



**T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**



YÜKSEK LİSANS TEZİ

YÜZEY DALGALARININ ANALİZİ ve YORUMLANMASI

Mert GRİT

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

Danışman

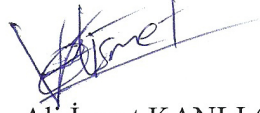
Doç. Dr. Ali İsmet KANLI

Mayıs, 2014

İSTANBUL

Bu çalışma 09/06/2014 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı Jeofizik Mühendisliği programında Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi:



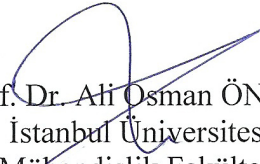
Doç. Dr. Ali İsmet KANLI (Danışman)
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. İbrahim KARA
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. Aysan GÜRER
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. Ali Osman ÖNCEL
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Doç. Dr. Murat ERDURAN
Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

Bu alışma İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliğinin 37930 numaralı projesi ile desteklenmiştir.

ÖNSÖZ

Yüksek lisans öğrenimim boyunca değerli tecrübeleri ile bana yol gösteren danışman hocam Doç. Dr. Ali İsmet KANLI'ya, yardımlarından dolayı jeofizik mühendisi Serhan GÖREN'e, bu süreç içerisinde her zaman yanımda olan aileme teşekkürlerimi sunarım.

Mayıs, 2014

Mert GRİT

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ.....	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİL LİSTESİ.....	v
TABLO LİSTESİ	xi
SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ.....	xii
ÖZET.....	xiv
SUMMARY	xv
1. GİRİŞ.....	1
1.1 ÇALIŞMA ALANI VE JEOLJİSİ	3
2. GENEL KISIMLAR	7
2.1 CİSİM DALGALARI	7
2.2 YÜZEY DALGALARI.....	9
2.3 DİSPERSİYON	12
2.4 FAZ VE GRUP HIZI	13
2.5 SİSMİK HIZLARIN ÖNEMİ VE ELDE EDİLME YÖNTEMLERİ	14
2.5.1 Sismik Kırılma Yöntemi	16
2.5.1.1 Sismik Kırılma Tomografisi Yöntemi	20
2.5.2 Sismik Yansıma Yöntemi	21
2.5.3 Kuyu Ölçümleri.....	24
2.5.3.1 Kuyu İçi Ve Kuyu Üstü Yöntemleri.....	24
2.5.3.2 Çapraz Kuyu Yöntemi.....	25
2.5.3.3 Süspansiyon P-S Logu Yöntemi.....	26
2.5.4 Yüzey Dalgası Analiz Yöntemleri	28
2.5.5 Aktif Kaynaklı Yüzey Dalgası Analiz Yöntemleri	29
2.5.5.1 Kararlı Hal Titreşim Tekniği.....	29
2.5.5.2 Yüzey Dalgalarının Spektral Analizi (SASW).....	30
2.5.5.3 Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (MASW)	34
2.5.6 Pasif Kaynaklı Yüzey Dalgası Analiz Yöntemleri	38

2.5.6.1 Frekans – Dalgasayısı (f-k) Yöntemi.....	39
2.5.6.2 Uzamsal Özilişki (SPAC) Yöntemi	41
2.5.6.3 Kırılma – Mikrotremor (REMİ) Yöntemi.....	43
2.5.6.4 Pasif Uzak MASW Yöntemi	44
2.5.6.5 Pasif Yol Kenarı MASW Yöntemi	46
2.6 ŞEV STABİLİTESİ	46
2.6.1 Şevlerde Kaymaların Sınıflandırılması	47
3. MALZEME VE YÖNTEM	49
3.1 GENEL KISIM	49
3.2 YÜZEY DALGALARININ ÇOK KANALLI ANALİZİ (MASW).....	51
3.2.1 Veri Toplama	52
3.2.2 Veri İşlem.....	54
3.2.2.1 CMPCC Toplamı İşlemi	55
3.2.2.2 Faz Kaydırma İşlemi	57
3.2.3 Ters Çözüm	59
3.3 SİSMİK KIRILMA TOMOGRAFİSİ	60
3.3.1 Veri İşlem.....	61
3.3.1.1 Başlangıç Modeli.....	62
3.3.1.2 Ters Çözüm.....	63
3.4 SİSMİK YANSIMA	63
3.4.1 Veri İşlem.....	64
3.4.1.1 İzlerin Kayıt Sırasına Göre Düzenlenmesi.....	65
3.4.1.2 Düzenleme	65
3.4.1.3 Kazanç Düzeltimi	66
3.4.1.4 Geometri Değerlerinin Girilmesi ve Statik Düzeltmeler.....	67
3.4.1.5 ODN Formatı İçine Toplama	68
3.4.1.6 NKZ Düzeltmeleri.....	68
3.4.1.7 İz Bağdaşımı	69
3.4.1.8 Hız Ve Filtre Analizi.....	69
3.4.1.9 Dekonvolüsyon	70
3.4.1.10 Yığma Ve Migrasyon	71
4. BULGULAR	72
4.1 VERİLERİN DÜZENLENMESİ	72
4.2 YÜZEY DALGALARININ ÇOK KANALLI ANALİZİ (MASW).....	74

4.3 SİSMİK KIRILMA TOMOGRAFİSİ	91
4.4 SİSMİK YANSIMA	103
4.5 BULGULARIN DEĞERLENDİRİLMESİ	115
5. TARTIŞMA VE SONUÇ	120
KAYNAKLAR.....	122
ÖZGEÇMİŞ.....	128

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 1.1: Çalışma alanının konumu.....	4
Şekil 1.2: Trakya havzası genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.....	5
Şekil 1.3: Çalışma alanının jeoloji haritası.....	6
Şekil 2.1: P dalgası hareketi.	7
Şekil 2.2: S dalgası hareketi.	8
Şekil 2.3: S_H ve S_V dalga yayınımları.....	8
Şekil 2.4: Rayleigh dalgası hareketi.	10
Şekil 2.5: Love dalgası hareketi.	10
Şekil 2.6: Göle bir taş atma neticesinde oluşan dalgacıklar.	10
Şekil 2.7: Poisson değerleri ile P, S ve Rayleigh dalgalarının hız ilişkisi.....	11
Şekil 2.8: Homojen, izotrop ve yarı sonsuz ortamda dalgaların yayılımı.	11
Şekil 2.9: a) Homojen ortamda bütün dalga boyları aynı materyal içindedir ve dalga hızı sabittir. b) Ortam özellikleri derinlikle değiştiğinde ise dalga hızı, dalga boyuna bağlıdır.....	13
Şekil 2.10: Dispersiyon eğrisi yüzey dalgalarının dispersiyonunu tanımlar. Genellikle dalga hızı-frekans olarak verilir.	13
Şekil 2.11: Grup ve faz hızı.....	14
Şekil 2.12: Sismik kırılma çalışması şematik gösterimi.....	17
Şekil 2.13: Basit iki tabakalı yeraltı modeli.	18
Şekil 2.14: a) P dalgasının yatay tabaka sınırında yayılma ve yansımasına ait ışın yolu. b) Doğrudan ve yansıyarak gelen dalgaların seyahat zamanlarındaki değişimler. Çözünürlükteki sıkıntılar kaynak alıcı ayrımı yükseldiğinde artmaktadır.	22
Şekil 2.15: Eğimli tabaka sınırı koşulunda sismik yansıma testi için kaynak ve alıcı dizilimi...	23
Şekil 2.16: a) Sismik kuyu üstü testi b) sismik kuyu içi testi.....	24
Şekil 2.17: San Fransisco Körfezi'nden elde edilmiş kuyu içi seyahat zamanı eğrisi.	25

Şekil 2.18: Çapraz kuyu testi düzeni. a) En basit çapraz kuyu çalışması iki kuyudan oluşur. b) İki kuyudan fazla kuyu kullanıldığında tetikleme zamanından kaynaklanabilecek hatalar önlenir.	26
Şekil 2.19: Süspansiyon P-S Logu çalışması şematik gösterimi.	27
Şekil 2.20: Kararlı hal titreşim tekniği yönteminde, dalga boyunun direkt olarak saha çalışmasında ölçülmesi.	29
Şekil 2.21: Farklı faz mesafelerinde yapılan ölçümler ile dalga boyu kestirilmesi.	30
Şekil 2.22: SASW çalışmasında arazi dizilimi.	31
Şekil 2.23: Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda ulaşılan derinlik hız modeli.	33
Şekil 2.24: Yığılmış tabaka modeli.	34
Şekil 2.25: MASW yöntemi şematik gösterimi.	36
Şekil 2.26: MASW Spektrumları a) f-k dönüşümü b) f-p dönüşümü c) dalga alanı dönüşümü d) silindirik ışın dönüşümü.	37
Şekil 2.27: Çok kanallı, yüzey dalgası içeren işlenmemiş veri. Rayleigh dalgası faz hızı veriden f-k ortamında oluşturulur. Dispersiyon eğrisinin ters çözüm işlemi yapılarak, S dalgası hızı-derinlik profili elde edilir.	38
Şekil 2.28: SPAC yönteminin uygulama aşamaları.	42
Şekil 2.29: REMİ kayıtlarından elde edilen (p - f) (yavaşlık-frekans) uzayında ortalama spektral oranının görüntüsü. Yüksek değişim oranları göz önüne alınarak, içi boş siyah kutu şeklindeki işaretler yerleştirilmiştir.	44
Şekil 2.30: Pasif Uzak MASW alıcı dizilimi.	45
Şekil 2.31: Pasif Yol Kenarı MASW yöntemi şematik gösterimi.	46
Şekil 2.32: İnce daneli (kohezyonlu) zemin şevlerinde gözlenen belli başlı yenilme modları. ..	47
Şekil 2.33: İri daneli zeminlerde oluşturulan şevlerde olası kayma hareketleri. a) Zahiri kohezyon içeren granüler zemin. b) İri daneli (granüler) zemin.	48
Şekil 3.1: Çalışma alanı ve sismik profillerin konumları.	49
Şekil 3.2: Arazi üzerinde profillerin gösterilmesi.	49
Şekil 3.3: Sismik çalışmalarda kullanılan arazi ekipmanları.	50
Şekil 3.4: İnceleme bölgesinin topoğrafyası.	51
Şekil 3.5: Yüzey dalgası yönteminde CMP analizi kavramı. İçi boş daireler alıcı konumlarını, içi dolular ise çapraz ilişkilerin orta noktalarını göstermektedir. a) Gözlem noktalarının konumu ve geleneksel MASW analizindeki kestirilen hız yapısı. b) Aynı CMP konumlarına sahip çapraz ilişkiler (CMPCC) c) Bir atış için CMPCC d) Çoklu atış için CMPCC.	56

Şekil 3.6: Işın izleme prensibi.	62
Şekil 3.7: İzlerin kayıt sırasına göre düzenlenmesi işlemi.	65
Şekil 3.8: a) Ham arazi verisindeki sismik dalga tipleri. b) Ham arazi verisi üzerinde kötü izlerin atılmış, ilk varış ve ground roll dalgalarının sıfırlanmış hali.	66
Şekil 3.9: Kazanç düzeltimi işlemi.	66
Şekil 3.10: Düzensiz topoğrafya için statik düzeltmeler. a) E_g jeofon yükseklikleri E_d ise datum seviyesidir. b) Statik düzeltme uygulanmadan önce sismik izler ara yüzeyde kayma göstermektedir. Statik düzeltme işlemi sonucunda yükseklik farkları giderilerek oluşan bozulma önlenir.	67
Şekil 3.11: NKZ düzeltmeleri. a) NKZ düzeltmesi uygulanmamış kesit. b) NKZ düzeltmesi uygulanmış kesit.	69
Şekil 3.12: Ardışık yansımaların giderilmesinde dekonvolüsyon işlemi. a) Dekonvolüsyon yapılmamış kesit. b) Aynı kesitin dekonvolüsyonlu hali.....	70
Şekil 3.13: Migrasyon işlemi. a) Migrasyonsuz kesit b) Migrasyon işlemi uygulanmış kesit....	71
Şekil 4.1: Profil 1, 45 metre atış uzaklığında kayıt edilmiş, gürültü ve kötü iz içeren sismik kayıt.	72
Şekil 4.2: Sismik kayıtların frekans-genlik spektrumunun görüntülenmesi.....	73
Şekil 4.3: Profil 1, 45 metre atış uzaklığında kayıt edilmiş sismik kaydın, filtrelendikten sonraki görüntüsü.....	73
Şekil 4.4: Şekil 4.3'deki sismik kayıt üzerinde kötü izlerin atılmış hali.	74
Şekil 4.5: Profil 1 ve Profil 2'de kullanılan arazi geometrisi. Sarı renkli noktalar jeofonlar, gri renkli noktalar ise atış noktalarının konumlarını göstermektedir.....	75
Şekil 4.6: Profil 1 ve Profil 2 için gerçekleştirilen CMPCC Toplamı işlemi sonucu. Sarı renkli noktalar jeofonları, gri renkli noktalar ise atış konumlarını göstermektedir.	76
Şekil 4.7: Profil 1, 15 metre kaynak uzaklığındaki kaydın CMPCC Toplamı sonrası görünümü.	76
Şekil 4.8: Profil 1, Faz hızı-frekans dönüşümünde kullanılan parametreler.	77
Şekil 4.9: Profil 1, 15 metre kaynak uzaklığındaki kaydın faz hızı-frekans dönüşümü.....	77
Şekil 4.10: Profil 1, 15 metre kaynak uzaklığındaki kaydın, faz hızı-frekans dönüşümü üzerinde maksimum genliklerin işaretlenerek dispersiyon eğrisinin oluşturulması.	78
Şekil 4.11: Profil 1, MASW çalışması ile elde edilen tüm dispersiyon eğrilerinin tek bir faz hızı-frekans grafiğinde gösterimi.....	78
Şekil 4.12: Profil 1, Dispersiyon eğrilerinde kötü noktaların giderilmiş hali.....	79
Şekil 4.13: Profil 1 başlangıç modeli parametrelerinin seçimi.....	79

Şekil 4.14: Profil 1 İki boyutlu başlangıç S-hızı modeli.	80
Şekil 4.15: Profil 1 ters çözüm işleminde kullanılan parametreler.....	80
Şekil 4.16: Profil 1 ters çözüm işlemi sonucunda elde edilen S dalgası hız modeli.	81
Şekil 4.17: Profil 1, S-hızı modeli üzerinde tabaka sınırlarının çizdirilmesi.	81
Şekil 4.18: Profil 1, yükseklik değerlerinin girilmesi sonucu elde edilen S-hızı modeli.	82
Şekil 4.19: Profil 1 yükseklik değerlerinin girilmesi ile elde edilen S-hızı modeli üzerinde, tabaka sınırlarının çizdirilmesi.	83
Şekil 4.20: Profil 1, 39. metredeki bir boyutlu S dalgası hız modeli.....	83
Şekil 4.21: Profil 2, 15 metre kaynak uzaklığındaki kaydın CMPCC Toplamı sonrası görünümü.....	84
Şekil 4.22: Profil 2, 15 Metre kaynak uzaklığındaki kaydın faz hızı-frekans dönüşümü.	84
Şekil 4.23: Profil 2, 15 Metre kaynak uzaklığındaki kaydın faz hızı-frekans spektrumu üzerinde maksimum genliklerin belirlenmesi.....	85
Şekil 4.24: Profil 2 MASW çalışması ile elde edilen tüm dispersiyon eğrilerinin tek bir faz hızı-frekans grafiğinde gösterilmesi.	85
Şekil 4.25: Profil 2 dispersiyon eğrisindeki kötü noktaların atılmış hali.	86
Şekil 4.26: Profil 2 için başlangıç modelinin oluşturulmasında kullanılan parametreleri.....	86
Şekil 4.27: Profil 2 ters çözüm işlemi için kullanılacak başlangıç S-hızı modeli.	87
Şekil 4.28: Profil 2 ters çözüm için kullanılan parametreler.	87
Şekil 4.29: Profil 2 ters çözüm sonucunda elde edilen iki boyutlu S-hızı modeli.....	88
Şekil 4.30: Profil 2 ters çözüm sonucu belirlenen S-hızı modeli üzerinde tabaka sınırlarının çizdirilmesi.	88
Şekil 4.31: Profil 2 yükseklik değerlerinin girilmesi ile elde edilen S-hızı modeli.....	89
Şekil 4.32: Profil 2 tabaka sınırlarının çizilmesi ile elde edilen iki boyutlu S-hızı modeli.....	90
Şekil 4.33: Profil 2'nin 39. metresi için bir boyutlu S dalgası hız modeli.	90
Şekil 4.34: Profil 1, 9 metre atış mesafesindeki kayıt üzerinde ilk varışların işaretlenmesi.	92
Şekil 4.35: Profil 1, 78 metre (son jeofon noktası) atış noktasındaki simik kayıt ve profil boyunca belirlenen tüm varışlar.....	92
Şekil 4.36: Profil 1'e ait tüm zaman-uzaklık eğrilerinin tek bir grafikte gösterimi.	93
Şekil 4.37: Profil 1 zaman-uzaklık eğrilerinin üzerinde tabakaların belirlenmesi.	94
Şekil 4.38: Profil 1 kırılma analizi sonucu elde edilen P-hızı modeli.	94

Şekil 4.39: Profil 1 tomografi analizi için kullanılan başlangıç P-hızı modeli.....	95
Şekil 4.40: Profil 1 ters çözüm işlemi için kullanılmış parametreler.	95
Şekil 4.41: Profil 1 ters çözüm ile 10 iterasyon sonucu elde edilen P-hızı modeli.	96
Şekil 4.42: Profil 1 ters çözüm ile 20 iterasyon sonucu elde edilen P-hızı modeli.	96
Şekil 4.43: Profil 1 ışın izleme (Ray Tracing) uygulanarak hesaplanan ışın yollarının model üzerinde gösterimi.	97
Şekil 4.44: Profil 1 gözlenen ve hesaplanan seyahat zamanı eğrileri arasındaki farklar.....	97
Şekil 4.45: Profil 1 iki boyutlu P-hızı modeli üzerinde tabaka sınırlarının görselleştirilmesi.	98
Şekil 4.46: Profil 2, 9 metre atış mesafesindeki sismik kayıt üzerinde ilk varışların işaretlenmesi.	98
Şekil 4.47: Profil 2, 78 metre (son jeofon noktası) atış noktasındaki kayıt ve profil boyunca belirlenen tüm ilk varışlar.	99
Şekil 4.48: Profil 2'ye ait tüm zaman-uzaklık eğrilerinin tek bir grafikte gösterimi.	99
Şekil 4.49: Profil 2 zaman-uzaklık eğrilerinin üzerinde tabakaların belirlenmesi.	100
Şekil 4.50: Profil 2 kırılma analizi sonucu elde edilen P-hızı modeli.	100
Şekil 4.51: Profil 2 tomografi analizi için kullanılan başlangıç modeli.	101
Şekil 4.52: Profil 2 ters çözüm ile 10 iterasyon sonucu elde edilen P-hızı modeli.	101
Şekil 4.53: Profil 2 ters çözüm işlemi ile 20 iterasyon sonucu elde edilen P-hızı modeli.	102
Şekil 4.54: Profil 2 ışın izleme (ray tracing) uygulanarak hesaplanan ışın yollarının model üzerinde gösterimi.	102
Şekil 4.55: Profil 2 gözlenen ve hesaplanan seyahat zamanı eğrileri arasındaki farklar.....	103
Şekil 4.56: Profil 2, iki boyutlu P-hızı modeli üzerinde tabaka sınırlarının görselleştirilmesi.	103
Şekil 4.57: Sismik kayıtların veri işleme başlamadan önce SU formatına dönüştürülmesi.	104
Şekil 4.58: Profil 1 verilerinin program içerisine yüklenmesi ile gösterilen kayıt parametreleri.	104
Şekil 4.59: Profil 1'e ait sismik kayıtların programa yüklenmesi.	105
Şekil 4.60: Geometri ayarlarının düzenlenmesi.	105
Şekil 4.61: Profil 1, frekans-genlik spektrumu.....	106
Şekil 4.62: Profil 1 filtrenin oluşturulması.	106
Şekil 4.63: Profil 1 filtreleme işleminden sonra elde edilen sismik kayıt.	107

Şekil 4.64: Profil 1 genliklerin düzenlenmesi işlemi.....	107
Şekil 4.65: Profil 1 tekrar örnekleme işlemi sonucu sismik izlerin görüntüsü.....	108
Şekil 4.66: Profil 1 sort işlemi görüntüsü.....	108
Şekil 4.67: Profil 1 yığma (stack) işlemi sonucunda elde edilen kesit.	109
Şekil 4.68: Profil 1 sismik yansıma derinlik kesiti.....	109
Şekil 4.69: Profil 2, kayıtların program içerisine yüklenmesi ile gösterilen dosya parametreleri.....	110
Şekil 4.70: Profil 2'ye ait sismik kayıtların programa yüklenmesi.....	110
Şekil 4.71: Profil 2, frekans-genlik spektrumu.....	111
Şekil 4.72: Profil 2 sismik kayıtlar için filtrenin oluşturulması.....	111
Şekil 4.73: Profil 2 filtreleme işlemi sonrası elde edilen görüntü.....	112
Şekil 4.74: Profil 2 sismik kayıtların üzerinde kötü izlerin atılması.....	112
Şekil 4.75: Profil 2 tekrar örnekleme işlemi ile veri boyunun kısaltılması.....	113
Şekil 4.76: Profil 2 otomatik kazanç kontrolü ile genliklerin düzeltilmesi.....	113
Şekil 4.77: Profil 2 sort işlemi sonucu elde edilen sismik kesit.....	114
Şekil 4.78: Profil 2 yığma (stack) işlemi sonucunda elde edilen sismik kesit.....	114
Şekil 4.79: Profil 2 sismik yansıma derinlik kesiti.....	115
Şekil 4.80: Profil 1 veri değerlendirme işlemleri sonucunda elde edilen a) yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (MASW) b) sismik kırılma tomografisi c) sismik yansıma çalışması sonuçları.....	116
Şekil 4.81: Profil 2 veri değerlendirme işlemleri sonucunda elde edilen a) yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (MASW) b) sismik kırılma tomografisi c) sismik yansıma çalışması sonuçları.....	118
Şekil 4.82: İnceleme alanında heyelan bölgesinin konumu.....	119

TABLO LİSTESİ

Sayfa No

Tablo 2.1: Toprak ve kaya örneklerinin P ve S dalga hızları ile yoğunluk değerleri	15
Tablo 3.1: Arazi Parametreleri.....	50
Tablo 3.2: Sismik yansıma veri işlem aşamaları.....	64
Tablo 4.1: Profil 1 ters çözüm işlemi sonucunda elde edilen hata oranları.	81
Tablo 4.2: Profil 1 jeofon konum ve yükseklik değerleri.	82
Tablo 4.3: Profil 1'in 39. metresi için elde edilen bir boyutlu MASW çalışması sonuçları.....	84
Tablo 4.4: Profil 2 ters çözüm işlemi sonucunda elde edilen hata oranları.	88
Tablo 4.5: Profil 2 jeofon konum ve yükseklik değerleri.	89
Tablo 4.6: Profil 2'nin 39. metresi için elde edilen bir boyutlu MASW çalışması sonuçları.....	91

SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ

Simgeler	Açıklama
E	: Young Modülü
k	: Bulk Modülü, Vektör Dalga Numarası
μ	: Makaslama Modülü
σ	: Poisson Oranı
ρ	: Yoğunluk
α	: Kritik Açıl, Sönüm Faktörü
V_P	: P Dalgası Hızı
V_S	: S Dalgası Hızı
V_{S30}	: 30 Metredeki S Dalgası Hızı
V_R	: Rayleigh Dalgası Hızı
S_V	: S Dalgası Düşey Bileşeni
S_H	: S Dalgası Yatay Bileşeni
C_g	: Grup Hızı
C	: Faz Hızı
T	: Zaman, Seyahat Zamanı, Seyahat Zamanı Matrisi
T_i	: Kesişme Zamanı
X	: Uzaklık
X_c	: Kritik Uzaklık
Z	: Tabaka Kalınlığı
V_0	: İlk Tabakanın Hızı
t_i	: Sismik Dalga Seyahat Zamanı
u	: Hücre Yavaşlığı
m	: Hücre Sayısı
L	: Işın Yolu Uzunluğu Matrisi
U	: Yavaşlık Matrisi
t_d	: Seyahat Süresi
n	: Her Bir Hücreden Geçen Işın Sayısı
i	: Yansıma Açısı
H	: Üst Tabaka Kalınlığı
λ	: Dalga Boyu
λ_{max}	: Maksimum Dalga Boyu
λ_{min}	: Minimum Dalga Boyu
λ_R	: Rayleigh Dalgası Dalga Boyu
f	: Frekans
s	: Saniye
U_k	: k'inci Hücrenin Yavaşlığı
S_{in}	: i'nci Sensör, n'inci Segmentteki Verinin Fourier Dönüşümü
Z_λ	: Ground Roll'un Penetrasyon Derinliği
I	: Birim Matris

w	: Radyan Cinsinden Frekans
J	: Jacobian Matrisi
N	: Üst Üste Binmeyen Veri Segmentleri
w	: Ağırlıklandırma Matrisi.
$t(f)$	: Belirli Bir Frekans İçin Seyahat Zamanı
$\phi(f)$	: Belirli Bir Frekans İçin Derece Cinsinden Faz Farkı
$G_{ij}(f)$	: f Frekansındaki Çapraz Güç Spektrumu
c_ω	: Her Bir ω Frekansındaki Faz Hızı
$S_{cx}(\omega, r, \theta)$	: İki İstasyondaki Mikrotremorların Çapraz İlişki Spektrumu
$S_c(\omega)$	: C Merkezindeki Mikrotremorların Güç Yoğunluğu Spektrumu
$S_x(\omega)$	: X İstasyonlarındaki Mikrotremorların Güç Yoğunluğu Spektrumu
$\rho(r, \omega)$	: SPAC Katsayıları
$P(x, \omega)$	: Faz Spektrumu
$A(x, \omega)$	: Genlik Spektrumu
$P(f, k)$	: Yüksek Çözünürlüklü f-k Spektrumu
Δb	: Ölçülmüş Ve Başlangıç Tahmininin Model Tepkileri Arasındaki Fark
$C_R(x_0)$	: Başlangıç Hız Tahminine Göre Model Tepkisi
X_0	: Δx Başlangıç Tahminindeki Modifikasyon

Kısaltmalar

Açıklama

CMPPC	: Eş Orta Nokta Çapraz İlişki
EKK	: En Küçük Kareler
FFT	: Hızlı Fourier Dönüşümü
f-k	: Frekans-Dalgasayısı
L-M	: Levenberg-Marquardt Yöntemi
MASW	: Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi
MAM	: Mikrotremor Dizilim Yöntemleri
ODN	: Ortak Derinlik Noktası
p-f	: Yavaşlık-Frekans
SASW	: Yüzey Dalgalarının Spektral Analizi
SIRT	: Eş Zamanlı Yinelemeli Tekrar Oluşturma Tekniği
SPAC	: Uzamsal Özilişki Yöntemi
SVD	: Tekil Değer Ayrışımı Yöntemi
NKZ	: Normal Kayma Zamanı

ÖZET

YÜKSEK LİSANS TEZİ

YÜZEY DALGALARININ ANALİZİ ve YORUMLANMASI

Mert GRİT

İstanbul Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman : Doç. Dr. Ali İsmet KANLI

Yakın yüzey mühendislik jeofiziği çalışmalarının önemli bir uygulama alanını heyelan araştırmaları oluşturmaktadır. Günümüzde gelişen arazi ekipmanları ve yazılımlar sayesinde sismik kırılma tomografisi, yüksek çözünürlüğe sahip sismik yansıma gibi jeofizik yöntemler, yakın yüzeye ait zeminlerin ve jeolojik yapıların özelliklerinin belirlenmesinde yaygın olarak kullanılmakta ve sağlıklı sonuçlar elde edilmektedir. Bununla birlikte S dalgası hızlarının belirlenmesinde yüzey dalgalarının kullanımı da oldukça yaygındır. Bu çalışmada, İstanbul İli, Silivri İlçesi, Bekirli Köyü mevkiinde yer alan tren yolu projesi güzergahındaki, heyelan problemi bulunan bir sahada, yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (MASW), sismik kırılma tomografisi ve sismik yansıma çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Bu üç önemli jeofizik yöntemin birlikte kullanılması ve korelasyonu ile, çalışılan sahadaki heyelan yapısına ait kayma düzlemi sınırı, derinliği ve bölgesel jeoloji ile ilişkileri tartışılmıştır.

Mayıs 2014, 128 Sayfa.

Anahtar kelimeler: Yüzey dalgaları, masw, sismik kırılma tomografisi, sismik yansıma, heyelan.

SUMMARY

M.Sc. THESIS

INTERPRETATION and ANALYSIS OF SURFACE WAVES

Mert GRİT

İstanbul University

Graduate School of Science and Engineering

Department of Geophysical Engineering

Supervisor : Assoc. Prof. Dr. Ali İsmet KANLI

Landslide research is one of the most important application area of near surface geophysical engineering studies. Parallel to the developments in geophysical equipments and softwares, seismic tomography and high resolution seismic reflection methods are widely used and obtained properly results in determination of soil properties and geological structures of near surface materials. Furthermore, surface wave methods are also widely used in determination of S wave velocities. In this study, multichannel analysis of surface waves method (MASW), seismic refraction tomography and seismic reflection methods were used together at Bekirli village Silivri district Istanbul province which has a landslide problem crossing through the railway project. Landslide structure, border and depth of slip plane were investigated and correlated with the local geology by using three important geophysical methods which were also correlated each other in the study area.

May 2014, 128 Pages.

Keywords: Surface waves, masw, seismic refraction tomography, seismic reflection, landslide.

1. GİRİŞ

Zemin özellikleri çok kısa mesafelerde dahi değişkenlik gösterebildiğinden, yakın yüzey özelliklerinin incelenmesi mühendislik çalışmaları açısından oldukça önemlidir. Jeofizik çalışmalar sonucu elde edilen parametrelerin yapı tasarımının belirlenmesinde kullanılması, olası depremler karşısında hasar oluşumunu azaltıcı yönde etkileyecektir.

Zemin parametrelerinin belirlenmesinde genellikle sismik dalga hızlarından yararlanılmaktadır. Sismik hızlar laboratuvar ortamında sahada alınan numuneler üzerinden veya yerinde testler (sismik yansıma, sismik kırılma, yüzey dalgası analizi) ile belirlenebilir. Yeraltının heterojen yapıda olması, elastik dalgaların farklı hızlarda seyahat etmesine neden olmaktadır. P ve S dalga hızlarının belirlenmesi ile elastik parametreler (poisson oranı, makaslama modülü gibi) hesaplanabilir. Makaslama dalgası hızı (V_s) dağılımı bilgisi ile bölgeye ait yapı-yeri tepkisi modellenebilir. Bu sayede çalışmanın yapıldığı zeminin büyütme ve rezonans frekansı bilgilerine ulaşılarak, deprem gibi dinamik yükler altındaki davranışına ait bilgilere ulaşılabilir.

Geleneksel sismik analizlerin yanı sıra günümüzde daha gelişmiş tomografik teknikler de yer altı yapısının araştırılmasında kullanılmaktadır. Sismik kırılma tomografisi yöntemi, gecikme zamanı kırılma analizlerinin başarılı olmadığı, hız gradyanları ve yanal hız değişiminin belirlenmesi için geliştirilmiştir. Bu sayede fay, boşluk gibi daha karmaşık yapılar araştırılabilir (Sheehan ve Doll, 2003).

Sismik yansıma yönteminin başarısı ise yeraltındaki yapıların hız ve yoğunluk farklarına dayanmaktadır. Sismik hızlar veya yoğunluklardaki bu fark akustik kontrast olarak bilinmektedir. Bu durum tabaka veya formasyon sınırlarında gözlenir. Sismik yansıma yöntemi ile tabakalı jeolojik birimlerin sınırları belirlenmeye çalışılır. Yöntem, günümüzde çok daha düşük maliyetli ve yüksek çözünürlüklü sonuçlar ile gerçekleştirilebilmektedir (Steeple, 2000).

Klasik sismik kırılma ve yansıma çalışmaları, uygulamalarda etkili sonuçlar vermekle birlikte, yerleşim alanlarında çeşitli problemlerle karşılaşmaktadır. Kentsel alanlarda

kullanılan kaynakların yetersiz olması sonucu enerjinin derin katmanlara iletilmemesi, serim boylarından kaynaklanan problemler, çevresel gürültülerin (trafik, insan, fabrika gibi) baskın olduğu bölgelerde Sinyal/Gürültü oranının düşmesi, bu sorunlara örnek olarak gösterilebilir. S dalga hızının belirlenmesinde sismik yöntemlerin dışında, kuyu (kuyu içi, kuyu üstü, çapraz kuyu) ölçümleri de kullanılabilir olmakla birlikte, maliyetin artması ve çalışmaların uzun sürmesi gibi durumlar ortaya çıkmaktadır (Kanlı ve diğ. 2006).

Yerleşim yerlerinde karşılaşılan problemler karşısında, yüzey dalgası analiz yöntemleri en önemli alternatiftir. Klasik sismik kırılma ve yansıma çalışmalarında gürültü olarak değerlendirilen yüzey dalgaları (Ground Roll), tabakalı ortamda faz hızlarının frekansa bağımlı olması yani dispersif özellik göstermelerinden dolayı, makaslama dalgası hızının belirlenmesi çalışmalarında kullanılmaktadır. Bu sayede tabaka kalınlıkları ve kesme dalgası hız dağılımı elde edilerek, dinamik parametreler belirlenebilir. Elde edilen değerler, zemin sınıflaması, büyütme, sıvılaşma, sismik risk analizi gibi kapsamlı mühendislik çalışmaları için kullanılabilir.

Yüzey dalgaları ilk olarak, kabuk ve üst manto yapısının araştırılması amacı ile sismologlar tarafından kullanılmıştır. Sonrasında arazi ekipmanları ve yazılımların da gelişmesi ile aktif ve pasif kaynaklı farklı uygulamalar geliştirilmiştir. Yüzey dalgalarını kullanarak zemin çalışmalarının yapıldığı ilk yöntem, Kararlı Hal Titreşim Tekniğidir. Günümüzde bu yöntem zor ve zaman alıcı olarak görülmesine karşın temel fikir diğer yöntemler için de kullanılmıştır (Strobia, 2005). İki düşey jeofon kullanılarak uygulanan Yüzey Dalgalarının Spektral Analizi (SASW), Nazarian ve Stokoe (1983) yaptığı çalışmalar ile standart hale gelmiştir. Sonrasında daha hızlı ve kolay veri alımını sağlayan Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (MASW), SASW yöntemindeki zorluklara alternatif olarak geliştirilmiştir (Park, 1999; Xia, 1999). Pasif kaynaklı yüzey dalgası analiz yöntemleri ise, mikrotremor dizilim yöntemleri olarak da bilinen, Uzamsal Özilişki (SPAC) (Aki, 1957), Frekans-Dalgasayısı (f-k) (Capon, 1969), ve sismik kırılma ekipmanları kullanılarak gerçekleştirilen, Kırılma-Mikrotremor (REMI) (Loui, 2001) olarak ayrılabilir. Yeryüzünde var olan doğal gürültüleri kullanan Pasif Yol Kenarı MASW ile Pasif Uzak MASW yöntemleri, Park ve diğ. (2004) yaptığı çalışmalar ile araştırılmaya başlanmıştır. Yüzey dalgası analiz yöntemleri günümüzde

pek çok mühendislik çalışmasında, klasik sismik yöntemlere alternatif olarak kullanılmaktadır (Kanlı, 2010).

Bu tez kapsamında, ele alınan yöntemlerin daha iyi anlaşılması için öncelikle elastik dalgaların temel özellikleri, dalga yayılımı, faz ve grup hızı gibi teorik esaslardan bahsedilecektir. Sismik dalga hızlarının mühendislik çalışmaları açısından önemi, çalışmamızda kullandığımız aktif ve pasif kaynaklı yüzey dalgası analiz yöntemleri, sismik kırılma tomografisi ve sismik yansıma yöntemi hakkında detaylı bilgi verilecektir.

Uygulama kısmında, İstanbul İli, Silivri İlçesi, Bekirli Köyü mevkiinde yer alan ve çalışmaları sürmekte olan tren yolu projesi güzergahı üzerindeki heyelan oluşumunun tespiti amacıyla, iki profil boyunca gerçekleştirilmiş yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (MASW), sismik kırılma tomografisi ve sismik yansıma çalışmalarına ait sonuçlara yer verilecektir. Bu sayede farklı sismik yöntemlerin birlikte kullanılması ile zaman içinde yüzeyde gözlenmesi zorlaşan heyelan yapısının, yer altındaki devamı, sınırları ve derinliği ile ilgili elde edilen bilgiler ve bölgesel jeolojiyle olan ilişkisi tartışılacaktır.

1.1 ÇALIşMA ALANI VE JEOLojİSİ

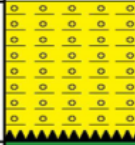
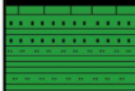
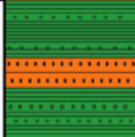
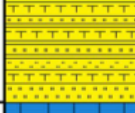
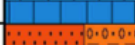
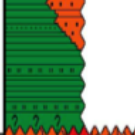
Marmara Denizi'nin kuzeyinde yer alan çalışma bölgesi, İstanbul İli, Silivri İlçesi, Bekirli Köyü mevkiindedir. İnceleme alanına ait konum haritası şekil 1.1'de yer almaktadır.



Şekil 1.1: Çalışma alanının konumu.

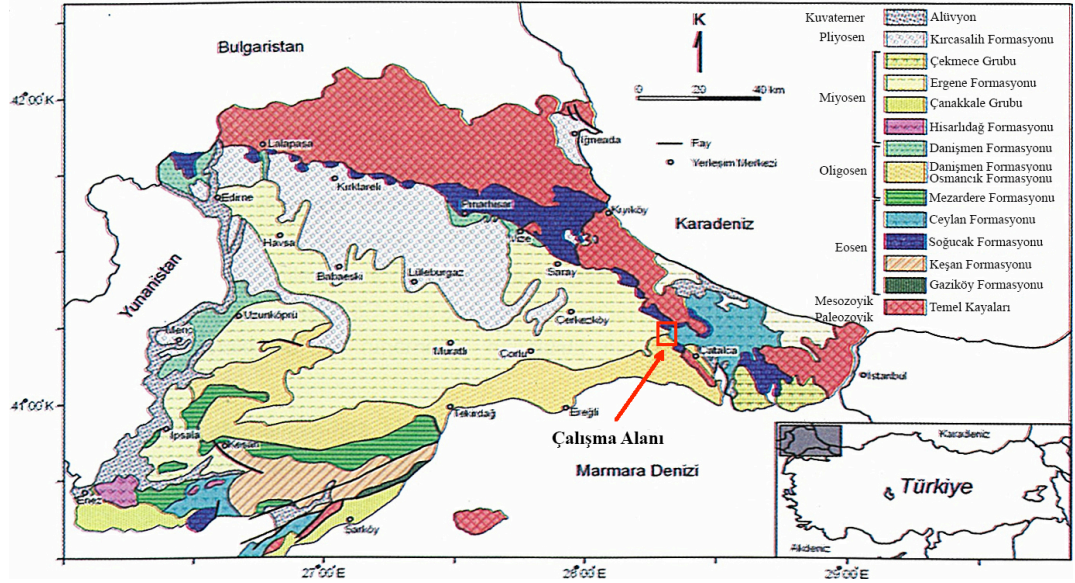
Çalışma alanının da içinde yer aldığı Trakya Havzası, batıda Yunanistan sınırları içindeki metamorfik Rodop Masifi, kuzeyde Bulgaristan ve Türkiye sınırları içinde metamorfik-granitik kayalardan oluşan Istranca Masifi, güneyde Marmara Denizi ve İstanbul Paleozoyiği ile sınırlı bir Tersiyer Havzasıdır. Bu coğrafik sınırlar içinde yer alan Trakya Havzası, batıya doğru Yunanistan, güneybatıya doğru Saros Körfezi ve Ege Denizi boyunca uzanmaktadır (Sonel ve Büyükutku, 1998; Güler, 2005).

Trakya havzası'nın toplam sediman kalınlığı 8000-9000 metredir. Havzanın büyük bir bölümü genç alüvyal çökellerle örtülüdür. Buna karşın güneybatıda ve havza kenarlarında yükselim sonucunda yüzeye çıkmış tortul kayalar da görülmektedir. Havzadaki stratigrafi ve fasiyes farklılıklarının bir bölümü mostralarda gözlenebilirken bir çoğu da bugüne kadar açılmış kuyulardan elde edilen yer altı verilerinden sağlanmıştır (Güler, 2005). Trakya havzası genelleştirilmiş stratigrafi kesiti Şekil 1.2'de yer almaktadır.

YAŞ	GRUP / FORMASYON	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA	ÇÖKELME ORTAMI	
PLİYOSEN	ERGENE GRUBU	300-400		KONGLOMERA KUMTAŞI KİL - KİLLİ KİREÇTAŞI	AKARSU	
MİYOSEN	YENİMUHACİR GRUBU					
OLİGOSEN		DANIŞMEN FM.	200 - 300		ŞEYL-SİLT TAŞI KÖMÜR	DELTA GERİSİ
		OSMANCIK FM.	100 - 150		KUMTAŞI ŞEYL	DELTA ÖNÜ
		MEZARDERE FM.	600 - 700		ŞEYL SİLT TAŞI TUF	DELTA İLERİSİ
EOSEN	KEŞAN GRUBU	CEYLAN FM.	250 - 300		MARN KİREÇTAŞI KUMTAŞI TUF	AÇIK DENİZ
		SOĞUCAK FM.	40 - 300		RESİFAL KİREÇTAŞI	SİĞ - DERİN DENİZ
		HAMİTABAT FM. KOYUNBAĞI UNİ	10-100		KONGLOMERA	SİĞ - DENİZEL
			500 - 2000		KUMTAŞI ŞEYL SİLT TAŞI	SİĞ - DERİN DENİZEL TÜRBİDİTİK
PALEOSEN (?) Ü. KRETASE (?)	GAZİKÖY KARAĞAÇ FIÇITEPE YEMİSLİÇAY	600 - 1000		KUMTAŞI ŞEYL SİLT TAŞI	DENİZEL TÜRBİDİTİK AKARSU	
PALEOZOYİK-MEZOZOYİK	TEMEL	?		MİKAŞİST GRANİT		

Şekil 1.2: Trakya havzası genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Güler, 2005).

Çalışma alanı jeolojik olarak incelendiğinde bölgede Ergene ve Danişmen formasyonlarına rastlanmaktadır. Çalışma alanının yer aldığı jeoloji haritası Şekil 1.3'te verilmiştir.



Şekil 1.3: Çalışma alanının jeoloji haritası (MTA, 2006).

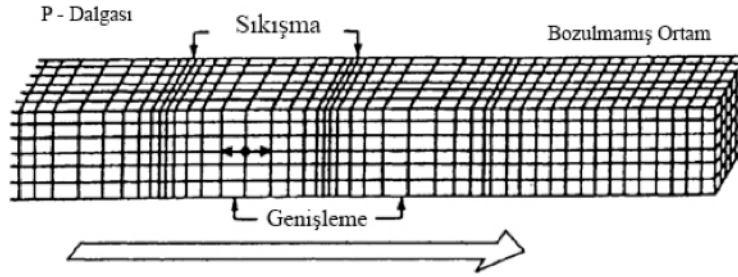
Danışmen formasyonu, Trakya Havzası'nın derin zonunda, Osmancık Formasyonu ile Ergene Grubu arasında yer alır. Formasyon Üst Oligosen yaşlıdır ve Yenimuhacir Grubu'nun son üyesidir. Kalınlığı 200-300 metredir. Danışmen Formasyonu dayanımsız litolojisi nedeniyle düzlükleri oluşturur, yarmalarda ve kömür ocaklarında iyi mostra verir. Ergene Grubu'nun aşındığı vadi içlerinde şeritler halinde mostra verir. Yeşilimsi gri renkli, 5-10 cm tabakalı, yatay laminalı, yer yer balık ve tatlı su gastropodalı, seyrek miltaşı ve kumtaşı ara tabakalı, kömürlü şeyllerden oluşmuştur. Genellikle pekişmemiş dokuya sahiptirler. Havzanın güneyinde Kirazlı Formasyonu ile eşdeğerdir. Delta üstü dağılım kanallarında depolanmış üzerine uyumsuz olarak Ergene Grubu klastikleri gelmektedir.

Çok geniş alanlarda mostra veren Ergene grubu, Trakya Havzası'ndaki bütün birimleri açısız diskordansla örter ve üzerinde alüvyonlar bulunur. Hemen hemen tüm Trakya Havzası'nı kapsayan ve tüm çökel istifini uyumsuzlukla örten Ergene Grubu, Tersiyer Formasyonları'nın en son üyesidir. Mio-Pliyosen yaşlı Ergene Grubu'nun kalınlığı 300-400 metredir. Birim içerisindeki gastropodalı kireçtaşlarından Pliyosen yaşını almıştır. Birim iri taneli konglomera, kumtaşı, gri-yeşil renkli kilitaşı ve killi kireçtaşlarından oluşmaktadır. Akarsu ortamında depolanmışlardır (Güler, 2005).

2. GENEL KISIMLAR

2.1 CİSİM DALGALARI

Deprem oluştuğunda cisim ve yüzey dalgaları olmak üzere iki farklı dalga türü oluşur. Yeryüzünün iç kısımları boyunca hareket eden cisim dalgaları P ve S olmak üzere ikiye ayrılır. P dalgaları aynı zamanda birincil, sıkışma veya boyuna dalgalar olarak bilinir ve geçtikleri materyalde sıkışma ve genişlemeye sebep olurlar. P dalgaları, ses dalgaları gibi katı ve sıvılarda hareket edebilir (Kramer, 1996). Deprem kayıtlarında ilk olarak P dalgalarının görülmesinden dolayı, bu dalgalar birincil olarak adlandırılır (Telford ve diğ. 1990).



Şekil 2.1: P dalgası hareketi (Bolt, 1988; Reynolds, 1997).

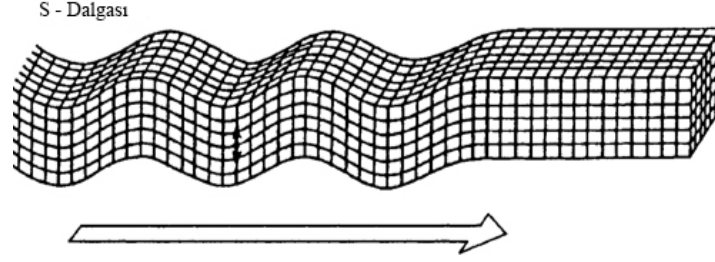
P dalgaları diğer dalgalardan daha hızlıdır. dış merkez (episantr) bölgesinde P dalgasının periyodu 1 s'den azdır. 1 s periyotlu dalgalar çok uzak mesafelere seyahat edebilir. P dalgasının hızı aşağıdaki bağıntılarla bulunabilir:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (2.1)$$

$$V_p = \sqrt{\frac{E}{\rho} \left(1 + \frac{2\sigma^2}{1 - \sigma - 2\sigma^2} \right)} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1 - \sigma}{(1 - 2\sigma)(1 + 2\sigma)}} \quad (2.2)$$

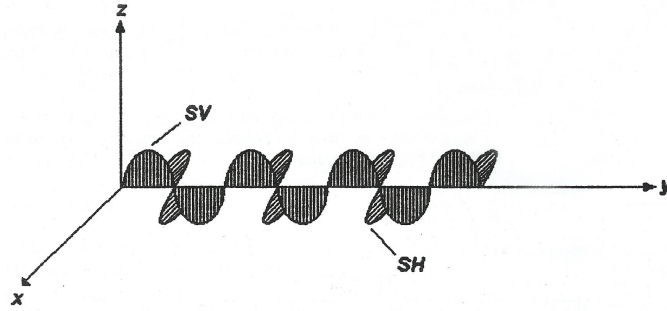
Burada, E Young modülü, k Bulk modülü, μ Makasalama (shear) modülü, σ Poisson oranı, λ Lamé sabiti, ρ ise yoğunluğu göstermektedir (Kurtuluş, 2010).

Deprem kayıtlarında ikincil olarak gözlenen dalgalar kesme, enine, rotasyonel veya S dalgası olarak bilinir (Telford ve diğ. 1990). S dalgaları geçtikleri materyallerde makaslama deformasyonlarına neden olurlar. Tanecik hareketi S dalgası yayılma yönüne diktir (Kramer, 1996).



Şekil 2.2: S dalgası hareketi (Bolt, 1988; Reynolds, 1997).

S dalgalarına taneciklerin hareket ettikleri doğrultuda polarize olmuş dalgalar da denir. S dalgasının hareketi düşey (S_V) ve yatay (S_H) bileşen olarak ikiye ayrılabilir.



Şekil 2.3: S_H ve S_V dalga yayınımları (Kurtuluş, 2010).

S dalgalarının hızı aşağıdaki bağıntılar ile verilir:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} ; \quad (2.3)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\sigma)}} \quad (2.4)$$

Sıvılarda $\mu = 0$ olduğundan sıvı ortamlarda S dalgaları yayılamaz.

P ve S dalga hızları ile elastik sabitler arasında aşağıdaki bağıntılar vardır:

$$\sigma = \frac{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2}{2\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2} \quad (2.5)$$

$$E = \frac{V_p^2 \rho (1-2\sigma)(1+\sigma)}{1-\sigma} \quad (2.6)$$

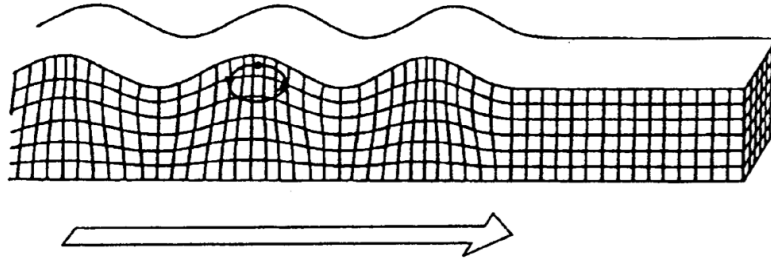
$$\frac{V_s}{V_p} = \sqrt{\frac{k}{\mu} + 4/3} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{1/2-\sigma}} \quad (2.7)$$

Poisson oranı σ , 0 ile 0.5 arasında değer alacağından (2.7) formülünde V_s/V_p oranında $\sigma = 0$ alınırsa V_s/V_p oranının alacağı en yüksek değer $\frac{V_s}{V_p} = \frac{1}{\sqrt{2}} = 0.70$ olur. Dolayısı ile V_s hızı V_p hızının en fazla %70 ine kadar değer alabilecektir (Kurtuluş, 2010).

2.2 YÜZEY DALGALARI

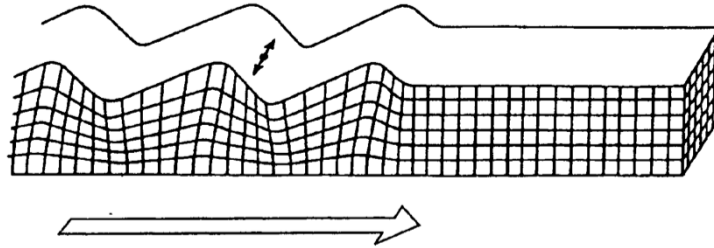
Sonsuz, homojen ve izotrop bir ortamda yalnızca P ve S dalgaları oluşmaktadır. Eğer ortam sınırlı ise, diğer dalgalar meydana gelebilir. Bu tarz dalgalara yüzey dalgaları adı verilir. Sismogramlar incelendiğinde yüzey dalgaları arasında en çok Rayleigh ve Love dalgaları görülmektedir. Yüzey dalgaları serbest yüzey ve altındaki tabaka sınırları boyunca yayılırlar. Bu nedenle özellikleri mantonun üst kısımları ve yer kabuğu tarafından etkilenmektedir (Novotny, 1999).

Ground Roll olarak da adlandırılan Rayleigh dalgaları yüksek genlik, düşük frekans özelliği gösterir. Klasik sismik çalışmalarda gürültü olarak değerlendirilen yüzey dalgaları, yansıma ve kırılma sismiği çalışmalarında veri işlem aşamasında filtrelenerek giderilir. Rayleigh dalgaları serbest yüzey boyunca hareket eder ve genlikleri derinlik ile üstel olarak azalır. Serbest yüzey üzerinde taneciğin hareketi elips şeklinde ve kaynak yönündedir (retrograde hareketi). Rayleigh dalgaları ancak katı ortamlarda ilerleyebilir (Reynolds, 1997).



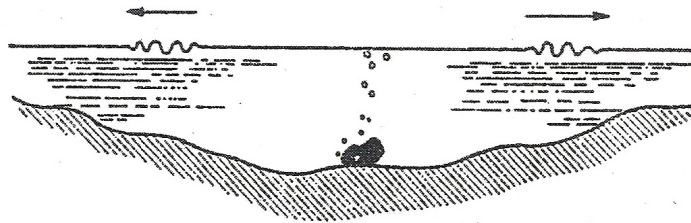
Şekil 2.4: Rayleigh dalgası hareketi (Bolt, 1988; Reynolds, 1997).

Love dalgaları ise düşük S dalga hızına sahip ortamın, yüksek S dalga hızına sahip ortam üzerinde bulunması durumunda açığa çıkar (Reynolds, 1997). Tanecik hareketi yer yüzeyine paralel şekilde ve enlemesinedir. Bu dalgalar polarize olmuş kesme dalgaları (S_H) olarak da adlandırılır. Sismik çalışmalarda kullanılan kaynaklar ile önemli ölçüde Love dalgaları oluşmaz. Bu nedenle genel sismik uygulamalarda Love dalgaları kullanılmaz. Love dalgalarının hızı Rayleigh dalgalarından yüksektir ve sismogramlar da daha önce görülmektedir (Telford ve diğ. 1990).



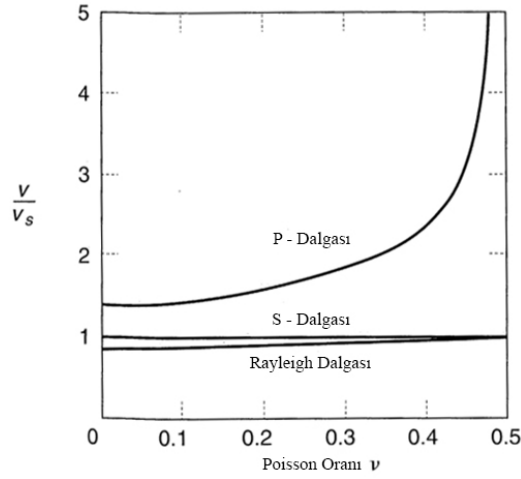
Şekil 2.5: Love dalgası hareketi (Bolt, 1988; Reynolds, 1997).

Rayleigh dalgaları yer yüzeyi ile P ve S_V dalgalarının etkileşimi sonucu oluşmaktadır. Hem düşeyde hem de yatay da tanecik hareketleri vardır. Rayleigh dalgaları Şekil 2.6'da gösterildiği gibi göle atılmış bir taşın oluşturduğu dalgacıklara benzetilebilir (Kramer, 1996).



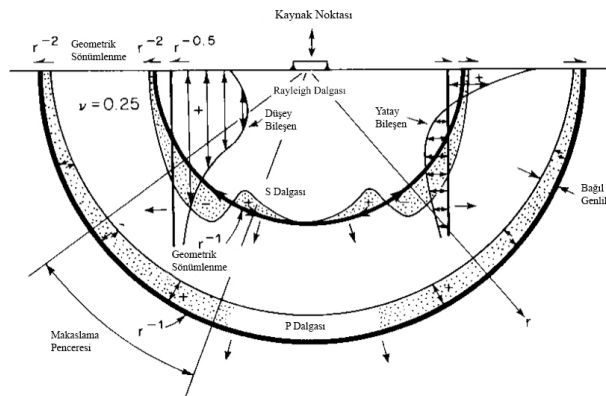
Şekil 2.6: Göle bir taş atma neticesinde oluşan dalgacıklar (Graff, 1975; Kurtuluş, 2010).

Poisson oranı $\sigma=1/4$ olduğu durumda, Rayleigh dalgasının hızı $V_R=0.919V_S$ Olarak elde edilmiştir (Kurtuluş, 2010). Şekil 2.7’de Poisson değerleri ile P, S ve Rayleigh dalgalarının hız ilişkileri gösterilmektedir.



Şekil 2.7: Poisson değerleri ile P, S ve Rayleigh dalgalarının hız ilişkisi (Richart ve diğ. 1970).

Deprem sonucunda veya yapay bir kaynak ile yüzeyde oluşturulan elastik dalgalar içerisinde en fazla enerjiye sahip olan Rayleigh dalgalarıdır. Yüzey dalgalarının enerjisi %67, S dalgaları %26 ve P dalgaları %7 enerji oranına sahiptir. Enerji içeriklerinin yüksek olması nedeni ile deprem hasarlarında da etkin olan yüzey dalgaları, deprem mühendisliğinde önemli bir araştırma konusudur (Richart ve diğ. 1970). Şekil 2.8’de homojen, izotrop ve yarı sonsuz ortamda dalgaların yayılım özellikleri gösterilmektedir.



Şekil 2.8: Homojen, izotrop ve yarı sonsuz ortamda dalgaların yayılımı (Richart ve diğ. 1970).

Yüzey dalgalarının dalga hızı, grup hızı ve soğurulma karakteristikleri, kabuk ve üst mantonun yapısının belirlenmesine olanak sağlamıştır. Yüzey dalgalarının kaynak

özellikleri ve yayılma şekilleri, deprem mühendisliğinde sismik momentlerin, odak mekanizmaları ve odak derinliği çalışmalarında da kullanılmıştır (Aki ve diğ. 1980).

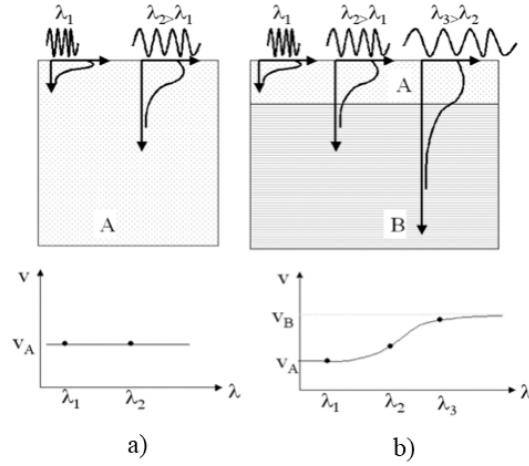
2.3 DİSPERSİYON

Dispersiyon elastik dalga hızlarının, frekansa bağlı olması durumudur. Geçici bir dalga, dispersif ortamda yayılımı sırasında şekil değişikliğine uğrar. Çünkü her bir spektral bileşeni farklı hızlar ile yayılır. Dalgalardaki bu bozulmalar sinyalin iletilmesi ve hızların ölçülmesinde bazı problemlere neden olur. Bununla birlikte dispersiyon özelliği, dalganın yayıldığı ortamla ilgili çalışmaya olanak sağlar. Sismolojide pek çok çalışma olduğu gibi, geomanyetizm, manyetosfer ve iyonosfer fiziği ile ilgili uygulamalar da bulunmaktadır. İki farklı dispersiyon vardır. Bunlar: materyal ve geometrik dispersiyon olarak ayrılmaktadır.

Materyal dispersiyonu maddelerin içsel yapısından kaynaklanır. Bu tür dispersiyonlar optikteki çalışmalardan bilinmektedir. Işığın hızı madde ortamında frekansa bağlıdır. Bu dispersiyon şekli spektroskopi'yi oluşturmaktadır. Elastik dalgaların materyal dispersiyonu soğurulma ile ilgilidir ve bu dispersiyon genellikle oldukça zayıftır. Geometrik dispersiyon ise dalgaların girişimi sebebi ile oluşur. Bu tarz dispersiyonlar ile, dalgalar ince bir tabaka içerisinde veya ortamın yüzeyi boyunca yayıldıklarında karşılaşılır (Novotny, 1999).

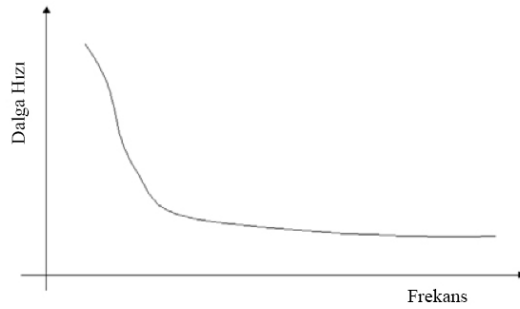
Yüzey dalgaları düşey olarak heterojen yapıda olan ortamda yayıldıklarında dispersif davranış gösterirler. Yani farklı frekanslarda farklı hızlara sahiptirler. Homojen bir ortamda ise farklı dalga boyları yeraltının farklı derinliklerine karşılık gelir fakat hepsi aynı özellikteki ortam içerisinde bulunduğundan, bütün dalga boyları aynı hıza sahiptir (Şekil 2.9 a).

Eğer ortam düşey olarak homojen değil ve tabakalı ise, tabakaların farklı mekanik özelliklere sahip olması nedeniyle, yüzey dalgalarının davranışları da değişik olacaktır. Dalga boyları farklı derinlikteki farklı mekanik özelliklerle ilişkili olacaktır. Her bir dalga boyu yayılımın gerçekleştiği ortamın mekanik özelliklerine bağlı olarak belirli bir hıza sahip olacaktır (Şekil 2.9 b).



Şekil 2.9: a) Homojen ortamda bütün dalga boyları aynı materyal içindedir ve dalga hızı sabittir. b) Ortam özellikleri derinlikle değiştiğinde ise dalga hızı, dalga boyuna bağlıdır (Strobia, 2005).

Dolayısı ile yüzey dalgalarının tek bir hız değeri yoktur ve dalga hızı frekansın fonksiyonudur. Frekans ve dalga hızı arasındaki bu ilişkiye dispersiyon eğrisi denir ve stratigrafi ile ilişkilidir (Şekil 2.10). Yüksek frekanslarda dalga hızı, en üst tabakaların Rayleigh dalgası hızıdır. Düşük frekanslarda ise daha derindeki tabakaların etkileri önem kazanır ve dalga hızı derin materyallerin Rayleigh dalgası hızına asimptotik eğilim gösterir (Strobia, 2005).

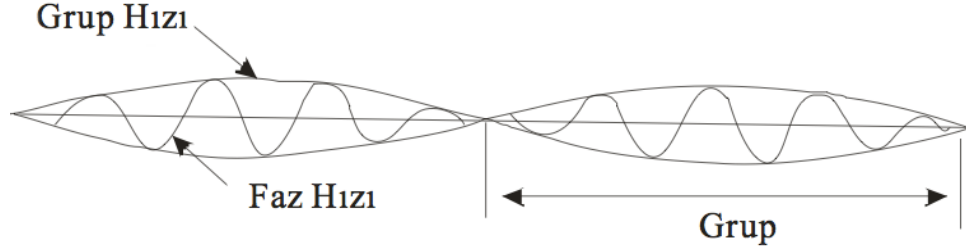


Şekil 2.10: Dispersiyon eğrisi yüzey dalgalarının dispersiyonunu tanımlar. Genellikle dalga hızı-frekans olarak verilir (Strobia, 2005).

2.4 FAZ VE GRUP HIZI

Faz hızı veya dalga hızı belirli bir fazın yayılma hızıdır. Grup hızı ise tüm dalga grubunun yayılma hızıdır. Bu iki hız birbirine eşit değildir. Bunu açıklamak için Şekil 2.6' da gösterilen bir göle taş atıldığında ortaya çıkan dalgacıkların yayılımını dikkate alalım. Dalga gruplarının durgun su içerisinde ilerlemesi sırasında grup hızının,

dalgacıkların hızından daha az olduğu belirtilmektedir. Grup içindeki dalgacıklar, grubun arkasından oluşarak öne doğru hareket eder ve grubun önünde kaybolur. Böylece dalgacıkların hızı grup hızından daha fazla olur.



Şekil 2.11: Grup ve faz hızı (Osmanşahin, 1989).

C_g hızı Grup hızı olarak isimlendirilir. Grup hızı ile faz hızı arasında aşağıdaki bağıntılar vardır (Graff, 1975; Kurtuluş, 2010) :

$$C_g = C + k \frac{dC}{dk} \quad (2.8)$$

Burada k ortalama dalgasayıdır:

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (2.9)$$

Denklem 2.8, dalga boyu (λ) cinsinden Denklem 2.10'daki gibi yazılır:

$$C_g = C - \lambda \frac{dC}{d\lambda} \quad (2.10)$$

2.5 SİSMİK HIZLARIN ÖNEMİ VE ELDE EDİLME YÖNTEMLERİ

Yakın yüzey zemin özelliklerinin belirlenmesi, depreme dayanıklı yapı tasarımının yapılabilmesi için gereklidir. Yer altı tabakalarının elastik ve dinamik özellikleri, jeofizik yöntemler ile dalga hızlarının belirlenmesi ve sonrasında yapılacak hesaplamalar ile elde edilebilir. Makaslama dalgası hız bilgisi, geoteknik çalışmalarda ve deprem mühendisliğinde geniş çapta kullanılmaktadır. S dalgası hız dağılımı bilgisinden yararlanarak sismik risk çalışmaları, zemin sınıflaması, sıvılaşma, büyütme analizi gibi farklı mühendislik uygulamaları gerçekleştirilmektedir.

Deprem hareketlerinin büyütülmesine neden olan en önemli faktör, yumuşak sedimanların genlikleri arttırmasıdır. Büyütme $1/\sqrt{V_s \cdot \rho}$ ile oranlıdır. Burada V_s makaslama dalgası hızı, ρ ise araştırılan zeminin yoğunluğudur. Makaslama dalgası hız bilgisi zemin durumunu belirlemek için kullanılabilir (Kanlı, 2010).

Makaslama dalgası (V_s) hızı zeminin dinamik özelliklerinin değerlendirilmesindeki en önemli parametredir. Yer yüzeyinden 30 metre derinlikteki ortalama makaslama dalgası hızı V_{s30} olarak bilinmektedir. V_{s30} hız bilgisi, NEHRP Provisions, 2001 Uniform Building Code ve Euro Code'da mühendislik dizaynı için bölgelerin sınıflara ayrılmasında kullanılmaktadır (Kanlı ve diğ. 2006). Bu sınıflamaya göre aynı sınıftaki zeminin deprem anında benzer tepkileri vermesi öngörülmektedir. 2000 International Building Code (IBC), 100 metre derinlikteki V_{s100} bilgisini kullanarak benzer bir sınıflama yapmaktadır (Martin ve diğ. 2006).

P ve S dalga hızları aynı zamanda yer altındaki birimler ile ilgili de bilgiler vermektedir. Tablo 2.1'de toprak ve kaya örneklerinin P ve S dalga hızları ile yoğunluk değerleri verilmiştir.

Tablo 2.1: Toprak ve kaya örneklerinin P ve S dalga hızları ile yoğunluk değerleri (Lavergne, 1986).

Materyal	P-hızı V_p (m/s)	S-hızı V_s (m/s)	Yoğunluk ρ (g/cm ³)
Toprak	100-600	100-300	1.7-2.4
Kuru Kum	200-1200	100-500	1.5-1.7
Islak Kum	1500-4000	400-1200	1.9-2.1
Buzul Taşı	1500-2700	200-700	1.9-2.7
Kil	1000-2500	200-800	2.0-2.4
Şeyl	2000-4100	750-1500	2.0-2.7
Gnays	3500-7600	2200-3600	2.7-2.8
Kumtaşı	1400-4500	1200-2800	2.1-2.4
Kireç Taşı	2800-7000	2000-3300	2.4-2.7
Kalsit	2300-2600	1100-1300	1.8-2.3
Kaya Tuzu	4000-5500	2500-3100	2.1-2.3
Anhidrit	3500-5500	2200-3100	2.9-3.0
Dolomit	2500-6500	1900-3600	2.5-2.9
Granit	4500-6200	2500-3300	2.5-2.7
Bazalt	5000-6500	2800-3400	2.7-3.1
Kömür	2200-2700	1000-1400	1.3-1.8
Buz	3400-4000	1700-1900	0.9
Su	1450-1500	-	1
Hava	310-350	-	0.001

Makaslama dalgası (V_s) hız verilerinin elde edilmesinde, ölçümler çapraz kuyu (crosshole) ve kuyu altı (downhole) yöntemleri ile gerçekleştirilebilir. Bununla beraber gerekli olan delgi sayısı nedeniyle maliyet artmaktadır. Ayrıca bu yöntemler kentsel alanlarda problem oluşturmaktadır. Yüzeyden gerçekleştirilen sismik yöntemler, sismik hızların belirlenmesindeki en iyi alternatiftir. Sismik yansıma ve kırılma verileri ile P ve S hızlarının belirlenebilmektedir. Fakat sismik kırılma yöntemi hız terslenmeleri nedeniyle oluşan saklı tabakaların belirlenmesinde etkin değildir. Cisim dalgaları trafik ve çevresel gürültülere oldukça duyarlıdır. Ayrıca kırılma yöntemi ile derin araştırmalar için uzun dizilişlere ihtiyaç vardır. Bu durum kentsel alanlarda ölçümlerin gerçekleştirilebileceği alanların bulunmasını zorlaştırmaktadır. Sismik yansıma yöntemi için de benzer problemler geçerlidir. Veri işlem kısmı oldukça zaman alıcı ve araştırmanın maliyeti yüksektir (Kanlı, 2010).

Yüzey dalgaları geleneksel cisim dalgası çalışmalarında gürültü olarak kabul edilmesine rağmen, gösterdikleri dispersif özellik yakın-yüzey elastik özelliklerle ilgili bilgi edinmek için kullanılabilir. Tüm sismik dalga türleri içerisinde yüzey dalgaları en yüksek enerjiye ve sinyal/gürültü oranına sahiptir. Bu durum yakın yüzey çalışmalarında yüzey dalgalarını etkili bir araç yapmaktadır. Tabakalı ortamda, yüzey dalgalarının yayılım hızı geometrik dispersiyon nedeniyle frekansa (veya dalga boyuna) bağlıdır. Makaslama dalgası hızları yüzey dalgası faz hızlarının ters çözümü ile belirlenebilir. Yakın-yüzey çalışmaları için farklı test, veri işlem ve ters çözüm algoritmaları kullanan yüzey dalgası yöntemleri önerilmiştir. Genel olarak yüzey dalgalarının spektral analizi (SASW) ile yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (MASW) çalışmalarda tercih edilmektedir (Kanlı ve diğ. 2006).

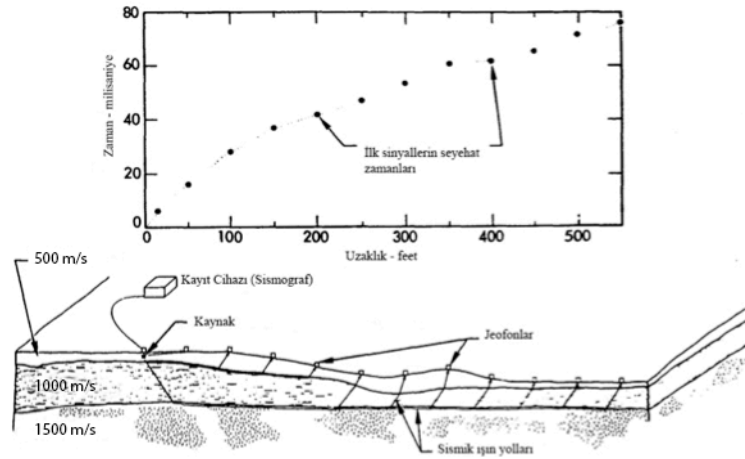
2.5.1 Sismik Kırılma Yöntemi

Sismik kırılma çalışmaları genel olarak üç farklı ölçekte yapılabilir. Bunlar: global ölçekte deprem dalgalarının kullanılması ile gerçekleştirilen, kabuk araştırmaları için patlatmalı sismoloji ve yakın yüzey çalışmaları için mühendislik uygulamaları olarak ayrılabilir. Kırılma yönteminin en önemli özelliği belirli bir derinlikteki kırıcının üzerinde, yatay değişikliklerin çözülebilesidir. Türetilen en önemli jeofizik parametre sismik dalga hızlarıdır. Bu değerler sayesinde kayaç sıklığı, sökülebilirlik, potansiyel sıvı içeriği gibi farklı geoteknik faktörler belirlenebilir. Geleneksel kırılma sismiği yer

belirleme çalışmalarında (baraj, önemli yapılar gibi) kullanılmasıyla beraber, hidrojeolojik çalışmalarda doymuş haldeki katman kalınlıklarının belirlenmesinde, yıpranmış fay zonlarının tespitinde kullanılmaktadır. Fay kırık ve çatlakların kırılma yöntemi ile belirlenmesi, katı atık bölgesi seçimleri çalışmalarında da kullanılmaktadır (Reynolds, 1997).

Kırılma yöntemi temel olarak impulsif bir kaynaktan oluşturulan P veya S tipi dalgaların, kaynaktan belli aralıklar ile doğrusal olarak dizilmiş alıcılar ile seyahat zamanının ölçülmesi esasına dayanır (Kramer, 1996). Enerji kaynağı genel olarak küçük patlatmalardır. Bu enerji belirlenir, büyütülür ve kayıt edilir. Patlama anı veya sıfır zamanı, sismik kayıtlara ilk varış sinyali ile kaydedilir. Dolayısı ile işlenmemiş veri, varış zamanı ve mesafelerden oluşmaktadır. Daha sonra bu bilgiler derinlik-hız değerlerine dönüştürülür (Redpath, 1973). P dalgaları genellikle ara yüz derinliği hakkında bilgi vermekle beraber, makaslama dalgaları yer altının mühendislik özellikleri hakkında bilgi vermektedir (Anomohanran, 2013).

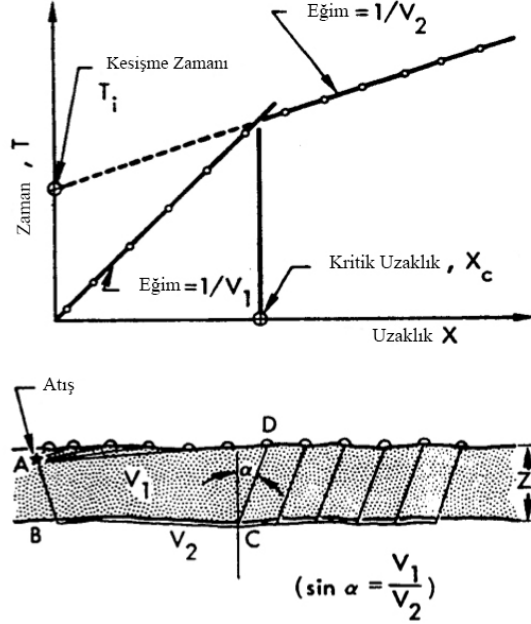
Kırılma çalışması Şekil 2.12’de gösterilmektedir. Ölçümler yer yüzeyinde gerçekleştirilir ve yeraltı yapısı enerji yayılımı teorilerine göre belirlenmektedir.



Şekil 2.12: Sismik kırılma çalışması şematik gösterimi (Redpath, 1973).

Kullanılan jeofon türüne (düşey veya yatay) ve kaynağın iletilme şekline göre P veya S tipi elastik dalgalar oluşturularak sismik kırılma çalışmaları gerçekleştirilebilir. Daha sonra oluşturulan zaman-uzaklık grafiklerinin eğimlerinden yararlanarak dalga hızlarına

ulaşılabilir. Kırıcı tabakanın derinlik bilgileri sismik kırılma çalışması ile elde edilebilir. En basit durum olarak şekil 2.13'deki iki tabakalı yeraltı modeli örnek verilebilir.



şekil 2.13: Basit iki tabakalı yeraltı modeli (Redpath, 1973).

Bir jeofonda kırılan sinyalin varış zamanını hesaplamak için ABCD yolu göz önüne alınırsa, Denklem 2.11 ve 2.12 yazılabilir:

$$AB = CD = \frac{Z_1}{\cos \alpha} \quad (2.11)$$

$$BC = X - 2Z_1 \tan \alpha \quad (2.12)$$

Burada Z_1 en st tabakanın kalınlığı, α ise kritik aıdır. Seyahat zamanı ise:

$$T = \frac{AB + CD}{V_1} + \frac{BC}{V_2} \quad (2.13)$$

$$= \frac{2Z_1}{V_1 \cos \alpha} + \frac{X - 2Z_1 \tan \alpha}{V_2} \quad (2.14)$$

$$= 2Z_1 \left(\frac{1}{V_1 \cos \alpha} - \frac{\sin \alpha}{V_2 \cos \alpha} \right) + \frac{X}{V_2} \quad (2.15)$$

$$= 2Z_1 \left(\frac{V_2 - V_1 \sin \alpha}{V_1 V_2 \cos \alpha} \right) + \frac{X}{V_2} \quad (2.16)$$

Snell yasasından:

$$\sin \alpha = \frac{V_1}{V_2} \quad (2.17)$$

Denklem 2.17, Denklem 2.16'da yerine konur ise:

$$T = 2Z_1 V_1 \left(\frac{\frac{1}{V_1} - \sin \alpha}{V_1 V_2 \cos \alpha} \right) + \frac{X}{V_2} \quad (2.18)$$

$$= 2Z_1 V_1 \left(\frac{1 - \sin^2 \alpha}{V_1 V_2 \sin \alpha \cos \alpha} \right) + \frac{X}{V_2} \quad (2.19)$$

$$= \frac{2Z_1 \cos^2 \alpha}{V_2 \sin \alpha \cos \alpha} + \frac{X}{V_2} \quad (2.20)$$

V_1 , $V_2 \sin \alpha$ ile değiştirilirse:

$$T = \frac{2Z_1 \cos \alpha}{V_1} + \frac{X}{V_2} \quad (2.21)$$

Denklem 2.21 ile elde edilir. Eğer $X=0$ ise, T kesişme zamanı T_i olur ve:

$$Z_1 = \frac{T_i V_1}{2 \cos \alpha} \quad (2.22)$$

$$Z_1 = \frac{T_i V_1}{2 \cos(\sin^{-1} V_1 / V_2)} \text{ 'elde edilir.} \quad (2.23)$$

Denklem 2.23, Şekil 2.13'deki durum için zaman-uzaklık grafiğinden hesaplanabilir. Bu nedenle ikinci katmana olan derinlik bilgisi de elde edilebilir. Atış yüksekliği yukarıdaki hesaplamalarda göz ardı edilmiştir. İkinci tabakanın gerçek derinliği ise kolayca Z_1 'e atış derinliğinin bir buçuk katını ekleyerek Denklem 2.23 ile bulunabilir.

Şekil 2.13 örneğinde katmanların düzlem ve birbirine paralel olduğu kabulü yapılmıştır bu nedenle, Denklem 2.23 ile hesaplanan derinlik bütün sismik hattın derinliğidir (Redpath, 1973).

2.5.1.1 Sismik Kırılma Tomografisi Yöntemi

Geleneksel sismik kırılma yönteminin, yeraltı hız yapısının oluşturulmasında bazı sınırlamaları vardır. Sismik kırılma yönteminde, yakın yüzey yeraltı yapısının tabakalı model olarak ifade edilebileceği ve ilk varışların model ara yüzeylerden kaynaklanan kırılmalar olarak değerlendirilebileceği varsayılmaktadır. Bu basitleştirilmiş varsayımlardan dolayı kırılma yöntemi, düşey hız değişimlerini tüm tabakalar için modelleyemez ve güçlü yanal hız farklılıklarında başarılı değildir (Zhu, 2000).

Tomografinin prensibi araştırma alanını hücrelere bölmektir. Her bir hücrenin sabit hızlı kübik şekilde olduğu ve kaynak ile alıcılar arasında yer aldığı varsayılır. Sismik kırılma tomografisi algoritmaları, iki nokta ışın izleme (ray tracing) tekniği kullanarak ışın yollarını ve seyahat zamanlarını hesaplar. Yavaşlık her bir hücredeki dalganın hızını hesaplamak için kullanılabilir.

Tomografik görüntüleme teknikleri hız yapılarını ve kırıcı yüzeye olan derinliği bulmak için uygulanır. Uygulama yöntemi, yayılım hızı, toplam seyahat zamanı ilişkisine veya soğurulma karakteristikleri, genlik ilişkisine dayanır. Tomografi alan boyunca doğrusal yol integrallerinin bilinmesi ile alan modelinin tekrar oluşturulması şeklinde tanımlanabilir. Tomografide seyahat zamanları, ışın yolu boyunca yavaşlığın (hızın tersi) fonksiyonudur ve Denklem 2.24 ile ifade edilebilir:

$$t_i = \int_{s_i}^{r_i} u(r) dl \quad (i=1,2,3...) \quad (2.24)$$

Burada sismik dalganın seyahat zamanı (t_i), kaynak (s_i) ve alıcı (r_i) arasında hesaplanır. Denklem 2.24'de seyahat zamanı, Denklem 2.25'deki gibi toplam şeklinde yazılabilir:

$$t_i = \sum_{k=1}^m l_{ik} u_k \quad (i=1,2,3...n) \quad (2.25)$$

u_k k 'nci hücrenin yavaşlığı ($k=1,2...m$), m ise hücre sayısıdır.

l_{ik} , i 'inci ışın k 'inci hücrenin ışın yolu uzunluğudur. n herbir hücreden geçen ışın sayısıdır.

Denklem 2.25 basit bir şekilde şöyle ifade edilebilir:

$$T = L U \quad (2.26)$$

T seyahat zamanı matrisi, L ışın yolu uzunluğu matrisi U ise yavaşlık matrisidir.

Seyahat zamanı matrisi, Denklem 2.26'dan yavaşlığı bulmak için Denklem 2.27'deki gibi kullanılabilir (Wongpornchai, 2009) :

$$U = L^{-1} T \quad (2.27)$$

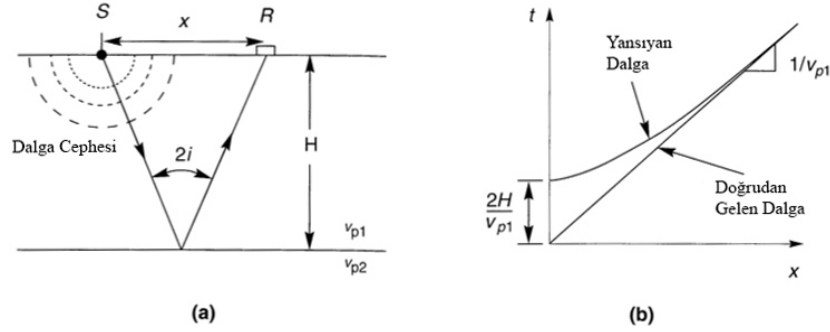
Sismik kırılma tomografisi, arazi çalışmaları sonucu gözlenen seyahat zamanları ile başlangıç modeli boyunca ışın izleme yöntemiyle elde edilen seyahat zamanları arasındaki farkın minimize edilmesidir. Çözüm yinelemeli (iteratif) dir ve beş adımı içerir. Öncelikle ilk varışlar seçilir. Daha sonra hız modelinin başlangıç tahmini boyunca ışın izleme kullanılır. Hız modelinin her bir hücrede bulunan ışın yolları ayrılır. Gözlenmiş ve her bir ışın için tahmin edilmiş seyahat zamanları arasındaki farklar hesaplanır. Sonrasında zaman farkları yinelemeli olarak bulunarak hız modeli güncellemeleri yapılır. Hız güncellemeleri, Eşzamanlı Yinelemeli Tekrar Oluşturma Tekniği (SIRT) ile yapılmaktadır (Zhu, 2000; Kanlı ve diğ. 2008; Kanlı, 2009).

Sismik kırılma tomografisi yöntemi geniş bölgelerin geoteknik karakterini belirlemek için genel yeraltı özelliklerini elde etmede maliyeti düşük bir yöntemdir. Sismik kırılma tomografisi uygulanarak ana kaya yapısı, hız dağılımı ve yeraltı tabakalarının hız karakterleri detaylı olarak elde edilebilir (Azwin ve diğ. 2013).

2.5.2 Sismik Yansıma Yöntemi

Sismik yansıma çalışmaları karadan veya denizden gerçekleştirilerek dalga yayılım hızı ve tabaka kalınlıklarının elde edilmesine olanak sağlar. Sismik yansıma geniş ölçekteki çalışmalarda, derin stratigrafiyi ortaya çıkarmak için kullanılmaktadır. Yakın yüzey tabaka özelliklerinin belirlenmesinde fazla tercih edilmez.

Şekil 2.14 a’da basit bir profil gösterilmiştir. Yansıma testi S noktasındaki kaynaktan oluşturulan impuls ile gerçekleştirilir. R deki alıcı yardımı ile seyahat zamanı kaydedilir. Dalga enerjisinin bir kısmı S’den doğrusal bir yolu takip ederek R’ye ulaşır.



Şekil 2.14: a) P dalgasının yatay tabaka sınırında yayılma ve yansımasına ait ışın yolu. b) Doğrudan ve yansıyarak gelen dalgaların seyahat zamanlarındaki değişimler. Çözünürlükteki sıkıntılar kaynak alıcı ayrımı yükseldiğinde artmaktadır (Kramer, 1996).

Seyahat süresi t_r ise Denklem 2.28 ile hesaplanabilir:

$$t_r = \frac{x}{V_{P1}} \quad (2.28)$$

x mesafesi ve seyahat süresi t_r bilindiğinde, üst tabakanın P dalgası hızı V_{P1} belirlenebilir. İmpuls enerjisinin bir bölümü ise daha aşağıya seyahat eder ve yatay tabakanın sınırına yansıma açısı ile çarpar. Yansıma açısı i Denklem 2.29 ile hesaplanır:

$$i = \tan^{-1} \frac{x}{2H} \quad (2.29)$$

Enerji daha sonra sınırdan yansıyarak yer yüzeyindeki alıcıya (jeofon) ulaşır:

$$t_r = \frac{2\sqrt{H^2 + (x/2)^2}}{V_{P1}} = \frac{\sqrt{4H^2 + x^2}}{V_{P1}} \quad (2.30)$$

Seyahat süresi t_r 'nin hesaplanması, x 'in ve V_{P1} 'in doğrudan dalga hesaplamasıyla, üst tabakanın kalınlığı Denklem 2.31 ile bulunabilir:

$$H = \frac{1}{2} \sqrt{t_r^2 V_{P1}^2 - x^2} \quad (2.31)$$

Şekil 2.14 b, doğrudan ve yansıyan dalgaların varış zamanları ilişkisini göstermektedir. Varış zamanlarındaki fark mesafenin artması ile azalmaktadır. Gerçek koşullar buradaki varsayımlardan çok daha farklıdır. Dolayısıyla birden fazla ölçüm yapılmalıdır. Şekil 2.15’de eğimli tabaka sınırı örneği verilmiştir. A ve B alıcılarındaki seyahat zamanı ölçümleri eğim açısının belirlenmesinde kullanılabilir. Eğim açısı Denklem 2.32’deki gibi hesaplanır:

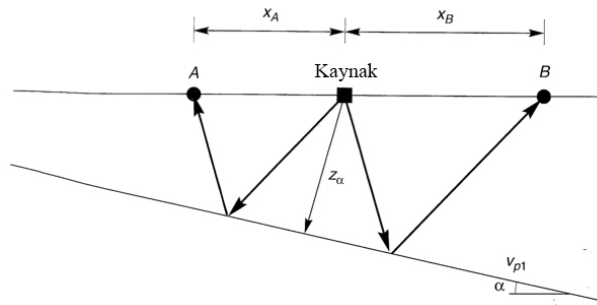
$$\sin \alpha = \frac{V_{p1}^2 (t_{RA} + t_{RB})(t_{RB} - t_{RA})}{4z_{\alpha}(x_B - x_A)} - \frac{x_A + x_B}{4z_{\alpha}} \quad (2.32)$$

Burada: $V_{p1} = \frac{x_A}{t_{dA}} = \frac{x_B}{t_{dB}}$, t_{dA} ve t_{dB} A ve B alıcılarındaki doğrudan dalga varış zamanlarıdır.

Eğer A jeofonu kaynağa konursa, Deklem 2.34 eğim açısının hesaplanmasında kullanılabilir:

$$z_{\alpha} = \frac{t_{RA} v_{p1}}{2} \quad (2.33)$$

$$\sin \alpha = \frac{v_{p1}^2 (t_{RA} + t_{RB})(t_{RB} - t_{RA}) - x_B^2}{2t_{RA} v_{p1} x_B} \quad (2.34)$$



Şekil 2.15: Eğimli tabaka sınırı koşulunda sismik yansıma testi için kaynak ve alıcı dizilimi (Kramer, 1996).

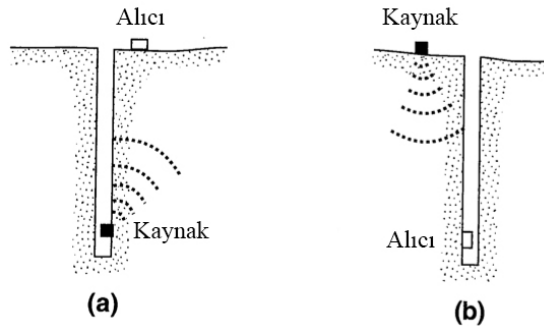
Daha derindeki tabakaların karakteristiğini belirlemek için derin ara yüzey yansımaları kullanılabilir. Bununla birlikte düşük hız tabakalarının bulunduğu profillerde yorum yapmak oldukça güç olabilir (Kramer, 1996; Akan ve Kanlı 2011; Çetinkaya ve Kanlı 2011).

2.5.3 Kuyu Ölçümleri

Sismik hızların elde edilmesi için gerçekleştirilen kuyu ölçümleri, Kuyu İçi (Downhole), Kuyu Üstü (Uphole), Çapraz Kuyu (Crosshole) ve Süspansiyon P-S Logu çalışmaları olarak gerçekleştirilmektedir.

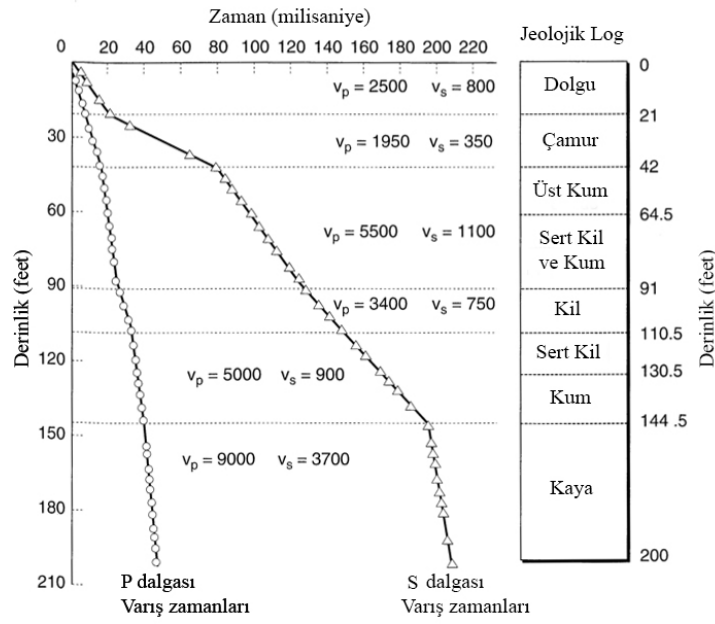
2.5.3.1 Kuyu İçi Ve Kuyu Üstü Yöntemleri

Sismik kuyu içi veya kuyu üstü testleri tek bir kuyuda gerçekleştirilir. Kuyu içi yönteminde impulsif kaynak, kuyu yakınında yer yüzeyine konumlandırılır. Farklı derinliklere hareket eden tek bir alıcı veya daha önceden belirlenmiş derinlikte birden fazla alıcı kuyu duvarına sabitlenir. Tetikleme alıcısı ise kaynak yakınlarına sabitlenir. Bütün alıcıların çıkışı yüksek hızlı kayıt cihazına bağlanır ve böylelikle zamanın fonksiyonu olarak ölçümler alınır. Kuyu üstü testinde ise, hareket edebilen enerji kaynağı kuyu içerisinde yer alır. Alıcılar ise kuyu yakınında yer yüzeyinde yer alır.



Şekil 2.16: a) Sismik kuyu üstü testi b) sismik kuyu içi testi (Kramer, 1996).

Kuyu içi ve üstü yöntemlerinin amacı P ve/veya S dalgalarının enerji kaynağından alıcıya kadar geçen seyahat zamanlarının ölçülmesidir. Alıcı pozisyonunun doğru bir şekilde bilinmesi ile seyahat zamanı-derinlik grafiği elde edilebilir (Şekil 2.17). Herhangi bir derinlikte seyahat zamanının eğimi, o derinlikteki dalga yayılım hızını vermektedir.



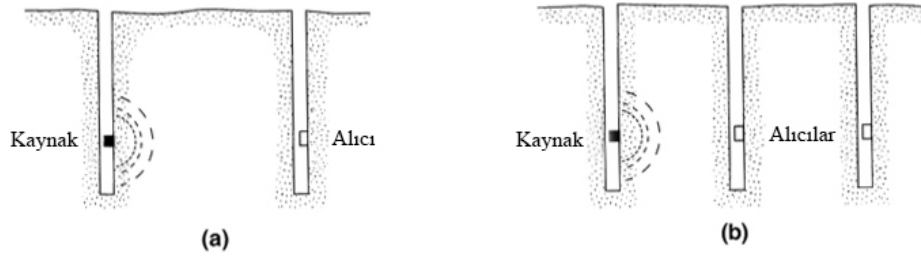
Şekil 2.17: San Fransisco Körfezi'nden elde edilmiş kuyu içi seyahat zamanı eğrisi (Kramer, 1996).

S dalgaları kuyu içi sismik yöntem ile kuyu üstü yöntemine göre çok daha kolay şekilde üretilebilir. Bu nedenle kuyu içi yöntemi daha yaygın olarak kullanılmaktadır. S_H tipi kaynak ile enerjinin çoğu kuyu içi yöntemde yüzeye taşınır. Çünkü dalgalar kaynak ve alıcı arasındaki bütün materyallerden geçmek zorundadır. Kuyu içi yöntemi kırılmada gözükmeyen saklı tabakaların bulunmasını sağlar. Yapılan çalışmalarda zorluklar ve yorumlamada karşılaşılan problemler kuyu açılırken ve açıldıktan sonraki etkenlere bağlı olarak değişkenlik gösterir. Yetersiz veya fazla güçlü kaynak, arka plan gürültüler, yeraltı su tablası gibi etkenlerde çalışmaları etkiler. Malzemelerin etkileri ve sönümlenme 30-60 metre derinliklerde S dalgalarının belirlenmesini zorlaştırabilir. Sönümlenme oranı çalışmaları da kuyu içi sismik çalışmalarda yapılmaktadır (Redpath ve diğ. 1982).

2.5.3.2 Çapraz Kuyu Yöntemi

Sismik çapraz kuyu yöntemi, iki veya daha fazla kuyu kullanarak yatay yol boyunca dalga yayılım hızını ölçer. En basit çapraz kuyu çalışması iki kuyudan oluşur (Şekil 2.18 a). Bu kuyulardan birinde impulsif enerji kaynağı diğesinde ise alıcılar yer alır. Her bir kuyuda alıcı ve kaynağın aynı derinliğe sabitlenmesi ile, o derinlikte iki kuyu arasında kalan materyalin dalga yayılım hızı ölçülür. Farklı derinliklerde işlemin tekrarlanması ile hız profili elde edilebilir. İki'den fazla kuyu kullanılabildiğinde ise

(Şekil 2.18 b) tetikleme zamanından kaynaklanabilecek hatalar minimize edilebilir. Dalga yayılım hızları ise kuyulardaki seyahat zamanı farklarından hesaplanabilir. Varış zamanları gözlemsel değerlendirme ile ortak faz noktaları kullanılarak veya petrol araştırmalarında tercih edilen çapraz ilişki yöntemi ile belirlenebilir. İmpuls kaynağın kuyu içerisinde yer alma zorunluluğundan dolayı, P ve S dalgası içeriğindeki değişim yüzeyde gerçekleştirilen sismik çalışmalardan çok daha zordur. Genellikle en iyi sonuçlar impuls kaynağın polarizetisinin tersinir olduğu durumlarda elde edilir. Bu nedenle mekanik kaynaklar tercih edilmektedir.

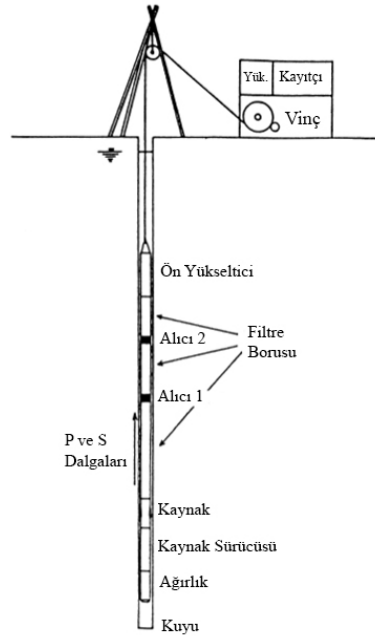


Şekil 2.18: Çapraz kuyu testi düzeni. a) En basit çapraz kuyu çalışması iki kuyudan oluşur. b) İki kuyudan fazla kuyu kullanıldığında tetikleme zamanından kaynaklanabilecek hatalar önlenir. (Kramer, 1996).

Çapraz kuyu testinde mekanik impuls kaynakları ile 30-60 metre arasında, patlayıcı kaynaklarla ise daha derin bölgelerden güvenilir hız verisi elde edilebilir (Kramer, 1996).

2.5.3.3 Süspansiyon P-S Logu Yöntemi

Sismik dalga hızlarının elde edilmesinde geliştirilen yeni uygulamalardan biri de, Süspansiyon P-S Logu yöntemidir. Yöntem kuyu içinde, üzerinde sismik kaynak ve alıcıların bulunduğu prob kullanır. Süspansiyon P-S Logu yöntemi ve kullanılan sistemler ilk olarak 1970'lerin ortasında Japon araştırmacılar tarafından, borulanmamış kuyularda sismik kesme dalgasının derinlikle değişiminin bulunması amacı ile geliştirilmiştir. Yöntem 1000 metrenin üzerindeki derinliklere kadar makaslama dalga hızlarını bulmak için kullanılabilir. Şekil 2.19'da Süspansiyon P-S Logu yönteminin şematik gösterimi yapılmıştır. Sistem tek bir prob'a bağlı simetrik olmayan sismik kaynak ve 2 alıcıdan (jeofon) oluşmaktadır.



Şekil 2.19: Süspansiyon P-S Logu çalışması şematik gösterimi (Lau, 2000).

Kaynak ve alıcılar arası mesafe 2-3 metre arasında ve log frekansı 100-1000 Hz arasındadır. Kaynak prob boyunca direk enerjiyi soğuran izolator yardımı ile akustik olarak alıcılardan ayrılmaktadır. Kaynak, kuyu sıvısında basınç dalgası üreten yatay selenoidtir. Kuyu duvarında, oluşan basınç dalgası kuyu duvarından radyal olarak seyahat eden P ve S tipi cisim dalgalarına dönüşür. Her bir alıcı bölgesinde, bu cisim dalgaları kuyu sıvısında tekrar basınç dalgasına dönüşür ve jeofonlar tarafından kaydedilir. Sismik dalga hızları ise 1 metre aralıklı jeofonlar da kaydedilen varış zamanları farkından hesaplanmaktadır.

Yöntem direkt olarak kuyu civarındaki toprak sütununun 1 metre kalınlığındaki bölümünün ortalama sismik dalga hızını belirler. Çözünürlük 1 metrelik segmentler halinde katlamalı ölçümler ile artırılabilir. Genel olarak eşzamanlı yinelemeli tekrar oluşturma tekniği (SIRT) yöntemi kullanılmaktadır. Bu yöntem ortalama katlama hızları üzerinde en küçük kareler yöntemini kullanarak, katlama aralıkları içerisindeki hızları hesaplamaya yarar. Katlama ölçümleri, 80 santimetrelilik katlamanın SIRT yöntemi ile kullanılmasıyla 20 santimetrelilik derinlik çözünürlüğü sunar. Süspansiyon P-S Logu yöntemi borulanmamış ve delme çamuru veya suyu ile dolu olan kuyularda kullanılmak üzere geliştirilmiştir. Yöntem eğer borulama yapılmış kuyuda, boru çevresindeki toprak veya kaya durumu iyi ise kullanılabilir. Bununla birlikte çelik kaplama yapılan

kuyularda, yüksek genlik ve t p dalgalarının sismik dalgalardan önce alıcılara ulaşması sorunları olmaktadır. PVC kaplama kuyularda da t p dalgası sorunları ile genel olarak karşılaşılr (Lau, 2000).

2.5.4 Yüzey Dalgası Analiz Yöntemleri

Yüzey dalgası yöntemleri sismik yer karakterizasyonu çalışmalarında uzun yıllardır kullanılmaktadır. Veri toplama ve analiz programlarının giderek gelişmesi ile, yüzey dalgası testleri kullanılması kolay sistemler olarak yaygınlaşmıştır. Yüzey dalgası yöntemleri, yeraltı sıklığındaki değişimleri belirlemek için Rayleigh dalgalarının dispersif özelliklerinden yararlanır. Yüzey dalgası yöntemleri aktif ve pasif kaynaklı olmak üzere ikiye ayrılabilir.

Aktif kaynaklı yöntemler doğrusal dizilimli alıcılar kullanarak, bilinen bir kaynaktan (dizilimle aynı doğrultuda) ortaya çıkan ve alıcılara geri gelen dalgaların hızını hesaplar. Pasif yöntemler ise iki boyutlu alıcı dizilimi kullanarak, bilinmeyen kaynak veya kaynaklardan ortaya çıkan mikrotremorların (pasif çevresel gürültü) dalga hızını hesaplar. Bilinmeyen kaynaktan ortaya çıkan dalgaların yayılma yönü bilinemediğinden, pasif kaynaklı yöntemlerde doğrusal dizilim yerine iki boyutlu dizilimler tercih edilir. Dispersif materyal içerisinde dalga yayılım doğrultusu ve yayılımın gerçek hızı karşılıklı olarak birbirine bağımlıdır. Biri diğerinden bağımsız olarak hesaplanamaz. Bununla beraber, alıcı dizilimlerini basitleştirmek ve hızlı veri toplamak için pasif yöntemlerde doğrusal alıcı diziliminin kullanıldığı yöntemlerde geliştirilmektedir (Loui, 2001; Park ve Miller, 2008).

Aktif kaynaklı yöntemler, kısa dalga boyları yani yüksek frekanslarda pasif yöntemlere göre daha etkindir. Bunun nedeni kaynak ve alıcı dizilimlerinin yakın yüzey tabakaların çözülmesi için gerekli olan frekans aralığına göre d zenlenebilmesidir. Diğer taraftan pasif yöntemler genel olarak uzun dalga boylarını ayırabilir. Çünkü mikrotremorlar önemli ölçüde düşük frekanslı enerji içerir. Bazı araştırmacılar (Park ve diğ. 2005) her iki tekniğin başarılı yönlerini kullanabilmek ve daha geniş aralıkta frekans ayırımı yapabilmek için aktif ve pasif yöntemleri birlikte kullanmışlardır. Fakat dispersiyon eğrisini aktif ve pasif kaynaklı yöntemler kullanılarak birleştirmek her durumda kolay olmamaktadır (Cox ve diğ. 2010).

2.5.5 Aktif Kaynaklı Yüzey Dalgası Analiz Yöntemleri

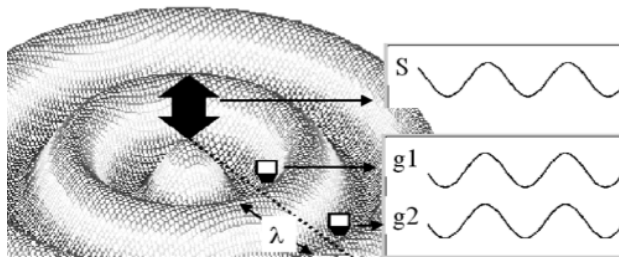
Aktif kaynaklı yüzey dalgası analiz yöntemi çalışmaları ilk olarak Kararlı Hal Titreşim Tekniği ile başlamıştır. Sonrasında Yüzey Dalgalarının Spektral Analizi (SASW) tekniği geliştirilmiştir. Günümüzde mühendislik çalışmalarında kullanılan aktif kaynaklı yüzey dalgası analiz yöntemi, SASW tekniğindeki bazı zorlukların giderilmesi amacı ile geliştirilen, Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (MASW) 'dir.

2.5.5.1 Kararlı Hal Titreşim Tekniği

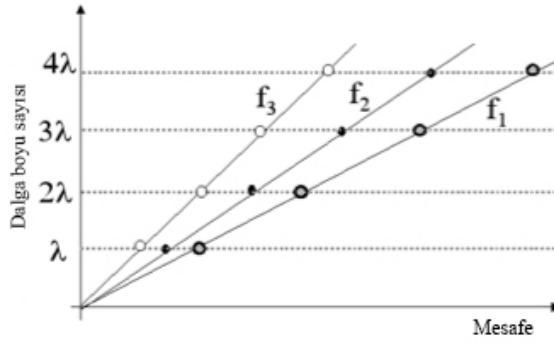
Yerinde dinamik zemin özelliklerinin belirlenmesi amacı ile yüzey dalgalarının mühendislik analizi çalışmaları 1950'lerde başlamıştır. İlk yüzey dalgası tekniği, yüzey dalgalarını oluşturmak için harmonik uyarıların kullanılması ile gerçekleştirilen Kararlı Hal Titreşim Tekniği (Steady State Vibration Technique) olarak adlandırılmıştır (Hebeler ve Rix, 2001).

Temel olarak saha ekipmanı mekanik vibratör ve tek bir alıcıdan oluşmaktadır. Kaynak ve alıcı yönü Rayleigh veya Love dalgasını kayıt edebilmek için seçilir. Kararlı Hal Titreşim Tekniği, vibratör vasıtası ile üretilen, durağan monokromatik sinyal kullanır. Alıcı, kaynaktan radyal yön boyunca hareket ettirilir. Burada kaynak ile sıfır faz farkı olan noktalar aranır.

Faz içerisinde kaydedilen sinyaller için iki nokta arasındaki mesafe, enerjinin yayıldığı frekanstaki ana dalga boyuna eşit olduğu varsayılır. Bu nedenle dalga boyu yüzey dalgalarının göreceli harmoniği ile ilişkilidir (Şekil 2.20). Farklı pozisyonlar ölçülür ve ortalama mesafe veya sıra halinde regresyonlar gerçekleştirilir (Şekil 2.21).



Şekil 2.20: Kararlı hal titreşim tekniği yönteminde, dalga boyu direkt olarak saha çalışmasında ölçülmesi (Strobia, 2005).



Şekil 2.21: Farklı faz mesafelerinde yapılan ölçümler ile dalga boyu kestirilmesi. (Strobia, 2005).

Kestirilen dalga boyu değerinden, hız denklemi 2.35 ile belirlenir.

$$V = \lambda \cdot f \quad (2.35)$$

İşlemin farklı frekanslarda gerçekleştirilmesi ile belirli bir frekans aralığında dispersiyon eğrisi elde edilebilir. Bu teknik saha çalışmasında veri toplama ve veri işlemini birleştirmektedir. Bunun nedeni, faz hızlarının direkt olarak belirlenmesidir (Strobia, 2005).

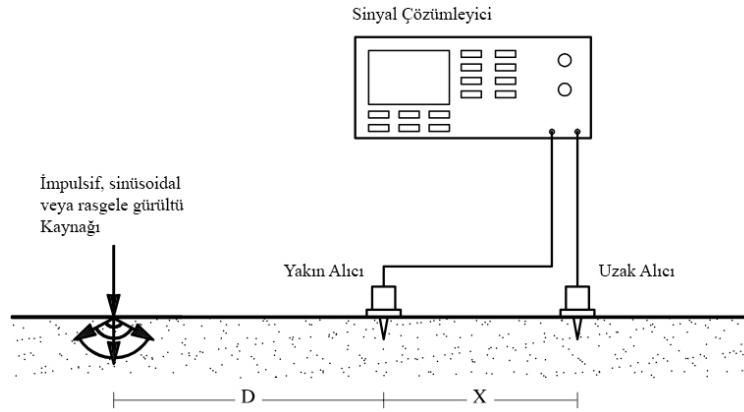
2.5.5.2 Yüzey Dalgalarının Spektral Analizi (SASW)

Kararlı Hal Titreşim Tekniğinin kullanılması oldukça zaman aldığından ve kullanışlı olmamasından dolayı, Yüzey Dalgalarının Spektral Analizi (Spectral Analysis of Surface Waves) tekniği, 1982 yılında Teksas Ulaşım Bölümü'ndeki çalışmalar sırasında Heisey tarafından geliştirilmiştir. Sonrasında 1983 yılında Nazarian ve Stokoe, SASW yöntemi testi için standarizasyon geliştirmişler ve yöntem mühendislik uygulamalarında yüzey dalgası testi olarak kullanılmaya başlanmıştır. Bu aşamadan sonra SASW yöntemi deneysel ve teorik olarak gelişmiştir. Bu gelişmeler sayesinde son dönemde yüzey dalgası analiz yöntemlerinde oldukça iyi sonuçlar veren yeni uygulamalar ortaya çıkmıştır (Hebeler ve Rix, 2001).

SASW tekniği kaynak ve alıcıların yüzeyde yer aldığı tahribatsız bir uygulama yöntemidir. Rayleigh dalgaları üretilir ve kaydedilir. Yöntemin tekrar uygulanabilme, yüksek doğruluk, basit ekipman kurulumu ve delgi gerektirmemesi gibi avantajları vardır. SASW yöntemi basit olarak üç aşamada gerçekleştirilebilir. Saha testi, Rayleigh

dalgası dispersiyon eğrisinin belirlenmesi ve Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisinin ters çözümüdür (Nazarian ve Stokoe, 1983).

SASW testinde, düşey impuls yer yüzeyine uygulanır ve belirli frekans aralıklı temel olarak Rayleigh dalgasından oluşan geçici sinyal, impuls kaynağı ile aynı doğrultuda yere serilmiş düşey jeofon çifti tarafından belirlenir. Kaynak ve ilk jeofon arası mesafe genellikle kullanılan iki jeofon arası mesafeye eşit olarak alınır.



Şekil 2.22: SASW çalışmasında arazi dizilimi (Foti, 2000).

Birkaç tekrarlı test her bir geometrik dizilim için uygulanır. Kaydedilen sinyallerin ortalaması alınarak sinyal gürültü oranı artırılır. Soğrulma, boyutsal katlanma ve yakın alan etkileri gibi nedenlerden dolayı her bir dizilim için belirli frekans aralığında bilgi edinilebilir. Yer karakterizasyonu için, alıcı pozisyonları değiştirilerek ve farklı kaynak kullanılarak dispersiyon eğrisi geniş bir frekans aralığı için oluşturulabilir. Kısa aralıklar (0.5-5m) ve zayıf impuls kaynakları (küçük çekiç gibi) yüksek frekans (kısa dalga boyu) için kullanılırken, uzun aralıklar (60 metreye kadar) ve ağır impuls kaynakları (beton küp düşürme veya buldozer hareketleri) düşük frekans aralığı için elverişlidir. Bu seçim aynı zamanda sinyallerin geometrik ve materyal soğrulmasıyla da ilişkilidir. Büyük mesafelerde saptanması gereken sinyaller enerjik olarak zengin düzensizlik üretebilen ağır kaynaklar ile oluşturulmalıdır.

Genel olarak jeofon seçiminde iki düşey hız transdüseri tercih edilir. Üst yapı (pavement) sistemlerde çok ince tabakalar araştırıldığından, yüksek frekanslara daha uygun olana ivme transdüserleri sisteme entegre edilebilir. Bazı araştırmacılar ise

parçacık hareketi hakkında bilgi sağlamak amacı ile düşey ve yatay transdüser kullanır. (Foti, 2000).

Dalga hızının frekans (dalga boyu) ile değişimi dispersiyon olarak bilinir. Dispersif bir dalga, farklı dalga boylarında farklı hızlar ile seyahat eder ve dalga treni olarak zaman ortamında artan veya azalan periyodlar olarak ortaya çıkar. Hızın dalga boyuna karşı çizilmesine dispersiyon eğrisi adı verilir.

Her bir frekans için alıcılar arasındaki seyahat zamanı Denklem 2.36 ile hesaplanabilir:

$$t(f) = T \cdot \phi(f) / 360 \quad (2.36)$$

Burada:

f = Frekans,

$t(f)$ = Verilen frekans için seyahat zamanı,

$T = 1 / f$ = Belirli bir frekans için periyod,

$\phi(f)$ = Verilen frekansın derece cinsinden faz farkıdır.

Periyod frekansın tersi olduğu için, Denklem 2.36 şöyle yazılabilir:

$$t(f) = \phi(f) / (360 f) \quad (2.37)$$

Jeofonlar arası mesafe X bilinen bir parametredir. Bu nedenle Rayleigh dalgası hızı V_R :

$$V_R(f) = X / t(f) \quad (2.38)$$

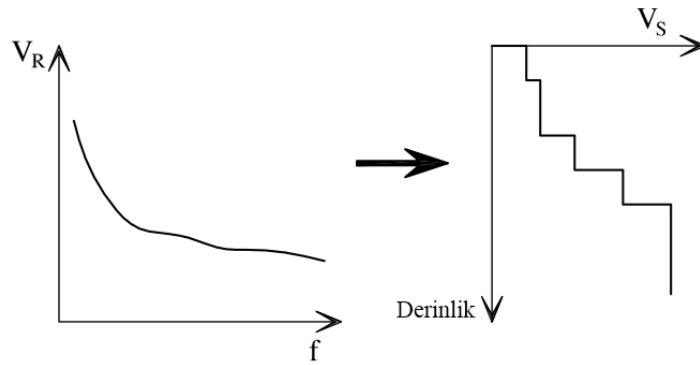
Denklem 2.38 ile hesaplanır. Rayleigh dalgasının dalga boyu λ_R ise:

$$\lambda_R(f) = V_R(f) / f \text{ 'e eşittir.} \quad (2.39)$$

Tüm frekanslar için Denklem 2.37'den 2.39'a kadar olan işlemler tekrarlandığında, her bir dalga boyu ile ilişkili Rayleigh dalgası hızı bulunabilir ve dispersiyon eğrisi elde edilir. Bu yöntem ile belirlenen Rayleigh dalgası hızları, tabakaların gerçek hızları değil,

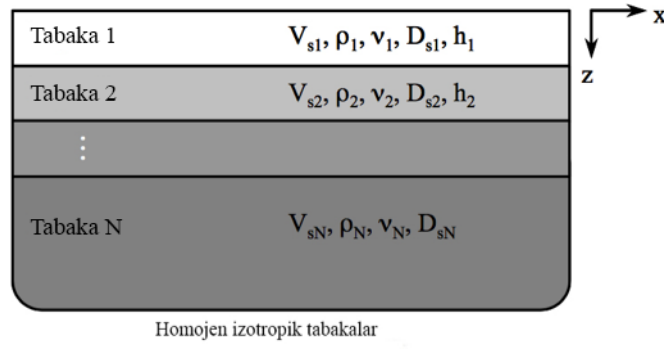
görünür Rayleigh dalgası hızlarıdır. Düşük veya yüksek hıza sahip olan tabakanın ortamın yüzeyinde var olması, altında yatan tabakaların hızlarının hesaplanmasını etkiler.

Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisinin ters çözümü dispersiyon eğrisinden, farklı derinliklerdeki gerçek yayılım hızlarının belirlenmesi işlemidir. Ters çözüm her bir tabakanın derinliği ve gerçek Rayleigh dalgası hızının belirlenmesinden oluşur. Tabakalı ve hız kontrastı olmayan ortamda görünür hız ve gerçek hız yaklaşık olarak birbirine eşittir. Fakat eğer bir veya daha çok tabaka farklı özelliklere sahip ise görünür ve gerçek Rayleigh dalgası hızı arasında oldukça büyük farklar oluşur. Bu durum özellikle üst yapı sistemlerinde, malzemenin sıklığı birbirinden farklı olduğunda durumlarda görülmektedir (Nazarian ve Stokoe, 1983).



Şekil 2.23: Dispersiyon eğrisinin ters çözümü sonucunda ulaşılan derinlik hız modeli (Foti, 2000).

Yüzey dalgası analizinde hemen hemen tüm güncel ters çözüm işlemleri, ortamın farklı özelliklerdeki tabakaların homojen olarak yığılmasından oluştuğunu varsayar (Şekil 2.24). Bu basit model ile elbette her saha modellenemez. Bununla birlikte bu yaklaşım ters çözüm işlemini basitleştirir ve çeşitli bilgisayar algoritmalarının kullanılabilmesini sağlar. Bu kabullerin diğer bir faydası ise model hatalarının, yatay, homojen tabaka olarak kabul edilmesinden kaynaklanmasını sağlar.



Şekil 2.24: Yığılmış tabaka modeli (Hebeler ve Rix, 2001).

Geliştirilmiş pek çok ters çözüm algoritması olmakla beraber çoğu aynı temel ilkelere dayanmaktadır. Tabakalanma bilinen jeolojik sınırlara veya diğer bilgilere göre belirlenir. Teorik dispersiyon eğrisi, V_s profilinin başlangıç tahmini için verilen tabakalanmaya göre hesaplanır. Teorik ve deneysel dispersiyon eğrisi karşılaştırılarak o anki V_s tahmininin doğruluğu araştırılır. En küçük kareler tekniği gibi eğri çakıştırma teknikleri kullanılarak verilen profil tabakaları için V_s güncellemeleri yaparak teorik ve deneysel dispersiyon eğrisinin uygunluğu arttırılmaya çalışılır. Güncellemeler önceden belirlenen hata kriterine göre tekrar edilir. Çoğu ters çözüm algoritması tabaka kalınlık değerlerini sabit tutarken V_s değerlerini değiştirir. Bununla beraber V_s değerleri sabit tutularak tabaka kalınlığı içinde aynı işlem yapılabilir (Hebeler ve Rix, 2001).

SASW yönteminde yüzey dalgası yayılımını kayıt etmek için, her bir araştırmada yalnızca iki adet alıcı kullanır. Dolayısıyla farklı derinliklerden bilgi edinmek için, birçok farklı düzen ile (farklı kaynak ve jeofon aralığı ile) test tekrarlanmalıdır. Bu nedenle yöntem oldukça zaman alıcı ve iş yükü fazladır. Uygulamalar esnasında direkt, kırılan veya yansıyan P dalgaları ile yüksek modlu yüzey dalgaları kayıtlara karışarak bozucu etki yapabilir. Bahsedilen bu bozucu dalgalar belirlenemez veya tam anlamı ile giderilemez. Bu nedenlerden dolayı yöntem ile gerçekleştirilen çalışmalar sonucu elde edilen değerlerin doğruluğu sıklıkla tartışılmaktadır (Park, 1995).

2.5.5.3 Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (MASW)

Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (Multichannel Analysis of Surface Waves), Park (1999) yaptığı çalışmalar ile SASW yöntemindeki olumsuzlukların üstesinden gelmek amacı ile geliştirilmiştir. Yöntemin en önemli avantajı dönüştürülmüş veriden, temel modda olmayan Rayleigh dalgaları, cisim dalgaları, kaynaktan ileri gelmeyen

yüzey dalgaları, yüksek modlu yüzey dalgaları ve diğer çevresel gürültülerin tanınması ve giderilmesinin sağlanabilmesidir. Dolayısıyla temel moddaki Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi direkt olarak mod ayrımlı sinyal resminden seçilebilir. Elde edilen dispersiyon bilgileri ise, SASW yönteminden çok daha güvenilirdir. Yöntemin diğer bir avantajı ise, çok kanallı kayıt sistemi kullanıldığından işlemlerin oldukça hızlı şekilde gerçekleştirilebilmesidir (Tran ve Hitunen, 2008).

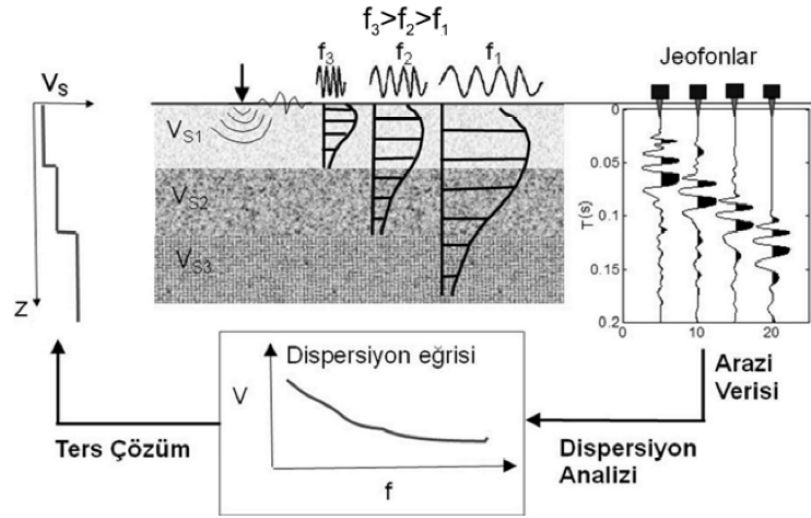
MASW yöntemi, yakın yüzey elastik özelliklerin belirlenmesi için yatay olarak seyahat eden Rayleigh tipi yüzey dalgalarından faydalanır. Yöntem, üst yapı sistemlerinin sismik karakterizasyonu, İki boyutlu ana kaya yüzeyi haritalanması, zayıf noktaların belirlenmesi, Poisson oranı dağılımı, makaslama dalgası hızının belirlenmesi, yeraltı boşluklarının bulunması ve deniz tabanı sedimanlarının sismik karakterizasyonu gibi pek çok mühendislik projesinde uygulanmıştır (Park, 2001).

Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizinde, SASW yönteminden farklı olarak 12 veya daha fazla jeofon ve çok kanallı sismograf kullanılır. Ground Roll dalgaları balyoz gibi impulsif bir kaynak veya vibrosesiler ile üretilir. Jeofonlar ile üretilen dalgalar algılanır. Makaslama dalgası hız profilleri elde edilmesi amacıyla, dijital olarak sismograflar ile kayıt edilir ve işlenir. (Park, 1995; Park, 1999). Kullanılan ekipmanlar, sığ yansıma çalışmasında kullanılanlar ile alıcılar haricinde aynıdır. Geniş bant aralıklı yüzey dalgası kaydı elde edebilmek için genel olarak 4.5 Hz düşük frekanslı alıcılar (jeofon), 30 metre derinliğe kadar olan çalışmalarda tercih edilir (Xia, 2009).

Düzlemsel Rayleigh dalgalarının kayıt edilebilmesi için bazı veri toplama ve arazi parametrelerine ayrıca dikkat edilmelidir. Araştırma derinliğine bağlı olarak, belirli dalga boylarındaki Rayleigh dalgaları, düzlemsel dalgalar olarak gelişmesi için belirli bir süreye ihtiyacı vardır. Yüzey dalgalarının düzlem dalga yayılımı çoğu durumda, yakın ofset, istenen dalga boyunun yarısından büyük olana kadar ortaya çıkmamaktadır. Maksimum penetrasyon derinliği homojen ortamda yaklaşık olarak bir dalga boyudur. Uygulamalarda ise penetrasyon derinliği yaklaşık olarak en uzun dalga boyunun yarısı kadardır. Bununla birlikte yüksek modlar bir dalga boyundan daha derinlere inebilirler. Yüksek frekanslı yüzey dalgaları kaynaktan çıktıklarında çok çabuk şekilde soğurulurlar dolayısıyla uzak ofsetlerdeki jeofonlar ile kayıt edilmiş yüzey dalgalarına, cisim dalgaları karışarak kirlilik oluşturabilir. Uzak ofsetlerde yüksek frekanslı baskın

bileşenler elde etmek için, uzak ofset araştırma derinliğinin iki katı olacak şekilde seçilmelidir.

Frekans-hız ortamındaki dispersiyon görüntüsü jeofon diziliminden etkilenmektedir. Dispersiyonun çözünürlüğü direkt olarak alıcı dizilimi ve frekans ile oranlıdır. Normalde uzun jeofon dizilimlerinde, dispersiyonun çözünürlüğü de yüksektir. Uzaysal katlanmadan kaçınmak için jeofon aralıkları ölçülmüş en küçük dalga boyunun yarısından küçük olmamalıdır.



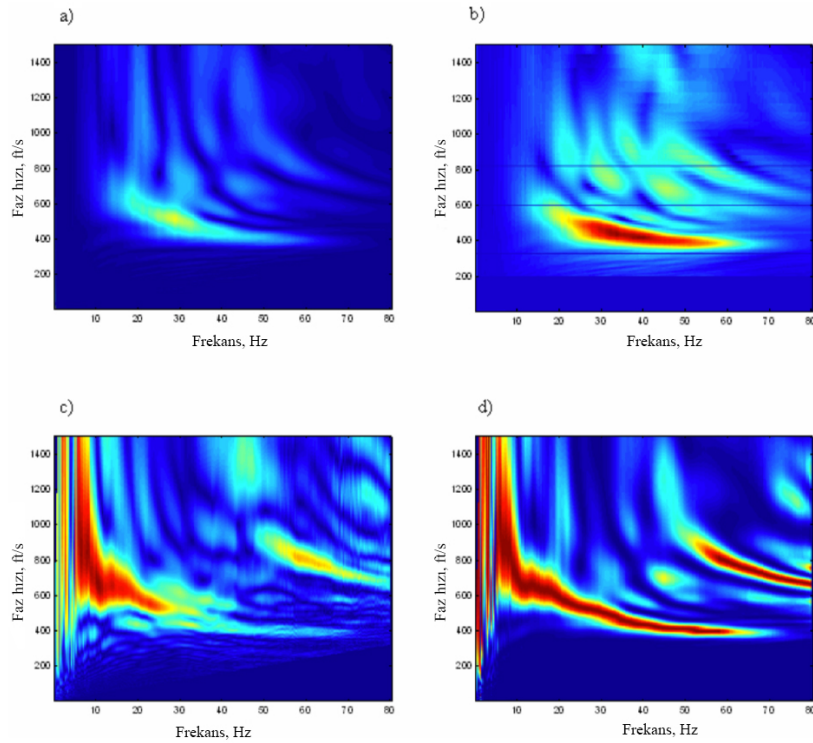
Şekil 2.25: MASW yöntemi şematik gösterimi (Dikmen ve diğ. 2009).

Kayıt edilmiş verinin işlenmesi iki aşamadan oluşmaktadır. İlk adım çok kanallı analiz teknikleri kullanılarak dispersiyon eğrisinin elde edilmesidir. İkinci aşamada ise oluşturulan dispersiyon eğrisinin ters çözümü yapılarak V_s profilleri elde edilir. (Park, 1995).

Diğer yüzey dalgası analiz yöntemlerinde olduğu gibi MASW yönteminde de en önemli aşama, doğru şekilde çok modlu dispersiyon eğrisinin oluşturulmasıdır. Bunun nedeni yöntemin pek çok uygulamasının bu bilgiyi başlangıçta temel veri olarak kullanmasıdır. Elde etme yöntemi yüzey dalgası oluşumuna ve yayılmasına bağlı olarak değişebilir. En basit durum yüzey dalgasının tek bir moddan (temel mod) oluştuğunu kabul etmek ve geleneksel yöntemler ile faz hızını yeryüzünde farklı iki noktadaki ölçümlerden hesaplamaktır. Gerçek yüzey dalgası teorisi ise, yüksek modlar ve cisim dalgaları gibi bozucu etkilerin var olmasından dolayı, bu basit kabulden çok daha karmaşıktır.

Bahsedilen bu bozucu etkilerin giderilebilmesi ancak daha gelişmiş bir yöntem olan çok kanal yöntemi ile gerçekleştirilebilir.

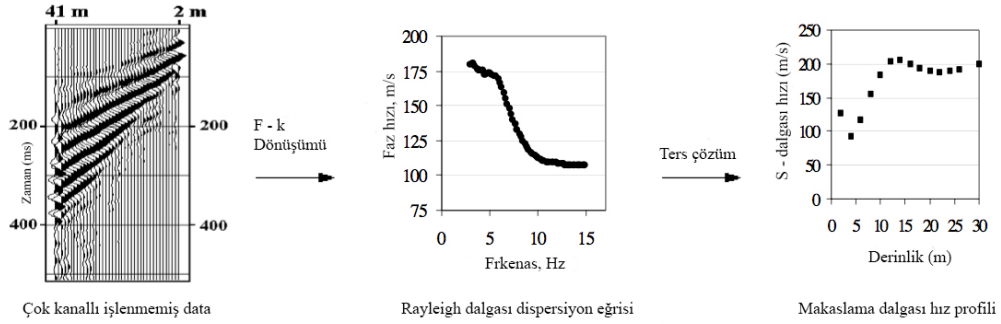
MASW yöntemindeki optimum veri toplama parametreleri veri işleme kısmında doğru dispersiyon eğrisinin oluşturulmasında önem kazanır. Farklı veri işleme teknikleri MASW yönteminde kullanılabilmektedir. Bunlar: Frekans-Dalgasayısı (f-k) (Gabriels ve diğ. 1987), Slant-Stack (t-p) (McMechan ve Yedlin, 1981), Dalga Alanı Dönüşümü (Park, 1998) ve Silindirik Işın Dönüşümü (Cylindrical Beamformer) (Zywicki, 1999) olarak değerlendirilebilir (Tran ve Hiltunen, 2008; Park, 2001).



Şekil 2.26: MASW Spektrumları a) f-k dönüşümü b) t-p dönüşümü c) dalga alanı dönüşümü d) silindirik ışın dönüşümü (Tran ve Hiltunen, 2008).

Şekil 2.26’da her bir veri işleme tekniği ile elde edilen spektrumlar görülmektedir. Bahsedilen veri analiz tekniklerinin birbirine göre farklı üstünlük ve zayıflıkları bulunmaktadır. Bununla birlikte aktif yüzey dalga alanları silindirik dalga denklemleri ile, düzlem dalga denklemlerine göre daha doğru şekilde tanımlanmaktadır. Çünkü kaynak alıcılardan sonlu mesafededir. Bu durum alıcıların dizilim uzunluğu ile karşılaştırıldığında, göreceli olarak uzun dalga boylarında faz hızlarının belirlenebilmesini sağlar (Tran ve Hiltunen, 2008).

S dalgası hız profilleri, dispersiyon verisi ile poisson oranı ve yoğunluk tahminini gerektiren yinelemeli ters çözüm tekniği ile hesaplanır. En küçük kareler yöntemi bu işlemi otomatikleştirir (Xia ve diğ. 1999). Burada yalnızca V_s değerleri her bir yinelemede güncellenir. Poisson oranı, yoğunluk ve model kalınlıkları ters çözüm boyunca aynı kalmaktadır.



Şekil 2.27: Çok kanallı, yüzey dalgası içeren işlenmemiş veri. Rayleigh dalgası faz hızı veriden f-k ortamında oluşturulur. Dispersiyon eğrisinin ters çözüm işlemi yapılarak, S dalgası hızı-derinlik profili elde edilir (Xia ve diğ. 2004).

Başlangıç yer modeli, yinelemeli ters çözüm işleminin gerçekleştirilebilmesi için gereklidir. Yer modeli P ve S dalgası hızları, yoğunluk ve tabaka kalınlık parametrelerinden oluşur. Bu dört parametre arasında V_s hızı algoritmanın yakınsaması için gerekli olan en önemli parametredir. Bir çok yöntem ters çözüm sonucu elde edilen V_s hızlarının yakınsama ve doğruluğunu irdelemek için geliştirilmiştir. Xia ve diğ. (1999) tarafından geliştirilen ters çözüm yöntemi, başlangıç modellerinin geniş aralıkta doğru sonuçlara yakınsamasını sağlamaktadır (Xia ve diğ. 1999; Xia ve diğ. 2004).

2.5.6 Pasif Kaynaklı Yüzey Dalgası Analiz Yöntemleri

Pasif kaynaklı yüzey dalgası analiz yöntemleri, aktif kaynaklı yöntemlerden farklı olarak kaynak için çevresel gürültüleri (mikrotremor) kullanmaktadır. Mikrotremorler kaynağı kültürel ya da doğal olan ve günlük, haftalık periyotlarda değişim gösteren sismik titreşimler olarak tanımlanabilir. Kültürel kaynaklı olanlar endüstri, trafik ve inşaat gibi insanlar tarafından gerçekleştirilen yerel etkinlikler sonucunda oluşmaktadır. Bu etkinlikler genelde 2-50 Hz frekans bandında sismik enerji üretirler. Doğal kaynaklı olanlar ise yerel ölçekte rüzgar, fırtına gibi olayların yeryüzü yapıları ile etkileşimi, deniz, akarsu ve göllerde gerçekleşen dalga hareketleri sonucu oluşan sismik titreşimlerdir. Bu titreşimler 0.2 ile 2 Hz frekans bandında gözlenir ve oluşturdukları

sismik dalga alanı hem cisim hem de temel ve yüksek mod yüzey dalgalarını içermektedir.

Pasif kaynaklı yöntemlerde amaç mikrotremor dalga alanının bir alıcı dizilimi ile eş zamanlı kaydının alınması, çeşitli dizilim veri işleme teknikleri uygulanarak çalışma alanını temsil eden yüzey dalgası dispersiyon eğrisinin belirlenmesi ve sonuç olarak da dispersiyon eğrisinin ters çözümü ile 1-boyutlu S-dalgası hız profilinin elde edilmesidir. Dizilimlerde genellikle düşey bileşen hız ölçer sismometreler (1Hz) ve jeofonlar (4.5Hz) kullanılmaktadır. Bu nedenle kaydedilen dalga alanında yüzey dalgalarının Rayleigh tipi olanları değerlendirilir (Özalaybey, 2011).

Mikrotremor dalga alanının geniş bir frekans bandında yüzey dalgalarının Rayleigh türü açısından zengin olması, Rayleigh dalgalarının düşey bileşen jeofon kayıtçı sistemleri ile kolayca kayıt edilebilir olması nedeniyle mikrotremorlar küçük ölçekli mühendislik etüdlerinde kaynak olarak kullanılmaktadır. Mikrotremorlar yapılaşmanın yoğun olduğu şehir alanlarında dahi zengin olarak yayılmakta ve özellikle bu türden alanlarda gerçekleştirilen zemin araştırmalarında kolay ve ekonomik bir şekilde kaydedilebilmektedir (Karaaslan ve diğ. 2011).

Mikrotremor dizilim yöntemleri olarak da bilinen pasif kaynaklı yüzey dalgası analiz yöntemleri: Frekans-Dalgasayısı (f-k) (Capon, 1969), Uzamsal Özilişki (SPAC) (Aki 1957), Kırılma-Mikrotremor (REMİ) (Louie, 2001), Pasif Yol Kenarı MASW ve Pasif Uzak MASW (Park, 2004; Park, 2007) yöntemleri olarak sınıflandırmak mümkündür.

2.5.6.1 Frekans – Dalgasayısı (f-k) Yöntemi

Özellikle kentsel alanlarda gerçekleştirilmesi gereken çalışmalarda, pasif kaynaklı yöntemlerin aktif kaynaklı yöntemlere göre bazı avantajları vardır. İlk olarak pasif yöntemlerde arka plan sismik gürültüler kullanıldığından, dalganın üretilmesi için herhangi bir kaynağa ihtiyaç yoktur. Dolayısıyla çevresel bir probleme neden olmaz. Mikrotremorların evrensel var oluşundan dolayı herhangi bir zaman ve mekanda gözlemlenebilirler. Mikrotremorlar ile çalışmak geleneksel sondaj, kırılma veya yansıma çalışmasına göre oldukça kolaydır. Frekans aralıkları yaklaşık olarak 0.02 Hz ile 50 Hz arasında oldukça geniş bir aralıkta olduğundan, jeolojik şartları 100 metreye kadar incelemek mümkündür (Horike, 1984).

Pasif yöntemler mikrotremorların düşey hareketlerini, herhangi bir aktif kaynak kullanmadan yer yüzeyine iki boyutlu dizilimler ile yerleştirilmiş alıcılar kullanarak inceler. Frekans-Dalgasayısı (f-k) spektrum analizi veya SPAC yöntemi ile Rayleigh dalgasının dispersif karakteristiği belirlenebilir. Pasif yöntemlerde şu kabuller yapılmaktadır:

Mikrotremorlar homojen gelişigüzel alan oluşturan ve seyahat eden yüzey dalgaların süperpozisyonu olarak düşünülür. Mikrotremorların düşey hareketi baskın olarak Rayleigh dalgalarıdır. Durağan rastgele süreç içinde dalgaların yayılımı, frekans-dalgasayısı güç spektral yoğunluğu fonksiyonu veya bazı durumlarda uzamsal özilişki fonksiyonu ile karakterize edilebilir. Bu fonksiyonlar frekansın fonksiyonu olarak, yayılan dalgaların faz hızları ile ilgili bilgi sağlamaktadır (Tokimatsu, 1992).

Yüksek çözünürlüklü frekans-dalgasayısı spektrum analizi Capon (1969) tarafından, alıcı dizilimi ile kayıt edilmiş düşey yer hareketlerin dispersiyon karakterini belirlemek için geliştirilmiştir. M sensörlü dizilimden elde edilmiş veri olduğunu ve i 'nci sensörün x_i vektör pozisyonda bulunduğu varsayılırsa, doğrudan segment yöntemine göre, i 'nci ve j 'inci alıcı arasında f frekansındaki çapraz güç spektrumu $G_{ij}(f)$,

$$G_{ij}(f) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N S_{in}(f) S_{jn}^*(f) \quad \text{ile bulunur.} \quad (2.40)$$

* işareti karmaşık eşleniği ifade eder. N üst üste binmeyen veri bölümleridir. S_{in} , i 'nci sensor, n 'inci segmentteki verinin Fourier dönüşümüdür. Her bir çapraz güç spektrumu $[G_{ii}(f)G_{jj}(f)]^{1/2}$ bölünerek sonraki hesaplama için normalize edilir.

Yüksek çözünürlüklü f-k spektrumu $P(f, k)$ ise,

$$P(f, k) = \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M A_i^*(f, k) A_j(f, k) G_{ij}(f) \exp[ik \cdot (x_i - x_j)] \quad (2.41)$$

ile bulunur.

Burada: k vektör dalga numarisıdır ve birimi radyan/metre'dir. $A_i(f, k)$ ise Denklem 2.42 ile bulunur:

$$A_i(f, k) = \frac{\sum_{j=1}^M q_{ij}(f, k)}{\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M q_{ij}(f, k)} \quad (2.42)$$

Burada $[q_{ij}(f, k)]$, $[\exp[ik \cdot (x_i - x_j)]G_{ij}(f)]$ matrisinin tersidir. Yüksek çözünürlüklü f - k spektrumu 2 boyutlu dalgasayısı $(k_x - k_y)$ uzayında her bir frekans için gerçekleştirilir. f - k spektrumu güç ve yayılan dalgaların vektör hızları ile ilgili bilgi sağlar. Örneğin eğer bir dalga kuzeyden belirli bir hızla yayılıyor ve f frekansında vektör dalga numarası k ise spektrumda orijinden $|k|$ kadar uzakta k_y ekseninin pozitif tarafında pik olarak ortaya çıkar. İlgili faz hızı c ve dalgaboyu λ ise Denklem 2.43 ve 2.44 ile hesaplanabilir:

$$c = \frac{2\pi f}{|k|} \quad (2.43)$$

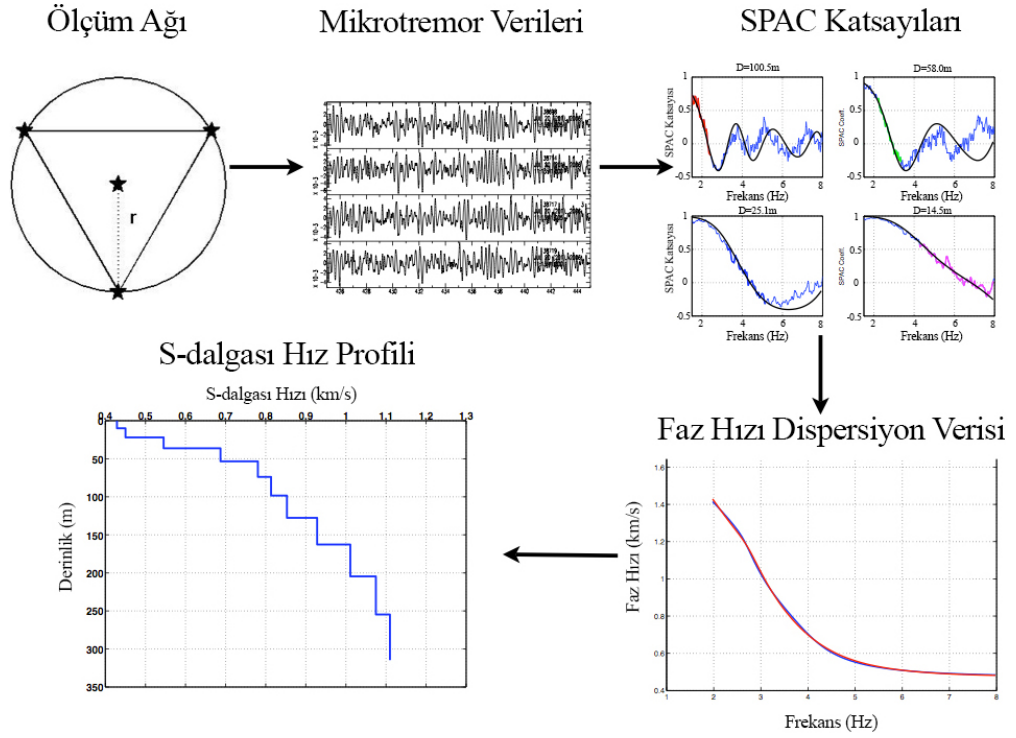
$$\lambda = \frac{2\pi}{|k|} \quad (2.44)$$

Bu hesaplama işlemi, farklı dizilim çaplarından elde edilen veri kümeleri için, frekans bandı üzerinde yeterli sinyal gürültü oranı sağlayarak tekrar edilir ve dispersiyon eğrisi bu sayede elde edilebilir (Tokimatsu ve diğ. 1992).

2.5.6.2 Uzamsal Özilişki (SPAC) Yöntemi

Bir dizilim işleme yöntemi olan ve kuramsal esasları Aki (1957) tarafından verilen Uzamsal Özilişki (Spatial Auto Correlation) yönteminde, mikrotremor verileri genellikle dairesel veya yarı dairesel bir sismometre dizilimi ile kaydedilmektedir. Bir veya daha fazla doğrultudan düzlem dalgalar olarak yayılan ve hakim olarak yüzey dalgası enerjisi taşıyan mikrotremor dalga alanının, dizilim içindeki yayılımı sırasındaki faz hızı, dairenin merkezindeki alıcıda kaydedilen sinyal ile çevresindeki alıcılarda kaydedilen sinyallerin öz ilişkilerinin azimutal ortalamasından hesaplanan SPAC katsayılarından elde edilmektedir. Frekansa bağlı SPAC katsayıları sıfırıncı dereceden Bessel fonksiyonu biçimindedir. Yöntemin uygulanmasındaki adımlar sırasıyla: Dizilim mikrotremor verilerinin toplanması, SPAC yöntemi ile faz hızı dispersiyon eğrilerinin elde edilmesi ve dispersiyon eğrilerinden ters çözümle S-dalgası

hız profillerinin bulunması olarak özetlenebilir (Kocaoğlu ve diğ. 2008).



Şekil 2.28: SPAC yönteminin uygulama aşamaları (Kocaoğlu ve diğ. 2008).

SPAC yöntemi ile S dalga yapısını elde edebilmek için dizini oluşturan kayıtların alıcılar vasıtası ile aynı zaman aralığında sürekli olarak mikrotremorları kayıt etmesi zorunludur. Aki (1957) mikrotremor gözlemlerini dairesel bir dizin üzerinden düşünüp tanımlamıştır. Yöntem uzamsal özilişki fonksiyonlarının merkez istasyonu $\phi(\omega, 0, 0)$ ile, 0'dan 2π 'ye r yarıçaplı daireyi oluşturan istasyonlar $\phi(\omega, r, \theta)$ arasında elde edilmesi ve onların açısız olarak integrasyonunun alınması esasına dayanmaktadır:

$$\rho(\omega, r) = \frac{1}{2\pi \cdot \phi(\omega, 0, 0)} \int_0^{2\pi} \phi(\omega, r, \theta) d\theta \quad (2.45)$$

2.45 denklemi sonucunda tanımlı her bir r yarıçapı için elde edilen SPAC katsayı fonksiyonları ile faz hızı arasındaki ilişki, sıfırıncı dereceden birinci tür Bessel fonksiyonu ile tanımlanır:

$$\rho(\omega, r) = J_0 \left(\frac{\omega r}{c(\omega)} \right) \quad (2.46)$$

$c(\omega)$ her bir ω frekansındaki faz hızını gösterir. SPAC katsayıları gözlenen mikrotremorlardan frekans ortamında izleyen şekilde elde edilir:

$$p(r, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{\text{Re}[S_{cx}(\omega, r, \theta)]}{S_c(\omega, r, \theta) \cdot S_x(\omega, r, \theta)} d\theta \quad (2.47)$$

$S_c(\omega)$ ve $S_x(\omega)$, C (merkez) ve X istasyonlarındaki mikrotremorların güç spektrumu yoğunluklarını temsil ederken $S_{cx}(\omega, r, \theta)$ iki istasyondaki mikrotremorların çapraz ilişki spektrumudur. SPAC katsayıları $\rho(r, \omega)$ elde edildikten sonra, frekansın fonksiyonu olarak faz hızı dispersiyon eğrisi Denklem 2.46'daki Bessel fonksiyonunun değişkeninden elde edilebilir.

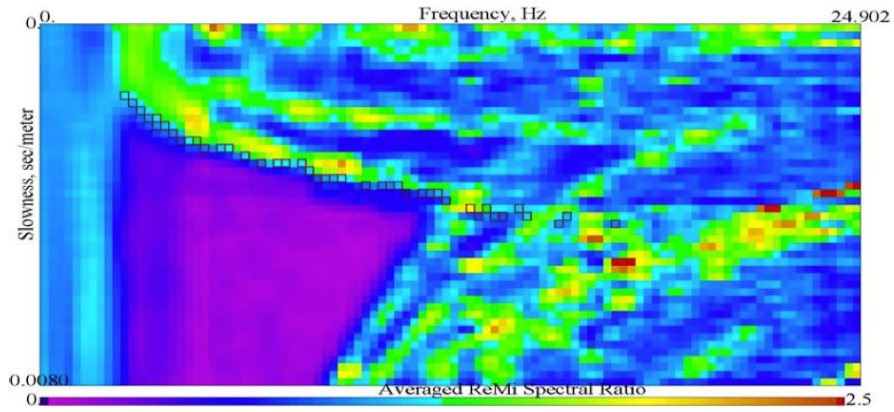
SPAC yönteminin $f-k$ yöntemine göre en önemli avantajı çok daha az sayıda istasyon ile (en az 4) gerçekleştirilebilir olmasıdır. Bu sayede çok daha hızlı şekilde uygulanabilmektedir (Zor ve diğ. 2007).

2.5.6.3 Kırılma – Mikrotremor (REMİ) Yöntemi

Kırılma-Mikrotremor (Refraction Microtremor) Yöntemi iki temel düşünceye dayanmaktadır. İlki sismik kırılma kayıt ekipmanları, P dalgası kırılma çalışmalarında olduğu gibi kullanılır ve 2 Hz'e kadar olan yüzey dalgaları kayıt edilebilir. İkinci olarak mikrotremor kaydının iki boyutlu yavaşlık-frekans ($p-f$) dönüşümü, Rayleigh dalgalarının diğer sismik varışlardan ayrılması ve gerçek faz hızının görünür hıza karşı bulunmasını sağlar (Loui, 2001).

REMİ yönteminin uygulaması üç aşamayı kapsamaktadır. Bunlar, veri toplama, veri-işlem ve ters-çözüm aşamalarıdır. 12 kanal cihazlar uygun olmakla birlikte, 24 - 48 kanal cihazlar daha nitelikli veri toplanmasını sağlar. 4-8 Hz frekanslı düşey jeofonlar ile 100 metre araştırma derinliğine ulaşılabilir. 5 -10 metre jeofon aralığı ile 100 - 250 metre uzunluğunda bir profil oluşturulur ise 30 saniye süreli mikrotremor kaydı ile 100 metre derinliğe kadar S dalga hızı değişimi hesaplanabilmektedir. Yöntem, iyi bir yapıştırma ile jeofonların asfalt üzerine de yerleştirilmesine izin vermektedir (Başokur, 2005). 12 veya daha fazla jeofon ile doğrusal dizilim tercih edilmesi, minimum saha çalışması ile yüzey dalgası hız dispersiyonunun elde edilmesini sağlamaktadır (Loui, 2001).

Dispersif dalgaların belirgin eğimleri p - f analizinin avantajıdır. Mikrotremor verilerinde görünen cisim dalgaları ve hava dalgaları gibi diğer varışlar böyle bir eğime sahip olamaz. p - f spektral güç resmi önemli miktarda enerjiye sahip dalgaları gösterecektir. Sismik kayıtlarda Rayleigh dalgasından başka bir faz, eğer yüksek enerjiyi içeriyor ise p - f analizi bu durumu ayırt edecek ve dispersiyon eğrisinin dışında tutacaktır. Çok kanallı kayıt, düşey sismogramlar, ve p - f dönüşümü kullanılarak Rayleigh dalgası dispersiyonu analiz edilebilir.



Şekil 2.29: REMİ kayıtlarından elde edilen (p - f) (yavaşlık-frekans) uzayında ortalama spektral oranının görüntüsü. Yüksek değişim oranları göz önüne alınarak, içi boş siyah kutu şeklindeki işaretler yerleştirilmiştir (Başokur, 2005).

REMİ ölçümlerinden elde edilen dispersiyon eğrisi ile çakışan, kuramsal veri bulunur. Bu veriyi hesaplamakta kullanılan parametrelerin, çözümü verdiği düşünülür. Kuramsal verinin hesaplanmasında, yer altının elastik veya visko elastik katmanlardan oluştuğu varsayılır. Her katman, makaslama dalgası hızı V_S , P dalgası hızı V_P , yoğunluk ve tabaka kalınlığı olmak üzere dört parametre ile temsil edilir. Rayleigh dalgası hızı, büyük oranda tabaka kalınlığı ve S dalga hızına bağımlı olduğundan ters çözüm işleminde sadece bu iki parametre kullanılır. Ölçülen ve kuramsal frekans bağımlı faz hızı eğrilerinin çakışmasını sağlayan katman parametreleri, deneme yanılma veya geleneksel ters çözüm yöntemleri ile hesaplanır (Başokur, 2005).

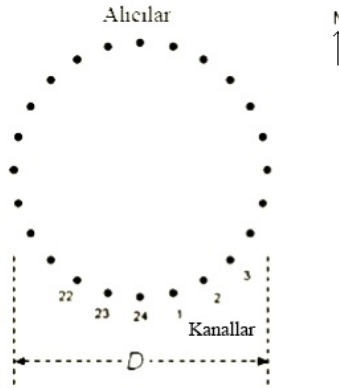
2.5.6.4 Pasif Uzak MASW Yöntemi

Yüzey dalgası yöntemlerinin mühendislik çalışmalarında giderek yaygınlaşması ile daha derin çalışmalara olan ilgi de artmıştır. Aktif kaynak enerjisi ile, birkaç metre fazla araştırma derinliği elde etmek pratik ve ekonomik değildir. Diğer taraftan doğal veya kültürel etkiler ile oluşan pasif yüzey dalgaları, genellikle düşük frekans (1-30 Hz) ve

bir kaç km ile onlarca metre arasında değişen dalga boylarına sahiptirler. Böylece geniş aralıkta penetrasyon derinliği elde edilebilir. Bu türdeki uygulamalar neredeyse yarım yüzyıl önce Japonyada başlamış ve mikrotremor dizilim yöntemleri olarak adlandırılmıştır.

Pasif MASW yöntemi genellikle mikrotremor dizilim yöntemlerinden daha fazla (24 veya daha çok) kanal kullanır ve çok kanallı kayıt veri işleme tekniğinin avantajlarından faydalanır. Bu nedenle saha çalışmaları ile veri analizinde oldukça esnektir. Mod ve yüzey dalgalarının azimutal özelliklerinin analizindeki çözünürlük çok daha yüksektir. Pasif MASW yöntemi saha çalışması ve elde edilen Vs profiline bağlı olarak (bir veya iki boyutlu), Pasif Uzak MASW (Passive Remote MASW) ve Pasif Yol Kenarı MASW (Passive Roadside MASW) olarak ikiye ayrılmaktadır (Park ve diğ. 2007).

Pasif Uzak MASW yönteminde çapraz veya dairesel iki boyutlu dizilimler kullanılarak yüzey dalgaları kayıt edilir. Bu sayede bir boyutlu kesme dalgası hız profilleri kesin olarak elde edilir. Bununla beraber yöntem çok daha özenli bir saha çalışması ve daha uzun aralıklı açılımlar gerektirmektedir. Herhangi bir iki boyutlu simetrik dizilim kullanılabilir. Genel dizilim tipleri: dairesel, çapraz, kare, üçgen ve bazı durumlarda simetrik farklı dizilimlerdir (Şekil 2.30).



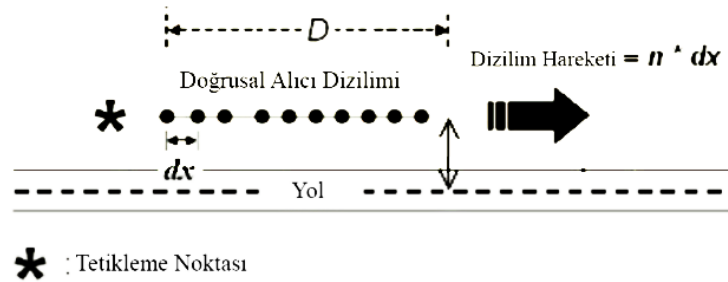
Şekil 2.30: Pasif Uzak MASW alıcı dizilimi (Park, 2007).

Dizilimin boyutları maksimum araştırma derinliğinden daha büyük olmalıdır. Alıcı aralığı mevcut kanal sayısına göre belirlenir. Daha çok kanal sayısı dispersiyon görüntüsünün çözünürlüğünü arttırmaktadır. 4 ms örnekleme aralığı ve 10 saniye kayıt süresi kentsel alanlarda anayol yakınında yapılan çalışmalar için yeterlidir. Toplam

kayıt süresi, kayıt esnasında en az bir pasif yüzey dalgası oluşumu gerçekleşmesine göre seçilir. Dispersiyon analizinde 3 değişken dikkate alınır: bunlardan ikisi kaynak koordinatları, diğeri ise zamandır. Zaman ortamında hızlı fourier dönüşümü (FFT) uygulanarak zaman ortamındaki değişkenler frekans ortamına dönüştürülür. Her bir frekans bileşeni için faz hızı hesaplanır (Park ve Miller, 2005). Bu yöntem eğer bir boyutlu V_s profilinin belirlenmesi isteniyorsa ve geniş dizilim için mevcut alan (örneğin 200 metre çap) var ise iyi bir seçimdir (Park, 2007).

2.5.6.5 Pasif Yol Kenarı MASW Yöntemi

Pasif Uzak MASW yöntemi alıcı dizilimi için oldukça geniş alana ihtiyaç duyduğundan, popülasyonun ve yapılaşmanın fazla olduğu kentsel alanlarda kolay şekilde uygulanamaz. Bu gibi durumlarda Pasif Yol Kenarı MASW (Passive Roadside MASW) yöntemi tercih edilir. Yöntem bir boyutlu doğrusal dizilim ve dalga kaynağı olarak trafiği kullanmaktadır. Yaya kaldırımlarında veya yol kenarlarında uygulanabilir. Dispersiyon analizinde, offline doğası ve silindirik dalga cephesi dikkate alınır. Bu durum, kaynağın ve alıcının birbirine yakın olmasından kaynaklanmaktadır. Bu nedenle düzlem dalga varsayımı kullanılamamaktadır (Taipodia ve Dey, 2012). Çalışmalar kayan hat şeklinde gerçekleştirilerek 2 boyutlu V_s hızları elde edilebilir. Şekil 2.31’de yöntem, şematik olarak gösterilmektedir.



Şekil 2.31: Pasif Yol Kenarı MASW yöntemi şematik gösterimi (Park, 2007).

2.6 ŞEV STABİLİTESİ

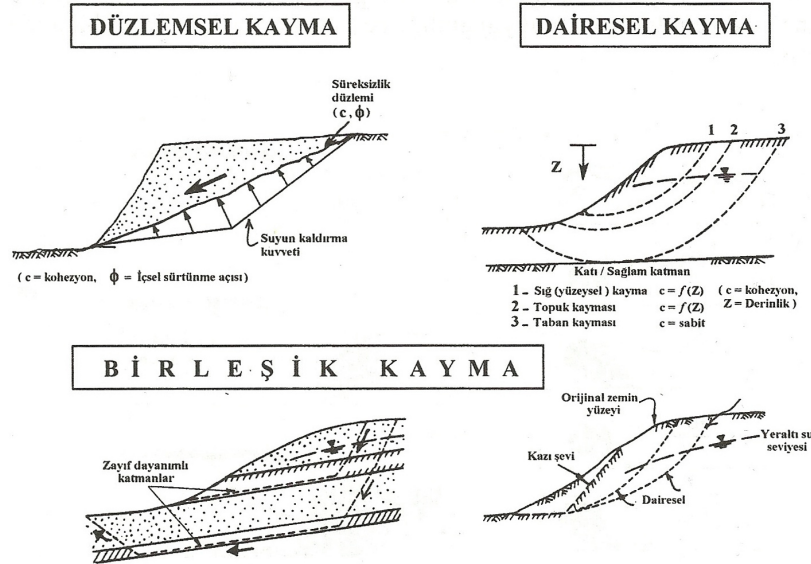
Geoteknik mühendisliğinde zemin-kaya yüzeylerinin oluşturdukları geometrik şekillere şev denilmektedir. Yüzeyin yatayla yaptığı açı şev açısını tanımlamaktadır. Genelde mühendislik girişimi sonucunda gerçekleştirilen şevler kazı veya dolgu şevi olarak

adlandırılırken, tabiat tarafından şekillendirilen şevlere ise doğal şevler veya sadece yamaç denilmektedir. Eğer şevde çok belirgin bir kayma hareketi-göçme söz konusu ise (şev denge konumundan uzaklaştığında) böyle şevlere duraysız (labil) şevler denir (Arioğlu ve Tokgöz, 2005).

Şevler kar, don, rüzgar ve yağmur gibi hava olaylarının veya bazen de nehir veya denizin alttan oyma işlevlerinin etkisi altında kalmaktadır. Bu olaylar şev açısını (şevin yatayla yaptığı açı) küçülterek şevi uzatır. Bu tür hareketlerin büyük ölçüde oluşması mühendislik açısından tehlikeli sonuçlar doğurabilir. Örneğin kayaların yuvarlanması ile oluşan hareket, trafik için büyük tehlike oluşturabilir ve içten suyun erezyon etkisi oturma ve kaymalara neden olabilir (Kurtuluş ve Bozkurt, 2009).

2.6.1 Şevlerde Kaymaların Sınıflandırılması

Başarılı bir şev stabilitesinin temel unsurlarından biri, verilen zemin-kaya kütlesi ve geometrisinde olası kayma hareketinin türünü belirlemektir. Genel olarak şev kaymalarına bakıldığında, üç kayma modu söz konusudur (Şekil 2.32).



Şekil 2.32: İnce daneli (kohezyonlu) zemin şevlerinde gözlenen belli başlı yenilme modları (Arioğlu ve Tokgöz, 2005).

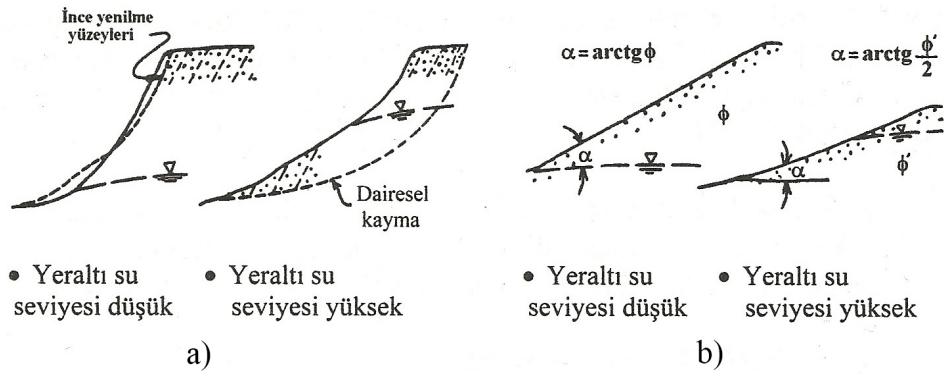
Düzlemsel kaymalarda genellikle yenilme yüzeyi doğrusal olup, bir katmanın zayıflık düzlemi (süreksizlik, tabakalaşma yüzeyi, fay gibi) boyunca yer değiştirmesi sonucu oluşur. Zayıflık düzleminde kayma dayanımı büyüklüklerinin yanı sıra bu düzlem

boyunca hareket eden suyun oluşturduğu kaldırma kuvvetinin büyüklüğü de stabilite üzerinde etkilidir.

Dairesel kaymalarda kayma yüzeyinin geometrik formu daireseldir. Kayma düzeyinin derinliğine göre dairese kaymalar üç şekilde gözlenmektedir: Sığ (yüzeysel) şev kayması, topuk şev kayması, taban şev kayması.

Birleşik şev kaymalarında hareket, hem düzlemsel hem de dairese yüzey üzerinde gerçekleşir. Şev hareketini denetleyen iki faktör söz konusudur. Şev kütlelerinin içerdığı katmanların rölatif kayma dayanım büyüklükleri (kohezyon ve içsel sürtünme açısı) ve bu katmanların yönelimleri (sürekliliği). Aşırı konsolide olmuş fisürlü killerde açılan şevlerde yenilme yüzeyi, fisürlerin gelişimine ve ayrışma derinliğine dolayısıyla yeraltı su seviyesinin konumuna bağlıdır.

Şekil 2.33’de ise iri daneli zeminlerde gözlenen yenilme türleri konusunda fikir vermektedir. Zahiri kohezyon içeren iri daneli zeminde şevin üst yüzeyinde şev aynasına eğimli çekme çatlakları oluşur. Genellikle kayma yüzeylerinin derinliği sığdır. Sadece içsel sürtünme açısına sahip zeminde ise yeraltı su seviyesinin konumu doğrudan doğruya şevin stabilitesini denetler. Örneğin yeraltı su seviyesi yüksek ise şevin eğimi düşük olmalıdır (Arioğlu ve Tokgöz, 2005).



Şekil 2.33: İri daneli zeminlerde oluşturulan şevlerde olası kayma hareketleri. a) Zahiri kohezyon içeren granüler zemin. b) İri daneli (granüler) zemin (Arioğlu ve Tokgöz, 2005).

3. MALZEME VE YÖNTEM

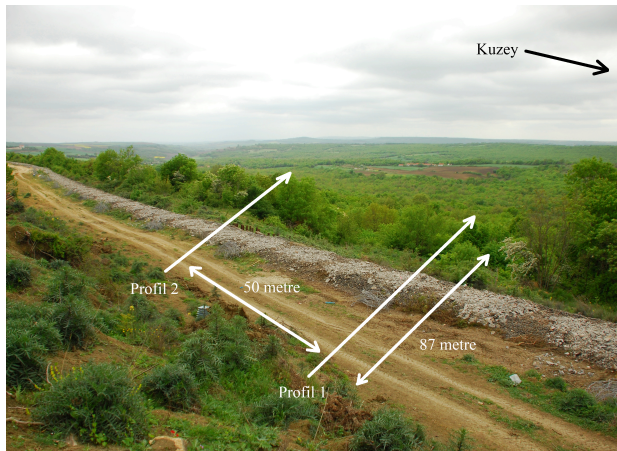
3.1 GENEL KISIM

Tez çalışması kapsamında kullanılan sismik veriler, İstanbul İli, Silivri İlçesi, Bekirli Köyü sınırları içerisinde yer alan Halkalı-Çerkezköy Demir yolu mevkiinde alınmıştır. Kayıtlar iki hat üzerinde toplanmış, profiller arası mesafe 50 metre, profil uzunlukları ise 87 metredir. Profil konumları Şekil 3.1 ve Şekil 3.2’de gösterilmektedir.



Şekil 3.1: Çalışma alanı ve sismik profillerin konumları.

Çalışma bölgedeki heyelan yapısının belirlenmesi amacıyla gerçekleştirilmiştir.



Şekil 3.2: Arazi üzerinde profillerin gösterilmesi.

Sismik kayıtların toplanmasında PASI 16SG-24N tipi 24 kanallı sismograf, taşınabilir bilgisayar, kaynak olarak üzerinde triger bulunan 7 kg ağırlığında balyoz, 24 adet P tipi, 10 Hz doğal frekansa sahip jeofon kullanılmıştır. Sismograf 12 voltluk akü yardımıyla çalışmaktadır. Sismik kayıtların toplanması öncesinde gerekli ayarlamalar cihazın dahili ekranından yapılabilmektedir.



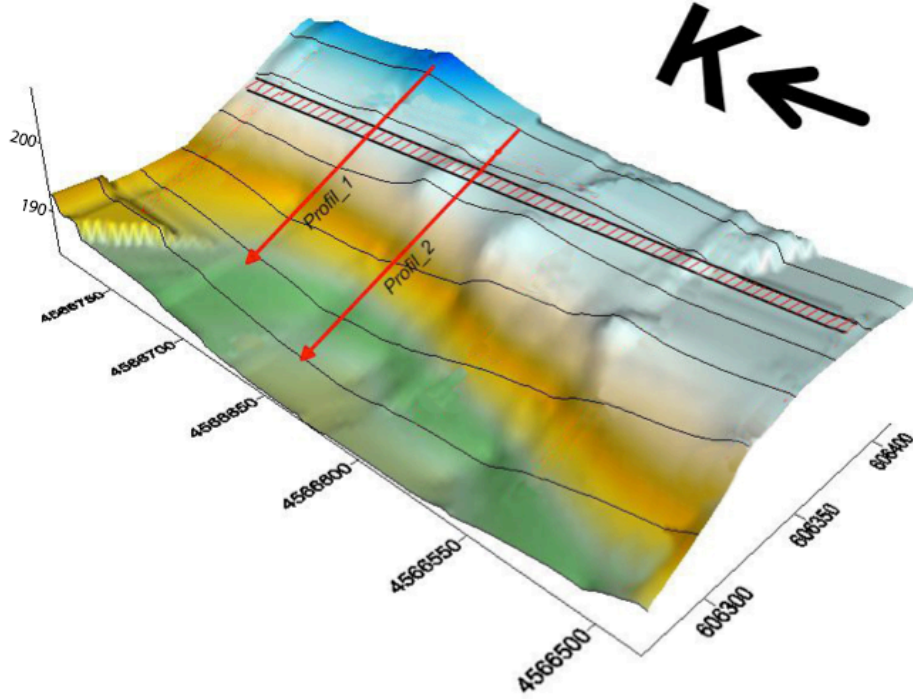
Şekil 3.3: Sismik çalışmalarda kullanılan arazi ekipmanları.

1.5 metre atış aralığı ile profil başından, jeofon noktaları, iki jeofon arası ve profil sonundan olmak üzere, 59 atış 3 katlamalı olarak gerçekleştirilmiştir. Her iki profilde de ölçüm hattı sabit tutulmuş, kaynak konumu değiştirilmiştir. Arazi parametreleri Tablo 3.1’de yer almaktadır.

Tablo 3.1: Arazi Parametreleri.

Profil No	Profil Uzunluğu	Jeofon Aralığı	Atış Aralığı	Kayıt Uzunluğu	Örnekleme Aralığı
Profil 1	87 metre	3 metre	1.5 metre	2048 ms	0.25 ms
Profil 2	87 metre	3 metre	1.5 metre	2048 ms	0.25 ms

Jeofon konum ve yükseklik bilgileri taşınabilir gps yardımıyla kaydedilmiş, Surfer12 programı kullanılarak topoğrafya görselleştirilmiştir (Şekil 3.4).



Şekil 3.4: İnceleme bölgesinin topoğrafyası.

İki profilde toplanan sismik kayıtlar ile, yer altı özelliklerinin belirlenmesi ve heyelan yapısının incelenmesi için, yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (MASW), sismik kırılma tomografisi ve sismik yansıma çalışmaları gerçekleştirilmiştir. MASW ve sismik kırılma tomografisi veri değerlendirme işlemleri Geometrics firmasının geliştirdiği Seisimager 2012 programı ile gerçekleştirilmiştir. Filtreleme işlemlerinde Geogiga firmasına ait Front End 7.1 yazılımından faydalanılmıştır. Sismik yansıma çalışmasında ise Geo2x firmasının geliştirdiği VisualSUNT 6 yazılımı kullanılmıştır.

3.2 YÜZEY DALGALARININ ÇOK KANALLI ANALİZİ (MASW)

Sismik çalışmalarda P dalga tipinde kaynak kullanıldığında, toplam sismik enerjinin üçte ikisinden fazlası Rayleigh dalgası olarak ortaya çıkar (Richart ve diğ. 1970; Park ve diğ. 1999). Düşey hız değişimi varsayımı yapıldığında, yüzey dalgasının her bir frekans bileşeni, farklı yayılım hızına (faz hızı C_f) sahip olmaktadır. Bu karakteristik özellik dispersiyon olarak adlandırılır. Ground Roll'un cisim dalgası çalışmalarında (kırılma ve yansıma sismiği) gürültü olarak değerlendirilmesine rağmen, göstermiş olduğu dispersif özellik yakın yüzeyin elastik özelliklerinin belirlenmesinde kullanılabilmektedir (Nazarian ve diğ. 1983; Stokoe ve diğ. 1994; Park ve diğ. 1998; Park ve diğ. 1999).

Aktif kaynak kullanan yöntemlerden olan Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (MASW) yöntemi, en az 12 alıcı ve doğrusal dizilim kullanarak yüzey dalgası faz hızlarını hesaplamak için kullanılan bir yöntemdir. Genel olarak sabit jeofon aralığı kullanılmakla beraber, değişken jeofon aralıkları veri toplama optimizasyonu sağlamak için kullanılabilir. MASW yönteminin en önemli avantajı, deneysel dispersiyon analizi sırasında yüksek modlu yüzey dalgalarını temel mod dan ayırabilmesidir. Birçok analiz yöntemi ters çözüm sırasında yalnızca temel modu kullanmaktadır. Yüksek modların ayrılabilmesi direkt olarak temel moddaki dispersiyon eğrisi ile işlem yapılabilmesine olanak sağlar (Cox ve diğ. 2010).

V_s profilinin oluşturulması için gerçekleştirilen temel işlemler: Ground Roll verisinin toplanması, dispersiyon eğrisinin (faz hızı-frekans eğrisi) oluşturulması ve hesaplanan dispersiyon eğrisinin ters çözümü olarak özetlenebilir. Sağlıklı V_s sonuçlarının elde edilebilmesi için mümkün olduğunca az gürültülü geniş band Ground Roll verisi toplanmalıdır.

3.2.1 Veri Toplama

Yüzey dalgalarının çok kanallı analizi yönteminde veri toplama ve analiz kısmında yapılan hatalar sonuçları önemli ölçüde etkilemektedir (Park ve diğ. 2004). Bu nedenle kullanılan kaynak, jeofon tipi, ofset ve jeofon aralığı gibi parametreler Ground Roll dalgası elde edebilmek için belirlenmelidir.

MASW yönteminin uygulanma biçimi Şekil 2.25' te gösterilmektedir. Çoklu alıcılar (jeofonlar) düz bir profil boyunca eşit aralıklar ile yere serilir. Yüzey dalgalarının frekans-derinlik bağımlılığı ve jeofonların tepki karakteristikleri göz önüne alındığında, 4,5 Hz'lik düşük frekans jeofonlar genel olarak tercih edilir. (Park ve diğ. 2004). MASW yönteminde kaynak olarak balyoz, çekiç, patlatma veya ağırlık düşürme gibi geçici enerji üreten kaynaklar kullanılır. Bu tür kaynaklar hızlı veri toplama sağlarken, frekans içeriğinin çoğu durumda zayıf olmasından dolayı sınırlı çalışma olanağı sağlar. Belirli frekans aralığında harmonik dalga üretici kaynaklar geçici kaynaklara göre özellikle düşük frekanslarda daha iyi enerji oluşturur. Veri toplamada genel olarak 1-2 ms örnekleme aralığı kullanılarak 1 s süresince veri toplanması, V_s değişiminin belirlenmesi için yeterlidir (Dikmen ve diğ. 2009).

Sismik verilerde Ground Roll verisini elde edebilmek için, arazi geometrisi ve parametreleri ayarlanmalıdır. Yakın alan etkilerinden dolayı, Rayleigh dalgaları belirli uzaklıkta (ofset x_I) ortaya çıkan ve yatay olarak seyahat eden dalgalar olarak kabul edilmektedir (Richart ve diğ. 1970; Park ve diğ. 1999). Yüzey dalgalarının düzlem dalga yayılımı çoğu zaman, yakın ofset (x_I), istenen maksimum dalga boyunun ($\lambda_{\max}$) yarısından büyük olmadıkça ortaya çıkmamaktadır (Stokoe ve diğ. 1994; Park ve diğ. 1999).

$$x_I \geq 0.5\lambda_{\max} \quad (3.1)$$

Araştırmacılar x_I ve $\lambda_{\max}$ arasında farklı optimum oranlar elde etmiştir (Stokoe ve diğ. 1994; Park ve diğ. 1999). Ground Roll'un penetrasyon derinliği (z_λ) yaklaşık olarak kendi dalga boyuna (λ) eşittir (Park ve diğ. 1999). Bu durumda Vs hızının hesaplanabileceği maksimum derinlik yaklaşık olarak ölçülen en uzun dalga boyunun yarısı kadardır (Rix ve Leipski, 1991; Park ve diğ. 1999). Denklem 3.2 yakın ofset seçiminde kullanılabilir:

$$x_I \geq z_{\max} \quad (3.2)$$

Yer içinde hareket eden her akustik enerji gibi, yüzey dalgalarının yüksek frekanslı (kısa dalga boylu) bileşenleri kaynaktan uzaklaştıkça oldukça hızlı şekilde soğurulur. Eğer uzak ofset çok büyükse, yüzey dalgası enerjisinin yüksek frekanslı bileşenleri, spektrumun yüksek frekans bileşenlerinde etkin olamaz. Daha uzun ofsetlerde yüksek frekanslı Ground Roll'un soğurulması ve cisim dalgaları tarafından kirlenmesine, uzak ofset etkisi denir. Bu etki faz hızının ölçülebileceği maksimum frekansı sınırlandırır. Yarı uzunluk dalga boyu kriterine göre ilk tabaka modeli belirlendiğinde, $f_{\max}$ belirli bir faz hızı için ulaşılacak en büyük derinliği belirler (Stokoe ve diğ. 1994; Park ve diğ. 1999) :

$$H_I \geq 0.5\lambda_{\min} = 0.5C_{\min} / f_{\max} \quad (3.3)$$

$C_{\min}$ ve $\lambda_{\min}$ faz hızı ve dalga boyudur ve belirli bir $f_{\max}$ 'a karşılık gelmektedir. Ters çözüm sonucu elde edilmiş son Vs profili, H_I 'den daha ince sığ tabakalara sahip

olabilmesine rağmen, bu tabakalar için hesaplanan V_s değerleri güvenilir olarak değerlendirilmelidir. Denklem 3.3 en sığ tabakanın belirlenebilir minimum kalınlığını kabaca hesap etmek için kullanılabilir. Eğer daha küçük H_I aranıyorsa, alıcı dizilimi ve/veya kaynağın mesafesi azaltılmalıdır (dx ve/veya x_I azaltılmalı). Uzaysal katlanmadan kaçınmak için dx , ölçülen en kısa dalga boyunun yarısından küçük olmamalıdır (Park ve diğ. 1999).

3.2.2 Veri İşlem

Uygun arazi parametreleri ile çok kanallı Ground Roll verisi elde edildikten sonra öncelikle dispersiyon eğrisi oluşturulur. Sonrasında dispersiyon eğrisi ters çözüm işleminde kullanılarak yer altı makaslama dalgası hız profili elde edilir.

Gerek aktif kaynaklı gerekse pasif kaynaklı yüzey dalgası yöntemlerinde dispersiyon eğrisinin belirlenmesi için farklı sayısal yöntemler geliştirilmiştir. Kullanılan sayısal yöntemlerin tamamı zaman-uzaklık ($t-x$) ortamında elde edilen verinin spektral özelliklerinin belirlenmesine dayanır.

Her bir tabakanın kalınlığı, yoğunluğu, P ve S-dalgası hız değerlerinin tanımlandığı bir yeraltı modeli için yer yüzeyindeki alıcı noktalarında kuramsal yüzey dalgası hesaplanarak dispersiyon eğrisi belirlenir. Kuramsal dispersiyon eğrisinin sayısal hesaplanmasında Thomson-Haskel yöntemi veya bu yöntemi esas alarak geliştirilen Sıklık Dizeyi yöntemi, Sonlu Farklar, Green Fonksiyonları gibi sayısal çözüm yöntemleri kullanılır.

Ters çözüm işlemi için en küçük kareler yöntemi tabanlı algoritmaların yanı sıra, Genetik Algoritma, Yapay Sinir Ağları, Monte Carlo yöntemi kullanılan diğer algoritmalarıdır (Kanlı ve diğ. 2006; Kanlı, 2010; Dikmen ve diğ. 2009).

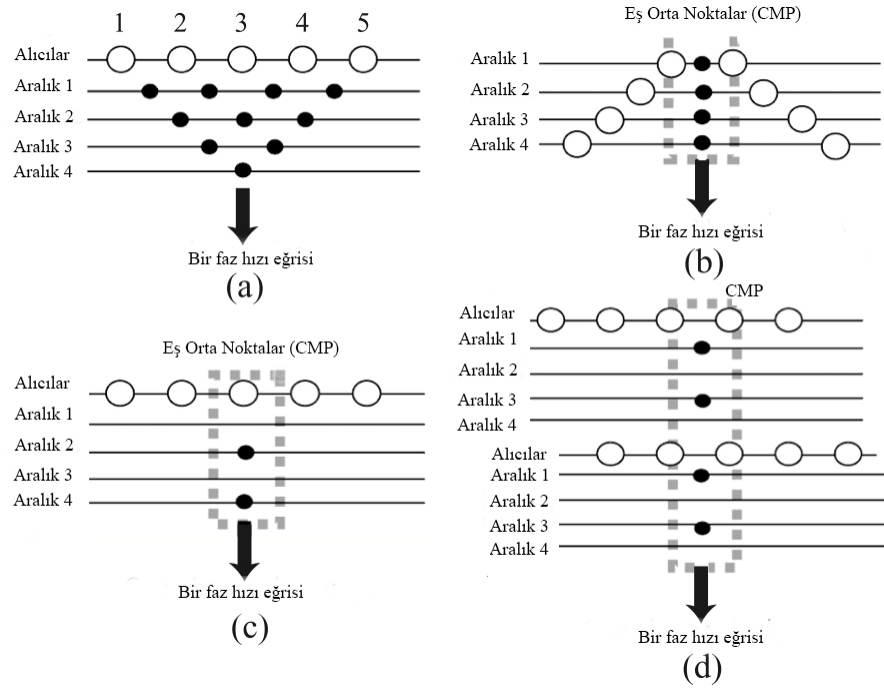
Tez kapsamında gerçekleştirilen MASW çalışmasında, Seisimager yazılımının Surface Wave Analysis Wizard ve WaveEQ modülleri kullanılmıştır. Veri işlem aşamasında öncelikle verilere CMPCC Toplamı işlemi uygulanır. Bu sayede eş orta noktalara sahip olan izler toplanmaktadır. Daha sonra faz kaydırma (phase shifting) yöntemi kullanılarak zaman-uzaklık ortamından, frekans-faz hızı ortamına dönüşüm yapılır. Frekans spektrumu üzerinde her bir frekansta maksimum genlikler belirlenerek

dispersiyon eğrisi oluşturulur. Dispersiyon eğrisinin doğru şekilde oluşturulması elde edilecek V_s hızlarının sağlıklı olması açısından oldukça önemlidir. Dispersiyon eğrisi belirlendikten sonra ters çözüm aşaması için başlangıç modeli oluşturulur. Bu aşamada yazılım verilen derinlik ve tabaka sayısına göre iki boyutlu başlangıç hız modelini oluşturmaktadır. Son aşamada sönümlü en küçük kareler yöntemi (Levenberg-Marquardt yöntemi) kullanılarak ters çözüm işlemi gerçekleştirilir ve iki boyutlu V_s hız modeli elde edilir.

3.2.2.1 CMPCC Toplamı İşlemi

MASW yönteminde faz hızlarını düşük frekanslarda belirleyebilmek için, Park ve diğ. 1999'da belirtildiği üzere olabildiğince uzun jeofon dizilimi kullanılmalıdır. Bununla beraber uzun alıcı dizilimi, çalışmanın yanal çözünürlüğünü düşürebilmektedir. Bunun nedeni geleneksel MASW yönteminin toplam dizilim boyu ortalamasına göre hız modeli oluşturmastır. Daha küçük dizilimler yanal çözünürlüğün artmasında iyidir. Artan yanal çözünürlük ile faz hızı bilgisinin doğruluğundan ödün verilmesine neden olmaktadır. Bu karşılıklı ödünleşimin üstesinden gelmek için CMPCC (Common Mid Point Cross Corelation) yöntemi Hayashi ve Suzuki (2004) tarafından geliştirilmiştir.

MASW yöntemi temel olarak bütün dalga izlerinin çapraz ilişkilerinin toplanması olarak düşünülebilir. Dispersiyon ilişkileri gözlem noktaları çiftlerinin kullanılması ile elde edilir. Sonrasında yapılar, kullanılan tüm dizilimin orta noktası için kestirilir. Şekil 3.5 a'da belirlenen hız yapısı ile gözlem noktaları arasındaki ilişki gösterilmektedir. Hız yapısının kestirildiği yatay konum, tüm dizilimin orta noktasına karşılık gelmektedir. Eğer faz hızı çözünürlüğünü arttırmak istersek daha çok alıcı çifti kullanmamız gerekmektedir. Bununla birlikte korelasyon mesafelerinin arttırılması yanal çözünürlüğü düşürecektir. Bu nedenle faz hızı ölçümlerinin geliştirilmesinde, korelasyon çiftleri ve korelasyon mesafesi arasında karşılıklı ödünleşim vardır.



Şekil 3.5: Yüzey dalgası yönteminde CMP analizi kavramı. İçi boş daireler alıcı konumlarını, içi dolular ise çapraz ilişkilerin orta noktalarını göstermektedir. a) Gözlem noktalarının konumu ve geleneksel MASW analizindeki kestirilen hız yapısı. b) Aynı CMP konumlarına sahip çapraz ilişkiler (CMPCC) c) Bir atış için CMPCC d) Çoklu atış için CMPCC (Hayashi ve Suzuki, 2004).

Yanal çözünürlüğü arttırabilmek için, Şekil 3.5 b’de gösterildiği gibi eş orta nokta konumlarına sahip olanların çapraz ilişkilerini kullanılmalıdır. Bu nedenle eş orta noktaların çapraz korelasyonu için CMPCC (Common Mid Point Cross Corelation) terimi kullanılır. Eğer tek bir atış üzerinde CMPCC uygulanırsa, farklı orta noktalara sahip çapraz ilişkiler atılmaktadır. Şekil 3.5 a’ya bakıldığında, 10 çiftin 5 izden çıkarılabileceği görülmektedir. Fakat yalnızca 2 iz CMPCC işlemi için grup olabilir. CMPCC verisini arttırmak için çoklu atış yöntemi kullanılmalı ve alıcı dizilimi ile kaynak noktası yansıma sismiğinde olduğu gibi kaydırılmalıdır. Sonrasında Şekil 3.5 d’de olduğu gibi CMPCC noktaları arttırılabilecektir.

CMPCC analizinde öncelikle her bir atış için, her iz çiftinin çapraz ilişkisi hesaplanır. Tüm atışlardaki çiftler çapraz korele edildikten sonra, eş orta noktaya sahip olanlar grup haline getirilir. Her bir eş orta noktada, eşit aralığa sahip çapraz ilişkiler zaman ortamına yığılır. Her bir kaynak dalgacığı ve faz hızı birbirinden farklı dahi olsa, çapraz ilişkiler yığılabılır. Çünkü korelasyon yalnızca iki iz arasındaki faz farkı bilgisini içermektedir. Farklı aralıklara sahip çapraz ilişkiler zaman ortamında yığma yapılmamalıdır. Bu

çapraz ilişkiler eş orta noktalarında aralıklarına bağlı olarak sıralanır. Sonuçta elde edilen çapraz ilişki topluluğu normal bir atış kaydına benzer. Bununla beraber, yalnızca her bir eş orta noktada karakteristik faz farklarını içermektedir. Ve normal atış kaydındaki gibi faz hızı analizi yapılabilir. Buna CMPCC Toplamı denir.

Faz hızlarının hesabı için MASW yöntemi CMPCC toplamalarına uygulanır. Öncelikle, her bir iz hızlı fourier dönüşümü (FFT) kullanılarak frekans ortamına dönüştürülür. Sonrasında frekans ortamı verisi faz hızlarına bağlı olarak aralıklarına göre birleştirilir. Bu yol ile uzaklık-zaman ortamındaki CMPCC verisi $c-f$ (faz hızı-frekans) ortamına direkt olarak dönüştürülebilir. Faz hızları her bir frekanstaki maksimum genliklerden belirlenir (Hayashi ve Suzuki, 2004).

3.2.2.2 Faz Kaydırma İşlemi

Park ve diğ. (1998), tek bir atışın dalga alanlarından direkt olarak dispersiyon eğrisinin görüntüsünü sağlayan dalga alanı dönüşümü geliştirmiştir. Bu metod ile, atış kısıtlı ofset aralığında ve az sayıda iz ile toplanmış olsa bile, farklı modlar yüksek çözünürlük ile birbirinden ayrılmaktadır. Yöntem basit üç aşamalı dönüşüm işleminden oluşmaktadır.

Bir atışın ofset-zaman $(x-t)$ gösteriminin $u(x,t)$ olduğunu düşünelim. Fourier dönüşümü $U(x,w)$ 'yi elde etmek için zaman eksenini $u(x,t)$ 'ye uygulanabilir:

$$U(x,w) = \int u(x,t) e^{iwt} dt \quad (3.4)$$

$U(x,w)$ iki ayrı terimin çarpımı olarak ifade edilebilir:

$$U(x,w) = P(x,w) A(x,w) \quad (3.5)$$

$P(x,w)$ ve $A(x,w)$ faz ve genlik (genlik) spektrumudur. $U(x,w)$ içinde, her bir frekans bileşeni diğer frekanslardan ayrılır ve varış zamanı bilgisi faz spektrumu $P(x,w)$ 'de değişiklik göstermez. $P(x,w)$ dispersiyon özellikleri ile ilgili tüm bilgiyi içerir. $A(x,w)$ ise diğer soğurulma, küresel ıraksama gibi diğer tüm özelliklerle ilgili bilgiyi içermektedir. Bu nedenle, $U(x,w)$ izleyen şekilde ifade edilebilir:

$$U(x,w) = e^{i\Phi_x} A(x,w) \quad (3.6)$$

Burada $\Phi = w / c_w$, w radyan cinsinden frekans ve c_w frekans w için faz hızıdır.

İntegral dönüşümü Denklem 3.6'daki $U(x, w)$ 'ye uygulandığında, $V(w, \phi)$ elde edilir:

$$V(w, \phi) = \int e^{i\phi x} [U(x, w) / |U(x, w)|] dx \quad (3.7)$$

$$= \int e^{-i(\Phi - \phi)x} [A(x, w) / |A(x, w)|] dx . \quad (3.8)$$

(3.7)'deki integral dönüşümü, ofset bağımlı faz kayması (phase shift), varsayılan faz hızı $c_w(w / \phi)$ için uygulandıktan sonra, bir frekansın dalga alanlarının ofseti üzerinde toplama işlemi olarak düşünülebilir. Bu işlem $U(x, w) / |U(x, w)|$ 'nin eş zaman ortamı ifadesine bir tek frekans için slant-stack uygulanmasına benzer. Farklı ofsetlerdeki dalga alanlarının analizi sırasında eşit ağırlıklandırma yapılması için, $U(x, w)$ ofsete göre normalize edilir ve böylece soğurulma ve küresel ıraksamadan kaçınılmış olunur. Dolayısıyla, bir w için, $V(w, \phi)$ eğer,

$$\phi = \Phi = w / c_w \quad (3.9)$$

olursa maksimum olacaktır. Çünkü $A(x, w)$ gerçel ve pozitifdir. ϕ 'nin bir değeri için, $V(w, \phi)$ 'de bir pik belirir. Böylelikle faz hızı c_w belirlenebilir. Eğer yüksek modlar fark edilir derecede enerji içerirlerse birden fazla pik olacaktır.

Dispersiyon eğrisi, $I(w, c_w)$ 'yi elde etme için $c_w = w / \phi$ boyunca değerleri değiştirerek $V(w, \phi)$ dönüşümü yapılmasıyla elde edilir. $I(w, c_w)$ dalga alanları içinde, c_x eksenı boyunca, verilen bir w için (3.9)'u sağlayan pikler oluşacaktır. Farklı w değerleri için bu pikler dispersiyon eğrisi görüntüsünün oluşturulmasını sağlayacaktır.

Görüntülenen dispersiyon eğrisinin frekans-faz hızı (w, c_w) uzayındaki çözünürlüğü, iki birbirinden bağımsız terim olarak ayrılabilir: frekans (w) eksenı boyunca çözünürlük ve faz hızı (c_w) eksenı boyunca çözünürlük. w -ksenı boyunca çözünürlük, yöntemin bir frekansı diğer tüm frekanslardan, verilen bir faz hızı için ayırabilmesine bağlıdır. c_w -ksenı için çözünürlük ise yöntemin, verilen frekans için bir faz hızının diğer tüm faz hızlarından ayrılabilmesine bağlıdır. Faz kaydırma yönteminde bütün frekanslar,

işlemin başında zaman eksenine fourier dönüşümünün uygulanması ile birbirinden ayrılmaktadır. Bu da görüntülenen dispersiyon eğrilerinin frekans (ω) eksenini boyunca oldukça iyi bir çözünürlüğe sahip olmasını sağlamaktadır (Park ve diğ. 1998 b).

3.2.3 Ters Çözüm

S dalga hızları yüzey dalgalarının (Rayleigh ve/veya Love) dispersif faz hızlarının ters çözümü ile türetilir (Xia, 1999; Xia, 2004). Tabakalı yer modeli için Rayleigh dalgası faz hızı frekansın ve dört farklı yer özelliğinin fonksiyonudur. Bunlar P dalgası hızı, S dalgası hızı, yoğunluk ve tabakaların kalınlıklarıdır. Xia (1999) yaptığı çalışmalarda Jacobian (duyarlılık) matrisini analiz ederek, dispersiyon eğrisinin bu parametrelere olan duyarlılığını araştırmıştır. S dalga hızının yüksek frekans aralığında ($\geq 2\text{Hz}$) dispersiyon eğrisi üzerinde etkili olmaktadır. Dolayısıyla kullanılan ters çözümde S dalga hızları bilinmeyen parametredir. Yinelemeli çözüm tekniği, Levenberg Marquardt yöntemi ile kullanıldığında geniş frekans aralığında oldukça etkili sonuçlar vermektedir. Ağırlıklı çözümün yakınsaması, L-M yöntemi kullanılarak sönüm faktörünün seçimi ile sağlanmaktadır.

S dalga hızları (yer modeli parametreleri) n boyunda x vektörünün elemanları olarak $x = [V_{s1}, V_{s2}, V_{s3}, \dots, V_{sn}]^T$ ile gösterilebilir. Benzer şekilde m farklı frekanstaki Rayleigh dalgası faz hızları m boyunda b vektörü ile $b = [b_1, b_2, b_3, \dots, b_m]^T$ ifade edilebilir. Model tepkisinin Taylor serisi açılarak doğrusallaştırılması ile:

$$J\Delta x = \Delta b \quad (3.10)$$

elde edilir. Denklem 3.10'da $\Delta b = [b - c_R(x_0)]$ 'dir ve ölçülmüş veri ve başlangıç tahmininin model tepkisi arasındaki farkı vermektedir. $c_R(x_0)$ başlangıç S dalgası hız tahminlerine göre model tepkisidir. x_0 ; Δx başlangıç tahminindeki modifikasyondur. J , m satır n sütunlu Jacobian matrisidir. Jacobian matrisinin elemanları c_R 'nin S dalga hızlarına göre kısmi türevleridir. Dispersiyon eğrisindeki veri noktalarının sayısı, yer altını modellemek için kullanılan tabaka sayısından genellikle daha fazla olmasından Denklem 3.10 sıklıkla optimizasyon teknikleri ile çözülür:

$$\Phi = \|J\Delta x - \Delta b\|_2 W \|J\Delta x - \Delta b\|_2 + \alpha \|\Delta x\|_2^2 \quad (3.11)$$

3.11 denkleminde α sönüm faktörü, W ise ağırlıklandırma matrisidir. Bu durum ağırlıklı en küçük kareler problemidir. Ters çözümdeki ağırlıklandırma matrisi, frekansa bağımlı rayleigh dalgası faz hızı farklarına dayanır. Ağırlıklandırma matrisi W diagonal ve pozitif olduğundan $W = L^T L$ yazılabilir. Burada L matrisi de diagonaldır.

Denklem 3.11'i minimize etmek için Tekil Değer Ayrışımı (SVD) tekniğinin kullanılması ile ters çözüm matrisi $(A^T A + \alpha I)$ tekrar hesaplanmadan ($A = LJ$), α sönüm faktörünün değiştirilebilmesine olanak sağlar. Çözüm ise Denklem 3.12 ile sağlanır:

$$\Delta x = V(\Lambda^2 + \alpha I)^{-1} \Lambda U^T d \quad (3.12)$$

A matrisi $A = U\Lambda V^T$ olarak yazılabilir. $d = Lb$ ve I birim matristir (Xia, 1999; Xia, 2004).

3.3 SİSMİK KIRILMA TOMOGRAFİSİ

Sismik kırılma yöntemi yer yüzeyinde bilinen noktalarda (alıcı noktaları) sismik dalgaların seyahat zamanlarını belirler. Bu zaman-uzaklık verisi daha sonra derinlik-hız değişiminin belirlenmesinde kullanılabilir. Sismik dalgaların tabakalı ortamda yayılmaları ışın yayılım kurallarına göre gerçekleşir (Hiltunen ve Cramer, 2008; Redpath, 1973; Kanlı, 2009).

Dalgalar küçük patlayıcı kaynak veya ağırlık düşürme gibi yöntemler sonucu yayılır. Seyahat zamanının bir noktadan diğerine belirleyebilmek için jeofonlar yayılım noktasından veya kaynaktan bilinen mesafelere yerleştirilir. Diğer bir jeofonda atış zamanını (sıfır-zamanı) belirlemek için kaynak noktasına yerleştirilir. Dalga varış zamanları profil boyunca her bir jeofondan toplanır. Tabaka hızları bu zaman-uzaklık eğrilerinden elde edilebilir.

Geleneksel sismik kırılma analizleri, tabakaların sabit hızlı ve yatay homojenlik varsayımının yapılması ile sınırlı kalmaktadır. Bununla beraber kırılma yöntemi ideal

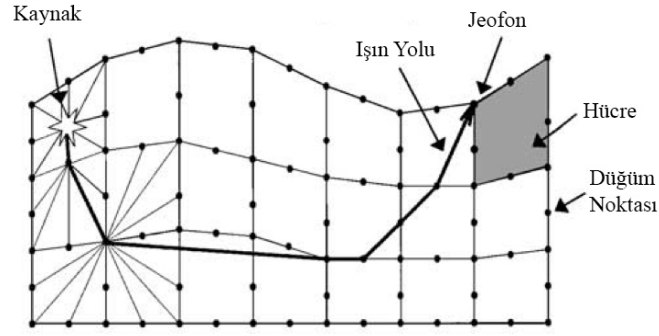
olmayan zeminler için de kullanmak mümkündür. Bu oluşumların karakterize edilebilmesi için seyahat zamanlarının çoklu kaynak noktasında toplanması ve düz ile ters atışların da yapılması gerekmektedir. Birden fazla atış için elde edilmiş olan seyahat zamanı değerleri sonrasında tek bir seyahat zamanı grafiğinde gösterilmelidir. İdeal olmayan yakın yüzey modelleri için hız profillerinin elde edilmesi daha kompleks tomografik işlemlerin yapılması ile sağlanır.

Sismik kırılma tomografisi hız gradyanları ve yanal hız değişimlerinin çözülebilmesi için geliştirilmiştir. Yöntem özellikle geleneksel kırılma tekniklerinin yetersiz kaldığı boşluk, fay gibi yapıların bulunduğu bölgelerde etkilidir (Sheehan ve diğ. 2003, 2005; Hiltunen ve Cramer 2008).

3.3.1 Veri İşlem

Seisimager yazılımı sismik kırılma tomografisinde, Hayashi ve Takahashi (2001)'de tanımlandığı gibi doğrusal olmayan seyahat zamanı tomografisi tekniği kullanılmaktadır. Doğrusal model için en kısa yol algoritması Moser (1991) tarafından geliştirilmiştir. Ters çözüm işlemi ise Eş Zamanlı Yinelemeli Tekrar Oluşturma Tekniği (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique, SIRT) kullanılarak gerçekleştirilir (Hiltunen ve diğ. 2007).

Program hız modelini dörtgenler ile temsil eder. Model pek çok ince tabakaya bölünür ve her bir hücrenin genişliği jeofon aralığı kadar seçilir. Her bir hücre özdeş hız değerine sahiptir. Başlangıç hız modeli hızın derinlikle arttığı varsayımına göre oluşturulur. İlk varış seyahat zamanları ve ışın yolları, Huygens prensibine göre ışın izleme yöntemi kullanılarak hesaplanır. Işın izleme tekniğinde, bazı noktalar hücre sınırlarında yer alır ve ışınlar bu noktaları birleştiren doğrular olarak belirlenir. Kaynak ve alıcı arasındaki seyahat zamanı, bütün ışın yolları arasında en hızlı seyahat zamanına sahip olan ile belirlenir (Hayashi ve Takahashi, 2001; Kanlı ve diğ. 2008; Kanlı, 2009).



Şekil 3.6: Işın izleme prensibi (Hayashi ve Takahashi 2001).

Model SIRT tekniği ile güncellenir. j 'inci hücre için yavaşlığın (ΔS_j) düzeltme değeri Denklem 3.13 ile bulunur:

$$\Delta S_j = \sum_i (T_i^{0-c} l_{ij} S_j / T_i^c) / \sum_i l_{ij} \quad (3.13)$$

Denklem 3.13'de S_j , j 'inci hücrenin yavaşlığı, l_{ij} , j 'inci hücreden geçen i 'nci ışının uzunluğu, T_i^{0-c} i 'nci ışını seyahat zamanı rezidüeli, T_i^c ise i 'nci ışının hesaplanan seyahat zamanıdır. Yinelemeler sırasında hızın derinlikle arttığı varsayımı korunarak her bir hücrenin hızı güncellenir (Hayashi ve Takahashi, 2001).

3.3.1.1 Başlangıç Modeli

Çoğu yinelemeli ters çözüm algoritmasında olduğu gibi, başlangıç hız profili, seyahat zamanı eğrilerinden doğru hız tomogramlarının eldesi için gereklidir. Seisimager yazılımı, tabaka hızlarının yüzeyde en düşük, en alt tabaka sınırının altında ise en yüksek olduğu varsayımına dayanan, 15 tabakalı hız modeli ile işlemlere başlar. Hız modeli hücrelerden oluşur. Her bir hücre genişliği jeofon aralığına göre, yüksekliği ise tabaka kalınlığına göre belirlenir. Her bir hücre sabit hıza sahip ve aynı tabakada yer alan hücrelerin hızları aynı olmaktadır (Hiltunen ve Cramer, 2008; Hayashi ve Takahashi, 2001).

Başlangıç modeli yazılım içerisinde iki şekilde belirlenebilmektedir (Sheehan ve diğ. 2005). Birinci yöntemde görüntülenen seyahat zamanı eğrileri üzerinde eğimin değiştiği noktalar işaretlenerek tabakalar belirlenir. Daha sonra eğer arazide kayıt edilmiş ise jeofon yükseklik bilgileri (topoğrafya) yazılım içerisine girilerek basit kırılma analizi

gerçekleştirilir ve hız modeli elde edilir. Bu model tomografik analiz için başlangıç modeli olarak kullanılabilir.

İkinci yöntem de ise, iki boyutlu başlangıç modeli kullanıcı tanımlı hız aralığı, en derinde yer alan tabakanın derinlik ve tabaka sayısına göre başlangıç modeli oluşturulmaktadır. Her iki yol ile yazılım başlangıç modeli için geometri ve hız dağılımını oluşturacaktır (Hiltunen ve diğ. 2007; Kanlı, 2009).

3.3.1.2 Ters Çözüm

Ters çözüm aşamasında, ölçülen seyahat zamanı verisi için en iyi hız profilinin bulunması amacıyla, başlangıç modeli yinelemeli olarak tekrar oluşturulur. Seisimager başlangıç hız profilinden, ışın izleme (ray tracing) kullanarak her bir jeofon noktası için teorik seyahat zamanı eğrilerini oluşturur. Daha sonra hız modeli yinelemeli olarak tekrar oluşturulur ve ölçülen ile teorik olarak hesaplanan seyahat zamanı eğrileri birbirine benzetilmeye çalışılır. Algoritma bu aşamada SIRT tekniğini kullanmaktadır. Işın izleme ve SIRT teknikleri hız modeline uygulanarak, hata değeri (RMS) veya gözlenen ve hesaplanan seyahat zamanları arasındaki fark minimize edilmeye çalışılır (Hiltunen ve Cramer, 2008; Hayashi ve Takahashi, 2001; Kanlı, 2009).

3.4 SİSMİK YANSIMA

Sismik yansımaya yöntemi 1930'lu yıllardan günümüze geniş kullanım alanına sahip jeofizik yöntemlerden biridir. Yöntemin temel uygulamaları hidrokarbon ve kabuk yapısının araştırılmasıdır. 1980'li yıllarda yansımaya yöntemi penetrasyon derinliği 200 metreyi geçmeyen mühendislik ve çevre araştırmalarında kullanılmaya başlanmıştır. Sığ, yüksek çözünürlüklü sismik yansımaya uygulamaları arasında gömülü yapıların ve sığ fayların haritalanması, akiferlerin hidrojeolojik çalışmaları, sığ kömür araştırmaları ve inşaat öncesi yer araştırmaları yer alır.

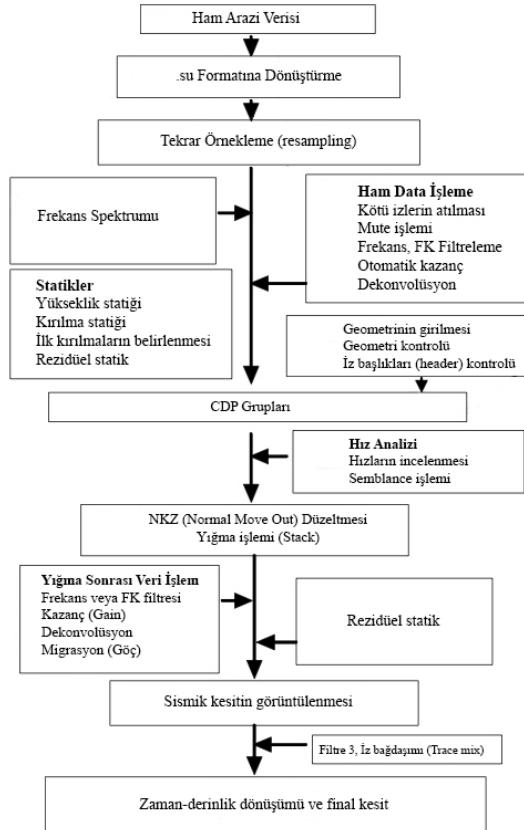
Sismik yansımaya yöntemi yer altı yapılarının geometrilerinin belirlenmesinin yanı sıra, materyallerin gösterdiği fiziksel özelliklerin belirlenmesi için de kullanılmaktadır. Hidrokarbon araştırmalarındaki asıl amaç yeterli özellikte petrolün bulunması ve düşük maliyetli olarak çıkarılmasıyken, mühendislik uygulamaları çok daha küçük ölçekte

gerçekleştirilmekte, penetrasyon derinliği 10-50 metre arasında değişmektedir (Reynolds, 1997).

3.4.1 Veri İşlem

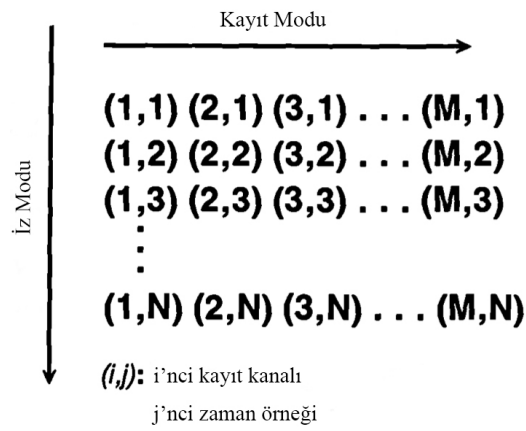
Sismik yansıma yöntemi veri işlem kısmında üç temel aşama vardır. Bunlar dekonvolüsyon, yığma ve migrasyondur. Buna ek olarak pek çok yardımcı aşamada veri işlem hız ve doğruluğunu arttırmak için kullanılmaktadır. Her bir safhanın başarılı şekilde tamamlanması, seçilen parametreler ile birlikte bir önceki aşamanın doğruluğuna da bağlıdır (Yılmaz, 1987). Sismik veri işlemin amacı yapısal ve stratigrafik yapının ortaya çıkartılması, bu yapılara ait porozite ve permeabilite bilgilerinin elde edilmesi ve hidrokarbon oluşumlarının saptanması olarak özetlenebilir. Bu nedenle arazide kaydedilen sismik izler sıraya sokularak gürültülerden arındırılır ve mümkün olan en iyi şekilde yer bilimsel yoruma hazır hale getirilir. Bu amaç için çok çeşitli filtreleme, görüntü, statik ve dinamik düzeltme ile hız analizi teknikleri kullanılarak yansımaların kalitesi yükseltilir (Kurtuluş, 2010). Tablo 3.2’de sismik yansıma veri işlem aşamaları sıralanmıştır.

Tablo 3.2: Sismik yansıma veri işlem aşamaları (Jenny, 2005).



3.4.1.1 İzlerin Kayıt Sırasına Göre Düzenlenmesi

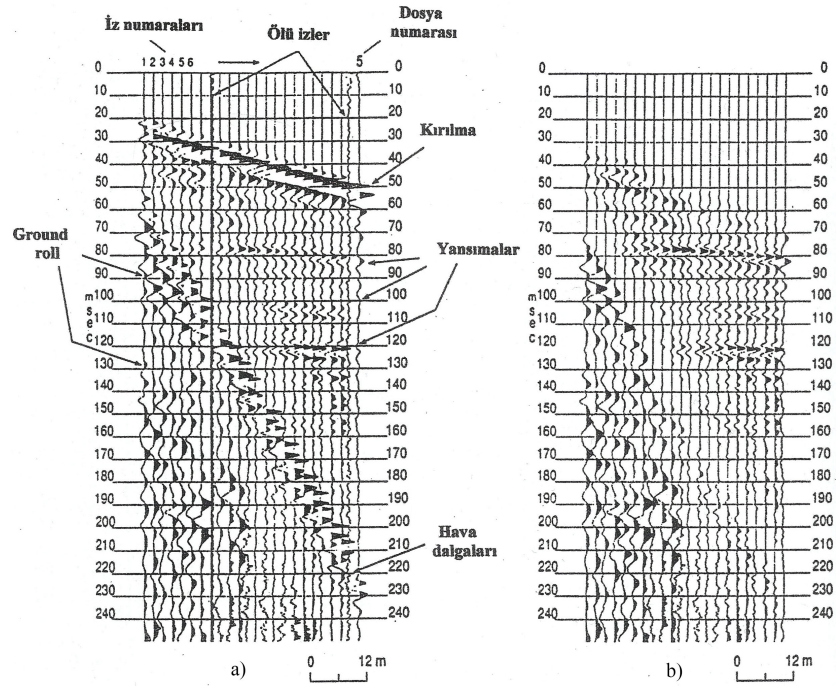
Arazi verileri belirli bir format kullanılarak multiplex modda kayıt edilir. Veriler öncelikle demultiplex hale getirilir (Şekil 3.7). Matematiksel olarak demultiplex işlemi matris transpozese yapılarak elde edilen matrisin sütunlarının, farklı ofsetlerde ortak atış noktası ile kaydedilen sismik izler olarak okunmasını sağlamaktır. Bu aşamada veriler, veri işlem boyunca kullanılacak formata çevrilir. Bu format kullanılan veri işlem sistemi ve firmaya göre belirlenmektedir. Sismik veri işleminde yaygın format SEG-Y 'dır. (Yılmaz, 1987).



Şekil 3.7: İzlerin kayıt sırasına göre düzenlenmesi (demultiplex) işlemi (Yılmaz, 1987).

3.4.1.2 Düzenleme

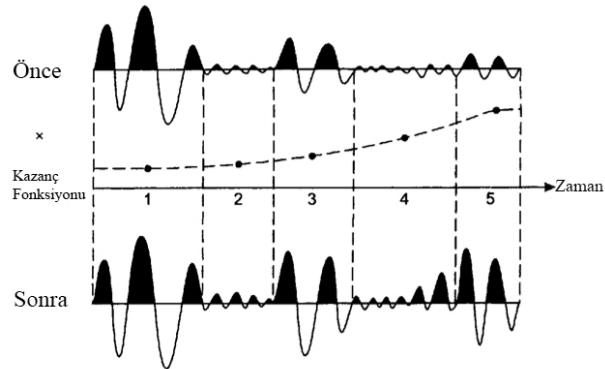
Veri işlem aşamasında yapılacak ilk işlem kaydedilen kötü izlerin giderilmesidir. Bu izler genel olarak bozuk jeofonlar, yere iyice oturtulmamış jeofonlar, sismografların yükselticilerindeki hatalar veya zayıf yakın-yüzey şartları neden olmaktadır. Sismik izlerin kötü kısımlarını genellikle patlatmadan sonra havadan gelen dalgalar, yüzey dalgaları ile kırılan ve doğrudan gelen dalgalar oluşturmaktadır (Kurtuluş, 2010). Şekil 3.8 a'da ham arazi verisinde bulunan dalga tipleri görülmektedir. İstenmeyen izlerin veriden atılmış hali ise Şekil 3.8 b'de verilmiştir.



Şekil 3.8: a) Ham arazi verisindeki sismik dalga tipleri. b) Ham arazi verisi üzerinde kötü izlerin atılmış, ilk varış ve Ground Roll dalgalarının sıfırlanmış hali (Kurtuluş, 2010).

3.4.1.3 Kazanç Düzeltimi

Geometrik yayılım veya küresel ıraksama nedeni ile sismik dalğanın enerjisi kaynaktan çıktıktan sonra azalmaya başlar. Kaybedilen enerji oranı hesaplanabildiğinden, veriye kazanç fonksiyonu uygulanarak sinyal genlikleri düzeltilebilir. Jeolojik olarak önemli olan yansıma sinyalleri yükseltilirken aynı zamanda gürültüde yükseldiğinden bu durum yöntemin dezavantajı olarak gösterilebilir (Reynolds, 1997). Kazanç düzeltimi işlemi Şekil 3.9’da gösterilmektedir.

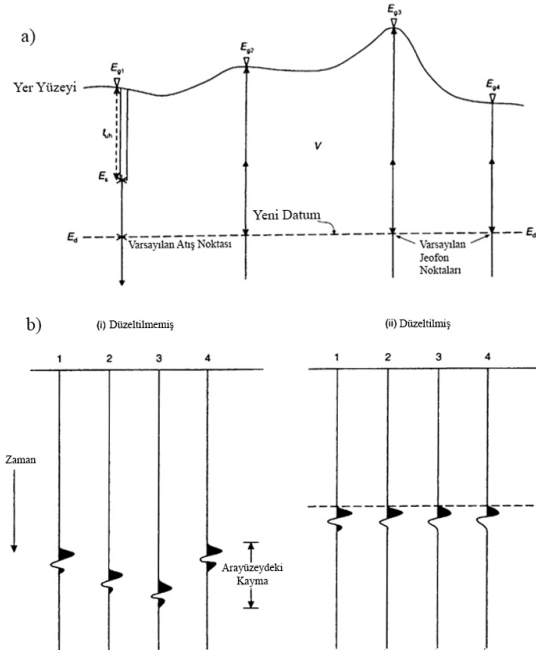


Şekil 3.9: Kazanç düzeltimi işlemi. (Reynolds, 1977).

3.4.1.4 Geometri Değerlerinin Girilmesi ve Statik Düzeltmeler

Düzenleme işlemlerinden sonra arazi geometrisi sismik verilere eklenir. Bu işlem ofset bağımlı genlik düzeltmelerinden önce yapılmaktadır. Kara çalışmalarında arazi bilgilerine, deniz çalışmalarında ise navigasyon bilgilerine göre tüm atış ve jeofon (veya hidrofon) koordinatları kayıt başlıklarında yer almaktadır. Atış ve alıcı konumlarındaki değişiklikler bu aşamada kolayca uygulanabilir. Veri işleminde yapılan hataların büyük bir kısmı bu aşamada geometri bilgilerinin yanlış girilmesinden kaynaklanmaktadır. Dolayısıyla sonuçta elde edilen kesitlerin kalitesi azalmaktadır.

Karada gerçekleştirilen sismik yansıma çalışmalarında yükseklik statikleri seyahat zamanlarını ortak datum seviyesine indirmek için uygulanır. Bu seviye hat boyunca düz veya değişken olabilir. Seyahat zamanlarının datum seviyesine indirgenmesinde kaynak ve alıcıların yükseklik farklarının düzeltilmesinin yanı sıra, genellikle yakın yüzey düşük hız tabakası için de düzeltme gerekmektedir. Yakın yüzey etkilerinin tahmini ve düzeltilmesinde genellikle düşük hız tabakası ile ilişkili olan kırılan varışlar kullanılmaktadır (Yılmaz, 1987).



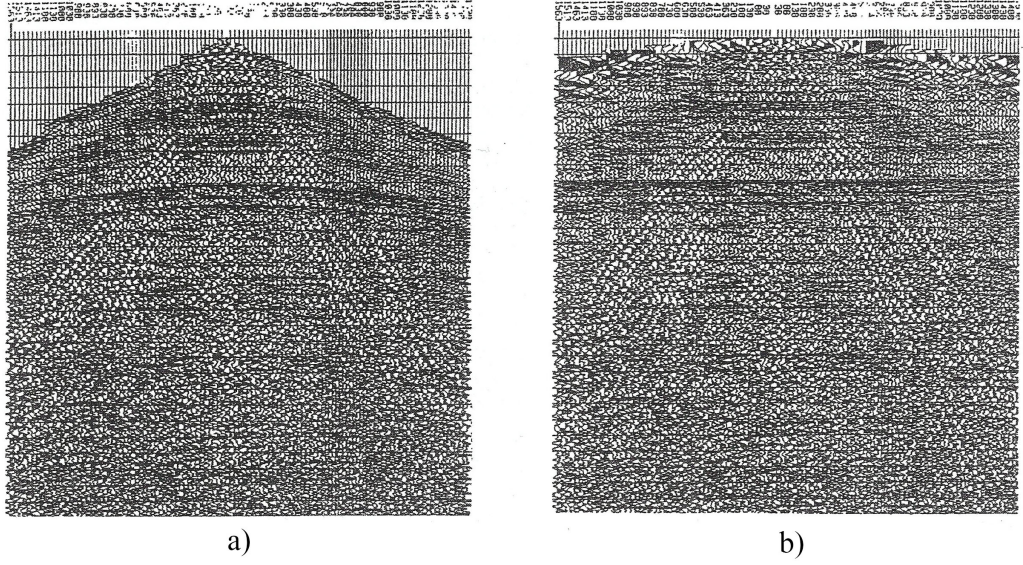
Şekil 3.10: Düzensiz topoğrafya için statik düzeltmeler. a) E_g jeofon yükseklikleri E_d ise datum seviyesidir. b) Statik düzeltme uygulanmadan önce sismik izler ara yüzeyde kayma göstermektedir. Statik düzeltme işlemi sonucunda yükseklik farkları giderilerek oluşan bozulma önlenir (Reynolds, 1977).

3.4.1.5 ODN Formatı İçine Toplama

Sismik verilerin gösterim ve analizi için atış birikiminden ODN birikimine geçilir. Sort işlemi için genelde iki parametre kullanılır. Bunlardan biri ODN, diğeri ise ortak kaynak-alıcı mesafesidir. Ortak kaynak alıcı mesafesine göre düzenlemede tüm izler kaynaktan olan uzaklıklarına göre dizilir. Bu işlemler yapılmadan yığma işlemi yapılamaz. Sort işleminde ortak yansıma noktaları bir araya getirilir (Kurtuluş, 2010).

3.4.1.6 NKZ Düzeltmeleri

NKZ düzeltmeleri yapılması gereken işlemlerden biridir. Yansımalar belirli bant aralığına sahip oldukları zaman, bunlar arazi kayıtlarında birbiri üzerine binerler ve bütün izler aynı band aralığı ile kayıt edilir. O zaman geniş ofset izleri üzerinde NKZ düzeltmesi uygulandığı zaman çok ciddi dalga şekli ve spektrum bozulması ortaya çıkar. Bu bir lineer olmayan bozulma (distorsiyon) dur. Yani NKZ giderildikten sonra tekrar filtre yapmakla geniş bir bandla kaydedilmiş olan ve NKZ kaldırıldıktan sonra band-pass filtre uygulanmış olan izlerin verdiği aynı sonuç elde edilemez. Bu bakımdan kayıt yaparken daha yüksek bir örnekleme aralığı seçilmesi ve NKZ uygulamasından sonra yeniden örnekleme yapılması gerekecektir. Bu probleme başka bir bakış açısı da belirli bir zaman için NKZ tayinidir. Eğer yansıma olayı sadece bir spike (çivi gibi puls) içeriyorsa, ofset uzaklığından bağımsız olan yansıma zamanını göstermek için uygun düzeltme iyi bir şekilde uygulanabilir. Bununla beraber, gerçek sismik olay impuls tipi yansıma çalışmasında belirli bir yansıma zamanında sadece kendisinin başlangıcından itibaren yaklaşık 0.1 saniye uzunlukta olan bir impulstur. Yansıma olayının kuyruğu daha sonraki zamanda olur. Fakat onun NKZ'si sanki o daha sonraki yansımaymış gibi kaldırılır. (Kurtuluş, 2010).



Şekil 3.11: NKZ düzeltmeleri. a) NKZ düzeltmesi uygulanmamış kesit. b) NKZ düzeltmesi uygulanmış kesit (Kurtuluş, 2010).

3.4.1.7 İz Bağdaşımı

İzler yatay olarak toplandığında farklı fazlardaki olaylar sönümlenir ve aynı fazdaki olaylar kuvvetlendirilir. İz bağdaştırma işlemi çok kanallı bir süzgeçleme işlevi görmektedir (Kurtuluş, 2010).

3.4.1.8 Hız Ve Filtre Analizi

Hız analizi yapılarak doğru yığma hızları elde edilir. Hız analizi genelde iki şekilde yapılır. Bunlardan ilki bir hız aralığında verilerin birleştirilerek düzeltilmesini sora da verinin ortalama mutlak değerini zaman penceresi içinde ölçmeyi gerektirir. Bu değerler histogramlar şeklinde bir grid üzerine zamana karşı hız eğrisi olarak çizilir. Yığma hızı en yüksek değerli noktaların birleştirilmesi ile bir hız fonksiyonu şeklinde elde edilir.

İkinci hız analiz şekli seçilen ODN topluluklarına denemek üzere bir dizi hız vermeyi içerir. Eğer verilen hız yüksek ise ODN içinde bulunan yansıma hiperbolü aşağı doğru dışbükey şekilde kıvrılır. Eğer verilen hız düşük geliyorsa yansıma hiperbolü yukarı doğru içbükey şeklinde kıvrılır. Eğer verilen hız doğru ise o zaman yansıma hiperbolü yatay bir doğru şeklini alır.

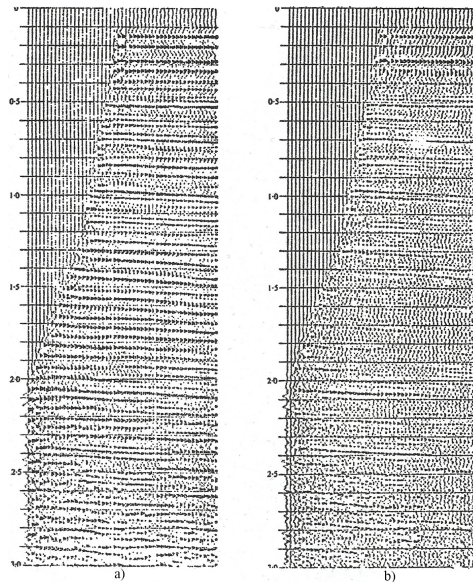
Filtre analizinde veri setine bağlı olarak baskın frekans ve dalga boyunu bulmak için sismik verinin spektral karakteristiklerinin elde edilmesi gerekir. Bu genlik-frekans değişimi ile ortaya konur. Bunun için sismik izlerin FFT dönüşümleri alınarak genlik

spektrumları bulunur. Bu yolla hava dalgaları, ground roll, kırılma ve yansımaların spektral özellikleri elde edilir (Kurtuluş, 2010).

3.4.1.9 Dekonvolüsyon

Genellikle yığma öncesi dekonvolüsyonun amacı, sismik izlerdeki efektif kaynak dalgacığını sıkıştırarak iğnecikleştirmek ve bu sayede zaman çözünürlüğünü arttırmaktır. Tahminsel (predictive) dekonvolüsyon da tercih edilen yöntemlerdendir. Dekonvolüsyon işleminin genellikle yığma öncesi her bir ize uygulanmasına rağmen, tek bir dekonvolüsyon operatörü tasarlanarak kayıttaki tüm izlere uygulanabilir. Geleneksel veri işleminde dekonvolüsyon tekniği, Optimum Wiener Filtreleme yöntemine dayanmaktadır (Yılmaz, 1987).

Sismik yansıma işleminde ardışık yansımaların etkileri iki yöntem kullanılarak giderilebilir bunlar yığma ve dekonvolüsyon yöntemleridir. Yığma ve dekonvolüsyon işlemlerinde ana yansımalar kuvvetlendirilir ve ardışık yansımalar sönümlenir. Dekonvolüsyonun amacı bir sinyal yer içinden geçerken yer ve kaydedici sistem tarafından kendisine uygulanan filtreyi belirlemek ve sonra da uygulanan bu filtrenin etkisini giderecek ters bir filtre elde etmektir. Elde edilen bu filtre fazı geri sıfıra getirecek tesire sahip olmalı ve genlik spektrumunu düz yapmalıdır (Kurtuluş, 2010).

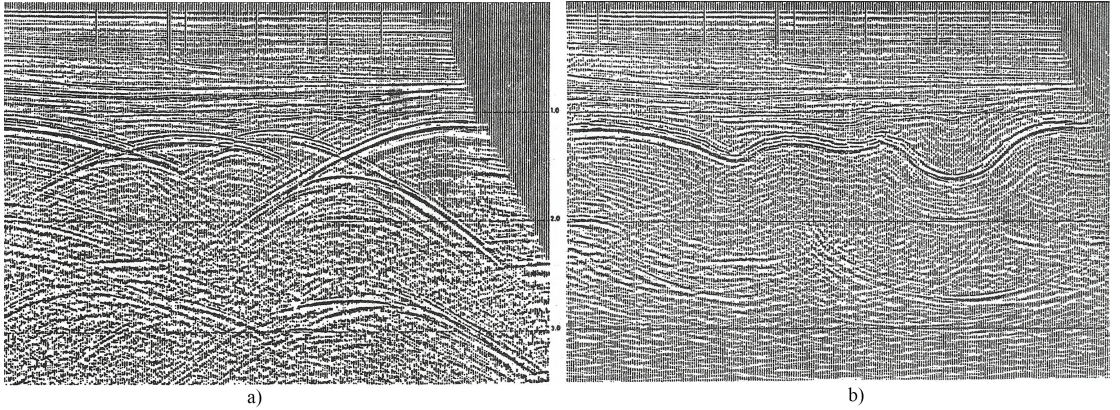


Şekil 3.12: Ardışık yansımaların giderilmesinde dekonvolüsyon işlemi. a) Dekonvolüsyon yapılmamış kesit. b) Aynı kesitin dekonvolüsyonlu hali (Sheriff, 1980; Kurtuluş, 2010).

3.4.1.10 Yığma Ve Migrasyon

Yığma işlemi için her derinlik noktasından gelen bütün izler toplanır. Böylece her derinlik noktası için tek bir iz elde edilir. Yığma kesidinde görülen her iz gerçekte aynı derinlik noktasından gelen tüm izlerin toplamıdır. Tüm derinlik noktaları geometriden veya bozulmuş iz ve kaçırılan atışlardan dolayı aynı sayıda iz içermez. Bu nedenle birleştirilmiş izlerin aynı seviyede olmasını sağlamak için her birleştirilmiş iz derinlik noktasındaki iz sayısına göre ölçeklenir. Örneğin 12 iz içeren bir derinlik noktasındaki veriler birleştirildiği zaman $1/12$ ile çarpılır.

Sismik yansıma kesitlerine uygulanan bir diğer işlem de migrasyon (göç) dür. Gözlem noktalarına göre kaydedilen bir verinin yansıma noktalarına göre yeniden düzenlenmesine göç işlemi denir. Yığma kesitinde görülen yansıma olayları sismik dalga düşey olarak yol alıyormuş gibi çizilir. Bu varsayım ancak yatay yansıtıcı yüzeylerin olması durumunda doğrudur. Fakat yansıtıcıların eğimli olması durumunda bu varsayım doğru değildir. Bunun düzeltilmesi için yansıma noktalarının gerçek yerlerine taşınması yani göç ettirilmesi gerekir (Kurtuluş, 2010).



Şekil 3.13: Migrasyon işlemi. a) Migrasyonsuz kesit b) migrasyon işlemi uygulanmış kesit (Kurtuluş, 2010).

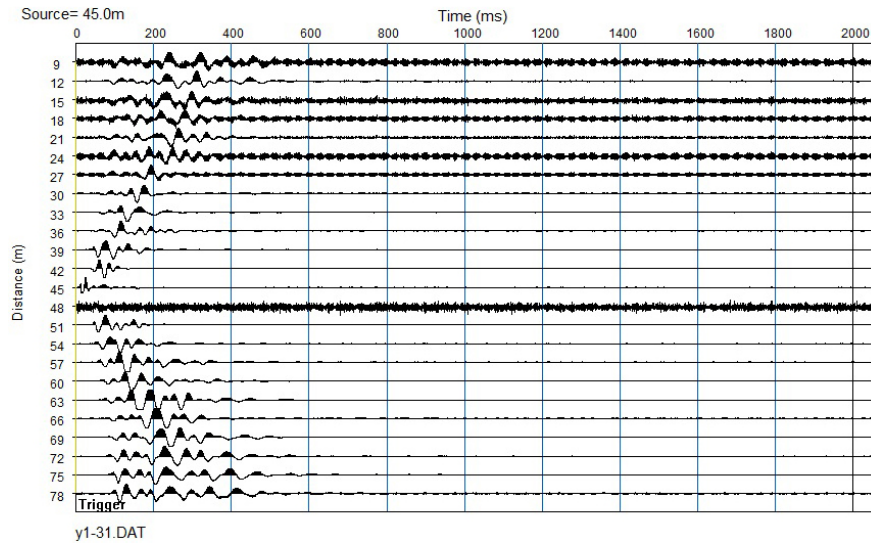
4. BULGULAR

4.1 VERİLERİN DÜZENLENMESİ

Arazide alınan tüm sismik kayıtlar bilgisayara *dat* uzantılı olarak kaydedilmiştir. Veri analizine başlamadan önce arazide yapılabilecek olası geometri hatalarından kaçınmak için, Seisimager programı ile her iki profilin geometri düzenleri kontrol edilmiştir.

MASW ile sismik kırılma tomografisi analizine başlamadan önce kayıtlardaki kötü izlerin ve gürültülerin yok edilmesi gerekmektedir. Bunun için öncelikle Front End yazılımında her bir sismik kaydın frekans-genlik spektrumu değerlendirilerek filtre tasarımı yapılmış ve gürültüler giderilmiştir. Daha sonra Seisimager programında kötü izler yok edilmiştir.

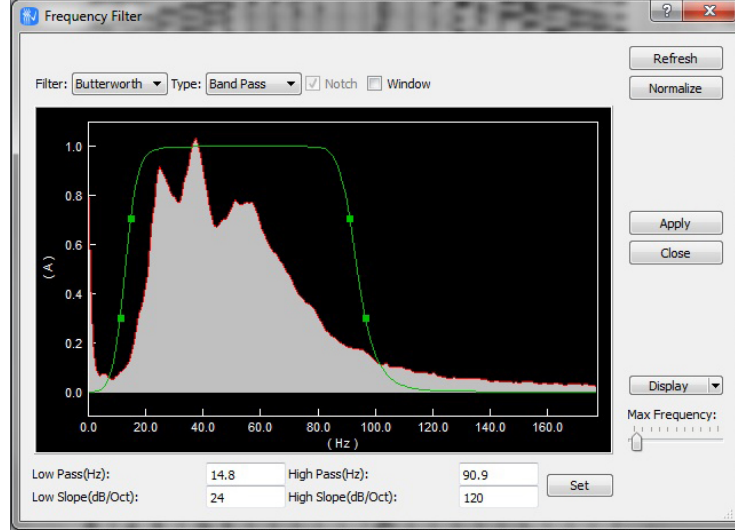
Şekil 4.1’de birinci profilde alınan örnek sismik kayda bakıldığında, mevcut yüksek frekanslı gürültüler göze çarpmaktadır. Bu gürültülerin, daha sonraki aşamalarda sağlıklı değerlendirme yapılabilmesi için veriden atılması (filtreleme) gerekmektedir.



Şekil 4.1: Profil 1, 45 metre atış uzaklığında kayıt edilmiş, gürültü ve kötü iz içeren sismik kayıt.

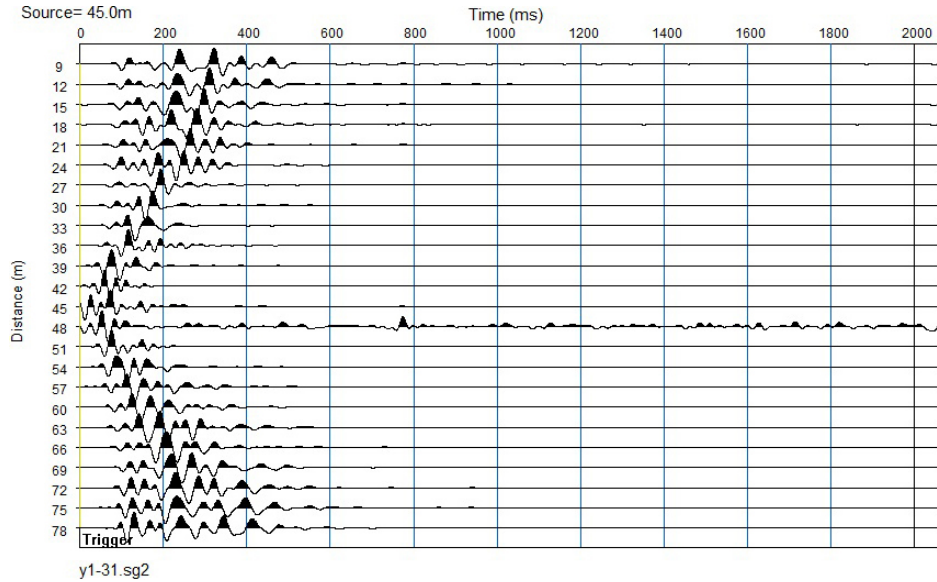
Şekil 4.1’de gösterilen sismik kaydın Front End yazılımı ile elde edilmiş frekans-genlik spektrumu Şekil 4.2’de yer almaktadır. Spektrum incelendiğinde yüksek ve düşük

frekanslarda gürültülerin varlığı belli olmaktadır. Bu gürültülerin giderilmesi için bant geçişli filtre tasarımı yapılarak veriye uygulanmıştır.



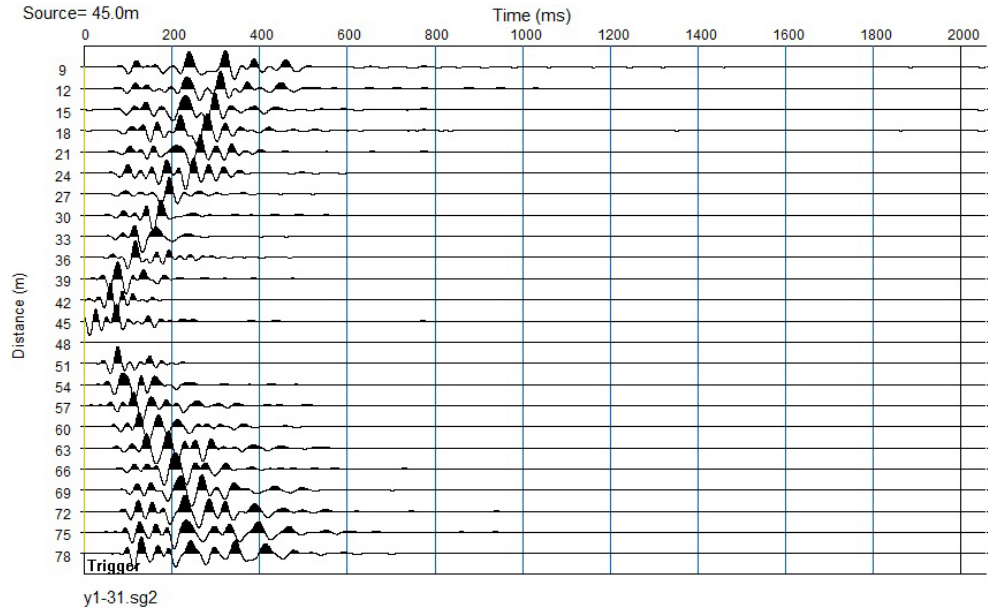
Şekil 4.2: Sismik kayıtların frekans-genlik spektrumunun görüntülenmesi.

Bu çalışmada kayıtların büyük bir bölümüne bant geçişli filtre uygulanarak, düşük ve yüksek frekans bandındaki bozucu etkiler giderilmiştir. Şekil 4.1'deki gürültü içeren sismik kaydın filtrelendikten sonraki görüntüsü Şekil 4.3'de verilmektedir.



Şekil 4.3: Profil 1, 45 metre atış uzaklığında kayıt edilmiş sismik kaydın filtrelendikten sonraki görüntüsü.

Filtreleme işleminden geçirilen verilerdeki hatalı izler, Seisimager programı ile verilerden atılmıştır (Şekil 4.4).



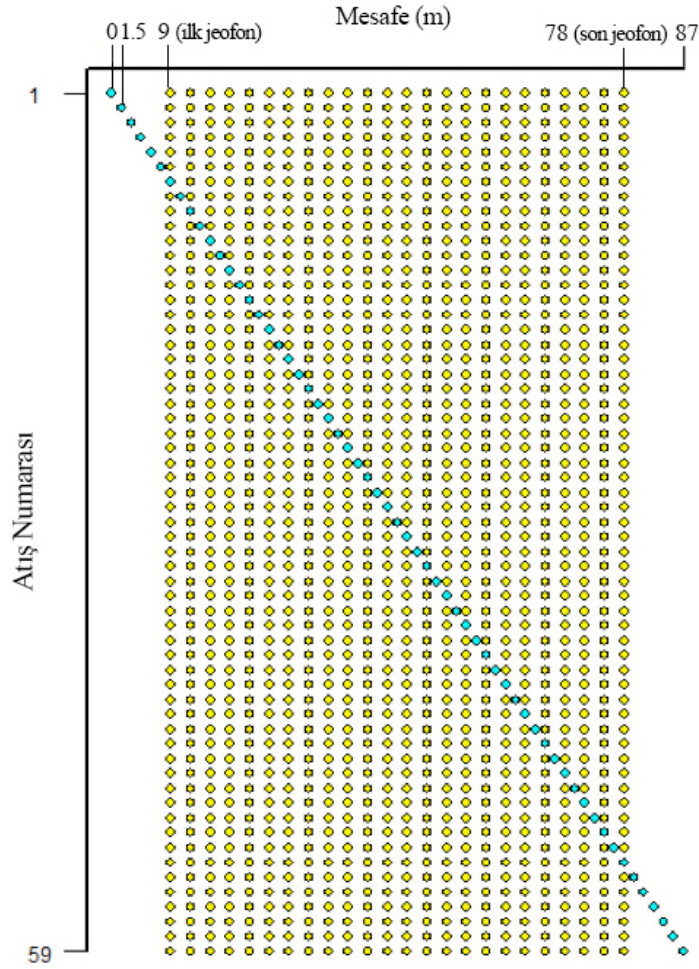
Şekil 4.4: Şekil 4.3’deki sismik kayıt üzerinde kötü izlerin atılmış hali.

Profil 1 ve Profil 2’de toplanmış tüm sismik kayıtlar değerlendirilmiş, gürültülü ve kötü ize sahip olan kayıtlar bahsedilen işlem aşamalarından geçirilmiştir. Bu sayede veriler MASW ile sismik kırılma tomografisi analiz işlemlerine hazır hale gelmiştir.

4.2 YÜZEY DALGALARININ ÇOK KANALLI ANALİZİ (MASW)

Yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (MASW) tekniği kullanılarak, Profil 1 ve Profil 2’nin bulunduğu bölgenin, iki boyutlu S-hızı modelleri elde edilmiştir. Veri işlem aşamaları Seisimager programının bileşenlerinden olan, Surface Wave Analysis Wizard ve WaveEQ yazılımları ile gerçekleştirilmiştir. İki boyutlu modellerin görselleştirilmesi Geoplot yazılımı ile gerçekleştirilmiştir.

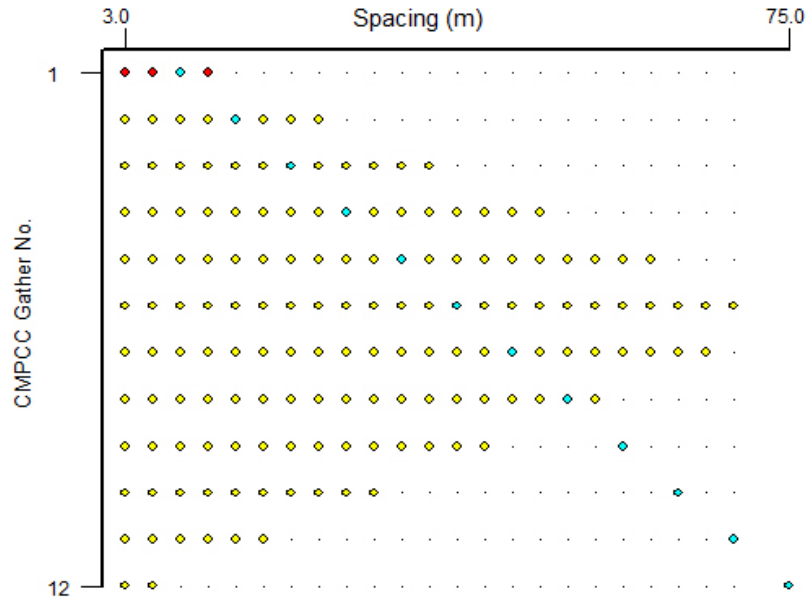
Geometrilere ayarlanmış, filtre işleminden geçirilmiş ve kötü izleri atılmış olan kayıtlar program içerisinde dosya listesi yapılarak açılmıştır. Programın görüntüleme seçenekleri (zaman ve uzaklık eksen ayarları) ayarlanarak verilerin doğru şekilde görüntülenmesi sağlanmıştır. Yazılım daha sonra kayıtların geometri bilgilerini okuyarak özet gösterimini yapar.



Şekil 4.5: Profil 1 ve Profil 2’de kullanılan arazi geometrisi. Sarı renkli noktalar jeofonları, gri renkli noktalar ise atış noktalarının konumlarını göstermektedir.

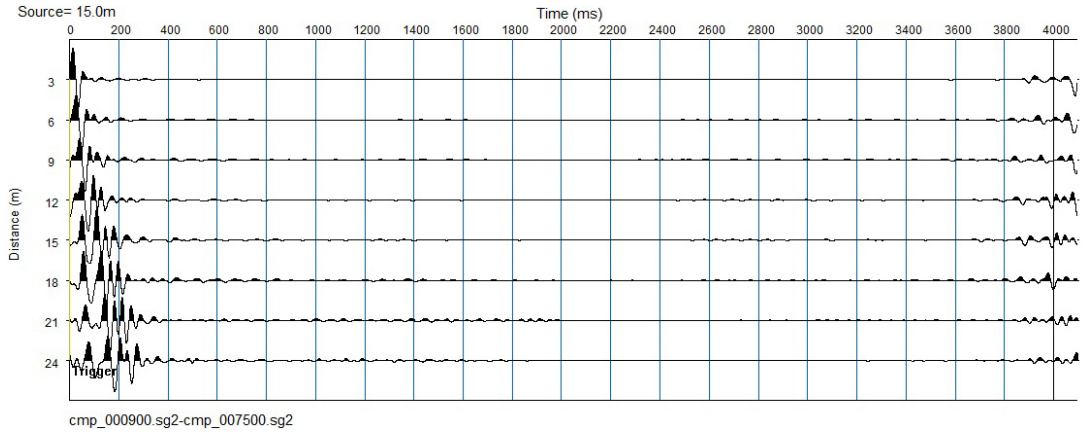
Daha sonra CMPCC Toplamı işlemi gerçekleştirilmiştir. Bu aşamada eş orta noktalara sahip izler grup haline getirilmektedir. Başlangıç ve bitiş değerleri serimin başlangıç ve sonunda bulunan jeofon konumlarına göre seçilir. İşlem aralığı ise kullanılan jeofon aralığının iki katı olacak şekilde program tarafından otomatik olarak belirlenir. Bu değer artması elde edilecek dispersiyon eğrisi sayısını azaltacağından, sonuç da elde edilecek iki boyutlu kesitin çözünürlüğünü düşürmektedir. Dolayısıyla her iki profil için, jeofon aralığının iki katı olan 6 metre seçilmiştir.

CMPCC Toplamı işlemi uygulandıktan sonra yapılan işlemin özeti program tarafından gösterilmektedir. Şekil 4.6 incelendiğinde, CMPCC Toplamı sonucunda veri sayısının her iki profil için 59’dan 12’ye düştüğü görülmektedir. Elde edilen veriler dispersiyon eğrilerinin oluşturulması için kullanılmıştır.



Şekil 4.6: Profil 1 ve Profil 2 için gerçekleştirilen CMPCC Toplamı işlemi sonucu. Sarı renkli noktalar jeofonları, gri renkli noktalar ise atış konumlarını göstermektedir.

CMPCC Toplamı sonucu 6 metre aralıklar ile yeni izler oluşturulmuştur. Profil 1, 15 metre kaynak uzaklığında elde edilen kayıt Şekil 4.7’de verilmektedir.



Şekil 4.7: Profil 1, 15 metre kaynak uzaklığındaki kaydın CMPCC Toplamı sonrası görünümü.

Bu aşamadan sonra CMPCC Toplamı halindeki verilerin faz hızı-frekans spektrumu dönüşümü yapılır. Bu işlem için faz kaydırma (phase shifting) yöntemi uygulanmaktadır. Şekil 4.8’de dönüşüm için kullanılan parametreler görülmektedir.

Phase velocity-frequency transformation

Phase velocity
 Start 0 m/s
☒ End 1000 m/s Up Down
 Interval 2.5 m/s

Frequency
 Start 0 Hz
☐ End 40 Hz Up Down

Mode
☐ Shot gather
☒ CMP

Direction
☒ Forward
☐ Backward

Frequency Resolution
 1

Option
 Offset range used in transformation
 0 to 100000 m

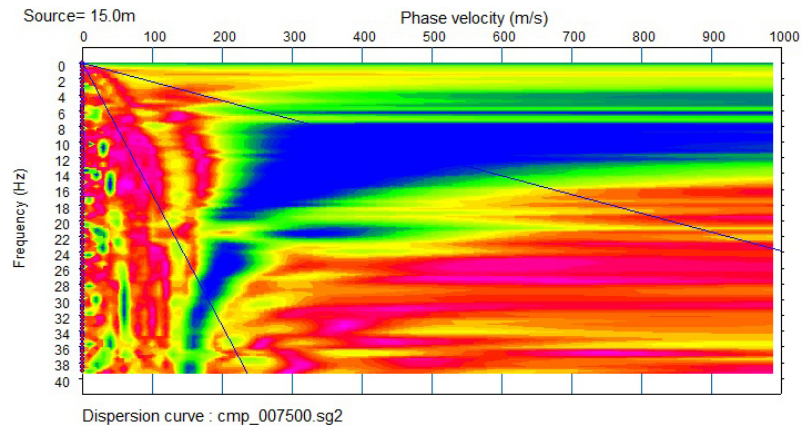
Method
☒ Phase shift
☐ SPAC

Wave number limit 100

OK Cancel Advanced menu

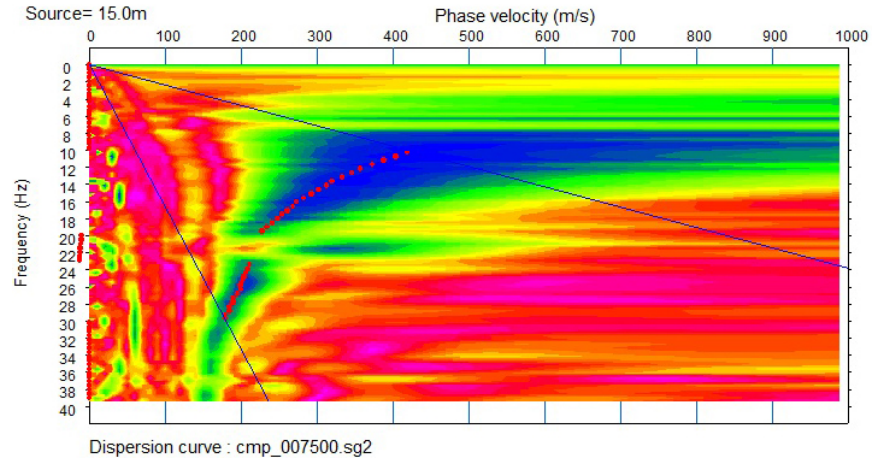
Şekil 4.8: Profil 1, faz hızı-frekans dönüşümünde kullanılan parametreler.

Burada girilecek hız sınırı, sahadan beklenen maksimum S-hızı civarında olmalıdır. Yapılan denemeler sonucunda her iki profil içinde en uygun hız sınırının 1000 m/s olmasına karar verilmiştir. Maksimum genliklerin işaretlenmesi ve dolayısıyla dispersiyon eğrisinin elde edilmesi için frekans aralığı belirlenir. Burada girilecek olan minimum değer, genellikle veri toplama sırasında kullanılan jeofonların doğal frekansına göre belirlenir. Bu aşamada daha geniş bant aralığında değişimleri gözleyebilmek için 5-40 Hz frekans aralığı seçilmiştir. Profil 1, 15 metre kaynak uzaklığındaki kaydın frekans-faz hızı dönüşümü Şekil 4.9’da verilmektedir.



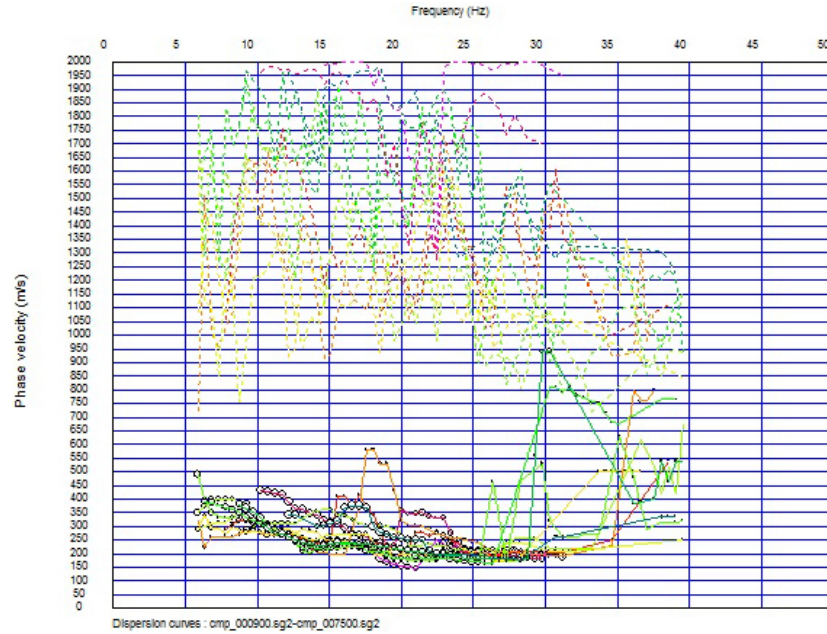
Şekil 4.9: Profil 1, 15 metre kaynak uzaklığındaki kaydın faz hızı-frekans dönüşümü.

Bu aşamadan sonra her bir frekanstaki maksimum genlikler belirlenerek dispersiyon eğrisi oluşturulmuştur. Maksimum genlikler spektrumunda mavi renkler ile ifade edilir.



Şekil 4.10: Profil 1, 15 metre kaynak uzaklığındaki kaydın, faz hızı-frekans dönüşümü üzerinde maksimum genliklerin işaretlenerek dispersiyon eğrisinin oluşturulması.

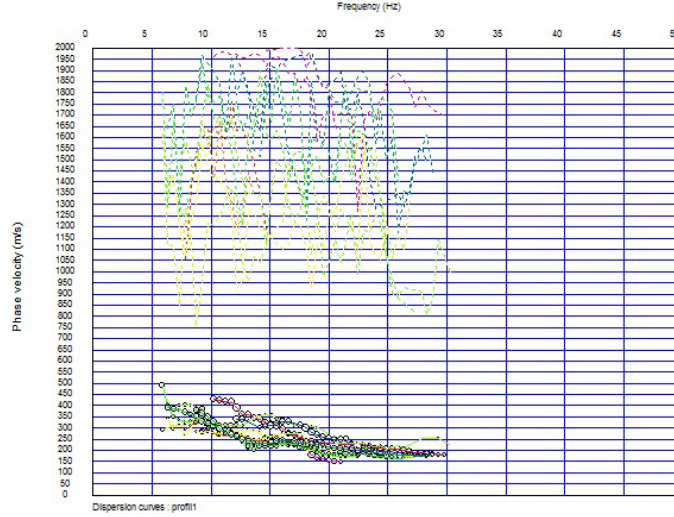
Profil 1'e ait tüm CMPCC Toplamı halindeki kayıtların faz hızı-frekans dönüşümü gerçekleştirildikten ve maksimum genlik işaretlemeleri yapıldıktan sonra, dispersiyon eğrileri tek bir grafik üzerinde gösterilmiştir. Profil 1 için dispersiyon analizi sonuçları Şekil 4.11'de verilmektedir. Dispersiyon eğrilerinin üzerinde yer alan grafikler Sinyal/Gürültü oranını temsil etmekte ve birimsizdir.



Şekil 4.11: Profil 1, MASW çalışması ile elde edilen tüm dispersiyon eğrilerinin tek bir faz hızı-frekans grafiğinde gösterimi.

Dispersiyon eğrileri faz hızı-frekans spektrumunda işaretlemeler yapılırken veya daha sonra WaveEQ yazılımı içerisinde düzenlenebilmektedir. Şekil 4.11'den anlaşılaçağı

gibi yaklaşık olarak 30 Hz'den sonra dispersiyon eğrilerinde saçılmalar görülmektedir. Bu kısımların ters çözüm işlemine başlanmadan önce atılması gerekmektedir. Ayrıca bazı lokal düzensizliklerde bu aşamada giderilmiştir. Şekil 4.12'de dispersiyon eğrisi üzerindeki kötü noktaların atılmış hali görülmektedir.

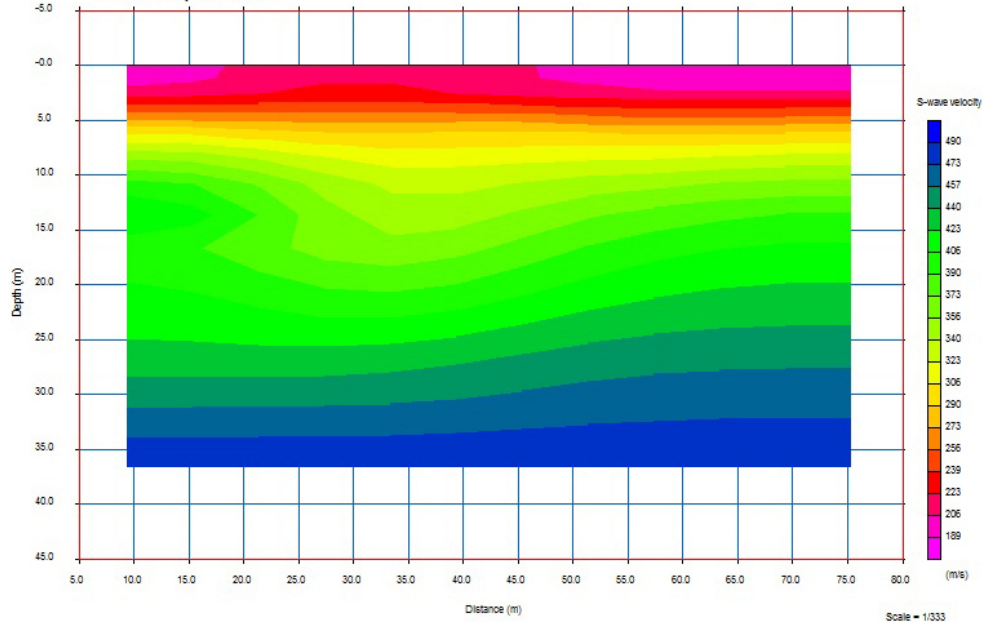


Şekil 4.12: Profil 1, Dispersiyon eğrilerinde kötü noktaların giderilmiş hali.

Dispersiyon eğrileri düzenlendikten sonra yapılacak işlem başlangıç hız modelinin belirlenmesidir. Bu aşamada farklı parametreler (derinlik ve tabaka sayısı) denenerek başlangıç modelinin görünümü gözlemsel olarak değerlendirilmiştir. Başlangıç modeli için seçilen parametreler Şekil 4.13'de verilmiştir.

Şekil 4.13: Profil 1 başlangıç modeli parametrelerinin seçimi.

Başlangıç parametreleri neticesinde oluşturulan model Şekil 4.14'te verilmiştir.

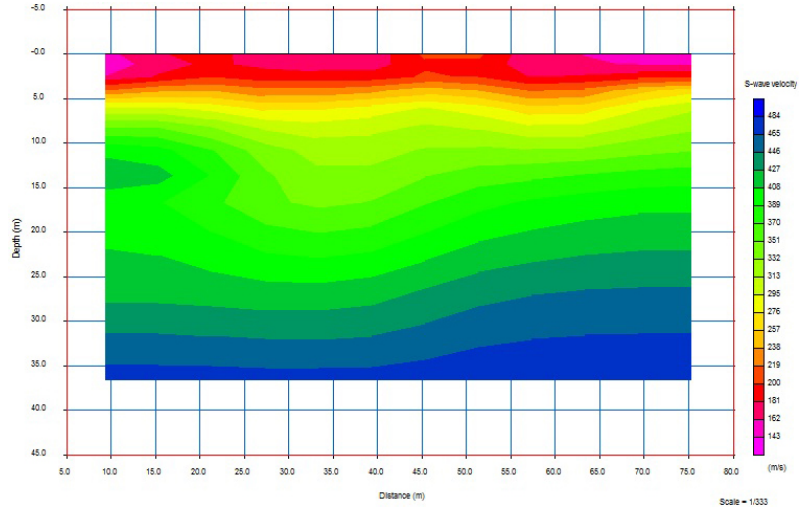


Şekil 4.14: Profil 1 İki boyutlu başlangıç S-hızı modeli.

Başlangıç modeli belirlendikten sonra ters çözüm aşamasına geçilmiştir. Bu bölümde kullanılan parametreler Şekil 4.15'de gösterilmektedir.

Şekil 4.15: Profil 1 ters çözüm işleminde kullanılan parametreler.

Ters çözüm sonucunda elde edilen model Şekil 4.16'da gösterilmektedir.



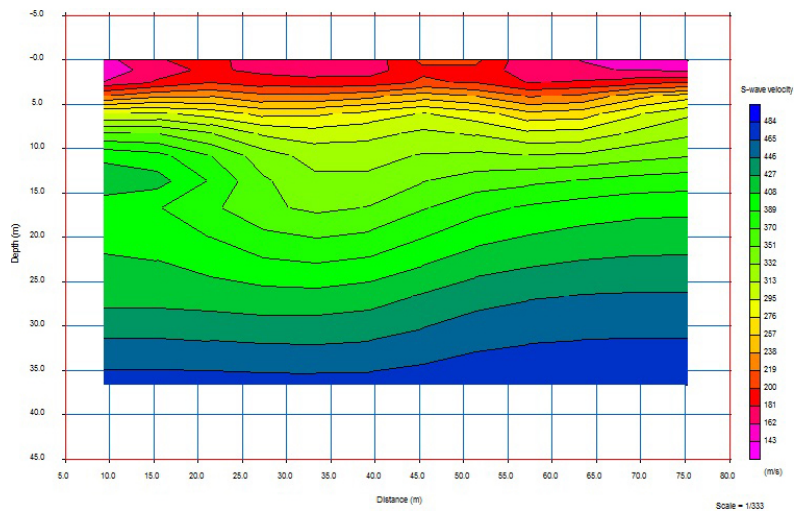
Şekil 4.16: Profil 1 ters çözüm işlemi sonucunda elde edilen S dalgası hız modeli.

Ters çözüm işlemi sonucunda elde edilen hata oranları Tablo 4.1’de verilmektedir.

Tablo 4.1: Profil 1 ters çözüm işlemi sonucunda elde edilen hata oranları.

İterasyon	Hata Oranı
0	RMS=41.942932 m/s (17.613997%)
1	RMS=38.646188 m/s (15.957722%)
2	RMS=35.873566 m/s (14.521383%)
3	RMS=33.560913 m/s (13.270176%)
4	RMS=31.643070 m/s (12.211295%)
5	RMS=30.058330 m/s (11.303068%)
6	RMS=28.753493 m/s (10.521379%)
7	RMS=27.676914 m/s (9.849133%)
8	RMS=26.790587 m/s (9.267522%)
9	RMS=26.048653 m/s (8.764881%)

Daha sonra Geoplot yazılımında model tabaka sınırları çizdirilmiştir.



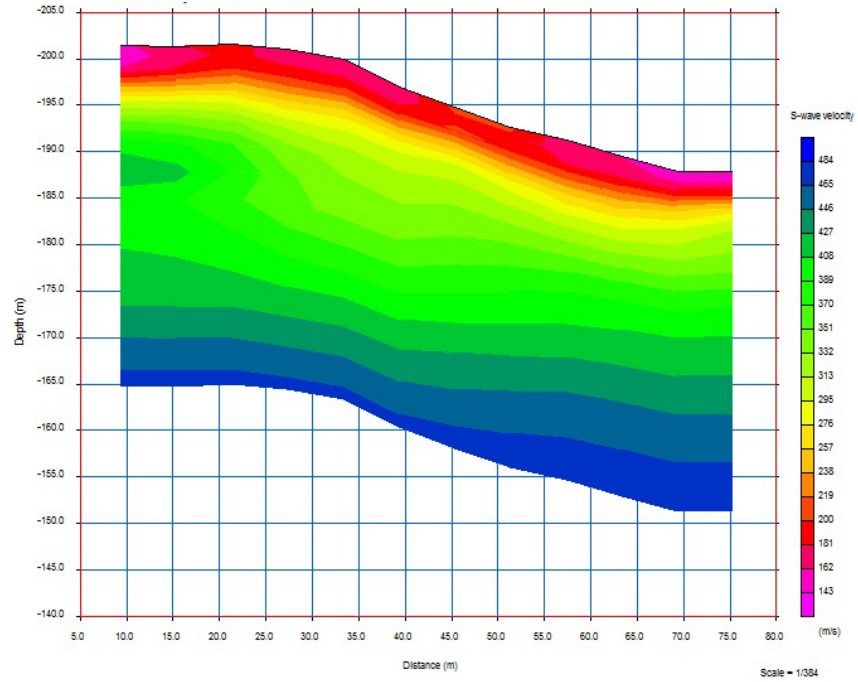
Şekil 4.17: Profil 1, S-hızı modeli üzerinde tabaka sınırlarının çizdirilmesi.

Bu aşamadan sonra programa yükseklik (topoğrafya) değerleri girilmelidir. Profil 1 için sahada ölçülmüş yükseklik değerleri Tablo 4.2’de verilmektedir. Yükseklik değerleri girildikten sonra kesit tekrar görüntülenmiştir.

Tablo 4.2: Profil 1 jeofon konum ve yükseklik değerleri.

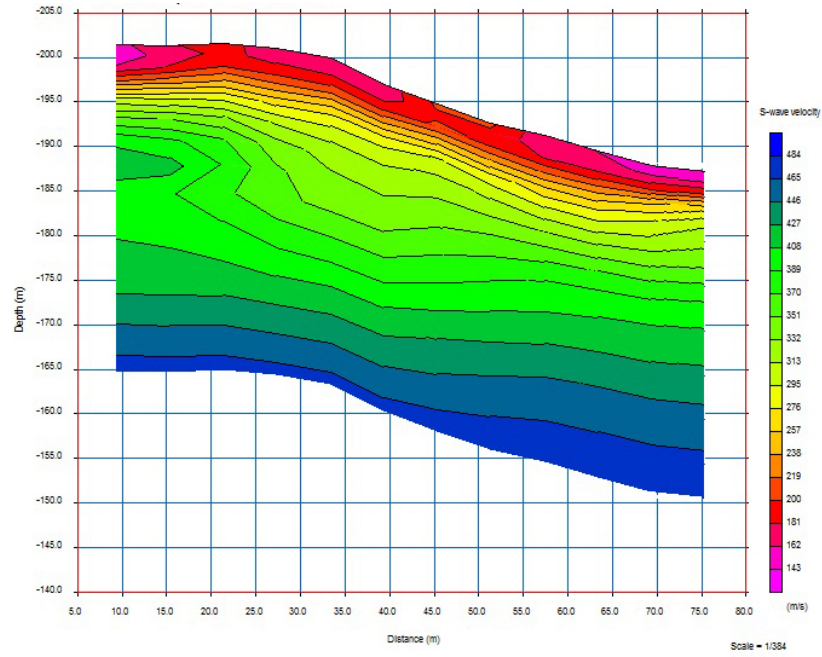
Jeofon Konumu (m)	Yükseklik (m)
9	201.560
12	201.092
15	201.301
18	201.693
21	201.693
24	201.319
27	201.099
30	200.370
33	200.189
36	198.472
39	197.135
42	195.911
45	194.902
48	193.700
51	192.769
54	191.876
57	191.330
60	190.693
63	189.631
66	188.754
69	188.001
72	187.544
75	186.976
78	186.452

Yükseklik değerlerinin programa aktarıldıktan sonra elde edilen model Şekil 4.18’de gösterilmektedir.



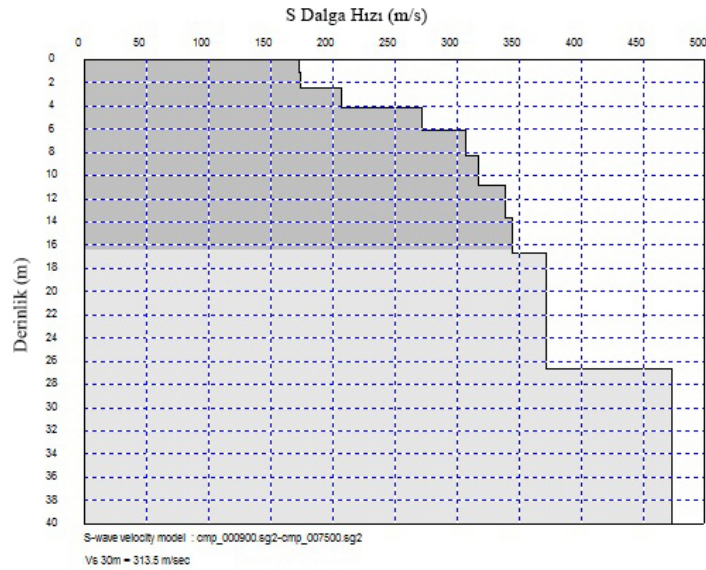
Şekil 4.18: Profil 1, yükseklik değerlerinin girilmesi sonucu elde edilen S-hızı modeli.

Sonrasında tekrar tabaka sınırları çizdirilmiştir.



Şekil 4.19: Profil 1 yükseklik değerlerinin girilmesi ile elde edilen S-hızı modeli üzerinde, tabaka sınırlarının çizdirilmesi.

İki boyutlu analiz sonrasında profilin 39. metresi için bir boyutlu MASW analizi yapılarak S-hızı derinlik modeli elde edilmiştir. Şekil 4.20’de açık gri renk ile gösterilen bölgeler, sonuçların o derinlikte daha az güvenilir olduğunu işaret etmektedir.



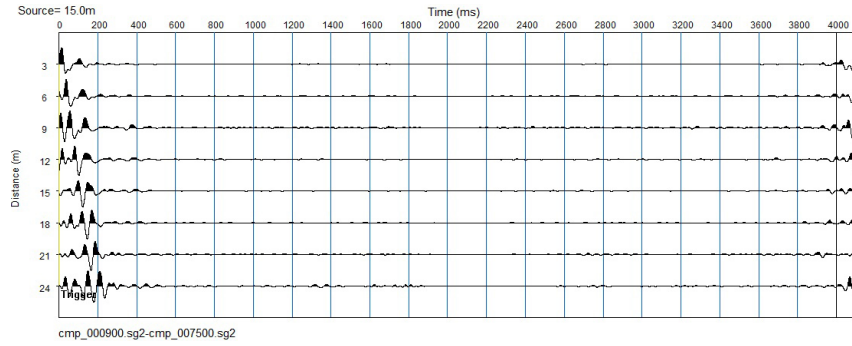
Şekil 4.20: Profil 1, 39. metredeki bir boyutlu S dalgası hız modeli.

Elde edilen sonuçlar Tablo 4.3’de verilmektedir.

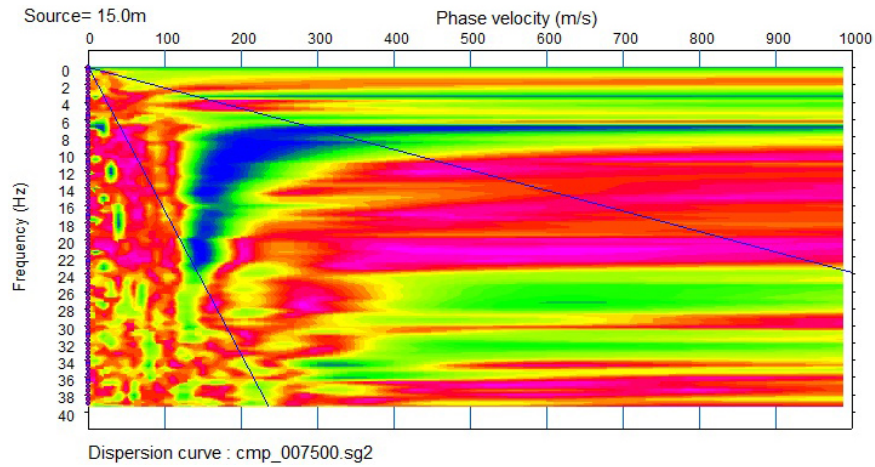
Tablo 4.3: Profil 1'in 39. metresi için elde edilen bir boyutlu MASW çalışması sonuçları.

Derinlik (m)	S Dalgı Hızı (m/s)
1.11	174.444
2.5	206.247
4.16	272.258
6.11	307.411
8.33	317.297
10.83	339.118
13.61	345.133
16.66	371.941
26.66	473.075

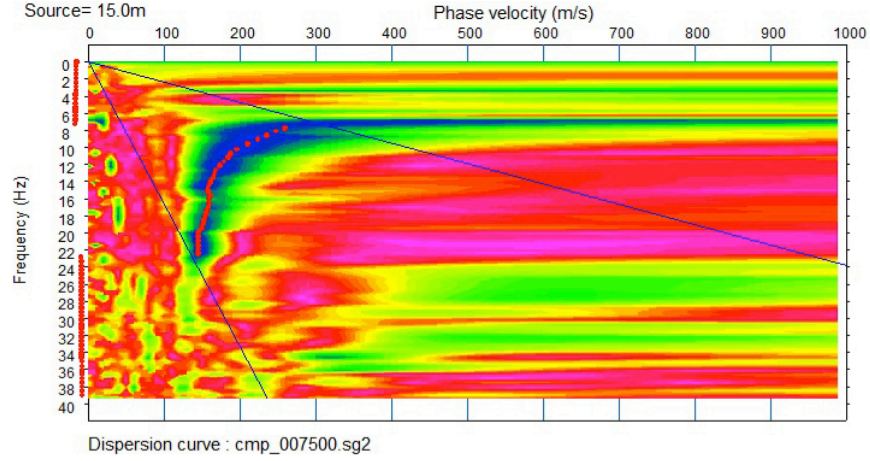
Profil 1 için gerçekleştirilen tüm işlem aşamaları Profil 2 için tekrarlanmıştır. CMPCC Toplamı işlemi sonucu 15 metre kaynak uzaklığındaki kayıt şekil 4.21'de gösterilmektedir.

**şekil 4.21:** Profil 2, 15 metre kaynak uzaklığındaki kaydın CMPCC Toplamı sonrası görünümü.

Bu aşamadan sonra CMPCC Toplamı halindeki verilerin faz hızı-frekans spektrumu dönüşümü yapılır. Bu aşamada seçilen değerler profil 1 ile aynıdır (şekil 4.8).

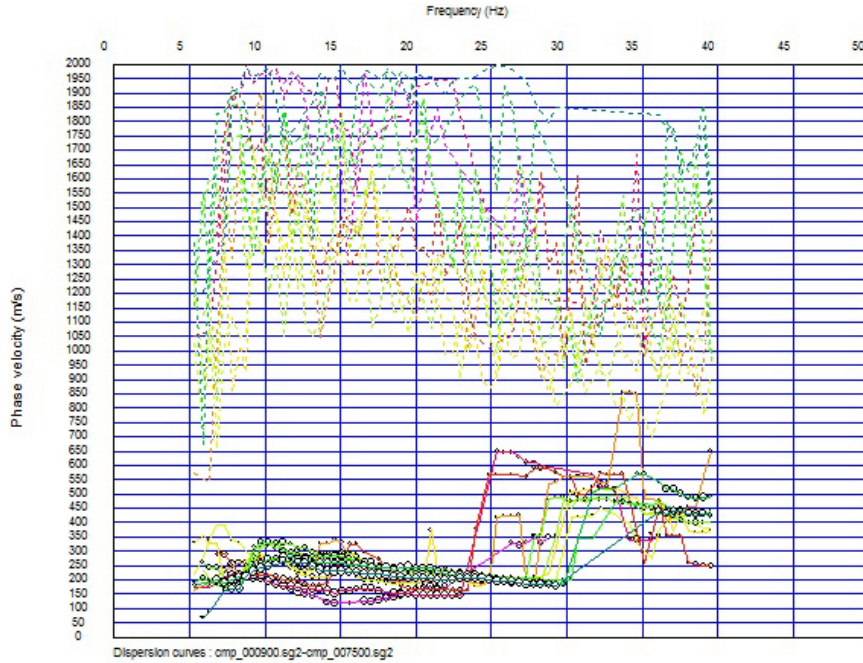
**şekil 4.22:** Profil 2, 15 Metre kaynak uzaklığındaki kaydın faz hızı-frekans dönüşümü.

Bu aşamadan sonra her bir frekanstaki maksimum genlikler belirlenerek dispersiyon eğrisi oluşturulmuştur.



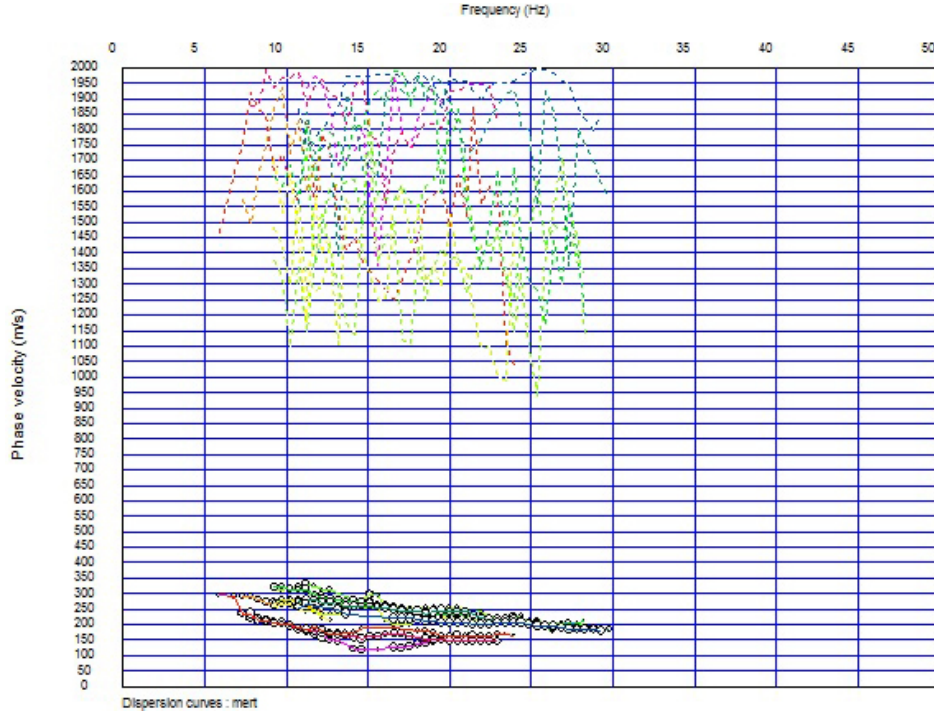
Şekil 4.23: Profil 2, 15 metre kaynak uzaklığındaki kaydın faz hızı-frekans spektrumu üzerinde maksimum genliklerin belirlenmesi.

Bütün kayıtların faz hızı-frekans dönüşümü ve işaretlemeler yapıldıktan sonra dispersiyon eğrileri tek bir grafik üzerinde açılmıştır. Profil 2 için dispersiyon analizi sonuçları Şekil 4.24’de verilmektedir.



Şekil 4.24: Profil 2, MASW çalışması ile elde edilen tüm dispersiyon eğrilerinin tek bir faz hızı-frekans grafiğinde gösterilmesi.

Şekil 4.25’de dispersiyon eğrisi üzerinde saçılan noktaların atılmış hali görülmektedir.

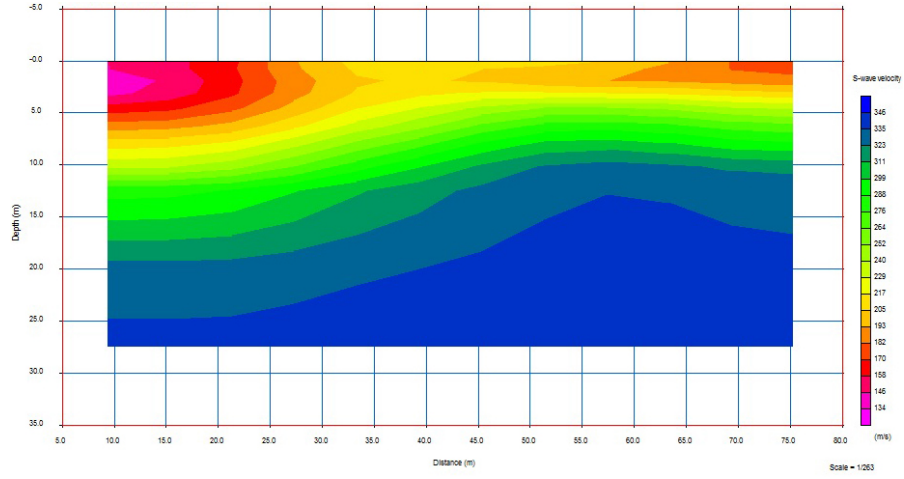


Şekil 4.25: Profil 2 dispersiyon eğrisindeki kötü noktaların atılmış hali.

Dispersiyon eğrileri düzenlendikten sonra yapılacak işlem başlangıç modelinin belirlenmesidir. Bu aşamada kullanılmış parametreler Şekil 4.26’daki gibidir.

The image shows a software window titled 'Initial model for inversion'. It contains several radio buttons for model selection: 'Linear model', 'Homogeneous model', 'Based on depth conversion result' (which is selected), and 'Use N-value'. There are 'OK', 'Cancel', and 'Advanced menu' buttons. Below these are input fields for 'Depth = 15 m', '# of layer = 10', 'Min. vel. = 120 m/sec', and 'Max. vel. = 330 m/sec'. A 'Layer thickness' section has 'Identical' and 'Variable' (selected) options. Under 'Variable', there are fields for 'Layer thickness gradient = 0.5' and 'Bottom layer multiplier = 3'. At the bottom, there is a checkbox for 'Use assumption that velocity is increasing with depth' (unchecked) and a checked checkbox for 'Apply horizontal interpolation'. A 'Water table = 0 m' field is also present.

Şekil 4.26: Profil 2 için başlangıç modelinin oluşturulmasında kullanılan parametreleri.



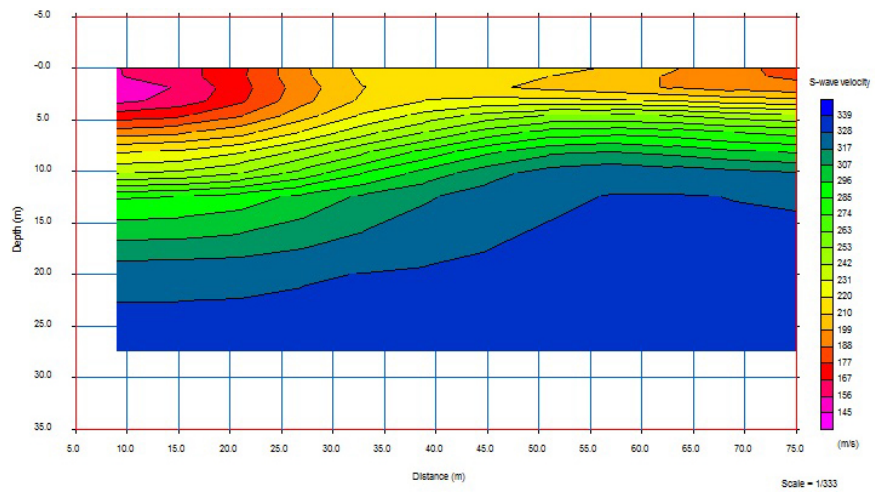
Şekil 4.29: Profil 2 ters çözüm sonucunda elde edilen iki boyutlu S-hızı modeli.

Ters çözüm sonucu elde edilen hata oranları Tablo 4.4’de verilmektedir.

Tablo 4.4: Profil 2 ters çözüm işlemi sonucunda elde edilen hata oranları.

İterasyon	Hata Oranı
0	RMS=27.657408 m/s (14.185770%)
1	RMS=24.726572 m/s (12.504038%)
2	RMS=22.284489 m/s (11.076934%)
3	RMS=20.262724 m/s (9.867546%)
4	RMS=18.601725 m/s (8.846086%)
5	RMS=17.241064 m/s (7.995406%)
6	RMS=16.128868 m/s (7.305448%)
7	RMS=15.220912 m/s (6.770254%)
8	RMS=14.478595 m/s (6.330789%)
9	RMS=13.874088 m/s (5.967864%)

Daha sonra tabaka sınırları çizdirilmiştir.



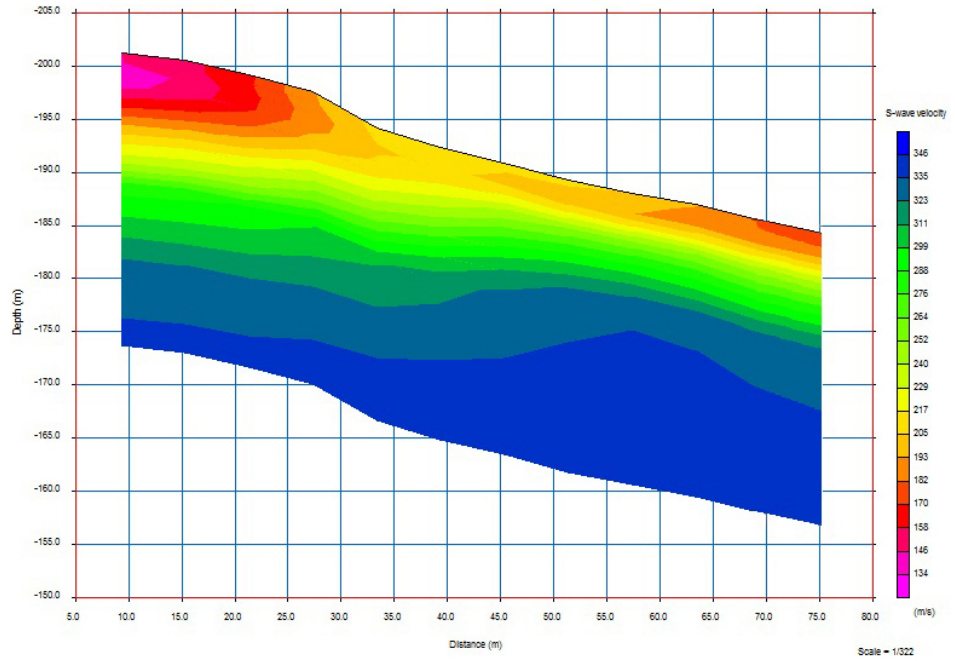
Şekil 4.30: Profil 2 ters çözüm sonucu belirlenen S-hızı modeli üzerinde tabaka sınırlarının çizdirilmesi.

Bu aşamadan sonra yükseklik değerleri programa girilmiş ve model yeniden görüntülenmiştir. Profil 2 için arazide gps ile kaydedilen değerler Tablo 4.5'te verilmiştir.

Tablo 4.5: Profil 2 jeofon konum ve yükseklik değerleri.

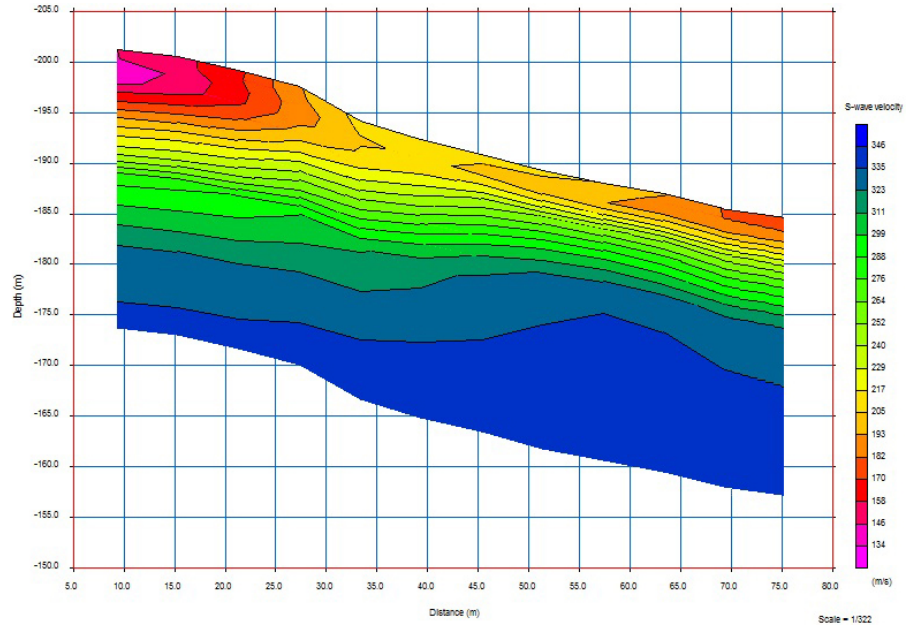
Jeofon Konumu (m)	Yükseklik (m)
9	201.207
12	201.152
15	200.600
18	200.145
21	199.188
24	199.148
27	197.779
30	195.956
33	194.306
36	193.001
39	192.403
42	191.717
45	190.969
48	190.280
51	189.356
54	188.727
57	188.109
60	187.649
63	187.073
66	186.042
69	185.526
72	185.284
75	185.002
78	184.897

Yükseklik değerlerinin girilmesi ile elde edilen model Şekil 4.31'de verilmiştir.



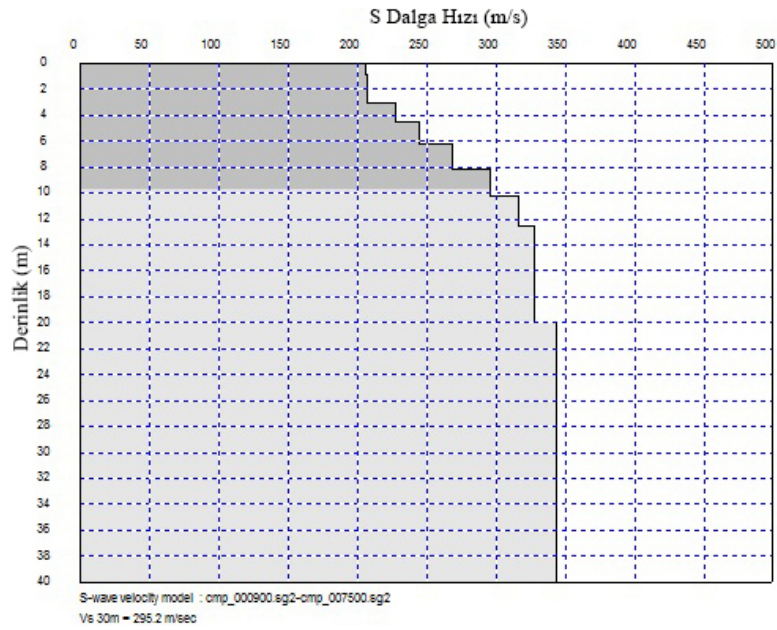
Şekil 4.31: Profil 2 yükseklik değerlerinin girilmesi ile elde edilen S-hızlı modeli.

Son aşama olarak topoğrafya değerleri eklenmiş modelin tabaka sınırları çizdirilmiştir.



Şekil 4.32: Profil 2 tabaka sınırlarının çizilmesi ile elde edilen iki boyutlu S-hızı modeli.

İki boyutlu analiz sonrasında 2. profilin 39. metresinde bir boyutlu yüzey dalgası analizi çalışması yapılarak bir boyutlu S-hızı modeli elde edilmiştir. Elde edilen sonuç Şekil 4.33'te verilmektedir.



Şekil 4.33: Profil 2'nin 39. metresi için bir boyutlu S dalgası hız modeli.

Elde edilen sonuçlar Tablo 4.6'da verilmektedir.

Tablo 4.6: Profil 2'nin 39. metresi için elde edilen bir boyutlu MASW çalışması sonuçları.

Derinlik (m)	S Dalga Hızı (m/s)
0.83	207.093
1.87	207.287
3.12	227.169
4.58	244.820
6.25	268.063
8.12	295.998
10.2	316.269
12.49	327.951
20	343.291

4.3 SİSMİK KIRILMA TOMOGRAFİSİ

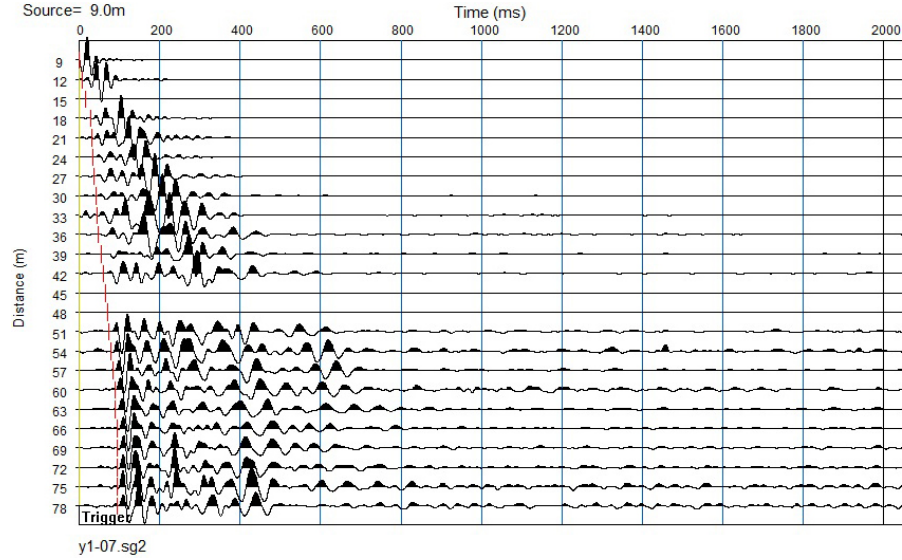
Sismik kırılma tomografisi yönteminde ilk varışların işaretlenmesi işlemi, Seisimager 2012 yazılımının bileşenlerinden olan pickwin programı kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Zaman-uzaklık eğrilerinin oluşturulması, düzenlenmesi ve tomografik kesitlerin oluşturulmasında ise aynı yazılımın Plotrefa modülü kullanılmıştır.

Yüzey dalgası analizine başlanmadan önce tüm verilerde geometri ayarlama, filtreleme ve kötü izlerin atılması işlemleri tamamlandığından bu aşamada kayıtlarda herhangi bir ek düzenlemeye ihtiyaç duyulmamıştır.

Seisimager programında tomografik kesitin oluşturulabilmesi için, o profile ait yedi veya daha fazla zaman-uzaklık eğrisinin kullanılması gerekmektedir. Tez kapsamında yapılan çalışmada, yer altı oluşumlarının daha iyi gözlenebilmesi ve çözünürlüğün artırılması için, her iki profile de toplam 13 zaman-uzaklık eğrisi elde edilmiş ve işleme sokulmuştur.

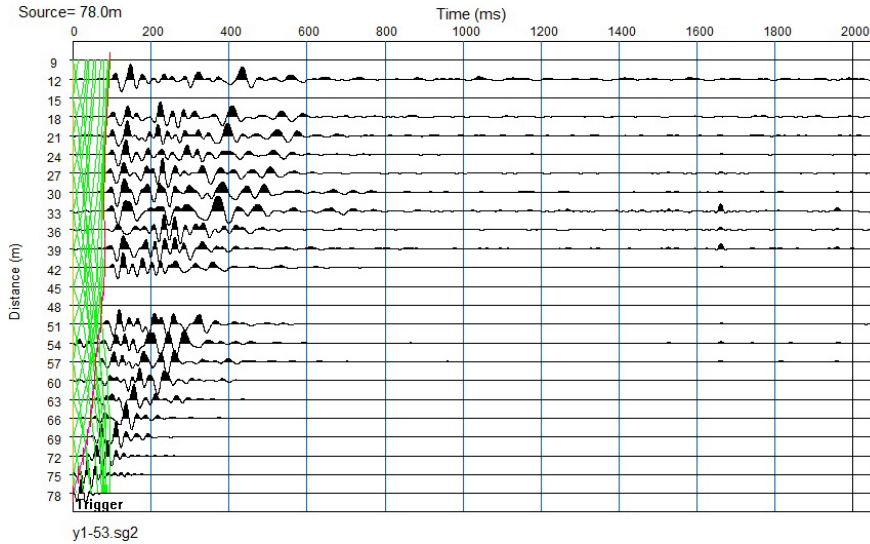
Profil 1 için, 9 metreden (birinci jeofon) başlayarak 6'şar metre aralıklar ile yapılan atışlar seçilmiş. Bu sayede birinci jeofon ve son jeofon noktalarındaki atışlarda dahil olmak üzere 13 kayıt ile işlemlere başlanmıştır. Seçilen 13 kayıt program içinde dosya listesi oluşturularak açılmıştır.

Şekil 4.34’de Profil 1, 9 metredeki (birinci jeofon noktası) atışa ait kayıt üzerinde ilk varışların işaretlenmiş halleri gösterilmektedir. İlk varışların daha rahat gözlemlenebilmesi için tüm izler normalize edilmiş ve genlikler ayarlanmıştır.

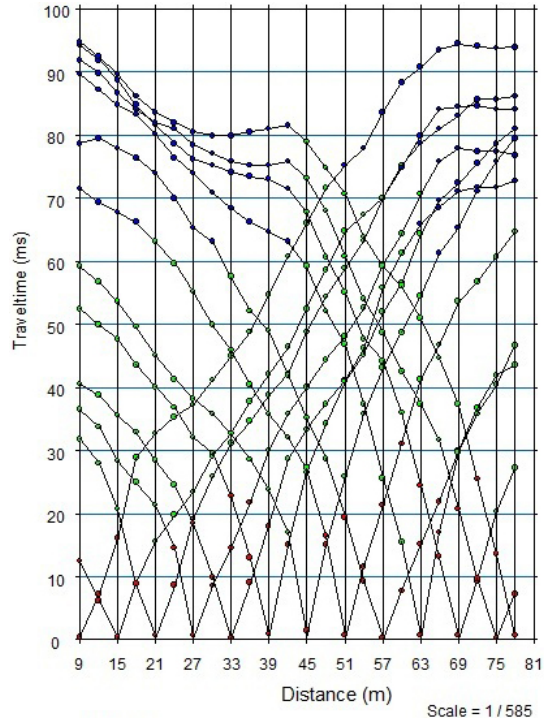


Şekil 4.34: Profil 1, 9 metre atış mesafesindeki kayıt üzerinde ilk varışların işaretlenmesi.

Daha sonra tüm ilk varış işaretlemeleri Şekil 4.35’de olduğu gibi 13 kayıt içinde gerçekleştirilmiştir. Şekil 4.35’de, 78 metre atış uzaklığındaki (profil sonu) sismik kayıt üzerinde profil boyunca bütün ilk varış işaretlemelerinin yapılmış hali gösterilmektedir.

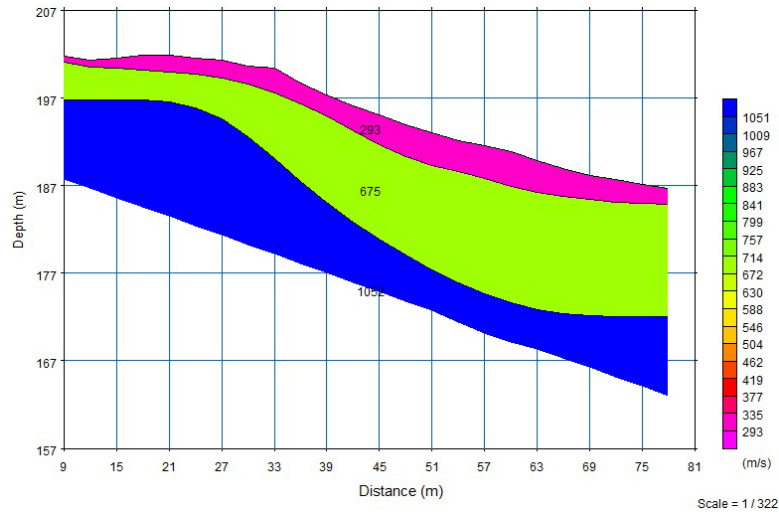


Şekil 4.35: Profil 1, 78 metre (son jeofon noktası) atış noktasındaki sismik kayıt ve profil boyunca belirlenen tüm varışlar.



Şekil 4.37: Profil 1 zaman-uzaklık eğrilerinin üzerinde tabakaların belirlenmesi.

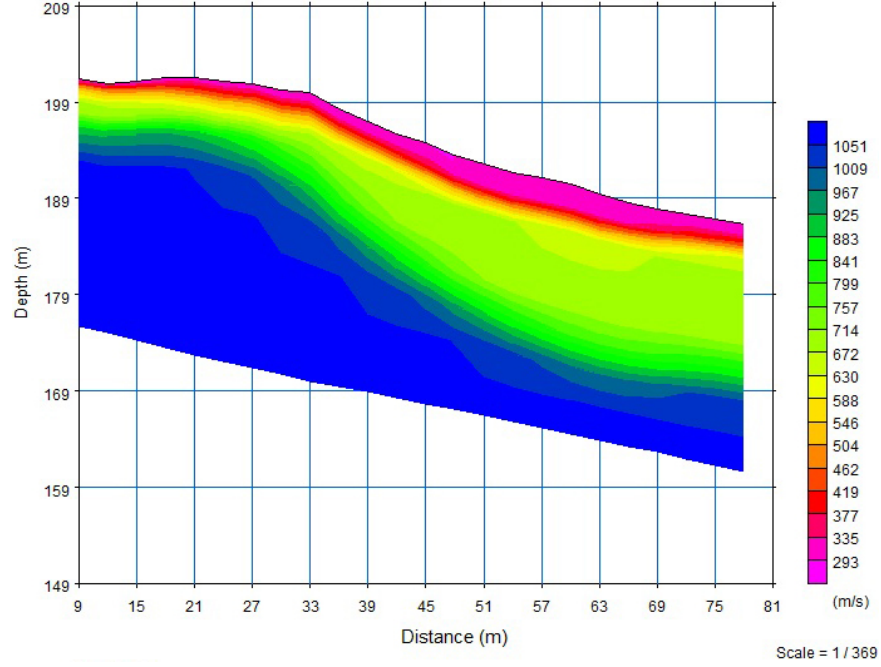
Tabakalar belirlendikten sonra ters çözüm işlemine geçilir. Bu aşamada programa yükseklik değerleri girilmelidir. Profil 1 için yükseklik değerleri yüzey dalgası çalışmasında kullanılan değerler ile aynıdır (Tablo 4.2). Ters çözüm işlemi sonucu elde edilen tabakalı model Şekil 4.38’de verilmektedir.



Şekil 4.38: Profil 1 kırılma analizi sonucu elde edilen P-hızı modeli.

Kırılma analizi sonucunda elde edilen model tomografi analizi için başlangıç modeli olarak kullanılmıştır. Yazılım tabakalı modelden minimum ve maksimum hız değerleri,

sağ ve sol taban bölgesinin yükseklik bilgilerini kullanmaktadır. Tomografik analiz için kullanılan başlangıç modeli Şekil 4.39’da verilmektedir.

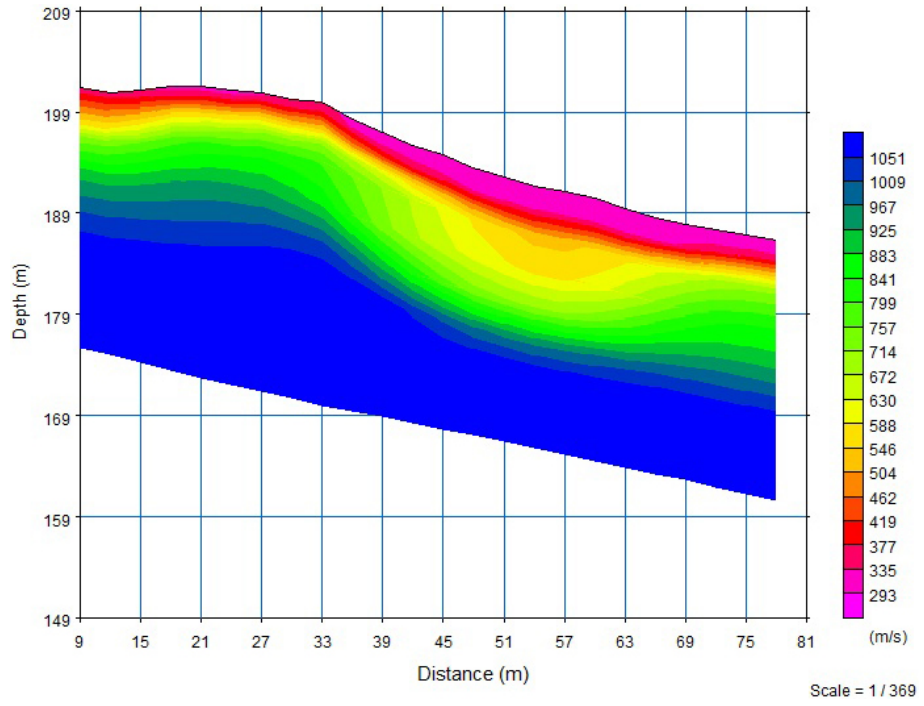


Şekil 4.39: Profil 1 tomografi analizi için kullanılan başlangıç P-hızı modeli.

Başlangıç modeli belirlendikten sonra ters çözüm işlemine geçilir. Bu aşamada kullanılan ters çözüm parametreleri Şekil 4.40’da verilmiştir.

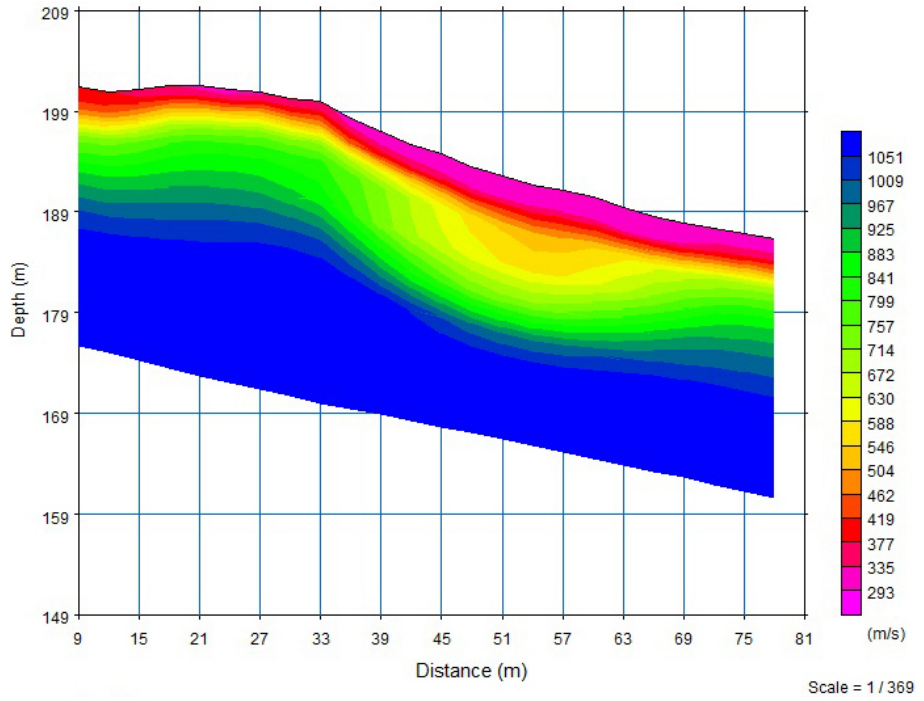
Şekil 4.40: Profil 1 ters çözüm işlemi için kullanılmış parametreler.

10 iterasyon sonucu elde edilen iki boyutlu P-hızı modeli Şekil 4.41’ de verilmiştir.



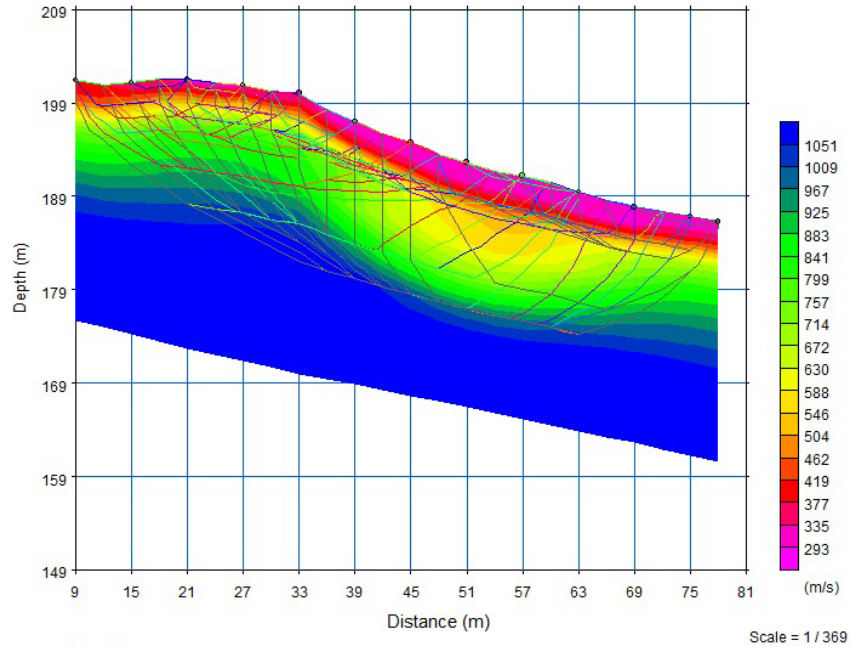
Şekil 4.41: Profil 1 ters çözüm ile 10 iterasyon sonucu elde edilen P-hızı modeli.

20 iterasyon sonucu elde edilen P-hızı modeli şekil 4.42’de verilmiştir.



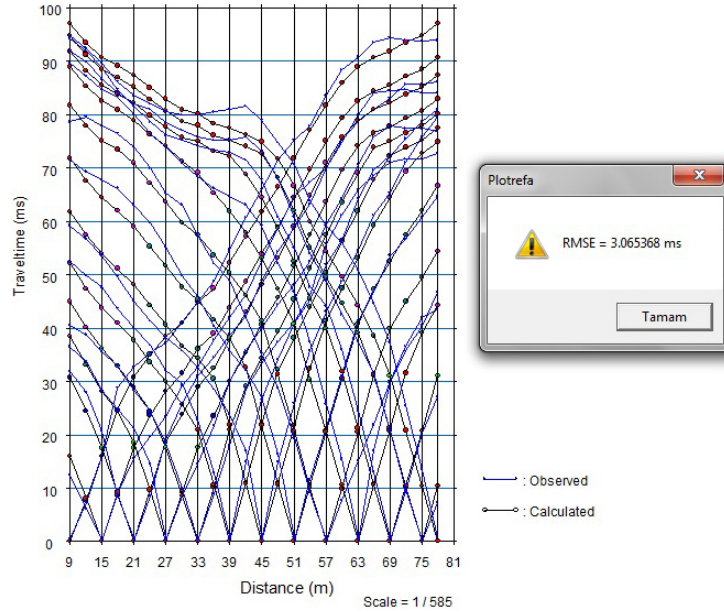
Şekil 4.42: Profil 1 ters çözüm ile 20 iterasyon sonucu elde edilen P-hızı modeli.

Işın izleme (ray tracing) uygulanarak, hesaplanan ışın yolları görselleştirilmiştir.



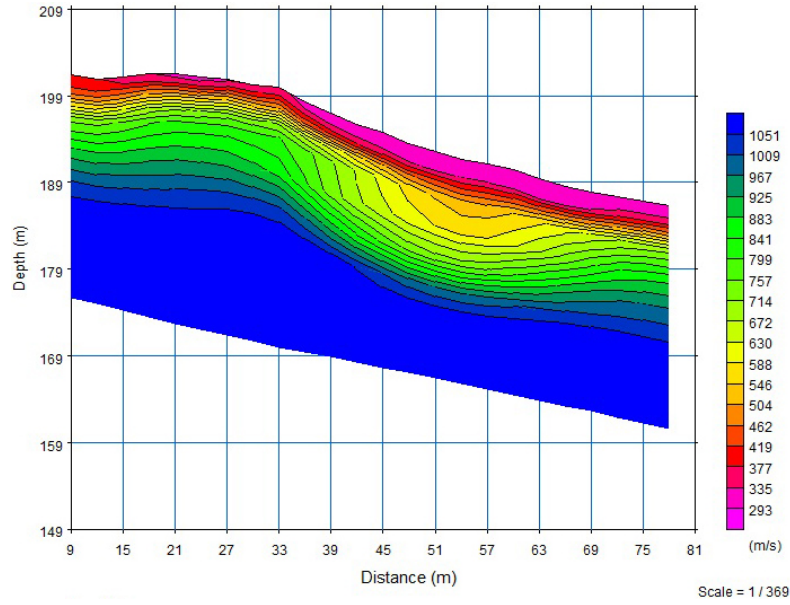
Şekil 4.43: Profil 1 ışın izleme (Ray Tracing) uygulanarak hesaplanan ışın yollarının model üzerinde gösterimi.

Ters çözüm sonucu elde edilen modelin hata oranı değerlendirilmiştir. Şekil 4.44'te arazi kayıtları üzerinden belirlenen ve program tarafından hesaplanan seyahat zamanı eğrileri arasındaki farklar da görülmektedir.



Şekil 4.44: Profil 1 gözlenen ve hesaplanan seyahat zamanı eğrileri arasındaki farklar.

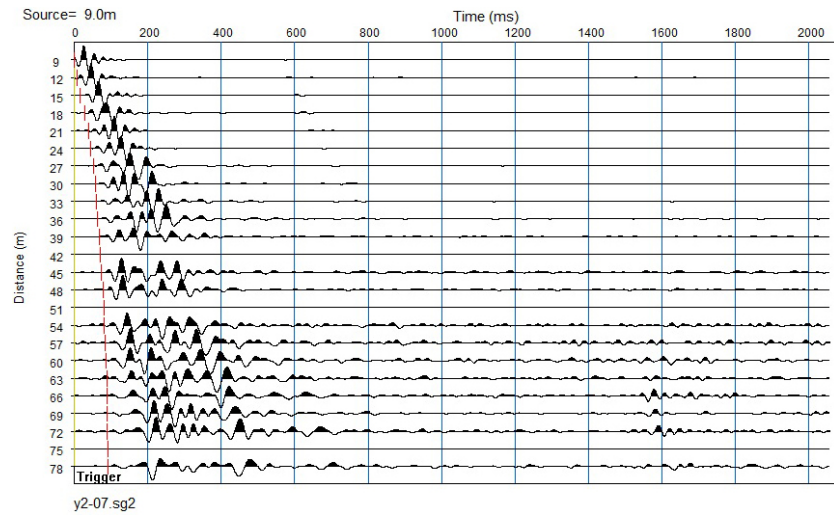
Son olarak Şekil 4.42'de gösterilen profil 1'e ait iki boyutlu P-hızı modeli (tomogramı) üzerinde tabaka sınırlarının görselleştirilmesi işlemi yapılmıştır.



Şekil 4.45: Profil 1 iki boyutlu P-hızı modeli üzerinde tabaka sınırlarının görselleştirilmesi.

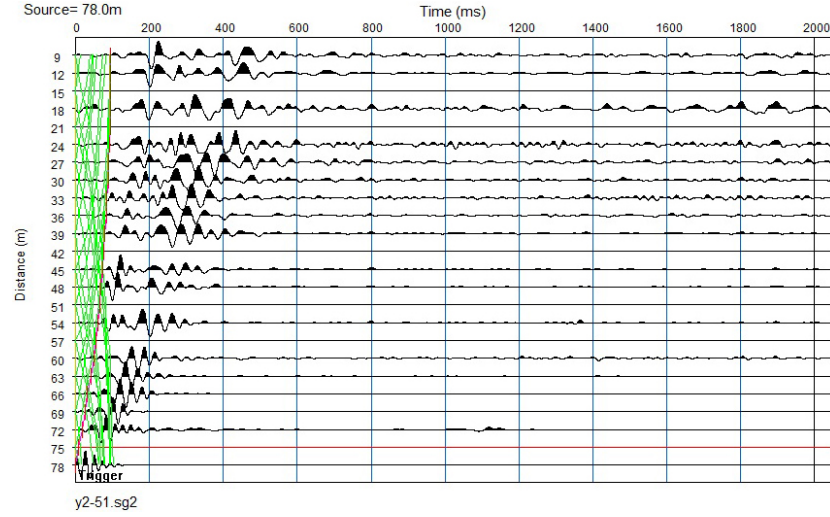
Profil 2 için Profil 1’de gerçekleştirilen tüm işlem aşamaları tekrarlanmıştır. Kayıtlar içerisinde profili temsil edecek, birinci ve son jeofon konumunda yapılan atışları da kapsayan 13 kayıt seçilerek işlemlere başlanmıştır.

Öncelikle her bir kayıt program içerisinde açılmış ve ilk varışlar işaretlenmiştir. Şekil 4.46’da 9 metre (ilk jeofon) noktasında gerçekleştirilen atışa ait kayıt ve ilk varışların işaretlenmesi gösterilmektedir.



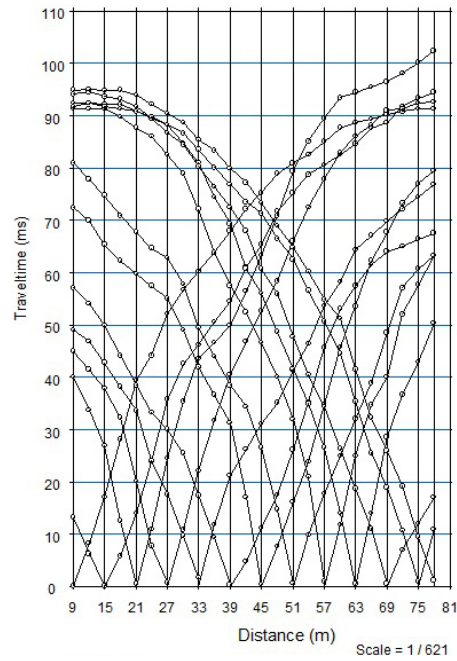
Şekil 4.46: Profil 2, 9 metre atış mesafesindeki sismik kayıt üzerinde ilk varışların işaretlenmesi.

Daha sonra tüm ilk varış işaretlemeleri Şekil 4.47’de olduğu gibi 13 kayıt içinde gerçekleştirilmiştir.



Şekil 4.47: Profil 2, 78 metre (son jeofon noktası) atış noktasındaki kayıt ve profil boyunca belirlenen tüm ilk varışlar.

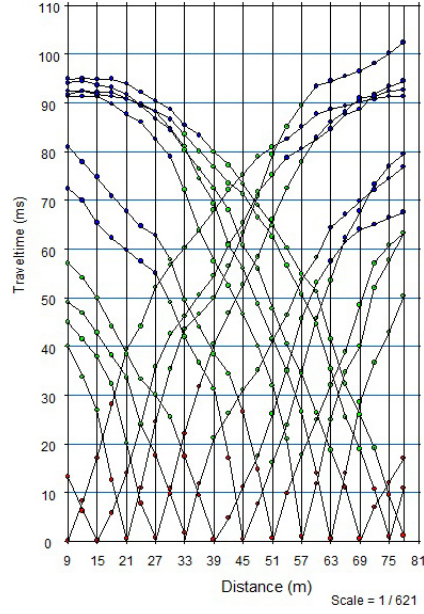
İlk varışların tüm kayıtlar için belirlenmesinden sonra tümü tek bir zaman-uzaklık grafiğinde görüntülenmiştir.



Şekil 4.48: Profil 2’ye ait tüm zaman-uzaklık eğrilerinin tek bir grafikte gösterimi.

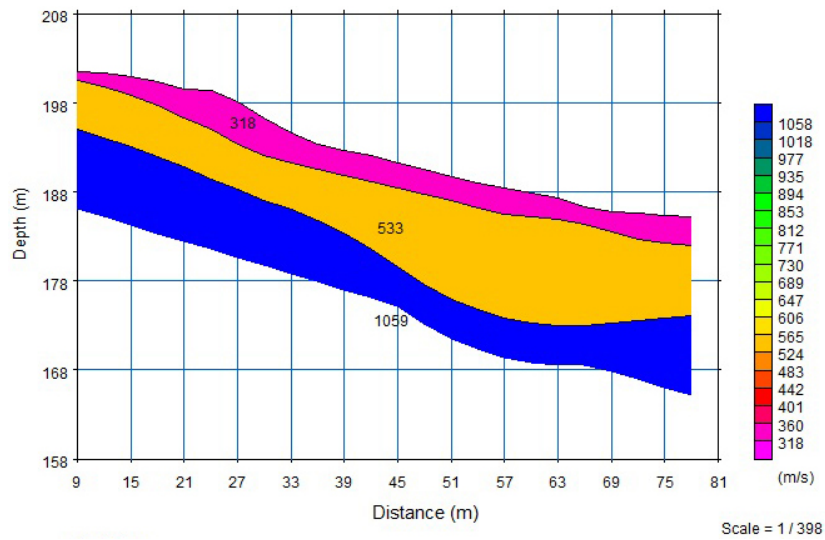
Kırılma analizinin yapılabilmesi için zaman-uzaklık eğrileri üzerinde eğimin değiştiği noktalar işaretlenerek tabakalar belirlenir. Şekil 4.49’da zaman-uzaklık eğrileri üzerinde

3 tabaka belirlenmiştir. Kırmızı renkte olanlar birinci tabakayı, sarı renkte olanlar ikinci tabakayı, mavi renkte olanlar ise üçüncü tabakayı belli etmektedir.



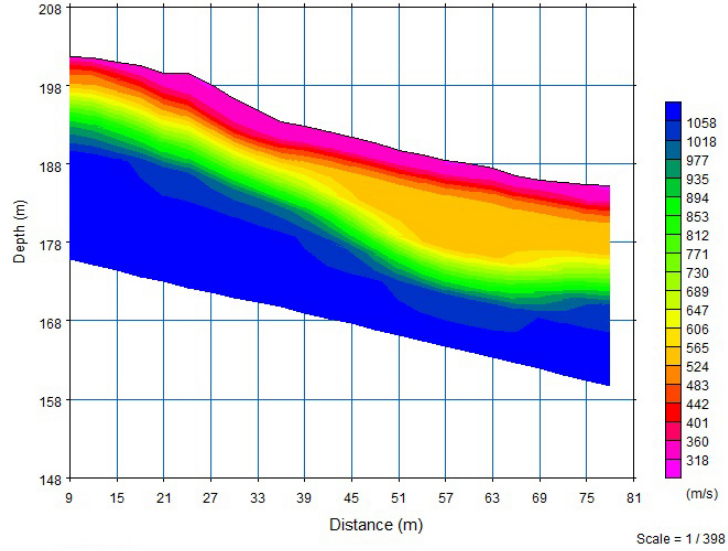
Şekil 4.49: Profil 2 zaman-uzaklık eğrilerinin üzerinde tabakaların belirlenmesi.

Tabakalar belirlendikten sonra ters çözüm işlemine geçilir. Bu aşamada programa yükseklik değerleri girilmelidir. Profil 2 için kullanılan yükseklik değerleri, yüzey dalgası çalışmalarında kullanılanlar ile aynıdır (Tablo 4.5). Ters çözüm işlemi sonucu elde edilen tabakalı model Şekil 4.50’de verilmektedir.



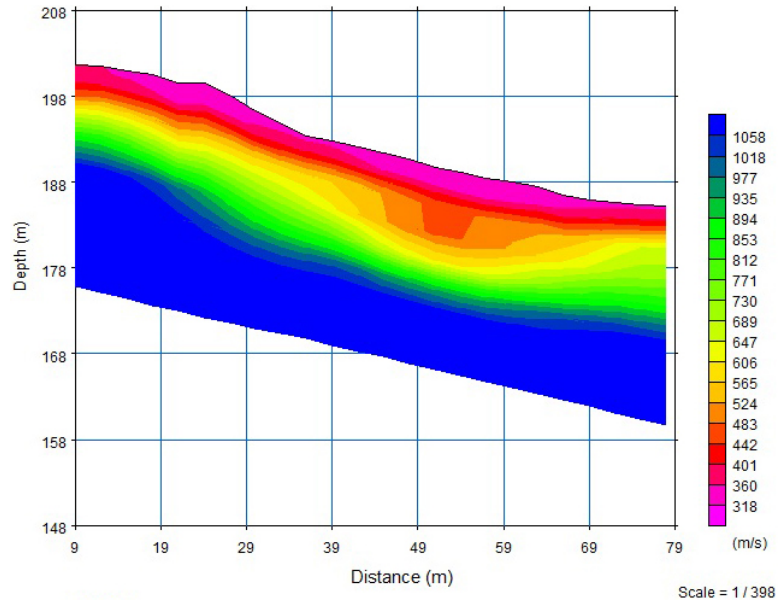
Şekil 4.50: Profil 2 kırılma analizi sonucu elde edilen P-hızı modeli.

Kırılma analizi sonucunda elde edilen hız modeli, tomografi analizi için başlangıç modeli olarak kullanılmıştır. Tomografik analiz için kullanılan başlangıç modeli görünümü Şekil 4.51’de verilmektedir.



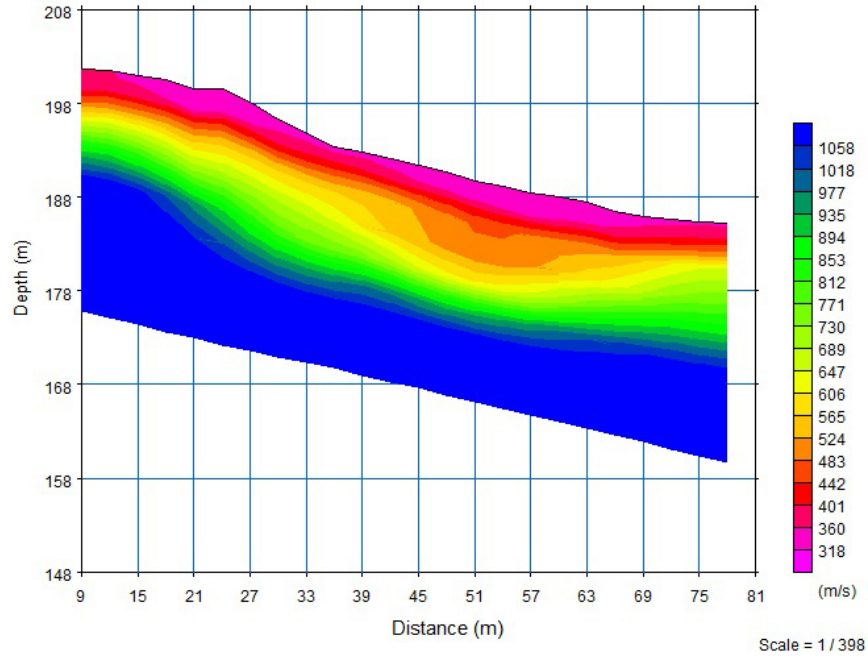
Şekil 4.51: Profil 2 tomografi analizi için kullanılan başlangıç modeli.

Başlangıç modeli belirlendikten sonra ters çözüm işlemine geçilir. Bu aşamada kullanılan ters çözüm parametreleri birinci profil ile aynıdır (Şekil 4.40). 10 iterasyon sonucu elde edilen P-hızı modeli Şekil 4.52’de verilmiştir.



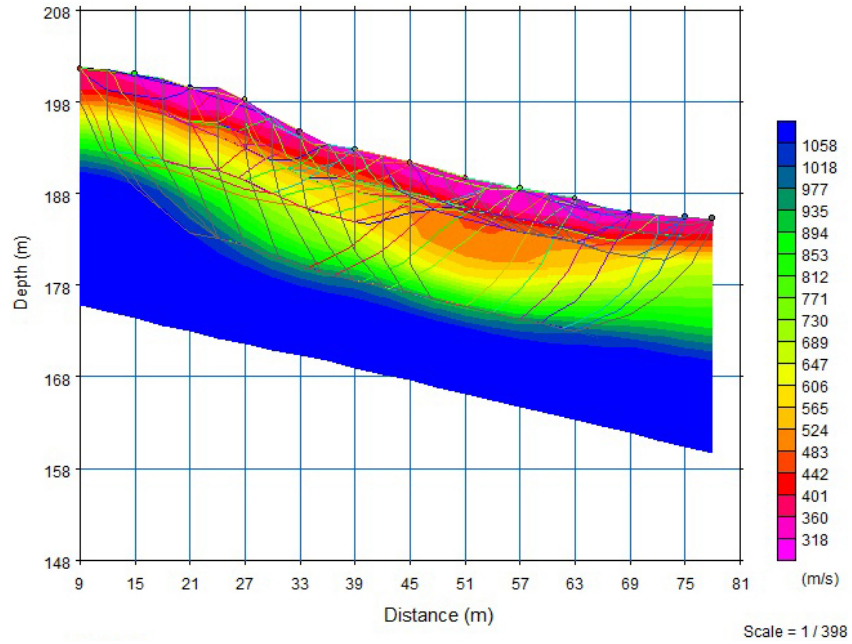
Şekil 4.52: Profil 2 ters çözüm ile 10 iterasyon sonucu elde edilen P-hızı modeli.

20 iterasyon sonucu elde edilen P-hızı modeli Şekil 4.53’te verilmiştir.



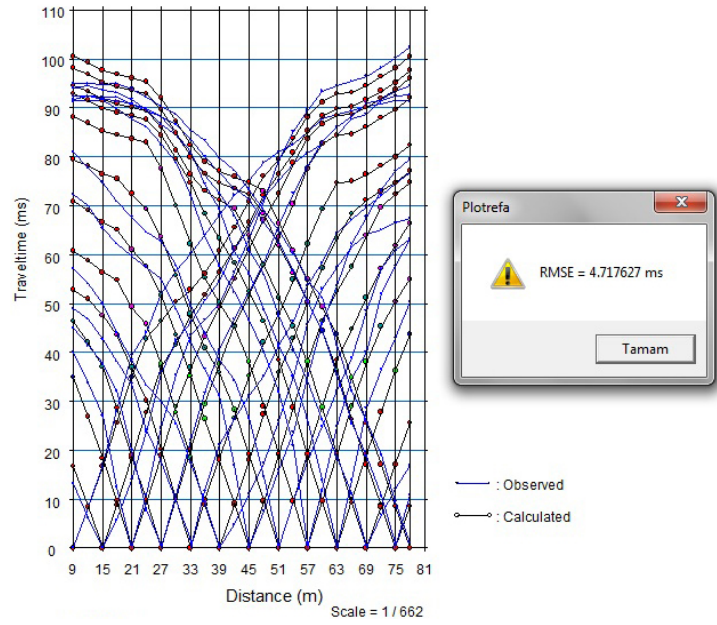
Şekil 4.53: Profil 2 ters çözüm işlemi ile 20 iterasyon sonucu elde edilen P-hızı modeli.

Işın izleme (RayTracing) uygulanarak hesaplanan ışın yolları görselleştirilmiştir.



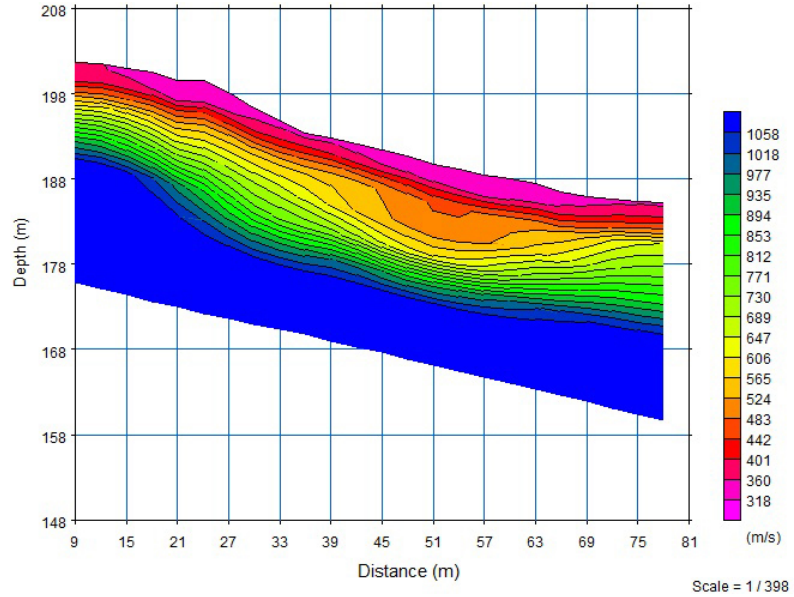
Şekil 4.54: Profil 2 ışın izleme (ray tracing) uygulanarak hesaplana ışın yollarının model üzerinde gösterimi.

Ters çözüm sonucu elde edilen modelin hata oranı değerlendirilmiştir. Şekil 4.55'te arazi kayıtları üzerinden belirlenen ve program tarafından hesaplanan seyahat zamanı eğrileri arasındaki farklar görülmektedir.



Şekil 4.55: Profil 2 gözlenen ve hesaplanan seyahat zamanı eğrileri arasındaki farklar.

Son olarak Şekil 4.53’de gösterilen Profil 2’ye ait iki boyutlu P-hızı modeli (tomogramı) üzerinde tabaka sınırlarının görselleştirilmesi işlemi yapılmıştır.

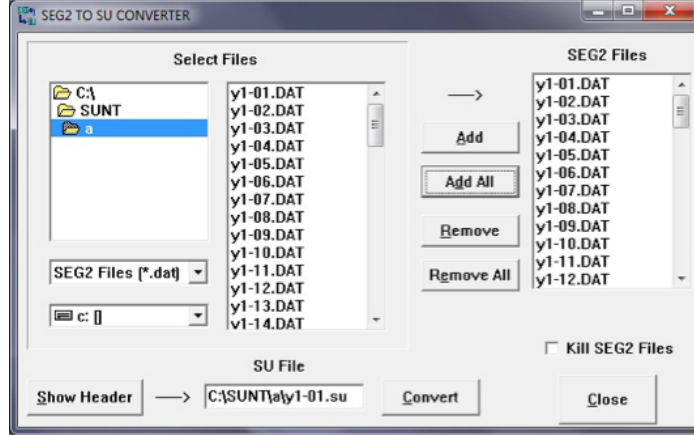


Şekil 4.56: Profil 2, iki boyutlu P-hızı modeli üzerinde tabaka sınırlarının görselleştirilmesi.

4.4 SİSMİK YANSIMA

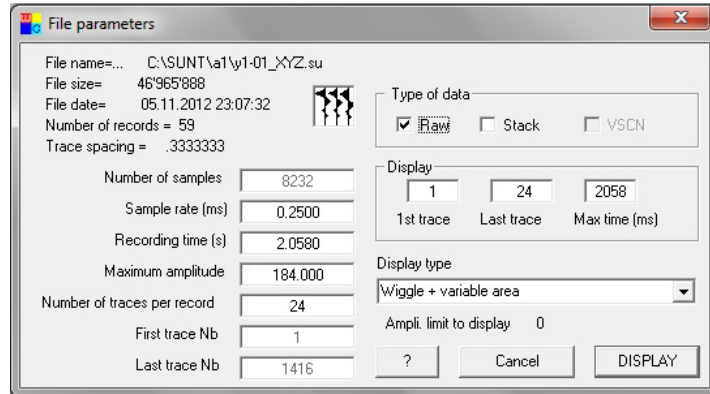
Sismik yansımaya veri işlem ve değerlendirme çalışmaları VisualSunt6 bilgisayar yazılımı ile gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışmalarında toplanan tüm sismik kayıtlar dat uzantılı

olarak bilgisayara kayıt edilmiştir. Veri işlem aşamasına başlayabilmek için sismik kayıtların öncelikle *SU* (Seismic Unix) formatına çevrilip birleştirilmesi gerekir. Bu işlem VisualSunt programının başlangıç menüsünden yapılmaktadır. Dönüşüm işlemleri her iki profilde toplanan sismik kayıtlara uygulanmıştır.



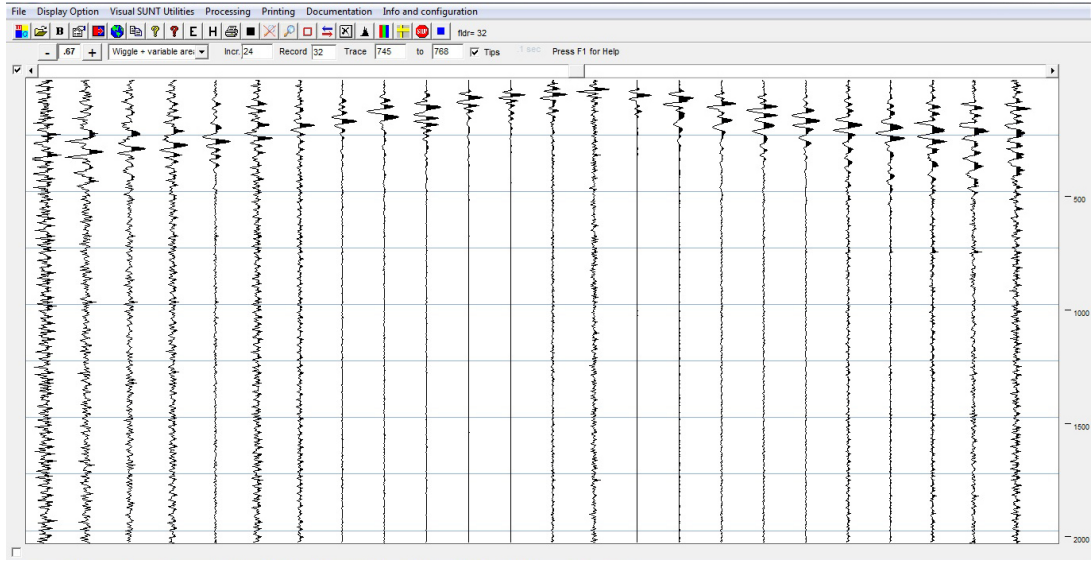
Şekil 4.57: Sismik kayıtların veri işleme başlamadan önce SU formatına dönüştürülmesi.

Sonrasında öncelikle profil 1'e ait sismik kayıtlar yazılıma yüklenmiştir. VisualSunt programı verileri yüklerken, toplam kayıt sayısı, kayıt süresi, örnekleme gibi bilgilerin özetini vermektedir.



Şekil 4.58: Profil 1 verilerinin program içerisine yüklenmesi ile gösterilen kayıt parametreleri.

Şekil 4.59'da Profil 1'e ait sismik kayıtların yazılım içerisine yüklenmiş hali gösterilmektedir.



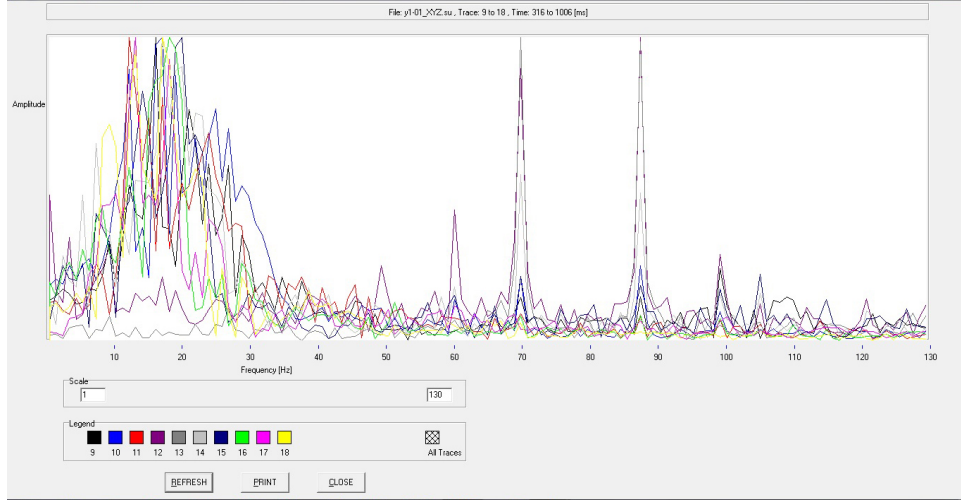
Şekil 4.59: Profil 1'e ait sismik kayıtların programa yüklenmesi.

Kayıtlar açıldıktan sonra veri işleme başlamadan önce geometri ayarlamalarının yapılması gerekmektedir. Bu aşama sonraki adımların doğru şekilde gerçekleştirilebilmesi açısından oldukça önemlidir. Geometri ayarlama işleminde, VisualSunt modüllerinden olan Interactive Geometry Input kullanılmıştır.

Şekil 4.60: Geometri ayarlarının düzenlenmesi.

Geometri ayarları yapılmış kayıtlar gözlemsel olarak değerlendirilerek kötü izler veriden atılmıştır.

Kötü izler atıldıktan sonra filtreleme işlemine geçilir. Bu aşamada verinin belirli bir bölümü pencere ile seçilerek frekans-genlik spektrumuna bakılır. Spektrumdan verinin yoğunlaştığı bölgeler ve istenmeyen gürültülerin frekans aralığı görülebilir. Filtre tasarımı yapılarak gürültüler atılır.

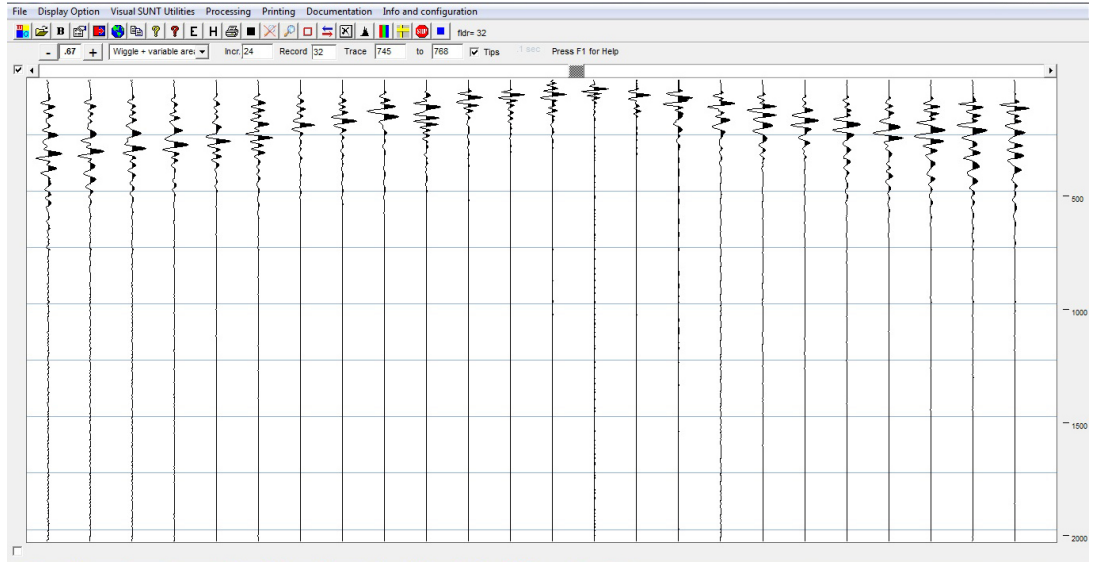


Şekil 4.61: Profil 1, frekans-genlik spektrumu.

Frekans-genlik spektrumu değerlendirilerek seçilen filtre değerleri Şekil 4.62’de verilmiştir.

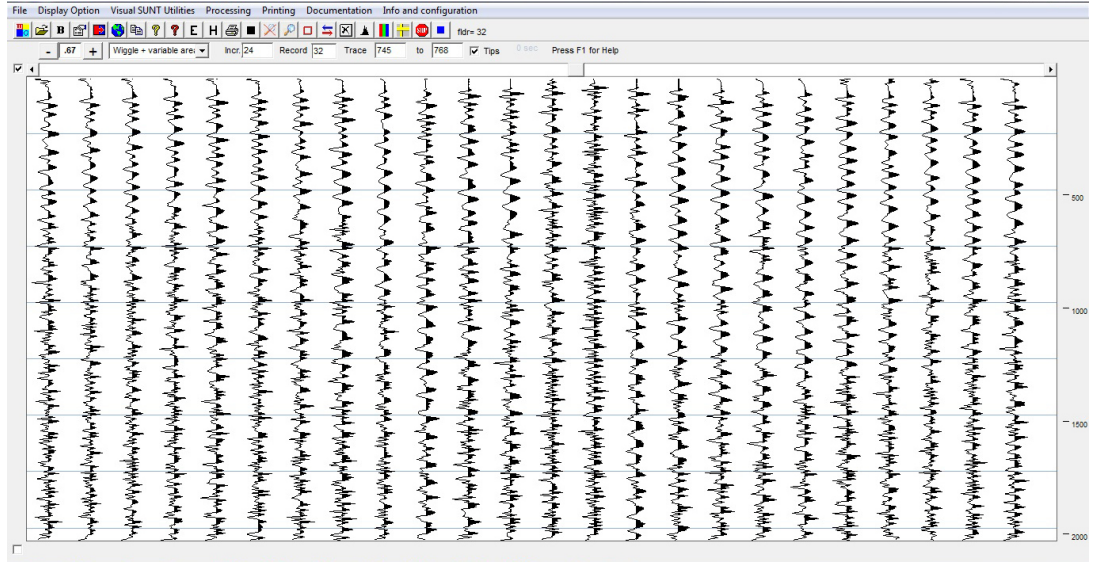
Şekil 4.62: Profil 1 filtrenin oluşturulması.

Oluşturulan filtre sismik kayda uygulandıktan sonra elde edilen görüntü Şekil 4.63’de görülmektedir.



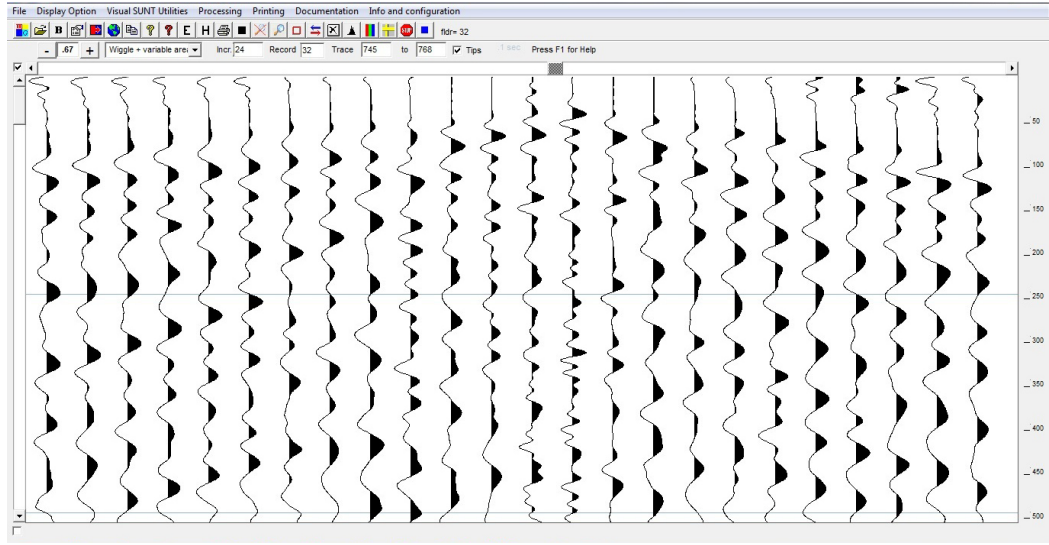
Şekil 4.63: Profil 1 filtreleme işleminden sonra elde edilen sismik kayıt.

Bu aşamadan sonra otomatik kazanç fonksiyonu veriye uygulanarak genlikler düzenlenmiştir.



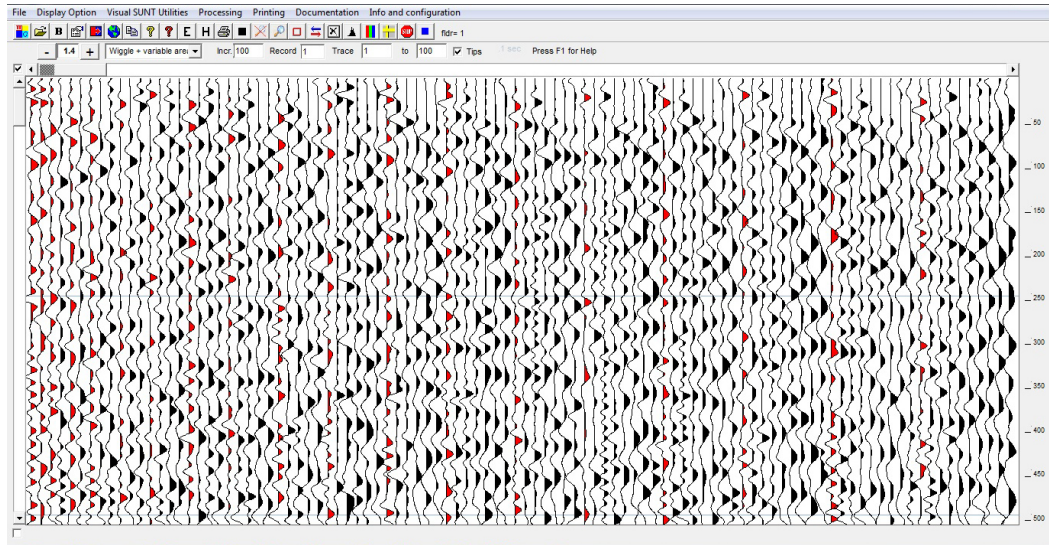
Şekil 4.64: Profil 1 genliklerin düzenlenmesi işlemi.

Genlikleri düzeltilmiş sismik kayıt tekrar örneklenmiş ve veri boyu kısaltılmıştır.



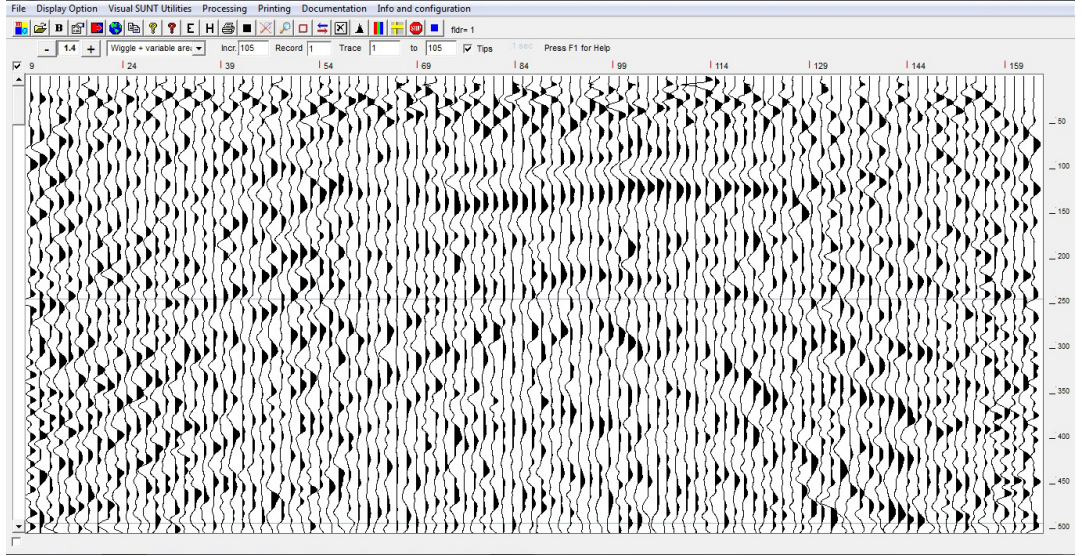
Şekil 4.65: Profil 1 tekrar örnekleme işlemi sonucu sismik izlerin görüntüsü.

Ön veri işlem aşamalarından geçirilen sismik kayıtlar, tekrar örnekleme işleminden sonra sort işlemi için hazırdır. Sort işleminde atış birikiminden ortak derinlik noktası (ODN) birikimine geçilmektedir. Sort işlemi sonucu Şekil 4.66’da gösterilmektedir.



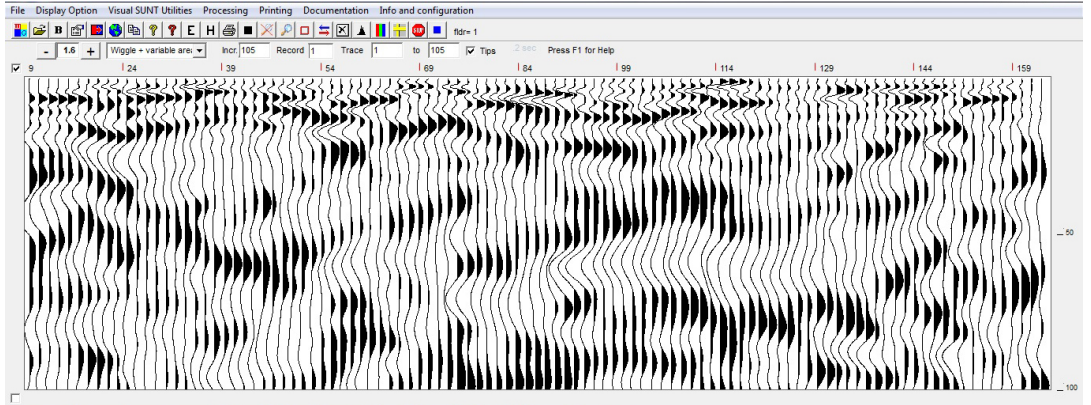
Şekil 4.66: Profil 1 sort işlemi görüntüsü.

Veri işlemin ikinci aşamasında, sismik hız analizi yapılarak tabaka modelleri belirlenir ve yığma (stack) işlemine geçilir. Şekil 4.67’de yığma işlemi sonucu görülmektedir.



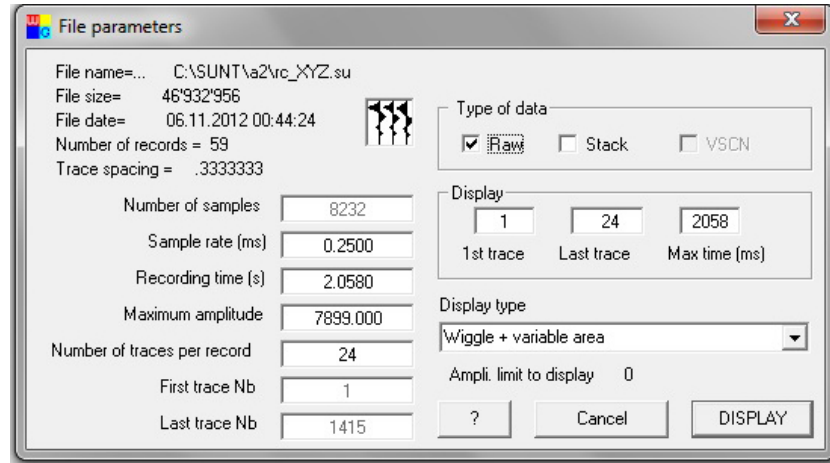
Şekil 4.67: Profil 1 yığma (stack) işlemi sonucunda elde edilen kesit.

Yığma işleminden sonra iz bağdaşımı işlemi gerçekleştirilerek aynı fazdaki olaylar kuvvetlendirilmiş diğerleri sönmülmüştür. Daha sonra dekonvolüsyon ve ikinci filtreleme işlemi uygulanmış ve zaman ortamı verisi derinlik ortamına dönüştürülerek Profil 1 sismik yansıma derinlik kesiti elde edilmiştir. Elde edilen sonuç Şekil 4.68’de verilmiştir.



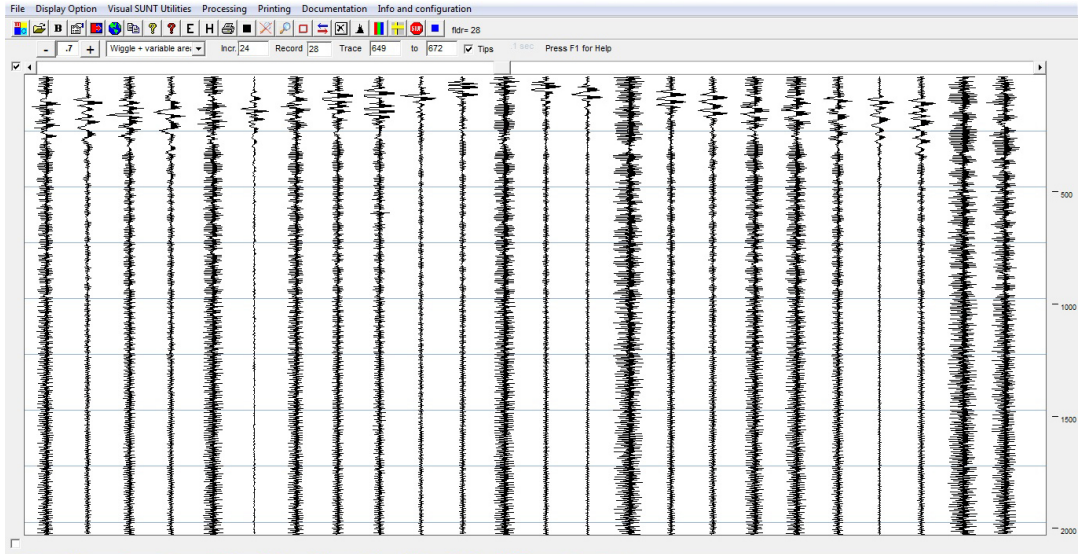
Şekil 4.68: Profil 1 sismik yansıma derinlik kesiti.

Daha sonra Profil 2 sismik kayıtları VisualSunt yazılımı içerisine yüklenmiştir. Bu aşamada birinci profilde olduğu gibi, parametrelerin özeti görüntülenir.



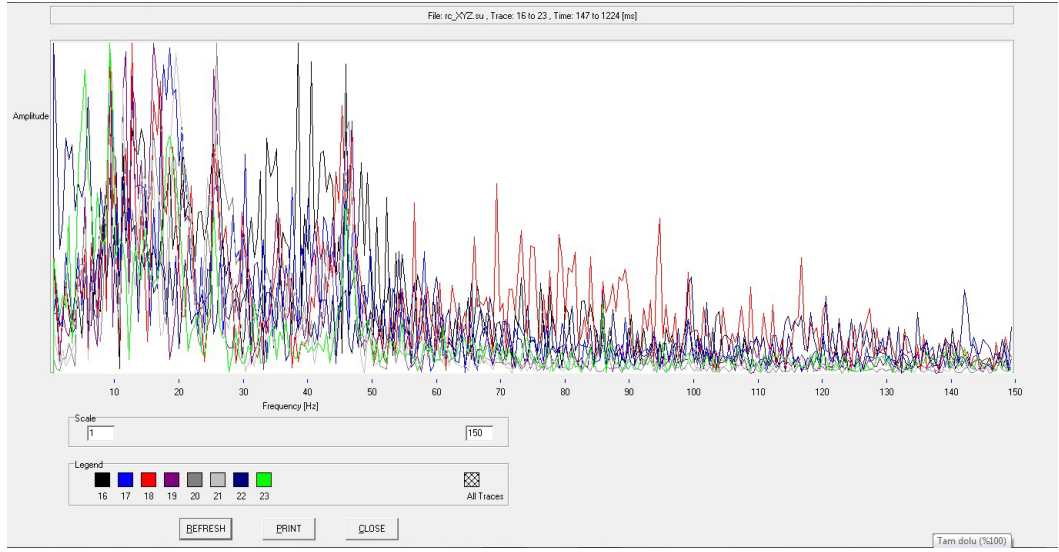
Şekil 4.69: Profil 2, kayıtların program içerisine yüklenmesi ile gösterilen dosya parametreleri.

Şekil 4.70’de Profil 2’ye ait sismik kayıtların yazılım içerisine yüklenmiş hali gösterilmektedir.



Şekil 4.70: Profil 2’ye ait sismik kayıtların programa yüklenmesi.

Profil 2 arazi geometrisi Profil 1 ile aynı olduğundan, Şekil 4.60’da verilen parametreler kullanılmıştır. Sonrasında filtreleme işlemine geçilir. Şekil 4.71’de Profil 2 frekans-genlik spektrumu görülmektedir.

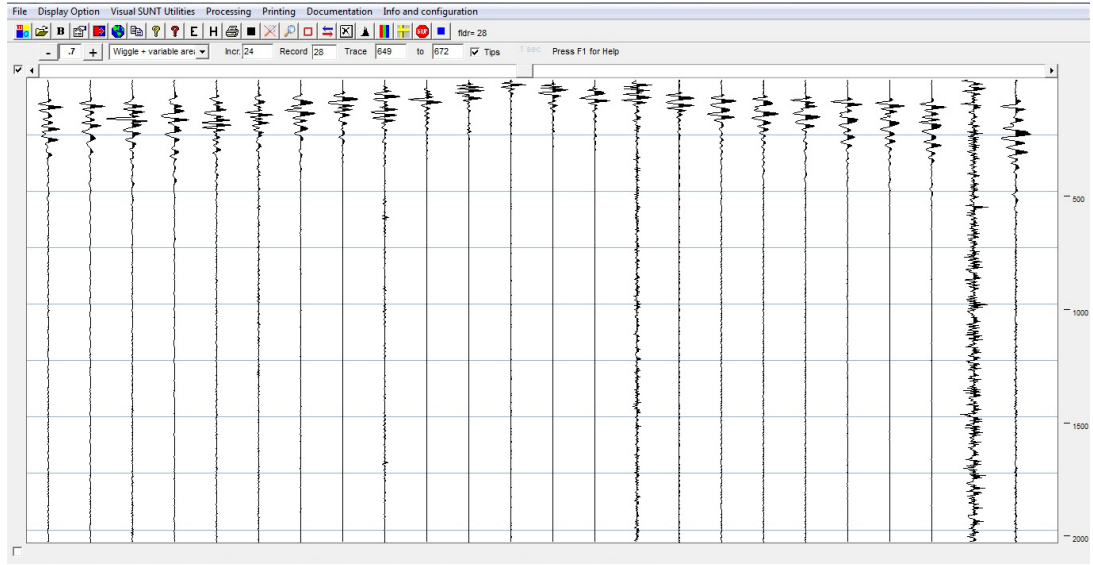


Şekil 4.71: Profil 2, frekans-genlik spektrumu.

Frekans-genlik spektrumu değerlendirilerek seçilen filtre değerleri Şekil 4.72’de verilmiştir.

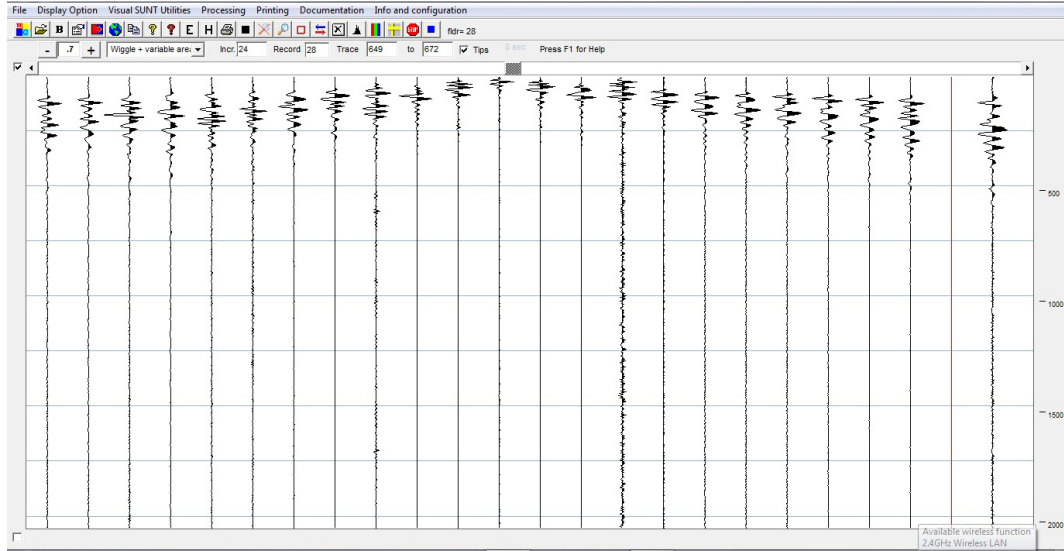
Şekil 4.72: Profil 2 sismik kayıtlar için filtrenin oluşturulması.

Oluşturulan filtre sismik kayda uygulandıktan sonra elde edilen görüntü Şekil 4.73’de görülmektedir.



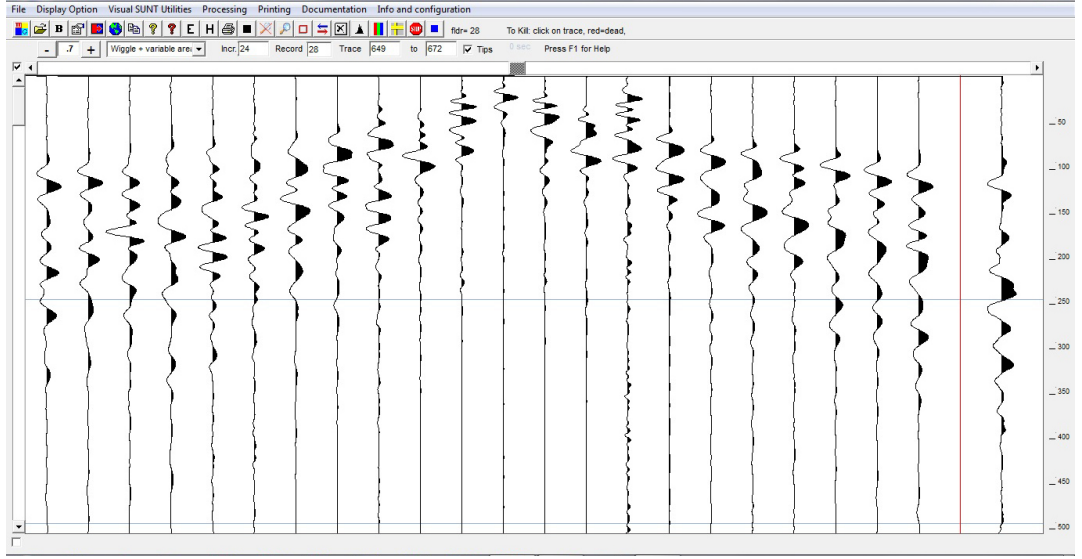
Şekil 4.73: Profil 2 filtreleme işlemi sonrası elde edilen görüntü.

Daha sonra sismik veriler gözlemsel olarak değerlendirilmiş ve kötü izler kayıtlardan atılmıştır.



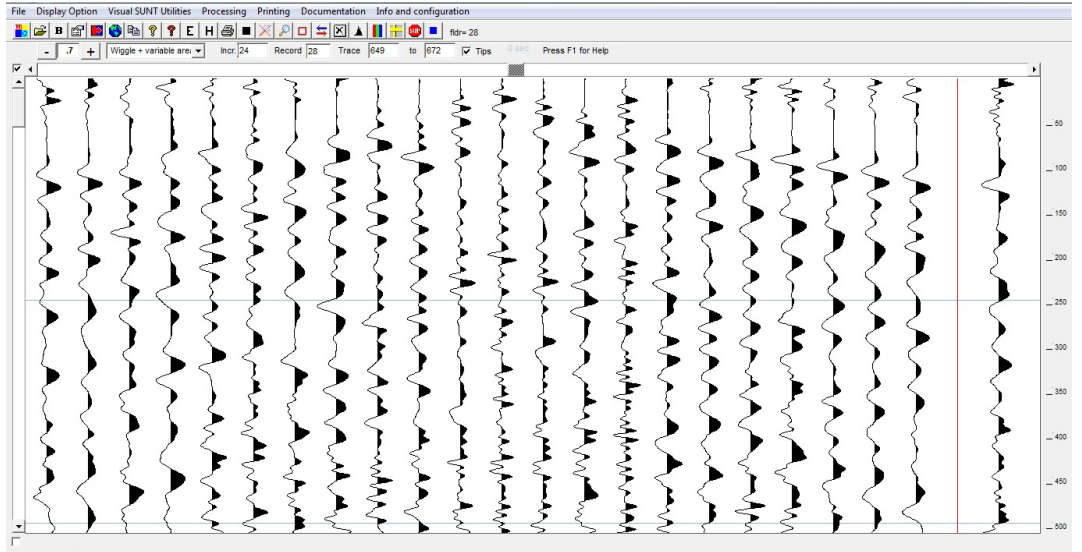
Şekil 4.74: Profil 2 sismik kayıtların üzerinde kötü izlerin atılması.

Tekrar örnekleme işlemi yapılmış ve kayıt süresi 500 ms'ye indirilmiştir. Bu işlem ile kayıtlardaki gerekli olmayan kısımlar veriden atılmıştır.



Şekil 4.75: Profil 2 tekrar örnekleme işlemi ile veri boyunun kısaltılması.

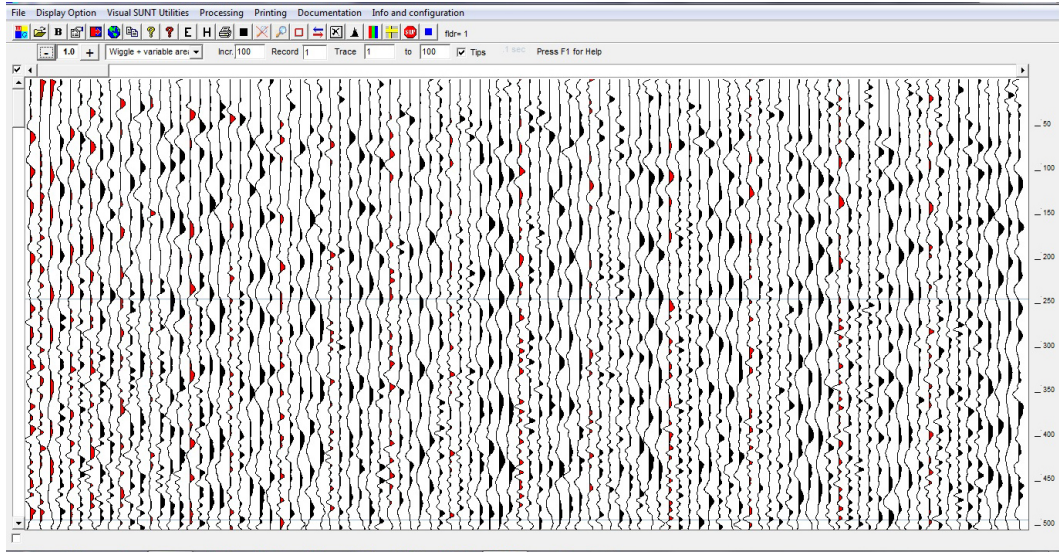
Otomatik kazanç kontrolü veriye uygulanarak genlik düzeltmeleri yapılmıştır.



Şekil 4.76: Profil 2 otomatik kazanç kontrolü ile genliklerin düzeltilmesi.

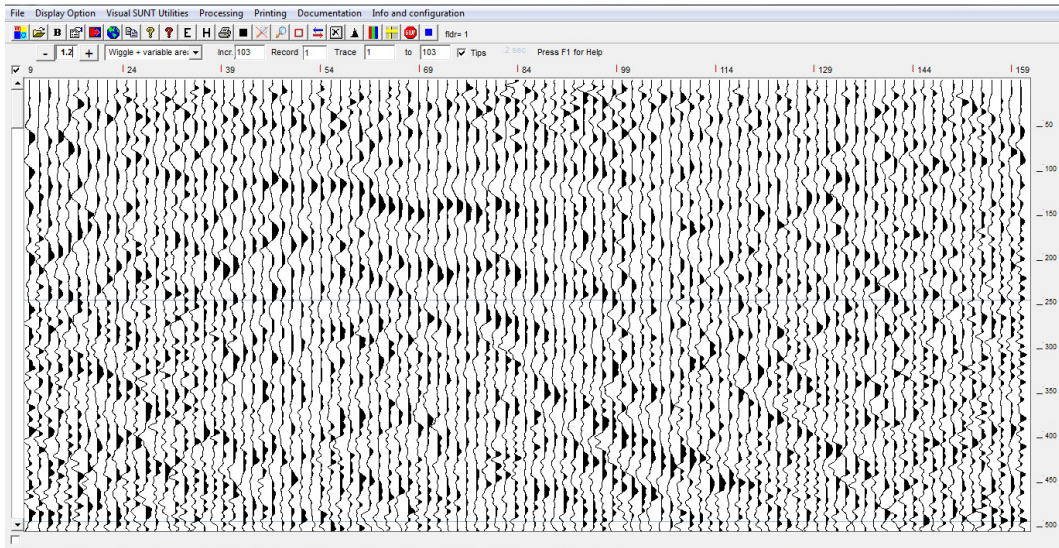
Bu aşamadan sonra atış birikiminden ortak derinlik noktası (ODN) birikimine geçilir.

Sort işlemi sonucu elde edilen sismik kesit Şekil 4.77’de verilmiştir.



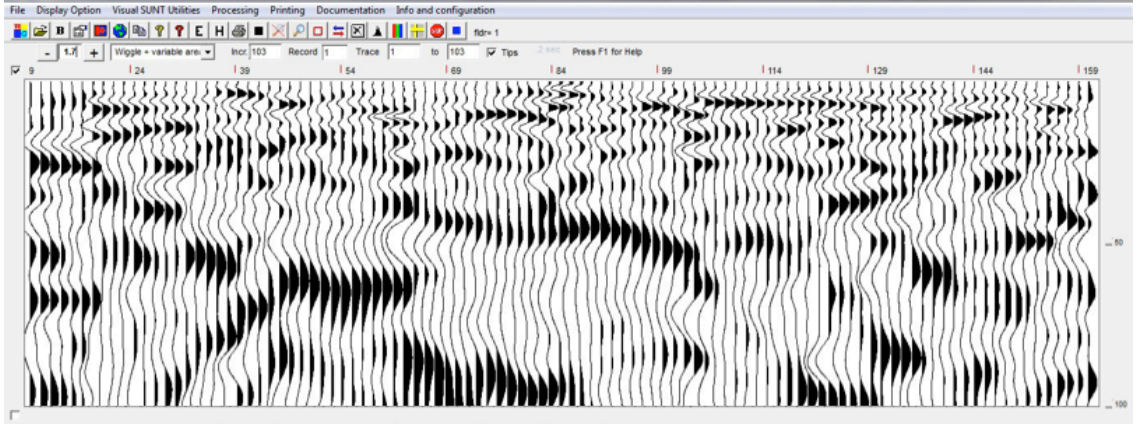
Şekil 4.77: Profil 2 sort işlemi sonucu elde edilen sismik kesit.

Veri işlemin ikinci aşamasında, sismik hız analizi yapılır ve tabaka modelleri belirlenerek yığma (stack) işlemine geçilir. Şekil 4.78’de yığma işlemi sonucu görülmektedir.



Şekil 4.78: Profil 2 yığma (stack) işlemi sonucunda elde edilen sismik kesit.

Yığma işleminden sonra sırasıyla iz bağdaşımı, dekonvolüsyon ve son filtreleme işlemleri uygulanmış, son olarak zaman ortamından derinlik ortamına geçilerek Profil 2 sismik yansıma derinlik kesiti elde edilmiştir. Şekil 4.79’da Profil 2 sismik yansıma derinlik kesiti görülmektedir.

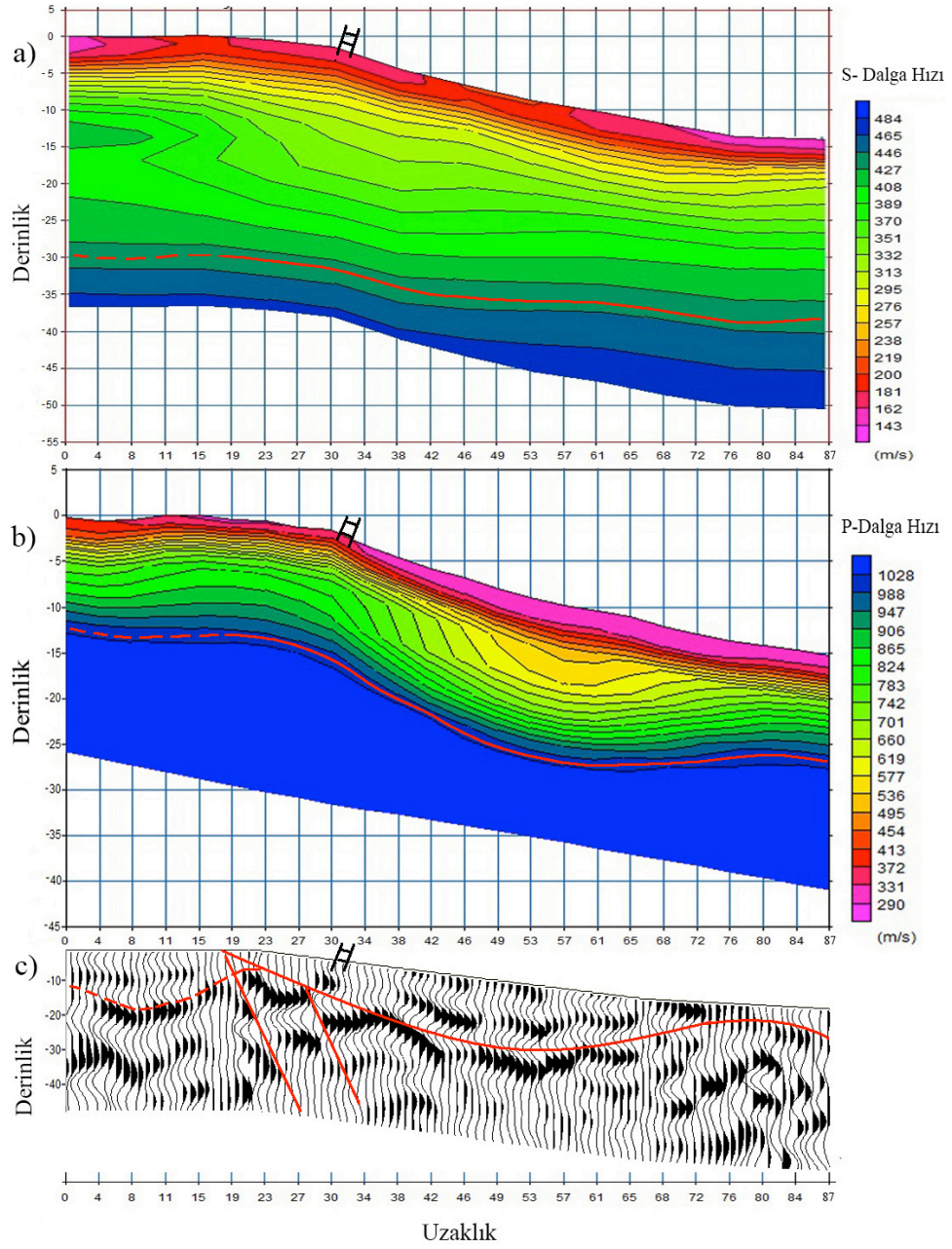


Şekil 4.79: Profil 2 sismik yansıma derinlik kesiti.

Profil 1 ve Profil 2 için veri değerlendirme işlemleri sonucunda elde edilen sismik yansıma derinlik kesitlerine, topoğrafya ile uygun olacak şekilde eğim verilerek Şekil 4.80 c ve Şekil 4.81 c'deki gibi yorumlama işlemleri gerçekleştirilmiştir.

4.5 BULGULARIN DEĞERLENDİRİLMESİ

Her iki profilde toplanan sismik kayıtlar kullanılarak iki boyutlu MASW, sismik kırılma tomografisi ve sismik yansıma çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Kullanılan 3 jeofizik yöntem ile Silivri İlçesi, Bekirli Köyü bölgesindeki heyelan yapısının belirlenmesi amaçlanmıştır. Sismik verilerin değerlendirilmesi ile Profil 1 için elde edilen sonuçlar Şekil 4.80'de verilmiştir.



Şekil 4.80: Profil 1 veri değerlendirme işlemleri sonucunda elde edilen a) yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (MASW) b) sismik kırılma tomografisi c) sismik yansıma çalışması sonuçları.

Çalışmanın birincil amacı heyelana ait kayma düzleminin konumu, derinliği ve sınırlarının belirlenmesidir. Bu sayede bölgede yer alan tren yolunun heyelan oluşumundan etkilenip etkilenmeyeceği tartışılacaktır.

Ölçümlerin gerçekleştirildiği Profil 1, 87 metre uzunluğundadır. Demir yolu sismik hattı 32. metrede dik olarak kesmektedir. Gps ile ölçülmüş yükseklik değerlerinden, profilin 201.56 metre yükseklikten başlayıp 185.38 metre yükseklikte bittiği anlaşılmaktadır.

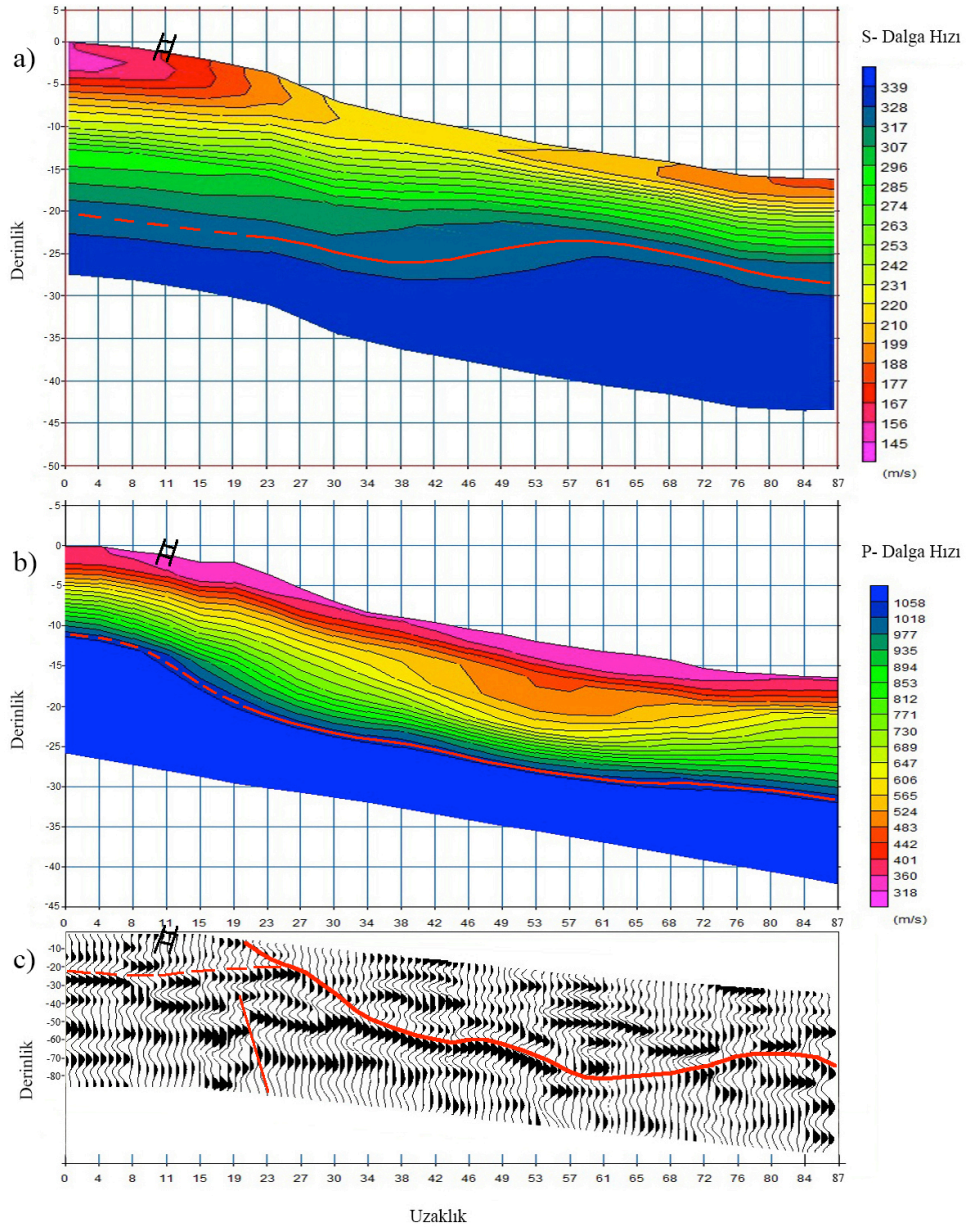
Dolayısıyla profilin başlangıç ve bitiş noktaları arasında 16.18 metrelik yükseklik farkı olduğu ortaya çıkmaktadır. Bölgenin genel topoğrafyası Şekil 3.4'deki gibidir.

1. Profilde elde edilen sismik yansıma sonuçları (Şekil 4.80 c) değerlendirildiğinde, heyelan kayma düzlemi başlangıç noktasının, profili 18. metrede kestiği anlaşılmaktadır. Kayma düzleminin en derin noktası ise yüzeyden 30 metre derinliğe kadar uzanmaktadır. Bu yapının altında çeşitli bölgelerde kırık ve fay düzlemleri gözlenmektedir.

MASW (Şekil 4.80 a) ile kırılma tomografisi (Şekil 4.80 b) sonuçlarında ise, heyelan kayma düzleminin net bir şekilde ortaya çıktığı ve yansıma kesiti ile uyum gösterdiği anlaşılmaktadır. Bununla beraber kırılma tomografisi yönteminde penetrasyon problemi sebebi ile sismik yansımadaki derinlik çözümü elde edilememiştir.

MASW yöntemi ile elde edilen sonuçlar (Şekil 4.80 a) değerlendirildiğinde, heyelan kayma düzleminin altında 446-484 m/s aralığında V_s hızlarına sahip tabakanın yer aldığı, bu düzlemin üzerinde 238-427 m/s V_s hızı aralığında bir tabakanın bulunduğu ve en üstte alüvyon (dolgu) olarak kabul edebileceğimiz, 143-219 m/s V_s hızına sahip tabakanın yer aldığı söylenebilir.

Sismik kırılma tomografisi sonuçlarında (Şekil 4.80 b) ise, kayma düzleminin altında yaklaşık 1000 m/s V_p hızına sahip tabakanın bulunduğu, kayma düzlemi üstündeki tabakanın 495-906 m/s hız aralığında V_p hızına sahip olduğu ve yüzeye yakın alüvyon olarak değerlendirilen tabakanın 290-454 m/s V_p hızına sahip olduğu gözlenmiştir. Şekil 4.81'de Profil 2'ye ait sonuçlar gösterilmektedir.



Şekil 4.81: Profil 2 veri değerlendirme işlemleri sonucunda elde edilen a) yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (MASW) b) sismik kırılma tomografisi c) sismik yansıma çalışması sonuçları.

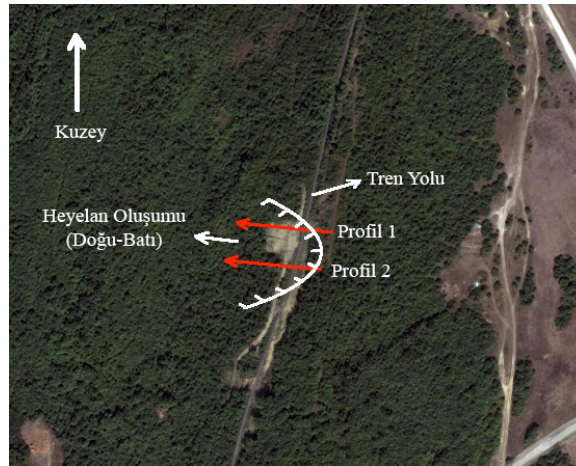
Profil 2, 87 metre uzunluğundadır. Demir yolu sismik hattı 11. metrede kesmektedir. Gps ile ölçülmüş yükseklik değerlerinden, profilin 201.71 metre yükseklikten başlayıp 184.17 metre yükseklikte bittiği anlaşılmaktadır. Dolayısıyla profilin başlangıç ve bitiş noktaları arasında 17.54 metrelik yükseklik farkı olduğu ortaya çıkmaktadır.

2. Profilde elde edilen sismik yansıma derinlik kesiti (Şekil 4.81 c) incelendiğinde, heyelan kayma düzlemi başlangıç noktasının profili 20. metrede kestiği anlaşılmaktadır. Kayma düzleminin en derin noktası ise 80. metreye kadar uzanmaktadır. Kayma

düzleminin altında fay oluşumları 1. profilde olduğu gibi ortaya çıkmaktadır. Sismik yansıma kesitinde oldukça net bir şekilde görülmekte olan heyelan kayma düzleminin, Profil 2’de, Profil 1’e göre daha derinde bulunmasının nedeni, Profil 2’nin heyelanın derin olan orta kısmına yakın olmasıdır. MASW (Şekil 4.81 a) ve sismik kırılma tomografisinde (Şekil 4.81 b) tabaka yapıları ve heyelan kayma düzlemi görülmekte olup, sismik yansıma kesiti ile oldukça uyumludur. Bununla beraber sismik yansıma derinlik kesitinde (Şekil 4.81 c) gözlemlediğimiz derinliklere, Profil 2’de her iki yöntemle de ulaşamamıştır.

MASW yöntemi ile elde edilen sonuçlara (Şekil 4.81 a) göre, heyelan kayma düzleminin altında yaklaşık 330 m/s ‘lik makaslama (V_s) hızına sahip bir tabaka olduğu, bu düzlemin üzerinde 210-300 m/s aralığında V_s hızı değerlerine sahip tabakanın bulunduğu ve en üstte ise alüvyon olarak kabul edebileceğimiz 145-200 m/s aralığında V_s hızlarına sahip tabaka bulunmaktadır.

Sismik kırılma tomografisi sonuçlarında (Şekil 4.81 b) ise, kayma düzleminin altında yer alan tabakanın yaklaşık 1000 m/s V_p hızına sahip olduğu, kayma düzlemi üstündeki tabakanın yaklaşık 524-935 m/s hız aralığında V_p hızlarına sahip olduğu ve en üstte alüvyon olarak değerlendirilen tabakanın 318-483 m/s V_p hızlarına sahip olduğu gözlenmiştir. Elde edilen V_p ve V_s hızları Tablo 2.1’de verilen sismik hızlar-birim ilişkisi ile uyumlu olduğu görülmektedir. Sismik yöntemler ile elde edilen sonuçlar ışığında heyelan bölgesinin ve kaymanın yaklaşık olarak doğu batı doğrultusunda olduğu tahmin edilmektedir (Şekil 4.82).



Şekil 4.82: İnceleme alanında heyelan bölgesinin konumu.

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Doğal olarak veya mühendislik girişimi sonucu oluşan heyelanların mühendislik özellikleri, yapılaşma öncesi ortaya çıkarılmadığı takdirde ciddi hasarlara neden olabilmektedir.

Bu çalışmada İstanbul İli, Silivri İlçesi, Bekirli Köyü mevkiinde gözlenen ve tren yolu güzergahını da kapsayan heyelan yapısına yönelik detaylı sismik çalışmalar yapılmıştır.

Bu amaçla bölgede yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (MASW) tekniği kullanılarak iki boyutlu S-dalgası hız modelleri, sismik kırılma tomografisi yöntemi ile iki boyutlu P-dalgası tomogramları, sismik yansıma yöntemi ile derinlik kesitleri her iki profil için de elde edilmiştir.

Profil 1 sismik yansıma derinlik kesiti (Şekil 4.80 c) değerlendirildiğinde, heyelan kayma düzleminin profili yaklaşık olarak 18. metre civarında kestiği belirlenmiştir. Kayma düzleminin en derin noktası ise yüzeyden 30 metreye kadar uzanmaktadır. Bölgede çeşitli kırık ve faylanmalar yansıma kesitlerinde gözlenmiştir.

1. Profilde sismik yansıma kesitinde gözlenen heyelan kayma düzleminin yapısı, MASW ile kırılma tomografisi sonuçları ile uyum içerisindedir. Bununla birlikte kırılma tomografisinde penetrasyon problemi sebebi ile diğer iki yöntemle nazaran derinlik farkı oluşmuştur.

Profil 2 sismik yansıma kesiti (Şekil 4.81 c) değerlendirildiğinde heyelan kayma düzleminin başlangıcı profili 20. metrede kesmektedir. Kayma düzleminin en derin noktası 80. metre olarak belirlenmiştir. Heyelan kayma düzlemi derinliğinin, Profil 1'e kıyasla daha fazla olması, Profil 2'nin heyelan oluşumunun daha derin olan orta kısmına yakın olduğunu işaret etmektedir.

Profil 2'de elde edilen MASW ile kırılma tomografisi sonuçları değerlendirildiğinde kayma düzlemi yapısal olarak net bir şekilde gözlenmekte, fakat her iki yöntemle de sismik yansıma yöntemi ile elde edilen derinliğe ulaşamamıştır.

Şekil 4.82 ile Şekil 3.2 arasında iki yıllık bir zaman dilimi bulunmaktadır. Şekil 4.82’ de yer alan bölgenin 2012 tarihinde çekilmiş görüntüsünde yüzeydeki heyelan yapısının net şekilde görüldüğü fakat iki yıl sonra yapmış olduğumuz arazi çalışmasında aynı yerde bitki örtüsü gelişimi ve ağaçlandırma çalışmaları nedeni ile, heyelanın yüzeysel görünümünün kaybolduğu net bir şekilde tespit edilmiştir.

Bölgenin detaylı jeolojisi incelendiğinde en üst tabakanın oldukça gevşek dolgu yapısına sahip olduğu, bu yapının altında, Trakya havzası genel stratigrafi kesitinde (Şekil 1.2) belirtildiği gibi, konglomera, kumtaşı, kil-killi kireçtaşı içeren ergene formasyonu, daha altta ise şeyl ve silt taşı içeriğine sahip danişmen formasyonunun bulunduğu söylenebilmektedir.

Bölgede yaklaşık olarak doğudan batıya doğru bir heyelan oluşumu gözlenmektedir. Heyelan kayma düzlemi oluşumunun danişmen formasyonu ile onun üzerinde yer alan kırıntılı kaya özelliği gösteren ergene formasyonu arasında geliştiği düşünülmektedir. Yer altı suyu bu iki birim arasında geçirimsiz bir yüzey oluşturarak heyelan oluşumuna neden olmaktadır (Elmas 2014 ile sözlü görüşme).

Yapmış olduğumuz detaylı sismik çalışmalar neticesinde kayma düzlemi ve sınırları net bir şekilde tespit edilmiş, elde ettiğimiz sismik hızlar bahsedilen jeolojik yapılar ile uyum göstermektedir.

Çalışmamızda kullanmış olduğumuz sismik yansıma yönteminin, heyelan kayma düzlemi ve yeraltı yapısının belirlenmesinde, sismik kırılma tomografisinin kayma düzleminin ve tabakaların V_p hızlarının belirlenmesinde, Yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (MASW) tekniğinin ise, heyelan bölgesine ait makaslama dalga hızları (V_s) değişimi ile, tabaka sınırlarının tesbitinde oldukça sağlıklı sonuçlar verdiği görülmüştür.

Elde edilen sonuçlar, bölgedeki eğim ve jeolojik koşullar göz önüne alındığında, bölgenin heyelan oluşumu için oldukça uygun olduğu anlaşılmaktadır. Bu oluşum tren yolu hattını da kapsamaktadır. Elde edilen bulgular neticesinde önlem alınmadığı takdirde tren yolunun mevcut heyelan oluşumundan etkileneceği ortaya çıkmaktadır.

KAYNAKLAR

- Akan, M. and Kanlı, A.I., 2011, Integration of vertical seismic profiling (VSP) and well log data in seismic reflection surveys, *6th Congress of the balkan geophysical society*, 3-6 October 2011 Budapest-Hungary, Conference proceedings, R34, 5 pages, (Awarded as: Best junior author of the BGS2011 congress).
- Aki, K., 1957, Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bulletin of the earthquake research institute*, 35, 415–456.
- Aki, K. and Richards P.G., 1980, *Quantitative seismology*, W.H.Freeman, San Fransisco, ISBN: 0-935702-96-2.
- Anomohanran, O., 2013, Seismic refraction method: a technique for determining the thickness of stratified substratum, *American journal of applied sciences*, 10 (8), 857-862.
- Arıoğlu, E., Tokgöz, N., 2005, *Çözümlü problemlerle şev stabilite analizi*, Evrim yaymevi, İstanbul, ISBN: 975-503-142-1.
- Azwin, I.N., Saad R. and Nordina M., 2013, Applying the seismic refraction tomography for site characterization, *4th International conference on environmental science and development*, January 2013 Dubai, Malaysia, Procedia APCBEE, 227-231.
- Başokur, A.T., 2005, Yapı yeri incelemelerinde makaslama dalgası hız kesitinin ReMİ yöntemi ile saptanması, *Deprem sempozyumu*, 23-25 Mart 2005, Kocaeli.
- Bolt, B.A., 1988, *Earthquakes*, W.H. Freeman, San Fransisco, ISBN: 071671874X.
- Capon, J., 1969, High resulation frequency-wavenumber spectrum analysis, *Proc. IEEE*, 57, 1408-1418.
- Cox, B.R., Wood, C.M., 2010, A comparison of linear-array surface wave methods at a soft soil site in the mississippi embayment, *Geo florida*, 20-24 February 2010 Florida, USA, American society of civil engineers, ISBN: 978-0-7844-1095-0, 1369-1378.
- Çetinkaya, M. and Kanlı, A.I., 2011, Enrichment of data quality by using check-shot and sonic log data in seismic reflection surveys, *6th Congress of the balkan geophysical society*, 3-6 October 2011 Budapest-Hungary, Conference proceedings, R26, 5 pages.

- Dikmen, Ü., Başokur, A.T., Akkaya, İ., Arısoy, M.Ö., 2009, Yüzey dalgalarının çok-kanallı analizi yönteminde uygun atış mesafesinin seçimi, *Hacettepe üniversitesi yerbilimleri uygulama ve araştırma merkezi dergisi*, 31 (1), 23-32.
- Elmas, A. 2014, İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü.
- Foti S., 2000, *Multistation methods for geotechnical characterization using surface waves*, Thesis (PhD), Politecnico Di Torino.
- Gabriels, P., Snieder, R. and Nolet, G., 1987, In situ measurement of shear wave velocity insediments with higher-mode rayleigh waves, *Geophysics prospecting*, 35, 187-196.
- Graff, K.F., 1975, *Wave motion in elastic solids*, Dower publication, New York, ISBN: 0-486-66745-6.
- Güler, B., 2005, *Pınarhisar-Saray (trakya havzası kuzeyi) arasında yüzeylenen soğucak formasyonunun rezervuar özelliklerinin incelenmesi*, Yüksek Lisans, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Hayashi, K., Takahashi, T., 2001, High resulation seismic refraction method using surface and borehole data for site chracterization of rocks, *International journal of rock mechanics & mining sciences*, 38 (6), 807-813.
- Hayashi, K., Suzuki, H., 2004, CMP Cross-correlation analysis of multi-channel surface-wave data, *Exploration geophysics*, 35, 7-13.
- Hebeler, G.L. and Rix, G., 2001, Site Characterization in shelby county, tennessee using advanced surface wave methods, *A report presented to mid-america earthquake center*, February 2001, Georgia Institute Of Technology.
- Hiltunen, D.R., Hudyma, N., Quigley, T.P., Samakur, C., 2007, Ground prooving three seismic refraction tomography programs, *Annual meeting of transportation research board*, 15 November 2006, Washington D.C.
- Hiltunen, D.R. and Cramer, B.J., 2008, Application of seismic refraction tomography in karst terrane, *Journal of geotechnical and geoenvironmental engineering*, 134 (7), 938- 948.
- Horike, M., 1984, Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the s-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas, *J. Phys. Earth*, 33, 59-96.
- Jenny, J.G., 2005, *High resolution seismic reflection practical basis*, Geo2x Sarl, Online publishing, Switzerland.
- Kanlı, A.İ., Tildy, P., Pronay, Z., Pınar. A. and Hermann. L., 2006, V_{s30} Mapping and soil classification for seismic site effect evaluation in Dinar region, SW Turkey, *Geophysical journal international*, 165, 223-235.

- Kanlı, A.İ., Toros, E., Pronay, Z., Neducz, B., Tildy, P., Hermann, L., 2006, Colculation of V_{S30} avarege shear wave velocity and its use for geotechnical purpose in UBC-Eurocode-8 internatioanl solid classification, *The 17th international geophysical congress & exhibition of Turkey*, 14-17 November 2006 Ankara.
- Kanlı, A.İ., Pronay, Z. and Miskolczi, R., 2008, The importance of the spread system geometry on the image reconstruction of seismic tomography, *Journal of geophysics and engineering*, 5, 77-85.
- Kanlı, A.İ., 2009, Initial velocity model construction of seismic tomography in near-surface applications, *Journal of applied geophysics*, 59, 52-62.
- Kanlı, A.I., 2010, *Integrated approach for surface wave analysis from near-surface to bedrock*, Advances in near-surface seismology and ground-penetrating radar, In: Miller, R. D., Bradford, J.H., Holliger, K. (ed.), Chapter 29, SEG, Oklahoma, USA, ISBN: 978-0-931830-41-9, 461-476.
- Karaaslan, A., Özalaybey, S., Zor, E., 2011, S-dalga hizinin mühendislik sismolojisi ölçeğinde elde edilmesi için aktif ve pasif kaynakli yüzey dalgasi analizleri, *1. Türkiye deprem mühendisliği ve sismoloji konferansı*, 11-14 Ekim 2011 Ankara.
- Kocaoğlu, A., Fırtına, K., Eyidoğan, H., Özalaybey, S., 2008, İstanbul Avcılar bölgesinde derin S-dalgası hız yapısının araştırılarak deprem yer tepkisisnin belirlenmesi, TUJJB Araştırma final raporu.
- Kramer, S.L., 1996, *Geotechnical earthquake engineering*, Prentice-Hall Inc., USA, ISBN: 0-13-374943-6.
- Kurtuluş, C., Bozkurt, A., 2009, *Uygulamalı zemin ve kaya mekaniği*, Kocaeli.
- Kurtuluş, C., 2010, *Sismik araştırmalar teori ve uygulama*, Özlem matbaası, Kocaeli.
- Lau, K.C., 2000, A rewiev of downhole geophysical methods for ground investigation, technical note TN 4/98, Geotechnical engineering office, Hong Kong.
- Lavergne, M., 1986, *Methodes sismiques*, Editions Technip, Paris, ISBN: 2710805146.
- Louie J.N., 2001, Faster, better shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, *Bulletin of the seismological society of america*, 91 (2), 347-364.
- Martin A.J. Shawver J.B. and Diehl J.G., 2006, Combined use of active and passive surface-wave techniques for cost effective UBC/IBC site classification, *Proceedings of the 8th national conference on earthquake engineering*, 18-22 April 2006 San Fransisco, 1013.
- McMechan, G.A. and Yedlin, M.J., 1981, Analysis of dispersive waves by wave field transformation, *Geophysics*, 46 (6), 869-874.
- Moser, T.J., 1991, Shortest path colculation of seismic rays, *Geophysics*, 56 (1), 59-67.

MTA, 2006, *Trakya bölgesi litostratigrafi birimleri*, Ankara, ISBN: 975-8964-47-X.

Nazarian, S., Stokoe K.H., 1983, Evaluation of moduli and thicknesses of pavement systems by spectral analysis of surface waves method, The study of new technologies for pavement evaluation research project, 3-8-80-256.

Novotny, O., 1999, Seismic surface waves, Lecture notes for post-graduate studies, Instituto de física, Instituto de geociencias.

Osmanşahin, İ., 1989 *Yüzey Dalgası Ortam Tepki Fonksiyonlarından Yararlanarak Anadolu ve Civarında Kabuk ve Üst Manto Yapısının Belirlenmesi*, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

Özalaybey, S., 2011, Arka plan sismik gürültü ile sismolojik çalışmalar, *1. Türkiye deprem mühendisliği ve sismoloji konferansı*, 11-14 Ekim 2011 Ankara.

Park, C.B., 1995, Characterization of geotechnical sites by multichannel analysis of surface waves, *Proceedings of the Korean ground society 95th annual meeting*, Seoul, Korea, 15-21.

Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., 1998, Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record, *Soc. Explor. Geophys.*, 1377-1380.

Park, C.B., Miller, R.D., and Xia, J., 1999, Multi-channel analysis of surface waves (MASW), *Geophysics*, 64 (3), 800-808.

Park, C.B., Miller, R.D., and Xia, J., 2001, Offset and resolution of dispersion curve in multichannel analysis of surface waves (MASW), *Proceedings of the SAGEEP 2001*, Denver, Colorado, SSM4.

Park, C.B., and R.D. Miller, 2004, MASW to map shear-wave velocity of soil, Kansas geological survey open-file report, 2004-30.

Park, C.B. and R.D. Miller, 2005c, Multichannel analysis of passive surface waves-modeling and processing schemes, *Proceedings of the Geo-Frontiers conference*, 23-26 January Austin Texas.

Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J. and Ivanov, J., 2007, Multichannel analysis of surface waves (MASW) active and passive methods, *The leading edge*, 26 (1), 60-64.

Park, C.B., and Miller, R.D., 2008, Roadside passive multichannel analysis of surface waves (MASW), *Journal of environmental & engineering geophysics*, 13 (1), 1-11.

Redpath, B.B., 1973, Seismic refraction exploration for engineering site investigations, Technical Rep. No. TR E-73-4, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station Explosive Excavation Research Laboratory, Livermore, Calif.

- Redpath, B.B., Edwards, R.B., Hale, R.J. And Kintzer, F.Z., 1982, Development of field techniques to measure damping values for near-surface rocks and soils, Report URS/John A. Blume and Associates, San Fransisco.
- Reynolds, J.M., 1997, *An introduction to applied and environmental geophysics*, John Wiley and Sons, England, ISBN: 0-471-96802-1.
- Richart, F.E. Hall Jr, J.R. and Woods, R.D., 1970, *Vibrations of soils and foundations*, Prentice Hall, New Jersey, ISBN: 13-941716-8.
- Rix, G.J. and Leipski, A.E., 1991, Accuracy and resolution of surface wave inversion: recent advances in instrumentation, data acquisition and testing in soil dynamics, *Geotechnical special publication*, 29, 17-23.
- Sheehan, J., Doll, W., and Mandell, W., 2003, Evaluation of refraction tomography codes for near-surface applications, *Proc., 73rd annual meeting of society of exploration geophysicists*, Dallas.
- Sheehan, J., Doll, W., and Mandell, W., 2005, An evaluation of methods and available software for seismic refraction tomography analysis, *Journal of environment engineering geophysics*, 10 (1), 21–34.
- Steeple, D.W., 2000, A review of shallow seismic methods, *Annali di geofisica*, 43 (6).
- Stokoe II, K. H., Wright, G. W., James, A. B., and Jose, M. R., 1994, Characterization of geotechnical sites by SASW method, in geophysical characterization of sites, ISSMFE Technical Committee, New Delhi, Oxford Publishers,
- Strobia, C., 2005, *Surface wave methods acquisition, processing and inversion*, Thesis (PhD), Politecnico Di Torino
- Sonel, N. ve Büyükutku, A., 1998, Trakya havzası kuzeyi orta eosen yaşlı kumtaşlarının hazne kaya özellikleri, *MTA Dergisi*, 120, 259-268.
- Taipodia, J. And Dey, A., 2012, Areview of active and passive MASW techniques, *Engineering geophysics for civil engineering and geo-hazards*, 2012 India, CBRI.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. and Sheriff, R.E., 1990, *Applied geophysics*, Cambrige University Press, New York, ISBN: 0-521-32693-1.
- Tokimatsu, K., Shinzawa, K., and Kuwayama., S., 1992 Use of short-period microtremors for Vs profiling, *Journal of geotechnical engineering*, 118 (10), 1544-1558.
- Tran, K.T. and Hiltunen, D.R., 2008, A comparison of shear wave velocity profiles from SASW, MASW, and REMI techniques, *Geotechnical earthquake engineering and soil dynamics IV*, 18-22 May 2008, California, America society of civil engineers.

- Wongpornchai, P., Phatchaiyo, R. and Srikoch N., 2009, Seismic refraction tomography of Mae-Hia landfill sites, Mueang district, Chiang Mai, *World academy of science, engineering and technology*, 32, 678.
- Xia, J., Miller, R.D., and Park, C.B., 1999, Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves, *Geophysics*, 64 (3), 691-700.
- Xia, J., Miller, R.D., Park, C.B., Ivanov J., Tian, G., and C. Chen, 2004, Utilization of high-frequency Rayleigh waves in near-surface geophysics, *The leading edge*, 23 (8), 753-759.
- Xia, J., Miller, R.D., 2009, High frequency rayleigh-wave method, *Journal of earth science*, 20 (3), 563-579.
- Yılmaz, Ö., 1987, *Seismic data analysis*, Society of exploration geophysicists, USA, ISBN: 1-56080-098-4.
- Zhu, T., Cheadle, S., Petrella, A., and Gray, S., 2000, First arrival tomography, method and application, *70th Annual international meeting*, SEG, 2028-2031
- Zor, E., Cevher, M., Mengüç, G., Soydaş, M., Bilgiç, A., Ayan, E., Özalaybey, S., 2007, Kocaeli ilinde zemin sınıflaması ve sismik tehlike değerlendirme çalışmaları, *Altıncı ulusal deprem mühendisliği konferansı*, 16-20 Ekim 2007 İstanbul,
- Zywicki, D.J., 1999. *Advanced Signal Processing Methods Applied to Engineering Analysis of Seismic Surface*, Thesis (PhD), Georgia Institute Of Technology.

ÖZGEÇMİŞ



Kişisel Bilgiler

Adı Soyadı	Mert GRİT
Uyruğu	T.C.
Doğum tarihi, Yeri	12.07.1989, İstanbul
Telefon	05335441263
E-mail	mertgrit@gmail.com
Web adres	

Eğitim

Derece	Kurum/Anabilim Dalı/Programı	Yılı
Doktora		
Yüksek Lisans	İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü/ Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı/ Jeofizik Mühendisliği Programı	2014
Lisans	Kocaeli Üniversitesi/ Jeofizik Mühendisliği Bölümü	2012
Lise	Hayrullah Kefoğlu Lisesi	2006