

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

MİKROTREMOR YÖNTEMİ KULLANILARAK
YÜKSEK YAPILARIN İNCELENMESİ

Hümevra KURTOĞLU

Mayıs, 2022
İZMİR

MİKROTREMOR YÖNTEMİ KULLANILARAK YÜKSEK YAPILARIN İNCELENMESİ

Dokuz Eylül Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi
Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim Dalı, Uygulamalı Jeofizik Programı

Hümevra KURTOĞLU

Mayıs, 2022

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

HÜMEYRA KURTOĞLU tarafından **Doç.Dr. EMRE TİMUR** yönetiminde hazırlanan “**MİKROTREMOR YÖNTEMİ KULLANILARAK YÜKSEK YAPILARIN İNCELENMESİ**” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Doç.Dr.Emre TİMUR

Yönetici

Prof.Dr.Orhan POLAT

Juri Üyesi

Dr.Öğr.Üyesi Halil NOHUTCU

Juri Üyesi

Prof. Dr. Okan FISTIKOĞLU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŐEKKÖR

Tezimin hazırlanmasına kadar olan tüm evrelerde yardımını ve desteğini hiç esirgememiş olan sayın hocam Doç. Dr. Emre Timur'a, maddi ve manevi desteklerini benden hiçbir zaman eksik etmemiş ve her zaman yanımda olan Aileme teşekkür ederim.

Hümevra KURTOĞLU



MİKROTREMOR YÖNTEMİ KULLANILARAK YÜKSEK YAPILARIN İNCELENMESİ

ÖZ

Birinci derece deprem bölgesi içinde yer alan İzmir ili, sismik risk araştırmaları açısından büyük öneme sahiptir. İzmir Körfezi'nin doğusunda bulunan Bayraklı İlçesi'nde, geçmiş yıllarda yerel zemin koşullarının incelenmesi amacıyla yapılan çalışmalar sonucunda, depremin yapılar üzerindeki etkisinin çok büyük olabileceği belirlenmiştir. Yapı-zemin ilişkisinin tespitinde kullanılan hasarsız yöntemlerden en önemlilerinden birisi mikrotremor yöntemidir. Bu yöntem yardımıyla özellikle binanın istenilen katlarındaki veya zemindeki hâkim titreşim periyodu büyük bir hassasiyetle belirlenebilmektedir. Bu alışma kapsamında Folkart Kulesi A Blok'ta, her katta 40 dakika süreyle mikrotremor ölçümleri alınmıştır. Toplanan bu veriler binaların dışında alınan ve yerel zemin koşulunu temsil eden verilerle birlikte değerlendirilerek olası rezonans riskinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Verilere, Geopsy yazılımı kullanılarak HVSR yöntemi ile H/V eğrileri elde edilmiştir. Buna ek olarak her üç bileşenin (K-G, D-B, Düşey) etkisi de ayrı ayrı incelenmiş spektrumları elde edilerek yorumlanmıştır. Binanın her katına ait hâkim titreşim periyodu belirlenmiştir. Ayrıca 2017 ve 2020 yıllarında meydana gelen iki farklı depremin Bayraklı'da oluşturduğu en büyük yatay ivme değerleri kullanılarak yapı sağamlık analizi yapılmıştır. Elde edilen sonuçlar değerlendirildiğinde, binanın statik projesine uygun olarak inşa edildiği, ölçülen yapı periyotları ile projenin uyumlu olduğu ve tüm katlarının meydana gelen en büyük yatay ivme değerlerine dayanıklı olduğu sonucuna ulaşılmıştır.

Anahtar kelimeler: Mikrotremor, rezonans, HVSR, titreşim periyodu, yapı sağamlığı.

INVESTIGATION OF HIGHRISE BUILDINGS BY USING MICROTREMOR METHOD

ABSTRACT

İzmir province, which is in the first-degree earthquake zone, has a great importance in terms of seismic risk studies. As a result of the studies carried out in the past years to examine the local ground conditions in Bayraklı District, which is in the east of İzmir. Bayraklı, it has been determined that the effect of the earthquake on the structures may be very large. One of the most important non-destructive methods used in the determination of the structure-ground relationship is the microtremor method. With the help of this method, the dominant vibration period, especially on the desired floors of the building or on the ground, can be determined with great precision. Within the scope of this study, microtremor measurements were taken for 40 minutes on each floor in Folkart Tower A Block. It is aimed to determine the possible resonance risk by evaluating these collected data together with the data taken outside the buildings and representing the local ground condition. H/V curves were obtained with the HVSR method using Geopsy software. In addition, the effects of all three components (N-S, D-W, Vertical) were interpreted by obtaining their spectra, which were analyzed separately. The dominant vibration period of each floor of the building has been determined. In addition, structural strength analysis was carried out using the largest horizontal acceleration values created by two different earthquakes that occurred in 2017 and 2020 in Bayraklı. When the results obtained were evaluated, it was concluded that the building was constructed in accordance with the static project, the measured building periods were compatible with the project, and all floors were resistant to the greatest horizontal acceleration values.

Keywords: Microtremor, resonance, HVSR, vibration period, structural strength.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU.....	ii
TEŞEKKÜR	iii
ÖZ ..	iv
ABSTRACT.....	v
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	ix
TABLolar LİSTESİ.....	xi
BÖLÜM BİR – GİRİŞ.....	1
BÖLÜM İKİ – JEOLojİK BİLGİLER.....	5
2.1 İzmir ve Çevresinin Genel Jeolojisi.....	5
2.2 Bayraklı Bölgesinin Jeolojisi	9
2.2.1 Yamanlar Volkanitleri	9
2.2.2 Bornova Karmaşığı.....	9
2.2.3 Gölsel Tortullar.....	9
2.3 İzmir ve çevresinin tektonik özellikleri.....	11
2.4 İzmir ve Çevresindeki Faylar	13
2.4.1 Menemen Fay Zonu.....	13
2.4.2 Güzelhisar Fayı.....	15
2.4.3 Bornova Fayı.....	15
2.4.4 İzmir Fayı.....	16
2.4.5 YeniFoça Fayı.....	18
2.4.6 Tuzla Fayı.....	19
2.4.7 Seferihisar Fayı.....	20
2.4.8 Gülbahçe Fayı.....	21
2.4.9 Gümüldür Fayı.....	21
2.4.10 Gediz-Graben Fay Sistemleri.....	22
2.5 İzmir'in Depremselliği.....	23
2.5.1 Bölgenin Geçmiş Dönem Deprem Aktivitesi.....	24

2.5.2 Aletsel Dönem Deprem Aktivitesi.....	27
2.5.3 Ege Denizi-Sisam Depremi.....	28
2.5.4 Karaburun Depremi.....	33
BÖLÜM ÜÇ – KURAMSAL BİLGİLER.....	35
3.1 Mikrotremor Nedir?	35
3.2 Mikrotremorların Özellikleri.	35
3.3 Mikrotremorların Kaynakları.....	36
3.4 Mikrotremorların Kökeni.	37
3.5 Mikrotremor Yöntemi.	38
3.6 Mikrotremor Yönteminin Özellikleri.....	38
3.7 Mikrotremor Ölçümleri.....	39
3.7.1 Mikrotremor Ölçümlerinin Amacı.....	39
3.7.2 Mikrotremor Kayıtlarının Alınmasında Dikkat Edilmesi Gereken Hususlar...39	
3.8 Mikrotremor Verilerinin Analizi.....	40
3.8.1 Fourier Genliklerinin ve Güç Spektrumlarının Doğrudan Değerlendirilmesi..41	
3.8.2 Referans Noktasına Göre Eş Zamanlı Kayıtların Spektral Oranlarının Değerlendirilmesi (Standart Spektral Oran).....	42
3.8.3 Yatay ve Düşey Bileşenlerin Spektral Oranlarının Değerlendirilmesi (Nakamura Yöntemi)	42
3.8.4 Sıfır Kesme Yöntemi (Kanai Yöntemi) ile Mikrotremor Verilerinin Analizi ve Zemin Sınıflaması.....	45
3.9 Mikrotremorların Periyot Dağılımları.....	46
3.10 Mikrotremor Verilerinin Kullanım Amaçları.....	47

**BÖLÜM DÖRT – MİKROTREMOR VERİLERİNİN GÜVENİLİRLİĞİNİN
SAPTANMASI.....49**

4.1 SESAME Kriterleri.....	50
4.2 Güvenilir Bir H/V Eğrisi İçin Koşullar	50
4.3.Belirgin Bir H/V Doruk İçin Koşullar	51
4.4.Mikrotremor Verilerinin SESAME Kriterleri ile Değerlendirilmesi.....	52
4.5 Hasarsızlık İndeksi ve Maksimum İvme.....	54

BÖLÜM BEŞ- VERİ TOPLAMA VE DEĞERLENDİRME ÇALIŞMALARI.56

5.1. Folkart Binasında Yapılan Mikrotremor Ölçümleri.....	58
5.2 Veri Değerlendirme.....	59
5.3 Zeminde Yapılan Önceki Çalışmalar.....	60
5.4 A Blok'a (1. Kule) Ait HVSR Sonuçları.....	61
5.5 A Blok'a (1. Kule) Ait Spektrum Sonuçları.....	75

BÖLÜM ALTI – SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....77

6.1 A Blok'a (1. Kule) Ait Hasarsızlık İndeksi ve Maksimum ivme Sonuçları.....	78
6.2 Sonuçlar ve Öneriler.....	79

KAYNAKLAR.....81

EKLER.....91

EK-1	91
EK-2.....	92
EK-3.....	93

ŞEKİLLER LİSTESİ

	Sayfa
Şekil 2.1. İzmir ve çevresinin jeoloji haritası (Koca, 1995'ten değiştirilmiştir).	6
Şekil 2.2. Batı Anadolu'daki paleotektonik döneme ait birlikler.....	8
Şekil 2.3. Türkiye'deki ana tektonik yapılar.....	13
Şekil 2.4. İzmir ve çevresindeki ana fay hatları.	23
Şekil 2.5 30 Ekim 2020 İzmir ve çevresinin 1900 öncesi deprem etkinliği.....	25
Şekil 2.6 İzmir ve 250 km çevresinin 1900-2021 yılları arasında meydana gelen $M \geq 4$ deprem odak dağılımı. Sarı daireler 2-4, mavi daireler 4-5, mor daireler 5-6, küçük kırmızı daireler 6-7, büyük kırmızı daireler ise 7'den büyük depremleri göstermektedir.....	27
Şekil 2.7 30 Ekim 2020 Sisam depreminde zemin büyütmesi olan İzmir ve Karşıyaka fayları tarafından kesilen İzmir çöküntüsü	28
Şekil 2.8 İzmir ve çevresi 30.10.2010-06.11.2010 tarihleri arasında sismik aktiviteleri	29
Şekil 2.9 10.10.2020 Sisam Adası Depremi etki alanı	29
Şekil 2.10 İvmeölçer istasyonlarının konumları.....	30
Şekil 2.11 İzmir NET deprem istasyonları tarafından kaydedilen 30 Ekim 2020 günü saat 14:51'de meydana gelen depremin PGA haritası.....	32
Şekil 2.12 İzmir NET ivme-ölçer ağı tarafından ölçülen 12.06.207 (Mw6,2) İzmir Karaburun (Ege Denizi) depremi en büyük ivme (PGA) dağılımı haritası.....	33
Şekil 3.1 Sedimanter basen görüntüsü	44
Şekil 4.1 Excel tabanlı programın ait görüntü. a) Geopsy programının çıktı dosyası, b) Güvenilirlik ve belirgin doruk koşulları ve altında ise sonuç kısmı, c) Programın çalıştır butonu, d) İncelenen H/V eğri örneği.....	53
Şekil 5.1 Çalışma yapılan binaların yer bulduru haritası	56
Şekil 5.2 SARA-SR04.....	57
Şekil 5.3 Mikro tremor bileşenlerinin ölçüm doğrultuları... ..	58
Şekil 5.4 A Blok Dış Noktaya ait HVSR eğrisi.....	61
Şekil 5.5 A Blok 1. Kata ait HVSR eğrisi A Blok 2. Kata ait HVSR eğrisi.....	61
Şekil 5.6 A Blok 3. Kata ait HVSR eğrisi A Blok 4. Kata ait HVSR eğrisi.....	62

Şekil 5.7 A Blok 5. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok 6. Kata ait HVSR eğrisi.....62
Şekil 5.8 A Blok 7. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok 8. Kata ait HVSR eğrisi.....63
Şekil 5.9 A Blok 9. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok 10. Kata ait HVSR eğrisi.....63
Şekil 5.10 A Blok 11. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok12 Kata ait HVSR eğrisi.....64
Şekil 5.11 A Blok 13. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok 14. Kata ait HVSR eğrisi.....64
Şekil 5.12 A Blok 15. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok16. Kata ait HVSR eğrisi.....65
Şekil 5.13 A Blok 17. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok18. Kata ait HVSR eğrisi.....65
Şekil 5.14 A Blok 19. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok20. Kata ait HVSR eğrisi.....66
Şekil 5.15 A Blok 21. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok 22. Kata ait HVSR eğrisi.....66
Şekil 5.16 A Blok 23. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok24. Kata ait HVSR eğrisi.....67
Şekil 5.17 A Blok 25. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok 26. Kata ait HVSR eğrisi.....67
Şekil 5.18 A Blok 27. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok28. Kata ait HVSR eğrisi.....68
Şekil 5.19 A Blok 29. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok30. Kata ait HVSR eğrisi.....68
Şekil 5.20 A Blok 31. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok32. Kata ait HVSR eğrisi.....69
Şekil 5.21 A Blok 33. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok34. Kata ait HVSR eğrisi.....69
Şekil 5.22 A Blok 35. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok36. Kata ait HVSR eğrisi.....70
Şekil 5.23 A Blok 37. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok38. Kata ait HVSR eğrisi.....70
Şekil 5.24 A Blok 39. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok40. Kata ait HVSR eğrisi.....71
Şekil 5.25 A Blok 41. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok42. Kata ait HVSR eğrisi.....71
Şekil 5.26 A Blok 43. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok44. Kata ait HVSR eğrisi.....72
Şekil 5.27 A Blok 45. Kata ait HVSR eğrisi	A Blok46. Kata ait HVSR eğrisi.....72
Şekil 5.28 A Blok Bodrum1. Katı HVSR eğrisi	A Blok Bodrum2. Katı HVSR eğrisi.73
Şekil 5.29 A Blok Zemin Kat HVSR eğrisi	.A Blok Dış nokta ait HVSR eğrisi....73
Şekil 5.30 A Blok'a (1. Kule) Ait (a) Kuzey-Güney Bileşeni (b)İndirgenmiş (FSR) Kuzey-Güney Bileşeni.....74	
Şekil 5.7 (a) Doğu-Batı Bileşeni (b) İndirgenmiş (FSR) Doğu-Batı Bileşeni.....75	
Şekil 5.8 (a)Düşey Bileşen (Z) (b) İndirgenmiş (FSR Düşey Bileşen (Z)) A Blok'taki tüm katlara ait spektrumlar ve spektral oranları. 2-18. katlar mavi, 19-29. katlar yeşil, 30-46. katlar kırmızı renkle gösterilmiştir.....75	
Şekil 6.1 Elde edilen periyot değerleri.....80	

TABLolar LİSTESİ

	Sayfa
Tablo 2.1 İzmir’de tarihte yaşanmış hasarlı deprem kayıtları.....	26
Tablo 2.2 Bölgede kurulu bulunan bazı ivme ivmeölçer istasyonları ve ölçülen maksimum yer ivmesi değerleri.....	30
Tablo 2.3 12.06.2017-15h28 (Mw6.2) İzmir-Karaburun (Ege Denizi) depremi İzmir NET ve AFAD ivmeölçer istasyonları tarafından kaydedilen pik ivme (PGA) değerleri.....	34
Tablo 5.1 SARA-SR4 cihazının aletsel özellikleri.....	59
Tablo 5.2 SARA-SR4 cihazıyla ilgili teknik detaylar.....	60
Tablo 5.3 Sismik hız oranı ile karakteristik periyotların tahmini	60
Tablo 5.4 A Blok’un zemininde alınan mikrotremor ölçüm sonuçları.	61

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Yeryüzünde meydana gelen olayların hiçbiri aynı kalmamakta sürekli değişim ve dönüşüm içerisindedir. Yerkürenin kendisi de sabit sürekli hareket halinde yer değiştirmektedir. Bu yer değiştirmeler sonucu yerin derinliklerinde enerji birikmesi olur.

Deprem, yer altında biriken enerjinin aniden açığa çıkmasıyla oluşan elastik dalgaların, yeryüzünde oluşturduğu titreşim hareketleridir. Oluşan yer hareketleri yani depremler büyük can ve mal kayıplarına yol açan doğal jeolojik afetlerin en önemlisidir. Birinci derece deprem bölgesi içinde yer alan Ege Bölgesinde de sık aralıklarla ve çeşitli büyüklüklerde depremler meydana gelmektedir.

Binanın yapılacağı zemin özelliklerinin bilinmesi, depremin yapılar üzerindeki etkisinin incelenmesi, deprem sırasında zeminin ve üzerindeki yapının sergileyeceği davranış özelliklerinin önceden belirlenmesi ve yapılacak yapının zemin özelliklerine uygun olarak inşa edilmesi olası bir depremde yapının davranışlarını tespit etme en önemli adımı oluşturmaktadır.

Yapı zemin ilişkisinin tespitinde zemin hâkim titreşim periyodu tespit edilmesi gereken bir parametredir. Zemin hâkim titreşim periyodu, depremin zeminde oluşturduğu hasar ile doğrudan ilişkili bir parametre değildir, ancak depremlerin oluşmasıyla zemin ve yapı arasındaki etkileşiminde yapıda oluşacak rezonans etkilerinin yapıya verebileceği hasarı etkilemektedir. (Gülerce, 2002). Rezonans, deprem sırasında belirli bir frekansla salınan zemin ile farklı bir frekansta salınım yapan bina arasındaki ilişkiyi tanımlayan bir terimdir. Bu ilişkide eğer zeminin salınım frekansı, binanın salınım frekansı ile aynı ise, binaya uygulanan kuvvetler artacaktır. Buna bağlı olarak binanın göreceği hasar da artacaktır. Belirli bir frekansta titreşen yapının, aynı frekanstaki zemin titreşiminin etkisinde kalarak yüksek genlikle titreşmesi olayıdır. Bu nedenle binanın hâkim titreşim periyodunun zemine göre daha

küçük olması gerekmektedir. Sonuç olarak, binanın zeminle rezonansa girerek daha büyük hasarlar görmesinin engellenmesidir.

Yeryüzündeki titreşim hareketleri, açığa çıkan enerjinin büyüklüğüne ve hareketlerinin oluşturacağı genliklerin büyüklüklerine göre salınım hareketleri değişmektedir. Bu salınım hareketleriyle büyük enerji oluşuyorsa ve bu salınımlar hissediliyor, hasar oluşturuyorsa bunlar kuvvetli yer hareketi ya da deprem olarak tanımlanır. Yeryüzünde insan tarafından hissedilemeyen sürekli salınımlar vardır. Bu insan tarafından hissedilemeyen küçük salınımlara mikrotremor (titreşimcik) denir (Tokgöz, 2002).

Mikrotremor yönteminde bu titreşimcikler kaydedilmektedir. Mikrotremor yöntemi, jeolojik yapıların ve mühendislik yapılarının hâkim periyotlarını, deprem şiddeti artırmalarını saptamak ve yer altı katmanlarının kayma dalgası hızlarını ve derinliklerini tahmin etmek amacıyla kullanılan bir yöntemdir (Keçeli, 2009).

Deprem sırasında oluşabilecek hasarları özellikle can kayıplarını en aza indirebilmek için yapılan çalışmalar da mikrotremor yöntemi sıklıkla kullanılmaktadır. Mikrotremor yöntemi kullanılarak yapılan zemin çalışmalarıyla yüzey tabakalarının dinamik özellikleri belirlenebilmektedir. Zeminin dinamik özelliklerini belirleyebildiğimiz tüm bu parametreler doğru tespit edildiğinde oluşturulacak deprem senaryoları ile depremin yapıda oluşturacağı hasarlar öngörülebilir. Depremin yüzeydeki tabakalarda oluşturacağı etkinin belirlenmesinde sondaj ve mikrotremor yöntemi dünyada çok bilinen yöntemlerdir. Mikrotremor yönteminde zaman kısa ve ucuzdur. Kolay uygulanabilirliği ve kısa sürede çözüm üretilebildiğinden tercih edilir (Utku, vd. 2013). Bu yöntemi kullanarak yapılan çalışmalardan en yenisi de Atatürk Üniversitesi'nin 'Türk Deprem Araştırma' dergisinde Kasım 2021 'de yayınlanan 24 Ocak 2020 Sivrice depreminin yer hareketi değerlendirmelerini zemin etkileşimlerini mikrotremor kullanarak yapılmıştır (Bayrak, vd. 2021).

Mikrotremor kayıtlarını almak için hız sismometreleri kullanılır. Mikrotremor ölçümleri farklı zamanlarda ve farklı noktalarda alınabilmekte veya bir bölgedeki

titreşim özelliklerinin seçilen bir noktaya göre veya noktalar arasındaki değişimin belirlenmesinde, bir çizgi üzerinde yerleştirilen birçok sismometreden oluşan düzenlerle aynı anda kayıt alınabilmektedir. Mikrotremor ölçümleri yapılarak ölçülen baskın periyotta oluşan büyültme katsayısı ve yer etkin periyodu gibi önemli parametreler sunulabilir ve bölgesel olarak parametrelerin değişimi incelenerek pratik zemin sınıflandırmaları yapılabilir. Mikrotremor ölçümlerinde Nakamura Tek Nokta ölçüm tekniği çok sık kullanılmaktadır. Bu teknikle yapılan ölçümler sonucunda zeminin doğal titreşim frekanslı 3 bileşen olarak ayrı ayrı belirlenebildiği gibi toplam etkide kolayca belirlenebilmektedir. Aynı zamanda iki yatay ve bir düşey düzlemin spektral oranı da belirlenmektedir. Yer in tüm bu fiziksel özelliklerinin saptanması ile daha iyi tanımlanmış, dinamik parametreleri belirlenmiş bir zemine yapısına uygun sağlam, doğru ve güvenli yaşam alanları oluşturulabilir. Mikrotremorler mikro bölgeleme haritaları oluşturulurken, yapının inşaatı aşamasında, şehir ve şehircilik planlama çalışmalarında, sismik risk analizi, deprem senaryoları çalışmalarında gibi birçok çalışmada bu sonuçlar kullanılmakta ve çalışmalara ışık tutmaktadır. (Erkan, 2021).

Zemin çalışmalarında mikrotremor ölçümleri yaygınlık kazanmıştır. Bunun temel nedenleri, hasarsız bir yöntem olan Mikrotremor yöntemi yardımıyla özellikle binanın istenilen katlarının veya zeminin hâkim titreşim periyodunun büyük bir hassasiyetle belirlenebilmesi, zeminlerin hâkim titreşim periyotlarının ve spektral oranlarının ise o zemin üzerine inşa edilecek yapıyı doğrudan etkilemesi ve hatta büyük bir doğal afete gerek bile olmadan yapıda büyük hasarlara neden olabilmesidir. Ayrıca deprem sırasında yapılarda meydana gelebilecek rezonans riskinin Mikrotremor Yöntemi ile araştırılması da son yıllarda sıkça başvurulan bir yöntem haline gelmiştir

Bu tez çalışması kapsamında, İzmir körfezinin kuzeyinde yer alan, ölçüme elverişli olacak şekilde belirlenmiş binada ve bu binanın çevresinde 1 noktada ve her katta 40'ar dakikalık kayıtlar şeklinde mikrotremor hız ölçümleri yapılmıştır. Binada alınan ölçümler sonucunda elde edilen mikrotremor kayıtları, Nakamura yöntemi ile Geopsy yazılımı yardımıyla değerlendirilerek, bina ve binanın üzerinde konumlandığı zemin için zemin hâkim titreşim periyodu parametreleri bulunmuştur. Bu parametreler

yardımıyla binanın rezonans risk düzeyleri belirlenmiştir. Çalışmada Guralp Sistem CMG-6TD ve SARA SR04S3 model mikrotremor cihazları kullanılarak, tek blokta 47 kat, zemin katı,2 bodrum katı ve dış nokta olmak üzere toplam 51 noktada ölçüm alınmıştır.



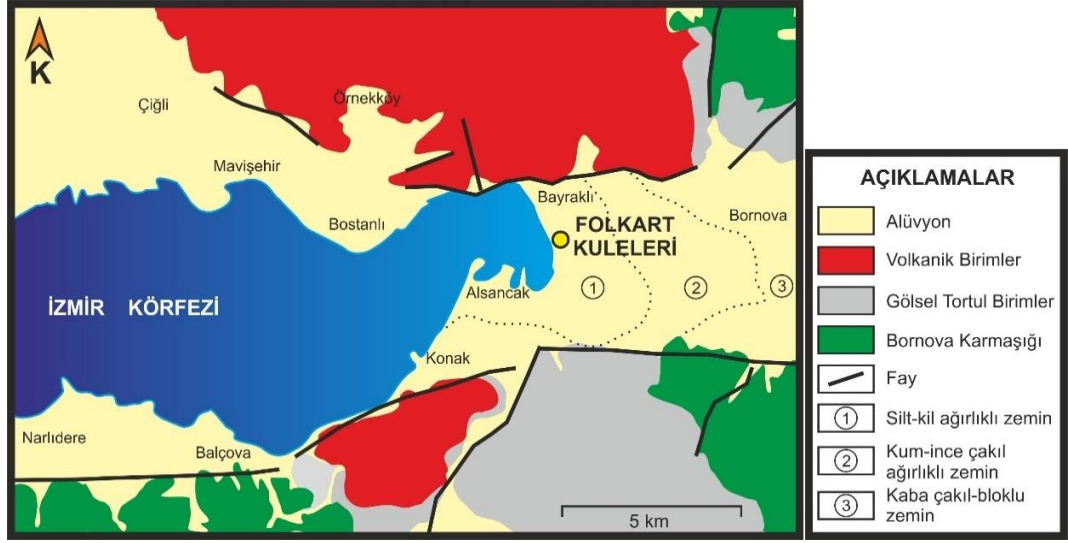
BÖLÜM İKİ

JEOLJİK BİLGİLER

2.1 İzmir ve Çevresinin Genel Jeolojisi

İzmir Körfezi tektonik bir çöküntü sahası olup, şehrin içini ve etrafını çepeçevre sarmış tepeler volkanik kayalardan oluşmuştur. Volkanik kayaların tabanında Neojen yaşlı kireçtaşları ve Mezozoik yaşlı şistler oluşturmuştur. Sahil şeridi ile tepelerin arsını oluşturan düzlükler, dere birikintilerinden ve denizden ibarettir. Şehrin yerleşme alanını oluşturmuş düzlükleri genç Kuvaterner çökeller oluşturmuştur. Bölgedeki istiflenmeyi neojen yaşlı Altındağ formasyonu, Üst Kretase yaşlı Bornova filizi, Yamanlar volkanikleri, Buca kireçtaşı ve Kuvaterner yaşlı alüvyonlar oluşturmaktadır. Neojen yaşlı marn ve killi kireçtaşları Melez vadisinin doğusunda bulunan yüksek araziye oluşturmakta; Güzelyalı Agamemnon Hamamı ve Ballıkuyu' daki tepeleri Mesozoik yaşlı kireçtaşı şistlerden, Tepecik bölgesinde bulunan tepe aglomeradan oluşmuştur. Eşrefpaşa' nın üst kısmında eski göller ile, Kadife kaleden aşağıya doğru yamacı oluşturmuş Andezitler, kalın bir enkaz örtüsü ile kaplıdır. Batıdaki sahil şeridi İnciraltı ve Narlıdere'yi geniş alüvyon örtüsü kaplamıştır.

İzmir ve çevresinde 3 tane birbirinden farklı tektonik kuşak gözlenmektedir. Bu tektonik kuşaklardan, doğuda görülen kuşak Doğu kuşağının tabanını kalın mikaşistlerin oluşturduğu bu mikaşistlerin üzerlerini platform tipi karbonatların metamorfizma geçirmesiyle oluşan mermer istifi kaplı olan “Menderes Masifi” dir. Menderes masifinin batısında bulunan İzmir – Ankara Zonu ikinci tektonik kuşaktır. İzmir-Ankara Zonu, İzmir ve etrafında filiz karakteri gösteren bir zondur. Bu zonun batısında çökelmiş kalın Mesozoyik karbonat istifinden oluşmuş Karaburun Kuşağı bulunmaktadır (Şekil 2.1).



Şekil 2.1 İzmir ve çevresinin jeoloji haritası (Koca, 1995'ten değiştirilmiştir)

Menderes Masifi Batı Anadolu'nun temelini oluşturur ve bu masif metamorfik kayalardan meydana gelmiştir. Masifin çekirdeği Prekambriyene yaşlı çok yüksek metamorfizme geçirmiş gnays ve şistlerden oluşur (Şengör vd. 1984). İstif üs katmanlara doğru Paleozoik yaşlı mikaşistler, permo – karbonifer yaşlı Meta kuvarsit, siyah renkli fillitlerle birlikte, rengi koyulaşmış re kristalize pelajik kireçtaşları devamında görülür. En üst tabakayı Mesozoyik yaşlı neritik kireçtaşları örter. Menderes masifi karmaşık (core complex) metamorfik çekirdekli olarak kabul ediliyor (Bozkurt ve Park, 1994, 1997; Hetzel vd. 1995). Karmaşık birden fazla metamorfizmaya uğramış masifteki esas metamorfizmanın yaşı 35-45 milyon yıl hesaplanmıştır (Şengör vd. 1984; Yılmaz, 1997, Yılmaz vd. 2000).

Gediz Grabenin güney bölümünde yükselen Bozdağ ile Torbalı, Gümüldür ve Kuşadası Körfezi arasındaki kayalar Menderes Masifi kaya birimlerini oluştururlar (Lengeranlı vd. 1998). Masifin Turgutlu'nun güney bölgesinde görülen Kuvarsit kütleleri üzerinde rekrystalize taşlar Bozdağ kütlesi üzerinde adalar şeklinde kireçtaşları yükselimleri oluşturmuştur. Torbalı'nın güneyinde Çapak Köyü ve çevresinde masife ait mermerler ve mikaşistler görülür. Paleozoik mermerler Torbalı'nın güneyini oluşturmuş, mikaşistler ise Özdere – Gümüldür yöresinde yaygın kaya topluluklarını oluşturmaktadır. (Lengeranlı vd. 1998).

İzmir civarında yaygın olan İzmir-Ankara Kenet Kuşağı, Anadolu'nun Paleotektonik dönem coğrafyasındaki önemli tektonik yapılardandır (Okay ve Siyako, 1991). Bu zon Menderes Masifi ile Sakarya Kıtası arasında oluşmuş tektonik bir birliktir (Okay vd. 1996; Yılmaz, 1997). Üst Kretase – Paleosen yaşlı kaya topluluklarından oluşan bu birlik Bornova karmaşığı (Erdoğan, 1990) veya Bornova filiş zonu (Okay ve Siyako, 1991) olarak adlandırılmıştır. Bu tektonik birliğin yapısını Filişteki ufalanmış kayalar ile içerisindeki küçük büyük blokları meydana getirmiş serpantin, çört, diyabaz ve kireçtaşları oluşturmuştur. Birimin metamorfizmaya uğramıştır kesimleri vardır (Erdoğan, 1990). İzmir-Kuşadası körfezleri arasındaki Seferihisar yükselinde birimin az metamorfik şistlerden oluşan filişli seviyeleri yayılmıştır (Erdoğan, 1990; Kaya 1981). Doğusunda yükselen Nif ve Spil dağlarında filişli kayalar içerisinde görülen kireçtaşı blokları dağ boyutuna ulaşan kütleli yükselilerden oluşur.

Bornova Karmaşığına ait tortul kayalar İzmir ve çevresinin temelini oluşturur. Karmaşığa ait kayalar, matriks olup, matriks içerisindeki çeşitli yaş ve büyüklükte olistolitlerden oluşmuştur. Matriks şeyl ile kumtaşı aralanmalarından oluşmuş derinlerde bulunan deniz fasiyesine ait tortul kayalardan, farklı yaşlarda olan olistolitleri (Triyas, Jura, ve Üst Kretase yaşlı olistolitler) kireçtaşlarını oluşturmuşlardır. Temelin üstüne uyumsuz biçimde yerleşmiş görsel tortullar yaşları Neojen aşağıdan yukarıya doğru çakıltası, kumtaşı, siltaşı, kiltası, marn ve killi kireçtaşları oluşturmuştur. Gözlenen tüm katmanlar bazı yerlerde düşey veya yanal geçişli olarak dokanaklar sunmuşlardır. Bütün birimler, andezitik ve dasitik bileşimli volkanik lavlar ve piroklastikleriyle üstlenmiştir (Şekil 2.2).

Karaburun yarımadasında yüzeylemiş paleotektonik döneme ait kaya topluluklarının bölgesel tektonikteki konumu kesinleşmemiş tartışmalar devam etmektedir. Karaburun bölgesindeki kaya toplulukları bölgesel deneşirmelerde İzmir-Ankara kenet kuşağını oluşturan topluluklar içinde değerlendirilir (Şengör vd. 1984; Okay ve Siyako, 1991; Yılmaz, 1997). Alt Kretase -Alt Karbonifer yaşları arasındaki birimlerden oluşan bu kaya topluluğu tüm tartışmalar sonucunda Karaburun kuşağı

tüm bu birliklerden İzmir-Ankara zonu içerisinde başka bir tektonik birlik olarak düşünölmekte ve blokların oluşma sebepleri olarak belirtilmiştir (Erdoğan, 1990).

Günay (1990); “Karaburun Yarımadası’nın Batı Kıyısında Yapılan Deniz Sismik Çalışmalarının Bölge Jeolojisine Olan Katkıları” isimli yüksek lisans bitirme projesi ile birçok araştırmacının uzun yıllardır bu bölgenin tanımlanması için yapılmış içeren çok çeşitli jeoloji haritalarının Karaburun Yarımadası, deniz sismik kesitleriyle karşılaştırılmasını yapmış ve tanımlamıştır.



Şekil 2.2 Batı Anadolu'daki paleotektonik döneme ait birlikler (Yılmaz, 1997)

2.2 Bayraklı Bölgesinin Jeolojisi

Bayraklı ve çevresi çalışma alanımızı kapsamakta ve bu bölgede görülen jeolojik birimler üç farklı şekilde görülür. Yamanlar Volkanitleri, Bornova Karmaşığı ve Gölsel Tortullar bölgede gözlenen birimlere verilen isimlerdir.

2.2.1 Yamanlar Volkanitleri

Yamanlar Volkanitleri Bayraklı bölgesinde çok geniş bir alanda görülen yaşlıları Neojen dönemde olup içeriğinde Andezit-Dasit volkanikleri ve bu kayaların benzerlerini içerir (Innocenti ve Mazzuoli, 1972; Savaşın, 1974; İzdar, 1975; Türk ve Koca, 1994; Akay, 2000).

2.2.2 Bornova Karmaşığı

Bornova ile Işıkkent arasında ve Balçova ile Narlıdere yörelerinde karmaşığın yüzlekleri yaygın olarak görülür. Bornova Karmaşığına, çeşitli araştırmalarla Paleozoik dönemden diğer bir dönem olan Tersiyer dönemi kapsayan yaşlar belirlenmiş, ancak Paleosen dönemden daha yeni olabilecekleri fikrine varılmıştır (Konuk, 1977; Düzbastılar, 1978). Bölgede kayaları kaplayan kireçli kayalarının bölgedeki tektonik hareketlerle yerleştiği (Düzbastılar, 1978; Başarır ve Konuk, 1981) ve Triyas'dan Kretase'ye kadar geniş yaş aralığı görülmüştür (Başarır ve Konuk, 1981).

2.2.3 Gölsel Tortullar

Jeolojik olaylar İzmir Körfezi'nin oluşumu ile yakından ilgilidir. Gölsel çökellerinin oluşturduğu içeriğinde Neojen yaşlı kireçtaşı-kiltaşı-kumtaşı ve çakıltası litolojilerini kapsamaktadır. İzmir Körfezinin Orta Pleistosen (Kuvaterner başında) bir çöküntü (depression) havzasında oluştuğu ve bu havzanın eğim atımlı faylarla sınırlanmış olduğu görülür. Kuvaterner'de yanı soğuk dönemlerde buzullaşmada İzmir Körfezinde derin bir vadi, buzul arası ve bunu tam tersi dönemlerde yani sıcak dönemlerde bir körfez henüz oluşmamış ancak özelliklerini göstermeye başlamış,

bugünkü körfez yapısı ise Flandrien Transgresyonu ile oluştuğu bilinir (Başoğlu, 1975).

Bölgedeki tektonik açılma hareketlerinin Gediz Deltası'nda Pleistosen ve Holosen dönemde devam eden delta oluşturarak ilerleme Pleistosen ve Holosen'deki jeomorfolojik ve jeolojik bütünlüğü ile ilişkili olduğu düşünülmektedir.

Neotektonik hareketler Paleosen dönemde artmış (Ryan, 1982) ve Pleistosen'de neotektonik hareketler oluşumlarını sürdürmüş bölgede kuzey ve kuzeydoğu yönüne doğru yönelmiş tektonik çizgilere, dikey atımlı yarılmalar meydana gelmiştir (Ambraseys ve Jackson, 1990; Fairbridge, 1972; Günay, 1998). Pleistosen sonunda itibaren ve Holosen dönemin başlarında hareketler etkinliğini kaybetmiş belli bir yönelim göstermeden oluşmuşlardır. (Başoğlu, 1975). Yeni dönemde görülen tektonik hareketler, Holosen'deki sıkışma tektoniği ile gelişen "Kompresyonel" kırılmalara yol açmıştır. Bu durum. Güzelbahçe Körfezi'nde körfezin güney bölgelerinde gözlemlenmiştir (Eftelioğlu, 1983).

Batı Anadolu'da gerilim tektoniğinin ve neotektonik düşey hareketlerinin etken olmasının üst Miyosen'de başladığını İzdar, (1975)'de söylemiş ve Anadolu'nun batı kıyılarında görülen kıyıya dik graben zonlarının ve Ege Denizinin içindeki çöküşün bu neotektonik gerilim hareketlerinin sonucu meydana geldiğini belirtmiştir. Anadolu'nun batısı ve körfezin kıyılarında Alpin orojenik tektonizmanın sonucu Üst Miyosen 'de oluşmuş, kalk-alkali kimyasallığında Andezit, Dasit, Riyolit volkanizması oluşmuştur. Çiftçi (1998), "Sismik Kırılma Yönteminde Karşılıklı Atışlar ile İzmir Körfezi'nin Jeolojik Yapısının İncelenmesi" lisans tezi kapsamında Körfezde atışlar yapılmış, elde edilen grafiklerden hesaplanan hızlar, kesişme zamanları ve körfezin tabanındaki tabakaların gerçek hızları, tabakalardaki eğimler ve her birinin kalınlıkları hesaplanmıştır. Bu değerlendirmelerin ışığında körfezin orta kısmı 300-350 m kalınlıkta tortulla kaplı olup, daha aşağıda ise kalınlıkları 200-300 m karasal ayrışma uğramamış kayalar, bu seviyelerin altındaki kalınlığı 150-350 m olan volkanikleri, en alt tabakada ise filişlerin bulunduğu tanımlanmıştır (Erdoğan, 1990).

Batı Anadolu'da bugünkü konumlarına göre üç tektonik kuşak yer almaktadır. Eosen çağın ortası ve son döneminde oluşan tektonik hareketlerin üst üste gelmesiyle oluşmuşlardır. Tektonik kuşakların en batısında Karaburun Kuşağı, ortada İzmir – Ankara Zonu ve en doğuda Menderes Masifi olarak adlandırılır Bindirme tektoniğinden sonra oluşmuş ve dönem olarak Orta Miyosen'den günümüze kadar ki dönemde yaşları oldukça fazla olan bu kuşakların devamını verev şekilde kesmiş tansiyonal havzalar oluşmuştur. Oluşan bu havzalar çeşitli gölsel bölgelerden ve karasal alanlardan taşınmış tortullarla doldurulmuştur (Erdoğan,1990). Batı Anadolu'da Orta veya Üst Miyosen çağda başlamış bugüne kadar devam etmiş ve grabenleri oluşturmuş doğu-batı uzanımlı neotektonik uzanımlar, daha eskiden oluşmuş tektonik kuşakları birbirinden ayırmış ve parçalamışlardır (Şengör, 1980).

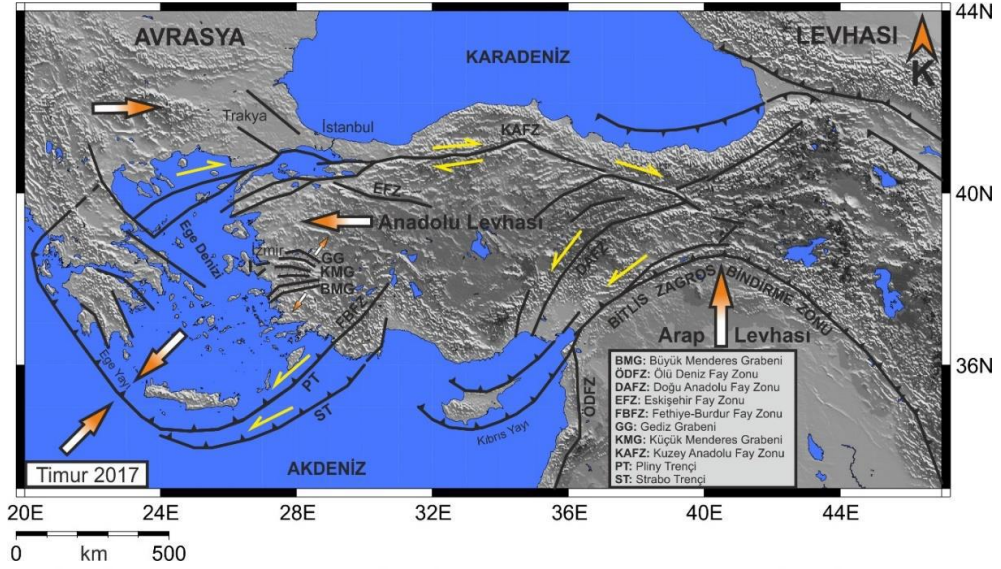
1988 yılında Erdoğan vd. yaptıkları çalışmada İzmir-Ankara Zonu ve Karaburun kuşağı arasındaki dokanağı incelemişlerdir. Çalışmalar sonucunda, grabenin tektonik yapısı, paleotektonik kuşakları tanımlayarak kuşakların ayrılmadığı ancak çöküntü alanlarını dolduran tortullardan oluşmuş dolguların, kuşaklarda görülen sınırları kapattığını, gözlemlemişlerdir. En belirgin olanı, Neojen tortullarının birkaç alan hariç Karaburun Kuşağı ile İzmir-Ankara zonunu örttüğünü ve arasındaki ilişkiyi, belirtmiştir (Erdoğan, 1990). Serpantinit bloklarının Kalecik ve Urla yüzleklerinde, karmaşık bir birimde bulunduğunu ve bu birimlerin Karaburun istifinden farklı allokon kütleler olduğunu paylaşmıştır.

2.3 İzmir ve Çevresinin Tektonik Özellikleri

Ege Bölgesi, doğuda Batı Anadolu, batıda Yunan ana karasının güneyi, ortada ise Ege Denizi'ni içeren coğrafik bölgeyi tanımlamaktadır. Ege Bölgesi, kuzeyde Bulgaristan'ın bir bölümünü güneyde Ege-Kıbrıs dalma batma zonundan yaklaşık 800 km'yi bulan bir zon boyunca, K-G yönlü genişleme tektoniği ile deformasyona uğramaya devam etmektedir (Yılmaz, 2000). Ege Bölgesi'nde K-G yönlü genişleme tektoniği günümüzde halen devam etmekte ve bu genişleme tektoniğinin nedeni ise, batıya doğru kaçış tektoniği (escape tectonics) ve Ege-Kıbrıs Yay Sistemi boyunca dalan Afrika okyanusal litosferin çekim kuvvetidir (slab pull). Anadolu'da izlenen bu

açılmalı rejim neotektonizmanın sonucudur (Şengör 1979,1980). Türkiye’de Orta-Üst Miyosen’de başlayan neotektonizmanın Doğu Anadolu’nun güneyinde Arap-Afrika levhaları ile Avrasya levhaları arasında gerçekleşen kıta-kıta çarpışmasıyla oluştuğu ve bu çarpışma sonucu ortaya çıkan Anadolu levhasının Kuzey ve Doğu Anadolu transform fayları boyunca batıya doğru kaçması tektonik olaylar dizisini kapsamaktadır. Anadolu bloğu batı bölümüne doğru ilerlediği sırada Batı Anadolu’da saatin tersi yönünde rotasyonel dönme hareketi yaparak Ege Denizinde Hellenik yayı Afrika levhasına doğru ilerler (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör 1979, 1980; Şengör vd. 1985; Reilinger vd. 1997). (Şekil 2.3). Geç Kretase’den itibaren daha önceden var olan Neotetis Okyanusu’nun Güney Kolu, Avrasya levhası ile Arabistan-Afrika levhaları arasında meydana gelen kıtasal yakınsama sonucunda, kapanmaya başlamıştır (Mc Kenzie, 1972, 1978; Şengör ve Yılmaz, 1981; Dewey vd. 1986). Batı Anadolu tektonizmasında açılmalı tektonik hareketin sebebi ise bölgede görülen dönme hareketidir.

Ege Bölgesi K-G yönlü genişleme tektoniği altında deformasyona uğramış, kuzey ve güney bölümlerinde etkili olan başka yapısal unsurların etkisiyle karmaşık deformasyon özellikleri de göstermektedir. Ege Bölgesi’nin kuzey bölümü, Edremit Körfezi ile Saros Körfezi arasında, KAFZ’nun batı uzantılarının etkisi altında deforme olmaktadır. Girit adası güneyinde ve Afrika okyanusal litosferinin Anadolu levhasının altına daldığı bir dalma-batma zonu olduğu için, Ege Denizi derinliklerinde sıkışma tektoniği, üst kabuk bölgesinde de yay gerisi genişleme tektoniğinin etkisi altında deformasyona uğramakta, Ege Bölgesi’nin orta bölümünde, bu iki karmaşık deformasyon alanından farklı ve yaklaşık K-G yönlü genişleme tektoniği etkisi altındadır.



Şekil 2.3 Türkiye’deki ana tektonik yapılar (Şengör ve diğer., 1984’ten değiştirilmiştir)

2.4 İzmir ve Çevresindeki Faylar

2002-2003 yılları arasında MTA genel Müdürlüğü tarafından yürütülmüş “İzmir Çevresinin Güncel Tektoniği ve Diri Fayları” projesi kapsamında, büyük deprem oluşturabilecek olan diri faylar İzmir kent merkezi ve yaklaşık 50 km yarı çapındaki bir alanda araştırılmıştır. Araştırma bölgesinde on üç tane hala aktif olan faylar yerleştirilmiştir. Bölgede görülen diri faylar incelendiğinde normal ve doğrultu atımlı faylar görülmektedir. Diri fayların doğrultuları D-B, KD-GB, K-G ve KB-GD şeklinde konumlanmışlardır. Normal fayların genel gidişi D-B uzanımlıdır. Doğrultu atımlı faylar genellikle atım yönü sağ yönlü gelişir doğrultuları K-G, KD-GB ve KB-GD yönünde gözlenir. İzmir’in doğusunda bulunan faylar Gediz graben sistemi içerisinde bulunur. Bu grabenin batı ucuna denk gelen İzmir Fayı’ndan başka yerleri belirlenmiş diğer fayların büyük bölümü doğrultu atımlı ya da doğrultu atımlı baskın oblik fay özelliği gösterirler. Sonuç olarak doğrultu atımlı deformasyon Gediz grabeni batısında hâkimdir. Grabenin batı ucundaki sönmülmeyi sağlayan transfer fayları doğrultu atımlı faylar oluşturur. İzmir ve yöresinde incelenen on üç adet diri faylardan Gediz Grabeni Fay Sistemlerini oluşturan, Kemalpaşa Fayı, Graben ana sıyrılma Fayı, Dağkızılca Fayı tek başlık olarak on adet fayın karakterlerinden kısaca bahsedilmiştir (Şekil 2.4).

2.4.1 Menemen Fay Zonu

Menemenin kuzeyinde bulunan Menemen Faylarını Dumanlıdağ volkan kompleksi ile Gediz nehri taşkın ovası arasında, KB-GD yönelimiyle devan eden faylar oluşturur. Doğrultusu K60B ve paralel uzanan dört ayrı fay parçasından oluşmuş fayın uzunluğu 15 km, genişliği ise 5 km olarak görülür. Fayın Kuzeybatı bölümü 8 km olarak ölçülür. En uzun fay zonun ortasında ve 12 km uzunluğundadır. Menemen Fayı ile Güzelhisar fayının aynı doğrultuda oldukları uzanmalarının da Dumanlıdağ'ın zirvesinde sağ yönlü oldukları yorumlanmıştır. Menemen ovasının alüvyonları ile fay volkanitleri arasında dokanak oluşturmuş, kuzey bloğu morfolojik olarak yukarıda bulunur. Fayın yükselimiyle oluşmuş Dumanlıdağ'ı üç güncel alüvyon yelpazesinin uç bölümleri ova tabanına yayılmış çizgisellik olarak oluşmuştur. Fayın kuzeybatı ucundaki Buruncuk bölgesinde görülen lav akıntılarının faya farklılık katmadan basamak şeklinde yerleştiği görülmüştür. Bu veriler ışığında çizgisellik eğim atımlı normal fay ancak fay aktif olarak belirlenmiştir. Belirlenen bu çizgisel özellik Ege'de deniz tabanında Geç Pleyistosen'de oluşan deniz seviyesindeki yükselme (Holosen transgresyonu) neticesinde Gediz nehrinde görülen alüvyon birikmelerle oluşan bir morfolojik uyumsuzluk olarak açıklanmaktadır (Erinç, 1955). Bu olasılıklar düşünüldüğünde bu çizgisellik üzerinde oluşmuş alüvyon yelpazeler şeklindeki yer şekilleri kesinti ve basamak yapısının ovada Gediz Nehrinin yanal yöndeki aşındırmalarının oluşturduğu düşünülebilir. Menemen fay zonunun, Dumanlıdağın zirvesindeki fayların aktivitesine ilişkin veriler sınırlıdır. Zondaki fayların bölgesel faylar içinde bulunma yerleri incelenince deprem oluşturma ihtimallerinin çok az görüldüğü aktif tektonik dönem çizgisellikleri diye tanımlanmışlardır. Kuzeyde karada Buruncuk ile Gediz akarsuyunun ortasından geçen faylar incelendiğinde fayın bu tarafının Holosen dönemde aktif olduğunu fakat, fayın gösterdiği çizgiselliğin devamında gözlenen anomalilerin erozyonal dönemlerle bağlantılı olabileceği ihtimalide düşünülmüştür. Tüm bu ihtimaller nedeniyle Menemen Fay Zonu aktif faydır denilebilir.

2.4.2 Güzelhisar Fayı

İzmir'in kuzeyindeki ilçesi Aliğa ile Manisa'ya bağlı Osmanlı beldesi arasında konumlanmış faya denir. Güzelhisar fayı Menemen kuzeyindeki KDGB uzanımındaki zon içerisinde Şaroğlu ve diğerleri (1987, 1992) tarafından yapılan çalışmada tanımlanmıştır. Güzelhisar fayının bu bölgede görüldüğü uzunluk 25 km, genel doğrultusu K70B şeklindedir.

Güzelhisar köyü ile Aliğa ilçe merkezi arasında Kuzeybatı ucunda yaklaşık 5 km kuyruk bölümü bulunur. Fayın kuyruğunda fayı Miyosen yaşlı volkano-sedimanterleri tarafından kesilir. Köyün çevresinde Kuvaterner çökelleri ile volkano tortulları içinde dokanak oluşturur (Eşder vd., 1991). 20 km uzunluğunda doğu bölümü fayın ana gövdesidir. Bu fay Kuvaterner 'dan beri hareketli olduğuna jeomorfolojik bulgular işaret etmektedir. Bu bulgular neticesinde Güzelhisar Fayını diri, hala aktif deprem oluşturabilen fay olduğu düşünülmektedir.

2.4.3 Bornova Fayı

İzmir'in kuzeydoğusunda yer alan Kemalpaşa ile Karşıyaka, batısında Ulucak doğrultusunun KB-GD paralel fayların oluşturduğu çizgisel görüntü Bornova fayını temsil etmektedir. Miyosen yaşlı Yamanlar dağı volkanitleri üzerinde fayın batısında kalan kesimi doğrusal ilerleyen ve iki çizgisel karakter olarak konumlanmıştır. Bu iki fayın Neotektonik dönem yapısı olmalarına rağmen Kuvaterner aktivitesini gösteren veriler toplanamamış ve bu iki fay çizgisellik olarak haritalanmıştır. Fay, Bornova bölgesiyle Ulucak beldesi arasında biri birine doğru uzanmış iki ayrı faydan oluşur. Fayın doğu kesimini çökel kayalar ile Mezozoyik yaşındaki ana kayaları sınırlar. Çizgisellik gösteren iki fayın konumları Gediz grabeninin batısındaki Kemalpaşa fayının kuzeybatısındadır. Fayın vadilerde görülen yanal ötelenmeyle oluşmuş uzunluğu ise 300m hatta bazı yerlerde bu uzunluktan da fazladır. Kuzey bölümü aşağı düşmüş normal fay morfolojisi kuzeydeki çizgiselliği açıklar. Güneydeki fayın Kuvaterner aşınımını etkilemesiyle sağ yönlü doğrultu atımlı diri fay, kuzeyde kalan bölümüne neotektonik dönem çizgiselliği denilmiştir.

2.4.4 İzmir Fayı

Körfezin doğusunda, güneyden morfolojik olarak sınırlandırmış D-B uzanımlı bir fay zonudur (Emre ve Barka, 2000). Körfezin doğusu fayın kuzey bloğunda oluşmuş bir tektonik çukur oluşturmuştur.

İzmir Fayı Gediz graben sisteminin batıya doğru devamında bulunur. Batı Anadolu'da görülen açılma tektoniği içerisinde gelişmiş en büyük çöküntü havzasıdır. Bu tektonik oluk fayın kuzey bloğundaki çöküntü havzası olan İzmir tabanını ve Karaburun yarımadası ile Bayraklı bölgesinin arasında deniz tabanını oluşturmaktadır. Körfezin kuzeyi ise Gediz nehri deltasının taşıdığı alüvyonlar tarafından doldurularak oluşmuştur (Hakyemez ve diğerleri,1999). Havzanın körfezin doğusundaki bölümü Bornova alüvyon düzlüğünü oluşturmuştur. İzmir çöküntüsünü oluşturan kuzeydoğuda Bornova filizi ile sedimanter kayalar ve volkaniklerden meydana gelmiş Yamanlar yükselimi ile kesilmiştir. Fayın güney tarafı diğer ucuna göre daha yüksektir. İzmir Fayının Balçova ile Güzelbahçe arasındaki bölümü Bornova filisini keser ve çökeller arasında dokanak oluşturur. Kuzey kesiminde 400-500 metre olan zirve yüksekliği bir aşınmanın görüldüğü Seferihisar yükseliminin körfez tarafında İzmir fayının oluşturduğu dik yamaçlarla biter. Volkanik ve çökel kayalar Miyosen yaşlı olup Balçova ile Buca arasında fayın güney bloğunu oluşturur. Buca bölgesinde Pliyosen aşınım düzlükleri bu kaya topluluklarında gelişmiş ve İzmir fayı kesmiş, güney bölümünde ise tamamlanamamıştır. Pınarbaşı bölgesinde Nif dağı yükselimini oluşturan temel kayalar fayın güney bloğunda yüzlük vermiştir. Güney bölümünde oluşmuş yükseklikler ve kuzeydeki akarsu yataklarında gözlenen vadiler belirgindir. Fayda izlenen bu tektonik oluşum İzmir fayının güney bloğunda oluşmuş tektonik bir yükselmedir. Fay Güzelbahçe ile Pınarbaşı arasında 35 km normal bir faydır. Batı kısmında iki bölüme kırılır. Güney bölümü sağ yönlü KD-GB yönelimli doğrultu atımlı olup, Seferihisar fayının doğu kısmında biter. İkinci bölümünün yönü kuzeye doğru olup İzmir körfezi tabanında, Çiçek Adaları ve Uzun Ada'nın doğusunda KKBGGD yönelimlidir. Fay İzmir kent yerleşmesini D-B yönünde baştan başa keser.

Fayın konumu kent içerisinde bulunduğundan dolayı yeri yaklaşık olarak haritalanmıştır. Batı bölümünü Balçova segmenti oluşturur. Göztepe ile Yalı Mahallesi arasında 15 km uzunluğunda, K82D yönelimindedir. Faylar birbirine paralel bir yapı sunar, en güneyinde ana fay bulunur. 400 metre yüksekliğe ulaşan dik yamacın uç bölümünde yer alan fay İzmir körfezi ile Seferihisar yükselimi arasındadır. Kretase yaşlı Bornova flişinin oluşturduğu kaya topluluklarını Güney bölümündeki faylar kesmektedir. Kuzeyde kesen faylar körfezin güney bölümünde ince yelpaze deltası çökellerinden oluşmuş kıyı şeridindeki alüvyonlar ile kayalar arasında dokanak oluşturmuşlardır. Batıda segment ikiye ayrılır. Güneyde Narlıdere ile İstihkam Okulu arasında ana kayaya kadar ilerleyen fayın batıya doğru devamı niteliğindedir. Bu fay ana kayaların içinde eğim atımlı ve doğrultusu KD-GB. Fayın kayalar içerisinde oluşturduğu çizgisellik çok net görülebilmektedir. Bu çizgisellik boyunca kuzeye doğru akan akarsular ve vadiler fay zonu boyunca fayın doğrultusuyla uyumlu yönelimler göstermişlerdir. Liman Reis'in güney kısmında görülen fay ise 4 km uzunluğunda ve D-B doğrultuludur. Doğu bölümünde temel kayalar içerisinde bu fay izlenir. Holosen yelpaze deltası çökellerini batısındaki 1.5 km'lik bölümünde kesmekte ve fayın kuzey bölümü morfolojik olarak altta olmasına rağmen fay sarplıkları gözlenebilmektedir. Yelpaze deltasını oluşturan derede oluşan yatak yarılmaları fayın güney bloğunda tabanda Holosen'de oluşmuş tektonik yükselmeyi kanıtlar. Narlıdere'nin batısında birbirine paralel iki fay bulunur. Kuzeydeki fayın Holosen aktivitesine ilişkin gerçek bulgular yapay arazi düzenlemeleri ve yerleşim yoğunluğu nedeniyle elde edilememiştir. Güneydeki fay ise 8 km uzunluğunda İstihkam Okulu ile Agememnon kaplıcaları arasındaki bölümde bir çizgisellik oluşturur. Narlıdere'nin doğusu kısmındaki Balçova segmentine paralel uzanmış normal faylar vardır. Fayın tabanındaki(güney) akarsu deltası çökelleri Narlıdere ile Balçova arasında kıyıda ova oluşturmuştur. Bu bölgede görülen yoğun nüfus ve tarım nedeniyle şekil değişimleri olmuş ve sarplıkların fayın Holosendeki tektonik aktivitelerle oluştuğu düşünülmüştür.

Agememnon kaplıcaları fayın sıcak su çıkışları gözlenen güney kısmındadır. Fay doğu ucunda KKD doğrultusuna döner ve kaplıcalar ile seraların yoğun bulunduğu

bölgede alüvyonlu zemin ve ana kayalarda görülür. Agememnon kaplıcaları yöresinde eğim atımlı normal faydır.

İzmir fayının en kolay izlenilebilen bölümü Balçova segmentidir. İzmir körfezi Segmentin tavan bloğuna yerleşmiş, İzmir körfezinin taban topografyası segmentin doğrultusuyla uyum göstermiştir. Yapılan sismik çalışmalar sonucunda Körfezin batısında Uzunada'nın doğusuna doğru KKB-GGD yönelimli tektonik çukur oluştuğunu ve bu çöküntüdeki fayların Kuvaterner sedimanları kestiği görülmektedir (Aksu vd., 1987; Ocakoğlu vd., 2005). Balçova segmenti, İzmir fayında batı bölümündeki diri faylarla kesilmiş ve bölgedeki tektonik çöküntüyle de bağlantılıdır. Holosen yaşlı alüvyon yelpazeleri Limanreis ve Narlıdere kıyı ovalarını meydana getiren yüzeyindeki mikromorfoloji, Balçova segmentinde görülen aktivite hakkında morfolojik çözümler sunmaktadır.

Fayın güney bölümündeki akarsuyun taşıdığı moloz ve iri çakıllarla akarsu ağızlarında oluşmuş alüvyon yelpazeleri Limanreis bölümündeki faylar tarafından kesilmektedir. Narlıdere ovasında kaplıcalar yöresindeki ana faylara yaslanan yelpazelerin ve yüzeydeki fay sarplıklarının yanında topografik olarak tam belirli olmayıp, çökel vasfına bakıldığında ise basıktır. Fayın tavanındaki tektonik yapı yelpazelerin oluştuğu bu morfolojik alçalmaya işaret eder.

Fayı oluşturan her iki segment 15 km uzunluğundadır. Tek bir depremde fayın her iki bölümde de kırılacağı düşünüldüğünde ise fay uzunluğu 35 km'ye kadar uzar.

2.4.5 Yenifoça Fayı

Nemrut limanı doğusu ile güneyde Gerenköy arasında doğrultusu K-G sol yönlü doğrultu atımlı fay özelliklerindedir (Altunkaynak ve Yılmaz, 2000). Nemrut limanını doğusunda kıyıya dik KBGD uzanımlı yarlar bu fayın kuzey devamlılığını yansıtır. Karada yapılmış çalışmalar incelendiğinde fay neotektonik dönem yapısını yansıtmakta ve çizgisellik olarak haritalanmaktadır. Çandarlı körfezine uzanan ve Kuvaterneri kesen bu çizgiselliğin devamında yer alan fayların (Aksu vd., 1987) bu

sisteme dahil olmasıyla diri olarak kabul edilir. Araştırmalar faylar arasında bir bağlantı kurmaya yeterli değildir.

2.4.6 Tuzla Fayı

İzmir'in güneybatısında Gaziemir ile Doğanbey ilçeleri arasında uzanımının KD-GB olarak tanımlandığı bir faydır (Emre ve Barka, 2000). Çeşitli araştırmalarda fayın ismi farklıdır. Fayın isinlendirmesinde, Türkiye Diri Fay Haritasında Cumaovası çizgiselliği (Şaroğlu vd., 1987, 1992), Eşder (1988)'de Cumalı ters fayı, 2001 yılında Genç ve diğerlerinin sonuçlarında ise Orhanlı fayı adıyla anılmaktadır. Fayın karada tanımlanan bölümü Gaziemir ile Doğanbey burnu arasında ve 42 km'dir. Türkiye Maden Teknik Arama kurumunun Doğanbey körfezi içerisinde yaptığı sismik ölçümler sonucu Ege Denizi tabanında fayın GB yönünde devam ettiği görülmüştür (Ocakoğlu vd., 2004, 2005). Ege Denizi altındaki fayın bölümüyle birlikte fay 50 km'yi aşar. Tuzla fayı, Seferihisar'daki yükseliminin içeriğini oluşturmuş Bornova filişinin metamorfik kayalarla Cumaovası ile Ege Denizi arasındaki bölümde görülen kayalar arasında yüzeylenmiş ve buralarda tektonik yapılar oluşturmuştur. Bölgede faya paralel uzanmış ve fayın Neojen yaşlı kaya topluluklarını kesen birden fazla fay gözlenmiş ve istifte oluşan çökellerle oluşmuş havzaya Çubukludağ Havzası denmiştir (Eşder, 1988; Genç vd., 2001). Tuzla fayı KD-GB doğrultusuyla ilerleyip farklı ve belirgin sıçrama ve bükülmeler sebebiyle birbirinden ayrılmış, bu yüzden farklı doğrultulara devam eden üç alt faydan oluşmuş, kuzeyden güneye bu faylar, Çatalca, Orhanlı ve Cumalı bölümleri olarak tanımlanmışlardır. Tuzla fayının 16 km uzunluğunda olan Orhanlı bölümü K50D genel doğrultuludur. Güneybatı bölümünde Cumalı KKD-GGB uzanımında paralel faylardan oluşan yapı sunmuştur. Karadaki bölümü Cumalı kaplıcası ile Doğanbey Burnu arasında olup 15 km uzunluğundadır aynı doğrultuda Ege Denizi'nin tabanında 10 km devam eder (Ocakoğlu vd., 2004). Fayın denizdeki ve Cumalı bölümündeki uzunluğu 25 km'dir. Fayın yüzeyinde sıcak su çıkışı ve travertenler oluşmuştur. Cumalı yöresinde, ters faylar görülür. Fayın batısında denizdeki uzantısı incelenen sismik kesitlerde de fayının karada kalan bölümüne benzer deformasyona uğradığı ve fayların deniz tabanındaki çökellerin genç olanlarını yarararak ilerlediği bulunmuştur (Ocakoğlu vd., 2004, 2005). Fay doğrultu

atımlı, deniz tabanında ise Doğanbey burnundakiyle aynı basınç sırtları oluşmuş, ters faylardır. Tuzla Fayı denizaltındaki bölümüyle toplam 50 km sağ yönlü doğrultu atımlı ve bölgenin önemli aktif yapılarındanır İzmir kent ve bölgesinin deprenselliği açısından önem taşır. Bölgesel güncel kinematik içerisinde ise fay Gediz grabenin batısında, grabenin yapısında görülen KD-GB yönündeki açılma hareketini karşılayan sağ yönlü doğrultu atımlı transfer faylardan birini temsil etmektedir. GPS cihazıyla hareketleri incelendiğinde Gediz deltası ve Büyükmenderes grabeninin batı bölümündekiler doğrultu atımlı transfer faylardır (Barka vd., 2000; McClusky vd., 2000).

2.4.7 Seferihisar Fayı

Seferihisar yöresinde Güzelbahçe ile Sığacık körfezi arasında fayı görebiliriz. Yapılan araştırmalara göre İzmir körfezi ve Sığacık körfezi arasında bulunan fayın batısında Seferihisar fayının dışında da farklı faylar gözlenmiştir. Bu fay üzerinde İnci ve diğerlerinin (2003) yaptığı çalışmalarda Seferihisar fayı Seferihisar-Yelki fay zonunu ifade eder. Ocakoğlu ve diğerleri (2005) ise fayın batısında Urla fayı ikinci bir aktif fay olarak tanımlanmıştır. Ege Denizinde yapılan çalışmalarda sualtı verileri ile fayın güneye doğru devamlılığı olduğu tespit edilmiştir (Ocakoğlu vd., 2004, 2005). Seferihisar fayı sadece kara bölümünde 23 km olup, deniz içerisinde devam eden kısımda dahil edilirse uzunluğu 30 km olup, fay düzleminin sağ yönlü doğrultu atımlı olduğu gözlemler yapılmıştır (İnci vd., 2003).

Sahada yapılan jeolojik veriler incelendiğinde Seferihisar fay zonu Holosen dönemde aktivitesinin olduğu görülmüştür. Deniz tabanında fayın en genç çökelleri etkilediğini güney ucundaki sualtı verileri göstermiştir (Ocakoğlu vd., 2004, 2005). Sözbilir ve diğer araştırmacıların (2003) yaptığı çalışmalarda bu tektonik yapının Seferihisar'dan Balıkesir Bigadiç yöresinin Üst Miyosen'de harekete geçtiği ve 150 km uzunluğunda aktif bir fay zonu oluşturduğunu söylemişlerdir. Fayın devamında İzmir fayı olup fayda D-B yönlü uzanım gözlenir.

2.4.8 Gülbahçe Fayı

Karaburun yarımadasını, İzmir körfezinden yapısal ve yüzey şekilleri açısından ayırır. Gülbahçe Fayı ile ilgili yapılan çalışmalar sonucunda bu faya Karaburun fayı adı verilmiştir (Erdoğan 1990; MTA, 2002; İDSDMP). Karaburun bölgesinde sualtında faya paralel çok sayıda fay haritalanmıştır (Ocakoğlu vd., 2005). Fayın karada görülen bölümü Gülbahçe yerleşiminden geçtiğinden Gülbahçe fayı olarak isimlendirilmiştir.

Fayın Sığacık körfezi ile arasında kalan bölümü 15 km olarak ölçülmüştür. Her iki ucu suyun altında olup K-G doğrultuludur. Fayın uzunluğu sualtı bölümleriyle toplam 70 km'dir (Ocakoğlu vd., 2004, 2005). Karadaki bölümü ise güney kısmında Karaburun bloğunda ayrılmamış kireçtaşlarında gözlenir. Karada faya ait izler yetersiz ancak İzmir Körfezinde sismik kayıtlar incelendiğinde Gülbahçe fayının deniz yüzeyini ve yüzeyi oluşturmuş çökelleri ayırdığı belirlenmiştir (Ocakoğlu vd., 2005). Holosen aktivitesini gözlemler açıklamaktadır. Karaburun ile Foça arasında çok sık depremler oluşur (Ayhan vd., 1988; Ergin vd., 1967; Eyidoğan, 1988). İzmir yöresinde oluşan depremlerin kaynaklarındandır. Fayın büyük bir kısmı denizde ilerlemekte olduğundan deprem tehlike analizleri için yeterli tanımlama yapılamamaktadır. Gülbahçe körfezindeki değişimin sonucunda gevşeyen bir kıvrılma veya sıçrama hareketleri göstermektedir. Fay kuzey ve güney iki geometrik segmente ayrılmaktadır. Güney segment Gülbahçe ve Sığacık arasında ve 30 km'dir. Kuzey segmenti KKB-GGD uzanımlı ve 40 km'dir. Gülbahçe fayında doğrultu atımlı fay sistemi daha baskındır. Sualtında devam eden faylar incelendiğinde kuzey segment üzerinde devam eden faydaki ters elemanlarının olduğu, batı bloğunun doğu bloğu üzerine bindiğini açıklamaktadır (Ocakoğlu vd., 2005).

2.4.9 Gümüldür Fayı

Özdere ile Gümüldür beldeleri arasında İzmir'in güneybatısında bulunur. Güneybatıya bakan yay geometrisi ile genel doğrultusu K55B şeklinde uzanır. Fayın ölçülebilen kısmı 15 km'dir, tavan bloğu batı tarafında olan normal bir faydır. Taban

ve tavan blokları arasında görünen yükselti farklılıkları 300 m'den fazladır. Fay düzlemi 40° ile 60° arasında batıya eğimlidir. Fayın Kuşadası Körfezi kıyıya paralel uzanmış, doğusunda ise temel kayaların oluşturduğu kütleli yükselim arasında uyumsuzluk göstermektedir.

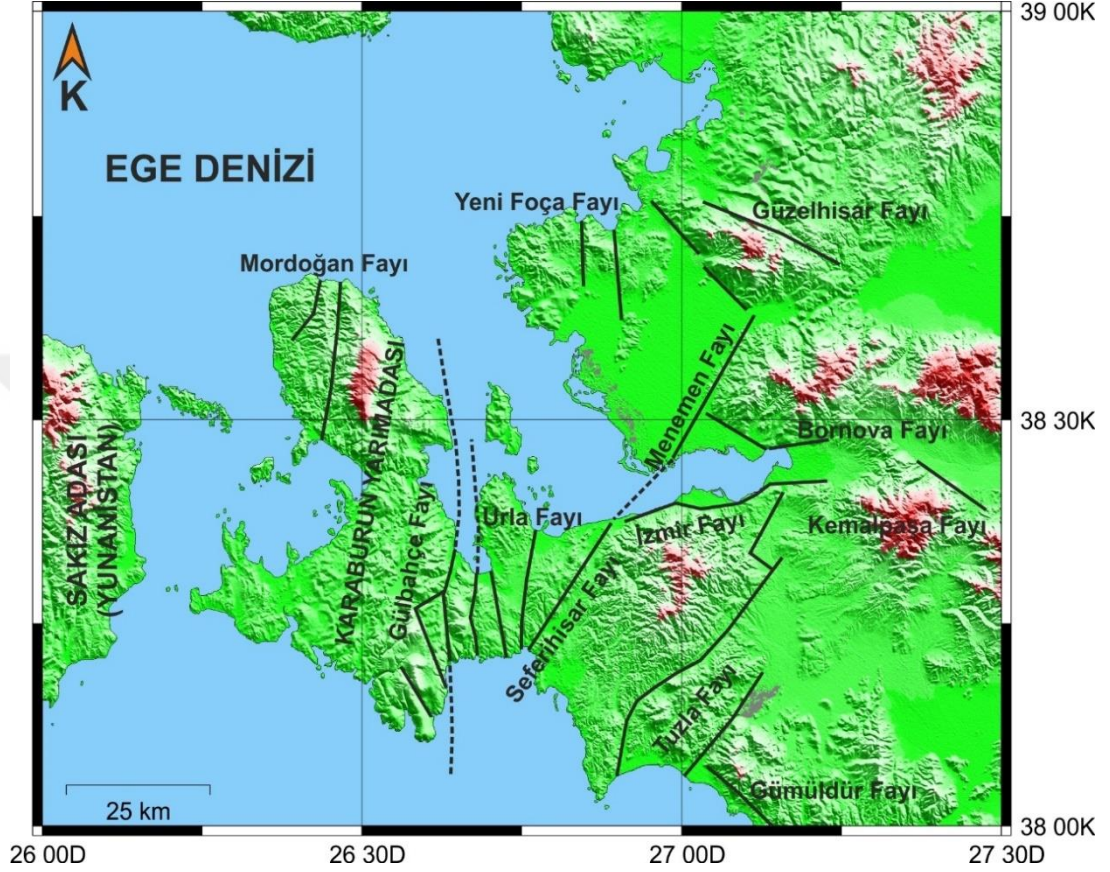
Gümüldür fayı Kuşadası körfezinde görülen morfotektonik yapı ve morfolojisini değişmesine bakılarak diri olarak tanımlanmış, kuzeybatı ucunda Tuzla fayı, Kuşadası körfezinin kuzeyinde denizin içerisinde kıyı bölüme yakın ilerleyen Gümüldür fayıyla aynı doğrultuda giden normal fay görülmüştür (Ocakoglu vd., 2004). Deniz sismik çalışmalarında körfezin derinliklerinde normal faylar gözlemlenmiştir. Bu sismik kesitler incelendiğinde diğer bölgelerde görülen sualtı fayları Kuvaterner çökellerini burada da kesmektedir. Kara ve deniz çalışmalarının tümüne bakıldığında, Kuşadası körfezi kuzeyinde bulunan ve uzanımı BKB-DGD olan Gümüldür fayının da burada birleştiği normal fay sistemini sergiler.

2.4.10 Gediz Graben Fay Sistemleri

Doğu bölümünde Sarıgöl, batısında Manisa ve Kemalpaşa bulunan Gediz grabeni 150 km uzunluğunda ve D-B uzanımlı normal fay sistemine bağlı olarak oluşmuştur. Graben tabanı doğu kısmından batı bölümüne doğru yayılan Kuvaterner ve çökellerle kaplıdır. Grabenin güneyi sıyrıma (detachment) fayı sistemini esas yapısını oluşturmuş ve grabeni sınırlamıştır. Grabenin güney bölümünde görülen sıyrıma faylarıyla yan yana sentetik ve antitetik faylar yerleşmiştir. Grabenin kuzey kenarını sıyrıma fayının antitetik yapıları sınırlandırır. Graben Salihli bölgesinin doğu bölümünde uzanımı BKB-DGD ve o bölgeden batı tarafına doğru genişleyerek çatallanır ve kollara ayrılır. Bu kolların en belirgin olanları Halitpaşa, Manisa, Kemalpaşa ve Göl marmara, kollarıdır. Gediz grabeni Batı'da görülen en önemli sismojenik zondur ve oluşturabileceği depremler İzmir ve çevresindeki yerleşmeleri etkileyecek konumdadır.

Grabenin Manisa ve Kemalpaşa kolları grabenin batı ucunda yer alan fayları oluştururlar. Manisa kolunu oluşturan doğu tarafına denk gelen Turgutlu fayının KB

devamında görülür ve Manisa fayının etkisiyle şekillenmiştir. Fayı oluşturan Kemalpaşa bölümünde şekillenmiş aktif faylar, Kemalpaşa fayı, graben ana sıyrıılma fayı ve transfer fay olarak gelişmiş Dağkızılca faylarıdır.



Şekil 2.4 İzmir ve çevresindeki ana fay hatları. (Timur,2017).

2.5 İzmir'in Depremselliği

Ege denizinde Neojen devri son döneminde şekillenmiş çökmelerle oluşan fay ve diskolasyon sistemi içinde İzmir şehri kurulmuştur. Bölge birinci derecede tehlikeli deprem bölgesi olarak tanımlanmıştır. Bölgede meydana gelmiş depremlerle yapılmış istatistiki kayıtlara göre gerek kayıt öncesi tarihsel depremler gerek kayıt sonrası meydana gelmiş birçok yıkıcı deprem tespit edilmiştir. Körfezin tektonik yapısında doğu-batı yönlü birçok fay tarafından sınırlanmış bir çökme çukuru olduğu görülmüştür. Körfezin güneyinde uzanan fayın üzerinde sıcak su çıkışlarında Agamemnon, Diyana hamamları, Urla içmeceleri ve Halkapınar membaları bulunur.

Torbalı yönünde körfezdeki faylara dik Menemen yani kuzey tarafına doğru ikinci bir dislokasyon sistemi mevcuttur. Faylar, Agamemnon hamamında kuzey-güney uzanımlı, Ballıkuyu bölgesinde kuzeybatı yönündedir.

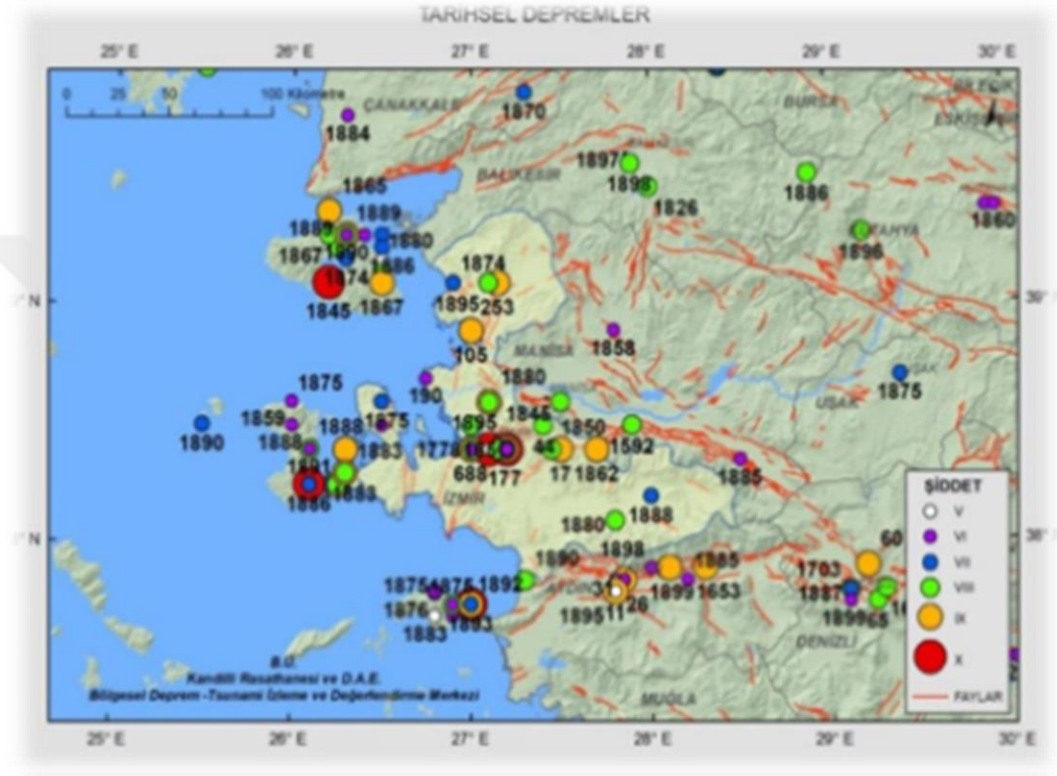
İzmir şehir merkezi ve Ege sahil bölgesi, tarihinde birçok büyük deprem geçirmiştir. Şehrin dolgu kısımlarındaki yerleşim yerleri olan Konak, Alsancak, Kordon ve Bayraklı'nın denize yakın kısımlarının genç henüz tamamen yerleşmemiş birikintilerden oluşması ve yer altı suyunun da yüzeye çok yakın bulunması nedeniyle bu bölgelerde yıkıcı bir deprem çok daha tehlikeli olacaktır. Çalışılan FOLKART Kuleleri de bu zemin özelliklerine sahip bir parselde bulunmakta olup zemin iyileştirilmesi yapılmıştır.

Bölgede yapılan bilimsel çalışmalar ve tarihsel kayıtlar, bölgenin depremselliğinin, deprem hareketliliğinin fazla olduğunu göstermektedir. Deprem kayıtlarına bakılarak episantr dağılımları, daha önceki yıllarda oluşmuş depremlerin mekanizmaları bakılıp, devam eden deniz jeolojisi ve deniz jeofiziği çalışmaları incelendiğinde normal doğrultu atımlı faylardan oluşan bir tektonik yapı içerisinde olduğunu ve her an aktif hale gelebileceğini ortaya koymuşlardır.

2.5.1 Bölgenin Geçmiş Dönem Deprem Aktivitesi

İzmir tarihinde yıkıcı birçok deprem yaşanmış şehir birçok defa tekrar inşa edilmiş ve bu depremlerde can kayıpları yaşanmıştır. Geçmişte meydana gelmiş depremlerin izlerini jeolojik ortamda ve kentin tarihi geçmişi incelemelerinde bolca rastlanmakta yazılı kaynaklarla da doğrulanmaktadır. İzmir ve çevresinde tarihsel ve aletsel dönemde yoğun deprem aktivitesi görülmektedir. (Şekil 2.5) Bölgede olmuş büyük depremlerin konumları, Ege Denizi'nde, İzmir Körfezi ile körfezin açıklarında bulunan Midilli Adası, Karaburun-Sakız Adası ve Doğanbey Burnu ile körfezin güneyinde Sisam Adası bölümlerinde yoğun, karadaki depremlerin episantr dağılımları ise Ege Denizi ile Gediz Grabeni arasında Manisa -Akhisar-Soma çevresinde yoğunlaşmıştır. İzmir ve şehir merkezine yakın hasara, can ve mallarda kayıplar yaşanmasına sebep olan tarihsel depremlerden olan MS 17 yılında yaşanan

deprem bölgede önemli hasar oluşmuştur (Tablo 2.1). Bu yıkıcı deprem Sardes, Efes, Aydın, Sart, Manisa ve Alaşehir şehirleri ile Gediz deltası ve Büyük Menderes nehirlerinin oluşturduğu vadilerdeki önemli yerleşim alanlarında yıkım oluşmuştur. Bölgede 1900 yılı öncesi için, 332 tane hasarlı tarihsel dönem depremi kaydı mevcuttur.



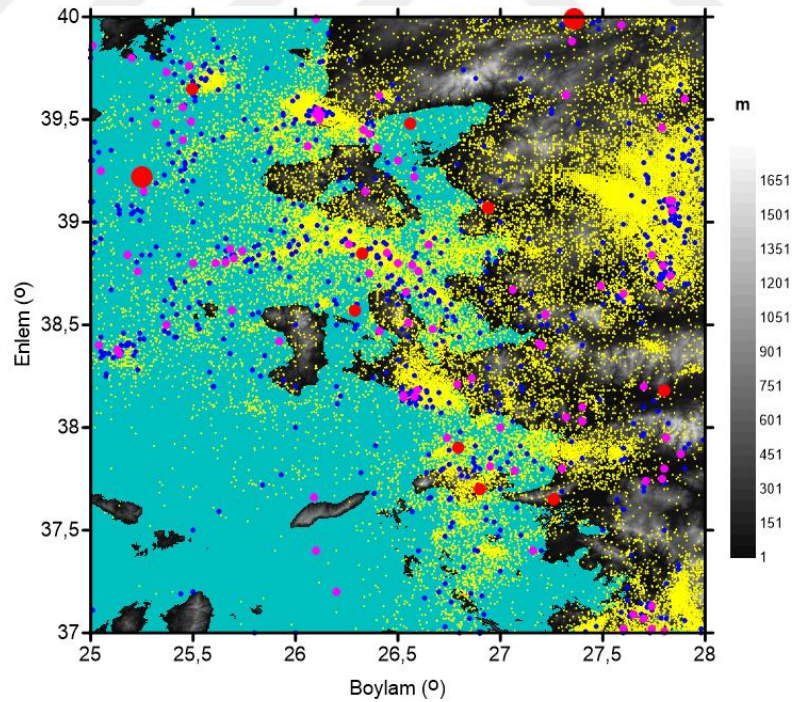
Şekil 2.5 30 Ekim 2020 İzmir ve çevresinin 1900 öncesi deprem etkinliği (KRDAE-B.Ü.Deprem araştırma merkezi,2020)

Tablo 2.1 İzmir 'de tarihte yaşanmış hasarlı deprem kayıtları (İDSDMP'den düzenlenmiştir)

Tarih	Saat (UT)	Enlem (K)	Boylam (D)	Şiddet (Io)	Büyüklik (M)	Açıklama
MS 17	Gece	38.40	27.50	X	7.0	Sardes Efes, Aydın, Manisa, Alaşehir ve Sart 'ta, Gediz ve Büyük Menderes ovalarında hasar olmuştur. Ege bölgesindeki büyük felaketlerdendir. Batı Anadolu'da Efes'le birlikte 13 İyon şehri yok olmuştur.
MS105		38.90	27.00	VIII	6.4	Aliağa, Myrina (Limni Adası), Çandarlı (Pitane) ve Nemrut Limanı (Cyme) harap olmuştur
MS176 ve 177		38.60	26.65	VII	5.8	Milet, Sakız Adası ve Sisam adalarında deprem olmuş, depremde İzmir tamamen yıkılmıştır.
MS178		38.30	27.10	VIII	6.5	İzmir şehri yıkılmış, yangınlarla şehir yanmış, çok yerde çatlaklar oluşmuş, iç liman faaliyet dışı kalmıştır. Şehrin yapımı için halktan 10 yıl vergi alınmamıştır.
688		38.41	27.20	IX	6.5	İzmir'de çok ölüme neden olmuş, 20.000 ölüden bahsedilmektedir.
1039		38.40	27.30	VIII	6.8	Cedrenos'a göre deprem çok şiddetli yaşanmış. Şehir neredeyse tamamen yıkılmış, en güzel binalar çökmüş ve çok insan ölmüştür.
20 Mart 1389		38.40	26.30	VIII	6.7	İtalyadaki kiliselerdeki kütüphanelerde yazma eserde Castro'nun büyük bölümünün 20 Mart 1389 depreminde yıkıldığı ve binaları çatlatıp kırdığı anlatılır. Bu deprem ticaret merkezini çok etkilemiş ve insanlar orayı terk etmiştir. Foça (Phocaea) kulesi, İkaria Adası (Sisam Nomos'u) her ikisinde yıkılmıştır.

2.5.2 Aletsel Dönem Deprem Aktivitesi

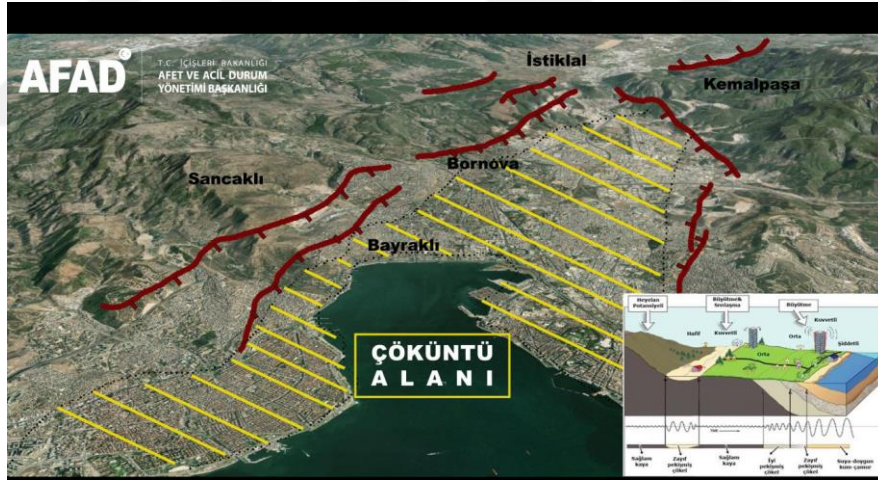
Aletsel dönemde kaydedilmiş depremleri deprem kataloglarından alarak $2 < M < 7$ Şekil 2.6’de çizdirilmiştir. Deprem verileri AFAD.gov.tr adresinden indirilmiştir. 31 Mart 1928 tarihinde meydana gelen Torbalı depremi ($M_w: 6,5$) bölgede aletsel dönemde kaydedilmiş en büyük depremlerdendir. Bu depremde 2000’den fazla ev hasar görmüş etkisi çok geniş bir alana yayılmıştır. İzmir güneyinde 6 Kasım 1992’de yaşanmış ve kayıtlarda ise $M_w:6,0$ büyüklüğünde ölçülmüştür. 2005 tarihinde kaydedilen Sığacık Körfezi-Seferihisar depremi ($M_w:5,7$) ise Seferihisar’da fazla hasar oluşturmamış yıkım görülmemiştir. 12 Haziran 2017 yılında İzmir Karaburun’da büyüklüğü $M_w:6,2$ deprem meydana gelmiş can kaybı yaşanmamış saha gözlemlerinde birkaç kerpiç yapıda hasar oluşmuştur. Ege denizinde en yeni meydana gelen yüksek magnitud değerli deprem Saros Körfezi’nde 30.10.2020 tarihinde 14:51 (TSİ)’de meydana gelen $M_w6,6$ büyüklüğünde deprem meydana gelmiş Seferihisar’da tsunamiye sebep olmuş, 117 vatandaşımız hayatını kaybetmiştir.



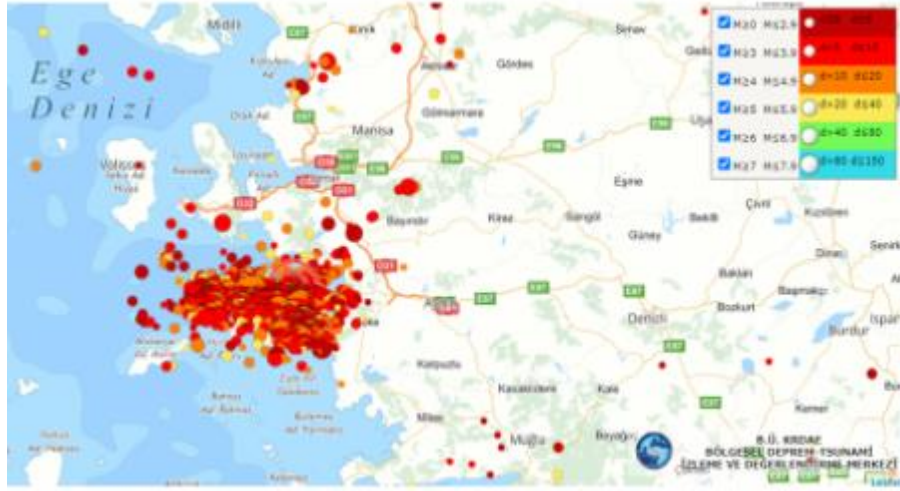
Şekil 2.6 İzmir ve 250 km çevresinin 1900-2021 yılları arasında meydana gelen $M \geq 4$ deprem odak dağılımı. Sarı daireler 2-4, mavi daireler 4-5, mor daireler 5-6, küçük kırmızı daireler 6-7, büyük kırmızı daireler ise 7’den büyük depremleri göstermektedir

2.5.3 Ege Denizi- Sisam Depremi

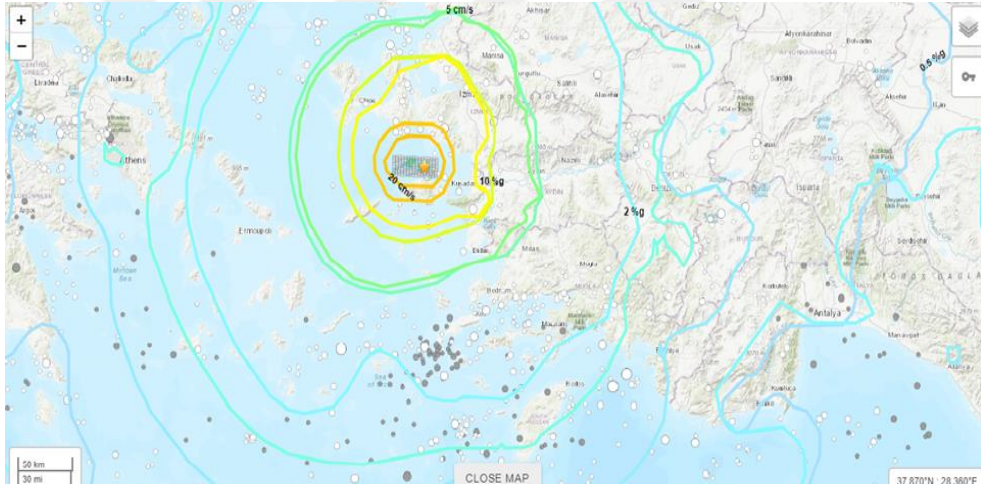
30.10.2020 Cuma günü, yerel saatle 14:51'de merkez üssü Ege Denizi, İzmir ili Seferihisar ilçesi açıkları olan ve Mw 6,6 büyüklüğünde çok şiddetli sığ bir deprem meydana gelmiştir. Bu deprem sonucunda kuvvetli yer hareketi etkisi ile İzmir'in Bayraklı, Bornova, Buca, Kemalpaşa ve Menderes ilçelerinde yapılarıdaki yıkım ve hasarlara bağlı olarak can ve mal kayıpları olmuştur. Bir çöküntü veya çanak oluşturan İzmir Körfezi ise yaklaşık 600 m kalınlıkta suya-doymun ve gevşek bataklık-kıyı-delta çökellerinden oluşmaktadır (Şekil 2.7). İzmir çanağındaki 600 m kalınlıktaki gevşek-suya doymun zemin 70 km. uzaklıktaki bir depremin (Mw 6,6) hareketini birkaç kat büyütmüş ve süresini artırmıştır (Şekil 2.9). Sisam Adasını kuzeyden sınırlanmış ve yaklaşık 30 km uzunlukta BKB-DGD gidişli Sisam Fayı üzerinde ve geniş bir alanda hissedilen ana depremden sonra 6 Kasım 2020 tarihi itibari ile 2487 adet artçı deprem meydana gelmiştir. Bölgenin 8 günlük sismik aktivitesi Şekil 2.8'de verilmiştir.



Şekil 2.7 30 Ekim 2020 Sisam depreminde zemin büyütmesi olan İzmir ve Karşıyaka fayları tarafından kesilen İzmir çöküntüsü (Demirtaş, 2020'den değiştirilmiştir) (AFAD 30 Ekim 2020 Sisam Adası Raporu)

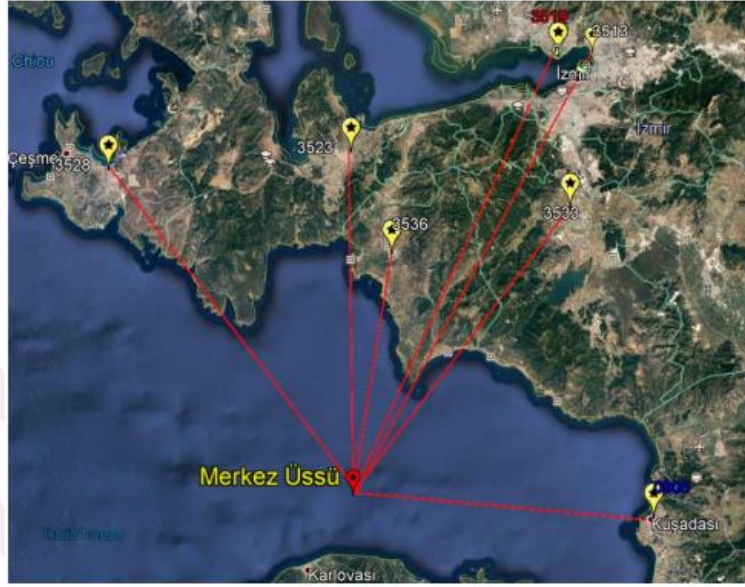


Şekil 2.8 İzmir ve çevresi 30.10.2010-06.11.2010 tarihleri arasında sismik aktiviteleri (earthquake.usgs.gov/earthquakes)



Şekil 2.9 10.10.2020 Sisam Adası Depremi etki alanı (earthquake.usgs.gov/earthquakes)

30.10.2020 günü, 14:51'de merkez üssü Ege Denizi, İzmir ili Seferihisar ilçesi açıklarında ve depremin büyüklüğü Mw 6,6 depreme ait veriler bölgede bulunan ivme ölçerlerden elde edilmiş olup ivme ölçerlerin konumları Şekil 2.10' da gösterilmiştir.

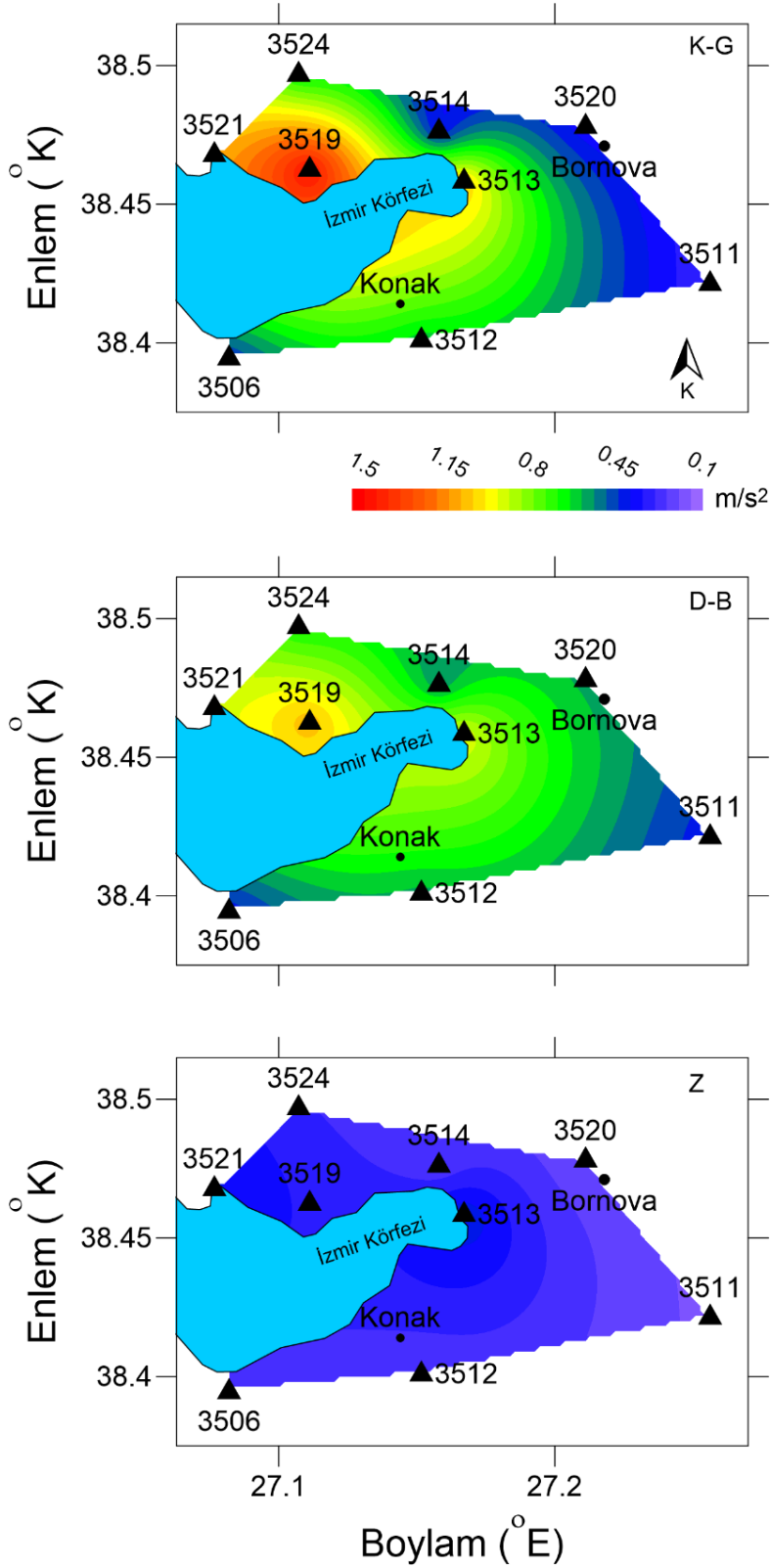


Şekil 2.10 İvmeölçer istasyonlarının konumları

Tablo 2.2 Bölgede kurulu bulunan bazı ivme ivmeölçer istasyonları ve ölçülen maksimum yer ivmesi değerleri

Kodu	İstasyon			PGA(g)		
	İl	İlçe	Uzaklık(km)	K-G	D-B	U-D
3536	İzmir	Seferihisar	35	0.050	0.081	0.032
0905	Aydın	Kuşadası	43	0.183	0.147	0.081
3523	İzmir	Urla	49	0.082	0.065	0.038
3533	İzmir	Menderes	51	0.075	0.047	0.038
3528	İzmir	Çeşme	58	0.120	0.152	0.078
3519	İzmir	Karşıyaka	69	0.153	0.112	0.035
3513	İzmir	Bayraklı	72	0.108	0.097	0.045

Tablo 2.2 incelendiğinde bu depreme ait ölçülen en büyük yer ivmesi değerinin, Aydın Kuşadası ilçesinde bulunan 0905 numaralı ivmeölçerin Kuzey-Güney yönünde kaydedilen veriye ait olduğu ve 0,183g olduğu görülmektedir. Meydana gelen depremin merkez üssüne göre yayılımı incelendiğinde (Şekil 2.9), yer ivmelerinin azaldığı ancak Bayraklı, Karşıyaka ve Çeşme ilçelerinde zemin büyütmesinden kaynaklı olarak ivme değerlerinde bir büyüme olduğu görülmektedir. Her ne kadar zemin büyütmesi olsa da maksimum yer ivmesi değerlerinin 0,153g de kaldığı görülmüştür. Bu bölgeler için deprem yönetmeliklerimiz (1997, 2007, 2018) yapı tasarımında, gelecek deprem kuvvetleri için 0,400g'den daha büyük yer ivmesi değerleri ön görmüştür. Türkiye Deprem Tehlikesi Haritasından alınan verilere göre Bayraklı' da beklenen PGA 475 değeri 0,436 g'dir. Yani yıkımların olduğu Folkart Kulelerinin bulunduğu Bayraklı bölgesinde ivme, beklenen ivme değerinden 4-5 kat daha düşük olmuştur TÜBİTAK destekli Kamu Araştırma Geliştirme (KAMAG-1007) projesi kapsamında, İzmir kent merkezi yerleşim alanına öncelikle kurulan kuvvetli yer hareketi deprem istasyonu (İzmir NET; Gök vd., 2014) tarafından kaydedilen Ege Denizi- Seferihisar açıkları depreminin PGA haritası Şekil 2.11'de gösterilmiştir. Folkart Kulelerinin bulunduğu alanda değerlendirmeye alacağımız ivme değerleri 3513 kodlu ivme ölçer kullanılarak değerlendirilecektir. 3513 İzmir Bayraklı ivme ölçerde okunan değer 0,108 g olarak ölçülmüştür.



Şekil 2.11 İzmir NET deprem istasyonları tarafından kaydedilen 30 Ekim 2020 günü saat 14:51'de meydana gelen depremin PGA haritası (jeofizik.deu.edu.tr)

Tablo 2.3 12.06.2017-15h28 (Mw6.2) Karaburun-İzmir (Ege Denizi) depremi AFAD ve İzmir NET ivmeölçer istasyonları tarafından kaydedilen pik ivme (PGA) değerleri

Lokasyon	PGA (gal)
Aliğa	13,36
Balçova	29,11
Bayındır	10,38
Bayraklı	13,45
Bergama	9,17
Bornova	20,16
Bostanlı	20,24
Buca	14,36
Bayındır	24,89
Çeşme	38,81
Çamdibi	25,52
Dikili	53,32
Foça	59,11
Gazimir	20,25
Güzelbahçe	24,97

Kent merkezinden yaklaşık 200 km uzakta olan depremin etkin ivme değerlerinin Karaburun, Dikili ve Foça dışında göreceli olarak düşük olduğu gözlenmektedir. Deprem sırasında en yüksek ivme değerleri sırasıyla Foça (59,11 Gal), Dikili (53,32 Gal) ve Karaburun'da (50,09 Gal) ölçülmüştür. FOLKART Kuleleri'nin bulunduğu Bayraklı'da bu değer 13,45 Gal olarak belirlenmiştir (Tablo 2.3).

İzmir ve çevresinde; 1996 yılında yayınlanan Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası verilerine göre bölge 1. derece deprem bölgesinde ve bölgedeki yeni binaların yönetmelik-DBYY (2007)'de etkin yer ivmesi katsayısı $A_0=0,40$ olarak verilir.

BÖLÜM ÜÇ

KURAMSAL BİLGİLER

Bu bölümde, çalışmada kullanılan Mikrotremor Yöntemi ile ilgili kuramsal bilgiler yer almaktadır.

3.1 Mikrotremor Nedir?

Mikrotremor yani titreşimcik; depremler ve sismik patlatmalar dışında, doğal veya yapay etkenlerden kaynaklanan, genlikleri 0,1–1 mikron arasında ve periyot değerleri 0,05 ve 2 sn aralığında değişen yer titreşimleridir.

Titreşimlerin oluşma sebepleri, jeotermal aktiviteler, yeraltındaki sismik aktiviteler, atmosfer etkileri, yerkürenin belli bir ekseninde dönmesi, rüzgâr, gelgit ve kültürel gürültüler (trafik hareketleri, endüstriyel aktiviteler ve benzeri etkiler) olarak sıralanabilirler. Tüm bu sayılan etmenler yeryüzünde titreşim olarak algılanmaktadır.

Mikrotremor periyot değerleri kısa periyotlu ve uzun periyotlu olmak üzere iki şekilde görülür. Kısa periyotlu mikrotremor rüzgârlar, şehirdeki trafik ve farklı endüstriyel kaynaklı aktiviteler, daha uzun periyot değerlerini oluşturan sebepler ise düşük basınç, okyanusların oluşturduğu etkiler ve gelgit hareketleridir.

3.2 Mikrotremorların Özellikleri

- Periyotları çok küçüktür. (0,05-2 sn.)
- Genlikleri 10^{-4} ve 10^{-2} mm ve 0,1-1 mikron arsındadır.
- Dalga şekilleri düzgün değildir.
- Gündüz geceden daha aktiftirler (Trafik vs. titreşimler).
- Grup halindeki titreşimlerin süresi kısadır.
- Genellikle yapay sebeplerle oluşur.

Mikrotremorların noktadan noktaya belirgin değişimler göstermesi en önemli özelliklerindedir. Yerin sığ jeolojik yapısıyla bu değişimler doğrudan ilişkilidir. Mikrotremor yöntemi, titreşimlerin yerin sığ yapısıyla gösterdikleri değişime dayanarak geliştirilmiştir (Dikmen, 2004).

Ölçülen dönem ve genlikleri, sert zeminlerde küçük, yumuşak zeminlerde daha büyüktür. Bunun sonucu olarak baskın dönem süresi de kısalmır. Ölçüm alınan zeminin yapısına bağlı olarak mikrotremorların periyot spektrumları benzer özellikler gösterebilmektedir. Geliştirmiş oldukları bir yöntemle mikrotremorlar yani titreşimcikler ve depremler birbiriyle bağlantılı olup deprem anında ölçülen yerin baskın periyotlarının, mikrotremor ölçümleri ile bulunan yerin baskın periyodu ile ilişkili olduğunu, yer tekdüze ve yalın ise bu benzerliğin daha çok olduğunu, Kanai ve Tanaka(1961), söylemişlerdir.

Zeminde ölçülen hâkim titreşim periyodu (T_0) ve göreceli zemin büyütme değerleri, mikrotremor ölçümleriyle de elde edilebilmektedir. Nakamura tekniği olarak da bilinen H/V oranı ile yapılan değerlendirmede, mikrotremor verileri değerlendirilerek, gerekli parametreler hesaplanabilir. Zemin parametrelerinin bulunmasında yapılan mikrotremor çalışmalarında, belirli bir zamanda belli bir sürede kaydedilen mikrotremor verileri ile sonuçlar değerlendirilmeye alınır.

3.3 Mikrotremorların Kaynakları

Mikrotremor yerde oluşan küçük genlikli titreşimlerdir. Genlikleri genellikle 0.001–0.01 mm olan titreşimleri temsil eder.

Mikrotremorlar okyanus yüzeyindeki suyun hareketi, rüzgâr, jeotermal reaksiyonlar, yeryüzünde hissedemediğimiz yer sarsıntıları gibi doğal etkilerin yanında sosyal aktivitelerle oluşan sesler, örneğin şehirdeki araçların hareketleri, insanların sosyal yaşamında neden olduğu gürültülerdir.

Mikrotremor kaynakları, sınırlı olmamakla beraber, kültürel aktivite (trafik, kazı, patlatma vb.), hava değişimi, rüzgâr ve deniz dalgalarıdır. Sismik gürültü mikrotremor alanı kaynak dağılımını, yayılma etkilerini ve yerel koşulları içeren çeşitli parametreler tarafından kontrol edilir.

- Uzun periyotlarda ($T > 2s$) mikrotremor okyanustaki büyük boyuttaki meteorolojik koşullardan dolayıdır.
- Orta periyotlarda ($1 < T < 2 s$) mikrotremor esas olarak rüzgârın etkileri ve lokal meteorolojik koşullar tarafından meydana getirilir.
- Kısa periyotlarda ($T < 1s$) mikrotremor kültürel aktivitelerden meydana getirilir.

Uzun periyotlu ($T > 2s$) ve kısa periyotlu ($T < 1s$) olan gürültüler arasındaki fark doğal kaynaklı “microseisms” ve yapay kaynaklı “microtremor” arasındaki farka karşılık gelmektedir (Keçeli, 2009).

Sismik gürültüler frekanslarına göre kategorize edilirler. 0.5 Hz'den daha küçük frekanslar için mikrosismik ve daha büyük frekanslar için mikrotremor denir. Mikrotremorün spektral karakteristiğini tanımada frekansa göre yapılan ayırım kolaylık sağlar. Yerel davranışın fundamentals rezonans frekansını mikrotremor ile belirlenebilmektedir (Keçeli, 2009).

3.4 Mikrotremorların Kökeni

Mikrotremorlar yeryüzündeki küçük salınımlardır. Mikrotremorların cisim dalgaları veya yüzey dalgaları, olduğunu savunan farklı görüşte bilimsel çalışmalar vardır. Küçük depremler ve diğer yer kabuğunun derinliklerinde oluşan sarsıntıları cisim dalgaları olarak tanımlanırken; insanın oluşturabileceği basit gürültüler ve rüzgârın etkisiyle oluşan sarsıntılar yüzey dalgaları olarak tanımlanmaktadır.

Bu araştırmacılar 1961 yılında Kanai kaydedilen tüm mikro hareketlerin kaynağı yer içinde tekrarlı yansımalar yaparak yol alan S dalgaları oluşturmuştur demiştir. Çalışmamda yöntemini uyguladığım Nakamura göre mikrotremorların karakterlerinin

Rayleigh dalgaları ile ilişkili olduğunu söylemiştir. Bir başka görüşe göre 1993 yılında Aki ise mikrotremorların yüzey dalgası Love dalgaları olduğunu savunmuştur.

3.5 Mikrotremor Yöntemi

Mikrotremor yöntemi jeolojik yapıların ve mühendislik yapılarının hâkim periyotlarını, deprem şiddeti artırmalarını saptamak ve yer altı katmanlarının kayma dalgası hızlarını ve derinliklerini tahmin etmek amacıyla kullanılan bir yöntemdir (Keçeli, 2009).

Son yıllarda ülkemizde meydana gelen depremlerde meydana gelecek hasarı can ve mal kaybını önlemek için yapılan çalışmalar artmıştır. Yüzey tabakaların dinamik parametrelerinin doğru tespit edilirse bölgeye uygun hazırlanan deprem senaryoları daha doğru olacaktır. Parametrelerin belirlenmesinde kullanılan yöntemlerden ikisi sondaj ve mikrotremor yaygın olarak başvurulan yöntemlerdir. Bu yöntemlerden mikrotremor yapılma süresinin az, maliyeti düşük, uygulama kolaylığı ve hızlı çözümlenebilmesi açısından üstün özelliklidir. Mikrotremor yöntemiyle zemin hâkim titreşim periyodunun direk olarak elde edilmesi mümkündür.

3.6 Mikrotremor Yönteminin Özellikleri

- Doğal kaynaklı bir yöntemdir.
- Balyoz, dinamit vb. yapay bir kaynağa ihtiyaç yoktur.
- Direkt gürültü ölçülür (doğanın sesini dinleyebilme, doğayı algılayabilme amacıyla).
- Oldukça hızlı, ucuz, güvenilir oluşu ve ölçü alım süresinin kısalığı (ortalama 15 dk.) diğer yöntemlere göre tercih nedenidir.
- Sinyal / gürültü oranının düzeyi gibi bir sorun yoktur.
- Yapının deprem sırasındaki davranış formunun yorumlanabilmesi için deprem olmasının beklenmesine gerek yoktur.

3.7 Mikrotremor Ölçümleri

Yıkıcı depremlerin çok yoğun yaşandığı Japonya'da 1900'lü yıllardan beri mikrotremor çalışmaları, sismoloji bilimi ile paralel yürütülür. Sonradaki yıllarda daha gelişmiştir (Alçık vd., 1995). Kanai ve arkadaşları mikrotremor çalışmaları ile yerin dinamik özelliklerinin incelenmesini önermişlerdir. Kanai değişik yeraltı yapısına sahip alanlarda, gözlenen salınımlar da birbirinden farklı özelliklerle salınacaktır demiştir (Kanai 1983).

3.7.1 Mikrotremor Ölçümlerinin Amacı

Mikrotremor kayıtları aşağıdaki amaçlar için uygulanır:

- Zemin tabakalanmasının ve cinslerinin belirlenmesi,
- Salınım sırasında yerel zemin koşullarının etkisinde ortaya çıkabilecek büyütme değerlerini tespit etmek.
- Zemin hâkim periyodunun bulunması,
- Özellikle mikro bölgeleme çalışmalarında mikrotremor yöntemi ile sismik bölgelendirme yapılabilir, bölgelendirme yapılabilmektedir,
- Bölgelerin potansiyel jeoteknik risklere karşı farklı risk derecelerinde tanımlanabilmesi sağlanmaktadır.

3.7.2 Mikrotremor Kayıtlarının Alınmasında Dikkat Edilmesi Gereken Hususlar

- İki yatay, bir düşey hassas üç bileşenli sismometrelere ihtiyaç duyulmaktadır.
- Kayıt alınan her noktada anlamlı bir süre içinde alınması gereklidir.
- Yerleşimin yoğun olduğu yerlerden kaçınılmalıdır.
- Ölçümler gece saatlerinde alınmalı ve gürültüsüz (rüzgâr ve meteorolojik dahil) sakin alanlar (asfalt ve kaya olmayan) seçilmelidir.
- İvme ölçerler yerine hız ölçerler kullanılmalıdır. İvme ölçerlerin tüm bileşenleri için geniş frekans bandında gürültü çözümlemesinde çözünürlük gücü daha zayıftır.

- 1 s'den daha uzun periyotlu titreşimlerin analizinde kullanılan hız ölçerler 5 s veya 10 s'lik olmalıdır.
- Elektronik gürültüye neden olabilecek donanımlardan kaçınılmalıdır.

3.8 Mikrotremor Verilerinin Analizi

Mikrotremor kayıtları hız sismometreleri ile alınır. Ölçümler alınırken farklı yerlerde değişik zamanlarda alınabilirken, belirlenen yerin titreşim özelliklerinin belirlenen noktalarda ya da seçilen bir yere göre göstereceği değişimin tespiti sırasında, tek doğru üzerine yerleştirilmiş sismik ölçüm cihazlarıyla oluşan düzenlerle aynı zamanda ölçü alınabilir.

Sismik dalga karakteristikleri ve yapılar gelecek bu dalgaların yapılar üzerindeki etkisinin anlaşılması spektral analiz yöntemleri kullanarak mümkün olmaktadır. Dalganın spektrumu bize dalganın hangi yolu izleyerek geldiği ve üzerinden geçtiği zemin koşullarının sismik dalga yayılımı üzerindeki etkisi hakkında bilgi vermektedir.

Verilere fourier dönüşümü uygulanır ve değerlendirme frekans spektrumu üzerinden yapılır. Frekans spektrumunda görülen enerji pik şeklinde doruğun alt kısmında veya frekans aralığının tamamı birkaç tane pik şeklinde doruk altında gözlenir. Görülen tüm pikler, farklı titreşimin bileşenini göstermektedir. Gözlenen bu salınımlara harmonik denir. Titreşimler $f_1, f_2, f_3, \dots, f_n$ frekanslarında $g_1, g_2, g_3, \dots, g_n$ genlikleridir. Frekans değeri küçük olan salınımların derinlik değerleri (f_1), orta frekansların derinlikleri (f_2, f_3, \dots), en büyük frekans değeri (sağa doğru = f_n) sığ derinliklerde oluşan titreşimleri ifade ederler. Yapı statığında kullanılan ve yapıya etki eden f_1 frekansı ($1/T_1$) yapıda açığa çıkmış olan en büyük enerji değerini temsil eden baskın periyot (T_B) değeri kullanılır. Bazı istisnalarda T_1 ve T_B aynı değeri alabilirler. Doruk noktasının bileşenlerinin temsil ettiği alan büyük ise, o noktada okunan frekans değerine karşılık gelen titreşim zemini etkileyen titreşim kaynağı odur denilir.

Mikrotremor verilerinin analizinde (Mikrotremor verilerinin incelenmesi ile elde edilen Fourier spektrumlarının değerlendirilmesinde) dört yöntem kullanılmaktadır:

1. Güç spektrumlarının ya da fourier genliklerinin doğrudan değerlendirilmesi,
2. Kaya üstünde veya sert zemin üzerinde belirlediğimiz bir referans noktasına göre spektral oranların elde edilmesi,
3. Sıfır kesme yöntemi (Kanai Yöntemi) ile mikrotremor verilerinin analizi ve zemin sınıflaması.
4. Yatay bileşenlerinin düşey bileşenine göre spektral oranlarının belirlenmesi.

Yukarıda sayılan yöntemlerden ilk üçünü de yerel zeminden etkilenen elastik yarı sonsuz ortamda bulunan tek tabakalı yumuşak zeminden dolayı oluştuğunu varsaymaktadır.

Güç spektrumlarının veya fourier genliklerinin değerlendirilmesiyle zemin hâkim periyot değerinin tespiti ve belirlenen noktaya göre spektral oranların oluşturulması ve yatay hareket bileşenlerinin düşey hareket bileşenlerine göre spektral oranların belirlenmesiyle büyütme seviyeleri belirlenebilmektedir. İki ve üç boyutlu oluşmuş zemin katmanlarının etkileri dahil edilmemiştir (Lermo ve Chavez-Garcia, 1994).

3.8.1 Fourier Genliklerinin ve Güç Spektrumlarının Doğrudan Değerlendirilmesi

Fourier spektrumu, sismik dalgaların kendi frekans özelliklerini, hangi bileşenin genliğinin büyük olduğunu hangi frekans bileşenlerini içerdiğini göstermektedir. Büyük genlikli bir bileşen bulunması halinde bu bileşenin baskın durumda olduğu bilinmekte ve böyle bir dalga bileşeninin frekans ya da periyoduna öz frekans veya tersine öz periyot adı verilmektedir. Güç spektrumlarında değerler, Fourier spektral değerlerinin kareleri ile orantılı olup, dalga bileşenlerinin yapılar üzerinde oluşturacağı etki fourier spektrumlarına göre daha belirgin olarak görülmektedir.

3.8.2 Referans Noktasına Göre Eş Zamanlı Kayıtların Spektral Oranlarının Değerlendirilmesi (Standart Spektral Oran)

Gezici istasyon veya istasyonlarda alınan kayıtların her bir bileşeninin, referans noktası olarak belirlenmiş istasyonlarda alınan kayıtlardaki aynı bileşenlere spektral

oranlarının alınması ile büyütme değerleri hesaplanabilmektedir. Yine bu spektral oranlar için genliği büyük olan frekans o bölgenin öz (baskın) frekansını ifade etmektedir.

Referans noktasına göre yapılan çalışmalar sırasında yöntemin güvenilirliği açısından referans istasyonu ve bu istasyonla eş zamanlı olarak kayıt alacak olan istasyonun aynı kaynak ve dalga yayılım yolu etkisinde olmaları gerekmektedir. Bu nedenle yerel mikrotremor kaynaklarının ve yayılım yolu özelliklerinin ve benzer özellikler gösterdiği sakin bölgelerde eş zamanlı kayıtların referans noktası yöntemine göre yorumlanması daha uygun olacaktır. Bu yöntem ile alınan ölçümlerin değerlendirilmesi sonucunda zeminin baskın periyot ve büyütmesi tam anlamıyla belirlenebilmektedir.

3.8.3 Yatay ve Düşey Bileşenlerin Spektral Oranlarının Değerlendirilmesi (Nakamura Yöntemi)

Yatay bileşenin Fourier spektrumunun düşey bileşenin Fourier spektrumuna oranı “Nakamura Tekniği” olarak bilinir (Keçeli, 2009).

Tek istasyon kullanılarak yapılan ölçümlerin değerlendirilmesinde yapılan kabuller Nakamura (1989) tarafından önerilen ve referans istasyonuna gereksinim duyulmadan tek istasyonda alınan kayıtlar için yatay/düşey (H/V) spektral oranları alınmaktadır. Nakamura yönteminde mikrotremorların sınırlı ortamda oluşan tek bir tabakada yayılan Rayleigh dalgaları olduğu varsayımı yapılmaktadır. Mikrotremorların kaynağının sismometre yakınlarındaki trafik insan kaynaklı gürültüler gibi yerel kaynaklar olduğu ve düşey hareket bileşeninin zemin tabakaları tarafından büyütülmediği kabul edilmektedir. Nakamura yöntemine göre yapılan analizlerde öz (baskın) periyotlar yaklaşık doğru olarak belirlenmesine rağmen büyütme faktörleri bilinmeyen kaynak etkisine bağlı olduklarından kesin bir doğrulukla belirlenmemektedir.

Tek istasyon kullanılarak yapılan ölçüm çalışmalarında zamandan bağımsız olarak ölçüm alınabilmesi avantajı ve buna bağlı olarak da kaynak özelliklerindeki

değişimlerin elde edilen sonuçlar üzerindeki etkisinin azaltılabilmesi açısından kullanışlı bir yöntemdir. Bu yöntem ile alınan ölçümlerin değerlendirilmesi sonucunda zeminin baskın periyodu tam olarak yansıtılırken, büyütme değerleri yaklaşık olarak elde edilebilmektedir.

Nakamura yönteminde, sadece tek noktada üç bileşenli gürültü kaydı alınır. Kullanılan bu teknikte spektral oran iki yatay ve bir düşey bileşen alınarak hesaplama yapılır. Spektral orana aynı zamanda H/V spektrumu da denir. Bu spektrumlar bize gerekli olan zemin hâkim titreşim periyotlarının maksimum değeri verir. Ancak genlikler çok sığ yapılardan aşırı etkilenir, büyütme hesaplamalarında tercih edilmez.

Tek noktada ölçülen mikrotremor verileriyle yatay/düşey spektrumları oranlanır ve bölgesel yer etkileri hesaplanmıştır (Mirzaoğlu ve Dikmen, 2003), ve 1989' da Nakamura çalışmalarıyla detaylandırılmıştır. Yeryüzünün jeolojisinin zemin yüzeyine etkileri yumuşak zemindeki (H_S) deprem kayıtlarından alınan yatay bileşeni ile ana kayanın (H_B) yüzeydeki yatay bileşeni spektral oranları (S_R) aşağıdaki denklemle ilişkilendirilir.

$$S_R = \frac{H_S}{H_B} \quad (3.1)$$

Yöntem uygulamasında yapılan varsayımlar;

- Mikrotremorları, dalgalardan en çok ana kayada görülen yumuşak tabakada ilerleyen Rayleigh dalgaları oluşturur.
- Rayleigh dalgası (E_{RW}) gürültünün kaynağı en alt katmandan gelen hız olan (V_B) değil de yüzeydeki hız (V_S) düşey spektrumdan kaynaklanır.

$$E_{RW} = V_S/V_B \quad (3.2)$$

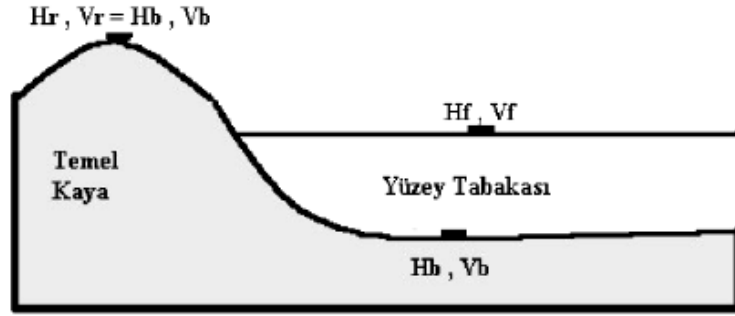
- Mikrotremorların düşey bileşeni yumuşak zeminde büyütülmez.
- Rayleigh dalgasının Mikrotremor hareketine etkisi düşey ve yatay bileşene eşittir.
- 0.2–20 Hz gibi geniş frekans arasında ana kaya üzerinde yatay ve düşey bileşenleri birbirinden farklılık gözlenmez.

$$H_B/V_B = 1 \quad (3.3)$$

- Yatay/düsey bileşenlerinin spektral oranları sert olmayan zeminin sebep olduğu Rayleigh dalgasının kayda oluşturduğu etkiyi elemek gerekmektedir.

$$S_E = S_R/E_{RW} = H_S/V_S \quad (3.4)$$

Nakamura modeli şekilde gösterilmiştir (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 Sedimanter basen görüntüsü (Nakamura 2000'den değiştirilmiştir.)

H_B Ve V_B anal kayada kaydedilen düsey/ yatay spektrumlar.

H_S Ve V_S Rayleigh dalgalarının düsey yönde ve yatay yöndeki spektrumları.

T_h Ve V_h basenin kenarında kütle tabanında görülemeyen sismik harekette yüzeyde görülen sedimanter katmana ait düsey/yatay büyütme faktörüdür.

Yukarıda detaylı gösterilen şekilde yer sarsıntılarının tanımı ve değişik alanlarda spektralleri tanımlanmıştır. Mikrotremorlar Rayleigh ve dalgaları ikiye ayırmıştır. Sedimanter kayalardan oluşmuş basenin (H_f, V_f) yüzey tabakasındaki yatay ve düsey spektrumları gösterilmiştir:

$$H_f = A_h * H_b + H_s \quad (3.5)$$

$$V_f = A_v * V_b + V_s \quad (3.6)$$

$$T_h = H_f/H_b \quad , \quad T_v = V_f/V_b \quad (3.7)$$

Burada büyütme faktörünü A_h ve A_v temsil eder.

S dalga hızı P dalga hızına oranla üç veya dört kat daha yavaştır. Dalganın ilerlediği ortam sedimanter ise bileşeni yatay ise maksimum büyütme verdikleri yerler ancak frekansın çevresinde, düşey bileşende ise büyütme görülmez ($A_v=1$). Bununla birlikte dalgalardan Rayleigh etkilemiyorsa $V_f \neq V_b$ olur. V_f , V_b 'den daha büyükse, yüzey dalgaları etkilemiştir denebilir. Bu durumda Rayleigh dalgası etkisi $V_f / V_b = T_v$ olur ve yatay büyütme aşağıdaki gibi hesaplanır:

$$T_h = \frac{T_h}{T_v} = \frac{\frac{H_f}{V_f}}{\frac{H_b}{V_b}} = \frac{QTS}{\frac{H_b}{V_b}} = \frac{\left[\frac{A_h + H_s}{V_b} \right]}{\left[\frac{A_v + V_s}{V_b} \right]} \quad (3.8)$$

$$QTS = \frac{H_f}{V_f} = \frac{A_h * H_b + H_s}{A_v * V_b + V_s} = \frac{H_b}{V_b} * \frac{\left[\frac{A_h + H_s}{V_b} \right]}{\left[\frac{A_v + V_s}{V_b} \right]} \quad (3.9)$$

Bu denklemde $H_b / V_s \cong 1$ dir. H_s / H_b ve V_s / V_b Rayleigh dalgası çıkan enerjiyle uyumludur, Eğer Rayleigh dalgası etkilememişse $QTS = A_h / A_v$ olur (Nakamura, 2000).

3.8.4 Sıfır Kesme Yöntemi (Kanai Yöntemi) ile Mikrotremor Verilerinin Analizi ve Zemin Sınıflaması

Kanai (1961)'de yapılan çalışmada sıfır kesme yönteminde mikrotremor kayıtlarından iki dakikalık yerinin önemli olmadığı bir kısmı alınarak sıfır ekseninde noktaları arasındaki zamanı ölçülür ve periyot değerleri, zamana göre iki kat kabul edilir. Bulunan periyot değerleri yatayda her bir periyotun tekrarlanma sayıları düşey ekseninde belirlenir ve periyot dağılım eğrisi çizilir. Eğrinin maksimum noktasındaki periyot değeri, en çok tekrarlanan periyottur ve öz(baskın) periyodu verir.

Mikrotremorlardan elde edilen ortalama, en büyük, öz (baskın) periyot ve maksimum genlik arasındaki ilişkiye göre zemin sınıflaması yapılabilmektedir. Aşağıda verilen zemin sınıflaması Kanai yönteminde kullanılır.

- I: Zemin, kaya, sert kumlu çakıl vb. içeren tersiyer ya da daha yaşlı tabakalardan oluşmaktadır.
- II: Zemin, kumlu çakıl, kumlu sert kil vb. içermekte sel getirimli ya da çakıllı alüvyon olarak yaklaşık 5m ya da daha çok kalınlıktaki katmanlardır.
- III: Zemin kalınlığı 5m ya da daha fazla olan alüvyon içermektedir.
- IV: Zemin, yumuşak vadi dolguları, alüvyon kalınlığı 30 m'den fazla olan tabakalardan oluşmaktadır.

3.9 Mikrotremorların Periyot Dağılımları

Kanai ve Tanaka (1961), yeraltının basit ve tek tabaka varsayılarak spektrumların, 0,1sn ile 0,6sn arasında doruk değer görüleceğini savunmuşlardır. Ancak yeraltı karmaşık olduğunda birden fazla tepe görülebilmektedir. Bu değerlerin görüldüğü periyot uzunlukları 0, 2sn.den az ve 1sn uzundur.

Dağlık bir bölgede örtü tabakasının görülmediği veya az olduğu durumlarda, 0,1 – 0,2sn arasında pik değer göstermektedir. Akarsu yataklarında bu periyot değerleri 0,2– 0,4sn doruk oluşturur. Kanai ve arkadaşları 1961'de 0,4–0,8 sn. civarında düzgün dağılımlı olmayan birkaç pikli spektrumları alüvyon kaplı alanlarda gözlemiştir.

Sert ve ince olmayan alanlarda eğri düz 0,05–0,1'den 1–2 saniyeye kadar dağılım göstermekte, eğriler ancak en üst tabakanın özelliklerinden etkilenmektedirler (Kanai ve Tanaka 1961).

3.10 Mikrotremor Verilerinin Kullanım Amaçları

Bir bölgede kaydedilen titreşim hareketleri o bölgelerde doğal gürültülerdir. Yeryüzündeki koşullara göre doğal gürültülerde doğal olarak çeşitlidir. Yerin litolojisi ve geometrisi yerin doğal gürültüsünün genlik ve frekans içeriklerini, etkileyecektir.

Yer içerisindeki genlikleri küçük titreşimcikler incelenerek yerin davranış özellikleri, etkin salınım periyotları tespit edilebilir. Yer yüzeyi dinlenerek toplanan doğal titreşimler ile elde edilecek parametrelere göre bölgenin kendi özellikleriyle sınıflama yapılabilir. İlk kez uygulayan, Kanai ve arkadaşları dört ana grupta zemin sınıflamanın kullanılmasını sağlamışlardır (Kanai, 1961). Bu mikro titreşimciklerden ve depremlerden alınan genlik spektrumları benzerlik gösterir. Deprem ve mikrotremordaki görülen fark genliklerinde olup, etkin frekans değerlerinde fazla farklılık göstermemiştir (Kanai ve Tanaka, 1965).

Yeraltını homojen yatay tabakalı kabul edilerek, zemin hâkim periyodunun mikrotremor ölçümleri incelenerek yerin dinamik parametrelerinin saptanması olanaklı hale gelmiştir.

Mikrotremor aleti ile alınan ölçümlerle yerin baskın periyodu ve baskın periyottaki büyültme katsayısı bulunabilir. Bölgesel hesaplanmış parametrelerdeki farklılıklar incelenir ve zemin sınıflandırmaları yapılabilmektedir.

Zemin hâkim titreşim periyodu hesaplamalarında referans noktasına göre göreceli spektral oranlar (Kagami vd. 1986), spektral genlikler (Kobayashi vd. 1986), veya yatay bileşen spektrum değerleri düşey bileşen spektrum değerlerine oranı uygulanabilir.

Nakamura yöntemi depremdeki büyültmelere en yakın sonuçlar veren yöntem olarak belirtilmiş, ancak yöntemde yapılan kabullerden dolayı eksiktir. Yeraltını homojen yatay tabakalardan oluştuğunu kabul etmiş, diğer iki ve üç boyutlu etkileri hesaplamalara katmamışlardır.

Kanai, yaptığı sınıflamalarda yeri dört ana gruba ayırmıştır (Kanai ve Tanaka 1961).

- 1.Grup: Tersiyer ya da daha yaşlı sert, çakıllı, kumlu birimlerdir.
- 2.Grup: Pleistocene ya da çakıllı alüvyona ait kumlu sert kil ve milden oluşmuş 5 m ya da daha kalın tortullardan oluşmaktadır.
- 3.Grup: 5 m ya da daha kalın alüvyondan oluşmaktadır.
- 4.Grup: 30 m ya da daha kalın delta tortullarından ya da benzeri birikimlerden oluşan yumuşak birimlerden oluşmaktadır.

Zemin yapısı saptanmasıyla daha detaylı incelenebilen yerin yapısına uygun sağlam ve daha dayanıklı yapılar yapmak mümkün olacaktır.

Mikrotremor çalışmaları, yapı tasarımında, mikrobölgelendirme çalışmalarında, şehir planlamada ve oluşturulması gerekli deprem senaryoları çalışmalarında, sismik risk analizi gibi önemli saha çalışmaları için gereklidir.

Yapının yapılacağı zemin dinamik özellikleri saptandıktan sonra yapı tasarımına kullanılmalı ve alt yapı, üzerine yapılacak üstyapı ilişkilerinde değerlendirilmelidir. Baskın titreşim periyodu saptanan yapının doğal bir periyodu olacaktır. Yerin ve üst yapının etkin periyodunun saptanması önemlidir. Yapı tasarımında yer ve yapı periyotlarının ayrı ayrı olması dikkat edilmesi gereken en önemli unsurdur. Bu iki periyodun aynı olması durumunda rezonans etki oluşur. Sağlam olan yapıda yıkım meydana gelebilir. Meydana gelebilecek sonuca örnek, 28 Mart 1970 yılında Gediz depremi, Bursa'da Tofaş fabrikasında yıkım olmuştur, sebebinin depremin etkisi değil fabrikanın üzerine kurulduğu yerin ve üzerindeki yapıların doğal periyotlarının uyuşmasıyla yapıda rezonans etki olmuş ve bu etki sebebiyle yıkım olmuştur (Gül, 1972).

BÖLÜM DÖRT

MİKROTREMOR VERİLERİNİN GÜVENİLİRLİĞİNİN SAPTANMASI

Zemin hâkim frekansı ve zemin büyütmesi hesaplamalarında kullanılan klasik yöntemlerden biri de mikrotremor (tek istasyon) yöntemidir. Yöntemin kolay uygulanabilirliği, hızlı, düşük maliyetli bir yöntem olması nedeniyle, zemin parametrelerini tespitinde sıklıkla kullanılmaktadır. Bu yöntem uygulanabilmesi için deprem olmasını beklemeden yerin doğal gürültüsünün kayıtları kullanılarak sonuç elde edilebilir.

Zemin hâkim frekansı tespitlerinde yerden kaydedilen gürültüler iki farklı şekilde açıklanmaktadır. Birinci düşünceye göre, yatay/düşey genliklerinin oranı S dalgasının transfer fonksiyonu ile doğrudan bağlantılı olup, yüzey dalgalarının da giderilebileceği ya da yok sayılabileceğidir (Nakamura, 1989). Bu yöntemlerden Nakamura, düşey bileşen kayıtlarının yatay bileşen kayıtlarının tam tersi olarak etkisinin olmadığı ve düşey bileşenlerin ana kayadaki ölçümlerle eşit hareket ettiği kabulleri yapılmaktadır. Diğer görüşe göre, kaynakları doğal olan gürültülerin yüzey dalgalarından (Rayleigh) oluştuğu ve yatay-düşey genlik oranları ise Rayleigh dalgasının eliptiklikliği ile bağlantılıdır tezini savunur (Nogoshi ve Igarashi, 1971). Frekansa bağlı olan dalganın eliptiklikliği, ana kaya ile çökel zemin arasında yeteri kadar yüksek bir empedans kontrastı bulunuyorsa, yerin hâkim frekansında büyütme görülebilir. Zemin hâkim frekansın eğrilerde görülmesi, düşey bileşendeki yüzey dalga enerjisinin empedans kontrastının görüldüğü derinlik sebebiyle oluşan frekansın kaybolmasının sonucudur. Yapılan tüm kabullerle yöntem hâkim frekansı belirlemede başarılı, ancak referans istasyon yöntemi ile kıyaslamalar yapılmış büyütmeyi daha küçük hesaplamıştır (Lachet ve Bard, 1994; Field ve Jacob, 1995).

Yöntem sıklıkla ana kayayı kaplayan sedimanların temel titreşim frekanslarının belirlenmesinde kullanılmış ancak arazide ölçümler sırasında dikkate alınmayan bazı detaylar toplanan kayıtların güvenilirliğini etkilemektedir. Kayıt alınırken bulunduğu çevre koşullarının (rüzgâr, trafik, zemin türü vb.) H/V eğrilerini ne kadar

etkilediğine bakılmıştır (Chatelain vd., 2008, Mucciarelli 1998). Veri alınırken gösterilen titizlik veri işlem yapılırken de aynı hassasiyet gösterilirse, yöntemin güvenilir ve doğru sonuçlar verir. SESAME Projesiyle sunulan ve bir H/V eğrilerinin hesaplamalarında kullanılacak güvenilirlik koşulları ve H/V eğrilerindeki pik değerlerinin belirginlik koşulları belirtilmiştir. Ayrıca H/V eğrilerinde görülen pik değerlerinin bir zemin hâkim frekansını belirleyecek net ve doğru doruk koşulları olarak maddeler halinde incelemektedir (Sesame, 2004).

4.1 SESAME Kriterleri

H/V eğrisinin hesap edilebilmesi ve güvenilirlik koşulları, H/V eğrilerinde gözlenen pik değerlerinin belirlenme kriterleri SESAME Projesi ile verilmiştir.

4.2 Güvenilir Bir H/V Eğrisi İçin Koşullar

H/V eğrilerine uygulanan veri işlem sırasında pencere uzunluğu, pencere sayısı gibi seçtiğimiz parametreleri, varsayılan hâkim frekansla denetlemeyi sağlayan koşullardır. Emniyet koşullarından ilki varsayılan hâkim frekans f_0 ile kayıtlar dikkate alınarak kullanılan pencerenin boyu (L_w) olsun;

$$f_0 > 10/L_w \quad (4.1)$$

Bu koşulu sağlamayan değerlerde zemin hâkim frekansını tespit etmek güvenli değildir.

Seçilen pencere sayısı gözlenen hâkim frekansını tespit etmek için yeterince uzun seçilmelidir. Tahmin edilen hâkim frekans (f_0), seçtiğimiz pencerenin boyu (L_w) ve pencere adeti (n_w) olsun;

$$n_c(f_0) = L_w \times n_w \times f_0 \quad (4.2)$$

$$n_c(f_0) > 200 \quad (4.3)$$

Burada n_c belirgin devirlerin sayısını tanımlamaktadır ve $n_c(f_0)$ değeri 200'den büyük olmalıdır.

H/V eğrisi elde edildikten sonra standart sapma değerlerini $\sigma_A(f)$, hâkim frekans f_0 üzerinden kontrol edilmelidir.

$$\sigma_A(f) < 2, 0.5f_0 < f < 2f_0 \text{ eğer } f_0 > 0.5\text{Hz} \quad (4.4)$$

$$\sigma_A(f) < 3, 0.5f_0 < f < 2f_0 \text{ eğer } f_0 < 0.5\text{Hz} \quad (4.5)$$

Bu 3 güvenlik koşulunun sağlanması durumunda elde edilen H/V eğrisi güvenilirdir denilebilir (SESAME, 2004).

4.3 Belirgin Bir H/V Doruk İçin Koşullar

SESAME kriterleri kullanılarak belirlenen doruk koşulları, H/V grafiklerinden elde edilen genlikler ve genliklerin standart sapmaları, pik noktasındaki frekans ve standart sapma değerleri ayrı ayrı bulunabilmiş, Tablo 4.1’de belirgin doruk koşulları gösterilmiş ve elde edilen bir pik değerinin gerçek doruk farz edilebilmesi için bu şartlardan 5 tanesini sağlması gerekliliği belirtilmektedir (SESAME, 2004).

1. H/V eğrisinin maksimum frekansında okunan genlik değeri (A_0) 2’den büyük olmalıdır.

$$A_0 > 2 \quad (4.6)$$

2. $f_0/4$ ve f_0 içindeki tüm frekanslarını (f^-) karşılayan genlik değeri, zirvedeki frekansın genlik değerinin yarısından küçük olmalıdır.

$$\exists (f^-) \in [f_0/4, f_0] \mid A_{H/V}(f^-) < A_0/2 \quad (4.7)$$

3. f_0 ile $4*f_0$ arasındaki her bir frekans değerine (f^+) karşılık gelen genlik değeri, doruk frekansın genlik değerinin yarısından daha az olmalıdır.

$$\exists (f^+) \in [f_0, f_0 \times 4] \mid A_{H/V}(f^+) < A_0/2 \quad (4.8)$$

4. f_0 frekansının standart sapma değerlerindeki tepe noktası gerçek f_0 ın %5’lik (artı ve eksi) değerlerini geçmemelidir.

$$f_{\text{peak}} [A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\% \quad (4.9)$$

5. Baskın frekans için standart sapmanın sınırlarını belirler. SESAME koşullarına göre H/V eğrilerinde güvenilirlik ve belirgin doruk koşulları tablosuna bakılarak değerlendirilir.

$$\sigma_f < \epsilon(f_0) \quad (4.10)$$

6. Frekansa bağlı, genliğin standart sapmasının sınırları belirlenerek SESAME koşullarına göre H/V eğrilerinde güvenilirlik ve belirgin doruk koşulları tablosuna bakılarak değerlendirilir (SESAME,2004).

$$\sigma_A(f_0) < \theta(f_0) \quad (4.11)$$

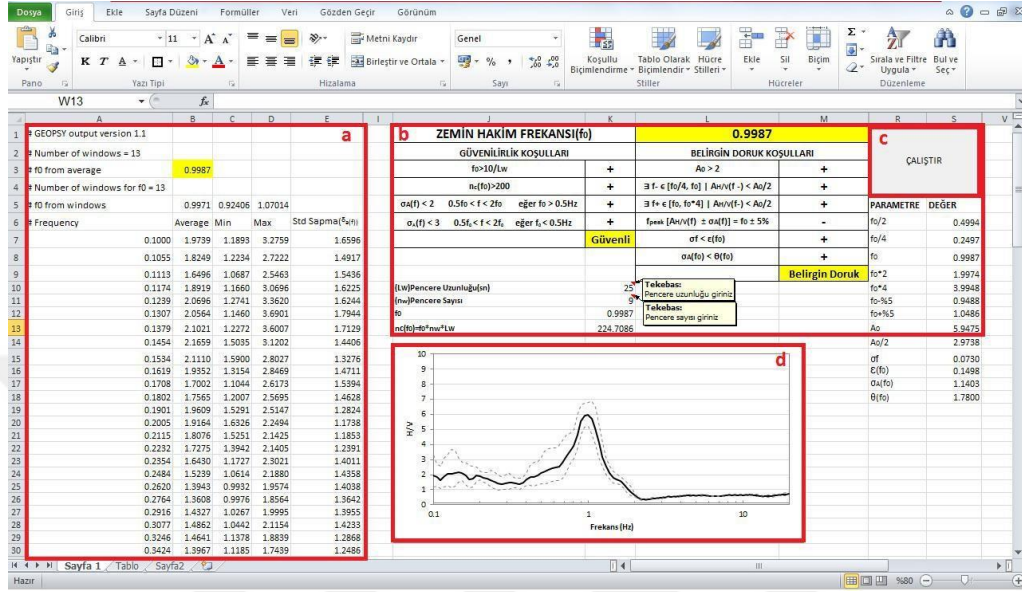
4.4 Mikrotremor Verilerinin SESAME Kriterleri ile Değerlendirilmesi

3-bileşenli olarak kayıt alabilen sismometreler ile toplanan verilerin yatay/düşey spektral oranı (H/V) ve zemin hâkim titreşim frekansı doğrudan saptanabilmektedir. Yatay/düşey spektral oranın doğru hesaplanabilmesi için kayıt uzunluğu ortamın gürültü oranına göre ayarlanmalıdır. Kayıtların değerlendirme aşamasında geçici gürültülerin hâkim olduğu zaman pencereleri hesaplama dışı bırakılmalıdır. Analiz yapılırken her noktada doğal gürültü içeren, ortalama en az 10 ölçüm penceresi kullanılması hususuna çok önem verilmelidir. Elde edilen verilerin işlenmesinde literatürde yaygın olarak kullanılan, Geopsy adlı yazılım kullanılmaktadır. Değerlendirmedeki veri işlem aşamaları;

1. Trend etkisi giderimi
2. Filtreleme işlemi (Band pass, 0,1-20 Hz)
3. Pencereleme işlemi (40-50 sn)
4. Törpüleme işlemi (taper, %5)
5. Fourier Dönüşümünü hızlı uygulamak
6. Yuvarlatma işlemi (Konno&Ohmachi, b=40)
7. Yatay/Düşey oran hesabı (H/V)

Tüm veri işlem aşaması sonunda Geopsy programı ile değerlendirilen mikrotremor verilerinden elde edilen H/V eğrileri ile çıktı dosyası kaydedilir.

Kaydedilen çıktı dosyasında. hv uzantılı belge SESAME projesi kapsamında belirlenen kriterlerin incelenebilmesi için hazırlanmış olan Microsoft Excel tabanlı program ile değerlendirme yapılır. (Şekil 4.1).



Şekil 4.1 Excel tabanlı programın ait görüntü. a) Geopsy programının çıktı dosyası, b) Güvenilirlik ve belirgin doruk koşulları ve altında ise sonuç kısmı, c) Programın çalıştır butonu, d) İncelenen H/V eğri örneği

Geopsy programından elde edilen çıktı dosyası Microsoft Excel programı içine yerleştirilir ve güvenlik koşullarının sağlanıp sağlanmadığı incelenir. Şekil 4.1’de belirtilen koşullar uygulandığında sonuca göre “+” veya “-” işaretçileri bulunmaktadır. İşaretle belirtilen yerlerin devamında değerlendirmenin sonuçları görülür. Elde edilen H/V eğrilerinin güvenilirliğinin SESAME kriterlerine göre irdelenmesi için zemin hâkim frekansı (f_0), pencere uzunluğu (LW) ve sayısının (nw) bilinmesi ilk 2 kriterin sağlanması için yeterlidir. Üçüncü kriterin sağlanması için ise H/V eğrisinin hesaplanması şarttır. Belirgin doruğun bulunabilmesinde sağlanması gereken birinci şart zemin hâkim frekansının genliklerinin 2’den daha fazla olmasıdır.

Fakat Microsoft Excel tabanlı program için kullanılan Geopsy çıktı dosyasında genlik değeri yer almamaktadır. Bunun için program elde edilen f_0 değerini kullanarak belirgin doruk koşullarını hesaplamaktadır. Program her koşul için sağlanması durumunda “+”, sağlanmaması durumunda ise “-” işareti koymaktadır. Güvenilir H/V eğrisi için koşulların hepsinin ve belirgin doruk koşullarının da 5 tanesinin sağlanması gerekmektedir.

Bu çalışmada, Geopsy programı ile değerlendirilen mikrotremor verilerinden elde edilen H/V eğrileri ile çıktı dosyası, Excel tabanlı bu program ile değerlendirilmiştir.

4.5 Hasarsızlık İndeksi ve Maksimum İvme

Hasarsızlık indeksi (Vulnerability index), son yıllarda geliştirilmiş bir bağıntı olup binaların hasar görebilirliği konusunda fikir vermektedir. Sırasıyla zemin ve bina için hasarsızlık indeks bağıntıları (4.12) ve (4.13) eşitlikleri ile verilmektedir (Sungkono ve Triwulan, 2011).

$$K_g = \frac{A_0^2}{F} \quad (4.12)$$

$$K_b = \frac{A}{2\pi F^2} \frac{10000}{H} \quad (4.13)$$

Burada sırasıyla;

K_g = Zemin Zayıflık Katsayısı,

K_b = Bina Zayıflık Katsayısı, A= Genlik, F= Baskın frekans,

H= Yapının yüksekliği olarak tanımlanmaktadır.

Zemin için yapılan bir sınıflamaya göre;

$K_g \leq 3$ Düşük

$3 < K_g \leq 5$ Orta

$5 < K_g \leq 10$ Yüksek

$K_g > 10$ Çok yüksek riskli

Olarak değerlendirilmektedir. Bu değerlerden kuramsal olarak yapının dayanacağı maksimum ivme hesabı da Gal biriminde yapılabilmektedir.

$$\alpha=10000 \frac{(2\pi F)^2}{A} H_{\gamma} \quad (4.14)$$

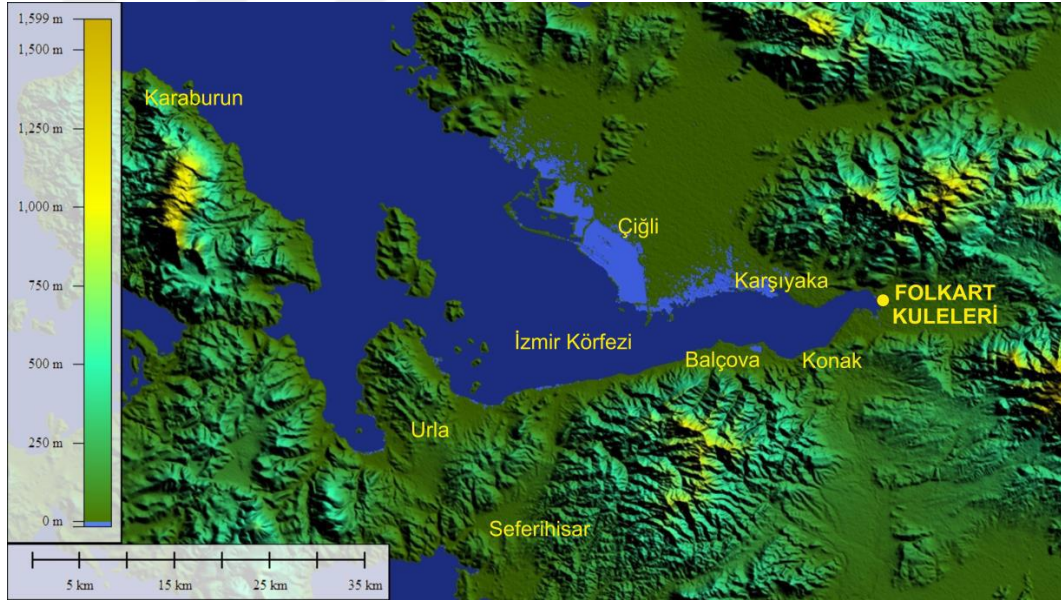
Bu bağıntıdaki γ parametresi kayma açısı (drift angle) olup değeri 0,005-0,01 arasında değişmektedir (Nakamura, 2000). Bu çalışmada hesaplamalar ortalama değer olan 0,0075 kullanılarak yapılmıştır.



BÖLÜM BEŞ

VERİ TOPLAMA VE DEĞERLENDİRME ÇALIŞMALARI

Bu bölümde, arazi çalışmaları kapsamında İzmir İlindeki Bayraklı bölgesinde bulunan yüksek katlı binada yapılan mikrotremor ölçümleri anlatılmıştır. Ölçümlerin gerçekleştirildiği binanın yeri aşağıda gösterilmiştir (Şekil 5.1). Blok 2011-2014 tarihleri arasında inşa edilmiş olup, **10** Residans katı, **23** Ofis katı, **7** Araç Park katı (Spor Salonu, bowling salonu, sinema), **2** Bodrum katı bulunmaktadır. Yapılan hesaplamalarda bina yüksekliği **175 m**, kat yüksekliği ise **3,8 m** alınmıştır. Çalışmalar sırasında çekilen fotoğraflar EK-1’de verilmiştir. Yapılan çalışma kapsamında binaya ait tüm katlardan ve dış noktadan en az 40 dk veri alımının tamamlanmasının ardından, veriler Geopsy (www.geopsy.org) ve Microsoft Excel yazılımları kullanılarak değerlendirilmiş ve çizdirilmiştir. Geopsy yazılımı, uluslararası SESAME projesi kapsamında geliştirilmiş olup halen tüm dünyada mikrotremor verilerinin değerlendirilmesi amacıyla kullanılan temel yazılımlar arasındadır.



Şekil 5.1 Çalışma yapılan binanın yer bulduru haritası

Mikrotremor ölçümleri Guralp Sistem CMG-6TD ve SARA-SR04 isimli cihazlarla gerçekleştirilmiştir (Şekil 5.2). Bu cihazlardan SARA-SR04 aletsel özellikleri ve teknik detaylar aşağıdaki tablolarda verilmiştir (Tablo 5.1, Tablo 5.2):



Şekil 5.2 SARA-SR04

Tablo 5.1 SARA-SR4 cihazının aletsel özellikleri.

Genel Özellikler	
Cihaz Sınıfı	Sismik Sayısallaştırıcı
Amaç	Deprem Sismolojisi, Zemin Titreşim
Ölçüler	Min 160x190x88 mm – Max 220x200x105
Ağırlık	Sensörsüz: 1.5 kg – Sensörlü: 3 kg
Güç Kaynağı	10-15 Vdc 180 mA (max) @ 12 V
Güç (Standart Durum)	0.75 W
Güç (GPS Kapalı)	0.35 W
Ortalama Güç	0.5 W
Hızölçer	
Senkronizasyon	GPS alıcısı tarafından
Max. Mutlak PPS Hatası	10 mS (60 mS A/D)
Kristal	11.0592 MHz +/- 10 ppm (-10/+60°C)
Fabrika Kalibrasyonu	20-25°C'de 1 ppm'den yüksek
A/D Özellikleri	
Çözünürlük	24 bit
Örnekleme	Mikro denetleyici tarafından 3 kanalda eşzamanlı
Örnekleme Oranı	10, 20, 25, 50, 100, 200 SPS
Anti-alias Filtresi	1 kutup 8.8 Hz standard
Girdi Modu	Differansiyel
Tam Aralık	2 V tepe noktasından tepe noktasına (+/- 1 V)
Girdi Empedansı	300 kOhm
Gürültü Katı	<= -124 dB (100 SPS)

Tablo 5. 2 SARA-SR4 cihazıyla ilgili teknik detaylar.

Dikey	
Doğal Frekans	4.5 Hz (+/- 15%)
İşlemsel Oran	7°
DC Direnç	4000 Ohm (+/- 5%, (380 Ohm isteğe bağlı))
Sönüm	0.7 (iç sönümlenme direnci ile 18200 Ohm kabul edilir.)
Hareketli Kütle	23.6 gr (5%)
Duyarlılık	90 V/m/s (+/- 10%)
Yatay	
Doğal Frekans	4.5 Hz (+/- 15%)
İşlemsel Oran	+/- 0.5%
DC Direnç	4000 Ohm (+/- 5%, (380 Ohm isteğe bağlı))
Sönüm	0.7 (iç sönümlenme direnci ile 18200 Ohm kabul edilir.)
Hareketli Kütle	23.6 gr (5%)
Duyarlılık	90 V/m/s (+/- 10%)

5.1 Folkart Binasında Yapılan Mikrotremor Ölçümleri

Mikrotremor ölçümleri zemin araştırmaları için kullanıldığı durumlarda, cihaz üzerindeki ok doğrultusu dikkate alınarak yerleştirilmekte ve ölçüm alınmaktadır. Bu çalışmada yapılan ölçümlerin alınması sırasında, binanın geometrisine uygun olarak, ölçüm cihazı yapının kısa ve uzun eksenlerine paralel olacak şekilde yerleştirilmiştir (Şekil 5.3). Bunun temel amacı binaların hem x- hemde y-eksenlerindeki salınımının daha iyi belirlenmesidir.



Şekil 5.3 Mikrotremor bileşenlerinin ölçüm doğrultuları

5.2 Veri Değerlendirme

Kaydedilen mikrotremor verileri Geopsy yazılımı yardımıyla değerlendirilmiştir. Bu yazılımda öncelikle üç bileşende toplanan veriler bilgisayara okutulmuş, ardından aritmetik ortalamaları alınarak tüm bileşenler sıfır ortalamaya indirgenmiştir. Spektrum ortamındaki verilere Band pass filtresi uygulanmış, 0,05-20 Hz. arasındaki sinyaller değerlendirmeye alınmıştır. Verilere Konno&Ohmachi'ye ait olan yuvarlatma tekniği uygulanmış, yuvarlatma bant girişi 40 olarak seçilmiştir. Burada verilere Kosinüs penceresi uygulanarak verilerin köşeleri %5 oranında yuvarlatılmıştır. Pencere boyu tüm veriler için en az 50 sn. en çok 80 sn. olarak seçilmiştir. Tüm bu işlemler sonucunda uygulanan Hızlı Fourier dönüşümü ile veriler frekans ortamına geçirilerek, H/V oranları çizdirilmiştir. Bununla birlikte zemin kattaki ve üst katlardaki NS, EW ve Z bileşenlerinin Fourier genlik spektrumları hesaplanarak, her üç bileşen için üst katların spektrumları zemin kat spektrumlarına bölünerek spektral oranlar elde edilmiştir. Bu spektral oranlar zeminin ve binanın ortak etkisi sonucunda oluşan hâkim frekans ve büyütme değerlerini vermektedir. Bina dışındaki noktaya ait bileşenlerse tüm katların bileşenlerine bölünerek binanın zeminiyle, binanın oturtulduğu bölgeye ait zemin arasındaki ilişki incelenmiştir.

Mikrotremor verilerine uygulanan veri işlem aşamaları şu şekilde sıralanmıştır:

1. Trend etkisi giderimi
2. Filtreleme işlemi (Band pass, 0,1-20 Hz)
3. Pencereleme işlemi (40-50 sn.)
4. Törpüleme işlemi (taper, %5)
5. Hızlı Fourier Dönüşümü
6. Yuvarlatma işlemi (Konno&Ohmachi, b=40)
7. Yatay/düşey oranı hesabı (H/V)

Bu bölümde blokta alınan mikrotremor verilerinin HVSR eğrileri, her üç bileşen için (D-B, K-G ve Düşey) tüm katların toplu spektrumları, spektral oranları, hasarsızlık indeksi ve maksimum ivme sonuçları hesaplanmıştır. Tüm ölçümler en az 40 dk. süre ile alınmış olmasına rağmen, verilerdeki aşırı gürültü nedeniyle çoğunlukla bu sürenin yarısından daha azı pencerelelenerek değerlendirilmiştir. Değerlendirme sırasında sayısal süzgeç kullanılmamıştır. Pencere uzunluğu en az 50 en fazla 80 sn., üst üste binme oranı çok gürültülü verilerde %5, yuvarlatma türü Konno-Ohmachi, yuvarlatma katsayısı 40 olarak seçilmiştir. Spektrum hesaplamalarında da aynı ayarlar kullanılmış, frekans örnekleme aralığı 0,1 Hz- 20 Hz. olarak seçilmiştir.

5.3 Zeminde Yapılan Önceki Çalışmalar

Çalışılan binaların inşasından önce yapılan zemin etütleri incelendiğinde, zemin araştırma şirketi tarafından blok için 9 noktada ölçüm alındığı görülmektedir (Tablo 5.3). A Blok'un oturma alanında alınan ölçümlerde periyot ortalama olarak 1,38 sn. (min. 1,22 – maks. 1,74), büyütme ise 3.35 (min. 2,6 – maks. 4,88) olarak ölçülmüştür (Tablo 5.4).

Binanın yeri belirlendikten sonra zeminde yapılan çalışmalar sonucunda,

$T_0=1,75$ sn., Genlik değeri $A=2,48$ ve zemin zayıflık katsayısı $K_g=10,5$ ve zemin grubu ve sınıfı D Z4 olarak belirlenmiştir (Tablo 6.1). TBDY 2018'e göre ise yerel zemin sınıfı ZF'dir.

Tablo 5.3 Sismik hız oranı ile karakteristik periyotların tahmini (Keçeli, 2012)

Deprem yönetmeliğine göre		Zemin Özelliğine göre	Sismik Hızlara Göre	
Yerel Zemin Sınıfı	TA-TB	Yerel zemin sınıfı	Vp/Vs	Vs(m/sn)
Z1	0,10-0,30	Çok sıkı-sert	1,5-2	>700
Z2	0,15-0,40	Sıkı-katı	2-2,5	400-700
Z3	0,15-0,60	Orta-sıkı-bozuşmuş	2,5-3	200-400
Z4	0,20-0,90	Gevşek-yumuşak	3-10	200<

Tablo 5.4 A ölçüm Blok'un zemininde alınan mikrotremor sonuçları (Ege Temel, 2010)

MİKROTREMOR	PERİYOT (sn)	BÜYÜTME
NOKTA 1	1,40	3,05
NOKTA 2	1,25	2,82
NOKTA 3	1,25	2,78
NOKTA 4	1,31	3,00
NOKTA 5	1,33	2,60
NOKTA 6	1,22	2,75
NOKTA 7	1,50	4,88
NOKTA 8	1,38	4,16
NOKTA 9	1,74	4,13
ORTALAMA	1,38	3,35

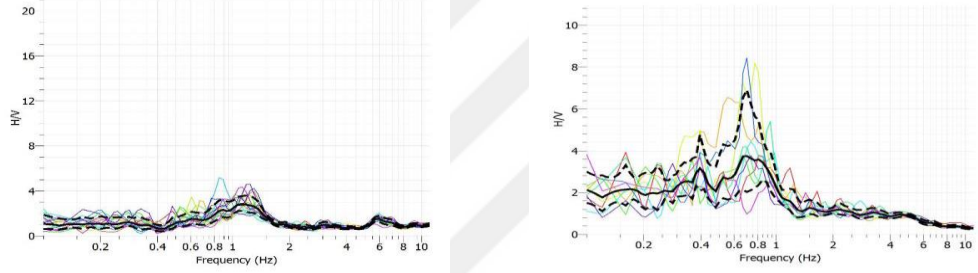
Tablo 5.4 'de gösterilen periyot değerleri en düşük 2,6 sn en yüksek 4,88 sn, büyütme değerleri ise en düşük 1,22 en yüksek 1,74 hesaplanmış ve ortalama değerleri tabloda gösterildiği gibi sunulmuştur.

Elde edilen bu periyot ve büyütme değerleri bölgenin genel jeolojik yapısı ile uyumlu olup, binanın hesaplanan en yüksek periyot değeri, T_a (0,90 sn.) – T_b (2,04 sn) değer aralığının dışında kaldığından rezonans riski değerlendirilmemiştir.

5.4 A Blok (1. Kule) Ait HVSR Sonuçları

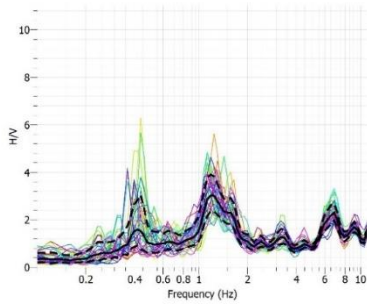
Aşağıda şekillerde sunulan HVSR eğrileri incelendiğinde tüm katlarda, 0,42 Hz, 0,61 Hz ve 0,81 Hz frekanslarında farklı H/V oranlarına sahip anomaliler gözlenmektedir. HVSR yönteminin, her iki yatay bileşenin toplam etkisini vermesinden ötürü bu anomalilerin binanın uzun ve kısa eksenlerindeki farklı titreşim periyotlarının her ikisini de içermektedir. Bu iki frekanstan 0,42 Hz'in (2,38 sn.)

yapının kısa eksenindeki periyodu, 0,61 Hz (1,63 sn.) ise uzun eksenindeki periyodu temsil ettiği söylenebilir. Genlik değerleri düşük çıkmış olup bu durum, binanın enerjii sönümlediği şeklinde yorumlanabilir. Herhangi bir değerlendirmeye katılmamakla birlikte 5 ile 33. katlar arasında tüm katlarda 1.61 Hz. frekansında gözlenen etki, yüksek genlikli bir biçimde gözlenmektedir. Sonuçlarda gözlenen özellikle 1-6. katlar arasındaki otoparklarda ve spor salonu seviyesinde alınan ölçümler çok fazla gürültü içermiş olup farklı saatlerde ölçüm alınmasına rağmen trafik ve insan yoğunluğunun çok yüksek olmasının, verileri olumsuz etkilediği gözlenmiştir.

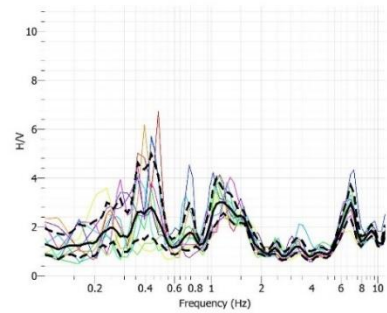


Şekil 5.4 A Blok Dış Noktaya ait HVSR eğrisi

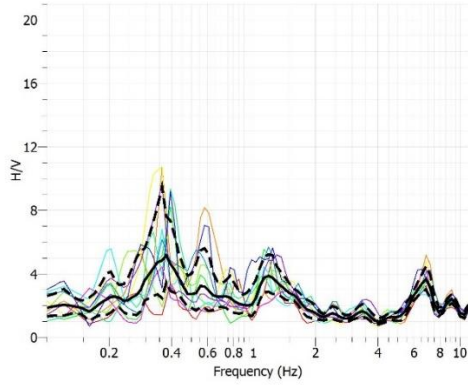
Aşağıda paylaşılan eğriler A Blok'taki 46 kat, zemin kat, bodrumlar ve dış noktaya ait HVSR eğrileridir.



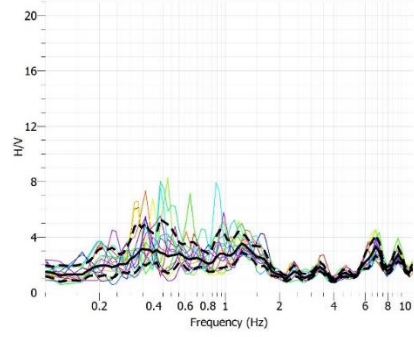
Şekil 5.5 A Blok 1. Kata ait HVSR eğrisi



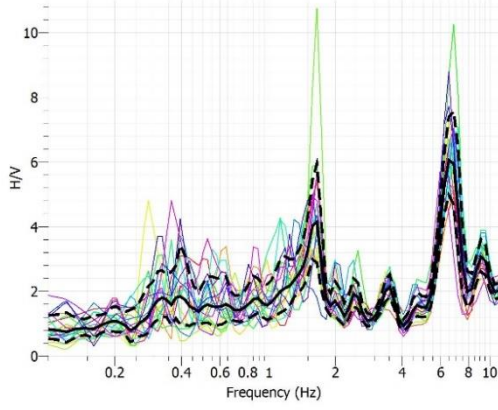
A Blok 2. Kata ait HVSR eğrisi



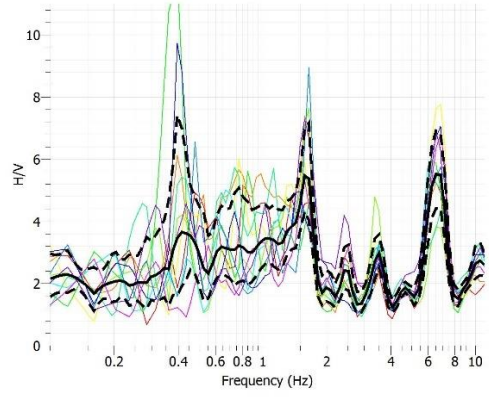
Şekil 5.6 A Blok 3.Kata ait HVSR eğrisi



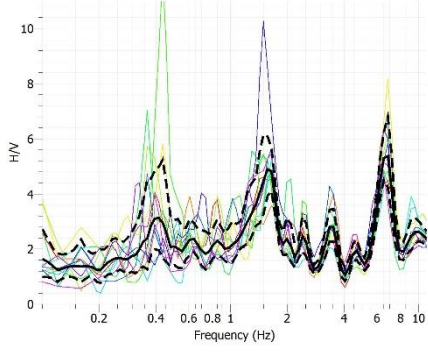
A Blok 4.Kata ait HVSR eğrisi



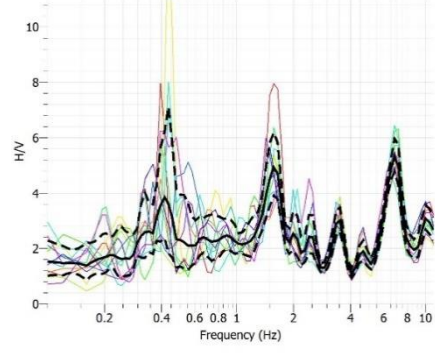
Şekil 5.7 A Blok 5.Kata ait HVSR eğrisi



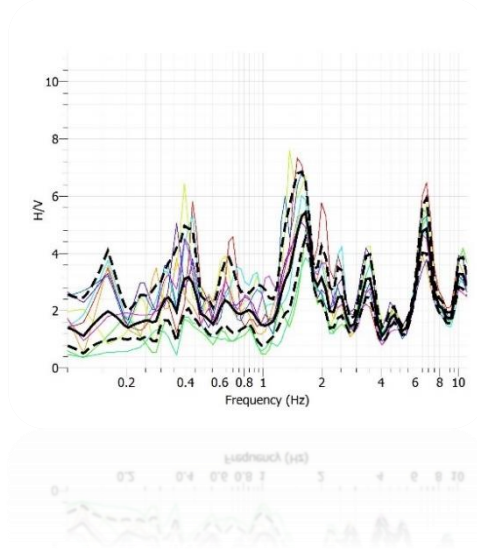
A Blok 6.Kata ait HVSR eğrisi



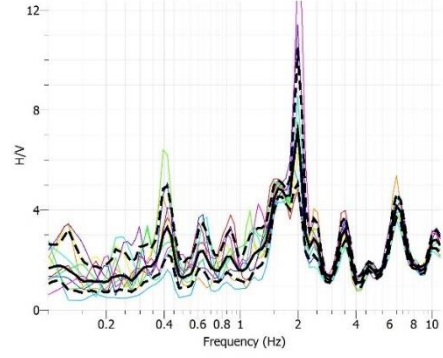
Şekil 5.8 A Blok 7.Kata ait HVSR eğrisi



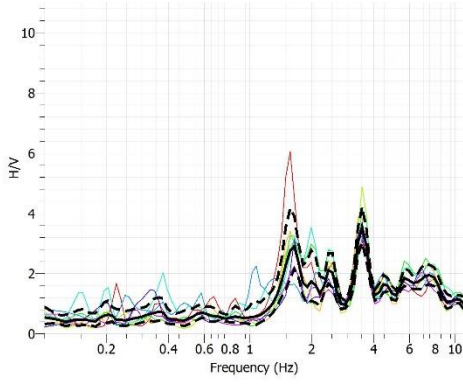
A Blok 8.Kata ait HVSR eğrisi



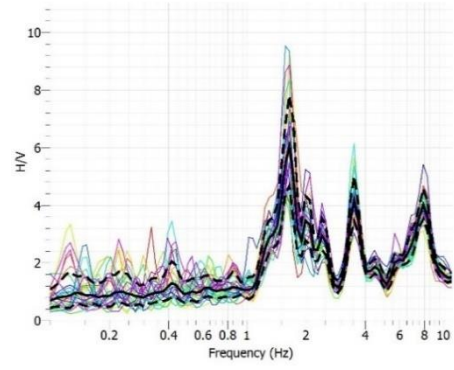
Şekil 5.9 A Blok 9.Kata ait HVSR eğrisi



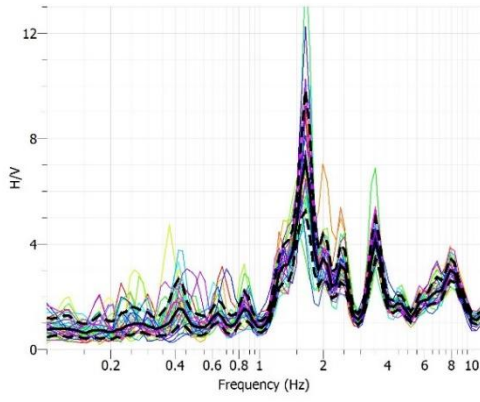
A Blok 10.Kata ait HVSR eğrisi



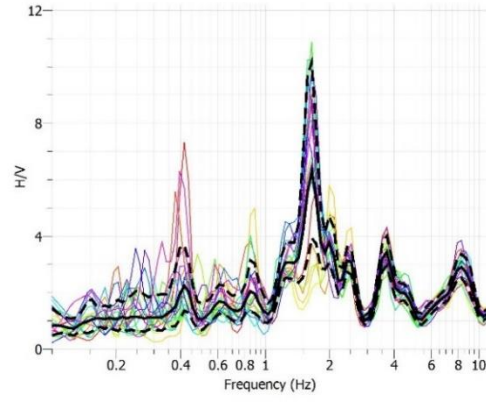
Şekil 5.10 A Blok 11.Kata ait HVSR eğrisi



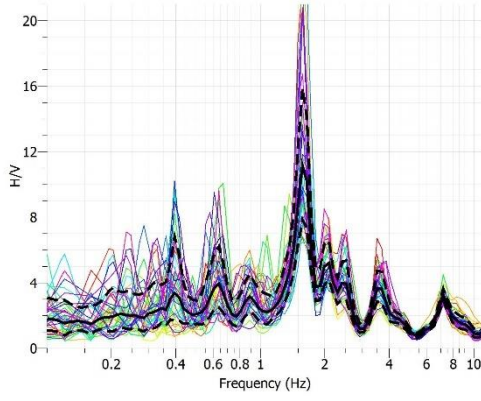
A Blok 12.Kata ait HVSR eğrisi.



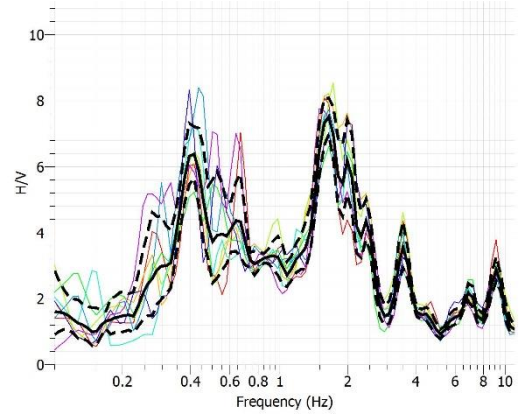
Şekil 5.11 A Blok 13.Kata ait HVSR eğrisi.



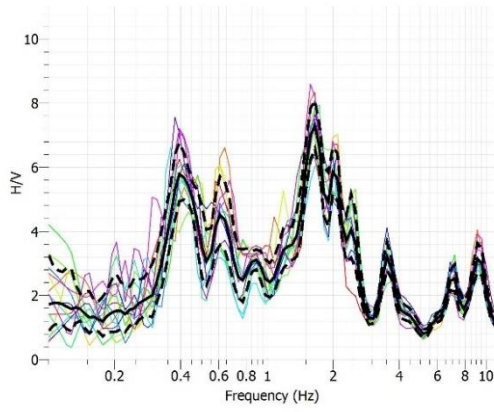
A Blok 14.Kata ait HVSR eğrisi.



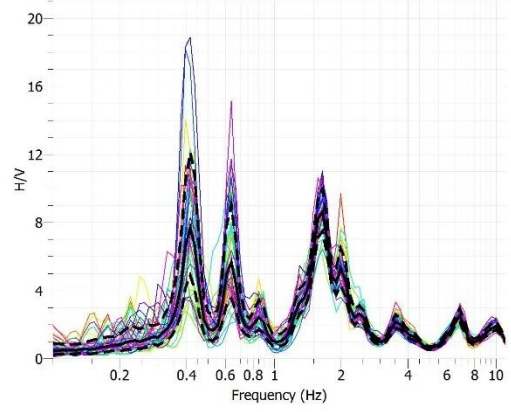
Şekil 5.12 A Blok 15.Kata ait HVSr eğrisi.



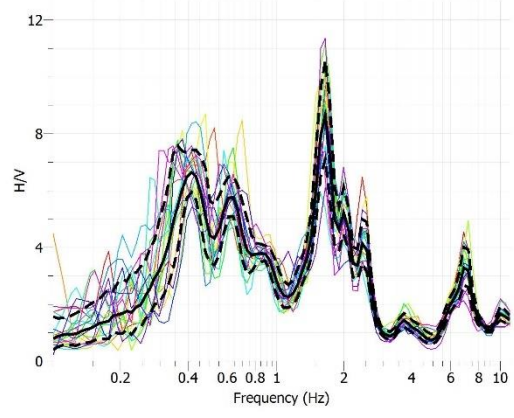
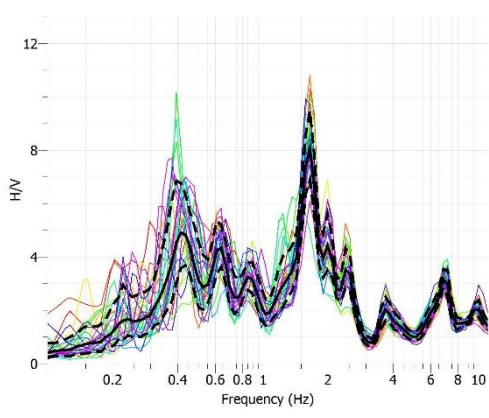
A Blok 16.Kata ait HVSr eğrisi.



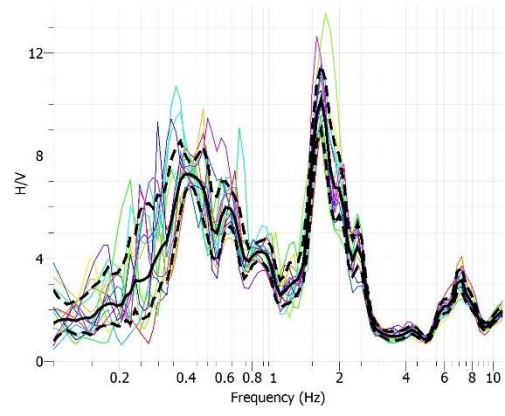
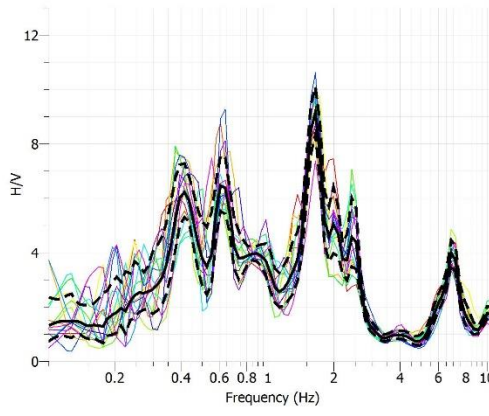
Şekil 5.13 A Blok 17.Kata ait HVSr eğrisi.



A Blok 18.Kata ait HVSr eğrisi.

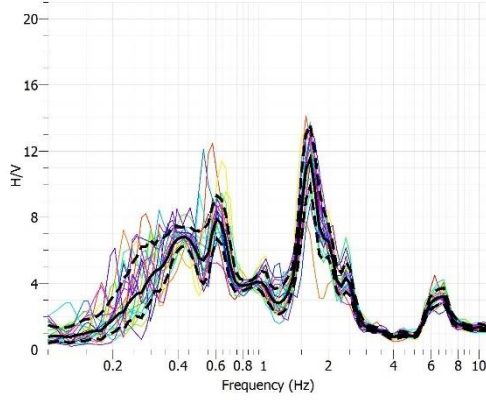


Şekil 5.14 A Blok 19.Kata ait HVSr eğrisi. A Blok 20. Kata ait HVSr eğrisi.

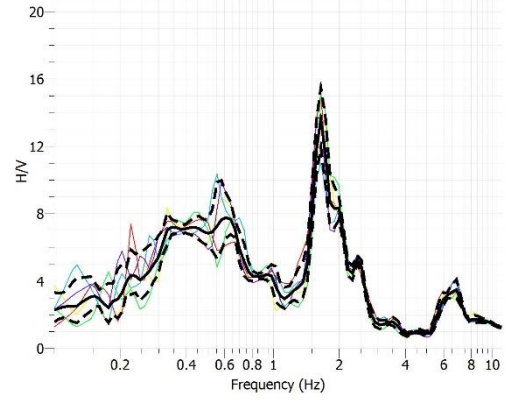


Şekil 5.15 A Blok 21. Kata ait HVSr eğrisi.

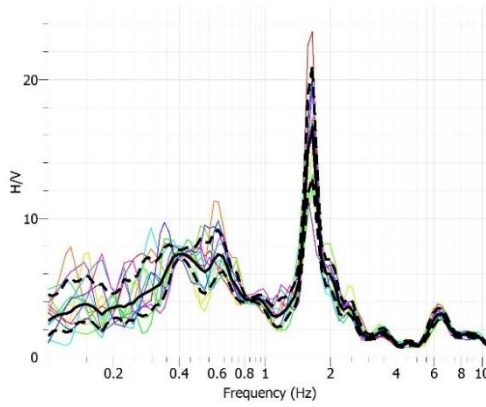
A Blok 22. Kata ait HVSr eğrisi.



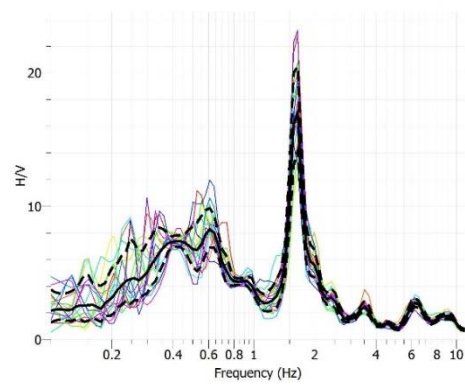
Şekil 5.16 A Blok 23. Kata ait HVSr eğrisi



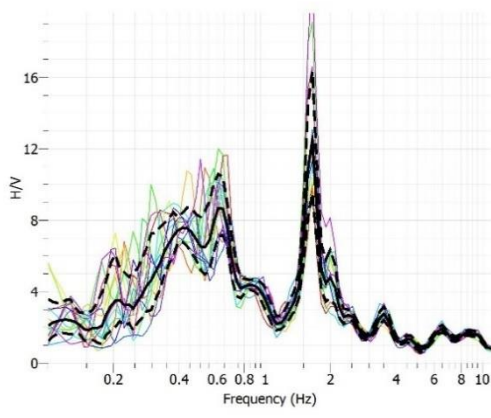
A Blok 24. Kata ait HVSr eğrisi



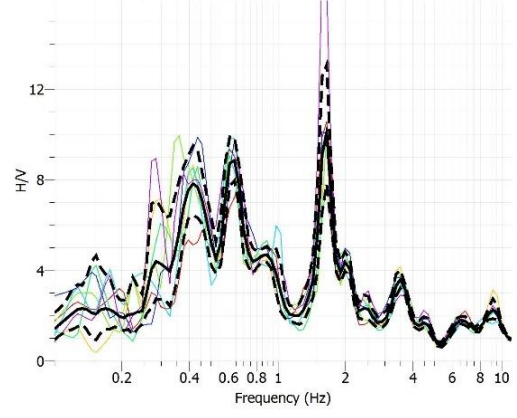
Şekil 5.17 A Blok 25. Kata ait HVSr eğrisi



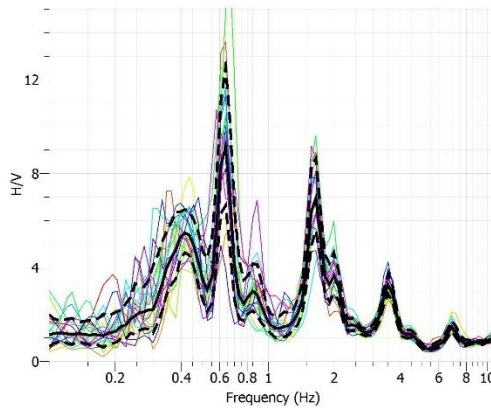
A Blok 26. Kata ait HVSr eğrisi



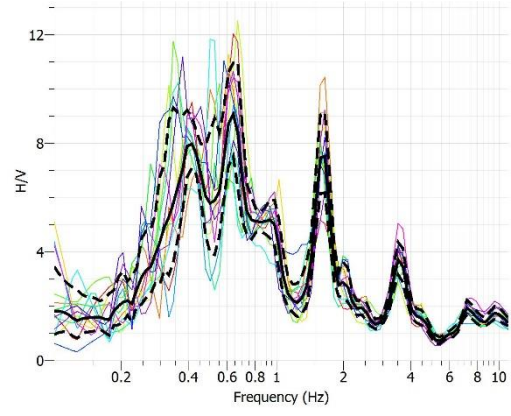
Şekil 5.18 A Blok 27. Kata ait HVSR eğrisi



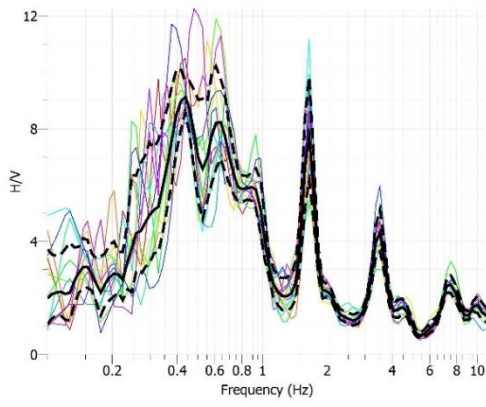
A Blok 28.Kata ait HVSR eğrisi



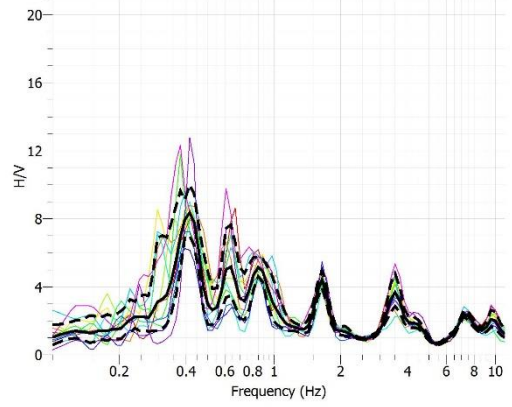
Şekil 5.19 A Blok 29.Kata ait HVSR eğrisi



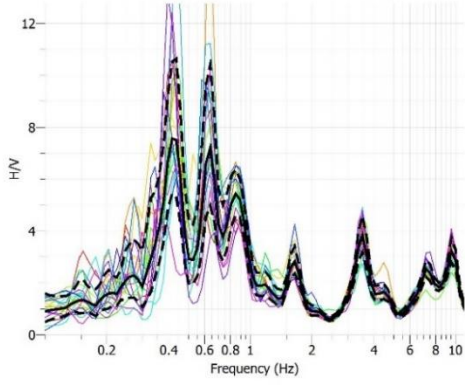
A Blok 30.Kata ait HVSR eğrisi



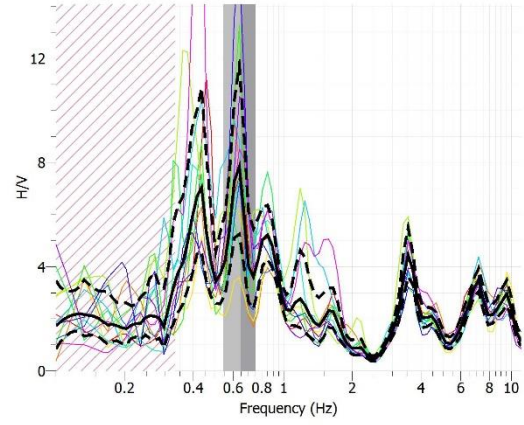
Şekil 5.20 A Blok 31.Kata ait HVSR eğrisi



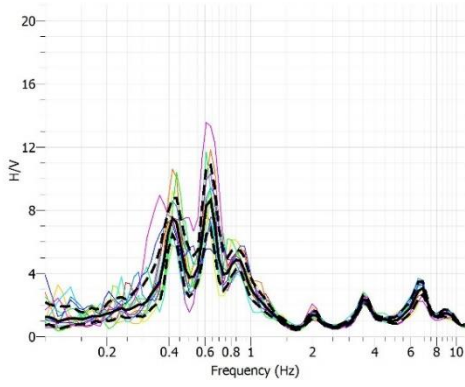
A Blok 32.Kata ait HVSR eğrisi



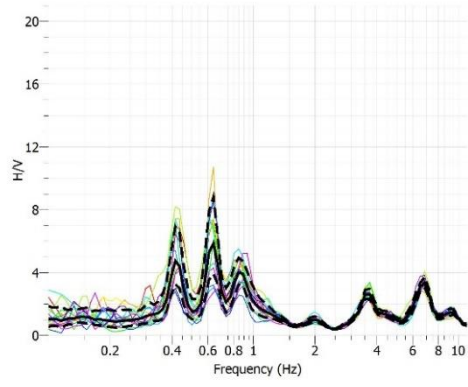
Şekil 5.21 A Blok 33.Kata ait HVSR eğrisi



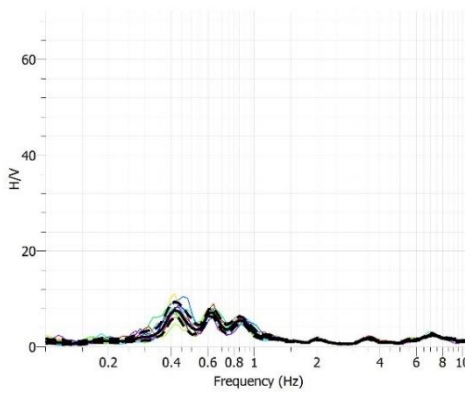
A Blok 34.Kata ait HVSR eğrisi



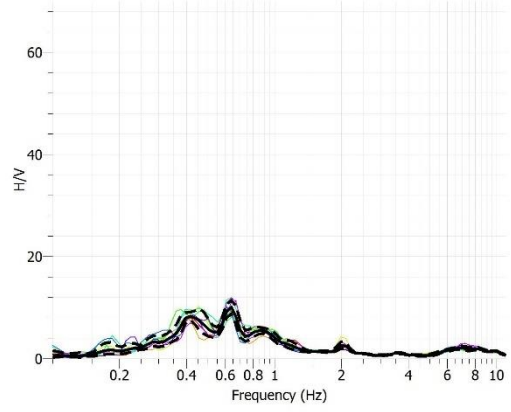
Şekil 5.22 A Blok 35.Kata ait HVSR eğrisi



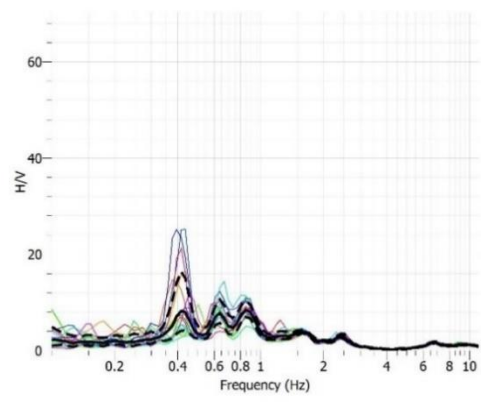
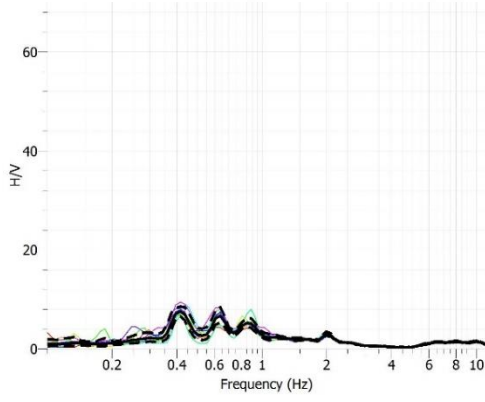
A Blok 36.Kata ait HVSR eğrisi



Şekil 5.23 A Blok 37.Kata ait HVSR eğrisi

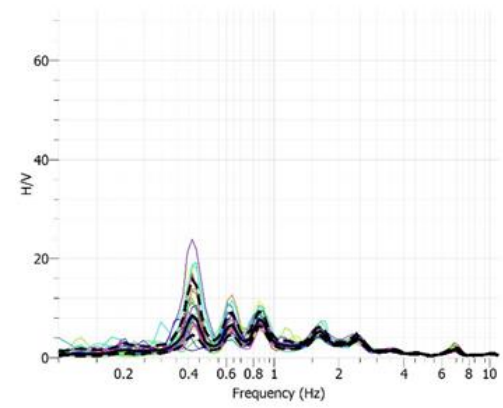
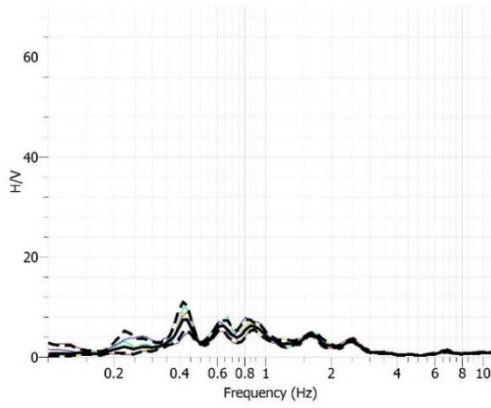


A Blok 38.Kata ait HVSR eğrisi



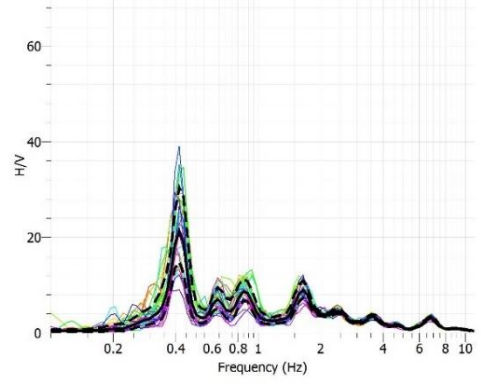
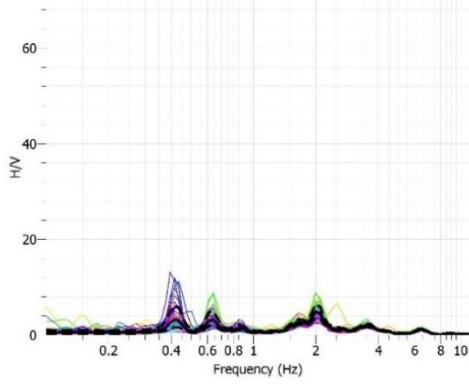
Şekil 5.24 A Blok 39. Kata ait HVSR eğrisi

A Blok 40. Kata ait HVSR eğrisi



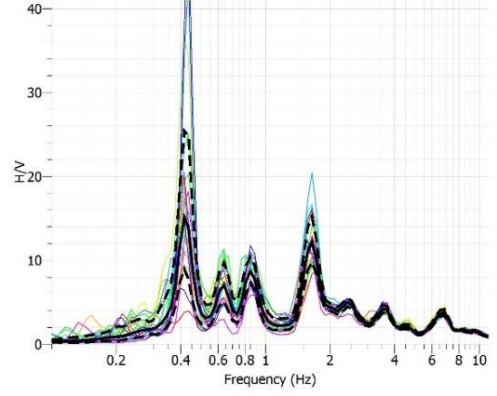
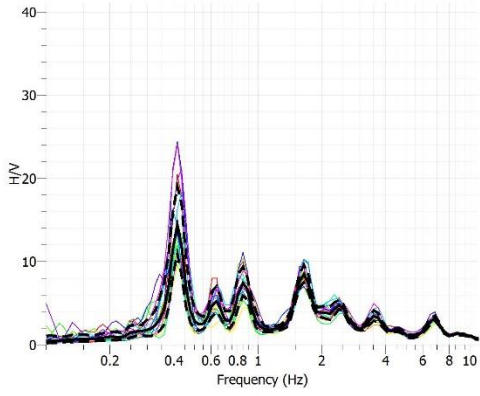
Şekil 5.25 A Blok 41.Kata ait HVSR eğrisi

A Blok 42.Kata ait HVSR eğrisi



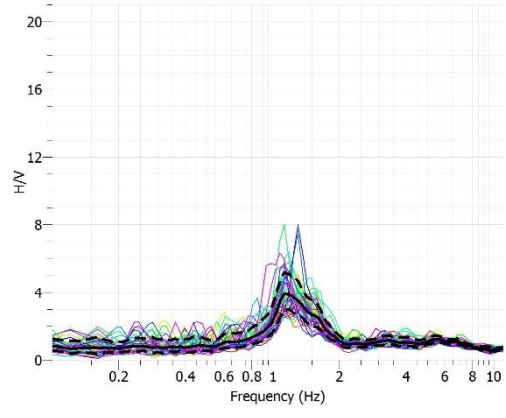
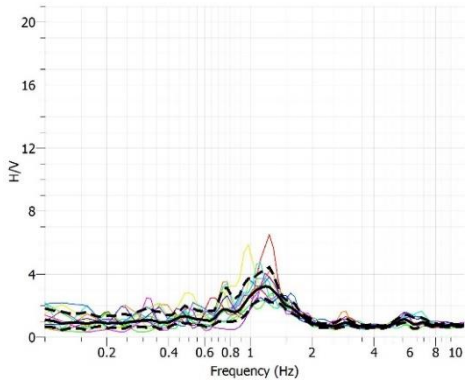
Şekil 5.26 A Blok 43.Kata ait HVSR eğrisi

A Blok 44.Kata ait HVSR eğrisi



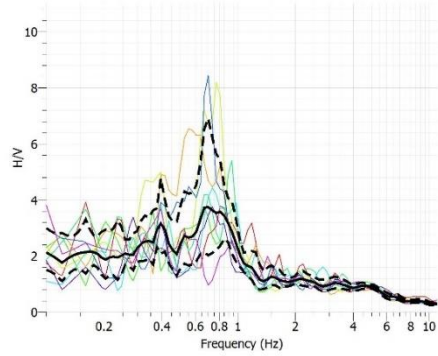
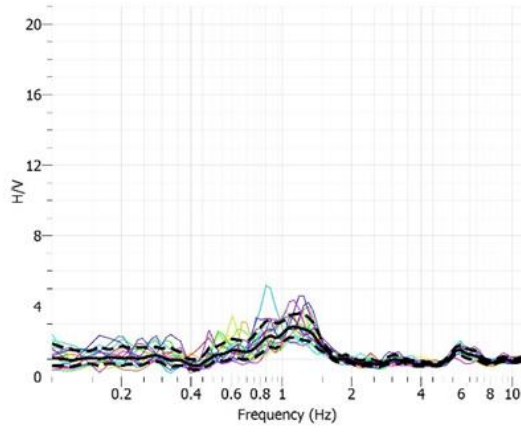
Şekil 5.27 A Blok 45.Kata ait HVSR eğrisi

A Blok 46.Kata ait HVSR eğrisi



Şekil 5.28 A Blok Bodrum 1.Katı HVSr eğrisi

A Blok Bodrum 2. Katı HVSr eğrisi



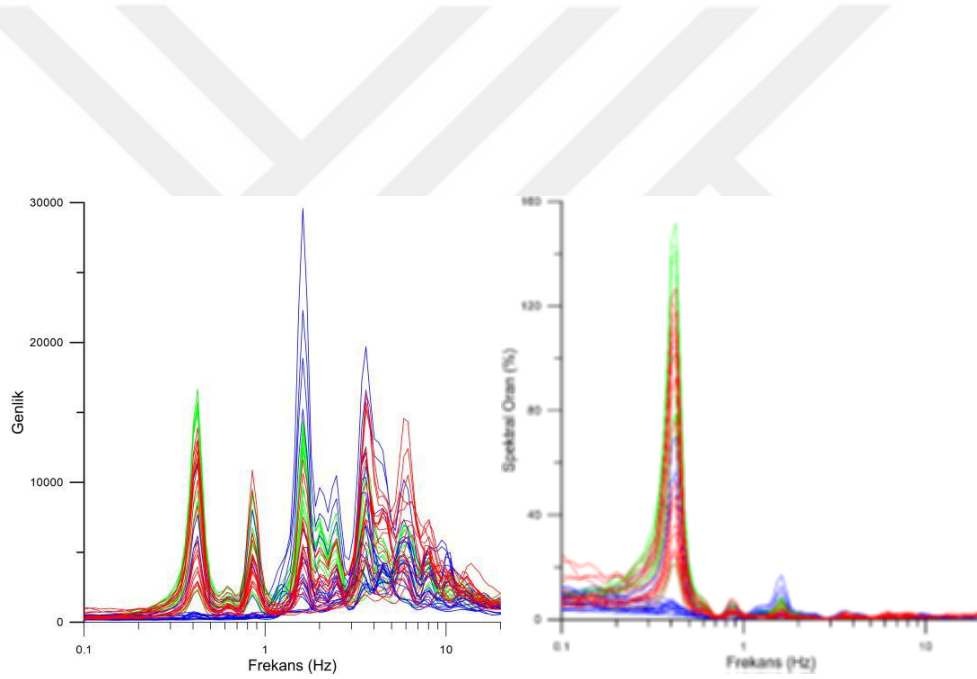
Şekil 5.29 A Blok Zemin Kat HVSr eğrisi

A Blok Dış Nokta HVSr eğrisi

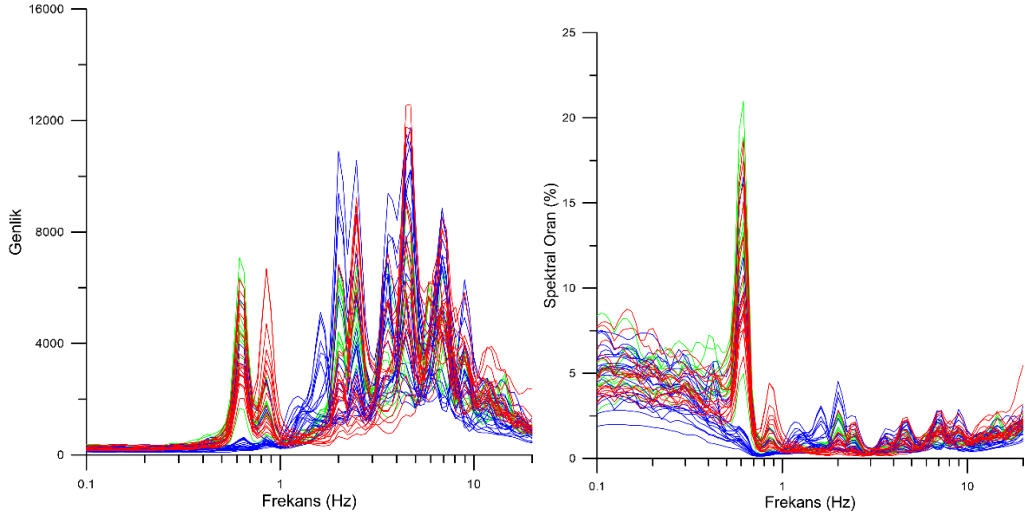
5.5 A Blok'a (1. Kule) Ait Spektrum Sonuçları

Binadaki katların her biri kendi içinde gruplandırılarak H/V ekseni normalize edildiği için grafiklerde gözlenen genlik değerlerinin sayısal büyüklükleri farklıdır.

Şekil 5.30, Şekil 5.31, Şekil 5.32 'de, sol sütundaki şekiller her üç bileşene ait frekans spektrumu eğrilerini göstermektedir. Eğrilerde görsellik sağlamak amacıyla, üstteki 17 kata ait eğriler kırmızı, deprem sönmüleyici sistemleri de içeren 19-29. katlar yeşil, bodrumlardan 18. kata kadar olan seviyelere ait eğriler ise mavi renkle gösterilmektedir.

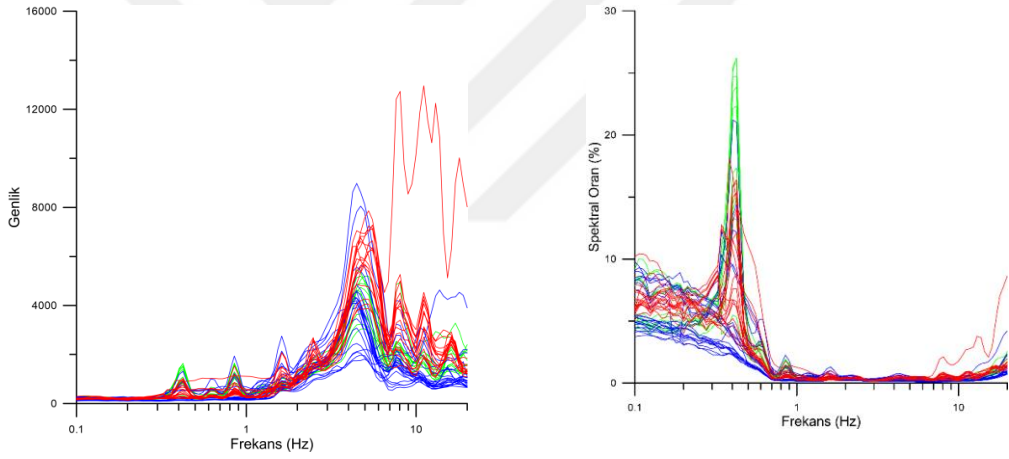


Şekil 5.30 A Blok'a (1. Kule) Ait (a) Kuzey-Güney Bileşeni (b)İndirgenmiş (FSR) Kuzey-Güney Bileşeni



Şekil 5.31 (a) Doğu-Batı Bileşeni

(b) İndirgenmiş (FSR) Doğu-Batı Bileşeni



Şekil 5.32 (a) Düşey Bileşen (Z) (b) İndirgenmiş (FSR) Düşey Bileşen (Z) A Blok'taki tüm katlara ait spektrumlar ve spektral oranları. 2-18. katlar mavi, 19-29. katlar yeşil, 30-46. katlar kırmızı renkle gösterilmiştir

BÖLÜM ALTI

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bilindiği gibi yüksek yapılardaki periyot araştırmalarında 1 Hz'in üzerindeki (1 sn.nin altındaki) titreşimler göz ardı edilmektedir. Yukarıda sunulan HVSR eğrileri incelendiğinde tüm katlarda, 0,42 Hz, 0,61 Hz ve 0,81 Hz frekanslarında farklı H/V oranlarına sahip anomaliler gözlenmektedir. HVSR yönteminin, her iki yatay bileşenin toplam etkisini vermesinden ötürü bu anomalilerin binanın uzun ve kısa eksenlerindeki farklı titreşim periyotlarının her ikisini de içermektedir. Bu iki frekanstan 0,42 Hz'in (2,38 sn.) yapının kısa eksenindeki periyodu 0,61 Hz (1,63 sn.) ise uzun eksenindeki periyodu temsil ettiği söylenebilir. 0,82 Hz (1,22sn.) ise zeminde bu çalışmadaki ölçülen değer ve daha önce ölçülen değerlerle uyumlu olup, zeminin etkisi olarak değerlendirilmektedir. Genlik değerleri ise daha önce yapılan çalışmaya kıyasla çok daha düşük çıkmış olup bu durum, binanın enerjiiyi daha fazla sönümlendiği şeklinde yorumlanabilir. Herhangi bir değerlendirmeye katılmamakla birlikte 5 ile 33. katlar arasında tüm katlarda 1,61 Hz. frekansında gözlenen etki, yüksek genlikli bir biçimde gözlenmektedir. Bunun yanında tüm verilerin SESAME kriterlerine uygunluğu bir yazılım kullanılarak sınanmış ve uygun olduğu belirlenmiştir.

Yapılan değerlendirme sonucunda özellikle 1-6. katlar arasındaki otoparklarda ve spor salonu seviyesinde alınan ölçümler çok fazla gürültü içermiş olup farklı saatlerde ölçüm alınmasına rağmen trafik ve insan yoğunluğunun çok yüksek olmasının, verileri olumsuz etkilediği gözlenmiştir. İncelenen yapıda daha önce yapılan bir çalışmada periyot ortalama olarak **1,38sn** (min. 1,22 – maks. 1,74), büyütme ise **3,35** (min. 2,6 – maks. 4,88) olarak hesaplanmıştır. Elde edilen bulgular, bu değerlendirme sonuçlarını destekler niteliktedir. Cihazın ölçüm alımı sırasında yerleştirilme doğrultusunun yapının her iki eksenindeki periyotların net bir biçimde gözlenmesine olanak sağladığı değerlendirilmiştir. Bu etki özellikle şekil 5.31'de sunulan spektrumlar ve spektral oranlarda çok daha net gözlenmektedir. Ayrıca her katta gözlenen genlik değerlerinin sayısal büyüklükleri farklı olduğu için katlar kendi içinde gruplandırılarak H/V eksenleri grafiklerde normalize edilmiştir.

Şekil 5.30'de, sol sütundaki şekiller her üç bileşene ait frekans spektrumu eğrilerini göstermektedir. Eğrilerde görsellik sağlamak amacıyla, üstteki 17 kata ait eğriler kırmızı, deprem sönümleyici sistemleri de içeren 19-29. katlar yeşil, bodrumlardan 18. kata kadar olan seviyelere ait eğriler ise mavi renkle gösterilmektedir. Spektrumlar incelendiğinde K-G bileşene ait eğrilerde 0,42 Hz. ve 0,82 Hz. frekanslarında yüksek genlikli anomaliler gözlenmektedir. D-B bileşende daha düşük genlikli benzer anomaliler 0,61 Hz. ve 0,82 Hz. frekanslarında, düşey bileşende ise yine 0,42 Hz. ve 0,72 Hz. frekanslarında anomaliler gözlenmektedir. Katlardan elde edilen tüm verilere Spektral oran yöntemi (Floor Spectral Ratio-FSR) uygulanmıştır. Bu yöntemle ait bulgular incelendiğinde, K-G bileşeninde çok baskın bir şekilde 0,42 Hz, D-B bileşeninde ise 0,61 Hz. frekanslarında yüksek genlikli spektral oran değerleri gözlemlenmektedir. Benzer biçimde düşey bileşende de spektrumda çok düşük bir genlik sunan 0,42 Hz. frekansı, spektral oranda çok baskın bir biçimde anomali vermiştir. HVSR ve FSR sonuçları bütünleşik olarak değerlendirildiğinde binanın uzun eksenindeki periyodun 1,63sn (0,61 Hz), kısa eksenindeki periyodun ise 2,38 sn. (0,42 Hz) çıktığı belirlenmiştir. Sol sütunda bulunan düşey bileşende kırmızı renkle gözlenen anomali 43. kata ait olup, çok yüksek frekanslarda bulunması nedeniyle gürültü olarak değerlendirilmiştir.

6.1 A Blok'a (1. Kule) Ait Hasarsızlık İndeksi ve Maksimum İvme Sonuçları

Blok'ta daha önce yapılan zemin çalışmalarının ortalama periyot ve genlik değerlerinden, Kg değeri zemin için **15,58** bulunmuştur. Aynı işlem bu çalışma kapsamında toplanan dış nokta verisine uygulandığında, baskın frekans 0,82 Hz. ve genlik (büyütme) 3,40 değerleri için Kg değeri **14,1** çıkmaktadır. Bu değer 20'nin üzerinde sivilaşma riski oluşturmaktadır. Ayrıca mevcut yapının oturduğu zemin, C-Z3 standartlarına göre iyileştirilmiştir.

Binanın en üst 2 katı yapısal olarak diğer katlardan farklı olduğu için hasarsızlık indeksi değeri 43. kat için hesaplanmıştır. Yapının yüksekliği, genlik (10) ve baskın frekans (0,42) değerleri (4.13)' nolu eşitlikte yerine konulduğunda K_b değeri 84 (K-G)

olarak hesaplanmıştır. Aynı kat için baskın frekans için 0,61 Hz. ve genlik değeri 9 yerine konulduğunda Kb değeri 37 (D-B) olarak bulunmuştur.

Benzer şekilde ilgili değerler (4.14) eşitliğinde yerine konduğunda yapının 43. katta maksimum ivme kısa ekseninde (K-G bileşende) **89 Gal**, uzun ekseninde (D-B bileşende) **202 Gal** olarak hesaplanmaktadır.

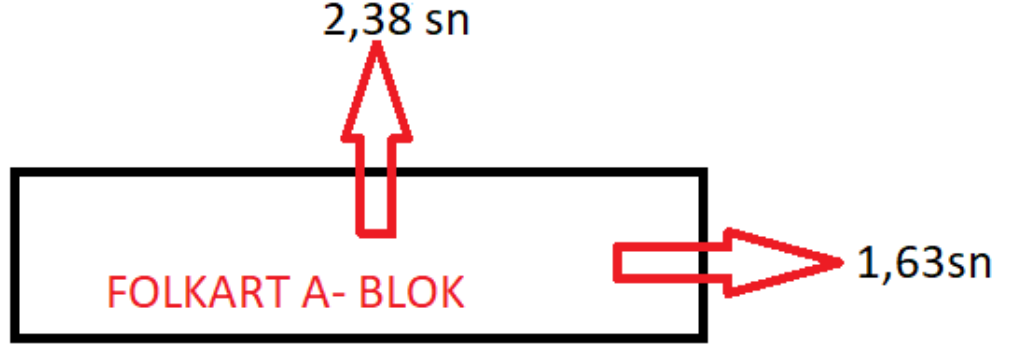
6.2 Sonuçlar ve Öneriler

10.07.2017-18.07.2017 tarihleri arasında FOLKART Kuleleri A Blok'ta alınan mikrotremor ölçümlerinin değerlendirilmesi ile aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır.

A Blok'ta alınan ölçümlerin HVSR yöntemi ile değerlendirilmesi sonucunda 1 sn.nin üzerinde üç baskın periyot değeri gözlenmiştir. Bu değerler **2,38 sn.** (0,42 Hz), **1,63 sn.** (0,61 Hz) ve **1,22 sn.** (0,82 Hz). Cihazın K-G bileşeninin ölçüm sırasında yapının kısa ekseninde, D-B bileşeninin ise uzun ekseninde olduğu dikkate alındığında, bu yüksek genlikli değerlerden 2.38sn'lik periyodun yapının kısa eksenindeki, 1,63sn'lik periyodun ise uzun eksenindeki salınım süresi olduğu değerlendirilmiştir (Şekil 6.1).

A Blok için yapılan HVSR değerlendirmelerinin ardından Fourier Dönüşümü yapılarak elde edilen spektrum değerlerinin, tüm katlarda birbiriyle uyumlu olduğu gözlenmiştir. Düşey bileşende yüksek frekanslarda gözlenen uyumsuz etki 43. katta alınan ölçüme ait olup çok yüksek frekanslarda olması nedeniyle anlık bir etkinin izi olarak değerlendirilmiştir. HVSR eğrileri ile uyumlu olarak K-G bileşende 0,42 ve 0,82 Hz. frekanslarında, D-B bileşende 0,61 ve 0,82Hz frekanslarında, düşey bileşende ise 0,42 ve 0,82Hz frekanslarında yüksek genlikler gözlenmiştir. FSR Yöntemi ile yapılan indirgeme işlemi sonucunda çıkan sonuçlar incelendiğinde, K-G bileşende 0,42Hz, D-B bileşende 0,61Hz ve düşey bileşende ise 0,42Hz'de yüksek spektral oran değerleri gözlenmiştir. 0,82Hz frekansındaki etkinin bu işlem sonucunda sönümlenmesi sonucunda, bu frekansın zemin etkisi olabileceği değerlendirilmiştir.

Bu değer gerek bu çalışma kapsamında dış noktada alınan, gerekse daha önce zemin ölçümleri sırasında ulaşılan sonuçlarla da uyumludur.



şekil 6.1 Elde edilen periyot değerleri

Yapılan değerlendirme sonucunda yapının yüksekliği, bulunduğu zemin özellikleri göz önüne alındığında elde edilen sonuçlar yapının genel özellikleri ile uyumludur. Mikrotremor sonuçları incelendiğinde hiçbir katta bir periyot kayması gözlenmemiştir. Yüksek frekanslardaki genlikler ve zemin etkisi FSR Yöntemi ile giderildiğinde, beklentinin de ötesinde netlikte değerler elde edilmiştir. Zemin-Bina transfer fonksiyonunun belirlenebilmesi için ve özellikle bina içinden veya dışından kaynaklanan yüksek frekanslı etkilerin giderilmesinde FSR Yöntemi çok başarılı sonuçlar vermiştir.

Hesaplanan maksimum ivme değerleri kuramsal olarak binanın ilgili katının dayanacağı maksimum ivme değeridir. A Blok'un kısa ekseni için **89 Gal**, uzun ekseni için **202 Gal**, olarak hesaplanmıştır. Bu değerler alt katlara inildikçe H/V oranı azaldığı için sürekli artmaktadır. Bizim çalışmamızın yapıldığı yıl 2017 yılında meydana gelen Karaburun depreminin yatay ivme dağılım haritası göz önüne alındığında ölçülen en yüksek ivme **59 Gal** olup (Foça), Bayraklı 'da bu değer **13,45 Gal**'dir. Böyle bir depremin yapıya daha yakın bir konumda olması durumunda oluşabilecek risk daha ayrıntılı değerlendirilebilir.

Benzer biçimde 30 Ekim 2020 tarihinde meydana gelen M6.6 Sisam adası depreminin oluşturduğu en büyük yatay ivmeler incelendiğinde, yer ivmelerinin azaldığı ancak Bayraklı, Karşıyaka ve Çeşme ilçelerinde zemin özelliklerinden kaynaklı olarak ivme değerlerinde büyüme olduğu görülmüştür. İzmir kent merkezi yerleşim alanına kurulan kuvvetli yer hareketi deprem istasyonları İzmirNET tarafından kaydedilen Sisam adası depreminin PGA verilerine göre Folkart Kulelerinin bulunduğu alanda ivme değerleri 3513 kodlu İzmir Bardaklı'daki istasyonda **10,8 Gal** olarak ölçülmüştür.

Ölçümlerden elde edilen bulgular incelendiğinde, yapı ölçümlerinde kullanılacak mikrotremor cihazlarının, bu çalışmada olduğu gibi mutlaka yapı eksenlerine paralel yerleştirilmesi gerektiği görülmektedir. Önceki tez çalışmasında elde edilen periyot değeri (2,38 ve 2,50 sn.) bu ölçümde de elde edilmiş olmasının yanında, farklı bir periyot değeri uzun eksen için çok net biçimde elde edilmiştir (1,63sn). Bunda ölçüm şekli etkisinin olduğu değerlendirilmektedir.

Yapının bodrum katlarında ve ilk 7 katta alınan ölçümlerde, ölçüm saatlerindeki doğal kökenli olmayan titreşim yoğunluğu nedeniyle HVSR eğrilerinin yüksek frekanslardaki genliklerinde saçılmalar gözlenmiştir. Buna rağmen frekans spektrumu ve FSR Yöntemi sonuçlarında çok gürültülü bu seviyeler de binanın geri kalanıyla son derece uyumlu sonuç vermiştir. Ayrıca, elde edilen tüm periyot değerlerinin, binanın inşası sırasında öngörülen mod değeri göz önüne alınarak değerlendirilmesi yararlı olacaktır. Bilindiği gibi çok modlu binalarda birden fazla periyot değeri bulunabilmektedir.

Yapılan çalışma İzmir'deki bir yüksek yapının periyot dağılımının ve sağlamlığının hasarsız bir biçimde incelenmesi açısından ilk olma özelliği taşımaktadır. Elde edilen bulgular ışığında, mikrotremor yönteminin bu amaçla güvenle kullanılabileceği değerlendirilmiştir.

KAYNAKLAR

Abik, S., Kaftan, İ., Geçim, E., Polat, O. (2005). Seismic hazard assessment of Izmir vicinity by using the Hurst algorithm. *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Regions*. IESCA Izmir-Turkey, 243.

AFAD. (Mayıs, 2020). Deprem verileri kullanılmıştır. www.afad.gov.tr adresinden edinilmiştir.

Akay, E. (2000). *Magmatic and tectonic evolution of the yuntdag volcanic complex western Anatolia*, [Doktora Tezi]. Dokuz Eylül Üniversitesi.

Aki, K. (1993). Local site effects on weak and strong ground motion. *Tectonophysics*, 218(1-3), 93-111.

Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 35, 415-456.

Alçık, H., A., Gürbüz, C., Üçer, B. (1995). Kadıköy ve Üsküdar bölgelerinde yapılan mikrotremor ölçümleri ile mikro bölgelendirme. *Jeofizik Dergisi*, (9, 10), 235–245.

Altunkaynak, Ş., ve Yılmaz, Y. (2000). *Foça yöresinin jeolojisi ve aktif tektoniği, Batı Anadolu*. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000), [Bildiriler Kitabı], 160-165, İzmir.

Ambraseys, N. N., ve Jackson, J. A. (1990). Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988. *Geophysical Journal International*, 101(3), 663-708.

- Barka, A., Reilinger, R., Emre, Ö. (2000). *Orta Batı Anadolu transform/ridge/transform üçlü eklemi*. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 39, İzmir.
- Başarrı, E., ve Konuk, Y.T. (1981). Gümüldür Yöresinin Kristalin Temeli ve Allokton Birimler: *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24, 1-6.
- Başoğlu, Ş. (1975). *İzmir İç Körfezinin Hidrografisi ve Sedimantolojisi*, [Yüksek Lisans Tezi]. Ege Üniversitesi, İzmir.
- Bayrak, E., Özer, Ç., Cakici, H., Kocadağistan, M., E. (31 December, 2021). 24 Ocak 2020 Sivrice (Türkiye) depremi (Mw 6.8): yer hareketi tahmin denklemlerinin değerlendirilmesi ve mikrotremor çalışmaları. *Türk Deprem Araştırma Dergisi*, 3(2), 125-148.
- Bozkurt, E., ve Park, R.G. (1994). Southern Menderes massif: An incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. *Journal of the Geological Society*, 151, 213–216.
- Bozkurt, E., ve Park, G.R. (1997). Evolution of a mid-Tertiary extensional shear zone in the southern Menderes massif, western Turkey. *Bulletin de la Société géologique de France*, 168, 3–14.
- Düzbastılar, M. K. (1978). Yamanlar bölgesi batı kısmının jeolojisi. *Ege Üniv., Fen Fak. İlmî Raporlar Serisi, No 186, Bornova, İzmir*.
- Eftelioğlu, M. (1983). *Gülbahçe Körfezi Sedimantolojisi ve Dinamiği*, [Yüksek Lisans Tezi]. Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.

Ege Temel Sondaj. (2010). Folkart Kuleleri Zemin Etüt Raporu, İzmir (yayınlanmamış).

Erdoğan, B., Altınar, D., Özer, S., Güngör, T. (1988). *Karaburun Yarımadası (İzmir) karbonat istifinin stratigrafisi* [Bildiri Özeti]. Hacettepe üniversitesi Yerbilimlerinin 20.yılı Sempozyumu, 22.

Erdoğan, B. (1990). İzmir–Ankara Zonu’nun İzmir ile Seferihisar arasındaki bölgede stratigrafik özellikleri ve tektonik evrimi. *TPJD bülteni*, 2(1), 1-20.

Erkan, A. (2021). Mikrotremor, Deprem ve Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analiz Yöntemi Kayıtları Kullanılarak Zemin Özelliklerinin Belirlenmesi: AFAD Kampüsünden Örnek Bir Uygulama. *Doğal Afetler ve Çevre Dergisi*, 7(2), 240-251.

Erinç, S. (1955). Gediz ve Küçük Menderes deltalarının morfolojisi. *Dokuzuncu Coğrafya Meslek Haftası (22-29 Aralık 1954) Tebliğler ve Konferanslar, Coğrafya Meslek Haftaları Serisi, 1*, 33-66.

Erkan, A. (2021). Mikrotremor, deprem ve yüzey dalgalarının çok kanallı analiz yöntemi kayıtları kullanılarak zemin özelliklerinin belirlenmesi: AFAD Kampüsünden Örnek Bir Uygulama. *Doğal Afetler ve Çevre Dergisi*, 7(2), 240-251.

Fairbridge, R.W. (1972). *Cyclic salts*. The Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Sciences. Ed. R.W. Fairbridge. New York: Van Nostrand Reinhold Co. 216.

Gül, A. (1972). *Mikrobölgelendirme etüdüleri ilke ve yöntemleri*. Türkiye’ de Deprem Sorunu ve Deprem Mühendisliği Sempozyumu, Ankara.

- Gülerce, Ü. (2002). *İzmir İlindeki Zemin Hâkim Titreşim Periyodu ve Zemin Büyütmesi Değişiminin Mikrotremor Ölçümleri ile Belirlenmesi*, [Yüksek Lisans Tezi]. İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Günay, C. (1998). *Batı anadolu-ege denizi neotektoniğinin jeofizik yöntemlerle incelenmesi (İzmir Körfezi örneğinde)*, [Doktora Tezi]. Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Hakyemez, Y. H., Erkal, T., Göktaş, F. (1999). Late Quaternary evolution of the Gediz and Büyük Menderes grabens, western Anatolia, Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 18, 549-554.
- Hetzl R., Ring U., Akal C., Troesch M. (1995). Miocene NNE directed extensional unroofing in the Menderes massif, southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society*, 152(4), 639-654.
- Innocenti, F., & Mazzuoli, R. (1972). Petrology of the İzmir-Karaburun volcanic area (West Turkey). *Bulletin Volcanologique*.36(1), 83-104.
- Ishiyama, Y. (1982). Motions of rigid bodies and criteria for overturning by earthquake excitations. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 10(5), 635-650.
- İzdar, E. (1975). *Batı Anadolu'nun tektonik gelişimi ve ege denizine ait üniteler ile karşılaştırılması*. Ege Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yayını No 8, İzmir.
- Kagami, H., Okada, S., Shino, K., Oner, M., Dravinski, M., Mal, A. K. (1986). Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part III. A two dimensional study of site effects in S. Fernando valley, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76, 1801-1812.

- Kanai, K., ve Tanaka, T. (1961). On microtremors, and bulletin of the earthquake. *Research Institute, University of Tokyo*, 39, 97–114.
- Kanai, K., Tanaka, T., Yoshizawa, S. (1965). On microtremors, 9. bulletin of the earthquake *Research Institute, University of Tokyo*, 43, 577–588.
- Kanai, K. (1983). Engineering seismology, *University of Tokyo*, 251.
- Karabulut, S. (2009). Deprem tehdidi altındaki mühendislik yapılarının hâkim titreşim periyotlarının belirlenmesinde yeni bir seçenek: mikrotremor yöntemi ve örnek uygulaması. *Engineering Science*. 4(3), 428 – 441.
- Kaya, O. (1981). Miocene reference section for the coastal parts of West Anatolia. *Newsletter Stratigraphy*. 10, 164-191.
- Keçeli, A. (2009). Uygulamalı Jeofizik., *TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları*,9. Ankara.
- Kobayashi, H., Seo, K., Midorikawa, S. (1986). Part 1, Estimated strong ground motions in the Mexico city due to the Michoacan, Mexico earthquake of September 19, 1985 based on characteristics of microtremor, Part 2, Report on seismic microzoning studies of the Mexico earthquake of September 19, 1985. *The Graduate School of Nagatsuta, Tokyo Institute of Technology*, 34–68.
- Koca, M.Y. (1995). *Slope stability assessment of the abandoned andesite quarries in and around the izmir city centre*, [Doctoral dissertation]. Dokuz Eylül University Graduate School of Natural and Applied Science, Izmir. 430 (yayımlanmamış).
- Konuk, T. (1977). Bornova Filişinin Yaşı, Hakkında; *Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Dergisi, Seri B*. (1), 65-74.

Lengeranlı, Y., Baykul, A., Sun, A., Işın, R., Metli, F., Avşar, M., Türkbileği, H, Tan, T., ve Karat, H.İ. (1998). *İzmir ilinin çevre jeolojisi ve doğal kaynakları raporu*. MTA Genel Müdürlüğü Derleme Rapor No: 10137, 271.

Lermo, J.,ve Garcia, F. J. (1994). Area microtremors useful in site response evaluation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(5), 1350–1364.

Mirzaoğlu, M., ve Dikmen, Ü. (2003). Application of microtremors to seismic microzoning procedure. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 6(3), 143–156.

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Report of Railway Technology Research Institute*, 30, 25-33.

Nakamura, Y. (2000). Clear identification of fundamental Idea of Nakamura's technique and its applications. *Proceedings of the. 12th world conf. on earthquake engineering*, 2656, 1-8.

Nakamura, Y. (1996). Real time information systems for seismic hazards mitigation uredas, heras, *Quarterly Report of RTRI*, 37(3), 112-127.

Ocakoğlu, N., Demirbağ, E., Kuşçu, İ. (2004). Neotectonic structures in the area offshore of Alaçatı, Doğanbey and Kuşadası (western Turkey): evidence of strike-slip faulting in the Aegean extensional province. *Tectonophysics*, 391, 67-83.

Ocakoğlu, N., Demirbağ, E., Kuşçu, İ. (2005). Neotectonic structures in İzmir Gulf and surrounding regions (western Turkey): Evidences of strike-slip faulting with compression in the Aegean extensional regime. *Marine Geology*, 219, 155–171.

- Ohta, Y., Kagami, H., Goto, N., Kudo, K. (1978). Observation of 1- to 5-second microtremors and their application to earthquake engineering. Part I: Comparison with long-period accelerations at the Tokachi-oki earthquake of 1968. *Bulletin of the Seismological Society of America June*, 68, 767-779.
- Omori, F. (1908). On the destructive earthquakes in the Shinanogawa Valley and those along the Japan Sea Coast. *Earth Invest Comm*, 15, 288-293.
- Öziçer, S. (2016). *Jeofizik Yöntemler ile Riskli Yapıların Belirlenmesi ve İzmir Örneği*, [Yüksek Lisans Tezi]. Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Isparta.
- Okay, A.İ., ve Siyako, M. (1991). The new position of the İzmir–Ankara Neo-Tethyan suture between İzmir and Balıkesir. *In: Tectonics and Hydrocarbon Potential of Anatolia and surrounding regions. Proceeding of the Ozan Sungurlu Symposium*, 333–355.
- Okay, A.İ., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R., Akyüz, S. (1996). Paleo- and neo- tethyan events in northwestern Turkey: geologic and geochronologic constraints. *Tectonics of Asia*, Cambridge University. 420-441.
- Ongün, E., R. (2010). *İzmir Balçova kuvvetli yer hareketi istasyonu zemin şartlarının jeofizik yöntemlerle araştırılması*, [Yüksek Lisans Tezi]. Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Ryan, W. B. F., Kastens, K. A., Cita, M. B. (1982). Geological evidence concerning compressional tectonics in the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 86(1-3), 213-242.
- Savaşçın, M.Y. (1974). Batı Anadolu “andezit bazalt” jenezi sorununa katkılar. *TİK Bülteni*, 17, 87-173.

- Seht, M. I., ve Wohlenberg, J. (1999). Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(1), 250-259.
- Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. (2003). Gümüldür (İzmir) ve Bigadiç (Balıkesir) arasında uzanan miyosen sonrası yaşlı KD-doğrultulu accommodation zonuna ait saha verileri, Batı Anadolu: 56. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, 85-86, Ankara.
- Sungkono, D. D. W., ve Triwulan W. U. (2011). Evaluation of buildings strength from microtremor measurements. *International Journal of Civil & Environmental Engineering*, 11, 5.
- Şengör, A.M.C., Satır, M., Akkök, R. (1984). Timing of tectonic events in the Menderes Masif, Western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for Pan- African basement in Turkey. *Tectonics*, 3, 693–707
- TBDY, (18 Mart 2018). *Türkiye Bina Deprem Yönetmeliği, Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı*, Deprem etkisi altında binaların tasarımı için esaslar. 30364.
- Tokgöz, O. E. (2002). *Bolu ve yakın çevresinin mikrotremor verileri ile yer etkisinin incelenmesi*, [Yüksek Lisans Tezi]. Ankara Üniversitesi, Ankara.
- Toksöz, M. N. (1964). Microseisms and an attempted application to exploration. *Geophysics*, 29(2), 154-177.
- Türk, N., ve Koca, M. Y. (1994). Engineering geological problems of the first phase of the Izmir metro. *International Congress International Association of Engineering Geology*, 4259-4264.

Utku, M., Akgün, M., Özdağ, Ö.C., Gürler, M., Ilgar, O. (25-27 Eylül 2013). Mikrotremor ölçümlerinin zamana ve mekâna bağlı değişimleri.2. *Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı*, Hatay.

Yılmaz, Y. (1997). Geology of western anatolia. active tectonics of northwestern anatolia–The MARMARA Project. *A multidisciplinary approach by Space Geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and Seismology. Hochschulerl, an der ETH Zurich*, 31–53.

Yılmaz, Y., Genç, S.C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak Ş., Elmas, A. (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop? Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. *Geological Society, London.Special Publications*, 173(1), 353–384.

Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H., Niwa, M. M. (1994). Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 1831-1841.

EKLER

EK-1

Bu bölümde, arazi çalışması esnasında çekilen fotoğraflar yer almaktadır.



EK-2

Çalışma yapılan binanın üstten görüntüsü



A Blok Çalışılan Yapı



EK-3

Eğilen-Engelleyen Destek Yapıları

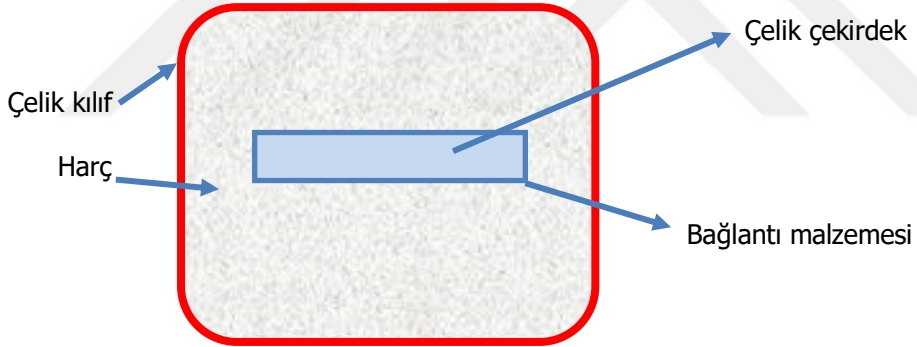


Kılıf (*Casing*)
Çelik çekirdek (*Steel Core*)



Eğilen-Engelleyen Destek
(*Buckling-Restraining Brace Frame*)

A-B KESİTİ





- ✓ Folkart Binalarında 18 ve 29. Katlarda bulunan serbestlik derecesinin kontrol edilebilmesi ve depreme dayanımı arttırmak için kurulmuş çelik sönümleyici düzenekler(outrigger).