

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

**HEYELAN GEOMETRİSİNİN JEOFİZİK YÖNTEMLERLE
BELİRLENMESİ**

Burak ÇATLIOĞLU

**Danışman
Yrd. Doç. Dr. Osman UYANIK**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
ISPARTA - 2015**

© 2015 [Burak ÇATLIOĞLU]

TEZ ONAYI

Burak ÇATLIOĞLU tarafından hazırlanan "**Heyelan Geometrisinin Jeofizik Yöntemlerle Belirlenmesi**" adlı tez çalışması aşağıdaki jüri üyeleri önünde Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü **Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**'nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak başarı ile savunulmuştur.

Danışman

Yrd. Doç. Dr. Osman UYANIK
Süleyman Demirel Üniversitesi



Jüri Üyesi

Doç. Dr. Ferhat ÖZÇEP
İstanbul Üniversitesi



Jüri Üyesi

Yrd. Doç. Dr. Sedat YILMAZ
Süleyman Demirel Üniversitesi



Enstitü Müdürü

Prof. Dr. Ahmet ŞAHİNER

TAAHHÜTNAME

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

Burak ÇATLIOĞLU



İÇİNDEKİLER

	Sayfa
İÇİNDEKİLER.....	i
ÖZET	iii
ABSTRACT	iv
TEŞEKKÜR.....	v
ŞEKİLLER DİZİNİ	vi
ÇİZELGELER DİZİNİ	ix
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ.....	x
1. GİRİŞ.....	1
2. KAYNAK ÖZETLERİ	5
3. MATERYAL VE YÖNTEM	12
3.1. Materyal	12
3.1.1. Heyelan bölümleri.....	12
3.1.2. Heyelan türleri.....	15
3.1.2.1. Düşme.....	15
3.1.2.2. Devrilme	16
3.1.2.3. Akma	16
3.1.2.4. Kayma.....	17
3.1.2.5. Yanal yayılma	19
3.1.2.6. Karmaşık hareketler	19
3.1.3. Heyelanı tetikleyen faktörler	20
3.1.4. Türkiye ve dünyada meydana gelen önemli heyelanlar ve çevresel etkileri.....	23
3.2. Yöntem.....	30
3.2.1. Heyelan araştırmalarında kullanılan jeofizik yöntemler	31
3.2.1.1. Sismik kırılma yöntemi.....	31
3.2.1.2. Yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (Masw) yöntemi	38
3.2.1.3. Elektrik öz direnç yöntemi	46
3.2.2. Zemin mekaniği deneyleri	52
3.2.2.1. Elek analizi	54
3.2.2.2. Atterberg (Kıvam) limitleri deneyi	57
3.2.2.2.1. Likit limit deneyi.....	58
3.2.2.2.2. Plastik limit deneyi.....	59
4. ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA.....	60
4.1. Çalışma Alanına Ait Bilgiler	60
4.1.1. Lokasyon haritası.....	60
4.1.2. Jeoloji	60
4.1.2.1. Söbüdağı formasyonu	61
4.1.2.2. Senirce formasyonu.....	62
4.1.2.3. Kayıköy formasyonu	62
4.1.2.4. Gölcük formasyonu	63
4.1.2.5. Alüvyon ve birikinti konisi.....	64
4.1.3. Yağış durumu.....	66
4.2. Jeofizik Çalışmaların Değerlendirilmesi	66
4.2.1. Elektrik öz direnç verilerinin değerlendirilmesi	66
4.2.2. Sismik kırılma verilerinin değerlendirilmesi	70
4.2.3. Yüzey dalgası (Masw) verilerinin değerlendirilmesi	78

4.3. Sondajların ve Zemin Mekaniği Deneylerinin Değerlendirilmesi.....	82
4.4. Jeoteknik Değerlendirme.....	86
5. SONUÇ VE ÖNERİLER.....	92
KAYNAKLAR.....	94
ÖZGEÇMİŞ.....	101

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

HEYELAN GEOMETRİSİNİN JEOFİZİK YÖNTEMLERLE BELİRLENMESİ

Burak ÇATLIOĞLU

**Süleyman Demirel Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Osman UYANIK

Bu çalışma, Süleyman Demirel Üniversitesi Batı Yerleşkesi alanı içerisinde eğimli ve heyelan potansiyeli olan bir alanda uygulanmıştır. Çalışmanın amacı jeofizik yöntemler kullanarak heyelan geometrisini belirlemek ve heyelan kütlelerinin mekanik ve dinamik özelliklerini ortaya koymaktır. Bunun için öncelikle çalışma alanının jeolojisi ve yağış potansiyeli hakkında bilgi toplanmıştır. Çalışma alanı içerisinde jeofizik profillerine yakın bir noktada yapılan sondaj çalışmaları, bu çalışmalardan alınan örselenmiş numunelerin zemin mekaniği deney sonuçları temin edilmiştir. Heyelan geometrisini belirlemek için jeofizik yöntemlerden, çok atışlı sismik kırılma, elektrik öz direnç tomografi ve 2B yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (Masw) yöntemleri uygulanmıştır. Bu çalışma ile literatürde ilk kez 2B MASW yöntemi heyelan geometrisini belirlemek amacı ile yapılmış ve diğer jeofizik yöntemlerle karşılaştırılmıştır. Tüm veriler ışığında bütünlüklük bir sonuca ulaşmak için jeofizik yöntemler ile bölgenin kayma potansiyeli hakkında değerlendirilmeler ve önerilerde bulunulmuştur.

Anahtar Kelimeler: elektrik öz direnç, sismik kırılma, 2B Masw, heyelan geometrisi

2015, 102 sayfa

ABSTRACT

M.Sc. Thesis

DETERMINATION OF LANDSLIDE GEOMETRY BY GEOPHYSICAL METHODS

Burak ÇATLIOĞLU

**Süleyman Demirel University
Graduate School of Applied and Natural Sciences
Department of Geophysics Engineering**

Supervisor: Asst. Prof. Dr. Osman UYANIK

This study had been made in the Süleyman Demirel University West campus, a curved area which has a potential of landslide. The purpose of the study is determined of the landslide geometry with geophysical methods and produced the mechanic and dynamic properties of landslide mass. Therefore, firstly, information has been gathered about the geology and precipitation potential of region. In addition to, drilling studies which are near the geophysical profiles in the region and soil mechanics experiment results of bruised samples have been provided. To determine the landslide geometry, multi shot seismic refraction, electrical resistivity tomography and 2D surface waves analysis (MASW) methods have been used. With this study 2D MASW method firstly is used to determine landslide geometry and compared with other geophysical methods. For a integrated result, all the datas of geophysical methods have been used for estimations and suggestions about the landslide potential of the region.

Keywords: electrical resistivity, seismic refraction, 2D Masw, landslide geometry

2015, 102 pages

TEŞEKKÜR

Tez çalışmam boyunca bilgi ve deneyimlerini benimle paylaşan, gerekli çalışma ortamını sağlayan, lisans yıllarımdan itibaren, jeoteknik bilimine ilgimin artmasına öncü olan danışman hocam Yrd. Doç. Dr. Osman UYANIK' a teşekkür eder, akademik çalışmalarında başarılar dilerim.

Arazi çalışmalarımın organizasyonunda destek veren hocalarım Dr. Ziya ÖNCÜ, Jeofizik Yük. Müh. Olcay ÇAKMAK ve Dr. Çağlayan BALKAYA' ya teşekkür eder, akademik çalışmalarında başarılar dilerim.

Jeofizik çalışmalarına ek olarak kullandığım jeolojik bilgileri benimle paylaşan Jeoloji Mühendisi İdris GÜRDAL' a ve arazi ekipmanı takviyesinde bulunan Jeofizik Mühendisi Hızır YILMAZ' a teşekkür eder, çalışmalarında başarılar dilerim.

3411-YL1-13 No'lu Proje ile tezimi maddi olarak destekleyen Süleyman Demirel Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yönetim Birimi Başkanlığı'na teşekkür ederim.

Uzun soluklu bir çalışma süresinde her zaman ve her şartta destek olan aileme teşekkür ederim.

Burak ÇATLIOĞLU
ISPARTA, 2015

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 1.1. Yeraltının yapısal durumunun ortaya çıkarılmasında sismik ve sondaj çalışmalarının karşılaştırılması.....	2
Şekil 1.2. İnceleme alanında gözlenen çatlaklar ve hasarlar	4
Şekil 3.1. Tipik bir heyelanın bölümleri.....	12
Şekil 3.2. Heyelan kesitinin blok diyagram olarak gösterimi	14
Şekil 3.3. Düşme hareketi	16
Şekil 3.4. Devrilme hareketi.....	16
Şekil 3.5. Bazı Akma Türleri (Moloz Akması (solda), Zemin Akması (ortada), Çığ Akması (sağda)	17
Şekil 3.6. Dairesel kayma hareketi	18
Şekil 3.7. Zeminde düzlemsel kayma (solda), kayada düzlemsel kayma (sağda)	18
Şekil 3.8. Yanal yayılma	19
Şekil 3.9. Kompleks bir heyelan kesiti.....	19
Şekil 3.10. Doğal bir yamacın duraylılığına etki eden kuvvetler	20
Şekil 3.11. Şev ve yamaç topuklarının sular tarafından oyulması ve şev yenilmesi	21
Şekil 3.12. Kontrolsüz kazılarının şev dengesini bozması ve şev yenilmesi.	22
Şekil 3.13. Yağışların şev duraylılığına etkisi.....	23
Şekil 3.14. Ülkemizde heyelanda artışın gösterimi	29
Şekil 3.15. Türkiye heyelan potansiyeli haritası.....	29
Şekil 3.16. Heyelan geometrisinin tespiti için jeofizik çalışmaların akışı.....	30
Şekil 3.17. Sismik dalganın yer içindeki yayılımı ve zaman-uzaklık grafiği..	32
Şekil 3.18. P dalgasının yayılım doğrultusu ve partikül hareketi	32
Şekil 3.19. S dalgasının yayılım doğrultusu ve partikül hareketi	33
Şekil 3.20. Kırılan dalganın yayılım geometrisi	34
Şekil 3.21. Kırılan ve kritik açıyla kırılan sismik dalganın ışın geometrisi ...	35
Şekil 3.22. Sismik dalganın yer içinde izlediği yol	36
Şekil 3.23. Doğrudan, yansıyan ve kırılarak gelen dalgaların uzaklık-zaman grafiği	37
Şekil 3.24. Çalışma alanında uygulanan çok atışlı sismik kırılma yönteminin şematik gösterimi	38
Şekil 3.25. Love dalgalarının oluşumu.....	39
Şekil 3.26. Love dalgasının yayılım doğrultusu ve partikül hareketi.....	40
Şekil 3.27. Rayleigh dalgasının oluşması	40
Şekil 3.28. Rayleigh dalgasının yayılımı ve partikül hareketi	40
Şekil 3.29. Homojen, yarı sonsuz ortamda sismik dalgaların poisson oranına bağlı olarak karşılaştırılması	41
Şekil 3.30. a) Normal dispersiyon b) Ters dispersiyon.....	42
Şekil 3.31. Yüzey dalgalarının grup ve faz hızı	42
Şekil 3.32. Dalga boyu	43
Şekil 3.33. Dalga periyodu.....	43
Şekil 3.34. Arazide uygulanan masw ölçüm sistemi	44
Şekil 3.35. a) 1B masw ölçüm ters çözüm akışı b) 2B masw ölçüm ters çözüm akışı	45
Şekil 3.36. Arazi ölçü sistemi.....	47

Şekil 3.37. Akım ve potansiyel elektrotları arasındaki uzaklıklar	48
Şekil 3.38. Çok elektrotlu cihaz ile Wenner-Schulumberger elektrot diziliminin uygulanması	50
Şekil 3.39. Sırasıyla 1B, 2B ve 3B öz direnç modelleri	51
Şekil 3.40. Platisite abağı	54
Şekil 3.41. Elek dizisi	55
Şekil 3.42. Dane boyutu dağılım eğrisi	56
Şekil 3.43. Atterberg (kıvam) limitlerinin su muhtevasına bağlı olarak değişimi	58
Şekil 3.44. Casagrande aleti	58
Şekil 3.45. Likit limitin belirlenmesi	59
Şekil 3.46. Platisite deney aletleri	59
Şekil 4.1. Çalışma alanının lokasyon haritası	60
Şekil 4.2. Çalışma alanının jeoloji haritası	61
Şekil 4.3. Isparta ili ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti	65
Şekil 4.4. Çok elektrotlu öz direnç tomografi çalışmasının birinci profiline ait iki boyutlu yeraltı modeli	67
Şekil 4.5. Çok elektrotlu öz direnç tomografi çalışmasının ikinci profiline ait iki boyutlu yeraltı modeli	68
Şekil 4.6. Çok elektrotlu öz direnç tomografi çalışmasının üçüncü profiline ait iki boyutlu yeraltı modeli	68
Şekil 4.7. Çok elektrotlu öz direnç tomografi çalışmasının dördüncü profiline ait iki boyutlu yeraltı modeli	69
Şekil 4.8. Çok elektrotlu öz direnç tomografi çalışmasının beşinci profiline ait iki boyutlu yeraltı modeli	69
Şekil 4.9. Çok elektrotlu öz direnç tomografi çalışmasının altıncı profiline ait iki boyutlu yeraltı modeli	70
Şekil 4.10. Sismik kırılma tomografi ölçümü birinci profil P dalga hızı yol-zaman grafiği ve yeraltı modeli	72
Şekil 4.11. Sismik kırılma tomografi ölçümü birinci profil S dalga hızı yol-zaman grafiği ve yeraltı modeli	73
Şekil 4.12. Sismik kırılma tomografi ölçümü ikinci profil P dalga hızı yol-zaman grafiği ve yeraltı modeli	74
Şekil 4.13. Sismik kırılma tomografi ölçümü ikinci profil S dalga hızı yol-zaman grafiği ve yeraltı modeli	75
Şekil 4.14. Sismik kırılma tomografi ölçümü üçüncü profil P dalga hızı yol-zaman grafiği ve yeraltı modeli	76
Şekil 4.15. Sismik kırılma tomografi ölçümü üçüncü profil S dalga hızı yol-zaman grafiği ve yeraltı modeli	77
Şekil 4.16. 2B Masw çalışması ile elde edilen birinci profil S dalgası yeraltı kesiti	79
Şekil 4.17. 2B Masw çalışması ile elde edilen ikinci profil S dalgası yeraltı kesiti	80
Şekil 4.18. 2B Masw çalışması ile elde edilen üçüncü profil S dalgası yeraltı kesiti	81
Şekil 4.19. Sondaj logları ve jeolojik birimlerin açıklamaları	82
Şekil 4.20. SK-1 kuyusu üç metre derinlik için dane çapı dağılım eğrisi	83
Şekil 4.21. SK-1 kuyusu üç metre derinlik için atterberg limitleri grafiği	84
Şekil 4.22. SK-2 kuyusu dörtbuçuk metre derinlik için dane çapı dağılım	

eğrisi.....	85
Şekil 4.23. SK-2 kuyusu dörtbuçuk metre derinlik için atterberg limitleri grafığı.....	86
Şekil 4.24. Çok elektrotlu öz direnç tomografi çalışmaları ile heyelan geometrisinin yorumlanması	89
Şekil 4.25. Sismik kırılma tomografi çalışmaları ile heyelan geometrisinin yorumlanması	90
Şekil 4.26. 2B Masw yeraltı modelleri ile heyelan geometrisinin yorumlanması.....	91

ÇİZELGELER DİZİNİ

	Sayfa
Çizelge 3.1. Heyelan türlerinin sınıflaması	15
Çizelge 3.2. Dane çapı ve plastisite özelliğine göre zemin sınıflaması	52
Çizelge 3.2. Dane çapı ve plastisite özelliğine göre zemin sınıflaması (Devam)	53
Çizelge 4.1. Isparta ili yağış verileri.....	66
Çizelge 4.2. Zemin mekaniği deney sonuçları.....	83
Çizelge 4.3. SK-1 kuyusu üç metre derinlik için elek analizi sonucu	84
Çizelge 4.4. SK-1 kuyusu üç metre derinlik için atterberg limitleri deney sonuçları	84
Çizelge 4.5. SK-2 kuyusu dörtbuçuk metre derinlik için elek analizi sonucu	85
Çizelge 4.6. SK-2 kuyusu dörtbuçuk metre derinlik için atterberg limitleri deney sonuçları.....	86

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

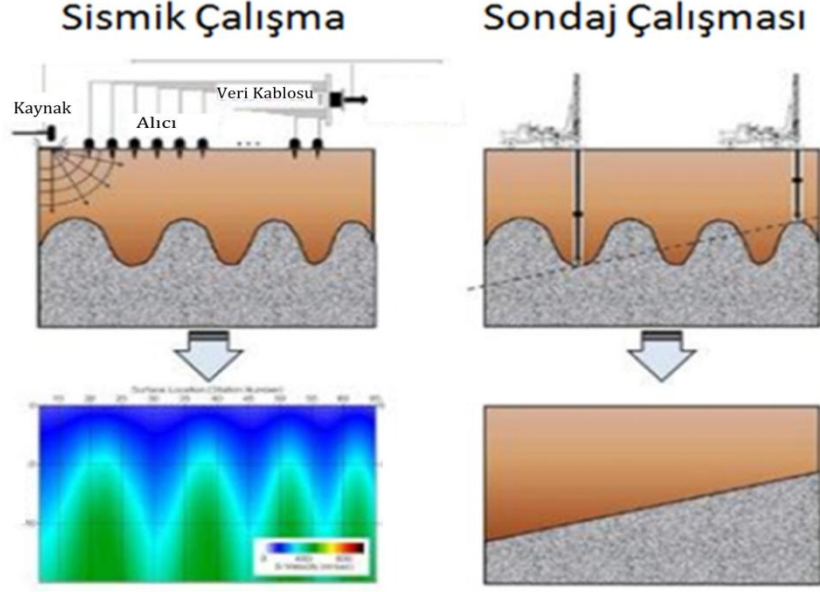
c	Dalganın faz hızı
E	Elastisite modülü
E1	Elektrik alan
f	Frekans
h	Yükseklik
Hz	Hertz
I	Akım
	Kritik açı
	Dalganın geliş açısı
J	Akım yoğunluğu
K	Geometrik faktör
k	Dalga sayısı
LL	Likit limit
PL	Plastik limit
PI	Plastisite indisi
Rp	Dalganın kırılma açısı
SK	Sondaj kuyusu
SH	S dalgasının yatay bileşeni
SV	S dalgasının düşey bileşeni
t	Zaman
T	Periyot
VSP	Düşey sismik profil
Vp	P (boyuna) dalga hızı
Vs	S (kayma) dalga hızı
Vr	Rayleigh dalga hızı
Z	Derinlik
W	Su muhtevası
X	Uzaklık
μ	Sıkışmazlık (bulk) modülü
ω	Açısal frekans
σ	Poisson oranı
ρ	Özdirenç
λ	Lame Sabiti, Dalga Boyu
ΔV	Ölçülen potansiyel fark

1. GİRİŞ

Zeminlerin, kayaların veya bozuşmuş kayaların doğal ya da yapay sebeplerle tetiklenerek eğim yönünde hareket etmesine “heyelan” denilmektedir. Heyelan araştırmaları, kaymayı tetikleyici birçok etmen olduğu için zemin araştırmalarından, eğim durumuna ve iklim özelliklerine kadar detaylı bir çalışma gerektirmektedir. Heyelanlar meydana gelmeden önce birtakım küçük hareketlerle haber verir. Bu gelişmeler takip edilmeli, kısa sürede bölge incelenmeli ve önlemler alınmalıdır. Bu alanların risk durumunu belirlemek için zeminin gevşek ve sıkı zonları, su içeriği belirlenmeli bunlara ek olarak yağış durumu ve eğim hakkında bilgi edinilmelidir.

Heyelanlar yapısı itibariyle kayma yüzeyinin ve derinliğinin, hareket türünün, yer altı suyu seviyesinin, zemin türünün ve dinamik parametrelerinin belirlenmesi nedeniyle kompleks bir jeoteknik problemdir. Geniş bir mühendislikler (Jeofizik, Jeoloji, Jeoteknik) arası bilgi birikimine ihtiyaç duyulmasının yanı sıra heyelan problemin çözümünde en yaygın uygulanan yöntemler jeofizik yöntemlerdir.

Heyelan araştırmalarında en büyük sorun kayma yüzeyinin sınırlarının ve derinliğinin belirlenmesidir. Kayma yüzeyinin belirlenmesi için yüksek çözünürlükte çalışmalar yapılması şarttır. Jeofizik çalışmalarla sık aralıklarda veri toplanarak eğimli, kıvrımlı zonlar rahatlıkla belirlenebilir. Sondaj çalışmaları ise sadece zeminin türü hakkında bilgi verir. Birkaç sondajla yapının konumu ve devamlılığının belirlenmesi çok zor ve maliyetlidir (Şekil 1.1). Jeofizik çalışmalar yeraltını tariflerken hızlı ve ekonomik çözümlerde üretir.



Şekil 1.1. Yeraltının yapısal durumunun ortaya çıkarılmasında sismik ve sondaj çalışmalarının karşılaştırılması (www.masw.com)

Jeofizik yöntemlerden elektrik öz direnç ve sismik yöntemler heyelan problemlerinin çözümünde yeraltının kesitini çıkararak kayma sınırını net bir şekilde tespit edebilir (Arndt vd., 2000, Gürbüz vd., 2005; Kılıç, 2006, Otto ve Sass, 2006, Yılmaz vd., 2007; Jongmans ve Garambois, 2007; Uyanık ve Türker, 2007; Göktürkler vd., 2008; Sass vd., 2008; Al – Saigh ve Al-Dabbagh 2010; Colangelo ve Perrone, 2012; Ravindran ve Ramanujam, 2012; Ristic vd., 2012). Kayma yüzeyinin derinliğini ve sınırını belirlemek, olası bir heyelanı önlemek için gerekli ilk adımdır. Jeofizik yöntemlerden elektrik öz direnç ve sismik yöntemlerle bu sınırlar belirlenir ve yapılacak iyileştirme çalışmalarına yön verir.

Ülkemizde depremde sonra en çok yaşanan doğal afet heyelanlardır. Ülkemizde ve dünya da meydana gelen heyelan olaylarını ve çevresel etkilerini incelediğimizde durumun ne derece önem taşıdığı görülmektedir. Can kayıpları, verimli toprak kayıpları ve maddi kayıplar meydana gelmeden önce heyelan incelemeleri yapılmalıdır. Ülke ekonomisi açısından da heyelan alanlarının önceden tespit edilesi önem arz etmektedir. Bu nedenlerden dolayı, doğal afetlerden heyelanlar, sebep olduğu maddi ve manevi zararlar nedeniyle en az

depremler kadar dikkate alınmalıdır. Depremlerin önceden kestirilmesi şuan için mümkün olmasa da heyelanlar meydana gelmeden önce yüzeyde beliren gerilme çatlakları ile haber verir. Bu nedenle risk taşıyan bölgelerin incelenmesi ve heyelanların zarar vermeden önlenmesi gereklidir. Ülkemizde birçok heyelan meydana gelmiş, 1950-2005 yılları arasında 12794 heyelan olmuştur (Gökçe vd., 2006). Heyelanların dünyadaki örnekleri incelendiğinde ise konunun ne derece önemli olduğu ve önlem alınmasının gerekliliği ispatlanmıştır.

Ani ve sürpriz nitelikli hiçbir yamaç hareketi yoktur. En hızlı heyelanlar dahi öncesinden işaret verir. Bütün bunlara rağmen heyelanların acılara neden olması, tehlike işaretlerinin zamanında görülmeşiinden kaynaklanır. Heyelan hareketlerinin; kaya düşmesi, moloz akması, zeminin yanıl yayılması, kama tipi kayma ya da dairesel kayma gibi birkaç türü vardır (Varnes, 1978). Heyelan hareketlerinin türü ve sınırları heyelanı tetikleyecek etmenler devreye girmeden belirlenmesi gerekir.

Çalışmanın amacı, potansiyel bir heyelan sahasında jeofizik yöntemlerden elektrik öz direnç tomografi, sismik kırılma tomografi ve 2B MASW kullanarak muhtemel bir kayma yüzeyi, derinliği ve kayan malzemenin mekanik özelliği tespit edilmiştir. İnceleme alanına ilişkin gerekli önlemler üzerine öneri ve tartışma yapılmıştır.

Jeofizik çalışmalar, batı yerleşkesi içerisinde dış ilişkiler koordinatörlüğünün yanındaki yamaçta yapılmıştır. Bölge yüzeysel olarak incelendiğinde eğim yönündeki betonlardaki çatlaklar ve merdivenlerdeki bozulmalar görülmüştür (Şekil 1.2). Bu alan kayma potansiyeline karşı, jeofizik yöntemlerle detaylı bir şekilde incelenmiştir. Çalışma alanının üniversite yerleşke alanı içerisinde bulunması ve hareket edecek kütlenin doğrultusunun öğrenci yurduna doğru olması bölgenin ve çalışmanın önemini arttırmaktadır. Tez çalışması sonucu heyelan riski yüksek bulunması durumunda ciddi bir kayıp oluşmadan tedbirinin alınması sağlanmış olacaktır.



Şekil 1.2. İnceleme alanında gözlenen çatlaklar ve hasarlar

Tez çalışmasında, sismik kırılma yöntemi ile belirleyemeyeceğimiz yüksek hızlı tabakanın altındaki düşük hızlı tabakaların varlığının Masw yöntemi ile belirlenmesi hedeflenmiştir. Bu yöntem sıvılaşma çalışmalarında çok sık uygulanan bir yöntem olmasına karşın, 2B Masw yönteminin heyelan araştırmalarında ilk defa kullanılması tez çalışmasının literatüre sağladığı en büyük katkı olacaktır.

2. KAYNAK ÖZETLERİ

Colangelo ve Perrone (2012), İtalya' nın Basilicata bölgesinde heyelan sınırlarını belirlemek amacıyla bir çalışma yapmıştır. Çalışma sahasında 2 profil özdirenç ve 2 adet mekanik sondaj yapılmıştır. Araştırmacı jeofizik kesitler ile sondaj verilerini ilişkilendirmiştir. Özdirenç kesiti ile heyelanın kayma yüzeyi belirlenirken sondaj ile kesitin güvenilirliği sağlanmış ve zeminin türü belirlenmiştir.

Işık vd. (2012), Ankara ili, Etimesgut ilçesinde meydana gelen dairesel kayma türündeki heyelanı incelemek için elektrik özdirenç yöntemini kullanmışlardır. Meydana gelen heyelan 2,5 m yüksekliğindeki istinat duvarını yıkmış, yolun bir bölümünün trafiğe kapanmasına neden olmuştur. Bu alanda yapılan özdirenç ve sondaj çalışmaları ile heyelanın geometrisi belirlenmiştir. 9 adet sondaj yapılmış ve bölgede ilk 7 m' de çakıllı kumlu silt, 7 ile 15 m arasında ise kil kesilmiştir. Yer altı su seviyesi 4,5 m derinliğindedir. Özdirenç çalışmasında yüzeyde bulunan nispeten yüksek özdirence sahip (13-67 Ω m) birim çakıllı kumlu silt olarak, altta düşük özdirence sahip (2,5-5 Ω m) birim kil olarak yorumlanmıştır. Burada kaymaya neden olan etmenler kil ve yüzeyde bulunan sudur.

Özçep vd. (2012), İstanbul ili Büyükçekmece ilçesi Gürpınar mevkiinde, heyelan analizi amacıyla birtakım çalışmalar yapmışlardır. Bu çalışmanın ilk aşaması bölgenin deterministik sismik risk analizinin yapılmasıdır. Büyüklüğü 5 ile 7,6 arasında değişen depremlerin meydana gelme olasılıkları hesaplanmıştır. Heyelan geometrisini belirlemek için sismik kırılma ve masw çalışması yapılmıştır. Jeofizik çalışmalar ile heyelan geometrisi belirlendikten sonra kayan kütle dilim yöntemi ile şev analizi yapılmıştır. Şev analizi için gerekli parametrelerden yoğunluk, kohezyon ve içsel sürtünme açısı değerleri sondajlardan alınan numunelerin laboratuvar deneyleri sonucunda sağlanmıştır. Yapılan şev analizi sonucunda güvenlik katsayısı 0,8-0,9 olarak belirlenmiştir. Şevin güvensiz olmasından dolayı eğimde iyileştirme yapılması önerilmiştir.

Ristic vd. (2012), Belgrad yakınlarında Vince köyünde sığ bir heyelan alanının yapısını belirlemek için elektrik özdirenç ve GPR kullanılmıştır.

Ravindaran ve Ramanujam (2012), Hindistan da heyelan bölgesinin kayma sınırlarını belirlemek amacıyla elektrik özdirenç çalışması yapılmıştır. Özdirenç kesitleri ile yer altı suyu derinliği ve kil ile gnays arasındaki sınır belirlenmiştir. Kayma yüzeyinin de bu sınır olduğu düşünülmektedir.

Schmitt vd. (2011), heyelan alanlarında yüzeysel incelemenin kütlenin temel özelliklerini belirlemede yetersiz kaldığını düşünerek heyelan geometrisini belirlemek için jeofizik yöntemleri kullanmıştır. Çalışma alanında yüksek çözünürlüklü sismik yansıma ölçümleri ve elektrik özdirenç tomografi ölçümleri yapılmıştır. Ayrıca sismik hat üzerinde bir araştırma kuyusu açılarak düşey sismik profili (VSP) çalışması yapılmıştır. Burada VSP çalışması sismik kesitte zamandan derinliğe dönüşüm için yapılmıştır. Sismik yansıma kesiti ile yeraltının yapısal durumu hakkında yorum yapılmış ana kaya derinliği belirlenmiştir. Kayan bölgenin sınırları sismik yansıma ile verilirken, kayan kütlenin iletkenlik durumu elektrik özdirenç çalışması ile verilmiştir. Heyelanların ve süreçlerinin daha iyi anlaşılması için farklı hassasiyetleri olan jeofizik yöntemlerin birlikte kullanılması gerektiği sonucuna varılmıştır.

Sirles vd. (2011), proje çalışması kapsamında Colorado'da bilinen iki heyelan alanı üzerinde çalışmıştır. Bu kayma bölgelerinin halen aktif olduğunu ve jeoteknik iyileştirme yapılması gerektiğini vurgulamıştır. Heyelanın sınırlarını ve kayan kütlenin özelliklerini belirlemek için sismik kırılma ve indiksiyon polarizasyon (IP) yöntemini kullanmıştır. Jeofizik yöntemleri desteklemek amacıyla bazı jeoteknik testler yapılmış ve sondaj kuyularından örnekler alınmıştır. IP ve sismik kırılma yöntemleri ile kayan malzemenin mekanik özelliklerini ortaya koymak amaçlanmıştır. Birinci heyelan bölgesinde, IP ve sismik kırılma çalışmaları yapılmış yeraltının iki boyutlu kesitleri oluşturulmuştur. Bu kesitlerde suya doymun bölge ve kayma sınırı belirlenmiş, yapılan sondajlarla da desteklenmiştir. Kayan malzemenin derinliği yaklaşık 50-60 m'dir. Kütle, heterojen yapıda tortul kayalardan, killi, siltli birimlerden

oluşması, suya doymuş ve ayrışma derecesinin yüksek olmasından dolayı duraylılığı çok az ve kayma direnci çok düşüktür. İkinci heyelan bölgesinde de aynı yöntemler uygulanmıştır. Diğer heyelan alanına göre jeolojik olarak farklı özellikler göstermiştir. Bu bölgede de kaymaya neden olan kütlenin kilaşı olduğu düşünülmüştür. Sonuç olarak araştırmacı bu proje ile jeofizik yöntemlerle heyelan karakterini belirlemeye çalışmış, IP yönteminin kullanılabilirliğini belirlemiştir.

Al - Saigh ve Al - Dabbagh (2010), heyelanın kayma yüzeyinin belirlenmesi amacıyla sadece sismik kırılma çalışması yapılmıştır. Sismik kırılma ile yeraltının katmanları ve bu katmanların boyuna dalga hızları belirlenmiştir. Yer altı kesiti göz önünde bulundurularak muhtemel kayma yüzeyi belirlenmiştir.

Blaha (2009), heyelan araştırmasında yeraltının jeoteknik kesitini çıkarmak için elektrik özdirenç, sismik kırılma ve kuyu jeofiziği yöntemlerini kullanmıştır. Açılan kuyulardan jeolojik birimleri belirlemek amaçlı örnekler alınmıştır. Kuyu içerisinde gamma ray logu, nötron logu ve sonik log uygulanmıştır. Sismik kırılma çalışması ile yeraltının derine doğru hız değişimi belirlenmiştir. Sismik kırılma çalışmalarında düşey hızlı tabaka belirlenemediği için düşük hızlı zonlar kuyu içerisinde yapılan sonik log ile belirlenmiştir. Heyelan alanında yapılan sondaj ile bölgenin derine doğru kil, siltli kil ve kumlu siltli kilaşlarından oluştuğu tespit edilmiştir. Jeofizik ve jeolojik bilgiler ışığında çizilen jeoteknik kesitte yer altı iki boyutlu modellenmiş, iki ana kayma yüzeyi ve bir fay belirlenmiştir.

Eichkitz vd. (2009), Avusturya'da meydana gelen heyelanın iç yapısını aydınlatmak için sismik yansıma yöntemini kullanmıştır. Sismik yansıma ölçümlerinden elde edilen kesitlerle tabaka sınırları, faylar, sediman kalınlığı ve sismik ana kaya derinliği belirlenmiştir. Sismik profillerin birleştirilmesiyle 3 boyutlu yer altı modeli oluşturulmuştur. Ayrıca killi birimleri belirlemek için gamma ray ve özdirenç logu ölçümleri alınmıştır.

Göktürkler vd. (2008), Altındağ (İzmir) heyelanını elektrik ve sismik kırılma tomografi yöntemleri ile incelemişlerdir. Alanda ön çalışma yapılarak jeolojik birimlerin sınırları belirlenmiştir. Daha sonra belirledikleri profiller doğrultusunda jeofizik yöntemleri uygulamışlardır.

Sass vd. (2008), heyelanın iç yapısını belirlemek için jeofizik yöntemlerden elektrik özdirenç ve GPR yöntemlerini kullanmış, zeminin türünü belirlemek için ise mekanik sondaj yapmıştır. Özdirenç kesitlerine göre yüzeyde yüksek özdirençli yapılar görülmektedir. Bunların kireçtaşı blokları oldukları düşünülmektedir. Kayma yüzeyi bu yüksek özdirençli yapının altındaki düşük özdirençli bölgede olduğu tahmin edilmektedir. Bölge incelendiğinde binalarda kaymalardan kaynaklanan çatlaklar gözlenmiştir. Çalışmada jeofizik etütlerin yanı sıra inklinometre ölçümleri de yapılmıştır.

Jongsman ve Garambois (2007), Heyelanın kayma yüzeyinin tespiti için sismik yansıma, elektrik özdirenç ve self-potansiyel yöntemleri kullanılmıştır. Sismik yansıma verilerine uygulanan veri işlem sonrası kayma yüzeyi belirlenmiştir. Özdirenç verileri ile oluşturulan iki boyutlu kesitlerin kesiştirilmesi ile üç boyutlu yer altı modeli oluşturulmuş, kayma yüzeyinin yanal devamlılığı gözlenmiştir. Ayrıca farklı zamanlarda alınan self-potansiyel ölçümlerinin haritalanmasıyla dört boyutlu kesitler oluşturulmuş, zamana bağlı değişimler incelenmiştir.

Uyanık ve Türker (2007), Fethiye ilçesinde bulunan Eşen II HES Şalt ve Santral sahasındaki potansiyel heyelanın özelliklerini belirlemek için elektrik özdirenç, sismik kırılma ve arazi deneyleri yapılmıştır. Sismik kırılma ile heyelanın kayma yüzeyi ve heyelan malzemesinin genişliği belirlenirken elektrik özdirenç çalışması ile suya doymun olan zeminler belirlenmiştir. Sahadaki yanal çatlaklar gözlemsel olarak belirlenmiştir. Arazi deneyleri olarak açılan gözlem çukurlarında vane ve penetrometre deneyleri yapılmış, açılan sondaj kuyularından örnekler alınarak zemine ait fiziksel parametreler belirlenmiştir.

Yılmaz (2007), İstanbul'da bir konut projesinde proje alanı içerisinde kalan potansiyel heyelanın kayma yüzeylerinin tespiti için uzunlukları 150-300 metre arasında değişen 5 hat boyunca sismik yansıma çalışması yapılmıştır. 30 metre derinliğe kadar boyuna dalga hızına bağlı hız-derinlik modeli üretilmiş ve kayma yüzeyleri belirlenmiştir.

Drahor vd. (2006), Aydın ili Söke ilçesinde neojen yaşlı birimlerden oluşan bir yamaçtaki kaymayı incelemişlerdir. 3 adet elektrik öz direnç, 8 adet sondaj çalışması yapılmıştır. Yapılan sondajlarda görüldüğü üzere en üstte dolgu malzemesi hemen altında kil ve en altta kumtaşı bulunmaktadır. Yer altı su seviyesi 1,5 ile 8 metre arasında değişmektedir. Sondaj logları ile öz direnç kesitlerinin ortak değerlendirilmesi sonucu kayma sınırı ve fay belirlenmiştir.

Kılıç (2006), Senirkent heyelanının araştırılması amacıyla elektrik ve sismik kırılma yöntemleri kullanılmıştır. Jeoloji ve orman mühendislerinin yaptığı çalışmaların verilerine de yer verilmiştir. Sismik, elektrik ve jeolojik bilgilerin sonucunda bölgenin jeoteknik kesiti çıkarılıp ana kaya ve kil dolgularının sınırları belirlenmiştir. Heyelana karşı önlem amaçlı yapılan bentlerin işlevini yitirmemesi için düzenli olarak kontrol edilmesi önerilmiştir.

Otto ve Sass (2006), heyelanın iç yapısını araştırmak için jeofizik yöntemlerden elektrik öz direnç, sismik kırılma ve GPR uygulamaları yapılmıştır. Bu üç yöntemde sediman kalınlığı ve ana kaya derinliği belirlenmiş, yöntemlerin birbirleri ile uyumlu olduğu görülmüştür.

Gürbüz vd. (2005), Karabük ilinde bulunan bir heyelan üzerinde jeofizik yöntemlerle toplanan verilerin sonuçlarını sunmuşlardır. Sismik kırılma, elektrik öz direnç ve microtremör yöntemleri kullanılarak heyelanın yapısı, satürasyon zonu ve tabaka kalınlıkları belirlenmiştir. Kullanılan jeofizik yöntemler birbiri ile kıyaslanmış ve aralarında çok iyi bir uyum olduğu gözlemlenmiştir. Bu çalışma ile heyelan gibi karmaşık yapılarda jeofizik yöntemlerin oldukça kullanılabilir olduğu gösterilmiştir.

Lebourg vd. (2005), Fransa Alplerinde meydana gelen Clapiere heyelanını incelemek için jeofizik çalışmalar yapmışlardır. Eğim doğrultusuna paralel 5 profil elektrik özdirenç ölçümleri yapılmış, profilleri birleştirerek 3 boyutlu yer altı modeli oluşturulmuştur. Özdirenç kesitlerinde suya doymun bölgeler çok düşük özdirence sahip olarak belirlenmiş ve kayma sınırı çizilmiştir. Ayrıca yüzeyde beliren faylar kesitlerde de net bir şekilde tespit edilmiştir. Farklı zamanlarda özdirenç çalışmaları tekrarlanmış ve değişim incelenmiştir. Gözlemsel hidrolojik veriler, zamansal özdirenç verilerini doğrulamıştır. Yağış miktarının arttığı mevsimlerde zeminin özdirencinin düştüğü görülmüştür.

Akça vd. (2003), Amasya'nın Taşova ilçesinde bulunan ve yerleşim bölgesini tehdit eden heyelanın yapısını belirlemek için elektrik özdirenç, yer radarı, sismik kırılma ve sondaj çalışmaları yapmışlardır. Heyelan nedenlerinden jeolojik yapı, suya doymunluk ve tektonik yapı gibi faktörleri jeofizik yöntemlerle belirlemişlerdir. Ölçüm profili üzerinde yapılan mekanik sondaj ile çakıl-kil sınırı belirlenmiş ve özdirenç kesiti ile uyumu kontrol edilmiştir. Kil seviyesi yer altı suyunu alt birimlere geçirmemiş ve çakıllı-kumlu tabakada suyun birikmesine neden olmuştur. Bu alandaki heyelan olayının ana nedeni olan suya doymunluk ve jeolojik birim faktörleri, elektrik özdirenç yöntemi ile net bir şekilde belirlenmiştir. Jeolojik birimler arasındaki geçiş ve birimlerin içerdikleri su miktarları ile heyelanın kayma yüzeyi hakkında kolayca yorum yapılmıştır. Elektrik özdirenç çalışmalarına paralel profilde gerçekleştirilen sismik kırılma, yer radarı ve mekanik sondaj çalışmaları, önerilen kayma yüzeyinin derinliği ve yüzeyi sınırlayan jeolojik birimleri desteklemektedir.

Arndt vd. (2000), heyelan potansiyellerini belirlemek için yüzeyden ve kuyu içerisinde jeofizik veriler toplanmıştır. Yapılan mekanik sondajdan karotlar alınmış, rezistivite ve gamma logu ölçümleri alınmıştır. Yüzeyde ise özdirenç ve elektromanyetik ölçümleri alınmıştır. İki boyutlu jeofizik kesitlerden yeraltının jeolojik yapısını çıkarmış, kaymanın sınırlarını belirlemişlerdir.

Leberfinger (2000), Pennsylvania'daki bir karayolunda oluşan çöküntünün çevresinde, olası yeni çökme alanı oluşturabilecek zayıf alanları belirlemek

amacıyla elektrik özdirenç uygulamaları yapmıştır. Üç boyutlu veri toplama tekniği kullanmış ve yeraltını üç boyutlu modellemiştir. Çalışmada pol-pol elektrot açılımını kullanmış, birer akım ve potansiyel elektrotlarını ölçüm ağından 210 m uzağa çakmıştır. Ölçüm alanının üç boyutlu ters çözüm sonucu elde edilen yer elektrik kesitlerinde 6-15 metre derinliklerinde boşluk yapısı belirlemiştir. Bu yapının yatay ve düşey yönlerde ilerlediğini belirlemiştir. Yapılan bu çalışma ile yolda oluşan çökmenin çevresinde hangi yönlerde ilerleyebileceği hakkında fikir sahibi olunmuştur. Yolun, çökmeden sonra yeniden yapılması sırasında bu yönde amaçlanan yol genişletmesinden vazgeçilmiştir (Gündoğdu, 2003).

Frasheri vd. (1998), Arnavutluk'ta üç farklı heyelan bölgesini jeofizik ve jeoteknik açıdan irdelenmiştir. Heyelan alanlarının tamamında kayma yüzeyleri jeofizik çalışmalar sonucu belirlenmiştir. Üstte bulunan kayan malzemenin özdirenci ve P dalga hızı, alttaki ana kütleyle göre çok daha düşüktür. Bu üç heyelandan ikisi göl kıyısında yer almaktadır.

Kuran (1976), Isparta ili, Eğirdir gölü kıyısına yakın ve eski kemik hastalıkları hastanesinin yanında meydana gelen heyelanı incelemiştir. Yapısal hasarların meydana gelmesine neden olan heyelanın kayma yüzeyi sismik kırılma ve elektrik özdirenç çalışmaları ile belirlenmiştir. 9 noktada düşey elektrik sondajı, 19 noktada ise sismik kırılma verisi toplanmıştır. Jeofizik çalışmalar sonucu 80-100 metre derinliğe kadar yer altı modeli oluşturulmuş, temel kaya derinliği, fay zonları, killi ve bloklu malzemeler belirlenmiştir. Ana kaya olarak kalker bulunmuştur. Ana kayanın üzerinde kayan birim ise kil-silt ve yamaç molozudur.

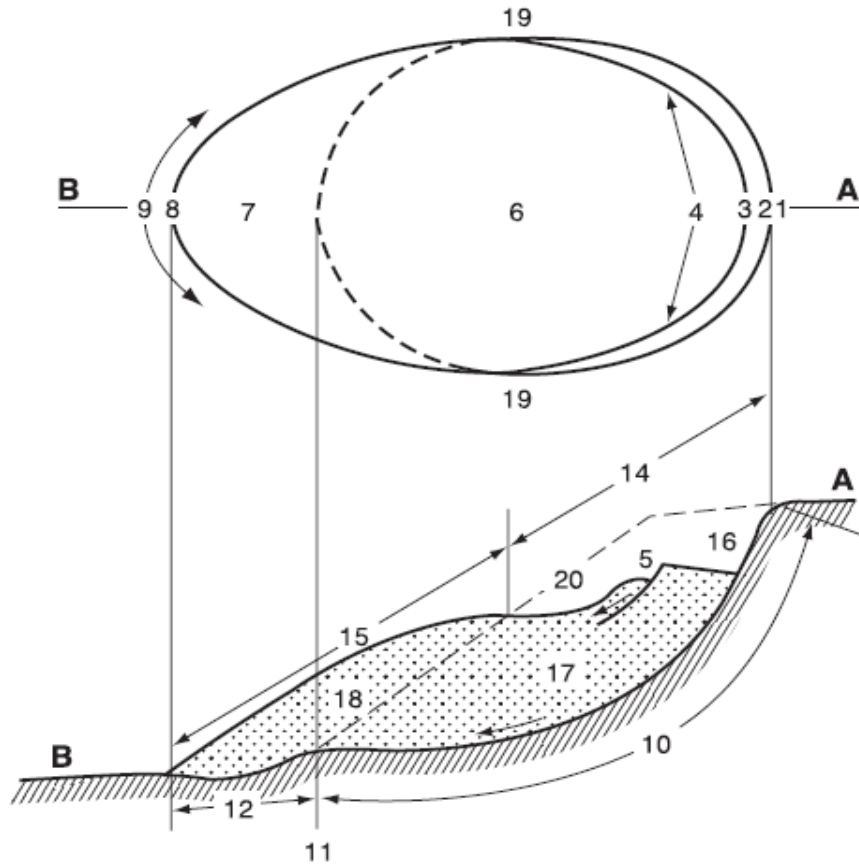
3. MATERYAL VE YÖNTEM

Heyelan problemini çözebilmek için kaymaya neden olan faktörleri, heyelan türlerini, araştırma yöntemlerini ve incelenen alanın jeolojik ve çevresel özelliklerini bilmemiz ve hakim olmamız gerekmektedir. Bu nedenle materyal ve yöntem bölümünde heyelana ait bilgiler ve araştırma yöntemleri irdelenmiştir.

3.1. Materyal

3.1.1. Heyelan bölümleri

Uluslararası Geoteknik Komisyonu (IAEG), tipik bir heyelanın değişik kısımlarını aşağıdaki gibi isimlendirmiş ve açıklamıştır (Şekil 3.1 ve Şekil 3.2).



Şekil 3.1. Tipik bir heyelanın bölümleri (IAEG, 1990; Cruden ve Varnes, 1996)

Heyelan Tacı (1): Ana aynanın en yüksek bölümüne en yakın ve hareket etmemiş malzemenin bulunduğu yer.

Ana Ayna (2): Heyelanın üst ucunda, heyelandan etkilenmemiş bölgeden hareket eden kütlenin ayrılmasıyla oluşan düşey veya düşeye yakın yüzey.

Heyelanın Tepesi (3): Ana ayna ile heyelan kütlesi arasındaki en yüksek nokta.

Heyelanın Üstü (4): Hareket etmiş kütle ile ana ayna arasında oluşan bölgenin üst kısımları.

Tali Ayna (5): Yer değiştiren kütle içinde farklı hareketlerden oluşmuş bir düşey veya düşeye yakın yüzey.

Heyelanın Gövdesi (6): Kayma yüzeyi üzerinde ana ayna ile kayma yüzeyinin burnu arasında kalan kitle.

Heyelanın Eteği (7): Heyelan topuğunun ileriye doğru hareket ederek doğal arazi üzerine oturmuş bölümü.

Heyelanın Ucu (8): Heyelanın tepesinden topuğuna çizilen doğrunun en uzak noktası.

Topuk (9): Hareket eden kitlenin genellikle eğrisel olan alt kenarı. Ana aynadan en uzak olan bölüm.

Kayma/Kopma Yüzeyi (10): Heyelan eden veya etmiş kitlenin alt sınırını oluşturan ve doğal zemin yüzeyinin üstünde kalan yüzey.

Kayma Yüzeyinin Burnu (11): Bir heyelanın kayma yüzeyinin alt bölümü ile doğal arazi yüzeyinin kesişme noktası.

Ayrılma Yüzeyi (12): Doğal arazi yüzeyinin heyelanın eteği altında kalan bölümü.

Heyelan Kitlesi (13): Yamaç veya şevde hareket sonucu doğal yerinden ayrılmış, kayıp veya kabarma kitlelerini içeren birikim.

Kayıp Bölgesi (14): Heyelan kitesinin duraysızlık öncesi doğal arazi profili altında kalmış olan alanı.

Birikim Bölgesi (15): Heyelan kitesinin doğal arazi profili üstünde kalan bölümü.

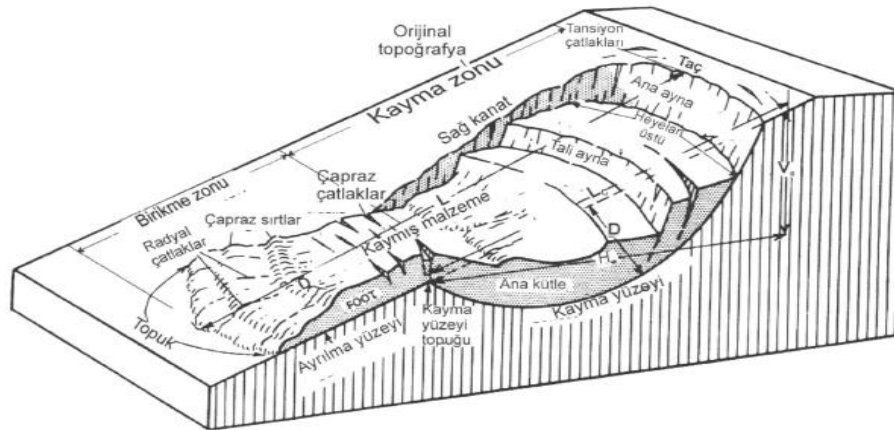
Çöküntü (16): Ana ayna, çöküntü kitlesi ve doğal arazi yüzeyi arasında kalan heyelanın hacmi.

Çöküntü Kitlesi (17): Kayma yüzeyi üzerinde, ancak başlangıçtaki doğal arazi yüzeyi seviyesi altında kalan heyelan hacmi.

Birikim (18): Hareket eden kitlenin doğal arazi yüzeyi üzerine çıkan hacmi.

Kanatlar (19): Kayma yüzeyinin yanlarında kalan, hareket etmemiş malzeme.

Doğal Arazi Yüzeyi (20): Kitle hareketi oluşmadan önce arazinin doğal ve ilk yüzeyi.



Şekil 3.2. Heyelan kesitinin blok diyagram olarak gösterimi
(Ulusay, 2001, Cruden ve Varnes, 1996; Varnes, 1978)

3.1.2. Heyelan türleri

Kütle hareketleri ile ilgili, hareket türü, hareket hızı ve hareket eden malzemenin türü hakkında bilgi veren sınıflama 1978 yılında Varnes'in yapmış olduğu sınıflamadır (Çizelge 3.1).

Çizelge 3.1. Heyelan türlerinin sınıflaması

HAREKET TÜRÜ		MALZEMENİN TÜRÜ		
		KAYAÇLAR	ZEMİNLER	
			İRİ DANELİ	İNCE DANELİ
DÜŞME		Kaya Düşmesi	Moloz Düşmesi	Zemin Düşmesi
DEVİRİLME		Kaya Devrilmesi	Molozda Devrimle	Zeminde Devrilme
AKMA	YAVAŞ	Kaya Kripi	Moloz Akması	Zemin Akması
	HIZLI	Parçalı Kaya Akması		
KAYMA	ÖTELENMELİ	Kayada Blok Türü Ötelenme	Zeminde ve Molozda Blok Türü Ötelenme	
	DÖNEL DAİRESEL	Sıkı Çatlaklı Kayada Dönel Kayma	Zeminde veya Molozda Dönel Kayma	
YANAL YAYILMA		Kaya Yayılması	Zemin veya Moloz Yayılması	
KARMAŞIK		Hareket Türü ve Malzeme Karışık		

3.1.2.1. Düşme

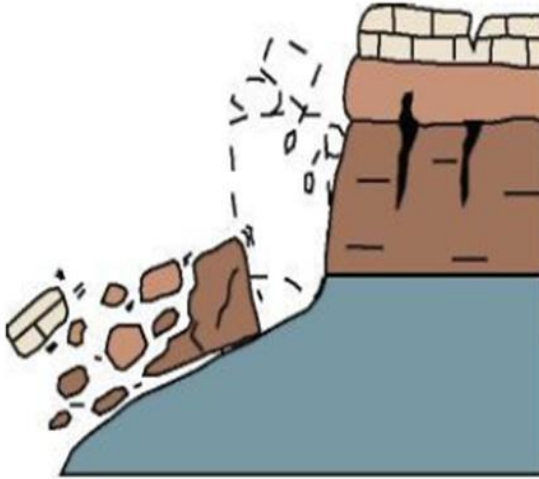
Düşmeler bir yamaçtan aşağı hızla düşen, yol boyunca sıçrayan, yuvarlanan ve hatta havada savrulan zemin veya kaya parçalarından oluşan yamaç yenilmeleridir (Şekil 3.3). Genellikle dik kaya yamaçlarında meydana gelirler ve genellikle kaya parçaları, erozyon, ağaç kökleri veya buz ile yarıldığı; su basınçları ile dışa doğru itildiği veya bir deprem sarsıntısı ile zayıflatıldığı zaman tetiklenirler. Ani ve hızlı bir şekilde meydana gelirler (Coduto, 1999).



Şekil 3.3. Düşme hareketi (USGC, 2004)

3.1.2.2. Devrilme

Devrilme, bir kaya veya sert kil kütlesi ile başlayarak düşey ya da düşeye yakın bir eklemler veya çatlaktan dönerek uzaklaşması hariç, düşmeye benzer (Şekil 3.4). Bu yenilme biçimi sadece dik yamaçlarda meydana gelir. Özellikle şist ve sleytte önemli (Goodman, 1993) olmakla birlikte, diğer tür kayalarda da oluşabilirler (Coduto, 1999).



Şekil 3.4. Devrilme hareketi (USGC, 2004)

3.1.2.3. Akma

Akmalar viskoz sıvıya benzeyen ve yamaç aşağı gelişen toprak hareketleridir. Kaymalardan farklıdır. Şöyle ki; kayma yüzeyleri boyunca hareket eden iyi tanımlanmış bloklar yoktur. Bunun yerine, kütle her yerde mevcut kayma birim

deformasyonları ile yokuş aşağı akar. Akma durduktan sonra kayma ürünleri belirgin bir şekilde bir sıvılaşmış görünüm sunarlar. Akmalar, yüksek hızları ve uzun mesafelere seyahat etme yeteneklerinden dolayı yamaç duraysızlıklarının en tehlikeli ve yıkıcı biçimidirler (Coduto, 1999). Moloz, zemin ve çığ akması olarak görülebilirler (Şekil 3.5).



Şekil 3.5. Bazı akma türleri (Moloz akması (solda), Zemin akması (ortada), Çığ akması (sağda) (USGC, 2004; Monreo ve Wincender, 2005 düzenlenmiştir)

3.1.2.4. Kayma

Birçok insan herhangi bir yamaç duraysızlığı biçimini tanımlamak için kayma veya heyelan terimini kullanmasına rağmen, Varnes sistemi bu terimleri sadece iyi belirlenmiş kayma yüzeyleri boyunca veya ince kayma zonları boyunca kesilerek yamaç aşağı hareket eden bir veya daha fazla bloğu içeren kütle hareketlerini tanımlamak için kullanılmıştır (Coduto, 1999). Kaymalar dairesel (dönel) ve düzlemsel (ötelenmeli) şekillerde görülebilir.

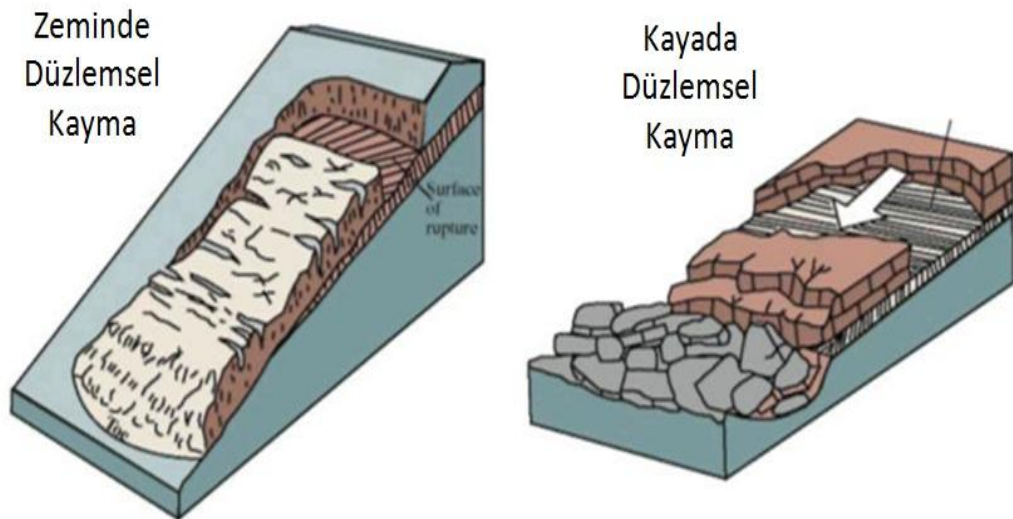
Dairesel kaymalar, dairesel yüzeyler boyunca gelişir ve hareket sırasında kayan kütle geriye doğru yatmış bir konum kazanır. Kayma yavaş veya orta derecede bir hızla ve belirgin bir yenilme yüzeyi boyunca meydana gelir (Şekil 3.6).

Dairesel kayma; kil, silt, kum vb. türdeki toprak zeminlerin yanı sıra, akarsu kanallarında, yol yarmalarında, dolgularda, atık yığınlarında ve ileri derecede eklemli kara kütlelerinde ve/veya ileri derecede ayrılmış kayalarda meydana gelir (Ulusay, 2001).



Şekil 3.6. Dairesel kayma hareketi (USGC, 2004)

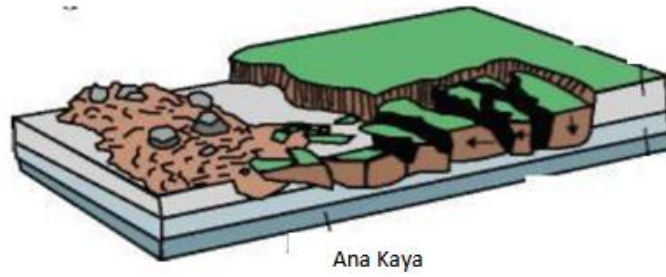
Düzlemsel kayma yüzeyleri boyunca hareket ederler. Bunlar genellikle zayıf zonları veya tabakalanma düzlemlerini yansıtır ve kalınlıklarının uzunluklarına oranı çoğu zaman 0,1' den küçüktür (Şekil 3.7). Hareket eden bloklar nispeten bütün olarak kalırsa, ötelenme kaymaları bazen blok kayması heyelanları olarak adlandırılırlar (Coduto, 1999).



Şekil 3.7. Zeminde düzlemsel kayma (solda), Kayada düzlemsel kayma (sağda) (USGC, 2004)

3.1.2.5. Yanal yayılma

Düz yanal kaymalardır. Bu şekil yenilme, çok zayıf bir zemin tabakası boyunca hareketi temsil eder ve bazen deprem esnasında bir zemin bölgesi sıvılaştığı zaman meydana gelir. Yayılmalar hassas kil tabakaları boyunca da oluşurlar (Şekil 3.8).

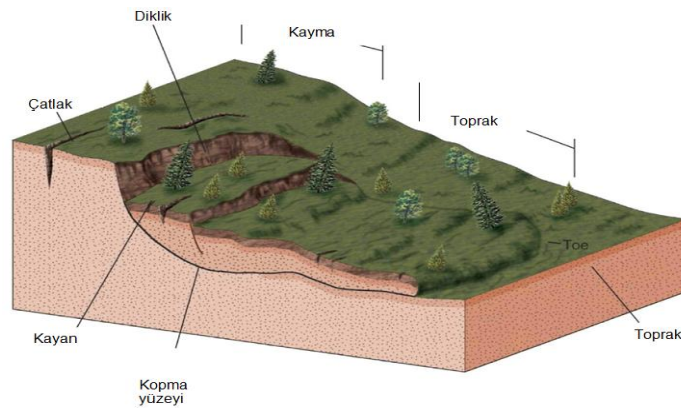


Şekil 3.8. Yanal yayılma (USGC, 2004)

Yayılmalar genellikle tatlı-orta eğimli yamaçlarda oluşur ve çoğunlukla bir nehir kıyısında sona ererler. Çoğunlukla büyük alanları etkilediklerinden ve uzun mesafelere hareket edebildiklerinden, çok yıkıcı olabilirler (Coduto, 1999).

3.1.2.6. Karmaşık hareketler

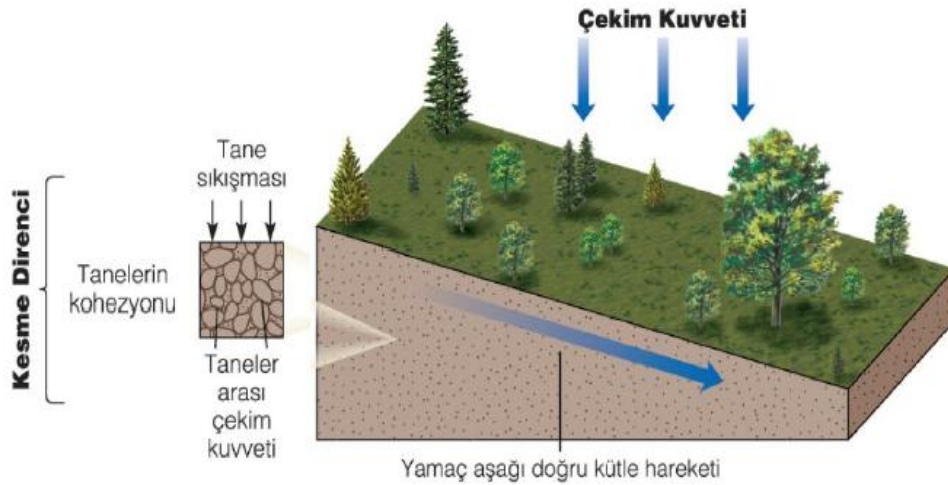
Birden fazla türde heyelanın bir arada görüldüğü olaylara karmaşık heyelanlar denir (Şekil 3.9). Örneğin devrilme türü bir hareket kaya düşmesine, daha sonrada kaya akmasına, kaya kayması da kaya düşmesine dönüşebilir. Killi, siltli zeminlerde meydana gelen heyelan daha sonra çamur akmasını meydana getirebilir (Ulusay, 2001).



Şekil 3.9. Kompleks bir heyelan kesiti (Monreo ve Wincender, 2005)

3.1.3. Heyelanı tetikleyen faktörler

Yamaç üzerine etki eden kuvvetlerden kaydırıcı kuvvet yamacın dayanım kuvvetini aştığında yamaç yenilmesi meydana gelir. Yamacın durağan halde kalmasına neden olan dayanım kuvveti yamaç kütlesinin kohezyonu ve içsel sürtünme açısına bağlıdır (Şekil 3.10). Kaydırıcı kuvvet, yerçekim kuvvetinin eğim yönüne paralel olan bileşenidir ve bu kuvvet şev açısı arttıkça artar.



Şekil 3.10. Doğal bir yamacın duraylılığına etki eden kuvvetler (Monreo ve Wincender, 2005)

Yamaç yenilmelerinin oluşumu birçok nedene bağlıdır. Cruden ve Varnes (1996), heyelanlara neden olan jeolojik, morfolojik, fiziksel ve insandan kaynaklanan etkenleri aşağıdaki şekilde açıklamıştır.

1. Jeolojik Nedenler

- Zayıf malzeme
- Makaslamaya uğramış malzeme
- Fissürlü malzeme
- Tersine uzanan yapının kırılması (fay, uyumsuzluk, dokanak vb.)
- Tersine uzanan kütle süreksizliği (tabakalanma, yapraklanma)
- Geçirgenlikteki zıtlık
- Sertlikteki zıtlık (katı, plastik malzeme üzerindeki yoğun malzeme)

2. Morfolojik Nedenler

- Tektonik ve volkanik yükselme
- Yamaç topuğunun akarsular tarafından aşındırılması

3. Fiziksel Nedenler

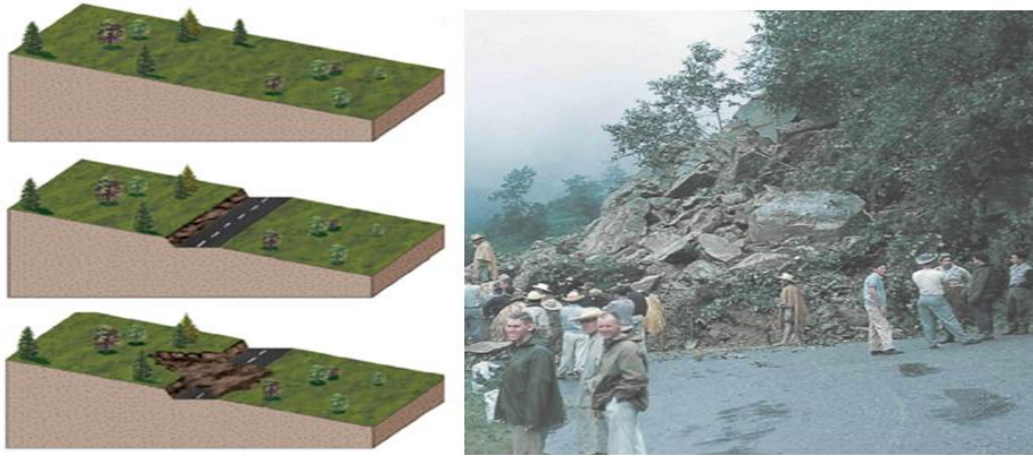
- Şiddetli yağmurlar
- Karın hızlı erimesi
- Sular tarafından şev topuğunun oyulması (Şekil 3.11)
- Deprem
- Donma veya çözülme yoluyla aşınma
- Şişme ve büzülme yoluyla ayrışma

4. İnsandan Kaynaklanan Nedenler

- Yamacın veya topuğun kazılması
- Yamaç üzerine ya da yamacın tepesine yük konulması
- Toprağı sulama
- Kontrolsüz yapılan kazılar (Şekil 3.12)
- Yapay titreşimler
- Ormansızlaştırma
- Kullanımdan kaynaklanan su kaçakları



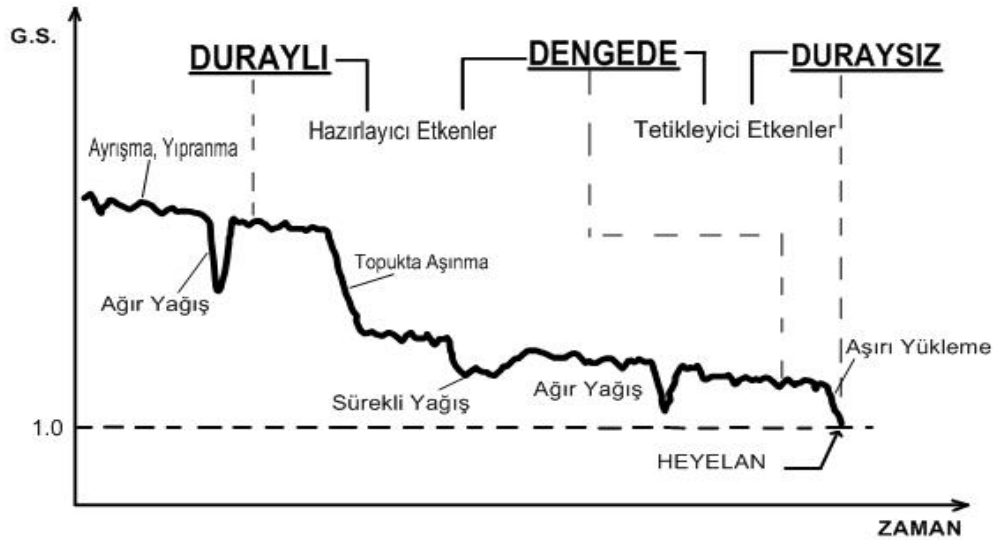
Şekil 3.11. Şev ve yamaç topuklarının sular tarafından oyulması ve şev yenilmesi (Monreo ve Wincender, 2005)



Şekil 3.12. Kontrolsüz kazılarının şev dengesini bozması ve şev yenilmesi (Monreo ve Wincender, 2005)

Yamaçların duraylılığını bozan en büyük etmen yeraltı suyunun varlığıdır. Yeraltı suyu yamaç malzemesinin doygun hale gelmesine, boşluk suyu basıncının artmasına ve içsel sürtünmenin azalmasına neden olur. Heyelanların büyük bir kısmı şiddetli yağmurlardan sonra görülür. Yeraltı suyu zeminin kohezyon ve içsel sürtünme açısını düşürdüğü için kaymaya karşı dayanımını da düşürmektedir. Ayrıca zemin içerisindeki kayaçların kimyasını değiştirebilir ve ayrışmasına neden olabilir.

Terzaghi (1950), farklı yağış zamanlarında, aynı şev üzerinde duraylılık analizi yapmış ve suyun şeve olan etkisini araştırmıştır. Yağış miktarının arttığında duraylılık analizi sonucu hesaplanan güvenlik sayısının düştüğü görülmüştür. Yağışlarla, topukta aşınmanın gerçekleştiği ve sonunda şevin duraylılığını yitirdiği görülmüştür. (Şekil 3.13).



Şekil 3.13. Yağışların şev duraylılığına etkisi (Önalp ve Arel, 2004'den düzenlenmiştir)

Türkiye karayollarına meydana gelen şev göçmeleri üzerine yapılan çeşitli araştırmalar da şevlerde oluşan hareketlerin birincil nedeninin su etkisi olduğunu ortaya koymaktadır. Yeraltı suları ile ilgili sorunlar, şevlerde duraylılığın yeraltı suyundan etkilenmesi, kapiler kuvvetlerle suyun yükselerek yol gövdesini etkilemesi, dolgu taban zeminin taşıma gücünü düşürerek taban göçmesine neden olması olarak özetlenebilir (Kotan, 2008).

3.1.4. Türkiye ve dünyada meydana gelen önemli heyelanlar ve çevresel etkileri

Bugüne dek bilinen en büyük kütle hareketi Peru Ant Dağlarında 1962 yılında Huascaran tepesinde meydana gelen kaya, toprak, buz ve su karışımından oluşan moloz akmasıdır. Bu kütle hareketi sonucu 4000-5000 kişi ölmüştür. Bu tarihten 8 yıl sonra meydana gelen 7.7 büyüklüğündeki Peru depremi sonucunda aynı yerde, daha büyük moloz akması afet şeklinde oluşmuş, akan malzeme büyük bir vadiyi kaplamış ve 18000 kişinin ölmesine neden olmuştur (Erguvanlı, 1995).

İtalya'da Vajont Barajında su tutulmaya başlandığı 1963'de, 265 m yüksekliğindeki barajın gölalanı içerisindeki kütle hareketlerinde 250 milyon metreküp toprak ve kaya kayarak baraj gölünü doldurmuştur. Göl suyu baraj

üzerinden aşarak yerleşim alanlarına ulaşmış ve 2600 kişinin ölmesine neden olmuştur (Erguvanlı,1995).

İsviçre'nin Elm kasabasında 1881'de terketilen bir taş ocağında 10 milyon m³ moloz ve kayanın hareketi sonucu 115 kişi ölmüş. Panama kanalı inşaatında toplam kazı 70 milyon m³ iken heyelanlar sonucunda 175 milyon m³ yükselmiştir (Duncan ve Wright, 2005).

Pinole yakınında Interstate 80 otoyolunun bir kesiminde oluşmuş şev yenilmesi, yolun bu kesiminde, iyi sıkıştırılmış killi zeminden oluşan dolgu üzerine gelmektedir. Kaymanın taş kısmı çok diktir. Bunun iki anlamı olabilir. Birincisi dolgu malzemesinin çok sağlam olmasıdır. Diğeri de, yaklaşık 10 m yükseklikte ve düşeye yakın kayma yüzeyi üzerinde dolgunun duraylı kalamamasıdır. Kaymadaki zayıf halka, organik zemin içeren ve otoyol yapıldığında kazılıp atılmayan temel malzemesidir. Doğal zemin yüzeyinin eğimi, dolgunun güney tarafında yamaç yukarı ve sağ tarafında da yamaç aşağı yöndedir. Dolgu altında drenaj sistemi olmadığı için, yağışlar sırasında güney tarafta dolgu gerisinde biriken sular dolgu içinden kuzey tarafa sızmıştır. Kayma, 1969 kışındaki aşırı yağmurlu bir dönemden sonra meydana gelmiştir (Duncan ve Wright, 2005).

Oakland'daki (California) London Road heyelanı Ocak 1970'te bir sağanak yağış sırasında meydana gelmiştir. Yaklaşık 60 dönümlük bir alanı kapsayan heyelanın kayma derinliğinin yüzeyden 20 m kadar derinde olduğu tahmin edilmiştir. 14 kadar ev tahrip olmuş ve yamaç eteğinden geçen bir jet yakıtı hattı, kaymadan kaynaklanabilecek bir kopmaya karşı kullanım dışı bırakılmıştır. Masif kaymayı onarım maliyeti sağlanan ekonomik yarardan fazla olduğu için, kayma tamir edilmemiş ve kaymadan etkilenen alan ve civarı kendi kaderine terk edilmiştir (Duncan ve Wright, 2005).

Highway 24 heyelanı Ocak 1982'de Pasifik Okyanusu'nda patlak veren ve San Fransisco Körfez bölgesinde duran bir kasırga sırasında meydana gelmiştir. Ocak ayı başlarında kasırganın 24 saat içinde bıraktığı yağış miktarı bölgede 25 cm kadar olmuştur. Ani ve devasa yağış boşalımı San Fransisco Körfez

bölgesinde binlerce heyelanın oluşmasına neden olmuştur. Yoğun ve sağanak yağış yamaçlardaki zeminin üstteki yaklaşık bir metrelik kısmını doyurmuş; çoğu yerde kaymaya ve akmaya başlayan bu zeminler önlerinde ağaç, ev ne varsa silip süpürerek yolları kapatmıştır (Duncan ve Wright, 2005).

Aralık 1977'de İsveç'te Göteborg'un kenar yerleşimlerinden biri olan Tuve'de tatlı eğimli bir arazide büyük bir heyelan meydana gelmiştir. Sahadaki zemin, temel kaya üzerindeki geçirgen bir granüle malzemeyi üzerleyen bir akıcı kil katmanıdır. 15 hektarlık alanı kaplayan heyelanda 50 ev tahrip olmuş ve 11 kişi ölmüştür (Duncan ve Wright, 2005).

San Francisco'nun yaklaşık 150 km güneydoğusundaki San Luis Barajı'nın mansap şevinde 4 Eylül 1981'de büyük bir kayma meydana gelmiştir. Kaymanın olduğu alanda dolgu yüksekliği 60 m olup, yamacı oluşturan kayaların üzerinde bulunan çok plastik bir yamaç yıkanma kili üzerine inşa edilmiştir. San Luis barajı 1969'da inşa edildiğinde temeli kaplayan çok plastik yamaç yıkanma kili kuru ve çok sağlam idi. Ancak baraj gölünde toplanan su ile ıslandıktan sonra çok daha zayıf bir hale gelmiştir. Ayrıca kış aylarında barajın su seviyesinin yüksek olması yaz aylarında ise su seviyesinin azalması ile zeminin dayanımı gerilemiştir (Duncan ve Wright, 2005).

Panama Kanalı Fransızlar tarafından yapılmaya başlandığından beri sürekli olarak şev yenilmelerine maruz kalmıştır (McCulloch, 1999). Kanalin inşası 1914 yılında tamamlanmış olsa da, şev yenilmeleri uzun bir süre devam etmiştir. Ekim 1986'da kanalın Cucaracha bendinde daha önce çok sayıda şev kaymasının meydana geldiği yerde büyük bir heyelan oluşmuştur. 1986 heyelanı kanalı 12 saat boyunca kapatmış; kayan kütlenin su içinde kazılıp temizlendiği Aralık 1986 tarihine kadar ulaşım kanalında trafik sıkışıklığı yaşanmıştır (Duncan ve Wright, 2005).

19 Mart 1988'de Kettleman Hills'de (California) bir tehlikeli atık sahasının 27 m yüksekliğindeki şevinde bir kayma meydana gelmiştir (Mitchell vd., 1990; Seed

vd., 1990). Kayan atık kütlesinin hacmi yaklaşık 480.000 metreküptür (Golder Associates, 1991).

Heyelan sorunları ile karşı karşıya kalan İskandinav ülkeleri bilinen tarihleri içinde yaygın heyelanlara sahne olmuşlardır. Heyelanlar özellikle İsveç ve Norveç'te en önemli doğal afetleri oluştururlar. Norveç'in önemli bir kısmı sağlam ana kaya üzerine okyanus içerisine çökelmiş killi siltlerle kaplıdır. Bu bölgeler buzul çağı sonunda buzulların erimesiyle denizden 500 m'ye varan yükseltilere ulaşmışlardır. Aşırı tuzlu suda çökelmiş siltli killer aradan geçen 10000 yıl içinde yağışların etkisiyle yıkanma süreci geçirmişler ve kilin dokusu aynı kaldığı halde kayma direnci aşırı düşük düzeylere inmiştir. Hassas kil olarak adlandırılan formasyonlarda eğimi oldukça düşük araziler günümüzde bazen küçük kazılar, bazen de titreşimler sonucu birkaç milyon metre küpe ulaşan hacimlerde sıvılaşarak akmakta ve kaymaktadır (Önalp ve Arel, 2004).

İsveç'te ise göl kökenli killer oldukça duraysızdır. Bu ülkede XX. Yüzyılın başında demiryolu çağının başlamasıyla yapılan kazılarla dikkat çekecek kadar çok sayıda kütle hareketi oluştuğunda devlet bu olayların anlaşılması için İsveç Geoteknik Enstitüsüyle (SGI) geniş bir araştırma programı örgütlemiştir. Bu araştırmaların sonucunda bugün de kullanılan ilk heyelan analiz yöntemi olan "İsveç Dilim" yöntemi belirmiştir (Önalp ve Arel, 2004).

Türkiye'de 1950-2005 yılları arasında 12 bin 794 heyelan olayı yaşanırken, 4 bin 150 yerleşim yeri bu afetten zarar görmüştür. 197 kişinin hayatını kaybettiği heyelanlar nedeniyle 63 bin konut güvenli alanlara taşınmıştır (Gökçe vd., 2008).

Bilinen en eski heyelanlardan, Trabzon-Of-Sürmene heyelanı 1929 yılında, Trabzon-Maçka Işıklar heyelanı 1959 yılında, İstanbul Boğazı-Büyükdere heyelanı 1955 yılında, İstanbul Basınköy heyelanı 1963 yılında, Trabzon-Akçaabat Sera Gölü heyelanı 1950 yılında, Kayseri-Ayvazhanı heyelanı 1980 yılında, Isparta-Senirkent çamur-moloz akması 1995 yılında olmuştur ve değişik

zamanlarda ülkemizin hemen hemen her bölgesinde şev stabilitesi problemleri ile karşı karşıya kalınmıştır.

Trabzon-Of-Sürmene heyelanı, 1929 Temmuzunda çok şiddetli yağışlar, ayrıışmış andezitik, tuf-lav ve angloheraları sürükleyerek çok kısa zamanda, (8-10 saat içinde), vadilere yığmıştır. Bu olaylar sonucunda, Sürmene havalesinde 12 kişi ölmüş, 9 kişi yaralanmış, 328 bina, 18 köprü yıkılmış, 8733 dönüm ekili arazi yok olmuştur. Of bölgesinde 134 kişi ölmüş, 2211 bina ve bütün köprüler yıkılmış, dere boyu tarlaların hepsi, yamaç arazisinin %50'si kullanılmaz hale gelmiştir. Solaklı vadisinde Zisino köyü civarında, 20 m yükseklikle, 300 m genişlikte ve 1500 m uzunlukta, takriben 9 000 000 m³; Sürmene'de Kaçalar dağının eteklerinden derelere doğru 15 000 000 m³ taş-toprak taşınmış, vadiler kapanmış, 30-35 m yüksekliğinde göller oluşmuştur (Erguvanlı, 1995).

1949 yılında Trabzon-Akçaabat arasında Sera vadisinde, bazaltik-andezit, lav, tuf, aglomeralarda, buna benzer şekilde heyelanlar, dağ kaymaları olmuş, sera vadisi kapanmış, 30-35 m. derinlikte; 125 m. genişlikte; 1.6 km uzunlukta büyük heyelan gölü oluşmuştur (Erguvanlı, 1995).

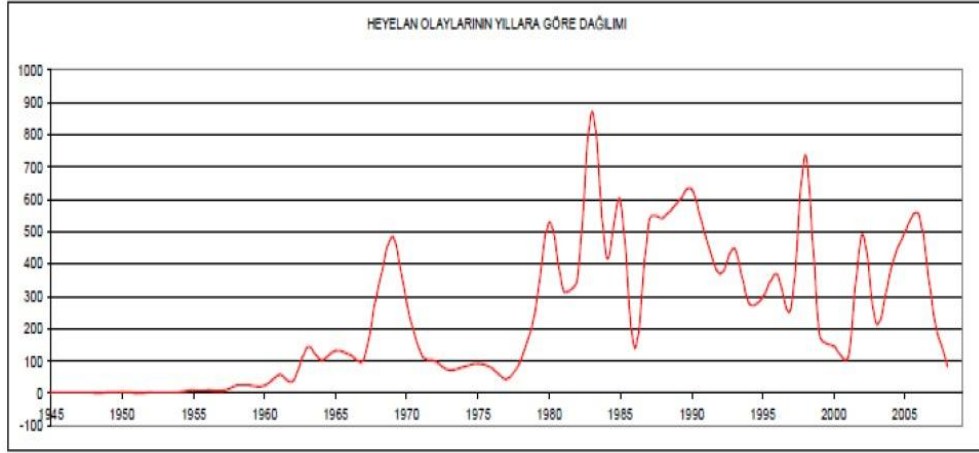
Büyük kentlerde oluşan en önemli hareket, İzmir Kadife Kale bölgesinde halen sürmekte olan 1500 ün üzerinde konutu etkileyen harekettir. En yoğun yerleşim bölgesi olan İstanbul'da Marmara Deniz kıyısı ve içinde Küçükçekmece - Şarköy kesiminde bulunduğu bölgelerde çok önemli kütle hareketleri oluşmuş ve oluşmaktadır (Önalp ve Arel, 2004).

Afşin-Elbistan havzasındaki kömür horizonları içerisinde kömür tabakalarına paralel, yüksek plastisiteli çok zayıf dayanımlı kil bantları yer almaktadır. Bu kil bantları zayıf yüzeyler yaratmakta ve eğim yönleri ocak içersine doğru olması durumunda çok büyük kayma riski oluşturmaktadır. Ayrıca kömür horizonu içerisinde dike yakın süreksizliklerin varlığı da bilinmektedir. İşletme sahasının hemen yanında Hurman çayı akmakta ve çay sürekli olarak yeraltısuyunu besleyerek işletme basamaklarında su miktarının artmasına neden olmaktadır. Diğer taraftan, yer altı suyunun drenajını sağlayan kuyuların yetersiz olduğu ve

sürekli çalıştırılmadığı iddiaları da söz konusudur. Açık ocak olarak faaliyet gösteren Çöllolar Açık Ocak işletmesinde 6 şubat 2011 tarihinde batı şevinde; 10 Şubat 2011 tarihinde ise doğu şevinde heyelanlar meydana gelmiştir. 10 Şubat 2011 tarihinde oluşan kayma 140 m yüksekliğindeki doğu şevinde tahminen 1150 m uzunluğunda 550 m genişliğinde bir alanda gelişmiştir. 50 milyon metreküpten fazla miktardaki heyelan malzemesi çok geniş bir alana yayılmıştır. İlk heyelanda 1 işçi hayatını kaybederken, ikinci heyelanda 10 maden emekçisi kayan malzeme altında kalmıştır. Bir işçi heyelandan ölü olarak çıkarılırken, biri jeoloji mühendisi, biri maden mühendisi olmak üzere 9 kişi ise halen heyelan malzemesi altında bulunmaktadır (TMMOB, 2011).

Van ili Erciş ilçesinde yapılan zemin araştırmaları sonucu bölgenin gevşek tutturulmuş kumlu çakıltaşları üzerinde kumlu alüvyal zeminlerden oluştuğu belirlenmiştir. Bölgede yeraltısuyu seviyesinin yüksek olması nedeniyle hem sivilaşma hem de heyelan meydana gelmiştir. Van ile Erciş ilçesini bağlayan karayolu üzerinde tüm bölgede şev stabilitesi kayıpları görülmüştür. Özellikle dere geçişlerinin olduğu ve göl kenarında olan bölgelerde zeminde ve dolgu şevinde stabilite kayıpları meydana gelmiş yol üzerinde trafik hızını azaltacak aksatacak boyutta çekme çatlakları gözlenmiştir. Oluşan çekme çatlaklarını genişliği 10 cm seviyelerine ulaşmıştır (YTÜ Raporu, 2011).

Ülkemizde heyelan olaylarında zamana bağlı bir artış söz konusudur (Şekil 3.14.). Bu artışın temel nedenleri; heyelana duyarlı bölgelerdeki kentsel ve endüstriyel gelişmeler, heyelana duyarlı bölgelerdeki ormanların tahrip edilmesi ve iklim değişikliklerinden kaynaklanan bölgesel yağışlardaki artışlar şeklinde açıklanmaktadır (Gökçeoğlu vd., 2001).



Şekil 3.14. Ülkemizde heyelanda artışın gösterimi (Gökçe vd., 2008)

Afet İşleri Genel Müdürlüğü 1950-2001 yılları arasında ülkemizde meydana gelen heyelan olaylarının ilçelere göre dağılımını haritalamış ve heyelan potansiyeli yüksek olan bölgeleri belirlemiştir (Şekil 3.15).



Şekil 3.15. Türkiye heyelan potansiyeli haritası (Gökçe vd., 2006)

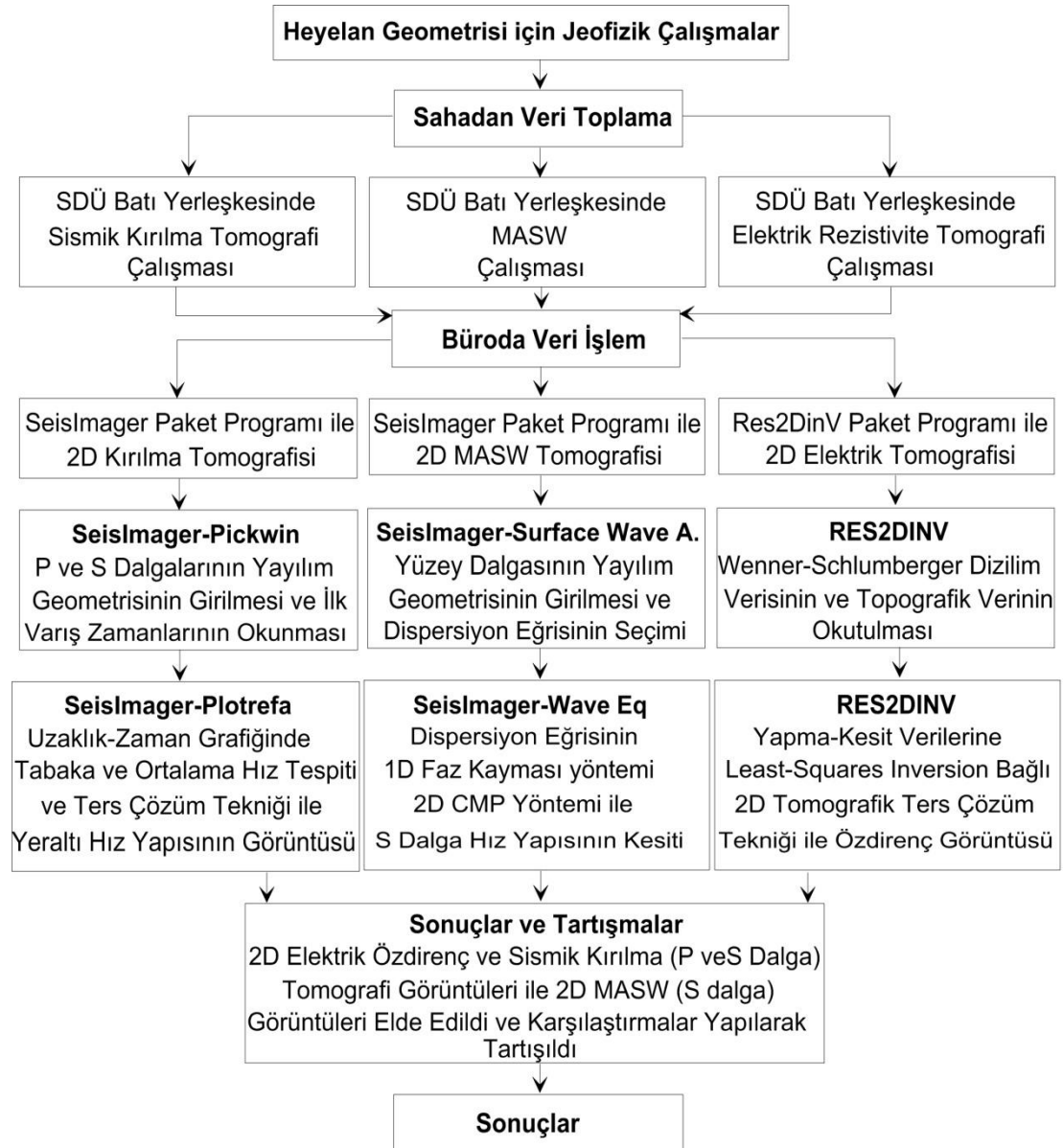
Haritadan anlaşıldığı gibi Türkiye’de; Heyelan olaylarının yoğunlukla gözlemlendiği yerler Karadeniz ve Doğu Anadolu Bölgeleridir. Kaya düşmesi ve heyelan beraber değerlendirilirse ve su baskınlarıyla beraber toplam %44.02 oranında deprem kadar etkili olduğunu görürüz (Gökçe vd., 2006).

Heyelan olayları oluşum mekanizmaları gereği, jeolojik, topoğrafik ve iklimsel koşulların uygun olduğu her ortamda meydana gelebilmektedir. Ülkemizde

bölgesel ölçekli birçok heyelan olayı meydana gelmiş, bunlar hem can hem de mal kaybı ile alt ve üst yapı tahribatlarına yol açmıştır. Bu afetler sonucunda yeniden yapılanma süreci ülke ekonomisine büyük ölçüde zarar vermiştir. Dolayısıyla, heyelan olaylarının en az deprem kadar önemli olduğu görülmektedir.

3.2. YÖNTEM

İnceleme alanında heyelan geometrisini belirlemek amacıyla yapılan jeofizik çalışmaların akış diyagramı Şekil 3.16 ile gösterilmiştir.



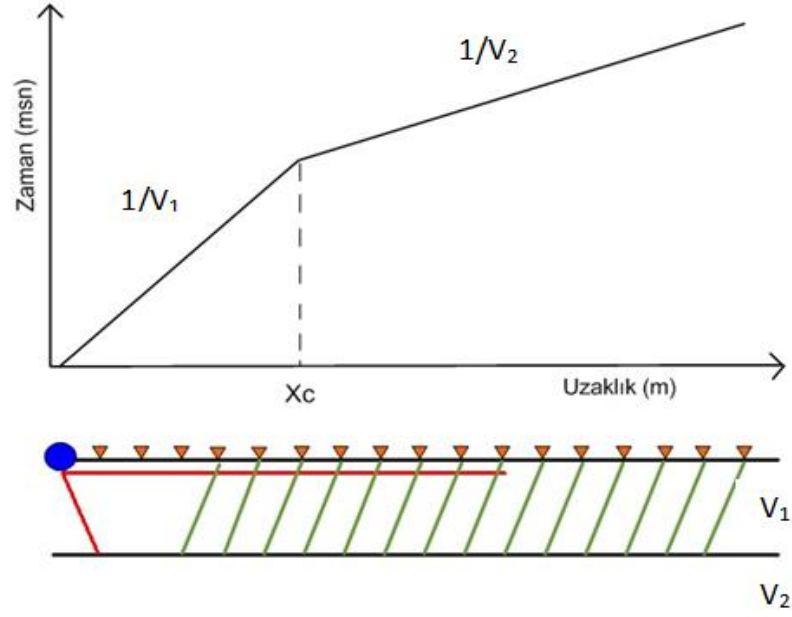
Şekil 3.16. Heyelan geometrisinin tespiti için jeofizik çalışmaların akışı

3.2.1. Heyelan araştırmalarında kullanılan jeofizik yöntemler

3.2.1.1. Sismik kırılma yöntemi

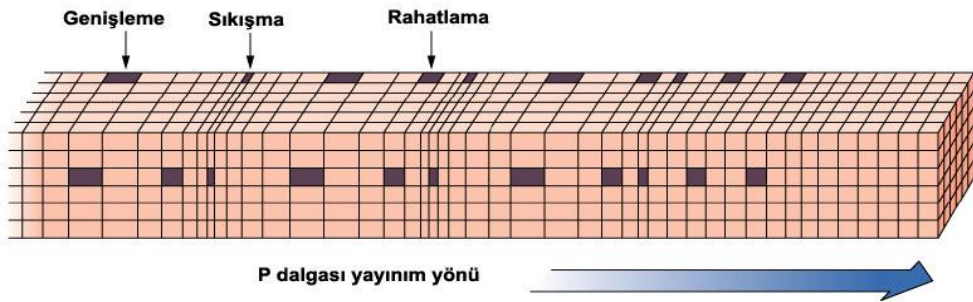
Yerin farklı özelliklere sahip jeolojik birimlerini, mekanik anlamda tanımlamak ve bu birimlerin dinamik yükler altında davranışını önceden kestirmek için uygulanan en etkili jeofizik yöntem sismik kırılma yöntemidir. Bu nedenle heyelan, sıvılaşma, taşıma gücü gibi jeoteknik problemin çözümünde kullanılmaktadır. Yöntem, heyelan araştırmalarında birçok araştırmacı tarafından (Al-Saigh ve Al-Dabbagh, 2010; Eichkitz vd., 2009; Göktürkler vd., 2008; Uyanık ve Türker, 2007; Kılıç, 2006; Otto ve Sass, 2006; Frasheri vd., 1998) kayma yüzeyinin sınırlarını ortaya koymak amacıyla kullanılmıştır. Bununla birlikte sismik kırılma çalışması ile yer altındaki tabakaların kalınlıkları, eğimi, kırık ve fay zonları, tabakaların sismik hızları ile buna bağlı olarak elastik ve dinamik parametreleri, suya doygunluğu belirlenmektedir.

Sismik kırılma yöntemini arazide uygularken bir noktadan yere darbe yapılarak sismik enerji oluşturulur. Kaynaktan çıkan sismik dalga her yöne yayılmaya başlar. Dalgalar kırılarak, yansiyarak ya da doğrudan jeofonlara ulaşır. Yayılan dalgalar belirli uzaklıktaki jeofonlara ulaşır ve ilk varış zamanları kayıt edilir. Her bir jeofon mesafesi için ilk varış zamanları kullanılarak, zaman-uzaklık grafiğı çizilir. Grafikte doğruların eğimi, o tabakaya ait sismik dalganın hızını verir (Şekil 3.17).



Şekil 3.17. Sismik dalgaının yer içindeki yayılımı ve zaman-uzaklık grafiği

Sismik kırılma yöntemi ile üretilen ve incelenen dalgalar P (boyuna) ve S (enine veya kayma) dalgalarıdır. P dalgalarının partikül hareketi, yayılım doğrultusuna paraleldir ve sıkışma, genişleme hareketi ile yayılır (Şekil 3.18). Her türlü ortamda yayılma özelliğine sahiptir ve en hızlı yayılan dalga türüdür. P dalgasının analizi sonucu oluşturulan sismik kesitlerle yerin yapısal durumu ortaya konulur.



Şekil 3.18. P dalgasının yayılım doğrultusu ve partikül hareketi (Allen, 2007)

P dalga hızı aşağıdaki bağıntı ile tanımlanır.

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}G}{\rho}}$$

Bağıntıda;

= Yoğunluk (gr/cm^3)

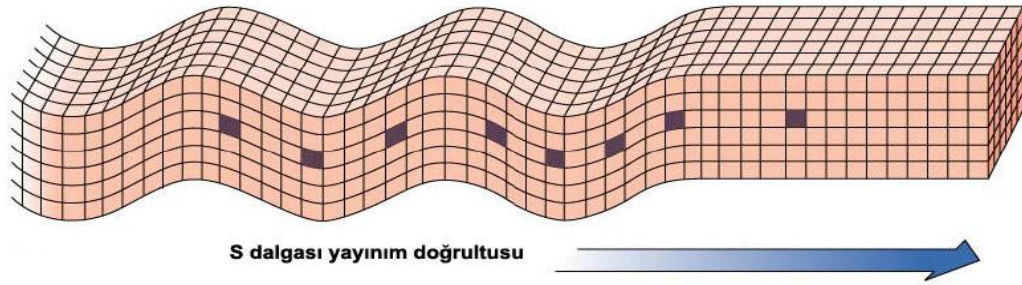
λ = Lame Sabiti

= Sıkışmazlık Modülü (N/m^2)

= Poisson Oranı

E = Elastisite Modülü (N/m^2) olarak ifade edilir.

S dalgalarında ise partikül hareketi, yayılım doğrultusuna diktir. S dalgaları makaslama hareketi yaparak yayılırlar (Şekil 3.19). Dalganın iki bileşeni vardır. Bunlardan partikül hareketi yatay düzlemde olanı SH, dikey düzlemde olanı ise SV adını alır.



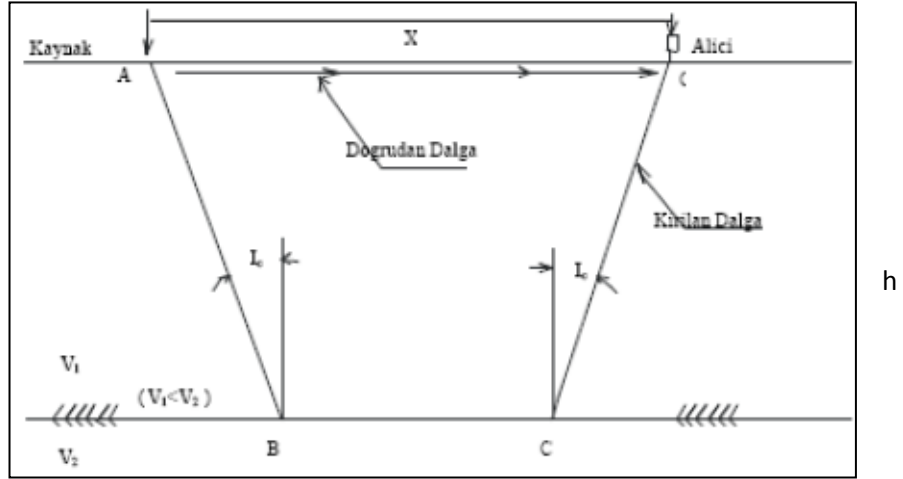
Şekil 3.19. S dalgasının yayılım doğrultusu ve partikül hareketi (Allen, 2007)

S dalgaları yayıldığı ortamın kayma dayanımını belirlemede en önemli parametredir. Kayma dayanımı olmayan su ve havada yayılmazlar. S dalga hızı ile zeminin dayanımı doğru orantılı olarak değişir. Hızın düşük olduğu ortam gevşek, dayanıksız zemindir. S dalga hızının 750 m/sn yi geçtiği ortamlar mühendislik anlamında kaya birim olarak tanımlanır.

S dalgası aşağıdaki bağıntı ile tanımlanır.

$$v_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}}$$

Sismik kırılma yönteminde, P ve S dalgalarının yer içinde yayılım geometrisi Şekil 3.20.'de gösterilmektedir.



Şekil 3.20. Kırılan dalganın yayılım geometrisi (Dobrin ve Savit, 1976)

Şekil 3.20' de, h yüzey tabakasının kalınlığını nitelemektedir. A noktasından bir darbe vurulduğunda sismik dalgalar oluşur ve bütün yönlerde yayılırlar. Sismik kırılma yöntemi için şu iki nokta önemlidir. Biri, yüzeyde yayılarak ve C' noktasına ulaşan doğrudan dalga ve diğeri A noktasından B, C ve C' noktasına ulaşan kritik açı ile kırılan dalgadır. Doğrudan dalganın seyahat zamanı,

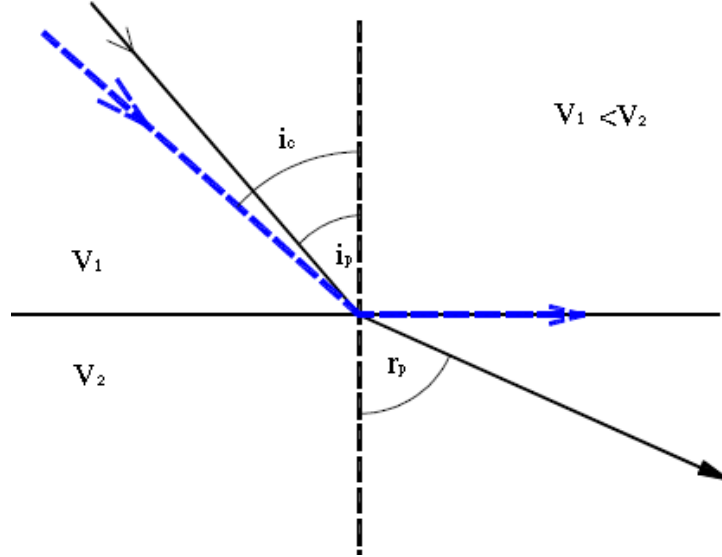
—

bağıntısı ile verilir. Burada kırılan dalganın seyahat zamanını belirlemek istiyorsak t_c ile verilen kritik açıya ihtiyaç vardır. Snell yasasına göre θ_c ve kırılma, açılma açıları ile iki ortamın kantağında kırılan dalga yayılım hızı arasındaki ilişki aşağıdaki gibidir.

———— —

Snell yasasına göre dalga yayılımı için kırılan dalganın kırılma açısı $\theta_c = 90^\circ$ dir. O halde kritik açı

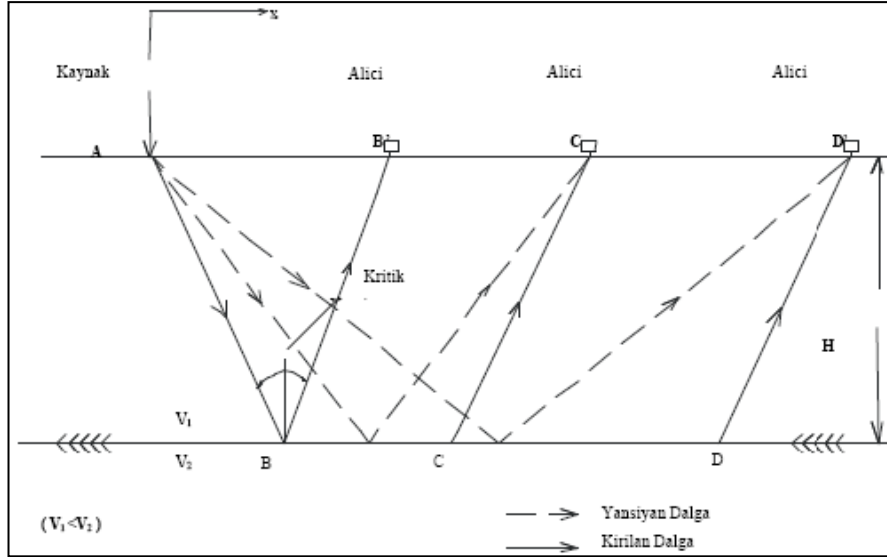
olacaktır. Kırılan dalga, ikinci tabakanın hızı ile yayılmaktadır (Şekil 3.21).



Şekil 3.21. Kırılan ve kritik açıyla kırılan sismik dalganın ışın geometrisi (Allen, 2007)

Şekil 3.20’de ABCC’ yolu boyunca seyahat eden sismik dalga zamanı (t)

bağıntısı ile verilir. Burada V_2 ikinci tabakanın yayılım hızıdır. Birinci tabakanın hızı, Snell kuralına göre daima ikinci tabakanın hızından küçüktür. Kritik açı yaparak kırılmış dalga ikinci tabakanın hızı ile yayılmaktadır. Yayılım hızı derine doğru arttığı için B noktasından C’ye seyahat zamanı daha kısa olacaktır. Sismik dalganın yerinde izlediği yol Şekil 3.22’de gösterilmiştir.



Şekil 3.22. Sismik dalganın yer içinde izlediği yol (Uyanık, 2002)

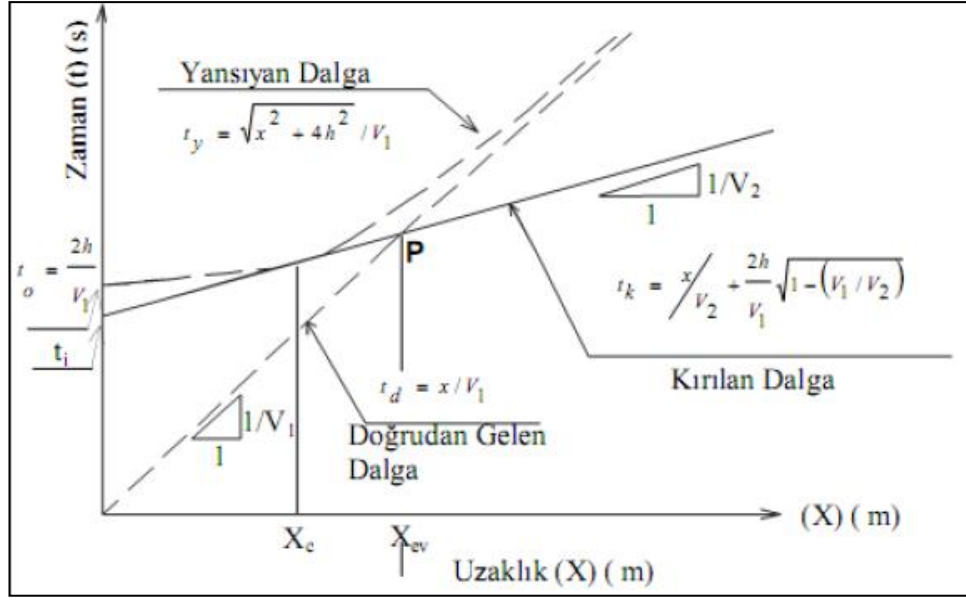
Denklem 3.5’de kritik açı V_1/V_2 ’nin bir fonksiyonu olarak ifade etmek mümkündür. Bu bağıntı Denklem 3.6’da yerine konulursa aşağıdaki gibi ifade edilir.

$$\sin \theta_c = \frac{V_1}{V_2}$$

hesaplanmaktadır. Seyahat zamanı, Denklem 3.7 ile ifade edilirse zaman uzaklık grafiğinde doğrunun eğimi $1/V_2$ ile gösterilir. Kesme zamanı ()

$$t_0 = \frac{2H}{V_2}$$

olarak ifade edilmektedir. Şekil 3.23’de kaynaktan uzaklık az olduğunda yansıyan dalgayı takip eden doğrudan dalganın ilk varışları görülmektedir. Eğer kaynaktan olan uzaklık büyükse doğrudan gelen dalgadan önce kırılan dalga gelir.



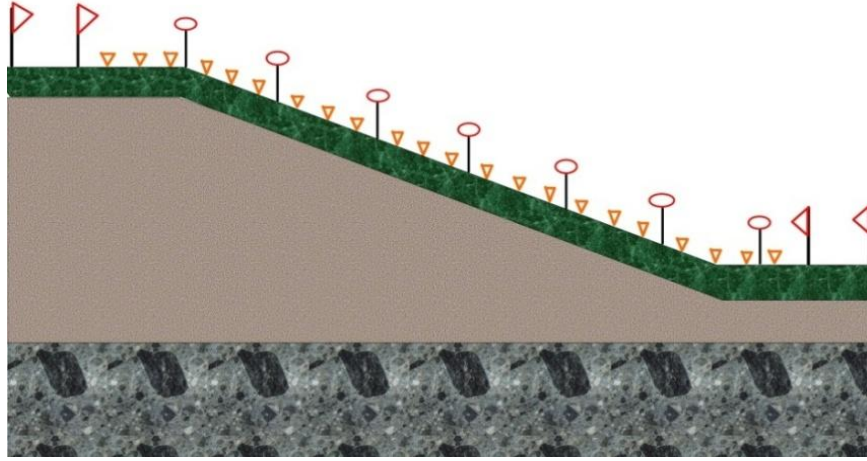
Şekil 3.23. Doğrudan, yansıyan ve kırılarak gelen dalgaların uzaklık-zaman grafiği (Uyanık, 2002)

Kaynaktan X_{ev} uzaklığındaki noktaya doğrudan gelen dalga ve kırılan baş dalga aynı zamanda ulaşır ve X_c uzaklığı olarak simgelenir. Denklem 3.3 ve 3.7 eşitlenirse h ifadesi

$$h = \frac{V_1^2 X_c}{2(V_2^2 - V_1^2)}$$

olarak belirlenebilir. Buradan h değerini çekerek tabakanın kalınlığı hesaplanır.

İnceleme alanında, yeraltının durumunu detaylı bir şekilde ortaya koymak için 3 profil çok atışlı sismik kırılma (P ve S) kayıtları alınmıştır. Çok atışlı sismik kırılma çalışması, 14 Hz' lik 22 jeofon kullanılarak, bir uzak ofset, bir yakın ofset ve her üç jeofon arası atış yapılacak şekilde planlanmış ve bu şekilde kayıt alınmıştır (Şekil 3.24). Uzak ofset 25 metre, yakın ofset 4 metre ve jeofon arası mesafe 4 metredir.



Şekil 3.24. Çalışma alanında uygulanan çok atışlı sismik kırılma yönteminin şematik gösterimi

Çok atışlı sismik kırılma çalışması ile alınan kayıtlardan tomografik ters çözüm yapılması, tabaka kalınlığı ve eğimlerinin daha doğru belirlenmesi, ilk varış zamanlarının birbirine göre kontrol edilebilmesi, açılımın dar olduğu yerlerde uzak atışlar yaparak daha derinden veri toplanması konusunda normal sismik kırılma çalışmalarına göre daha avantajlıdır. Yapılan çalışmanın özelliğine göre atış ve alıcı düzeninin belirlenmesi problemin çözümüne yönelik olumlu bir adımdır. Heyelanın geometrisini belirlemek için detaylı bir çalışma gerekeceği için sismik kırılma çalışması çok atışlı yapılmıştır.

3.2.1.2.Yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (Masw) yöntemi

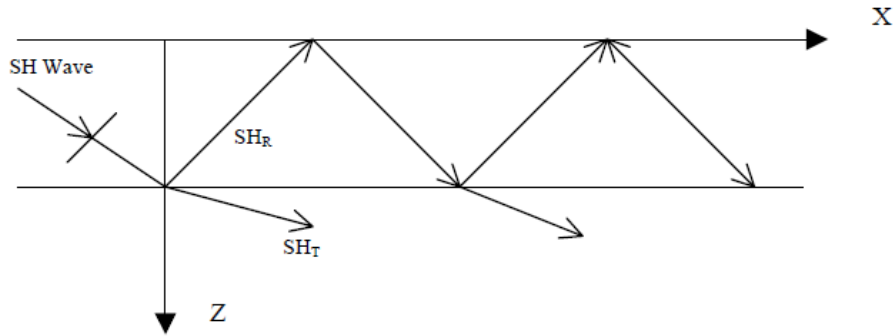
Sismik yöntemlerin içerisinde yer alan Masw yöntemi aktif bir kaynak ile oluşturulan yüzey dalgalarının dispersif özelliğinden yararlanarak yeraltı hakkında bilgi edinmeyi sağlar. Özellikle sığ derinliklerin araştırılmasında kullanılan bir yöntemdir. Bu yöntem ile zeminin derinliklerine doğru bir ya da 2 boyutlu kayma dalga hızı elde edilmektedir. Birçok araştırmacı zemine ait parametrelerin belirlenmesinde Masw yöntemi ile elde edilen kayma dalga hızını kullanmıştır (Uyanık vd., 2013; Karabulut vd., 2012; Brahma, 2011; Ekinci, 2010; Anbazhagan ve Sitharam, 2009; Shizhou vd., 2008). Masw yöntemi birçok jeoteknik problemde uygulanmasına rağmen heyelan araştırmalarında bir uygulamaya rastlanmamıştır. Bu çalışmada sismik kırılma ve elektrik özdirenç yöntemleriyle birlikte Masw yöntemi de uygulanmıştır. Masw

yönteminin heyelan araştırmasında uygulanmasının amacı, düşük hızlı gevşek birimlerin tespit edilmesi ve heyelan geometrisinin belirlenmesidir.

Jeofizik yöntemleri arazide uygularken kaliteli veri üretmek için yöntemlerin teorisine uygun olarak ölçümler yapılmalıdır. Örneğin yeraltını modellemek için sismik kırılma yöntemi kullanılacaksa 14 Hz' lik jeofonlar kullanılmalı ve P ve S dalgaları üretmek için gerekli işlemler yapılmalıdır. Masw yöntemi uygulanacak ise 4.5 Hz' lik jeofonlar kullanılacak ve yüzey dalgaları oluşturulacaktır. Sismik kayıtlarda yüzey dalgaları gürültü olarak adlandırılıp kayıttan çıkarılsa da bir yüzey dalgası analizi yönteminde uygun bir veri olarak değerlendirilir.

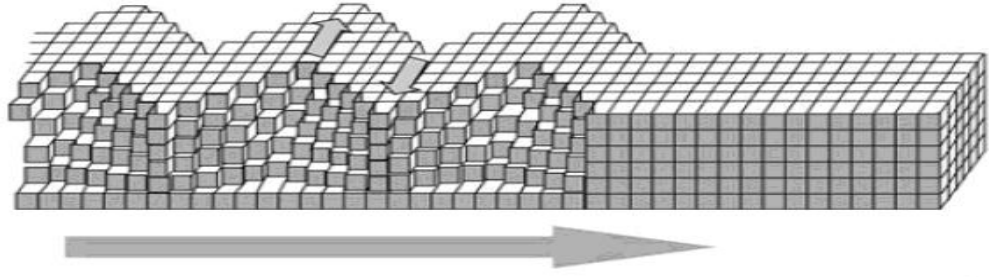
Masw yönteminde 4.5 Hz' lik jeofonlar kullanılarak çalışma alanında da aktif bir kaynak ile oluşturulan yüzey dalgaları kaydedilir.

Yüzey dalgalarından Love dalgası, serbest yüzeydeki SH dalgalarının çoklu yansımaları sonucu oluşur (Şekil 3.25). Love dalgaları, Rayleigh dalgalarından daha hızlıdır ve bu yüzden sismogramlarda daha önce görünür.



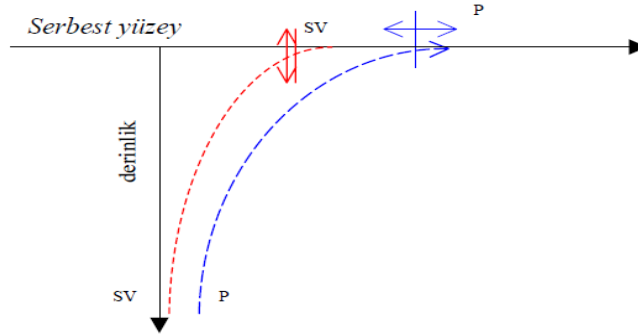
Şekil 3.25. Love dalgalarının oluşumu (Yanık, 2006)

Yarı sonsuz ortamda düşük hızlı yüzey tabakaları içerisinde meydana gelirler. Dalganın yayılım esnasındaki partikül hareketi, dalga yayılım doğrultusuna dik fakat yüzeye paraleldir (Şekil 3.26). Düşey bileşenli jeofonlarla kaydedilemezler.



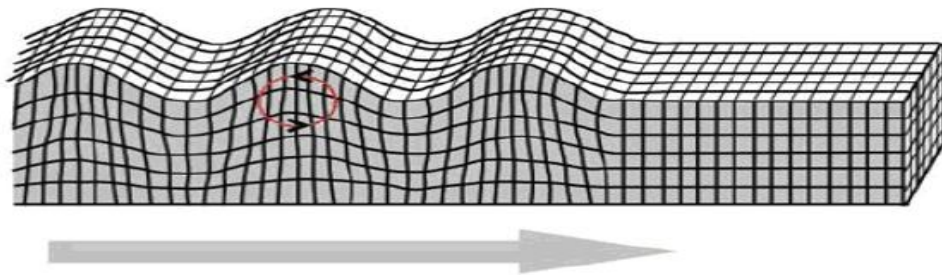
Şekil 3.26. Love dalgasının yayılım doğrultusu ve partikül hareketi (Bolt, 1976)

Rayleigh dalgası “Ground-roll” olarak da bilinir. Rayleigh dalgası, P ve SV düzlem dalgalarının serbest yüzeyde etkileşmesi ve yüzeye paralel yayılması sonucunda oluşur (Şekil 3.27).



Şekil 3.27. Rayleigh dalgasının oluşması (Yanık, 2006)

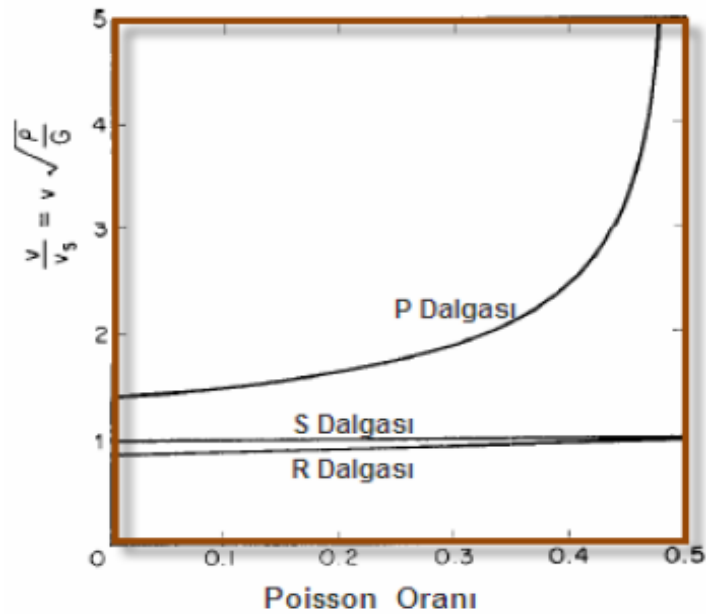
Rayleigh dalgaları homojen ve yarı sonsuz bir ortamın serbest yüzeyinde veya tabakalı bir ortamda oluşabilmektedir. Dalganın partikül hareketi eliptik bir hareketi temsil eder (Şekil 3.28). Görünüşü ve partikül hareketi su dalgalarına çok benzerlik gösterir.



Şekil 3.28. Rayleigh dalgasının yayılımı ve partikül hareketi (Bolt, 1976)

Rayleigh dalga hızı ile S dalga hızı birbirine oldukça yakındır ve aralarında

poisson oranına bağlı olarak, ilişkisi vardır (Şekil 3.29). Bu yakın ilişkiden dolayı yüzey dalgalarının ters çözümü sonucu yeraltının derinliklerine göre S dalga hızı 1 ve 2 boyutlu olarak verilebilir (Richart vd., 1970).

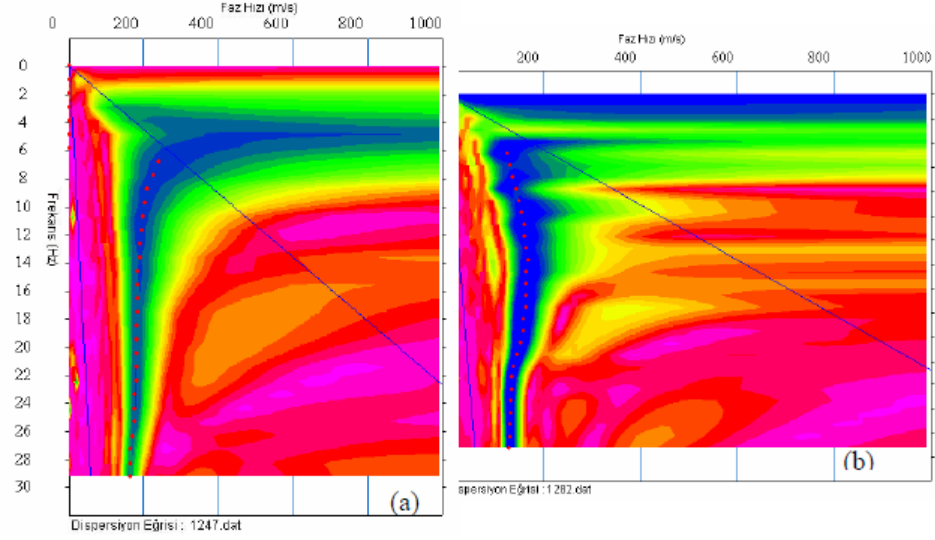


Şekil 3.29. Homojen, yari-sonsuz ortamda sismik dalgaların poisson oranına bağlı olarak karşılaştırılması (Richart vd., 1970)

Denklem 3.10'da ki Rayleigh dalga hızı ile S (kayma) dalga hızı arasındaki ilişkinin varlığını uygulamada göstermek amacıyla Xia vd. (2002), yüzeyde yapılan masw yöntemi ile kuyu içerisinde yapılan kuyu sismiği sonuçlarını karşılaştırmışlar ve sonuçların çok yakın olduğunu belirlemişlerdir.

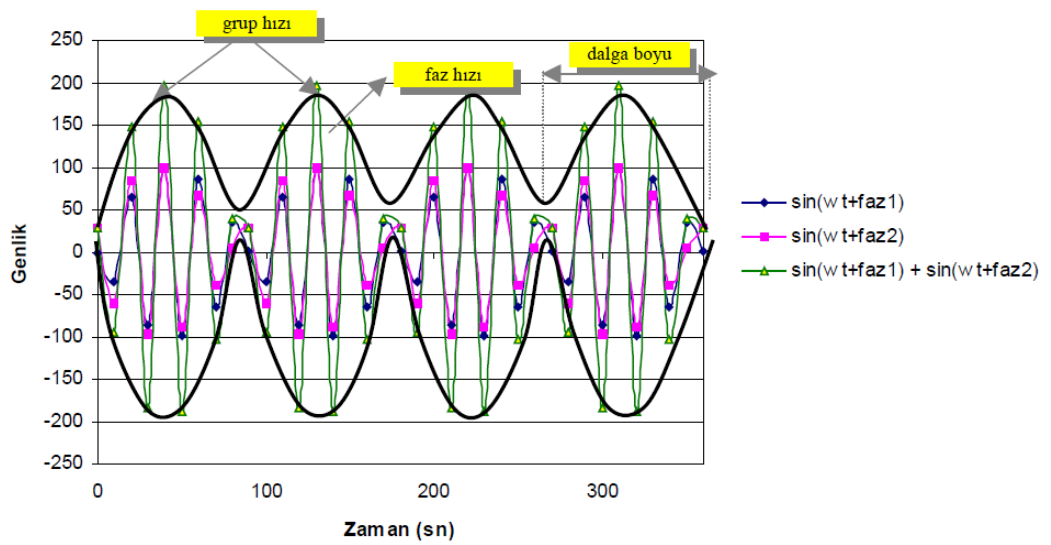
Yüzey dalgalarının en önemli özelliği tabakalı ortamlarda dispersiyona uğramalarıdır. Diğer bir ifade ile hızlarının frekansa bağlı olarak değişim göstermesidir. Dalgaların penetrasyon derinliği frekansla üstel olarak azalmaktadır. Sismik hızın derinlikle arttığı bir ortamda, düşük frekanslı dalgalar daha derinlere nüfuz edebilir ve yüksek frekanslı dalgalardan önce

kaydedilir. Bu duruma normal dispersiyon denir. Hızın derinlikle azaldığı ortamlarda ise yüksek frekanslı dalgalar daha hızlı yayılır. Bu duruma ise ters dispersiyon denir (Şekil 3.30). Yüzey dalgalarını kullanarak yapılan sismik çalışmaların tümünde dalgaların dispersif özelliğinden yararlanılır.



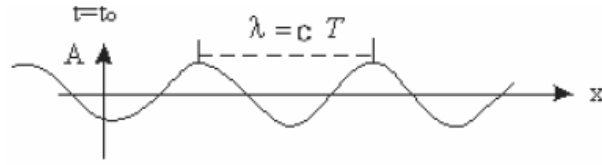
Şekil 3.30. a) Normal dispersiyon b) Ters dispersiyon (Osmanşahin, 1990)

Yüzey dalgalarının dispersiyon özelliğinden dolayı iki farklı hız söz konusudur. Bunlar grup hızı ve faz hızıdır. Dalga katarı üzerindeki herhangi bir noktanın hızına faz hızı, dalga grubunun hızına ise grup hızı denilir (Şekil 3.31).



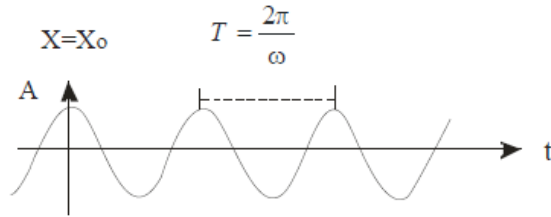
Şekil 3.31. Yüzey dalgalarının grup ve faz hızı (Strobbia, 2002)

Faz hızıyla periyot bize dalga boyunu vermektedir (Şekil 3.32).



Şekil 3.32. Dalga boyu (Lay ve Wallace, 1995)

ω açısal frekans dalganın periyoduna bağlıdır (Şekil 3.33).



Şekil 3.33. Dalga periyodu (Lay ve Wallace, 1995)

Dalgaları tanımlayan ifadelerden periyot, frekans, dalga boyu, dalga sayısı ve faz hızının birbirleri ile ilişkileri aşağıda verilmiştir.

— —
 — —
 —
 — —
 —

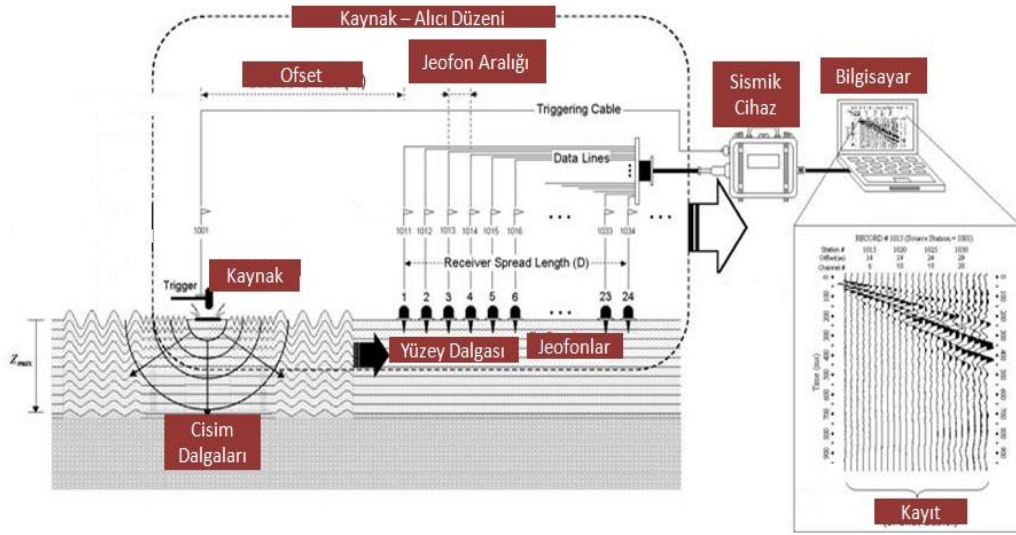
T= Periyot

f = Frekans

= Dalga boyu

k = Dalga sayısı
 c = Dalganın faz hızı
= Açısal frekans

Masw yönteminde kayıt aynı sismik kırılma yönteminde olduğu gibi alınır. 4.5 Hz' lik jeofonlar belirli aralıklarla dizilir ve atış noktalarından vuruş yapılır. Vuruş aynı noktada birkaç kez tekrarlanarak yığma işlemi ile gürültünün bastırılması sağlanabilir. Yer içinde ilerleyen rayleigh dalgası yüzeydeki jeofonlar ile kayıt edilir (Şekil 3.34).



Şekil 3.34. Arazide uygulanan Masw ölçüm sistemi (<http://www.masw.com/DataAcquisition.html>)

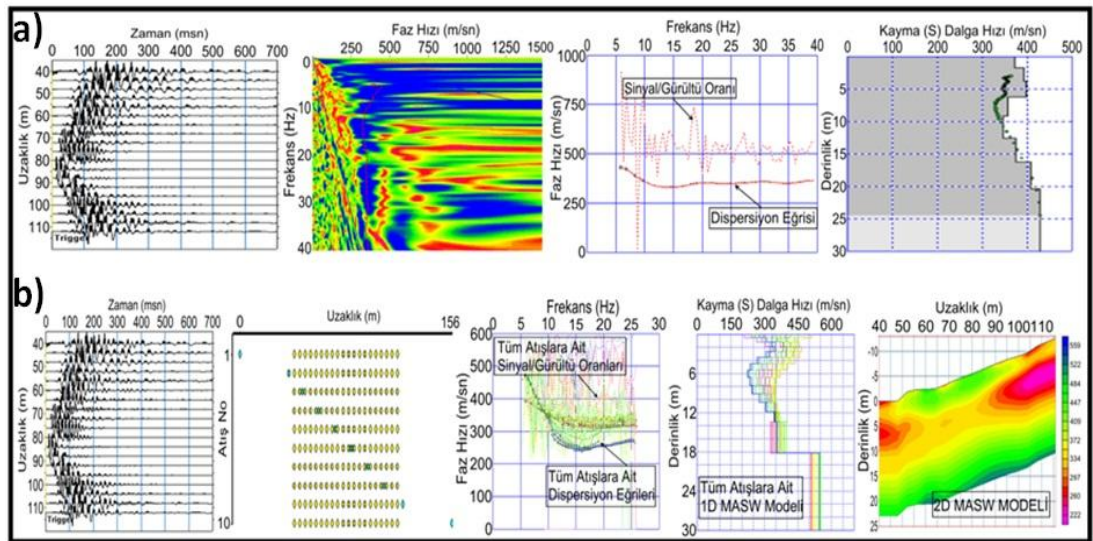
Aktif kaynaklı yüzey dalgası çalışmalarında kayıt süresi genel olarak 2 sn kadardır. Oluşturulan Rayleigh dalgası yer içinde yayılırken dispersiyona uğrar. Dalganın bu özelliğinden dolayı derinliğe göre değişen bir dispersiyon eğrisi oluşur. Dispersiyon eğrisinin çözümü sonucu derinliğe göre değişen S dalga hızı modeli oluşturulur.

Ölçümlerde araştırılan derinlik kullanılan kaynağa ve zeminin özelliklerine bağlı olarak değişir. Kaynağın gücü dalga boyunu belirlemektedir. Dalga boyu ise araştırma derinliğini belirler. Dalga boyu ile araştırma derinliği arasında (3.17)'de ki gibi bir ilişki vardır.

Uygulamada 4,5 Hz'lik jeofonların yüzey dalgaları analizinde yeterli olduğu belirtilmiştir. Yapılan çalışmalar, serim uzunluğunun $Z_{\max}$ 'a eşit veya büyük olduğunu göstermektedir.

Diğer taraftan jeofonlar arası mesafe dx minimum dalga uzunluğu ile orantılıdır ki bu da çözümlenebilecek en küçük tabaka kalınlığını göstermektedir (Stokoe vd., 1994; Park vd., 1999).

Kayıt edilen MASW verisine ilk aşama olarak faz hızı – frekans dönüşümü uygulanır. Bu işlem sonucu dalganın dispersiyon eğrisi hesaplanır ve görüntülenir. Dispersiyon eğrisi işaretlenir. Arazide ölçülen veriden oluşturulan dispersiyon eğrisi ile kuramsal modelimizin dispersiyon eğrisi çakışana kadar hesaplama yapılır. Bu işleme dispersiyon eğrisinin ters çözümü denir. Ters çözüm işleminden sonra yeraltının derinliklerine göre değişen bir boyutlu S dalga hızı modeli oluşur (Şekil 3.35).



Şekil 3.35. a) 1B Masw ters çözüm akışı, b) 2B Masw ters çözüm akışı

Tez çalışmasında sismik kırılma kayıtlarında olduğu gibi bir uzak ofset bir yakın ofset ve her üç jeofon aralıklarla çok atış yapılarak CMP tekniğine uygun olarak veri toplanmıştır. Birinci profilde uzak ofset 40 metre, ikinci ve üçüncü profillerde uzak ofset 25 metredir. Yakın ofset tüm profillerde 4 metre olarak alınmıştır. Jeofon arası mesafe 4 metredir. Her bir atış noktasından elde edilen dispersiyon eğrilerinin ters çözümü sonucu 2B Masw yeraltı modeli oluşturulmuştur.

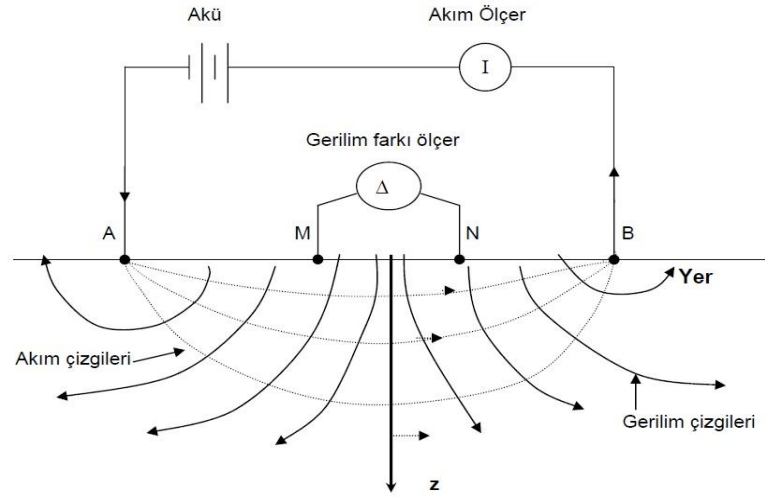
3.2.1.3. Elektrik özdirenç yöntemi

Yeraltının iletken veya dirençli jeolojik yapılarının belirlenmesinde elektrik özdirenç yöntemi etkili bir yöntemdir.

Eğimli bölgelerde, iletken ve dirençli yapıları belirlemek ve kayma yüzeyi sınırının çizilebilmesi için önem arz etmektedir. Suyu doygun, düşük özdirençli, gevşek ve killi birimler tetikleyici kuvvetlerinde etkisiyle eğim yönünde kaymaya neden olmaktadır. Yeraltı su seviyesinin ve killi birimlerin belirlenmesinde elektrik özdirenç yöntemi net sonuçlar vermesinden dolayı heyelan araştırmalarında çok sık kullanılan jeofizik yöntemdir.

Özdirenç yöntemini uygularken yere iki noktadan (A ve B noktaları) akım verilir, bu akımın yer içinde oluşturduğu potansiyel fark diğer iki noktadan (M ve N noktaları) ölçülür (Şekil 3.36).

Ölçülen gerilim farkı, elektrotlar arasındaki uzaklığa, jeolojik birimin özelliklerine ve elektrotların çakıldığı yüzeye bağlıdır. Örneğin, akım elektrotları, dirençli birime saplanırsa, akım geçmez ve potansiyel elektrotları arasında gerilim farkı oluşmaz.



Şekil 3.36. Arazi ölçü sistemi (Van Nostrand ve Cook, 1966)

Özdirenci ρ olan, sonsuz izotrop bir ortama herhangi bir yerindeki nokta kaynaktan akım verildiğini düşünelim. Kaynaktan R uzaklığındaki noktalarda akım yoğunluğu Ohm Yasası gereğince;

— — —

olmalıdır. Burada;

J : Akım yoğunluğu

E : Elektrik alan

V : Gerilim

R : Kaynaktan olan uzaklıktır.

— — —

(3.21) ve (3.20) denklemleri birbirine eşitlenirse

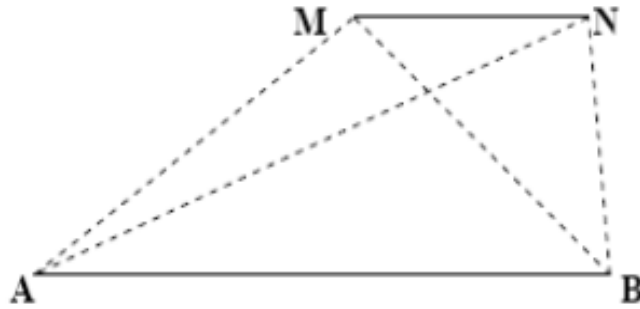
— — —

(3.22) denklemi yeryuvarının yarı sonsuz olarak kabulü ile gerilim için düzenlenir ve integrasyonu sonucunda

—

gerilim bağıntısı elde edilir (Koefod, 1979).

Akım ve gerilim elektrotları arasındaki uzaklıklardan yararlanarak potansiyel elektrot noktalarında oluşan elektrik potansiyeli hesaplanır (Şekil3.37)



Şekil 3.37. Akım ve potansiyel elektrotları arasındaki uzaklıklar (Başokur, 1984)

İzotrop ve yarı sonsuz bir ortamda M noktasındaki gerilim

— — —

ve N noktasındaki gerilim ise,

— — —

olarak verilir. Arazi uygulamalarında M ve N noktalarındaki gerilim farkı ölçüldüğünden,

— — — — —

yazılır. Bilinen uzaklık değerlerinden yola çıkarak, geometrik faktör olarak bilinen k aşağıdaki gibi hesaplanır.

$$\frac{1}{k} = \frac{1}{\pi} \left(\frac{1}{a} + \frac{1}{b} + \frac{1}{c} + \frac{1}{d} \right)$$

ve böylece öz direnç (3.28) bağıntısıyla ifade edilir.

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \cdot k$$

Burada;

I = Yere Verilen Akım (mA)

ρ = Öz direnç (Ωm)

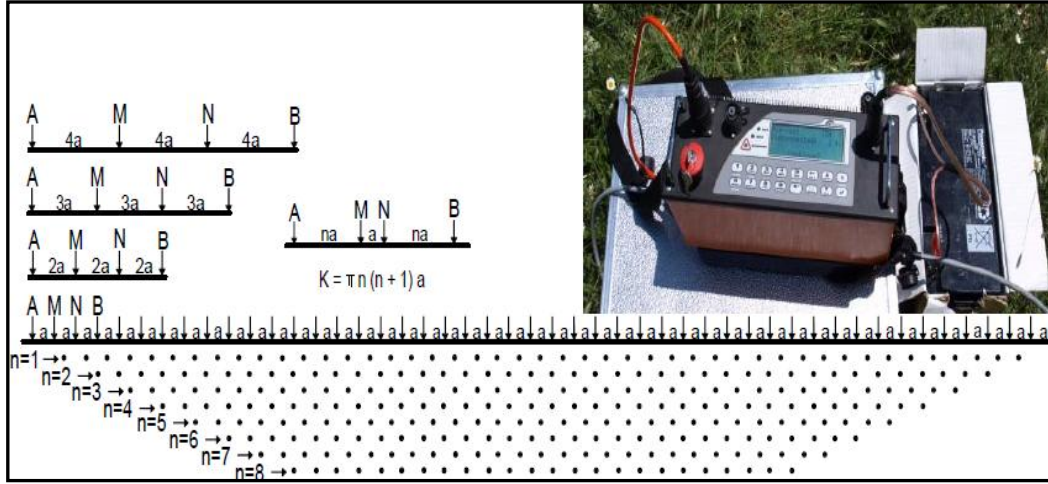
ΔV = Ölçülen Potansiyel Fark (mV)

k = Geometrik Faktördür.

Gerçekte yeryuvarı izotrop yarı sonsuz ortam yerine karmaşık yapılardan oluşmuştur. Bu nedenle öz direnç bağıntıları yerin gerçek öz direnç değerlerini vermezler. Yer içine verilen akım ve yeryüzünde ölçülen gerilimin yukarıdaki denklemlerde yerine konulmasıyla elde edilen öz direnç değerlerine “görünür öz direnç” adı verilir. Görünür öz direnç sadece izotrop yarı sonsuz ortam durumunda gerçek öz dirence eşit olur (Başokur, 2004)

Elektrik öz direnç yöntemini arazide uygularken elektrotların dizilimine göre farklı isimler alan teknikler mevcuttur. Öz direnç çalışması Wenner, Wenner-Schulumberger, Schulumberger, Dipol-dipol, Pol-dipol, Pol-pol gibi farklı elektrot dizilimleri ile uygulanabilir. Her bir teknikte elektrotların konumları birbirine göre farklı olacağından “ k ” değerleri de farklı olacaktır. Heyelan araştırması için uyguladığımız öz direnç çalışmasında ABEM marka çok elektrotlu cihaz kullanılarak, Wenner-Schulumberger elektrot dizilimi uygulanmıştır.

Teknolojinin gelişmesiyle jeofizik ölçü sistemleri ve yorumlama yazılımlarında da gelişmeler yaşanmıştır. Hızlı ve kolay ölçümler alınabilmesi için çok elektrotlu sistemler geliştirilmiştir (Şekil 3.38). Bu sistemde bir profil üzerinde 48 elektrot kullanılır. Elektrotlar, çok kanallı kablo aracılığıyla cihaza bağlanır. Eğer elektrotlar doğru bağlanmadıysa ya da hatalıysa cihaz otomatik olarak uyarı verir. Tüm bağlantılar doğru bir şekilde yapıldıktan sonra ölçüm alınmaya başlanır. Elektrotlardan gelen akım ve potansiyel fark değerleri kablo aracılığıyla cihaza ulaşır. Eğer ölçümler eğimli bir arazide alınacaksa topografyanın etkisini gidermek için her elektrotun yüksekliği GPS ile ölçülür ve cihaza girilir.

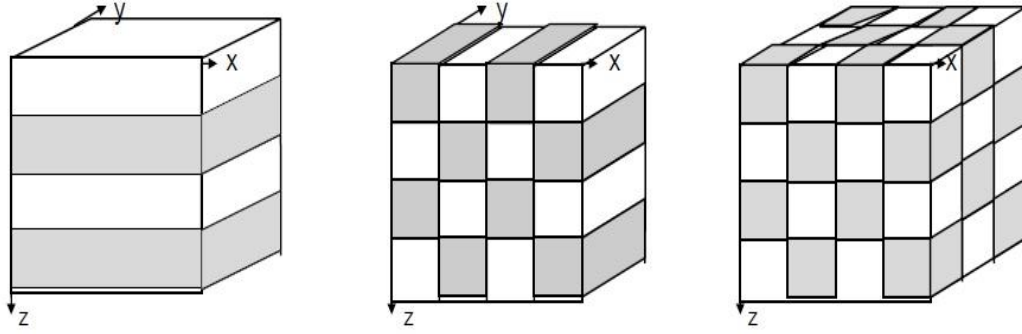


Şekil 3.38. Çok elektrotlu cihaz ile Wenner-Schulumberger elektrot diziliminin uygulanması (Uyanık vd., 2012)

Şekil 3.38’de A ve B akım elektrotları M ve N gerilim elektrotlarıdır. MN elektrotları arası mesafe a ise AM ve BN elektrotları arası mesafe n*a kadardır.

Özdirenç, jeolojik birimlerin gözenekliliği, su içeriği, tane boyutu, çimentolaşma derecesi, yaşı, çözünme miktarı gibi birçok faktöre bağlı olarak değişir. Bu faktörlerin zemin veya kaya içerisindeki yüzdesine göre jeolojik birimin özdirenç değeri değişmektedir.

Jeofizik çalışmalar sonucu yer altı 1, 2 ve 3 boyutlu olarak modellenebilir (Şekil 3.39). Çalışma alanında öz direnç verileri toplandıysa bu veriler kullanılarak yeraltının iletken ve dirençli yapıları belirlenir.



Şekil 3.39. Sırasıyla 1B, 2B ve 3B öz direnç modelleri (Candansayar, 1997)

İki boyutlu modellemede

ile tanımlanan Poisson denklemidir. Üç boyutlu modelleme için kullanılan denklem ise

olarak tanımlanmıştır.

(3.29) ve (3.30) denkleminde kullanılan değişkenlerin tanımı, denklemlerin çözümü ve ayrıntılı bilgi için Candansayar (1997)'a bakılabilir.

Bu çalışmada 48 elektrotlu ABEM marka öz direnç cihazı kullanılarak elektrik öz direnç tomografi çalışması uygulanmıştır. Toplamda 6 profil veri toplanmıştır. Elektrotlar arası mesafe birinci profilde 2 metre, ikinci ve üçüncü profilde 2,5 metre, dördüncü, beşinci ve altıncı profillerde 3 metredir.

3.3.Zemin Mekaniği Deneyleri

Bir bölgenin kayma potansiyelini belirlemek için o bölgeyi oluşturan zeminin iyi tanımlanması gerekir. Tam anlamıyla zeminin mühendislik özelliklerini tanımlamak için de jeofizik ve laboratuvar çalışmalarının eksiksiz yapılması gerekir.

Literatürde birçok zemin sınıflama türü vardır. Yaygın olarak kullanı ise birleşmiş zemin sınıflandırması ve plastisite abağıdır. Zeminin dane çapı dağılımı ile plastisite özellikleri belirlenerek sınıflama yapılır. Bu sınıflamaya göre kullanılan harflerden ilki zeminin türünü, ikincisi ise granülometrik veya plastiklik özelliklerini belirtir. Örneğin, zemin GW ile ifade ediliyorsa, ilk harf olan G “çakılı”, ikinci harf W ise “iyi derecelenmiş” olduğunu belirtir (Çizelge 3.2).

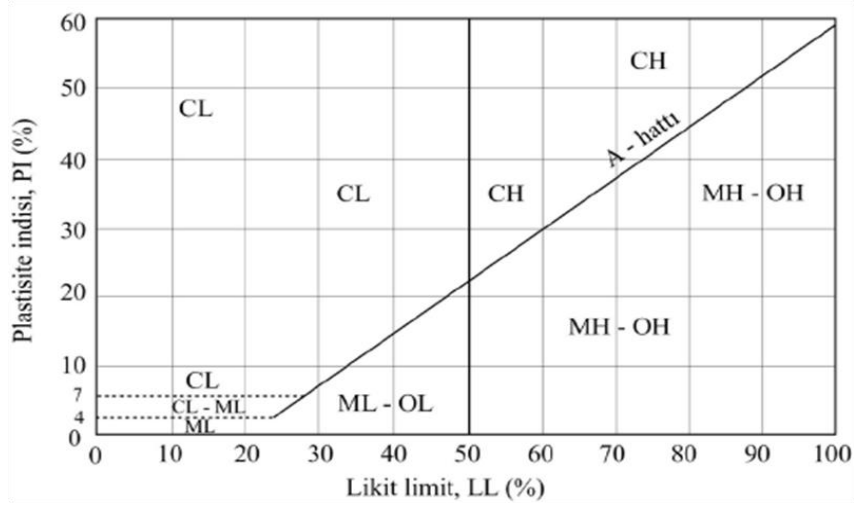
Çizelge 3.2. Dane çapı ve plastisite özelliğine göre zemin sınıflaması

Ana Bölümler	Grup Sembolü	Tipik Adlandırma	Açıklama
ÇAKIL	GW	İri derecelenmiş çakıl, çakıl-kum karışımı, ince malzeme çok az veya hiç yok	$Cu > 4$, $1 < Cc < 3$
	GP	Kötü derecelenmiş çakıl-kum karışımı, ince malzeme çok az veya hiç yok	GW deki şartlar sağlanmaz ise
	GM	Siltli çakıl, çakıl-kumsilt karışımı	Plastisite abağında A çizgisinin altında veya $IP < 4$
	GC	Killi çakıl, çakıl-kum-silt karışımı	Plastisite abağında A çizgisinin üstünde veya $IP > 7$
KUM	SW	İyi derecelenmiş kum, çakıllı kum, ince malzeme çok az veya hiç yok	$Cu > 6$, $1 < Cc < 3$
	SP	Kötü derecelenmiş kum, çakıllı kum, ince malzeme çok az veya hiç yok	SW deki şartlar sağlanmaz ise

Çizelge 3.2. Dane çapı ve plastisite özelliğine göre zemin sınıflaması (Devam)

KUM	SM	Siltli kum, kum-silt karışımı	Plastisite abağında A çizgisinin altında veya $IP < 4$
	SC	Killi kum, kumlu kil karışımı	Plastisite abağında A çizgisinin üstünde veya $IP > 7$
KİL VE SİLT	ML	İnorganik silt ve çok ince kum, kayaç unu, siltli veya killi ince kum veya plastisitesi düşük killi silt	Likit limit ve Plastisite indisi değerleri ile Plastisite Abağı kullanılarak belirlenir
	CL	Plastisitesi düşük veya orta inorganik kil, çakıllı kil, kumlu kil, siltli kil, zayıf kil	
	OL	Organik silt ve plastisitesi düşük organik siltli kil	
	MH	İnorganik silt, mikalı ve diyatomeleli, ince kumlu veya siltli toprak, elastik silt	
	CH	Plastisitesi yüksek inorganik kil, şişen kil	
	OH	Plastisitesi orta ve yüksek organik kil, organik silt	
ORGANİK TOPRAK	PT	Turba ve oldukça organik diğer zeminler	

Kum, çakıl gibi iri daneli zeminler, dane çapı dağılımına göre sınıflandırılırken, kil, silt gibi ince daneli zeminlerde plastiklik özellikleri belirlenerek, plastisite abağı yardımıyla sınıflandırılır (Şekil 3.40).



Şekil 3.40. Plastisite abağı

Zemin mekaniği deneylerini uygulamak için bölgede yapılan sondajlardan alınan numuneler doğal özelliklerini kaybetmemesi için en kısa sürede laboratuara ulaştırılmalıdır. Numunenin sadece alındığı noktanın özelliklerini yansıtmaması nedeniyle laboratuvar deneyleri sonuçları tüm yapının özelliklerini yansıtmayabilir. Bu nedenle tek başına laboratuvar deneyleri yeterli değildir fakat jeofizik kesitlerin yorumlanmasında kolaylık sağlayacağı için bu deneylere ihtiyaç vardır.

Laboratuvar deneyleri ile zemini tanımlarken, dane çapı dağılımını belirlemek için elek analizi deneyi, plastisite özelliğini belirlemek için atterberg deneyi, doğal su içeriğini belirlemek içinde su muhtevası deneyi yapılmıştır. Bu deneyler sonucu birleşik zemin sınıfı belirlenmiştir.

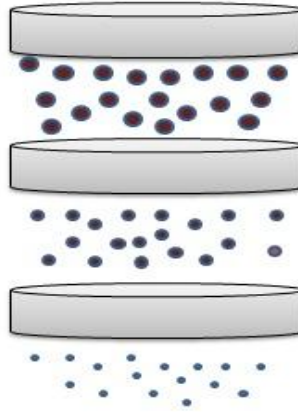
Aşağıda zemin mekaniği deneyleri ayrı ayrı açıklanmıştır.

3.2.2.1. Elek analizi

Elek analizi için elekler kullanılır. Elekler, genellikle kare gözlüdürler ve her eleğin bir adı vardır. Halihazırda elekler İngiliz-Amerikan birimlerine göre adlandırılmakta olup, iri gözlü elekler inch (1 inch=24,5 mm) cinsinden adlandırılırken ince gözlü elekler bir rakam ile adlandırılır. Ama gittikçe elekler, göz çapının büyüklüğüne mm cinsinden büyüklüğüne göre adlandırılmaktadır.

Elekte bir kare gözün kenar uzunluğuna, elek göz çapı denilir ve bu, zeminin tane çapına karşılık gelir (Uzuner, 2007).

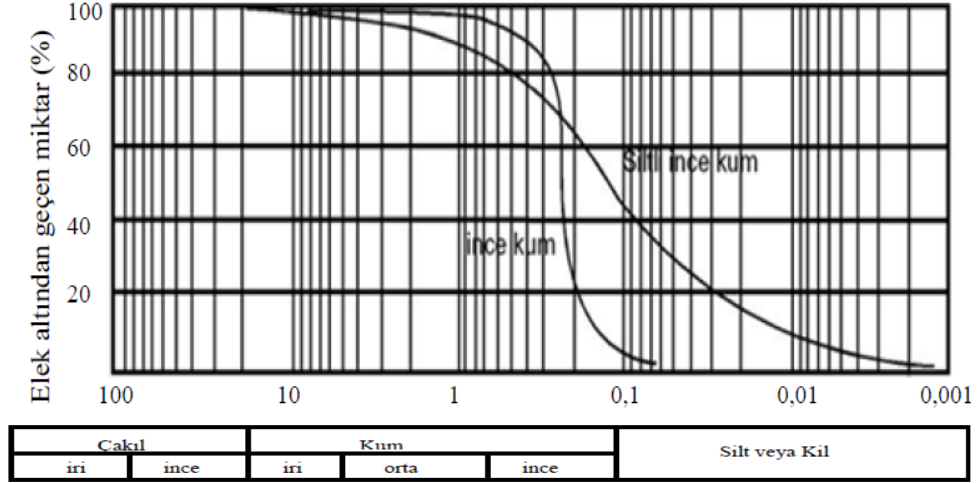
Elek analizi deneyi için, elekler üstten aşağıya doğru iri gözlü elekten, ince gözlü eleğe doğru sıralanır (Şekil 3.41.). Deneyde kullanılacak zemin numunesi etüvde kurutulur ve tanelenmesi sağlanır. Daha sonra ağırlığı belli olan bu zemin numunesi en üstteki eleğe boşaltılarak elek sistemi sarsılma başlanır.



Şekil 3.41. Elek dizisi

Sistem sarsıldıkça tane boyutuna göre zemin, farklı eleklerde farklı ağırlıklarda kalacaktır. Her elekte kalan zeminin ağırlığı belirlenir ve yüzdesi aşağıdaki bağıntı ile belirlenir.

Dane büyüklüğü dağılım eğrisi, yatay ekseninde tane çapı (mm) ve düşey ekseninde geçen yüzdeleri olmak üzere çizilen bir eğridir (Şekil 3.42). Yatay eksen logaritmik olup; tane çapı genellikle soldan sağa doğru büyür elek göz çapı ve geçen yüzde değerleri kullanılarak noktalar işaretlenir ve bu noktalar birleştirilerek tane büyüklüğü dağılım eğrisi elde edilir (Uzuner, 2007).



Şekil 3.42. Dane boyu dağılım eğrisi (Çekmen, 2009)

Malzemenin %90'ının üzerinde kaldığı elek açıklığına eşdeğer dane çapı 'etkin dane çapı', D_{90} ; malzemenin %50'sinin kaldığı elek açıklığına eşdeğer dane çapı ise 'ortalama dane çapı, D_{50} olarak adlandırılır (Uzuner, 2007). Dane çapı dağılımından (D_{10} , D_{30} , D_{50} , D_{60}) yola çıkarak zeminin ünlormluk katsayısı ile derecelenme katsayısı hesaplanır. Bu katsayılar zemin hakkında bilgiler verir.

Zeminin ünlormluk katsayısı denklem (3.32) ile, derecelenme katsayısı ise denklem (3.33) ile hesaplanır.

$$U = \frac{D_{60} - D_{30}}{D_{30} - D_{10}}$$

$$C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}}$$

İyi derecelenmiş zemin tüm dane boyutlarından (iri, orta, ince) dengeli olarak içerir. Bu tür zeminlerin kayma dayanımı yüksek, sıkışabilirliği iyi, geçirgenliği ise düşüktür. Granülometre eğrisi yayvan şekildedir.

Kötü derecelenmiş zemin ise ünlorm (tek düze) bir yapıya sahiptir. Sıkışabilirliği düşüktür.

3.2.2.2. Atterberg (Kıvam) Limitleri Deneyleri

Atterberg (kıvam) limitleri ile siltli ve killi zeminlerin sertlik-yumuşaklık derecesi belirlenir. Birçok zemin araştırmasında rutin olarak yapılan bu deneyler standartları olan ve düşük maliyetli deneylerdir. Likit limit ve plastik limit deneyleri olarak iki farklı deney şeklinde yapılır.

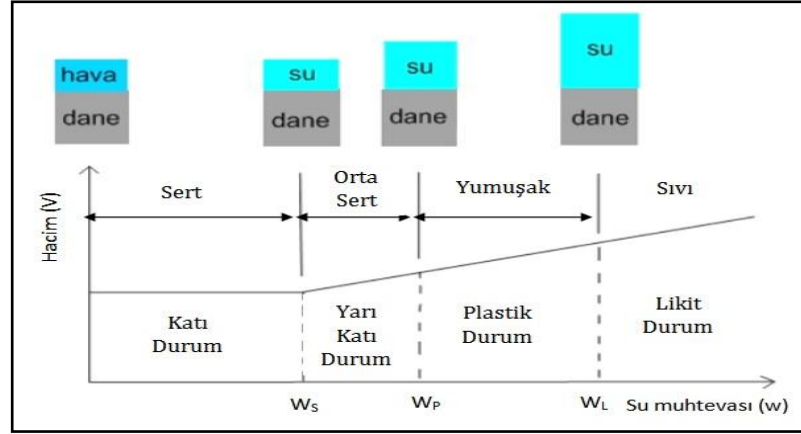
Örselenmiş zemin numuneleri üzerinde yapılan deneyler olması nedeniyle heyelan problemlerinin çözümünde sınırlı bilgiler üretir. Mühendise, zeminin kıvamı hakkında bilgi verir ve yerin dayanımının yorumlanmasında kolaylık sağlar.

Su içeriğine bağlı olarak zeminlerin durumu genel olarak yumuşak, orta sert, sert gibi isimlerle ifade edilir. Killi ve siltli zeminler su ilave edilip yoğrulduklarında plastiklik özelliği gösterirler. Plastiklik ya da plastisite, bu türden ince daneli zeminlerin bir özelliği olup, kırılmadan şekil vermeyi ifade eder. Plastisite özelliği kum ve çakıl gibi iri daneli zeminlerde gözlenmez.

Kuru ve ince daneli bir zemine gittikçe artacak şekilde su ilave edilerek karıştırılırsa, hacmi bir miktar artar ve zemin sırasıyla katı durum (sert), yarı katı durum (orta sert), plastik durum (yumuşak), likit (süspansiyon, sıvı) durum şeklini alır.

Likit durumda, zeminin akma dayanımı düşüktür, zemin bir sıvı gibi davranabilir. Plastik durumda, zeminde deformasyon gözlenmez, zemine istenilen şekil verilebilir. Yarı katı durumda, zemine zorlukla şekil verilir, zeminde çatlaklar oluşur. Katı durumda ise zemine şekil verilemez.

Atterberg (1991), zeminin bu durumlarını ve sınır su muhtevalarını tanımlamış ve bu sınır su muhtevalarına Atterberg Limitleri demiştir (Şekil 3.43). Atterberg limitleri; Likit limit, Plastik limit ve Rötire (büzülme) limitidir.

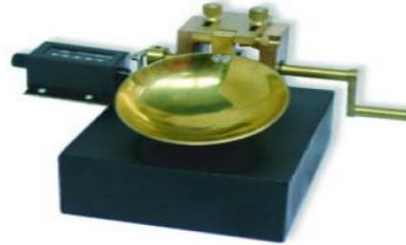


Şekil 3.43. Atterberg (kıvam) limitlerinin su muhtevasına bağlı olarak değişimi

Bu çalışmada likit limit ve plastik limit deneyleri yapıldığı için bu deneylerin yapılışı açıklanmıştır.

3.2.2.2.1. Likit limit deneyi

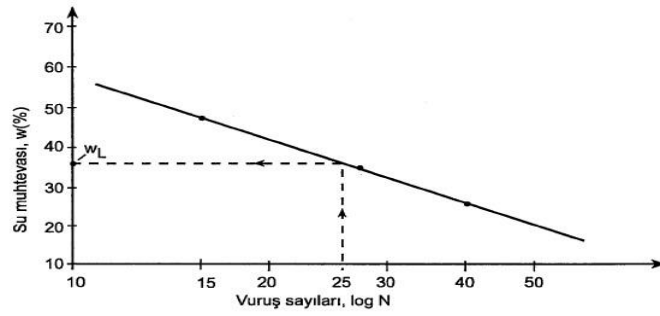
Likit limit birkaç farklı yöntemle belirlenebilir fakat en çok kullanılan yöntem Casagrande yöntemidir. Bu yöntemde Casagrande'nin önerdiği standart likit limit aleti kullanılır (Şekil 3.44).



Şekil 3.44. Casagrande aleti (Kızılçelik, 2010)

Deneyi uygulamak için bir miktar kil numunesi etüvde kurutulur ve içerisindeki iri daneleri elimine etmek için 0,425 mm çapındaki elekten geçirilir. Elekten geçen numune bir kap içerisinde su ilave edilerek karıştırılır. Zemin numunesi iyice karıştırıldıktan sonra Casagrande aletinin kabına yerleştirilir, bir spatula ile yüzeyi düzlenir. Standart deney bıçağı ile zemin ikiye ayrılır. Aletin kolu saniyede 1 dönüş yapacak şekilde çevrilir ve vuruş sayıları kaydedilir. Kol döndürüldükçe numune içeren kap, 10 mm yükseklikten plastik bir blok üstüne art arda düşer. Düşmenin etkisiyle ortadan ayrılmış numune birleşmeye başlar.

Birleşmenin yaklaşık 10 mm kadar olduğu durumda düşürme işlemi bırakılır ve başlangıçtan son ana kadar ki vuruş sayısı not edilir. Bu zeminden bir miktar alınıp, su muhtevası belirlenir. Aynı işlem zeminde farklı su muhtevalarında tekrarlanarak vuruş sayısı – su muhtevası grafiği çizilir. Yatay eksen vuruş sayısı (N)'dir ve logaritmik ölçeklidir. Düşey eksen ise su muhtevasıdır. Grafikte 25 vuruşa karşılık gelen su muhtevası o zeminin likit limit değerini verir (Şekil 3.45).



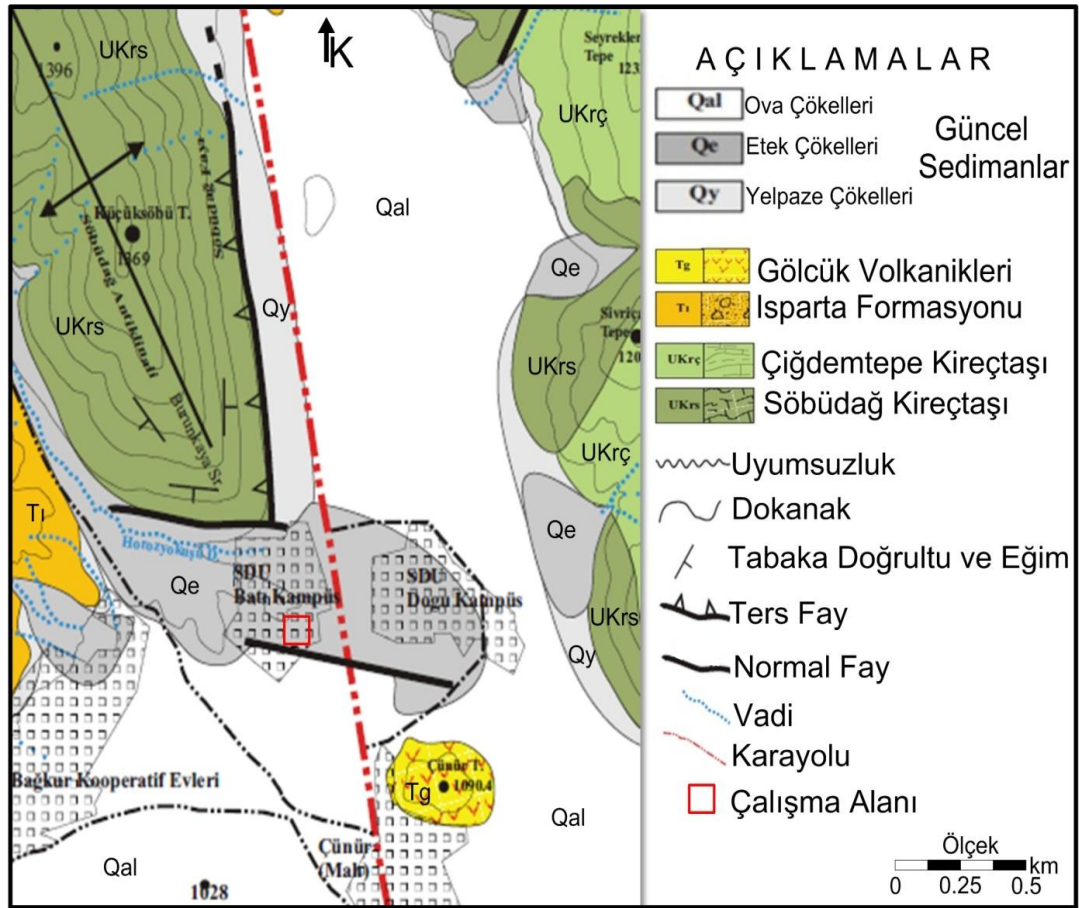
Şekil 3.45. Likit limitin belirlenmesi (Uzuner, 2007)

3.2.2.2.2. Plastik limit deneyi

Deneyi uygulamak için zemin numunesi etüvde kurutulur, danelenmesi sağlanır ve 40 nolu elekten geçirilir. Böyle bir zemine su ilave edilerek yoğrulur. Hazırlanan zemin numunesinden bir miktar alınarak cam plaka üzerinde yuvarlanarak çubuk şekli verilir. Numunenin belirli bir su muhteva değerinde ve zemin çubuğunun 3 mm çapında olduğunda çatlamalar ve kopmalar oluşur. Bu durumdaki su muhtevası zeminin plastik limitini verir. Deney düzeneği Şekil 3.46' da gösterilmiştir. Plastisite indisi ise likit limit değerinden plastik limit değerinin çıkarılması ile bulunur.



Şekil 3.46. Plastisite deney aletleri (Kızılçelik, 2010)



Şekil 4.2. Çalışma alanının jeoloji haritası (Koçyiğit, 1981'den düzenlenmiştir)

4.1.2.1. Söbüdağı formasyonu

Formasyon adını, Çünür kuzeyinde bulunan Söbüdağ dolayından alır. Başlıca Isparta – Ankara karayolunun her iki tarafında olmak üzere Büyük Söbü tepe, Küçük Söbü tepe, Göltaş çimento fabrikası güneyi ve Bozanönü dolaylarına olmak üzere yaklaşık 9 km²'lik bir alanda yüzeylenme verir.

Birim egemen olarak açık-koyu gri, bej renkli çoğunlukla masif, yer yer orta-kalın katmanlı kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Genel olarak sıkı dokulu ve homojen bir yapıya sahip olan kireçtaşları bol çatlaklı olup, çatlaklar çoğunlukla ikincil kalsit ile doldurulmuştur. Birim bölgedeki tektonizma koşullarından büyük ölçüde etkilenmiş şiddetli kıvrımlı, kırıklı bir yapı kazanmıştır. Söbüdağ formasyonu, Isparta – Ankara karayolu boyunca yüksek açılı bir ters fayla (Söbüdağ Fayı) eosen yaşlı birimler üzerine itilmiştir. Fay dokanağı boyunca yer yer diyabaz türü ofiyolitik bileşenlere rastlanır.

Söbüdağ kireçtaşı üyesi taban seviyeleri yörede izlenemediğinden daha yaşlı birimlerle olan stratigrafik ilişkisi bilinmemektedir. Bölgede birimin taban dokanağı görülemediği için gerçek kalınlığı tam olarak bilinemez. Ancak harita ve topografya yorumuna göre, görünür kalınlığı 500 metreden fazladır (Karaman, 1994).

4.1.2.2. Senirce formasyonu

Birim adını Senirce köyünden alır. Önceki çalışmalarda Karaman vd., (1988) tarafından Senirce kireçtaşı olarak tanımlanmıştır. Koçyiğit (1983, 1984) tarafından Çiğdemtepe kireçtaşı olarak isimlendirilmiştir.

Yörede başlıca Büyük Söbü ve Küçük Söbü tepelerin güneybatısında, Göltaş çimento fabrikası, Senirce köyü ve Bozanönü köyü dolaylarında yaklaşık 4 km' lik bir alanda yüzeylenmektedir. Çiğdemtepe kireçtaşı Mesozoyik yaşlı otokton karbonat istifinin en üst seviyesini oluşturur. Bölgede geniş yayımlı Tersiyer yaşlı birimlerin tabanında yer alması ile de dikkati çeker. Tabanda ince orta katmanlı ve sert yapılı; üst seviyelere doğru ise plaketli yer yer laminalı, nispeten daha gevrek ve kırılmandır. Birimin üst seviyelerine doğru kireçtaşlarının içerdiği kil oranı yükselir.

Kireçtaşları çoğu kez konkordan kırılma yüzeylidir ve stilolit yapıları içerir. Söbüdağ kireçtaşı üyesine oranla daha az çatlak düzlemine sahiptir ve bunların içleri ikincil kalsit ile doldurulmuştur. Formasyon kalınlığı 50-100 metre arasında değişir (Karaman vd., 1988; Karaman, 1994).

4.1.2.3. Kayıköy formasyonu

Birim adını, özelliklerinin en iyi sergilendiği yer olan Kayıköy' e dayandırılarak Karaman vd., (1988) tarafından verilmiştir. Formasyon başlıca kuzeyde Göltaş çimento fabrikası ve Kızılkırma tepe batısından başlamak üzere, daha güneye doğru Koçtepe köyü, Kabak tepe batısı ve Kayıköy dolaylarında oldukça geniş bir alanda yüzeylenmektedir (Karaman, 1994).

Formasyon, egemen olarak killi kireçtaşı, kil taşı, silt, kumtaşı ve konglomera ardalanmasından oluşur. Egemen litolojiler kumtaşı ve kireçtaşıdır. Birim genel olarak arazi gözlemlerinde genellikle açık-koyu gri, yeşilimsi gri, kırmızımsı, kahverengimsi, yeşilimsi sarı, sarımsı renklerde gözlenir. Killi kireçtaşı yüzeyde kırmızımsı gri, pembe ve bazen de gri ayrışma renkli ve çatlaklıdır. Kumtaşları yeşilimsi renkli yer yer kaba tanelidir. Tabaka kalınlıkları birkaç santimetreden metre mertebesine ulaşabilmektedir. Gökçebağ dolaylarında ofiyolitli karmaşığı uyumsuz olarak örter. Üst sınırında Gölcük formasyonunun tüfleri ve geniş alüvyonlarla örtülüdür. Burdur dolaylarında bazı kesimlerde ise ofiyolitli karmaşık tarafından tektonik olarak üstlenir. Kayıköy formasyonunun kalınlığı 650-700 metre dolaylarındadır (Görmüş ve Özkul, 1995).

4.1.2.4. Gölcük formasyonu

Birimin adı Isparta ili güneyinde bulunan Gölcük volkan krater gölüne dayandırılarak Karaman, (1990) tarafından verilmiştir. Yakaören köyü, Tepebaşı, Yumru tepe dolayları ile Çünür doğusu ve Bozanönü güneyinde yüzeylenir.

Formasyon tamamıyla volkanik kökenli kayalardan oluşmaktadır. Egemen kaya türünü son derece hafif gereçlerden oluşmuş tüf, tüfit ve pomza seviyeleri temsil eder. Bunlar arazi gözlemlerinde kirli beyaz, açık kahve, sarı ve grinin tonları arasında renkler göstermekte olup, volkanik kökenli kil, killi silt, kum ve çakıl ile yer yer blok boyutundaki malzemelerden oluşmaktadır. Tüf ve tüfitler çoğu zaman yatay veya yataya yakın konumlu ve iyi tabakalanmalıdır.

Genel olarak alt seviyelerde nispeten daha sıkı dokulu ve sertleşmiş tüfitler yer alır. Yatay konumlu bu sert ve sık dokulu tüfitler, topografyada belirgin ve dik yüzey şekilleri oluşturur.

Birimin alt dokanağında aynı formasyonun andezit üyesi bulunur. Gölcük tüfitleri, andezit üyesini çoğu kez yataya yakın bir şekilde örter. Örneğin Yakaören köyü ve Tepebaşı dolaylarında andezitlerin üzeri düzgün ve yatay

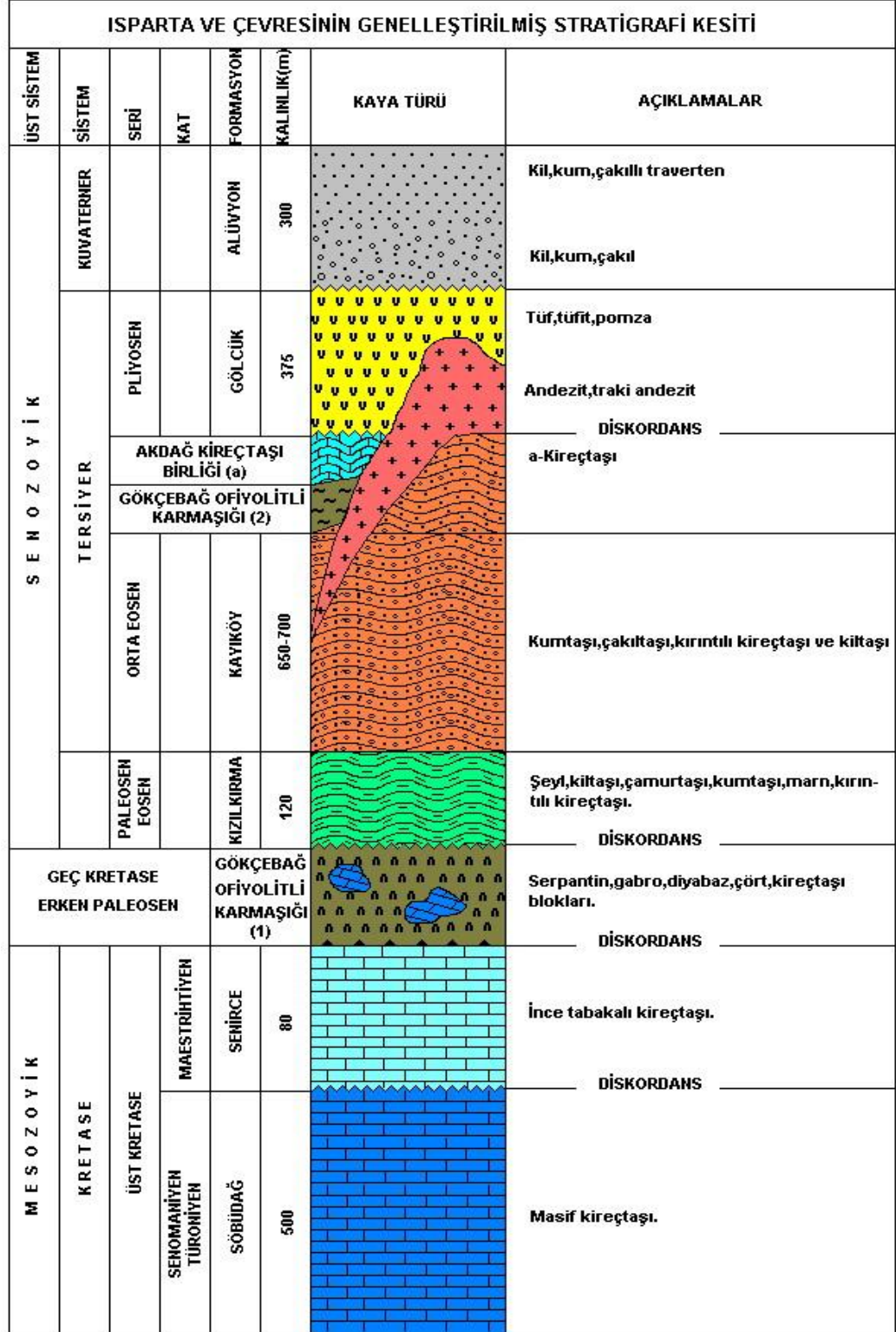
konumlu tf ve tfitlerle örtülmüştür. Gölcük formasyonunun volkanoklastik istifinin kalınlığı 375 m civarındadır.

Gölcük formasyonunun tf, tüfit ve pomza seviyelerinin mutlak yaını belirleme imkanı bulunamamıştır. Ancak Gölcük volkanizması ile etrafa yayılan tf, tüfit seviyelerinin bir kısmı Burdur havzasına kadar erierek, orada çökelen Pliyosen yalı glssel tortullarla yanal-düşey yönlerde geçişler göstermiştir (Karaman, 1986). Birimin Pliyosen yalı glssel tortullarla yanal-düşey geçişli olması nedeniyle yaı Pliyosen (muhtemelen st Pliyosen) olarak kabul edilmiştir (Karaman, 1994).

4.1.2.5. Alüvyon ve birikinti konisi

Isparta ovası yer yer 300 m den fazla kalınlığa sahip alüvyonlarla örtülüdür. Alvyonlara gereç sağlayan birimler, ovayı sınırlayan kireçtaşları, ofiyolitli karmaşık, denizel kırıntılı birimler ile Gölcük volkanizmasıdır. Özellikle tf, tüfit, pomza gibi hafif gereçlerden yapıllı volkanik kökenli malzemeler de, gerek merceklenme gerekse ara tabakalanma şeklinde alüvyonlar içerisinde yer alırlar. Alüvyal yelpaze tortulları, yörede birçok yerde yüzeylenme verir. Bunlar içerisinde en önemli ve yaygın olanı Süleyman Demirel niversitesi yerleşke sahasının üzerinde kurulduğu genç birikinti konisidir. Bu kesimdeki birikinti konisini oluşturan yelpaze tortulları, Isparta ovası alvyonlarının üst seviyelerinde ve onlarla yanal-düşey geçişlidir. Süleyman Demirel niversitesi yerlekesinin altında bulunan birikinti konisi, Söbüdağ kireçtaşları ile Kayıky formasyonu dokanağında gelişen KKB uzanımlı vadi boyunca aınan birimlerden sağlanan malzemelerden oluşmuştur. İçerisinde kaba daneli kumtaşı, çakıltaşı gibi düzeylerin yanı sıra ince daneli killi, kumlu seviyelerde yer alır. Kumtaı ve akıltaları yer yer karbonat imento ile birbirine bağlanmış olup, içerisinde yer yer değişen kalınlıklarda gözenekli veya çakıllı traverten seviyeleri de bulunur. Diğer yandan yöredeki volkanizma etkinliği sonucu yelpaze tortulları içerisinde yoğun tf, tüfit, pomza düzeyleri ile kırmızı toprak oluşumu seviyeleri de göze çarpar (Karaman, 1994).

Bölgede yer alan litostratigrafi birimlerinin litolojik özellikleri, birimlerin birbirleri ile olan dokanak ilişkileri, oluşum ve yerleşim yaşları aşağıdaki genelleştirilmiş stratigrafi kesitinde verilmiştir (Şekil 4.3).



Şekil 4.3. Isparta ili ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Karaman, 1994)

4.1.3. Yağış durumu

Eğimli ve gevşek zeminlerin kaymasındaki en büyük etmenler yer altı suyu ve yağışlardır. Isparta ili Senirkent ilçesinde meydana gelen heyelan uzun süreli yağışlar neticesinde oluşmuştur. Durağan haldeki malzeme, yağışlar sonucu suya doymun hale gelmiş ve akma türünde bir kayma oluşmuştur.

Eğimli arazilerde, gevşek birimler suya doymun hale geldiğinde heyelanın meydana gelmesi yüksek bir ihtimaldir. Özellikle killi birimler, su emdiğinde kaygan bir hal alırlar ve bu durum sürtünmeyi azaltarak kaymayı kolaylaştırır. Yağışlar, zemini suya doymun hale getirdiğinde ağırlığının da artmasına neden olurlar. Kütlenin ağırlığının artması da kaymayı kolaylaştırıcı bir etmendir. Bu nedenlerden dolayı heyelan araştırılması yapılan bölgelerin yağış durumları incelenmelidir. Yağış miktarı yüksek olan bölgelerdeki heyelan alanlarında suyu uzaklaştırmak için drenaj sistemleri kurulmalıdır.

Isparta ve yakın çevresinde 1970 – 2010 yılları arası, yıllık toplam yağış tutarı ortalama 501,1 mm'dir. Bu yağış tutarı ile Akdeniz ile İç Anadolu Bölgesi arasında bir geçiş özelliği taşımaktadır. Yağış en fazla aralık ayında (71,5 mm), en az ise Ağustos ayında (11,6 mm) düşmektedir (Çizelge 4.1). Yağış miktarı yüksek olan aylarda heyelan riski olan bölgeler incelenmeli, gerilme çatlaklarının oluşup oluşmadığı kontrol edilmelidir.

Çizelge 4.1. Isparta ili yağış verileri (DMİGM, 2010)

Ortalama Yağış Periyodu	En Az Yağış Ağustos Ayı	En Fazla Yağış Aralık Ayı	Yıllık Toplam Yağış Ortalaması
1970 - 2010	11,6 mm	71,5 mm	501,1 mm

4.2. Jeofizik Çalışmaların Değerlendirilmesi

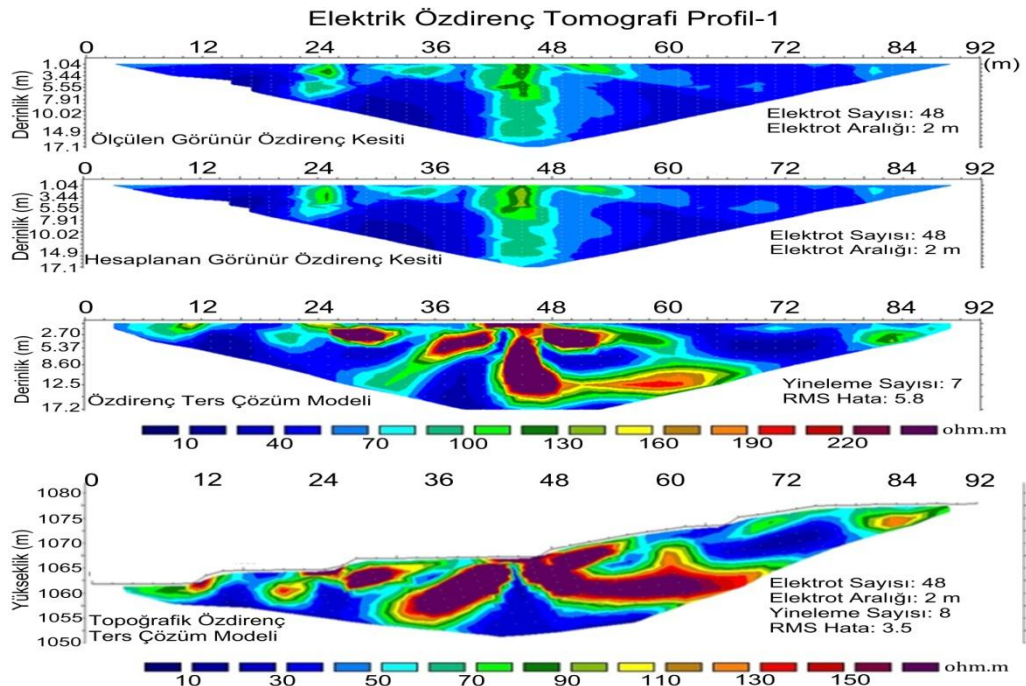
4.2.1. Elektrik öz direnç verilerinin değerlendirilmesi

Elektrik öz direnç çalışmalarında saha ölçümlerinde ABEM marka 48 elektrotlu cihaz kullanılmış olup Wenner-Schulumberger açılım tekniği uygulanmıştır. Ölçülen verilerin ters çözümü, RES2DINV paket programında en küçük kareler ters çözüm tekniği uygulanarak yapılmıştır. Ölçülen, hesaplanan ve ters çözüm

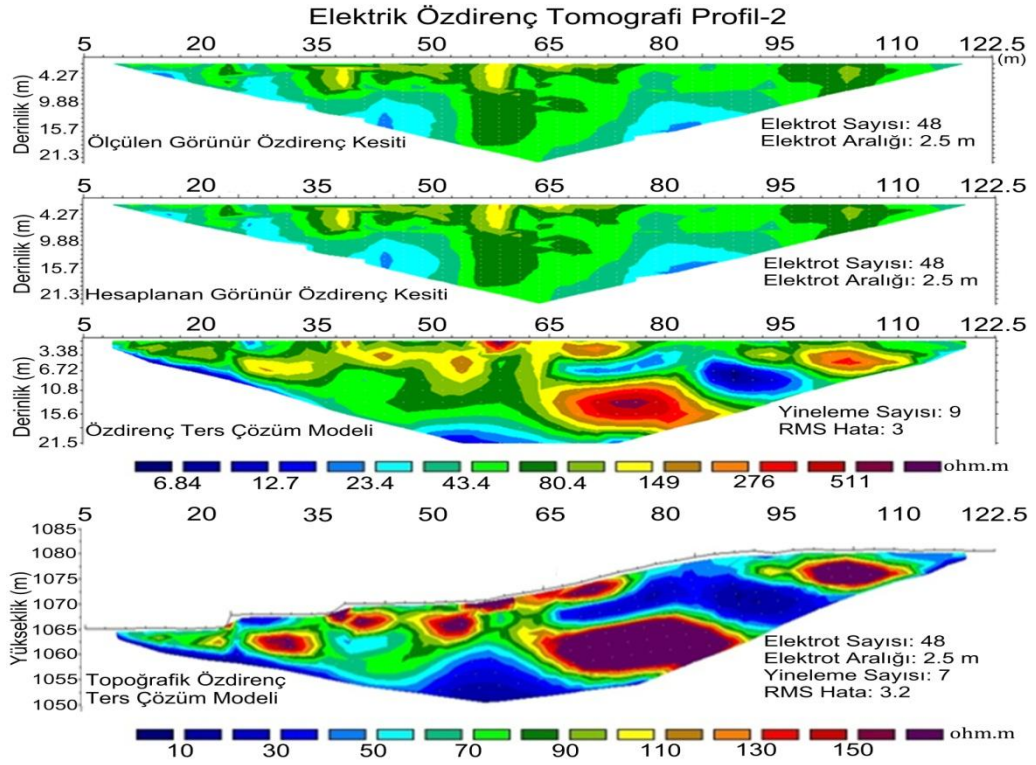
uygulanmış modeller alt alta gösterilmiştir. Saha ölçümlerinde yüzey topoğrafik bilgisine sahip olduğumuz için ters çözüm modellerinde topoğrafya hesaba katılmıştır. Karşılaştırmalı değerlendirmede yorumcuya kolaylık sağlaması açısından tüm profillerde özdirenç değişim aralığı aynı salınmıştır.

Özdirenç kesitlerinde bordo ile gösterilen yerler 100-150 ohm.m özdirence sahip olup diğer bölgelere göre kısmen daha dirençlidir. Yeşil ile gösterilen yerler 70-90 ohm.m'lik özdirence sahiptir. Mavi ile gösterilen yerler 10-30 ohm.m özdirence sahip olup gevşek birimleri temsil eder. Özdirenci düşük olduğu için iletken yapılardır.

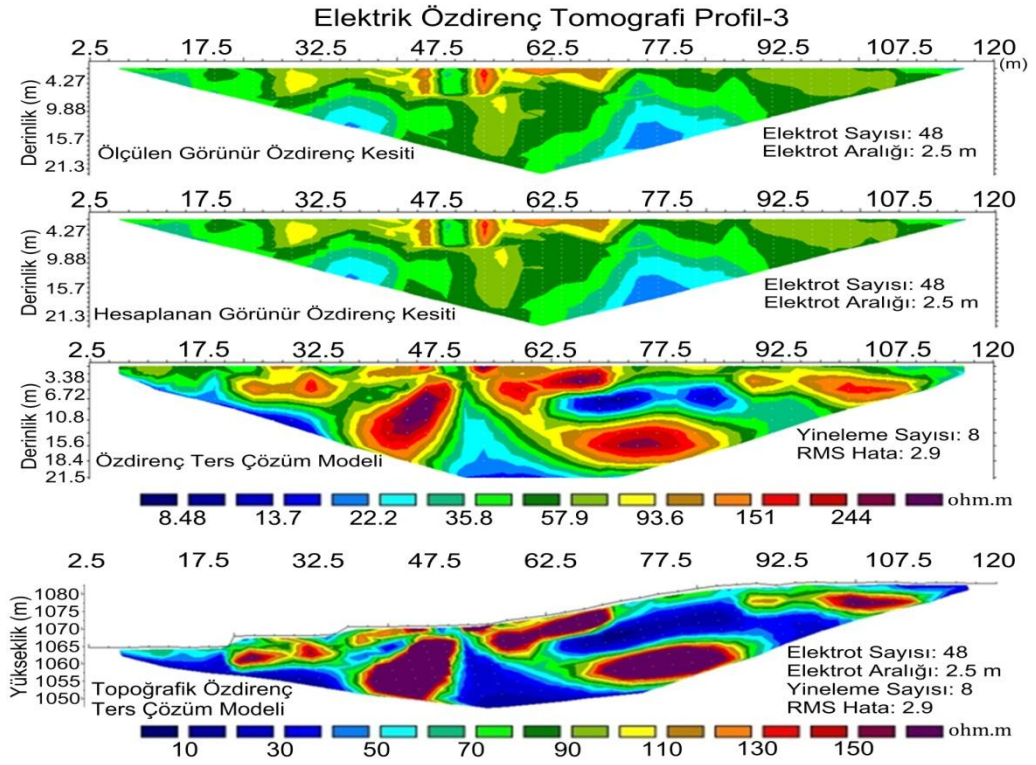
Ters çözüm işlemlerinde birinci profilde yineleme sayısı 8, RMS hata oranı %3,5; ikinci profilde yineleme sayısı 7, RMS hata oranı %3,2; üçüncü profilde yineleme sayısı 8, RMS hata oranı 2,9; dördüncü profilde yineleme sayısı 7, RMS hata oranı %9,4; beşinci profilde yineleme sayısı 8, RMS hata oranı 8,3; altıncı profilde yineleme sayısı 8, RMS hata oranı 5,2' dir. Hata oranı %10' un altında olan modeller kabul edilebilir modeller olarak değerlendirilebilir (Şekil 4.4; Şekil 4.5; Şekil 4.6; Şekil 4.7; Şekil 4.8; Şekil 4.9).



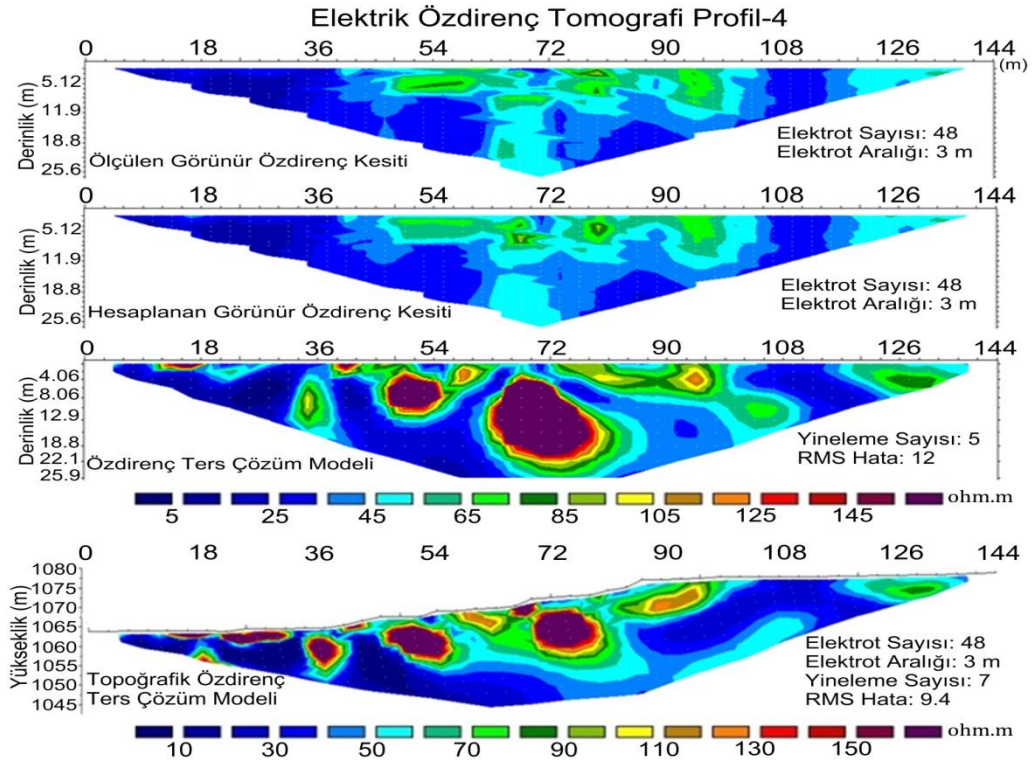
Şekil 4.4. Çok elektrotlu özdirenç tomografi çalışmasının birinci profiline ait iki boyutlu yeraltı modeli



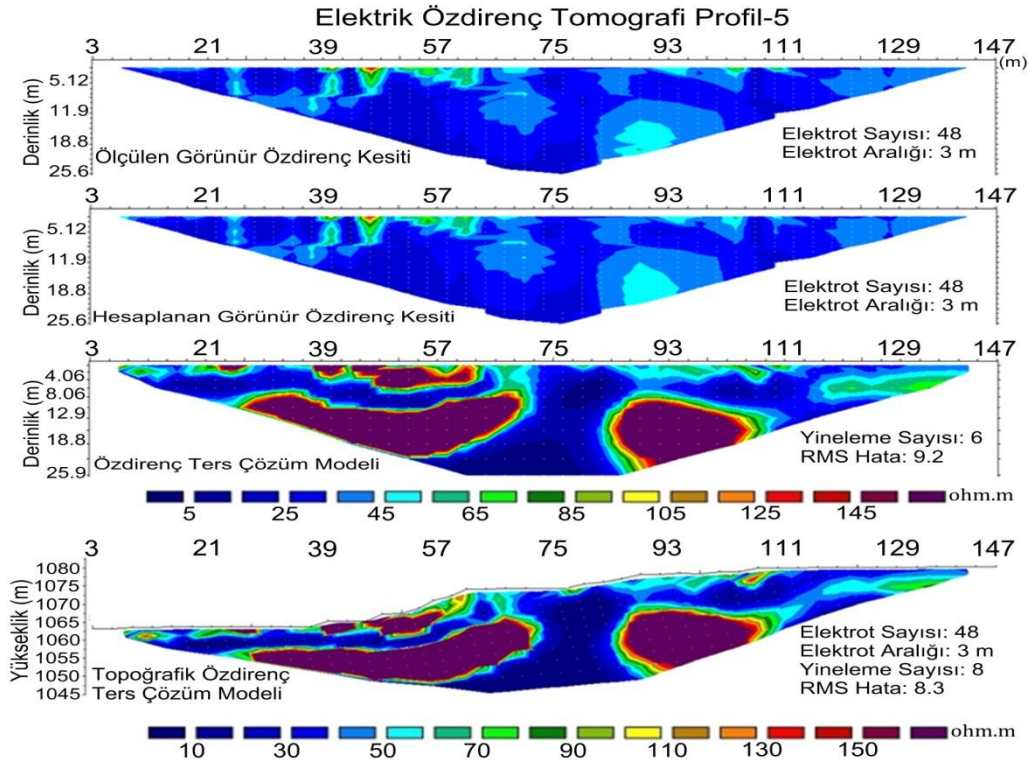
Şekil 4.5. Çok elektrotlu özdirenç tomografi çalışmasının ikinci profiline ait iki boyutlu yeraltı modeli



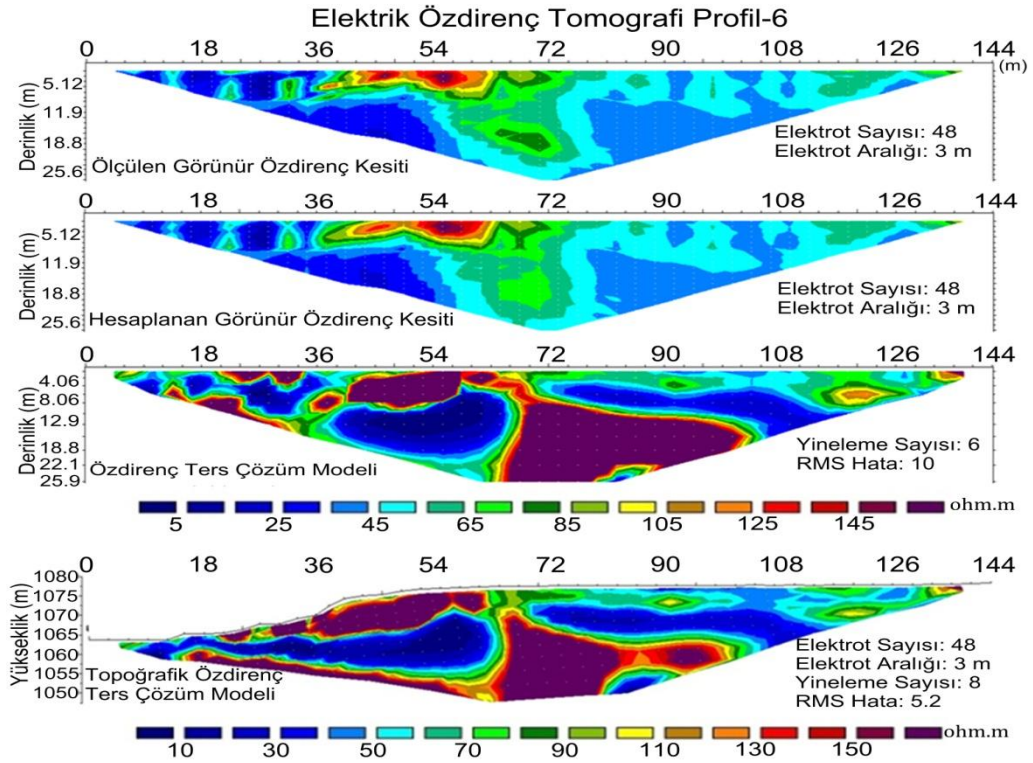
Şekil 4.6. Çok elektrotlu özdirenç tomografi çalışmasının üçüncü profiline ait iki boyutlu yeraltı modeli



Şekil 4.7. Çok elektrotlu özdirenç tomografi çalışmasının dördüncü profiline ait iki boyutlu yeraltı modeli



Şekil 4.8. Çok elektrotlu özdirenç tomografi çalışmasının beşinci profiline ait iki boyutlu yer altı modeli



Şekil 4.9. Çok elektrotlu özdirenç tomografi çalışmasının altıncı profiline ait iki boyutlu yer altı modeli

4.2.2. Sismik Kırılma Verilerinin Değerlendirilmesi

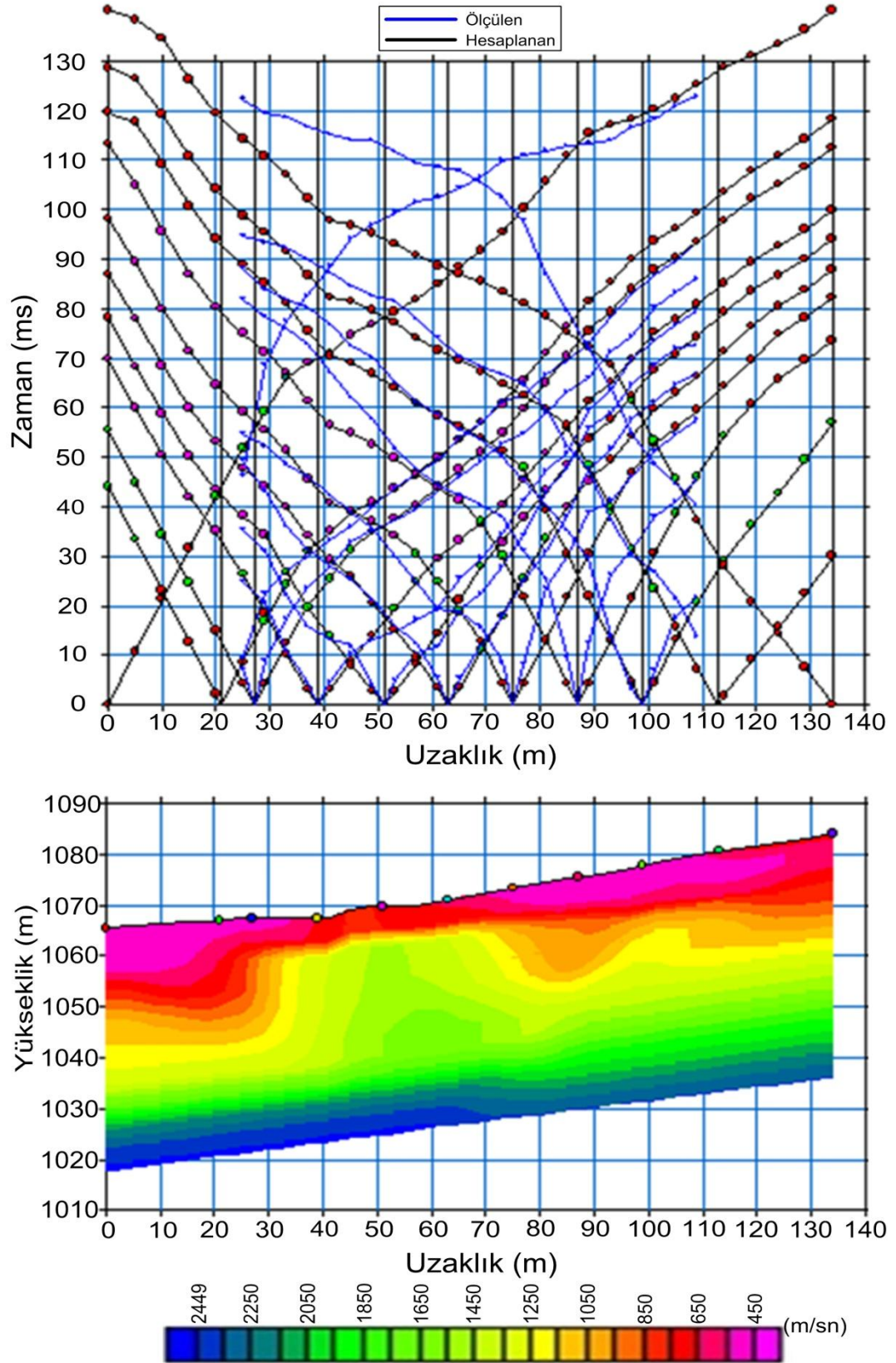
Sismik kırılma çalışmalarında 24 kanallı Geometrics Geode marka cihaz kullanılmıştır. Kayıtlarda kullanılan jeofonlar 14 Hz'dir. Kırılma kayıtları Seisimager paket programında değerlendirilmiştir. Ters çözüm işlemi sonucu yeraltı hız modelleri oluşturulmuştur. Ters çözüm işleminde yeraltı parametreleri kullanılarak yeniden zaman değerleri hesaplanmış ve ölçülen zaman değerleri ile kıyaslanarak yineleme işlemi en az hataya kadar tekrarlanmıştır. Bu çalışma her profildeki P ve S dalgalarının ölçülmüş zaman değerleri için yapılarak yeraltına ait derinlik – hız modelleri elde edilmiştir.

Birinci profilde P dalgası kayıtlarında jeofonların uzaklıklarına bağlı olarak, varış zamanları 0 – 130 ms arasında değişmiştir. S dalgası kayıtlarında ise 0 – 250 ms arasında değişmektedir. Birinci profilde, P dalga hızı 450-2500m/sn ve S dalga hızı 200-700m/sn arasında değişim göstermektedir. Renk skalasına bağlı P ve S dalga hız değişimleri Şekil 4.10 ve 4.11'de sunulmuştur. Bu şekillerdeki modellere göre P dalga hızının 850m/sn den daha düşük olan

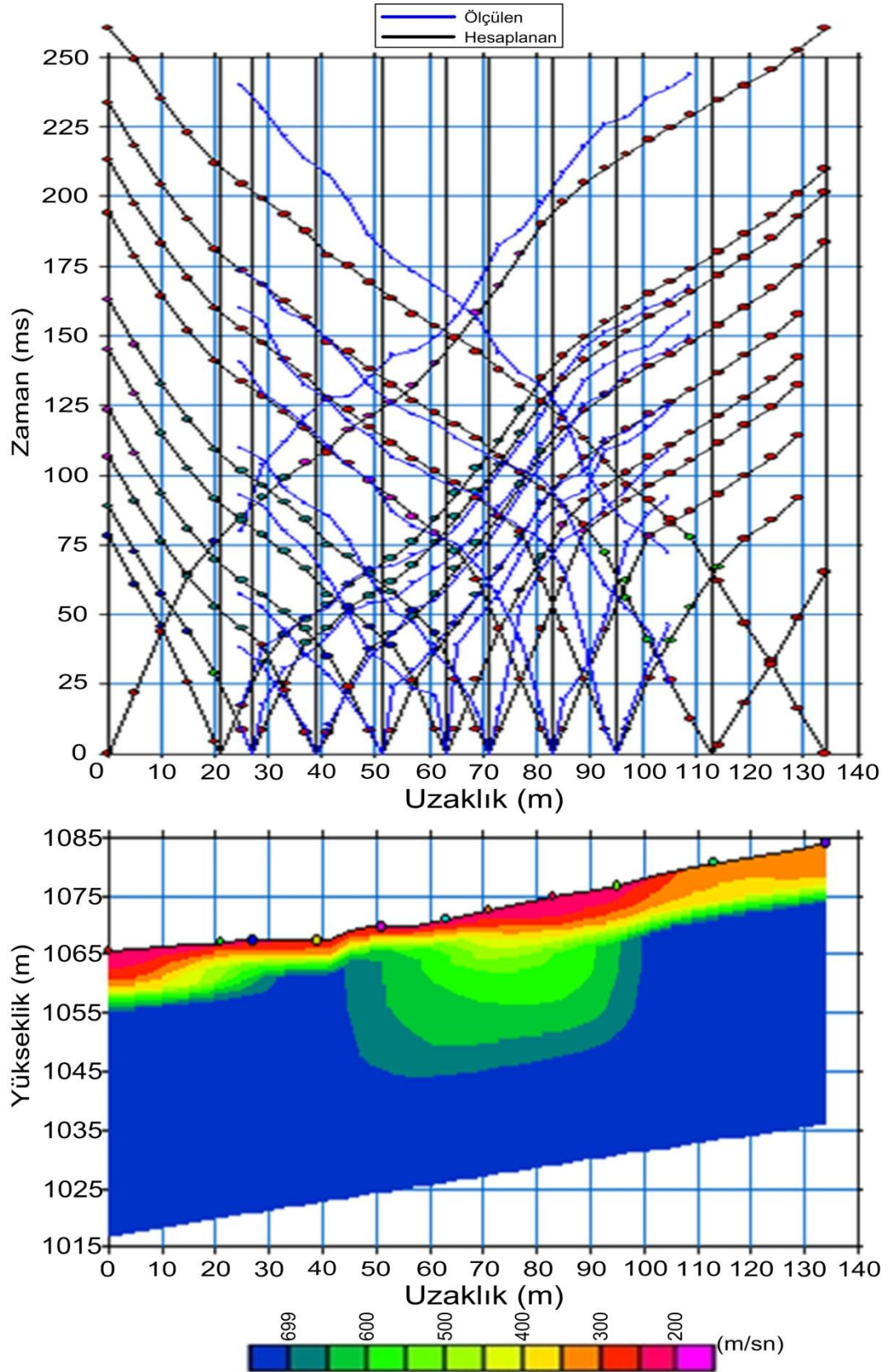
kesimlerin kalınlığı 5-15m arasında değişirken S dalga hızının 300m/sn den daha düşük olan kesimlerin kalınlığı 2 ile 5m arasında değişmektedir. Buna göre çalışılan alanın yüzey kısımları çok gevşek ya da gevşek olarak sınıflandırılabilir. Bu tabakanın altında 5-15m kalınlığında P dalga hızı 850-1450m/sn ve yaklaşık 5m kalınlığında S dalga hızı 300-500m/sn arasında değişen orta sıkı bir zemin bulunmaktadır. Bu zeminin altında ise kalınlığı 5-15m arasında ve P dalga hızı 1450-2050m/sn arasında değişen (Şekil 4.10) ve kalınlığı 5-15m arasında ve S dalga hızı 500-700m/sn arasında değişen (Şekil 4.11) sıkı bir zemin vardır. Bu zeminin altında P dalga hızı 2500m/sn den ve S dalga hızı 700m/sn den daha büyük çok sıkı ya da kayalaşmış bir zemin mevcuttur.

Çalışma alanı bir bütün olarak düşünüldüğünde birinci profil iki ve üçüncü profillere göre daha yüksek hızlara sahiptir. İkinci profilde P dalgası kayıtlarında jeofonların uzaklıklarına bağlı olarak, varış zamanları 0 – 200 ms arasında değişmiştir. S dalgası kayıtlarında ise 0 – 300 ms arasında değişmektedir. Birinci profilde, kırmızı ile gösterilen yerler, P dalga hızı modelinde 450 m/sn' lik hıza sahipken, S dalga hızı modelinde 250 m/sn' lik hıza; yeşil ile gösterilen yerler P dalga hızı modelinde 750 - 850 m/sn' lik hıza sahipken, S dalga hızı modelinde 350 – 400 m/sn' lik hıza; mavi ile gösterilen yerler P dalga hızı modelinde 950 m/sn' lik hıza sahipken, S dalga hızı modelinde ise 450 m/sn' lik hıza sahiptir (Şekil 4.12; Şekil 4.13).

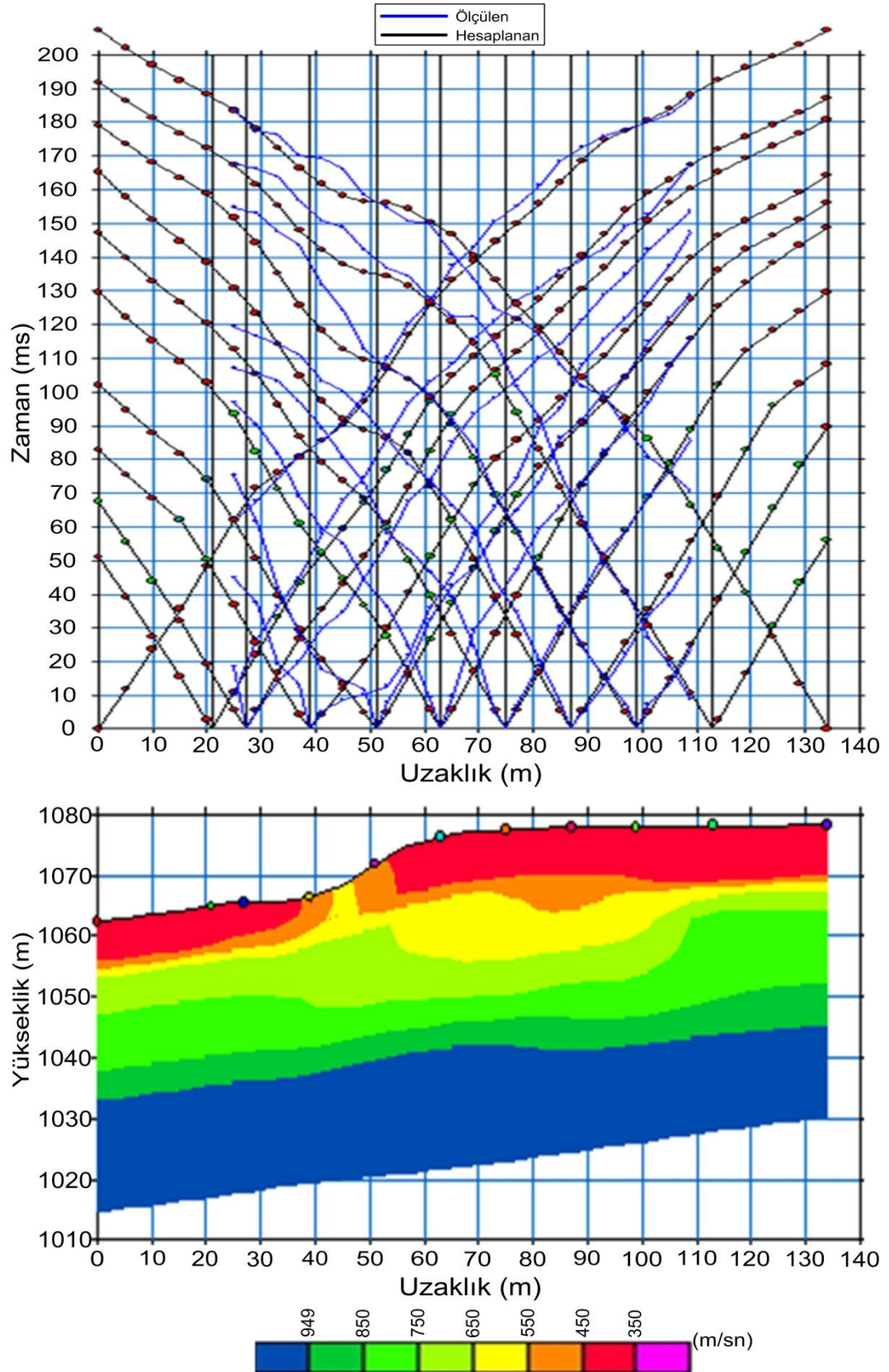
Üçüncü profilde P dalgası kayıtlarında jeofonların uzaklıklarına bağlı olarak, varış zamanları 0 – 200 ms arasında değişmiştir. S dalgası kayıtlarında ise 0 – 340 ms arasında değişmektedir. Birinci profilde, pembe ile gösterilen yerler, P dalga hızı modelinde 250 m/sn' lik hıza sahipken, S dalga hızı modelinde 150 m/sn' lik hıza; kırmızı ve turuncu ile gösterilen yerler, P dalga hızı modelinde 350 – 450 m/sn' lik hıza sahipken, S dalga hızı modelinde 200 m/sn' lik hıza; yeşil ile gösterilen yerler P dalga hızı modelinde 750 – 1050 m/sn' lik hıza sahipken, S dalga hızı modelinde 250 – 300 m/sn' lik hıza; mavi ile gösterilen yerler P dalga hızı modelinde 1250 m/sn' lik hıza sahipken, S dalga hızı modelinde ise 350 m/sn' lik hıza sahiptir (Şekil 4.14; Şekil 4.15).



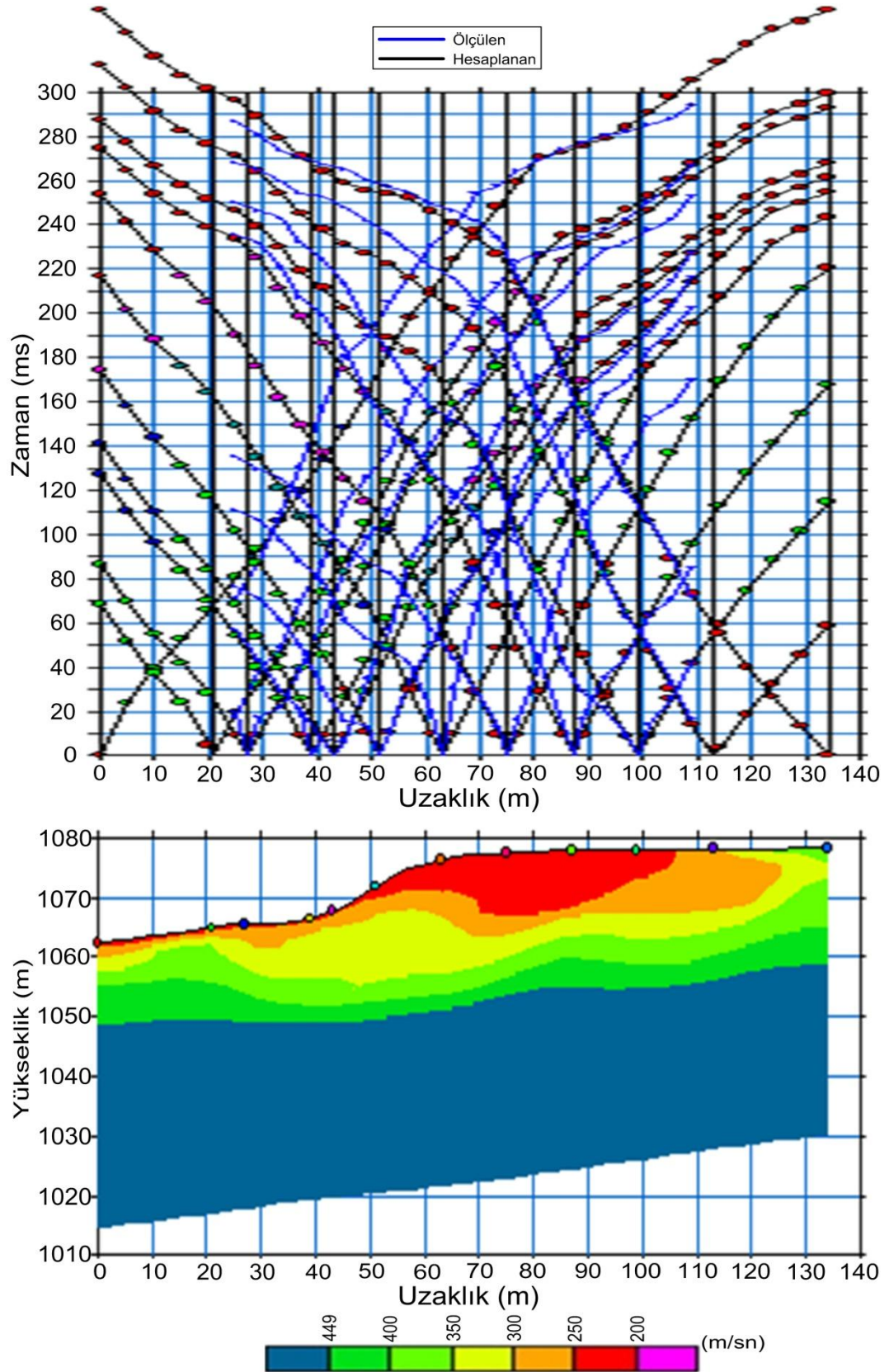
Şekil 4.10. Sismik kırılma tomografi ölçümü birinci profil P dalgı hızı yol-
zaman grafiği ve yeraltı modeli



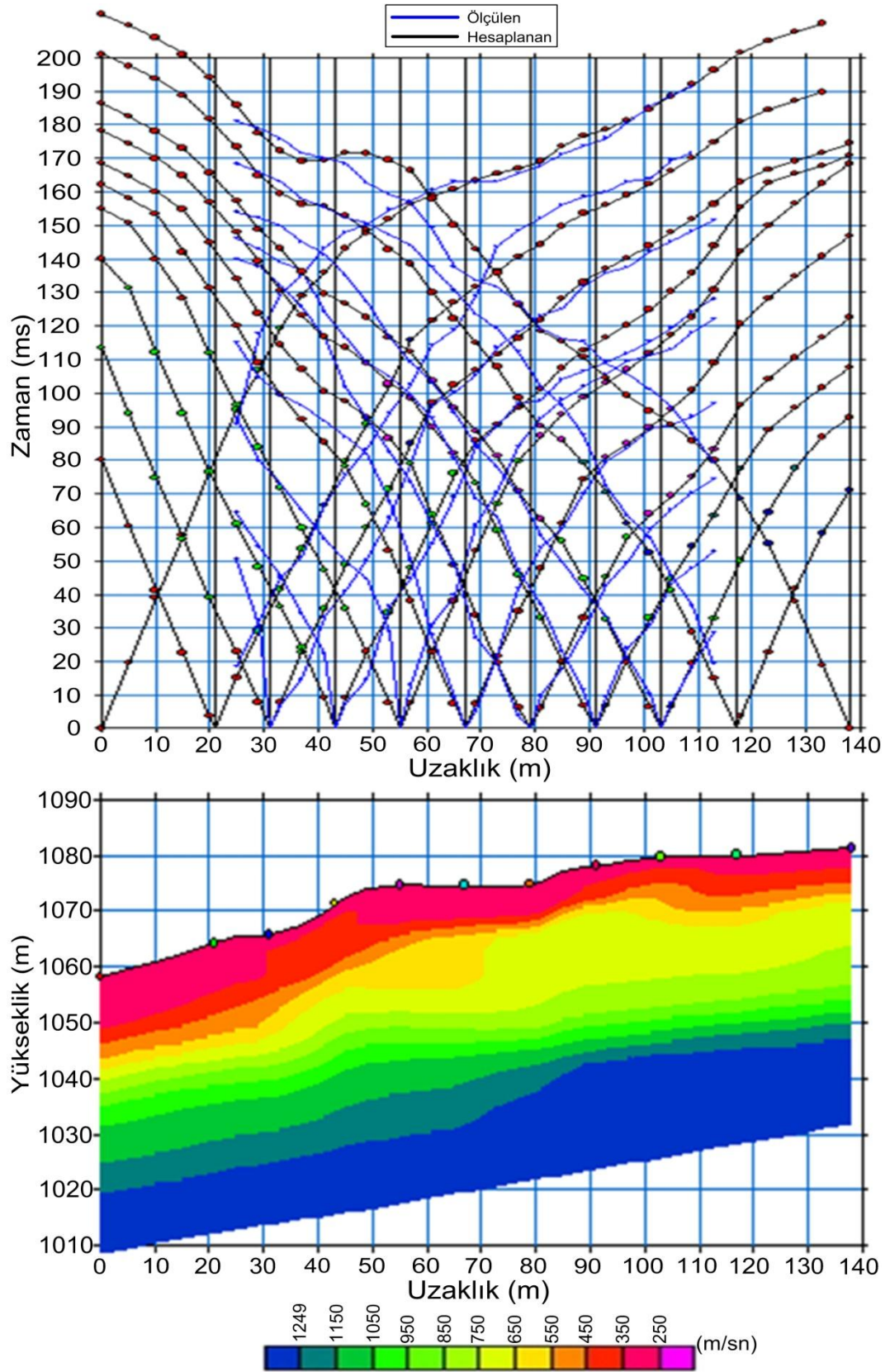
Şekil 4.11. Sismik kırılma tomografi ölçümü birinci profil S dalga hızı yol-zaman grafiği ve yeraltı modeli



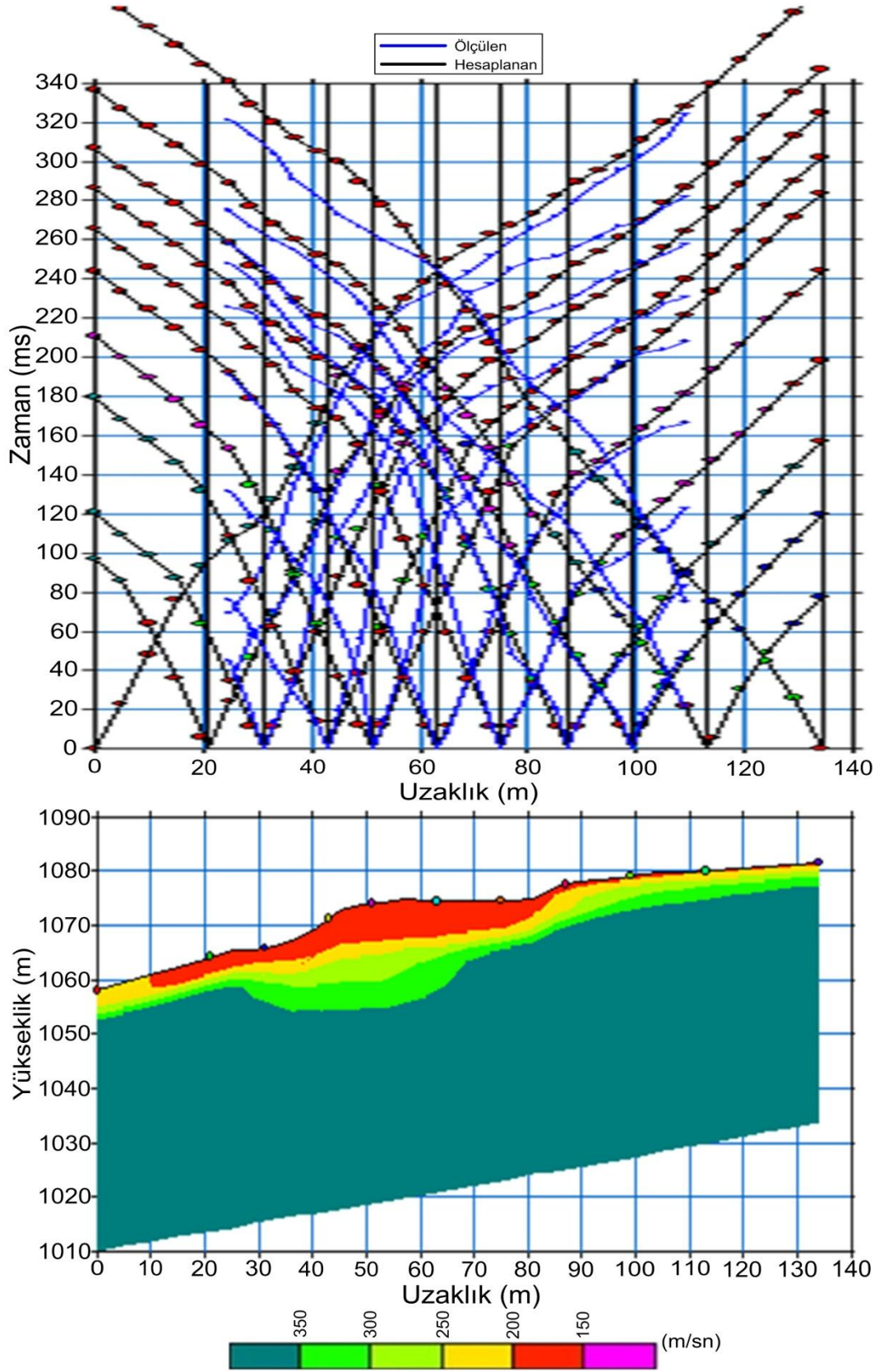
Şekil 4.12. Sismik kırılma tomografi ölçümü ikinci profil P dalga hızı yol-
zaman grafiği ve yeraltı modeli



Şekil 4.13. Sismik kırılma tomografi ölçümü ikinci profil S dalga hızı yol-
zaman grafiği ve yeraltı modeli



Şekil 4.14. Sismik kırılma tomografi ölçümü üçüncü profil P dalga hızı yol-
zaman grafiği ve yeraltı modeli



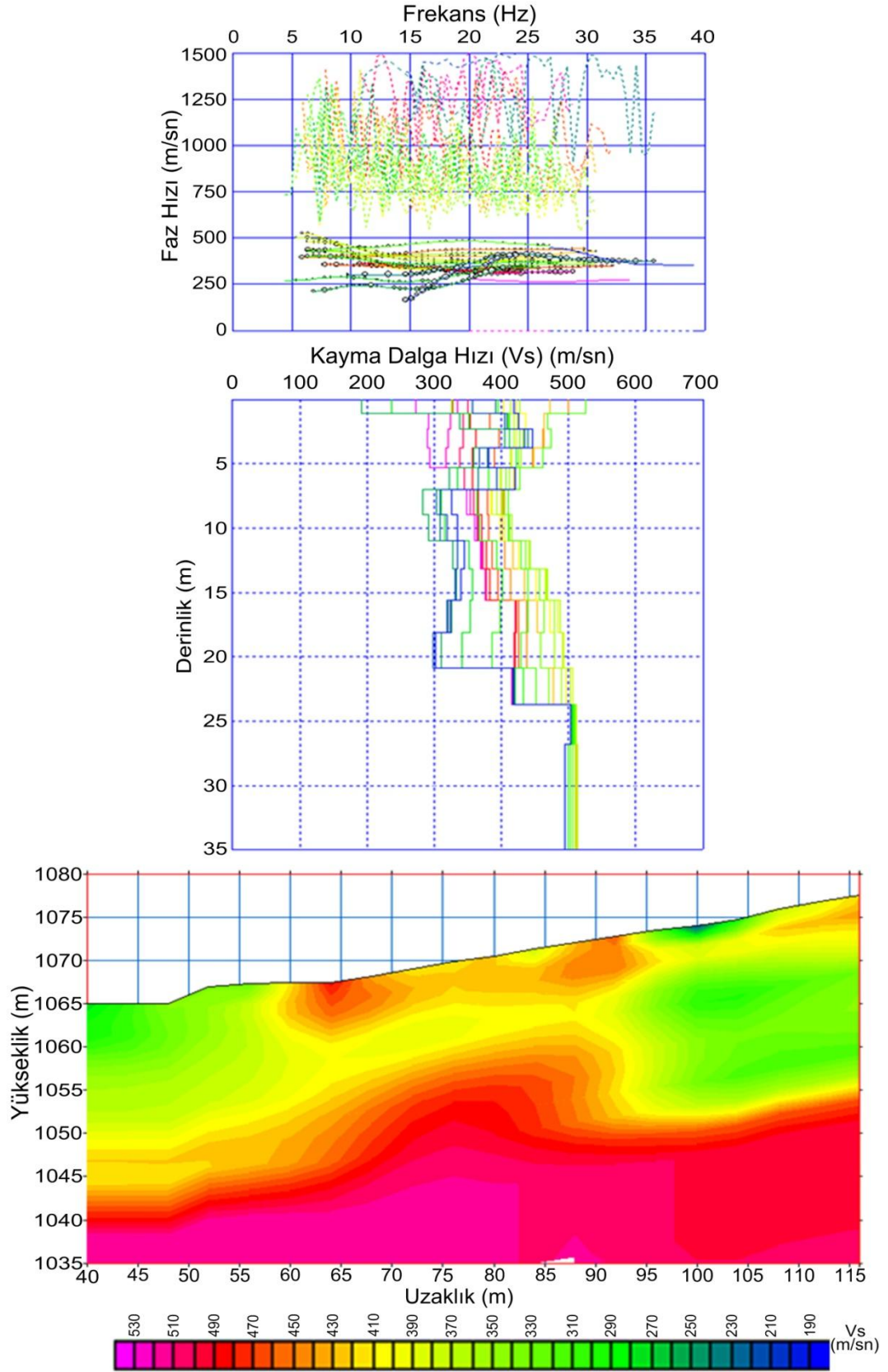
Şekil 4.15. Sismik kırılma tomografi ölçümü üçüncü profil S dalga hızı yol-
zaman grafiği ve yeraltı modeli

4.2.3. Yüzey dalgası (Masw) verilerinin değerlendirilmesi

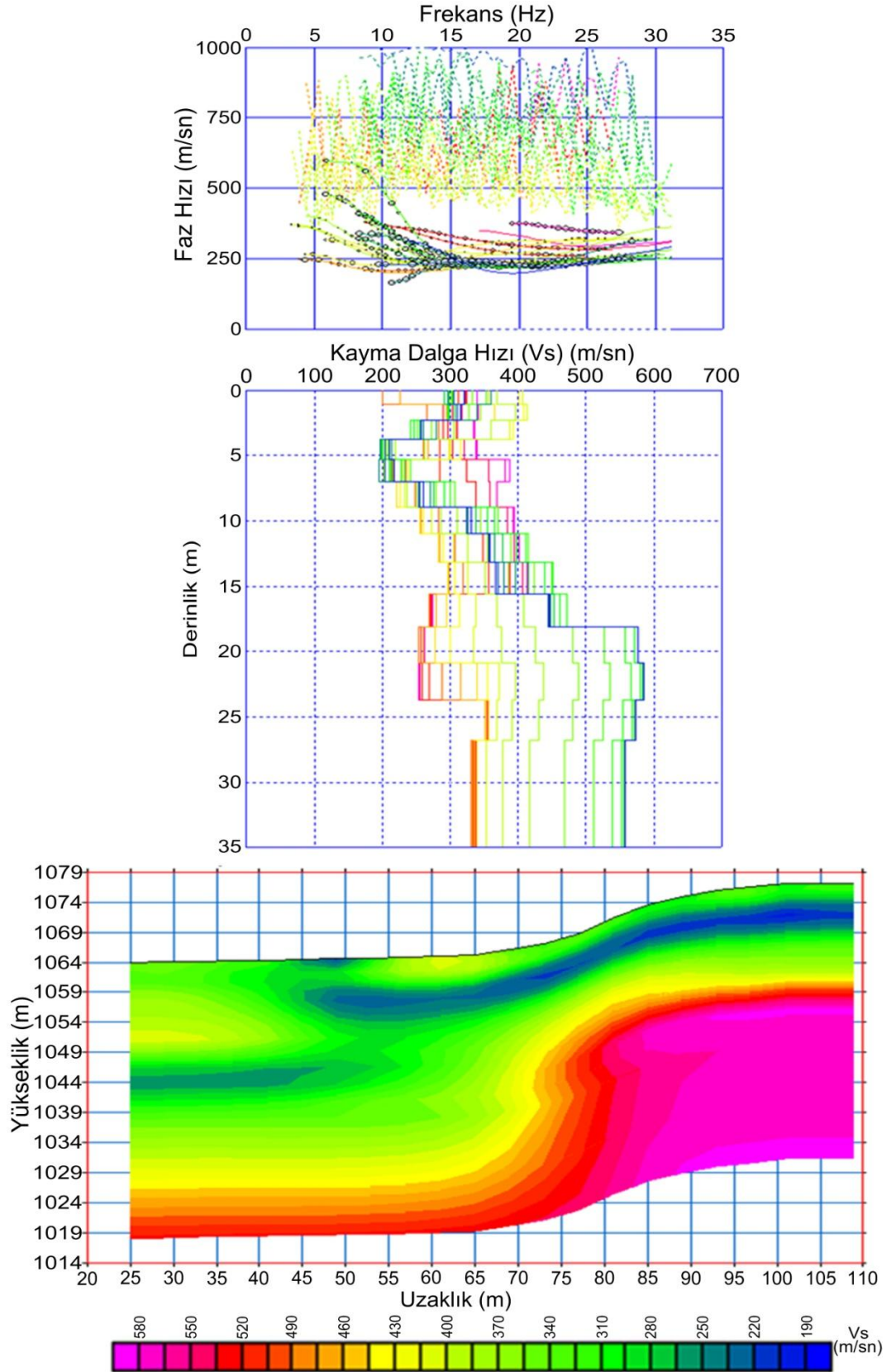
Tez çalışmasında yapılan Masw çalışmalarında alınan kayıtlar Seisimager paket programında değerlendirilmiştir. Kullanılan jeofonlar 4,5 Hz'lik düşey jeofonlardır. Masw çalışmasının amacı, sismik kırılma ile görülemeyen düşük hızlı tabakanın varlığının araştırılmasıdır. Sahada ara atışlar yapılarak 2 boyutlu CMP tekniğine uygun veri toplanmış ve 2 boyutlu değerlendirme yapılmıştır.

Birinci masw profilinde dispersiyon eğrilerinin frekansı 5 – 35 Hz arasında değişmektedir. İki boyutlu yeraltı modelinde kırmızı renkli gösterilen yerler 490-530 m/sn aralığında kayma dalga hızına sahiptir. Direnci yüksek birimlerden oluşmuştur. Üstündeki yeşil renkli birimler 270-350 m/sn aralığında hıza sahiptir ve gevşek özelliktedir. Sarı renkli birimler 390-410 m/sn kayma dalga hızına sahip orta sıkı birimlerdir (Şekil 4.16).

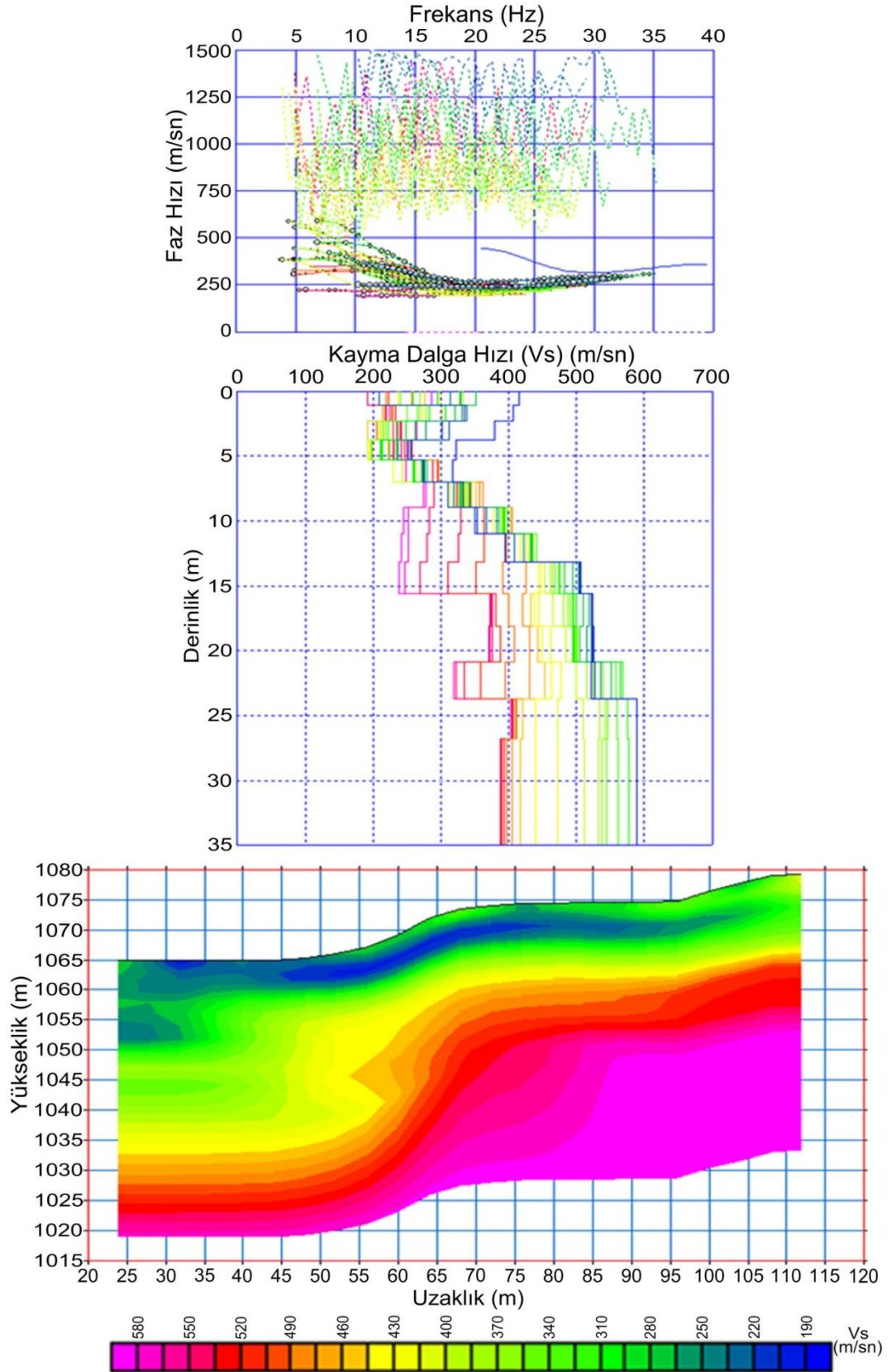
İkinci masw profilinin dispersiyon eğrilerinin frekansı 5-35 Hz arasında değişirken üçüncü masw profilinin dispersiyon eğrilerinin frekansı 5-30 Hz arasında değişmektedir. Bu iki model yapısal olarak ve kayma dalga hızı değişimi olarak çok benzerlik göstermektedir. Yüzeyde, hemen altındaki mavi renkli birime göre daha yüksek hızlı yeşil renkte bir birim bulunmaktadır. Mavi ile gösterilen birim 190-250 m/sn'lik kayma dalga hızına sahiptir ve gevşek özelliktedir. Yeşil renk ile gösterilen birim mavi renkli birime göre daha sıkı bir zemin özelliği göstermektedir ve kayma dalga hızı 280-370 m/sn arasında değişmektedir. Yeraltı modelinin tabanında kırmızı renkli, direnci yüksek olan birimde ani bir düşme gözlemlenmiştir. Bu düşüş yaklaşık 20 metre civarındadır (Şekil 4.17; Şekil 4.18).



Şekil 4.16. 2B Masw çalışması ile elde edilen birinci profil S dalgası yeraltı modeli



Şekil 4.17. 2B Masw çalışması ile elde edilen ikinci profil S dalgası yeraltı modeli



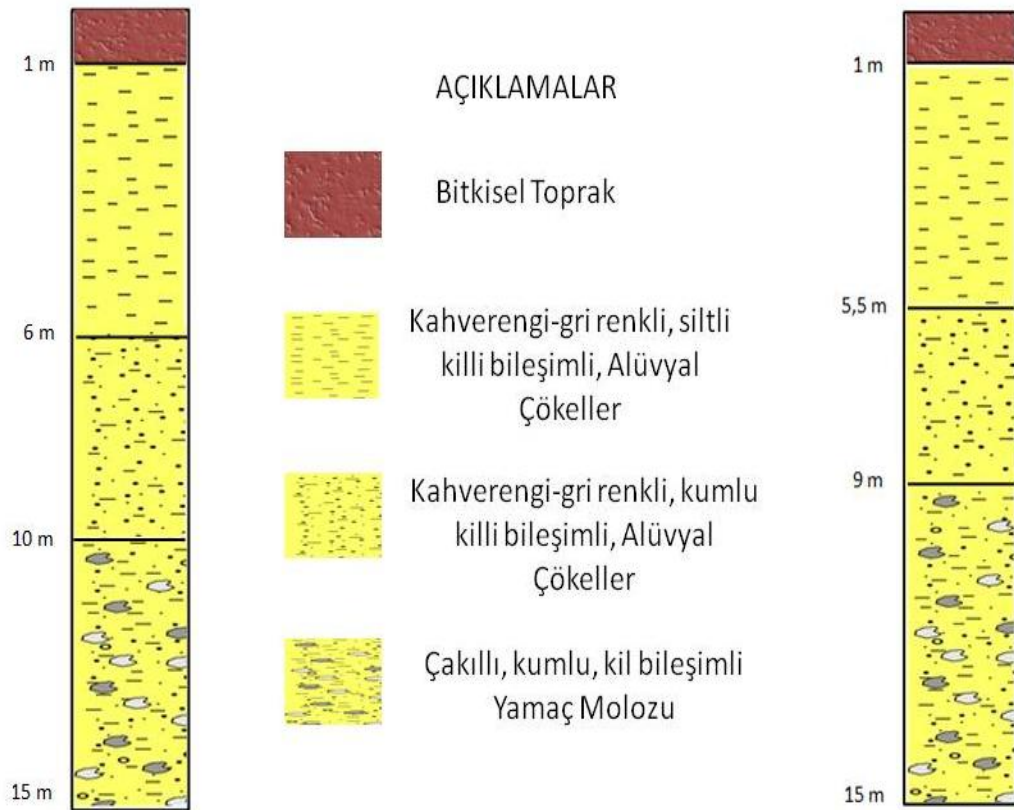
Şekil 4.18. 2B Masw çalışması ile elde edilen üçüncü profil S dalgası yeraltı modeli

4.3.Sondajların ve Zemin Mekaniği Deneylerinin Değerlendirilmesi

Çalışma alanında Gürdal Mühendislik firması tarafından açılan 2 adet 15 metre zemin sondajı ve bu sondajlara ait zemin mekaniği deneyleri kullanılmıştır. Sondajlar SK-1 ve SK-2 olarak isimlendirilmiştir (Şekil 4.19).

SK-1' de 0.00-1.00 metre arası bitkisel toprak (dolgu), 1.00-6.00 metre arası kahverengi-gri renkli, siltli killi bileşimli, alüvyal çökel, 6.00-10.00 metre arası kahverengi-gri renkli, kumlu killi bileşimli, alüvyal çökel, 10.00-15.00 metre arası çakıllı, kumlu, kil bileşimli, yamaç molozu kesilmiştir.

SK-2' de 0.00-1.00 metre arası bitkisel toprak (dolgu), 1.00-5.50 metre arası kahverengi-gri renkli, siltli killi bileşimli, alüvyal çökel, 5.50-9.00 metre arası kahverengi-gri renkli, kumlu killi bileşimli, alüvyal çökel, 9.00-15.00 metre arası çakıllı, kumlu, kil bileşimli, yamaç molozu kesilmiştir.



Şekil 4.19. Sondaj logları ve jeolojik birimlerin açıklamaları

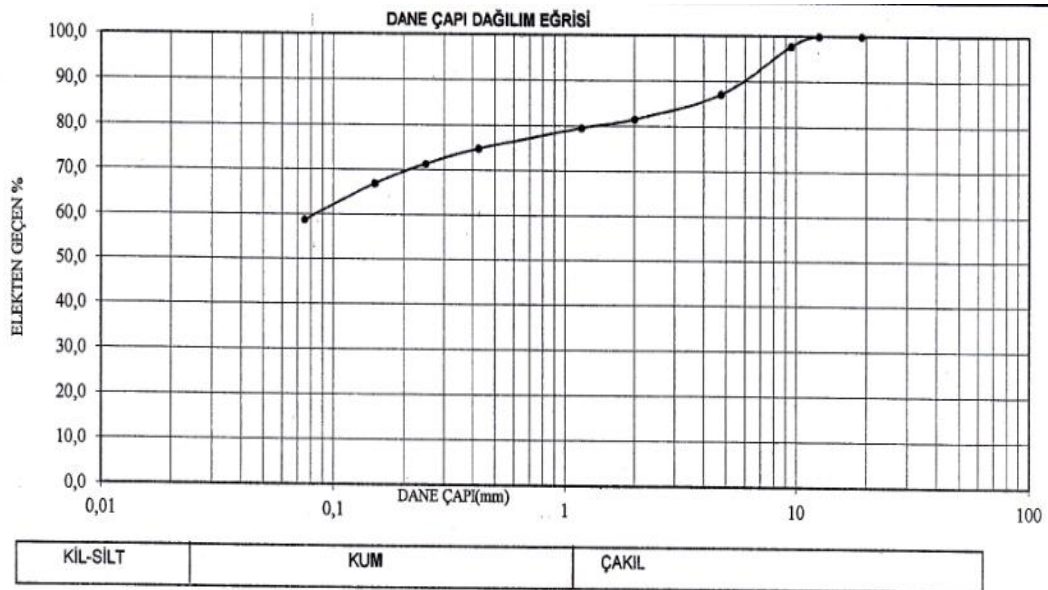
Sondajlardan alınan numuneler üzerinde zemin mekaniği deneylerinden doğal su muhtevası, elek analizi ve atterberg limitleri deneyleri yapılmıştır.

Yapılan deneylerin tüm sonuçları Çizelge 4.2’de sunulmuştur.

Çizelge 4.2. Zemin mekaniği deney sonuçları

Sondaj Kuyusu	Derinlik	Doğal Su Muhtevası (%)	Elek Analizi		Atterberg Limitleri			Zemin Sınıfı
			#4 Kalan (%)	#200 Geçen (%)	LL (%)	PL (%)	PI (%)	
SK – 1	3 m	12,99	12,84	58,79	40	22	18	CL
SK – 2	4,5 m	18,31	4,10	77,99	44	23	21	CL

SK-1’ de 3 metre derinliğinden alınan numunenin doğal su muhtevası %12,99’ dur. Elek analizi sonuçlarına göre %12,84 çakıl, %28,37 kum ve %58,79 kil-silt bulunmaktadır (Şekil 4.20; Çizelge 4.3). Atterberg (Kıvam) limitleri deneyleri sonucu likit limit değeri %40, plastik limit değeri %22 ve plastisite indisi %18 olarak belirlenmiştir (Şekil 4.21; Çizelge 4.4). Bu değerlere göre zemin orta plastisiteye sahiptir. Zemin, CL sınıfında yer almaktadır.



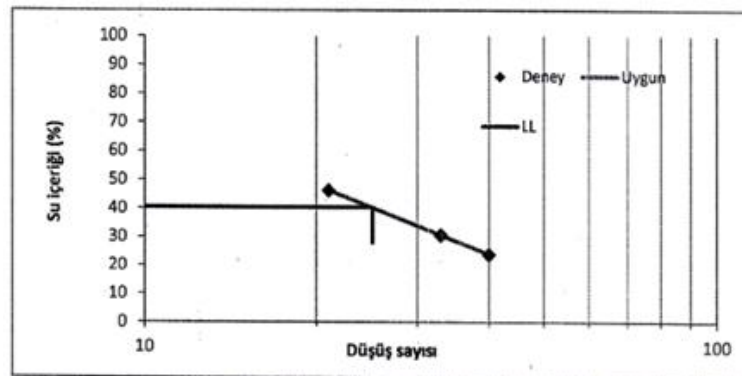
Şekil 4.20. SK-1 kuyusu üç metre derinlik için dane çapı dağılım eğrisi

Çizelge 4.3. SK-1 kuyusu üç metre derinlik için elek analizi sonucu

Elek No	Elek Açıklığı (mm)	Elek Üstünde Kalan (g)	Elek Üstünde Eklenik Kalan (g)	Eklenik Kalan (%)	Eklenik Geçen (%)
3/4"	19	0	0	0	100
1/2"	12,5	0	0	0	100
3/8"	9,5	3,6	3,6	2,2	97,8
No 4	4,75	17,21	20,81	12,8	87,2
No 10	2,00	9,03	29,84	18,4	81,6
No 16	1,18	3,28	33,12	20,4	79,6
No 40	0,425	7,61	40,73	25,1	74,9
No 60	0,25	5,64	46,37	28,6	71,4
No 100	0,15	7,15	53,52	33	67
No 200	0,075	13,26	66,78	41,2	58,8
Pan		95,25	162,03	100	0

Çizelge 4.4. SK-1 kuyusu, üç metre derinlik için atterberg limitleri deney sonuçları

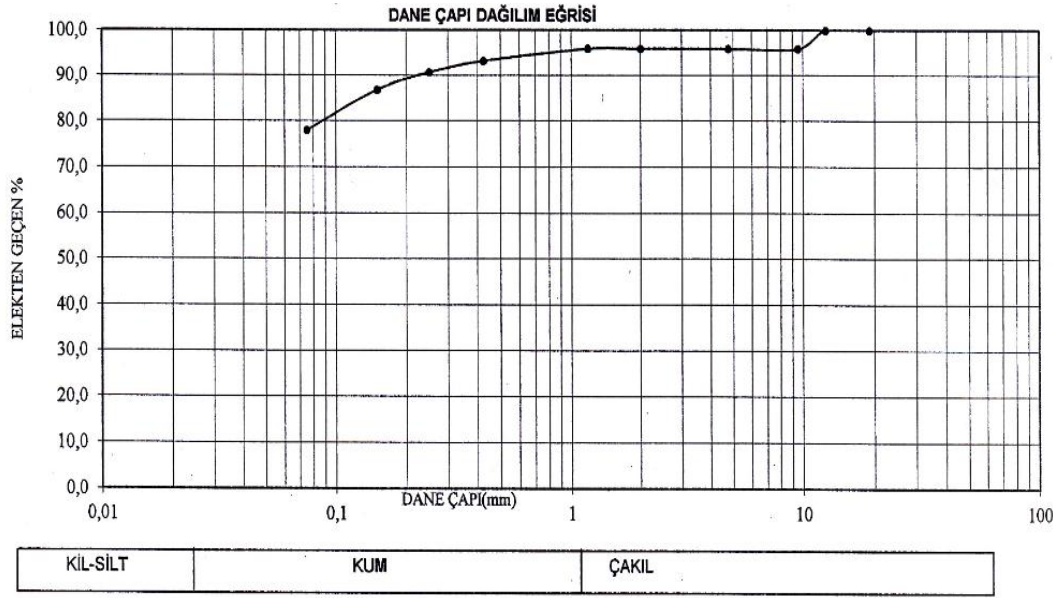
SK - 1 Derinlik: 3.00 m	LL			PL
	1	2	3	1
Vuruş Adedi	40	33	21	
Kap No	29	30	31	32
Kap Ağırlığı	14,05	14,77	14,60	13,84
Kap + Yaş numune	31,86	32,45	30,69	30,27
Kap + Kuru Numune	28,71	27,94	25,67	27,29
Kuru Numune Ağırlığı	14,66	13,17	11,07	13,45
Su Ağırlığı	3,15	4,51	5,02	2,98
Su Muhtevası %	21,49	34,24	45,35	22,16



Şekil 4.21. SK-1 kuyusu üç metre derinlik için atterberg limitleri grafiği

Likit limit (LL) %40, Plastik limit (PL) %22, Plastisite indisi %18 olarak belirlenmiştir.

SK-2' de 4,5 metre derinliğinden numune alınmıştır. Alınan numunenin doğal su muhtevası %18,31 olarak belirlenmiştir. Elek analizi sonuçlarına göre %4,10 çakıl, %17,91 kum ve %77,99 kil-silt bulunmaktadır (Şekil 4.22; Çizelge 4.5). Atterberg (Kıvam) limitleri deneyleri sonucu likit limit değeri %44, plastik limit değeri %23 ve plastisite indisi %21 olarak belirlenmiştir (Şekil 4.23; Çizelge 4.6). Bu değerlere göre zemin yüksek plastisiteye sahiptir. Zemin, CL sınıfında yer almaktadır.



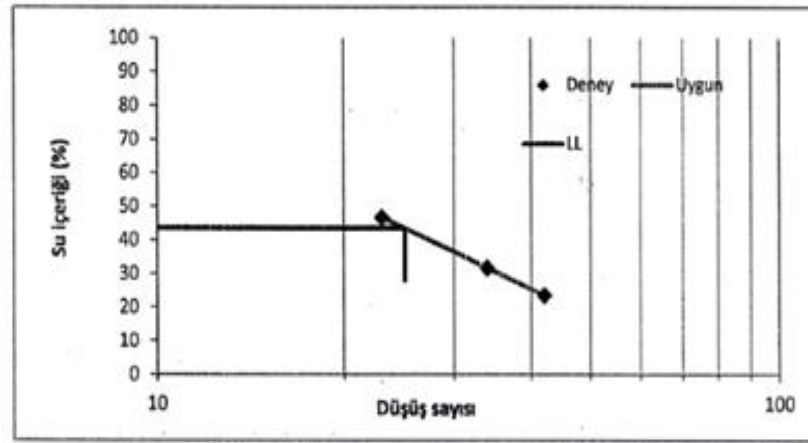
Şekil 4.22. SK-2 kuyusu dörtbuçuk metre derinlik için dane çapı dağılım eğrisi

Çizelge 4.5. SK-2 kuyusu, dörtbuçuk metre derinlik için elek analizi sonucu

Elek No	Elek Açıklığı (mm)	Elek Üstünde Kalan (g)	Elek Üstünde Eklenik Kalan (g)	Eklenik Kalan (%)	Eklenik Geçen (%)
3/4"	19	0	0	0	100
1/2"	12,5	0	0	0	100
3/8"	9,5	6,22	6,22	4,1	95,9
No 4	4,75	0	6,22	4,1	95,9
No 10	2,00	0	6,22	4,1	95,9
No 16	1,18	0	6,22	4,1	95,9
No 40	0,425	4,11	10,33	6,8	93,2
No 60	0,25	3,82	14,15	9,3	90,7
No 100	0,15	5,86	20,01	13,2	86,8
No 200	0,075	13,4	33,41	22,0	78,0
Pan		118,4	151,81	100	0

Çizelge 4.6. SK-2 kuyusu dörtbuçuk metre derinlik için atterberg limitleri deney sonuçları

SK - 2 Derinlik: 4.50 m	LL			PL
	1	2	3	1
Vuruş Adedi	42	34	23	
Kap No	25	26	27	28
Kap Ağırlığı	26,86	15,87	26,51	13,75
Kap + Yaş numune	42,39	31,24	43,16	30,35
Kap + Kuru Numune	39,63	27,28	37,94	27,28
Kuru Numune Ağırlığı	12,77	11,41	11,43	13,53
Su Ağırlığı	2,76	3,96	5,22	3,07
Su Muhtevası %	21,61	34,71	45,67	22,69



Şekil 4.23. SK-2 kuyusu dörtbuçuk metre derinlik için atterberg limitleri grafiği

Likit limit (LL) %44, Plastik limit (PL) %23, Plastisite indisi %21 olarak belirlenmiştir.

4.4. Jeoteknik Değerlendirme

Jeoteknik değerlendirmede farklı yöntemlerden elde edilen yeraltı modellerinin bir arada düşünülerek yorumlanması gerekmektedir. Bu çalışmada kullanılan jeofizik yöntemlerden elde edilen yeraltının yapısı, elektrik öz direnç tomografi, sismik kırılma tomografi ve 2B MASW modellerinin karşılıklı değerlendirilmesi sonucu belirlenmiştir. Bu yeraltı yapısı hem yapısal hem de mekanik olarak yorumlanmıştır. Mekanik ve yapısal yorumlamanın sonucunda muhtemel kayma yüzeyi, topuk ve kayan malzemenin mekanik özellikleri belirlenmiştir.

Çalışma alanında yapılan 6 adet elektrik öz direnç tomografi profillerinden 4 adeti sismik kırılma tomografi çalışmaları ile olan yakınlığından dolayı değerlendirmeye alınmış ve Şekil 4.24'te sunulmuştur.

Çalışma alanındaki açılım sorunu nedeniyle, elektrot arası mesafeler arttırılamamış, bu nedenle daha fazla derinden bilgi elde edilememiştir. Özellikle ikinci ve üçüncü profillerde muhtemel kayma yüzeyi tam olarak ortaya konulamamıştır. Elektrik öz direnç tomografi modelleri incelendiğinde öz direnci 50 ohm-m'den az olan mavi renkli alanlar az çakıllı kumlu siltli kil, 50 – 130 ohm-m arasındaki yeşil-sarı renkli alanlar killi siltli çakıllı kum ve 130 ohm-m'den büyük bordo renkli alanlar kireçtaşı blokları olarak yorumlanmıştır. Az çakıllı kumlu siltli kil olarak yorumlanan alanlarda öz direncin düştüğü (10 ohm-m) kısımlarda kil yoğunluğu artarken öz direncin yükseldiği (50 ohm-m) kısımlarda kil yoğunluğu azalmaktadır. Killi siltli çakıllı kum olarak yorumlanan alanda da öz direncin düşük olduğu kısımlarda çakıl oranı azalırken, öz direncin yüksek olduğu (130 ohm-m) kısımlarda çakıl oranı artmaktadır.

Çalışılan alan için öz direncin çok düşük değerleri (10 ohm-m) ıslaklık olarak da yorumlanabilir. Ancak Şekil 2.25'te P ve S dalga hızı modellerindeki hızlar karşılaştırıldığında sismik hız oranının 3,5' dan küçük olması çalışılan alanın ıslak olmadığına bir göstergesidir.

Ayrıca Türk Deprem Yönetmeliğine göre S dalga hızının 350 m/sn' den küçük değerleri gevşek, 350-500 m/sn arası orta sıkı, 500-750 m/sn arası sıkı ve 750 m/sn' den büyük değerleri çok sıkı olarak sınıflandırılmıştır. Bu sınıflama dikkate alındığında kayan malzemenin S dalga hızı 350 m/sn' den düşük olması sebebi ile gevşek olduğu anlaşılmaktadır. Buna karşın heyelan modellerinde, S dalga hızları 400-500 m/sn civarında ve sığ derinlikte orta sıkı bir zeminin varlığı, akmaya müsait gevşek zeminin önünde bir bariyer görevi gören topuk olarak yorumlanmıştır. Bir heyelanın topuk kısmının belirlenebilmesi için o alanın mukavemetinin bilinmesi gerekmektedir. Bu yüzden S dalga hızı heyelan modellemesi için gerekli bir parametredir.

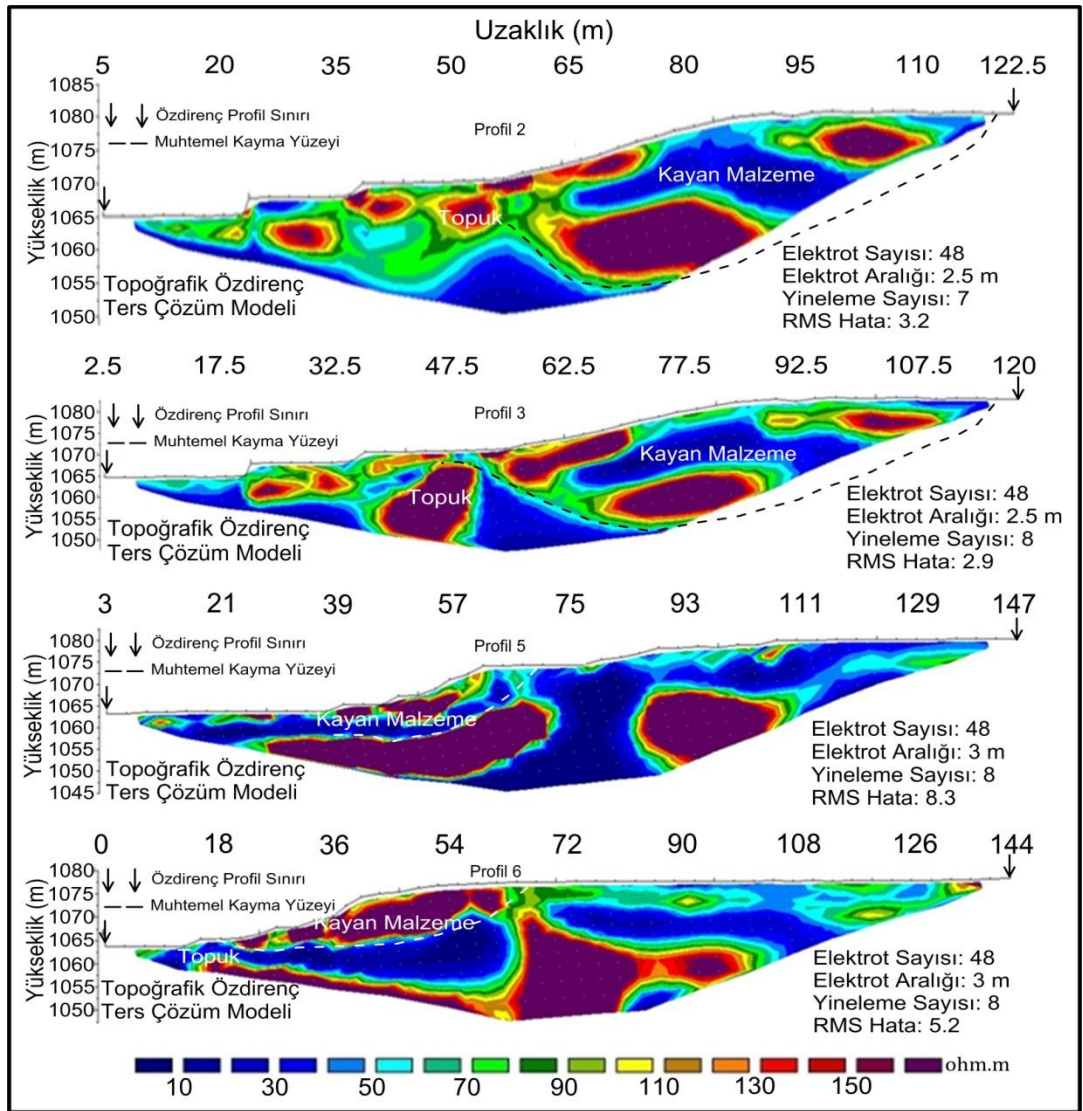
Şekil 2.24'te ikinci ve üçüncü elektrik öz direnç profillerinde muhtemel heyelan geometrisi yaklaşık olarak Şekil 2.25'te birinci profil P ve S dalga hızı modellerinde de görülmektedir. Birinci sismik kırılma profilindeki kayan malzeme olarak tanımlanan kısmın P dalga hızı 1250 m/sn' den, S dalga hızı ise 450 m/sn' den düşük değerdedir. Bu değerlerden ve sismik hız oranı yardımı ile ortamın ıslak olmadığı ve kayan malzemenin orta sıkı bir zemin olduğu anlaşılmaktadır. Kayan malzemenin altında ve önünde bariyer olan ve topuk olarak tanımlanan kısmın P dalga hızı 1600 m/sn' den ve S dalga hızı 600 m/sn' den büyük değerlerdir. Bu değerlerden ortamın ıslak olmadığı ve sıkı bir zemin olduğu anlaşılmaktadır.

Şekil 2.25'te beşinci elektrik öz direnç profili modelinin yüzeyinde 27-75m arasında eğim ani olarak değişmekte ve yaklaşık 5-10 m arasında bir kayan malzeme olabileceği düşünülmektedir. Bu durum Şekil 4.25'de ikinci sismik kırılma profilinin S dalga hızı modeline ve Şekil 4.26'da masw çalışmasından elde edilen ikinci profil S dalga hızı modeline bakıldığında da görülürken P dalga hızı modelinde belirgin değildir. Benzer şekilde altıncı elektrik öz direnç profili modelinin 20-50 m arasında eğim ani olarak değişmekte ve yüzeysel bir kayma olabileceği düşünülmektedir. Bu alanda elde edilen üçüncü sismik kırılma profilinin sismik modellerinden S dalga hızı modelinde ve masw çalışmasından elde edilen üçüncü profil S dalga hızı modelinde yaklaşık 5-15 m arasında bir kalınlık gösteren ve S dalga hızı 350 m/sn' den düşük, gevşek zemin bulunmaktadır. Bu zemin suya doymun hale geldiğinde kendini tutamayıp eğim boyunca hareket edebilir.

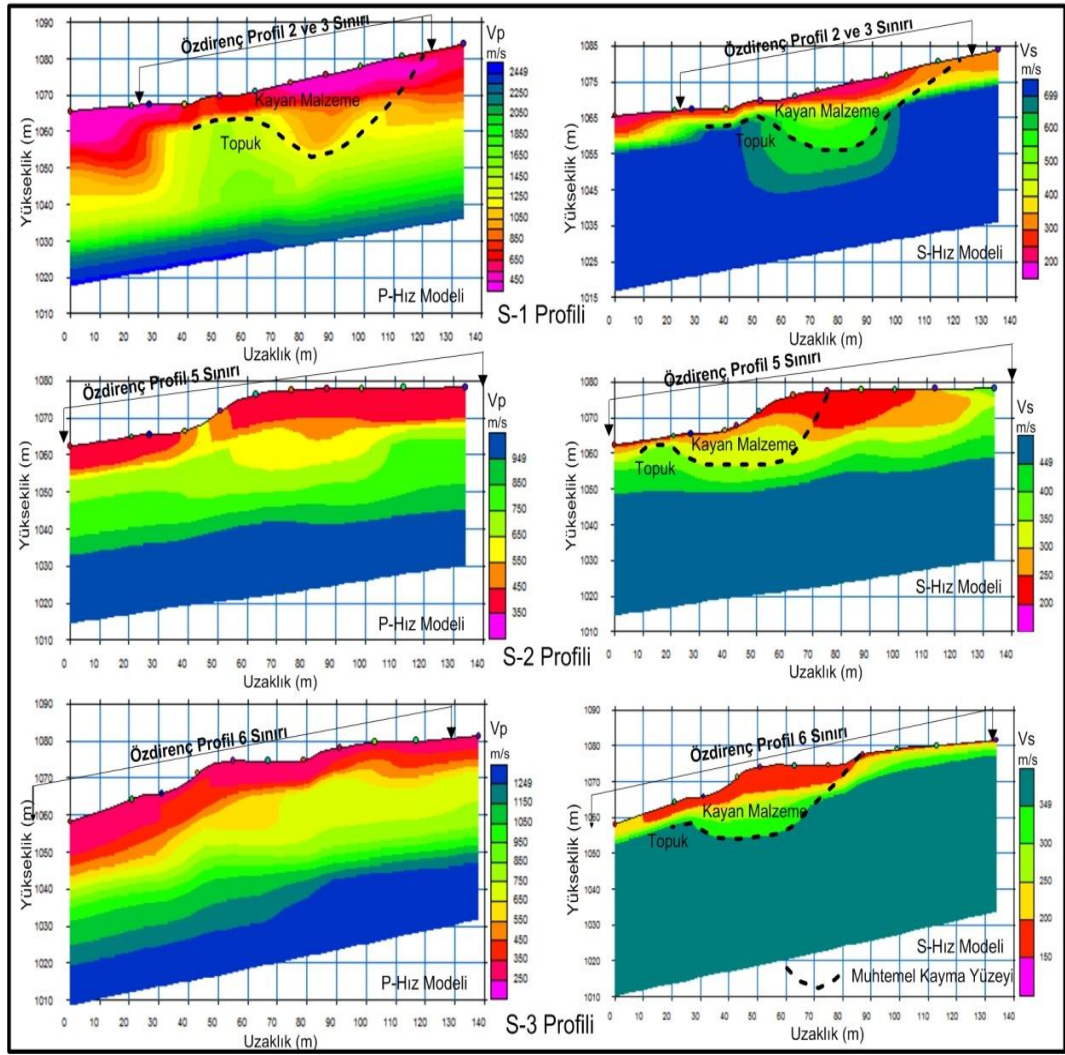
İki boyutlu masw yeraltı modelleri Şekil 4.26'da sunulmuştur. Muhtemel kayma sınırı siyah kesikli çizgilerle çizilmiştir. Modeller incelendiğinde Masw'den elde edilen kayma dalga hızı ile sismik kırılma tomografi çalışmasından elde edilen kayma dalga hızının derinliklere göre benzerlik gösterdiği görülmüştür. Şekil 4.25'de sismik kırılma tomografi çalışmasından elde edilen S dalga hızı modelleri ile Şekil 4.26'da masw çalışmasından elde edilen S dalga hızı modelleri karşılaştırıldığında ikinci ve üçüncü profillerde benzer bir kayma geometrisi belirlenmiştir. Kayan malzemenin S dalga hızı iki çalışmada da 200-

350 m/sn aralığında değiştiği ve gevşek bir malzeme olduğu belirlenmiştir. Birinci profilde diğer profillere göre S dalga hızı daha yüksek belirlenmiştir.

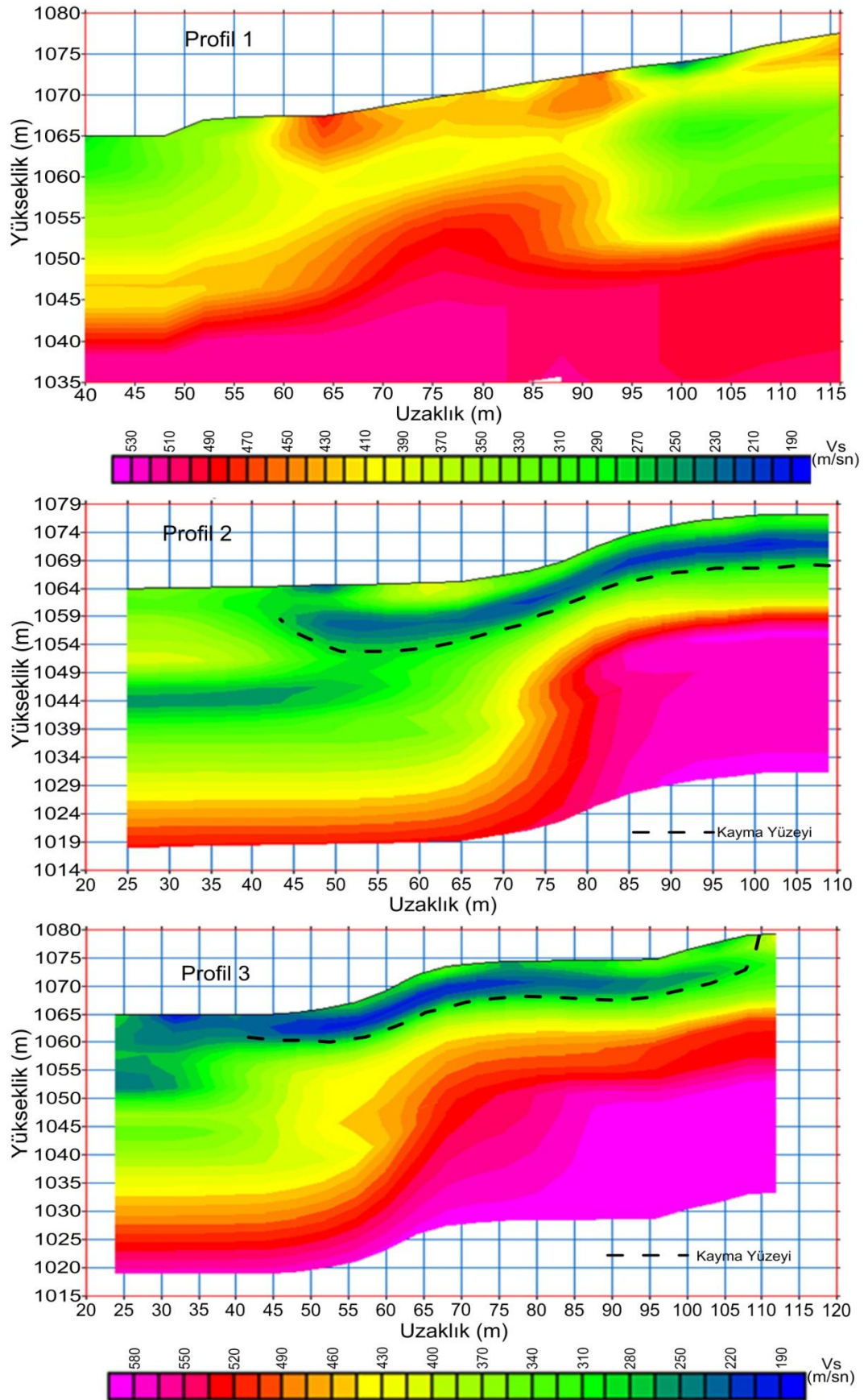
İnceleme alanında kaymaya neden olan unsur, yüksek özdirençli blok kireçtaşı içeren yamaç molozunun altında yeralan düşük özdirençli çakılı kumlu siltli kil birimdir. Killi birimler suyu gecirmeme özelliği nedeniyle yağışlı mevsimlerde bu sınırda yüzey suları birikecek ve kütleye ek bir yük getirerek kaymayı daha kolay bir hale getirecektir. Bu yüzden çalışılan alan içerisinde yağıştan kaynaklı suların zemin içerisine girişi engellenmelidir. Ayrıca alışma alanına ek yük getirecek yapılaşmalardan kaçınılması gerekmektedir.



şekil 4.24. Çok elektrotlu özdirenç tomografi çalışmaları ile heyelan geometrisinin yorumlanması



Şekil 4.25. Sismik kırılma tomografi çalışmaları ile heyelan geometrisinin yorumlanması



Şekil 4.26. 2B Masw yer altı modelleri ile heyelan geometrisinin yorumlanması

5. SONUÇ VE ÖNERİLER

Çalışma alanının jeolojisi biliniyor ise özdirenç değerlerinin yorumlanması ile yeraltı birimleri yaklaşık olarak isimlendirilebilir. Ayrıca bu birimlerin sismik hızlarını kullanarak birimlerin fiziksel ve mekanik özellikleri hakkında da bilgi verilebilir. Dolayısıyla özdirenç ve sismik hız değerlerinin birlikte yorumlanması ile heyelan modellerinin muhtemel kayma yüzeyi, kayan malzeme ve topuk kısmı ayırt edilebilir.

Bu çalışmada elektrik özdirenç tomografi, sismik kırılma tomografi ve iki boyutlu masw yöntemleri uygulanmıştır. Heyelan geometrisinin belirlenmesinde uygulanan üç yöntemin modelleri birlikte değerlendirilmiştir. Özdirenç, P dalga hızı ve S dalga hızı değerlerine bağlı yeraltı modelleri oluşturulmuştur. Bu modellerden özdirenç modeli yeraltı birimlerini ayırt etmek, isimlendirmek, yanal ve düşey yöndeki yayılımını ortaya koymak amaçlı kullanılmıştır. S dalga hızı modeli ise isimlendirilen birimlerin sıklaştığı derinlikleri ve bu birimlerin mekanik özelliklerini belirlemek amaçlı ve P dalga hızı modeli ile de birimlerin yanal ve düşey yöndeki yayılımını belirlemek ve S dalga hızı ile birlikte yorumlanması ile çalışılan alanın ıslaklığı hakkında bilgi edinmek amaçlı kullanılmıştır. Masw yöntemi ile de sismik kırılma ile görülemeyen düşük hızlı tabakaların varlığının tespiti araştırılmış ve heyelan modelinin ortaya çıkarılması amaçlanmıştır.

Yeraltı modelleri içerisinde ikinci ve üçüncü özdirenç modelleri ve bu iki profil arasında kalan birinci sismik kırılma tomografi P ve S dalga hızı modelleri birlikte değerlendirilerek heyelanın muhtemel kayma yüzeyi, topuk kısmı belirlenmiş, kayan ve kaymayan malzemelerin mekanik özellikleri yorumlanmıştır. Yaz ayları içerisinde yapılan çalışmada sismik hız oran değeri 3,5' den küçük olması ortamın ıslak olmadığını gösterir. Heyelanın topuk kısmı, S dalga hızının 500 m/sn'den büyük olması ve sağlam zeminin yüzeye yakın olması ile ayırt edilmiştir.

Beşinci ve altıncı özdirenç tomografi profilleri ve ikinci ve üçüncü sismik kırılma tomografi profilleri modellerinde 5-7 m kalınlığında blok kireçtaşı killi yamaç

malzemesinin S dalga hızı 350 m/sn'den düşük değerlerde olması nedeni ile çok gevşek bir malzeme olduğu ve bu malzeme suya doyduğunda orta-sıkı killi zemin üzerinde kayması sonucunda çalışma alanının yüzeyinde deformasyonlar olduğu düşünülmektedir.

Jeofizik yöntemler ile yeraltı görüntülenerek heyelan geometrisi kısa sürede ortaya konulabilmektedir. Literatürde birçok örnek mevcuttur. Tez çalışmasında jeofizik yöntemlerle heyelan geometrisinin ortaya konulabilirliğinin yanı sıra masw yönteminin heyelan araştırmalarında etkinliği araştırılmıştır. Masw yönteminde sismik kırılma çalışmalarında belirlenemeyen düşük hızlı tabakalar belirlenebildiği gibi yine sismik kırılma yöntemine göre daha derinden bilgi üretilebilir. Bu nedenlerden dolayı Masw yöntemi ile heyelan gibi karmaşık yapılar çözümlenebilir ve derin kayma sınırları tespit edilebilir. Bu çalışma ile iki boyutlu masw yöntemi ilk defa heyelan araştırmasında kullanılmıştır.

Jeofizik çalışmalar sonucunda kayma geometrisi ve malzemenin özelliği belirlenmiştir. Yüzeysel kaymalara neden olan kayma sınırları çizilmiştir. Kütlenin tamamen harekete geçmemesi için çalışma alanında mevcut taş duvarların istinat duvarlarına dönüştürülmesi, bu alan üzerinde yük yaratacak yapılaşma ya da benzeri yüklemelerden uzak durulması, drenaj kanalları ile yağmur sularının geçişini engellemek ve bölgeden tahliye etmek önerilir.

KAYNAKLAR

- Akça, İ., Gündoğdu, N.Y., Bilgehan, R.P., Ulugergerli E.U., Kılıç R., 2003. Fosil Heyelanların Kayma Yüzeylerinin Belirlenmesinde Jeofizik Çalışmalar. Türkiye 15. Jeofizik Kurultayı ve Sergisi, İzmir, 82s.
- Anbazhagan, P., Sitharam, G. T., 2009. Spatial Variability of the Depth of Weathered and Engineering Bedrock using Multichannel Analysis of Surface Wave Method. Pure and Applied Geophysics, 166, 409-428.
- Atterberg, A., 1991. "Über die Physikalische Bodenuntersuchung und über die Plastizität der Tone", International Mitteilungen für Bodenkunde, Verlag für Fachliteratur, Vol 1, pp, 10-43. Berlin.
- Allen, R.M., 2007. California Geology and Society. Erişim Tarihi: 12.09.2007. <http://seismo.berkeley.edu/~rallen/teaching>
- AL-Saigh, N. H., AL-Dabbagh, H., 2010. Identification of Landslide Slip-surface and its Shear Strength: A New Application for Shallow Seismic Refraction Method. Journal Geological Society of India, 76, 175-180.
- Arndt, R., Römer, A., Sendlhofer, G., Restner, U., 2000. Geophysical Reconnaissance Methods for Landslides in Softrocks. Internationales Symposium Interpraevent, Villach / Österreich, 191-201.
- Başokur, A. T., 2004. Düşey Elektrik Sondajı Verilerinin Yorumu. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları No:15, 226 s, Ankara.
- Başokur, A. T., 1984. Düşey Elektrik Sondajı. 261 s, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Ankara.
- Blaha, P., 2009. Landslide and its Complex Investigation. Acta Montanistica Slovaca, 3, 221-231.
- Bolt, B. A., 1976. Nuclear Explosions and Earthquakes: The Parted Veil, W. H. Freeman, San Francisco, 309 p.
- Brahma, J., 2011. Seismic Site Characterization Using Shear Wave Velocities of Gandhinagar City, Gujarat, India. Science and Technology, 1(1), 17-23.
- Candansayar, E., 1997. Doğru Akım Özdirenç Yönteminde Modelleme ve İki Boyutlu Sığ Yapıların Aranmasında Elektrot Dizilimlerinin Ayrımlılıklarının Karşılaştırılması. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 154s, Ankara.
- Colangelo, G., Perrone, A., 2012. Geoelectrical Tomography as an Operative Tool for Emergency Management of Landslide: An Application in Basilicata Region, Italy. International Journal of Geophysics Article ID 593268, 5 pages.

- Coduto, D. P., 1999. Geoteknik Mühendisliği: İlkeler ve Uygulamalar. Çev. Mollamahmutoğlu, M., Kayabalı, K., Gazi Kitabevi, s 749, Ankara.
- Cruden, D. M., Varnes, D.J., (1996) Landslide Types and Processes. In: Turner AK, Schuster RL(eds) Landslides: Investigation and Mitigation (Special Report). Washington, DC, USA: National Research Council, Transportation and Research Board Special Report 247, pp 36-75.
- Çekmen, V., 2009. Kayma Direnç Parametrelerinin Sismik Hızlar İle Belirlenmesi. Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 102s, Isparta.
- Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü (DMİGM), 2010. İl ve İlçelerimize Ait İstatistik Veriler. Erişim Tarihi: 03.04.2013. <http://www.dmi.gov.tr/veridegerlendirme/il-ve-ilceler-istatistik.aspx>
- Drahor, G. M., Göktürkler, G., Berge, A. M., Kurtulmuş, Ö. T., 2006. Application of Electrical Resistivity Tomography Technique for Investigation of Landslid: A Case from Turkey. Environ Geology, 50, 147-155.
- Dobrin M.B., Savit C.H., 1976. Introduction to Geophysical Prospecting. New York.
- Duncan, J. M., Wright, G. S., 2005. Zemin Şevlerinin Duraylılığı. Çev. Kayabalı, K., Gazi Yayınevi, 299 s, Ankara.
- Eichkitz, G. C., Schreilechner, G. M., Amtmann, J., Schmid, C., 2009. Shallow Seismic Refraction Study of the Gschliefgraben Landslide Deposition Area – Interpretation and Three Dimensional Modeling. Austrian Journal of Earth Sciences, 102(2), 52-60.
- Erguvanlı, K., 1995. Mühendislik Jeolojisi, Seç Yayın Dağıtım, 590s, İstanbul.
- Ekinci, B., 2010. Kumluca Yerleşim Alanının Zemin Özelliklerinin Yapay ve Doğal Kaynaklı Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analiziyle Belirlenmesi. Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 149s, Isparta.
- Ekinci, B., Dikmen, Ü., Okyar, M., 2010. Kumluca - Antalya Yerleşim Alanı Sismik Risk Çalışması, Türkiye 19. Uluslararası Jeofizik Kongre ve Sergisi, 23-26 Kasım, Ankara.
- Fraseri, A., Kapllani, L., Dhima, F., 1998. Geophysical Landslide Investigation and Prediction in the Hydrotechnical Works. Journal of the Balkan Geophysical Society, 1(3), 38-43.
- Golder Associates, 1991. Cause and Mechanism of the March, 1988 Failure in Landfill B-19, Phase IA Kettleman Hill Facility, Kettleman City, California, Report to Chemical Waste Management. Inc., Prepared by Golder Associates, Inc. Remond, WA.

- Goodman, R.E. 1993. Engineering Geology: Rock in Engineering Construction. John Wiley & Sons, New York, NY, 412 p.
- Gökçe, O., Demir, A., Özden, Ş., 2006. Türkiye' nin Heyelanlı Yerleşim Birimlerinin Dağılımı ve CBS Ortamında Sorgulama, 1. Heyelan Sempozyumu, Trabzon, 24-40.
- Gökçe, O., Özden, Ş., Demir, A., 2008. Türkiye' de Afetlerin Mekansal ve İstatiksel Dağılımı Afet Bilgileri Envanteri. T.C. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Afet Etüt ve Hasar Tespit Daire Başkanlığı, Ankara.
- Gökçeoğlu, C., Ercanoğlu, M., 2001. Heyelan Duraylılık Haritalarının Hazırlanmasında Kullanılan Parametrelere İlişkin Belirsizlikler. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni. 23, 189-206.
- Göktürkler, G., Balkaya, Ç., Erhan, Z., 2008. Geophysical Investigation of a Landslide: The Altındağ Landslide Site, İzmir (Western Turkey). Journal of Applied Geophysics 65, 84-96.
- Görmüş, M., Özkul, M., (1995) Gönen-Atabey (Isparta) ve Aglasun (Burdur) arasındaki bölgenin stratigrafisi. Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi. 1,43-64.
- Gürbüz, M., Koç, N., Hamzaçebi, G., 2005. Jeofiziksel Yaklaşımlarla Heyelan Yapısının Araştırılması. Deprem Sempozyumu, 23-25 Mart, Kocaeli, 1154-1156.
- Gündoğdu, N. Y., 2003. Mühendislik Jeofiziğinde Elektrik Yöntem Uygulamaları. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Semineri. s 38.
- International Association of Engineering Geology (IAEG) Commission on Landslides, 1990. Suggested Nomenclature for Landslides. Bulletin of the International Association of Engineering Geology, 41, 13-16.
- Işık, S. N., Özer, M., Orhan, M., Adil, F., 2012. Heyelan Etütlerinde Elektrik Öz direnç Ölçümlerinin Kullanılmasına Yönelik Bir Uygulama: Yıldırım Beyazıt Parkı, (Etimesgut – Ankara). Yerbilimleri, 33(3), 283-293.
- Jongmans, D., Garambois, S., 2007. Geophysical Investigation of Landslides: A Review. Bulletin Societe Geologique de France. 178(2), 101-112.
- Karabulut, S., Tezel, O., Özçep, F., İmre, N., 2012. A Geophysical Study on Soil Conditions in Flood – Affected Selimpaşa Area, Istanbul, Turkey. Current Seince, 102(2), 320-326.
- Karaman, M. E., (1986) Burdur Dolayının Genel stratigrafisi. Akdeniz Üniversitesi, Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi, 2, B23-26, Isparta.

- Karaman, M.E., Meriç, E., Tansel, İ., (1988) Çünür (Isparta) dolaylarında Kretase-Tersiyer geçişi. Akdeniz Üniversitesi, Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi, 4, 80-100.
- Karaman, M. E., (1990) Isparta Güneyinin Temel Jeolojik Özellikleri. Türkiye Jeoloji Bülteni, 33, 57-67, Ankara.
- Karaman, M.E., (1994) Isparta-Burdur Arasının Jeolojisi ve Tektonik Özellikleri. Türkiye Jeoloji Bülteni, 37(1), 119-134.
- Keçeli, A., 2009. Uygulamalı Jeofizik. Ekin Ajans Matbaacılık Hizmetleri, Yayın No:9, 79, Ankara.
- Kılıç, A., 2006. Senirkent Heyelan Alanının Rezistivite ve Sismik Yöntemlerle Araştırılması. Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 56s, Isparta.
- Kızılcı, M. M., 2010. Yüksek Plastisiteli Bir Kilin Kireç İle Stabilizasyonu. Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, s, 129.
- Kızılkıran, A., Koçak, A., Coşar, A., Güney, D., Selçuk, M.E., Yıldırım, M., 2011. 23 Ekim 2011 Van Depremi Ön İnceleme Raporu. Yıldız Teknik Üniversitesi, 61 s.
- Koçyiğit, A., (1981) Isparta Büklümünde (Batı Toroslar) Toros Karbonat Platformunun Evrimi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 24, 15-23.
- Koçyiğit, A., (1983) Hoyran Gölü (Isparta Büklümü) Dolayının Tektoniği. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 26(1), 1-10.
- Koçyiğit, A., (1984) Tectono-stratigraphic Characteristics of Hoyran Lake Region (Isparta Bend), Geology of the Taurides, Interna. Symp., 53-67, Ankara.
- Koefoed, O., 1979. Geosounding Principles 1. Resistivity Sounding Measurements. Vol. 14 A in Methods in Geochemistry and Geophysics, Elsevier, Amsterdam.
- Kotan, D., 2008. Geotekstil Donatılı Zemin İstinat Duvarları ile Yamaçlarda Stabilitenin Arttırılması. İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tesi, 166s, İstanbul.
- Kuran, U., Büyükköse, N., 1984. Eski Antalya Limanı Üzeri Kaya Heyelanı Jeofizik Etüt Raporu, Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı.
- Kuran, U., 1976. Samsun Havaalanı Heyelan Sahası Etüdü, Türkiye Cumhuriyeti Karayolları Fen Heyeti Jeofizik Ön Raporu.

- Kuran, U., Gençoğlu, A., 1976. Eğirdir Kemik Hastalıkları Hastanesi Heyelan Sahasına İlişkin Jeofizik Etüt Raporu. Türkiye Cumhuriyeti Karayolları Araştırma Fen Heyeti Müdürlüğü, Rapor No: 15, D2.
- Lay, T., Wallece, T.C., 1995. Modern Global Seismology. Academic Pres. 497 p.
- Leberfinger, J. L., 2000. Three Dimensional Electrical Imaging. The First International Conference on the Application of Geophysical Methodologies & NDT to Transportation Facilities and Infrastructure, Conference Proceedings, Category 4: Case Histories, St. Louis, Missouri, paper 4-30.
- Lebourg, T., Binet, S., Tric, E., Jomardi, H., El Bedovi, S., 2005. Geophysical Survey to Estimate the 3D Sliding Surface and the 4D Evolution of the Water Pressure on Part of a Deep Seated Landslide. Author Manuscript, Published in Terra Nova, 17(5), 399-406.
- McCullogh, D., 1999. Path Between the Seas: The Creation of the Panama Canal. Touchstone Books, 1870-1914, New York.
- Mitchell, J. K., Seed, R. B., and Seed, H. B., 1990. Kettleman Hills Waste Landfill Slope Failure: I. Linear System Properties. ASCE, Journal of Geotechnical Engineering, 116(4), 647-668.
- Monreo, J. S., Wincender, R., (2005) Physical Geology. Çev. Dirik, K., Brooks/Cole, s644, Ankara.
- Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW). Erişim Tarihi: 12.11.2013. www.masw.com
- Osmanşahin, I. O., 1990. Yüzey Dalgası Ortam Tepki Fonksiyonlarından Yararlanarak Anadolu ve Civarında Kabuk ve Üst-Manto Yapısının Belirlenmesi. İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 113s, İstanbul.
- Otto, J. C., Sass, O., 2006. Comparing Geophysical Methods for Talus Slope Investigations in the Turtmann Valley (Swiss Alps). Geomorphology, 76, 257-272.
- Önalp, A., Arel, E., 2004 Geoteknik Bilgisi II, Yamaç ve Şevlerin Mühendisliği, Birsan Yayınevi, s414, İstanbul.
- Özcep, F., Erol, E., Saraçoğlu, F., 2012. Seismic Landslide Analysis: Gulpinar (Istanbul) as a case history. Environ Earth Sci 66:1617-1630.
- Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., 1999. Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW). Geophysics, 64, 800-808.

- Ravindran, A., Ramanujam, N., 2012. Palaeoscars and Landslide Prediction using 2D ERI Techniques in Ooty Area, Nilgiri District, Tamilnadu. Archives of Applied Science Research, 4(1), 262-268.
- Ristic, A., Abolmasow, B., Govedarica, M., Petrovacki, D., Ristic, A., 2012. Shallow – Landslide Spatial Structure Interpretation Using a Multi – Geophysical Approach. Acta Geotechnica Slovenica, 1, 47-59.
- Richart, F.E., Hall, J.R., Woods, R.D., 1970. Vibrations of Soils and Foundations. Prentice-Hall Inc, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Sass, O., Bell, R., Glade, T., 2008. Comparison of GPR, 2D-Resistivity and Traditional Techniques for the Subsurface Exploration of the Öschigen Landslide, Swabian Alb (German). Geomorphology, 93, 89-103.
- Schmitt, D. R., Ogunsuyi, O. O., Martin, D., 2011. Geophysical Study of the Peace River Landslide. Recovery CSPG CSEG CWLS Convention, 4p.
- Seed, R. B., Mitchell, J. K., and Seed, H. B., 1990. Kettleman Hills Waste Landfill Slope Failure: II. Stability Analysis. ASCE, Journal of Geotechnical Engineering, 116(4), 669-690.
- Shizhou, Y., Masahito, T., Hayashi, K., 2008. Evaluation of Liquefaction Potential in Terms of Surface Wave Method. The 14th World Conference on Earthquake Engineering, October 12-17, Beijing, China.
- Sirles, P., Schofield, J., Butler, D., 2011. Induced Polarization and Seismic 3D Imaging of Landslides. Proje no: FHWA-CFL/TD-11-006, 511.
- Stokoe II, K. H., Wright, G. W., James, A. B., Jose, M.R., 1994. Characterization of Geotechnical Sites by Spectral Analysis of Surface Waves (SASW) Method, in Geophysical Characterization of Sites. Technical Committee-10, Edited by R. D. Woods, Oxford Publishers, New Delhi.
- Strobbia, C., 2002. Surface Wave Methods: Acquisition, Processing and Inversion. PhD Dissertation, Politecnico di Torino, 317p. Italy.
- Terzaghi, K., 1950, Mechanism of landslides, in Application of Geology to Engineering Practice, Berkey Vol., Geological Society of America, p.83-123.
- TMMOB, 2011. Afşin Elbistan Heyelan Raporu. 9 s., Ankara.
- Ulusay, R., 2001. Uygulamalı Jeoteknik Bilgiler. Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları, No:38, 385s, Ankara.
- URL-1, Arazide Uygulanan Masw Ölçüm Sistemi (<http://www.masw.com/DataAcquisition.html>)

- USGC, 2004. Landslide Types and Processes. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey.
- Uyanık, O., Türker, E., 2007. Fethiye Eşen II HES Şalt ve Santral Sahasındaki Potansiyel Heyelanın Yerteknik Özellikleri ve Yorumu. Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 11-1, 84-90.
- Uyanık, O., 2002. Kayma Dalga Hızına Bağlı Potansiyel Sıvılaşma Analiz Yöntemi. Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi. 200 s, İzmir.
- Uyanık, O., Çakmak, O., Algül, E., Gürbüz, M., Okumuş, A., 2012. Haydarlı Baraj Alanının Elektrik Özdirenç ve Jeolojik Özellikleri. Jeofizik, Sayı 1, 16, Ankara.
- Uyanık O., Ekinçi B, Uyanık NA, 2013. Liquefaction Analysis from Seismic Velocities and Determination of Lagoon Limits Kumluca /Antalya Example. Journal of Applied Geophysics 95:90-103.
- Uzuner, B. A., 2007. Çözümlü Problemlerle Temel Zemin Mekaniği. Derya Kitapevi, 557 s, Trabzon.
- Van Nostrand, R. G., Cook, K. L., 1966. Interpretion of Resistivity Data: USGC Prof. Paper 449, Washington, D.C., U.S. Gount. Printig Office.
- Varnes D.J. 1978. Slope Movement Types and Processes. Landslide Special Report, National Academy of Sciences 176, 11-33.
- Yanık, K., 2006. Yüzey Dalgası Dispersiyon Verilerinden Sönümlü En Küçük Kareler Ters - Çözüm Yöntemi İle S Dalga Hızlarını Hesaplaması. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 100s, Ankara.
- Yılmaz, Ö., Eser, M., Şenay, G., Berilgen, M., 2007. Mühendislik Sismolojisinin Geoteknik Projelerde Uygulama Örnekleri. Altıncı Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı, 16-20 Ekim, İstanbul, 447-458.
- YTÜ Raporu, 2011. Van Depremi Ön İnceleme Raporu. s,61. İstanbul
- Xia, J., Miller, R. D., Park, C. B., Hunter, J. A., Harris, J. B., Ivanov, J., 2002. Comparing Shear-Wave Velocity Profiles Inverted from Multichannel Surface Wave with Borehole Measurements. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 22, 181-190.

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Burak ÇATLIOĞLU

Doğum Yeri ve Yılı : İstanbul, 1990

Medeni Hali : Bekar

Yabancı Dili : İngilizce

E-posta : burakjtz@yandex.com



Eğitim Durumu

Lise : Şehremini Anadolu Lisesi, 2007

Lisans : SDÜ, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği

Mesleki Deneyim

Anomali Jeoteknik Yeraltı Mühendislik Ltd. Şti. 2014-(halen)

Jeofizik Mühendisleri Odası Isparta Temsilciliği 2012-2013 (kısmi zamanlı)

SDÜ Deprem ve Jeoteknik Araştırma Merkezi 2011- 2012 (kısmi zamanlı)

Yayınları

Uyanık, O., **Çatlıoğlu, B.**, 2013. Heyelan Geometrisinin Elektrik Özdirenç Tomografi ve Sismik Kırılma Tomografi Teknikleri İle Belirlenmesi. 20.Uluslararası Jeofizik Kongre ve Sergisi, Antalya.

Uyanık, O., Gülce, Ş., **Çatlıoğlu, B.**, 2012. Binaların Beton Kalitesinin Tahribatsız Jeofizik Yöntemlerle Belirlenmesi. International Construction Congress. ICON2012-SDÜ

Çatlıoğlu B., Açıkgöz, H., Kılıç, A., Irklı, M., 2012. Yüzeye yakın gömülü yapıların görüntülenmesi. 4.Yer elektrik çalıştay 21-23 Mayıs. Çeşme/İzmir

Uyanık, O., **Çatlıoğlu, B.**, Uyanık, A., Öncü, Z., Sabbağ, N., 2012. Kentsel Dönüşüm Projelerinde Betonarme Yapıların Beton Kalitesinin Sismik Ultrasonik Hızlardan Belirlenmesi. SDÜ, 1.Yerbilimleri Sempozyumu, 18-20 Ekim Isparta.

- Uyanık, O., **Çathoğlu, B.**, Sabbağ, N., Öncü, Z., Uyanık, A., 2012. Kayaçların Fiziksel Özelliklerinin Sismik Ultrasonik Hızlar Arasındaki İlişkilendirmeler. SDÜ, 1.Yerbilimleri Sempozyumu, 18-20 Ekim, Isparta.
- Uyanık, O., Sabbağ, N., **Çathoğlu, B.**, Uyanık, A., Öncü, Z., 2012. Sismik Ultrasonik Hızlardan Kayaçların Kırıklılık ve Fissür İndekslerinin Belirlenmesi. SDÜ, 1.Yerbilimleri Sempozyumu, 18-20 Ekim, Isparta.
- Uyanık, O., **Çathoğlu, B.**, 2010. Determination of density from seismic velocities, the 19th International Geophysical Congress and Exhibition of Turkey 23 – 26 November Ankara / Turkey
- Çathoğlu, B.**, 2010. Sismik Hızlardan Yoğunluğun Belirlenmesi. TÜBİTAK (2209) Üniversite Öğrencileri Yurt İçi / Yurt Dışı Araştırma Projeleri Destekleme Programı (Danışman: Yrd.Doç.Dr. Osman UYANIK)