

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**TRABZON-ORTAHIŞAR İLÇESİ GÜNEYİNDEKİ HEYELANLI ALANLARIN ZEMİN
ÖZELLİKLERİNİN AKTİF VE PASİF YÜZEY DALGASI YÖNTEMLERİYLE İNCELENMESİ**

DOKTORA TEZİ

Özgeç AKIN

**TEMMUZ 2020
TRABZON**



KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**TRABZON-ORTAHIŞAR İLÇESİ GÜNEYİNDEKİ HEYELANLI ALANLARIN ZEMİN
ÖZELLİKLERİNİN AKTİF VE PASİF YÜZEY DALGASI YÖNTEMLERİYLE
İNCELENMESİ**

Özgeç AKIN

ORCID : 0000 - 0001 - 5031 - 8904

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde
"DOKTOR (JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ)"
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 12 / 06 / 2020

Tezin Savunma Tarihi : 03 / 07 / 2020

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Nilgün Lütfiye SAYIL
ORCID : 0000 - 0002 - 2686 - 6473

Trabzon 2020

ÖNSÖZ

Bu tez çalışmasında, aktif ve pasif yüzey dalgası analiz yöntemleri kullanılarak Trabzon-Ortahisar ilçesi güney kesimindeki heyelanlı alanların zemin özellikleri detaylı olarak incelenmiş ve bu arazilere ait imar planının geliştirilmesine altlık oluşturacak jeofiziksel haritalar hazırlanmıştır. Ayrıca, dinamik ve statik yükler altında heyelan kütlelerinin göstereceği davranışların belirlenmesi amaçlanmıştır.

Çalışmalarım boyunca hiçbir zaman emeğini, tecrübesini ve hoşgörüsünü esirgemeyen danışman hocam Sn. Prof. Dr. Nilgün SAYIL'a teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmam sırasında bilgi ve tecrübelerinden yararlandığım sayın hocalarım; Prof. Dr. Hakan KARSLI, Doç. Dr. Hakan ERSOY, Dr. Öğr. Üyesi Mustafa ŞENKAYA, Prof. Dr. Ünal DİKMEN ve Dr. Öğr. Üyesi Ali Erden BABACAN'a teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarım sırasında büyük özveri gösterip, her zaman yanımda olan arkadaşım Arş. Gör. Kaan Hakan ÇOBAN'a teşekkür ederim.

Hiçbir zaman benden yardımlarını esirgemeyen arkadaşlarım; Eren PAMUK, Mert Samet ERDOĞAN, Erdem BAYRAK, Selin OKTAN ve Hayrettin ACAR'a teşekkür ederim.

Yoğun tez çalışmalarım esnasında her konuda bana yardımcı olarak hoşgörü ve anlayış gösteren sevgili eşim Jeofizik Yüksek Mühendisi Filiz Gizem AKIN'a ayrıca teşekkür ederim.

Hayatım boyunca desteklerini hep hissettiğim ve hissedeceğim, bugünlere gelmemi sağlayan anneme, babama ve ablama sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Özgenç AKIN
Trabzon 2020

TEZ ETİK BEYANNAMESİ

Doktora Tezi olarak sunduğum ‘‘Trabzon-Ortahisar İlçesi Güneyindeki Heyelanlı Alanların Zemin zelliklerinin Aktif ve Pasif Yüzey Dalgası Yöntemleriyle İncelenmesi’’ başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım Prof. Dr Nilgün Lütfiye SAYIL’ın sorumluluğunda tamamladığımı, verileri kendim topladığımı, analizleri kendim yaptığımı, başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma sürecinde bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim. 15/06/2020



zgen AKIN

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ	III
TEZ ETİK BEYANNAMESİ.....	IV
İÇİNDEKİLER.....	V
ÖZET	VII
SUMMARY	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ	IX
TABLolar DİZİNİ.....	XIII
SEMBOLLER DİZİNİ	XIV
1. GENEL BİLGİLER	1
1.1. Giriş.....	1
1.2. Tezin Hipotezi, Amacı ve Hesaplanan Parametreler	5
1.3. YüzeY Dalgalarının Tanımı ve Özellikleri.....	7
1.3.1. Rayleigh Dalgası.....	7
1.3.1.1. Rayleigh Dalgasının Eliptikliği.....	8
1.3.2. Love Dalgası	9
2. ÇALIŞMA ALANI HAKKINDA GENEL BİLGİLER	13
2.1. Çalışma Alanının Tanıtımı.....	13
2.2. Bölgesel Jeoloji ve Stratigrafi.....	16
2.2.1. Çağlayan Formasyonu	19
2.2.2. Bakırköy Formasyonu (Tonya Formasyonu).....	20
2.2.3. Kabaköy Formasyonu	20
2.3. Bölgenin Tektoniği ve Depremselliği.....	21
3. KULLANILAN YÖNTEMLER.....	24
3.1. YüzeY Dalgası Yöntemleri.....	24
3.1.1. Tek İstasyon Mikrotremor Yöntemi	25
3.1.1.1. Nakamura Yatay/Düşey (H/V) Spektral Oran Yöntemi (HVSR).	26
3.1.1.2. Referans İstasyonuna Göre Spektral Oranlar Yöntemi (S/R).....	27
3.1.1.3. Rayleigh Dalgası Eliptikliğinin Ters Çözümü (RWE) Yöntemi ..	28
3.1.1.3.1. Sürekli Dalgacık Dönüşümü (SDD, CWT)	29
3.1.1.3.2. Morlet ve Değiştirilmiş (Modified) Morlet Dalgacıkları.....	31

3.1.1.3.3.	Komşuluk Algoritması (KA)	32
3.1.2.	Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (YDÇKA, MASW).....	34
3.2.	Kesme Dalgası Hızlarından Hesaplanan Parametreler	36
3.2.1.	İlk 10 ve 30 m'ye ait Kesme Dalga Hızının (V_{s10} , V_{s30}) Hesaplanması	36
3.2.2.	Zemin Büyütmesinin (A, AHSA) Hesaplanması.....	38
3.2.3.	Zemin Baskın Periyodunun (T) Hesaplanması	39
3.2.4.	Zemin Kayma Gerilmesinin (Ground Shear Strain, GSS) Hesaplanması	41
4.	YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	42
4.1.	Arazi Çalışmaları	42
4.1.1.	Tek İstasyon Mikrotremor Kayıtlarının Alınması	42
4.1.2.	Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (YDÇKA, MASW).....	43
4.1.3.	Çalışma Alanında Yapılmış Sondajlar.....	45
4.2.	Verilerin Değerlendirilmesi	50
4.2.1.	Tek İstasyon Verilerinin Değerlendirilmesi.....	50
4.2.1.1.	HVSR Değerlendirmesi	50
4.2.1.2.	S/R Değerlendirmesi	53
4.2.1.3.	RWE Değerlendirmesi	54
4.2.2.	MASW Değerlendirmesi	57
4.2.3.	Çalışma Alanı İçin GSS Parametresinin Hesaplanması.....	58
5.	BULGULAR.....	60
5.1.	Elde Edilen Parametreler	60
5.1.1.	Zemin Baskın Periyodu/Frekansı.....	61
5.1.2.	Kesme Dalgası Hızı (V_s)	63
5.1.3.	Zemin Büyütmesi ve H/V Oranı	70
5.1.4.	Zemin Kayma Gerilmesi.....	73
5.1.5.	Derinlik, Yükseklik ve Eğim	75
5.1.6.	Farklı Yöntemlerden Elde Edilen Parametrelerin Karşılaştırılması	76
6.	TARTIŞMA VE SONUÇLAR	81
7.	KAYNAKLAR	85
8.	EKLER.....	94
ÖZGEÇMİŞ		

Doktora Tezi

ÖZET

TRABZON-ORTAHİSAR İLÇESİ GÜNEYİNDEKİ HEYELANLI ALANLARIN ZEMİN ÖZELLİKLERİNİN AKTİF VE PASİF YÜZEY DALGASI YÖNTEMLERİYLE İNCELENMESİ

Özgenç AKIN

Karadeniz Teknik Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı
Danışman: Prof. Dr. Nilgün Lütfiye SAYIL
2020, 94 Sayfa

Bu tez kapsamında, Trabzon ili Ortahisar ilçesinin 10 km güneyinde yer alan çalışma alanında jeofizik çalışmalar yapılarak statik ve dinamik yükler altında zeminlerin davranışlarını ve zemin-yapı etkileşimini belirlemek amacıyla, aktif ve pasif kaynaklı yüzey dalgası yöntemleri kullanılmıştır. MASW yöntemi ile kesme dalgası hızları (V_{SM} , V_{S10M} , V_{S30M}), zemin baskın periyodu (T_{MASW}), zemin büyütme (A_{MASW} , $AHSA_{MASW}$) ve anakaya derinliği (D) bilgileri elde edilirken, tek istasyon mikrotremor kayıtlarının spektral oranları (HVSR ve S/R) ile zemin baskın periyotları (T_{HVSR} , T_{REF}) ve zemin büyütme (A , H/V) elde edilmiştir. Bununla birlikte, Rayleigh dalgasının eliptikliği ile ters çözüm (RWE) yapılarak kesme dalgası hızları (V_{SE} , V_{S10E} , V_{S30E}), zemin baskın periyodu (T_{Ellip}) ve zemin büyütme (A_{Ellip} , $AHSA_{Ellip}$) hesaplanmıştır. Ayrıca çalışma alanında, heyelan duyarlılığında önemli rol oynayan zemin kayma gerilmeleri (GSS) hesaplanmıştır. Elde edilen sonuçlar alınan kesitlerle karşılaştırılarak, hangi yöntemin hangi durumda daha doğru ve güvenilir sonuç verdiği incelenmiştir. Bu sonuçlara göre; heyelanlı alanların zemin sınıfı ZD (TDBY), D (NEHRP), C (Eurocode 8), zemin baskın periyodu değerleri 0.8-1.3 sn, zemin büyütme 5-6, V_{S30} değerleri 278-460 m/sn ve GSS değerleri ise 10^{-1} - 10^{-2} aralığındadır. Heyelansız alanlarda ise; zemin sınıfı ZC (C, B), zemin baskın periyodu değerleri 0.1-0.5 sn, zemin büyütme 1-2, V_{S30} değerleri 301-780 m/sn ve GSS değerleri ise 10^{-3} - 10^{-4} aralığında bulunmuştur.

Anahtar Kelimeler: Yüzey dalgası, mikrotremor, Rayleigh dalgası eliptikliği (RWE), MASW yöntemi, Zemin parametreleri, Doğu Karadeniz, Trabzon

PhD. Thesis

SUMMARY

INVESTIGATION OF THE SOIL PROPERTIES OF LANDSLIDE SITES IN THE SOUTH OF TRABZON-ORTAHIŞAR DISTRICT WITH ACTIVE AND PASSIVE SURFACE WAVE METHODS

Özgeç AKIN

Karadeniz Technical University
The Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geophysical Engineering
Supervisor: Prof. Dr. Nilgün Lütfiye SAYIL
2020, 94 Pages

In this thesis, active (Multichannel Analysis of Surface Waves-MASW) and passive source (Single Station Microtremor Method) surface wave methods have been used to determine the soil behavior and soil-structure interaction under static and dynamic loads by conducting geophysical studies in the study area which is located 10 km to Trabzon city center.

By the help of MASW method; shear wave velocities (V_{SM} , V_{S10M} , V_{S30M}), soil predominant period (T_{MASW}), soil amplification (A_{MASW} , $AHSA_{MASW}$) and bedrock depth (D) information have been obtained while by using the spectral ratios of single station microtremor records (HVSr and S/R), predominant periods (T_{HVSr} , T_{REF}) and soil amplifications (A , H/V) were obtained.

By Inversion of the Rayleigh Wave Ellipticity, shear wave velocities (V_{SE} , V_{S10E} , V_{S30E}), soil predominant periods (T_{Ellip}) and soil amplifications (A_{Ellip} , $AHSA_{Ellip}$) were calculated. In addition, ground shear stresses (GSS) were calculated in the study area. The results were compared with the sections to understand which method is produce more accurate and reliable result in which case in.

According to these results in the landslide areas; soil class is ZD (TDBY), D (NEHRP), C (Eurocode 8), ground predominant periods change between 0.8-1.3 sec, ground magnifications range of 5-6, V_{S30} values change between 278-460 m/sec and GSS parameters range of 10^{-1} - 10^{-2} . The other parts of the study area introduce these results; ground class is ZC (C, B), ground predominant periods change between 0.1-0.5 sec, ground magnifications range of 1-2, V_{S30} values range between 301-780 m/sec and GSS parameters range of 10^{-3} - 10^{-4} .

Key Words: Surface wave, microtremor, Rayleigh wave ellipticity (RWE), MASW method, Soil Parameters, East Black Sea, Trabzon

ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1. Rayleigh dalgalarının yayınım hareketi (Reynolds, 1997).....	8
Şekil 1.2. P ve SV dalgalarının x_1 ve x_3 doğrultularındaki hareketleri sonucunda oluşan girişim.....	8
Şekil 1.3. a) Kosinüs ve sinüs bileşenleri ile ifade edilen dalgaların “ $kx_1 - \omega t$ ” faz bileşeninin bir fonksiyonu olarak gösterilmesi, b) Zamanın bir fonksiyonu olarak, retrograd-eliptik harekete sahip tek bir teneciğin davranışı.....	9
Şekil 1.2. Love dalgalarının yayınım hareketi (Reynolds, 1997).....	10
Şekil 1.3. Derinlikle hızın değişime bağlı olarak a) Normal dispersiyon b) Ters dispersiyon ve c) Hızın sabit olduğu durum (dispersiyon yok), hızın derinlikle arttığı durum (Normal dispersiyon) ve hızın derinlikle azaldığı durum (ters dispersiyon)	10
Şekil 1.4. Grup ve faz hızlarının gösterimi.....	11
Şekil 1.5. Temel ve yüksek modların gösterimi	12
Şekil 2.1. Çalışma alanının konumu	13
Şekil 2.2. a) Heyelan sayılarının illere göre dağılımı, b) heyelan kaynaklı afetlerde sayılarının illere göre dağılımı, c) heyelan sayılarının ilçelere göre dağılımı ve d) heyelan kaynaklı afetlerde sayılarının ilçelere göre dağılımı (Gökçe vd., 2008).....	14
Şekil 2.3. Trabzon ilinin a) eğim, b) yükseklik ve c) bakı haritaları (Kavzoğlu vd., 2010’dan değiştirilmiştir)	15
Şekil 2.4. Türkiye yıllık (1970-2019) toplam yağış normalleri haritası (URL-3, 2020).....	15
Şekil 2.5. a) Kavzoğlu ve diğerlerinin (2010) oluşturduğu Trabzon Heyelan Duyarlık Haritası, b) Eriş ve Aksoy’un (2014) oluşturduğu heyelan riski haritası.	16
Şekil 2.6. Doğu Pontid Orojenik Kuşağı’nın ana tektonik-litolojik birliktelikleri ve çalışma alanının konumu (Eyüboğlu vd., 2006’dan değiştirilmiştir)	17
Şekil 2.7. Doğu Pontid Orojenik Kuşağı Kuzey Zonu’nun stratigrafik kesiti (Güven, 1993).....	18

Şekil 2.8. Çalışma alanı ve yakın çevresinin jeoloji haritası (Ersoy, 2007'den değiştirilmiştir).	19
Şekil 2.9. Anadolu ve çevresinin levha tektoniği modeli (Erdik vd., 2014'den değiştirilmiştir).	21
Şekil 2.10. Çalışma alanı ve çevresinde 1900-2020 yılları arasında meydana gelen depremlerin dağılımı	22
Şekil 2.11. Çalışma alanı ve çevresinde 1900-2020 yılları arasında meydana gelen depremlerin ($M \geq 4.0$) a) yıllara ve b) büyüklüklerine göre sayılarını gösteren histogramlar.....	22
Şekil 3.1. Yüzey Dalgası Yöntemleri	24
Şekil 3.2. HVSR yöntemini açıklamak üzere Nakamura (1989) tarafından önerilen basit model (V_S : yüzeydeki düşey bileşen, H_S : yüzeydeki yatay bileşen, V_B : anakaya üzerindeki düşey bileşen, H_B : anakaya üzerindeki yatay bileşen Z : zemin tabakasının kalınlığı).	27
Şekil 3.3. Mikrotremor sinyallerini oluşturan bileşenler (Dikmen, 2006'dan değiştirilmiştir)	28
Şekil 3.4. Ana dalgacık ve analiz dalgacıkları örneği (Fäh vd., 2009).....	31
Şekil 3.5. Basit bir 2B parametre uzayı için çizilmiş Voronoi hücreleri örneği (Sambridge ve Mosegaard, 2002).....	33
Şekil 3.6. a) SASW yöntemi b) MASW yöntemi veri toplama düzenekleri (Park vd., 1999'dan değiştirilmiştir)	35
Şekil 3.7. V_{s30} 'a bağlı zemin büyütme faktörleri (ISSMFE, 1993'ten değiştirilmiştir)	38
Şekil 3.8. Basit ve karmaşık zeminler üzerinde alınan kayıtların frekans-periyot dağılımı (Kanai ve Tanaka, 1961)	40
Şekil 3.9. a) Ortalama periyot ile en büyük periyot arasındaki ilişkiye göre, b) baskın periyot ile en büyük genlik arasındaki ilişkiye göre zemin sınıflaması (Kanai ve Tanaka, 1961).	40
Şekil 3.10. Rezonans (girişim) sırasında anakaya ve yumuşak zemin üzerindeki yapıların verdiği tepki (F : rezonans sırasındaki kuvvet, f : Yapıya uygulanan normal kuvvet)	41
Şekil 4.1. Çalışma alanında yapılan ölçümlerin gösterimi (Heyelan bilgileri Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nden alınmıştır).....	42
Şekil 4.2. Eski ve aktif heyelanları içeren çalışma alanında yapılan mikrotremor ölçümlerinin ve referans ölçüm noktalarının konumları	43
Şekil 4.3. MASW yöntemi için arazide kullanılan ekipmanlar	44

Şekil 4.4. MASW yöntemi ile yığma yapılarak alınmış bir ham veri örneği	44
Şekil 4.5. Çalışma alanında yapılmış sondajların konumları	45
Şekil 4.6. SK1 bölgesinde yapılan sondajlar (Zimer Mühendislik, 2017)	46
Şekil 4.7. SK2 bölgesinde yapılan sondajlar (Zimer Mühendislik, 2017)	47
Şekil 4.8. SK3 bölgesinde yapılan sondajlar (Ersoy, 2007)	49
Şekil 4.9. a) Trend etkisinin giderilmemiş ham veri, b) Trend etkisi giderildikten sonra verilerin belirlenen bir eksene indirgenmiş hali.....	51
Şekil 4.10. Kayıt üzerinde seçilen 25 saniyelik pencerelere bir örnek.....	52
Şekil 4.11. a) Düşey bileşen, b) K-G bileşeni ve c) D-B bileşeni genlik spektrumları (Renkli grafikler her bir pencereye ait genlik spektrumlarını, sürekli çizgili grafik her bir pencereye ait spektrumların ortalamasını ve kesikli çizgili grafikler standart sapma sınırlarını göstermektedir)	52
Şekil 4.12. HVSR yönteminden elde edilen baskın frekans (f_{HVSR}) ve H/V oranı	53
Şekil 4.13. S/R yönteminden elde edilen baskın frekans ve gerçek büyütme (A) değeri	54
Şekil 4.14. a) TFA kullanılarak elde edilen eliptiklik eğrisi ($nppm=10$) ve b) HVSR yönteminden elde edilen H/V eğrisinin uyumu	56
Şekil 4.15. a) Hesaplanan ve HVSR'den elde edilen (ölçülen) eliptikliğin uyumu, b) Hesaplanan ve MASW yönteminden elde edilen dispersiyon eğrisinin uyumu, c) 1B'lu kesme dalgası hız modeli (V_{SE}).....	56
Şekil 4.16. a) Ham veri, b) maksimum genliklerin piklendiği faz hızı-frekans grafiği, c) maksimum genliklerin renklendirildiği faz hızı-frekans grafiği, d) ölçülen dispersiyon eğrisi, e) ölçülen dispersiyon eğrisi ile hesaplanan dispersiyon eğrisinin karşılaştırılması, f) kesme dalgası hız-derinlik profili (1B- V_s).....	57
Şekil 4.17. AFAD interaktif web uygulaması örneği (URL-2, 2020)	58
Şekil 5.1. a) HVSR yönteminden (T_{HVSR}) ve b) S/R yönteminden (T_{REF}) elde edilen zemin baskın periyotları.....	62
Şekil 5.2. MASW yönteminden elde edilen 1B'lu kesme dalgası hız modelleri (V_{SM}).....	64
Şekil 5.3. RWE yönteminden elde edilen 1B'lu kesme dalgası hız modelleri (V_{SE}).....	64

Şekil 5.4. MASW ve RWE yöntemlerinden elde edilen birleştirilmiş 1 boyutlu (1B) kesme dalgası hız modelleri	65
Şekil 5.5. Çalışma alanının kesme dalgası hızı (V_{SM+E}) kat haritaları	66
Şekil 5.6. Çalışma alanınının 3B'lu kesme dalgası hızı (V_{SM+E}) modeli.....	67
Şekil 5.7. a) MASW yönteminden (V_{S10M}), b) RWE yönteminden (V_{S10E}) elde edilen ilk 10 m'deki ortalama kesme dalgası hızı kontur haritaları...	68
Şekil 5.8. a) MASW yönteminden (V_{S30M}), b) RWE yönteminden (V_{S30E}) elde edilen ilk 30 m'deki ortalama kesme dalgası hızı kontur haritaları...	69
Şekil 5.9. Çalışma alanının; NEHRP (2001), Eurocode 8 (2004) ve Türkiye Deprem ve Bina Yönetmeliği'ne (TDBY, 2018) göre zemin sınıflaması.....	69
Şekil 5.10. a) HVSR yönteminden elde edilen H/V oranı ve b) S/R yönteminden elde edilen (A) zemin büyütmesi kontur haritaları	71
Şekil 5.11. a) MASW (AMASW) ve b) RWE (AEllip) yöntemlerinden elde edilen zemin büyütmesi kontur haritaları	72
Şekil 5.12. a) MASW (AHSAMASW) ve b) RWE (AHSAEllip) yöntemlerinden elde edilen zemin büyütmesi kontur haritaları.....	73
Şekil 5.13. 50 yılda aşılma olasılığı; a) DD-1, (tekrarlanma periyodu 2475 yıl) %2 b) DD-2, (tekrarlanma periyodu 475 yıl) %10 c) DD-3, (tekrarlanma periyodu 72 yıl) %50 ve d) DD-4, (tekrarlanma periyodu 43 yıl) %68 olan deprem yer hareketi düzeyleri için Zemin Kayma Gerilmeleri	74
Şekil 5.14. Çalışma alanının eğim haritası	75
Şekil 5.15. a) Çalışma alanının yüksekliği ve b) anakaya ($V_s \geq 760$ m/sn) derinliği.....	76
Şekil 5.16. AA1 kesiti ile a) baskın periyot, b) V_{S10} , c) V_{S30} , d)zemin büyütmesi ve H/V oranı, e) derinlik ve f) GSS değerlerinin karşılaştırılması	77
Şekil 5.17. BB1 kesiti ile a) baskın periyot, b) V_{S10} , c) V_{S30} , d)zemin büyütmesi ve H/V oranı, e) derinlik ve f) GSS değerlerinin karşılaştırılması	78
Şekil 5.18. CC1 kesiti ile a) baskın periyot, b) V_{S10} , c) V_{S30} , d)zemin büyütmesi ve H/V oranı, e) derinlik ve f) GSS değerlerinin karşılaştırılması	79

TABLolar DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 3.1. MASW yöntemi ile ölçüm alımı sırasında kullanılabilir ekipman ve profil özellikleri	35
Tablo 3.2. NEHRP (2001) zemin sınıflaması.....	36
Tablo 3.3. Eurocode 8 (2004) zemin sınıflaması	37
Tablo 3.4. Türkiye Deprem ve Bina Yönetmeliği'ne (TDBY, 2018) göre zemin sınıflaması.....	37
Tablo 3.5. Kesme dalgası hızı (V_s) ve göreceli büyütme faktörü (A , $AHSA$) arasındaki ilişkiler (ISSFM, 1993'den değiştirilmiştir).....	38
Tablo 3.6. Kanai ve Tanaka (1961) zemin sınıflaması.....	39
Tablo 4.1. SK2 bölgesinde bulunan sondajların bilgileri (Zimer Mühendislik, 2017).....	48
Tablo 4.2. H/V eğrilerinin elde edilmesinde güvenilir ve belirgin doruk koşulları (SESAME, 2005).....	51
Tablo 4.3. Türkiye Bina ve Deprem Yönetmeliği'ne (TBDY, 2018) göre tanımlanan deprem yer hareketi düzeyleri.....	59
Tablo 5.1. Yüzeysel dalgası yöntemleri kullanılarak elde edilen zemin parametreleri.....	61
Tablo 5.2. HVSR (T_{HVSR}), S/R (T_{REF}), RWE (T_{Ellip}) ve MASW (T_{MASW}) yöntemlerinden elde edilen zemin baskın periyotlarının karşılaştırılması.....	63

SEMBOLLER DİZİNİ

- A : S/R yönteminden elde edilen zemin büyütmesi
- A_{MASW} : MASW yönteminden elde edilen zemin büyütmesi (Midorikawa, 1987)
- $AHSA_{MASW}$: MASW yönteminden elde edilen zemin büyütmesi (Borcherdt vd., 1991)
- A_{Ellip} : RWE yönteminden elde edilen zemin büyütmesi (Midorikawa, 1987)
- $AHSA_{Ellip}$: RWE yönteminden elde edilen zemin büyütmesi (Borcherdt vd., 1991)
- D : Anakaya derinliği
- c : Faz hızı
- f : Frekans
- f_{HVSr} : HVSr yönteminden elde edilen zemin baskın frekansı
- f_{REF} : S/R yönteminden elde edilen zemin baskın frekansı
- f_{MASW} : MASW yönteminden elde edilen zemin baskın frekansı
- f_{Ellip} : RWE yönteminden elde edilen zemin baskın frekansı
- GSS : Zemin Kayma Gerilmesi
- h : Sediman kalınlığı
- HVSr : Yatay/Düşey Spektral Oranlar Yöntemi (Nakamura Yöntemi)
- H/V : Yatay/Düşey spektral oran
- Hz : Hertz
- k : Dalga sayısı
- km : Kilometre
- V_S : S-dalgası hızı (kesme dalgası hızı)
- V_{SM} : MASW yönteminden elde edilen S-dalgası hızı (kesme dalgası hızı)
- V_{SE} : RWE yönteminden elde edilen S-dalgası hızı (kesme dalgası hızı)
- V_{SM+E} : MASW ve RWE yönteminden elde edilen S-dalgası hızı (kesme dalgası hızı)
- V_{S10M} : MASW yönteminden elde edilen ilk 10 metreye ait ortalama S-dalgası hızı
- V_{S10E} : RWE yönteminden elde edilen ilk 10 metreye ait ortalama S-dalgası hızı
- V_{S30M} : MASW yönteminden elde edilen ilk 30 metreye ait ortalama S-dalgası hızı
- V_{S30E} : RWE yönteminden elde edilen ilk 30 metreye ait ortalama S-dalgası hızı

m : Metre

MASW : Yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (YDÇKA)

NEHRP: National Earthquake Hazards Reduction Program

PGA : En Yüksek Yer İvmesi

RWE : Rayleigh Dalgası Eliptikliğinin Ters Çözümü

sn : Saniye

SASW : Yüzey dalgalarının spektral analizi

SH : S-dalgasının yatay bileşeni

SPAC : Uzaysal özilişki yöntemi

S/R : Referans İstasyonuna Göre Spektral Oranlar Yöntemi

SH : S-dalgasının yatay bileşeni

SV : S-dalgasının düşey bileşeni

T : Zemin baskın periyodu

T_{HVSr} : HVSr yönteminden elde edilen zemin baskın periyodu

T_{REF} : S/R yönteminden elde edilen zemin baskın periyodu

T_{MASW} : MASW yönteminden elde edilen zemin baskın periyodu

T_{Ellip} : RWE yönteminden elde edilen zemin baskın periyodu

U : Grup hızı

v : Hız

ω : Açısal frekans

1B : Bir boyutlu

3B : Bir boyutlu

λ : Dalga boyu

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Karadeniz Bölgesi'nde meydana gelen afetlerin başında heyelanlar gelmektedir. Bununla birlikte, Gökçe vd., (2008) verilerine göre Türkiye'de en fazla heyelan meydana gelen iller sırasıyla; Trabzon, Rize, Kastamonu ve Erzurum olarak belirlenmiştir. Heyelanlara neden olan başlıca etkenler; yüksek eğim, iklim koşulları, litolojik ve tektonik etkiler sıralanabilir. Ayrıca, heyelanların oluşmasında deprem gibi dinamik kuvvetler ve kontrolsüz kazı, yetersiz mühendislik uygulamaları vb. gibi insan kaynaklı aktiviteler de oldukça etkilidir. Bu etkilerin sıkça görüldüğü Trabzon'da heyelanların oluşması için oldukça uygun koşullar bulunmaktadır. Ayrıca Trabzon'u güneybatıda dünyanın en aktif deprem kuşaklarından birisi üzerinde yer alan ve büyük depremler ($M \geq 7.0$) üreten doğu-batı uzanımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ile deniz içinde kuzeydoğu-güneybatı yönünde ve birbirine yaklaşık paralel uzanımlı sırasıyla Rize Fayı, Trabzon Fayı, ve Ordu Fayından oluşan bir fay sistemi çevrelemektedir. Bu nedenle meydana gelebilecek herhangi bir depremin, bu bölgede heyelan oluşturma ihtimali de göz önünde bulundurulmalıdır.

Afetler (deprem, heyelan vb.) sırasında zemin davranış özelliklerinin ve zemin ile yapı arasındaki etkileşimin belirlenmesi için yerinde alınan ölçümlerle zemin parametrelerinin (kesme dalgası hızı, baskın periyot, büyütme vb.) elde edilmesi oldukça önemlidir. Yerleşim yeri seçimi, afet öncesinde gerekli önlemlerinin alınması ve meydana gelebilecek zararların en aza indirgenmesinde bu zemin parametrelerinin mutlaka bilinmesi gerekmektedir.

Literatüre bakıldığında yerbilimciler zemin parametrelerini belirlemeye yönelik arazide jeofizik, jeolojik, jeodezik, jeomorfolojik ölçümler, laboratuvar ortamında analizler-testleri ve yerinde sondajlar ile heyelanların fiziksel özelliklerini belirlemeye yönelik çalışmalar gerçekleştirmişlerdir. Yapılan jeofizik araştırmaların içinde özellikle hızlı, düşük maliyetli ve çevreye zarar vermeyen ölçüm özellikleri ve mühendislik parametrelerinin elde edilmesindeki önemi nedeniyle birçok araştırmacı tarafından son zamanlarda yaygın olarak kesme dalgası hızının (V_s) ölçülmesi gerçekleştirilmektedir. Kesme dalgası hızının belirlenmesine yönelik aktif ve pasif yüzey dalgası yöntemlerinin şehir merkezlerinde ve çevrelerinde kullanılabilirliği önemli avantajlar sunmaktadır. Bu yöntemler geleneksel

sismik kırılma ölçümleri sırasında özellikle S- dalgasının oluşturulmasının zorluğu ve şehir merkezlerinde alınan ölçümler sırasındaki gürültülerin verileri bozması sebebiyle geliştirilmiştir. Yüzey dalgalarının genliklerinin cisim dalgalarından daha büyük olması alınan ölçümlerdeki piklemeler sırasında kolaylık sağlamaktadır. Yüzey dalgası yöntemlerinin temel ilkesi, frekansa karşılık gelen en büyük enerjinin piklenmesi ve elde edilen dispersiyon ile hesaplanan dispersiyonun çakıştırılması için ters çözüm uygulanmasıdır. Dispersiyon eğrilerindeki en iyi çakışma, kesme dalgası hızına dayalı yeraltı modelini vermektedir.

Omori (1908) ile başlayıp Aki (1957) ve Nakamura'nın (1989) araştırmaları ile gelişime devam eden bu süreçte birçok araştırmacı çalışmalar yürütmüştür. Hu vd., (1999) kuyu logu ölçümleri gibi birkaç yöntem kullanarak P- ve S- dalgası hızlarını belirlemiştir. Aki (1957), Okada (2003) ve Apostolidis vd., (2004) gibi araştırmacılar Rayleigh dalgalarının dispersiyonunu Uzaysal Özilişki (SPAC, Special Autocorrelation) yöntemini kullanarak elde etmiştir. Maresca vd., (2006), Jongmans vd., (2009) ve Grandjean vd., (2011) tek istasyon mikrotremor ölçümlerini kullanarak zemin baskın periyodu gibi bazı parametreleri elde etmişlerdir. Akgün vd., (2013), Mikrogravite, Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (YDÇKA, MASW-Multi Channel Analysis of Surface Waves), Elektrik Öz direnç Tomografi, Düşey Elektrik Sondaj (DES) ve Uzaysal Özilişki (SPAC) yöntemlerini kullanarak İzmir il merkezinin mühendislik anakayasası ile zemin özelliklerini araştırmışlardır. Büyüksaraç vd., (2013), Sivas il merkezinde Tek İstasyon Mikrotremor ölçümleri olarak kent merkezinin baskın periyot dağılım haritasını elde etmişlerdir. Bu periyotları dikkate alarak kenti dört bölgeye ayırmışlar ve deprem tehlikesini de göz önüne alarak mikrobölgeleme çalışması yapmışlardır. Pamuk vd., (2017a), İzmir körfezinde; yüzey dalgası yöntemleri ve mikrogravite ölçümlerini kullanarak 2B'lu zemin-anakaya modellemesi yapmışlardır. Pamuk vd., (2017b), İzmir ili Buca ilçesinde yer almakta olan DEÜ Tınaztepe kampüsünün zemin özelliklerini araştırmak için, belirlenen ölçü noktalarında aktif ve pasif kaynaklı yüzey dalgası yöntemleri uygulamışlardır. Pamuk vd., (2018), Bornava Ovası'nın 3B'lu zemin-anakaya modellemesini yüzey dalgası yöntemleri ve mikrogravite ölçümleri ile elde etmişlerdir. Akın ve Sayıl (2016), aktif ve pasif yüzey dalgası yöntemlerini kullanarak Trabzon ili Arsin ilçesinde mikrobölgeleme çalışması yapmış ve ilçenin deniz dolgusu alanını da içeren bir bölümünün kesme dalgası hız yapısını ortaya koymuştur. Tün vd., (2016), tek istasyon mikrotremor ölçümleri, Uzaysal Özilişki ölçümleri (SPAC), sismik yansıma ölçümleri ve sondajlar yardımıyla Eskişehir havzasının

yapısını ortaya koymuşlardır. Layadi vd., (2018), Cezayir'in Chlef kentinde yaptıkları tek istasyon mikrotremor ölçümlerini Rayleigh Dalgası Eliptikliğinin Ters Çözümü (RWE) yöntemini kullanarak değerlendirmiş ve yaptıkları ters çözüm sırasında model parametreleri için önceki sismik çalışmalardan faydalanmışlardır. Yapılan bu ters çözüm sonucunda bölgenin 1B kesme dalgası hızı (V_s) değerleri elde edilmiş ve yeraltı yapısı ortaya konulmuştur.

Bahsedilen bu çalışmaların tümü, aktif (Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi-MASW) ve pasif (Tek İstasyon Mikrotremor Yöntemi-HVSR), Uzaysal Özilişki Yöntemi-SPAC) yöntemler kullanılarak zemin-yapı ilişkisini ortaya koymayı amaçlayan araştırmalardır.

Bu tez çalışmasının ana araştırma konusu olan heyelanlar ile ilgili yapılmış farklı yöntemleri içeren çalışmaların bir özeti sunulmuştur. Yalçınkaya ve Bayrak (2005), heyelanlar için dinamik bir jeodezik model geliştirmişler ve buldukları modeli statik ve kinematik jeodezik modellerle karşılaştırmışlardır. Trabzon-Maçka arasında yer alan çalışma alanında (Kutlugün) jeolojik ve jeofizik ölçümler de yapmışlardır. Akgün ve Bulut (2007), Trabzon ili Yomra ve Arsin ilçeleri arasında bulunan çalışma alanının heyelan duyarlılığını CBS tabanını kullanarak değerlendirmişlerdir. Heyelanı tetikleyen faktörleri; eğim açısı, bakı, drenaja olan uzaklık, anayola uzaklık ve jeoteknik birimler olarak ifade ederek lojistik regresyon (LR) ile Ağırlıklı Doğrusal Kombinasyon (WLC) olarak tanımlanan iki istatistiksel yöntemi kullanarak heyelan duyarlılık haritası elde etmişlerdir. Ersoy (2007), Trabzon ilindeki mevcut katı atık yönetim sistemindeki aksaklıkları incelenmek üzere analitik hiyerarşi yöntemi ve konumsal analiz teknikleri kullanılarak katı atık düzenli depolama uygunluk haritası üretilmesi üzerine bir çalışma yapmıştır. Bu çalışma kapsamında; sondajlar, laboratuvar deneyleri ve sismik kırılma ölçümleri yapılmıştır. Bu çalışmalar sonucunda, Düzyurt'ta bulunan eski açık işletme sahasının jeoteknik açıdan depolamaya uygun olduğu belirlenmiştir. Kavzoğlu vd., (2010), Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) tabanlı verileri kullanarak, Analitik Hiyerarşi ve Ağırlıklı Doğrusal Birleştirme yöntemlerini kullanarak Trabzon'un heyelan duyarlılık haritasını elde etmişlerdir. Yalçın (2011), Trabzon yöresinde heyelan meydana gelen alanlar ile heyelan meydana gelmemiş alanların jeoteknik olarak bir karşılaştırmasını yapmıştır. Meydana gelmiş 50 heyelandan alınan örneklerden elde edilen sonuçlara göre; likit limit, plastisite indeksi, yağış miktarı gibi parametreleri karşılaştırarak, kayma dayanımının artan nem içeriğiyle azaldığını ve kilin partikül büyüklüğü dağılımına göre heyelan sayısının arttığı sonucuna varmıştır. Eriş ve

Aksoy (2014) Vakfikebir, Akçaabat, Trabzon, Arsin ve Araklı istasyonlarından temin ettikleri yağış verilerini kullanarak Trabzon için potansiyel heyelan tehlikesi çalışması yapmışlardır.

Heyelan araştırmalarında son yıllarda yaygın bir şekilde uygulanan aktif ve pasif kaynaklı yöntemlerin kullanıldığı çalışmalardan bazı örnekler řu şekildedir: Akın ve Sayıl (2013), Trabzon merkezinde bulunan Beşirli Mahallesinde yaptıkları çalışmada tek istasyon HVSR ve MASW ölçümleri yaparak anayol geçirilmesi planlanan alandaki heyelanın karakterini belirlemişlerdir. Lijun vd., (2015), Çin'in Sichuan Eyaleti, Xishan köyünde yine SPAC uygulaması ile S-dalgası hızını elde etmişler ve bu hızlar ile sondaj verilerini karşılaştırarak zayıf zonları ve zayıf zon altında kalan anakaya derinliğini belirlemişlerdir. Pazzi vd., (2017), Castagnola ve Roccalbegna heyelanları üzerinde MASW ve tek istasyon mikrotremor ölçümleri almışlardır. Tek istasyon mikrotremor yöntemi ile empedans farkı nedeniyle meydana gelen tabaka ayrımını ve zayıf malzemeyi belirlemişlerdir. Ayrıca MASW yönteminden elde edilen S-dalgası hızları ile heyelan malzemesi kalınlığını belirleyerek, tek istasyon verilerinden elde edilen Yatay/Düşey (H/V) oranını kullanan bir algoritma ile derinliğe bağlı sentetik H/V kontur haritası elde etmişlerdir. Gelişi ve Ersoy (2017), Havuzlu paleo-heyelanının yapımı devam eden Artvin-Yusufeli Hidroelektrik Enerji Santrali'ne olan etkisini araştırmak üzere 2B'lu elektrik özdirenç, doğal potansiyel (SP) ve tek istasyon mikrotremor ölçümleri almışlar ve derinliği 40-120 m arasında değişen sondaj verileri ile birlikte bir değerlendirmede bulunmuşlardır. Çalışma sonucunda anakayaya yakın yeraltı suyu varlığı belirlenmiş ve içsel sürtünmenin düşük olduğu kum, çakıl ve siltli birimlerin duraysız olabileceği öngörülmüştür. Karşlı vd., (2017), tarihi bir heyelan ve akarsu çökeltileri ile oluşan Trabzon ili Çaykara ilçesinde bulunan Uzungöl ve çevresinin zemin yapısının detaylı şekilde incelenerek ortaya konulması amacıyla bir çalışma yapmışlardır. Bu amaçla dört alt alanda sismik kırılma, aktif-pasif yüzey dalgaları ve sismik yansıma verileri toplanmış ve mevcut uygun sayısal yöntemlerle değerlendirilmiştir. Sonuçta, mühendislik projelerini güvenli bir şekilde ve çevreye zarar vermeden yürütmek üzere bilimsel bir altyapı oluşturulmuştur. Xu vd., (2017), Çin'de bulunan Xishan köyünde meydana gelen heyelan üzerinde kısıtlı kuyu logu çalışmaları, tek istasyon mikrotremor ölçümleri ve çok kanallı yüzey dalgası ölçümleri gerçekleştirmişlerdir. Analizlerinin tek başlarına heyelan yapısını ortaya koymakta yetersiz olduğunu düşündükleri için "The Dual Source Surface Wave (DSSW)" adını verdikleri aktif ve pasif mikrotremor ölçümlerinin birleştirilerek kullanıldıkları bir yöntem geliştirmiş ve çalışmalarını bu şekilde

gerçekleştirmişlerdir. Sonuç olarak bu çalışmada SPAC (MSM) ve MASW ölçümleri sonucu heyelan karakterize edilebilmiş ve hız bilgileri ile sondaj bilgileri birleştirilerek bir yeraltı modeli başarılı şekilde elde edilmiştir. Hadi vd., (2018), Tek İstasyon Mikrotremor verileri ve Basit Toplamlı Ağırlıklandırma (SAW) yöntemleriyle tez kapsamında kullanılması düşünülen Zemin Kayma Gerilmesi (Ground Shear Strain, GSS) parametresi yardımıyla bir heyelan duyarlılık haritası oluşturmuş ve çalışılan alandaki riskli bölgeleri belirlemişlerdir. Yapılan tek istasyon ölçümlerinden elde edilen baskın frekans ve H/V oranı elde edilmiştir. Ayrıca bölgenin PGA (en yüksek yer ivmesi) değerleri de hesaplanarak sonuçta tüm bu değerlerden GSS dağılım haritası elde edilmiştir. Yahşi Kul ve Ersoy (2018), Trabzon-Yeşilyurt mevkiinde heyelan duraylılığını belirlemek amacıyla jeofizik yöntemler (sismik kırılma, elektrik rezistivite tomografi, GPR yöntemleri) ve laboratuvar deneyleri ile heyelan üzerinde detaylı bir araştırma yapmışlardır. Çalışma sonucunda zeminin duraysız olduğunu ve bundan dolayı olası heyelana karşı istinat duvarı yapılmasını önermişlerdir. Şenkaya vd., (2019), Trabzon-Işıklar Köyü'nde yaptıkları çalışmada HVSR, 2B MASW, sismik kırılma ve Elektrik Özdirenç Tomografi (ERT) yöntemlerini kullanarak heyelan hareketinin zamana göre değişimini araştırmışlardır. Vanlı Şenkaya vd., (2019), Trabzon-Çaykara'da bulunan Uzungöl çevresinde yaptıkları aktif ve pasif kaynaklı yüzey dalgası yöntemleri, sismik kırılma tomografisi, ERT yöntemleri ile göl çevresindeki heyelanların ve göl tabanındaki çökel kalınlığının yapısını ortaya koymuşlardır. Ersoy vd., (2020), Ordu-Ulubey'de yaptıkları sondajlar, sismik kırılma ölçümleri, yeraltı suyu seviyesi ölçümleri ve laboratuvar deneyleri ile bölgede bulunan bir hastaneyi etkileyen ile yamaç duraylılığı problemini Limit Denge ve Sonlu Elemanlar yöntemleri ile analiz etmişlerdir. Issaadi vd., (2020), Cezayir-Oued Fodda kentinde yapmış oldukları tek istasyon ölçümlerini kullanarak Nakamura Yatay/Düşey (H/V) Spektral Oran Yöntemi (HVSR) ve RWE yöntemlerini kullanarak bölgedeki potansiyel heyelan ve sıvılaşma alanlarını belirlemiştir.

1.2. Tezin Hipotezi, Amacı ve Hesaplanan Parametreler

- Çalışma alanı, Türkiye'de heyelan açısından en aktif ve heyelan kaynaklı afetzedenin en fazla olduğu Karadeniz Bölgesi'nde yer almaktadır. Bu nedenle Trabzon il merkezine 10 km mesafede, Maçka ilçe yolu üzerinde bulunan çalışma alanında jeofizik çalışmalar yapılarak eski, yeni ve ileride meydana gelebilecek heyelanların fiziksel karakterlerinin belirlenmeye çalışılması oldukça önemlidir. Trabzon ve

çevresindeki fayların varlığı, çalışma alanındaki yağış miktarı ve eğim gibi temel faktörlerin durumu heyelan kütleleri için bilinen temel tetikleyici etmenlerdir. Bu nedenle bu etkilerin araştırılması gerekmektedir.

- Güncel Türkiye Deprem Tehlikesi Haritası ile (URL-1, 2018), deniz içerisindeki fayların da PGA hesabında yer alması sonucunda bölgedeki en yüksek yer ivmesi (PGA) değerinin önceki haritada tanımlanan '0.1g' değerinden daha yüksek olduğu anlaşılmış ve düzeltilmiş değer '0.2g' olduğu ortaya konulmuştur. Bu önemli artışa bağlı olarak, zemin ve yapılacak olan yapıların dinamik yükler altındaki davranışı değişecektir. Bu değişim çalışma sahasında yer alan ve yeni oluşturulması planan yerleşim yerleri için incelenmeli ve değerlendirilmelidir.
- Çalışma alanında bulunan yerleşim yerlerinde yaklaşık 10 bin kişilik bir nüfusun olması çalışma alanının önemini daha da artırmaktadır. Yapılan çalışma, ileride gerçekleşebilecek afetler için alınabilecek tedbirlerin belirlenmesi ile can ve mal kayıplarının önüne geçilebilmesi açısından oldukça önemlidir.

Bu hipotezler ışığında, tez çalışması sonucunda elde edilecek tüm parametrelerin ortak kullanımı ve yorumu ile çalışma alanının zemin özelliklerinin ortaya konulması, bu alana ait imar planının geliştirilmesine yardımcı olunması ve deprem gibi dinamik yükler altında bölgede oluşan/oluşabilecek heyelanların davranışlarının önceden belirlenmesi amaçlanmaktadır.

Tez çalışması kapsamında yukarıda bahsedilen hipotezler ve amaç doğrultusunda, aktif (Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi-MASW) ve pasif kaynaklı (Tek İstasyon Mikrotremor Yöntemi) yüzey dalgası yöntemleri kullanılarak farklı analizler yapılmıştır. MASW yöntemi ve Rayleigh Dalgası Eliptikliğinin Ters Çözümü (RWE) ile kesme dalgası hızları (V_{SM} , V_{SE} , V_{SM+E}) elde edilmiştir. Bu parametreler kullanılarak; ilk 30 m'deki ortalama kesme dalgası hızları (V_{S30M} , V_{S30E}), ilk 10 m'deki ortalama kesme dalgası hızları (V_{S10M} , V_{S10E}), zemin baskın periyotları/frekansları (T_{MASW}/f_{MASW} , T_{Ellip}/f_{Ellip}), zemin büyütmeleri (A_{MASW} , $A_{HSA_{MASW}}$, A_{Ellip} , $A_{HSA_{Ellip}}$) ve anakaya derinlik değerleri (D_{M+E}) hesaplanmıştır.

Tek istasyon mikrotremor ölçümleri üç farklı analiz için kullanılmıştır. Bunlar; Nakamura Yatay/Düşey (H/V) Spektral Oran Yöntemi (HVSr), Referans İstasyonuna Göre Spektral Oranlar Yöntemi (S/R) ve Rayleigh Dalgası Eliptikliğinin Ters Çözümü (RWE)

yöntemleridir. HVSR yönteminden zemin baskın periyodu (T_{HVSR}/f_{HVSR}) ve H/V oranı, S/R yönteminden hem zemin baskın periyodu/frekansı (T_{REF}/f_{REF}) hem de gerçek büyütme değerleri (A) elde edilmiştir. RWE yönteminden ise bir önceki paragrafta bahsedildiği gibi kesme dalgası hızları ve büyütme değerleri hesaplanmıştır.

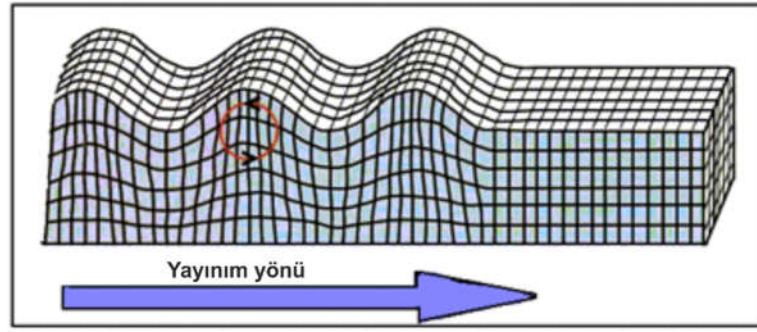
Çalışma alanında yapılan MASW ölçümleri, Tek İstasyon ölçümleri yöntemleri ve PGA (URL-2, 2020) değerleri kullanılarak yapılan hesaplamaların sonucunda Zemin Kayma Gerilmesi (Ground Shear Strain, GSS) hesaplanmıştır. Bu parametre, bölgede yapılacak heyelan duyarlılık çalışmalarında önemli bir rol oynamaktadır. Öncelikle PGA parametresi Türkiye Deprem Tehlikesi Haritası (URL-1, 2018) bilgileri baz alınarak elde edilmiştir. Daha sonra Tek İstasyon Mikrotremor Yöntemi kullanılarak; gerçek zemin büyütmesi (A), zemin baskın frekansı (f_{HVSR}) ve MASW+ RWE kullanılarak da anakayanın kesme dalgası hızı (V_S) elde edilmiştir. Bu bilgiler ışığında Zemin Kayma Gerilmesi hesaplanmıştır.

1.3. Yüzey Dalgalarının Tanımı ve Özellikleri

Yüzey dalgaları ilk olarak 1885 yılında elastik yarı-sonsuz ortamın serbest yüzeyi boyunca yayılan dalgaların denklem çözümü olarak Lord Rayleigh tarafından ortaya atılmıştır (Rayleigh, 1885). Yüzey dalgaları, P- ve S- dalgalarının serbest yüzeye ulaşarak bu yüzeye paralel yayılmaları sonucunda oluşur ve genlikleri artan derinlik ve yanal değişimlerin etkisiyle sönümlenir. Rayleigh ve Love dalgaları olmak üzere iki tür yüzey dalgası vardır.

1.3.1. Rayleigh Dalgası

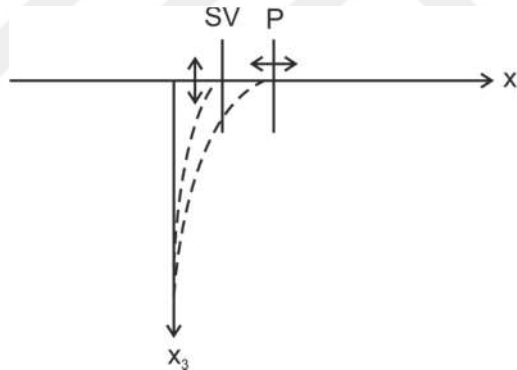
“Ground-roll” olarak da bilinen Rayleigh dalgası ise P ve SV düzlem dalgalarının serbest yüzeyde etkileşerek yüzeye paralel yayılması sonucunda oluşur ve bu dalgalar yayılım yönüne dik eliptik bir yörüngede yayılırlar (Şekil 1.1). Rayleigh dalgalarının oluşabilmesi için, serbest bir yüzeyle sınırlandırılmış yarı sonsuz bir esnek ortamın bulunması gerekir. Rayleigh dalgalarının hızı poisson katılığında S-dalgası hızınının 0.92’si kadardır (Bullen ve Bolt, 1985).



Şekil 1.1. Rayleigh dalgalarının yayılım hareketi (Reynolds, 1997)

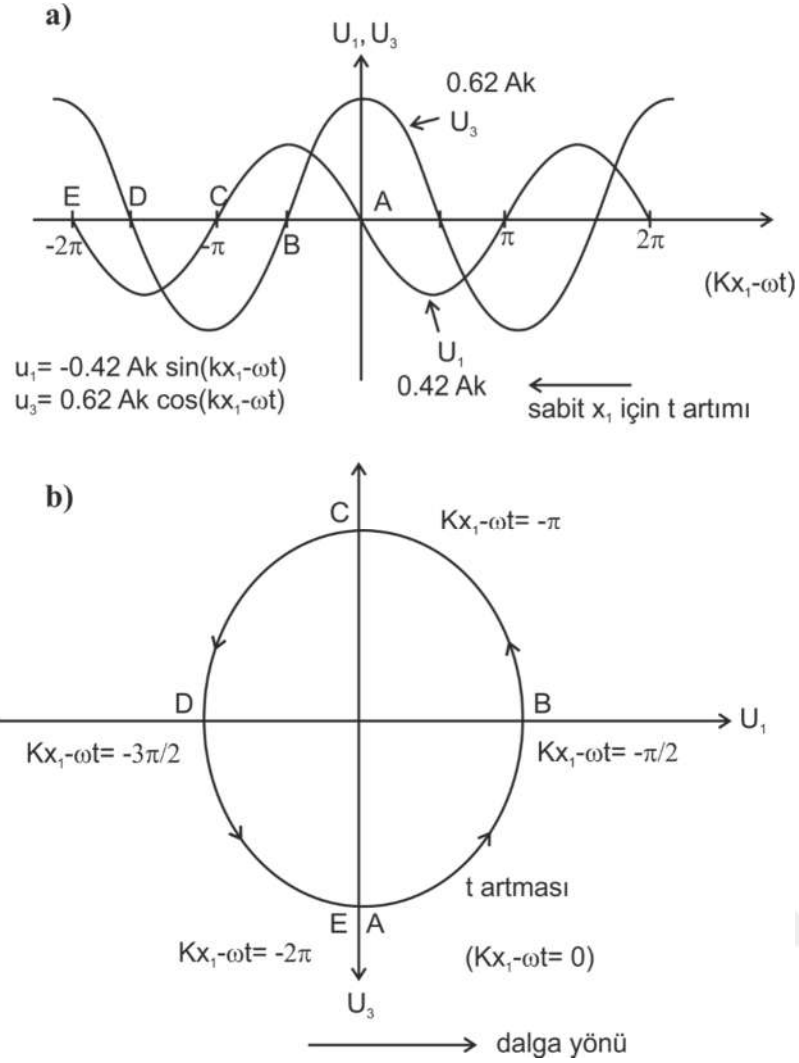
1.3.1.1. Rayleigh Dalgasının Eliptikliği

Rayleigh dalgası yayılırken geçtiği yol boyunca parçacıklar elips çizerler. Bu elipsin büyük eksenini düşey olup, hareket yayılma doğrultusunun ters yönündedir. Serbest bir yüzey boyunca yatay olarak ilerleyen çok küçük P ve SV-dalga enerjilerinin eşzamanlı olarak oluşması, Rayleigh dalgası olarak adlandırılan geniş yüzey dalgasını meydana getirmektedir. (Şekil 1.2).



Şekil 1.2. P ve SV dalgalarının x_1 ve x_3 doğrultularındaki hareketleri sonucunda oluşan girişim

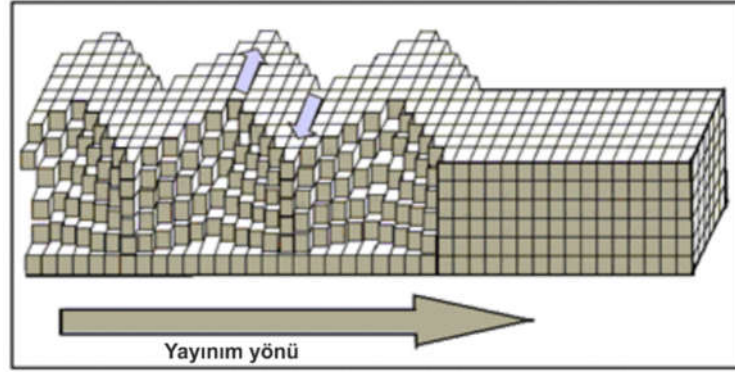
Lord Rayleigh, yüzey sınır şartının yüzeyden uzaklaştıkça üstel olarak sönümlenen genliklerle yüzey boyunca S-dalgası hızından daha düşük bir hızla yayılan P-SV dalga çiftinin varlığıyla sağlanabileceğini göstermiştir. Bu dalgalar yüzeyde silindirik olarak yayılır ve bu yüzden cisim dalgaları için geçerli olan $(1/r)$ üç boyutlu genlik azalmasına benzer şekilde kaynaktan “r” yarıçaplı genlikte ile orantılı iki boyutlu geometrik genlik azalmasına sahiptir. Şekil 1.3’te, Poisson katılığında meydana gelen elipsin büyük eksenini ile küçük eksenini arasındaki ilişki gösterilmiştir. Sonuçta oluşan Rayleigh dalgaları uzun periyotlu veya geniş bantlı sismogramlarda gözlenen en büyük varışlardır.



Şekil 1.3. a) Kosinüs ve sinüs bileşenleri ile ifade edilen dalgaların " $kx_1 - \omega t$ " faz bileşeninin bir fonksiyonu olarak gösterilmesi, b) Zamanın bir fonksiyonu olarak, retrograd-eliptik harekete sahip tek bir teneciğin davranışı

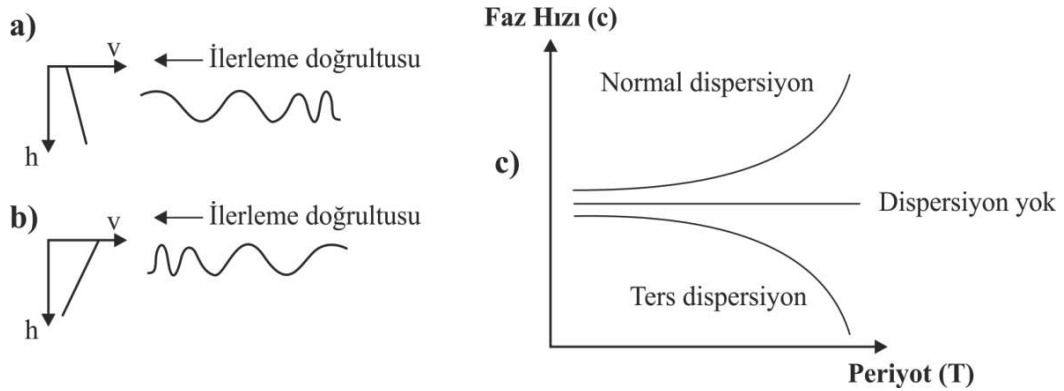
1.3.2. Love Dalgası

Love dalgaları SH türü dalgaların girişimiyle oluşur ve bu dalgalar yayılım yönüne dik yöndeki yatay düzlemde yayılırlar (Şekil 1.1). S-dalgasının yüzeye paralel yer değiştirmelerine sahip SH bileşeni, sadece serbest yüzeyden olan toplam yansımalara sahip olabilir. Yüzeye yakın SH enerjisini tutmak için derindeki hız yapısı yüzeye doğru dönen enerjiyi tutmak zorundadır. Eğer S-dalgası hızı derinlikle artıyorsa, ışınlar yüzey ile derindeki yansıma noktaları arasında tekrarlı yansımalara uğrayacak ve Love dalgası oluşacaktır. Eğer ışınlar yansıma yüzeyine kritik açıdan büyük bir açı ile geliyorsa, enerjinin tümü dalga kanalı içinde tutulur.



Şekil 1.2. Love dalgalarının yayılım hareketi (Reynolds, 1997)

Yüzey dalgaları yayılırken, dalga boyları ve hızlarının yeraltındaki farklı elastik hız ve yoğunluklu ortamlarda süreksizlikler sürekli değiştiği bilinmektedir (Dobrin, 1951). Bu değişim yüzey dalgalarının dispersiyonu olarak adlandırılır ve dalga hızına, periyoda yani frekansa bağlı olarak değişim gösterir. Hızın derinlikle arttığı tabakalı ortamlarda uzun periyotlu dalgalar daha derine nüfus eder ve kısa periyotlu dalgalardan önce kaydedilir, bu olaya normal dispersiyon denir. Hızın derinlikle azalması durumunda kısa periyotlu dalgaların, uzun periyotlu dalgalardan önce kaydedilmesi işlemine ise ters dispersiyon denir (Şekil 1.3). Hız derinlikle ne kadar çabuk artarsa, farklı periyotlar için yayılım hızı farkı da o kadar büyük olur.



Şekil 1.3. Derinlikle hızın değişime bağlı olarak a) Normal dispersiyon b) Ters dispersiyon ve c) Hızın sabit olduğu durum (dispersiyon yok), hızın derinlikle arttığı durum (Normal dispersiyon) ve hızın derinlikle azaldığı durum (ters dispersiyon)

Yüzey dalgalarında dispersiyona bağlı faz ve grup hızı olarak iki farklı hız bilgisi mevcuttur. Farklı fazlarda ilerleyen farklı frekanstaki dalgalar birbiri üzerine binerek dalga trenlerini oluştururlar. Tüm dalga treninin ilerleme hızına grup hızı (U), bu dalga treni

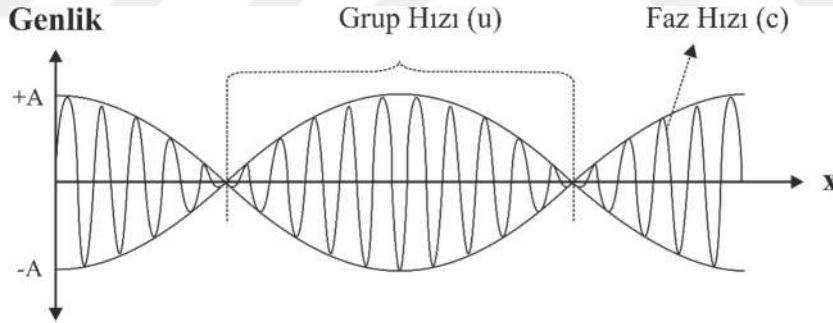
üzerinde yer alan herhangi bir fazdaki noktanın ilerleme hızına ise faz hızı (c) denir (Şekil 1.4). Dispersiyonun gerçekleşebilmesi için yarı-sonsuz bir ortamın üzerinde en az bir katmanın olması yani tabakalı ortamın bulunması gerekir. Böyle bir ortamdaki faz hızı $c(\omega)$ ve grup hızı $U(\omega)$, (1.1) ve (1.2) bağıntıları ile verilir.

$$c(\omega) = \frac{\omega}{k(\omega)} \quad (1.1)$$

$$U(\omega) = \frac{d\omega}{dk} \quad (1.2)$$

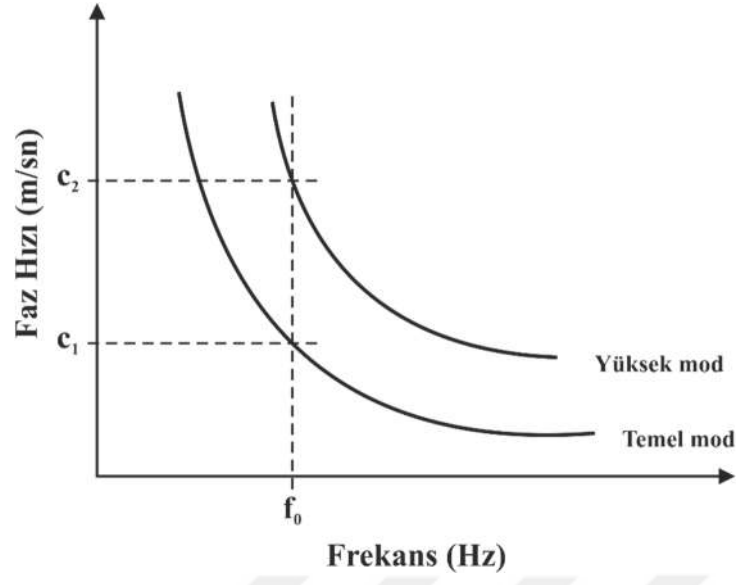
Bu hızlar açısal frekansa ($\omega = 2\pi f$) ve dalga sayısına (k) ya da dalga boyuna (λ) bağlıdır. Bu iki bağıntı arasında (1.3) ilişkisi vardır. Sismik yüzey dalgaları için $\lambda dc/d\lambda$ daima pozitif olmaktadır ve buna bağlı olarak faz hızı grup hızından büyüktür (Richter, 1958).

$$U(\omega) = \frac{d\omega}{dk} = \frac{d(kc)}{dk} = c + k \frac{dc}{dk} = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda} \quad (1.3)$$



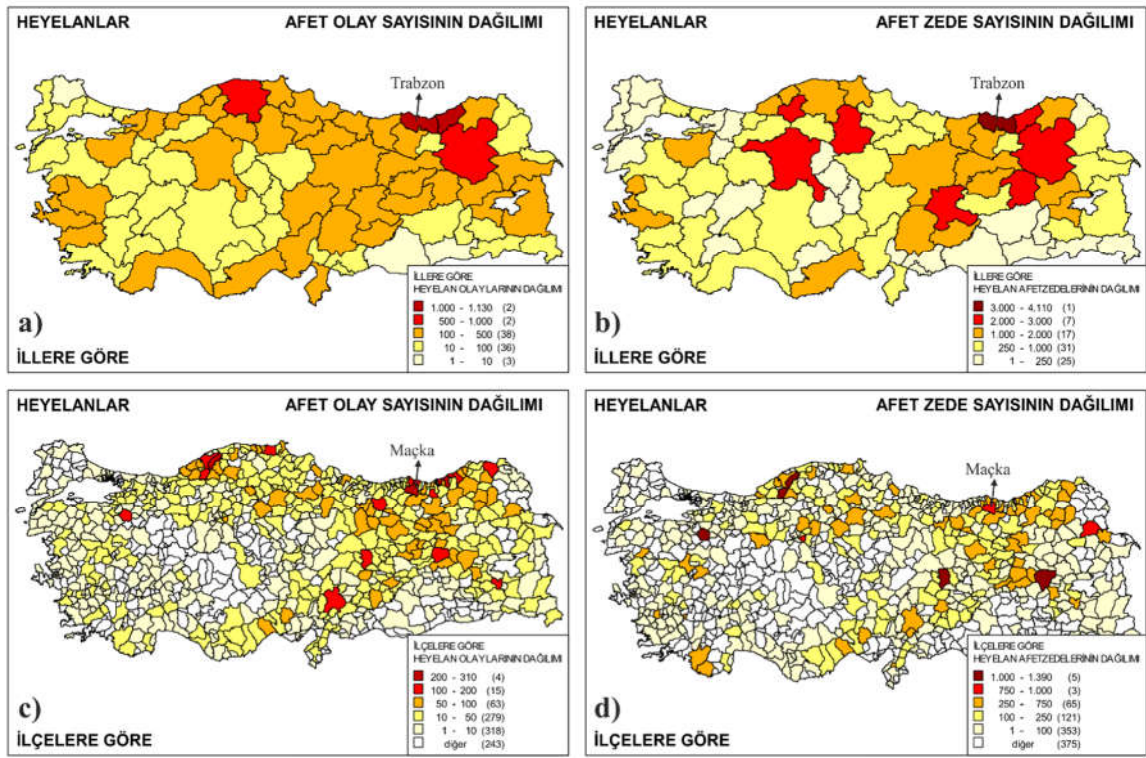
Şekil 1.4. Grup ve faz hızlarının gösterimi

Tabakalı ortamlarda, Rayleigh dalgaları farklı hızlarda ama aynı frekanslarda ilerleyebilmektedir. Rayleigh dalgasının belirlenen bir frekanstaki en düşük yayılım hızı, temel mod olarak adlandırılır. Aynı frekanstaki yüksek hızlar ise yüksek modlar olarak tanımlanmaktadır (Şekil 1.5). Yüksek modlar; dalga boyuna bağlı olarak derindeki kayaçlardan etkilenirken, temel mod ise göreceli olarak yüzeye yakın birimlerden etkilenmektedir. Bu nedenle ters çözüm sırasında temel ve yüksek mod ayrımı yapabilmek büyük önem taşımaktadır (Supranata, 2006).



Şekil 1.5. Temel ve yüksek modların gösterimi

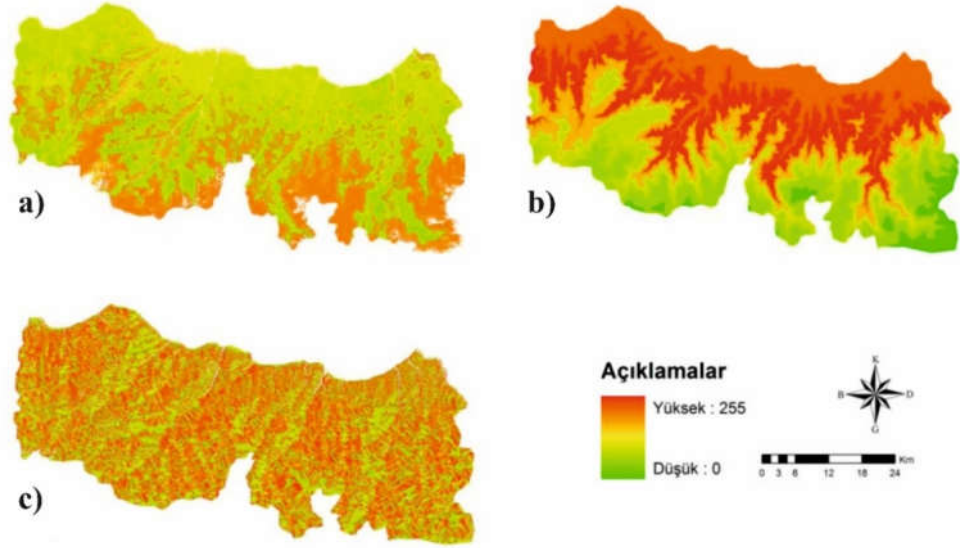
gözlenen yerleşim birimi sayısının en fazla olduğu il; Trabzon (337)'dur. Trabzon'u sırasıyla; Rize (286) ve Kastamonu (260) illeri izlemektedir. Meydana gelen heyelan olaylarından etkilenen afetzede sayıları incelendiğinde, Trabzon 4106 afetzede ile heyelanlardan en çok zarar gören ilimizdir (Şekil 2.2b). Bununla birlikte, Şekil 2.2c ve Şekil 2.2d incelendiğinde ilçeler bazında yapılan değerlendirmeler sonucu ülkemizde 922 ilçenin 679' unda, başka bir ifadeyle %73.6'sında heyelan olaylarının meydana geldiği görülmektedir. Bartın-Ulus (310), Trabzon-Maçka (238), Rize-Çayeli (213), Rize-Merkez (208) ve Karabük-Yenice (189) ilçeleri en fazla heyelan olayı gözlenen ilçelerdir (Gökçe vd., 2008).



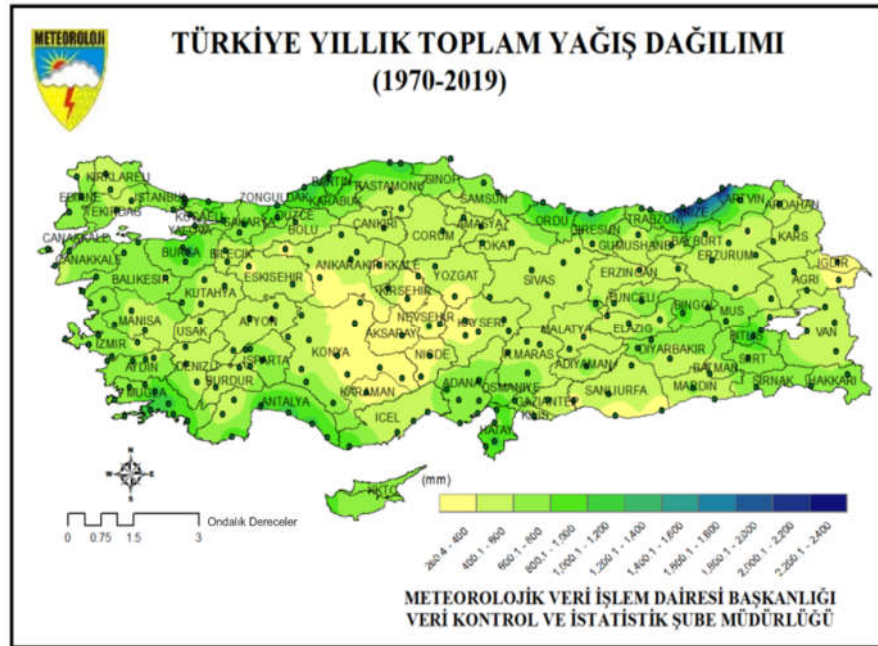
Şekil 2.2. a) Heyelan sayılarının illere göre dağılımı, b) heyelan kaynaklı afetzede sayılarının illere göre dağılımı, c) heyelan sayılarının ilçelere göre dağılımı ve d) heyelan kaynaklı afetzede sayılarının ilçelere göre dağılımı (Gökçe vd., 2008)

Heyelanlara neden olan başlıca etkenler; yüksek eğim, iklim koşulları, litolojik ve tektonik yapı olarak sıralanabilir. Bunların dışında, heyelanların oluşmasında etkin olan ve insan aktiviteleri sonucunda meydana gelen doğal olmayan nedenler de mevcuttur. Trabzon'un topoğrafik yapısı, arazi eğimi, bakışı (Şekil 2.3) ve yağış miktarı (Şekil 2.4) heyelanların oluşması için oldukça uygun koşullar yaratmaktadır. Trabzon Çevre Durum

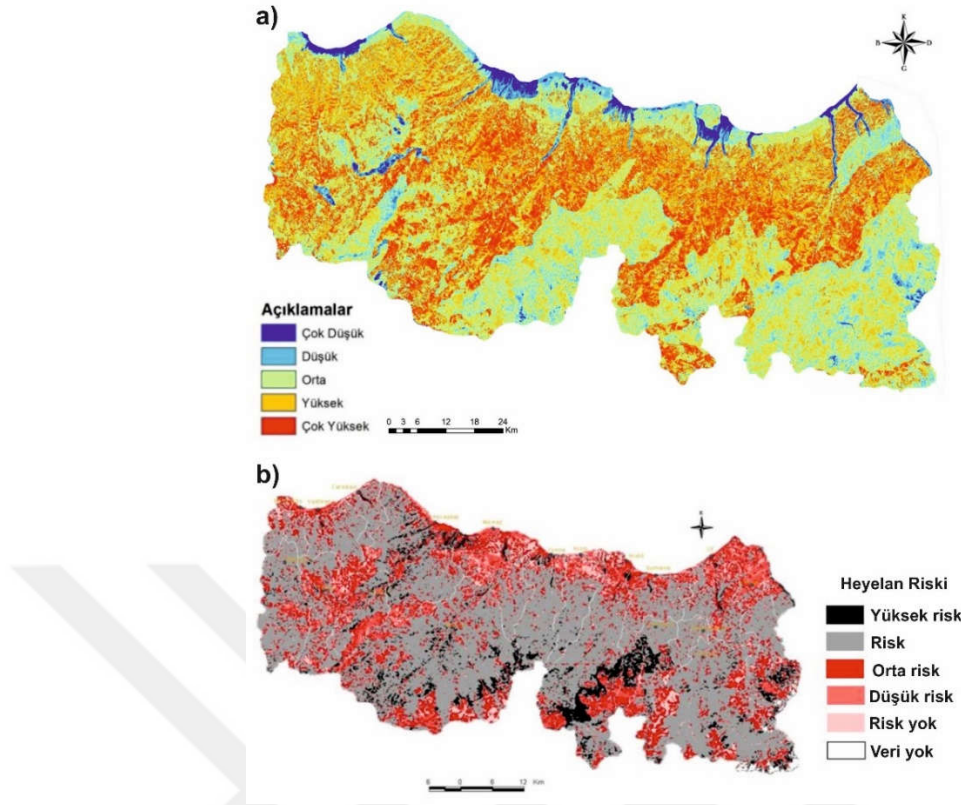
Raporu'na (2018) göre; Trabzon il topraklarının %30'u dağlık, %60'ı güneye doğru %25-30 eğimle artan alanlar ve sadece %10'luk bir kısmı da düz alanlardan oluşmaktadır. Kavzoğlu vd., (2010) ile Eriş ve Aksoy'un (2014) oluşturdu heyelan haritaları bu bilgileri doğrulamaktadır (Şekil 2.5).



Şekil 2.3. Trabzon ilinin a) eğim, b) yükseklik ve c) bakı haritaları (Kavzoğlu vd., 2010'dan değiştirilmiştir)



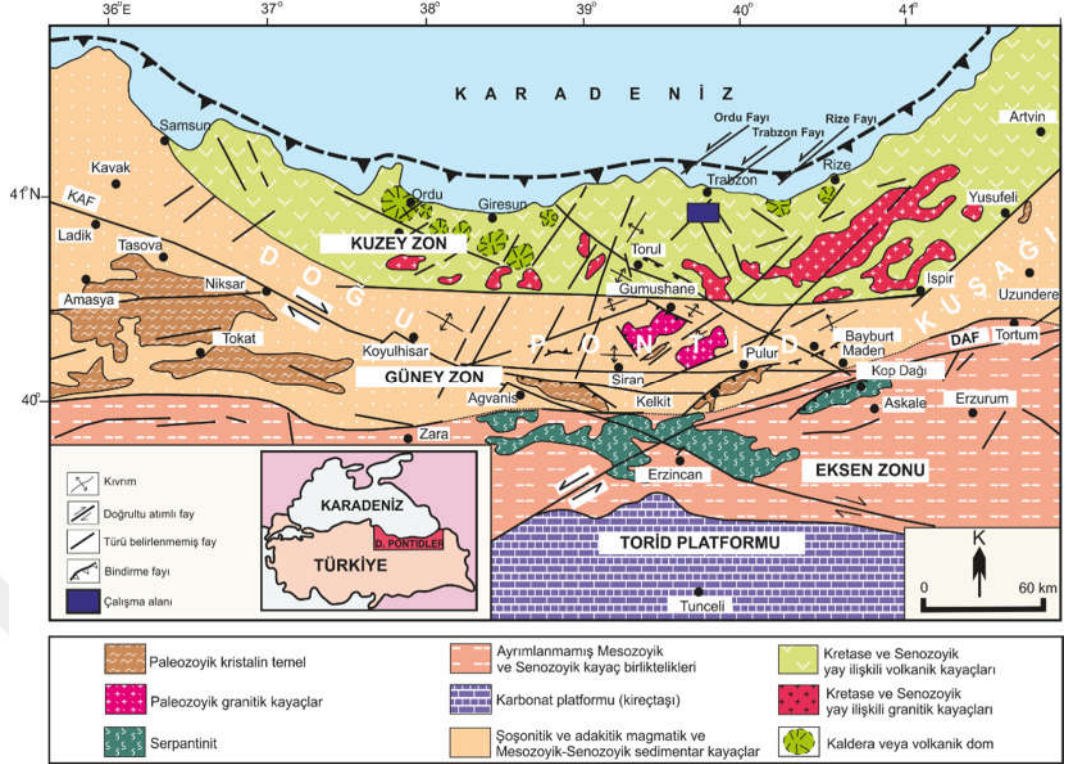
Şekil 2.4. Türkiye yıllık (1970-2019) toplam yağış normalleri haritası (URL-3, 2020)



Şekil 2.5. a) Kavzoğlu ve diğerlerinin (2010) oluşturduğu Trabzon Heyelan Duyarlık Haritası, b) Eriş ve Aksoy'un (2014) oluşturduğu heyelan riski haritası.

2.2. Bölgesel Jeoloji ve Stratigrafi

Coğrafik olarak Doğu Karadeniz Bölgesi olarak isimlendirilen ve Karadeniz'in güneydoğu sahiline paralel yaklaşık 500 km uzunluğunda ve 200 km genişliğinde bir dağ zincirinden oluşan Türkiye'nin KD kesimi, jeolojik olarak Doğu Pontid Orojenik Kuşağı olarak adlandırılan tektonik birliğe karşılık gelir (Ketin, 1966). Bu tektonik birlik; litolojik farklılıklar, jeolojik ve jeofiziksel özellikler, tektonik yapılar ve fasiyes değişimlerine bağlı olarak kuzeyden güneye doğru Kuzey Zon, Güney Zon ve Eksen Zonu olarak isimlendirilen üç farklı alt birliğe ayrılır (Bektaş vd., 1995; Eyüboğlu vd., 2006). Kuzey Zon'da genellikle Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı volkanik kayalar ve granitik sokulumlar baskınken, Güney Zon'da sedimanter kayaç serileri baskın litolojiyi oluşturmaktadır. Güneydeki Torid birliği ile Doğu Pontid magmatik arkı arasında uzanan Eksen Zonu ise geniş alanlarda yüzeyleme veren mafik-ultramafik kütleler ve ofiyolitik olistostromal melanj birlikteliği ile karakteristiktir (Şekil 2.6).



Şekil 2.6. Doğu Pontid Orojenik Kuşağı'nın ana tektonik-litolojik birliktelikleri ve çalışma alanının konumu (Eyüboğlu vd., 2006'dan değiştirilmiştir)

Bölgede en detaylı çalışmalardan birini yapan Güven (1993), Kuzey Zon'daki istif tabandan tavana kadar incelemiş ve tüm birimleri formasyon veya litodem derecesinde adlandırmıştır. Paleozoik-Kuvaterner zaman aralığında oluşmuş kaya birimlerinin yüzeylendiği bölgede, Erken Jura'dan başlayarak Eosen sonlarına kadar dönemler halinde gelişimini sürdüren magmatizmanın ürünlerini içeren volkano-tortul istifler, volkanik ve intrüzif kayalar yaygındır. Magmatik hareketlerin duraksadığı dönemlerde ise tortul istifler birikmiştir.

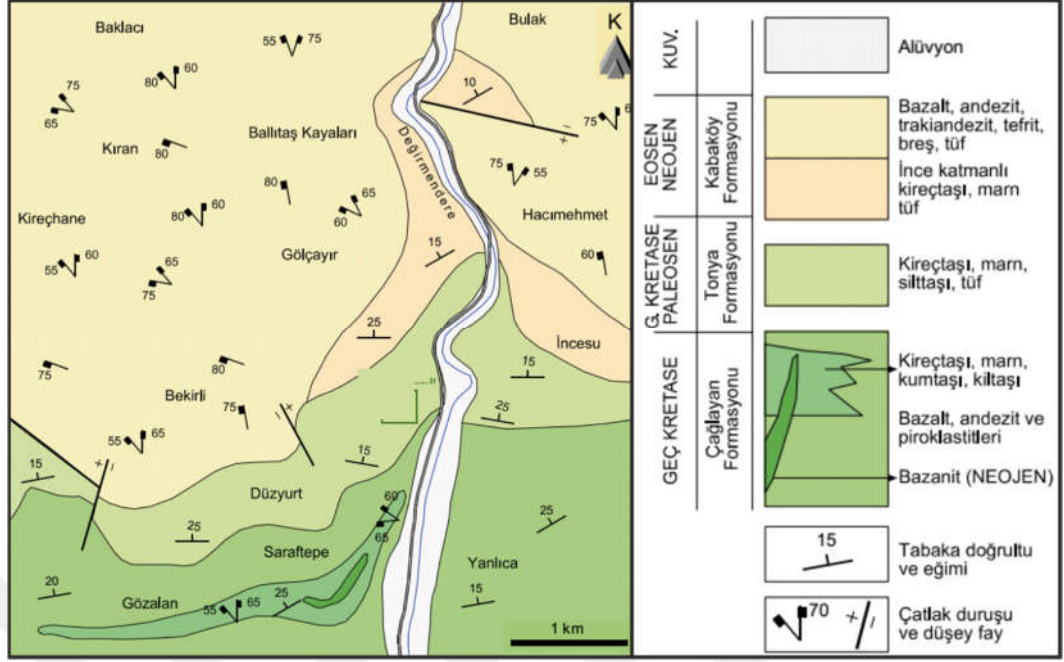
Kuzey Zon'da alttan üste doğru; Paleozoik yaşlı olan ve özellikle Giresun Dereli yöresinde yüzeyleme veren metamorfik kayalar (Pzm), Erken-Orta Jura yaşlı bazalt, andezit, konglomera, kumtaşı, marn vb. kayaç türlerinden oluşan Hamurkesen Formasyonu (Jh), Geç Jura-Erken Kretase yaşlı kireçtaşlarından oluşan Berdiga Formasyonu (JKb), Geç Kretase yaşlı bazalt, andezit, piroklastik kayalar, kumtaşı vb. kayaç türlerinden oluşan Çatak Formasyonu (Kç), riyodasit, dasit ve piroklastik kayalardan oluşan Kızılkaya Formasyonu (Kk), Kaçkar Granitoyidi-I, bazalt, andezit, piroklastik kayalar, çamurtaşı, kumtaşı, marn vb. kayaç türlerinden oluşan Çağlayan Formasyonu (Kça), riyolit, riyodasit ve piroklastik kayalarından oluşan Çayırbağ Formasyonu (Kçb), Mestriştiyen-Paleosen

yaşlı kumtaşı, marn ve killi kireçtaşlarından oluşan Bakırköy Formasyonu (KTb), Eosen yaşlı Kaçkar Granitoyidi-II ile andezit, bazalt ve piroklastik kayalardan oluşan Kabaköy Formasyonu (Tk) yer alır (Güven, 1993). Pliyosen yaşlı Beşirli (Plb), Hamidiye Formasyonu (Plh), haritalanamayacak derecede küçük ölçekli bazaltik dayklar ve Kuvaterner yaşlı oluşuklar (Qal) bölgenin en genç birimleridir (Şekil 2.7) (Güven, 1993).

ÜST SİSTEM		SİSTEM		SERİ	KAT	FORMASYON	SİMGE	KAYA TÜRÜ	AÇIKLAMALAR		
SENOZOYİK	KUV	ALÜVYON					Qal		Kum, Kil, Çakıl		
		TERSİYER	PLIO. KUV.		HAMİDİYE		Plh		HAMİDİYE FORMASYONU	Çakıltaşı, Kum, kil	
	PLIO.			BESİRLİ		Plb		BESİRLİ FORMASYONU	Konglomera, Kumtaşı, Kilitaş, Bazalt, Aglomera		
	Eosen					TK		KABAKÖY FORMASYONU	Andezit, Bazalt, Lav ve Piroklastikler (Kumtaşı, Kumlu Kireçtaşı, Marn) Tk, Kaçkar Granitoyidi-II UYUMSUZLUK		
		PALEOSEN					KTb		BAKIRKÖY FORMASYONU	Kumtaşı, Marn, Killi Kireçtaşı	
	MESOZOYİK	KRETASE	KAMPANİYEN-MAASTRIHTİYEN					Kçb		ÇAYIRBAĞ FORMASYONU	Riyolit-Riyodasit Lav ve Piroklastikler
			KAMPANİYEN-MAASTRIHTİYEN					Kça		ÇAĞLAYAN FORMASYONU	Bazalt-Andezit Lav ve Piroklastikler (Kırmızı Çamurtaşı, Marn, Kumtaşı, Tüf) Tk, Kaçkar Granitoyidi-I
			KAMPANİYEN-MAASTRIHTİYEN					Kk		KIZILKAYA FORMASYONU	Riyodasit-Dastik Lav ve Piroklastikler
			TURONİYEN-KONİYASİYEN SANTONİYEN					Kç		ÇATAK FORMASYONU	Bazalt-Andezit Lav ve Piroklastikler (Kumtaşı, Silttaşı, Killi Kireçtaşı) Tk, Kaçkar Granitoyidi-I
			TURONİYEN-KONİYASİYEN SANTONİYEN					JKb		BERDİĞA FORMASYONU	Çörtlü Kireçtaşı, Kumlu Kireçtaşı, Resifal Kireçtaşı
TURONİYEN-KONİYASİYEN SANTONİYEN						Jh		HAMURKESEN FORMASYONU	Bazalt-Andezit Lav ve Piroklastikler (Konglomera, Kırmızı Renkli Kumtaşı, Killi Kireçtaşı, Marn) UYUMSUZLUK		
JURA	Ü. JURA A. KRE.										
PALEOZOYİK	LİVAS										
	SİNEMURLI										
PALEOZOYİK							Pzm		METAMORFİK TEMEL Gnays, Mikaşist, Klorit, Şist		

Şekil 2.7. Doğu Pontid Orojenik Kuşağı Kuzey Zonu'nun stratigrafik kesiti (Güven, 1993)

Trabzon ili Ortahisar ilçesinin güneyinde yer alan çalışma alanı, yaşlıdan gence doğru; Geç Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonu, Geç Kretase-Paleosen yaşlı Bakırköy Formasyonu, Eosen-Neojen yaşlı Kabaköy Formasyonu ve Kuvaterner yaşlı alüvyonlardan oluşmakta olup, litolojik birimlerin özellikleri aşağıda özetlenmiştir (Şekil 2.8).



Şekil 2.8. Çalışma alanı ve yakın çevresinin jeoloji haritası (Ersoy, 2007'den değiştirilmiştir).

2.2.1. Çağlayan Formasyonu

Bazik karakterli volkanit, volkanoklastik ve tortul kayalardan oluşan ve genel olarak Çağlayan Köyü (Trabzon) çevresinde ve Arsin güneyinde (Trabzon) yüzeylenme veren birim, ilk olarak Güven (1993) tarafından Çağlayan Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Çalışma alanında gözlenen sedimanter arakatlı volkanitler, Çağlayan Formasyonu ile benzer litolojik ve stratigrafik özellikler gösterdiği için aynı isimle adlandırılmıştır. Bu formasyona ait birimler genellikle kumtaşı, kireçtaşı, marn ve killi kireçtaşı ara seviyeleri içeren bazalt, andezit ve bunların piroklastitlerinden oluşmaktadır. Genellikle koyu renkli olan, kırıklı ve çatlaklı yapı gösteren volkanik birimler orta derecede ayrıışmıştır. Kayaçalarda gelişen boşluklar ikincil kalsit ve klorit ile dolguludur. Volkanik breşler ve iyi tabakalanma gösteren tüfitler içinde volkanik parçaların yanında kırmızı kireçtaşı ve killi kireçtaşı parçaları da gözlenmektedir. Yüzeylenme veren tortul seviyeler ise genel olarak kumtaşı, kireçtaşı, kiltası, marn ve tüfit ardalanmasından oluşmaktadır. Mikritik kireçtaşları, marn ve kumtaşları genellikle ince-orta tabakalı yapı gösterirken, tüfitler kalın tabakalı mercekler şeklinde gözlenmektedir. Kırıntılı tortulların ana bileşenini genellikle volkanik kayaç parçaları oluşturmaktadır. Çağlayan Formasyonu içerisinde merceğimsi şekilde bulunan bu tortul kayaçların yanal devamlılığı bulunmamaktadır (Ersoy, 2007).

2.2.2. Bakırköy Formasyonu (Tonya Formasyonu)

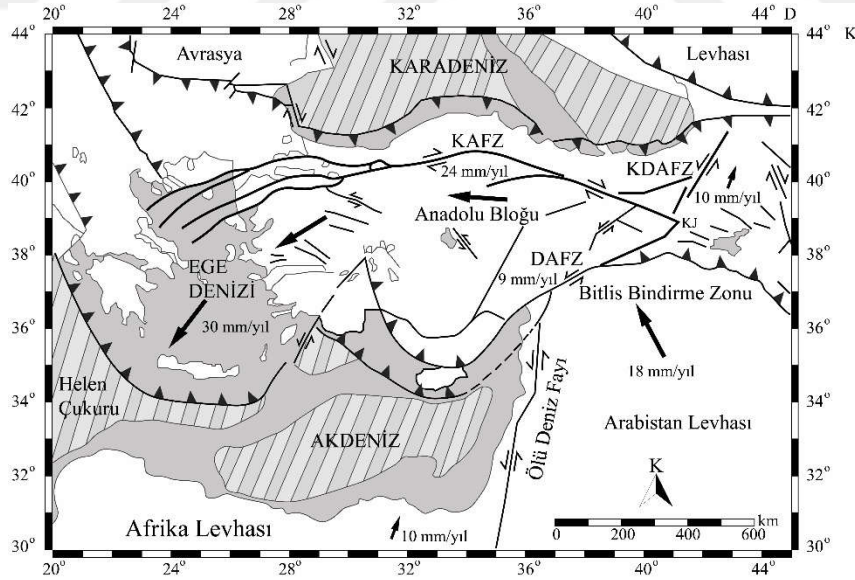
Bazik karakterli volkanitlerden ve tortul ara seviyelerden oluşan Çağlayan Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen birim ilk olarak Trabzon-Hacımehmet yöresinde Özsayar (1971) tarafından tanımlanmış, ardından Tonya yöresinde ise Korkmaz (1993) tarafından Tonya Formasyonu (Bakırköy Formasyonu) olarak isimlendirilmiştir. Çalışma alanı ve çevresinde gözlenen kireçtaşı, killi kireçtaşı, marn, silttaşı ve tüflerden oluşan birim Korkmaz (1993) tarafından tanımlanan Tonya Formasyonu ile benzer litolojik ve stratigrafik özellikler gösterdiği için aynı isimle adlandırılmıştır. Birim, beyaz, açık gri, sarımsı renkli kireçtaşı, killi kumlu kireçtaşı ve marn aralanmasından oluşmaktadır. Türbiditik karakterli kireçtaşlarının hâkim olduğu birimin Düzyurt yöresindeki kalınlığı yaklaşık 150-200 metredir. Çalışma alanında formasyon iki farklı fasiyes ile karakteristiktir. Tane destekli kalsirüdit ve kalkarenitler formasyonun taban kesimini oluşturmaktadır ve yaklaşık 100 m kalınlığa sahiptir (Kırmacı ve Akdağ, 2005). Birimin taban seviyeleri genelde orta ve yer yer kalın tabakalı olup, üst seviyelere göre daha fazla miktarda dasitik kayaç çakılları ve kavkı parçaları içermektedir. Birimin orta seviyelerinde yer yer orta tabakalı kumlu kireçtaşı seviyeleri ve kanal dolguları gözlenirken en üst seviyelere doğru tabaka kalınlığında azalma görülmüştür. Kırmacı ve Akdağ (2005) tarafından, Tonya Formasyonu'nun orta ve üst zonlarını oluşturan bu fasiyesin yaklaşık 80 metre kalınlığa sahip olduğu belirtilmiştir (Ersoy, 2007).

2.2.3. Kabaköy Formasyonu

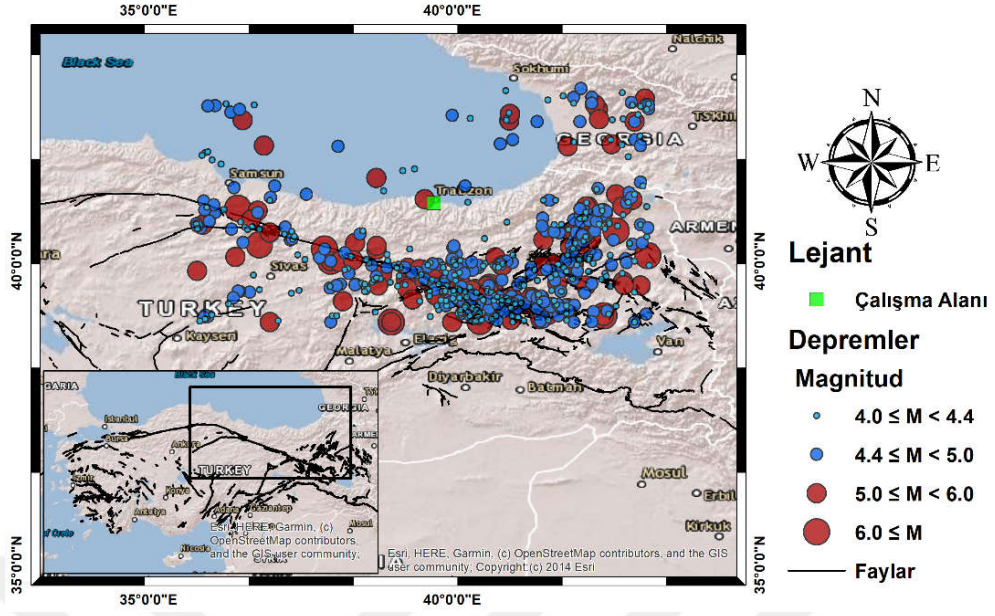
Tipik olarak Gümüşhane-Kabaköy yöresinde yüzeyleme veren ve genellikle kırıntılı çökellerle başlayıp üst zonlara doğru volkanik karakterde olan volkanotortul istif ilk olarak Güven (1993) tarafından Kabaköy Formasyonu olarak tanımlanmıştır. İnceleme alanının kuzey kesimlerinde geniş yayılımlar gösteren ve sedimanter ara katkılı andezit, bazalt ve piroklastitlerden oluşan birim Kabaköy Formasyonu ile benzer litolojik ve stratigrafik özellikler gösterdiği için aynı isimle adlandırılmıştır.

2.3. Bölgenin Tektoniği ve Depremselliği

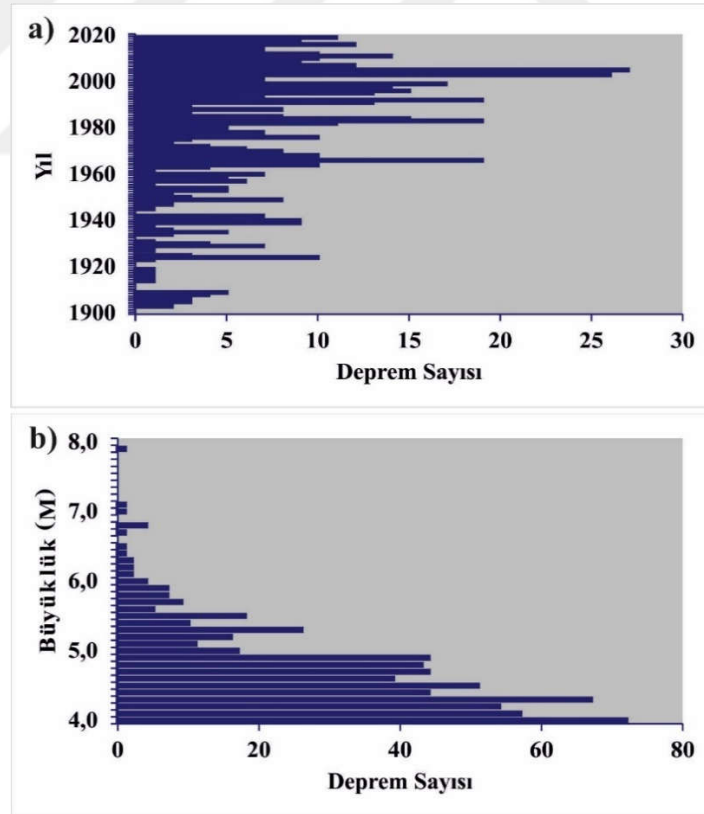
Karadeniz Bölgesi, büyük depremler üretebilen Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonuna (DAFZ) oldukça yakındır. Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), Türkiye'deki ve aynı zamanda Alp-Himalaya orojenik kuşağındaki başlıca kıtasal doğrultu atımlı fay zonları olarak bilinmektedir (Şengör vd., 1985; Dewey vd., 1986). Sağ-yanal doğrultu atımlı KAFZ, Avrasya ve Anadolu plakaları arasındaki sınırı, sol-yanal doğrultu-atımlı DAFZ, Arap ve Anadolu plakaları arasındaki sınırı oluşturmaktadır (Şekil 2.9). Bu nedenle, Avrasya, Afrika ve Arap plakalarının yaklaşmasına dayanan bu kıtasal doğrultu atımlı fay bölgeleri boyunca birçok güçlü ve büyük deprem meydana gelmiştir (Reilinger vd., 1997, 2006; Ozener vd., 2010; Aktug vd., 2015, 2016). Erzincan $M_s = 7.9$ (1939), Tokat-Erbaa $M_s = 7.0$ (1942) ve Erzincan $M_s = 6.8$ (1992) depremleri bu yıkıcı depremlerden bazılarıdır ve bu depremlerin episantırları çalışma alanından yaklaşık 120-250 km uzaklıktadır (Şekil 2.10). Şekil 2.11'de bu bölgelerde 1900-2020 yılları arasında meydana gelen magnitüdüleri $M \geq 4.0$ olan depremlerin sayılarının yıllara ve büyüklüğe (M) göre dağılımını veren histogramlar görülmektedir.



Şekil 2.9. Anadolu ve çevresinin levha tektoniği modeli (Erdik vd., 2014'den değiştirilmiştir).



Şekil 2.10. Çalışma alanı ve çevresinde 1900-2020 yılları arasında meydana gelen depremlerin dağılımı



Şekil 2.11. Çalışma alanı ve çevresinde 1900-2020 yılları arasında meydana gelen depremlerin ($M \geq 4.0$) a) yıllara ve b) büyüklüklerine göre sayılarını gösteren histogramlar

Trabzon ili, Doğu Pontid Orojenik Kuşağı'nın kuzeydoğusunda ve Kuzey Zonu içerisinde yer alan, Alpin dağ oluşumuna bağlı olarak Jura-Pliyosen zaman aralığında gelişmiş ada yayı dizisinin bir parçasıdır (Bektaş vd., 1995).

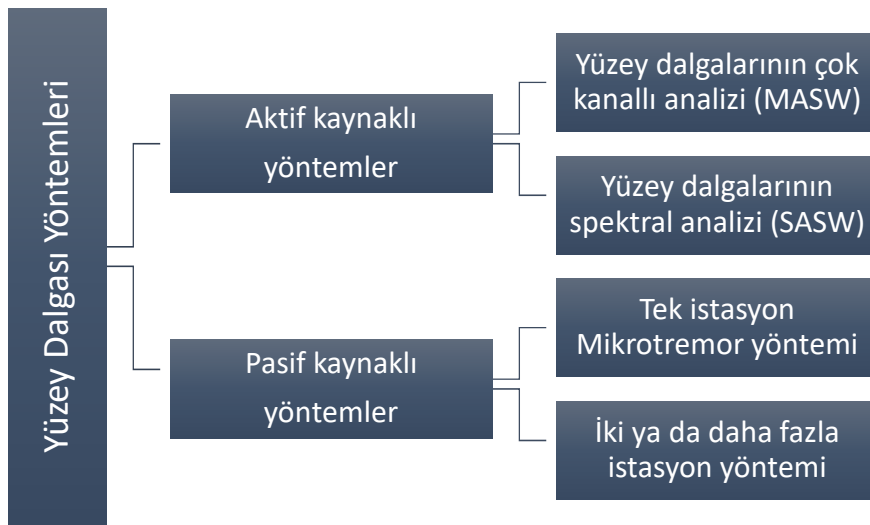
Orojenik hareketler sonucunda çalışma alanında birçok deformasyon gelişmiş olup, bunların en önemlileri de kırıklı yapılardır. Yoğun bitki örtüsü nedeniyle bu yapıların tespiti uzaktan algılama ve hava fotoğrafları ile sağlanmıştır. Bu çalışmalara sonucunda, Trabzon ve çevresinin tektonik yapısını kontrol eden üç farklı doğrultuda fay sisteminin bulunduğu görülmüştür. Kuzeydoğu, kuzeybatı ve doğu-batı doğrultulu olarak uzanan bu fay sistemleri hava fotoğrafları ve harita üzerinde genellikle düz hatlar şeklinde olup, düşey fay düzlemlerini işaret etmektedir. Bununla birlikte bu faylarla birlikte hareket eden ters ve normal fayların varlığı da bölgenin zaman zaman sıkışma ve zaman zaman da çekme gerilmesine maruz kaldığına işaret etmektedir (Keskin vd., 2011).

Birçok çalışmada bahsedilen (Nikishin vd., 2003; Eyuboğlu vd., 2011), Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu ve Doğu Karadeniz'de bulunan Ordu, Rize ve Trabzon faylarında da (Şekil 2.6) deprem meydana gelme potansiyeli yüksektir. Bu faylar çalışma alanına Kuzey Anadolu Fay Zonu'ndan daha yakındır, dolayısıyla çalışma alanı üzerinde daha yıkıcı bir etki yaratabilmektedirler. Bununla birlikte, Karadeniz'in tüm güney sahili boyunca ilerleyen bir fayın varlığı, hem önceki çalışmalardan hem TPAO'nun bölgedeki sismik çalışmalarından ve hem de güncel çalışmalardan bilinmektedir (Kazmin vd., 1986; Nikishin vd., 2003; Eyuboğlu vd., 2011). Trabzon sahiline yakın kesimden geçen bu fay güneye doğru eğimli ters fay özelliğinde olup, oluşumu Eyuboğlu vd., (2011) tarafından Paleotetis'in güneye doğru yitimi ile ilişkilendirilmiştir.

3. KULLANILAN YÖNTEMLER

3.1. Yüzey Dalgası Yöntemleri

Yapılaşma ve çevresel çalışmalar sırasında, P- ve S- dalgası (kesme dalgası) hız bilgileri mühendislik parametrelerinin belirlenmesinde sıklıkla kullanılmaktadır. Ölçümler sırasında S-dalgasının üretilmesi oldukça zordur. Yaklaşık bir Poisson oranı kullanımıyla ise S-dalgası hızının elde edilmesi hatalı sonuçlara neden olacaktır. Kuyu içi ölçümler, laboratuvar analizleri ve sondaj gibi çalışmalar da özellikle geniş çalışma alanlarında hem çok bölgesel kalabilmekte, hem de maliyeti oldukça artırmaktadır. Bu nedenle dinamik yükler altındaki zemin üzerinde doğrudan ölçüm alınmasına imkân veren Yüzey Dalgası Yöntemleri geliştirilmiştir. Yüzey dalgası analiz yöntemleri; zemin transfer fonksiyonlarının belirlenmesi, heyelan ve sıvılaşma analizi, anakaya topoğrafyasının belirlenmesi, yeraltında bulunan jeolojik yapıların haritalanması, zeminlerin dayanımlarının tahmini, gömülü kültürel ve tarihi mirasların aranması, zeminlerin sınıflanması ve S-dalgası hızının belirlenmesi gibi çalışmalarda oldukça yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu yöntemler aktif ve pasif kaynaklı olmak üzere iki türdür ve bu yöntemlerin de kendi içlerinde farklı uygulamaları vardır (Şekil 3.1).



Şekil 3.1. Yüzey Dalgası Yöntemleri

Aktif kaynaklı yöntemlerde kaynak olarak genellikle balyoz gibi ağırlıklar ya da patlayıcı maddeler kullanılmaktadır. Pasif kaynaklı yöntemlerde ise yerin doğal titreşimi (kültürel, tektonik ve meteorolojik kaynaklı) kaynaktır. Pasif kaynaklı yöntemlerle daha derin araştırmaların yapılabilmesi aktif kaynaklı yöntemlere göre avantaj sağlamaktadır, ancak veri çözünürlüğünün aktif kaynaklı yöntemlere göre daha düşük olması bir dezavantaj yaratmaktadır. Aktif kaynak kullanımında ise daha sığ araştırmalar yapılırken daha yüksek çözünürlüklü sonuçlar elde edilebilmektedir. Yani aktif ya da pasif kaynaklı yöntem seçimi tamamen araştırmanın amacına bağlıdır.

Bu tez çalışmasında aktif kaynaklı Yüzeysel Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (YDÇK, MASW) yöntemi, pasif kaynaklı Nakamura Yatay/Düşey (H/V) Spektral Oran Yöntemi (HVSR), Referans İstasyonuna Göre Spektral Oranlar Yöntemi (S/R) ve Rayleigh Dalgası Eliptikliğinin Ters Çözümü (RWE) yöntemi kullanılmıştır. Bu nedenle aşağıda sadece bu yöntemlerin anlatımlarına yer verilmiştir. Birçok araştırmacı tarafından kullanılması nedeniyle yöntemlerin detaylı anlatımlarına kolaylıkla ulaşılabildiğinden bu bölümde mümkün olduğunca kısaca açıklanmaya çalışılmıştır.

3.1.1. Tek İstasyon Mikrotremor Yöntemi

Mikrotremorlar, zamansal olarak 1 saat ve uzaysal olarak 1-2 km çap içerisinde çok farklı kaynaklardan yayılan sürekli küçük genlikli titreşimlerdir. Bu titreşimlerin kaynağı doğal ya da kültürel olabilir. Yerkürenin dönme etkisi, gelgitler, jeotermal aktiviteler, tektonik aktiviteler, atmosfer etkileri ve diğer bazı insan kaynaklı etkiler yeryüzünde titreşimcikler (mikrotremor) olarak algılanabilir. Bu titreşimciklerin genlikleri 0.1 mikron ile 1 mikron, periyotları ise 0.05 s ve 2 s arasında değişir (Kanai ve Tanaka, 1954; 1961).

Omori (1908) tarafından kullanılmaya başlanan mikrotremorların kaynağının yüzeysel dalgaları olduğu bilinmektedir. Aki (1957), mikrotremorların kaynağının büyük bölümünün yüzeysel dalgalarından oluştuğunu ortaya koymuştur. Birçok araştırmacı tarafından mikrotremorların çok büyük ölçüde Rayleigh dalgası kaynaklı olduğu kabul edilmiştir (Nogoshi ve Igarashi, 1971; Lachet ve Bard, 1994; Konno ve Ohmachi, 1998; Bard, 1998; Rodriguez vd., 2000).

Mikrotremor kayıtları alınırken çok hassas davranılması ve gürültülerden kaçınılması gerekir. Bu nedenle gürültünün göreceli olarak daha az olduğu gece saatleri ölçüm alımı için

daha uygundur. Ölçüm alımı sırasında rüzgâr, yağmur, demiryolu ya da karayolu, jeneratör gibi endüstriyel gürültü kaynakları, aşırı salınım yaratabilecek ağaç ya da direk benzeri nesnelere kaçınılmalıdır (Bard, 1998).

Mikrotremor kayıtları hızlı ve güvenilir sonuç vermeleri ve düşük maliyetli ölçüm alımını sağladıkları için uzun yıllardır tercih edilmektedir. Bu kayıtlar kullanılarak birçok zemin parametresi elde edilebilmektedir. Bunlar aşağıdaki şekilde sıralanabilir:

- ✓ Zeminin baskın frekansı (Hz) / periyodu (T)
- ✓ Zemin büyütmesi (A)
- ✓ Kesme dalgası hızı (V_s)
- ✓ Yumuşak zeminlerin kalınlığı (h)

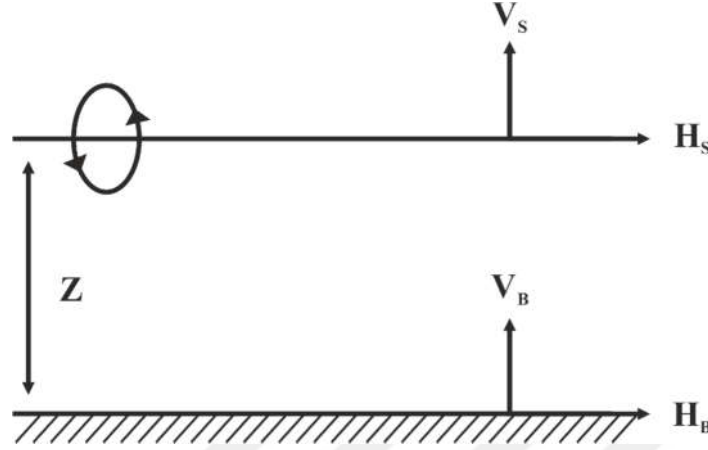
3.1.1.1. Nakamura Yatay/Düşey (H/V) Spektral Oran Yöntemi (HCSR)

Bu yöntem ilk olarak Nogoshi ve Igarashi (1970) tarafından tanıtılmasına rağmen Nakamura (1989) tarafından geliştirilerek literatürde yaygınlaştırılmıştır. Yöntem, zemin baskın frekansı ve büyütmesinin yatay ve düşey bileşen kayıtları arasındaki spektral oranla ilişkili olduğunu gösteren bir kabule dayanmaktadır. Mikrotremorların derinden değil, yüzeyden ve yüzeye yakın noktalardan gelen titreşimlerden oluştuğunu varsaymakta ve derinden kaynaklanan katkıları ihmal etmektedir. Yöntem uygulanırken öncelikle mikrotremor kayıtlarındaki $KG(\omega)$ (Kuzey-Güney) ve $DB(\omega)$ (Doğu-Batı) bileşenlerin genlik spektrumları (3.1) bağıntısında verildiği gibi karekök ortalamaları alınarak tek bir yatay bileşen genlik spektrumu, $H_S(\omega)$ olarak tanımlanır.

$$H_S(\omega) = \sqrt{KG(\omega)^2 + DB(\omega)^2} \quad (3.1)$$

Daha sonra Nakamura (1989)'nın kabulüne göre Şekil 3.2'de gösterilen ana kaya üzerindeki yatay ve düşey bileşen genlik spektrumlarının oranının ($V_B(\omega)/H_B(\omega)$) 1'e eşit olduğu kabul edilerek yüzeydeki ve anakaya üzerindeki düşey bileşen genlik spektrumlarının oranı ($V_S(\omega)/V_B(\omega)$) $A_S(\omega)$ olarak, yüzeydeki ve anakaya üzerindeki yatay bileşen genlik spektrumlarının oranı ($H_S(\omega)/H_B(\omega)$) ise $S_E(\omega)$ olarak gösterilirse (3.2) bağıntısında ifade edildiği gibi zeminin etkisini tanımlayan HCSR değeri yüzeydeki yatay ve düşey bileşen genlik spektrumlarının oranı olarak elde edilmiş olur.

$$HVSR = \frac{S_E(\omega)}{A_S(\omega)} = \frac{H_S(\omega)}{V_S(\omega)} \quad (3.2)$$



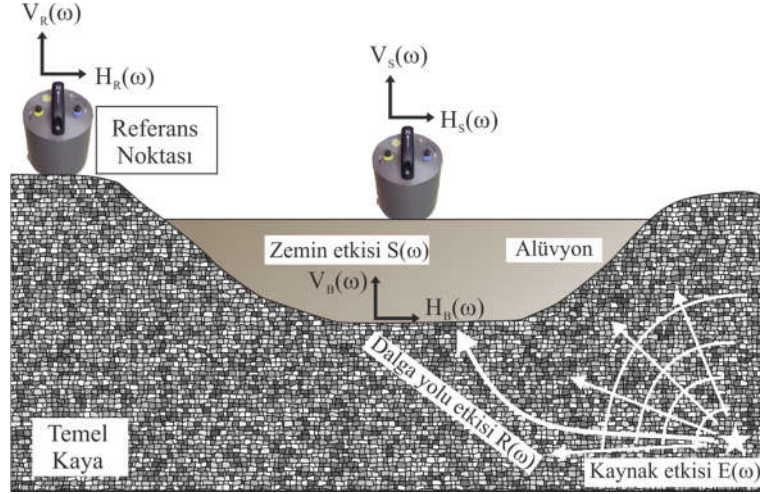
Şekil 3.2. HVSR yöntemini açıklamak üzere Nakamura (1989) tarafından önerilen basit model (V_S : yüzeydeki düşey bileşen, H_S : yüzeydeki yatay bileşen, V_B : anakaya üzerindeki düşey bileşen, H_B : anakaya üzerindeki yatay bileşen Z : zemin tabakasının kalınlığı).

3.1.1.2. Referans İstasyonuna Göre Spektral Oranlar Yöntemi (S/R)

Bu yöntemde, hem referans noktasında (V_R, H_R) hem de alüvyon (yüzeyde V_S, H_S ; tabanda V_B, H_B) birim üzerinde mikrotremor ölçümleri alınır (Şekil 3.3). Bu durumda en büyük zorluk çalışma alanında referans olabilecek yerin her zaman bulunmamasıdır. Elde edilen tüm kayıtlara ait bileşenlerin genlik spektrumları hesaplanarak alüvyon birimde alınan ölçüm noktalarına ait spektrumların her biri, referans noktasında alınan kaydın genlik spektrumuna oranlanır. Referans noktasında alınan ölçümde, zemin etkisi ile dalga yolu etkisi aynı olduğundan dolayı hesaplanan oranda alüvyon zemine ait zemin etkisi elde edilmiş olur. Bu şekilde her bir ölçü noktası ile referans noktası arasındaki transfer fonksiyonu elde edilir. Alüvyon üzerindeki ölçüm noktasının genlik spektrumu:

$$R(\omega) = E(\omega) \cdot P(\omega) \cdot S(\omega) \quad (3.3)$$

bağıntısı ile tanımlanır. (3.3) bağıntısında $E(\omega)$, kaynak etkisini; $P(\omega)$, dalga yolu etkisini ve $S(\omega)$, zemin etkisini gösterir.



Şekil 3.3. Mikrotremor sinyallerini oluşturan bileşenler (Dikmen, 2006'dan değiştirilmiştir)

3.1.1.3. Rayleigh Dalgası Eliptikliğinin Ters Çözümü (RWE) Yöntemi

Tek boyutlu yapılarda, ortalama H/V spektral oranları temel mod Rayleigh dalgasının eliptikliğini tahmin etmek için kullanılabilir (Yamanaka vd., 1994). Birinci bölümde detaylı olarak verilen Rayleigh dalgası eliptikliği, yüzey dalgası faz hızı eğrileri kullanılarak bir ters çözüm sınırlamak için uygulanabilir. Bu nedenle Rayleigh dalgası eliptikliğinin H/V spektral oranlarından elde edilmesine ve eliptiklik bilgilerinin yapısal ters çözüm için kullanılmasına izin veren Rayleigh Dalgası Eliptikliğinin Ters Çözümü (RWE) Yöntemi geliştirilmiştir.

H/V spektral oranlarından eliptiklik elde etmenin en temel problemi, mikrotremor kayıtlarında bulunan cisim ve Love dalgalarının enerjisinin düzeltilmesidir. Bu nedenle sinyal boyunca P-SV dalgalarının tanımlanıp sadece bu dalgacıklardan spektral oranın hesaplanması ile SH-dalgasının etkisi azaltılmaya çalışılır. Bu işlem, mikrotremor kayıtlarının üç bileşeninin her biri üzerinde zaman-frekans analizi ile gerçekleştirilebilir. Dolayısıyla, Rayleigh dalgası eliptikliğinin ters çözümü yöntemi sürekli dalgacık dönüşümü (SDD, CWT) ile zaman-frekans analizine dayanmaktadır. Zaman-frekans analizi ile klasik Nakamura Yöntemi (1989) gibi yatay ve düşey mikrotremor bileşenlerinin genlik spektrumlarından yararlanılmaz. Bu yöntemde, tüm bileşenlerin genlik spektrumları SDD ile hesaplanarak, yatay bileşenler kök ortalama yardımıyla tek bir yatay bileşene indirgenir. Love dalgası tanecik hareketinin tersine Rayleigh dalgası tanecik hareketinde, düşey bileşendeki enerji maksimumdur. Bu özellikten yola çıkarak, Rayleigh dalgalarının ayırt

edilmesi için, düşey bileşenin tüm maksimum değerleri aranarak SDD'nin mutlak değeri belirlenir. Oluşabilecek prograde ya da retrograde yönde oluşabilecek faz gecikmesini hesaba katmak için zaman ekseninde tanımlı her bir maksimumun yatay bileşen değeri çeyrek periyot gecikmeyle piklenir. Her bir frekans için yatay ve düşey bileşenler arasındaki oran her bir maksimum için kaydedilerek logaritmik ölçekli bir histogram oluşturulur. Bu şekilde maksimumları eliptikliği temsil eden bir eğri elde edilmiş olur (Fäh vd., 2009).

P-SV durumunda, serbest yüzeydeki yer hareketinin eliptikliği, her bir frekanstaki yatay ve düşey yer değiştirme özfonksiyonları arasındaki oran olarak tanımlanır. Eliptiklik, rezonansın temel frekansındaki tepe ile daha yüksek frekanstaki ilk minimum arasındaki H/V spektral oranlarından saptanabilir (Fäh vd., 2001). H/V oranının maksimum tepe noktası civarındaki şekli, kayma dalgası hız profilini tahmin etmek için kullanılır. Yamanaka vd., (1994), Satoh vd., (2001) ve Parolai vd., (2006), bu yaklaşımı derin sedimanter havzalara uygularken, Fäh vd., (2001, 2003) bunu sığ yerler için kullanmıştır. Eliptikliğe dayalı bu yöntem, sadece çökelti ve anakaya arasında güçlü bir kesme dalgası hızı veren sahalar ve kaynakların yüzeye yakın (tabaka kalınlığının 4 ila 50 katı) olduğu durumlarda geçerlidir (Bonnetoy-Claudet vd., 2006). Bu gibi yerlerde, H/V spektral oranı güçlü bir pik göstermektedir.

Zaman serilerinde sadece Rayleigh dalgacıklarını tespit etmeyi amaçlayan ilk başvurulacak yöntem, Değiştirilmiş Morlet dalgasını kullanarak Sürekli Dalgacık Dönüşümü ile zaman-frekans analizidir.

3.1.1.3.1. Sürekli Dalgacık Dönüşümü (SDD, CWT)

Gerçek bir fonksiyon $x(t)$ 'nin sürekli dalgacık dönüşümü analiz edilen $\psi(t)$ için;

$$CWT\{x\}_{(a,b)} = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \psi^* \left(\frac{t-b}{a} \right) dt \quad (3.4)$$

şeklinde tanımlanır. " a " parametresi dilatasyon ve " b " parametresi ise ilerletme ve kaydırma parametresidir. " t " bir zaman ise, " a " ölçeği frekans ile ters orantılıdır ve " b " zaman içinde bir ilerleticidir. Ana dalgayı ölçeklendirerek ve ilerletilerek üretilen $\left\{ \psi(t)_{(a,b)} = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \psi \left(\frac{t-b}{a} \right) \quad a, b \in \mathbb{R}, a \neq 0 \right\}$ fonksiyonları, zaman veya spektral ortamdaki bir analiz

dalgacığının genişliği a ile orantılıyken bir dizi analiz dalgasını oluşturur (Şekil 3.4). Bu fonksiyon setine dalgacık ailesi veya daha basit olarak dalgacıklar denir. Dalgacık katsayısı (Dalgacık dönüşümü katsayısının değeri), " a " ölçeğinde ve " b " pozisyonunda dalgacık fonksiyonunun, sinyalin zaman-frekans yapısına (büyük değerler - büyük benzerlik) ne kadar benzediğini ölçer. Genellikle, $\psi(t)$ dalgacık fonksiyonu kabul edilebilirlik koşulunu yerine getirmek zorundadır (Daubechies, 1992).

$$C_\psi = 2\pi \int_{-\infty}^{\infty} \frac{|\Psi(\omega)|^2}{|\omega|} d\omega < \infty \quad (3.5)$$

Burada $\Psi(\omega)$ ifadesi, $\psi(t)$ 'nin Fourier dönüşümüdür. Çoğu pratik amaçlar için $\psi(t) \in L^1(\mathbb{R})$ ($t. j. \int_{-\infty}^{\infty} \psi(t) dt < \infty$) olarak ifade edilir. Bu durumda süreklidir ve koşul ancak

$$\int_{-\infty}^{\infty} \psi(t) dt = 0 \quad (3.6)$$

ile sağlanabilir. $x(t)$ sinyali aşağıdaki denklem ile sürekli dalgacık dönüşümü kullanılarak yeniden oluşturulabilir.

$$x(t) = C_\psi^{-1} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} CWT \{x\}_{(a,b)} \psi(t)_{(a,b)} \frac{da db}{a^2} \quad (3.7)$$

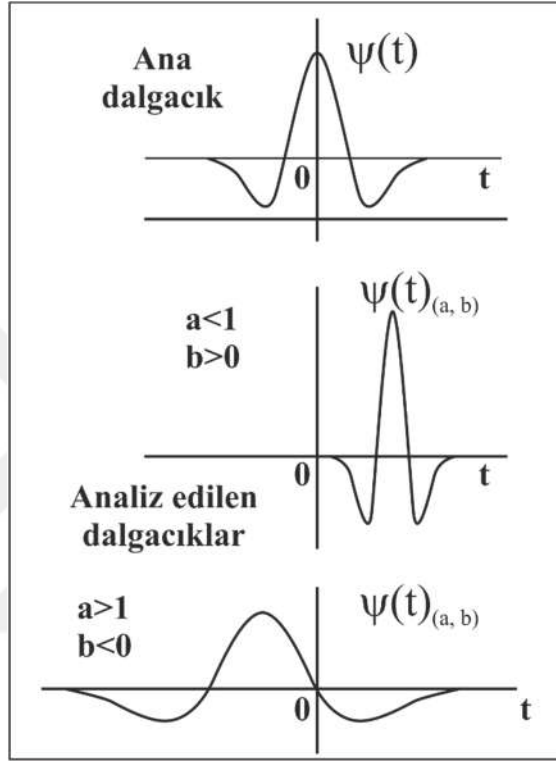
CWT'nin tanımı (3.4) ile ilgili olarak, "zaman ölçeği temsili" ifadesi dalgacık dönüşümü için "zaman frekansı gösteriminden" daha uygundur. Bununla birlikte, bir analiz dalgacığının frekans karakteristiği sıfır olmayan bir frekansın küçük bir komşuluğuna sınırlandırılmış ise, CWT sonuçları için eşdeğer bir zaman-frekans yorumu bulunabilir. Açısal frekans ω daha sonra

$$\omega = \frac{\omega_0}{a} \quad (3.8)$$

ile kestirilebilir. Buna karşılık gelen frekans ise,

$$f = \frac{\omega_0}{2\pi a} = \frac{f_0}{a} \quad (3.9)$$

ile ifade edilir. Sürekli dalgacık dönüşümü Fourier ortamında da “sabit Q süzgeç seti” ile bir konvolüsyon dizisi olarak tanımlanabilir ve uygulanabilir (Fäh vd., 2009).



Şekil 3.4. Ana dalgacık ve analiz dalgacıkları örneği (Fäh vd., 2009)

3.1.1.3.2. Morlet ve Değiştirilmiş (Modified) Morlet Dalgacıkları

CWT analizi için uygun özellikleri dolayısıyla (iyi tanımlanmış merkez frekans, en düşük zaman ve frekans belirsizliği, sinyal fazı hakkında çıkarılabilir bilgiler) genellikle Morlet dalgacığı tercih edilir. Morlet dalgacığı karmaşık bir dalgacıktır. Zaman ortamındaki ifadesi kabul edilebilirlik koşulunu sağlamak amacıyla açılal frekans $\omega_0 \geq 5.3364$ (Daubechies, 1992) ya da $\omega_0 \geq 5.4285$ (Flandrin, 1999) değerleri için;

$$\psi(t) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 t} e^{-t^2/2} \quad (3.10)$$

şeklindedir. Genellikle $\omega_0 = 6$ kullanılmaktadır. Zaman-frekans hesaplamasında bu değerin uygun sonuç vermemesi durumunda frekans ortamında daha dar aralık sunan Değiştirilmiş Morlet Dalgacığı (Modified Morlet Wavelet) kullanılır. Bu dalgacığın kullanımı elbette, Heisenberg-Gabor belirsizlik ilkesi nedeniyle zaman çözünürlüğünü düşüreceği bilinerek kullanılmaktadır, ancak frekans çözünürlüğünün H/V hesaplamasında kullanılan zaman frekansı tekniği için daha önemli olduğu görülmektedir. Değiştirilmiş Morlet dalgacığının elde edilmesi Lardies ve Gouttebroze (2002) ya da Yan vd., (2006)'daki gibi yapılır. CWT, Fourier ortamında bir dizi konvolüsyon gibi uygulanabildiğinden (Torrence ve Compo, 1998) değiştirilmiş Morlet dalgacığının spektral gösterimi için ilişki ($\omega > 0$);

$$\psi(\omega) = \frac{1}{\sqrt[4]{\pi}} \exp(-(a\omega - \omega_0)^2 m) \quad (3.11)$$

olarak verilir. Burada " m " spektral ortamdaki dalgacığın genişliği, " ω_0 " ise değiştirilmiş Morlet dalgacığının $a=1$ ölçeğinde merkezi açısal frekansı anlamına gelir. " m " parametresinin değeri ne kadar yüksek olursa, spektral ortamdaki dalgacık da o kadar dar olur ve bu nedenle daha iyi frekans çözünürlüğüne sahiptir. " $m = 1/2$ " seçimi orijinal Morlet dalgacığına karşılık gelmektedir (Fäh vd., 2009).

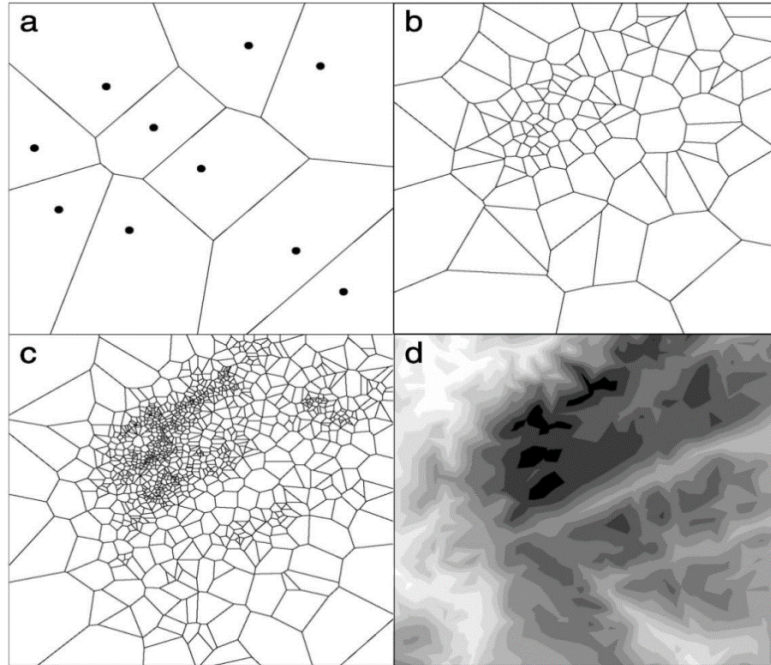
3.1.1.3.3. Komşuluk Algoritması (KA)

Ters çözüm yöntemlerinin uygulanmasında çok yoğun hesaplamalar nedeniyle yüksek boyutlu verilerde pratik olmayan durumlar ortaya çıkabilmektedir. Bu ağır hesaplamayı en aza indirmenin çözümü Sambridge (1999a) tarafından "Yeni modellerin araştırılmasının en iyi çözümü, tüm geçmiş modeller tarafından en iyi şekilde yönlendirilebilir" düşüncesi sonucu ortaya çıkmıştır. Dört parametre ile çalıştırılan komşuluk algoritması, parametre uzayının kendinden uyarlamalı bir araştırmasıdır. Ters çözüm stratejisinin parametre uzayı, yaklaştırmaya dayalı olarak hücrelere ayrıştırılır (Şekil 3.5). Bu hücreler Voronoi hücresi olarak bilinir (Voronoi, 1908).

Komşuluk Algoritması (KA) (Sambridge, 1999a,b), doğrusal olmayan ters çözüm için kullanılan Monte Carlo doğrudan arama yöntemleri arasında en sonuncusudur. KA'nın ana fikri, parametre uzayını aramak için basit bir geometrik kavramdan faydalanmaktır. Aslında, belirli Voronoi hücreleri içinde bölgesel olarak düzenli yoğunlukta rastgele yeniden

örnekleme ile parametre değerlerinin yeni örnekleri üretilir. Bu yaklaşımın gücü, her bir yinelemede örneklemenin, önceki tüm numuneler tarafından otomatik olarak kontrol edilen Voronoi hücrelerinin boyutundan ve dağılımından etkilendiği gerçeğinden oluşur (Sambridge, 2001). Voronoi geometrisinin ilginç özellikleri sayesinde KA, çözüm alanının en uyumlu bölgelerini aynı anda örnekleyebilmektedir (Whatelet, 2005). Bu nedenle, her bir yinelemede, yeni örnekler verilere daha iyi uyan modellerin çevresindeki komşuluklarda yoğunlaşmaktadır.

Parametre uzayının Voronoi ayrışması, ters çözüm işlemi sırasında aşamalı olarak yinelenen uyumsuzluk fonksiyonunun yaklaşık bir temelidir. Yaklaşıklık her hücre içinde sabit olarak ayarlanır ve merkezi noktada hesaplanan uyumsuzluk değeri tüm hücreden etkilenir. Şekil 3.5’de basit bir 2B problemi için parametre boşluğunun noktaları etrafında çizilmiş Voronoi hücreleri örneği görülmektedir. Şekil 3.5a,b,c, sırasıyla yaklaşık 10, 100 ve 1000 adet üretilen modelin Voronoi hücrelerini gösterirken, Şekil 3.5d gerçek uyum yüzeyini göstermektedir. Algoritma ilerledikçe, her bir Voronoi diyagramı örnekleme için yönlendirmek için kullanılır. Voronoi hücreleri uyumun yüksek olduğu daha karanlık bölgelerde daha yoğundur (Sambridge ve Mosegaard, 2002).



Şekil 3.5. Basit bir 2B parametre uzayı için çizilmiş Voronoi hücreleri örneği (Sambridge ve Mosegaard, 2002).

Komşuluk algoritması (KA) dört ayar parametresine ihtiyaç duyar:

- I. it_{MAX} : Gerçekleştirilen yineleme (iterasyon) sayısı
- II. n_{s0} : Ters çözüm başlangıcında parametre uzayından seçilen model sayısı
- III. n_s : Her bir yinelemede oluşan modellerin sayısı
- IV. n_r : n_s modellerinden üretilen en uyumlu (hata oranı en düşük) hücrelerin sayısı

Ters çözüm işlemi aşağıdaki adımları içerir:

- a. Bir set n_{s0} modeli parametre uzayında uniform bir olasılıkla rastgele oluşturulur.
- b. En son oluşturulan modelden hata fonksiyonu hesaplanır.
- c. n_r modelleri seçilir.
- d. Her bir hücrede uniform bir olasılıkla seçilen yeni örneklerin n_s/n_r ortalaması oluşturulur.
- e. Önceki model grubuna yeni n_s örnekleri eklenir ve “b” aşamasına dönülür.

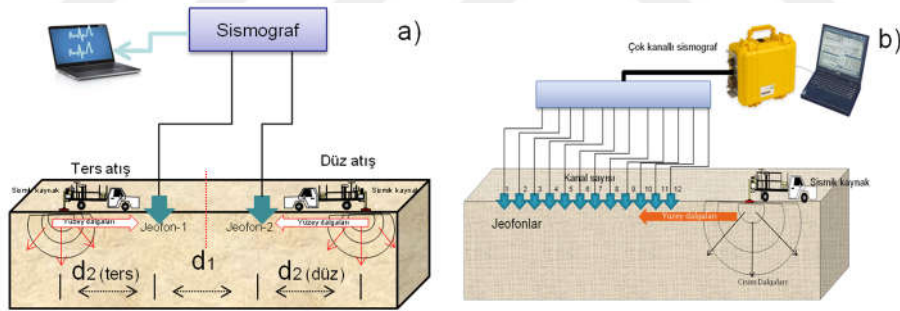
Komşuluk algoritmasında, hücre içinde uniform olasılık yoğunluğu fonksiyonu ve dışında ise sıfır ile rastgele bir yürüyüş (random walk method) (Gibbs örnekleyici) gerçekleştirilir. Bu yürüyüş, tüm eksenle birlikte bir modelin sapma dizisidir. Değiştirilen model istatistiki olarak esas modelden bağımsızdır. Asimptotik olarak, bu yürüyüşle üretilen örnekler, şekline bakılmaksızın hücrenin içinde düzgün bir şekilde dağıtılacaktır. Belirli bir hücrenin içindeki rastgele yürüyüşe devam etmek için, hücrenin çok boyutlu sınırlarının hesaplanması gerekir. Yüksek boyutlu uzaylar için tüm Voronoi geometrisinin hesaplanması, model sayısı arttığında neredeyse imkânsız hale gelir. Bu nedenle Sambridge, (1999b) sadece eksene paralel olan çizgiler boyunca sınırları kesin ve verimli bir şekilde hesaplamak için orijinal bir algoritma önermiştir. Bu çizgiler rastgele yürüyüşlerin birbirini izleyen kısımlarını destekler.

3.1.2. Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (YDÇKA, MASW)

Yüzey dalgası yöntemleri, araştırma derinliği ve kaynak etkileri sebebiyle bazı farklı karakteristik özelliklere sahip jeolojik birimlerin güvenilir kesme dalgası hızının elde edilebilmesini sağlar. Bununla birlikte, yüzey dalgası yöntemleri yüzey dalgalarının dispersiyon karakterinin saptanmasına dayanır ve farklı özellikleri sebebiyle, bu dispersiyon

eğrileri (ReMi – MASW gibi) kolayca birleştirilebilir (Panzera ve Lombardo, 2013; Stephenson vd., 2005).

Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi sığ mühendislik (genellikle 30 m'ye kadar) çalışmalarında sıklıkla kullanılan bir aktif kaynaklı yüzey dalgası yöntemidir. Kaynak olarak balyoz vb. gibi ağırlıklar ya da patlayıcılar kullanılmaktadır. Bu yöntem Yüzey Dalgalarının Spektral Analizi (SASW, Spectral Analysis of Surface Waves) yönteminin yetersizliğinin giderilmesi için geliştirilmiştir (Park vd., 1999). SASW yönteminde iki düşey bileşen jeofon bir doğrultu boyunca yerleştirilerek kullanılan kaynak ile belirli frekanslarda sismik dalga üretilir. Aralarında belirli bir “x” mesafesi bulunan iki jeofon ile kayıt edilen verilerden dalga boyu hesaplanır. İki jeofon arasında oluşan faz farkı dalga sayısı (k) ve faz hızının (V_R) hesaplanmasında kullanılır (Şekil 3.6a). Yüzey dalgalarının çok kanallı analizinde, temel moddaki Rayleigh dalgalarının cisim dalgalarından ve diğer moddaki yüzey dalgalarından ayrılmasını sağlayan çok kanallı bir dizilim kullanılmaktadır (Park vd., 1999). Şekil 3.6b’de MASW yönteminin veri toplama düzeneği görülmektedir. MASW yöntemi arazi uygulaması sırasında kullanılacak gerekli bilgiler Tablo 3.1’de verilmiştir.



Şekil 3.6. a) SASW yöntemi b) MASW yöntemi veri toplama düzenekleri (Park vd., 1999’den değiştirilmiştir)

Tablo 3.1. MASW yöntemi ile ölçüm alımı sırasında kullanılacak ekipman ve profil özellikleri

Yöntem	Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (MASW)
Alıcı Merkez Frekansı	4.5 Hz
Kaynak	Aktif (Ağırlık ya da patlayıcı)
Kayıt süresi	0.5-1 sn
Örnekleme aralığı	0.5-1 ms
Düşey Yığma	Gürültüye bağımlı (Genellikle 3-5)
Profil Uzunluğu	Araştırma derinliğinin 2-3 katı
Ofset	Alıcı aralığının en az 4 katı veya daha uzun

Tüm yüzey dalgası analiz teknikleri genel olarak üç aşama içermektedir. Bu aşamalar; verinin toplanması, Rayleigh dispersiyon eğrisinin elde edilmesi ve ters çözüm işlemidir. Rayleigh dispersiyon eğrisi; f-k spektrumu (Park vd., 1998), eğimli yığma (Thorson ve Claerbout, 1985), çapraz güç spektrumu (Nazarian vd., 1985), faz kayması (Moro vd., 2003) gibi çeşitli yöntemlerle elde edilebilmektedir. Azaltılmış iz sayısı, gürültü, yüksek frekanslı verilerin yetersiz örneklenmesi durumunda her yöntemin farklı performansları olduğundan, çalışmanın amacına göre uygulanacak yöntem seçilebilir. Dispersiyon eğrisinin saptanması, yüzey dalgası analizinin en kritik adımıdır, çünkü araştırılan alanın mühendislik karakterini temsil eder ve ters çözümde kullanılan tek veridir. Dispersiyon eğrisi elde edildikten sonra bir başlangıç modeli verilerek ters çözüm yapılır ve kesme dalgası hızı (V_s) elde edilir. Bu tez kapsamında dispersiyon eğrileri kullanılarak kesme dalgası hızları hesaplanırken RWE ve MASW yöntemleri kullanılmıştır.

3.2. Kesme Dalgası Hızlarından Hesaplanan Parametreler

3.2.1. İlk 10 ve 30 m'ye ait Kesme Dalga Hızının (V_{s10} , V_{s30}) Hesaplanması

İlk 10 ve 30 metredeki ortalama kesme dalga hızları (V_{s10} , V_{s30}) anakaya üzerinde bulunan zemin davranışlarının belirlenmesi adına oldukça önemli ve gerekli parametrelerdir. Tabakaların kalınlık (h) ve kesme dalgası hızına (V_s) bağlı olarak elde edilen V_{s30} değerleri zemin sınıflamalarında sıklıkla kullanılmaktadır (Tablo 3.2, Tablo 3.3 ve Tablo 3.4).

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_{s_i}}}, \quad V_{s10} = \frac{10}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_{s_i}}} \quad (3.12)$$

Tablo 3.2. NEHRP (2001) zemin sınıflaması

Zemin Sınıfı	Tanımlama	V_{s30} (m/sn)
A	Sert Kaya	>1500
B	Kaya	760-1500
C	Çok sıkı/Sert Zemin ya da Yumuşak Kaya	360-760
D	Sert/Sıkı Zemin	180-360
E	Zayıf Zemin	<180

Tablo 3.3. Eurocode 8 (2004) zemin sınıflaması

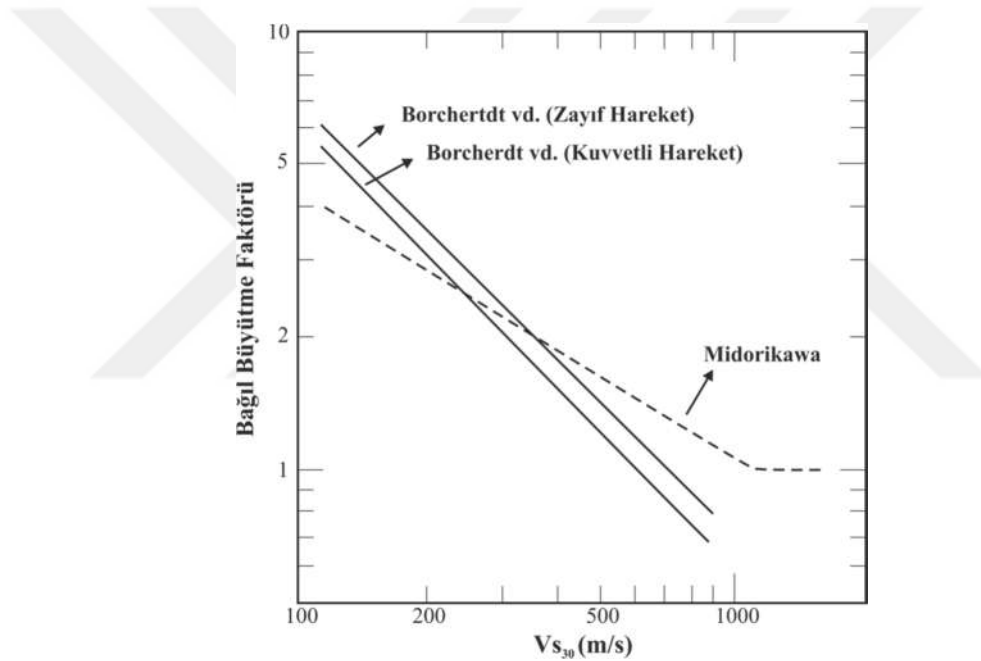
Zemin Sınıfı	Tanımlama	V_{S30} (m/sn)
A	Kaya ya da kaya benzeri diğer formasyonlar	>800
B	Çok sıkı kum, Çakıl ya da Çok sert killer	360-800
C	Sıkı ya da orta sıkı kum, Çakıl veya Sert kil	180-360
D	Gevşekten orta sıkıya kadar değişen kohezyonsuz zemin ya da Yumuşaktan serte kadar değişen kohezyonlu zemin	<180

Tablo 3.4. Türkiye Deprem ve Bina Yönetmeliği'ne (TDBY, 2018) göre zemin sınıflaması

Yerel Zemin Sınıfı	Zemin Cinsi	Üst 30 metrede ortalama		
		V_{S30} (m/sn)	$(N_{60})_{30}$ (darbe/30cm)	$(C_u)_{30}$ (kPa)
ZA	Sağlam, sert kayalar	> 1500	-	-
ZB	Az ayrılmış, orta sağlam kayalar	760 – 1500	-	-
ZC	Çok sıkı kum, çakıl ve sert kil tabakaları veya ayrılmış, çok çatlaklı zayıf kayalar	360 – 760	> 50	> 250
ZD	Orta sıkı – sıkı kum, çakıl veya çok katı kil tabakaları	180 – 360	15 – 50	70 – 250
ZE	Gevşek kum, çakıl veya yumuşak – katı kil tabakaları veya $PI > 20$ ve $w > \%40$ koşullarını sağlayan toplamda 3 metreden daha kalın yumuşak kil tabakası ($C_u < 25$ kPa) içeren profiller	< 180	< 15	< 70
ZF	Sahaya özel araştırma ve değerlendirme gerektiren zeminler: 1) Deprem etkisi altında çökme ve potansiyel göçme riskine sahip zeminler (sıvılaştırılabilir zeminler, yüksek derecede hassas killer, göçebilir zayıf çimentolu zeminler vb.), 2) Toplam kalınlığı 3 metreden fazla turba ve/veya organik içeriği yüksek killer, 3) Toplam kalınlığı 8 metreden fazla olan yüksek plastisiteli ($PI > 50$) killer, 4) Çok kalın (> 35 m) yumuşak veya orta katı killer.			

3.2.2. Zemin Büyütmesinin (A, AHSA) Hesaplanması

Anakayadan çıkan deprem dalgaları yumuşak zemine girdikleri zaman enerjilerini dayanımsız zemine aktarır ve titreşim hareketi yüzeyde daha şiddetli hissedilir. Bu olay zemin büyütmesi olarak adlandırılır ve zemin parametreleri ile doğrudan ilişkilidir. Kesme dalgası hızı, zemin büyütmesini hesaplamak için kullanılabilir. Anakayada hız değişiminin çok olmadığı zeminlerde, noktasal anlamda bağıl büyütme miktarı, ilk 30 metredeki ortalama kesme dalgası hızından (V_{S30}) elde edilebilir (Şekil 3.7). İlk 30 metredeki ortalama kesme dalgası hızının (V_{S30}), bağıl büyütme ile güçlü bir ilişki gösterdiği Midorikawa (1987) ve Borchardt vd., (1991) tarafından ortaya konulmuştur (Tablo 3.5).



Şekil 3.7. V_{S30} 'a bağlı zemin büyütme faktörleri (ISSMFE, 1993'ten değiştirilmiştir)

Tablo 3.5. Kesme dalgası hızı (V_{S30}) ve göreceli büyütme faktörü (A, AHSA) arasındaki ilişkiler (ISSFM, 1993'den değiştirilmiştir).

Araştırmacılar	İlişki
Midorikawa (1987)	$A=68 (V_{S30})^{-0.6}$ ($V_{S30} < 1100$ m/sn)
	$A=1$ ($V_{S30} > 1100$ m/sn)
Borchardt vd., (1991)	$AHSA=700/ V_{S30}$ (Zayıf hareket için)
	$AHSA=600/ V_{S30}$ (Kuvvetli hareket için)

A: Maks. yer hızı için göreceli büyütme

AHSA: 0.4-2.0 sn periyot aralığı içinde ortalama yatay spektral büyütme

3.2.3. Zemin Baskın Periyodunun (T) Hesaplanması

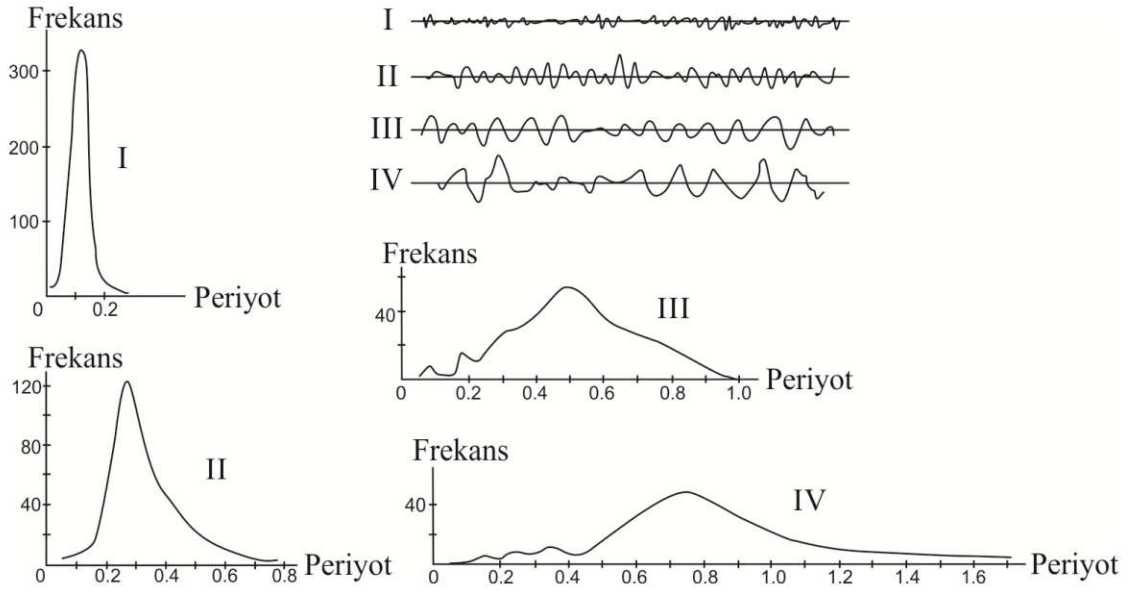
Anakaya üzerinde bulunan yumuşak bir zemin tabakasının, küçük titreşimler için bir baskın titreşim periyodu doğrudan mikrotremor kayıtlarından elde edilebildiği gibi (3.13) bağıntısı yardımıyla da hesaplanabilmektedir. (Kanai, 1983).

$$T = \sum 4h_i/V_{s_i} \quad (3.13)$$

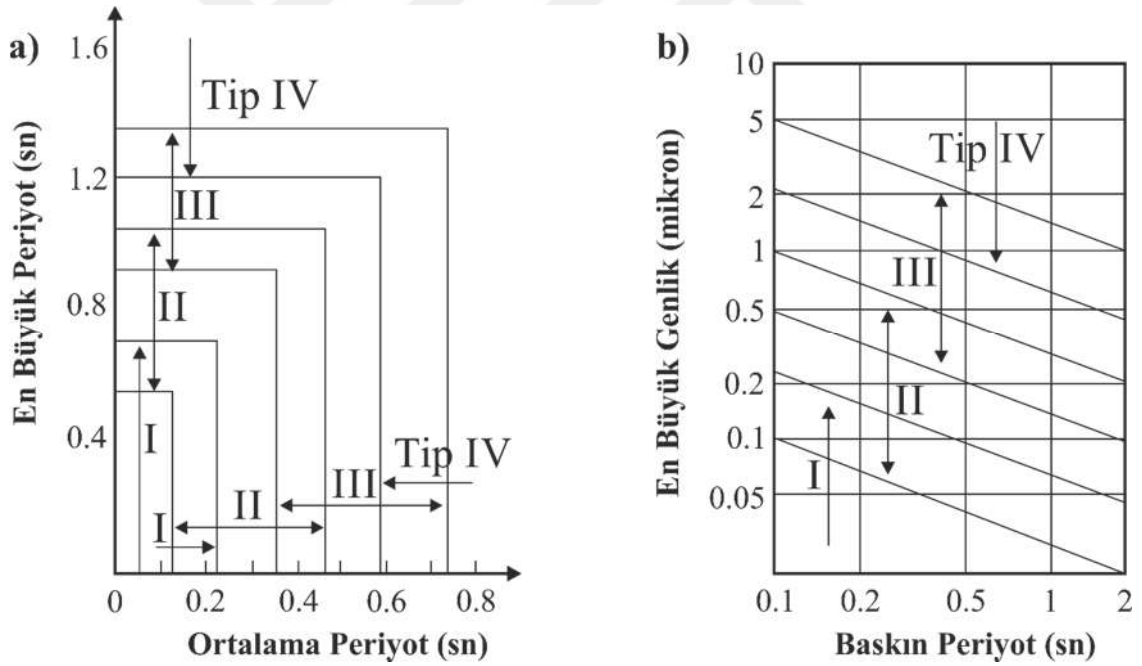
Burada h , tabaka kalınlığını ifade ederken; V_s ise kesme dalgası hızını ifade etmektedir. Baskın periyot değerleri kullanılarak Kanai ve Tanaka (1961) zemin sınıflaması yapılabilmektedir (Tablo 3.6). Zemin baskın periyodu azaldıkça sağlamlık artarken, arttıkça ise sağlamlık azalmaktadır. Basit ve tabakasız ortamlarda 0.1-0.6 sn arasında keskin bir şekilde doruk (pik, tepe) oluşumu görülür. Yer yapısı daha karmaşık olması durumunda ise pikler birden fazla olabilmektedir (Şekil 3.8). Periyot ile zemin arasındaki ilişkiler Şekil 3.9'da verilmiştir (Kanai ve Tanaka, 1961).

Tablo 3.6. Kanai ve Tanaka (1961) zemin sınıflaması

Zemin Türü	Zemin Özellikleri
I	Kaya, sıkı kumlu çakıllı birimler
II	Kumlu çakıl, kumlu sıkı kil veya milden oluşmuş dilüviyal ya da kalınlığı 5 m veya daha kalın çakıllı alüvyon
III	Kalınlığı 5 m veya daha büyük alüvyon
IV	Yumuşak delta depolanmaları, kalınlığı 30 m veya daha büyük çamur ve üst toprak birimlerini de içeren alüvyon

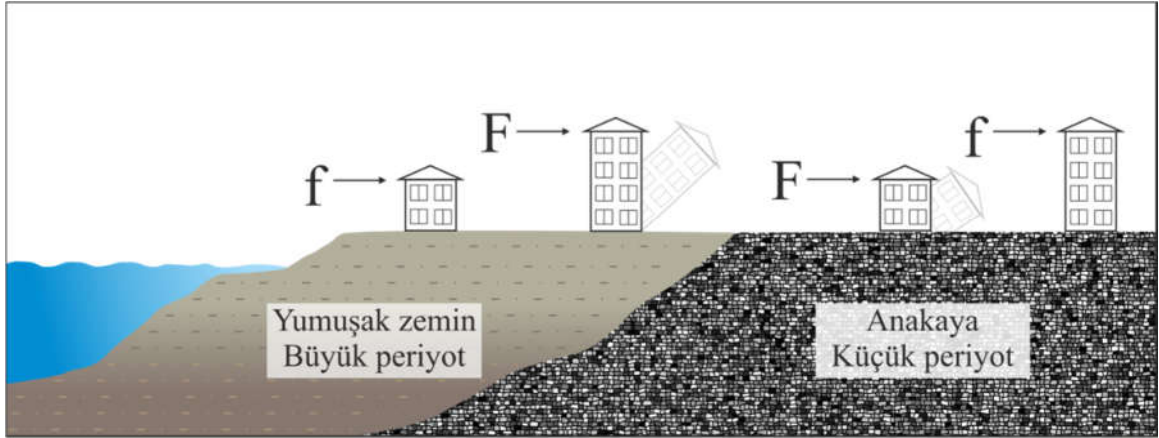


Şekil 3.8. Basit ve karmaşık zeminler üzerinde alınan kayıtların frekans-periyot dağılımı (Kanai ve Tanaka, 1961)



Şekil 3.9. a) Ortalama periyot ile en büyük periyot arasındaki ilişkiye göre, b) baskın periyot ile en büyük genlik arasındaki ilişkiye göre zemin sınıflaması (Kanai ve Tanaka, 1961).

Zemin baskın periyodu (T) zemin rezonansının (girişim) belirlenmesinde kullanılan temel bir parametredir. Dinamik kuvvetler altında meydana gelen salınımın baskın periyodu ile zemin ya da yapının baskın periyodu aynı değerde ise meydana gelecek “F” kuvveti en büyük değerini alacaktır. Bu olay girişim (rezonans) olarak adlandırılır (Şekil 3.10).



Şekil 3.10. Rezonans (girişim) sırasında anakaya ve yumuşak zemin üzerindeki yapıların verdiği tepki (F: rezonans sırasındaki kuvvet, f: Yapıya uygulanan normal kuvvet)

3.2.4. Zemin Kayma Gerilmesinin (Ground Shear Strain, GSS) Hesaplanması

GSS değerleri (γ_g), zemin tabakalarındaki deformasyon koşullarını tanımlar ve elde edilen baskın frekans(f_0), büyütme (A), kesme dalgası hızı (V_s) ve PGA değerleri kullanılarak (3.14) denklemi ile hesaplanır.

$$\gamma_g = \frac{A^2}{f_0} \times \frac{PGA_{(gal)}}{\pi^2 V_{S30}^2} \quad (3.14)$$

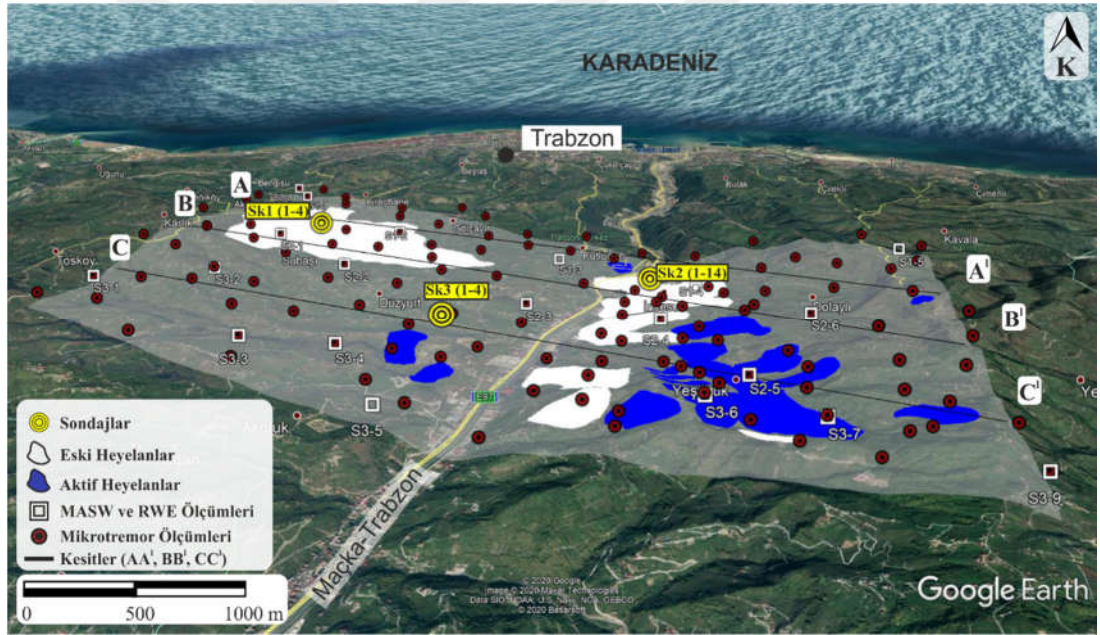
Ishihara'ya (1996) göre bu değer, düşük (10^{-6} - 10^{-5}), orta (10^{-4} - 10^{-3}) ve yüksek (10^{-2} - 10^{-1}) arasında değişmektedir. Düşük kayma gerilmesi değerlerinde, zemin tabakaları sadece dalga yayınından dolayı titreşirken, daha yüksek kayma gerilmeleri bölgedeki zeminlerde, heyelan veya sıvılaşma meydana gelebilmektedir. Oliveria vd., (2008), GSS parametresini kullanarak depremler sırasındaki heyelan oluşumlarının seviyesini göstermişlerdir. Büyük GSS değerine sahip alanların heyelan oluşumuna veya sıvılaşma potansiyeline sahip olduklarını ve GSS değerlerinin 10^{-2} - 10^{-1} mertebesinde olması durumunun heyelan hareketi ve zemin çökmesi karakteristiğini yansıttığını ifade etmişlerdir.

Bu tanımlardan hareketle, çalışma alanında farklı büyüklüklerde meydana gelen depremler sonucunda oluşan deprem yer hareketi düzeylerine göre oluşan GSS değerleri yardımıyla heyelan duyarlılığı açısından yorum yapılabilmektedir.

4. YAPILAN ÇALIŞMALAR

4.1. Arazi Çalışmaları

Bu tez kapsamında, Trabzon/Ortahisar ilçesinin güneyinde bulunan heyelanlı alanların zemin parametreleri jeofizik ölçümlerle belirlenmiştir. Çalışma alanında 123 adet tek istasyon mikrotremor, 20 adet MASW (Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi) ölçümü alınmıştır. Yöntem karşılaştırmaların yapılabilmesi için AA¹, BB¹ ve CC¹ olmak üzere 3 adet profilde kesit alınmıştır. Aynı zamanda, bölgede daha önceden yapılmış (SK1 (4 adet), SK2 (14 adet) ve SK3 (4 adet) olmak üzere toplam 22 adet sondaj verisinden de yararlanılmıştır (Şekil 4.1). Alınan ölçümlere ait sonuçlar Ek-1’de CD şeklinde verilmiştir.

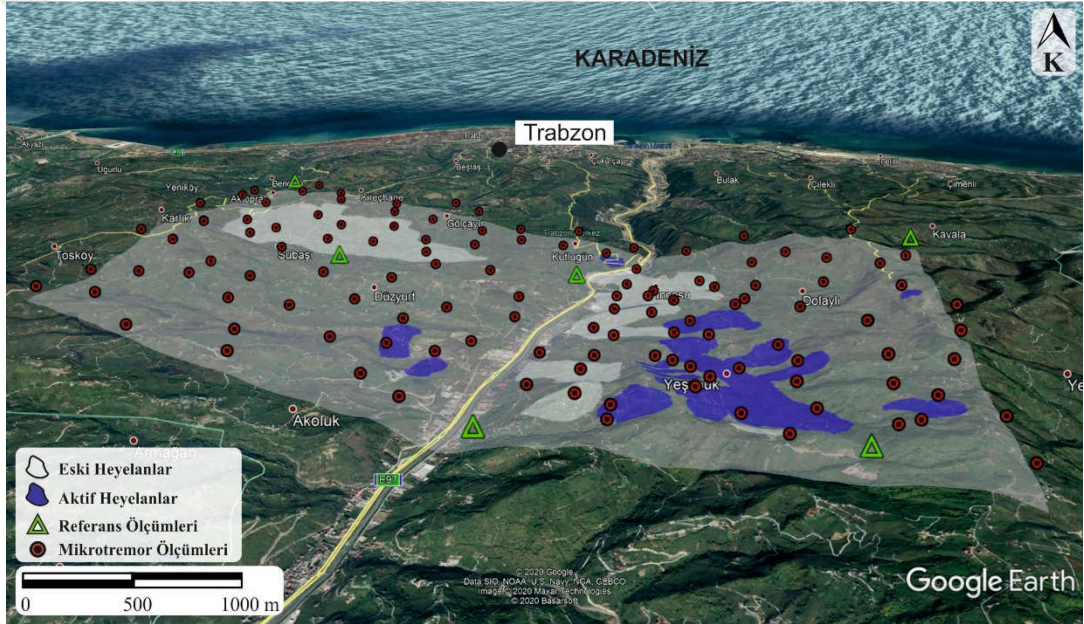


Şekil 4.1. Çalışma alanında yapılan ölçümlerin gösterimi (Heyelan bilgileri Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü’nden alınmıştır)

4.1.1. Tek İstasyon Mikrotremor Kayıtlarının Alınması

Çalışma alanında alınan 123 adet mikrotremor kaydı alınmıştır. Ölçüm aralıkları arazi koşullarına göre 250 m ile 600 m aralıkla değişim göstermektedir. Ölçümler Güralp CMG-6TD portatif üç bileşenli hızölçer ile alınmış olup gürültü miktarına (trafik, meteorolojik olaylar, insan etkileri) göre kayıt uzunlukları 30-45 dakika arasında değişmektedir. Alınan

kayıtların değerlendirilmesi sırasında, Nakamura Yatay/Düsey (H/V) Spektral Oran Yöntemi (HVSR), Referans İstasyonuna Göre Spektral Oranlar Yöntemi (S/R) uygulanmıştır. HVSR yöntemi ile çalışma alanının baskın periyodu/frekansı (T_{HVSR}/f_{HVSR}) ve H/V oranı elde edilirken, S/R yöntemi ile ise zemin baskın periyodu (T_{REF}) ve gerçek büyütme değerleri (A) elde edilmiştir. Gerçek büyütme değerlerinin elde edilmesi için çalışma alanında 6 adet yüzeylenmiş anakaya üzerinde referans ölçümleri alınmıştır (Şekil 4.2). RWE yöntemi kullanılarak ise kesme dalgası hızları (V_{SE}) ve bu parametreye bağlı olarak ilk 30 m'deki ortalama kesme dalgası hızları (V_{S30E}), ilk 10 m'deki ortalama kesme dalgası hızları (V_{S10E}), zemin baskın periyotları (T_{Ellip}), zemin büyütme (A $_{Ellip}$, A $_{HSA_{Ellip}}$) ve anakaya derinlik değerleri (MASW ile birleştirilerek D_{M+E}) elde edilmiştir.



Şekil 4.2. Eski ve aktif heyelanları içeren çalışma alanında yapılan mikrotremor ölçümlerinin ve referans ölçüm noktalarının konumları

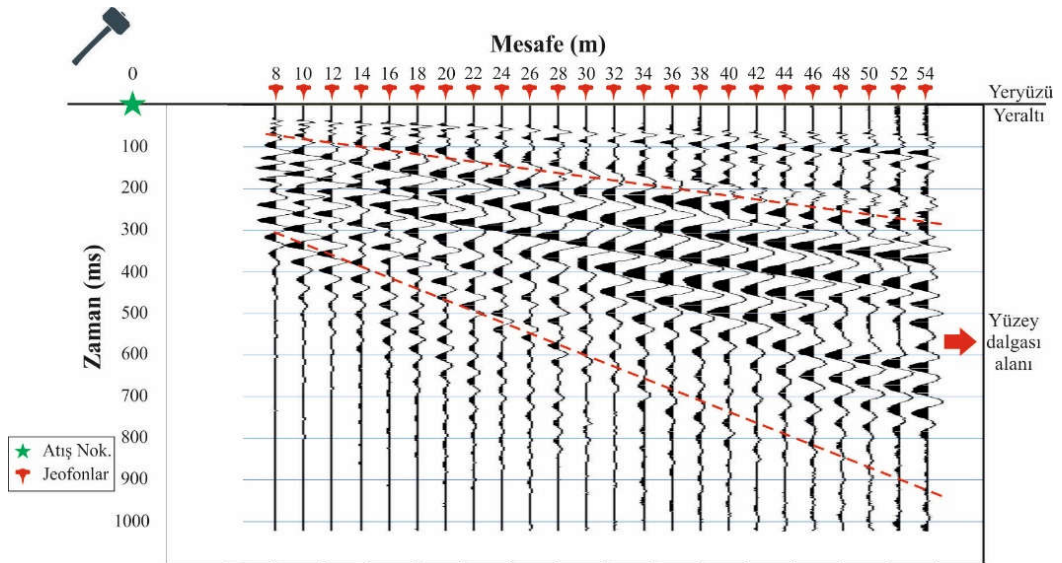
4.1.2. Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (YDÇKA, MASW)

Çalışma alanında 20 profilde kesme dalgası hızlarının (V_{SM}) belirlenmesi için MASW ölçümü alınmıştır. Belirlenen V_{SM} değerlerinden yararlanılarak; ilk 30 m'deki ortalama kesme dalgası hızları (V_{S30M}), ilk 10 m'deki ortalama kesme dalgası hızları (V_{S10M}), zemin baskın periyotları (T_{MASW}), zemin büyütme (A $_{MASW}$, A $_{HSA_{MASW}}$) ve anakaya derinlik değerleri (RWE ile birleştirilerek D_{M+E}) hesaplanmıştır. Çalışma sırasında 24 kanallı sismograf (PASI 16-S-24U) ve 4.5 Hz'lik merkez frekansına sahip düşey jeofonlar, kaynak

olarak ise 10 kg'lık balyoz ve 15x15x5 cm ebatlarında sertleştirilmiş alüminyum tabla kullanılmıştır (Şekil 4.3). Profil uzunlukları arazi şartlarına göre 8 m ofset, 2 m alıcı aralığı olmak üzere toplam 62 m'dir. Kayıt süresi 1024 msn, örnekleme aralığı ise 1 msn olarak seçilmiştir. Tüm profillerde, veri kalitesini artırmak amacıyla 3'er adet ölçü alınarak yığma (stack) işlemi yapılmıştır (Şekil 4.4). Arazi ölçümleri sırasında kullanılan ölçüm parametreleri, Park vd. (2002)'nin yaptıkları çalışmalarda birçok faktörü dikkate alarak önerdikleri bilgiler göz önüne alınarak seçilmiştir (URL-4, 2002).



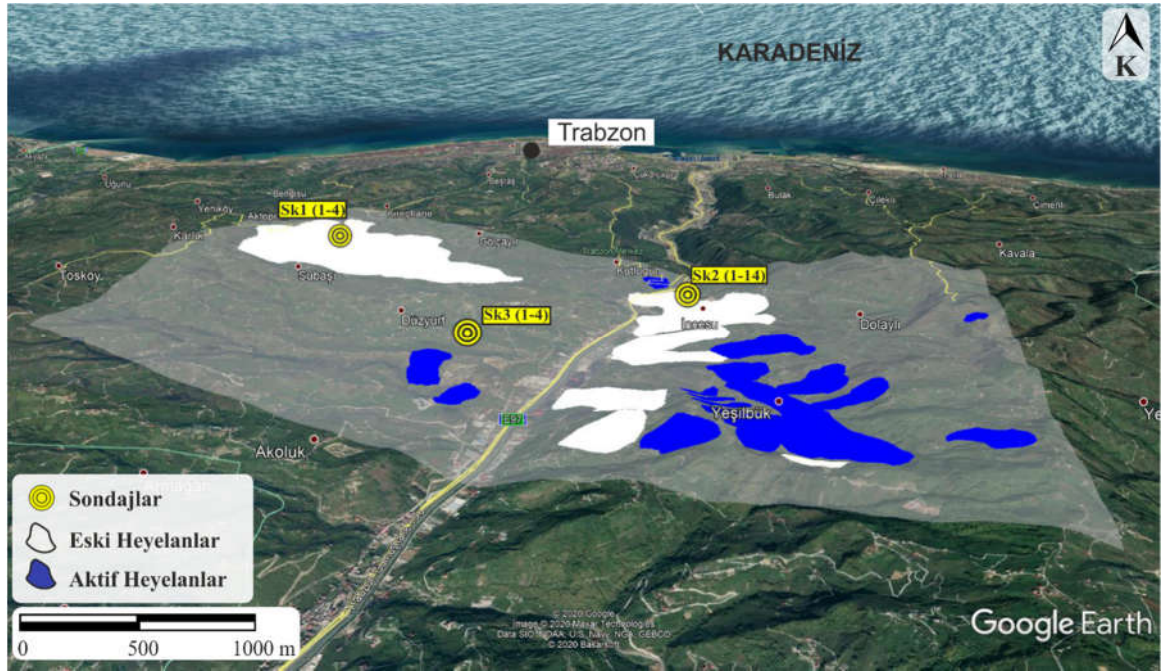
Şekil 4.3. MASW yöntemi için arazide kullanılan ekipmanlar



Şekil 4.4. MASW yöntemi ile yığma yapılarak alınmış bir ham veri örneği

4.1.3. Çalışma Alanında Yapılmış Sondajlar

Çalışma alanında önceden; SK1, SK2 (Zimer Mühendislik, 2017) ve SK3 bölgelerinde (Ersoy, 2007) 22 adet sondaj yapılmıştır. Yapılan bu sondajlardan 4 adedi Subaşı Mahallesi'nde (SK1), 14 adedi İncesu Mahallesi'nde (SK2) ve 4 adedi ise Düzyurt Mahallesi'nde (SK3) yer almaktadır (Şekil 4.5).

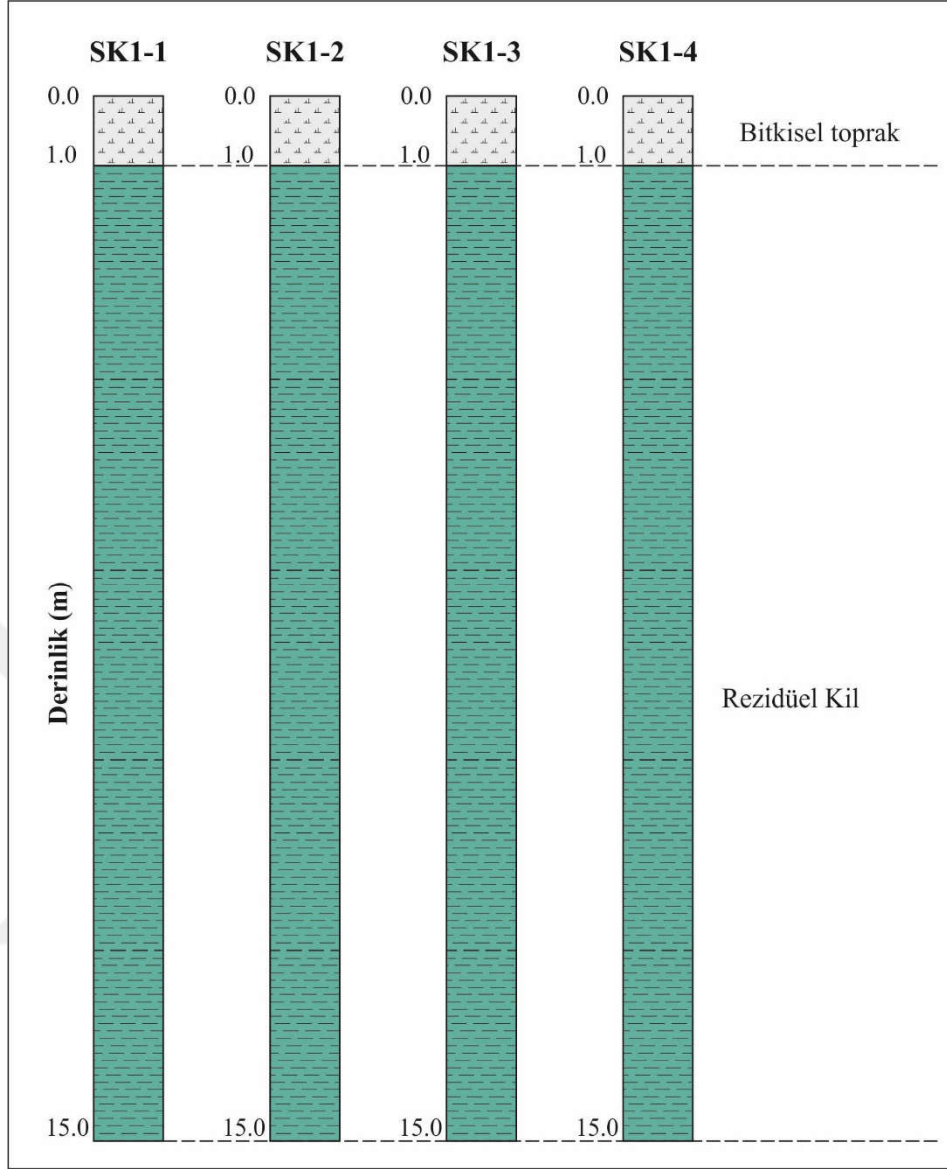


Şekil 4.5. Çalışma alanında yapılmış sondajların konumları

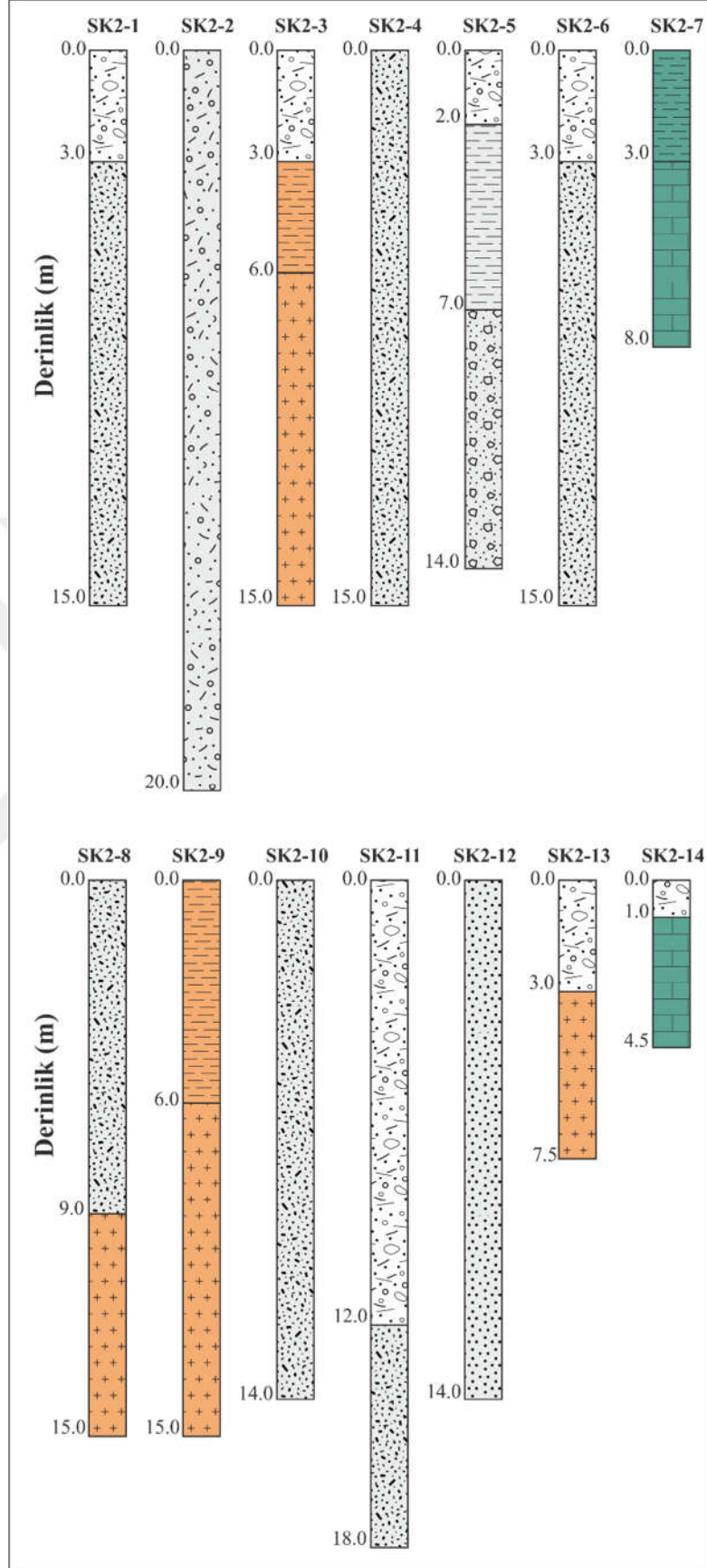
Sondajlar incelendiğinde, SK1 bölgesinde (Subaşı Mh.) birbirine çok yakın konumda ($\cong 50$ m) bulunan 4 adet sondajda da 1 m bitkisel topraktan sonra Bakırköy formasyonuna ait rezidüel killer görülmektedir (Şekil 4.6).

SK2 bölgesinde (İncesu Mh.) yapılmış sondajların birbirlerine göre konumları yaklaşık olarak 250-300 m mesafededir. Bu nedenle her sondaj noktasında değişimler görülmektedir (Şekil 4.7). Bu sondajlara ait bilgiler Tablo 4.1'de yer almaktadır.

SK3 bölgesinde bulunan sondajlar Düzyurt Mahallesi'nde yapılmıştır. Bu sondajların derinlikleri 10-20 m arasında değişmektedir (Şekil 4.8).



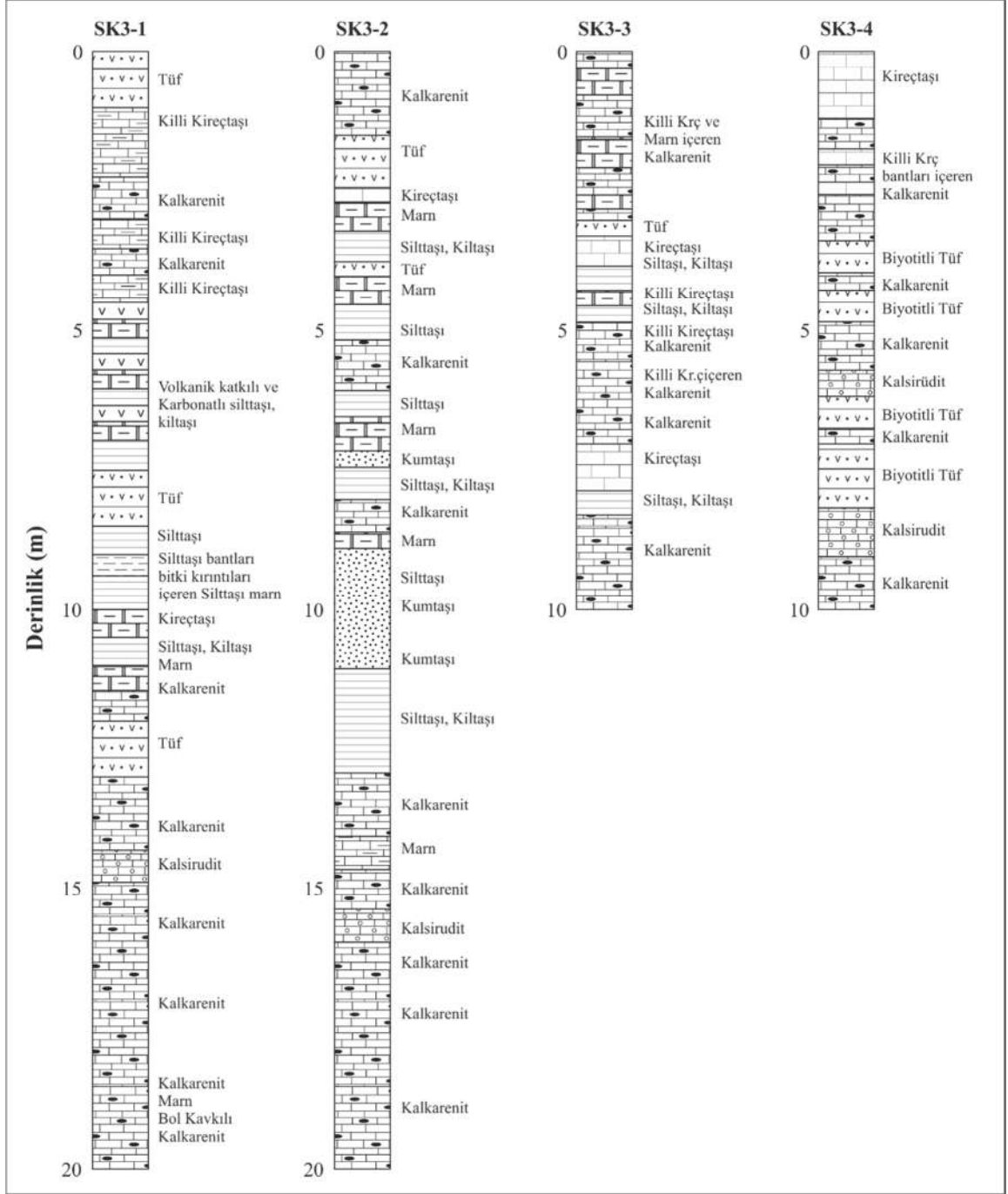
Şekil 4.6. SK1 bölgesinde yapılan sondajlar (Zimer Mühendislik, 2017)



Şekil 4.7. SK2 bölgesinde yapılan sondajlar (Zimer Mühendislik, 2017)

Tablo 4.1. SK2 bölgesinde bulunan sondajların bilgileri (Zimer Mühendislik, 2017)

Sondaj No	Derinlik (m)	Litoloji	Formasyon Adı
SK2-1	0-3	Yapay dolgu	-
	3-15	Uniform çakıl ve az kum	Alüvyon
SK2-2	0-20	Siltli çakıl	Yamaç molozu
SK2-3	0-3	Yapay dolgu	-
	3-6	Kahverengi kil (Kabaköy rezidüeli)	Kabaköy Formasyonu
	6-15	Bazalt, Bazaltik aglomera	
SK2-4	0-15	Uniform çakıl ve az kum	Alüvyon
SK2-5	0-2	Yapay dolgu	-
	2-7	Yağlı kil	Alüvyon
	7-14	Kum, çakıl, blok boyutlu alüvyon	
SK2-6	0-3	Yapay dolgu	-
	3-15	Uniform çakıl ve az kum	Yamaç molozu
SK2-7	0-3	Kahverengi kil (Kabaköy rezidüeli)	Bakırköy Formasyonu
	3-8	Parçalı kırıklı, kumlu kireçtaşı	
SK2-8	0-9	Uniform çakıl ve az kum	Yamaç molozu
	9-15	Bazalt, Bazaltik aglomera	Kabaköy Formasyonu
SK2-9	0-6	Kahverengi kil (Kabaköy rezidüeli)	Kabaköy Formasyonu
	6-15	Bazalt, Bazaltik aglomera	
SK2-10	0-14	Uniform çakıl ve az kum	Yamaç molozu
SK2-11	0-12	Yapay dolgu	-
	12-18	Uniform çakıl ve az kum	Alüvyon
SK2-12	0-14	Uniform çakıl ve az kum	Alüvyon
SK2-13	0-3	Yapay dolgu	-
	3-7.5	Bazalt, Bazaltik aglomera	Kabaköy Formasyonu
SK2-14	0-1	Yapay dolgu	-
	1-4.5	Parçalı kırıklı, kumlu kireçtaşı	Bakırköy Formasyonu



Şekil 4.8. SK3 bölgesinde yapılan sondajlar (Ersoy, 2007)

4.2. Verilerin Değerlendirilmesi

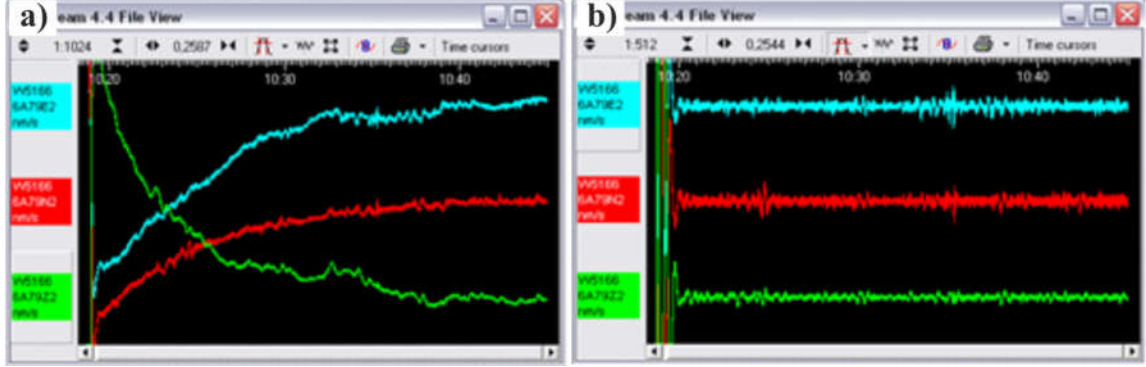
4.2.1. Tek İstasyon Verilerinin Değerlendirilmesi

4.2.1.1. HVSR Değerlendirmesi

Çalışma sırasında alınan tek istasyon mikrotremor verileri üzerinde Nakamura Yatay/Düşey (H/V) Spektral Oran (HVSR) yöntemi uygulanmıştır. Değerlendirme “Geopsy” (URL-5, 2020) yazılımı yapılmıştır. Sesame kriterlerine (SESAME, 2005) göre:

- a) Verinin Trend Etkisinin (DC Removal) Giderilmesi: Fourier serileri periyodikliğe bağlı olduğundan dolayı trend etkisi bir sıfır eksenine indirgenerek giderilmiştir (Şekil 4.9).
- b) Veriye Bant Geçişli Filtre Uygulanması: Mikrotremorların periyotlarının 0.05 - 2 sn arasında değişmesi nedeniyle verilere 0.5 - 20 Hz’lik bant geçişli Butterworth filtresi uygulanmış ve mikrotremor dışındaki titreşim etkileri kayıttan atılmıştır.
- c) Verinin Pencerelemesi: Hızlı Fourier dönüşümü alınacak veri paketlerinin pencerelemesi ile sinyallerin kenarlarındaki aşırılıkları bastırılır, yuvarlatma ve filtreler düzenlenir. Pencere uzunluğu, Sesame kriterlerine göre seçilmiş olup 25 sn’dir (Tablo 4.2, Şekil 4.10).
- d) Verinin Törpülenmesi (Taper): Verilerin törpülenmesi (%5) ile başlangıç ve bitişler aynı eksene indirgenir ve enerji sızması engellenir.
- e) Verinin Hızlı Fourier Dönüşümü (FFT): Mikrotremor kayıtları zaman ortamından frekans ortamına Hızlı Fourier Dönüşümü ile geçirilir ve üç bileşenin de genlik spektrumları elde edilir (Şekil 4.11).
- f) Yatay bileşenleri (K-G, D-B) tek bir bileşene indirmek için karekök ortalamaları alınır.
- g) Verinin Yuvarlatılması: Ham veriler birçok frekansı içermekte, çok küçük değerlerin verdiği pikler görülebilmektedir. Pikin seçimi sırasında bu piklerin yaratacağı karmaşıklığı önlemek ve yanlış pikin seçilmemesini sağlamak amacıyla Konno ve Ohmachi’ ye (1998) göre yuvarlatma operatörünün hesaplanmasında önemli bir parametre olan $b=40$ alınarak yuvarlatma işlemi yapılır.
- h) Verilerin Spektral Olarak Oranlanması (H/V): Nakamura’ya (1989) göre gürültü titreşimlerinin düşey bileşenleri zemin tabakalarından etkilenmez, yatay bileşenler ise zemin tabakalarının sahip olduğu düşük hız ve yoğunluğa bağlı olarak önemli

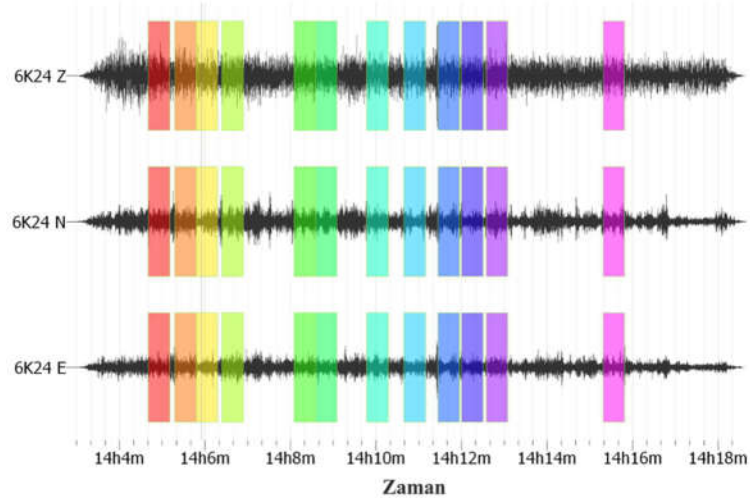
büyütmelere uğrarlar. Bu nedenle düşey etkiler yok sayılarak yatay/düşey oranlanır ve zemin transfer fonksiyonu elde edilir (Şekil 4.12).



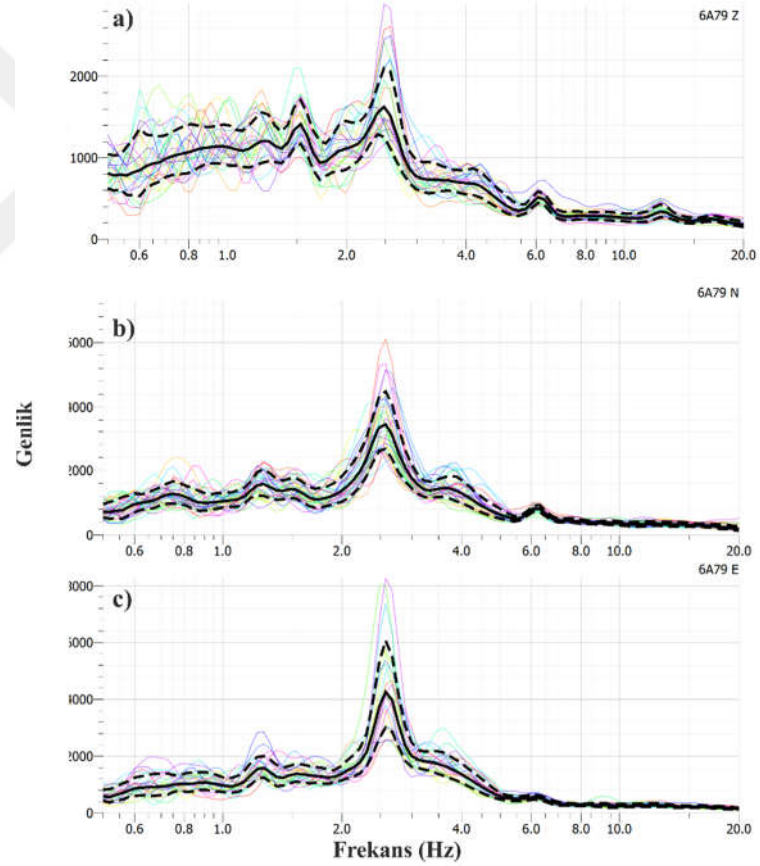
Şekil 4.9. a) Trend etkisinin giderilmemiş ham veri, b) Trend etkisi giderildikten sonra verilerin belirlenen bir eksene indirgenmiş hali

Tablo 4.2. H/V eğrilerinin elde edilmesinde güvenilir ve belirgin doruk koşulları (SESAME, 2005)

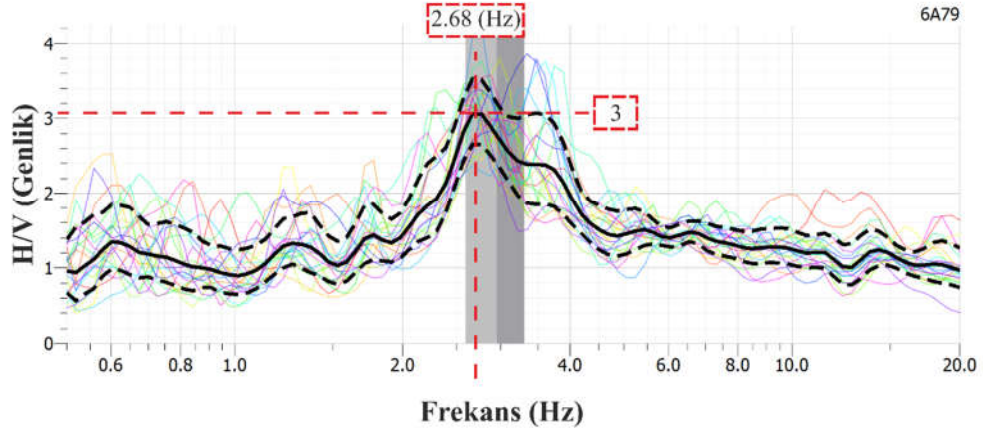
Güvenilir bir H/V eğrisi için koşullar					
i) $f_0 > 10 / L_w$ ii) $n_c(f_0) > 200$ iii) $\sigma_A(f) < 2 \cdot 0.5f_0 < f < 2f_0$ eğer $f_0 > 0.5\text{Hz}$ veya $\sigma_A(f) < 3 \cdot 0.5f_0 < f < 2f_0$ eğer $f_0 < 0.5\text{Hz}$	<ul style="list-style-type: none"> • L_w = pencere uzunluğu(sn) • N_w = pencere sayısı • $n_c = l_w \cdot n_w \cdot f_0$ = belirgin devirlerin sayısı • f = kullanılan frekans • f_{sensor} = sensorün kesme frekansı • f_0 = H/V doruk frekansı • σf = H/V doruk frekansının standart sapması ($f_0 \pm \sigma f$) • $\varepsilon(f_0)$ = denge şartı için eşik değeri $\sigma f < \varepsilon(f_0)$ • $A_0 = f_0$ frekansının H/V doruk genliği • $A_{H/V}(f)$ = f frekansındaki H/V eğrisi genlik değeri 				
Belirgin H/V doruğu için koşullar (6 koşuldenden az5 tanesi sağlanmalıdır)					
i) $A_0 > 2$ ii) $\exists f^- \in [f_0/4, f_0] \mid A_{H/V}(f^-) < A_0/2$ iii) $\exists f^+ \in [f_0, 4f_0] \mid A_{H/V}(f^+) < A_0/2$ iv) $f_{\text{peak}} [A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$ v) $\sigma f < \varepsilon(f_0)$ vi) $\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$	<ul style="list-style-type: none"> • $f^- = A_{H/V}(f^-) < A_0/2$ için $f_0/4$ ve f_0 arasındaki frekans değerleri • $f^+ = A_{H/V}(f^+) < A_0/2$ için f_0 ve $4f_0$ arasındaki frekans değerleri • $\sigma_A(f) = A_{H/V}(f)$'nin standar sapması, $\sigma_A(f)$, $A_{H/V}(f)$ eğrisinin çarpılması veya bölünmesi gereken değer. • $\sigma_{\log H/V}(f) = \log A_{H/V}(f)$ eğrisinin standart sapması, $\sigma_{\log H/V}(f)$ ifade edilen $\log A_{H/V}(f)$ eğrisine eklenmesi veya çıkarılması gereken mutlak değer • $\theta(f_0)$ = denge şartı için eşik değeri $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$ 				
σf ve σ _A (f ₀) için eşik değerleri					
Frekans aralığı [Hz]	< 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	0.25 f_0	0.20 f_0	0.15 f_0	0.10 f_0	0.05 f_0
$\sigma_A(f_0)$ için $\theta(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
$\sigma_{\log H/V}(f_0)$ için $\log \theta(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20



Şekil 4.10. Kayıt üzerinde seçilen 25 saniyelik pencereleere bir örnek



Şekil 4.11. a) Düşey bileşen, b) K-G bileşeni ve c) D-B bileşeni genlik spektrumları (Renkli grafikler her bir pencereye ait genlik spektrumlarını, sürekli çizgili grafik her bir pencereye ait spektrumların ortalamasını ve kesikli çizgili grafikler standart sapma sınırlarını göstermektedir)



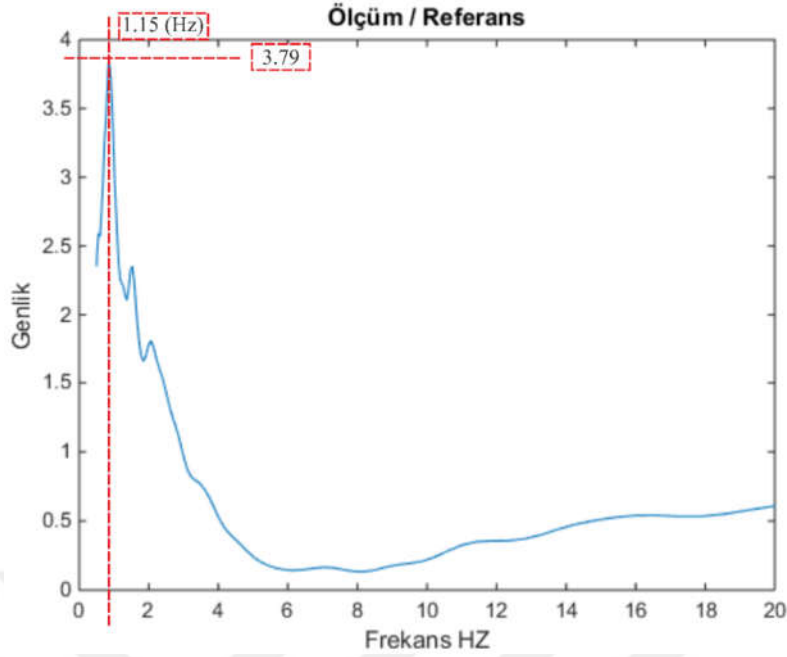
Şekil 4.12. HVSR yönteminden elde edilen baskın frekans (f_{HVS}) ve H/V oranı

4.2.1.2. S/R Değerlendirmesi

Referans İstasyonuna Göre Spektral Oranlar Yöntemi (S/R) için yapılan değerlendirme belli bir aşamaya kadar HVSR yöntemi ile aynıdır. “Geopsy” yazılımı (URL-5, 2020) ile genlik spektrumları hesaplandıktan sonra seçilen tüm referans noktalarını temsil edecek tek bir referans bileşeni (H_{Ref}) elde etmek için (4.1) bağıntısı kullanılır. Daha sonra alüvyon üzerinde alınan ölçümlerin yatay bileşenlerinin (iki adet yatay bileşen) aritmetik ortalamaları ($H_{ölçKG}$, $H_{ölçDB}$) hesaplanır ve baskın frekans ile gerçek büyütme değerlerini bulmak için bu iki yatay bileşen oranlanarak (4.2) bağıntısında verilen $H_{ölç}$ ve S/R değerleri elde edilir. S/R eğrisindeki en büyük genlik değeri gerçek büyütme değerini (A), bu genlik değerinin sahip olduğu frekans ise baskın frekans değerini vermektedir (Şekil 4.13).

$$H_{Ref} = (H1_{refKG} + H1_{refDB} + \dots + Hn_{refKG} + Hn_{refDB})/2n \quad (4.1)$$

$$H_{ölç} = \frac{H_{ölçKG}}{H_{ölçDB}}, \quad \frac{S}{R} = \frac{H_{ölç}}{H_{Ref}} \quad (4.2)$$



Şekil 4.13. S/R yönteminden elde edilen baskın frekans ve gerçek büyütme (A) değeri

4.2.1.3. RWE Değerlendirmesi

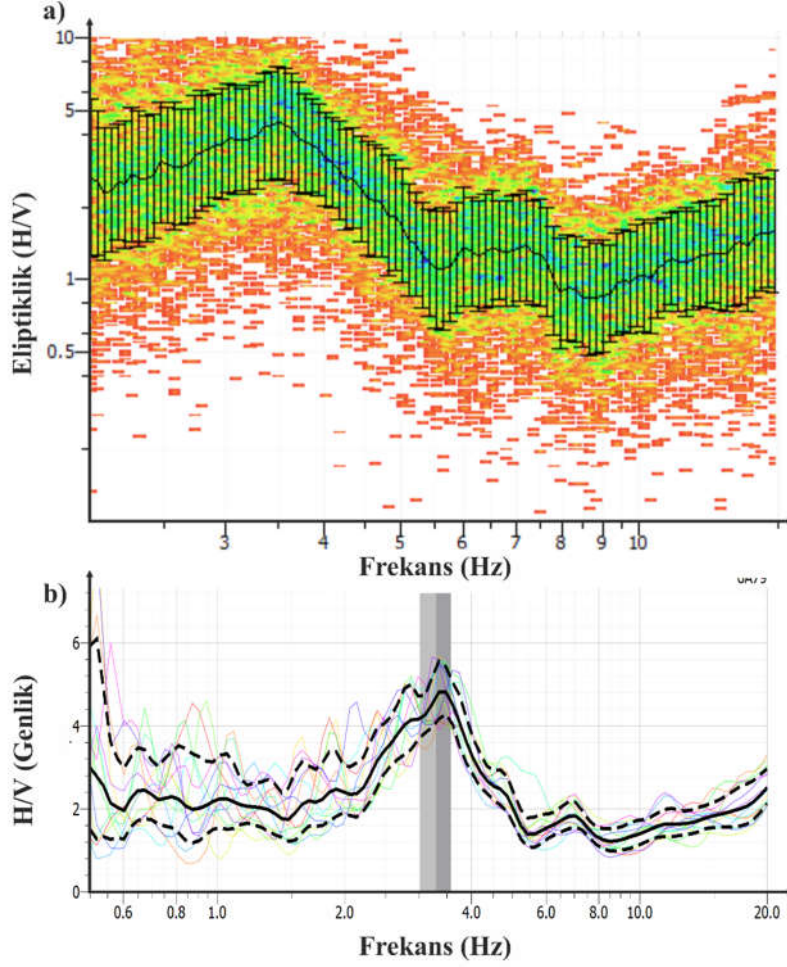
Rayleigh Dalgası Eliptikliğinin Ters Çözümü kullanılarak tek istasyon mikrotremor verilerinden kesme dalgası hızı (V_{SE}) elde edilmiştir. Bunun için zaman-frekans analizi kullanılmıştır. Zaman-frekans analizinde (TFA), klasik spektral oran yönteminde olduğu gibi, ortam gürültü sinyalinin düşey ve yatay bileşenleri için H/V oranı tüm spektrumlardan hesaplanmaz. Bunun yerine, düşey ve her iki yatay bileşenin TFA gösterimleri CWT kullanılarak hesaplanır (Fäh vd., 2009). Bunun işlem adımları sırasıyla şöyledir:

- I. Her üç bileşen için de trend etkisi giderilerek Fourier spektrumları hesaplanır.
- II. Merkez frekansı " f_c " olan bir değiştirilmiş Morlet dalgacığı;

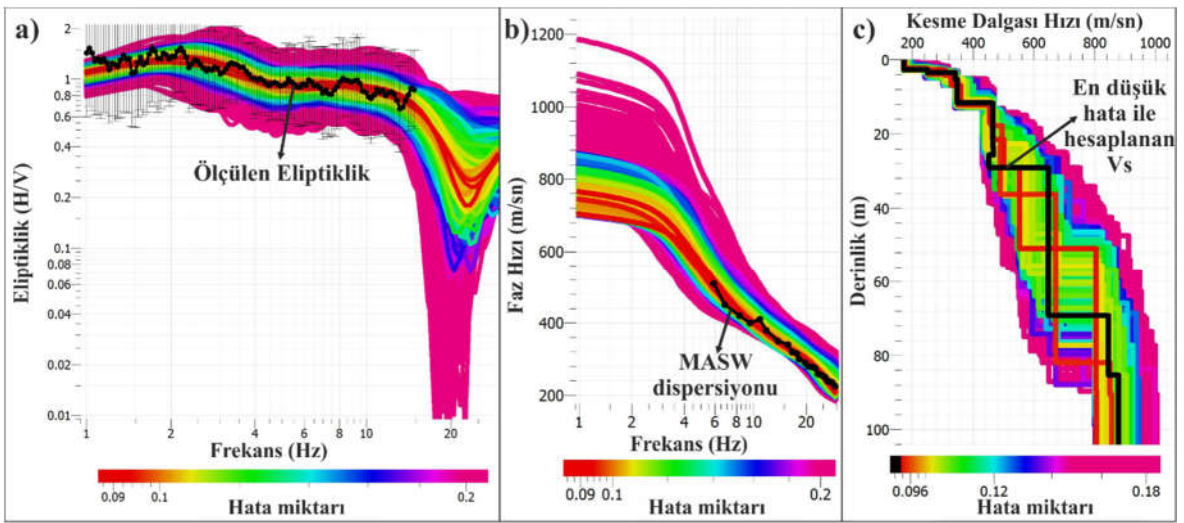
$$\frac{1}{\sqrt[4]{\pi}} \exp - \left(- \left(\frac{f}{f_c} \omega_0 - \omega_0 \right)^2 m \right)$$
 şeklinde verilir. Burada " f " frekans, ω_0 ilk morlet parametresi (>5.5) ve " m " ise ikinci Morlet parametresidir. Bu fonksiyon üç bileşenle konvolüsyona tabi tutulur ve daha sonra tekrar zaman ortamına dönüştürülür. Orada karmaşık bir sinyal sağlanır; ω_0 6 olarak seçilir ve sadece " m " değişken parametre olarak tutulur.
- III. İki yatay bileşen $\sqrt{KG^2 + DB^2}$ işlemi ile tek bir yatay bileşene indirgenir.
- IV. Düşey ve birleştirilmiş yatay bileşenlerin mutlak değerleri hesaplanır.

- V. Rayleigh dalgası eliptikliği elde edilirken SV ve P dalgalarının içerdikleri yatay etkileri gidermek (SH etkilerini yok etmek) amacıyla düşey bileşen üzerindeki tüm maksimumların zaman ve genlikleri korunur. Yatay bileşen üzerindeki genliklere, düşey piklere göre +/- 90 derecelik bir zaman kaydırması uygulanır. Düşeyde heterojen tüm zemin yapısı için, yatay Rayleigh bileşeni (SV) düşey bileşene (P) göre 90 derece öne alınır ya da geciktirilir.
- VI. Elde edilen sonuçlar üzerindeki tüm olaylar seçilirse, hesaplanan eğri klasik bir H/V eğrisine yaklaşır. En enerjik olayları seçmek ve zaman eksenini boyunca olayların yarı-homojen dağılımını sağlamak için en iyi seçenek, yüksek enerjili olayların sayısını birim zaman başına belirli bir standartta seçmektir. Bu seçim değeri “nppm, (Number of Peaks Per Minute, Dakika Başına Düşen Pik Sayısı) olarak adlandırılır. Varsayılan olarak, ortalama ve ortalama sapmalar histogramdan hesaplanır. Sonuçta eliptiklik eğrisi elde edilmiş olur (Şekil 4.14a). Elde edilen eliptiklik eğrisi H/V (siyah çizgi) ile uyumlu olmalıdır (Şekil 4.14b).
- VII. Başlangıç modeli girilerek ters çözüm işlemi başlatılır. Bu işlem sonucunda elde edilen eliptiklik kullanılarak yapılan ters çözüm işleminde Komşuluk Algoritması (Wathelet vd., 2004) kullanılır (Şekil 4.15a). Sonuç olarak eliptiklik ve MASW dispersiyonu (varsa) ile uyum gösteren (Şekil 4.15b) model 1B’lu kesme dalgası hızını verecektir (Şekil 4.15c).

Hobiger vd., (2013), RWE yöntemiyle elde edilen aynı kesme dalgası hız modelinin farklı yeraltı yapılarına ait olabileceğini, çünkü gözlenen HVSR eğrisinin sonsuz sayıda modelle oluşturulabileceğini ifade etmişlerdir (Castellaro ve Mulargia, 2009). Bununla birlikte, Sánchez-Sesma (2017), önsel bilginin çok az olduğu veya hiç olmadığı durumda, Love ve/veya Rayleigh temel modlarının ve HVSR dağılım eğrilerinin ortak ters çözümü önemli ölçüde azaldığını yani yeterli bilginin olmamasının çok çözümlülüğe neden olacağını bildirmiştir. Bu nedenle çalışma alanında ölçülen MASW dispersiyon eğrileri önsel bilgi olarak kullanılmıştır. Dolayısıyla elde edilen hız kesitlerinin yüzeye yakın hız bilgileri MASW ve RWE dispersiyon eğrilerinin çakışmasına dayanarak (Şekil 4.15b) MASW (V_{SM}) yönteminden, derine ait hız bilgileri ise RWE (V_{SE}) yönteminden (V_{SM+E}) elde edilmiştir.



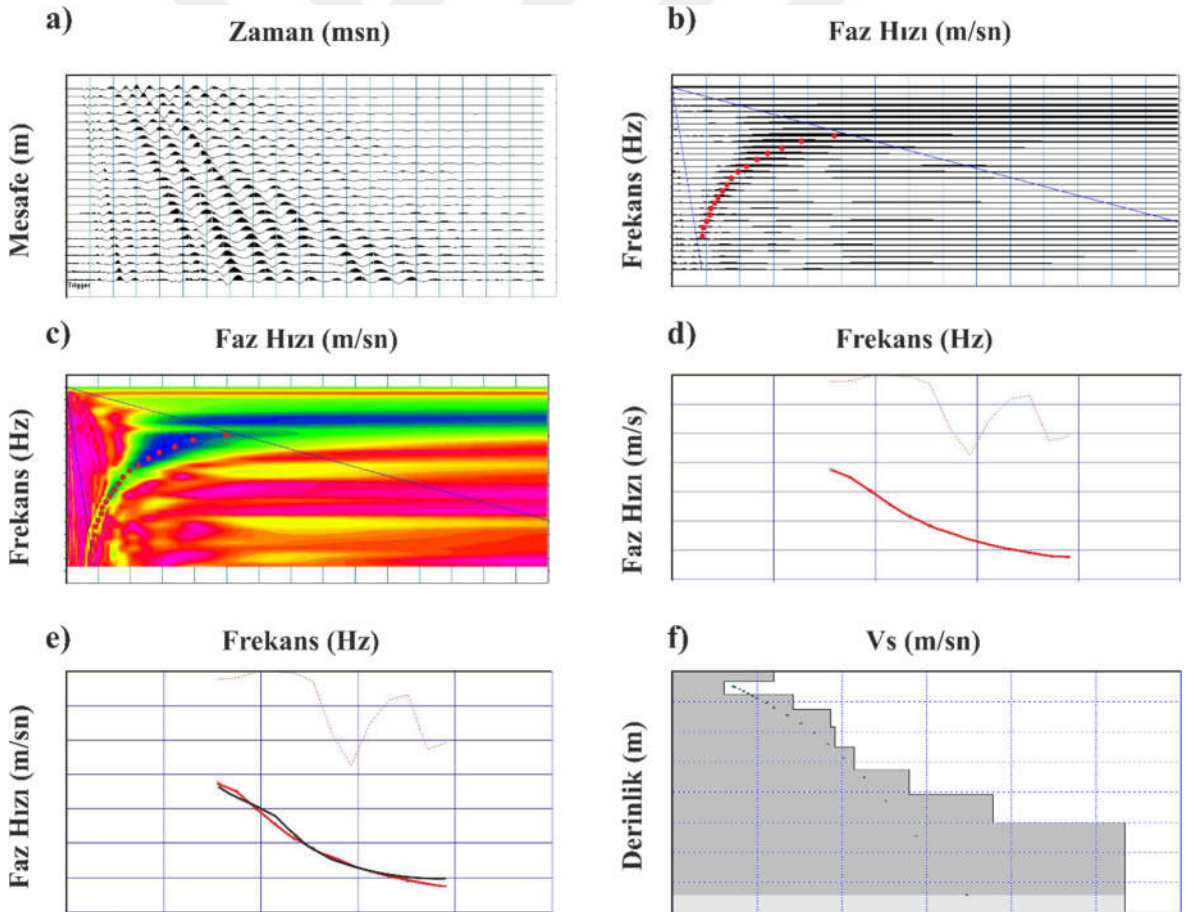
Şekil 4.14. a) TFA kullanılarak elde edilen eliptiklik eğrisi ($n_{ppm}=10$) ve b) HVSR yönteminden elde edilen H/V eğrisinin uyumu



Şekil 4.15. a) Hesaplanan ve HVSR'den elde edilen (ölçülen) eliptikliğin uyumu, b) Hesaplanan ve MASW yönteminden elde edilen dispersiyon eğrisinin uyumu, c) 1B'lu kesme dalgası hız modeli (V_{SE})

4.2.2. MASW Değerlendirmesi

Çalışma alanında 20 profilde toplanan MASW verileri SeisImager yazılımı (URL-6, 2017) ile değerlendirilmiştir. İlk adımda, ham verinin (Şekil 4.16a) faz kayması tekniği ile zaman-uzaklık ortamındaki yüzey dalgası enerjisi frekans-faz hızı ortamında görüntülenmesinden sonra faz hızı-frekans grafiği elde edilerek frekansa karşılık en büyük genlikler piklenmiştir. Mod seçiminde hem derin hem de sığ tabakaların bilgilerini içermesi dolayısıyla pikleme sırasında temel mod piklenmeye çalışılmıştır (Şekil 4.16b-c). Elde edilen dispersiyon eğrisi (Şekil 4.16d) ile hesaplanan dispersiyon eğrisinin çakışması için “Sönümlü En küçük Kareler Yöntemi” (Levenberg 1944; Marquardt, 1963) ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir (Şekil 4.16e). En uyumlu çakışma, hesaplama yapılan profilin orta noktasına ait 1B’lu kesme dalgası hızı modelini ifade etmektedir (Şekil 4.16f).



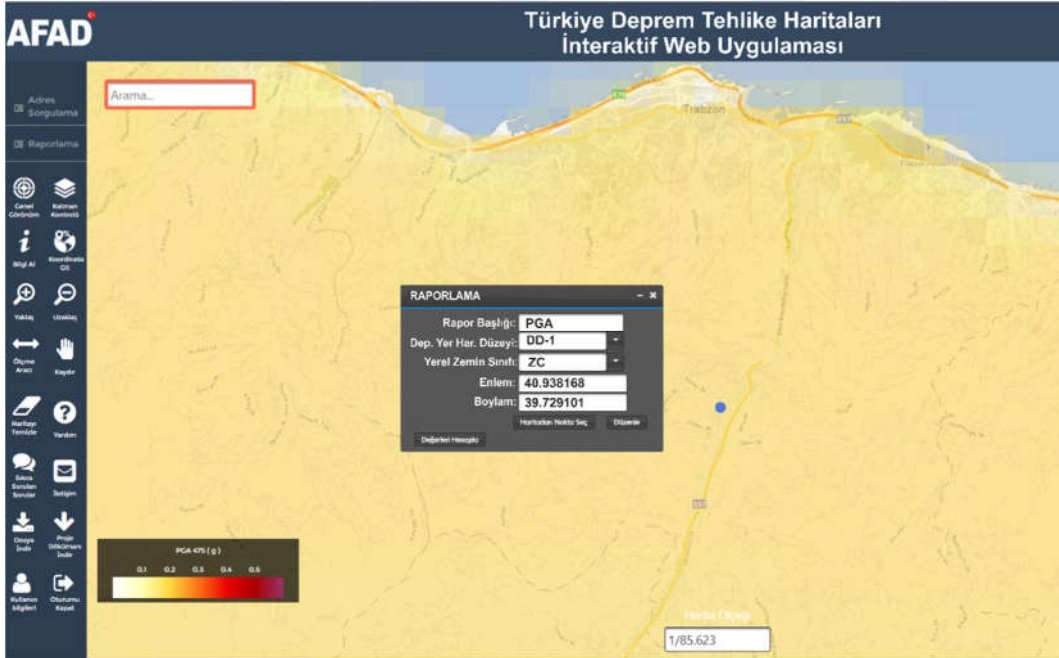
Şekil 4.16. a) Ham veri, b) maksimum genliklerin piklendiği faz hızı-frekans grafiği, c) maksimum genliklerin renklendirildiği faz hızı-frekans grafiği, d) ölçülen dispersiyon eğrisi, e) ölçülen dispersiyon eğrisi ile hesaplanan dispersiyon eğrisinin karşılaştırılması, f) kesme dalgası hızı-derinlik profili (1B-Vs)

4.2.3. Çalışma Alanı İçin GSS Parametresinin Hesaplanması

Çalışma alanında, heyelan duyarlılığı açısından önemli bir parametre olan “Zemin Kayma Gerilmesi, daha önce üçüncü bölümde bahsedilen (3.14) bağıntısı ile hesaplanmıştır.

Bu parametrenin hesaplanmasında; S/R yönteminden elde edilen gerçek büyütme (A), HVSR yönteminden elde edilen zemin baskın frekansı (f_{HVSR}), MASW yönteminden elde edilen ilk 30 metreye ait ortalama kesme dalgası hızı (V_{S30M}) ve PGA değerleri kullanılmıştır.

Kullanılan PGA değerleri, “Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD)” tarafından 2018 yılında oluşturulan “Türkiye Deprem Tehlikesi Haritası”ndan sağlanmıştır. Bilindiği gibi AFAD’ın interaktif web uygulaması ile noktasal olarak PGA değerleri elde edilebilmektedir (Şekil 4.17, URL-2, 2020). Çalışma sırasında “Türkiye Bina ve Deprem Yönetmeliği’nde (TBDY, 2018) DD-1, DD-2, DD-3 ve DD-4 ile tanımlanan (Tablo 4.3) deprem yer hareketi düzeylerinin her birine göre noktasal olarak PGA değerleri hesaplatılmıştır. Hesaplama aşamasında sistem tarafından istenen zemin sınıfları, tez kapsamında uygulanan yüzey dalgası yöntemlerinden elde edilmiştir.



Şekil 4.17. AFAD interaktif web uygulaması örneği (URL-2, 2020)

Tablo 4.3. Türkiye Bina ve Deprem Yönetmeliği'ne (TBDY, 2018) göre tanımlanan deprem yer hareketi düzeyleri

Deprem Yer Hareketi Düzeyleri	Tanım
DD-1	50 yılda aşılma olasılığı %2 (tekrarlanma periyodu 2475 yıl) olan deprem yer hareketi düzeyi
DD-2	50 yılda aşılma olasılığı %10 (tekrarlanma periyodu 475 yıl) olan deprem yer hareketi düzeyi
DD-3	50 yılda aşılma olasılığı %50 (tekrarlanma periyodu 72 yıl) olan deprem yer hareketi düzeyi
DD-4	50 yılda aşılma olasılığı %68 (tekrarlanma periyodu 43 yıl) olan deprem yer hareketi düzeyi

5. BULGULAR

5.1. Elde Edilen Parametreler

Yapılan çalışma ile daha önceki bölümlerde bahsedildiği gibi yüzey dalgası yöntemleri kullanılarak çalışma alanının zemin özellikleri ortaya konulmaya çalışılmıştır. Elde edilen tüm parametreler Tablo 5.1’de gösterilmiştir.

Tek istasyon mikrotremor kayıtlarına uygulanan Nakamura Yatay/Düşey (H/V) Spektral Oran (HVSR) yöntemi ile zemin baskın periyodu/frekansı (T_{HVSR}/f_{HVSR}) ve H/V oranı; Referans İstasyonuna Göre Spektral Oranlar Yöntemi (S/R) yöntemi ile zemin baskın periyodu/frekansı (T_{REF}/f_{REF}) ve gerçek büyütme (A) değerleri elde edilmiştir. Rayleigh Dalgası Eliptikliğinin Ters Çözümü (RWE) yöntemiyle; kesme dalgası hızı (V_{SE}), ilk 10 ve 30 metreye ait ortalama kesme dalgası hızları (V_{S10E} , V_{S30E}), zemin baskın periyodu/frekansı (T_{Ellip}/f_{Ellip}), zemin büyütmeleri (A_{Ellip} , $AHSA_{Ellip}$) ve anakaya derinliği değerleri (D_{M+E}) elde hesaplanmıştır.

Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (MASW) yöntemi ile yapılan çalışmalar sonucunda; kesme dalgası hızı (V_{SM}), ilk 10 ve 30 metreye ait ortalama kesme dalgası hızları (V_{S10M} , V_{S30M}), zemin baskın periyodu/frekansı (T_{MASW}/f_{MASW}), zemin büyütmeleri (A_{MASW} , $AHSA_{MASW}$) ve anakaya derinliği değerleri (D_{M+E}) elde edilmiştir.

Bilindiği gibi aktif ve pasif yüzey dalgalarının araştırma derinlikleri farklıdır. Aktif yüzey dalgası yöntemleri kaynağa ve ortama bağlı olmakla birlikte, yaklaşık 30 metre gibi yüzeye yakın bir araştırma derinliği sağlarken, pasif yüzey dalgası yöntemleri yüzeyde düşük çözünürlüklü hız bilgisine sahiptir ve göreceli olarak derindeki bilgileri daha doğru vermektedir. Bu nedenle çalışmalar sonucunda MASW (V_{SM}) ve RWE (V_{SM} , V_{SE}) yöntemlerinden elde edilen hız değerleri birleştirilmiştir. İlk 30 m’ye kadar elde edilen kesme dalgası hızları MASW yönteminden, 30 m’den araştırma derinliğinin son noktasına kadar ise RWE yönteminden alınmış ve V_{SM+E} olarak isimlendirilmiştir.

Çalışma alanında, heyelan duyarlılığı açısından önemli bir parametre olan Zemin Kayma Gerilmesi hesaplanmıştır. Bu parametrenin hesaplanmasında; gerçek büyütme (A), zemin baskın frekansı (f_{HVSR}), PGA değerleri ve ilk 30 metreye ait ortalama kesme dalgası hızı (V_{S30M}) kullanılmıştır.

Tablo 5.1. Yüzey dalgası yöntemleri kullanılarak elde edilen zemin parametreleri

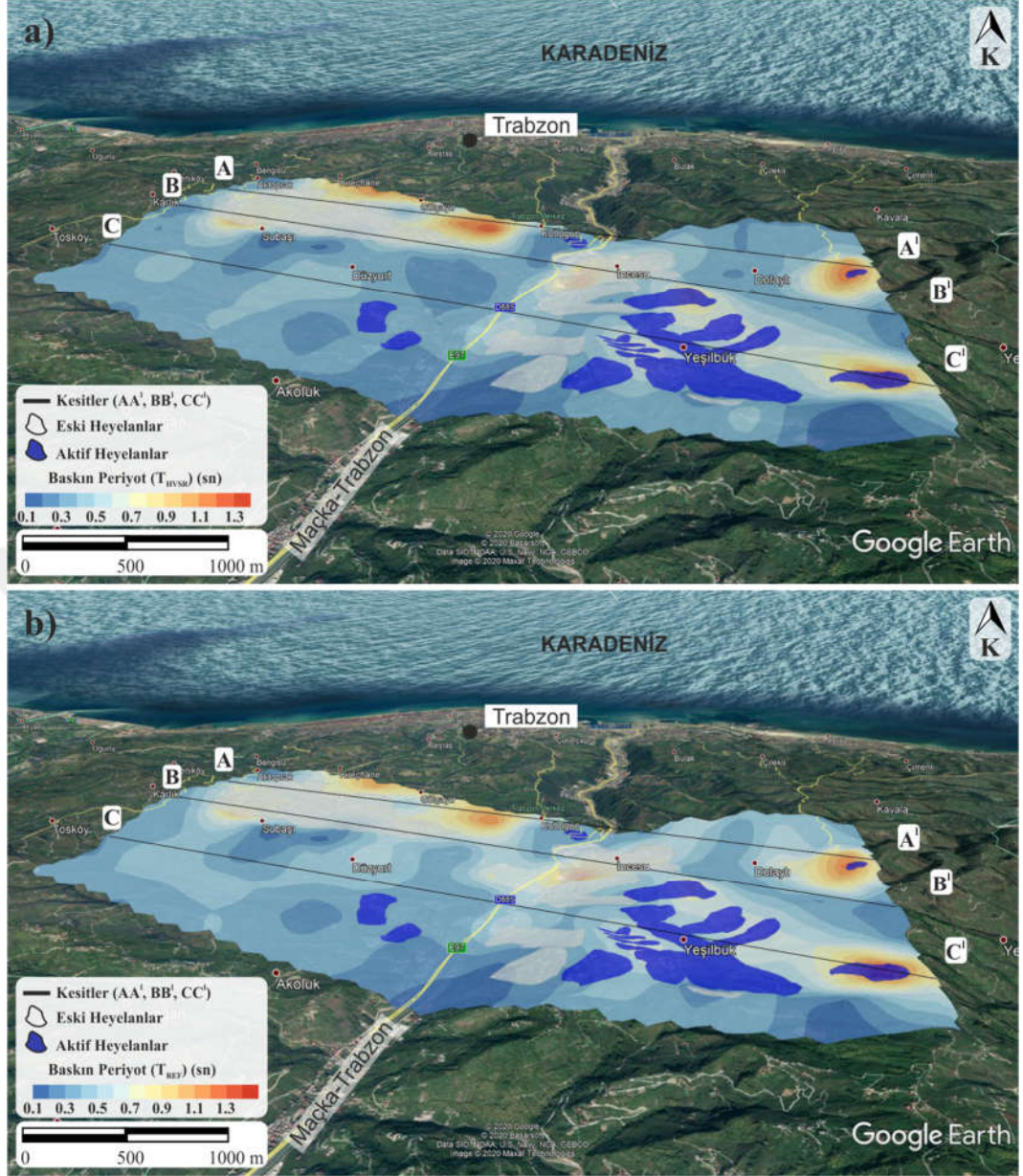
Yöntem	Baskın Periyot ya da Frekans (T/f)	Büyütme (A)	V _s	V _{S30}	V _{S10}	GSS	Derinlik (D)
HVSR	T_{HVSR}/f_{HVSR}	H/V	-	-	-	-	-
S/R	T_{REF}/f_{REF}	A	-	-	-	-	-
RWE	T_{Ellip}/f_{Ellip}	$A_{Ellip},$ $AHSA_{Ellip}$	V _{SE}	V _{S30E}	V _{S10E}	-	125 m'ye ulaşabilen
MASW	T_{MASW}/f_{MASW}	$A_{MASW},$ $AHSA_{MASW}$	V _{SM}	V _{S30M}	V _{S10M}	-	30 m ile sınırlı
MASW+RWE	-	-	V _{SM+E}	-	-	-	D _{M+E}
HVSR+S/R+MASW	-	-	-	-	-	GSS	-

5.1.1. Zemin Baskın Periyodu/Frekansı

Yapılan çalışmalar ile HVSR (T_{HVSR}/f_{HVSR}), S/R (T_{REF}/f_{REF}), RWE (T_{Ellip}/f_{Ellip}) ve MASW (T_{MASW}/f_{MASW}) yöntemlerinden zemin baskın periyotları/frekansları hesaplanmıştır. HVSR (T_{HVSR}/f_{HVSR}) ve S/R (T_{REF}/f_{REF}) yöntemlerinden elde edilen zemin baskın periyodu dağılımı haritası Şekil 5.1'de görülmektedir. RWE (T_{Ellip}/f_{Ellip}) ve MASW (T_{MASW}/f_{MASW}) yöntemlerinden elde edilen zemin baskın periyodu sonuçları ise diğer yöntemlerle karşılaştırmalı olarak Tablo 5.2'de verilmiştir. Zemin baskın frekansının, zemin baskın periyodunun tersi olması sebebiyle baskın frekans dağılım haritası ayrıca çizdirilmemiştir.

HVSR ve S/R yöntemlerinde elde edilen zemin baskın periyot haritaları incelendiğinde; T_{HVSR} ile T_{REF} değerlerinin beklenildiği gibi uyumlu olduğu görülmektedir. Zemin baskın periyotları, çalışma alanının güneybatısında 0.1-0.5 sn arasında değişirken; kuzeybatısında ve güneydoğusunda yer alan heyelanlar üzerinde bu değerler 1.3 sn'ye kadar çıkabilmektedir. Kanai ve Tanaka (1961)'e göre yapılan zemin sınıflamasında; heyelan bulunmayan açık mavi renkli alanların zemin sınıfı II-III (kumu çakıllı alüvyon-kalınlığı 5 m ya da daha fazla alüvyon), sarı-turuncu-kırmızı renkli alanların zemin sınıfı ise III-IV olarak belirlenmiştir (kalınlığı 5 m ya da daha fazla alüvyon-30 m'den fazla toprak içeren alüvyon).

RWE (T_{Ellip}) ve MASW (T_{MASW}) yöntemlerinden elde edilen zemin baskın periyodu sonuçları hem kendi içlerinde hem de HVSR (T_{HVSR}) ve S/R (T_{REF}) yöntemlerden elde edilen periyot değerleri ile karşılaştırılmıştır. Heyelan üzerindeki noktalarda kalın alüvyon tabakasından kaynaklandığı düşünülen küçük sapmalar görülürken, heyelan üzerinde olmayan noktalarda ise oldukça iyi bir uyum görülmektedir (Tablo 5.2).



Şekil 5.1. a) HVSR yönteminden (T_{HVSR}) ve b) S/R yönteminden (T_{REF}) elde edilen zemin baskın periyotları

Tablo 5.2. HVSR (T_{HVS}), S/R (T_{REF}), RWE (T_{Ellip}) ve MASW (T_{MASW}) yöntemlerinden elde edilen zemin baskın periyotlarının karşılaştırılması ve MASW profillerinden elde edilen V_{S30} değerleri

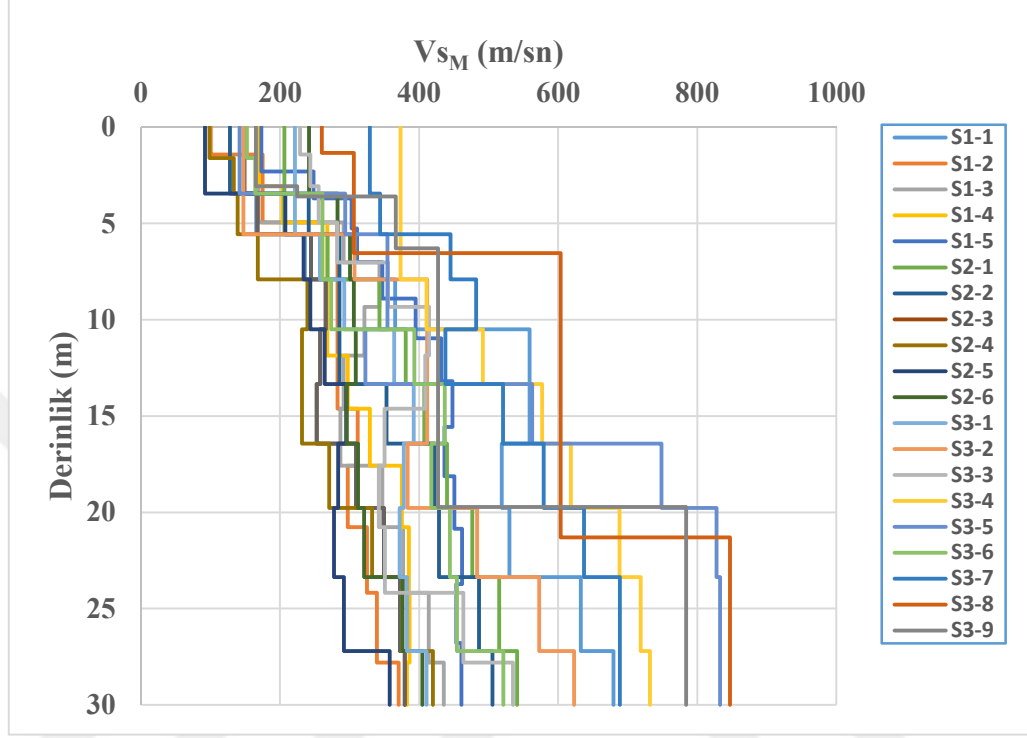
Nokta Adı	T_{HVS}	T_{REF}	T_{MASW}	T_{Ellip}	V_{S30} (m/sn)	Konumu
S1-1	0.30	0.30	0.30	0.17	524.24	-
S1-2	0.70	0.76	0.41	0.27	303.67	Heyelan üzerinde
S1-3	0.31	0.42	0.38	0.32	340.81	-
S1-4	0.63	0.77	0.40	0.27	326.49	Heyelan üzerinde
S1-5	0.28	0.28	0.26	0.24	409.44	-
S2-1	0.77	0.71	0.31	0.30	420.52	Heyelan üzerinde
S2-2	0.13	0.13	0.35	0.31	383.28	-
S2-3	0.27	0.76	0.43	0.25	301.62	-
S2-4	0.30	0.40	0.21	0.19	290.87	-
S2-5	0.36	0.36	0.47	0.34	278.13	Heyelan üzerinde
S2-6	0.30	0.30	0.37	0.26	332.50	-
S3-1	0.26	0.26	0.36	0.28	352.04	-
S3-2	0.36	0.42	0.32	0.26	444.77	-
S3-3	0.40	0.40	0.32	0.20	354.67	-
S3-4	0.21	0.21	0.22	0.22	586.66	-
S3-5	0.25	0.25	0.25	0.21	612.52	-
S3-6	0.67	0.67	0.33	0.27	402.02	Heyelan üzerinde
S3-7	0.36	0.36	0.23	0.22	460.23	Heyelan üzerinde
S3-8	0.15	0.17	0.16	0.16	780.43	-
S3-9	0.27	0.26	0.21	0.21	687.55	-

5.1.2. Kesme Dalgası Hızı (V_s)

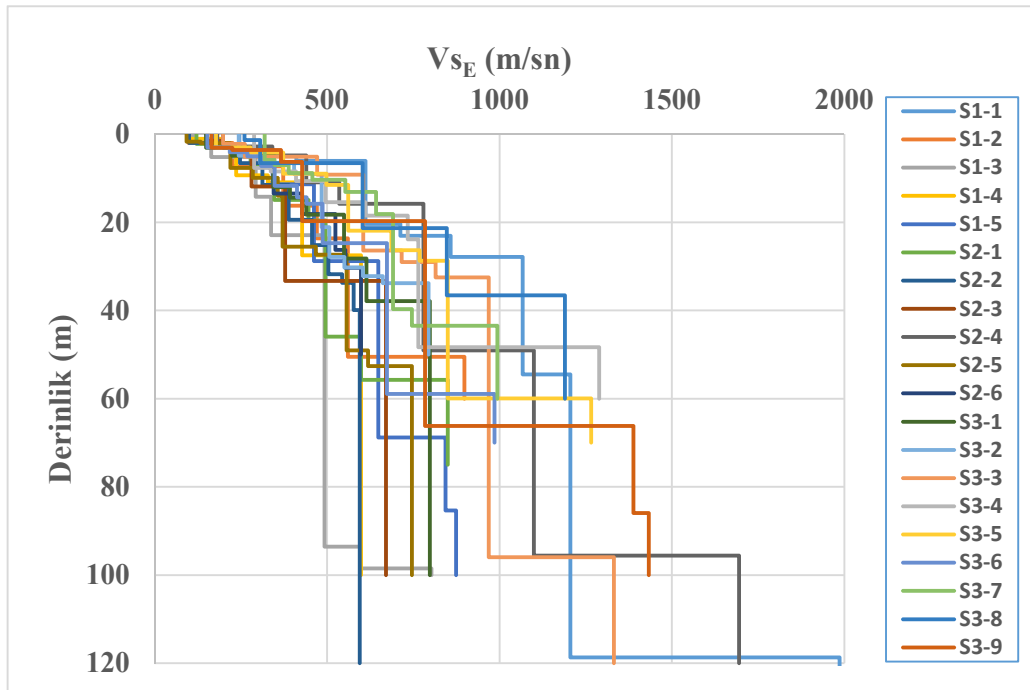
Bu çalışmada, MASW ve RWE yöntemleri kullanılarak elde edilen kesme dalgası hızları sırasıyla; V_{SM} ve V_{SE} olarak tanımlanmıştır. MASW yönteminden elde edilen V_{SM} değerlerine ait bir boyutlu (1B) hız modelleri Şekil 5.2’de, RWE yönteminden elde edilen V_{SE} değerlerine ait bir boyutlu (1B) hız modelleri ise Şekil 5.3’te verilmiştir. Daha önce de bahsedildiği gibi, yöntemlerin duyarlı oldukları araştırma derinlikleri farklı olduğu için yüzeye yakın hız bilgileri MASW ve RWE dispersiyon eğrilerinin çakışmasına dayanarak (Şekil 4.15b) V_{SM} değerlerinden, derine ait hız bilgileri ise V_{SE} değerlerinden alınarak birleştirilmiş hız (V_{SM+E}) kesitleri elde edilmiştir (Şekil 5.4).

Çalışma alanında alınan ölçümlerden elde edilen V_{SM+E} değeri; 5, 10, 15, 20, 30, 50, 75 ve 100 m derinlikleri için kat haritaları oluşturulmuştur (Şekil 5.5). Ayrıca, alınan ölçümlerin birbirini kesen ızgara şeklindeki dağılımlarından yararlanılarak bölgenin 3B’lu kesme dalgası hızı (V_{SM+E}) modeli elde edilmiştir (Şekil 5.6). Elde edilen 3B modelin;

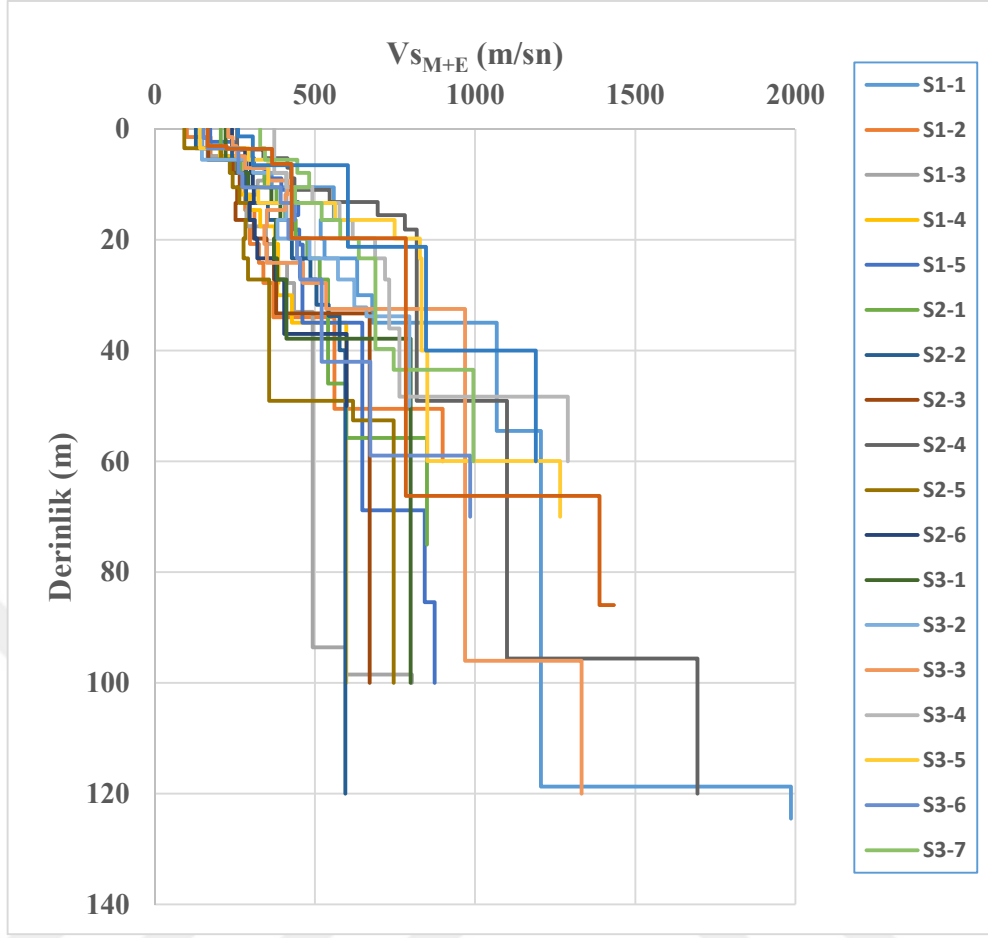
güneybatı (Şekil 5.6a), güneydoğu (Şekil 5.6b), kuzeydoğu (Şekil 5.6c) ve kuzeybatı (Şekil 5.6d) yönlerinden görünüşleri ile tüm çalışma alanının kesme dalgası hızının (V_{SM+E}) incelenebilmesi sağlanmıştır.



Şekil 5.2. MASW yönteminden elde edilen 1B'lu kesme dalgası hız modelleri (V_{SM})



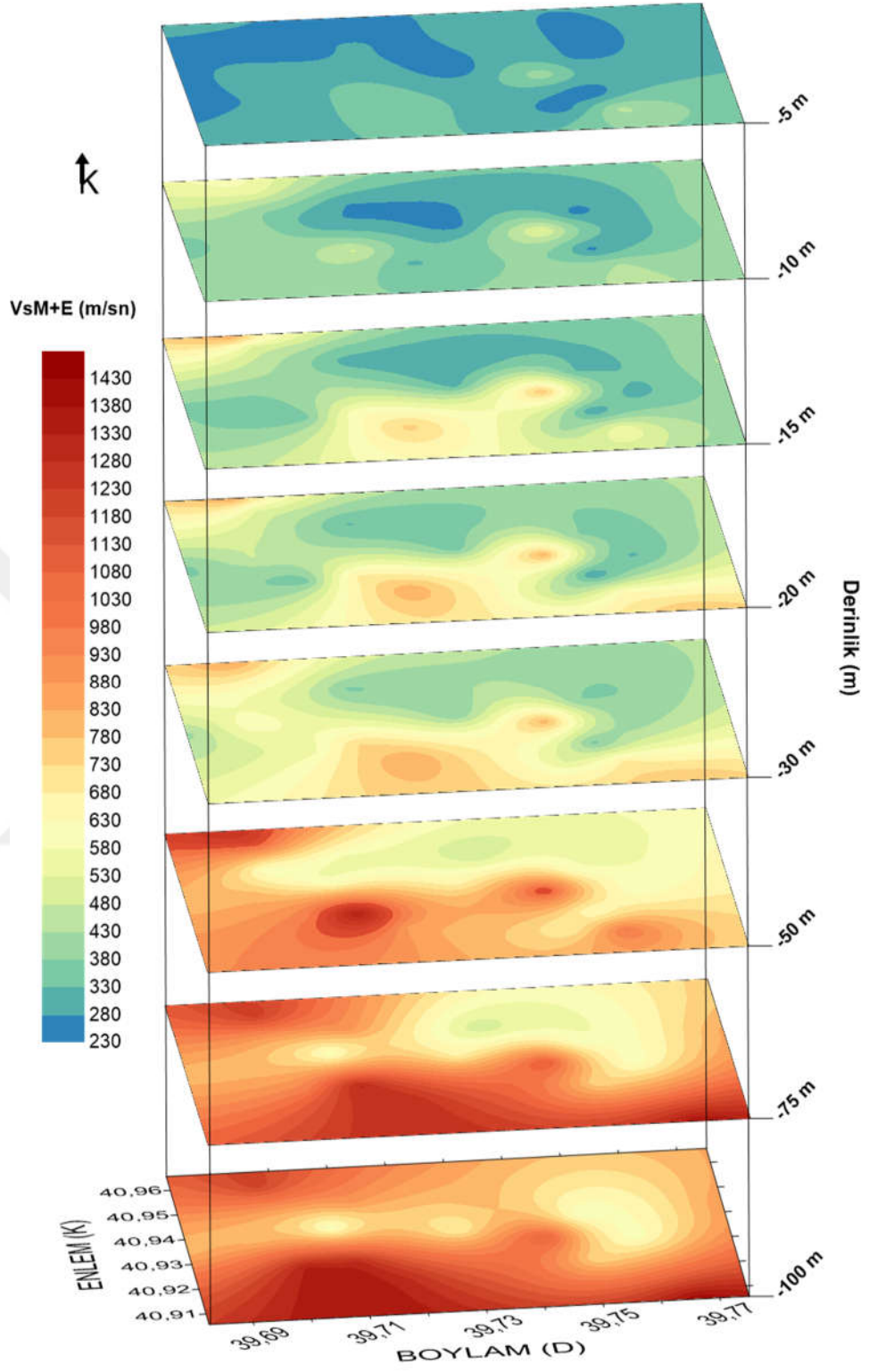
Şekil 5.3. RWE yönteminden elde edilen 1B'lu kesme dalgası hız modelleri (V_{SE})



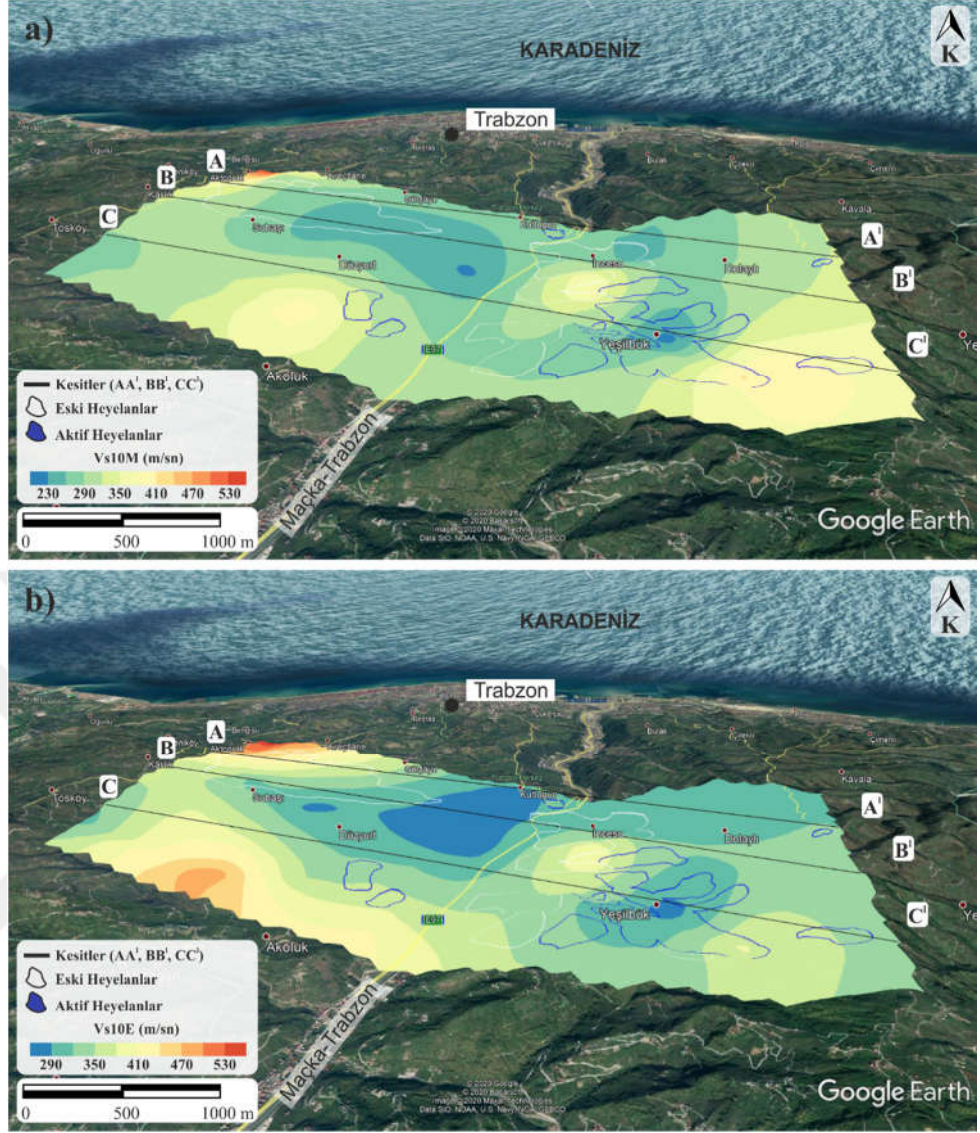
Şekil 5.4. MASW ve RWE yöntemlerinden elde edilen birleştirilmiş 1 boyutlu (1B) kesme dalgası hız modelleri

1 boyutlu (1B) hız grafikleri, kat haritaları ve 3 boyutlu (3B) hız modeli incelendiğinde; çalışma alanındaki hız değişiminin 100 ile 1986 m/sn arasında değiştiği görülmektedir. Ayrıca, heyelanlara karşılık gelen kesme dalgası hızlarının düşük olduğu ve anakaya derinliğinin bu bölgede en az 15 m olduğu ifade edilebilir.

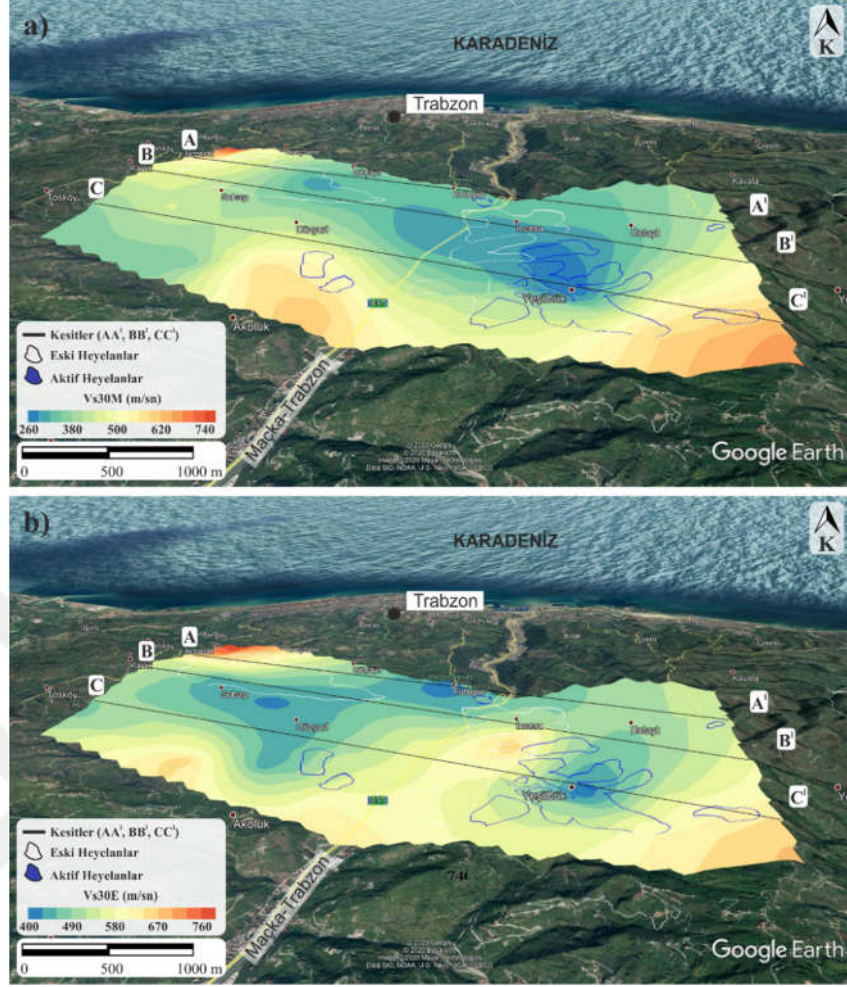
MASW ve RWE yöntemlerinden elde edilen hız bilgileri (V_{SM} ve V_{SE}) kullanılarak ilk 10 (V_{S10M} , V_{S10E}) ve 30 m'deki (V_{S30M} , V_{S30E}) ortalama kesme dalgası hızları hesaplanmıştır (Şekil 5.7 ve Şekil 5.8). İlk 30 m'deki ortalama kesme dalgası hızı (V_{S30}), mühendislik problemlerinin çözümünde; zemin sağlamlığında ve sınıflamasında sıklıkla kullanılmaktadır. Çalışma alanında, elde edilen (V_{S30M}) değerine göre; NEHRP (2001), Eurocode 8 (2004) ve Türkiye Deprem ve Bina Yönetmeliği'ne (TDBY, 2018) göre zemin sınıflamaları yapılmıştır (Şekil 5.9). Zemin sınıflamasına göre çalışma alanı; C-D (NEHRP, 2001), B-C (Eurocode 8, 2004) ve ZC-ZD (TDBY, 2018) olarak sınıflandırılmıştır (Şekil 5.9).



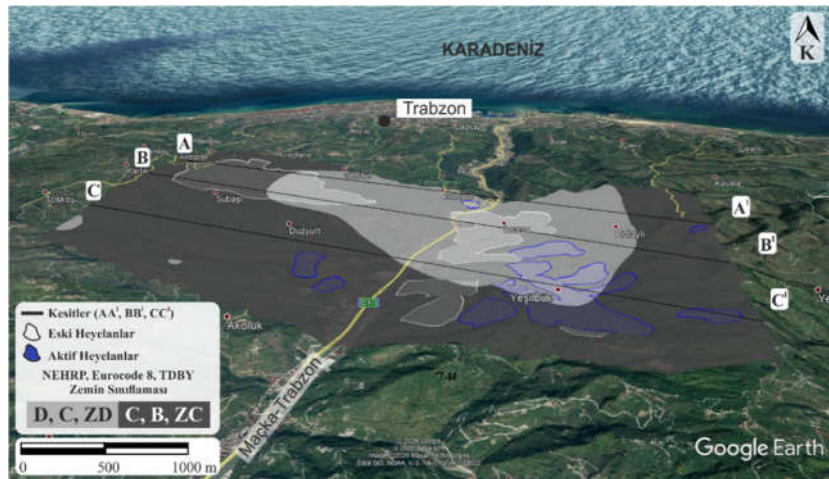
Şekil 5.5. Çalışma alanının kesme dalgası hızı (V_{sM+E}) kat haritaları



Şekil 5.7. a) MASW yönteminden (V_{s10M}), b) RWE yönteminden (V_{s10E}) elde edilen ilk 10 m'deki ortalama kesme dalgası hızı kontur haritaları



Şekil 5.8. a) MASW yönteminden (V_{s30M}), b) RWE yönteminden (V_{s30E}) elde edilen ilk 30 m'deki ortalama kesme dalgası hızı kontur haritaları



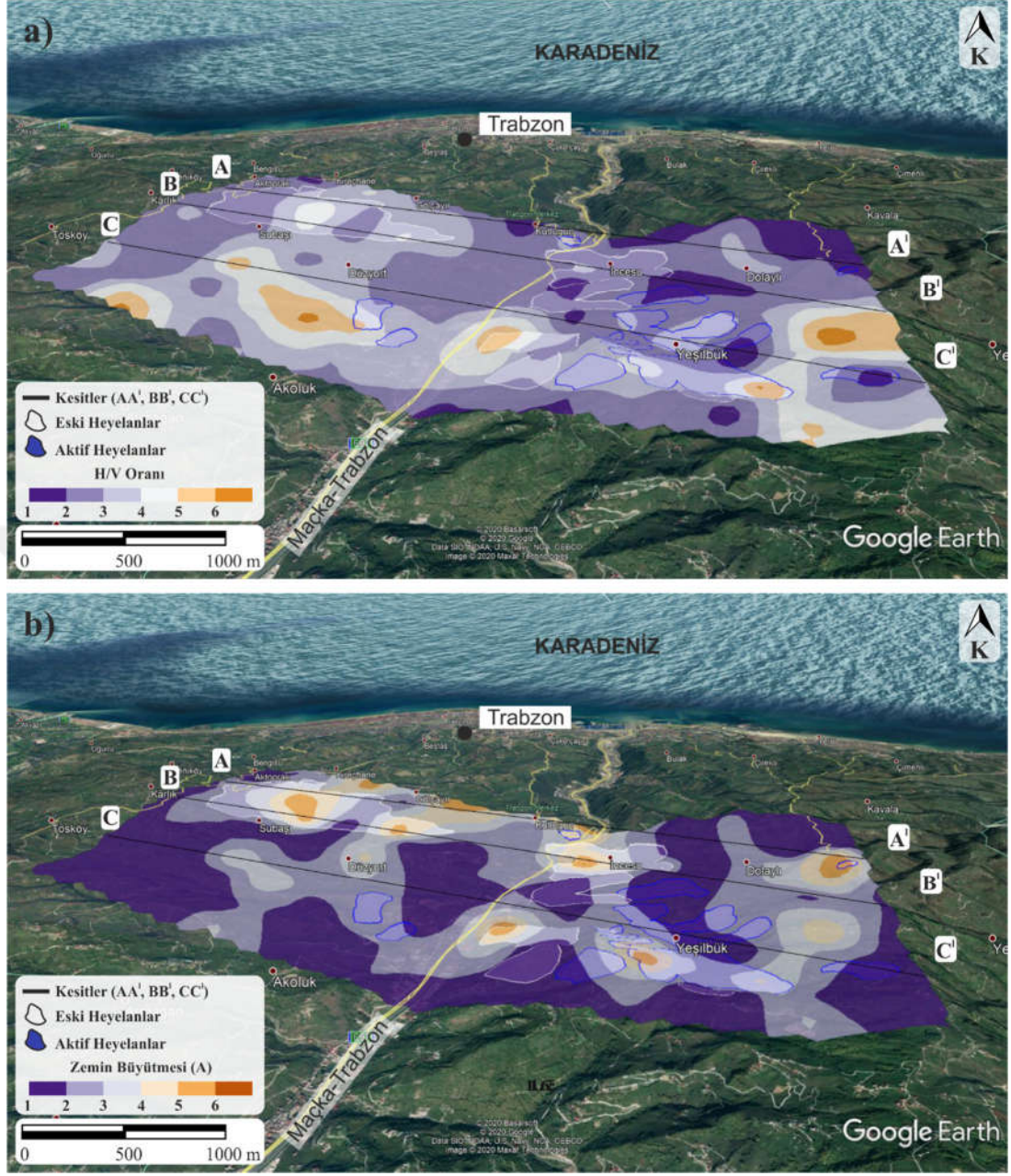
Şekil 5.9. Çalışma alanının; NEHRP (2001), Eurocode 8 (2004) ve Türkiye Deprem ve Bina Yönetmeliği'ne (TDBY, 2018) göre zemin sınıflaması

5.1.3. Zemin Büyütmesi ve H/V Oranı

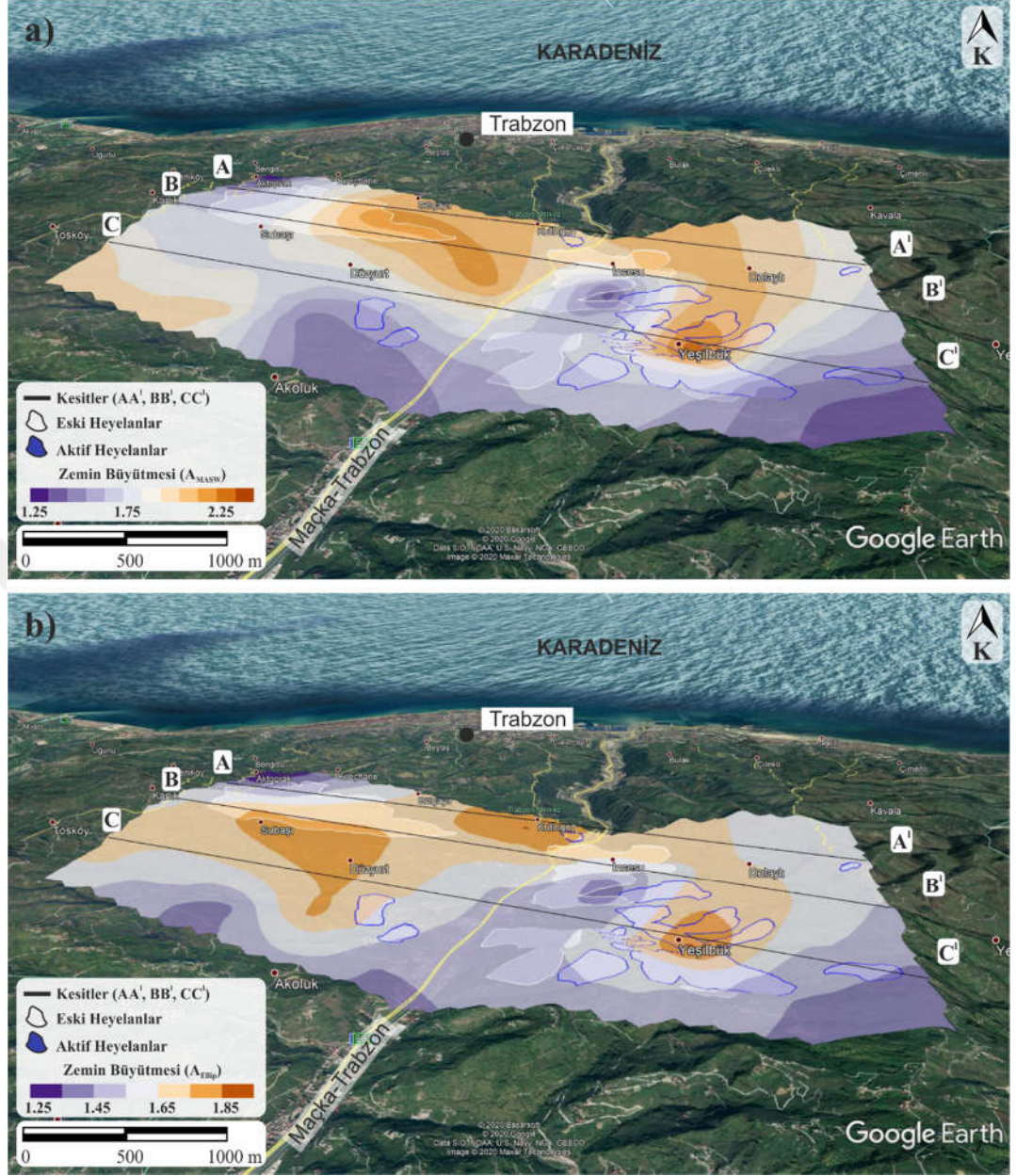
Yapılan çalışmalarla, HVSR yönteminden (H/V), S/R yönteminden (A), RWE yönteminden (A_{Ellip} , $AHSA_{Ellip}$) ve MASW (A_{MASW} , $AHSA_{MASW}$) yönteminden zemin büyütmeleeri hesaplanmıştır. Bilindiği gibi H/V oranı gerçek zemin büyütmesini ifade etmemektedir. Bu nedenle, H/V oranı zemin büyütmesi olarak ifade edilmemiştir.

H/V oranı ve A değerleri karşılaştırıldığında; A değeri heyelanlar üzerinde 5-6'ya kadar çıkabilmekteyken, heyelan olmayan alanlarda 1-4 arasında değişmektedir. Zemin baskın periyotları ile karşılaştırıldığında yüksek periyotlu heyelan alanlarında yüksek A değeri görülmektedir. H/V oranının zemin büyütmesini ifade etmediği bilindiğinden, H/V oranları ile periyotlar arasında beklenildiği gibi uyum görülmemektedir. (Şekil 5.10).

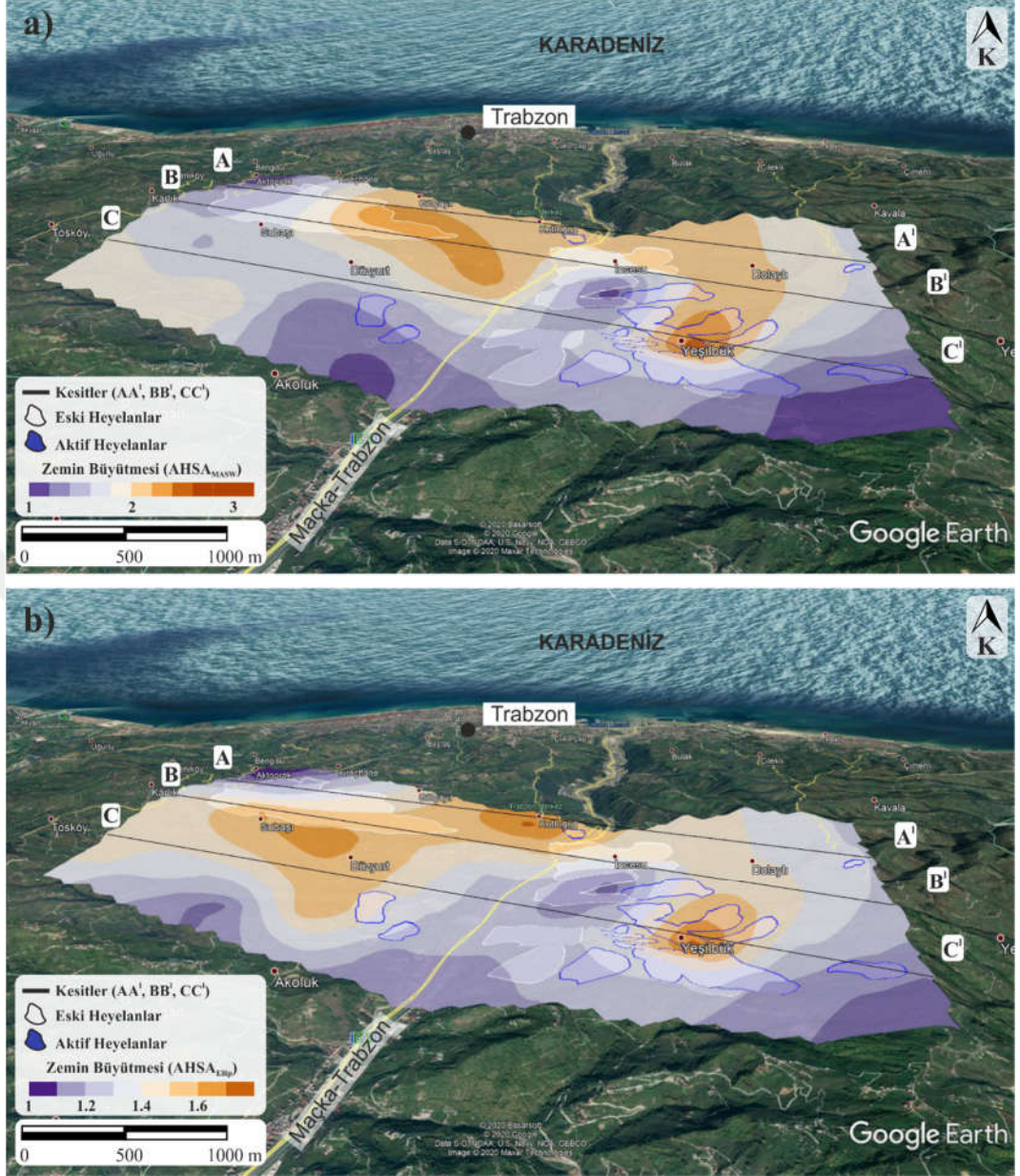
Kesme dalgası hızları yardımıyla (V_{SM} , V_{SE}) hesaplanan, ilk 30 metredeki ortalama kesme dalgası hız bilgileri (V_{S30M} , V_{S30E}) kullanılarak, deneysel (ampirik) olarak zemin büyütmesi hesaplanabilmektedir. Midorikawa (1987) ve Borchardt ve diğerlerine (1991) göre; MASW ve RWE yöntemlerinden hesaplanan zemin büyütmeleeri sırasıyla A_{MASW} , A_{Ellip} , $AHSA_{MASW}$ ve $AHSA_{Ellip}$ olarak tanımlanmıştır (Şekil 5.11 ve Şekil 5.12). Bu zemin büyütmesi sonuçları birbiri ile uyumlu olmasına rağmen S/R yönteminden elde edilen "A" değeri ile uyumlu değildir. Bunun sebebi deneysel bağıntıların bölgelere özgü olmasıdır. Heyelan üzerindeki A_{MASW} , A_{Ellip} , $AHSA_{MASW}$ ve $AHSA_{Ellip}$ değerleri diğer bölgelerden yüksek olmasına rağmen bölgenin zemin büyütmesini, S/R yönteminden elde edilen "A" değeri doğru olarak tanımlamaktadır.



Şekil 5.10. a) HVSR yönteminden elde edilen H/V oranı ve b) S/R yönteminden elde edilen (A) zemin büyütmesi kontur haritaları



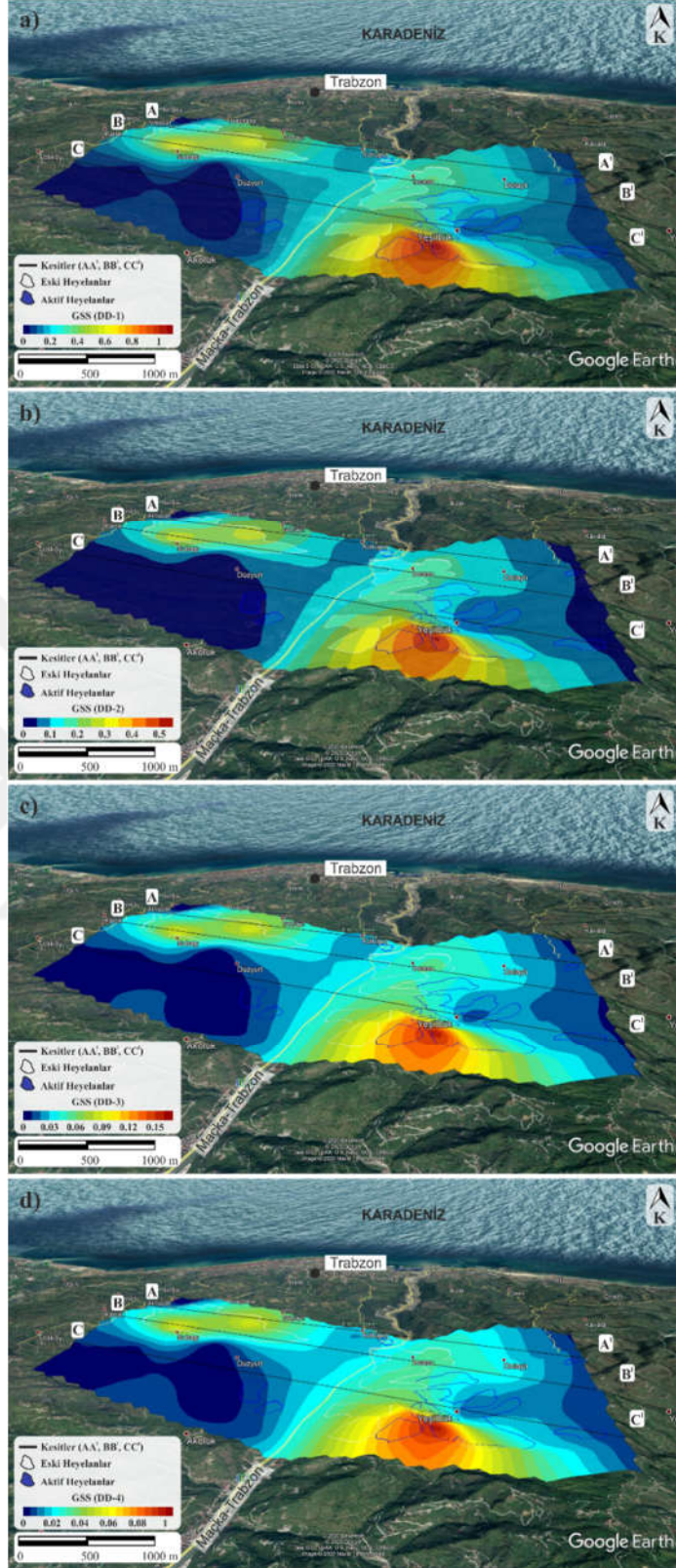
Şekil 5.11. a) MASW (A_{MASW}) ve b) RWE (A_{Ellip}) yöntemlerinden elde edilen zemin büyütmesi kontur haritaları



Şekil 5.12. a) MASW ($AHSA_{MASW}$) ve b) RWE ($AHSA_{Ellip}$) yöntemlerinden elde edilen zemin büyütmesi kontur haritaları

5.1.4. Zemin Kayma Gerilmesi

Çalışma alanında alınan ölçümler kullanılarak, dördüncü bölümde bahsedildiği gibi Türkiye Bina ve Deprem Yönetmeliği'ne (TBDY, 2018) göre DD-1, DD-2, DD-3 ve DD-4 (Tablo 4.3) ile tanımlanan deprem yer hareketi düzeyleri için Zemin Kayma Gerilmesi hesaplanmıştır (Şekil 5.13). Şekiller incelendiğinde yer yer GSS değerlerinin 10^{-2} - 10^{-1} düzeyinde değiştiği görülmektedir. Bu aralıktaki değerler, heyelan hareketi ve zemin çökmesini karakterize etmektedir.

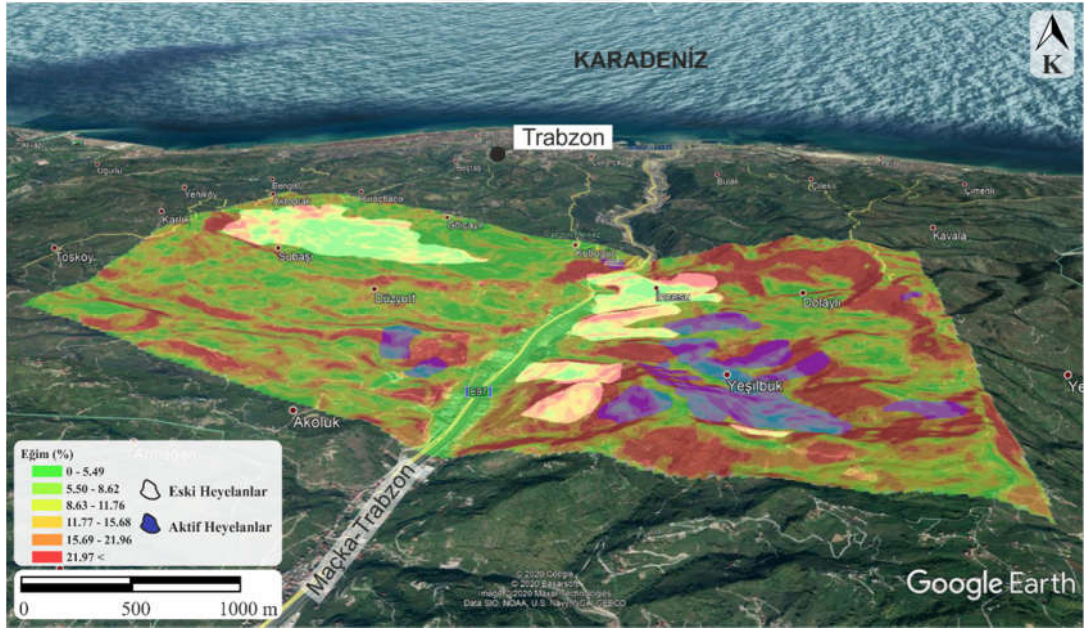


Şekil 5.13. 50 yılda aşılma olasılığı; a) DD-1, (tekrarlanma periyodu 2475 yıl) %2 b) DD-2, (tekrarlanma periyodu 475 yıl) %10 c) DD-3, (tekrarlanma periyodu 72 yıl) %50 ve d) DD-4, (tekrarlanma periyodu 43 yıl) %68 olan deprem yer hareketi düzeyleri için Zemin Kayma Gerilmeleri

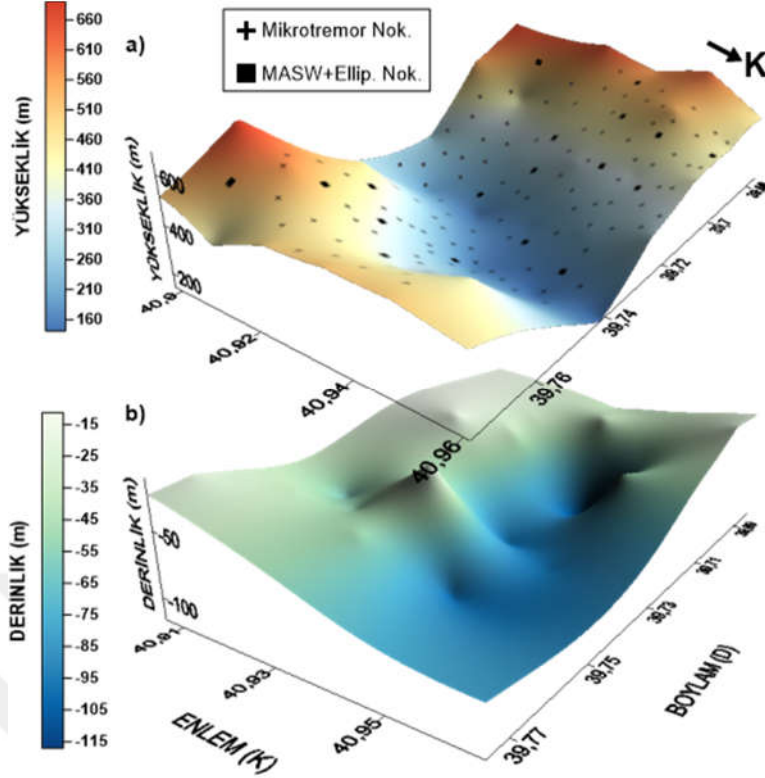
5.1.5. Derinlik, Yükseklik ve Eğim

Çalışma alanının yükseklik değerleri USGS (United States Geological Survey) kaynağından edinilmiş (URL-7, 2019) eğim değerleri ise ArcMap (URL-8, 2020) programı yardımıyla bu yükseklik verilerinden hesaplanmıştır (Şekil 5.14. ve Şekil 5.15a). Eğim haritası incelendiğinde; heyelanların beklenildiği gibi yüksek eğimli bölgelerde meydana geldiği, çalışma alanının doğu ve özellikle de güneydoğusundaki yüksek eğimli bölgelerde meydana gelen heyelanların aktif heyelanlar olduğu görülmektedir.

Yapılan MASW ve RWE ölçümlerinden elde edilen kesme dalgası hızları kullanılarak (V_{SM+E}); 760 m/sn, anakaya başlangıç hızı olarak tanımlanmış ve çalışma alanının anakaya derinlikleri (D_{M+E}) belirlenmiştir. Bu bölgede anakaya derinliği yani yumuşak malzeme kalınlığı 15 m ile 115 m arasında değişmektedir (Şekil 5.15b).



Şekil 5.14. Çalışma alanının eğim haritası

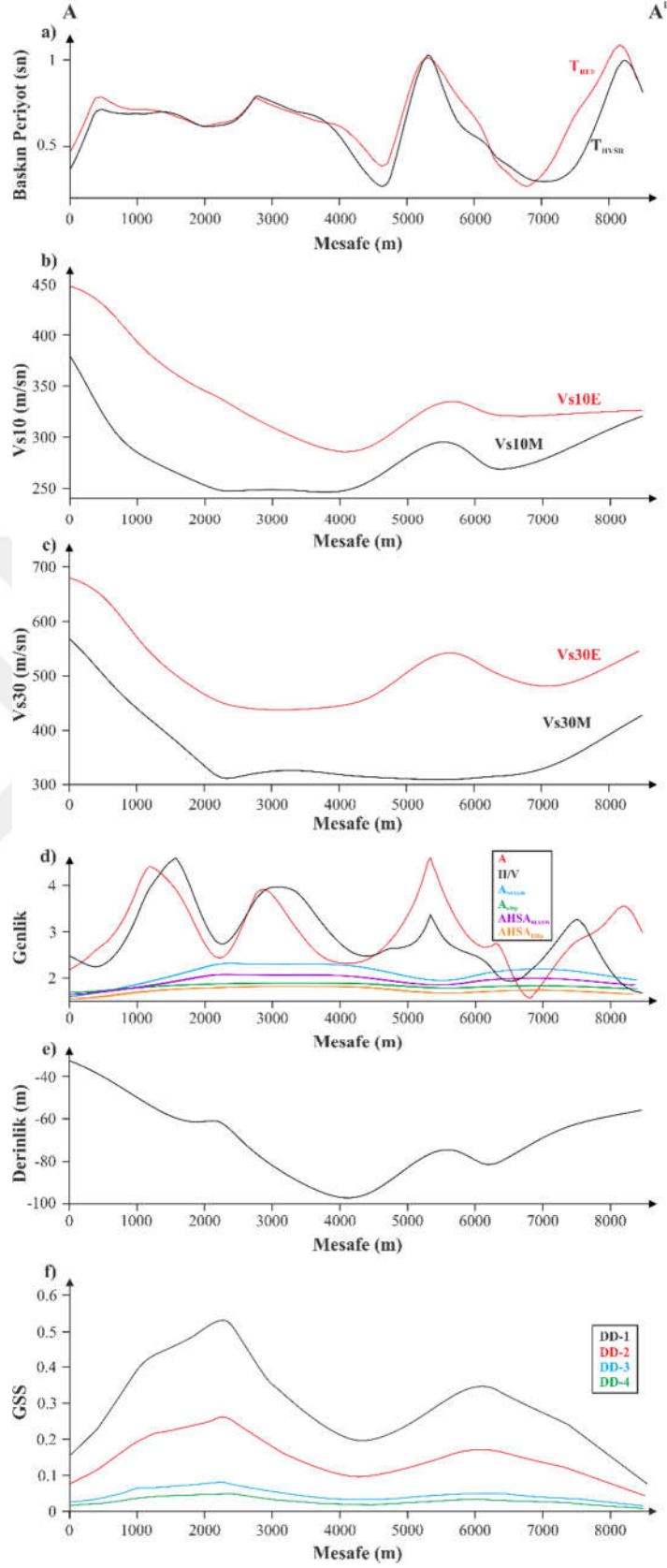


Şekil 5.15. a) Çalışma alanının yüksekliği ve b) anakaya ($V_s \geq 760$ m/sn) derinliği

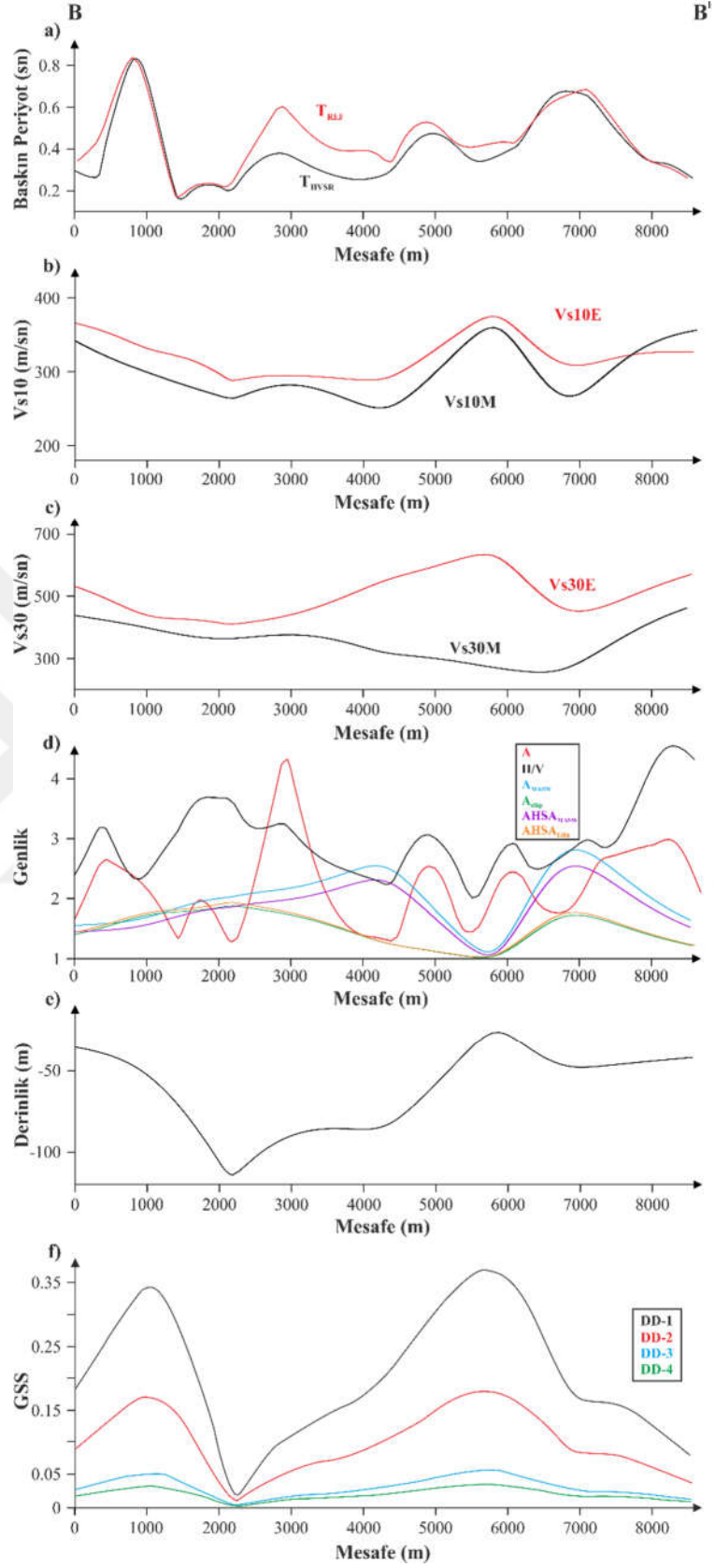
5.1.6. Farklı Yöntemlerden Elde Edilen Parametrelerin Karşılaştırılması

Yukarıda bahsedilen parametreler HVSR, S/R, RWE ve MASW olmak üzere farklı yöntemler kullanarak elde edilmiştir. Bu nedenle, hangi yöntemin, hangi şekilde daha doğru ve güvenilir sonuç verdiğinin belirlenebilmesi için bulgular karşılaştırılmıştır.

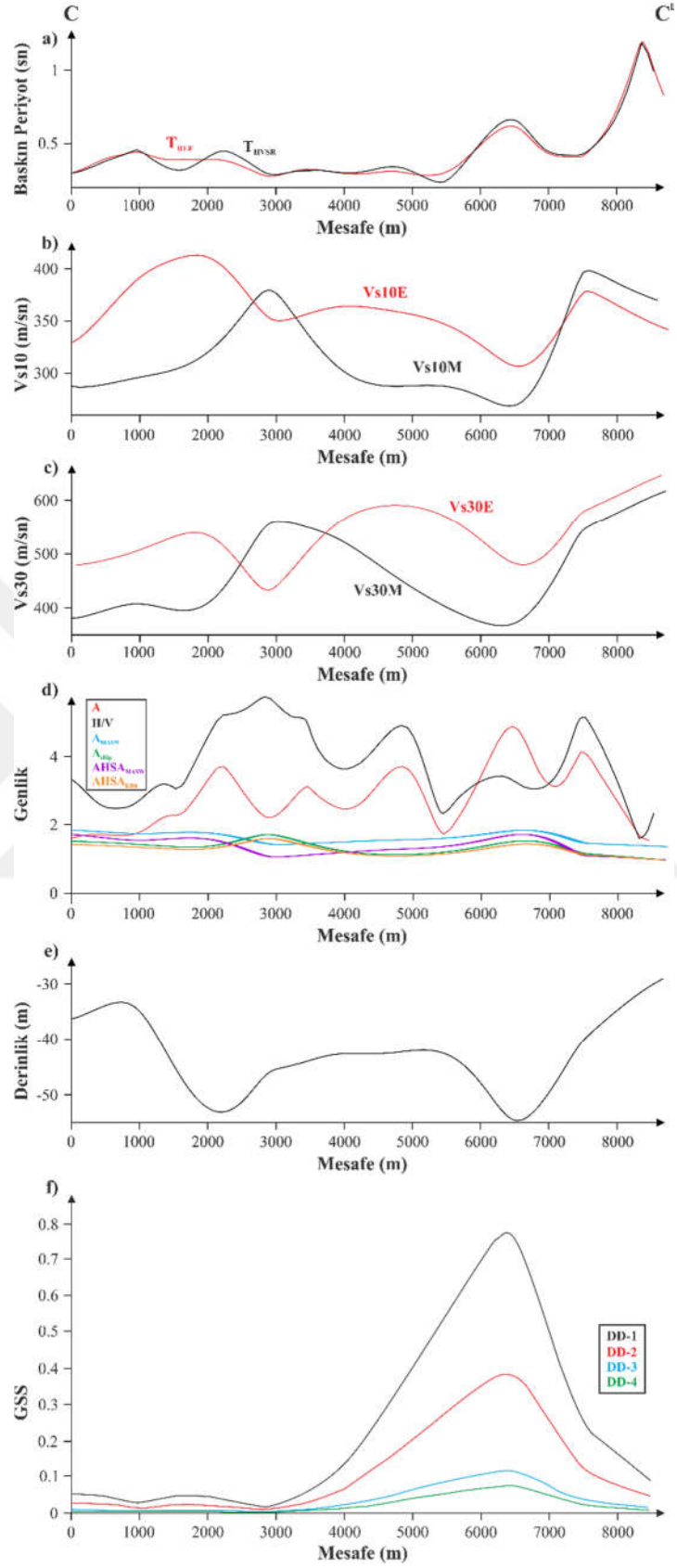
Karşılaştırma amacıyla, elde edilen haritalardan yaklaşık D-B uzanımlı; AA¹, BB¹ ve CC¹ olmak üzere 3 adet kesit alınmıştır. Şekil 5.16, Şekil 5.17 ve Şekil 5.18'de; zemin baskın periyodu, zemin büyütmesi, kesme dalgası hızı ve kesme dalgası hızı kullanılarak elde edilen; ilk 10 ve 30 m'deki ortalama kesme dalgası hızları, zemin kayma gerilmesi parametrelerinin karşılaştırmaları görülmektedir.



Şekil 5.16. AA¹ kesiti ile a) baskın periyot, b) Vs₁₀, c) Vs₃₀, d) zemin büyütmesi ve H/V oranı, e) derinlik ve f) GSS değerlerinin karşılaştırılması



Şekil 5.17. BB¹ kesiti ile a) baskın periyot, b) V_{s10} , c) V_{s30} , d) zemin büyütmesi ve H/V oranı, e) derinlik ve f) GSS değerlerinin karşılaştırılması



Şekil 5.18. CC1 kesiti ile a) baskın periyot, b) V_{s10} , c) V_{s30} , d) zemin büyütmesi ve H/V oranı, e) derinlik ve f) GSS değerlerinin karşılaştırılması

AA¹ kesiti incelendiğinde; zemin baskın periyodu değerlerinin (T_{HVSR} , T_{REF}) 0.3-1.1 sn arasında değiştiği görülmektedir. İlk 10 m'deki ortalama kesme dalgası hızları (V_{S10M} , V_{S10E}) 250-450 m/sn arasında ve ilk 30 m'deki ortalama kesme dalgası hızları (V_{S30M} , V_{S30E}) 300-680 m/sn arasında değişirken, V_{S30M} değerlerinden elde edilen zemin büyütme oranları (A_{MASW} , $AHSA_{MASW}$, A_{Ellip} , $AHSA_{Ellip}$) 1 ile 2.3 arasında değişmektedir. Ayrıca, HVSR ve S/R yöntemlerinden elde edilen zemin büyütmesi ve H/V oranı değerlerinin 1.1-4.8 arasında değiştiği görülmektedir. Bu kesit ile belirlenen derinlik değerleri 36-98 m arasında değişirken, GSS değerleri ise; DD-1 için 0.1-0.55, DD-2 için 0.98-2.4, DD-3 için 0.4-0.8 ve DD-4 için 0.15-0.25 değerleri arasında değişmektedir.

BB¹ kesiti incelendiğinde; zemin baskın periyodu değerlerinin (T_{HVSR} , T_{REF}) 0.15-0.85 sn arasında değiştiği görülmektedir. İlk 10 m'deki ortalama kesme dalgası hızları (V_{S10M} , V_{S10E}) 260-380 m/sn arasında ve ilk 30 m'deki ortalama kesme dalgası hızları (V_{S30M} , V_{S30E}) 280-650 m/sn arasında değişirken, V_{S30M} değerlerinden elde edilen zemin büyütme oranları (A_{MASW} , $AHSA_{MASW}$, A_{Ellip} , $AHSA_{Ellip}$) 1 ile 2.7 arasında değişmektedir. Ayrıca, HVSR ve S/R yöntemlerinden elde edilen zemin büyütmesi ve H/V oranı değerlerinin 1.3-4.3 arasında değiştiği görülmektedir. Bu kesit ile belirlenen derinlik değerleri 38-115 m arasında değişirken, GSS değerleri ise; DD-1 için 0.035-0.37, DD-2 için 0.025-0.15, DD-3 için 0.01-0.045 ve DD-4 için 0.10-0.03 değerleri arasında değişmektedir.

CC¹ kesiti incelendiğinde ise; zemin baskın periyodu değerlerinin (T_{HVSR} , T_{REF}) 0.10-1.3 sn arasında değiştiği görülmektedir. İlk 10 m'deki ortalama kesme dalgası hızları (V_{S10M} , V_{S10E}) 260-410 m/sn arasında ve ilk 30 m'deki ortalama kesme dalgası hızları (V_{S30M} , V_{S30E}) 350-660 m/sn arasında değişirken, V_{S30M} değerlerinden elde edilen zemin büyütme oranları (A_{MASW} , $AHSA_{MASW}$, A_{Ellip} , $AHSA_{Ellip}$) 1 ile 1.8 arasında değişmektedir. Ayrıca, HVSR ve S/R yöntemlerinden elde edilen zemin büyütmesi ve H/V oranı değerlerinin 1.8-5.7 arasında değiştiği görülmektedir. Bu kesit ile belirlenen derinlik değerleri 36-56 m arasında değişirken, GSS değerleri ise; DD-1 için 0.05-0.78, DD-2 için 0.025-0.35, DD-3 için 0.01-0.085 ve DD-4 için 0.005-0.06 değerleri arasında değişmektedir.

6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu tez çalışması ile Trabzon ili Ortahisar ilçesinin güneyinde bulunan heyelanlı alanların zemin özellikleri, yüzey dalgası yöntemleri kullanılarak belirlenmiştir. Elde edilen sonuçların, bölgenin mevcut ve/veya geliştirilecek imar planına bilimsel anlamda bir kaynak olacağı düşünülmektedir. Çalışmada; Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (YDÇKA, MASW) ve Tek İstasyon Mikrotremor yöntemleri (Nakamura Yatay/Düşey (H/V) Spektral Oran; HVSR, Referans İstasyonuna Göre Spektral Oranlar Yöntemi; S/R, Rayleigh Dalgası Eliptikliğinin Ters Çözümü; RWE) kullanılarak farklı analizler yapılmıştır. Yöntemlerden elde edilen parametreler karşılaştırılarak aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

Tek istasyon mikrotremor kayıtlarından elde edilen zemin baskın periyotları (T_{HVSR} , T_{REF}); çalışma alanının güneybatısında 0.1-0.5 sn arasında değişirken, çalışma alanının kuzeybatısında ve güneydoğusunda yer alan heyelanlar üzerinde 1.3 sn'ye kadar çıkabilmekte (Şekil 5.1) ve kesitler üzerinde de benzer bir sonuç görülmektedir (Şekil 5.16a, Şekil 5.17a ve Şekil 5.18a). MASW ve RWE yöntemlerinden hesaplanan zemin baskın periyotları (T_{MASW} , T_{Ellip}) ise heyelanlı alanlar dışında T_{HVSR} , T_{REF} değerleri ile oldukça uyumludur (Tablo 5.2). Bahsedilen uyumsuzluğun, heyelanların kalın alüvyon tabakaları nedeniyle araştırma derinliğinin kısıtlanmasından kaynaklandığı düşünülmektedir. Araştırma derinliğine dâhil olan her tabakanın kalınlığı ve kesme dalgası hız değerleri hesaplamaya eklendikçe T_{MASW} , T_{Ellip} değerleri ile T_{HVSR} , T_{REF} değerlerinin uyumu artmıştır. Bu nedenle; özellikle araştırma derinliğinin aktif kaynağa bağlı olarak yetersiz kaldığı durumlarda, zemin baskın periyodunun tek istasyon mikrotremor kayıtları ile belirlenmesinin daha güvenilir olacağı düşünülmektedir. Zemin baskın periyotları kullanılarak yapılan zemin sınıflamasına göre (Kanai ve Tanaka, 1961); heyelan bulunmayan açık mavi renkli alanların zemin sınıfı II-III, sarı-turuncu-kırmızı renkli alanların zemin sınıfı ise III-IV olarak belirlenmiştir (Şekil 5.1). SK1, SK2 ve SK3 bölgelerindeki sondaj logları incelendiğinde (Şekil 4.6, Şekil 4.7 ve Şekil 4.8), Tablo 3.6'ya göre bu bölge için elde edilen II-III-IV zemini tanımları ile örtüştüğü görülmektedir. Bu sonuçlar; zemin baskın periyodu değerlerinin 0.1-0.5 sn olduğu alanlarda diğer alanlardan daha sağlam zeminlerin olduğunu, daha büyük olan 0.8-1.3 sn gibi değerlerin ise heyelanlı alanlardaki sağlam olmayan zeminlerin bulunduğunu ifade etmektedir. Ayrıca dikkat edilmesi gereken diğer bir durum ise rezonans riskidir. Düşük zemin baskın periyodu veren

alanlarda düşük katlı binaların yapımı sırasında rezonans olayına dikkat edilmesi gerekirken, daha büyük zemin baskın periyoduna sahip alanlarda yüksek katlı binaların yapımı sırasında rezonans riski göz önünde bulundurulmalıdır. Dolayısı ise çalışma alanında görülen heyelanlı alanlardaki yapılacak olan yüksek katlı yapıların mühendislik hizmetleri açısından büyük özen gösterilmeli, gerekirse yüksek katlı binaların yapımından kaçınılmalıdır.

MASW ve RWE yöntemlerinden elde edilen kesme dalgası hızları (V_{SM} , V_{SE}) incelendiğinde (Şekil 5.2 ve Şekil 5.3); yüzeye yakın tabakaların V_{SE} değerlerinin, belirgin bir biçimde V_{SM} değerlerinden yüksek olduğu görülmektedir. Bölgedeki sondaj çalışmaları ve MASW yönteminden elde edilen kesme dalgası hızları incelendiğinde bu yüksek değerlerin gerçeği yansıtmadığı ifade edilebilir. Bunun nedeni RWE yönteminin derine daha duyarlı olmasıdır. Bu nedenle, çalışma alanı için kesme dalgası hız modelleri elde edilirken daha önce de bahsedildiği gibi, ilk 30 m'ye kadar elde edilen kesme dalgası hızları MASW ve RWE dispersiyon eğrilerinin çakışmasına dayanarak (Şekil 4.15b) MASW yönteminden, 30 m'den araştırma derinliğinin son noktasına kadar ise RWE yönteminden alınmış ve V_{SM+E} olarak isimlendirilmiştir (Şekil 5.4). Elde edilen bu V_{SM+E} hız modellerine göre, hız değişiminin 100 ile 1986 m/sn arasında gerçekleştiği ve bölgedeki sondajlardan elde edilen birimlerin literatür hız değerleri ile uyumlu olduğu gözlenmiştir. Aynı şekilde, SK1 bölgesindeki sondajlardan elde edilen birimlerin literatürden beklenen hız değerleri ile S1-2 ve S2-1 sismik profillerinden elde edilen hızlar, SK2 bölgesindeki sondajlardan elde edilen birimlerin literatür hızları ile ise S1-4 sismik profilinden elde edilen hız değerlerinin uyumlu olduğu görülmektedir. SK3 bölgesindeki sondajlara yakın bir noktada sismik profil bulunmadığından karşılaştırma yapılamamıştır. Çalışma alanına ait kesme dalgası hızı kat haritası (Şekil 5.5) ve 3B hız modeli incelendiğinde, bölgedeki anakaya derinliklerinin 15 m ile 115 m arasında değiştiği görülmektedir. Burada anakaya hız tanımının 760 m/sn hız değerine göre yapıldığı unutulmamalıdır. Anakaya derinlik haritası (Şekil 5.15) incelendiğinde en sığ yani 15 m'lik derinliğe sahip alanların, Şekil 5.1'de görülen çalışma alanının güneybatısındaki düşük zemin baskın periyotlu (0.1-0.3 sn) yani sağlam zemin özelliği gösteren alanlara karşılık geldiğini, en derin yani 115 m değerinin ise beklenildiği gibi çalışma alanının kuzeydoğusunda bulunan yüksek periyotlu (0.7-1.3 sn) heyelanlı alanlara karşılık geldiği görülmektedir. İleride yapılacak çalışmalarda her bir heyelana ait kayma dairesi, heyelan geometrisi vb. gibi o heyelan özelinde detay gerektiren bilgiler ölçüm aralıklarının çok daha fazla sıklaştırılmasıyla elde edilebilir. Özellikle elektrik öz direnç

yöntemi vb. gibi ek jeofizik yöntemler kullanılarak yeraltı su seviyesinin belirlenmesi heyelanların karakteri hakkında daha detaylı bilgi verecektir.

MASW ve RWE yöntemlerinden elde edilen kesme dalgası hızları (V_{SM} , V_{SE}) kullanılarak çalışma alanının ilk 10 (V_{S10M} , V_{S10E}) ve 30 m'deki (V_{S30M} , V_{S30E}) ortalama kesme dalgası hızları hesaplanmıştır. İlk 10 m'deki ortalama kesme dalgası hızı, temeli derin olmayan tek katlı basit yapıların inşası sırasında aydınlatıcı olması için, ilk 30 m'deki ortalama kesme dalgası hızı ise mühendislik yapılarının inşası sırasında kullanılması ve zemin sınıflamasının yapılabilmesi amacıyla hesaplanmıştır. Bir önceki paragrafta bahsedildiği gibi derine daha duyarlı olan RWE yönteminden elde edilen V_{S10E} ve V_{S30E} değerleri yerine sığ araştırmalara daha duyarlı olan MASW yönteminden elde edilen hız değerlerinin (V_{S10M} , V_{S30M}) ilk 10 ve 30 m'deki ortalama hız hesabında kullanılması daha doğru ve güvenilir sonuçlar verecektir (Şekil 5.16b-c, Şekil 5.17 b-c ve Şekil 5.18 b-c). V_{S30M} değerleri kullanılarak; National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP, 2001), Eurocode 8 (2004) ve Türkiye Deprem ve Bina Yönetmeliği'ne (TDBY, 2018) göre yapılan zemin sınıflamaları sonucunda bölgede iki farklı zemin türü olduğu görülmüştür (Şekil 5.9). Heyelanların yoğun olarak bulunduğu, zemin baskın periyodu yüksek alanlarda zemin sınıfları; NEHRP'e (2001) göre D, Eurocode 8'e (2004) göre C ve TDBY'ye (2018) göre ise ZD olarak tanımlanmıştır. Zemin baskın periyotlarının düşük olduğu bölgelerdeki zemin sınıfları ise; NEHRP'e göre C, Eurocode 8'e göre B ve TDBY'ye (2018) göre ise ZC olarak tanımlanmıştır.

Tek istasyon kayıtları kullanılarak elde edilen H/V oranı, "A" değeri (Şekil 5.10), MASW ve RWE yöntemlerinden deneysel bağıntılardan hesaplanan A_{MASW} , $A_{HSA_{MASW}}$, A_{Ellip} , $A_{HSA_{Ellip}}$ değerleri (Şekil 5.11 ve Şekil 5.12) karşılaştırıldığında (Şekil 5.16d, Şekil 5.17d ve Şekil 5.18d) birbirleri ile olan uyumsuzlukları göze çarpmaktadır. Özellikle heyelan üzerindeki V_{S30M} değerleri (278-420 m/sn) düşük olan bölgelerde; A_{MASW} , $A_{HSA_{MASW}}$, A_{Ellip} , $A_{HSA_{Ellip}}$ ve H/V oranı değerlerinin oldukça düşük olması bu değerlerin gerçek zemin büyütmesi yansıtmadığını ifade etmektedir. S/R yönteminde ise hem anakaya hem de alüvyon üzerindeki ölçümlerin doğrudan birbirlerine oranlanmasıyla zemin büyütmesinin elde edilmesi ve bir kabule ya da deneysel bağıntıya dayanmaması, bu yöntemin sonuçlarının daha doğru ve güvenilir olduğunu düşündürmektedir.

MASW ve RWE yöntemlerinden elde edilen V_{SM+E} değerleri (≥ 760 m/sn) kullanılarak çalışma alanının anakaya derinlikleri elde edilmiştir. Değerler incelendiğinde çalışma

alanının vadi şeklindeki yapısı alınan kesitlerden görülebilmektedir (Şekil 5.16e, Şekil 5.17e ve Şekil 5.18e).

Çalışma kapsamında uygulanan; S/R yönteminden elde edilen gerçek büyütme (A), HVSR yönteminden elde edilen zemin baskın frekansı (f_{HVSR}), MASW yönteminden elde edilen ilk 30 metreye ait ortalama kesme dalgası hızı (V_{S30M}) ve TDBY (2018)'den alınan PGA değerleri kullanılarak zemin kayma gerilmesi (GSS) hesaplanmıştır. PGA değerleri TDBY (2018)'de tanımlanmış olan DD-1, DD-2, DD-3 ve DD-4 (Tablo 4.3) deprem yer hareketi düzeyleri için ayrı ayrı elde edilmiştir (Şekil 5.13). Hesaplamalar sonucunda bu değerlerin 0.00071-1.05193 arasında değiştiği ve beklendiği gibi heyelanlı bölgelerde en yüksek değerini aldığı görülmektedir. En küçük değerler; 50 yılda aşılma olasılığı %68 (tekrarlanma periyodu 43 yıl) olan deprem yer hareketi düzeyi (DD-4) için çalışma alanının güneybatısında görülmektedir. En büyük değerlerin ise 50 yılda aşılma olasılığı %2 (tekrarlanma periyodu 2475 yıl) olan deprem yer hareketi düzeyi (DD-1) için çalışma alanında bulunan heyelanlar üzerinde elde edildiği görülmektedir. Çalışma alanının güneydoğusunda, kuzeybatısında ve kuzeydoğusunda elde edilen 10^{-2} - 10^{-1} düzeyindeki GSS değerleri bu alanların heyelanlara yatkın olduğunu net bir şekilde göstermektedir. Alınan kesitler üzerinde de özellikle vadi kenarlarında belirgin şekilde artış gösteren bu değerlerin (Şekil 5.16f, Şekil 5.17f ve Şekil 5.18f) karşılık geldiği alanlar; zemin baskın periyodu, zemin büyütmesi ve arazi eğiminin yüksek (Şekil 5.14), kesme dalgası hızının ise düşük olduğu alanlardır.

7. KAYNAKLAR

- Akgün, A. ve Bulut, F., 2007. "GIS-Based Landslide Susceptibility for Arsin-Yomra (Trabzon, North Turkey) Region", *Environ Geol*, 51, 1377–1387.
- Akgün, M., Gönenç, T., Pamukçu, O., Özyalın, Ş. ve Özdağ, Ö.C.. 2013, Mühendislik Ana Kayasının Belirlenmesine Yönelik Jeofizik Yöntemlerin Bütünleşik Yorumu: İzmir Yeni Kent Merkezi Uygulamalar, *Geophysics*, 26(2), 67-80.
- Aki, K., 1957. Space And Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, With Special Reference to Microtremors, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 35, 415-456.
- Akın, O. ve Sayıl, N., 2013. "Geophysical Survey on A Landslide Area is in the Trabzon City Centre Northern Turkey", 7th Congress of the Balkan Geophysical Society, 62-00044.
- Akın, O. ve Sayıl, N., 2016. "Site Characterization Using Surface Wave Methods in the Arsin-Trabzon Province, NE Turkey", *Environmental Earth Sciences*, 75-72.
- Aktuğ, B., Doğru, A., Özener, H. Ve Peyret, M., 2015, Slip Rates And Locking Depth Variation Along Central and Easternmost Segments of North Anatolian Fault, *Geophys. J. Int*, 202(3), 2133–2149.
- Aktuğ, B., Özener, H., Dogru, A., Sabuncu, A., Turgut, B., Halıcıoğlu, K., Yılmaz, O. ve Havazlı, E., 2016. Slip Rates and Seismic Potential on the East Anatolian Fault System Using An Improved GPS Velocity Field, *J Geodynamics*, 94-95, 1-12.
- Apostolidis, P., Raptakis, D. Ve Roumelioti, Z., 2004. "Determination of S-Wave Velocity Structure Using Microtremors and Spac Method Applied in Thessaloniki (Greece)", *Soil Dyn. Earthq. Eng*, 24(1), 49–67.
- Bard, P. Y., 1998. Microtremor Measurements: A Tool for Site Effect Estimation, *Proceedings of the 2nd International Symposium on the Effects of Surface Geology On Seismic Motion*, EGS98, Japan, 3, 1251-1279.
- Bektaş, O., Yılmaz, C., Taşlı, K., Akdağ, K. ve Özgür, S., 1995. Cretaceous Rifting of the Eastern Pontide Carbonate Platform (NE Turkey): The Formation of Carbonates Breccias and Turbidites As Evidences of A Drowned Platform, *Geologia*, 57(1-2), 233-244.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F. ve Bard, P.-Y., 2006. The Nature of Noise Wavefield and Its Applications for Site Effects Studies. A Literature Review. *Earth-Science Reviews* (2006), 79, 205-227.
- Borcherdt, R. D., Wentworth, C. M., Glassmoyer, G., Fumal, T., Mork, P. ve Gibbs, J., 1991. On the Observation and Predictive GIS Mapping of Ground Response in the San Francisco Bay Region, California: Fourth International Conference On Seismic Zonation, Stanford, California, Proc, III, 545-552.

- Bullen, K.E. ve Bolt, B., 1985. An Introduction to the Theory of Seismology, 433, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Büyüksaraç, A., Bektaş, O., Yılmaz, H. ve Arısoy, M.O., 2013. Preliminary Seismic Microzonation of Sivas City (Turkey) Using Microtremor and Refraction Microtremor (Remi) Measurements, J. Seismol., 17, 425-435.
- Castellaro, S. ve Mulargia, F., 2009. V_{S30} Estimates Using Constrained H/V Measurements, Bull. Seismol. Soc. Am., 99, 761-773.
- Daubechies, I., 1992. Ten Lectures on Wavelets, SIAM.
- Dewey, J., Hempton, M., Kidd, W., Şaroğlu, F. ve Şengör, A., 1986. Shortening of Continental Lithosphere: The Neotectonics of Eastern Anatolia—a Young Collision Zone, Geological Society, London, Special Publications, 19, 1, 1-36.
- Dikmen, Ü., 2006. Mikrotremor Yöntemi, Veri Toplama, Veri İşlem ve Yorum, Kısa Kurs Notları, Cumhuriyet Üniversitesi, Sivas.
- Dobrin M. B., 1951. Dispersion in Seismic Surface Waves, Geophysics, 16, 63.
- Erdik, M., Şeşetyan, K., Demircioğlu, M.B., Hancılar, U., Zulfikar, C., Tuzun, C. ve Harmandar, E., 2014. Perspectives on European Earthquake Engineering and Seismology, Vol. 1. Gewerbestrasse: Springer International Publishing. Chapter 2, Rapid Earthquake Loss Assessment After Damaging Earthquakes, 53-95.
- Eris, E. ve Aksoy, H., 2014. Rainfall Triggered Landslide in Trabzon Province, Turkey. In: Ferrari E, Versace P, (Eds) Proceedings of the Mediterranean Meeting on “Monitoring, Modelling and Early Warning of Extreme Events Triggered by Heavy Rainfall”, University of Calabria, Cosenza, Italy, June 26-28, 253-259.
- Ersoy, H., 2007. Trabzon İli Katı Atıkları İçin Düzenli Depolama Yeri Seçimi ve Önerilen Düzyurt Düzenli Depolama Alanının Mühendislik Jeolojisi Açısından İncelenmesi, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Ersoy, H., Kaya, A., Angın, Z. ve Dağ, S., 2020, 2D and 3D Numerical Simulations of A Reinforced Landslide: A Case Study in NE Turkey, J. Earth Syst. Sci., (2020), 129 82, 1-12.
- Eurocode 8, 2004. Design of structures for earthquake resistance – Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings, Authority: The European Union Per Regulation 305/2011, Directive 98/34/EC, Directive 2004/18/EC.
- Eyüboğlu, Y., Bektaş, O., Seren, A., Maden, N., Jacoby, W.R. ve Özer, R., 2006. Three Axial Extensional Deformation and Formation of the Liassic Rift Basins in the Eastern Pontides (NE Turkey), Geologica Carpathica, 57 (5), 337-346.
- Eyüboğlu, Y., Chung, S.L., Santosh, M., Dudas, F.O. ve Akaryalı, E., 2011. Transition from Shoshonitic to Adakitic Magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: Implications for Slab Window Melting, Gondwana Research, 19, 413-429.
- Fah, D., Kind, F. ve Giardini, D., 2001. A Theoretical Investigation of Average H/V Ratios. Geophys. J. Int., 145, 535-549

- Fah, D., Kind, F. ve Giardini, D., 2003. Inversion of Local S-Wave Velocity Structures from Average H/V Ratios, and Their Use for the Estimation of Site-Effects. *J. Seismol*, 7, 449–467
- Fah, D., Stamm, G. ve Havenith, H.-B., 2008. Analysis of Three Component Ambient Vibration Array Measurements, *Geophys. J. Int*, 172, 199–213.
- Fah, D. ve diğ., 2009. Using Ellipticity Information for Site Characterisation, NERIES JRA4 “Geotechnical Site Characterization”, Taskb2-D4, Final Report.
- Flandrin, P., 1999. Time-Frequency / Time-Scale Analysis. Academic Press, San Diego.
- Gelişli, K. ve Ersoy, H., 2017. Landslide Investigation With the Use of Geophysical Methods: A Case Study in Northeastern Turkey. *Adv Biol Earth Sci*, 2, 52–64.
- Gökçe, O., Özden, S. ve Demir, A., 2008. Türkiye’de Afetlerin Mekansal ve İstatistiksel Dağılımı Afet Bilgileri Envanteri. Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Afet Etüt ve Hasar Tespit Dairesi Başkanlığı, Ankara, 112.
- Güven, İ.H., 1993. Doğu Pontidlerin 1/25 000 Ölçekli Jeolojisi ve Komplikasyonu, MTA, Ankara (Yayımlanmamış).
- Grandjean, G., Gourry, J. C., Sanchez, O., Bitri, A. ve Garambois, S., 2011. “Structural Study of the Ballandaz Landslide (French Alps) Using Geophysical Imagery”, *J. Appl. Geophys*, 75(3), 531–542.
- Hadi, A. I., vd., 2018. Regional Landslide Potential Mapping in Earthquake-Prone Areas of Kepahiang Regency, Bengkulu Province, Indonesia. *Geosciences*, 8, 219.
- Hobiger M., Cornou C., Wathelet M., Di Giulio G., KnapmeyerEndrun B., Renalier F. vd., 2013. Ground structure imaging by inversions of Rayleigh wave ellipticity: sensitivity analysis and application to European strong-motion sites. *Geophysical Journal International* 192(1), 207–229.
- Hu, J.F., Duan, Y.K., Hu, Y.L., Fu, Z.W., Wen, Y.B., Wu, X.P., Yang, R.H. ve Xu, Z.Y., 1999. “Inversion of Shear-Wave Velocity Structure in Shallow Soil From Rayleigh Waves”, *Chin J Geophys*, 42(3), 393–400.
- Ishihara, K., 1996. Soil Behaviour in Earthquake Geotechnics; Oxford University Press Inc, New York, NY, USA,
- ISSMFE, 1993. Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, Published by Japanese Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering,
- Issaadi, A., Semmane Fethi, Yelles-Chaouche, A., Galiana-Merino J.J. ve Layadi, K., 2020. A Shear-Wave Velocity Model in the City of Oued-Fodda (Northern Algeria) from Rayleigh Wave Ellipticity Inversion, *Appl. Sci*, 2020, 10(5), 1717.
- Jongmans, D., Bièvre, G., Renalier, F., Schwartz, S., Beaurez, N. ve Orengo, Y., 2009. “Geophysical Investigation of A Large Landslide in Glaciolacustrine Clays In the Trièves Area (French Alps)”, *Eng Geol*, 109(1–2), 45–56.
- Kanai, K., Tanaka, A. T. ve Oada, K., 1954. On microtremors, Bulletin of Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 32.

- Kanai, K. ve Tanaka A, T., 1961. on Microtremors VII, Bulletin of the Earthquake Research Institute, 39, 97-114.
- Kanai, K., 1983. Engineering Seismology, University of Tokyo, Japonya, 1983.251.
- Karlı, H., Şenkaya, G.V., Şenkaya, M. ve Güney, R., 2017. Investigation of Soil Structure in Uzungol Settlement Area by Shallow Seismic Methods. Eurasian Journal of Soil Science, 6, 134-143.
- Kavzoğlu, T., Şahin, E. K. ve Çölkesen, İ., 2010. CBS Tabanlı Çok Kriterli Karar Analizi Yöntemiyle Heyelan Duyarlılık Haritasının Üretilmesi: Trabzon İli Örneği, 3. Uzaktan Algılama ve Coğrafi Bilgi Sistemleri Sempozyumu, Gebze, Kocaeli.
- Kazmin, V.G., Sbortshikov, I.M., Ricou, L.E., Zonenshain, L.P., Boulin, J. ve Knipper, A.L., 1986. Volcanic belts as markers of the Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia, Tectonophysics, 123, 123-152.
- Keskin, S., Padoja, K. ve Bektaş, Ö., 2011. Coastal Uplift Along The Eastern Black Sea Coast: New Marine Terrace Data from Eastern Pontides (Turkey) and A Review, Journal of Coastal Research, 27 (6A), 63-73.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, MTA Dergisi, 66, 20-43.
- Kırmacı, Z. ve Akdağ, K., 2005. Origin of Dolomite in The Late Cretaceous-Paleocene Limestone Turbidite, Eastern Pontides, Turkey, Sedimentary Geology, 181, 39-57.
- Konno, K. ve Ohmachi, T., 1998. Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio Between Horizontal and Vertical Components, Bulletin of the Seismological Society of America, 88, 1, 228-241.
- Korkmaz, S., 1993. Stratigraphy of the Tonya–Düzköy (Southwest of Trabzon), Türkiye Jeoloji Bülteni, 36–1, 151–158.
- Lachet, C. ve Bard, P.Y., 1994. Numerical and Theoretical Investigation on the Possibilities and Limitations of the Nakamura's Technique, Journal of Physics of the Earth, 42, 377-397.
- Lardies, J. ve Gouttebroze, S., 2002. Identification of Modal Parameters Using the Wavelet Transform, Int. J. Mech. Sci, 44, 2263-2283.
- Layadi K., Semmane, F. ve Yelles-Chaouche, A., 2018. S-Wave Velocity Structure of Chlef City, Algeria, by Inversion of Rayleigh Wave Ellipticity, Near Surface Geophysics, 16, 328–339.
- Levenberg, K., 1944. A Method for the Solution of Certain Non-Linear Problems in Least Squares, Quarterly of Applied Mathematics, 2, 164–168.
- Lijun, S.U., ve diğ., 2015. “Shear Wave Velocity Analysis of A Deep Seated Gravel Landslide Structure Using the Microtremor Survey Method”, Earth and Environmental Science, 26, 012026.
- Maresca, R., Galluzzo, D., ve Del, P.E., 2006. “H/V Spectral Ratios and Array Techniques Applied to Ambient Noise Recorded in the Colfiorito Basin”, Central Italy, Bull Seismol Soc Am, 96(2):490–505.

- Marquardt, D., 1963. An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters, SIAM Journal, 11, 431–441.
- Midorikawa, S., 1987. Prediction of Isoseismal Map in the Kanto Plain Due to Hypothetical Earthquake, Journal of Structural Engineering, Vol.33B, 43-38 (In Japanese With English Abstract).
- Moro, G. D., Pipan, M., Forte, E. ve Finetti, I., 2003. Determination of Rayleigh Wave Dispersion Curves for Near Surface Applications in Unconsolidated Sediments, 73rd Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstract, 1247-1250.
- Nakamura, Y., 1989. A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Sub-Surface Using Microtremor on the Ground Surface, Quarterly Report of Railway Technical Research Institute, 30(1), 25-33.
- Nazarian, S., Yuan, D. ve Baker, M. R., 1985. Rapid Determination of Pavement Moduli With Spectral Analysis of Surface Waves Method, the Center for Geotechnical and Highway Materials Research, 1243-1.
- NEHRP, 2001. National Earthquake Hazards Reduction Program, Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings and Other Structures, 2000 edition, Part 1: Provisions (FEMA 368), Part 2: Commentary (FEMA 369).
- Nikishin, A.M., Korotaev, M.V., Ershov, A. ve Brunet, M.F., 2003. The Black Sea Basin: Tectonic History and Neogene-Quaternary Rapid Subsidence Modelling, Sedimentary Geology, 156, 149-168.
- Nogoshi, M. ve Igarashi, T., 1970. On The Propagation Characteristics of Microtremor, Journal of the Seismological Society of Japan, 23, 264– 280.
- Nogoshi, M. ve Igarashi, T., 1971. On the Amplitude Characteristic of Microtremor, Part II, Journal of Seismic Society of Japan, 24, 26-40.
- Okada, H., 2003. The Microtremor Survey Method (Geophysical Monograph Series No. 12), Society of Exploration Geophysicists, 135, Tulsa.
- Oliveira, C.S., Roca, A. ve Goula, X., Assessing and Managing Earthquake, 2008. Risk; Geo-Scientific and Engineering Knowledge for Earthquake Risk Mitigation: Developments, Tools, Techniques, Springer, Dordrecht, the Netherlands, 67–78, ISBN 13-978-1-4020-3608-8.
- Omori, F., 1908. On Microtremors, Bulletin of the Earthquake Investigation Committee, 2-1, 1-6.
- Özener, H., Arpat, E., Ergintav, S., Doğru, A., Cakmak, R., Turgut, B. ve Doğan, U., 2010. Kinematics of the Eastern Part of the North Anatolian Fault Zone, J. Geodyn, 49(3–4), 141– 150.
- Özsayar, T., 1971. Geologie Und Palaentologie Des Gebietes Östlich, Trabzon (Anatolian), Phd Thesis, Giess Geologie Schr, Giessen, Germany.
- Pamuk, E., Özdağ, Ö.C., Özyalın, Ş. ve Akgün, M. 2017a. Soil Characterization of Tınaztepe Region (İzmir/Turkey) Using Surface Wave Methods and Nakamura (HVSr) Technique. Earthquake Engineering and Engineering Vibration, 16(2), 447–458.

- Pamuk, E., Akgün, M., Özdağ, Ö. C. ve Gönenç, T. 2017b. 2D Soil And Engineering-Seismic Bedrock Modeling of Eastern Part of İzmir Inner Bay/Turkey. Journal of Applied Geophysics, 137, 104–117.
- Pamuk, E., Gönenç, O., Özdağ, Ö.C. ve Akgun, M. 2018. 3D Bedrock Structure of Bornova Plain and Its Surroundings (Izmir/Western Turkey). Pure and Applied Geophysics, 175(1), 325-340.
- Panzer, F. ve Lombardo, G., 2013. Seismic Property Characterization of Lithotypes Cropping Out in the Siracusa Urban Area, Italy. Engineering Geology 153, 12-24.
- Park, C. B., Miller, R. D. ve Xia, J., 1998. “Imaging Dispersion Curves of Surface Waves on Multi-Channel Records.” Technical Program With Biographies, SEG, 68th Annual Meeting, New Orleans, Expanded Abstract, Society of Exploration Geophysicists, 1377–1380.
- Park, C. B., Miller, R. D. ve Xia, J., 1999. Multi-Channel Analysis of Surface Waves, Geophysics, 64, 3, 800-808
- Park, C. B., Miller, R. D. ve Miura, H., 2002. Optimum Field Parameters of An MASW Survey, Expanded Abstract, Society of Exploration Geophysics of Japan, Tokyo.
- Parolai, S., Richwalski, S.M., Milkereit, C. ve Fäh, D., 2006. S-Wave Velocity Profiles for Earthquake Engineering Purposes for the Cologne Area (Germany). Bulletin of Earthquake Engineering, 4, 65-94.
- Pazzi, V., Tanteri, L., Bilocchi, G., D'Ambrosio, M., Caselli, A. ve Fanti, R., 2017. H/V Measurements As An Effective Tool for The Reliable Detection of Landslide Slip Surfaces: Case Studies of Castagnola (La Spezia, Italy) and Roccalbegna (Grosseto, Italy). Physics And Chemistry of the Earth, 98, 136– 153.
- Rayleigh J.W.S., “On Waves Propagated Along the Plane Surface of An Elastic Solid,” Proceedings of the London Mathematical Society, 17, 4-11, 1885.
- Reilinger, R., McClusky, S., Oral, M., King, R., Toksoz, M., Barka, A., Kinik, I., Lenk, O. ve Şanlı, I., 1997. Global Positioning System Measurements of Present-Day Crustal Movements in the Arabia-Africa-Eurasia Plate Collision Zone, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 102, B5, 9983-9999.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Çakmak, R., Özener, H., Kadirov, F., Guliev, I. ve Stepanyan, R., 2006. GPS Constraints on Continental Deformation in the Africa-Arabia-Eurasia Continental Collision Zone and Implications for the Dynamics of Plate Interactions, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 111, B5.
- Reynolds, J.M., 1997. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics, Reynolds Geo-Sciences Ltd, UK.
- Richter, C. F., 1958. Elementary Seismology, W.H. Freeman And Co., 578, San Francisco, California.
- Rodriguez, M., Chavez-Garcia, F.J. ve Stephanson, W.R., 2000. 132WCEE, 1441.

- Satoh, T., Kawase, H., Iwata, T., Higaski, S., Sato, T., Irikura, K. ve Huang, H.C., 2001. S-Wave Velocity Structure of Taichung Basin, Taiwan Estimated from Array and Single-Station Records of Microtremors. Bull. Seism. Soc. Am., 91, 1267-1282.
- Sambridge, M., 1999a. Geophysical Inversion With A Neighbourhood Algorithm: I. Searching A Parameter Space, Geophy. J. Int., 138, 479.
- Sambridge, M., 1999b. Geophysical Inversion With A Neighbourhood Algorithm: II. Appraising the Ensemble, Geophy. J. Int., 138, 727.
- Sambridge, M.B. ve Kennett, B.L.N., 2001. Seismic Event Location: Nonlinear Inversion Using A Neighbourhood Algorithm. Pure and Applied Geophysics, 158, 241-257.
- Sambridge, M. ve Mosegaard, K., 2002. Monte Carlo Methods in Geophysical Inverse Problems, Rev Geophys, 40(3), Art. No, 1009.
- Sánchez-Sesma F.J., 2017. Modeling and Inversion of the Microtremor H/V Spectral Ratio: Physical Basis Behind the Diffuse Field Approach, Earth Planets Space, 69(1), 92.
- SESAME, European Project, 2005. Guidelines for the Implementation of the H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations Measurements, Processing and Interpretation.
- Stephenson, W.J., Louie, J.N., Pullammanappallil, S., Williams, R.A. ve Odum, J.K. 2005. Blind Shear-Wave Velocity Comparison of Remi and MASW Results With Boreholes to 200 m in Santa Clara Valley: Implications for Earthquake Ground-Motion Assessment, Bulletin of the Seismological Society of America, 95(6), 2506–2516.
- Supranata, Y.E., 2006. Improving the Uniqueness of Shear Wave Velocity Profiles Derived From the Inversion of Multiple-Mode Surface Wave Dispersion Data, Phd. Thesis, College of Engineering at The University of Kentucky.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F., 1985. Strike Slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape; Turkey as a Case Study, in Briddle, K.T. and Christie-Hlick (Eds.), Strike Slip Faulting and Basin Formation, Soc. of Econ. Paleon. Min Spec. Puc., 37.
- Şenkaya, M., Babacan, A.E. ve Karşlı H., 2019. Preliminary Results of Integrated Geophysical Surveying in An Active Landslide in Işıklar-Trabzon, Turkey, 10th Congress of the Balkan Geophysical Society, 1-5.
- Torrence, Ch. ve Compo, G.P., 1998. A Practical Guide to Wavelet Analysis. Bull. Amer. Meteor. Soc., 79, No. 1, 61-78.
- Thorson, J.R. ve Claerbout, J.F., 1985. Velocity-Stack And Slant-Stack Stochastic Inversion. Geophysics, 50, 2727–2741.
- Trabzon İli 2018 Yılı Çevre Durum Raporu, 2019. Türkiye Cumhuriyeti Trabzon Valiliği Çevre ve Şehircilik İl Müdürlüğü, Trabzon.
- Tün, M., Pekkan, E., Özel, O. ve Güney, Y., 2016. An Investigation Into the Bedrock Depth in the Eskisehir Quaternary Basin (Turkey) Using the Microtremor Method, Geophys. J. Int., 207, 589–607.
- Türkiye Bina Deprem Yönetmeliği, 2018. Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, Ankara.

- Vanlı Şenkaya, G., Şenkaya, M., Karşı, H. ve Güney, R., 2019. Integrated Shallow Seismic Imaging of A Settlement Located in A Historical Landslide Area, Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 1-16.
- Voronoi, G., 1908. Nouvelles Applications Des Parametres Continus A La Theorie Des Formes Quadratiques. Journal Fur Die Reine Und Angewandte Mathematik 134, 198-287.
- Wathelet, M., Jongmans, D. ve Ohrnberger, M., 2004, Surface Wave in-Version Using A Direct Search Algorithm and Its Application to Ambientvibration Measurements, Near Surf. Geophys, 2, 211 – 221.
- Wathelet, M., 2005. Array Recordings of Ambient Vibrations: Surface-Wave Inversion, Phd Thesis, Liège University, Belgium.
- Xu, X., ve diğ. 2017. “Analysis on Shear Wave Velocity Structure of A Gravel Landslide Based on Dual-Source Surface Wave Method”, Landslides, 14, 1127–1137.
- Yahşi, Kul.B. Ve Ersoy, H., 2018. “Site Characterization And Evaluation Of The Stability Of The Yesilyurt Landslide (Trabzon, NE Turkey) Using Back Analysis Method”, Journal Of Geophysics And Engineering, 15, 927–937.
- Yalcin, A., 2011. “A Geotechnical Study on the Landslides in The Trabzon Province, NE, Turkey”, Applied Clay Science, 52, 11–19.
- Yalçınkaya, M. Ve Bayrak, T., 2005. “Comparison of Static, Kinematic and Dynamic Geodetic Deformation Models for Kutlugün Landslide in Northeastern Turkey”, Natural Hazards 34, 91–110.
- Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H. ve Niew, M., 1994. Characteristics of Long-Period Microtremors and Their Applicability in Exploration of Deep Layers. Bull. Seism. Soc. Am., 84, 1831-1841.
- Yan, B.F., Miyamoto, A. ve Brühwiler, E., 2006. Wavelet Transform-Based Modal Parameter Identification Considering Uncertainty. Journal of Sound and Vibration, 291, 285-301.
- Zimer Mühendislik, 2017. Trabzon İli Ortahisar İlçesi; Aktoprak, Subaşı Bulak, Çimenli, İncesu, Kavala ve Uğurlu Mahalleleri Sınırları İçerisinde Kalan 1829 Hektar Alanın İmar Planına Esas Jeolojik-Jeoteknik Etüt Raporu, Trabzon.
- URL-1, <https://depem.afad.gov.tr/depem-tehlike-haritasi> Deprem Tehlike Haritası. 15 Ocak 2018.
- URL-2, <https://tdth.afad.gov.tr/TDTH/main.xhtml> PGA Değerleri. 20 Şubat 2020.
- URL-3, <https://www.mgm.gov.tr/FILES/resmi-istatistikler/parametreAnalizi/Turkiye-Yagis.pdf> 2019 Türkiye (1970-2019) Yağış Haritası. 17 Nisan 2020.
- URL-4, <http://www.masw.com/ACQParaTables.html> MASW Ölçüm Parametreleri. 27 Ocak 2020.
- URL-5, <http://geopsy.org/download.php> Geopsy Programı. 22 Şubat 2020
- URL-6, <http://seisimager.com/download.htm> Seisİmager Programı. 17 Eylül 2019.

URL-7, <https://earthexplorer.usgs.gov/> Yükseklik Değerleri. 16 Mart 2019.

URL-8, <https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/> ArcMap Programı. 10 Ocak 2020.



8. EKLER

Ek-1: Uygulanan yöntemlerin sonuçlarının yer aldığı 1 Adet CD



ÖZGEÇMİŞ

29 Temmuz 1987 yılında Sivas'ta doğdu. Orta öğrenimini 2004 yılında Sivas Kongre Lisesi'nde tamamladı. 2005 yılında Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde eğitim almaya başladı ve eğitimini 2009 yılında bölüm üçüncüsü olarak tamamladı. 2010 yılında, Liverpool Üniversitesi'nde (İngiltere) "Erasmus Staj Programı" ile üç ay araştırmacı olarak çalışmalar yürüttü. 2011 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'ne araştırma görevlisi olarak atandı. Görevi halen bu kurumda devam etmekte ve mühendislik sismolojisi alanında çalışmalar yapmaktadır.