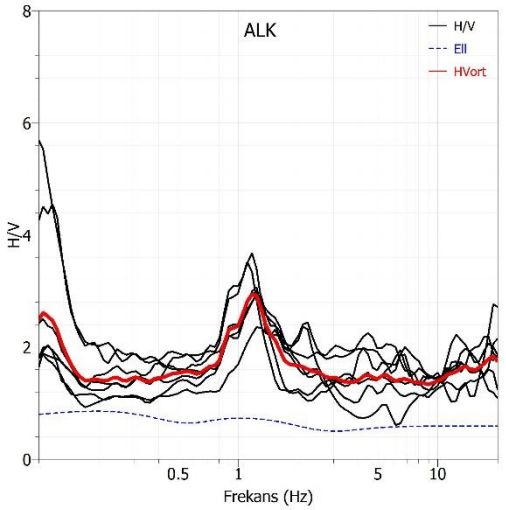


b)





c)



d)

Litoloji	Vs [m/s]	H [m]
Alüvyon	550 (±15)	70
Salihli Ü. (Gediz F.)	787 (±105)	173
Hamamdere Ü. (Gediz F.)	827 (±150)	594
Hamamdere Ü. (Gediz F.)	1074 (±180)	inf

Şekil 4.67: ALK noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan formasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir.

Zorlu Enerji verilerine göre 355m olan formasyon derinliği ters çözüm ile oldukça yakın tespit edilmiştir. Hemen altında yer alan 1000m derinliğe kadar devam eden Gediz Formasyonu içerisindeki Hamamdere Üyesi ise 1029-1285 m/s aralığında Vs hızına sahiptir. Tablo 4.5'e göre 2016 m dalga boyuna sahip dispersiyon eğrisinin ters çözüm sonucu maksimum 416m'deki bir hız kontrastı yakalamış ancak daha derine inememiştir. Zorlu Enerji jeolojik kesitine göre 1000m derinlikte başlayan menderes metamorfikleri için bir hız bilgisi bu ters çözüm ile elde edilememiştir.

TST ölçüm noktasının ters çözümü ile hedeflenen yüzeyde ilk 50-100m'lik derinlik içerisindeki hızların daha detaylı belirlenmesi ve diğer noktalardaki sonuçlara katkı sunması olmuştur. Dizilim yarıçapının en kısa (5m) olduğu ve tek yarıçaptan oluşan TST noktası ters çözümleri için giriş modeli olarak diğer noktalardan farklı olarak 2 tabakalı yer altı modeli kullanılmıştır. TST noktası ters çözüm sonuçlarına göre (Şekil 4.69) yüzeyde ilk 14m'lik bölümde Vs hızı 268 m/s, hemen altında ise 401 m/s olarak belirlenmiştir. Tablo 4.5'de verildiği gibi en kısa dalga boyu 11m ve en uzun dalga boyu 148m olarak belirlenen TST noktası ters çözüm sonuçlarına göre 50m derinliğe kadar başka bir hız değişimine rastlanılmamıştır. TST noktası basen içerisinde yer alan ve H/V grafiklerinde 0.38 Hz'de doruk frekansına sahiptir. Şekil 4.69-c'de verilen H/V grafiği ile eliptiklik eğrisinin uyumsuzluğunun nedeni, ölçümün yeterli büyüklükte bir dizilim yarıçapına sahip olmaması ve buna bağlı olarak sınırlı derinlikte bir çözüm üretmesi olduğu söylenebilir.

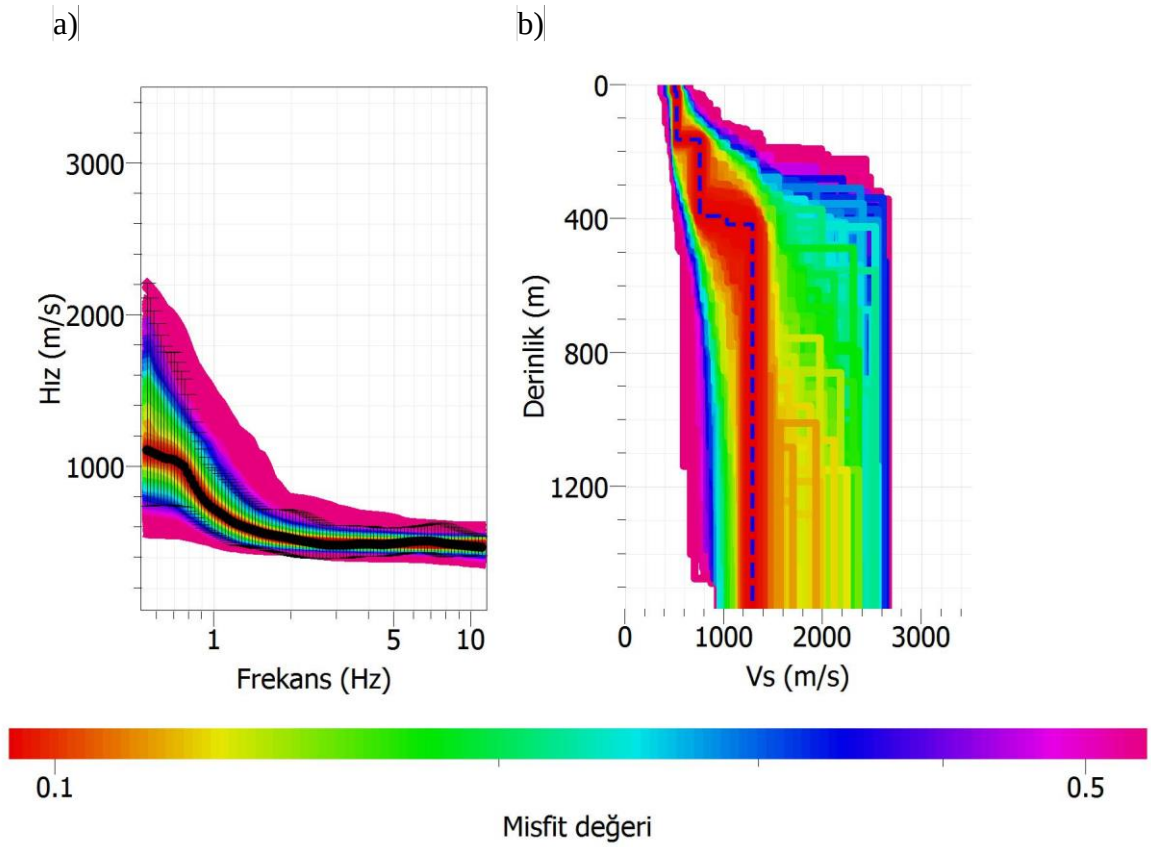
DEPO noktasının kuzeyinde graben dolgusunun daha kalın olduğu tahmin edildiği CAG noktası çözümleri Şekil 4.70'de verilmiştir. DEPO noktasına benzer şekilde 4 farklı sismik birimin tespit edildiği CAG noktası çözümlerine göre yüzeyde bulunan alüvyon birimler için 324 m/s Vs hızı belirlenmiştir. Zorlu Enerji verilerine göre bu noktada alüvyon kalınlığı 75m'dir. Ters çözüm sonucunda alüvyon altında 130m derinliğe kadar devam eden ve 507 m/s S-dalga hızına sahip birim alüvyon olarak yorumlanmıştır. Hemen altında 230m derinliğe kadar devam eden Kaletepe Formasyonu için 619 m/s Vs hızı Kaletepe Formasyonu olduğu düşünülmektedir. Son hız değişimi 816m'de 878 m/s'den 1665 m/s'ye çıkmaktadır ve Zorlu Enerji kesitine göre bu bir anakaya geçişi değildir. Zorlu Enerji verilerine göre bu noktada Menderes Metamorfik temeli 2000m derinde yer almaktadır. DEPO noktasındakine benzer bir durum CAG noktası çözümleri için de geçerlidir. Tablo 4.5'e göre 4903m maksimum dalga

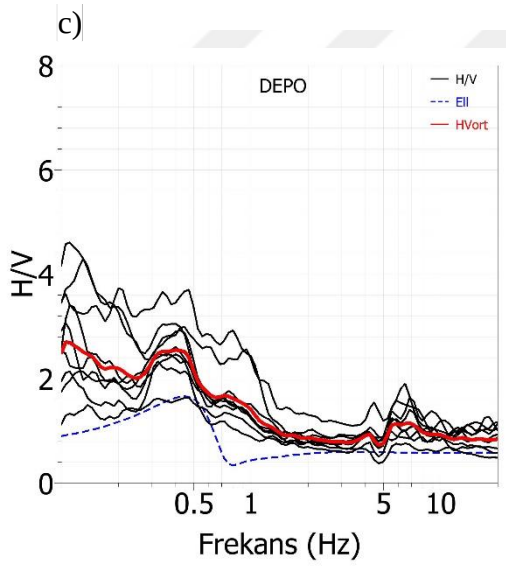
boyuna sahip dispersiyon eğrisi yaklaşık 2000m derinlikte olduğu tahmin edilen bir hız değişimini modelleyememiştir.

Grabenin orta noktasına doğru gelindiğinde PYD, GRS ölçümleri yer almaktadır. Her iki ölçüm aynı tip dizilimle yapılmış ve 150-300m'lik yarıçaplı ölçümler yapılmıştır. Tablo 4.5'e göre 3800m – 4000m aralığında en yüksek dalga boyunun yanında en kısa dalga boyu 541m olarak ölçülmüştür. PYD noktasına ait çözümler Şekil 4.71'de verilmiştir. En kısa dalga boyu 541m olan PYD noktasında yüzeyde modellenen ilk tabaka kalınlığı 390m'dir ve 750 m/s'lik bir Vs hızına sahiptir. Diğer noktalarla ve TST sonuçları ile karşılaştırıldığında bu hızın alüvyon ve Kaletepe Formasyonu'na air ortalama bir hız olduğu söylenebilir. Hemen altında içerisinde çok küçük hız değişimleri barındıran ve 994m derinliğe kadar modellenen Salihli Üyesi için S-dalga hız değeri 960 m/s civarındadır. Zorlu Enerji verilerine göre Salihli Üyesi 640m'ye kadar devam etmektedir. Dolayısı ile bu geçişin çok net modellenemediği, dizilim yarıçaplarına bağlı düşey çözünürlüğün yetersiz kaldığı söylenebilir. PYD noktasında Menderes Masifi Metamorfik temel Zorlu Enerji verilerine göre yaklaşık 2300m derinlikte yer almaktadır. Bu noktada Rayleigh dalgası dispersiyon ters çözüm sonuçlarının metamorfik temel geçişini modelleyebilecek yeterli derinliğe ulaşamadığı söylenebilir.

Şekil 4.72'de GRS noktasına ait çözümler, formasyon kalınlıkları ve Vs hız değerleri verilmiştir. Son hız değişiminin 1132m'de modellendiği Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları PYD noktası ile benzerlik göstermektedir. Zorlu Enerji verilerine göre 2250m'de yer alan taban kaya geçişi başarılı şekilde tespit edilememiştir.

Grabenin güneyinde basen kenarına yakın alanda yapılmış TGR ölçüm sonuçları Şekil 4.73'de verilmiştir. Tablo 4.5'e göre en kısa dalga boyu 140m, en uzun dalga boyu 2627m olarak belirlenen TGR ters çözüm sonucunda yüzeyde ilk hız değişimi 112m'de modellenmiştir. Zorlu Enerji verilerine göre 10m alüvyon altında 50m kalınlığında Kaletepe Formasyonu bulunan TGR noktası için 112 m kalınlık içerisinde alüvyon ve Kaletepe Formasyonu hızları ortalaması 638 m/s olarak modellenmiştir. Zorlu Enerji verilerine göre 450m de yer alan taban kaya geçişi, TGR noktası çözümlerinin 327m'ye kadar çözüm üretmesinden dolayı modellenememiştir.

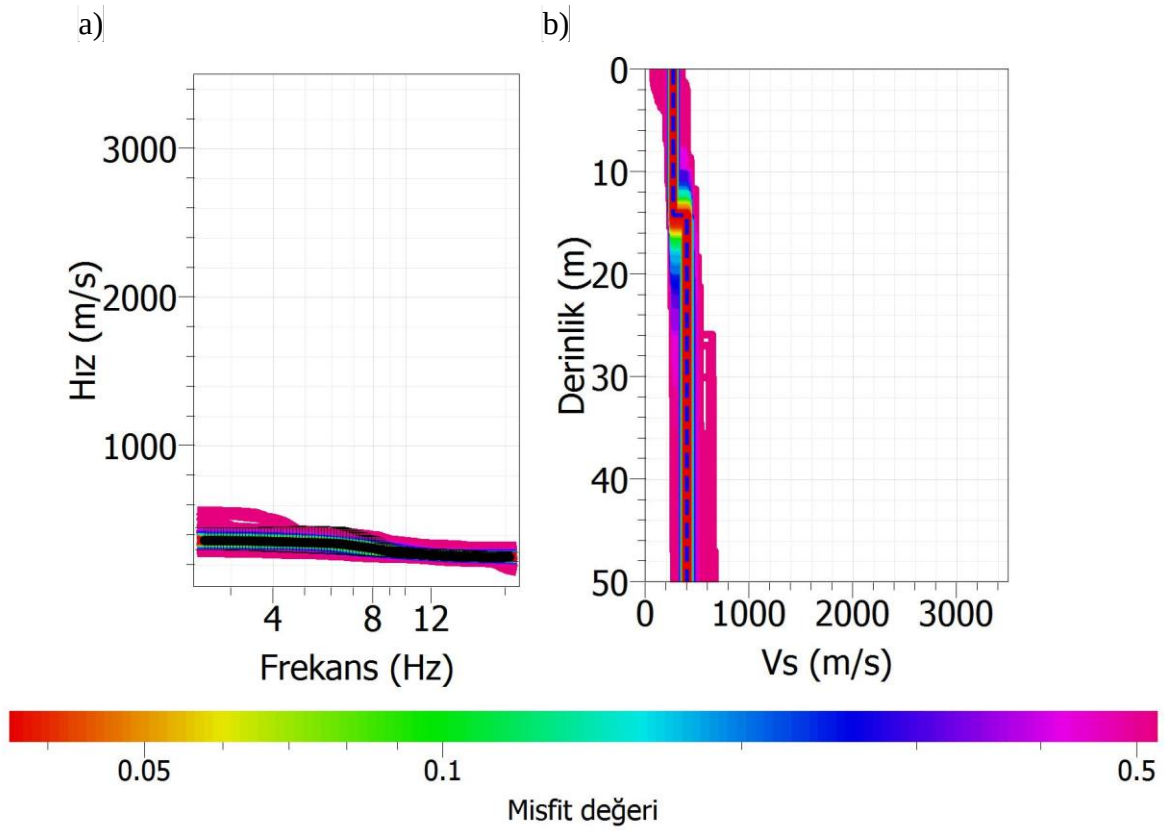




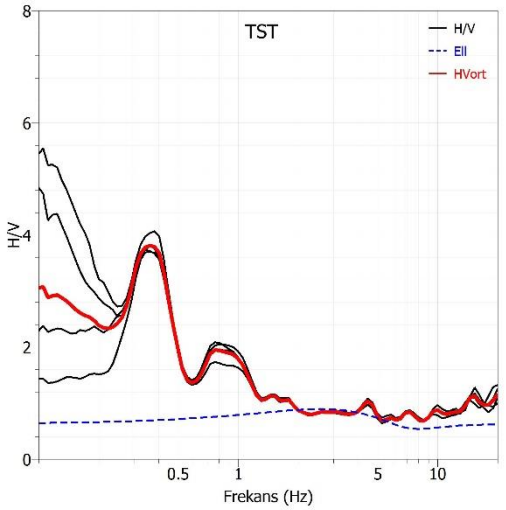
d)

Litoloji	Vs [m/s]	H [m]
Alüvyon	502 (±15)	20
Kaletepe F.	523 (±25)	163
Salihli Ü. (Gediz F.)	756 (±105)	392
Hamamdere Ü. (Gediz F.)	1029 (±183)	416
Hamamdere Ü. (Gediz F.)	1285 (±155)	inf

Şekil 4.68: DEPO noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan formasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir.



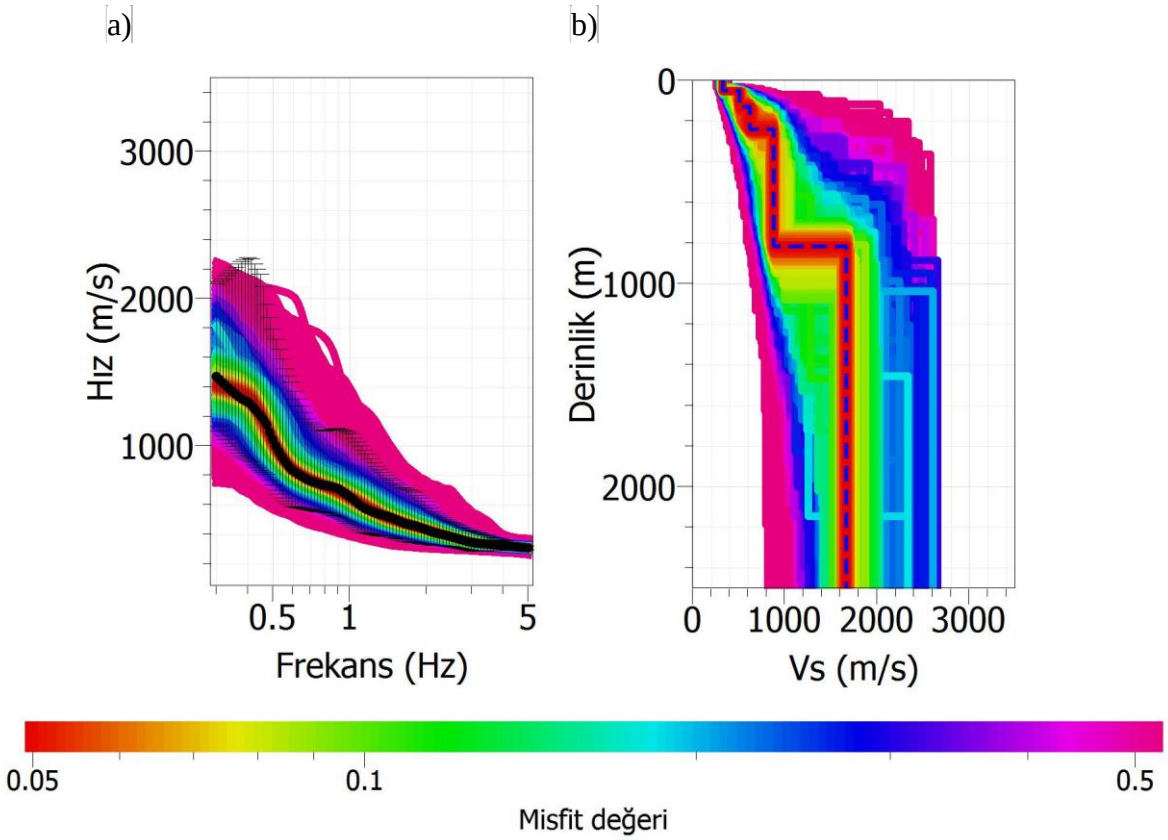
c)

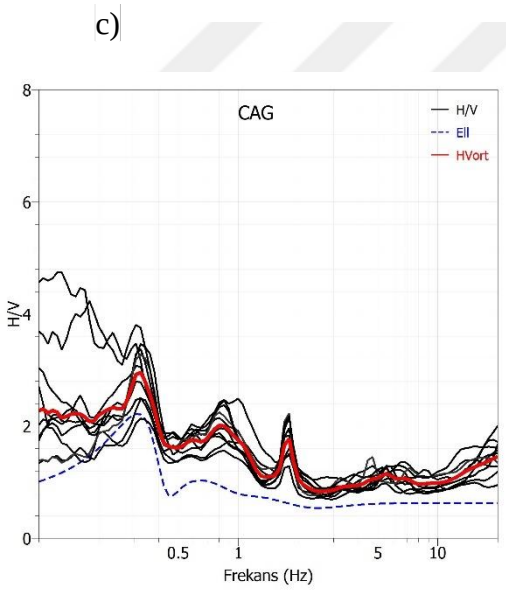


d)

Litoloji	Vs [m/s]	H [m]
Alüvyon	268 (±12)	14
Alüvyon	401 (±16)	inf

Şekil 4.69: TST noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan ormasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir.

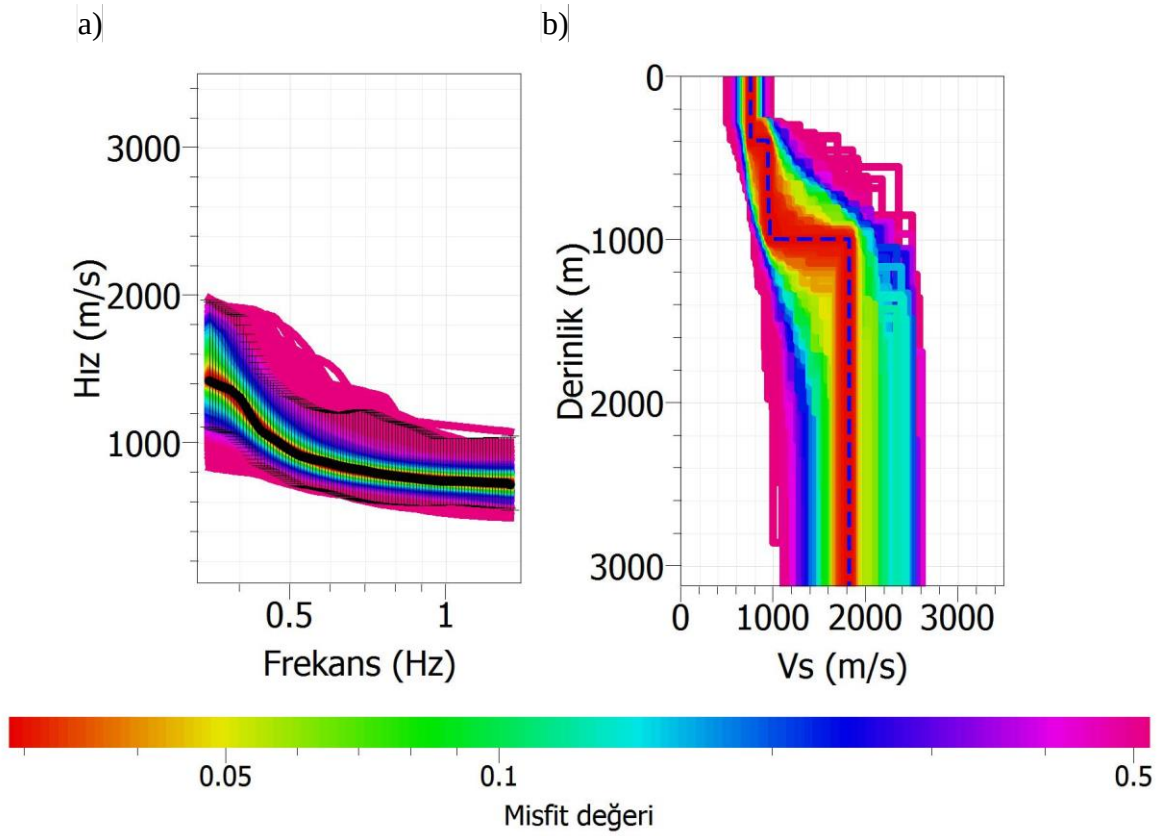




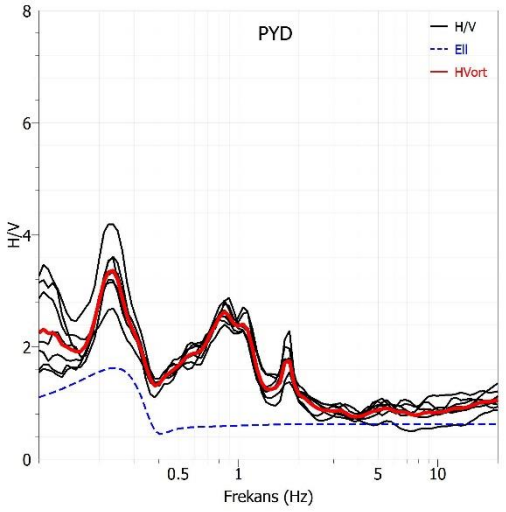
d)

Litoloji	Vs [m/s]	H [m]
Alüvyon	324 (±11)	51
Alüvyon	507 (±63)	130
Kaletepe F.	619 (±124)	240
Salihli Ü. (Gediz F.)	878 (±150)	816
Hamamdere Ü. (Gediz F.)	1665 (±155)	inf

Şekil 4.70: CAG noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan formasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir.



c)

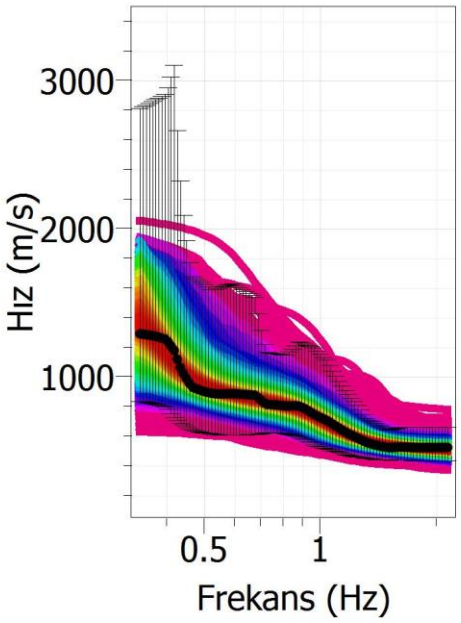


d)

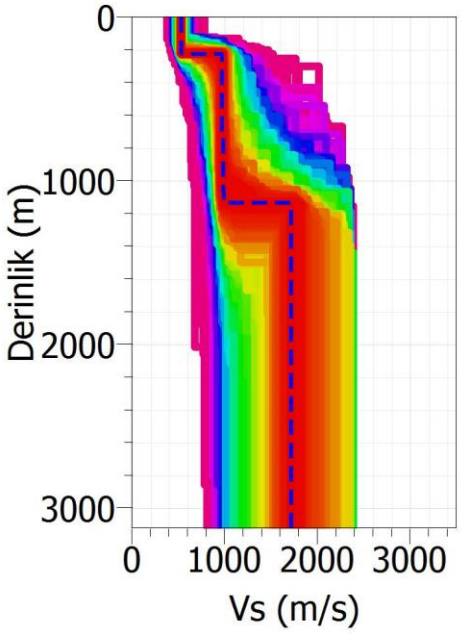
Litoloji	Vs [m/s]	H [m]
Alüvyon/ Kaletepe F.	756 (±24)	390
Salihli Ü. (Gediz F.)	941 (±65)	730
Salihli Ü. (Gediz F.)	950 (±79)	882
Salihli Ü. (Gediz F.)	960 (±85)	994
Hamamdere Ü. (Gediz F.)	1821 (±110)	inf

Şekil 4.71: PYD noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan formasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir.

a)

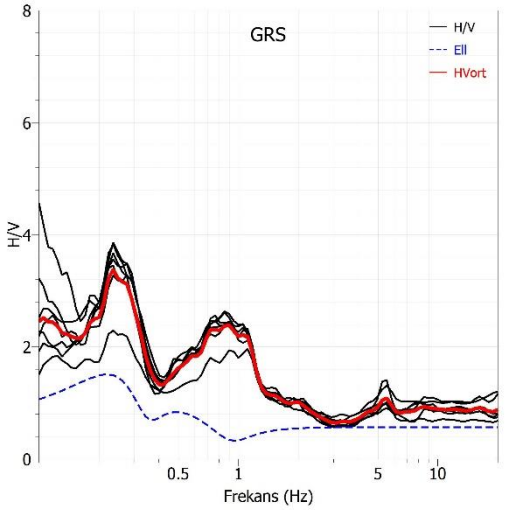


b)





c)

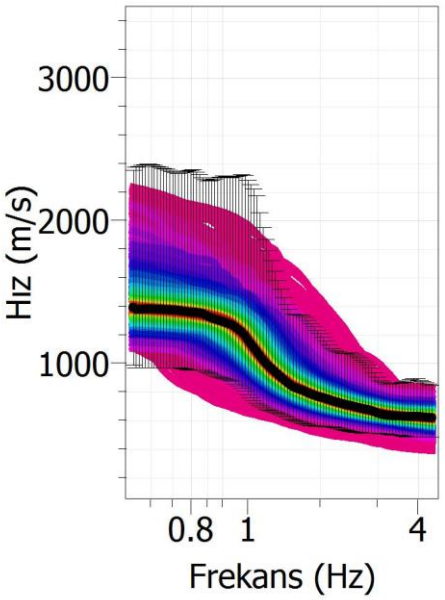


d)

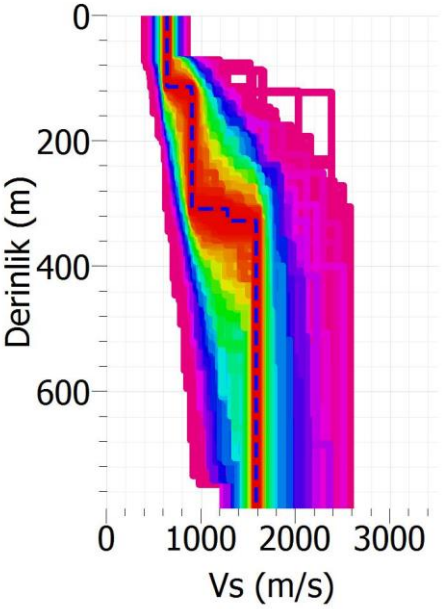
Litoloji	Vs [m/s]	H [m]
Alüvyon/ Kaletepe F.	528 (±13)	223
Salihli Ü. (Gediz F.)	969 (±58)	730
Salihli Ü. (Gediz F.)	979 (±65)	1066
Salihli Ü. (Gediz F.)	989 (±95)	1132
Hamamdere Ü. (Gediz F.)	1715 (±180)	inf

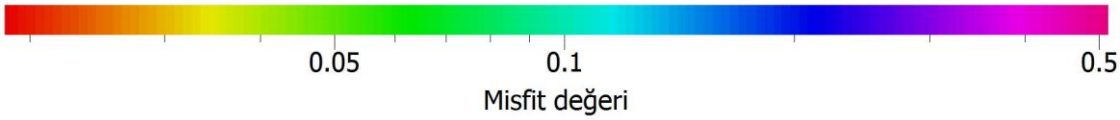
Şekil 4.72: GRS noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan formasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir.

a)

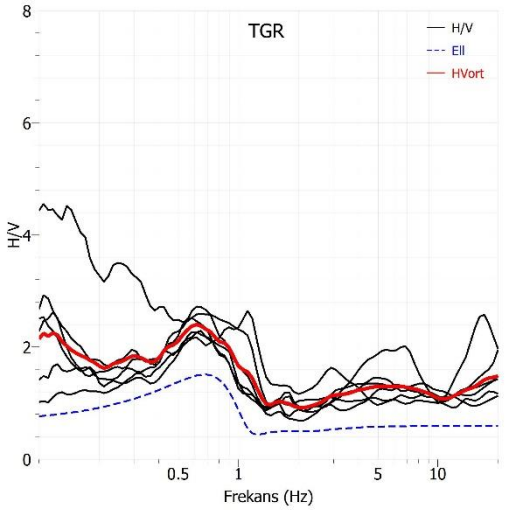


b)





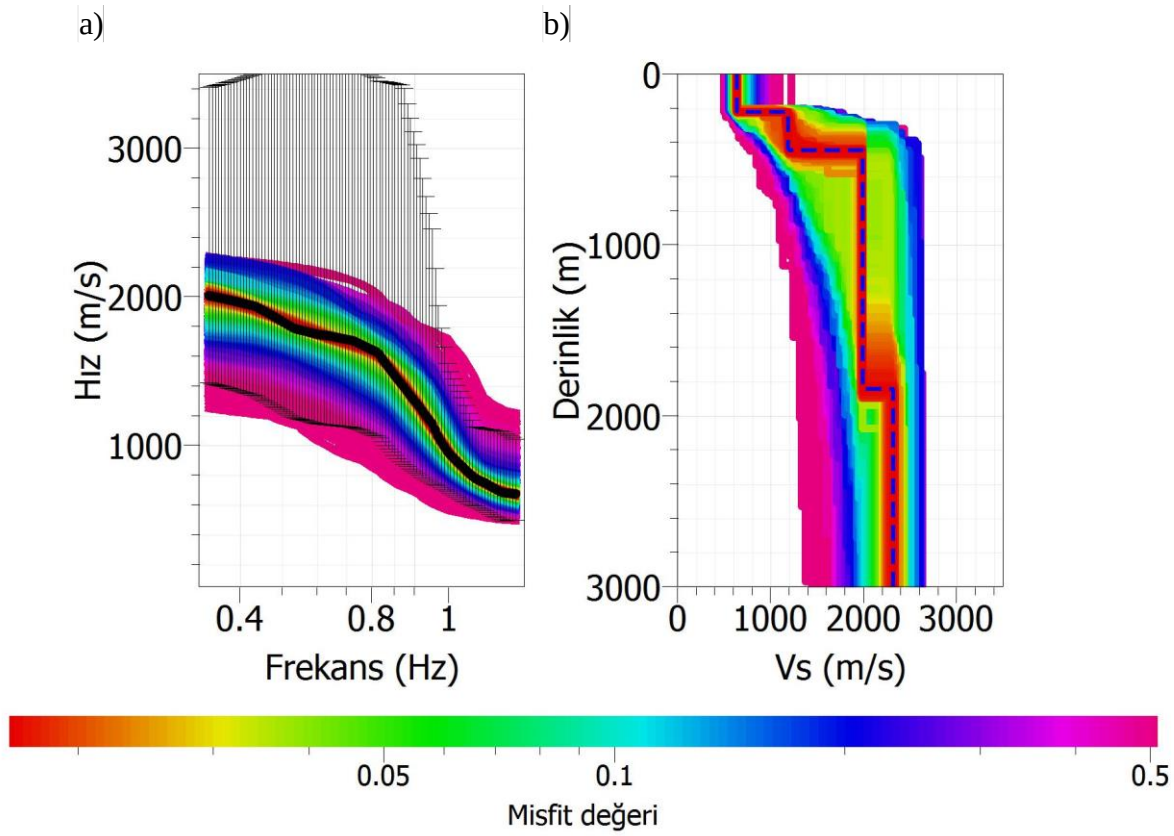
c)

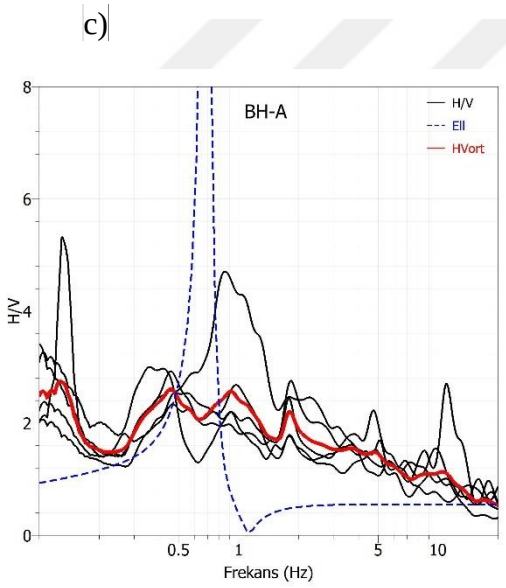


d)

Litoloji	Vs [m/s]	H [m]
Alüvyon/ Kaletepe F.	638 (±16)	112
Salihli Ü. (Gediz F.)	895 (±123)	123
Salihli Ü.(Gediz F.)	904 (±80)	308
Hamamdere Ü. (Gediz F.)	1281 (±277)	327
Hamamdere Ü. (Gediz F.)	1584 (±54)	inf

Şekil 4.73: TGR noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan formasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir.



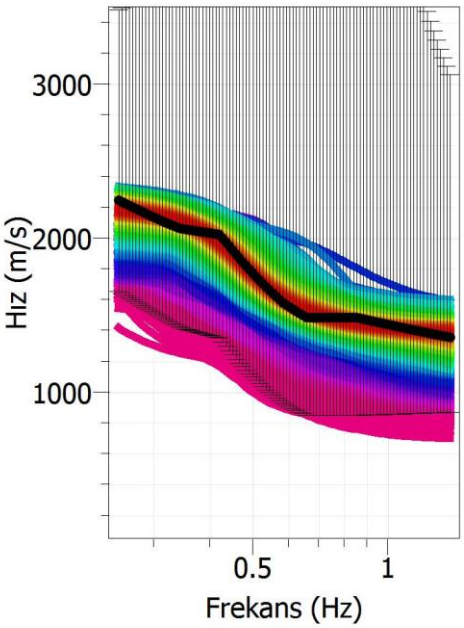


d)

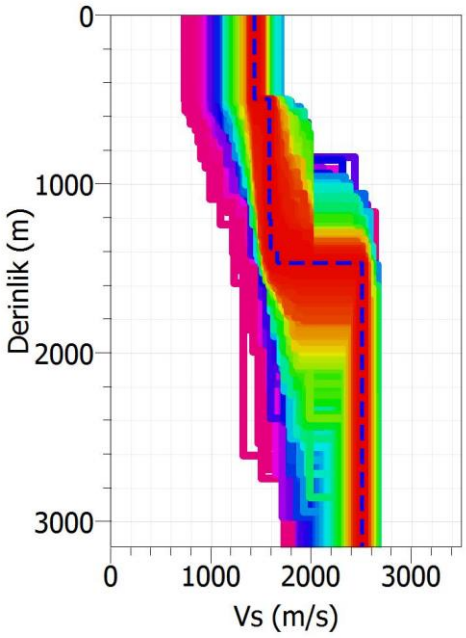
Litoloji	Vs [m/s]	H [m]
Alüvyon/Kaletepe F.	632 (±22)	220
Salihli Ü. (Gediz F.)	1171 (±130)	234
Salihli Ü. (Gediz F.)	1183 (±155)	443
Hamamdere Ü. (Gediz F.)	1985 (±68)	1840
Metamorfik Temel	2312 (±59)	inf

Şekil 4.74: BH-A noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan formasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir.

a)

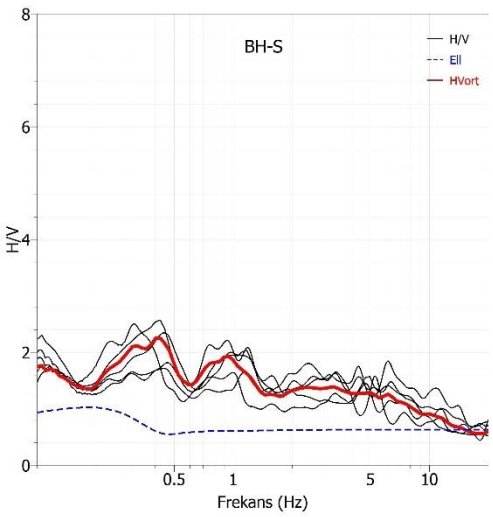


b)





c)



d)

Litoloji	Vs [m/s]	H [m]
Hamamdere Ü. (Gediz F.)	1429 (±50)	494
Hamamdere Ü. (Gediz F.)	1579 (±78)	1212
Hamamdere Ü. (Gediz F.)	1595 (±123)	1379
Hamamdere Ü. (Gediz F.)	1659 (±165)	1465
Metamorfik Temel	2504 (±53)	inf

Şekil 4.75: BH-S noktasına ait temel mod Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisi, siyah noktalar gözlemsel dispersiyon eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda elde edilen Vs-derinlik modeli, en iyi model mavi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. c) H/V analiz sonuçları ile ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik eğrisi birlikte verilmiştir. Siyah düz çizgiler dizilime ait her noktanın H/V eğrisini, kırmızı düz çizgi ortalama H/V eğrisini, mavi kesikli çizgi ters çözüm sonucu elde edilen en iyi yer altı modeline ait eliptiklik eğrisini göstermektedir. d) Zorlu Enerji'nin kesitinde yer alan formasyonlar için, ters çözüm sonucu belirlenen kayma dalga hızları (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir.

Alaşehir grabeni üzerinde olası en derin çözümler BH-A ve BH-S noktalarına ait çözümlerde yer alması beklenmiştir. Bunun nedeni bu noktalarda elde edilen dispersiyon eğrilerinin maksimum dalga boyunun 6000m-9000m civarında olmasıdır (Tablo 4.5). BH-A noktasına ait çözümlerde en derin hız değişimi 1840m'de, BH-S noktası çözümlerinde ise 1465m'de tespit edilmiştir. Sondaj kuyularına ait log bilgileri (Şekil 2.10 ve Şekil 2.11) bu çözüm sonuçlarını desteklemektedir. Buna göre Alaşehir Grabeni'nin en altında taban kayası olarak yer alan Menderes Masifi Metamorfikleri için V_S hız, Rayleigh dalgası temel mod dispersiyon eğrisinin ters çözümü ile 2312-2405 m/s olarak tespit edilmiştir.

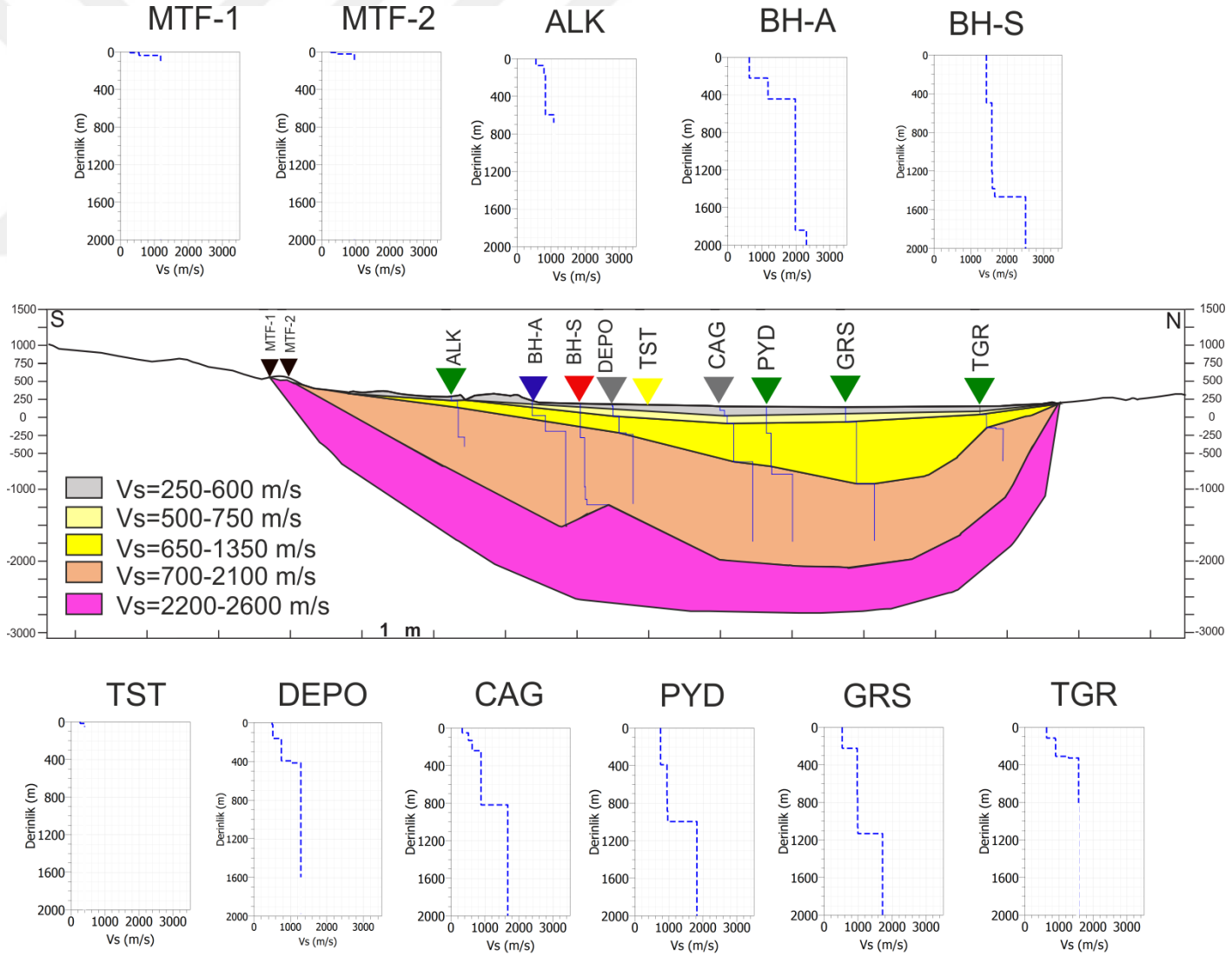
Tablo 4.7'de Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisinin ters çözümü ile elde edilmiş formasyon hız aralıkları özetlenmiştir. Buna göre Alaşehir Grabeni için Zorlu Enerji kesitlerinde yer alan stratigrafik birimlere ait hızlar; yüzeyde yer alan alüvyon için 250-600 m/s, hemen altında yer alan Kaletepe Formasyonu için 500-750 m/s aralığında olduğu tespit edilmiştir. Gediz Formasyonu içerisinde yer alan Salihli Üyesi 650-1350 m/s, Hamamdere Üyesi ise 700-2100 m/s S-dalga hızlarına sahiptir. Sadece BH-A ve BH-S noktalarına ait çözümlerde taban kaya geçişine ulaşılabilmiş ve Menderes Masifi Metamorfikleri için Vs hızları 2200-2600 m/s olarak tespit edilmiştir.

Tablo 4.7: Rayleigh dispersiyon ters çözümüne göre jeolojik birimlerin V_S hız aralıkları.

Litoloji	**Vs [m/s]**
Alüvyon	250-600
Kaletepe F.	500-750
Salihli Ü. (Gediz F.)	650-1350
Hamamdere Ü. (Gediz F.)	700-2100
Metamorfik Temel	2200-2600

Şekil 4.76'da Rayleigh dalgası dispersiyon ters çözümü ile dizilim noktaları için elde edilen bir boyutlu Vs-derinlik kesitleri birleştirilerek elde edilmiş iki boyutlu Vs-derinlik kesiti yer almaktadır. Elde edilen kesit incelendiğinde, grabenin ana yapısını başarılı şekilde yansıttığı söylenebilir. Anakaya geçiş derinliğinin sadece iki noktada (BH-A ve BH-S) modellenebildiği kesitte, diğer noktalardaki anakaya geçişi kabaca çizdirilmiştir. Alüvyon, Kaletepe Formasyonu

ve Gediz Formasyonu sınırlarının net olarak seçilebildiği kesitte, Rayleigh dalgası ters çözüm sonuçlarının Gediz Formasyonu içerisinde (Hamamdere Üyesi) sınırlı kaldığı görülmektedir.



Şekil 4.76: Rayleigh dispersiyon ters çözümüne göre jeolojik kesit ve V_S hızları.

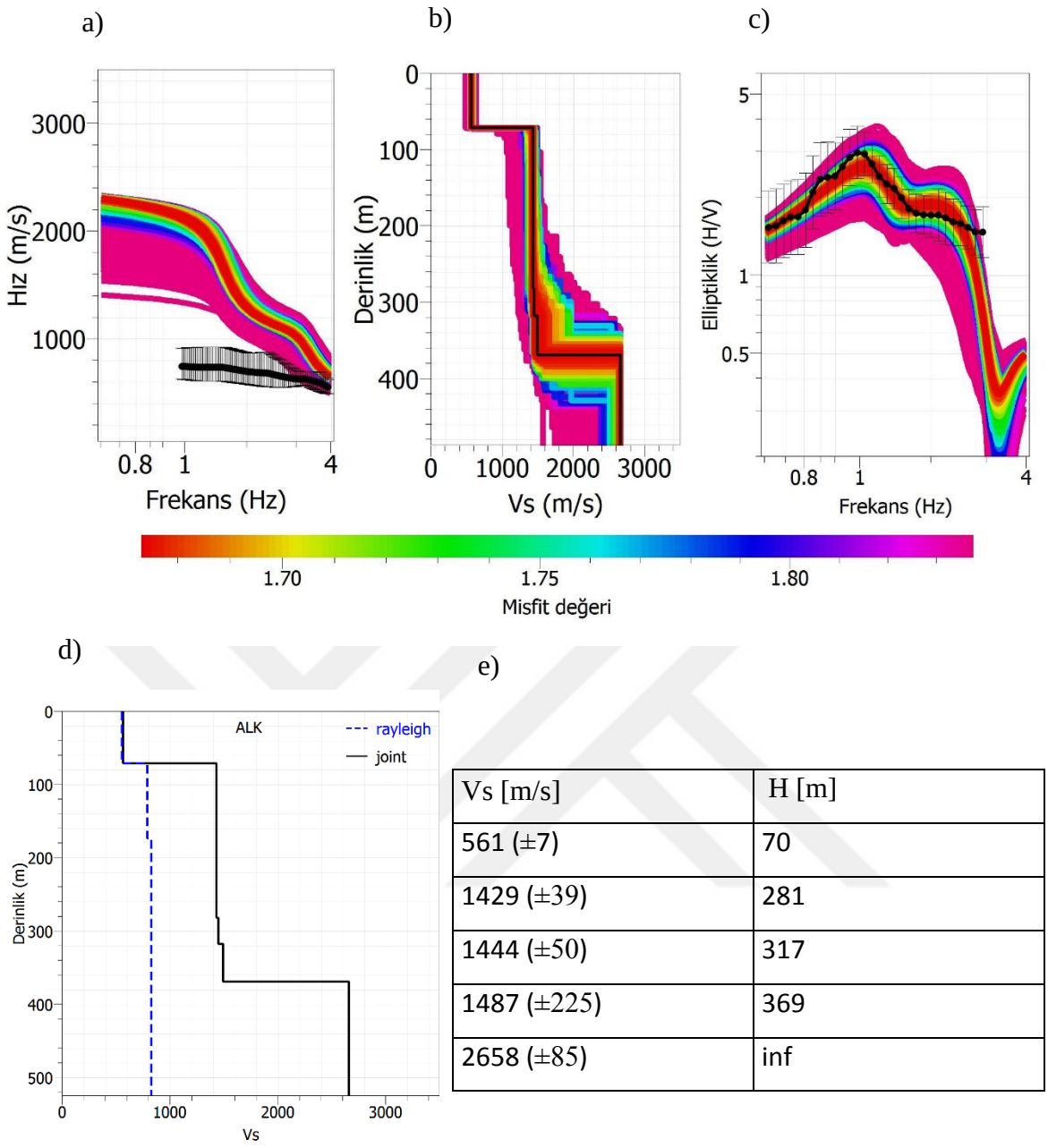
4.2.4. Birleşik Ters Çözüm (Joint Inversion)

Faz hızı ve H/V oran eğrilerinin hız profili ile ilgili tamamlayıcı bilgiler sağladığı gerçeği göz önüne alındığında, birleşik ters çözüm daha iyi kısıtlanmış (constrained) nihai yer aldı modeli elde etmeyi sağlar (Parolai ve diğ., 2005). Bir önceki bölümde Zorlu Enerji sondaj verilerine göre Menderes Masifi Metamorfik temel geçişine ulaşamadığı öngörülen noktalarda, H/V eğrileri ters çözüm işlemine dahil edilmiştir. Bu sayede bütüncül bir ters çözüm sonucu elde edilmesi hedeflenmiştir.

Bir önceki bölümde ALK, DEPO, PYD, GRS ve TGR noktalarına ait ters çözüm işlemleri, bu bölümde ilgili dizilime ait ortalama H/V eğrileri dahil edilerek birleşik ters çözüme tabi tutulmuştur. Dizilim yarıçap boyutları itibari ile kısıtlı bir araştırma derinliğine sahip olan MTF-1, MTF-2 ve TST noktalarında ise birleşik ters çözüm yapılmasına gerek görülmemiştir. Sondaj noktalarına ait BH-A ve BH-S noktaları ise, bir önceki bölümde Menderes Masifi Metamorfik temele ulaştığı düşünüldüğünden bu bölümde birleşik ters çözüme dahil edilmemiştir.

ALK noktasına ait birleşik ters çözüm sonuçları Şekil 4.77'de verilmiştir. Şekil 4.77-a'da model dispersiyon eğrisinin gözlemsel dispersiyon eğrisi ile uyumsuz olduğu görülmektedir. Ancak Şekil 4.77-c'de H/V eğrisine ait ters çözümün gözlemsel H/V eğrisi ile uyumlu olduğu görülmektedir. Dispersiyon eğrisinin kalitesinin düşük olması ve sınırlı frekans aralığında olmasından dolayı, ALK noktası çözümü H/V grafiğinin katkısı ile iyileştirilebilmiştir. Şekil 4.77-d'de bir önceki çözüm ve birleşik ters çözüm sonucu elde edilen Vs-derinlik kesitleri incelendiğinde, H/V eğrisinin 369m derinlikte bir hız değişimini modelleyebildiği görülmektedir. Zorlu Enerji sondaj verilerine göre ALK noktasında 350m derinlikte beklenen Menderes Masifi Metamorfik geçişi başarılı şekilde modellenebilmiş ve kayma dalga hızı 2658 m/s olarak belirlenmiştir.

DEPO noktasında H/V eğrisinin ters çözüm sonuçlarında değişikliğe sebep olduğu görülmektedir (Şekil 4.78). Bir önceki bölümde verilen analizlerde DEPO noktası çözümleri Zorlu Enerji kesitlerinde yer alan 1000m'deki Metamorfik taban kayası geçişini tespit edemezken, H/V grafiğinin ters çözüme katkısı ile 1160m'de bir hız değişimi tespit etmiştir. En altta yer alan birimin hızına bakıldığında, bir önceki bölümde BH-A ve BH-S çözümlerinde elde edilen V_S hız değerlerine yakın olan 2359m/s'lik bir hız tespit edilmiştir.



Vs [m/s]	H [m]
561 (±7)	70
1429 (±39)	281
1444 (±50)	317
1487 (±225)	369
2658 (±85)	inf

Şekil 4.77: ALK noktasına ait birleşik ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel moduna ait model dispersiyon eğrisi, siyah noktalı gözlemsel dispersiyon eğrisi, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilen Vs-derinlik kesiti, en iyi model siyah düz çizgi ile gösterilmiştir. c) Ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik model eğrisi, siyah noktalı çizgi gözlemsel H/V eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. d) Mavi kesikli çizgi Rayleigh ters çözümüne, siyah düz çizgi birleşik ters çözümüme ait en iyi yer altı model sonuçlarını göstermektedir. e) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilmiş kayma dalga hızı (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir.

CAG noktasına ait birleşik ters çözüm sonuçları Şekil 4.79'da verilmiştir. Zorlu Enerji sondaj verilerine göre bu noktada beklenen metamorfik temel geçişi 2000m derinliktedir. Birleşik ters

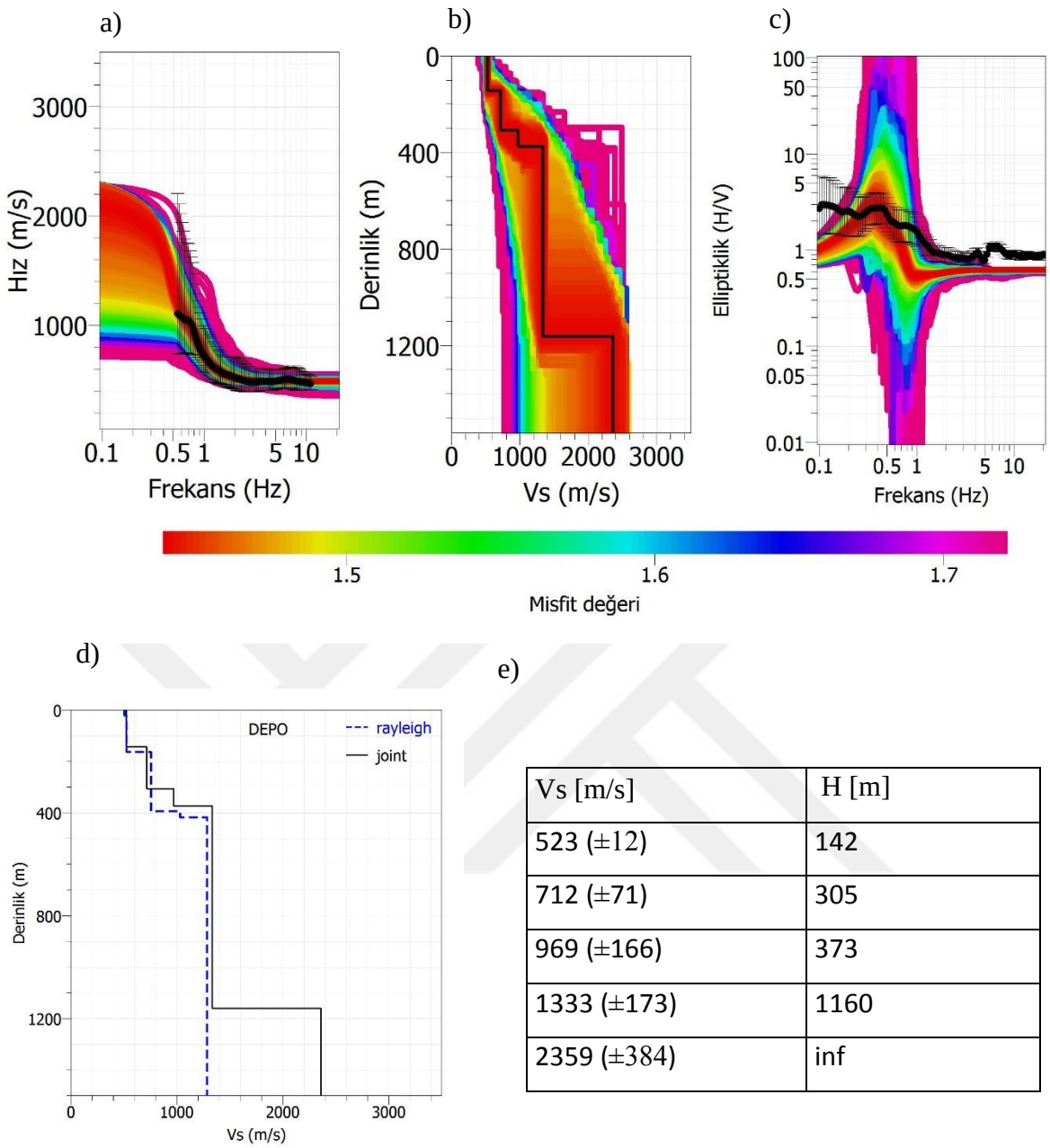
çözümde H/V eğrisinin çözüme katkısı ile 2347m derinlikte bir hız değişimi modellenebilmiştir. CAG noktası çözümüne göre Menderes Masifi Metamorfik temelin kayma dalga hızı 2312 m/s olarak tespit edilmiştir.

PYD noktası birleşik ters çözüm sonuçları Şekil 4.80'de verilmiştir. Sondaj bilgilerine göre 2300m derinlikte bulunan metamorfik temel, birleşik ters çözüm sonucunda 2146m olarak modellenmiştir. Kayma dalga hızı 2580 m/s olarak tespit edilen Menderes Masifi Metamorfik temel, H/V eğrisinin katkısı ile başarılı şekilde modellenebilmiştir.

GRS noktası sonuçları Şekil 4.81'de verilmiştir. Bir önceki ters çözüm sonucuyla karşılaştırıldığında (Şekil 4.81-d), birleşik ters çözümün Menderes Masifi Metamorfik temel derinliğinde çok farklı bir sonuç ortaya koyduğu söylenemez. Bir önceki ters çözümde 1132m derinlikte tespit edilen son tabaka değişimi, birleşik ters çözüm sonucunda 1374m'de modellenmiştir ancak Vs kayma dalga hızı 1715 m/s yerine 2849 m/s olarak modellenmiştir. Zorlu Enerji sondaj verilerine göre 2250m'de yer alan metamorfik temel, birleşik ters çözüm sonucunda 1374m olarak belirlenmiştir.

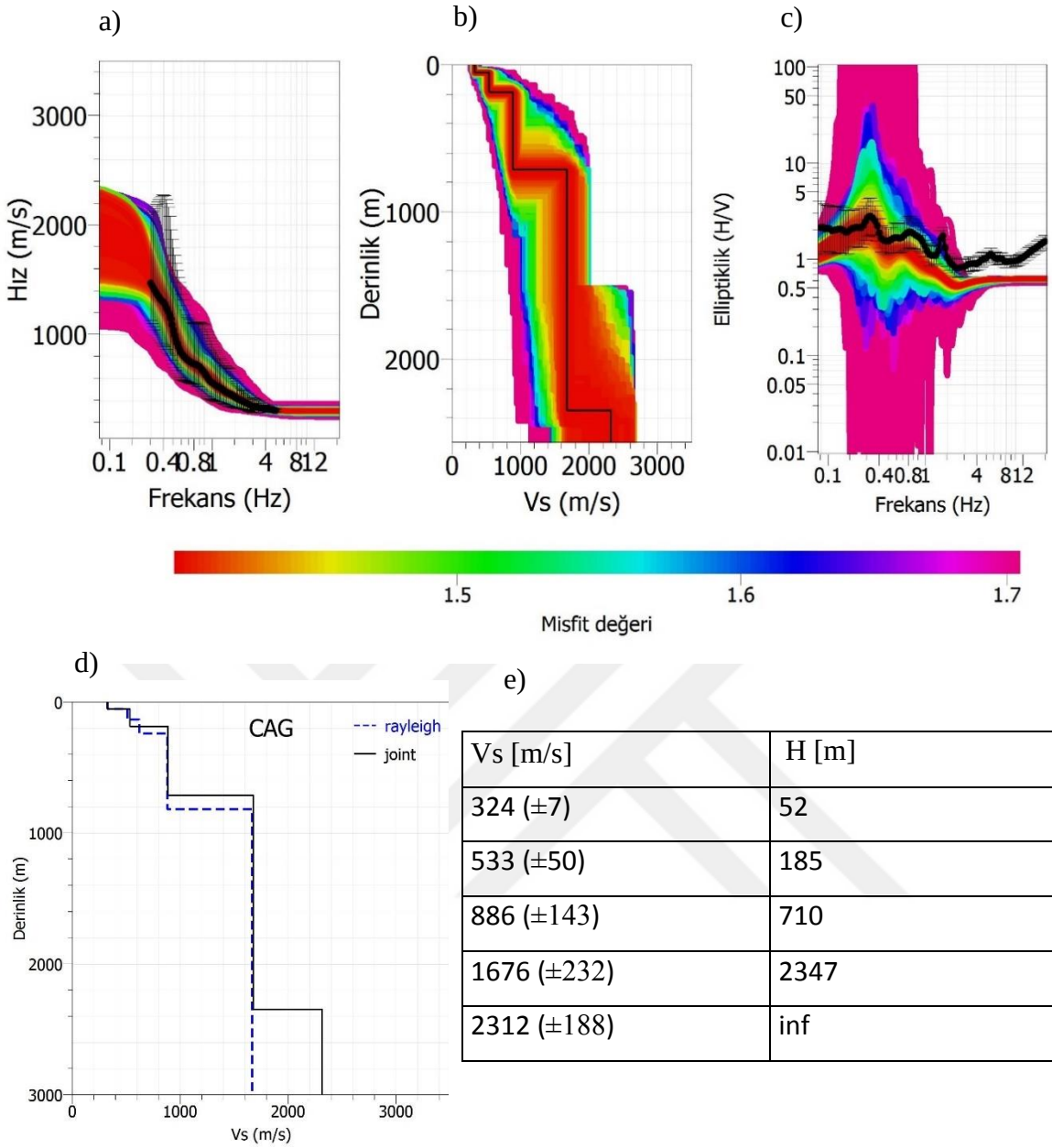
TGR noktasına ait birleşik ters çözüm sonuçları ise Şekil 4.82'de verilmiştir. Bu noktada H/V eğrisinin ters çözüm sonucunda belirgin değişikliğe neden olan bir katkısı görülmemiştir.

Birleşik ters çözüm, Menderes Masifi Metamorfik temele ait derinlik değişimini tespit etmede olumlu katkıları olduğu yukarıda yer alan çözümlerde açıkça görülmektedir. Buna göre çalışma alanının taban kayasını oluşturan metamorfik temel için kayma dalga hızları 2312-2849 m/s aralığında olduğu tespit edilmiştir. Bir önceki bölümde BH-A ve BH-S noktalarına ait çözümlerde elde edilen kayma dalga hızları (2312-2504 m/s) ile uyumlu sonuçlar olduğu görülmektedir. Buna göre çalışma alanında Menderes Metamorfik temel için Vs dalga hızının 2000-3200 m/s arasında olduğu söylenebilir.



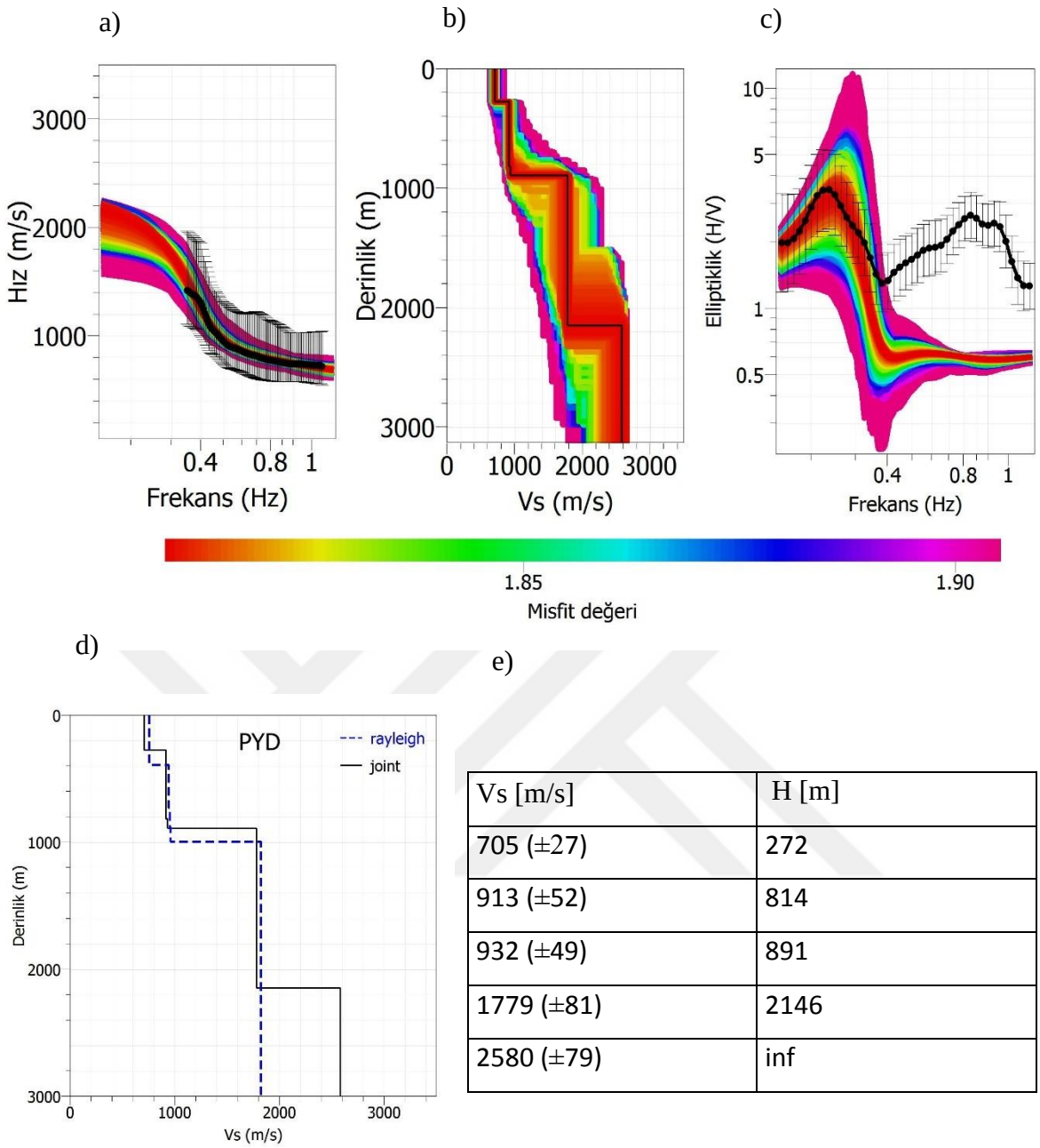
Vs [m/s]	H [m]
523 (±12)	142
712 (±71)	305
969 (±166)	373
1333 (±173)	1160
2359 (±384)	inf

Şekil 4.78: DEPO noktasına ait birleşik ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel moduna ait model dispersiyon eğrisi, siyah noktalı gözlemsel dispersiyon eğrisi, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilen Vs-derinlik kesiti, en iyi model siyah düz çizgi ile gösterilmiştir. c) Ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik model eğrisi, siyah noktalı çizgi gözlemsel H/V eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. d) Mavi kesikli çizgi Rayleigh ters çözümüne, siyah düz çizgi birleşik ters çözümüme ait en iyi yer altı model sonuçlarını göstermektedir. e) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilmiş kayma dalga hızı (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir.



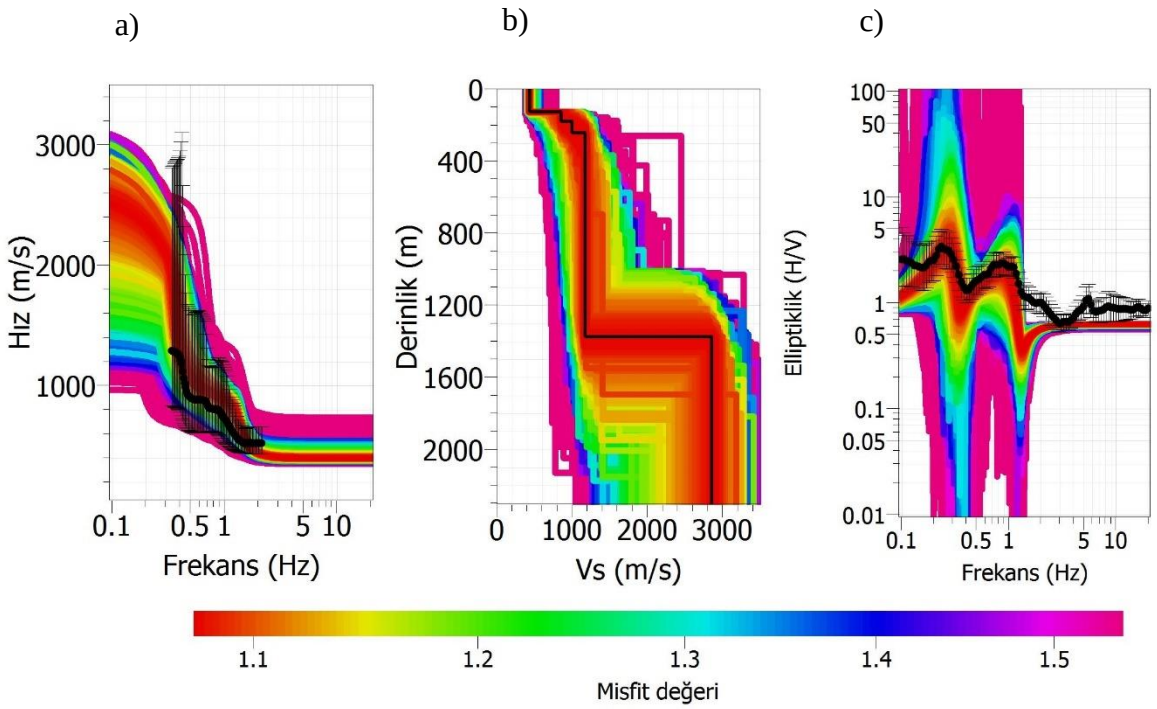
Vs [m/s]	H [m]
324 (±7)	52
533 (±50)	185
886 (±143)	710
1676 (±232)	2347
2312 (±188)	inf

Şekil 4.79: CAG noktasına ait birleşik ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel moduna ait model dispersiyon eğrisi, siyah noktalı gözlemsel dispersiyon eğrisi, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilen Vs-derinlik kesiti, en iyi model siyah düz çizgi ile gösterilmiştir. c) Ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik model eğrisi, siyah noktalı çizgi gözlemsel H/V eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. d) Mavi kesikli çizgi Rayleigh ters çözümüne, siyah düz çizgi birleşik ters çözümüme ait en iyi yer altı model sonuçlarını göstermektedir. e) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilmiş kayma dalga hızı (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir.

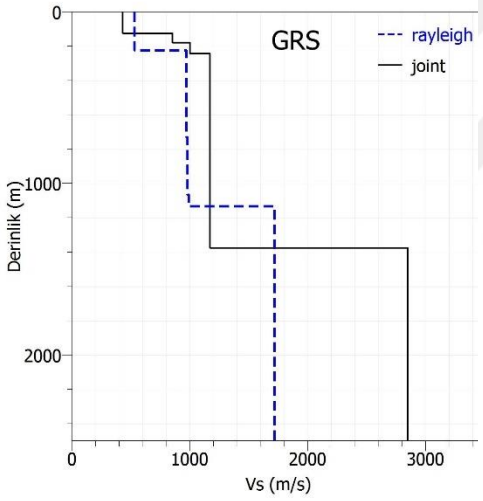


Vs [m/s]	H [m]
705 (±27)	272
913 (±52)	814
932 (±49)	891
1779 (±81)	2146
2580 (±79)	inf

Şekil 4.80: PYD noktasına ait birleşik ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel moduna ait model dispersiyon eğrisi, siyah noktalı gözlemsel dispersiyon eğrisi, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilen Vs-derinlik kesiti, en iyi model siyah düz çizgi ile gösterilmiştir. c) Ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik model eğrisi, siyah noktalı çizgi gözlemsel H/V eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. d) Mavi kesikli çizgi Rayleigh ters çözümüne, siyah düz çizgi birleşik ters çözümüme ait en iyi yer altı model sonuçlarını göstermektedir. e) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilmiş kayma dalga hızı (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir.



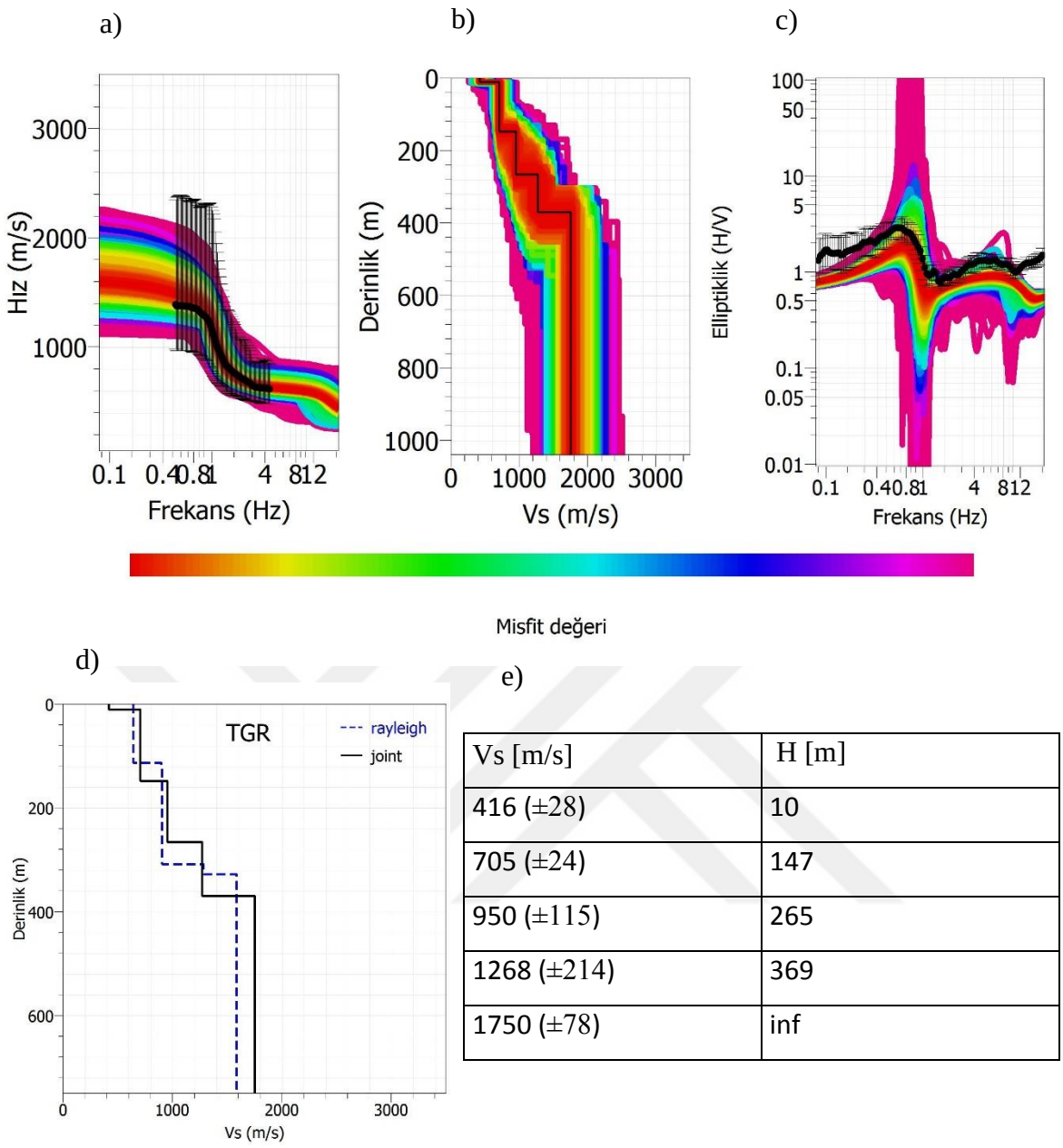
d)



e)

Vs [m/s]	H [m]
428 (±64)	124
852 (±187)	177
999 (±202)	242
1171 (±187)	1374
2849 (±340)	inf

Şekil 4.81: GRS noktasına ait birleşik ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel moduna ait model dispersiyon eğrisi, siyah noktalı gözlemsel dispersiyon eğrisi, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilen Vs-derinlik kesiti, en iyi model siyah düz çizgi ile gösterilmiştir. c) Ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik model eğrisi, siyah noktalı çizgi gözlemsel H/V eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. d) Mavi kesikli çizgi Rayleigh ters çözümüne, siyah düz çizgi birleşik ters çözümüme ait en iyi yer altı model sonuçlarını göstermektedir. e) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilmiş kayma dalga hızı (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir.

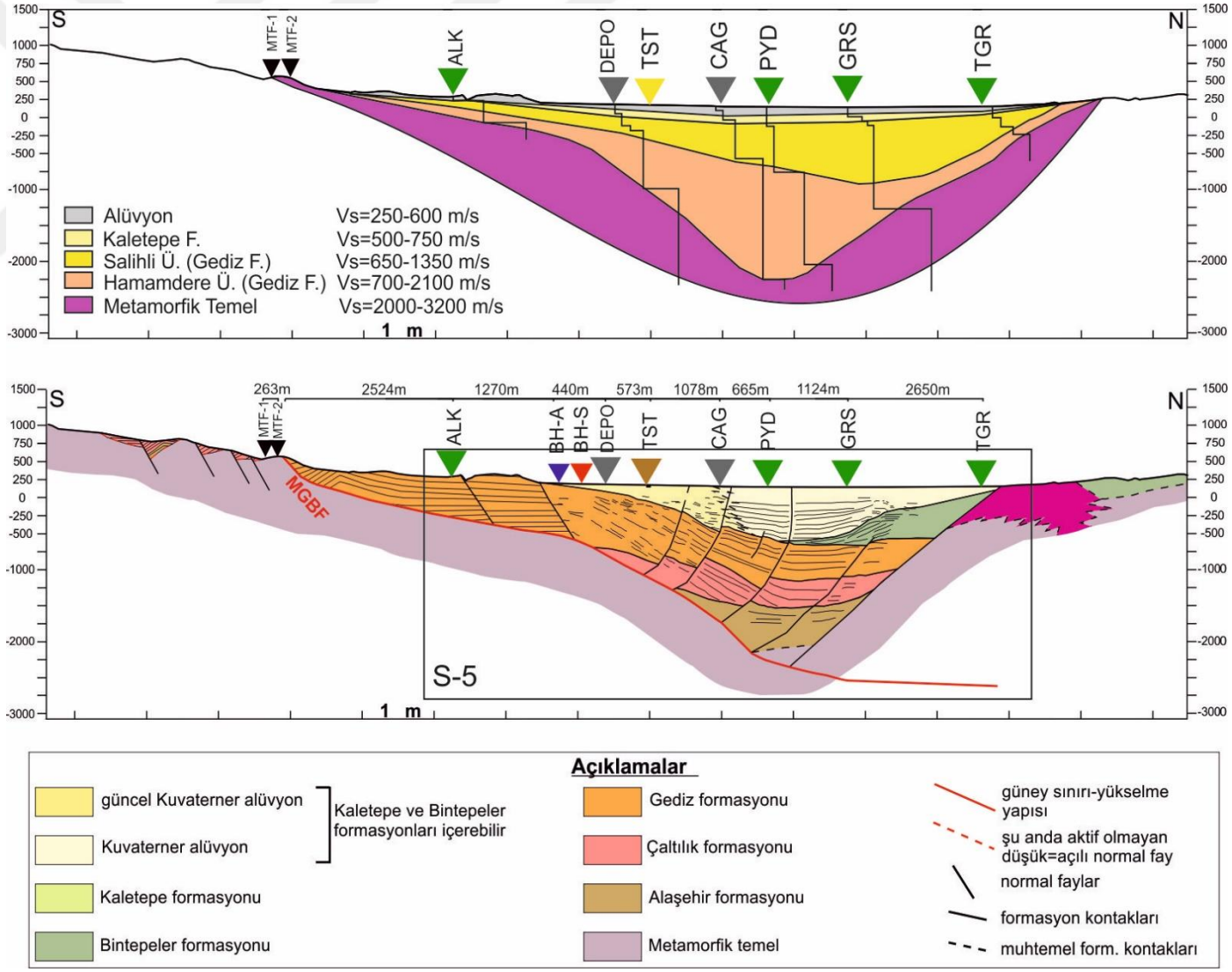


Vs [m/s]	H [m]
416 (±28)	10
705 (±24)	147
950 (±115)	265
1268 (±214)	369
1750 (±78)	inf

Şekil 4.82: TGR noktasına ait birleşik ters çözüm sonuçları. a) Rayleigh dalgası temel moduna ait model dispersiyon eğrisi, siyah noktalı gözlemsel dispersiyon eğrisi, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. b) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilen Vs-derinlik kesiti, en iyi model siyah düz çizgi ile gösterilmiştir. c) Ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait eliptiklik model eğrisi, siyah noktalı çizgi gözlemsel H/V eğrisini, düşey barlar standart sapmaları göstermektedir. d) Mavi kesikli çizgi Rayleigh ters çözümüne, siyah düz çizgi birleşik ters çözümüme ait en iyi yer altı model sonuçlarını göstermektedir. e) Birleşik ters çözüm sonucu elde edilmiş kayma dalga hızı (Vs) ve tabaka derinlik (H) sonuçlarını göstermektedir.

Birleşik ters çözüm ile iyileştirilen düşey zemin profilleri kullanılarak Şekil 4.76'da verilen iki-boyutlu düşey kesit değiştirilmiş ve Şekil 4.83'de Çiftçi (2007) kesiti ile birlikte verilmiştir. Her iki kesit karşılaştırıldığında mikrotremör yönteminin ALK, DEPO, CAG, PYD, GRS ve TGR (6 dizilim noktası) ölçüm sonuçları ile Çiftçi (2007) ile benzer bir kesit türetebildiği açıktır. Çiftçi (2007) kesitinin TPAO'na ait ve Şekil 2.4'de G-G' hattındaki S-5 sismik yansıma ölçüm verileri ile elde edildiği düşünüldüğünde, sismik yansıma çalışmasına nazaran daha az arazi eforu ve düşük maliyetle de benzer bir sonucun üretilebildiği görülmektedir.

Bu çalışmayı özgün kılan ise Alaşehir Grabeni'nin derin graben yapısı ve bir jeotermal saha olmasıdır. Literatürde mikrotremör dizilim yöntemleri ile sediman kalınlığının belirlendiği birçok çalışma mevcuttur (Havenith ve diğ., 2007; Zor ve diğ., 2010) ancak bu çalışmalarda anakaya derinlikleri Alaşehir Grabeni'ne göre daha sığ kalmaktadır ve bir jeotermal rezervuara sahip olmadıkları bilinmektedir. Bunun yanında mikrotremörlerin jeotermal, petrol-doğalgaz gibi hidrokarbon kaynakların araştırılmasında kullanımına ilişkin literatürde çok az deneme bulunmaktadır. Bu çalışma; literatüre de bu anlamda katkı sağlamayı amaçlamaktadır. Mikrotremörlerin mevcut analiz yöntemleri ile jeotermal rezervuarı direk tespit etme gibi bir hedefi olmasa da diğer jeofizik çalışmalar öncesinde saha hakkında genel bilgi edinmek amacıyla kullanılabilir. Hatta Şekil 4.83'deki gibi bir kesitin varlığı diğer jeofizik çalışmaların planlamasına da katkı sağlayacak, saha operasyonlarını optimize etmesini sağlayacaktır.



Şekil 4.83: Birleşik ters çözüm sonuçları ile iyileştirilmiş düşey yeraltı profili.

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Alaşehir grabeni jeotermal sahasında, yer altı yapısını belirlemeye yönelik olarak son yıllarda sıklıkla kullanılan mikrotremör analiz yöntemleri uygulanmıştır. Öncelikle sahada kaydedilen mikrotremör verilerinin içeriği güç yoğunluğu spektrumu, zaman-frekans analizi gibi yöntemlerle incelenmiştir. Daha sonra yeraltı yapısının şekil, kalınlık, hız gibi fiziksel özellikleri mikrotremör verilerinden elde edilen zemin rezonans frekansı ve dispersiyon eğrisi gibi bilgiler kullanılarak araştırılmıştır. Gözlemsel verilerden elde edilen eğriler kullanılarak yapılan ters çözümler ile gerçek yer altı modelleri belirlenmeye çalışılmış ve elde edilen modelin gerçek arazi ile uyumu sahada daha önce yapılmış sondaj, sismik yansıma ve jeolojik araştırma sonuçları ile denetlenmiştir. Benzer şekilde Alaşehir grabenine ait elde edilen sonuçlar literatürde benzer sahalarda elde edilenlerle karşılaştırılmış, Alaşehir grabenine özel bir durumun varlığı denetlenmiştir.

Alaşehir Grabeni mikrotremör kayıtları 0.1 Hz'e kadar oldukça durağan ve Peterson (1993) limitleri içerisinde kalan titreşim içeriklerine sahiptir. Kayıtlarda gece-gündüz farkı gözlenmezken, jeotermal enerji üretim tesisinin 5 Hz'in üzerinde gürültü ürettiği spektrumlarda tespit edilmiştir. Bu durumda 5 Hz mikrotremör dizilim analizlerini çok olumsuz etkileyebilecek bir frekans eşiği olmadığından analizlerimizin bu gürültüden etkilenmediğini söyleyebiliriz. Grabenin belirli noktalarında sistematik bir dağılım göstermemekle birlikte 1.77 Hz civarında farklı bir endüstriyel gürültü tespit edilmiştir. Yapılan detaylı incelemede bu gürültünün sönümlenmeden sürekli devam eden bir gürültü olduğu tespit edilmiştir. Daha önceki çalışmalarda benzer bir gürültünün mermer kesme makinasından kaynaklanabileceği belirtilmiştir (Yalçınkaya ve diğ., 2013). Bu gürültü H/V analizlerinde bir zemin rezonans frekansı gibi değerlendirmeye alınmamıştır.

Genelde H/V eğrileri 0.2 Hz – 0.6 Hz aralığında seçilebilir f_0 dorukları vermektedir. Bunun yanında bazı noktalarda 0.8 – 1 Hz aralığında ikinci f_1 doruklarına sahiptir. Bazı noktalarda 1.77 Hz'de üçüncü bir pik gözlenmiş olsa da endüstriyel gürültü olduğu tespit edildiğinden rezonans frekansı olarak değerlendirmeye alınmamıştır. Grabenin ortalarına yakın noktalarda en düşük zemin rezonans frekansı (f_0) 0.22 Hz ile PYD noktasında ölçülmüştür. Bu noktanın temel kayaya kadar olan kalınlığı Zorlu Enerji sondaj verilerine göre yaklaşık 2300m'dir. Eğer

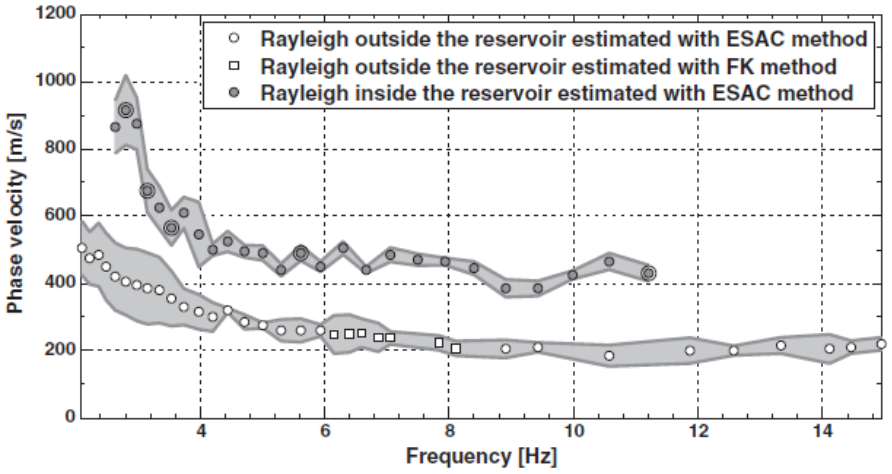
temel kaya üzerindeki zemin tabakaları tek bir tabaka olarak düşünülürse, bu durumda zemin tabakasının ortalama V_S hızı ($V_S=f_0*4H$) 2024 m/sn olarak hesaplanır. Aynı noktada f_1 doruğu ise 0.8 Hz civarında karşımıza çıkmaktadır. Eğer f_1 doruğu metamorfik temelden bir önceki formasyon değişimini temsil ediyorsa, sondajlarda tanımlanan litolojiye göre bu geçiş Gediz formasyonu içerisinde Salihli Üyesi ile Hamamdere Üyesi arasında veya Kaletepe Formasyonu ile Gediz Formasyonu arasına ait olacaktır. Metamorfik temelin tespit edildiği 2300m'nin üzerinde ilk birim değişimi 640m'de, Gediz formasyonu girişi ise 210m'de olduğu sondaj kesitlerinden belirlenmiştir. 640 m'de yer alan geçiş göz önünde bulundurulursa f_1 frekansına karşılık gelen zemin tabaka hızı 2048 m/sn, 210 m'de yer alan geçiş düşünülürse bu kez f_1 frekansına karşılık gelen zemin tabaka hızı 672 m/sn olarak hesaplanır. Bu durumda f_1 frekansının 210 m'deki geçişi yansıttığı söylenebilir. Dizilim ölçümlerinden elde edilen sonuçlar Kaletepe Formasyonu için 500-750 m/s aralığında bir hız türetmiştir ve yukarıdaki hesaplama ile uyumlu olduğu görülmüştür.

Tek istasyon mikrotremör yöntemi ile sediman örtü kalınlığı hesaplayan çalışmalar (Birgören ve diğ., 2009; D'Amico ve diğ., 2004; Delgado ve diğ., 2000; Dinesh ve diğ., 2010; García-Jerez ve diğ., 2006; Andrej Gosar ve Lenart, 2010; Hinzen ve diğ., 2004; Ibs-von Seht ve Wohlenberg, 1999; Özalaybey ve diğ., 2011; Parolai ve diğ., 2002; Sukumaran ve diğ., 2011) genellikle Kuvarterner yaşlı sediman birikintilerin temel kayayı örttüğü basenlerdir. Alaşehir grabenini yukarda bahsedilen çalışmalardaki alanlardan ayıran en belirgin özellik, jeotermal rezervuara sahip olmasıdır. Literatürde yer alan bağıntılar kullanarak f_0 değerleri için tüm noktalarda sediman kalınlığı hesabı yapıldığında, Zorlu Enerji kesitleriyle uyumsuz olduğu gözlenmiştir. Bu uyumsuzluk ancak V_S hızlarının beklenenden daha yüksek olması durumunda ortadan kalkacağı, dolayısı ile Alaşehir Grabeni'nde V_S hızlarının beklenenden daha yüksek olduğu öngörülmüştür. Alaşehir Grabeni özelinde hidrotermal çözeltinin kayaçlarla olan etkileşimi sonucunda ortaya çıkan silisleşme ve karbonatlaşmaya bağlı alterasyonlar (İlhan ve Kabak, 2018) sediman içinde Vs hızlarında artışa sebep olduğu, bu nedenle sediman kalınlık hesaplamalarının literatürden farklı olduğu düşünülmektedir.

Alaşehir grabeninin farklı doğrultularda çok kırıklı yapısı ve bu yapı içinde yüzeye yaklaşan jeotermal sular, yüzeye yaklaştıkça içindeki minareller katılaşmakta ve ve suyun sıcaklığı düşmektedir. Bu katılaşma sırasında sediman tabaklar içinde oluşan tarvertenleşmenin sismik dalga hızlarını arttırması beklenecek bir durumdur. Sismik hızlar üzerinde jeotermal rezervuar varlığı üzerine benzer bir çalışma Woith ve diğ. (2014)'de görülmektedir. Şekil 5.1'de ESAC

yöntemi ile yapılan analizlere göre, jeotermal alan üzerinde yapılan ölçümlerde faz hızları daha yüksek çıkmıştır. Yani jeotermal rezervuarın varlığı faz hızlarını yükseltmektedir.

Sıcaklığın sismik hızlar üzerindeki etkisi Şekil 5.2'de görüldüğü gibidir. Yani sıcaklığın belirli bir dereceye kadar artması sismik hızlarda artmaya sebebiyet verirken, belirli bir sıcaklığın üzerinde ise hızlar aniden düşüşe geçtiği görülmektedir. Sıcaklığa karşı S-dalga hızının P-dalga hızından daha fazla tepki verdiği açıktır. Woith ve diğ. (2014)'de bahsi geçen jeotermal daha Afyon Heybeli'de yer almaktadır ve 56.4 C ile artezyen yaptığı belirtilmiştir. Alaşehir Grabeninde ise jeotermal akışkan sıcaklıkları minimum 193 C (Akın, 2017) olarak belirlenmiştir. Alaşehir sahası Afyon sahasından çok daha yüksek akışkan sıcaklığına sahiptir. Bu nedenle Woith ve diğ., (2014)'e göre faz hızı jeotermal rezervuar üzerinde yüksek çıkarken, Alaşehir Grabeni'nde benzer bir durum ortaya çıkmıştır.

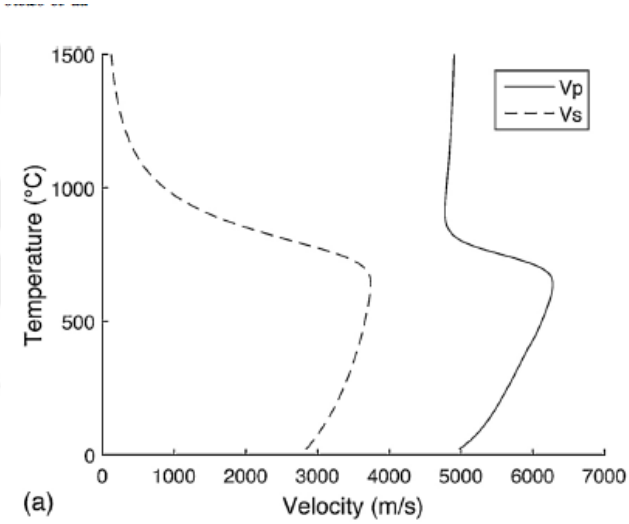


Şekil 5.1: Jeotermal alan üzerinde ve dışarısında yapılan mikrotremör dizilim ölçümlerinin ESAC analizi ile elde edilmiş dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılması (Woith ve diğ., 2014).

Dizilim mikrotremör ölçümlerinin SPAC analizi ile elde edilen dispersiyon eğrileri, önce Rayleigh dalgası ters çözümü ile yeraltı kesitleri hesaplanmıştır.

Dizilim mikrotremör verilerinden elde edilen dispersiyon eğrileri tek başına ters çözüme tabi tutulduğunda araştırma derinliğinin sınırlı kaldığı, yalnızca BH-A ve BH-S noktalarına ait çözümlerin taban kayasına ulaştığı görülmüştür. Dispersiyon eğrisinin yanında H/V eğrilerinin de ters çözüme dahil edilmesi ile yapılan birleşik ters çözüm sonucunda, sahada daha önceki

sondaj ve sismik yansıma verilerinden elde edilmiş jeolojik kesitlerle birbirine yakın sonuçlar elde edilebildiği görülmüştür. H/V grafiklerinin ters çözüme dahil edilmesi ile Menderes Masifi Metamorfik temel geçişleri DEPO, CAG, PYD, GRS noktalarında tespit edilebilmiştir. TST, MTF-1 ve MTF-2 noktaları, dizilim boyutlarının çok küçük olması ve hedeflenen derinliğe ulaşmayacağından ötürü ters çözüme sokulmamıştır. Buna göre çalışma sahasında alüvyon için 250-600 m/s, Kaletepe Formasyonu için 500-750 m/s, Salihli Üyesi için 650-1350 m/s, Hamamdere Üyesi için 700-2100 m/s ve Menderes Masifi Metamorfik taban kayası için 2000-3200 m/s kayma dalga hız değerleri belirlenmiştir.



Şekil 5.2: Sıcaklık değişiminin sismik hızlar üzerindeki etkisi.

Jeotermal alanların araştırılmasında sondaj maliyetlerinin oldukça yüksek olduğu düşünüldüğünde, başarıya katkı sunacak her çalışma önem kazanmaktadır. Bu açıdan değerlendirildiğinde, mikrotremör yöntemleri jeotermal sahalarda yapıyı çözümlemeye yönelik bir yöntem olarak uygulanmasının önemi büyüktür. Yüksek maliyetli sismik yansıma ve sondaj çalışmaları öncesinde hızlı, düşük maliyetli ve kolay uygulanabilir bir yöntem olması nedeniyle, özellikle jeotermal ve petrol sahaların araştırılmasında katkı sağlayacağı açıktır.

KAYNAKLAR

Aki, K. (1957). Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special References to Microtremors. Bull. Earthq. Res. Inst. 35, 415-456.

Aki, K. (1965). A note on the use of microseisms in determining the shallow structures of the earth's crust. *Geophysics, 30*(4), 665-666.

Akın, S. (2017). Geothermal Resource Assessment of Alaşehir Geothermal Field. 42nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, California, February 13-15.

Akın, S., Yıldırım, N., Yazman, M., Karadağ, M., Seçkin, C., Tonguç, E., . . . Yarım, H. (2015). Coiled Tubing Acid Stimulation of Alaşehir Geothermal Field, Turkey. Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia, 19-25 April.

Ali, M. Y., Berteussen, K. A., Small, J., and Barkat, B. (2007). A low frequency, passive seismic experiment over a carbonate reservoir in Abu Dhabi. *First break, 25*(11).

Arai, H., and Tokimatsu, K. (2005). S-wave velocity profiling by joint inversion of microtremor dispersion curve and horizontal-to-vertical (H/V) spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America, 95*(5), 1766-1778.

Asten, M. W., and Henstridge, J. D. (1984). Array estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics, 49*(11), 1828-1837.

Bard, P. Y. (1998). Microtremor measurement A tool for site effect estimation?. *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Irikura, Kudo, Okada&Sasatani (eds), Belkema, 1251-1279.

Bayrak, M., Serpen, Ü., and İlkışık, O. (2011). Two-dimensional resistivity imaging in the Kızıldere geothermal field by MT and DC methods. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 204*(1-4), 1-11.

Betting, B., Bard, P., Y., Scherbaum, F., Rielp, J., Cotton, F., Cornou, C., Hatzfeld, D., 2001. Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial auto-correlation method (SPAC), *Bollettino Di Geofisica Teorica Ed applicata*, V:42, N:3-4, 281-304.

Birgören, G., Özel, O., and Siyahi, B. (2009). Bedrock depth mapping of the coast south of Istanbul: Comparison of analytical and experimental analyses. *Turkish Journal of Earth Sciences, 18*(2), 315-329.

Bonnefoy-Claudet, S., Baize, S., Bonilla, L. F., Berge-Thierry, C., Pasten, C., Campos, J., . . . Verdugo, R. (2009). Site effect evaluation in the basin of Santiago de Chile using ambient noise measurements. *Geophysical Journal International, 176*(3), 925-937.

Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Bard, P. Y., Cotton, F., Moczo, P., Kristek, J., and Fäh, D. (2006). H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations. *Geophysical Journal International, 167*(2), 827-837.

Bour, M., Fouissac, D., Dominique, P., and Martin, C. (1998). On the use of microtremor recordings in seismic microzonation. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 17*(7-8), 465-474.

Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proceedings of the IEEE, 57*(8), 1408-1418.

Capon, J., Greenfield, R., and Kolker, R. J. (1967). Multidimensional maximum-likelihood processing of a large aperture seismic array. *Proceedings of the IEEE, 55*(2), 192-211.

Cho, I., Tada, T., and Shinozaki, Y. (2004). A new method to determine phase velocities of Rayleigh waves from microseisms. *Geophysics, 69*(6), 1535-1551.

Cho, I., Tada, T., and Shinozaki, Y. (2006a). Centerless circular array method: Inferring phase velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 111*(B9).

Cho, I., Tada, T., and Shinozaki, Y. (2006b). A generic formulation for microtremor exploration methods using three-component records from a circular array. *Geophysical Journal International, 165*(1), 236-258.

Cho, I., Tada, T., and Shinozaki, Y. (2006c). New methods of microtremor exploration: the centerless circular array method and the two-radius method. *Paper presented at the Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*. Grenoble, France, 30 August - 1 September 2006 Paper Number: 51, ESG2006, Grenoble, 30/08-01/09/2006.

Çiftçi, N. B. (2007). Geological evolution of the Gediz graben, SW Turkey: Temporal and spatial variation of the graben. *ODTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara*.

Çiftçi, N. B., and Bozkurt, E. (2007). Anomalous stress field and active breaching at relay ramps: A field example from Gediz Graben, SW Turkey. *Geological Magazine, 144*(4), 687-699.

Çiftçi, N. B., and Bozkurt, E. (2008). Folding of the Gediz Graben fill, SW Turkey: Extensional and/or contractional origin? *Geodinamica Acta, 21*(3), 145-167.

Çiftçi, N. B., and Bozkurt, E. (2009a). Evolution of the Miocene sedimentary fill of the Gediz Graben, SW Turkey. *Sedimentary Geology, 216*(3-4), 49-79.

Çiftçi, N. B., and Bozkurt, E. (2009b). Pattern of normal faulting in the Gediz Graben, SW Turkey. *Tectonophysics, 473*(1-2), 234-260.

Çiftçi, N. B., and Bozkurt, E. (2010). Structural evolution of the Gediz Graben, SW Turkey: Temporal and spatial variation of the graben basin. *Basin Research, 22*(6), 846-873.

Çiftçi, N. B., Temel, R. Ö., and Iztan, Y. H. (2010). Hydrocarbon occurrences in the western Anatolian (Aegean) grabens, Turkey: Is there a working petroleum system? *AAPG Bulletin, 94*(12), 1827-1857.

D'Amico, V., Picozzi, M., Albarello, D., Naso, G., and Tropenscovino, S. (2004). Quick estimates of soft sediment thicknesses from ambient noise horizontal to vertical spectral ratios: a case study in southern Italy. *Journal of Earthquake Engineering, 8*(06), 895-908.

Dangel, S., Schaepman, M. E., Stoll, E. P., Carniel, R., Barzandji, O., Rode, E. D., and Singer, J. M. (2003). Phenomenology of tremor-like signals observed over hydrocarbon reservoirs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 128*(1-3), 135-158.

Del Gaudio, V., and Wasowski, J. (2007). Directivity of slope dynamic response to seismic shaking. *Geophysical Research Letters, 34*(12).

Delgado, J., Lo´pezlo´, C., Casado, L. p., Giner, J., Vez, A. E., Cuenca, A., and Molina, S. (2000). Microtremors as a Geophysical Exploration Tool: Applications and Limitations. *Pure appl. geophys, 157*.

Dinesh, B., Nair, G., Prasad, A., Nakkeeran, P., and Radhakrishna, M. (2010). Estimation of sedimentary layer shear wave velocity using micro-tremor H/V ratio measurements for Bangalore city. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 30*(11), 1377-1382.

Erdoğan, E. (2018). Gediz grabeni jeotermal yapısının manyetotellürik verilerin 2B ve 3B ters çözümü ile araştırılması. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi.

Erdoğan, E., and Candansayar, M. E. (2017). The conductivity structure of the Gediz Graben geothermal area extracted from 2D and 3D magnetotelluric inversion: Synthetic and field data applications. *Geothermics, 65*, 170-179.

Fäh, D., Kind, F., and Giardini, D. (2001). A theoretical investigation of average H/V ratios. *Geophysical Journal International, 145*(2), 535-549.

Ferrazzini, V., Aki, K., and Chouet, B. (1991). Characteristics of seismic waves composing Hawaiian volcanic tremor and gas-piston events observed by a near-source array. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 96*(B4), 6199-6209.

Field, E., and Jacob, K. (1993). The Theorotical Response of Sedimentary Layers to Ambient Seismic Noise. Geophys. Res. Lett. 20-24, 2925-2928.

Foulger, G., (1982). Geothermal exploration and reservoir monitoring using earthquakes and the passive seismic method. *Geothermics* 11 (4), 259–268.

García-Jerez, A., Luzón, F., Navarro, M., and Pérez-Ruiz, J. A. (2006). Characterization of the sedimentary cover of the Zafarraya basin, southern Spain, by means of ambient noise. *Bulletin of the Seismological Society of America, 96*(3), 957-967.

Gasperikova, E., Newman, G., Feucht, D., and Arnason, K. (2011). 3D MT characterization of two geothermal fields in Iceland. *GRC Trans, 35*(1-2), 1667-1671.

Gosar, A. (2007). Microtremor H/V study for assessing site effects in the Bovec basin (NW Slovenia) related to 1998 Mw5.6 and 2004 Mw5.2 earthquakes. *Engineering Geology, 91*(2-4), 178-193.

Gosar, A. (2010). Site effects and soil-structure resonance study in the Kobarid basin (NW Slovenia) using microtremors. *Natural Hazards and Earth System Sciences, 10*(4), 761-772.

Gosar, A. (2017). Study on the applicability of the microtremor H/V method to support seismic microzonation in the town of Idrija (W Slovenia). *Natural Hazards and Earth System Sciences, 17*(6), 925-937.

Gosar, A., and Lenart, A. (2010). Mapping the thickness of sediments in the Ljubljana Moor basin (Slovenia) using microtremors. *Bulletin of Earthquake Engineering, 8*(3), 501-518.

Guillier, B., Cornou, C., Kristek, J., Moczo, P., Bonnefoy-Claudet, S., Bard, P., and Fäh, D. (2006). Simulation of seismic ambient vibrations: does the H/V provide quantitative information in 2D-3D structures. *Paper presented at the Third international symposium on the effects of surface geology on seismic motion* Grenoble, France, 30 August - 1 September 2006 Paper Number: 185, ESG2006, Grenoble, 30/08-01/09/2006.

Gürsoy, T. (1980). Turgutlu Alaşehir Gravite Etüdü. *Maden Tetk. ve Arama Enstitüsü Jeotermik Enerji Araştırmaları*, Ankara

Haklıdır Tut, F.S. (2017). Batı Anadolu'da Yüksek Sıcaklıklı Jeotermal Sistemlerde Gözlenen Kabuklaşma Türlerive Kabuklaşma Oluşumunun Kontrolünün Sağlanmasında Kullanılan Sistemler;Kızıldere-II (Denizli) Jeotermal Güç Santrali Örneği. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 60 (2017) 363-382.

Harkrider, D. G. (1964). Surface waves in multilayered elastic media I. Rayleigh and Love waves from buried sources in a multilayered elastic half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America, 54*(2), 627-679.

Haskell, N. A. (1953). The dispersion of surface waves on multilayered media. *Bulletin of the Seismological Society of America, 43*(1), 17-34.

Havenith, H. B., Fah, D., Polom, U., Roulle, A., (2007). S-wave velocity measurements applied to the seismic microzonation of Basel, Upper Rhine Graben. *Geophysical Journal International,* 170(1), 346-358.

Henstridge, J. D. (1979). A signal processing method for circular arrays. *Geophysics, 44*(2), 179-184.

Hidaka, E. (1985). Phase velocity of Rayleigh waves and S-wave velocity distribution estimated from long-period microtremors. *M. Sc. thesis, Hokkaido University*.

Hinzen, L. G., Weber, B., and Scherbaum, F. (2004). On the resolution of H/V measurements to determine sediment thickness, a case study across a normal fault in the Lower Rhine Embayment, Germany. *Journal of Earthquake Engineering, 8*(6), 909-926.

Holzner, R., Eschle, P., Zürcher, H., Lambert, M.-A., Graf, R., Dangel, S., and Meier, P. (2005). Applying microtremor analysis to identify hydrocarbon reservoirs. *First break, 23*(5).

Horike, M. (1985). Inversion Of Phase Velocity Of Long-Period Microtremors To The S-Wave-Velocity Structure Down To The Basement In Urbanized Areas. *Journal of Physics of the Earth*, 33(2), 59-96.

Horike, M. (1996). Geophysical exploration using microtremor measurements. *10th World Conference on Earthquake Engineering*, Acapulco, Mexico, 23–26 June 1996, Paper No. 2033, Elsevier Science, Amsterdam,

Hough, S., Seeber, L., Rovelli, A., Malagnini, L., DeCesare, A., Selveggi, G., and Lerner-Lam, A. (1992). Ambient noise and weak-motion excitation of sediment resonances: results from the Tiber Valley, Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America, 82*(3), 1186-1205.

Ibs-von Seht, M., and Wohlenberg, J. (1999). Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bulletin of the Seismological Society of America, 89*(1), 250-259.

İlkışık, O. M., Gürer, A., Tokgöz, T., and Kaya, C. (1997). Geoelectromagnetic and geothermic investigations in the Ihlara Valley geothermal field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 78*(3-4), 297-308.

İlhan, S., Kabak, A. F. (2018) Alaşehir (Manisa) Jeotermal Alanında Gelişen Hidrotermal Alterasyonların Karakteristiği, Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi 7 (2018): 1078-1082.Iyer, H. M., and Hitchcock, T. (1976). Seismic noise survey in Long Valley, California. *Journal of Geophysical Research, 81*(5), 821-840.

Iztan, H., Harput, O., and Yazman, M. (1991). Geology of the Manisa region and hydrocarbon potential. *Turkish Petroleum Corporation (TPAO) research group progress report*(1592).

Kagami, H., Duke, C. M., Liang, G. C., and Ohta, Y. (1982). Observation of 1-to 5-second microtremors and their application to earthquake engineering. Part II. Evaluation of site effect upon seismic wave amplification due to extremely deep soil deposits. *Bulletin of the Seismological Society of America, 72*(3), 987-998.

Kagami, H., Okada, S., Shiono, K., Oner, M., Dravinski, M., and Mal, A. K. (1986). Observation of 1-to 5-second microtremors and their application to earthquake engineering. Part III. A two-dimensional study of site effects in the San Fernando Valley. *Bulletin of the Seismological Society of America, 76*(6), 1801-1812.

Kaya, C., and Başokur, A. T. (2010). *Magnetotelluric experiments in the Aliağa geothermal field, Western Turkey*. Paper presented at the Proceedings World Geothermal Congress, Bali, Indonesia.

Konno, K., and Ohmachi, T. (1998). *Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor*. Retrieved from

Kölenoğlu Demircioğlu, D. (2009). Alaşehir grabenine ait sismik kesitlerin yapısal yorumu. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Ensitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Ankara.

Lachet, C., and Bard, P. Y. (1994). Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique. *Journal of Physics of the Earth, 42*(5), 377-397.

Lacoss, R. T., Kelly, E. J., and Toksöz, M. N. (1969). Estimation of Seismic Noise Structure Using Arrays. *Geophysics, 34*(1), 21-38.

Lambert, M. A. (2010). Characterization of ambient ground-motion using spectral analysis techniques: Numerical modeling, data processing and application to low-frequency passive seismic. ETH Zurich, Doctoral Thesis.

Lambert, M. A., Schmalholz, S. M., Saenger, E. H., and Steiner, B. (2009). Low-frequency microtremor anomalies at an oil and gas field in Voitsdorf, Austria. *Geophysical Prospecting, 57*(3), 393-411.

Lermo, J., and Chávez-García, F. J. (1994). Are microtremors useful in site response evaluation? *Bulletin of the Seismological Society of America, 84*(5), 1350-1364.

Ling, S. (1994). Research on the estimation of phase velocities of surface waves in microtremors. Ph.D. Thesis, *Hokkaido University, Sapporo (in Japanese)*.

Malagnini, L., Rovelli, A., Hough, S., and Seeber, L. (1993). Site amplification estimates in the Garigliano Valley, Central Italy, based on dense array measurements of ambient noise. *Bulletin of the Seismological Society of America, 83*(6), 1744-1755.

Martini, F., Lokmer, I., Jonsdottir, K., De Barros, L., Möllhoff, M., Bean, C. J., . . . Mongan, J. (2013). A passive low-frequency seismic experiment in the albertine graben, uganda. *Geophysical Prospecting, 61*(SUPPL.1), 39-61.

Matsuoka, T., Umezawa, N., and Makishima, H. (1996). Experimental studies on the applicability of the spatial autocorrelation method for estimation of geological structures using microtremors; Chika kozo suitei no tame no kukan jiko sokanho no tekiyosei ni kansuru kento. *Butsuri Tanko (Geophysical Exploration), 49*.

Meidav, T. (1970). Application of electrical resistivity and gravimetry in deep geothermal exploration. *Geothermics, 2*, 303-310.

Nakamura, Y. (1998). A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface Using Microtremor on the Ground Surface. Quarterly Reports of the Railway Technical Research Institute Tokyo, 30.pp. 25-33.

Nakamura, Y. (2000). Clear Identification Of Fundamental Idea Of Nakamura's Technique And Its Applications. Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering. Auckland, New Zealand.

Nogoshi, M., and Igarashi, T. (1971). On the Amplitude Characteristics of Microtremor (Part 2). *Zisin (Journal of the Seismological Society of Japan. 2nd ser.), 24*(1), 26-40.

Ohta, Y., Kagami, H., Goto, N., and Kudo, K. (1978). Observation of 1-to 5-second microtremors and their application to earthquake engineering. Part I: Comparison with long-period accelerations at the Tokachi-Oki earthquake of 1968. *Bulletin of the Seismological Society of America, 68*(3), 767-779.

Okada, H. (2003). The microtremor survey method. *Geophysical Monograph Series, Society of Exploration Geophysicists.*

Okut-Toksoy, N. G., and Demirbağ, E. (2018). Alaşehir Grabeni'nde Sismik Yansıma Modellemesi. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi, 29*(1), 31-43.

Omori, F. (1908). On micro-tremors. *Bulletin of the Imperial Earthquake Investigation Committee, 2*(1), 1-6.

Öner, Z., and Dilek, Y. (2011). Supradetachment basin evolution during continental extension: The aegean province of Western Anatolia, Turkey. *Bulletin of the Geological Society of America, 123*(11-12), 2115-2141.

Öner, Z., and Dilek, Y. (2013). Fault kinematics in supradetachment basin formation, Menderes core complex of western Turkey. *Tectonophysics, 608*, 1394-1412.

Özalaybey, S., Zor, E., Ergintav, S., and Tapırdamaz, M. C. (2011). Investigation of 3-D basin structures in the Izmit Bay area (Turkey) by single-station microtremor and gravimetric methods. *Geophysical Journal International, 186*(2), 883-894.

Parolai, S., Bormann, P., and Milkereit, C. (2002). New relationships between Vs, thickness of sediments, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for the Cologne area (Germany). *Bulletin of the Seismological Society of America, 92*(6), 2521-2527.

Parolai, S., Picozzi, M., Richwalski, S., and Milkereit, C. (2005). Joint inversion of phase velocity dispersion and H/V ratio curves from seismic noise recordings using a genetic algorithm, considering higher modes. *Geophysical Research Letters, 32*(1).

Paudyal, Y. R., Yatabe, R., Bhandary, N. P., and Dahal, R. K. (2013). Basement topography of the Kathmandu Basin using microtremor observation. *Journal of Asian Earth Sciences, 62*, 627-637.

Pellerin, L., Johnston, J. M., and Hohmann, G. W. (1996). A numerical evaluation of electromagnetic methods in geothermal exploration. *Geophysics, 61*(1), 121-130.

Peterson, J. (1993). Observation And Modeling Of Seismic BackgroundNoise, *U.S. Geol. Surv. Tech. Rept*. 93-322, 1–95.

Picozzi, M., Parolai, S., and Richwalski, S. (2005). Joint inversion of H/V ratios and dispersion curves from seismic noise: Estimating the S-wave velocity of bedrock. *Geophysical Research Letters, 32*(11).

Poggi, V., Burjanek, J., Michel, C., Fah, D., (2017). Seismic site-response characterization of high-velocity sites using advanced geophysical techniques: application to the NAGRA-Net. *Geophysical Journal International, 210, 645-659.*

Renalier, F., Jongmans, D., Savvaidis, A., Wathelet, M., Endrun, B., and Cornou, C. (2010). Influence of parameterization on inversion of surface wave dispersion curves and definition of an inversion strategy for sites with a strong VS contrast. *Geophysics, 75*(6), B197-B209.

Rezaei, S., and Choobbasti, A. J. (2017). Application of the microtremor measurements to a site effect study. *Earthquake Science, 30*(3), 157-164.

Rost, S., Thomas, C., (2002). Array Seismology: Mehods and Applications, *Reviews of Geophysics.* 40 (3), 2-1.

Sambridge, M., (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm: I. Searching a parameter space, *Geophys. J. Int.* 138, 479-494.

Saccorotti, G., Almendros, J., Carmona, E., Ibáñez, J., and Del Pezzo, E. (2001). Slowness anomalies from two dense seismic arrays at Deception Island volcano, Antarctica. *Bulletin of the Seismological Society of America, 91*(3), 561-571.

Saccorotti, G., Chouet, B., and Dawson, P. (2003). Shallow-velocity models at the Kilauea Volcano, Hawaii, determined from array analyses of tremor wavefields. *Geophysical Journal International, 152*(3), 633-648.

Saenger, E. H., Schmalholz, S. M., Lambert, M.-A., Nguyen, T. T., Torres, A., Metzger, S., . . . Méndez-Hernández, E. (2009a). A passive seismic survey over a gas field: Analysis of low-frequency anomalies. *Geophysics, 74*(2), O29-O40.

Saenger, E. H., Schmalholz, S. M., Lambert, M. A., Nguyen, T. T., Torres, A., Metzger, S., . . . Méndez-Hernández, E. (2009b). A passive seismic survey over a gas field: Analysis of low-frequency anomalies. *Geophysics, 74*(2).

Sandberg, S. K., and Hohmann, G. W. (1982). Controlled-source audiomagnetotellurics in geothermal exploration. *Geophysics, 47*(1), 100-116. doi:10.1190/1.1441272

SESAME European project. (2004). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation. Deliverable D23.12. http://sesame.geopsy.org/Delivrables/Del-D23-HV_User_Guidelines.pdf

SESAME European project. (2005). Recommendations for array measurements and processing WP13. http://sesame.geopsy.org/Delivrables/Del-D24-Wp13.pdf

Seyítoğlu, G., Benda, L., and Scott, B. C. (1994). Neogene palynological and isotopic age data from Gördes basin, West Turkey. *Newsletters on Stratigraphy*, 133-142.

Seyitoğlu, G., and Scott, B. C. (1996). Age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal, 31*(1), 1-11.

Su, L.-j., Xu, X.-q., Geng, X.-y., and Liang, S.-q. (2017). An integrated geophysical approach for investigating hydro-geological characteristics of a debris landslide in the Wenchuan earthquake area. *Engineering Geology, 219*, 52-63.

Sukumaran, P., Parvez, I. A., Sant, D. A., Rangarajan, G., and Krishnan, K. (2011). Profiling of late Tertiary–early Quaternary surface in the lower reaches of Narmada valley using microtremors. *Journal of Asian Earth Sciences, 41*(3), 325-334.

Tada, T., Cho, I., and Shinozaki, Y. (2007). Beyond the SPAC method: Exploiting the wealth of circular-array methods for microtremor exploration. *Bulletin of the Seismological Society of America, 97*(6), 2080-2095.

Tada, T., Cho, I., and Shinozaki, Y. (2009). New circular-array microtremor techniques to infer Love-wave phase velocities. *Bulletin of the Seismological Society of America, 99*(5), 2912-2926.

Tezcan, A. (1967). Denizli-Sarayköy jeotermik enerji araştırmaları gravite ve rezistivite etütleri. *MTA Der. Rap*(3896).

Tokimatsu, K. (1997). Geotechnical site characterization using surface waves. Earthquake Geotechnical Engineering, Ishihara (ed.), Belkema, Rotterdam, 1333-1368.

Toksöz, M. N., and Lacoss, R. T. (1968). Microseisms: Mode structure and sources. *Science, 159*(3817), 872-873.

Turk, S. (2014). *Seismic Structure and Tectonics of the Alasehir–Gediz Graben, Western Turkey.* Master of Science Thesis, Miami University, Oxford, Ohio.

Wakamatsu, K., and Yasui, Y. (1996). Possibility of estimation for amplification characteristics of soil deposits based on ratio of horizontal to vertical spectra of microtremors. *Paper presented at the Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering.*

Walker, D. (2008). Recent developments in low frequency spectral analysis of passive seismic data. *First break, 26*(2).

Wathelet, M. (2005). Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion. *PhD Diss., Liége University, 161*.

Wathelet, M., Jongsman, D., Ohrnberger, M., (2004) Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements, *Near Surface Geophysics* 2, 211-221.

Wathelet, M. (2008). An improved neighborhood algorithm: Parameter conditions and dynamic scaling. *Geophysical Research Letters, 35*(9). doi:10.1029/2008gl033256

Woith, H., Parolai, S., Boxberger, T., Picozzi, M., Özmen, Ö. T., Milkereit, C., . . . Zschau, J. (2014). Spatio-temporal variability of seismic noise above a geothermal reservoir. *Journal of Applied Geophysics, 106*, 128-138.

Wright, P. M., Ward, S. H., Ross, H. P., and West, R. C. (1985). State-of-the-art geophysical exploration for geothermal resources. *Geophysics, 50*(12), 2666-2696.

Xu, P., Li, C.-J., Ling, S.-Q., Zhang, Y.-B., Hou, Z., and Sun, Y.-J. (2009). Mapping collapsed columns in coal mines utilizing microtremor survey methods. *Diqiu Wuli Xuebao, 52*.

Xu, P., Ling, S., Li, C., Du, J., Zhang, D., Xu, X., . . . Zhang, Z. (2012). Mapping deeply-buried geothermal faults using microtremor array analysis. *Geophysical Journal International, 188*(1), 115-122.

Yalçınkaya, E., Tekebaş, S., Pınar, A. (2013) Analysis of ambient noise in Yalova, Turkey: Discrimination Between Artificial and Natural Excitations. *Journal of Seismology*, 17, 3 1021-1039.

Yalçinkaya, E., Alp, H., Ozel, O., Gorgun, E., Martino, S., Lenti, L., . . . Coccia, S. (2016). Near-surface geophysical methods for investigating the Buyukcekmece landslide in Istanbul, Turkey. *Journal of Applied Geophysics, 134*, 23-35.

Yamamoto, H. (2000). *Estimation of shallow S-wave velocity structures from phase velocities of Love-and Rayleigh-waves in microtremors.* Paper presented at the Proceedings of the 12th World conference on earthquake engineering.

Yazman, M. (1995). Geology of the Alaşehir Graben and petroleum potential. *Turkish Petroleum Corporation (TPAO) research group progress report*(3496).

Yazman, M., Yilmaz, M., and Iztan, H. (1998). Evaluation report of the Alaşehir Graben and Alaşehir-1 Prospect. *Turkish Petroleum Corporation (TPAO) research group progress report*(3864).

Yılmaz, M., and Gelişli, K. (2003). Stratigraphic-structural interpretation and hydrocarbon potential of the Alaşehir Graben, western Turkey. Petroleum Geoscience, 9(3), 277-282.

Zor, E., Özalaybey, S., Karaaslan, A., Tapırdamaz, M. C., Özalaybey, S. Ç., Tarancıoğlu, A., and Erkan, B. (2010). Shear wave velocity structure of the Izmit Bay area (Turkey) estimated from active–passive array surface wave and single-station microtremor methods. Geophysical Journal International, 182(3), 1603-1618.

Zorlu Jeotermal A.Ş. ÇED Raporu (2013). 45 Mwe Alaşehir Jeotermal Santral Projesi Çevre Etki Değerlendirme Raporu.