

**T.C.
SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**MİKROTREMOR YÖNTEMİYLE MANİSA İL MERKEZİ VE YAKIN
ÇEVRESİNİN YER ETKİSİNİN İNCELENMESİ**

Fatih ŞENHİSAR

**Danışman
Doç. Dr. Ümit Yalçın KALYONCUOĞLU**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
ISPARTA - 2016**



©2016 [Fatih ŞENHİSAR]

TEZ ONAYI

Fatih ŞENHİSAR tarafından hazırlanan " Mikrotremor Yöntemiyle Manisa İl Merkezi Ve Yakın Çevresinin Yer Etkisinin İncelenmesi"adlı tez çalışması aşağıdaki jüri üyeleri önünde Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü **Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**'nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak başarı ile savunulmuştur.

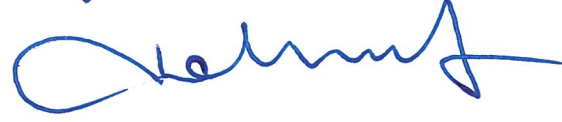
Danışman

Doç. Dr. Ü.Yalçın KALYONCUOĞLU
Süleyman Demirel Üniversitesi



Jüri Üyesi

Prof. Dr.Nuri DOLMAZ
Süleyman Demirel Üniversitesi



Jüri Üyesi

Doç. Dr. Ali AYDIN
Pamukkale Üniversitesi



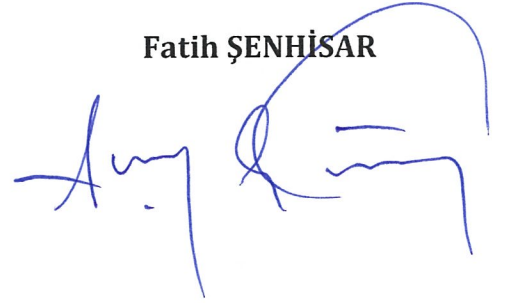
Enstitü Müdürü

Doç.Dr. Yasin TUNCER

TAAHHÜTNAME

Bu tezin akademik ve etik kurallara uygun olarak yazıldığını ve kullanılan tüm literatür bilgilerinin referans gösterilerek tezde yer aldığını beyan ederim.

Fatih ŞENHİSAR



İÇİNDEKİLER

	Sayfa
İÇİNDEKİLER.....	i
ÖZET.....	iii
ABSTRACT	iv
TEŞEKKÜR	v
ŞEKİLLER DİZİNİ	vi
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	viii
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ.....	ix
1. GİRİŞ.....	1
2. KAYNAK ÖZETLERİ.....	4
3. KURUMSAL TEMELLER VE AMAÇ.....	8
3.1. Cisim ve Yüzey Dalgaları	9
3.2. Mikrotremör ve Özellikleri.....	13
3.2.1.Düzenli mikroseismler	14
3.2.2. Düzensiz mikroseismler	14
3.2.3. Mikrotremörleri oluşturan dalgalar	16
3.2.4.Mikrotremör verilerinin toplanma aşaması.....	18
3.2.5. Zemin Büyütmeleri ile bunlara ait frekansları toplanması.....	20
3.2.6. Mikrotremörle zemin sıvılaşma analizinin yapılması.....	21
3.3. Yöntemin Tarihsel Gelişimi.....	22
3.4. Mikrotremörlerin Periyot Dağılımları.....	28
3.5. Mikrotremörlerin Genliklerinin Zamana göre Dağılımı	28
3.6.Yer altında alınan mikrotremör kayıtları.....	29
3.7. Mikrotremörlerin Zamansal Değişimleri	31
3.8. Mikrotremörlerin Mekansal Değişimleri	33
3.9. İstatistiksel özellikleri ve Güç spektrumları	34
3.10. Mikrotremör Kaynakları ve Ölçü Alımı	36
3.10.1. Mikrotremör ölçümlerinde kullanılan cihazlar.....	40
3.10.2. .Mik. Ölçümlerinde dikkat edilmesi gereken hususlar.....	41
3.11. Mikrotremör kayıtlarının analizinde kullanılan yöntemler.....	42
3.11.1. Referans (spektral oranlar) yöntemi.....	43
3.11.2.Nakamura (tek istasyon) yöntemi	45
3.11.3.Sıfır kesme (kanai) yöntemi	52
3.12. Yapı üzerindeki elastik yüklerin tanımlanması ve Elastik deprem Yükünün azaltılması	54
3.13. Mikrotremör sonuçlarının Mühendislikte kullanımı	55
3.13.1. Mikro bölgelendirme çalışmaları	56
3.13.2 Yeraltı suyu	57
3.13.3. Jeolojik birimlerin farklı zonlanmaları	57
3.13.4 Topoğraya.....	58
3.13.5. Heyelan durumu	58
3.13.6. Faylar	59
3.13.7. Sıvılaşma	59
3.13.8. Sismik özellikler.....	59
3.13.9.Deprem ivmesi.....	62
3.13.10. Yerin deprem sırasında sarsıntıyı büyütmesi.....	63
3.13.11. Deprem sırasında yer ivmesinin önemi.....	64

3.13.12. Yer büyütme çalışmaları.....	64
3.13.13.(Non-Linear) davranış.....	65
3.13.14. Arazide mikrotremör ölçümleri ve kayıtlarının alınması.....	68
4. MATERYAL VE YÖNTEM.....	72
4.1. İklim ve bitki örtüsü.....	72
4.2. Sosyo ekonomik bilgiler	74
4.3. Jeomorfoloji	74
4.4. Topoğrafik eğim.....	75
4.5.İnceleme alanının jeolojik yapısı	76
4.5.1. Stratigrafisi	79
4.5.2. Yapısal jeolojisi	81
4.5.3. Manisa fayı.....	84
4.5.4. Gediz grabeni diri faylar	86
4.5.5. Paleo sismolojik çalışmalar	88
4.6. İnceleme alanında alınan mikrotremör ölçümler	90
4.7. Geopsy Programı ile nakamura tekniğinin uygulanması.....	92
5. ARAŞTIRMA VE BULGULAR.....	102
5.1. İnceleme Alanının Zemin ve Kaya Türlerinin Jeoteknik Özellikleri .	103
5.2. Zemin ve Kaya Türlerinin Sınıflandırılması	103
6. SONUÇ ÖNERİLER VE TARTIŞMA.....	104
KAYNAKLAR	109
EKLER	115
EK A.Fotoğraflar	115
EK B. Grafikler	119
ÖZGEÇMİŞ.....	203

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

MİKROTREMOR YÖNTEMİYLE MANİSA İL MERKEZİ VE YAKIN ÇEVRESİNİN YER ETKİSİNİN İNCELENMESİ

Fatih ŞENHİSAR

Süleyman Demirel Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Ümit Yalçın KALYONCUOĞLU

Butez çalışmasında Manisa il merkezi ve yakın çevresinin Jeofizik Yöntemlerden olan Mikrotremor Yöntemiyle yer etkisinin incelenmesi yapılmıştır. Çoğunlukla belediye sınırları içerisine giren bölgelerde ölçümler alınmıştır. Özellikle yapılaşma ve yerleşimin yoğun olduğu yerlerde ve yapılaşmanın sık olduğu bölgelerde ölçüm noktaları sayısı arttırılmıştır. Aynı zamanda şehir merkezi ve çevresi için genel yer etkisi özelliklerinin anlaşılabilmesi amacıyla da ölçüm noktaları belirlenmiştir. Çalışma yapılacak bölgede verimli bir çalışma ve güvenilir sonuçlar elde edilebilmesi için bölgenin genel jeolojisi daha önce yapılan çalışmalar ışığında incelenmiştir.

Bu bilgiler ışığında bölgenin jeolojik birimlerinin dağılımları ve sınırları incelenerek yapılacak olan mikrotremor çalışmasının ne ölçekte bir alanda yapılacağı ve ölçüm noktalarının bölgeyi temsil edebileceği sıklıkta yapılmasına karar verilip CMG-6TD marka 3 bileşenli hızölçer kullanılarak veriler her bir kayıt süresi minimum 20 dakika olacak şekilde, 84 noktada, 20 Hz örnekleme aralığı ile mikrotremör kayıtları alınarak, Geopsy programı ile nakamura tekniği (H/V) uygulanarak değerlendirilmiştir. Ölçüm yapılan noktalarda alınan koordinatları kullanarak zemin hakim periyodu (T_0) ve büyültme katsayısının dağılım değerleri belirlenerek surfer programında haritalanmıştır.

Sonuç olarak elde edilen haritalardan deprem hasarları açısından riskli olabilecek bölgeler ve daha az riskli bölgeler belirlenmiştir. Ayrıca bölgede yerin doğal salınım periyodunun ve yerin büyültme katsayısının dağılımı belirlenmiş ve zonlama yapılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Mikrotremör titreşimcik, T_0 zemin hakim titreşim periyodu, (A_0) zemin büyültme katsayıları, TPeriyot, V_s Yüzeydeki yer hareketinin bileşeni, H/V yatay bileşenin düşey bileşene oranı, S_n Saniye

2016, 203 sayfa

ABSTRACT

M.Sc. Thesis

EXAMINATION OF THE GROUND EFFECTS OF MANISA AND CLOSE SURROUNDINGS BY THE MICROTREMOR METHOD

Fatih ŞENHİSAR

**Süleyman Demirel University Graduate School of Applied and Natural
Sciences**

Geophysical Engineering Department

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Ü.Yalçın KALYONCUOĞLU

On this study; an examination of ground effect is done by Microtremor Method about Manisa city center and around. Measurements were taken mostly in the areas of municipal boundaries. Measurement points were increased where there is a large number of structuring and where there is a large number of settlement. At the same time, measurement points were determined in city center and around to understand the general ground effect properties. General geological properties of the region were examined under the previous studies to obtain reliable results and efficient study.

In accordance to these informations, it was decided to carry on the frequency of light may represent the region in the geological units and distributions to be made by examining the limits of what mikrotremor work will be done in the area of scales and measuring point. Microtremor records were taken using CMG-6TD which has accelerometer with 3 components and minimum record time of 20 minutes, on 84 points and 20 Hz of sampling interval and the records were evaluated by Geopsy software applying Nakamura technique. Using the coordinates taken at the measurement points, distributional values of predominant period [To] and magnification factor were determined and mapped on the surfer software.

As a result, the risky and less risky regions were determined using the resulting maps earthquake damage in terms. Also the distribution of natural oscillation frequency and the magnification factor of ground were determined and were zoned.

Keywords: Microtremor vibration, To predominant period, [Ao] amplification coefficients, T period, Vs The component surface ground motion, H/V the ratio of horizontal component to vertical component, Sn Second.

2016, 203 page

TEŞEKKÜR

Bu araştırma için beni yönlendiren, karşılaştığım zorlukları bilgi ve tecrübesi ile aşmamda, Literatür araştırmalarımda ve değerlendirme aşamasında yardımcı olan değerli hocam Doç. Dr. Ümit Yalçın KALYONCUOĞLU'na teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca Süleyman Demirel Üniversitesinin Deprem Araştırma Merkezinde çalışan Doktora öğrencisi arkadaşım Olcay ÇAKMAK'a Tezimin düzenlenmesinde yardımcı olduğu için teşekkür ederim.

Araştırmanın yürütülmesinde manevi yardımlarını gördüğüm (AFAD) Manisa Afet ve Acil Durum Müdürlüğünde görev yapan Şube ve Mesai arkadaşlarıma ayrı ayrı teşekkür ederim.

Çalışmam da bana yardımcı olan Yer Tek Mühendislik Ltd.Şti.(İstanbul) ve çalışanlarına teşekkür ederim.

Tezimin her aşamasında beni yalnız bırakmayan sevgili eşim Seher ŞENHİSAR'a ve aileme sonsuz sevgi ve saygılarımı sunarım.

Fatih ŞENHİSAR
ISPARTA, 2016

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 1.1. İnceleme alanının genel görünümü.....	1
Şekil 3.1. Yatay düzlemde yayılan P dalgasının (a), S dalgasının (b), L Dalgasının (c) ve R dalgasının (d)	11
Şekil 3.2. Deprem dalgaları.....	12
Şekil 3.3. Odaktan yayılan dalgaların, bölgenin fiziksel özelliklerinden etkilenecek dalga karakteri değişimi	12
Şekil 3.4. Granit ocağında taze ve aşınmış granitler için spektrumlar	15
Şekil 3.5. Mikrotremörlerin gece ve gündüz genlik değişimleri.....	16
Şekil 3.6. Japonyada elde edilen bir deprem kaydı ile aynı yerden elde edilen mikrotremör kaydı.....	16
Şekil 3.7. Arazide mikrotremör kayıtlarının alınmasında kullanılan ekipmanlar ve Scream ekranında mikrotremör verisinin görünümü	19
Şekil 3.8. Nakamura tekniğiyle elde edilmiş spektrumlar	21
Şekil 3.9. Mikrotremörlerin frekans ve periyot dağılımı	23
Şekil 3.10. En büyük ve ortalama periyot'a göre mikrobölgeleme.....	24
Şekil 3.11. En büyük genlik ve etkin periyot'a dayalı zemin sınıflaması	25
Şekil 3.12. Zemin sınıfları için etkin periyot dağılımı	25
Şekil 3.13. Sakin ve Gürültülü ortamda mikrotremör kaydının fourier genlik spektrumları	27
Şekil 3.14. Mikrotremör kayıtlarından elde edilen spektral oranlar	27
Şekil 3.15. Mikrotremörlerin gece-gündüz değişimleri	29
Şekil 3.16. Mikrotremör gözlemleri yapılan istasyon konumları.....	32
Şekil 3.17. 20 saatlik kayıtların Z ve DB bileşenlerine ait güç spektrumları ve gece-gündüz spektrumlarının ortalamasından hesaplanan güç spektrumları.....	32
Şekil 3.18.1,5 km çapındaki bir alanda ölçülen eş-zamanlı kayıtların güç spektrumları	34
Şekil 3.19. Mikrotremörlerin sıklık dağılımları	34
Şekil 3.20. Mikrotremörlerin özilişki fonksiyonları.....	35
Şekil 3.21. Kayıt istasyon dağılımları	36
Şekil 3.22. CMG-6TD sismometre	40
Şekil 3.23. CMG-6TD tipi geniş band sismometresi ile mikrotremör kaydı için gerekli olan cihazlar	41
Şekil 3.24. Mikrotremör sinyallerini oluşturan bileşenler	44
Şekil 3.25. Mikrotremörlerin yayılımı ile ilgili basit model.....	46
Şekil 3.26. Üç farklı lokasyonda mikrotremör verilerinden H/V yaklaşımı ile hesaplanan etkin frekans ve sediman kalınlığı	50
Şekil 3.27. Mikrotremörlerin frekans-periyot dağılımları	53
Şekil 3.28. Binanın üzerinde bulunduğu yerdeki salınımlar karşısındaki sismik rezonansı	60
Şekil 3.29. Mikrobölgeleştirme çalışmaları	61
Şekil 3.30. Yapıya etki eden statik ve dinamik yüklerin zaman bağlı değişimlerinin şematik ifadesi.....	63
Şekil 3.31. Mikrotremör ölçümleri için kullanılabilecek geniş band aralıklı üç bileşenli sismometre	69

Şekil 4.1. Çalışma alanının konumu	72
Şekil 4.2. İnceleme alanının 1/25000 lik topğrafik haritası.....	76
Şekil 4.3. İnceleme alanının 1/25000 lik jeoloji haritası	78
Şekil 4.4. Gediz grabeninin sadeleştirilmiş ölçeksiz dikme kesidi	79
Şekil 4.5. Manisa ilini etkileyen deprem aktivitesi.....	85
Şekil 4.6. Deprem bölgeleri haritasında Manisanın konumu.....	88
Şekil 4.7. Manisa ili güneyindeki faylar ve yükselti haritası	89
Şekil 4.8. İnceleme alanının stratigrafi haritası.....	90
Şekil 4.9. İnceleme alanına ait ölçü noktalarının goe earth görüntüsü.....	91
Şekil 4.10. Ana menü ve üç bileşen mikrotremor verisinin çağırılması	93
Şekil 4.11. Mikrotremor verisinin tablo ve grafik olarak görüntülenmesi...	94
Şekil 4.12. Veriye uygulanacak olan seçeneklerin görünümü.....	94
Şekil 4.13. Mikrotremor verisine uygulanabilecek veri işlem seçenekleri...	95
Şekil 4.14. Pencere boyunun ile veriye uygulanacak olan pencereleme ve yuvarlatma fonksiyonlarının seçilmesi.....	96
Şekil 4.15. H/V spektral oranı hesaplanmış verinin çözümleme için seçilen pencereleri ve H/V spektral oran grafiği.	97
Şekil 4.16. H/V spektral oran grafiği üzerinde belirlenen hakim frekans ve büyütme değeri.	98
Şekil 6.1. İnceleme alanında mikrotremor verileri ile oluşturulan etkin titreşim periyodu haritası.....	104
Şekil 6.2. İnceleme alanında mikrotremor verileri ile oluşturulan yer büyültme katsayısı değerleri haritası.....	105
Şekil 6.3. İnceleme alanının yüksekliğe bağlı değişim haritası.....	105

ÇİZELGELER DİZİNİ

	Sayfa
Çizelge 3.1. Japon bina kodu	24
Çizelge 3.2. Spektrum karakteristik periyotları	51
Çizelge 3.3. Yerel zemin grupları	51
Çizelge 3.4. Yerel zemin sınıfları	52
Çizelge 3.5. Çok katlı betonarme binaların rijitlik gruplarına göre tanımları ve doğal periyot bağıntısında kullanılacak c katsayıları	56
Çizelge 4.1. Manisanın yıllık ortalama iklim verileri	73
Çizelge 4.2. Manisa ilinde yer alan yerleşim yerleri ve deprem bölgeleri	86
Çizelge 4.3. İnceleme alanında alınan mikrotremör ölçülere ait koordinatlar	98
Çizelge 4.4. Mikrotremör ölçü değerlendirme sonuçları	100
Çizelge 6.1. Mikrotremör ölçüm sonuçları	106

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

AHSA	Average Horizontal Spectral Amplitude
FFT	Fast Fourier Transform
GPS	Global Positioning System
H/V	Yatay bileşenin düşey bileşene oranı
H/V	Yatay / Düşey
Hz	Hertz
KYH	Kuvvetli Yer Hareketi
LTA	Uzun zaman ortalamadeğerleri
Ms	Yüzey dalgalarından hesaplanan depremin büyüklüğü
P	Sıkışma dalgası
S	Kesme dalgası
SH	Yatay yönde yerdeğiştirmesi olan S dalgası
Sn	Saniye
SV	Düşey yönde yerdeğiştirmesi olan S dalgası
STA	Kısa zaman ortalama değeri
T	Periyot
Vb	Ana kayadaki s dalga hızı
Vs	Yüzeydeki yer hareketinin bileşeni
δI	Yere bağlı şiddet değışkeni

1. GİRİŞ

Bu tez çalışmasında, şekil 1.1.'de görüldüğü üzere inceleme alanı olan Manisa il merkezi ve yakın çevresinde oluşabilecek bir deprem sırasında yerin fiziksel parametrelerinden olan yer salınım periyodunun ve yerin salınımı esnasındaki büyültme karakterinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Yani Elde edilen ve değerlendirilen veriler ışığında saptanan yer parametrelerine göre çalışma alanındaki yerleşim yerlerini etkileyecek yatay kuvvetlerin hâkim periyodunu, büyültme faktörünü ve zemin hassasiyetini hesaplayarak, hasar görebilecek bölgelerin mühendislik özellikleri saptanmıştır.



Şekil1.1. İnceleme alanının genel görünümü (google earth)

Bilimin ve teknolojinin temelini oluşturan insanoğlunun kendisini, içinde yaşadığı doğayı keşfetme ve ilerleme merakı, devamlı olarak tabiatla mücadele gerektirmiştir. Bu mücadele insanoğlunun doğayla ve kendi tabiatıyla olan ilişkilerinde farklı bilim dallarını ve mühendislik alanlarını meydana getirmiştir. Tabiat ile birlikte yaşamamanın ve onunla mücadele etmenin bir kolu da, doğal afetlerden birisi olan depremdir. İnsanın depremin oluşumuna duyduğu merak, depremi tanıma, tahmin, keşfetme ve inceleme isteği deprem bilimini doğurmuştur. Önlenemeyecek bir olay olan depremin, insan hayatı üzerindeki

maddesel hasarlarını önlemek, deprem sırasında yapıların davranışlarını incelemek, depreme dayanıklı yapılar tasarlamak, deprem sırasında yerin davranış karakterini tahmin etmek ve deprem hasarlarını en aza indirme isteği ise deprem ile ilgili mühendislik disiplinlerinin oluşumunu sağlamıştır.

Deprem gibi çok karmaşık neden-sonuç ilişkileri olan, büyük enerjileri açığa çıkaran olaylar karşısında ilgili tüm bilim ve mühendislik dalları karşılıklı dialog halinde ve ortak çalışmak zorundadır. Hiçbir mühendislik disiplini böylesine ciddi bir olay karşısında diğerinden daha önemli değildir. Önemli olan ilgili mühendisliklerin bilimsel, etik ve yasal platformlarda birlikte çalışma ortamlarının oluşturulmasıdır.

Yerbilimcilerin deprem olayında üzerine düşen görevlerden bir tanesi de yerin deprem sırasında davranış karakterlerini temsil edecek olan parametreleri hesaplamak ve bu verileri diğer mühendislik birimlerinin hizmetine sunmaktır. Ayrıca yerbilimci, deprem ve benzeri doğa olaylarında riskli olan bölgelerde yerleşimi çalışmalarını üstlenerek risk faktörünü en aza indirir. Şehirleşme ve yapılaşma gibi insanı doğrudan etkileyen plan çalışmalarında uygun yerleşimi, çalışmaların ilk basamağını oluşturur.

Ülkemizde ve dünyada yaşanmış olan depremlere bakıldığında, uygun yer seçimi yapılmamış ve gerekli tedbirler alınmamış alanlarda deprem hasarlarının ne derece büyük kayıplara yol açtığını görebiliriz. Depremlerden sonra oluşan hasarlara bakılarak riskli bölgeleri saptamak her ne kadar doğrudan bir yaklaşım olsa da mantıklı olan hasar oluşmadan riskli bölgeleri tesbit edebilmektir. Dünyada ve ülkemizde bu amaçla jeofizik mühendisliği, mesleki teorik bilgisini, bilgi birikimini ve deneyimini kullanabilir durumdadır. Yer ile ilgili birçok fiziksel parametreyi hesaplayarak ve yeri mühendislik amaçlı uygulamalar için bir bilinmeyen olmaktan çıkarıp modelleyerek, yerin bilinmeyenlerini aydınlatmaktadır.

Depremler sırasında hasarı, birincil olarak oluşan depremin büyüklüğü, mekanizması, yeri ve süresi gibi faktörler etkilerken ikincil olarak depremin olduğu yerin fiziksel özellikleri ve yerin bölgesel davranış karakterleri etkiler.

Yerin oluşan deprem dalgalarını iletme karakteri, dinamik elastik özellikleri, deprem salınımlarını soğurma ve genleştirme gibi etkileri yerin bölgesel özelliklerini oluşturur ve mühendislik yapıları üzerinde etkiyi büyük ölçüde bu özellikler yansıtır. Yeryüzünde hiçbir olay durağın olmadığı gibi yeryüzünün kendisi de durağın değıldir, sürekli hareket halindedir.

Yeryüzündeki bu hareket, açığa çıkan enerjiye göre veya oluşan titreşimlerin genliklerinin büyüklüğüne göre çeşitlilik gösterir. Açığa çok büyük enerjiler çıkıyorsa ve yer hareketi ile yeryüzünde farkedilir ve hasar oluşturan salınımlar hissediliyorsa bunlar deprem ya da kuvvetli yer hareketi olarak isimlendirilir. Bu hissedilir ve açığa büyük enerjiler çıkaran yer hareketlerinin yanında yeryüzünde insan tarafından algılanamayan sürekli salınımlar etkindir. Bu tür salınımlara mikrotremor (titreşimcik) denir.

Yeryüzünde farklı bölgelerin farklı periyotlarda salındıklarının anlaşılmasından sonra, yeryüzünü bölgelendirme çalışmalarına katılabilecek yeni parametreler olduğı ortaya çıkmıştır. Bu bağlamda yeryüzünde alınan mikrotremor kayıtlarından elde edilen yer fiziksel parametrelerine göre mikrobölgelendirme çalışmalarınında yapılabileceğı anlaşılmıştır.

Mühendislik amaçlı uygulamalara temel oluşturması ve projelendirme çalışmaları için veri sağlaması açısından mikrotremor çalışmaları önem taşımaktadır. Amaca yönelik uygun ve doğıru çalışmalar ile deprem ve benzeri yer hareketlerinin bölgesel etkilerinden korunmak mümkündür.

2. KAYNAK ÖZETLERİ

Aki (1988), mikrotremor kayıtları kullanarak frekansa bağılı zemin büyütmesini incelemiştir, Mikrotremörleri Love dalgaları ve Rayleigh dalgalarının kombinasyonu şeklinde açıklamıştır, bu bakımdan mikrotremorların kaynağının büyük bölümünün yüzey dalgalarından oluştuğunu ortaya koymuştur.

Bard(1998), kısa peryod ($T < 1s$) ve uzun peryod ($T > 1s$) olan gürültüler arasındaki genel ayrım yaparak, yapay kaynaklı olan mikrotremorlar ile doğal kaynaklı mikroseismler arasındaki farka karşılık geldiğini belirtmiştir.

Bobin ve diğ. (2001), Y/D oranlarından elde edilen genlik bilgisinin, zemin büyütme katsayısının hesaplanmasında kullanılması tartışılmalı olduğunu belirtmiştir.

Beker Y.(2013) Kurs notlarında Geopsy Programı ile Nakamura Tekniğinin Uygulanması hakkında bilgiler vermiştir.

Borcherd (1970), Bu yöntem ilk olarak, tarafından deprem ivme kayıtlarına uygulamıştır.

Dikmen (2011), spektrum katsayısının hesaplanmasında kullanılan karakteristik periyotlar, yerel zemin sınıfına göre verilmiştir. Yerel zemin sınıfının belirlenmesinde Jeofizik/Jeoteknik araştırmalardan elde edilen SPT-N (standart penetrasyon testi-darbe sayısı), serbest gerilme direnci, bağılı sıklık yüzdesi veya kayma (makaslama) dalga hızı değerlerinden yararlanılır. T_a, T_b periyotlarının belirlenmesinde ilgili parametre değerleri kullanılarak verilen yerel zemin grubu belirlenir ve ilgili yerel zemin sınıfı seçilir. Belirlenen yerel zemin sınıfına göre T_a ve T_b periyot değerlerinin seçildiğini belirtmiştir.

Ercan (2001), Mikrotremörler gündüzleri gürültü yoğunluğu fazla olduğundan geceye kıyasla daha aktiftirler. Titreşimlerin dalga şekilleri düzgün olmayıp, grup halinde kısa süreli titreşimler şeklinde olduğunu söylemiştir.

Kanai ve Tanaka (1954; 1961), Yerkürenin belli bir ekseninde dönmesi, gelgit etkisi, jeotermal aktiviteler, yeraltındaki sismik aktiviteler, atmosfer etkileri, rüzgâr ve kültürel gürültüler (trafik, endüstriyel aktiviteler ve diğer bazı insan kaynaklı etkiler). Bütün bu etkenler yeryüzünde titreşim olarak algıladığını, bu titreşimlerin genlikleri 0.1 mikron ile 1 mikron, periyotları ise 0.05 saniye ve 2 saniye arasında değiştiğini, farklı yer yapılı bölgelerde, yerin doğal salınım özellikleri de kesinlikle farklı olduğunu, bu düşüncesini de farklı yerlerde aldığı mikrotremor ölçümleri ve bunların sonuçları ile desteklemiştir, yaptıkları çalışmalarda yer yapısının basit ve tek tabakalı olduğu durumlarda mikrotremor verilerinin spektrumunda, 0.1 sn ile 0.6 sn arasında keskin bir şekilde doruk (pik, tepe) oluşumu görüldüğünü açıklamışlardır, mikrotremorlerin zemin tabakalarındaki S dalgasının tekrarlı yansımaları sonucunda ortaya çıktığını belirterek, mikrotremorlerin düşey düzlemde polarize olmuş S dalgalarından oluştuğu kabulü ile yapmış olduğu çalışmalar sonucunda deprem kayıtları ile benzerlikler yakalamıştır. Tabakalı ortamlarda periyot dağılım eğrileri çoğunlukla tabakalı ortamlarda en üst tabakanın özelliklerinden etkilendiği, mikrotremor ölçümlerine dayanarak, mikrobölgeleme için iki yöntem önermiştir; Bu yöntemler, ortalama periyot ve en büyük periyota dayalı sınıflandırmadır, mikrotremorlerin kaynağının büyük bölümünün yüzey dalgalarından oluştuğunu ortaya koymuştur, Zeminlerin mühendislik amaçlı dinamik özelliklerini belirlemek amacıyla, mikrotremor yönteminin kullanımı sağlamıştır. Mikrotremorlerin mühendislik uygulamaları ilk kez onlar tarafından önerilmiştir, araştırmacılar mikrotremorleri, birbirine paralel ince tabakalı zemindeki yatay S dalgalarının ardışık yansımaları olarak açıklamışlardır, 1s'den daha küçük periyoda sahip salınımlar mikrotremör, 1s'den daha büyük periyoda sahip salınımlar ise mikroseism olarak adlandırmışlardır.

Katz(1976), Mikrotremorler rüzgâr, okyanus dalgaları, jeotermal reaksiyonlar, küçük magnitüdlü yer sarsıntıları gibi doğal etkenler yanında kültürel gürültüler olarak tanımlanan ve başta trafik hareketleri olmak üzere insanların yaşam sürecindeki hareketliliğinin neden olduğu yapay etkilerden meydana geldiğini söylemiştir.

Lermo ve Garcia (1994), Bu yöntemin temelini mikrotremorlerin sadece yatay bileşeninin zeminden etkilendiğini ve kaynağın spektral özelliklerinin yatay bileşen mikrotremorler kadar düşey bileşen mikrotremorlerle de beslenmesi oluşturmaktadır şeklinde belirtmiştir.

Manisa Çevre ve Şehircilik İl Müdürlüğü (2011), İl Değerlendirme Durumu Raporunda bulunan Manisanın İklim ve Bitki Örtüsü, Sosyo Ekonomik Durumu, Jeomorfolojisi, Tektoniği, Manisa Fayı ve Genel Jeoloji bilgilerinden yararlanılmıştır.

Mirzaoglu ve Dikmen(2003), Kısa peryodlu mikrotremorların peryodları 1 sn'den daha azdır ve birkaç 10m kalınlıkta sık yer altı tabakaları ile ilgilidirler, Uzun peryodlu mikrotremorlar ise 1 sn'den daha büyük peryoda sahiptir demişlerdir.

Muccirelli(1998)'ye göre Mikrotremor ölçülerinin mümkünse ölçüler az rüzgârlı ve yağışsız zamanlarda alınmalıdır.

Nakamura (1989), Yapılan birçok araştırma, tek bir yerdeki titreşimciklerin yatay spektrumlarının düşey spektrumlarına oranlanması sonucunda bölgesel yer etkilerinin hesaplanabildiğini göstermiştir, pik frekans aralığında mikrotremörün H/V'si düşey gelen SH dalgasıyla açıklanabildiğini, yaptığı çok sayıda mikrotremor gözlemlerinden 30 dakikalık kayıtlar kullanarak, kültürel etkilerin Fourier spektrumunu ne derecede değiştirdiğini ve değişken kaynakların doruk periyotları üzerindeki etkisini incelemiştir.

Nogoshi ve Igarashi (1971), çalışmalarında mikrotremorlerden elde edilenlerle Rayleigh dalgalarının H/V (yatay/düşey) değerlerini karşılaştırmışlar ve mikrotremorların çoğunlukla Rayleigh dalgalarından oluştuğu sonucuna varmışlardır.

Okada (2003), uzun periyotlu mikrotremorlar gece ve gündüz değişimleri tamamen doğal olayların değişimine bağlı olduğunu araştırmıştır.

Özkaymak, vd. (2011) Spil Dağı'nın eteklerinde Üst kreatase-paleosen yaşlı kumtaşı- çamurtaşı, spilitik volkanitler, masif kireçtaşları, mikritik kireçtaşı mercekleri ile yer yer mafik volkanitler den oluşan Bornova Karmaşığı bulunmaktadır. Faylanmaların bu karmaşığın içerisinde gözlendiğini belirtmiştir.

Rodriguez ve diğ. (2000), deprem verileri ve mikrotremor kayıtlarından yer etkisini belirledikleri çalışmalarında mikrotremorları f-k spektrası kullanarak incelemişler ve mikrotremorların ağırlıklı olarak Rayleigh dalgası içerdikleri sonucuna varmışlardır.

Trifunac,(1973), mikrotremörlerin zeminin sismik genlik büyütmesinde kullanılabilirliğini belirlemek için Kaliforniya depremi kayıtları ile mikrotremor kayıtlarını karşılaştırmış ve deprem kaydı ile mikrotremör kayıtları arasında zayıf bir ilişki olduğunu ve mikrotremor verilerinin yorumlanmasındaki en büyük sorunun kaynakbelirsizliği olduğunu göstermiştir.

3. KURUMSAL TEMELLER ve AMAÇ

Bir bölge için deprem tasarım özellikleri tanımlanırken en önemli adımlardan biri o bölgedeki yeri oluşturan kayaçların tekrarlayan gerilmeler altındaki davranışlarının belirlenmesidir. Bölgesel yer katmanlarının özellikleri, arazi ve laboratuvar deneylerine dayanan geniş kapsamlı bir inceleme yardımıyla istenen duyarlılıkta saptanabilmektedir. Aynı şekilde, bölgede oluşabilecek bir depremin kaynak özelliklerini de önceden kestirmek için, kapsamlı bir çalışma gerekmektedir. Bu bağlamda bölgesel yer mühendislik özelliklere ve oluşabilecek deprem kaynak özelliklerine bağlı Jeofizik Küçük Bölgelemlendirme (Geophysical Microzoning) ve alansal olarak mühendislik uygulamalarına yönelik çalışmalar yapılmalıdır. Depremlerde yapısal dokuncaya etki eden üç küme altında; deprem, bölgesel yer ve yapı özellikleri olarak toplanabilir. Dolayısıyla yapısal hasarın azaltılabilmesi için deprem sırasında ayrı davranış gösterecek bölgelerin belirlenmesi gerekir. Bölgesel jeofizik, jeolojik ve topografik koşullar deprem dalgalarının özelliklerini önemli ölçüde değiştirerek, aynı sarsıntıdan etkilenen birbirine yakın bölgelerde, aynı tür yapılarda ayrı derecelerde yıkıma yol açabilir. Deprem sırasında ortaya çıkan yapısal yıkımı belirleyen en önemli etkenler, depremin büyüklüğü, süresi ve frekans içerigidir.

Örneğineski binaların veya son depremlerde hasara uğramış yapıların ya da 25 yıla daha fazla yıl önce inşaa edilmiş binaların zamanla kırılgan doğası nedeniyle deprem güçlendirmesi gereklidir. Sismik güçlendirme, duvara ofshear ilave ve sütunların takviye yöntemi ile sorunları önlemek için binanın ölü yükünü arttırmadan çelik ayraç ile takviye yapılması son yıllarda popüler olmuştur. Böylece, bu güçlendirme yönteminin etkinliğini incelemek için gerekli olan eski binalar, Sismik dayanıklılık kapasitesi yapısal hesaplamaları ile tahmin edilebilir. Ancak, sismik değerlendirme mümkün değilse, sismik güçlendirme etkisi mikrotremor yöntemi ile değerlendirilerek binalar için bir yapısal analiz yapılmış olur. Dolayısıyla Mikrotremor gözlem, bir yapının dinamik özelliklerini ölçerek yapısal olmayan elemanların ve yapı-zemin etkileşimi göz önüne alındığında,

oldukça yararlıdır bu nedenle binaların deprem güçlendirme etkisinin araştırılması bakımından önem arz etmektedir.

Bu tez çalışması ile son yıllarda ülkemizde kullanılmaya başlanan mikrotremor (Titreşimcik) yöntemi ile veri işlem sırasında uygulanan Nakamura (H/V Spektral Oranı) Tekniği hakkında ayrıntılı bilgi vererek Mühendislik Jeofiziğine katkı sağlamak, çalışma alanı olan Manisa il merkezi ve yakın çevresinin jeolojisini vedepremselliliğini belirterek, bir deprem sırasında yerleşim alanlarının hasar riskini tespit etmek ve hazırlanacak haritalar ile birlikte riskli bölgeleri belirlemektir.

Bu bakımdan tez çalışmasındaki amaç olası bir deprem durumunda Manisa il merkezi ve yakın çevresinde bulunan yerleşim yerlerindeki yapıları etkileyecek yatay kuvvetlerin hakim periyodunu ve büyütme faktörünü ayrıca zemin hassasiyetini hesaplayarak, riskli bölgelerin belirlenmesi amaçlanmıştır. Son yıllarda ülkemizde de kullanılmaya başlanan Titreşimcik (Mikrotremor) yöntemi hakkında ve veri işlem sırasında kullanılan geopsy programı hakkında ayrıntılı bilgi verilerek, Manisa il merkezinde kaydedilen titreşimcik verileri bilgisayar ortamında Geopsy programı ile nakamura tekniği uygulanarak değerlendirilip risk taşıyan bölgeler saptanmıştır.

Bu bölümde bazı kuramsal temeller verilmeden önce sismolojide ve sismik yöntemlerde, jeofizikte kullanılan ve araştırılan başlıca sismik dalga türleri hakkında genel bilgiler verilerek, Tez kapsamında incelenecek konularda yöntemlere farklı dalga biçimi yaklaşımları anlatılacağından dalgaların temel özelliklerini belirtmekte yarar görülmektedir.

3. 1. Cisim ve Yüzey Dalgaları

Deprem ve diğer doğal yer hareketleri sonucunda ya da nükleer patlatmalar gibi insan kaynaklı enerji boşalmaları sonucunda yer içinde sismik elastik dalgalar yayılır. Yayılan bu dalgaların özellikleri ve bu dalgaların yeriçi ile ilgili içerdikleri bilgiler sismoloji biliminin başlıca inceleme alanları olmuştur.

Sismologların en baştan beri ortak amaçları bu yer hareketlerini kaydedebilmek ve elde ettikleri dalga biçimlerini analiz ederek yer ile ilgili bilinmeyenleri aydınlatmak olmuştur. Yapılan araştırmalar, sismik dalgalar birbirlerine benzer veya farklı özellikler taşıyan belli şekillerde oluşmakta olduğunu göstermiştir.

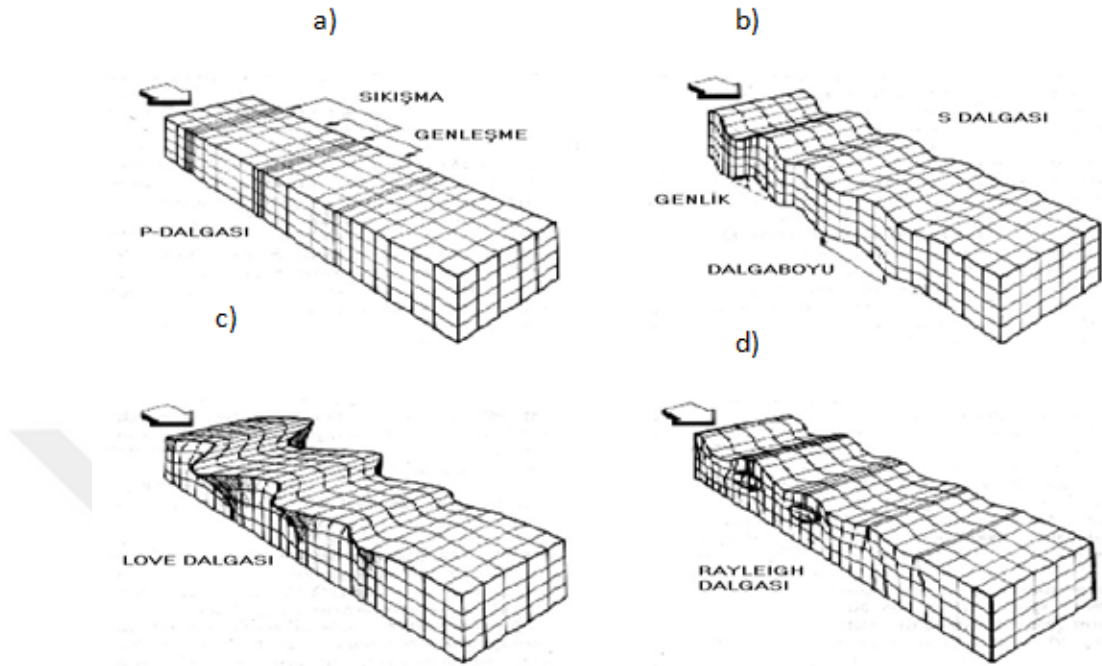
Cisim dalgaları (body waves), cisimler içerisinde yayılan dalgalardır. Bunlardan P dalgaları (Sıkışma dalgaları) (P waves), istasyonlara ilk gelen hızlı dalgalar olduğundan birincil (primary) dalgalar olarak bilinirler. Sismograflarda bu dalgalar S dalgalarına (Sıkışma dalgaları) göre daha düşük genlikli ve küçük periyotlu olarak gözlenirler. Parçacık hareketi dalga yayılım yönüne paraleldir. S dalgaları (secondary waves) ya da kesme dalgaları, sismogramlarda P dalgalarına göre büyük genlikli düşük frekanslı dalgalar olarak görülürler. Parçacık hareketi dalga yayılım yönüne diktir. SH dalgaları sadece yatay yönünde yerdeğiştirmelerin olduğu S tipi dalgalardır. SV dalgalarında yerdeğiştirme düşey düzlemindedir. (www.gazi.edu.tr.adresinden alınmıştır.)

Yüzey dalgaları cisim dalgalarına oranla daha düşük frekanslı ve hızlı, büyük periyotlu ve büyük genlikli dalgalardır. Cisimlerin içinden değil yüzeyinde veya yüzeye yakın yerlerinde yayılırlar. Rayleigh dalgaları, serbest yüzeylerde oluşurlar. Rayleigh dalgalarının genliği Love dalgalarından daha büyük fakat hızları daha azdır. Rayleigh dalgalarında parçacık hareketi eliptik bir yörüngede olup kısaperiyotludalgalarıdır.

Love Dalgaları büyük genlikli SH dalgaları olarak tanımlanabilir. Düşük hız yapısındaki tabakalı ortamlarda yüzeyde oluşurlar. Love dalgalarının genlikleri düşey düzlemde derinlikle üstel olarak azalır. Yukarıda konu edilen sismik dalgaların hareket karakterlerinin şekilsel gösterimi Şekil 3.1. ve Şekil 3.2.'de görülmektedir. (www.gazi.edu.tr)(www.jeofizikmühendisleri.com)

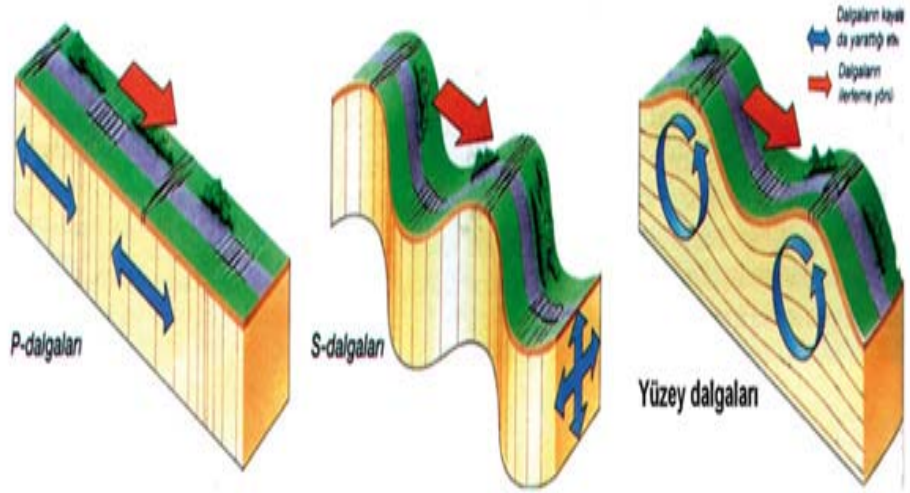
Deprem dalgasının özelliklerinden mühendislik açısından en önemlileri; enerji, en büyük genlik, süre, dalga sayısı ve titreşim periyodudur. Dalga sayısı bir dalga biçiminin tekrar sayısı olarak basitçe tanımlanabilir. Dalga içeriğinde hakim (baskın olan, etkili periyot) durumda olan periyoda hakim (baskın, etkili) periyot

denir. Dalga içerisinde yinleme sayısı en çok olan periyoda da hakim periyot denmektedir.

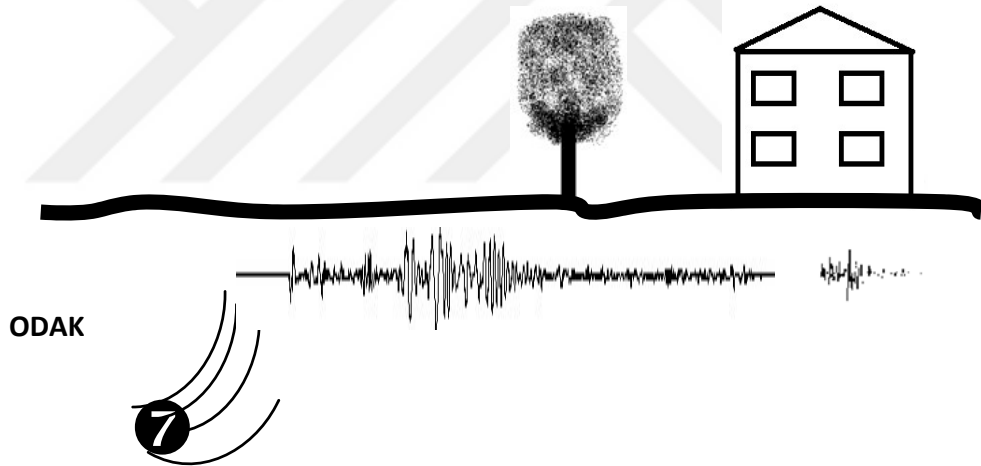


Şekil 3.1. Yatay düzlemde yayılan P dalgasının (a) , S dalgasının (b),L dalgasının (c) ve R dalgasının (d) şekilsel gösterimi (emlakansiklopedisi.com'dan alınmıştır.) (from Bolt ,1976)

Deprem dalgaları, oluştukları odaktan yayılırken ortamın jeofiziksel özelliklerinden etkilenir, frekans içerikleri değişikliğe uğrar (şekil 3.3.) Etki ettikleri bölgelerde bulundukları bölgenin hakim titreşim periyodu deprem dalgalarını etkiler. Belli frekansdaki titreşimlerin genlikleri artarak kaydedilen dalga formuna etki eder bazı frekansların genlikleri ise soğrulur. Çok küçük (mikro) titreşimler ya da mikroseismler yeryüzündeki sürekli titreşimlerdir ve genellikle sismikte gürültü olarak isimlendirilirler. Genellikle mikroseismlerin uzun periyotlu (>2 sn) salınımları bulunmaktadır.



Şekil 3.2. Deprem dalgaları (www.sayisalgrafik.com.tr/deprem/index)



Şekil 3.3. Odaktan yayılan dalgaların, yayıldıkları ortamın ve etkidikleri bölgenin fiziksel özelliklerinden etkilenecek dalgalar karakterlerinin değişimi (Anonim, 2004)

Oluşan doğal yer hareketlerinden, depremlerden, nükleer patlatmalardan ya da insan kaynaklı diğer patlatma veya sismik enerji boşalımı ile sonuçlanacak etkinliklerden sonra yeryüzünde ve yeriçinde sismik dalgalar kendi özelliklerini koruyarak bazen de sismik özellikleri değişimler göstererek yayılırlar.

3. 2. Mikrotremor ve Özellikleri

Mikrotremor, farklı kaynaklardan yayılan yeryüzündeki sürekli titreşimlerdir. Bu mikro sarsıntıların kaynağı da çeşitlilik gösterir. Yerkürenin belli bir ekseninde dönmesi, gelgit etkisi, jeotermal aktiviteler, yeraltındaki sismik aktiviteler, atmosfer etkileri, rüzgâr ve kültürel gürültüler (trafik, endüstriyel aktiviteler ve diğer bazı insan kaynaklı etkiler). Bütün bu etkenler yeryüzünde titreşim olarak algılanabilir. Bu titreşimlerin genlikleri 0.1 mikron ile 1 mikron, periyotları ise 0.05 saniye ve 2 saniye arasında değişir (Kanai ve Tanaka 1954; 1961) .

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

Mikrotremor çalışmaları, sismoloji bilimi ile paralel olarak 1900'lü yılların başından beri özellikle Japonya'da yapılmaktadır. 1960 yılından sonra sismolojideki öneminden dolayı gelişmiştir (Alçık ve diğ. 1995). Mikrotremor çalışmaları ile yerin dinamik özelliklerinin incelenmesine Kanai ve arkadaşları öncülük etmişlerdir. Kanai'ye göre farklı yer yapılı bölgelerde, yerin doğal salınım özellikleri de kesinlikle farklı olmaktadır. Bu düşüncesini de farklı yerlerde aldığı mikrotremor ölçümleri ve bunların sonuçları ile desteklemiştir (Kanai 1983).

Ayrıca Mikrotremorlar rüzgâr, okyanus dalgaları, jeotermal reaksiyonlar, küçük magnitüdlü yer sarsıntıları gibi doğal etkenler yanında kültürel gürültüler olarak tanımlanan ve başta trafik hareketleri olmak üzere insanların yaşam sürecindeki hareketliliğinin neden olduğu yapay etkilerden meydana gelmektedirler (Katz, 1976). 1s'den daha küçük periyoda sahip salınımlar mikrotremor, 1s'den daha büyük periyoda sahip salınımlar ise mikroseism olarak adlandırılmaktadır (Taga ve Kagami,1986). Gözlenen bu mikroseismler düzenli ve düzensiz mikroseismler olmak üzere iki gruba ayrılmaktadır.

3.2.1. Düzenli mikroseismler:

* Trafik, endüstriyel makineler ve rüzgarla oluşan 0.01- 0.5 sn periyodlu mikroseismler.

* Karışık rüzgârların oluşturduğu, 1- 4 sn periyodlu mikroseisler.

*Kasırgalar ve tayfunlar gibi şiddetli rüzgârlar sırasında okyanuslarda oluşan, 2-6 sn periyotlu mikroseismler.

* Hava basıncıyla oluşan, 4-10 sn periyodlu mikroseismler.

* Muson ve benzeri tipteki rüzgârlarla oluşan, 4-10 sn periyodlu mikroseismler.

* Su dalgalarının kıyıya çarpmasıyla oluşan, 10-20 sn periyodlu mikroseismler.

3.2.2. Düzensiz mikroseismler:

* Deniz dalgaları ile oluşan, 1-4 sn periyodlu mikroseismler.

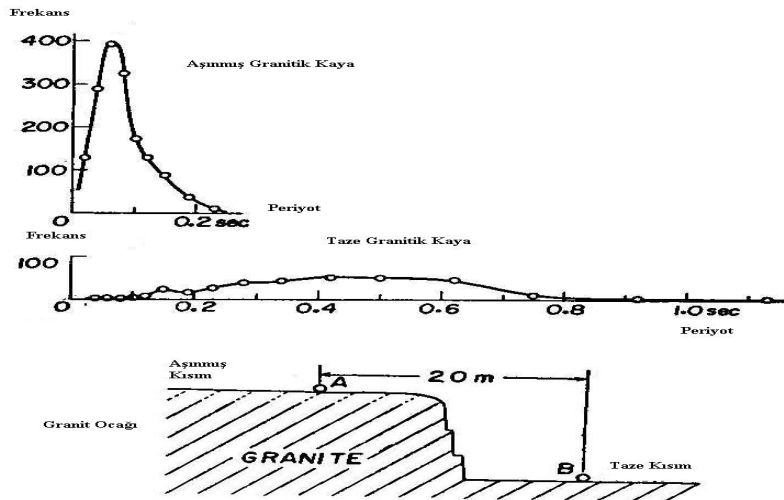
*Rüzgârların, ağaçlara ve binalara etkimesiyle oluşan, 1-4 sn periyodlu mikroseismler.

* Aletlerin tepe kısmında oluşan hava akımlarının neden olduğu, 20-100 sn periyodlu mikroseismler.

* Yerin donması sonucu oluşan, 40-200 sn periyotlu mikroseismler.

Mikrotremorların periyodları çok küçük (0.05-2s) olup, genlikleri 0.1-1 mikron civarındadır. Gündüzleri gürültü yoğunluğu fazla olduğundan geceye kıyasla daha aktiftirler. Titreşimlerin dalga şekilleri düzgün olmayıp, grup halinde kısa süreli titreşimler şeklindedirler (Ercan, 2001).

Ayrıca mikrotremor'ların özellikleri sadece zemin koşullarına bağlı olmayıp fiziksel sabitlerine, boyutlarına ve tabakalanma ya da depolanmalarına bağlıdır. Şekil 3.4.'e bakıldığında, bir taş ocağında birbirinden 20 m uzaklıkta aşınmış ve taze granitik kayaçların periyod dağılımları gösterilmiştir. Burda A noktasından elde edilen spektrumun B noktasından elde edilen spektruma benzemesi beklenirdi. Yukarda zikredilen çeşitli faktörler bu farklılığın sebebidir.



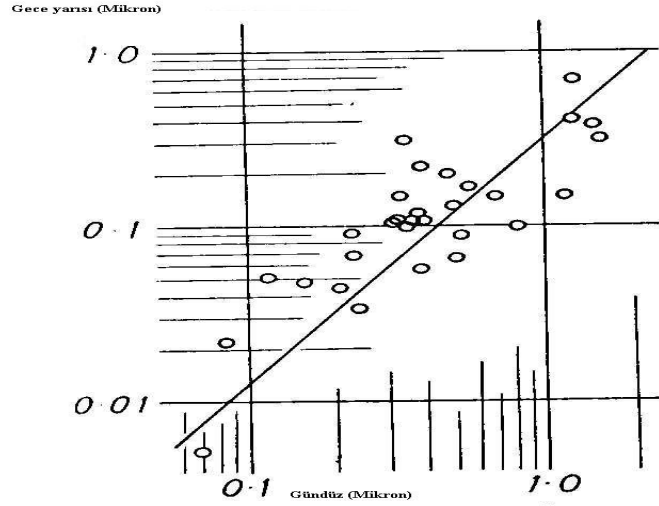
Şekil 3.4. Granit ocağında taze ve aşınmış granitler için spektrumlar (Kanai,1961'den değiştirilmiştir).

Yapılan ölçümlerde gün içinde elde edilen genlik değerleri geceye oranla 2-10 kat daha fazla olmaktadır, dolayısıyla gece ve gündüz genlik değişimleri görülmektedir. (Şekil 3.5.)

Kanai bunu;

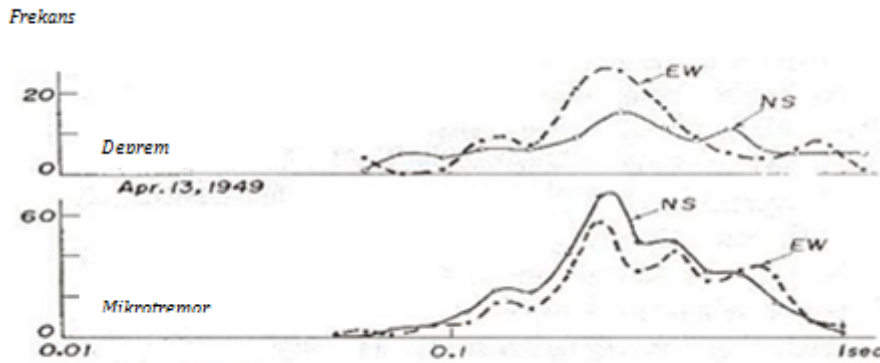
$$(\text{midnight}) = 0.3 (\text{daytime})^{1.5} \quad (3.1)$$

formülüne etmiştir.



Şekil 3.5. Mikrotremörlerin gece ve gündüz genlik değişimleri (Kanai,1961'den değiştirilmiştir).

Kanai ve diğer araştırmacıların yaptığı incelemede Deprem spektrumu ile mikrotremor spektrumu arasında benzerlikler söz konusudur (Şekil 3.6.) Genel olarak bir deprem hareketinin hakim periyodu ile mikrotremor kaydındaki en sık görülen periyod birbirlerine benzerler.



Şekil 3.6. Japonyada elde edilen bir deprem kaydı ile aynı yerden elde edilen mikrotremor kaydı (Kanai,1961'den değiştirilmiştir).

3.2.3. Mikrotremorları oluşturan dalgalar

Mikrotremör gözlemleri zemin koşullarının etkilerinin saptanmasında yaygın olarak kullanılır(Bour ve diğ. 1998). Mikrotremör kayıtları, mikrotremorların zamansal ve uzaysal, çok değişken ve düzensiz doğal titreşimler olduğunu ortaya

koymuştur. Bununla birlikte, elastisite teorisine göre mikrotremorlar cisim ve yüzey dalgalarından oluşurlar (Toksöz ve Lacoss, 1968).

Mikrotremor kaynaklarının çoğu deniz tabanı veya yer yüzeyi üzerindeki hareket olarak tanımlanabilir. Bundan dolayı yüzey dalgaları, cisim dalgalarına göre mikrotremorların baskın bileşeni olarak düşünülür. Bu yüzey dalgaları çeşitli mekanizmalarla ve çeşitli jeolojik birimlerde yayılmalarına göre zamansal ve uzaysal duyarlılıkta rastgele oluşurlar. Doğal olarak, mikrotremorlar sadece cisim ve yüzey dalgalarından değil, aynı zamanda saçılan ve kırılan dalgaları da içeren elastik dalgaların çok karmaşık biçimde bir araya gelmesinden oluşurlar (Okada, 2003).

Başlangıçta araştırmacılar mikrotremorların tanımını hakkında farklı görüşleri savunmuşlardır. Kanai ve Tanaka (1961), mikrotremorların zemin tabakalarındaki S dalgasının tekrarlı yansımaları sonucunda ortaya çıktığını belirtmiştir. Kanai (1983) mikrotremorların düşey düzlemde polarize olmuş S dalgalarından oluştuğu kabul ile yapmış olduğu çalışmalar sonucunda deprem kayıtları ile benzerlikler yakalamıştır. Aki (1957), mikrotremorların kaynağının büyük bölümünün yüzey dalgalarından oluştuğunu ortaya koymuştur.

Rodriguez ve diğ. (2000), deprem verileri ve mikrotremor kayıtlarından yer etkisini belirledikleri çalışmalarında mikrotremorları f-k spektrası kullanarak incelemişler ve mikrotremorların ağırlıklı olarak Rayleigh dalgası içerdikleri sonucuna varmışlardır. Mikrotremorların ağırlıklı olarak Rayleigh dalgası nedeniyle oluştuğu sonucuna varan araştırmaların sayısı da oldukça fazladır.

Nogoshi ve Igarashi (1971) alışmalarında mikrotremorlardan elde edilenlerle Rayleigh dalgalarının H/V (yatay/düşey) değerlerini karşılaştırmışlar ve mikrotremorların çoğunlukla Rayleigh dalgalarından oluştuğu sonucuna varmışlardır. H/V deki dorukların ana mod Rayleigh dalgasıyla açıklanabileceğini içeren bazı kuramsal çalışmalar yapılmıştır (Lachet ve Bard, 1994). Eğer bu yaklaşımın doğru olduğu düşünülürse mikrotremorun sadece Rayleigh dalgasından oluştuğu düşünülebilir.

Diğer taraftan, Nogoshi ve Igarashi'nin (1971) çalışmasında verilen örnekler dikkatlice incelenirse açıkça görülebilir ki Rayleigh dalgasının H/V oranının pik yaptığı (maksimum) frekansında Rayleigh dalga enerjisi çok küçüktür, neredeyse sıfırdır. Rayleigh dalgası H/V oranının en küçük olduğu (minimum) frekans civarında maksimum enerjiye sahiptir. Bundan dolayı, mikrotremorun H/V oranlarının pik (maksimum) değeri Rayleigh dalga enerjisiyle açıklanamaz. Nakamura (1989) tarafından açıklandığı gibi, pik frekans aralığında mikrotremörün H/V'si düşey gelen SH dalgasıyla açıklanabilir.

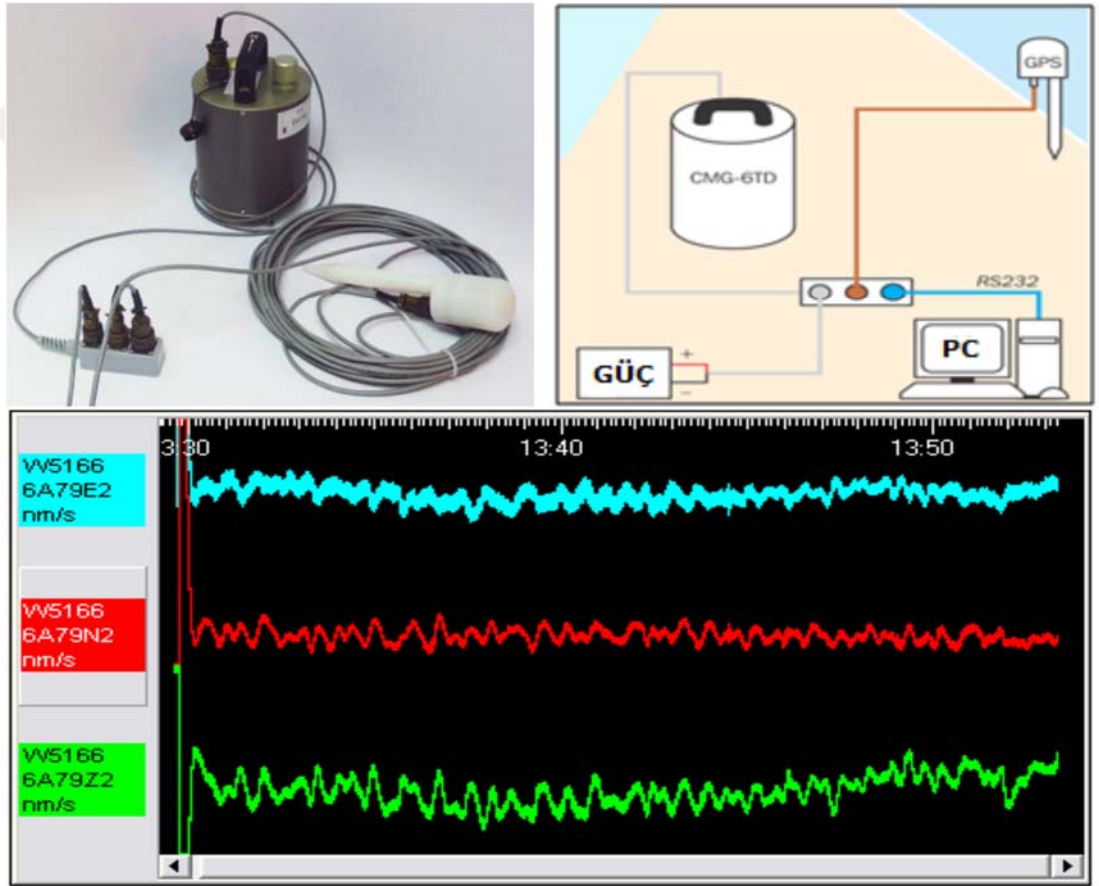
Mikrotremörlerin Kullanım Amaçları

- Yer hareketinin yerel zemin koşulları etkisi ile oluşturabileceği büyütme özelliklerinin (zemin hâkim periyodu ve zemin büyütme katsayısı) belirlenmesi,
- Mikrobölgeleme çalışmaları,
- Bölgelerin deprem duyarlılıklarına göre sınıflandırılması,
- Sismik risk analizi,
- Sarsıntı sırasında zemin ve yapı davranışlarının saptanması,
- Yer seçimi gibi birçok çalışmada kullanılabilir.

3.2.4. Mikrotremor verilerinin toplanma aşaması

Sismometreler ivme, hız ve yer değiştirmeye duyarlı olup bu üç büyüklükten biri seçilerek kayıt alınabilmektedir. Mikrotremor kayıtlarının elde edilmesinde genellikle Hız ölçen sismometreler kullanılmaktadır. Sismometreler iki yatay (Kuzey-Güney ve Doğu-Batı) ve bir düşey olmak üzere üç bileşenlidir. Kayıtlarda güç kaynağı olarak 12V pil kullanılabilmekte ve arazide kayıtlar doğrudan dizüstü bilgisayar bağlantısı ile sayısal olarak alınabilmektedir.(Şekil 3.7.)' de Ölçümler Scream! Programıyla sayısal olarak istenilen formatta kaydedilebilmektedir. Ölçüm noktalarının koordinatları ölçüm cihazlarına ait GPS ler veya el GPS leri kullanılarak belirlenebilmektedir. Mikrotremor ölçümlerinde kaydedilen değerler, sismometrenin üzerinde bulunduğu zeminin özelliklerini yansıtmaktadır. Bu sebeple ölçüm yapılan alanlarda sismometre doğal zemin üzerine yerleştirilmelidir. Aşırı gürültülü, asfalt ve beton gibi yapay zemin

karakteri taşıyan yüzeyler üzerinde, ağaç, elektrik direği ve benzeri yapıların yakınında, aşırı rüzgârlı ve yağışlı havalarda ve insan kaynaklı gürültülerin en yoğun olduğu zaman dilimlerinde kayıt alınmamalıdır. Ölçümlerin asfalt, kaldırım gibi yapay zeminlerde alınması durumunda elde edilen kayıtlar değerlendirildiğinde doğal zeminin baskın peryodu ve büyütmesi değil, yapay zeminin baskın peryodu ve büyütmesi bulunacaktır. Aynı şekilde sismometrenin üzerine yerleştirildiği zeminde çakıl, çimen gibi unsurların bulunması da kayıtlar üzerinde gerçek değerlerinden saptırıcı etki yapacaktır. (Beker, 2013)



Şekil 3.7. Arazide mikrotremor kayıtlarının alınmasında kullanılan ekipmanlar Ve Scream! Ekranında mikrotremor verisinin görünümü(Beker, 2013'den değiştirilmiştir.)

Mikrotremorlerin kaynakları çeşitli yapay ve doğal gürültüler olmasına rağmen, ölçüm alınan bölgenin bu gürültülerden (kaynağın büyüklüğüne ve özelliklerine bağlı olarak) yeterince uzak olmaması durumunda bu etkenler kaynak oluşturmak yerine ölçümlerde bozucu etkilere neden olabilmektedir. Böyle bir

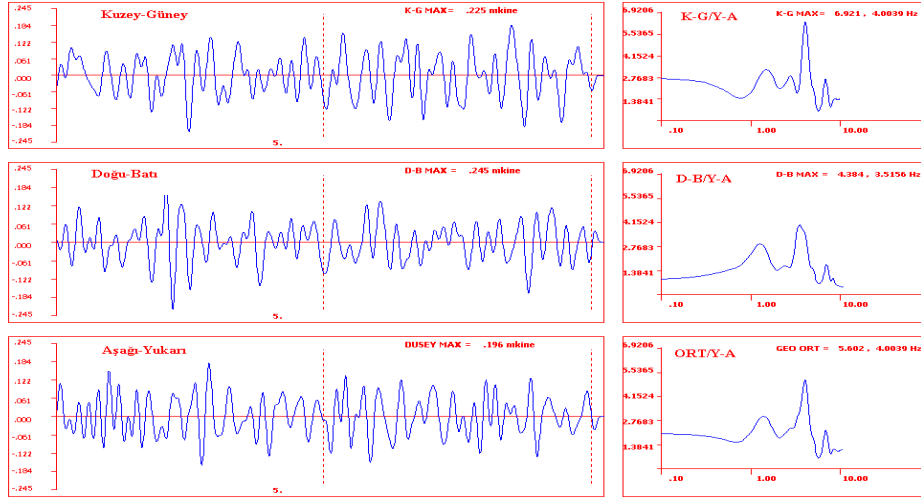
durumda alınacak kayıtlar zeminin özelliklerini yansıtmak yerine, kaynağın özelliklerini yansıtacaktır. Arazi çalışmasında böyle durumlardan kaçınılmalıdır.

Mikrotremor ölçümleri kültürel gürültünün en az olduğu zaman dilimleri arasında alınmalıdır. Ölçüm noktalarının konumları ve aralarındaki uzaklıklar çalışılacak bölgedeki yerleşimler göz önüne alınarak seçilmelidir. Arazide kayıtlar bilgisayar üzerinde anında görüntülenebildiğinden kayıt süresi, gürültü içeriği göz önüne alınarak belirlenebilir. Gürültünün fazla olduğu yerlerde sakin aralıkları yakalayabilmek için kayıt süresi daha uzun tutulmalıdır. Ayrıca kayıt kalitesi düşük olan mikrotremor ölçümleri yenilenmelidir.(Beker, 2013)

3.2.5. Zemin büyültmeleri ile bunlara ait frekansların bulunması

Nakamura'nın tekniğini uygulamak için öncelikle elde edilen mikrotremor kayıtlarının her bileşen için FFT' leri (Fast Fourier Transform) elde edilir. Frekans ortamına geçilir bu geçişte dikkat edilecek bir hususta boyunun 2 nin katı seçilmesidir (1024, 2048, 4096 v.b.). Daha sonra Her bileşen için elde edilen genlik değerleri frekanslarına göre (3.2)'de verilen formül aracılığıyla oranlanır. En sık yapılan hata sadece maximum genlikleri birbirine bölmektir. Eğer maksimum değerleri farklı frekanslarda ise bu yanlışlığa sebep verir. Doğrusu aynı frekansları kullanmaktır. Şekil 3.8.'de bu şekilde elde edilmiş bir kayıt gösterilmektedir.

$$(H/V)_m = (S_{NS}^2 + S_{EW}^2)^{1/2} / SUD \quad (3.2)$$



Şekil 3.8. Nakamura tekniğiyle elde edilmiş spektrumlar

3.2.6. Mikrotremorla zemin sıvılaşma analizinin yapılması

(Nakamura ve Takaziwa, 1990) zemin sıvılaşma analizlerinde kullanılmak üzere K Değerini önerdiler. Yüzey tabakalarının makaslama gerilmesi yaklaşık olarak aşağıdaki gibi (3.3)'de verilen formül aracılığıyla hesaplanabilir.

$$\gamma = C \cdot K \cdot \alpha \quad C = 1 / (\pi^2 V_B) \quad (3.3)$$

V_B : Ana Kayadaki S dalgası hızı, α : Manyitüden ve episantr uzaklığından tesbit edilen ana kayadaki ivme değeri $\text{cm/sn}^2 K = A_p^2 / F_p$ Burda A_p ve F_p , H/V oranları spektrumunda A_p nin max olduğu yerdir. Nakamura F_p yi predominat frekans A_p yi ise 'Amplification Factor' büyütme faktörü olarak tanımlamıştır. V_B yaklaşık olarak 600 m/ sn alınabilir. QT spektrumunun değerinin 1 den az olduğu yer sıvılaşma için potansiyel alandır.

Eğer V_B hızı ana kayada yaklaşık 600 m/sn iken makaslama gerilmesi $\gamma = 1.67$ civarındadır. Makaslama gerilmesi $\gamma = 1 \times 10^{-3}$ üzerinde olduğunda yer transform hale gelir. Eğer ana kayadaki ivme değeri 0.09 g ise ve K değeride 7 değerini aştığında $\gamma > 1 \times 10^{-3}$ değerini aşar böylece sıvılaşma olayı başlar. İvme değeri varolan çeşitli azalım ilişkilerinden elde edilebilir. Eğer ana kayadaki ivme değeri 0.09 g aşarsa burda sıvılaşma beklenebilir.(Nakamura ve Takaziwa, 1990)

3.3. Yöntemin Tarihsel Gelişimi

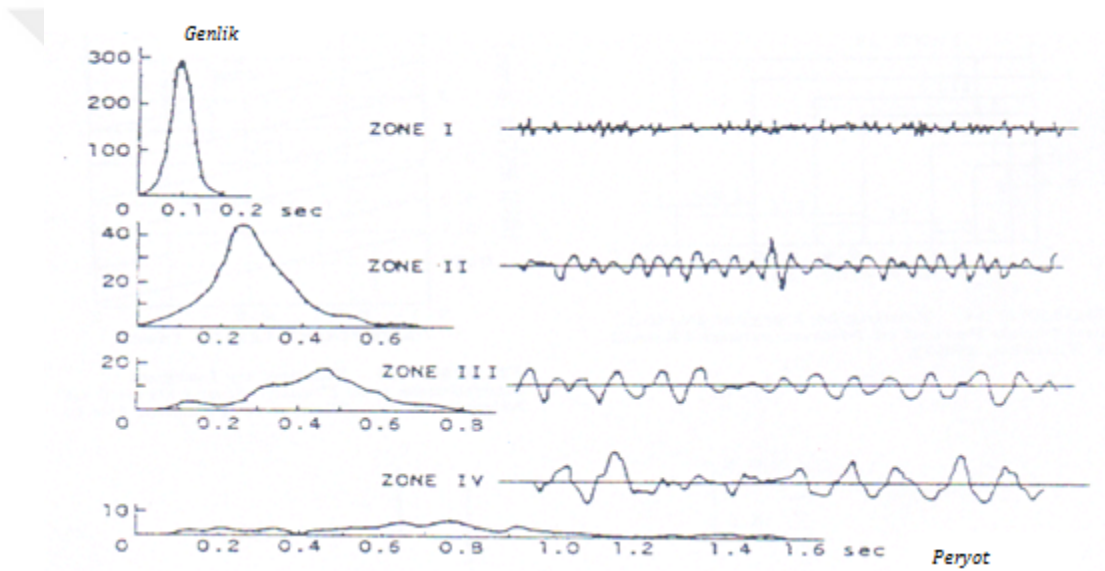
Mikrotremörlere ilişkin çalışmalar, yaklaşık yüz yıllık bir süreci kapsar. Literatürde bu tür titreşimlere ilişkin ilk çalışmaların Japon araştırmacılar tarafından yapıldığı 1940'lara kadar diğer batı ülkelerinde yöneme ilişkin herhangi bir çalışmanın varolmadığı görülmektedir. 1940'lardan sonra Avrupa ve Amerika' da yoğun çalışmalar başlamıştır. Yöneme ilişkin ilk çalışma Japonya' da Omori (1908) tarafından yapılmıştır.

Omori (1908), periyodu 2s' nin üzerindeki titreşimlerin (mikro-seism) kaynağını, okyanusal dalga yolundaki iletim mekanizması, kıtasal kabuktaki etkisi ve kıtasal kabuktaki yayılım türünü araştırmıştır. Ewing vd.(1957), Ohta vd.(1978), Kagami vd.(1982, 1986), Sakajiri (1982) ve Horike (1985) uzun periyotlu titreşimlerin yer tepkisinin (site response) belirlenmesinde kullanılabilirliğini incelemiştir.

Kanai ve Tanaka (1954, 1961, 1965, 1966), Aki (1957),Omori vd. (1973) Irikura ve Kawanaki (1980), Field vd. (1980), Kanai (1983), Kobayashi vd.(1986), Lermo vd. (1989), Nakamura (1989), Sato vd. (1991), Finn (1991), Hough vd. (1992), Costa (1996), Delgado vd.(2000), Rodriguez (2002), Mirzaoğlu ve Dikmen (2003) kısa periyotlu titreşimlerin, kaynağı, yayılım türü ve yer tepkisi çalışmalarında kullanılabilirliğini incelenmiştir. Bramhati vd. (1980), Celebi (1987, 1991), Aki (1989), Facioli (1991), Dikmen ve Mirzaoğlu (2005) yüzey topoğrafyasının sismik büyütme üzerindeki etkisini mikrotremor verileri kullanarak incelemiştir.

Günümüzde gerek yöntemin kuramı gerekse veri analizi üzerine çok sayıda araştırma yapılmış ve halen yapılmaktadır. Başlangıçta araştırmacılar mikrotremorların tanımı hakkında farklı görüşler savunmuşlardır. Mikrotremorların mühendislik uygulamaları ilk kez Kanai ve Tanaka (1961) tarafından önerilmiştir. Bu araştırmacılar mikrotremorları, birbirine paralel ince tabakalı zemindeki yatay S dalgalarının ardışık yansımaları olarak açıklamışlardır.

Aki (1957) Love dalgaları, Akamatsu (1961) Love ve Rayleigh dalgalarının kombinasyonu şeklinde açıklamışlardır. P ve Rayleigh dalgaları, Seo ve diğ. (1990) S ve Rayleigh dalgaları, Yamanaka ve diğ. (1994) ise Rayleigh dalgaları üzerinde çalışmışlardır. Kısa periyotlu titreşimler üzerine yapılan çalışmalar arasında, Kanai ve Tanaka (1954, 1961, 1965, 1966) çalışmaları ayrı bir yer tutar. Zeminlerin mühendislik amaçlı dinamik özelliklerini belirlemek amacıyla, mikrotremor yönteminin kullanımı Kanai vd.(1954), Kanai ve Tanaka (1961) tarafından yapılmıştır. Kanai ve Tanaka (1961), Japonya’ da yüzlerce noktada yaptıkları mikrotremor ölçümlerinden 2’şer dakikalık pencereler alarak frekans-periyot dağılımlarını incelemiştir. (Şekil 3.9.)



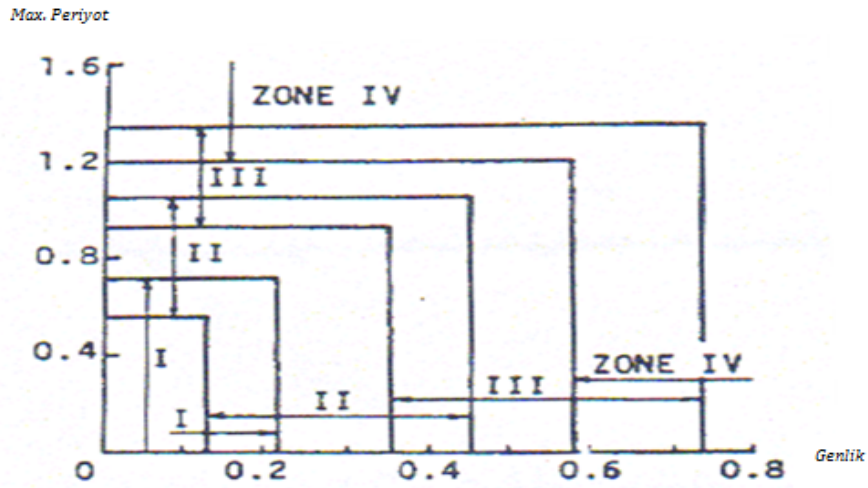
Şekil 3.9. Mikrotremorların frekans-periyot dağılımı (Kanai ve Tanaka, 1961’den değiştirilmiştir.)

Kanai ve Tanaka (1961)mikrotremorların frekans-periyot dağılımlarına dayanarak, ilk Japon Bina Kodunu (Japan Building Code) geliştirmiş ve dört farklı zemin grubu tanımlamıştır (Çizelge 3.1.).

Çizelge 3.1. Japon Bina Kodu (Kanai ve Tanaka, 1961)

Bölge	Zemin Durumu
I	Kaya, sıkı kumlu çakıllı birimler
II	Kumlu çakıl, kumlu sıkı kil veya Mil' den oluşmuş dilivual ya da kalınlığı 5 m veya daha kalın çakıllı alüvyon
III	Kalınlığı 5 m veya daha büyük alüvyon
IV	Yumuşak delta depolanmaları, kalınlığı 30 m veya daha büyük çamur ve üst toprak birimlerini de içeren alüvyon

Kanai ve Tanaka (1961)mikrotremor ölçümlerine dayanarak, mikrobölgeleme için iki yöntem önermiştir; Bu yöntemler, ortalama periyot ve en büyük periyota dayalı sınıflandırmadır. (Şekil 3.10.)



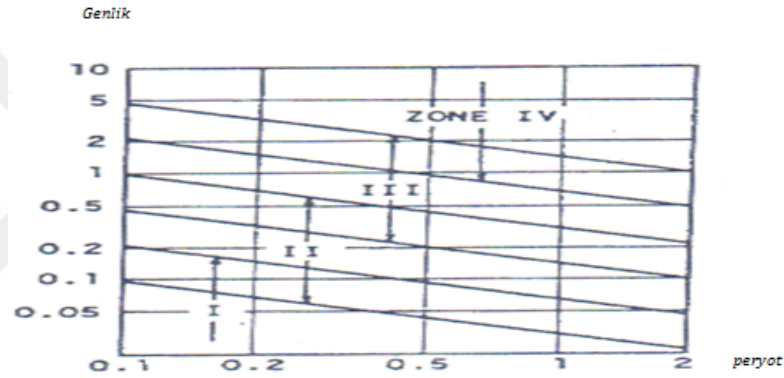
Şekil 3.10. En büyük (maksimum) ve ortalama periyot'a göre mikrobölgeleme (Kanai ve Tanaka, 1961'den değiştirilmiştir).

Kanai ve Tanaka (1954, 1961, 1966)'nın araştırma sonuçları özetlendiğinde:

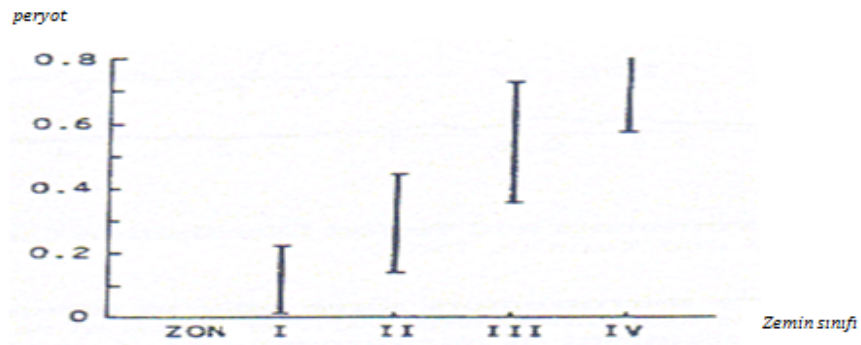
1. Basit jeolojik ortamlarda, frekans-periyot dağılım eğrisinden elde edilen keskin doruğun yaklaşık 0.1 saniye ile 0.6 saniye aralığında görülmektedir.
2. Ortam jeolojisinin karmaşık olması halinde, frekans-periyot dağılım eğrisinde, birden fazla doruk noktası görülmektedir. Bu doruk noktalarından birisi

0.2 saniye'den daha düşük periyotlarda, diğeri ise 1 saniye' den daha büyük periyotlarda görülmektedir.

3. Dağlık bölgelerde yapılan mikrotremor ölçümlerinde, doruk nokta 0.1 saniye ile 0.2 saniye arasında görülürken, Dilüviyal ortamlarda doruk noktalar 0.2 saniye ile 0.4 saniye arasındadır. Buna karşın alüvyal ortamda, frekans-periyot dağılım eğrisi düzensiz ve doruk değerler 0.4 saniye ile 0.8 saniye arasında görülebilmektedir. Alüvyon kalınlığı arttıkça frekans-periyot dağılım eğrisi düz ve periyot aralığı 0.05 saniye ile 2 saniye aralığında değişmektedir. Diğeri bir zemin sınıflandırması ise, mikron cinsinden en büyük genlik ve etkin periyot'un kullanılmasıdır (Şekil 3.11.).



Şekil 3.11. En büyük genlik ve etkin periyot'a dayalı zemin sınıflandırması (Kanai ve Tanaka, 1961'den değiştirilmiştir).



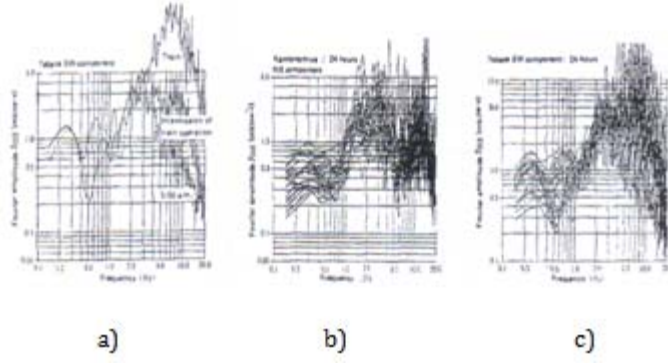
Şekil 3.12. Zemin sınıfları için etkin periyot dağılımı (Kanai ve Tanaka, 1961'den değiştirilmiştir).

Şekil 3.12.'de verilen her bir gruba ait etkin periyot dağılımı incelendiğinde, grup aralıklarının iç içe girmesinden dolayı zemin sınıflandırmanın sadece periyota dayalı olarak yapılmasının yetersiz olduğu görülmüştür. Benzer şekilde, sınıflandırmanın mutlak genliklere dayalı yapmasında yetersiz olduğu belirtilmiştir (Kanai ve Tanaka, 1961).

Kanai ve Tanaka (1954, 1961, 1966)'nın çalışmalarından sonra, Udwadia ve Trifunac(1973),mikrotremorlarınzeminin sismik genlik büyütmesinde kullanılabilirliğini belirlemek için Kaliforniya depremi kayıtları ile mikrotremor kayıtlarını karşılaştırmış ve deprem kaydı ile mikrotremor kayıtları arasında zayıf bir ilişki olduğunu ve mikrotremor verilerinin yorumlanmasındaki en büyük sorunun kaynak belirsizliği olduğunu göstermiştir. Diğer yandan mikrotremorların 5-10 dakikalık süreç içerisinde durağan (ortalama istatistiksel özellikleri değişmeyen) iken gün boyutunda bu özelliğin geçerli olmadığı görülmüştür. Udwadia ve Trifunac (1978)'a göre, bir noktadaki mikrotremor ölçümü, noktanın transfer fonksiyonundan ziyade, kaynak fonksiyonu hakkında bilgi vermektedir.

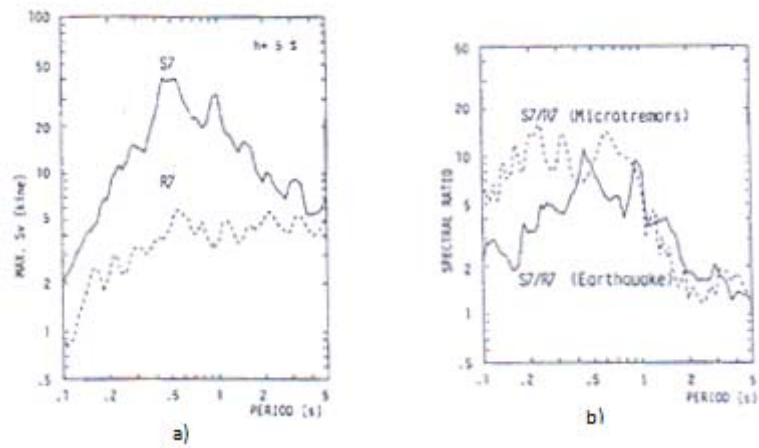
Aki (1988), mikrotremor kayıtları kullanarak frekansa bağlı zemin büyütmesini incelemiştir. Mikrotremor gözlemlerinin yorumlanmasındaki en büyük engelin farklı yerde farklı kaynakların bulunması nedeniyle, kaynak etkisiyle zemin etkisinin birbirinden ayıramadığına işaret etmiştir. Aki (1988) bir nokta için ortak kaynak ve dalga yolu kullanmasından dolayı birbirine yakın farklı noktaların genlik büyütmelemlerinin koda (bir deprem kaydında her bir fazın, örneğin, P, S, L, R fazları) son kısımlarına koda (coda) denir.) dalgaları ile daha güvenilir belirlenebileceğini göstermiştir.

Nakamura (1989) yaptığı çok sayıda mikrotremor gözlemlerinden 30 dakikalık kayıtlar kullanarak, kültürel etkilerin Fourier spektrumunu ne derecede değiştirdiğini ve değişken kaynakların doruk periyotları üzerindeki etkisini incelemiştir (Şekil 3.13.).



Şekil 3.13. (a) Sakin ve tren geçişi esnasında gözlenmiş mikrotremor kaydının Fourier Genlik spektrumu (DB bileşeni) , b, c zamanla değişken kaynakları içeren mikrotremor kayıtlarının Fourier Genlik Spektrumları (KG ve DB bileşenleri) (Nakamura, 1989).

Seo vd. (1990) deprem kayıtlarıyla ivme kayıtlarını karşılaştırmak üzere Ashigara (Japonya) havzasında ölçümler yapmış ve yer tepkisi değişimini incelemiştir. 1989 Chiba depremini anakaya üzerindeki R7 nolu istasyonda ve zemindeki S7 nolu istasyonunda gözlemlemiştir. Bu noktalarda ayrıca mikrotremor kayıtları da alarak spektrum oranlarını karşılaştırmıştır (Şekil 3.14.). Seo vd. (1990)' a göre periyodu 1 saniyenin üzerindeki bölgede deprem kayıtlarından elde edilen spektrum oranı ile mikrotremor gözleminden elde edilen spektrum oranının oldukça uyumlu olduğu fakat periyotun 1 saniyenin altında olduğu bölgede bu uyumun oldukça düşüktür.



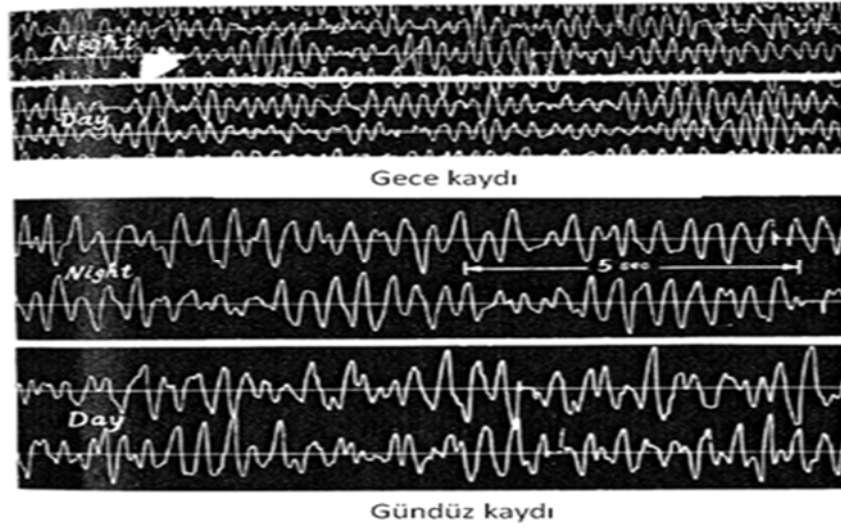
Şekil 3.14. a) S7 ve R7 istasyonlarında gözlenen kayıtların 5% sönüm oranı için tepki spektrumları, b) aynı istasyonların deprem ve mikrotremor kayıtlarından elde edilen spektral oranlar (Seo vd. 1990).

3.4. Mikrotremorlerin Periyot Dağılımları

Kanai ve Tanaka (1961), yaptıkları çalışmalarda yer yapısının basit ve tek tabakalı olduğu durumlarda mikrotremor verilerinin spektrumunda, 0.1 sn ile 0.6 sn arasında keskin bir şekilde doruk (pik, tepe) oluşumu görüldüğünü açıklamışlardır. Diğer yandan yer yapısı karmaşık olduğunda birden fazla doruk görülebilmektedir. Bu değerler 0.2 sn'den kısa ve 1 sn'den uzun periyotlarda gözlenmektedir. Örtü tabakasının olmadığı ya da çok az olduğu yerlerde, örneğin dağlık bir bölgede mikrotremorların periyotları 0.1 – 0.2 sn'lerde doruklar vermektedir. Akarsu kaynaklı yerlerde ise 0.2 – 0.4 saniyelerde pikler gözlenmektedir. Alüvyonal yerlerde ise Kanai (1961), Japonya'da 0.4 – 0.8 sn civarında düzgün dağılımı olmayan birden fazla pik içeren spektrumlar gözlemiştir. Genellikle kalın ve yumuşak örtü tabakalı yerlerde eğri düz bir şekil alırken 0.05 - 0,1'den 1- 2 saniyeye kadar bir dağılım göstermektedir. Tabakalı ortamlarda periyot dağılım eğrileri çoğunlukla tabakalı ortamlarda en üst tabakanın özelliklerinden etkilenmektedirler (Kanai ve Tanaka 1961).

3.5. Mikrotremorlerin Genliklerinin Zamana Göre Dağılımları

Mikrotremor ölçümlerinin genlikleri büyük ölçüde kayıt noktası etrafındaki aktivitelerin titreşimleri ile ilişkili olduğundan, gündüz saatlerinde alınan ölçümlerin genlikleri gece alınanlara oranla daha yüksek değerlerde olmaktadır. Çeşitli bölgelerde gece ve gündüz saatleri boyunca tekrarlı olarak alınan kayıtlar göstermiştir ki gündüz saatlerindeki genlikler daha büyük değerler ve şehir içlerindeki genlikler kırsal alanlardaki genliklere oranla daha büyük değerler almaktadır. Bununla ilgili olarak Kanai Japonya'da 30 noktada aldığı kayıtlar ile $Gece = 0.3 * (Gündüz)^{15}$ (Şekil 3.15.)'de deneye dayalı bir formülle tanımlamıştır. (Kanai,1961)



Şekil 3.15. Mikrotremorların gece-gündüz değişimleri (Kanai ve Tanaka, 1961'den alınmıştır).

3.6. Yeraltında Alınan Mikrotremor Kayıtları

Mikrotremor verilerini, kuyu için geliştirilmiş sismometrelerle yerin değişik derinliklerinde almak olanaklıdır. Bu amaçla birçok çalışmada kuyu içi sismometreleri kullanılarak araştırmalar yapılmıştır. Bu araştırmaların öncüsü olarak Kanai yerin farklı derinliklerinde ve yüzeyinde aldığı mikrotremor verilerini inceleyerek verilerin periyot dağılım eğrilerinin farklı derinliklerde farklı dağılımlarda olduğunu göstermiştir. Sonuçlarını, kuyu logları ile karşılaştırarak yerin ardalama özellikleri ile mikrotremor verilerini ilişkilendirmeye çalışmıştır. Aynı zamanda deniz tabanı ile karada alınan mikrotremör verileri de uyumluluk içerisindedir. Bu da mikrotremorların geniş kullanım alanlarında denenebileceğini göstermektedir.

Ayrıca öncelikle mikrotremor çalışmalarında mikrotremor verilerinin alınacağı noktaların harita üzerinde işaretlenmesi gerekmektedir. Daha sonra yapılacak olan çalışmanın amacına bağlı kalmak şartıyla çalışma bölgesinin yapısını yansıttığı düşünülen sıklıkta ölçü alınması gerekmektedir. Yapılan çalışma ve alınan ölçümlerden çıkan sonuçlara göre mikrotremor verilerinden elde edilen parametrelerin değerlerinin yer yapısına bağlı olarak birkaç on metre de dahi değişebildiği gözlenmiştir. Bu sebeplerden ötürü çalışma kapsamında oluşturulan yer etkisi parametrelerini gösteren haritaların yardımıyla bölgede

yerin salınım ve salınımı genleştirme karakterlerine ışık tutulmaya çalışılmaktadır. Fakat yerin bu özelliklerinin çok kısa mesafelerde dahi değişebileceği göz önünde tutulmalıdır. Bu yüzden yapılaşmalar sırasında mutlaka ayrıntılı jeofizik araştırmalar yapılmalı ve yapıların ayrıntılı temel altı yer özellikleri belirlenmelidir.

Günümüzde arazi ölçümleri için 3 bileşenli sismometre sistemleri kullanılmaktadır. Sismometreler ölçüm noktasında yatay olanlar birbirine dik olarak kuzey güney ve doğu batı yönünde, düşey sismometrede her ikisine dik olarak yerleştirilir. Sismometreleri doğru yönlendirebilmek açısından pusula kullanılması tavsiye edilmektedir. Ayrıca sismometreler içerilerinde mıknatıs yapılar içerdiğinden pusulanın bu bobinlerden etkilenmemesine özen gösterilmelidir. Sismometre sistemini yere yerleştirirken yerle açı yapacak şekilde eğik olmamasına aksine yere tam dik oturmasına dikkat edilmelidir. Kullanılan birçok alette mevcut olan su terazileri bu işlemi kolaylaştırmaktadır. Sistemi düzlemek için sismometrenin ayaklarının dışında başka malzemelerle düzlemeye çalışılmamalıdır. Sismometreler ile kullanılan diğer aygıtlar arasındaki kablo bağlantılarına dikkat edilmelidir. Sensörler için kablo gürültüsünü en aza indirmek için kablo boyları mümkün olduğunca kısa tutulmalıdır. Günümüz teknolojisinde genellikle bu sorun ile karşılaşmamaktadır. Dolayısıyla günümüzde modern sistem aletler ile birlikte çalışılırken veriler sayısal olarak alınabilmektedir. İstenilen örnekleme aralığında sayısal olarak alınan bu veriler doğrudan bilgisayar ortamına taşınabilmektedir. Bu bakımdan veri işlem ve yorum tamamen sayısal ortamda yapılmaktadır.

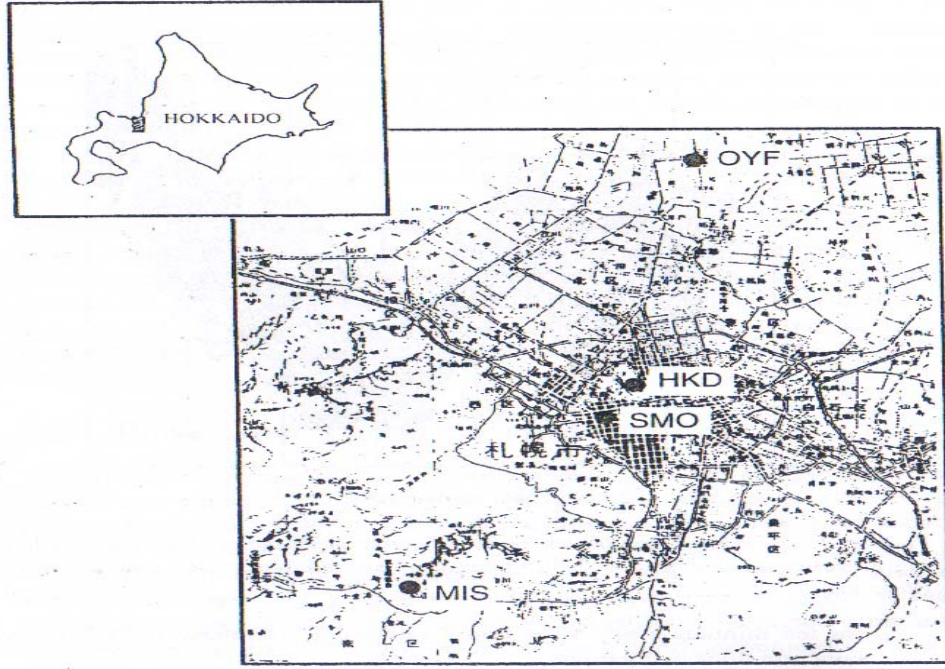
Zaman ortamında alınan sayısal veriler, Fourier dönüşümü ile frekans ortamına dönüştürüldükten sonra, verilerin frekans içerikleri ve genlikleri ile ilgili analizler ve değerlendirmeler yapılmaktadır. Genellikle alüvyon ve benzeri yer yapısındaki yumuşak birimlerin salınımlarının, kaya ve benzeri sert yapıdaki birimlerin salınımlarına oranla daha düşük frekanslarda olduğu belirtilmiştir. Mikrotremor kayıtları sürekli biçimde, tetiklemeye bağlı olarak veya pencereleme ile alınabilmektedir. İstenilen kayıtlara, modern cihazlarda uzaktan

modem yolu ile ulaşıp veri aktarımı yapmak ve GPS (Global Positioning System) ile bağlanarak, ölçü noktası koordinatları belirlemek mümkündür.

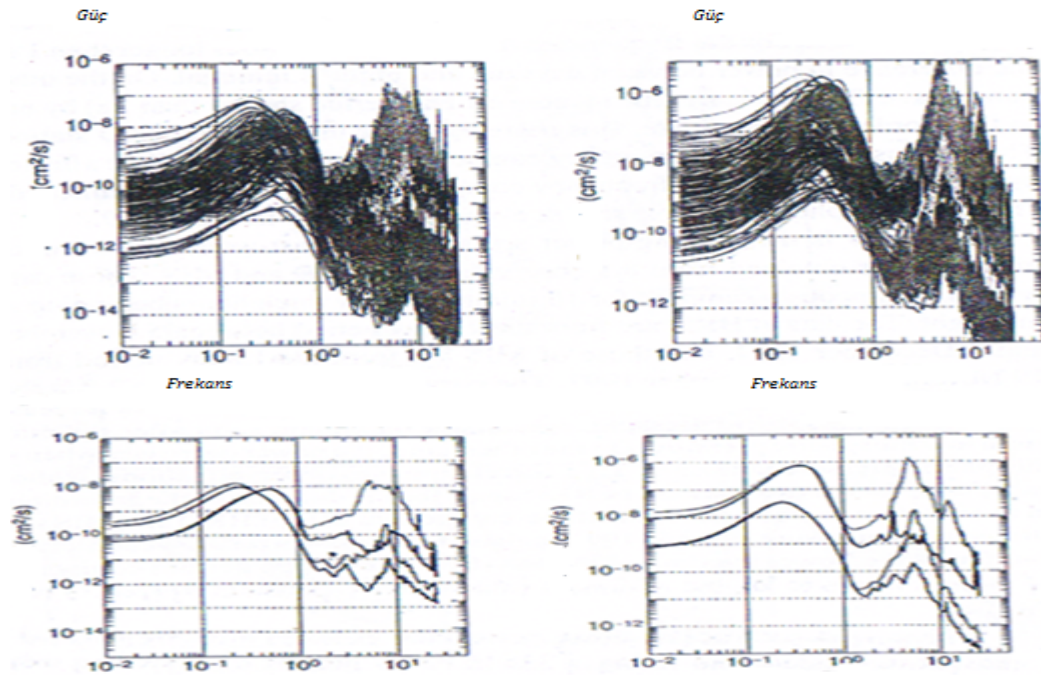
3.7. Mikrotremorların Zamansal Değişimleri

Doğal titreşimler olan mikrotremorlar, hem zamansal hem de mekânsal değişim gösterirler. Hokkaido (Japonya) bölgesinde bulunan Sappora şehri civarında üç ayrı noktada yapılan mikrotremor ölçümleri bu duruma iyi bir örnektir. Sözü edilen bölgede üç istasyon kurularak mikrotremor ölçümleri yapılmıştır. Birinci istasyon, beton zemin üzerine kurulan Oyafuru (OYF) dir. OYF istasyonu, kalın sedimanter havza üzerine kurulmuştur. Ölçüm 7-19 Ağustos 1984 tarihleri arasında 12 gün süresince ve her 3 saatte bir 10 dakikalık ölçüler şeklinde alınmıştır (Okada, 2003). İkinci istasyon, Hokkaido Üniversitesi (HKD) yerleşkesinde beton zemin üzerine kurulmuştur.

HKD istasyonu OYF istasyonu gibi sedimanter havza üzerindedir. Ölçüm 4 Kasım-4 Aralık 1997 tarihinde yapılmış ve 3 saatte bir 10 dakikalık ölçüler şeklinde alınmıştır. Üçüncü istasyon, Toyama bölgesinde (Sappora' nın ilçesi) beton zemin üzerine kurulu Missimai (MIS)' dir. Ölçüm HKD istasyonunda olduğu gibi aynı tarihler ve saatlerde alınmıştır. Her üç istasyonda kullanılan sismometreler 8 Hz doğal frekanslı uzun periyod (long period) sismometreleridir. HKD ile MIS arası yaklaşık 14,8 km, HKD ile OYF arası 13,5 km ve SMO istasyonu Sapporo Meteoroloji gözlemevindedir. Her üç istasyonda yapılan ölçümler süresinde ayrıca hava durumu'da gözlenmiştir. Kayıt süresince OYF istasyonu oldukça sessiz seyrek bir trafik mevcut, HKD istasyonu oldukça yoğun makina gürültüsü altında ve MIS istasyonu kırsal kesimde olmasından dolayı sessizdir. Her üç istasyondan elde edilen mikrotremor kayıtlarından 10 dakikalık pencereler alınarak incelenmiştir (Okada, 2003). (Şekil 3.16).



Şekil 3.16. Mikrotremor gözlemleri yapılan istasyon konumları (Okada, 2003).



Şekil 3.17. 20 saat'lik kayıtların Z ve DB bileşenlerine ait güç spektrumları, b) gece ve gündüz spektrumlarının ortalamasından hesaplanan güç spektrumları.(Okada 2003'den değiştirilmiştir.)

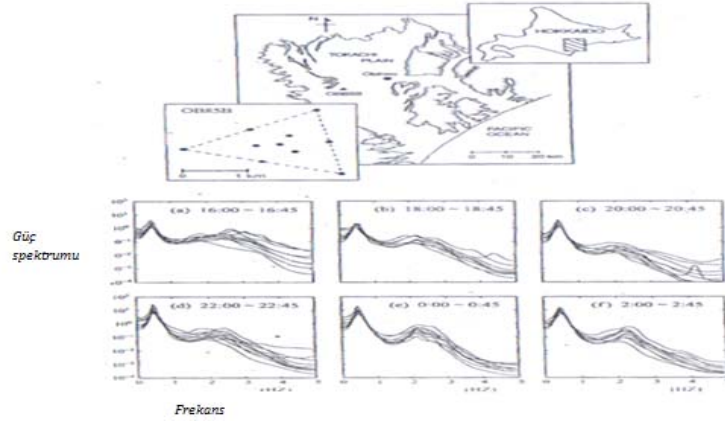
Sonuç olarak, mikrotremorların zamansal değişimleri incelendiğinde iki gruba ayrılmaktadır. Bunlar 1 Hz'in altındaki ve 1 Hz'in üstündeki değişimlerdir. 1 Hz' in altındaki (uzun periyot) değişimler: Periyotları 1s' den daha büyük

titreşimlerdir ve “mikrosismik” dalgalar olarakta adlandırılır. Bu tür titreşimlerin kaynağı olarak, atmosferik basınç değişimlerinden kaynaklanan okyanusal gel-git hareketleri gösterilmektedir (Okada, 2003) (Şekil 3.17.). Atmosferik basınç değişimiyle ters orantılıdır. Güç spektrumları, düşük atmosferik basınç ile artmakta, atmosferik basınçın minimum olduğu durumda maksimum değer vermektedir. Atmosferik basınç arttığında ise gücü azalmaktadır (Okada, 2003). 1 Hz’ in üzerindeki (kısa periyot) değişimleri, Periyotları 1s’ nin altındaki titreşimlerdir. Atmosferik basınçın etkisi belirgin olarak gözlenmemektedir. Bununla birlikte, bu frekans bandında etkin kaynak trafik, endüstriyel makinalar ve insan faaliyetleri gibi kültürel gürültüdür. Yüzey dalgalarının veya makaslama dalgasının kalınlığı ancak bir kaç on metreyi bulan sığ tabakalardaki tekrarlı yansımaları ile açıklanabilmektedir (Okada, 2003). Kısa periyot aralığında sığ jeolojik yapılar (en fazla bir kaç on metre kalınlığında) dalga genliğinin büyütülmesinde sorumlu olarak görülmektedir (Okada, 2003). Sonuç olarak, Mikrotremorların 1 Hz’ in altında 1.5 km mesafe’ye kadar ve 45 dakikalık kayıt süresince durağan olduğu söylenebilir (Okada, 2003).

3.8. Mikrotremorların Mekânsal Değişimleri

Mikrotremorların mekansal (uzaklığa bağlı) değişimlerini araştırmak için 1.5 km çapındaki bir alana yerleştirilen 10 istasyonda eş-zamanlı ölçümler yapılmıştır. Her bir istasyonda 45 dakikalık 6 ayrı mikrotremor kaydı 21 Temmuz 1985 saat 16:00’ dan 22 Temmuz 1985 saat 02:00’ a kadar alınmıştır. Tüm kayıtların güç spektrumları şekilsel olarak birbirine benzerken 1.5 Hz ve üzeri bileşenler istasyondan istasyona farklılık göstermiştir(Şekil 3.18.).

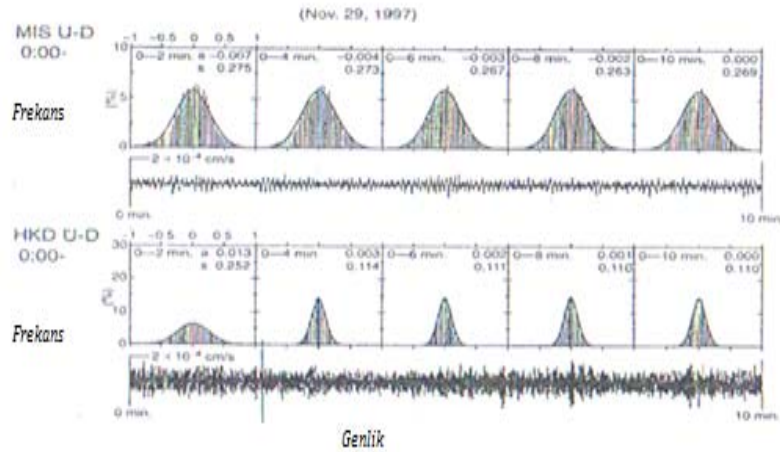
Bu farklılığın lokal kaynaklardaki zamansal farklılıktan ileri geldiği veya konumsal durağanlılık koşulunu sağlamadığı olarak görülebilir. Fakat uzun periyotlu bileşenler arasındaki bu farklılığın çok küçük olması, 1 Hz’ in altında konumsal durağanlığı sağladığı olarak düşünülmektedir (Okada, 2003). Sonuç olarak, Mikrotremorların 1 Hz’ in altında (uzun periyot), 1.5 km mesafe’ye kadar ve 45 dakikalık kayıt süresince durağan olduğu söylenebilir (Okada, 2003).



Şekil 3.18. 1,5 km çapındaki bir alanda ölçülen eş-zamanlı kayıtların güç spektrumları (Okada, 2003'den değiştirilmiştir).

3.9. İstatistiksel Özellikleri ve Güç spektrumları

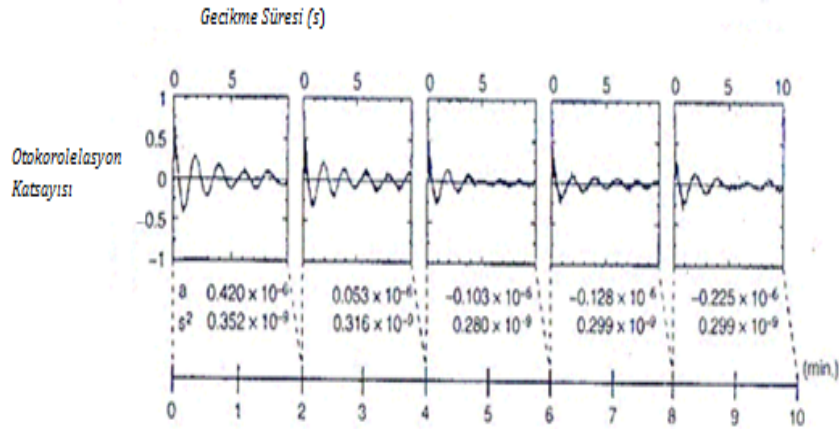
Nogoshi ve Igarashi (1970) mikrotremor kayıtlarında örnek sayısını arttırdıkça, normal dağılıma yaklaştığını göstermiştir. Sakaji (1982)'de yukarıda anlatılan HKD ve MIS istasyonlarından elde ettiği yoğun mikrotremor verisini incelemiştir. Şekil 3.19.'da düşey bileşen kaydının artan örnek sayısına bağlı olarak normal dağılıma yaklaştığı gösterilmiştir. Sakaji (1982)'ye göre 4 dakikadan daha büyük kayıt zamanı için mikrotremor verisi normal dağılıma oldukça iyi uymaktadır.



Şekil 3.19. Mikrotremorlerin sıklık-dağılımları (Nogoshi ve Igarashi, 1970'den değiştirilmiştir.)

Şekil 3.20.'de HKD istasyonundan ölçülen 10 dakikalık düşey kaydın 2' şer dakikalık bölümlerine ait özilişki fonksiyonları gösterilmiştir. Ortalama ve

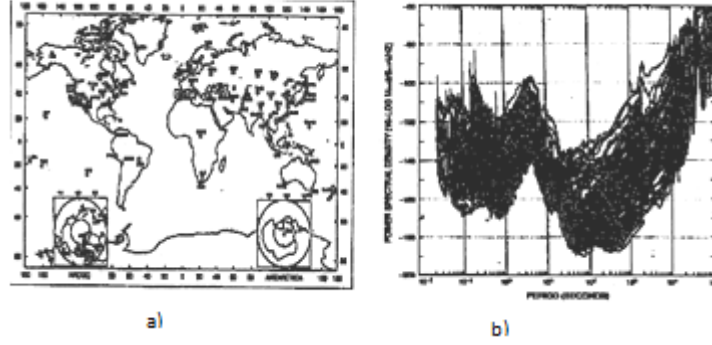
varyansın hemen hemen sabit olduğu görülmektedir. 10 dakikalık kayıta dayanarak, ortalamanın, varyansın ve özilişki fonksiyonun örnekleme aralığından bağımsız olduğu, bu nedenle mikrotremorların durağan stokastik süreç özelliği gösterdiği söylenir (Sakaji 1982).



Şekil 3.20. Mikrotremorların özilişki fonksiyonları (Sakaji, 1982'den değiştirildi)

Güç spektrumları, kısa periyotlu mikrotremorlar hem genlik hem de periyot bakımından gece ve gündüz belirgin değişimler gösterir. Buna karşın, uzun periyotlu mikrotremorlar gece ve gündüz değişimleri tamamen doğal olayların değişimine bağlıdır (Okada, 2003).

Şekil 3.21. a) da dünya üzerinde 75 farklı istasyonda ölçülen mikrotremor kayıtları ve Şekil 3.21. b) de bu kayıtların güç spektrumları gösterilmiştir (Pedersen 1994). Güç spektrumları şekilsel benzerlik göstermektedir. Bu periyodu ancak bir kaç saniye kadar olabilen mikrotremorların, tüm yerküre üzerinde var olduğuna ve yöntemin dünya çapında çapta uygulanabilirliğini göstermektedir.



Şekil 3.21 a)75 kayıt istasyonu dağılımı, b) güç spektrumları (Pedersen 1994).

3.10. Mikrotremor Kaynakları ve Ölçü Alımı

Mikrotremorlar başlıca iki farklı kaynak sınıfı tarafından oluşturulmaktadır. Bu kaynaklar; yakın alan kaynakları ve uzak alan kaynaklarıdır. Yakın alan kaynakları; trafik, endüstriyel makinalar, insan hareketleri, rüzgâr ve çevresel etkiler (ağaç ve bitkilerin titreşimleri vb.) oluşturur. Yakın alan kaynaklarına tamamını ifade etmek üzere “Kültürel Gürültü” denir. Yakın alan kaynakları kısa periyotlu (1 saniyenin altında) mikrotremorların oluşmasının nedeni olarak görülmektedir. Gündüzleri geceden daha aktif ve dalga biçimleri düzensizdir.

Uzak alan kaynakları ise atmosferik basınç değişimleri (yıldırım düşmesi, gök gürültüsü vb.), gel-git (med-cezir) olayı, nükleer patlatmalar ve depremler gibi doğal olaylardır. Uzun periyot (1 saniyeden büyük) mikrotremorların oluşmasının nedeni olarak görülmektedir. Mikrotremorlar, yüksek büyütme sismograflarla algılanabilen, 0.1-1 mikron arasında yer değiştirme genliğine sahip olan titreşimlerdir. Mikrotremorlar periyodlarına göre kısa ve uzun periyotlu mikrotremorlar olmak üzere iki ana gruba ayrılmaktadırlar. Kısa periyotlu mikrotremorların periyotları 1 sn’den daha azdır ve birkaç 10m kalınlıkta sıkı yer altı tabakaları ile ilgilidirler. Uzun periyotlu mikrotremorlar ise 1 sn’den daha büyük periyoda sahiptirler (Mirzaoglu ve Dikmen, 2003).

Yapılan çalışmalar sonucunda araştırmacılar;

* Uzun periyotlu (0,3 - 0.5Hz’den daha küçük) mikrotremorların kaynağının okyanus dalgaları

* Orta peryodlu (0,3 - 0.5Hz ve 1Hz arasında) mikrotremorların kaynağının deniz dalgalarının kıyıdaki yayılımından kaynaklandığı

* Kısa peryodlu (1Hz'den daha büyük) mikrotremorların kaynağının ise yaşam sürecindeki insan hareketliliği olduğunu ortaya koymuşlardır.

Mikrotremor spektrumu değişik frekanslarda birkaç pik içermektedir. Genel olarak 1Hz'den daha büyük frekanslarda doğal kaynaklı gürültü microseism olarak adlandırılır. Bu gürültüler mikrotremor olarak adlandırılan ve insan aktivitesi sonucu oluşan gürültülerden farklıdır. Yani kısa peryod ($T < 1s$) ve uzun peryod ($T > 1s$) olan gürültüler arasındaki genel ayrım yapay kaynaklı olan mikrotremorlar ile doğal kaynaklı mikroseismler arasındaki farka karşılık gelmektedir (Bard, 1998).

Araştırmacılara göre mikrotremorlar doğal kaynaklı çevresel titreşimler veya insan aktivitesi sonucu oluşurlar. 0.1-1 s arası peryodlardaki mikrotremorların, rüzgâr trafik, tren ve diğer endüstriyel aktivitelerle oluştuğu, daha uzun peryodlu hareketlerin ise atmosferdeki alçak basınç-okyanus etkileşmesi ile ilgili olduğu belirtilmiştir. Bu tür sismik gürültüler 6-8 saniyelik peryodlarda yayılırlar ve çok uzaklara ulaşabilirler. Okyanusların oluşturduğu titreşimler 12s, durağan dalgaların oluşturduğu peryodlar ise 6sn'de maksimum verir. Gündüzleri gürültü yoğunluğu fazla olduğundan gecelere göre daha belirgindir. Mikrotremorların dalga şekilleri düzgün olmayıp grup halinde kısa süreli titreşimler şeklindedir (Ercan, 2001). Arazide mikrotremor ölçümü alımı sırasında temel olarak bir kayıt aleti, kayıt aletinin yapısına bağlı olarak gerekirse bir dizüstü bilgisayar, sismometre sistemi, güç birimi ve bunlara bağlı yan birimler kullanılmaktadır. Mikrotremor kayıtları partikül hızını algılayan sismometreler ile alınmaktadır.

Sismometrelerin çalışma prensibi yer hareketine uyumlu salınım yapan basit bir sarkacın elektrik akımı üretmesine dayanmaktadır. Salınım periyodu değiştikçe elektrik akımının şiddeti de değişmektedir. Tek bir yöndeki titreşimlere karşı duyarlı olabilen sismometreler bulunduğu gibi üç yöndeki hareketlere de duyarlı olan sismometreler bulunmaktadır. Kullanılan sismometrenin bant aralığının mikrotremor verilerinin de içine girebileceği geniş bir bant da olması

gerekmektedir. İvmeölçerler de mikrotremor ölçümlerinin alınmasında kullanılabilirler. Fakat kullanılan sismometrenin duyarlılığının ve performansının yüksek olmasına dikkat edilmelidir. Ayrıca ivmeölçerlerle yapılacak olan çalışmalarda yer ivmesinin belli bir değerin üzerine çıkması için, bölgede en azından küçük bir deprem oluşması gerekmektedir. Bu durum ise yapılan çalışmaların süresini büyük bir oranda arttırmakta ve sonuç olarak pratiklikten uzaklaştırmaktadır.

Bard (1998), mikrotremor ölçümlerinin alınması ve değerlendirilmesine ilişkin olarak bazı önerilerde bulunmuştur. Bu önerileri:

- * Günümüzde kullanılan ivmeölçerlerin çözünürlüğü düşük frekanslarda çok az olduğundan hızölçerlerin tercih edilmesi
- * Bazı araştırmacıların 4,5 Hz sismometrelerin 0,5 Hz'e kadar güvenli sonuçlar verdiğini belirtmesine rağmen, 1 s'den daha uzun periyodların çözümü için 5s veya 10s hızölçerlerin kullanılması
- * Mekanik ve elektronik girişime neden olabileceği için uzun kabloların kullanılmaması
- * Rüzgârın düşük frekanslarda durağan olmayan, büyük distorsiyonlara yol açması nedeniyle, rüzgârlı veya yağışlı günlerde ölçü alınmaktan kaçınılması
- * Güçlü ve uzun süreli geçici sinyale yol açacağı için ağır vasıtaların geçtiği yollara yakın yerlerde kayıt alınmaması şeklinde sıralamıştır.

Mikrotremor çalışmaları kapsamında öncelikli yerler belirlenmelidir. Ölçü istasyonu sayısı belirlenmiş olan öncelikli yerlere göre değişebildiği gibi çalışmanın amacına bağlı olarak da ölçü istasyonlarının sayısında değişiklik yapılmaktadır. Örneğin oluşan bir depremden sonra hasarın yoğun olduğu bölgelerdeki ve hasarın seyrek olduğu bölgelerdeki özelliklerin saptanması için ölçü noktaları belirlenebilir. Bölgede kuvvetli yer hareketi ölçen istasyon varsa

verilerin güvenilirliği ve niteliği karşılaştırılmak amacıyla aynı noktalarda ölçümler alınabilir.

Yani mikrotremor kayıtları farklı zamanlarda alınabileceği gibi, bir bölgedeki titreşim özelliklerinin noktalar arasında ya da seçilen bir referans noktasına göre gösterdiği değişimin belirlenmesi istendiğinde, genellikle bir hat üzerinde yerleştirilen çok sayıda sismometre ile eş zamanlı kayıtların alınması yoluna gidilmektedir. Mikrotremor ölçümlerinde kaydedilen değerler, sismometrenin üzerinde bulunduğu zeminin özelliklerini yansıtmaktadır. Bu nedenle ölçüm yapılan sahalarda sismometre yapının üzerinde bulunduğu/bulunacağı zeminin üzerinde olmalıdır. Ölçümlerin asfalt, kaldırım gibi yapay zeminlerde alınması durumunda ise alınan kayıtların değerlendirilmesi sonucunda zeminin baskın peryodu ve büyütmesi değil, yapay zeminin baskın peryodu ve büyütmesi bulunacaktır. Aynı şekilde sismometrenin üzerinde bulunduğu zeminde çakıl, çimen gibi unsurların bulunması da kayıtların gerçekte değerlerinden sapmasına neden olacaktır. Eğer açık arazide ölçü alınıyorsa aşırı rüzgârlı veya yağışlı havalarda ölçü alınmamalı ya da ölçü alınırken bu etkilerin getirileri dikkate alınmamalıdır. Yağışlı havalarda ölçü alımı sırasında sismometrelerin üzeri örtü veya kutu gibi maddelerle kapatılarak ölçü alınmamalıdır. Mümkünse ölçüler az rüzgârlı ve yağışsız zamanlarda alınmalıdır (Muccirelli, 1998) .

Mikrotremorların kaynaklarının çeşitli yapay ve doğal gürültüler olmasına rağmen, ölçüm alınan bölgenin bu gürültülerden (kaynağın büyüklüğüne ve özelliklerine bağlı olarak) yeterince uzakta olmaması durumunda bu etkenler kaynak oluşturmak yerine ölçümlerde bozucu etkilere neden olmaktadır. Böylesi bir durumda alacağımız kayıtlar zeminin özelliklerini yansıtmak yerine, kaynağın özelliklerini yansıtacaktır. Arazi çalışmalarında böyle durumlardan kaçınılmalıdır. Ölçümler özellikle yerleşim alanlarında, gürültü seviyesinin düşük olduğu saatlerde, genellikle geceleri yapılmalıdır. (Ercan, 2001)Arazide kayıtlar bilgisayar üzerinde anında görülebildiğinden kayıt süresi, gürültü içeriği göz önüne alınarak belirlenmektedir. Gürültünün fazla olduğu alanlarda sakin aralıkları yakalayabilmek için kayıt daha uzun süreli alınmalıdır.

3.10.1.Mikrotremor ölçümlerinde kullanılan cihazlar

Titreşimcikler özel titreşim ölçerler (Sismometre) yardımıyla, hız, ivme veya yer değiştirme türünden kaydedilebilirler. Arazide ölçü alınırken temel olarak bir kayıt aleti, kayıt aletinin yapısına bağlı olarak bir dizüstü bilgisayar, sismometre sistemi, güç birimi ve bunlara bağlı yan birimler gerekmektedir. Bu cihazların genlik sınırları 0,005-3000 mikron olmalıdır. Sonuçların daha güvenilir olması için periyot sınırı 0,001-5 sn olarak alınması gerekir.

Titreşimciklerin genliklerinin küçük olması nedeniyle büyütmesi oldukça fazla olan sismometrelerle kaydetmek mümkündür. Sismometreler üç bileşenli kayıt alır; Doğu-Batı, Kuzey-Güney ve Düşey. Kayıtlar sayısal olarak elde edilir, bu sayede verilerin bilgisayara aktarılması ve değerlendirilmesi kolay olur. Bu çalışmada CMG-6TD üç bileşenli, sayısal çıkışlı portatif broadband sismometre kullanılmıştır (Şekil 3.22.). Bu sismometre ile yapılan ölçümlerden hız kaydı alınmaktadır.



Şekil 3.22. CMG-6TD Sismometre(Anonim, 2004)

Arazide kayıtlar doğrudan diz üstü bilgisayar bağlantısı ile sayısal olarak alınmıştır. Alınan kayıtların örnekleme Aralıkları 20Hz dir. Ölçümler SCREAM! Programı yardımı ile sayısal olarak GCF (Güralp Compressed Format) formatında kaydedilmiştir. Ölçü noktaları GPS yardımıyla belirlenmiş ve işaretlenmiştir. Mikrotremor verisi toplama son derece kolaydır. Bir mikrotremor kaydı için gerekli olan cihazlar: (Şekil 3.23.)

- 3 bileşenli ve yüksek duyarlılıklı sismometre (hızölçer tipi),
- Kayıtçı,
- Güç ünitesi (Batarya),
- El GPS' i ve Pusula,
- Dizüstü Bilgisayar,

Ve bunlara ek olarak plastik bant yapıştırıcı, pense, tornavida gereklidir. Günümüzde kayıtçıların dâhili veri saklama birimleri de bulunmaktadır.



Şekil 3.23. CMG-6TD tipi geniş band sismometresi ile mikrotremor kaydı için gerekli olan cihazlar(Beker, 2013'den alınmıştır.)

3.10.2. Mikrotremor ölçü alınmasında dikkat edilmesi gereken hususlar

- Ölçümler havanın açık olduğu zamanlarda (yağmur ve rüzgârın olmadığı) alınmalıdır, geceleri sesiz zamanlar da alınması,
- Sismometrenin zemine iyice oturtulmasına ve düzeçinin doğru yapıldığı kontrol edilmelidir (Bazı sismometrelerin belirli aralıklarla iç havasının alınması gerekir, örneğin Guralp marka sismometrelerde olduğu gibi. Ölçüme başlamadan önce bu durum kontrol edilmelidir.

- Kuzey doğrultusu pusula veya GPS yardımıyla belirlenmelidir (Doğru yön coğrafik kuzeyin seçilmesidir, fakat uygulamalarda genel olarak pusula kullanıldığından manyetik kuzey olarak set edilmektedir).
- Ölçüm yapılan noktanın transfer fonksiyonunu, hakim titreşim frekansını veya periyodunu ve yaklaşık büyütmesini elde edilebilmek için genel olarak gürültüsüz! 10 dakikalık ölçüm süresi yeterli olmaktadır.
- Örnekleme oranı için 100 Hz seçilmesi iyi bir seçimdir.
- Broadband tipi sismometrelerin kullanılması durumunda çalışma modu, kısa periyot modunda olmalıdır.

3.11. Mikrotremor Kayıtlarının Analizinde Kullanılan Yöntemler

Yöntemin ilk çalışmalarına bakıldığında mikrotremor kayıtlarının değerlendirmesinin sadece Fourier genlik spektrumlarından en büyük genliğin belirlenmesine dayandığı görülmektedir. Bir süre değerlendirmenin bu şekilde yapılmasına karşın günümüzde mikrotremor kayıtlarının analizi iki şekilde yürütülebilmektedir;

- Çalışılan bölgede yüzleklenmiş (mostra) temel kayanın bulunması halinde, bu temel kaya üzerinde seçilecek bir ölçüm noktasının referans noktası olarak kabul edilmesi ve diğer ölçüm yapılan tüm noktaların referans noktasına göre değerlendirilmesidir. Bu yöntem Spektrel Oranlar veya Referans yöntemi denir. Bu yöntem ilk olarak Borchardt (1970) tarafından deprem ivme kayıtlarına uygulanmıştır. Yöntem zayıf ve kuvvetli yer hareketi kayıtlarına uygulanabilmektedir.

Gutierrez ve Singh (1992) mikrotremor ölçümlerinden temel kaya üzerindeki ölçümlerin spektrumlarının ilgilenilen frekans aralığında düz olduğunu göstermiştir. Alüvyonda ölçülen mikrotremor kayıtlarının spektrumlarının temel kayada hesaplanan spektruma göre oranlanmasıyla alüvyon birimin transfer

fonksiyonu hesaplamıştır. Katz (1976), Katz ve), Lermo vd.(1988), Morales vd.(1991) yaptıkları çalışmalarda Fourier genlik spektrumu yerine güç spektrumunu kullanmışlardır. Lermo ve Garcia (1994), Fourier genlik spektrumuyla güç spektrumu arasında belirgin bir farkın olmadığını göstermiştir.

- Referans noktasının bulunmaması durumunda, Nakamura (Nakamura, 1989) veya H/V olarak bilinen yöntem kullanılır.

3.11.1. Referans (Spektral Oranlar) yöntemi

Yöntem ilk olarak Borchardt (1970) tarafından deprem ivme kayıtlarına uygulanmıştır. Yöntem zayıf ve kuvvetli yer hareketlerine uygulanabilir. Bu yöntem daha çok zayıf ve kuvvetli yer hareketi kayıtlarına uygulanmaktadır. Şayet belirlenebilecek temel kaya ve alüvyon üzerinde eş zamanlı mikrotremor kayıtları alınabilirse uygulanabilmektedir.

Bu yöntem ilk olarak Borchardt (1970) tarafından deprem ivme kayıtlarına uygulanmıştır. Bu yöntemde mikrotremor kaydı, hem seçilen referans noktasında (VR, HR) hem de alüvyon (yüzeyde VS, HS; tabanda VB, HB) birimde alınır (Şekil 3.24.). Elde edilen tüm kayıtlar frekans ortamına aktarılarak her bir kayda ait bileşenlerin genlik spektrumları hesaplanır. Alüvyon birimde alınan ölçüm noktalarına ait spektrumların her biri, referans noktasında alınan kaydın genlik spektrumuna oranlanır. Bu şekilde her bir ölçü noktası ile referans noktası arasındaki Transfer fonksiyonu elde edilmiş olur. Yöntemin zorluğu çalışılan bölgede kolayca referans noktasının bulunmaması ve hem referans noktası hem de alüvyon birim üzerinde alınan ölçüm noktası için ortak bir veri penceresinin seçilmesindeki zorluktur. Bu ise, birden fazla pencere alınması ile aşılmaktadır (Dikmen, 2006).

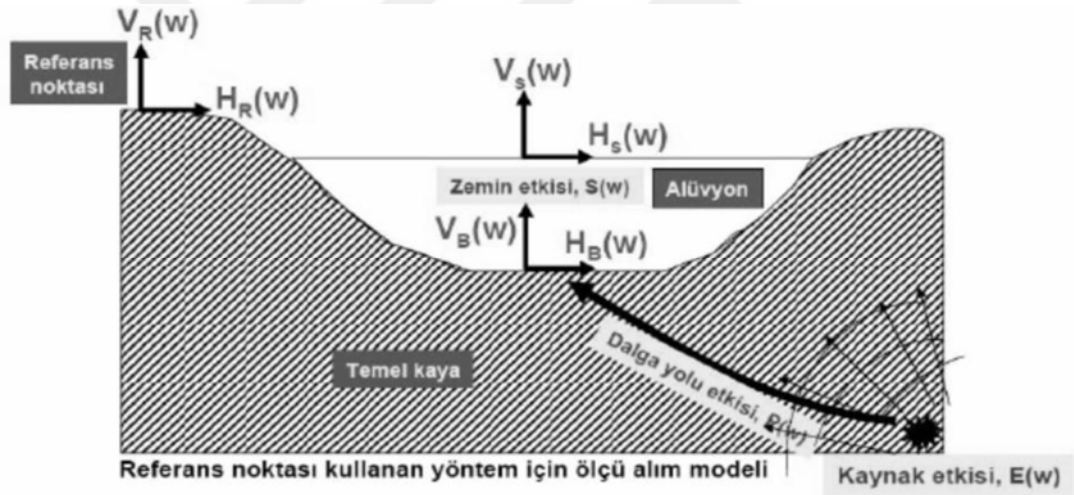
Bu yöntemin uygulanmasındaki en büyük zorluk, gerek referans gerekse alüvyon üzerinde alınan eş-zamanlı kayıtlar için ortak veri penceresi veya pencerelerinin seçilebilmesidir. Bu zorluğun üstesinden gelebilmenin bir yolu, her bir ölçüm

noktası için tüm veri üzerinde birden fazla (mümkün olduğunca çok) pencere secilerek elde edilecek spektrumun ortalamasını kullanmaktır.

Bu şekilde hata en küçüklenebilir. Ölçüm noktasının Genlik spektrumu:

$$G(f) = E(f) P(f) S(f) R(f) \quad (3.4)$$

İle tanımlanır. (3.4) bağıntısında verilen $E(f)$ kaynak etkisini, $P(f)$ dalga yolu etkisini ve $S(f)$ zemin etkisini ve $R(f)$ algılayıcı (sismometre) etkisini gösterir. Temel kayada ve alüvyon birimde kaynak, dalga yolu etkileri kayıtlara aynı ölçüde etkiyeceğinden (en azından varsayılmaktadır, şayet bu koşul sağlanmaz ise yaklaşım geçersiz sonuçlar üretecektir) birbirine oranı yalnızca alüvyon etkisini gösterecektir.



Şekil 3.24. Mikrotremor sinyallerini oluşturan bileşenler (Dikmen, 2006).

Algılayıcı etkisi, $R(f)$ kullanılan algılayıcıya ait özelliklerin bilinmesinden dolayı kayıtlardan kolaylıkla giderilebilir. $G(f)$ bağıntısında Zemin/Temelkaya oranı, yani anakaya-yeryüzeyi arasındaki zeminin tepki fonksiyonu olarak bilinen, transfer fonksiyonu,

$$T(f): \quad T(f) = G_S(f)/G_R(f) \quad (3.5)$$

Şeklinde elde edilir. (3.5) bağıntısında verilen G_S , zemin kaydı spektrumunu, G_R ise referans noktası kaydı spektrumunu gösterir.

3.11.2.Nakamura (tek istasyon) yöntemi

Yapılan birçok araştırma, tek bir yerdeki titreşimciklerin yatay spektrumlarının düşey spektrumlarına oranlanması sonucunda bölgesel yer etkilerinin hesaplanabildiğini göstermiştir (Mirzaoglu ve Dikmen, 2003). Bu düşünce ilk olarak Nakamura (1989) tarafından ortaya atılmış olmakla birlikte yöntem, araştırmacının adını taşımaktadır. Yatay ve düşey kayıtların spektrumlarının birbirine oranlanması esasına dayanan bu yöntem aynı zamanda H/V ya da Quasi Transfer Spektrumu olarak da bilinmektedir (Nakamura, 1988).

Bu yöntemde H/V, SH dalgalarının çeşitli kırılması ile ifade edilmektedir. Diğer bir araştırmacı grubu ise H/V'deki pikleri Rayleigh dalgalarının piklerinin varlığı ile açıklamışlardır. Yapay titreşim kaynakları çoğunlukla düşey hareketlerde hâkim olmakla birlikte Rayleigh dalgalarının oluşmasına yol açmaktadırlar. Düşey bileşende Rayleigh dalgasının etkisi açıkça görülmektedir. Bu sebepten dolayı Rayleigh dalgaları mikrotremorların gürültüsü olarak kabul edilmekte ve etkileri en aza indirilmeye çalışılmaktadır. Nakamura (2000)'da Rayleigh dalgalarının etkisini ve bu etkinin azaltılması için gerekli olan yolları ayrıntılı olarak incelemiştir.

Bu yöntemin geçerliliği ile ilgili sayısal modellemeler 1994 yılında Lermo ve Chavez-Garcia tarafından yapılmıştır (Lermo ve Garcia,1994). Bu yöntemin temelini mikrotremorların sadece yatay bileşeninin zeminden etkilendiğini ve kaynağın spektral özelliklerinin yatay bileşen mikrotremorlar kadar düşey bileşen mikrotremorlarla da beslenmesi oluşturmaktadır. Nakamura yöntemi ile üç bileşen titreşim kayıtları kullanılarak zeminin özellikleri belirlenmektedir. 1989'da Nakamura tarafından ortaya atılan bu yöntem birçok araştırmacı tarafından geliştirilmiştir(Duval ve Diğ. 2001;Tsuboi ve diğ.2001). Nakamura'nın geliştirmiş olduğu bu yöntem iki istasyon yöntemine göre daha hızlı uygulanabilen bir teknik haline gelmiştir. Bu yöntemle kaynak etkisi tamamen yok edilmektedir (Lermo ve Chavez-Garcia, 1994) ve mikrotremor kayıtlarının Y/D oranları (Nakamura, 1989) hesaplandığında hakim frekans ortamının temel titreşim frekansına karşılık geldiği görülmektedir (Ojeda ve Escallon, 2000).

Ancak Y/D oranlarından elde edilen genlik bilgisinin, zemin büyütme katsayısının hesaplanmasında kullanılması tartışılmalıdır (Bobin ve diğ. 2001).

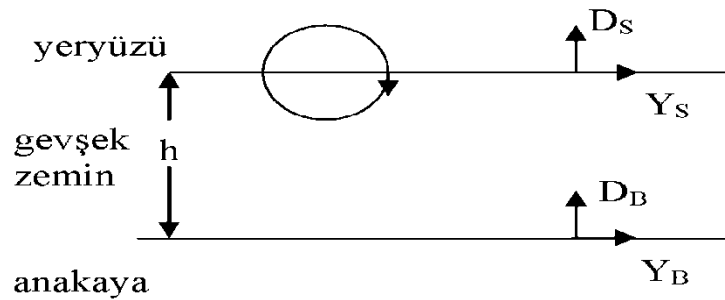
Nakamura yönteminin uygulanabilmesi için üç tane varsayım kabul edilmiştir.

* Birinci varsayım, mikrotremorların yarı sonsuz ortam üzerinde bulunan tek tabakalı gevşek bir zemin içinde ağırlıklı olarak Rayleigh dalgası şekil 3.5.'de olduğu gibi yayıldıklarıdır. (Şekil 3.25.)

* İkinci varsayım, mikrotremorların bölgesel, yakın yüzey kaynaklarından (trafik, endüstriyel gürültüler gibi) etkilendiği ve derin kaynakların etkisi olmadığıdır (Lermo ve Garcia 1994).

* Üçüncü varsayım, hareketin düşey bileşeninin zemin tabakası tarafından büyütülmediği varsayılmaktadır (Lermo ve Garcia 1994).

Bu varsayımların geçerliliği Nakamura (1989), (1996) ve Bard (1985)'de ayrıntıları ile tartışılmıştır.



Şekil 3.25. Nakamura (1989'dan değiştirilmiş.) tarafından önerilen mikrotremorların yayılımı ile ilgili basit model

D_s : Zemin tabakasının yüzeyindeki hareketin düşey bileşeninin genlik spektrumu

D_B : Zemin tabakasının tabanındaki (ana kayadaki) hareketin düşey bileşeninin genlik spektrumu

Y_s : Zemin tabakasının yüzeyindeki hareketin yatay bileşeninin genlik spektrumu

Y_B : Zemin tabakasının tabanındaki (ana kayadaki) hareketin yatay bileşeninin genlik spektrumu

S_Y : Zemin tabakasının yüzeyindeki hareketin yatay bileşeninin genlik spektrumunun tabanındakine (ana kayadakine) oranı

S_D : Zemin tabakasının yüzeyindeki hareketin düşey bileşeninin genlik spektrumunun tabanındakine (ana kayadakine) oranı

$S_{Y/D}$: Zemin tabakasının yüzeyindeki hareketin yatay bileşeninin genlik spektrumunun düşeye oranı

$B_{Y/D}$: Zemin tabakasının tabanındaki hareketin yatay bileşeninin genlik spektrumunun düşeye oranı

S_T : $S_{Y/D}$ 'nin $B_{Y/D}$ 'ye oranı. Olarak tanımlandığında, birinci ve ikinci varsayımlar altında Y_S Rayleigh dalgalarından etkilenirken, Y_B etkilenmemektedir. Y_S 'nin Y_B 'ye oranı (S_H) yatay yöndeki büyütme vermektedir. Üçüncü varsayıma dayanarak ise D_S 'nin D_B 'ye oranı olan S_Y 'nin bire eşit olacağını söylemek mümkündür.

$$S_Y = Y_S / Y_B$$

$$S_D = D_S / D_B = 1$$

$$S_{Y/D} = Y_S / D_S$$

$$B_{Y/D} = Y_B / D_B$$

$$S_T = S_Y / S_D = S_{Y/D} \text{ olacaktır.}$$

Bu durumda tabakanın özelliğinin belirlenmesinde sadece yüzeydeki salınımlarının ölçülmesinin yeterli olacağı açıkça görülmektedir. Birçok araştırmacı tarafından yöntemin kullanılabilirliği teorik ve uygulamalı çalışmalarla sorgulanmıştır. Bu çalışmalar neticesinde Y/D oranından belirlenen baskın pikin frekansının gürültü kaynağının özelliğinden bağımsız olduğu ve zeminin stratigrafisiyle ilişkili olduğu, pikin genliğinin kaynak-alan uzaklığı kadar

zeminin yapısına bağı olduğu sonucuna ulaşılmıştır (Field ve Jakob, 1993; Lachet ve Bard, 1995).

Nakamura tekniğı ile yapılan çalışmalar bu yöntemin gevşek zeminin baskın frekansını güvenilirlikle belirlediğini ispatlamıştır. Özellikle direşim farkının belirgin olduğu durumlarda, Y/D oranı ile baskın frekansın belirlenmesi, genlik spektrumu ya da referans noktasına göre spektral oran ile belirlenmesinden daha kolaydır. Uygulamalı sonuçlarda Y/D oranına ait grafiğın gelen S dalgasına ait olan yer büyütmesi grafiğinden farklı olduğu görülmüş ve bu nedenle büyütmenin bulunması konusunda güvence vermediğı düşünölmüşdür (Bard 1998).Yapılan sayısal (Lachet ve Bard, 1994; Field ve Jakob, 1993) ve uygulamalı çalışmalardan (Duval, 1994) elde edilen sonuçlar Nakamura yönteminin bazı belli sınırlamaları olduğunu göstermiştir. Aralarında büyük direşim farkı olan ana kaya üzerindeki tortul alanlarda yapılan ölçümlere Nakamura Yöntemi uygulandığında bunların Y/D oranlarının sadece baskın frekansta belirgin tek pik sergiledikleri gözlenmiştir.

Delgado (2000), mikrotremorların jeofiziksel araştırmalardaki uygulamaları ve sınırlamaları ile ilgili çalışmasında aralarında direşim farkı olmayan tabakalar için Nakamura Yönteminin geçerli olmayacağını kanıtlamıştır. Aynı şekilde Vs dalgasının derinlikle düzensiz biçimde değıştiğı bölgelerde Nakamura Yönteminin güvenilir sonuçlar vermeyeceğini belirtmiştir. Bu sınırlayıcı etkenlerin bulunmadığı alanlarda gevşek zemin kalınlığının yüksek bir doğrulukla belirlenebileceğı belirtilmiştir. Costa ve diğ. (1996) Lisbon kasabasında yaptıkları çalışmada aldıkları mikrotremor kayıtlarını Nakamura Yöntemi ile değıerlendirmişler ve buldukları sonuçları, patlatma kayıtları ve deprem verilerinin spektrumları ve 1 ve 2 boyutlu kuramsal model sonuçları ile kıyaslamışlardır. Hesaplanan resonans frekansları ve bölgenin jeolojisi göz önünde bulundurulduğunda ince alüvyon tabakaları için Nakamura yönteminin yer tepkisinin belirlenmesinde kullanışlı bir yöntem olduğu sonucuna varılmış, tabaka kalınlığı ve zeminin gevşekliğı ile ilgili bilgilere de ulaşılabilceğı belirtilmiştir. Bard (1998) mikrotremorlar hakkında incelediğı pek çok yayından

ve kendi yaptığı uygulamalardan yola çıkarak Nakamura Yöntemi için veri işlem aşaması ile ilgili önerilerde bulunmuştur. Bu öneriler:

* Kayıtların değerlendirilmesinde en uygun pencere boyunun 20s olduğunu ve en az olarak da 10slik pencere boyu kullanılabileceğini ifade etmiştir.

* Güvenilir sonuçlar elde edebilmek için kullanılacak toplam pencere sayısını 10 olarak önermiştir.

* Güçlü trafik hareketlerinin bozucu etkisinin olduğunun bilinmesine rağmen kısa süreli hafif trafik hareketlerinin kayıtların kalitesini düşürmediğini ve hesaplanacak Y/D oranını etkilemediğini ifade etmektedir.

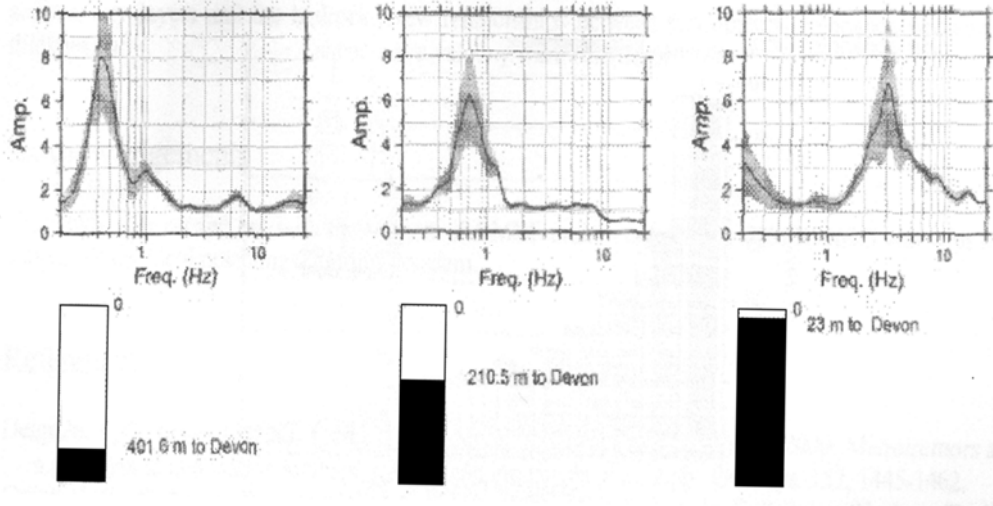
* Y/D spektral oran hesaplanırken iki yatay bileşenin birleştirilerek tek yatay bileşen oluşturulması konusunda iki yöntem önerilmiştir. Bunlardan ilki, bileşenlerden birinin gerçel diğerinin sanal bileşen olarak kabul edilmesi ve karmaşık fourier dönüşümünün alınmasıdır. İkincisi ise her bir bileşenin spektrumlarının geometrik ortalamasının alınmasıdır.

* Spektrumların düzgünlenmesi işleminde kullanılacak pencerelerin düşük ve yüksek frekanslar arasındaki genlikleri bozmaması gerekmektedir. Örneğin 0.5 Hz'lik bir üçgen pencere kullanıldığında 1Hz altındaki piklerin belirlenmesi engellenecektir. İncelenecek bölümdeki frekansların özelliğini bozmayacak şekilde düzgünleme penceresinin genişliğinin ayarlanması gerekmektedir.

* Birden fazla pencerede Y/D oranı alınarak yapılan çalışmalarda tek sonuç olacak Y/D oranı için ortalama almak gerekecektir.

Bard (1998) yaptığı çalışmalar sonucunda önce her bir pencerenin Y/D oranının alınması ve sonra oranların ortalamasının alınmasının daha iyi sonuç verdiğini belirlemiştir. Ortalamaların hesaplanmasında aritmetik veya geometrik ortalama alınması arasında belirgin bir fark olmadığını gözlemlemiştir. Lermo ve Chavez-Garcia (1996) mikrotremor kayıtlarında 0,3-5Hz frekans aralığında yaptıkları çalışmalarla baskın periyodu güvenilir olarak belirlemişlerdir. Fakat literatürde

daha büyük frekans aralıkları da kabul edilmektedir. Mucciarelli (1998) 10Hz'e kadar olan mikrotremorlarla çalışırken, Nakamura (1989) 0,5–20Hz aralığındaki mikrotremorlarla çalışmıştır. H/V tekniğine ilişkin Seht Ibs-von ve Wohlenberg (2003) tarafından yapılan bir uygulama Şekil 3.26.'da verilmiştir.



Şekil 3.26. Üç farklı lokasyonda mikrotremor verilerinden H/V yaklaşımı ile hesaplanan etkin frekans ve sediman kalınlığı (Seht Ibs-von ve Wohlenberg, 2003).

Zemin baskın titreşim periyotları (temel ve birinci harmonik veya alt ve üst baskın periyotlar olarak ta anılır.) olan T_a ve T_b periyotlarına ve yapı doğal titreşim periyoduna, T göre hesaplanacak Spektrum Katsayısı, $S(T)$:

$$S(T) = 1 + 1.5 \left(\frac{T}{T_a} \right) \quad , \quad 0 \leq T \leq T_a$$

$$S(T) = 2.5 \quad , \quad T_a \leq T \leq T_b \quad (3.6)$$

$$S(T) = 2.5 + \left(\frac{T_b}{T} \right)^{0.8} \quad , \quad T_b \leq T$$

Bağıntılarıyla hesaplanır. (3.6) bağıntısıyla verilen spektrum katsayısının hesaplanmasında kullanılan karakteristik periyotlar, yerel zemin sınıfına göre Çizelge 3.2.'de verilmiştir. Yerel zemin sınıfının belirlenmesinde Jeofizik/Jeoteknik araştırmalardan elde edilen SPT-N (standart penetrasyon testi-darbe sayısı), serbest gerilme direnci, bağıl sıkılık yüzdesi veya kayma

(makaslama) dalga hızı değerlerinden yararlanılır. Ta, Tb periyotlarının belirlenmesinde ilgili parametre değerleri kullanılarak izelge 3.4.'de verilen yerel zemin grubu belirlenir ve izelge 3.4.'de verilen ilgili yerel zemin sınıfı seçilir. Belirlenen yerel zemin sınıfına göre izelge 3.2.' den Ta ve Tb periyot değerleri seçilir. (Dikmen, 2011)

Çizelge 3.2. Spektrum karakteristik periyotları (Ta, Tb) (Dikmen, 2011)

Yerel Zemin Sınıfı	T _a (saniye)	T _b (saniye)
Z1	0.10	0.30
Z2	0.15	0.40
Z3	0.15	0.60
Z4	0.20	0.90

Çizelge 3.3. Yerel zemin sınıfları (Dikmen, 2011)

Yerel Zemin Sınıfı	Zemin grubu ve En st zemin tabakası kalınlığı (H1)
Z1	(A) grubu zeminler H1 < 15 m olan (B) grubu zeminler
Z2	H1 > 15 m olan (B) grubu zeminler H1 ≤ 15 m olan (C) grubu zeminler
Z3	15 m < H1 < 50 m olan (C) grubu zeminler H1 ≤ 10 m olan (D) grubu zeminler
Z4	H1 > 50 m olan (C) grubu zeminler H1 > 10 m olan (D) grubu zeminler

Çizelge 3.4. Yerel zemin grupları(Dikmen, 2011)

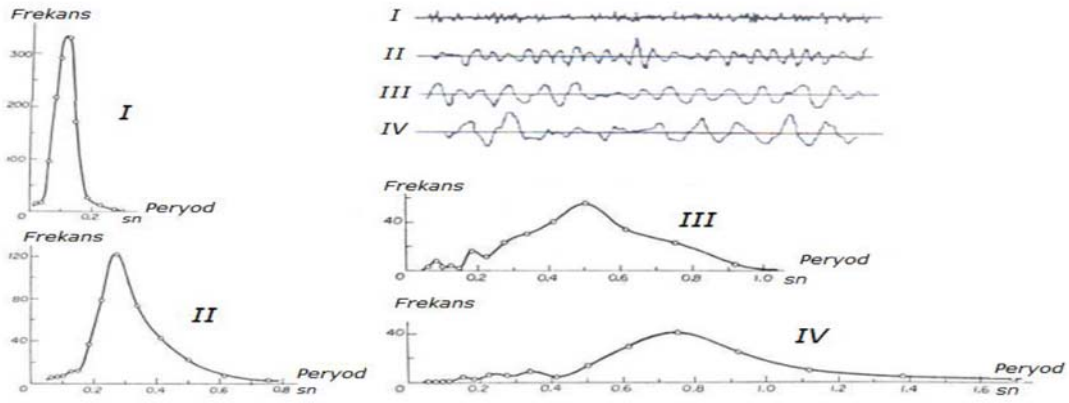
Zemin Grubu	Zemin Grubu Tanımı	Stand. Penetr. (N/30)	Relatif Sıklık (%)	Serbest Basınç Direnci (kPa)	Kayma Dalgası Hızı (m/s)
(A)	1. Masif volkanik kayalar ve ayrışmamış sağlam metamorfik kayalar, sert çimentolu tortul kayalar... 2. Çok sıkı kum, çakıl ... 3. Sert kil ve siltli kil...	- >50 >32	- 85-100 -	>1000 - >400	>1000 >700 >700
(B)	1. Tüf ve aglomera gibi gevsek volkanik kayalar, süreksizlik düzlemleri bulunan ayrışmış çimentolu tortul kayalar... 2. Sıkı kum, çakıl ... 3. Çok katı kil ve siltli kil...	- 30-50 16-32	- 65-85 -	500-1000 - 200-400	700-1000 400-700 300-700
(C)	1. Yumusak süreksizlik düzlemleri bulunan çok ayrışmış metamorfik kayalar ve çimentolu tortul kayalar.. 2. Orta sıkı kum, çakıl... 3. Katı kil ve siltli kil ...	- 10-30 8-16	- 35-65 -	<500 - 100-200	400-700 200-400 200-300
(D)	1. Yeraltı su seviyesinin yüksek olduğu yumusak, kalın alüvyon tabakaları ... 2. Gevsek kum... 3. Yumusak kil, siltli kil...	- <10 <8	- <35 -	- - <100	<200 <200 <200

3.11.3. Sıfır kesme yöntemi (kanai yöntemi)

Yer, sürekli olarak anlık genliklerle salınmaktadır. Genelde mikrotremorların periyodları çok küçük (0.05-2s) olup, genlikleri 0.1-1 mikron civarındadır. Mikrotremorlar trafik, endüstri makinaları, rüzgârın hareket ettirdiği şeyler ve benzeri birçok kaynağın oluşturduğu değişik tipteki dalgaların bir kombinasyonudur. Çözümleme yöntemi ve sismografin tipine bağlı olarak her çeşit dalga gözlenmektedir. Mikrotremorların özellikleri, temelde mikrotremor ölçer (microtremometer) olarak adlandırılan sismograflarla yapılan gözlemlere dayanmaktadır (Aki, 1957; Akamatsu, 1961; Kanai ve diğ., 1961, 1966).

Kanai (1961) tarafından önerilen sıfır kesme yönteminde mikrotremor kaydından alınan bölüm için, sıfır eksenini kestiği zamanlar arasındaki farkın iki katı, periyod olarak kabul edilmektedir. Bulunan periyodların yatay ekseninde, her

bir periyoda ait yineleme sayılarının da (frekansı) düşey eksende işaretlenmesi sonucunda periyod dağılım eğrisi oluşturulmaktadır. Bu dağılım eğrisinin doruk noktasına karşılık gelen periyod, en çok tekrarlanan periyod olup baskın periyodu vermektedir. Kanai, mikrotremorları en büyük periyot ile ortalama periyot ve en büyük genlik ile etkili periyot ilişkileri açısından değerlendirerek bir sınıflama yapmıştır. Bu sınıflamaya göre yer dört ana gruba ayrılmıştır (Şekil 3.27.). (Kanai ve Tanaka, 1961)



Şekil 3.27. Mikrotremorların frekans-periyod dağılımları (Kanai ve Tanaka, 1961'den değiştirilmiştir).

- * 1.Grup: Kaya, sert kumlu çakıl vb. içeren tersiyer ya da daha yaşlı tabakalar
- * 2.Grup: Yaklaşık 5 metre ya da daha kalın; kumlu çakıl, sert kil ve benzeri malzemelerin oluşturduğu çakıllı alüvyon katmanı
- * 3.Grup: Kalınlığı 5 metre ya da daha fazla olan alüvyon katmanı
- * 4.Grup: Alüvyon kalınlığı 30 metreden fazla olan, yumuşak vadi dolguları, çamur ve üst toprak katmanlarından oluşan tabaka şeklindedir.

Mikrotremorların ortalama periyod değerleri zamana bağlı olarak fazla değişmemekle birlikte gündüz yapılan gözlemlerin genliklerinin gece alınan

Gözlemlerinkine göre oldukça büyük olduğu gözlenmektedir. Bu değişim Kanai (1983) tarafından Gece Genliği= $0.3 \cdot (\text{gündüz genliği})^{1.5}$ olarak ilişkilendirilmiştir.

3.12. Yapı Üzerindeki Elastik Yüklerin Tanımlanması ve Elastik Yüklerin Azaltılması

Elastik tasarım ivme spektrumu, yapı tasarım aşamasında inşaat mühendislerince, deprem gibi dinamik kuvvetlerin yapıya aktaracağı kuvveti (yükü) belirlemede kullanılan değerdir. Yapıya dış bir kuvvet tarafından aktarılabacak yük, Newton' un hareket kanununa göre,

$$F=ma \quad (3.6)$$

İle verilir. (3.6) bağıntısında verilen m, yapı kütleini, at yapı tabanında oluşan yatay ivmeyi gösterir ve elastik tasarım ivme spektrumu olarak isimlendirilir. Yapıda oluşacak yük, F'nin hesaplanabilmesi için at ivmesinin bilinmesini gerekir. İvmesi doğrudan kuvvetli yer hareketi kayıtları analizi ile elde edilebilir. Fakat bunun için doğaldır ki bir depremin olması ve yapı sahasında kayıt edilmesini gerektirir. Bunun yerine yapı önemine ve bulunduğu zemin koşulları dikkate alınarak hesaplanabilir(!). 5% sönüm oranı* için elastik tasarım ivme spektrumu, at'nin yerçekimi ivmesi (g)'ye oranı, spektral ivme katsayısı, A(T) olarak adlandırılır:

$$A(T) = \frac{a_t}{g} \quad (3.7)$$

(3.7) nolu bağıntıda elastik tasarım ivme spektrumu yerine (3.6) nolu bağıntı kullanılırsa,

$$F=ma(T)g \quad (3.8)$$

(3.8) bağıntısı elde edilir. Dolayısıyla A(T) hesaplanabilirse yapıya gelebilecek harici yük hesaplanabilir. Elastik Deprem Yükünün Azaltılmasında elastik tasarım ivme spektrumunun hesaplanmasında 5% sönüm oranı ile elastik ortam koşulları gözönüne alınmaktadır. Bununla birlikte, yapı taşıyıcı sistem dinamik

kuvvet altında elastik sınırların dışında elastik olmayan (örn. viskoelastik) davranışlar gösterebilmektedir. Bu nedenle hesaplanan spektral ivme katsayısı, $A(T)$ ' den hesaplanacak elastik tasarım ivme spektrumu, a_t ' nin deprem yükü azaltma katsayısına bölünmesi gerekir. Deprem yükü azaltma katsayısı, R_a ile verilmiştir. R_a 'nın çeşitli taşıyıcı sistemler için tanımlanan (bkz. Afet yönetmeliği-1998) taşıyıcı sistem davranış katsayısı, R 'ye ve yapı titreşim periyodu T ' ye bağlı olarak:

$$\begin{aligned} R_a(T) &= 1.5 + (R - 1.5)T / T_a, \quad 0 \leq T \leq T_a \\ R_a(T) &= R, \quad T > T_a \end{aligned} \quad (3.9)$$

dır. (3.9) bağıntısında yer alan T_a , spektrum karakteristik periyodu alt değeridir ve ilgili zemin grubu için tanımlanmıştır (Çizelge 3.5.). Bu noktada da T_a periyotunun mikrotremör yönteminden elde edilmesi daha gerçekçi bir yaklaşımdır.

3.13. Mikrotremör Sonuçlarının Mühendislikte Kullanımı

Altun (1980)' e göre doğal zemin periyodu, T_o 'a bağlı olarak spektrum karakteristik periyotları, T_a , T_b

$$T_a = (2/3) T_o \quad (3.10)$$

$$T_b = (3/2) T_o \quad (3.11)$$

Şeklinde mikrotremör ölçümlerinden elde edilen T_o kullanılarak hesaplanabilir ve izlenen bu yol daha gerçekçidir. Henüz tasarım aşamasındaki yapıya ilişkin rezonans periyodu ve ritim aralığı verilmesi yanında yapıda olması gereken kat adedi belirlenebilir. Örneğin, çok katlı betonarme binaların doğal periyotları saniye cinsinden:

$$T = cN \quad (3.12)$$

Bağıntısı ile yeterli doğrulukla hesaplanabilir (Aytun, 1976). (3.12) bağıntısında verilen N, binadaki kat sayısını, c, binanın rijitlik durumuna göre Çizelge 3.5.' de verilen katsayıları gösterir.

Çizelge 3.5. Çok katlı betonarme binaların rijitlik gruplarına göre tanımları ve doğalperiyot bağıntısında kullanılacak c katsayıları (Altun, 1976).

No	Bina Rijitlik Tanımı	c katsayısı
1	Kalın sık ve birbiriyle kesişen betonarme perdeler, (varsa) bunlara ilaveten az sayıda kolon	0.020 - 0.029
2	Kalın kolon ve krişlere ilaveten sıkca betonarme perdeler ya da rijit dolgu duvarları	0.030 - 0.044
3	Normal aralıklı normal boyutta kolon ve krişlere ilaveten normal aralıklı betonarme perde ya da rijit dolgu duvarları	0.045 - 0.069
4	Normal aralıklı, normal-ince arası kolon ve krişlere ilaveten seyrek betonarme perde ya da rijit dolgu duvarları	0.070 - 0.089
5	Geniş aralıklı, ince kolon ve krişler veya asmolen döşemeye ilaveten minumuna yakın perde ya da rijit dolgu duvarları	0.090 - 0.130

3.13.1. Mikrobölgelendirme çalışmaları

Yaşanılan deneyimler ve yapılan araştırmalar göstermiştir ki depremin olduğu yerin yeryüzüne izdüşümüne aynı uzaklıkta olan, farklı yer yapısına sahip ayrı yerlerde deprem etkileri (hız, ivme, genleşme gibi), farklılıklar göstermektedir. Bu farklı etkilerinin gözlenmesinde, deprem odak özelliklerinin, depremin büyüklüğünün, oluşum mekanizmasının, deprem dalgalarının yayılım yönünün, depremin süresinin ve deprem dalgalarının frekans içeriğinin etkisi ile birlikte bölgesel olarak yerin, salınım periyodu, geometrik özellikleri, esneklik özellikleri, su içeriği gibi bölgesel etkilerin de rolü büyüktür. Yeni kurulacak kentlerde endüstri bölgelerinde ve yerin sismik durumunun hayati önem taşıdığı bütün yapılaşma bölgelerinde yerin statik ve özellikle dinamik karakterinin tanımlanması zorunludur. Yer hareketi ve bu hareketin jeolojik yapıyla ilişkilerini değerlendirmek amacıyla birçok mikrobölgeleme çalışmaları yapan bazı araştırmaları sıralarsak; Katz, Ohta, Kagami, Kobayashi, Lermo, Seo, Field

sayılabilir, ülkemizde ise malesef çok fazla sayıda mühendislik amaçlı mikrobölgelendirme çalışması yapılmamıştır (Alçık ve diğerleri, 1995).

Mikrotremor ölçümlerinden elde edilen parametreler tabii ki mikrobölgelendirme çalışmaları için tek başına yeterli değildir. Bu çalışmanın yanında diğer bazı yere yönelik nitelik ve nicelikler de araştırılmalıdır. Çalışılan bölgede, jeolojik durum, aktif ve aktif olmayan faylar, dinamik ve statik özellikler, sismisite, heyelan durumu, topoğrafya, yeraltı suyu durumu, sıvılaşma gibi yer özellikleri ayrıntılı biçimde incelenerek mikrobölgelendirme çalışmaları yapılmalıdır. Bu noktada bunlara da kısaca değinilebilir. Aşağıda anlatılacak yerin bölgesel özellikleri ile ilgili değerlendirmeler bölgesel olarak yerin deprem hasarlarını arttırıcı özellik göstermesindeki başlıca etkenlerdir. Aşağıda değinilen konu başlıkları (Gül, 1972)'den alınmıştır.

3.13.2. Yeraltı suyu

Yeraltı suyunun varlığı ve derinliği ile yeraltı suyunun etkileşimde olduğu jeolojik birimlerin özelliklerine göre, deprem ve benzeri yer hareketlerinin etkileri büyütülebilir. Yapılan araştırmalarda, yeraltı suyu içeren, çakıllı ve kumlu birimlerde deprem etkileri daha fazla görülmektedir.

3.13.3. Jeolojik birimlerin farklı zonlanmaları

Jeolojik ve fiziksel nitelikleri farklı olan birimlerin, aynı bölgede farklı dizilimleri deprem etkilerinin bölgesel olarak birbirinden ayrılan farklı etkilerle gözlenmesini sağlar. Bu olayın bir örneği Meksika 1957 depreminden sonra bölgede gözlenmiştir. Bölgede yumuşak ve kalın dolgular üzerinde daha şiddetli etkiler saptanmıştır. Meksiko şehrinde 3,5 km'lik bir alan içerisinde yer ivmesinin 10 ile 100 gal arasında değiştiği belirlenmiştir. Ülkemizde yaşanan depremlere de bakıldığında zaman jeolojik ve fiziksel özellikleri farklı yerlerdeki deprem hasarlarının da farklılıklar gösterdiği saptanabilir.

3.13.4.Topoğrafya

Yüzeydeki örtü tabakanın altındaki sağlam yer topoğrafyasının da depremler sırasında oluşacak hasarlara önemli etkisi vardır. Sağlam yer yapısındaki kabarık yapı, karmaşık kırılma ve yansımalar neden olarak bu bölgelerde enerji birikimine yol açmaktadır. Örtü tabaka altındaki yer yapısının yüzey titreşimlerine olan etkileri de geçmiş birçok deneyimden saptanmıştır. Geçmişte oluşan bazı büyük depremlerin oluşturduğu hasarların, bölgede düzensiz bir biçimde yayılmasında sağlam yer topoğrafyasının yapısının etkili olduğu belirlenmiştir. Yine son yıllarda yapılan bazı araştırmalara göre depremlerinin olduğu bölgelerde dağların ve diğer bazı yer şekillerinin dizilişinin ve yapılarının da bölgede oluşan deprem hasarlarında büyük etkisi olduğu belirlenmiştir. Örneğin, deprem dalgasının geldiği bölgede; dalgaın geliş yönüne göre çanak şeklinde içe doğru bükük veya dışa doğru tümsek yapıda bir dağ ya da dağ sırası, çukur aynaya veya tümsek aynaya benzer bir davranışla deprem dalgasını odaklama veya yansıma ile şekillendirebilmektedir. Bu etki ile deprem dalgaları yerel olarak çok farklı etkilere neden olurlar. Bu tip unsurlar da mikrobölgeleme çalışmalarında mutlaka dikkate alınmalıdır.

3.13.5. Heyelan durumu

Depremi etkilediği bölgenin heyelan durumu incelenmelidir. Deprem sırasında heyelan potansiyeli olan bir alan için deprem, tetikleyici bir faktör olabilir ve heyelan kütleleri deprem hasarlarını etkileyebilir. Heyelan potansiyeli olan bir bölgede profil boyunca mikrotremor kayıtları alınarak örtü tabakanın şekillenmesi modellenerek, kayma yüzeyi tesbitinde diğer jeofizik yöntemlerle birlikte yardımcı bir yöntem olarak kullanılabilir.

3.13.6. Faylar

Mikrobölgelendirme yapılacak bölgede yer alan fayların aktiviteleri, yönleri, derinlikleri, yerleri bilinirse projelendirme işleri daha isabetli yapılacaktır. Aktif faylı bölgeler deprem sırasında içinde bulundukları araziye deformasyon özelliği kazandırabilmekte, dolaylı veya dolaysız hasar yapabilmektedir (Gül 1972) .

3.13.7. Sıvılaşma

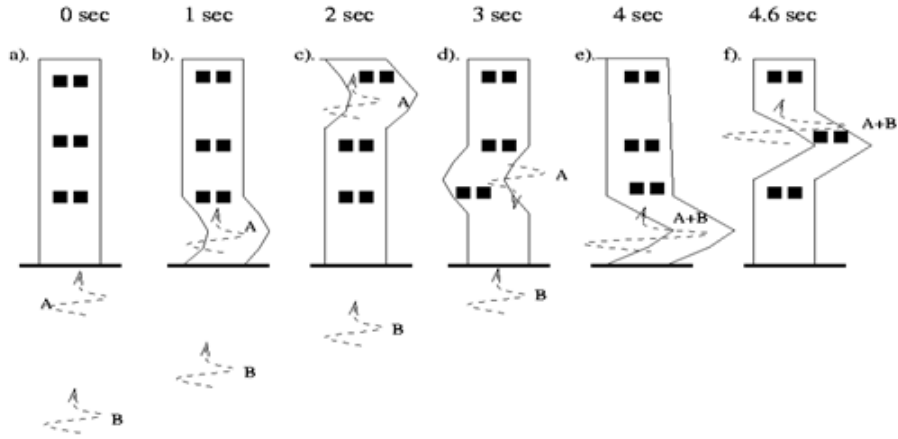
Genellikle çakıllı ve kumlu birimlerde gözlenen sıvılaşma olayı ile deprem hasarları artacağından; çalışılan bölgenin sıvılaşma potansiyeli ayrıntılı biçimde incelenmelidir. Sıvılaşma olayının incelenmesinde kullanılacak mümkün olan tüm yer fiziksel parametreleri bulunup hesaplanmalıdır.

Yaşanan deprem olaylarından sonra sıvılaşma gözlenen ve gözlenmeyen bölgelerdeki deprem etkilerinin oldukça farklı olarak gözlenmesi mikrobölgelendirme çalışmalarında sıvılaşma incelemelerinin de ne kadar gerekli olduğunu açıklamaktadır. (Nakamura, ?)

3.13.8. Sismik özellikler

Mikrobölgeleme çalışmaları için çalışılan bölgeye ait geçmiş bütün veriler derlenmeli ve analiz edildikten sonra bölgeleme çalışmalarında bölgenin depremselliği ve sismik riski ile ilgili bilgilere yer verilmelidir. Çalışılan bölgenin sismik özellikleri mutlaka mikrobölgeleme çalışmalarına katılmalıdır. Bölgenin elastik parametreleri, özellikle sismik kesme dalga hızı ve etkin periyodu belirlenmelidir. Yapı inşaa edilecek yerlerde yerin ve yerin ürettiği sismik aktivitelerin özellikleri ne kadar iyi tanınırsa ve yapının maruz kalacağı sismik koşullar yapı tasarımına ne oranda yansıtılırsa yapının ve içerisinde yaşayan insanların ömrü o kadar uzun olur. Şekil 3.28.'de bir binanın sismik rezonansını simgeleyen şekil görülmektedir. Şekilde A ve B genlikli salınımlar binaya etki ettikten bir süre sonra salınımlar üst üste gelerek rezonans oluşturmaktadır.

Sismik olarak aktif bölgelerde kuvvetli yer hareketi (KYH) verileri ve yardımcı olarak mikrotremor verileri kullanılabilirken, sismik olarak daha az aktif ve yeterli miktarda KYH verisi olmayan inceleme alanlarında mutlaka mikrotremor verilerinden yararlanılarak yerin fiziksel karakteri belirlenmelidir.

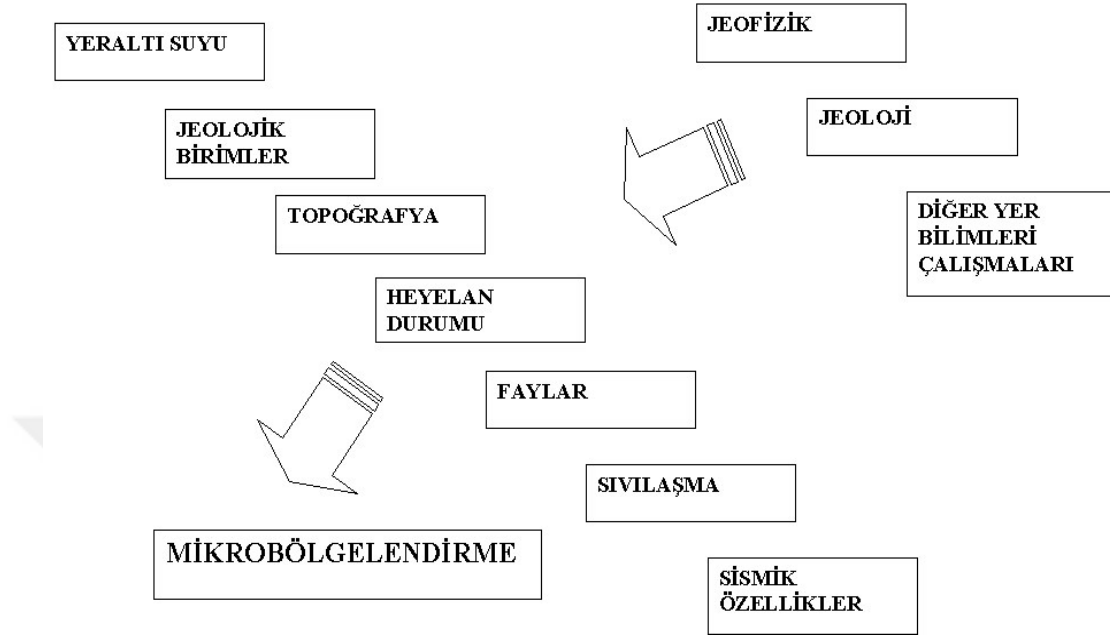


Şekil 3.28. Binanın üzerinde bulunduğu yerdeki salınımlar karşısındaki sismik rezonansı(Tokgöz, 2002)

Mikrobölgelendirme yapılacak alanlarda yukarıda bahsedilen özellikler ayrıntılı bir biçimde incelenir ve sonuçları ilgili tüm mühendislik disiplinleri tarafından irdelenirse ve bu sonuçlardan yararlanılarak önlemler alınırsa inceleme alanı için depreme karşı en büyük önlem alınmış olur. Mikrobölgeleme çalışmaları için toplanan ve değerlendirilen verilerin bilimsel gerçekliğinden emin olunmalı, veri toplama ve veri analiz aşamalarında bilimsel ve modern teknoloji tabanlı çalışmalar yapılmasına dikkat edilmelidir. Toplanan verilerin koordinatları ve hangi alana ait oldukları düzenli bir şekilde saptanmalı ve arşiv bilgisi olabilecek nitelikte ve kolay anlaşılır bir gösterimle haritaya aktarılmalıdır. Bulunan parametrelerin gösterimi ve veri sunumu dünya normlarına uygun olarak yapılmalıdır.

Elde edilen sonuçlar, derlenerek harita üzerine işlendikten sonra, bölgede daha sonra yapılacak birçok çalışma için rehber niteliğinde olacaktır. Mikrobölgeleme çalışmaları yeni kurulacak şehirlerin planlamasında olduğu kadar, afetten sonra yeniden yapılanma ve onarılma çalışmaları için de kullanılabilecektir. Disiplinler

arası ortak, planlı ve programlı bir çalışma gerektiren mikrobölgelendirme çalışmalarının şematik gösterimi şekil 3.29’da gösterilmektedir.



Şekil 3.29. Mikrobölgelendirme çalışmaları

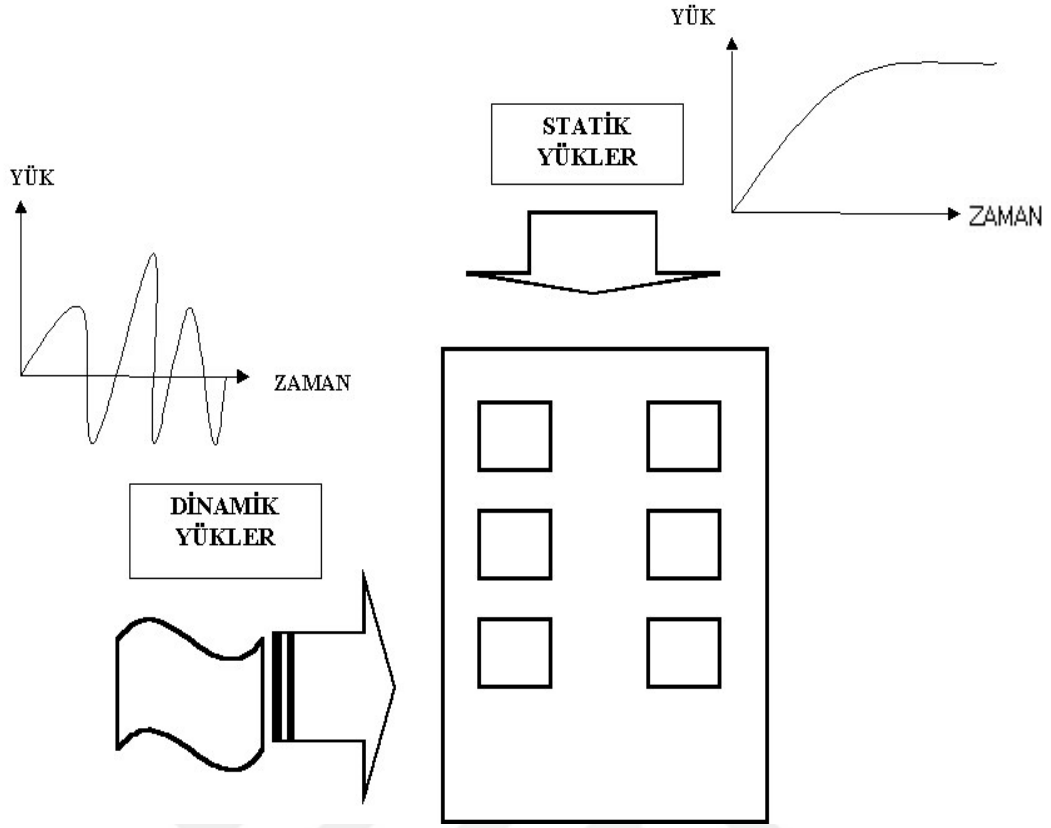
Heyelan bölgelerinde yer kaymalarını araştırmak amacıyla 2000 yılında M.R. Gallipoli ve diğerleri tarafından İtalya’da Güney Apeninlerde heyelan bölgesi kayma yüzeyi çalışmaları yapılmıştır. Çalışmada Elektrik Özdirenç Yöntemi ile Mikrotremor Yöntemi birlikte kullanılmıştır. Çalışma kapsamında 5 adet mikrotremor ölçüsü alınmıştır. Bunlardan dört tanesi kayan kütle üzerinde diğer bir tanesi de kayma bölgesi dışında alınmıştır. Analiz yöntemi olarak, bu tez çalışmasında da kullanılan H/V Nakamura yöntemi uygulanmıştır. Hesaplanan büyültme spektrumları kayma bölgesi içine düşen istasyonlarda, 2 ile 4 Hz (Hertz) arasında pikler (tepe) vermekte iken kayma bölgesinin dışında kalan istasyonda spektrum düz bir grafik sergilemektedir. Buradan şöyle bir sonuç çıkabilir; istasyonlardan sağlam yer yapısına sahip ve olasılıkla kayan ve büyültme oranları daha yüksek olan istasyon, diğer istasyonların bulundukları yerden farklı bir litolojiyi göstermektedir. Örnekten de anlaşılacağı gibi belli bir profil boyunca mikrotremor ölçüleri alınarak Nakamura yöntemi uygulandığında yer altındaki incelenen hedef kütlelerin durumları hakkındaki bilgileri elde etmek mümkündür (Gallipoli ve diğerleri 2000). Olası bir fayın

geçtiği yerin saptanması ya da litoloji farklılıklarının anlaşılabilmesi için de bir profil boyunca ölçümler alınarak sağlam yer topoğrafyası ve ana kaya sınırları hakkında yaklaşımlar yapılabilir. Bu amaçla yapılan mikrotremor çalışmaları her ne kadar birincil yöntem olmasa dahi yardımcı bir jeofizik uygulama olarak kullanılabilir.

3.13.9. Deprem İvmesi

Deprem hasarlarını etkileyen en önemli dinamik parametrelerden birisi depremin ivmesidir. Deprem dalgaları oluştukları kaynağa ait parametrelerin özelliklerini taşıdığı gibi, yayılım yönlerinde katettikleri ortamların yapısal, jeolojik ve fiziksel özelliklerinden de etkilenirler. Deprem dalgalarının yayılımı ve frekans, genlik gibi karakterleri oluşum koşulları ile birlikte yayıldıkları ortam tarafından da belirlenir. Depremlerin yapılar üzerindeki etkilerinin değerlendirilmesi, araştırılması ve depreme dayanıklı yapı tasarımlarında kullanılması amacıyla ve diğer sismolojik amaçlı çalışmalar için, Türkiye’de ve dünyada ivmeölçer ağı ve sismoloji istasyonları sürekli veri ve analiz çalışmaları yapmaktadır. Türkiye’de özellikle deprem riski taşıyan bölgelerinde, yeterli sayıda olmasa da, çok sayıda kuvvetli yer hareketi ölçer cihazları çalıştırmakta ve yer hareketlerine ait verileri elde etmektedir.

Depremler sırasında alınan kuvvetli yer hareketi verileri ile yerin salınım özellikleri ve yerin hangi miktarda ve hangi hızla salınımlar gerçekleştirdiği saptanabilir. Yer binanın kütlesi üzerine yansıttığı kuvvetler ve yer değiştirme, ivme, hız gibi değişkenler kuvvetli yer hareketlerinin gözlenmesiyle araştırılabilir. Yapıların dizaynedilmesi aşamasında yapıların üzerine ve yere etkileyen statik kuvvetlerin yanı sıra özellikle yanal yükler de dikkate alınmalıdır (şekil 3.30.) Depreme dayanıklı olarak dizaynedilecek binalarda, binanın yapılacağı yerde oluşabilecek maksimum yatay yer ivmesi değeri mutlaka saptanmalı ve tasarım parametreleri arasına alınmalıdır. (Ercan 2001)



Şekil 3.30. Yapıya etki eden statik ve dinamik yüklerin zamanabağı değişimlerinin şematik ifadesi (Ercan, 2001'den değiştirilmiştir.)

3.13.10. Yerin deprem sırasında sarsıntıyı büyültmesi

Oluşan bir depremden sonra deprem odağından yayılan dalga karakteri sabit olarak kalmaz. Deprem odağına ait olan ve deprem dalgası yayılım ortamına ait olan özelliklerce deprem dalgası denetlenir. Deprem oluşum mekanizması, eğer faylanma varsa fayın durumu, atım miktarı, yönü, içmerkez derinliği, depremin süresi gibi depremin odağına ait parametrelerin yanısıra bu oluşum koşullarına bağılı olarak deprem dalgalarının yayılım yönü boyunca yer alan ortamların jeofizik özellikleri de deprem dalgalarının etkidikleri yerlerdeki karakteristik özelliklerini belirler.

Deprem dalgaları içmerkezden belirli bir açı ile ayrıldıktan sonra ilerledikleri ortamlar boyunca, çeşitli tabakalı veya tabakasız yer oluşum biçimlerini geçerler. Bu yayınımları sırasında, sismik prensipler çerçevesinde kırılmalar ve yansımalar uğrayarak yeryüzüne ulaşırlar. Kırılmalar ve yansımalar genellikle

karmaşık olur. Tabakalar arasındaki empedans farklılıkları, dalgaların geliş açıları ve diğer katman özellikleri ile kırılmalar ve yansımalar belirlenir. Genellikle sert birimlerden göreceli olarak daha yumuşak birimlere geçen dalgaların genlikleri büyür. Dolayısı ile ivme gibi özellikleri de büyür. Bu durum oluşan herhangi bir depremde gözlenebilir. Genellikle yerleşim birimlerinin kurulduğu bölgeler doğrudan anakaya ile ilişkili bölgeler değildir ve ana kaya üzerinde belli kalınlıkta bir altere zon veya örtü tabakası bulunan yerlerdedir. Ülkemizde önemli yerleşim birimleri, azımsanmayacak kadar kalın örtü tabakası bulunan bölgelerde yer almaktadır.

3.13.11. Deprem sırasında yer ivmesinin önemi

Depremler sırasında gözlem istasyonlarında bulunan kuvvetli yer hareketi ölçerlerle ölçülen ivme değerlerine bakıldığında, deprem episentrına aynı uzaklıkta bulunan yerlerde farklı ivme değerlerinin gözlenmesi ve ivmenin uzaklığa bağlı olarak düzenli bir artım ya da azalış göstermediği daha önce yapılan birçok araştırmada belirtilmiştir. Yapı tasarım ve uygulamalarında deprem yüklerinin hesaplanması için ivme kayıtlarından mutlak ivme ve bağıl hız tepki spektrumları kullanılır, bu spektrumlardan yer baskın periyodu ve yer büyültmesi bulunabilir. Deprem kaydının tüm bileşenlerine özgü mutlak ivme spektrumu, o kayda özgü ivme değerine bölünerek boyutsuz ivme oranı bulunabilir. Yalnızca deprem odağına ait özelliklerin değil aynı zamanda bölgesel yer koşullarının özelliklerini de dikkate alarak tasarım ve uygulamalar yapılmasıyla deprem sakıncaları en aza indirilebilir.

3.13.12. Yer büyültmesi çalışmaları

Yerin fiziksel ve jeolojik yapısı yer salınımını önemli ölçüde etkilediği için mühendislik yapılarının tasarım ve inşaa aşamalarında yerin bu özellikleri iyi incelenmelidir. Fakat yer materyalinin erozyon, farklı depolanma, tektonik ve yapısal şekillenme ve bozuşma gibi faktörlerden etkilenerek çok çeşitlilik göstermesi mikrozonlama çalışmalarını zorlaştırmaktadır. Yer büyültmesi

alışmalarına zellikle Japonyalı ve Amerikalı bilim adamları katkı sağlamış ve genellikle birbirleri ile tutarlı ve paralel sonuçlar elde etmişlerdir.

Japonya’da Kanai, Kurubayashi, Kawashima, Amerika’da Mohraz, Seed, Trifunac, Boore ve Aki bu çalışmalara genişlik katmışlardır (Aki 1993). Genel bir kanı olarak her iki ekolde, 0,2 saniyeden uzun periyotlarda zemin karakteri taşıyan yerler, sağlam kaya karakteri taşıyan yerlere göre 2-3 kat büyültme gösterirlerken 0,2 saniyeden kısa periyotlarda bu ilişki tersine dönmektedir. Episantra olan uzaklığın 50 km’den fazla olduğu yerlerde yerel koşullar depremin ivmesine büyük ölçüde etki etmektedir. Yatay yer ivmesi, sert ana kayalarda en az, alüvyonlarda yüksek ve daha gevşek çamur benzeri yapılarda daha yüksek değerler alarak etkilenmektedir (Aki 1993).

Episentra yakın bölgedeki ve belli bir uzaklıktaki yer etkilerinin farklı oluşunu, Aki 1993’de anlatıldığına göre Sommerville ve Yoshimura 1990 yılında Moho süreksizliğinden güçlü yansımaların episentra 100 km yakın yerlerde yüksek genliklere yol açabileceğini savunmuşlardır. Joyner ve Boore ise 1988 yılında bu etkilerin kaynak yönü ve yayılım doğrultusunun birleşik etkilerinden oluşabileceğini belirtmiştir, Idriss ise bu etkileri, yerin doğrusal olmayan (non linear) davranışıyla açıklamıştır. (Aki 1993). Aki, istasyonlarda kaydedilen yerel depremlerden gelen P, S ve yüzey dalgalarından sonra gelen sürekli titreşimler (codalar) incelenerek, coda dalgalarından bulunan büyültme faktörleri ile S dalgalarından hesaplanan büyültme faktörleri arasında uyumlar gözlemiştir.

3.13.13.Kuvvetsiz yer hareketlerinin byltmeleri ve kuvvetli yer hareketleri ile ilişkilendirilmesi ve yerin doğrusal olmayan (non-linear) davranışı

Aki (1993)’de anlatıldığına göre bu çalışmaların ilk rnleri Japonya’da Kanai tarafından verilirken, Amerikada ilk alışmaları Gutenberg 1956 yılında Pasadena Bölgesinde yapmıştır. Daha sonra Hudson 1972’de yaptığı çalışmada 1971 San Fernando Depremi kuvvetli yer hareketi verilerini kullanarak Gutenberg’in çalışmalarına eleştiriler getirmiş, Gutenberg’in çalışmalarının

deprem hareketleri sırasındaki yer davranışını temsil etmediğini savunmuştur. 1970 yılında Borchardt Nevada Test Bölgesinde yeraltı patlatmalarını kullanarak 0.5 ile 2.5 Hz arasında büyültme faktörünü belirlemeye çalışmıştır. Daha sonra Borchardt 1990'da San Francisco Bay Bölgesinde yapmış olduğu çalışmalarla, 1989 Loma Prieta Depremi verileri ile belli bir bölge için deprem hareketi ve kuvvetsiz yer hareketi verilerinin büyültme faktörlerinin ilişkilendirilebileceğini kanıtlamıştır. 1984 yılında da Tucker ve King kuvvetli ve kuvvetsiz yer hareketi spektrumlarının benzerlik gösterdiğini belirtmişlerdir (Aki 1993).

Doğrusal (lineer) teoremin yer büyültmesi çalışmalarında uygulanabileceğini çeşitli veriler ve sayısal sonuçlarla Kobayashi ve diğerleri de 1986 yılında, Jonggmans ve Campilo 1990 yılında belirtmişlerdir (Kobayashi 1986), (Jonggmans ve Campilo 1990). Aki (1993)'de anlatıldığına göre, 1988 yılında Coalinga, 1989 yılında Jarpe yapmış oldukları çalışmalar yerin, kuvvetsiz yer hareketlerinde ve depremler sırasında doğrusal olmayan bir karakter sergilediğini belirtmiştir. Örneğin küçük bir depremde, belli frekanslarda büyültme faktörünün değeri, daha büyük bir depremdeki büyültme faktöründen daha büyük olabilmektedir. Bu doğrusal olmayan hareketin incelenebilmesi için depremin odak özelliklerinin, yayılım özelliklerinin ve bölgesel yer koşullarının birlikte incelenerek araştırmaların bileşik çözümler içinde yapılması gerekmektedir. Daha sonra lineer olmayan yerin bu davranışını araştırmak için Chin ve Aki yaptıkları model çalışmaları ve ürettikleri sentetik sismogramlar yardımı ile çeşitli bölgelerde bu davranışı incelemişlerdir (Aki 1993).

Bölgesel yer etkilerinin kuvvetli yer hareketine etkisinin incelenmesi ve doğrusal olmayan yer davranışı etkileri, kuvvetsiz yer hareketi çalışmalarının deprem hareketleri ile ilişkilendirilmesini güçleştirmektedir. Fakat bu kuvvetsiz yer hareketi ile bulunan yer büyültme faktörü çalışmalarının önemini azaltmamaktadır. Tam tersine kuvvetsiz yer hareketi çalışmalarının kuvvetli yer hareketi çalışmaları yapılan yerlerde mümkün olan tüm frekanslarda incelenmesinin gerekliliğini doğurmaktadır. Doğrusal olmayan (non-lineer) hareket sergileyen bölgelerde, non-lineer davranışın anlaşılabilmesi ve bölgesel jeolojik, fiziksel ve jeoteknik parametrelerle ilişkilendirilebilmesi için çalışmalar yapılmalıdır (Aki 1993). Mikrozonlama çalışmalarına yeni bir boyut getirme

amacıyla Borchardt ve Gibbs, San Francisco Körfezi bölgesinde yaptığı çalışmalarla kuvvetsiz yer hareketi verilerinden elde ettiği büyütmelerle şiddet dağılımlarını ilişkilendirmiştir, böylece doğrusal olmayan davranış gösteren yerlerde de yer büyütlmesinin kullanılabileceğini göstermiştir (Aki 1993). Yere bağımlı şiddet değişkeni bağıntısı 3.13 bağıntısı δI , Average Horizontal Spectral Amplitude, (AHSA), (Ortalama Yatay Spektral Genlik) olmak üzere;

$$\delta I = 0.27 + 2.70 \log (AHSA) \quad (3.13)$$

Bir tanımlama yaparak iki değişken arasında oldukça gerçekçi bir ilişki kurarak bölgedeki verilere uygulamıştır. Daha sonra bu yaklaşım King tarafından da Amerika'da pek çok yerde uygulanmıştır. Bu çalışmalar, şiddet tahmini ve deprem senaryoları çalışmaları için yaklaşımlar sağlamak amacıyla kullanılmıştır (King 1990), (Aki 1993).

Bütün bu farklı yaklaşım ve yöntemlerle sismologlar bölgelerin sismik zonlamaları çalışmalarına ışık tutmaya çalışmaktadırlar. Yukarıda anlatılan yer koşulları ve kaynak karakteristiklerinin beraberce deprem hasarları üzerinde etkilerinin olduğu düşünülürse, mikrobölgeleme çalışmalarının ne kadar çok bilinmeyenli ve çok disiplinli çalışmalar olduğu anlaşılabilmektedir.

Susagna İspanya'nın Barselona şehrinde yaptığı bir uygulama ile gravite verilerinin sonuçlarını, yer etkisi saptama amaçlı Nakamura yöntemi ve jeoteknik verilere dayanan transfer fonksiyonu hesaplama yöntemi ile karşılaştırmıştır. 935 adet gravite ölçüm istasyonu kullanılarak gerçekleştirilen ayrıntılı gravite ölçümleri ile Paleozoiktaban aydınlatılmıştır. Bu veriler ışığında, İdriss ve Sun'ın S dalga hızı, maksimum dinamik kayma modülü, yoğunluk ve kalınlıklar kullanarak hesapladığı transfer fonksiyonu sonuçları ve Nakamura yöntemi ile elde edilen baskın frekans pikleri arasında benzer sonuçlar bulunmuştur. Bu baskın frekanslar ise bölgedeki gravite çalışmaları ile aydınlatılmış Post- Paleozoik birikimler ile ilişkilendirilmiştir. İlişkilendirmeler sonucunda jeofiziğin başka bir uygulama alanı olan gravite yöntemleri ile mikrotremor yönteminin uygun jeolojik yapılarda birlikte uyum içinde kullanılabileceği sonucuna ulaşılmıştır (Susagna ve diğerleri 1998).

Bir bölgenindeprem hasarlarından etkilenebilirliği açısından incelenmesinde, sadece topoğrafik ya da yüzeysel jeoloji olarak özelliklerinin ortaya konmasının ne kadar yanıltıcı ve bilimsellikten uzak olacağını anlamak zor değildir. Kaldı ki yerin jeofizik, jeolojik ve jeoteknik bilgilerinin olduğu hallerde bile yerin beklenmeyen davranışı gözlenebilmektedir. Bu nokta da depremin oluşum koşulları ve kaynak mekanizması, bölgesel yer özellikleri yanında depremin etkinlik süresi gibi özellikleri de karşımıza çıkmaktadır.

3.14. Arazide Mikrotremor Ölçümleri ve Kayıtların Alınması

Arazide mikrotremor ölçümlerinin alınması için temel olarak bir kayıt aleti, kayıt aletinin yapısına bağlı olarak gerekirse bir dizüstü bilgisayar, sismometre sistemi, güç birimi ve bunlara bağlı yan birimler gerekmektedir. Mikrotremorlar kayıtları partikül hızı algılayan sismometreler ile alınır. Kullanılan sismometrenin bant aralığının mikrotremör verilerinin de içine girdiği geniş bir bantda olması gerekir. Mikrotremör ölçülerinin alınmasında ivmeölçerler de kullanılabilir fakat kullanılan sismometrenin duyarlılığı ve performansı yüksek olmalıdır.

Ayrıca ivmeölçerlerle yapılacak olan çalışmalarda yer ivmesinin belli bir değerin üzerine çıkması için, bölgede en azından küçük bir deprem oluşması gerekmektedir. Bu durum ise yapılan çalışmaların süresini önemli ölçüde arttırmakta ve pratiklikten uzaklaştırmaktadır. Çalışma yapılacak bölgenin jeolojik ve jeoteknik özellikleri biliniyorsa, daha doğru ve daha verimli bir çalışma için öncelikle bilinen özellikler incelenmelidir. Bölgede kaya ve zemin özellikleri bilinen yerler saptanarak çalışmanın yoğunlaştırılabileceği ya da özellikleri önceden saptanmış olan yerlerde çalışmanın daha az yoğun yapılabileceği yerler belirlenebilir. Mikrotremor çalışmaları kapsamında öncelikli yerler belirlenebilir ve bu yerlerde ölçü istasyonu sayısı arttırılabilir. Çalışmanın amacına göre de ölçü istasyonları sayısı belirlenebilir. Örneğin oluşan bir depremden sonra hasarın yoğun olduğu bölgelerdeki ve hasarın seyrek olduğu bölgelerdeki özelliklerin saptanması için ölçü noktaları saptanabilir. Bölgede kuvvetli yer hareketi ölçen

istasyonlar varsa verilerin güvenilirliği ve niteliği karşılaştırılmak amacıyla aynı noktalarda Mikrotremör ölçümleri için kullanılan geniş band aralıklı üç bileşenli sismometre ile ölçümler alınabilir. Mikrotremorkayıtlarının alınmasında, mikrotremor verilerinin alınacağı noktalar harita üzerinde belirlendikten sonra, çalışmanın amacına bağlı olarak ve çalışılan bölgenin yapısını yansıttığına inanılan sıklıkta ölçü noktaları belirlenir. Yapılan çalışmalardan çıkan sonuçlara göre mikrotremor verilerinden elde edilen parametre değerleri yer yapısına bağlı olarak birkaç on metre de dahi değişebilmektedir.

Bu nedenlerden dolayı çalışma kapsamında oluşturulan yer etkisi parametrelerini gösteren haritalar ile bölgede yerin salınım ve salınımı genleştirme karakterlerine ışık tutulmaktadır. Fakat yerin bu özelliklerinin çok kısa mesafelerde değişimlerinin de düşünülerek, yapılaşmalar sırasında mutlaka ayrıntılı jeofizik araştırmalarla yapılacak olan yapıların ayrıntılı temel altı yer özellikleri belirlenmelidir.



şekil 3.31. Mikrotremor ölçümleri için kullanılan geniş band aralıklı üç bileşenli sismometre (www.jeosist.com, 2011)

Arazide ölçümleri için günümüzde 3 bileşenli sismometre setleri kullanılmaktadır(şekil 3.31.). Sismometreler ölçüm noktasında yatay olanlar birbirine dik olarak kuzey güney ve doğu batı yönünde, düşey sismometrede her ikisine dik olarak yerleştirilir. Sismometreleri doğru yönlendirebilmek açısından pusula kullanılması tavsiye edilmektedir. Ayrıca sismometreler içlerinde

mıknatıs yapılar içerdiğinden pusulanın bu bobinlerden etkilenmemesine dikkat edilmelidir. Sismometre sistemini yere yerleştirirken yere tam dik oturmalarına dikkat edilmeli, yerle açı yapacak şekilde eğik olmamalarına özen gösterilmelidir. Kullanılan birçok alette bulunan su terazileri bu işlemi kolaylaştırmaktadır. Sistemi düzlemek için sismometrenin ayaklarının dışında başka malzemelerle düzlemeye çalışılmamalıdır. Sismometreler ile kullanılan diğer aygıtlar arasındaki kablo bağlantılarına dikkat edilmeli ve sensörler için kablo gürültüsünü en aza indirmek amacıyla kablo boyları mümkün olduğunca kısa tutulmalıdır. Günümüz aletlerinde genellikle bu sorun önlenabilmektedir.

Ölçü alımında, şehir merkezlerinde genellikle gündüz ölçü alınmamalı ve şehrin yaratacağı gürültülerden kaçınmak amacıyla geceleri tercih edilmelidir. Fakat bu tez çalışması sırasında alınan arazi verilerinin sonuçlarına bakıldığında ve bazı yabancı kaynakların sonuçlarından anlaşıldığına göre, gündüz alınan verilerin bölgelerin etkin periyotlarının belirlenmesinde çok fazla sakıncası olmadığı anlaşılmaktadır. Fakat alınan mikrotremor verilerinin bölgenin doğal gürültüsünü yansıtan genliklere sahip olması amaçlanarak şehir içlerinde gece ölçümler alınmıştır. Eğer açık arazide ölçü alınıyor ise aşırı rüzgârlı veya yağışlı havalarda ölçü alınmamalı ya da ölçü alımında bu etkilerin getirileri dikkate alınmalıdır. Yağışlı havalarda ölçü alımı sırasında sismometrelerin üzeri örtü veya kutu gibi maddelerle kapatılıp ölçü alınmamalıdır. Mümkünse ölçüler az rüzgârlı ve yağışsız zamanlarda alınmalıdır (Muccirelli 1998).

Günümüzde modern sistem aletlerde çalışırken veriler sayısal olarak alınabilir. İstenilen örnekleme aralığında sayısal olarak alınan veriler doğrudan bilgisayar ortamına taşınıp veri işlem ve yorum tamamen sayısal ortamda yürütülebilir. Zaman ortamında alınan sayısal veriler, Fourier dönüşümü ile frekans ortamına taşındıktan sonra, verilerin frekans içerikleri ve genlikleri ile ilgili analizler ve değerlendirmeler yapılabilir.

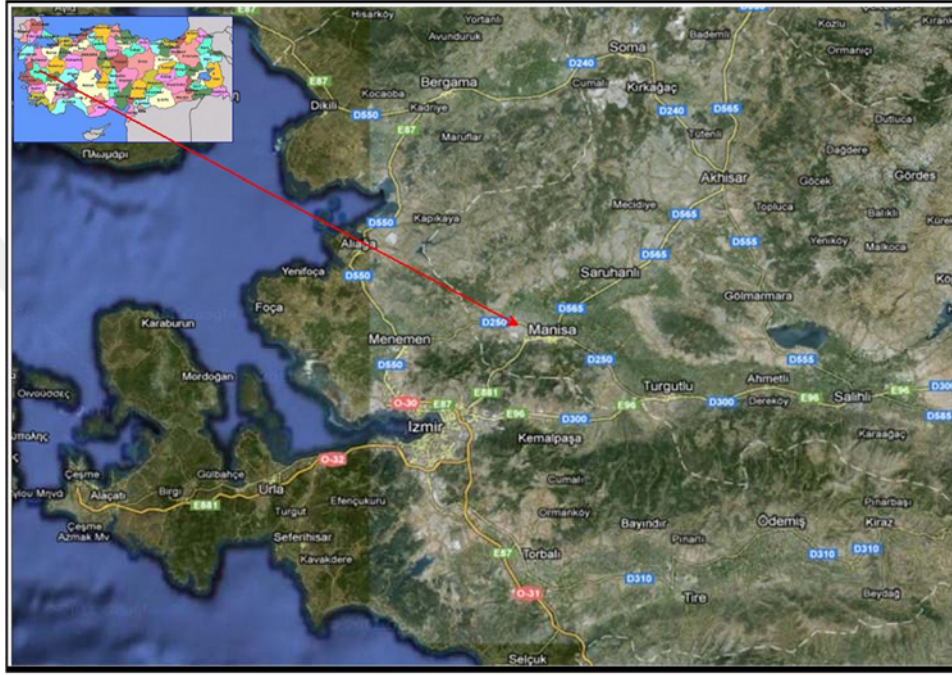
Genellikle alüvyon ve benzeri yer yapısındaki yumuşak birimlerin salınımları, kaya ve benzeri sert yapıdaki birimlerin salınımlarına oranla daha düşük frekanslarda gözlenmektedir. Mikrotremor kayıtları sürekli olarak, tetiklemeye

bağlı olarak veya pencereleme ile alınabilir. İstenilen kayıtlara, modern cihazlarda uzaktan modem yolu ile ulaşp veri aktarımı yapmak ve GPS (Global Positioning System) ile bağlanarak, ölçü noktası koordinatını belirlemek mümkündür.



4. MATERYAL VE YÖNTEM

Çalışma alanı olan Manisa ili ve yakın civarının konumu Şekil 4.1. ve Ek B3.'de gösterilmektedir. Çalışma alanı yaklaşık 3500 hektar genişliğindedir. Çalışma alanı, Güneyi, Spil Dağı etekleri, yerleşim merkezi, Batısında Organize Sanayi Bölgesi, kuzeyi çevre yolu, doğusu Manisa girişidir.



Şekil 4.1. Çalışmanın yapıldığı Manisa ilinin konumu(maps.google.com,2010)

4.1. İklim ve Bitki Örtüsü

Ege Bölgesi içinde geniş bir alanı kapsayan Manisa'da, Akdeniz iklimi ile beraber karasal iklim özellikleri de egemendir. Ovalar ve ovaları çevreleyen vadilerde, karasal nitelikli Akdeniz iklimi görülürken, yüksek dağlık bölgeler ve platolar ile kuzey ve kuzeydoğusundaki dağlar ve platolarda karasal nitelikli ikliminin etkileri görülür.

Çizelge 4.1. Manisa'nın yıllık ortalama iklim verileri (www.meteoroloji.gov.tr)

En Sıcak Ay ve Ortalaması	Temmuz-28,2
En Soğuk Ay ve Ortalaması	Ocak-6,6
En Rutubetli Ay	Aralık
Nemlilik Oranı (%)	60,9
Yıllık Yağış Miktarı Ortalaması (mm)	702,2
Yağışlı Gün Sayısı	82,5
Don Yaşanan Gün Sayısı	22,8
Açık Güneşli Gün Sayısı	153,5
Parçalı Bulutlu Gün Sayısı	164,3

Manisa'da yaz aylarında sıcaklık yükselirken, yağışlar kış aylarında yoğunlaşır. Ovaların çevresindeki dağlar, deniz etkisini kesecek kadar yüksek olmadığından ve denize dik konumlarından dolayı denizin etkisi batıdan doğuya doğru azalan ölçüde hissedilir. Ovalık kesimlerin ikliminde denize yakınlık nedeniyle yumuşama söz konusudur. Ancak Manisa şehri Manisa Dağı'nın etkisi altındadır. Dağın şehre bakan çıplak ve sarp yüzü yazın yakıcı, kışın dondurucu bir etki yapmaktadır.

Manisa'nın büyük bölümünde karasal nitelikli Akdeniz ikliminin özellikleri egemen olduğundan yaz ayları oldukça sıcak geçer. Manisa merkezde, yılda ortalama olarak 162 gün yaz günü olarak tespit edilmiştir. Sıcaklığın sıfırın altına düştüğü, yıllık ortalama gün sayısı 26 civarındadır. Yıllık ortalama sıcaklık 17.5° C'dir. Batı Anadolu Bölgesi, Akdeniz iklim tipinin yağış özelliklerini taşır. Yağışlar genelde kış aylarında görülürken yazlar kurak geçer. Yılın ortalama 82 günü yağışlı geçmektedir. Ortalama yağış miktarı 713.6 kg.'dir. Karla örtülü gün sayısı ortalama 3.4 olup, kar yüksekliği 23 cm. olarak tespit edilmiştir. (Çizelge 4.1.) (wikipedia.org/wiki/Manisa 20016)

4.2. Sosyo Ekonomik Bilgiler

Türkiye İş Kurumu Manisa İl Müdürlüğüne kayıtlı işgücünden işsiz sayısı ve niteliklerine göre dağılımı aşağıda verilmiştir. Manisa ilinin 2000 yılı işsizlik oranı ile Türkiye geneline bakıldığında Manisa'da işsizlik oranı, Türkiye'nin (%8.9) yarısı kadar olduğunu görmekteyiz. 2000 yılında Türkiye'de işgücüne katılma oranı %55.2 oranına sahip iken Manisa'da bu oran %60.2 olarak gerçekleşmiştir. (DİE) Manisa'da son yirmi yılda işgücüne katılım oranı %69.6 dan, %60.2 ye düşmüştür.(Manisa İl Çevre Durum Raporu, 2011'den alınmıştır.)

Şehir Osmanlı döneminde, özellikle Şehzade Sancağı olduğu 15. ve 16. yüzyıllarda büyük ölçüde imar görmüş, cami, han, hamam, köprü, çeşme gibi birçok eserin yanı sıra 9 sıbyan mektebi ve 4 medrese yapılmıştır. Bu eserlerden bir kısmı günümüze ulaşabildiyse de bir kısmı zaman içinde ya da Kurtuluş Savaşı sırasındaki büyük yangında yok olmuştur. Günümüzde okullaşma ve okuryazar oranı bakımından Türkiye ortalamasının üzerinde olan Manisa, altyapı ve sosyal hizmetler açısından da ülkemizin önde gelen illerinden biridir.

Daha önce 9 Eylül Üniversitesi'ne bağlı olarak Manisa Merkezde eğitim vermekte olan İktisadi ve İdari Bilimler Fakültesi, Buca Eğitim Fakültesi'ne bağlı eğitim veren Beden Eğitimi ve Spor Bölümü ile Demirci Eğitim Yüksek Okulu 1992 yılında Celal Bayar Üniversitesi'nin kurulmasıyla bu üniversite bünyesinde eğitim vermeye devam etmektedirler.

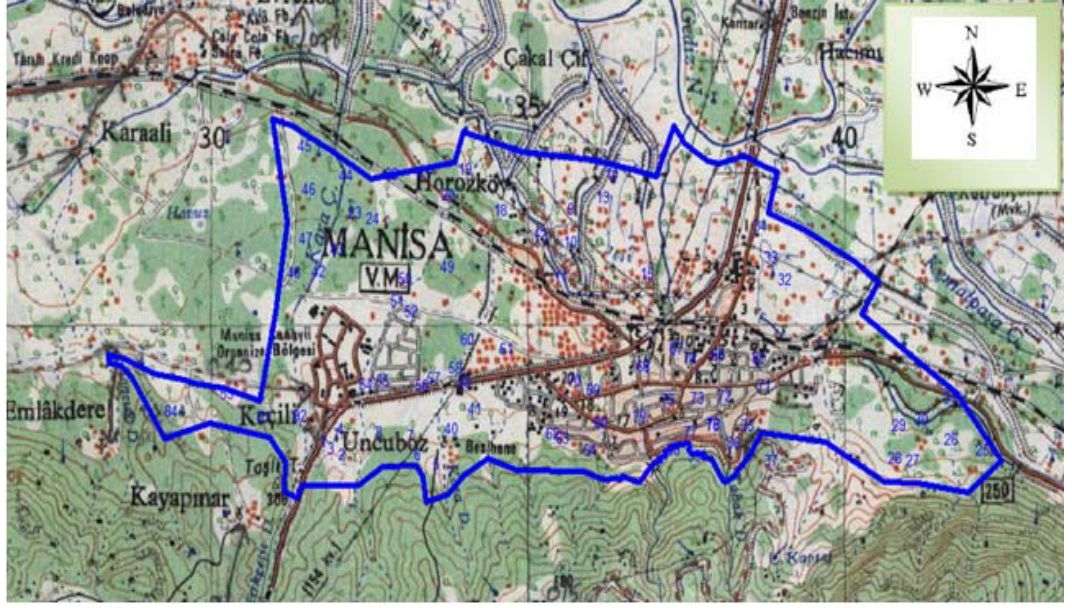
4.3. Jeomorfoloji

Manisa ili, doğal açıdan; kuzey ve kuzeydoğudan Demirci dağları ve uzantıları, doğudan Kula-Gördes Uşak platoları, güneyden Bozdağlar, batıdan Spil dağı, Yamanlar dağı uzantıları, Menemen boğazı ve Yunt dağı uzantılarıyla sınırlanmış durumdadır. Manisa ili alanının çok büyük bir bölümü Gediz Havzası içinde kalır. Yalnızca Soma ve Kırkağaç yöreleri ile Yunt Dağının batısındaki kesimler Ege Havzasına girmektedir. Türkiye'nin Batı kesiminde, Ege Denizi'ne dikey olarak uzanan dağ sıraları arasında kalan il topraklarında birbirinden kesin çizgilerle

ayrılabilen üç değişik yeryüzü şekli vardır. Bunlar dağlık ve sarp alanlar, ilin doğu, güney ve kuzeyinde, doğu-batı yönünde uzanan düzenli sıralar oluşturur. Batıya gidildikçe yükselti azalır. Manisa’da dağların ovaları çevreleyen uzantıları tepelik ve dalgalı kesimleri oluşturmaktadır. Genellikle neojen yaşlı, kireç ve çakılca zengin madenlerden oluşan bu kesimler geniş alanlar kaplamaktadır. Bu kesimde platolar dizilmiştir. Tepelik ve dalgalı kesimlerde buralardaki madenlerin birbirleriyle bağlantısı zayıf olduğundan çok aşınma vardır. Çoğu yerde, doğal örtüyü oluşturan fundalıklar tarla açmak amacıyla yok edilmiş ve toprakta önemli ölçüde aşınmalar olmuştur. Yan dereler, ovalara yakın yerlerde büyük zararlar vererek toprakların verimsizleşmesine neden olmuşlardır. Manisa ili; Gediz Havzasının % 73 ünü kaplamaktadır. Manisa ilinde, yeryüzü şekillerinin bütün biçimlerine rastlanmaktadır. İl alanının % 54’ ünü ağırlıklı olarak dağlar kaplamaktadır. Bunu % 27,8’i ile platolar ve % 17,9’u ile ovalar izler.(Manisa İl Çevre Durum Raporu, 2011’den alınmıştır.)

4.4. Topoğrafik Eğim

Manisa ilinin büyük çoğunluğu Gediz Grabeni üzerinde bulunmaktadır. Şehir merkezi ve yeni yerleşim alanlarında, arazi düz bir topografya sunmakta olup eğim değerleri % 0-10 arasındadır. Bu alanlar, inceleme alanının % 90’ına tekabül etmektedir. Şekil 4.1.’de bölgenin topoğrafyası görünmektedir. Eğimli alanlar çalışma alanının güneyi Spil Dağı’nın etekleridir. Spil Dağı’nın eteklerinde yüzde eğim değerleri inceleme alanı içerisinde % 10 - 50 arasında değişmektedir(Manisa İl Çevre Durum Raporu, 2011’den alınmıştır.)



Şekil 4.2. İnceleme alanının 1/25000 topoğrafik haritası

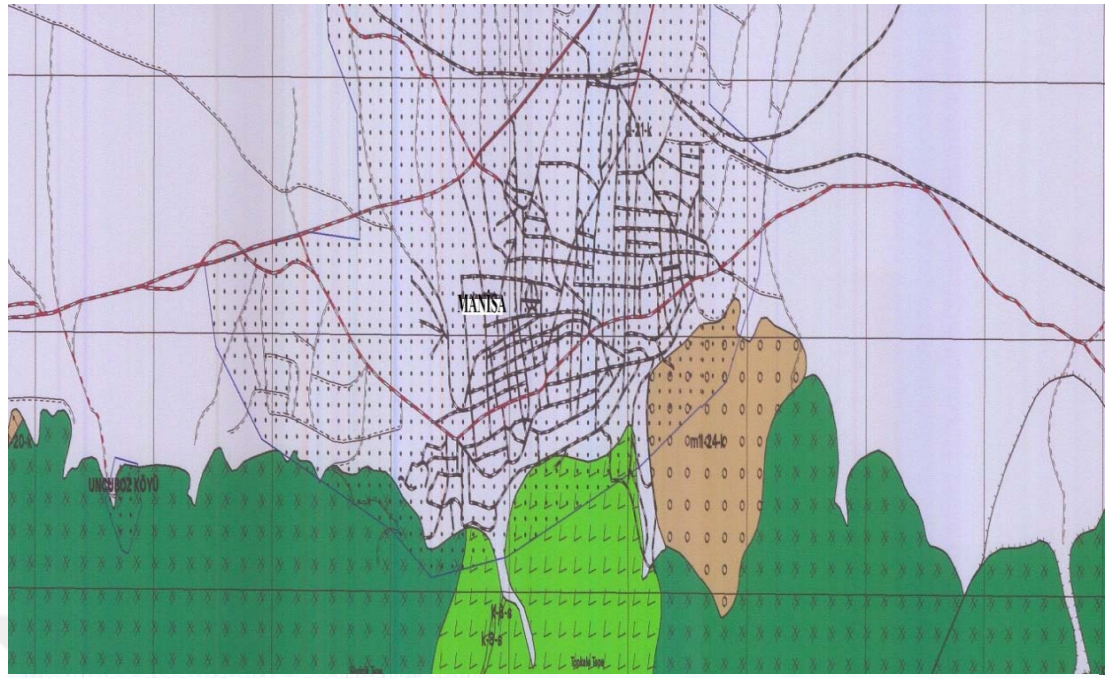
4.5. İnceleme Alanının Jeolojik Yapısı

İnceleme alanını, yerleşim merkezinin kuzey bölümü alüvyon, güneyinde yer yer ve güney doğusunda yamaç molozu, üzerindedir. Güneyinde Spil Dağı'nın eteklerinde Bornova Karmaşığı, batısında Dededağ Formasyonu görülür. Alüvyon (Qal) : Manisa ilinin büyük bir bölümü alüvyondan oluşmaktadır. Birim genellikle gevşek ve tutturulmamış çakıl, kum, silt, kil ardalanması şeklinde görülür. İnceleme alanında Akhisar Balıkesir İzmir yolunun kuzeyinde kil, kum silt ağırlıklı karayolunun güneyinde yamaç molozu ile karışmış halde blok çakıl kil kum ağırlıklıdır.(Manisa İl Çevre Durum Raporu, 2011'den alınmıştır.)

Daha önceki çalışmalarda alüvyonda yapılmış sondajlarda alüvyonun sondaj loglarında Kahverengi renkli, siyahımsı - gri renkli, yarı yuvarlak - yuvarlak, yer yer kuvarsit - diyabazik çakıllı, KİL - KUM – ÇAKIL, koyu gri renkli, gri renkli, yuvarlak - yarı yuvarlak, kuvarsit - diyabaz - kumtaşı çakıllı, max. 2-4 cm, yer yer bloklu KUM – ÇAKIL şeklinde olduğu gözlenmiştir. Manisa ve çevresinde temeli paleozoyik yaşlı metamorfik kayalar oluşturur. Menderes masifi olarak adlandırılan temeldeki kayalar, bir çekirdek ve bunun üzerinde bir örtüden oluşmuş iki birim olarak düşünülmektedir. Çekirdek gnayslardan oluşmuştur. Bunlar gözlü gnayslar ve mavi gözlü gnaysların üzerinde şistlerden oluşmuş kalın

bir örtü yer alır. Metamorfizma derecesi çekirdekten dışa doğru azalmaktadır. Metamorfik kayaçların üzerine mesozoyik yaşlı kireçtaşları gelir. Mesozoyik kireçtaşlarının üzerinde uyumsuz olarak neojenin karasal çökelleri ve Kula volkanik kayalarından bazaltlar yer alır. En üstte Gediz Nehri ve yan derelerin getirdiği kuvaterner alüvyonları yer almaktadır. (Manisa İl Çevre Durum Raporu, 2011'den alınmıştır.)

Metamorfik kayaçların üzerine mesozoyik yaşlı kireçtaşları gelir. Mesozoyik kireçtaşlarının üzerinde uyumsuz olarak neojenin karasal çökelleri ve Kula volkanik kayalarından bazaltlar yer alır. En üstte Gediz Nehri ve yan derelerin getirdiği kuvaterner alüvyonları yer almaktadır. Şekil 4.3.) İnceleme alanının jeoloji haritası)(www.mta.gov.tr)



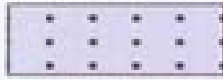
Simgelerin Açıklaması



Q-31-k
KUVATERNER,ALÜVYON,KARABAL,Çökel Kaya



Q-23-k
KUVATERNER,YAMAÇ MOLOZU-BİRİKİNTİ KÖNİSİ,KARABAL,Çökel Kaya



m3-8-a
ORTA MİYÖSEN,KİREÇTAŞI,ŞELF,Çökel Kaya



m1-24-k
ALT MİYÖSEN,ALÜVYON YELPAZESİ,KARABAL,Çökel Kaya



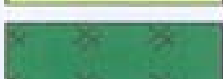
m1-20-k
ALT MİYÖSEN,KUMTAŞI-ÇAMURTAŞI-KİREÇTAŞI,KARABAL,Çökel Kaya



Mkm-8-a
KAMPANYEN-MAESTRİTTİYEN,KİREÇTAŞI,ARISAL HAVZA,Çökel Kaya



p4f5-k
EOLİT,KRETASELOĞYOLLUK Kaya



k-8-a
KRETASE,KİREÇTAŞI,ŞELF,Çökel Kaya



k1-1-k
KRETASE,SPİT,ARISAL HAVZA,Yolkenlik Kaya



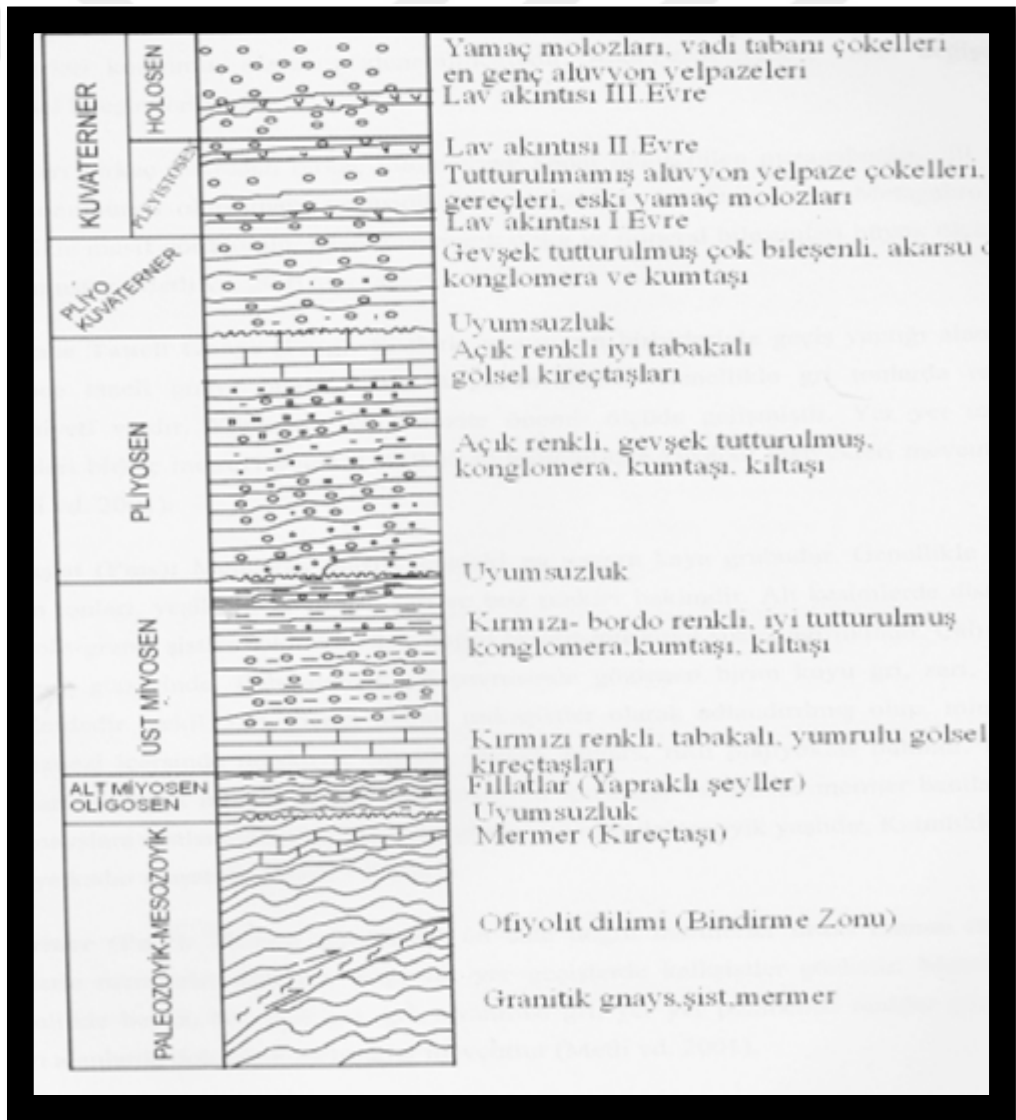
J-8-a
JURASİK,KİREÇTAŞI,ŞELF,Çökel Kaya



Şekil 4.3. İnceleme alanının 1/2500 ölçekli jeoloji haritası(www.mta.gov.tr)

4.5.1. Stratigrafisi

İnceleme alanı Üst Triyas yaşlı Dededağ Formasyonu (Trd), Üst Kratese yaşlı Anadağ Formasyonu (Ka), güneyinde Üst Kretase yaşlı Bornova Karmaşığı yer almaktadır. Arazinin güneydoğusunda Alt Miyosen yaşlı Yeniköy Formasyonu, güney batısında Alt-Orta Miyosen yaşlı Zeytindağ Formasyonu yer alır. Spil dağı eteklerinde yamaç molozu kuzeye doğru alüvyon getirmiştir. Arazide yer yer dolgu alanları mevcuttur. Şekil 4.9.'da jeolojik dikme kesiti görülmektedir. (Bircan vd. 1983 www.jmo.org.tr) (Manisa İl Çevre Durum Raporu, 2011'den alınmıştır.)



Şekil 4.4. Gediz graben sisteminin sadeleştirilmiş ölçeksiz jeolojik dikme kesiti (Bircan vd.1983)

Üsttriyaş

Dededağ formasyonu (Trd)

Gri beyaz renkli, bol çatlak ve kırıklı kireçtaşılarından oluşmaktadır. Kireçtaşıları üzerinde gelişen toprak örtü kalınlığı 10 cm'in altındadır. Kireçtaşılarının genel tabaka eğimleri 30°-40° K'dir. MTA tarafından bu birim Triyaş kireçtaşı, şelf, çökel olarak tanımlanmıştır. (Ek, B1.)

Bornova karmaşığı

İnceleme alanınınnda Üst Kretase-Paleosen yaşı Bornova karmaşığı yer alır. İleri derecede tektonik deformasyon geçirmiş olan birim oldukça kırıklı ve kıvrımlı bir yapı kazanmıştır. Bornova karmaşığı, fillitler, sleytler ve yeniden kristallenmiş kireçtaşılarından oluşmaktadır. (Ek,B2.)

Karmaşığın matriksi fliš fasiyesinde kırıntılı kayalar, mikritik kireçtaşı mercekleri ile yer yer mafik volkanitler meydana gelmiştir ve bu birim farklı büyüklükte platform türü kireçtaşılarından yapıllı bloklar içermektedir. Kırıklar ve çatlaklar içeren flišin, ayrışma yüzeyi sarımsı kahverengi ve koyu gri renkli, taze yüzeyi ise kahverengi renklidir. Bornova karmaşığı içerisinde gözlenen gri, beyaz renkteki kireçtaşıları ise genellikle merceksel dağılım göstermektedirler. MTA tarafından bu birim, Melan Kratese ofiyolitik kaya olarak tanımlanmıştır.

Neojen-Altmiyosen

Yeniköy formasyonu (Tpy)

Bej-gri, yer yer kırmızımsı kum, kil, silt ve çakıl seviyelerinden oluşur. Kumlu çakıllı seviyeler çapraz tabakalı, çakılların boyu 3-5 cm e ulaşabilmekte, gevşek ve tutturulmamış yapıdadır. Birim MTA tarafından, alüvyon yelpazesi, karasal çökel kaya olarak tanımlanmıştır.

Aliğa kireçtaşı

Aliğa kireçtaşı mikritik kireçtaşıdır. Mikritik kireçtaşı örneklerinde az oranda biyoklast izlerine rastlanmıştır. Boşalan biyoklastların içleri genellikle ikincil oluşumlu ışınsal silis, bazen de spar kalsit ile doldurulmuştur. Demirli çözeltilerin etkisi ile opaklaşmış mineraller de bulunur, bazı örneklerde bunlar dentritik yapı sunarlar. MTA birime Alt miyosan kumtaşı, çamurtaşı, karasal çökel kaya olarak tanımlamıştır.

Kuvaterner

Yamaç molozu (Qym)

Yamaç molozları, kireçtaşı parçaları ve çakıl taşlarından oluşmaktadır. Birim içerisinde breşlerde yer alır. Bunlar, yamaç molozlarının kalsit ve aragonit çimentoyla bağlanması sonucu gevşek şekilde tutturulmuştur. Litostratigrafik olarak adlanmaya gidilmeden 'yamaç molozu' adı altında incelenen birim genellikle yükseltilerin yamaçlarında yer alır. MTA birime, Kuaterner yamaç molozu, birikinti konisi, karasal çökel kaya olarak tanımlamıştır. (Ek,B4.)

Alüvyon(Qal)

İnceleme alanının büyük bölümü alüvyondan oluşmaktadır. Tutturulmamış kil, silt, kum, çakıl ardalması şeklindedir. Alüvyonda yaygın olarak gelişmiş olan toprak örtüsü kalınlığı 100 cm in üzerindedir. Kuvaterner birimler, çakıllı, kumlu, killi ve siltli seviyelerin yayılımından meydana gelirler. Silt kil ağırlıklıdır. MTA birime, Kuaterner alüvyon karasal çökel kaya olarak tanımlamıştır. (Ek,B5.)

4.5.2. Yapısal jeolojisi

Bornova karmaşığı ilk çökelme ortamının koşullarının tanınmasını olanaksız hale getirecek şekilde tektonik süreçlerden geçmiştir. İlk süreç çökelme ortamında başlamış ve yabancı bloklar Bornova karmaşığına ait flişin içine katılmıştır.

Çökelme sonunda Paleosen' de kabuk kısalması nedeniyle fliš kütlesinin sıkışma sonucu kıvrılması, birbiri üzerine bindirerek kalınlaşmasına sebep olmuştur. Miyosen ve sonrasında sıkışma ve kalınlaşarak yükselme süreci devam etmiştir. Üst-Kretase-Paleosen' de Menderes Masifi üzerine allokton olarak gelen İzmir-Ankara zonuna ait birimler daha sonra özellikle Orta Miyosen' de genleşme tektoniğinin etkisinde kalarak parçalanmış ve graben sistemlerinin gelişmesine imkân sağlamıştır. Bu sistemin bir devamı olarak inceleme alanında Manisa fayı normal fayı gözlenmektedir. Gediz (Alaşehir) grabeni Salihli-Alaşehir arasında D-B doğrultulu bir çöküntü gelişirken, Salihli ilçesinden batıya doğru çatallanır ve Gölarmara, Manisa ve Kemalpaşa havzaları şeklinde 3 çöküntü alanına değişim gösterir. Bu çöküntü alanları arasında BKB-DGD uzanımlı Çaldağı ve Spil dağı bulunur. Manisa havzasının güney sınırı boyunca uzanan Spil dağı bir yay şeklindeki Manisa fayıyla yükseltilmiştir.

Kuvaterner

Yamaç Molozu (Qym) Yamaç molozu sahada Spil dağı etekleri ile Manisa - Balıkesir Karayolu arasında kalan bölgede gözlenir. İnceleme alanında açılan sondajlarda yamaç molozu üzerinde boz-kızıl renkli, köşeli ve değişik boyuttaki tutturulmamış çakıllardan meydana geldiği görülmüştür. Kalınlığı 10-50 m arasındadır. Gri - koyu gri - kahverengi renkli, yarı yuvarlak - yuvarlak, kireçtaşı, kuvarsit, orta - iri taneli yer yer kireçtaşı, diyabaz, tuf içerikli, orta iri taneli, ÇAKIL - KUM - KİL şeklinde gözlenmiştir.

Kretase

Bornova karmaşığı

İnceleme alanının güneyinde Spil dağının kalan bölümünde Üst Kretase-Paleosen yaşlı Bornova Karmaşığı yer alır. Birim, güneyde Spil dağı eteklerinde yüzeylenmektedir. İleri derecede tektonik deformasyon geçirmiş olan birim oldukça kırıklı ve kıvrımlı bir yapı kazanmıştır. Bornova Karmaşığı, fillitler, sleytler ve yeniden kristallenmiş kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Karmaşığın matriksi fliş fasiyesinde kırıntılı kayalar, mikritik kireçtaşı mercekleri ile yer yer mafik volkanitler meydana gelmiştir ve bu birim farklı büyüklükte platform türü kireçtaşlarından yapılı bloklar içermektedir. Kırıklar ve çatlaklar içeren flişin, ayrışma yüzeyi sarımsı kahverengi ve koyu gri renkli, taze yüzeyi ise kahverengi renklidir. Bornova Karmaşığı içerisinde gözlenen gri, beyaz renkteki kireçtaşları ise genellikle mercekssel dağılım göstermektedirler.

İnceleme alanında temeli Bornova karmaşığına ait kayaçların oluşturduğu stratigrafik istifte tekrarlanmaların gözleendiğı karmaşık bir yapı vardır. Kumtaşı-şeyl' den oluşan bir matriks içerisinde mercek ve blok konumlu kireçtaşları yer almaktadır. Jura yaşlı dolomitik kireçtaşları tektonik düzlemle sınırlanmış olarak yer almaktadır. Dolomitik kireçtaşları Bornova karmaşığı içerisinde bloklar halinde yer almaktadırlar. Bu bloklar sınırlar içyapılarını verev kesen makaslama yüzeyleri belirler. Bornova karmaşığı'nın matriksini oluşturan kumtaşı – şeyl ardalanmasında şeyli seviyeler geçirimsiz seviyelerdir. İnceleme alanının özellikle doğu kesimlerinde yaygın olarak gözlenen kırıntılı tortullar temeldeki birimleri açısız uyumsuz olarak üstler. Tersiyer yaşlı olan karasal tortullar kıltaşı, kumtaşı, çakıltaşı, marn kireçtaşı ardalaşmasından meydana gelmektedir. Stratigrafik seviyeler ve kalınlıklar oldukça değışken olup genelde alt seviyelerde kırıntılı birimler yayginken, üst seviyelerde karbonatlı kayaçlar gözlenir. Açılan sondajlarda Bornova Karmaşığı; krem - bej renkli, kırıklı, parçalı, süreksizlik yüzeyi kil dolgulu, yer yer kil ara dolgulu çok zayıf KİREÇTAŞI, Sarımsı - kahverengi - bordomsu renkli, yer yer çakıltaşı (konglomera), ara seviyeli, yer yer kuvarsitik kumtaşı ara seviyeli, KUMTAŞI - DİYABAZİK DAYK-KONGLOMERAGRİFT, deformasyon zonu şeklinde gözlenmiştir.

Triyas

Dededag formasyonu (Trd)

İnceleme alanının batısında gözlenir. Gri beyaz renkli, bol çatlak ve kırıklı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kireçtaşları üzerinde gelişen toprak örtü kalınlığı 10 cm'in altındadır.

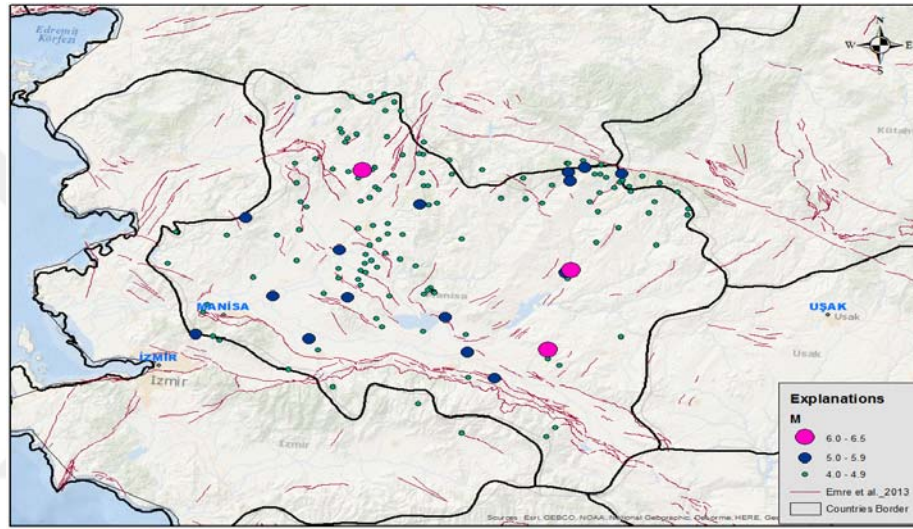
4.5.3. Manisa fayı

Gediz grabeninin kuzeybatı kolunda yer alan normal bir faydır. Turgutlu ile Manisa batısındaki Muradiye arasında yaklaşık 40 km uzunluğundadır. K65B genel gidişli olup geniş bükümlerden oluşan kavisli bir uzanım sunar. Turgutlu-Manisa arasında fay K45 genel doğrultusunda uzanan tek bir çizgisellikten oluşturur. D-B doğrultusunu kazandığı Manisa batısında ise bir seri normal faydan oluşan zonal yapı kazanır.

Manisa fayı Gediz grabeninin orta kesiminde graben tabanındaki Holosen dolguları ile güneydeki PliyoKuvaterner çökelleri arasında yer alan Turgutlu fayının batı devamını oluşturur. Turgutlu fayı, batı ucunda D-B genel doğrultusundan saparak Manisa fayının doğrultusuna döner. Fay düzlemine yaslanan Holosen yelpaze ve yamaç molozları fay tarafından kesilir. Fay tarafından kesilen bazı büyük yelpazelerin tepe kısımları tavan blokta askıda kalmıştır. Yelpazelerin yüzeyinde birkaç metrelik topografik farklılıkları olan taze fay sarplıkları belirgindir. Bunların faydaki tarihsel depremlerde geliştiği sanılmaktadır. Tavan bloğunda Spil dağından beslenen dereler faya dik kanyon vadilere gömülmüşlerdir. Yine bazı akarsular boyunca fayın Holosen aktivitesini yansıtan tektonik kökenli taraçalar yaygındır. Fay boyunca açılmış olan yarmalarda taze fay düzlemleri açığa çıkmıştır. Düzlemlerdeki oluk ve çizikler düşeydir. Manisa fayı Manisa kent yerleşiminin güneyinden Spildağı eteklerinden geçmektedir. Fayın düzlem eğimi ortalama 50° dir. Fay genelde Bornova Karmaşığı ile Yamaç Molozu çökeltileri arasında gözlenir. Yukarıda açıklanan bilgiler Manisa fayının diri bir tektonik yapı olduğunu ve Holosen'de fay boyunca düşey doğrultuda önemli ölçüde yer değiştirmeler gerçekleşmiş olduğunu açıklar. Tarihsel ve aletsel dönem kayıtlarına göre Manisa kenti ve yakın çevresi ağır hasarlara yol açan çok sayıdaki büyük depremden etkilenmiştir. Bu depremlerden hangisinin Manisa fayından kaynaklandığı, fay üzerinde depremlerin oluş sıklığı ve fay üzerinde meydana gelmiş en son büyük depremin hangi tarihte gerçekleştiği konusunda bilgi yoktur. Bu bilgiler detay paleosismoloji çalışmalarıyla elde edilebilecektir. Manisa kent yerleşmesi fay tarafından boydan boya kat edilmektedir. Fayın batı kesimi ise sanayi

yatırımlarının yoğun olduğu bölgelerdir. Bulgular fay üzerinde meydana gelebilecek depremlerde önemli ölçüde yüzey deformasyonlarının gelişeceğini göstermektedir. Bu nedenle Manisa fayı öncelikli olarak paleosismoloji çalışmalarının gerçekleştirilmesi zorunlu faylardan biridir.(Özkaymak vd. 2006)

Bakanlar Kurulu'nun 18.4.1996 tarih ve 96/8109 sayılı kararıyla yürürlüğe giren ve halen yürürlükte olan Türkiye Deprem Bölgeleri Haritasına göre Manisa İli 1.derece deprem bölgesinde bulunmaktadır. (şekil 4.5.)



Şekil 4.5. Manisa İlini etkileyen deprem aktivitesi (1900'den günümüze $M \geq 4.0$, MTA 'dan alınmıştır.)

Manisa ilinde yer alan yerleşim birimleri için verilen deprem bölgeleri çizelge 4.2.'de sunulmaktadır. Manisa ilinde son yüzyılda meydana gelen hasar yapıcı depremler, 1905 MS:6.1 (Manisa), 1919 M:6.9 Soma, 1942 MS:6.0 (Manisa) ve 1969 MS:6.5 (Manisa-Kula) depremleri olarak verilebilir.(AFAD Deprem Dairesi Başkanlığı,2016)

Çizelge 4.2. Manisa ilinde yer alan yerleşim birimleri ve deprem bölgeleri(AFAD Deprem Dairesi Başkanlığı'ndan alınmıştır.)

MANİSA İLİ			
YERLEŞİM YERİ	DEP.BÖL.	YERLEŞİM YERİ	DEP.BÖL.
MANİSA(M)	1	KIRKAĞAÇ	1
Karaoğlanlı	1	Gelembe	1
Muradiye	1	KÖPRÜBAŞI	1
Osmancah	1	KULA	1
Üçpınar	1	Gökçeören	1
AHMETLİ	1	SALİHLİ	1
AKHİSAR	1	Adala	1
Palamut	1	SARIGÖL	1
ALAŞEHİR	1	SARUHANLI	1
Yeşilyurt	1	Halitpaşa	1
DEMİRCİ	1	SELENDİ	1
Borlu	1	SOMA	1
Yarbasan	1	TURGUTLU	1
GÖLMARMARA	1		
GÖRDES	1		

4.5.4. Gediz grabeni diri fayları

Menderes masifinin kuzeyinde, Kemalpaşa - Sarıgöl arasında uzanan, D-B gidişli ve güneye iç bükey olan 140 km uzunluktaki çöküntü havzası, Gediz grabeni olarak isimlendirilmektedir. Bu çöküntü havzası, ismini içerisinde geçen Gediz nehrinden almıştır. Bu çöküntü havzası, Sarıgöl-Salihli arasında morfolojik olarak çok belirgindir. Bu çöküntü havzasını sınırlayan faylardan bazıları, temel kayalar olan metamorfite, Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı çökel kayalar arasında dokunak oluşturmaktadır. Grabeni kuzeyden sınırlayan fay, en batıda Marmara gölünden başlar ve birbirine dört ana fay takımından oluşur. En kuzeyde, Menderes masifi metamorfite ve Pliyosen yaşlı aşınım yüzeylerini kesen KB-GD gidişli 9 km uzunlukta bir fay uzanır. Bu fayın güneyinde, metamorfite ile pleistosen yaşlı kayalar arasında dokunak oluşturan K64B doğrultulu 10 km uzunlukta bir fay uzanır. Bu fayın güneyinde, Yağlıbasan - Sarısığırlı köyleri arasında uzanan KB-GD gidişli 28 km uzunlukta diğer bir fay yer alır. Fay, metamorfite ile Pliyo-Kuvaterner yaşlı birimler arasında dokunak oluşturur. Bu fayın güneyinde de alüvyal yelpazeleri de etkileyen 15 km uzunlukta başka bir fay uzanır, şekil 4.6.'da deprem bölgeleri haritasında Manisa ilinin konumu gösterilmiştir.

Grabenin kuzey sınırını oluşturan diğer önemli bir fay, grabenin doğusunda Dombaylı-Ziyanlı köyleri arasında uzanır. Bu fayın toplam uzunluğu 52 km civarında olup, batıda K30B, Mevlütlü köyü doğusunda K72B, en doğu ucunda K30B ve Ziyanlar doğusunda D-B doğrultulara sahiptir. Fay, genel olarak 45 derece GB'ya eğimlidir.

Fay, havza'nın GD ucunda, Çöpköy-Boğazçiftlik köyleri arasında, 16 km uzunlukta ve K40B doğrultuya sahiptir. Serinyayla - Ziyanlar arasında, grabenin tabanında, Kuvaterner yaşlı çökelleri etkileyen birçok normal fay yer almaktadır. Faylar, morfolojik olarak çok belirgin olup, topoğrafyada birçok basamak oluşturmuştur. Bu kesimde, faylar alüvyal yelpazeleri de kesmişlerdir. Grabenin kuzeyinde yer Alan faylar, eğim atımlı normal faylar olup, değişik açılarla güneye eğimlidirler (Bircan vd. 1983).

Grabeni güneyden sınırlayan faylar, yaklaşık 85 km uzunlukta olup, batıda Hamzababa köyü (Turgutlu) ile doğuda Avşar köyü (Sarıgöl) arasında uzanır. Faylar, bu kesimde metamorfizmaları, Üst Miyosen yaşlı kayalar ve Pliyosen yaşlı aşınım yüzeyleri, Kuvaterner yaşlı çökel kayalar ile Holosen yaşlı alüvyal yelpazeleri keserler, Bu faylar, genel olarak D-B gidişil olup, eğim atımlı normal faylanma karakteri sergilerler. Gökkaya-Akpınar arasında tipik olarak izlenebilen fay, batıda Armutlu'dan başlar, doğuya doğru Ahletli-Salihli-Alaşehir-Sarıgöl'e Kadar uzanır. Grabenin tabanına en yakın olan ve genç alüvyonlar ile daha yaşlı birimler arasında dokunak oluşturan fay 110 km uzunluktadır. Bu fay, deprem üreten diri fay olarak nitelendirilebilir. Grabeni güneyden sınırlayan eğim atımlı normal faylar, güneyden kuzeye doğru gençleşmektedir. (Bircan vd. 1983).

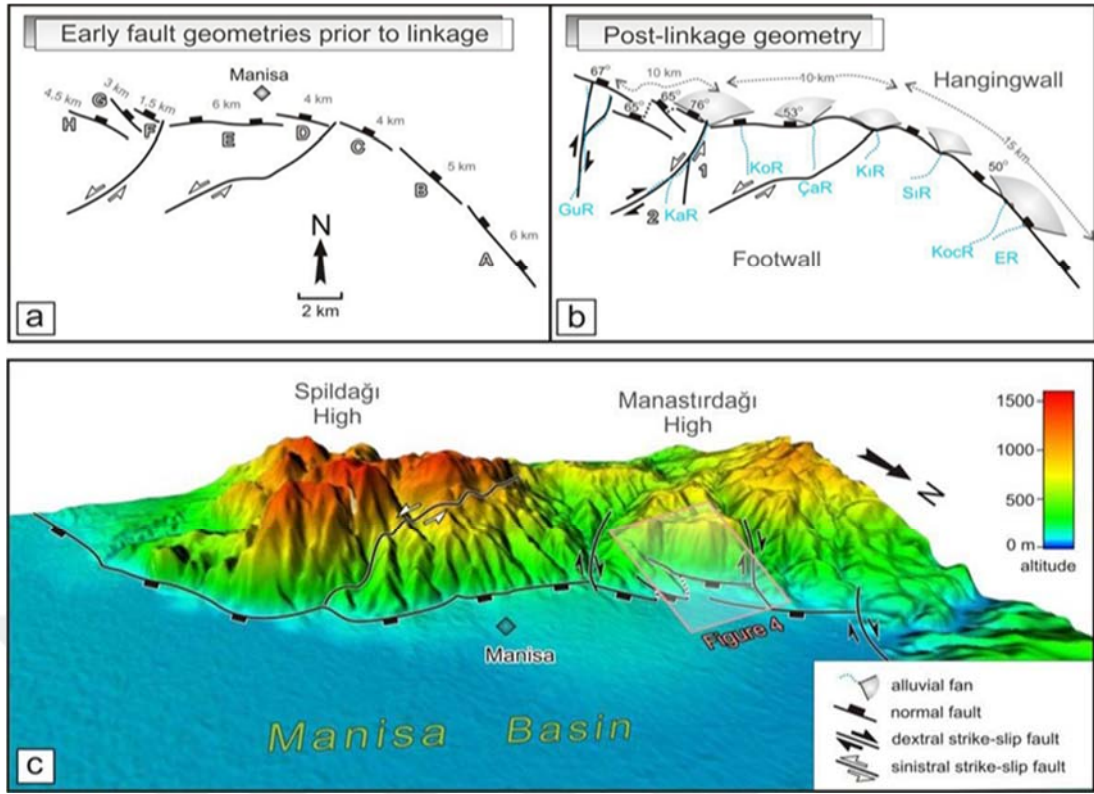


Şekil 4.6. Deprem bölgeleri haritasında manisa ilinin konumu (www.deprem.gov.tr.)

4.5.5. Paleosismolojik çalışmalar

İnceleme alanı civarında Gediz Grabenine ve Manisa fayına ait faylar morfolotektonik açıdan Spil Dağı eteklerinde çok net olarak izlenmektedir. Normal atımlı faylara bağlı olarak inceleme alanının güney kısmı (Spil Dağı) kuzeyine göre Pliyo-kuvaterner den beri sürekli yükselirken, kuzey kısmı genel olarak çökmüş ve zamanla Gediz nehri alüvyonları ile sürekli dolmuştur. (Şekil 5.4.) Spil Dağı'nın eteklerinde Üst kretase-paleosen yaşlı kumtaşı- çamurtaşı, spilitik volkanitler, masif kireçtaşları, mikritik kireçtaşı merccekleri ile yer yer mafik volkanitler den oluşan Bornova Karmaşığı bulunmaktadır.

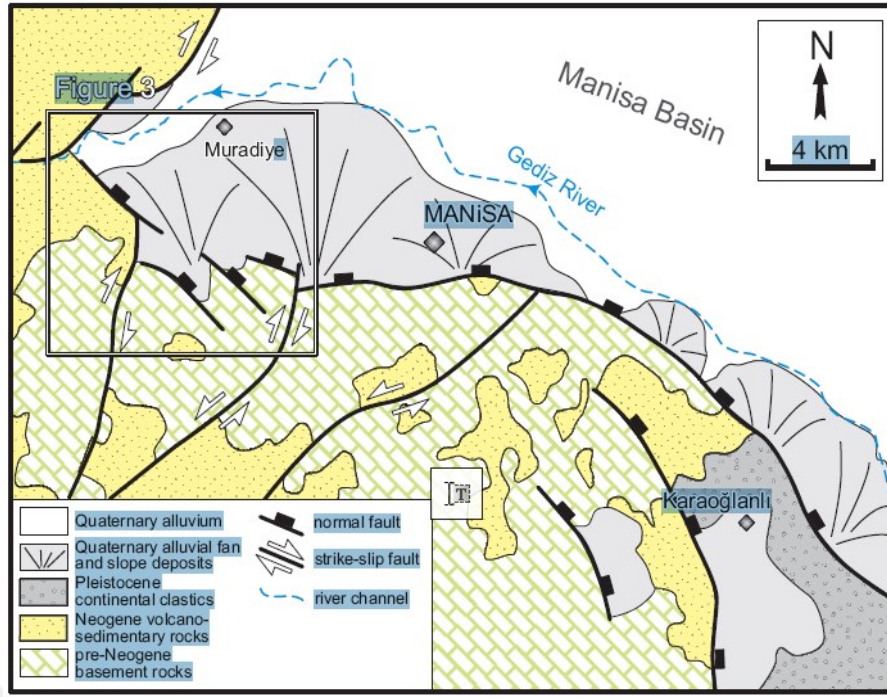
Faylanmalar bu karmaşığın içerisinde de gözlenmektedir.(Özkaymak, vd.2011)Bu faylanmalara bağlı olarak Bornova karmaşığının bulunduğu dağlık alanlardan ovaya doğru boşalan dere yatakları boyunca küçük-büyük ve çok kalın alüvyal yelpaze çökelleri birikmiş ve faylar bu çökellerin altında gömülü olarak kalmıştır. Şekil 4.7.'de Manisa şehir merkezi içinden geçen Safrançayı, Bozköy Deresi, Kazan Deresi, Çaybaşı Deresi, Tabak ve Kırtık Dereleri vasıtası ile boyunca çok büyük alüvyal yelpaze çökelleri birikmiştir. (Özkaymak vd , 2011)



Şekil 4.7. Manisa İli güneyindeki faylar ve yükselti haritası.(Özkaymak vd. 2011)

Şekil 4.8.'de görüldüğü üzere pliyo-kuvaternerde hareket hızının daha yavaş olması veya sedimantasyon hızının daha yüksek olması nedeniyle, Kuvaterner yaşlı yamaç molozları özellikle fayların önünde taşınmış ve düşey yönde kalınlaşmıştır. Bu taşınma -çökme nedeniyle fayların gömülü kalmasına ve topoğrafya da sarplık çizgisellik vb izlerin oluşmamasına neden olmuştur. (Özkaymak vd ,2011)

Tüm bu veriler fayların inceleme alanında izlenemediğini, dolayısıyla bu faylar etrafında sakınım bandı(koruma bandı) bırakılacak kriterlere sahip olmadığını göstermektedir. Bununla bu faylar etrafında yüzey faylanması koruma bandı (fay tampon bölgesi) oluşturulmasına ihtiyaç duyulmamıştır. (Özkaymak vd ,2011)



Şekil 4.8. İnceleme alanının tektonik-stratigrafik haritası (Özkaymak vd, 2006)

4.6. İnceleme Alanında Alınan Mikrotremor Ölçümleri

Yapılan çalışma sırasında Manisa il merkezi ve yakın çevresinde çoğunlukla belediye sınırları içerisine giren bölgelerde ölçümler alınmıştır. Özellikle yapılaşma ve yerleşimin yoğun olduğu yerlerde ve yapılaşmanın sık olduğu bölgelerde ölçüm noktaları sayısı arttırılmıştır. Aynı zamanda şehir merkezi ve çevresi için genel yer etkisi özelliklerinin anlaşılabilmesi amacıyla da ölçüm noktaları belirlenmiştir. Çalışma yapılacak bölgede verimli bir çalışma ve güvenilir sonuçlar elde edilebilmesi için bölgenin genel jeolojisi daha önce yapılan çalışmalar ışığında incelenmiştir.

Bu bilgiler ışığında bölgenin jeolojik birimlerinin dağılımları ve sınırları incelenmiştir. Bu inceleme ile yapılacak olan mikrotremor çalışmasının ne ölçekte bir alanda yapılacağı ve ölçüm noktalarının bölgeyi temsil edebileceği sıklıkta yapılmasına karar verilmiştir. Şehir merkezi için önceden yapılan jeofizik ve jeoteknik çalışmalar ile bu çalışma kapsamında yapılan incelemeler ve sonuçlarının tutarlı benzerlikler içerip içermediğinin saptanması ve yöntemin ürettiği sonuçların sınanması için daha önce yapılan sismik ve sondaj çalışmaları

ile yaklaşık aynı bölgelerde veri alınmaya çalışılmıştır. Bölgede daha sonra meydana gelebilecek bir depremde oluşabilecek hasarlar ile bu çalışmadan elde edilen sonuçlar, daha sonra bölgede yapılacak başka amaçlı çalışmalar için kullanılabilir. Ayrıca bölgenin ileriki dönemde şehirleşme ve yapılaşma çalışmalarında bu çalışmadan çıkan sonuçlar dikkate alınabilir.



Şekil 4.9. İnceleme alanına ait ölçü noktalarının google earth görüntüsü.

İnceleme alanında depremsellik katsayıları olan zemin hâkim titreşim periyodu (T_0) ve büyütme (b) mikrotremör yoluyla belirlenmiştir. Mikrotremör ölçüler Güralp CMG-6TD marka 3 bileşenli hızölçer kullanılarak veriler her bir kayıt süresi minimum 20 dakika olacak şekilde toplanmıştır. Değerlendirmeler Geopsy programı ile değerlendirilmiştir. Mikrotremör ölçümleri inceleme alanına ait ölçü noktalarının Şekil 4.9.'da 84 noktada, 20 Hz örnekleme aralığı ile mikrotremör kayıtları alınmış değerlendirme aşamasında 40 sn.' lik pencerelemeler kullanılmıştır. Kayıt noktaları seçilirken mümkün olduğunca kanalizasyon sistemleri, ana sutaşıma boru sistemleri, yüksek gerilim hatları ile elektrik hatlarından uzak durulmaya çalışılmıştır. Bu veri alımı tek cihazla Nakamura tekniğine göre gerçekleştirilmiştir.

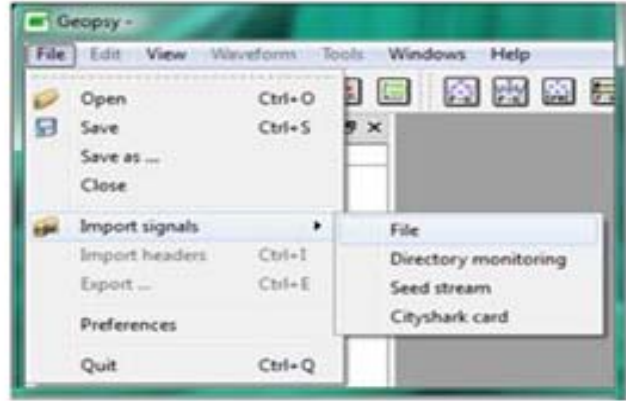
4.7. Geopsy Programı ile Nakamura Tekniğinin Uygulanması

Sesarray projesi kapsamında bulunan ve sismometre yardımı ile alınan verilerin değerlendirilmesi için kullanılan bir programdır. Sesarray projesi, içerisinde birçok zemin hareketlerine yönelik programı barındıran bir projedir. Bu proje Sesame European, Universite Joseph Fourier (Grenoble, Fransa) ve Universitat Potsdam (Potsdam, Almanya) işbirliğiyle ortaya çıkmıştır.

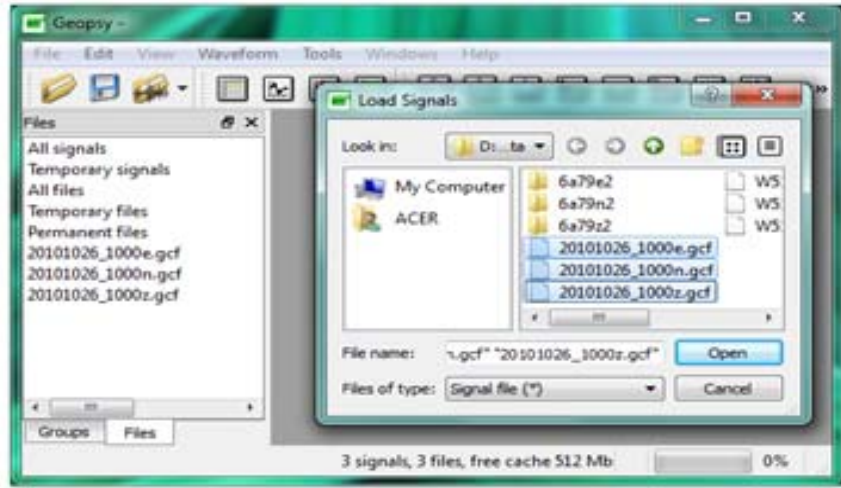
(Beker Y., 2013) Kurs notlarında programı ilk açtığımızda karşımıza Şekil 4.10.(a)'da gösterilen ana ekran çıkmaktadır. Yapmamız gereken öncelikli işlem değerlendirmek istediğimiz veriyi çağırmaktır. Bu işlemi yapmak için gereken yol "File" menüsünden "import signal" seçeneği ile verileri çağırmak veya ana ekran üzerinde yer alan kısa yol tuşu kullanılarak ta bu işlem gerçekleştirilebilir.

Verilerin bulunduğu dosya kütüğü içerisinde değerlendirilmek istediğimiz verinin üç bileşen kayıtlarını seçiyoruz. Seçilen veriler ekranın sol tarafındaki "Files" kısmında görülecektir Şekil 4.(10b).

a)

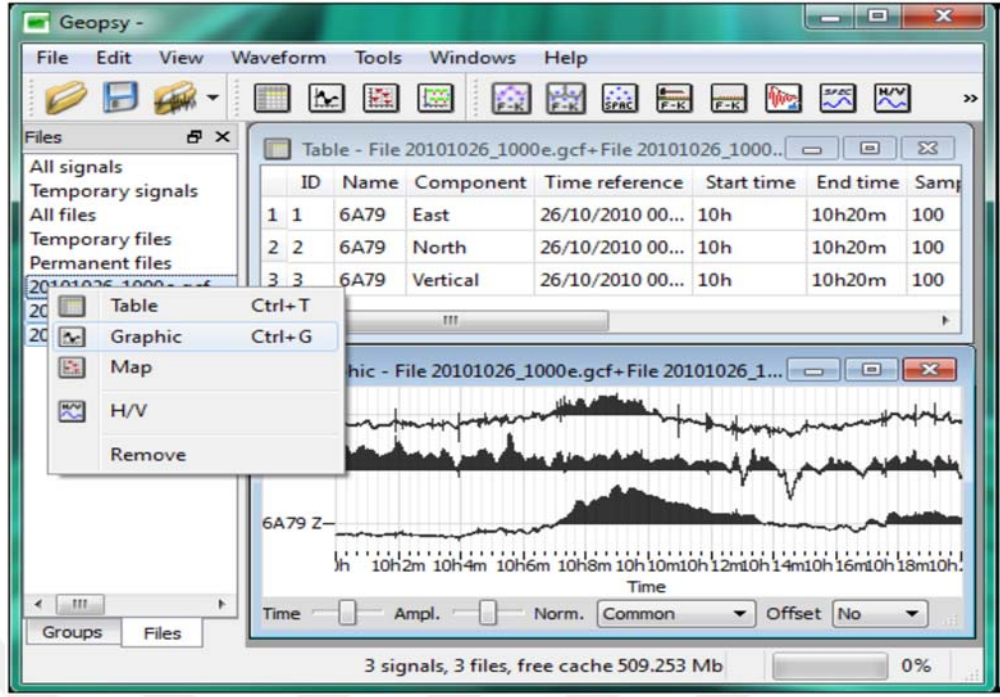


b)

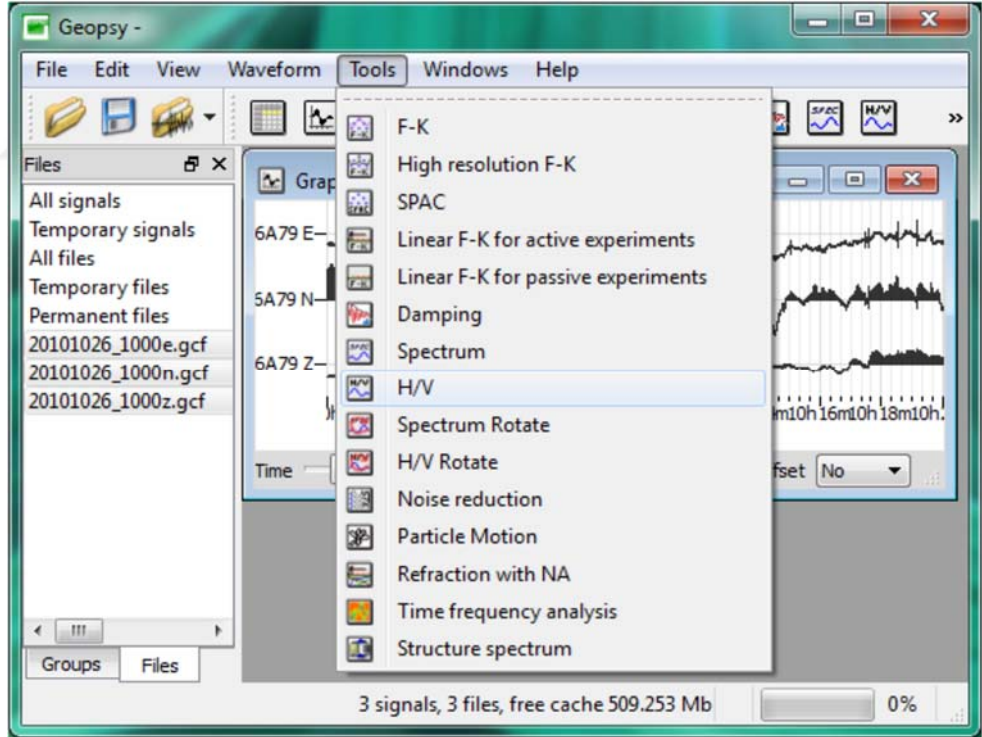


Şekil 4.10. (a) Ana menü ve üç bileşen mikrotremor verisinin çağırılması (b) üç bileşen mikrotremor kaydının “Files” kısmındaki görünümü ve bulunduğu kütük

Verilere ait bilgileri (başlangıç ve bitiş süresi, örnekleme zamanı, örnek sayısı, veri boyu vs.) tablo, grafik veya harita şeklinde görüntüleyebiliriz (Şekil 4.10.).Veriler tablo veya grafik olarak görüntülendikten sonra ana ekranda bulunan “tools” menüsünden uygulamak istediğimiz işlem üç bileşen için seçilir (Şekil 4.11.)

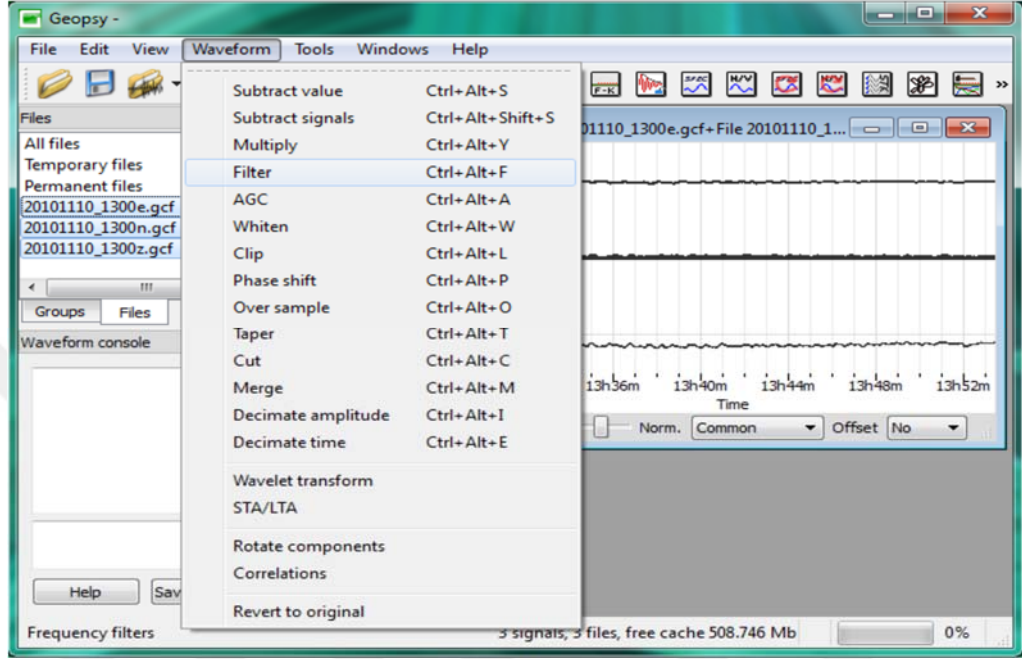


Şekil 4.11. Mikrotremor verisinin tablo ve grafik olarak görüntülenmesi.



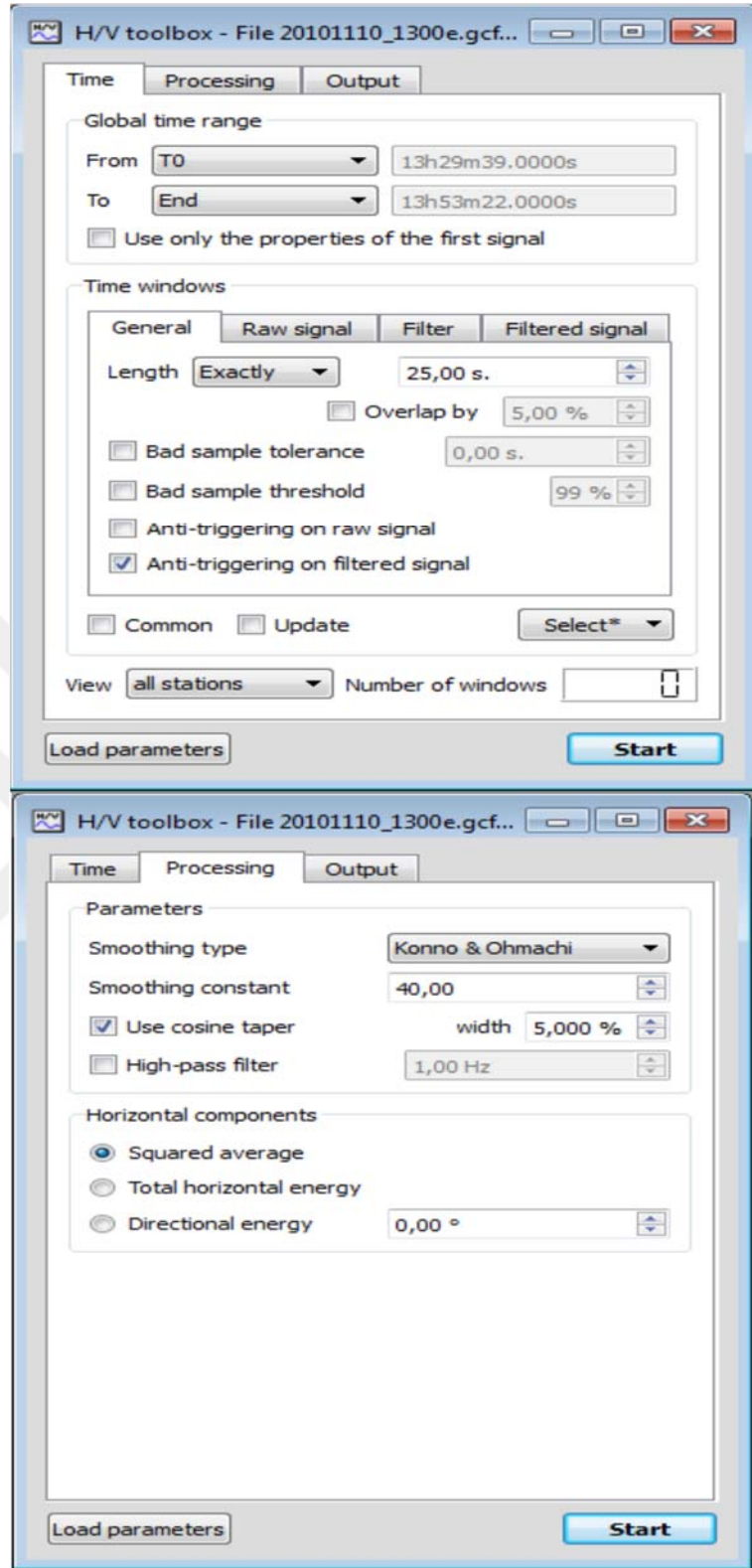
Şekil 4.12. Veriye uygulanacak olan seçeneklerin görünümü

Kaydedilen tek istasyon 3 bileşen mikrotremor verilerine H/V oranı şu şekilde uygulanır, Ana ekranda görüntülenen üç bileşen mikrotremor verisine öncelikle “Waveform” menüsünden “filter” ve “taper” seçenekleri ile zaman ortamında filtreleme ve tıraşlama işlemleri uygulanır. (Şekil 4.12.)



Şekil 4.13.Mikrotremor verisine uygulanabilecek veri işlem seçenekleri

Zaman ortamında gerekli veri işlem adımları uygulandıktan sonra üç bileşen mikrotremor verisinin H/V spektral oranını hesaplamak için “tools” menüsünde yer alan H/V seçeneği tıklanır. Açılan pencerede yer alan Time kısmında, verinin başlangıç ve bitiş zamanı “Global time range” başlığında, çözümleme için veriye uygulanacak pencerelerin ve pencere boyunun seçimi “General” başlığında, ham sinyale ait STA (kısa zaman ortalama), LTA (uzun zaman ortalama) değerleri “Raw signal” başlığında verilmektedir. Filtre seçenekleri “Filtler ve Filtered signal” başlığında verilmiştir. Processing kısmında ise veriye uygulanacak olan pencereleme, tıraşlama ve yuvarlatma seçenekleri yer almaktadır. Output bölümü, elde edecek olan çıkış verisinin aydedileceği kütük, eksenlerin logaritmik mi yoksa lineer mi olacağını içermektedir. (Şekil 4.13.)

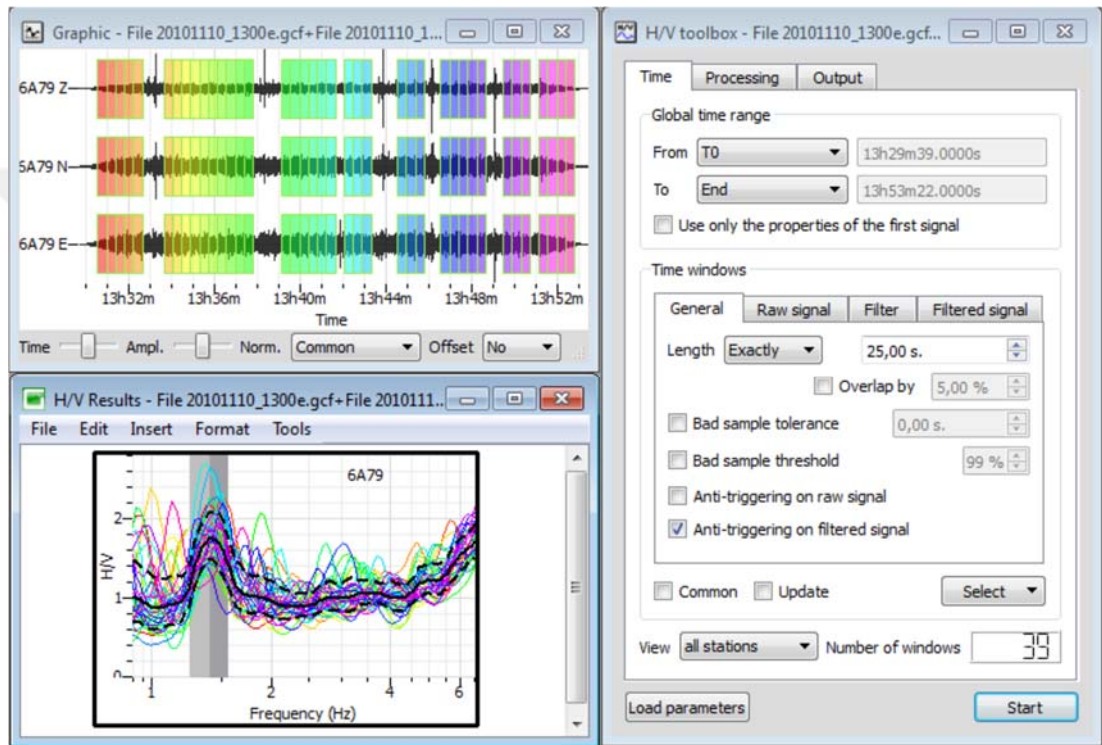


Şekil 4.14. Pencere boyunun ile veriye uygulanacak olan pencereleme ve yuvarlatma fonksiyonlarının seçilmesi.

Veride çözümleme için kullanmak istenen kısımlar (genellikle gürültü seviyesinin fazla değişmediği) Time bölümünde yer alan “select” kısmından (Auto) otomatik

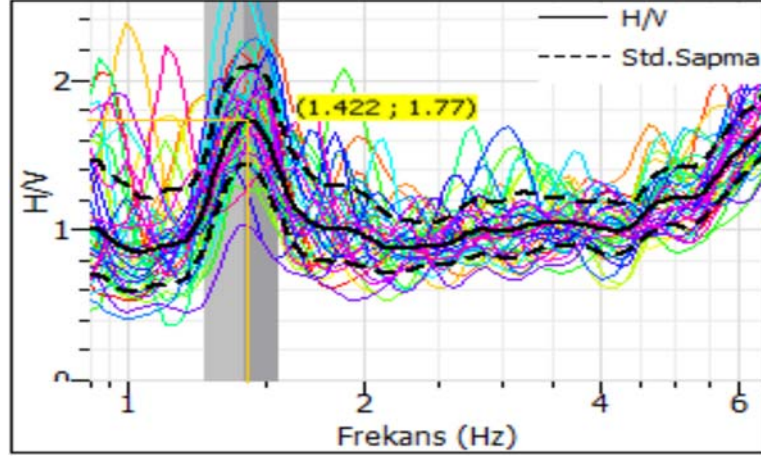
veya (Add) manuel olarak seçilebilir (Şekil 4.14). Aynı şekilde veriden çözümlemeye kullanmak istenmeyen bir kısım varsa yine buradan (Remove) kaldırılabilir.

Daha sonra veri için gerekli olan yuvarlatma, tıraşlama parametreleri aynı ekran üzerinde seçilerek “START” butonuna basılır ve üç bileşen mikrotremor verisine ait H/V spektral oran grafiği elde edilir. (Şekil 4.15.)



Şekil 4.15. H/V spektral oranı hesaplanmış verinin çözümleme için seçilen pencereleri ve H/V spektral oran grafiği.

Elde edilen H/V spektral oran grafiği üzerinde yatay eksen frekans ve dikey eksen genlik değerini temsil etmektedir. Bu grafik üzerinden ölçüm yapılan noktaya ait hakim frekans(yatay eksen) ve büyütme(dikey eksen) değerleri okunur. (Beker, 2013 kurs notları).



Şekil 4.16. H/V spektral oran grafiği üzerinde belirlenen hakim frekans ve büyütme değeri.

Sonuç olarak geopsy programı ile kayıtların pencereleme ve süzgeçleme işlemleri yapılarak frekansları ve zemin büyütme değerleri belirlenmiş olur.(Şekil 4.16.)

Çizelge 4.3. İnceleme alanında alınan mikrotromor ölçülere ait koordinatlar

	Koordinatlar			NOKTA		Koordinatlar		
	X	Y	Z			X	Y	Z
MT1	4275038.968	531824.671	123.971	MT43		4277598.281	532059.419	65.558
MT2	4274873.768	532117.703	153.917	MT44		4278564.778	532196.614	54.547
MT3	4274940.635	531944.637	130.626	MT45		4278954.177	531547.615	50.605
MT4	4275210.067	532103.937	128.483	MT46		4278385.811	531602.682	57.472
MT5	4274738.068	533602.534	154.855	MT47		4277734.617	531552.094	67.178
MT6	4274863.935	533313.434	173.487	MT48		4277282.284	531375.095	74.062
MT7	4275111.734	533199.368	150.044	MT49		4277356.382	533788.116	59.835
MT8	4275162.867	532709.669	125.622	MT50		4277206.915	533119.450	67.113
MT9	4278120.312	535733.673	33.017	MT51		4276913.883	533001.451	73.110
MT10	4277683.713	535740.539	34.886	MT52		4276764.416	533217.783	73.585
MT11	4277221.547	535581.240	40.213	MT53		4276284.551	532665.151	84.956
MT12	4277784.013	535262.640	39.558	MT54		4275806.652	532499.952	98.874
MT13	4278271.745	536157.472	29.763	MT55		4275847.951	532769.384	96.665
MT14	4278578.544	536389.538	27.347	MT56		4275786.985	533396.750	99.884
MT15	4277266.780	536944.137	38.234	MT57		4275875.485	533571.783	94.581
MT16	4277754.513	536749.437	31.214	MT58		4275830.251	534059.515	91.033
MT17	4278887.310	534806.375	34.384	MT59		4276026.918	533912.015	86.177

MT18	4278100.645	534627.408	42.810	MT60		4276386.817	534100.815	73.504
MT19	4278641.477	534078.710	44.455	MT61		4276274.717	534722.280	66.909
MT20	4278301.245	533811.243	49.572	MT62		4275146.882	535464.179	93.404
MT21	4278604.111	533423.811	47.723	MT63		4275083.949	535621.512	90.407
MT22	4278580.511	532912.479	51.460	MT64		4274932.516	536052.212	97.682
MT23	4278080.979	532328.380	59.204	MT65		4276141.849	538727.900	54.256
MT24	4277996.412	532609.613	58.991	MT66		4276198.883	538071.034	62.305
MT25	4274930.385	542256.485	42.813	MT67		4276265.749	537420.069	52.497
MT26	4275077.885	541758.920	67.251	MT68		4276033.683	536896.337	59.315
MT27	4274794.686	541145.321	76.925	MT69		4275718.152	536089.111	61.047
MT28	4274828.119	540866.055	65.942	MT70		4275853.851	535798.045	57.320
MT29	4275264.718	540930.955	44.400	MT71		4275794.172	538801.369	61.531
MT30	4275337.485	541288.887	39.804	MT72		4275649.481	538173.441	83.253
MT31	4275620.684	541741.220	34.206	MT73		4275621.386	537737.633	74.997
MT32	4277185.951	539133.229	27.301	MT74		4276150.980	537632.609	57.411
MT33	4277477.803	538907.456	26.960	MT75		4275605.934	537271.586	66.432
MT34	4277907.322	538745.101	26.562	MT76		4275267.387	537999.251	119.389
MT35	4275256.149	538535.869	179.192	MT77		4275162.030	537641.038	110.719
MT36	4275031.388	538323.750	191.452	MT78		4275264.578	538000.656	120.006
MT37	4274799.602	538916.727	191.156	MT79		4275366.984	536834.004	75.956
MT38	4274936.285	537376.803	192.781	MT80		4275289.419	536224.810	71.827
MT39	4274857.197	537697.228	232.046	MT81		4275363.54	530888.44	109.50
MT40	4275205.882	533861.350	123.228	MT82		4275389.034	531460.838	105.715
MT41	4275473.348	534236.982	99.024	MT83		4275672.233	530306.407	87.824
MT42	4277293.027	531765.122	72.135	MT84		4275239.34	529022.78	82.50

İnceleme alanında alınan mikrotremor ölçülere ait kordinatlar Çizelge 4.3.'de görülmektedir.

Çalışma sonucunda elde edilen zemin hâkim periyodu ve büyütme verileri; ölçü noktalarının koordinatları kullanılarak “Surfer” programı yardımı ile haritalanarak, Manisa ili ve yakın civarının Ortalama H/V (zemin hakim periyodu) ve büyütme katsayısı değerleri elde edilmiştir.(Çizelge 4.3.)

Çizelge 4.4. Mikrotremör ölçülerinin değerlendirme sonuçları

Ölçü No :	To (s)	Ao	Formasyon Türü	Ölçü No :	To (s)	Ao	Formasyon Türü
MT1	0,11	1,35	Bornova Karmaşığı	MT43	0,96	1,38	Alüvyon
MT2	0,11	2,65	Bornova Karmaşığı	MT44	0,86	1,51	Alüvyon
MT3	0,1	2,66	Bornova Karmaşığı	MT45	0,88	2,33	Alüvyon
MT4	0,11	2,69	Bornova Karmaşığı	MT46	0,71	1,75	Alüvyon
MT5	0,1	3,28	Bornova Karmaşığı	MT47	0,9	2,06	Alüvyon
MT6	0,1	2,56	Bornova Karmaşığı	MT48	0,98	2,43	Alüvyon
MT7	0,14	1,71	Bornova Karmaşığı	MT49	0,9	2,11	Alüvyon
MT8	0,31	1,66	Yamaç Molozu	MT50	0,5	1,66	Alüvyon
MT9	0,66	2	Alüvyon	MT51	0,96	1,29	Alüvyon
MT10	0,99	2,79	Alüvyon	MT52	0,1	2,33	Alüvyon
MT11	0,96	3,32	Alüvyon	MT53	0,99	1,55	Alüvyon
MT12	0,95	2,13	Alüvyon	MT54	0,99	1,68	Alüvyon
MT13	0,93	2,69	Alüvyon	MT55	0,34	1,28	Yamaç Molozu
MT14	0,96	1,96	Alüvyon	MT56	0,21	2,4	Yamaç Molozu
MT15	0,91	2,60	Alüvyon	MT57	0,2	1,4	Yamaç Molozu
MT16	0,78	1,32	Alüvyon	MT58	0,22	4,32	Yamaç Molozu
MT17	0,77	1,2	Alüvyon	MT59	0,21	2,2	Yamaç Molozu
MT18	0,99	2,07	Alüvyon	MT60	0,87	1,52	Alüvyon
MT19	0,93	2,3	Alüvyon	MT61	0,53	1,26	Yamaç Molozu
MT20	0,95	1,78	Alüvyon	MT62	0,9	1,81	Alüvyon
MT21	0,9	1,84	Alüvyon	MT63	0,93	1,49	Alüvyon
MT22	0,88	2,47	Alüvyon	MT64	0,23	1,51	Yamaç Molozu
MT23	0,8	1,25	Alüvyon	MT65	0,6	2,52	Yamaç Molozu
MT24	0,82	2,63	Alüvyon	MT66	0,96	2,24	Alüvyon
MT25	0,35	1,65	Yamaç Molozu	MT67	0,99	2,67	Alüvyon
MT26	0,1	1,86	Bornova Karmaşığı	MT68	0,91	1,87	Alüvyon
MT27	0,9	2,67	Alüvyon	MT69	0,8	2,22	Alüvyon
MT28	0,39	0,51	Yamaç Molozu	MT70	0,59	2,54	Yamaç Molozu
MT29	0,64	1,37	Yamaç Molozu	MT71	0,58	3,14	Yamaç Molozu

MT30	0,11	2,12	Bornova Karmaşığı
MT31	0,93	2,07	Alüvyon
MT32	0,75	2,02	Alüvyon
MT33	0,92	1,95	Alüvyon
MT34	0,93	2,44	Alüvyon
MT35	0,95	1,74	Alüvyon
MT36	0,98	1,93	Alüvyon
MT37	0,87	2,47	Alüvyon
MT38	0,18	2,36	Dededağ FM
MT39	0,22	2,68	Bornova Karmaşığı
MT40	0,22	1,99	Bornova Karmaşığı
MT41	0,23	1,81	Bornova Karmaşığı
MT42	0,96	1,62	Alüvyon

MT72	0,59	3,13	Yamaç Molozu
MT73	0,66	2,04	Yamaç Molozu
MT74	0,66	3,29	Yamaç Molozu
MT75	0,79	3,21	Alüvyon
MT76	0,99	1,47	Alüvyon
MT77	0,97	2,12	Alüvyon
MT78	0,42	2,04	Yamaç Molozu
MT79	0,37	2,75	Yamaç Molozu
MT80	0,42	1,89	Yamaç Molozu
MT81	0,99	3,2	Alüvyon
MT82	0,96	1,66	Alüvyon
MT83	0,75	1,95	Alüvyon
MT84	0,17	2,77	Dededağ FM



5. ARAŞTIRMA VE BULGULAR

İnceleme alanında yapılan mikrotremor ölçümler, değerlendirmeler ve araştırmalar sonucunda Zemin Hâkim Titreşim Peryodu ve Zemin Büyütme değerleri ile zonlama ve zemin sınıflaması yapılmıştır.

Alüvyonda

Bu verilerin arazi genelinde Zemin Hâkim Titreşim Peryodunun;

$$T_0 = 0.50 - 0.99 \text{ s.}$$

Zemin büyütmesinin de;

$A_0 = 1.20 - 3.32$ arasındadeğiştiğini göstermektedir.

Yamaç Molozunda

Bu verilerin arazi genelinde Zemin Hâkim Titreşim Peryodunun;

$$T_0 = 0.20 - 0.64 \text{ s.}$$

Zemin büyütmesinin de;

$A_0 = 0.42 - 4.32$ arasındadeğiştiğini göstermektedir.

Bornova Karmaşığında

Bu verilerin arazi genelinde Zemin Hâkim Titreşim Peryodunun;

$$T_0 = 0.10 - 0.23 \text{ s.}$$

Zemin büyütmesinin de;

$A_0 = 1.35 - 3.28$ arasındadeğiştiğini göstermektedir.

Dede dağ Formasyonunda

Bu verilerin arazi genelinde Zemin Hâkim Titreşim Peryodunun;

$$T_0 = 0.17 - 0.18 \text{ s.}$$

Zemin büyütmesinin de;

$A_0 = 2.36 - 2.77$ arasındadeğiştiğini göstermektedir.

5.1.İnceleme Alanının Zemin Ve Kaya Türlerinin Jeoteknik Özellikleri

İnceleme alanı zemin ve kaya olmak üzere iki farklı ortamdan oluşmaktadır. Bornova Karmaşığı ve Dededağ Formasyonu KAYA ortam, yamaç molozu ve alüvyon ZEMİN sınıfına girmektedir.

5.2. Zemin ve Kaya Türlerinin Sınıflandırılması

Zemin Ortamlar

Alüvyon

Manisa ilinin doğusunda gözlenir. Doğuya doğru gidildikçe silt kil oranı artar. Birim genellikle gevşek ve tutturulmamış çakıl, kum, silt, kil araldanması şeklinde görülür.

Yamaç Molozu

Yamaç molozu sahada Spil dağı eteklerinde Manisa'nın güneyinde gözlenmektedir.

Kaya Ortamlar

Çalışma alanında görülen Bornova Karmaşığı ve Dededağ Formasyonu, KAYA sınıfında değerlendirilmiştir.

Bornova Karmaşığı

Bornova Karmaşığı arazinin güneyinde Spil Dağı eteklerinde gözlenir.

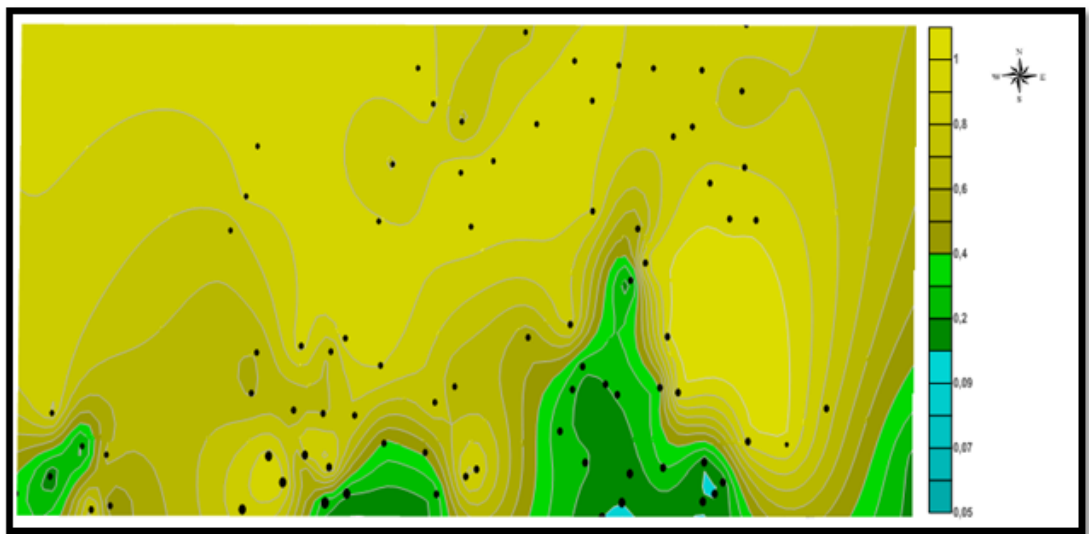
Dede dağ Formasyonu

İnceleme alanının batısında gözlenir. Gri beyaz renkli bol çatlaklı - kırıklı kireçtaşı niteliğindedir.

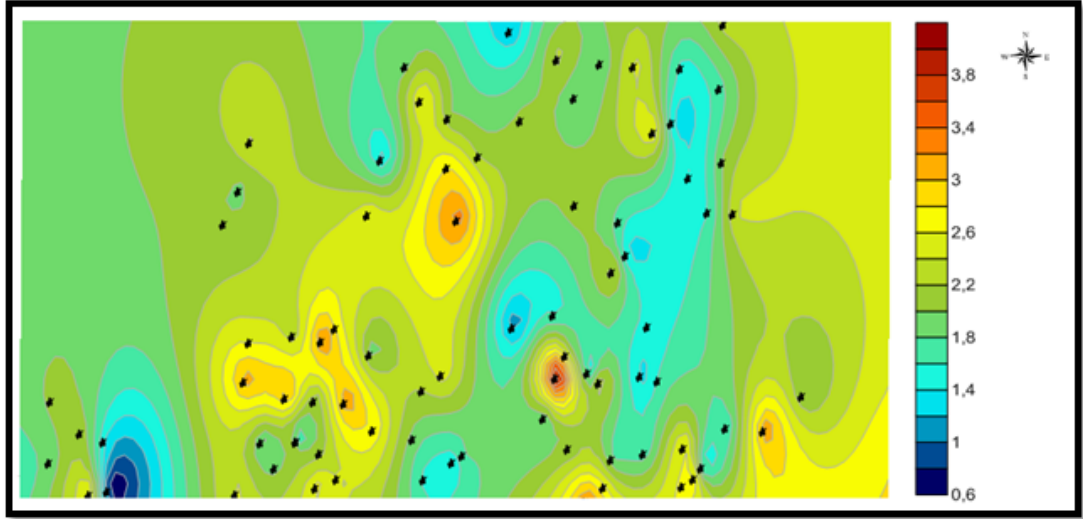
6. SONUÇ ÖNERİLER VE TARTIŞMA

İnceleme sahasında 84 noktada mikrotremör hız ölçer kullanılarak depremsellik katsayıları olan zemin hakim titreşim periyodu (T_0) ve büyütme değerleri (A_0) mikrotremör yoluyla belirlenmiştir.

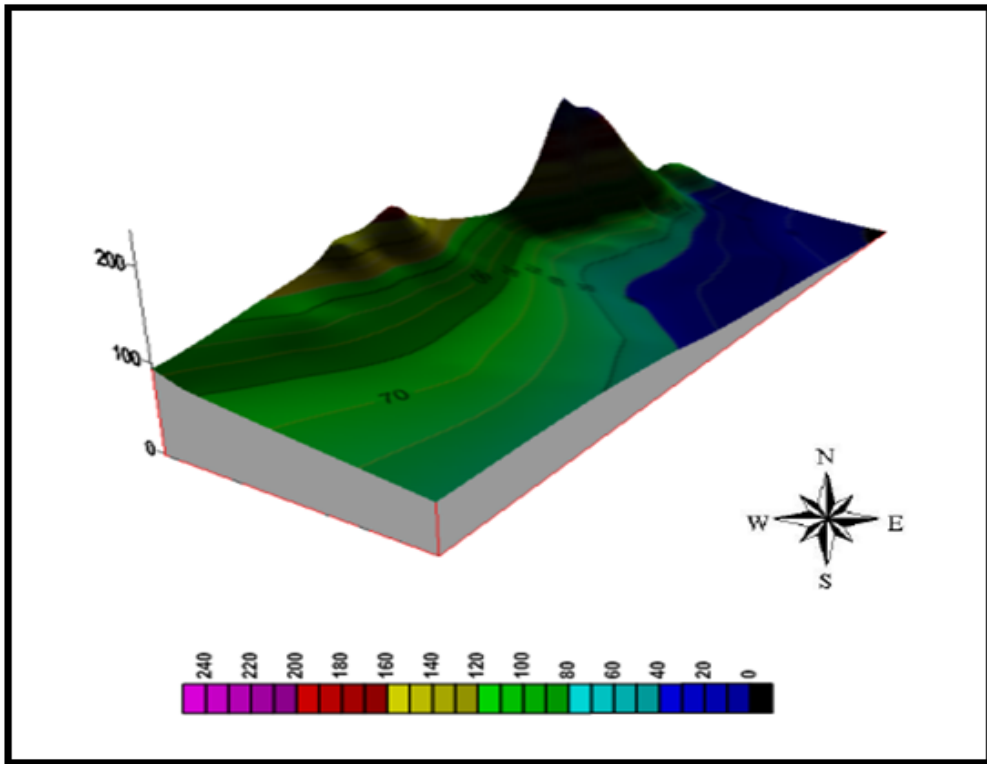
Mikrotremör ölçüler Güralp CMG-6TD marka 3 bileşenli hızölçer kullanılarak veriler her bir kayıt süresi minimum 20 dakika olacak şekilde toplanmıştır. Değerlendirmeler Geopsy programı ile değerlendirilmiştir. İnceleme sahasında alınan mikrotremör ölçülerin değerlendirilmesi sonucunda aşağıda sonuçlar elde edilmiştir. (Çizelge 6.1.) İnceleme alanında mikrotremör verileri ile oluşturulan etkin titreşim periyodu haritası Şekil 6.1.' de, İnceleme alanında mikrotremör verileri ile oluşturulan yer büyütme katsayısı değerleri haritası Şekil 6.2'de verilmektedir, Şekil 6.3.'de çalışma alanının yüksekliğe bağlı değişim haritası gösterilmektedir.



Şekil 6.1. İnceleme alanında mikrotremor verileri ile oluşturulan etkin titreşim periyodu haritası



Şekil 6.2. İnceleme alanında mikrotremor verileri ile oluşturulan yer büyültme katsayısı değerleri haritası



Şekil 6.3. İnceleme alanının yüksekliğe bağlı değişim haritası

Çizelge 6.1. Mikrotremör ölçüm sonuçları

Mikrotremör Ölçüm Sonuçları	Alüvyon	Yamaç Molozu	Bornova Karmaşığı	Dededağ Formasyonu
Zemin Hakim Titreşim Periyodu (To)	0.50-0.99	0.20-0.64	0.10-0.23	0.17-0.18
Büyütme (b)	1.20-3.32	0.42-4.32	1.35-3.28	2.36-2.77

Mikrotremör ölçülerin değerlendirilmesi sonucunda Etkin Titreşim Periyodu (To) verilerinin 0.50 sn-0.99 sn aralığında Alüvyon zeminler, 0.20 sn-0.64 sn arasında yamaç molozuna, 0.10 sn-0.23 sn arasında Bornova Karmaşığı, 0.17 sn-0.18 sn arasında da Dededağ formasyonunun olduğu belirlenmiştir. İnceleme alanında Şehrin kuzeyine doğru Zemin Hakim Titreşim Periyodunun Yükselmesi bu bölgenin büyük bir kısmının zemin bakımından riskli olduğu ve yapılaşma açısından da tehlike arz ettiği anlaşılmaktadır. İnceleme alanının büyük bir kısmında zemin hakim titreşim periyodu 1.2 sn ile 0,6 sn arasındadır.

Bu alanlarda, bölgenin depremselliği de göz önüne alındığında, özellikle yüksek katlı yapılaşmanın yapılmaması gerektiği düşünülmektedir. Zemin hakim titreşim periyotları incelendiğinde, bu değerlerin yüksek çıktığı bölgelerde ya zemin zayıf yada alüvyon derinliği fazladır. Ayrıca Şekil 6.2.'deki Büyütme katsayısı değerlerine baktığımız zaman 1.20-3.32 arasında alüvyona, 0.42-4.32 arasında Yamaç molozuna, 1.35-3.28 arasında Bornova karmaşığına, 2.36-2.77 arasında da Dededağ Formasyonuna rastlandığı görülmektedir.

Öncelikle depremlerin ne zaman ne büyüklükte olacağını öngörmek kadar, olası bir depremin bölgede ne gibi etkilerle ve hangi özelliklerle oluşacağını da tahmin etmek önemlidir. Bir depremin etkisi, oluşum noktasına eşit uzaklıkta olan farklı bölgelerde farklı şekillerde özellikler göstermektedir. Bu durum, söz konusu deprem kaynağı aynı da olsa, farklı bölgelerin deprem çekincesi açısından farklı tepkiler verebileceğini gösterir. O halde bölgelerin ayrıntılı olarak incelenmesi zorunluluğu doğmaktadır.

Aktif deprem kuşağı üzerinde yer alan ülkemizde deprem sonucu oluşabilecek can ve mal kayıplarının önüne geçilmesi için zemin yapısının bilinmesi gerekmektedir. Olası bir deprem anında, depremin kaynağından yayılan dalganın periyodu ile zemin üzerinde bulunan yapının periyodunun aynı olması durumunda yapının büyük bir hasar alacağı kesindir. Titreşimcik yöntemi ile yerleşim yerlerinin kaç katlı yapılara sahip olabileceği, kaç saniyelik periyot değerine sahip yapıların olması gerektiği bilgileri sağlanabilmektedir.

Yerin büyütmesi ölçüm alınan zeminin sağlamlığı ile ters orantılıdır. Gevşek bir zeminde ilerleyen bir dalganın genliği zemin gevşekliği ile orantılı olarak büyüyecektir. Kısaca zemin ne kadar sağlamısa büyütme değeri o kadar küçük; ne kadar zayıfsa o kadar büyük elde edilecektir. Büyütme değeri yüksek çıkan bir bölge için kesinlikle sağlam yapı değil diyebilmek için diğer jeofizik yöntemlerden elde edilecek verilerle ortak bir değerlendirme yapmak gerekmektedir.

Bu çalışma sonucunda elde edilen verilerin Nakamura yöntemi ile değerlendirilmesinden elde edilen; zemin hakim periyot haritaları ve zemin büyütme haritaları incelendiğinde alüvyon olan bölgelerde yüksek büyütme ve periyotlar gözlemlenmektedir. Bölgesel yer etkilerinin saptanması için teorik modelleme yaklaşımları ve doğrudan yerin doğal titreşimleri ölçülerek değerlendirilen amprik yaklaşımlar kullanılmaktadır. Bu tez çalışmasında mikrotremor verilerinin doğrudan analizine dayanan, teorik ve sayısal olarak doğruluğu saptanmış olan, dünya üzerine yaygın kabul gören ve uygulanan Nakamura spektral oranlar yöntemi ile Manisa ili ve yakın çevresinde yer etkisi çalışmaları yapılmıştır. Manisa ili, nüfus, sanayi ve ticaret açısından gelişmiş bir il olarak deprem açısından riskli bir bölgeye kurulmuştur ve nüfus yoğunluğunda şehir merkezinde toplanmıştır. İlin bu konumu bölgenin ayrıntılı incelenmesini zorunlu hale getirmektedir.

Yapılan çalışmalarla deprem hasarları açısından riskli olabilecek bölgeler ve daha az riskli bölgeler belirlenmiştir. Bölgede yerin doğal salınım periyodunun ve yerin büyütme katsayısının dağılımı belirlenmiş ve zonlama yapılmıştır. Elde

edilen sonuçlar ile bölgenin sismik ve jeolojik yapısını yansıtan veriler uyum içerisinde. Bu uyumluluk çalışılan bölge ve bölgeye benzeyen diğer bölgeler için Nakamura yönteminin uygulanabilirliğini ve etkili sonuçlar elde edilebileceğini göstermektedir.

Depreme dayanıklı yapı tasarımı, deprem riski, deprem senaryoları çalışmaları, mikrobölgeleme çalışmaları, yer yapısı, heyelan ve benzeri çalışmalarda ve hatta jeofizik araştırmalarında; bakır, uranyum, petrol ve doğalgaz aramaları ve jeotermal araştırmalarda da faydalanılmakta olan mikrotremor yönteminin çok geniş bir uygulama alanı bulunmaktadır. Elbette ki diğer yöntemlerde de olduğu gibi bazı uygulamalarda tek başına belirleyici bir yöntem olarak düşünmek doğru değildir. Fakat jeofizikte sismik, elektrik, gravite gibi yöntemlerle birlikte başarılı sonuçlar üretmektedir. Ülkemizde şehirleşme, planlama, projelendime, afet, yeniden yapılanma, araştırma ve geliştirme konularında yaşanan ihmal ve eksikliklerin sonucu üzücü felaketlere dönüşmektedir. Bu durumlar karşısında çaresiz ve bilgisiz kalmamak için tüm temel bilimlerin, mühendislik bilimlerinin ve araştırmacıların öncelikli olarak bu ve benzeri konularda bilgilenmesi ve uygulamaları hayata geçirmesi, ülkemizin bilimsel, sosyal ve ekonomik gelişmesinde önemli adımlar olacaktır.

KAYNAKLAR

- Aki, K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to micro-tremors: Bulletin of Earthquake Research Institute, 35,415-456.
- Aki K., 1988. Local site effects on ground motion, in Earthquake Engineering and Soil Dynamics. II-Recent Advances in Ground Motion Evaluation, J. L. Von Thun (editor). Geotechnical Special Publication no. 20, American Society Civil Engineering, New York, 103-155.
- Alçık, H, A., Gürbüz, C.,Üçer, B.1995. Kadıköy ve Üsküdar bölgelerindeyapılan mikrotremor ölçümleri ile mikrobölgelendirme.Jeofizik Dergisi, 9-10, 235-245.
- Bard P. Y., 1998 Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? State-of-the art paper, Second International Symposium on the effects of Surface geology on seismic motion, Yoklahama, December 1-3, 1998. Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (Editors). Balkema 1999, 3, 1251-1279.
- Bard, P.Y., Bouchan, M., 1985. The Two-Dimensional Resonance of Sediment-filled Valleys, Bulletin of the Seismological Society of America, 75(2), 519-541.
- Beker Y., 2013. Mikrotremor Araştırma Yöntemi Kurs Notları, Gümüşhane Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Eğitimi Sertifika Programı ,Gümüşhane.
- Bircan T. 1983. Gediz graben sisteminin sadeleştirilmiş ölçeksiz jeolojik dikme kesiti 2016.
- Borcherdt 1970. Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, BSSA, 60,29-61.
- Bour, M., Fouissac, D., Dominique, P., Martin, C., 1998. On the use of Microtremor Recordings in Seismic Microzonation, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 17,465-474.
- Celebi, M., 1987. Topographical and geological amplifications determined from strong motion and aftershock records of the 3 March 1985 Chile earthquakes, Bulletin of Seismological Society of America, 77, 4,1147-1167.
- Celebi M., 1991. Topographical and geological amplification case studies and engineering implications, Proceedings International Workshop on Spatial Variation of Earthquakes Ground Motion, Elsevier Science Publishers, B.V. Amsterdam.

- Chavez-Garcia, F.J., Cuenca, J. and Sanchez-Sesma, F.J., 1996. Site effects in Mexico City urban zone. A complementary study, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 15, 141-146.
- Costa T.P., Matias L., 1996. Seismic behaviour estimation of thin aluvium layers using microtremor recordings, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 15, 201-209.
- Delgado, J., 2000. Microtremor as a geophysical exploration tool: Applications and limitations. *Pure and Applied Geophysics*, 157, 1445-1462.
- Dikmen Ü., 2011. Mikrotremor Yöntemi Ve Afet Yönetmeliğindeki Yeri, Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 06100 Ankara.
- Dikmen Ü., Mirzaoğlu M., 2006. The seismic microzonation map of Yenisehir-Bursa, NW of Turkey by means of ambient noise measurements, *Journal of Balkan Geophysical Society*, 8(2), 53-62.
- Duval, A.M., 1994. Dètermination de la response d'un Site Sèismes a l'aide du Bruitde Fond: Evaluation Expèrimentale, These de Doctorat, Université Pierre et Marie Cruie, Paris, France.
- Ercan, A. 2001. Kıran (Afet) Bölgelerinde Yer araştırma Yöntemleri Bilgiler ve Kurallar. Kardeşler Grup Matbaacılık, 339, Türkiye.
- Field E. H., Jacob K., 1995. A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent, *BSSA*, 85, 4, 1127-1143.
- Finn, W.D., 1991. Geotechnical Engineering aspects of seismic microzonation, *Proceedings of the Fourth International Conference on Seismic Zonation*, August 25-29, Stanford, California, E.E.R.I. (editor), Oakland, I, pp 199-250.
- Gallipoli, M. R., Lapenna, V., Lorenzo, P., Mucciarelli M., Perrone, A., Piscitelli, S., Sdao, F. 2000. Comparison of Geological and Geophysical Prospecting Techniques in the study of a Landslide in Southern Italy. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 4, 117- 128.
- Gutierrez, C., Singh, S. K., 1992. A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico: comparison of results from strong motion and microtremor data, *Bulletin of Seismological Society of America*, 82, 642-659.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1956. Magnitude and Energy of Earthquakes. *Annual Geophysical*, 9, 1.
- Gül, A., 1972. Mikrobölgelendirme Etüdləri İlke ve Yöntemleri. Türkiye' de Deprem Sorunu ve Deprem Mühendisliği Sempozyumu, Ankara.

- Horike, M., 1985. Inversion of phase velocity of long period microtremors to the S-wave velocity structure down to the basement in urbanized areas. *Journal. Physics Earth* 33, 59-96.
- Hough, S. E., L. Seeber, A., Rovelli, L., Malagnini, A., DeCesare, G., Selveggi, A., 1992. Ambient noise and weakmotion excitation of sediment resonances: results from the Tiber valley, Italy. *Bulletin of Seismological Society of America*, 82, 1186-1205.
- Irikura, K., Kawanaka T., 1980. Characteristics of microtremors on ground with discontinuous underground structure, *Bulletin of Disaster Prevention Institute Kyoto University*, 81-96.
- Jongmans, D., Campillo, M., 1990. The 1993 Liege earthquake: damage distribution and site effects. *Earthquake Spectra*, 6; 713-738.
- Kagami, H., Duke, C.M., Duke, G.C., Liang Y., 1982. Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part II. Evaluation of site effect upon seismic wave amplification due to extremely deep soil deposits, *Bulletin of Seismological Society of America*, 72,987-998.
- Kagami, H., S., Okada, K., Shiono, M., Oner, M., Dravinski A.K., 1986. Observation of 1 to 5 second microtremors and their amplification to earthquake engineering. Part III. A two dimensional study of site effect in S. Fernando Valley, *Bulletin of Seismological Society of America*, 76,1801- 1812.
- Kanai K., Tanaka T., 1954 On microtremors I, *Bulletin of the Earthquake Research Institute* 32,199-209.
- Kanai K., Tanaka T., 1961. On microtremors VIII, *Bull.of the Earthquake Research Institute* 39, 97-114.
- Kanai K., Tanaka T., Osada K., Suzuki S., Morishita T., Yoshizawa T., 1966. On microtremors X, *Bulletin of the Earthquake Research Institute* 44, 645-696
- Kanai, K. 1983 *Engineering Seismology*, University of Tokyo Press, Tokyo, 251.
- Kalyoncuoğlu Ü.Y., 2001 SDÜ Müh. fak. Jeofizik Mühendisliği bölümü ders notları, Süleyman Demirel Üniversitesi, Isparta.
- Katz, L. J., 1976. Microtremor analysis of local geological conditions, *Bull. Seism. Soc. Am.* 66, 45-60.
- King, K.W., Tarr, A. C., Carver, D. L., Williams, R. A., Worley, D. M.1990. Seismic ground response studies in Olympia, Washington and vicinity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80; 1057-1078.

- Kobayashi, H., Seo K., Midorikawa, S., 1986. Estimated strong ground motions in the Mexico city due to the Michoachan, Mexico earthquake of September 19, 1985 based on characteristics of microtremors. Part 2, Report on seismic microzoning studies of the Mexico earthquake of September 19, 1985, The Graduate School of Nagatsuta, Tokyo Institute of Technology, Yokohama, Japan.
- Lachet C., Hatzfeld D., Bard P.Y., Theodulidis N., Papaioannou C., Savvaidis A., 1994 Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece) comparison of different approaches, Bulletin of the Seismological Society of America, 86,6,1692-1703.
- Lermo, J., Chavez-Garcia, F.J., 1994. Are microtremors useful in site response evaluation?, Bulletin of the Seismological Society of America,, 84, 1350-1364.
- Mirzaoğlu M., Dikmen Ü., 2003. Application of microtremors to seismic microzoning procedure, Journal of Balkan Geophysical Society, 6,3, 143-156.
- Morales, J., F. Vidal, J. A. Pefia, G. Alguacil, and J. M. Ibañez 1991. Microtremor study in the sediment-filled basin of Zafarraya, Granada (Southern Spain), Bulletin of the Seismological Society of America, 81,687-693.
- Mucciarelli, M., 1998. Reability and applicability of Nakamura"s Technique using microtremors: An experimental approach, Journal of Earthquake Engineering, 2,4,625-638.
- M.T.A Jeoloji Etütleri Dairesi, Sivas 1997. Manisa Kentinin Çevre Jeolojisi ve Doğal Kaynakları, Manisa ilinin jeolojisi, 2016.
- Nakamura Y., 1989 A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface" QR of RTRI, 30.
- Nakamura, Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimation of surface using microtremor on the ground surface, Quarterly Report of Railway Technical Res. Inst (RTRI), 30, 1,
- Nogoshi M., Igarashi T., 1970. On the propagation characteristics of microtremors, Journal Seismological Society Japan, 23, 264– 280.
- Nogoshi, M., Igarashi, T., 1971. On the Amplitude Characteristics of Microtremor (Part 2) (in Japanese with English abstract), Journal Seismological Society Japan, 24, 26-40.
- Ohta Y., H., Kagami, N., Goto, K., Sudo, R., 1978. Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part I: Comparison with long-period accelerations at the Tokachi-Oki earthquake of 1968. Bulletin of the Seismological Society of America, 68.

- Okada, H., 2003. The microtremor survey method; Geophysical monograph series, no. 12, published by Society of Exploration Geophysicists (SEG), Tulsa, OK.
- Omori F., 1908 On microtremors, Res. Imp. Earthq. Inv. Comm., 6,1-6.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., 2006 Aktif Manisa fayının batı bölümünün jeolojik özellikleri; deprem üreten faylarda reaktivasyon Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Buca-İZMİR.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H. 2008. Stratigraphic and Structural Evidence for Fault Reactivation: The Active Manisa Fault Zone, Western Anatolia. Turkish Journal of Earth Sciences, 17, 615-635.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Uzel B., Akyüz H.S., 2011. Geological and Palaeoseismological Evidence for Late Pleistocene-Holocene Activity on the Manisa Fault Zone, western Anatolia. Turkish Journal Of of Earth Sciences 20/4, 449-474.
- Pedersen, H., LeBrun B., Hatzfeld M., Campillo M., Bard B.-Y., 1994. Ground motion amplitude across ridges, Bulletin Seismological Society of America, 84, 1786-1800.
- Sato, T., H. Kawase, M., Matsui, S. Kataoki., 1991. Array measurement of high frequency microtremors for underground structure estimation, in Proc. 4th Int. Conf. On Seismic Zonation, Stanford, California, 2, 409-415.
- Seht Ibs-von M., Wohlenberg J., 2003. Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments, Bulletin Seismological Society of America, 1, 250-259.
- Sakajiri, N., 1982 Experimental study on fundamental characteristics of long-period microtremors, Bull. H. I. T. 2, 112-154.
- Seo, K., Samano, H., Yamanaka, H., Hao, X. and Takeuchi, M., 1990. Comparison of ground vibration characteristics among several districts mainly with microtremor measurement, Proc. of 8th Japan Earthquake Engineering Symp., Japan, 685-690.
- Singh S.K, Lermo J. Dominquez T. Ordaz M. Espinosa J.M. Mena E. Quaas R, 1988. The Mexico earthquake of september 19, 1985-A study of Amplification of Seismic waves in the valley of Mexico with respect to A hill site Zone Site, Earthquake Spectra, 4, 653-673.
- T.C. Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı, Manisa İlının Depremselliği (AFAD,2016).

T.C. Manisa Valiliği Çevre ve Şehircilik İl Müdürlüğü Manisa İl Çevre Durum Raporu, 2011.

Toksöz M. N. and Richard T. L. 1968. Microseisms: Mode Structure and Sources, Science, 159 (3817), 872-873.

Udwadia F.E. and Trifunac M.D. , 1973 Comparison of earthquake and microtremor ground motions in El Centro, California, Bulletin Seismological Society of America, 63(4), 1227-1253.

Víctor, H., S., Rodríguez, M., Midorikawa S. 2000. Comparison of spectral ratio techniques for estimation of site effects using microtremor veri and earthquake motions recorded at the surface and in boreholes Earthquake Engineering & Structural Dynamics, 32(11), 1691–1714.

İnternet, (wikipedia.org/wiki/Manisa, 20016) Manisa İlinin İklim ve Bitki Örtüsü.

<http://www.gazi.edu.tr>, erişim tarihi:2016.

<http://www.jeofizikmuhendisleri.com>, erişim tarih:2016.

<http://www.jeoist.com>, erişim tarihi:2016 .

EKLER

EK A.Fotoğraflar



Şekil A1. İnceleme alanındaki Dededağ Formasyonu görüntüsü



Şekil A2. İnceleme alanındaki Bornova Karmaşığında görüntü



Şekil A3. Manisa ili genel görünümü



Şekil A4. İnceleme alanındaki yamaç molozu



Şekil A5. İnceleme alanındaki alüvyon

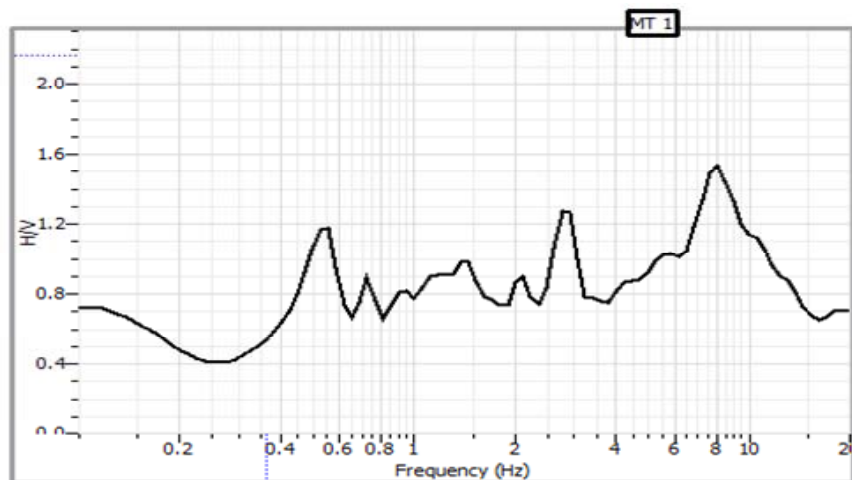
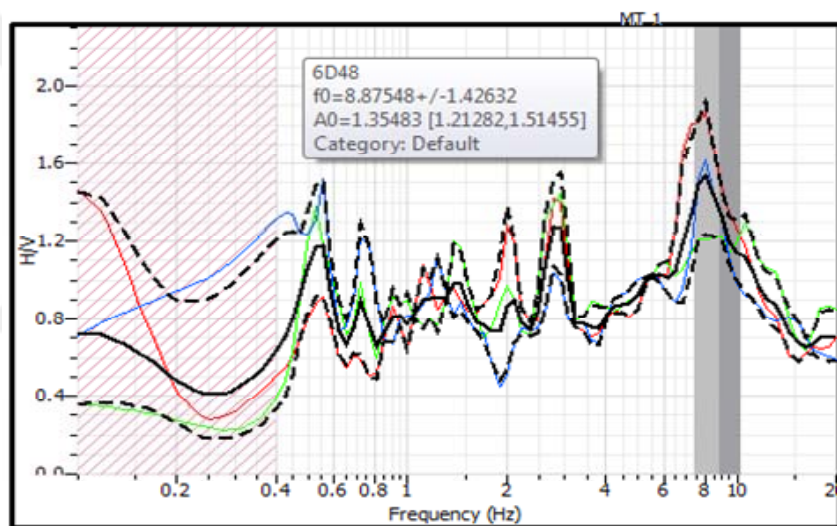
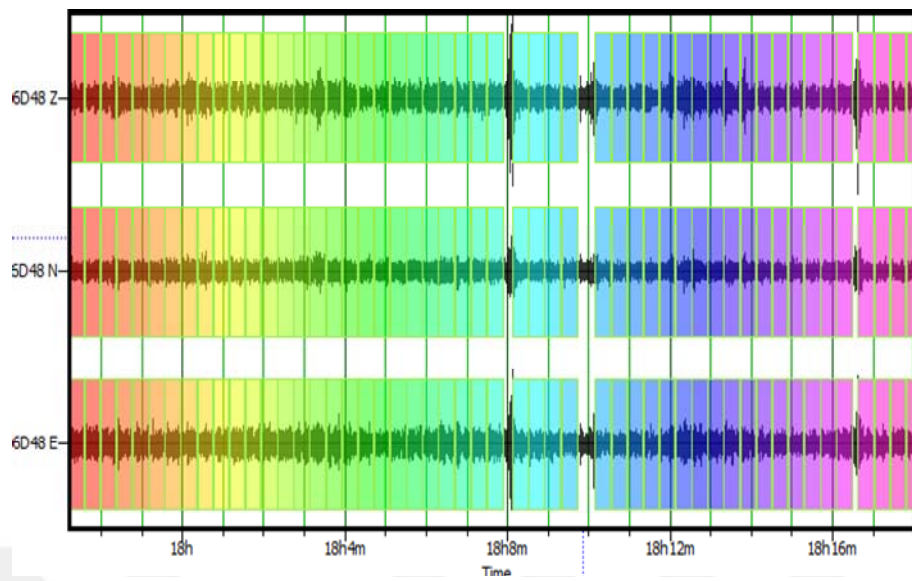


Şekil A6. İnceleme alanında alınan mikrotremör ölçüye ait görüntü

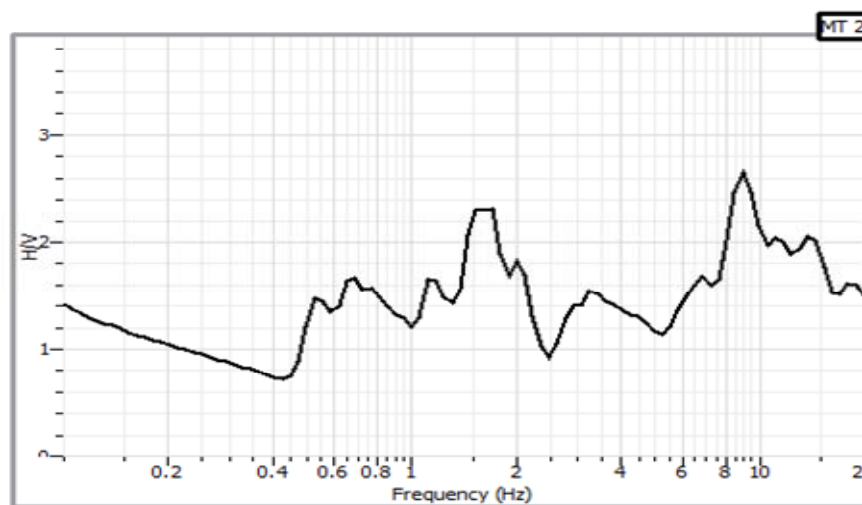
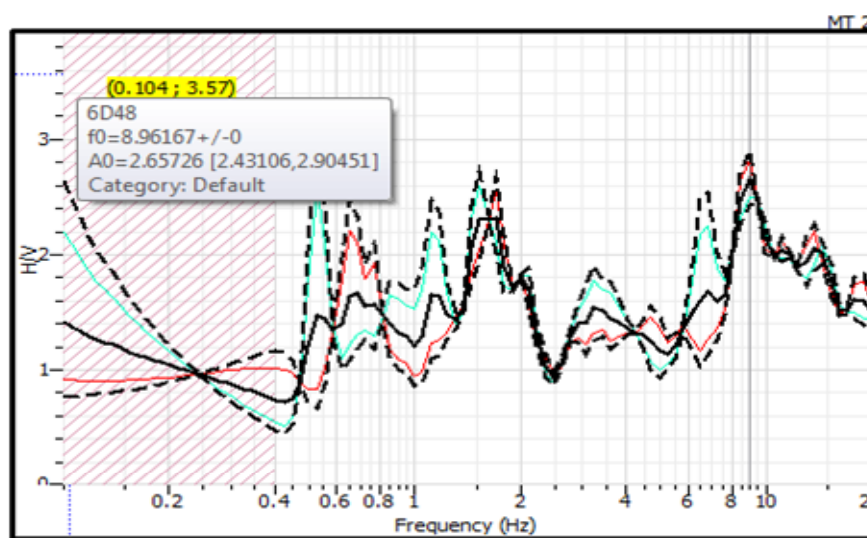
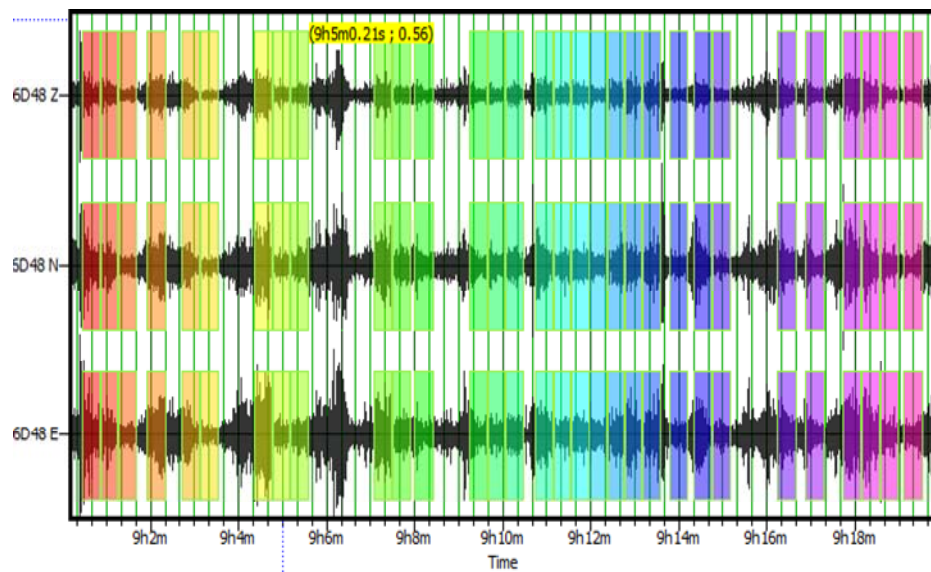


Şekil A7. Araziden Fotoğraflar

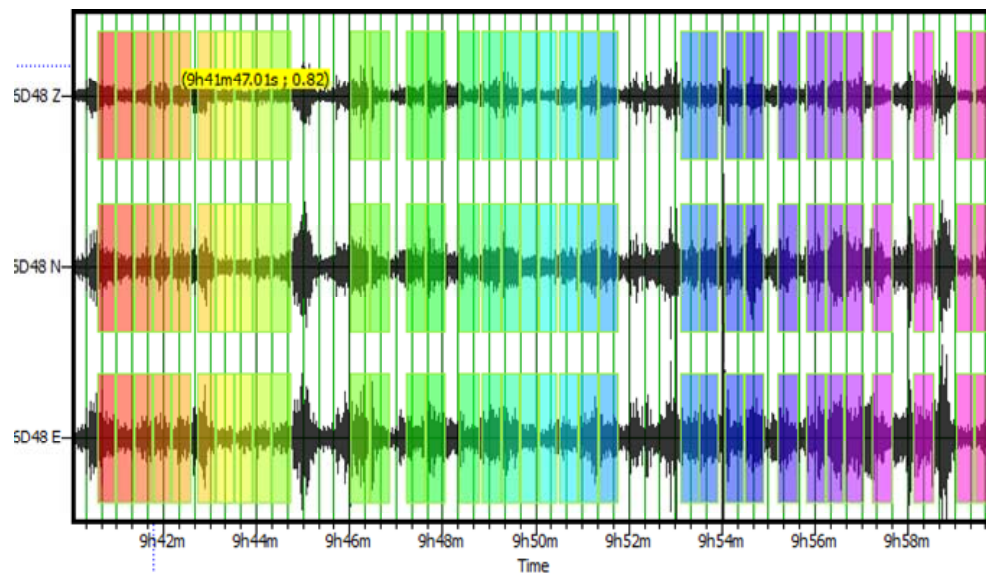
EK BGravikler



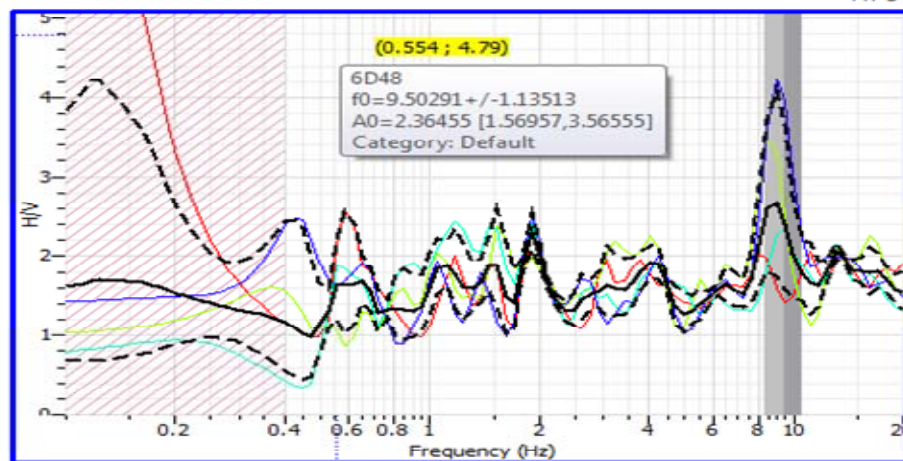
$$T_0 = 0.11 \text{ s } A_0 = 1.35$$



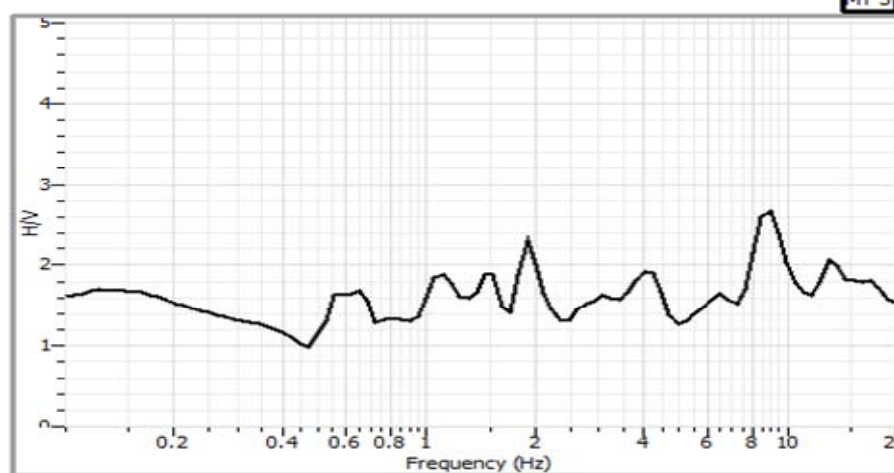
$$T_0 = 0.11 \text{ s } A_0 = 2.65$$



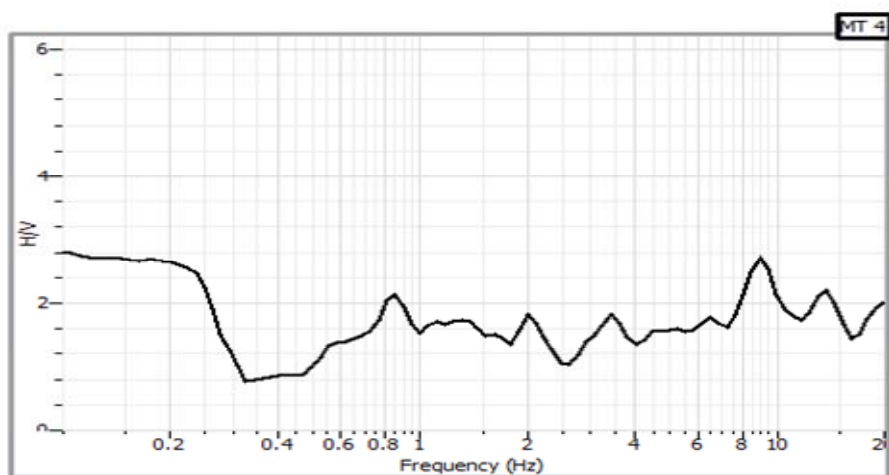
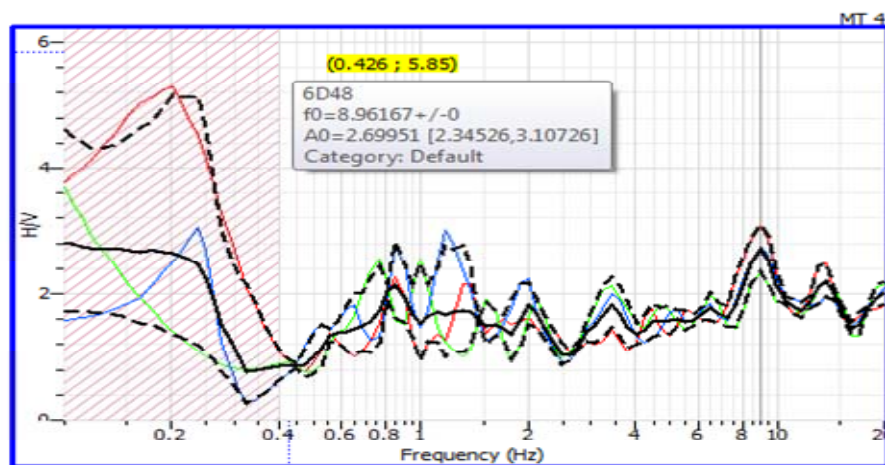
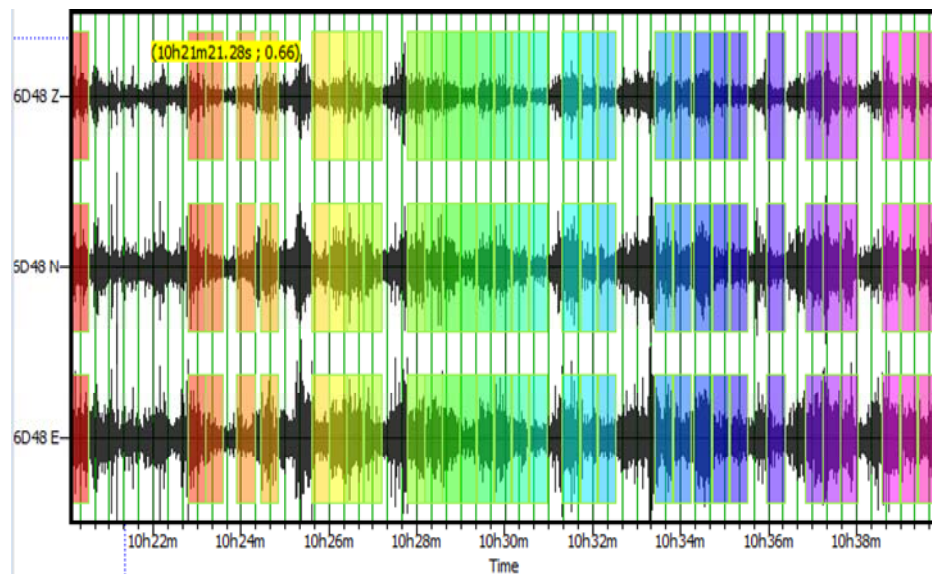
MT 3



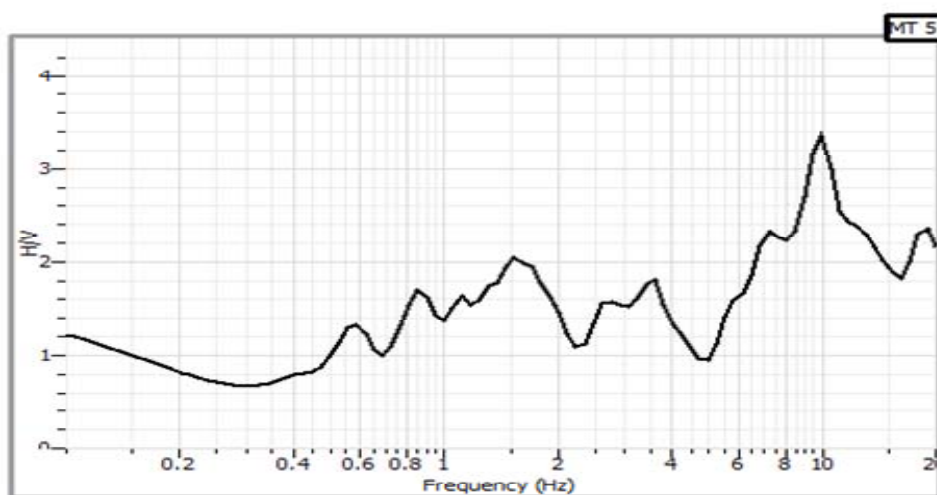
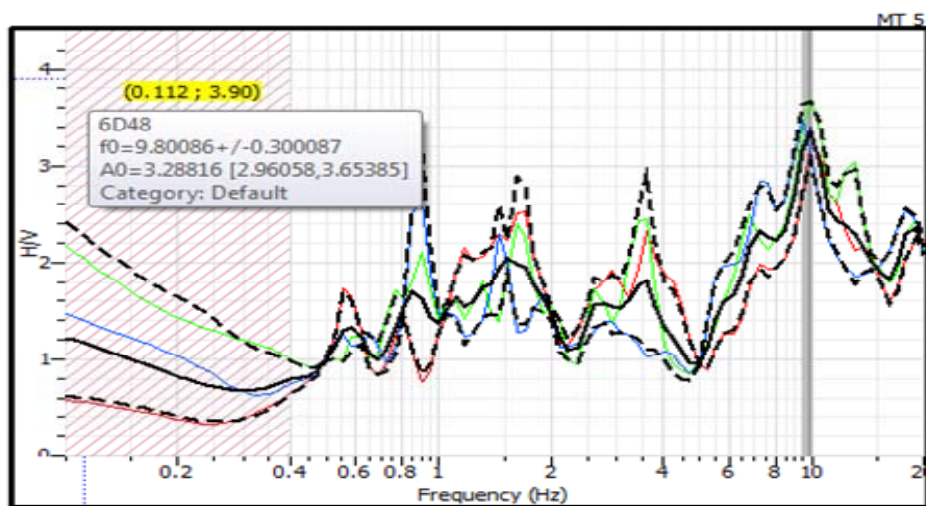
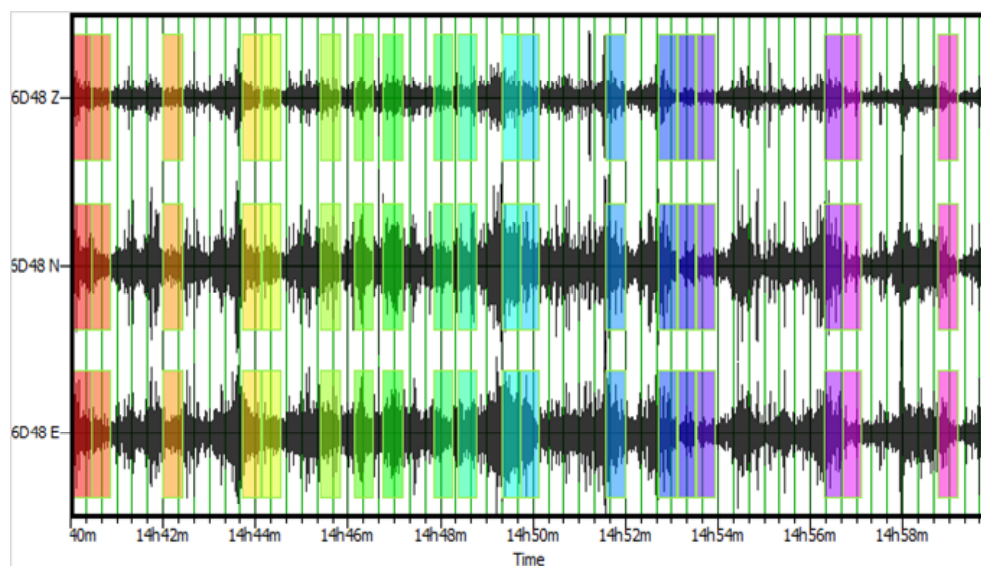
MT 3



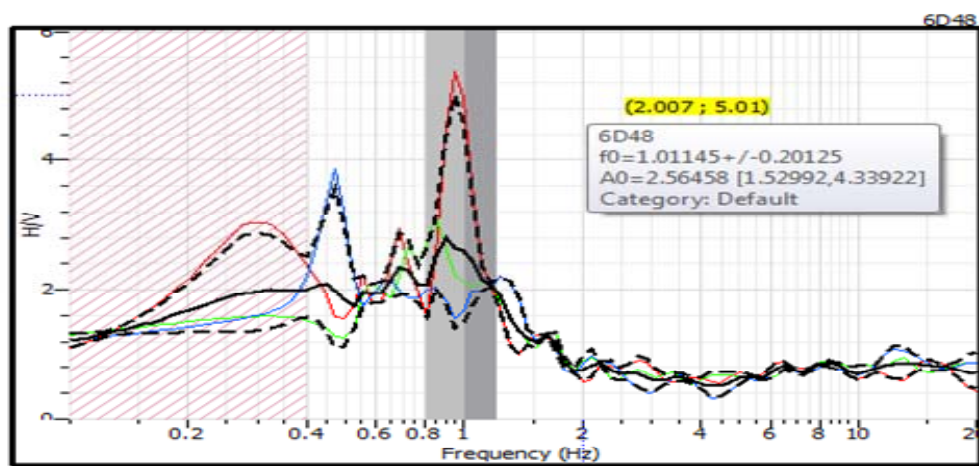
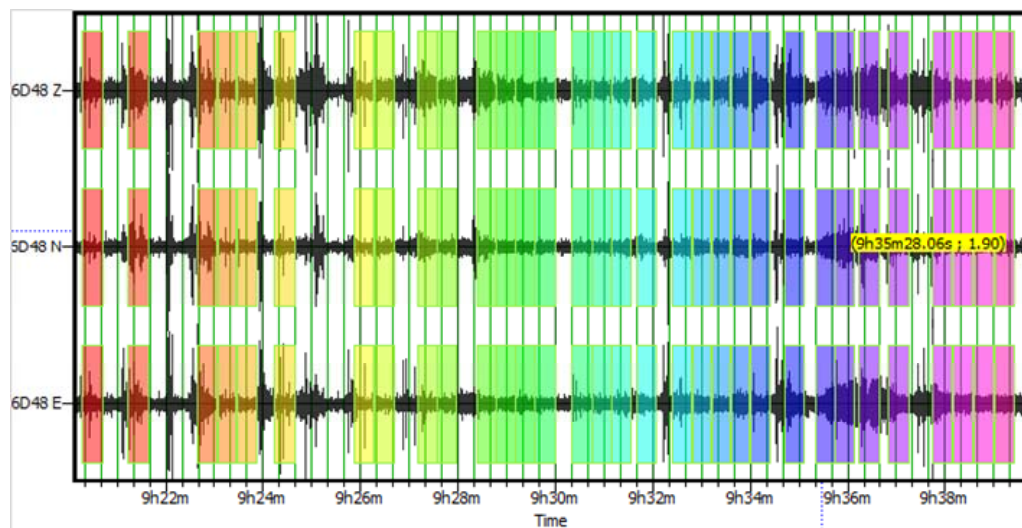
$$T_0 = 0.10 \text{ s } A_0 = 2.36$$



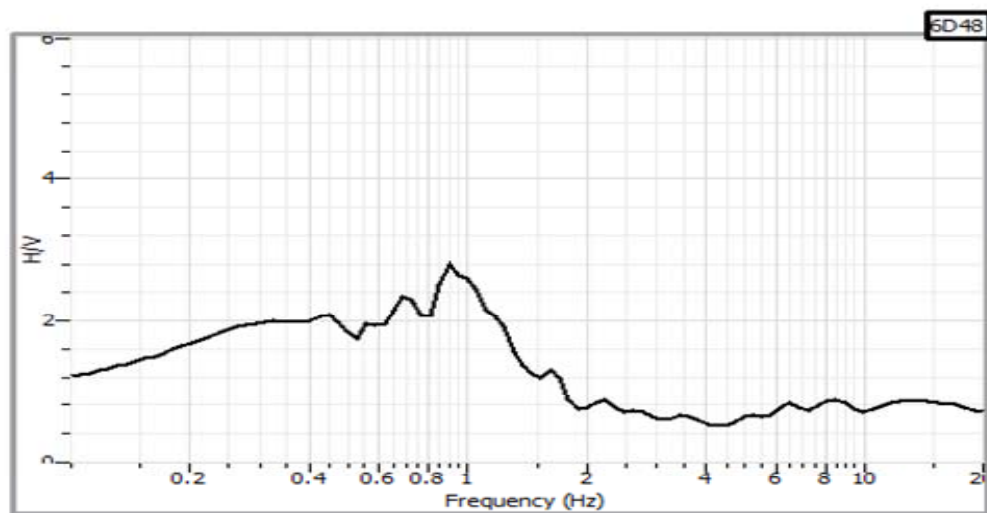
$$T_0 = 0.11 \text{ s } A_0 = 2.69$$



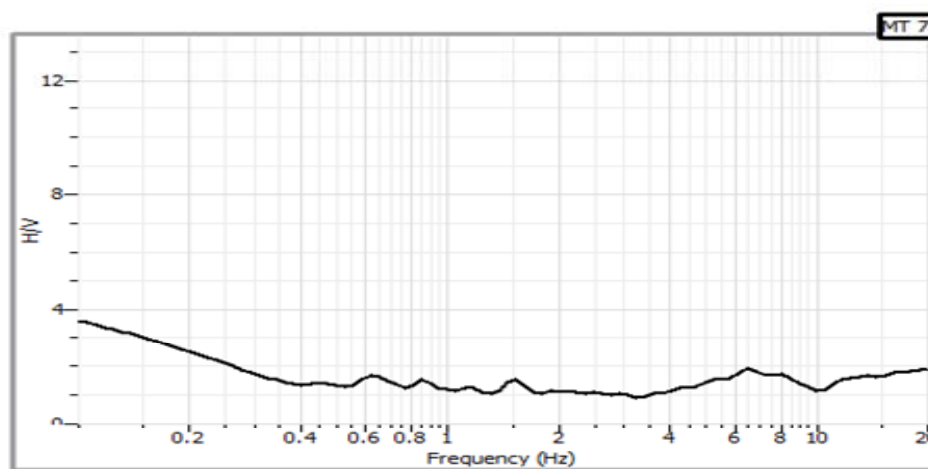
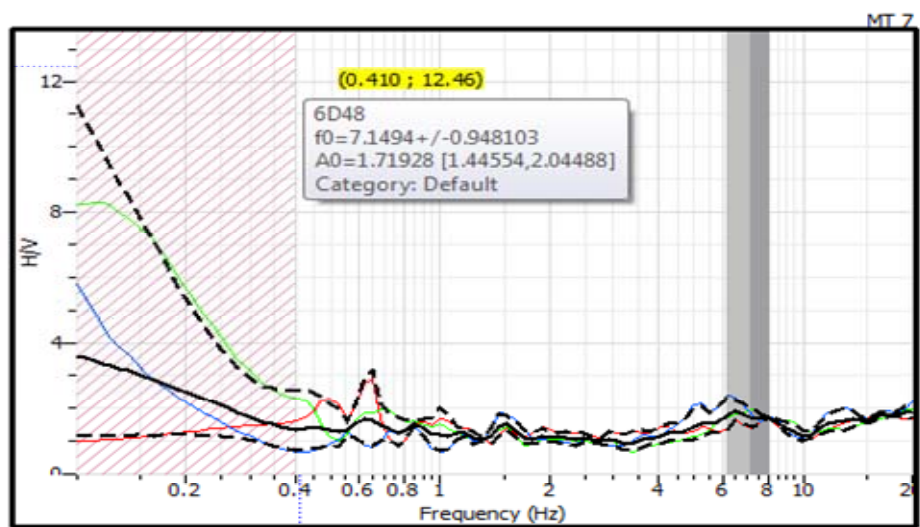
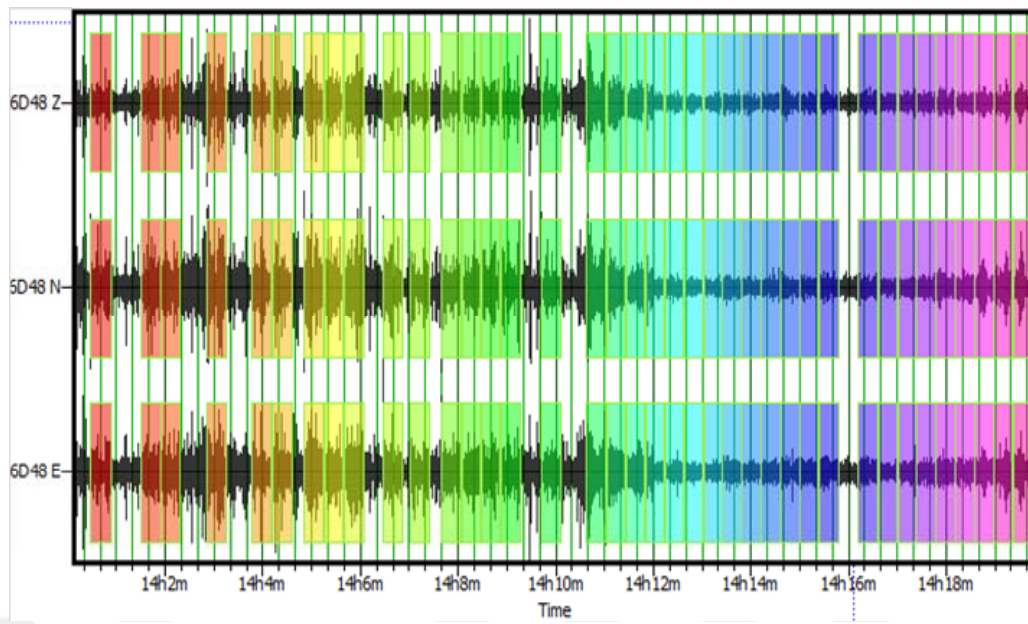
$$T_0 = 0.10 \text{ s } A_0 = 3.28$$



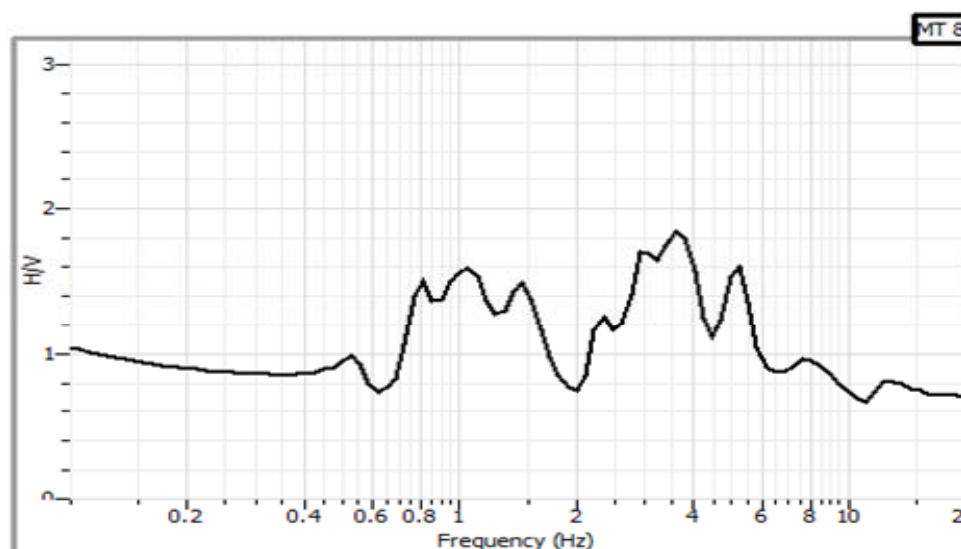
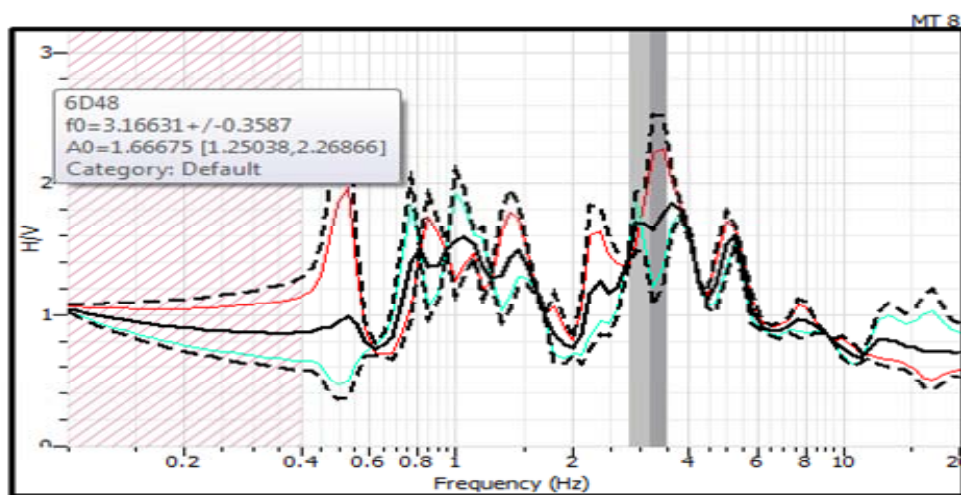
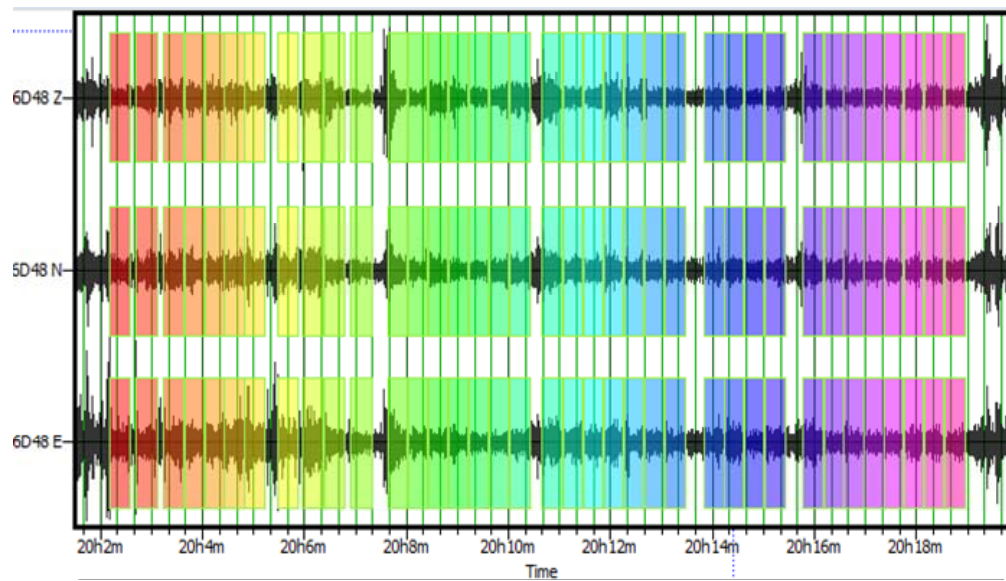
MT 6



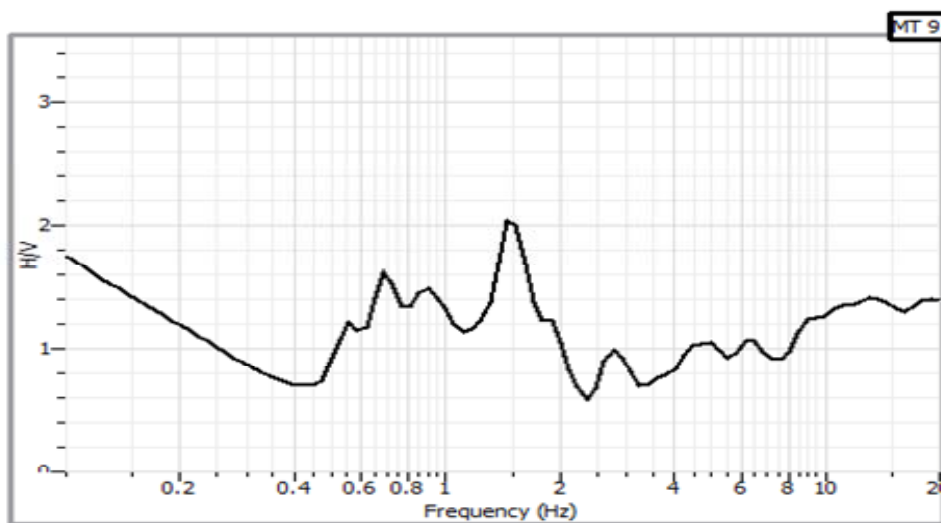
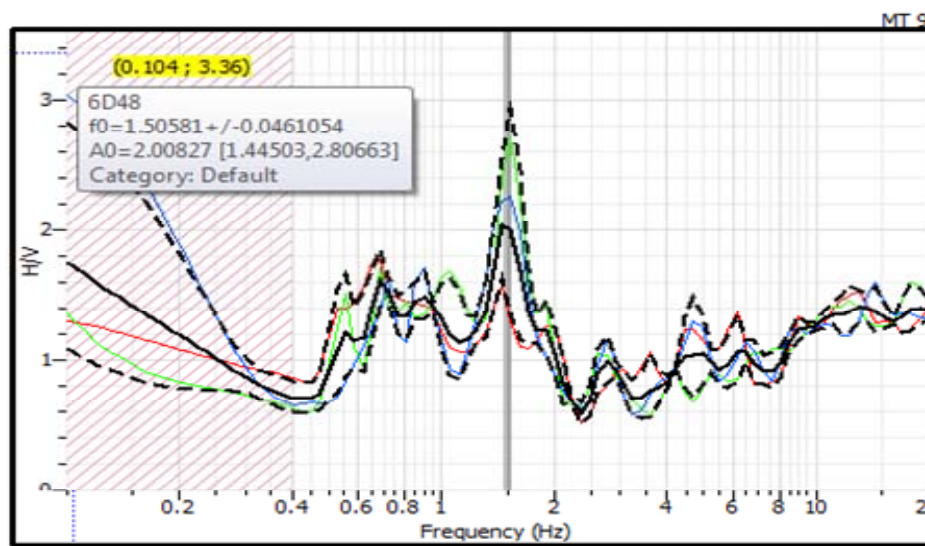
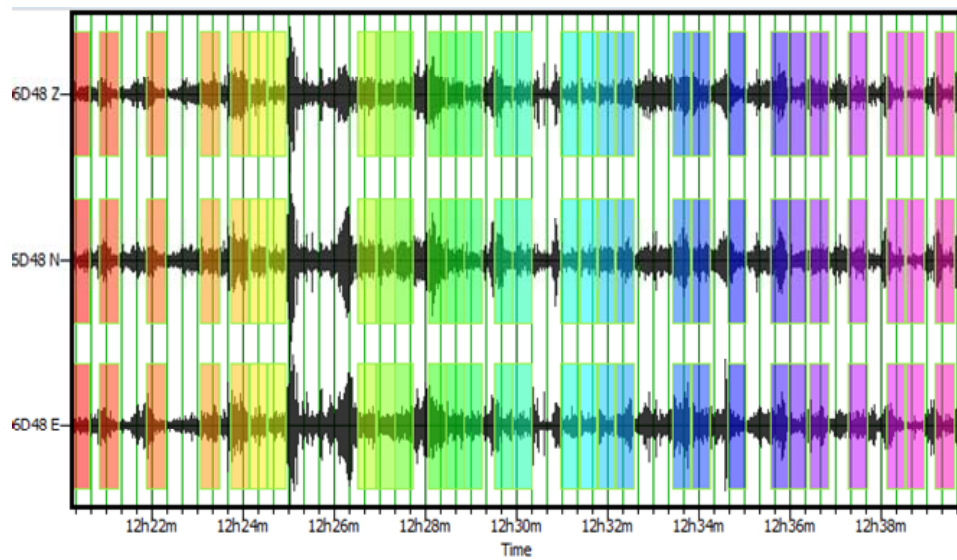
$$T_0 = 0.10 \text{ s } A_0 = 2.56$$



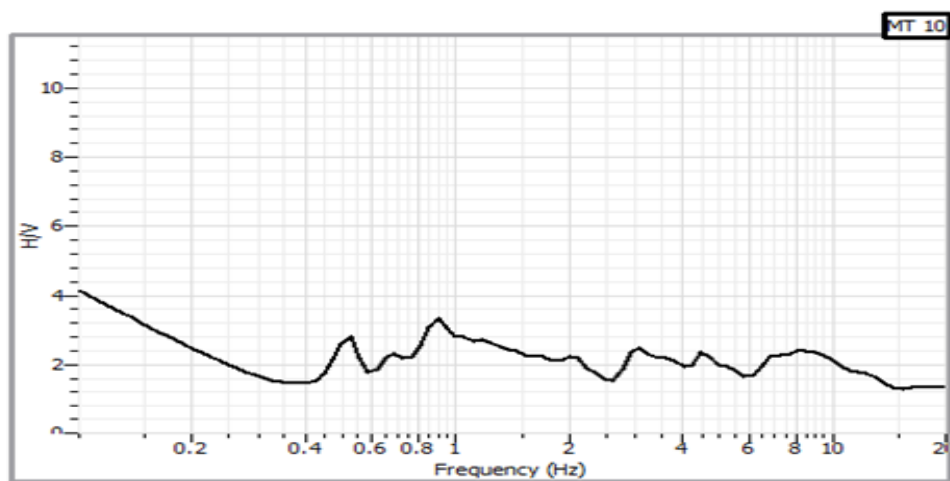
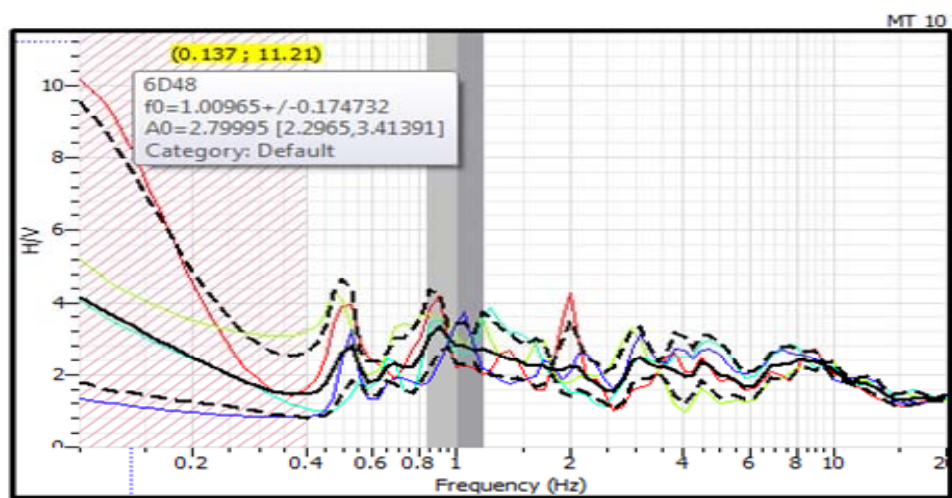
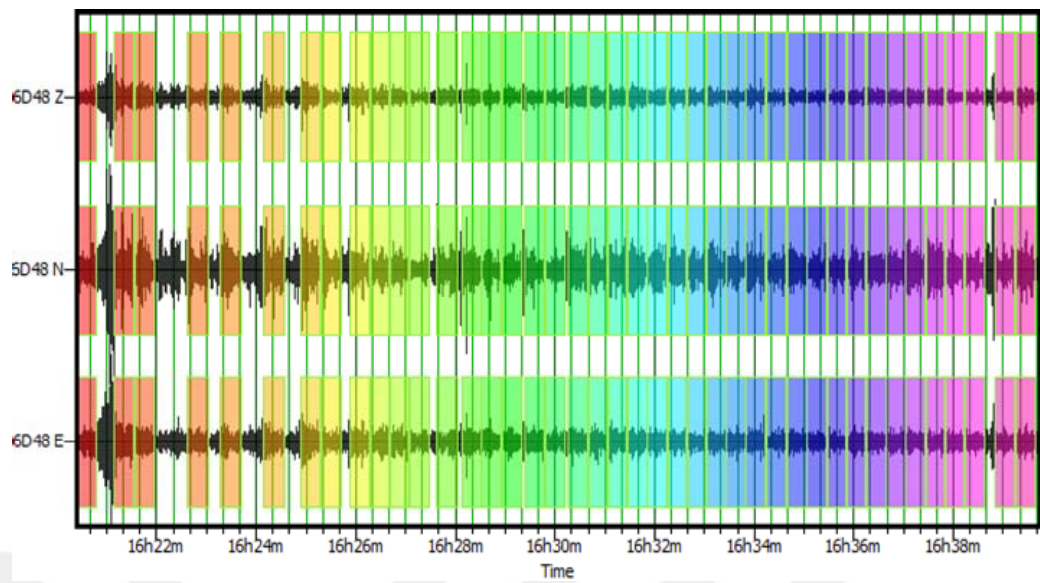
$$T_0 = 0.14 \text{ s } A_0 = 1.71$$



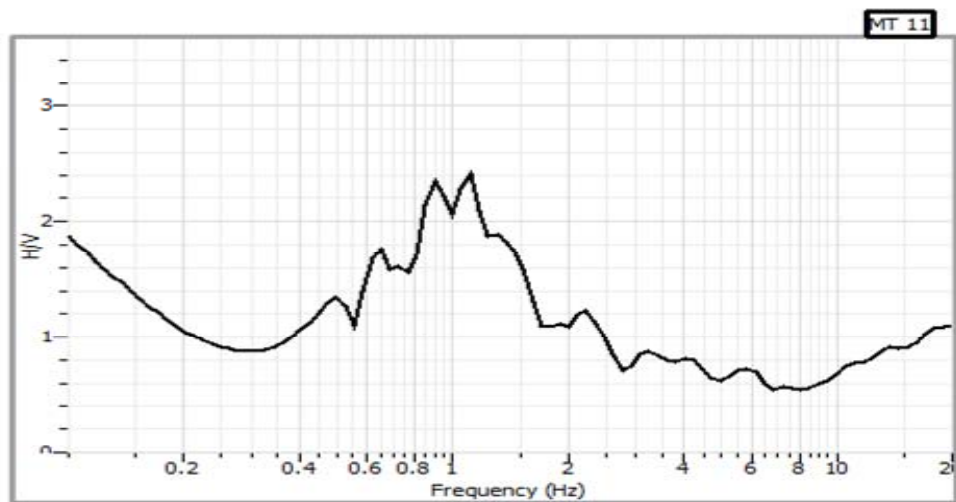
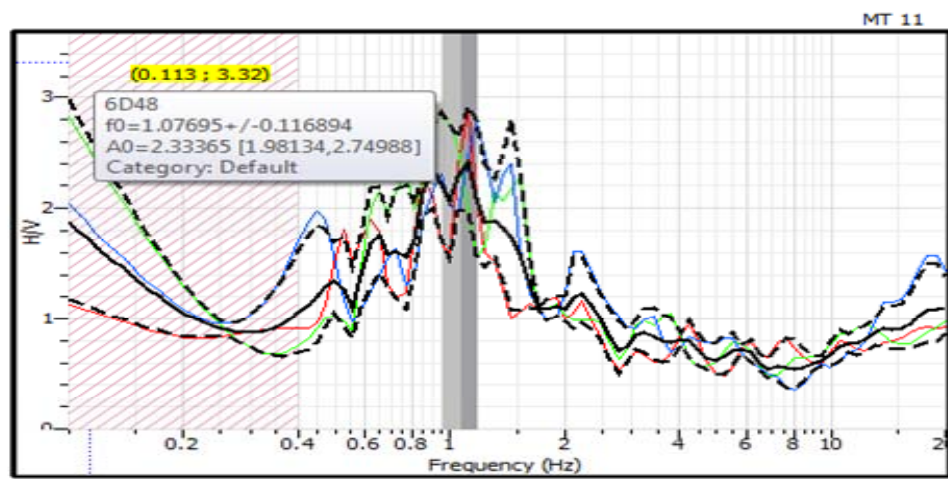
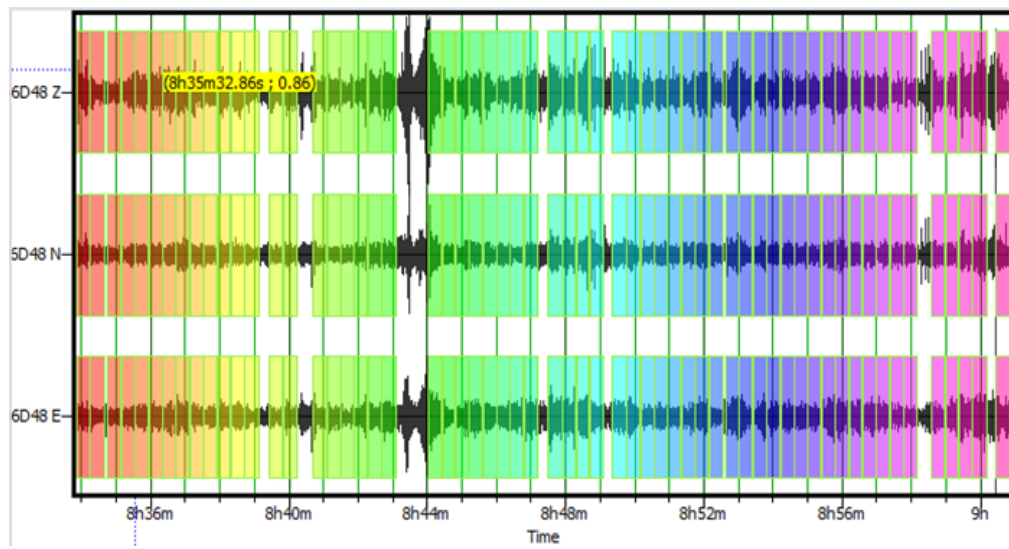
$$T_0 = 0.31 \text{ s } A_0 = 1.66$$



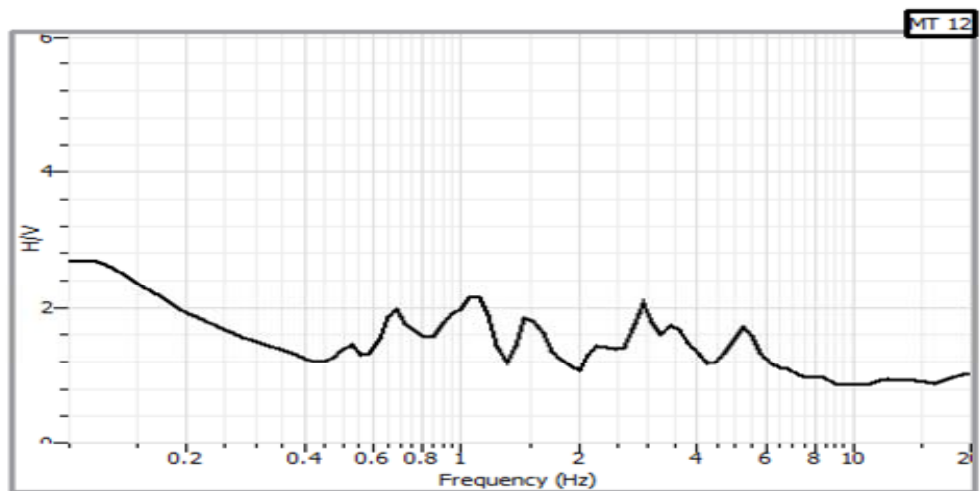
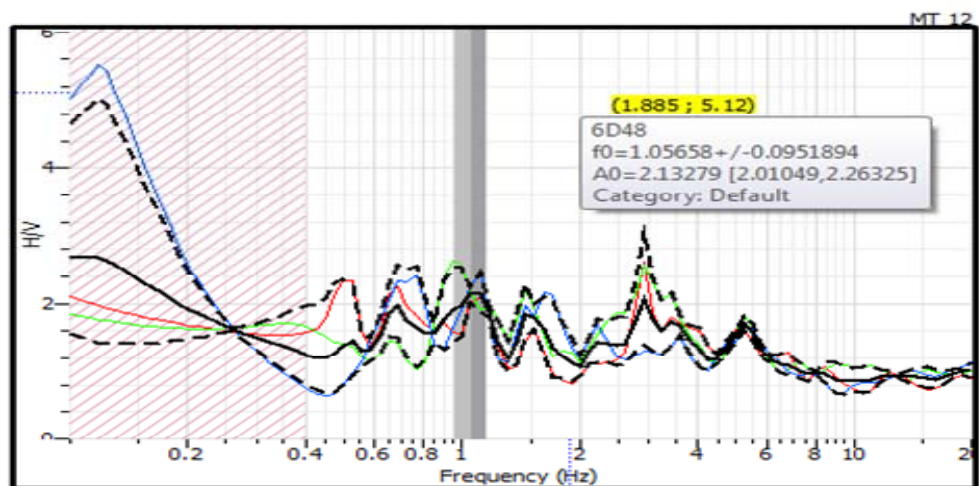
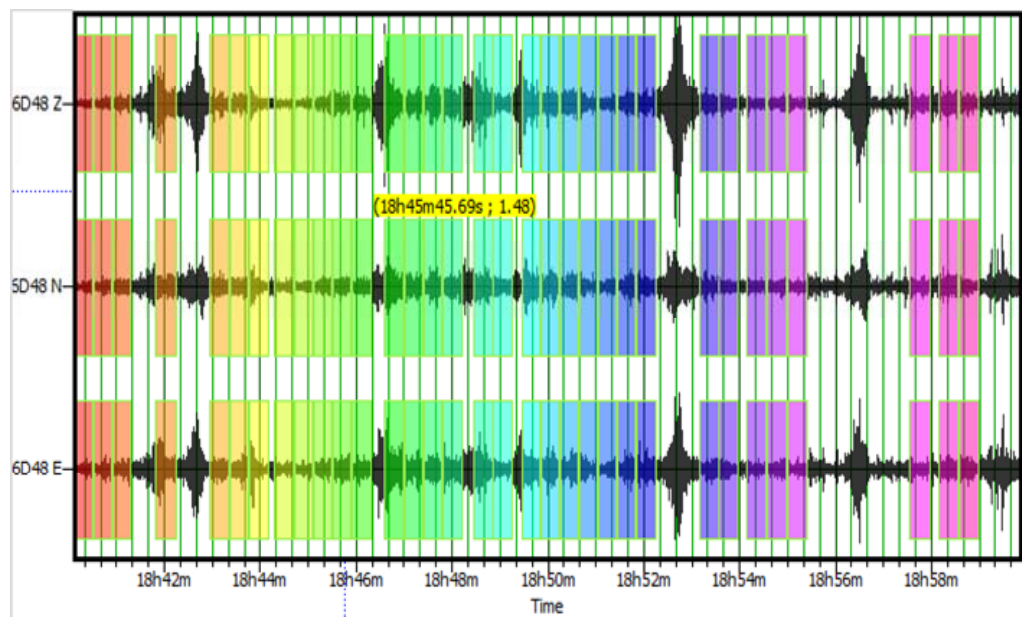
$$T_0 = 0.66 \text{ s } A_0 = 2.00$$



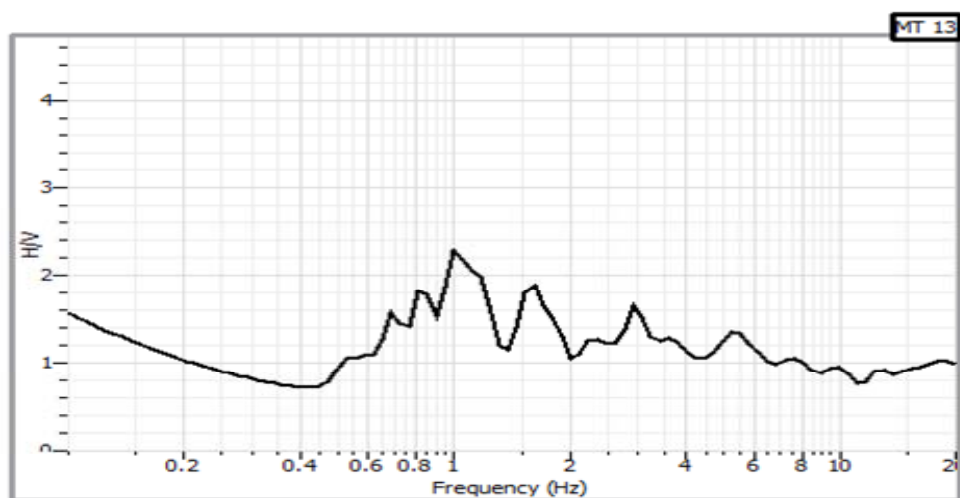
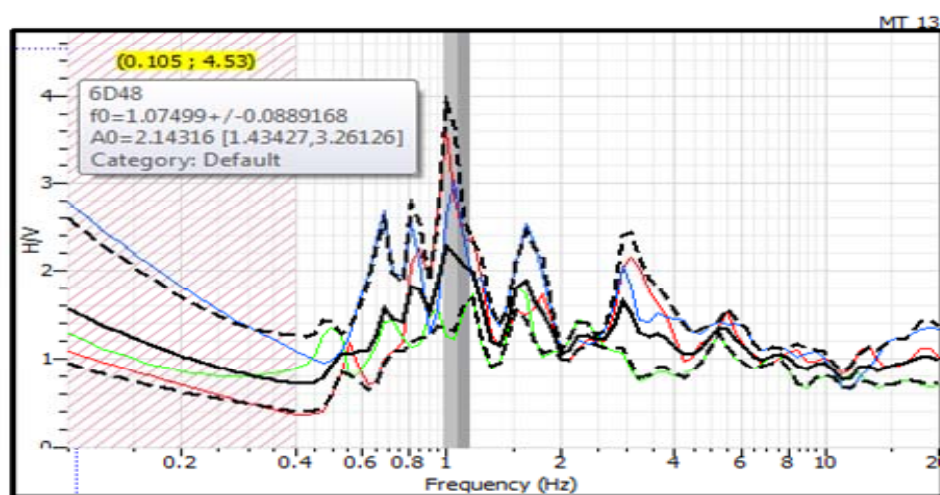
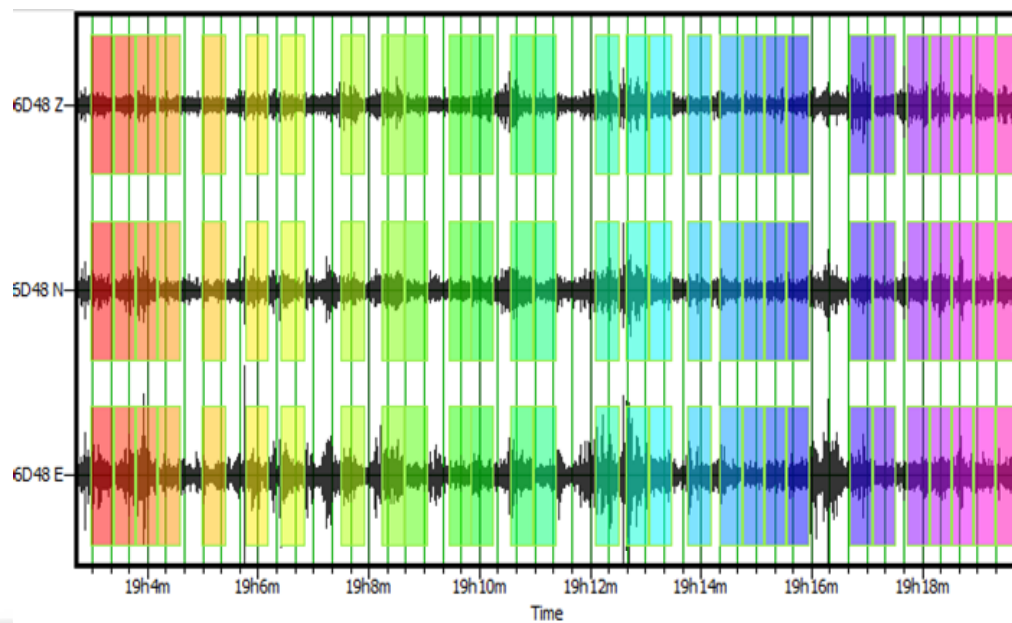
$$T_0 = 0.99 \text{ s } A_0 = 2.79$$



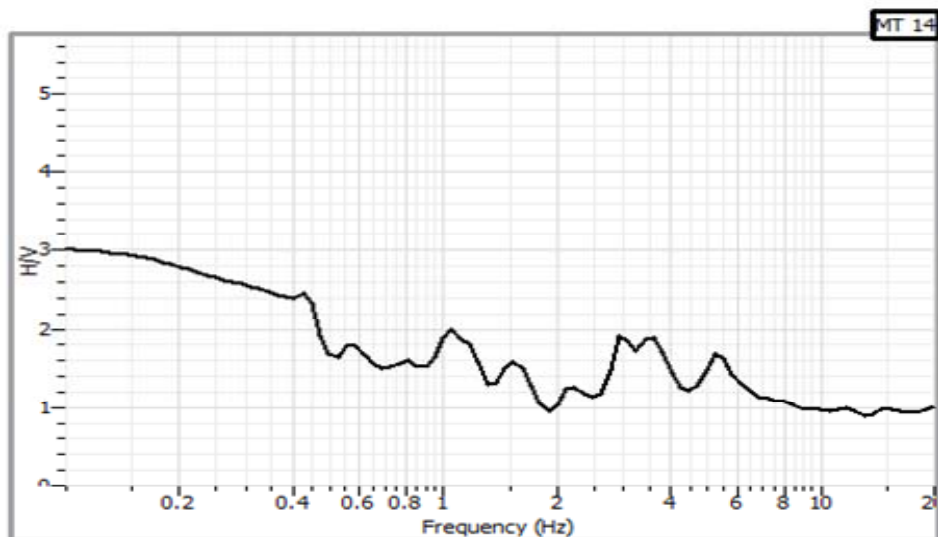
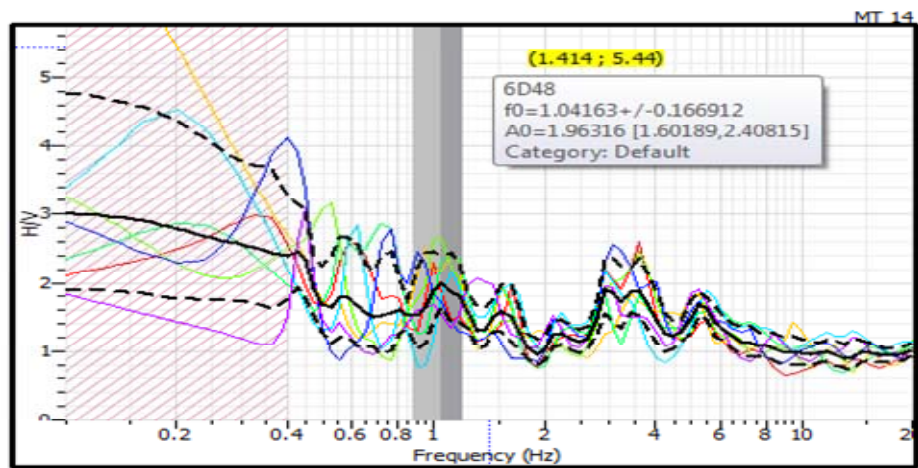
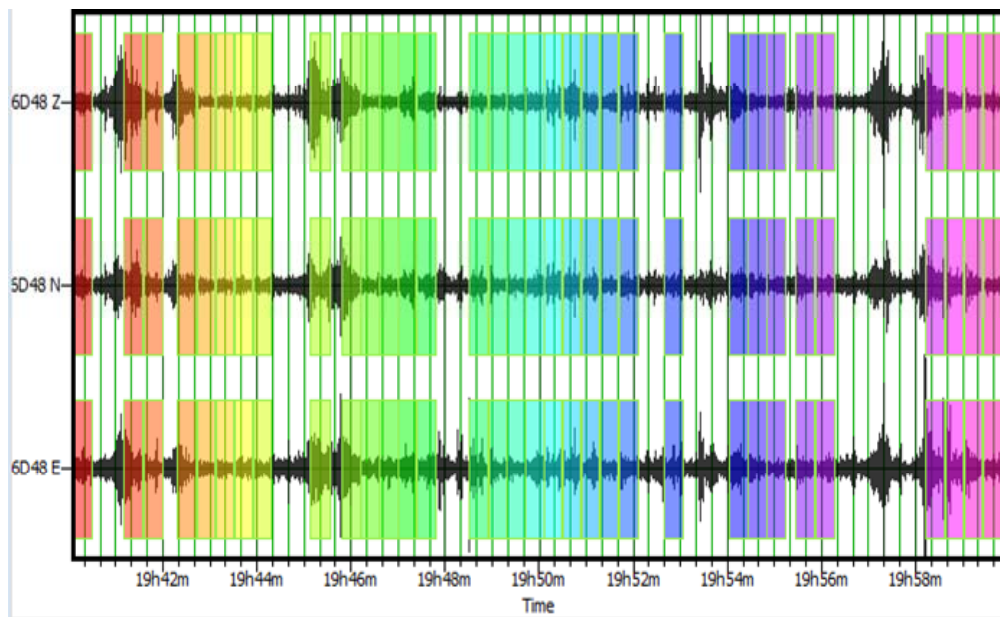
$$T_0 = 0.96 \text{ s } A_0 = 3.32$$



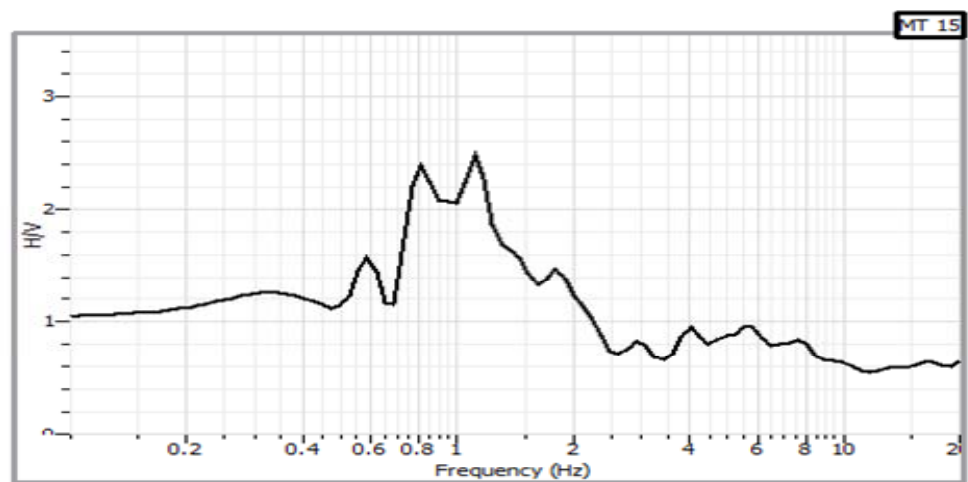
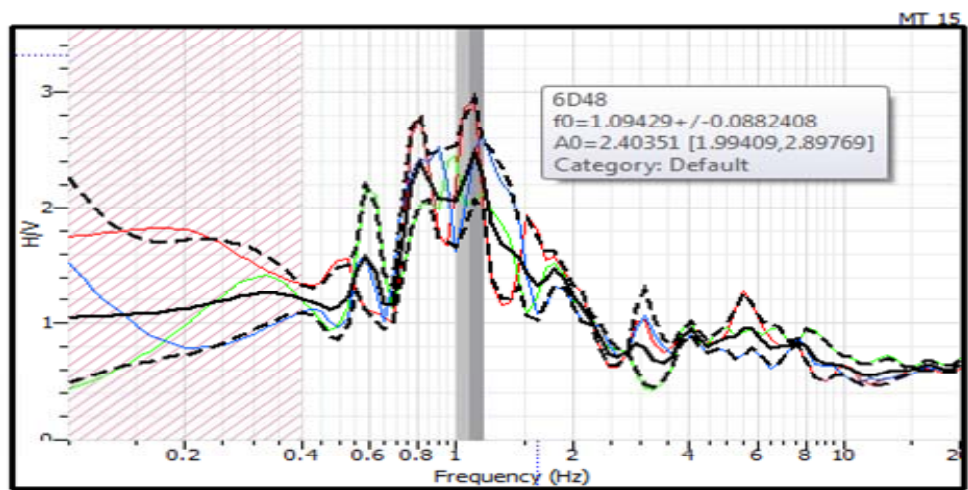
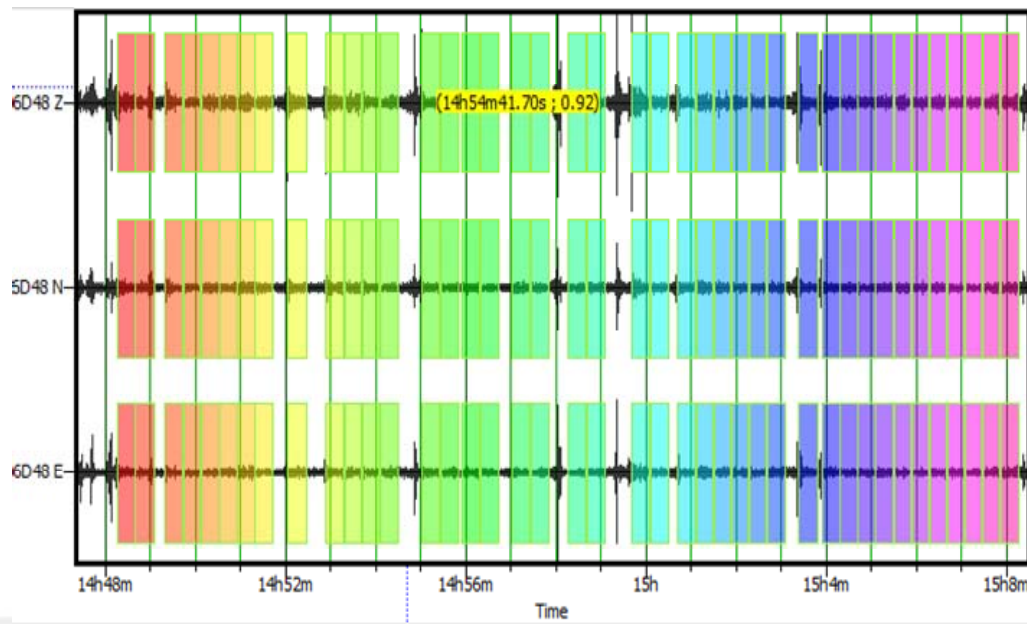
$$T_0 = 0.95 \text{ s } A_0 = 2.13$$



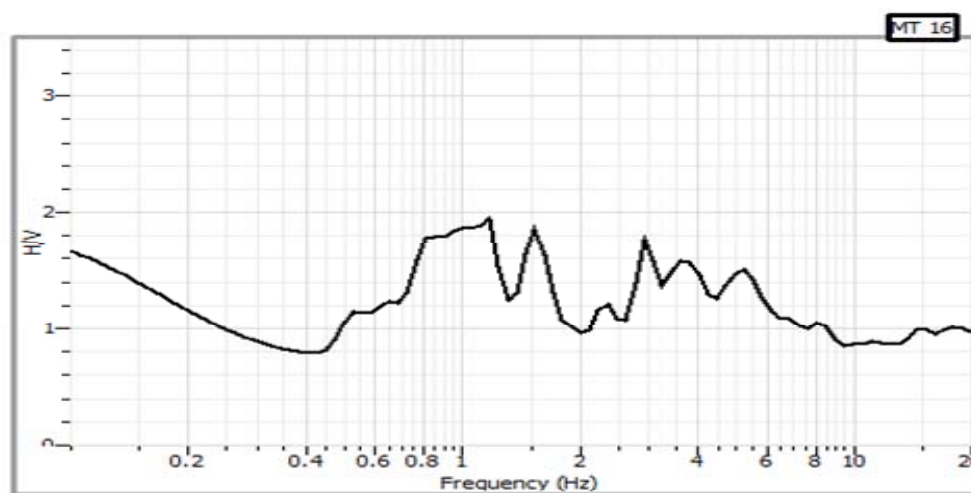
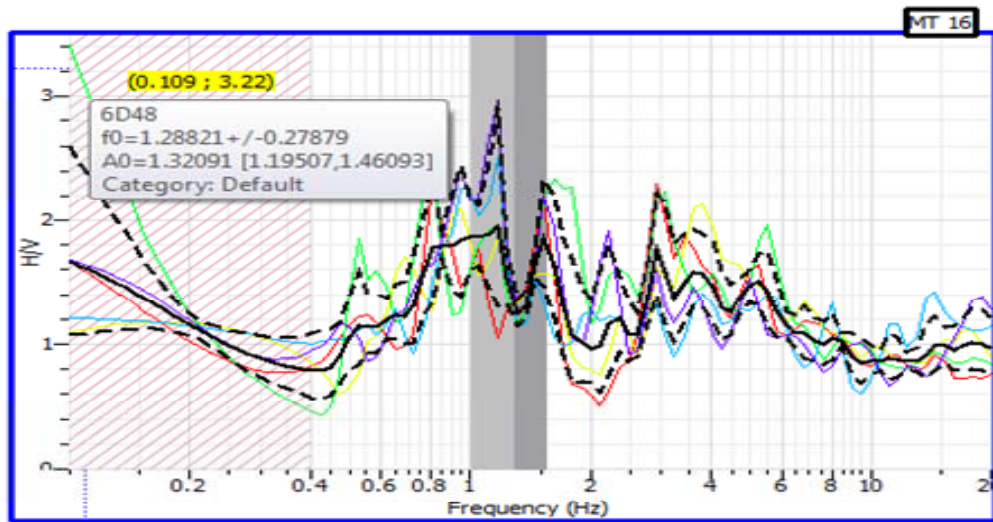
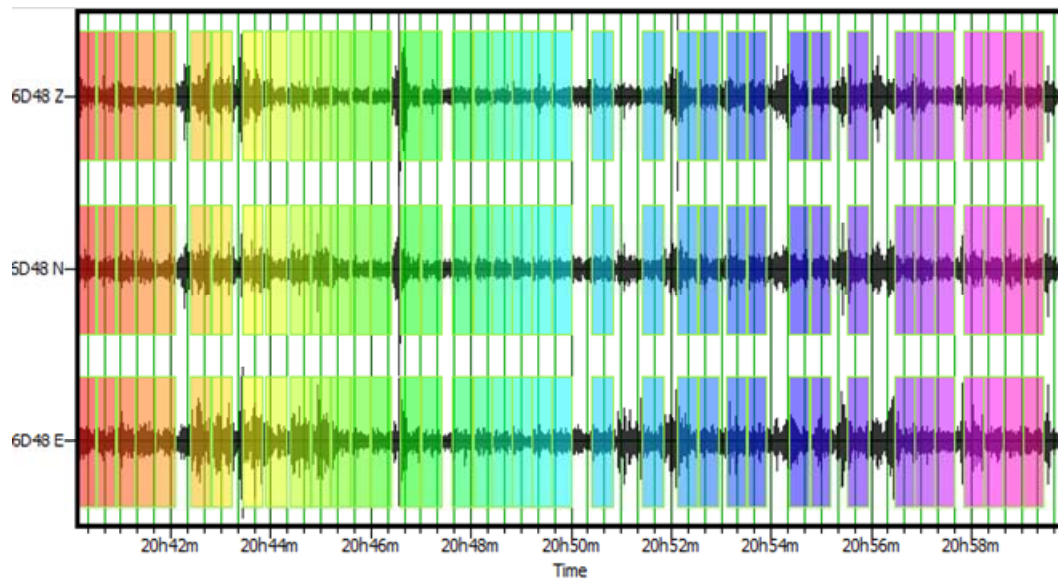
$$T_0 = 0.93 \text{ s } A_0 = 2.69$$



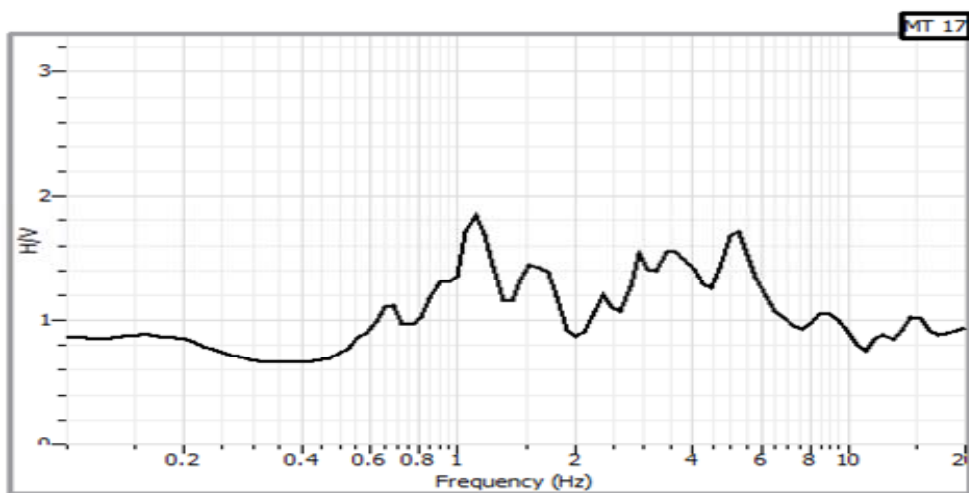
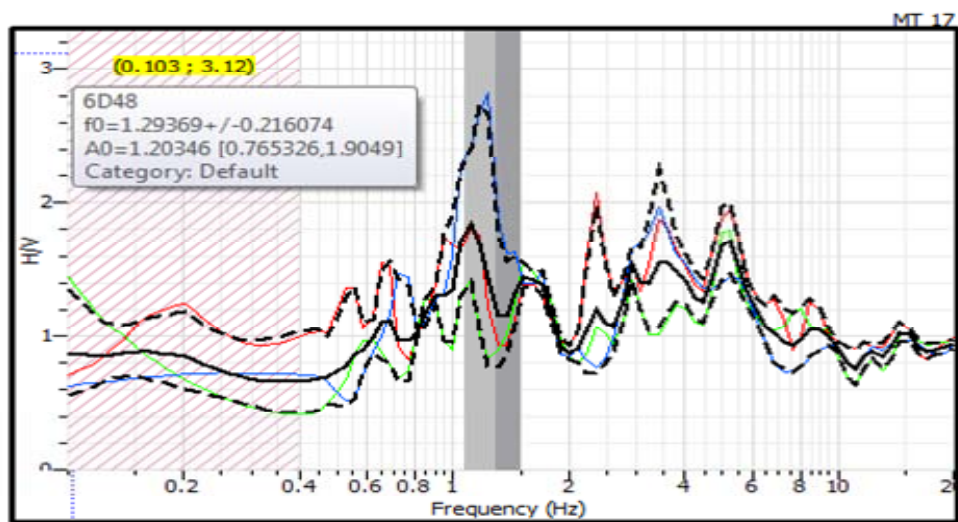
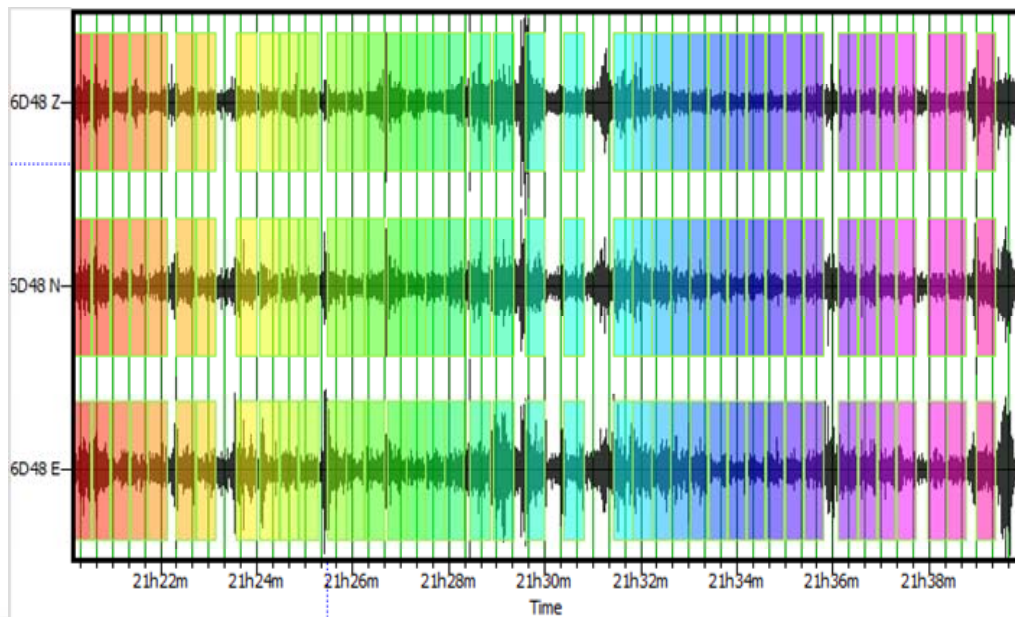
$$T_0 = 0.96 \text{ s } A_0 = 1.96$$



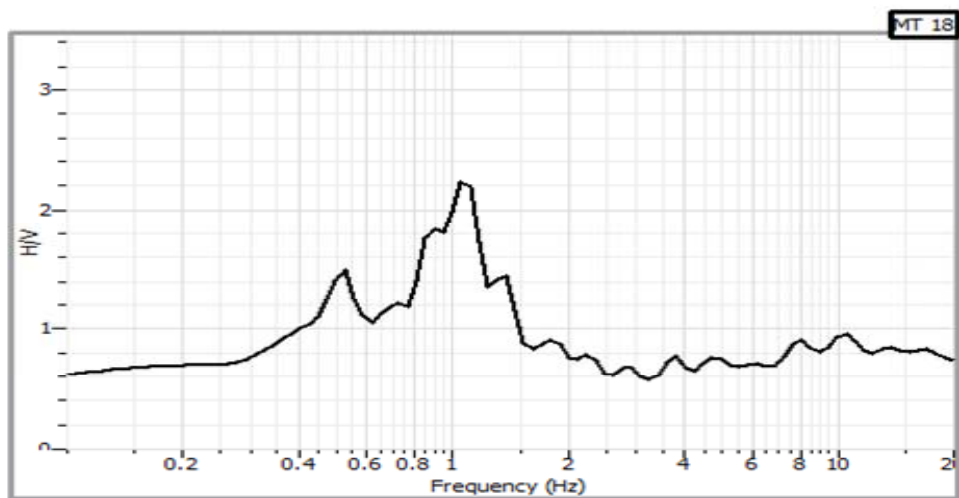
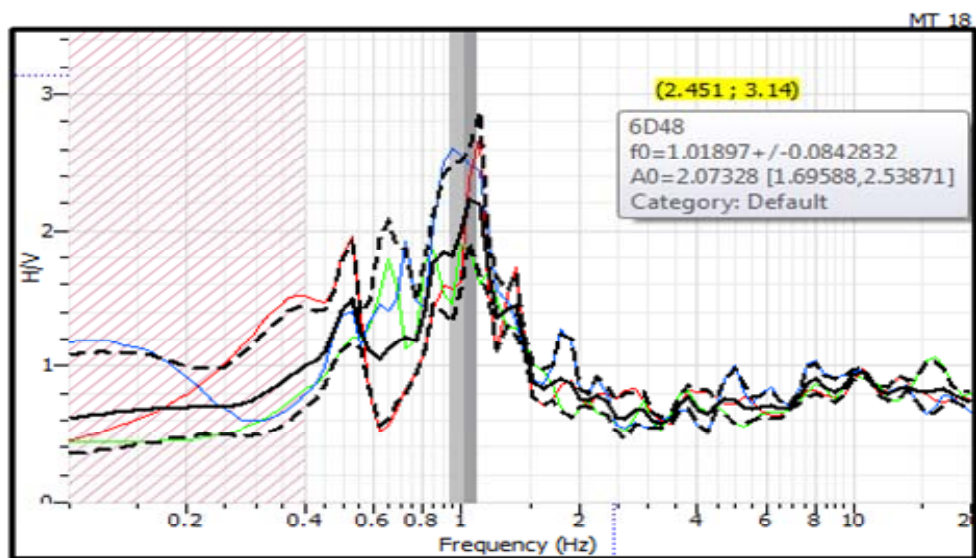
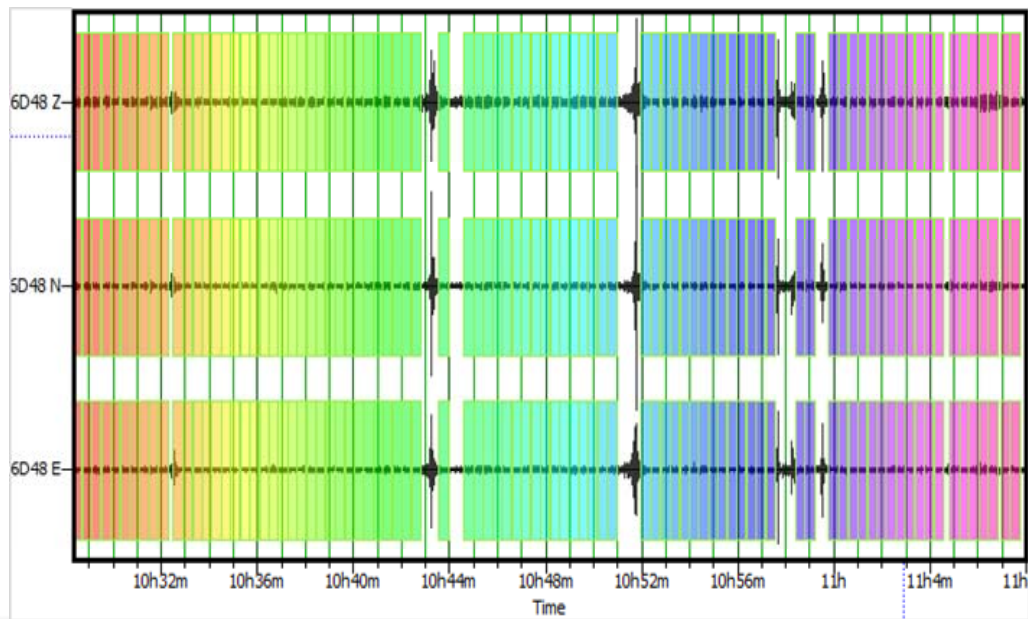
$$T_0 = 0.91 \text{ s } A_0 = 2.60$$



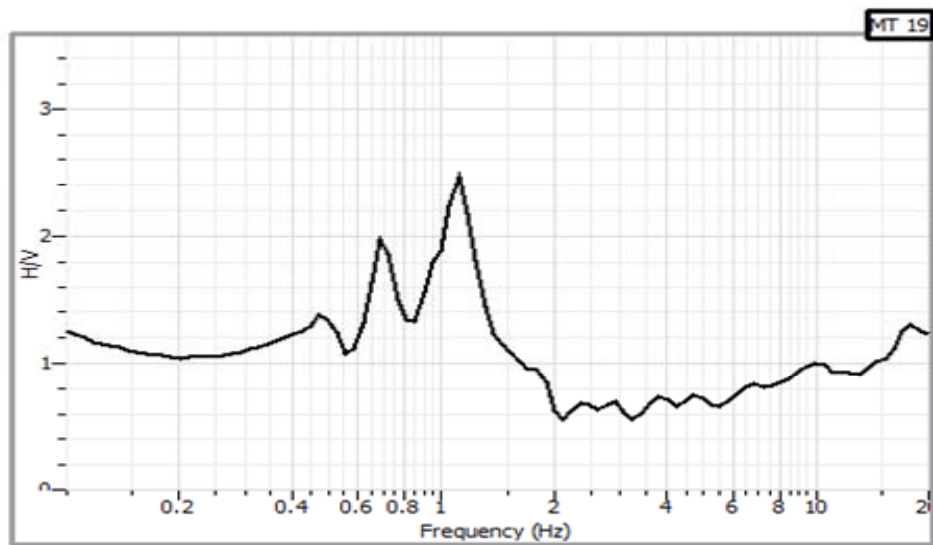
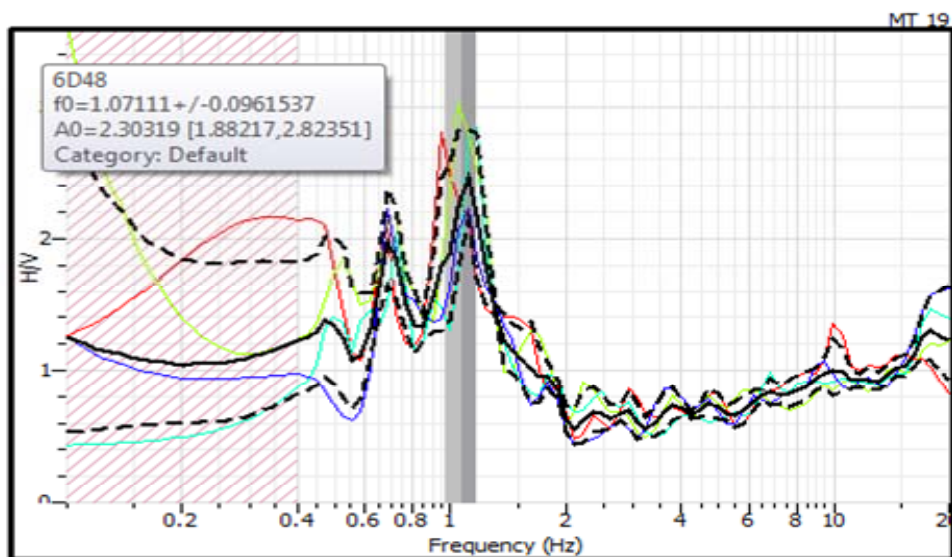
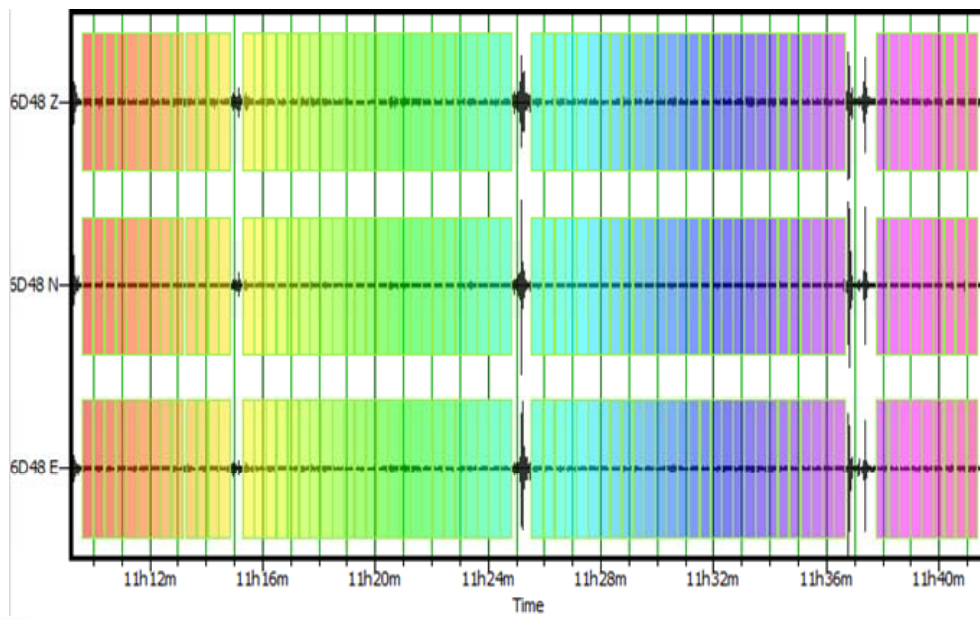
$$T_0 = 0.78 \text{ s } A_0 = 1.32$$



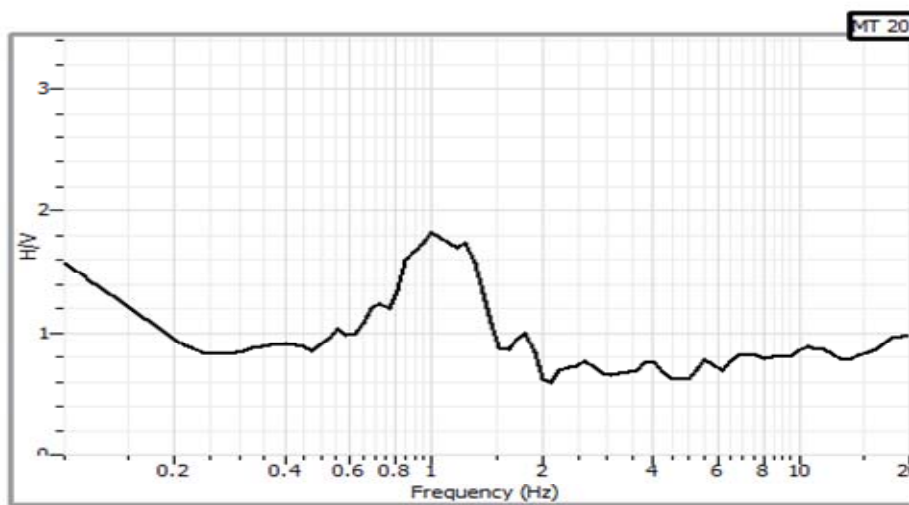
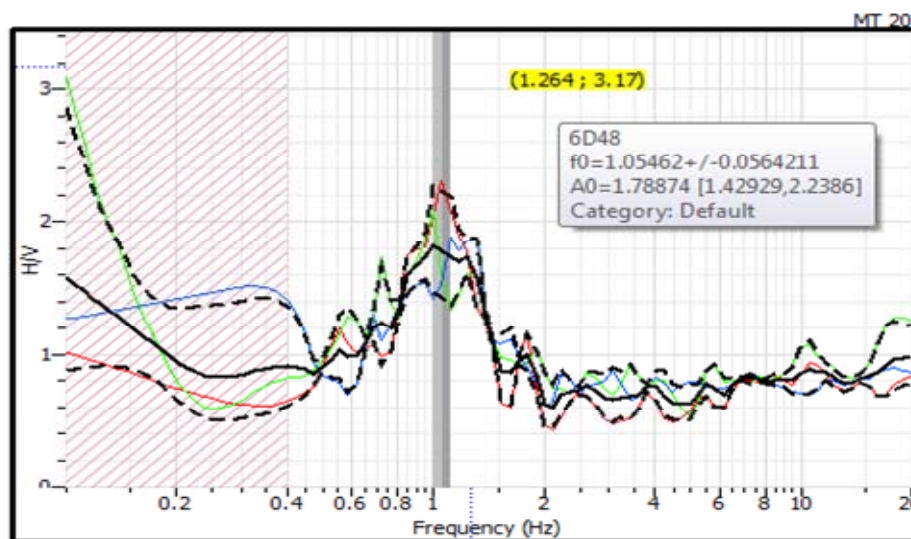
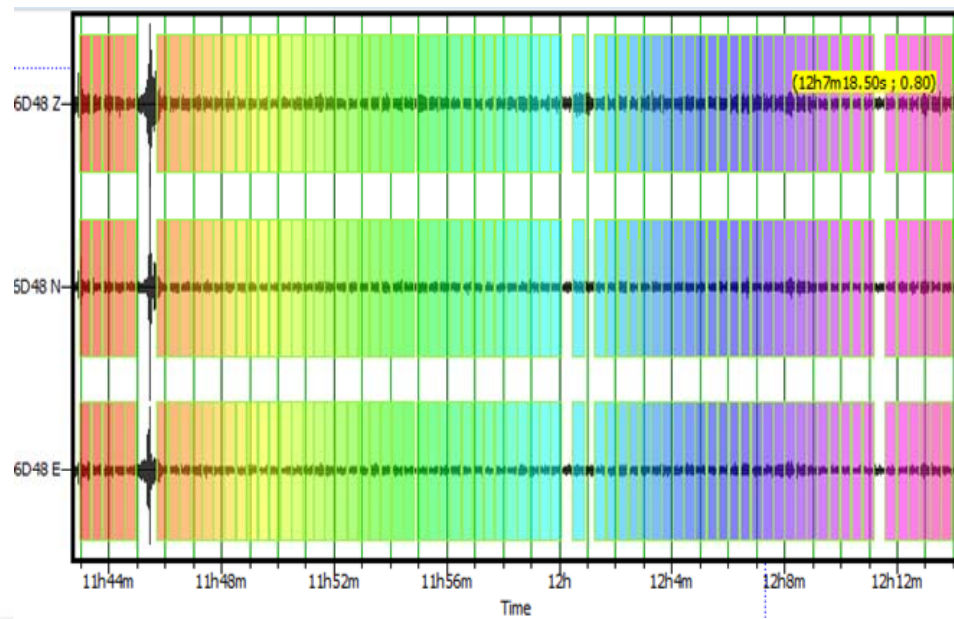
$$T_0 = 0.77 \text{ s } A_0 = 1.20$$



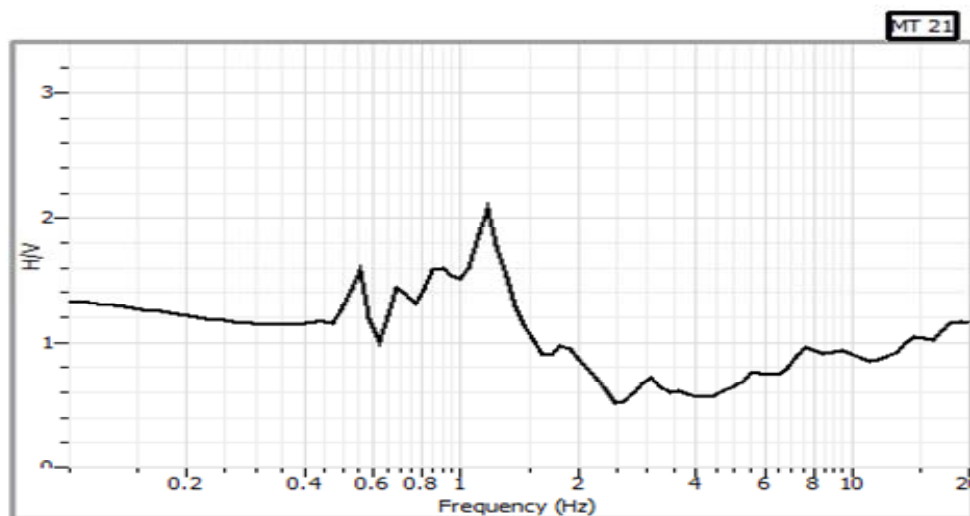
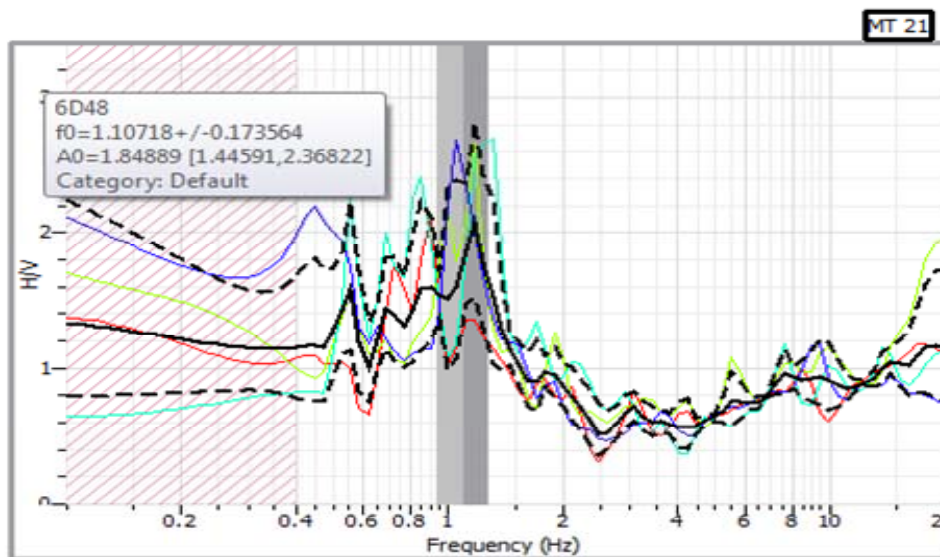
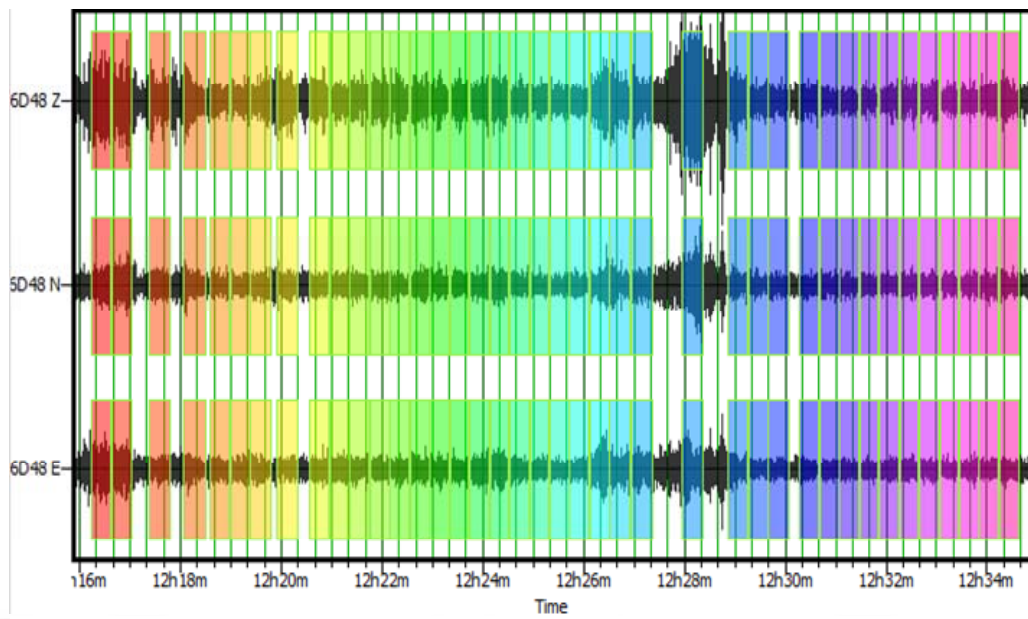
$$T_0 = 0.99 \text{ s } A_0 = 2.07$$



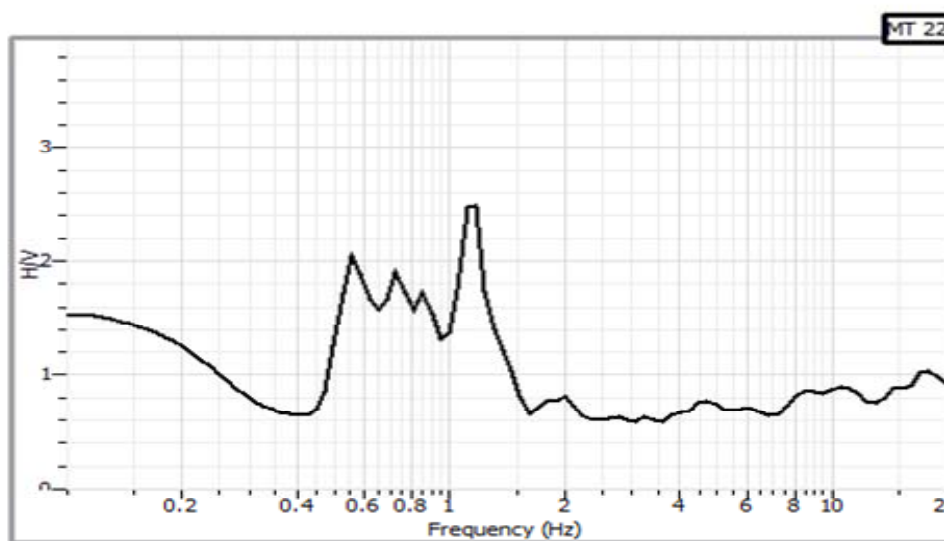
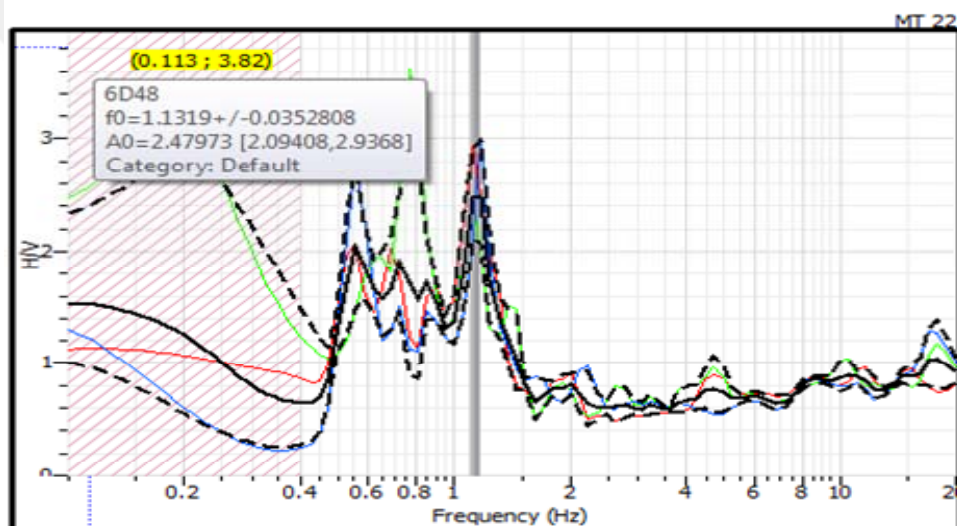
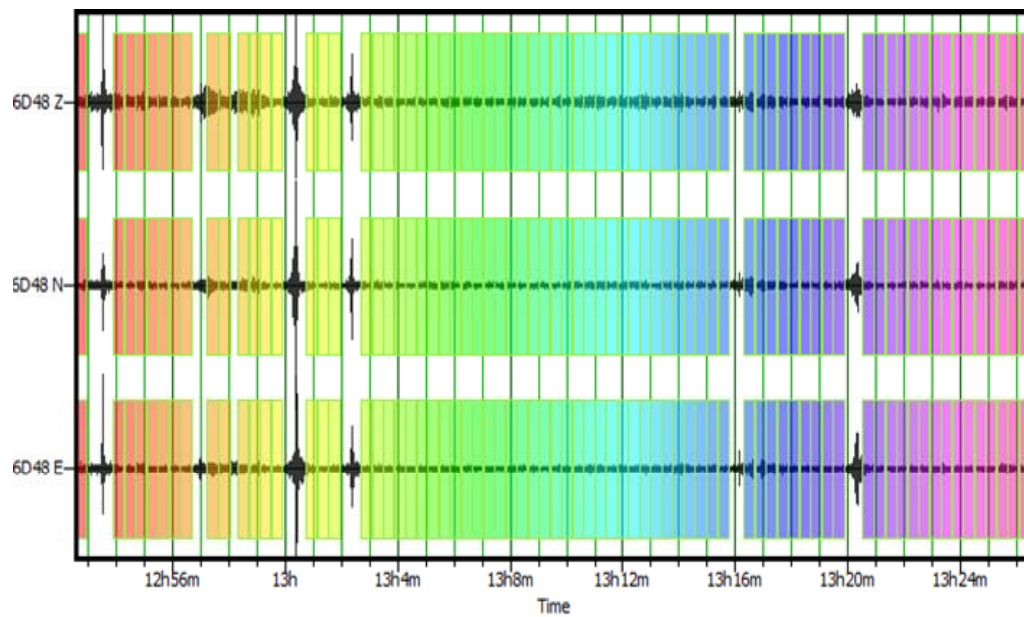
$$T_0 = 0.93 \text{ s } A_0 = 2.30$$



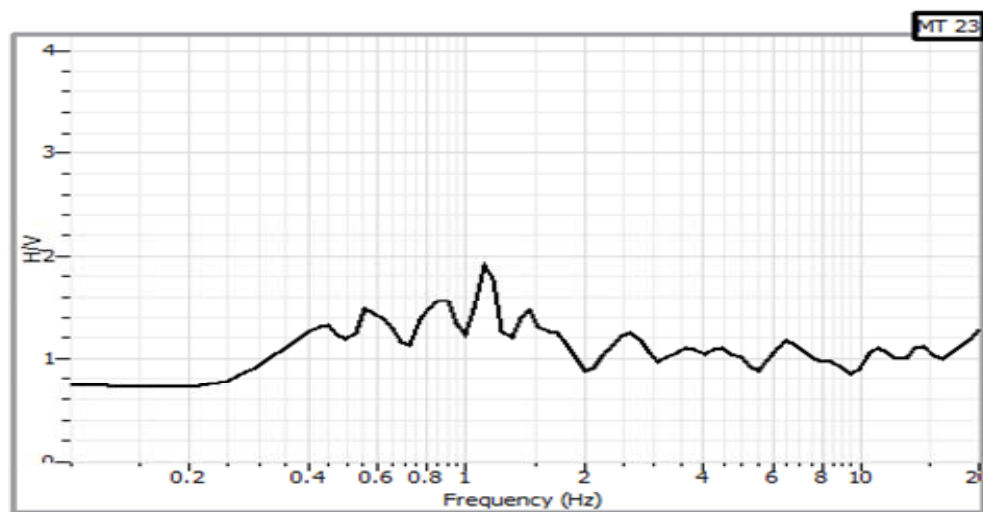
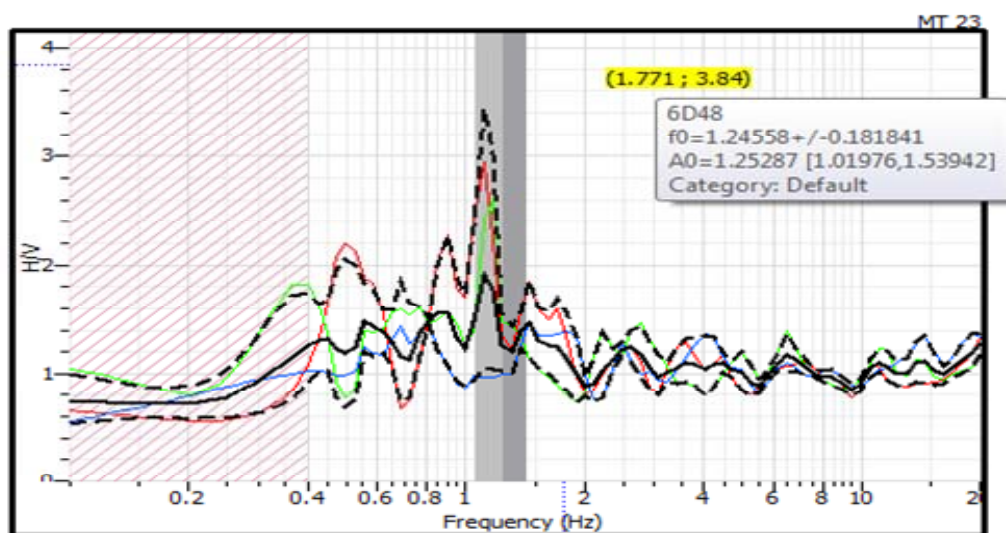
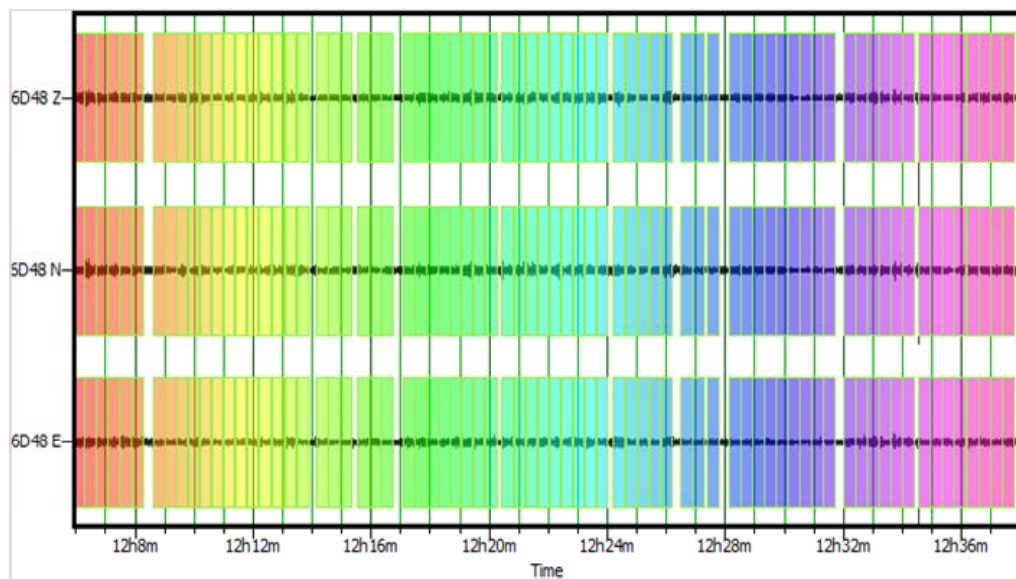
$$T_0 = 0.95 \text{ s } A_0 = 1.78$$



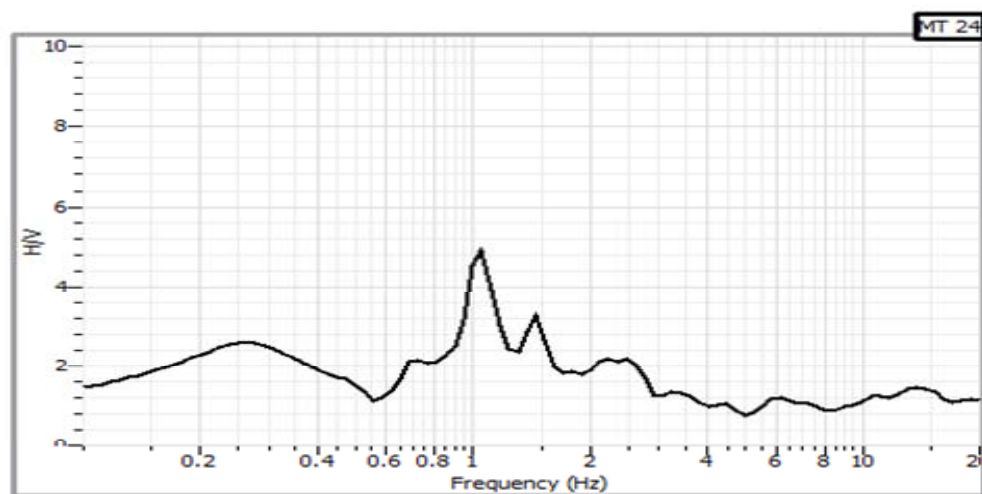
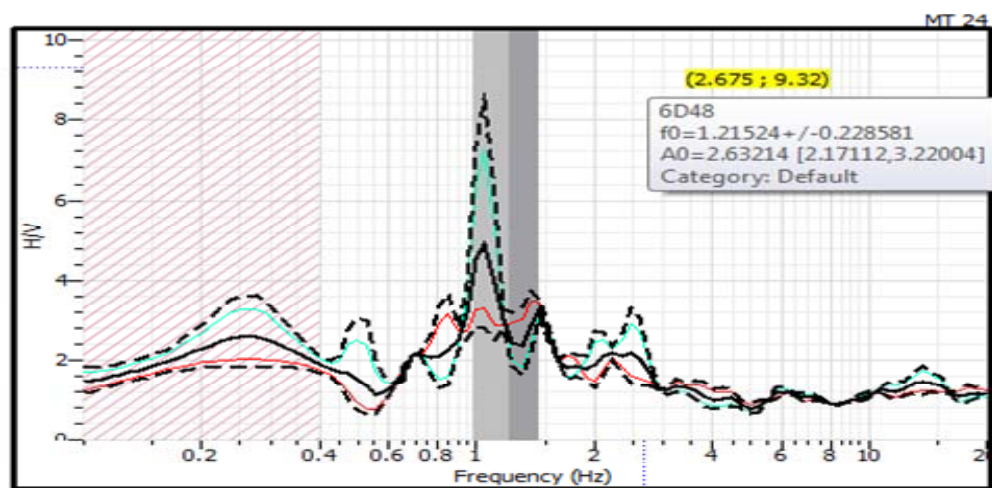
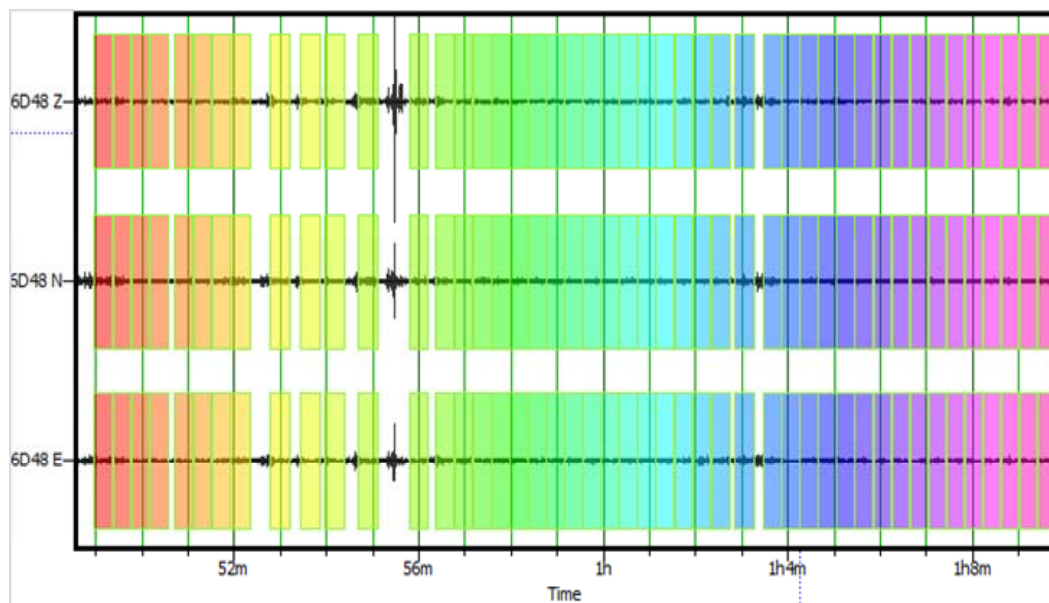
$$T_0 = 0.90 \text{ s } A_0 = 1.84$$



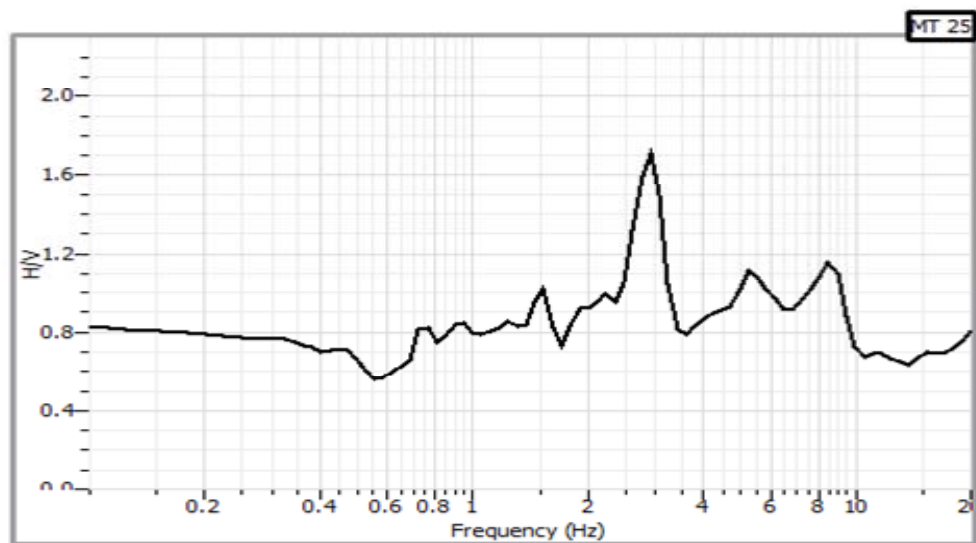
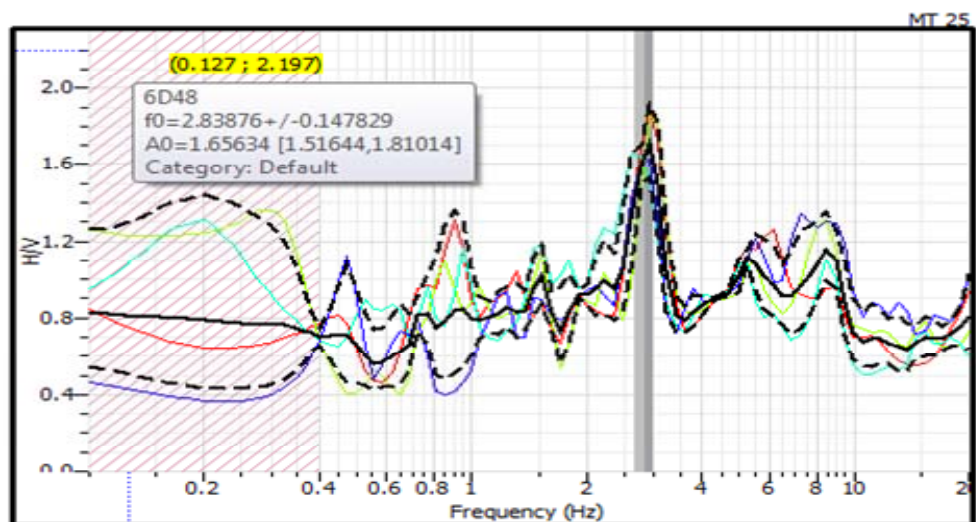
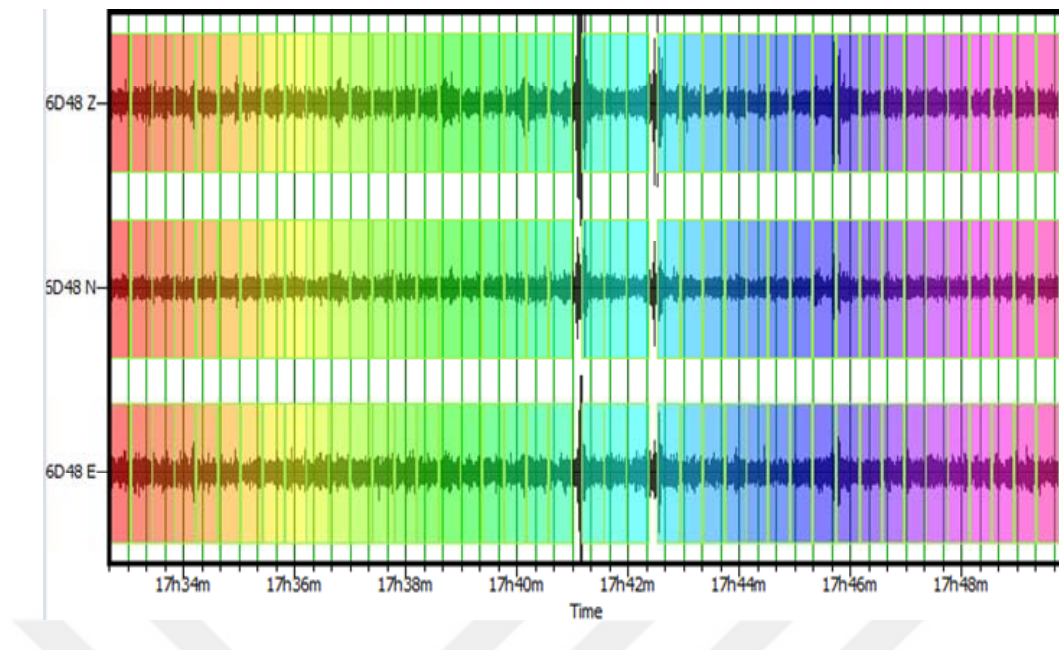
$$T_0 = 0.88 \text{ s } A_0 = 2.47$$



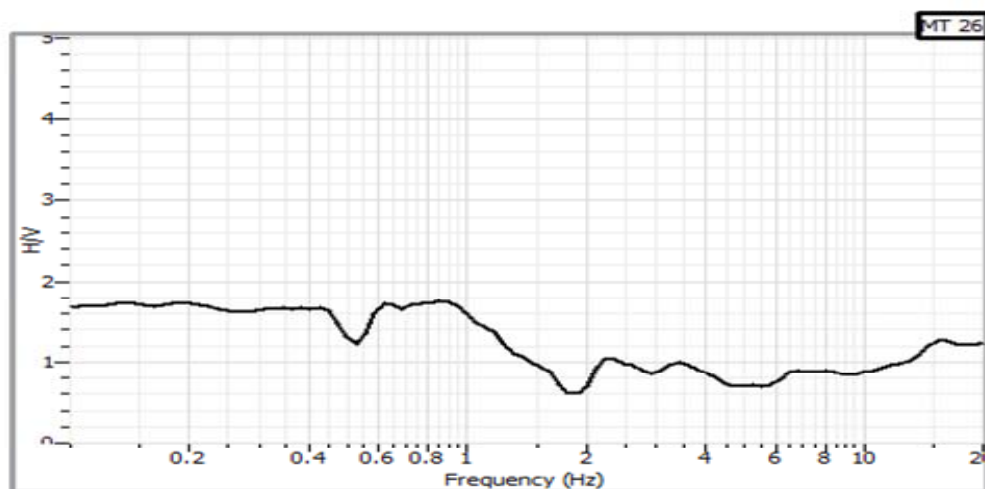
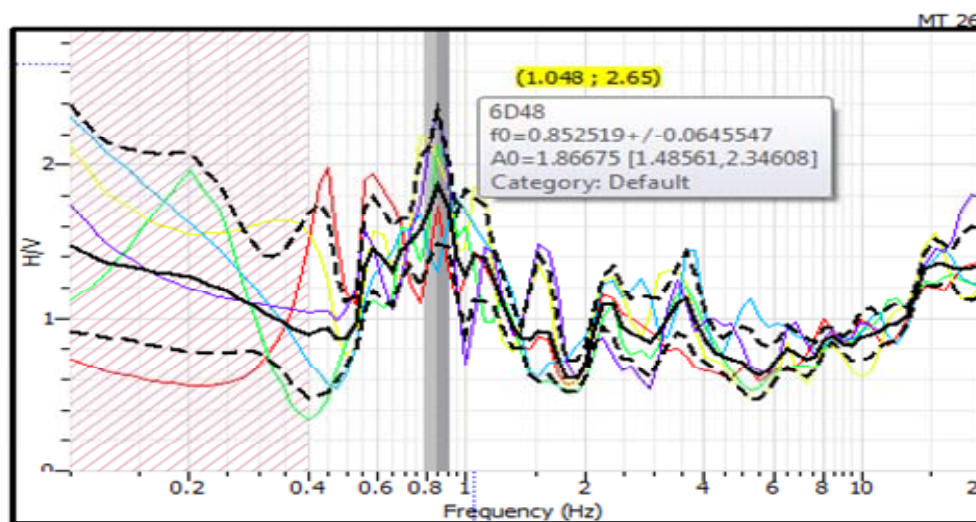
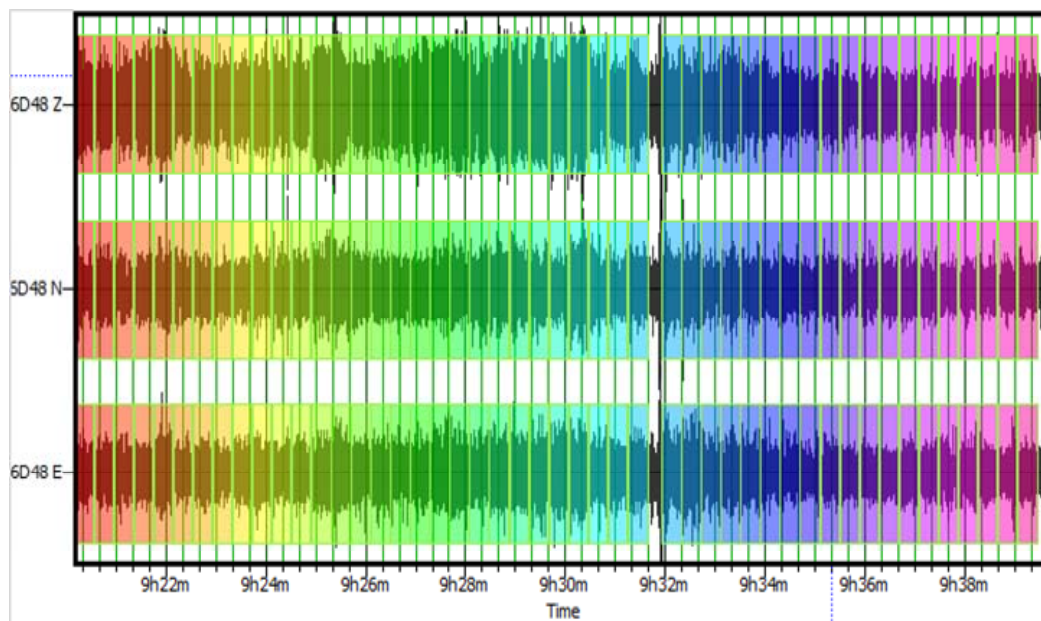
$$T_0 = 0.80 \text{ s } A_0 = 1.25$$



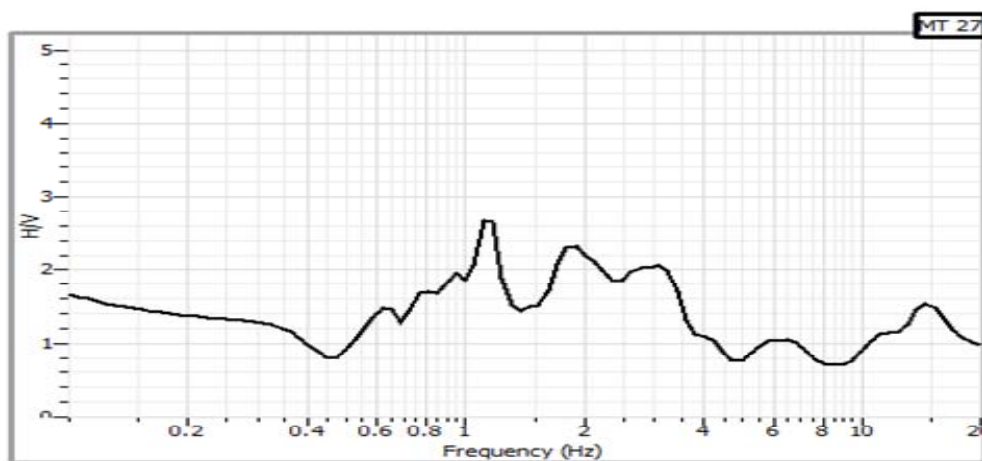
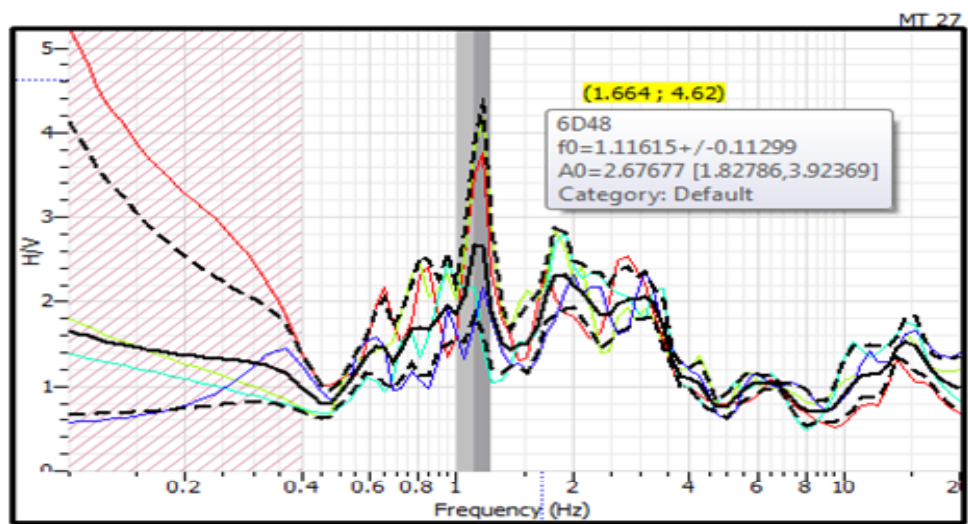
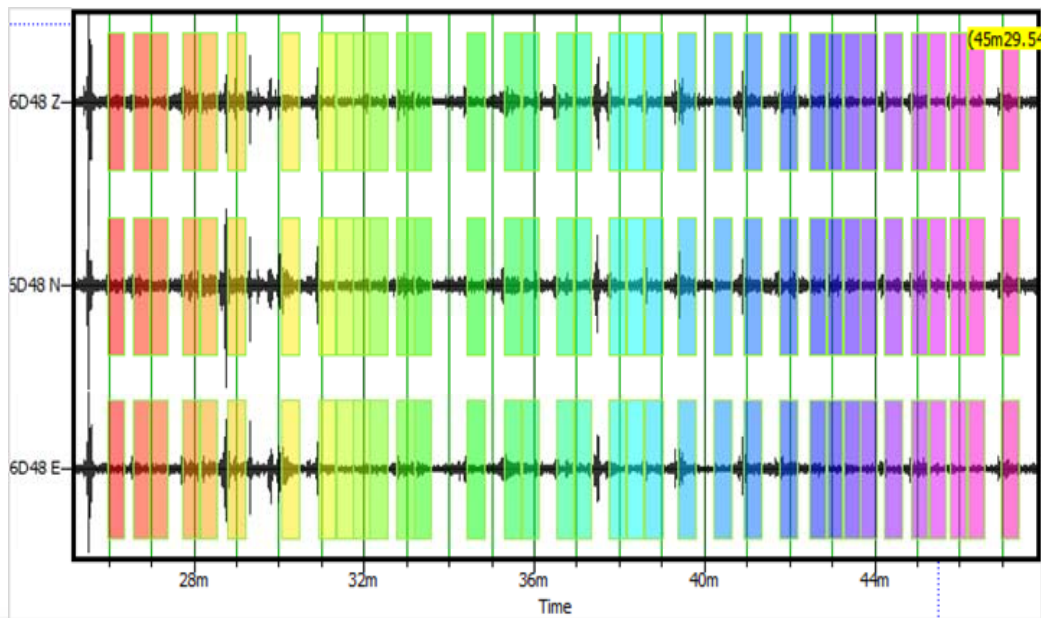
$$T_0 = 0.82 \text{ s } A_0 = 2.63$$



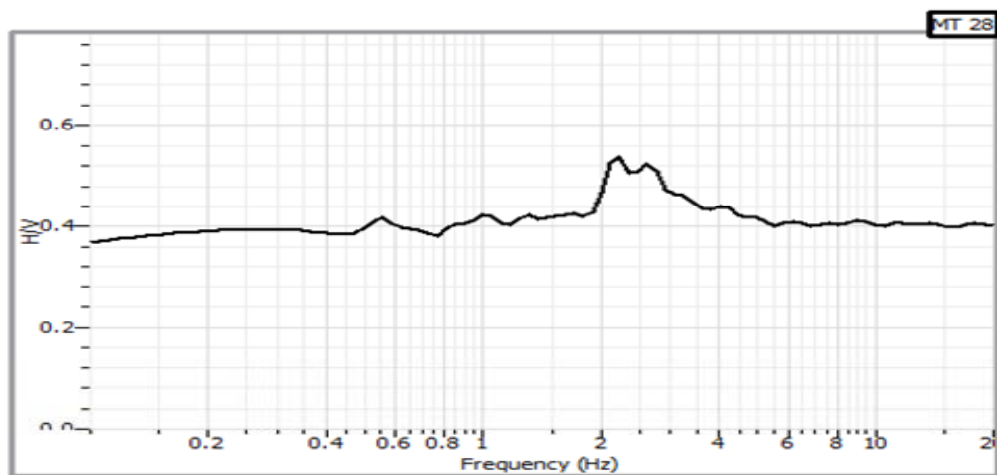
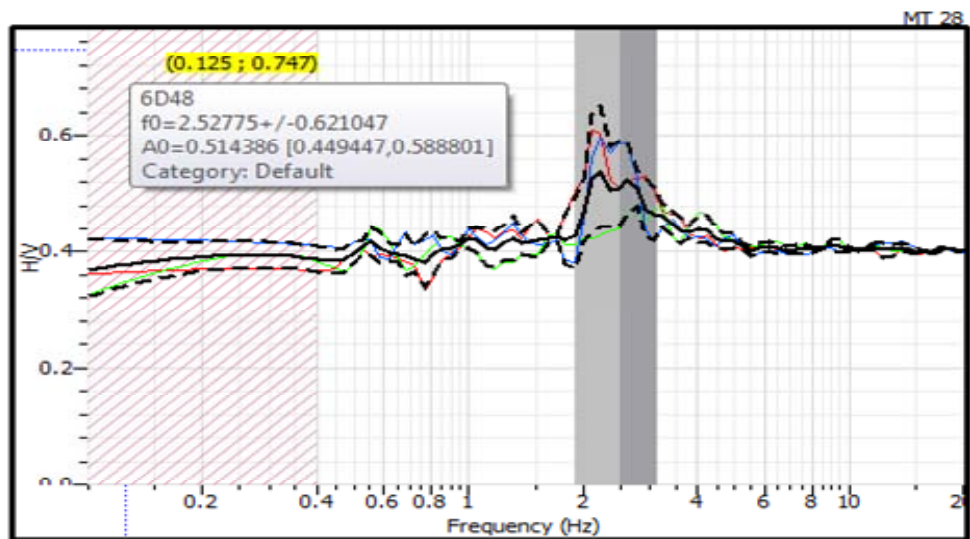
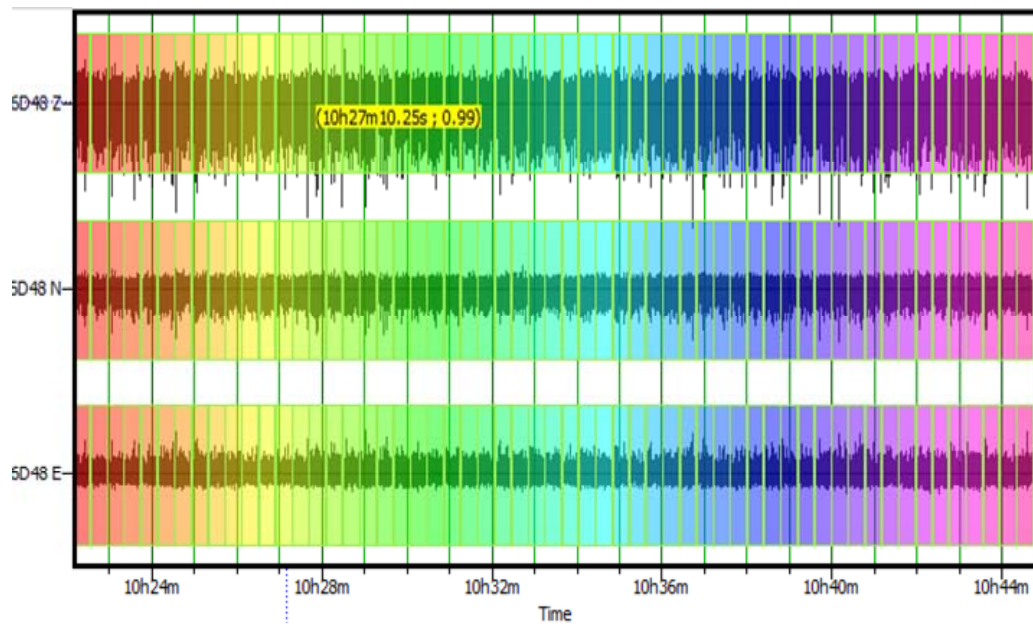
$$T_0 = 0.35 \text{ s } A_0 = 1.65$$



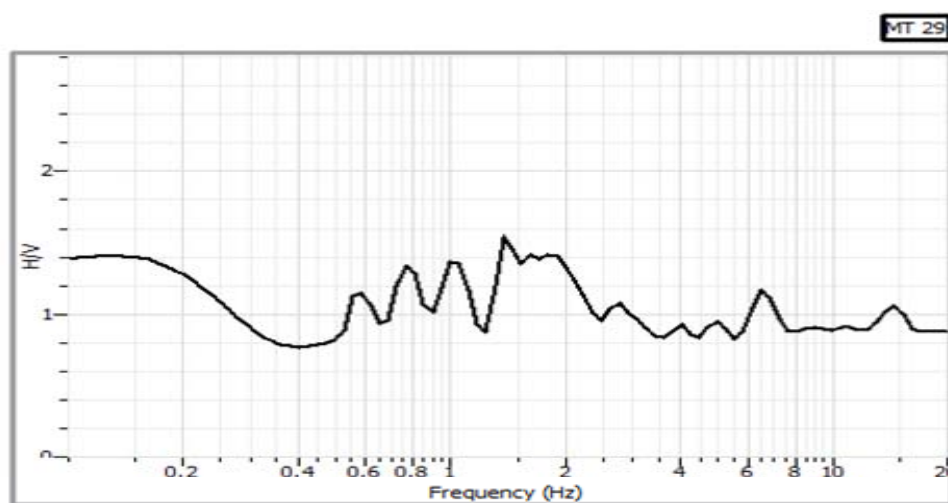
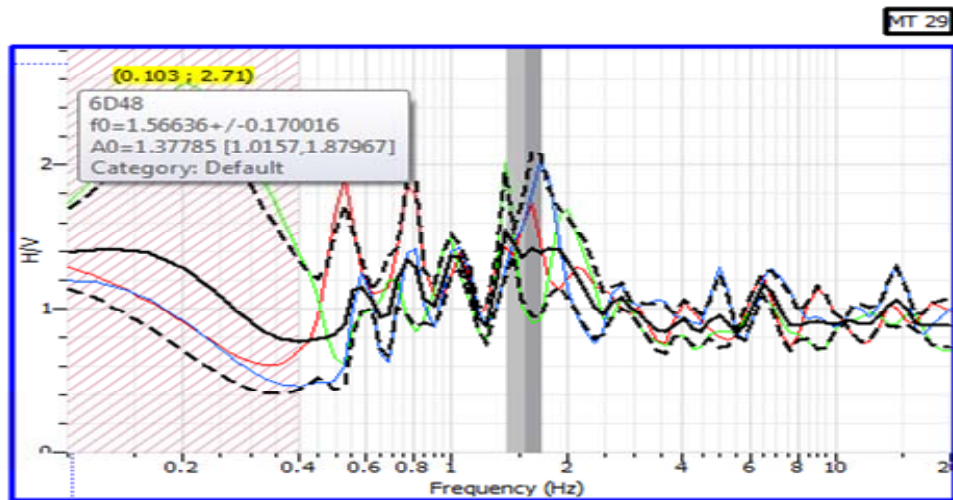
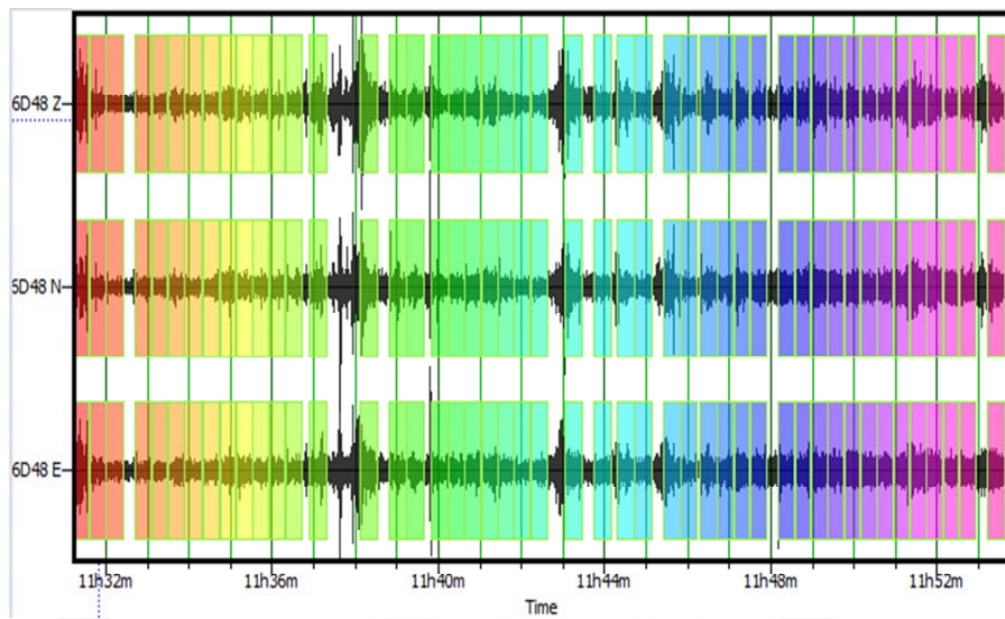
$$T_0 = 0.10 \text{ s } A_0 = 1.86$$



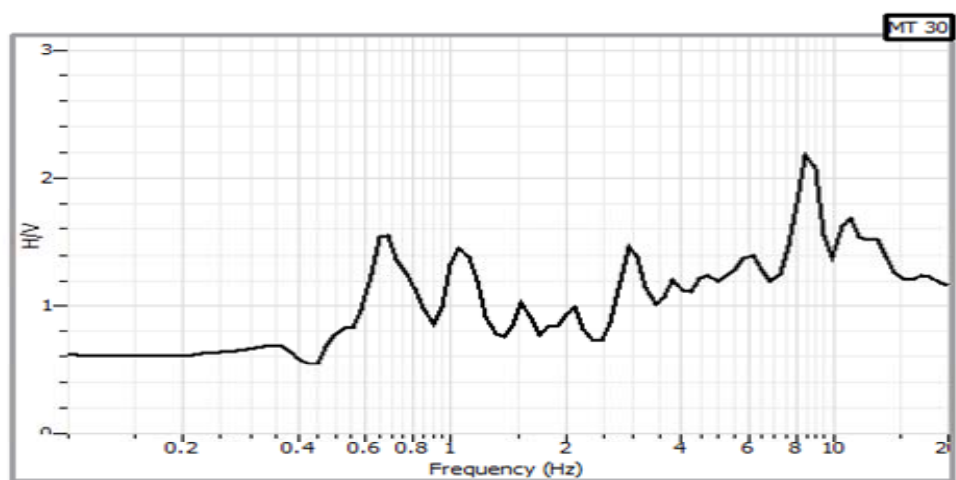
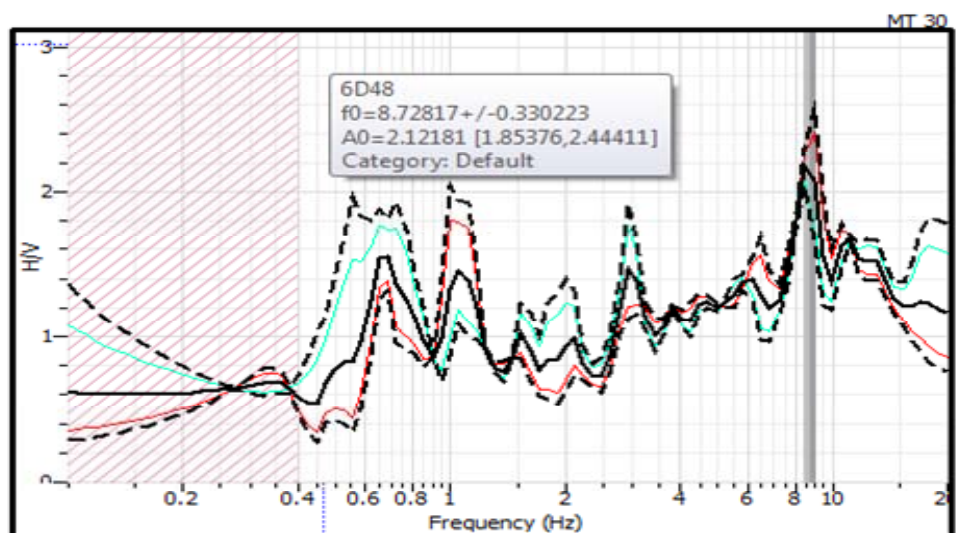
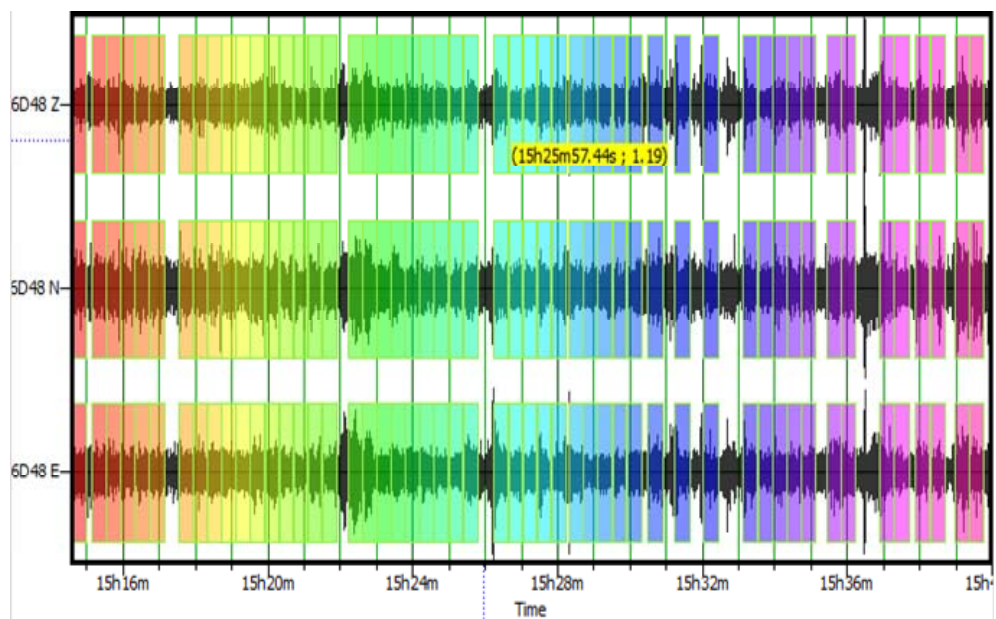
$$T_0 = 0.90 \text{ s } A_0 = 2.67$$



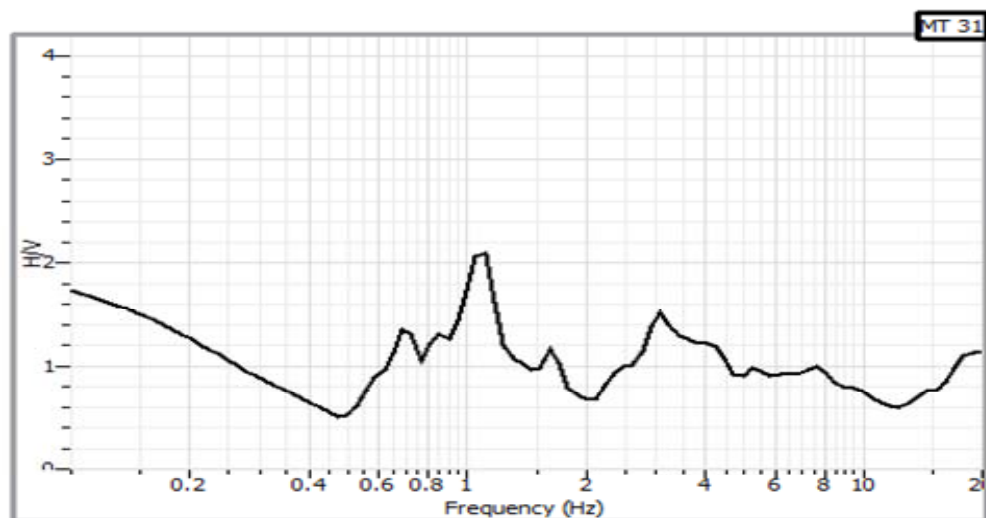
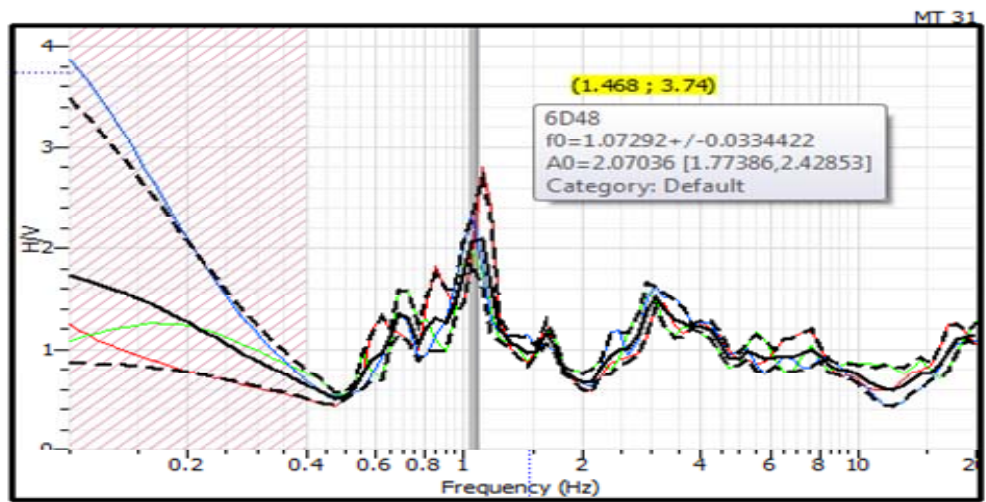
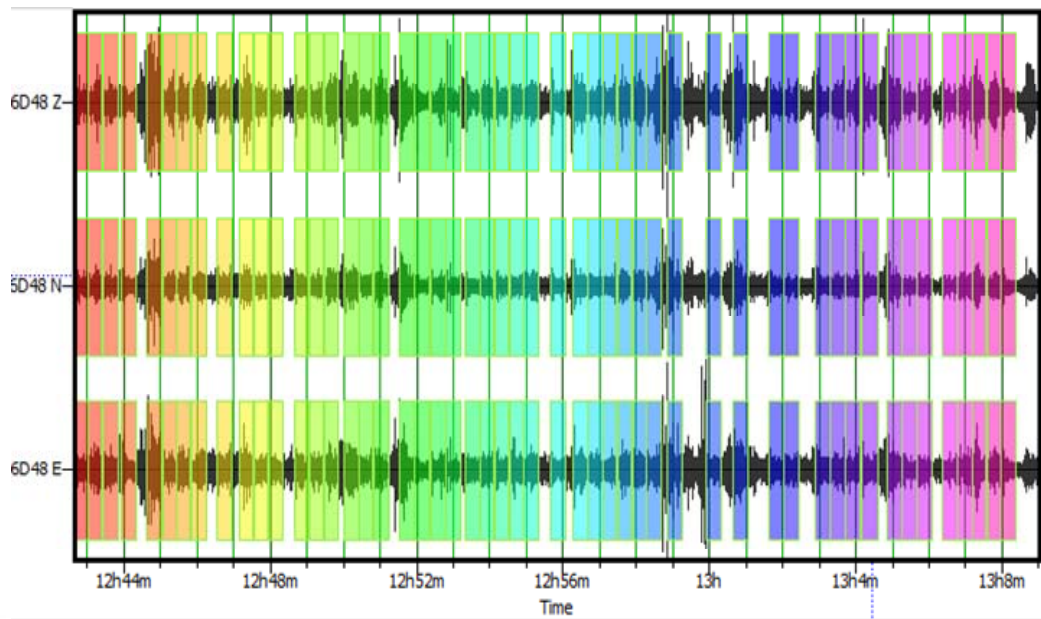
$$T_0 = 0.39 \text{ s } A_0 = 0.51$$



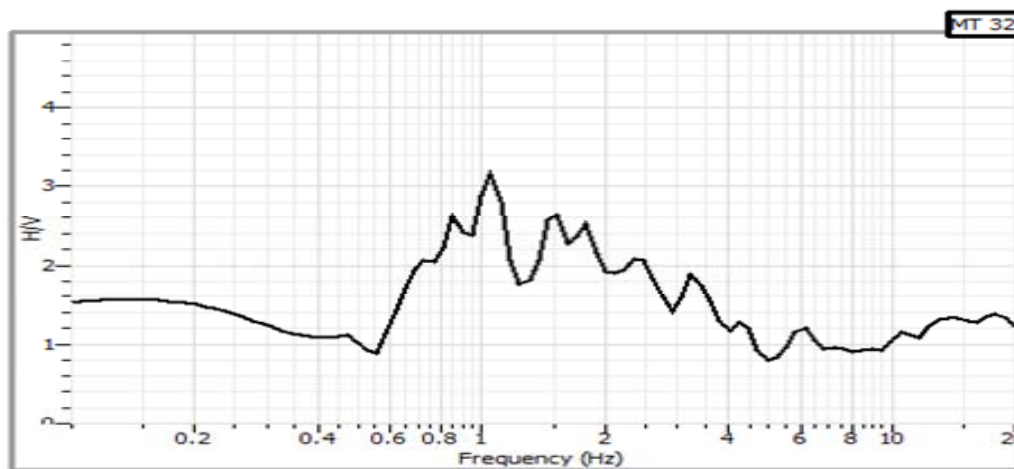
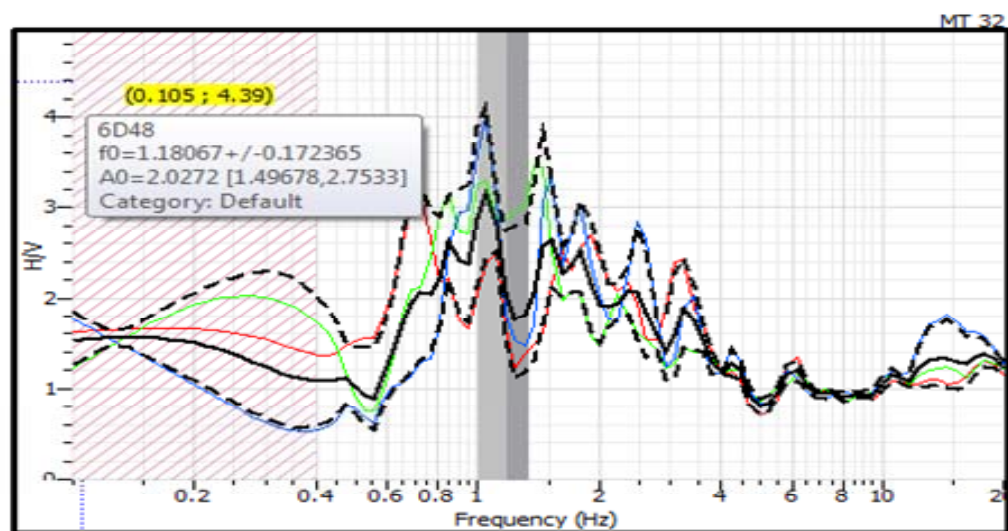
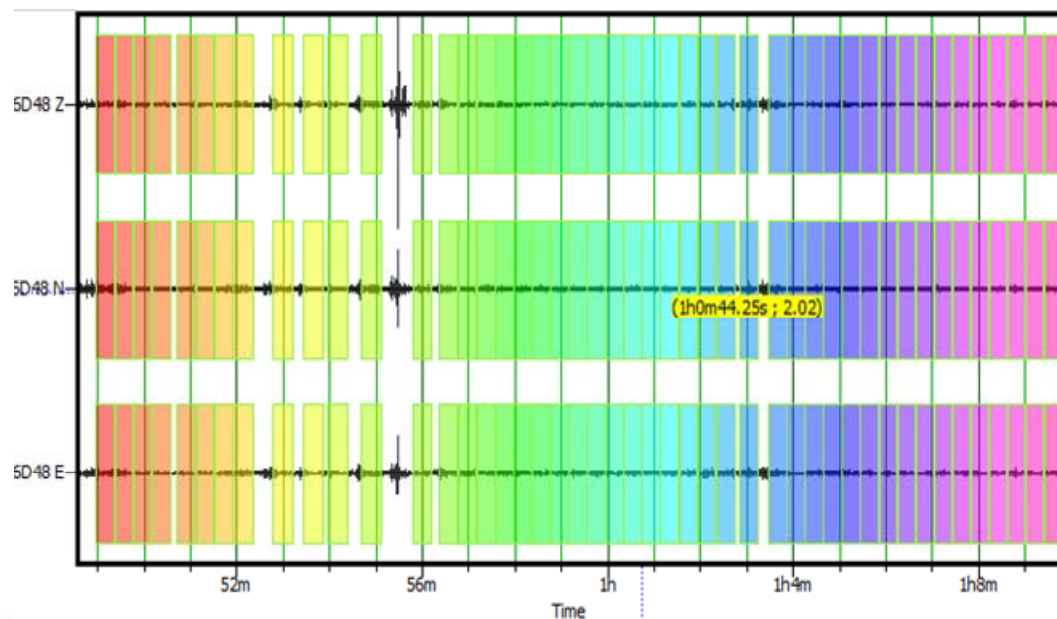
$$T_0 = 0.64 \text{ s } A_0 = 1.37$$



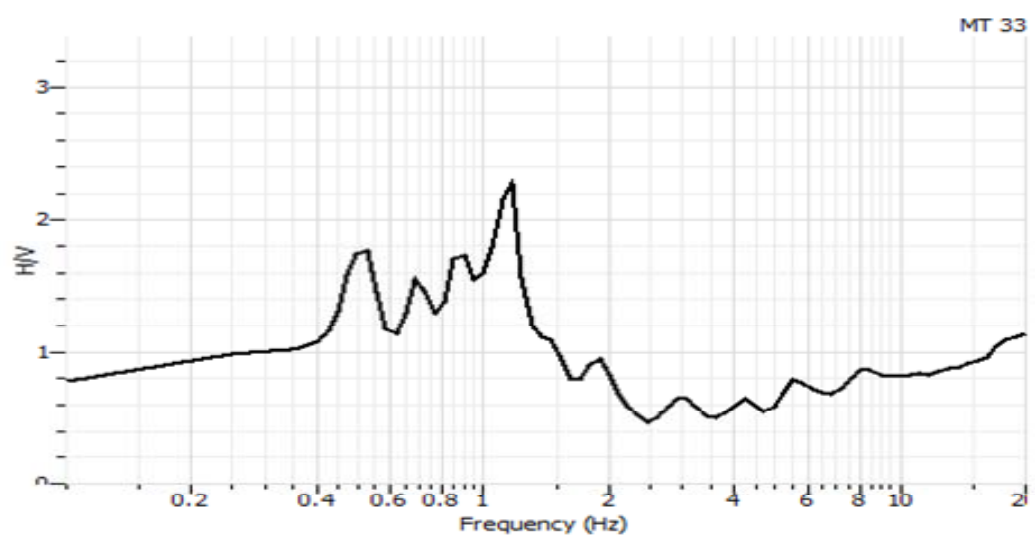
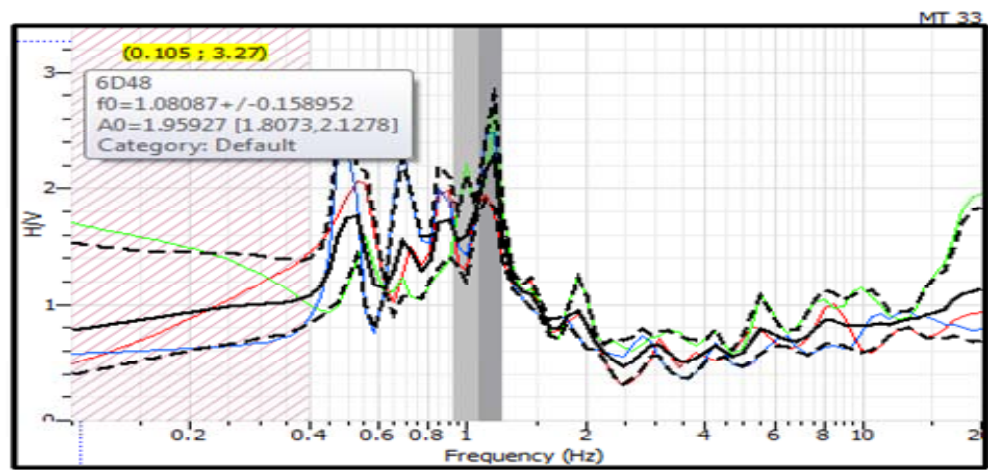
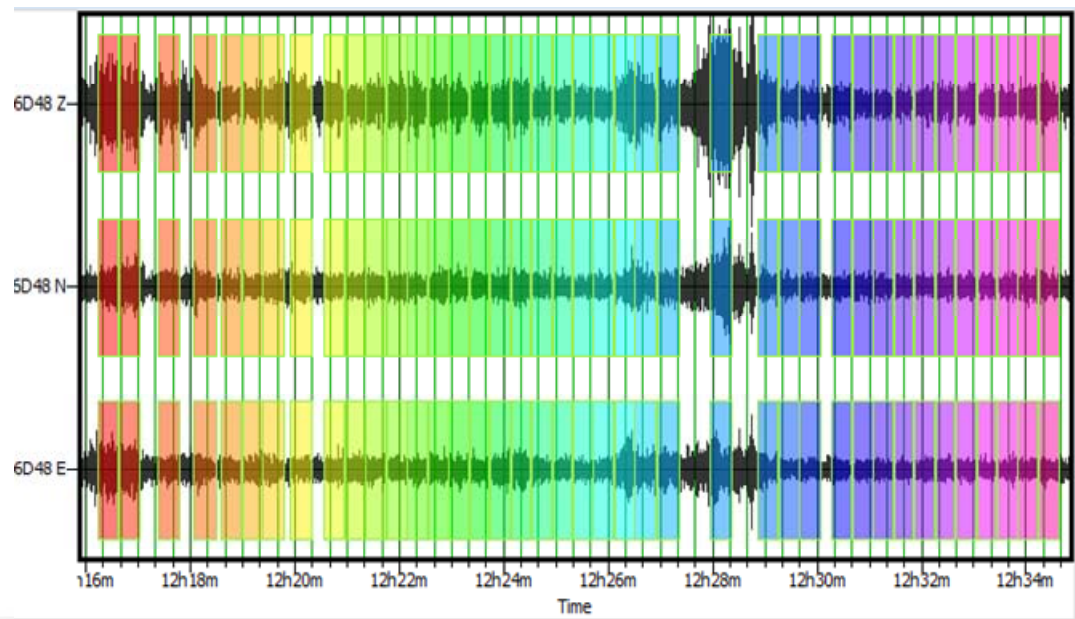
$$T_0 = 0.11 \text{ s } A_0 = 2.12$$



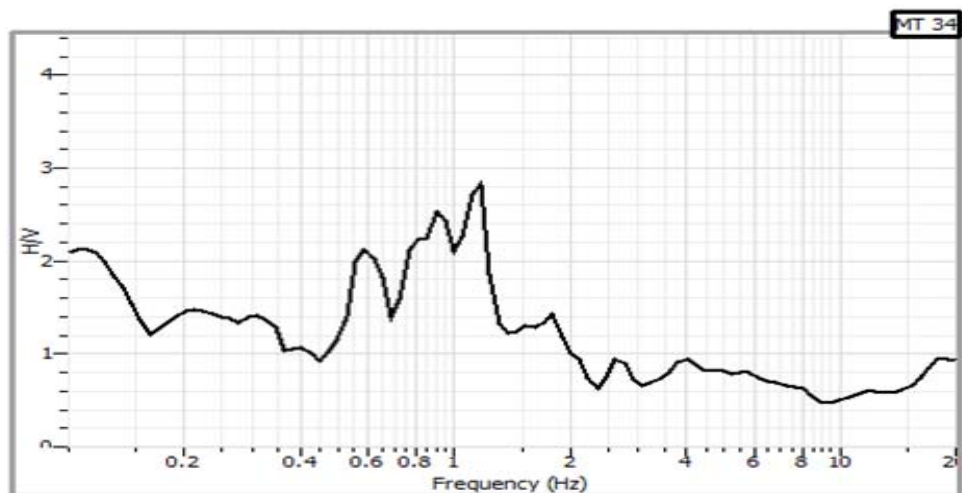
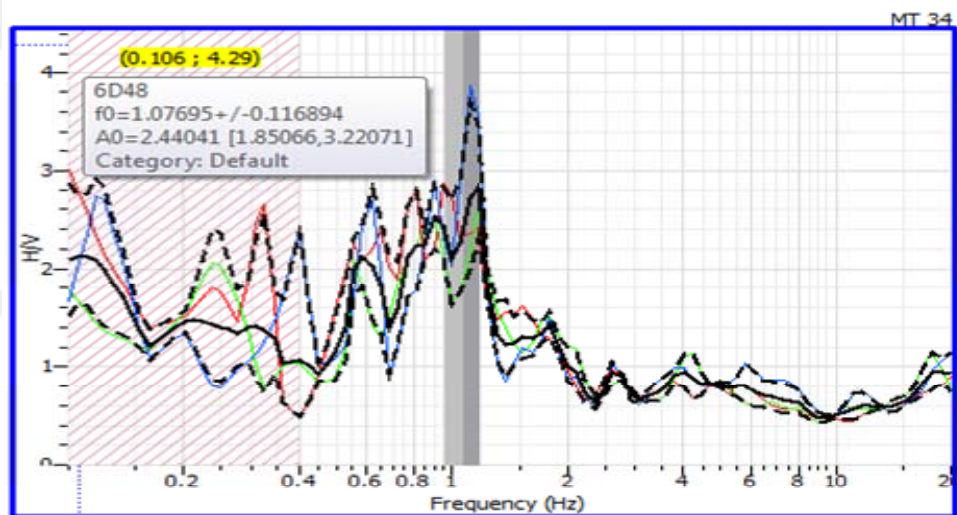
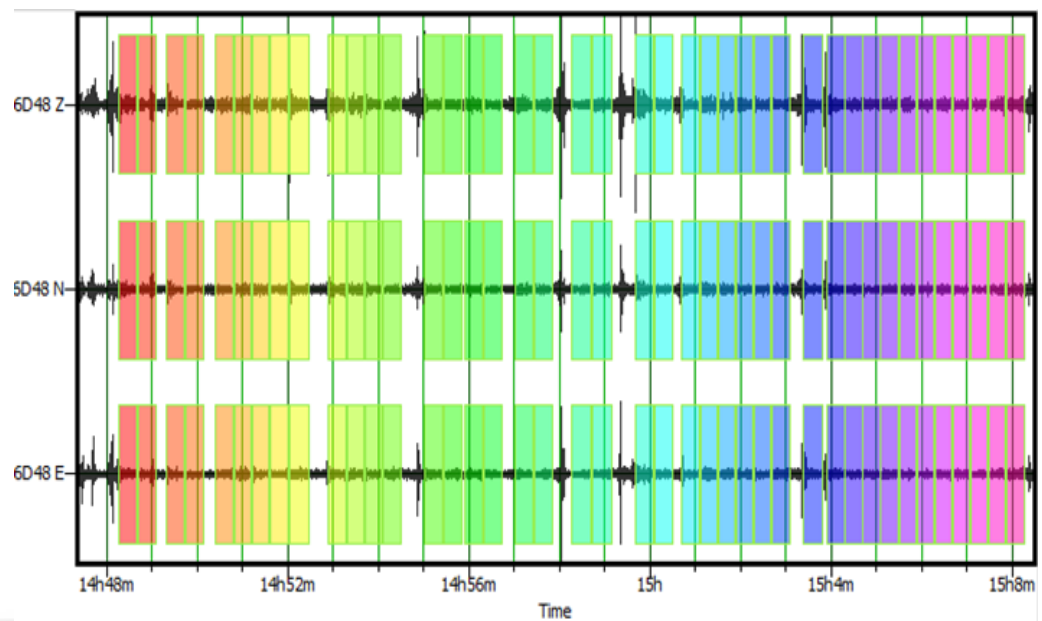
$$T_0 = 0.93 \text{ s } A_0 = 2.07$$



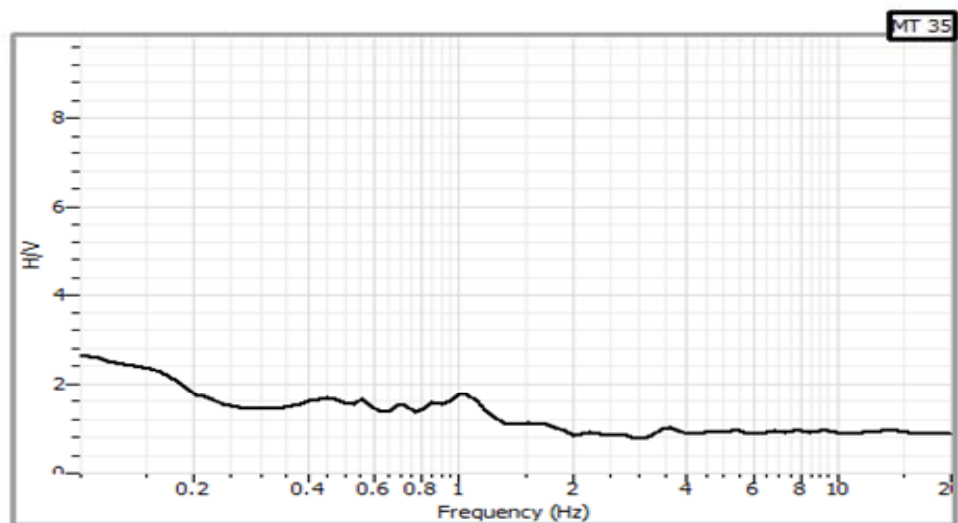
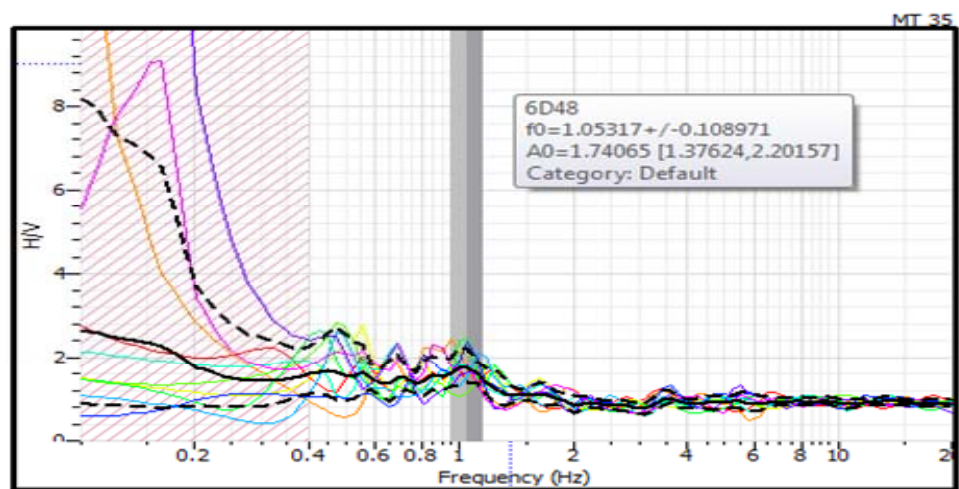
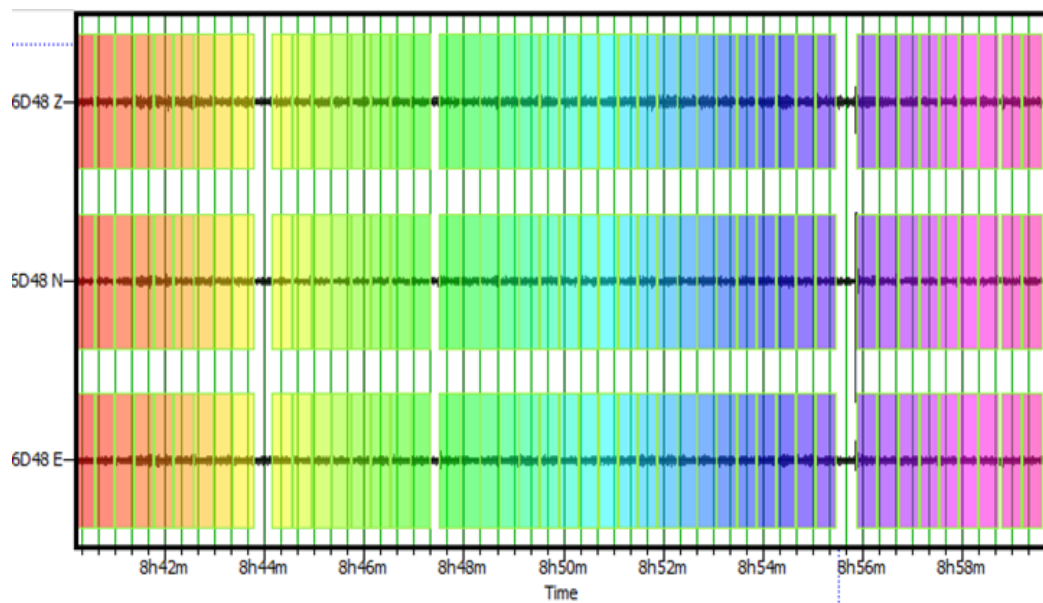
$$T_0 = 0.75 \text{ s } A_0 = 2.02$$



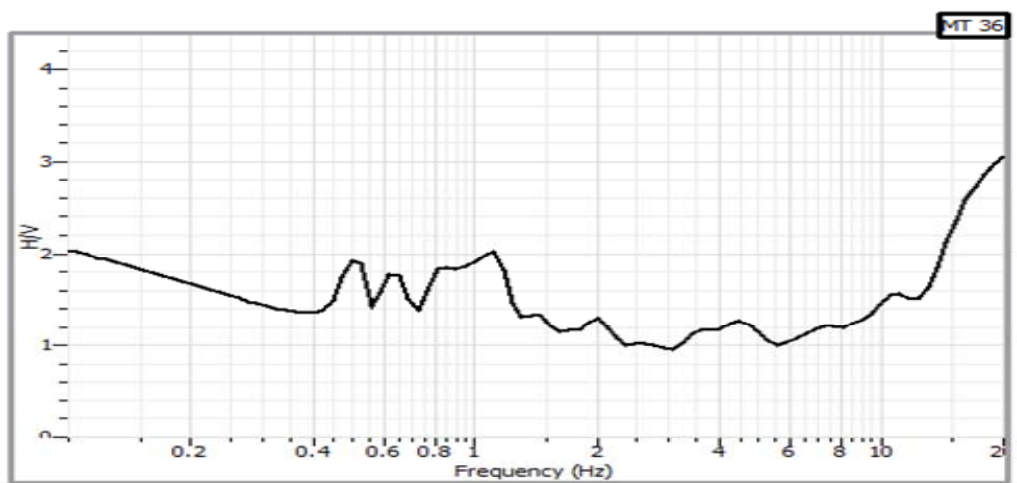
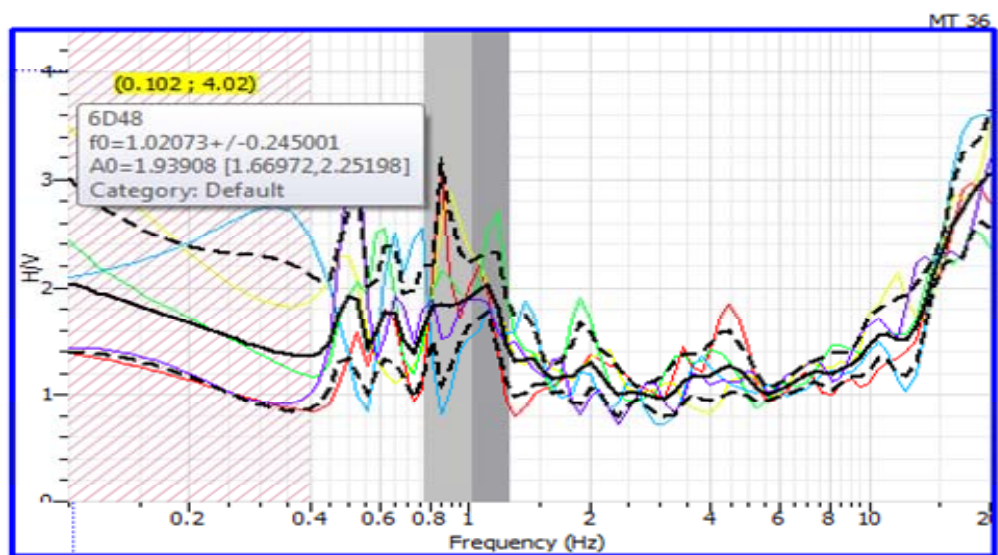
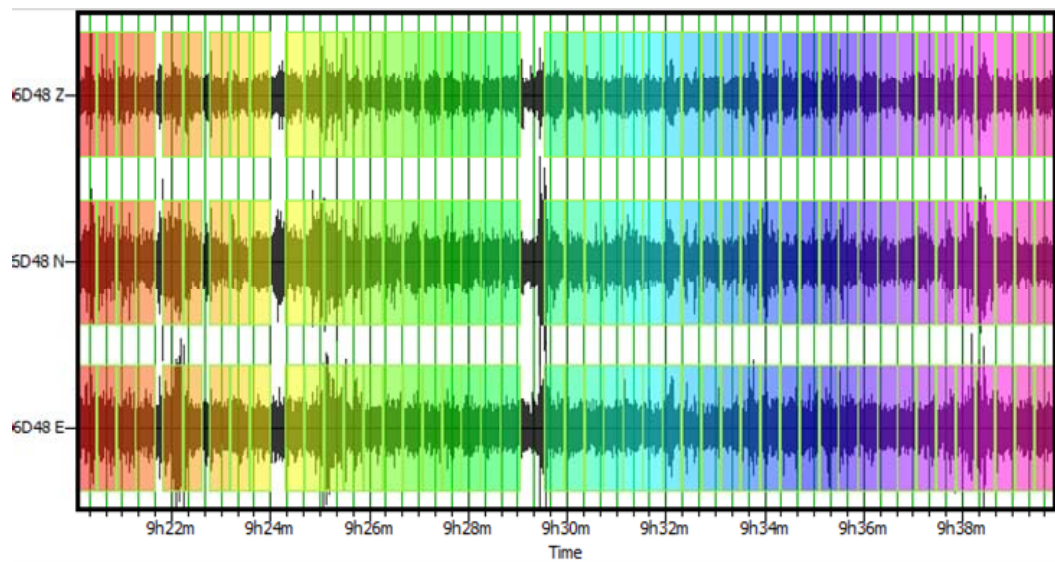
$$T_0 = 0.92 \text{ s } A_0 = 1.95$$



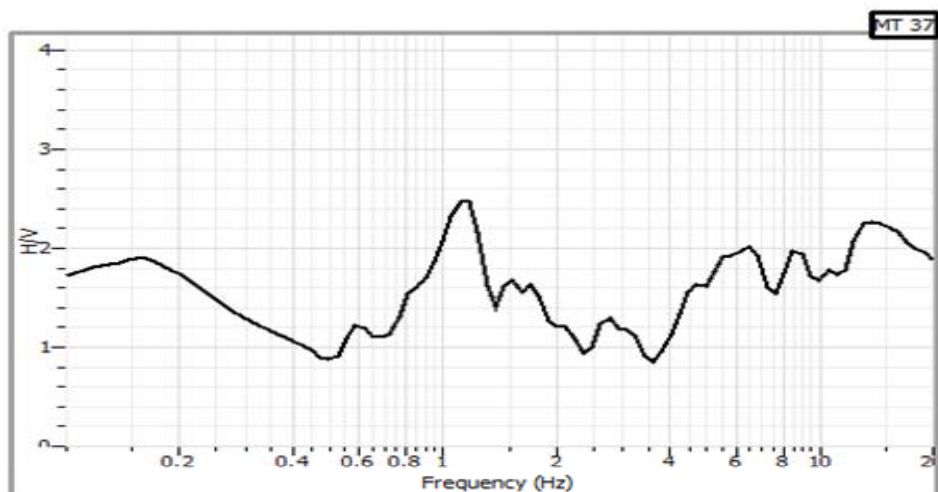
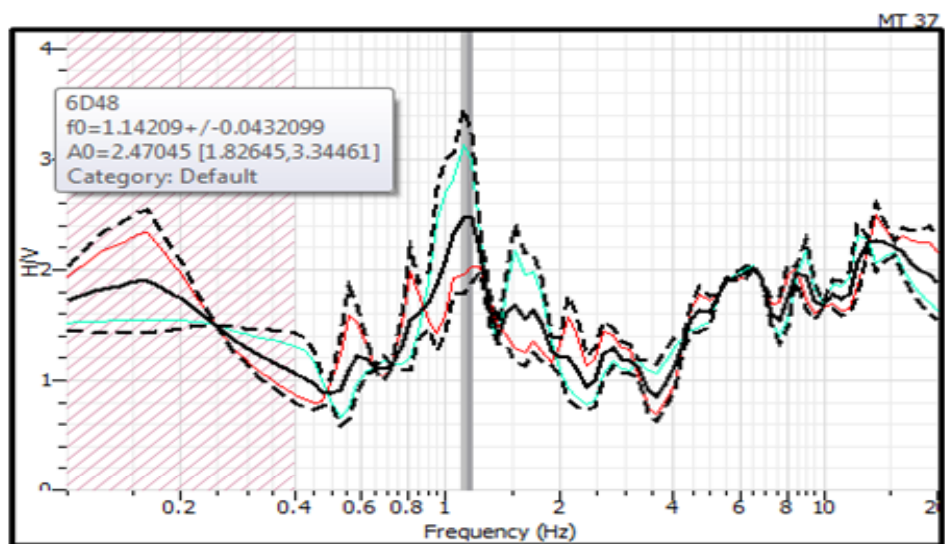
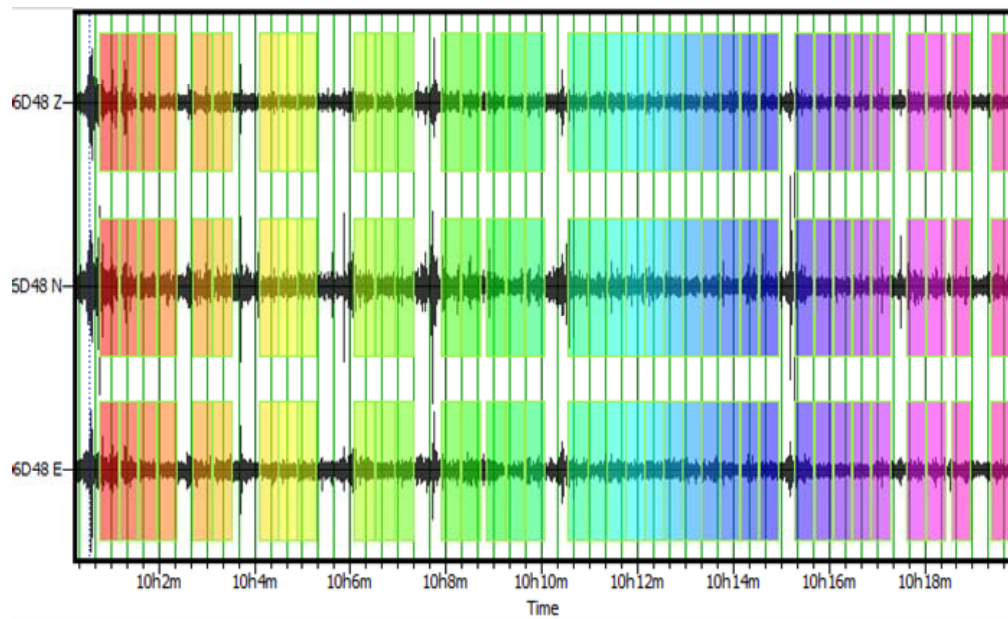
$$T_0 = 0.93 \text{ s } A_0 = 2.44$$



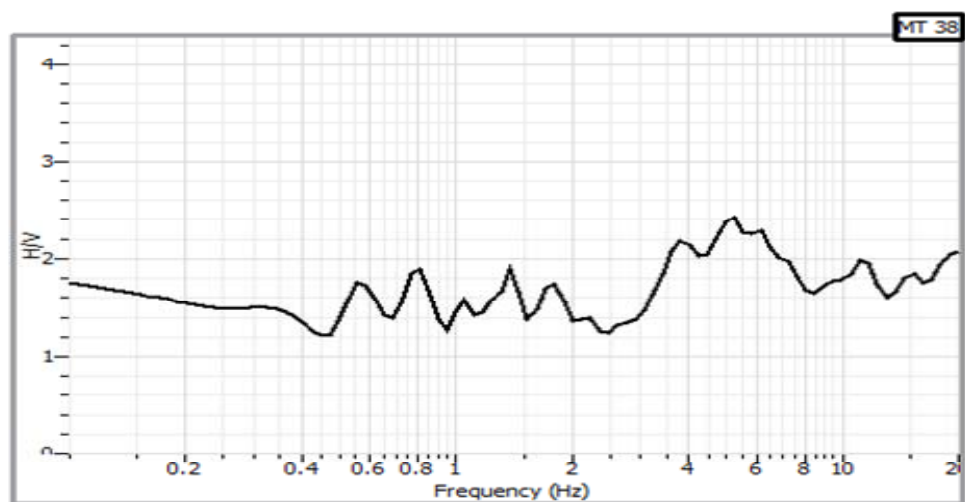
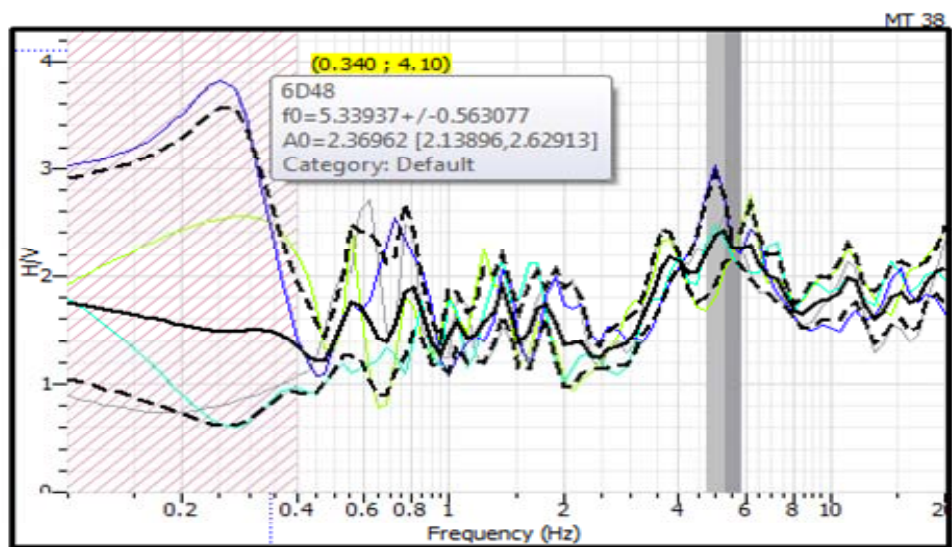
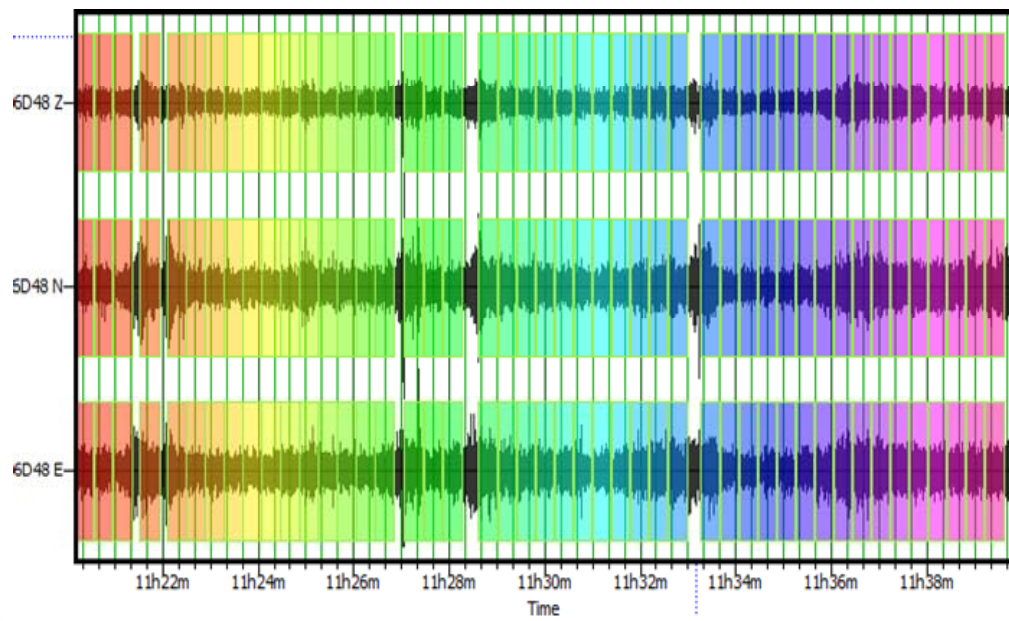
$$T_0 = 0.95 \text{ s } A_0 = 1.74$$



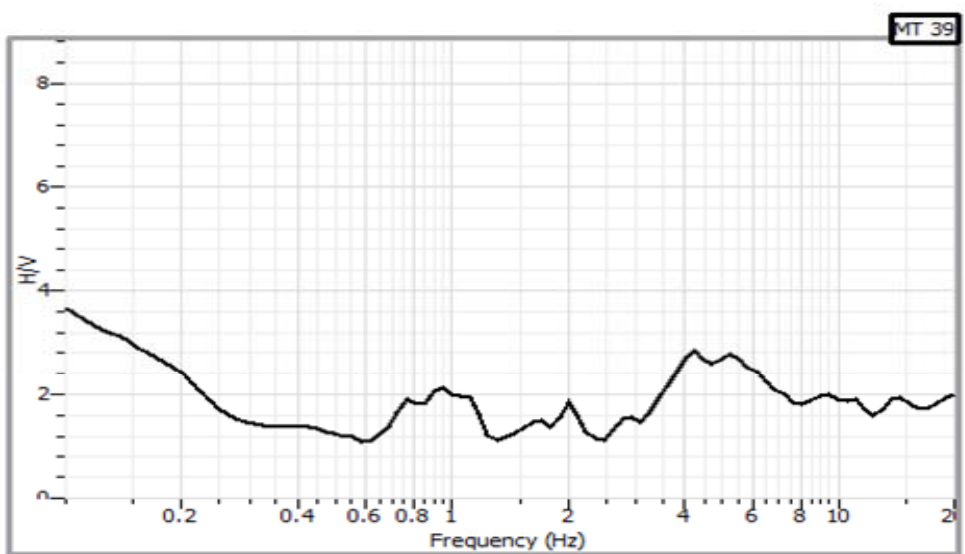
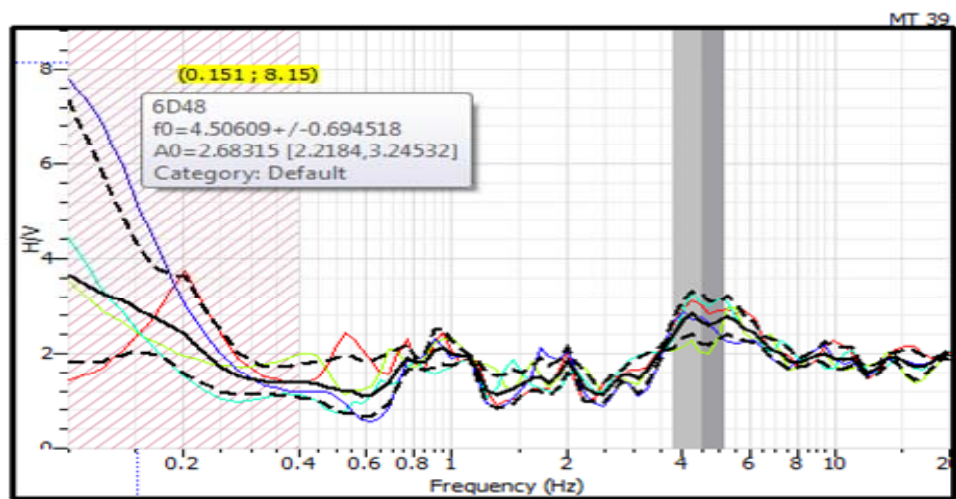
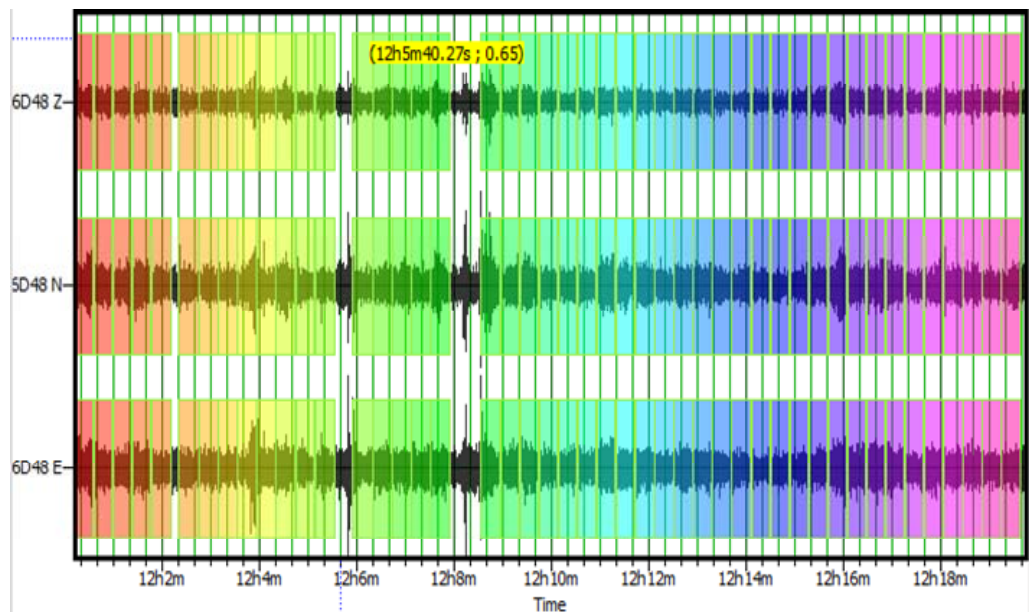
$$T_0 = 0.98 \text{ s } A_0 = 1.93$$



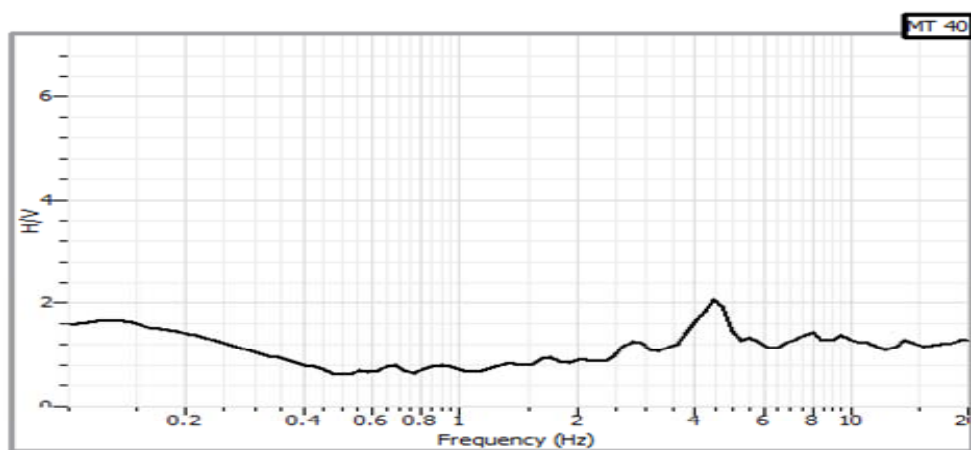
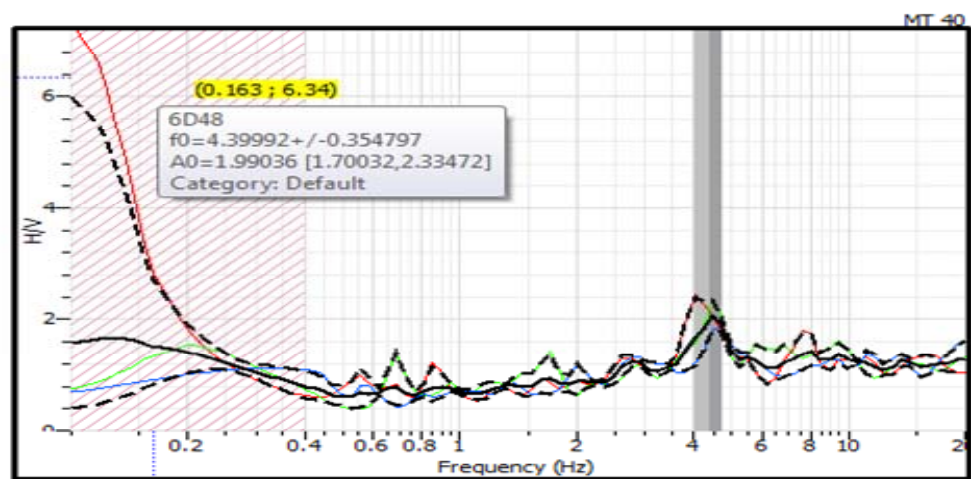
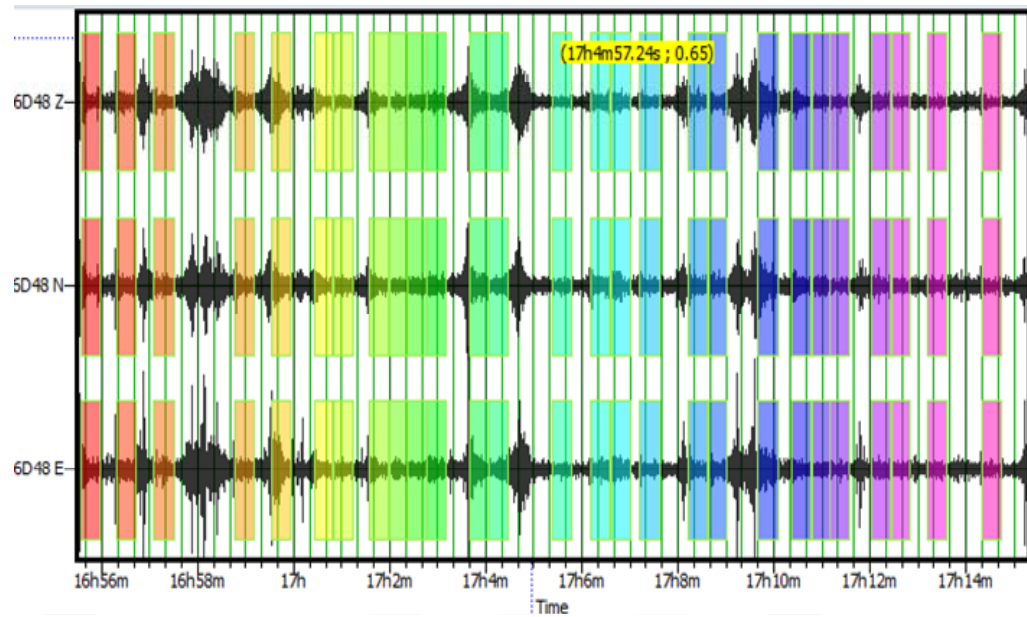
$$T_0 = 0.87 \text{ s } A_0 = 2.47$$



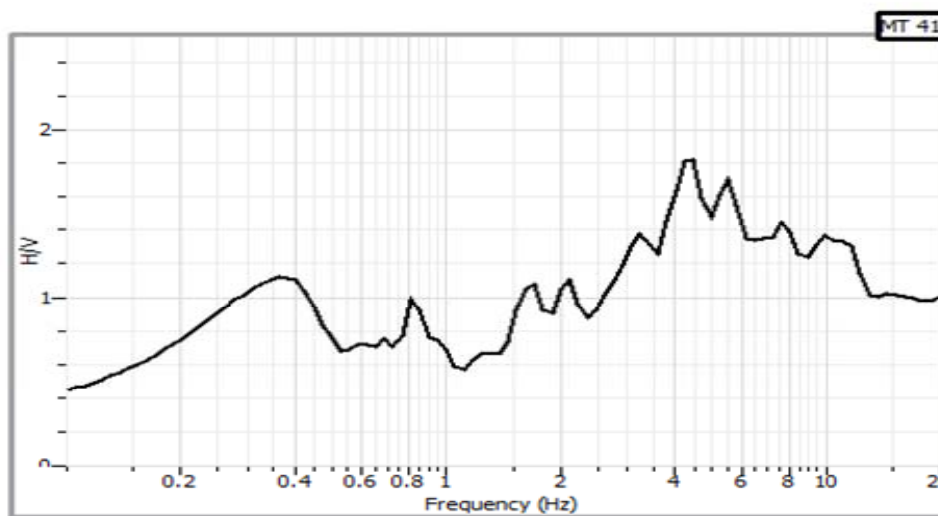
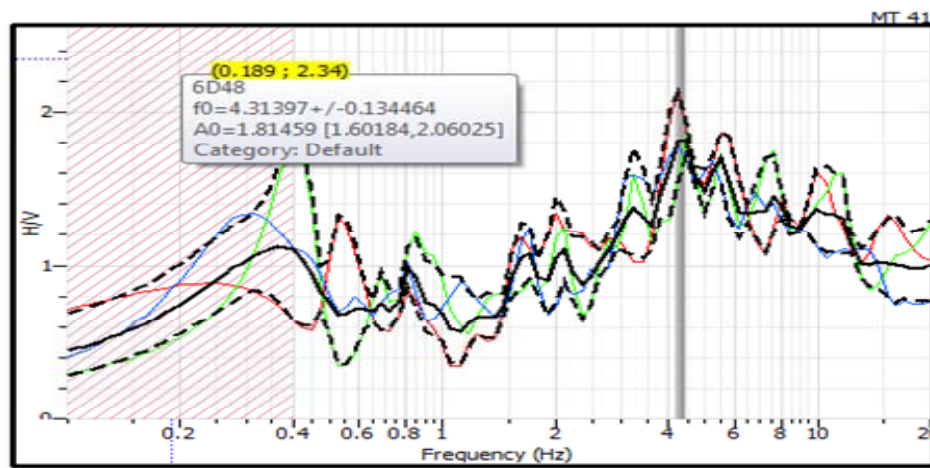
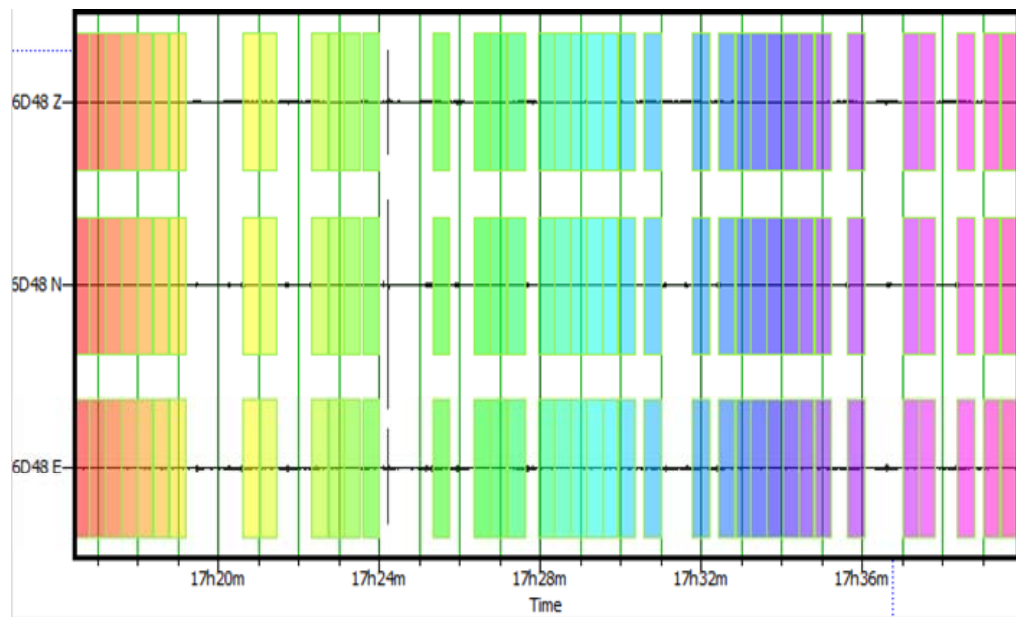
$$T_0 = 0.18 \text{ s } A_0 = 2.36$$



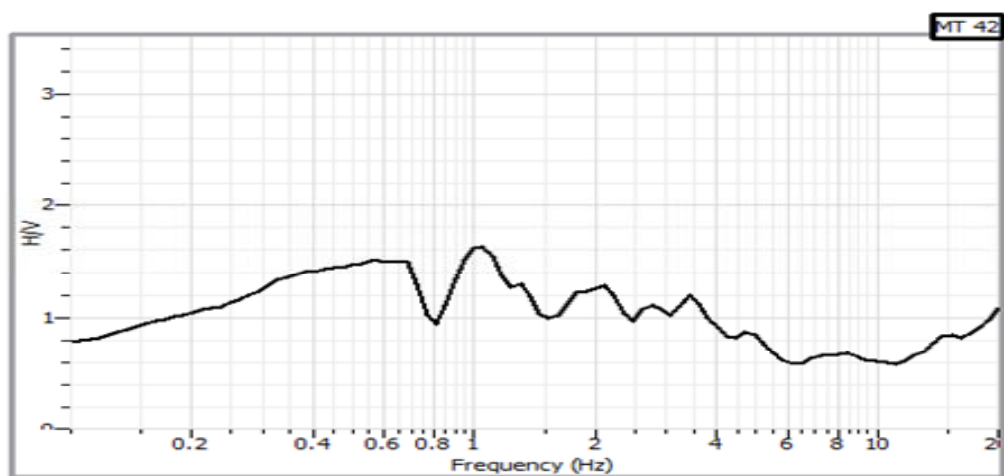
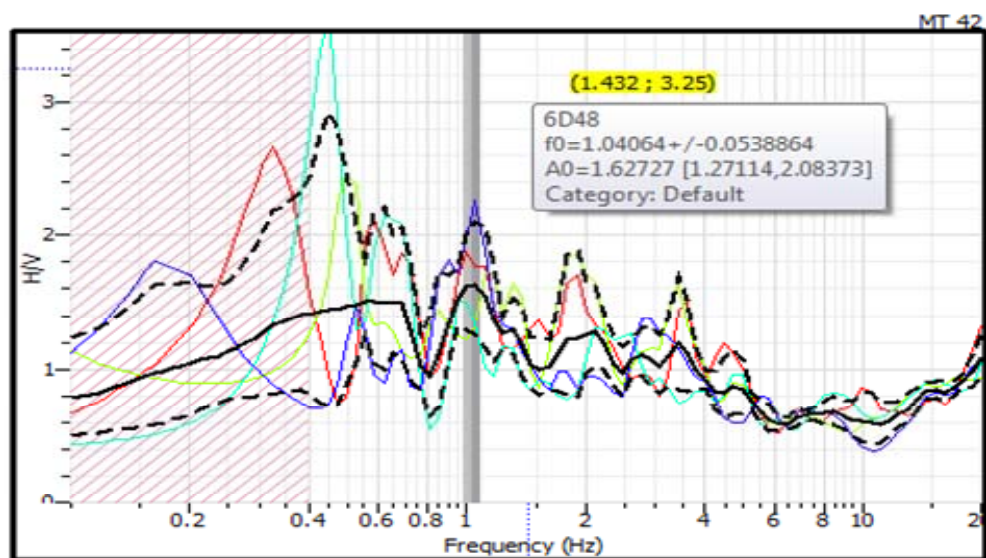
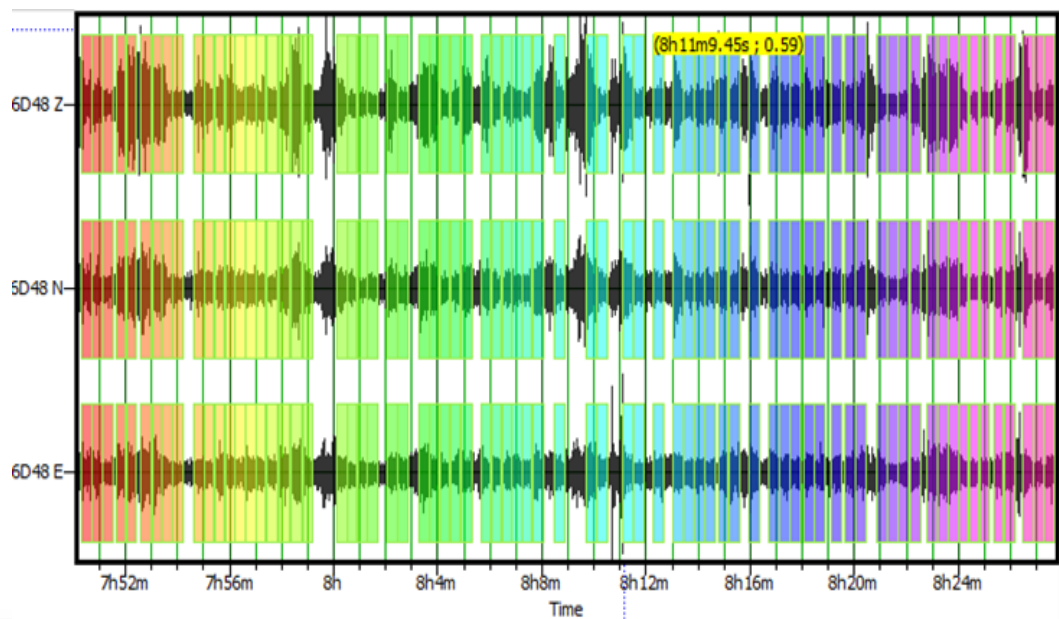
$$T_0 = 0.22 \text{ s } A_0 = 2.68$$



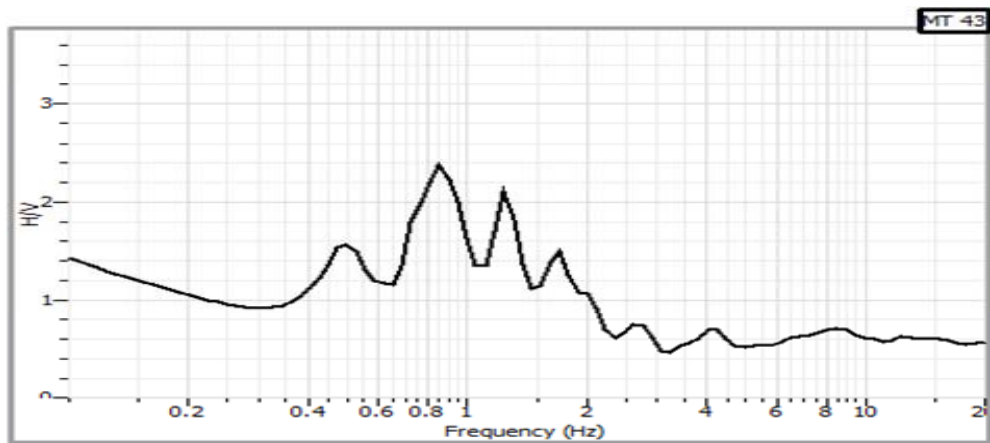
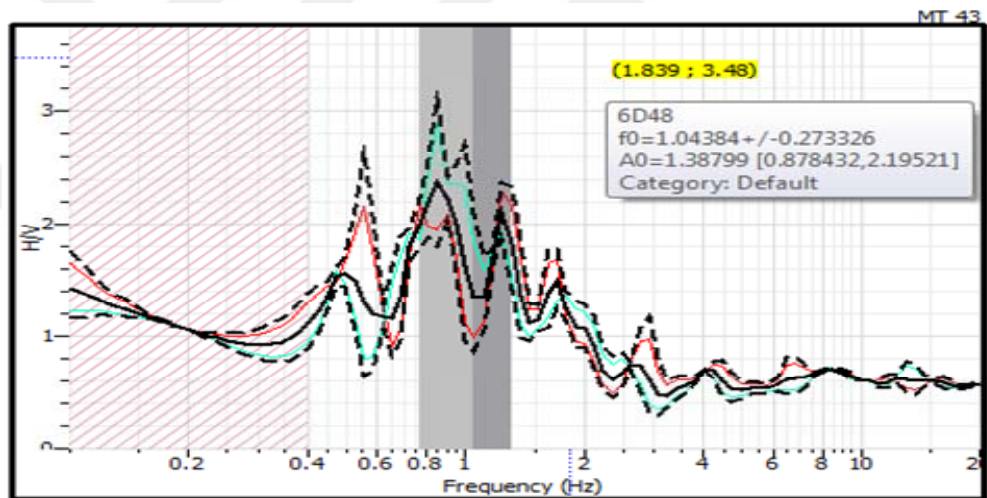
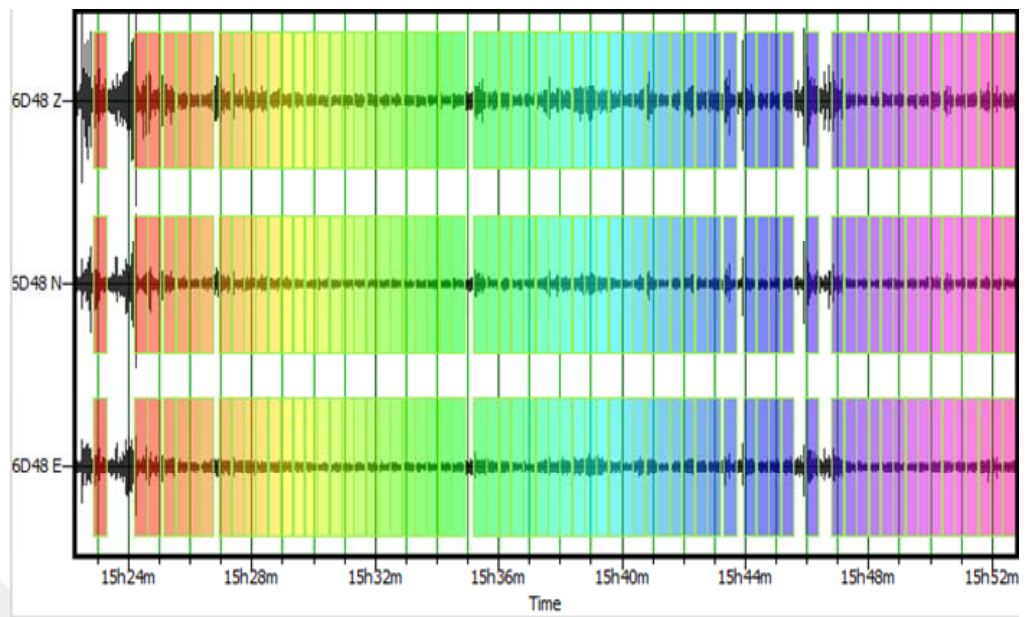
$$T_0 = 0.22 \text{ s } A_0 = 1.99$$



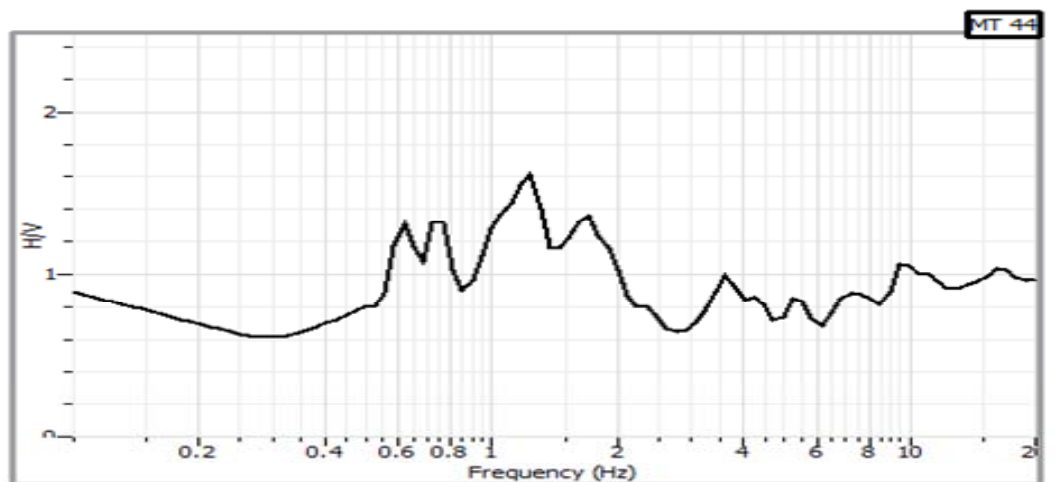
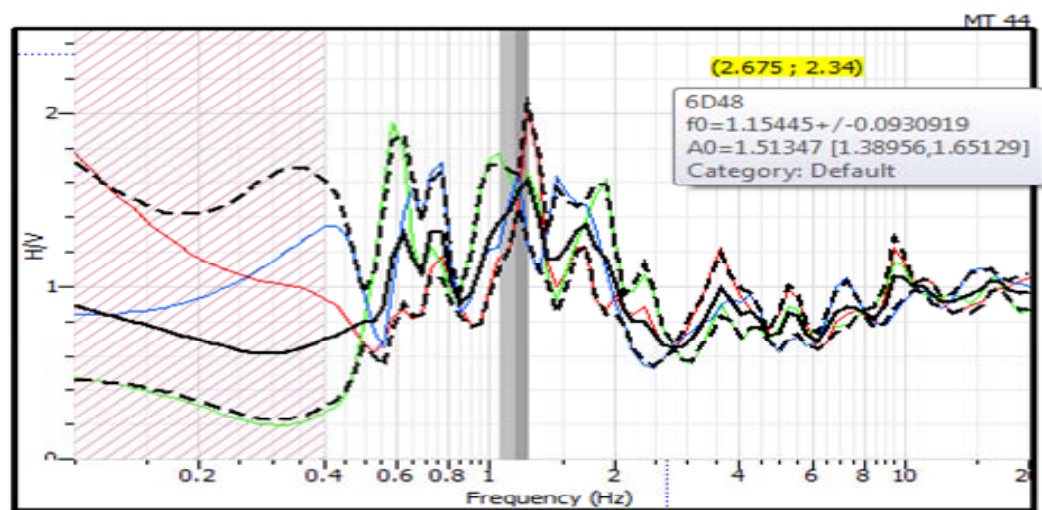
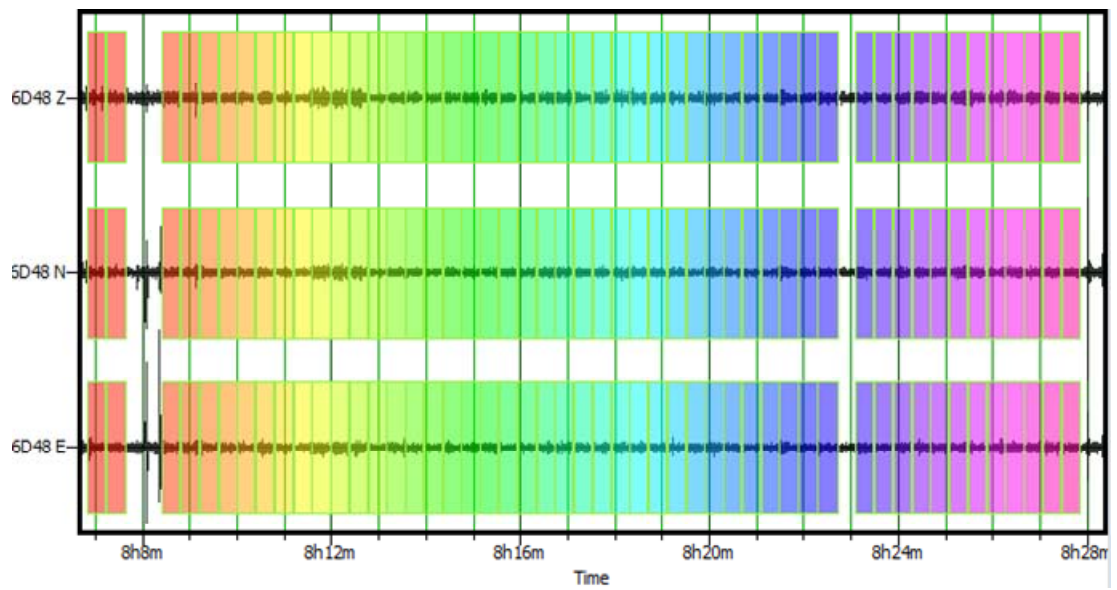
$$T_0 = 0.23 \text{ s } A_0 = 1.81$$



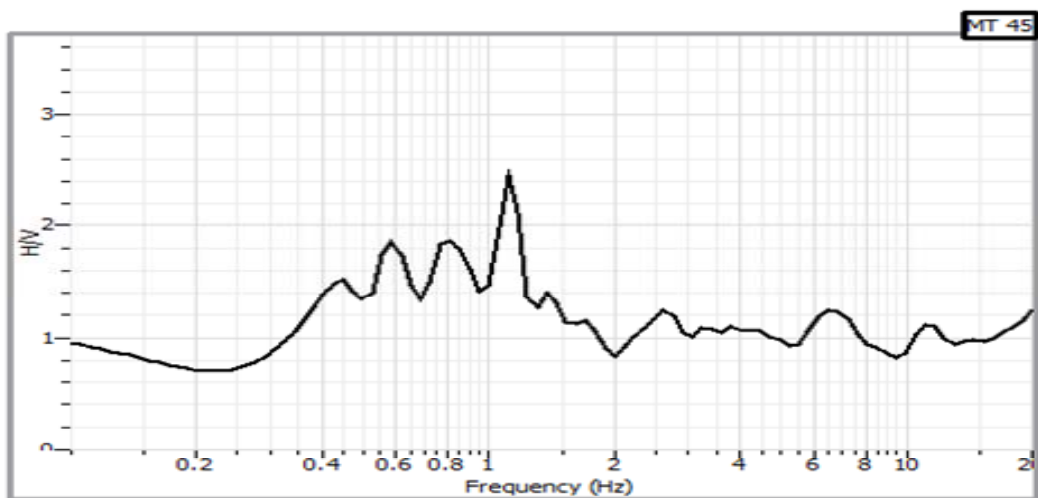
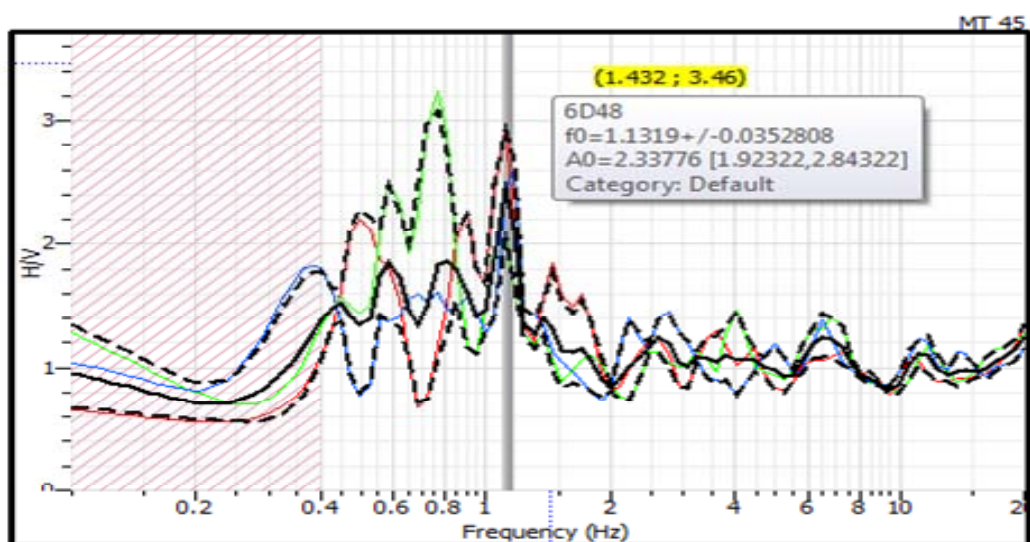
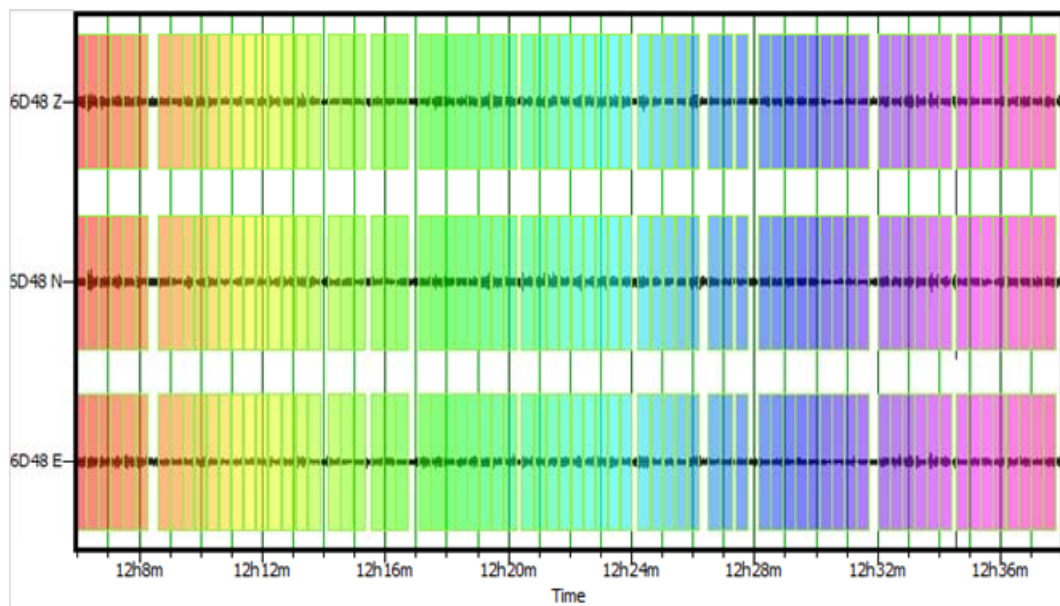
$$T_0 = 0.96 \text{ s } A_0 = 1.62$$



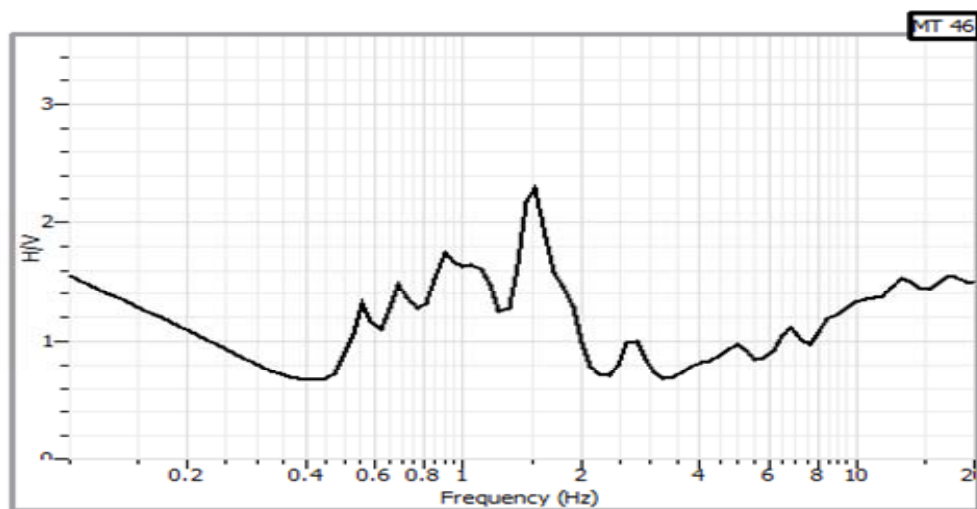
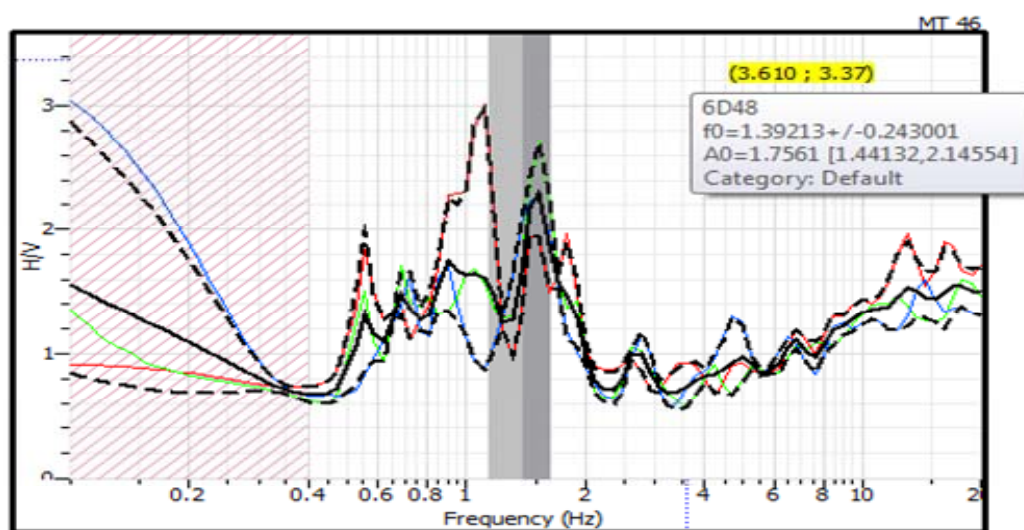
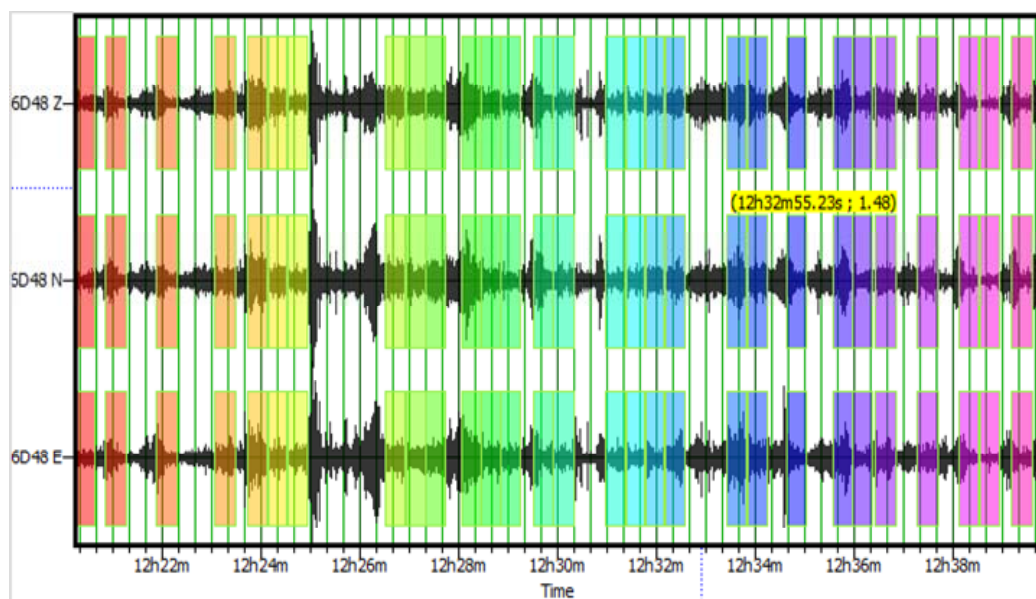
$$T_0 = 0.96 \text{ s } A_0 = 1.38$$



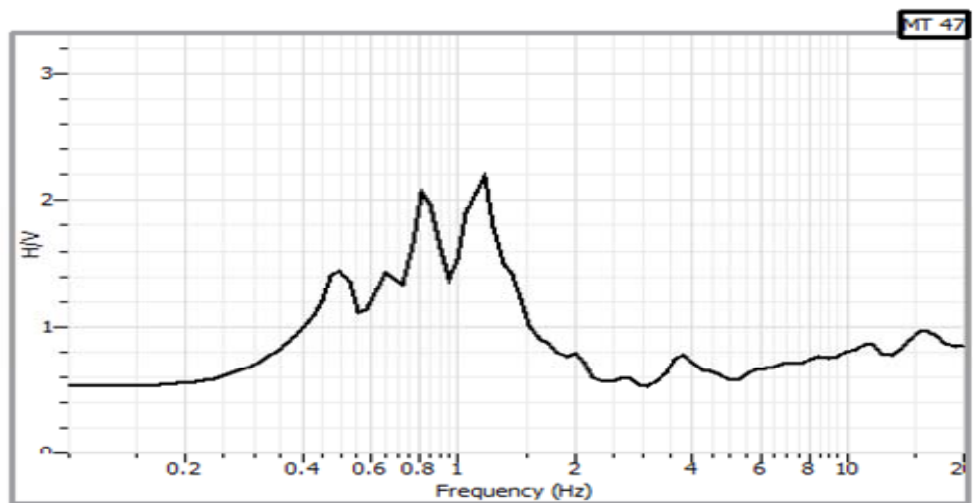
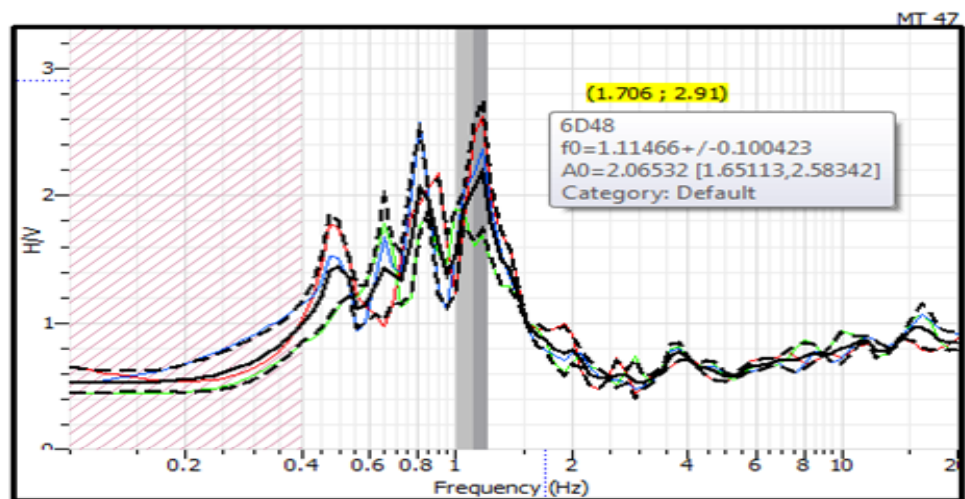
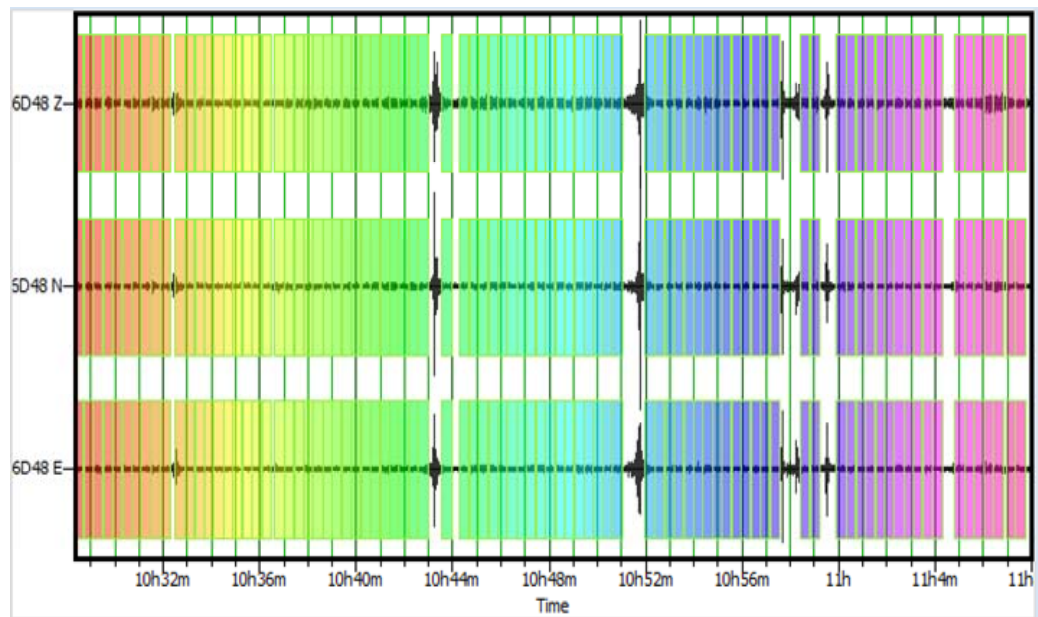
$$T_0 = 0.86 \text{ s } A_0 = 1.51$$



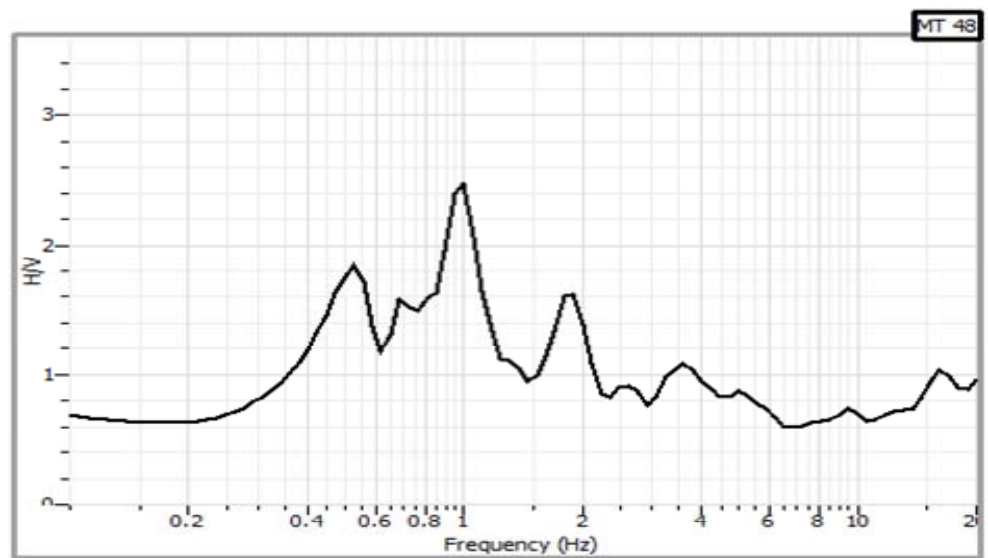
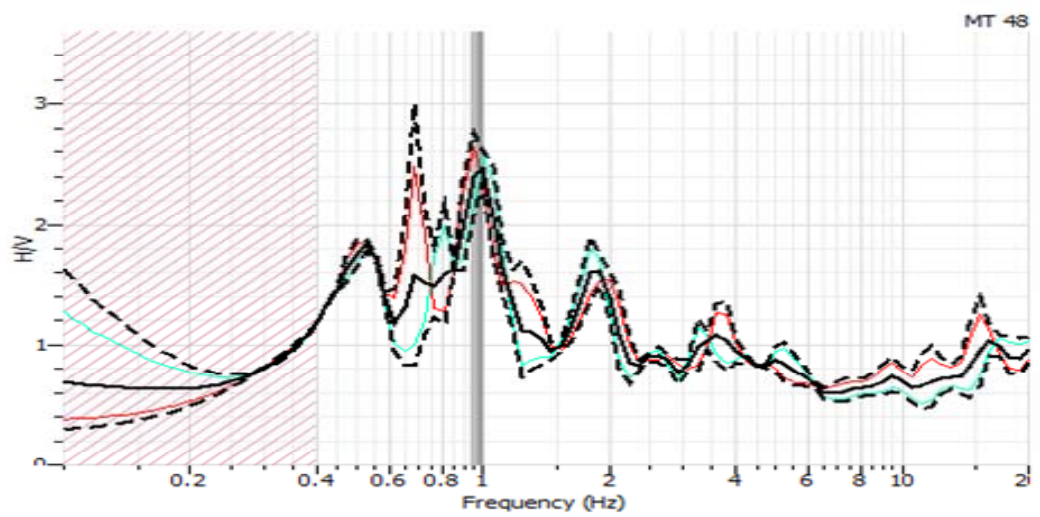
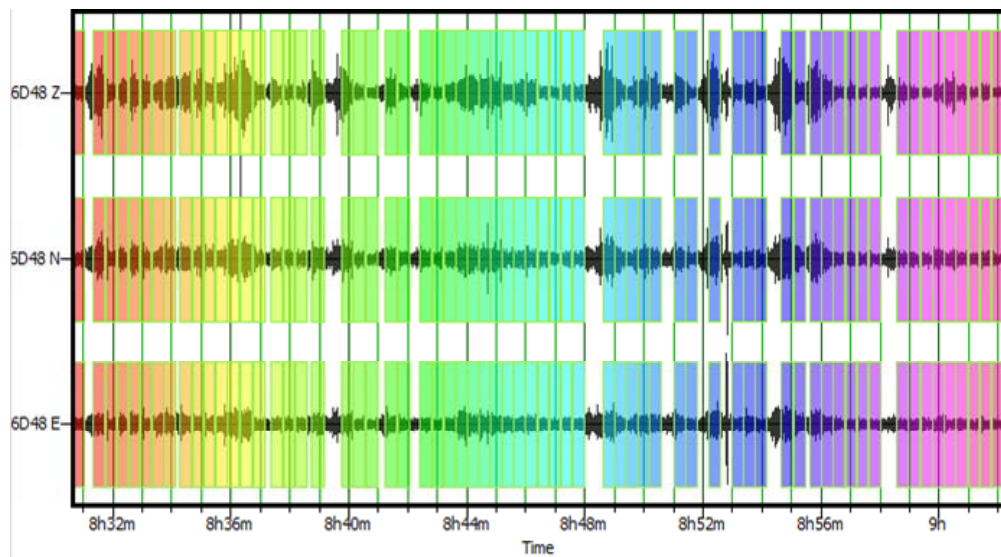
$$T_0 = 0.88 \text{ s } A_0 = 2.33$$



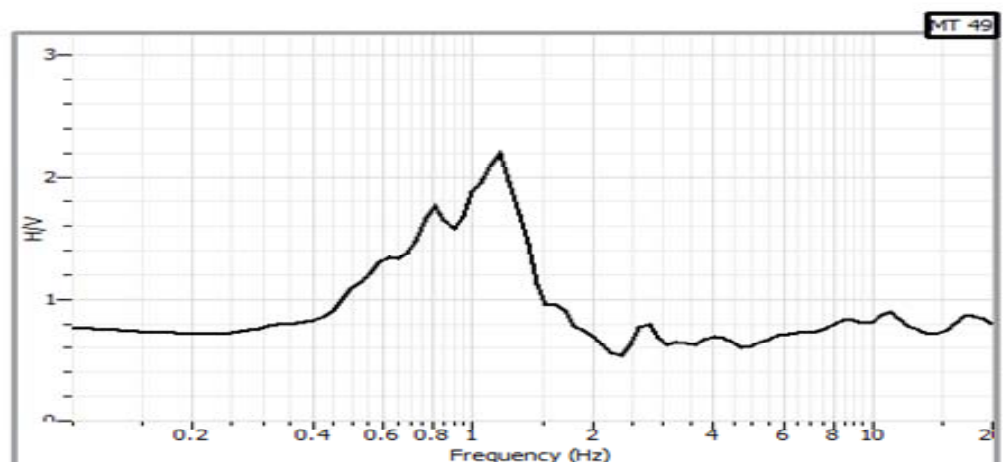
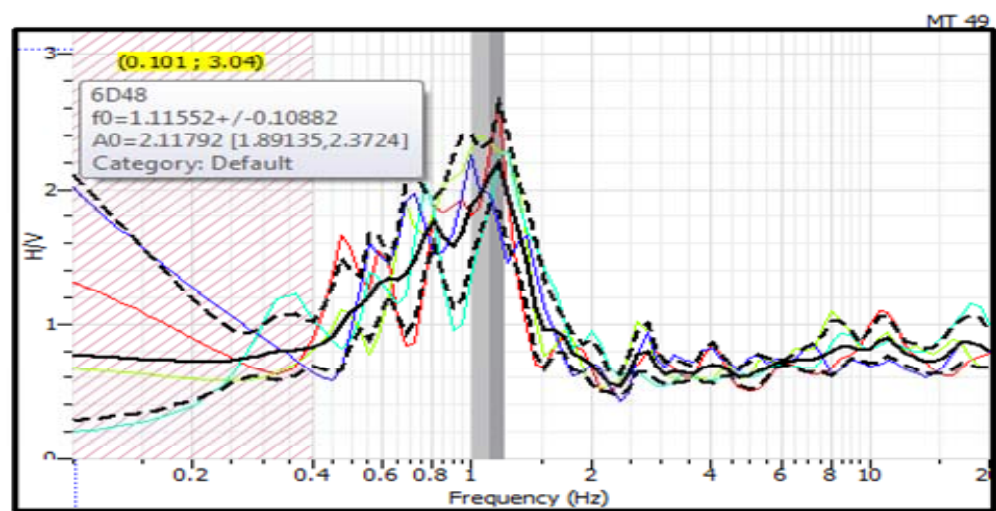
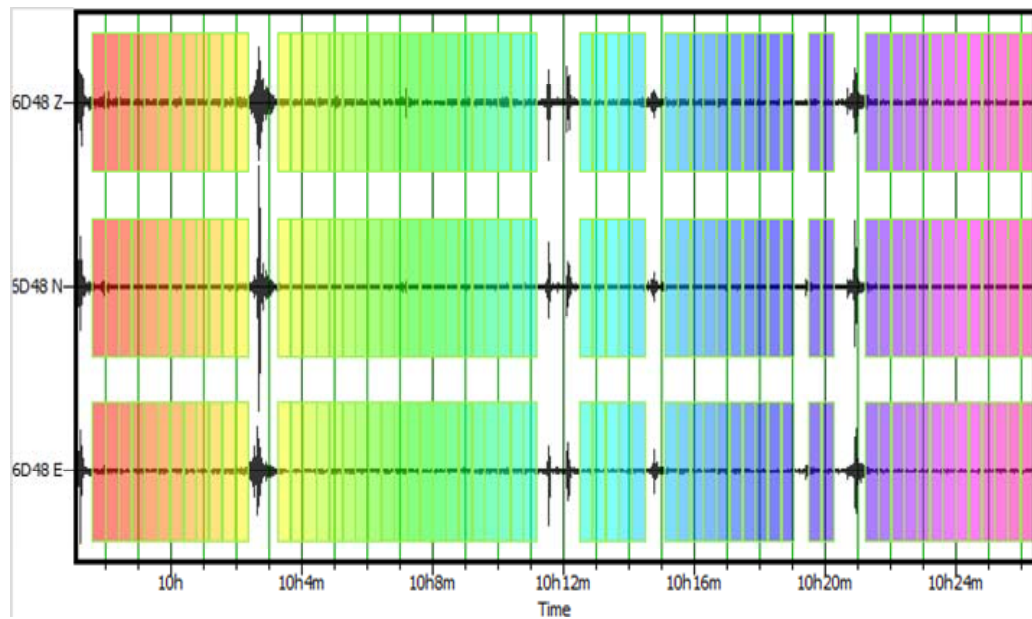
$$T_0 = 0.71 \text{ s } A_0 = 1.75$$



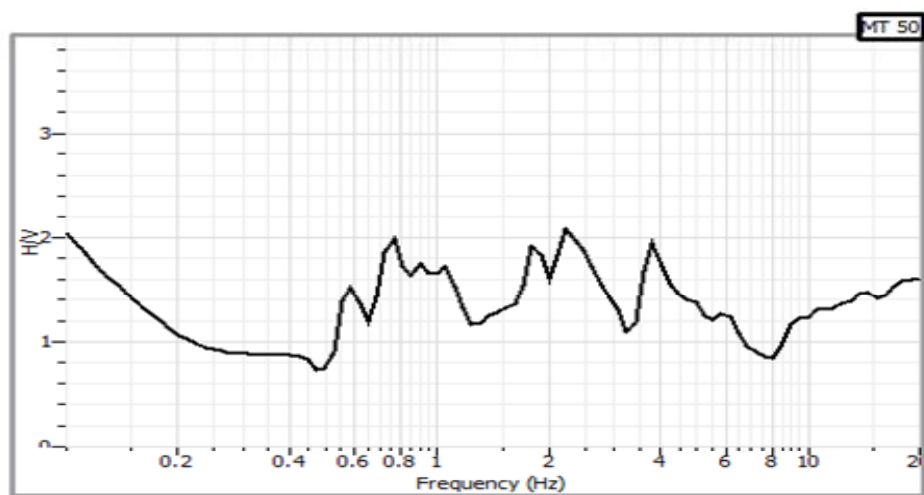
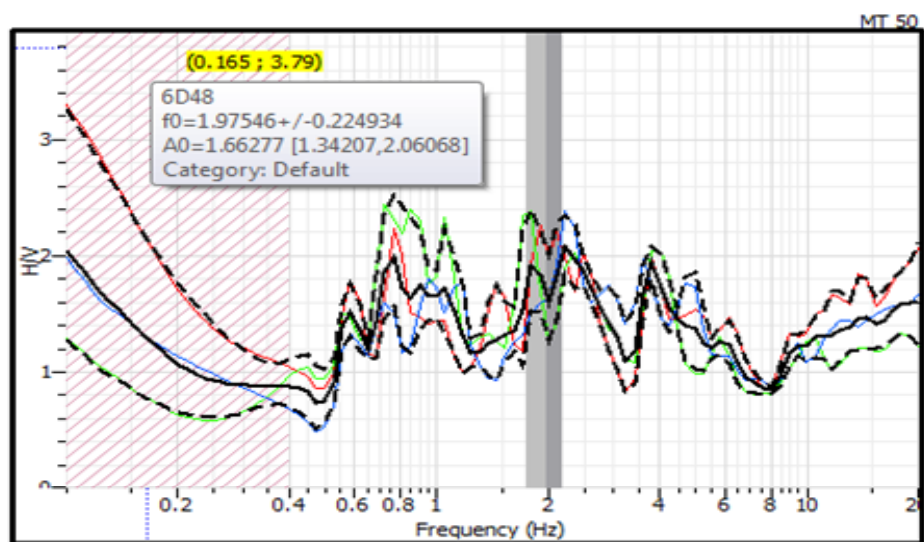
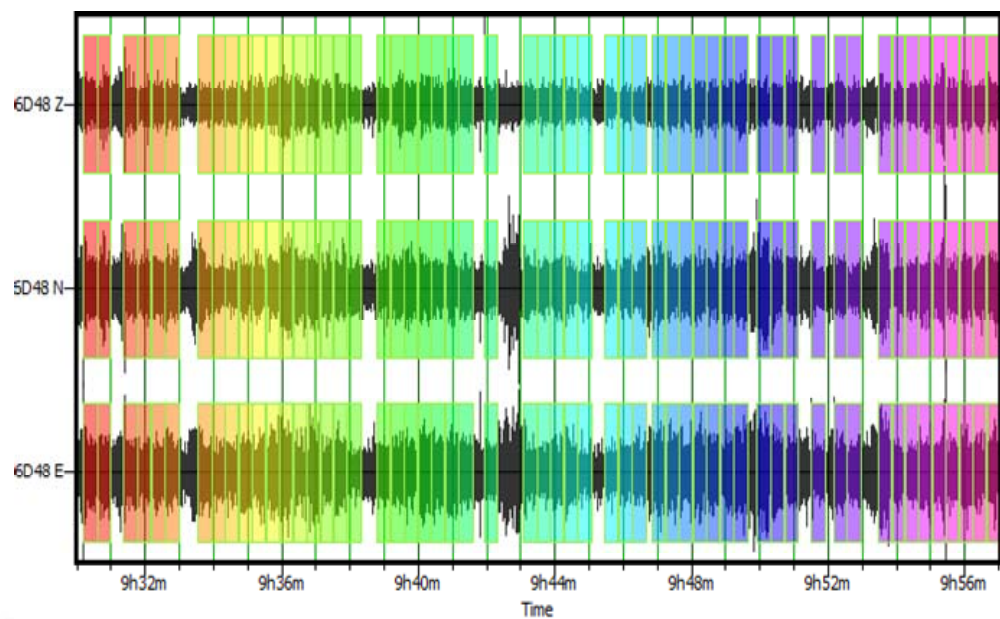
$$T_0 = 0.90 \text{ s } A_0 = 2.06$$



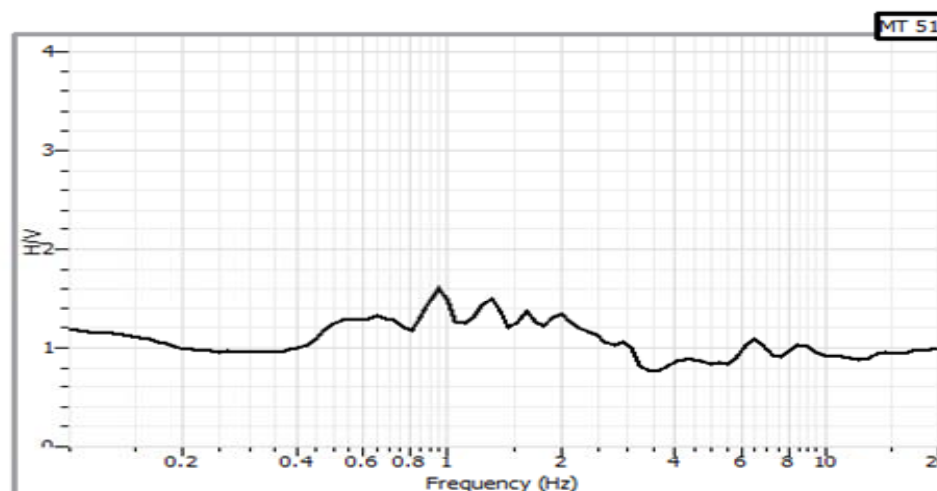
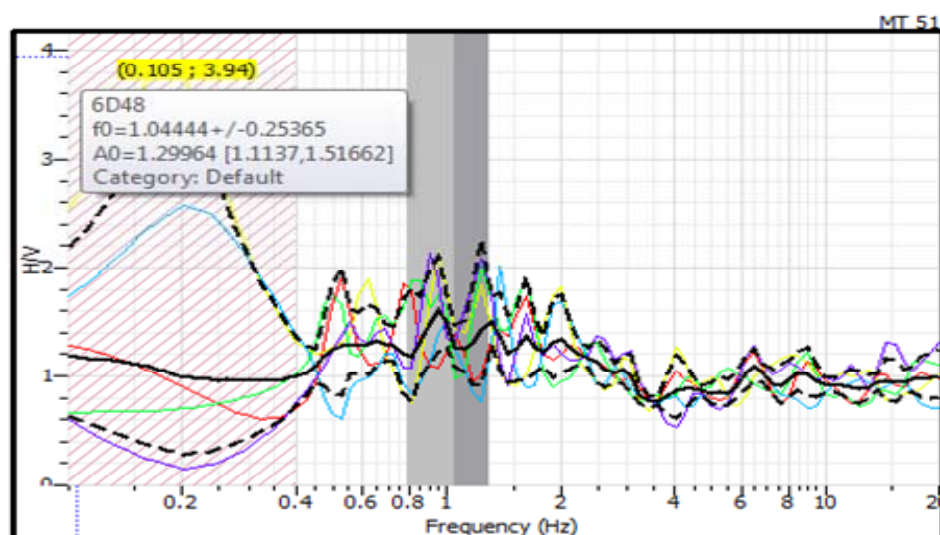
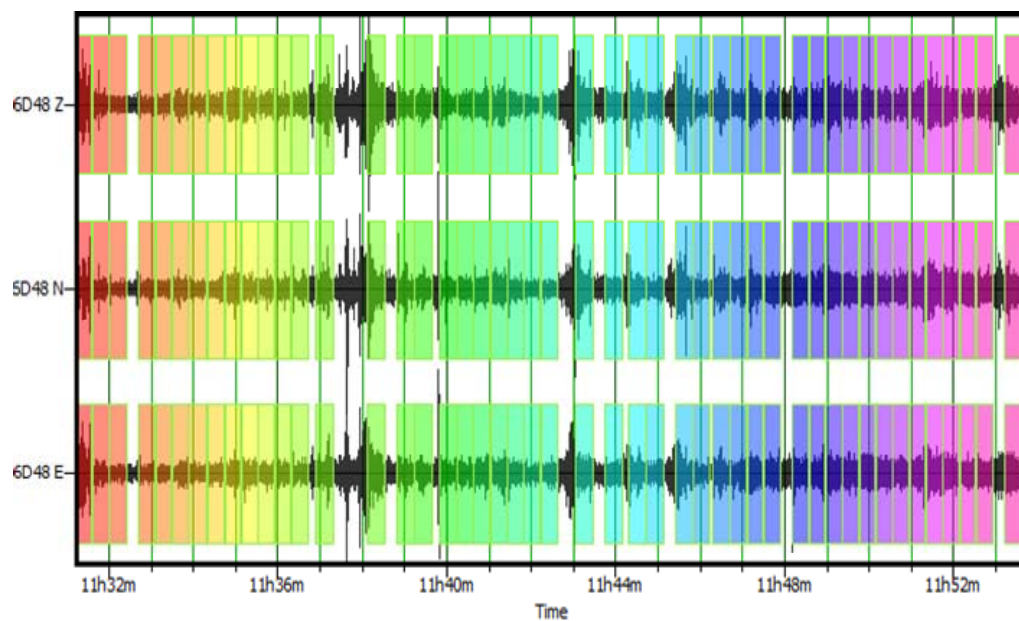
$$T_0 = 0.98 \text{ s } A_0 = 2.43$$



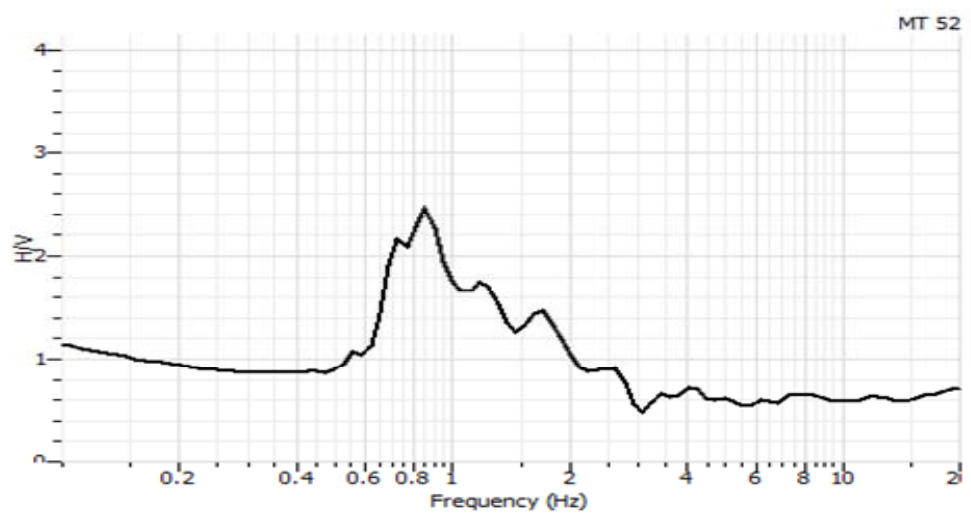
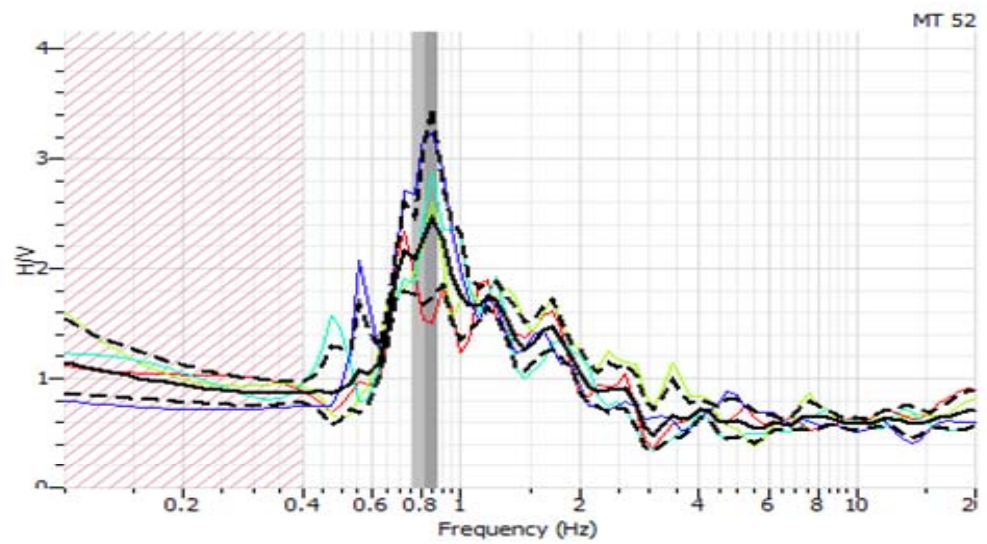
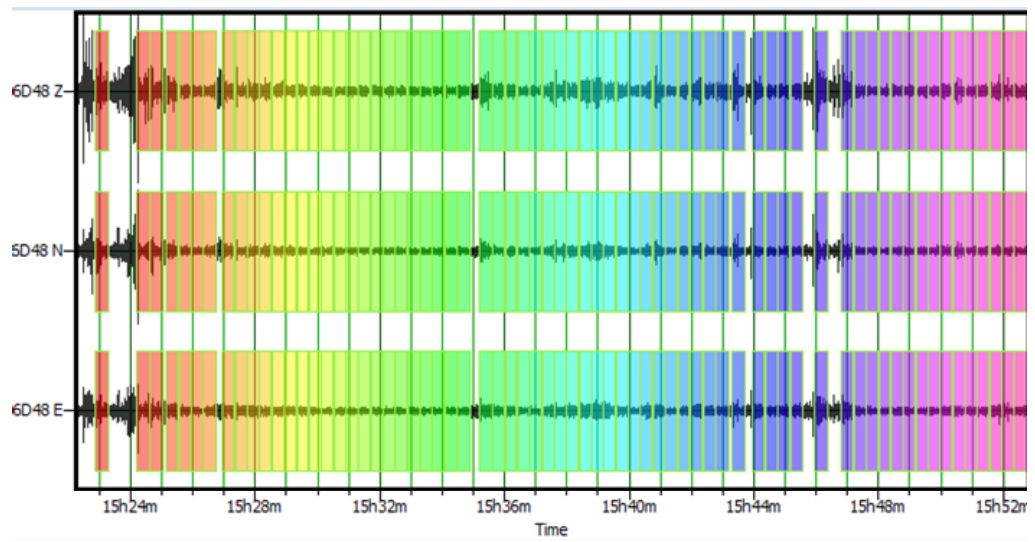
$$T_0 = 0.90 \text{ s } A_0 = 2.11$$



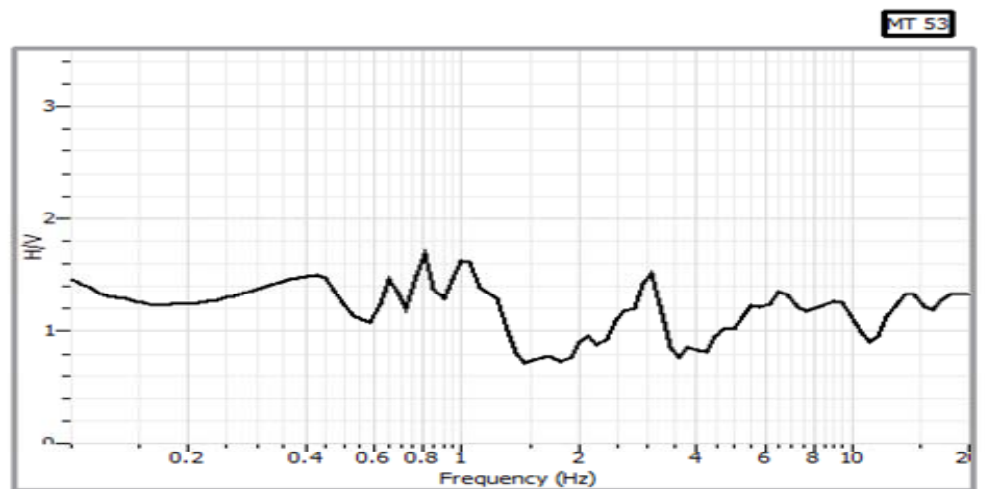
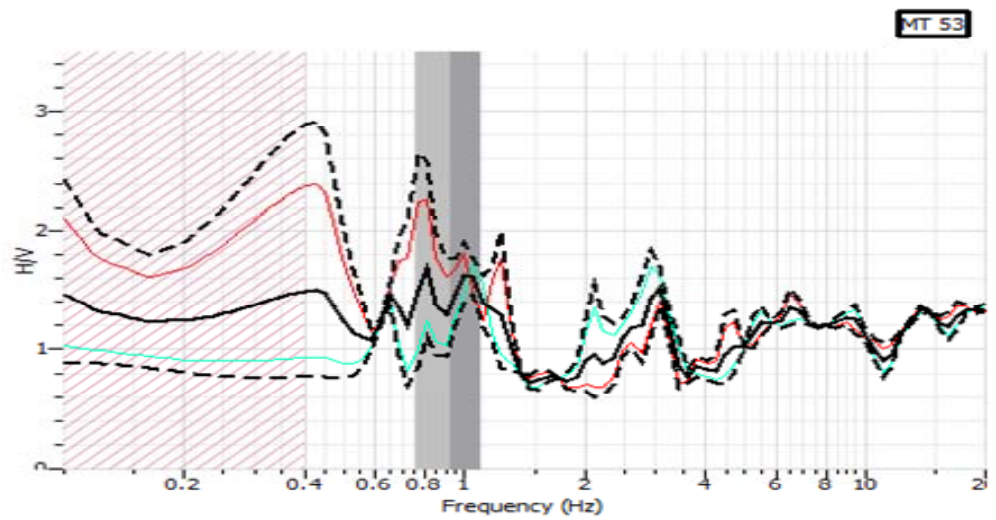
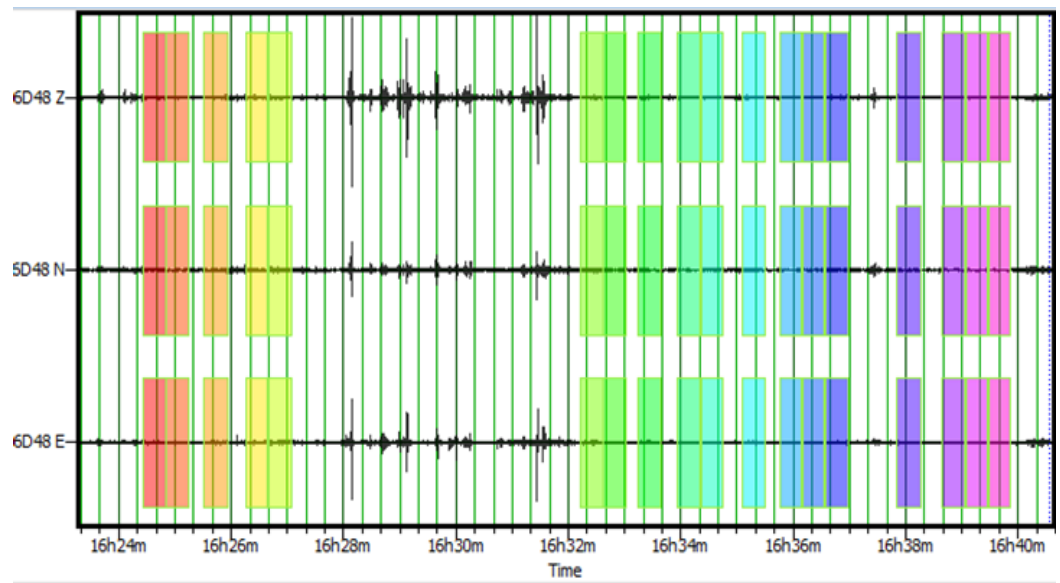
$$T_0 = 0.50 \text{ s } A_0 = 1.66$$



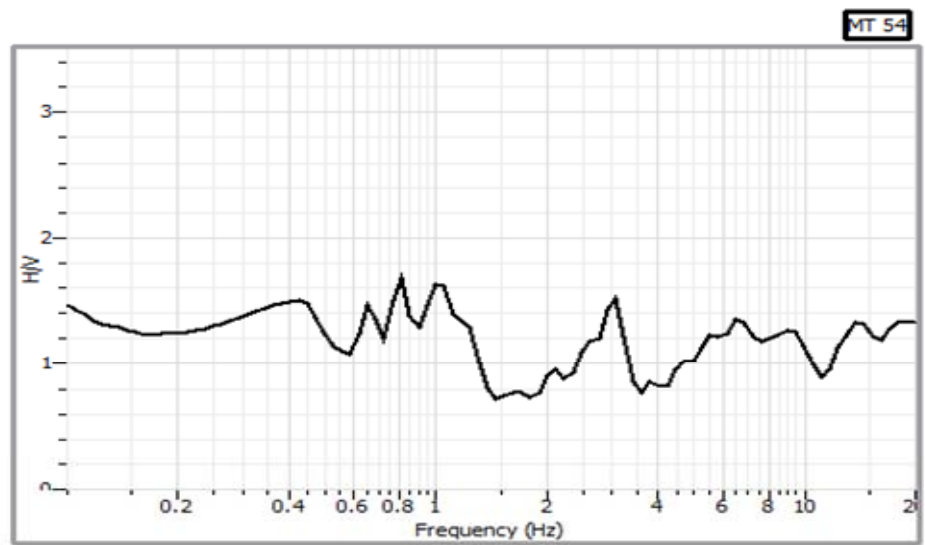
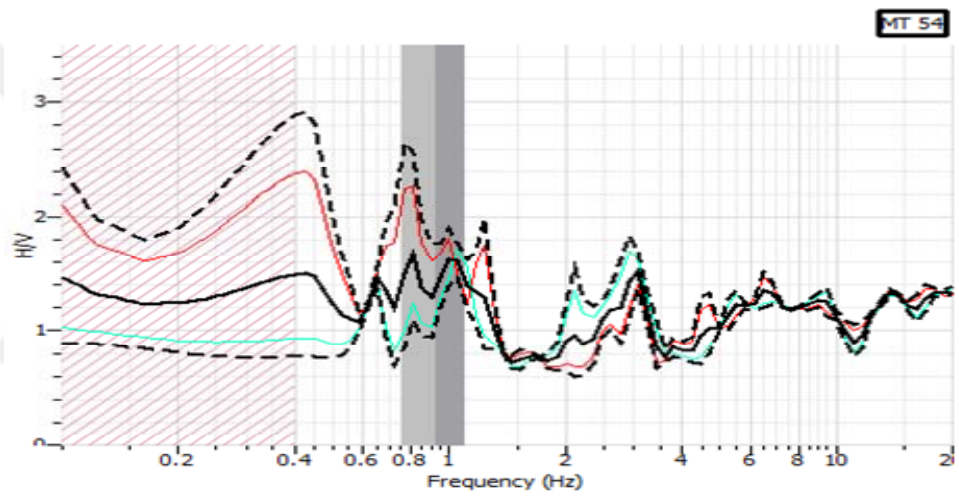
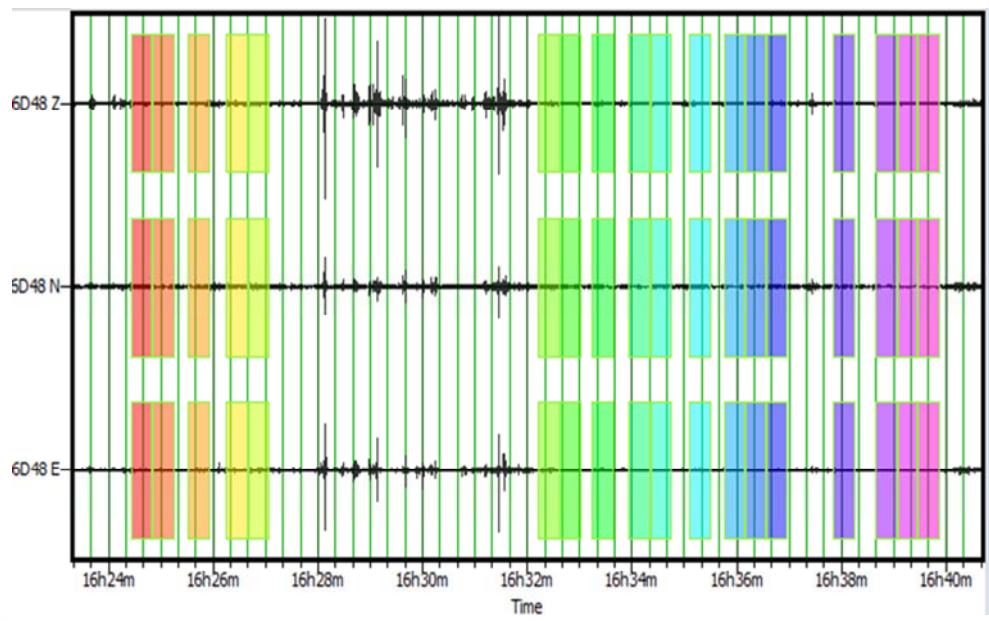
$$T_0 = 0.96 \text{ s } A_0 = 1.29$$



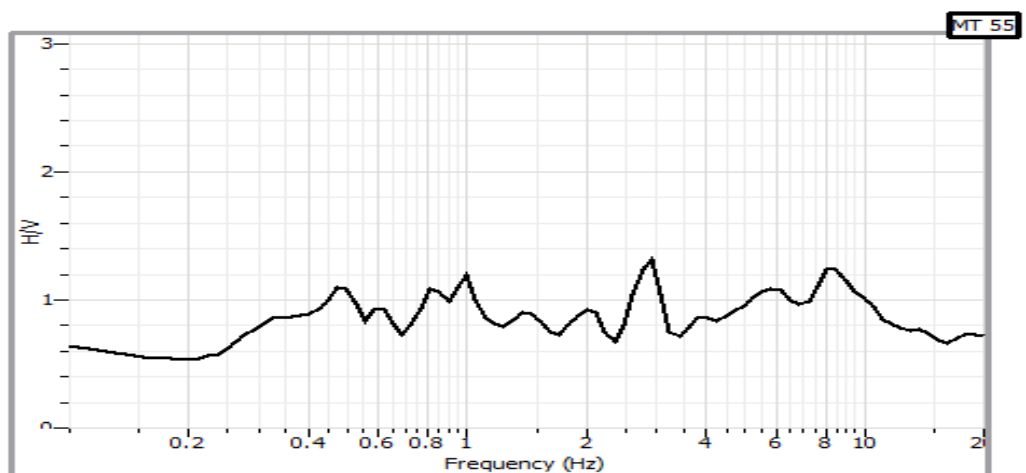
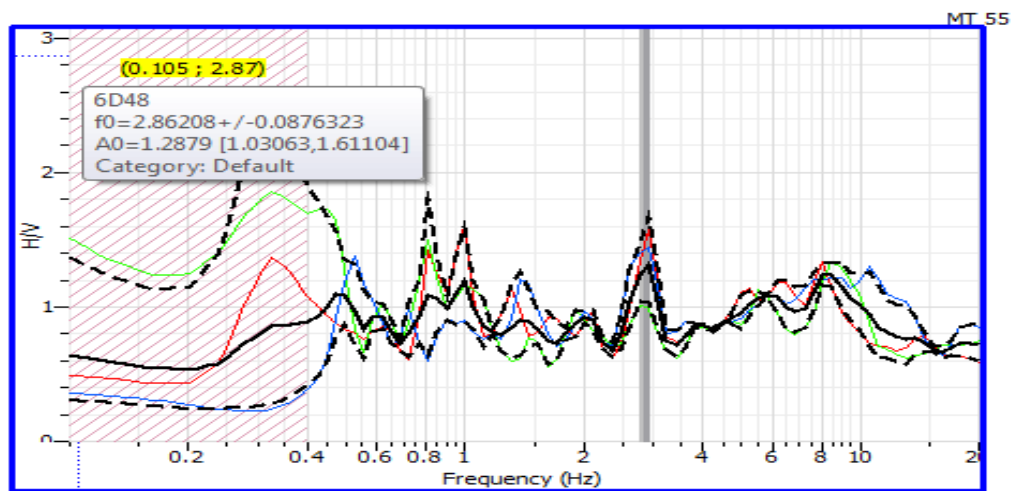
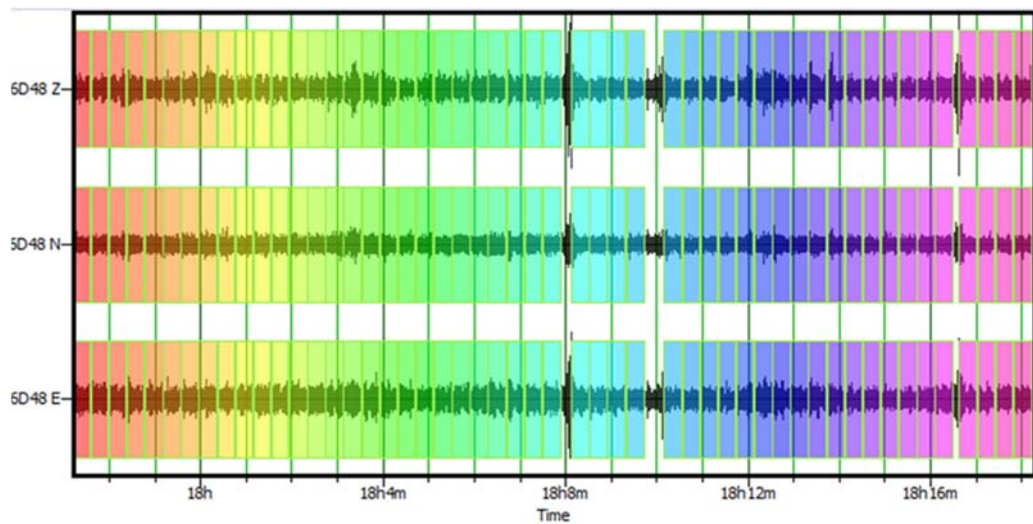
$$T_0 = 0.10 \text{ s } A_0 = 2.33$$



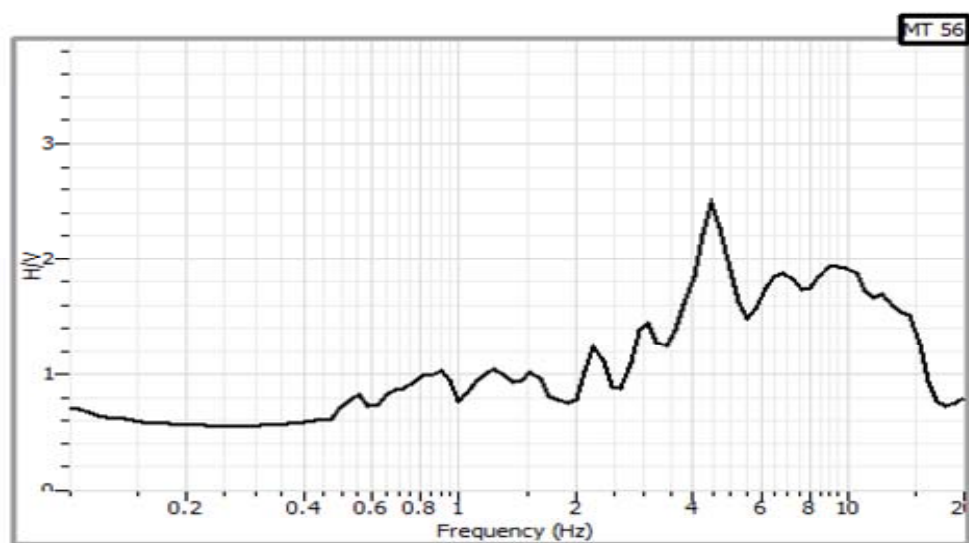
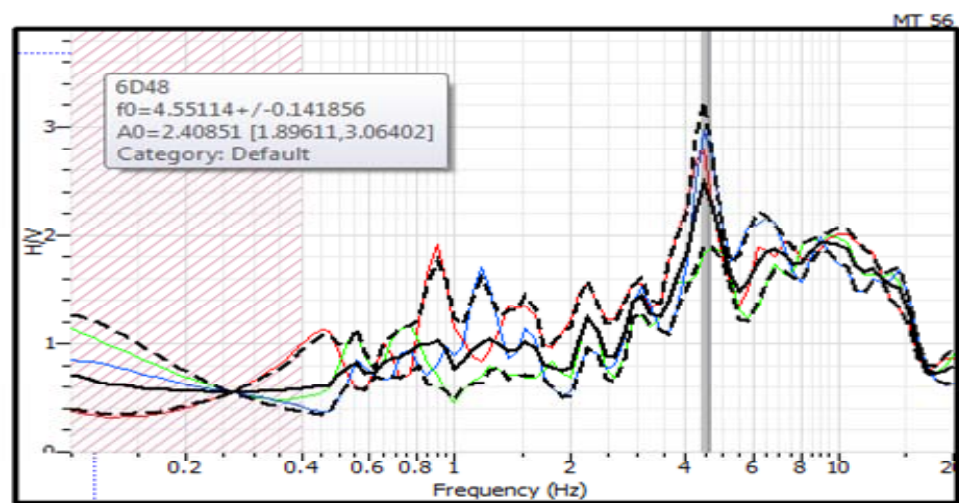
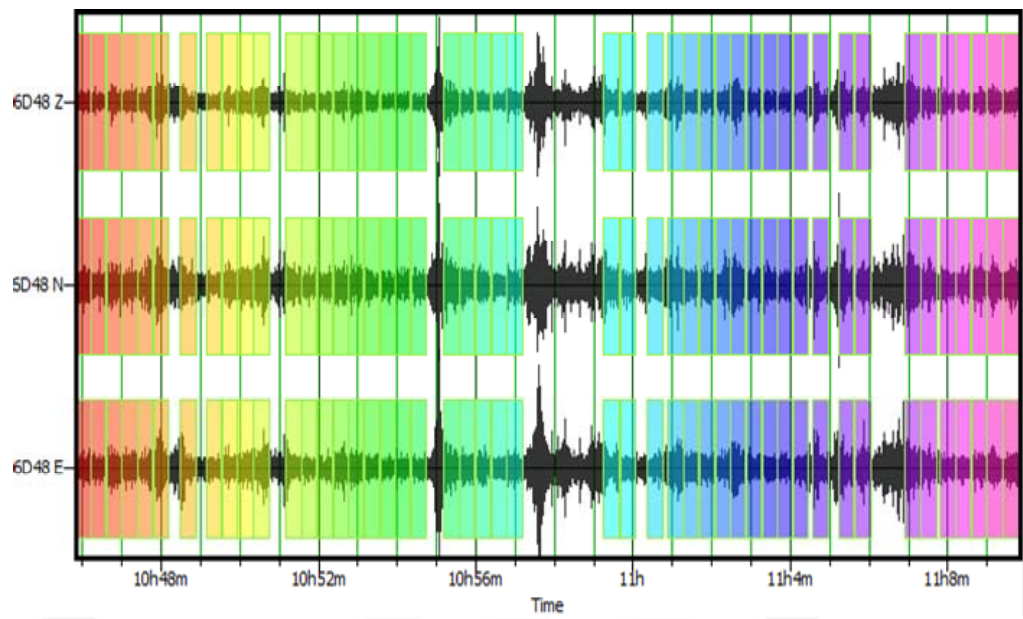
$$T_0 = 0.99 \text{ s } A_0 = 1.55$$



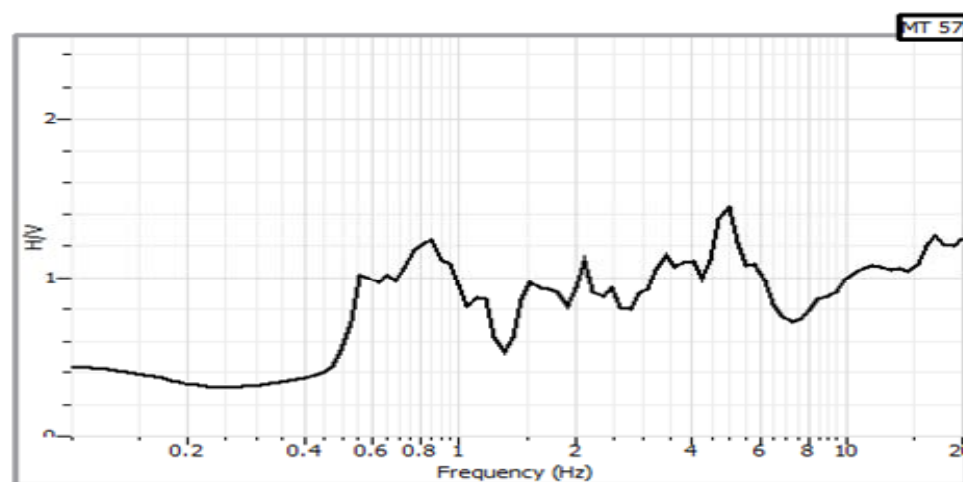
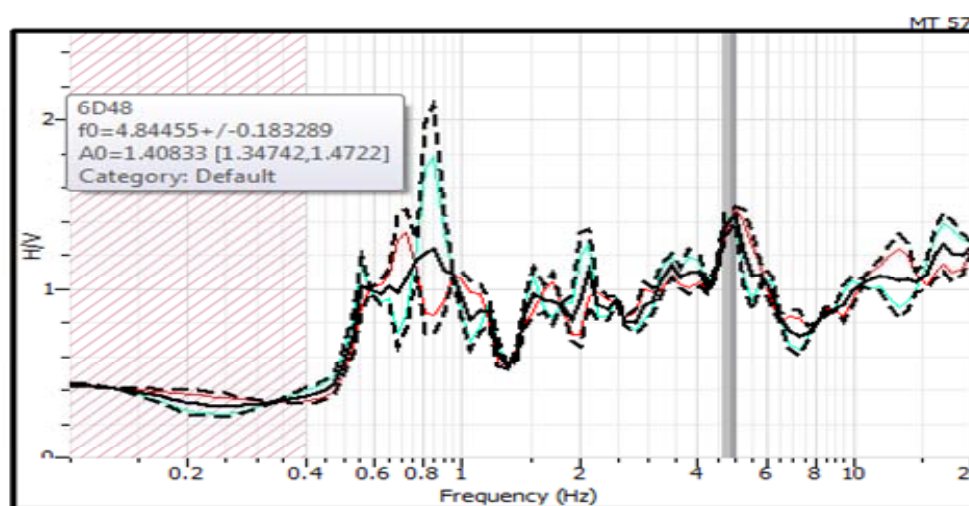
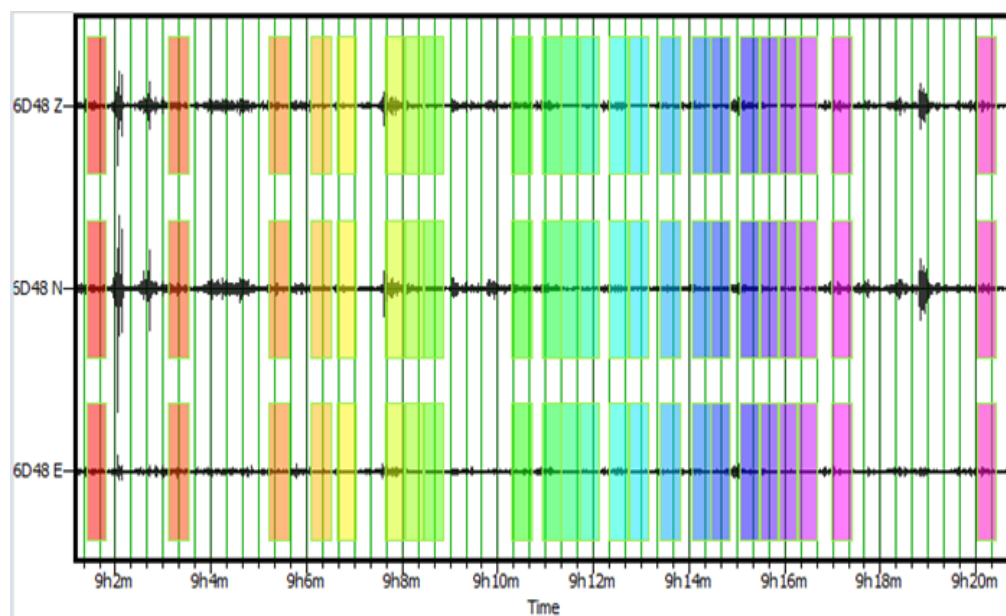
$$T_0 = 0.99 \text{ s } A_0 = 1.68$$



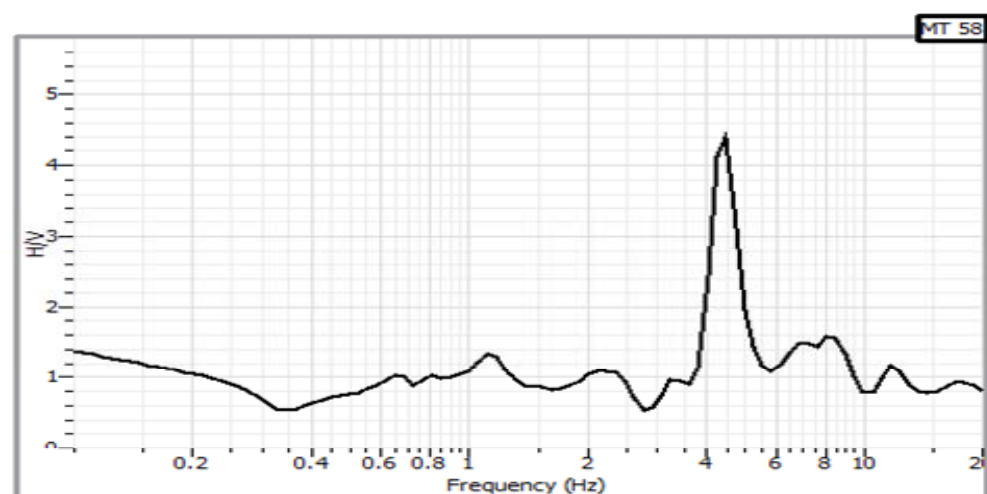
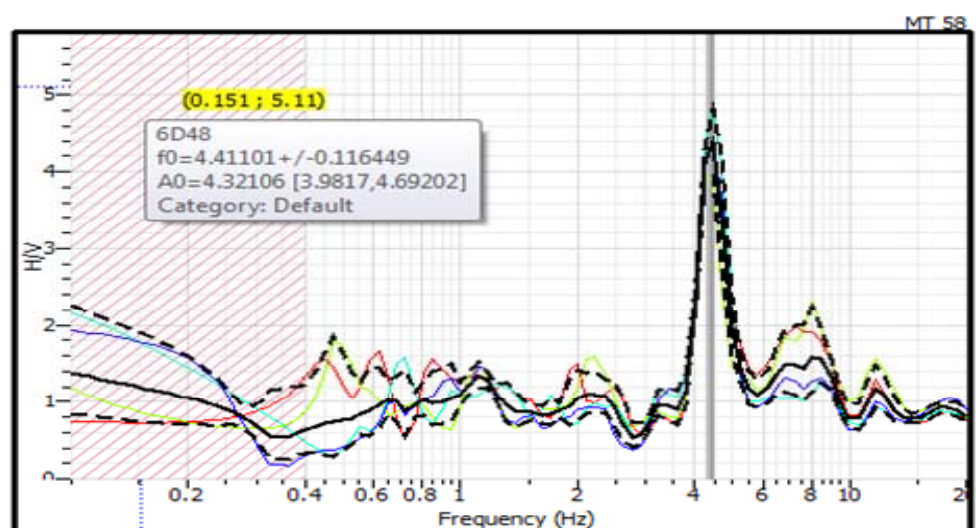
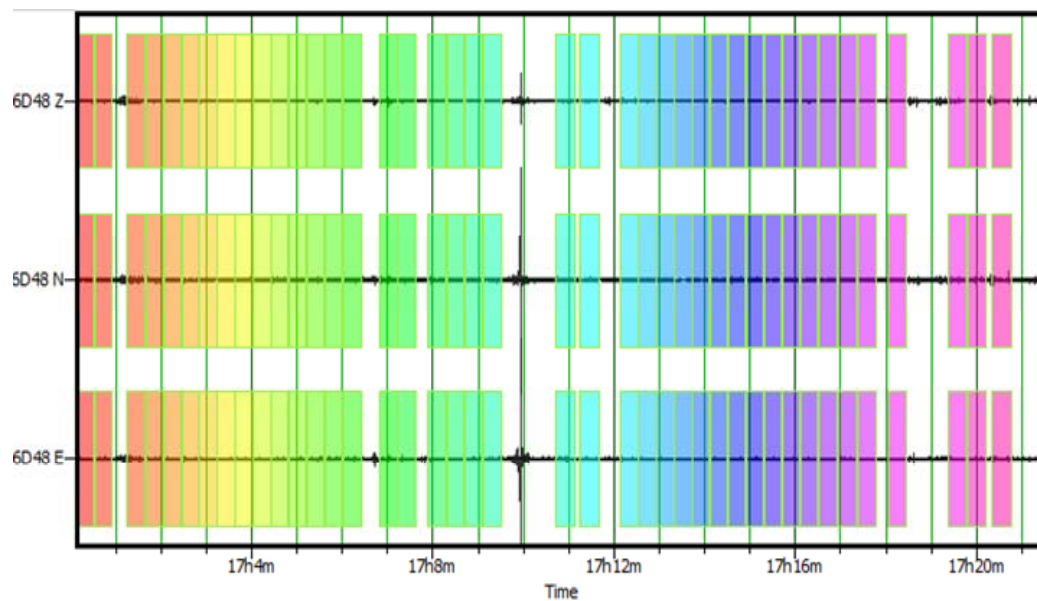
$$T_0 = 0.34 \text{ s } A_0 = 1.28$$



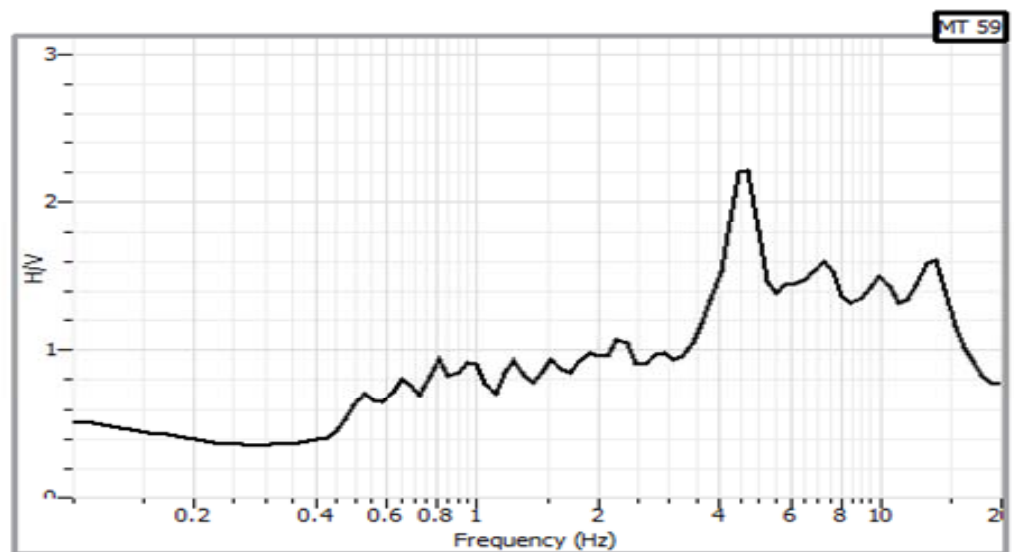
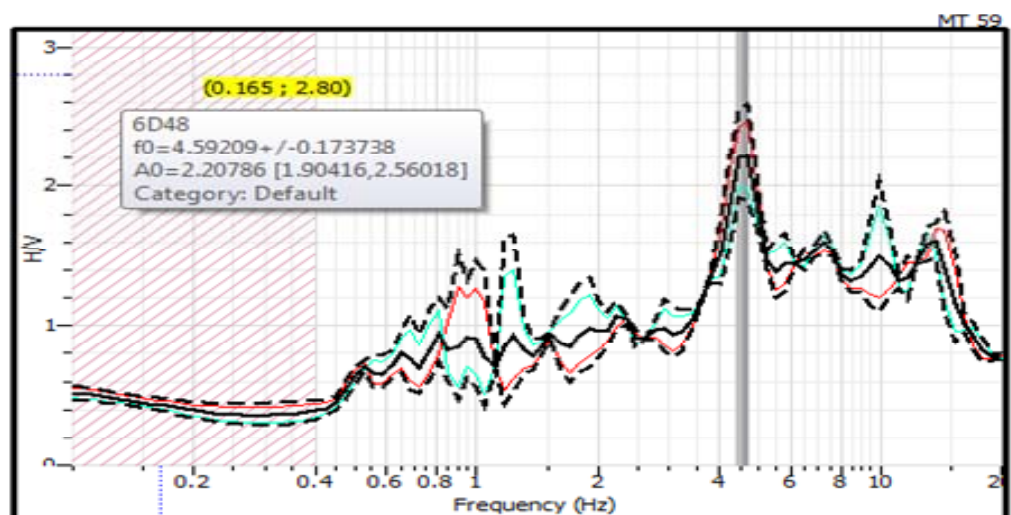
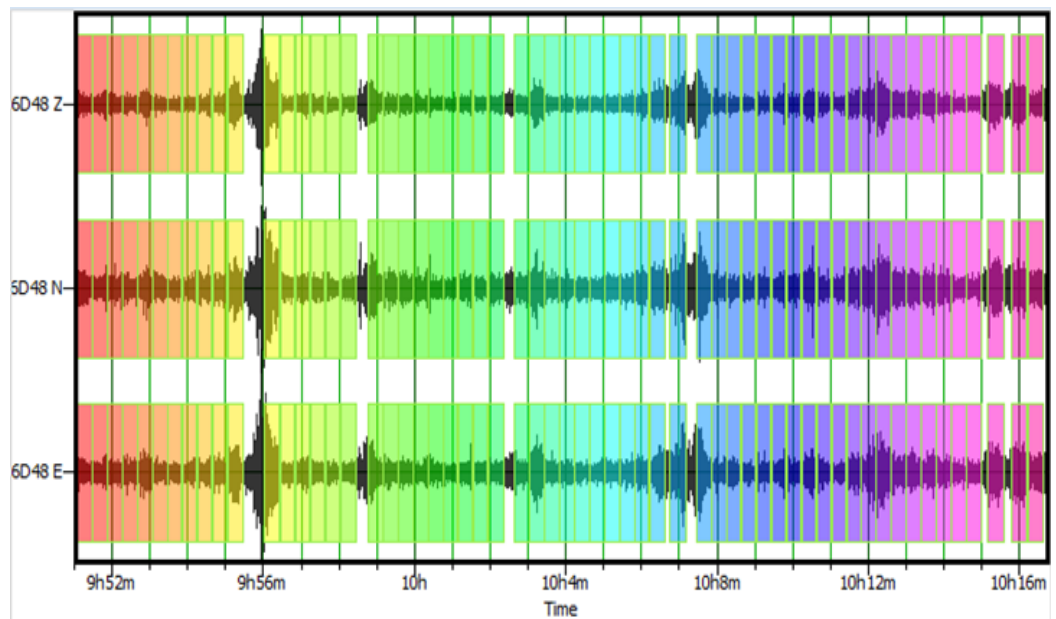
$$T_0 = 0.21 \text{ s } A_0 = 2.40$$



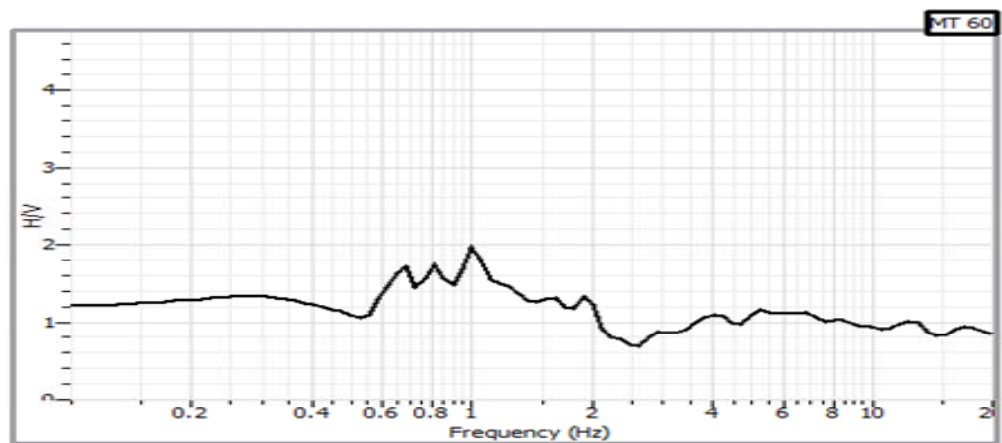
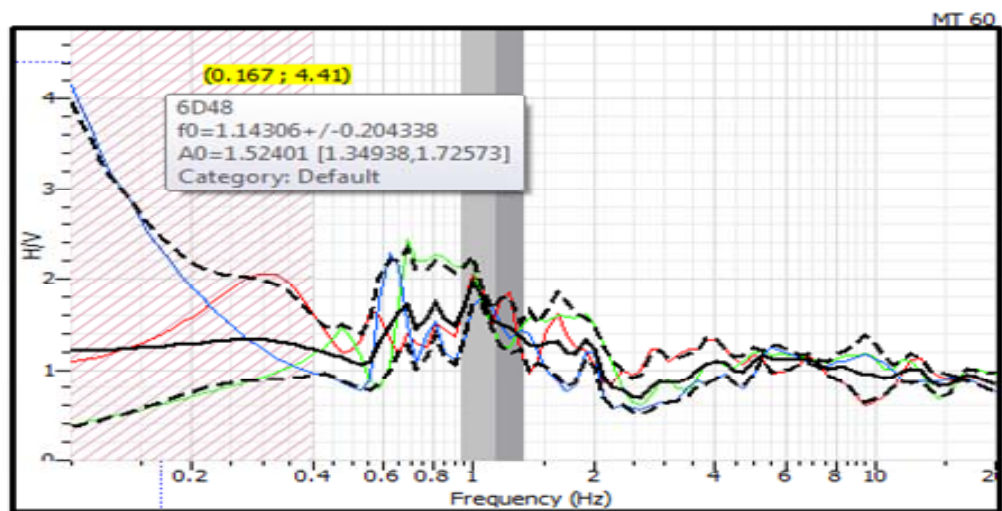
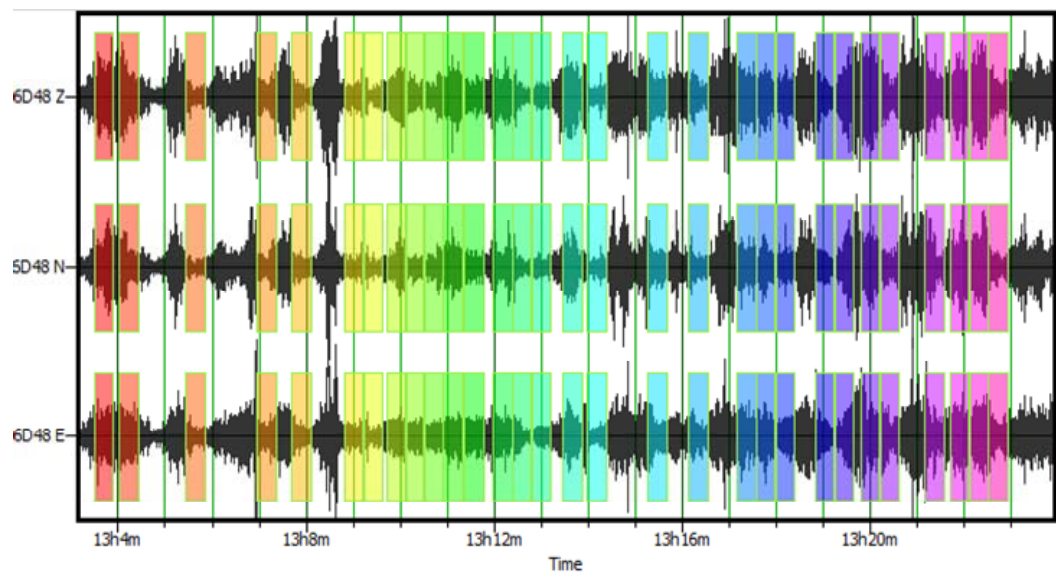
$$T_0 = 0.20 \text{ s } A_0 = 1.40$$



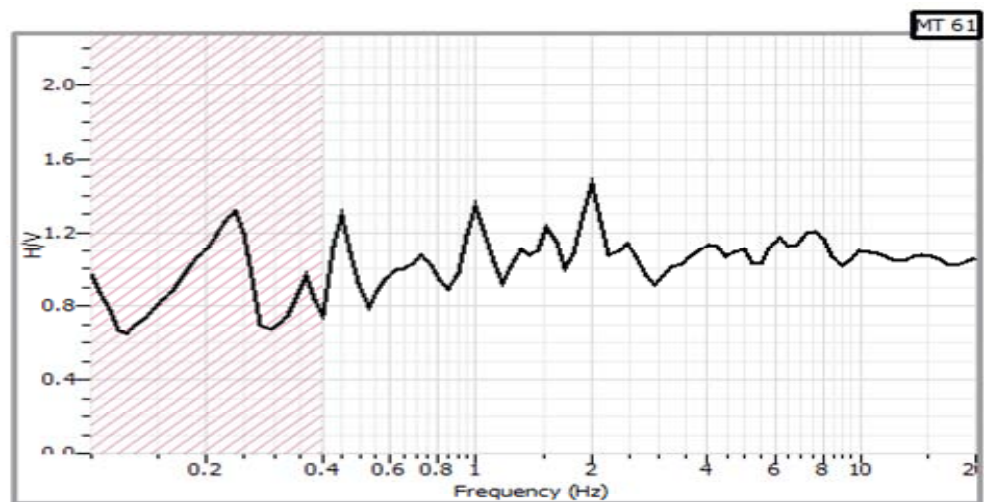
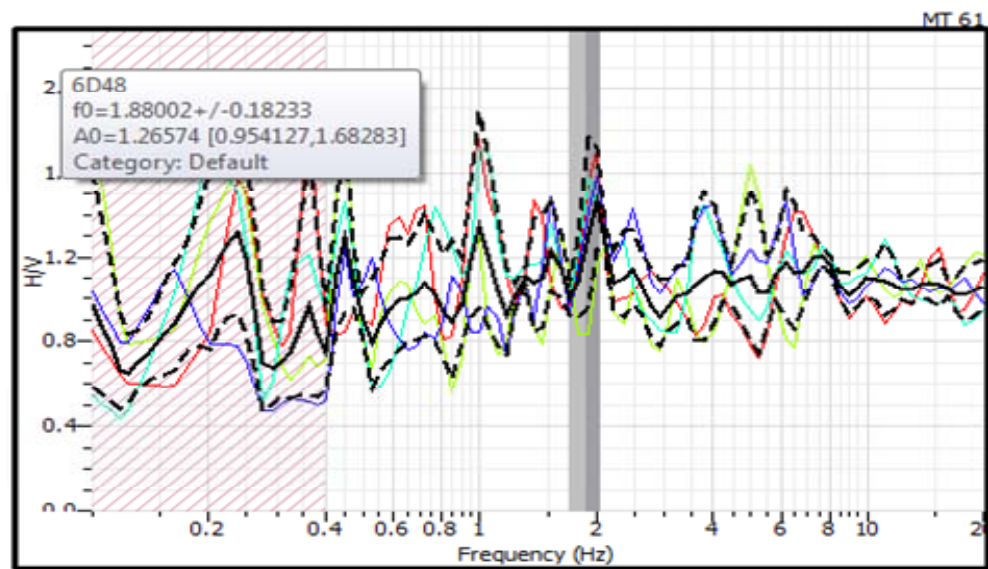
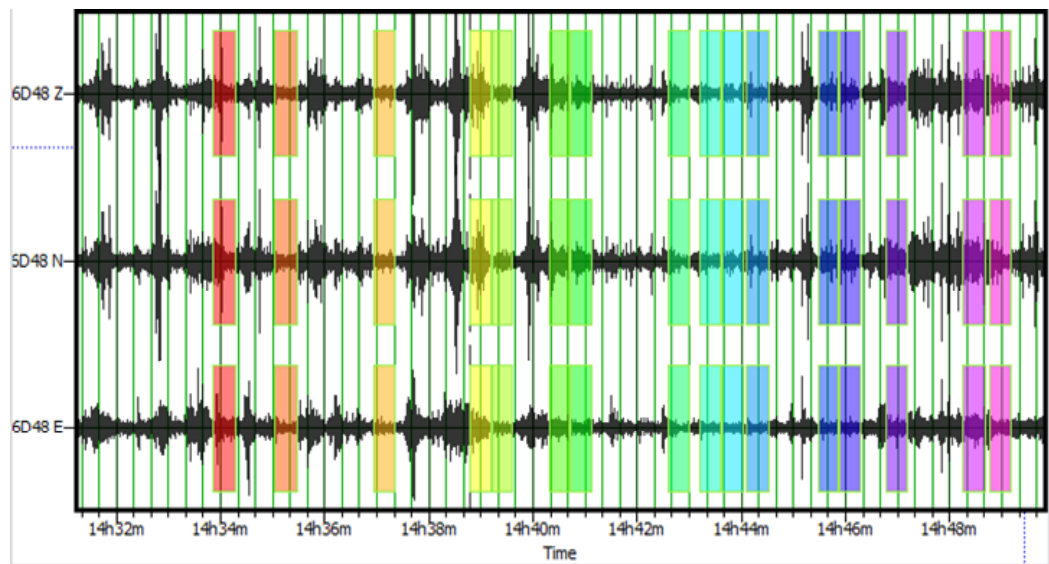
$$T_0 = 0.22 \text{ s } A_0 = 4.32$$



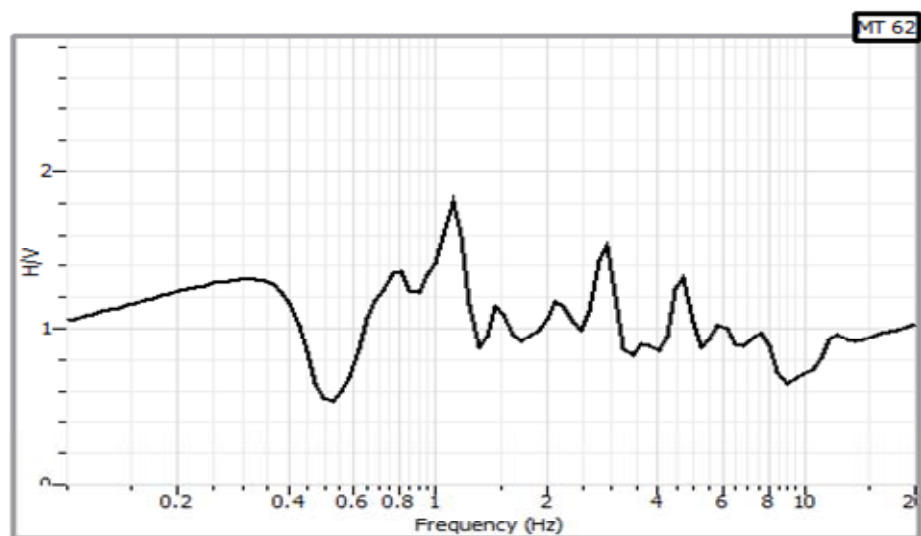
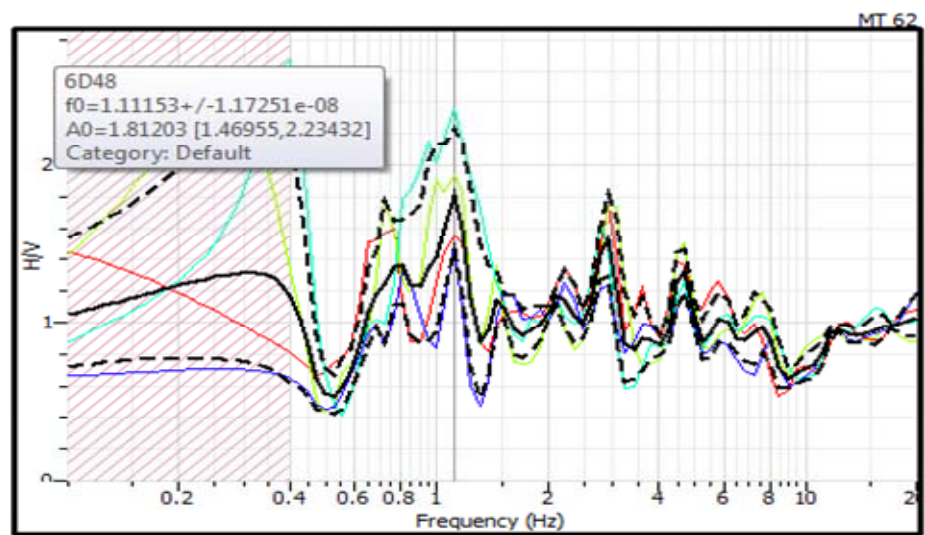
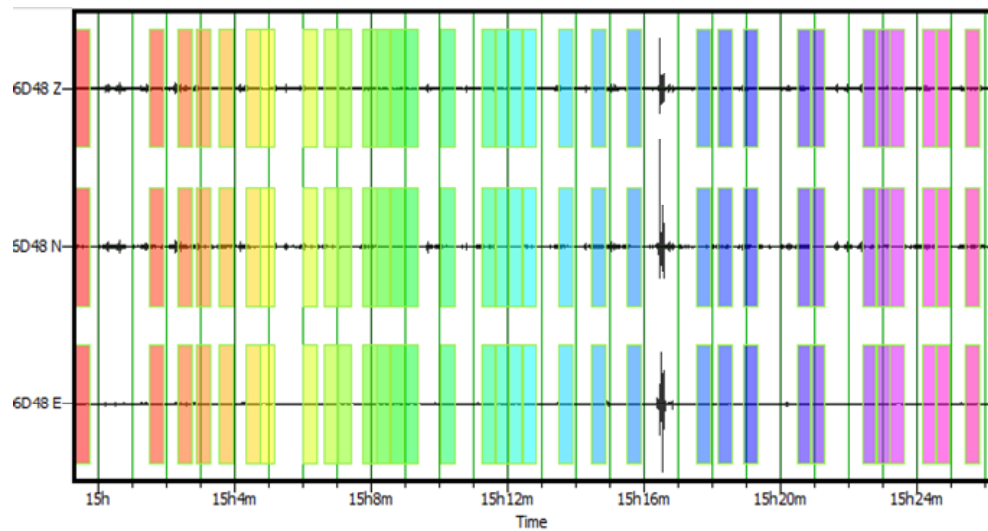
$$T_0 = 0.21 \text{ s } A_0 = 2.20$$



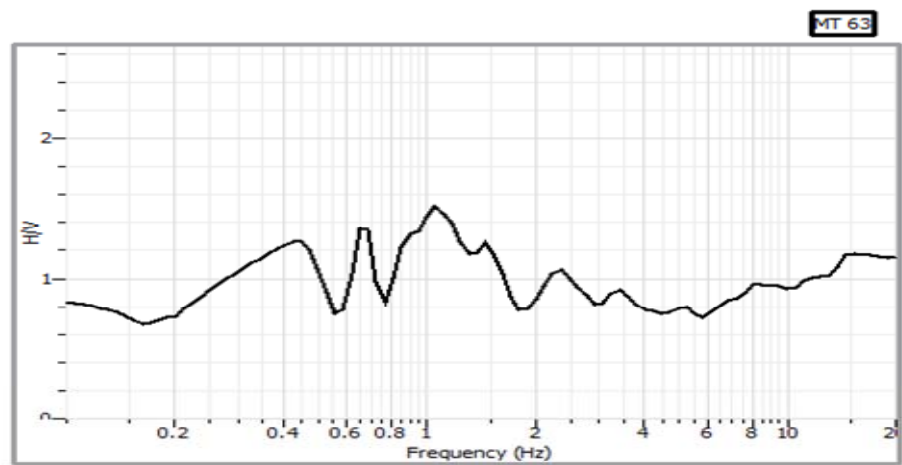
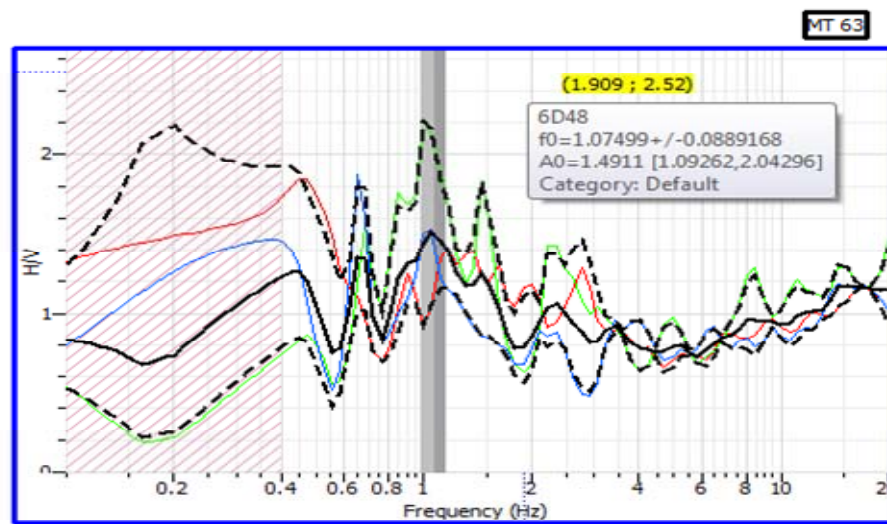
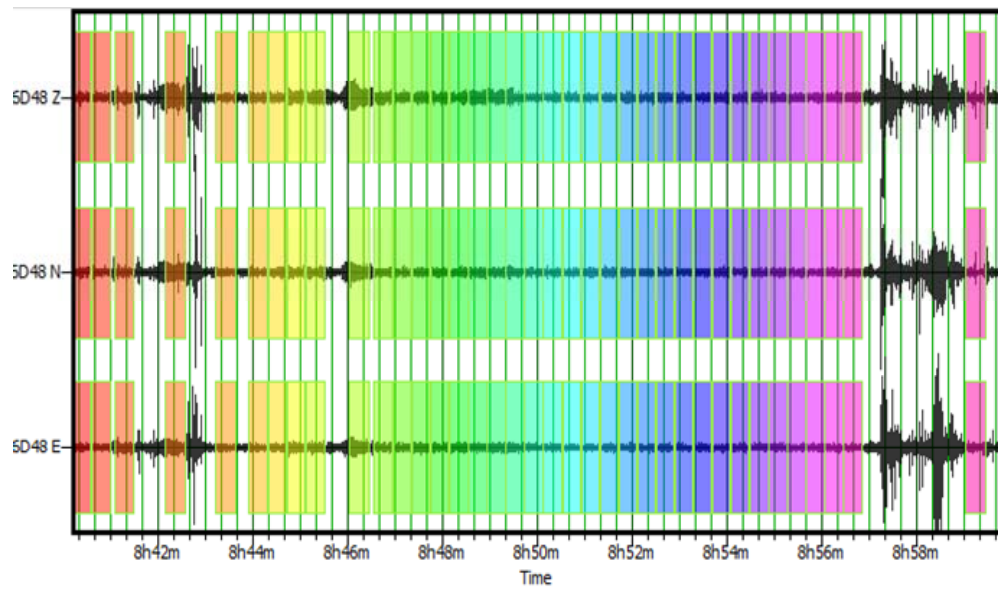
$$T_0 = 0.87 \text{ s } A_0 = 1.52$$



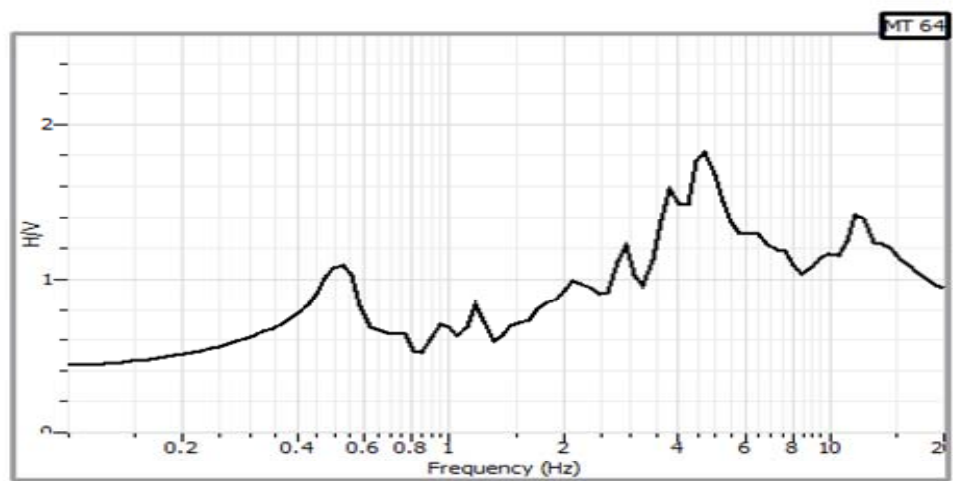
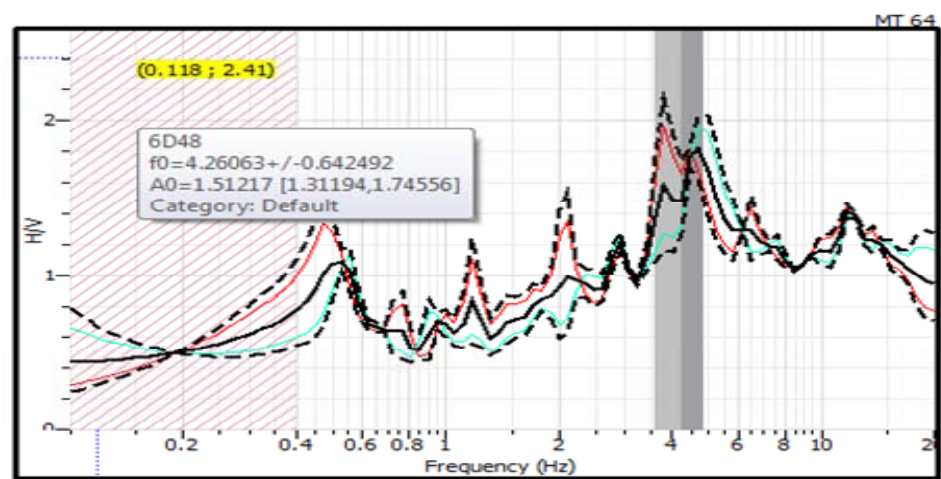
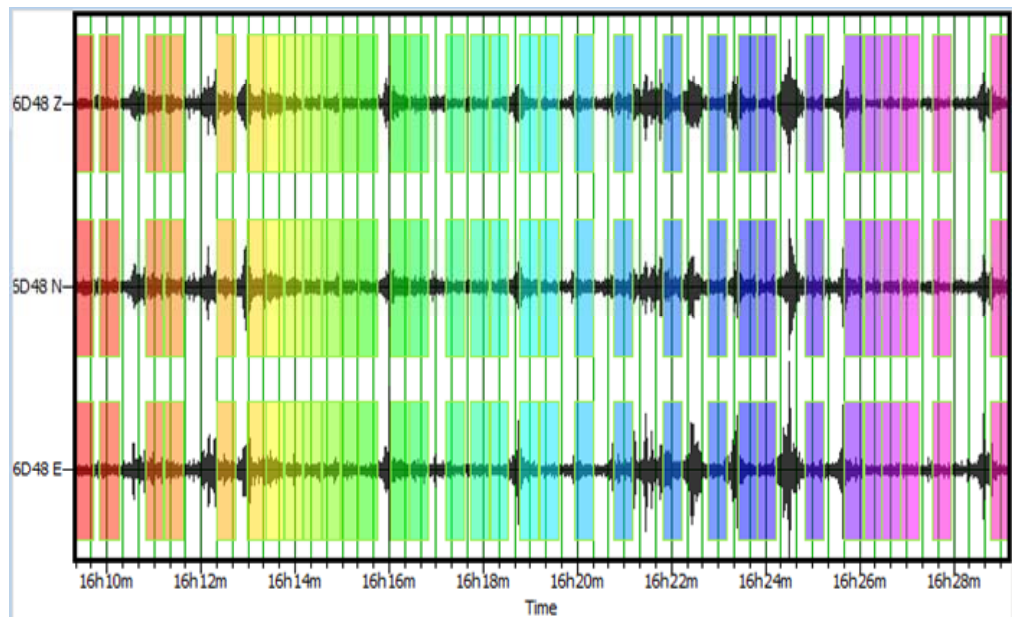
$$T_0 = 0.53 \text{ s } A_0 = 1.26$$



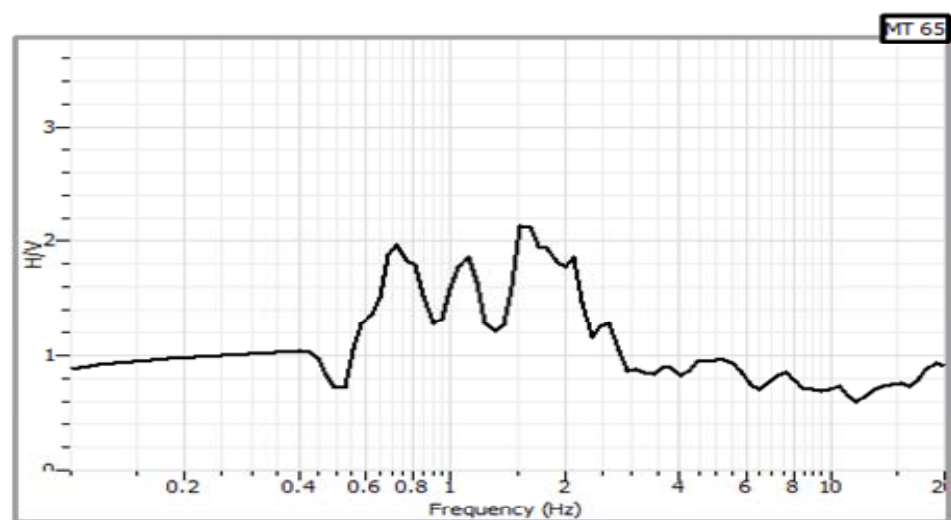
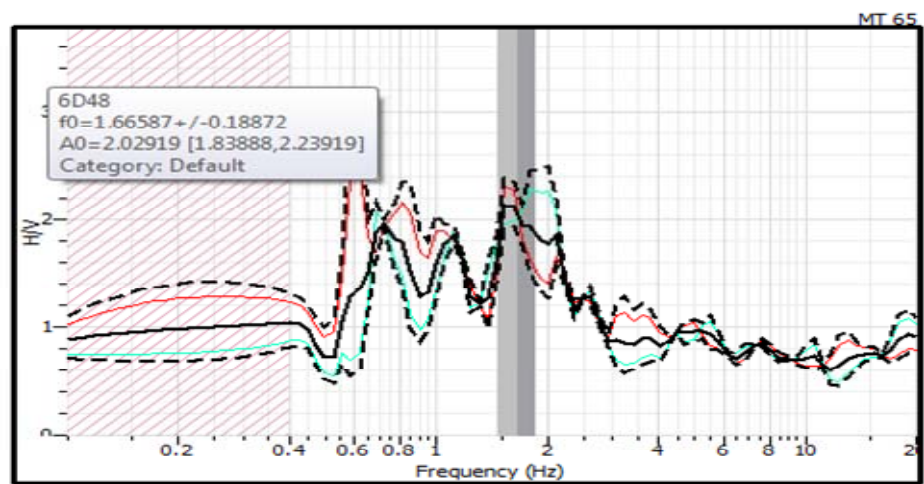
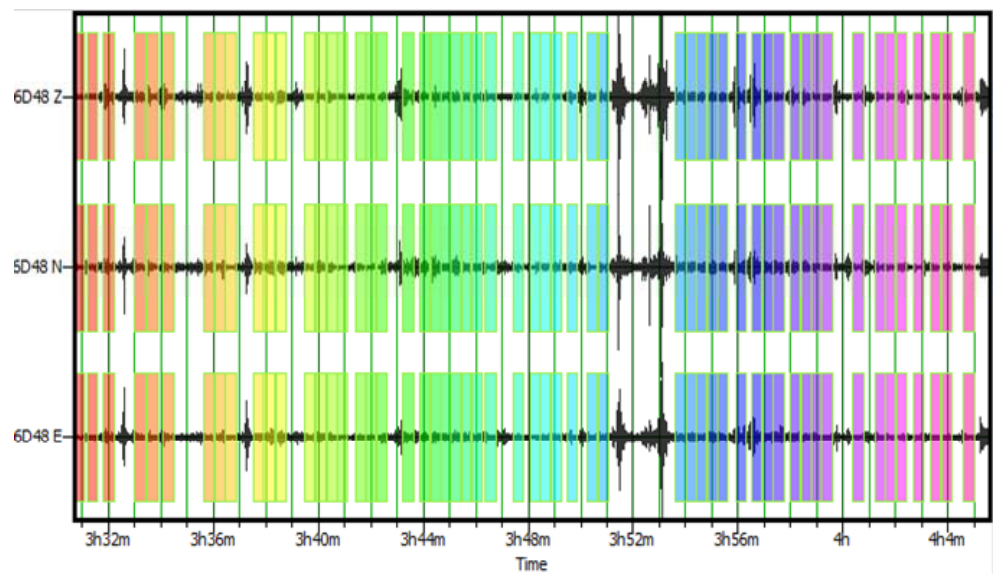
$$T_0 = 0.90 \text{ s } A_0 = 1.81$$



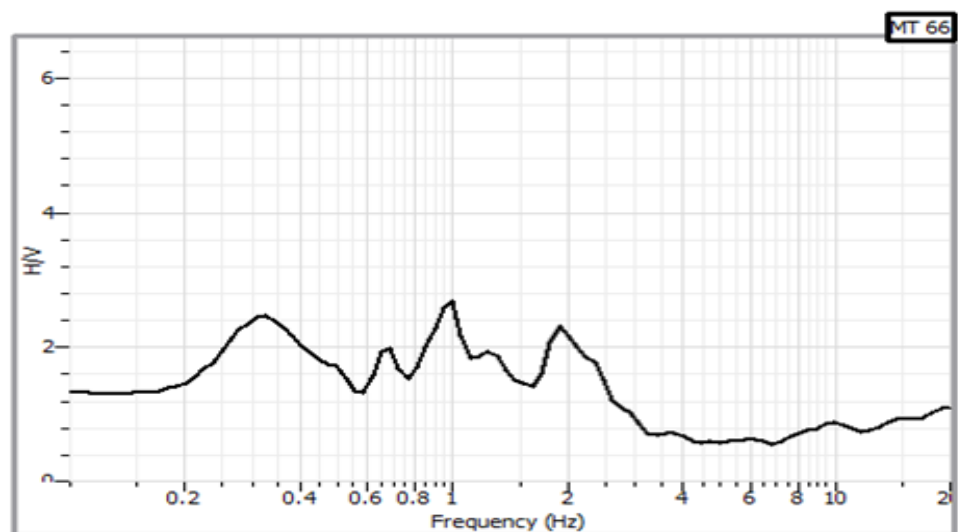
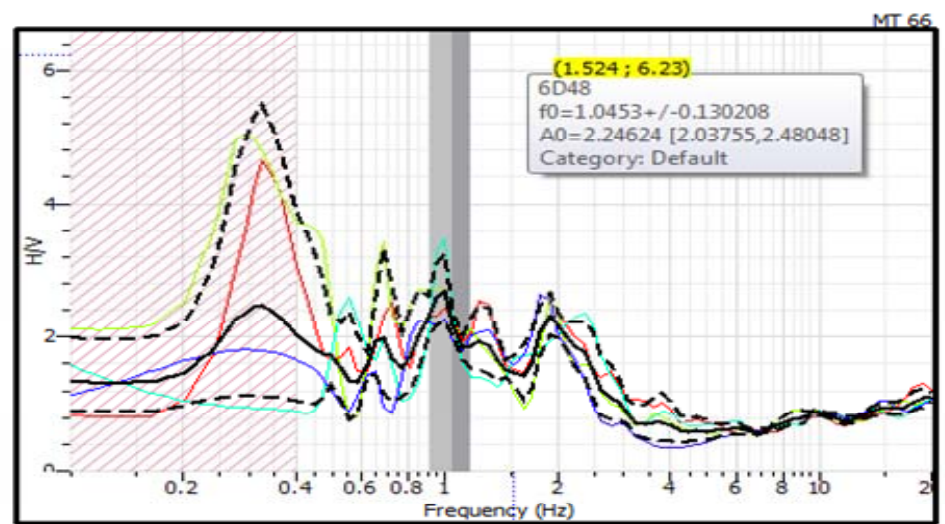
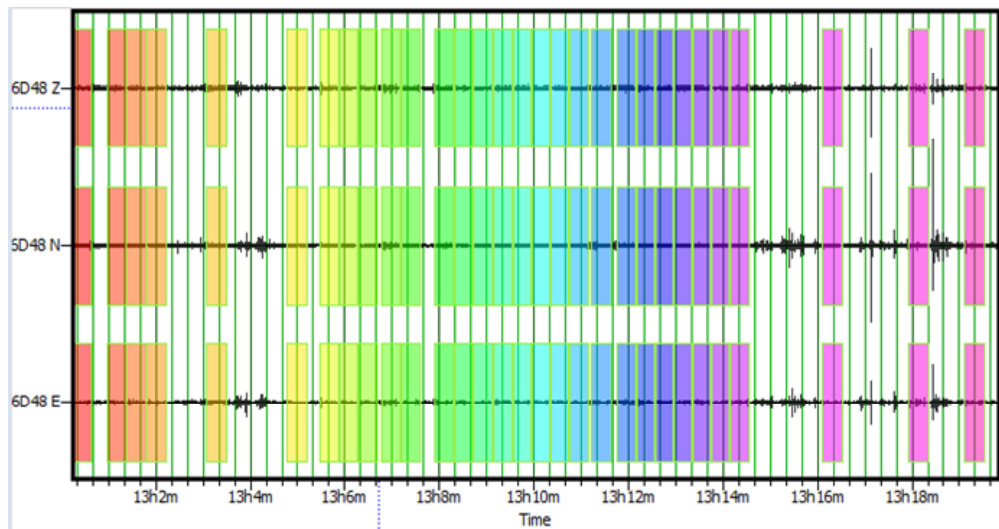
$$T_0 = 0.93 \text{ s } A_0 = 1.49$$



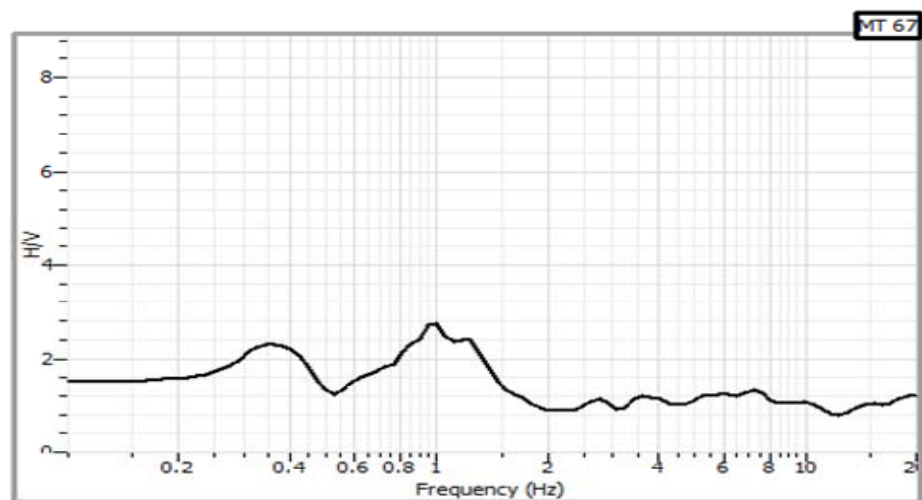
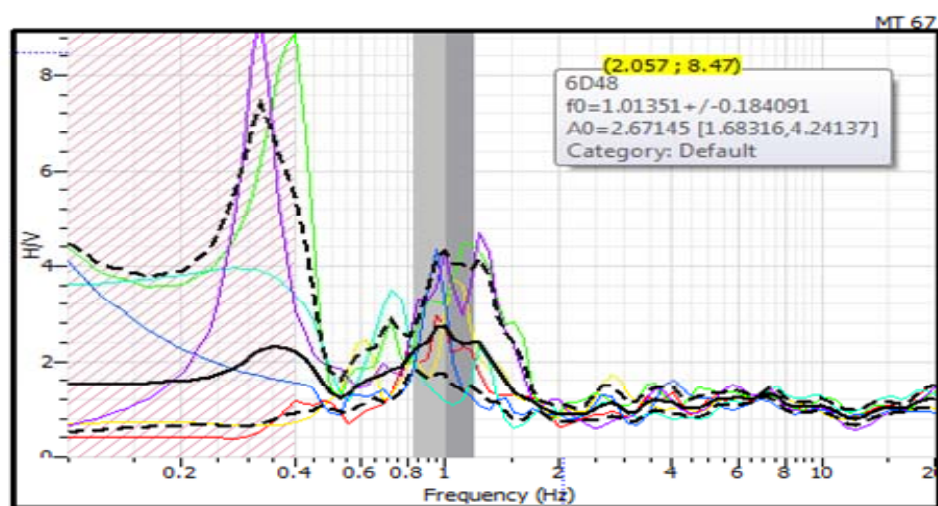
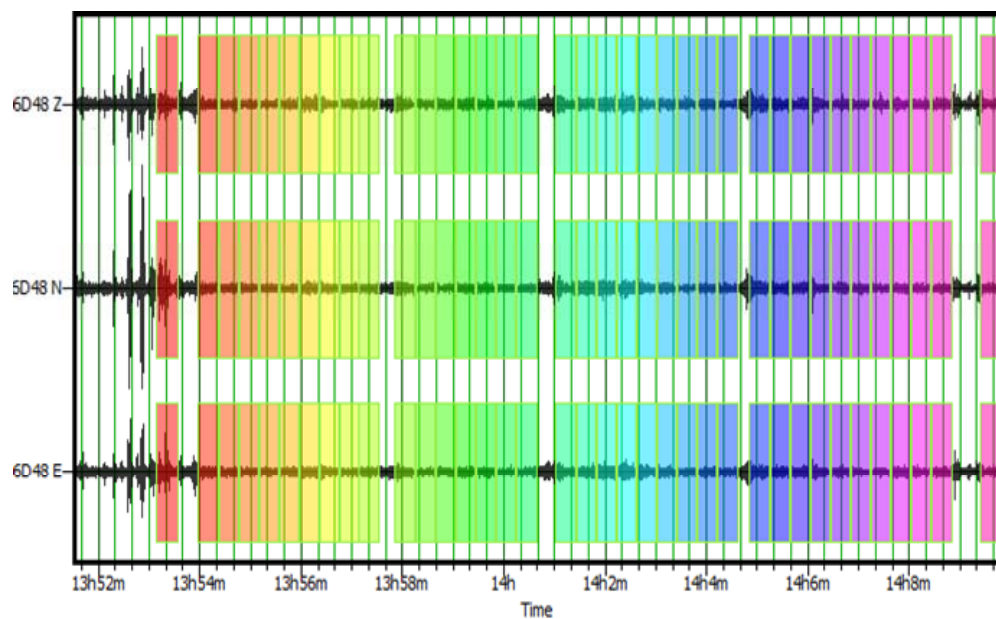
$$T_0 = 0.23 \text{ s } A_0 = 1.51$$



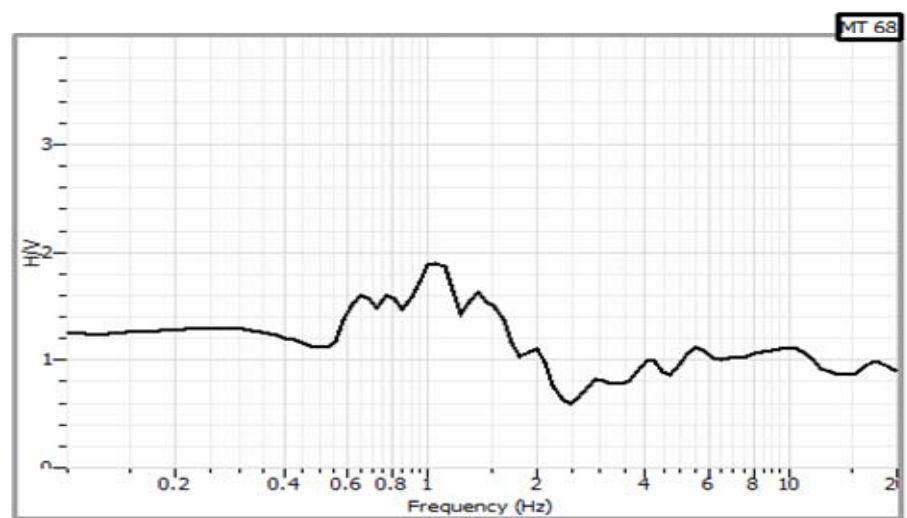
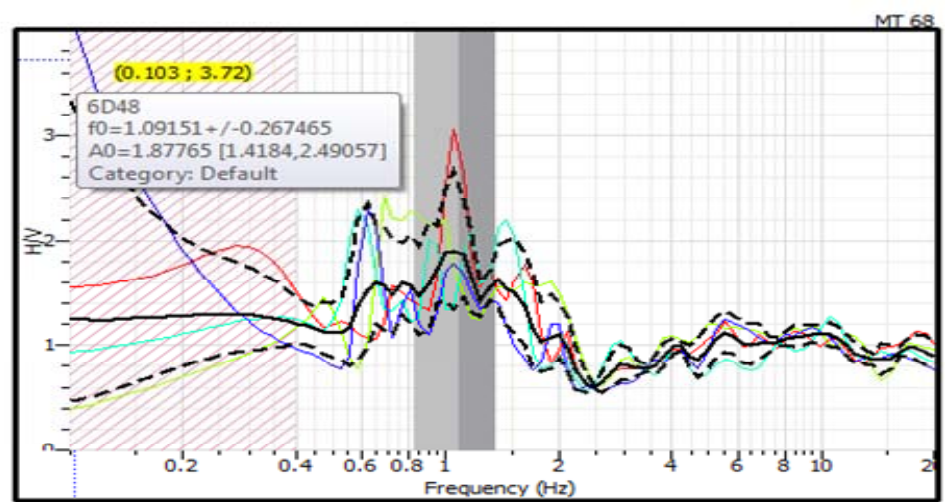
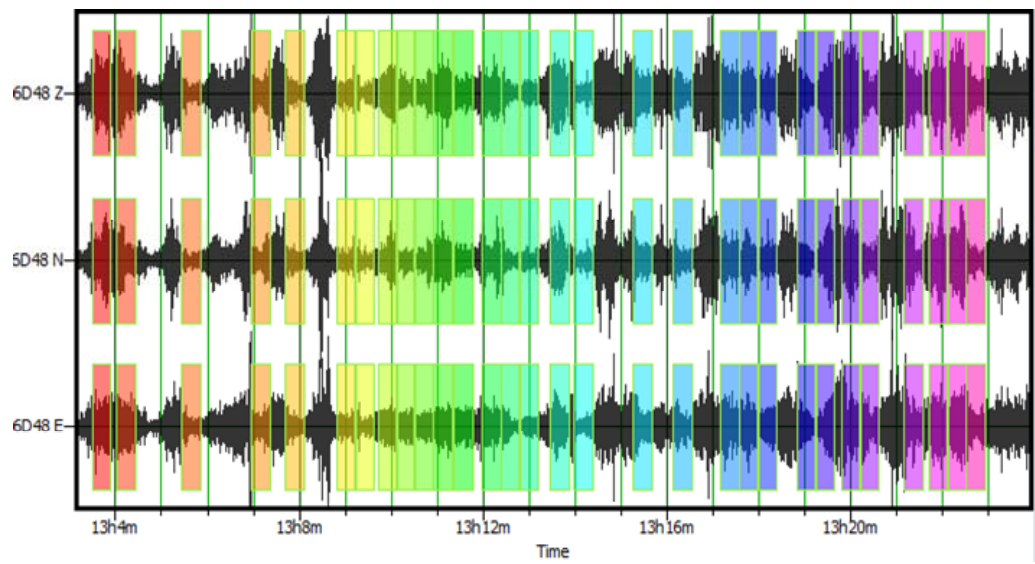
$$T_0 = 0.60 \text{ s } A_0 = 2.02$$



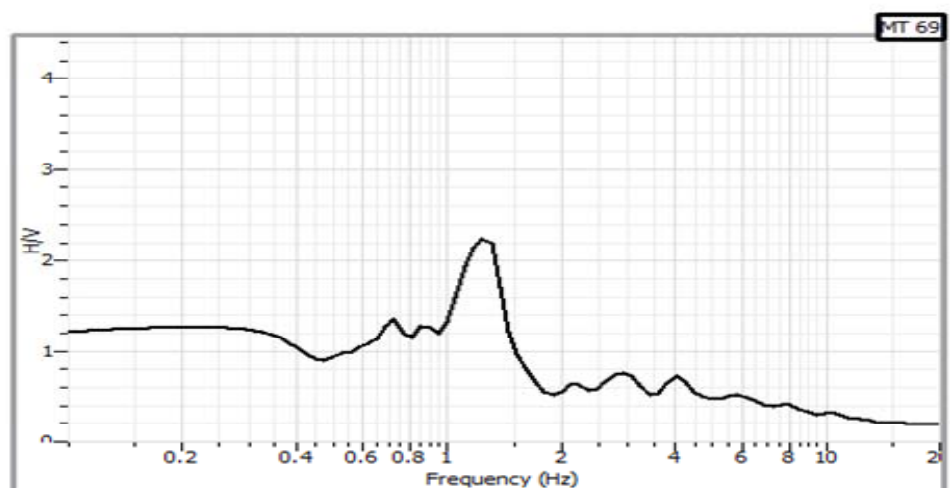
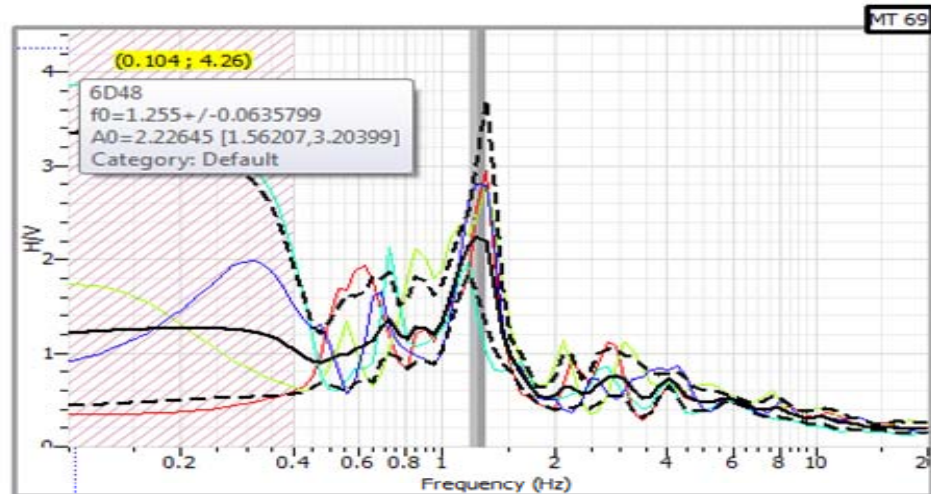
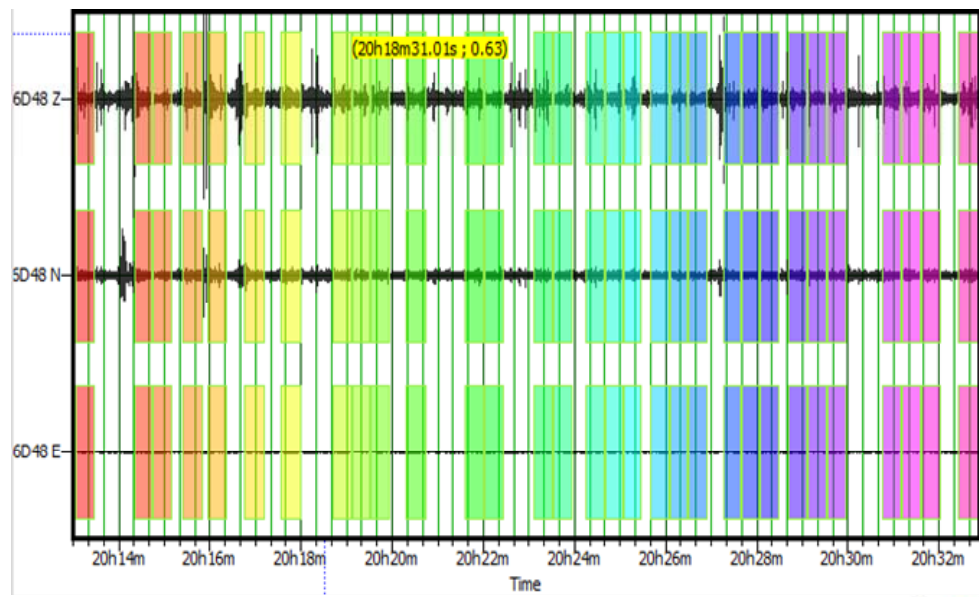
$$T_0 = 0.96 \text{ s } A_0 = 2.24$$



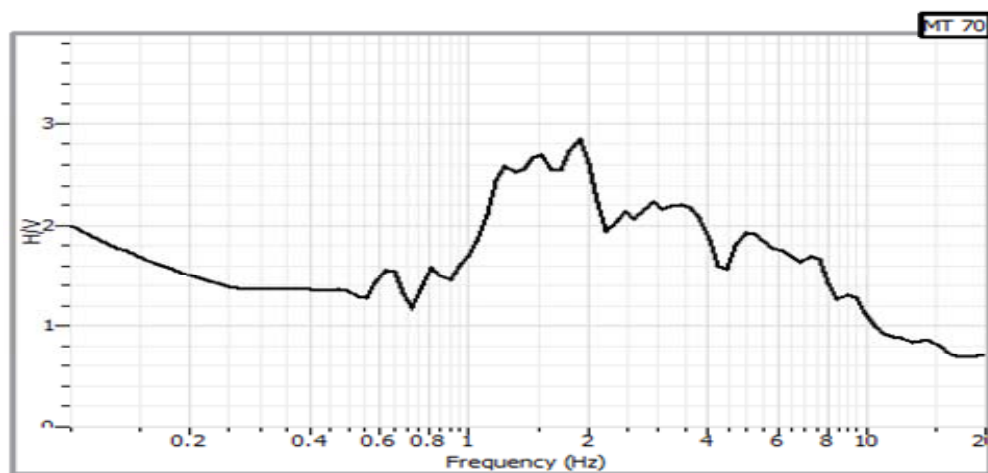
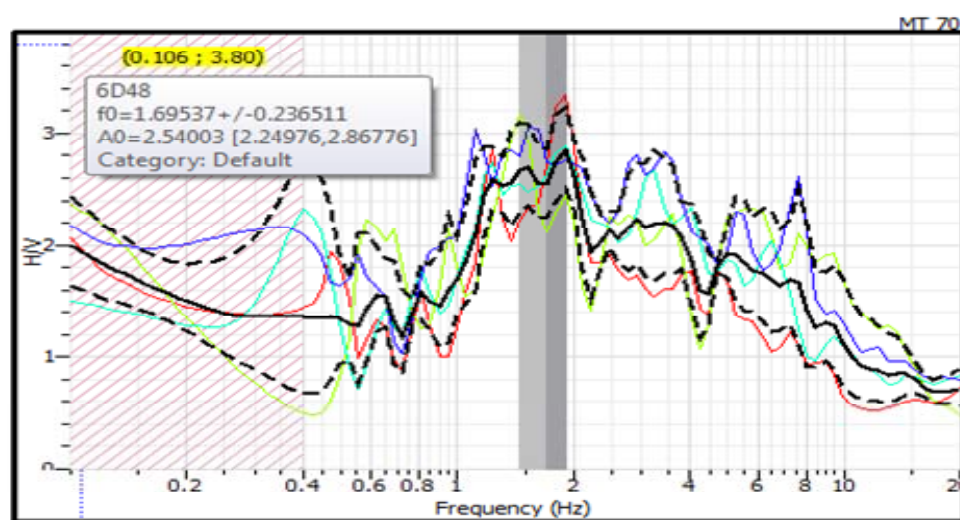
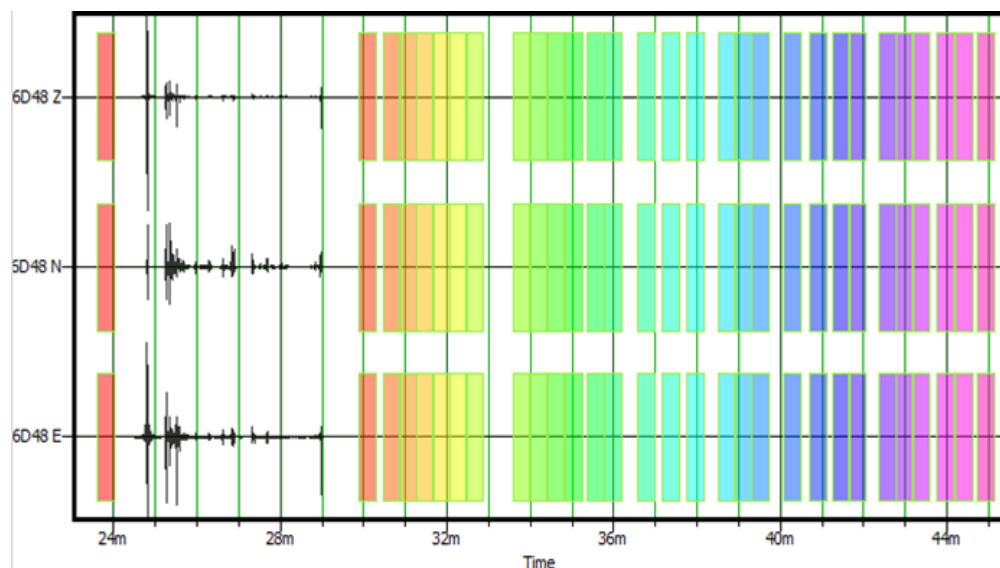
$$T_0 = 0.99 \text{ s } A_0 = 2.67$$



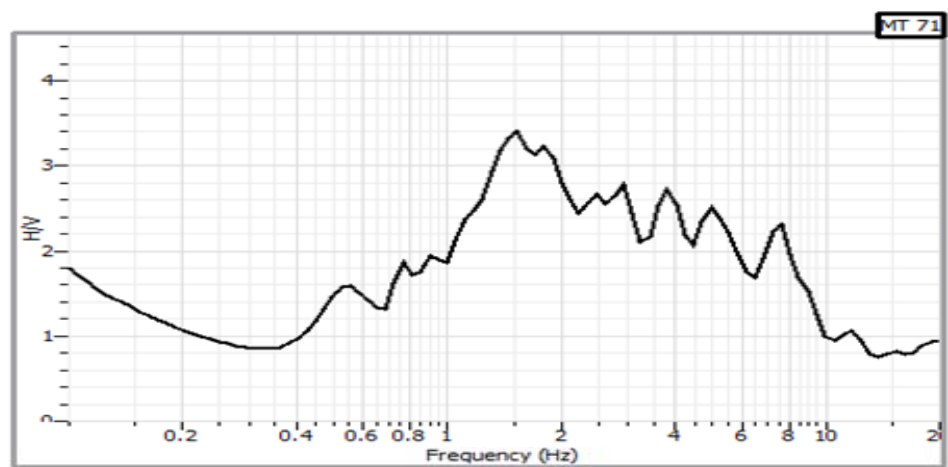
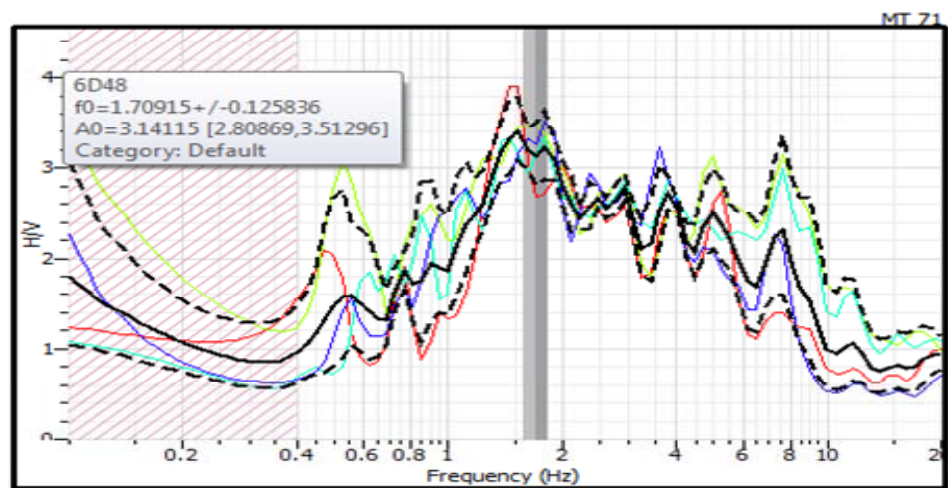
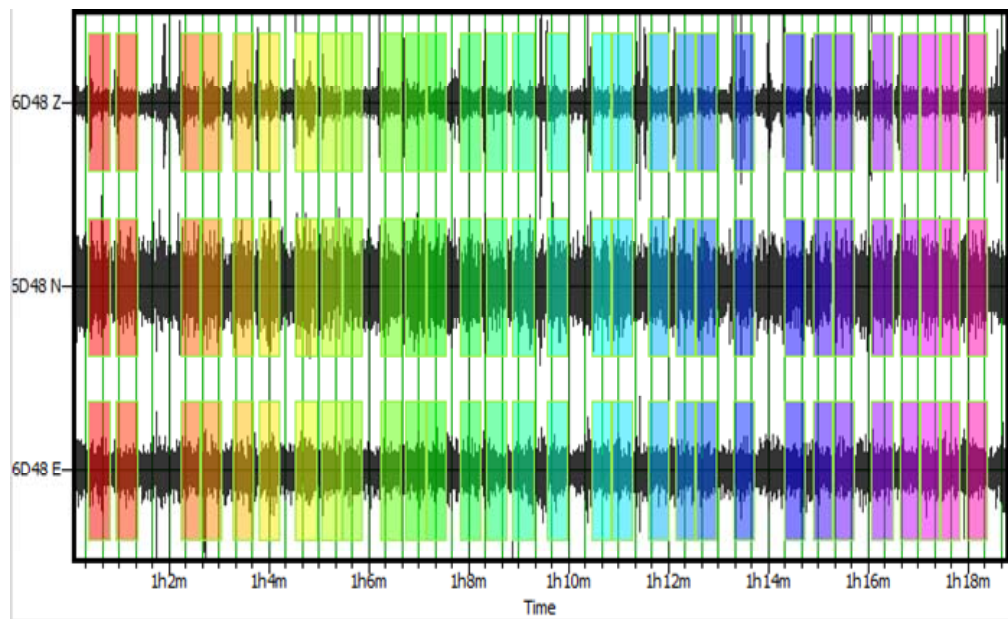
$$T_0 = 0.91 \text{ s } A_0 = 1.87$$



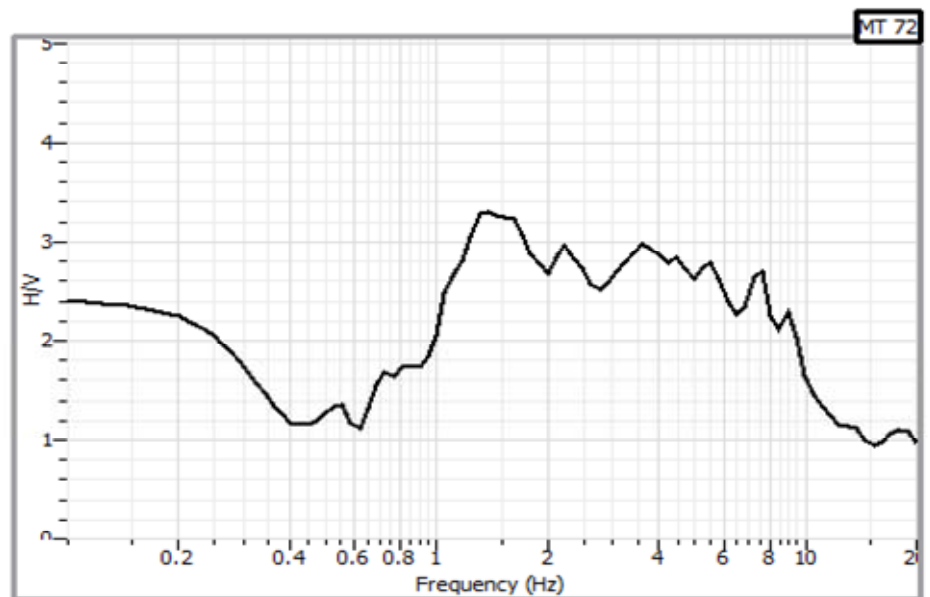
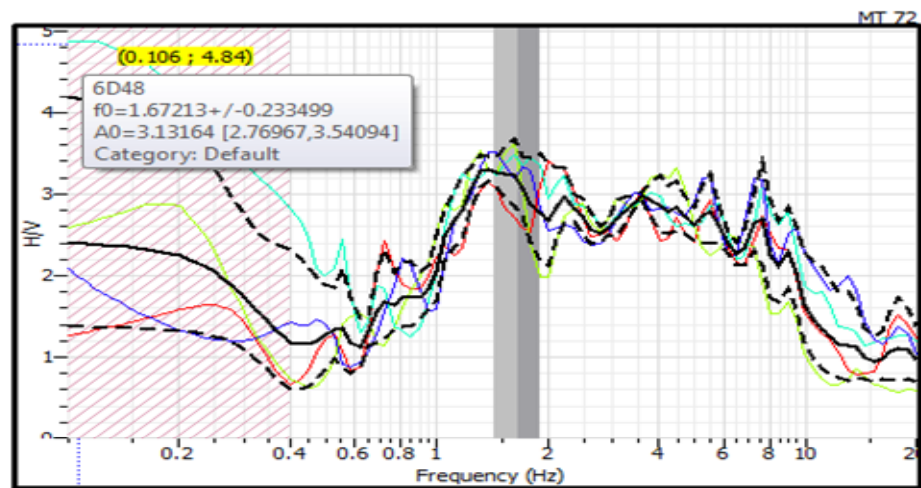
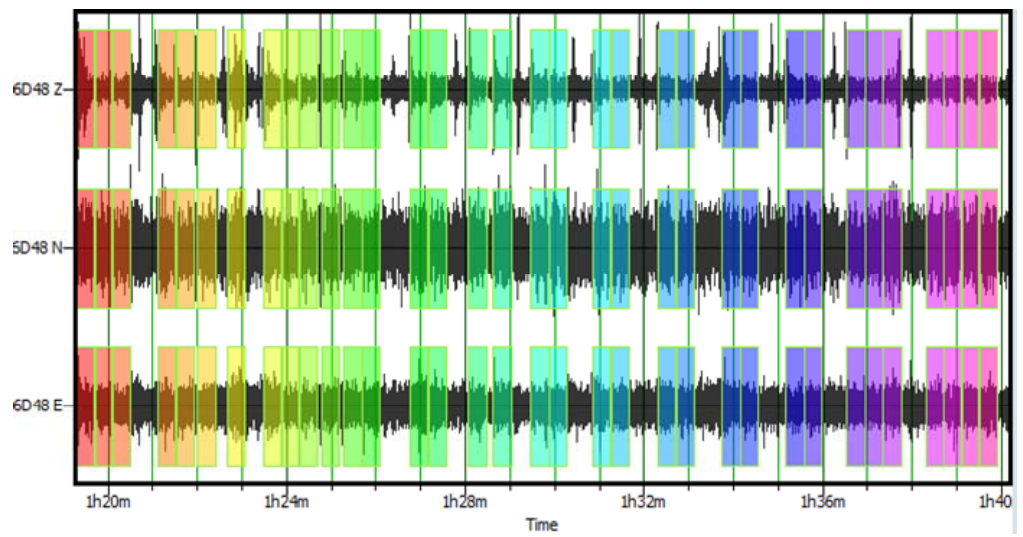
$$T_0 = 0.8 \text{ s } A_0 = 2.22$$



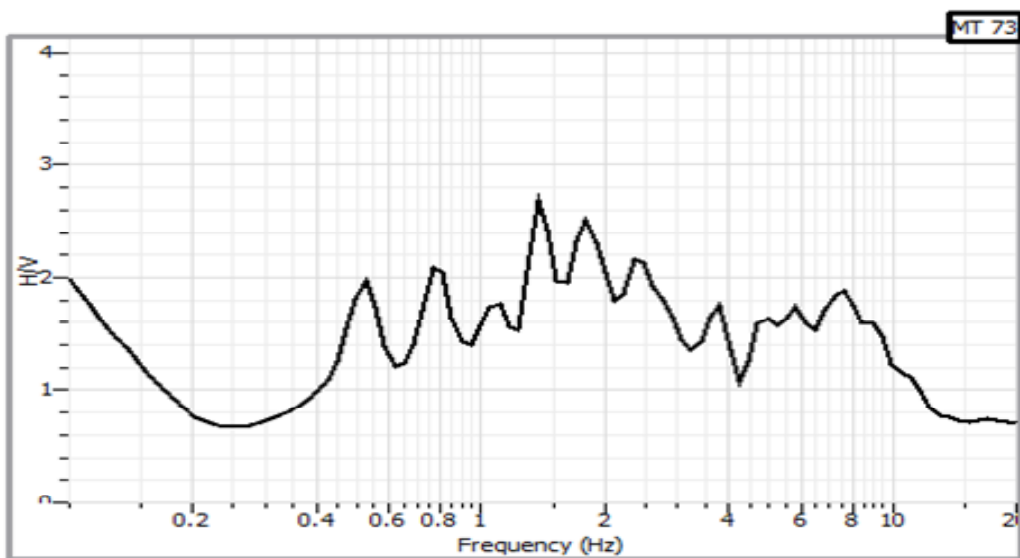
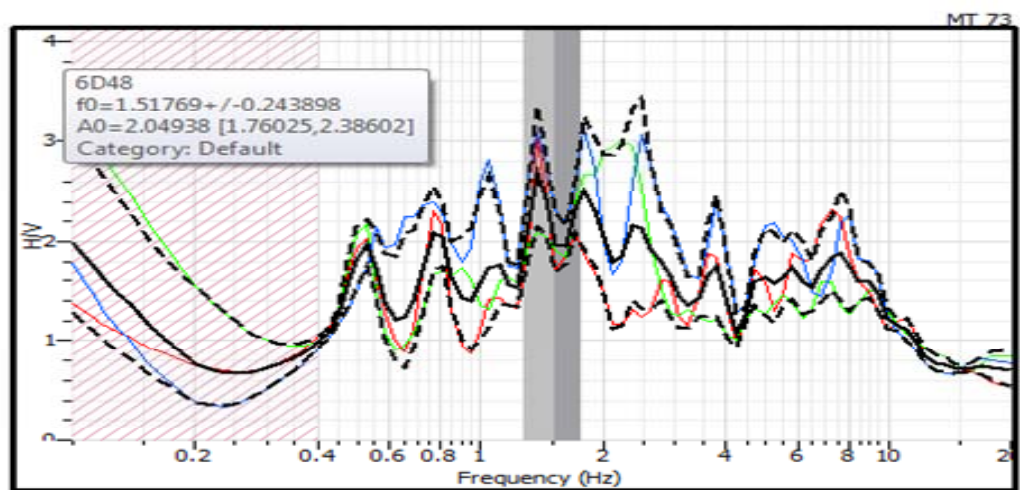
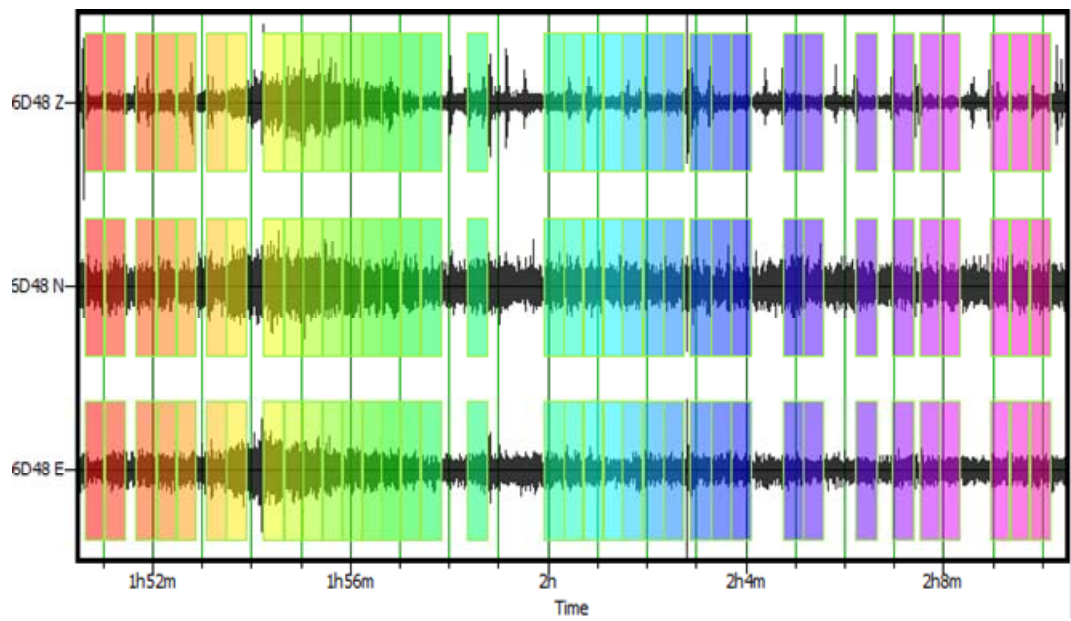
$$T_0 = 0.59 \text{ s } A_0 = 2.54$$



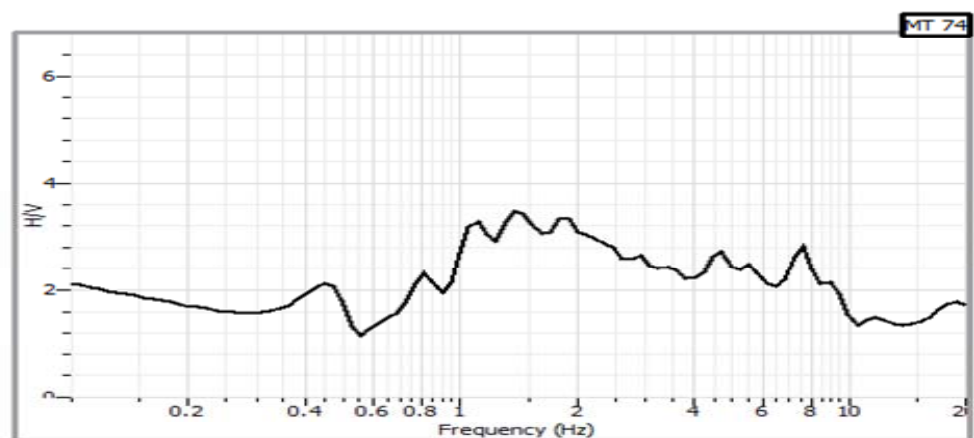
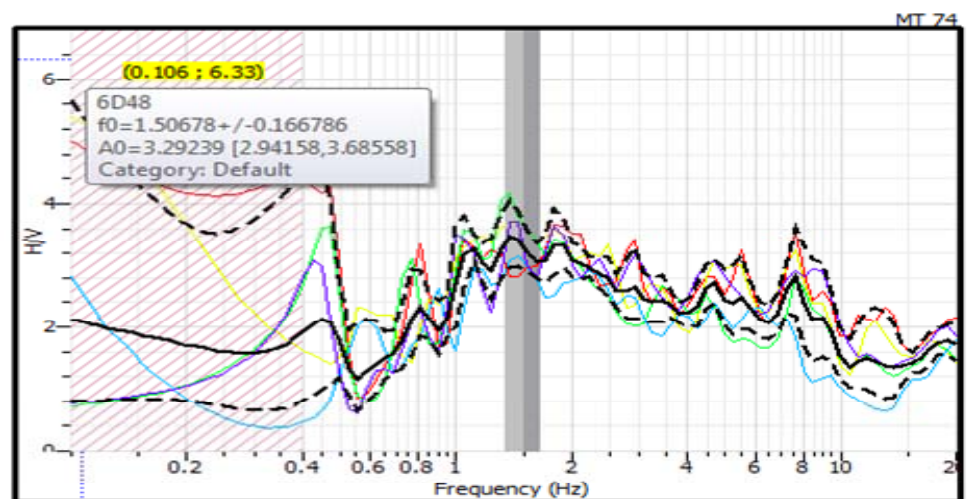
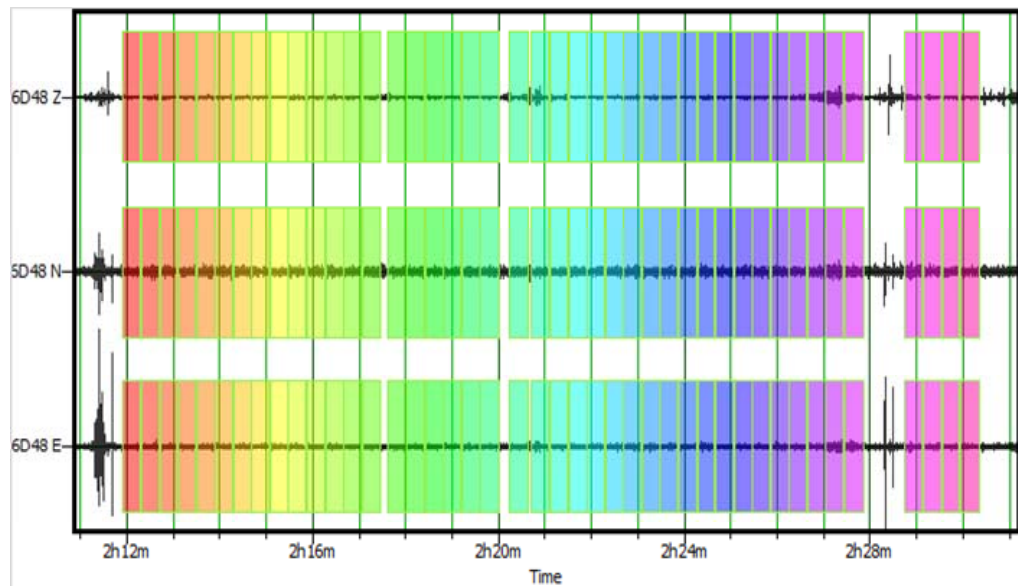
$$T_0 = 0.58 \text{ s } A_0 = 3.14$$



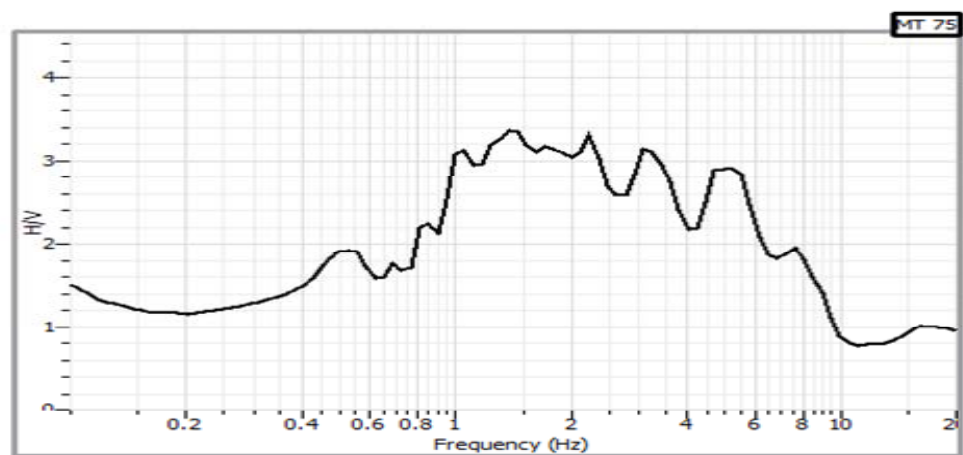
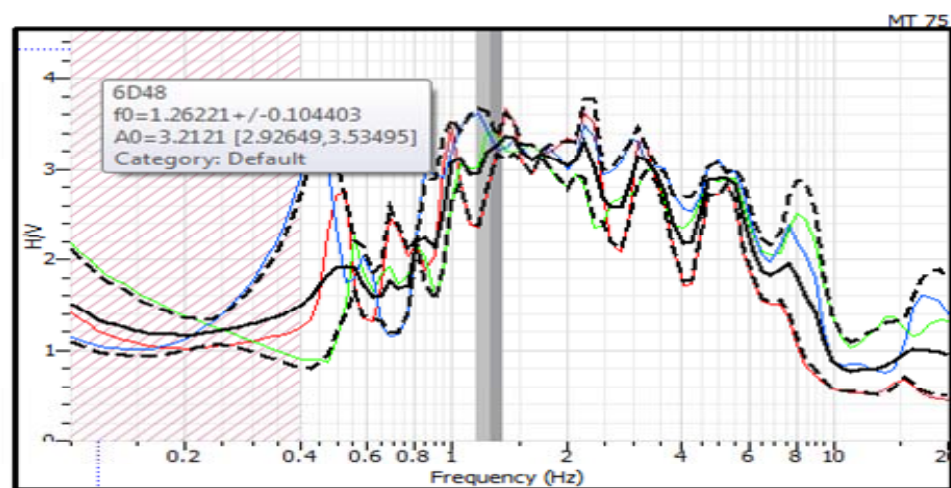
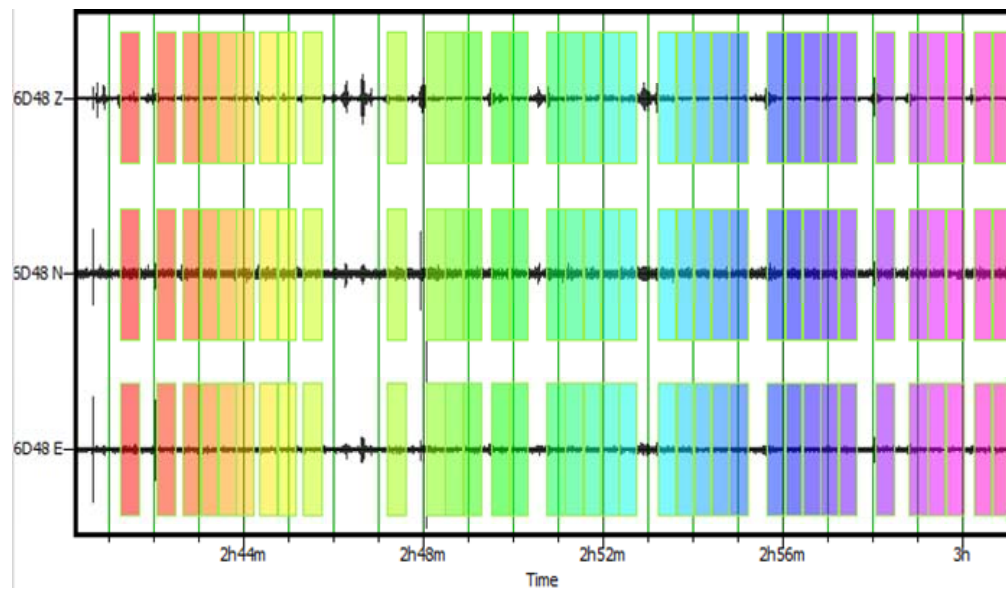
$$T_0 = 0.59 \text{ s } A_0 = 3.13$$



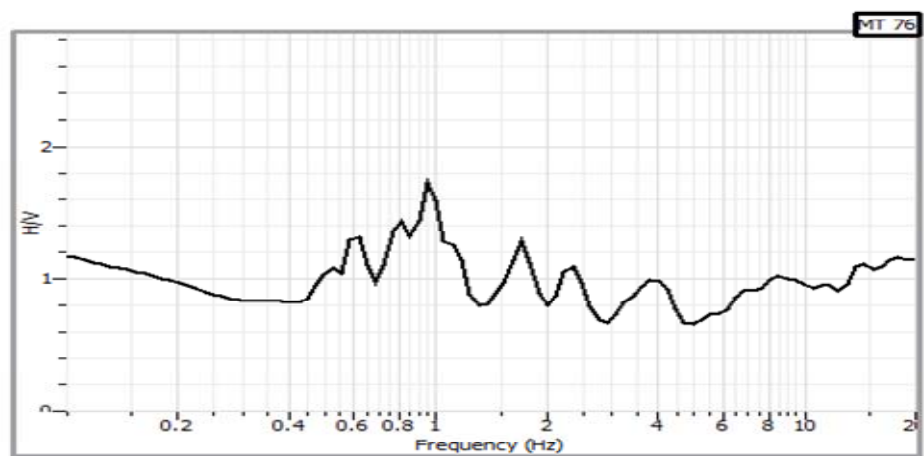
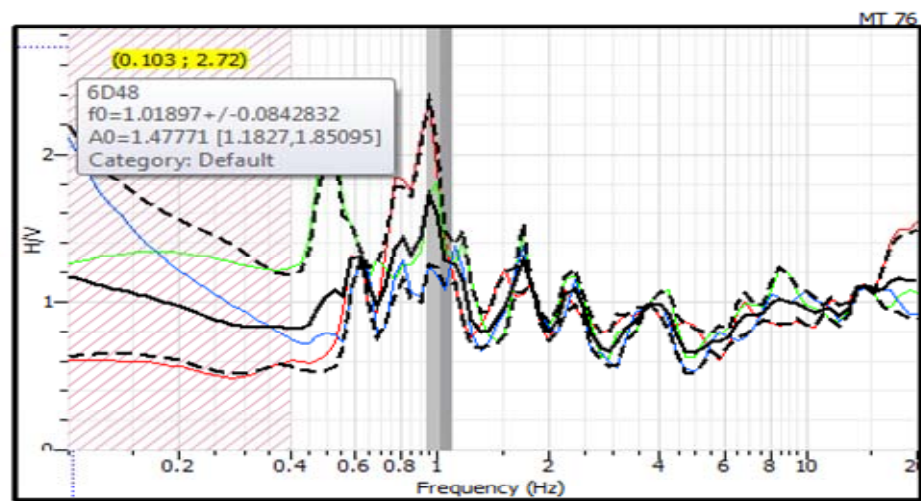
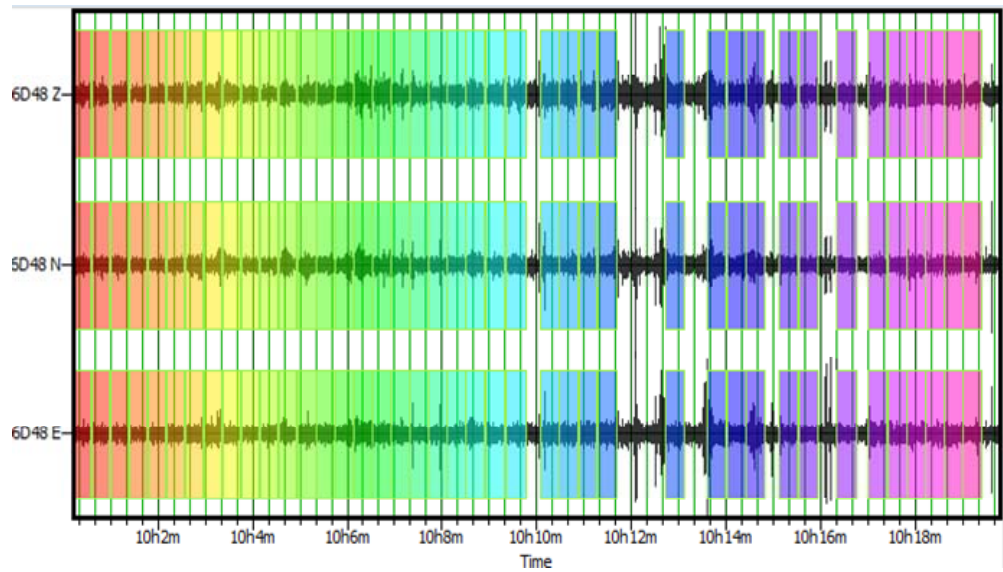
$$T_0 = 0.66 \text{ s } A_0 = 2.04$$



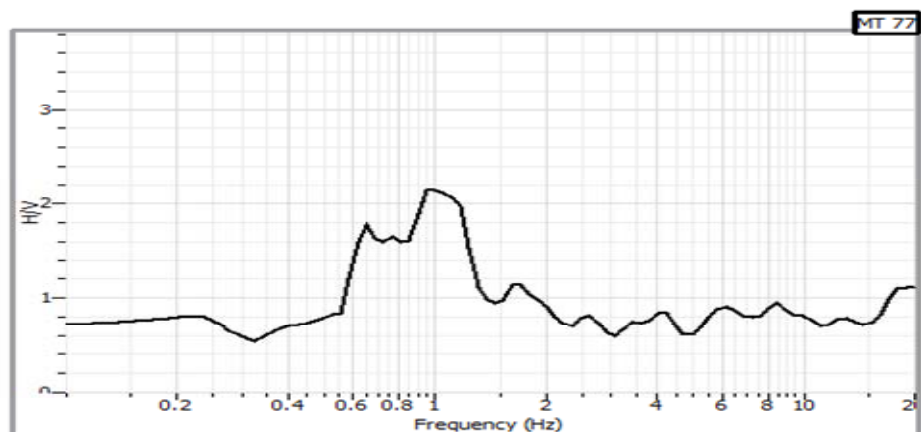
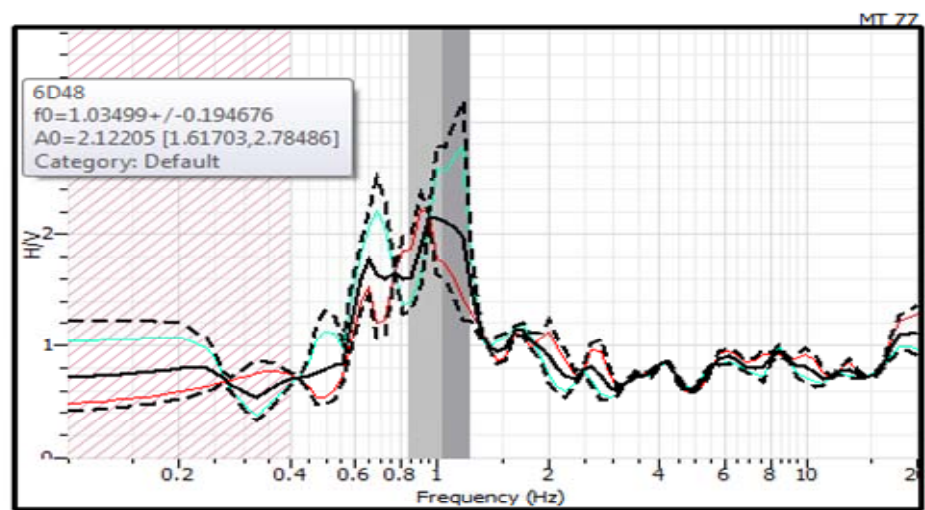
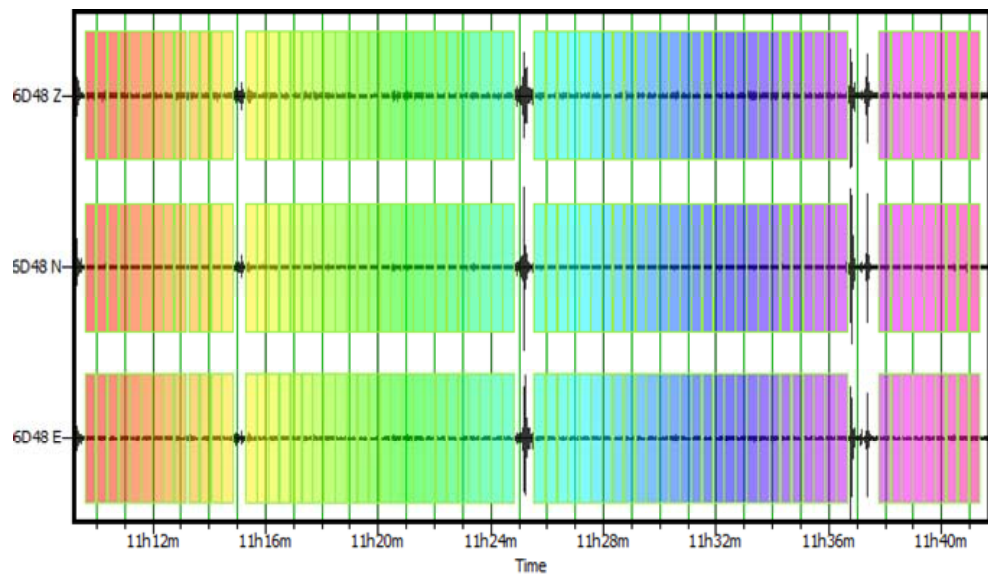
$$T_0 = 0.66 \text{ s } A_0 = 3.29$$



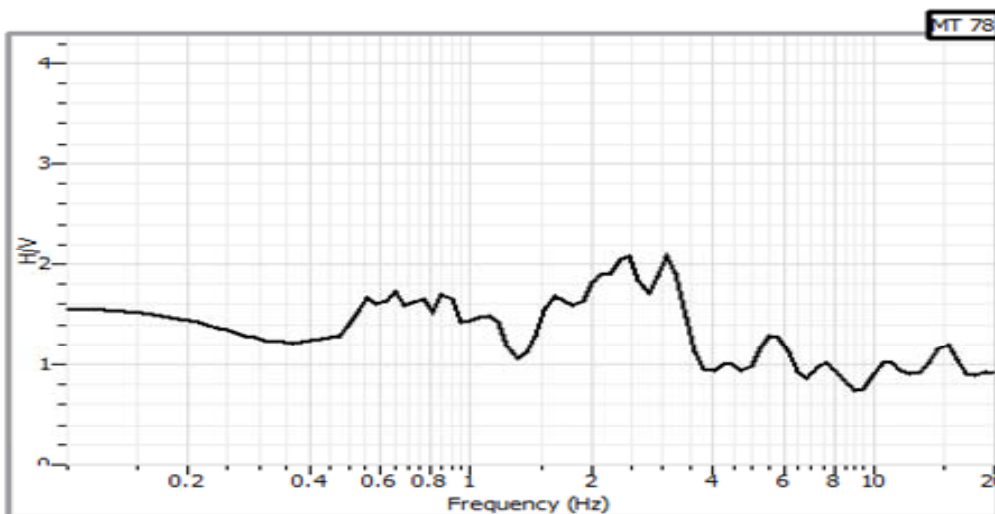
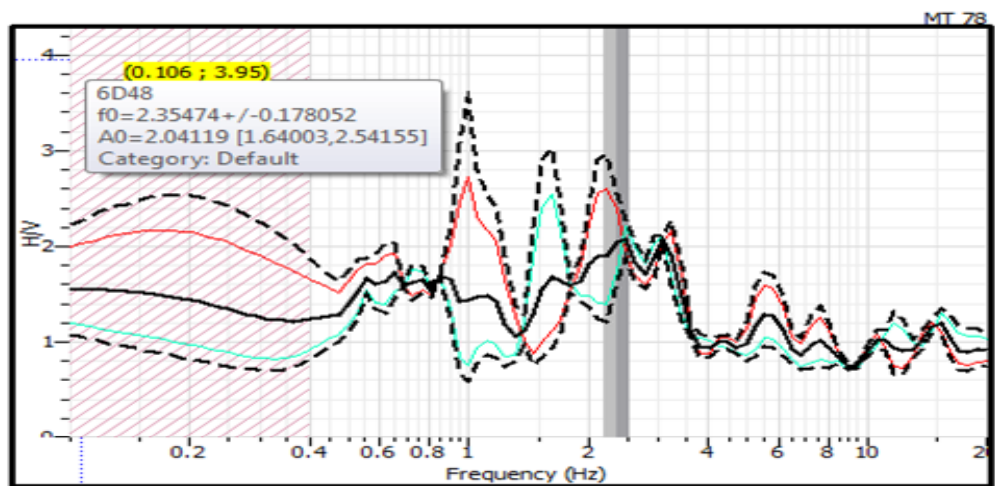
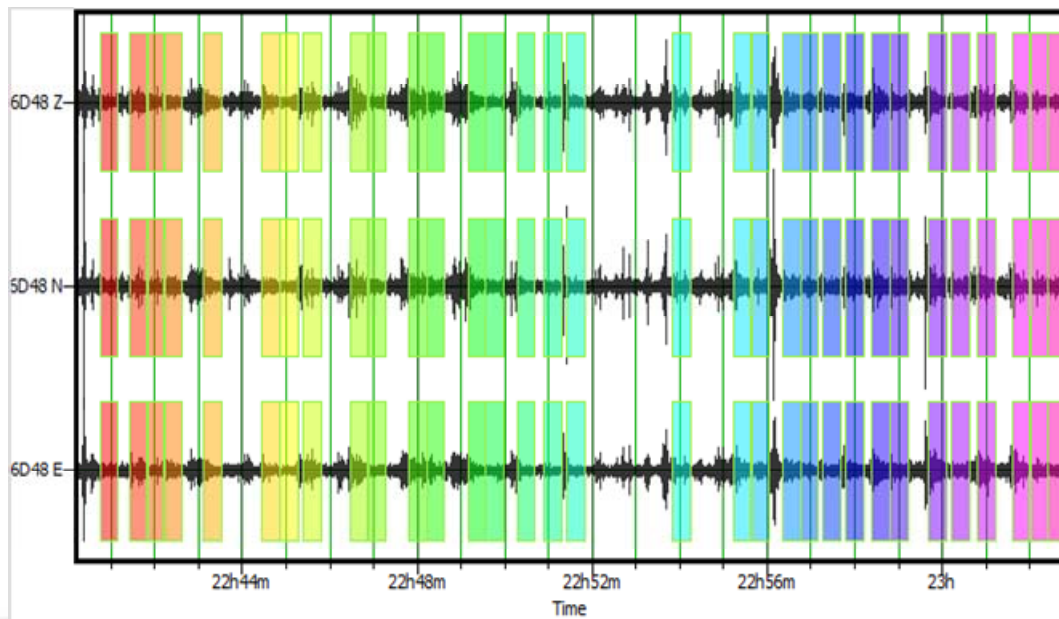
$$T_0 = 0.79 \text{ s } A_0 = 3.21$$



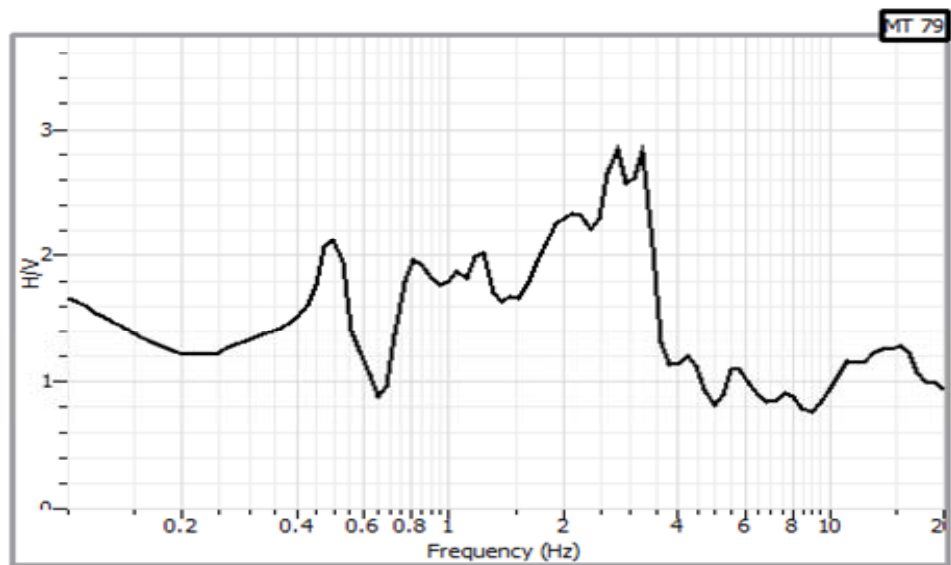
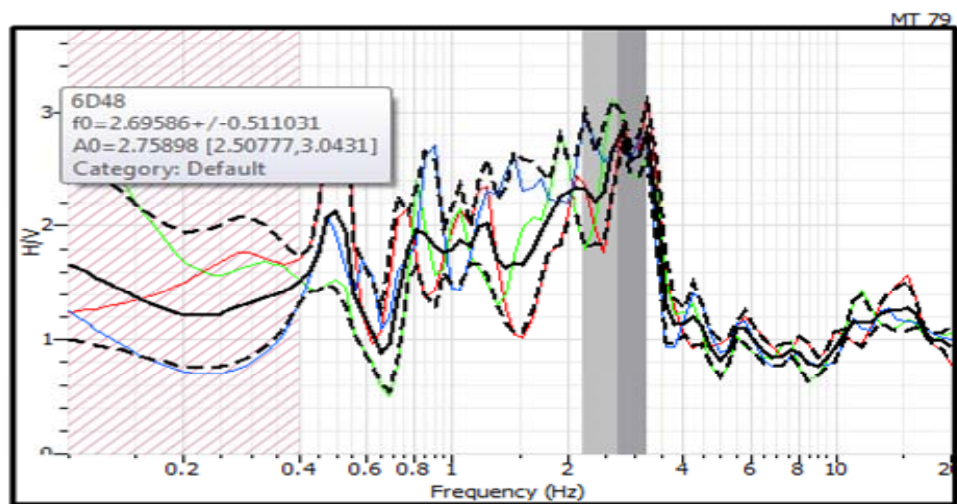
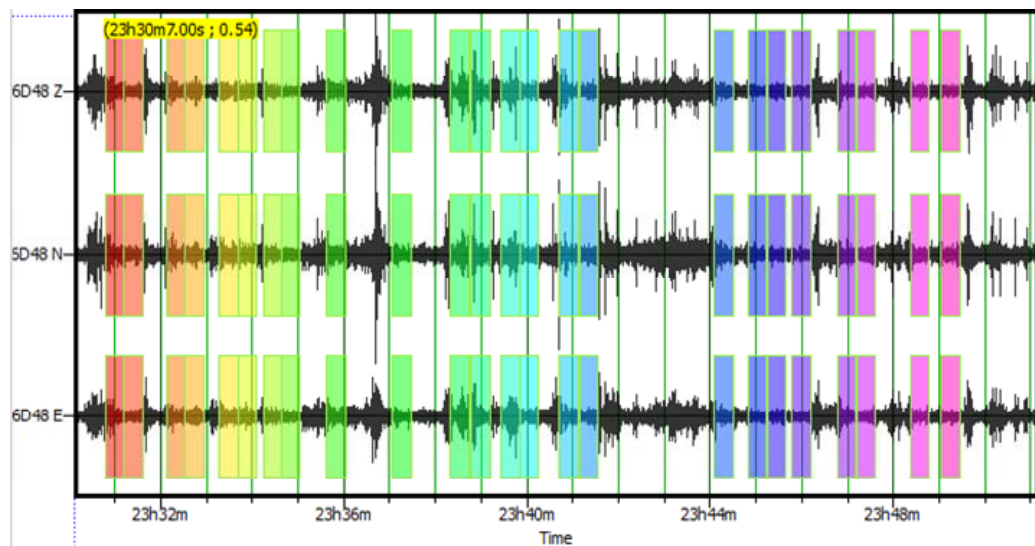
$$T_0 = 0.99 \text{ s } A_0 = 1.47$$



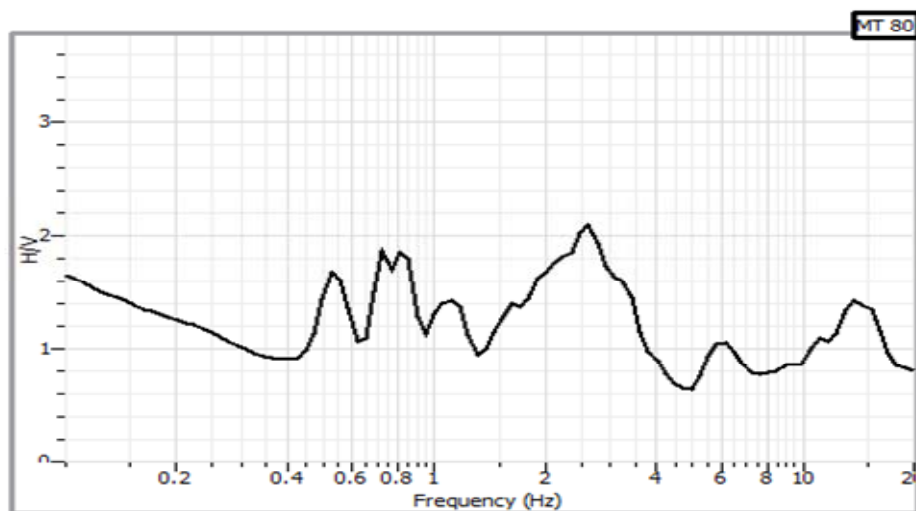
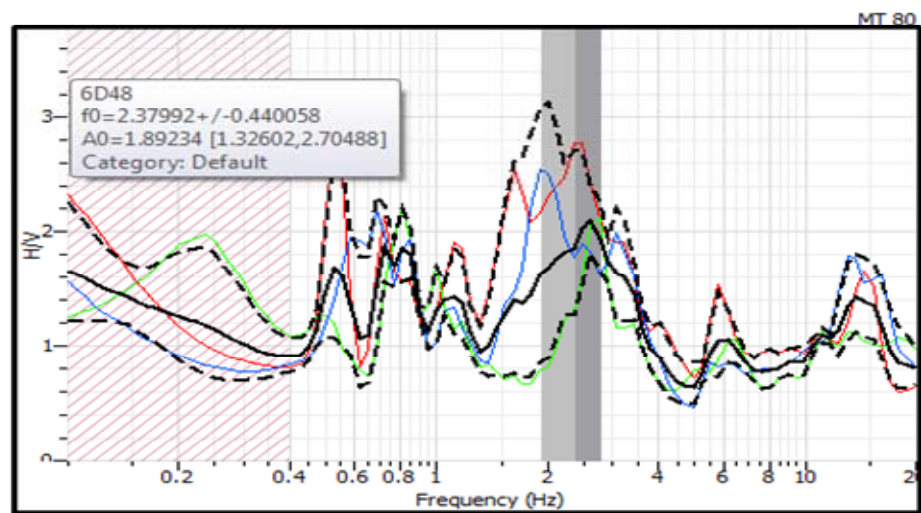
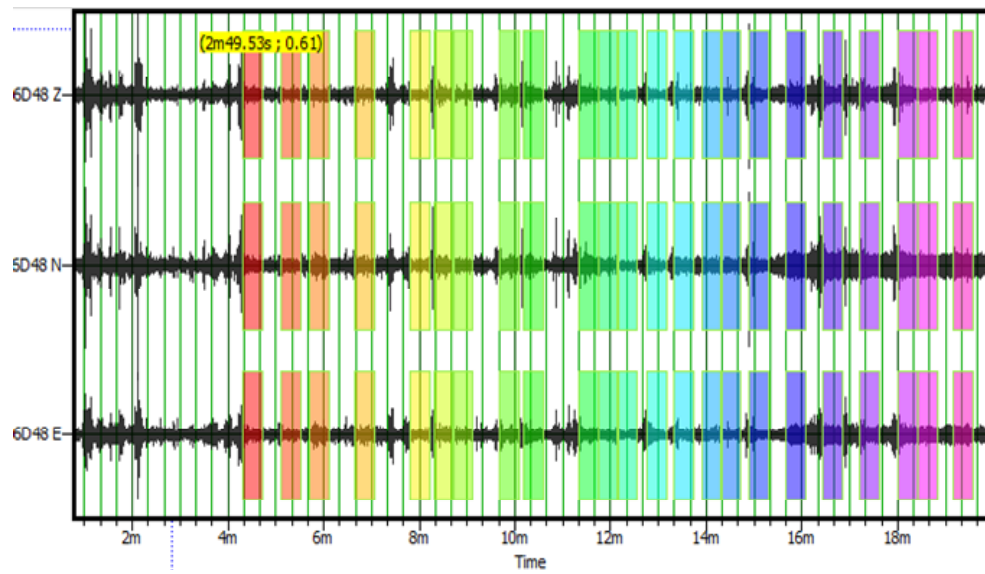
$$T_0 = 0.97 \text{ s } A_0 = 2.12$$



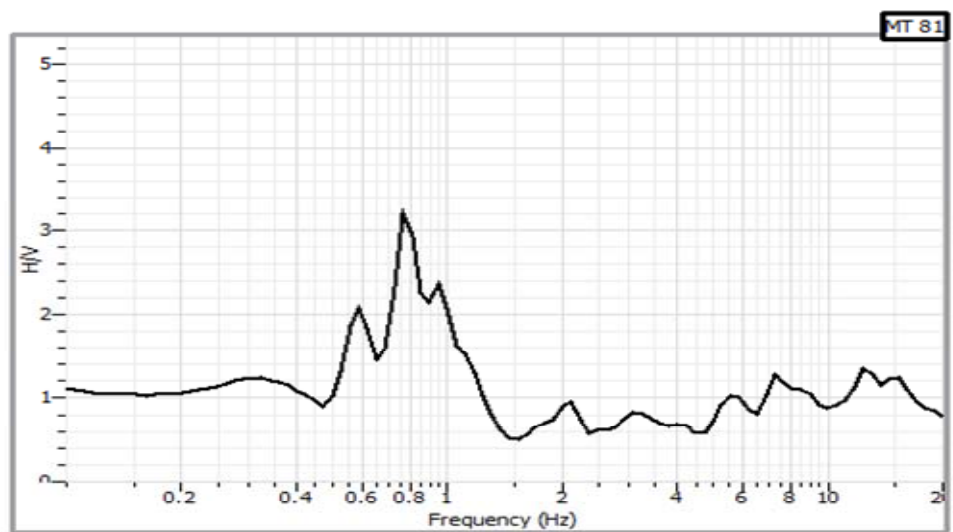
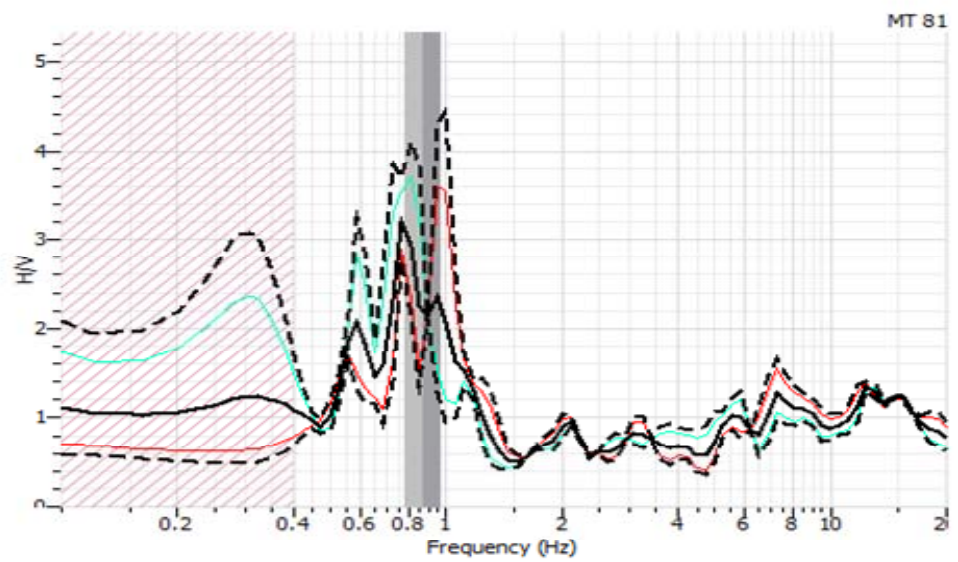
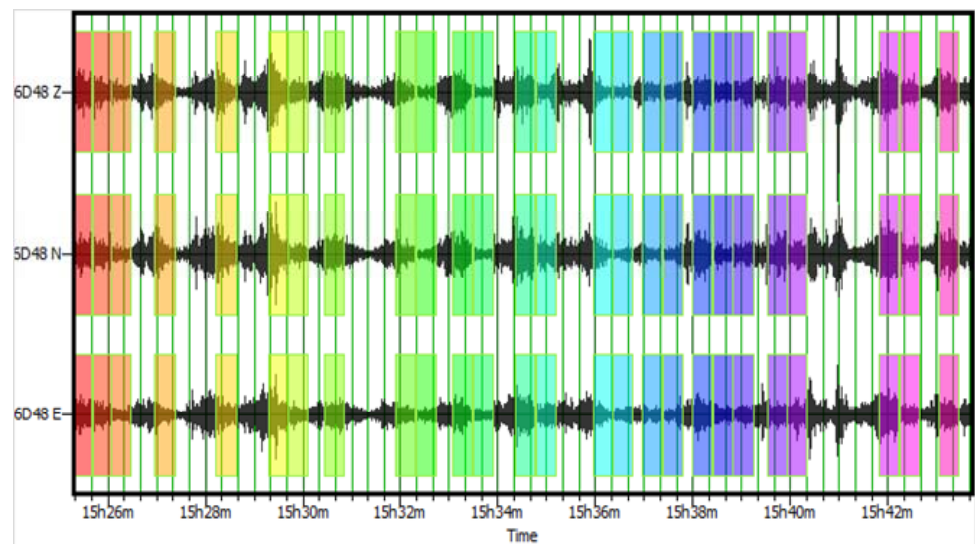
$T_0 = 0.42 \text{ s}$ $A_0 = 2.04$



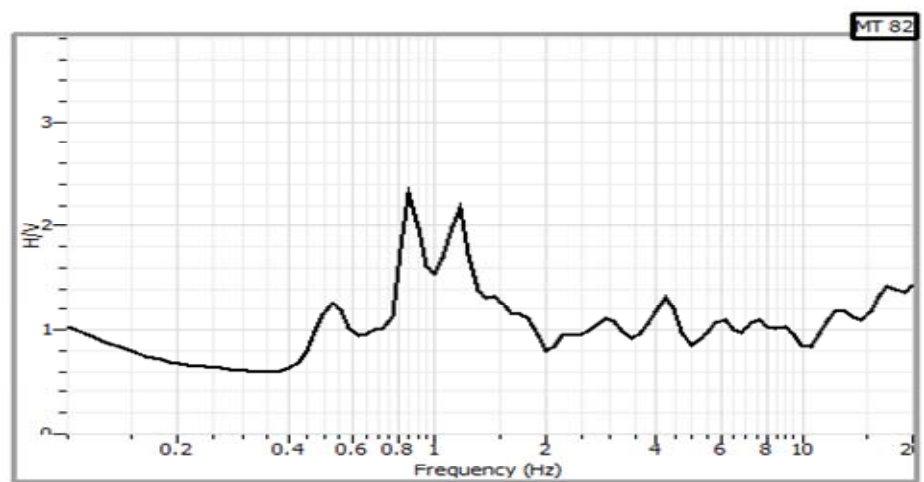
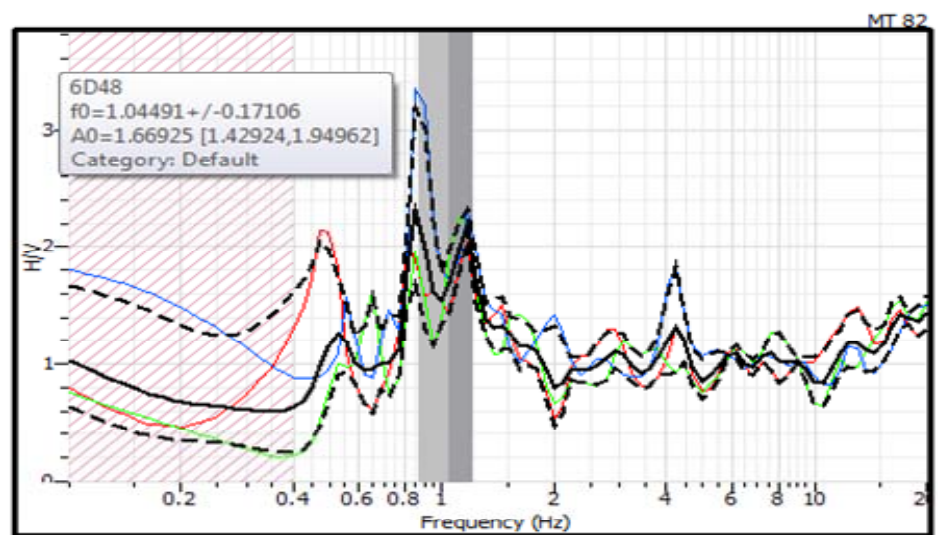
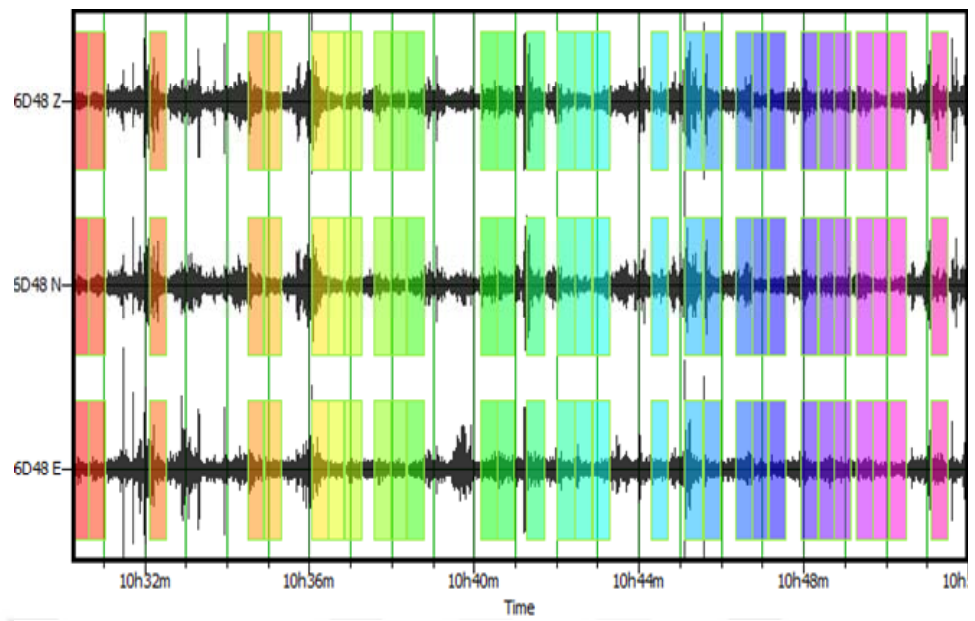
$$T_0 = 0.37 \text{ s } A_0 = 2.75$$



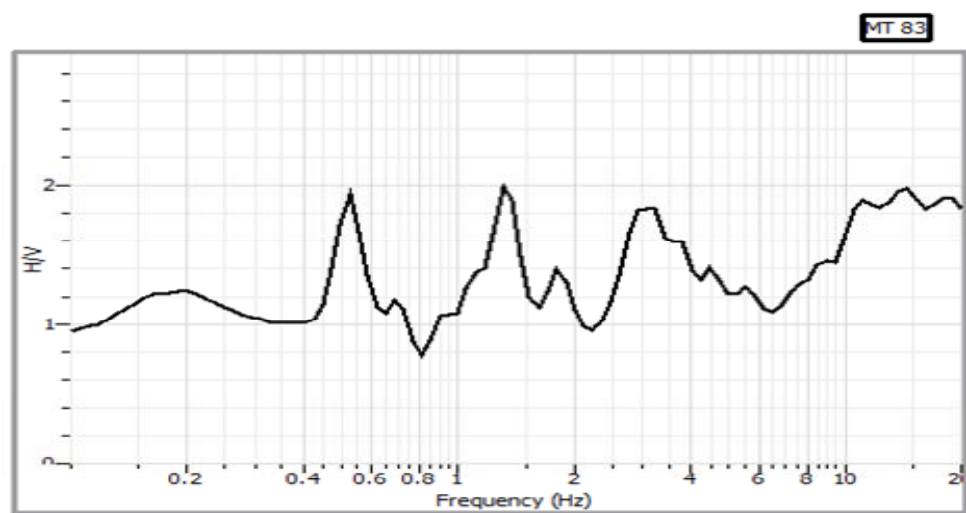
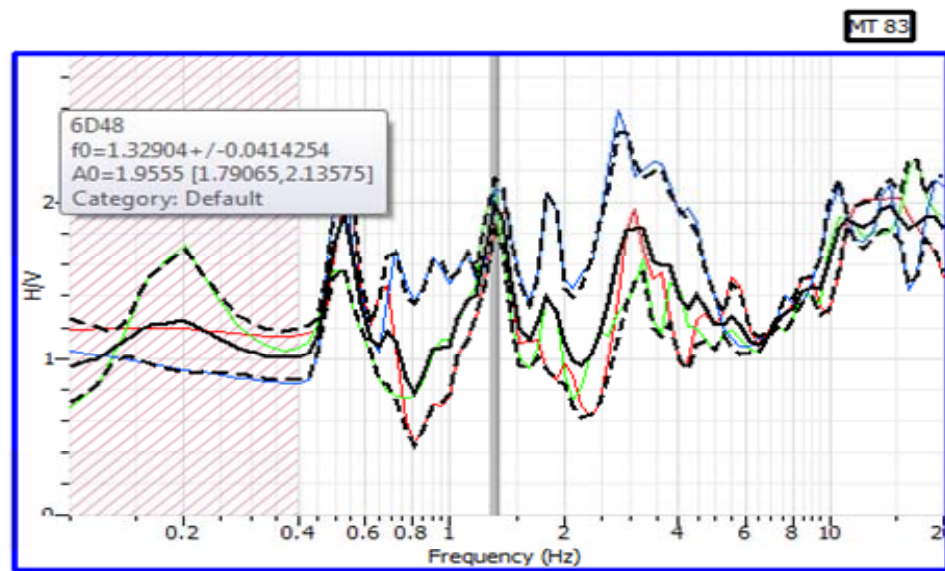
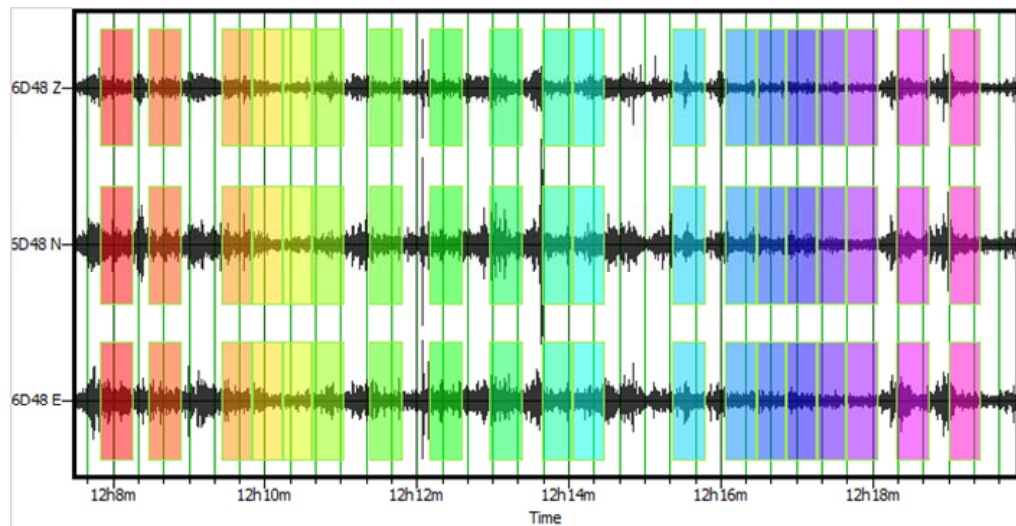
$$T_0 = 0.42 \text{ s} \quad A_0 = 1.89$$



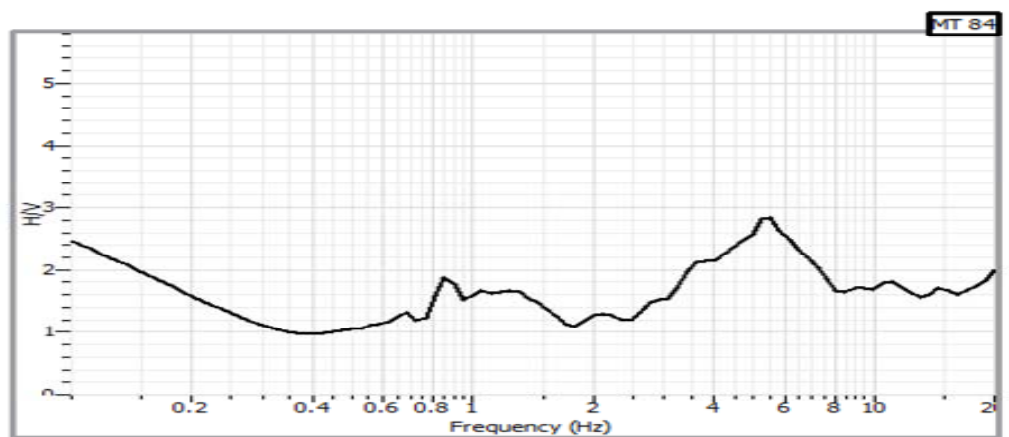
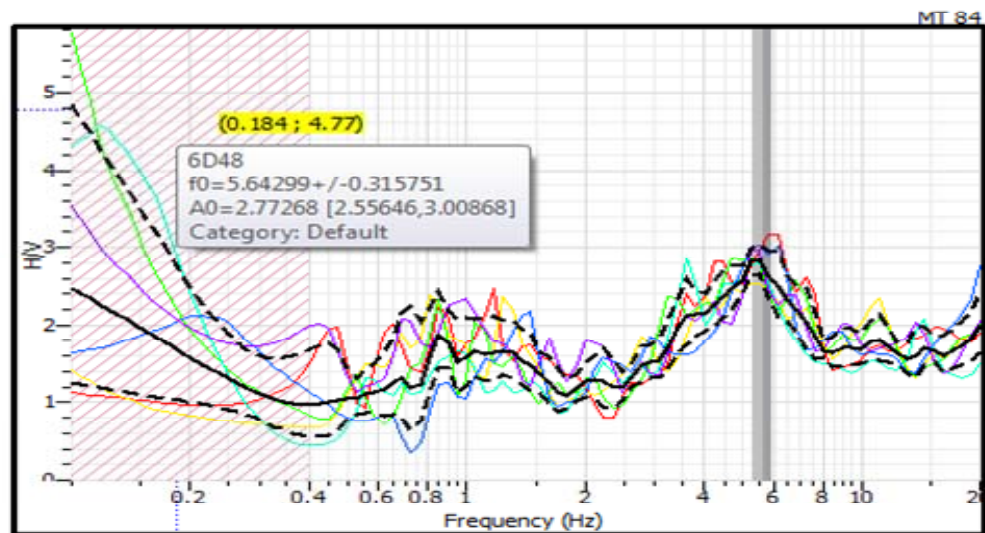
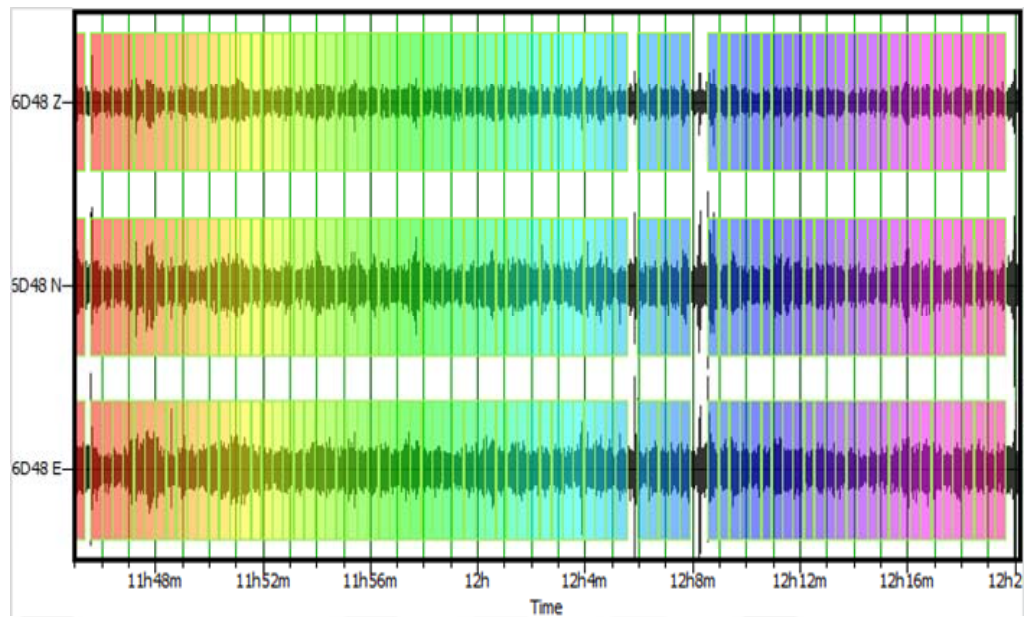
$$T_0 = 0.99 \text{ s } A_0 = 3.20$$



$$T_0 = 0.96 \text{ s } A_0 = 1.35$$



$$T_0 = 0.75 \text{ s } A_0 = 1.95$$



$$T_0 = 0.17 \text{ s } A_0 = 2.77$$

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı :Fatih ŞENHİSAR
Doğum Yeri ve Yılı : İzmir, 1978
Medeni Hali : Evli
Yabancı Dili : İngilizce
E-posta : fatih_senhisar@hotmail.com

Eğitim Durumu

Lise :İzmir Motor Teknik Lisesi, 1996
Lisans : SDÜ, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği,
2002

Mesleki Deneyim

AFAD-Erzincan 2010-2012
AFAD-Manisa 2012-(halen)