

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Şükrü Onur KARACA

**JEOTERMAL ARAMALARDA VİBROSİSMİK KAYNAK KULLANARAK
UYGUN SWEEP PARAMETRELERİNİN BELİRLENMESİ**

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ADANA, 2015

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOTERMAL ARAMALARDA VİBROSİSMİK KAYNAK KULLANARAK
UYGUN SWEEP PARAMETRELERİNİN BELİRLENMESİ**

Şükrü Onur KARACA

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Bu Tez .././2015 Tarihinde Aşağıdaki Jüri Üyeleri Tarafından
Oybirliği/Oyçokluğu ile Kabul Edilmiştir.

.....
Dr. Hatice KARAKILÇIK
DANIŞMAN

.....
Prof. Dr. Ulvi Can ÜNLÜGENÇ
ÜYE

.....
Yrd. Doç. Dr. Sevda ÖZEL
ÜYE

Bu Tez Enstitümüz Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Hazırlanmıştır.
Kod No:

Prof. Dr. Mustafa GÖK
Enstitü Müdürü

Not: Bu tezde kullanılan özgün ve başka kaynaktan yapılan bildirişlerin, çizelge ve fotoğrafların
kaynak gösterilmeden kullanımı, 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunundaki hükümlere
tabidir.

ÖZ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**JEOTERMAL ARAMALARDA VİBROSİSMİK KAYNAK KULLANARAK
UYGUN SWEEP PARAMETRELERİNİN BELİRLENMESİ**

Şükrü Onur KARACA

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

Danışman : Öğr. Gör. Dr. Hatice KARAKILÇIK

Yıl: 2015, Sayfa: 127

Jüri : Prof. Dr. Ulvi Can ÜNLÜGENÇ

: Yrd. Doç. Dr. Sevdâ ÖZEL

Yıllardır enerji kaynağı olarak kullanılan fosil yakıtların tükenmeye başlaması, ülkeleri yeni enerji kaynakları arayışına yönlendirmektedir. Alternatif enerji kaynaklarından biri olan jeotermal enerji, yerin derinliklerinden gelen, yenilenebilir ve temiz bir enerji kaynağıdır. Bu nedenlerden dolayı jeotermal alanların araştırılması ülkemiz açısından büyük önem taşımaktadır. Araştırma alanının yer aldığı Aydın ili, çok sayıda ve değişik büyüklükte fay hattının ve buna bağlı olarak sıcak su kaynaklarının bulunduğu bir bölgede yer almaktadır.

Jeotermal alanları keşfetmek için kullanılan yansıma sismisinde, kaynak olarak vibro kullanılıyor ise, doğru sonuç alınması için, yapılacak sismik çalışmanın düzenli bir şekilde projelendirilmesi ve sweep parametrelerin en doğru şekilde belirlenmesi gerekir. Çünkü her sahanın kendine özgü jeolojik nitelikleri vardır ve buna bağlı olarak her saha için farklı parametrelerin seçilmesi olasıdır. Yapılan testler ile hangi sahada hangi parametrenin kullanılacağı belirlenebilir. Bu işlemin yapılması, kalite kontrol adımlarının en önemlisidir. Zira, bir saha çalışması eğer yanlış bir parametre seçilerek yapılmışsa, bu yanlış daha sonraki adım olan veri işlem aşamasında göç ve yorum kesitlerinin elde edilmesi sırasında diğer bir çok yanlışla neden olabilir. Burada en büyük yanlış, açılacak kuyunun yerinin yanlış tespit edilmesi ve olası jeotermal alanın dolu kuyu yerine boş bir kuyunun açılmasıdır. Bunun sonucunda, zaman, maliyet ve iş gücü faktörleri göz önüne alındığında yapılan çalışma bir çok açıdan boşa yapılmış olur.

Bu çalışmada, ülkemiz için önemli bir enerji kaynağı olan jeotermal alanın araştırılmasında kullanılan sismik yansıma yöntemi ile araziden 3 boyutlu veri toplama adımları anlatılmış, veri toplama öncesinde yapılan test atışlarının önemi, veri kalitesi açısından incelenmiş ve değerlendirilmiştir. Her bir sweep parametresi için belirlenen test atışlarından elde edilen sonuçlar, Promax programı ile incelenip projede kullanılacak olan en uygun sweep parametreleri belirlenmiştir. Bu sweep parametreleri, "sweep frekans bandı 8-48 Hz aralığında, sweep sayısı 8, sweep uzunluğu 10 sn, sweep tipi doğrusal, törpüleme uzunluğu 500 msn, vibro hareketi (move-up) 10 m" olarak bulunmuştur. Elde edilen sweep parametreleri ile birlikte örnek çalışma alanının jeolojisi yorumlanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Jeotermal, Sismik Yansıma, 2B-3B Sismik Veri Toplama, Vibrosismik, Sweep Parametreleri

ABSTRACT

MSc THESIS

DETERMINATION OF SWEEP PARAMETERS BY USING VIBROSEISMIC SOURCE IN GEOTHERMAL RESEARCH

Şükrü Onur KARACA

**ÇUKUROVA UNIVERSITY
INSTITUTE OF NATURAL AND APPLIED SCIENCES
DEPARTMENT OF GEOLOGY ENGINEERING**

Supervisor : Instructor Dr. Hatice KARAKILÇIK

Year: 2015, Pages: 127

Jury : Prof. Dr. Ulvi Can ÜNLÜGENÇ

: Asst. Prof. Dr. Sevda ÖZEL

Downturn of the fossil fuels which have been utilized as energy sources since many years, forced the countries to find new types of energy sources. Geothermal energy, a type of alternative energy sources, is a renewable and environment friendly sources which is extracted from underground. Due to those features, exploration of the geothermal regions in our country become important. The study are called Aydın is a city that is located in Aegean region which is bearing many active fault zones and geothermal sources.

In seismic reflection method, carried out via vibro seismic source, used to explore the geothermal area it is necessary to be projected of the seismic work systematically and to be determined of the vibro seismic parameters properly to obtain the correct result. Because every study area has own geological character and it is likely to be chosen different parameters for each. The final parameters are defined depending of the trial results for the study area. Finalizing this process is the one of most important steps of the quality control. Then if a field work is done by choosing a parameter, this mistake will cause many other mistakes in upcoming step called data processing in which the migration and interpretation profiles are acquired. The worse mistake will be the wrong predetermining of the geothermal well and drilling an empty well instead of a full one. In such a situation, it will be a wasted practice in terms of a factors such as time, coast and workforce.

In this study, 3D data acquisition steps using seismic reflection method which is applied for searching geothermal fields in our country were explained, and the importance of the vibro seismic trial shots carried out just before the data acquisition were examined and evaluated in terms of the data quality. Results gathered from trial shots which are defined for each sweep parameters are evaluated through the program Promax and then the most proper sweep parameters are determined. Those sweep parameters are defined as "sweep band frequency in the range of 8-48 Hz, number of sweep 8, length of sweep 10 sc, type of sweep linear, taper length 500 msn, move-up 10 m." Geology of the study area is interpreted together with the obtained sweep parameters.

Key Words:Geothermal, Seismic Reflaction, 2D-3D Seismic Data Aquisition, Vibroseismic Method, Sweep parameters

TEŞEKKÜR

Yüksek Lisans tezimin gerçekleşmesinde, araştırma ve hazırlama aşamaları süresince sabır ve özveri ile beni yönlendiren, sahip olduğu bilgi birikimini paylaşarak değerli katkılarda bulunan, en zor zamanlarımda beni her zaman motive eden, çok değerli danışman hocam Sayın Öğr. Gör. Dr. Hatice KARAKILÇIK'a,

Çalışmamın değerlendirme aşamasında yardımlarını esirgemeyen, yapıcı ve yönlendirici fikirleri ile bana daima yol gösteren, hayat boyu örnek alacağım değerli hocam Sayın Prof. Dr. Derman DONDURUR'a,

Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri Teknolojisi Enstitüsü'nde bulunan, başta Sayın Prof. Dr. Günay ÇİFÇİ olmak üzere tüm SeisLab ekibine, yüksek lisans çalışmalarım sırasında tüm bölüm olanaklarından yararlanmamı sağladıkları, bana yol gösterdikleri ve beni SeisLab ekibinin bir üyesi yaptıkları için,

Tez çalışmalarımı yürütebilmek için ihtiyaç duyduğum imkanları sağlayan Petroleum Geophysical Services şirketinden Sayın Taylan BEŞE'ye ve tüm Petroleum Geophysical Services şirketinde bulunan çalışma arkadaşlarıma,

Her zaman yanımda olan, yardımlarını hiç bir zaman esirgemeyen Çukurova Üniversitesi'nde Yüksek Lisans yapan Jeoloji Mühendisi arkadaşım, dostum Sayın Can Ekin YILDIZ'a,

Özellikle tez değerlendirme süresi boyunca ve yardımını hiçbir zaman esirgemeyen ve beni yönlendiren değerli hocam Sayın Yrd. Dç. Dr. Sevda ÖZEL'e

Çanakkale Üniversitesi'nde bulunan değerli hocam Sayın Arş. Gör. Sayın Dr. Savaş GÜRÇAY'a

Ve bana en büyük desteği veren, her zaman yanımda olan aileme,

En içten dileklerimle teşekkür eder ve saygılarımı sunarım.

İÇİNDEKİLER

SAYFA

ÖZ	I
ABSTRACT	II
TEŞEKKÜR.....	III
İÇİNDEKİLER	IV
ÇİZELGELER DİZİNİ	VI
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	VIII
SİMGELER VE KISALTMALAR.....	XII
1. GİRİŞ	1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	7
2.1. Çalışma Alanının Jeolojisi	7
2.2. Jeotermal Enerji	16
2.3. Çalışma Alanı Çevresindeki Öncel Jeotermal Araştırmalar	18
3. JEOFİZİK YÖNTEMLER.....	27
3.1. Sismik Yansıma Yöntemi ve Temel Prensipleri	27
3.2. Vibrosismik Kaynak ve Temel Prensipleri	42
3.3. Sismik Yöntemde Sweep Sinyali ve Sweep Parametreleri	60
3.3.1. Sweep Sinyali.....	60
3.3.2. Sweep Sinyali Tipleri.....	66
3.3.3. Sweep Sinyali Parametreleri	69
4. JEOFİZİK ARAŞTIRMA VE BULGULAR.....	85
4.1. Arazide Veri Toplama.....	85
4.2. Uygulanan Testler	87
5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	117
KAYNAKLAR	121
ÖZGEÇMİŞ	127

ÇİZELGELER DİZİNİ

SAYFA

Çizelge 2.1.	Ilıcabaşı-İmamköy jeotermal sahasında açılan kuyular	22
Çizelge 2.2.	Germencik-Ömerbeyli jeotermal sahasında açılan kuyular	23
Çizelge 2.3.	Bozköy-Çamur Jeotermal alanındaki kaynaklar	24
Çizelge 2.4.	Sultanhisar jeotermal alanında açılan kuyular.....	24
Çizelge 2.5	Malgaçemir jeotermal sahasındaki kaynaklar	25
Çizelge 2.6.	Davutlar-Kuşadası jeotermal sahasında açılan kuyular.....	25
Çizelge 3.1.	2 boyutlu ve 3 boyutlu sismik farklılıkları.....	41
Çizelge 3.2.	Sweep çeşitleri ve matematiksel ifadeleri.....	62
Çizelge 3.3.	Sweep sinyali uzunluğuna uygun genel törpüleme süresinin seçimi..	76
Çizelge 4.1.	Örnek bir sweep parametre testi çizelgesi.....	88
Çizelge 4.2.	Sweep tipi testi sonuçları.....	90
Çizelge 4.3.	Sweep uzunluğu testi sonuçları.....	95
Çizelge 4.4.	Sweep törpüleme fonksiyonu (taper) testi sonuçları.....	99
Çizelge 4.5.	Sweep sayısı testi sonuçları.....	102
Çizelge 4.6.	Bitiş frekansı testi sonuçları	105
Çizelge 4.7.	Başlangıç frekansı testi sonuçları	112
Çizelge 4.8.	Üretim Parametreleri	116

ŞEKİLLER DİZİNİ

SAYFA

Şekil 2.1.	Aydın ili'nin genelleştirilmiş jeoloji haritası	8
Şekil 2.2.	Aydın civarının genelleştirilmiş stratigraf kesiti	10
Şekil 2.3.	Türkiye'nin Neotektonik haritası	13
Şekil 2.4.	Orojenik çökme modeli	14
Şekil 2.5.	Menderes Masifi ve çevresindeki tektonik birlikler	15
Şekil 2.6.	Jeotermal sistemin oluşum modeli	17
Şekil 2.7.	Türkiye' de fay hatları ve jeotermal alanlar haritası	20
Şekil 2.8.	Aydın İlinde bulunan jeotermal alanları.....	21
Şekil 3.1.	Ortak yansıma noktası	30
Şekil 3.2.	a) Ortak yansıma noktası b) Katlanma diyagramı.....	30
Şekil 3.3.	Bir CMP noktasından toplanan izler	31
Şekil 3.4.	CMP izlerinin yığılmasının şematik gösterimi.....	32
Şekil 3.5.	Yığma sonrası sıfır açılıma getirilen izler.	32
Şekil 3.6.	3B sismikte alıcı ve atış hatlarının görünümü	33
Şekil 3.7.	3B sismikte aktif kanalların, atış noktalarının gösterimi.....	35
Şekil 3.8.	3B sismikte swath başlangıcı.....	36
Şekil 3.9.	3B sismikte swath ortasındaki aktif kanallar ve atış noktaları	36
Şekil 3.10.	3B sismikte swath sonu	36
Şekil 3.11.	Katlanma (fold) haritası.....	37
Şekil 3.12.	Katlanma sayısına bağlı olarak km ² 'ye düşen atış sayısı.....	38
Şekil 3.13.	X maks. ve X min. mesafesini gösteren bir 3B kutusu	38
Şekil 3.14.	3B sahasının azimut dağılımı	39
Şekil 3.15.	3B sahasının açılım dağılımı	39
Şekil 3.16.	3B sahasının katlanma dağılımı.....	40
Şekil 3.17.	3B sahasının açılım dağılımı (Gül diyagramı)	40
Şekil 3.18.	Sercel - Nomad 65 - Vibrosismik kaynak	43
Şekil 3.19.	Sercel - Nomad 65 - Vibratör hareketli sistemi.....	45
Şekil 3.20.	Kısa sinyalden uzun sweep biçimine geçiş	46
Şekil 3.21.	Frekans erteleme fonksiyonu.....	47

Şekil 3.22.	Vibrosismik çalışmalarda giriş sinyali ve yer modeli	48
Şekil 3.23.	Yerin yansıma kat sayısı dizisi	49
Şekil 3.24.	Çapraz ilişki yapılmamış veri	49
Şekil 3.25.	Sweep Sinyali ile Vibrosismik verisinin kroskorelasyon işlemi	50
Şekil 3.26.	Sweep jeneratörü	50
Şekil 3.27.	Korelatör - Bir sweep sinyalinden kısa dalgacığın elde edilmesi.....	51
Şekil 3.28.	Vibrosismik Akış Diyagramı.....	51
Şekil 3.29.	Yere gönderilen sweep sinyali etkisi ile oluşan sinyaller.....	52
Şekil 3.30.	Kroskorelasyon işleminin grafiksel gösterimi ve uygulanması.....	54
Şekil 3.31.	Otokorelasyon işleminin grafiksel gösterimi ve uygulanması	56
Şekil 3.32.	Otokorelasyon dalgacığının.....	57
Şekil 3.33.	Çapraz ilişki sonrası Klauder dalgacığının görünümü	58
Şekil 3.34.	Sweep sinyalinin dalga formu ve ilgili parametreler.....	61
Şekil 3.35.	a) Doğrusal yukarı taramalı sweep b) genlik spektrumu c) okorelasyon dalgacığı	64
Şekil 3.36.	a) Doğrusal aşağı taramalı sweep b) genlik spektrumu c) otokorelasyon dalgacığı.....	64
Şekil 3.37.	Yukarı taramalı sweep için frekans-zaman grafiği.....	65
Şekil 3.38.	Yukarı taramalı sweep için a)otokorelasyon sinyali b)otokorelasyon sinyalinin logaritmik gösterimi.....	66
Şekil 3.39.	Aşağı taramalı sweep için a)otokorelasyon sinyali b)otokorelasyon sinyalinin logaritmik gösterimi.....	66
Şekil 3.40.	Doğrusal sweep sinyalinin frekans-zaman grafiği	67
Şekil 3.41.	a) Doğrusal sweep sinyali b) genlik spektrumu c) faz spektrumu d) otokorelasyon dalgacığı	67
Şekil 3.42.	Doğrusal ve doğrusal olmayan sweep için frekans-zaman grafiği.....	68
Şekil 3.43.	Farklı sweep uzunlukları için hesaplanan-ölçülen genlik değerleri.....	72
Şekil 3.44.	Farklı sweep sayıları için hesaplanan-ölçülen genlik değerleri.....	75

Şekil 3.45.	a.Törpüleme uygulanamamış sweep sinyali b.Törpüleme uygulanamamış sweep sinyalinin otokorelasyon dalgacığı c.Törpüleme uygulanmış sweep sinyali d. Törpüleme uygulanmış sweep sinyalinin otokorelasyon dalgacığı	76
Şekil 3.46.	a.750 msn Cosinüs taper uygulanmış b. genlik spektrumu c.otokorelasyon dalgacığı.....	77
Şekil 3.47.	a.100 msn Cosinüs taper uygulanmış b.genlik spektrumu c. otokorelasyon dalgacığı.....	78
Şekil 3.48.	Frekans bandı 10-20 Hz olan sinyal a)genlik spektrumu b)otokorelasyon dalgacığı	79
Şekil 3.49.	Frekans bandı 10-40 Hz olan sinyal a)genlik spektrumu b)otokorelasyon dalgacığı	79
Şekil 3.50.	Frekans bandı 10-60 Hz olan sinyal a)genlik spektrumu b) otokorelasyon dalgacığı.....	79
Şekil 3.51.	Frekans bandı 10-80 Hz olan sinyal (a) genlik spektrumu (b) otokorelasyon dalgacığı.....	79
Şekil 3.52.	Farklı vibro güçleri ile oluşturulan sweep sinyallinden hesaplanan otokorelasyon dalgacığının teorik ve ölçülen genlik değerleri.....	81
Şekil 3.53.	Farklı vibro sayısı ile oluşturulan sweep sinyalinden hesaplanan otokorelasyon dalgacığının teorik genlik değerleri	83
Şekil 3.54.	Standart hatta paralel vibro dizilimi	84
Şekil 4.1.	Sismik kayıtçı kamyonu ve içeriden görünümü	85
Şekil 4.2.	Arazide kullanılan vibro dizilimi.....	86
Şekil 4.3.	Arazide kullanılan jeofon dizilimi.....	86
Şekil 4.4.	Arazide kullanılan jeofonlar	86
Şekil 4.5.	a) Atış kaydı ve frekans-dB power grafiğı, 8-64 Hz, doğrusal	91
Şekil 4.6.	Atış kaydı ve frekans-dB power grafiğı, 8-48 Hz logaritmik sweep -3dB	92
Şekil 4.7.	Atış kaydı ve frekans-dB power grafiğı, 8-64 Hz logaritmik sweep - 3dB	93

Şekil 4.8.	Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği - sweep boyu 6 sn	96
Şekil 4.9.	Atış kaydı ve frekans-dB power grafiği 8-48 Hz - sweep boyu 10 sn.....	97
Şekil 4.10.	Atış kaydı ve frekans-dB power grafiği 8-48 Hz - sweep boyu 12sn.....	98
Şekil 4.11.	Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği, taper 500 ms.....	100
Şekil 4.12.	Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği - taper 300 ms	101
Şekil 4.13.	Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği - Sweep sayısı 6	103
Şekil 4.14.	Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği - Sweep sayısı 10	104
Şekil 4.15.	Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği, frekans bandı 8-36 Hz....	106
Şekil 4.16.	Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği, frekans bandı 8-48 Hz....	107
Şekil 4.17.	Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği, frekans bandı 8-52 Hz....	108
Şekil 4.18.	Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği, frekans bandı 8-64 Hz....	109
Şekil 4.19.	Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği, frekans bandı 8-72 Hz....	110
Şekil 4.20.	Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği, frekans bandı 8-80 Hz....	111
Şekil 4.21.	Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği, frekans bandı 8-48 Hz....	113
Şekil 4.22.	Atış kaydı ve frekans - dB power, frekans bandı 10-48 Hz	114
Şekil 4.23	Atış kaydı ve frekans - dB power, frekans bandı 12-48 Hz	115

SİMGELER VE KISALTMALAR

2B	: İki Boyutlu (2D-Two Dimension)
3B	: Üç Boyutlu (3D-Three Dimension)
CRP	: Ortak yansıtıcı nokta (Common Reflection Point)
CDP	: Ortak derinlik nokta (Common Depth Point)
CMP	: Ortak orta nokta (Common Mid Point)
DAF	: Doğu Anadolu Fayı
DSİ	: Devlet Su İşleri
FDU	: Alıcı dijital kanal (Field Digitizer Unit)
GA	: Grup aralığı
G	: Gürültü
GEKA	: Güney Ege Kalkınma Ajansı
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
KS	: Kanal sayısı
MTA	: Maden Tetkik Arama
NMO	: Normal Kayma Zamanı
R	: Yansıma katsayısı
RLI	: İki alıcı hattı arasındaki mesafe (Recevier Line Interval)
S	: Sinyal
SI	: İki kaynak arasındaki mesafe (Shot Interval)
SLI	: İki atış hattı arasındaki mesafe (Shot Line Interval)
T	: Zaman
V1	: 1.Tabaka hızı
V2	: 2 Tabaka hızı
X	: Uzaklık

1. GİRİŞ

Enerji konusu, enerji kaynağı ve enerji kaynaklarının devamlılığı geçmişten bugüne dünyanın en önemli konularından ve sorunlarından biri olmuştur. Bu enerji kaynaklarından, petrol, kömür, nükleer enerji gibi kendini yenilenme durumu olmayanların bilinçsizce tüketilmesi, bu kaynakların çevreye ve atmosfere bıraktığı kirleticiler ve bitki, hayvan ve insanlar üzerindeki olumsuz etkileri insanları yenilenebilir enerji kaynaklarını aramaya ve kullanmaya yönlendirmiştir. Bu nedenle dünyada olduğu gibi ülkemizde de yenilenebilir enerji kaynakları günümüzde çok fazla önem kazanmıştır. Bunların başında jeotermal enerji ve sonrasında ise rüzgar ve güneş enerjileri gelmektedir. Ülkemiz açısından özellikle jeotermal enerji büyük öneme sahiptir. Çünkü ülkemiz aktif fayların yoğun olduğu bir jeolojiye sahiptir. Bu nedenle de jeotermal enerji, kaynak olarak başta Batı Anadolu bölgesi olmak üzere ülkemizin çeşitli bölgelerinde enerji, sağlık, tarım ve turizm gibi birçok alanda kullanılmaktadır.

Jeotermal enerji, yer kabuğu içinde depolanmış olan ısı enerjisi (thermal energy) olarak tanımlanır. Bu ısı enerjisi yeraltındaki kayaç formasyonlarının çatlaklarında ve gözeneklerinde bulunan doğal akışkanlarda mevcuttur (Satman, 2007). Dolayısıyla doğada kendiliğinden mevcut bu ısı enerjisi, başka bir ifadeyle yenilenebilir enerji kaynaklarının en önemlilerinden olan jeotermal enerji, sıcaklık derecelerine bağlı olarak başta elektrik üretimi olmak üzere birçok alanda kullanılabilen bir enerji türüdür. Ucuz ve temiz bir enerji olan jeotermal kaynaklarının öncelikli olarak kullanılmasının, bu kaynağın bulunduğu yörelerimizin ve ülkemizin gelişiminde önemli katkıları olacaktır. Bu durumda mevcut kaynaklarımızın etkin ve verimli kullanılması ve yeni kaynaklar için araştırmalar yapılması, üretimin ucuz ve dolayısıyla maliyetinin düşük olması ve yatırımını kısa zamanda karşılaması ile ülkemiz açısından büyük önem taşımaktadır (TJD, 2004). Ancak Türkiye’de jeotermal arama faaliyetleri 1960’lı yıllarda başlamıştır. 1968 yılında yüksek sıcaklıklı jeotermal saha olan Kızıldere (Denizli) sahası keşfedilmiştir. Bu saha ülkemizde ilk jeotermal santral olarak 1984 yılında Denizli-Kızıldere’de kurulmuştur (Başel, 2010). Orta sıcaklıklı ilk sahalar olarak

değerlendirilen İzmir-Balçova ve İzmir-Seferihisar sahaları ise 1960 ve 70'li yıllar arasında keşfedilmiştir. Diğer yüksek sıcaklıklı saha, Aydın-Germencik ve orta sıcaklıklı sahalar olarak kabul edilen Kütahya-Salavatlı ve Kütahya-Simav sahaları ise 1980'lerde keşfedilen en önemli sahalardan olmuştur (Yıldız, 2014).

Türkiye, Alpin Orojenik Kuşak üzerinde bulunduğu ve genç oluşumlu bir ülke olduğundan, tektonik olarak hareketli bir bölgede bulunmaktadır. Aktif bir konumda bulunan ülkemizde orojenik hareketler sonucu oluşan faylanmalar, jeotermal enerjinin yeryüzüne çıkışına neden olmaktadır. Ülkemizde bulunan jeotermal enerji kaynakları bu fay hatları ile ilişkilidir (Yıldız, 2014). Türkiye'nin neotektonik bölgeleri incelendiğinde (bunlardan en iyi tanınan ülkemizin batısını kapsayan) yerbilimleri ve jeotermal enerji konusunda birçok jeolojik ve jeofizik araştırmanın yapıldığı Batı Anadolu grabenler bölgesidir. Çalışma alanı da bu grabenlerin en önemlileri arasında bulunan ve Büyük Menderes Grabeni olarak adlandırılan grabenler alanında yer almaktadır. Büyük Menderes Grabeni içerisinde yer alan birçok jeotermal sahanın bulunduğu Aydın ili ise bu teze konu olan çalışma sahasının bulunduğu alanı kapsamaktadır.

Çalışma alanında jeotermal arama amaçlı birden çok jeofizik yöntemle arama çalışmaları yapılmıştır. Bu tez çalışması için ise çalışma alanında jeofizik yöntemlerden sismik yansıma yöntemi uygulanmış ve kaynak olarak titreşim aracı (vibro) kullanılmıştır. Bilindiği üzere yapılan sismik çalışmalarda sismik kaynak olarak vibro kullanılıyor ise silkeleme (sweep) parametrelerini belirlemek için öncelikle belirli test atışları yapılması gerekir. Çünkü her bölgenin kendine özgü jeolojik özellikleri ve buna bağlı olarak farklı silkeleme parametreleri vardır. Bu parametreler sırasıyla, silkeleme frekans bandı (sweep frequency band), silkeleme sayısı (sweep number), silkeleme uzunluğu (sweep length), silkeleme tipi (type of sweep), törpüleme uzunluğu (taper length), titreşim aracı hareketi (move-up) olarak tanımlanır. Test atışları, önceden belirlenen 2-Boyutlu (2B) bir hat üzerinde titreşim araçlarının (vibro) farklı silkeleme (sweep) parametreleri uygulanarak, jeolojik hedef seviyelerine uygun, sinyal/gürültü (signal/noise) oranının en yüksek veri setini elde edecek parametrelerin belirlenmesi şeklinde olur. Böylece test atışları ile çalışma alanı

için en uygun üretim parametresi belirlenebilmekte, saha çalışmalarından kaliteli veri toplanabilmekte ve maliyet en aza indirilebilmektedir (Sefunç, 2006).

Çalışma alanı ve yakın çevresinde jeotermal kaynak aramaya yönelik sığ ve derin arama amaçlı farklı disiplinlerden araştırmacıların çalışmaları da bulunmaktadır. Bu çalışmalar çoğunlukla jeolojik ağırlıklı yapısal jeoloji ve tektonik konulu çalışmalardır (Akgün, 1999; Akartuna, 2001; Eravcı, 2006; Oberhanslı, 2010; Sümer, 2012; Öztürk ve diğ., 2015). Diğer araştırmalar ise jeofizik arama amaçlı olup ağırlıklı olarak gravite, manyetik, sismik ve elektrik-elektromanyetik yöntemlerin kullanıldığı çalışmalardır. Bu teze konu alan ve yakın çevresindeki öncel çalışmalar incelendiğinde Büyük Menderes Grabeni'nde jeotermal sahaların bulunması açısından birçok jeofiziksel araştırma yapılmıştır (İçerler ve diğ., 2009; Çifçi ve diğ., 2011; Başokur ve diğ., 2005; Bayrak, ; Kaya, ; MTA, ; Aydın, ; Akay ve diğ., 2013). Bu jeofizik araştırmalarda jeotermal kaynak yeri, derinliği, formasyon içerisindeki yayılım sınırları ve sığ ve derin faylar gibi çeşitli jeolojik yapılar ve çeşitli fiziksel parametreler çoğunlukla 2B ve 3B jeofizik kesitler hazırlanarak bunlar üzerinden yorumlanmıştır.

Derin aramalarda kullanılan sismik yansıma yönteminin çok maliyetli olması ve genellikle petrol ve doğal gaz arama çalışmalarında tercih edilmesi sebebi ile jeotermal araştırmalar için genellikle maliyeti düşük olan diğer jeofizik yöntemler tercih edilmiştir. Ancak sismik yansıma yönteminin başarısından dolayı jeotermal araştırmalarda sismik yansıma yöntemi yüksek maliyetli olmasına rağmen son yıllarda sıklıkla kullanılmaya başlanılmıştır. Büyük Menderes Grabeni'nde elektrik özdirenç yöntemi kullanılarak jeotermal alanların keşfedilmesi için araştırılmıştır (İçerler ve diğ., 2009; İçerler ve diğ. (2009) bu çalışmada doğru akım elektrik özdirenç yöntemi uygulayarak, Menderes Grabeni'nin kuzey kanadındaki jeotermal aktivitenin antitetik faylanma zonu olan güney kanadında da olabildiğini ortaya koymuşlardır Çifçi ve diğ. (2011). Batı Anadolu'da, Büyük Menderes Grabeni'nde gravite ve sismik yansıma kesitlerinden yararlanarak jeolojik olarak sığ ve derin yapıları araştırmışlardır. Bunun yanı sıra Akay ve diğ. (2013) Menderes masifi tektonik yapılarının Bouguer-gravite analizlerini çalışmışlardır. Jeolojik ve jeofizik çalışmalar incelendiğinde bölgede yüksek sismik hızlara sahip volkanik kayalar

bulunduğu görülmektedir. Bu tez çalışmasında çalışma alanının jeolojisi ile sweep parametreleri karşılaştırılarak, alandaki yüksek sismik hızlı volkanik kayalardan dolayı, sweep sinyalinin belirlenmesinde yüksek frekansların sinyal/gürültü oranına olumsuz etkilerinin araştırılması hedeflenmiştir.

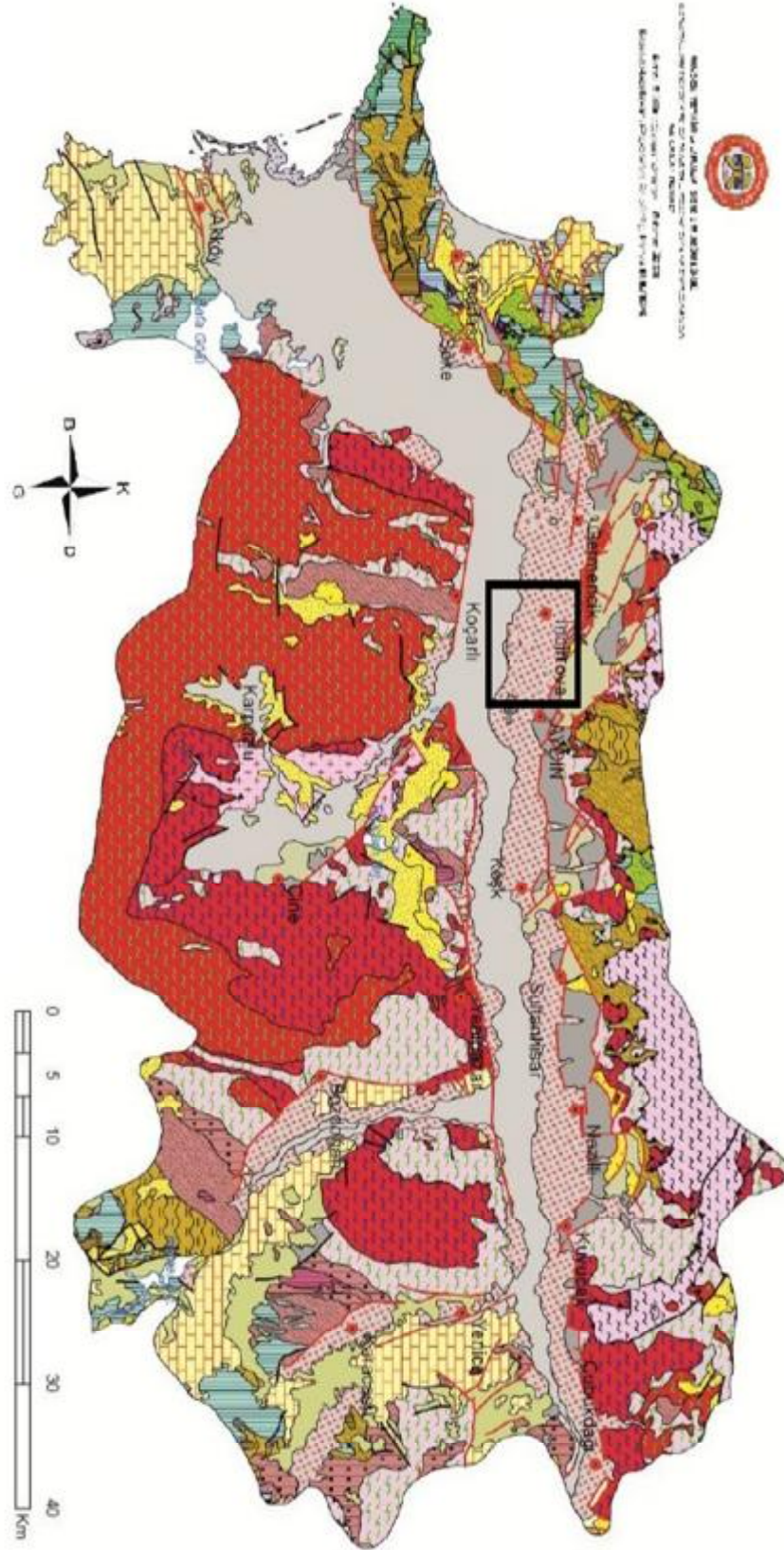
Sismik yansıma yönteminde kaynak olarak vibro ile çalışılmaya başlanması ilk olarak Conoco firması araştırmacıları tarafından 1952 yılında geliştirilmiştir. Günümüze kadar kara sismik çalışmalarında kullanılan vibro dünya çapında tercih edilen bir enerji kaynağı olmuştur (Sheriff, 1990). Çünkü vibrosismik enerji kaynağının, kontrol edilebilir frekans bandına sahip olması, ideal sıfır fazlı sinyal üretebilmesi ve yıkıcı olmayan bir kaynak olması nedeniyle sismik veri toplamada geniş çaplı bir kullanım alanı bulmuştur (Gabriela, 2008). Bunun sonucunda vibro kullanılan sismik yansıma çalışmalarında sinyal/gürültü oranını arttırmak ve veri kalitesini düzeltmek amaçlı çeşitli çalışmalar yapılmıştır. Sakallıoğlu, (1987) sismik veri kalitesinin zayıf olduğu sahalarda veri kalitesini artırabilmek için konvensiyonel sweep teknikleri diye bilinen lineer ve lineer olmayan sweep veriler ile kombi sweep tekniği çalışmalardan elde edilmiş sismik kayıtlarının sonuçlarını ortaya koymuştur. Beaten, (1989) yayınladığı kitabında, vibrosismik metodunu teorik ve uygulamalı açıdan anlatmıştır. Kitabında matematiksel ve fiziksel bağıntılara yer vererek sweep sinyalini ve sinyal dalgacığını incelemiştir. Küçük, (2006) 2B ve 3B sismik veri toplama ve test atışlarının önemini ortaya koymuştur. Sefunç, (2006) sismik programların önerilmesi ve parametre tahmini ilgili sonuçlar ortaya koymuştur. Başar, (2007) yüksek güvenilirlikli ve ayrımlılıkli vibrosismik veri toplama (HFVS-High fidelity vibratory seismic) yöntemi ile çalışmaları yapmıştır. Bagaini ve diğ. (2010) kara sismiğinde kaliteli veri toplamak için uygulamalar yapmışlardır. Caner (2010) yansımali sismikte vibro atış düzeninin ve saha parametrelerinin sismik çözünürlüğe etkisi ile çalışmalar ortaya koymuştur. Sakallıoğlu ve diğ. (2012) yılında farklı vibro sayısı, farklı sweep uzunlukları, sweep sinyali uzunluğuna uygun genel törpüleme süresinin seçimi, farklı frekans bantları ile bunlara karşılık gelen genlik değerleri ile araştırmalar yapılmıştır. Güreli, (2013) sismik yansıma yönteminde vibrosismik ve uygulamaları ile ilgili çalışmalar yapmıştır.

Bu çalışma jeotermal açıdan birçok fay hattının buluşu Büyük Menderes Masifi, Aydın bölgesinde yapılmıştır. Bu tez çalışmasında ilk olarak 3-Boyutlu (3B) sismik yansıma veri toplama adımları anlatılmıştır. İkinci olarak sismik yansıma kaynağı olan vibrosismik ve vibrosismik yöntemin temelini oluşturan silkeleme (sweep) parametreleri; silkeleme frekans bandı, silkeleme sayısı, silkeleme uzunluğu, silkeleme tipi, törpüleme uzunluğu ve titreşim aracı hareketi araziden alınan kayıtlar ile incelenerek veri kalitesi açısından değerlendirilmiştir

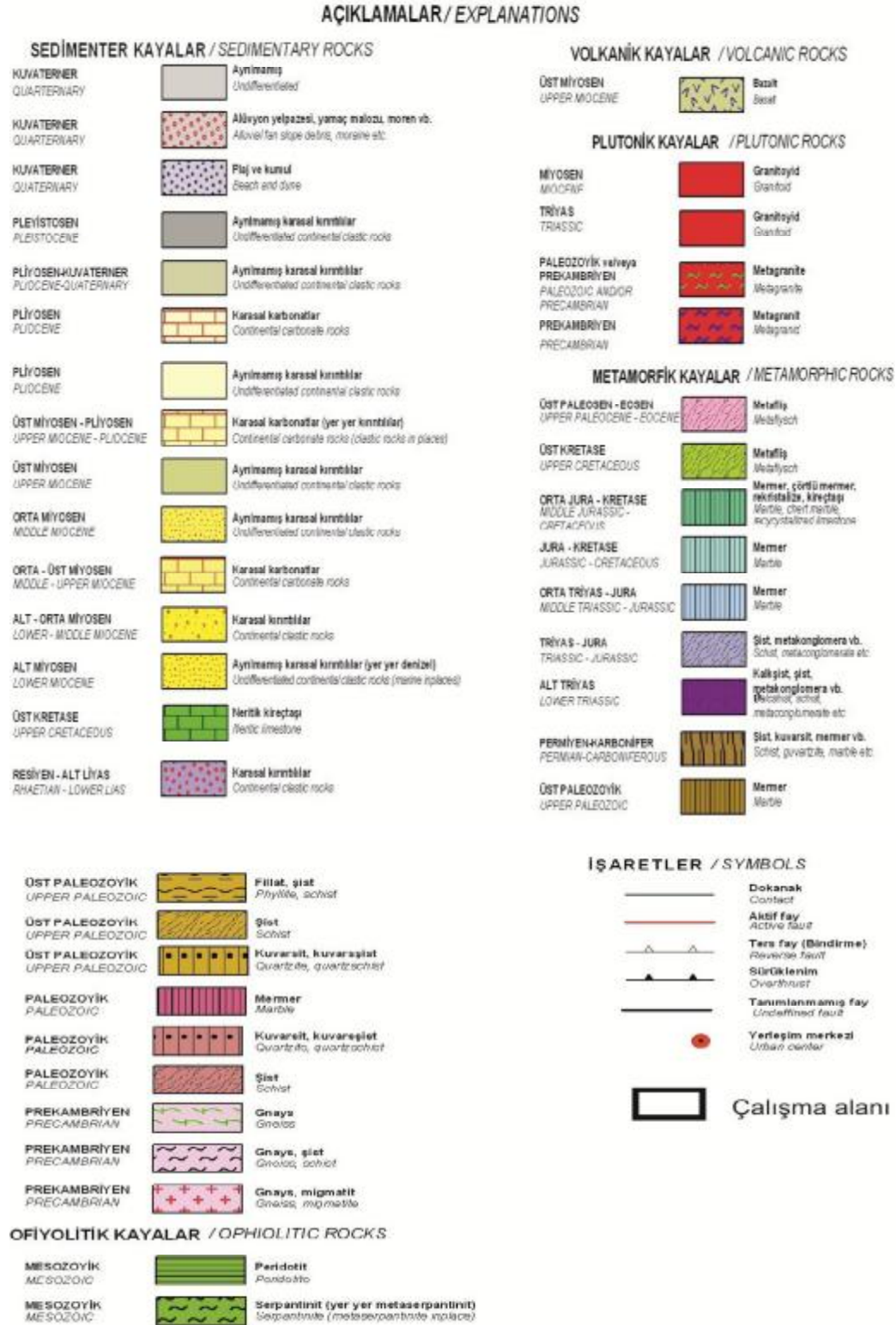
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

2.1. Çalışma Alanının Jeolojisi

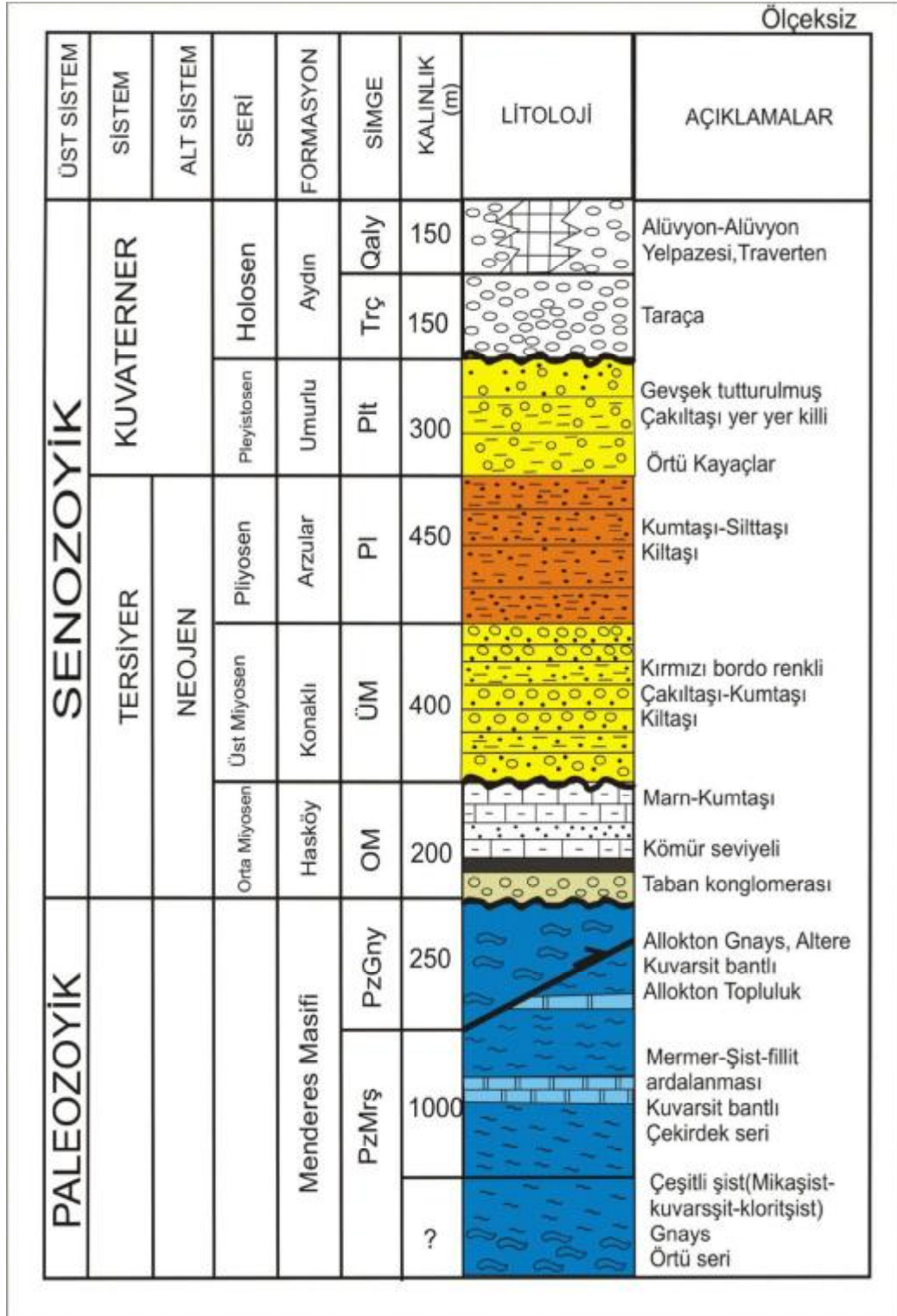
Batı Anadolu'da binlerce m² alan kaplayan "Menderes Masifi", KD-GB uzanımlı, yumurta biçimli bir görünüm sunar. Yaklaşık D-B uzanımlı Büyük Menderes, Küçük Menderes, Gediz ve Simav grabenleri masifi dört ana masife bölgeler (Dora, 1975). Masifin KB kenarı İzmir-Ankara zonu'nun (Brinkmann, 1966) ofiyolitik kaya topluluğuyla, Güney kenarı ise Toros kuşağı ile sınırlanır. Batı uzantısı Ege Denizi'ndeki Kiklad adalarında gözlenirken, doğuda parçalanarak kalın Neojen örtünün altında kaybolur. Menderes Masifi'nin temelini gözlü gnays, granitik gnays, bantlı gnays ve migmatitten yapılmış gnays birimi oluşturur. Hiçbir yerde gnaysın tabanını görmek olası değildir. Görünür kalınlığı 2-3 km'yi bulmaktadır. Son yıllarda gnays birimi ile metavolkanit birimi arasında yer alan, 5-300 m kalınlığında bir "mavi gözlü gnays" düzeyi bulunmuştur (Kun ve diğ., 1988). Bu düzey içinde bol miktarda, gnayslanamamış leptit kalıntılarının gözlenmesi, bunların ilksel kayacın leptitler gibi volkanik kökenli olduğunu göstermektedir (Kun ve Candan 1987). Gri açık pembe renkli olan metavolkanitler, kötü yapraklanmış, boynuztaşı benzeri kayalardan yapılmıştır ve kısmen porfirik doku sunarlar. Bu nedenle kayaların ilksel volkanik karakterleri hala tanınabilmektedir. Andezitten riyolite kadar değişen bir kimyasal bileşim sunarlar. Öte yandan, metavolkanitler içinde çok sık rastlanan bazik dayklar zengin anortit ve piroksen kapsarlar ve bu dinlenmiş yapılar sunarlar (Kun ve Candan 1987). Menderes Grabeninin ortasında yer alan çalışma alanındaki en yaşlı kayalar, Menderes Masifi adı altında toplanan şist, gnays, mermer ve kalkıştlerdir. Paleozoyik yaşlı bu kayaların üzerine Neojen yaşlı çakıltası, kumtaşı, kıltaşı, silttaşı, kil, silt birimleri gelir. Neojen birimlerinin üstünde kuvaterner yaşlı gevşek tutturulmuş çakıl taşlarından oluşan (yer yer killi) Umurlu formasyonu ile taraça, traverten, alüvyon yelpazesi ve alüvyonlar yer alır. Bölgedeki Hersiniyen ve Alpin orojenezlerinin etkisiyle graben yapısını oluşturan doğu-batı yönlü tektonik hareketler hakim olmuştur (Karahan, 2009).



Şekil 2.1. Aydın İli'nin jeoloji haritası (MTA, 2009).



Şekil 2.1 Aydın İli'nin jeoloji haritasının devamı (Hilal, 2012).



Şekil 2.2. Aydın civarının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Karahan, 2009; Hilal, 2012).

Yapısal jeoloji; Büyük Menderes grabeni Denizli ile Ege Denizi arasında yer alır. Yaklaşık 200 km uzunluğundadır. Grabenin doğu ucu Pamukkale civarında Gediz grabeni ile kesişmektedir. Batı ucu ise Germencik civarında iki kola ayrılmaktadır. Kuzey kolu Kuşadası'na devam etmekte olup güney kolu GB'ya dönerek Ege Denizi'ne girmektedir. Bu grabenin ana fayı grabenin kuzey kenarı boyunca uzanır ve güneye doğru eğimlidir (Tekin ve ark., 2000).

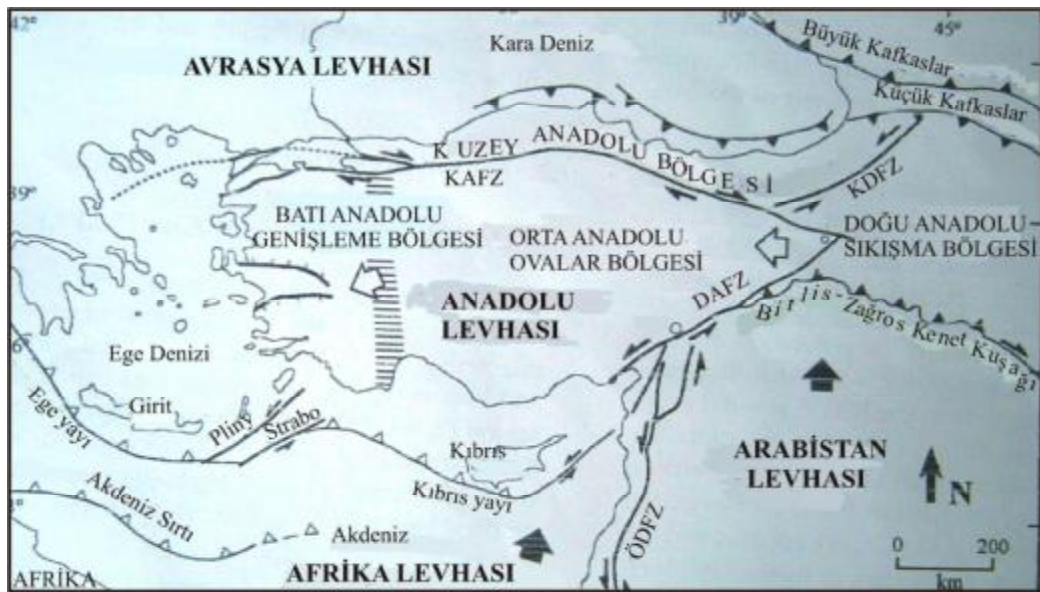
Büyük Menderes Grabeni'nin kuzeyinde gözlenen sürüklenme ve bindirmeler K-G yönlü sıkışmanın egemen olduğu paleotektonik dönemin izlerini taşır. Salavatlı ve Germencik jeotermal sahalarında yapılan sondaj çalışmalarında, tipik olarak Bozköy (Germencik ilçesi kuzeyi) civarında klipler şeklinde gözlenen allokon gnaysların altında kalın Şist ve mermer birimleri kesilmiştir. “Bozköy Sürüklenimi” olarak adlandırılan, Menderes Masifi çekirdek serileri oluşturan yüksek dereceli metamorfizmlerin Germencik ilçesi çevresinde kendilerinden daha genç Şist serilerini tektonik olarak üstledikleri ve Bozdağ - Salihli yörelerine kadar uzanım kat etikleri bildirilmiştir (Şimşek ve diğ., 1983; Candan ve diğ., 1992). Bölgedeki kliplerin sürekli güncel topografyadaki en yüksek tepe noktalarında bulunmaları ve dokanakların çoğu yerde eş yükselti eğrilerine hemen hemen koşut uzanmaları bindirmelerin örtü fayı niteliğinde olduğunu göstermektedir (Candan ve diğ., 1992).

Bölgede Neojen öncesi sıkışma tektoniği etkin olmuş, bunun sonucunda sürüklenmeler gelişmiştir (Şengör, 1979). Bozköy sürüklenme ile gnayslar, metamorfik şist ve mermerlerin üzerinde yer almışlardır. Hersiniyen ve Alpin orojenezinin etkisiyle metamorfik şistler, mermerler ve kireçtaşları kıvrımlı, kırıklı bir yapı kazanmışlardır. Daha sonra genç tektoniğin etkisiyle açılmalar olmuş, Menderes Grabenini oluşturan doğu-batı uzanımlı tektonik hatlar gelişmiştir.

Bozköy-Çamur jeotermal alanı tektonik yönden oldukça hareketli olup, sıcak suların yüzeye çıkması genç faylarla olmuştur. Bozköy sıcak sularının çıkışını sağlayan fayların doğrultuları yaklaşık doğu-batı yönlü olup, bu fay düzlemi üzerinden sirkülasyon ürünü olan travertenler görülmektedir. Bölgede genç tektoniğin etkisiyle hızlı bir yükselme ve bunun neticesinde Neojen çökellerde çok hızlı bir aşınma görülmektedir. Neojen tabakalarının eğimleri genelde yataya yakın olup, tektonizmanın etkin olduğu yerlerde eğim artmaktadır (Karahan ve diğ., 2000).

Kuvaterner içi tektonik gelişmenin sonucu, çalışma alanında oluşmuş özgün vadiler ve sekiler, aşamalı bir yükselme ve çökmeyi yansıtmaktadır. Doğu-batı doğrultulu faylanmalar, kuzey-güney yönlü ana vadilerin oluşumunu hazırlamıştır. Vadilerin boyuna profillerinin yukarı kesimlerinin yaşlı, aşağı kesimlerinin genç oluşu, yöreye özgü bir biçimleniştir. Vadilerin bu özelliği, genç tektonik gelişmenin doğal bir sonucudur. Büyük Menderes nehrine kuzeyden dik olarak katılan, yan kolların oluşturduğu, kuzey-güney uzanımlı vadiler konsekan, fakat ikinci ve üçüncü dereceden, doğu-batı yönlü vadiler, graben faylarının empoze ettiği, sübsekan vadilerdir. Tektonik gençleşme ile asılı vadiler, horstların varıldığı kesimlerde ise, epijenik (sürempoze) yarma vadiler gelişmiştir. Çalışma alanını kuzeyden-güneye kateden Uzgür vadisi, Küçük Menderes grabeni yönünde ters, asılı vadi özelliğindedir. Vadinin yukarı kesimi, Küçük Menderes grabeninin çökmesi sonucu bugün alüvyonlar altında bulunmaktadır. Dolayısıyla vadi, doğal olarak orta kesiminden başlamaktadır. Pliyo Kuvaterner yaşlı alüvyon yelpazelerine ve Pliyo Kuvaterner sonu aşınım dolgu yüzeylerine gömülen akarsular, bir basamak altta, akarsu sekilerini oluşturmuşlardır. Seki yüzeyleri, Holosen vadi tabanına göre 15-35 metre görelî yüksekliktedir (Yıldırım, 1983). Germencik kuzeyinden batıya doğru, Düztepe ve Kızılpınar köylerinin bulunduğu düzlükler, Pleyistosen yaşlı akarsu sekileridir. Arzular grabeni içinde, vadi tabanından bir basamak üstte, sağ ve sol yamaçlarda izlenen seki seviyeleri, Kuvaterner içi tektonik gençleşme sonucu oluşmuş olmalıdır. Seki dolguları, hem Pleyistosen, hem de Pliyokuvaterner akarsu çakılı içerir. Ömerbeyli jeotermal alanının kuzeyinde, Kızılcagedik yükseliminde, yükselme hızına koşut, hızlı bir aşınım ve düzleşme söz konusudur. Horstlar üzerinde aşınım düzlüğü karakterinde olan bu sistem, Arzular graben alanında genellikle aşınımından korunmuş, kuzey-güney uzanımlı, birbirlerine paralel, dolgu düzlüğü niteliğindedir (Özgür,1984).

Ege Bölgesinin aktif tektonizmasına değinecek olursak; Ege Bölgesi tektonik hareketler yönünden oldukça aktif bir bölge niteliğindedir. Batı Anadolu'da Senozoyik tektoniği ile yer kabuğunda önce bir sıkışma daha sonra da bir gerilme meydana gelmiştir (Şengör, 1979). Ege Bölgesinde genleşme tektoniğinin nedeni ve başlangıç yaşı konusunda farklı görüşler bulunmaktadır (Şekil 2.3).



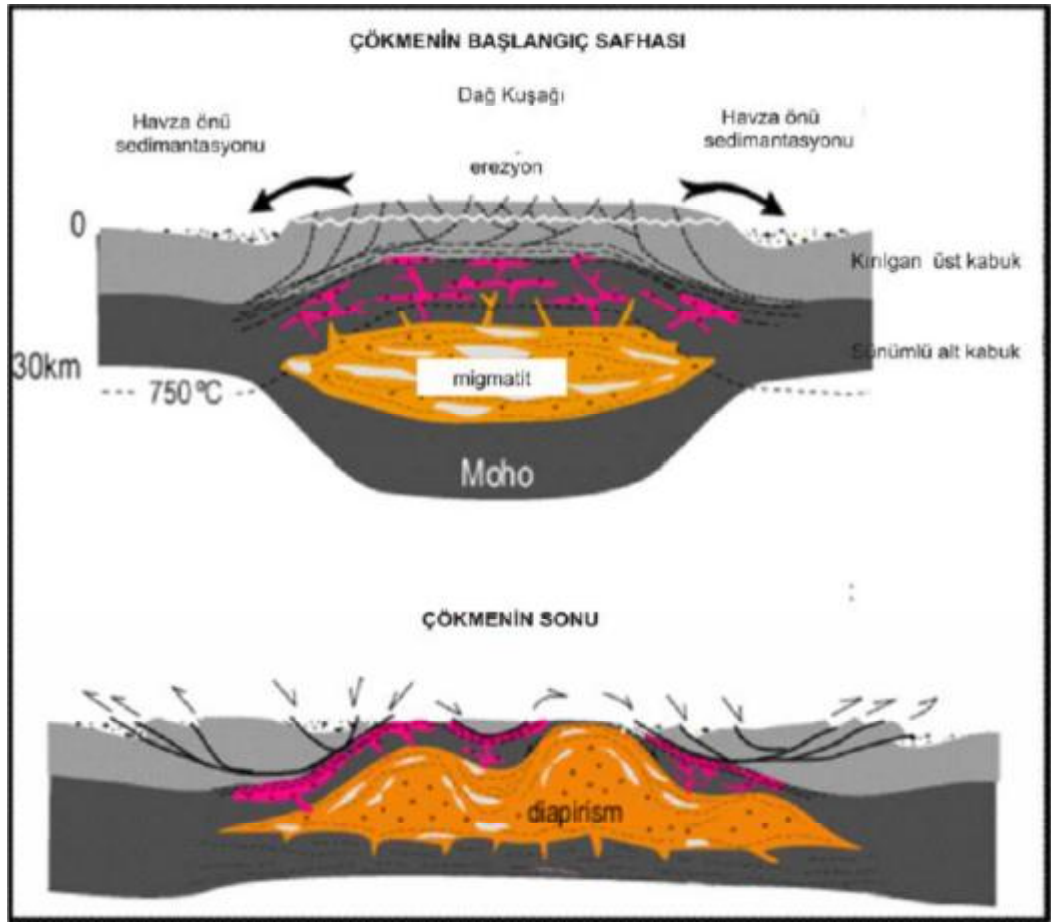
Şekil 2.3. Türkiye'nin Neotektonik haritası (Barka ve diğ. 1995).

Ege Bölgesindeki gerilmenin başlangıcı, yaşı ve oluşum evreleri hakkında çeşitli araştırmacılar tarafından değişik modeller ortaya konulmuştur. Bunlar;

Tektonik kaçma modeli : Dewey ve Şengör (1979)'e göre Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve Doğu Anadolu Fayı'nın (DAF) sınırladığı Anadolu Bloğu'nun batıya kaçıışı Geç Serravaliyen'den (12 my) beri devam etmektedir. Bu modele göre Arabistan Plakası'nın Avrasya Levhası'yla Güneydoğu Anadolu'da Bitlis Kenet Kuşağı boyunca çarpışmasından sonra Anadolu Levhası önce kalınlaşmaya başlamış daha sonra da Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fayları boyunca batıya doğru hareket etmeye başlamıştır. Bu hareketin sonucu olarak da Batı Anadolu'da D-B yönlü sıkışma, buna karşılık K-G yönlü bir genleşme meydana gelmiştir

Yay ardı açılma modeli : Bu model Le Pichon ve Angelier (1979) tarafından savunulmuştur. Modele göre Afrika Levhası'nın kuzey kenarının, Helenik Yay boyunca kuzeye dalması ve dalan levhanın dönme noktasının geriye hareketiyle (roll-back) üst levhada bir genişleme yaratması sonucu K-G kabuksal bir genişleme olmuştur. Geriye çekilme mekanizmasının başlangıç yaşı konusunda bir uzlaşma olmamakla birlikte, 60 ila 5 my arası iddia edilmiştir (Mckenzie 1978, LePichon ve Angelier, 1979).

Orojenik çökme modeli : Bu model Ege Bölgesi için Dewey (1988) tarafından Geç Miyosen’de görülen genişlemeli tektoniği açıklamak için önerilmiştir. Ancak Seyitoğlu ve Scott (1991, 1992) Batı Anadolu’da D-B doğrultulu grabenler ve diğer havzalardan elde ettikleri palinolojik ve izotopik yaş verileri ile genişlemeli tektoniğin başlangıç yaşını Erken Miyosen olarak belirlemişlerdir. Sonuç olarak Paleosen’deki çarpışma sonucu İzmir- Ankara-Erzincan Neotetis kenet kuşağı boyunca Anadolu Levhası kısalıp kalınlaşmaya, Geç Oligosen-Erken Miyosen’de aşırı kalınlaşan kabuğun yayılması sonucu genişlemeli tektonik rejimin başladığı belirtilmiştir (Şekil 2.4).

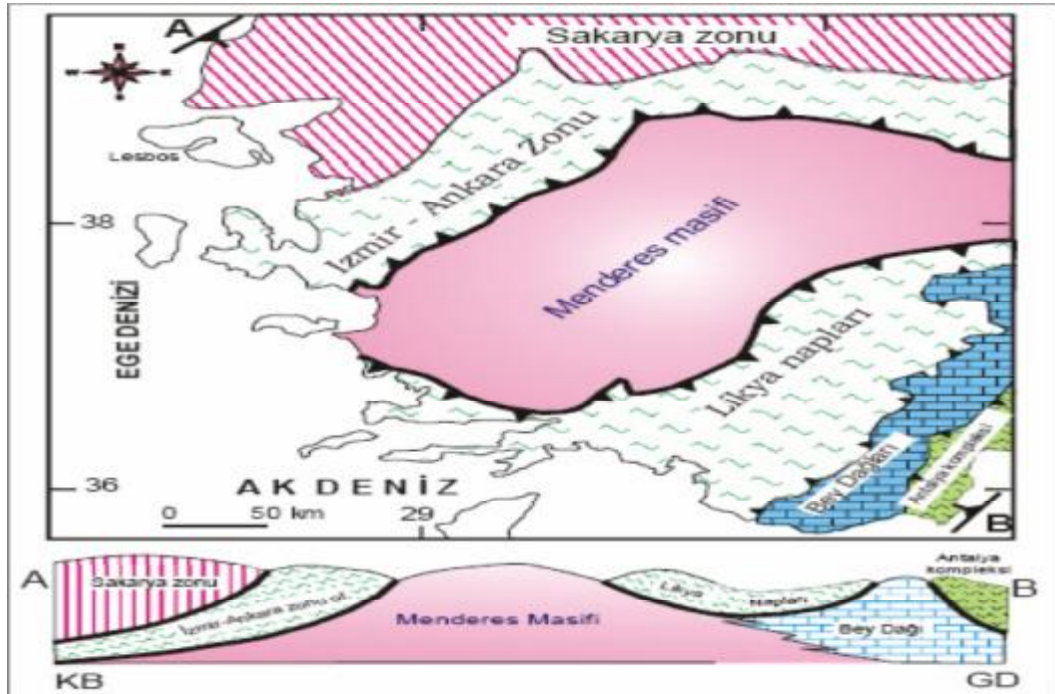


Şekil 2.4. Orojenik çökme modeli (Gürer, 2007).

Çekirdek kompleks modeli : Batı Anadolu’da Menderes Masifi’nin bir çekirdek kompleks olduğu Verge (1993) ile Bozkurt ve Park (1994) tarafından belirtilmiş olsa da kapsamlı bir modelin sunulması için 2003 yılına kadar beklenmesi

gerekmıştır. Ring ve diğ. (2003) Menderes Masifi'ni güneye eğimli Likya Sıyrılma Fayı ve kuzeye eğimli Simav Sıyrılma Fayı (Işık ve diğ. 1997, Işık ve diğ., 2001) ile Oligosen'de simetrik çekirdek kompleksi olarak tanımlamışlardır. Orta Menderes Masifi ise kuzey ve güney sıyrılma fayları ile simetrik olarak yüzeylemektedir. Dom şeklini alan masif Erken Miyosen'de kuzeye eğimli Alaşehir Fayı ve güneye eğimli Büyük Menderes Fayı ile parçalanmakta ve bunların dönerek düşük açılı hale gelmeleri ile Pliyosen'de bu defa simetrik çekirdek kompleksi şeklinde Orta Menderes Masifi yüzeylemektedir (Seyitoğlu ve diğ. 2004).

Menderes Masifi genel olarak Batı Anadolu'nun otokton kristalin temel yapısını oluşturmaktadır. Masif, Alp-Himalaya orojenezinin geniş bir parçasını meydana getirmekte olup, bölgede yaklaşık 30.000 km² lik bir alanı kaplamaktadır. Masif tektonik olarak KB'da Bornova Filiş Zonu'nu içine alan İzmir-Ankara Neotetis Sütür Zonu (Şengör ve Yılmaz 1981) güneyde Likya Napları (Graciasky 1972, Collins ve Robertson 1997) tarafından üzerlenmiştir (Şekil 3.5).



Şekil 2.5. Menderes Masifi ve çevresindeki tektonik birlikler (Gürer 2007).

2.2. Jeotermal Enerji

Ülkelerin kalkınma ve büyüme hızına bağlı olarak enerji ihtiyaçları da sürekli olarak artmaktadır. Günümüzde enerji tüketimi gelişmişlik düzeyi ile eş tutulmaktadır. Dünyadaki enerji tüketiminin yaklaşık %90'nı fosil yakıtlar olarak adlandırılan kömür, petrol ve doğal gazdan karşılanmaktadır. Fosil enerji kaynaklarının yakın gelecekte tükenecek olması ve yakıldığında havaya verdiği yüksek orandaki karbondioksit nedeniyle kirlilik yaratması, alternatif enerji kaynaklarının devreye girmesini zorunlu hale getirmektedir. Bu nedenle son yıllarda fosil yakıtların yerine geçebilecek alternatif enerji kaynaklarının araştırılması ve yararlanılması konusunda çalışmalar hızlanmıştır.

Jeotermal enerji hem düşük karbondioksit emisyon oranı ile hava kirliliği yaratmaması ve hem de yenilenebilir olması nedeniyle önemli bir alternatif enerji kaynağıdır. Güneş, rüzgar gibi yenilenebilir enerji kaynakları ile kıyaslandığında jeotermal enerji kesintisiz olmasından dolayı avantajlı bir konuma sahiptir.

Jeotermal enerji, yer kabuğunun içerisinde ısı olarak mevcut olan enerjidir. Bu ısının kaynağı, yerkabuğunun iç yapısıyla ve yer altında gerçekleşen fiziksel işlemler ile ilişkilidir. Yerkabuğunda, yüzeyden çok fazla derinlerde olmayan yüzeye yakınlaşarak soğumakta olan magmatik yapılar vardır. Bu yapılar, henüz sıvı veya ısı açığa çıkaran katılaşma süreci içerisinde. Magmatik etkinlik olmayan diğer alanlarda, yerkabuğundaki kırıkların yapısal koşulları nedeniyle ısı birikir. Jeotermal alanlarda, sıcak kayaç ve yüksek yeraltı suyu sıcaklığı, normal alanlara göre daha sık yerlerde bulunur. Bunun başlıca üç nedeni vardır:

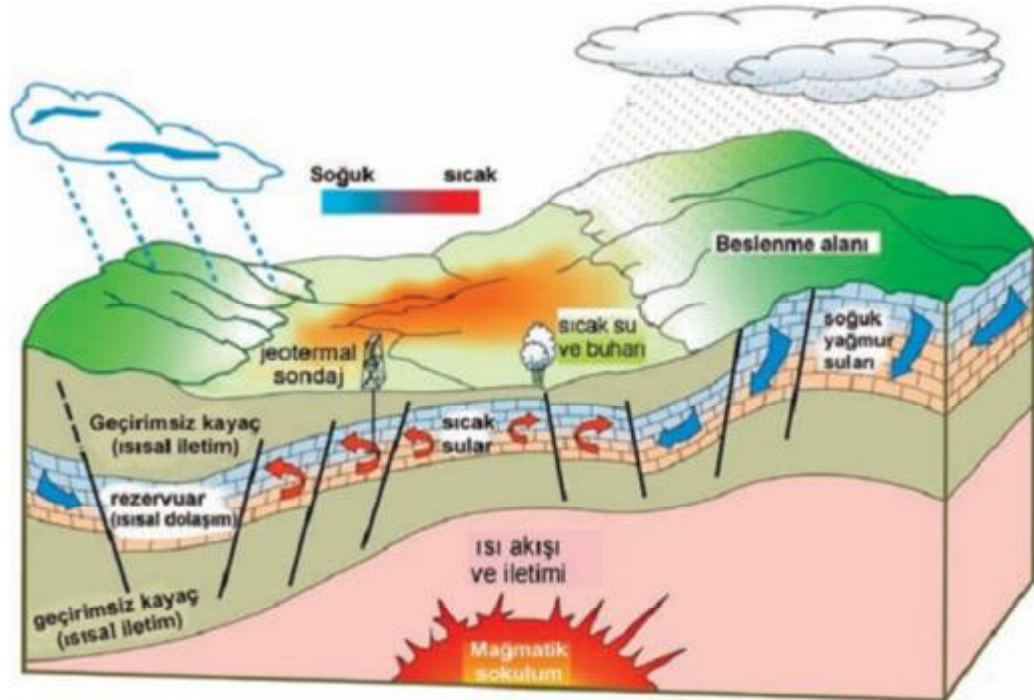
1. Magmanın kabuğa doğru yükselmesi ve ısıyı taşıması
2. Kabuğun incelendiği yerlerde yüksek sıcaklık farkı nedeniyle ısı akışı
3. Yeraltı suyunun derine inmesi ve ısıdıktan sonra yüzeye yükselmesi

Arslan, ve diğ., (2009) yaptıkları çalışmada (Şekil 2.6) jeotermal sistemi başlıca üç ana bileşene ayırmaktadır;

Isı kaynağı: Yüksek sıcaklıklı (> 600 °C) ve yüzeye yakın kısımlara ulaşabilen (5-10 km) magmatik sokulumlar olabileceği gibi, düşük sıcaklıklı sistemlerde, derinlikle birlikte artan normal sıcaklık (jeotermik gradyan-ortalama 2.5-3 °C/100 m) olabilir. Isı kaynağı, yüzeyden sadece birkaç km derinlikte bulunan 600-900 °C sıcaklıktaki magmatik bir yapıdır. Bununla birlikte, yağmur suları kırık ve çatlaklardan dolaşım sağlayabilecek derinlikte olursa, jeotermal alanlar yüzeysel magmatik kayalardan etkilenmemektedir.

Isıyı yeraltından yüzeye taşıyan akışkan: Jeotermal akışkan çoğu durumda meteorik sudur. Bu akışkan, rezervuarda sıcaktır ve basınca bağlı olarak buhar veya sıvı haldedir. Akışkan, genellikle bazı kimyasal maddeler ve gazlar (CO₂, H₂S gibi) içerir.

Akışkan dolaşımını sağlamaya yeterli geçirgenlikte kayaç: Isıyı taşıyan sıvının dolaşımına uygun çatlaklı kayaçlardır. Kayaçlardan oluşan rezervuarların üzerinde genellikle geçirimsiz tabakalar bulunur.



Şekil 2.6. Jeotermal sistemin oluşum modeli (Arslan, ve diğ., 2009)

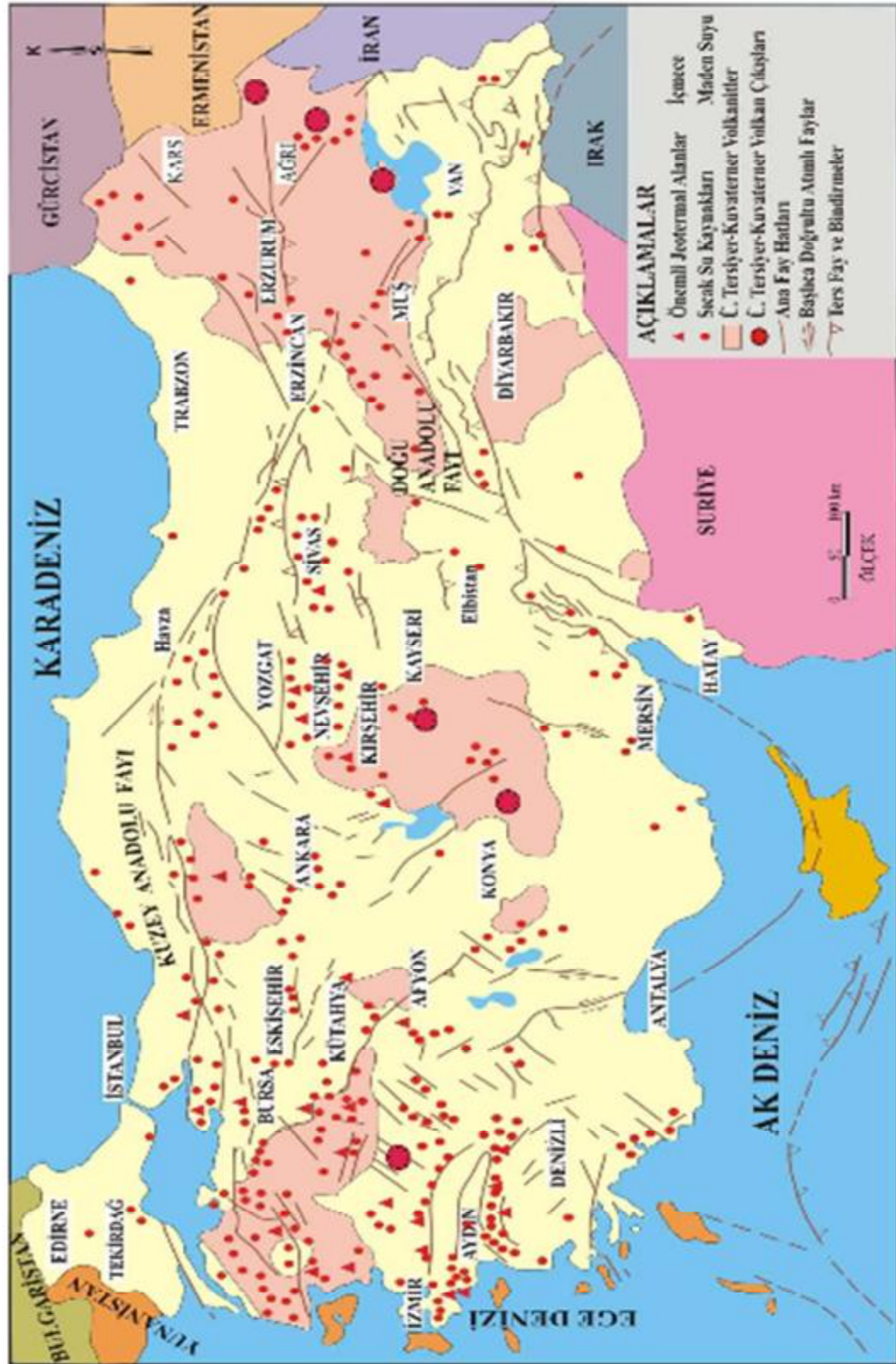
Jeotermal akışkanı oluşturan sular genelde meteorik kökenli olduğu için atmosferik koşullar devam ettiği sürece jeotermal kaynaklar yenilenmektedir. Bir jeotermal sistemin oluşabilmesi için gerekli olan parametreler; yer kabuğunun derinliklerindeki ısı kaynağı, ısıyı taşıyan akışkan (beslenme), akışkanı bünyesinde barındıran rezervuar kayaç ve ısının kaybını önleyen örtü kayaçtır. Dünyanın merkezinde sıcaklığı 4200°C'yi bulan magma adı verilen eriyik kütle bulunmaktadır. Tektonizmanın yarattığı kırık ve zayıflık zonlarından kabuk içerisinde sığ derinliklere veya yeryüzüne kadar ulaşan magma faaliyetleri jeotermal sistemin ısı kaynağını oluşturur. Yeryüzünden kırık ve çatlaklar boyunca süzülen meteorik sular derinlerde ısındıktan sonra gözenekli ve geçirimli olan rezervuar kayaç içinde birikir. Bu suların bir kısmı fay hatları boyunca yükselerek yeryüzüne ulaşırlar ve jeotermal kaynakları oluştururlar. Üzeri geçirimsiz bir örtü kaya ile kuşatılan ve çoğu zaman yeryüzüne ulaşamayan rezervuar kaya içerisindeki jeotermal akışkan sondaj çalışmalarıyla yüzeye çıkarılır. Örnek bir jeotermal sistemin oluşum modeli aşağıdaki şekilde gösterilmiştir;

Jeotermal enerji, sıcaklığına bağlı olarak, başta elektrik üretimi, ısıtma ve tedavi amaçlı olmak üzere endüstride çeşitli alanlarda kullanılmaktadır. Yüksek sıcaklıkta bir jeotermal akışkandan entegre olarak birçok alanda faydalanmak mümkündür.

2.3. Çalışma Alanı Çevresindeki Öncel Jeotermal Araştırmalar

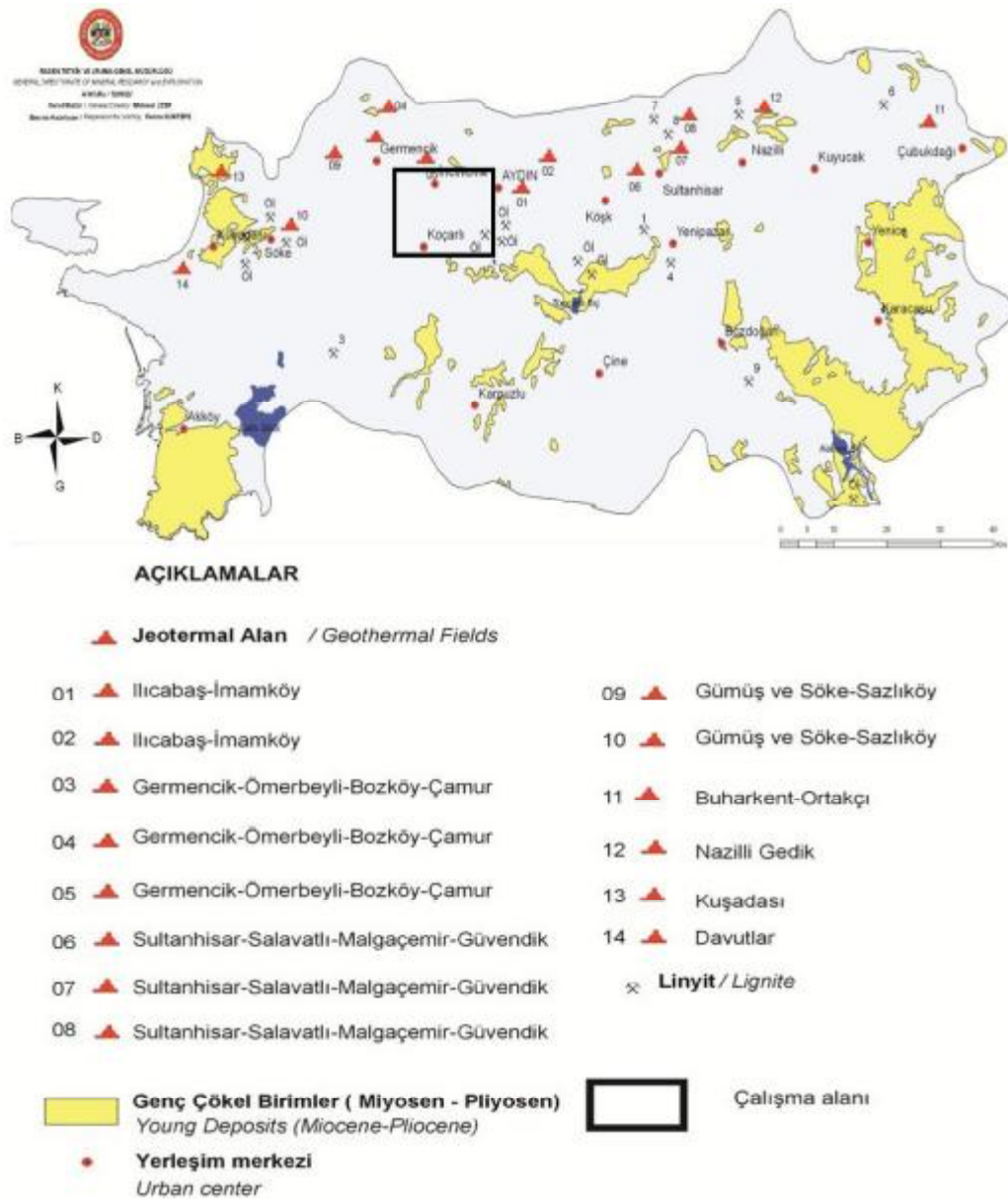
Ülkemiz, genç volkanik etkinliklerin sık rastlandığı aktif ve tektonik Akdeniz kuşağı üzerinde yer almaktadır. Alp Dağlarının oluşumu sırasında şiddetli kırılma tektoniğine uğraması, fay hatlarının oluşması, magma yaklaşımı ve buna bağlı olarak yerkabuğunun içine yerleşen magma odaklı jeotermal sistemlerin oluşmasında önemli rol oynamıştır. Bu bağlamda çok sayıda ve değişik büyüklükte fay sistemlerini içeren ülkemizde aktif faylara ve volkanizmaya bağlı olarak başta Ege Bölgesi olmak üzere, Orta Anadolu, Doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgelerinde 600'ün üzerinde jeotermal kaynak bulunmaktadır. Türkiye dünyanın en büyük jeotermal kuşaklarından biri olan Alp-Himalaya kuşağı üzerinde yer almaktadır. Bu

yüzden ülkemiz jeotermal potansiyel ve uygulamalar açısından dünyada ilk 7 ülke arasında yer almaktadır. Çok sayıda ve farklı büyüklükte fay sistemleri içeren, sıcaklıkları yer yer 102°C'yi aşan 600'ün üzerinde jeotermal kaynak ve işletilebilir yaklaşık 140 saha bulunmaktadır. Bu kaynakların önemli bir kısmı Ege bölgesinde (%78) bulunurken, bir kısmı da Doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgesinde yer almaktadır (Arslan E. 2010).



Şekil 2.7. Türkiye' de fay hatları ve jeotermal alanlar haritası (MTA, 2009).

Aydın bölgesi jeotermal sahaları: Büyük Menderes Grabeni içinde yer alan Aydın ve Denizli illerindeki jeotermal alanlara ait çalışmalara MTA tarafından 1980'li yıllarda başlanmıştır. 40 yılı aşkın süredir devam eden bu detaylı araştırmalar sonucunda graben yapısına ve tektonik hatlara bağlı olarak bu bölgede önemli bir jeotermal potansiyel bulunduğu belirlenmiştir (Doğdu, 2006).



Şekil 2.8. Aydın İlinde bulunan jeotermal alanları (MTA, 2009).

Sıcak su kaynakları bakımından oldukça zengin olan Aydın'da jeotermal çalışmalar 1981 yılında başlamıştır. MTA'nın Türkiye çapında yaptığı sondaj çalışmasının büyük bir kısmı Aydın'da gerçekleştirilmiştir. Nitekim Türkiye'nin jeotermal potansiyelinin büyük bir kısmı da Aydın'da bulunmaktadır.

Ilıcabaşı-İmamköy Jeotermal Sahası : Saha Aydın il merkezinin doğusundan başlamakta ve 8 km boyunca doğu yönünde uzanmaktadır. Doğdu, (2006) yaptığı çalışmada bölgede açılan kuyular hakkında Çizelge 2.1'de bilgiler vermiştir.

Çizelge 2.1. Ilıcabaşı-İmamköy jeotermal sahasında açılan kuyular (Doğdu, 2006 değiştirilerek alınmıştır).

Kuyu Adı	Derinlik(m)	Sıcaklık(°C)
Ilıca kuzey-1	10-15	34.8 °
Tekstil fabrikası	149	70 °
09/30434(DSİ)	200	40 °
09/30434/(DSİ)	200	56 °
Ayter-1	471	84.5 °
Ayter-2	355	101.5 ° (KD)

Ilıcabaşı-İmamköy jeotermal sahasında açılan kuyularda en derin kuyu 471 m'lik Ayter kuyusudur ve sıcaklığı 84.5°'dir. En sıcak kuyu ise 355 m yüksekliğe sahip olan Ayter-2 kuyusudur ve sıcaklığı 101.5°'dir. DPT ve MTA'nın Ilıcabaşı jeotermal sahasıyla ilgili olarak yapılan değerlendirmelerine göre bölgede bu kaynaklardan termal turizm, termal tesis ısıtmasında faydalanabileceği belirtilmiştir. (GEKA, 2009)

Germencik-Ömerbeyli Jeotermal Sahası : Aydın'nın 15 km batısında Ömerbeyli-Alangüllü yerleşim yerleri sınırları içinde yer alan yüksek sıcaklıklı bir sahadır. Sahada arama ve geliştirme amaçlı olarak MTA tarafından 1982-1999 yılları arasında 11 adet sondaj çalışması yapılmıştır. 2002 yılında MTA tarafından yapılan jeofizik değerlendirme raporu sonuçları, Germencik jeotermal sahasının yaklaşık 50 km²'lik bir alana yayıldığını göstermektedir. (GEKA, 2009) Doğdu, (2006) yaptığı çalışmada bölgede açılan kuyular hakkında Çizelge 2.2 bilgileri vermiştir.

Çizelge 2.2. Germencik-Ömerbeyli jeotermal sahasında açılan kuyular (Doğdu, 2006 değiştirilerek alınmıştır)

Kuyu Adı	Derinlik(m)	Sıcaklık(°C)
ÖB-1	1000	203 ° (KD)
ÖB-2	975.5	232 ° (KD)
ÖB-3	1196.7	221 °
ÖB-4	285	213 °
ÖB-5	1302	212 °
ÖB-6	1100	217 °
ÖB-7	2398	223 °
ÖB-8	2000	221 °
ÖB-9	1464.7	216 °
A-1	148.9	56 °
A-2	488	70 °

Germencik-Ömerbeyli jeotermal sahası ülkemiz açısından önemli sahalardan bir tanesidir. Bölgede birçok sondaj yapılmıştır ve yüksek sıcaklıklı sahalar bulunmuştur. Sıcaklık ortalaması 200° C civarında olan kuyuların ortalama derinliği 1000-2000 m arasında değişmektedir. ÖB-2 sahası ülkemizde çıkarılan 232°C ile en yüksek sıcaklıklı ikinci saha olarak yer almaktadır. DPT ve MTA'nın Germencik-Ömerbeyli jeotermal alanıyla ilgili olarak yapılan değerlendirmelerine göre bölgede bu kaynaklardan elektrik üretimi, şehir ısıtması ve soğutması, sera ısıtması, kurutmacılık, tekstil endüstrisi, soğuk hava depoları, termal turizm, termal tesis ısıtılması alanlarında faydalanılabileceği belirtilmiştir. (GEKA, 2009)

Bozköy-Çamur Jeotermal Sahası : Doğdu, (2006) yaptığı çalışmada bölgede açılan kuyular hakkında Çizelge 2.3'te bilgiler vermiştir. Bölgedeki sahaların ortalama sıcaklıklarına bakıldığında 60°C civarında oluğu gözlenmektedir ve bölgede bulunan kuyu derinlikleri ile ilgili bilgi bulunmamaktadır. DPT ve MTA'nın değerlendirmelerine göre basit kaplıca uygulamalarının bulunduğu Bozköy-Çamur jeotermal sahasının mevcut durumunun geliştirilmesiyle termal tesis ısıtması, sera ısıtması, şehir ısıtması alanlarında jeotermal kaynaklardan faydalanılabileceği belirtilmiştir. (GEKA, 2009)

Çizelge 2.3. Bozköy-Çamur Jeotermal alanındaki kaynaklar (Doğdu, 2006 değiştirilerek alınmıştır)

Kaynak Adı	Sıcaklık(°C)
Bozköy	62 °
Kavşak Ilıcası	62 °
Çamurlu	36-92 °

Sultanhisar-Salavatlı Jeotermal Sahası : Saha Aydın il merkezinin 20 km doğusunda yer almaktadır. Doğdu, (2006) yaptığı çalışmada bölgede açılan kuyular hakkında Çizelge 2.4 bilgileri vermiştir

Çizelge 2.4.Sultanhisar jeotermal alanında açılan kuyular (Doğdu, 2006 değiştirilerek alınmıştır)

Kuyu Adı	Derinlik(m)	Sıcaklık(°C)
SH-1	988	145 °
SH-2	985	146 °
AS-1	1510	167 °
AS-2	962	172 °
ASR-1	1419	156 °
ASR-2	1300	98 °

Sultanhisar-Salavatlı jeotermal sahasında açılan kuyuları incelediğimizde ortalama kuyu derinliği 1000 ila 1500 m arasındadır. Bu kuyulardan elde edilen ortalama sıcaklık ise 150°C civarındadır. DPT ve MTA'nın Sultanhisar - Salavatlı jeotermal sahasıyla ilgili olarak yapılan değerlendirmelerine göre bölgede bu kaynaklardan elektrik üretimi, şehir merkezi ısıtması (Sultanhisar-Atça-Nazilli-Aydın), sera ısıtması, endüstriyel proses ısısı, merkezi şehir soğutması, termal turizm, termal tesis ısıtması alanlarında faydalanılabileceği belirtilmiştir (GEKA, 2009).

Malgaçemir Jeotermal Sahası : Doğdu, (2006) Malgaçemir jeotermal sahası için yaptığı araştırmalarda (Çizelge 2.5) bölgedeki kuyular hakkında bilgiler vermiştir. Bölgede açılan kuyular incelendiğinde ortalama derinlik 50 m civarı, sıcaklık ise 45°C'dir

Çizelge 2.5 Malgaçemir jeotermal sahasındaki kaynaklar (Doğdu, 2006 değiştirilerek alınmıştır)

Kuyu Adı	Derinlik(m)	Sıcaklık(°C)
DSİ-52225	92	50 °
Bakkaloğlu-2	50	40 °
Bakkaloğlu-1	40	40 °
Harzadın-1	35	41 °
Harzadın-2	40	41 °
G.Harzadın-1	35	41 °

Davutlar-Kuşadası Jeotermal Sahası : Doğdu (2006) Davutlar-Kuşadası jeotermal sahası için yaptığı araştırmalarda bölgedeki kuyular hakkında bilgiler Çizelge 2.7'de verilmiştir.

Çizelge 2.6. Davutlar-Kuşadası jeotermal sahasında açılan kuyular (Doğdu, 2006 değiştirilerek alınmıştır)

Kuyu Adı	Derinlik(m)	Sıcaklık(°C)
KA-1	550	25
Pine-Bay	170	28.2
Davutlar Belediyesi	200	42

Davutlar-Kuşadası jeotermal sahasında Doğdu, (2006) yaptığı çalışmalarda kuyu sıcaklığı ortalaması 35°C civarındadır. Kuyuların ortalama derinliği 275 m civarındadır. Yapılan çalışmalarda kuyuların derinliği ile sıcaklığı doğru orantılı olarak arttığını görmekteyiz.

3. JEOFİZİK YÖNTEMLER

Jeotermal ve hidrokarbon aramalarında jeofizik kesitin çıkarılması, yeraltındaki katmanların durumlarının saptanması, herhangi bir kuyudan elde edilmiş bulguların yanal değişimlerinin saptanması, yeraltının haritalanması ve sonuçta açılacak kuyunun yerinin saptanması ve jeolojik kesitin belirlenmesi gerekmektedir. Bu amaçla yapılacak tektonik ve stratigrafik çalışmalarda çeşitli jeofizik yöntemlere ihtiyaç duyulmaktadır. Hiç kuşkusuz en sağlıklı ve en doğru bilgi, açılan bir kuyudan elde edilir. Fakat kuyudan elde edilen bilgi haritada tek bir nokta için düşey yöndedir. Bu bilginin tek bir noktadan haritanın tamamına taşınabilmesi için jeofizik yöntemlerin kullanılmasına ihtiyaç vardır (Us, 1993).

Dünya çapındaki uygulamalı jeofizik araştırmalarında, günümüzde harcanan paranın çok büyük bir kısmı sürekli gelişmekte olan jeofizik yöntemlerden, sismik yansıma çalışmalarına gitmektedir. Bu yöntem ile binlerce metre derinlikte tanımlanması hedeflenen yapılar, yüzlerce ya da binlerce detektörler (sismik aletler) kullanılarak ortaya konur. Sismik yansıma yöntemi, elde edilen sismik kesitlerin diğer bütün jeofizik yöntemlere oranla yüksek hassasiyetinin ve yüksek ayrımlılık gücünün olması nedeniyle bütün dünyada en fazla para, zamanın kullanıldığı bir yöntem haline gelmiştir (Şahin, 2011).

3.1. Sismik Yansıma Yöntemi ve Temel Prensipleri

Sismik yöntemler, yer altındaki jeolojik tabakaların durumlarını saptamada elastik dalgaların yer içerisinde yayılması ile ilgili fizik prensiplerine dayanır. Bu amaçla uygulamalı sismikte, dalgaları üreten bir enerji kaynağı, yeryüzüne bir düzen içinde yerleştirilmiş bir seri alıcıya ve bu alıcılara gelen dalgaları kaydeden ölçüm aletine gerek vardır. Bu düzen içinde temel prensip, enerji kaynağından yayılan ve alıcılara gelen dalgaların zamana karşı genliklerin kaydedilmesidir.

Sismik yöntemler, kaynaktan yayılan sismik dalgaların takip ettiği ışın yollarına göre sismik yansıma (refleksiyon), sismik kırılma (refraksiyon) olmak üzere iki genel bölüme ayrılır. Bunlardan sismik yansıma yöntemi yeraltının İki

boyutlu (2B) veya Üç boyutlu (3B), ayrıntılı yapısal ve stratigrafik kesitinin elde edilmesinde kullanılır.

Buna göre sismik yansıma yöntemi çalışmalarını üç aşamada toplamak mümkündür;

- Arazide sismik verilerin toplanması, bu verilerin arazide kalite kontrol işlemine tabi tutulması, düşük (sinyal/gürültü) oranı olan sahalarda S/G oranını artırıcı parametre tayini ve modelleme çalışmalarının yapılması,
- Verilerin ofiste bilgisayar ortamında veri toplama amacına uygun olarak 2B/3B kara/deniz işleme tabi tutulması (sinyal/gürültü oranı düşük sahalarda veri kalitesini arttırıcı proses, yüksek ayrımlı sismik veri prosesi, veri işlem vs.)
- Verilerin yorumlanması (jeotermal sahalarda fay geometrisi ve temel ve örtü kayanın tespiti, kuyu bilgilerinin sismik veri ile birleştirilmesi, jeotermal amaçlı sismik verilerin yorumlanması, jeotermal yayılımının 3B görüntülenmesi)

Yukarıdaki maddeleri yorumlayacak olursak sismik yansıma çalışmalarının belirli bir programda yapılması gerekmektedir. Çünkü belirlenecek bu program ile daha kısa zamanda çalışmalar yapılarak maliyet düşürülür ve yorumlama kısmı olan sonuca daha çabuk varılır. Bunlara ek olarak belirli bir program çerçevesinde yapılan çalışmalarda yüksek sinyal/gürültü oranında veri elde edilmesi olasıdır.

Sismik, herhangi bir enerji kayağından (gürültü, darbe, patlatma, vibro, ağırlık düşürme v.s.) üretilen sismik dalgaların (sinyalin) yayınımdan hareketle ortaya çıkar. Sismik dalgalar yeraltında ilerlerken akustik empedans farkı yaratacak ortam değişikliklerinde yansır, kırılır ve daha sonra yeryüzüne dönerler. Yeryüzüne döndüklerinde karada jeofon, denizde ise hidrofon adı verilen alıcılar tarafından algılanarak bir sismik kayıt ünitesinde kaydedilirler.

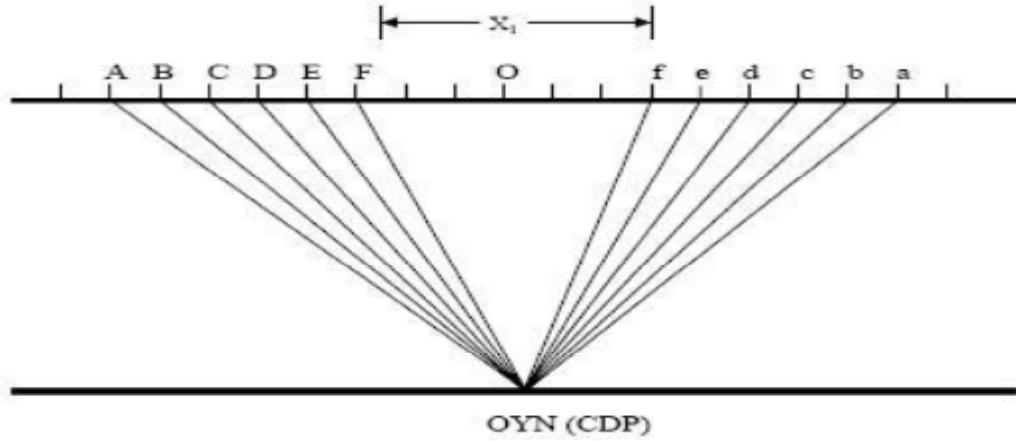
Sismik dalgaların alıcılara varış zamanları kullanılarak yeraltındaki tabakalara ait derinlik ve hız parametreleri belirlenmeye çalışılır. $Hız=yol/zaman$ bağıntısından hareketle fiziksel parametreler belirlenir. Dalga yayını prensibi ile

yerin merkezi incelenemediği gibi çok küçük yeryüzü parçasının incelenmesi de yapılabilir. Yeryüzünde yapılacak olan her tür mühendislik yapısının hesaplarında kullanılacak parametrelerin belirlenmesinde kullanılabileceği gibi yeraltının zenginliklerinin belirlenmesinde de kullanılmaktadır.

Tabakalar arasındaki sismik özellik farkına ‘akustik empedans’ denilir. Bu ise tabakaların hız ve yoğunluk farklılıklarından elde edilir. Tabaka sınırlarından dalgaların geri gelmesine ‘yansıma (refleksiyon)’ adı verilir. Yansımaların yüzeyde alıcılar tarafından belli bir zaman süresince kaydedilmiş şekline ‘sismik iz’ denilir. Yansımanın meydana geldiği yüzeyin altındaki tabakaya ‘yansıtıcı’ ya da ‘reflektör’ adı verilir.

Sismik yansıma çalışmalarında kayıt edilen sismik izler çoğunlukla tek başlarına ele alındıklarında yeterli olmazlar. Yansıma çalışmalarının temelinde, bu sinyalleri kuvvetlendirmek, kaynak ve alıcı dizilimlerinin yok edemediği tekrarlanan sinyalleri ortadan kaldırmak amacı ile ortak yansıma noktaları kullanılır. Genel olarak çok katmanlı sismik olarak ifade edilen ve sismiğin temelini oluşturan ortak yansıma noktası çeşitli isim ve kısaltmalarla adlandırılır. Bunlar, ortak yansıma noktası (CRP (Common reflection point)), ortak derinlik noktası (CDP (Common depth point)), ortak orta noktasıdır (CMP (Common mid point)).

Şekil 3.1’de, farklı yolları izleyen ancak aynı noktadan yansıyan izler görülmektedir. Bu noktaya “Ortak yansıma noktası” denir. Şekil 3.1’de görüldüğü gibi O noktası ortak yansıma noktası olmak üzere F’den gelen sinyal f’de, E’den gelen sinyal e’de, D’den gelen sinyal d’de, C’den gelen sinyal c’de, B’den gelen sinyal b’de ve A’dan gelen sinyal a’da kaydedilmiştir. (F,f) yolunu izleyen dalga (A,a)’ya göre en yüksek hızda hareket etmiş gibidir. Ancak gerçekte ortam hızı (F,f) ve (A,a) için aynıdır. Fark açılımdan kaynaklanmaktadır.

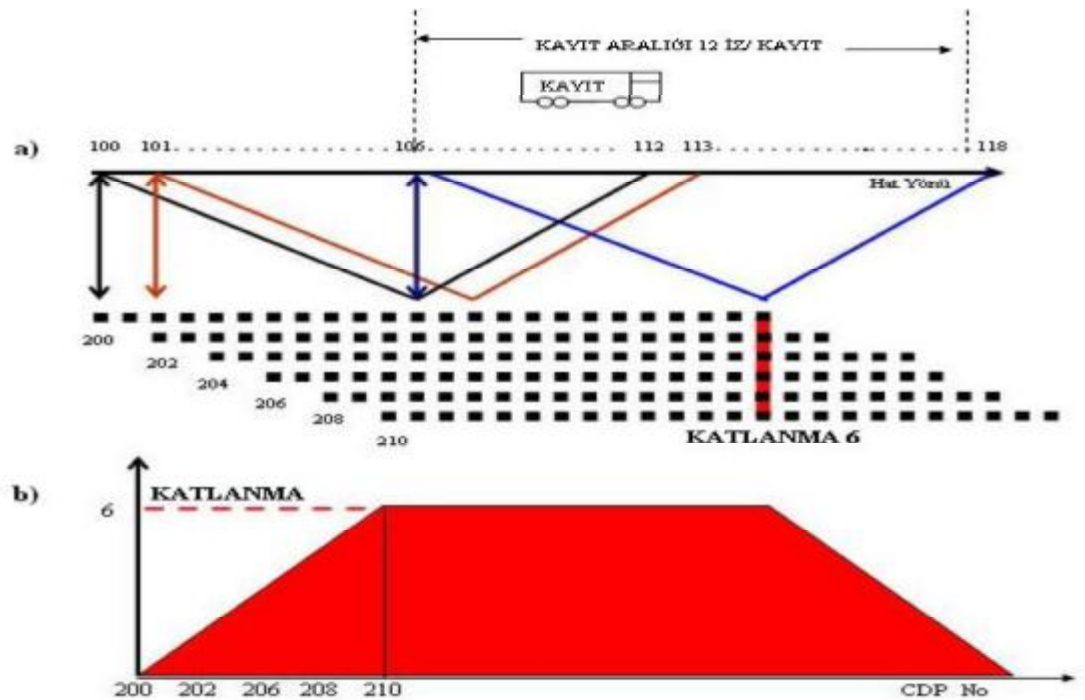


Şekil 3.1. Ortak yansıma noktası

Buradaki temel esas çok katlamalı sismik yansıma yönteminin, farklı dalga yolları izledikleri halde aynı yansıma noktasına ait sinyallerin elde edilmesine dayanır. Burada; katlama sayısını K ile gösterecek olursak;

$$K = (KS/2) * (GA/AA) \quad (3.1)$$

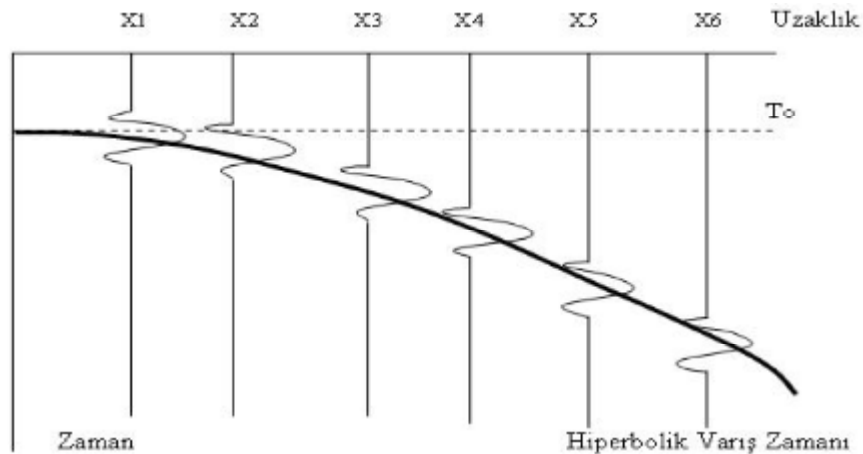
KS; kanal sayısını, GA; grup aralığını AA; atış aralığını ifade etmektedir.



Şekil 3.2. a)Ortak yansıma noktası b)Katlanma diyagramı (Küçük, 2006)

Şekil 3.2 a'da ortak yansıma noktasının şematik gösterimi görülmektedir. Burada, 100 hattın başını, 118 ise hattın sonunu ifade etmektedir. Altındaki siyah kare şekilleri ise yansımaları temsil etmektedir. Yani, hangi atışla hangi noktalardan kayıt alındığını göstermektedir. Şekil 3.2 b'de ise, atış yapıldıktan sonra elde edilen katlanma diyagramını göstermektedir. Burada, 200'den başlayarak katlanma artmakta olup 210'a gelindiğinde tam katlanma durumu oluşmuştur. Hattın sonuna doğru ise katlanma düşmeye başlamıştır. Sonuç olarak; bir sismik çalışmada hattın başında ve sonunda katlanma sayısı düşükken orta kısımlarda en yüksek katlanma sayısı elde edilir ve saha planlaması da buna uygun biçimde yapılır.

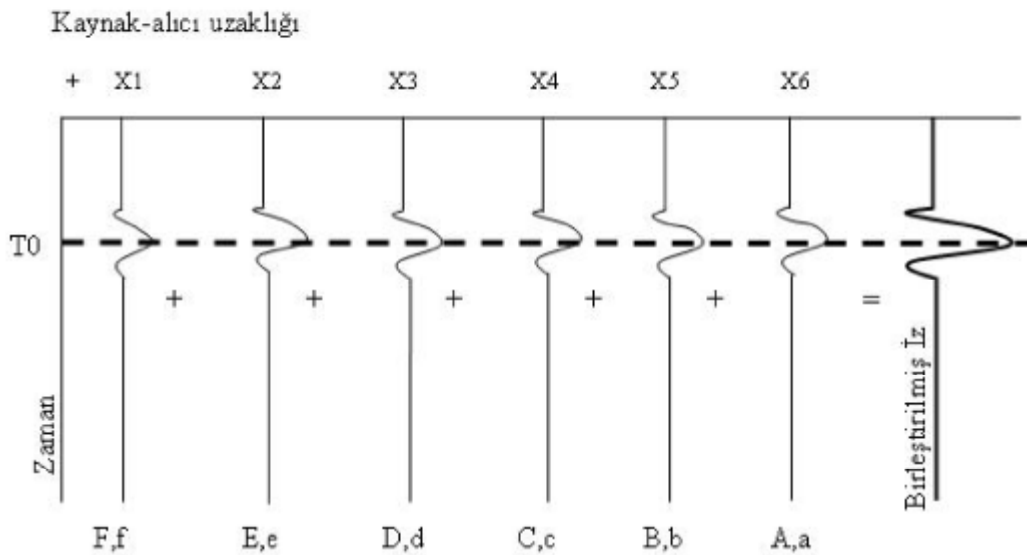
Sismik yansıma işleminin temelini oluşturan yığma işlemiyle yapılmak istenen, kaynak-alıcı uzaklıklarını sıfıra götürecek bir işlemle tüm kaynak ve alıcıları CDP noktasına toplamaktır. Şekil 3.3'te görüldüğü gibi her izdeki yansıma sinyali, uzaklığa bağlı olarak gecikme göstermektedir. Ortamın dalga yayılım hızı ve T_0 düşey gidiş-geliş zamanı bilindiğinden her iz için uzaklık kayması hesaplanabilir. Her iz için hesaplanacak uzaklık kayması, hiperbolik varış zaman eğrisi ile T_0 düşey gidiş-geliş zamanı arasındaki farktan bulunabilir. Her izdeki sinyal, uzaklık kayması kadar yukarı çekildiğinde tüm izlerde yansıma sinyalleri aynı T_0 zamanına gelir.



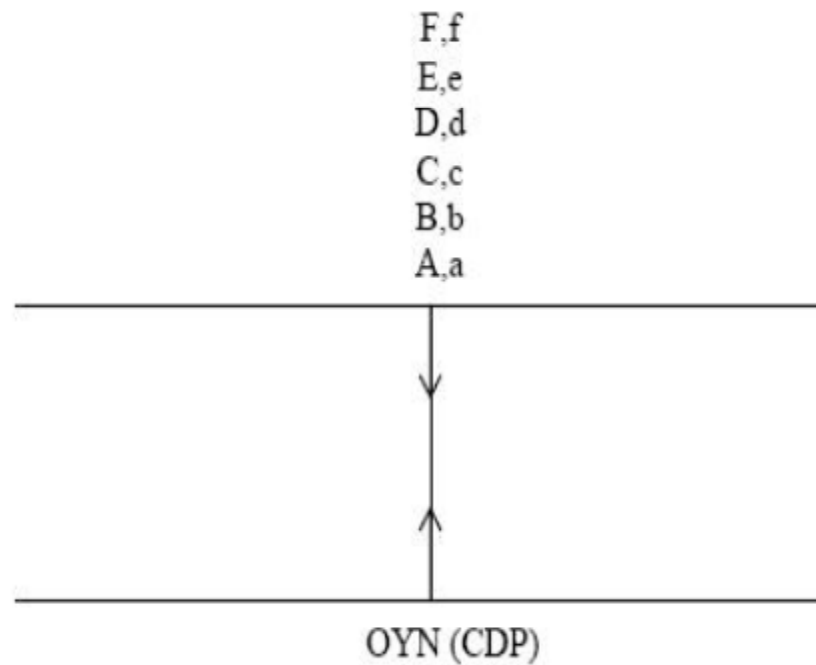
Şekil 3.3. Bir CMP noktasından toplanan izler (Küçük, 2006).

Şekil 3.4'de ise yığma işlemi yani izlerin eş zamanlı genliklerinin toplanarak birleştirilmiş iz elde edilmesi açıklanmıştır. Sinyaller birbirini güçlendirirken gürültüler ortadan kaldırılır. Böylece izler toplandığında oldukça güçlü bir sinyal

elde edilir. Buradaki birleştirme işleminden beklenen, yansıma sinyali varış zamanının da düşey gidiş-geliş zamanı T_0 'a indirgenmesidir. Dinamik düzeltmesi yapıp birleştirilen izler Şekil 3.5'te sunulmuştur.

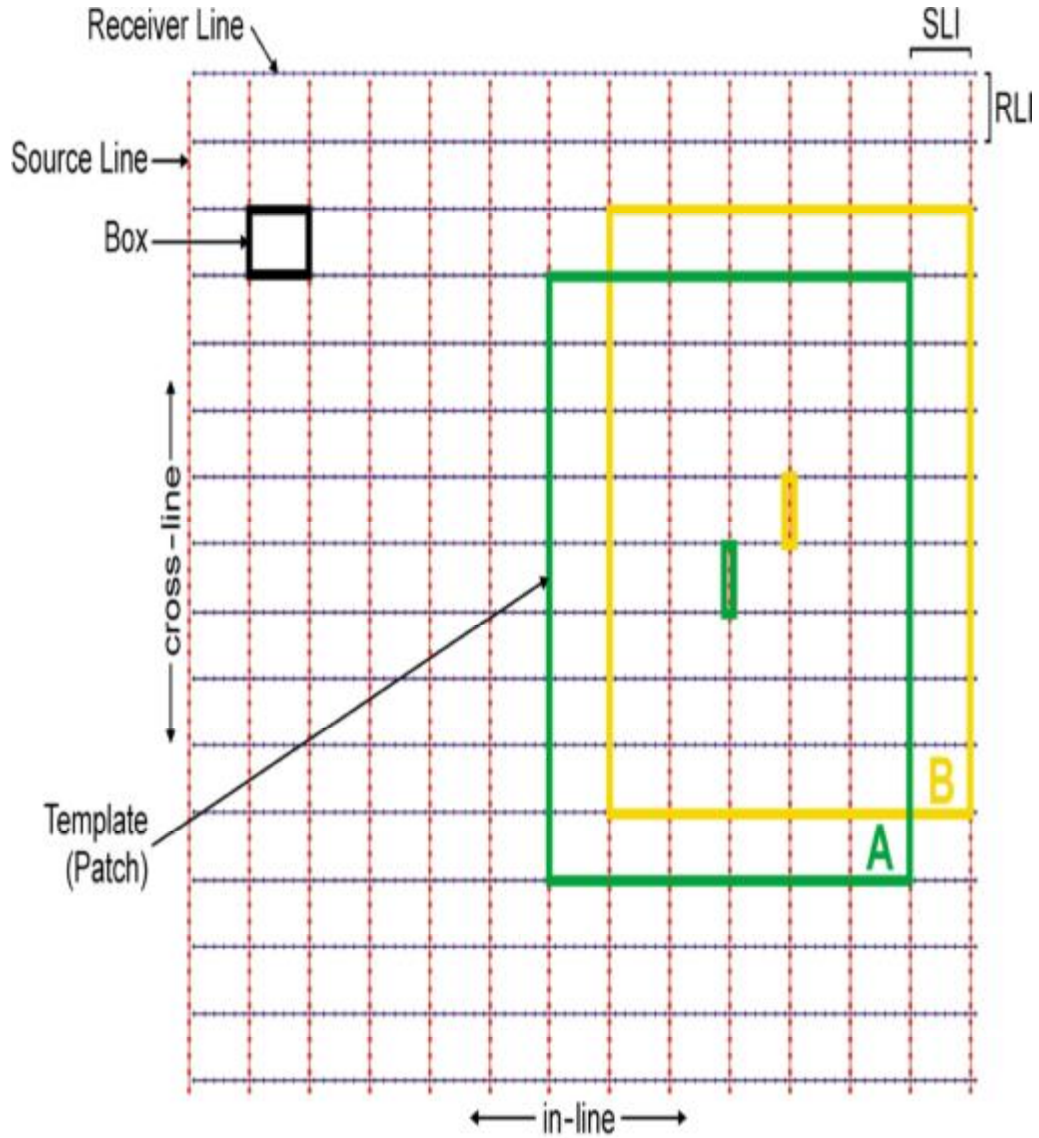


Şekil 3.4. CMP izlerinin yığılmasının şematik gösterimi (Küçük, 2006).



Şekil 3.5. Yığma sonrası sıfır açılıma getirilen izler (Küçük, 2006)ç

Üç Boyutlu (3B) Sismik Veri Toplama Yöntemi : Genel olarak 3B sismik veri toplamada kaynak hatları alıcı aralıklarına dik (90°) olacak şekilde yerleştirilir ve bu tasarım "Orthogonal" 3B desing olarak bilinir. Orthogonal 3B bazen "3D swath design" diye adlandırılabilir. Her ne kadar alıcı ve kaynak hatlarının yön ve şekillerini değiştirerek 3B tasarımları denenmiş olsa da, saha test çalışmaları sonucu; daha kaliteli veriler sağlayan ve en kolay uygulanabilen 3B tasarımının Orthogonal geometride olduğu kabul görmüştür. Orthogonal 3B tasarımında alıcı ve kaynak hatlarının yerleşimi Şekil.3.6'da gösterilmiştir. (Sakallıoğlu ve diğ., 2012)



Şekil 3.6. 3B sismikte alıcı ve atış hatlarının görünümü (Cordsen, 2000)

3 boyutlu sismikte bazı terimlerin açıklamaları aşağıda sıralanmıştır;

Alıcı Hatları: Alıcıların düzenli ve belirli aralıkta kaynak hatlarına dik olarak yerleştirildiği profilleridir. 3B sismikte hatların yönüne "inline" denir. İki alıcı hattı arasındaki uzaklık; alıcı hatları arası (RLI) olarak adlandırılacaktır.

Kaynak hatları: Vibratör kaynak noktaları, belirli bir aralıkta düzenli olarak yerleştirilerek kaynak hatlarını oluşturur. 3B sismikte kaynak hatlarının yönüne "Cross (X) line" denir. İki kaynak hattı arasındaki uzaklık; kaynak hatları arası (SLI) olarak adlandırılacaktır.

RLI (Receiver Line Interval): İki alıcı hattı arasındaki mesafe

SLI (Shot Line Interval): İki atış hattı arasındaki mesafe

Inline : Alıcı hatları yönünde seçilen sismik hatlar

Crossline : Kaynak hatları yönünde seçilen sismik hatlar

Template : Aktif kayıt kanalları içerisinde bulunan kaynak noktaları alanı

Salvo: Aktif alıcı hatlarının merkezindeki kaynaklarının oluşturduğu alıcı kaynak hattı.

Bin point: Alıcı ve kaynak grup aralıkları yarısı boyundaki alana düşen iz noktası

Bin size: Bin boyutu (Alıcı ve kaynak grup aralıklarının yarısına eşittir. Örnek : 25m x 25m)

Xmin: İki kaynak ve iki alıcı hattının oluşturduğu kare veya dikdörtgen kutunun, diagonal olarak bir köşesindeki kaynak noktasından, diğer köşesindeki alıcıya olan uzaklıktır.

Xmax: Atış yapılan noktadan, en uzakta bulunan alıcıya olan mesafedir.

Shot Density: Birim alan km^2 düşen kaynak noktası sayısı

Receiver Density: Birim alan km^2 düşen alıcı noktası sayısı

Patch: Aktif kayıt kanallarının alanı

Swath: Aktif kanalların oluşturduğu alıcı hatları ve onun merkezine düşen kaynaklardan oluşan 3B alanı (Sakallıoğlu ve diğ., 2012).

3 boyutlu sismik veri toplamada her hattın, alıcı-kaynak grubu ve bin noktasının mutlaka bir numarası ve koordinatı olmalıdır. Çoğu zaman, alıcı hatlarının

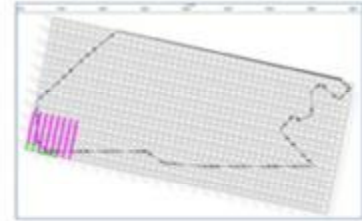
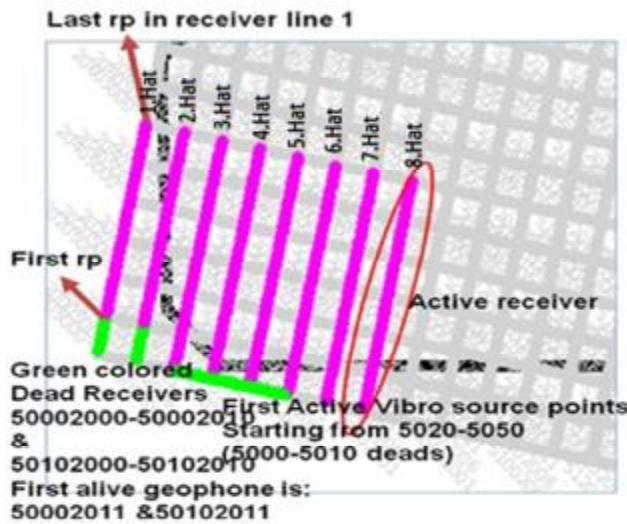
numarası 1001, kaynak hatlarının numarası ise 5001 olarak başlar. Numaralandırmaya, 3B-boyutlu alanının sol alt köşesinden başlanması tercih edilir.

Super Bin: Birbirine bitişik orta nokta binlerinin gurubudur. Bu grup; hız belirleme, kalıcı statik çözümü, ardışık yansımaların sönümü ve bazı gürültü sönüm algoritmaları için kullanılır.

Midpoint: Kaynak ve alıcı arasındaki mesafenin yarısına yerleştirilmiş noktadır.

CMP-Bin Size: 3B alanı içerisinde kare veya dikdörtgen şeklinde küçük bir alandır. Bütün orta noktalar bu alanın veya bin içerisine yayılır ve aynı ortak noktaya sahiplenmiş gibi kabul edilirler. Aynı bin içerisine düşen izlerin sayısına "katlanma sayısı" (fold number), izlerin yığma işlemine de "yığma (stack)" denir.

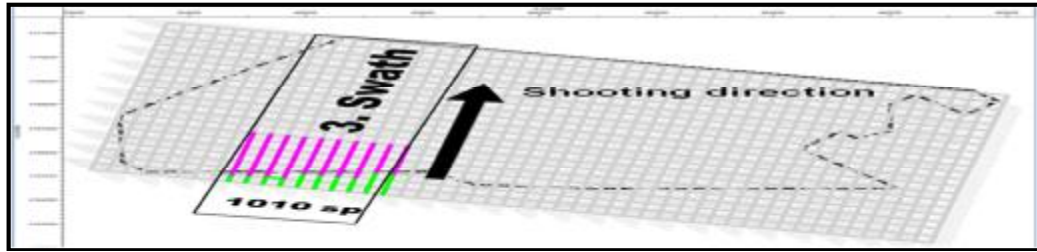
Bir 3B sismik programında ne kadar "fold" sayısına ihtiyaç duyulduğu, o sahanı S/G oranına bağlıdır. Eğer geçmiş yıllarda, yapılmış olan 2B sismik verilerin kalitesi kötü ise, yüksek katlama sayısı ile 3B veri toplamak gerekli olacaktır. 2B CDP verileri ile 3B verilerinin sağlıklı karşılaştırılması için, 3B iz katlama sayısının mümkün olduğu kadar fazla olması istenir (Sakallıoğlu ve diğ., 2012) .



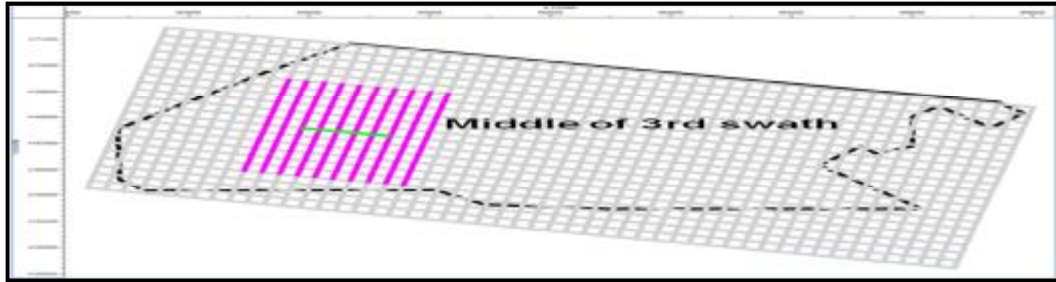
Şekil 3.7. 3B sismikte aktif kanalların, atış noktalarının gösterimi (Arazi çalışmaları)

Şekil 3.7’de soldaki birinci ve ikinci hattın ilk kısmındaki alıcı (recevies) noktaları katlanma kat sayısını sağlamak için aktif durumdan çıkarılmıştır (Soldan

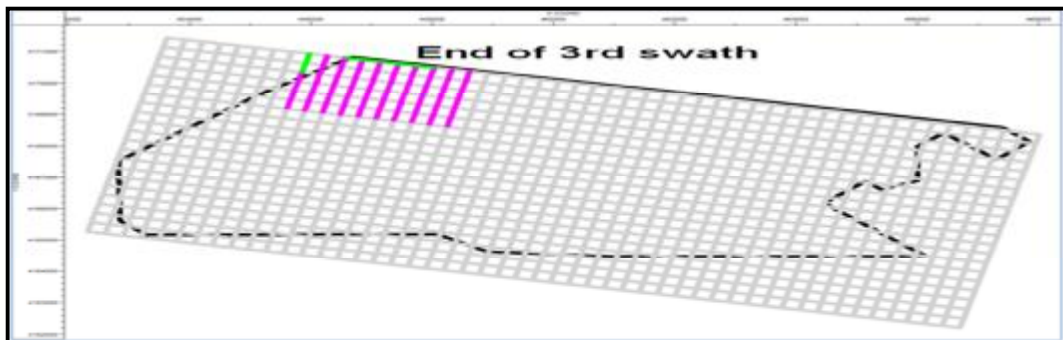
birinci ve ikinci hattın yeşil kısımları). Ayrıca atış hatları Şekil 3.7’de 3. ve 6. hatlar arasında bulunmaktadır (Soldan 3. ve 6. hatlar arasındaki yeşil kısımlar). İki hat arasında 10 atış olmak üzere toplam ilk salvo için 30 atış bulunmaktadır. Burada kırmızı ile gösterilen kısımlar aktif alıcı noktalarını temsil etmektedir. Yeşil ile yatay şekilde gösterilen kısım bir salvo için yapılacak atış noktalarını temsil etmektedir. Şekil 3.8 3B sismikte swath başlangıcında aktif kanalları, atış noktalarını ve swath içindeki toplam atış noktası sayısını (1010 SP-Shot point) göstermektedir. Burada yapılan bütün atışlarda tam katlanmalı (full-fold) veri toplanacaktır. Şekil 3.9’da ise swath’ın ortasına gelinmiştir, bütün kanallar aktiftir. Şekil 3.10’da ise swath’ın sonuna gelinmiştir.



Şekil 3.8. 3B sismikte swath başlangıcı - Arazi çalışmaları

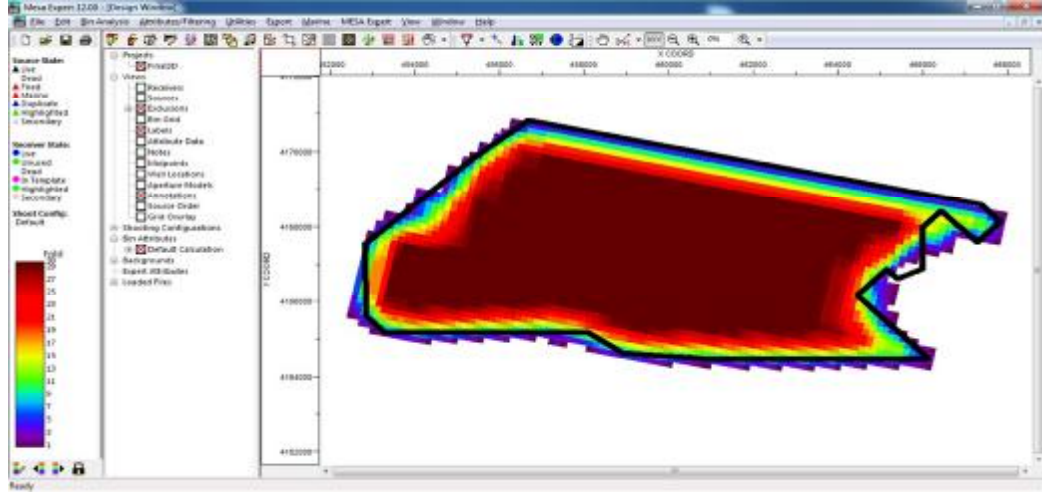


Şekil 3.9. 3B sismikte swath ortasındaki aktif kanallar ve atış noktaları - Arazi çalışmaları



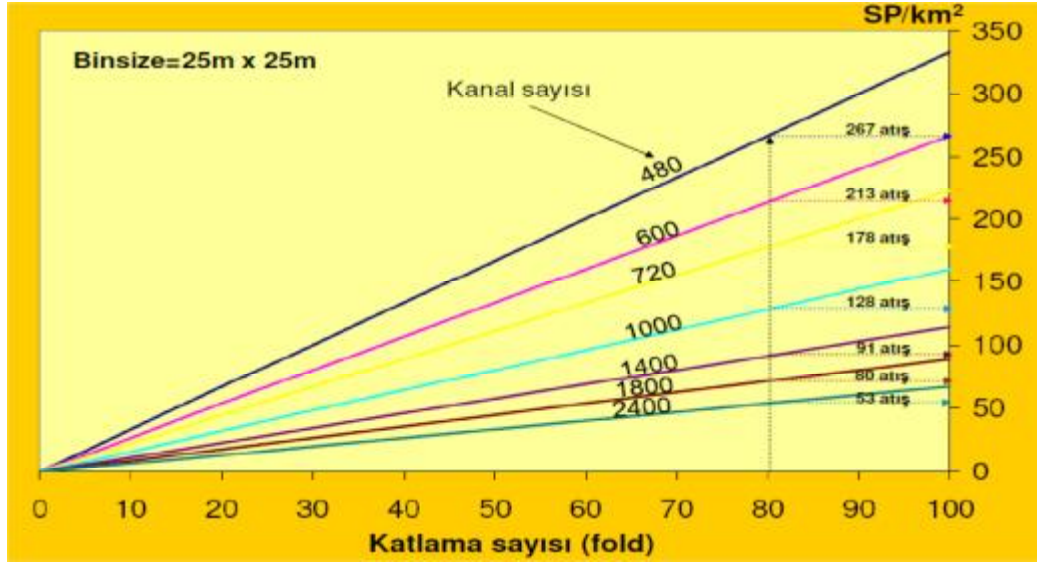
Şekil 3.10. 3B sismikte swath sonu - Arazi çalışmaları

Şekil 3.11'de Mesa bilgisayar programı ile oluşturulmuş 3B veri toplamada örnek bir katlanma (fold) haritası görülmektedir.

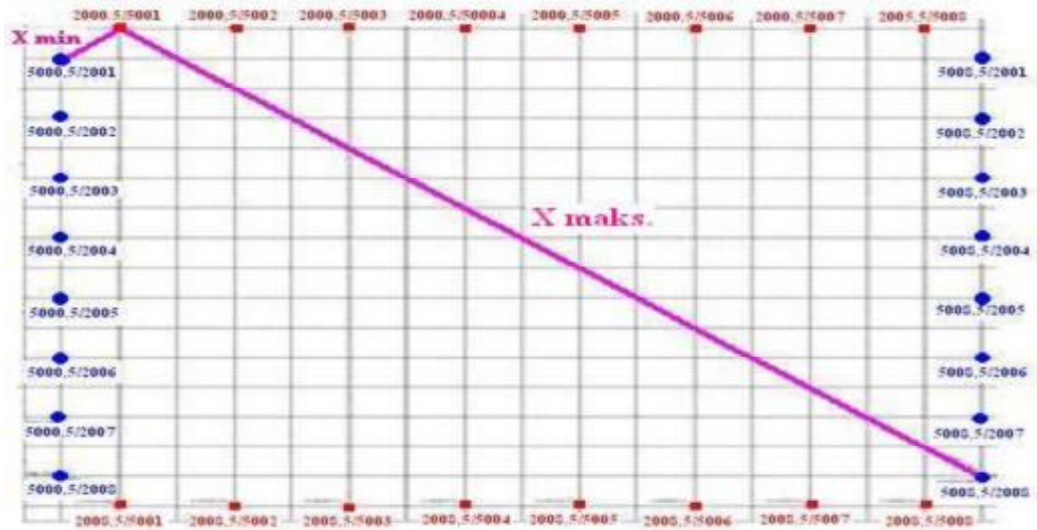


Şekil 3.11. Katlanma (fold) haritası - Arazi çalışmaları

Şekil 3.12'de kanal sayısı, katlanma ve atış sayısı arasındaki ilişki görülmektedir. Şekil 3.12'den anlaşılabacağı gibi; 25x25'lik bir bin için örneğin katlanma sayısını 80 yapmak için; 2400 kanal ile 53 atış; 1800 kanal ile 80 atış; 1400 kanal ile 91 atış; 100 kanal ile 128 atış; 720 kanal ile 178 atış; 600 kanal ile 213 atış; 480 kanal ile 267 atış gerekmektedir. Şekil 3.12'den de anlaşılabacağı gibi, 480 kanallı bir çalışmada tam katlanma alanında 100 katlanma elde etmek için yaklaşık 350 atış yapmak gerekir. Aynı kanal sayısı kullanıldığında, katlanma sayısı arttıkça atış sayısı da artar. Yani daha az kanallı çalışmalarda aynı katlanma sayısını elde etmek için daha fazla atış yapılmalıdır.

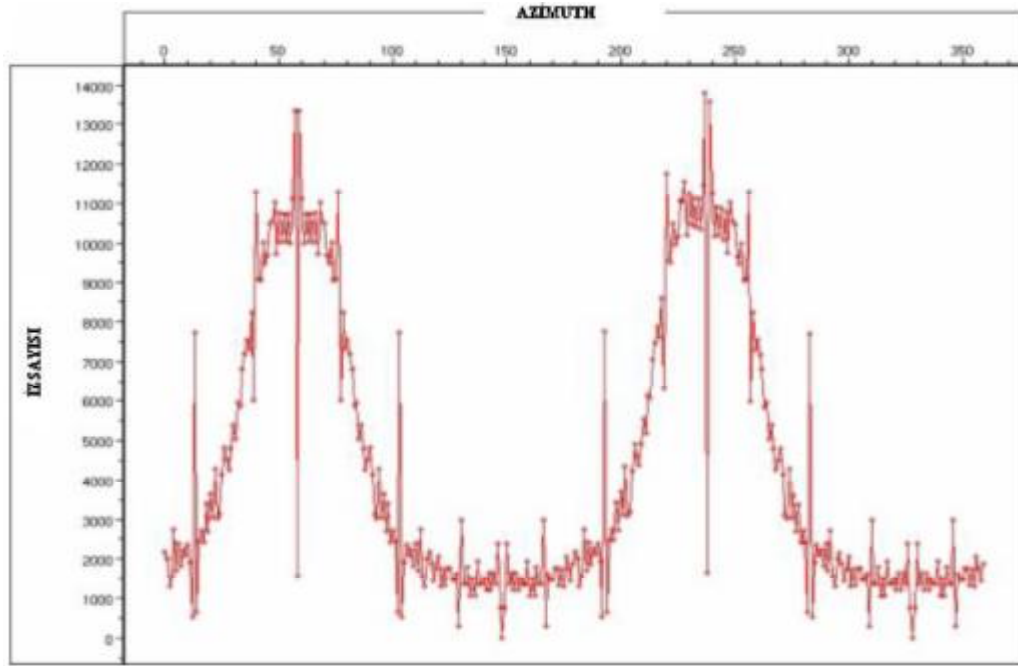


Şekil 3.12. Katlanma sayısına bağlı olarak km² 'ye düşen atış sayısı (Gürel, 2013).



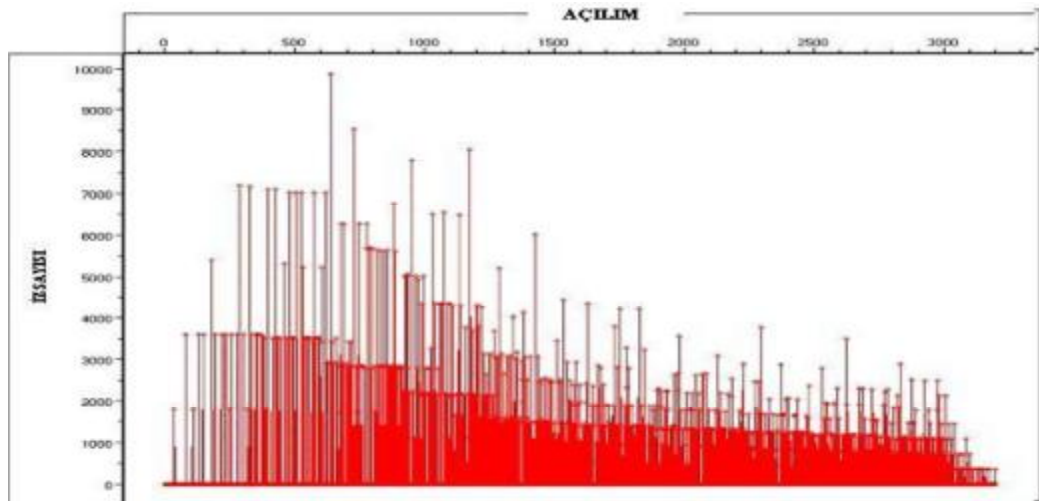
Şekil 3.13. X maks. ve X min. mesafesini gösteren bir 3B kutusu (Küçük, 2006).

Şekil 3.13'de atış yapıldığında bir birim hücre için en yakın ve en uzaktaki alıcılar ve bunlara olan mesafeler gösterilmiştir. Mavi ile gösterilenler alıcı noktalarını, kırmızı ile gösterilenler ise atış noktalarını tanımlamaktadır. Burada, alıcı hatları aralığı 400 m, atış hatları aralığı 400 m, alıcı aralığı 50 m ve atış aralığı 50 m'dir. Şekle göre; 2005,5/5001 no'lu atış noktasında atış yapıldığında, bir birim hücre için kayıt alınabilecek en uzaktaki alıcı 5008,5/2008 no'lu istasyon olup bu mesafe X_{maks} olarak isimlendirilir. Aynı noktadan atış yapıldığında en yakındaki alıcı ise 5000,5/2001 no'lu istasyondur ve bu mesafeye de X_{min} denir.



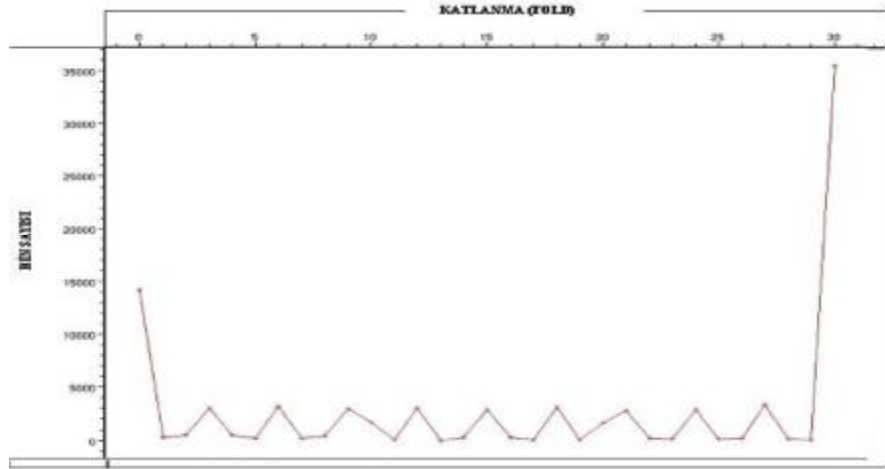
Şekil 3.14. 3B sahasının azimut dağılımı (Küçük, 2006).

Şekil 3.15'te düşey eksen iz sayısını, yatay eksen azimutu göstermektedir. Buradan hangi açıdan kaç iz kaydedildiği anlaşılmaktadır. Örneğin, 59°'den yaklaşık 13500 iz kaydedilmiştir.



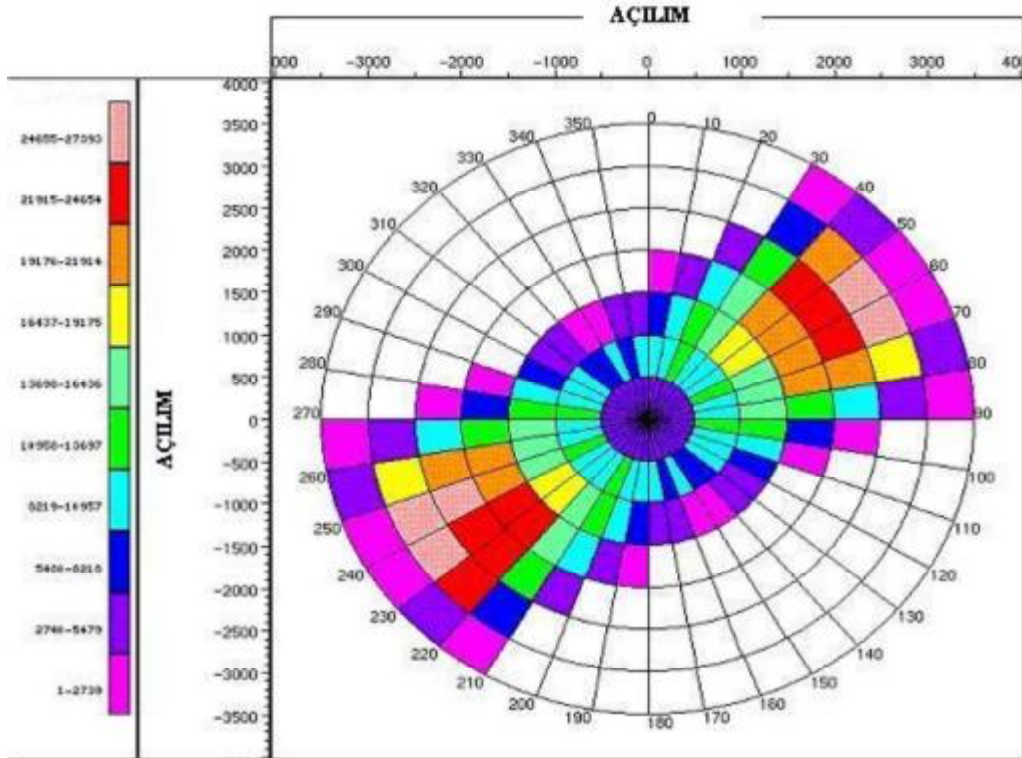
Şekil 3.15. 3B sahasının açılım dağılımı (Küçük, 2006).

Şekil 3.16'da yatay eksen ofseti, düşey eksen iz sayısını göstermektedir. Buradan hangi ofsetle kaç iz kaydedildiği anlaşılmaktadır. Örneğin, yaklaşık olarak 620 m ofsetli 10000 tane iz kaydedilmiştir.



Şekil 3.16. 3B sahasının katlanma dağılımı (Küçük, 2006).

Şekil 3.16'da yatay eksen katlanmayı, dikey eksen bin sayısını göstermektedir. Burada katlanma ile bin sayısı arasındaki ilişki gösterilmektedir. Yani; “kaç tane bin, hangi katlanma sayısı ile kaydedilmiştir?” sorularına cevap aranmaktadır. Örneğin, 35000 tane bin 30 katlanma ile kaydedilmiştir.



Şekil 3.17. 3B sahasının açılım dağılımı (Gül diyagramı) (Küçük, 2006).

Şekil 3.17, hem açığa ve hem de ofsete bağlı olarak iz sayısını göstermektedir. Örneğin, 0° ile 10° arasından 1500 m ofsetli kaydedilen iz sayısı 1 ile 2739 arasındadır. Benzer şekilde, 220° ile 230° arasından 2500 m ofsetli kaydedilen iz sayısı 2740 ile 5479 arasındadır.

2B ve 3B Sismik çalışmalarını karşılaştırdığımızda;

3B sismik verisi yorumcuya hem " in - line " ve " cross - line " yönlerinde düşey kesitler sağlar hem de yatay "time slices" kesitler sunar. Yatay kesitler, yorumlanmış seviyeler için kontur haritalarının elde edilmesini sağlar.

İki boyutlu (2B) bir sismik kesit üç boyutlu (3B) sismik cevabın kros kesitini sergiler. Çünkü 2B kesit yeraltında düzlem dışı dahil bütün yönlerden gelen bilgiler içermektedir. Bu yüzden 3B migrasyona ihtiyaç vardır.

2B sismik çalışmalarda yeraltı hız alanının sadece sismik profil boyunca dağılımı elde edilirken, 3B sismik çalışmalarda profil yönüne dik yönde hız dağılımı da sağlanarak 3B migrasyon işlemi karmaşık yeraltı yapısını daha gerçekçi ortaya koymaktadır.

3B sismik yöntemin en büyük avantajı 3B göç işlemindeki doğruluğu sağlamasıdır. 3B göçün doğruluğu, sahadaki hız alanına, Sinyal/Gürültü oranına, göç mesafesine ve göç işleminde yapılan yaklaşımlara bağlıdır.

Çizelge 3.1. 2 boyutlu ve 3 boyutlu sismik farklılıkları

2 Boyutlu Sismik	3 Boyutlu Sismik
Doğrusal profil	Alansal profil
Kaynak ve alıcı (in-line) aynı profil üzerinde	Kaynak hattı alıcı hattına dik (ortogonal)
Jeofon serimi doğrusal	Jeofon serimi alansal
Yeraltı bilgisi noktasal (cdp)	Yeraltı bilgisi noktasal (cdp)
İzler aynı açı ile geliyor	İzler farklı açılardan geliyor (azimuth)
Sadece profil boyunca görüntüleme	In-line cross-line ve time-slice boyunca görüntüleme
Sadece in-line hız analizi	Hem in-line hem cross-line hız analizi

3.2. Vibrosismik Kaynak ve Temel Prensipleri

Hidrokarbon ve rezervuar jeofiziği araştırmalarının vazgeçilmez yöntemi olan yansımali sismik yönteminde kaynak seçimi oldukça önemlidir. Yöntemde, patlayan enerji kaynakları yanında vibratör kaynak da çok yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Belirli bir süreçten geçen ve Conoco firması tarafından geliştirilen vibrosismik çalışmaları, dünya üzerinde kara sismik çalışmalarda en çok kullanılan yöntem olma özelliğini taşımakta ve yaklaşık olarak sismik ekiplerin %75'inde vibroların sismik kaynak olarak kullanıldığı bilinmektedir. (Sakallıoğlu ve diğ., 2012). Buradan da sismik çalışmalardaki vibrosismik yöntemin önemi ortaya çıkmaktadır.

Vibrosismik, çeşitli frekanslar içeren sürekli sinüzoidal titreşimleri kontrollü olarak yaratan ve uygulayan vibratör'ün enerji kaynağı olarak kullanıldığı bir sismik yöntemdir (Sheriff 1990). Vibrosismiğin temel prensibini anlayabilmek için şunu bilmek gerekir; vibratör gücü düşük fakat uzun bir sinyal enerjisi sağlar (Sakallıoğlu, 1992). Bu uzun sinyal yansımaların tam zamanına karşılık gelmediğinden vibrosismik yöntemde ek bir işlemle uzun sinyal kısa bir puls içerisine sıkıştırılmaktadır. Burada önemli nokta şudur ki; vibrosismik yöntemin enerji kaynağı olan vibratörler kontrol edilebilir kaynaklardır. Vibrotör tarafından gönderilen sinyalin başlangıç ve bitiş frekansları bilindiğinden, ideal sıfır fazlı sinyal üretebilmesi ve yıkıcı bir kaynak olmaması kara sismik çalışmalarda diğer bir tercih edilme sebebidir.



Şekil 3.18. Sercel - Nomad 65 Vibrosismik kaynak - Arazi çalışmalarından

Vibrosismik yöntem ile yapılan çalışmalarda kaydedilen iz iyi tanımlanmış, başlangıç ve bitiş frekansı belli olan genliği tanımlı sweep sinylidir. Sweep sinyali vibrosismik yöntemin en önemli anahtar parametresidir. Yapılan bütün sismik çalışmalarda sweep sinyalinin parametrelerinin hedefe uygun olarak seçilmesi çalışmanın başarısına öncelikli etki eder.

Vibrosismik kaynağın avantaj ve dezavantajlarına değinecek olursak; vibrosismik kaynağın olumlu yönlerini aşağıdaki maddelerle sıralayabiliriz;

- Sismik yöntemde kullanılan kaynaklar arasında vibrosismik kaynak ekonomik bir kaynaktır. Bunun nedeni; dinamit kaynağının kullanılmasına izin verilmeyen kentlere yakın çevrelerde kolaylıkla vibratör kullanılabilmesi ve dinamit kaynağı için kazılan kuyulara ihtiyaç kalmaması ile birlikte gelen maliyet azalması vibratör enerji kaynağının önemli bir avantajı olmuştur.
- Daha önceden saha test çalışmaları yapılarak belirlenen parametrelerle veri toplanarak daha fazla verimlilik sağlanabilir.

- Belirlenen atış noktalarında yapılacak sweep sayısı, hedef derinliğe göre belirlenmiş frekans bantlarında defalarca tekrarlanıp, veride sinyal/ gürültü oranı arttırılmaya çalışılabilir.
- Vibrosismik kaynak çevre dostu bir kaynaktır. Şehirlerde, yerleşim yerlerinde, yol güzergahları boyunca bölgeye zarar vermeden rahat bir şekilde çalışılabilir.
- Atış noktasında kaynak sayısını artırılarak (örneğin birden fazla vibro kullanılması), verinin sinyal/gürültü oranı arttırılır ve yüzey gürültüleri daha etkili sönümlenir.
- Sahanın jeolojik yapısına uygun frekans aralığında yere sismik sinyal gönderilir ve frekans aralığı hedef seviyesine uygun olarak değiştirilebilir.
- Yeraltında aranan jeolojik yapıların özelliklerine göre kaynak dalgacığı kontrol edilebilir.

Yansımali sismikte vibrosismik kaynağın olumsuz yönlerini aşağıdaki maddelerle sıralayabiliriz;

- Vibrosismik kaynak yeryüzü ile temas ederek belirlenen parametrelerle yeryüzünde titreşimler oluştururlar. Vibrosismik kaynağın yüzeyde olmasından dolayı, çalışmalarda statik düzeltmeler için düşük hız tabakasına, ayrıca yer altındaki tabakaların hızları hakkında doğru bilgiler elde edilememesi sonucu kuyu içi sismik atışları (uphole) ve sismik kırılma (refraksiyon) çalışmalarına da gereksinim duyulur (Başar, 2007).
- Sahada alınan sismik kayıtlar üzerinde yüzey hava dalgalarının görülmesi sinyalin kalitesini düşürmektedir.
- Vibrosismik kaynağın yer ile iyi bir teması sırasında (base-plate) bir probleme karşılaşılmış ise, yani yeryüzü vibrosimik kaynak için uygun bir zemin değilse, istenilen enerji yerküreye gönderilemez ve hedef derinliği derin olan yerlerde sismik kayıtlardan verim alınamaz.
- Korelasyon işlemi devamında gürültülerin hala etkin halde kalması.

- Arazi şartlarına göre çok dağlık bölgeler, engebeli araziler, orman alanları, ekili araziler gibi çalışma alanlarının zorluğu.

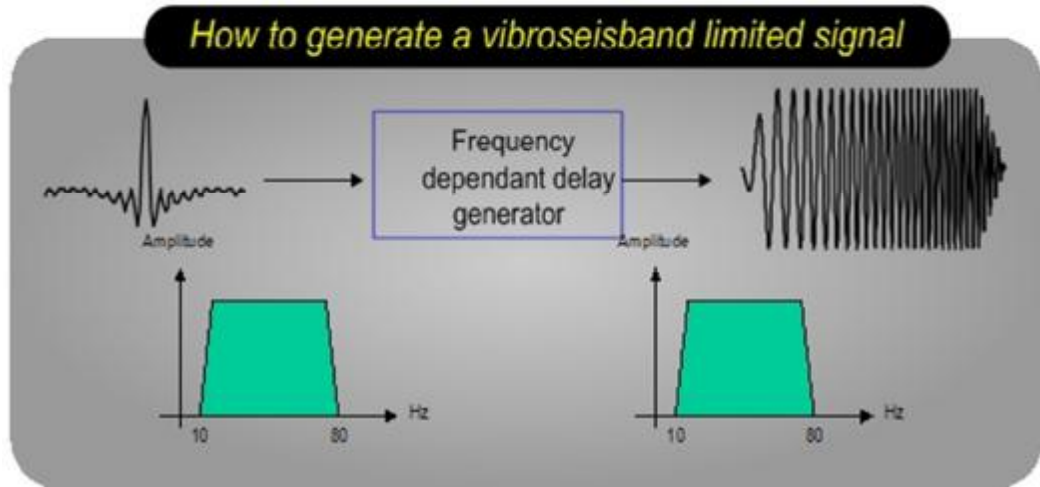
Yukarıda anlatılan, yansımali sismikte vibrosismik kaynağın olumlu ve olumsuz yönlerini yorumlayacak olursak, birçok açıdan vibrosismik kaynak kullanılması yararlıdır. Örneğin çöl gibi düzlük arazilerde, istenilen atış aralıkları seçilerek ve hedef seviyesine ulaşmak amaçlanarak, istenilen frekansta sinyal üretilebileceği için vibrosismik kaynak kullanmak uygun olabilir. Ancak çalışmaların yapıldığı bölge dağlık engebeli veya tarım yapılan bölgelerde ekili ürünler var ise, projenin maliyetine göre vibrosismik kaynak seçilmesi uygun olmayabilir.

Vibrosismik Sinyalin Üretilmesi : Vibroların "base plate" diye adlandırılan ve çelik tabladan oluşan parçası, yeryüzü ile temas ederek, yeryuvarına belirli frekanslarda sinyal gönderip, bu belirlenen frekanslara uygun olarak yeryüzünü titreştirir. Vibratör atış noktasına geldiğinde çelik tabla yere indirilerek sinyal yere gönderilir ve tabla tekrar yukarı kaldırılır, bu işlem her atış noktası için tekrarlanarak kayıtlar alınır. Şekil 3.19'da vibratörün hidrolik sistemi ve tablası sinyal gönderme anında görülmektedir.



Şekil 3.19. Sercel - Nomad 65 - Vibratör hareketli sistemi (Sercel 428 XL Training course; Acquisition System & Source Controller, 2013, Ankara)

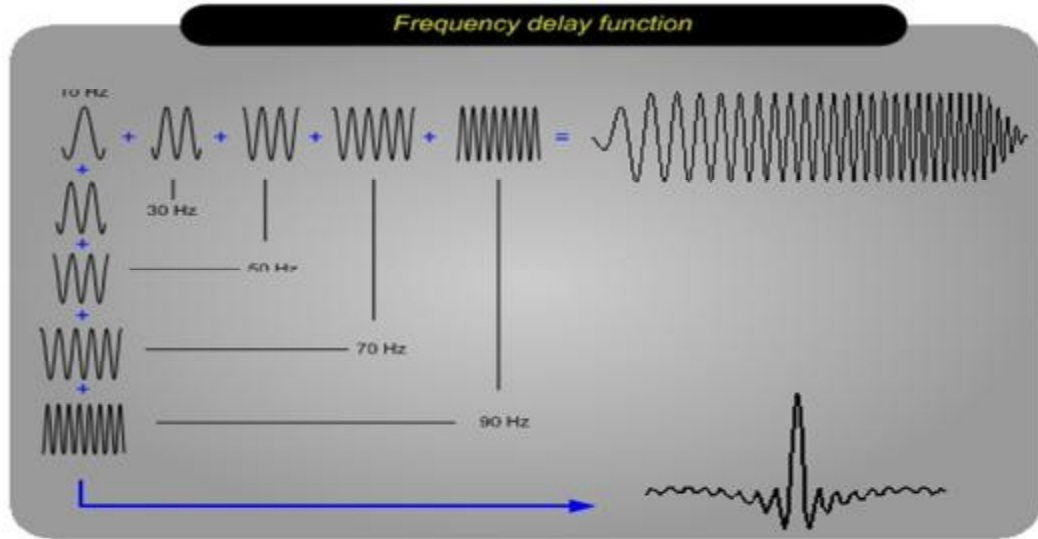
Kısa Sweep Sinyalinden Uzun Süreli Sweep Sinyaline Geçiş : Vibrosismik yöntemde kullanılacak olan sismik sinyali tanımlayabilmek için; genlik spektrumu bileşenlerinin band genişliğini koruyarak sinyali değiştirmek gerekir (Şekil 3.20). Bu nedenle, sinyal şeklinin kısa formdan uzun forma geçişi, frekans bağımlı gecikme uygulamasıyla olmalıdır. Eğer düşük frekanslara kısa gecikme, orta frekanslara orta gecikme ve yüksek frekanslara uzun gecikme uygularsak, sonuç olarak sinyal, düşük frekanstan yüksek frekansa doğru yavaş yavaş artan, frekans içeriği açıkça görülen, sabit genlikli bir hal alır. Elde edilen sinyal hemen hemen sinüs dalgası şeklindedir ve vibrosismik terminolojisinde "sweep" sinyali olarak adlandırılır. (Başar, 2007) Şekil 3.20'de kısa sinyalden uzun sweep biçimine geçiş gösterilmektedir. Burada dikkat edilmesi gereken sinyalin her iki biçiminin de genlik spektrum cevabı aynı olmasıdır.



Şekil 3.20. Kısa sinyalden uzun sweep biçimine geçiş (Sercel VE464 Training course, 2013)

Şekil 3.16'da uzun ve kısa sinyalin bileşenleri gösterilmektedir. Bu şekil incelendiğinde, giriş sinyalinin merkezinde yer alan aynı fazlı frekanslar kısa dalgacık şeklinde, farklı gecikmelerle sıralandığında ise uzun sweep sinyalini oluşturacaktır. Bu frekans gecikme fonksiyonu sweep üretici cihazı tarafından arşivlenecektir. Sinyalin kısa zamanlı yüksek genlikli biçimden, uzun zamanlı düşük genlikli biçime geçişinde frekans bağımlı gecikmeler uygulamamız gerekir. Bu iki

biçimde de sinyalin enerjisi aynıdır. Bu nedenle vibro düşük güçlü bir sistem olmasına karşın, düşük enerjili bir sistem değildir.



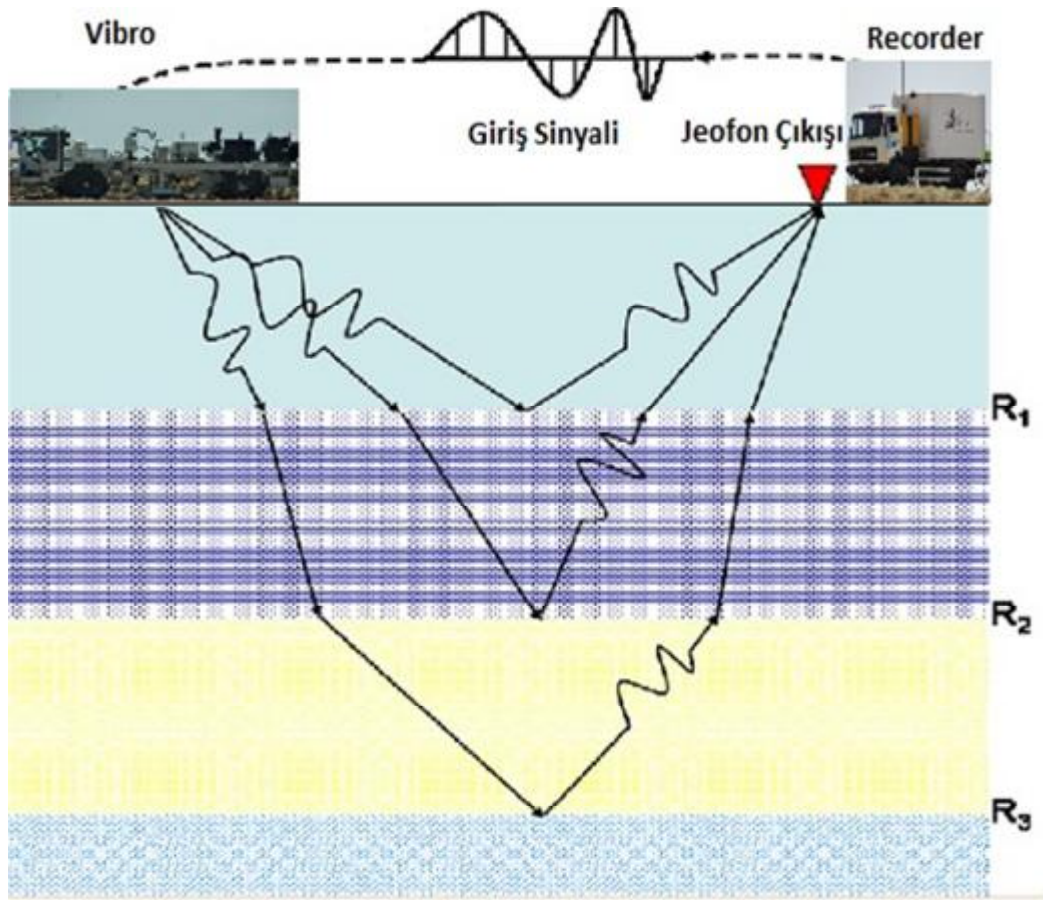
Şekil 3.21. Frekans erteleme fonksiyonu (Sercel VE-464 Training course, 2013)

Vibrosismik operasyonlarda saha kayıtlarının elde edilmesi;

Çalışma sahalarındaki rastgele gürültülerin genlikleri yüksek ve hedef seviyelerdeki yansımaları örtüyor ise, hedef seviyelerden güçlü yansımaların kaydedilebilmesi için, daha güçlü kaynaklara ihtiyaç vardır. Bu durumda istenilen enerji, çok şiddetli ve kısa süreli bir patlama (dinamit) veya daha az güçte fakat uzun süreli bir sweep sinyali (vibro) oluşturularak elde edilebilir.

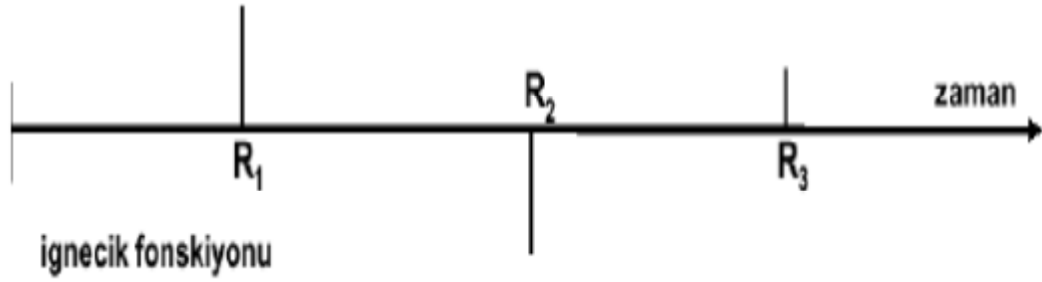
Sismik yasıma yönteminde kontrollü kaynak olarak kullanılan vibratörlerin yere gönderdikleri giriş sinyali tercihlere göre uzun süreli bir sinyal olabilir. Vibroların titreşimleri sayesinde yere gönderilen sinyal enerjisinin bir kısmı yeraltından tabakaların elastik sınırlarından yansırken bir kısmı da daha derinlere yayılır. (Sakallıoğlu, 1992)

Şekil 3.22'de, yere gönderilen giriş sinyali ve teorik bir yer modeli gösterilmiştir. Şekil 3.22'de bulunan yer modeli üç tabakalı bir ortamı temsil etmekte ve tabaka ara yüzeylerinden yansıyan sinyaller gösterilmektedir.

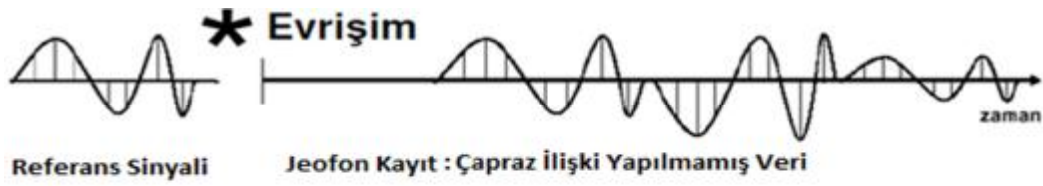


Şekil 3.22. Vibrosismik çalışmalarda giriş sinyali ve yer modeli (Sakallıoğlu, (1992) değiştirilerek alınmıştır).

Şekil 3.23'te ise ara yüzeylerin yansımaya kat sayıları R_1 , R_2 ve R_3 olarak gösterilmiş olup, yansımaya genlikleri ara yüzeydeki tabakaların jeolojik özelliklerine bağlı olup, sayısal olarak bir iğnecik (spike) ile gösterilebilir. Şekil 3.24'te ise jeofon kayıtlarından çıkan çapraz ilişki yapılmamış veri görülmektedir. Şekil 3.24'teki alıcılarda kaydedilmemiş bir sismik kayıt, sweep sinyali ile yerin yansımaya katsayısı dizisinin bir konvolüsyonudur.



Şekil 3.23. Yerin yansıma kat sayısı dizisi (Sakallıoğlu, 1992)



Şekil 3.24. Çapraz ilişki yapılmamış veri (Sakallıoğlu, 1992)

Temel olarak bu yansıma katsayılarını (R_1 , R_2 ve R_3) pozitif ve negatif polariteye göre yatay bir doğru üzerine aralarındaki seyahat zamanına göre orantılı olarak yerleştirirsek bir zaman-genlik grafiği elde ederiz. Sonuç olarak bu elde edilen grafik sadece birincil yansımaları gösteren yer cevabının sayısallaştırılmış iğnecik serilerinden oluşan sentetik bir sismik iz şeklinde gösterilir.

Burada yeryüzünden kayıt ettiğimiz sinyaller yani yerin cevabı ile oluşturulan yansımış sinyalin, giriş sinyalinin benzeri ile aynı genlik ve polariteye sahip iğnecikli iz üzerindeki iğnelerin her birinin yerine yerleştirilmesi ile elde edebiliriz. Matematiksel olarak bu yerine yerleştirme işlemi konvolüsyon işlemidir. Yukarıdaki Şekil 3.22'deki model için sonuç Şekil 3.25'teki gibi olacaktır (Sakallıoğlu, 1992). Şekil 3.25'te dalgacığın boyu oldukça kısalmıştır ve verideki ayrımlılık artmıştır. Başka bir ifade ile yansıma katsayılarının olduğu yerler korelasyon sonrası kayıt üzerinde daha net bir şekilde izlenebilmektedir.

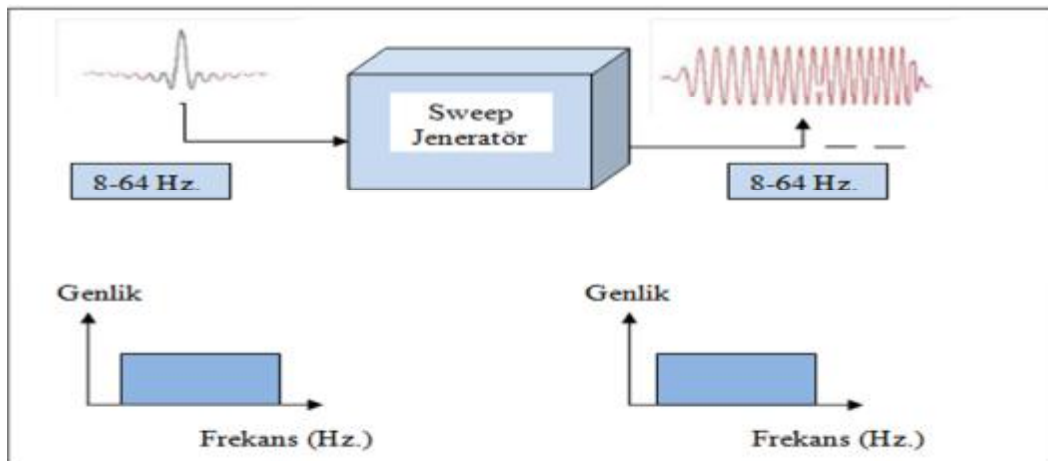


Şekil 3.25. Sweep Sinyali ile Vibrosismik verisinin kroskorelasyon işlemi (Sakallıoğlu, 1992)

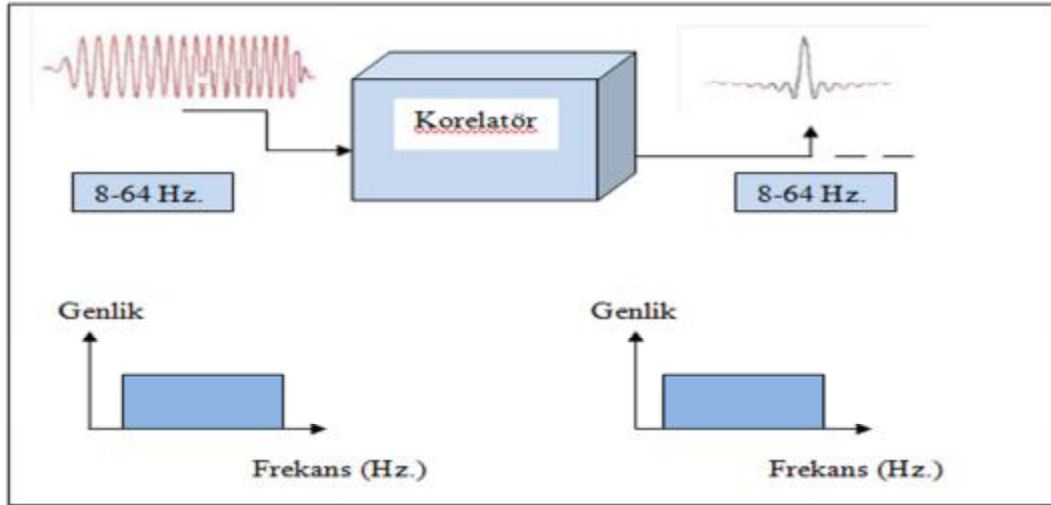
Vibrosismik akış diyagramı ve sweep sinyalinin tanımı;

Vibrosismiğin üç önemli ünitesi vardır; Sweep jeneratörü, sweep sinyali, uzun sweep sinyalinin kısa bir dalgacık içine sıkıştırılan koreletör.

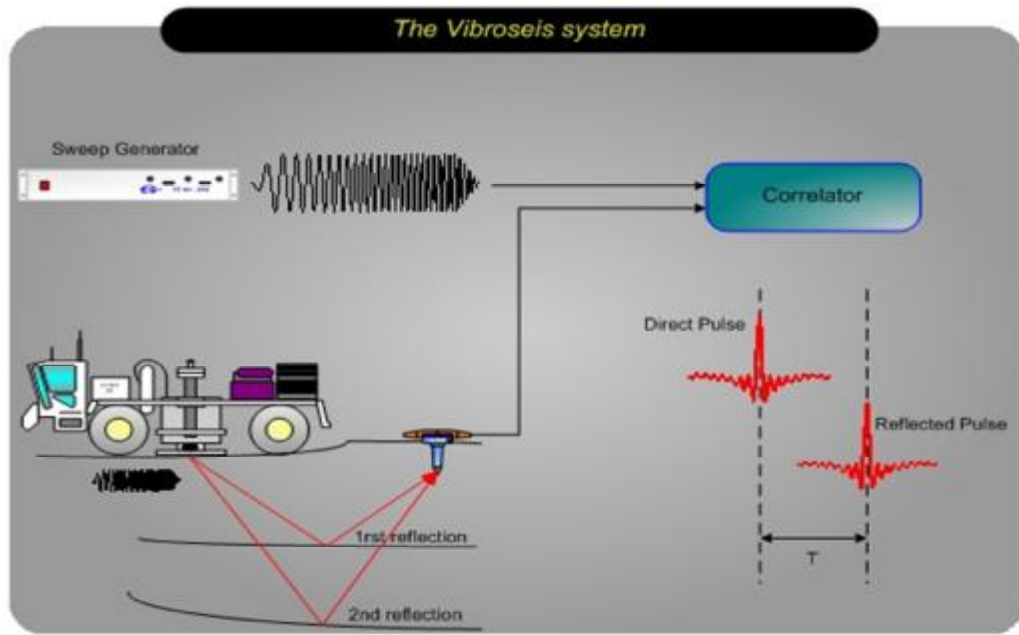
Sweep jeneratörü büyük genlikli kısa süreli dalgacığı düşük genlikli uzun süreli sweep sinyaline dönüştürür (Şekil 3.26). Korelatör ise düşük genlikli uzun sweep sinyalinin yüksek genlikli kısa dalgacığa dönüştürür. Korelatörün sinyalleri güçlendirirken gürültüleri değiştirmeden geçirdiğini söylemek mümkündür. Ancak rastgele gürültülerin etkisinin korelasyon neticesinde azaltılabileceği beklenir. Her ne kadar vibrosismik çalışmalarında her türlü gürültünün mümkün olduğu kadar kaydedilmemesi istense de, vibrosismik yöntem gürültülerden tamamen arındırılmış yöntem değildir. Vibrosismik çalışmalarda, verilere korelasyon yapılıyor, gürültü seviyesi çok önemli değildir anlayışı, kesinlikle yanlıştır (Sakallıoğlu ve diğ., 2012).



Şekil 3.26. Sweep jeneratörü.



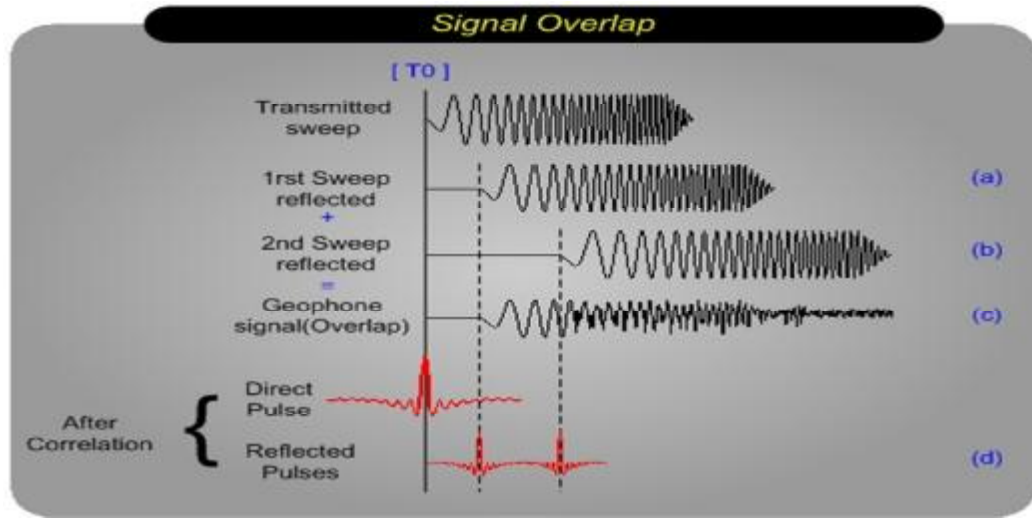
Şekil 3.27. Korelatör - Bir sweep sinyalinden kısa dalgacığın elde edilmesi.



Şekil 3.28. Vibrosismik Akış Diyagramı (Sercel VE-464 Training course, 2013)

Şekil 3.28'de vibrosismik akış diyagramı anlatılmaktadır. Burada kayıtçı sistemler sayesinde uzun biçime getirilen sismik sinyal telsiz vasıtası ile vibro içinde bulunan elektronik sisteme iletilir. Vibrolar üzerinde bulunan elektronik sistemler daha önceden tanımlanmış olan sinyali, üzerindeki hidrolik mekanizma sayesinde mekanik hareketlerle yere gönderir. Yer içinde ilerleyen sinyal yansıtıcı yüzeylerden yansiyarak alıcılara ulaşır. Alıcılara ulaşan bu sinyal bütün yansıtıcı yüzeylerin bilgisini bir arada içermektedir. Bu nedenle, kaydedilen sinyal referans sinyali ile

çapraz ilişki operatöründe çapraz ilişki işlemine girer. Sonuç olarak yeraltındaki tabakaları ifade eden zaman ortamındaki yer yansıma serisi elde edilir (Sakallıoğlu ve diğ., 2012).



Şekil 3.29. Yere gönderilen sweep sinyali etkisi ile oluşan sinyaller (Sercel VE-464 Training course, 2013)

Şekil 3.29'da yere gönderilen bir sinyalin etkisi ile oluşan sinyaller gösterilmiştir. Burada "a" izi ilk yansıtıcıdan yansıyan sweep sinyalidir, "b" izi ikinci yansıtıcıdan yansıyan sweep sinyalidir, "c" izi alıcı (jeofonlar) tarafından kaydedilen a ve b izlerinin toplamı, "d" izi, "c" izinin çapraz ilişki operatöründen geçmesi sonucunda oluşan yer yansıma serisi ile vibratör sinyalinin kısa biçiminin evrişimidir.

Sonuç olarak vibrosismik kayıt, alıcıda kayıt edilen veri ile sweep sinyalinin korelasyonu sonucu elde edilir. Korelasyon yapılmış sismik izdeki her yansıma, aslında sweep sinyali, otokorelasyon dalgacığının benzeridir.

Çapraz İlişki Operatörü : Çapraz ilişki işleminde iki dalga formu arasındaki benzerliğin derecesi ölçülür. Ayrıca, benzer dalga formları arasındaki zaman/uzaklık değerleri hesaplanır. Korele edilecek iki dalga formunun verileri farklı ise, korelasyon işlemi kroskorelasyon, aynı ise otokorelasyon olarak bilinir. Kroskorelasyona girecek dalga formları zamanın fonksiyonu ise, aralarındaki fark

zaman, eğer uzaklığın bir fonksiyonu ise dalga formları arasındaki fark uzaklık biriminden olacaktır.

Farklı iki dalga formunu ((a) ve (b) serisi) kroskorelasyonu aşağıdaki integral ile verilir;

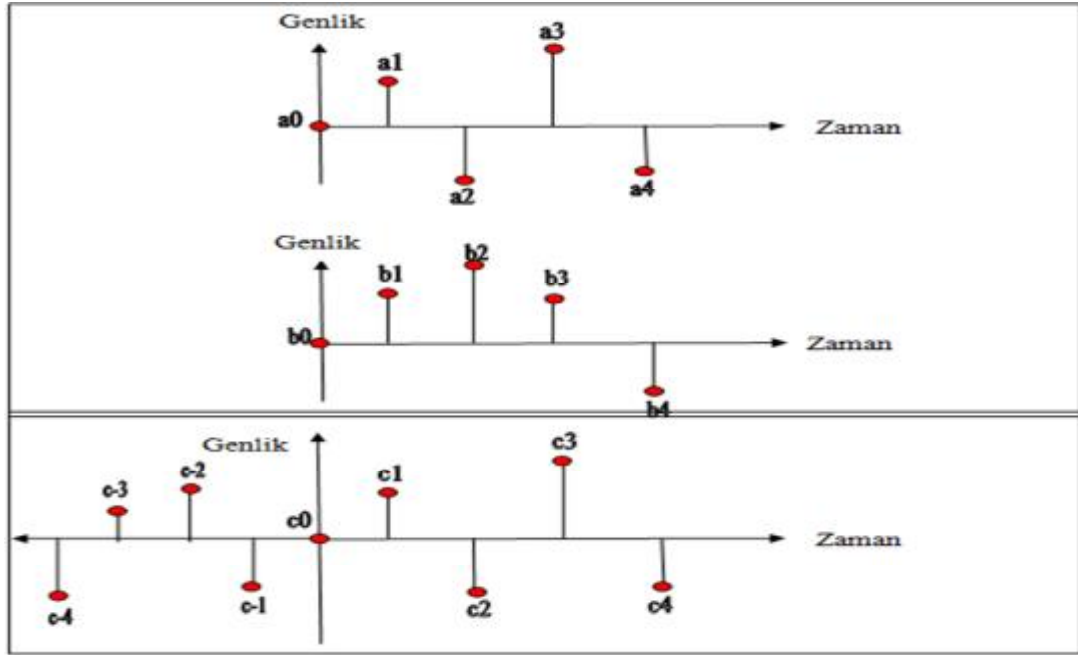
$$f_{ab}(t) = \int_{-\infty}^{\infty} a(t) * b(t + t) dt \quad (3.2)$$

$$f_{ab}(t) = a(t) \ddot{A} b(t) \quad (3.3)$$

$$f_{ab}(t) = \sum_{i=1}^{n-t} a_{i+t} b_i \quad (3.4)$$

Dalga formları formül 3.6'daki gibi verilmiş ise zaman ortamında örneklendirilmiş seri diyebiliriz ve burada; $f_{ab}(t)$, kroskorelasyon işleminin sonucu, t kayma miktarını, $\ddot{A}$ kroskorelasyon işlemini göstermektedir.

Denklem 3.4'te dalga çiftinde birbirine karşılık gelen değerlerin çarpımı ve tüm sonuçların tek bir sayı (f_0, f_1, f_2) içerisinde toplanması sonucunda benzerliğin derecesi ölçülür (Sakallıoğlu ve diğ., 2012).



Şekil 3.30. Kroskorelasyon işleminin grafiksel gösterimi ve uygulanması (Sercel VE-464 Training course, 2013).

Şekil 3.30'da; ilk "a" serisini sabit tutup diğer "b" serisi bunun üzerinde kaydırılarak geçirilirse, iki seri arasındaki kaymanın bir fonksiyonu olarak toplamın sonuçlarının değişimini hesaplayabiliriz. Bu değişim, "kroskorelasyon fonksiyonudur." Sonuç olarak bu işlemdeki amaç serinin birisinin diğeri üzerinde kaydırılarak geçirilmesinde, her bir seri diğeri kendisini aramaya çalışır ve benzerlik aranır. Bu işlemin denklemleri ise aşağıdaki gibi olur.

$$\begin{aligned}
 C_{-4} &= b_4 a_0 \\
 C_{-3} &= b_3 a_0 + b_4 a_1 \\
 C_{-2} &= b_2 a_0 + b_3 a_1 + b_4 a_2 \\
 C_{-1} &= b_1 a_0 + b_2 a_1 + b_3 a_2 + b_4 a_3 \\
 C_0 &= b_0 a_0 + b_1 a_1 + b_2 a_2 + b_3 a_3 + b_4 a_4 \\
 C_1 &= b_0 a_1 + b_1 a_2 + b_2 a_3 + b_3 a_4 \\
 C_2 &= b_0 a_2 + b_1 a_3 + b_2 a_4 \\
 C_3 &= b_0 a_3 + b_1 a_4 \\
 C_4 &= b_0 a_4
 \end{aligned} \tag{3.5}$$

$a(t)$: 5 elemanlı (a) serisi,

$b(t)$: 5 elemanlı (b) serisi,

$c(t)$: 9 elemanlı olup (a) ve (b) serileri arasındaki korelasyon sonucudur. Yukarıdaki örnekte, kroskorelasyon sonucu, seride simetrik bir dalga formu yoktur. yani (a) ve (b) serileri birbirine benzememektedir.

Kroskorelasyon sonucunda, eğer zaman uzaklık ekseninde simetrik bir şekil bulunursa, serilerden birinin benzeri diğerinin içerisinde vardır demektir. Eğer simetrik bir şekil yok ise bu iki seri birbirine benzemiyor demektir.

Sonuç olarak vibrosismikte yapılan kroskorelasyon işleminde uzun süreli ham saha kaydı ile sweep sinyali kroskorelasyon işleminde tabi tutulur. İki veri arasındaki benzerlik ve zaman farklılıkları elde edilmeye çalışılır.

Kroskorelasyon işlemi, sweep sinyali ile rastgele kayıt edilmiş çevre gürültüleri arasında çok az benzerlikler bulur. Bu nedenle korelasyon yapılmış verinin, S/G oranı, korelasyon öncesi kayıt edilmiş verideki S/G oranından daha yüksektir. Fakat burada şu unutulmamalıdır ki; kroskorelasyon işlemi uygulanmış vibrosismik verisi, sweep frekansları dışındaki frekansları içermemektedir (Sakallıoğlu ve diğ., 2012).

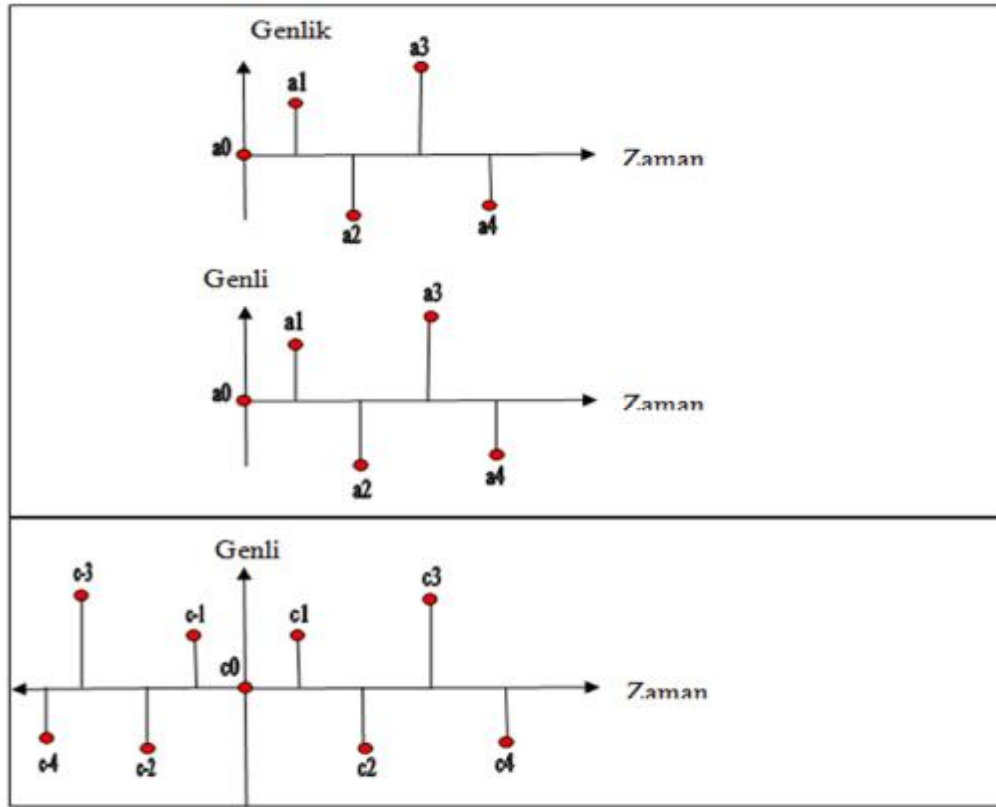
Otokorelasyon İşlemi : Eğer iki dalga formu birbirini aynı ise otokorelasyon fonksiyonu olarak tanımlanır.

$$f_{ab}(t) = \int_0^t a(t) * b(t + t) dt \quad (3.6)$$

$$f_{aa}(t) = a(t) \ddot{a}(t) \quad (3.7)$$

Seri zaman ortamında örneklenmiş ise aşağıdaki gibi olur;

$$f_{aa}(t) = \sum_{i=1}^{n-t} a_{i+t} a_i \quad (3.8)$$



Şekil 3.31. Otokorelasyon işleminin grafiksel gösterimi ve uygulanması (Sercel VE-464 Training course, 2013).

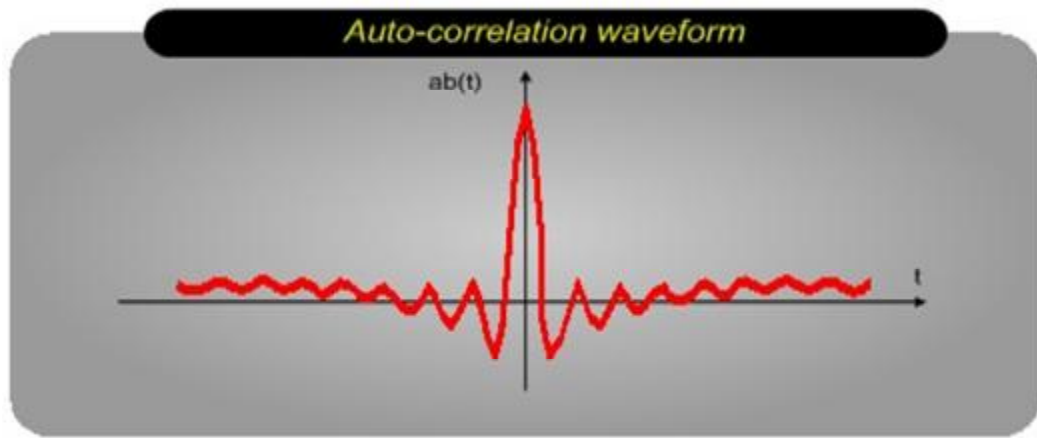
$$\begin{aligned}
 C_{-4} &= a_4 a_0 \\
 C_{-3} &= a_3 a_0 + a_4 a_1 \\
 C_{-2} &= a_2 a_0 + a_3 a_1 + a_4 a_2 \\
 C_{-1} &= a_1 a_0 + a_2 a_1 + a_3 a_2 + a_4 a_3 \\
 C_0 &= a_1 a_0 + a_1 a_1 + a_2 a_2 + a_3 a_3 + a_4 a_4 \\
 C_1 &= a_0 a_1 + a_1 a_2 + a_2 a_3 + a_3 a_4 \\
 C_2 &= a_0 a_2 + a_1 a_3 + a_2 a_4 \\
 C_3 &= a_0 a_3 + a_1 a_4 \\
 C_4 &= a_0 a_4
 \end{aligned} \tag{3.9}$$

$a(t)$: 5 elemanlı (a) serisi,

$c(t)$: 9 elemanlı olup (a) serisinin otokorelasyon sonucudur.

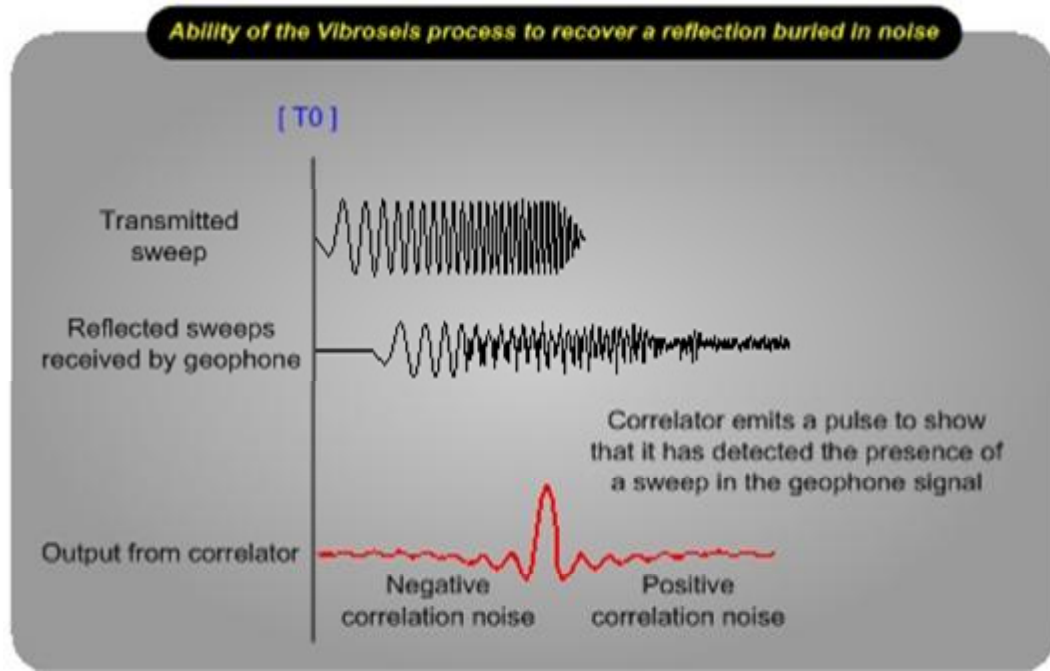
Otokorelasyon Dalgacığının Özellikleri : Vibrosismikteki Klauder dalgacığının genliğinin artışı, sweep sinyalindeki enerjinin artması ile mümkündür.

Enerjinin artması da sweep süresinin arttırılması ve/veya vibratör sayısının arttırılması ile mümkündür. Sweep boyundaki artış yere gönderilen enerjiyi arttıracığından çapraz ilişki operatörünün çıkış sinyalinin genliği de artmış olacaktır. Sonuç olarak veri toplama sistemi performansı arttırmak için ve kaynak sinyalinin parçası olmayan frekansların elenmesi için dikdörtgen band geçişli süzgeçe ilave olarak otokorelasyon operatörüne sahip olmalıdır. (Başar, 2007).



Şekil 3.32. Otokorelasyon dalgacığının (Sercel VE-464 Traning course, 2013).

Otokorelasyon dalgacığı tarafından sweep sinyali sıkıştırılması ile sismik sinyal elde edildiğinden, sinyalin ana genliği artmaktadır. Bu olayın sonucunda oluşan sıkıntı, sistemdeki gecikme zamanlarının farklılığı dolayısıyla oluşan gürültülerin sismik izin içine girmesidir. Buna rağmen, sinyalin genliğindeki artışın gürültünün ortalama değerine oranı oldukça yüksek olduğundan çapraz ilişki operatörü çok faydalı bir araçtır. Bahsi geçen gürültüleri yan salınımlar olarak tanımlanır (Şekil 3.33) (Sakallıoğlu ve diğ., 2012).



Şekil 3.33. Çapraz ilişki sonrası Klauder dalgacığının görünümü (Sercel VE-464 Training course, 2013).

Vibrosismik ile Dinamitin Karşılaştırılması: Son yıllarda birçok firma dinamit ve vibrosismik kaynağı, projelerde saha koşullarının elverdiği şekilde beraber kullanılmaktadır. Bu kısımda vibrosismik yöntem ile dinamitle patlatma yönteminin genel farklılıkları incelenmiş ve bu farklılıklar aşağıda sıralanmıştır;

- Dinamit kaynağı kontrolsüz bir kaynaktır yani vibro atışları sayesinde oluşturulan enerji kontrol edilebilir enerji iken dinamit kaynağında bu mümkün değildir. Bunu daha da açıklarsak dinamitli çalışmalarda gönderilen sinyalin bir başlangıç ve bitiş frekansı yoktur. Bunun yanı sıra vibroların oluşturduğu sweep sinyali başlangıç ve bitiş frekansları ve gönderilme süresi hedef derinliğe göre belirlenir ve saha koşulları doğrultusunda uygulanır. Sinyal yere çok kısa süre içerisinde gönderilir (Gabriela ve diğ., 2008).
- Vibrosismik çalışmalarda dinamitle çalışmalara göre, yere uygulanan enerjinin anlık kuvveti daha az olduğu için vibrosismik çalışmalar yerleşim yerlerine yakın sahalarda daha çok çalışma imkânı sunar.

- Dinamitin kaynak olarak kullanıldığı çalışmalarda dinamitlerin patlatılması için sondajlara ihtiyaç vardır. Düşük hız zonunun kalın olduğu bölgelerde açılacak sondajların için daha fazla zaman harcanmalıdır ve bu çalışmalar ekonomik kayıplara neden olmaktadır. Sondajlara ihtiyaç olmadığından dolayı vibro kaynak ile yapılan çalışmalar daha ekonomiktir. Bunların yanı sıra saha koşullarının sondaj aracının geçmesine uygun olmadığı bölgelerde el sondajı ile sondaj açılması gerekmektedir. Bu yöntem zaman ve maliyette açısından olumsuz sonuçlar ortaya çıkarmaktadır.
- Vibroların kullanıldığı sismik çalışmalarda aynı noktada sweep sayısının artırılması ile yüksek enerji oluşturulabilir. Dinamitin kullanıldığı sismik çalışmalarda daha fazla enerjiye ihtiyaç duyulursa, ikinci defa kuyu doldurularak patlatma işlemi yapılamaz, yani aynı noktada açılacak yeni bir kuyuya ihtiyaç vardır. Bu işlemlerde ekonomik açıdan maliyeti gerektirir ve zaman kaybına yol açar.
- Vibratör sinyali (sweep sinyali-tarama sinyali) yere birkaç defa verilebilir. Yere gönderilen sinyal genelde farklı frekanslardan oluşmuş sinüs dalgasıdır.
- Son olarak vibro sismik kaynak ile yüksek frekanslar elde etmek mümkündür. Bu çalışmaların sonucunda yüksek frekanslı veriler, rezervuar jeofiziği çalışmalarında, spesifik jeotermal araştırmalarda ve ince hidrokarbon içeren tabakaların yüksek çözünürlükte belirlenmesinde dinamit kullanımına göre daha fazla avantaj sağlamaktadır. (Gabriela ve diğ., 2008)

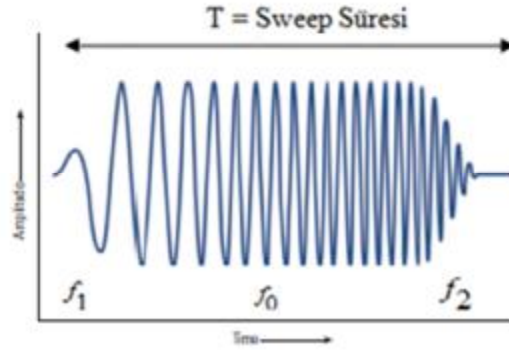
Yukarıda maddeleri yorumlayacak olursak; sismik yansıma yönteminde kullanılacak kaynak seçimi için, proje oluşturulması aşamasında, arazi şartlarının incelenmesi ve lojistik koşullara göre projede hangi sismik kaynağın kullanılacağına karar verilmesi gerekir. Birçok açıdan vibrosismik kaynak kullanılması yararlı gözükse de, çalışmaların yapıldığı bölge, projenin maliyeti ve araştırılan yapıların türüne uygun olarak dinamit gibi patlayıcı sismik kaynaklar da seçilebilir.

3.3. Sismik Yöntemde Sweep Sinyali ve Sweep Parametreleri

3.3.1. Sweep Sinyali

Vibro, dinamite göre düşük güçte ama uzun süreli bir sweep sinyali ile sağlar. "Uzun süreli bir sweep sinyalini kısa bir dalgacık içerisine sıkıştırmak gerekir." Vibrosismiğin temelini oluşturan da bu sismik dalgacığı sıkıştırma işlemidir. Burada kroskorelasyon işlemini yapan bir sweep jeneratörünü düşünelim. Daha öncede belirttiğimiz gibi jeneratör, sadece bazı frekansları diğerlerinden daha fazla geciktirir. Başka bir ifade ile, jeneratör düşük frekanslara daha kısa süreli, orta frekanslara orta, yüksek frekanslara da daha uzun süreli gecikmeler uygular. Örneğin jeneratörün içerisine 8-64 Hz olan bir sweep sinyalinin otokorelasyon dalgacığını göndeririz. Sweep jeneratörü bütün frekansları farklı geciktirmeler ile geçirir ki, çıkış sinyali görünüm olarak sabit genlikli, ve frekansları düşükten yükseğe doğru taranmış bir dalga formunda oluşur. Sinüsoidal dalga formunda olan bu dalga formuna "Sweep sinyali" denir. Vibro ilk olarak sweep sinyali oluşturulacak ve uygun olarak seçilen sweep sinyali sonucunda toplanacak bütün verinin kalitesi, bu seçilecek olan parametrelere bağlıdır. Yapılan çalışmanın başarılı bir sonuç verebilmesi için sweep parametrelerinin çok dikkatli, özenle ve testler sonucunda belirlenmesi gerekir. Çünkü ilk olarak yapılacak olan testlerle belirlenecek sweep parametrelerinde istenen özellik, sinyal/gürültü ve data kalitesi/karakteri oranlarının en kaliteli şekilde olmasıdır.

Sismik yansıma çalışmalarında vibroların en önemli parametresi olan sweep sinyaline değinecek olursak; sweep sinyali sabit bir genliğe sahip ve frekansı zamanla değişen bir sinüzoidal dalga şeklindedir. Aşağıdaki şekil 3.29'da örnek bir sweep sinyali gözükmemektedir.



Şekil 3.34. Sweep sinyalinin dalga formu ve ilgili parametreler (Bagaini, 2010)

Sinyalin başlangıç frekansı f_1 ve bitiş frekansını da f_2 olarak tanımlarsak, sweep sinyali f_1 ' den f_2 'ye belirli süre içerisinde artarak veya azalarak değişir. Bitiş frekansı f_2 ile, başlangıç frekansı f_1 arasındaki farka sweep band genişliği denir ve bu genişlik, $Df = f_2 - f_1$ bağıntısı ile verilir. Burada "T", sweep sinyali süresidir ve birimi saniyedir.

Frekans değişim aralığına (k) değinecek olursak ;

$$k = \frac{Df}{T} \quad (3.10)$$

k = Frekans değişim aralığıdır ve birimi hertz/saniyedir

Df = Sweep spektrum band genişliğidir ve birimi hertzdır.

Sweep sinyali frekans bandı genişliği oktav biriminden hesaplanır. Arazide başlangıç ve bitiş frekansları belirlenirken aralarında belirli bir oran olmak zorundandır (Sakallıoğlu ve diğ., 2012). Bunu matematiksel formülle ifade etmek istersek;

Başlangıç ve bitiş frekansı oranı $R_f = f_2 / f_1$ 'dir

$$R_f = \frac{\text{Log} R_f}{\text{Log} 2} = \frac{\text{Log} R_f}{0.30103} \text{ oktav} \quad (3.11)$$

Genel bir kural olarak vibrosismikte minimum sweep genişliği 2,5 oktav olmalıdır. Saha uygulamalarında çoğu zaman 3 veya 3,5 oktavlık sweep sinyali kullanımı önerilir (Sakallıoğlu ve diğ., 2012).

Sinüzoidal linear sweep sinyalinin özellikleri Klauder ve diğerleri (1960) tarafından incelenmiştir. Klauder kompleks dalga formunun gerçek parçası ile sweep sinyalini tarif etmiştir. Sismik sinyal parametrelerine göre uzun hale dönüştürülen sinyal matematiksel olarak ifade edilir ve tasarlanabilir. Vibratörün yere göndermiş olduğu sinyal matematiksel olarak aşağıdaki biçimde gösterilir.

$$S(t) = B * \sin \left(2\pi \int_0^t F'(\tau) d\tau + \theta \right) \quad (3.12)$$

Burada, θ faz açısı, B sweep genliği, $F'(t) = F(t)$ 'nin integralidir. Yani $F(t)$ frekansın zamanla değişim fonksiyonunu anlatmaktadır ve $F(t)$ 'deki değişimde sweep sinyalinin türünü belirlemektedir.

En çok kullanılan sweep çeşitleri ve matematiksel ifadeleri aşağıdaki Çizelge 3.2'de verilmiştir;

Çizelge 3.2. Sweep çeşitleri ve matematiksel ifadeleri (Gürel, 2007)

Lineer	$F(t) = (F_f - F_i)t / T + F_i$
T^N	$F(t) = (F_f - F_i)t^N / T^N + F_i$
Exponansiyel	$F(t) = F \exp(\ln(F_f / F_i)t / T)$
Sabit dB/Hz.	$F(t) = (\ln(at + A) + \ln(M)) / M$
Sabit dB/Oct.	$F(t) = (F_f^N - F_i^N)t / T + F_i^N)^{1/N}$

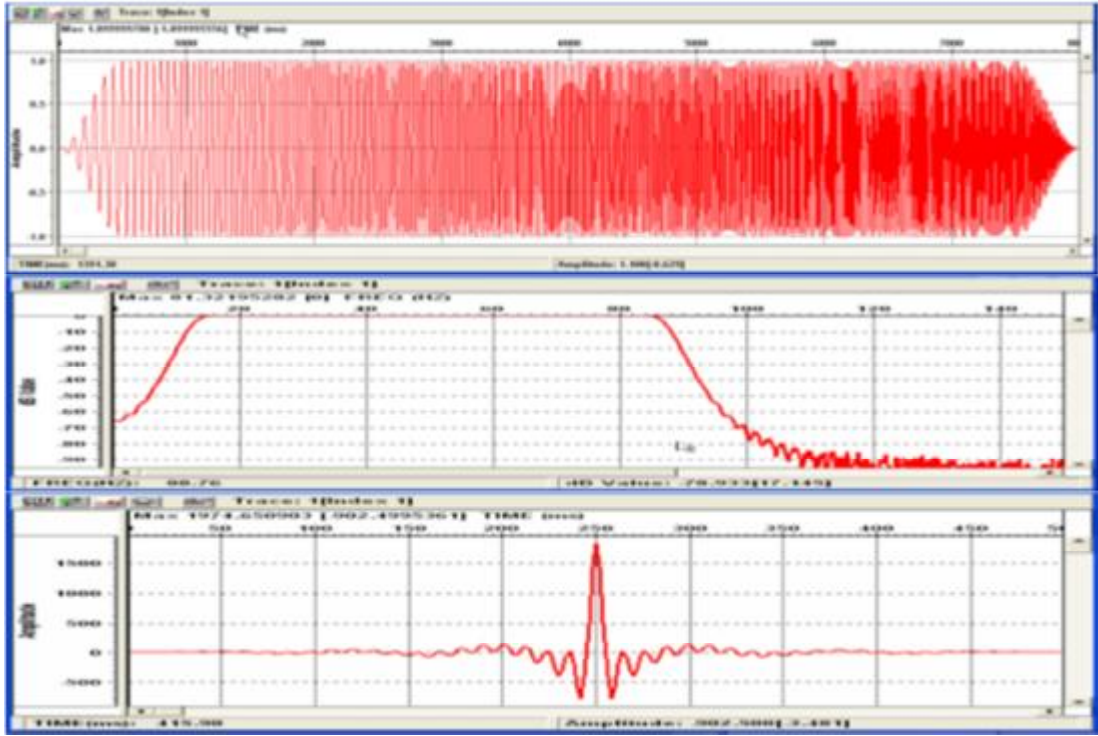
F_i	= Başlangıç Frekansı (Hz.)
F_f	= Bitiş Frekansı (Hz.)
T	= Sweep Uzunluğu (sn)
k	= 10(D/20)
D	= Sweep Spektrumunun Eğimi (dB/Hz)
A	= $\exp (M \times F_i - \ln(M))$
DBO	= Sweep Spektrumunun Eğimi dB/Oct
M	= $\ln(k)$
a	= $(\exp(M \times F_f - \ln(M) - A))/T$
N	= $DBO/6 + 1$

ile gösterilir.

Çizelge 3.2'de verilen sweep çeşitleri ve matematiksel ifadelerinde sweep sinyali çeşitleri, yukarı taramalı sweep veya aşağı taramalı sweep olarak iki şekilde kullanılabilinmektedir. Vibrosismik çalışmalarında genel olarak yukarı sweep tercih edilmektedir. Vibrosismik yöntemde aksi belirtilmedikçe sweep sinyali denildiğinde yukarı taramalı sweep sinyali anlaşılır. Çalışmalarda genellikle yukarı taramalı sweep sinyali tercih edilirken aşağı taramalı sweep sinyallerinin kullanıldığı çalışmalarda vardır (Sakallıoğlu ve diğ., 2012).

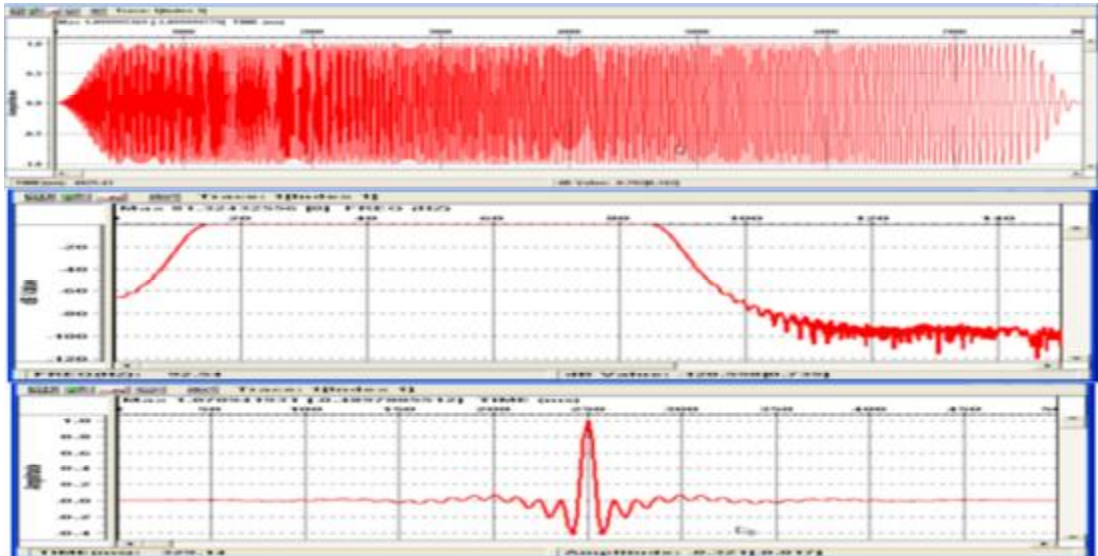
Vibratör, sweep sinyali frekanslarını sweep süresi artışı ile orantılı olarak alçaktan yükseğe doğru tarayarak yapıyorsa buna, yukarı sweep (up sweep), yüksekte alçağa doğru tarayarak yapıyor ise buna aşağı sweep (Down sweep) denilir. Eğer sweep sinyali doğrusal ve frekans bandları aynı ise her iki sweep sinyalinin genlik spektrumları ile otokorelasyon dalgacıkları aynı olacaktır.

Şekil 3.35'te doğrusal sweep sinyalinin a'da yukarı taramalı sweep sinyal formu, b'de genlik spektrumu, c'de otokorelasyon dalgacığı gösterilmiştir.



Şekil 3.35. a) Doğrusal yukarı taramalı sweep b) genlik spektrumu c) okorelasyon dalgacığı (10-90 Hz, 8 sn, 500 msn taper) (Gürel, 2007).

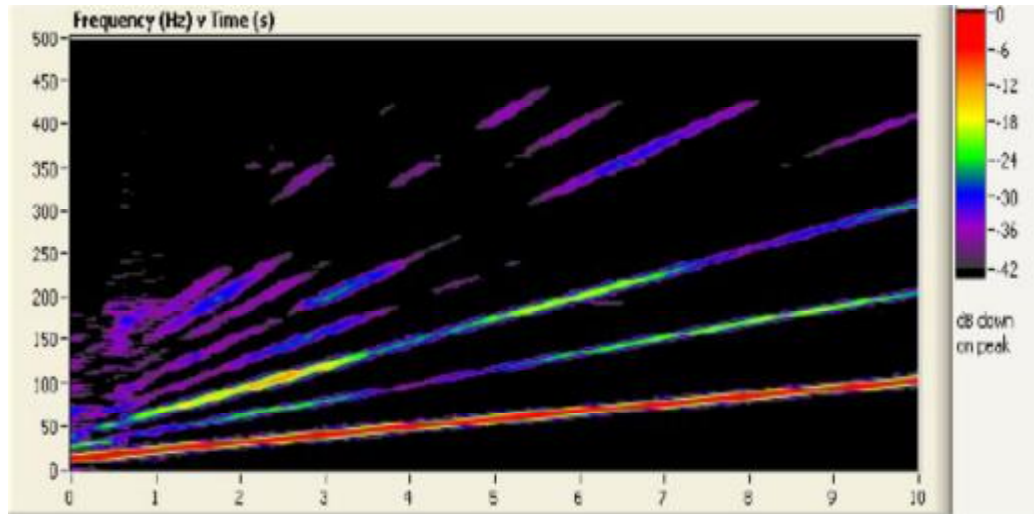
Şekil 3.36'da doğrusal sweep sinyalinin a'da aşağı taramalı sweep sinyal formu, b'de genlik spektrumu, c'de otokorelasyon dalgacığı gösterilmiştir.



Şekil 3.36. a) Doğrusal aşağı taramalı sweep b) genlik spektrumu c) otokorelasyon dalgacığı (90-10 Hz, 8Sn, 500msn Taper) (Gürel, 2007).

Sonuç olarak aşağı ve yukarı taramalı sweep sinyallerine ait spektrumlar ve otokorelasyon dalgacıkları incelendiğinde, sonuçların birbirine benzediği görülmektedir. Ancak saha kayıtları analiz edildiğinde, verilerin frekans içeriğinde ve genliklerinde önemli farklılıklar görülecektir. Pratikte, aşağı taramalı sweep sinyali başlangıcında yüksek frekansları içerdiğinden yeri harekete geçirmekte zorlanır ve yüksek frekanslar derine ulaşmadan sönümlenmeye başlar. Bu durum arzu edilen frekansların yeteri kadar yerin derinliklerine gönderilememesine sebep olur.

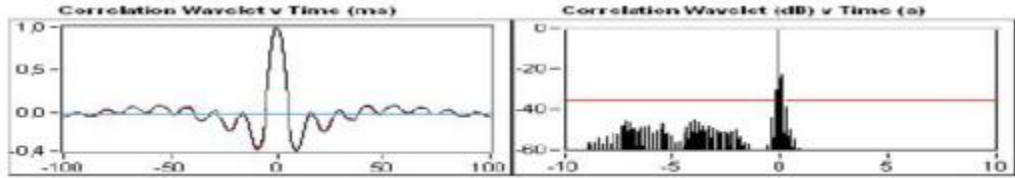
Şekil 3.37 gerçek bir verinin frekans zaman (f-t) analizi görülmektedir. Kırmızı renkli olan ana sweepin frekans değişimin ve genliğini göstermektedir. Genlik sweep süresi içerisinde en yüksek seviyede ise logaritmik olarak 0 dB değerindedir ve kırmızı renkte gösterilmiştir. Ana sweep sinyalinin üzerinde bulunan ve yeşil- mor renkte olan çizgiler harmonikleri ifade etmektedir.



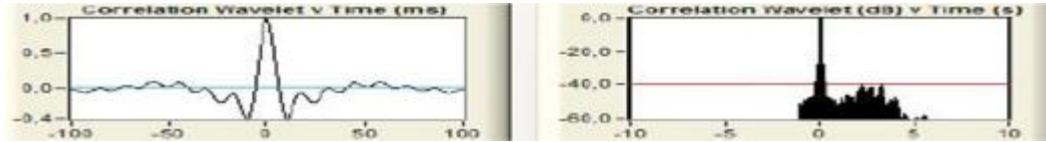
Şekil 3.37. Yukarı taramalı sweep için frekans-zaman grafiği (Sercel VE-464 Traning course, 2013)

Şekil 3.38'de ise yukarı taramalı sweep için otokorelasyon sinyali ve otokorelasyon sinyalinin logaritmik ifadesi gösterilmiştir. Bu şekilden anlaşılaçağı üzere yukarı taramalı sweep sinyalinde, kroskorelasyon sonrası harmonikler salınımlar sinyalin negatif kısmında kaldığı için, doğal olarak gidiş geliş zamanında negatif bölgede olacaktır. Bu nedenle yukarı sweep kayıt edilirken korelasyon

sonrası salınımların katkısı kayıtlara girmeyecektir. Şekil 3.39'da aşağı sweep sinyalinde bulunan, kroskorelasyon sonrası oluşan harmonik salınımlar, sinyalin pozitif kısmında olduğu için kayıtlara girmesi kaçınılmazdır.



Şekil 3.38. Yukarı taramalı sweep için a) otokorelasyon sinyali b) otokorelasyon sinyalinin logaritmik gösterimi (Sercel VE-464 Training course, 2013)



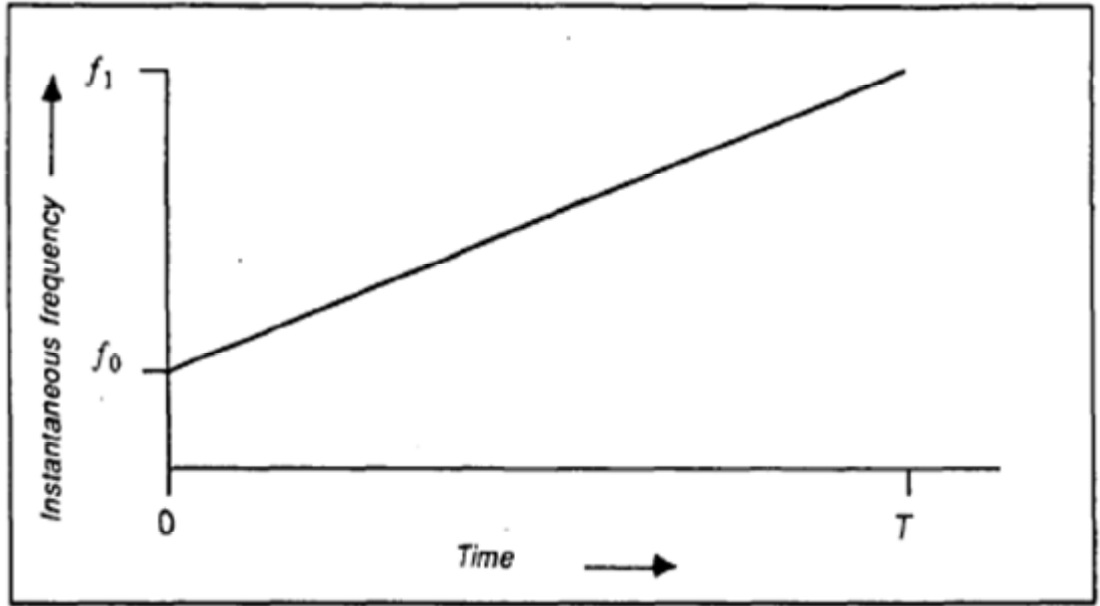
Şekil 3.39. Aşağı taramalı sweep için a) otokorelasyon sinyali b) otokorelasyon sinyalinin logaritmik gösterimi (Sercel VE-464 Training course, 2013)

3.3.2. Sweep Sinyali Tipleri

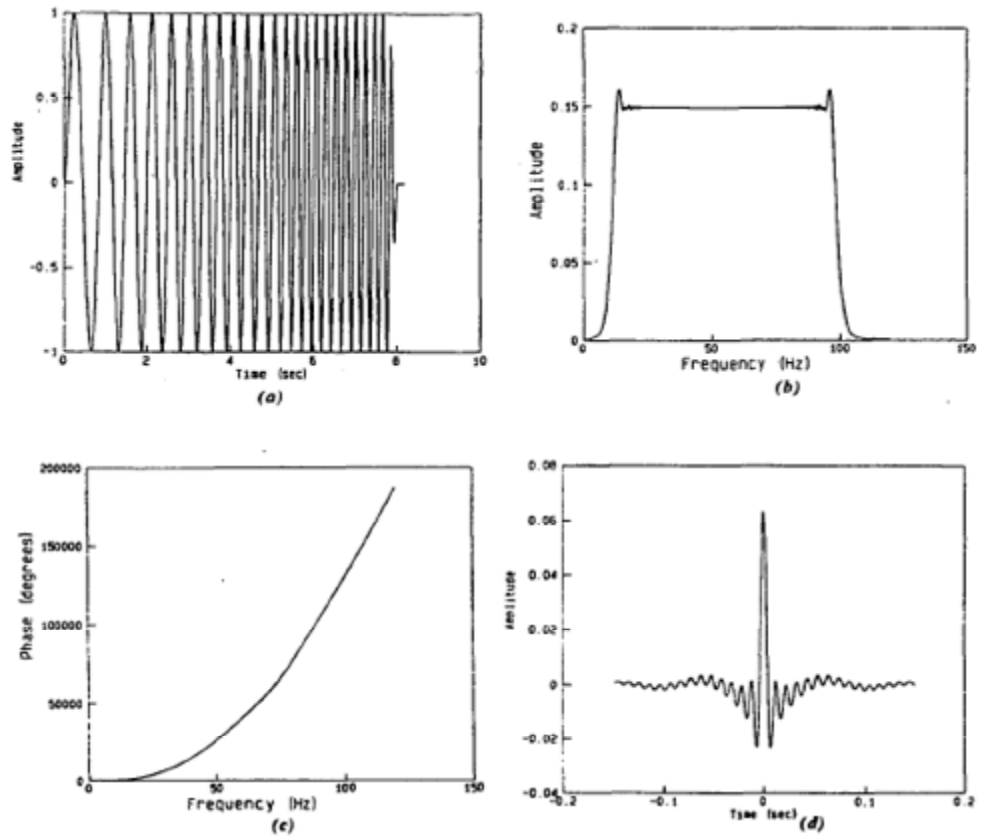
İki tip sweep sinyali bulunmaktadır. Bunlar doğrusal (linear) ve doğrusal olmayan (non-linear) sweep sinyalleridir.

Doğrusal sweep, anlık frekansı zamanla değişen, genliği sabit ve sürekli salınım gösteren sinüzoidal bir sinyaldir (Baeten, 1989). Şekil 3.40'ta örnek bir doğrusal sweep sinyalini gösterilmektedir. Bu örnekte frekansın zamanla doğrusal olarak artarak 8 saniyede, 10 Hz'den 100 Hz'e ulaştığı görülmektedir. Frekansın zamanla doğrusal değişimi, Şekil 3.40 a'da, sweep sinyalinin yayılım süresi içindeki genişliği sabit olup sadece başında ve sonunda törpüleme (taper) işlemi uygulanmıştır ve Şekil 3.41'de gösterilmektedir. Sweep sinyalinin genlik spektrumu Şekil 3.41 b'de, faz spektrumu Şekil 3.41 c'de ve otokorelasyon fonksiyonu da Şekil 3.41 d'de gösterilmektedir.

Sweep süresi boyunca, genlik değerlerinin sabit olması; vibroların her bir frekansta yere eşit miktarda enerji gönderiyor olması anlamına gelmektedir. Eğer yere gönderilen frekansların enerjileri eşit ise, genlik spektrumu düze yakın olacaktır.

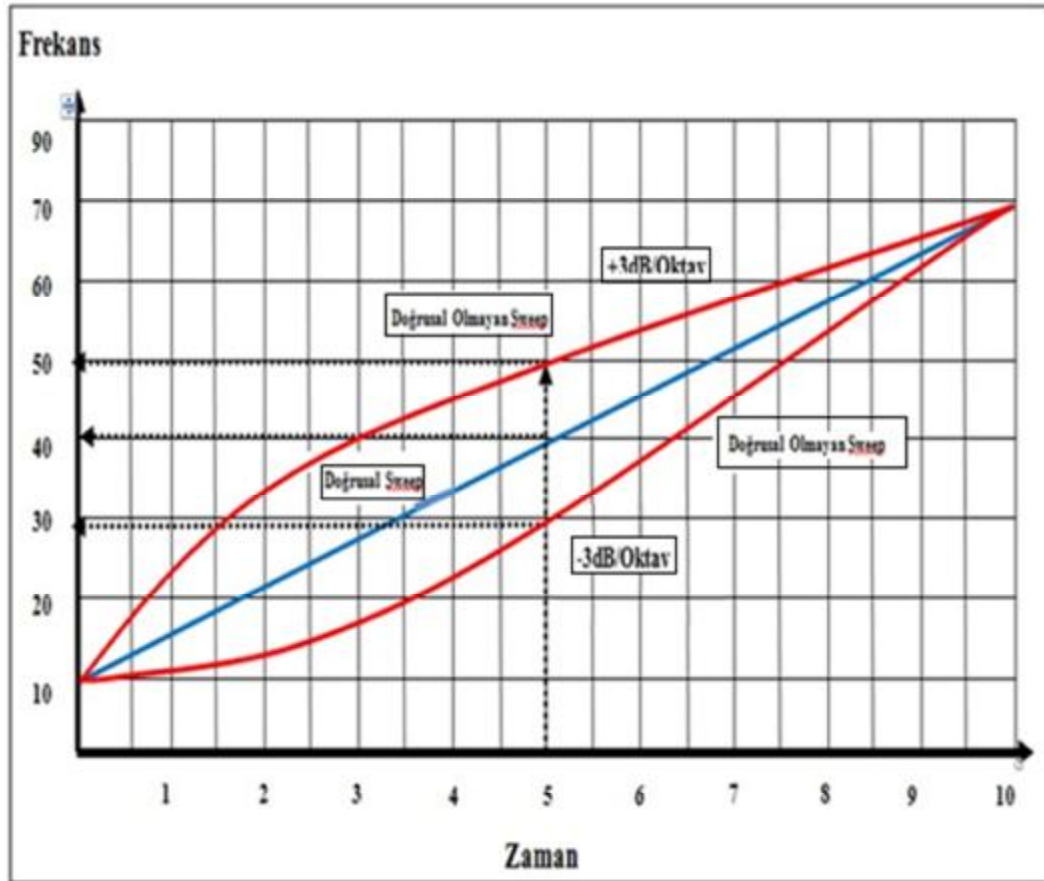


Şekil 3.40. Doğrusal sweep sinyalinin frekans-zaman grafiği (Baeten, 1989)



Şekil 3.41. a) Doğrusal sweep sinyali b) genlik spektrumu c) faz spektrumu d) otokorelasyon dalgacığı (10-100 Hz, 8 sn, 250 msn taper) (Baeten, 1989)

Vibrosismik yöntemin önemli avantajlarından birisi; doğrusal olmayan sweep sinyalleri oluşturabilmektir. Buradaki önemli nokta, jeolojik hedef seviyelerine uygun olarak doğrusal olmayan sweep seçip, yüksek ayrırlılıkta veri toplanabilmesidir. Doğrusal olmayan sweep çeşitlerinde frekanslar kontrol edilerek, güçleri artırılıp verideki düşey ayrırlılık geliştirilebilir. Doğrusal olmayan sweep için vibrolar, ihtiyaç duyduğumuz ve güçlendirmek istediğimiz frekansları yavaş tararken (daha fazla zamanı ihtiyaç duyulan frekansları göndermek için harcarken), fazla ihtiyaç duyulmayan frekansları daha hızlı tarar. Doğrusal olmayan sweep çeşitlerinde frekans aralığının zamanla değişimi sabit değildir.



Şekil 3.42. Doğrusal ve doğrusal olmayan sweep için frekans-zaman grafiği (Sakallıoğlu ve diğ., 2012)

Şekil 3.42 incelendiğinde doğrusal ve doğrusal olmayan sweep çeşitleri için frekans-zaman grafiğinin verildiği görülmektedir. Burada bulunan her üç sweep

sinyali de 10-70 Hz frekans aralığında ve 10 saniye uzunluğundadır. Kırmızı renkte olanlar doğrusal olmayan sweep sinyalini, mavi renkte olan ise doğrusal sweep sinyalini ifade etmektedir. Doğrusal olmayan sweep amaca göre değişen ve yüksek tırmanan (dwell high) ve alçak tırmanan (dwell low) olmak üzere iki çeşitte tasarlanabilir. Yüksek tırmanmada sweep sinyali, uzunluğu büyük bir kısmı yüksek frekanslarda harcar. Örneğin kırmızı renkte gösterilen ve doğrusal olmayan sweep (+3dB/Oktav) ilk 5 saniyede 10-50 Hz arasını taramış, geriye kalan 5 saniyede ise 50-70 Hz arasını taramıştır. Burada şu sonuç çıkarılabilir; 50-70 Hz arasındaki frekanslar daha uzun süreli olarak taranmıştır. Aynı şekilde altta bulunan kırmızı çizgi ile gösterilen doğrusal olmayan sweep (-3 dB/Oktav) ilk 5 saniyede 10-30 Hz arasını taramış, geriye kalan 5 saniyede ise 30-70 Hz arasını taramıştır. Yani düşük frekanslara daha fazla zaman ayırarak sweep sinyali üretilmiştir. Mavi renkte gösterilen çizgi ise doğrusal sweep sinyalini ifade etmektedir. Burada 10-70 Hz arası frekanslar 10 saniye boyunca eşit olarak taranmıştır. Sonuç olarak farklı jeolojik yapılar uygun olarak doğrusal olmayan sweep seçilebilir. Görüldüğü gibi eşit zamanlarda farklı frekanslar yere gönderilmektedir.

3.3.3. Sweep Sinyali Parametreleri

Vibrosismik çalışmalarda ilgilenen hedef seviyeye bağlı olarak yere gönderilen sweep sinyali farklı tiplerde olabilir. Bu farklılıklara neden olan sweep parametreleri aşağıda şu şekilde sıralanmıştır;

- Sweep Sinyali Tarama Yönü
- Sweep tipi
 - Doğrusal (Lineer) Sweep
 - Doğrusal Olmayan (Non -Lineer) Sweep
- Sweep frekans bandı (Hz)
- Sweep uzunluğu (msn)
- Sweep yönü
- Törpüleme (Taper)

- Sweep sayısı
- Vibratör gücü

Sweep Uzunluğu (Sweep Boyu) : Vibroların oluşturdukları sinyallere belirli frekans modülasyonları uygulanarak yeryüzüne iletilir. Gönderilen bu sinyaller belirli bir amaca ve hedefe bağlıdır. Vibroların oluşturduğu sweep sinyalinin yer yüzüne ilettikleri süreye "sweep uzunluğu" veya "sweep boyu" denir. Sweep boyu sinyal genliğini direk olarak etkileyen faktörlerden biridir.

Projelerde seçilen sweep uzunlukları ekonomik ve verimlilik dikkate alındığında, bu sweep uzunlukları üzerinde de çeşitli sınırlamalar yapılması zorunludur. En uygun sweep uzunlukları seçilmelidir ki maliyet açısından, mekanik problemlerle karşılaşılmasın ve projelerin daha hızlı sonuçlara ulaşılması açısından en sağlıklı şekilde sonuçlara varılmasıdır. Genellikle uzun sweepler kısa sweeplere göre daha fazla tercih edilir fakat sismik projelerde maliyet ve hız söz konusu olduğundan sweep uzunluğu optimum şekilde seçilmelidir, ayrıca uzun sweeplerin belirli avantaj ve dezavantajları vardır.

Uzun sweep sinyallerinin avantajları;

- a) 16 saniye uzunluğunda bir sweep sinyali, 8 saniyelik iki sweep sinyalinin üreteceği kadar enerji üretebilir. Burada dikkat edilmesi gereken konu, vibratörün 8 saniyelik iki sweep sinyaline harcadığı dinlenme zamanının daha fazla olacaktır.
- b) Eğer sahadaki hedef seviyeler çok derin ise, derinlere daha fazla enerji gönderebilmek ve derin yansımaları kaydedebilmek için uzun sweepler tercih edilmelidir.

Uzun sweep sinyalinin dezavantajlarını da şu şekilde sıralayabiliriz;

- a) Kayıt sonlarında hayalet (ghost) yansımaları meydana gelebilir (Sakallıoğlu, 1992).

- b) Uzun sweepler bazı vibratörlerde mekanik rezonanslara yol açar ve frekanslar içerisinde zamanın uzun periyotları yaratılır.
- c) Uzun sweepler korelasyon gürültü seviyesini artırır. Kısa sweep sinyali daha fazla örnekleme noktası anlamına gelir ve kayıt üzerindeki Sinyal / Gürültü oranını artırır.

Sonuç olarak kısa sweep sinyali hem ekonomik olacak hem de günlük kayıt miktarını arttıracaktır. Eğer yeraltında beklenen hedef seviyeler sığ ve sismik kesitlerde yüksek ayrımlılık bekleniyorsa kısa sweep boyları tercih edilmelidir (Sakallıoğlu, 1992).

Sweep uzunluğunu matematiksel olarak ifade edersek; çapraz ilişki sonucunda elde edilen Klauder dalgacığının genliği sweep boyu ile doğru orantılıdır. Bu nedenle sinyal genliği (A) aşağıdaki formül ile ifade edilebilir (Sakallıoğlu ve diğ., 2012).

$$A = b * A_0 \quad (3.13)$$

Burada;

b= Sweep boyu (sn),

A_0 = 1 saniyelik sweep sinyalinin öz-ilişki dalgacığının genliği,

A= b sn boyundaki sweep sinyalinin Klauder dalgacığı genliği.

Sweep boyuna göre elde edilen Klauder dalgacığının dB karşılığının hesaplanabilmesi için dalgacığın genliği, birim genliğe (A_0) bölünerek logaritması alınmıştır. Sweep boyuna göre sinyal genliğinin dB cinsinden değişimi aşağıdaki denklem 3.14 ile ifade edilir.

$$dB = 20 \log \frac{A}{A_0} = 20 \log \left(\frac{b A_0}{A_0} \right) = 20 \log(b) \quad (3.14)$$

Gürel ve diğ., (2000) sweep boyunun sismik sinyal üzerine gerçek etkilerini araştırmak üzere yapılan saha testleri yapmış ve teorik hesaplamalarda sweep boyu ile sismik sinyal genliği arasında doğrusal bir oran olduğu göstermiştir. Yukarıdaki denklemden yararlanılarak aşağıdaki Şekil 3.43, farklı sweep uzunluğu sinyallerin hesaplanan ve ölçülen genlik değerleri hesaplamıştır. Şekil 3.43'te 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16 saniye sweep sinyali uzunluklarının teorik olarak hesaplanmış genlik değerleri grafiksel olarak sunulmuştur. Aynı şekilde saha test çalışmaları sonucu, ham saha kayıtlarından ölçülen genlik değerleri de benzer şekilde ölçülerek (sarı renkli noktalar) grafikleşmiştir.



Şekil 3.43. Farklı sweep uzunlukları için hesaplanan-ölçülen genlik değerleri (Gürel ve diğ., 2000)

Sweep Sayısının Sinyal Genliğine Etkisi : Vibronun, bir kaynak noktasında kaç defa yere sweep sinyali göndereceğini belirten sayıdır. Bu sayı yere gönderilen enerjiye karşı yerin cevabı ile ilgilidir. Enerji zayıfsa sweep sayısının artırılması gerekir.

Sismik verideki sinyal/gürültü oranını, verinin hangi parametrelerle işlendiği kadar sweep sayısı da etkiler. Özellikle düzensiz gürültüler sweep sinyalinin her tekrarında atış kaydına değişik biçimlerde gireceği için, bir atış noktasının kaydının elde edilmesi için yapılan yığma işleminde birbirlerini sönmüleyeceklerdir.

Saha çalışmalarında sweep üreten vibratör sayısı sabittir. Sweep sayısı amaca ve sahanın şartlarına göre değişebilir bir parametre olduğundan, bir kaynak noktası için kayıt süresini etkileyecektir. Bu nedenlerle, hem sinyal kalitesi, hem de ekonomik açıdan sweep sayısı önemli bir parametredir.

Vibrosismik çalışmalarda kaynak grup aralığı ve atış hatlarının arası çok geniş ise, birim uzunluk ve alana düşen kaynak noktası sayısı çok az olacaktır. Örneğin, 2D sismik çalışmalarda 1 km için 20 kaynak noktası kaydı ve 3D çalışmalarda 1 km² içinde 50-70 arası değişen kaynak noktası kaydı çok düşük kaynak yoğunluklu veri toplamadır. Eğer çok düşük kaynak yoğunluklu veri noktası kaydı tasarlanmış ise, sweep sayısı mutlaka yüksek olmalıdır. 1970-1980'li yıllarda yapılan 2D ve 3D sismik veri toplama çalışmalarında sweep sayısı 6-12 arasında değişmekteydi. Bunun nedeni vibratörlerinin gücünün 25000 pound kadar düşük olması ve dört vibratörün kaynak noktasında çok fazla sayıda sweep yapmadan yeterli enerjiyi sağlayamamasıydı. Ancak günümüzde, hem vibratörlerin gücünün çok artması (65000-90000 pound), hem de birim uzunluk ve birim alandaki kaynak sayısının yoğunluğunun artmasıyla sweep sayısında azalma gözlemlenmiştir. Güçlü vibrolar kullanıp, birimdeki kaynak sayısını arttırarak kaynak noktası başına daha az sweep sayısı (1 sweep, 2 sweep) ile aynı kalitede veri elde etmek mümkün olacaktır. (Sakallıoğlu ve diğ., 2012)

Bir sweep sinyalinin otokorelasyon dalgacığı pik genliği A_0 olarak kabul edilirse, sweep sayısı ile sinyal genliği arasındaki ilişki;

$$A = b^2 * A_0 \text{ (Korelasyon öncesi toplama)} \quad (3.15)$$

$$A = b * A_0 \text{ (Korelasyon sonrası toplama)} \quad (3.16)$$

Burada b; sweep sayısıdır. Korelasyon öncesi veya sonrası dalgacığın tanımı değişmemektedir. Sadece belirli bir oranda genlik artmaktadır. Fakat veri toplamada çoğu zaman, korelasyon yapılmadan önce bütün atışlar zaman ortamında toplanır. Benzer şekilde referans sweep sinyalleri de toplanır. Daha sonra korelasyon işlemi

yapılır. Bu durumda otokorelasyon dalgacığının genliği sweep sayısının karesi ile orantılı olarak artacaktır. (Denklem 3.17- Korelasyon öncesi toplama denklemi). Diğer taraftan her sweep sonrası korelasyon yapıp, daha sonra toplanırsa, otokorelasyon dalgacığının genliği sweep sayısı ile orantılı olarak artacaktır. (Denklem 3.18- Korelasyon sonrası toplama denklemi)

Yapılan saha testlerinden elde edilen dalgacığın genliği, A_0 'a bölünerek normalize edilmiştir ve genliğin dB karşılığının hesaplanması için aşağıdaki denklemler kullanılmıştır.

$$dB = 20 \log \frac{A}{A_0} = 20 \log \left(\frac{b^2 A_0}{A_0} \right) = 20 \log(b^2) = 40 \log(b) \quad (3.17)$$

(Korelasyon öncesi toplama denklemi)

$$dB = 20 \log \frac{A}{A_0} = 20 \log \left(\frac{b A_0}{A_0} \right) = 20 \log(b) \quad (3.18)$$

(Korelasyon sonrası toplama denklemi)

Denklem 3.17'den (korelasyon öncesi toplama) yola çıkarak yapılan hesaplamalar ile saha testlerinden elde edilen değerlerin karşılaştırılması sonucunda, test değerleri ile teorik hesaplamaların sonucun uyumlu olduğu gözlenmiştir. Şekil 3.44.'de görülen; düşük sweep sayıları arasında genlik artışı hızlı olmasına rağmen, yüksek sweep sayıları arasındaki genlik artışı daha yavaştır. Örneğin bir atış noktasında yapılacak, sweep sayısının 1'den 2'ye çıkartılmasıyla sinyal genliği 12 dB artmaktadır. Fakat silkeleme sayısı 9'dan 10'a çıkartıldığında sinyal genliği sadece 1 dB artmaktadır. Buradaki diğer önemli bir husus ise sweep sayısının belirlenmesinde maliyet hesabıdır. Atış noktasında yüksek sayıda sweep yapılarak yürütülen projelerin maliyeti oldukça fazla olacaktır. Bundan dolayı, yansımaların net şekilde görüldüğü sweep sayısından fazlası proje için harcanan zamanı dolayısıyla maliyeti arttırır.



Şekil 3.44. Farklı sweep sayıları için hesaplanan-ölçülen genlik değerleri (Gürel ve diğ., 2000)

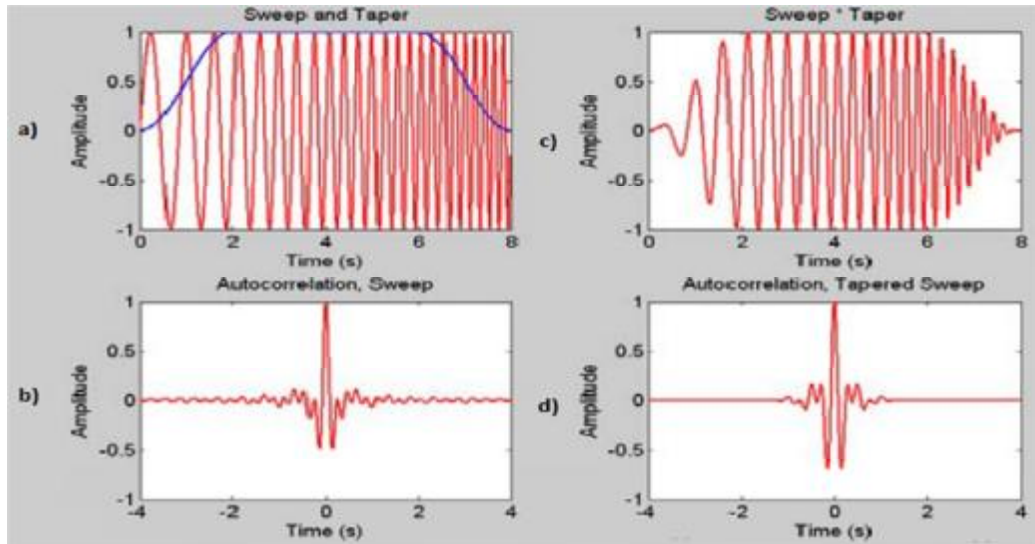
Sweep Sinyali Törpüleme (Taper) Fonksiyonu : Sweep sinyalinin başlangıcında ve bitişindeki harmonik rezonansları en aza indirebilmek için, sweep sinyalinin başlangıç ve bitiş genlikleri konikleştirilir (Şekil 3.45 a ve c). Sweep sinyali "törpüleme" (sweep tapering) fonksiyonu olarak adlandıracağımız bu işlem; vibratörün sweep sinyalini gönderme işlemine düşük güçte başlayıp, işlemi düşük güçte bitirme imkanı sağlar. Törpüleme fonksiyonu sayesinde vibratörün titreşim sisteminde oluşacak hasarlar azaltıldığı gibi, otokorelasyon dalgacığının yan salınımlarını da azaltarak sinyal spektrumunda oluşacak "Gibbs" gürültülerinin oluşması engellenir. Sweep parametre saha test çalışmaları esnasında sweep törpüleme boyu testi yapmak gerekmektedir.

Sweep sinyalinin boyu belirlendikten sonra, sinyal boyunun yaklaşık % 3-5' i kadar boyda başlangıç ve bitiş törpüleme fonksiyonu uygulanır. Bu işlem, vibrosismikte "sweep tapering" olarak da bilinir. Genellikle sinyalin başlangıç ve bitimindeki törpüleme süresi ve bitimi aynıdır. Ancak zaman zaman zeminin frekans tepkilerine göre farklı boyda da seçilebilirler. Törpüleme süresi, sweep süresi ile doğru orantılıdır. Sweep süresi arttırıldıkça, törpüleme süresine de arttırmak gerekir. Saha uygulamalarında, sweep süresine en ideal törpüleme süreleri aşağıdaki Çizelge 3.3'teki gibi olabilir;

Çizelge 3.3. Sweep sinyali uzunluğuna uygun genel törpüleme süresinin seçimi (Sakallıoğlu ve diğ., 2012)

Sweep Sinyali Süresi	Sweep Törpüleme Süresi
6 saniye	200 milisaniye
8 saniye	250 milisaniye
12 saniye	300 milisaniye
16 saniye	350 milisaniye
24 saniye	500 milisaniye

Şekil 3.45'te örnek bir a törpülenme uygulanmamış sweep sinyali, b törpülenme uygulanmamış sweep sinyali otokorelasyon dalgacı ve törpülenme işleminden sonraki c törpülenme uygulanmış sweep sinyali, d törpülenme uygulanmış sweep sinyali otokorelasyon dalgacı görülmektedir. Bu şekilden şu sonucu çıkarabiliriz; Törpüleme öncesi ve sonrasında elde edilen otokorelasyon dalgacıklarının yan salınımlarına bakıldığında, yan salınımların (gürültülerin) törpüleme sonrasında kaybolduğu, yani törpüleme öncesi otokorelasyon dalgacığındaki yan salınımların (gürültülerin) daha büyük olduğu gözlenmektedir.

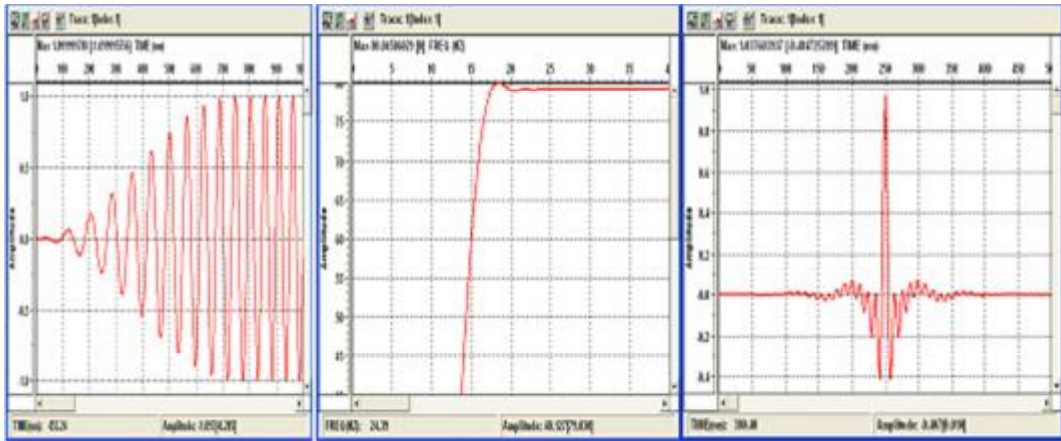


Şekil 3.45. a.Törpüleme uygulanmamış sweep sinyali b.Törpüleme uygulanmamış sweep sinyalinin otokorelasyon dalgacı c.Törpüleme uygulanmış sweep sinyali d.Törpüleme uygulanmış sweep sinyalinin otokorelasyon dalgacı (Larry B. 2014)

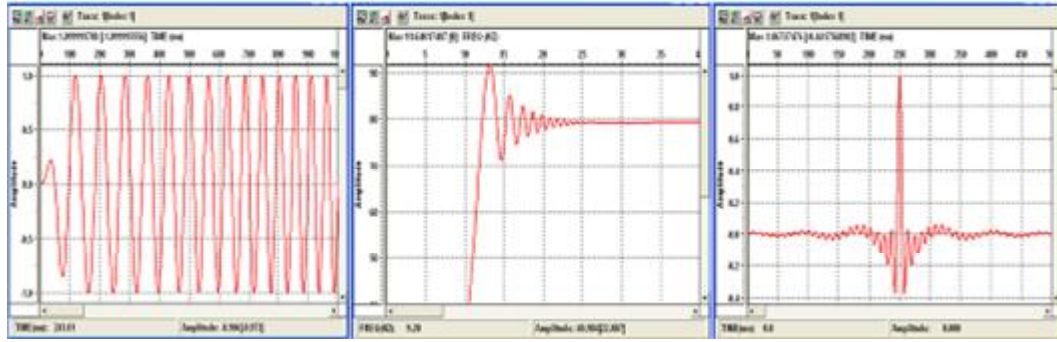
Törpüleme fonksiyon tipleri; Lineer, Cosinüs, Sinüs, Gaussian 'dır. Güncel veri toplamada, diğer taper tiplerine göre yan salınımların etkilerini daha iyi azaltabilmesi ve kolay yaratılabilmesi nedenleriyle genellikle cosinüs taper kullanılmaktadır

Şekil 3.46 ve 3.47 incelendiğinde doğrusal sweep sinyaline, 750 msn Cosinüs taper (Şekil 3.47) ve 100 msn Cosinüs taper uygulanmıştır ve iki törpüleme arasındaki farklar gözlenmiştir. Otokorelasyon dalgacıkları incelendiğinde 750 msn'de yan salınımların 100 msn'ye göre daha çok azaldığı gözlenmektedir. Buna bağlı olarak ta 750 msn cosinüs taper uygulanmış sinyalin genlik spektrumunda, 100 msn cosinüs taper uygulanmış sinyale göre bir miktar azalma olduğu gözlenmektedir. Ayrıca şekillerin genlik spektrumlarına bakıldığında 750 msn Cosinüs taper uygulanmış sinyalde "Gibbs" olayının daha büyük ölçüde giderildiği görülmektedir.

Törpüleme fonksiyonu uygulanırken, taper boyu arttıkça sinyaller yan salınımları azalarak, iğnecik fonksiyonuna yaklaşmaktadır. Ancak taper uygulanan süre içerisinde yere gönderilen frekansların enerjisi de azaldığından çok uzun taper boyları tercih edilmemelidir. Buradan sonuç olarak şunu çıkarabiliriz; çok kısa törpüleme zamanı verideki gürültü seviyesini artırırken çok uzun törpüleme zamanı da yere gönderilen enerjiyi azaltabilmektedir.



Şekil 3.46. a.750 msn Cosinüs taper uygulanmış b. genlik spektrumu c.otokorelasyon dalgacığı (Sakallıoğlu ve diğ., 2012)



Şekil 3.47. a.100 msn Cosinüs taper uygulanmış b.genlik spektrumu c. otokorelasyon dalgacı (Sakallıoğlu ve diğ., 2012)

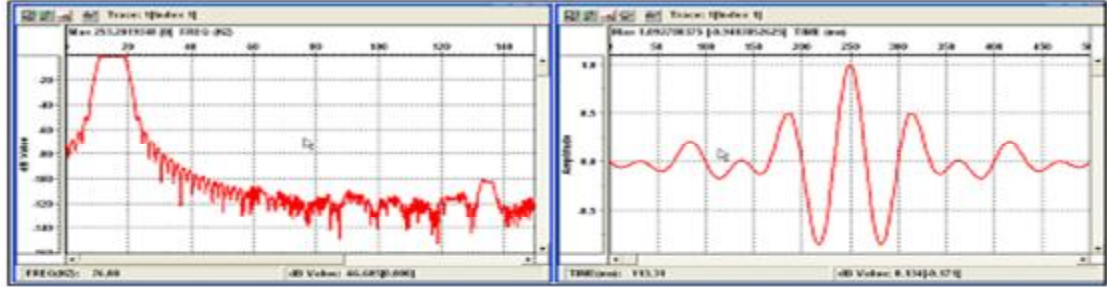
Sweep Frekans Bandı : Sweep sinyali frekans bandını seçerken, çalışma sahasının aşağıdaki belirtilen özellikleri değerlendirilmelidir:

- Minumun band genişliği
- Sahadaki hakim ve kaydedilebilir maksimum frekans
- Hedef seviyelerin derinliği
- Değişken frekanslara bağlı yerin cevabı
- Yüzey dalgaları ve özellikleri
- Hedef seviyelerin jeolojik özellikleri

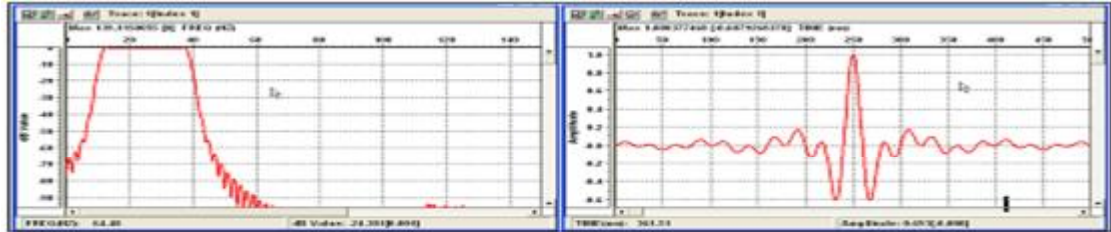
Yukarıdaki maddeleri yorumlayacak olursak, sweep sinyali frekans bandını seçerken dikkat edilmesi gereken noktalarda, minumum band genişliği ve maksimum frekans bandı, yere gönderilen sinyalin sönümlenmesi ile ilgilidir. Bilindiği üzere yüksek frekanslar çabuk soğrulduğu için belirlenecek frekans aralığı büyük önem taşır.Yani maksimum frekans bandı ile sinyalin yeraltına penetrasyonu ölçülür. Jeolojik özellikler ve hedef yapının derinliği göz önünde bulundurulduğunda frekans bandı seçimi büyük önem taşır. Yukarıdaki maddelerden elde edilen bilgiler için jeologlar ile saha jeofizikçilerinin beraber çalışması gerekmektedir. Bu beraber çalışma sahada yapılacak testlere de ışık tutar.

Sakallıoğlu ve diğ., (2012) sinyalin frekans bandı ile yaptığı çalışmada, başlangıç frekansı sabit tutarak bitiş frekansı arttırmışlar ve farklı band

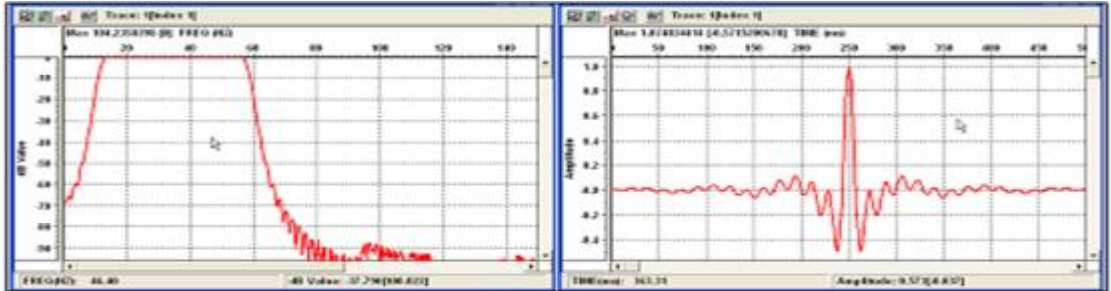
genişliğindeki sweep sinyallerinin genlik spektrumları ve otokorelasyon dalgacıkları ortaya koymuşlardır. (Şekil 3.48, Şekil 3.49, Şekil 3.50, Şekil 3.51)



Şekil 3.48. Frekans bandı 10-20 Hz olan sinyal a)genlik spektrumu b)otokorelasyon dalgacığı (Sakallıoğlu ve diğ., 2012)



Şekil 3.49. Frekans bandı 10-40 Hz olan sinyal a)genlik spektrumu b)otokorelasyon dalgacığı (Sakallıoğlu ve diğ., 2012)



Şekil 3.50. Frekans bandı 10-60 Hz olan sinyal a)genlik spektrumu b) otokorelasyon dalgacığı (Sakallıoğlu ve diğ., 2012)



Şekil 3.51. Frekans bandı 10-80 Hz olan sinyal (a) genlik spektrumu (b) otokorelasyon dalgacığı (Sakallıoğlu ve diğ., 2012)

Teorik olarak en iyi frekans bandının mümkün olan en geniş band olduğu düşünülür. Yukarıdaki Şekil 3.48., Şekil 3.49., Şekil 3.50. ve Şekil 3.51.'de başlangıç frekansları 10 Hz'de sabit tutularak, bitiş frekansları sırası ile 20 Hz, 40 Hz, 60 Hz ve 80 Hz olarak arttırılmış ve bu sinyallerin genlik spektrumları ve otokorelasyon dalgacıkları hesaplanmıştır. Şekillerden de görüleceği üzere frekans band genişliği arttıkça otokorelasyon dalgacıkları iğnecik fonksiyonuna yaklaşır ve yan salınımları azalır.

Vibro Gücü : Verinin gücünü arttırmak amacı ile her kaynak noktası için birden fazla vibratör eş zamanlı olarak kullanılır. Vibratör gücü, yere gönderilen enerji ile doğrusal bir orana sahip olduğundan, güç ile sinyal genliği de doğrusal olarak değişmektedir.

Vibronun gücü tam kullanıldığında (drive level:%100), üretilen sweep sinyalinin otokorelasyon dalgacığı pik genliğini A_0 olarak kabul edersek vibratörün gücü ile sinyal genliği arasındaki ilişki;

$$A = cA_0 \quad (3.19)$$

şeklinde olur. c; vibratörün çalışma anındaki sürüş seviyesidir. Sinyalin dB olarak ifadesi de;

$$dB = 20 \log \frac{cA_0}{A_0} = 20 \log(c) \quad (3.20)$$

Eğer vibratörün gücü enerjiyi tamamı ile yere gönderirse (%100) otokorelasyon sinyalinin genliği ;

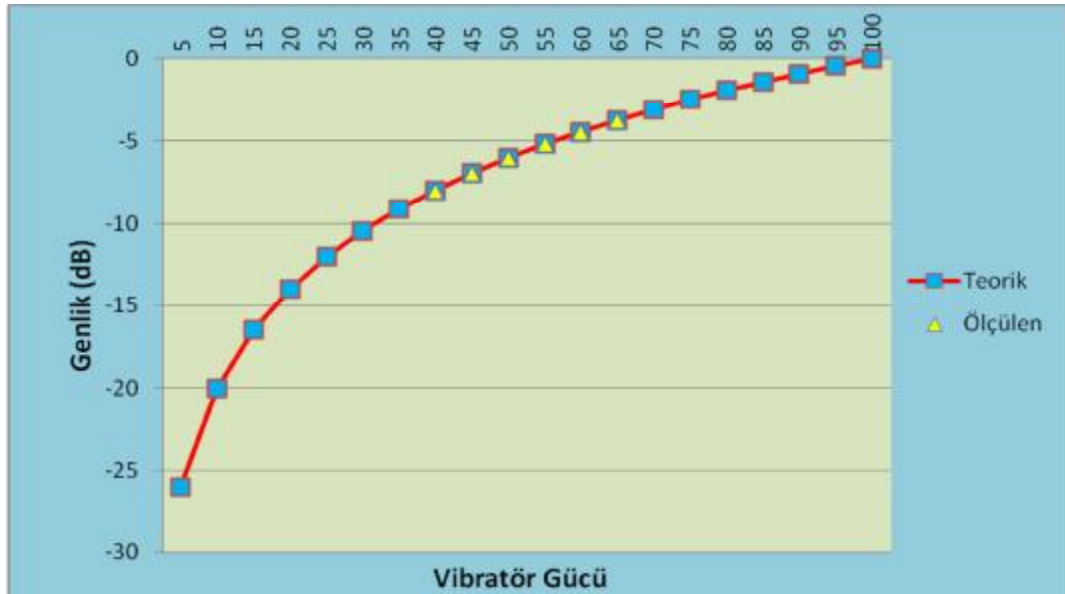
$$dB = 20 \log \frac{100}{100} = 0(dB) \text{ olacaktır.}$$

Diğer bir deyişle sinyal genliğinde bir değişme olmayacaktır. Eğer vibratörün gücü enerjiyi yarısı ile yere gönderirse (%50) otokorelasyon sinyalinin genliği ;

$$dB = 20 \log \frac{50}{100} = -6(dB) \text{ olacaktır.}$$

Bunun anlamı; sinyal genliği, vibratörün tam güçte (%100 güç) çalışmasına oranla 6 dB azalacaktır.

Şekil 3.52'de saha test değerleri ile teorik değerlerin karşılaştırılması görülmektedir. Saha testlerinde vibratörün gücü % olarak azaltılıp çoğaltılmış ve üretilen gerçek sinyalin genliği gözlemlenmiştir. Sonuçlar teorik olarak yapılan hesaplarla birebir uyum göstermektedir. Grafikten de anlaşılacağı üzere, düşük güçlerdeki artışlarda sinyal genliğindeki değişim oranı yüksek, yüksek güçlerdeki artışlarda sinyal genliğindeki değişim oranı düşüktür. Şekil 3.19'u yorumlayacak olursak vibratörün gücü %5'den %10'a çıkarıldığında sinyal genliği 6 dB artmasına rağmen, %95'ten %100 çıkarılmasında güç 0,5 dB artmaktadır.



Şekil 3.52. Farklı vibro güçleri ile oluşturulan sweep sinyallinden hesaplanan otokorelasyon dalgacığının teorik ve ölçülen genlik değerleri (Gürel ve diğ., 2000)

Vibro Sayısı : Bir kaynak noktası için kullanılan vibratör sayısı ile kullanılan vibratör sayısı ile sinyal genliği doğrusal olarak değişmektedir. Vibrosismik veri toplamada, güç artışı sağlamak amacıyla her kaynak noktası için birden fazla vibratör eş zamanlı olarak kullanılır.

Bir vibro ile üretilen sweep sinyalinin otokorelasyon dalgacığı pik genliği A_0 olarak kabul ederse, vibro sayısı ile sinyal genliği arasındaki ilişki;

$$A = dA_0 \quad (3.21)$$

şeklinde olur. Burada d; vibro sayısını ifade etmektedir. Sinyalin dB olarak ifadesi ise;

$$dB = 20 \log \frac{A}{A_0} = 20 \log \left(\frac{dA_0}{A_0} \right) = 20 \log(d) \quad (3.22)$$

şeklinde gösterilir.

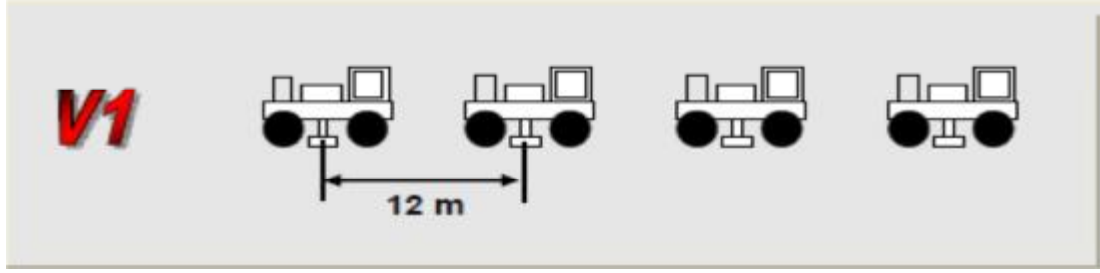
Şekil 3.53'te teorik olarak hesaplanan, farklı vibro sayısı ile oluşturulan sweep sinyalinden hesaplanan otokorelasyon dalgacığının teorik genlik değerleri verilmiştir. Şekil 3.53'te görüleceği gibi vibro sayısını 1'den 2 ye çıkarmak genliği 6 dB arttırırken, vibro sayısını 4'ten 5'e çıkarmak genliği 2 dB arttırmaktadır.



Şekil 3.53. Farklı vibro sayısı ile oluşturulan sweep sinyalinin hesaplanan otokorelasyon dalgacığının teorik genlik değerleri (Gürel, 2008)

Kaynak Dizinleri (Vibro Atış Düzeni) : Sismik yansıma yönteminde kaynak olarak vibro cihazlarının kullanıldığı vibrosismik çalışmalarda, vibroların atış pozisyonları son yıllarda önem kazanan bir konu haline gelmiştir. Günümüzde özellikle sahaların el verdiği koşullarda ve S/G oranının düşük olduğu yerlerde, hem rastgele gürültülerin, hem de yüzey dalgalarının etkisini azaltmak için (Sakallıoğlu ve diğ., 2012) değişik kaynak dizinleri tasarlanır.

Sismik çalışmalarda, vibro sayıları ne kadar olursa olsun sismik hat üzerinde doğrusal olarak arka arkaya sıralanarak yere sinyal gönderirler (Şekil 3.54). Bu yöntem, sismik çalışmalarda kullanılan en yaygın vibro atış düzenidir. Vibroların standart atış düzeni dışında konumlandırılması için saha lojistik şartlarının buna uygun olması gerekir. Bilindiği gibi vibrolar sismik hatların üzerinde veya bu hatlara paralel çok yakın mesafede çalışırlar. Vibroların çalışmaları ve hareketleri esnasında sismik hattın geçtiği ekili alanlara, sulama kanallarına, yerleşim bölgelerine ve tarlalara zarar verebilecek makinelerdir. Özellikle sismik çalışmalar esnasında ekili alanlara verilen zarar çalışmanın toplam maliyetinde önemli bir yer teşkil eder. Bundan dolayı çok özellikli bir rezervuar araması yapılmaması durumunda vibroların atış düzeni saha lojistik koşullarına göre belirlenir ve çevreye zararın en aza indirgenmesi için gerekli vibratör düzeni seçilir.



Şekil 3.54. Standart hatta paralel vibro dizilimi (Sercel VE464 Training course, 2013)

Alüvyon zeminlerde veya çöllerde yapılan çalışmalarda topografya engebesiz ve düz olduğundan farklı vibratör atış düzenlerine elverişlidir. Fakat bindirme kuşakları, bazaltlar ve dağlık alanlarda yapılan çalışmalarda topografya vibroları standart atış düzeni dışında bir düzenle konuşlandırılmasına izin vermeyebilir. Kısacası, standart atış düzeni dışındaki vibro atış düzenleri farklı lojistik problemler meydana getireceğinden her sahada kullanılması uygun değildir.

Lojistik ve saha problemlerinin dışında vibratör atış düzeninin sismik kayıt üzerindeki etkisi de tartışmaya açık bir konudur. Teorik olarak yansımali sismikte istenen ‘noktasal kaynak’ yaratmaktır. Bu noktasal kaynak teoremi aslında dinamitle yapılan çalışmalarda sağlanmaktadır. Fakat dinamit kontrol edilebilir bir kaynak değildir. Başlangıç ve bitiş frekansları uygulayıcı tarafından belirlenemez. Bu durum dinamit ile yapılan çalışmanın noktasal kaynak olmasına rağmen kontrolsüz kaynak olmasından dolayı bir dezavantajdır. Vibrosismik yöntem ise, kontrollü bir kaynaktan çıkan titreşimler prensibine dayanır. Fakat vibrosismikte noktasal kaynak yaratmak için kullanılan vibratör cihazlarının çok güçlü makineler olması gerekir. Her ne kadar günümüzde kullanılan bu makineler güçlü olsalar da noktasal kaynak yaratacak kadar güce sahip değildirler. Tek bir vibratörün enerjisi yeterli olmaktan uzaktır. Bundan dolayıdır ki sismik çalışmalarda yere gönderilen enerjiyi arttırmak için genellikle birden fazla vibro kullanılır. Vibro sayısının artması gerektiği durumlarda noktasal kaynak alanı teoreminde de uzaklaşılır. Çünkü, belli bir düzende yerleştirilen vibratörler tek bir alanda yere sinyal göndermezler. Yere gönderilen sinyal alansal bir kaynaktan çıkar (Sakallıoğlu ve diğ., 2012).

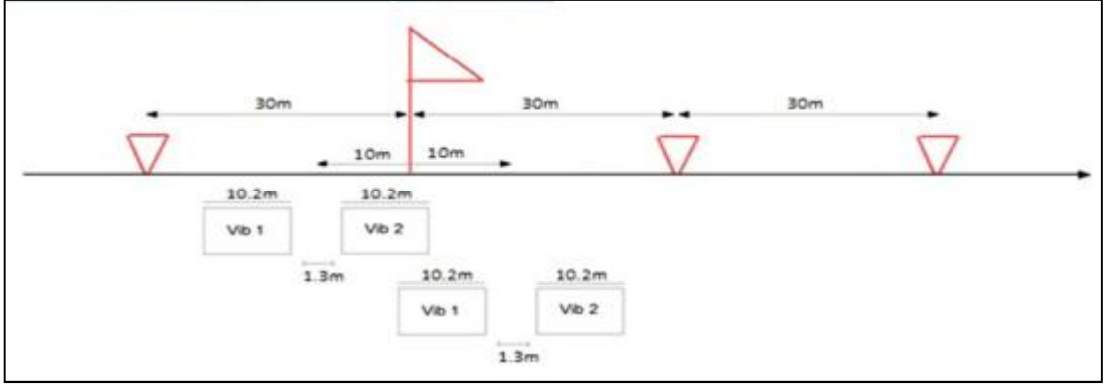
4. JEOFİZİK ARAŞTIRMA VE BULGULAR

4.1. Arazide Veri Toplama

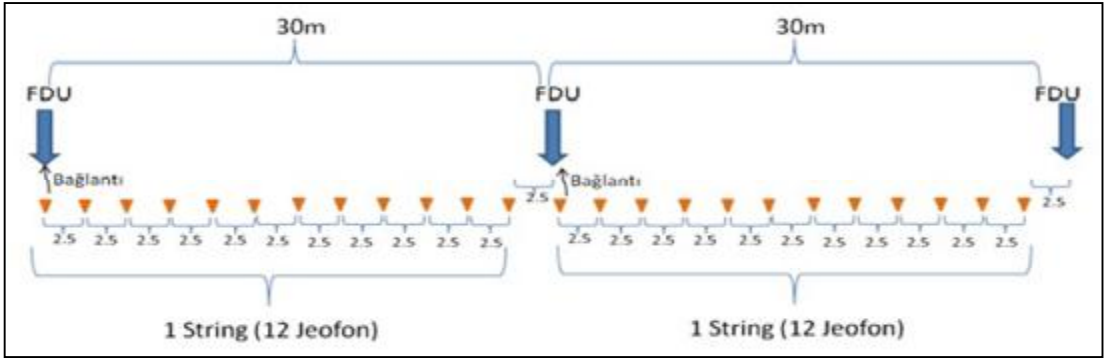
Çalışma alanı, Ege Bölgesinde bulunan Aydın ilinde yer almaktadır. Aydın ili, orta ve batı kesiminde verimli ovalar, kuzey ve güneyi dağlar ile çevrili Büyük Menderes Havzası üzerinde 80 km^2 'lik bir alan üzerine kuruludur. Araştırma alanında yapılacak olan sismik yansıma ölçülerinde kullanılan sistem "Sercel 428-XL" dir. Şekil 4.1'de sismik kayıtçı kamyonu ve sismik kayıtçı üniteleri gözükmemektedir. Kullanılan kaynak kontrol ünitesi ise "VE 464", kullanacağımız vibrolar "Nomad65" dir. Vuruş güzü (peak force) 65.000 lbf'dir. Projeye 2 vibro ile başlanmıştır. Projede belirlenen vibro dizilimi (move-up 10 m) aşağıdaki Şekil 4.2'deki gibidir. 1 vibro yedek olarak bekletilmiştir. Çalışma alanında toplam profil uzunluğu 28 km'dir. Kullanılan jeofonlar ise 10 Hz Senshe SS-10 PN markalı jeofonlardır. Projede kullanılan jeofon dizilimi aşağıdaki Şekil 4.3'teki gibidir ve kullanılacak jeofonlar Şekil 4.4'teki gibi görülmektedir. İki kanal (FDU) arasında 12 jeofon (1 string) olacak şekilde dizayn edilmiştir (Şekil 4.3).



Şekil 4.1. Sismik kayıtçı kamyonu ve içeriden görünümü



Şekil 4.2. Arazide kullanılan vibro dizilimi



Şekil 4.3. Arazide kullanılan jeofon dizilimi



Şekil 4.4. Arazide kullanılan jeofonlar

4.2. Uygulanan Testler

Sweep parametre testini seçerken uygulayacağımız adımlar, Çizelge 4.1'de verilmiştir. Bu çizelge incelendiğinde ilk olarak, sweep bitiş frekansı değiştirilerek en uygun bitiş frekansı belirlenecektir. Burada bitiş frekansını değiştirken diğer parametreler, sweep başlangıç frekansı, sweep boyu, taper (törpüleme), sweep sayısı, vibro sayısı, hareket düzeni, sweep tipi gibi parametreler sabit tutulacaktır. Aynı şekilde bütün parametreler Çizelge 4.1'de görüldüğü gibi değiştirilip (diğer parametreler sabit tutularak) en uygun şekilde her bir parametre için bir değer belirlenecek ve bu belirlenen değer için "üretim parametreleri" oluşturacaktır.

Çizelge 4.1'e göre elde edilen frekans-dB power grafiklerinde kırmızı ile olan bölge sinyalin bütün halini (gürültü+sinyal) göstermektedir, mavi olan bölge ise sinyalin gürültü çıkarılmış halini göstermektedir. Ayrıca Çizelge 4.1'de FFID şeklinde tanımlanan kısımlar atış numaralarını ifade etmektedir.

Çizelge 4.1. Örnek bir sweep parametre testi çizelgesi (Arazi Çalışmalarından)

JEOTERMAL ARAMA RUHSATI SWEEP PARAMETRE TESTİ									
Bitiş Frekans Testi									
FFID	Frekans	Sweep boyu	Taper	Sweep Tipi	Sweep sayısı	Vibro Sayısı	Move Up		
1	8-36 Hz	8 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No		
2	8-48 Hz	8 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No		
3	8-52 Hz	8 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No		
4	8-64 Hz	8 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No		
5	8-72 Hz	8 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No		
6	8-80 Hz	8 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No		
Başlangıç Frekans Testi									
FFID	Frekans	Sweep boyu	Taper	Sweep Tipi	Sweep sayısı	Vibro Sayısı	Move Up		
7	10- Seçilen	8 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No		
8	12- Seçilen	8 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No		
Sweep Boyu Testi									
FFID	Frekans	Sweep boyu	Taper	Sweep Tipi	Sweep sayısı	Vibro Sayısı	Move Up		
9	Seçilen	6 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No		
10	Seçilen	10 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No		
11	Seçilen	12 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No		
Sweep Sayısı Testi									
FFID	Frekans	Sweep boyu	Taper	Sweep Tipi	Sweep sayısı	Vibro Sayısı	Move Up		
12	Seçilen	Seçilen	300 Msn	Doğrusal	6	2	Seçilen		
13	Seçilen	Seçilen	300 Msn	Doğrusal	10	2	Seçilen		
Taper Testi									
FFID	Frekans	Sweep boyu	Taper	Sweep Tipi	Sweep sayısı	Vibro Sayısı	Move Up		
14	Seçilen	Seçilen	500 Msn	Doğrusal	Seçilen	2	Seçilen		
Move Up Testi									
FFID	Frekans	Sweep boyu	Taper	Sweep Tipi	Sweep sayısı	Vibro Sayısı	Move Up		
15	Seçilen	Seçilen	300 Msn	Doğrusal	8	2	5 m		
16	Seçilen	Seçilen	300 Msn	log -3db	8	2	0		
17	8-64 hz	Seçilen	300 Msn	log -3db	8	2	0		
Production Parameter									
Frekans	Sweep boyu	Taper	Sweep Tipi	Sweep sayısı	Vibro Sayısı	Move Up			

Sweep tipi testini değerlendirecek olursak; Sweep tipleri iki formdadır (doğrusal sweep ve doğrusal olmayan (logaritmik) sweep). Bu sweep tiplerinin oluşturdukları genlik spektrumları ve frekans-zaman eğrileri birbirlerinden farklılıklar gösterir. Doğrusal sweep türünde belirlenen frekans aralıkları yere eşit olarak gönderilmektedir (Şekil 3.42). Doğrusal olmayan sweep için ise, ihtiyaç duyduğumuz ve güçlendirmek istediğimiz frekansları yavaş tararken (daha fazla zamana ihtiyaç duyulan frekansları göndermek için harcarken), fazla ihtiyaç duyulmayan frekansları daha hızlı tarar (Şekil 3.42). Doğrusal olmayan sweep çeşitlerinde frekans aralığının zamanla değişimi sabit değildir.

Bu çalışmadan sweep tipi testi çıkarılacak sonuçlar şu şekildedir; Aydın bölgesinde jeotermal araştırmalar için yapılan 2 boyutlu sismik yansıma çalışması sırasında doğrusal ve doğrusal olmayan parametre testleri yapılmıştır. Çizelge 4.1 incelendiğinde arazi çalışmalarında test aşamalarında genel olarak doğrusal sweep sinyali seçilmiş, bunlara ek olarak -3 dB/Oktav doğrusal olmayan sweep sinyali denenmiştir. Çünkü hedef seviyelerin sığ olmadığı düşünülürse -3 dB/oktav sweep sinyali ile başlangıç frekanslarının daha uzun taranması istenmiştir.

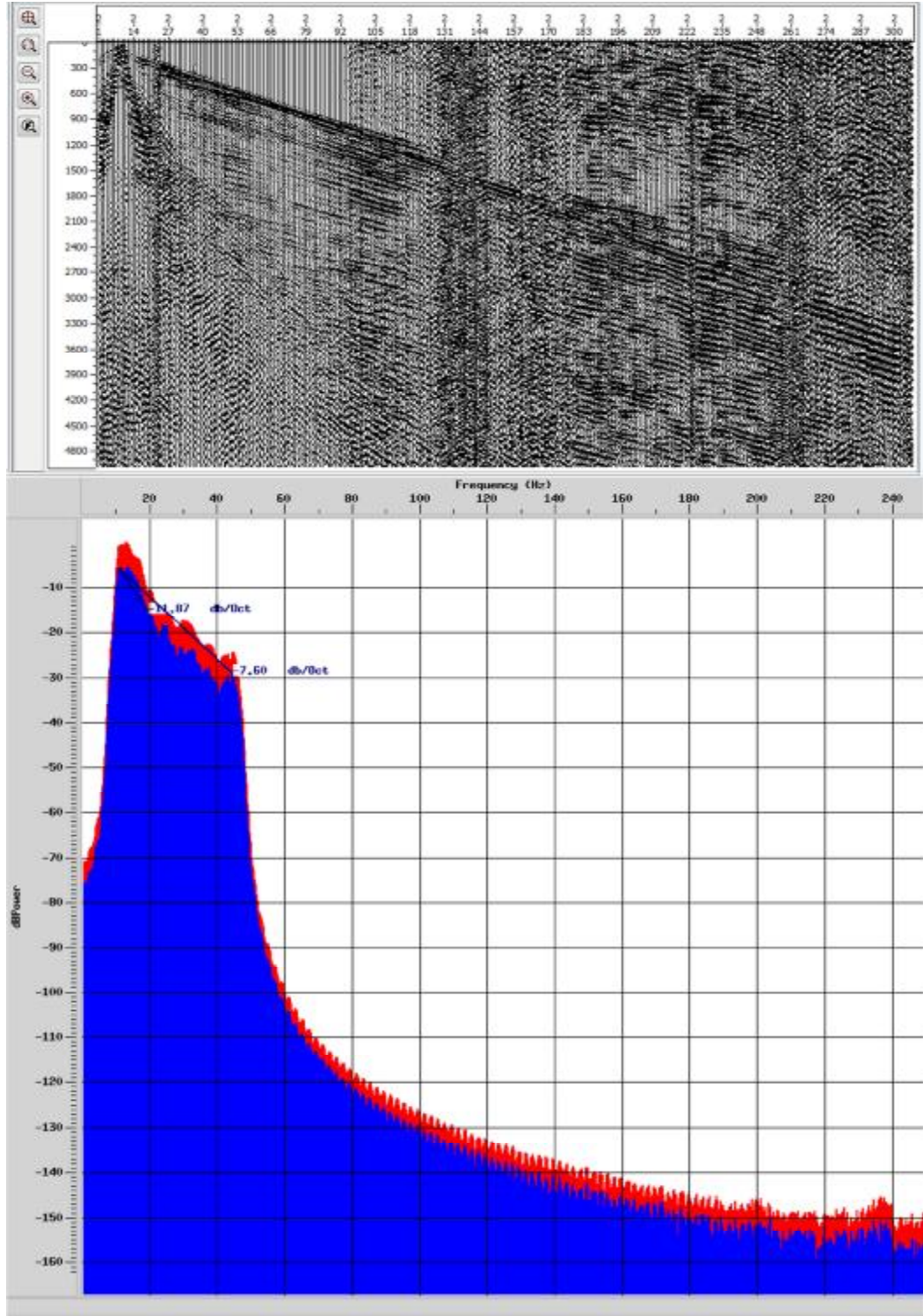
Saha kayıtları ve bu kayıtlardan elde edilen frekans-dB power grafikleri Şekil 4.5, Şekil 4.6 ve Şekil 4.7 ile gösterilmektedir. Buradaki kayıtlarda sweep tipi doğrusal ve - 3 dB doğrusal olmayan sweep tipi incelenmiştir. Burada diğer parametreler sweep boyu 10 sn, taper 300 ms, sweep sayısı 8, vibro sayısı 2 olarak sabit tutulmuştur.

FFID 15 numaralı verinin Şekil 4.5'te 8-20 Hz arası sönümlenmesi -14.87 dB/Oct ve 8-48 Hz arası sönümlenmesi -7.60 dB/Oct'dır. FFID 16 numaralı verinin Şekil 4.6.'da 8-20 Hz arası sönümlenme -14.02 dB/Oct ve 8-48 Hz arası sönümlenme -11.55 dB/Oct'dır. Son olarak FFID 17 numaralı verinin Şekil 4.7'de ise 8-20 Hz arası sönümlenme -15.15 dB/Oct ve 8-64 Hz arası sönümlenme -10.06 dB/Oct'dır. Buradan çıkaracağımız sonuç Şekil 4.5'ten alınan kayıta sönümlenme en azdır (-7.60 dB/Oct). Her ne kadar 10-20 Hz arasındaki sönümlenme miktarı Şekil 4.6'dan alınan sönümlenme miktarına eşit olsa da sinyalin tamamına baktığımızda en az sönümlenmenin Şekil 4.5'ten alınan kayıta olduğu gözlenmektedir. Burada seçilecek parametrelerin Çizelge 4.2'de görülen FFID numarası 15 olan doğrusal sweep

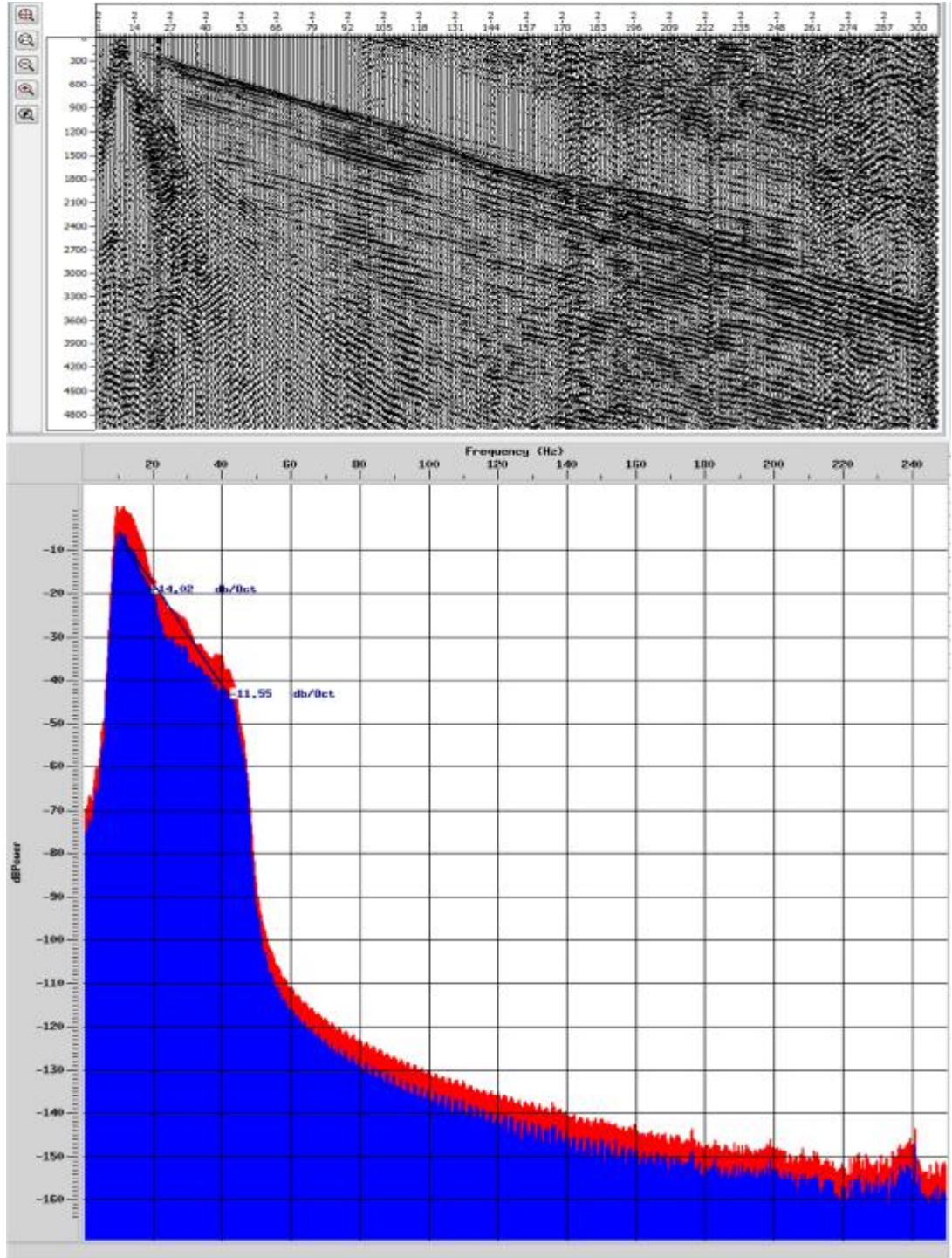
seçilmesi daha uygun olarak belirlenmiştir. Sonuç olarak araziden alınan veriler incelendiğinde ortamın jeolojik açıdan hedef seviyelerinin derin olmasına rağmen sığ kesimlerden de bilgi alınması tercih edilip, doğrusal sweep sinyali seçilmiştir.

Çizelge 4.2. Sweep tipi testi sonuçları

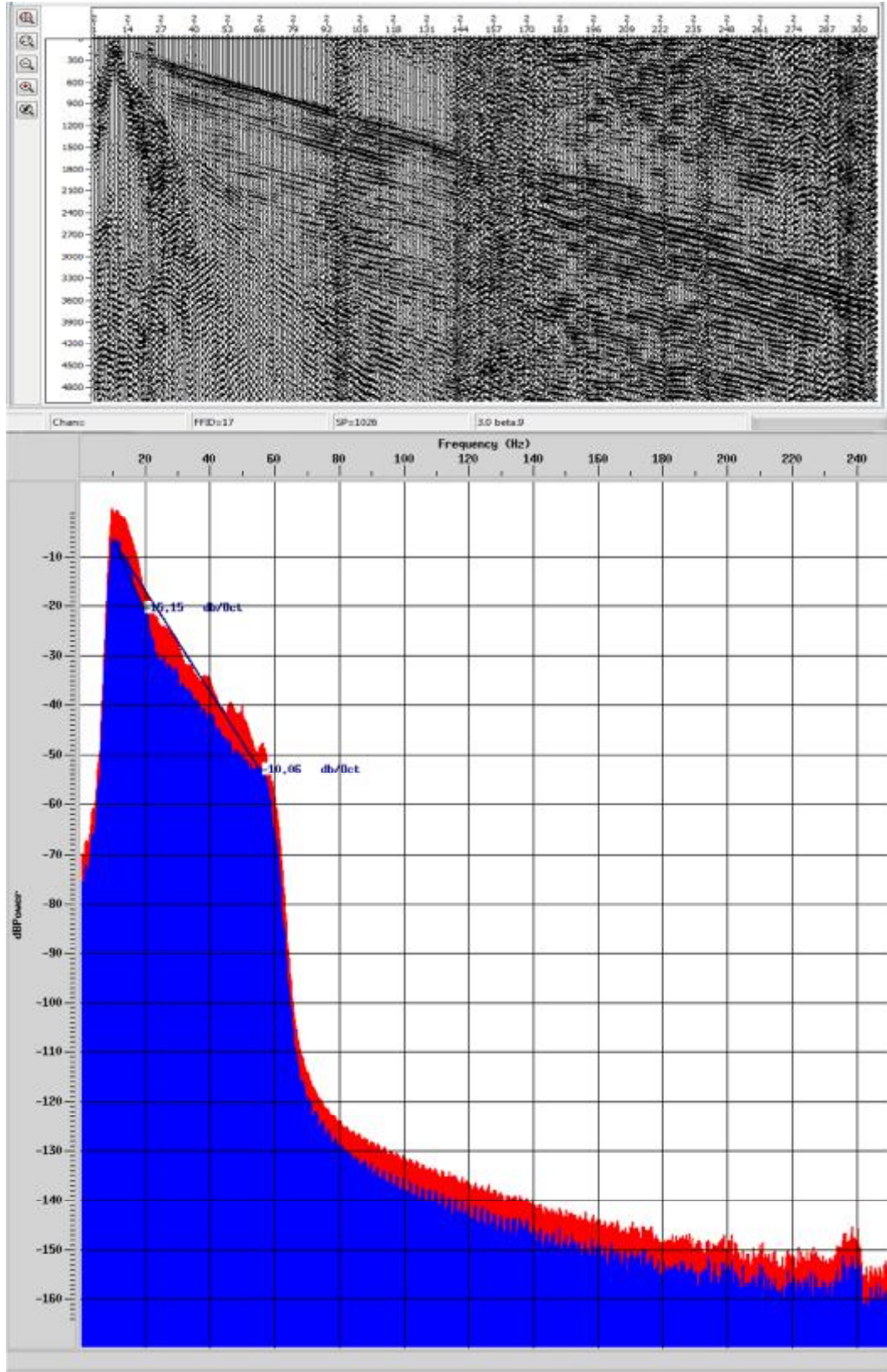
Sweep Tipi - Move Up Testi							
FFID	Frekans	Sweep boyu	Taper	Sweep Tipi	Sweep sayısı	Vibro Sayısı	Move Up
15	Seçilen	Seçilen	300 Msn	Doğrusal	8	2	5 m
15	Doğrusal Sweep ve Move 5 m için sönümlenme -7.60 dB/Oct.						
16	Seçilen	Seçilen	300 Msn	log -3db	8	2	0
16	Log -3db Sweep için sönümlenme -11.55 dB/Oct.						
17	8-64 Hz	Seçilen	300 Msn	log -3db	8	2	0
17	Log -3db Sweep için sönümlenme -10.06 dB/Oct.						



Şekil 4.5. Atış kaydı ve frekans-dB power grafiği, 8-64 Hz, sweep tipi doğrusal.



Şekil 4.6. Atış kaydı ve frekans-dB power grafiği, 8-48 Hz logaritmik sweep -3dB.



Şekil 4.7. Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği - 8-64 Hz - sweep tipi logaritmik - 3 dB.

Sweep uzunluğu (sweep boyu) testini değerlendirecek olursak; Vibroların oluşturduğu sweep sinyalinin yer yüzüne ilettikleri süreye sweep uzunluğu denir. Sinyal genliğini güçlendirmemize yarayan en önemli faktörlerden biride sweep uzunluğudur. Fakat projelerde seçilen sweep uzunlukları ekonomik ve verimlilik dikkate alındığında, bu sweep uzunlukları üzerinde de çeşitli sınırlamalar yapılması zorunludur.

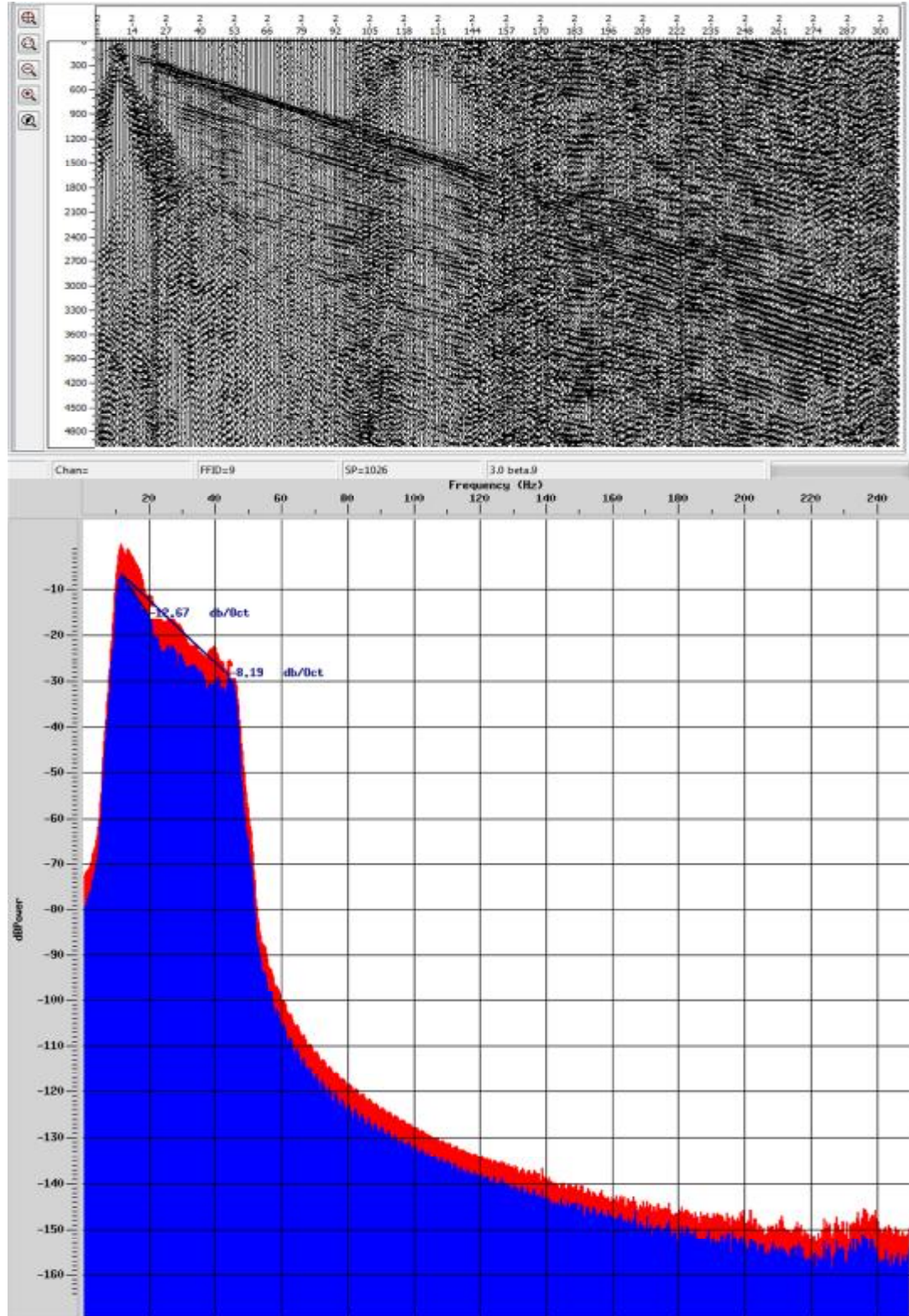
Bu çalışmadan sweep uzunluğu testi için çıkarılacak sonuçlar şu şekildedir; Yapılan çalışmada 6 sn 10 sn ve 12 sn uzunluklarında sweep boyları denenmiştir. Uzun saniyede sweep uzunluklarının denenmesinin bir nedeni de vibro sayısı ile ilişkilidir. Vibro sayısının dört yerine iki olması bu sweep sinyali boyunun daha uzun olmasına yol açmıştır. Ayrıca hedef seviyesine uygun yerin derinlerinden bilgi alınmak istemesi sweep süresini uzatmıştır. Saklıoğlu ve diğ., (2012) yaptığı çalışmada Şekil 3.43 incelendiğinde ise genlik ve sweep uzunluğu arasında logaritmik artan bir değer olduğu görülmektedir. Yani genlik değerinin, sweep uzunluğunun 15 saniyeden 16 saniyeye çıkarırken ki artacağı genlik değeri yaklaşık 1 dB iken; 4 saniyeden 5 saniyeye çıkarırken ki artacağı değer yaklaşık 3 dB civarındadır. Bu açıdan ekonomik olarak sweep uzunluğuna bir sınırlama getirilmesi göz önünde bulunmalıdır.

Saha kayıtları ve bu kayıtlardan elde edilen frekans - dB power grafikleri Şekil 4.8, Şekil 4.9 ve Şekil 4.10 ile gösterilmektedir. Buradaki kayıtlarda sweep boyu değiştirilmiştir (6 sn, 10 sn, 12 sn). Burada diğer parametreler frekans bandı 8-48 Hz, sweep tipi doğrusal, taper 300 ms, sweep sayısı 8, vibro sayısı 2, move-up 5 m olarak sabit tutulmuştur. Elde edilen grafikler incelendiğinde Şekil 4.8'de 6 sn sweep boyu için 10-20 Hz arası sönümlenme -12.67 dB/Oct ve sinyalin tamamındaki (8-48 Hz) sönümlenme -8.19 dB/Oct olarak grafikte görülmektedir. Şekil 4.9 10 sn sweep boyu için 10-20 Hz arası sönümlenme -11.09 dB/Oct ve sinyalin tamamındaki (8-48 Hz) sönümlenme -6.56 dB/Oct olarak grafikte görülmektedir. Şekil 4.10'de 12 sn sweep boyu için 10-20 Hz arası sönümlenme -10.34 dB/Oct ve sinyalin tamamındaki (8-48 Hz) sönümlenme -6.49 dB/Oct olarak grafikte görülmektedir. Buradan çıkarılacak sonuç 12 sn sweep boyu için seçilen veriden elde edilen sönümlenme (-6.49 dB/Oct) en az olmasına rağmen, 10 sn sweep boyu ile seçilen

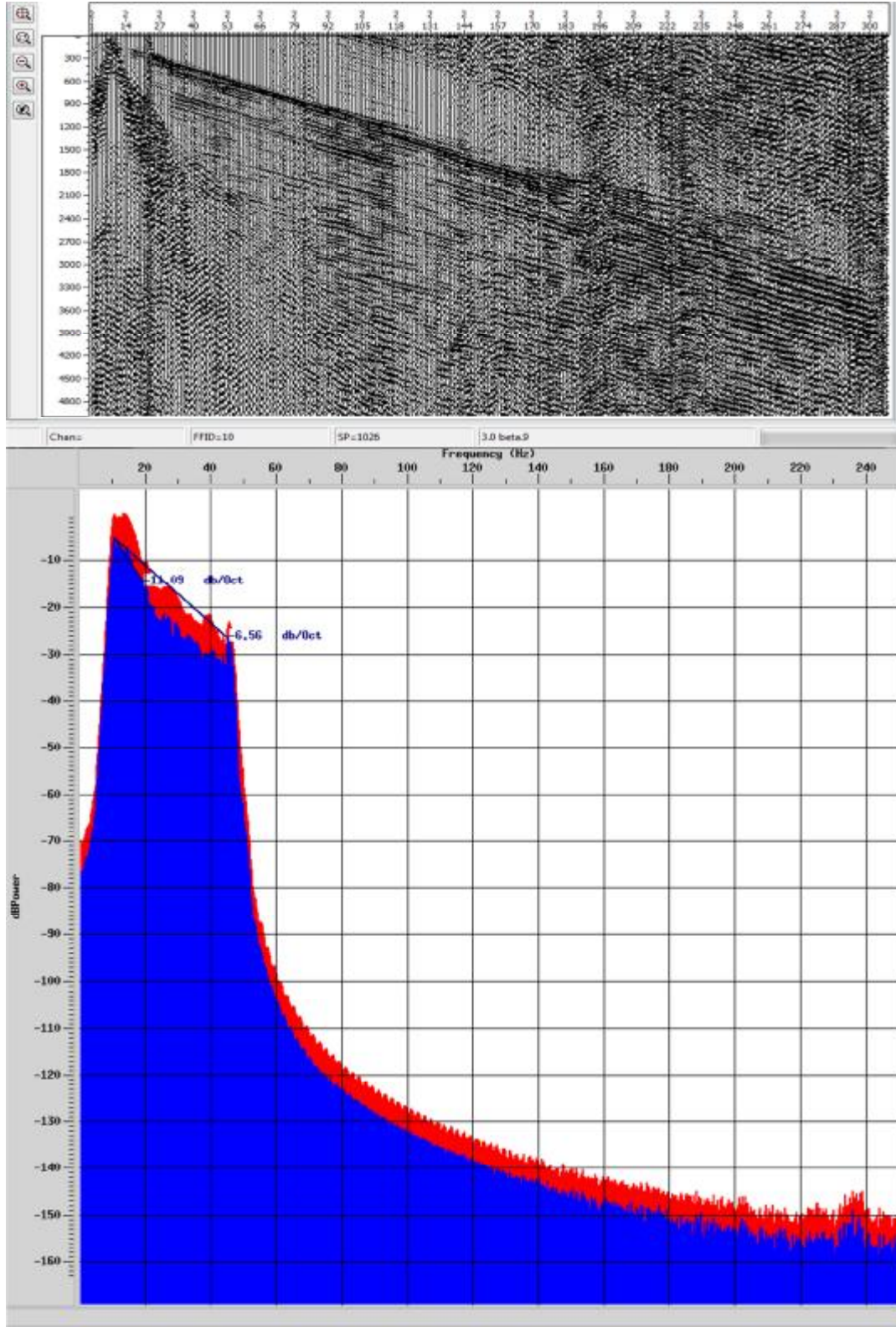
veride gözlenen sönümlenme (-6.56 dB/Oct) arasında çok küçük farklılık vardır. Bu nedenden dolayı Çizelge 4.3'e göre FFID numarası 10 olan, sweep boyu 10 sn olan sinyalin diğer sinyallere göre daha ekonomik ve uygun olacağı düşünülmüştür.

Çizelge 4.3. Sweep (uzunluğu) boyu testi sonuçları

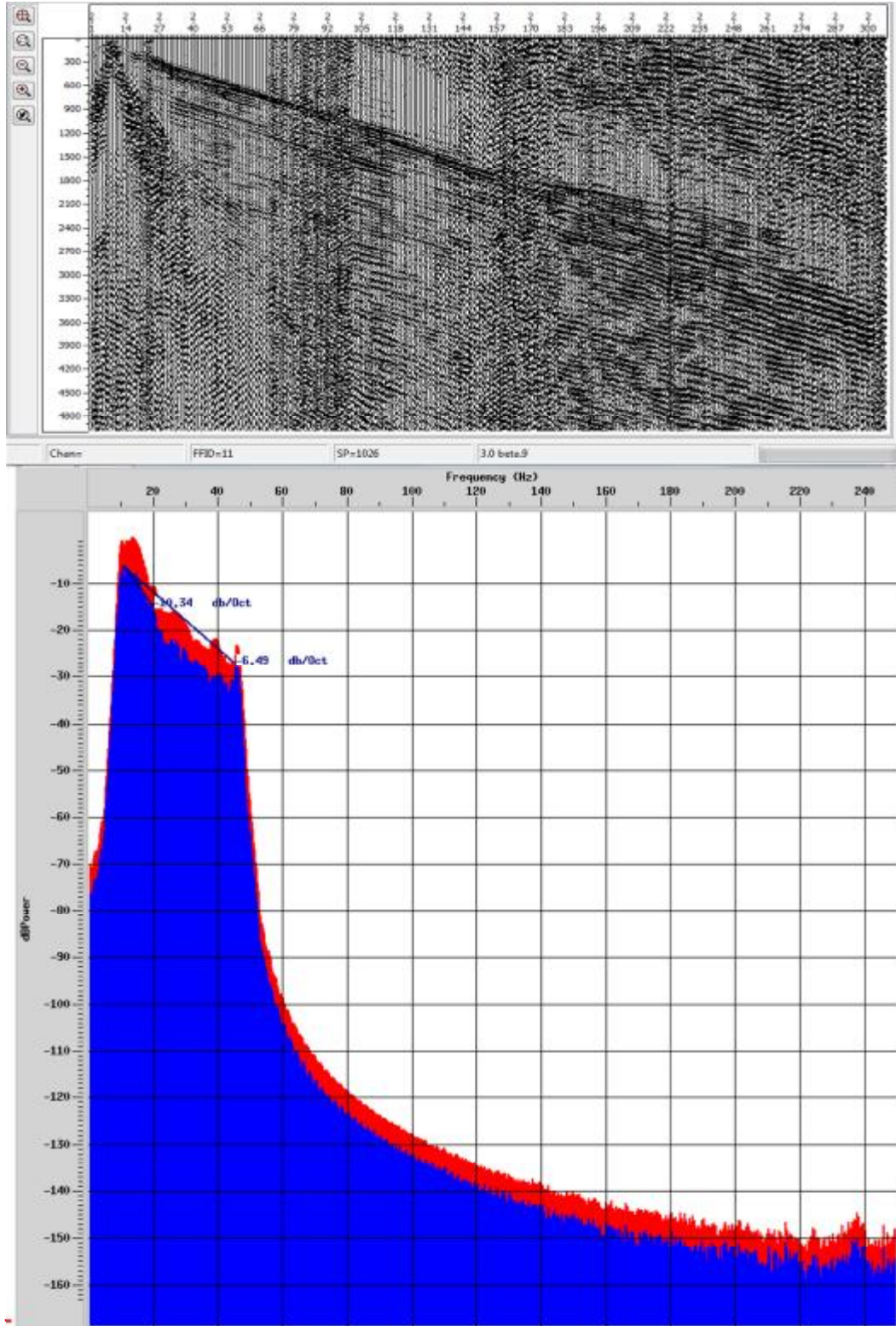
Sweep Boyu Testi							
FFID	Frekans	Sweep boyu	Taper	Sweep Tipi	Sweep sayısı	Vibro Sayısı	Move Up
9	Seçilen	6 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No
9	Sweep boyu 6 sn için sönümlenme -8.19 dB/Oct.						
10	Seçilen	10 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No
10	Sweep boyu 10 sn için sönümlenme -6.56 dB/Oct.						
11	Seçilen	12 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No
11	Sweep boyu 12 sn için sönümlenme - 6.49 dB/Oct.						



Şekil 4.8. Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği - sweep boyu 6 sn



Şekil 4.9. Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği 8-48 Hz - sweep boyu 10 sn



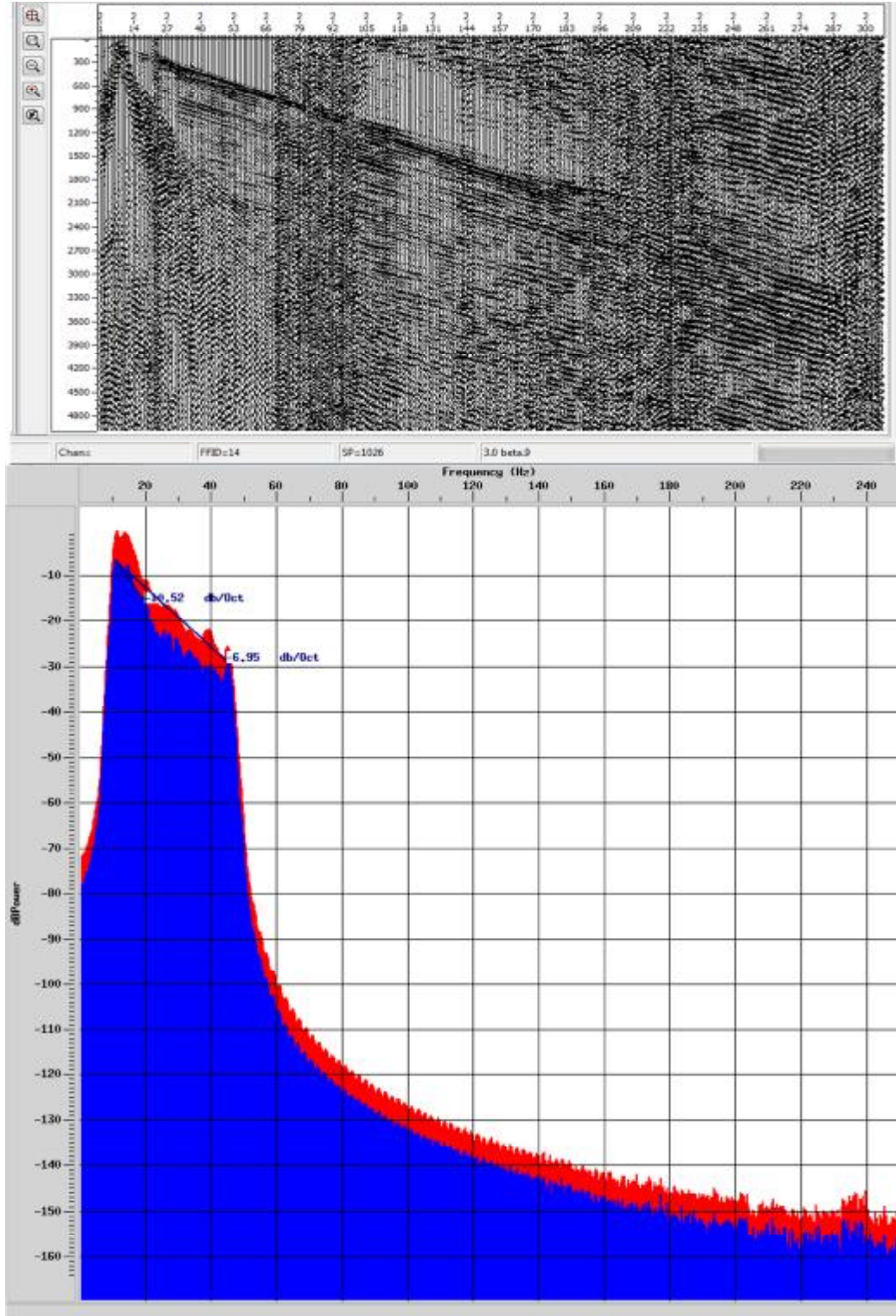
Şekil 4.10. Atış kaydı ve frekans-dB power grafiği 8-48 Hz - sweep boyu 12 sn

Sweep sinyali törpüleme (taper) fonksiyonu testini değerlendirecek olursak ; Sweep sinyalinin başlangıcında ve bitişindeki harmonik rezonansları en aza indirebilmek için, sweep sinyalinin başlangıç ve bitiş genlikleri konikleştirilir (Şekil 3.45 a ve c). Bu işlem sweep sinyalini "törpüleme" olarak adlandırılır ve bu işlem vibratörün sweep sinyalini gönderme işlemine düşük güçte başlayıp, işlemi düşük güçte bitirme imkanı sağlar. Törpüleme fonksiyonu sayesinde vibratörün titreşim sisteminde oluşacak hasarlar azaltıldığı gibi, otokorelasyon dalgacığının yan salınımlarını da azaltarak sinyal spektrumunda oluşacak "Gibbs" gürültülerinin oluşması engellemektedir (Şekil 3.46, Şekil 3.47).

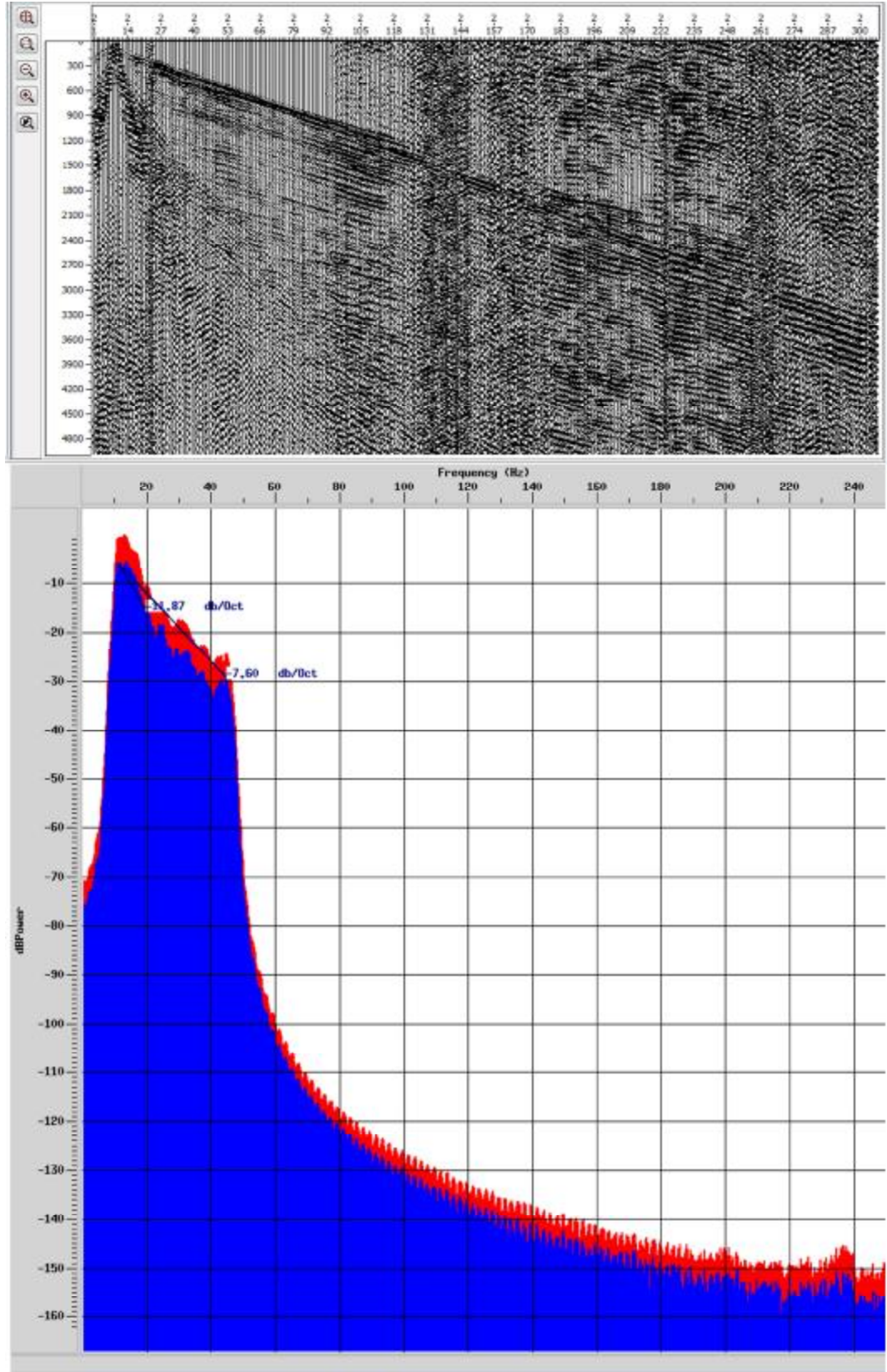
Bu çalışmadan sweep törpüleme (taper) testi sonuçları şu şekildedir; Sahadan alınan verilerde genellikle 300 msn törpüleme seçilmiş ve bunlara ek olarak 500 msn törpülemeye test edilmiştir. Şekil 4.11 ve 4.12'de frekans bandı 8-48 Hz, sweep boyu 10 sn, sweep tipi doğrusal, sweep sayısı 8, vibro sayısı 2, move-up 5 m olarak sabit tutulan değerlerdir. Şekil 4.11'de araziden alınan 500 msn törpüleme uygulanmış atış kaydı ve frekans - dB power grafiği görülmektedir. Şekil 4.11 (500 msn törpüleme) incelendiğinde 10-20 Hz arasındaki sönümlenme -10.52 dB/Oct, 8-48 Hz arasındaki sönümlenme -6.95 dB/Oct'dır. Şekil 4.11'deki veriyi (500 msn törpüleme), Şekil 4.12'de bulunan 300 msn törpüleme fonksiyonu ile karşılaştırsak, 300 msn törpüleme fonksiyonundaki sönümlenme -7.60 dB/Oct iken, 500 msn törpüleme fonksiyonundaki sönümlenme -6.95 dB/Oct'dır, yani 500 msn törpüleme fonksiyonunda bulunan verilerin daha uygun olduğu görülmüştür. Çalışmada 500 msn uzunluğundaki törpüleme fonksiyonu daha uygun olarak görülmüş ve seçilmiştir.

Çizelge 4.4. Sweep törpüleme fonksiyonu (taper) testi sonuçları

Taper Testi							
FFID	Frekans	Sweep boyu	Taper	Sweep Tipi	Sweep sayısı	Vibro Sayısı	Move Up
14	Seçilen	Seçilen	500 Msn	Doğrusal	Seçilen	2	Seçilen
14	Törpüleme Fonksiyonu 500 ms için sönümlenme - 6.95 dB/Oct.						
15	Seçilen	Seçilen	300 Msn	Doğrusal	8	2	5 m
15	Törpüleme Fonksiyonu 300 ms için sönümlenme -7.60 dB/Oct.						



Şekil 4.11. Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği, taper 500 ms



Şekil 4.12. Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği - taper 300 ms

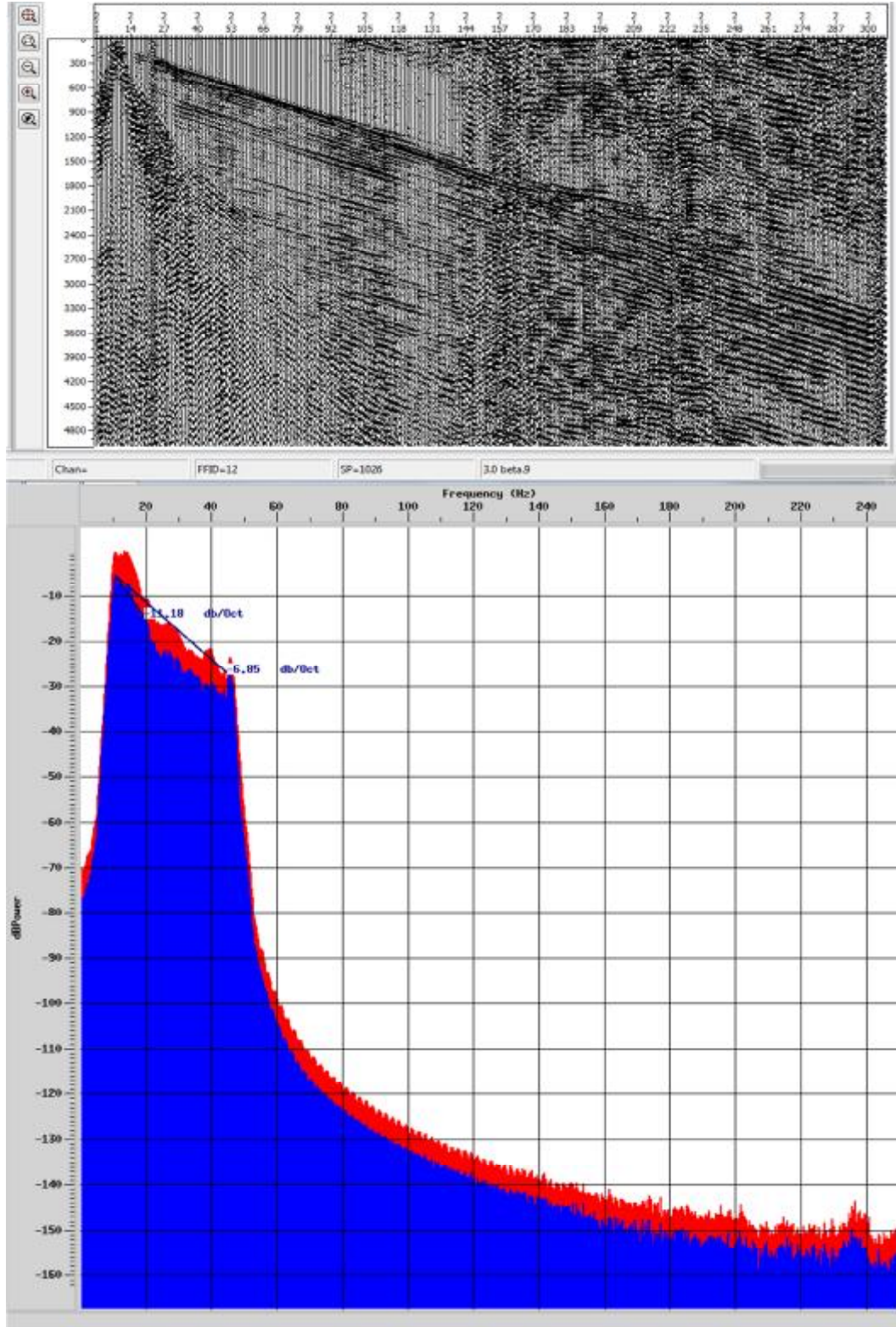
Sweep sayısının sinyal genliğine etkisi testini değerlendirecek olursak; Sweep sayısı vibronun, bir atış noktasında kaç defa yere sweep sinyali göndereceğini belirten sayıdır. Yapılan saha çalışmasında sweep üreten vibronun sayısı 2'dir ve 1 vibro yedek olarak bekletilmiştir. Sweep sayısı amaca ve sahanın şartlarına göre değişebildiğinden ve vibro sayısının sabit olmasından dolayı sweep sayısı önemli bir parametredir.

Yapılan saha çalışmasında genel olarak sweep sayısı 8 olarak belirlenmiş bunlara ek olarak 6 sweep ve 10 sweep yapılarak testler yapılmıştır. Şekil 4.13'te 6 sweep sayısı ve Şekil 4.14'te 10 sweep sayısı test verilerinin atış kayıtları ve frekans/dB value grafikleri gözükmemektedir. Bu grafikler incelendiğinde Şekil 4.13'te bulunan FFID numarası 12 olan verideki sönümlenmenin (- 6.85 dB/oct), şekil 4.20'deki sönümlenmeye göre çok azda olsa fazla olduğu gözlenmektedir(-6.49 dB/oct). Sonuç olarak FFID 12 numaralı veride 6 sweep sayısı, FFID 13 olan veride 10 sweep sayısı test edilmiş ve iki veri arasında çok büyük bir farklılık olduğu gözlenmemiştir. Sweep sayısı arttıkça veri kalitesi artmaktadır fakat bu farklılık verideki sönümlenme oranını büyük ölçüde etkilemeyeceği için sweep sayısı 8 olarak seçilmiştir (Çizelge 4.5).

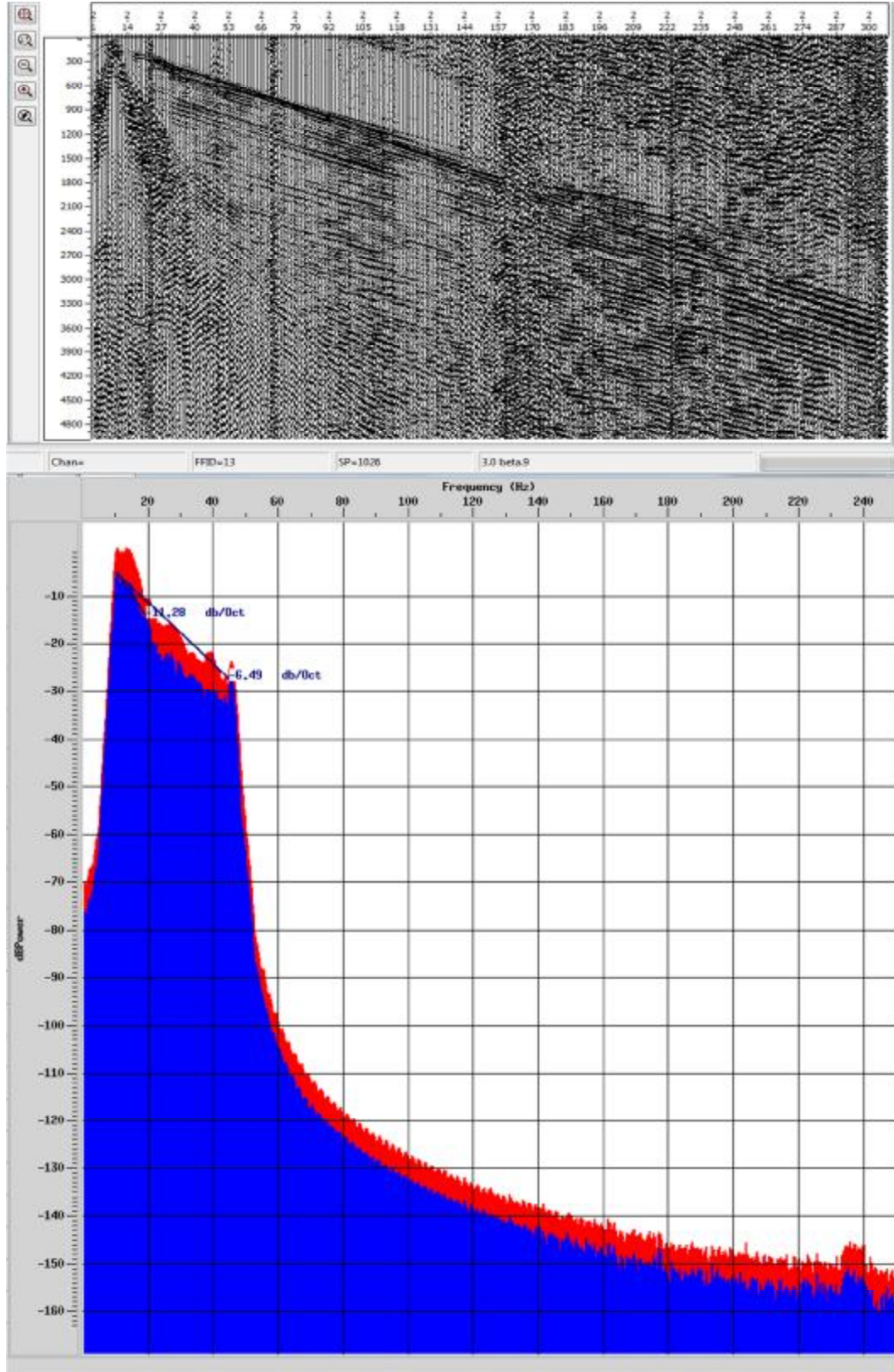
Gürel vd., (2000) yaptığı çalışmada (Şekil 3.53) genlik değer artışının sweep sayısı ile logaritmik olarak arttığını ortaya koymuşlardır. Yapılan bu çalışmada ise sweep sayısı genlik değerlerinin sönümlenme miktarları ortaya konmuştur. Burada bulunan sonuç ise sönümlenme miktarının 6 sn sweep süresi için -8.19 dB/Oct, 10 sn için 6.56 dB/Oct, 12 sn için 6.49 dB/Oct olduğu yani sönümlenme miktarının da logaritmik azaldığı görülmektedir.

Çizelge 4.5. Sweep sayısı testi sonuçları

Sweep Sayısı Testi							
FFID	Frekans	Sweep boyu	Taper	Sweep Tipi	Sweep sayısı	Vibro Sayısı	Move Up
12	Seçilen	Seçilen	300 Msn	Doğrusal	6	2	Seçilen
12	Sweep sayısı 6 için sönümlenme - 6.85 dB/Oct.						
13	Seçilen	Seçilen	300 Msn	Doğrusal	10	2	Seçilen
13	Sweep sayısı 10 için sönümlenme - 6.49 dB/Oct.						



Şekil 4.13. Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği - Sweep sayısı 6.

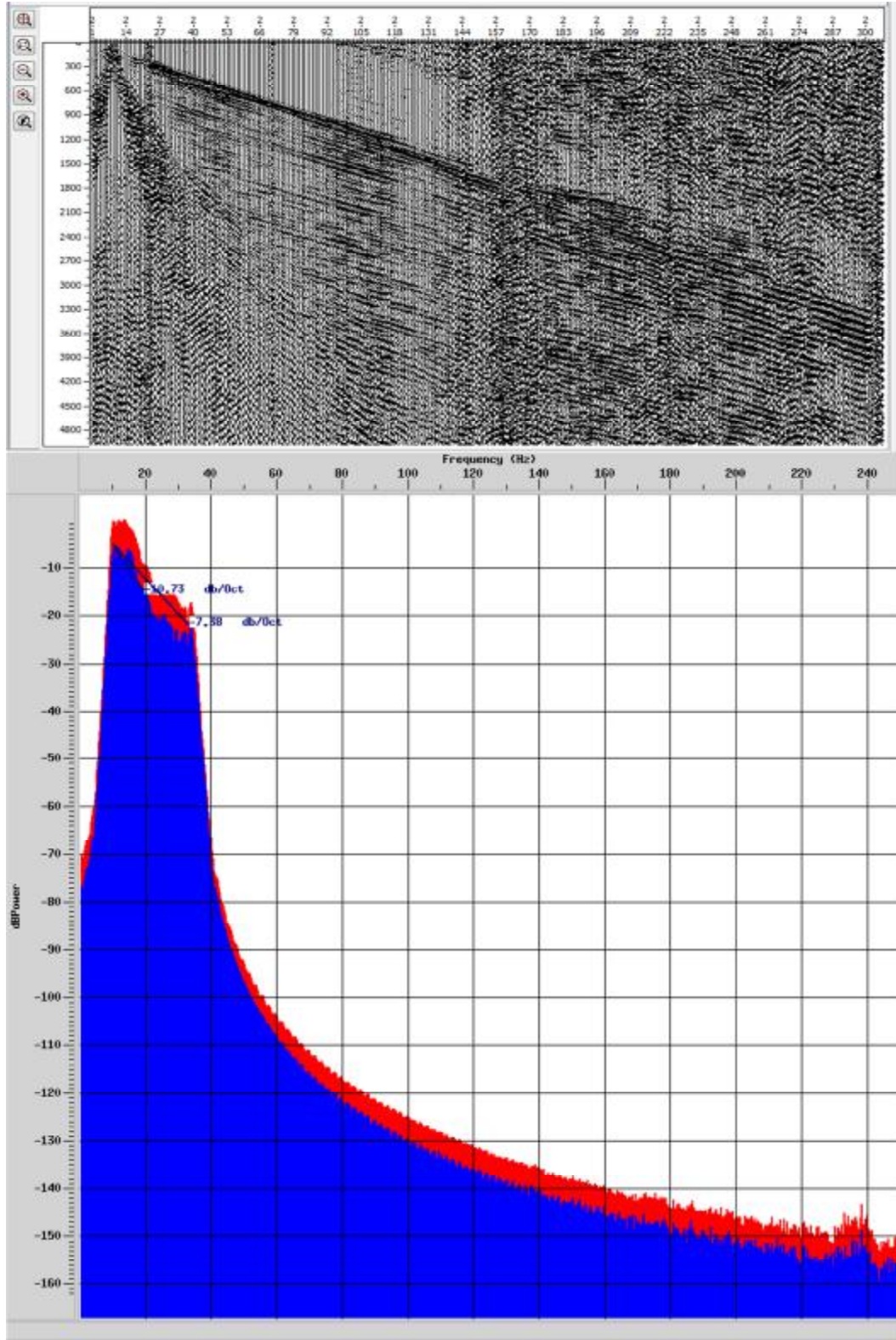


Şekil 4.14. Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği - Sweep sayısı 10.

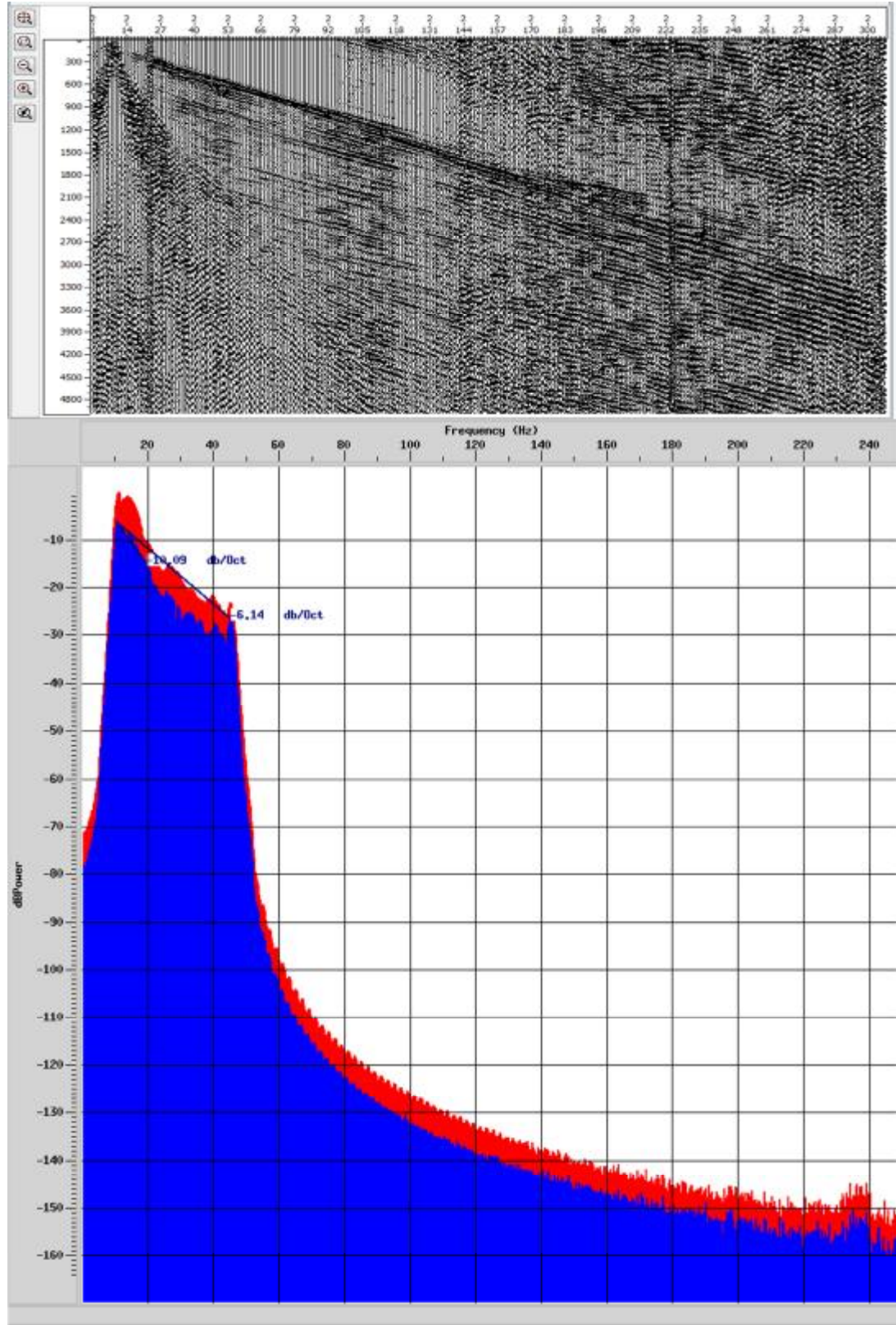
Sweep frekans bandı bitiş testini değerlendirecek olursak; Sweep frekans bandı için yapılan testlerde, başlangıç frekansı (8 Hz) sabit tutulup 8-36 Hz, 8-48 Hz, 8-52 Hz, 8-64 Hz, 8-72 Hz ve 8-80 Hz bitiş frekansları test edilmiştir (Çizelge 4.1). Şekil 3.48 Şekil 3.49, Şekil 3.50 ve Şekil 3.51' de yapılan testler sonucu frekans bandı arttıkça otokorelasyon dalgacığının yan salınımlarının azaldığını görmekteyiz. Bu çalışmada bitiş frekansı için yapılan saha çalışmalarından elde edilen atış kayıtları ve frekans/dB value grafikleri, Şekil 4.15, Şekil 4.16, Şekil 4.17, Şekil 4.18, Şekil 4.19 ve Şekil 4.20'de görülmektedir. Bu çalışmadan sweep bitiş frekansı testi için çıkarılacak sonuçlar şu şekildedir; Çizelge 4.6 incelendiğinde; 8-36 Hz için, sinyalin tamamındaki sönümlenme -7.38 dB/Oct, 8-48 Hz için sinyalin tamamındaki sönümlenme -6.14 dB/Oct, 8-52 Hz için sinyalin tamamındaki sönümlenme -8.03 dB/Oct, 8-64 Hz için sinyalin tamamındaki sönümlenme -8.86 dB/Oct, 8-72 Hz için sinyalin tamamındaki sönümlenme -7.94 dB/Oct ve 8-80 Hz için sinyalin tamamındaki sönümlenme -7.95 dB/Oct olarak grafiklerde görülmektedir. Bu grafikler değerlendirildiğinde 8-48 Hz bandındaki sinyalin sönümlenmesinin en az olduğu görülmektedir. Bu çalışmada bitiş frekansını 48 Hz olarak belirlemek en uygun sonuç olacaktır.

Çizelge 4.6. Bitiş frekansı testi sonuçları

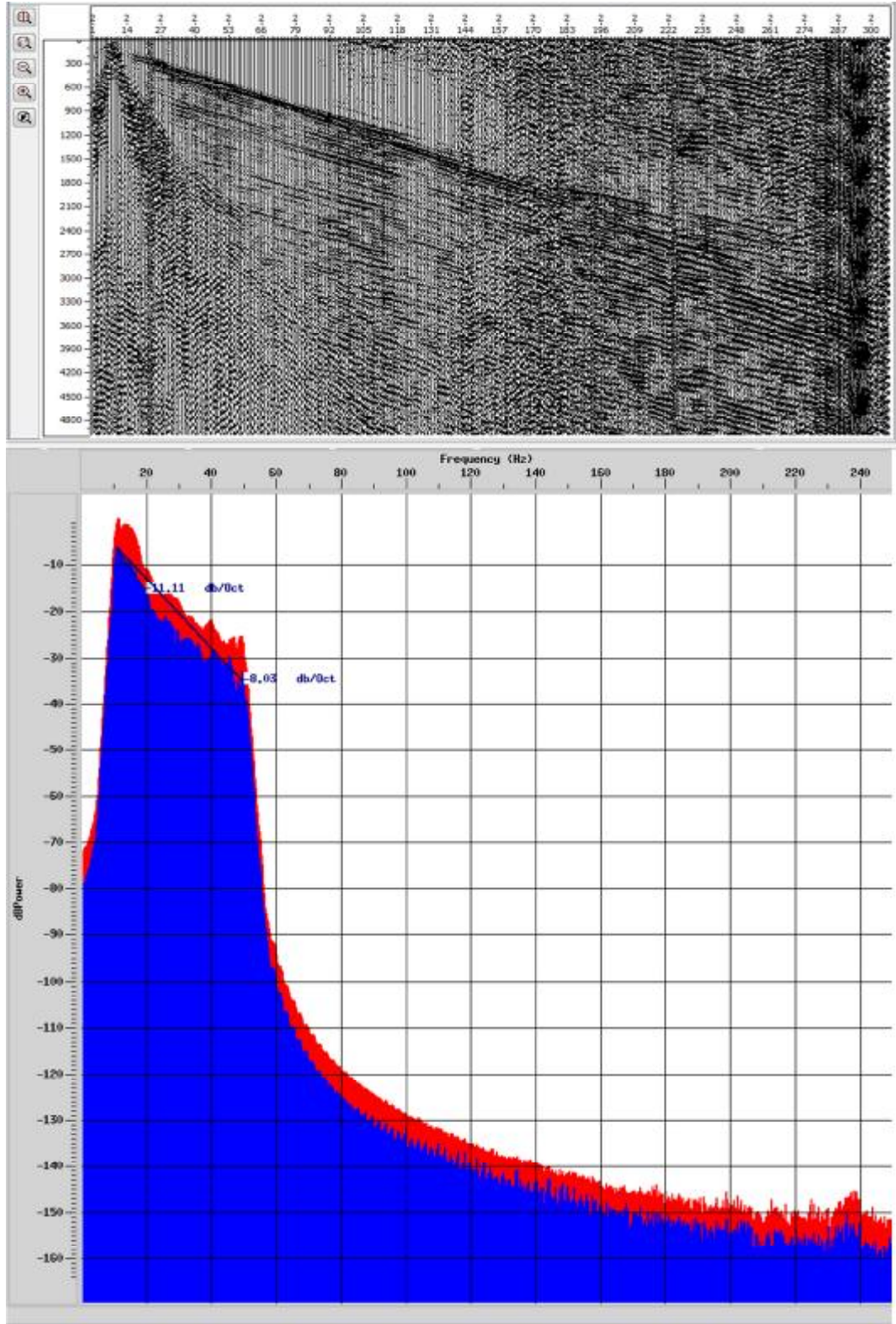
Bitiş Frekans Testi							
FFID	Frekans	Sweep boyu	Taper	Sweep Tipi	Sweep sayısı	Vibro Sayısı	Move Up
1	8-36 Hz	8 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No
1	8-36 Hz için sönümlenme -7.38 dB/Oct.						
2	8-48 Hz	8 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No
2	8-48 Hz için sönümlenme - 6.14 dB/Oct.						
3	8-52 Hz	8 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No
3	8-52 Hz için sönümlenme - 8.03 dB/Oct.						
4	8-64 Hz	8 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No
4	8-64 Hz için sönümlenme - 8.86 dB/Oct.						
5	8-72 Hz	8 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No
5	8-72 Hz için sönümlenme - 7.94 dB/Oct.						
6	8-80 Hz	8 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No
6	8-80 Hz için sönümlenme - 7.95 dB/Oct.						



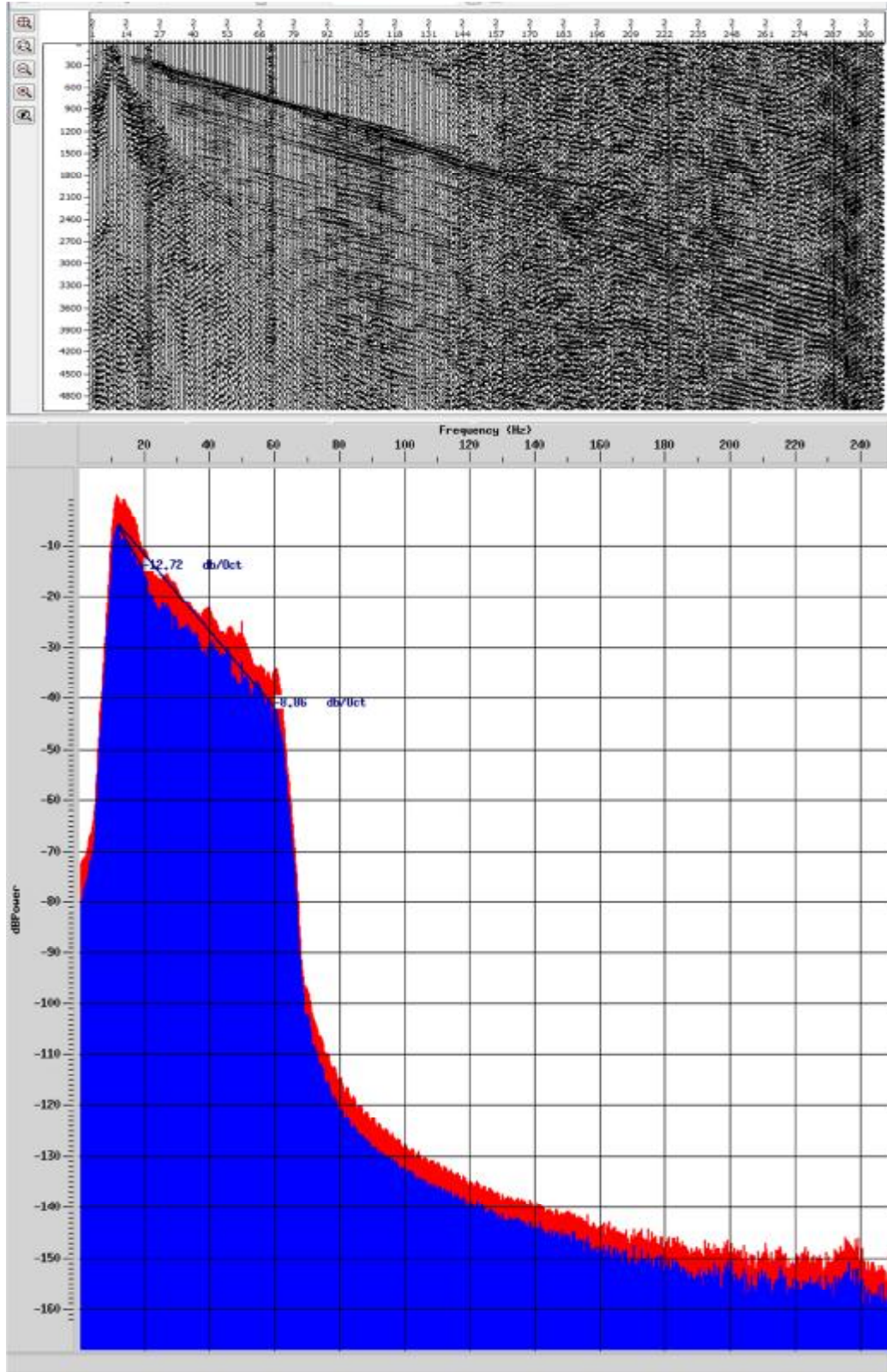
Şekil 4.15. Atış kaydı ve frekans-dB power grafiği, frekans bandı 8-36 Hz.



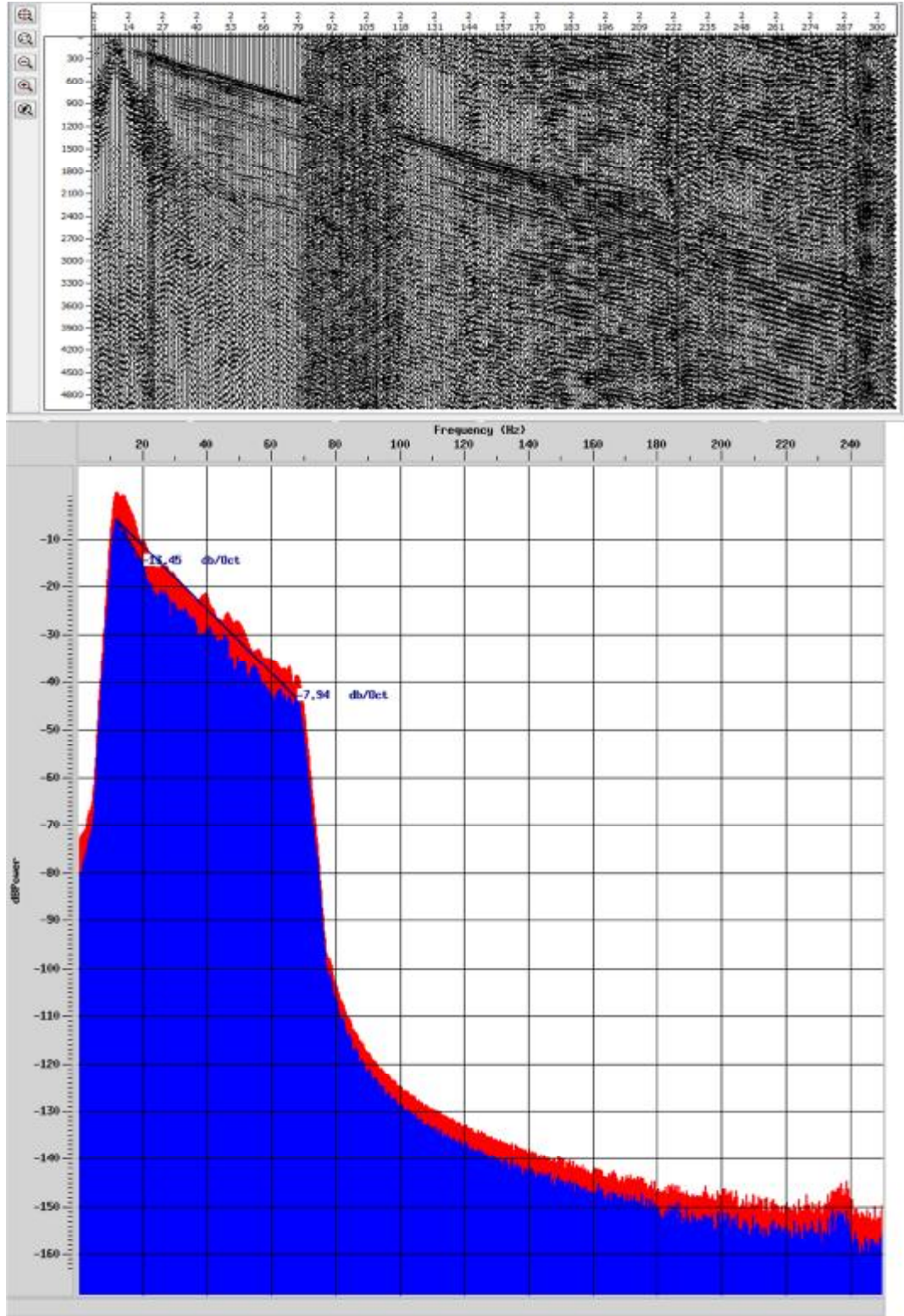
Şekil 4.16. Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği, frekans bandı 8-48 Hz.



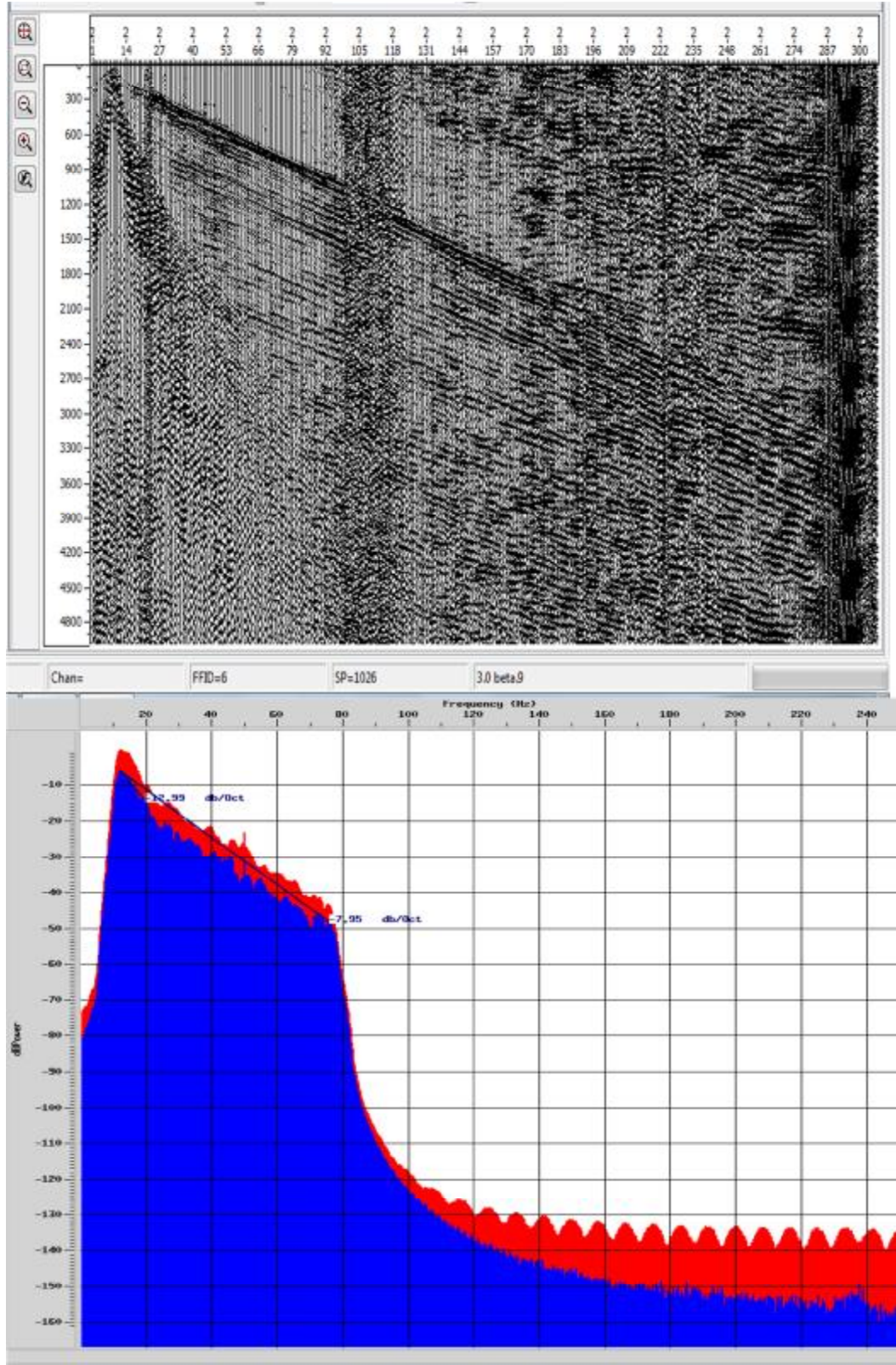
Şekil 4.17. Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği, frekans bandı 8-52 Hz.



Şekil 4.18. Atış kaydı ve frekans-dB power grafiği, frekans bandı 8-64 Hz



Şekil 4.19. Atış kaydı - frekans - dB power grafiği, frekans bandı 8-72 Hz

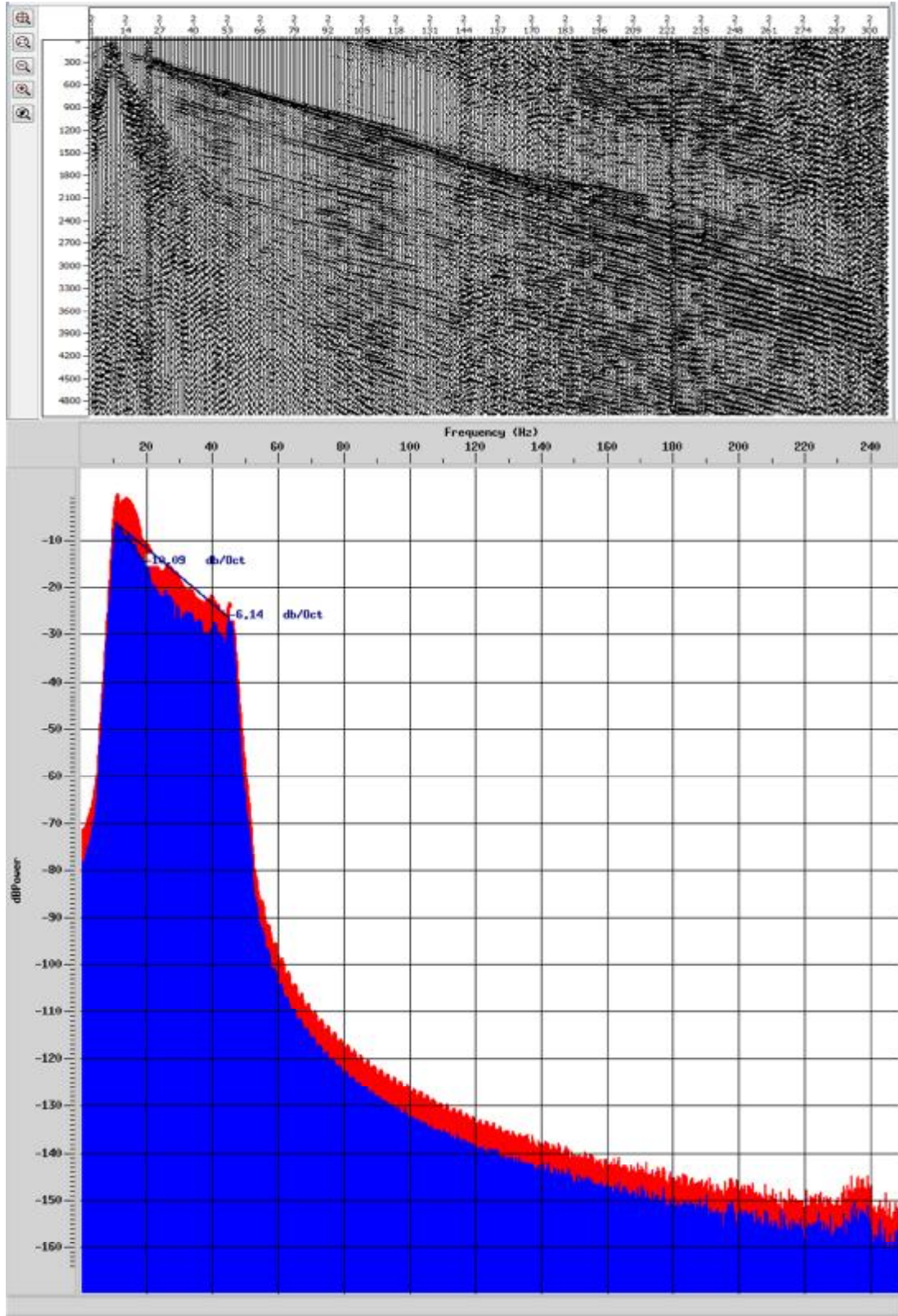


Şekil 4.20. Atış kaydı - frekans - dB power grafiği, frekans bandı 8-80 Hz

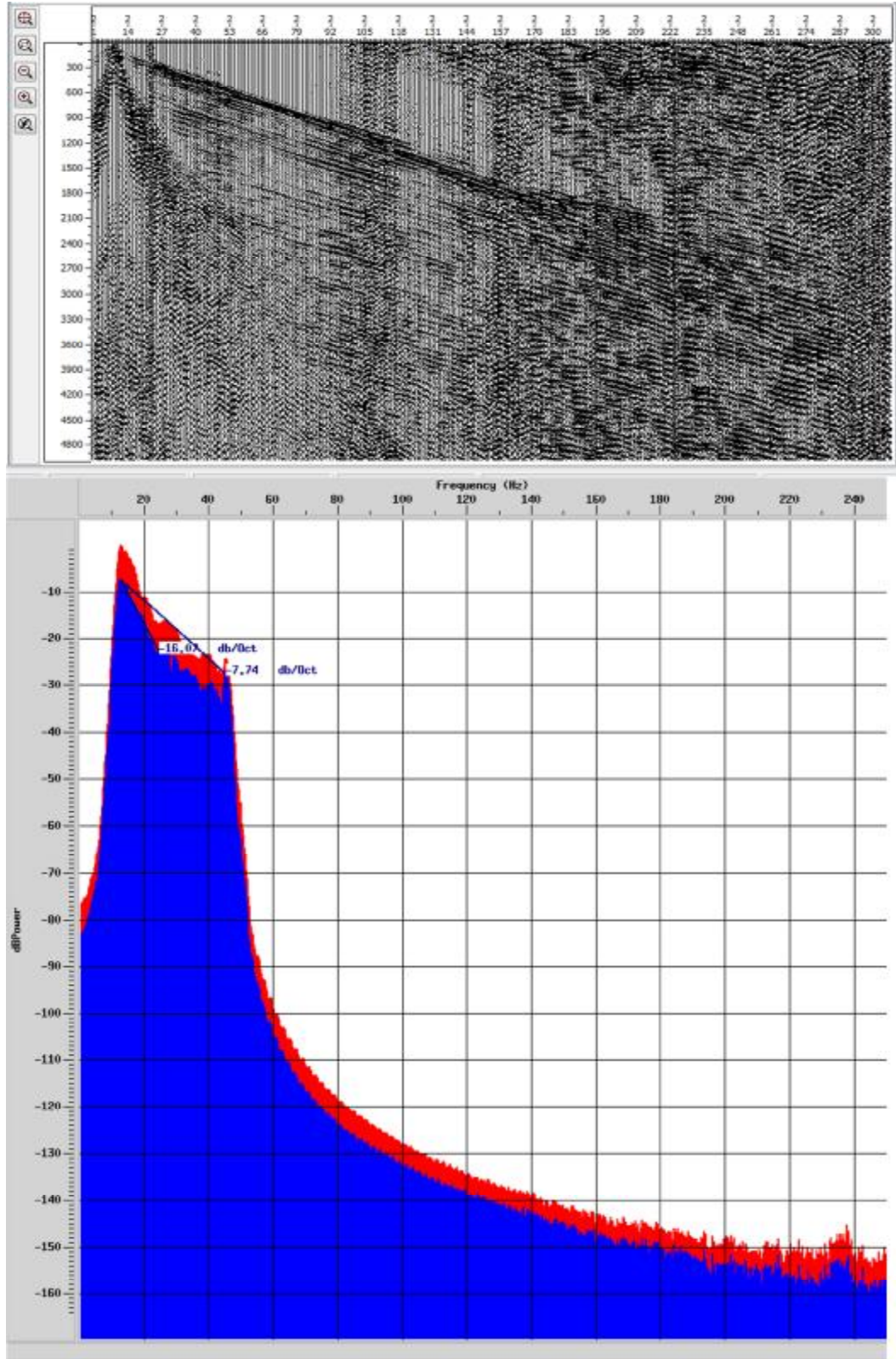
Sweep frekans bandı başlangıç testini değerlendirecek olursak; Bitiş frekansı (48 Hz) sabit tutulup başlangıç frekansı 8-48 Hz, 10-48 Hz, 12-48 Hz, test edilmiştir. Bu verilerden elde edilen atış kayıtları ve frekans/dB power grafikleri Şekil 4.21, Şekil 4.22, ve Şekil 4.23'te görülmektedir. Bu verilere ek olarak başlangıç frekansı 8 Hz olan veri ile başlangıç frekansları 10 Hz ve 12 Hz'lik veriler karşılaştırıldığında başlangıç frekansı 8 Hz (Şekil 4.21) olan verideki sönümlenme -6.14 dB/Oct, 10 Hz olan verideki sönümlenme (Şekil 4.22) -7.74 dB/Oct ve 12 Hz olan verideki sönümlenme ise (Şekil 4.23) -10.30 dB/Oct olarak görülmektedir. Buradan da görüleceği gibi başlangıç frekansı için seçilecek en uygun veri 8 Hz olan veridir (Şekil 4.21).

Çizelge 4.7. Başlangıç frekansı testi sonuçları

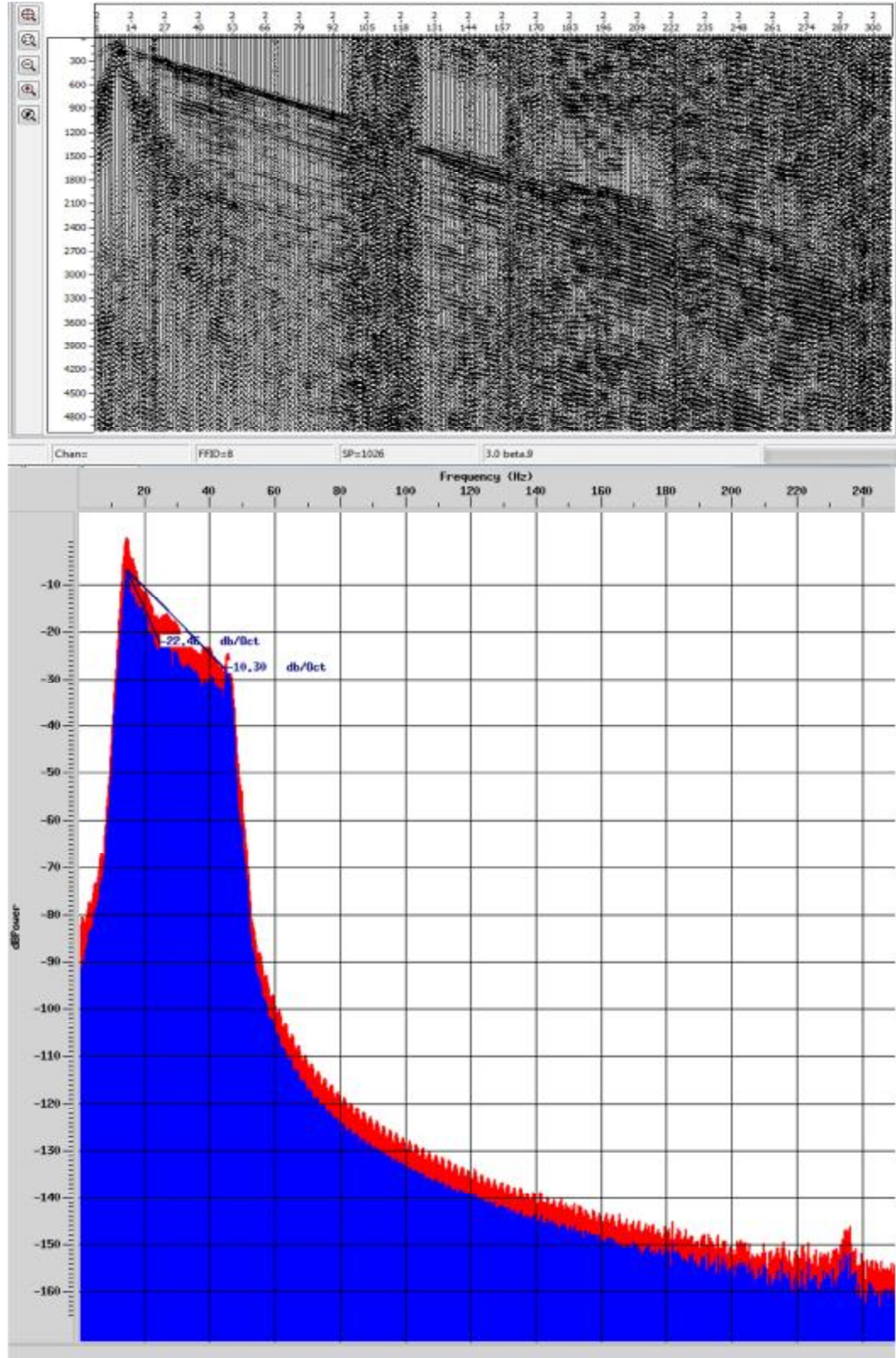
Başlangıç Frekans Testi							
FFID	Frekans	Sweep boyu	Taper	Sweep Tipi	Sweep sayısı	Vibro Sayısı	Move Up
7	10- Seçilen (48) Hz	8 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No
7	10 - 48 Hz için sönümlenme -7.74 dB/Oct.						
8	12- Seçilen (48) Hz	8 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No
8	12 - 48 Hz için sönümlenme -10.30 dB/Oct.						
2	8-Seçilen (48) Hz	8 Sn	300 Msn	Doğrusal	8	2	No
2	8 - 48 Hz için sönümlenme - 6.14 dB/Oct.						



Şekil 4.21. Atış kaydı ve frekans - dB power grafiği, frekans bandı 8-48 Hz



Şekil 4.22. Atış kaydı ve frekans-dB power, frekans bandı 10-48 Hz



Şekil 4.23 Atış kaydı ve frekans-dB power, frekans bandı 12-48 Hz

Sweep tarama yönü testi değerlendirmesinde; Çizelge 4.1 incelendiğinde seçilecek olan sweep tipinin tarama yönü ile ilgili test yapılmamıştır. Bu çalışmada yukarı sweep tercih edilmiştir. Güreli (2000) yaptığı çalışmalar incelendiğinde teorik olarak aşağı ve yukarı taramalı sweep sinyallerine ait spektrumlar ve otokorelasyon dalgacıkları (Şekil 3.35.a., Şekil 3.35.b, Şekil 3.35.c, Şekil 3.36.a, Şekil 3.36.b, Şekil 3.36.c), sonuçların birbirine benzediği görülmektedir. Fakat verilerin frekans içeriğinde ve genliklerinde önemli farklılıklar görülebilmektedir. Ayrıca Şekil 3.37., Şekil 3.38. Şekil 3.39 incelendiğinde yukarı taramalı sweep sinyalinin için korelasyon sonrası salınımların katkısı kayıtlara girmeyecektir. Aşağı sweep sinyalinde ise, kroskorelasyon sonrası oluşan harmonik salınımlar, sinyalin pozitif kısmında olduğu için kayıtlara girmesi kaçınılmazdır.

Bütün bu testleri değerlendirdiğimizde, sonuç olarak üretim parametreleri aşağıdaki gibi belirlenmiştir;

Çizelge 4.8. Üretim Parametreleri

Production Parameter						
Frekans	Sweep boyu	Taper	Sweep Tipi	Sweep sayısı	Vibro Sayısı	Move Up
8-48 Hz	10sn	500	Doğrusal	8	2	10

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Aydın ili ve çevresinde yeni jeotermal alanların tespiti amacıyla bu çalışma gerçekleştirilmiştir. Jeotermal sahaların tespiti için çalışma sahasında başlangıç olarak sismik yansıma yönteminin uygulanmasına karar verilmiştir. Sismik yansıma yönteminin arazide uygulanabilmesi için ilk önce ‘sweep parametrelerinin’ belirlenmesi gerekmektedir. Çalışma sahasında, sismik yansıma yönteminde Vibro enerji kaynağı kullanılarak, yer altı koşullarına uygun doğru ‘sweep Parametreleri’ belirlenmiştir.

Sweep tarama yönü ile ilgili herhangi bir test yapılmamasına rağmen, yukarı taramalı sweep sinyali seçilmiştir. Çünkü aşağı taramalı sweep sinyali başlangıcında yüksek frekansları içerdiğinden yeri harekete geçirmekte zorlanacaktır ve yüksek frekanslar derine ulaşmadan sönümlenmeye başlayacaktır. Bu durum arzu edilen frekansların yeteri kadar yerin derinliklerine gönderilememesine sebep olur

Sweep tipi testinde doğrusal ve logaritmik (doğrusal olmayan) sweep tipleri denenmiştir ve doğrusal sweep seçilmiştir. -3 dB/Oct logaritmik sweep sinyali ile yüksek frekansları daha kısa bir süre düşük frekansları ise daha uzun süre tarama ile daha derinlerden bilgi alınması en doğru gibi gözükse de jeolojik açıdan hedef seviyelerinin derin olmasına rağmen sık kesimlerden de bilgi alınması tercih edilip, doğrusal sweep sinyali seçilmiştir. Ayrıca elde edilen verilere bakıldığında sönümlenme miktarının en az olduğu veri doğrusal sweep sinyalidir.

Sweep uzunluğu testinin sonucu 10 sn olduğu sonucuna varılmıştır. Vibro sayısının değiştirilememesi, sweep sinyali boyunun daha uzun olmasına yol açmıştır. Ayrıca hedef seviyesine uygun yerin derinlerinden bilgi alınmak istemesi sweep süresini uzatmıştır. Bunların dışında genlik ve sweep uzunluğu arasında logaritmik artan bir değer vardır. Yani genlik değerinin, sweep uzunluğunun 15 saniyeden 16 saniyeye çıkarırken ki artacağı genlik değeri yaklaşık 1 dB iken; 4 saniyeden 5 saniyeye çıkarırken ki artacağı değer yaklaşık 3 dB civarındadır. Bu açıdan ekonomik olarak sweep uzunluğuna bir sınırlama getirilmesi göz önünde bulundurularak sweep uzunluğu 10 sn olan sinyalin diğer sinyallere göre daha ekonomik ve uygun olacağı düşünülmüştür.

Sweep törpüleme testi sonucu 500 msn törpüleme uygun görülmüştür. Törpüleme fonksiyonu vibronun titreşim sisteminde oluşacak hasarları azaltıldığı gibi, otokorelasyon dalgacığının yan salınımlarını da gidererek gibbs gürültülerinin oluşması engellemektedir. Sahadan alınan verilere bakıldığında 500 msn verideki sönümlenme daha azdır ve törpüleme 500 msn seçilmiştir.

Sweep sayısı testi sonucuna 8 sweep sayısı uygun bulunmuştur. Sweep sayısı arttıkça veri kalitesi artmaktadır fakat bu farklılık verideki sönümlenme oranını büyük ölçüde etkilemeyeceği için sweep sayısı 8 olarak seçilmiştir. Burada dikkat edilmesi gereken diğer bir nokta ise, Güreli, (2000) belirlediği sweep sayısının 6' dan 10'a çıkması ile genlik (dB) değeri yaklaşık 10 dB artması gerekirken (teorik olarak) Aydın bölgesinde yapılan çalışmada sweep sayısının 6'dan 10'a çıkması ile teorik olarak elde edilen değerden farklı bir sonuç bulunmuştur

Sweep başlangıç-bitiş frekans bandı testi sonuçlarına göre 8-48 Hz frekans bandı uygun bulunmuştur. Hedeflenen yapı sığ seviyede ise yüksek frekansların hakim olduğu frekans bandı seçimi uygunken, daha derinden bilgi alınmak isteniyorsa ya da yapısal bir kapan aranıyorsa düşük frekansların hakim olduğu frekans bandı daha uygun olacaktır. Seçilen frekans bandı aralığına göre sweep sinyalin oktav biriminden ifade edecek olursak sonuç yaklaşık 2,6 oktav olarak ideal sınırlar içinde çıkmıştır. Düşük frekans bandı seçilerek, derin seviyeler yüksek çözünürlükte taranırken, düşük frekanslar ile daha derinlere nüfuz edilmesi ve derin tabakalardan bilgi alınması istenmiştir.

Bölge jeolojisi ile sweep parametreleri karşılaştırıldığında bölgenin yüksek hızlı volkanik kayalar ile kaplı olabileceği düşünülmektedir. Bu bölgede sweep sinyali 8-80 Hz frekans bandında seçilmiş ve yansıyan enerjinin 50 Hz üzerindeki bölümünün büyük bir oranda sönümlendiği görülmüştür. Bu durumda 50 Hz üzerindeki sinyallerin, kaydedilen veri ile korelasyon yapılması nedeniyle veride yüksek seviyede gürültünün olduğu ve yansımaların kaydedilmediği belirlenmiştir. Sahada aynı sweep zamanında, 8-48 Hz band genişliğinde sweep sinyali uygulanmış, sismik yansıma kaydı üzerinde S/G (Sinyal/Gürültü) oranında ve yansıma enerjisi miktarlarında artış gözlenmiştir. Aydın bölgesinde jeotermal arama amaçlı yapılan bu 2 boyutlu sismik yansıma çalışmasında sweep parametre belirleme test

sonuçlarına göre; çalışmada belirlenecek sweep parametrelerinin değerleri, "sweep frekans bandı 8-48 Hz aralığında, sweep sayısı 8, sweep uzunluğu 10 sn, sweep tipi doğrusal, vibro hareketi (move-up) 10 m" olacak şekilde bulunmuştur.

KAYNAKLAR

- AKAY T., BİLİM F., SİNAN K., 2013. Menderes Masifi tektonik yapılarının (Batı Anadolu, Türkiye) Bouguer Gravite analizi kullanılarak incelenmesi Cumhuriyet Yerbilimleri Dergisi. Cilt 30, Sayı 2, Sayfa 71-86
- AKGÜN, F., AKYOL, E., 1999. Palynostratigraphy of the coal-bearing in Büyük Menderes - Western Anatolia
- ARSLAN C, SİNAN, M. DARICI, AND KARAHAN Ç., 2009., "Türkiye'nin Jeotermal Enerji Potansiyeli." Jeotermal Enerji Semineri, İYTE JOMER Web Sayfası (http://geocen.iyte.edu.tr/teskon/2001/teskon2001_02.pdf).
- ARSLAN E., 2010. "Alangüllü (Aydın) Jeotermal Kaynağının Kimyasal Özellikleri ve Çevreye Olan Etkilerinin Uzaktan Algılama ve Cbs Kullanılarak Belirlenmesi" Yüksek Lisans Tezi, Ege Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü 2 p
- BAGAINI, C., BUNTING, T., EL-AMAN., A., LAAKE, A., 2010. Land Seismic Techiques for High-Quality Data p 31
- BARKA, A.A., REILINGER, R., ŞAROĞLU, F. AND ŞENGÖR A.M.C., 1995. The Isparta Angle: Its Importance in the Neotectonics of the Eastern Mediterranean Region. IESCA Proceedings, 13-18 p
- BAŞAR H.S., 2007. "Vibrosismik yöntem ve yüksek Güvenirlikli, Ayrımlılıklı Vibrosismik Veri Toplama" Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı. 13 Sayfa
- BAŞEL E.D.K., 2010. Türkiye Jeotermal Potansiyelinin Araştırılması. Doktora Tezi. İstanbul Teknik Üniversitesi, Türkiye s 26
- BEATEN G.J.M., 1989, Theoretical and practical aspects of the Vibroseis method p 10-12
- BOZKURT E., PARK RG. 1994. Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. Journal of the Geological Society, London 151: 213-216.
- BRINKMANN, R., 1966. Geotektonische Gliederung von West Anatolien M.T.A. Dergisi, 66, 61 - 74 p

- CANDAN, O., 1992 Menderes Masifi/Demirci-Gördes Asması'nda Kula-Yeşilyurt kasabaları arasında kalan bölgenin jeolojisi, petrografisi ve metamorfizma evrimi D.E.Ü. Rektörlüğü 0.908.90.05.02 nolu proje;11295 s 55
- CANDAN, O., DORA, O. Ö., OBERHANSKI, R., ÇETİNKAPLAN, M., PARTZSCH, J.H., WARKUS, F.C. AND DURR, S. 2001. Pan-African high-pressure metamorphism in the Precambrian basement of the Menderes Massif, Western Anatolia, Turkey. *Int.J.EarthSci.*, 89, 793-811.
- CANER, G., 2010 yansımali sismikte vibro atış düzeninin ve saha parametrelerinin sismik çözünürlüğe etkisi
- CANİK B., ÇELİK M., ARIGÜN Z., 2000 Jeotermal enerji, A.Ü.F.F. Döner sermaye işletmesi yayınları No: 59, sayfa 8
- COLLINS A.S., ROBERTSON A.H.F., 1997. Processes of Late Cretaceous to Late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey p 48
- CORDSEN A., GALBRAITH M., PEIRCE J. 2000 Planning Land 3-D Seismic Surveys p 31
- ÇİFÇİ, G., PAMUKÇU, O., ÇORUH, C., ÇOPUR, S., SÖZBİLİR, H., 2011. Shallow and deep structure of a supradetachment basin based on geological, conventional deep seismic reflection sections and gravity data in the Büyük Menderes Graben, western Anatolia. *Surveys in Geophysics* 32, 271-290.
- DEWEY, J.F., 1988. The Extensional collapse of orogens: Tectonics, 7, 1123-1139.
- DOĞDU, N 2006. Büyük Menderes Grabeni'nde Jeotermal Enerji Arama Çalışmaları, TMMOB
- DORA, O.Ö., 1975. Menderes Masifinde alkali feldispatların yapısal durumları ve bunların petrojenetik yorumlarla kullanılması : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18, 111-126.
- DPT, 1996. Madencilik Özel İhtisas Komisyonu Endüstriyel Hammaddeler Alt Komisyonu, Jeotermal Enerji Çalışma Grubu Raporu. T.C. Başbakanlık Devlet Planlama Teşkilatı Müsteşarlığı Yayın No: Dpt:2441.

- DUR, F. 2005. The Usage of Stochastic and Multicriteria Decision-Aid Methods Evaluating Geothermal Energy Exploitation Projects, the Graduate School of Engineering and Science of Izmir Institute of Technology, Master Thesis, İzmir.
- ERTAŞ İ., Denel Fizik Dersleri Cilt I , Ege Üniversitesi Yayınları 2000
- ERVACI, B., 2006. Büyük menderes graben içindeki aktif fayların jeolojisi ve paleosismolsitesi, Ankara Üniversitesi Jeofizik Anabilim Dalı Yüksek Lisans Tezi Sayfa 9-23
- GABRIELA M. SUAREZ AND ROBERT R. STEWART., 2008. Seismic source comparison for compressional and convertedwave generation at Spring Coulee, Alberta. Part I: Heavy vibroseis-dynamite comparison p 19-20
- GEKA, 2009 TR32 Düzey 2 Bölgesi (Aydın, Denizli, Muğla) Jeotermal Kaynakları ve Jeotermal Enerji Santralleri Araştırma Raporu Sayfa 7-12
- GÜRELİ, O. 2007. Vibrosismik Notları, ARAR A.Ş.
- GÜRELİ, O. 2008. Sismik Yansıma Yöntemi ile 2B-3B Veri Toplama Teknikleri, Veri İşlem ve Spektral Analiz, North African Geophysical Exploration Company, Libya Kurs Notları
- GÜRELİ, O., 2013. Sismik Yansıma Yönteminde Vibrosismik ve Uygulamaları JFMO İstanbul Şubesi Kurs Notları
- GÜRELİ, O., SEFUNÇ A., BAŞAR H.S., AKDENİZ A., KAYIRAN T., 2000 “Variation Of Amplitude With Sweep Parameters” TURKIOG
- GÜRER, O.F. 2007. Ortaklar-Germencik Yöresinin Neotektonik İncelemesi, Tübitak Projesi, Proje kodu: 105Y059, Kocaeli. Sayfa 23
- HİLAL, P.P. Germencik-İncirliova (Aydın) Çevresindeki Jeotermal alanların Hidrojeolojik ve Hidrojeokimyasal İncelenmesi 2012 5-8p
- İŞİK, V, TEKELİ, O. 1997. Late orogenic crustal extension in the northern Menderes Massif (western Turkey): evidences for metamorphic core complex formation. Int. J. Earth Sci., DOI 10.1007/s005310000105.
- İÇERLER A., BİLGİN R., ÇİRKİN B., KARAMAN H., KIYAK A., KARAHAN Ç., 2011. Menderes Grabeninde Jeofizik – Rezistivite Yöntemiyle Jeotermal Enerji Aramaları., Uluslararası Jeotermal Enerji Çalıştayı

- İNCE, U. 2005. A Case Study of Material Testing For Corrosion In Low Temperature Geothermal Systems, the Graduate School of Engineering and Science of Izmir Institute of Technology, Master Thesis, İzmir.
- KARAHAN, Ç., 2009, Aydın Çiftlik Aç-1 sıcak su sondajı kuyu bitirme raporu MTA derleme No: 11183
- KKUN N., CANDAN, O., DORA, O.Ö., 1988. Kiraz-Birgi yöresinde (Ödemiş-Menderes Masifi) metavolkanitlerinin (leptitlerin) varlığı: Türkiye Jeol, Kur, Bült, 32, 21-35.
- KUN, N., CANDAN, O., 1987. B. Menderes Masifi'ndeki erken paleozoik yaşlı bazik damar kayaları, H.Ü, Yer Bil Dergi. c, 14.
- KÜÇÜK, Z. 2006. İki boyutlu ve üç boyutlu sismik veri toplama ve test atışlarının önemi, Trabzon, 11 p.
- KÜLEKÇİ, Ö. C. "Yenilenebilir enerji kaynakları arasında jeotermal enerjinin yeri ve Türkiye açısından önemi." Ankara Üniversitesi Çevre Bilimleri Dergisi 1.2 2009: 083-091.
- LARRY B. 2014, Theory, Wave Propagation in Layered Media, Data Acquisition, Processing, Interpretation, (<http://web.ics.purdue.edu/~braile/sage/ShortCourseNotes.6.A.Vibroseis.pdf>)
- LE PICHON, X. AND ANGELIER, J. 1979. The Aegean arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. Tectonophysics, 60, 1- 42.
- MCKENZIE, D.P. 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean Sea and its surrounding regions. Geophys. J. R. Astr. Soc., 55, 217-254.
- MTA 2009., İl İl Türkiye'nin yeraltı kaynakları MTA Genel Müdürlüğü, Türkiye Jeotermal Envanteri, Ankara,
- OBERHASLI, R., CANDAN, O., WILKE, F., 2010 Geochronological Evidence of Pan-African Eclogites from the Central Menderes Massif, Turkey
- ÖZGÜR, Ö., 1984, Aydın-Germencik-Ortaklar dolayında genç tektoniğe bağlı jeomorfolojik gelişme Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Petrol ve Jeotermal Enerji Dairesi, Ankara.

- RING, U., JOHNSON, C., HETZEL, R. AND GRESSR, K. 2003. Tectonic denutaion of a Late Cretaceous- Tertiary collisionalbelt: regionally symmtric cooling patterns and their relation extensional faults in the Anatolide belt of extensional faults in the Anatolide belt of western Turkey. Geol. Mag., 140, 421-441.
- SAKALLIOĞLU Y., 1992 “Vibrosismik Tekniğinde Sweep Sinyali Seçimi” Ankara Üniversitesi Jeofizik Anabilim Dalı Yüksek Lisanas Tezi, Sayfa 7
- SAKALLIOĞLU Y., 1995 “İki ve Üç Boyutlu Sismik Program Dizaynı ve Saha Kayıt Parametrelerinin Seçimi” TPAO Arama Grubu Sayfa 62
- SAKALLIOĞLU Y., GÜRELİ O., BAŞAR H.S., 2012 Vibrosismik Sayfa 154-160
- SATMAN, A., 2007. Türkiye’nin jeotermal enerji potansiyeli. - Jeotermal Enerji Semineri, 157-172, Ankara
- SEFUNÇ A., 2006. Sismik programların önerilmesi ve parametre tahmini Türkiye Petrol Jeologları Dernegi Bülteni Cilt 18, Sayı 1, Sayfa 39-58
- SERCEL VE-464 Traning course manual, 2013 “Mechanical” 3-6 p.
- SERCEL VE-464 Traning course manual, 2013 “Vibroseis Operations” 2-4 p.
- SEYİTOĞLU, G. AND SCOTT, B. 1992. The age of the Büyük Menderes Graben(west Turkey) and its tectonic implications. Geol. Mag. 129, 239-242.
- SEYİTOĞLU, G. AND SCOTT, B.C. 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. Geological Magazine,128, 155-176.
- SEYİTOĞLU, G., IŞIK, V. VE ÇİMEN, O. 2004. Complete tertiary exhumation history of the Menderes Massif, Western Turkey: an alternative working hypothesis, 10.1111/j.1365-3121.
- SHERIFF, R.E., 1990, “Encyclopedic dictionary of exploration geophysics” Society of Exploration Geophysicists.
- SÜMER, Ö., İNCİ, U., SÖZBİLİR., H., 2012, Tectonic evolution of the Söke Basin Extension-dominated transtensional basin formation in western part of the Büyük Menderes Graben, Western Anatolia, Turkey
- ŞAHİN, A., 2011, Sıraseki (Adana) sahasında sismik yansıma yöntemi ile hidrokarbon araştırılmasında sismik veri toplama ve parametre seçimi, Yüksek Lisans Tezi, Çukurva Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü 2-4p

- ŞENGÖR, A.M.C. 1979. The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic Significance. J. Geol. Soc., London, 136; 269–282.
- ŞENGÖR, A.M.C. AND YILMAZ, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey : a plate tectonic approach. Tectonophysics, p 50.
- ŞENGÖR, A.M.C., BURKE, K.C.A. AND DEWEY, J.F., 1978. Rifts at high angles to orogenic belts: tests for their origin and the Upper Rhine Graben as an example: Amer. Jour. Sci., 278, 24-40.
- ŞİMŞEK, Ş., UYGUR, N., ÖZBAYRAK G.H., ÇOŞKUN, B., DİKMENOĞLU,T., ARAS, A., 1980. Aydın (Germencik-Söke) alanının jeotermal enerji olanakları Tübitak IV. Bilim Kongresi Kuşadası S 55
- TEKİN, F., ve HAFIZOĞLU, E., 2000 Batı Anadolu'daki önemli fay zonları ve depremselliği, www.bayar.edu.tr/somamyo/dergi/docs/dergi/sayi1/O204S11.pdf
- US, ERSİN A. 1993, Sismik Yöntemler ve Yorumlamaya Giriş, Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları No:2, Ankara.
- VERGE, N.J. 1993. The exhumation of the Menderes Massif metamorphic core complex of western Anatolia. Terra Abstracts 5, 249.
- YILDIRIM, T., 1983, Çubukdağı civarının (Büyük Menderes Grabeni) morfotektonik yorumu: Jeomorfoloji Derg., 11, 69-79,
- YILDIZ A., 2014, 3. Uluslararası Yenilenebilir Enerji Sistemleri Kış Okulu- Jeotermal Enerji Kaynakları Sayfa 7

ÖZGEÇMİŞ

05/05/1987 yılında Adana’da doğdu. 2005 yılında girdiği Dokuz Eylül Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümünden 2011 yılında lisans derecesini aldı. 2012 yılında Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda yüksek lisans eğitimine başladı. Yüksek lisans eğitimi sırasında 2013 Nisan ayında çalışmaya başladığı Petroleum Geophysical Services şirketinde Jeofizik mühendisi olarak, 2015 Nisan ayına kadar çalıştı. Mayıs 2015 tarihinden itibaren Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri Fakültesi ile Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı'nın ortaklaşa gerçekleştirdiği Gaz Hidrat AR-GE projesinde, Jeofizik Mühendisi olarak çalışmaya devam etmektedir.

Çalıştığı projeler ve görevleri;

2B Sismik Veri Toplama Çalışması, Karadeniz Ereğli, Akçakoca, 2015
DEÜ - K. Piri Reis Araştırma Gemisi - Veri Toplama Kalite-Kontrol Uzmanı

2B Sismik Veri Toplama Çalışması, Samsun, Bafra, 2015
DEÜ - K. Piri Reis Araştırma Gemisi - ALERT Project - Veri Toplama Kalite-Kontrol Uzmanı

2B Sismik Veri Toplama Çalışması, Aydın, 2014
PG-Serv, Veri Toplama Kalite-Kontrol Uzmanı

2B Sismik Veri Toplama Çalışması, İzmir - Dikili, 2014
PG-Serv, Veri Toplama Kalite-Kontrol Uzmanı

3B Sismik Veri Toplama Çalışması, Adıyaman - Kahta, 2013
PG-Serv, Saha Mühendisi

2B Sismik Veri Toplama Çalışması, Adıyaman - Kahta, 2013
PG-Serv, Saha Mühendisi