KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

KOCAELİ-GÖLCÜK-DEĞİRMENDERE BÖLGESİ İÇİN ZEMİN HAKİM FREKANSI-SEDİMAN KALINLIĞI İLİŞKİSİNİN VE ZEMİN ÖZELLİKLERİNİN BELİRLENMESİ

HAMDULLAH LİVAOĞLU

KOCAELİ 2015

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

KOCAELİ-GÖLCÜK-DEĞİRMENDERE BÖLGESİ İÇİN ZEMİN HAKİM FREKANSI-SEDİMAN KALINLIĞI İLİŞKİSİNİN VE ZEMİN ÖZELLİKLERİNİN BELİRLENMESİ

HAMDULLAH LİVAOĞLU

Prof. Dr. Mithat Fırat ÖZER
Danışman, Kocaeli Üniv. .....

Doç. Dr. T. Serkan IRMAK
Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv. .....

Prof. Dr. Nilgün L.SAYIL
Jüri Üyesi, Karadeniz Tek.Üniv. .....

Tezin Savunulduğu Tarih: 16.01.2015

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Son yıllarda zemin dinamik parametrelerinin belirlenmesinde uygulanan yöntemlerden olan gürültü kayıtlarının değerlendirilmesi önemini artan şekilde devam ettirmektedir. Bu çalışmada da çalışma sahası için yeni parametreler ve deneysel ilişkiler tespit edilmiştir.

2012 yılında başlayan ve halen devam etmekte olan 112M421 kodlu "Kocaeli-Gölcük-Değirmendere Beldesi Kentsel Afet Risk Yönetimine Dair Tehlike Analizinin Saptanması Projesi" başlıklı TÜBİTAK Araştırma Projesi kapsamında elde edilen bilgilerden dolayı ilgili kurumlara desteklerinden dolayı teşekkür ederiz.

Bilgi ve birikimiyle her zaman önaçıcı olan değerli hocam Prof. Dr. M.Fırat ÖZER'e teşekkürlerimi sunarım. Çalışmanın her aşamasında yardımlarını esirgemeyen Doç. Dr. T. Serkan IRMAK ve Uzman İ.Talih GÜVEN'e teşekkürü bir borç bilirim. Bölüm çalışma arkadaşlarına desteklerinden dolayı sonsuz teşekkür ederim. Ayrıca beni maddi ve manevi destekleyen aileme gönülden teşekkür ederim.

Aralık 2014 Hamdullah LİVAOĞLU

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR i
İÇİNDEKİLER ii
ŞEKİLLER DİZİNİ iv
TABLOLAR DİZİNİ vi
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ vii
ÖZET ix
ABSTRACT x
GİRİŞ 1
1.KURAMSAL BİLGİLER VE UYGULANAN YÖNTEM 4
1.1. Mikrotremor Tanımı ve Özellikleri 4
1.2. Mikrotremorları Oluşturan Dalgaların Kökeni 5
1.3. Mikrotremorların Periyot Dağılımları 6
1.4. Zemin Büyütmesi, Zemin Hakim Periyodu ve Zemin Transfer Fonksiyonu 7
1.5. Tek İstasyon Mikrotremor Kayıtlarının Değerlendirilmesi İçin Kullanılan Yöntemler 8
1.5.1. Fourier genlik veya güç spektrumlarının yorumlanması 8
1.5.2. Referans istasyonuna göre spektral oranlar yöntemi 10
1.5.3. Yatay/düşey spektral oran yönteminin açıklaması (H/V, QTS tekniği) 11
1.6. Nakamura Hasar İndeksi ve Zemin Sınıflandırılması 14
1.7. Derinlik hız fonksiyonu ve Sediman Kalınlık 17
1.8. Arazide Alınan Tremor Kayıtları ve Veri Seti 19
1.9. Veri İşlem Aşamaları ve Verilerin Değerlendirilmesi 19
1.9.1. H/V eğrilerinin güvenilirlikleri ve belirgin doruk tespitleri 25
2. ÇALIŞMA ALANININ JEOLOJİSİ VE TEKTONİĞİ 30
2.1. Bölgesel Jeoloji 30
2.2. Çalışma Alanının Jeolojisi 34
2.2.1. Paleozoyik yaşlı metamorfikler (Pm) 34
2.2.2. Arslanbey formasyonu (Ta) 34
2.2.3. Alüvyon (Qal) 37
2.3. Çalışma Alanının Tektoniği 37
3. ARAŞTIRMA BULGULARI 40
3.1. Çalışma Sahası Jeolojisi ve Hesaplanan Parametrelerle İlişkisi 40
3.2. Bölge Yapı Stoku, Hasar Gören Binalar ve Zemin Hâkim Titreşim Periyodu Dağılımı 44
3.3. Hasar Dağılımının Tahmini ve Zemin Sınıflandırılması 47
3.4. Derinlik-Hız fonksiyonu ve Gürültü Ölçümleri Sonucu Hesaplanan Değerler 50

3.5. Çalışma Alanı için Yeni bir Hız-Derinlik Fonksiyonu Belirlenmesi ve Buna Bağlı Sediman Kalınlığının Elde Edilmesi 54
3.5.1. Bölge için hesaplanan yeni parametrelerle kurulan hakim frekans sediman kalınlık ilişkisi ve elde edilen hız derinlik fonksiyonu 59
4. SONUÇLAR VE TARTIŞMA 63
KAYNAKLAR 65
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER 69
ÖZGEÇMİŞ 70

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Çeşitli zeminler için örnek frekans-periyot dağılım eğrileri 6
Şekil 1.2. Mikrotremorların güç spektrumları (Düz çizgi) ile transfer fonksiyonunun (Kesikli çizgi) karşılaştırılması 9
Şekil 1.3. Mikrotremorların güç spektrumu, kuvvetli yer hareketi güç spektrumu, matematik model ile hesaplanan transfer fonksiyonu 10
Şekil 1.4. Sedimanter Bir Basenin Basit Jeolojik Yapısının Gösterimi 11
Şekil 1.5. Nakamura (1989) tarafından mikrotremor ölçümlerini açıklamak için önerilen basit model 13
Şekil 1.6. Kg parametrelerinin gösterimi 16
Şekil 1.7. Zemin tepkisi için transfer fonksiyonu temel prensibi (a) ve S dalga hızı ve derinlik ilişkisi (b) 17
Şekil 1.8. Güralp CMG 40TD-1 üç bileşen geniş bandlı hız ölçer ve ölçü düzeni 20
Şekil 1.9. Bandpass Geçişli Butterworth süzgecinin frekans tepkisinin gösterimi. 20
Şekil 1.10. Ham veri (a) ve veriye uygulanan birleştirme, sıfır ortalamaya getirme, cosinüs pencereleme ve filtre işlemlerinin gösterimi (b). 21
Şekil 1.11. Konno&Ohmachi pencere fonksiyonu. 22
Şekil 1.12. Yuvarlatma uygulanmamış veri (a) ve uygulanmış veri (b) 23
Şekil 1.13. Y/D hesaplamalarının veri işlem akış şeması 24
Şekil 1.14. Belirgin doruk koşullarından 2. ve 3. maddenin H/V eğrisi üzerinde gösterimi 26
Şekil 1.15. Belirgin doruk koşullarından 4. maddenin H/V eğrisi üzerinde gösterimi 27
Şekil 1.16. İkinci ve üçüncü doruk kriterlerinin denetlenmesinin gösterimi (22.ve 39. Ölçü noktaları için) 27
Şekil 1.17. a) Bileşenlerim genlik spektrumları ve ortalamaları b)Y/D'den hesaplanan hakim frekans (Aldatıcı doruk) c) Genlik Spektrumlarına Bakılarak Yorumlanan Ve Belirlenen Hakim Frekans Eğrileri 28
Şekil 2.1. Bölgenin genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti 31
Şekil 2.2. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti 35
Şekil 2.3. Çalışma alanının jeoloji haritası ve faylar 39
Şekil 3.1. Hakim frekans dağılımı ve elde edilen bazı Y/D eğrilerinin gösterimi 41
Şekil 3.2. Temel birimler ve hesaplanan frekansların gösterimi 42
Şekil 3.3. Bölgenin jeolojik formasyonu ve hakim frekans dağılımı gösterimi 43

Şekil 3.4. a) Mahalleler ve mevcut yapı dağılımı ve
b) 1999 Kocaeli depreminde hasar gören/yıkılan binalar 45
Şekil 3.5. Hasarlı binalar ve hesaplanan hakim periyot haritasının
üst üste çizilerek gösterimi 46
Şekil 3.6. Çalışma alanı için hesaplanan hasar indekslerinin
uydu görüntüsü üzerinde gösterimi 48
Şekil 3.7. Bölge için oluşturulan zemin sınıflandırma haritası 49
Şekil 3.8. Hesaplanan değerler ve ilişkilendirilen
eğri ve uyumun istatiksel özellikleri 50
Şekil 3.9. Mt-1 Ölçüm Noktası İçin Sondaj Logu ve
Y/D eğrisinin karşılaştırılması 51
Şekil 3.10. a) Gravite verileri ile elde edilen Ana Kaya derinliği
b) Mikrotremor verilerinden elde edilen derinlik haritası 54
Şekil 3.11. Sondaj verileri-tremor verileri ve
bölge jeolojisinin temel birimleri üzerinde gösterimi 55
Şekil 3.12. Mavi noktalar mikrotremor verilerinden
hesaplanan derinlikler, (mhesaplanan) kırmızı
noktalarda Gravite verilerinden hesaplanmış
derinlik değerlerinin hakim frekanslara göre gösterimi 56
Şekil 3.13. Hakim frekans-derinlik eğrisi ve uyumun istatiksel özellikleri 56
Şekil 3.14. Hesaplanan ve elde edilen derinlik matrislerinin gösterimi 57
Şekil 3.15. x-V_0 ilişkisi ve karesel hataların gösterimi. 58
Şekil 3.16. Çalışma sahasının yeni elde edilen parametrelerle (x ve V_0)
hesaplanan derinlik görünümü. 59
Şekil 3.17. Bölge için $Vs_{(30)}$ haritası 59
Şekil 3.18. Hesaplanan ve önerilen Hız Derinlik ilişkilerinin karşılaştırılması 60
Şekil 3.19. Çalışma sahasının Eşitlik 3.5'e göre
elde edilen yeni derinlik görünümü 61
Şekil 3.20. Mavi noktalar mikrotremor verilerinden
hesaplanan derinlikler, (mhesaplanan) kırmızı
noktalarda gravite verilerinden hesaplanan derinlik
değerlerinin hakim frekanslara göre gösterimi 62
Şekil 3.21. Hakim frekans-derinlik eğrisi ve yeni uyumun
istatiksel özellikleri 62

TABLOLAR DİZİNİ

Tablo 1.1. NEHRP'e göre zemin sınıflama kriterleri 17
Tablo 1.2. Güvenilirlik ve belirgin doruk kriterleri 25
Tablo 3.1. Gürültü ölçümleri sonucu hesaplanan değerler (1. ve 26. Noktalar arası)..... 52
Tablo 3.2. Gürültü ölçümleri sonucu hesaplanan değerler (27 ve 43. Noktalar arası)..... 53
Tablo 3.3. Hesaplama için örnek gösterim 57
Tablo 3.4. x, V_0 ve karesel hata değerlerinin gösterimi 58

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

a	: Üstel model katsayısı
A_0	: Transfer fonksiyonu, Zemin büyütmesi
A_g	: Nakamura hasar dağılım indisine göre zemin büyütmesi
A_h	: Düşey yönde oluşmuş cisim dalgalarının yatay büyütme faktörü
A_k	: Zemin büyütmesi
$A_{H/V\ (f)}$	: f frekansındaki H/V eğrisi genlik değeri
A_s	: Kaynak etkisi
A_v	: Düşey yönde oluşmuş cisim dalgalarının düşey büyütme faktörü
b	: Üstel model katsayısı
b	: Düzeltme sabiti
C_b	: Ana kayadaki kayma dalga hızı, (m/sn)
d	: Şekil değiştirme, (cm)
E	: Doğu-Batı yönlü bileşen spektrumu
f	: Kullanılan Frekans, (Hz)
f	: Üstel model katsayısı
F_g	: Nakamura hasar dağılım indisine göre zemin hakim frekansı, (Hz)
f_0	: Zemin hakim frekansı, (Hz)
f_c	: Merkez frekansı, (Hz)
f_r	: Zemin rezonans frekansı, (Hz)
Qal	: Alüvyon
Qal-1	: Alüvyon: Az çakıllı, Kil, Siltli Kil, Kum
Qal-2	: Genç Alüvyon: Kil, Silt, Kum, Çakıl
H	: Yatay genlik spektrumları
H_b	: Anakaya altındaki basenin yatay yöndeki spektrumu
H_B	: Üstteki yüzey tabakasının tabanındaki hareketin yatay doğrultudaki bileşenlerine ait genlik spektrumlarıdır
H_f	: Sediman basenin yüzeyindeki yatay spektrumlar
L_w	: Pencere uzunluğu, (sn)
R^2	: İlişki katsayısı
V	: Düşey genlik spektrumları
H/V	: Yatay/Düşey genlik spektrumları
H_s	: Rayleigh dalgalarının yatay yöndeki spektrumları
H_S	: Yüzeydeki hareketin yatay doğrultudaki bileşenlerine ait genlik spektrumları
H_z	: Hertz
P_m	: Paleozoyik yaşlı metamorfikler
T_0	: Zemin hakim periyotu, (sn)
T_a	: Arslanbey formasyonu
T_h	: Yüzeylenmiş kayanın sismik hareketine dayalı yüzey sediman basenindeki yatay yönde büyütme faktörleri

T_v : Yüzeylenmiş kayanın sismik hareketine dayalı yüzey sediman basenindeki düşey yönde büyütme faktörleri
S_e : Gözlem noktasındaki transfer fonksiyonu
S_m : Yer etkisi
Y/D : Yatay/Düşey genlik spektrumları
μHz : Mikrohertz
m : Metre
m : Sediman kalınlığı, (m)
N : Kuzey-Güney yönlü bileşen spektrumu
N_w : Pencere sayısı
N : Butterworth süzgecin derecesi
km : Kilometre
k_g : Nakamura Hasar indeksi
sn : Saniye
Y : Yatay bileşen spektrumu
Z : Zemin tabakası kalınlığı
z : Hız derinlik fonksiyonu için derinlik
V_s : Kesme dalgası hızı
$V_{s(30)}$: Otuz metredeki kesme dalgası hızı, (m/sn)
V_S : Yüzeydeki hareketin düşey doğrultudaki bileşenlerine ait genlik spektrumları
V_0 : Yüzeydeki kesme dalgası hızı, (m/sn)
V_b : Anakaya altındaki basenin düşey yöndeki spektrumu
V_b : Anakayadaki kayma dalga hızı, (m/sn)
V_B : Üstteki yüzey tabakasının tabanındaki hareketin düşey doğrultudaki bileşenlerine ait genlik spektrumları
V_f : Sediman basenin yüzeyindeki düşey spektrumlar
V_s : Rayleigh dalgalarının düşey yöndeki spektrumları
x : Derinlik bağımlı değişken
σf : Doruk frekansının standart sapması
$\sigma_{A\,(f)}$: $A_{H/V\,(f)}$'nin standart sapması
γ : Birim şekil değiştirme, (cm)
$\propto_b$: Ana kayadaki ivme, (cm/sn^2)

Kısaltmalar

FFT : Hızlı Fourier Dönüşümü
GCF : Guralp Compressed Format (Güralp Sıkıştırılmış Formatı)
KAF : Kuzey Anadolu Fayı
NEHRP : National Earthquake Hazard Reduction Programme (Ulusal Deprem Tehlikelerini Azaltma Programı)
QTS : Quasi-Transfer Spectra (Yarı Transfer Spektrumları, Nakamura H/V Tekniği)
SAC : Seismic Analyse Code (Sismik Analiz Kodu)
SESAME : Site Effects Assessment Using Ambient Excitations (Çevresel Gürültüleri Kullanarak Zemin Etkisi Belirleme)
TÜBİTAK : Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu
TXT : Metin Yazın Dosya Formatı

KOCAELİ-GÖLCÜK-DEĞİRMENDERE BÖLGESİ İÇİN ZEMİN HAKİM FREKANSI-SEDİMAN KALINLIĞI İLİŞKİSİNİN VE ZEMİN ÖZELLİKLERİNİN BELİRLENMESİ

ÖZET

Mühendislik sismolojisi çalışmalarında kullanılan mikrotremor yöntemi, özellikle mikro bölgeleme çalışmalarındaki faydaları, diğer jeofizik veya jeolojik metotlara göre daha kolay ve maliyetsiz uygulanabilirliği, elde edilen sonuçların güvenilirliği yöntemi son yıllarda yaygın kılmaktadır. Veri toplanmasında gerekli titizlik ve veri işlem aşamalarında gerekli hassasiyet takip edildiği müddetçe sağlıklı zemin hakim frekans değerleri saptanabilmektedir. Bu çerçeve temel alınarak gerçekleştirilen bu çalışma, TÜBİTAK Kocaeli- Gölcük- Değirmendere beldesi kentsel afet risk yönetimine dair tehlike analizinin saptanması projesi kapsamında Kocaeli ilinin Gölcük ilçesi Değirmendere beldesinde 43 noktada tek istasyon mikrotremor ölçümleri gerçekleştirilmesi ile oluşmaktadır. Bu bağlamda belirlenen noktalarda bölge için zemin hakim frekansları ve buna bağlı parametreler saptanmıştır Bölge için yeni bir hız derinlik fonksiyonu elde edilmiştir. Bu sayede zemin hakim frekansına bağlı olarak hesaplanan yeni derinlikler üstel bir fonksiyon ile ilişkilendirilmiş ve bölge için dinamik yükler altında kent için büyük tehlike arz edebilecek sediman kalınlıklarının belirlenmesi hedeflenmiştir ve yaklaşış 800 m'ye kadar sediman kalınlıkları tespit edilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Hız-Derinlik Fonksiyonu, Sediman Kalınlık, Zemin Hakim Frekansları.

DETERMINATION A RELATIONSHIP BETWEEN SEDIMENT THICKNESS-RESONANT FREQUENCY AND SITE CHARACTERISTICS FOR KOCAELI-GOLCUK-DEGIRMENDERE AREA (TURKEY)

ABSTRACT

In recent years, the microtremor method that use in engineering seismology, particularly in benefits of micro-zoning. Its more practicality and its less-cost provide an advantage comparing the other geophysical and geological methods. During recording and analyzing the data carefully, the H/V ratio peak frequency provides a good and reliable estimation of the ground resonance frequency. Based on this frame, it was carried out 43 one-station tremor measurement points as a part of the TUBITAK project named "Determining the risk analysis and management of urban disaster areas of Kocaeli- Gölcük- Değirmendere town". In this regard, it was calculated the resonance frequencies and other related parameters for the measurement points. It was obtained a velocity-depth function for the study area. Calculated resonant frequencies and iteratively obtained shear wave velocities were used to determining a best-fitting function for our empiric depth-frequency relation. By this means it was calculated up to 800 m the sediment thickness for the study area which would pose a danger to the area and crucial local site effects under dynamic load.

Keywords: Velocity-Depth Function, Sediment Thickness, Ground Resonance Frequencies.

GİRİŞ

Aktif bir deprem kuşağında yer alan ülkemizde büyük depremlerin sıklıkla yaşandığı Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde yer alan Kocaeli ili, bölgede yaşanan depremlerden fazlasıyla etkilenmektedir. Bölgede 17 Ağustos 1999 tarihinde Kocaeli ili ve özellikle Değirmendere beldesinde etkili olan Marmara Depreminden sonra, kentsel dokuda ciddi bir dönüşüm ve değişim gerçekleşmiştir. Bununla beraber, hızlı ve dengesiz kentleşmeye karşı, geleceğin kentleri ile ilgili arayışlar, kent ile kırsal çevre arasındaki dengenin nasıl yaratılacağı ve ekolojik duyarlılığı olan çevrelerin nasıl biçimlendirileceği gibi sorular uluslararası arenada ağırlıkta olmasına rağmen Türkiye'de yaklaşan kentsel risklere rağmen kent ya da yerleşim ölçeğinde yetersiz kalmaktadır.

Deprem zararlarının en aza indirgenmesinde zemin koşulları oldukça önemlidir. Özellikle jeolojik koşullar deprem sırasındaki yer hareket genliğinin büyümesine yol açmaktadır. Mikrotremor kayıtlarının analizleri bu kapsamda zemin koşullarının saptanmasında son yıllarda yaygın olarak kullanılmaktadır. Depremlerin yol açtığı hasarlar, yer hareketini etkileyen yerel jeolojik koşulların sonucu olarak ortaya çıkmaktadır. Zemin koşullarını anlamaya en iyi yaklaşım, sismik yer hareketinin direkt gözlemlenmesidir fakat bu tür çalışmalar yüksek depremsellik gösteren bölgeler ile sınırlanmaktadır. Mikrotremor, zemin dinamik parametrelerini başka jeolojik bilgiye gerek duymadan kestirebilen kullanışlı bir yöntemdir.

Tek istasyon tekniği ile yatay ve düşey bileşen spektrumlarının oranı, (Nakamura, 1989) basitliği ve zemin ve yapılarının dinamik özelliği hakkında çabuk bilgi sağlamasından ötürü tüm dünyadan büyük bir ilgi görmektedir. Tekniğin teorik arka planının birçok araştırmacı tarafından çok açık görülmemesine rağmen başarılı deneysel örnek çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Düşük depremsellik içeren veya hiç depremsellik içermeyen sahalarda uygulanabilirliği ve basit veri toplama kolaylığı yöntemi ilgi çekici hale getirmektedir.

Çevresel gürültülerin düşey bileşeninin, sediman zemin kaynağının özelliklerini yansıttığı öne sürülmüştür. Ayrıca yöntem, sedimanlar üzerinde Rayleigh dalgası ile ilişkili olduğundan yatay bileşenlerden, kaynak etkisi ve Rayleigh dalgası etkisi giderilebilmektedir. Yöntem bir sediman tabakanın hakim rezonans frekansının tanımlanmasında etkindir. Büyütme etkisinin referans istasyonu yönteminden elde edilenlenlere göre daha gerçekçi olduğu anlaşılmaktadır. Çoğu araştırmacı, (Ohmachi ve diğ., 1998; Lermo ve diğ.,1994; Field ve Jacob, 1993, 1995) gürültünün Y/D oranının sedimanların hakim frekansı ve büyütme oranının tanımlanmasında nasıl kullanıldığını göstermişlerdir. Nakamura (1989), Y/D tekniğinin teorik açıklamasını SH dalgalarının tekrarlı kırılmaları ile göstermiştir. Diğer yandan Y/D oranı pikini Rayleigh dalgalarıyla açıklamaya çalışan araştırmacılar da vardır (Nogoshi ve Igarashi, 1971).

Nakamura'nın yöntemi hala sorgulanabilir olmasına rağmen birçok deneysel veri seti (Lachet ve Bard, 1994) Y/D oranlarının sadece gürültü spektrumundan daha tutarlı olduğunu doğrulamıştır. Ek olarak, yumuşak zeminli yerlerde baskın frekans ile uyum gösteren belirgin pikler vermişlerdir. Bu sonuçlar yapılan teorik çalışmalar (Field ve Jacob, 1993; Lermo ve Chavez Garcia, 1994) ile desteklenmiştir. Yüzeye yakın rasgele dağıtılmış kaynaklardan elde edilen yapay kayıtlarda, yüzey tabakaları anakaya ile belirgin bir empedans farkı gösterdiğinde Y/D oranı, baskın S dalgası frekansında belirgin pik göstermiştir.

Tremor kayıtlarının analizi ile elde edilen hakim frekanslar ve bunlara bağlı hesaplanan sediman kalınlıkları konusunda ilk çalışmayı ve ilişkiyi Ibs-von Seht ve Wohlenberg (1999) yapmıştır. Bu çalışmaya göre Nakamura yönteminden elde edilen zemin hakim frekansları ile jeolojik sediman kalınlıkları tespit edilebilir. İki tabakalı jeolojik modele dayalı analitik bir derinlik fonksiyonu ile hesaplanan derinlikleri derin sondaj bilgileri ile karşılaştırmış ve başarılı sonuçlar elde etmiştir.

Hız-Derinlik fonksiyonuna dayalı bu formulasyonda Parolai ve diğ.,(2002) kendi bölgeleri için en iyi uyuma sahip kesme dalgası ve derinlik ilişkisi bularak Cologne (Almanya) çalışma sahası için zemin sınıflaması oluşturmuştur.

Bu Çalışma, TUBİTAK Kocaeli- Gölcük- Değirmendere beldesi kentsel afet risk yönetimine dair tehlike analizinin saptanması kapsamında Kocaeli ilinin Gölcük

ilçesi Değirmendere mevkiinde 43 noktada tek istasyon mikrotremor ölçümleri gerçekleştirilmesi ile oluşmaktadır. Ölçümlerde geniş-band hassas sismometre kullanılarak yaklaşık 10 km^2 lik bir alan incelenmiştir. Zemin hakim frekansları hesaplanmıştır. Deprem oluşumundan önceki hasarı tahmin edebilmek için hasar indeksleri ve zemin sınıflamaları elde edilerek değerlendirilmiştir. Zemin hakim frekansı ve iteratif olarak elde edilen yüzeydeki kesme dalgası hızı (V_0) ve derinlik bağımsız değişken (x) ile bölge için yumuşak sediman tabakası kestirilmeye çalışılmıştır.

1. KURAMSAL BİLGİLER VE UYGULANAN YÖNTEM

1.1.Mikrotremor Tanımı ve Özellikleri

Mikrotremor, farklı kaynaklardan yayılan yeryüzündeki sürekli titreşimlerdir. Bu mikro sarsıntıların kaynağı da çeşitlilik gösterir. Yerkürenin belli bir eksende dönmesi, gelgit etkisi, jeotermal aktiviteler, yeraltındaki sismik aktiviteler, atmosfer etkileri, rüzgâr ve kültürel gürültüler (trafik, endüstriyel aktiviteler ve diğer bazı insan kaynaklı etkiler). Bütün bu etkenler yeryüzünde titreşim olarak algılanabilir. Bu titreşimlerin genlikleri 0,1 mikron ile 1 mikron, periyotları ise 0.05 saniye ve 2 saniye arasında değişir (Kanai ve Tanaka, 1954).

Frekans ve genlik içeriklerine göre bu sürekli titreşimler sismik gürültüler olarak da adlandırılabilir. Düşük periyotlu gürültülerin kaynağı rüzgâr, trafik ve diğer endüstriyel aktiviteler iken, daha uzun periyotlu hareketlerin kaynağı ise alçak basınç ve okyanus etkileşimi, okyanusların oluşturduğu etkiler ve gelgit gibi etkenlerdir.

Genel olarak mikrotremorlar, cisim ve yüzey dalgalarının girişimi ile oluşur ve enerjisinin büyük bir kısmı yüzey dalgası olarak yayılır (Toksöz ve Lacoss, 1968). Mikrotremorların içerdiği cisim ve yüzey dalgaları çeşitli mekanizmalarla zamansal ve uzaysal rastgele kaynaklar tarafından oluşur ve değişik jeolojik birimlerde ilerlerler. Sonuç olarak, mikrotremor kayıtları basit matematiksel işlemlerle tanımlanamayan çok karmaşık bir dalga formuna sahiptirler. Böylece belli bir zaman ve konumda mikrotremorların genlikleri kestirilemez. Bu aslında stokastik (rastgele) bir olaydır. Şöyle ki, mikrotremorların genliği belirsiz ve tekrarlanamazdır (Okada, 2003)

1.2. Mikrotremorı Oluşturan Dalgaların Kökeni

Nakamura (1989), H/V tekniğinin teorik açıklamasını SH dalgalarının tekrarlı kırılmaları ile göstermiştir. Diğer yandan H/V oranı pikini Rayleigh dalgalarıyla açıklamaya çalışan araştırmacılar da vardır (Nogoshi ve Igarashi, 1971). Daha önce belirtildiği gibi mikrotremorler birçok çeşit dalgadan oluşmaktadır. Gürültünün yüzey dalgalarından oluştuğu varsayımı yapılmaktadır. Bu yaklaşım altında Bard (1998)'göre, çoğu araştırmacı şu iki olguda hemfikirdir; İlki, Rayleigh dalgasının düşey bileşende baskın olmasından dolayı Y/D esasen Rayleigh dalgalarının eliptikliği ile ilişkilidir. İkincisi, bu eliptiktik frekans bağımlıdır ve derin yapılarla yüzey yapılarının arasında yüksek empedans farklılığı gösteren sahalar için hakim frekans etrafında keskin bir pik oluşturmaktadır. Bu yaklaşım basitçe, mikrotremorlerin Y/D oranı ile Raylegih dalgalarının temel mod Y/D şekilleri ile benzerlik göstermektedir ancak sadece bu benzerliğe bakılarak kesin bir yargıya varılamaz.

Nogoshi ve Igarashi (1971)'nin çalışmalarında mikrotremorlardan elde edilen Y/D spektrumları ile Rayleigh dalgalarının H/V (yatay/düşey) 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 (1971)'nin çalışmasında verilen örnekler dikkatlice incelenirse açıkça görülebilir ki Rayleigh dalgasının H/V oranının pik yaptığı frekansta Rayleigh dalga enerjisi çok küçüktür, neredeyse sıfırdır. Rayleigh dalgası H/V oranının en küçük olduğu frekans civarında maksimum enerjiye sahiptir. Bundan dolayı, mikrotremorun H/V oranlarının pik değeri Rayleigh dalga enerjisiyle açıklanamaz. Nakamura (1989) tarafından açıklandığı gibi, pik frekans aralığında mikrotremorun H/V'si düşey gelen SH dalgasıyla açıklanabilir.

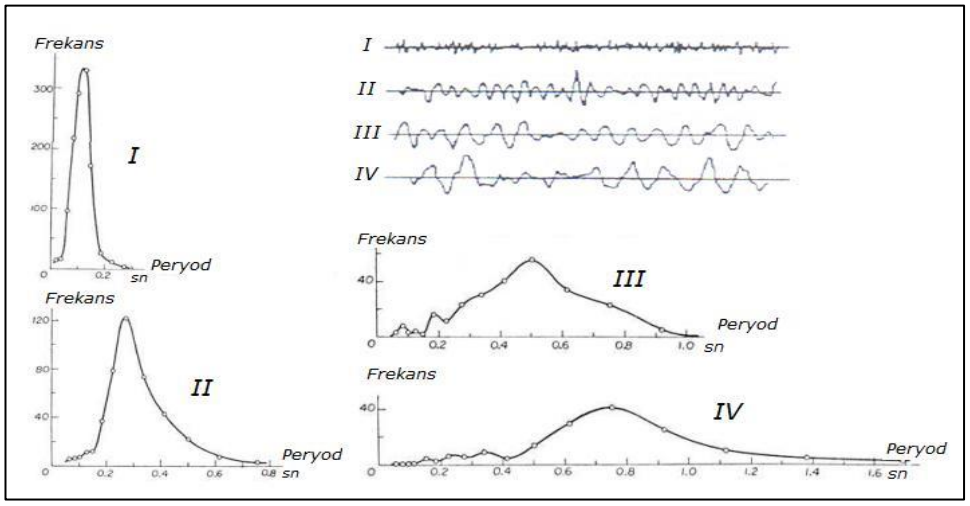
Genel olarak rüzgâr, deniz dalgaları, insan aktivitelerinin neden olduğu (trafik, endüstriyel makineler vs.) yüzeysel kaynakların yüzey dalgaları ürettikleri, buna karşın derin kaynaklı etkilerin (küçük yer sarsıntıları, volkanik hareketler vs.) neden

olduğu titreşimlerin ise düşey doğrultulu cisim dalgaları olarak yayıldıkları kabul edilmektedir.

1.3. Mikrotremorların Periyot Dağılımları

Kanai ve Tanaka (1961), yaptıkları çalışmalarda yer yapısının basit ve tek tabakalı olduğu durumlarda mikrotremor verilerinin spektrumunda, 0,1 sn ile 0,6 sn arasında keskin bir şekilde doruk (pik, tepe) oluşumu görüldüğünü açıklamışlardır.

Diğer yandan yer yapısı karmaşık olduğunda birden fazla doruk görülebilmektedir. Bu değerler 0,2 sn'den kısa ve 1 sn'den uzun periyotlarda (I) gözlenmektedir. Örtü tabakasının olmadığı ya da çok az olduğu yerlerde, örneğin dağlık bir bölgede mikrotremorların periyotları 0,1 – 0,2 sn'lerde pikler (II) vermektedir. Akarsu kaynaklı yerlerde ise 0,2 – 0,4 saniyelerde pikler gözlenmektedir. Alüvyonal yerlerde ise Kanai ve Tanaka (1961), Japonya'da 0,4 – 0,8 sn civarında (III) düzgün dağılımı olmayan birden fazla pik içeren spektrumlar gözlemiştir. Genellikle kalın ve yumuşak örtü tabakalı yerlerde eğri düz bir şekil alırken 0,05-0,1'den 1- 2 saniyeye kadar (IV) bir dağılım göstermektedir (Şekil 1.1). Tabakalı ortamlarda periyot dağılım eğrileri çoğunlukla tabakalı ortamlarda en üst tabakanın özelliklerinden etkilenmektedirler (Kanai ve Tanaka, 1961).



Şekil 1.1. Çeşitli zeminler için örnek frekans-periyot dağılım eğrileri (Kanai ve Tanaka, 1961)

1.4. Zemin Büyütmesi, Zemin Hakim Periyodu ve Zemin Transfer Fonksiyonu

Bir depremde oluşan, farklı sismik dalgalar kaynaktan itibaren yer içinde değişik hızlarda yayılmaya başlarlar. Bu dalgalar yer yüzeyine eriştiklerinde birkaç saniyeden dakikalara varan sürelerde titreşimler üretirler. Belirli bir yerdeki elastik dalga titreşiminin süresi ve şiddeti, deprem kaynağına olan uzaklığa, depremin büyüklüğüne ve o yerin zemin özellikleri gibi birçok faktöre bağlıdır (Bullen ve Bolt, 1985). Sismik dalgalar, kaynaktan yeryüzüne kadar olan seyahatlerinin önemli bir bölümünü yer kabuğunu oluşturan sert ana kaya içinde geçirirler. Seyahatlerinin son aşaması, ana kayaya göre oldukça farklı özellikte olan gevşek tutturulmuş zemin tabakaları içinde gerçekleşir ve bu zemin tabakalarının fiziksel özellikleri büyük ölçüde yeryüzünde gözlenen titreşimin karakteristiğini belirler. Zemin tabakaları, sismik dalgalar için adeta bir süzgeç gibidir. Bazı frekanslardaki sismik dalgalar sönümlendirilirken bazıları da büyütülür. Sismik dalgaların zemin tabakaları içinde geçirdiği değişimlerin tümüne zemin etkisi adı verilir. Genellikle bu değişim genliklerin artması şeklinde gözlendiğinden, zemin etkisi terimi zemin büyütmesi olarak da adlandırılmaktadır.

Zemin transfer fonksiyonlarının teorik olarak hesaplanması, deprem olmasını beklemeden zemin dinamik paremetrelerinin elde edilmesine olanak sağlar. Zemin tabakalarının özellikleri, ana kayadan gelen deprem dalgalarının hangi frekans aralığını ne şekilde değiştireceğini belirlemektedir. Bu değişim, bazen yüksek frekanslarda yüksek büyütmeler şeklinde görülse de, mühendislik yapıları için çok önemli olmayabilir. Asıl önemli olan, mühendislik yapılarının sahip olduğu hakim titreşim frekanslarına yakın frekanslardaki deprem dalga genliklerinin, zemin tabakaları tarafından büyütülmesidir.

Kaynaktan yayılan deprem dalgaları yeryüzüne yaklaştıkça yerel zemin koşullarındaki farklılaşmalar nedeni ile önemli değişikliklere uğrarlar. Bunun en önemli kanıtı, yeryüzünde yakın bölgeler arasında hasar derecelerindeki önemli farklılıklardır. Aynı bölge içinde farklı zemin koşulları üzerine kurulu yerleşim alanlarında hasar derecelerinin önemli miktarda değişiklikler göstermesi, araştırmacıları yerel zemin koşullarının deprem dalgaları üzerindeki etkisini araştırmaya itmiştir (Borcherdt, 1970). Genel olarak gözlenen genç sedimanter

alanların yaşlı kaya birimlere göre deprem dalgalarını önemli oranda büyüttüğüdür (Singh ve Ordaz, 1993). Ana kayadan daha düşük hız ve yoğunluğa sahip olan zemin tabakaları içinden geçen deprem dalgasının genliği empedans farkına bağlı olarak önemli oranda büyür.

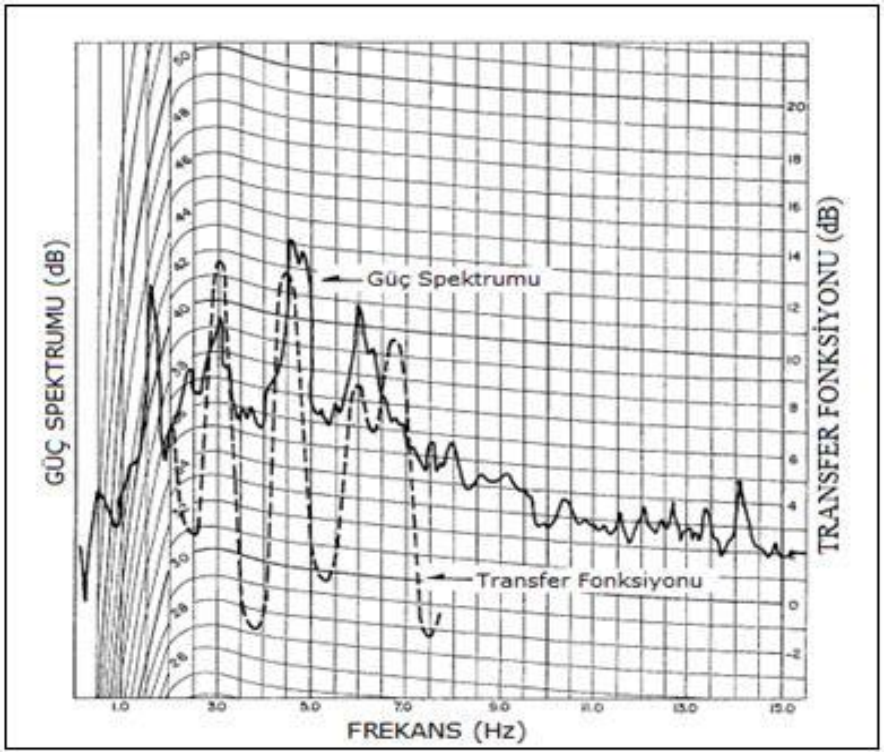
Herhangi bir noktada zemin transfer fonksiyonu iki şekilde belirlenebilir. Bunlardan birincisi deneysel çalışmalar, yani deprem veya gürültü kayıtları kullanılarak Klasik Spektral Oran, Tek İstasyon veya Ters Çözüm gibi farklı yöntemlerle zemin transfer fonksiyonunun belirlenmesidir (Nakamura, 1989; Borcherdt, 1970; Yalçınkaya ve Alptekin 2000b; Akyol ve diğ., 2003). İkincisi ise teorik bağıntılar kullanılarak, bir boyutlu (Haskell, 1960; Kennett, 1983; Schnabel ve diğ., 1972), iki boyutlu (Sanchez-Sesma, 1987) ve üç boyutlu (Pitarka ve diğ., 1998) modellerle zemin transfer fonksiyonunun hesaplanmasıdır. Zemin transfer fonksiyonlarının belirlenmesinde en yüksek güvenirlilik gerçek deprem kayıtlarında olduğu halde, bunlar veri toplamadaki zorluklar nedeni ile pratik kullanıma sahip değildirler. Bunun yanında gürültü kayıtları her ne kadar pratik bir veri grubu olsa da, sonuçlarının güvenirliliği konusunda tartışmalar hala devam etmektedir (Field ve Jacob, 1995; Bonilla ve diğ., 1997). Tekdüze ve basit zemin yapıları için bir boyutlu modeller oldukça iyi sonuçlar verirken, yapı karmaşıklaştıkça 2 veya 3 boyutlu modellere ihtiyaç duyulur (Makra ve diğ., 2001).

1.5. Tek İstasyon Mikrotremor Kayıtlarının Değerlendirilmesi İçin Kullanılan Yöntemler

1.5.1.Fourier genlik veya güç spektrumlarının yorumlanması

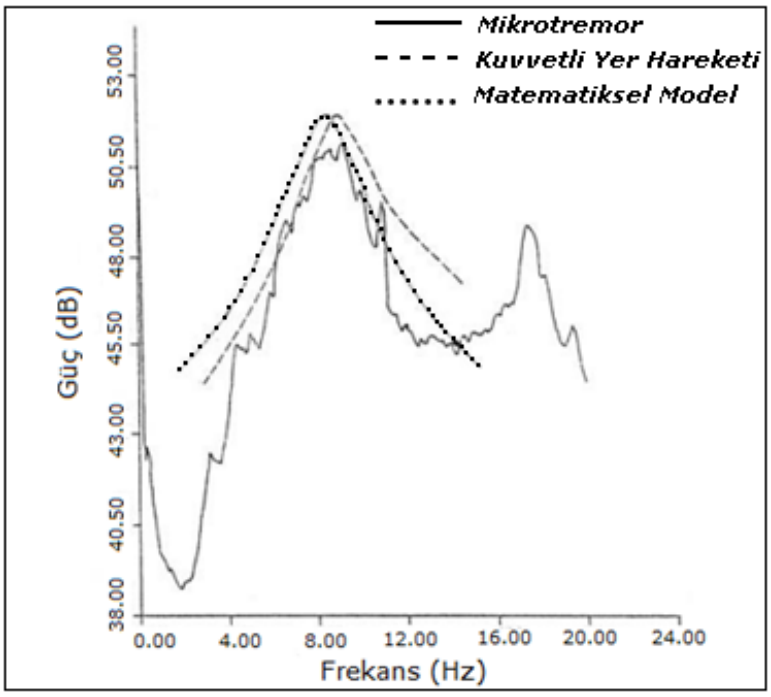
Fourier dönüşümü ile elde edilen genlik spektrumları, analiz edilen dalganın bileşenlerinin frekans içeriğini ve dalganın hangi bileşeninin genliğinin büyük olduğunu gösterir. En büyük genliğe karşılık gelen frekans incelenen dalganın baskın frekansı olarak tanımlanır. Güç spektrumu genlik spektrumunun karesi olduğu için 1'den büyük genlikler büyütülürken, 1'den küçük genlikler küçültülmüş olacaktır. Böylece büyük genlikler daha belirgin hale gelecektir. En büyük genlik yine baskın frekansı temsil edecektir. Bir çok araştırmacı mikrotremor kayıtlarının değerlendirilmesinde genlik spektrumlarını (Kanai ve Tanaka, 1954; Udwadia ve Trifunac, 1973; Kobayashi ve diğ., 1986) veya güç spektrumlarını (Katz, 1976; Katz ve Bellon, 1978; Lermo ve diğ., 1989; Morales ve diğ., 1991) kullanmıştır. Katz

(1976), Utah'ta yerel zemin jeolojisinin frekans bağımlı büyütme etkilerini belirlemek için mikrotremorların güç spektrumlarını kullanmıştır. Bu amaçla güç spektrumu için uzun zaman aralığındaki (>45 dk) mikrotremor verisini kullanmıştır. Güç spektrumlarında meydana gelen piklerin, Haskell-Thomson modeli ile elde edilen transfer fonksiyonlarından belirlenen pikler ile uyumlu olduğu gözlenmiştir (Şekil 1.2).



Şekil 1.2. Mikrotremorların güç spektrumları (düz çizgi) ile transfer fonksiyonunun (kesikli çizgi) karşılaştırılması (Katz, 1976)

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 1.3). Tüm bu spektrumların benzer olarak elde edilmesi sonucunda, mikrobölgeleme çalışması için mikrotremorların kullanılabileceği sonucuna varılmıştır.



Şekil 1.3. Mikrotremorların güç spektrumu, kuvvetli yer hareketi güç spektrumu, matematik model ile hesaplanan transfer fonksiyonu (Katz ve Bellon, 1978)

1.5.2. Referans istasyonuna göre spektral oranlar yöntemi

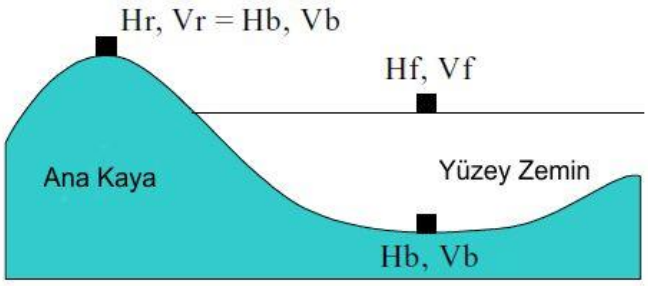
Kuvvetli ya da zayıf yer hareketi değerlendirme çalışmalarında, referans istasyonunda ve diğer istasyonlarda alınan kayıtlarda, ortak pencere tanımı yapılabilecek türden çalışmalarda, referans istasyonuna göre spektral oranlar yöntemi oldukça sık kullanılmaktadır. İstasyonda alınan veriden elde edilen spektrum ile referans istasyon için elde edilen spektrum oranlanarak istasyon ile referans istasyon arasındaki transfer fonksiyonu hesaplanmış olur. Bu yöntemde referans istasyonda elde edilecek olan spektrumun düz olması gerekliliği yoktur, tam aksine referans istasyonda kaydedilecek hareketin yumuşak yer yapısı ile anakaya arasındaki arayüzeyi gelen hareketi temsil edebilecek şekilde olmasıdır. Bu yöntemde karşılaşılan en önemli sorun ise referans istasyon ile diğer istasyonlarda alınan kayıtlar için ortak zaman pencereleri tanımlamaktır.

1.5.3. Yatay/düşey spektral oran yönteminin açıklaması (H/V, QTS tekniği)

Yöntem, Nogoshi ve Igarashi (1971) tarafından önerilmiş olup Nakamura (1989) tarafından yaygınlaştırılmıştır. Yöntemin esası; tek istasyonda kaydedilen çevresel gürültülerin Yatay (H) genlik spektrumlarının Düşey (V) genlik spektrumuna oranına hesaplanmasına dayanır. Nakamura'nın tekniği tanıtıldıktan sonra (H/V veya QTS tekniği; Nakamura, 1989), yer ve yapılarının dinamik özelliklerinin belirlenmesinde gürültü ölçümlerinden basit ve masrafsız bir şekilde güvenilir bilgi sağladığını ve birçok kişi tarafından yönteme yeniden dikkat çekildiğini ifade edilmektedir. Yöntemin temeline bakıldığında Nakamura'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. Şekil 1.4'de tipik bir sedimenter basenin jeolojik yapısı gösterilmektedir. Sediman basenin yüzeyindeki yatay ve düşey spektrumlar (H_f, V_f) şu şekilde ifade edilebilir;

$$H_f=A_h\times H_b+ H_s \ , \ V_f=A_v\times V_b+V_s \tag{1.1}$$

$$T_h= \frac{H_f}{H_b} \ , \qquad T_v=\frac{V_f}{V_b} \tag{1.2}$$



Şekil 1.4. Sedimanter bir basenin basit jeolojik yapısının gösterimi (Nakamura, 2000)

A_h ve A_v düşey yönde oluşmuş cisim dalgalarının yatay ve düşey büyütme faktörleri. H_b ve V_b, anakaya altındaki basenin yatay ve düşey hareketin spektrumlarıdır. H_s ve V_s Rayleigh dalgalarının düşey ve yatay yöndeki spektrumlarıdır. T_h ve T_v basen yakınlarındaki yüzeylenmiş kayanın sismik hareketine dayalı yüzey sediman basenindeki yatay ve düşey yönde büyütme faktörleri. Genelde, P dalga hızı S dalgasının 3-4 katıdır. Böyle sedimanter havzalarda, yatay bileşenlerde yüksek

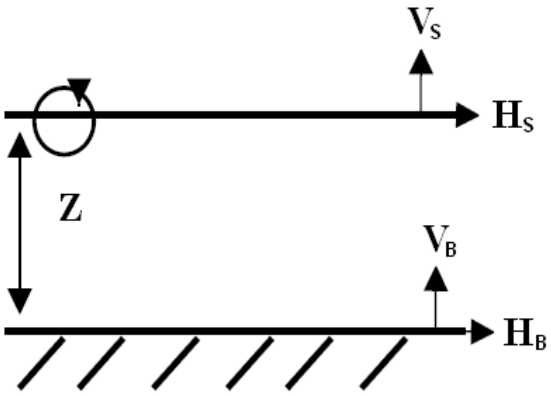
büyültmeler görüldüğünden frekans aralığında düşey bileşen büyültmeye uğramaz (A_v=1). Rayleigh dalgası etkisi yok ise, $V_f \approx V_b$ kabul edilir. Diğer taraftan V_f , V_b den büyük ise yüzey dalgalarının etkisi olduğu kabul edilir. Yatay büyültme şu şekilde yazılabilir;

$$T_h^* = \frac{T_h}{T_v} = \frac{\frac{H_f}{V_f}}{\frac{H_b}{V_b}} = \frac{A_h + \frac{H_s}{H_b}}{A_v + \frac{V_s}{V_b}} \tag{1.3}$$

$$\frac{H_f}{V_f} = \frac{A_h \times H_b + H_s}{A_v \times V_b + V_s} = \frac{H_b}{V_b} \times \frac{A_h + \frac{H_s}{H_b}}{A_v + \frac{V_s}{V_b}} = \frac{H_s}{V_s} \tag{1.4}$$

Eşitlik (1.4)'de $H_b/V_b \approx 1$ dir. H_s/H_b ve V_s/V_b Rayleigh dalgarının enerji dönüşümü ile ilişkilidir. Rayleigh dalgası etkisi yok ise $H_f/V_f = A_h/A_v$ dir. Rayleigh dalgası etkisi fazla ise $H_f/V_f = H_s/V_s$ olur. Özetle H/V tekniği, Rayleigh dalgasının etki derecesine bakılmaksızın SH dalgalarının yüzey tabakada çoklu yansımalarına bağlı olarak büyütme faktörüne ait en baskın birinci frekansı ifade etmektedir. Kayalık yerler üzerinde alınan deprem kayıtlarının yatay ve düşey bileşenlerinin oranlarının (H/V=1) farklılık göstermediği elde edilen çeşitli verilerden anlaşılmıştır (Nakamura, 2000). Yumuşak zeminlerde ise yatay ve düşey bileşenlerin oranlarının birden büyük olması bu tekniğin kullanılabilirliğini gösteren nedenlerden biridir.

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 büyütmelere uğrarlar. Böylece yatay bileşen kayıtların spektrumlarının düşey bileşen kayıtların spektrumlarına oranlanması zemin transfer fonksiyonunun elde edilmesini sağlar. Aynı, fakat daha açıklayıcı bir gösterim Şekil 1.5 de gösterilmektedir. 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 1.5. Nakamura (1989) tarafından Mikrotremor ölçümlerini açıklamak için önerilen basit model

Z: zemin tabakasının kalınlığı ifade etmektedir. Nakamura yukarıdaki kabulleri yaptıktan sonra V_S yüzeydeki, V_B yüzey tabakasının tabanındaki hareketlerin düşey bileşenleri olmak üzere şöyle tanımlanır (Dikmen, 2005):

$$A_s = \frac{V_s}{V_b} \tag{1.5}$$

Gözlem noktasındaki transfer fonksiyonu, temel ve yüzeydeki yatay bileşenlerin spektral oranı olarak Eşitlik (1.6)'da tanımlanır.

$$S_e = \frac{H_s}{H_b} \tag{1.6}$$

Nakamura (1989) bu şekilde ölçüm noktasının Eşitlik (1.6) bağıntısında verilen transfer fonksiyonu S_e'nın, Eşitlik (1.5) bağıntısında verilen kaynak etkisini gösteren A_s'a oranlanarak, kaynak etkisinin ölçüm değerlerinden uzaklaştırılabileceğini göstermiştir. Bu orana S_m denirse;

$$S_m = \frac{S_e}{A_s} = \frac{\frac{H_s}{H_b}}{\frac{V_s}{V_b}} = \frac{H_s}{V_s} \tag{1.7}$$

olur çünkü V_b/H_b yaklaşık 1'e eşittir. Ana kayanın transfer fonksiyonu etkisinin 1 olarak kabul edilmesi yüzeydeki büyütmeyi verir. Nakamura'ya göre mühendislik amaçlı çalışmalarda ilgilenilen frekans aralığı 1-20 Hz fakat bu çalışmada derinden

gelen etkileri de hesaplayabilmek için 0,1 Hz ile 20 Hz frekans aralığı ile ilgilenilmiştir.

1.6. Nakamura Hasar İndeksi ve Zemin Sınıflandırılması

Deprem sırasında yapısal hasara neden olan üç ana faktör deprem özellikleri, yerel zemin koşulları ve yapı özellikleridir. Bir bölgedeki deprem kaynak özeliklerinin aynı ve yapı kalitesinin benzer olması durumunda yerel zemin koşulları depremlerde oluşacak hasarın belirlenmesinde etkin bir faktör olacaktır. Bu nedenle bölgedeki yerel zemin koşullarının bilinmesi, zemin tabakalarının dinamik davranışının belirlenmesi ve bu özelliklerin bölgedeki yapı özellikleriyle birlikte değerlendirilmesi ile deprem hasarları hakkında bilgi edinilebilmektedir. Bölgede yapılacak hasar görebilirlik analizleri deprem zararlarının azaltılmasında önemli bir adımdır ve disiplinlerarası bir çalışma gerektirmektedir. Yapıların dayanıklılığı farklı olaylar karşısında azalabilmekte, sismik aktivitelere bağlı olarak değişebilmektedir. Nakamura (1989) geliştirmiş olduğu yöntemle mikrotremorları Y/D spektral oranlar yöntemine göre değerlendirmekte ve transfer fonksiyonlarından zemin dinamik davranış parametreleri elde edilmektedir. Nakamura geliştirmiş olduğu bu yöntemden yararlanarak bir bölge içindeki tehlike yerleri tespit edilmekte deprem öncesi ve sonrası hasar dağılımı değerlendirilebilmektedir. Yöntem, deprem nedeniyle oluşacak birim kayma deformasyonunun zemin hakim frekansı ve bu frekanstaki büyütme ile ilgili olduğunu göstermektedir.

Birim kaya deformasyonunun yüksek oluşu hasarı doğrudan etkileyecektir. Ana kayanın kayma dalgası hızı sabit olduğu için bu durumda hasarı başka bir deyişle oluşacak birim kayma deformasyonunu anakayadaki ivme ve üstündeki zeminin hakim frekansı ve büyütme değeri belirleyecektir. Nakamura (2000) yaptığı çalışmalarda birim kaya deformasyonunu değiştirecek yerel zemin koşullarının etkisiyle oluşan etkiye Kg (hasar indeksi) adını vermiştir. Zemin tabakalarının yüzeyinde oluşan birim şekil değiştirme;

$$\gamma = \frac{A_g \times d}{H} \tag{1.8}$$

Burada Ag; büyütme değeri (veya A_0), d; şekil değiştirme ve H; yüzeydeki zemin tabakasının kalınlığını göstermektedir. Zemin yüzeyinde oluşan birim şekil değiştirme Şekil 1.6'da gösterilmektedir.

Ana kayadaki S dalgası hızı V_b ve yüzeydeki S dalgası hızı Vs ile gösterildiğinde yüzeydeki zemin hakim frekansı;

$$F_g=\frac{V_b}{4A_g\times H} \tag{1.9}$$

ile ifade edilmektedir. Ana kayadaki ivme;

$$\propto_b=(2\pi F_g)^2\times d \tag{1.10}$$

olup birim şekil değiştirme F_g, A_g ve V_b değerlerine bağlı olarak

$$\Upsilon=((A_g\times\propto_b(2\pi F_g)^2)\times\left(4A_g\times\frac{F_g}{C_b}\right) \tag{1.11}$$

$$\Upsilon=\left(\frac{A_g{}^2}{F_g}\right)\times\left(\frac{\propto_b}{\pi^2\times C_b}\right) \tag{1.12}$$

$$\Upsilon=c\ K_g\propto \tag{1.13}$$

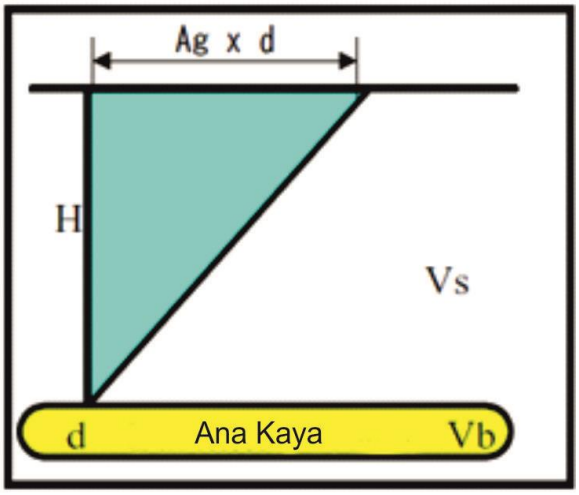
olarak bulunur. Burada C_b; ana kayadaki kayma dalgası hızını göstermektedir.

$\propto_b=(2\pi F_g)^2\times d$ ve $c=1/(\pi^2 V_b)$ Eşitlik (1.13)' te yerine koyulduğunda;

$$K_g=\frac{A_g{}^2}{F_g} \tag{1.14}$$

olarak elde edilmektedir. Burada F_g, Y/D'den hesaplanan hakim frekansı belirtmektedir.

Burada c değişik sahalar için hemen hemen sabittir. Etkin kesme gerilmesi Eşitlik (1.9)'da yüzde e ile tanımlanan e=% 60 ve Cb=600m/s varsayımı altında Kg ve α_b'ye eşit olur. Kg, sahaya göre bir değerdir ve hasar indeksi olarak dikkate alınabilir. Bu sayede yerin zayıf noktalarını seçmede yararlı olabilir.



Şekil 1.6. Kg parametrelerinin gösterimi (Nakamura,2000)

Bu tez kapsamında bölgeyi daha iyi yansıtacak NEHRP normları üzerinden bir sınıflamaya gidilmiştir. S-dalgası hız profilleri kullanılarak zemin sınıf bilgisinin oluşturulması için sınıflama kriterlerinden birisi de NEHRP (National Earthquake Hazard Reduction Programme) zemin sınıflama kriterleridir. NEHRP, A.B.D'de jeoteknik ve inşaat mühendisliği camiasında kabul görmüş ve yeni yapılan inşaatların sismik dizaynında yaygın olarak kullanılan zemin sınıflama kriterleridir (Wills ve diğ., 2000) NEHRP'e göre zemin sınıfı, S-dalga hızının 30 metre derinliğe kadar olan ortalama hızına (Vs_{30}) ve zemin hakim periyorlarına (T_0) dayanmaktır ve bu sınıflar Tablo 1.1'de verilmiştir.

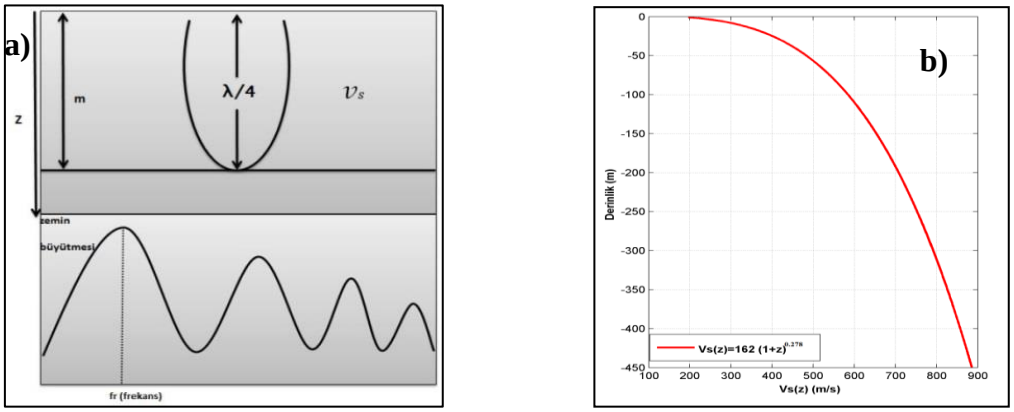
NEHRP kriterlerine göre zeminler Vs_{30} ortalama değerlerine göre, A ile F sınıfı arasında 6 sınıfa ayrılmıştır. NEHRP'e göre en yüksek kalitedeki A tipi zemin, Vs_{30} hızı 1500 m/san veya daha yüksek olan, en düşük kalitedeki E tipi zemin, Vs_{30} hızı 180 m/san veya daha düşük olan zeminler olarak tanımlanmıştır. F sınıfı zeminler ise kalınlığı 36 metreden daha fazla ve düşük Vs (< 180 m/sn) hızlı zeminlerdir.

Tablo 1.1. NEHRP'e göre zemin sınıflama kriterleri

Zemin Sınıfı	**Tanımlama**	**Ortalama S Dalga hızı 30m'ye kadar ($Vs_{(30)}$)**	**Zemin Hakim Periyotları (sn)**
A	Sert ana kaya	>1500 m/san	T≤0,08
B	Sağlam dayanıklı ile sert kaya arası birimler	760-1500 m/san	0,08≤T≤0,16
C	Yoğun toprak, yumuşak kaya	360-760 m/san	0,16≤T≤0,33
D	Sert toprak	180-360 m/san	0,33≤T≤0,67
E	Yumuşak killer	<180 m/san	T≥0,67
F	Suya Dolgun kil, sıvılaşabilir zeminler	<180 m/san	

1.7.Derinlik Hız fonksiyonu ve Sediman Kalınlık

Zemin etkisi transfer fonksiyonu olarak verilir. Bu da iki tabakalı model için Şekil 1.7a'da gösterilmektedir:



Şekil 1.7. Zemin tepkisi için transfer fonksiyonu temel prensibi (a) ve S dalga hızı ve derinlik ilişkisi (b)

Rijit temel kaya ve üzerini kaplayan m kalınlıklı sedimanı, V_s de kesme dalgası hızını temsil etmektedir. Bu sistemin rezonans frekansı λ/4'ün katı olan kalınlıklarda görülür. Transfer fonksiyonu maksimum frekansları:

$$fr=\frac{nV_s}{4m} \text{ (n=1,3,5..) da görülür (Kanai ve Tanaka, 1961).} \quad (1.15)$$

Hız-derinlik fonksiyonu şu şekilde yazılabilir:

$$V_s(z)=V_0(1+Z)^x \quad (1.16)$$

V_0:Yüzey kesme dalgası hızı (yüzeydeki V_s), $Z=z/z_0$ (z_0=1m) ve x: hızın derinlik-bağımlı katsayısı.

Hakim rezonans frekansı f_r, $1/4T_0$ olarak hesaplanır. T_0; tabakanın yüzeyi ve tabanı arasındaki kesme dalga hızının seyahat zamanıdır. Buradan da m ile temsil edilen sediman kalınlık şu şekilde hesaplanır;

$V(z)=d_z/d_t$ olarak ifade edilir ve seyahat zamanı aşağıdaki gibi hesaplanır;

$$T_0 = \int_0^m \frac{dz}{v_s(z)} = \frac{1}{v_0}\int_0^m (1+z)^{-x}dz$$

$$T_0 = \frac{1}{v_0}\ \frac{(1+m)^{1-x}-1}{1-x} \quad (1.17)$$

Kalınlık ve rezonans frekansı arasındaki bağıntı aşağıdaki gibi olur:

$$f_r=\frac{1}{4T_0}=\frac{V_0(1-x)}{4[(1+m)^{1-x}-1]} \quad (1.18)$$

Buradan da;

$$m=[\frac{v_0(1-x)}{4fr}+1]^{1/(1-x)} - 1 \quad (1.19)$$

olarak hesaplanır. f_r, Hz, V_0, m/sn ve m metre cinsinden derinliktir.

1.8. Arazide Alınan Tremor Kayıtları ve Veri Seti

Mikrotremor verilerinin alınması ve kaydedilmesi GÜRALP CMG 40TD-1 hızölçer sismometre kullanılarak 43 noktada ölçü alınmıştır. Ölçüm noktaları mümkün olduğunca çalışma alanı kalacak şekilde veya alanın çok yakınlarında bölgeyi en iyi temsil edebilecek noktalarda seçilmiştir. Ölçüm noktalarının aralıkları yaklaşık olarak 250-500 m arasındadır. Ölçümler 03.01.2013-03.05.2013 tarihleri arasında yapılmıştır. Her bir noktada 30'ar dakikalık gürültü kaydı alınmıştır. Ölçümler sırasında trafiğin ve şehir gürültüsünün fazla olduğu yerlerde gece alınmıştır. Kayıt formatı GCF (Guralp Compressed File) şeklindedir. Bu format özel ve küçük boyutlu bir takım olup farklı dosya formatlarına da çevrilebilmektedir (txt, sac vb). Kayıt edilen üç bileşen gürültü verisi SCREAM adlı yazılımda hızlıca görüntülenip basit veri işlem aşamaları yapılabilmektedir. Sismometreler ivme, hız ve yer değiştirmeye duyarlı olup bu üç büyüklükten biri ile kayıt alınabilmektedir. Bu çalışmada sismometre ile yapılan ölçümlerde hız kaydı alınmıştır. Sismometrenin frekans tepki aralığı 320 μHz-256 miliHz'dir. Uzun peryod tepkisi 10-120 sn ve kısa peryod tepkisi 50 Hz üzerindedir. Frekans aralığı 30sn-100Hz'dir. Kayıtlarda güç kaynağı olarak 12 V pil kullanılmıştır. Arazide kayıtlar doğrudan dizüstü bilgisayar bağlantısı ile sayısal olarak alınmıştır. Kayıt alırken arazide dikkat edilmesi gereken en önemli husus rüzgar ve zaman ortamında yüksek genlikli doğal olmayan bozucu rastgele gürültülerdir. Bunu çözümü de ölçüm noktasında rüzgârdan korunmak için aleti gömmek ve diğer yüksek gürültü içeren bölgelerden uzak veya gece ölçü almaktır. Şekil 1.8'de ölçümler sırasında kullanılan ekipmanlar görülmektedir.

1.9. Veri İşlem Aşamaları ve Verilerin Değerlendirilmesi

Alınan kayıtların analizi Nakamura'nın öngördüğü yönteme göre değerlendirilmiştir. Kayıtların çözümünde Geopsy (SESAME Avrupa Projesi, 2004) yazılımı kullanılmıştır.

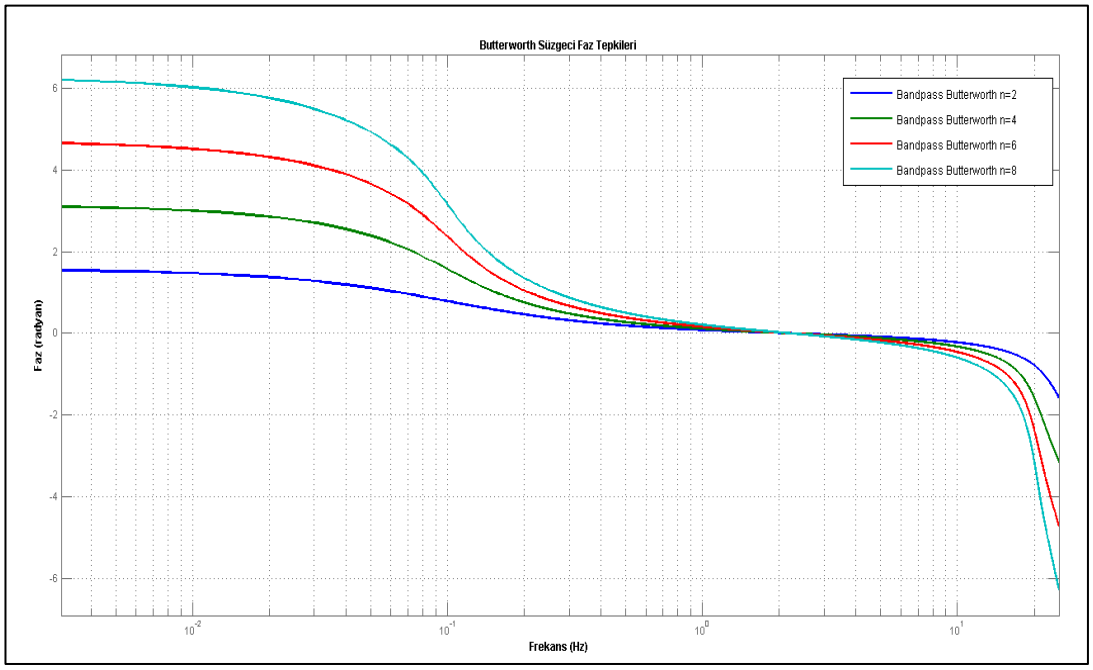
Kaydedilen ham veriye zaman ortamında pencereleme işlemi yapılmıştır. Kenarlarından %10 yuvarlatılmış Kosinüs penceresi uygulanarak zaman dizisinin her iki ucunda oluşacak ani değişimler sonucu spektrumlarda görülebilecek yan salınımların genlikleri düşürülmüştür.



Şekil 1.8. GÜRALP CMG 40TD-1 üç bileşen geniş bandlı hız ölçer ve ölçü düzeni

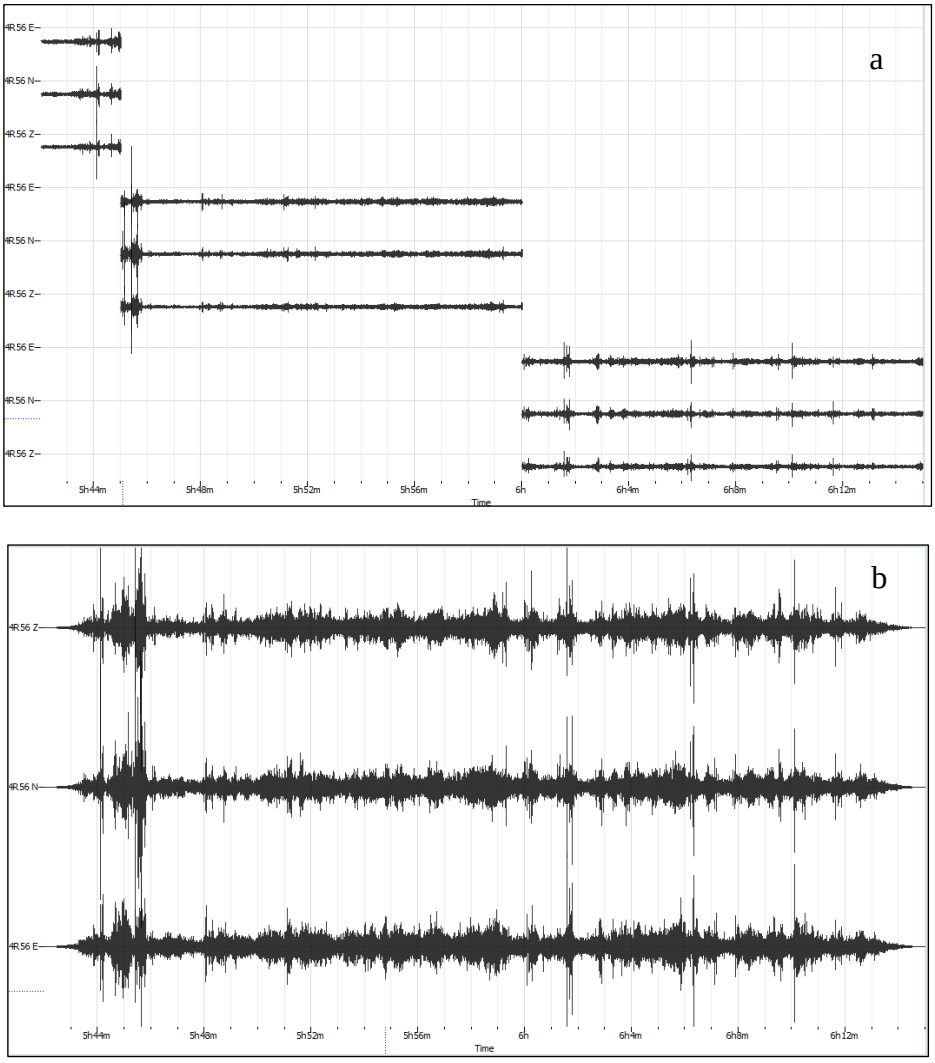
Veri 0,1-20 Hz arasında band geçişli Butterworth süzgeç ile süzülmüştür. Böylece sinyallerden çok düşük ve yüksek frekanslardaki gürültüler atılmış, geriye mikrotremorları oluşturan frekans içeriği kalmıştır.

Butterworth süzgecin özelliği geçiş bandında mümkün olduğunca düz bir frekans tepkisine sahip olmasıdır. Butterworth süzgecin derecesi, yalnız süzgeçlenen noktanın hesaplanması için kullanılan veri noktası sayısını tanımlar. Düşük dereceler zaman ortamında sinyali az değiştirir, ancak frekans ortamında süzgeci az etkin kılar, yüksek dereceler ise süzgeci frekans ortamında daha etkin kılar, ancak zaman ortamında sinyali daha çok değiştirir. Burada önerilen 2.dereceyi kullanmaktır.



Şekil 1.9. Bandpass geçişli Butterworth süzgecinin frekans tepkisinin gösterimi

Şekil 1.9'da n=2,4,6 ve 8. dereceye kadar olan süzgeç derecelerini (n) göstermektedir.

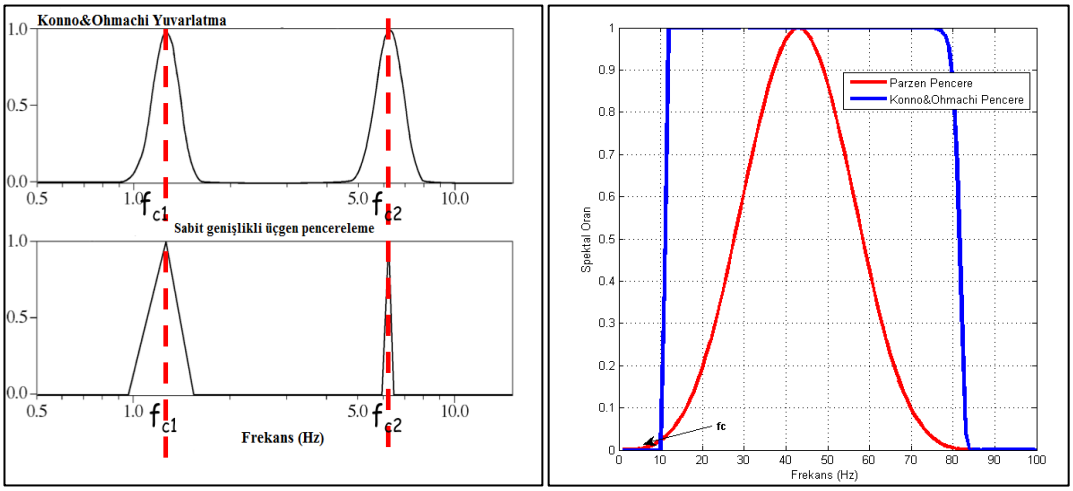


Şekil 1.10. Ham veri (a) ve veriye uygulanan birleştirme, sıfır ortalamaya getirme, cosinüs pencereleme ve filtre işlemlerinin gösterimi (b)

Üçüncü aşamada çözümlemede kullanılmak üzere süzülmüş verilerden (Şekil 1.10) gürültü içermeyen, temiz kısımlar pencereler halinde seçilir ve pencere boyu hakim frekansın onda birinden küçük olacak şekilde olması gerekir.

Dördüncü aşamada, süzülen ve Kosinüs penceresi uygulanan zaman dizisinin Hızlı Fourier Dönüşümü (Fast Fourier Transform, FFT) ile frekans ortamında üç bileşen genlik spektrumları hesaplanmıştır.

Beşinci adım olarak, üç bileşene ait genlik spektrumları Konno&Ohmachi penceresi (düzeltme sabiti b=40 alınmıştır, Şekil 1.11) ile yuvarlatılarak daha düzgün spektrum elde edilmeye çalışılmıştır.



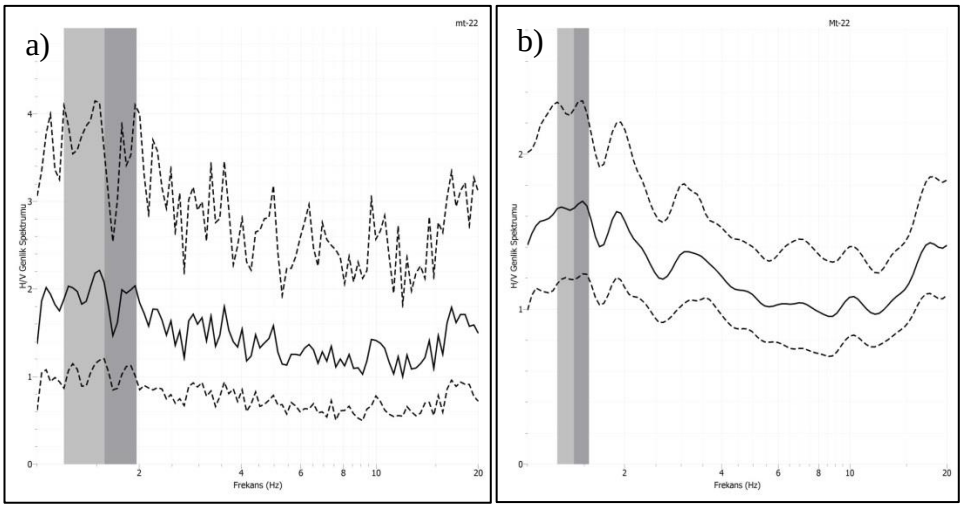
Şekil 1.11. Konno&Ohmachi pencere fonksiyonu

Konno&Ohmachi penceresi aşağıda verilen bağıntı ile tanımlanır;

$$\frac{\sin\left(\log_{10}\left(\frac{f}{f_c}\right)^{b}\right)^{4}}{\log_{10}\left(\frac{f}{f_c}\right)^{b}} \qquad (1.20)$$

Burada; f: frekans, f_c: merkez frekansı, b: band genişliği katsayısıdır.

Konno&Ohmachi fonksiyonu ile yuvarlatma, frekans analizlerinde güçlü bir şekilde tavsiye edilir çünkü alçak ve yüksek frekanslarda sabit band genişliğini korur. Bu yuvarlatma fonksiyonu farklı sayıda alçak ve yüksek frekanslı olayları ayırmada iyi sonuç vermektedir. Yuvarlatma sabiti (b) 0-100 arasında değişen yuvarlatma sabiti ile kontrol edilir. Bu değer kullanıcı tarafından belirlenir. Sıfır değeri oldukça keskin bir yuvarlatmaya, 100 değeri ise çok az bir yuvarlatmaya karşılık gelir. Burada b=40 alınarak daha düzgün bir spektrum elde edilmeye çalışılmıştır.



Şekil 1.12 Yuvarlatma uygulanmamış veri (a) ve uygulanmış veri (b)

İki yatay bileşenin (KG ve DB) spektrum değerlerinin kare ortalaması alınarak tek yatay bileşen (Y) elde edilmiştir. Böylece kullanılan yatay bileşen yön bağımsız duruma getirilmiştir ve bileşenlerden herhangi birinde olabilecek gürültü oranı azaltılmıştır. Kare ortalama Eşitlik (1.21)'de verilmiştir.

$$Y=\sqrt{N^2+E^2} \tag{1.21}$$

Y:yatay bileşen spektrumu, N ve E sırasıyla KG ve DB bileşen spektrumları

Her bir pencere için belirlenen yatay bileşenlerin ortalaması (karekök ortalama) düşey bileşen spektrumuna oranlanmış ve elde edilen H/V oran spektrumları aynı eksende çizdirilerek spektral uyum kontrol edilmiştir. Seçilen tüm pencereler için hesaplanan H/V oranlarının aritmetik ortalaması yatay eksen frekans, düşey eksen genlik olacak biçimde çizdirilmiştir. Bu grafikte en büyük genlikli pikin frekans ekseninde karşılık geldiği aralık, baskın frekans aralığı ve genlik değeri de büyütme olarak alınmıştır.

Y/D oranının hesaplanması özetle aşağıdaki adımlarla elde edilir (Şekil 1.13);

1.Üç bileşen gürültü ölçümlerinin kaydedilmesi

2.Pencereleme ve filtreleme

3.En durağan zaman pencerelerinin seçilmesi

4.Her bir pencere için Fourier genlik spektrumlarının hesaplanması ve yuvarlatılması

5.Yatay bileşenlerin ortalamalarının alınması

6.Her bir pencere için Y/D oranının hesaplanması

7.Ortalama Y/D oranının hesaplanması



Şekil 1.13. Y/D hesaplamalarının veri işlem akış şeması

1.9.1. H/V eğrilerinin güvenilirlikleri ve belirgin doruk tespitleri

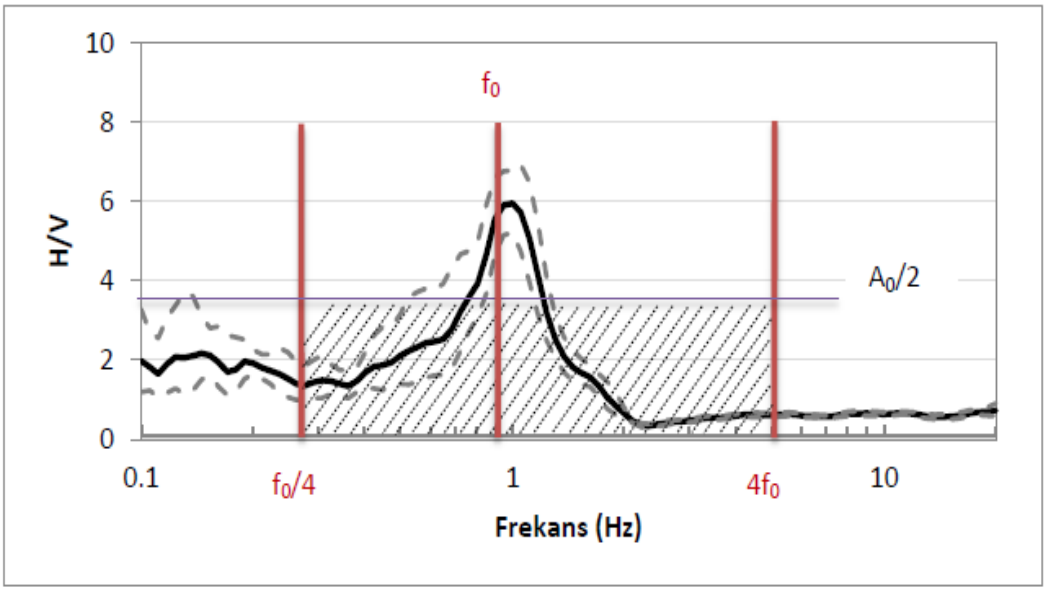
Çalışma kapsamında Gölcük-Değirmendere'de alınan ölçümler sonuçlarından Güvenilirlik Kriterlerinin her nokta için sağlandığı görülmektedir. Güvenilirlik kriterleri sağlıklı bir mikrotremor analizi için sağlanması zaruridir. Tablo 1.2 de bu koşullar gösterilmektedir.

Tablo 1.2. Güvenilirlik ve belirgin doruk kriterleri. (SESAME,2004)

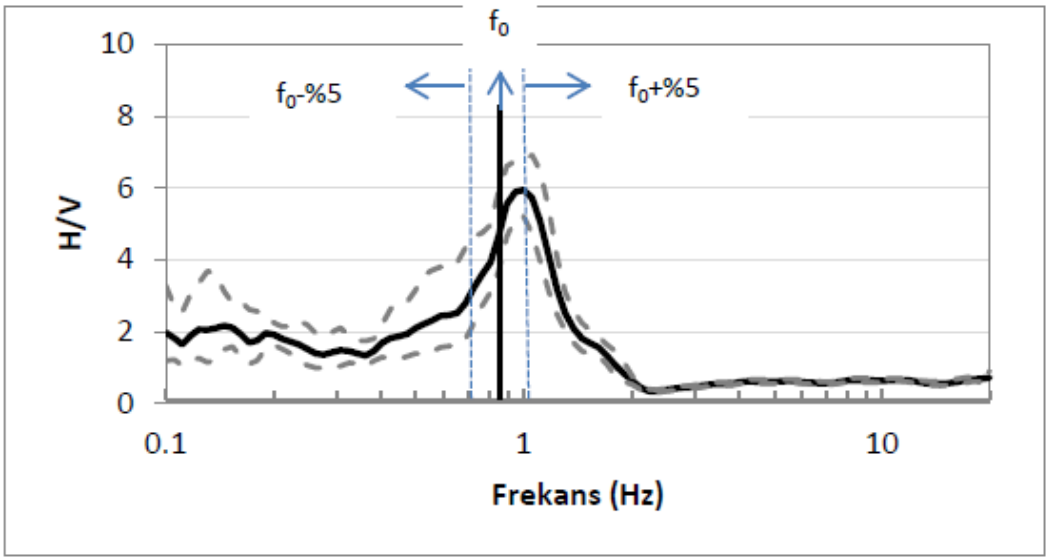
Güvenilir bir H/V eğrisi için koşullar	**Açıklamalar**
1-$f_0 > 10/L_w$	Lw =Pencere Uzunluğu (sn)
2-$n_c(f_0) > 200$	Nw=Pencere Sayısı
3- $\sigma A(f) < 2$, $0.5f_0 < f < 2f_0$, eğer $f_0 > 0.5$Hz $\sigma A(f) < 3$, $0.5f_0 < f < 2f_0$, eğer $f_0 < 0.5$Hz	nc= Lw.Nw. f_0=belirgin devir sayısı
	f = kullanılan frekans
Belirgin bir H/V doruğu için koşullar	f_0 = H/V doruk (pik) frekansı
1- $A_0 > 2$	$A_0 = f_0$ frekansının H/V doruk genliği
2- $A_{H/V}(f^-) < A_0/2$	$A_{H/V\,(f)}$ = f frekansındaki H/V eğrisi genlik değeri
3- $A_{H/V(f+)} < A_0/2$	$f^- = A_{H/V\,(f-)} < A_0/2$ için $f_0/4$ ve f0 arasındaki frekans
4- $f_{peak\,[AH/V(f) \pm \sigma A(f)]} = f0 \pm 5\%$	$f^+ = A_{H/V(f+)} < A_0/2$ için f_0 ve $4f_0$ arasındaki frekans $\sigma A\,(f) = A_{H/V\,(f)}$'nin standart sapması

H/V eğrilerinde görülen doruk noktalarının zemine ait rezonans frekansını temsil edip etmediği belli koşuller baz alınarak değerlendirilebilir. Elde edilen sonuçlara göre mikrotremör verileri değerlendirilirken güvenilir bir değerlendirme için 3 temel koşul incelenmektedir. Bunlar; birinci koşul seçilmesi gereken pencere sayısını belirlemektir. İkinci koşul tüm kayıt içerisindeki belirgin devirlerin sayısının 200'den büyük olması gerekliliğidir. Son koşul ise f_0 değerinin 0,5Hz'den büyük veya küçük olmasına göre H/V eğrisinin standart sapma değerlerinin (σ) belli değerlerden küçük olmasını (f_0<0,5Hz ise σ<3 ve f_0>0,5Hz ise σ<2) istemektedir.

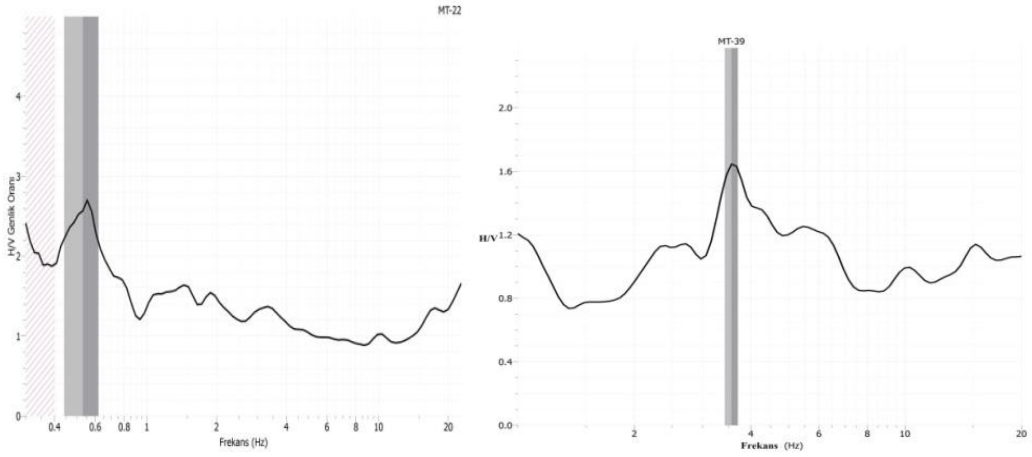
Aynı şekilde H/V eğrisinde görülen bir doruğun zemin hakim periyodu olup olmadığı 4 farklı kuralla kontrol edilmektedir. Bu 4 kuraldan en az 3 tanesinin sağlanması durumunda H/V eğrisindeki doruk, belirgin bir doruk olarak değerlendirilebilmektedir. Fakat aynı zamanda belirgin doruk koşulları sağlanmasında zorluklar ve güçlükler ile karşılaşılmaktadır. Örneğin 2. ve 3. maddelerde belirtilen hakim frekansın 4 katı ve ¼ arasındaki alanın kontrolu ve istenilen genlikten küçük olması çok idealize bir durum olduğu görülmekte dolayısıyle çoğu noktada sağlanamaktadır (Şekil 1.14 ve 1.15). Ayrıca bu 4 maddeden 3' nün sağlanması yeterli fakat hangi 3'nün olması gerektiği belirtilmemiş olup bu konuda yorumcuya görev düşmektedir ve sahanın genel jeoloji ve yapısal unsurlarıyla desteklenmelidir. Bu bağlamda SESAME koşulları tartışılıp yeni öneriler getirilebilir. Örneğin belirgin doruk koşullarından büyütmenin 2'den ne kadar büyük olması gerekliliği sorgulanabilir. Aynı zamanda yine belirgin doruk koşullarından 2.ve 3. kriterlerinin (Tablo 1.2) sağlanması tecrübelerle zor olduğu görülmektedir. Uzun süreli kayıtlarda (≥1 saat) bu koşullar için belirgin bir pik görülmesi muhtemeldir.



Şekil 1.14. Belirgin doruk koşullarından 2. ve 3. maddenin H/V eğrisi üzerinde gösterimi (Tekebaş ve Yalçınkaya, 2011)

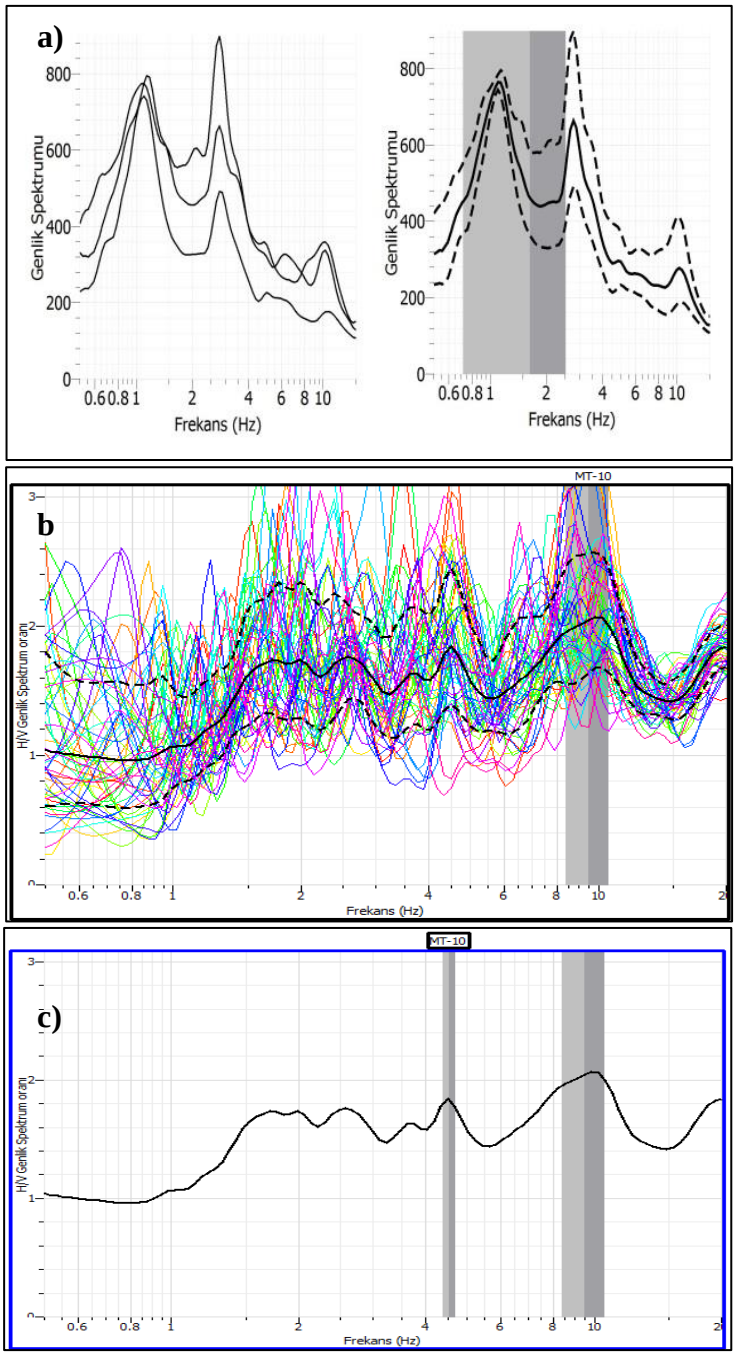


Şekil 1.15. Belirgin doruk koşullarından 4. maddenin H/V eğrisi üzerinde gösterimi (Tekebaş ve Yalçınkaya, 2011)



Şekil 1.16. İkinci ve üçüncü doruk kriterlerinin denetlenmesinin gösterimi (22.ve 39. Ölçü noktası için)

Şekil 1.16'da soldaki grafikte alçak frekanslardaki saçılmalardan dolayı 2.güvenilirlik kriteri denetlenememektedir. Sağdaki H/V eğrisi bu şartları sağlamaktadır.



Şekil 1.17. a) Bileşenlerin genlik spektrumları ve ortalamaları b)Y/D'den hesaplanan hakim frekans (aldatıcı doruk) c) Genlik spektrumlarına bakılarak yorumlanan ve belirlenen hakim frekans eğrileri

Çalışmada Güvenilirlik kriterleri sağlanmış olup belirgin doruk tespitleri tüm sonuçlar için sağlanamamıştır. Fakat bu yer için hesaplanan hakim frekansların yanlış olduğu anlamına gelmemektedir. Aksine doğru hakim frekanslar hesaplanmış olabilir. Bunun sağlaması verinin genlik spketrumlarına ve standart sapmalarına bakılarak anlaşılabilir. Fakat büyütme değerleri için tüm belirgin doruk koşıllarının sağlanması daha doğru sonuçlar verecektir. Örneğin Şekil 1.17'de ki çözümde de ölçü alınan yerin 10 m yakınında mahalli elektrik trafo merkezinin etkisi görülmektedir. Bu yüksek frekansta saptanan genliğin olumsuzluğu hakim frekansı belirlemede dikkkate alınmamıştır. Şekil 1.17.(a)'da genlik spektrumuna bakıldığında hakim frekansın Y/D doruğu ile örtüşmediği görülmektedir. Bu yüzden Şekil 1.17.(c)'de görülen yoruma gidilmiştir. Hakim frekans, ham genlik spektrumundaki en büyük genliğe karşılık gelen frekans ile örtüşmek zorunda değildir fakat bu gibi durumlarda genlik spektrumlarını incelemek en iyi yaklaşıma gitmede fayda sağlar.

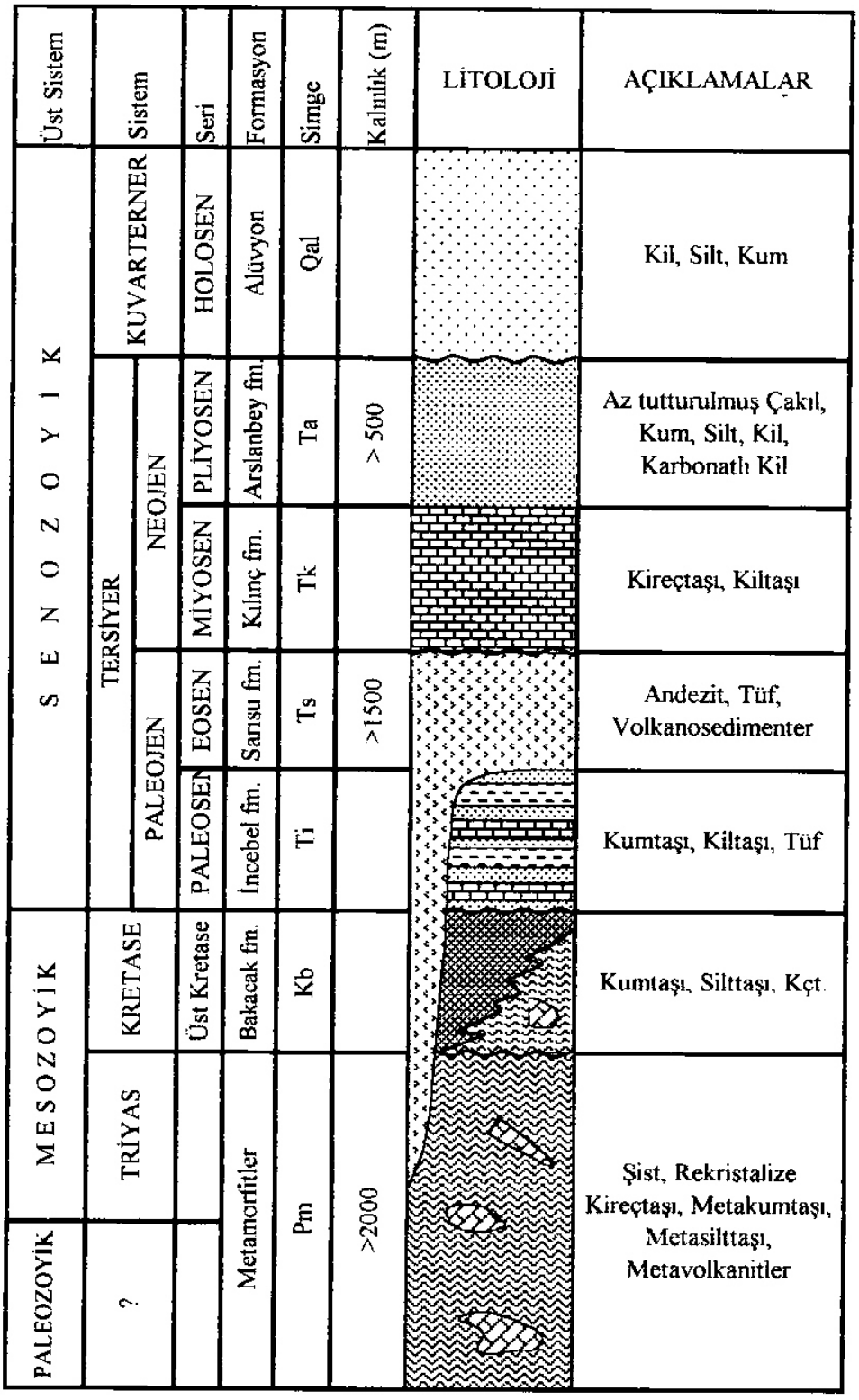
2. ÇALIŞMA ALANININ JEOLOJİSİ VE TEKTONİĞİ

2.1. Bölgesel Jeoloji

Kocaeli İli Gölcük İlçesi'nin ve Değirmendere Beldesi'nin de içinde yer aldığı Armutlu Yarımadası ve bu yarımadanın jeolojisi birçok araştırmacı tarafından değişik amaçlarla incelenmiştir (Yılmaz ve diğ., 1989). Bu çalışmalar, genellikle, Armutlu Yarımadası' nın genel jeolojisi ile yapısal jeolojisinin ortaya konulmasına yönelik çalışmalardır. Burada, bölgede yer alan ve genel olarak tüm araştırmacıların kabul ettiği jeolojik istif, yaşlıdan gence doğru tanıtılacaktır. Çalışma alanını da içine alan bölgenin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti verilmiştir Şekil 2.1'de verilmiştir (Konak, 2002).

İncelenen Bölge, İzmit Körfezi' nin güneyinde, doğu batı doğrultusunda uzanan oldukça geniş bir yüzölçümüne sahip olan Armutlu Yarımadası' ndadır. Çalışma alanının yer aldığı Kocaeli ve civarında Palezoyik, Mesozoyik ve Senozoyik dönemlerine ait formasyonlar bulunmaktadır.

Armutlu Yarımadası, Pontidlerin batı kesiminde, Kuzey Anadolu Fayı' na ait olan kollarla sınırlı ve karmaşık yapısal unsurlar taşıyan bir bölgedir. Kuzeyde yer alan İstanbul zonuna ait kaya toplulukları ile güneyde Sakarya zonuna ait kaya topluluklarının bir araya geldiği önemli bir konuma sahiptir. Dolayısıyla hem eski hem de yeni süreçlerden oldukça etkilenmiştir.



Şekil 2.1. Bölgenin genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti (Konak, 2002)

Bölgede Palezoyik kayaçlar volkanik kayaçlara oranla daha küçük sahalar kaplar. Mesozoyik'i olistolit nitelikli kayaçlar temsil eder. Tersiyer'e ait volkanitler ve filişler bölgenin büyük bir kısmını kaplar. Pliyosen yaşlı birimleri gevşek tutturulmuş

metamorfit ve volkanitlere ait malzemeler oluşturur. Alüvyonlar ise Kuvaterner'i kapsar (Konak, 2002).

Armutlu Yarımadası' nın temel birimlerini oluşturan kristalen şist, killi şist, serizit şist, rekristalize kireçtaşları, metakumtaşı ve metasilttaşı Armutlu Yarımadası'ndaki metaformik topluluğu oluşturmaktadır. Bu temel birimlerde herhangi bir adlamaya gidilmemiş veya çeşitli araştırmacılar tarafından değişik adlamalar yapılmıştır. İlk olarak metaformizma derecelerinin farklılığından dolayı bu metamorfitler, İznik metamorfik topluluğu ve Pamukova metamorfik topluluğu olarak iki kısımda incelenmiştir (Göncüoğlu ve diğ., 1986). Başka bir çalışmada ise bu metamorfit temel birimler Armutlu metamorfik topluluğu olarak isimlendirilmiştir (Yılmaz ve diğ., 1989).

Metamorfiklerin en üst tabakasını Rekristalize kireçtaşı oluşturmaktadır. Kısmen kompakt kısmen şişti görünüşte, çok çatlaklı gri-kırmızımsı renklerden oluşan kristalen kalkerlerin ayrışmaya maruz kalmış kesimlerinde, beyaz, açık gri, kirli sarı renk hakimdir. Metamorfitlerin üzerinde kumtaşı-silttaşı ve çakıltaşından oluşan Üst Kretase yaşlı Bakacak formasyonu gelmektedir (Konak, 2002).

Armutlu Yarımadası'nın değişik yerlerinde görülen filiş özelliğindeki çökeller Armutlu Yarımadası metamorfitleri üzerine uyumsuz olarak gelir. Çökeller, volkanik tüf, aglomera, karbonat, kum, kil ve marn düzeylerinden oluşmaktadır. En iyi mostralarına Yalova-Orhangazi arasındaki geniş alanlar ile Bahçecik ve Döngel civarlarında rastlanır. Paleosen yaşlı olarak belirtilen filiş çökelleri Eosen yaşlı Sarısu volkanitleri ile tedrici geçişler yapmaktadır. Bu nedenle bazı yazarlar tarafından bu çökellere Üst Paleosen-Orta Eosen yaşı verilmiştir.

Armutlu metamorfik topluluğu üzerine bazen uyumsuz bazen de faylanmalı olarak Sarısu volkanitleri gelmiştir. En iyi mostralarına İznik, Yalakdere, Dumanlı Tepe, Bahçecik, Döngel ve Karamürsel yolu üzerinde bulunan Kızderbent Köyü dolayında rastlanmıştır. Genel olarak, esmer, kahverengimsi, bazen beyaz sarı ve yeşilimtırak renkleriyle tanımlanan bu volkanitler birbiri ile son derece girift olduklarından bunları birbirinden ayırt etmek mümkün olmamıştır (Konak, 2002).

Armutlu Yarımadası'ndaki volkanik materyallerin Paleosen-Eosen' e ait fosilli filiş seviyeleri içerdiği, ayrıca bazı bazaltik lavların pillov-lav karakterinde olmasından dolayı volkanik kayaçların Paleosen-Eosen esnasında meydana gelen deniz dibi erüpsiyonları neticesinde oluştuğu düşünülmektedir (Konak, 2002).

Makroskobik olarak farklılıklar gösteren bu kütlelerin daha önceki çalışmalardan alınan bilgilere göre mikroskobik incelenmesinde hemen hepsi (epidotlaşmış, albitleşmiş, kloritleşmiş) diyabaz olarak tayin edilmiştir. Bazaltlar, diyabazdan kırmızımsı-siyah rengi ve fazla başkalaşmaya maruz kalmamış özelliği ile ayırt edilmiştir.

Sarısu volkanitlerinin üzerine inceleme alanı içerisinde gözlenemeyen ancak Yalova ve Kılınç' ta yaygın şekilde gözlenen Kılıç Formasyonu gelmektedir.

Kılıç Formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelen Pliyosen yaşlı Arslanbey Formasyonu gelmektedir. Değişik dönemlerde bölgede çalışan yerli ve yabancı pek çok araştırmacı birimin yaşı ve alt-üst ilişkisi konusunda farklı görüşler ortaya koymuştur.

Pliyosen çökelleri genellikle az tutturulmuş çakıl, kum, silt, kil, karbonatlı kil ardalanmasından oluşur. Birim genellikle az tutturulmuş-gevşektir.

Çakıllar max. 25 cm, çoğunlukla 6-8 cm, nadiren 1-2 cm çaplı ve genellikle yuvarlaktır. Birim içerisindeki iri taneli çakıllar tamamen diyabaz ve bazalttan ibarettir. Bu birim yarımadanın şekillenmesinde önemli bir rol oynayan KAFZ (Kuzey Anadolu Fay Zonuna) bağlı hareketlerden etkilenmiştir. Pliyosen tabakalarının kalınlığı fazla olmayıp, bölgede 100 m civarında görülür. Tabakalarda makro ölçekte fosile rastlanmamıştır (Konak, 2002).

Kuvaterner yaşlı alüvyon ise tüm istifi örtmektedir. Alüvyonlar derelerin denize döküldüğü yerlerde, küçük sahalarda teşekkül etmiştir. Çökeller derelerin geçtiği yerlerde aşındırdığı taşların münavebe ile çakıl, kum, kil olarak yığılmasından oluşmuştur (Konak, 2002).

2.2. Çalışma Alanının Jeolojisi

İnceleme alanında Palezoyik yaşlı Metamorfikler, Pliyosen yaşlı Arslanbey Formasyonu ile Kuvaterner yaşlı Alüvyon çökelleri gözlenmektedir.

2.2.1. Paleozoyik yaşlı metamorfikler (Pm)

Metamorfikler, çalışma alanınında Değirmendere' nin güney ve güneybatısında görülmüştür ve koyu yeşilimsi gri renkli, yer yer belirgin tabakalanmalı, tabakaları batıya eğimli, çok çatlaklı ve parçalı, genellikle çok ayrışmış metakumtaşı şeklindedir. Genellikle derin vadilerle yarılmış, dik yamaçları olan yüksek röliyefli dağlık bir morfolojiye sahiptirler (Konak, 2002).

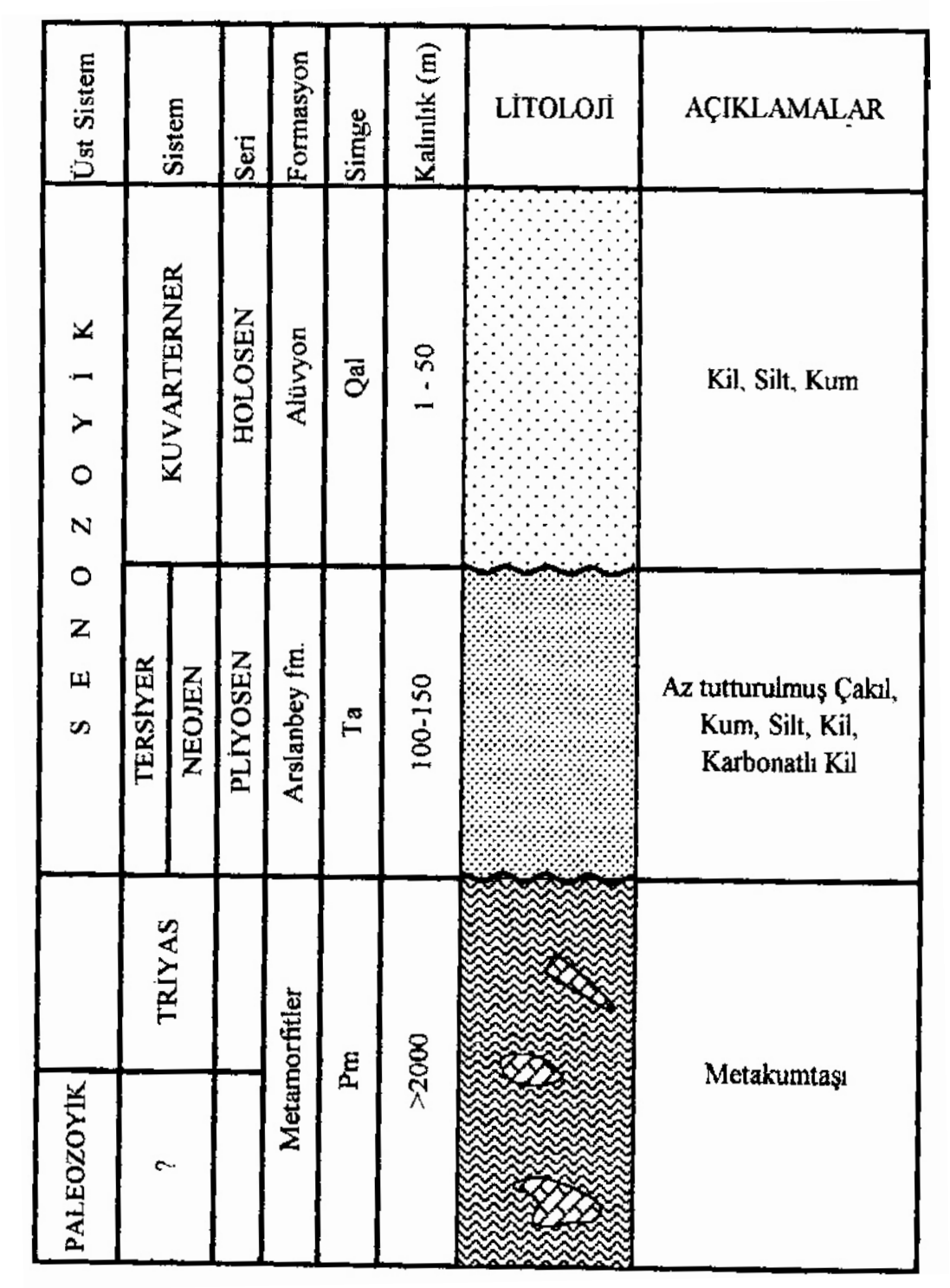
2.2.2. Arslanbey formasyonu (Ta)

Pliyosen yaşlı olan bu birim, Göncüoğlu ve diğerleri (1986) tarafından Arslanbey Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Pliyosen yaşlı birim sığ denizel ve karasal ortam çökellerinin bir ürünüdür. D-B uzanımlı D-130 karayolunun hemen üzerinde görülmeye başlayan birim, çalışma alanının genellikle orta kesimlerinde, Gözlemen Tepe' de, 1 Mart Şehitliği alanında, Anafartalar Caddesi'nde ve saha içindeki tüm yükselim alanlarında izlenmektedir.

Genel olarak sarımsı-kahve renkli olan birim az tutturulmuş çakıl, kum, silt, kil ve karbonatlı kil ardalanmasından oluşur (Şekil 2.2.). Genellikle az tuturulmuş-gevşektir. Bağlayıcı madde genellikle kildir. Bazı seviyelerde çok düzenli ve ince-orta katmanlıdır. Bazı seviyelerde ise katmanlama düzensiz ve belirsizdir (Konak, 2002).

Az tuttturulmuş kum bej-açık kahverengi renklidir. İnce-orta danelidir. Sıkı, yer yer gevşek tutturulmuştur. Belirgin ancak devamlı olmayan şekilde ince-orta katmanlıdır. Sistematik süreksizlik içermez. Hidrojeolojik anlamda az-orta derecede geçirgendir.



Şekil 2.2. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti (Konak, 2002)

Silt yeşil-kahverengi renklidir. Az ayrışma gözlenir. Ayrışmış kesimleri açık kahverengi- koyu yeşil renklidir. Sert, ayrışmış kesimlerde az sertliktedir. Katmanlama gözlenmez. Sistematik süzeksizlik içermez. Hidrojeolojik anlamda az geçirgendir.

Kil açık yeşil-sarımsı kahverengi renklidir. Hafif bir çimeto ile tutturulmuştur. Bir çok yerde karbonatlı kil görünümündedir ve sahada bu özellikli görünümü ile kolayca tanınır. Hidrojeolojik anlamda geçirimsizdir.

Çakıltaşı ise kırmızı-kahverengi-açık yeşil renklidir. Orta-iri danelidir. Çimento kildir. Çakıllar genellikle volkanik kökenli olup, bazen de karbonat kökenlidir. Derecelenmesi iyi, boylanması kötüdür. Az serttir. Belirgin ancak devamlı olmayan şekilde ince orta katmanlıdır. Sistematik süreksizlik içermez. Hidrojeolojik anlamda orta derecede geçirgendir.

Çalışma alanında Arslanbey Formasyonu, ayrışma ve bozuşma nedeniyle sıkça zemin davranışı gösterir ve genellikle çeşitli sedimanter çökel topluluklarının oluşturduğu alüviyal yelpaze niteliğinde bir görünümle izlenir (Konak, 2002).

Çalışma alanında bu çökellerin genellikle çakıl, kum, kumlu-çakıl birimlerinden oluştuğu görülmektedir. Bu birimler, eğime uygun olarak hareket eden ve akma gösteren niteliktedir. Malzeme akıntısı çökelleri, yerçekimi eğiminin fazla olduğu topoğrafyada çökeldiğinden, çökelleri oluşturan çakılların boyutları bazen değişiklik gösterir.

Arslanbey Formasyonu, alüviyal yelpaze çökelleri içerisinde izlenen çökel topluluklarından biri de çakıl ve kumlu çökelleridir. Bu çökellerdeki çökel dizilimi, altta çakıllar, üstte ise kum birimleri şeklinde olmakla beraber yer yer çakıl ve kumlu çökeller grift şekildedir.

Çökeller içerisinde izlemen kumlu seviyeler genellikle diyajenez öncesi veya başlangıcı niteliğindedir. Kumlu seviyeler taze bir görünümde izlenirken, olgunluk dereceleri de iyi gelişmemiştir. Kumlu seviyelerde yer yer kuvars tanelerine rastlanılmıştır. Kumlu seviyeler genellikle dağılgan bir nitelikte olduklarından

tutturulma dereceleri fazla yeterli değildir. Çökeller içerisinde küçük boyutlu çakıllar, kum birimleri arasında tutturulmuş veya yarı tutturulmuş olarak izlenir.

Formasyon için kesin bir kalınlık verilmemekle birlikte inceleme alanında gerek yapılmış sondajlar gerekse saha gözlemlerinin ışığında 100 m den kalın olduğu görülmüştür.

Yukarıda tanımlamaları yapılan Arslanbey Formasyonu' nun litolojileri birbirleri ile yanal ve düşey yönde tedrici geçişli olduklarından bu çökel topluluklarını ayırmak zordur. Söz konusu litolojiler gevşek bir çimento ile tutturulmuştur ve sahanın bir çok kesiminde ayrışma bozuşma nedeniyle gerek gözlemsel gerekse de bölgede açılan sondajlardan kil-kum-çakıl olarak izlenmiştir.

2.2.3. Alüvyon (Qal)

Bu formasyon, bölgede yer alan daha yaşlı jeolojik birimlerin aşınıp parçalanarak daha alçak kısımlara taşınmaları ve birikmeleri sonucu oluşmuştur. Çalışma alanında alüvyonlara kuzey kesimdeki kıyı şeritlerinde ve inceleme alanı içerisindeki derelerin yataklarında eğimin düşük olduğu kesimlerinde rastlanmaktadır.

Alüvyonun geometrisini, yayılımını, yanal ve düşey yöndeki litoloji değişimlerini belirlerken açılmış sondaj kuyularından elde edilen veriler değerlendirilmiştir.

Alüvyonu oluşturan birimler, kil-silt-ince kum ile organik kil-silt ve az miktarda çakıl boyutundaki tanelerden oluşmaktadır. Söz konusu birimler yer altı suyuna doygun alüvyal, plaj, kıyı, lagün ve denizel bataklık çökellerinin (kil-silt-kum) oluşturduğu litojilerdir.

Alüvyonun toplam kalınlığının ise sahada yapılmış olan sondaj verileri de dikkate alındığı zaman 1-50 metre arasında olduğu ve alüvyon kalınlığının sahanın (Değirmendere) doğu kesimlerinde arttığı belirlenmiştir (Konak, 2002).

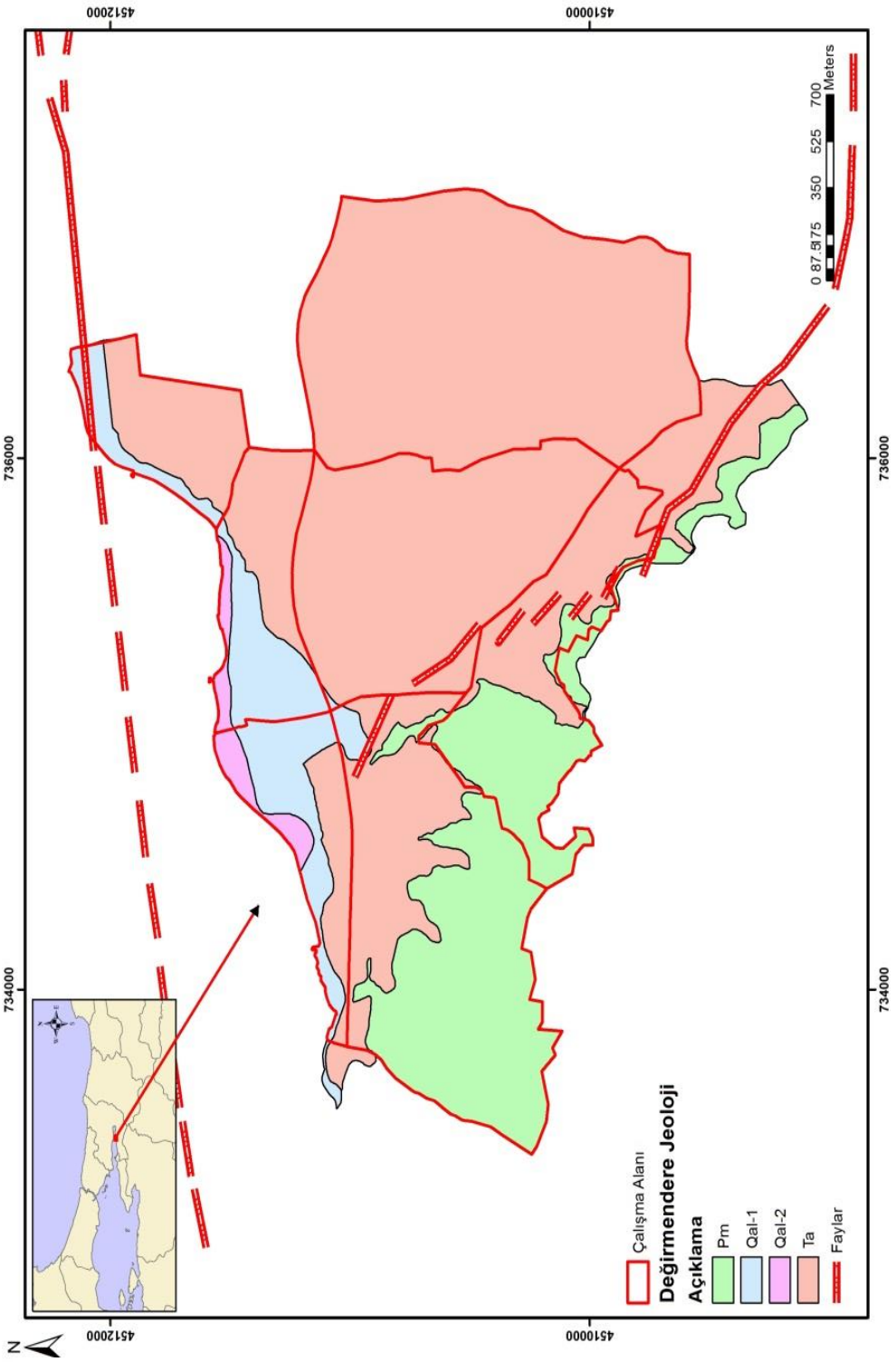
2.3. Çalışma Alanının Tektoniği

Çalışma alanı Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda yer almaktadır. Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) doğrultu atımlı ve sağ yönlü bir faydır. Doğuda Karlıova'dan başlayarak Erzincan-Tokat-Ilgaz-Gerede-Bolu üzerinden Mudurnu vadisine kadar

izlenir. Buradan Kuzey Anadolu Fay Zonunu'nun güney kolu olarak bilinen Geyve ve İznik' ten Gemlik Körfezi' ne uzanır. Bu kesimde tekrar kollara ayrılan Kuzey Anadolu Fayı' nın en kuzeydeki ana kolu Arifiye-Sapanca-İzmit Körfezi ve Gölcük üzerinden Kuzey Marmara çukurlarını takiben Gelibolu Yarımadası ve Saros Körfezi' ne ulaşır. Kuzey Anadolu Fayı' nın toplam uzunluğu 1400 km dir. Kuzey Anadolu Fay Zonu güncel koşullarda aktivitesini devam ettirmektedir.

Çalışma alanı içerisinde gözlenen en önemli yapısal hatlar ise faylardır. Söz konusu faylar aktif faylar ve aktif olmayan faylar olmak üzere iki grupta incelenmiştir. İnceleme alanı içindeki aktif faylardan ilki Gölcük' te Kavaklı sahili önünden başlayarak D-B uzanımlı olarak körfez içinden devam eder ve Gölcük Donanma Üssü alanı içinde yüzey kırığı olarak karaya çıkar. Söz konusu kırıkta 4.00-4.45 metrelik sağ yanal atımlar gözlenmiştir. Ayrıca, Atatürk Caddesi boyunca (D-130) izlenen fayın aktivitesi net olarak ortaya koyulmamakla beraber, 17 Ağustos 1999 depremi sırasında hasara sebep olduğu ve dolayısıyla hareket etmiş olduğu düşünülmektedir. Yine fay izi, Değirmendere de Yüzbaşılar Mahallesi' nde net bir biçimde görülmekte olup, 17 Ağustos 1999 depremindeki sağ yanal atım 3.4 m olarak ölmüştür (Konak, 2002).

Sahada izlenebilen diğer faylar ise aktif olmayan faylar olup, jeolojik yaş itibariyle daha eskidir. Bu faylar da iki grupta değerlendirilmiştir. Bunlar KB-GD ve KD-GB doğrultu faylardır. Söz konusu kırık (fay) hatları gerek morfolojik verilerden ve gerekse sahadaki diğer jeolojik gözlemlerden hareketle ortaya konulmuştur. KB-GD doğrultulu kırık hatları sahada genellikle net olarak izlenmiştir. Genel doğrultuları itibariyle Kavaklı Fayı' na paralel bir görünümdedir. Uzunlukları ise 1.5-6.5 km arasında değişir. KD-GB doğrultulu fay hatları ise genellikle topoğrafik verilerden elde edilmiş sahada kısmen izlenebilmiştir. Bu fayların uzunlukları ise 0.5-2.0 km arasındadır. Yapılan saha çalışmaları sırasında KB-GD doğrultulu kırık (fay) hatlarının KD-GB doğrultulu kırık (fay) hatlarına nazaran daha genç olduğu belirlenmiştir (Konak, 2002). 17/08/1999 Depremi yüzey kırığı Şekil 2.3'de görülmektedir.



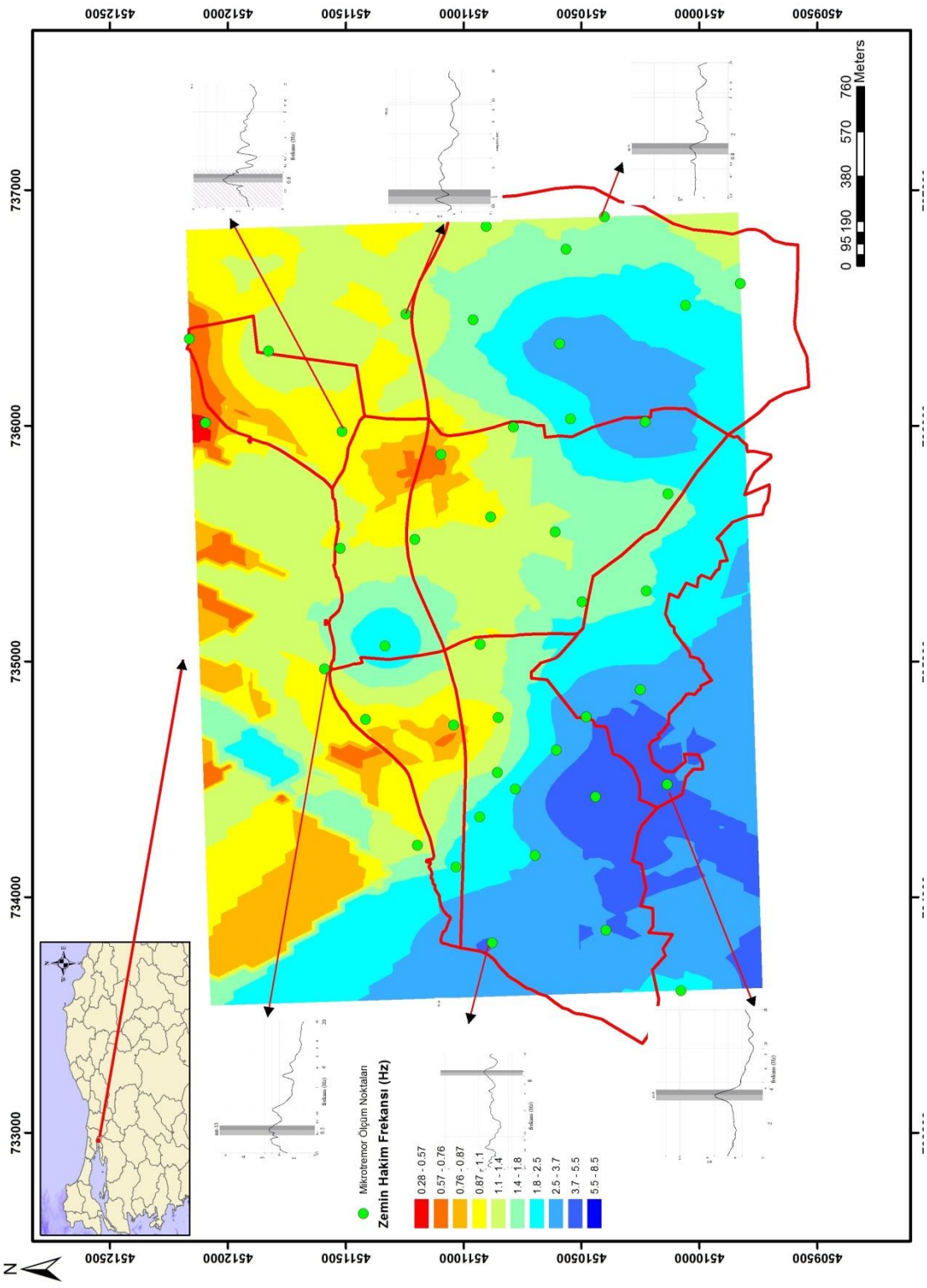
Şekil 2.3. Çalışma alanının jeoloji haritası ve faylar (Pm: Metamorfikler, Qal-1: Alüvyon: Az çakıllı, Kil, Siltli Kil, Kum, Qal-2: Genç Alüvyon: Kil, Silt, Kum, Çakıl,Ta: Arslanbey Formasyonu: Az tutturulmuş Çakıl, Kum, Silt, Kil, Karbonatlı Kil)

3. ARAŞTIRMA BULGULARI

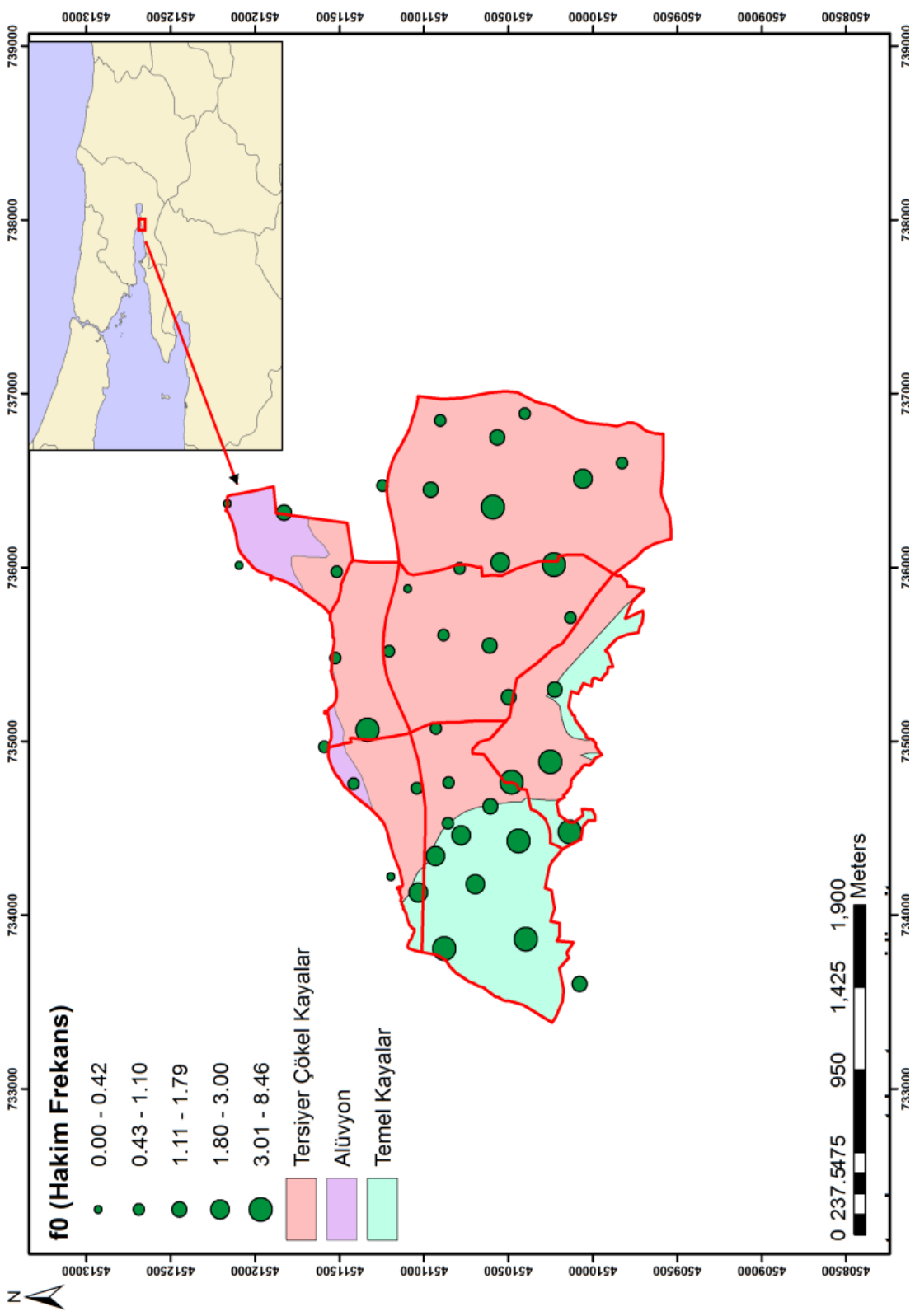
Proje kapsamında elde edilen veriler ile coğrafi bilgi sistemi içerisinde değerlendirmeler yapılmıştır. Hesapladığımız ve yorumladığımız mikrotremor verileri kapsamında bölge için yeni bir hâkim frekans-sediman kalınlığı deneysel ilişkisi belirlenmeye çalışılmıştır. Tek istasyon yatay/düşey spektrum yöntemine uygun veri analizi sonucu ve güvenilirlik kriterlerini dikkate alarak hesapladığımız hâkim frekansların bölge jeolojisi ile olan ilişkisi-uyumu irdelendi. Bu bağlamda hâkim frekans ve hız-derinlik ilişkisi için kullanılan hız derinlik değerleri ile elde edilen derinlikler farklı jeolojik/jeofizik veriler ile karşılaştırıldı. Bu kapsamda bölge için deneysel bir ilişki ve hız-derinlik fonksiyonunu karakterize eden parametreler (x ve V_0) belirlendi.

3.1. Çalışma Sahası Jeolojisi ve Hesaplanan Parametrelerle İlişkisi

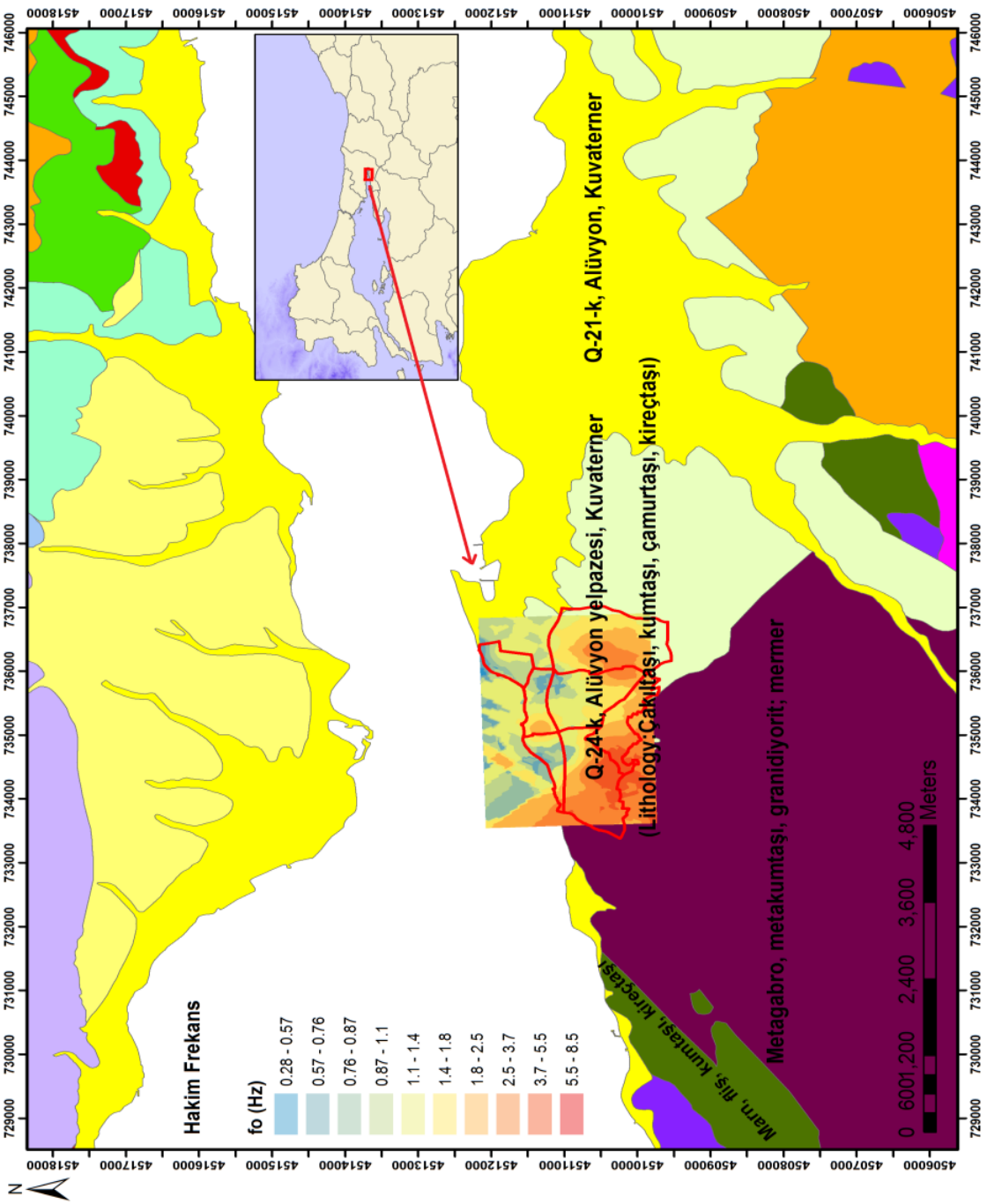
Çalışma sahası için oluşturan hakim frekans haritası ve hesaplanan bazı Y/D eğrileri örnekler Şekil 3.1'de gösterilmektedir. Bölgenin jeolojik haritası ve hakim frekans dağılımına bakıldığında (Şekil 3.2 ve 3.3) Kuvarterner döneme ait alivyonal birimlerde hâkim frekansın nispeten düşük olduğu, buna karşın güney yamaçlara doğru Alt-Eosen yaşlı kumtaşı, marn, kumtaşı birimleri ve güneybatı kesimde palezoyik yaşlı granadiyorit anakaya birimleri üzerinde hâkim frekans dağılımı ise yüksek değerler gösterdiği tespit edilmiştir.



Şekil 3.1. Hakim frekans dağılımı ve elde edilen bazı Y/D eğrilerinin gösterimi



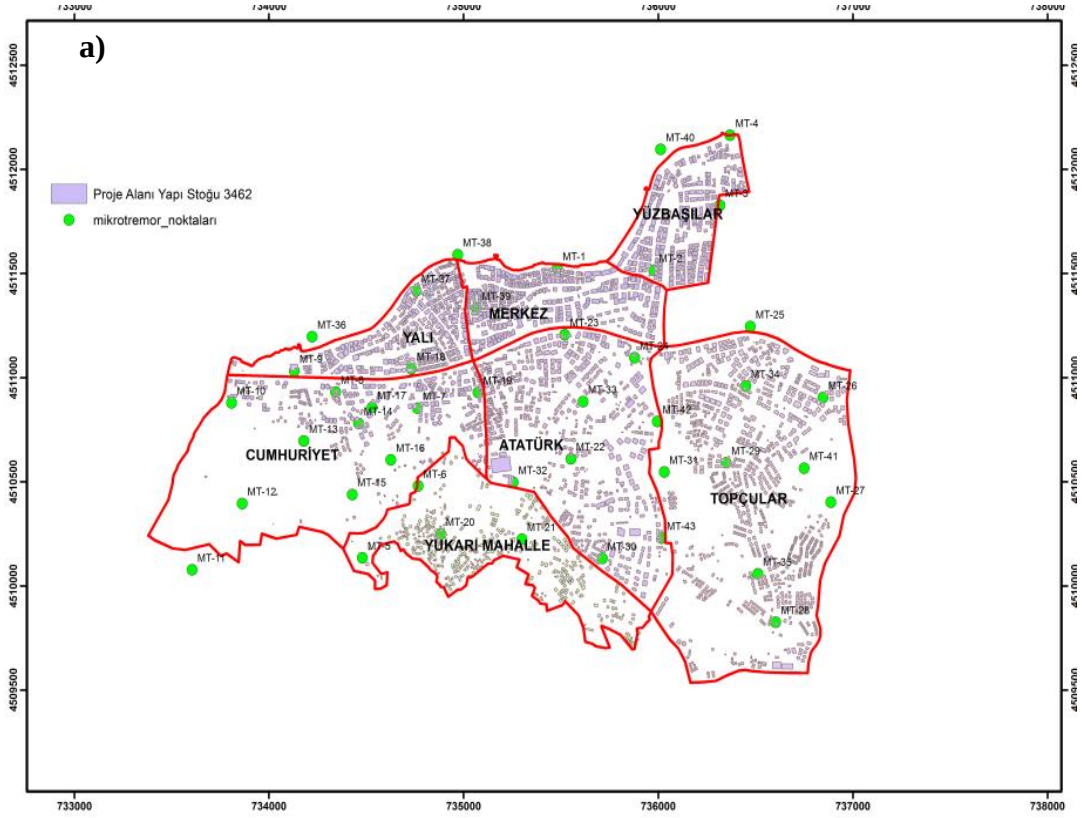
Şekil 3.2. Temel birimler ve hesaplanan frekansların gösterimi



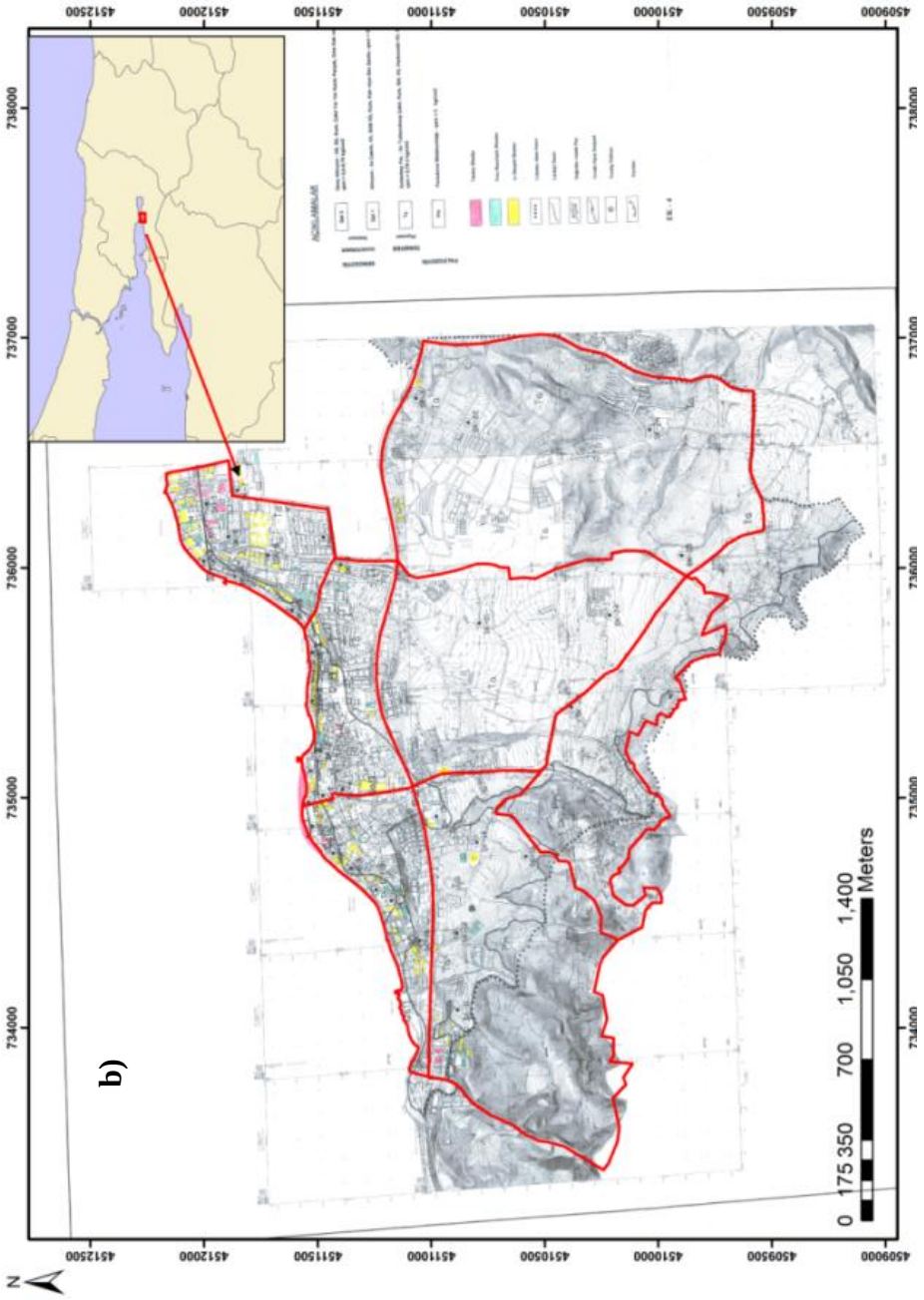
Şekil 3.3. Bölgenin jeolojik formasyonu ve hakim frekans dağılımı gösterimi

3.2. Bölge Yapı Stoku, Hasar Gören Binalar ve Zemin Hâkim Titreşim Periyodu Dağılımı

Bölge için elde edilen güncel yapı stoku, yerleşimin sahil ve orta mahallerde yoğun olduğu Güneye ve dağlık bölgelere doğru azaldığı görülmektedir (Şekil 3.4a). Bu başlık altında 1999 Kocaeli (M_w=7.4) depreminde hasar gören binalar (Şekil 3.4b) ve yüzey tabakasının yol açtığı zarar ve hesapladığımız hakim titreştim periyotları bu unsurlar üzerinde çizdirilip incelenmiştir.

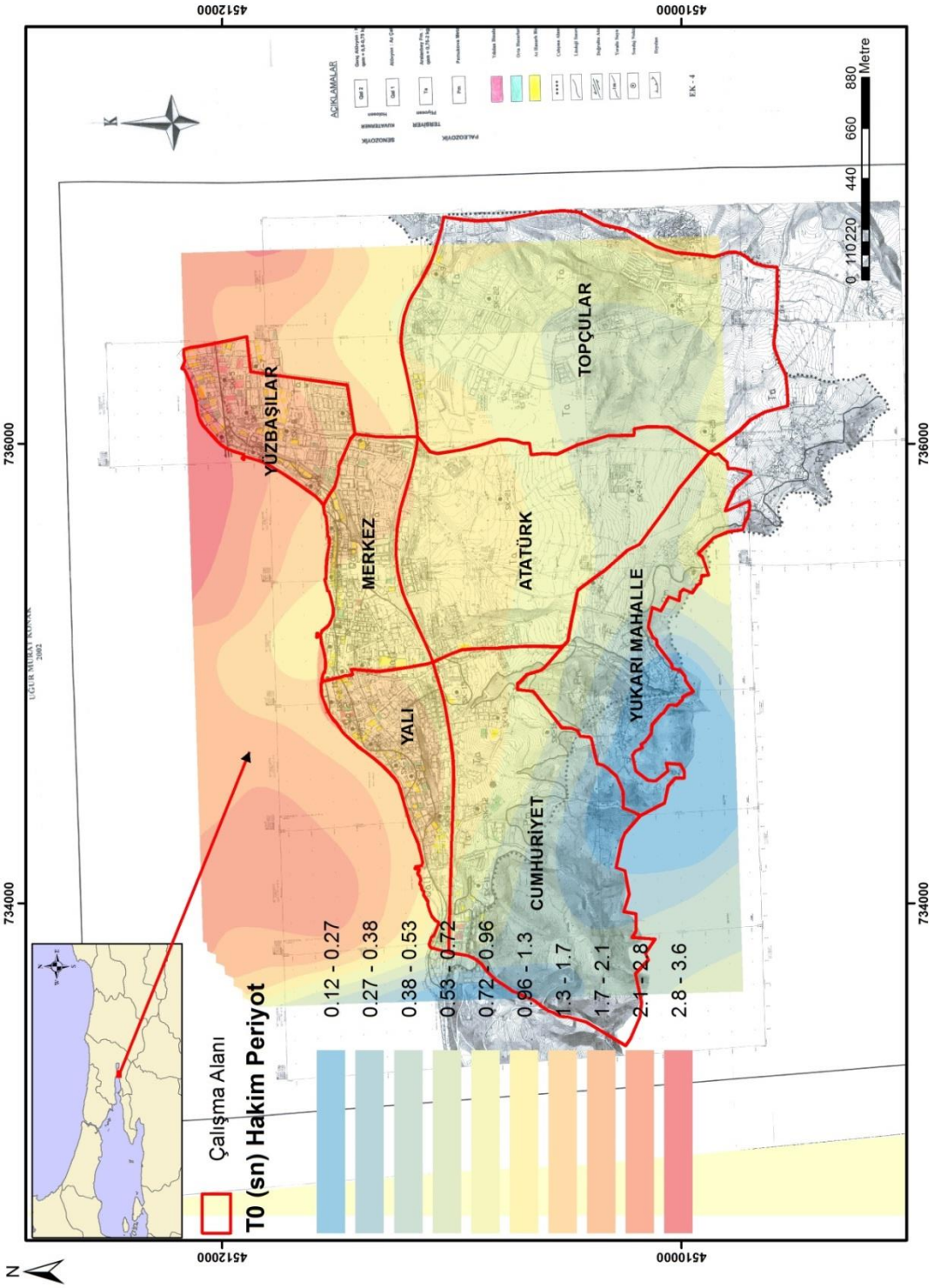


Şekil 3.4. a) Mahalleler ve mevcut yapı dağılımı



Şekil 3.4. b) 1999 Kocaeli depreminde hasar gören/yıkılan binalar (Konak, 2002)

1999 Kocaeli depreminin bölgede oluşturduğu bina yıkım-hasar dağılımı, bölgede mikrotremor ölçümlerinde hesapladığımız hakim periyot ile üst üste çizdirilerek karşılaştırılmıştır. Sahil boyunca yıkık, orta ve az hasarlı binalar görülmektedir. Özellikle Yüzbaşı Mahallesi ve diğer sahil mahallelerinin bu bağlamda fazla hasar görmesi beklenen bir durumdur.



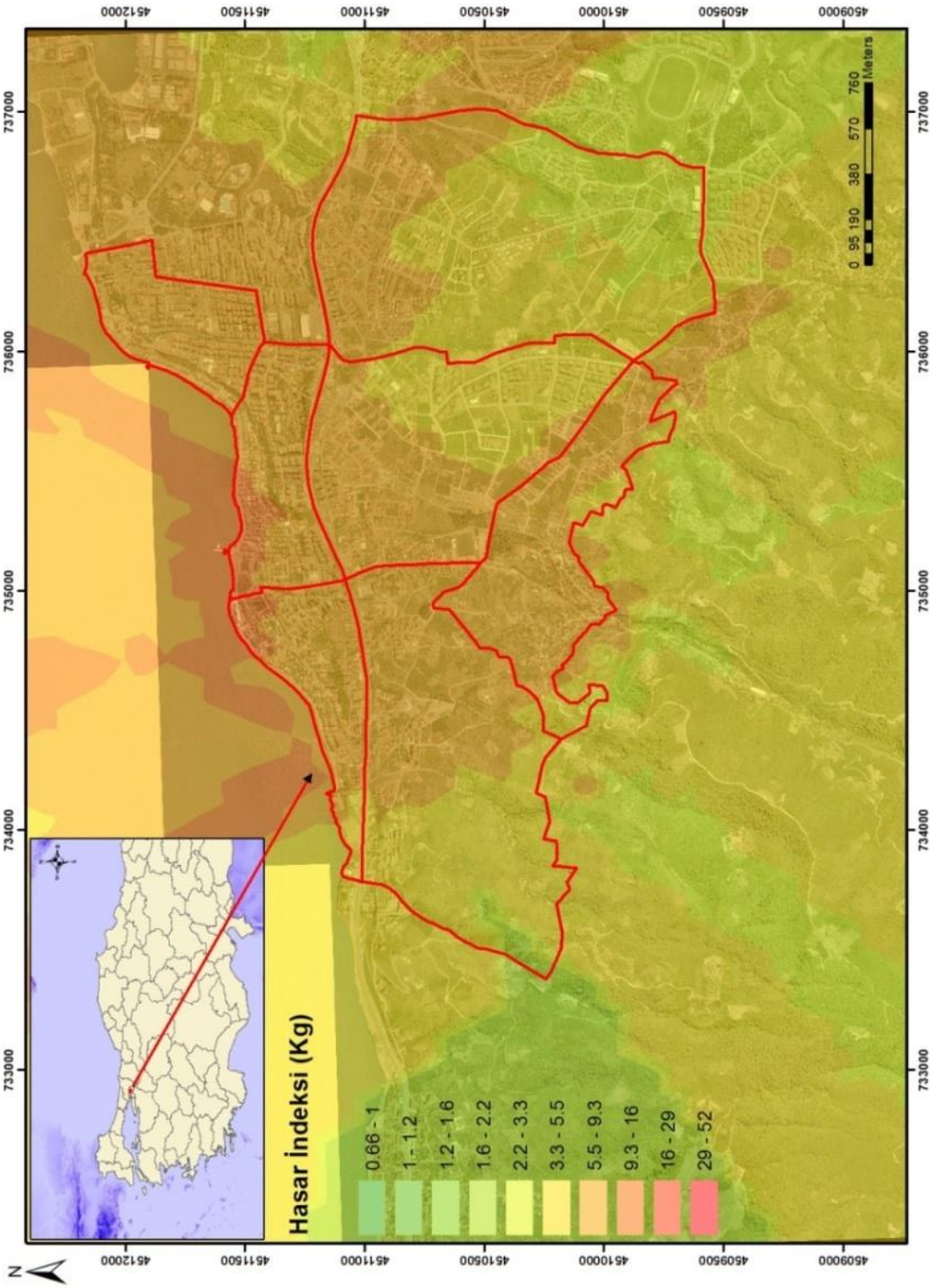
Şekil 3.5. Hasarlı binalar ve hesaplanan hakim periyot haritasının üst üste çizilerek gösterimi

3.3. Hasar Dağılımının Tahmini ve Zemin Sınıflandırılması

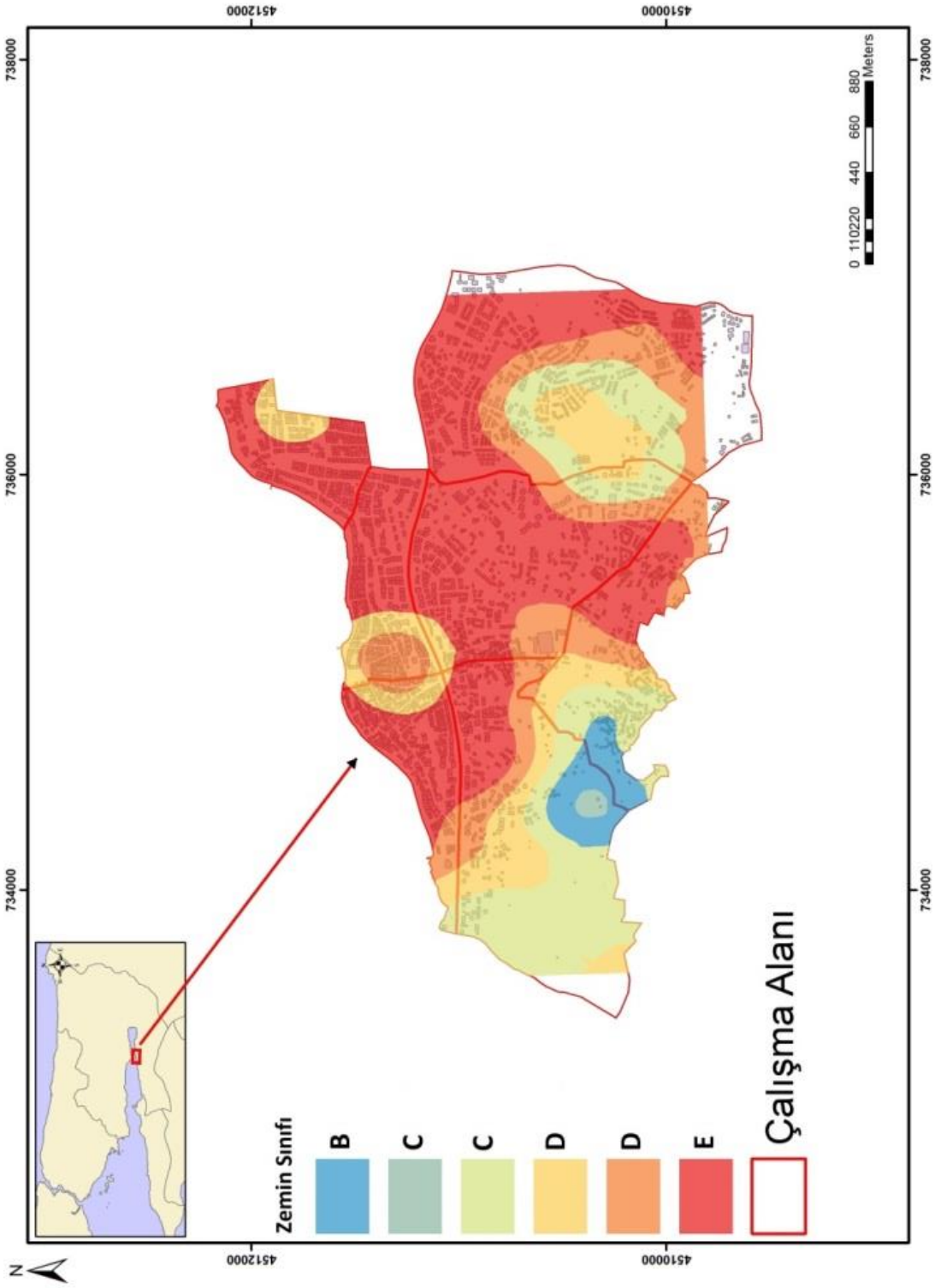
Nakamura bu yöntemi 1989 Loma Prieta depreminden sonra San Francisco körfezinde uygulanmış sahilde ve tepelik arazide Kg değerlerinin değişimini incelemiştir. Kg değerlerinin 20'den büyük olduğu bölgelerde hasarın oldukça büyük olduğu görüşüne varmıştır.

Y/D ile hesaplanan büyütme ve hakim frekans parametreleri dikkate alınarak hasar dağılım indeks haritası oluşturulmuştur. Bağıntu (1.14)'de görüldüğü gibi hasar indeksi büyütmenin ve zemin hakim frekansının fonksiyonu olarak belirtilmiştir. Şekil 3.6'da görüldüğü gibi 16'dan yüksek değerler sahil ve yapılaşmanın arttığı sahile yakın iç kesimlerde hesaplanmıştır. Bağıntı (1.14)' e göre, Nakamura hasar indeksi büyütmenin de fonksiyonu olduğu için bir noktada hesaplanan büyütme değeri nedeniyle 52 gibi yüksek bir değer de görülmektedir. Hasar İndeksinin 16'dan büyük olduğu yerlerde deprem hasarının fazla olacağı bölgeler olarak ifade edilebilir.

Çalışma sahası için Tablo 1.1'de belirtilen NEHRP sınıflandırma kriterlerine göre zemin sınıfı belirlenmiştir (Şekil 3.7). Hasar tahmin indeksi ve zemin haritası karşılaştırıldığında çoğunlukla D ve E yani sert toprak ve yumuşak killer sınıfına denk gelmektedir ve bu bölgelerde de aynı zaman yüksek hasar indeksi görülmektedir.



Şekil 3.6. Çalışma alanı için hesaplanan hasar indekslerinin uydu görüntüsü üzerinde gösterimi

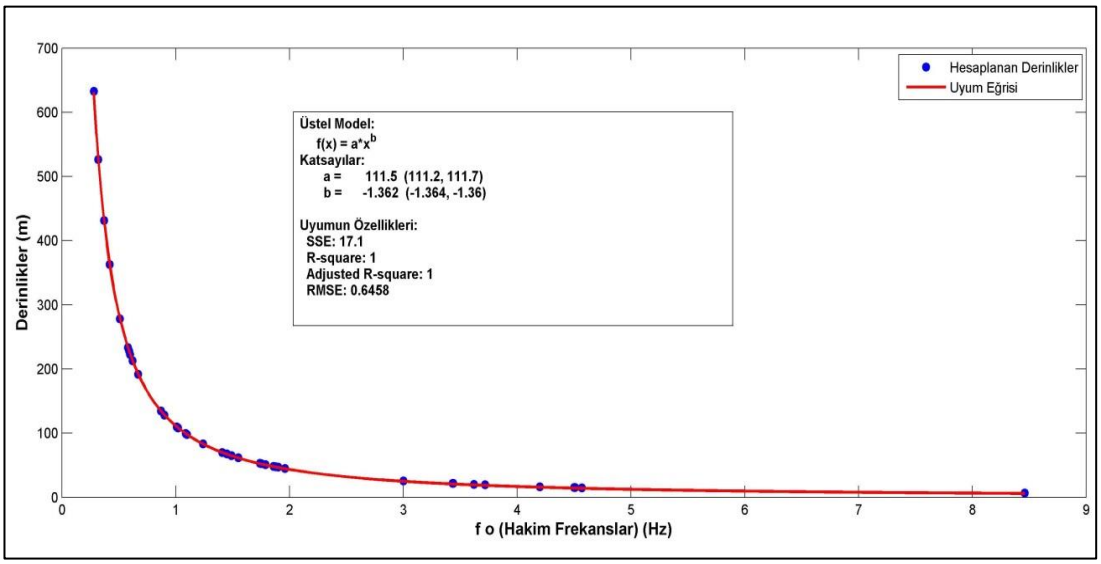


Şekil 3.7. Bölge için oluşturulan zemin sınıflandırma haritası

3.4. Derinlik-Hız Fonksiyonu ve Gürültü Ölçümleri Sonucu Hesaplanan Değerler

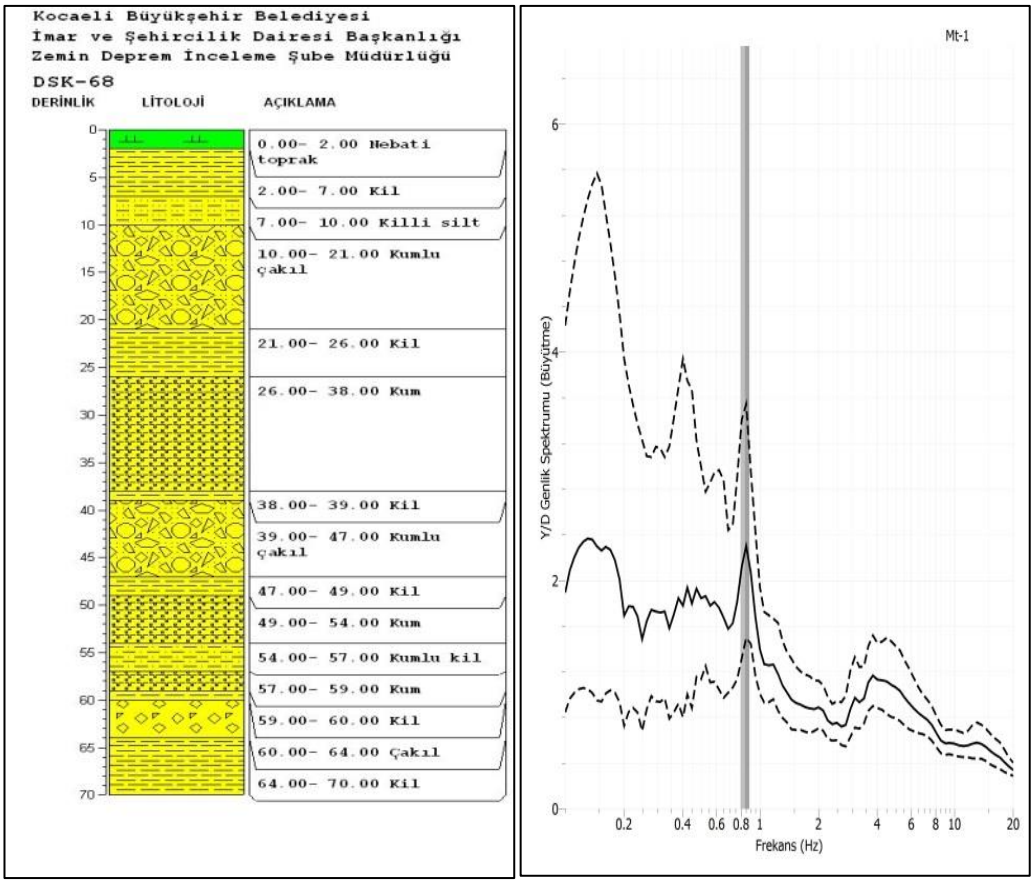
Hız-Derinlik fonksiyonunda (1.16) başlangıç hesaplamalarında bölge için x=0.278 ve V_0=162 m/sn, olarak kullanılmıştır. Böylece çalışma alanına bu değerler uygulanıp $a \times b^n$ fonksiyona uydurularak elde edilen derinlik-frekans ilişkisi (3.1) belirlenmiştir. Belirlenen üstel fonksiyon eğrisi ve istatiksel özellikleri şekil 3.8'de görülmektedir. Elde edilen bu deneysel ilişki fonksiyonu ile bölge için sediman kalınlık haritası elde edilmiştir (Şekil 3.10b).

$$m=111.5\times f_{0(\frac{h}{v})}^{-1.362} \tag{3.1}$$



Şekil 3.8. Hesaplanan değerler ve ilişkilendirilen eğri ve uyumun istatiksel özellikleri

İlk aşamada bu hesaplanan derinlik değerleri bölge jeolojisi ve sondaj bilgileri ile coğrafi bilgi sistemleri üzerinde incelenmiştir. Değirmendere'de yapılmış 70 m derinliğinde sondaj (Şekil 3.11) ve logu Şekil 3.9'da gösterilmektedir. Sondaj loguna göre halen kil kesilmektedir ve anakaya 70 m'ye kadar görülmemektedir. Hesaplanan hakim frekans ve logun karşılaştırılması da şekil 3.9'da gösterilmektedir. Düşük bir zemin hakim frekansı bu log kesitine göre ve jeolojik birime göre beklenendir ve uyum sağlamaktadır.



Şekil 3.9. Mt-1 ölçüm noktası İİçin sondaj Logu ve Y/D eğrisinin karşılaştırılması.

Tablo 3.1 ve 3.2'de hesaplanan parametreler ve ölçüm noktaları gösterilmektedir. Burada model derinlikler diye adlandırılan değerler Budny (1984)'ün öngördüğü hız derinlik fonksiyonu parametreleri ile hesaplanan derinliklerdir. Yeni elde edilen parametrelerle hesaplanan derinliklerde tablo da belirtilmiştir. Bu değerlerin harita üzerinde gösterimi izleyen bölümlerde gösterilmektedir.

Tablo 3.1. Gürültü ölçümleri sonucu hesaplanan değerler (1. ve 26. Noktalar arası)

Nokta	Enlem	Boylam	f_0(Hz)	A_0	T_0(sn)	Model Derin. (m)	Hasar İndeksi (Kg)	Yeni param. Hesap. Derin.(m)	$V_{s(30)}$	Zemin Sınıfı
MT-1	40,72099	29,78807	0,87	2,17	1,15	-134,48	5,41	-345,67	247,58	E
MT-2	40,72077	29,79393	1,1	1,52	0,91	-97,93	2,10	-235,26	342,86	E
MT-3	40,72348	29,79806	1,74	1,73	0,57	-52,96	1,72	-111,90	344,07	D
MT-4	40,72649	29,79881	0,32	2,41	3,13	-526,71	18,15	-1823,80	349,06	E
MT-5	40,70878	29,77570	3,44	6,9	0,29	-21,61	13,84	-38,26	1250,00	C
MT-6	40,71180	29,77922	4,57	2,1	0,22	-14,99	0,96	-24,83	242,41	C
MT-7	40,71516	29,77933	0,62	5,7	1,61	-213,11	52,40	-605,09	226,65	E
MT-8	40,71598	29,77437	1,9	2,28	0,53	-47,11	2,74	-97,19	217,24	D
MT-9	40,71695	29,77190	1,96	2,05	0,51	-45,21	2,14	-92,49	217,24	D
MT-10	40,71566	29,76804	4,51	2,06	0,22	-15,24	0,94	-25,33	1250,00	C
MT-11	40,70851	29,76534	1,75	2,14	0,57	-52,56	2,62	-110,87	1250,00	D
MT-12	40,71130	29,76850	3,72	2,08	0,27	-19,52	1,16	-33,93	1250,00	C
MT-13	40,71391	29,77236	1,88	2,41	0,53	-47,78	3,09	-98,85	1250,00	D
MT-14	40,71459	29,77572	3	1,88	0,33	-25,81	1,18	-47,28	232,97	D
MT-15	40,71153	29,77520	8,46	2,36	0,12	-6,92	0,66	-10,10	1250,00	B
MT-16	40,71297	29,77761	1,79	1,81	0,56	-51,00	1,83	-106,93	239,55	D
MT-17	40,71526	29,77657	0,59	2,53	1,69	-228,01	10,85	-657,01	224,27	E
MT-18	40,71687	29,77902	0,51	2,9	1,96	-278,18	16,49	-837,14	209,21	E
MT-19	40,71575	29,78303	0,58	2,59	1,72	-233,39	11,57	-675,93	247,93	E
MT-20	40,70970	29,78051	3,434	3,9	0,29	-21,65	4,43	-38,36	248,77	C
MT-21	40,70935	29,78543	1,41	2,01	0,71	-70,14	2,87	-157,07	262,57	E
MT-22	40,71275	29,78855	1,49	1,76	0,67	-65,14	2,08	-143,65	273,94	E
MT-23	40,71812	29,78840	1,01	2,01	0,99	-109,89	4,00	-270,54	283,96	E
MT-24	40,71702	29,79261	0,37	2,4	2,70	-431,60	15,57	-1430,26	308,91	E
MT-25	40,71820	29,79970	1,09	1,23	0,92	-99,15	1,39	-238,80	309,12	E
MT-26	40,71502	29,80398	1,02	1,53	0,98	-108,44	2,30	-345,67	281,89	E

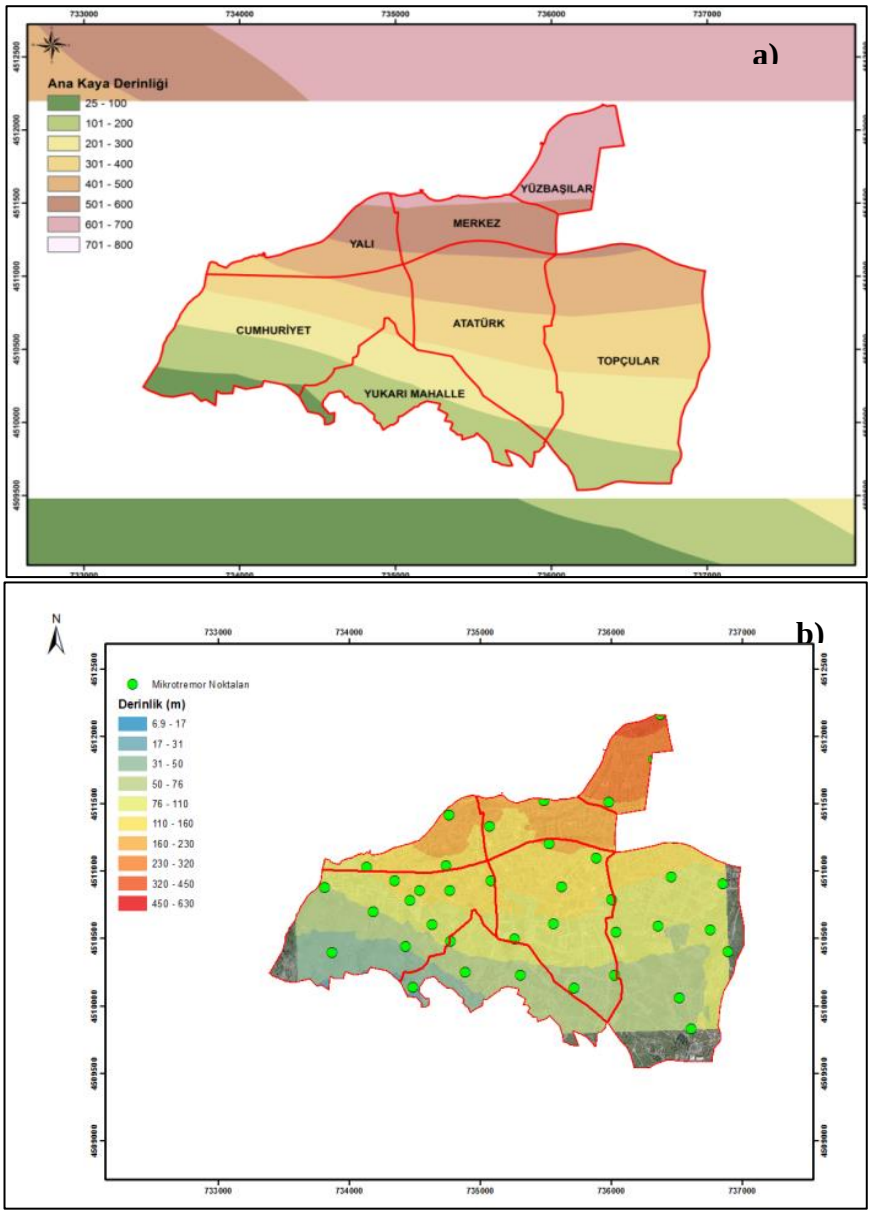
Tablo 3.2. Gürültü ölçümleri sonucu hesaplanan değerler (27 ve 43. Noktalar arası)

Nokta	Enlem	Boylam	f_0 (Hz)	A_0	$T_{0(sn)}$	Model Derin. (m)	Hasar İndeksi (Kg)	Yeni param. Hesap. Derin.(m)	$Vs_{(30)}$	Zemin Sınıfı
MT-27	40,7104	29,80427	1,01	2,64	0,99	-109,89	6,90	-266,20	266,26	E
MT-28	40,7053	29,80070	1,087	2,21	0,92	-99,50	4,49	-270,54	256,23	E
MT-29	40,7123	29,79798	4,2	1,9	0,24	-16,70	0,86	-239,83	286,62	C
MT-30	40,7084	29,79028	1,01	2,4	0,99	-109,89	5,70	-28,20	267,57	E
MT-26	40,7150	29,80398	1,02	1,53	0,98	-108,44	2,30	-270,54	281,89	E
MT-27	40,7104	29,80427	1,01	2,64	0,99	-109,89	6,90	-92,49	266,26	E
MT-28	40,7053	29,80070	1,087	2,21	0,92	-99,50	4,49	-134,78	256,23	E
MT-29	40,7123	29,79798	4,2	1,9	0,24	-16,70	0,86	-266,20	286,62	C
MT-30	40,7084	29,79028	1,01	2,4	0,99	-109,89	5,70	-193,50	267,57	E
MT-31	40,7120	29,79420	1,96	1,68	0,51	-45,21	1,44	-100,56	282,97	D
MT-32	40,7118	29,78500	1,55	1,83	0,65	-61,79	2,16	-1157,20	261,51	D
MT-33	40,7152	29,78939	1,02	2,19	0,98	-108,44	4,70	-638,93	285,14	E
MT-34	40,7156	29,79931	1,24	1,77	0,81	-83,34	2,53	-532,09	297,12	E
MT-35	40,7075	29,79970	1,86	1,79	0,54	-48,46	1,72	-35,37	262,09	D
MT-36	40,7184	29,77305	0,42	2,55	2,38	-362,79	15,48	-2281,50	204,57	E
MT-37	40,7202	29,77945	0,6	1,9	1,67	-222,85	6,02	-150,11	185,96	E
MT-38	40,7217	29,78204	0,67	2,08	1,49	-191,74	6,46	-326,92	181,33	E
MT-39	40,7194	29,78310	3,62	1,63	0,28	-20,22	0,73	-25,41	208,44	C
MT-40	40,7259	29,79457	0,28	2,81	3,57	-632,73	28,20	-266,20	247,58	E
MT-41	40,7120	29,80271	1,45	1,8	0,69	-67,56	2,23	-270,54	275,42	E
MT-42	40,7142	29,79387	0,9	2,72	1,11	-128,44	8,22	-239,83	291,00	E
MT-43	40,7091	29,79392	4,5	2,5	0,22	-15,29	1,39	-28,20	272,60	C

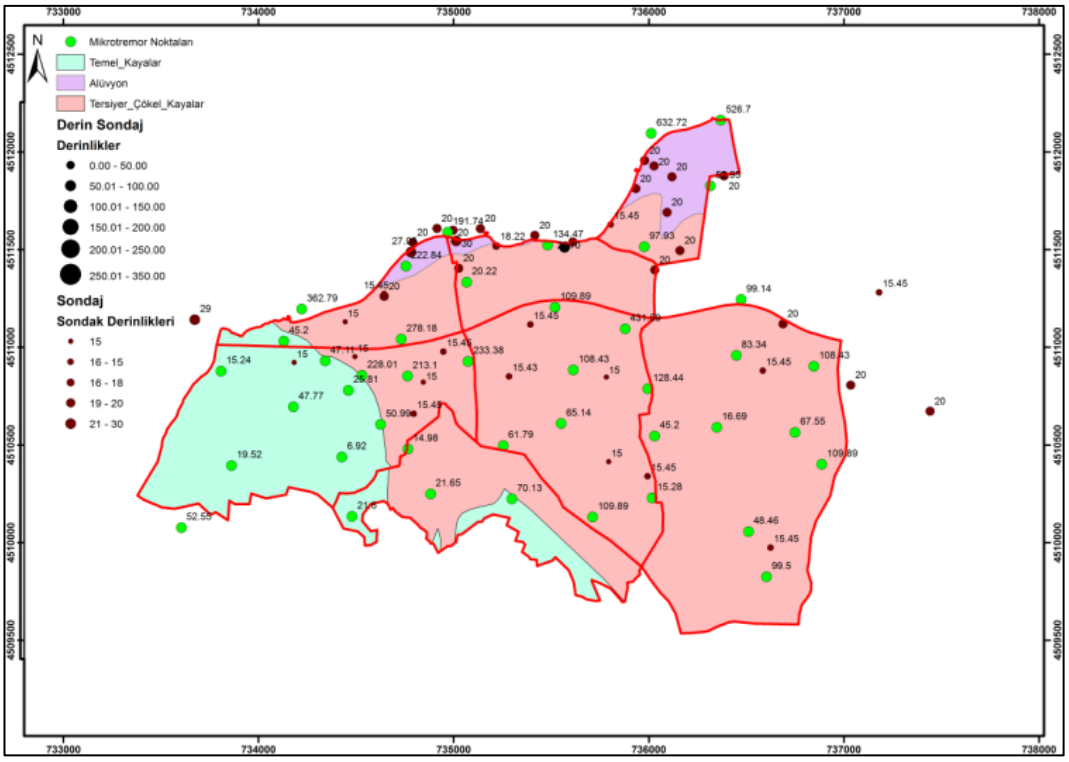
(f_0:Hakim frekans, A_0:Büyütme,T_0:Hakim periyot, Model Derin: Budny'ye göre hesaplanan derinlikler, Yeni param. Hesap. Derin.:Yeni elde edilen parametrelerle hesaplanan derinlikler)

3.5. Çalışma Alanı için Yeni bir Hız-Derinlik Fonksiyonu Belirlenmesi ve Buna Bağlı Sediman Kalınlığının Elde Edilmesi

Özalaybey ve diğ., (2011) çalışmasından gravite verileriyle elde edilen ana kaya derinliği Şekil 3.10a'da gösterilmektedir. Bu derinlikler ile eşitlik (3.1)'e göre mikrotremor verilerinden elde ettiğimiz teorik derinliklerin uyum ilişkisi incelenmiştir (Şekil 3.10b)



Şekil 3.10. a) Gravite verileri ile elde edilen ana kaya derinliği b) Mikrotremor verilerinden elde edilen derinlik haritası (Eşitlik 3.1'e göre)



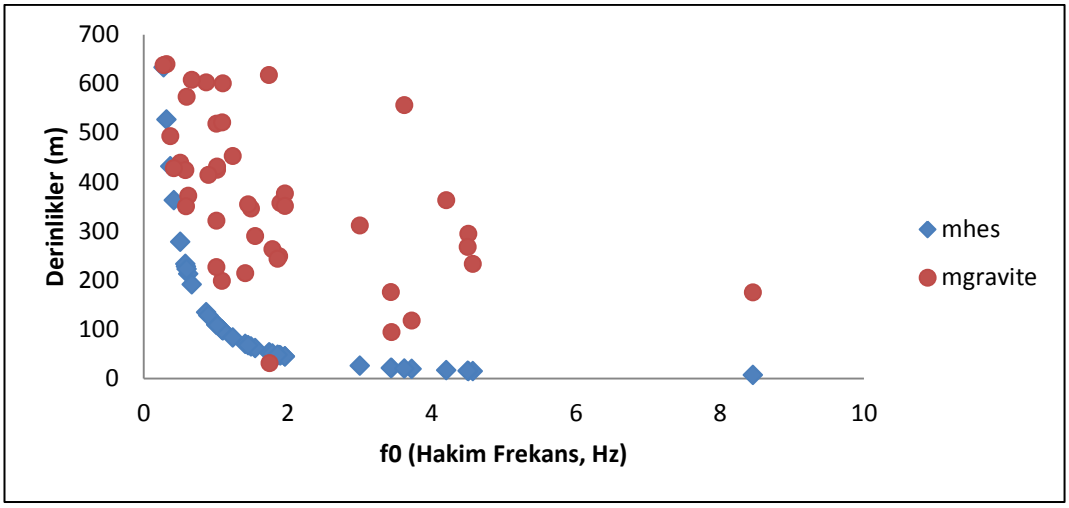
Şekil 3.11. Sondaj verileri-tremor verileri ve bölge jeolojisinin temel birimleri üzerinde gösterimi

Şekil 3.11'de temel jeolojik birimler üzerinde jeofizik ve sondaj derinlik bilgileri görülmektedir. Geoteknik amaçlı sondaj bilgileri 20-30 m arasında ve en derin sondaj (70m, Şekil 3.9) merkez mahallesinde siyah nokta ile gösterilmektedir.

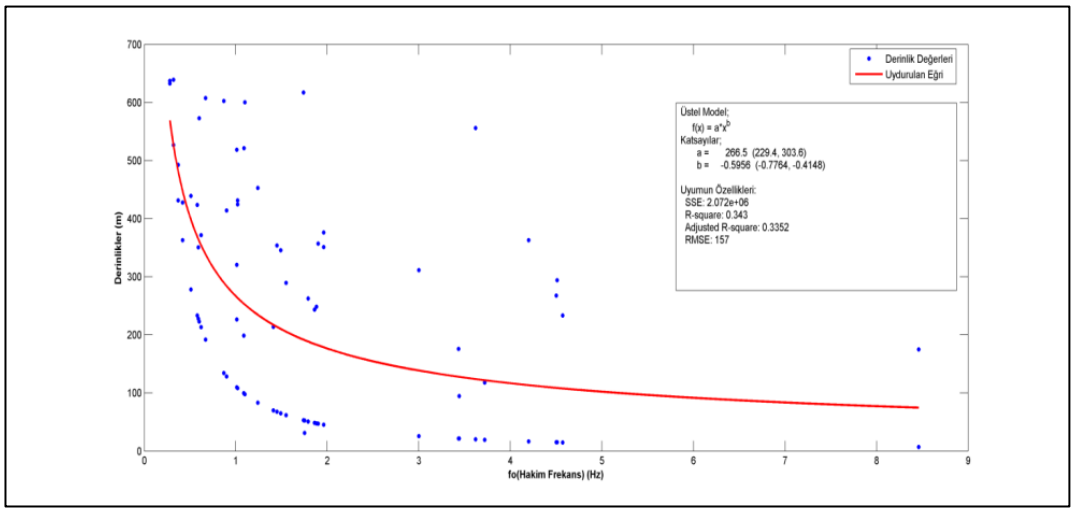
Gravite verilerinden elde edilen (sayısallaştırılan) anakaya derinlikleri ile mikrotremor verilerinden hesapladığımız derinlikler karşılaştırılıp üstel bir fonksiyona uydurulmuştur. Eşitlik (3.1) ve Şekil 3.8' de ki uyuma göre değerler farklılık gösterdiği için yaklaşık % 30 uyum vardır (R^2=0,343). Bu karşılaştırma ile ede edilen denklem ilişkisi ve grafik Şekil 3.12 ve 3.13'daki gibidir. Elde edilen yeni deneysel ilişki Eşitlik (3.2)'deki gibidir;

$$m=266.5\times f_{0(\frac{h}{v})}^{-0.5956} \qquad (3.2)$$

Burada belirlenen uyumun iyiliğini artırmak için yani daha sağlıklı üstel bir ilişki fonksiyonu belirlemek için bölgeyi karakterize edebilecek hız derinlik fonksiyonu belirleme yoluna gidilmiştir.



Şekil 3.12. Mavi noktalar mikrotremor verilerinde hesaplanan derinlikler, (mhes) kırmızı noktalar da gravite verilerinden hesaplanmış derinlik değerlerinin (mgravite) hakim frekanslara göre gösterimi



Şekil 3.13. Hakim frekans-derinlik eğrisi ve uyumun istatiksel özellikleri

Bölgeye ait x ve V_0 değerleri bulmak x'in 0,01'den 0,05 aralıklarla 0,9 kadar ve V_0'ın 80'den 20 m/s aralıklarla 400 m/sn'ye kadar teker teker ve her bir frekans değeri için Eşitlik 1.19 için derinlikler hesaplanmıştır. Bu hesaplama sonucu hesaplanan derinlik değerleri ile diğer jeolojik/jeofizik verilerden elde edilen derinlikler arasında en küçük standart sapmaya karşılık gelen değer tespit edilmiş, böylece bölge için daha uygun bir x ve V_0 değerleri saptanma yoluna gidilmiştir.

Bu hesapla yöntemine örnek Tablo 3.3'de gösterilmektedir;

Tablo 3.3. Hesaplama için örnek gösterim

x	V_o	f_r	$M_{hesaplanan}$
0,01	80	0,87	23,251
0,06	100	1,1	18,574
0,11	120	1,74	11,698
0,16	140	0,32	64,561

Tablo 3.3'de hesaplanan değerler ile 43×238 boyutlu bir matris oluşturulmaktadır (Şekil 3.14). Bu hesaplanan değerler ile gözlenen değerler tek tek karşılaştırılmıştır.



Şekil 3.14. Hesaplanan ve elde edilen derinlik matrislerinin gösterimi

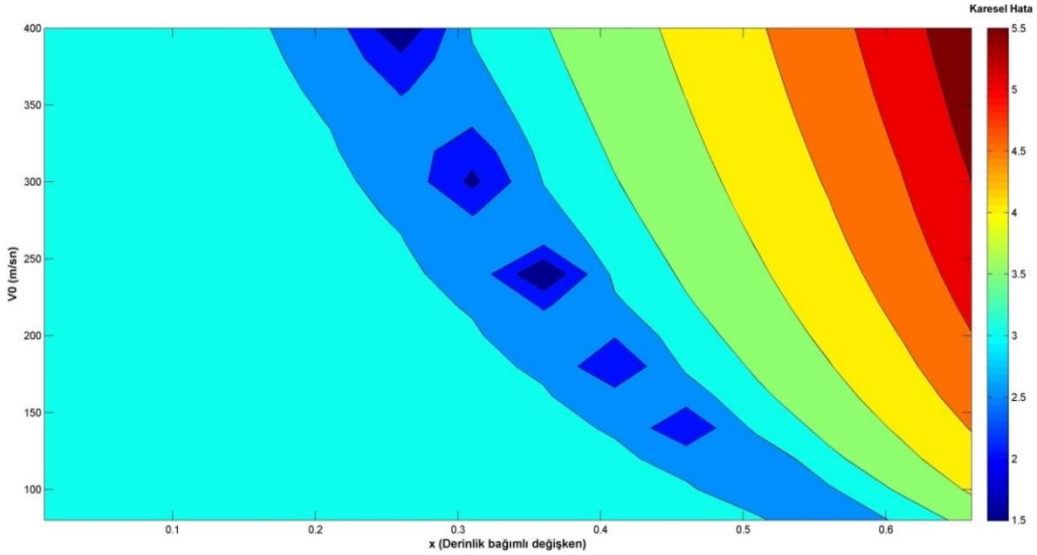
Hesaplana derinlikler ve Gözlenen (elde edilen) derinlikler arasındaki en küçük karekök hata tespit edilip, bu en küçük hataya karşılık gelen x ve V_0 belirlenmiştir. Hesaplamada kullanılan en küçük kare hata eşitliği ve bileşenleri Eşitlik (3.3)'de gösterilmektedir.

$$rms=\sqrt{\sum \frac{(mg\text{-}mh)^2}{Nmg}} \qquad (3.3)$$

Bu eşitlikte, Mg: gözlenen derinlik değerleri (gravite derinlik bilgisinden); mMh: hesaplana derinlikler; Nmg: gözlenen derinliklilerin sayısını belirtmektedir.

Karesel hatalar x ve V_0'ın fonksiyonu olarak çizildiğinde en küçük hataya karşılık gelen hata bölgesi Şekil 3.15'de görülmektedir. En küçük hataya karşılık gelen x ve V_0 değerleri Tablo 3.4'de gösterilmektedir. Hesaplanan hata bölgesinde x ve V_0 farklı aralıkta değerler alabilmektedir. Çizdirilen gölge zonu konturu incelendiğinde en küçük hata miktarlarına karşılık gelen birden çok değer kümesi vardır ve bu en

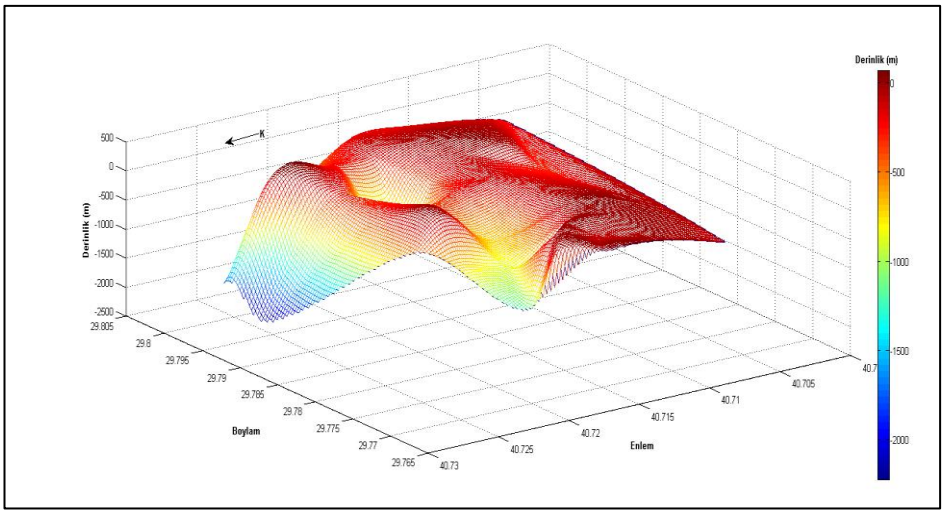
küçük hata miktarları arasında yüksek farklar yoktur. Dolayısıyla Şekil 3.15'de rms değerleri logaritmik olarak çizdirilip daha belirgin görülmesi sağlanmıştır. Burada sorun bölgeyi hangi x ve V_0 temsil edeceğidir. Bu soruna çözüm bu değerler karşılaştırılarak gidilmeye çalışılmıştır. Yeni parametrelerle hesaplanan (x ve V_0) derinlik değerleri arasında çok değişken farklar görülmemiş olup S dalgası hızının derinlikle değişiminde farklar görülmüştür. Burada jeolojik bir yoruma ve eldeki $Vs_{(30)}$ haritasına (Şekil 3.16) bakılarak bir tercihe gidilmiştir. Böylece eşitlik (1.16) için bulunan değerler x=0,41 ve V_0=180 m/s olarak hesaplanmıştır. Bu yeni değerlerle Eşitlik (1.19)'a göre yeniden hesaplandığında; Şekil 3.16'daki derinlik haritası elde edilmektedir. Sediman kalınlıklarda artış gözlemlenmektedir.



Şekil 3.15. x-V_0 İlişkisi ve karesel hataların gösterimi

Tablo 3.4. x,V_0 ve karesel hata değerlerinin gösterimi

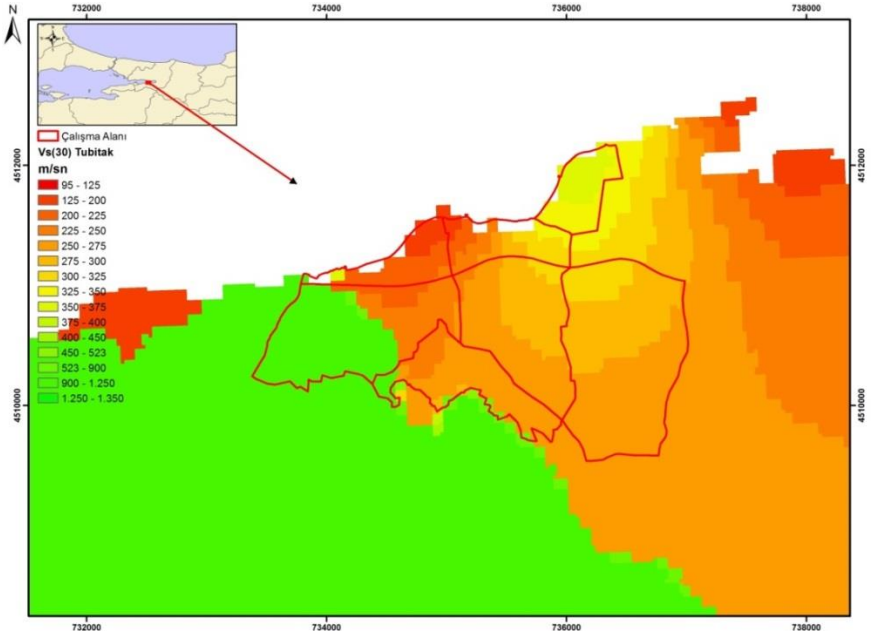
x (Derinlik bağımlı değişken)	**V_0 (Yüzeydeki kesme dalga hızı, m/sn)**	**Karesel hata (rms,logaritmik)**
0,46	140	2,04
0,41	180	2,02
0,36	240	1,5
0,31	300	1,8
0,26	380	2,1



Şekil 3.16. Çalışma sahasının yeni elde edilen parametrelerle (x ve V_0) hesaplanan derinlik görünümü

3.5.1. Bölge için hesaplanan yeni parametrelerle kurulan hakim frekans sediman kalınlık ilişkisi ve elde edilen hız derinlik fonksiyonu

Kocaeli ve çevresinin $Vs_{(30)}$ hızlarını çalışan diğer bir çalışmada[1] projesi ve ilgili raporlardan elde edilen verilerle bölgenin $Vs_{(30)}$ hız haritası Şekil 3.17'deki gibidir.



Şekil 3.17. Bölge için $Vs_{(30)}$ haritası

(1) Çalışma, Büyük Şehir Belediyesi tarafından TUBITAK projesi: 5057105 kapsamında yapılmıştır.

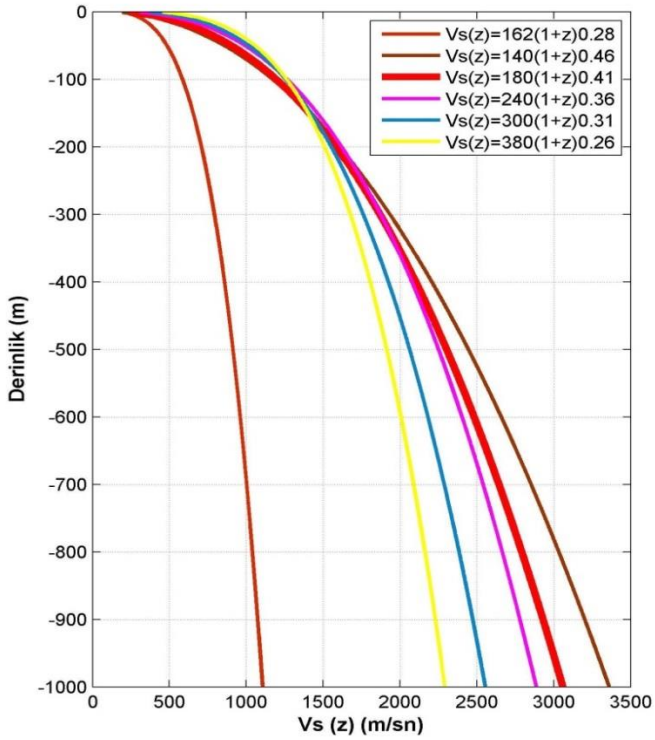
Şekil 3.17'de görüldüğü gibi kesme dalgası hız yapısı, çalışma alanın Kuzey kesiminde düşük hızlar ve Güneybatı 'da ve Güney'de de orta-yüksek hızlar görülmektedir. Bu veriler Tablo 3.1 ve 3.2'de de sayısal olarak belirtilmektedir ve bölgenin jeolojik birimleri ile uyumludur (Şekil 3.2 ve 3.3).

Hız derinlik ilişkisinde Budny (1984) aşağı Ren nehri körfezinde (Almanya) kuyu ölçümleriyle v0=162 ve x=0.278 derinlik ilişki katsayısını elde ettiğinden bahsedilmişti. Bu değerler eşitlik (1.19)'da kullanıldığında verilerin makul bir uyumu elde edilmektedir. Bu; Y/D oranında ki pikin hakim frekansa ait olduğunun kanıtı ile tutarlıdır. Fakat Budny (1984)'nin parametreleri çalışılan bölge için en uygun değerler olmayabilir. Bu yüzden bölge için özel ve daha geliştirilmiş bir hız-derinlik fonksiyonu için iteratif bir uyum usülü ortaya konmuştur (Paraloi ve diğ.,2002).

Bu bağlamda bölge için yeni bir hız-derinlik fonksiyonu elde edilmiştir.

$$V_s(z)=180(1+Z)^{0,41} \qquad (3.4)$$

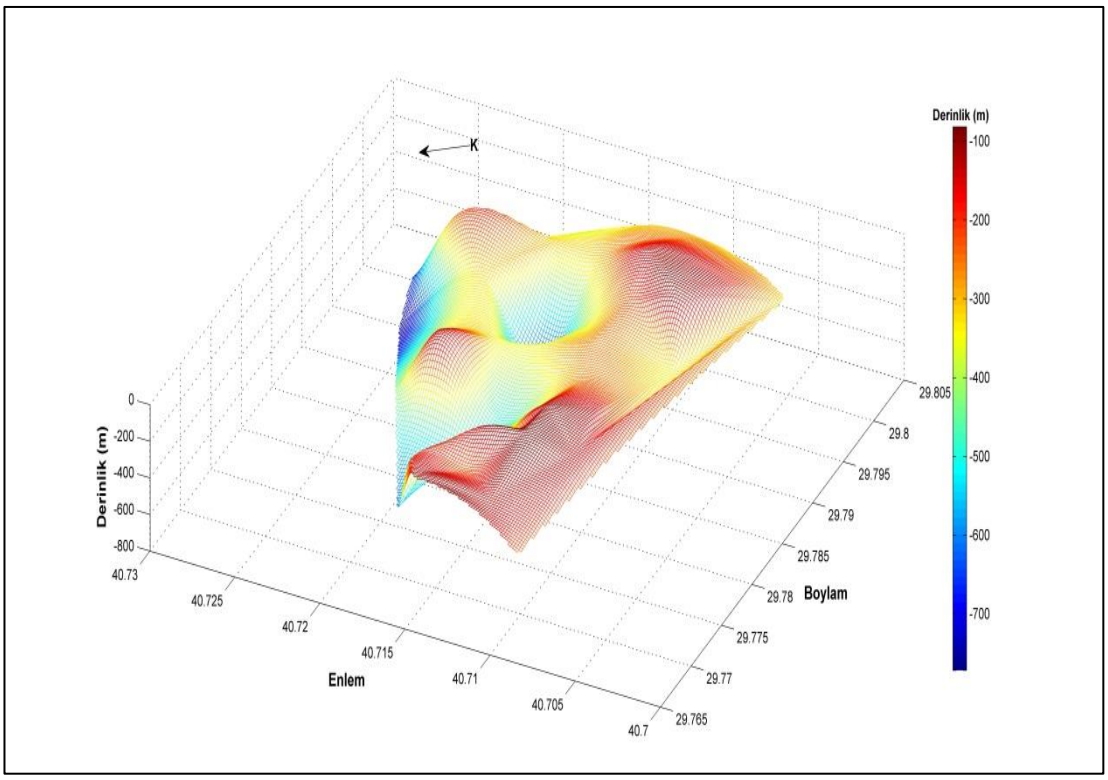
Elde edilen hız derinlik fonksiyonlar Şekil 3.18'de görülmektedir.



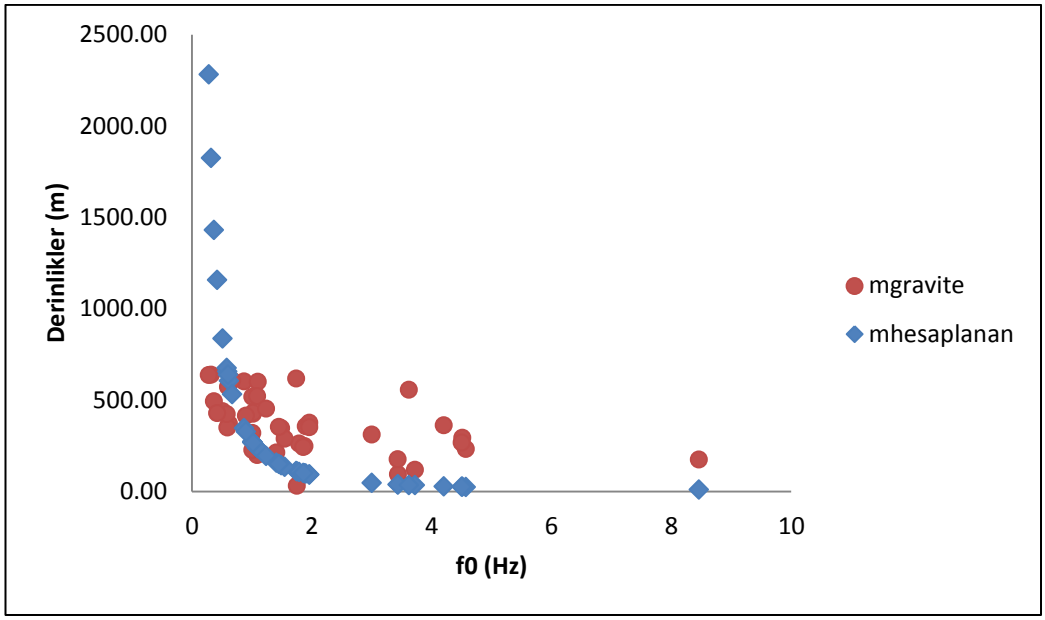
Şekil 3.18. Hesaplanan ve önerilen hız derinlik ilişkilerinin karşılaştırılması

Kayma dalgası hızının derinliğe göre değişiminde elde edilen değerler ve karşılaştırılmasında 100m'den sonra değişim farkı arttığı gözlemlenmektedir. Yeniden hesaplanan parametrelerle, Eşitlik (3.5) ile hesaplanan derinlikler Şekil 3.19' daki gibidir. Ayrıca yeni elde edilen a ve b katsayıları ve ampirik ilişki Eşitlik (3.5) ve Şekil 3.21'de gösterilmektedir. Burada uyum Budny (1984) parametrelerine göre hesaplanan ilişkiden daha uyumlu olduğu tespit edilmiştir (R^2=0.81). Buna göre yeni ilişki;

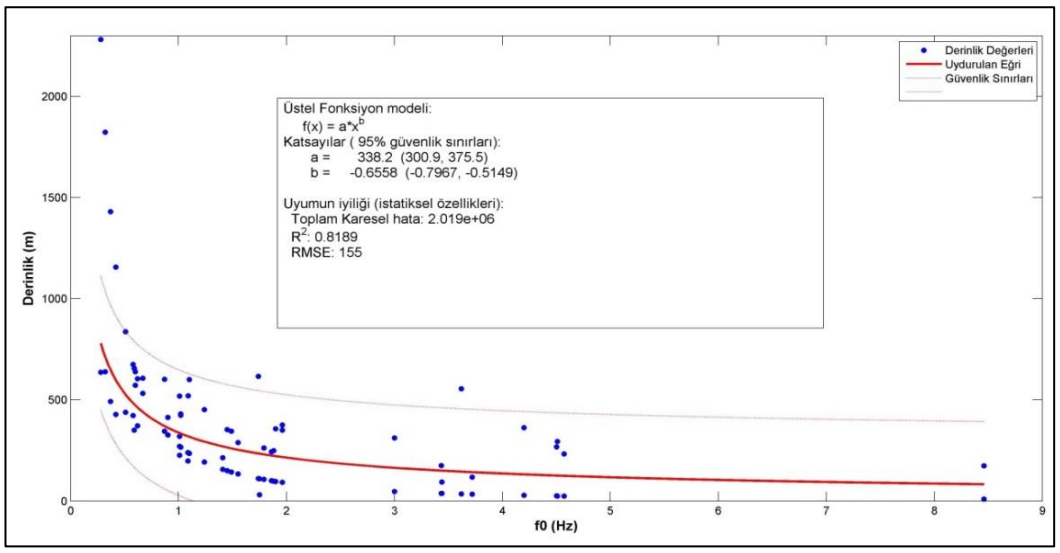
$$m=338.2\times f_{0(\frac{h}{V})}^{-1.6568} \qquad (3.5)$$



Şekil 3.19. Çalışma sahasının Eşitlik (3.5)'e göre elde edilen yeni derinlik görünümü



Şekil 3.20. Mavi noktalar mikrotremor verilerinden hesaplanan derinlikler, (mhesaplanan) kırmızı noktalar da gravite verilerinden hesaplanan derinlik değerlerinin (mgravite) hakim frekanslara göre gösterimi



Şekil 3.21. Hakim frekans-derinlik eğrisi ve yeni uyumun istatiksel özellikleri

Şekil 3.20'da her bir ölçüm noktasına göre hesaplanan ve sayısallaştırılan gravite derinlik değerlerinin frekansın fonksiyonu olarak çizdirilerek gösterilmektedir. Üstel fonksiyona robust uyumu uygulanarak elde edilen eğride yüksek saçılmalar ihmal edilmiştir. Son olarak bölgeyi temsil edebilecek hakim frekans-derinlik ilişkisi belirlenmiştir (Şekil 3.21). Uyumun iyiliğini belirleyen R^2 ilişki katsayısı 0,81 olarak hesaplanmış ve kurulan deneysel ilişkinin son hali belirlenmiştir.

4. SONUÇ VE TARTIŞMA

17 Ağustos 1999 tarihinde Kocaeli ili ve özellikle Değirmendere beldesinde etkili olan Marmara Depreminden sonra, kentsel dokuda ciddi bir dönüşüm ve değişim gerçekleşmiştir. Bu çalışma kapsamında Kocaeli ili Gölcük ilçesi Değirmendere beldesinde 43 noktada gerçekleştirilen mikrotremor ölçümleri zemin hakim frekans, büyütme, hasar dağılım indeksi, zemin sınıfı gibi parametrelerin yanısıra bölge için dinamik yükler altında müthiş hasar doğurabilecek sediman kalınlığı saptanmaya çalışılmıştır. Yöntem de zaten yumuşak Sediman tabakanın varlığında iyi sonuçlar vermektedir. Hesaplanan zemin hakim frekanslarına bakıldığında, bölgenin batı sahil yakası ve doğu kıyı şeridine doğru düşük değerler saptanmıştır. Ayrıca orta iç bölgelerde de düşük hakim frekansları (yüksek zemin hakim titreşim periyotları) görülmektedir (0,2 Hz - 1 Hz). Bölgenin güney kısımları yani yamaçlar ve metamorfik formasyonlara doğru zemin hakim frekanslarında yüksek değerler gözlemlenmektedir (2 Hz - 6Hz). Yapılaşmanın yoğun olduğu sahil kesimleri zaten depremde de en fazla hasar gören bölge olmuştur. Yüksek zemin hakim periyotları hesaplanarak çizdirilen haritalarda ve yıkılan binalarda bir örtüşme açıkça görülmektedir.

Büyütmenin ve hakim frekansların bir fonksiyonu olarak hesapladığımız deprem öncesi kestirilen önemli bir değişken olan Nakamura hasar dağılım indeksi de kuvarterner döneme ait alüvyonal birimler üzerinde 5,5 - 52 arasında değişen tehlike arz edebilecek yüksek değerler göstermektedir. Hasar dağılım indeksi diğer temel birimlerde nispeten (Güneybatı ve Güney'deki Granadiyorit ve Mermer birimlerde) düşük değerler göstermektedir. Deprem sonrası kentleşme orta ve Güney kesime doğru hızla yayılmaktadır. Bu yüzden hasar indeksleri bu konuda yardım sağlayabilir.

Elde edilen bir diğer bilgide zemin türlerine aittir. NEHRP sınıflandırma kriterlerine göre ilişkilendirilen zemin hakim titreşim periyotlarına dayalı zemin sınıfı çalışma alanının sahil ve Güneydoğu kısımlarına doğru çoğunlukla D ve E türü zemin sınıfıdır ki bu da Sert toprak ve yumuşak killere karşılık gelmektedir. Sınıflamadaki bir diğer kriter olan $V_{s(30)}$ da zemin hakim periyotları ile karşılaştırılmış ve çoğu noktada uyum elde edilmiştir.

Çalışmanın bir diğer önemli bulgusu da kurulan ampirik ilişkilerden elde edilen sediman kalınlıklarıdır. Çalışma sahası için en küçük karesel hatalara göre elde edilen hız derinlik fonksiyonunun parametreleri ve buna bağlı sediman kalınlıkları hesaplanmıştır. İzmit baseni için yapılmış bir çalışmadan elde edilen gravite verilerinin sağladığı derinlikler ve tremor kayıtlarından hesapladığımız derinlikler arasında deneysel bir ilişki kurulmuştur ($m=338.2\times f_{0(\frac{h}{v})}^{-1.6568}$). m burada Sediman kalınlıklarını f_0 ise hesapladığımız zemin hakim frekanslarını temsil etmektedir. Kurulan bu ampirik ilişkide ilişki katsayısı 0.81 dir. Bu bağlamda Orta sahil ve Güney kesimlerde yüksek sediman kalınlıkları (200-700 m) kestirilmiştir.

Hesaplanan zemin hakim frekanslarının güvenilirlikleri farklı yorumlamalar ile test edilebilir. Bu farklar burada kullanılan kriterler dâhil kuvvetli yer hareketi verileri ile ve model transfer fonksiyonları ile karşılaştırılabilir. Ayrıca şehirleşmenin Güneydoğu yamaçlara doğru artması dikkate alındığında burada hesaplanan zemin hakim frekansların ve sediman kalınlıların sismik hareketlilik esnasında doğurabilecek riskler dikkate alınması ve yapılaşmanın bu kapsamda gelişme göstermesi önerilebilir. Zemin büyütmesinde çok önemli bir etken olan hesaplanan sediman kalınlıklar çeşitli modellerle ve farklı jeofizik/jeolojik verilerle test edilebilir. Aynı zamanda bölgeyi temsil edebilecek yeterli düzeyde alınan tremor kayıtları ve analizleri ile elde edilen sonuçlar, proje kapsamında bölge için yapı stoku ve deprem risk analizi amaçlı kullanıma sunulmuştur.

KAYNAKLAR

Akyol N., Akçığ Z., Utku M., Danışman M. A., Afyon ve Çevresinin Depremselliği: 03 Şubat 2002 Çay Depremi Eşşiddet Haritası ve Deprem Riski, *Jeoloji Mühendisleri Dergisi*, 2003.

Alptekin Ö., Yalçınkaya E., Deprem Yer Hareketine Lokal Jeolojinin Etkisi, *İstanbul Üniversitesi Araştırma Fonu Raporu*, Proje No: 1176/070998, 2001.

Bard P. Y., Microtremor Measurements: A Tool For Site Effect Estimation, *Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion-ESG98*, Yokohama, Japan, 1-3 December, 1998.

Bakır S., Yılmaz T., Maramara ve Düzce Depremi Mühendislik Raporu, *TMMOB İnşaat Mühendisleri Odası*, 51-69, 2000.

Bonilla L. F., Steidl J. H., Lindley G. T., Tumarkin A. G., Archuleta R. J., Site Amplification in the San Fernando Valley, California: Variability of Site-effect Estimation Using the S-wave, Coda, and H/V Methods, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1997, **87**, 710-730.

Borcherdt R. D., Effects of Local Geology on Ground Motion Near San Francisco Bay, *Bulletin of The Seismological Society of America*, 1970, **60**, 29-61.

Budny M., Seismische Besttiimug der Bodendynamischen Kennewerte Von Oberflaschennahan Schinten in Erdbebengebeiten der Niederrheinnischen Bucht und Ihre Ingenieurseismologische Anwendung, *Geol Inst.Univ.Cologne*, Specieal Issue 57., 1984.

Bullen K. E., Bolt, B., An Introduction to the Theory of Seismology, *Cambridge Univ. Press*, 433, 1985.

Dikmen Ü., Mikrotremor Yöntemi, *Mühendislik Jeofiziği ve Uygulamaları Kurs Notları-1*, Bölüm 10, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Ankara, 313-345, 2005.

Field E. H., Jacob, K. H., The Theoretical Response of Sedimentary Layers to Ambient Seismic Noise, *Geophysical Research Letters*, 1993, 20-24, 2925-2928.

Field E. H., Jacob K. H., A Comparison and Test of Various Site-response Estimation Techniques, Including Three that are not Reference-site Dependent, *Bulletin of Seismological Society of America*, 1995, **85**, 1127-1143.

Guralp System's Manual, Güralp Systems Limited 3 Midas Hause Calleve Park Aldermaston, *Reading Berks*, RG7 8EA England, 2000.

Göncüoğlu M. C., Armutlu Yarımadasının Doğu Kesiminin Jeolojisi, *MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi*, Ankara, 1986.

Haskell N.A., Crustal Reflections of Plane SH Waves, *Journal of Geophysical Research*, 1960, **65**, 4147-4150.

Ibs-Von S., Wohlenberg, J., Microtremors Measurements Used to Map Thickness of Soft Sediments, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1999, **89**, 250-259.

Kagami H., Duke C. M., Liang G. C., Otha Y., Observation of 1-to 5 Second Microtremors and Their Application to Earthquake Engineering. Part I Evaluation of site Effect Upon Seismic Wave Amplification Due to Extremely Deep Soil Deposit, *Bulletin of the Seismological Society America*, 1982, **72**, 987-98.

Kanai K., Tanaka T., Measurement of the Microtremor, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, University of Tokyo, 1954, **32**, 192-209.

Kanai K., Tanaka T., On Microtremors, VII, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 1961, **39**, 97-114.

Katz L. J., Microtremor Analysis of Local Geological Conditions, *Bulletin of the Sesimological Society of America*, 1976, **66**, 45-61.

Katz L. J., Bellon R.S., Microtremor Site Analysis Study at Beatty, Nevada, *Bulletin of the Sesimological Society of America*, 1978, **68**, 757-765.

Kennett B. L. N., Seismic Wave Propagation in a Stratified Half-space, *Cambridge University Press*, Cambridge, 1983.

Kobayashi H. K., Seo K., Midorikawa S., 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 Microzoning Studies of the Mexico Earthquake of the September 19, 1985, The Graduate School of Nagatsuta, *Tokyo Institute of Technology*, Yokohama, Japan, 1986.

Konak M., Gölcük-Değirmendere (Kocaeli) Bölgesinde 17 Ağustos 1999 Depreminde Oluşan Yapı Hasarlarına Zemin Özelliklerinin Etkisi, Yüksek Lisans Tezi, Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Kocaeli, 2002.

Konno K., Ohmachi T., Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1998, **88**, 1, 228-241.

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

Lermo J., Rodriguez M., Singh S.K., Estudio del Periodo Dominante del Suelo en la Zona Urbana de Ciudad Guzman, *Memories del VIII Congreso Nacional de Ingeniera Sismica*, Acapulco, Spain, 1989.

Lermo J., Chavez-Garcia F. J., Are Microtremors Useful in Site Response Evaluation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1994, 84, 5, 1350 – 1364.

Livaoğlu H., Irmak T. S., Güven İ.T., Özer M. F., An Empiric Relationship between Sediment Thickness and Resonance Frequency by Using Seismic noise (Microtremor) Method for Kocaeli-Değirmendere Area (Turkey): Preliminary Results, *Türkiye 20. Jeofizik Kongre ve Sergisi*. Antalya, Türkiye, 25-27 Kasım 2013.

Makra K., Raptakis D., Chavez-Garcia F. J., Pitalakis K., Site Effects and Design Provisions: the Case of Euroseistest, *Pure and Applied Geophysics*, 2001, 158, 2349-2367.

Morales J., Vidal F., Pena A., Alguacil G., Ibanez J. M., Microtremor Study in the Sediment-Filled Basin of Zafarraya, Granada (Southern Spain), *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1991, **81**, 687-693.

Nakamura Y., A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface Using Microtremor on the Ground Surface, *QR of RTRI*, 1989, **30**, 1, 25-33.

Nakamura Y., Clear Identificatıon of Fundamental Idea of Nakamura's Technique and its Applıcatıons, *QR of 12WCEE*, 2000, 2656.

Nogoshi M., Igarashi T., On the Amplitude Characteristic of Microtremor, *Journal of Seismic Society of Japan*, 1971, 24, 26-40.

Ohta Y., Kagami H., Goto N., Kudo K., Observation of 1-to-5 Second Microtremors and Their Application to Earthquake Engineering, Part I: Comparison with Long Period Accelerations at the Tokachi-Oki Earthquake of 1968, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1978, **68**, 767-779.

Okada H., The Microtremor Survey Method, Geophysical Monograph Series, 12, *Society of Exploration Geophysicists*, 2003, 135.

Ozalaybey S., Zor E., Tapırdamaz A., Ergintav M. C., Investigation of 3-D Basin Structures in the ˙Izmit Bay Area (Turkey) by Single-Station Microtremor and Gravimetric Methods, *Geophys. J. Int.*, DOI: 10.1111/j.1365-246X.2011.05085.x.

Pitarka A., Irikura K., Iwata T., Sekiguchi H., 3D Simulation of the Near-fault Ground Motion for the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe), Japan, Earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1998, **88**, 428-440.

Paraloi S., Bormann P., Milkereit C., New Relationsihip Between Vs, Thickness of Sediments, and Resonace Frequency Calculated by the H/V Ratio of Seismic Noise Fort the Cologne area (Germany), *BSSA Shortnote*, 2002, vol 92.

Sanchez-Sesma F.J., Site Effects on Strong Ground Motion, *Soil. Dyn. And Earthq. Eng.*, 1987, **6**, 124-132.

Schnabel B., Lysmer J., Seed H. B., A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, *College of Engineering, University of California, Berkeley*, 72-12, **88**, 1972.

Sesame, Guidelines for the Implementation of the H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations: *Measurements Processing and Interpretation. Europan Research Project*, 2004.

Singh S.K., Ordaz M., On the Origin of Long Coda Observed in the Lake-Bed Strong Motion Records of Mexico City, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1993, **83**, 1298-1306.

Tekebaş S., Yalçınkaya E., Mikrotremör Verilerinde Güvenilir H/V Eğrisi ve Belirgin T_0 Niteleme Koşulları, *1. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı,* Ankara, Türkiye, 11-14 Ekim 2011.

Toksöz M.N., Lacoss R.T., Microseisms: Mode Structures and Sources, *Science*, 1968, **159**, 872-873.

Udwadia F. E., Trifunac M. D., Comparison of Earthquake and Microtremor Ground Motions in El Centro, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1973, **63**, 1227-1253.

Yalçınkaya E., Alptekin Ö., 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan Depreminde Zemin Şartlarının Yer Hareketine ve Hasar Dağılımına Etkisi, *Zemin Mekaniği ve Temel Mühendisliği Sekizinci Ulusal Kongresi*, İstanbul, Türkiye, Ekim 2000.

Yamanaka H., Takameura M., Ishida H., Niwa M., Characteristic of Long-period Microtremors and Their Applicability in Exploration of Deep Sediments. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1994, **84**, 1831–4.

Yılmaz Y., An Aproach to the Origin of Young Volcanic Rocks of Western Turkey: in: A.M.C Şengör (ed); Tectonic Evolution of the Tethyan Region, *Kluwer Academic*, 1989, 159-189.

Wills C. J., Petersen M., Bryant W. A., Reichle M., Saucedo G. J., Tan S., Taylor G., Treiman J., A Site-conditions Map for California Based on Geology and Shear-wave Velocity, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 2000, **90 (6B)**, S187–S208.

KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Kösten E. Y., Kutluca A. K., Güven İ. T., Öztekin D., Dağdelen K., **Livaoğlu H.**, Irmak T. S., Özer M. F., Kentsel Dönüşüm Sürecinde Kentsel Afet Risk Yönetimine Dair Kocaeli-Gölcük-Değirmendere Beldesi Üzerinden Disiplinler arası Bir Yaklaşım, *1. Uluslararası Kentsel Planlama-Mimarlık Tasarım Kongresi,* , Kocaeli, Türkiye, 8-11 Mayıs 2014.

Livaoğlu H., Irmak T.S., Güven İ. T., Özer M. F., An Empiric Relationship between Sediment Thickness and Resonance Frequency by Using Seismic noise (Microtremor) Method for Kocaeli-Değirmendere Area (Turkey): Preliminary Results, *Türkiye 20. Jeofizik Kongre ve Sergisi*. Antalya, Türkiye, 25-27 Kasım 2013.

Pekşen E., Yas T., Kaplanvural İ., **Livaoğlu H**., Barış Ş., Preliminary Results of Geophysical Application of an Ancient Settlement at Bathoneain Küçükçekmece Lake Basin, *Türkiye 20. Jeofizik Kongre ve Sergisi*. Antalya, Türkiye, 25-27 Kasım 2013.

ÖZGEÇMİŞ

1986 yılında Samsun'da doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini Samsun'da tamamladı. 2011'de mezun olduğu Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümünde aynı yıl yüksek lisans eğitimine başladı. 2012 yılından beri Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesinde Araştırma Görevlisi olarak görev yapmaktadır.