

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ARSİN İLÇE MERKEZİNDE (TRABZON) ZEMİN PARAMETRELERİNİN
YÜZEY DALGASI YÖNTEMLERİYLE BELİRLENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Mühendisi Özgenç AKIN

**MAYIS 2014
TRABZON**

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ARSİN İLÇE MERKEZİNDE (TRABZON) ZEMİN PARAMETRELERİNİN
YÜZEY DALGASI YÖNTEMLERİYLE BELİRLENMESİ**

Jeofizik Mühendisi Özgenç AKIN

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünce
"JEOFİZİK YÜKSEK MÜHENDİSİ"
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 06.05.2014
Tezin Savunma Tarihi : 23.05.2014**

Tez Danışmanı : Doç. Dr. Nilgün SAYIL

Trabzon 2014

Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Özgenç AKIN tarafından hazırlanan

**ARSİN İLÇE MERKEZİNDE (TRABZON) ZEMİN PARAMETRELERİNİN
YÜZEY DALGASI YÖNTEMLERİYLE BELİRLENMESİ**

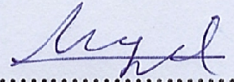
**başlıklı bu çalışma, Enstitü Yönetim Kurulunun 06 / 05 / 2014 gün ve 1552 sayılı
kararıyla oluşturulan jüri tarafından yapılan sınavda**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

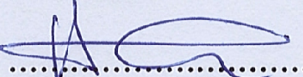
olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

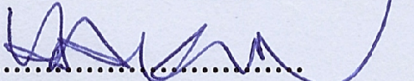
Başkan : Doç. Dr. Nilgün SAYIL


.....

Üye : Prof. Dr. Hakan KARSLI


.....

Üye : Yrd. Doç. Dr. Hakan ERSOY


.....

Prof. Dr. Sadettin KORKMAZ

Enstitü Müdürü

ÖNSÖZ

Bu tez çalışması ile Trabzon ili Arsin ilçesinin batı kısmı, yüzey dalgası yöntemleriyle araştırılmış ve yeraltı yapısı ortaya konulmaya çalışılmıştır. Elde edilen sonuçların, ilçenin mevcut ve ileride şekillenecek olan imar planının geliştirilmesine yardımcı olacağı ve ilçede daha sonra yapılacak olan çalışmalara bilimsel bir kaynak olabileceği düşünülmektedir.

Çalışma, Karadeniz Teknik Üniversitesi 11521 kodlu Bilimsel Araştırma Projesi kapsamında yapılmıştır. Alınan ölçümlerde Jeofizik Mühendisliği Bölümümüzde daha önce yapılmış olan 8902, 9692 ve 2009.112.007.3 kodlu Bilimsel Araştırma Projelerinden edinilen cihazlar kullanılmıştır.

Çalışmalarım sırasında hiçbir zaman emeğini, tecrübesini ve hoşgörüsünü esirgemeyen danışman hocam Sn. Doç. Dr. Nilgün SAYIL'a, tez çalışmam sırasında bilgi ve tecrübelerinden yararlandığım sayın hocalarım Prof. Dr. Hakan KARSLI, Doç. Dr. Yener EYÜBOĞLU, Yrd. Doç. Dr. Hakan ERSOY ve Dr. Savaş KARABULUT'a teşekkür ederim.

Arazi çalışmaları sırasında büyük özveri gösterip, yanımda olan arkadaşlarım Arş. Gör. Mustafa ŞENKAYA, Gülseda VANLI ŞENKAYA ve M. Ertuğrul KARA'ya ve destekleriyle her zaman yanımda olan Arş. Gör. Eren PAMUK, Arş. Gör. Hayrettin ACAR, Arş. Gör. Mert Samet ERDOĞAN'a teşekkür ederim. Ayrıca, bu çalışma süresince bana hoşgörü ve anlayış gösteren başta araştırma görevlisi arkadaşlarım olmak üzere tüm KTÜ Jeofizik Mühendisliği personeline teşekkür ederim.

Çalışmalar sırasında yardımlarını esirgemeyen ve Arsin Belediyesi'nin tüm imkânlarından yararlanmamızı sağlayan, başta Arsin Belediyesi Başkanı Sn. Dr. Erdem ŞEN ve İmar İşleri Müdürlüğü personeli Sn. Tevfık DÜNDAR olmak üzere tüm belediye personeline teşekkür ederim.

Hayatım boyunca desteklerini hep hissettiğim ve hissedeceğim, bugünlere gelmemi sağlayan aileme sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Özgenç AKIN
Trabzon 2014

TEZ BEYANNAMESİ

Yüksek Lisans Tezi olarak sunduğum “Arsin İlçe Merkezinde (Trabzon) Zemin Parametrelerinin Yüzey Dalgası Yöntemleriyle Belirlenmesi” başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım Doç. Dr. Nilgün SAYIL’ın sorumluluğunda tamamladığımı, verileri kendim topladığımı, analizleri ilgili laboratuvarlarda 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.

23/05/2014



Özgenç AKIN

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ	III
TEZ BEYANNAMESİ.....	IV
İÇİNDEKİLER.....	V
ÖZET	IX
SUMMARY	X
ŞEKİLLER DİZİNİ	XI
TABLolar DİZİNİ.....	XVI
SEMBOLLER DİZİNİ	XVII
1. GENEL BİLGİLER	1
1.1. Giriş.....	1
1.2. Kuramsal Bilgiler.....	4
1.2.1. Sismik Dalgalar.....	4
1.2.1.1. Cisim Dalgaları	6
1.2.1.2. Yüzey Dalgaları	7
2. ÇALIŞMA ALANI HAKKINDA GENEL BİLGİLER	10
2.1. Çalışma Alanının Tanıtımı.....	10
2.2. Bölgesel Jeoloji ve Stratigrafi.....	11
2.2.1. Çayırbağ Formasyonu (Kçb).....	14
2.2.2. Bakırköy Formasyonu (KTb).....	15
2.2.3. Kabaköy Formasyonu (Tk)	16
2.2.4. Taraça ve Alüvyon (Qal)	16
2.3. Tektonizma	17
3. MATERYAL VE YÖNTEM.....	19

3.1.	Yüzey Dalgası Yöntemleri.....	19
3.1.1.	Mikrotremor Yöntemi.....	21
3.1.1.1.	Mikrotremorların Tanımı ve Özellikleri	21
3.1.1.2.	Mikrotremorları Oluşturan Dalgalar	22
3.1.1.3.	Mikrotremorların İstatistiksel Özellikleri	23
3.1.1.4.	Mikrotremor Ölçümleri Alınırken Dikkat Edilmesi Gerekenler ..	25
3.1.1.5.	Mikrotremor Verilerinin Kullanım Amaçları	27
3.1.1.6.	Mikrotremor Ölçüm Yöntemleri.....	28
3.1.1.6.1.	Tek İstasyon Mikrotremor Kayıtlarının Değerlendirilmesinde Kullanılan Yöntemler.....	30
3.1.1.6.2.	Fouier Genlik veya Güç Spektrumlarının Yorumlanması	30
3.1.1.6.3.	Referans İstasyonuna Göre Spektral Oranlar Yöntemi.....	32
3.1.1.6.3.1.	Sıfır Kesme Yöntemi (Kanai Yöntemi)	33
3.1.1.6.3.2.	Nakamura Yatay/Düşey (H/V) Spektral Oran Yöntemi	35
3.1.1.6.4.	İki ya da İkidenden Fazla İstasyon Kullanılan Mikrotremor Ölçüm Yöntemleri	39
3.1.1.6.4.1.	ReMi Yöntemi (Kırılma-Mikrotremor, Refraction-Mikrotremor)	39
3.1.2.	Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (MASW).....	43
3.1.3.	Kesme Dalgası Hızı (V_s) Kullanılarak V_{s30} , Zemin Büyütmesi ve Zemin Baskın Periyodunun Hesaplanması	45
3.1.3.1.	İlk 30 m'deki Ortalama Kesme Dalgası Hızının (V_{s30}) Hesaplanması	45
3.1.3.2.	Zemin Büyütmesinin Hesaplanması	46
3.1.3.3.	Zemin Baskın Periyodunun Hesaplanması	47
3.2.	Ters Çözüm İşlemi	48
3.2.1.	Sönümlü En Küçük Kareler Yöntemi (Levenberg-Marquardt)....	49
4.	YAPILAN ÇALIŞMALAR	51
4.1.	Arazi Çalışmaları	51

4.1.1.	Tek İstasyon Mikrotremor Ölçümleri	51
4.1.2.	MASW Ölçümleri	54
4.1.3.	ReMi Ölçümleri	56
4.1.4.	Çalışma Alanında Daha Önce Yapılan Sondajlar	57
4.2.	Verilerin Değerlendirilmesi	61
4.2.1.	Tek İstasyon Mikrotremor Kayıtlarının Değerlendirilmesi	61
4.2.1.1.	Trend Etkisinin Giderilmesi	61
4.2.1.2.	Süzgeçleme İşlemi	62
4.2.1.3.	Pencereleme İşlemi	64
4.2.1.4.	Törpüleme İşlemi	65
4.2.1.5.	Hızlı Fourier Dönüşümü	66
4.2.1.6.	Yuvarlatma İşlemi	67
4.2.1.7.	Spektral Oran (H/V)	69
4.2.2.	MASW Verilerinin Değerlendirilmesi	70
4.2.3.	ReMi Verilerinin Değerlendirilmesi	72
4.2.4.	MASW ve ReMi Yöntemlerinden Elde Edilen Dispersiyon Eğrilerinin Birleştirilmesi	73
5.	BULGULAR	75
5.1.	Elde Edilen Bulgular	75
5.1.1.	Tek İstasyon Mikrotremor Yönteminden Elde Edilen Parametreler	75
5.1.1.1.	Zemin Baskın Periyodu	75
5.1.1.2.	H/V Oranı	77
5.1.2.	MASW ve ReMi Yöntemlerinden Elde Edilen Parametreler	78
5.1.2.1.	Kesme Dalgası Hızı (V_s)	78
5.1.2.2.	Zemin Baskın Periyodu	81
5.1.2.3.	Zemin Büyütmesi	82

5.1.3.	Yöntemlerin Karşılaştırılması.....	83
6.	TARTIŞMA VE SONUÇLAR	88
7.	KAYNAKLAR	91
8.	EKLER (1 Adet CD).....	98
ÖZGEÇMİŞ		

Yüksek Lisans Tezi

ÖZET

ARSİN İLÇE MERKEZİNDE (TRABZON) ZEMİN PARAMETRELERİNİN YÜZEY DALGASI YÖNTEMLERİYLE BELİRLENMESİ

Özgenç AKIN

Karadeniz Teknik Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı
Danışman: Doç. Dr. Nilgün SAYIL
2014, 97 Sayfa, 16 Ek Sayfa

Aktif deprem kuşağında yer alan ülkemizde meydana gelen depremler büyük can ve mal kayıplarına sebep olmaktadır. Çalışma alanının da yer aldığı Doğu Karadeniz, sismik olarak dünyadaki en aktif zonlardan birisi olan Kuzey Anadolu Fay zone'sunun (KAF) etkisi altındadır. Bu nedenle yapılaşmanın en temel unsuru olan zeminlerin, statik ve dinamik kuvvetler altında vereceği tepkilerin bilinmesi oldukça önemlidir.

Bu tez kapsamında Arsin ilçesinin (Trabzon) batı kısmında üç farklı yüzey dalgası yöntemi (Tek istasyon Nakamura (H/V), ReMi ve MASW) kullanılarak, zeminin fiziksel özellikleri belirlenmeye çalışılmış ve uygulanan yöntemler karşılaştırılmıştır. Tek istasyon mikrotremor yöntemi ile elde edilen zemin baskın periyotları (T_M) 0.1 s - 0.37 s, H/V oranları 1 - 8 arasında değişmekte olup, anakaya derinliği ise ortalama 7 m - 8 m'dir. MASW ve ReMi yöntemleri kullanılarak belirlenen zemin baskın periyotları (T_R), 0.1 s - 0.36 s, kesme dalgası hızları (V_s) 162 m/s - 2263 m/s ve anakaya derinliği de 10- 15 m arasında değişmektedir. V_{s30} ve akustik empedans kullanılarak üç farklı yöntemle göre elde edilen ortalama büyütme değerleri (A, A*, AHSA) sırasıyla 1.56, 2.10 ve 1.30 olarak bulunmuştur. Yapıların temel derinlikleri dikkate alınarak, çalışma alanındaki anakayaya derinliğine kadar olan hız yapısı (V_{s10}) hesaplanmış ve 236-525 m/s arasında değiştiği görülmüştür.

Anahtar Kelimeler: Mikrotremor, Nakamura (H/V) spektral oran yöntemi, MASW yöntemi, ReMi yöntemi, Trabzon (Arsin)

Master Thesis

SUMMARY

DETERMINATION OF SOIL PARAMETERS BY SURFACE WAVE METHODS IN ARSIN DISTRICT CENTRE (TRABZON)

Özgenç AKIN

Karadeniz Technical University
The Graduate School of Natural and Applied Sciences
Geophysical Engineering Graduate Program
Supervisor: Assoc. Prof. Nilgün SAYIL
2014, 97 Pages, 16 Pages Appendix

The earthquakes occurring in Turkey located in active earthquake zone lead to great loss of life and property. The Eastern Blacksea district that includes the study area is under the influence of The North Anatolian Fault (NAF) which is the one of the most active fault zones in the world. That's why the soil is the most basic element of the settlement, the response of soils under both static and dynamic forces is quite important.

In this thesis, the soil physical parameters have been obtained and compared by using three different surface wave methods (Single station Nakamura (H/V), ReMi and MASW) in the western part of Arsin in Trabzon. The soil predominant period (T_M), H/V ratio and bedrock depth obtained by single station microtremor method changes between 0.1 s - 0.37 s, 1-8 and 7-8 m, respectively. The soil predominant period (T_R), shear wave velocity (V_S) and bedrock depth obtained by MASW and ReMi methods changes between 0.1 s - 0.36 s, 162 m/s - 2263 m/s and 10-15 m, respectively. The amplification values (A , A^* , AHSA) calculated according to 3 different methods by using V_{s30} values and acoustic impedance have been found to be 1.56, 2.10 and 1.30, respectively. The average shear wave velocity calculated by considering base depth of buildings and it changes between 236-525 m/s until the bedrock depth (10 m) in the study area.

Key words: Microtremor, Nakamura (H/V) spectral ratio method, MASW method, ReMi method, Trabzon (Arsin)

ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1. Sismik enerji kaynaklarının oluşturduğu puls fonksiyonu.	5
Şekil 1.2. Sismik dalganın yayılmasında frekans-periyot, genlik, dalga sayısı ve dalga boyunun şematik gösterimi	5
Şekil 1.3. P-dalgası tanecik hareketinin şematik gösterimi	6
Şekil 1.4. S-dalgalarının tanecik hareketinin şematik gösterimi	7
Şekil 1.5. Rayleigh ve Love dalgalarının tanecik hareketlerinin şematik gösterimi	8
Şekil 1.6. 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)	8
Şekil 1.7. Dispersif dalga treni üzerinde grup ve faz hızının gösterimi.....	9
Şekil 2.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası	10
Şekil 2.2. Doğu Pontid Orojenik Kuşağı'nın ana tektonik-litolojik birliktelikleri (Eyüboğlu vd., 2006) ve çalışma alanının tektonik birlik içindeki yeri.....	11
Şekil 2.3. Doğu Pontid Orojenik Kuşağı Kuzey Zonu'na ait stratigrafik kolon kesiti.....	13
Şekil 2.4. Çalışma alanını ve yakın çevresinin jeoloji haritası	14
Şekil 3.1. 10 dakikalık mikrotremor kaydı ve genlik histogramı. Eğri, histogramın normal dağılıma yaklaştığı kabul edilerek belirlenen olasılık yoğunluk fonksiyonudur	24
Şekil 3.2. İlk 10 s'lik kısım için mikrotremor kayıtlarının özilişki katsayıları: 10 dakikalık bir kayıt 2 dakikalık kısımlar halinde beş parçaya bölünmüş ve her bir kısım için özilişki hesaplanmıştır	25
Şekil 3.3. Tabata bölgesindeki mikrotremor kayıtlarının hız genliklerinin zamana göre değişimi	27
Şekil 3.4. Farklı zeminlerdeki yapıların girişime karşı verdiği tepki (F: Girişim sırasındaki kuvvet, f: Yapıya uygulanan normal kuvvet).	28

Şekil 3.5.	Mikrotremorların güç spektrumları (düz çizgi) ile transfer fonksiyonunun (kesikli çizgi) karşılaştırılması.....	31
Şekil 3.6.	Mikrotremorların güç spektrumu, kuvvetli yer hareketi güç spektrumu, matematik model ile hesaplanan transfer fonksiyonu.	31
Şekil 3.7.	Mikrotremor sinyallerini oluşturan bileşenler	32
Şekil 3.8.	Farklı zemin türlerinde (I, II, III ve IV) kaydedilen Mikrotremorların frekans - periyot dağılımları	33
Şekil 3.9.	a) Ortalama periyot ile en büyük periyot arasındaki ilişkiye göre zemin sınıflaması, b) Baskın periyot ile en büyük genlik arasındaki ilişkiye göre zemin sınıflaması.....	34
Şekil 3.10.	Nakamura (1989) tarafından mikrotremor ölçümlerini açıklamak için önerilen basit model (Z: zemin tabakasının kalınlığı)	35
Şekil 3.11.	Temel kaya üzerinde alınan mikrotremor verisinin Yatay/Düşey spektral oranları	37
Şekil 3.12.	Kuvvetli yer hareketi ile mikrotremorlara ait spektral oranların ve genlik spektrumlarının karşılaştırılması.....	38
Şekil 3.13.	Pasif yüzey dalgalarının kaynakları.....	40
Şekil 3.14.	a) Homojen ortamda, 10 Hz ve 240 m/s hızla yayılan düzlem dalga, b) bu dalganın Fouier genlik spektrumu, c) her bir toplama sonucu faz hızına karşılık elde edilen genlik değerleri ve d) dispersiyon eğrisi.....	43
Şekil 3.15.	Yüzey dalgası veri toplama düzenekleri. a) SASW yöntemi, b) MASW yöntemi.....	44
Şekil 3.16.	V_{s30} 'a bağlı zemin büyütmelemleri	46
Şekil 3.17.	Düz ve Ters Çözüm işlemi	49
Şekil 4.1.	Çalışma alanındaki ölçüm noktaları, profiller ve sondajların konumu	51
Şekil 4.2.	Tek istasyon mikrotremor ölçümlerinin çalışma alanındaki konumları.....	52
Şekil 4.3.	Tek istasyon mikrotremor ölçümlerinde kullanılan ekipman	53
Şekil 4.4.	Güralp CMG 6TD sismometrenin tepki spektrumu.	53
Şekil 4.5.	Üç bileşenli mikrotremor kaydında, sinyal ve gürültü ayrımı	54
Şekil 4.6.	MASW ve ReMi ölçüm ekipmanı	55

Şekil 4.7. MASW ölçüm örneği.....	55
Şekil 4.8. ReMi ölçüm örneği.....	56
Şekil 4.9. Daha önce yapılmış olan sondajların lokasyonları	57
Şekil 4.10. A bölgesine ait sondaj logları	58
Şekil 4.11. B bölgesine ait sondaj logları	59
Şekil 4.12. C bölgesine (dolgu alanı) ait sondaj logları.....	60
Şekil 4.13. Bir zaman serisinin belli bir trend etkisiyle tekrarlanması	61
Şekil 4.14. Trend etkisinin giderilmesi a) ham veri, b) trend etkisi giderilmiş veri.....	62
Şekil 4.15. Süzgeçlenmemiş ve süzgeçlenmiş (çerçeve içindikiler) verilerin karşılaştırılması.....	63
Şekil 4.16. Butterworth süzgeci ($n=2, 4, 8, f_L=50$ Hz)	63
Şekil 4.17. 15 dakikalık bir kayıta seçilen pencereler (20 s ve 25 s).....	65
Şekil 4.18. Frekans ortamında enerji sızması	65
Şekil 4.19. Üç bileşen mikrotremor kayıtlarının genlik spektrumları a) Düşey bileşen, b) Kuzey-Güney bileşeni ve c) Doğu-Batı bileşeni (Renkli grafikler her bir pencereye ait genlik spektrumlarını, sürekli çizgili grafik her bir pencereye ait spektrumların ortalamasını ve kesikli çizgili grafikler standart sapma sınırlarını ifade etmektedir)	66
Şekil 4.20. b-değeri değişiminin H/V eğrisi üzerindeki etkisi (a) $b=10$, b) $b=20$, c) $b=30$, d) $b=40$, e) $b=50$, f) $b=60$, g) $b=70$, h) $b=80$, i) $b=90$, j) $b=100$, yuvarlatma etkisiz).....	68
Şekil 4.21. Nakamura Yöntemi ile hesaplanmış baskın frekans ve H/V oranı	69
Şekil 4.22. Üç bileşen mikrotremor kayıtlarının genlik spektrumları a) Düşey (Z) bileşen (sürekli çizgi), b) Kuzey-Güney (N-S) bileşeni (noktalı çizgi) ve c) Doğu-Batı (E-W) bileşeni (kesikli çizgi)	70
Şekil 4.23. Genlik spektrumu ve jeolojik bilgiler sonucu doğru olduğu düşünülen sonuç (Nakamura Yöntemi ile hesaplanmış baskın frekans ve H/V oranı)	70

Şekil 4.24. a) Sismik iz, b) en büyük genliklerin işaretlendiği faz hızı-frekans grafiği, c) en büyük genliklerin renklendirildiği faz hızı-frekans grafiği, d) elde edilen gözlemsel dispersiyon eğrisi, e) gözlemsel dispersiyon eğrisi ile kuramsal dispersiyon eğrisinin karşılaştırılması, f) 1B'lu kesme dalgası hızı (V_s) modeli	71
Şekil 4.25. a) Sismik iz, b) en büyük genliklerin işaretlendiği faz hızı-frekans grafiği, c) en büyük genliklerin renklendirildiği faz hızı-frekans grafiği, d) elde edilen gözlemsel dispersiyon eğrisi, e) gözlemsel dispersiyon eğrisi ile kuramsal dispersiyon eğrisinin karşılaştırılması, f) 1B'lu kesme dalgası hızı (V_s) modeli	72
Şekil 4.26. Aynı profilde ölçülen verilerin faz hızı-frekans grafiği a) Aktif kaynak (MASW), b) Pasif kaynak (ReMi)	73
Şekil 4.27. Aktif (MASW) ve pasif (ReMi) kaynaklı yöntemlerden elde edilen dispersiyon eğrilerinin birleştirilmesi	74
Şekil 4.28. Elde edilen 1B'lu kesme dalgası hız modelleri a) Aktif kaynak (MASW), b) Pasif kaynak (ReMi), c) Aktif (MASW) ve pasif (ReMi) kaynak birleştirilerek elde edilen dispersiyon eğrisinin ters çözümü ile 1B'lu kesme dalgası hız (V_s) modeli	74
Şekil 5.1. Çalışma sahasında alınan tek istasyon mikrotremor verilerine Nakamura Yatay/Düşey (H/V) Spektral Oran Yöntemi uygulanarak elde edilen zemin baskın periyodu (T_M) kontur haritası.....	76
Şekil 5.2. Çalışma sahasından alınan tek istasyon mikrotremor verilerine Nakamura Spektral Oran yöntemi uygulanarak elde edilen H/V oranı kontur haritası.....	77
Şekil 5.3. MASW ve ReMi yöntemlerinden elde edilen 1B'lu kesme dalgası hız (V_s) modelleri.....	79
Şekil 5.4. Çalışma alanının V_{s30} kontur haritası	80
Şekil 5.5. Çalışma alanının V_{s10} kontur haritası	80
Şekil 5.6. MASW ve ReMi yöntemlerinden elde edilen zemin baskın periyodu kontur haritası	81
Şekil 5.7. Karşılaştırma amacıyla her bir profil çevresinde seçilerek (5-7 adet) ortalaması alınan tek istasyon mikrotremor ölçüm noktaları	83
Şekil 5.8. AA' kesiti a) V_{s30} ve V_{s10} değişimi b) V_s 'den (siyah çizgi) ve tek istasyon mikrotremor yönteminden (kesikli beyaz çizgi) elde edilen derinlik modellerinin karşılaştırılması c) Baskın periyotların (T_M ve T_R) karşılaştırılması d) H/V oranı ve zemin büyütmesinin (A , A^* , AHSA) karşılaştırılması.....	86

Şekil 5.9. BB' kesiti a) V_{s30} ve V_{s10} değişimi b) V_s 'den (siyah çizgi) ve tek istasyon mikrotremor yönteminden (kesikli beyaz çizgi) elde edilen derinlik modellerinin karşılaştırılması c) Baskın periyotların (T_M ve T_R) karşılaştırılması d) H/V oranı ve zemin büyütmesinin (A , A^* , AHSA) karşılaştırılması.....

87

TABLÖLAR DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 3.1. Kanai yönteminde kullanılan zemin sınıflaması.....	34
Tablo 3.2. NEHRP (National Earthquake Hazards Reduction Program)'ye göre zemin sınıflaması.....	45
Tablo 3.3. Eurocode 8'de V_{S30} 'a göre zemin sınıflaması	45
Tablo 3.4. V_{S30} ve göreceli büyütme faktörü (A, AHSA) arasındaki ilişkiler	47
Tablo 3.5. Spektrumun karakteristik periyotları	48
Tablo 4.1. MASW yönteminde etkin veri toplama parametre setleri	56
Tablo 4.2. Sesame Projesi kriterlerine göre H/V eğrilerinde güvenilir ve belirgin doruk koşulları.....	64
Tablo 5.1. Profillerden elde edilen V_{S30} , V_{S10} değerleri ve V_{S30} 'a göre yapılan zemin sınıflamaları (NEHRP ve Eurocode 8).....	81
Tablo 5.2. Türk Deprem Yönetmeliği'ne göre yapılan zemin sınıflaması	82
Tablo 5.3. Hesaplanan büyütme değerleri; A (Midorikawa, 1987), AHSA (Borcherdt vd., 1991) ve A* (Medvedev, 1965)	82
Tablo 5.4. Tek istasyon mikrotremor yönteminden elde edilen ortalama baskın periyod (T_{Mort}) ile MASW ve ReMi yönteminden elde edilen baskın periyotların (T_R) karşılaştırılması	84
Tablo 5.5. Tek istasyon mikrotremor yöntemi ile elde edilen ortalama H/V oranı (H/V_{Ort}) ile MASW ve ReMi yönteminden elde edilen büyütme değerleri (A, A*, AHSA) karşılaştırılması	85

SEMBOLLER DİZİNİ

A	: Büyütme (Midorikawa, 1987'ye göre)
AHSA	: Büyütme (Borcherdt vd., 1991'e göre)
c	: Faz hızı
ESPAC	: Genişletilmiş uzaysal özilişki yöntemi
f	: Frekans
H	: Sediman kalınlığı
HKD	: Hokkaido
H/V	: Yatay/Düşey spektral oran
H/V _{Ort}	: Ortalaması alınan H/V oranları
Hz	: Hertz
k	: Dalga sayısı
Kçb	: Çayırbağ Formasyonu
km	: Kilometre
KTb	: Bakırköy Formasyonu
V _S	: S-dalgası hızı (kesme dalgası hızı)
V _{S30}	: İlk 30 metreye ait ortalama S-dalgası hızı
m	: metre
MASW	: Yüzey dalgalarının çok kanallı analizi
MIS	: Misumai
NEHRP	: National Earthquake Hazards Reduction Program
Qal	: Kuvaterner yaşlı taraça - alüvyonlar
ReMi	: Refraction Microtremor
s	: saniye

SASW	: Yüzey dalgalarının spektral analizi
SH	: S-dalgasının yatay bileşeni
SPAC	: Uzaysal özilişki yöntemi
SSO	: Standart spektral oran
SV	: S-dalgasının düşey bileşeni
T	: Periyot
T _k	: Kabaköy Formasyonu
T _M	: Zemin baskın periyod (tek istasyon mikrotremor)
T _{Mort}	: Ortalaması alınan T _M baskın periyotları
T _R	: Zemin baskın periyodu (MASW+ReMi)
U	: Grup hızı
v	: Hız
W(f)	: Konno&Ohmachi fonksiyonu
ω	: Açısal frekans
1B	: Bir boyutlu
λ	: Dalga boyu

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Başta depremler olmak üzere dinamik kuvvetler altında zeminlerde meydana gelen deformasyonlar, mal ve can kayıplarına neden olmaktadır. Bu kayıpları en aza indirmek için zemin özelliklerinin detaylı ve doğru bir şekilde bilinmesi gerekmektedir. Bu nedenle, zeminlerin jeolojik ve jeofizik araştırmalarla fiziksel özelliklerinin ortaya konulması bir zorunluluktur.

Deprem zararları üzerine yapılan araştırmalar, sismik kuvvetlerin yapılar üzerinde değişik etkilerinin olduğunu göstermiştir. Örneğin, yapıların bazıları hiç hasar görmezken, bir kısmı ağır hasarlara maruz kalmaktadır. Bu olay, yapıların sismik kuvvetlere verdiği tepki karakterlerinin farklılığından ileri gelmektedir. Ayrıca, bu yapıları taşıyan zeminlerin deprem sırasındaki davranışları da birbirinden farklı olabilmektedir. Bu nedenle, depremlerin etkilerini incelerken yüzey tabakalarının karakteristiklerini anlamak önem taşır (Nakamura, 1989).

Zemin özelliklerini belirlemede sismik kırılma ve yansıma gibi klasik yöntemlerin olumsuzluklarını ortadan kaldırmak için geliştirilen yüzey dalgası kaynaklı analiz yöntemleri günümüzde yaygın olarak kullanılmaktadır (Borcherdt vd., 1991; Park vd., 1999; Liu ve diğ., 2000; Louie, 2001; Okada, 2003). Yüzey dalgası yöntemlerindeki genel prensip, pasif (çevre gürültüleri) ya da aktif kaynaklar (düşey ya da yatay) yardımıyla kayıt edilen yüzey dalgalarının dispersif özelliğinden yararlanmaktır. Yüzey dalgası yöntemleri aktif ve pasif kaynaklı olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Aktif kaynaklı yüzey dalgası yöntemleriyle 30 m'ye kadar olan derinliklerde sağlıklı sonuçlar alınırken, pasif kaynaklı yüzey dalgası yöntemleri kullanılarak 100 m'ye kadar ulaşan araştırmalar yapılabilir. Aktif kaynaklı yöntemlerin şehir içinde kullanımı, hem sinyal/gürültü oranı hem de kaynak kullanımı açısından oldukça zor olduğu için pasif kaynaklı yöntemler tercih edilebilir. Buna karşın daha derin araştırma imkânı veren pasif yöntemlerin, yüzeye yaklaştıkça aktif kaynaklı yöntemlere göre daha düşük ayrımlı bilgiler vermesi nedeniyle aktif kaynak tercih edilmektedir. Bu nedenle her iki yöntem de kullanılarak hem yakın yüzey hem de derine ait bilgiler daha doğru şekilde elde edilebilir.

Yüzeye yakın elastik özellikleri belirlemek için yüzey dalgalarının frekans bağımlı olma özelliği kullanılarak birçok çalışma yapılmıştır.

Jones (1958), 15 m'ye kadar ulaşan test dalgaları üzerinde titreşimleri ve yayılımları incelemiş faz hızından faydalanılarak kesme dalgası hızının elde edilebileceğini ifade etmiştir.

Nazarian vd., (1984), SASW yöntemini incelemiş ve özellikle doğal yapıyı kaplayan altyapı sistemleri (kaldırım, asfalt vb.) üzerinde çalışmalar yaparak bu sonuçları kuyu içi sismik ölçümlerle karşılaştırmış ve uyumlu sonuçlar elde etmiştir.

Malagnini vd., (1995), uzak mesafelerden (minimum ofset 1.9 km) yaptıkları patlatmaları kaynak olarak kullanarak, geniş açılımlarla (yaklaşık 750 m) iki farklı modda yüzey dalgalarını kaydetmişler ve bu yüzey dalgalarından yararlanarak kesme dalga hızını elde edebilmişlerdir.

Park vd., (1998), özellikle mühendislik araştırmalarında, göreceli olarak kısa alıcı aralıkları kullanarak yüksek çözünürlüklü veri elde edilebileceğinden bahsetmişlerdir.

Park vd., (1999), MASW yöntemi ilgili yaptıkları detaylı çalışmalar ile kayıt sırasında karşılaşılabilecek gürültü içerikleri ve nedenleri hakkında bilgi vererek, MASW yönteminin SASW yöntemine göre daha hızlı ve etkili olduğunu ifade etmişlerdir.

Bergstrom (1999), SASW yöntemi ile özellikle düşük hızlı tabakaların geleneksel yöntemlere göre daha kolayca elde edilebileceğini ifade etmiştir.

Xia vd., (2000), dispersiyon eğrilerinin tabakaların P dalgası hızı, S dalgası hızı, kalınlık ve yoğunluğuna bağlı olduğu, yüksek modların her zaman bozucu etki göstermediği aksine bazı durumlarda temel moddan daha derin araştırmaya imkan verip, daha yüksek çözünürlüklü sonuçlar elde edilmesine yardımcı olduğunu ifade etmişlerdir.

Çaylak (2009), MASW yönteminde farklı açılım uzaklıklarını araştırarak, sığ yeraltı yapısının incelenmesinde 14 Hz'lik jeofonların 4.5 Hz'lik jeofonlarda göre daha başarılı olduğunu ifade etmiştir.

Bunun yanı sıra Omori (1908) ile başlayan ve pek çok araştırmacı tarafından kullanılan tek ya da çok istasyon mikrotremor ölçüm teknikleriyle de zemine ait temel parametreler hızlı ve ekonomik bir şekilde belirlenmeye çalışılmıştır.

Kanai ve Tanaka (1954), zeminlerin dinamik özelliklerini belirlemek amacıyla mikrotremor yöntemini ilk defa uygulamışlardır.

Kanai ve Tanaka (1961), mikrotremorların frekans-periyot dağılımlarına dayanarak Japon Bina Kodu'nu geliştirmiş ve dört farklı zemin grubu belirlemiştir.

Kanai vd., (1965), mikrotremorları detaylı olarak araştırarak; periyot dağılımları, genlikleri, zemin ve deniz altındaki mikrotremorların özellikleri, mikrotremorların jeoloji ve depremlerle olan ilişkisi ve mikrotremorlarla zemin sınıflaması hakkında bilgiler vermiştir.

Ohta vd., (1978), uzun periyot mikrotremor kayıtları ile kuvvetli yer hareketi kayıtlarını karşılaştırmış ve elde edilen büyütme değerlerinin uyumlu olduğunu ifade etmiştir.

Iruka ve Kawanaka (1980), kısa dalga boylu tremorların ince tabakalarda düşey süreksizlikle nedeniyle form değiştirdiklerini, uzun dalga boylu olanların ise uzun mesafelerde aynı modda yayılabildiklerini ifade ederek, yatay büyütme değişiminin bu dönüşümden kaynaklandığını ortaya koymuştur.

Lermo ve Chavez-Garcia (1994), yaptıkları çalışmada farklı jeolojik bölgelerde aldıkları zayıf ve kuvvetli yer hareketi ölçümlerini karşılaştırarak uyumlu sonuçlar elde etmişlerdir. Zayıf yer hareketlerinden elde edilen H/V oranlarının, kuvvetli yer hareketinden elde ettikleri spektral oranlardan daha keskin pikler verdiği sonucuna varmışlardır.

Mucciarelli (1998), Nakamura yönteminin güvenilirliğini araştırmış ve bunun sonucunda uygun koşullarda ve gerekli dikkat gösterilerek alınan ölçümlerin deprem kayıtlarından elde edilenlerle uyumlu olduğunu ifade etmiştir.

Delgado vd., (2000), yaptıkları çalışmada tek istasyon mikrotremor kayıtlarını, Nakamura yöntemi ile değerlendirmiş ve ampirik bağıntılar yardımıyla alüvyon kalınlığını hesaplamışlardır.

Liu vd., (2000), kuyu içi ölçümlerden daha ekonomik ve pratik bir yöntem olarak dizilim çalışması (mikrotremor) kullanmışlardır.

Fah vd., (2001), yaptıkları teorik çalışma ile bir algoritma yardımıyla tek istasyon mikrotremor kayıtlarından kesme dalgası hızını elde etmeye çalışmışlardır.

Arai ve Tokimatsu (2004), kesme dalgası hızını Nakamura yöntemi kullanarak hesapladığı H/V spektrumunun ters çözümünden elde etmiş ve kuyu içi ölçümlerle uyumlu sonuçlara ulaşmıştır.

Karabulut (2005), mikrotremor ölçümlerini kullanarak baskın periyot ve büyütme değerlerini haritalayarak, sonuçları daha önce yapılmış olan sismik kırılma ölçümleri ve sondajlar ile birlikte yorumlamıştır. Ayrıca, 2012 yılında yaptığı çalışma ile tek istasyon mikrotremor ve dizilim (SPAC, ESPAC) yöntemlerini birlikte kullanarak çalışma alanı için

2 boyutlu (2-B) sediman kalınlık haritaları ve İstanbul Avrupa Yakası'nın 3-B kayma dalgası hız–derinlik yapısını belirlemeye çalışmıştır.

Özalaybey vd., (2011), 3B'lu havza yapısını belirlemede tek istasyon mikrotremor ölçümleri ve gravite ölçümlerini birlikte kullanarak uyumlu sonuçlar elde etmiştir.

Fernandez ve Jimenez (2012), daha önce yapılmış olan bir dizilim çalışmasını temel alarak aynı çalışma alanında tek istasyon mikrotremor kayıtlarını değerlendirmiş ve çoklu pikleri yorumlamıştır.

Pamuk (2014), aktif (MASW) ve pasif kaynaklı yüzey dalgaları yöntemlerini (ReMi, Tek istasyon mikrotremor, dizilim mikrotremor (SPAC)) kullanarak, MASW ve ReMi yöntemlerinden elde ettiği dispersiyon eğrilerini birleştirmiş ve yüksek çözünürlüklü kesme dalgası hız modelleri elde etmiştir.

Singh vd., (2014), tek istasyon mikrotremor verileri ile deprem kayıtlarını birlikte kullanarak farklı jeolojik birimler için zemin baskın frekansını hesaplamıştır. Deprem kayıtlarından elde ettiği hız bilgisi ve baskın frekans bilgilerinden yararlanarak ise sediman kalınlığını hesaplamıştır.

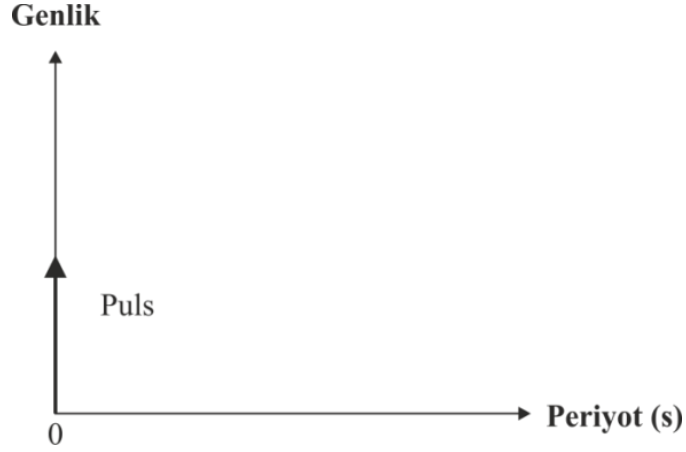
Bu tez kapsamında, aktif (MASW) ve pasif kaynaklı (ReMi, Tek İstasyon Mikrotremor) yüzey dalgası yöntemleri kullanılmıştır. Tek istasyon mikrotremor yöntemiyle; zemin baskın periyodu (T_M), yatay/düşey spektral oran (H/V oranı) ve ampirik bağıntılardan hesaplanan anakaya derinliği elde edilmiştir. MASW ve ReMi yöntemleriyle ise kesme dalgası hızı (V_S) ve bu parametreye bağlı olarak V_{S30} , V_{S10} , zemin baskın periyodu (T_R), zemin büyütmesi (A , A^* , $AHSA$) ve anakaya derinlikleri belirlenmiştir. Ayrıca araştırmalar sırasında sadece zemin değil, zeminin yapı ile birlikte vereceği tepki de araştırılarak girişim (rezonans) riski taşıyan periyotlar elde edilmiştir.

1.2. Kuramsal Bilgiler

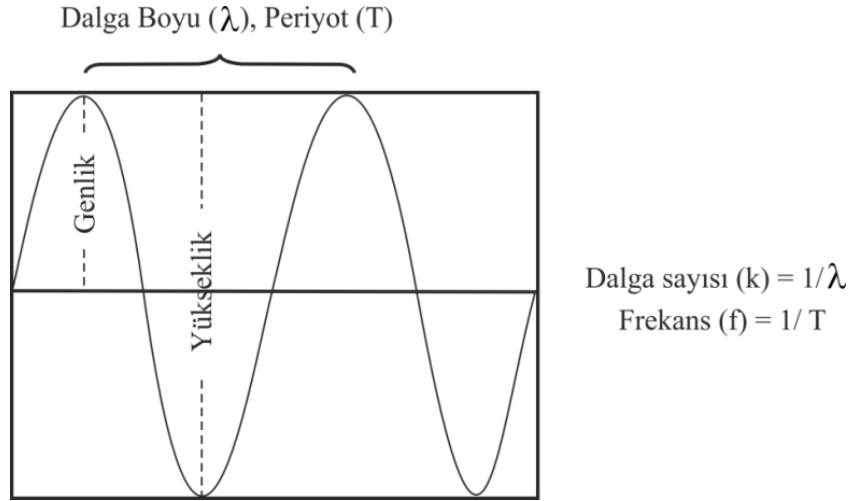
1.2.1. Sismik Dalgalar

Depremler başta olmak üzere tüm tektonik hareketler, patlatmalar, göktaşı düşmesi vb. gibi doğal ya da yapay bir enerji kaynağından çıkan ve sismogramlar üzerinde gözlenebilen dalgalar sismik dalgalar olarak isimlendirilirler. Açığa çıkan sismik enerji çok kısa zaman aralığında, ani olarak ortaya çıktığından enerjinin başlangıç dalga şekli *iğne* ya

da teknik ifadesi ile *puls* şeklinde olur (Şekil 1.1). Bu puls fonksiyonu, matematik olarak sonsuz sayıda farklı frekanslarda veya periyotlarda sinüs dalgalarının toplamı olarak ifade edilir. Sismik dalganın; periyot, genlik, dalga boyu ve dalga sayısı bir sinüs dalgası üzerinde gösterilebilir (Şekil 1.2). Sismik dalgalar, cisim dalgaları (P, S) ve yüzey dalgaları (Rayleigh, Love) olmak üzere ikiye ayrılmaktadır.



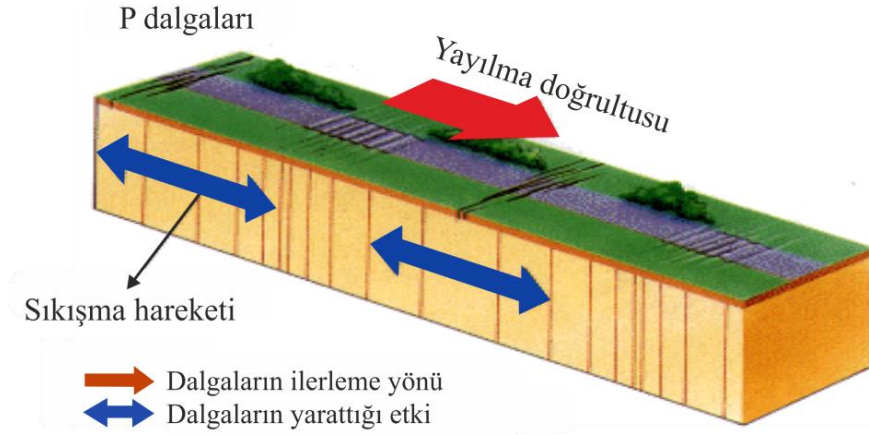
Şekil 1.1. Sismik enerji kaynaklarının oluşturduğu puls fonksiyonu.



Şekil 1.2. Sismik dalganın yayılmasında frekans-periyot, genlik, dalga sayısı ve dalga boyunun şematik gösterimi

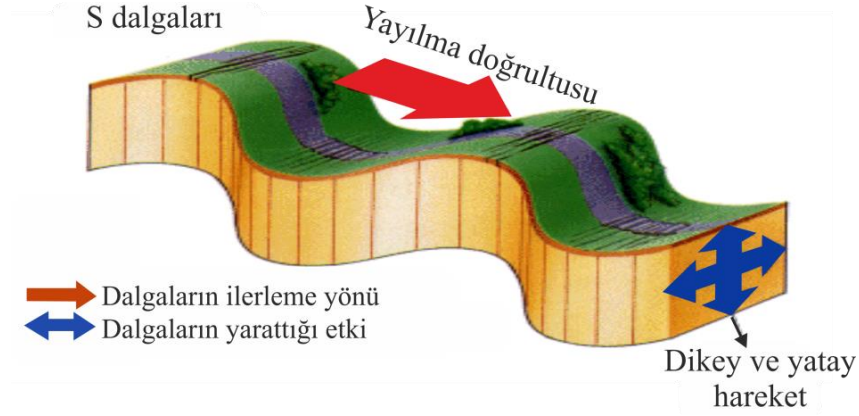
1.2.1.1. Cisim Dalgaları

Cisim dalgaları P ve S-dalgaları olmak üzere ikiye ayrılırlar. P-dalgaları, dalganın ilerleme doğrultusu boyunca ileri-geri yayılım hareketi yapar. Bu nedenle P-dalgasına boyuna veya sıkışma dalgası da denir (Şekil 1.3). Yer içinde en hızlı ilerleyen dalga oldukları için alıcıda ilk görülen dalgalardır. P-dalgaları her türlü ortamda yayılabilirler. Örneğin; özellikle sudaki dalgalanma ve havadaki ses dalgalarının yayılımı P-dalgası hareketidir. P-dalgasının jeolojik ortamlarda yayılma frekansı 1-2000 Hz arasındadır. P-dalgasının hızı, içinden geçtiği ortamın özelliklerine bağlı olarak yerküre içinde 7-8 km/s kadardır.



Şekil 1.3. P-dalgası tanecik hareketinin şematik gösterimi

İkincil, enine veya kesme dalgası olarak bilinen S-dalgaları, içinden geçtikleri ortamda kayma deformasyonlarına yol açarlar. S-dalgasından etkilenen bir taneciğin hareketi dalga ilerleme yönüne diktir (Şekil 1.4). Kesme dalgaları tanecik hareketinin yönüne göre SV (düşey düzlemsel hareket) ve SH (yatay düzlemsel hareket) olmak üzere iki gruba ayrılmaktadır. P-dalgalarına göre daha yavaş olan S-dalgalarının hızları yayıldıkları ortamın rijidite ve yoğunluğuna bağlıdır. S-dalgaları rijiditesi bulunmayan sıvı maddeler içinde oluşamaz. Bu gerçekten yararlanılarak dünyanın çekirdek kısmının sıvı olduğu anlaşılmıştır. Bu dalgaların katı yerkabuğu içindeki yayılma hızı ise 3.45-4.10 km/s kadardır.

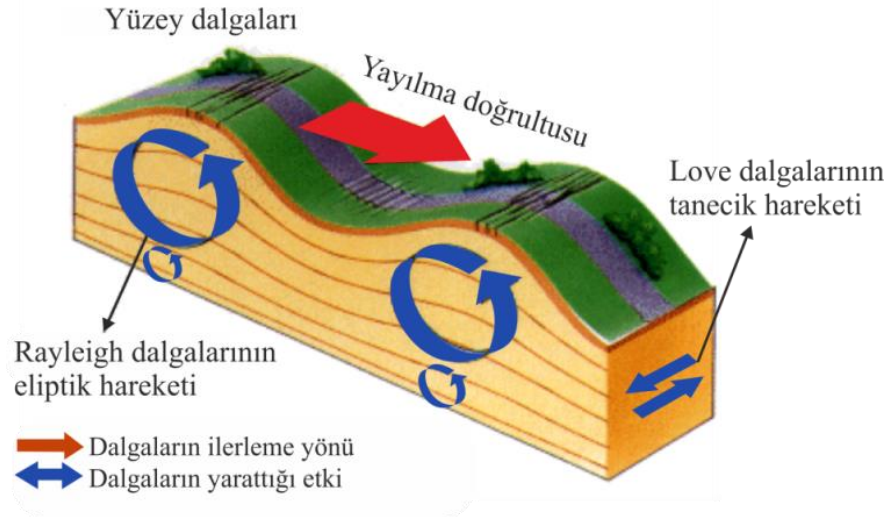


Şekil 1.4. S-dalgalarının tanecik hareketinin şematik gösterimi

1.2.1.2. Yüzey Dalgaları

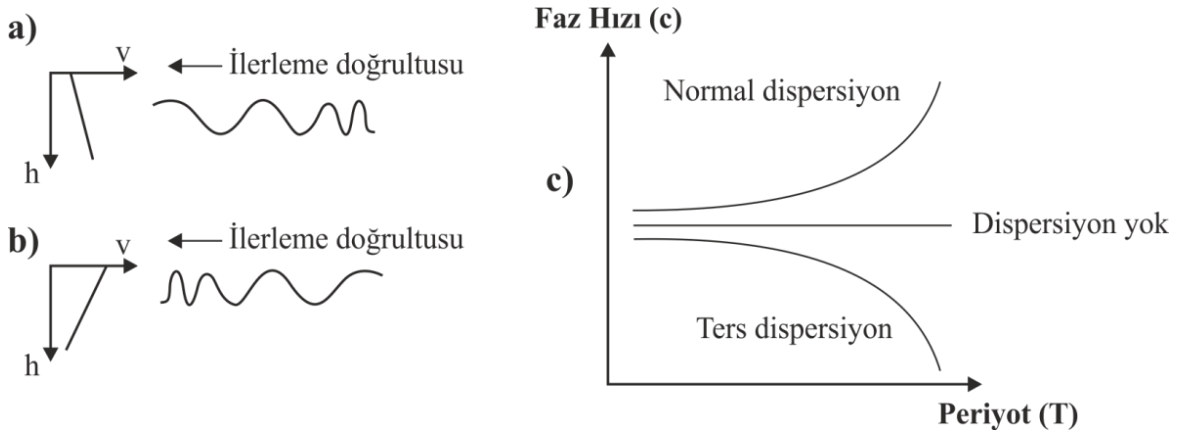
Yüzey dalgaları, yeryüzü ve yüzeydeki katmanlar arasında hareket eden cisim dalgalarının etkileşimi sonucunda ortaya çıkar. Bu dalgalar, genlikleri kabaca derinliğe göre üstel olarak azalan şekilde yer yüzeyinde ilerler. Bunları üretmek için gerekli etkileşimin karakterinden dolayı, bir deprem kaynağından çok uzak mesafelerde yüzey dalgaları daha baskın olmaktadır. Yerkabuğunun kalınlığının yaklaşık iki katından daha uzak mesafelerde maksimum yer hareketinin oluşmasında cisim dalgalarından çok yüzey dalgaları rol oynamaktadır. Mühendislik açısından en önemli yüzey dalgaları Rayleigh dalgaları ve Love dalgalarıdır.

Rayleigh dalgaları, yerin serbest yüzeyinde oluşan dalgalar olup, hızları S-dalgası hızının 0.92'si kadardır (Bullen ve Bolt, 1985). P-dalgaları ile SV-dalgalarının etkileşiminden oluşan Rayleigh dalgalarında taneciğin yatay ve düşey yönlerin her ikisinde de hareket etmesi söz konusudur. Rayleigh dalgalarında tanecik hareketi büyük eksenini düşey olan bir elips çizer, elips düzlemi yayılma doğrultusundaki düşey bir düzlem içinde bulunur. Bir bakıma, bir su birikintisi içine atılan taşın oluşturduğu dalgalara benzerler. Yüzey dalgalarının diğer türü olan Love dalgaları, farklı elastik dalga hızına sahip tabakaların bulunduğu ortamlarda, hızı daha az olan tabakanın üst ve alt sınırından tekrarlı olarak yansıyan ve frekansları birbirine yakın olan SH tipi dalgaların etkileşimi sonucunda oluşur ve bunlarda tanecik titreşiminin düşey bileşeni yoktur. Titreşim hareketi dalga yayılma doğrultusuna dikey ve yataydır (Şekil 1.5).



Şekil 1.5. Rayleigh ve Love dalgalarının tanecik hareketlerinin şematik gösterimi

Yüzey dalgaları yeraltında yayılırken dalga hızının periyoda göre değiştiği bilinmektedir. Bu özellik yüzey dalgalarında dispersiyon olarak bilinir (Şekil 1.6). Hızın derinlikle arttığı tabakalı ortamlarda uzun periyotlu dalgalar daha derine nüfus eder ve kısa periyotlu dalgalar önce kaydedilir, bu olaya normal dispersiyon denir. Hızın derinlikle azalması durumunda kısa periyotlu dalgaların, uzun periyotlu dalgalar önce kaydedilmesi işlemine ise ters dispersiyon denir (Bath,1973).



Şekil 1.6. 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)

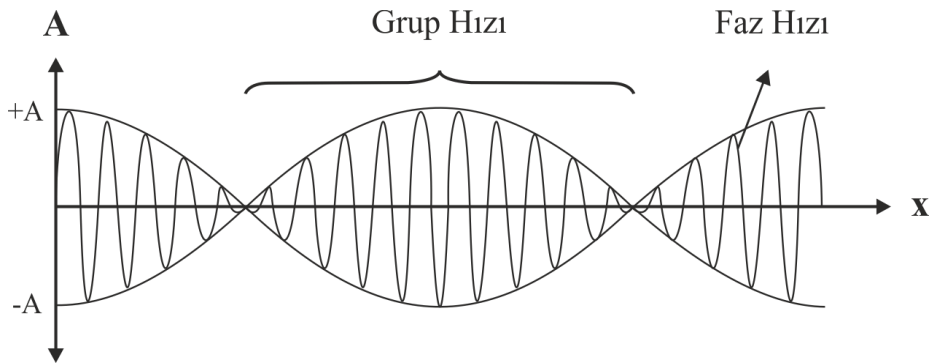
Yüzey dalgalarında dispersiyona bağlı faz hızı ve grup hızı olmak üzere iki tür hız bilgisi mevcuttur. Farklı fazlarda ilerleyen farklı frekanstaki dalgalar birbiri üzerine binerek dalga trenlerini oluştururlar. Tüm dalga treninin ilerleme hızına grup hızı (U), bu dalga treni üzerinde yer alan herhangi bir fazdaki noktanın ilerleme hızına ise faz hızı (c) veya dalga hızı denir (Şekil 1.7). Dispersiyonun olabilmesi için yarı-sonsuz bir ortamın üzerinde en az bir katmanın olması yani tabakalı ortam 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) bağlıdır. Bu iki bağıntı arasında (1.3) ilişkisi vardır. Sismik yüzey dalgaları için $\lambda dc/d\lambda$ daima pozitif olmaktadır ve dolayısıyla faz hızı grup hızından büyüktür (Richter, 1958).

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

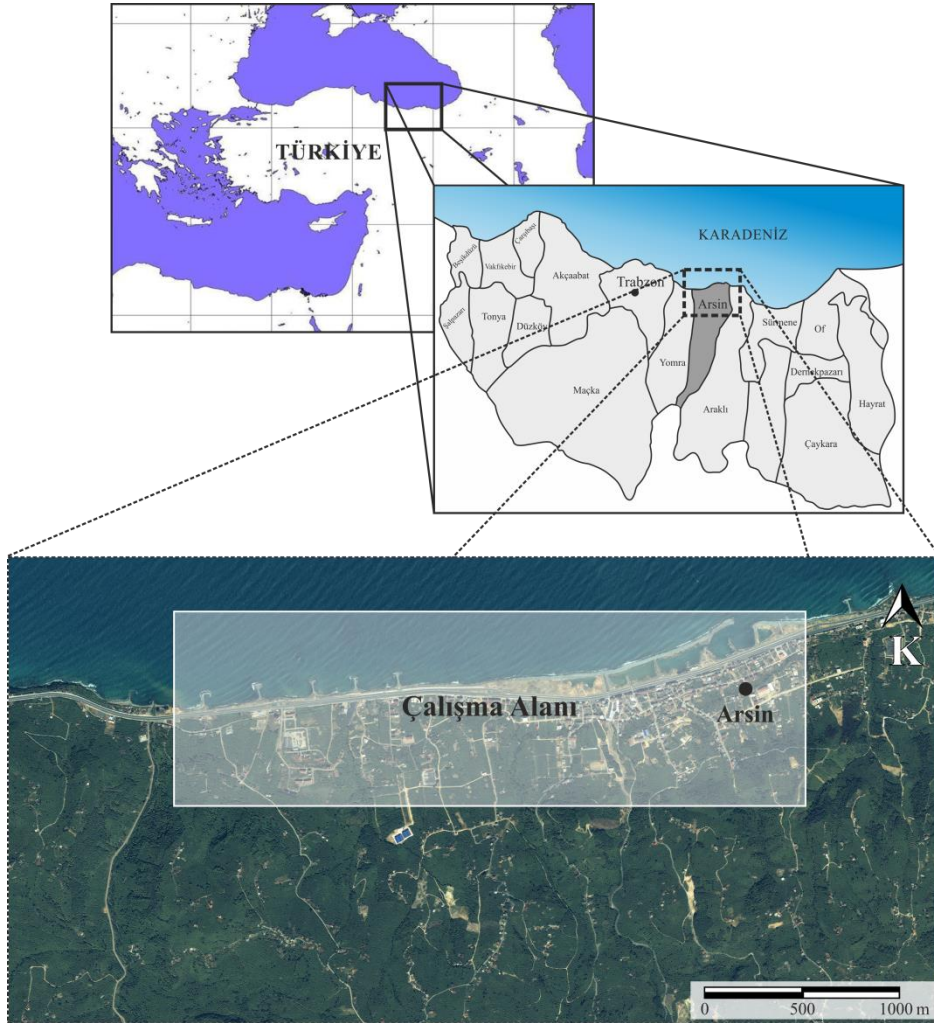


Şekil 1.7. Dispersif dalga treni üzerinde grup ve faz hızının gösterimi

2. ÇALIŞMA ALANI HAKKINDA GENEL BİLGİLER

2.1. Çalışma Alanının Tanıtımı

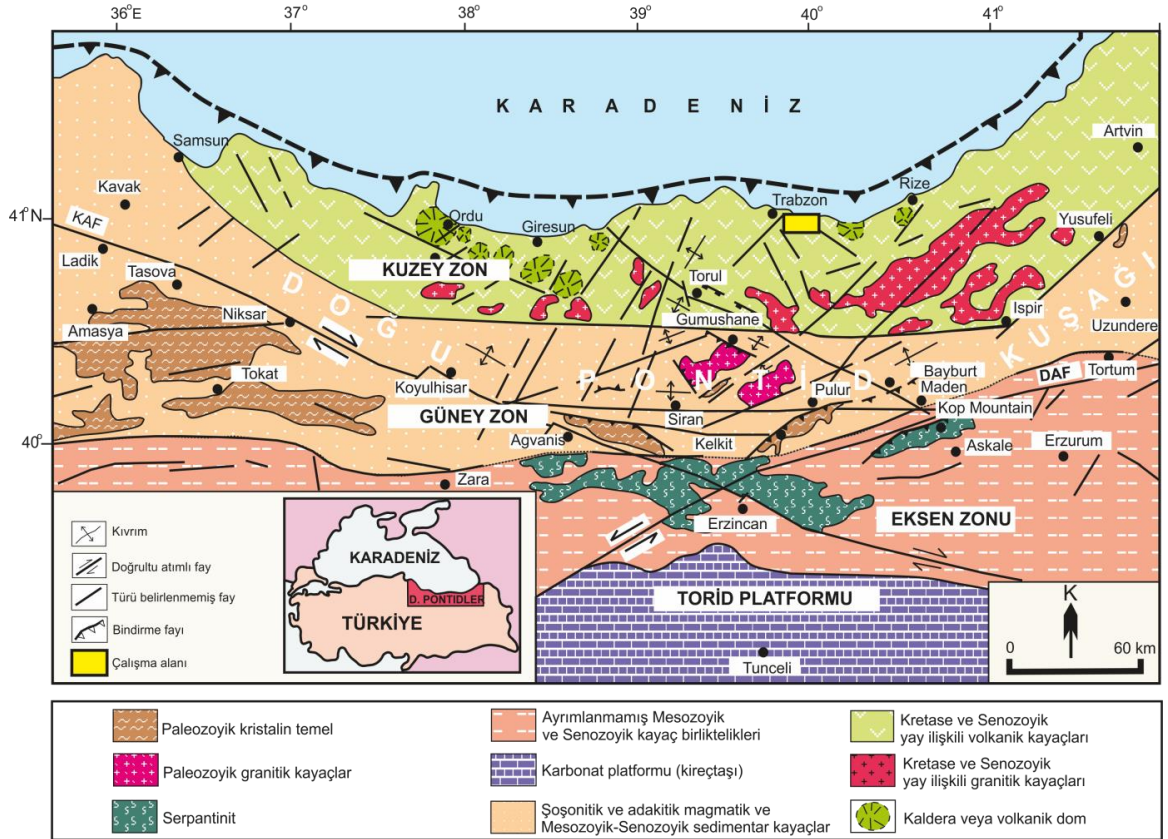
Bu tez kapsamında, Arsin (Trabzon) ilçesinin batı kısmı çalışma alanı olarak seçilmiştir. Arsin, Trabzon ilinin 20 km doğusunda, Trabzon-Rize sahil şeridi üzerinde kurulmuş olup, doğusu Araklı, batısı Yomra, kuzeyi Karadeniz, güneyi ise Gümüşhane ilinin Yağmurdere bucağı ile çevrilidir (Şekil 2.1). 2011 yılında yapılan nüfus sayımı sonuçlarına göre ilçe merkezinde 10.662, belde belediyelerinde 6.727, köylerinde ise 8.533 olmak üzere toplam nüfus 25.922'dir.



Şekil 2.1. Çalışma alanının yer bulduru 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 2.2).



Şekil 2.2. Doğu Pontid Orojenik Kuşağı'nın ana tektonik-litolojik birliktelikleri (Eyüboğlu vd., 2006) ve çalışma alanının tektonik birlik içindeki yeri

Çalışma alanı bu orojenik kuşağın Kuzey Zon'u içerisinde yer almaktadır. Genellikle bitki örtüsü ile kaplı olan bu kesimde litolojik birimlerin haritalanması ve litostratigrafi adlama kurallarına uygun olarak isimlendirilmesinde önemli problemler yaşanmaktadır. Bölgede en ayrıntılı çalışmalardan birini yapan Güven (1993) Kuzey Zon'daki istif tabandan tavana ele almış ve tüm birimlere formasyon veya litodem mertebesinde isimler vermiştir.

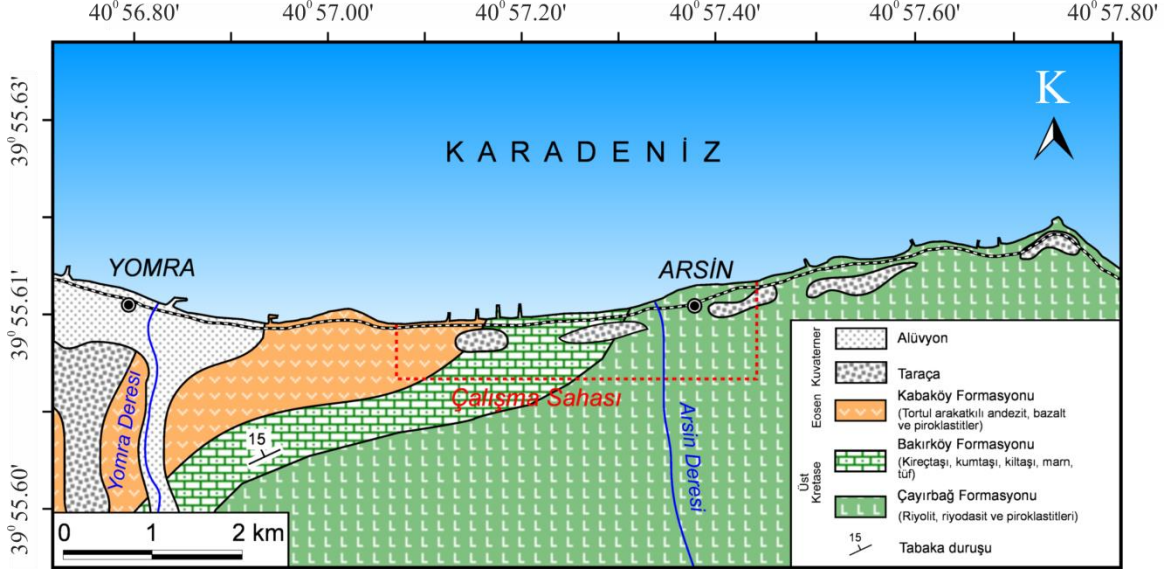
Paleozoik-Kuvaterner zaman aralığında gelişmiş kaya birimlerinin yüzeylendiği bölgede, Erken Jura'dan başlayarak Eosen sonlarına kadar periyotlar halinde gelişimini sürdüren magmatizmanın ürünlerini içeren volkano-tortul istifler, volkanik ve intrüzif kayalar yaygındır. Magmatik faaliyetlerin duraksadığı dönemlerde ise tortul istifler birikmiştir.

Kuzey Zon'da alttan üste doğru; Paleozoyik 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), riylit, riyodasit ve piroklastik kayalardan 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 Formasyonları (Plh), haritalanamayacak kadar küçük ölçekli bazaltik dayklar ile Kuvaterner yaşlı oluşuklar (Qal) bölgenin en genç birimleridir (Şekil 2.3) (Güven, 1993).

Trabzon ili Arsin ilçesi civarında yaklaşık olarak 3 km²'lik bir alanı kapsayan çalışma alanı Güven (1993) tarafından verilen Kuzey Zon kesitinin Kretase ve Tersiyer dönemi birimlerini içermekte olup yaşlıdan gence doğru; Geç Kretase yaşlı Çayırbağ Formasyonu (Kçb), Geç Kretase-Paleosen yaşlı Bakırköy Formasyonu'nu (KTb), Eosen yaşlı Kabaköy Formasyonu'nu (Tk) ve Kuvaterner yaşlı taraça - alüvyonları (Qal) oluşturan litolojik birimlerin özellikleri aşağıda özetlenmiştir.

MESOZOYİK				SENZOYİK			ÜST SİSTEM	
JURA		KRETASE			KRETASE	TERSİYER	SİSTEM	
LİYAS	Ü. JURA A. KRE.	ÜST KRETASE			PALEOSEN	Eosen	ALÜVYON	
	PORT. BERRIA. SENOM	KAMPAİYEN-MAASTRIHTİYEN						
SİNEMURİ.	TURONİYEN-KONİYASİYEN SANTONİYEN		ÇAĞLAYAN	KIZILKAYA	KABAKÖY	BEŞİRLİ	FORMASYON	
HAMURKESEN	BERDİGA	ÇATAK						ÇAĞLAYAN
							SİMGE	
							KAYA TÜRÜ	
							AÇIKLAMALAR	
							Qal	Kum, Kil, Çakıl
							Plh	HAMİDİYE FORMASYONU
							Plb	BEŞİRLİ FORMASYONU
							Tk	KABAKÖY FORMASYONU
							KTb	UYUMSUZLUK
							Kçb	BAKIRKÖY FORMASYONU
							Kça	ÇAYIRBAĞ FORMASYONU
							Kk	UYUMSUZLUK
							Kç	ÇAYIRBAĞ FORMASYONU
							JKb	ÇAĞLAYAN FORMASYONU
							Jh	KIZILKAYA FORMASYONU
							Pzm	ÇATAK FORMASYONU
							UYUMSUZLUK	
							BERDİGA FORMASYONU	
							HAMURKESEN FORMASYONU	
							UYUMSUZLUK	
							METAMORFİK TEMEL	
							Gnays, Mikaşist, Klorit, Şist	

Şekil 2.3. Doğu Pontid Orogenik Kuşağı Kuzey Zonu'na ait stratigrafik kolon kesiti (Güven, 1993).



Şekil 2.4. Çalışma alanını ve yakın çevresinin jeoloji haritası (Güven 1993'ten değiştirilmiştir).

2.2.1. Çayırbağ Formasyonu (Kçb)

Doğu Pontid Orojenik Kuşağı'nın Kuzey Zonu'nda yaygın bir yüzeyleme alanına sahip olan birim Güven (1993) tarafından en iyi görüldüğü yer olan Çayırbağ yöresine atfen Çayırbağ Formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Bazik karakterli volkanik-piroklastik kayalardan oluşan Çağlayan Formasyonu üzerine gelen ve Geç Kretase-Paleosen yaşlı Bakırköy Formasyonu tarafından örtülen ve genellikle asidik volkanik kayalardan oluşmaktadır (Şekil 2.4).

Çalışma alanının doğu kesiminde yüzeyleme veren ve genellikle asidik volkanik kayalardan oluşan birim, Güven (1993) tarafından isimlendirilen birimle önemli litolojik ve stratigrafik benzerlikler sunmaktadır. Formasyonun alt sınırı çalışma alanında görülmemekle birlikte, bölgede Geç Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonu üzerine geldiği literatürden bilinmektedir (Güven, 1993). Birim Arsin ilçe merkezi ve çevresinde başlıca dasit-riyodasit ve piroklastikleri ile temsil edilmektedir. Dasit ve riyodasitlerde kolon debi yaygındır. Taze yüzeyleri genellikle beyaz ve beyazımsı gri renklerde olup, alterasyonun yoğun olduğu kesimlerde kırmızımsı (hematitleşme) ve sarımsı (limonitleşme) renkler baskındır. Kuvars ve bazen de plajiyoklas mineralleri el örneğinde rahatlıkla ayırt edilebilir. Ayrıca saçınım halinde kayaç içerisinde dağılmış olarak bulunan açık sarı renkli pirit minerallerinin bolluğu da dikkat çekicidir. Oldukça kırıklı bir yapı arz eden bu

kayaçlarda kırıklar genellikle dolgusuz olup, bazı kesimlerde kalsit veya kuvars tarafından ikincil olarak dolduruldukları gözlenmiştir. Piroklastik kayaçlar ise tüfler ile temsil edilmekte olup, tabakalı yapısı, ince taneli dokusu ve yoğun ayrışması ile dasitik-riyodasitik kayaçlardan ayırt edilirler. Tüf tabakaları arasında yer yer gözlenen sedimanter kayaçların (kireçtaşı, kumlu kireçtaşı) varlığı ise bu volkanik faaliyetin zaman zaman duraklayıp, ortamın sakinleştiğine işaret etmektedir.

Çayırbağ Formasyonu'nun yaşı Güven (1993) tarafından stratigrafik ilişkiler dikkate alınarak Mestriştiyen olarak verilmiştir. Eyüboğlu vd. (2014), birimden alınan örnekten seçilen zirkonları U-Pb yaşlandırma metodu ile yaşlandırmış ve Güven (1993)'ün verilerini kısmen doğrulayan Geç Kampaniyen-Erken Mestriştiyen aralığını işaret eden bir radyometrik yaş verisi elde etmiştir.

2.2.2. Bakırköy Formasyonu (KTb)

Doğu Pontid Kuzey Zonu'nda, Üst Kretase döneminde asit ve bazik volkanik aktivitenin faaliyetlerini tamamlamasından sonra sık ve derin denizel havzalarda türbiditik veya resifal çökeltiiler oluşmuştur. Türbiditik karakterli olan bu çökeller Doğu Pontid Kuzey Zonunda Bakırköy Formasyonu olarak haritalanmıştır (Şekil 2.4). Artvin ili kuzeyinde, Bakırköy yöresinde tipik kesitlerinden birini veren bu birim Güven (1993) tarafından tanımlanmıştır.

İnceleme alanında Çayırbağ Formasyonu üzerine gelen, KD-GB uzanımlı dar bir şerit halinde yüzeylenme veren ve başlıca gri renkli marn, gri-beyaz renkli killi kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ve az oranda da kumtaşlarından oluşan birim, Güven (1993) tarafından isimlendirilen birimle aynı stratigrafik seviyede bulunmakta olup aynı litolojik birimleri içermektedir. Tabakalı yapısı ile tipik olan birimde tabaka kalınlıkları 10-80 cm arasında değişmektedir. Tabakalar, küçük ölçekli faylanmaların etkisi ile gösterdiği yersel dönmeler dışında, genellikle KD-GB doğrultulu olup, 25-55 derece arasında değişen eğim açıları ile KB'ya doğru eğimlidirler. Formasyonun kesin olmayan kalınlığı, Güven vd. (1993) tarafından 100 - 250 m arasında verilmiştir.

Güven (1993), formasyonun yaşını *Globotruncana Lapparenti Tricarinata* (QUER), *Globotruncana Arca* (CUSMAN), *Marsonella* cf., *Oxycona* (REUSE), *Globigerina* sp., *Gümbelina* sp., *Orbitolides* sp., *Robulus* sp., *Discocylinia* sp., *Textularia* sp., *Miliolidea* sp. fosil türlerine göre Mestriştiyen - Paleosen olarak saptanmıştır.

2.2.3. Kabaköy Formasyonu (Tk)

Tipik olarak Kabaköy (Gümüşhane) 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.

Formasyon çalışma alanının batı kesiminde yüzeyleme vermekte olup, bazik karakterli volkanik kayalar ile temsil edilmektedir (Şekil 2.4). Genellikle siyahımsı renkleriyle dikkat çeken kayalar, bazı kesimlerde alterasyon nedeniyle kahvemsî veya yeşilimsî renk tonlarında görülmektedir. El örneğinde plajiyoklas ve yer yer de klinopiroksen mineralleri makroskopik olarak ayırt edilebilmektedir. Kalsit dolgulu çatlaklar veya zeolit dolgulu yuvarlağımsı boşluklar kayada yaygındır.

Birimin yaşı, özellikle Gümüşhane yöresinde gözlenen tortul kayalarda bulunan *Nummulites cf. globulus* (Leymerie), *Assilina cf. Exponens* (Sowerby), *Assilina cf. Spira*, *Nummulite sp.*, *Discocyclina sp.*, *Asterocyclina sp.*, *Actinocyclina sp.* ve *Alveolina sp.* fosillerinden hareketle Erken-Orta Eosen olarak verilmiştir (Güven, 1993).

2.2.4. Taraça ve Alüvyon (Qal)

İnceleme alanında iki seviye halinde bulunan taraçalar, sahile yakın düzlüklerde genel olarak pekişmiş çakıl, kum, silt ve kil boyutlu malzemelerden oluşmakta ve Arsin çevresinde sahile yakın düzlüklerde yanal devamlılığı olmayan kütleler halinde görülmektedir.

Alüvyonlar ise batı kesimindeki dağlardan beslenerek Karadeniz'e dökülen Arsin Deresi'nin denize yakın kesimlerindeki düzlük alanlarda çökelen kum, mil ve çakıl yığınlarından meydana gelen ve günümüzde oluşmaya devam eden birimdir (Şekil 2.4).

2.3. Tektonizma

Trabzon ili ve yakın çevresi Doğu Pontid Orojenik Kuşağı'nın kuzeydoğusunda ve Kuzey Zonu içerisinde yer alır (Şekil 2.2). Bu tektonik ünite batıda Kızılırmak vadisinden, doğuda Gürcistan sınırına kadar yaklaşık 500 km uzunluğunda, kuzeyde Karadeniz kıyısından, güneyde Kuzey Anadolu fayına kadar yaklaşık 150-200 km genişliğinde metallojenik bir kuşak oluşturur. Geniş anlamda ise; Alpin dağ oluşumuna bağlı olarak Jura-Pliyosen zaman aralığında gelişmiş ada yayı dizisinin bir parçasıdır (Bektaş vd., 1995).

Alpin orojenik hareketlerinin etkisi altında kalan Trabzon ili ve çalışma alanında bu orojenik hareketler neticesinde çeşitli deformasyon yapıları gelişmiş olup, bu yapıların en önemlileri de kırıklı yapılardır. Bölgenin yoğun bir bitki örtüsü ile kaplı olması nedeniyle bu kırıkların arazide tespit edilmesi güç olduğundan uzaktan algılama yöntemi ve hava fotoğrafları yardımıyla ana kırık hatları belirlenmiştir (Keskin vd., 2011). Bu çalışmalar göstermiştir ki, Trabzon ve çevresinin tektonik gelişimini kontrol eden üç farklı doğrultuda fay sistemi mevcuttur. KD, KB ve D-B doğrultulu olarak uzanan bu fay sistemleri uydu 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). Özellikle açılan bina temellerinde gözlenen ve genellikle Bakırköy Formasyonu kayaçlarında yaygın olan kıvrımlanmaların varlığı ise Geç Kretase dönemi sonrası bölgedeki sıkışma rejimini destekler mahiyettedir.

Hiç şüphesiz bölgedeki aktif tektonizmanın varlığını işaret eden en önemli verilerden biri de farklı taraça seviyelerinin varlığıdır. İnceleme alanında iki farklı seviyede gözlenmiş olan taraçalar, Trabzon merkezi kesiminde 6 farklı seviyede yer almaktadır. Keskin vd. (2011) tarafından bu farklı seviyelerden toplanan denizel fosil kavrıkları ESR yöntemi ile yaşlandırılmış ve bugün deniz seviyesinden 300 metre yükseklikte yer alan taraçadan yaklaşık 400 bin yıllık, 5 metre yükseklikte yer alan taraçadan ise yaklaşık olarak 5 bin yıllık bir yaş verisi elde edilmiştir. Bu verilerden hareketle Keskin vd. (2011) bölgede yıllık yaklaşık 0.06 mm lik bir yükselimin söz konusu olduğunu ve bu yükselimin de ters faylarla ilişkili olduğunu belirtmiştir.

Karadeniz'in tüm güney sahilini kat eden ters bir fayın varlığı, gerek eski çalışmalardan gerek TPAO'nın bölgedeki sismik çalışmalarından ve gerekse de güncel

Çalışmalardan bilinmektedir (Kazmin vd., 1986; Nikishin vd., 2003; Eyüboğlu vd., 2011). Trabzon sahiline yakın kesimden geçen bu fay güneye doğru eğimli ters fay özelliğinde olup, oluşumu Eyüboğlu vd. (2011) tarafından eski bir okyanusun (Paleotetis) güneye doğru yitimi ile ilişkilendirilmiştir. Bu fay aynı zamanda Keskin vd. (2011) tarafından yaş verileri ile ortaya koyulan bölgedeki yükselmeyi de açıklar mahiyettedir. Özellikle son dönemlerde Karadeniz sahilinde artan deprem aktivitesi de bu ters fayın varlığı ile açıklanmaktadır.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

3.1. Yüzey Dalgası Yöntemleri

Yapılaşmada önemli rol oynayan mühendislik parametrelerinin çoğunda P ve S-dalgası hız bilgisi kullanılmaktadır. Ancak S-dalgasının P-dalgasına göre üretilme zorluğu ve yer altındaki süreksizliklere karşı daha hassas olması, kimi zaman da doğrudan elde edilemeyerek yaklaşık bir poisson oranı kullanılarak P-dalga hızından S-dalga hızının bulunması nedeniyle S-dalgası bilgisi hatalı olmaktadır. Dolayısıyla bu varsayımla elde edilen S-dalgası hızı çalışma alanını doğru bir şekilde temsil edememektedir. Bunun sonucunda elde edilen elastik parametreler, zeminin statik ve dinamik yükler altındaki davranışını tam yansıtmayacağı için bu parametreler temel alınarak yapılan yapının zarar görmesi hatta yıkılması söz konusudur. Bu nedenle bu parametrelerin hesaplanmasında P ve S-dalga hızlarının olabildiğince tutarlı ve güvenilir olarak bulunması mühendislik yapılarının güvenliği açısından önemlidir.

Arazi ortamında klasik sismik çalışmalarla S-dalgası bilgisinin elde edilemediği durumlarda alternatif olarak sondajlar, laboratuvar ölçümleri veya kuyu logu çalışmaları yapılabilir. Ancak bu yöntemler geniş arazi ortamlarında hem zaman alıcı hem de proje maliyetini arttırıcı niteliktedir. Ayrıca zeminin doğal yükler altındaki davranışı ile laboratuvar ortamındaki davranışı farklı olacağından elde edilen parametreler hassasiyetlerini kaybedebilir. Bu aşamada *Yüzey Dalgaları Analiz* yöntemleri zeminlerin doğal koşulları bozulmadan S-dalgası hız bilgisinin elde edilmesini sağlar.

Yüzey dalgası yöntemlerindeki genel prensip, pasif (çevre gürültüleri) ya da aktif kaynaklar (düşey ya da yatay) yardımıyla kayıt edilen yüzey dalgalarının dispersif özelliğinden yararlanmaktır. Bilindiği gibi yüzey dalgalarını cisim dalgalarından ayıran en önemli özellikleri dispersif yapıları, düşük frekanslı içerikleri ve yüksek genlikleridir. Yüzeyde veya yüzeye yakın bir derinlikte oluşturulan sismik enerjinin yaklaşık 2/3'ünü yüzey dalgaları taşır ve uygun açılımlı kayıtlarda yüzey dalgaları genlikleri, cisim dalgalarını ve gürültüleri bastırır niteliktedir (Park vd., 1997). Yüzey dalgalarının hızı hareket ettikleri ortamın P ve S-dalga hızı, yoğunluğu ve tabaka kalınlığına bağlıdır. Burada S-dalgası hızı ve tabaka kalınlığı baskın parametre iken (Park vd., 2002), P-dalga

hızı ve yoğunluk girdilerinin dispersiyon eğrisine etkisi azdır. Bu nedenle, yüzey dalgalarının dispersif karakteri, dalganın hareket ettiği ortamında S-dalgası hızı değişimi ile doğrudan ilişkilidir.

Yüzey dalgası kayıtlarından 1 Boyutlu (1B) S-dalgası hız profiline geçiş, dispersiyon eğrisinin ters çözümü ile gerçekleşir. Ters çözümde kullanılan veri, kaydedilen yüzey dalgalarının 2B'lu Fourier dönüşümü ile frekans-dalga sayısı (f-k) ortamına aktarılması ve buradaki maksimum olayların işaretlenmesi ile elde edilen faz hızı-frekans (c-f) grafiğidir. Bu grafik *Mod* adı verilen değişik frekanstaki yüzey dalgalarının hız bilgilerini yani dispersiyon eğrilerini içerir. Modlar, temel mod ve yüksek modlar olmak üzere ayrılmaktadır. Temel mod belli bir frekanstaki en düşük faz hızlarını ifade ederken, yüksek modlar yüzey dalgasının aynı frekanstaki daha yüksek faz hızlarını temsil eder. Yüksek frekans bölgesindeki hızlar yüzeye yakın dalga hızlarını temsil ederken düşük frekans bölgesindeki olaylar daha derinde seyahat eden olayların hızlarını temsil eder. Dispersiyon eğrisi, veri kaydı sırasında kullanılan kaynağa, alıcı frekansına ve açılım uzunluğuna bağlıdır. Frekans ekseninde maksimum ve minimum frekans değerleri ve bu iki değer arasındaki fark ayrırlılığı doğrudan etkiler. Dispersiyon eğrisinden 1 boyutlu (1B) S-dalgası hız profiline geçişin son aşaması ters çözümdür. Dispersiyon eğrisinin geleneksel ters çözümünde, saha verisinden elde edilen dispersiyon eğrisine uygun bir giriş modeli belirlenerek, modelin teorik dispersiyon eğrisi hesaplanır ve bu eğrinin, gözlenen eğri ile belli hata oranları içinde uyumlu olmasına kadar yinelemeli çözümler yapılır. Her yineleme adımında elde edilen sonuç modeli, bir sonraki yineleme adımının giriş modeli olarak kullanılır, böylece kademeli olarak sahadan elde edilen dispersiyon eğrisine yaklaşım sağlanmaya çalışılır. Yüzey dalgası yöntemleri aktif kaynaklı ve pasif kaynaklı olmak üzere ikiye ayrılmaktadır:

- Aktif kaynaklı yöntemler
 - Yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (MASW)
 - Yüzey dalgalarının spektral analizi (SASW)
- Pasif kaynaklı yöntemler
 - Tek istasyon Mikrotremor yöntemi
 - İki ya da daha fazla istasyon yöntemi
 - ✓ ReMi (Kırılma Mikrotremor) yöntemi
 - ✓ Frekans-Dalga sayısı (f-k) yöntemi
 - ✓ Uzaysal özilişki (SPAC) yöntemi

✓ Genişletilmiş uzaysal özilişki (ESPAC) yöntemi

Bu tez kapsamında, çalışma alanının baskın periyot ve H/V spektral oranlarının bölgesel değişimini belirlemek amacıyla tek istasyon mikrotremor yöntemi, S-dalgası hızlarını (V_S) belirlemek amacıyla ise ReMi (Kırılma- Mikrotremor, Refraction-Mikrotremor) ve Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi Yöntemleri (Multi-Channel Analysis of Surface Waves) kullanılmıştır.

3.1.1. Mikrotremor Yöntemi

Mikrotremor yöntemi 1950'lerden günümüze gerek ölçü alımı gerekse veri-işlem açısından çok geliştirilmiş ve çeşitlendirilmiştir. Geçmiş yıllarda birçok mikrotremor araştırması ve gözlemi Japonya'da yapılmıştır. 1980'lere kadar A.B.D., Meksika Şili, Çin gibi diğer ülkelerde kullanılmamış, daha sonraki yıllarda bu ülkelerde yapılan mikrotremor çalışmalarının çoğunda Nakamura (1989) tarafından ileri sürülen Nakamura Yatay/Düşey (H/V) Spektral Oran Yöntemi kullanılmıştır. Bu yöntem yatay spektral bileşenin (H), düşey spektral bileşene (V) oranının alınması esasına dayanır. Nakamura Yatay/Düşey (H/V) Spektral Oran Yöntemi genliklerin sıklıkla belirgin tutarsızlıklar göstermesine rağmen, baskın frekansın bulunmasında başarılı bulunmuştur (Bard, 1998).

3.1.1.1. Mikrotremorların Tanımı ve Özellikleri

Mikrotremorlar, zamansal olarak 1 saat ve uzaysal olarak 1-2 km çap içerisinde çok küçük ve farklı kaynaklardan yayılan sürekli titreşimlerdir. Bu titreşimlerin kaynağı doğal ya da kültürel olabilir. Yerkürenin belli bir ekseninde dönmesi, gelgit etkisi, jeotermal aktiviteler, yeraltındaki sismik aktiviteler, atmosfer etkileri, rüzgâr, trafik, endüstriyel aktiviteler ve diğer bazı insan kaynaklı etkiler yeryüzünde titreşim olarak algılanabilir. Bu titreşimlerin genlikleri 0.1 mikron ile 1 mikron, periyotları ise 0.05 s ve 2 s arasında değişir (Kanai ve Tanaka, 1954; 1961).

1 s ve altındaki (1 Hz üzeri) periyotlarda ve kültürel kaynaklarca (trafik, insan faaliyetleri, ...vb. gibi) oluşturulan titreşimlere kısa periyotlu titreşimler buna karşın, 1 s ve üzerindeki (1 Hz altı) periyotlarda ve doğal olaylarca (okyanusal gel-gitler, rüzgar ve atmosferik değişimler, ...vb. gibi) oluşturulan titreşimlere uzun periyotlu titreşimler

denilir. Kimi araştırmacılar 0.01–0.5 s periyot aralığındaki titreşimleri kısa periyot, 0.5–1 s periyot aralığındaki titreşimleri orta periyot ve 2 s’ye kadar olan titreşimlere de uzun periyot derken, 2 s üzerindeki titreşimleri mikroseism olarak adlandırmaktadır (Dikmen, 2006).

Daha uzun periyotlu hareketlerin ise atmosferdeki alçak basınç-okyanus etkileşmesi ile ilgili olduğu belirtilmiştir. Bu tür mikrotremorlar 6-8 s’lik periyotlarla yayılırlar ve çok uzaklara ulaşabilirler. Okyanusların oluşturduğu titreşimler 12 s, durağan dalgaların oluşturduğu periyotlar ise 6 s’de maksimum genliği verir. Bütün bu etkenler yeryüzünde titreşim olarak algılanabilir. Mikrotremorların en önemli özelliği, bu tür titreşimlerin noktadan noktaya belirgin değişimler göstermesidir. Bu değişimler ölçülen yerin jeolojik özellikleri ile ilişkilidir.

3.1.1.2. Mikrotremorları Oluşturan Dalgalar

Mikrotremorların yüzey dalgaları mı yoksa cisim dalgaları mı olduğu hakkında çeşitli araştırmacıların değişik görüşleri bulunmaktadır. Genellikle derin kaynaklı titreşimler cisim dalgalarıyla, sığ kaynaklı titreşimler ise yüzey dalgalarıyla ilişkilendirilirler.

Kanai ve Tanaka (1961), mikrotremorların zemin tabakalarındaki S-dalgasının tekrarlı yansımaları sonucunda ortaya çıktığını belirtmiştir. Kanai (1983) mikrotremorların düşey düzlemde polarize olmuş S-dalgalarından oluştuğu kabulü ile yapmış olduğu çalışmalar sonucunda deprem kayıtları ile benzerlikler yakalamıştır. Ancak bu yaklaşım diğer araştırmacılar tarafından kabul görmemiştir (Aki, 1957; Nogoshi ve Igarashi, 1971; Irikura ve Kawanaka, 1980; Horike, 1985; Matsushima ve Okada, 1990; Milana vd., 1996; Chouet vd., 1998).

Aki (1957), mikrotremorların kaynağının büyük bölümünün yüzey dalgalarından oluştuğunu ortaya koymuştur. Rodriguez vd., (2000), deprem verileri ve mikrotremor kayıtlarından yer etkisini belirledikleri çalışmalarında mikrotremorları f-k spektrasi kullanarak incelemiş ve mikrotremorların ağırlıklı olarak Rayleigh dalgası içerdikleri sonucuna varmışlardır. Mikrotremorların ağırlıklı olarak Rayleigh dalgası nedeniyle oluştuğu sonucuna varan araştırmaların sayısı da oldukça fazladır.

Nogoshi ve Igarashi (1971) çalışmalarında mikrotremorlardan elde edilenlerle Rayleigh dalgalarının yatay/düsey (H/V) değerlerini karşılaştırmışlar ve mikrotremorların çoğunlukla Rayleigh dalgalarından oluştuğu sonucuna varmışlardır. H/V'deki dorukların ana mod Rayleigh dalgasıyla açıklanabileceğini içeren bazı kuramsal çalışmalar yapılmıştır (Lachet ve Bard, 1994; Konno ve Ohmachi, 1998; Bard, 1998). Eğer bu yaklaşımın doğru olduğu düşünülürse mikrotremorun sadece Rayleigh dalgasından oluştuğu düşünülebilir. Diğer taraftan, Nogoshi ve Igarashi'nin (1971) çalışmasında verilen örnekler dikkatlice incelenirse açıkça görülebilir ki Rayleigh dalgasının H/V oranının pik yaptığı (maksimum) frekansta Rayleigh dalga enerjisi çok küçüktür, neredeyse sıfırdır. Rayleigh dalgası H/V oranının en küçük olduğu (minimum) frekans civarında maksimum enerjiye sahiptir. Bundan dolayı, mikrotremorun H/V oranlarının pik (maksimum) değeri Rayleigh dalga enerjisiyle açıklanamaz. Nakamura (1989) tarafından açıklandığı gibi, pik frekans aralığında mikrotremorun H/V'si düşey gelen SV dalgasıyla açıklanabilir.

Okada (2003) ise mikrotremorların çoğunun deniz tabanı veya yer yüzeyi üzerindeki hareketlerden kaynaklandığından yola çıkarak, mikrotremorların oluşmasında yüzey dalgalarının cisim dalgalarına göre daha baskın olduğunu ifade etmiştir. Bu yüzey dalgaları çeşitli mekanizmalarla ve çeşitli jeolojik birimlerde yayılmalarına göre zamansal ve uzaysal duyarlılıkta rastgele oluşurlar. Doğal olarak, mikrotremorlar sadece cisim ve yüzey dalgalarından değil, aynı zamanda saçılan ve kırılan dalgaları da içeren elastik dalgaların çok karmaşık biçimde bir araya gelmesinden oluşurlar.

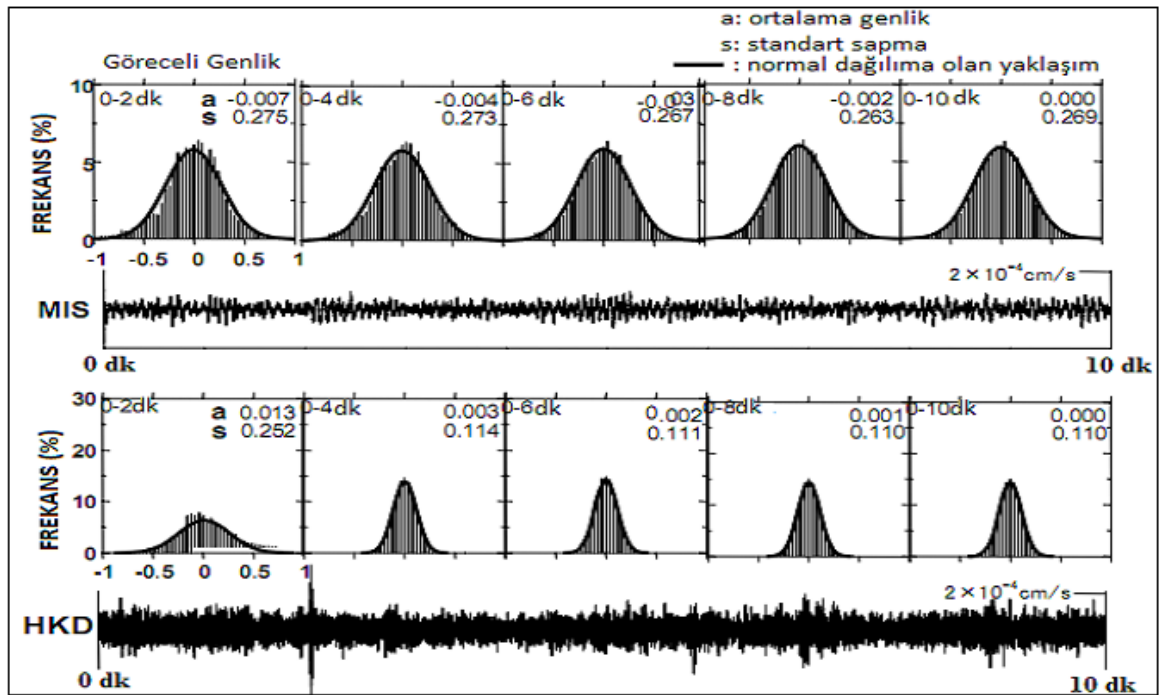
3.1.1.3. Mikrotremorların İstatistiksel Özellikleri

Mikrotremorların genliğinin stokastik (gelişigüzel) değiştiği fikri bir olasılık problemi olarak tanımlanabilir. Bu olasılık, mikrotremorların genliğinin olasılık yoğunluk fonksiyonu veya olasılık dağılım fonksiyonunu tanımlayabilir (Okada, 2003).

Nogoshi ve Igarashi (1970) mikrotremorların genliklerinin frekans dağılımlarının, örnek sayısının artmasıyla normal bir dağılıma yaklaştığını göstermiştir. Sakaji (1998) HKD ve MIS istasyonlarında toplanan çok sayıda mikrotremor verisini kullanarak, çeşitli koşullar altında bunu tekrar incelemiştir. Sakaji (1998) mikrotremorların gelişigüzel bir değişim gösterdiğini ve bu değişimin özilişki fonksiyonu olarak mikrotremorların olası frekans dağılımlarının hesaplanmasıyla mikrotremorların zamansal kararlılığının

incelenmesine katkıda bulunmuştur. Şekil 3.1’de düşey bileşen mikrotremor verilerinden frekans dağılımının hesabı gösterilmiştir. Her bir histogramın sağ üst köşesinde bulunan a ortalamayı ve s standart sapmayı göstermektedir. a ortalama değeri 10 dakikalık aralıktaki ortalama genlikteki standart sapmayla ifade edilir. a ve s değerleri çok küçük değişimler gösterir.

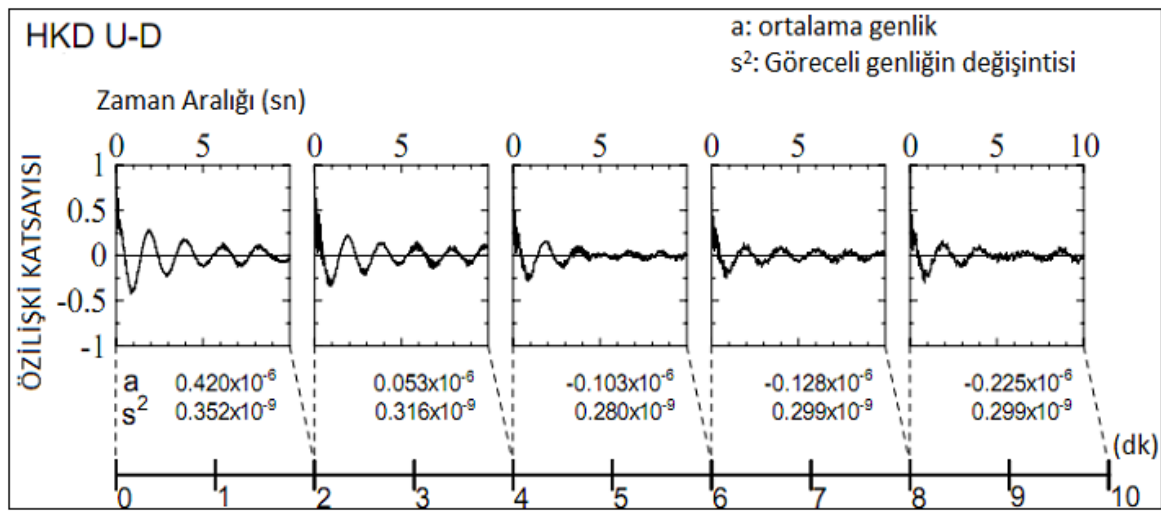
Histogramlar üzerine çizilen eğriler her bir kolonda gösterilen ortalama ve standart sapmaya bağlı olarak normal dağılımın olası frekans fonksiyonunu temsil etmektedir. Bazı karışıklıklar MIS’ de alınan mikrotremor kaydının ilk 2 dakikalık kısmında gözlenmesine karşın MIS ve HKD’de alınan kayıtlar örnekleme aralığının artırılmasıyla frekans dağılımının düzleştiğini ve histogramlardaki sıklık dağılımının verinin uzunluğu 4 dakikayı aştığında normal dağılıma yaklaştığını göstermiştir (Okada, 2003).



Şekil 3.1. 10 dakikalık mikrotremor kaydı ve genlik histogramı. Eğri, histogramın normal dağılıma yaklaştığı kabul edilerek belirlenen olasılık yoğunluk fonksiyonudur

Şekil 3.2’de HKD istasyonunda ölçülen 10 dakikalık mikrotremor verisinin 2’şer dakikalık kısımlarına ait olan özilişki fonksiyonları gösterilmiştir. Genlikteki ortalama (a) ve standart sapmanın karesi (s^2 , değişinti) her bir grafikte gösterilmiştir. Ortalama genlik tüm 10 dakikalık veri setinden olan sapma olarak ifade edilir. Ortalama ve standart

sapmanın karesinden olan değişim çok fazla değildir, hemen hemen sabit değerdedir. 10 dakikalık mikrotremor verisinden Şekil 3.1 ve Şekil 3.2’de mikrotremorların genliğinin ortalaması, değişintisi ve özilişki fonksiyonlarının örnekleme aralığından bağımsız sabit değerde oldukları gösterilmektedir ve böylece mikrotremorların durağan gelişigüzel bir süreç özelliği gösterdiği söylenebilir. Gelişigüzel özellikteki mikrotremorlar farklı zamanlardaki veri için tekrarlanabilir. Bununla birlikte, üç saatten daha uzun mikrotremor verileri için bu her zaman doğru değildir. Bu mikrotremorlardaki sabitliğin, üç saatten daha uzun verilerde olmayacağını göstermektedir (Okada, 2003).



Şekil 3.2. İlk 10 s’lik kısım için mikrotremor kayıtlarının özilişki katsayıları: 10 dakikalık bir kayıt 2 dakikalık kısımlar halinde beş parçaya bölünmüş ve her bir kısım için özilişki hesaplanmıştır (Okada, 2003).

3.1.1.4. Mikrotremor Ölçümleri Alınırken Dikkat Edilmesi Gerekenler

Mikrotremor ölçümleri sismometre adı verilen çok hassas ekipmanlar kullanılarak yapılmaktadır. Sismometrelerin çalışma prensibi yer hareketine uyumlu salınım yapan basit bir sarkacın elektrik üretmesine dayanmaktadır. Salınım periyodu değiştikçe elektrik akımının şiddeti de değişmektedir. Sismometreler tek bileşenli ya da üç bileşenli olabilmektedir. Sismometrelerin hassasiyeti ve çevresel etmenlerden dolayı veri alımı sırasında dikkat edilmesi gereken bazı unsurlar ortaya çıkmaktadır.

- Öncelikle ölçüm için uygun ekipman seçilmelidir. Bard (1998)’e göre ivmeölçerler yerine hızölçerler tercih edilmelidir. Çünkü ivmeölçerlerin tüm bileşenleri için

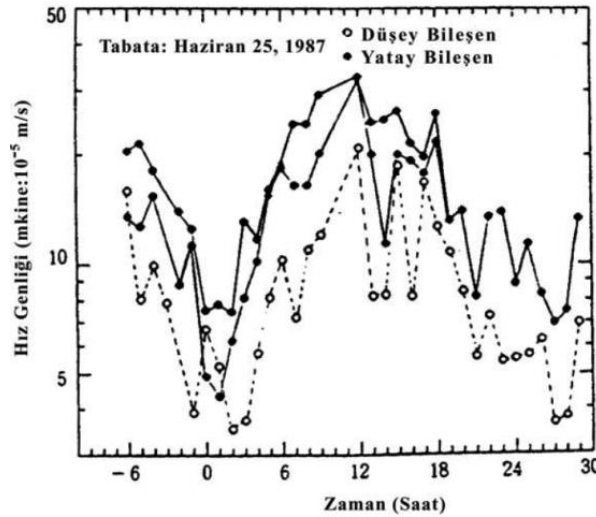
geniş frekans bandında gürültü çözümlemesinde, yeterli çözünürlük gücüne sahip değildir. 1 s'den daha uzun periyotlu titreşimlerin analizi yapılacaksa 5 s veya 10 s'lik hızölçerler tercih edilmelidir.

- Dikkat edilmesi gereken ikinci unsur, çevresel etkilerdir. Birçok araştırmacı, trafik yoğunluğu, mekanik ve elektronik gürültü kaynakları ve kültürel gürültü yaratabilecek ortamlardan kaçınılması gerektiğini ifade etmiştir. Mucciarelli (1998) trafik hareketlerinin sorun oluşturmayacağını, aksine bir kaynak yaratacağını ifade etmiştir. Ancak yapılan çalışmalarda kaynağın yeterince uzakta olmaması durumunda bozucu etki yarattığı ortaya konulmuştur (Karabulut, 2005).
- Ölçüm sırasındaki hava koşulları da oldukça önemlidir. Araziye çıkılmadan önce mutlaka meteorolojik bilgiler alınmalıdır. Özellikle rüzgâr ve yağmur ölçümlerde düşük frekanslarda büyük sapmalara neden olmaktadır (Bard, 1998).
- Sismometrelerin zemin ile tam temasını zorlaştırmasından dolayı ölçüm alımı sırasında bitki örtüsü de dikkate alınmalıdır. Gerektiğinde bitki örtüsü kazılarak sismometreler yerleştirilmelidir. Ölçümler, ağaç gibi salınım yapan ve bu etkiyi kökleri nedeniyle büyüten bitkilerden uzak mesafelerde alınmalıdır.
- Nakamura (1989), yapay zeminler üzerinde yapılan ölçümlerde frekans özelliğinin bozulacağına ve belirgin genliklerde sahte pikler görüleceğini söylemiştir. Bu nedenle ölçümler mümkün olduğunca doğal zemin üzerinde alınmalıdır.
- Dikkat edilmesi gereken diğer bir konu da ölçüm zamanıdır. Nakamura (1989), gece ölçümlerinin gündüz ölçümlerinden daha sağlıklı olduğuna dair kesin bir gösterge bulunmadığını ifade etmekle beraber, gündüz alınan kayıtlarla gece alınan kayıtları karşılaştırmış ve aradaki farkın sadece genlik olduğunu ifade etmiştir (Şekil 3.3). Bu genlikler oranlanarak spektral oran elde edildiğinden sonuç değişmeyecektir. Ancak gündüz alınan ölçümlerde bozucu etkilerin daha fazla olacağı da unutulmamalıdır.

Nakamura (1989), yapmış olduğu uzun süreli mikrotremor ölçümlerindeki kayıtların hız genliklerini incelemiştir. Gece 02:00 – 03:00 saatlerinde almış olduğu kayıtlarda genliklerin en düşük, öğlen civarlarında aldığı kayıtlarda ise en yüksek değere ulaşarak 4-6 katına çıktığını gözlemlemiştir (Şekil 3.3).

Şekil 3.3 incelendiği zaman gündüz saatlerinde alınan kayıtlardaki mikrotremor genliklerinin diğer saatlere oranla çok daha yüksek olduğu gözlemlenmektedir. Nakamura (1989), Kamonomiya ve Ishibashi bölgelerinde yapmış olduğu uzun süreli mikrotremor

ölçümleri ve yapılan benzer çalışmalar sonucunda, çevresel gürültülerin kayıtları oldukça etkilediği görülmüştür. Yapay gürültülerden kaçınmak için ölçümlerin gece yapılmasını önermiştir.



Şekil 3.3. Tabata bölgesindeki mikrotremor kayıtlarının hız genliklerinin zamana göre değişimi (Nakamura, 1989).

3.1.1.5. Mikrotremor Verilerinin Kullanım Amaçları

Mikrotremorlar günümüzde tüm dünya ülkeleri tarafından düşük maliyeti, hızlı ölçüm alınabilirliği ve yorumlamadaki kolaylığı sebebiyle tercih edilmektedir. Mikrotremor yönteminin kullanım alanları gittikçe gelişmektedir. Mikrotremorlar kullanılarak zemin yapısı hakkında önemli fiziksel parametreler elde edilmektedir. Mikrotremor yöntemi günümüzde özellikle deprem mühendisliği ve mühendislik sismolojisi çalışmalarının vazgeçilmezi haline gelmiştir. Mikrotremorlar kullanılarak zemine ait şu özellikler bulunabilir:

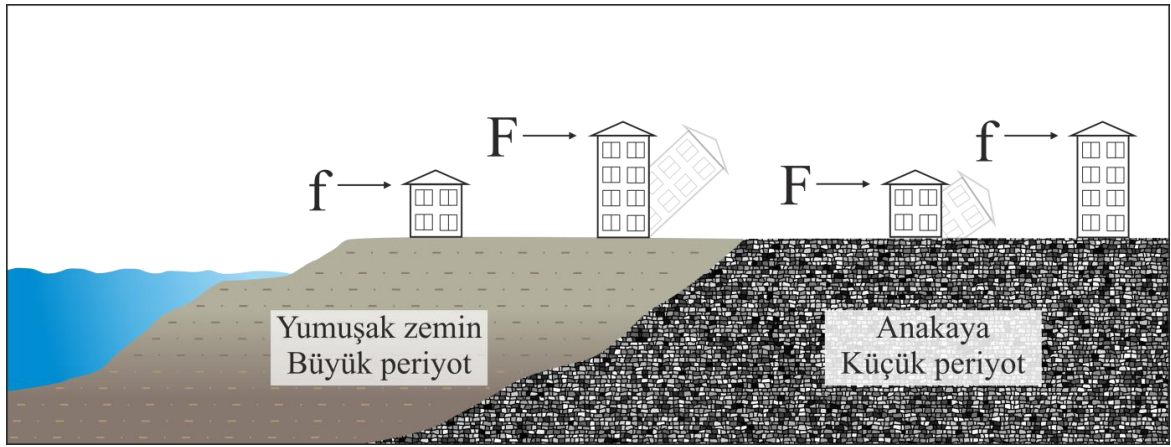
- Zeminin baskın periyodu
- Zemin büyütmesi
- Kesme dalgası hızı (V_s)
- Yumuşak zeminlerin kalınlığının belirlenmesi

Kesme dalgası hızı, mikrotremor yöntemiyle birden fazla istasyon kullanılarak (SPAC, ESPAC, f-k, ReMi) bulunabilmektedir. Zemin baskın periyodu, zemin büyütmesi ve alüvyon kalınlığı gibi parametreler kesme dalgası hızından yararlanılarak bulunabildiği gibi tek

istasyon Nakamura Yöntemi (1989) kullanılarak da elde edilmektedir. Fakat genelde zeminler homojen olmadığından tek istasyon yöntemi büyütme değerinin belirlenmesinde tercih edilmemektedir. Seht ve Wohlenberg (1999), yumuşak sedimanların kalınlığını (H) belirlemede tek istasyon mikrotremor ölçümleri ile elde edilen baskın frekans (f) değerlerini kullanmışlardır (3.1).

$$H = 96 f^{-1.388} \quad (3.1)$$

Ayrıca, mikrotremor yönteminden elde edilen baskın periyot değerleri ile girişim (rezonans) meydana gelip gelmeyeceği de araştırılmaktadır. Bilindiği gibi dinamik kuvvetler altında meydana gelen salınımın oluşturacağı baskın periyot, zemin ve yapıda farklı değerler alabileceği gibi aynı ya da yakın değerler de alabilir. Bu durumda, hem zemin hem de yapının baskın periyodu ortak olacağından yapıya en büyük kuvvet uygulanmış olur. Bu olay girişim (rezonans) olarak adlandırılır (Şekil 3.4).



Şekil 3.4. Farklı zeminlerdeki yapıların girişime karşı verdiği tepki (F: Girişim sırasındaki kuvvet, f: Yapıya uygulanan normal kuvvet)

3.1.1.6. Mikrotremor Ölçüm Yöntemleri

Mikrotremor yöntemi pasif kaynaklı bir yöntemdir. Kaydedilen verinin yerin doğal titreşimi olmasından dolayı, derinden gelen düşük frekanslı sinyaller, aktif kaynaklı yöntemlere göre daha derinden bilgi alma olanağı verir. Başlıca mikrotremor yöntemleri şu şekilde sıralanabilir;

- Tek İstasyon Mikrotremor yöntemi
 - ✓ Fouier Genlik veya Güç Spektrumlarının Yorumlanması
 - ✓ Referans İstasyonuna Göre Spektral Oranlar Yöntemi
 - ✓ Sıfır Kesme Yöntemi (Kanai Yöntemi)
 - ✓ Nakamura Yatay/Düşey (H/V) Spektral Oran Yöntemi
- İki ya da daha fazla istasyon yöntemi
 - ✓ ReMi (Kırılma Mikrotremor) yöntemi
 - ✓ Frekans-Dalga sayısı (f-k) yöntemi
 - ✓ Uzaysal özilişki (SPAC) yöntemi
 - ✓ Genişletilmiş uzaysal özilişki (ESPAC) yöntemi

Mikrotremor ölçümlerinin arazi uygulamalarında; tek istasyon, iki istasyon ya da ikiden fazla istasyon ile ölçüm yapılabilir. Tek istasyon kullanılarak yapılan ölçümlerde zamandan bağımsız ve farklı noktalarda, üç bileşenli kayıt alınır. Tek istasyon kullanılarak yapılan çalışmaların avantajı zamandan bağımsız olarak ölçü alınabilmesi ve buna bağlı olarak da kaynak özelliklerindeki değişimlerden elde edilen sonuçlar üzerindeki etkisinin azaltılabilmesidir. Bu yöntem ile alınan ölçümlerin değerlendirilmesi sonucunda, zeminin baskın periyodu tam anlamıyla yansıtılırken; sağlam bir yapıya spektral oran söz konusu olmadığından büyütme değerleri yaklaşık olarak elde edilebilecek ve sadece bir oran olarak fikir verebilecektir. Bu nedenle gerçek büyütme değerinin elde edilmesi için iki ya da daha fazla istasyon kullanılarak eş zamanlı ölçüm alınmalıdır. İki ya da daha fazla istasyon kullanılarak yapılan çalışmalarda, referans istasyonu ve gezici istasyon/istasyonlar ile eş zamanlı olarak kayıt alma işleminde sabit ve gezici istasyon/istasyonların aynı kaynak ve dalga yayılımı yolu etkisinde olmaları gerekmektedir. İkiden daha fazla istasyon kullanıldığında ise genellikle; referans noktası olabilecek sert kaya ortamından başlayan ve daha gevşek zeminlere doğru ilerleyen belirli bir doğrultu üzerindeki eş zamanlı ölçümler alınmaktadır (Çetinel, 2003).

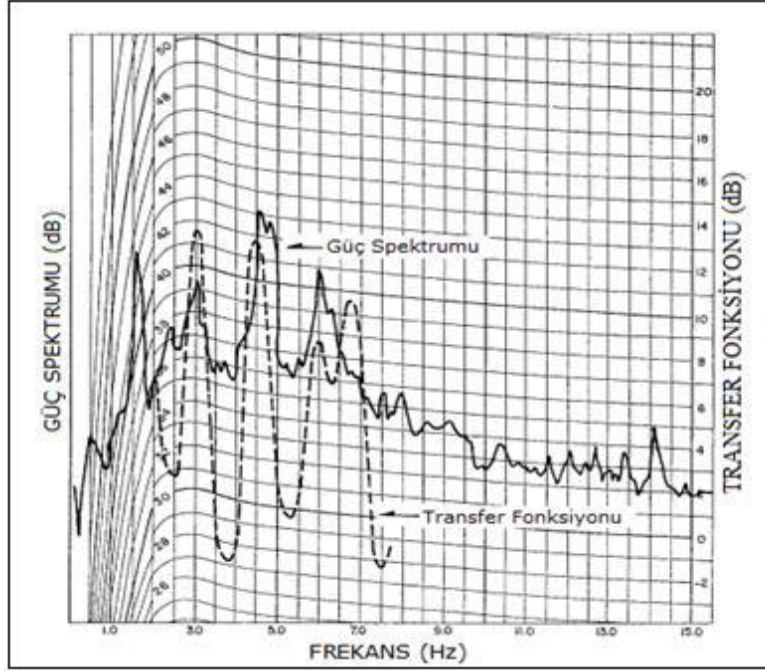
3.1.1.6.1. Tek İstasyon Mikrotremor Kayıtlarının Değerlendirilmesinde Kullanılan Yöntemler

3.1.1.6.2. Fouier Genlik veya Güç Spektrumlarının Yorumlanması

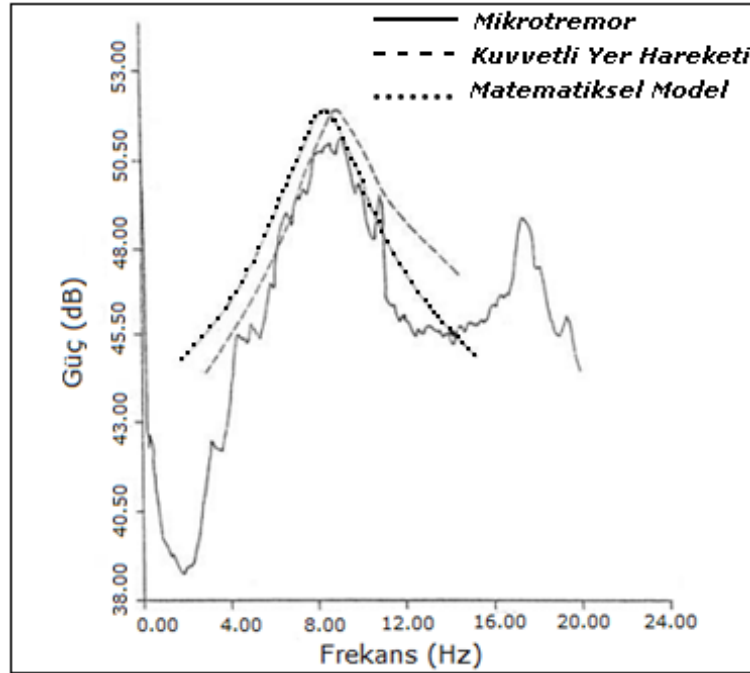
Mikrotremor verisinin Fouier dönüşümü alındığında elde edilen genlik spektrumu, verinin frekans içeriğini ve dalganın hangi bileşeninde bu frekanslara karşılık gelen genlik değerlerinin en büyük olduğunu göstermektedir. En büyük genliğe karşılık gelen frekans değeri, en çok tekrarlanan frekansı ifade etmektedir. Bu nedenle bu frekans değeri baskın frekans olarak adlandırılır. Aynı şekilde, güç spektrumu genlik spektrumunun karesi olduğu için 1'den büyük genlikler büyütülürken, 1'den küçük genlikler küçültülmüş olacaktır. Böylece büyük genlikler daha belirgin hale geleceğinden yine aynı frekans değeri baskın frekansı temsil edecektir.

Birçok araştırmacı mikrotremor kayıtlarının değerlendirilmesinde genlik spektrumlarını (Kanai ve Tanaka, 1954; Udawadia ve Trifunac, 1973; Kobayashi vd., 1986) veya güç spektrumlarını (Katz, 1976; Katz ve Bellon, 1978; Lermo vd., 1989; Morales vd., 1991) kullanmıştır. Katz (1976), Utah'ta yerel zemin jeolojisinin frekans bağımlı büyütme etkilerini belirlemek için mikrotremorların güç spektrumlarını kullanmıştır. Bu amaçla uzun zaman aralığındaki (>45 dk) mikrotremor verisinin güç spektrumunu incelemiş ve güç spektrumunda meydana gelen piklerin, Haskell-Thomson modeli ile elde edilen transfer fonksiyonlarından belirlenen pikler ile uyumlu olduğunu gözlemiştir (Şekil 3.5).

Katz ve Bellon (1978), Beatty (Nevada) Bölgesi'nde yapılan mikrobölgeleme çalışması için mikrotremorların kullanılabilirliğini araştırmışlardır. Bölgede önceden yapılmış olan sondaj çalışmaları sonuçlarından zemine ait parametreler bilinmektedir. Ayrıca bölgede sık sık nükleer deneme amaçlı patlatmalar yapıldığından bölgeye ait çok sayıda kuvvetli yer hareketi kayıtları mevcuttur. Bu veriler sayesinde, mikrotremorların güç spektrumları ile kuvvetli yer hareketlerine ait spektrumlar ayrıca teorik modeller yardımı ile hesaplanan transfer fonksiyonu sonuçları karşılaştırılmıştır (Şekil 3.6). Tüm bu spektrumların benzer olarak elde edilmesi sonucunda, mikro bölgeleme çalışması için mikrotremorların kullanılabileceği sonucuna varılmıştır.



Şekil 3.5. Mikrotremorların güç spektrumları (düz çizgi) ile transfer fonksiyonunun (kesikli çizgi) karşılaştırılması (Katz, 1976).

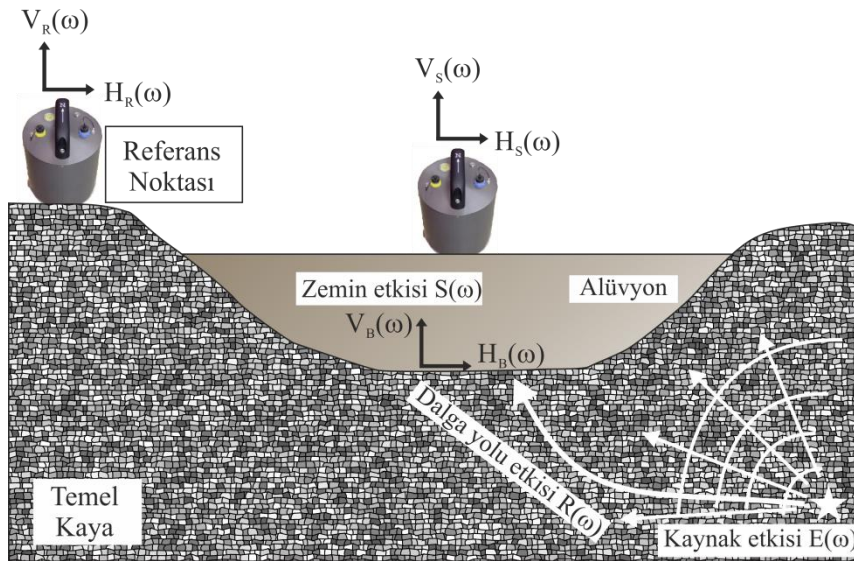


Şekil 3.6. Mikrotremorların güç spektrumu, kuvvetli yer hareketi güç spektrumu, matematik model ile hesaplanan transfer fonksiyonu (Katz ve Bellon, 1978).

3.1.1.6.3. Referans İstasyonuna Göre Spektral Oranlar Yöntemi

Bu yöntem ilk olarak Borchardt (1970) tarafından deprem ivme kayıtlarına uygulanmıştır. Bu yöntemde mikrotremor kaydı, hem seçilen referans noktasında (V_R , H_R) hem de alüvyon (yüzeyde V_S , H_S ; tabanda V_B , H_B) birimde alınır (Şekil 3.7). Elde edilen tüm kayıtlar frekans ortamına aktarılarak her bir kayda ait bileşenlerin genlik spektrumları hesaplanır. 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 yapılan oranda alüvyon zemine ait zemin etkisi elde edilmiş olur. Bu şekilde her bir ölçü noktası ile referans noktası arasındaki transfer fonksiyonu elde edilir.

Yöntemin zorluğu çalışılan bölgede kolayca referans noktasının bulunmaması ve hem referans noktası hem de alüvyon birim üzerinde alınan ölçüm noktası için ortak bir veri penceresinin seçilmesindeki zorluktur. Bu ise, birden fazla pencere alınması ile aşılmaktadır (Dikmen, 2006).



Şekil 3.7. Mikrotremor sinyallerini oluşturan bileşenler (Dikmen, 2006'dan değiştirilmiştir).

Spektral oran yönteminde, ölçüm noktasının genlik spektrumu:

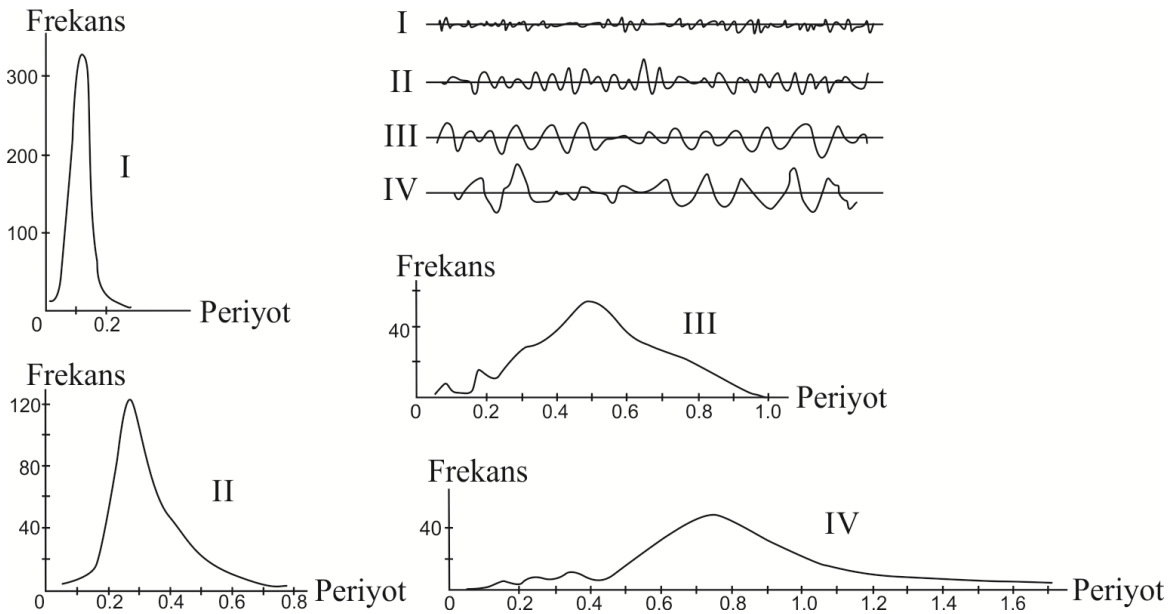
$$R(\omega) = E(\omega) \cdot P(\omega) \cdot S(\omega) \quad (3.2)$$

bağıntısı ile tanımlanır. (3.2) bağıntısında $E(\omega)$, kaynak etkisini; $P(\omega)$, dalga yolu etkisini ve $S(\omega)$, zemin etkisini gösterir. Temel kayada ve alüvyon birimde kaynak ve dalga yolu etkileri aynı olacağından birbirine oranı yalnızca alüvyon etkisini gösterecektir.

3.1.1.6.3.1. Sıfır Kesme Yöntemi (Kanai Yöntemi)

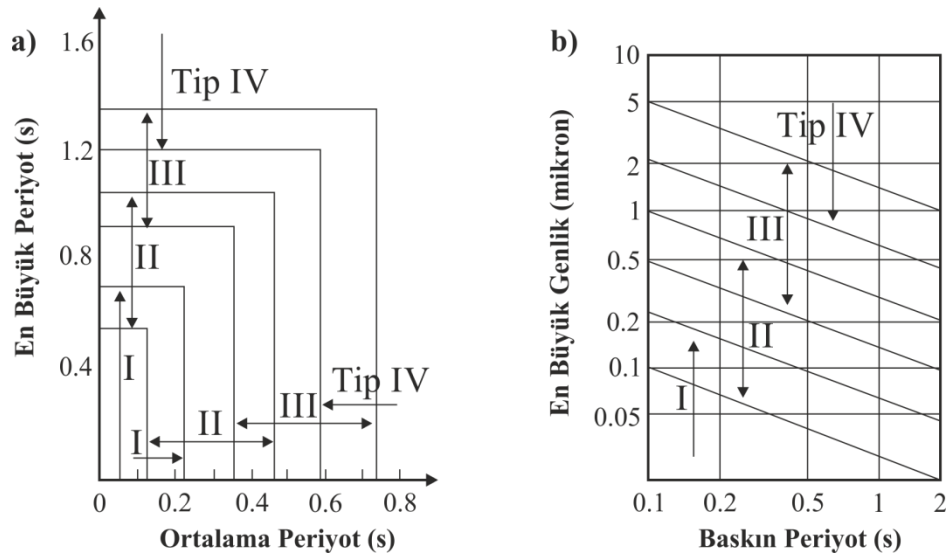
Kanai ve Tanaka (1961), tarafından önerilen sıfır kesme yönteminde mikrotremor kaydından herhangi iki dakikalık kısım alınarak sıfır kesme noktaları arasındaki uzaklık ölçülmekte ve bu uzaklıkların iki katı periyot olarak kabul edilmektedir. Bulunan periyotlar yatay ekseninde ve her bir periyoda ait yineleme sayıları (frekans) düşey ekseninde işaretlenerek periyot dağılım eğrisi oluşturulur. Bu dağılım eğrisinin doruk noktasına karşılık gelen periyot, en çok tekrarlanan periyot olup baskın periyodu verecektir.

Kanai ve Tanaka (1961), yaptıkları çalışmalarda yer yapısının basit ve tek tabakalı olduğu durumlarda mikrotremor verilerinin spektrumunda, 0.1-0.6 s arasında keskin bir şekilde doruk (pik, tepe) oluşumu görüldüğünü açıklamışlardır. Diğer yandan yer yapısı karmaşık olduğunda birden fazla doruk görülmektedir. Bu değerler 0.2 s'den kısa ve 1 s'den uzun periyotlarda gözlenmektedir (Şekil 3.8).



Şekil 3.8. Farklı zemin türlerinde (I, II, III ve IV) kaydedilen Mikrotremorların frekans - periyot dağılımları (Kanai ve Tanaka, 1961).

Örtü tabakasının olmadığı ya da çok az olduğu yerlerde, örneğin dağlık (I) bir bölgede mikrotremorların periyotları 0.1–0.2 s’lerde doruklar vermektedir. Akarsu kaynaklı yerlerde (II) ise 0.2–0.4 s’lerde pikler gözlenmektedir. Buna karşın alüvyon birimlerde (III) doruk değerleri 0.4-0.8 s aralığında ve alüvyon kalınlığı arttıkça (IV) periyot aralığı 0.05 s ile 2 s aralığında değişmektedir (Şekil 3.8). Bu yöntemle analiz edilen mikrotremorlardan belirlenen ortalama periyot, en büyük periyot, baskın periyot ve en büyük genlik arasındaki ilişkiye göre zemin sınıflaması yapılmaktadır (Şekil 3.9 ve Tablo 3.1).



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

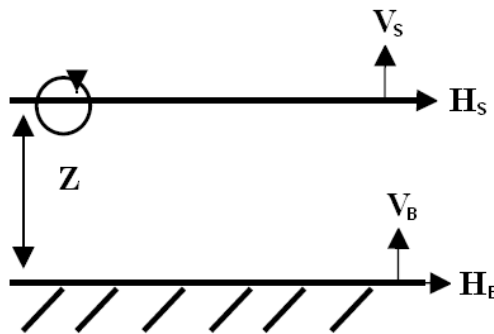
Tablo 3.1. Kanai yönteminde kullanılan zemin sınıflaması (Kanai ve Tanaka, 1961).

Zemin Türü	Zemin Özellikleri
I	Kaya, sıkı kumlu çakıllı birimler
II	Kumlu çakıl, kumlu sıkı kil veya milden oluşmuş denizel alüvyon 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

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

Bu yöntem tek istasyondaki mikrotremor kayıtlarının yatay bileşeninin düşey bileşene spektral oranlaması şeklinde uygulanır. Nakamura (1989)'ya göre mikrotremorları oluşturan Rayleigh türü dalgalardır ve bunlar yüzey kaynakları tarafından yaratılır. Bu dalga türü tabakalı bir ortamda hem yatay hem de düşey hareketlerden eşit şekilde etkilenmektedir. Nakamura (1989) mikrotremorların derinden değil, yüzeyden ve yüzeye yakın yersel, sismometreye yakın noktalardan gelen titreşimlerden (trafik, şehir gürültüleri vb.) oluştuğunu varsaymakta ve derinden kaynaklanan katkıları ihmal etmektedir. Nakamura yöntemine göre gürültü titreşimlerinin düşey bileşenleri zemin tabakalarından etkilenmezler. Buna karşılık yatay bileşenler, zemin tabakalarının sahip olduğu düşük hız ve yoğunluğa bağlı olarak önemli büyötmelere uğrarlar. Böylece yatay bileşen kayıtların spektrumlarının düşey bileşen kayıtların spektrumlarına oranlanması zemin transfer fonksiyonunun elde edilmesini sağlar.

Yöntem, mikrotremorları yarı sonsuz ortam üzerine uzanan tek tabakalı bir ortamda yayılan Rayleigh dalgaları yaklaşımı ile açıklamaya çalışmıştır (Şekil 3.10). Fourier frekans bölgesinde dört adet genlik spektrumu tanımlanmaktadır. Bunlar yüzeydeki hareketin yatay ve düşey doğrultudaki bileşenlerine (H_s, V_s) ait genlik spektrumları ve üstteki yüzey tabakasının tabanındaki hareketin yatay ve düşey doğrultudaki bileşenlerine (H_b, V_b) ait genlik spektrumlarıdır.



Şekil 3.10. Nakamura (1989) tarafından mikrotremor ölçümlerini açıklamak için önerilen basit model (Z: zemin tabakasının kalınlığı)

Nakamura yukarıdaki kabulleri yaptıktan sonra V_S , yüzeydeki; V_B , yüzey tabakasının tabanındaki hareketlerin düşey bileşenleri olmak üzere; mikrotremor hareketlerini frekansın bir fonksiyonu olarak (3.3) bağıntısı ile tanımlamaktadır (Dikmen, 2005).

$$A_S(\omega) = \frac{V_S(\omega)}{V_B(\omega)} \quad (3.3)$$

Gözlem noktasındaki transfer fonksiyonu, temel ve yüzeydeki yatay bileşenlerin spektral oranı olarak tanımlanır (3.4) bağıntısındaki gibi tanımlanır.

$$S_E(\omega) = \frac{H_S(\omega)}{H_B(\omega)} \quad (3.4)$$

Nakamura (1989) bu şekilde ölçüm noktasının (3.4) bağıntısında verilen transfer fonksiyonu $S_E(\omega)$ 'nın, (3.3) bağıntısında verilen kaynak etkisini gösteren $A_S(\omega)$ 'a oranlanarak, kaynak etkisinin ölçüm değerlerinden uzaklaştırılabileceğini göstermiştir. Bu oran (3.5) bağıntısında verilen $S_M(\omega)$ olarak tanımlanır.

$$\begin{aligned} S_M(\omega) &= \frac{S_E(\omega)}{A_S(\omega)} = \frac{\frac{H_S(\omega)}{H_B(\omega)}}{\frac{V_S(\omega)}{V_B(\omega)}} = \frac{H_S(\omega)}{H_B(\omega)} \cdot \frac{V_B(\omega)}{V_S(\omega)} = \frac{H_S(\omega)}{V_S(\omega)} \cdot \frac{V_B(\omega)}{H_B(\omega)} \\ &= R_S(\omega) R_B(\omega) \end{aligned} \quad (3.5)$$

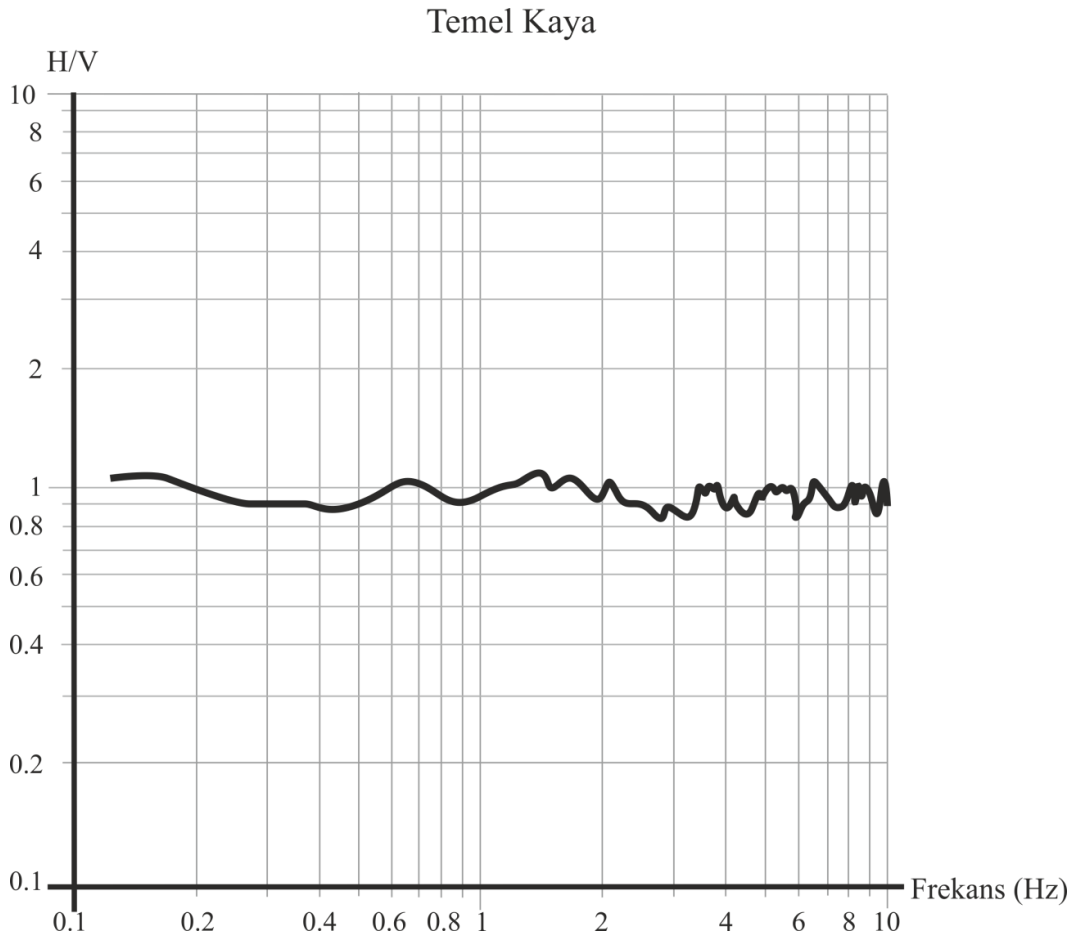
Nakamura'ya göre mühendislik amaçlı çalışmalarda ilgilenilen frekans aralığında (1-20Hz) temel kayada alınan yatay/düşey spektral oran $R_B(\omega)$, (3.6) bağıntısında tanımlandığı gibi yaklaşık 1'e eşittir (Şekil 3.11). Böylece $R_S(\omega)$ olarak verilen transfer fonksiyonu yüzeyde ölçülen mikrotremor verisinden elde edilebilir.

$$R_B(\omega) = \frac{V_B(\omega)}{H_B(\omega)} = 1 \quad (3.6)$$

(3.4) eşitliğinin kullanılması ile yer etkisi, hareketin yüzeydeki yatay ve düşey bileşenleri cinsinden tanımlanmış olur. Kuzey-Güney ($NS(\omega)$) ve Doğu-Batı ($EW(\omega)$) olmak üzere kaydedilen iki yatay bileşeni tek bileşene indirmek için ise (3.7) bağıntısında verildiği gibi karekök ortalamaları alınır ve düşey bileşene ($V_S(\omega)$) oranlanarak (3.8) bağıntısında tanımlanan yatay/düşey spektral oran elde edilir.

$$H_S(\omega) = \sqrt{NS(\omega)^2 + EW(\omega)^2} \quad (3.7)$$

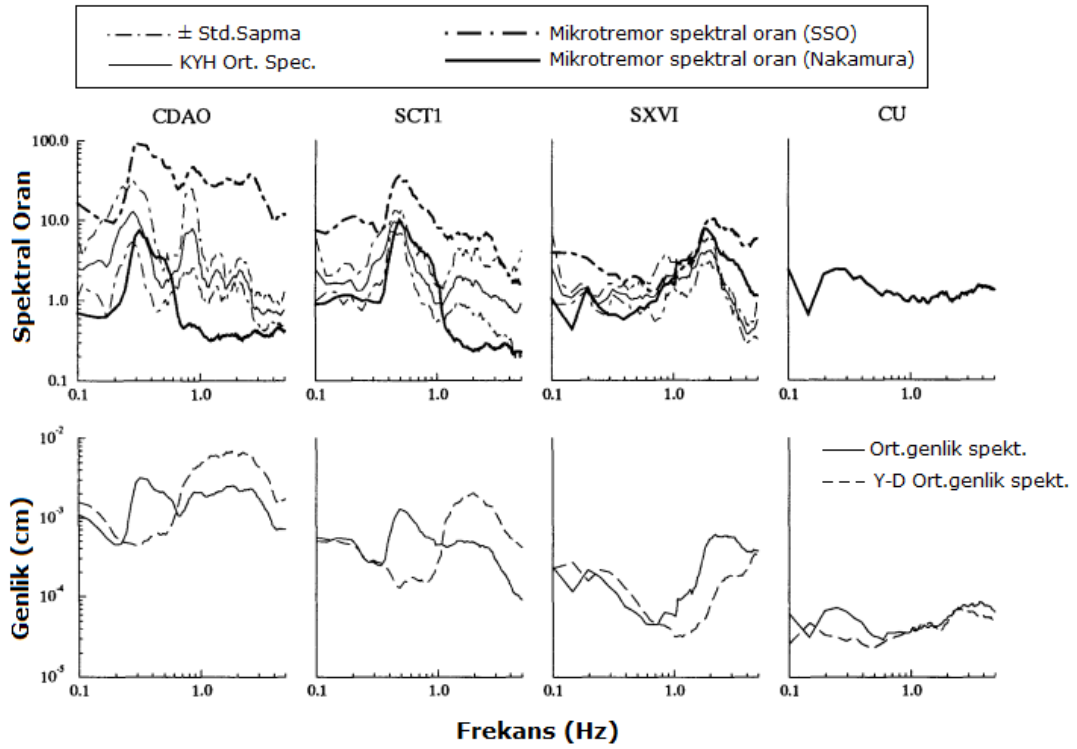
$$S_M(\omega) = \frac{H_S(\omega)}{V_S(\omega)} \quad (3.8)$$



Şekil 3.11. Temel kaya üzerinde alınan mikrotremor verisinin Yatay/Düşey spektral oranları (Nakamura, 1989).

Nakamura Yatay/Düşey (H/V) spektral oran yöntemi referans noktası gerektirmeyen bir yöntem olarak, sismik yoğunluğun az olduğu veya temel kayanın bulunmadığı alanlarda kolayca uygulanabilen bir yöntemdir. Nakamura (1989) tarafından önerilen Yatay/Düşey spektral oran yönteminin geçerliliği ile ilgili sayısal modeller Lermo ve Chavez-Garcia (1994) tarafından yapılmıştır. Lermo ve Chavez-Garcia (1994) Mexico City, Oaxaca ve Acapulco' da jeolojik özellikleri birbirinden farklı olan bölgelerde mikrotremor ve kuvvetli yer hareketi kayıtları almışlardır. Elde edilen mikrotremor ve kuvvetli yer hareketi kayıtlarına Standart spektral oran (SSO) ve Yatay/Düşey spektral oran (H/V) yöntemini uygulayarak elde edilen oranların sonuçlarını ve genlik spektrumlarını karşılaştırmışlardır (Şekil 3.12).

Yapılan uygulamalardan elde edilen grafikler incelendiğinde mikrotremorların SSO ve H/V sonuçlarının birbiri ile uyumlu olduğu ve H/V sonucunun SSO sonucuna kıyasla daha keskin pikler verdiği gözlenmiştir. Araştırmacılar Oaxaca ve Acapulco'da yaptıkları çalışmalarda da Mexico City'dekine benzer sonuçlar bulmuşlardır. Yapılan bu çalışmada en iyi sonuçları Nakamura yöntemi ile elde etmişlerdir.



Şekil 3.12. Kuvvetli yer hareketi ile mikrotremorlara ait spektral oranların ve genlik spektrumlarının karşılaştırılması (Lermo ve Chavez-Garcia, 1994).

3.1.1.6.4. İki ya da İkiden Fazla İstasyon Kullanılan Mikrotremor Ölçüm Yöntemleri

ReMi (refraction-microtremor, kırılma-mikrotremor), frekans-dalga sayısı (frequency-wavenumber, f-k), SPAC (spatial autocorrelation, uzaysal özilişki) ve ESPAC (expanded spatial autocorrelation, genişletilmiş uzaysal özilişki) yöntemlerinin hepsinde iki ya da ikiden fazla istasyon kullanılmaktadır. Bu tez kapsamında, iki ya da ikiden fazla istasyon kullanılarak alınan mikrotremor ölçümlerinde, ReMi (kırılma-mikrotremor, refraction-microtremor) yöntemi kullanıldığından dolayı sadece bu yöntem hakkında bilgi verilmiştir.

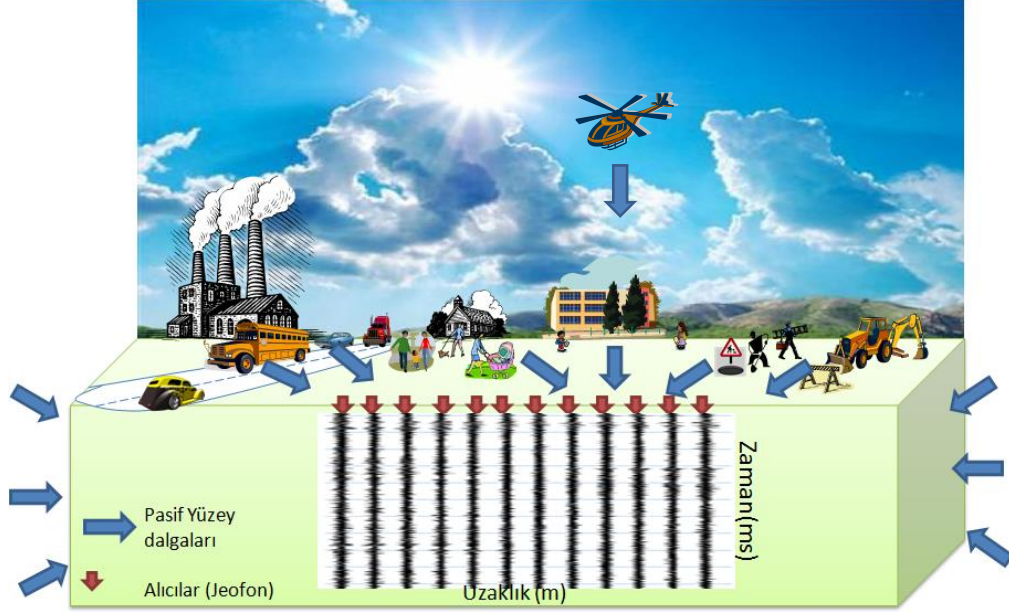
3.1.1.6.4.1. ReMi Yöntemi (Kırılma-Mikrotremor, Refraction-Microtremor)

Sismik kırılma yöntemleri ile 30 m'den fazla derinliğe ait bilgi edinilmesi oldukça zordur. ReMi yönteminin amacı, gürültü kayıtları ile 100 m derinliğe kadar kesme dalgasının hız kesitinin elde edilmesidir (Louie, 2001). Yöntem, Rayleigh dalgasının dispersiyonu nedeni ile nüfuz derinliğinin dalga boyuna bağımlı olmasından yararlanır. Veri toplama için kırılma yönteminde kullanılan standart kayıtçılar ve düşey jeofonlar kullanılır. Kullanım amacı, uzay-zaman ortamındaki veriden yansımaları, kırılmaları, kırınımları ve yüzey dalgalarını ayırabilmektedir.

ReMi yönteminde kaynak çevresel gürültüler, taşıt, insan gürültüleri, atmosferik (rüzgar vb.) olaylardır (Şekil 3.13) ve bu nedenle kaynak her zaman mevcuttur (Asten ve Stephensen, 2005). ReMi yöntemi hızlı ve kolay veri toplanması, yapay bir kaynak gerektirmemesi açısından oldukça avantajlıdır.

Yöntemin kaynağı olan gürültüler belirli bir geometride dizilen çok sayıda düşük frekanslı jeofon (Örn. 4.5 Hz) kullanılarak kaydedilir (Şekil 3.13). Kaydedilen sinyallere çeşitli veri işlem teknikleri uygulanarak dispersiyon eğrisi elde edilir. ReMi tekniğinin temelinde iki ana fikir vardır;

- Sismik kırılma ekipmanı ile 2 Hz gibi düşük frekanslarda yüzey dalgası etkili bir şekilde kayıt edilebilir.
- Mikrotremor kayıtlarına iki-boyutlu yavaşlık-frekans ($p - f$) dönüşümü uygulanır. Böylece Rayleigh dalgası diğer sismik varışlardan ayrılır ve görünür hızlara karşı gerçek faz hızı tanımlanabilir.



Şekil 3.13. Pasif yüzey dalgalarının kaynakları

ReMi yönteminde 12 kanal cihazlar uygun olmakla birlikte, 24-48 kanal cihazlar daha nitelikli veri toplanmasını sağlar. 4-8 Hz düşey jeofonlar kullanılarak 100 m araştırma derinliğine kadar tabaka kalınlıkları ve kesme dalgası hızları (V_s) elde edilebilir. 5-10 m jeofon aralığı ile 100-250 m uzunluğunda bir profil oluşturulursa 30 s süreli mikrotremor kaydı ile 100 m derinliğe kadar S-dalga hızı değişimi hesaplanabilmektedir (Başokur, 2005).

Dispersiyon eğrisinin elde edilmesinde birçok algoritma kullanılmaktadır. Bunlardan en yaygın olarak kullanılanları; f-k yöntemi, Tau-p yöntemi ve faz kayması yöntemidir. Bu tez kapsamında özellikle doğrusal dizilimlerdeki etkili sonuçları nedeniyle faz kayması yöntemi uygulanmış ve Seisimager programı yardımıyla dispersiyon eğrileri elde edilmiştir.

Yöntemin temeli farklı alıcılarda kayıt edilen sinyallerin güç ilişkilerinin ölçülmeye çalışılmasına dayanır. Bir yüzey dalgası izinde bu yöntemin kullanılması için, sinyalin noktasal bir kaynaktan üretildiği ve bir hat boyunca zamanın fonksiyonu olarak birden çok alıcıda kayıt edildiği varsayımı yapılır. Farklı alıcılarda belirli zaman gecikmeleri ile kayıt edilen yüzey dalgalarının faz hızı, dalga trenindeki her bir frekans değeri için farklı alıcılarda oluşan zaman gecikmeleri ve alıcılar arası mesafeler kullanılarak elde edilir.

M kanal sayısı ve N zaman örnek sayısı olmak üzere $r(x,t)$ olarak tanımlanan bir yüzey dalgası verisinin her bir kanalı için frekans ortamındaki tanımı

$$R(x_m, \omega) = FFT[r(x_m, t)] \quad (3.9)$$

şeklinde yapılabilir (Ryden ve diğ, 2004). Burada $\omega=2\pi f$ açısal frekans olarak tanımlanır. Karmaşık yapıda olan $R(x_m, \omega)$, genlik ve faz bilgisi olarak ifade edilirse (3.9) bağıntısı

$$R(x_m, \omega) = A(x_m, \omega)e^{-i\varphi_m(\omega)} \quad (3.10)$$

halini alır. Burada genlik bilgisi hem uzaklığa hem de açısal frekans göre değişken olduğu görülmektedir. Faz bilgisi $\varphi_m(\omega)$, test amaçlı atanacak bir deneme faz hızı, V_T ile her bir frekans ω , için

$$\varphi_m(\omega) = \frac{\omega}{V_t} x_m = k x_m = k(x_0 + (m-1)\Delta x) \quad (3.11)$$

ifadesiyle elde edilebilir. Burada k dalga sayısı, Δx alıcı aralığı, x_0 ofset uzaklığı, x_m ise atış ile her bir alıcı arasındaki mesafedir. R nin her bir frekans bileşeninin zaman ortamı görüntüsü, her bir frekans için oluşturulan sinüzoidal eğrilerle temsil edilebilir. Bu işlem sırasında genlik bileşeni, $A(x_m, \omega)$ faz hızı ile ilgili bilgi taşımadığından veride herhangi bir kayıp olmadan normalize edilebilir.

$$N_m(\omega) = \frac{R(x_m, \omega)}{|R(x_m, \omega)|} = \frac{A(x_m, \omega)e^{-i\varphi_m(\omega)}}{A(x_m, \omega)} = e^{-i\varphi_m(\omega)} \quad (3.12)$$

Şekil 3.14a'da 10 Hz ve 240 m/s için birim genlikte oluşturulan sinüzoidal eğriler 240 m/s için aynı faz değerine sahipken, diğer faz hızları için değişik fazlara sahiptirler. Şekil 3.14b bu izin Fourier genlik spektrumunu temsil etmektedir. Şekil 3.14a'da belirli bir eğim boyunca (240 m/s) genlikler toplanırsa bu bize toplamı alıcı sayısına eşit olan bir genlik bilgisi verir. Diğer taraftan her bir alıcı farklı eğimde olaylar içerebileceğinden bu toplam alıcı sayısından küçüktü olabilir. Fourier dönüşümünün öteleme özelliği kullanılarak bu toplama işlemi frekans ortamında

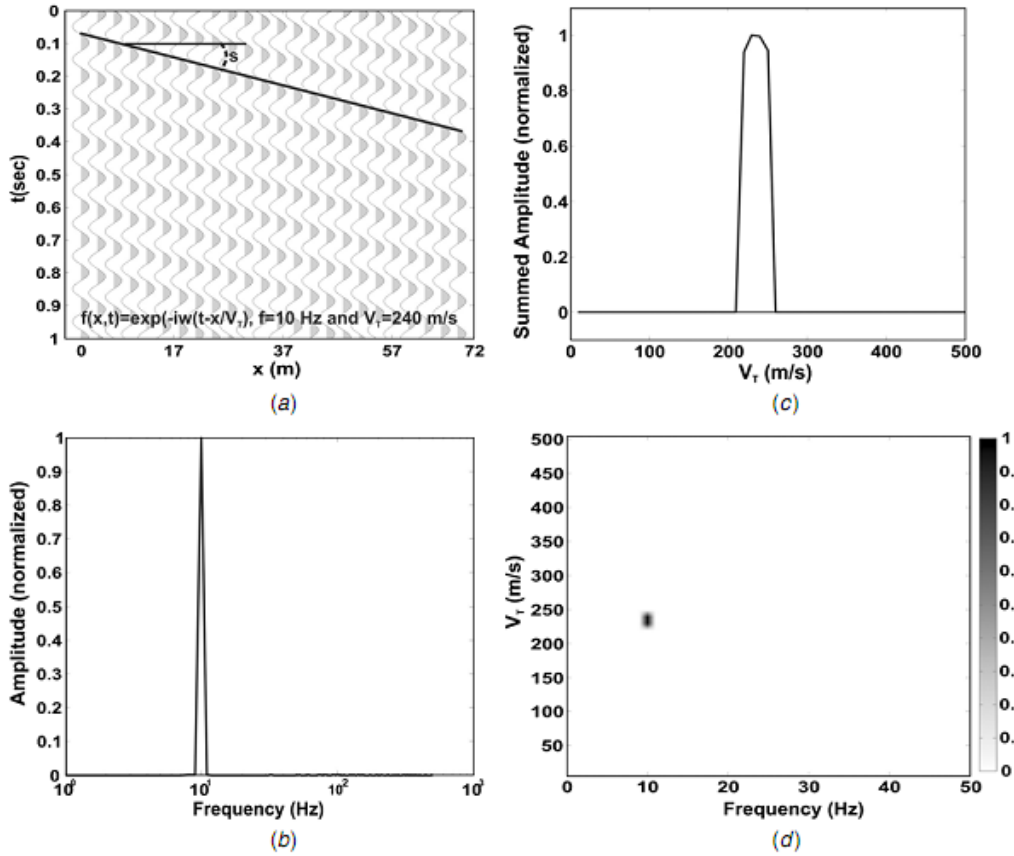
$$\begin{aligned}
E(V_T) &= \sum_{m=1}^M e^{-i\omega\delta_m} R(x_m, \omega) = e^{-i\omega\delta_1} R(x_1, \omega) \\
&+ e^{-i\omega\delta_2} R(x_2, \omega) + \dots + e^{-i\omega\delta_M} R(x_M, \omega)
\end{aligned} \tag{3.13}$$

şeklinde yapılabilir. Burada δ_m gecikme terimidir ve m. alıcı için

$$\delta_M = \frac{x_m}{V_T} = \frac{x_0 + (m-1)\Delta x}{V_T} \tag{3.14}$$

ile hesaplanır.

Gecikme terimi, sabit bir test hızı için uzaklıkla doğru orantılı artarken, sabit bir uzaklık için test hızıyla birlikte ters orantılı olarak azalır. Pratikte toplama işlemi belirli bir frekans ve test hızı serisi üzerinde yapılır. Her bir toplamının sonucu faz hızına karşılık genlik olarak grafiklenebilir (Şekil 3.14c). Her bir frekans için tüm test hızlarında yapılan eğimli toplamdan, bu grafik toplamın yapıldığı frekanstaki hakim hız değerine denk gelen noktada maksimum değer verir. Bu grafikte pik görüntünün ayrımlılığı alıcı sayısı ile artar. Dolayısıyla kanal sayısının artması dispersiyon eğrisinin de ayrımlılığını etkiler. Şekil 3.14c’de pik noktası 240 m/s görülürken diğer hızlar için sıfırdır. Şekil 3.14d de ise 10 Hz için elde edilen Şekil 3.14c’nin faz hızı frekans eksenindeki görüntüsüdür. Bu görüntü bir iz için elde edilecek dispersiyon eğrisindeki bir noktayı temsil eder. İz üzerinden farklı frekanslar için tekrarlanacak toplama işlemleri ile dispersiyon eğrisinin tamamı oluşturulur (Dikmen vd., 2010).

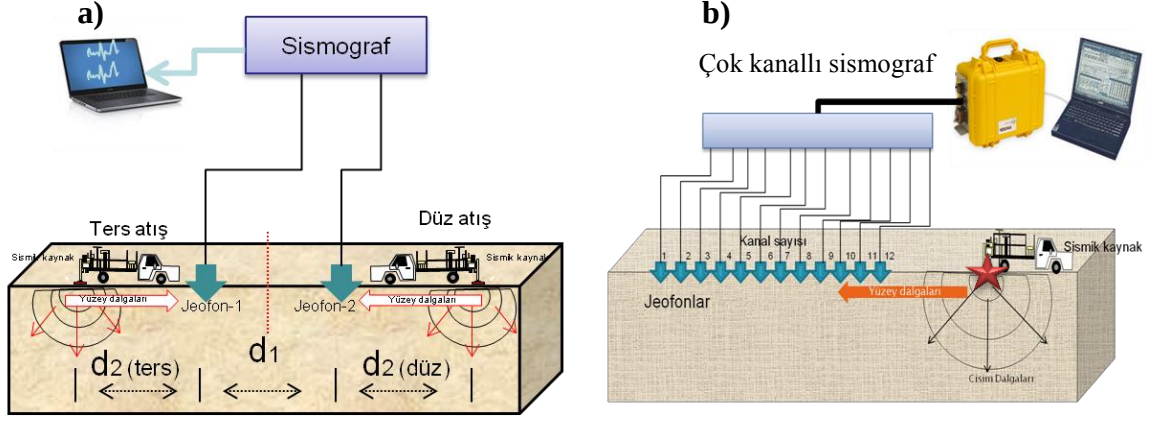


Şekil 3.14. a) Homojen ortamda, 10 Hz ve 240 m/s hızla yayılan düzlem dalga, b) bu dalganın Fouier genlik spektrumu, c) her bir toplama sonucu faz hızına karşılık elde edilen genlik değerleri ve d) dispersiyon eğrisi (Dikmen vd., 2010)

3.1.2. Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (MASW)

Yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (Multichannel Analysis of Surface Waves, MASW) çeşitli yapay kaynakların (balyoz, ağırlık düşürme vb.) kullanıldığı bir yöntemdir. Sığ mühendislik çalışmalarında kullanılan bu yöntem SASW'nin (Spectral Analysis of Surface Waves) yetersizliğinin giderilmesi için geliştirilmiştir (Park vd., 1999). SASW yöntemini kısaca özetlemek gerekirse iki düşey bileşenli jeofon bir doğrultu boyunca yerleştirilir. Bir kaynak ile belirli frekanslarda dalga üretilir. Kaynak ile ilk jeofon arası mesafe, genel olarak iki jeofon arası mesafeye eşit alınır. Dalga boyu, aralarında x kadar mesafe bulunan iki jeofondan kayıt edilen verilerden hesaplanır. İki jeofon arasında oluşan faz farkı dalga sayısı (k) ve faz hızının (V_R) hesaplanmasında kullanılır (Şekil 3.15a).

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 3.15b’de bu yöntem için veri toplama düzeneği verilmiştir.



Şekil 3.15. Yüzey dalgası veri toplama düzenekleri. a) SASW yöntemi, b) MASW yöntemi (Park vd., 1999’den değiştirilmiştir).

MASW yönteminin veri işlem aşamaları, daha sonraki bölümlerde detaylı olarak açıklanacaktır. Ancak kısaca şu şekilde ifade edilebilir;

- Yüzey dalgalarının alıcılar ile kaydedildiği arazi aşaması,
- Veri işlem ve dispersiyon eğrilerinin elde edilmesi,
- Dispersiyon eğrisinin farklı yöntemlerle ters çözümlenmesinden elde edilen kesme dalgası hız (V_s) değerlerinin derinlikle değişimi.

Kesme dalgası hızlarının (V_s) doğru bir şekilde elde edilmesi öncelikle yüzey dalgası veri setindeki gürültünün minimum olmasına bağlıdır. MASW yöntemi kolay uygulanabilir bir yöntem olmasına karşın geometriden kaynaklı problemler ve yüzeye yakın tabakaların tespitinde yanlışlıklar olmasından dolayı dezavantajları da vardır. Jeoteknik deprem analizinde yüzeyden itibaren 30 m derinliğe kadar V_s bilgisi oldukça önemlidir. MASW yöntemi 30 m derinliğe kadar kesme dalgası hızının belirlenmesinde oldukça başarılıdır. Ancak ana kaya derinliği 30 m’den fazla ise daha derin araştırmaların yapılması gereklidir.

MASW yönteminde dispersiyon eğrisinin elde edilmesinde daha önce ReMi yönteminde açıklanan dispersiyon eğrisi elde etme yöntemleri kullanılabilir.

3.1.3. Kesme Dalgası Hızı (V_s) Kullanılarak V_{s30} , Zemin Büyütmesi ve Zemin Baskın Periyodunun Hesaplanması

3.1.3.1. İlk 30 m'deki Ortalama Kesme Dalgası Hızının (V_{s30}) Hesaplanması

(3.15) bağıntısı ile tanımlanan V_{s30} ilk 30 m'deki çökel davranışlarını ortaya koyması nedeniyle mühendislik problemlerinin çözümünde oldukça önemli ve gerekli bir parametredir. Her bir tabakanın kalınlık ve kesme dalgası hızına bağlı olarak elde edilen V_{s30} değeri zemin sınıflamalarında sıklıkla kullanılmaktadır (Tablo 3.2, Tablo 3.3).

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_{s_i}}} \quad (3.15)$$

Tablo 3.2. NEHRP (National Earthquake Hazards Reduction Program)'ye göre zemin sınıflaması

Zemin Sınıfı	Tanımlama	V_{s30}
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

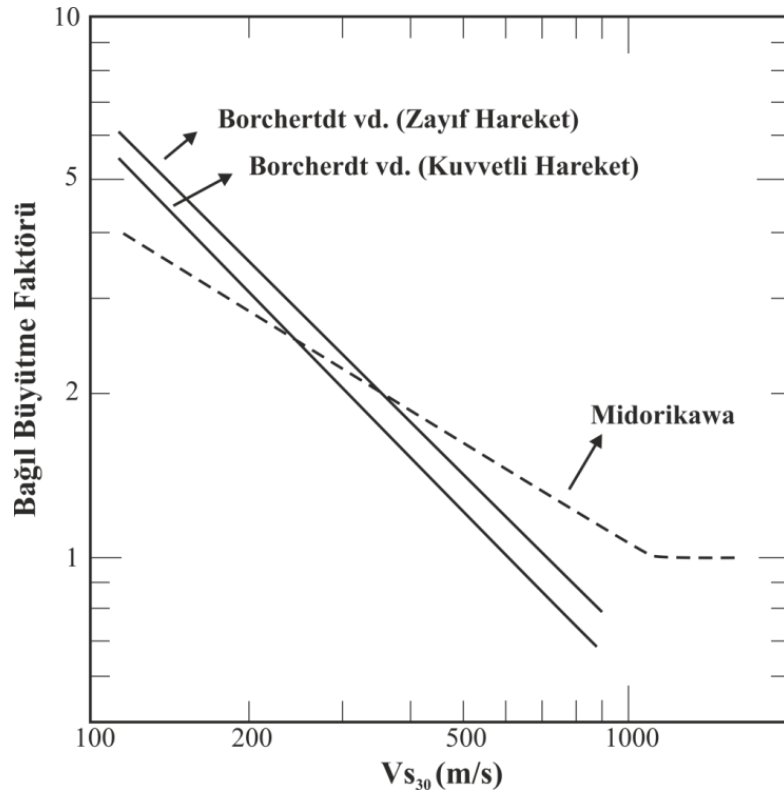
Tablo 3.3. Eurocode 8'de V_{s30} 'a göre zemin sınıflaması

Zemin Sınıfı	Tanımlama	V_{s30}
A	Kaya ya da kaya benzeri diğer formasyonlar	>800
B	Çok sıkı kum, Çakıl ya da Çok sert killeri	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

3.1.3.2. Zemin Büyütmesinin Hesaplanması

Zemin tabakalarının kesme dalgası hızı, zemin büyütmesini hesaplamak için kullanışlı bir indeks özelliğidir. Anakayanın kesme dalgası hızının geniş bir alanda nispeten sabit olarak bulunduğu yerlerde; her bir lokasyon için bağıl büyütme miktarı zeminlerin V_{s30} değerlerinden elde edilebilir (Şekil 3.16).

Yer hareketinin gözlemi ve analizlerine dayanan incelemeler ile belirli bir derinlik (30 m) için zeminlerin ortalama kesme dalgası hızının (V_{s30}), bağıl büyütme ile güçlü bir ilişki gösterdiği ortaya çıkmıştır (Midorikawa, 1987; Borchardt vd., 1991) (Tablo 3.4).



Şekil 3.16. V_{s30} 'a bağlı zemin büyütme faktörleri (ISSMFE, 1993'ten değiştirilmiştir).

Zemin büyütmesinin hesaplanmasında, kesme dalgası hızlarıyla birlikte yoğunluk bilgisinin de kullanılması mümkündür. Gerekli olan yoğunluk bilgisi kesme dalgası hızına bağlı olarak (3.16) bağıntısıyla elde edilebilmektedir (Keçeli, 2010). Medvedev (1965) tarafından geliştirilen (3.17) bağıntısı ile akustik empedansa bağlı olarak büyütme değeri hesaplanabilir.

Tablo 3.4. 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/s) $A=1$ ($V_{S30}>1100$ m/s)
Borcherdt vd. (1991)	$AHSA=700/ V_{S30}$ (Zayıf hareket için) $AHSA=600/ V_{S30}$ (Kuvvetli hareket için)

A: Maksimum yer hızı için göreceli büyütme faktörü

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

$$\rho = 0.44 V_S^{0.25} \quad (3.16)$$

$$A^* = 1.67 \ln \left(\frac{\rho_0 V_{S0}}{\rho_1 V_{S1}} \right) \quad (3.17)$$

3.1.3.3. Zemin Baskın Periyodunun Hesaplanması

Sağlam kaya üzerinde bulunan yumuşak bir zemin tabakasının, küçük titreşimler için bir baskın titreşim periyodu vardır ve (3.18) bağıntısı ile hesaplanmaktadır (Kanai, 1983).

$$T = \sum 4H_i / V_{S_i} \quad (3.18)$$

Burada H_i tabaka kalınlığı; V_S ise kesme dalgası hızını ifade etmektedir. Titreşimlerin genlikleri arttıkça kesme modülünde ve V_S 'de azalma olacağı için baskın titreşim periyodu dereceli olarak düşer ve çok kuvvetli deprem anında doğrusal olmayan davranıştan dolayı hakim periyot kalmaz. Çok tabakalı zeminlerde küçük genlikli titreşimler için baskın titreşim periyodu olmasına karşın, bu periyodu bulmaya yarayan tek bir formül vermek mümkün değildir. Tabakaların özellikleri birbirine yakın ise, ortalama V_S ve toplam H kalınlığında tek bir tabaka varmış gibi hesap yapılabilir (Keçeli, 1996). Bu baskın titreşim periyodundan (T), alt (T_A) ve üst (T_B) titreşim periyotlarını elde etmek için; $T_A = 0.67T$, $T_B = 1.5T$ ilişkileri önerilmektedir (Aytun, 2001). Bu alt ve üst periyot

sınırlara göre Türk deprem yönetmeliğinde bir zemin sınıflaması yapılmıştır (URL-1) (Tablo 3.5).

Tablo 3.5. Spektrumun karakteristik periyotları (Türk Deprem Yönetmeliği, 1997'den değiştirilmiştir).

Zemin Sınıfı		T_A (s)	T_B (s)
Z1	Masif volkanik kayalar, çok sıkı kum çakıl, sert kil	0.10	0.30
Z2	Gevşek volkanik kayalar, sıkı kum, çakıl, katı kil	0.15	0.40
Z3	Ayrılmış metamorfik kayalar, orta sıkı kum, katı kil	0.15	0.60
Z4	Yeraltı su seviyesi yüksek alüvyon, gevşek kum, yumuşak kil	0.20	0.90

3.2. Ters Çözüm İşlemi

Bu tez kapsamında, MASW ve ReMi yöntemlerinden elde edilen hız modellerinin, arazide ölçülen parametrelerin ters çözümü ile elde edilmesi ve ters çözüm işleminde sönümlü en küçük kareler yöntemi (Levenberg 1944; Marquardt, 1963) kullanılması dolayısıyla bu işlemlerden kısaca bahsedilmiştir.

Jeofiziğin temel problemlerinden biri çoğu zaman, gözlemsel verilerden yararlanarak ortamı ve/veya kaynağı modellemektir. Verilen bir modelin jeofizik tepkisini ya da beklentisini hesaplamak, kimi zaman karmaşık bir takım hesaplamaları gerektirse bile zor değildir. Bunun için yapılması gereken işler şunlardır (Canitez 1997):

- Matematiksel modeli oluşturmak
- Model parametrelerini belirlemek
- Sayısal hesaplamaları yapmak

Bu tür problem çözümüne ‘‘Düz çözümü (Forward problem)’’adı verilir. Verilen bir matematik model ve parametre kümesi için tek bir düz çözüm vardır. Ancak bunun tersi her zaman doğru değildir. Yani aynı bir jeofizik belirtiyi verebilecek birden fazla model bulunabilir (Canitez, 1997).

Jeofizikte düz problem çözümü kaçınılmaz olmakla birlikte, temel problem, gözlenen bir veriyi oluşturan model parametrelerini belirlemektir. Gözlenen veriden yola çıkarak modeli belirlemeyi amaçlayan problem türüne ise ‘‘ters çözüm (Inversion)’’adı verilir (Canitez, 1997) (Şekil 3.17).



Şekil 3.17. Düz ve Ters Çözüm işlemi

3.2.1. Sönümlü En Küçük Kareler Yöntemi (Levenberg-Marquardt)

Ters çözüm için tasarlanan m adet model parametresi ile n adet gözlemsel veri arasında, (3.19) bağıntısı ile tanımlanan doğrusal bir ilişki vardır.

$$Ap = d \quad (3.19)$$

Burada A , parametrelere göre türevlerden oluşan Jacobian matrisi; d , gözlem değerleri; p ise model parametrelerini göstermektedir.

Jeofizik problemlerde ise model parametreleri ile gözlemsel değerler arasındaki ilişki doğrusal olmadığından doğrusallaştırılması gerekir. Bunun için model fonksiyonu Taylor serisine açılır ve ikinci ve daha yüksek mertebeden türevler ihmal edilir.

Kuramsal fonksiyon $C(x, p)$ model parametrelerine ait başlangıç değerleri P_j^0 , gerçek model parametreleri P_j olarak gösterilirse doğrusallaştırma işlemi,

$$C(x, p)_i = C(x, p_j^0) + \sum_{j=1}^m \frac{\partial C(x, p_j^0)}{\partial p_j^0} (p_j - p_j^0) \quad (3.20)$$

şeklinde elde edilebilir. (3.19) bağıntısında d yerine gözlenen eğri ile kuramsal eğri arasındaki fark Δd ($d_{\text{göz}} - d_{\text{kur}}$), p yerine model parametrelerine uygulanacak düzeltme vektörü Δp ($\Delta p = p_j - p_j^0$) konursa (3.21) bağıntısı elde edilir.

$$A\Delta p = \Delta d \quad (3.21)$$

Doğrusal olmayan denklem sistemleri için genelleştirilmiş en küçük kareler çözümü (3.22) bağıntısında verilmektedir.

$$\Delta p = (A^T A)^{-1} A^T \Delta d \quad (3.22)$$

Veri bazı parametrelerin çözümü için tam bilgi içermiyorsa Jacobian dizeyinin bu parametrelere karşılık gelen sütunları sıfıra yakın olur. Bu parametrelere ait özdeğerler de sıfıra yakın olur. Yineleme sırasında küçük özdeğerlerin neden olduğu salınımların sönümlenmesi gerekir. (3.22) bağıntısında $A^T A$ dizeyinin köşegenlerine dizeyin özelliğine göre seçilen bir sayısal değer eklenerek (3.23) bağıntısı bulunur (Lines ve Treitel 1984).

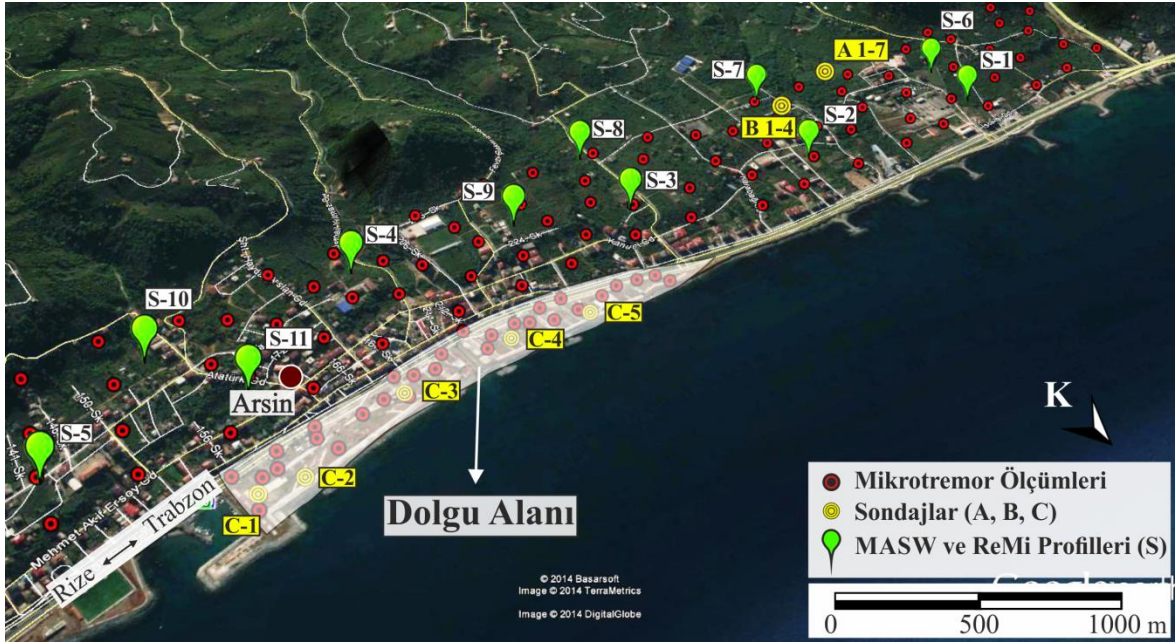
$$\Delta p = (A^T A + \varepsilon^2 I)^{-1} A^T \Delta d \quad (3.23)$$

Bu çözüm Levenberg-Marquardt ters çözümü ya da sönümlü en küçük kareler adını alır. Bu bağıntıda I birim dizey, ε^2 gerçel bir sayı ve sönüm faktörü olarak adlandırılır (Levenberg 1944, Marquardt 1963). Sönüm faktörünün alabileceği değerler, sıfır veya göreceli olarak özdeğerlerden büyük bir sayı olabilir. Eğer sönüm faktörü sıfırdan büyük ise en dik iniş yöntemine benzer şekilde sonuca gidilir. $\varepsilon^2 = 0$ olursa Gauss-Newton yöntemi olarak sonuca ulaşılır (Başokur, 2002).

4. YAPILAN ÇALIŞMALAR

4.1. Arazi Çalışmaları

Bu tez kapsamında, Arsin ilçesinin batı kısmının yeraltı yapısı ortaya konulmaya çalışılmıştır. Çalışma alanında 116 adet mikrotremor (tek istasyon), 11 adet MASW ve 11 adet ReMi ölçümü yapılmıştır (tüm değerlendirmeler EK CD’de verilmiştir). Ayrıca bölgede daha önce yapılan ve A (7 adet), B (4 adet) ve C (5 adet) harfleriyle temsil edilen sondajlardan da yararlanılmıştır (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Çalışma alanındaki ölçüm noktaları, profiller ve sondajların konumu

4.1.1. Tek İstasyon Mikrotremor Ölçümleri

Tek istasyon mikrotremor ölçümlerinden yararlanılarak, çalışma alanının baskın periyot ve H/V oranlarının bölgesel değişimi ortaya konulmaya çalışılmıştır. Yaklaşık olarak 3 km² lik bir alanı kapsayan çalışma alanında 29 adedi dolgu alanında olmak üzere toplam 116 adet mikrotremor ölçümü alınmıştır. Ölçüm noktalarının konumları arazi

şartlarına göre değişmekle birlikte yaklaşık olarak 100-150 m mesafeli olacak şekilde seçilmiştir (Şekil 4.2).



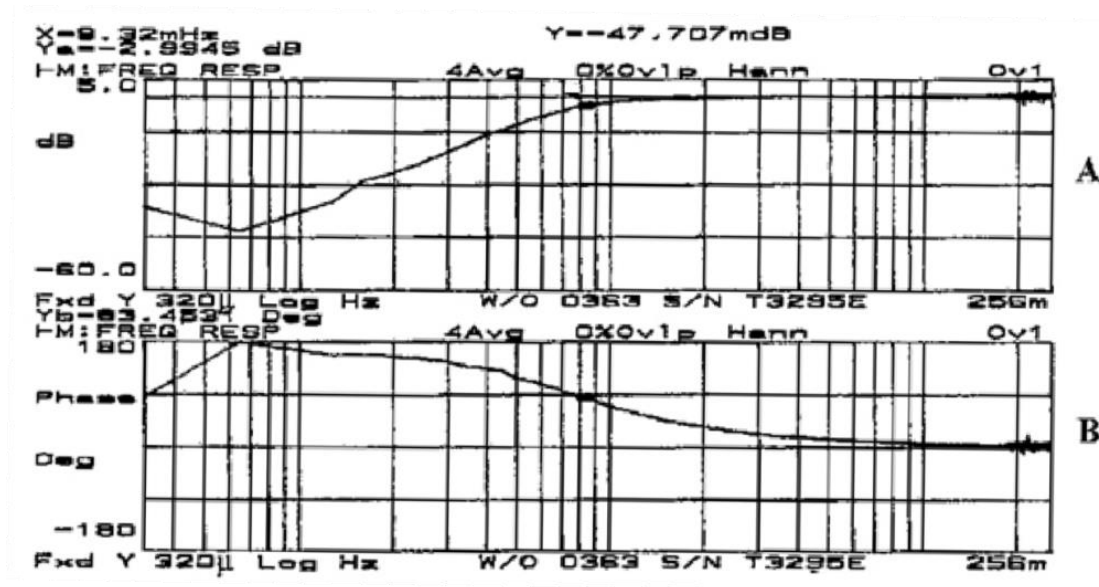
Şekil 4.2. Tek istasyon mikrotremor ölçümlerinin çalışma alanındaki konumları

Ölçüm sırasında kullanılan ekipman; sismometre, GPS, akü ve taşınabilir bilgisayardan oluşmaktadır. Kullanılan sismometre üç bileşen sayısal çıkışlı, portatif, geniş-bantlı bir hızölçer sismometredir (Güralp System CMG-6TD) (Şekil 4.3). Sismometrenin frekans tepki aralığı 320 μ Hz-256 miliHz' dir. Uzun periyot tepkisi 10-120 s ve kısa periyot tepkisi 50 Hz üzerindedir. Frekans aralığı 30s-100Hz'dir. Hız sensörü 1 s, hız duyarlılığı 2x1000 V/m/s'dir. Kullanılan sismometrenin tepki spektrumu Şekil 4.4'te verilmiştir.

Arazi çalışması öncesi meteorolojik olaylar takip edilmiş, kayıt sırasında mümkün olduğunca bozucu etkilerden (rüzgâr, yağmur, kültürel gürültüler, trafik vb.) uzak durularak ölçümler alınmıştır. Kayıt süresi ortalama 15 dakika olmakla beraber, kayıtlar sürekli bilgisayardan takip edilerek, çevresel kaynaklı bozucu etkilerin olması durumunda 45 dakikaya kadar uzatılmıştır (Şekil 4.5).



Şekil 4.3. Tek istasyon mikrotremor ölçümlerinde kullanılan ekipman



Şekil 4.4. Güralp CMG 6TD sismometrenin tepki spektrumu (Güralp sysytem manual, CMG 6TD, 2000).



Şekil 4.5. Üç bileşenli mikrotremor kaydında, sinyal ve gürültü ayrımı

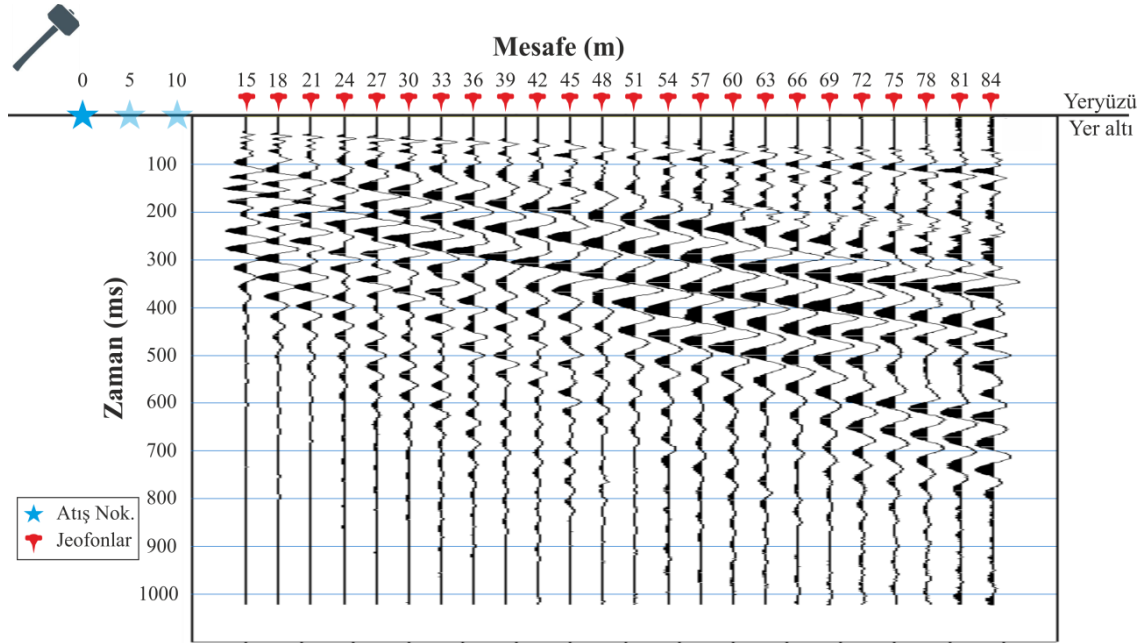
4.1.2. MASW Ölçümleri

Bu tez kapsamında yapılan MASW ve ReMi ölçümleri ile yer altı tabakalarının kesme dalgası hızının (V_s) derinlikle değişimi belirlenmeye çalışılmıştır. Ayrıca, elde edilen V_s değerleri kullanılarak hesaplanan baskın periyotlar ile tek istasyon mikrotremor ölçümlerinden elde edilmiş olan baskın periyotlar karşılaştırılarak, bu iki farklı yöntem arasındaki uyum araştırılmıştır.

Çalışma alanında seçilen 11 adet profilde, 24 kanallı sismograf (PASI 16-S-24U) ve 4.5 Hz'lik düşey jeofonlar ile ölçüm alınmıştır. Kaynak olarak 10 kg'lık balyoz kullanılmıştır (Şekil 4.6). Profil uzunlukları arazi şartlarına göre 84 m (S-1, S-6) veya 61 m (diğer profiller) olarak seçilmiştir. Kaynağın ilk jeofona olan uzaklığı (ofset), tüm profillerde sırasıyla 15, 10 ve 5 m seçilerek en iyi sonuç elde edilmeye çalışılmıştır. Kayıt süresi 1024 milisaniye, örnekleme aralığı ise 1 milisaniye seçilmiştir. Tüm profillerde, veri kalitesini artırmak amacıyla 2 atışlı düşey yığma (vertical stack) yapılarak veriler toplanmıştır (Şekil 4.7). Ölçümler sırasında kullanılan parametre seti, Park vd. (2002) tarafından birçok faktör göz önünde bulundurularak hazırlanan tabloya göre seçilmiştir (Tablo 4.1).



Şekil 4.6. MASW ve ReMi ölçüm ekipmanı



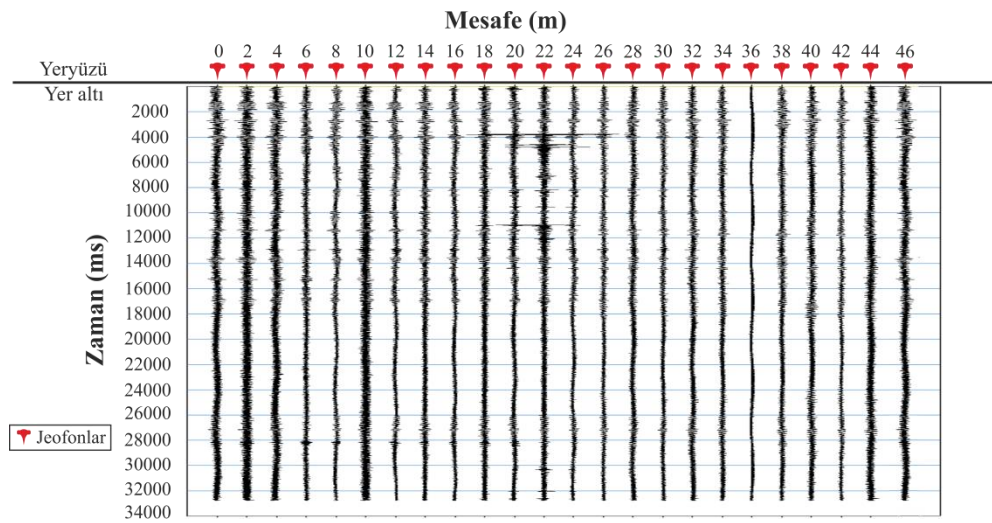
Şekil 4.7. MASW ölçüm örneği

Tablo 4.1. MASW yönteminde etkin veri toplama parametre setleri (Park vd., 2002).

Derinlik (Z_{max}) (m)	Kaynak(S) (lb)	Alıcı (R) (Hz)	Serim Parametreleri (m)				Öteleme Parametreleri			Kayıt Parametreleri				
			Serim Boy (D)	Kaynak ofseti (X_1)	Alıcı aralıkları (dx)		Yanal ayrılmılık			dt (ms)	T (s)	Düşey yığma		
					24 Kanal	48 Kanal	Yüksek	Orta	Düşük			S	G	ÇG
≤ 1.0	≤ 1	4.5–100	1–3	0.2–3.0	0.05–0.1	0.02–0.05	1–2	2–4	4–12	0.5–1.0	0.5–1.0	1–3	3–5	5–10
	(1)	(40)	(2.0)	(0.4)	(0.1)	(0.05)	(1)	(2)	(4)	(0.5)	(0.5)	(3)	(5)	(10)
1–5	1–5	4.5–40	1–15	0.2–15	0.05–0.6	0.02–0.3	1–2	2–4	4–12	0.5–1.0	0.5–1.0	1–3	3–5	5–10
	(5)	(10)	(10)	(2)	(0.5)	(0.25)	(1)	(2)	(4)	(0.5)	(0.5)	(3)	(5)	(10)
5–10	5–10	≤ 10	5–30	1–30	0.2–1.2	0.1–0.6	1–2	2–4	4–12	0.5–1.0	0.5–1.0	1–3	3–5	5–10
	(10)	(4.5)	(20)	(4)	(1.0)	(0.5)	(1)	(2)	(4)	(0.5)	(1.0)	(3)	(5)	(10)
10–20	≥ 10	≤ 10	10–60	2–60	0.4–2.5	0.2–1.2	1–2	2–4	4–12	0.5–1.0	1.0–2.0	1–3	3–5	5–10
	(20)	(4.5)	(30)	(10)	(1.5)	(1.0)	(1)	(2)	(4)	(0.5)	(1.0)	(3)	(5)	(10)
20–30	≥ 10	≤ 4.5	20–90	4–90	0.8–3.8	0.4–1.9	1–2	2–4	4–12	0.5–1.0	1.0–2.0	1–3	3–5	5–10
	(20)	(4.5)	(50)	(10)	(2.0)	(1.5)	(1)	(2)	(4)	(1.0)	(1.0)	(3)	(5)	(10)
30–50	≥ 10 (pasif kaynak)	≤ 4.5	30–150	6–150	1.2–6.0	0.6–3.0	1–2	2–4	4–12	0.5–1.0	1.0–3.0	1–3	3–5	5–10
	(20)	(4.5)	(70)	(15)	(3.0)	(2.0)	(1)	(2)	(4)	(1.0)	(1.0)	(3)	(5)	(10)
> 50	≥ 10 (pasif kaynak)	≤ 4.5	> 50	> 10	> 2.0	> 1.0	1–2	2–4	4–12	0.5–1.0	≥ 1.0	1–3	3–5	5–10
	(20)	(4.5)	(150)	(30)	(6.0)	(4.0)	(1)	(2)	(4)	(1.0)	(2.0)	(3)	(5)	(10)

4.1.3. ReMi Ölçümleri

Aktif kaynaklı yöntemlere göre pasif kaynaklı yöntemlerin en büyük avantajı daha derine ait bilgi edinilebilmesidir. Bu nedenle MASW ölçümlerinin alındığı 11 profilde ReMi ölçümleri de aynı ekipmanlar kullanarak alınmıştır. ReMi yönteminin pasif kaynaklı olmasından dolayı doğal ve kültürel gürültüler kaynak olarak kabul edilmiştir. Ölçümlerde kayıt uzunluğu 32.8 s, örnekleme aralığı ise 2 milisaniye olarak seçilmiştir. Veri kalitesini artırmak amacıyla tüm profillerde 10'ar ölçü alınarak düşey yığma (vertical stack) işlemi yapılmıştır (Şekil 4.8).



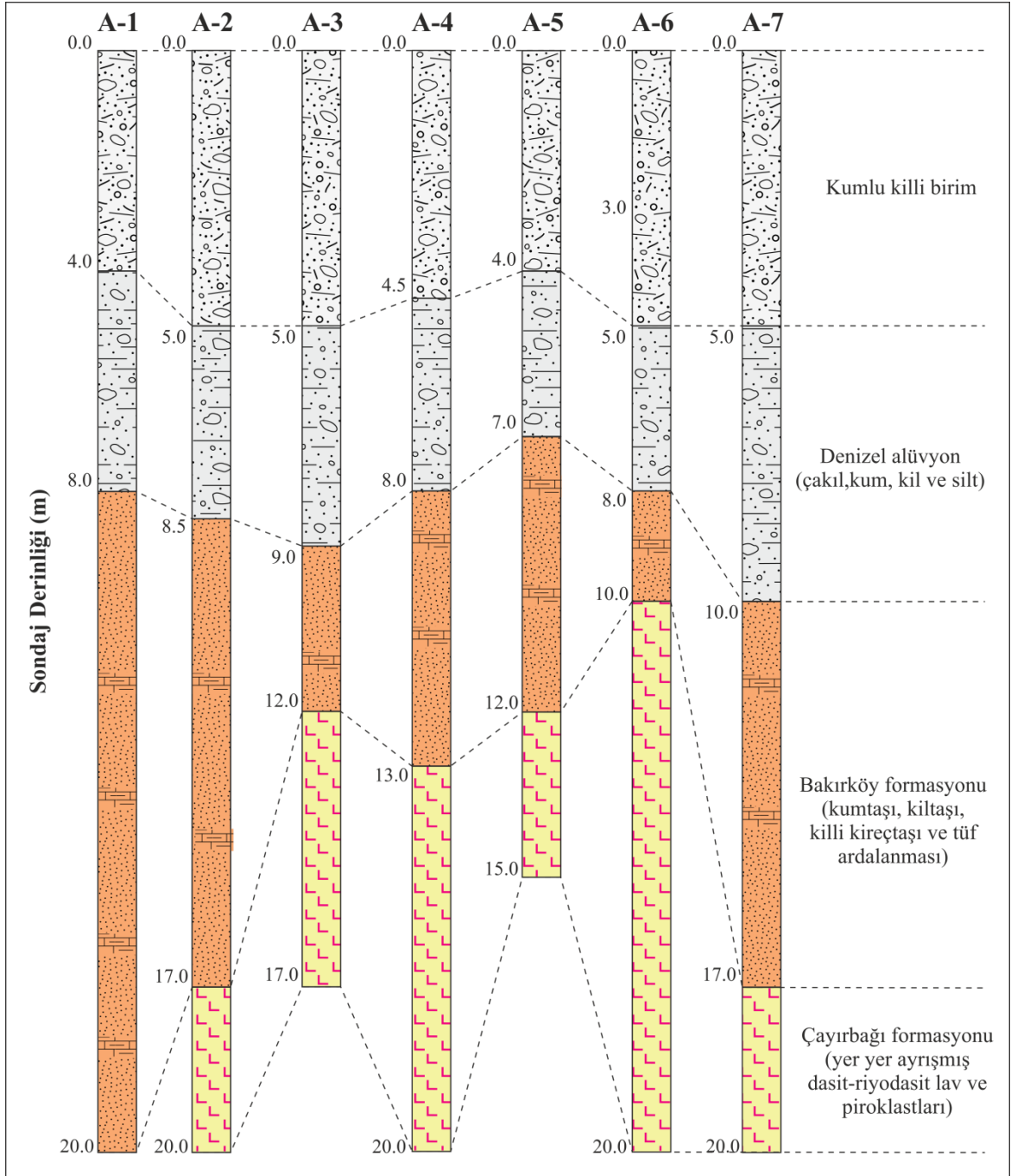
Şekil 4.8. ReMi ölçüm örneği

4.1.4. Çalışma Alanında Daha Önce Yapılan Sondajlar

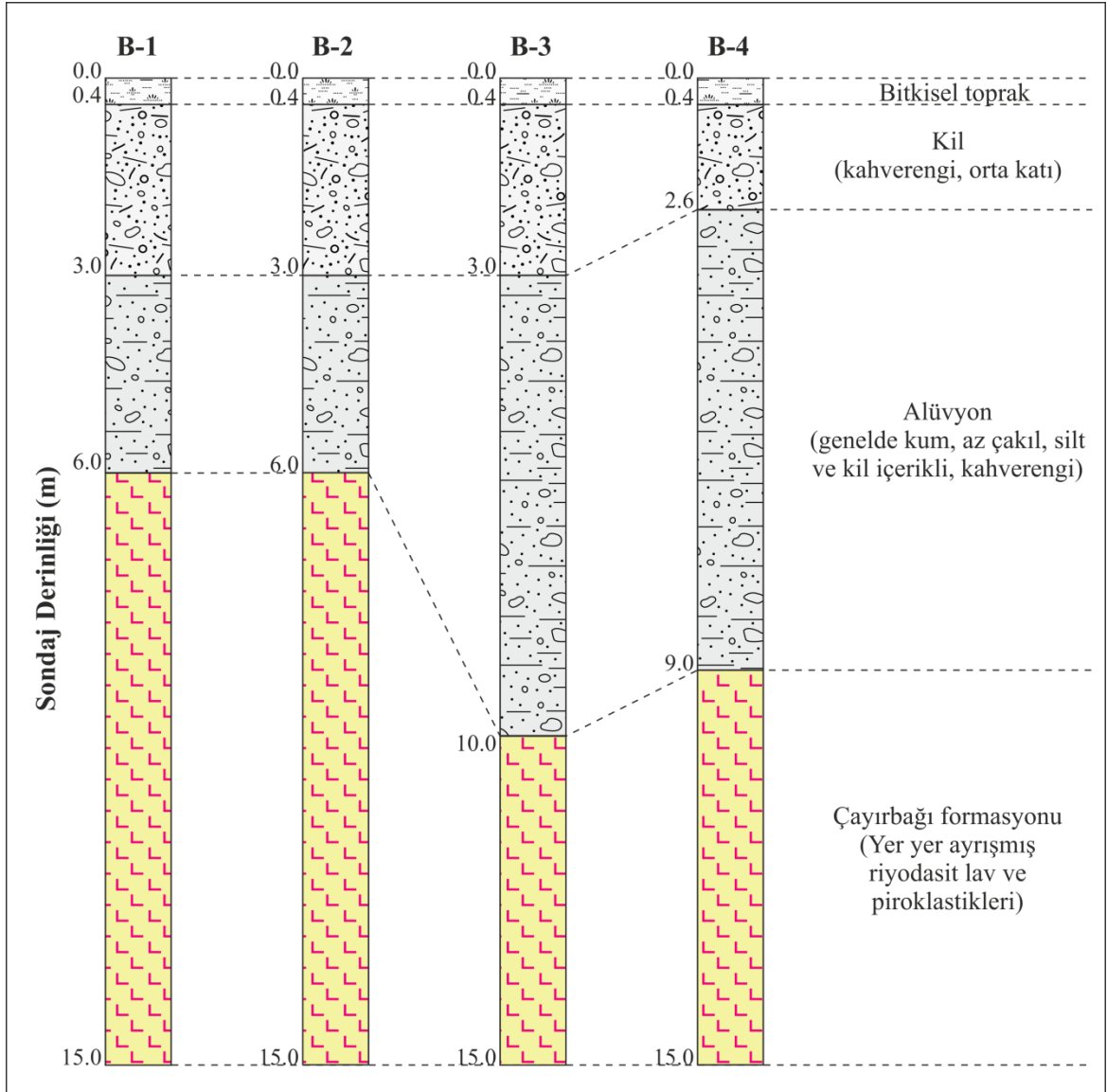
Yapılan çalışmada, Arsin Belediyesi'nden temin edilen özel mühendislik firmaları tarafından bu bölgede daha önceden yapılmış sondajlardan da yararlanılmıştır. Sondajların yapıldığı üç farklı bölge; A (7 adet), B (4 adet) ve C (5 adet) harfleriyle isimlendirilmiştir (Şekil 4.9). A ve B bölgelerinde yapılan sondajların birbirlerine çok yakın olması nedeniyle, bu bölgelerdeki sondajlar Şekil 4.9'da birer nokta ile simgelenmiştir. A, B ve C bölgelerinden elde edilen sondaj logları Şekil 4.10, 4.11, 4.12'de verilmektedir.



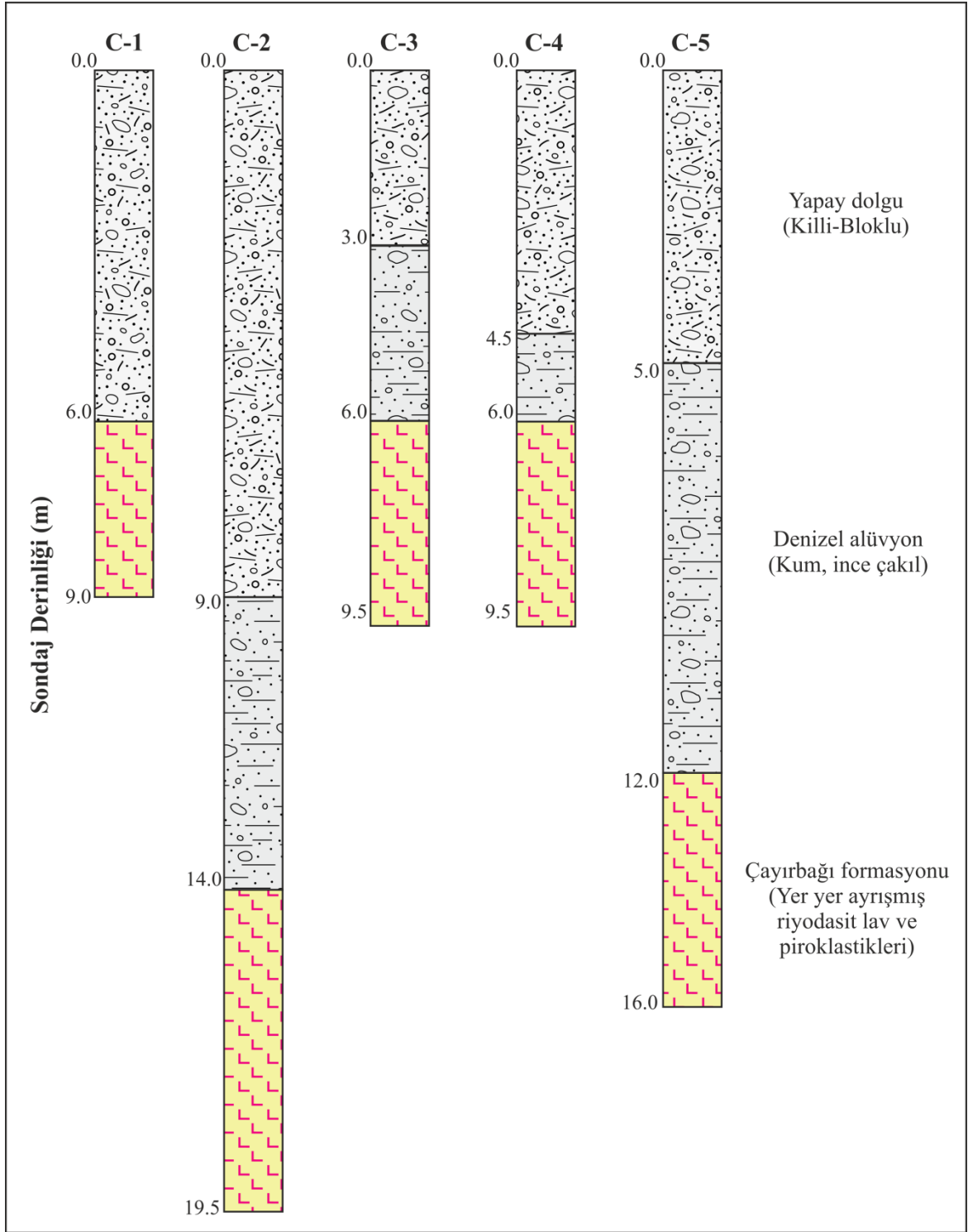
Şekil 4.9. Daha önce yapılmış olan sondajların lokasyonları



Şekil 4.10.. A bölgesine ait sondaj logları (Yer Altı Araştırma Merkezi, 2012).



Şekil 4.11. B bölgesine ait sondaj logları (Adıgüzel Mühendislik, 2012).



Şekil 4.12. C bölgesine (dolgu alanı) ait sondaj logları (Kurt Mühendislik, 2008).

4.2. Verilerin Değerlendirilmesi

4.2.1. Tek İstasyon Mikrotremor Kayıtlarının Değerlendirilmesi

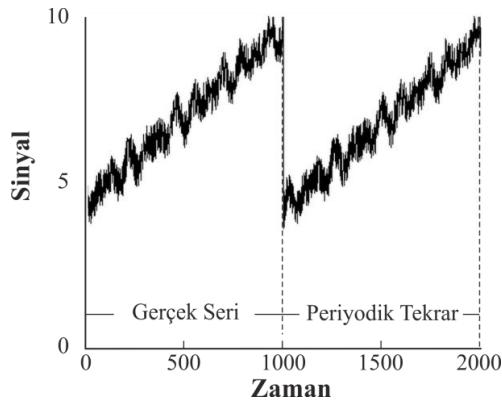
Bu çalışmada alınan mikrotremor kayıtları *Geopsy* programı ile değerlendirilmiştir. H/V oranı ve baskın periyot bulunurken program içerisinde *Nakamura Yöntemi* kullanılmaktadır. Verilerin değerlendirilmesinde uygulanan aşamalar sırasıyla;

- Trend Etkisinin Giderilmesi
- Süzgeçleme
- Pencereleme
- Törpüleme (Taper)
- Hızlı Fourier Dönüşümü (FFT)
- Yuvarlatma
- Spektral Oran (H/V) değerinin hesaplanması

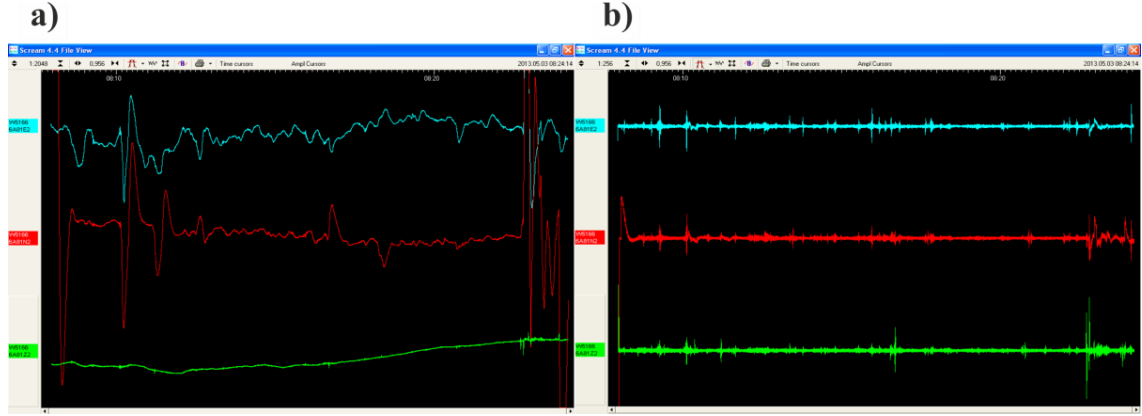
şeklindedir. Bu aşamalardan aşağıda kısaca bahsedilmiştir.

4.2.1.1. Trend Etkisinin Giderilmesi

Mikrotremor kayıtlarında ani genlik değişimlerinden dolayı, periyodik zaman serilerinin baş ve sonlarında yapay atlamalar meydana gelmekte ve bunun sonucu olarak bir trend etkisi oluşmaktadır (Şekil 4.13). Fourier serileri periyodikliğe bağlı olduğundan dolayı trend etkisi bir sıfır eksenine indirgenerek giderilir (Şekil 4.14).



Şekil 4.13. Bir zaman serisinin belli bir trend etkisiyle tekrarlanması



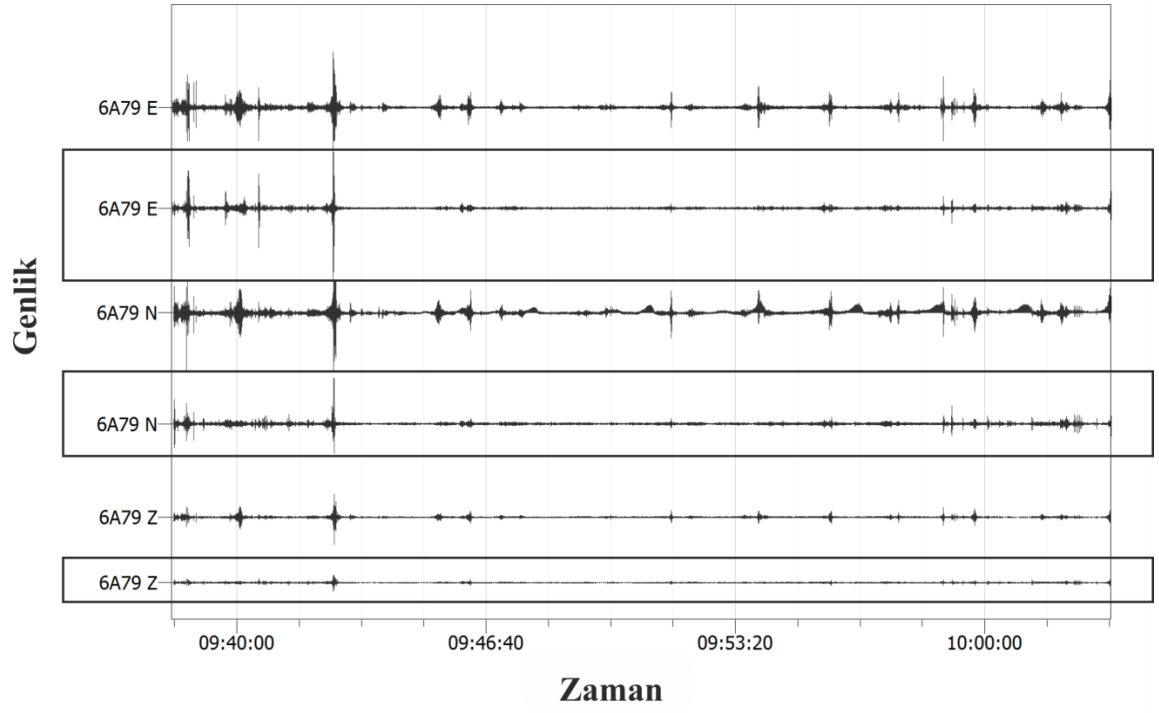
Şekil 4.14. Trend etkisinin giderilmesi a) ham veri, b) trend etkisi giderilmiş veri

4.2.1.2. Süzgeçleme İşlemi

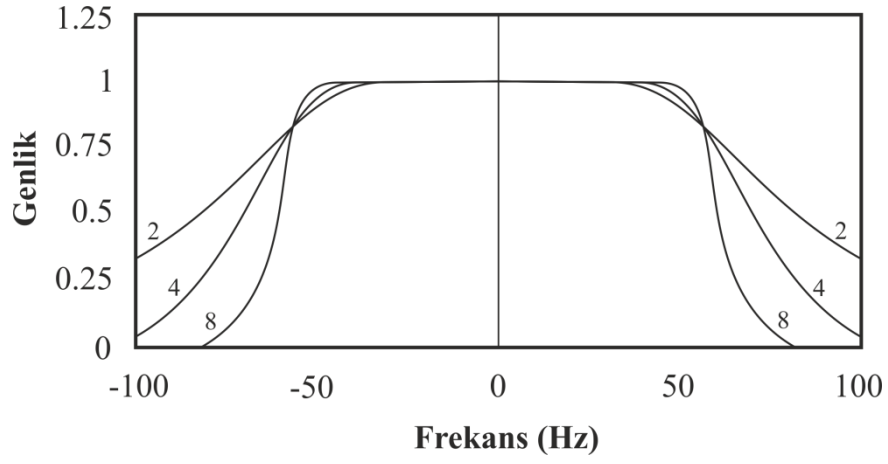
Mikrotremorların periyotları 0.05 - 2 s arasında değişmektedir. Bu nedenle verilere 0.5 - 20 Hz'lik bant geçişli Butterworth süzgeci uygulanarak bu frekans aralığı dışındaki veriler kayıttan atılır (Şekil 4.15). Butterworth süzgecinin özelliği, geçiş bandında mümkün olduğunca düz bir frekans tepkisine sahip olmasıdır. Süzgecin derecesi, yalnız süzgeçlenen noktanın hesaplanması için kullanılan veri noktası sayısını tanımlar ve önerilen derece 2'dir. Düşük dereceler zaman ortamında sinyali az değiştirerek frekans ortamında süzgeci az etkin kılar, yüksek dereceler ise süzgeci frekans ortamında daha etkin kılarak zaman ortamında sinyali daha çok değiştirir. Butterworth süzgeci aşağıda verilen (4.1) bağıntısı ile ifade edilmektedir.

$$H_{LB}(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + [f/f_L]^{2n}}} \quad (4.1)$$

f_L , kesme frekansı ve n , bir tamsayıdır. n tamsayısının değeri arttıkça kesme frekansı civarındaki eğim dikleşmektedir (Şekil 4.16).



Şekil 4.15. Süzgeçlenmemiş ve süzgeçlenmiş (çerçeve içindekiler) verilerin karşılaştırılması



Şekil 4.16. Butterworth süzgeci ($n=2, 4, 8$, $f_L=50$ Hz) (Başokur, 2007).

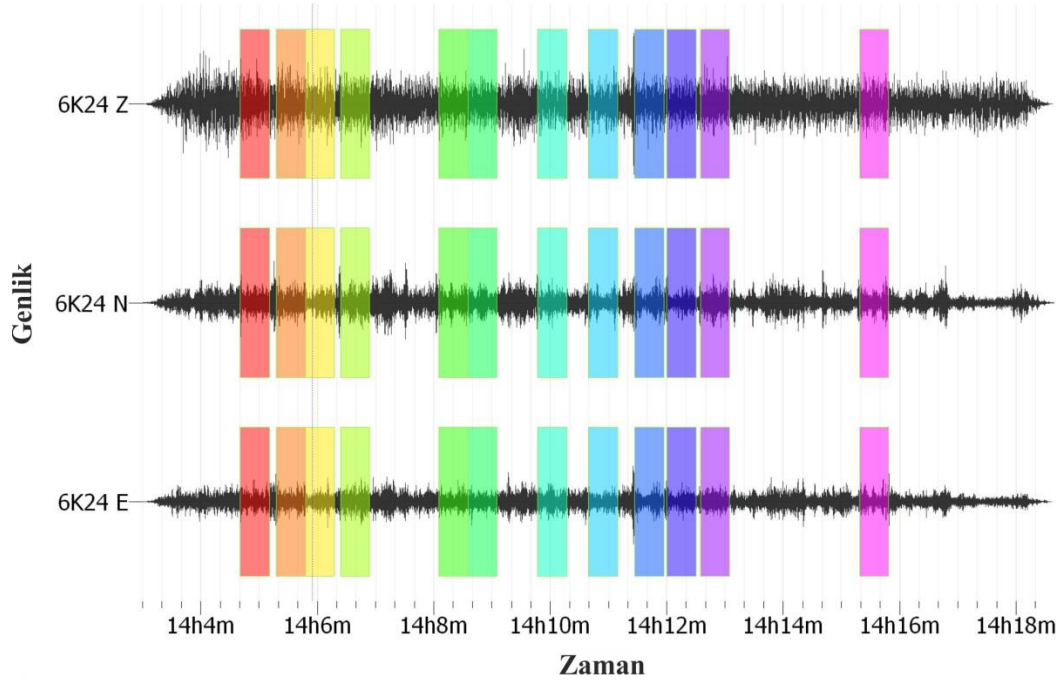
4.2.1.3. Pencereleme İşlemi

Pencereleme işlemi ile Hızlı Fourier dönüşümü alınacak veri paketlerinin oluşturulması sağlanır. Pencere boyu, *Sesame Projesi* kapsamında belirlenen kriterlere göre seçilmiş olup 25 s'dir (Tablo 4.2). Seçilen pencere sayısının en az 10 adet olmasına dikkat edilmiş, 10'un altına düşmesi durumunda pencere boyu değiştirilerek 20 s'ye kadar düşürülmüştür. Yani 25 s'lik pencere seçilememesi durumunda pencere boyu 20 s'ye kadar düşürülerek 20 ve 25 s'lik pencereler birlikte kullanılmıştır (Şekil 4.17).

Tablo 4.2. Sesame Projesi kriterlerine göre H/V eğrilerinde güvenilir ve belirgin doruk koşulları

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 $f_0 < 0.5\text{Hz}$	• L_w = pencere uzunluğu(sn) • N_w = pencere sayısı • $n_c = l_w \cdot n_w$, 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 dorukları için koşullar <i>(6 koşuldan en az 5 tanesi sağlanmalıdır)</i> 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) $\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$	• $f^- = A_{H/V}(f^-) < A_0/2$ 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 $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$

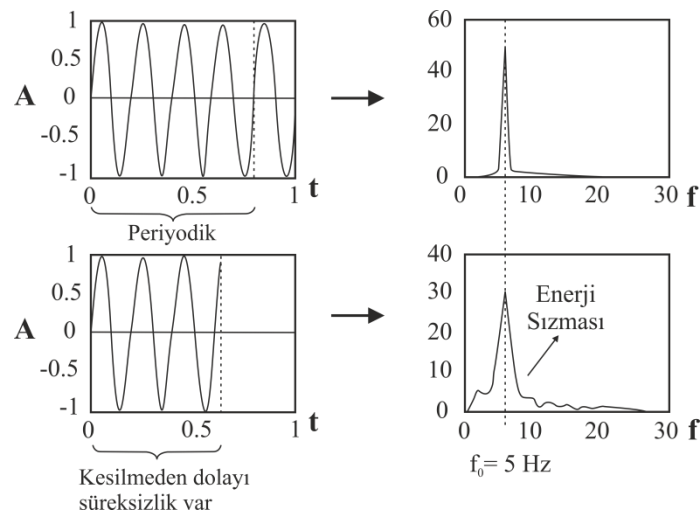
σf ve $\sigma_A(f_0)$ için eşik değerleri					
Frekans aralığı [Hz]	< 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	0.25 f_0	0.20 f_0	0.15 f_0	0.10 f_0	0.05 f_0
$\sigma_A(f_0)$ için $\theta(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
$\sigma_{\log H/V}(f_0)$ için $\log \theta(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25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



Şekil 4.17. 15 dakikalık bir kayıta seçilen pencereler (20 s ve 25 s)

4.2.1.4. Törpüleme İşlemi

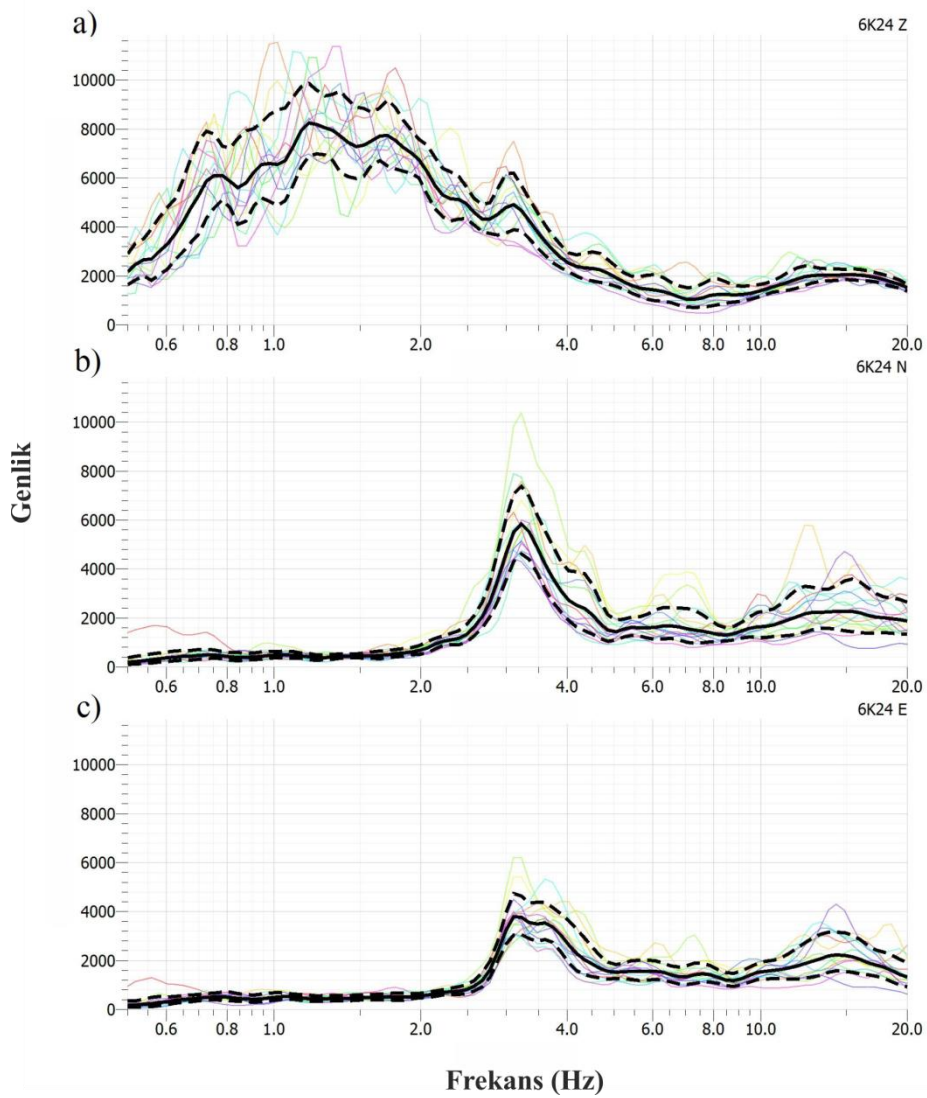
Mikrotremor verilerinin başlangıç ve bitişinin aynı düzlemde olmaması durumunda genlik spektrumu gerçek frekans etrafında bir yayılım gösterecek yani bir enerji sızması meydana (Leakage) gelecektir (Şekil 4.18). Bu aşamada verilere %5'lik bir kosinüs penceresi uygulanarak bu enerji sızması önlenmektedir.



Şekil 4.18. Frekans ortamında enerji sızması (Karşlı, 2002).

4.2.1.5. Hızlı Fourier Dönüşümü

Zaman ortamında kaydedilen mikrotremorların Hızlı Fourier Dönüşümü alınarak frekans ortamına geçilir ve üç bileşene ait genlik spektrumları elde edilir. Genlik spektrumlarına bakıldığında, her bir bileşenin verdiği pikler gözlenerek H/V oranı hesabında ortaya çıkan sahte pikler ile gerçek pik arasındaki ayrımı yapmak için fikir edinilir (Şekil 4.19).



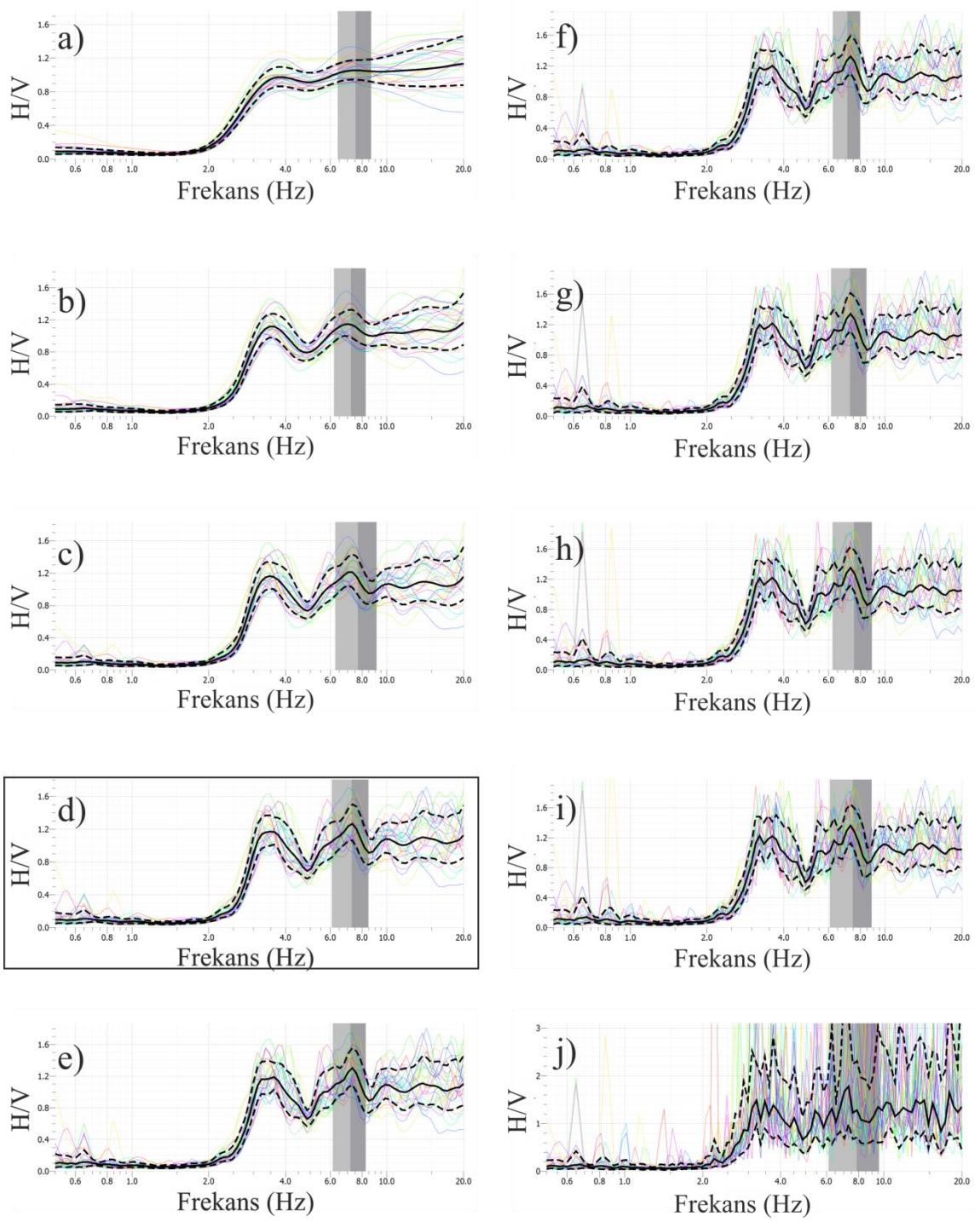
Şekil 4.19. Üç bileşen mikrotremor kayıtlarının genlik spektrumları a) Düşey bileşen, b) Kuzey-Güney bileşeni ve c) Doğu-Batı bileşeni (Renkli grafikler her bir pencereye ait genlik spektrumlarını, sürekli çizgili grafik her bir pencereye ait spektrumların ortalamasını ve kesikli çizgili grafikler standart sapma sınırlarını ifade etmektedir)

4.2.1.6. Yuvarlatma İşlemi

Ham spektrumlar birçok frekansı içermekte ve genellikle okunmalarını zorlaştıracak kadar dar aralıkta salınımlar göstermektedirler. Ayrıca, spektrumlarda çok küçük değerlerin verdiği pikler görülebilmekte ve bu pikler farklı yorumlamalara neden olabilmektedir. Bu nedenle H/V oranı hesaplanırken yuvarlatma işleminin yapılması tavsiye edilir. Böylece pik değeri okunurken meydana gelebilecek hatalar en aza indirgenmiş olur.

Geopsy programı ile yapılan yuvarlatma işleminde (4.2) bağıntısı ile verilen Konno&Ohmachi fonksiyonu (Konno ve Ohmachi, 1998) kullanılmıştır. Sabit bant genişliğini kullanan bu yuvarlatma fonksiyonu, farklı sayıda alçak ve yüksek frekanslı olayları ayırmada iyi sonuç verdiği için, frekans analizi çalışmalarında tavsiye edilmektedir. Yuvarlatma işlemi, bant genişliği katsayısı olarak tanımlanan ve 0-100 arasında değişen değerler alan b-değeri ile kontrol edilir. b-değerinin 10'ar artımla 100'e kadar değiştiği durumlar için elde edilen yuvarlatma sonuçları Şekil 4.20a-j' de verilmiş ve b-değerinin artmasıyla yuvarlatma etkisinin azaldığı gözlenmiştir. Buna göre en ideal sonucun b=40 için elde edildiği belirlenmiş (Şekil 4.20d), bu değer doğruluğu Sesame Projesi kapsamında yapılan çalışma ile de ifade edilmiştir.

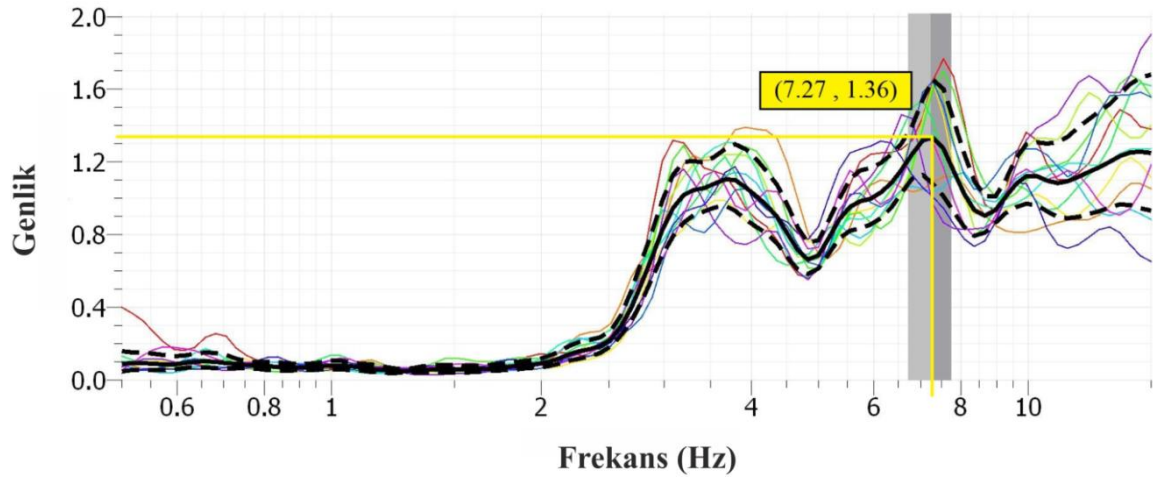
$$W(f) = \frac{\sin\left(\log_{10}\left(\frac{f}{f_c}\right)^b\right)}{\left(\left(\log_{10}\left(\frac{f}{f_c}\right)\right)^b\right)^4} \quad (4.2)$$



Şekil 4.20. b-değeri değişiminin H/V eğrisi üzerindeki etkisi (a) $b=10$, b) $b=20$, c) $b=30$, d) $b=40$, e) $b=50$, f) $b=60$, g) $b=70$, h) $b=80$, i) $b=90$, j) $b=100$, yuvarlatma etkisiz)

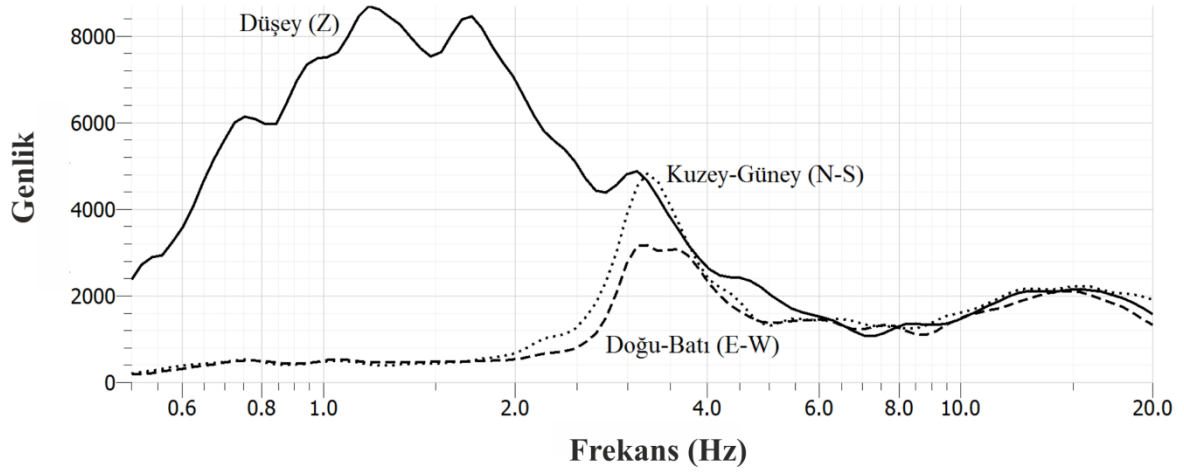
4.2.1.7. Spektral Oran (H/V)

Bu aşamada, öncelikle yatay bileşenlerin (kuzey-güney ve doğu-batı) spektrumlarının karekök ortalaması alınarak tek bir yatay bileşen elde edilir. Daha sonra Nakamura Yöntemi'ne göre bileşke yatay bileşen, düşey bileşene oranlanarak baskın frekans ve H/V oranı elde edilir (Şekil 4.21). Baskın frekanslardan, $T=1/f$ bağıntısıyla baskın periyotlar basitçe hesaplanabilir.

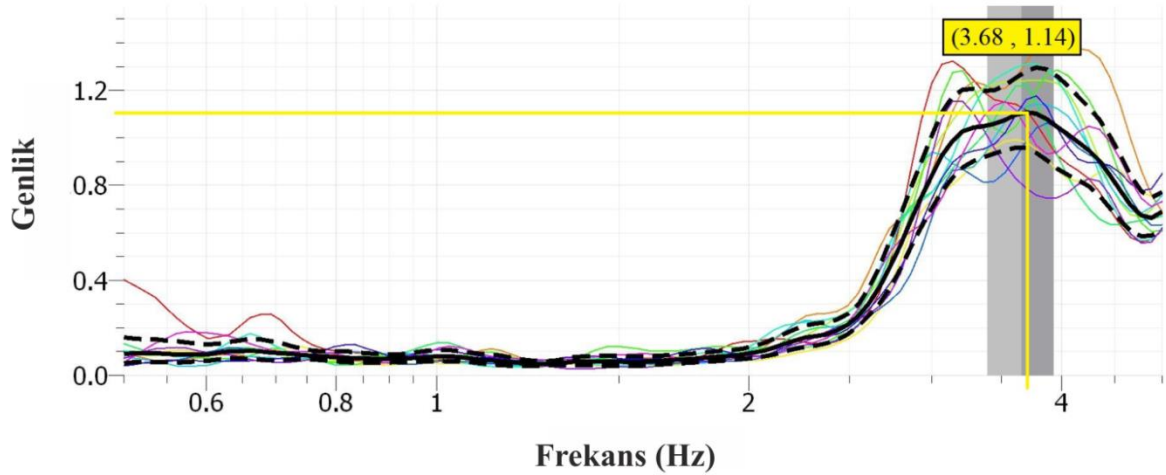


Şekil 4.21. Nakamura Yöntemi ile hesaplanmış baskın frekans ve H/V oranı

Şekil 4.21'de görüldüğü gibi oran sonucunda biri 3.5 Hz, diğeri 7.0 Hz civarında iki tane pik elde edilmiştir. Bu aşamada, hangi pikin doğru baskın periyodu ve H/V oranını yansıttığına jeolojik bilgiler ve genlik spektrumlarına bakılarak karar verilir. Genlik spektrumuna bakıldığında (Şekil 4.22), gerçekte yatay bileşenler 7.0 Hz civarında pik vermese dahi düşey bileşenin en küçük değerini bu frekansta almasından dolayı sahte bir pik meydana geldiği görülmektedir. Dolayısıyla elde edilen piklerden düşük frekanslı olanı doğru sonucu vermektedir (Şekil 4.23).



Şekil 4.22. Üç bileşen mikrotremor kayıtlarının genlik spektrumları a) Düsey (Z) bileşen (sürekli çizgi), b) Kuzey-Güney (N-S) bileşeni (noktalı çizgi) ve c) Doğu-Batı (E-W) bileşeni (kesikli çizgi)

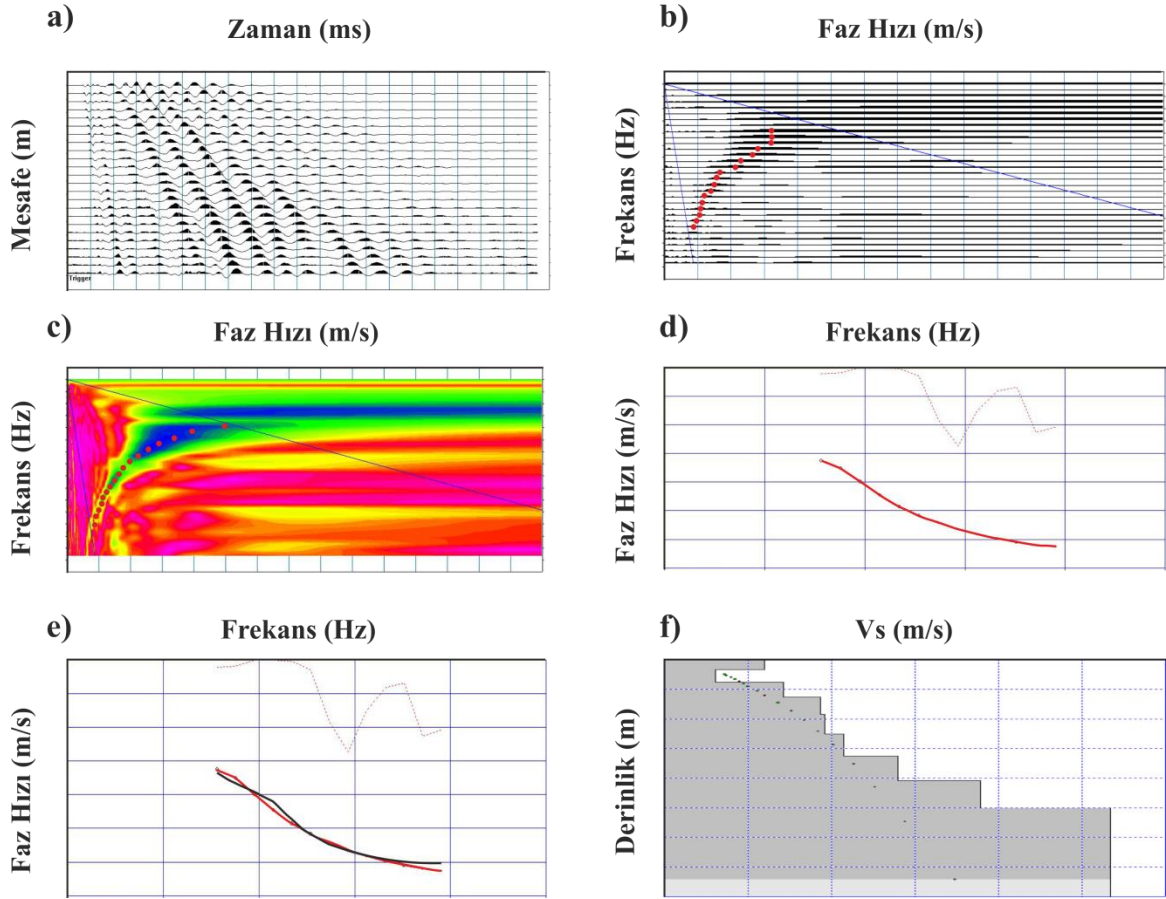


Şekil 4.23. Genlik spektrumu ve jeolojik bilgiler sonucu doğru olduğu düşünülen sonuç (Nakamura Yöntemi ile hesaplanmış baskın frekans ve H/V oranı)

4.2.2. MASW Verilerinin Değerlendirilmesi

Çalışma alanında seçilen 11 profilde MASW ölçümü yapılmış ve bu ölçümler SeisImager/Pickwin programı ile değerlendirilmiştir. Veri işlem aşamasında öncelikle ham verilerden (Şekil 4.24a) Fourier dönüşümü ile faz hızı-frekans grafiği elde edilmiştir (Şekil 4.24b). Elde edilen faz hızı-frekans grafiğinde en büyük genlikler işaretlenmiş ve grafik renklendirilerek mod ayrımının daha kolay yapılması sağlanmıştır (Şekil 4.24c). Hem derin hem de sığ tabakalara ait optimum bilgiyi içermesinden dolayı veriler temel mod üzerinden

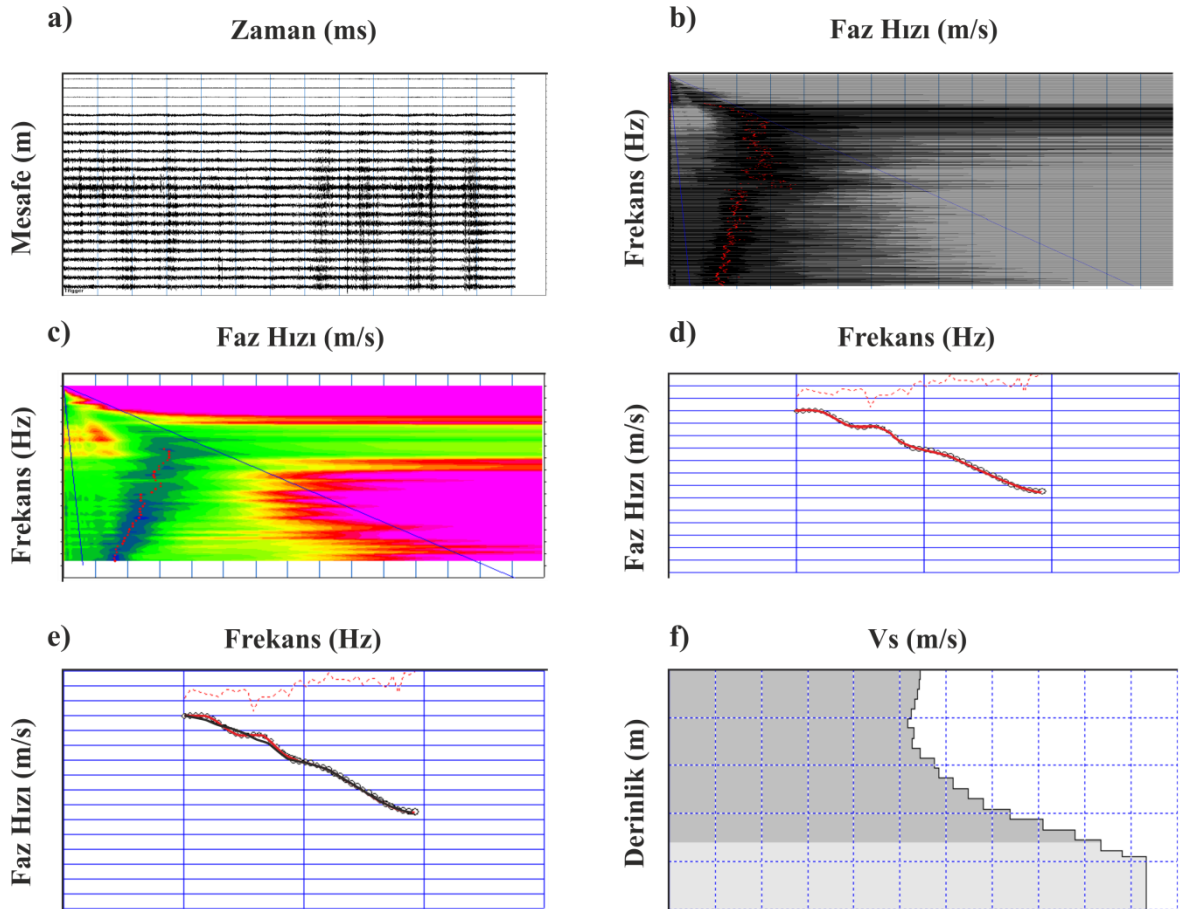
değerlendirilmiştir (Şekil 4.24d). Daha sonra Sönümlü En küçük Kareler Yöntemi (Levenberg 1944; Marquardt, 1963) kullanılarak ters çözüm işlemi yapılmış ve hesaplanan kuramsal dispersiyon eğrisi, elde edilmiş olan gözlemsel dispersiyon eğrisi ile karşılaştırılmıştır (Şekil 4.24e). En uygun çakışmayı sağlayan dispersiyon eğrisi, kesme dalgası hızının 1B'lu modelini ifade etmektedir (Şekil 4.24f).



Şekil 4.24. a) Sismik iz, b) en büyük genliklerin işaretlendiği faz hızı-frekans grafiği, c) en büyük genliklerin renklendirildiği faz hızı-frekans grafiği, d) elde edilen gözlemsel dispersiyon eğrisi, e) gözlemsel dispersiyon eğrisi ile kuramsal dispersiyon eğrisinin karşılaştırılması, f) 1B'lu kesme dalgası hızı (V_s) modeli

4.2.3. ReMi Verilerinin Değerlendirilmesi

Çalışma alanında seçilen 11 profilde, MASW ölçümü ile birlikte aynı profillerde ReMi ölçümleri de alınmış ve yine SeisImager/Pickwin programı kullanılarak değerlendirilmiştir. Değerlendirme işleminde faz hızı-frekans grafiği, Fourier dönüşümü kullanılarak elde edilmiştir. Diğer aşamalar MASW yöntemi ile aynı olup Şekil 4.25'te gösterilmiştir.

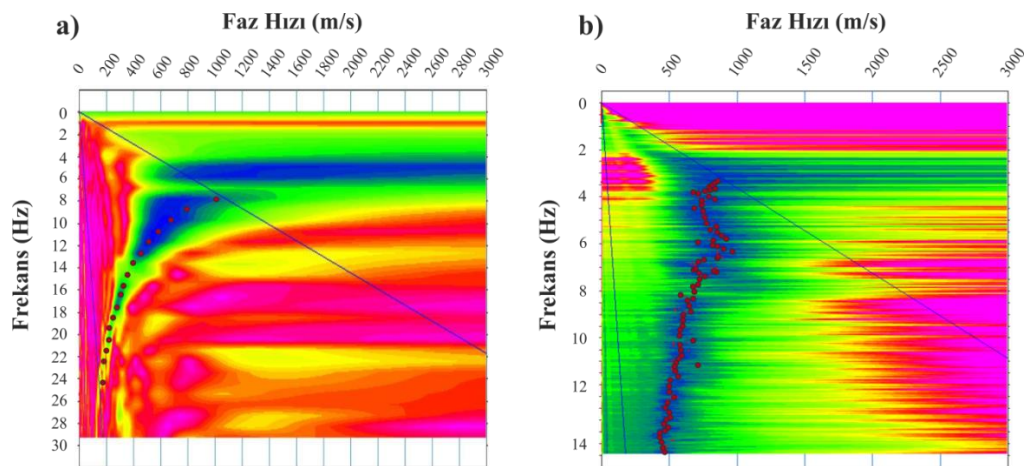


Şekil 4.25. a) Sismik iz, b) en büyük genliklerin işaretlendiği faz hızı-frekans grafiği, c) en büyük genliklerin renklendirildiği faz hızı-frekans grafiği, d) elde edilen gözlemsel dispersiyon eğrisi, e) gözlemsel dispersiyon eğrisi ile kuramsal dispersiyon eğrisinin karşılaştırılması, f) 1B'lu kesme dalgası hızı (V_s) modeli

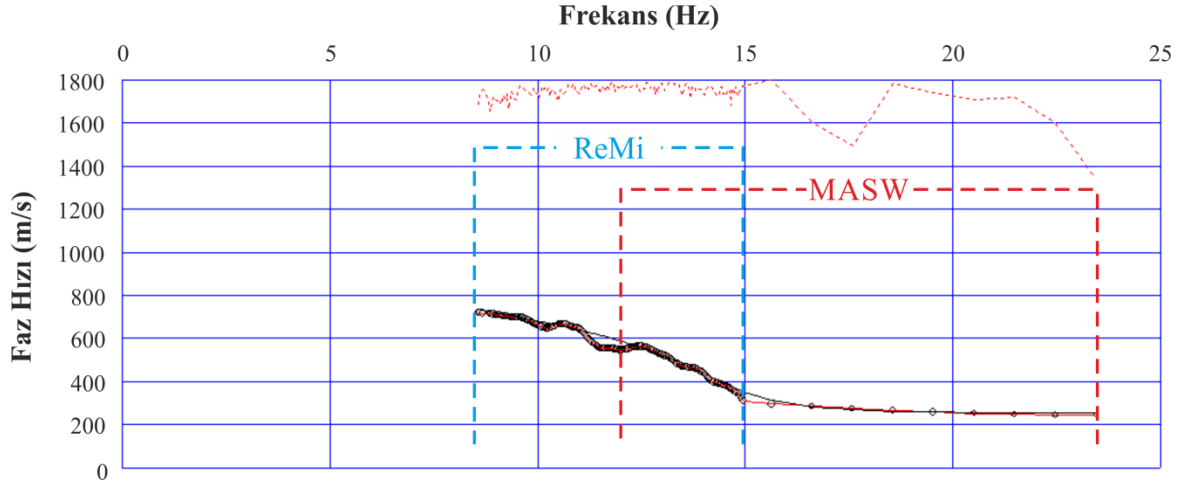
4.2.4. MASW ve ReMi Yöntemlerinden Elde Edilen Dispersiyon Eğrilerinin Birleştirilmesi

Aktif kaynaklı yöntemler güçlü kaynaklar (dinamit, ağırlık düşürme, balyoz, vb.) kullanıldığında iyi sonuç vermektedirler. Dispersiyon eğrilerine bakıldığında, frekans aralıklarının ortalama 5-30 Hz civarında olduğu görülmektedir (Şekil 4.26a). Bu frekans aralığındaki araştırma derinlikleri ise ortalama 30 m kadardır. Bunun yanı sıra pasif kaynaklı yöntemler, aktif kaynaklı yöntemlere göre daha fazla araştırma derinliğine sahiptir. Dispersiyon eğrilerine bakıldığında frekans aralıklarının ortalama 2-15 Hz civarında olduğu görülmektedir (Şekil 4.26b). Bu frekans aralığındaki araştırma derinlikleri ise ortalama 100 m kadardır.

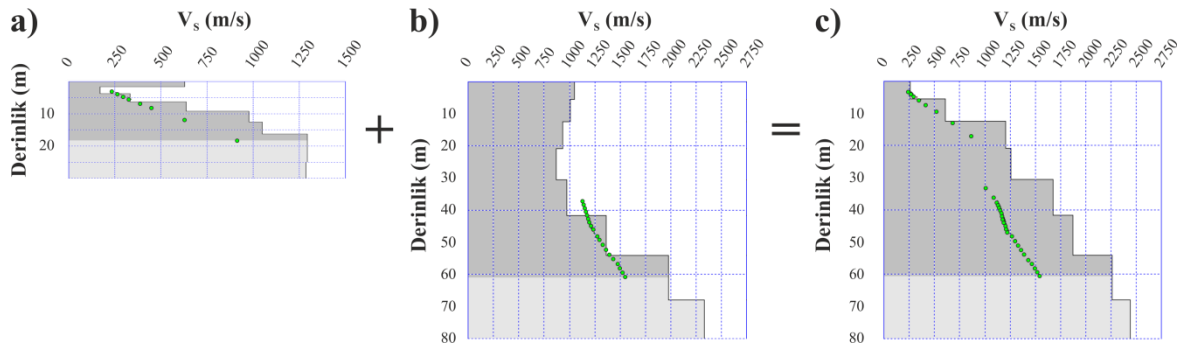
İki yöntemin de birbirlerine göre üstün ve zayıf yönleri bulunmaktadır. Örneğin, şehir içinde aktif kaynaklı yöntemlerin kullanımı, hem sinyal/gürültü oranı hem de kaynak açısından oldukça zor olduğu için pasif kaynaklı yöntemler tercih edilebilir. Buna karşın daha derin araştırma imkânı veren pasif yöntemlerin, yüzeye yaklaştıkça aktif kaynaklı yöntemlere göre daha düşük ayrımlı bilgiler vermesi nedeniyle aktif kaynak tercih edilebilmektedir. Bu nedenle tez kapsamında, hem derine ait bilgileri hem de yakın yüzeye ait bilgileri en doğru şekilde elde etmek amacıyla MASW ve ReMi yöntemlerinden elde edilen dispersiyon eğrileri birleştirilmiştir (Şekil 4.27). Birleştirilerek elde edilen dispersiyon eğrisi kullanılarak 1B'lu kesme dalgası hız modeli elde edilmiştir (Şekil 4.28).



Şekil 4.26. Aynı profilde ölçülen verilerin faz hızı-frekans grafiği a) Aktif kaynak (MASW), b) Pasif kaynak (ReMi)



Şekil 4.27. Aktif (MASW) ve pasif (ReMi) kaynaklı yöntemlerden elde edilen dispersiyon eğrilerinin birleştirilmesi



Şekil 4.28. Elde edilen 1B'lu kesme dalgası hız modelleri a) Aktif kaynak (MASW), b) Pasif kaynak (ReMi), c) Aktif (MASW) ve pasif (ReMi) kaynak birleştirilerek elde edilen dispersiyon eğrisinin ters çözümü ile 1B'lu kesme dalgası hız (V_s) modeli

Şekil 4.28a ve Şekil 4.28b karşılaştırıldığında pasif (ReMi) kaynaklı yöntem ile daha derin bir araştırma yapıldığı görülse de yöntemin düşük ayrımlı yakın yüzey bilgisinden dolayı ilk 20 m için doğru sonuç vermediği görülmektedir. Bu nedenle aktif (MASW) ve pasif (ReMi) kaynaktan elde edilen dispersiyon eğrileri birleştirilerek Şekil 4.28c'deki sonuç elde edilmiştir (Tüm profiller için yapılan değerlendirmeler EK CD'de verilmiştir).

5. BULGULAR

5.1. Elde Edilen Bulgular

Çalışma alanında yapılan ölçümler sonucunda; tek istasyon mikrotremor yöntemiyle zemin baskın periyodu, H/V oranı ve anakaya derinliği elde edilmiştir.

MASW ve ReMi yöntemleriyle ise kesme dalga hızlarına (V_s ve V_{s30}) bağımlı olarak, zemin büyütmesi, zemin baskın periyodu ve anakaya derinliği hesaplanmıştır. V_{s30} ve her iki şekilde de hesaplanan zemin baskın periyotlarına (Tek İstasyon Mikrotremor: T_M , MASW+ReMi: T_R) göre dört farklı zemin sınıflaması yapılmıştır. Ayrıca, yapılacak olan yapıların temel derinliği dikkate alınarak 10 m'ye ait ortalama kesme dalgası hızı (V_{s10}) hesaplanmıştır.

İki farklı şekilde elde edilen parametreler (Tek İstasyon Mikrotremor ve MASW+ReMi) birbirleriyle karşılaştırılmış, bu parametrelerin hangi yöntemle daha doğru olarak elde edilebileceği irdelenmiştir. Her bir profilden elde edilen baskın periyot ve büyütme değerleri yine bu profillerin yakın çevresindeki 5-7 adet tek istasyon mikrotremor kaydından elde edilen sonuçların ortalaması alınarak sonuçlar kıyaslanmıştır. Ayrıca, çalışma alanında seçilen AA' ve BB' kesitlerinden yararlanılarak da grafikler oluşturulmuş ve böylece yöntemler arasındaki farklar ortaya konulmaya çalışılmıştır.

5.1.1. Tek İstasyon Mikrotremor Yönteminden Elde Edilen Parametreler

5.1.1.1. Zemin Baskın Periyodu

Tek istasyon mikrotremor ölçümlerinin Nakamura Yatay/Düşey (H/V) Spektral Oran yöntemi ile değerlendirilmesinden elde edilen baskın periyotlar (T_M) kullanılarak kontur haritası oluşturulmuş (Şekil 5.1) ve Kanai ve Tanaka (1961)'e göre zemin sınıflaması yapılmıştır. Elde edilen periyot değerleri 0.1-0.37 s arasında değişmektedir. Baskın periyot değeri azalırken zeminin sağlamlığı artmakta, baskın periyot değeri artarken ise zeminin sağlamlığı azalmaktadır. Yani baskın periyot ve zemin sağlamlığı arasında ters orantı bulunmaktadır.

Şekil 5.1 incelendiğinde (ilçe merkezi), çalışma alanının batı kısmında periyot değerlerinin 0.1-0.2 s civarında olduğu görülmektedir. Doğuya gidildikçe periyot değerlerinde artış gözlenmekte ve 0.37 s'ye kadar çıkmaktadır. İlçe merkezinde elde edilen baskın periyotlardan hesaplanan ortalama baskın periyot 0.17 s, en büyük baskın periyot ise 0.37 s'dir. Bu değerler Kanai ve Tanaka (1961)'e göre zemin sınıfının "I" olduğunu ifade etmektedir. Bu sınıfın jeolojik tanımlaması "Kaya, sıkı kumlu çakıllı birimler" olarak verilmektedir (Tablo 3.1).

Dolgu alanı üzerindeki periyot değerleri incelendiğinde ise dolgu alanının doğal bir jeolojik yapıya sahip olmamasından dolayı periyotların çok kısa mesafelerde değişim gösterdiği görülmektedir. Dolgu alanında elde edilen baskın periyotlardan hesaplanan ortalama baskın periyot 0.22 s, en büyük periyot ise 0.33 s'dir. Bu değerler Kanai ve Tanaka (1961)'e göre zemin sınıfının "II" olduğunu ifade etmektedir. Bu sınıfın jeolojik tanımlaması "Kumlu çakıl, kumlu sıkı kil veya milden oluşmuş denizel alüvyon ya da kalınlığı 5 m veya daha kalın çakıllı alüvyon" olarak verilmektedir (Tablo 3.1).

Anakaya derinliği hesaplanırken elde edilen baskın periyotlardan yararlanılmıştır. Baskın periyot aynı zamanda baskın frekansı da ifade edeceğinden ($f=1/T$), Seht ve Wohlenberg (1999) tarafından geliştirilen ampirik (3.1) bağıntısı kullanılarak anakaya derinlikleri elde edilmiştir. Bu değerler daha sonraki bölümlerde kesme dalga hızından (V_s) elde edilen derinliklerle karşılaştırmalı olarak verilmektedir.



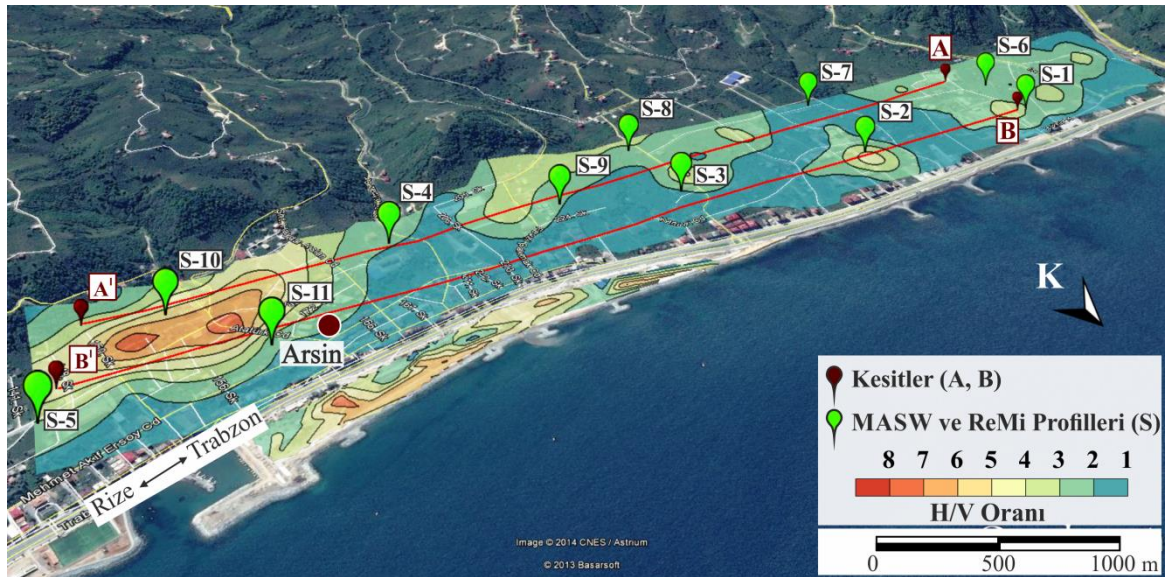
Şekil 5.1. Çalışma sahasında alınan tek istasyon mikrotremor verilerine Nakamura Yatay/Düşey (H/V) Spektral Oran Yöntemi uygulanarak elde edilen zemin baskın periyodu (T_M) kontur haritası

5.1.1.2. H/V Oranı

Tek istasyon mikrotremor yöntemi ile elde edilen bu parametre, önceki bölümlerde açıklandığı gibi tam olarak büyütme değerini yansıtmadığı için H/V oranı şeklinde ifade edilmiştir. H/V oranları, Nakamura Yatay/Düşey (H/V) Spektral Oran yöntemi ile *Geopsy* programı kullanılarak hesaplanmış ve kontur haritası oluşturulmuştur (Şekil 5.2). Elde edilen H/V oranları 1-8 arasında değişmektedir. Sağlam zeminlerde bu oranın düşük, sağlam olmayan zeminlerde ise büyük olması beklenir.

Şekil 5.2'ye bakıldığında (ilçe merkezi), baskın periyotlarla uyumlu olarak büyük H/V oranlarının çalışma alanının doğusunda, küçük H/V oranlarının ise çalışma alanının batısında olduğu görülmektedir.

Dolgu alanındaki H/V oranları incelendiğinde ise, genel olarak oranların ilçe merkezine göre nispeten daha büyük olduğu söylenebilir.



Şekil 5.2. Çalışma sahasından alınan tek istasyon mikrotremor verilerine Nakamura Spektral Oran yöntemi uygulanarak elde edilen H/V oranı kontur haritası

5.1.2. MASW ve ReMi Yöntemlerinden Elde Edilen Parametreler

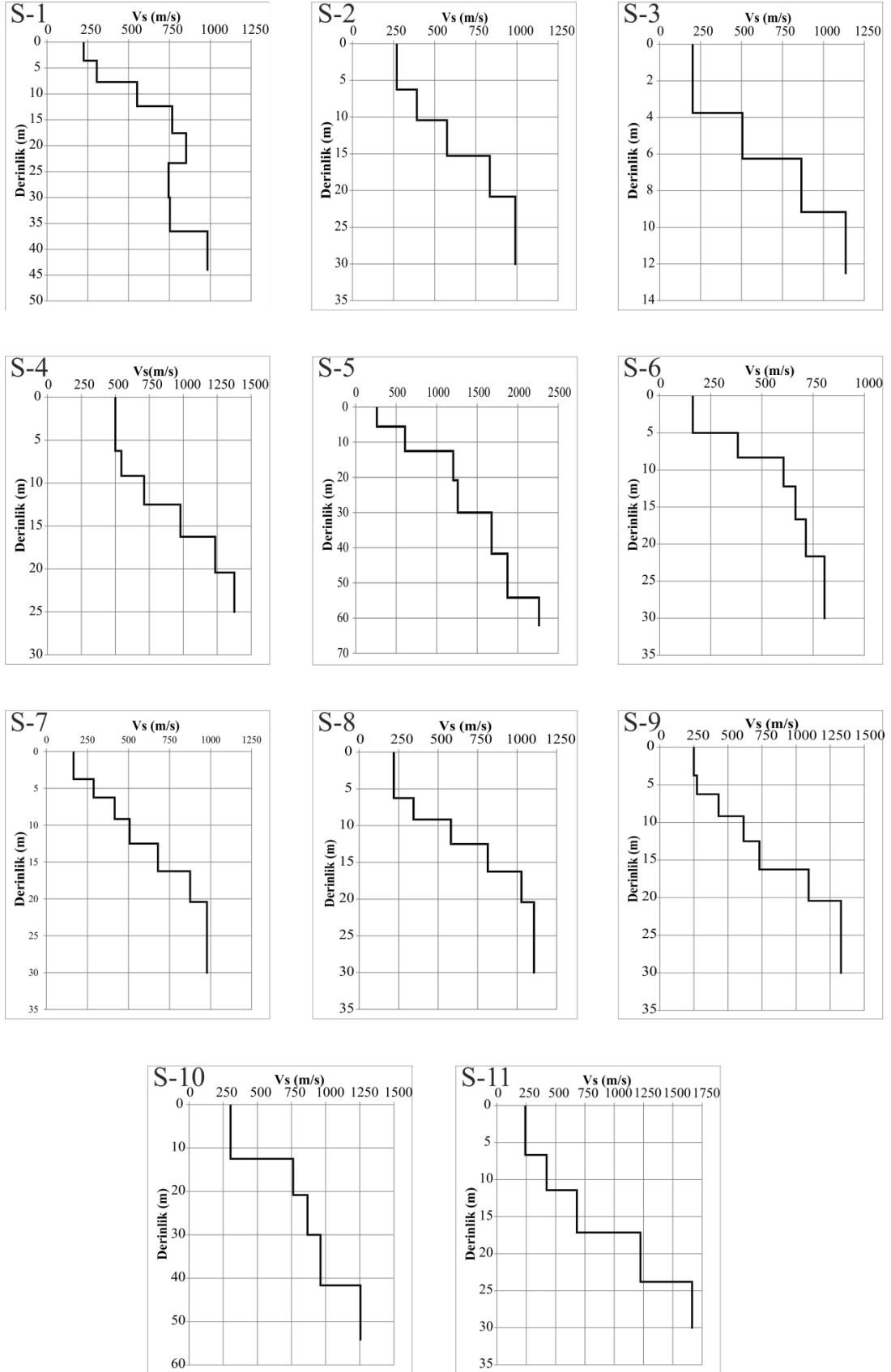
5.1.2.1. Kesme Dalgası Hızı (V_s)

MASW ve ReMi yöntemleri kullanılarak elde edilen V_s değerleri 162-2263 m/s arasında değişmektedir. 11 profile (S1-11, Şekil 5.2) alınan ölçümlerden yapılan hesaplamalar sonucunda 1B'lu hız modelleri elde edilmiştir (Şekil 5.3). Modellere bakıldığında araştırma derinliklerinin 13-82 m arasında değiştiği ve ortalama araştırma derinliğinin 35 m civarında olduğu görülmektedir.

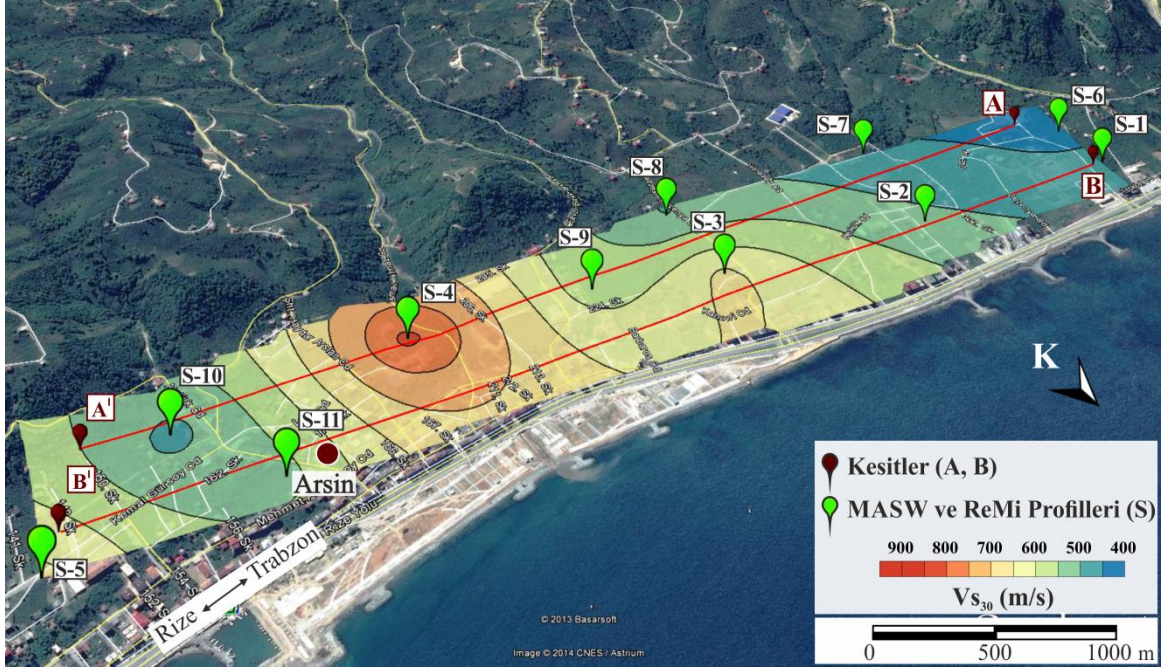
V_{s30} değerinin mühendislik problemlerinin çözümü için oldukça önemli bir parametre olmasından dolayı, elde edilen V_s değerleri kullanılarak V_{s30} hesaplanmış ve kontur haritası hazırlanmıştır. V_{s30} değerlerine bakıldığında hızlar 428-817 m/s arasında değişmektedir. Çalışma alanının batısında hızlar düşerken, orta kısımlarında yüksek hızlar görülmektedir (Şekil 5.4). Bu değerler kullanılarak NEHRP (Tablo 3.2) ve Eurocode 8 (Tablo 3.3)'e göre iki farklı zemin sınıflaması yapılmıştır (Tablo 5.1).

Çalışma alanında yapılacak olan yapıların temel derinlikleri dikkate alınarak ilk 10 m'ye ait ortalama hız bilgisi de (V_{s10}) elde edilen V_s değerlerinden faydalanılarak hesaplanmıştır (Şekil 5.5).

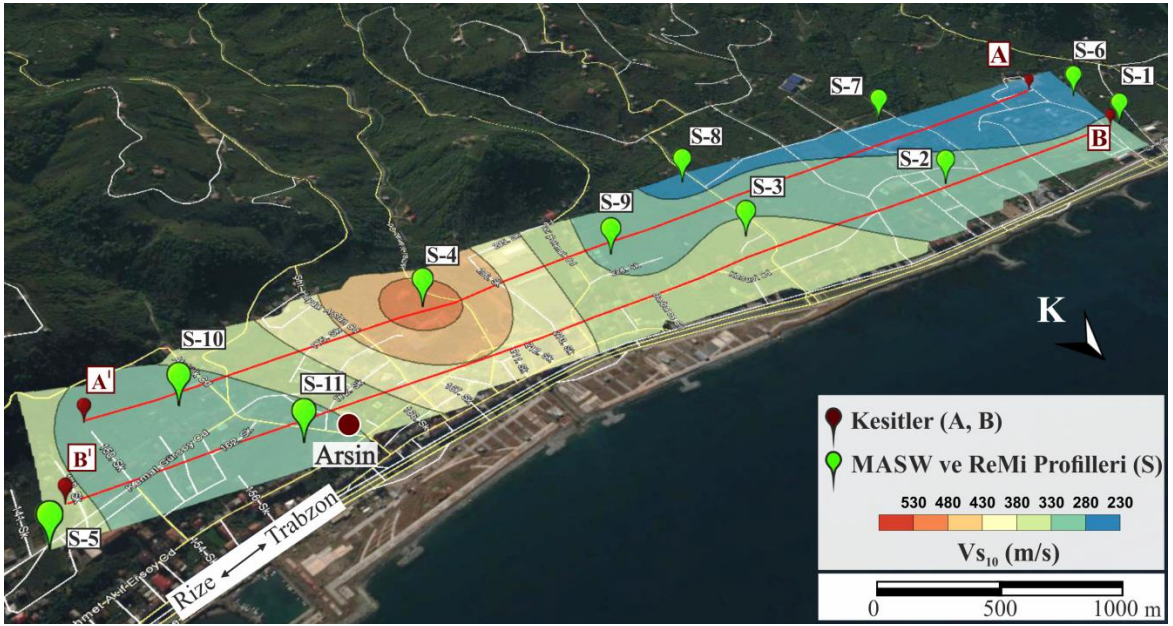
Anakaya derinlikleri her bir profil için elde edilen 1B'lu hız modellerinden faydalanılarak belirlenmiştir. Sismik temel olarak adlandırılan ve kesme dalgası hızı 760 m/s ve üstü olan tabakaya kadar olan kalınlık, anakaya derinliğini ifade etmektedir. Elde edilen derinlikler, tek istasyon mikrotremor yöntemiyle karşılaştırma amacıyla sonraki bölümlerde detaylı olarak incelenmiştir.



Şekil 5.3. MASW ve ReMi yöntemlerinden elde edilen 1B'lu kesme dalgası hız (V_s) modelleri



Şekil 5.4. Çalışma alanının V_{s30} kontur haritası



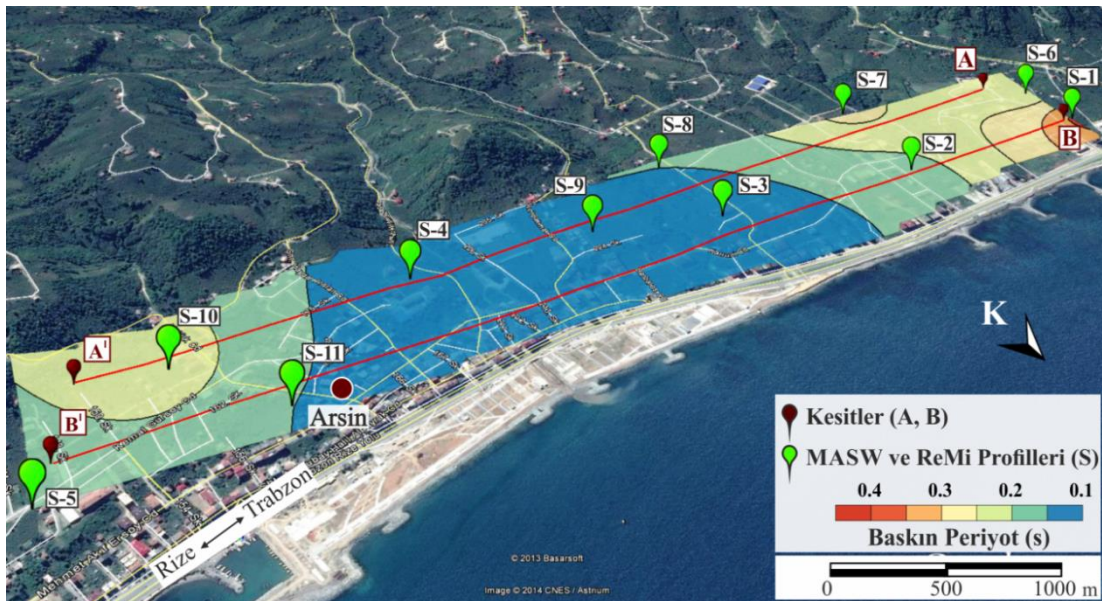
Şekil 5.5. Çalışma alanının V_{s10} kontur haritası

Tablo 5.1. Profillerden elde edilen V_{s30} , V_{s10} değerleri ve V_{s30} 'a göre yapılan zemin sınıflamaları (NEHRP ve Eurocode 8)

Kesitler	Profiller	V_{s10} (m/s)	V_{s30} (m/s)	Zemin Sınıflaması	
				NEHRP	Eurocode 8
AA'	S-6	236.72	428.87	C	B
	S-7	249.07	460.41	C	B
	S-8	259.85	499.06	C	B
	S-9	309.20	570.71	C	B
	S-4	525.34	817.06	B	A
	S-10	303.56	482.77	C	B
BB'	S-1	297.38	469.50	C	B
	S-2	305.11	515.15	C	B
	S-3	358.37	662.67	C	B
	S-11	281.81	531.74	C	B
	S-5	350.01	667.90	C	B

5.1.2.2. Zemin Baskın Periyodu

Her bir tabakaya ait kalınlık ve V_s değerleri kullanılarak (3.18) bağıntısı ile zemin baskın periyotları (MASW+ReMi: T_R) hesaplanmış ve kontur haritası hazırlanmıştır (Şekil 5.6). Elde edilen baskın periyot değerleri 0.1-0.36 s arasında değişmekte ve tek istasyon yönteminden elde edilen periyot değerleriyle (0.1-0.37 s) uyum göstermektedir.



Şekil 5.6. MASW ve ReMi yöntemlerinden elde edilen zemin baskın periyodu kontur haritası

Elde edilen baskın periyot değerleri kullanılarak Türk Deprem Yönetmeliği'ne göre karakteristik alt ve üst periyot sınırları (T_A , T_B) belirlenmiş ve buna göre bir zemin sınıflaması yapılmıştır (Tablo 5.2).

Tablo 5.2. Türk Deprem Yönetmeliği'ne göre yapılan zemin sınıflaması

Kesitler	Profiller	V_{s30} (m/s)	T_R (s)	T_A (s)	T_B (s)	Zemin Türü
AA'	S-6	428.87	0.20	0.13	0.3	Z1
	S-7	460.41	0.27	0.18	0.40	Z2
	S-8	499.06	0.16	0.10	0.24	Z1
	S-9	570.71	0.15	0.10	0.22	Z1
	S-4	817.06	0.10	0.06	0.15	Z1
	S-10	482.77	0.23	0.15	0.34	Z2
BB'	S-1	469.50	0.36	0.24	0.54	Z3
	S-2	515.15	0.17	0.11	0.25	Z1
	S-3	662.67	0.11	0.07	0.16	Z1
	S-11	531.74	0.15	0.10	0.22	Z1
	S-5	667.90	0.16	0.10	0.24	Z1

5.1.2.3. Zemin Büyütmesi

Zemin büyütmeleri V_{s30} 'a bağlı olarak üç farklı yöntemle göre hesaplanmıştır. Büyütme değerleri ortalama olarak; Midorikawa (1987)'ye göre 1.56, Borchardt vd. (1991)'e göre 1.30 ve Medvedev (1965)'e göre 2.10 olarak elde edilmiştir (Tablo 5.3). Büyütme değerleri tek istasyon mikrotremor yönteminden elde edilen H/V oranlarına göre daha küçüktür.

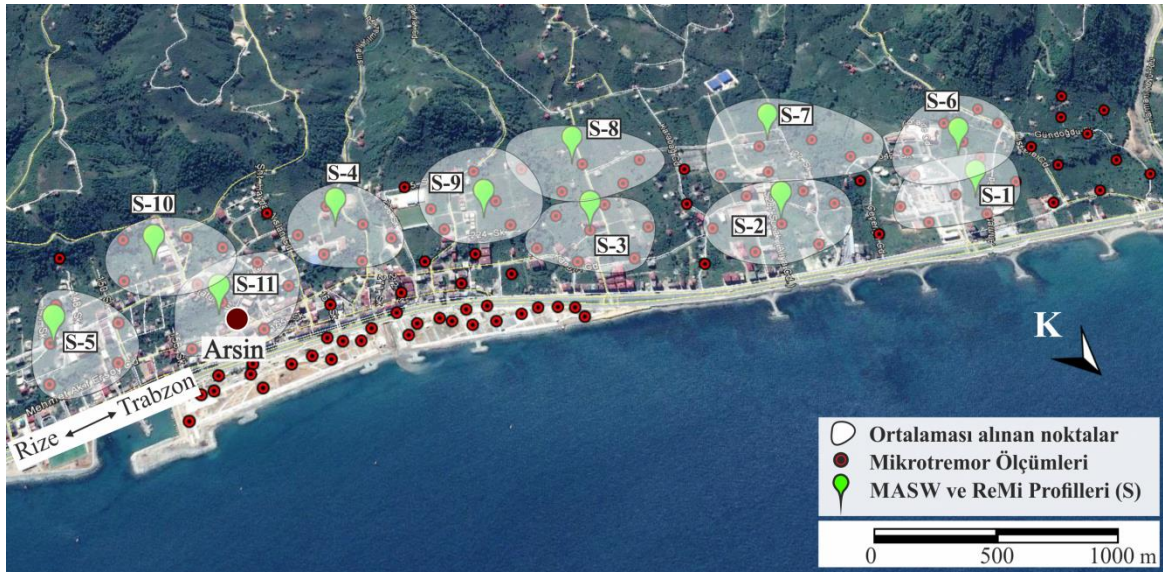
Tablo 5.3. Hesaplanan büyütme değerleri; A (Midorikawa, 1987), AHSA (Borchardt vd., 1991) ve A* (Medvedev, 1965)

Kesitler	Profiller	V_{s30} (m/s)	A	AHSA	A*
AA'	S-6	428.87	1.79	1.63	1.52
	S-7	460.41	1.71	1.52	1.25
	S-8	499.06	1.63	1.40	2.30
	S-9	570.71	1.50	1.22	2.16
	S-4	817.06	1.21	0.85	1.34
	S-10	482.77	1.66	1.44	2.40
BB'	S-1	469.50	1.69	1.49	2.08
	S-2	515.15	1.60	1.35	1.95
	S-3	662.67	1.37	1.05	2.67
	S-11	531.74	1.57	1.31	2.70
	S-5	667.90	1.37	1.04	2.79
Ortalama Büyütme			1.56	1.30	2.10

5.1.3. Yöntemlerin Karşılaştırılması

Yapılan çalışmada farklı yöntemlerden elde edilen bulgular karşılaştırılarak; ilk 30 m'ye ait ortalama kesme dalgası hızının (V_{s30}), anakaya derinliğinin, zemin baskın periyotlarının (T_M , T_R), H/V oranı ve zemin büyütme katsayılarının hangi yöntemle daha doğru olarak elde edilebildiğinin ve beklenen sonuca ne derece yakın olduğunun anlaşılması amaçlanmıştır.

Çalışma alanında, tek istasyon mikrotremör ölçümlerinden elde edilen H/V oranı ve baskın periyot (T_M) değerleri ile MASW ve ReMi yöntemlerinden elde edilen büyütme (A , A^* , $AHSA$) ve baskın periyot (T_R) değerlerini karşılaştırmak amacıyla, her bir profil yakınında 5-7 adet mikrotremör ölçüm noktası için hesaplanan parametrelerin ortalaması (T_{Mort} , H/V_{ort}) alınarak (Şekil 5.7) bu profillerle karşılaştırılmıştır (Tablo 5.4 ve Tablo 5.5). Her bir profil için seçilen bir adet nokta ve dolgu alanı üzerindeki sondajların yakınında seçilen 5 adet tek istasyon mikrotremör noktalarının değerlendirilmesi “8. Ekler” bölümünde sunulmuştur.



Şekil 5.7. Karşılaştırma amacıyla her bir profil çevresinde seçilerek (5-7 adet) ortalaması alınan tek istasyon mikrotremör ölçüm noktaları

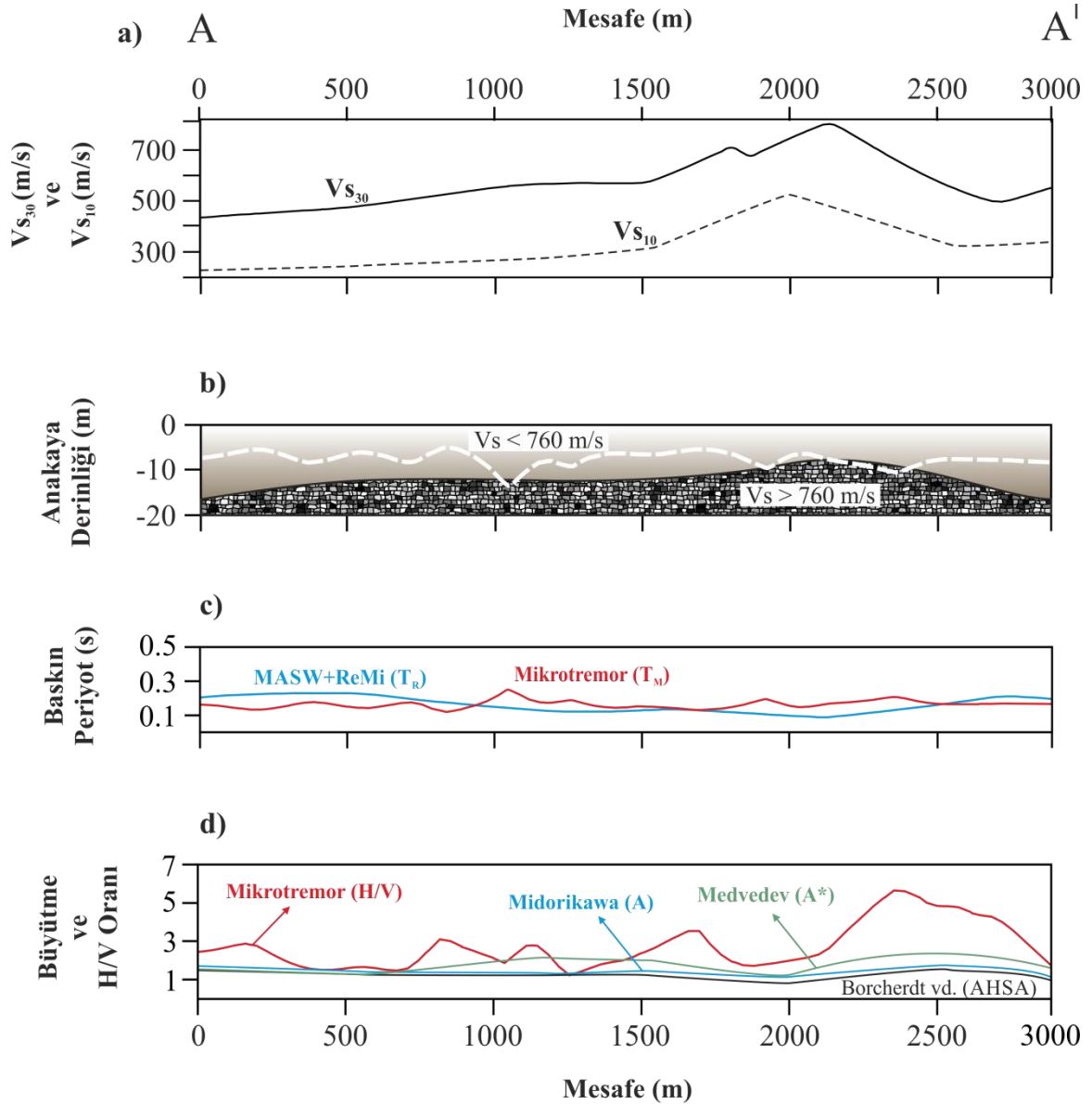
Tablo 5.4. Tek istasyon mikrotremor yönteminden elde edilen ortalama baskın periyod (T_{Mort}) ile MASW ve ReMi yönteminden elde edilen baskın periyotların (T_R) karşılaştırılması

Seçilen T_M (s)	Nok. No	S-1	Nok. No	S-2	Nok. No	S-3	Nok. No	S-4	Nok. No	S-5	Nok. No	S-6	Nok. No	S-7	Nok. No	S-8	Nok. No	S-9	Nok. No	S-10	Nok. No	S-11
	35	0.15	32	0.14	28	0.12	42	0.14	104	0.34	52	0.14	66	0.11	62	0.16	44	0.14	40	0.15	22	0.32
	36	0.13	33	0.13	29	0.14	43	0.13	105	0.37	53	0.20	67	0.15	63	0.11	45	0.14	57	0.17	23	0.28
	52	0.14	49	0.15	46	0.14	59	0.11	106	0.34	69	0.18	68	0.14	64	0.17	61	0.14	89	0.22	40	0.15
	53	0.20	50	0.14	47	0.12	75	0.13	107	0.16	70	0.18	96	0.17	94	0.20	62	0.13	108	0.15	41	0.16
	84	0.14	81	0.13	78	0.14	90	0.17	109	0.17	99	0.16	97	0.21	95	0.27	92	0.13	110	0.18	73	0.14
	85	0.11	82	0.13	79	0.14	91	0.21			100	0.13	98	0.13			93	0.15			74	0.13
	86	0.14	83	0.13	80	0.14					101	0.13										
T_{Mort} (s)	0.14		0.14		0.13		0.15		0.28		0.16		0.15		0.18		0.14		0.17		0.20	
T_R (s)	0.36		0.17		0.11		0.10		0.16		0.20		0.27		0.16		0.15		0.23		0.15	

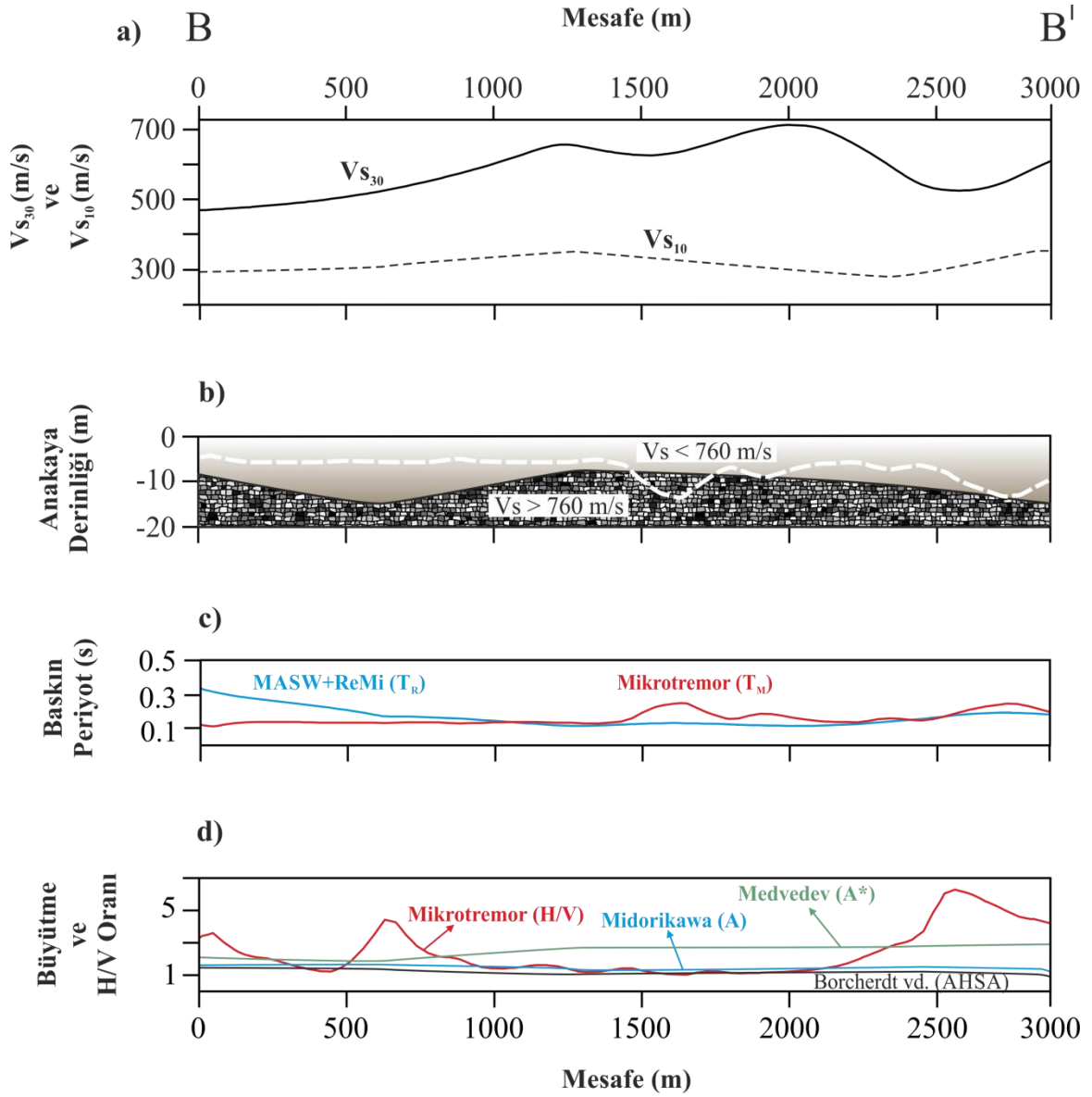
Tablo 5.5. Tek istasyon mikrotremor yöntemi ile elde edilen ortalama H/V oranı (H/V_{Ort}) ile MASW ve ReMi yönteminden elde edilen büyütmelerin (A, A*, AHSA) karşılaştırılması

H/V Oranı	Nok. No	S-1	Nok. No	S-2	Nok. No	S-3	Nok. No	S-4	Nok. No	S-5	Nok. No	S-6	Nok. No	S-7	Nok. No	S-8	Nok. No	S-9	Nok. No	S-10	Nok. No	S-11
	35	1.50	32	1.39	28	1.05	42	1.63	104	1.60	52	2.00	66	1.13	62	3.17	44	2.85	40	7.80	22	1.44
	36	1.72	33	1.91	29	1.00	43	1.28	105	1.69	53	1.70	67	1.76	63	2.93	45	1.00	57	4.01	23	1.48
	52	2.00	49	1.60	46	1.32	59	2.60	106	1.90	69	2.11	68	3.18	64	2.72	61	3.29	89	6.16	40	7.80
	53	1.70	50	1.15	47	4.40	75	1.40	107	2.70	70	2.13	96	1.26	94	1.04	62	3.17	108	8.30	41	3.88
	84	2.10	81	2.20	78	1.55	90	2.24	109	5.23	99	2.35	97	2.20	95	1.70	92	3.80	110	2.00	73	2.20
	85	3.83	82	5.15	79	1.44	91	1.80			100	3.00	98	2.00			93	2.13			74	2.07
	86	3.69	83	1.00	80	1.66					101	2.64										
H/V _{Ort}	2.36		2.06		1.77		1.83		2.62		2.28		1.92		2.31		2.71		5.65		3.15	
A*	2.08		1.95		2.67		1.34		2.79		1.52		1.25		2.30		2.16		2.40		2.70	
A	1.69		1.60		1.37		1.21		1.37		1.79		1.71		1.63		1.50		1.66		1.57	
AHSA	1.49		1.35		1.08		0.85		1.04		1.63		1.52		1.40		1.22		1.44		1.31	

Seçilen AA' ve BB' kesitleri ile V_{s30} değerlerinin, V_{s10} değerlerinin, anakaya derinliklerinin, baskın periyotların (T_M , T_R) ve büyütme (A , A^* , AHSA) ile H/V oranlarının kesit boyunca olan değişimlerinin karşılaştırılması amaçlanarak grafikler hazırlanmıştır. Bu grafikler yardımıyla her bir parametrenin diğerleri ile olan ilişkisi ortaya konulmaya çalışılmıştır (Şekil 5.8 ve Şekil 5.9).



Şekil 5.8. AA' kesiti a) V_{s30} ve V_{s10} değişimi b) V_s 'den (siyah çizgi) ve tek istasyon mikrotremor yönteminden (kesikli beyaz çizgi) elde edilen derinlik modellerinin karşılaştırılması c) Baskın periyotların (T_M ve T_R) karşılaştırılması d) H/V oranı ve zemin büyütmesinin (A , A^* , AHSA) karşılaştırılması



Şekil 5.9. BB' kesiti a) V_{s30} ve V_{s10} değişimi b) V_s 'den (siyah çizgi) ve tek istasyon mikrotremor yönteminden (kesikli beyaz çizgi) elde edilen derinlik modellerinin karşılaştırılması c) Baskın periyotların (T_M ve T_R) karşılaştırılması d) H/V oranı ve zemin büyütmesinin (A, A*, AHSA) karşılaştırılması

6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu tez çalışması ile Arsin ilçesinin batı kısmı üç farklı yüzey dalgası yöntemi kullanılarak araştırılmış ve yeraltı yapısının ortaya konulması amaçlanmıştır. Elde edilen sonuçların, ilçenin mevcut ve ileride şekillenecek olan imar planının geliştirilmesine yardımcı olacağı ve ilçede daha sonra yapılacak olan çalışmalara bilimsel bir kaynak olabileceği düşünülmektedir.

Tez kapsamında uygulanan üç farklı yüzey dalgası yönteminden (MASW, ReMi ve Tek İstasyon Mikrotremor) elde edilen veriler değerlendirilerek yöntemler karşılaştırılmış ve aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

Tek istasyon mikrotremor yöntemi ile elde edilen zemin baskın periyotları (T_M) 0.1-0.37 s arasında değişmektedir. İlçe merkezindeki ortalama baskın periyot 0.17 s ve en büyük baskın periyot ise 0.37 s'dir (Şekil 5.1). Bu değerler Kanai ve Tanaka, (1961)'e göre zemin sınıfının "I" olduğunu ve jeolojik olarak "Kaya, sıkı kumlu çakıllı birimler" 'den meydana geldiğini ifade etmektedir (Tablo 3.1).

Dolgu alanı üzerindeki periyot değerleri incelendiğinde, elde edilen baskın periyotlardan hesaplanan ortalama baskın periyodun 0.22 s, en büyük periyodun ise 0.33 s olduğu görülmektedir. Bu değerler Kanai ve Tanaka (1961)'e göre zemin sınıfının "II" olduğunu ifade etmektedir. Bu sınıfın jeolojik tanımlaması "Kumlu çakıl, kumlu sıkı kil veya milden oluşmuş denizel alüvyon ya da kalınlığı 5 m veya daha kalın çakıllı alüvyon" olarak verilmektedir (Tablo 3.1).

Tek istasyon mikrotremor yönteminden elde edilen H/V oranları incelendiğinde ise bu değerlerin 1-8 arasında değiştiği ve bu değişimlerin T_M ile kısmen uyumlu olduğu görülmektedir. Dolgu alanında alınan ölçümlerden elde edilen H/V oranları, ilçe merkezindeki değerlerden nispeten büyüktür. H/V oranı tam anlamıyla zemin büyütmesini ifade etmediğinden, sadece bir oran olarak fikir vermesi amacıyla sonuçlarda yer almıştır (Şekil 5.2).

Tek istasyon mikrotremor yönteminden Seht ve Wohlenberg (1999) bağıntısı kullanılarak hesaplanan anakaya derinliğinin ortalama 7-8 m olduğu görülmektedir (Şekil 5.8b, 5.9b).

MASW ve ReMi yöntemlerinden elde edilen kesme dalgası hızları (V_s), önceki bölümlerde açıklanan sebepler nedeniyle, bu iki yöntemden elde edilen dispersiyon eğrileri birleştirilerek yapılan ters çözüm ile elde edilmiştir. Elde edilen kesme dalgası hızları 162-2263 m/s arasında değişmektedir. Bu hız ve derinlik bilgileri kullanılarak oluşturulan 1B'lu hız modellerinden (Şekil 5.3) yararlanılarak her bir profile ait anakaya derinliği belirlenmiştir. Tüm profillerden elde edilen derinlik bilgilerine bakıldığında anakaya derinliği çalışma alanı genelinde ortalama 10-15 m'dir (Şekil 5.8b, 5.9b). Ayrıca 1B'lu hız modellerinin, çalışma alanında daha önce yapılan sondaj logları ile uyumlu oldukları görülmektedir.

Kesme dalgası hızları kullanılarak hesaplanan V_{s30} değerleri 428-817 m/s arasında değişmektedir. Bu değerler kullanılarak, V_{s30} kontur haritası oluşturulmuş (Şekil 5.4) ve iki ayrı zemin sınıflaması yapılmıştır (Tablo 5.1). Sınıflama sonucunda çalışma alanının zemin sınıfı genel olarak C (NEHRP) ve B (Eurocode 8) sınıfı olarak belirlenmiştir. NEHRP hükümlerine göre C sınıfı jeolojik olarak "Çok sıkı/Sert Zemin ya da Yumuşak Kayadan oluşan zemin" olarak ifade edilirken; Eurocode 8 hükümlerine göre B sınıfının jeolojik karşılığı "Çok sıkı kum, Çakıl ya da Çok sert killerden oluşan zemin" olarak ifade edilmektedir. Yapılacak olan yapıların temel derinlikleri açısından detaylı bir bilgi olması sebebiyle hesaplanan V_{s10} değerleri incelendiğinde ilk 10 m ye ait ortalama hızların 236-525 m/s arasında değiştiği görülmektedir.

MASW ve ReMi yöntemleri kullanılarak belirlenen zemin baskın periyotları (T_R), 0.1-0.36 s arasında değişmekte ve T_M değerleriyle (0.1-0.37 s) uyum göstermektedir. Oluşturulan T_R kontur haritası incelendiğinde baskın periyot değerlerinin ortalama 0.1-0.2 s olduğu, çalışma alanının doğusunda ve batısında bu değerlerin artarak 0.36 s'ye kadar yükseldiği görülmektedir (Şekil 5.6). T_R , T_M değerlerine bakıldığında, 0.1 s'lik periyodun 1 kata karşılık geldiği kabulüne dayanılarak, 1-4 katlı yapılarda girişim (rezonans) oluşma riskinin olduğu görülmüştür. Bu riskin ortadan kaldırılması için; yapılacak yapıların tasarımı sırasında, bu yapılara ait baskın periyotların elde edilen zemin baskın periyotlarına yakın ya da eşit olmayacak şekilde tasarlanması gerekmektedir.

T_R değerlerinden faydalanılarak hesaplanan T_A ve T_B değerleri kullanılarak çalışma alanı Türk Deprem Yönetmeliği'ne göre sınıflanmış ve baskın olarak Z1 zemin türüne sahip olduğu görülmüştür (Tablo 5.2).

V_{s30} değerleri kullanılarak üç farklı yöntemle hesaplanan büyütme değerlerine (A , A^* , A_{HSA}) bakıldığında; Midorikawa, (1987)'ye göre ortalama büyütme değeri 1.56,

Borcherdt vd., (1991)'e göre ortalama büyütme değeri 1.30 ve Medvedev (1965)'e göre 2.10 olarak elde edilmiştir (Tablo 5.3). Büyütme değerlerinin H/V oranlarından daha küçük olduğu görülmektedir.

Çalışma alanında her bir profilin yakınındaki 5-7 adet mikrotremor noktasının H/V oranı ve baskın periyot değerlerinin ortalaması alınarak (T_{MOrt} , H/V_{Ort}) bu profillere atanmış (Şekil 5.7) ve karşılaştırma yapılmıştır. Bu karşılaştırmalar, T_{MOrt} ve T_R değerlerinin uyumlu olduğunu göstermektedir (Tablo 5.4). Bu nedenle zemin baskın periyodu elde edilirken, her iki yöntemin de verimli sonuç verdiği söylenebilir. Büyütme değerleri ile H/V oranları karşılaştırıldığında ise büyütme değerlerinin elde edilen baskın periyotlarla (T_M , T_R) olan uyumu bize H/V oranından daha doğru sonuç verdiğini gösterir (Tablo 5.5). Bu nedenle zemin büyütmesi hesaplanırken, tek istasyon mikrotremor yöntemi yerine çok istasyon kullanılan yüzey dalgası yöntemlerinin tercih edilmesi daha doğru olacaktır.

AA' ve BB' kesitlerinin alınması ile V_{S30} değerlerinin, V_{S10} değerlerinin, anakaya derinliklerinin, baskın periyotların (T_M , T_R) ve büyütme (A, A*, AHSA) ile H/V oranlarının kesit boyunca olan değişimlerinin incelenmesi amaçlanmıştır (Şekil 5.8, 5.9). Bu kesitlerden aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

Şekil 5.8a ve 5.9a'ya bakıldığında çalışma alanının doğusuna gidildikçe V_{S30} değerlerinin arttığı ve kesit sonunda bu artışın azalarak başlangıç hızına yaklaştığı görülmektedir. V_{S10} değerleri ise AA' kesitinde V_{S30} değerleriyle tam uyumlu iken BB' kesitinde kısmen uyumludur.

Şekil 5.8b ve 5.9b'ye bakıldığında; tek istasyon mikrotremor yöntemiyle (ampirik bağıntı kullanılarak) elde edilenden anakaya derinliğinin, 1B'lu V_S modellerinden elde edilen gerçek değerlere yaklaşmadığı görülmektedir. Bu nedenle, gerçek derinlik bilgisinin, mümkün olduğu durumlarda mutlaka V_S 'den elde edilmesi gerektiği söylenebilir.

Şekil 5.8c ve 5.9c incelendiğinde; T_R ve T_M eğrilerinde tam bir çakışma görülmesi de, baskın periyot değerlerinin değişim aralıklarına bakıldığında (T_R : 0.1-0.37 s, T_M : 0.1-0.36 s) bu değerlerin aslında tam bir uyum gösterdikleri anlaşılmaktadır.

Son olarak, Şekil 5.8d ve 5.9d'de görülen H/V oranı ile üç farklı büyütme (A, A*, AHSA) arasındaki ilişki incelendiğinde; A, A* ve AHSA'nın uyumlu olduğu ancak H/V oranının bu değerlerden birçok noktada saptığı görülmektedir.

7. KAYNAKLAR

- Adıgüzel Mühendislik, 2012. Trabzon ili, Arsin ilçesi, Fatih Mahallesi G43B04D3D Pafta, 215 Ada, 2 Nolu Parselde Yapılması Planlanan “Arsin Merkez İlköğretim Okulu Binası” Sondajlı Jeolojik Zemin Etüt Raporu, 5094, Trabzon.
- 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.
- Arai, H. ve Tokimatsu, K., 2004. S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum, Bulletin of the Seismological Society of America, 94, 1, 53-63.
- Asten, M. W., Stephenson, W. R. ve Davenport, P., 2005. Shear-wave velocity profile for Holocene sediments measured from microtremor array studies, SCPT, and seismic refraction, Journal of Engineering and Environmental Geophysics, 10, 235-242.
- Aytun, A., 2001. Olası deprem hasarını en aza indirmek amacıyla yapıların “doğal” salınım periyodlarının yerin baskın periyodundan uzak kılınması, Uşak İli ve Dolayı (Frigya) Depremleri Jeofizik Toplantısı, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Ankara.
- Bard, P. Y., 1998. Microtremor Measurements: A Tool For Site Effect Estimation?, Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion – ESG98, Japan.
- Başokur, A. T., 2002. Doğrusal ve Doğrusal Olmayan Problemlerin Ters-Çözümü, Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları, 4, 166.
- Başokur, A. T., 2005. Yapı-yeri incelemelerinde makaslama dalgası hız kesitinin ReMi yöntemi ile saptanması, Deprem Sempozyumu Mart, Kocaeli, Bildiriler kitabı, 1-9.
- Başokur, A. T., 2007. Spektral Analiz ve Sayısal Süzgeçler, 8, 486, TMMOB Eğitim Yayınları, Ankara.
- Bath, M., 1973. Introduction to seismology, 395, Birkhäuser Verlag, Basel and Stuttgart.
- 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.
- Bergstrom, J., 1999. Non-destructive testing of ground strength using the SASW- method, The symposium on the application of geophysics to engineering and enviromental problems (SAGEEP), March, Oakland, CA, Conference proceedings, 57-65.

- Borcherdt, R. D., 1970. Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, Bulletin of the Seismological Society of America, 60, 29-61.
- 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.
- Canitez, N., 1997. Jeofizikte modelleme, İstanbul Teknik Üniversitesi Yayınları, İstanbul.
- Chouet, B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini, M. ve Scarpa, R., 1998. Shallow Velocity Structure of Stromboli Volcano, Italy, Derived from Small-Aperture Array Measurements of Strombolian Tremor, Bulletin of the Seismological Society of America, 88, 3, 653-666.
- Çaylak, Ç., 2009. Çok kanallı yüzey dalgası verisinin ters-çözüm teknikleri ile çok sığ yapıların araştırılması, Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.
- Çetinel, T., 2003. İzmit ve Civarının Zemin Özelliklerinin Mikrotremor Ölçümleriyle Belirlenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Kocaeli.
- Delgado, J., Casado, L. C., Estevez, A., Giner, J., Cuenca, A. ve Molina, S., 2000. Mapping Soft Soils in the Segura River Valley (SE Spain): A Case Study of Microtremors As An Exploration Tool, Journal of Applied Geophysics, 45, 19-42.
- Dikmen, Ü., 2005. Mikrotremor Yöntemi, Mühendislik Jeofiziği ve Uygulamaları Kurs Notları-1, Bölüm 10, 313-345, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası.
- Dikmen, Ü., 2006. Mikrotremor Yöntemi, Veri Toplama, Veri İşlem ve Yorum, Kısa Kurs Notları, Cumhuriyet Üniversitesi, Sivas.
- Dikmen, Ü., Arısoy, M. Ö., ve Akkaya, İ., 2010. Offset and Linear Spread Geometry in the MASW Method, Journal of Geophysics and Engineering, 7, 211-222.
- 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.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Yi, K., Tuysuz, N., Korkmaz, S., Akaryalı, E., Dudas, F. O. ve Bektaş, O., 2014. The Eastern Black Sea-Type Volcanogenic Massive Sulfide

Deposits: Geochemistry, zircon U-Pb geochronology and an overview of the geodynamics of ore genesis, Ore Geology Reviews, 59, 29-54.

Fah, D., Kind, F. ve Giardini, D., 2001. A Theoretical Investigation of Average H/V Ratios, Geophys. J. Int., 145, 535-549.

Fernandez, M. G. Ve Jimenez, M. J., 2012. Site Characterization in the Vega Baja, SE Spain, Using Ambient-Noise H/V Analysis, Bulletin of Earthquake Engineering, 10, 1163-1191.

Güralp Systems, 2014. CMG-6TD Operator's Guide, Güralp Systems Limited 3 Midas House Calleva Park Aldermaston, Reading Berks, RG7 8EA England.

Güven, İ. H., 1993. Doğu Pontidlerin 1/25 000 ölçekli jeolojisi ve komplikasyonu, MTA, Ankara (Yayımlanmamış).

Horike, M., 1985. Inversion of phase velocity of long period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas, Journal of Physics of the Earth, 33, 59-96.

Iruka, K. ve Kawanaka, T., 1980. Characteristic of Microtremors on Ground Discontinues Underground Structure, Bulletin of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 30, 81-96.

ISSMFE, 1993. Manual for zonation on seismic geotechnical hazards, published by Japanese Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering.

Jones, R. B., 1958. In-situ Measurement of the Dynamic Properties of Soil by Vibration Methods, Geotechnique, 8, 1-21.

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., Tanaka T. ve Yoshizawa, S., 1965. On Microtremors 8. Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 39, 97-114.

Kanai, K., 1983. Engineering Seismology, 251, University of Tokyo, Japonya.

Kanlı, A. I., Tildy, P., Pronay, Z., Pınar, A. ve Hermann, L., 2006. Vs₃₀ mapping and soil classification for seismic site effect evaluation in Dinar region, SW Turkey, Geophysical Journal International, 165, 223-235.

Karabulut, S., 2005. Büyükçekmece ilçesinde mikrotremor verileriyle mikrobölgeleme çalışmaları, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

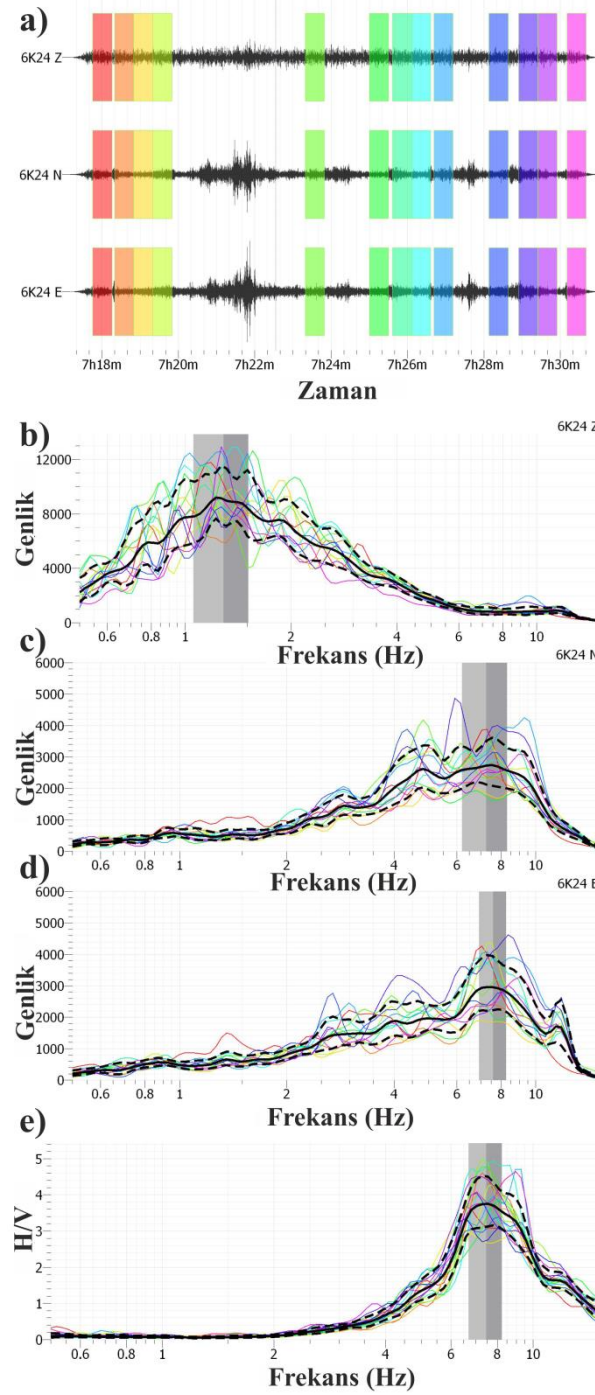
- Karabulut, S., 2012. İstanbul kenti için yer tepkisi ve 3 boyutlu (3-B) kayma dalga hız (Vs) yapısının belirlenmesi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Karlı, H., 2002. Jeofizikte Veri İşlem Ders Notları, sayfa:98, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon.
- Katz, L. J., 1976. Microtremor analysis of local geological conditions, Bulletin of the Seismological Society Of America, 66, 45-61.
- Katz, L. J. ve Bellon, R. S., 1978. Microtremor Site Analysis Study at Beatty, Nevada, Bulletin of the Sesimological Society of America, 68, 757-765.
- Kazmin, V. G., Sbornshikov, 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.
- Keçeli, A., 1996. Mühendislik Jeofiziğinde Zemin Hakim Periyodu ve Zemin Emniyet Gerilmesi, Konferans Notları (yayımlanmamış).
- Keçeli, A., 2010. Sismik Yöntem ile Zemin Taşıma Kapasitesi ve Oturmasının Saptanması, Jeofizik Bülteni, 63, 65-76.
- Keskin, S., Pedoja, K. ve Bektaş, O., 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, 6, 63-73.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, MTA Dergisi, 66, 20-43.
- Kobayashi, H. K., Seo, K. ve Midorikawa, S., 1986. Estimated Strong Ground Motions in the Mexico City Due to the Michoacan, Mexico Earthquake of September 19, 1985 Based on Characteristics of Microtremor. Part II, Report on Seismic Microzonning Studies of the Mexico Earthquake of the September 19, 1985, The Graduate School of Nagatsuta, Tokyo Institute of Technology, Yokohama, Japan.
- 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.
- Kurt Mühendislik, 2008. Arsin (Trabzon) Dolgu Sahası Jeolojik-Jeoteknik Etüt Raporu, 2774, Trabzon.
- 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.
- Lermo, J., Rodriguez, M. ve Singh, S. K., 1989. Estudio del Periodo Dominante del Suelo en la Zona Urbana de Ciudad Guzman, Jal., in Memories del VIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, SMIS, I, Acapulco, Guttero, A87-A96, Spain.

- Lermo, J. ve Chavez-Garcia F. J., 1994. Are microtremor useful site response Evolution?, Bulletin of The Seismological Society Of America, 84, 1350-1364.
- Levenberg, K., 1944. A method for the solution of certain non-linear problems in least squares, Quarterly of Applied Mathematics, 2, 164–168.
- Lines, I. R. ve Treitel, S., 1984. Tutorial, A Review of Least Squares Inversion and Its Application to Geophysical Problems, Geophysical Prospecting, 32, 159-186.
- Liu, H. P., Boore, D. M., Joyner, W. B., Oppenheimer, D. H., Warrick, R. E., Zhang, W., Hamilton, J. C. ve Brown, L. T., 2000. Comparison of phase velocities from array measurements of Rayleigh waves associated with microtremors and results calculated from borehole shear-wave velocity profiles, Bulletin of The Seismological Society Of America, 90, 666–678.
- Louie, J. N., 2001. Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, Bulletin of the Seismological Society of America, 91, 2, 347-364.
- Marquardt, D., 1963. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters, SIAM Journal, 11, 431–441.
- Malagnini L., Herrmann R. B., Biella G., ve de Franco. R., 1995. Rayleigh waves in quaternary alluvium from explosive sources: determination of shear-wave velocity and Q structure, Bulletin of the Seismological Society of America, 85, 900-922.
- Matsushima, T. ve Okada, H., 1990. Determination of Deep Geological Structures UnderUrban Areas Using Long Period Microtremors, Butsuri-Tansa, 43, 1, 21-33.
- Medvedev, S. S., 1965. Engineering Seismology, Translated from Russian, Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem.
- Midorikawa, S., 1987. Prediction of Iseismic Map in the Kanto Plain due to Hypothetical Earthquake, Journal of Structural Engineering, 33B, 43-38 (in Japanese with English abstract).
- Milana, G., Barba, S., Del Pezzo, E. ve Zambonelli, E., 1996. Site Response from Ambient Noise Measurements: New Perspectives from An Array Study in Central Italy, Bulletin of the Seismological Society of America, 86, 2, 320-328.
- Morales, J., Vidal, F., Pena, A., Alguacil, G. ve Ibanez, J. M., 1991. Microtremor Study in the Sediment-Filled Basin of Zafarraya, Granada (Southern Spain), Bulletin of the Seismological Society of America, 81, 687-693.
- Mucciarelli, M., 1998. Reliability and Applicability of Nakamura's Technique Using Microtremors: An Experimental Approach, Journal of Earthquake Engineering, 2, 4, 625-638.

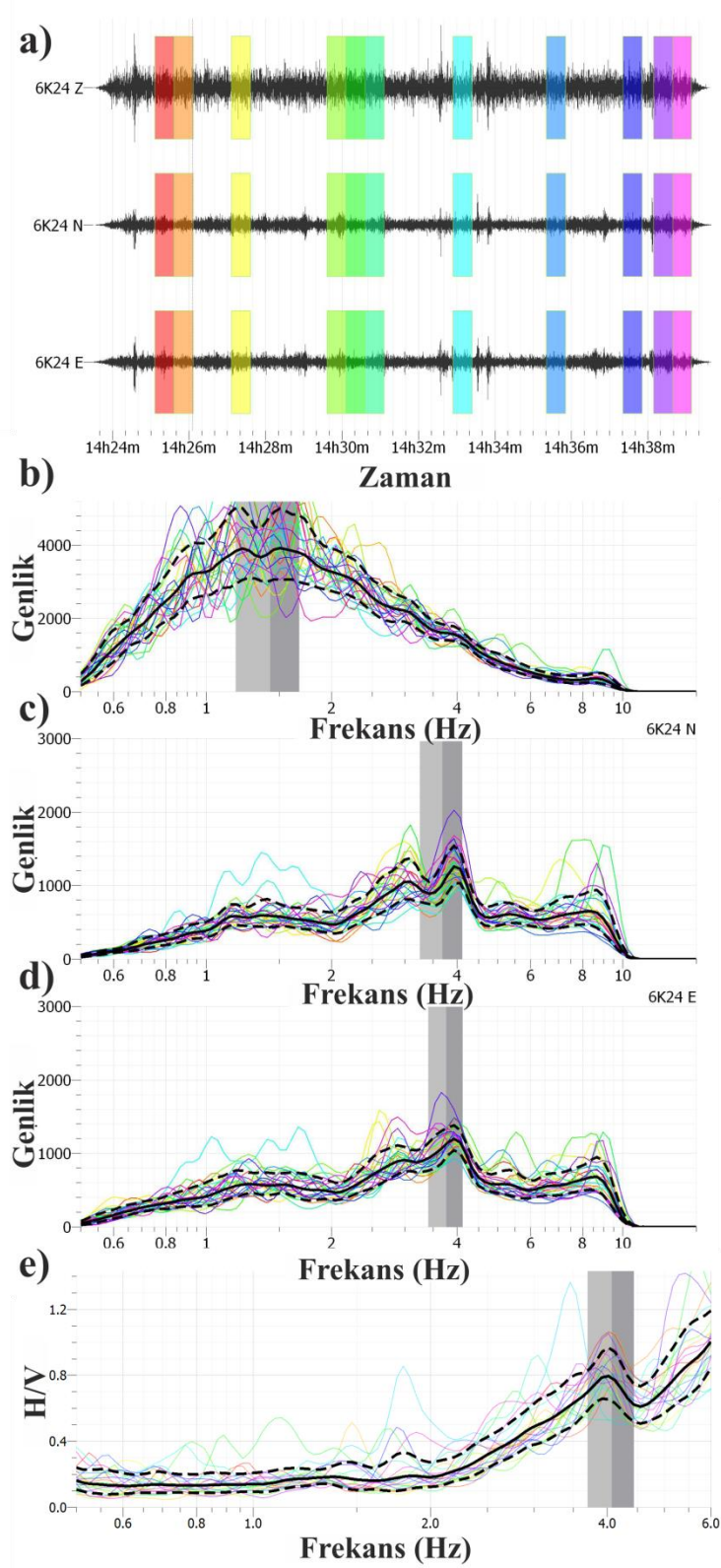
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of sub-surface using microtremor on the ground surface, Quarterly Report of Railway Technical Research Institute, 30, 1, 25-33.
- Nazarian, S., 1984. In situ determination of elastic moduli of soil deposits and pavement systems by spectral analysis of surface waves method, Ph. D. Dissertation, The University of Texas at Austin, 453.
- 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.
- Ohta, Y., Kagami, H., Goto, N. ve Kudo, K., 1978. Observation of 1-to-5 Second Microtremors and Their Application to Earthquake Engineering, Part I: Comparison with Long Period Accelerations at the Tokachi-Oki Earthquake of 1968, Bull. Seism. Soc. Am., 68, 767-779.
- Okada, H., 2003. The Microtremor Survey Method (Geophysical Monograph Series no. 12), 135, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Omori, F., 1908. On Microtremors, Bulletin of the Earthquake Investigation Committee, 2-1, 1-6.
- Özalaybey, S., Zor, E., Ergintav, S., ve Tapırdamaz, M. C., 2011. Investigation of 3-D basin structure in the İzmit Bay Area (Turkey) by Single-Station Microtremor and Gravimetric Methods, Geophysical Journal International, 186, 2, 883-894.
- Pamuk, E., 2014. İzmir (Buca) Bölgesinde Yüzey Dalgası Yöntemleriyle Elde Edilen Kayma Dalgası Hızlarının (V_s) Analizi ve Mikrotremor Uygulamaları, Yüksek Lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.
- Park, C. B., Miller, R. D. ve Xia, J., 1997. Multi-channel analysis of surface waves (MASW), Kansas Geological Survey Open-file Reports, 97-10.
- Park, C. B., Miller, R. D., ve Xia, J., 1998. Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record, The Society of Exploration Geophysicists, Expanded Abstracts, 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.

- Richter, C. F., 1958. Elementary Seismology, 578, W. H. Freeman and Co., San Francisco, California.
- Rodriguez, M., Chavez-Garcia, F. J. ve Stephanson, W. R., 2000. 132WCEE, 1441.
- Sakaji, K., 1998. Temporal variation of the power spectra of microtremors observed at soil and rock sites, Graduation thesis, Hokkaido University (in Japanese).
- Seht, I. V. ve Wohlenberg, J., 1999. Microtremors Measurements Used to Map Thickness of Soft Sediments, Bulletin of the Seismological Society of America, 89, 250-259.
- SESAME European Project, 2005. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation.
- Singh, A. P., Annam, N. ve Kumar, S., 2014. Assessment of predominant frequencies using ambient vibration in the Kachchh region of western India: Implications for Earthquake Hazards, Natural Hazards, DOI 10.1007/s11069-014-1135-2.
- Udwadia, F. E. ve Trifunac M. D., 1973. Comparison of earthquake and microtremor ground motions in El Centro, California. Bulletin of The Seismological Society Of America, 63-4, 1227-1253.
- URL-1, <http://www.deprem.gov.tr/sarbis/Doc/Yonetmelik/DBYBHY-2007.pdf> Türk Deprem Yönetmeliği. 10 Şubat 2014.
- Xia, J., Miller, R. D. ve Park, C. B., 2000. Advantages of calculating shear-wave velocity from surface waves with higher modes, The Society of Exploration Geophysicists, Expanded Abstracts, 1295–1298.
- Yer Altı Araştırma Merkezi, 2012. Trabzon ili, Arsin ilçesi, Güzelyalı Mahallesi, 147 Ada, 3 Nolu Parselde Yapılması Planlanan “100 Yataklı Akıl ve Ruh Sağlığı Hastalıkları Hastanesi” ile “50 Yataklı Yüksek Güvenlikli Adli Psikiyatri Hastanesi” Binası Zemin Etüt Raporu, 3146, Trabzon.

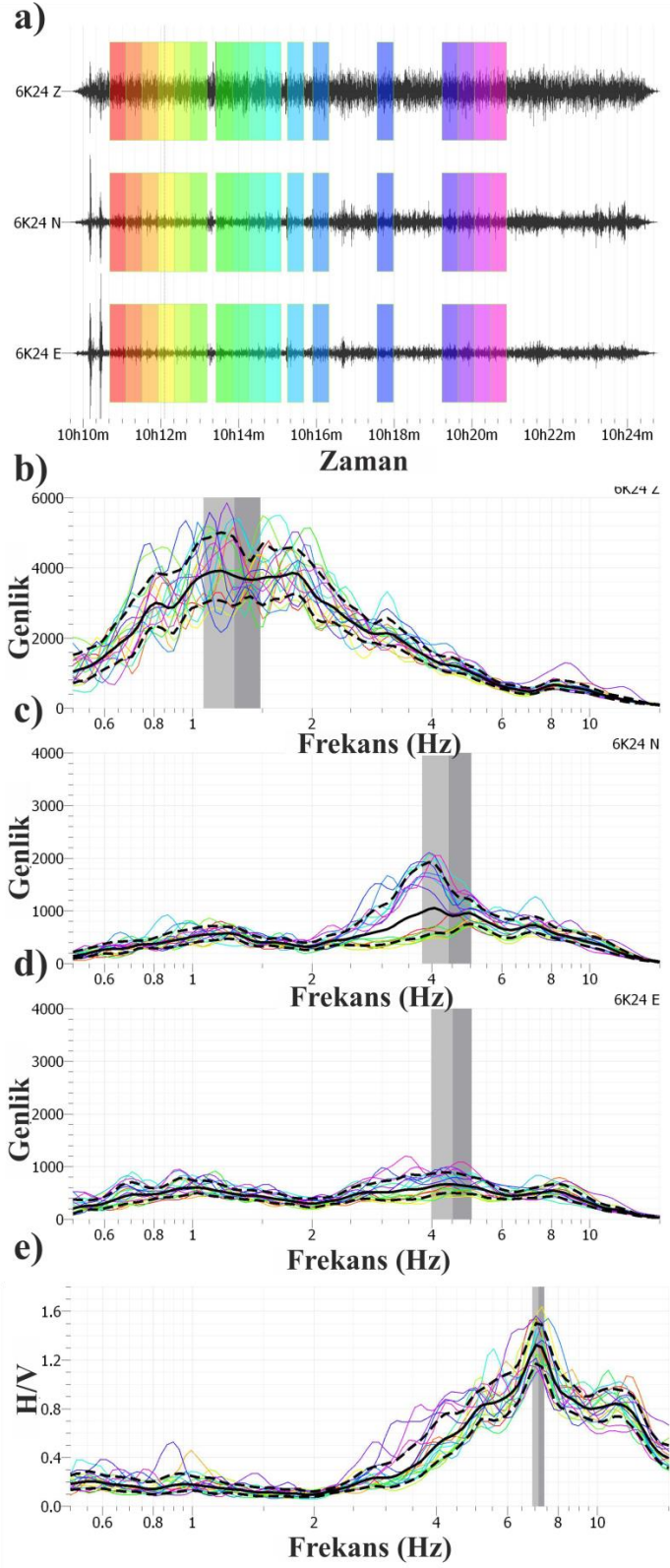
8. EKLER



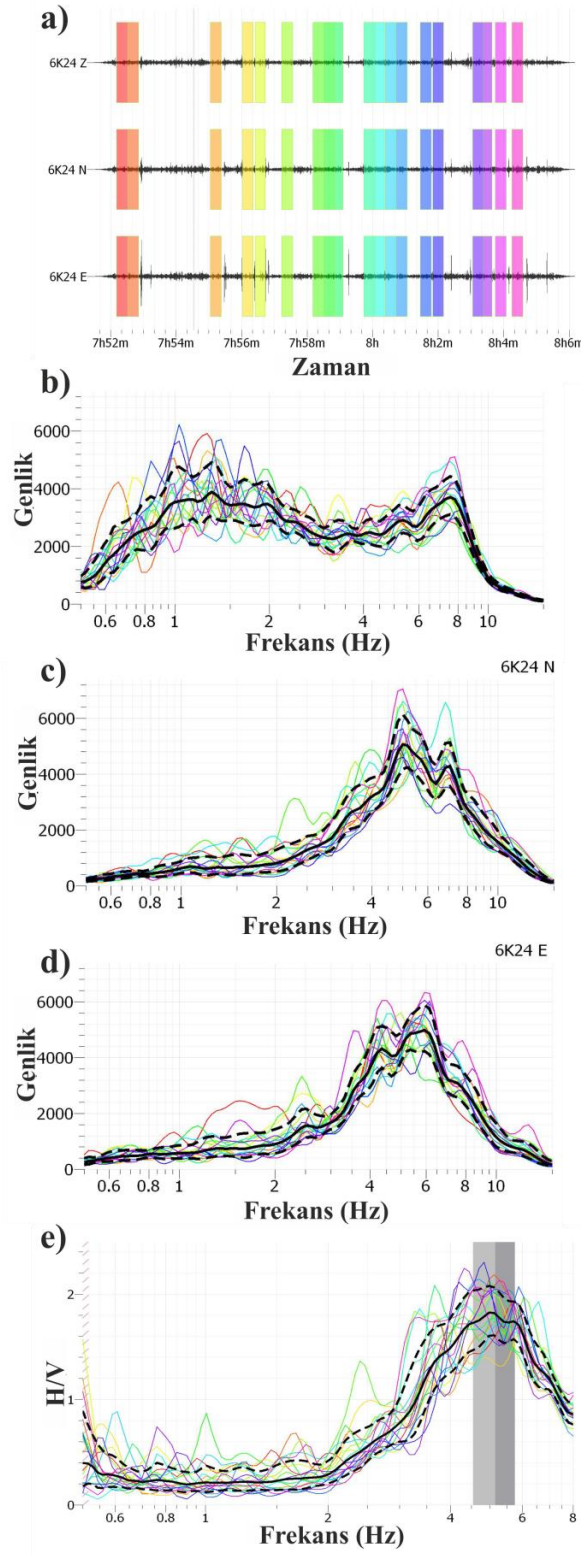
Ek Şekil 1. S-1 profilinden seçilen 86 numaralı noktanın a) seçilen pencereleri, b) düşey bileşeni c) kuzey-güney bileşeni d) doğu-batı bileşeni genlik spektrumları ve e) Nakamura yöntemi ile elde edilen baskın frekans ve H/V oranı



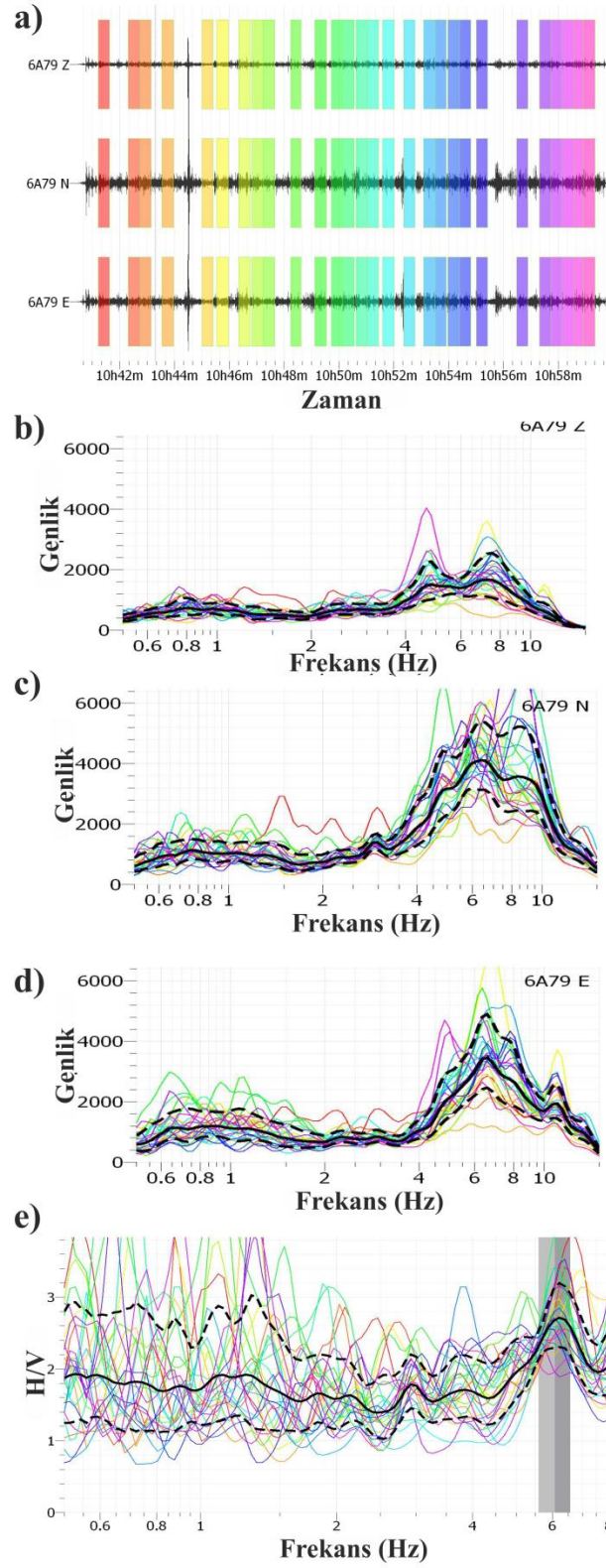
Ek Şekil 2. S-2 profilinden seçilen 33 numaralı noktanın a) seçilen pencereleri, b) düşey bileşeni c) kuzey-güney bileşeni d) doğu-batı bileşeni genlik spektrumları ve e) Nakamura yöntemi ile elde edilen baskın frekans ve H/V oranı



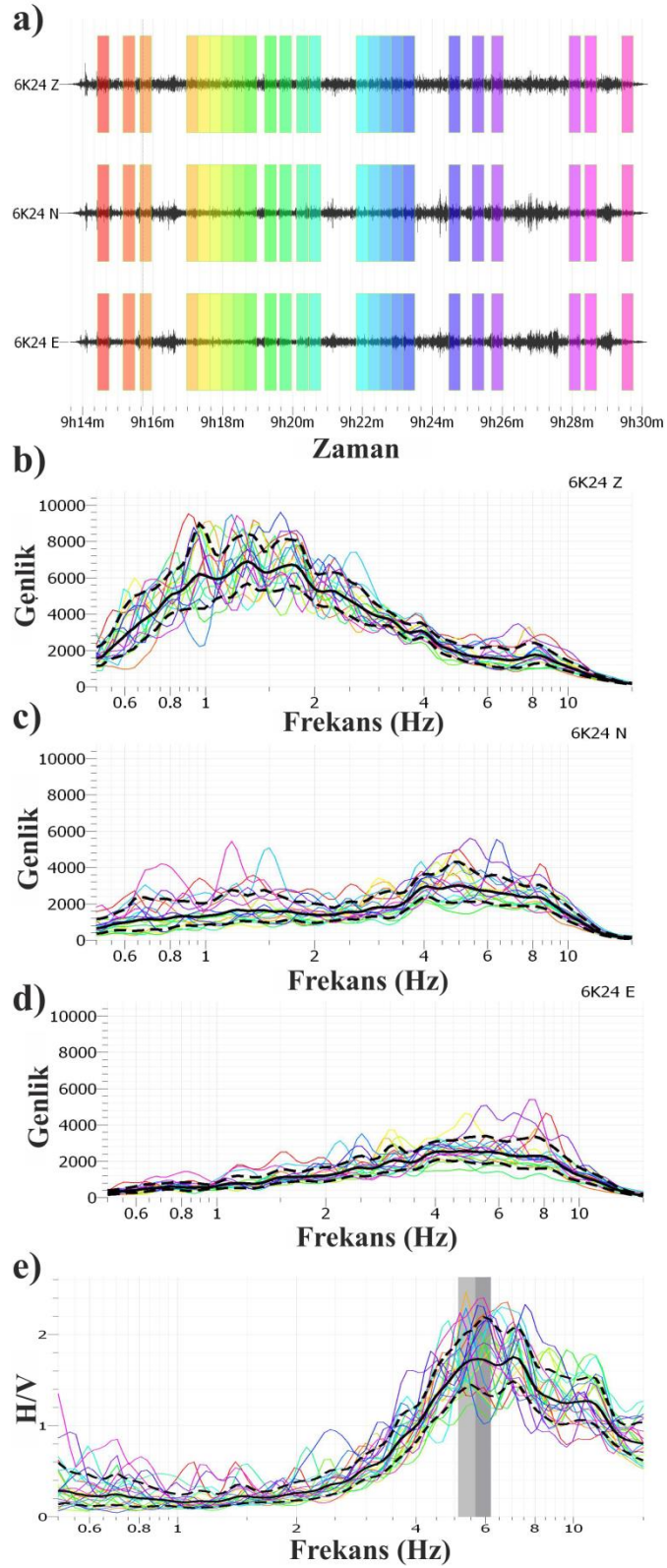
Ek Şekil 3. S-3 profilinden seçilen 46 numaralı noktanın a) seçilen pencereleri, b) düşey bileşeni c) kuzey-güney bileşeni d) doğu-batı bileşeni genlik spektrumları ve e) Nakamura yöntemi ile elde edilen baskın frekans ve H/V oranı



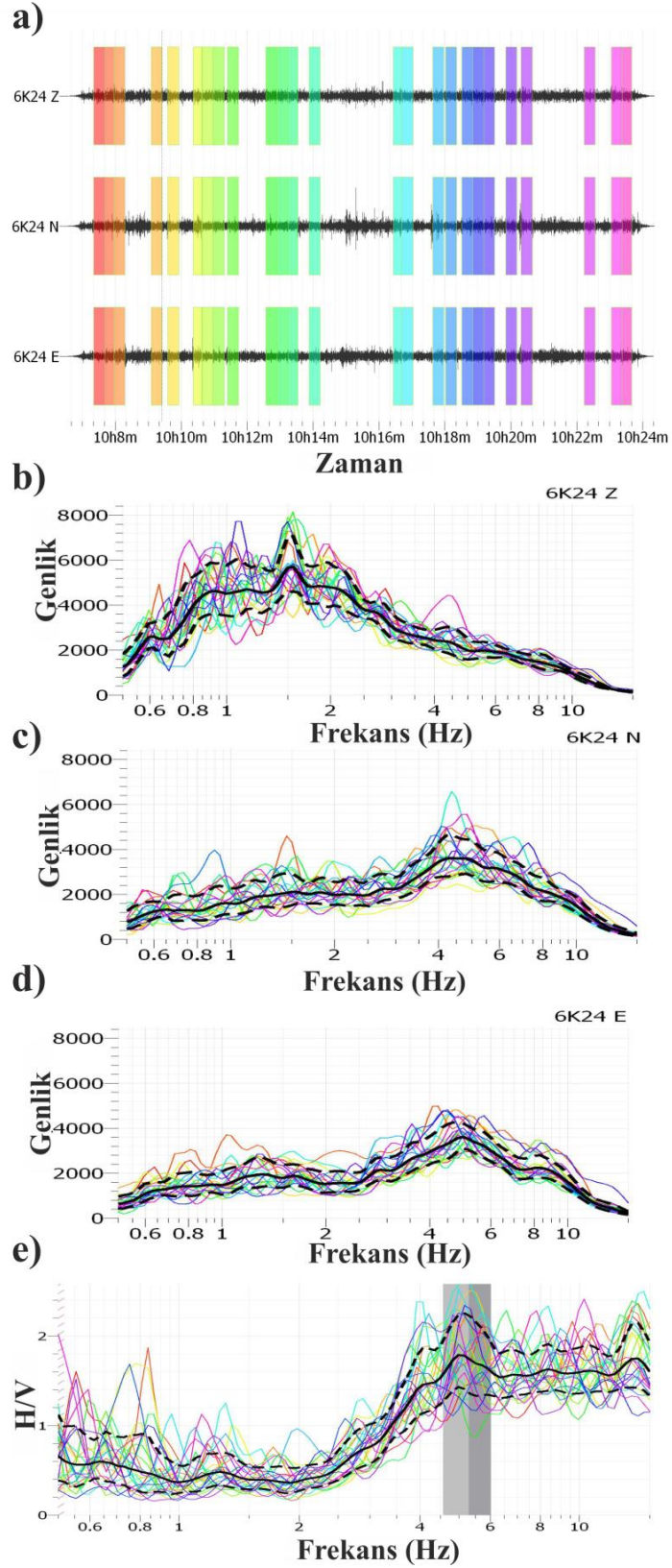
Ek Şekil 4. S-4 profilinden seçilen 91 numaralı noktanın a) seçilen pencereleri, b) düşey bileşeni c) kuzey-güney bileşeni d) doğu-batı bileşeni genlik spektrumları ve e) Nakamura yöntemi ile elde edilen baskın frekans ve H/V oranı



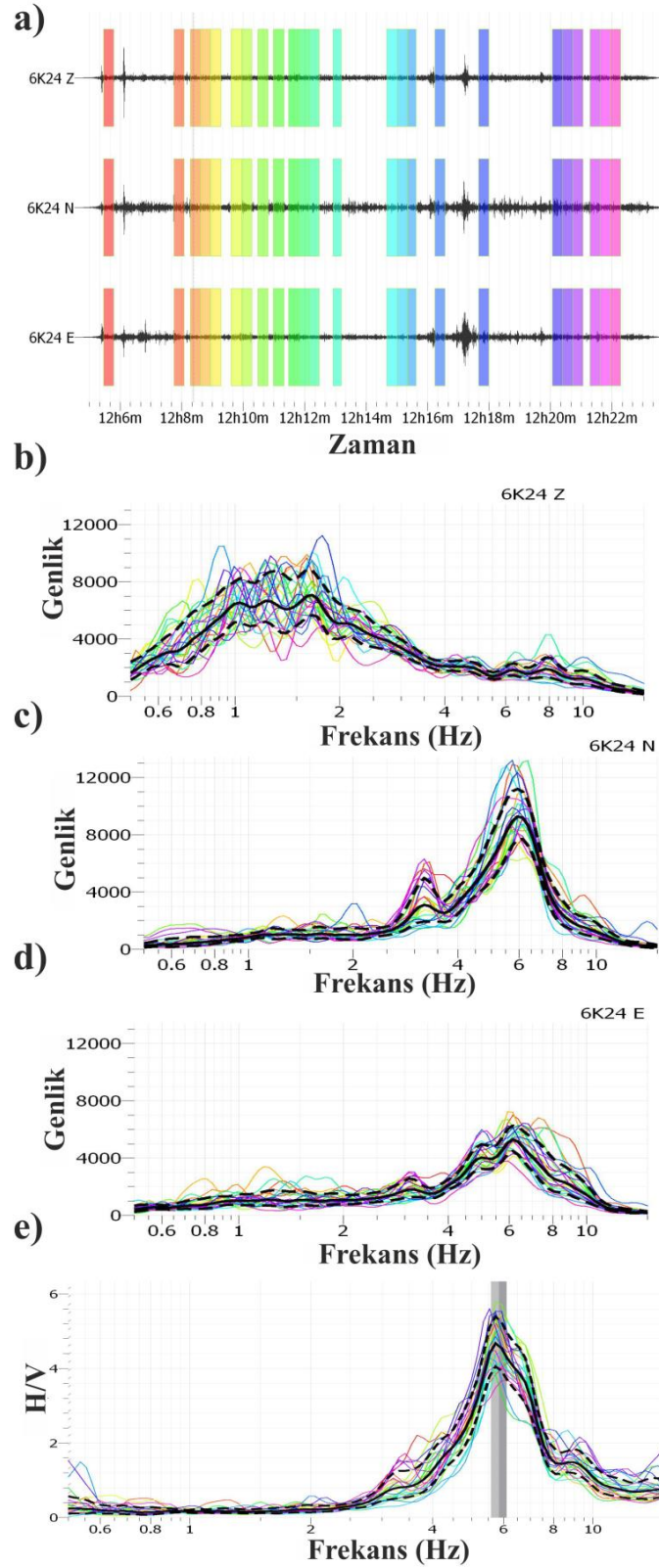
Ek Şekil 5. S-5 profilinden seçilen 107 numaralı noktanın a) seçilen pencereleri, b) düşey bileşeni c) kuzey-güney bileşeni d) doğu-batı bileşeni genlik spektrumları ve e) Nakamura yöntemi ile elde edilen baskın frekans ve H/V oranı



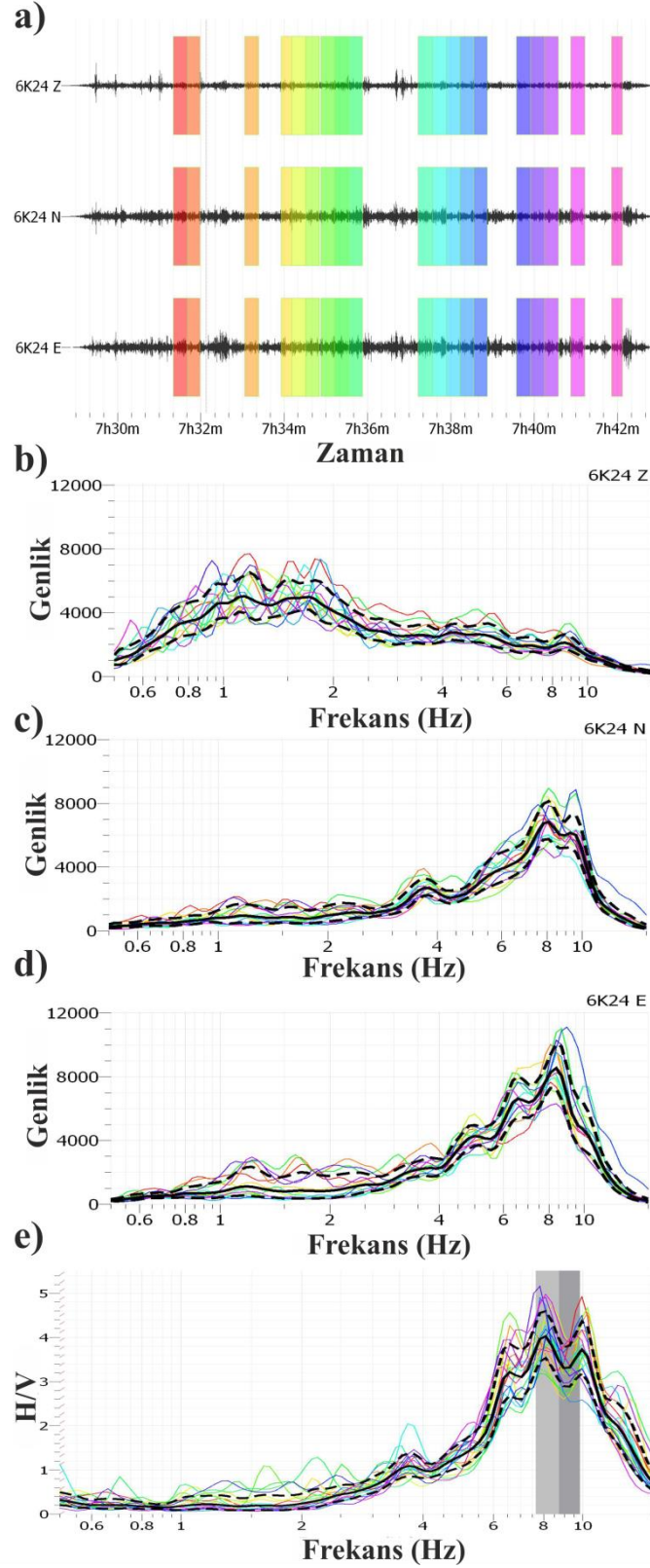
Ek Şekil 6. S-6 profilinden seçilen 53 numaralı noktanın a) seçilen pencereleri, b) düşey bileşeni c) kuzey-güney bileşeni d) doğu-batı bileşeni genlik spektrumları ve e) Nakamura yöntemi ile elde edilen baskın frekans ve H/V oranı



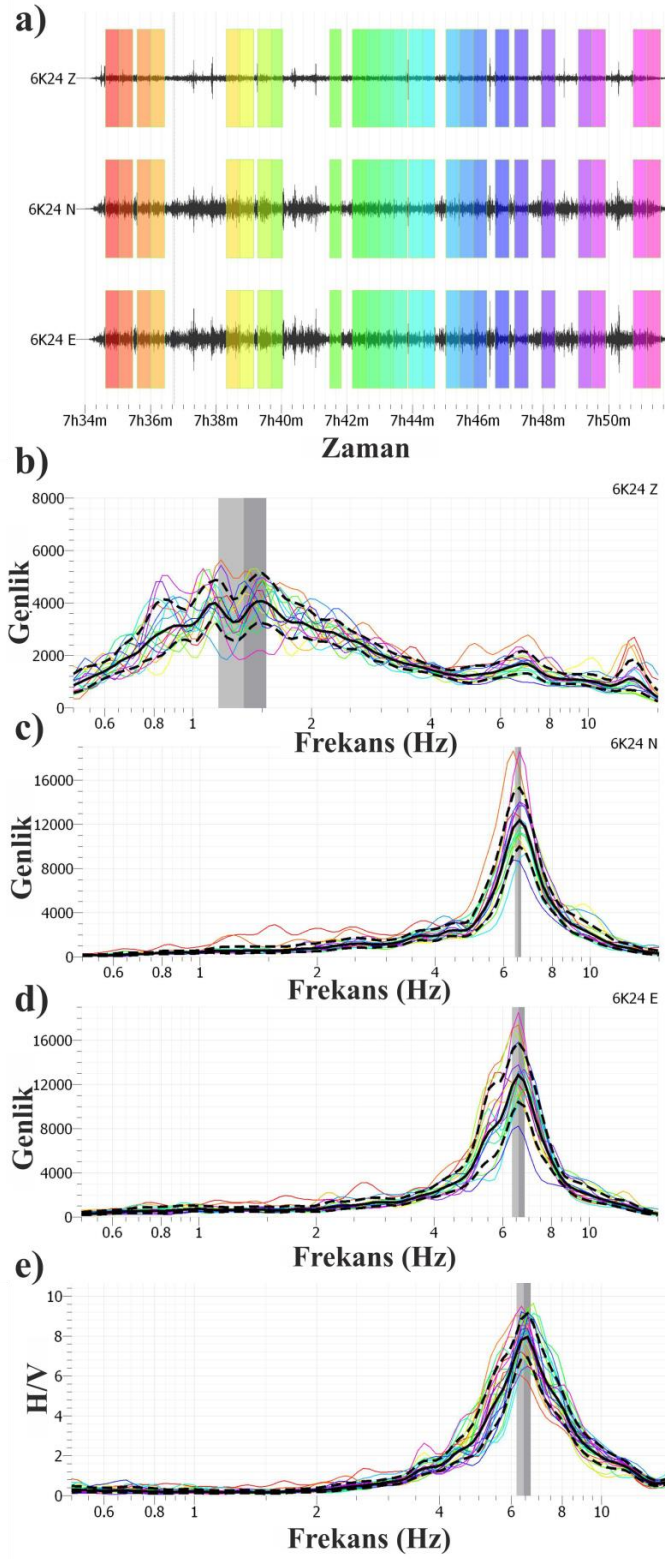
Ek Şekil 7. S-7 profilinden seçilen 68 numaralı noktanın a) seçilen pencereleri, b) düşey bileşeni c) kuzey-güney bileşeni d) doğu-batı bileşeni genlik spektrumları ve e) Nakamura yöntemi ile elde edilen baskın frekans ve H/V oranı



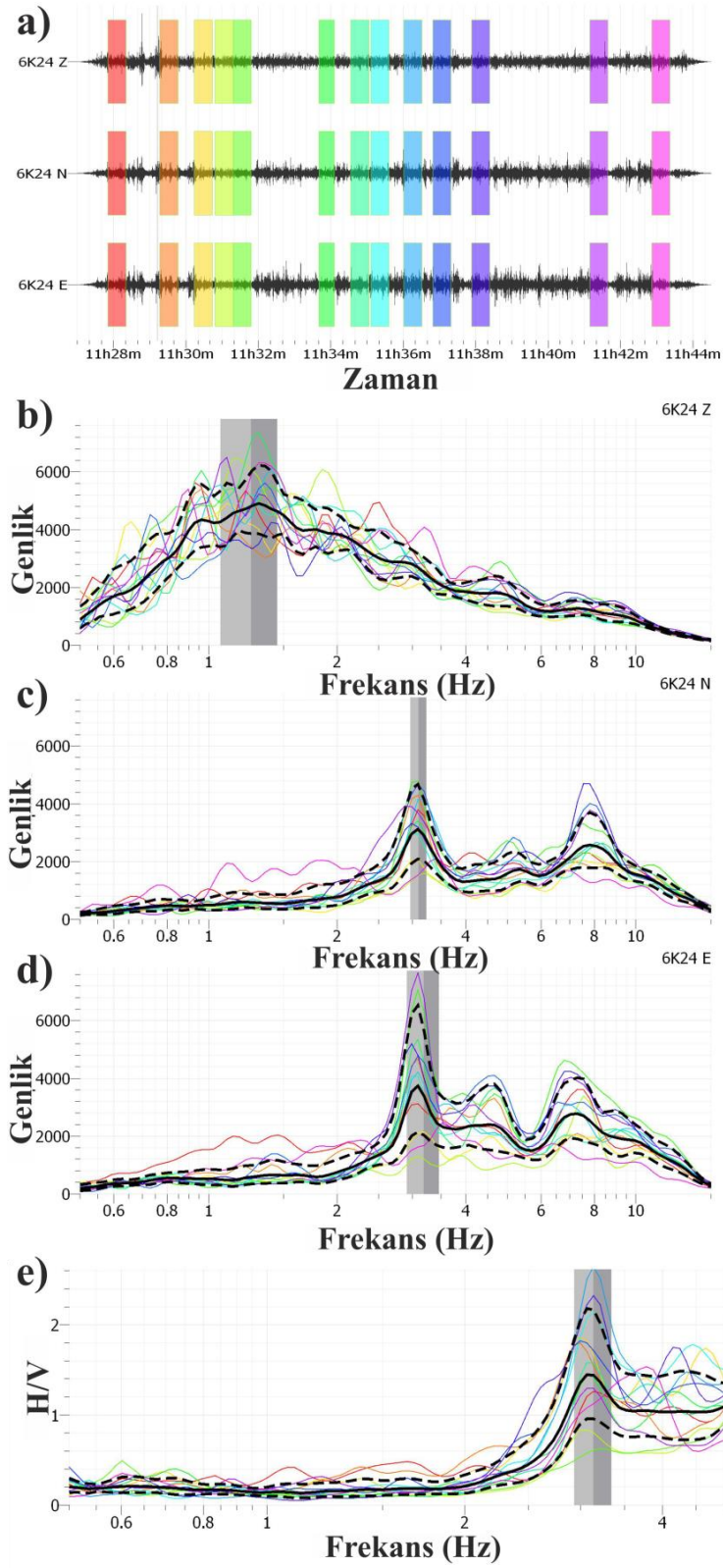
Ek Şekil 8. S-8 profilinden seçilen 63 numaralı noktanın a) seçilen pencereleri, b) düşey bileşeni c) kuzey-güney bileşeni d) doğu-batı bileşeni genlik spektrumları ve e) Nakamura yöntemi ile elde edilen baskın frekans ve H/V oranı



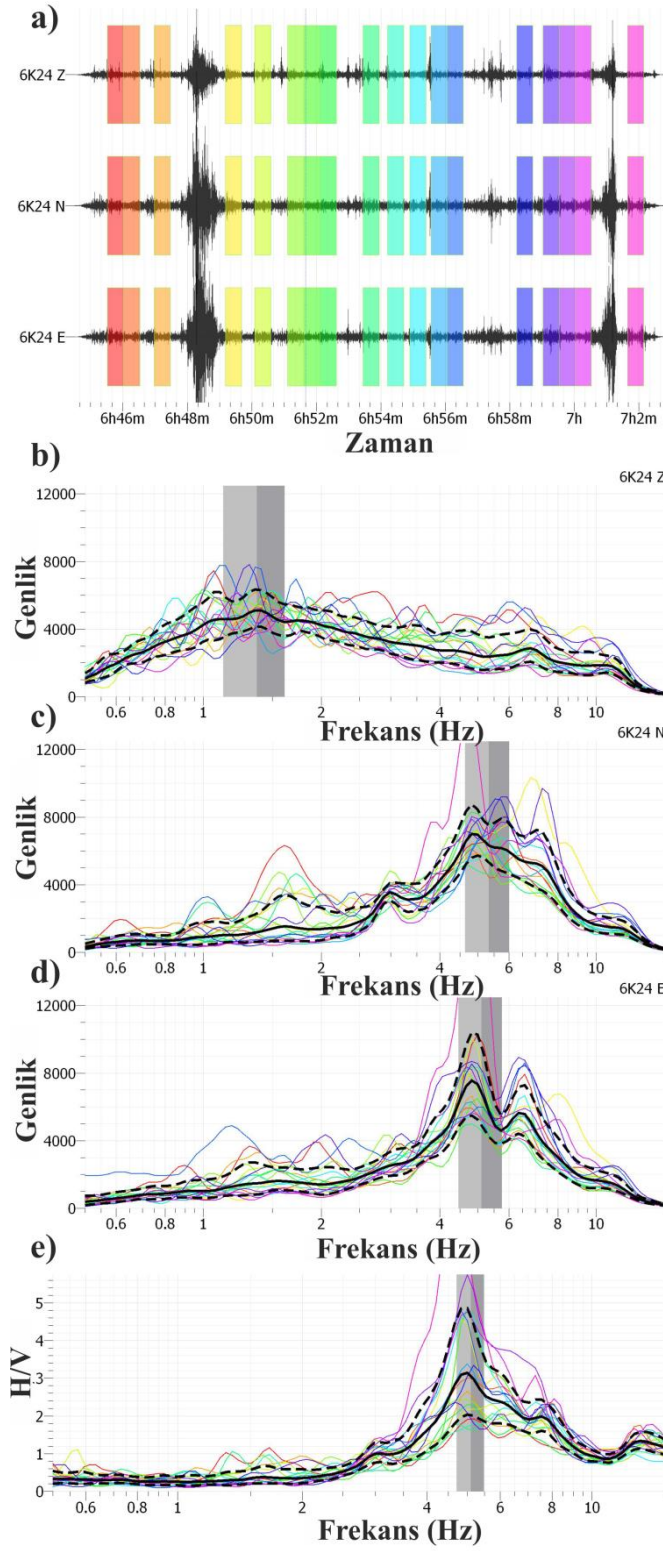
Ek Şekil 9. S-9 profilinden seçilen 92 numaralı noktanın a) seçilen pencereleri, b) düşey bileşeni c) kuzey-güney bileşeni d) doğu-batı bileşeni genlik spektrumları ve e) Nakamura yöntemi ile elde edilen baskın frekans ve H/V oranı



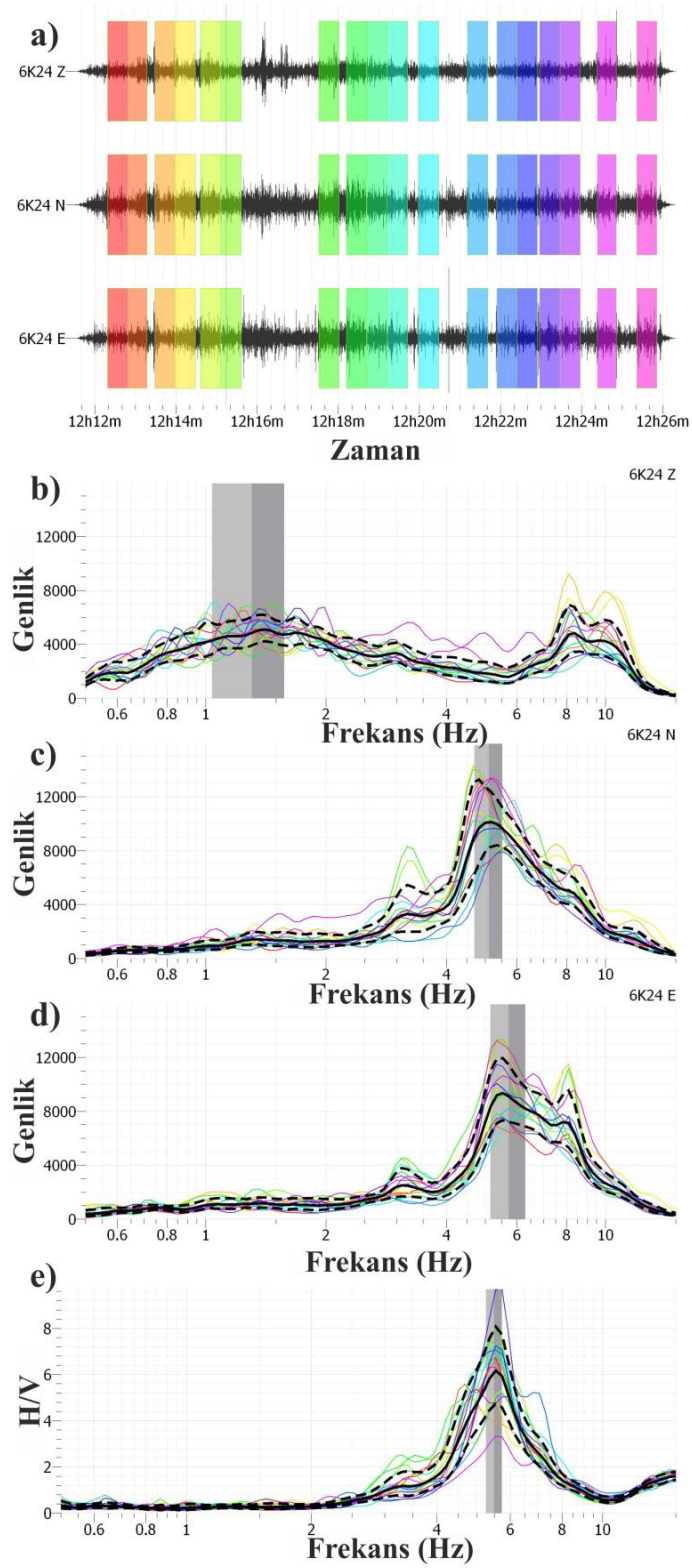
Ek Şekil 10. S-10 profilinden seçilen 40 numaralı noktanın a) seçilen pencereleri, b) düşey bileşeni c) kuzey-güney bileşeni d) doğu-batı bileşeni genlik spektrumları ve e) Nakamura yöntemi ile elde edilen baskın frekans ve H/V oranı



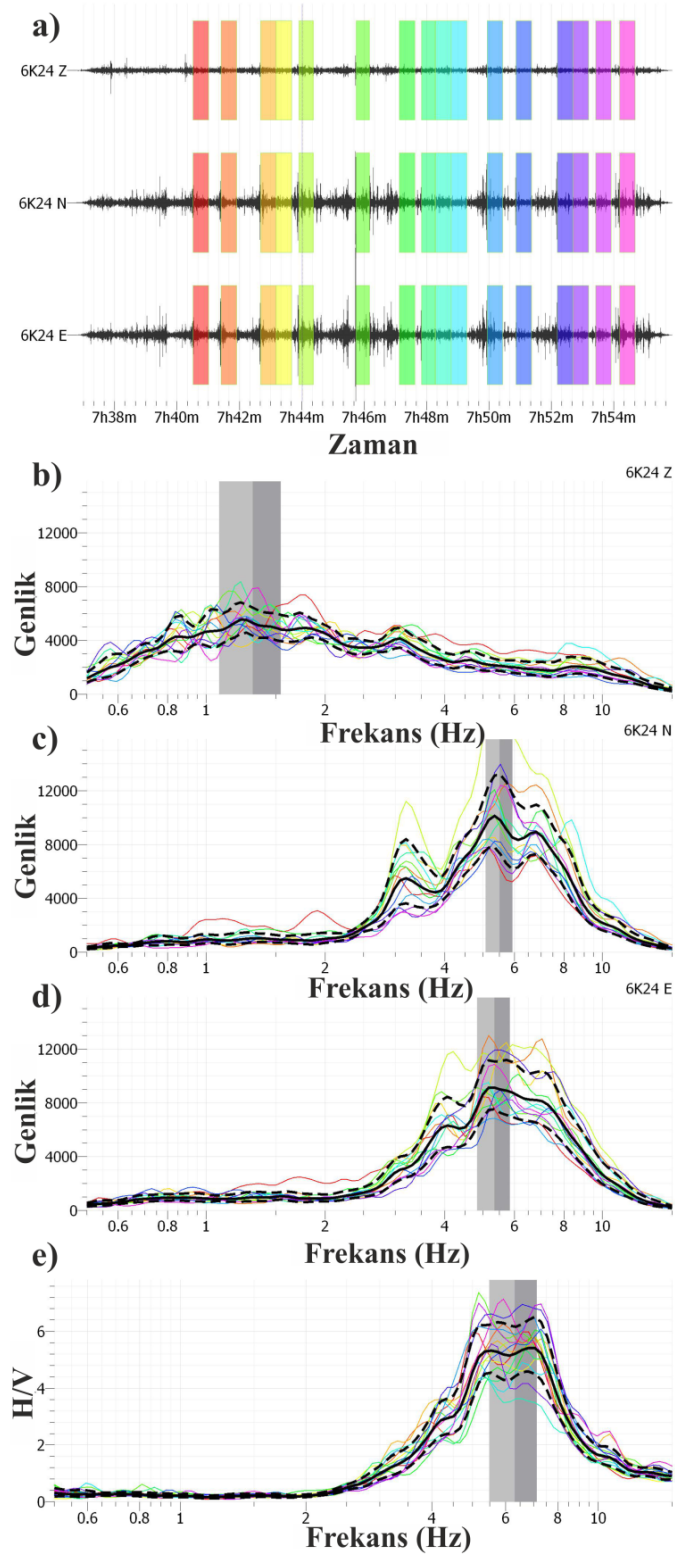
Ek Şekil 11. S-11 profilinden seçilen 22 numaralı noktanın a) seçilen pencereleri, b) düşey bileşeni c) kuzey-güney bileşeni d) doğu-batı bileşeni genlik spektrumları ve e) Nakamura yöntemi ile elde edilen baskın frekans ve H/V oranı



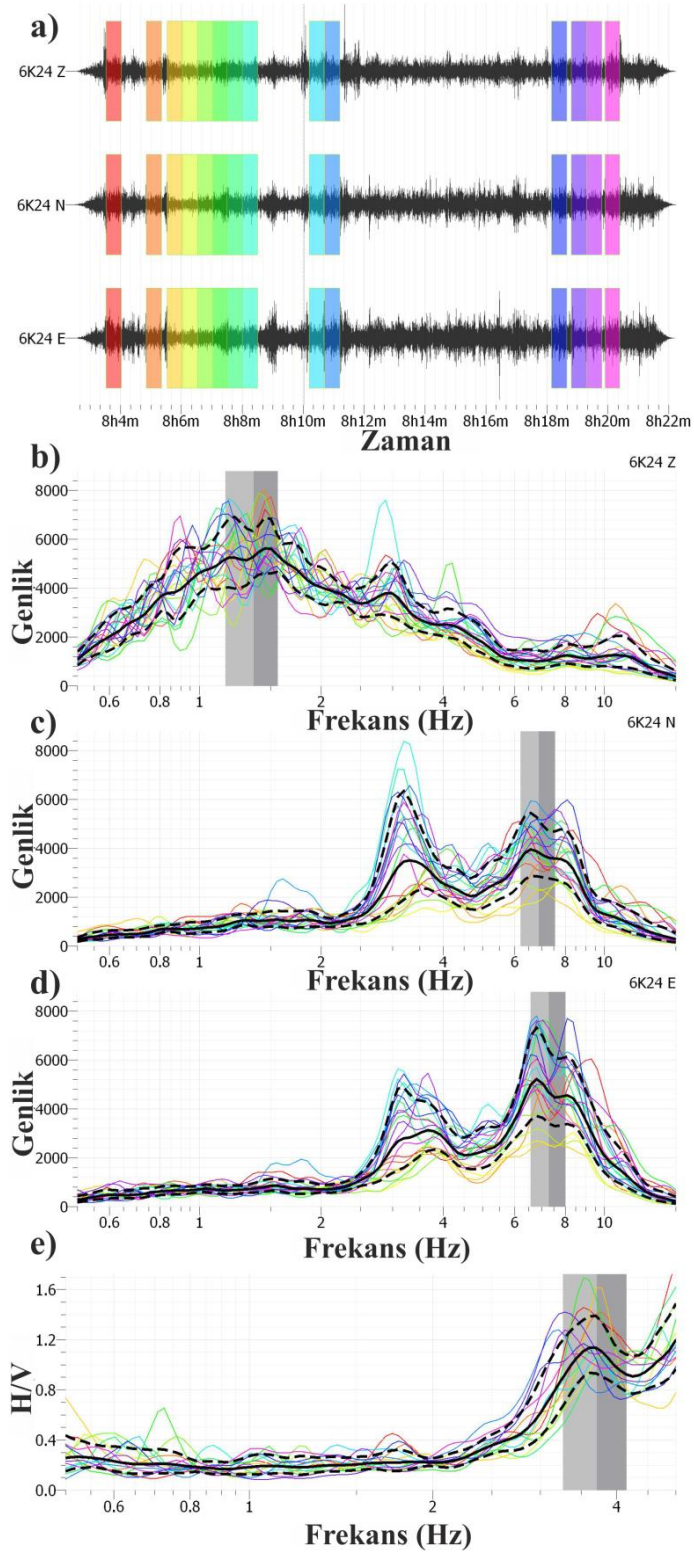
Ek Şekil 12. C-1 sondajı yakınında seçilen 2 numaralı noktanın a) seçilen pencereleri, b) düşey bileşeni c) kuzey-güney bileşeni d) doğu-batı bileşeni genlik spektrumları ve e) Nakamura yöntemi ile elde edilen baskın frekans ve H/V oranı



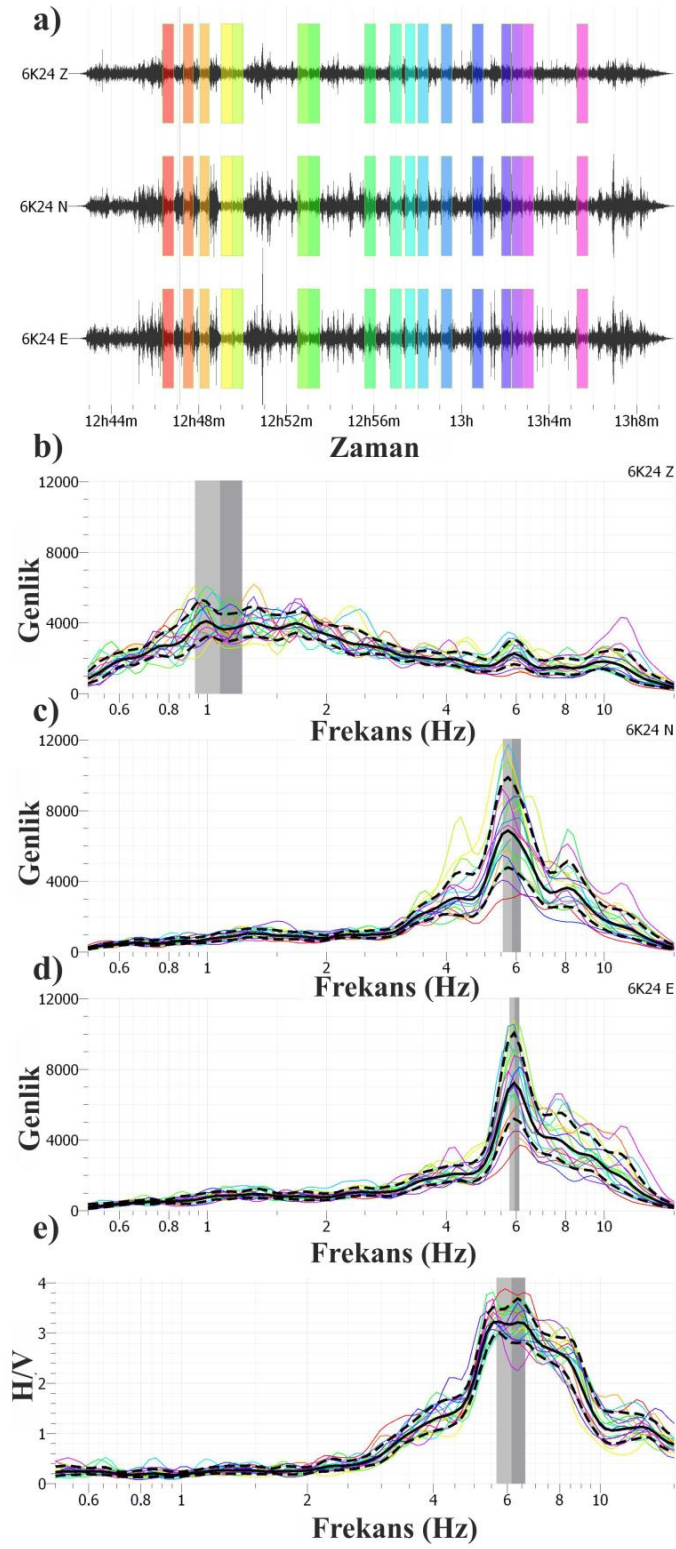
Ek Şekil 13. C-2 sondajı yakınında seçilen 8 numaralı noktanın a) seçilen pencereleri, b) düşey bileşeni c) kuzey-güney bileşeni d) doğu-batı bileşeni genlik spektrumları ve e) Nakamura yöntemi ile elde edilen baskın frekans ve H/V oranı



Ek Şekil 14. C-3 sondajı yakınında seçilen 12 numaralı noktanın a) seçilen pencereleri, b) düşey bileşeni c) kuzey-güney bileşeni d) doğu-batı bileşeni genlik spektrumları ve e) Nakamura yöntemi ile elde edilen baskın frekans ve H/V oranı



Ek Şekil 15. C-4 sondajı yakınında seçilen 20 numaralı noktanın a) seçilen pencereleri, b) düşey bileşeni c) kuzey-güney bileşeni d) doğu-batı bileşeni genlik spektrumları ve e) Nakamura yöntemi ile elde edilen baskın frekans ve H/V oranı



Ek Şekil 16. C-5 sondajı yakınında seçilen 21 numaralı noktanın a) seçilen pencereleri, b) düşey bileşeni c) kuzey-güney bileşeni d) doğu-batı bileşeni genlik spektrumları ve e) Nakamura yöntemi ile elde edilen baskın frekans ve H/V oranı

ÖZGEÇMİŞ

29 Temmuz 1987 yılında Sivas'ta doğdu. İlk ve orta öğrenimini 2004 yılında Sivas'ta tamamladı. 2005 yılında Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde eğitim almaya başladı ve eğitimini 2009 yılında bölüm üçüncüsü olarak tamamladı. 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. İyi derecede İngilizce bilmektedir.