

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

**KUMLUCA YERLEŞİM ALANININ ZEMİN ÖZELLİKLERİNİN
YAPAY VE DOĞAL KAYNAKLI YÜZEY DALGALARININ ÇOK
KANALLI ANALİZİYLE BELİRLENMESİ**

Buket EKİNCİ

Danışman: Prof. Dr. Mahmut OKYAR

**DOKTORA TEZİ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
ISPARTA – 2010**

TEZ ONAYI

Buket EKINCI tarafından hazirlanan “Kumluca Yerlesim Alaninin Zemin Özelliklerinin Yapay ve Dogal Kaynakli Yüzey Dalgalarinin Çok Kanalli Analiziyle Belirlenmesi” adli tez çalismasi asagidaki jüri tarafından oy birligi ile Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisligi Anabilim Dalı’nda **DOKTORA TEZİ** olarak kabul edilmistir.

Danisman : Prof. Dr. Mahmut OKYAR (Imza)
(Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeofizik Mühendisligi Anabilim Dalı)

Jüri Üyeleri :

Prof. Dr. Ali PINAR
(Istanbul Üniversitesi, Jeofizik Mühendisligi Anabilim Dalı)

Prof. Dr. Çoskun SARI (Imza)
(Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeofizik Mühendisligi Anabilim Dalı)

Prof. Dr. Mahmut OKYAR (Imza)
(Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeofizik Mühendisligi Anabilim Dalı)

Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR (Imza)
(Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeoloji Mühendisligi Anabilim Dalı)

Prof. Dr. Muhittin GÖRMÜS (Imza)
(Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeoloji Mühendisligi Anabilim Dalı)

Prof. Dr. Mustafa KUSÇU

Enstitü Müdürü

Not: Bu tezde kullanılan özgün ve baska kaynaktan yapılan bildirislerin, çizelge, sekil ve fotoğraflarin kaynak gösterilmeden kullanimi, 5846 sayili Fikir ve Sanat Eserleri Kanunundaki hükümlere tabidir.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
İÇİNDEKİLER.....	i
ÖZET	iii
ABSTRACT	iv
TESEKKÜR	v
SEKİLLER DİZİNİ	vii
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xii
SİMGELER DİZİNİ.....	xiii
KISALTMALAR DİZİNİ.....	xvii
1. GİRİS	1
1.1. Arastırmanın Amacı.....	3
2. KAYNAK ÖZETLERİ	4
3. MATERYAL VE YÖNTEM	15
3.1. Çalışma Alanının Konumu	15
3.2. Çalışma Alanının Jeolojisi	17
3.3. Sismotektonik	24
3.4. Yüzey Dalgası ve Özellikleri.....	27
3.5. Yüzey Dalgası Yöntemleri	31
3.6. Duragan Rayleigh Dalgası (DRD) Yöntemi	33
3.7. Yüzey Dalgalarının Spektral Analizi (YDSA) Yöntemi.....	35
3.8. Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (YDÇKA) Yöntemi	37
3.9. Mikrotremör Dizilim Ölçüm (MDÖ) Yöntemleri	46
3.10. Dispersiyon-Grup Hızı-Faz Hızı.....	50
3.11. Rayleigh Dalgası Faz Hızı Hesabı	54
3.11.1. Faz kayması	55

3.11.2. Uzaysal öziliski (SPAC).....	56
3.11.3. Hiz spektral (p-f) analizi.....	57
3.11.3.1. Rayleigh faz hizi dispersiyonun isaretlenmesi.....	61
3.11.3.2. Yüzey dalgasi dispersiyon egrilerinin modellenmesi	61
3.12. Ters Çözüm	64
3.12.1. Rayleigh dalgasinin ters çözümü	72
3.13. Zemin Parametreleri-Kayma Dalga Hizi (V_s) Iliskisi.....	74
3.14. Maksimum Kayma Modülü (G_{max}).....	74
3.15. Zemin Hakim Titresim Peryodu (T_0).....	75
3.16. Zemin Sismik Büyütme Katsayisi (n).....	76
4. ARASTIRMA BULGULARI VE TARTISMA.....	77
4.1. 1-Boyutlu Kayma Dalgasi Hizi (V_s) Modellemesi.....	80
4.2. Kayma Dalga Hizi (V_s) Haritasi.....	97
4.3. Maksimum Kayma Modülü (G_{max}) Haritasi	107
4.4. Zemin Hakim Titresim Periyot (T_0) Haritasi.....	110
4.5. Zemin Sismik Büyütme Katsayisi (n) Haritasi.....	112
4.6. Sondaj Verileri.....	114
5. SONUÇLAR	119
6. KAYNAKLAR.....	124
EKLER.....	133
ÖZGEÇMIS	148

ÖZET

Doktora Tezi

KUMLUCA YERLESİM ALANININ ZEMİN ÖZELLİKLERİNİN YAPAY VE DOĞAL KAYNAKLI YÜZEY DALGALARININ ÇOK KANALLI ANALIZIYLE BELİRLENMESİ

Buket EKINCI

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

Danisman: Prof. Dr. Mahmut OKYAR

Yerlesime uygunluk çalışmaları, yerel zemin şartları göz önünde bulundurularak yapılmaktadır. Zeminin dinamik yükler altında davranışının belirlenmesi için özellikle kayma dalga hızının bilinmesi önemlidir. Yüzey dalgasının dispersiyon eğrisinin ters çözümünden kayma dalgası hızı saptanabilir.

Bu tez çalışması kapsamında, hızla yapılaşma süreci içerisine giren Antalya ili Kumluca ilçesi alanında mikro bölgeleme çalışması yapılmıştır. Bu amaca yönelik Kumluca yerleşim merkezinden 120 noktadan; aktif kaynak kullanarak 142, pasif kaynak kullanarak 128 sismik veri toplanmıştır. Toplanan her bir sismik kayıt verisinden Rayleigh fazı ayırt edilmiş ve tabakalı ortam için dispersiyon eğrisi hesaplanmıştır. Her iki yöntem (MASW ve MAM) kullanılarak hesaplanan dispersiyon eğrileri birleştirilerek her bir sismik ölçüm noktası için ters çözüm yapılmış ve ilgili alanın derinliğe bağlı S hızı değişimi çıkartılmıştır. Çalışma bölgesi için S hızı- derinlik değişimi ilk 30 metre için haritalanmıştır. Çalışma alanı S hızlarından ve bölgede daha önce farklı amaçlar için yapılan sondaj bilgilerinden yararlanılarak bölgenin baskın periyot dağılımı, sismik büyütme ve üst yapı mühendislik açısından önem arz eden makaslama modülü (G_{max}) haritaları 30 metre derinlik ve yer yüzeyi için ayrı ayrı elde edilmiştir. 30 metre derinlik için (FEMA 368-369, 2001)'e göre zemin sınıflaması yapılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Rayleigh dalgası, Dispersiyon, Kayma dalga hızı (V_s), Jeoteknik, Kumluca, Antalya

2010, 148 sayfa

ABSTRACT

Ph.D. Thesis

DETERMINATION OF SOIL PROPERTIES IN KUMLUCA SETTLEMENT AREA BY MULTICHANNEL ANALYSIS OF ACTIVE AND PASSIVE SURFACE WAVES

Buket EKINCI

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

Supervisor: Prof. Dr. Mahmut OKYAR

Settlement convenience studies should be conducted taking the local conditions into consideration. It's essential to know the shear wave velocity to determine the behaviour of the ground under dynamic loadings. The velocity of shear wave can be determined by the inverse solution of the dispersion curve of surface wave.

In this thesis, micro region study has been performed in Kumluca, a fast developing town, in Antalya. 128 seismic data using active sources and 142 seismic data using passive sources was collected from 120 points in Kumluca settlement area. Rayleigh phase was distinguished from each seismic record collected and dispersion curve was calculated for the stratified environment. Inverse solution for each seismic measurement point was done combining dispersion curves that were calculated using both MASW and MAM techniques and then S velocity changes depending on depth in the related area were found out. S velocity- change of depth was mapped for the first 30 meters of the study region. Dominant period (or frequency), seismic amplification and shearing module (G_{max}) maps of the region that are important in terms of structural engineering prepared for 30 meters depth and ground surface using shear velocity and available drilling data. Ground classifications for 30 meters depths were evaluated according to (FEMA 368-369, 2001) soil classification.

Key Words: Rayleigh waves, Dispersion, Shear wave velocity (V_s), Geotechnique, Kumluca, Antalya

2010, 148 pages

TESEKKÜR

Tez çalismasini yöneten, katkı ve yardımlarini esirgemeyen Sayın Prof. Dr. Mahmut Okyar'a (Süleyman Demirel Üniversitesi),

Tez konumu öneren tezin ilk danışmanlığını üstlenen ve arazi çalışmasında desteğini gördüğüm Sayın Prof. Dr. A. Ergün Türker'e (Afyon Kocatepe Üniversitesi),

Tezin gelişmesinde bilgi ve tecrübelerinden faydalandığım Sayın Yrd. Doç. Dr. Ünal Dikmen'e (Ankara Üniversitesi),

Jeoteknik konularda yorumlanmasında yol gösteren Sayın Yrd. Doç. Dr. Osman Uyanık'a (Süleyman Demirel Üniversitesi),

Çalışma Alanı Jeomorfolojisi hakkında desteğini gördüğüm Sayın Prof. Dr. Ertug Öner'e (Ege Üniversitesi),

Uzaktan algılama ile ilgili çalışmalarında yardımcı olan Sayın Yrd. Doç. Dr. Veli Kara ve Jeoloji Mühendisi Sayın Erhan Sener' e (Süleyman Demirel Üniversitesi),

Tezin bilgisayar ortamında düzenlenmesinde yardımcı olan Sayın Dr. Ziya Öncü'ye (Süleyman Demirel Üniversitesi) ve Sayın Okt. Esin Yavuz'a (Süleyman Demirel Üniversitesi),

Arazi çalışmalarında verdiği destekle Kumluca Belediye Başkanı Sayın Hüsamettin Çetinkaya'ya,

Arazi çalışması sırasında yardımcı olan Jeofizik Mühendisi Sayın Özkan Özel'e,

Sondaj kuyularına ait kuyu loglarının verilerini temin ettiğim DSI XIII. Bölge Müdürlüğü, Sondaj Sube Müdürlüğü'ne,

Tez izleme jürimde bulunan yaptıkları olumlu elestiri ve katkılarından dolayı Sayın Prof. Dr. Nevzat Özgür 'e (Süleyman Demirel Üniversitesi), ve Sayın Prof. Dr. Coskun Sari'ya (Dokuz Eylül Üniversitesi),

SDÜ BAP1635-D-08 numaralı araştırma projesi ile maddi destek sağlayan Süleyman Demirel Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yönetim Birimi Başkanlığı'na,

Tez çalışmam sırasında verdiği destek ve sabir için esim Mehmet Ekinci' ye, sevgisinden güç aldığım kızım Ipek Ekinci'ye ve hayatimin her asamasında yanımda olan aileme sonsuz tesekkürlerimi sunarım.

Buket EKINCI
ISPARTA-2010

SEKILLER DIZINI

Sekil 3.1. Yer bulduru haritasi	15
Sekil 3.2. Çalışma alaninin Landsat uydu görüntüsü	16
Sekil 3.3. Antalya Körfezi batisinin yapısal jeoloji haritasi	18
Sekil 3.4. Alakırçay Napi.....	19
Sekil 3.5. Antalya M10 ve M11 paftasi jeoloji haritasi.....	21
Sekil 3.6. Arastirma alanı ve çevresinin fiziki haritasi.....	23
Sekil 3.7. Güneybati Anadolunun temel yapısal birimleri.....	25
Sekil 3.8. Çalışma alanında son yıllarda meydana gelen magnitüdü 4.0-5.0 ve 5.1-5.6 olan depremlerin konumlari.....	26
Sekil 3.9. Sismik dalgalar	27
Sekil 3.10. Rayleigh dalgasının partikül hareketi.....	28
Sekil 3.11. Love dalgasının partikül hareketi.....	28
Sekil 3.12. Homojen yarısonsuz ortamda Rayleigh dalgasının retrograde hareketi. ..	28
Sekil 3.13. Homojen, yari-sonsuz ortamda sismik dalgaların Poisson oranına bağlı olarak karşılaştırılması.....	29
Sekil 3.14. Homojen, izotrop ve yari sonsuz ortamda dalgaların yayılımı.....	30
Sekil 3.15. DRD yönteminde veri toplama düzeni.....	33
Sekil 3.16. DRD yöntemi ile Rayleigh dalgalarının ortalama dalga boyunun.....	34
Sekil 3.17. DRD yöntemi ile oluşturulan dispersiyon eğrisi ve 1-B kayma dalga hız modeli	34
Sekil 3.18. YDSA yöntemi arazi ölçü alma düzeni.....	35
Sekil 3.19. Ortak alıcı orta nokta.....	36
Sekil 3.20. Ortak kaynak dizilimi.....	36
Sekil 3.21. Sismik kaynağın araştırma derinliğine etkisi.....	41

Sekil 3.22. YDÇKA yönteminde veri toplama düzeni	42
Sekil 3.23. Yüzey dalgaları yöntemi arazi donanımı.....	42
Sekil 3.24. YDÇKA yöntemi ölçü alımı ve aktif kayıt örneği, Kumluca.....	45
Sekil 3.25. MDÖ yöntemi-lineer ölçü alımı ve pasif kayıt örneği, Kumluca.....	48
Sekil 3.26. MDÖ yöntemi -L tipi ölçü alımı ve pasif kayıt örneği, Kumluca	49
Sekil 3.27. Normal dispersiyon, ters dispersiyon.....	50
Sekil 3.28. Dispersiyon eğrisi, temel mod, yüksek mod.....	51
Sekil 3.29. Yüzey dalgalarında dispersiyon.....	52
Sekil 3.30. Homojen ortamda faz hızı sabit, derinlikle homojen ortamda faz hızının dalga boyuyla değişimi	53
Sekil 3.31. Farklı frekans ve fazlı iki harmonik eğrinin toplamından oluşan dalga treni	53
Sekil 3.32. Faz hızı hesabı	55
Sekil 3.33. $t - r$ dönüşümü	58
Sekil 3.34. $t - r$ dönüşümü; her bir kesme zamanı t değeri için ve r eğimli doğru boyunca dalga alanlarının yığılması.....	59
Sekil 3.35. Sismik kayıt, dispersiyon eğrisi	63
Sekil 3.36. Frekansa göre faz hızı değişimi, ham dispersiyon eğrisi, ideal dispersiyon eğrisi	63
Sekil 3.37. Düz çözüm, ters çözüm	65
Sekil 4.1. Çalışma alanının genel görünümü	78
Sekil 4.2. Çalışma alanının imar haritası ve ölçüm noktaları	79
Sekil 4.3. 10 numaralı ölçü noktası, Kumluca	80
Sekil 4.4. 10 numaralı ölçü noktasına ait aktif verinin dispersiyon eğrisi.....	81
Sekil 4.5. 10 numaralı ölçü noktasına ait aktif verinin 1-B kayma dalga hızı	

modeli	81
Sekil 4.6. 10 numarali ölçü noktasina ait pasif verinin dispersiyon egrisi	82
Sekil 4.7. 10 numarali ölçü noktasina ait pasif verinin 1-B kayma dalga hiz modeli	82
Sekil 4.8. 10 numarali ölçü noktasina ait aktif ve pasif verinin dispersiyon egrisi	83
Sekil 4.9. 10 numarali ölçü noktasina ait aktif ve pasif verinin 1-B kayma dalga hiz modeli	83
Sekil 4.10. 30 nolu ölçü noktası, Kumluca	84
Sekil 4.11. 30 numarali ölçü noktasina ait aktif veri	85
Sekil 4.12. 30 numarali ölçü noktasinin dispersiyon egrisi	85
Sekil 4.13. 30 numarali ölçü noktasinin 1-B kayma dalga hiz modeli.....	85
Sekil 4.14. 30 numarali ölçü noktasina ait pasif veri.....	86
Sekil 4.15. 30 numarali ölçü noktasinin dispersiyon egrisi	86
Sekil 4.16. 30 numarali ölçü noktasinin 1-B kayma dalga hiz modeli.....	86
Sekil 4.17. 30 numarali ölçü noktasina ait aktif ve pasif verinin dispersiyon egrisi	87
Sekil 4.18. 30 numarali ölçü noktasina ait aktif ve pasif verinin 1-B kayma dalga hiz modeli	87
Sekil 4.19. 49 numarali ölçü noktasina ait aktif verinin dispersiyon egrisi	88
Sekil 4.20. 49 numarali ölçü noktasina ait aktif verinin 1-B kayma dalga hiz modeli	88
Sekil 4.21. 49 numarali ölçü noktasina ait pasif verinin dispersiyon egrisi	89
Sekil 4.22. 49 numarali ölçü noktasina ait pasif verinin 1-B kayma dalga hiz modeli	89

Sekil 4.23. 49 numaralı ölçü noktasına ait aktif ve pasif verinin dispersiyon egrisi	90
Sekil 4.24. 49 numaralı ölçü noktasına ait aktif ve pasif verinin 1-B kayma dalga hiz modeli	90
Sekil 4.25. 23 numaralı ölçü noktasına ait aktif veri kayma dalga hiz modeli, pasif veri kayma dalga hiz modeli , aktif ve pasif verinin birlestirilmis kayma dalga hiz modeli	91
Sekil 4.26. 21 numaralı ölçü noktasına ait aktif kayit dispersiyon egrisi, 22 numaralı ölçü noktasına ait aktif kayit dispersiyon egrisi	92
Sekil 4.27. Yeni Mahalle 11 numaralı ölçüm noktasi aktif kayit	93
Sekil 4.28. Yeni Mahalle 11 numaralı ölçüm noktasi pasif kayit	93
Sekil 4.29. 11 numaralı ölçü noktasına ait aktif kayit dispersiyon egrisi	94
Sekil 4.30. 11 numaralı ölçü noktasına ait aktif kayit 1-B kayma dalgasi hiz modeli	94
Sekil 4.31. 11 numaralı ölçü noktasına ait pasif kayit dispersiyon egrisi.....	95
Sekil 4.32. 11 numaralı ölçü noktasına ait pasif kayit 1-B kayma dalgasi hiz modeli	95
Sekil 4.33. 11 numaralı ölçü noktasına ait aktif ve pasif verinin dispersiyon egrisi	96
Sekil 4.34. 11 numaralı ölçü noktasına ait aktif ve pasif verinin 1-B kayma dalga hiz modeli	96
Sekil 4.35. Yüzey dalgasi analizi	97
Sekil 4.36. 0,5 m derinlik için sismik kayma dalga hizi haritasi.....	98
Sekil 4.37. 5 m derinlik için sismik kayma dalga hizi haritasi	99
Sekil 4.38. 10 m derinlik için sismik kayma dalga hizi haritasi	100

Sekil 4.39. 15 m derinlik için sismik kayma dalga hizi haritasi	101
Sekil 4.40. 20 m derinlik için sismik kayma dalga hizi haritasi	102
Sekil 4.41. 25 m derinlik için sismik kayma dalga hizi haritasi	103
Sekil 4.42. 30 m derinlik için sismik kayma dalga hizi haritasi	105
Sekil 4. 43. Maksimum kayma modülü (G_{max_30}) haritasi	108
Sekil 4.44. Maksimum kayma modülü (G_{max_0}) haritasi	109
Sekil 4.45. Baskin periyot haritasi.....	111
Sekil 4.46. Zemin sismik büyütme katsayisi haritasi	113
Sekil 4.47. Sondaj kuyulari lokasyon haritasi	114
Sekil 4.48. SK-5262 nolu sondaj kuyusu, Kumluca.....	115
Sekil 4.49. SK-5027 nolu sondaj kuyusu, Kumluca.....	116
Sekil 4.50. SK-60261 nolu sondaj kuyusu, Kumluca.....	116
Sekil 4.51. SK-21349 nolu sondaj kuyusu, Kumluca.....	117
Sekil 4.52. SK-5336 nolu sondaj kuyusu, Kumluca.....	118

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 3.1. 1923-2007 yılları arasında bölgede meydana gelmiş bazı önemli depremler	26
Çizelge 3.2. Sismik dalgaların derinlikle sönüm oranı arasındaki ilişki	30
Çizelge 3.3. YDÇKA Yöntemi veri toplama parametreleri.....	43
Çizelge 3.4. MDÖ Yöntemi lineer dizilim veri toplama parametreleri.....	43
Çizelge 3.5. MDÖ Yöntemi L tipi dizilim veri toplama parametreleri	43
Çizelge 3.6. YDÇKA ve MDÖ Yöntemleri arazi ölçü karnesi.....	44
Çizelge 4.1. 30 m derinlikteki ortalama kayma dalgası (V_s) hızına göre zemin sınıflaması.....	106
Çizelge 4. 2. Zemin Grupları.....	106

SIMGELER DIZINI

k	Dalga Sayisi Vektörü
k_x	Dalga Sayisi Vektörünün x Bileseni
k_y	Dalga Sayisi Vektörünün y Bileseni
u	Toplam yer degistirme
u_x	Yer degistirmenin x bilezeni
u_y	Yer degistirmenin y bilezeni
u_z	Yer degistirmenin z bilezeni
u, w	Yer degistirme vektörü
$Y_k(x, y)$	Helmholtz esitligi
$F_A(p, f)$	Komplex fourier dönüsümü
S_{TOPLAM}	Toplam güç
$R(p , f)$	Spektral güç oranı
np	Orijinal yavaslik adimlari sayisi olan $2np$ 'nin yaris
l	Lame Sabiti
m	Lame Sabiti
s	Toplam gerilme bilezeni
T	Periyod
f	Frekans
$?$	Açisal Frekans
$c(?)$	Faz Hizi
$U(?)$	Grup Hizi
r	Tabaka Yogunlugu
a, V_p	P dalgasinin hizi
$b; V_s$	S dalgasinin hizi
x, h	Sanal bilezen
p	Yavaslik
t	Kesme Zamani (τ)

A, B, C, D	Sinir sartli sabitler
t	Zaman
x	Mesafe
C_a	Tabaka Parametresi
C_b	Tabaka Parametresi
S_a	Tabaka Parametresi
S_b	Tabaka Parametresi
g	Tabaka Parametresi
$F_R(k, w)$	Rayleigh Dalgasi Karakteristik Denklemi
e	Sönüm Faktörü
?	x ve y Konumlarına Bagli Vektör
r	Yarıçap
q	Yatayla yaptigi açi
dx	Jeofon arasi mesafe
dx_1	Offset
X	Serim boyu
Z_{max}	Maksimum derinlik
I_{max}	Maksimum dalga boyu
a	Tabaka Parametresi
b	Tabaka Parametresi
T_0	Zemin Hakim titresim peryodu
$V_{s(30)}$	30 metre derinlik için ortalama kayma dalgasi hizi
n	Zemin deprem büyütmesi
m :	Sikismazlik (rijiditiy) modülü
V1:	Birinci ortamın hizi
V2:	Ikinci ortamın hizi
V3:	Üçüncü ortamın hizi
SV:	S dalgasının düsey bilezeni
SH:	S dalgasının yatay bilezen
1B	Bir Boyutlu

2B	İki Boyutlu
N	Tabaka Sayisi
h	Tabaka Kalinligi
h_n	n. Tabakanin kalinligi
$P_n(h_n)$	Tabaka parametresi
P_1, P_2, P_3, P_m	Tabaka Parametreleri
P_1^0, P_2^0	Birinci ve ikinci parametre için yapılan ön-kestirim
$\Delta p_1, \Delta p_2$	Parametre farklari
di	Ölçülen veri
E(p)	p parametresine bagli hata Enerjisi
$E(p^0)$	Yanilgi Enerjisi
wi	Agirlik Katsayisi
∇	Diverjans
Δp	Düzeltilme degerleri
A	Jacobian Dizeyi
A^T	Jacobian Dizeyinin Dönüsügü
e	Ölçülen İle Kuramsal Veri Arasindaki Fark, Hata
e	Sönüm Faktörü
$? d$	Ölçülen Veri İle Ön-Kestirim Yapilan Kuramsal Veri Arasindaki Farka Karsilik Gelen Hata Enerjisi
f (p)	Amaç Fonksiyonu
L	Tabaka Matrisi
$H(?)$	$X(t)$ 'nin Birlestirilmis Spektrumu
*	Karmasik Eslenik
x , h	Sanal bilezen
r	Yariçap
?	Tabaka Parametresi
$U * '$	İndirgenmis Delta Matris Yöntemi İçin Sinir Matrisi
$V *$	İndirgenmis Delta Matris Yöntemi İçin Sinir Matrisi
$T *$	İndirgenmis Delta Matris Yöntemi İçin Yayilma Matrisi

I	Birim Matris
T	Matrisin Dönüşüğü
?	Türev Alma Operatörü
dt	Örnekleme Aralığı

KISALTMALAR DIZINI

DRD	Duragan Rayleigh Dalgasi (Steady State Rayleigh Method = SSRM)
YDSA	Yüzey Dalgalarının Spektral Analizi (Spectral Analysis of Surface Waves = SASW)
YDÇKA	Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (Multi-channel Analysis of Surface Waves = MASW)
MDÖ	Mikrotremor Dizilim Ölçümü (Microtremor Array Measurement = MAM)
ReMi	Kirilma – Mikrotremor (Refraction Microtremor = ReMi)
SVD	Tekil değer Ayrıştırma Yöntemi
EKK	En küçük kareler yöntemi
f-k	Frekans – Dalga Sayısı
DSI	Devlet Su İşleri

1. GIRIS

Konumu itibari ile Alp-Himalaya tektonik kusagi içerisinde yar alan Türkiye, yıkıcı/hasar yapıcı depremlerin en çok meydana geldiği yerlerden birisidir. Genel olarak ülkemiz ve çevresinin Avrasya, Afrika ve Hint-Avustralya levhalarının (göreceli) hareketleri etkisiyle kuvvetli depremlerin oluştuğu aktif bir kusak içerisinde olduğu (McKenzie, 1972) ve bu önemli deprem kusunun Akdeniz bölgesindeki en hareketli kısmını teşkil ettiği söylenebilir (Beyaz, 2004). Türkiye topraklarının yaklaşık % 90' i deprem tesiri altındadır. Ülke nüfusunun % 95' inden fazlası bu bölgelerde yaşamakta ve bu bölgelerin % 60' tan fazlası aktif fay zonlarındaki depremlerden etkilenmektedir. Toplam 81 ilden 57' si ve nüfusu 1 000 000' un üstünde olan illerimizden 11' i aktif fay zonlarının etkisindedir. Türkiye' deki elektrik santrallerinden 65' ten fazlası 1. derece, 28 tanesi de 2. derece deprem bölgesinde bulunmaktadır (Erdik ve Aydınoglu, 2000).

Deprem, insanlığın sürekli beraber yaşamak zorunda kalacağı ve değiştiremeyeceği bir doğa olayı olmasına rağmen, depremlerin yıkıcı etkilerinden korunmak veya deprem hasarını en aza indirmek mümkündür. Baslıca korunma yolu mühendislik yapılarının proje hesabında, arazi ve laboratuvar çalışmalarıyla elde edilen jeoteknik verilerin tam ve doğru olarak dikkate alınmasıdır. Ancak, önemli bir deprem kusunda olan ülkemiz gibi bir yerde, kendine has bazı mühendislik özellikleri son yıllara kadar yeterince araştırılmamıştır (Beyaz, 2004). Deprem sırasında oluşabilecek hasarlar, zeminin dinamik şartlardaki davranışına bağlıdır. Zeminin davranışlarını belirlemede, özellikle yüzey dalgası ve makaslama dalgası (S) hızı büyük rol oynar (Foti, 2000). S dalga hızı (Vs) bilgisi, deprem mühendisliği ve zeminin dinamik parametreleri için önemli bir parametredir (Park, 2005). Yüzey dalgası ilk olarak sismolojik çalışmalarda özellikle yerkürenin kabuk yapısının ve üst mantonun özelliklerinin belirlenmesinde kullanılmıştır (Ewing et al., 1957; Dorman et al., 1960; Dorman and Ewing, 1962; Bullen, 1985; Knopoff, 1972; Kovach, 1978; Levshin et al., 1989; Mokhtar et al., 1988). Zeminlerin mühendislik özelliklerinin belirlenmesi için yüzey dalgasının ilk olarak iki istasyonla ölçü alımı, Yüzey Dalgalarının Spektral Analizi, YDSA (Spectral Analysis of Surface Waves, SASW)

(Heisey et al., 1982; Nazarian and Stokoe 1984; Stokoe and Nazarian, 1985; Stokoe et al., 1988; 1994) yöntemi ile gerçekleştirilmiştir. Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi, YDÇKA (Multi-channel Analysis of Surface Waves, MASW) yöntemi ilk defa (McMechan and Yedlin, 1981; Gabriels et al., 1987; Tselentis and Delis, 1998; Tokimatsu, 1995; Park et al., 1999; Foti, 2000) tarafından yapılmıştır. Horike (1985), Tokimatsu vd. (1992), Zywicki ve Rix (1999), Louie (2001) YDSA ve YDÇKA yöntemlerine alternatif olarak ve nüfuz derinliği daha fazla olan pasif kaynaklı sismik yöntem olarak bilinen Kirilma Mikrotremor, ReMi (Refraction Microtremor) yöntemini önermiştir. YDÇKA ve Mikrotremor Dizilim Ölçüm, MDÖ (Microtremor Array Measurement, MAM) yöntemleri, yerleşim bölgelerinde gürültüden (trafik, fabrika, vb.) dolayı Sinyal/Gürültü oranının düşük olduğu durumlarda ve şehirleşmenin bir sonucu olarak profil açılımının düzgün yapılamadığı bölgelerde çözüm üretmiştir. YDÇKA ve MDÖ yöntemlerinin esasını yüzey dalgalarının kayıt edilmesi oluşturmaktadır.

Fiziksel planlamanın amacı, sürdürülebilir kullanımın sağlanması, doğal kaynakların korunması, yatırımların kuruluş ve kullanımlarında ekonomik olması, doğa olaylarının afet olarak yaşanmaması, vb. hususlar, araziden faydalanma uygulamalarında, dikkate alınması genellikle ihmal edilen, ancak yasal öneme sahip konulardır. Bu konulardaki ihmaller ve hatalı uygulamalar bireysel ve ulusal anlamda ekonomik, sosyal zararlara ve geri kazanılması mümkün olmayan doğal kaynak, kültürel miras kayıplarına neden olmaktadır (Turoglu, 2005).

Deprem hasarının en aza indirgenmesi için ilk adım fiziksel planlamadır. İyi planlanmamış bir yerleşim alanında deprem zararlarının azaltılması pratikte imkansızdır. Bu durumda aktif deprem bölgelerinde fiziksel planlama yapılırken kullanılacak alanların sahip oldukları olası tehlikelerin bilinmesi gerekir. Bu da ancak planlamadan önce yapılacak olan detaylı Jeoteknik çalışmalarla olanaklıdır.

1.1 Arastirmanın Amacı

Yerlesime yeni açılacak alanlarda, zeminin dogal kosullarının ayrıntili incelenmesi, deprem gibi dogal afetlere karsi hazırlıklı olmak açısından önemlidir. Dinamik yüklere maruz kalan zeminler çok kısa mesafelerde dahi farklı davranmaktadırlar. Bu da zemin-yapı ilişkisinin önemini ortaya çıkarmış ve mikrobölgeleme çalışmalarının özellikle deprem kusaklarında yer alan ülkelerde uygulanması önem kazanmıştır.

Bu tez çalışması kapsamında, hızla yapılaşma süreci içerisine giren Antalya ili Kumluca ilçesi alanında aktif ve pasif kaynaklı yüzey dalgası yöntemleri kullanılarak sismik veriler toplanmıştır. Toplanan her bir sismik kayıt verisinden Rayleigh fazı ayırt edilmiş ve tabakalı ortam için dispersiyon eğrisi hesaplanmıştır. Her iki yöntem (YDÇKA ve MDÖ) kullanılarak hesaplanan dispersiyon eğrileri birleştirilerek her bir sismik ölçüm noktası için ters çözüm yapılmış ve ilgili alanın derinliğe bağlı S hızı değişimi çıkarılmıştır. Çalışma bölgesi için S hızı- derinlik değişimi ilk 30 metre için haritalanmıştır. Çalışma alanı S hızlarından ve bölgede daha önce farklı amaçlar için yapılan sondaj bilgilerinden yararlanılarak bölgenin baskın periyot dağılımı, sismik büyütme ve üst yapı mühendislik açısından önem arz eden makaslama modülü (G_{max}) haritaları 30 metre derinlik ve yer yüzeyi için ayrı ayrı elde edilmiştir. Coğrafi Bilgi Sistemleri kullanılarak jeoteknik haritalar hazırlanmıştır.

2. KAYNAK ÖZETLERİ

Zeminlerin deprem gibi dinamik yükler altında tepkilerinin değerlendirilmesinde, S dalgası hızının belirlenmesi önemlidir. Özellikle yerleşim alanlarında klasik ölçü alım teknikleriyle S hızının belirlenmesi yüksek maliyetler gerektirmektedir. Bunun yanında, gürültünün hakim olduğu yerleşim alanlarında, kaliteli bir sinyal elde edilebilmesi için, etkili kaynak kullanımını getirmektedir. Bu tür bölgelerde çoğu zaman ifade edilen bu durum baslıca sorunu oluşturmaktadır. Yerin serbest yüzeyi boyunca seyahat eden yüzey dalgası türü olan Rayleigh dalgaları; düşük hız, düşük frekans, yüksek genlikle tanımlanır. Rayleigh dalgaları P ve SV dalgalarının girişiminin bir sonucudur. Jeoteknik uygulamalarda önemli bir parametre olan S dalga hızları, Rayleigh dalgasına ait faz hızlarının ters çözümü ile belirlenebilir.

Yer-yapı araştırmalarında S-dalgası hızlarının elde edilmesi için sismik kırılma yöntemi veya kuyu içi sismik yöntemler geleneksel olarak kullanılmaktadır. Kent içerisindeki ölçü alımlarında yeterli sinyal/gürültü oranı elde etmede çeşitli sorunlar ile karşılaşmaktadır. Kuyu içi yöntemler ise sondaj açılması ve gerekli teçhizatın bulunması koşullarında uygulanabilmektedir. Ayrıca, elde edilen bilgi kuyu civarı ile sınırlıdır. Bu nedenle günümüzde özellikle jeoteknik amaçlı çalışmalarda klasik sismik kırılma yönteminin kullanılması yerine aktif veya pasif kaynaklı yüzey dalgası yöntemleri tercih edilmektedir.

YDÇKA yöntemi, belirli bir düzende yeryüzüne yerleştirilen alıcı (genel olarak uygulamalarda 4.5 Hz-10 Hz' lik dikey jeofonlar kullanılarak) ve kaynakla, yüzey dalgalarının dikey hareketleri kaydeder. Bu yöntem, yüzey dalgalarının dispersiyon teorisine dayanır. Farklı derinlikler için sismik hızlar, farklı dalga boylarında kaydedilen yüzey dalgalarının analizinden hesaplanır. Çok-kanallı alıcı kullanıldığı zaman, birçok yönden faydası vardır; ilk olarak, çok fazla alıcı olduğu için tek ölçü almak yeterlidir. İkinci olarak, gürültüler çok kanallı veri üzerinde belirlenebilmektedir. YDÇKA inşaat mühendisliği çalışmalarının çoğunda, jeoteknik özelliklerin belirlenmesi için çok uygun bir yöntemdir (Park, 1995).

Aktif kaynak kullanan YDSA ve YDÇKA yöntemleriyle ölçü aliminda, geleneksel sismik kirilma yöntemi serim düzeni kullanılarak yapılır. ReMi yöntemi, YDSA yöntemi ve sig araştırmalarda yüksek çözünürlük verebilen YDÇKA yöntemi' nin işlevsel kolaylığı ile birlikte mikrotremor dizilim tekniğinin basitliği kullanılarak geliştirilmiştir (Louie, 2001). Aynı serim düzeni korunarak ve kaynak kullanılmaksizin doğal gürültü ölçümü ReMi yönteminin ölçü alimini oluşturur. YDSA ve YDÇKA yöntemlerine alternatif olarak önerilen ReMi yönteminin amacı, gürültü kayıtları ile 100 metre derinliğe kadar S-dalgası hız kesitinin elde edilmesidir. Veri toplama için kirilma yönteminde kullanılan standart kayıtçılar ve dikey jeofonlar kullanılır. Yöntem, Rayleigh dalgasının dispersiyonu nedeni ile nüfuz derinliğinin dalga boyuna bağımlı olmasından yararlanır. Veri-işlem aşamasında Fourier dönüşümü ve kesme zamanı-yavaşlık ($t-p$) dönüşümü kullanılarak frekans bağımlı faz hızı eğrisi elde edilir. Bu egriden ters-çözüm tekniği ile katman kalınlıkları ve S-dalgası hızları hesaplanmaktadır (Basokur, 2005). Gerek aktif kaynaklı (YDSA, YDÇKA) gerekse pasif kaynak kullanan (ReMi) yöntemlerle elde edilen kayıtlara, veri işlem teknikleri kullanılarak Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi elde edilir. Alınan kayıtlardan doğru bir şekilde dispersiyon elde edilebilmesi yüzey dalgasının çıkartılması ve modlarının iyi bir şekilde ayırt edilebilmesine bağlıdır.

Ölçüm kayıtlarında genellikle, düzlem dalga özelliğini taşımayan cisim dalgaları, saçılmış ve kaynak dışı oluşmuş yüzey dalgaları ile yüksek modlu yüzey dalgaları mevcuttur. Dispersiyon eğrisinde gürültüye neden olan da bu tip dalgalardır. Çok kanallı ölçü alimi sistemlerinin geliştirilmesi, varis zamanı ve sinyallerin genliğinin ayırt edilmesine bağlı olarak, gürültünün de belirlenmesine olanak sağlamıştır. Bu üstünlüğe ek olarak, hızlı ve kapsamlı bir ölçüm işlemi de sağlanmıştır. Sismik yüzey dalgası yöntemiyle yüzeye yakın jeolojik birimlerin makaslama dalga hızı ve dolaylı olarak elastik özellikleri belirlenebilmektedir.

Xia vd. (1999) tarafından yapılan çalışmalarda yüksek frekanslı Rayleigh dalgasına ait ters çözüm yapılmış dispersiyon verisinin, yakın yüzeyde S-dalga hızları ile güvenilir sonuçlar sağladığı görülmüştür. Xia vd. (1999) çalışmasında, Rayleigh

dalgasının dispersiyon özellikleri ve bir yer modeli oluşturulabilmesini, Jacobian düzeyinin analiziyle ayrıntılı olarak incelemiştir.

Miller vd. (1999) Kansas, Olathe' deki bir alanda, YDÇKA yöntemini kullanılarak hesapladıkları S dalgası hızlarını kullanarak, ana kaya içindeki potansiyel kırık zonlarını ve yüzeyden 7 metre derinliğe kadar ana kayanın haritalanmasını yapmışlardır. Miller vd. (1999) S dalga hızı kesitinden yorumlanan ana kaya derinliği, çalışma alanında yapılan sondaj verileriyle uyum göstermiştir. Bununla birlikte, sadece S dalgası hızları kullanılarak oluşturulan ana kaya derinlik haritası, sadece sondaj kullanılarak oluşturulan haritadan daha yüksek derinlik vermiştir. Fakat hem sondaj hem de sismik veri kullanılarak oluşturulan ana kaya derinlik kontur haritası daha detaylı bilgi vermiştir. Hem sondaj hem de sismik veri kullanılarak elde edilen derinlik kontur haritası, tek başına kullanılan sismik veya sondaj verilerine oranla gerçek ana kayayı çok daha yakın olarak temsil etmiştir.

Zywicki (1999) tarafından yapılan çalışma, geleneksel YDSA, 1-Boyutlu sinyal işleme, uzaysal dizilim işleme, aktif yüzey dalgalarının faz hızı tahmini, ve pasif yüzey dalgaları gibi ana başlıklardan oluşmaktadır. Sismik yüzey dalgası analizi, sig yeraltı yapısının dinamik özelliklerini belirlenmesinde kullanılan bir yöntemdir. Temel mühendislik çalışmalarında esas alınan iki parametre, frekansın bir fonksiyonu olarak sönüm katsayısı ve Rayleigh dalgasının faz hızıdır. Geleneksel sismik yüzey dalga analizi bazı sınırlamalara maruz kalmıştır. Sınırlamaların bir kısmı ölçülen verinin gözlenmesinde bazıları ise tam anlamıyla tanımlanmamasından kaynaklanmaktadır. Zywicki (1999) tarafından en iyi çözüm için, sönüm hesabi ve faz hızının büyük sınırlamaları değerlendirilmiştir. Pasif kaynaklı dalga analizi, spektrum değerlendirmelerinde ve pasif sönüm katsayılarının elde edilmesinde uzamsal dizilim yönteminde daha iyi bakış açisi ortaya konmuştur. Aktif yüzey dalgası yöntemi ile toplanan bir veri, sentetik lineer dizilimin türetilmesiyle basitleştirilmiştir. Pasif kayıtlarda ise daha fazla alıcı eklemeyi gerektirmiştir. Büyük dizilim geometrileri kullanılırken çözünürlük artacaktır. Alıcı sayısının artırılarak kullanılmasıyla sayısal hesaplama işlem süresi artacak, matrisin boyutu ve matrisin ters çözüm işlemleri uzayacaktır. Aktif çalışmalarda araştırılan bölgenin büyüklüğü

ve konumu iki boyutlu veri toplamaya elverişli olmayabilir. Ayrıca kentsel alanlarda asiri gürültü ve trafik, aktif kayıtları etkilemektedir. Gelecekteki araştırmaların yorumlanmasında, sentetik çalışmaların hızlı yorumlama ve değerlendirmesinde ve teorik ve algoritmaların geliştirilmesini yavaşlatabilir. Jeoteknik mühendisliğinde sismik yüzey dalgalarının anlaşılmasında önemli olan iki çalışma vardır. Birincisi, yer içinde yayılan yüzey dalgaları kaydedilirken yansıyan cisim dalgalarının kaydeder. Cisim dalgalarının bu yansımalarının miktarı yüzey dalgalarının modunu değiştirir. İkincisi, jeoteknik mühendisliğinde kullanılan pasif kaynakların sabit (stationarity) özellikleri ve istatistiksel çalışmaları gelecek çalışmalarda analizlere yardımcı olacaktır.

Rucker (2000), jeoteknik araştırma için en önemli parametre olan kayma dalga hızının belirlenmesinde ReMi yöntemini kullanmıştır. Sismik kırılma mikrotremor yöntemi ile, yeraltı bir boyutlu modellenmiştir. ReMi ve sismik kırılma yöntemlerinde benzer jeofon dizilim tekniği uygulanarak ölçü almak mümkündür. ReMi yönteminin, yüzey dalga enerji kaynağı doğal gürültüdür. ReMi profilleri enerji kaynağı olarak doğal gürültü kullanarak kentsel alanlarda rahatlıkla uygulanabilmektedir. Zemin/Kaya birleşimi ya da ayrışımı arasında daha zayıf ya da daha güçlü jeolojik malzemeleri ReMi verileri ile yorumlanabilir. Standart sismik kırılma çalışmasının bir eksikliği olan yüksek hızlı yatay tabakanın altındaki daha düşük hızlı tabakanın özellikleri ReMi ile belirlenebilir.

Ivanov vd. (2000) tarafından yapılan çalışmalarda, yüzey dalgası ve sismik kırılma verileri birlikte değerlendirilerek, pekismemiş zeminlerin Poisson oranının haritalanabileceği gösterilmiştir. Jeoteknik projelerde en önemli parametrelerden biri olan Poisson oranı, doğrudan P ve S hızlarına bağlıdır. Yansıma ve kırılma ölçüleri alınarak P ve S hızları elde edilebilir. Sig yeraltı yapılarının S dalgası hız değişiminin araştırılmasında klasik sismik kırılma yöntemi uygulanabilir. Bununla birlikte bu yöntemde en önemli sorun yatay doğrultuda yayılan makaslama dalgasının yaratılması (kaynak) sorunudur ve özellikle yüksek gürültülü alanlarda (örneğin yerleşim alanları) veya sinyal gürültü oranının düşük olduğu durumlarda bu yöntem ile sağlıklı sonuçların elde edilmesi çoğu zaman başarısızlıkla sonuçlanır.

Günümüzde, çok-kanallı alıcılar kullanılarak veri toplanması ve yeraltı yapılarının S dalgası hız değişimleri belirlenmektedir.

Nakamura (2000), 1950 lerin başlarında yeraltı tabakalarının dinamik özelliklerini belirlemek için mikrotremor yöntemi uygulanmaya başlanmıştır. Mikrotremor kayıtları hakkındaki net olmayan bilgi birçok tartışmayı da beraberinde getirmiştir. Nakamura tekniğinin (H/V ya da QTS tekniği) ortaya çıkmasından sonra yerin dinamik özelliklerinin belirlenmesinde yeniden mikrotremor kayıtları kullanılmaya başlanmıştır. Net ve güvenilir bilgiye, maliyeti düşük gürültü ölçümleri ile ve çok basit bir şekilde elde edilmekte. H/V yöntemi, yapısal araştırmalar ve yerin dinamik özellikleri hakkında hızlı bilgi getirmektedir. Depremde zarar; sismik hareketin süresine, periyoda ve siddete bağlıdır. Bu parametreler zeminin ve yapıların özelliklerinden etkilenmektedir. Bu gerçek, zemin ve yapıların deprem olmadan önce araştırılmasında önemli bir bilgidir. Bu amaçla, depremde zararın azaltılması Nakamura (1996) tarafından ortaya konan K değerine bağlıdır. K değeri, zemin ve yapının basıncından türetilmiştir. Zemin için K değerinin formülü (Kg) ve uygulama örneklerle bu çalışmada verilmiştir.

Miller vd. (2000) 1 m' den 30 m' ye kadar değişen derinliklerde ana kayadaki olası kırıkları belirlemek için YDÇKA yöntemiyle hesaplanan, S dalgası kullanılarak etkili bir şekilde uygulanmış modellenerek haritalar oluşturulmuştur. Yeraltındaki bir anomaliyi temsil eden S dalga hızındaki değişimler, S dalga hızı arazi konturları üzerinde kolayca yorumlanabilmistir. Bu yöntem, uygulamalarda, sırasıyla 2 Hz' den 60 Hz' e kadar frekanslarda bulunan yüzey dalgası enerjisine odaklanırken, yüzey şartlarına (asfalt, çimen, çakıl, çamur) ve kültürel gürültüye duyarlı olmamıştır. Yüzey dalgasının enerjisinin oluşturulması ve yer içinde dağılımı, cisim dalgası enerjisi ile karşılaştırılmış ve yüzey dalgalarından hesaplanan S dalgası hız değişimlerinin daha hassas olduğu görülmüştür.

Pullammanappallil vd. (2003)'e göre, kentsel bölgelerde, deprem yer tepkisinin değerlendirilmesinde önemli olan kayma dalga hızının, geleneksel sismik kırılma yöntemi ile belirlenmesi maliyetli olmaktadır. Gürültülü kentsel alanlarda kuvvetli

kaynaklara ihtiyaç duyulmaktadır. ReMi Yöntemi ile, Louie (2001), 100 metre derinliğe kadar bir boyutlu kayma dalgası hız profillerini oluşturmak için, P-dalgası kayıtlarını düzenli kullanarak yerin doğal gürültüsünün kayıtlarını düzenli olarak kaydedilmesi ile bu problemin üstesinden gelmiştir. Kaynak kullanılmadan dalga alan dönüşümü ile veri işleme tabii tutulabilmektedir. Mikrotremor, yüzey dalgalarının spektral analizi ve çok kanallı yüzey dalgalarının spektral analizi yöntemleri Rayleigh dalgalarının dispersiyon eğrisinin modellenmesine imkan sağlamaktadır. Kaydedilen yüzey dalga kayıtları; yüksek modlu Rayleigh dalgaları, cisim dalgaları, hava dalgaları, gürültü içermesine rağmen Rayleigh dalgalarının yavaşlık- frekans dalga alanı dönüşümü yapılabilmekte ve faz hızı eğrisi net çizilmektedir. 30 metre derinlik için kayma dalga hızının belirlenmesi bu şekilde çok hızlanmaktadır. Buna ilaveten, sivilasma analizi, zemin oturma hesabı, gömülü yapıların ortaya çıkarılması, yüzeyin haritalanmasına imkan sağlamaktadır.

SESAME (2004) Avrupa projesinin ana amacı, kentsel alanlarda sismik riski azaltmaktır. Bunun için iki teknik kullanılmıştır. Nakamura (1989) tarafından önerilen tek istasyon yöntemi H/V ve Tokimatsu (1995) dizilim ölçümleridir. Bu teknikler, sig kayma hız profili ve (H/V tekniği) temel rezonans frekansının belirlenmesine imkan sağlamaktadır. Arazi deneyimi isteyen bu yöntemler, sismik kaynak gerektirmediği gibi maliyeti de çok düşüktür. Doğal titreşimleri kaydeden pasif yöntem, günümüze kadar çalışılması zor olarak bilinen kentsel alanlarda bile kolayca uygulanarak zemin özelliklerini ortaya koymaktadır. Ayrıca, haritaların oluşturulmasını da sağlamaktadır. Bu projenin amacı, zemin bilgisini elde etmek için H/V ve dizilim yöntemi, 1-B, 2-B, 3-B standart modellenerek sayısal gürültü simülasyonunun oluşturulmasını sağlamasıdır. Standart model (geometri ve zemin özellikleri) tanımlanmış ve parametreler dalga şekli ve gürültü simülasyonunda kullanılmıştır. Doğal gürültü, farklı derinlikte farklı kaynaklar kullanılarak 1-Boyutlu model şeklinde simüle edilmiştir. Bölgesel yüzey kaynakları, hem dizilim yöntemiyle hem de H/V yöntemi ile toplanan verilerin dispersiyon eğrilerindeki doğal gürültülerin daha iyi sunulması için uygundur (Bonnefoy-Claudet et al., 2004; SESAME, 2004). Genel olarak bu çalışma, sismik gürültünün doğasını daha iyi anlamak için sayısal ve teorik bölümlerden oluşmaktadır. Deneysel ve sayısal

sonuçlar H/V tekniği ve dizilim ölümlerinin yorumlanması ve yazılımlarla ilişkilendirilmesinde yol gösterici olarak kullanılabilir.

Kanada Jeoloji Araştırma merkezince, Kanada Kentsel Sismoloji Projesi kapsamında sismoloji araştırmaları yapılmıştır (Ventura et al., 2004). Pilot bölge seçilen, Vancouver ve Richmond' de 6 km-8 km' lik alanda 60 adet kuvvetli yer hareketi kayıt cihazı ile 1 km aralıklarla ölçü alınmıştır. Projede seçilen pilot bölge, Kanada'nın sismik aktivite olarak en hareketli aynı zamanda şehir nüfusunun da en yoğun olduğu bölgesidir. Aynı zamanda bu bölgede meydana gelen depremlerde zemin büyütmesinin gerçekleştiği de bilinmektedir. Bölgenin genlik potansiyelinin güvenilir biçimde ölçülmesine gerek duyulmaktadır. Güvenilir yer tepki modeli için, yüzeydeki yer hareketlerinin spektral genliği ve genlik potansiyel tahmininin ortaya konmasına da ihtiyaç vardır. Mikrotremor ölçümleri, zeminin tepkisinin anahtar parametrelerini belirlemek için ucuz ve basit bir yoldur. Nakamura yöntemiyle doğal periyot belirlenip, kayma dalga hızı ve kalınlığının değişimi hassas bir şekilde modellenmiştir.

Matsuoka ve Shiraishi (2004) çalışmasında, Japonya'nın Kanto Plain kentinde mikrotremor yöntemi uygulanarak kayma dalga hızı yapısı belirlenmiştir. Geleneksel sismik yöntemlere göre bu yöntem kentsel alanda uygulanması açısından avantajlıdır. Araştırma bölgesinde sedimanter tabanın 2 ve 3 Boyutlu yapısını belirlemek adına mikrotremor dizilim ölçümü yöntemi ile 5 km aralıklarla 67 istasyon kullanarak yüzey dalgası verisi toplanmıştır. Rayleigh dalgasının faz hızı dispersiyonu uzamsal otokorelasyon yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır ve her istasyon için ters çözüm yapılarak 1 Boyutlu kayma dalga hızı yapısı belirlenmiştir. Mikrotremor araştırma yöntemi hem deprem mühendisliğine yönelik araştırmalarda hem de tektonik araştırmalarda faydalı sonuçlar vermektedir.

Yoon (2005), son 50 yıldır jeoteknik mühendisliğinde sig yeraltı yapısının dinamik özelliklerini belirlemek için yüzey dalgası yöntemleri kullanılmaktadır. Yüzey dalgası yöntemlerinin sig araştırmalar, aktif ve pasif ölçümlerin birlikte değerlendirilmesi, yüzey dalgalarının sönümünün yüksek doğrulukta bulunması gibi

birçok avantajı olmaktadır. Ancak, hala üzerinde dikkatle çalışılması gereken bir konudur. İki alicili yüzey dalgası yöntemi, sig araştırmalardaki etkisi araştırılmış ve bu etkiyi azaltmak için bazı ölçütlerde filtreleme yapılmıştır. Bu filtre ölçütleri yüzey dalgalarının çok alicili yönteminde uygulanamamıştır. Çok alicili yüzey dalga yönteminde sig araştırmalarda nüfus derinliği çalışmasına gözlemsel ve sayısal olarak yön verilmiştir. Standartlaştırılmış iki parametre sig araştırmalarda nüfus derinliğini belirlemek için geliştirilmiştir. Üç tipik zemin profili ve ideal homojen yarısonsuz bir ortam için sig araştırmada nüfus derinliğinin ölçülebilirliği sunulmuştur. Daha derinlerden bilgi almak ve S dalga hız profiline gelişmesi için aktif ve pasif dalga ölçümleri birlikte çalışılmıştır. Aktif ve pasif ölçümlerin frekans aralıkları yaklaşık 4-10 Hz 'de çakıştırılması denenmiştir. İki ölçüm arasında çok sık sistematik farklılık vardır. Aktif ve pasif yüzey dalga yöntemlerinde bu sistematik hatalar, farklılıkların çözümlenmesi ve anlamlandırılması araştırılmaktadır. Ölçülen yüzey dalgalarındaki sönümün doğruluğu; geometrik yayılım, nüfus derinliği ve çevresel gürültülerin hesaplanması ile ortaya konabilir. Frekans-dalga sayısı (f-k) yönteminin detaylandırılması, sönüm etkisinin birincil faktörünün üzerinde yapılan çalışmalara dayanmaktadır. Bu çalışmada, geleneksel bir yüzey dalgası yöntemi ve bir frekans-dalga sayısı (f-k) yöntemi sayısal simülasyonlarla yer değiştirmeleri incelenerek araştırılmıştır.

Strobbia (2002) tarafından yapılan çalışmada, yüzey dalgası yayılım teorisinde, veri toplanması, dispersiyon eğrisinin oluşturulması ve ters çözümüne ait kuramsal bağlantılar ayrıntılı olarak verilmiştir. Bu çalışma, veri toplama, veri-islem ve ters çözüm olmak üzere üç adımda ele alınmıştır. Yüzey dalgalarının temel teorisi, geometrik dispersiyon ve dispersiyon eğrisi konularını ayrıntılı tabakalı yer modellerinin bulunmasını içerir.

Wathelet (2005) tarafından yapılan çalışmada, aktif ve pasif sismik kaynak kullanarak mikrotremör ölçüsü alınmıştır. Ölçülen bu doğal titreşimlerin dispersiyon eğrileri geniş bir frekans aralığına sahiptirler. Wathelet (2005) deprem mühendisliğinde önemli bir parametre olan kayma dalgası hızını bir boyutlu modellemiştir ve bu işlem için de algoritma geliştirmiştir. Yöntemin, yapay kaynak

gerek duyulmaması, sehirlesmenin olduğu bölgelerde rahatlıkla kullanılması ve ekonomik olması gibi üstünlükleri vardır. Dogal titresim verisinin degisken olması (uncertainties) ve dogrusal olmaması nedeniyle, dispersiyon egrisinin ters çözümü birden fazladır. Yüzey dalgalarının ters çözümünde parametrelerin sinirli sayıda olması, dogrusallastırma yönteminin gerçekleştirilmesinde cazip bir alternatif oluşturmaktadır. Gelistirilen kod, sentetik verileri üzerinde test edilmiştir. Uygun frekans aralığı ve giriş verisinin etkisine vurgu yapmıştır. Yüksek modlar, ters çözüm süresince ek bir zorlama getirmesine rağmen, algoritmanın doğru belirlenmesinde önemli bir rol oynamaktadır. Love ve Rayleigh modlarının ters çözümü yöntemin nüfus derinliğini arttırmak için önerilen bir yöntemdir. Ayrıca Wathelet (2005) çalışmasında, oto-korelasyon egrilerinin ters çözümü için özel bir araç geliştirmiştir. Arazi kayıtlarının yorumlanmasıyla oluşturulan hiz profillerinin başarısı sentetik ve gerçek dalga alanlarıyla örneklenerek sunulmuştur

Park (2005) tarafından yapılan çalışmada, MASW yöntemini sig derinliklerin jeoteknik özellikleri belirlemek için kullanmıştır. Bir bölgenin S dalga hizi bilgisi, deprem mühendisliği ve zeminin dinamik parametrelerinin belirlenmesinde birincil parametredir. S dalga hizi, kuyu boyunca ya da yüzeyde belirlenebilmesine rağmen, yüzey dalgaları yöntemi çok daha iyi bir alternatif oluşturmaktadır. Yöntem, yüzeyde bir sismik kaynaktan oluşturulan Rayleigh dalgalarının tabakalı ortamda göstermiş oldukları dispersiyon özelliğinden yararlanır. Bunun sonucu olarak, yöntem oldukça cazip olmasına rağmen, zorluklar diğer sismik yöntemlerde olduğu gibi bu yöntemde de çıkabilmektedir. Kaynaktan doğrudan yayılarak gelen düzlemsel ana mod (temel kip) daki Rayleigh dalgaları, genellikle kaynak kullanılarak oluşturulan cisim dalgaları, (doğrudan dalga ve kırılmış P dalgaları), Rayleigh dalgasının daha yüksek modları, rastgele gürültü ve yüzeydeki cisimlerden yansıyarak saçılan dalgalar ile girişime uğrar.

Çok-kanallı sismik yöntem, petrol araştırmalarında da benzer şekilde, hem veri-ilem aşamasında hem de veri toplama aşamasında kullanılmaktadır. Bu sismik yöntem 1-B veya 2-B Vs haritaları oluşturmak için farklı zemin türlerinde uygulanmıştır. Bilinen diğer klasik sismik yöntemlerin aksine (kırılma, yansımaya), yüzey dalgaları

yöntemlerinin bir çok açıdan üstünlükleri mevcuttur, Söyleki; arazi veri toplama asamasi oldukça basittir, yüzey dalga enerjisi basit bir kaynak kullanılarak kolayca olusturulabilir, yüzey dalgaları jeoteknik araştırmayı amaçlayan değişken özellikli sig derinliklerdeki anomalilerin belirlenmesinde oldukça etkilidir, gürültü ya da farklı diğer fazlar tarafından kirletilmiş bir kayıt üzerinde Rayleigh dalgasının frekansı kolayca hesaplanabilir, Vs profili oluşturmak için tek bir atışla elde edilen kayıtlardaki yüzey dalgası kullanılarak yüksek doğrulukta dispersiyon eğrisi elde edilebilir.

Tüm bu üstünlüklerinden dolayı, yüzey dalgası yönteminin sig derinlikte (birkaç metreden birkaç yüz metre' ye kadar) başarılı bir araştırma yöntemi olarak kullanılma şansı, diğer sismik yöntemlere göre daha fazladır (Park et al., 2003). Sig derinliklerdeki malzemelerin fiziksel özelliklerinin değerlendirilmesi, inşaat mühendisliği araştırmaların önemli bir kısmını oluşturur. Statik ve dinamik yükleme yaparak, malzemelerin gerilme-deformasyon ölçümlerinin yapılmasıyla “sapma-tepkisi (deflection-response)” olarak adlandırılan yöntemle, malzemelerin sıklığı (stiffness) değerlendirilebilir. Ancak bu yöntem, değişen derinlik ve koşullardaki sıklığı belirleyemez. Büyük çaplı jeoteknik çalışmalarda çok masraflı ve çok zaman alıcıdır. Derinlikle değişen sıklık, doğrudan sismik yöntemler ile belirlenebilir.

Yanık (2006) yaptığı çalışmada, yüzey dalgası dispersiyon verilerinden, sönümlü en küçük kareler ters-çözüm yöntemi ile, S dalga hızlarını hesaplamıştır. Yüzey dalgasının dispersiyon özellikleri kullanılarak yeraltındaki tabakalarının fiziksel özelliklerini saptamak mümkündür. Özellikle tabakaların S dalga hızının bilinmesi katmanlarının sıklığı hakkında doğrudan bilgi sağladığından, üst yapı mühendisliği için önemlidir. Bu amaçla, Rayleigh dalgalarının faz hızları, Kirilma Mikrotremor (ReMi) yöntemi ile ölçülen sismik kayıtlardan elde edilebilir ve “dispersiyon eğrisi” olarak adlandırılır. Bu amaca yönelik, Kirilma Mikrotremor yöntemi özetlenmiş ve dispersiyon eğrilerinin 1-B ters çözümü için bir bilgisayar programı geliştirilmiştir. Ters çözüm yöntemi olarak ağırlıklı sönümlü en küçük kareler yöntemi kullanılmış ve yöntem sentetik oluşturulan modeller ve gerçek arazi verileri üzerinde uygulanmıştır (Yanık, 2006).

Hebeler (2001) alışmasında, yüzey dalgalarının analizi, kayma dalga hız profillerinin doğru belirlenmesi gibi sınırlamalarla karşı karşıya kalmaktadır. Bu çalışmanın amacı, sayısal sinyal ve uzamsal dizilim yöntemleri kullanan Zywicki (1999) tarafından geliştirilen sismik yüzey dalga araştırması için dispersiyon analiz yöntemleri, dizilimin geliştirilmesi ve uygulanmasıdır. Aktif ve pasif yüzey dalga yöntemlerini uygulayıp bu verileri analiz eden Zywicki 'nin geliştirdiği yöntem bu çalışmada refine edilmiştir. Yüzey dalgası yöntemleri Shelby-Tennessee 'de on bir bölgede denenmiştir.

Ekincioglu (2007) tarafından yapılan tez çalışmasında, pasif kaynaklı Uzaysal Öziliski (SPAC) yöntemi ile Rayleigh dalgası dispersiyon eğrisi hesaplanmıştır. Bir-boyutlu modellere ait P, S dalga hızları, tabaka kalınlıkları ve yoğunlukları verilerek hızlı delta düzey yöntemi ile Rayleigh dalgası dispersiyon eğrileri hesaplamaları yapılmış ve parametre değişimine göre dispersiyon eğrisi değişimleri incelenmiştir. Ankara Etimesgut Seker Fabrikası arazisinde dairesel dizilimli ivme ölçerler kullanılarak pasif kaynaklı titreşimler SPAC uygulaması için kaydedilmiştir. Son olarak, en küçük kareler ters çözüm yöntemi ile arazi verisi ve kuramsal Bir-boyutlu S dalga hız yapısı ortaya konulmuştur. Buna ek olarak, SPAC yönteminin uygulanması ve dispersiyon eğrisinin modellenmesi ile ilgili Fortran bilgisayar programları yazılmıştır.

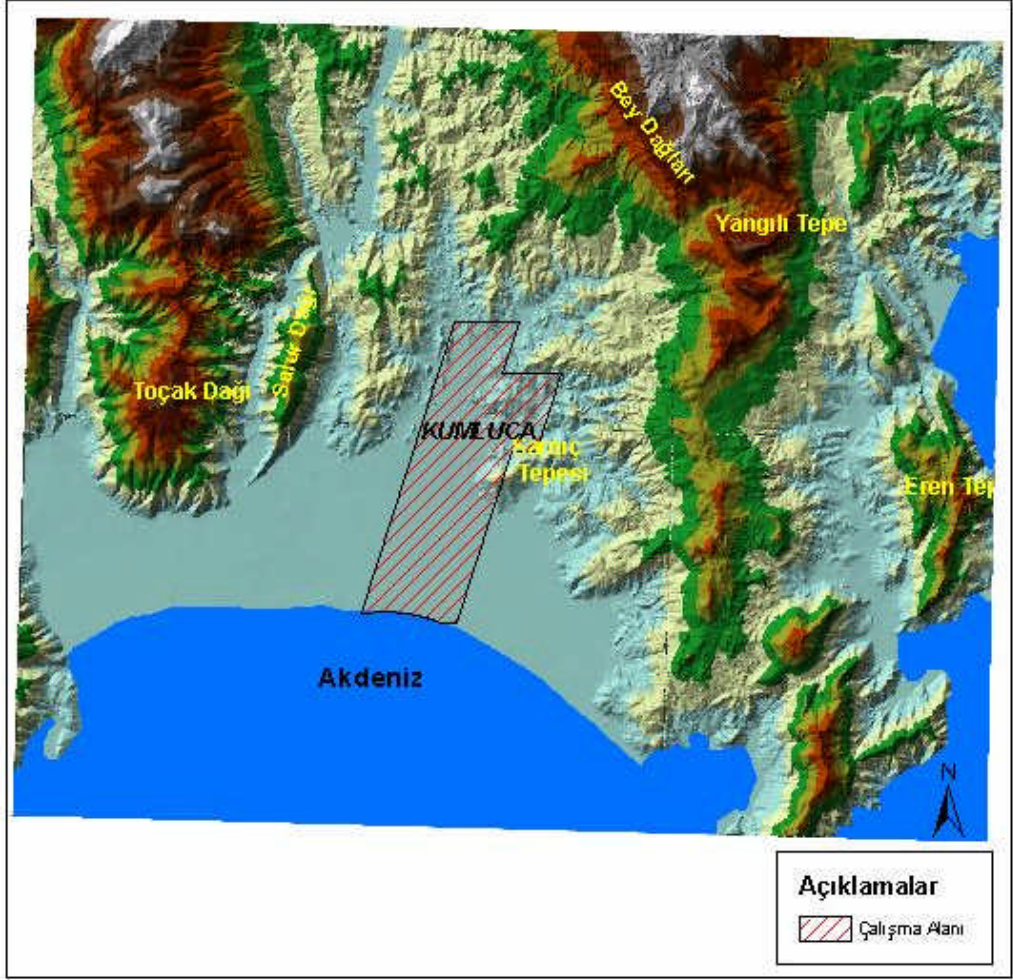
3. MATERYAL VE YÖNTEM

3.1. Çalışma Alanının Konumu

Çalışma alanı, Akdeniz Bölgesinde yer alan Antalya ilinin güneybatısında, Kumluca ilçe sınırları içinde yer almaktadır. Kumluca ilçesi, Batı Akdeniz bölümünün, Antalya Körfezi'nin batı kısmındaki Teke Yarımadası diye adlandırılan Antalya Körfezi ile Fethiye Körfezi hizasında Akdeniz'e doğru uzanan uzanti üzerindedir. İlçenin güneyinde Akdeniz, batısında Finike ilçesi, Batı ve Kuzeybatı yönünde Elmalı ilçesi bulunmaktadır (Şekil 3.1.). Antalya'ya 90 km uzaklıktadır. İlçenin yüzölçümü 1.253 km^2 dir. Çalışma alanının genel konumunu gösterir Landsat uydu görüntüsü Şekil 3.2.'de verilmistir.



Şekil 3.1. Yer bulduru haritası



Sekil 3.2. Çalışma alanının Landsat uydu görüntüsü

3.2. Çalışma Alanının Jeolojisi

Bati bölümü Turunçova, doğusu ise Kumluca Ovasi olarak da adlandırılan Finike Ovasi yaklaşık 120 km² lik bir alan kaplamaktadır (Öner, 1996). Finike Ovasi, tektonik yönden aktif bir bölgede bulunması nedeniyle çevresini yüksek küteller kuzatmıştır. Ovanın batısında Gülmez Dagi (~1800 m), kuzeyinde Toçak Dagi (~1200 m), doğusunda kuzey-güney uzantılı Görece (~1300 m) ve Tahtalı dağları (~2300 m) bulunur. Güneyi Akdeniz ile sınırlanan bu ova, bir kıyı ovasi karakterindedir. Bununla birlikte kuzeyden, Bey Dağlarından kaynağını alan Akçay ve Alakir çayları getirdikleri alüvyonlarla vaktiyle burada mevcut bir körfezi doldurmuşlardır. Bu nedenle Finike Ovasi, bir delta ovasi karakterini de taşır (Öner, 1996).

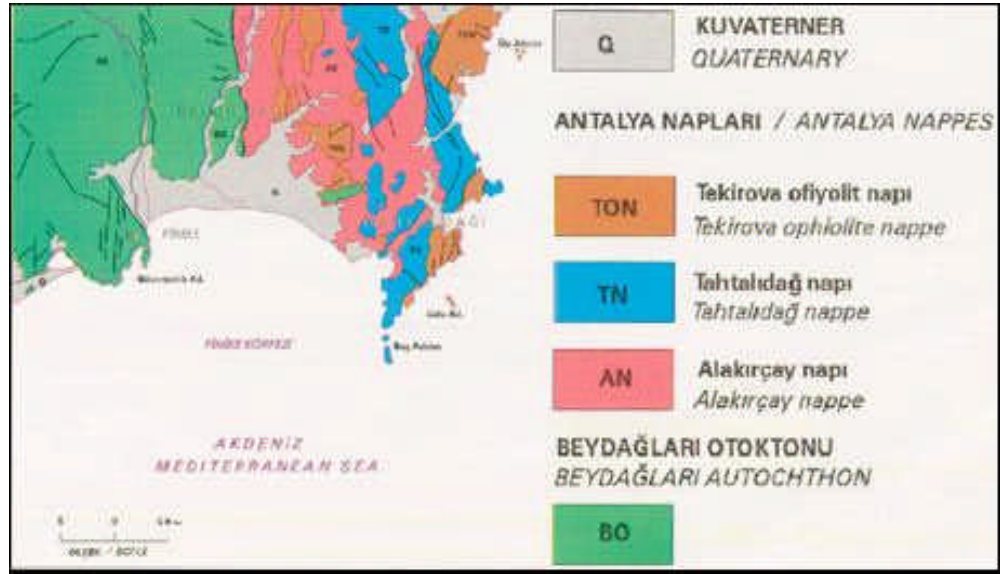
Bati Toroslar sistemi içinde yer alan Finike ovasini çevreleyen yüksek küteller yapısal ve litolojik açıdan karmaşık özellikler sunar (Öner, 1996). Finike ovasini çevreleyen yüksek küteller çoğunlukla kalker yapılıdır. Batıda Gülmez Dagi, kuzeyde Keslik, Toçak ve Salir dağları bütünüyle bu özelliktedir. Çeşitli araştırmacılar tarafından değişik adlar verilen bu kalker formasyon neritik karbonatlardan oluşur (Senel vd., 1980/1981). Beydağları sisteminin yapısını oluşturan bu kayalar, Beydağları birimi (Marcoux, 1979) ya da Finike kalkerleri (Tolun, 1965; Ayan, 1968) olarak da adlandırılır. Ovanın doğusunda, Tahtalı dağlarının yapısını da bu formasyon oluşturur (Öner, 1996). İçerdiği fosiller açısından self ortamını yansıttığı belirlenmiştir (Senel vd., 1980 ; 1981).

Lefevre (1967), Juteau (1975), Gutnic vd. (1979) yaptıkları çalışmalarda Beydağları birimini oluşturan kalker formasyonları otokton, Alakırçay grubunu oluşturan formasyonları ise bu otokton birlik üzerine naplar halinde gelen allokton örtü olarak yorumlamışlardır. Ovanın kuzeydoğu ve doğusunu çevreleyen allokton örtü Antalya Napları olarak adlandırılmıştır (Brunn et al., 1973; Marcoux, 1979; Brunn and Poisson, 1977). Bunun yanında bazı araştırmacılar ise nap varlığını kabul etmeyip, ekaylanmalarla buradaki yapısal gelişmeyi açıklamaktadır (Demirtaşlı, 1977). Araştırma alanında allokton birimin bulunduğu kesimde yer yer peridotit ve

serpantinler gözlenmektedir. Bu kayalar dışında, Akçay ve Alakırçay vadileri çevrelerinde Miosen yaşlı flisler yer alır.

Senel (1997)'e göre Antalya körfezi batısında, Beydağları otoktonu ile Antalya napları yüzeylenir. Beydağları otoktonu, Üst Kretase ve Üst Lütesiyen-Priaboniyen yaşlı neritik kireçtaşlarından oluşan Beydağları ve Susuzdağ formasyonları, Burdigaliyen yaşlı alglı kireçtaşı, killi kireçtaşı ve kiltaslarından oluşan Sinekçi formasyonu ile Üst Burdigaliyen-Langiyen yaşlı konglomera, kumtaşı, silttaşı ve kil taşlarından oluşan Kasaba formasyonunu kapsamaktadır (Senel, 1997).

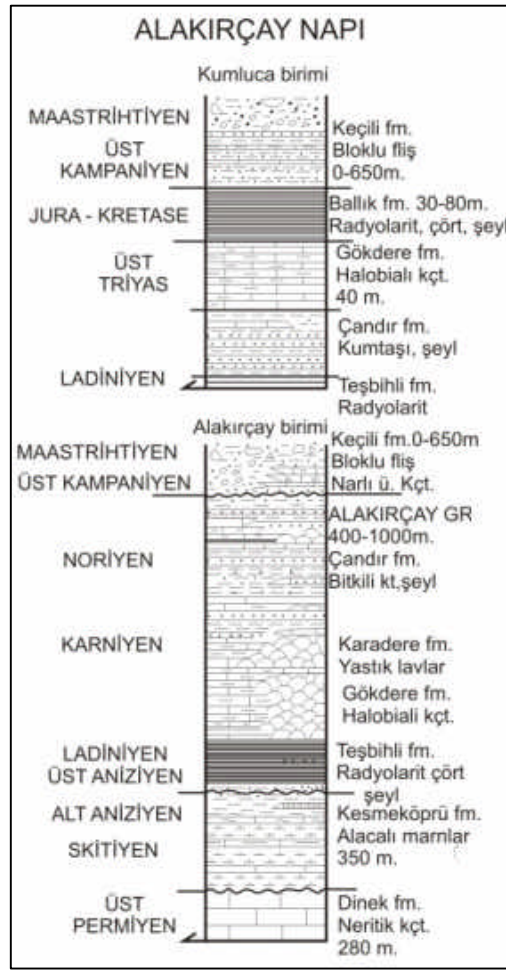
Sekil 3.3.'de gösterildiği gibi bölgede, Antalya naplarına ait Tahtalıdağ napa, Tekirova ofiyolit napa ve Alakırçay napa yer almaktadır.



Sekil 3.3. Antalya Körfezi batısının yapısal jeoloji haritası (Senel, 1997)

Tahtalıdağ napa, Ordovisien yaşlı seylerden oluşan Sariyardere formasyonu, Üst Permian yaşlı neritik kireçtaşlarından oluşan Dinek formasyonu, Skitiyen-Alt Aniziyen-yaslı alacalı marnlardan oluşan Kesmeköprü formasyonu, Üst Aniziyen-Noriyen yaşlı halobialı kireçtaşlarından oluşan Gökdere formasyonu ve Resiyen-Senomaniyen yaşlı neritik kireçtaşlarından oluşan Tekedagi formasyonundan oluşmaktadır (Senel, 1997).

Tekirova ofiyolit nabi ise serpantin, harzburgit, dunit, verlit, pirokse nit, tabakali gabro vb. kaya türlerinden oluşan Tekirova ofiyoliti ile ofiyolitli melanjla temsil edilen Kirkdirek formasyonundan meydana gelmiştir. Alakırçay nabi, Tahtalıdağ nabi ve Tekirova ofiyolit nabi Üst Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı bloklu flis karakterinde Keçili formasyonu ile sonlanır. Ayrıca, Antalya napları ile Beydağları otoktonu arasında küçük boyutta Lütisyan yaşlı kireçtaşı tektonik dilimleri yer alır (Senel, 1997).



Sekil 3.4. Alakırçay Napi (Senel, 1997)

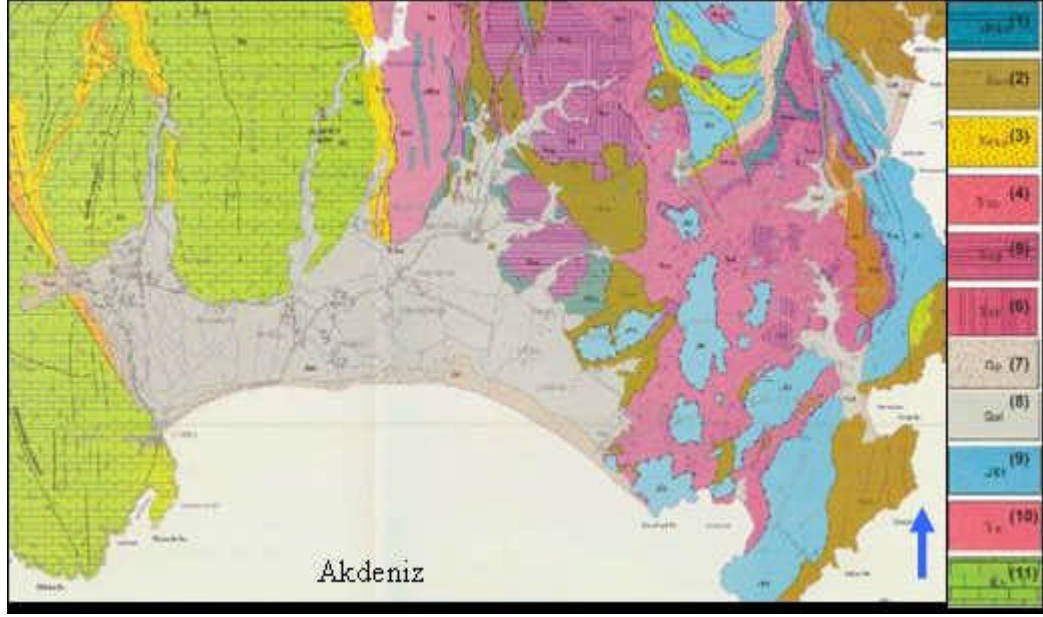
Senel (1997)'e göre Alakırçay nabi, Kumluca ve Alakırçay birimleri olmak üzere iki yapısal birimden oluşmuştur. Alakırçay biriminin tabanında Üst Permiyen yaşlı neritik kireçtaşlarından oluşan Dinek formasyonu ve Skitiyen-Alt Aniziyen yaşlı alacalı marnlardan oluşan Kesmeköprü formasyonu yer almaktadır. Bunlar üzerinde

Üst Aniziyen-Noriyen yasli Alakirçay grubu yer alır. Alakirçay grubu yanal ve düşey yönde birbiriyle girik; tabakali çörtlerle temsil edilen Tesbihli formasyonu, halobiali kireçtasları ile temsil edilen Gökdere formasyonu, bitkili kumtası ve seylerle temsil edilen Çandır formasyonu ile yastık lavlarla temsil edilen Karadere formasyonunu içermektedir. Kumluca birimi ise tabakali çörtlerle temsil edilen Tesbihli formasyonu, bitkili kumtası ve seylerle temsil edilen Çandır formasyonu, halobiali kireçtasları ile temsil edilen Gökdere formasyonu ve Jura-Kretase yasli tabakali çörtlerle temsil edilen Ballik formasyonunu kapsamaktadır (Sekil 3.4.).

Ballik Formasyonu (JKba); Kumluca biriminin (Alakirçay nabi) tipik formasyonu olan Ballik formasyonu ince-orta tabakali, kırmızı, kızıl kahve renkli, yersel olarak yeşil, gri, kirli sarı mavi vb. renkli radyolarit, çört ve seylerden oluşmaktadır. Birim içinde ender olarak yaklaşık bir metre kalınlıkta bazaltlar görülebilir (Senel, 1997).

Gökdere formasyonu (TRag); Ince-orta tabakali, bej, krem, gri, açık gri renkli, plaket görümlü, çoğun çört yumrulu, bol radyolaryali, yersel halobiali, mikritik dokuda kireçtaslarından oluşmaktadır. Seyrek ince kalkarenit, seyl, tabakali çört, tüfit, yastık lav, ara seviyeleri kapsar (Senel, 1997).

Kirkdirek formasyonu (Kkm); Serpantinit hamuru içinde, değişik boyutta halobiali kireçtası, bitkili kumtası, seyl tabakali çört, radyolarit, neritik kireçtası ve ofiyolit kökenli bloklar kapsamaktadır (Senel, 1997).



Sekil 3.5. Antalya M10 ve M11 paftasi jeoloji haritasi ([1]; Ballik Formasyonu-Tabakali Çört, Radyolarit, Seyl, [2]; Kirdirek Formasyonu- Ofiyolitli Melanj-Çogu Serpantinit, [3]; Kasaba Formasyonu-Kumtasi, Konglomera, Kiltasi, Silttasi, [4]; Çandır Formasyonu-Bitkili kumtasi,kiltasi silttasi ve mikro konglomera, [5]; Gökdere Formasyonu-Halobialli Mikrit, Çörtlü Mikrit, [6]; Tesbihli Formasyonu, Tabakali çört, Radyolarit, seyl, [7]; Plaj Çökelleri, [8]; Alüvyon, [9] Tekedag Formasyonu-Neritik Kireçtasi, [10]; Alakırçay Grubu-Halobialli Mikrit, Çörtlü Mikrit, Çört, Radyolarit, Bitkili Kumtasi, Spilit Bazalt, [11], Beydaglari Formasyonu- Neritik Kireçtasi (Senel, 1997)

Eski Akarsu Taraça Dolgulari (Qt); Eski akarsu çökelleri olan bu birim, çoğun konglomeralardan oluşur. Bu konglomeralar bloklarida kapsar. Ayrıca kum depolari da içerir. Tutturulmuş nitelikte olup en fazla 80 m kalınlık gösterir. Birim, genelde alüvyon yelpazesi niteligindedir (Senel, 1997).

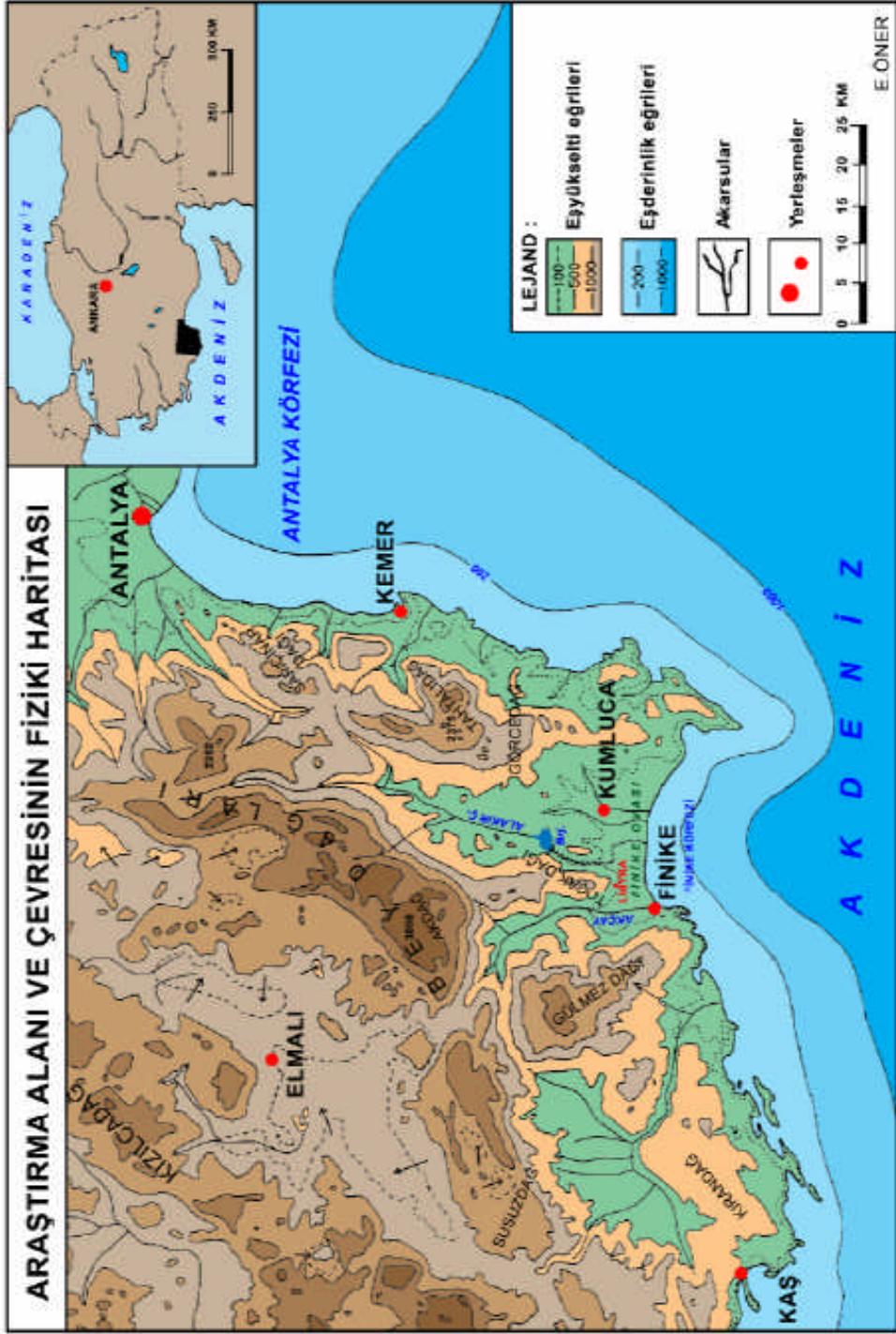
Plaj Çökelleri (Qp); Finike ovasinin kıyı bölümünde geniş bir kumsal bulunur. Bu alan akarsuların denize tasidigi alüvyonların, kıyı dinamigi (akıntılar, dalgalar) etkisiyle islenmesiyle düzenlenmiştir. Bunun yanında güneybatı yönlü rüzgarlarla kumların içeriye doğru taşınmasıyla kıyı kumullari oluşmuştur (Öner, 1996).

Yamaç Molozu ve Birikinti Konileri (Qym); Dag yamaç ve eteklerinde, yer yer tutturulmuş, yer yer ise gevsek olarak bulunmaktadır. Bazi alanlarda birikinti konilerini de kapsamaktadır (Senel, 1997).

Alüvyon Yelpazeleri (Qay); Yakın zamanlara kadar Alakir çayı getirdiği alüvyonlarla Finike ovasında geniş bir birikinti yelpazesi oluşturmıştır (Şekil 3.5.). Finike ovası üzerinde, gerek akarsuların taskınları, gerekse kuzey kesimlerdeki karstik-tektonik kökenli kaynaklar nedeniyle yakın yıllara kadar geniş alanlar bataklık halindeydi. Alakir çayı eski yatağı ve çevresindeki alüvyon yelpazesi bundan dolayı yerleşimin ve tarımsal etkinliklerin yoğunlaştığı bir kesim olmuştur (Öner, 1996).

Finike ovasının doğu ve batısında mevcut akarsuların getirdiği alüvyonlar, iki büyük birikinti yelpazesi oluşturmıştır (Şekil 3.6.). Toçak dağı güneyinde ve yelpazelerin arasında kalan bölümde, sınırları çok kesin çizilememekle birlikte, bir sig su ortamı yani bir göl bulunduğu ortaya çıkmıştır. Bu su ortamı, güneyde ise akarsuların getirdiği alüvyal malzemeler ve deniz dalgaları etkisi ile oluşturulan muhtemelen bir kıyı kordonu ile sınırlandırılmıştır. Derin sondajlarda, bugünkü deniz seviyesinin 4 ila 5 metre kadar aşağısında kalın bir turba katmanı geçilmiştir. Bu katman mevcut su ortamının, insanların yerleşmesinden önce büyük ölçüde çekildiğini ve küçüldüğünü, buna bağlı olarak da geniş bir alanın kurduğunu gösterir. Böyle bir kuruma, ancak deniz seviyesinin de alçalmasıyla mümkündür. Bu nedenle turba tabakasının oluştuğu dönem olan Bronz çağında deniz seviyesi günümüze oranla birkaç metre (~4 ila 5 m) alçalmıştır. Göl çevresindeki yerleşmeler, deniz seviyesinin yeniden günümüzdeki düzeyine ulaştığı dönemlerde başlamıştır (Öner, 1996).

Alüvyonlar (Qal); Finike ovasını kaplayan alüvyonlar en güncel sedimanlardır. Bunlar, büyük ölçüde Akçay ve Alakırçayları olmak üzere Finike ovasına ulaşan akarsularla taşınmış kil, silt, kum ve çakıllardan oluşan kırıntılı malzemelerdir. Bu alüvyonlar geldikleri bölgenin litolojik özelliklerine göre çeşitlenmektedir. Kıyı kusurunda alüvyonların kıyı dinamiği etkisiyle işlenerek oluşmuş kumlar ve bunların rüzgar etkisiyle içeriye savrulmasıyla oluşan kumullar vardır (Öner, 1996).



Sekil 3.6. Çalışma alanı ve çevresinin fiziki haritası (Öner, 1996)

3.3. Sismotektonik

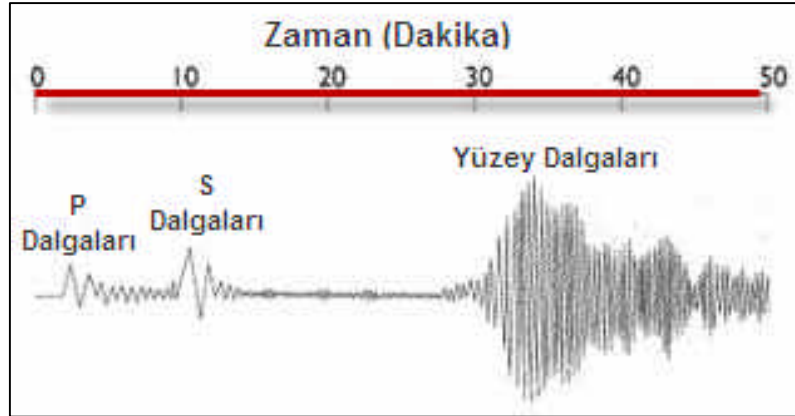
Antalya, Afet Isleri Genel Müdürlüğü tarafından hazırlanan Türkiye Deprem Bölgeleri Haritasında, sismik etkinliğin yoğun olduğu batı kesimler 1. ve 2., sismik etkinliğin az olduğu doğu kesimler ise 3. ve 4. derece deprem bölgeleri içerisinde yer almaktadır. Kumluca 1. derece deprem bölgesindedir.

Antalya ve çevresi; Fethiye - Burdur Fay Zonu, Helenik - Kıbrıs Yayının Plini ve Strabo hendekleri ile Antalya Körfezine uzanan bölümü ve Aksu Bindirmesi boyunca uzanan faylarda meydana gelen hasar yapıcı depremlerden etkilenmektedir. Depremler Helenik-Kıbrıs Yayının Plini ve Strabo hendekleri boyunca yoğunlaşmaktadır. Hasar yapıcı ve yıkıcı depremler bu faylar boyunca olmaktadır. Antalya Körfezinde yoğun mikro deprem etkinliği gözlenmektedir. Aksu Bindirme Fayı boyunca hasar yapıcı bir deprem meydana gelmemiştir. Aksu Bindirme Fayında 1964 yılından günümüze kadar (Ms. 4.0) değerlerinde elli üç deprem olmuştur (Demirtaş, 2004).

Helenik-Kıbrıs Yayı, Türkiye'nin güney kıyısı yakınlarında, Girit adasının güneyinden geçerek kuzeydoğu yönünde Rodos adasının güneyinden Fethiye Körfezi'ne doğru uzanır (Şekil 3.7.). Helenik-Kıbrıs Yayı, Girit adası ile Fethiye Körfezi arasında Plini ve Strabo çukurlukları boyunca ters fay bileşenli sol yönlü doğrultu atımlı fay karakteri gösterir. Ayrıca Helenik-Kıbrıs Yayı, Antalya Körfezi, Kıbrıs kuzeyi ve İskenderun Körfezi arasında içbükey bir kavis yapar. Bu yayın kuzeybatıya doğru devamı, Antalya Körfezinden başlayan ve kuzeybatı doğrultusunda devam eden ters fay niteliğinde olan Aksu bindirme fayı temsil eder. Diğer bir çukurluk, Plini ve Strabo çukurluklarından başlar ve Kıbrıs güneyine doğru dışı doğru bir yay yapar. Yukarıda bahsedilen çukurluklar boyunca Afrika plakası, Anadolu bloğunun altına doğru KKD doğrultusunda dalmaktadır (Demirtaş, 2004).

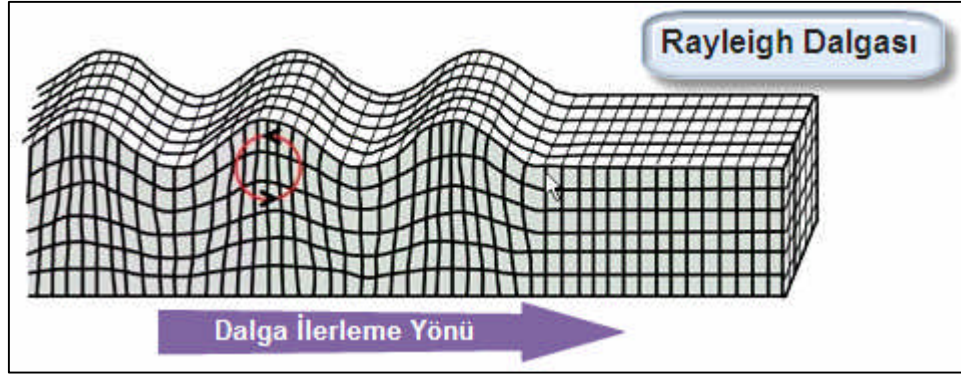
3.4. Yüzey Dalgasi ve Özellikleri

Bir deprem odagından cisim dalgaları ve yüzey dalgaları olmak üzere 2 tür dalga yayılır. Cisim dalgaları; boyuna dalga P dalgası ve enine dalga S dalgasıdır. P dalgasının yayılım doğrultusu titreşim doğrultusuna paraleldir. Depremde yıkıma neden olmazlar. Şekil 3.9'de görüldüğü üzere S dalgası deprem istasyonuna ikinci sırada gelen dalgalar olup, yayılım doğrultusu titreşim doğrultusuna diktir. S dalgaları sadece kati kütlelerde ilerleyebilmekte ve cisimleri aşağı-yukarı ya da sağa-sola doğru hareket ettirmektedirler. Yüzey dalgaları ise en yavaş ilerleyen dalga tipi olup depremde en fazla hasara neden olan dalga türüdür. Yüzey dalgaları Rayleigh dalgaları ve Love dalgaları olmak üzere iki türdür. Burada yüzey dalgalarından kastimiz Rayleigh dalgalarıdır.

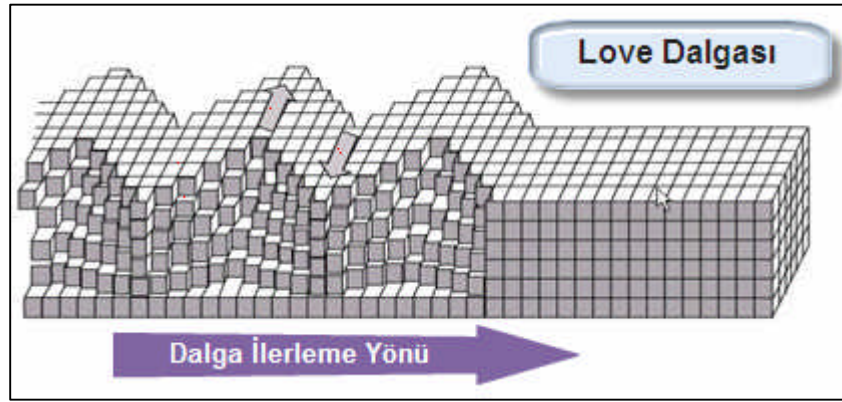


Şekil 3.9. Sismik dalgalar

Yerin serbest yüzeyi boyunca seyahat eden yüzey dalgası türü Rayleigh dalgaları; düşük hız, düşük frekans, yüksek genlikle tanımlanır. Rayleigh dalgaları, sıkışma dalgası (P) ve makaslama dalgası dikey bileşeni (S_V) dalgalarının girişiminin bir sonucudur (Xia et al., 2004). Rayleigh dalgasının partikül hareketi Şekil 3.10'de gösterilmektedir. Love dalgaları ise makaslama dalgası yatay bileşeninin (S_H) hava-yer ara yüzeyinde oluşurlar. Titreşim hareketi dalga yayılma doğrultusuna dik ve yataydır (Şekil 3.11).

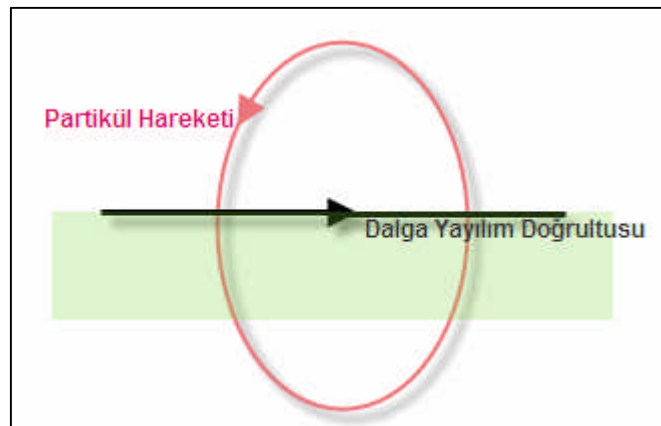


Sekil 3.10. Rayleigh dalgasının partikül hareketi (Bolt, 1976)



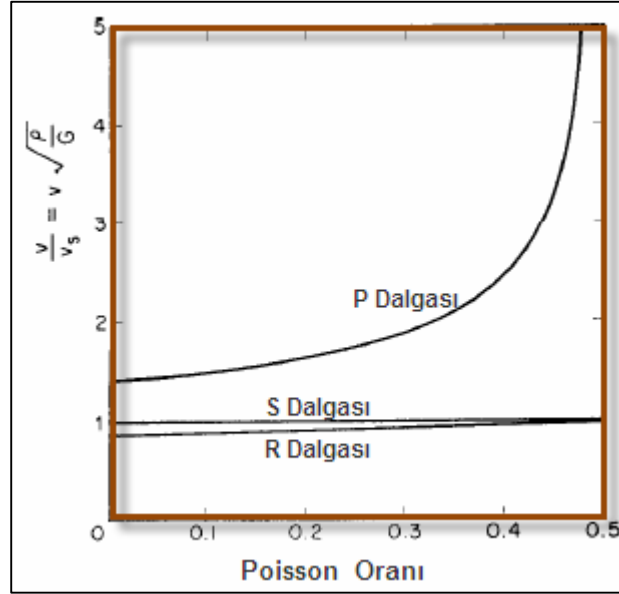
Sekil 3.11. Love dalgasının partikül hareketi (Bolt, 1976)

Serbest yüzey üzerinde bir tanecığın hareketi doğrusal olmayıp elips şeklinde ve kaynak yönündedir (Sekil 3.12). Buna retrograde hareket denir.



Sekil 3.12. Homojen yarısız ortamda Rayleigh dalgasının retrograde hareketi

Richart et al.(1970)'e göre Rayleigh dalgalarının yayınım hızı (V_R), kayma dalga hızına (V_S) oldukça yakındır. $V_R = 0.87$ ila $0.96.V_S$ (Poisson oranına bağlı olarak) aralığında değer almaktadır (Sekil 3.13.).



Sekil 3. 13. Homojen, yarı-sonsuz ortamda sismik dalgaların Poisson oranına bağlı olarak karşılaştırılması (Richart et al., 1970)

Yüzey dalgalarının en önemli fiziksel özelliği tabakali ortamlarda dispersiyon özelliği göstermeleridir. Dispersiyon, dalga hızının periyoda bağlı olarak gösterdiği değişimdir. Yüzey dalgası analizinden elde edilen V_s hızı depremlerde dinamik zemin davranışlarının belirlenmesine imkan sağlamaktadır. Günümüzde YDÇKA yöntemi yerin sig bölgelerinde (bir kaç on metrenin) MDÖ yöntemi ise bağıl olarak derin bölgelerinde (bir kaç yüz metrenin) jeoteknik özelliklerini belirlemek için kullanılmaktadır (Park, 2005).

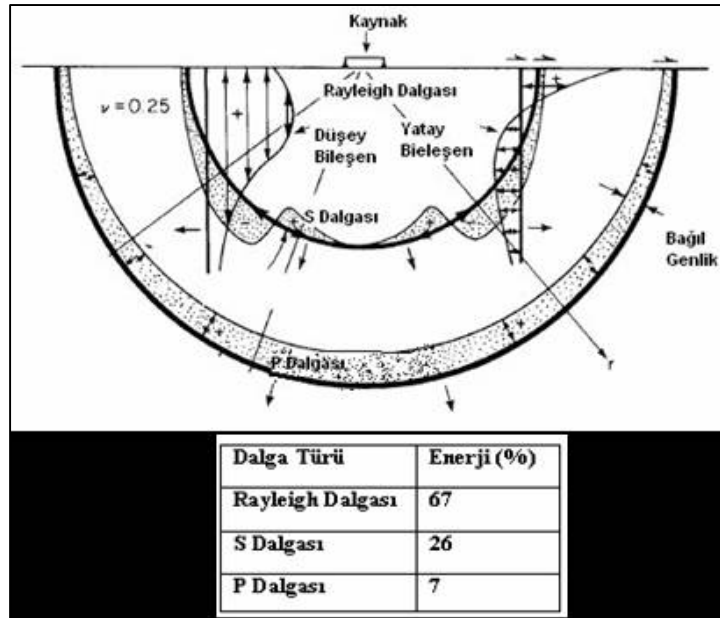
Yüzey dalgasının genliği cisim dalgalarının genliğinden çok daha kuvvetli olmasına rağmen, yüksek frekanslı yüzey dalgaları enerjilerini çok hızlı kaybederler. (Bullen, 1985).

Richart vd. (1970)' e göre yüzey dalgalarının enerjisi derinlere doğru indikçe üstel olarak azalır. Cisim dalgalarını $1/r$ ile sönümlenirken, yüzey dalgaları $1/\sqrt{r}$ ile sönümlenir. Dolayısıyla yüzey dalgaları daha uzak mesafelere ulaşabilir (Çizelge 3.2.).

Çizelge 3.2. Sismik dalgaların derinlikle sönüm oranı arasındaki ilişki (Richart et al., 1970)

$\frac{1}{r^n}$	$n = 2$ ise yüzeyde cisim dalgaları
	$n = 1$ ise kati ortamda cisim dalgaları
	$n = \frac{1}{2}$ Rayleigh dalgaları

Yüzey dalgaları yüksek oranda enerjiye sahiptirler. Şekil 3.14.'de gösterildiği gibi deprem hasarına neden olan yüzey dalgalarının enerji yüzdeleri, %67 iken S dalgaları %26 ve P dalgaları %7 oranına sahiptir (Richart et al., 1970). Bu özelliğinden dolayı deprem hasarına neden olan yüzey dalgalarının araştırılması zorunlu olmuştur.



Şekil 3.14. Homojen, izotrop ve yarı sonsuz ortamda dalgaların yayılımı (Woods, 1968)

Yüzey dalgalarının yer içinde yayılımı, frekansa (araştırma derinliği), faz hızına (sıkışma ve kayma), ve yoğunluğa bağlıdır. Bu üç özelliğin her biri yüzey dalgası dispersiyon eğrisini (faz hızı-frekans) doğrudan etkilemektedir. Dolayısıyla derinliğin bir fonksiyonu olarak belirlenen kayma dalga hızının ortaya konmasında dispersiyon eğrisinin etkisi büyüktür (Xia et al., 1999).

3.5. Yüzey Dalgası Yöntemleri

Yüzey dalgası ilk olarak sismolojik çalışmalarda özellikle yerkürenin kabuk yapısının ve üst mantonun özelliklerinin belirlenmesinde kullanılmıştır (Ewing et al., 1957; Dorman et al., 1960; Dorman and Ewing, 1962; Bullen, 1985; Knopoff, 1972; Kovach, 1978; Levshin et al., 1989; Mokhtar et al., 1988).

Yüzey dalgası yöntemlerinin önemli avantajları şu şekilde özetlenebilir (Park 2005):

- İlk olarak, arazi veri toplama aşaması oldukça basittir. Yüzey dalga enerjisi basit bir kaynak kullanılarak kolayca oluşturulabilir,
- Yüzey dalgaları jeoteknik araştırmayı amaçlayan değişken özellikli sig derinliklerdeki anomalilerin belirlenmesinde oldukça etkilidir,
- Gürültü yada farklı diğer fazlar tarafından kirletilmiş bir kayıt üzerinde, Rayleigh dalgasının frekansı kolayca hesaplanabilir,
- V_s profili oluşturmak için tek bir atışla elde edilen kayıtlardaki yüzey dalgası kullanılarak, yüksek doğrulukta dispersiyon eğrisi elde edilebilir.

Tüm bu üstünlüklerinden dolayı, yüzey dalgası yönteminin sig derinlikte (birkaç metreden birkaç yüz metre'ye kadar) başarılı bir araştırma yöntemi olarak kullanılma şansı, diğer sismik yöntemlere göre daha fazladır (Park et al., 2003).

Yüzey dalgası yöntemleri aktif ve pasif kaynaklı yöntemler olarak iki sınıfa ayrılabilir. Aktif kaynaklı yüzey dalgası yönteminde enerji, yere yapay olarak sinyal göndermek suretiyle gerçekleştirilirken, pasif kaynaklı yöntemde ise yerdeki doğal titreşimlerin kaydedilmesi esasına dayanır.

A-Aktif Kaynakli Yöntemler

- a) Duragan Rayleigh Dalgasi (Steady State Rayleigh Wave=SSRW) Yöntemi
- b) YüzeY Dalgalarinin Spektral Analizi (Spectral Analysis of Surface Waves = SASW) Yöntemi
- c) YüzeY Dalgalarinin Çok Kanalli Analizi (Multi-channel Spectral Analysis of Surface Wave = MASW) Yöntemi

B-Pasif Kaynakli Yöntemler

- a) Mikrotremör Dizilim Ölçüm Yöntemleri (Microtremor Array Measurement = MAM) Yöntemi

YDÇKA ve MDÖY yöntemleri, yerlesim bölgelerinde gürültüden (trafik, fabrika, vb.) dolayı Sinyal/Gürültü oraninin düşük olduğu durumlarda ve sehirlesmenin bir sonucu olarak profil açiliminin düzgün yapilamadigi bölgelerde çözüm üretmistir. YDÇKA ve MDÖ Yöntemlerinin esasini yüzeY dalgalarinin kayit edilmesi olusturur (Park, 2005). YüzeY dalgasi yöntemlerinin, aktif ve pasif ölçümlerin birlikte degerlendirilmesi, yüzeY dalgalarinin sönümünün yüksek dogrulukta bulunmasi gibi birçok avantajı olmaktadır (Yoon, 2005).

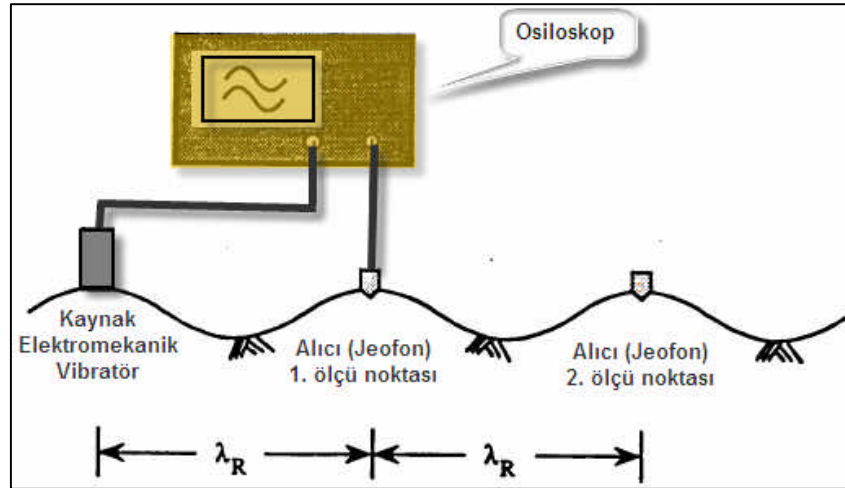
Bu çalışmada yüzeY dalgasi yöntemlerinden YDÇKA ve MDÖ yöntemleri kullanilmistir. Izleyen bölümde bu yöntemlere ayrıntili olarak deginilmistir.

3.6. Duragan Rayleigh Dalgasi (DRD) Yöntemi

Zeminlerin mühendislik özelliklerinin belirlenmesi için yüzey dalgasının ilk olarak Duragan Rayleigh Dalgasi Yöntemi (Steady State Rayleigh Method, SSRM) Jones (1958; 1962) tarafından öne sürülmüştür. DRD yönteminin ana ilkeleri, Foti (2000)'den faydalanılarak, aşağıda açıklanmıştır.

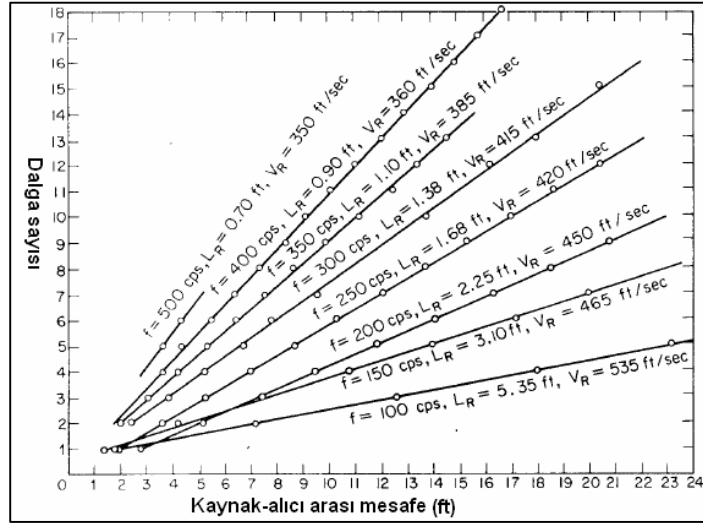
Yeraltı yapısının ortaya koymak için Jones (1958), arazi ekipmanı olarak vibratör ve tek bir düşey-jeofon kullanmıştır (Şekil 3.15.). Yöntemde ölçü alınırken amaç, belirli bir frekansta ve düşey yönde sinoidal dalga üreten vibratörün ürettiği faz ile düşey-alicinin kaydettiği fazın aynı olmasıdır. Bunun için alıcı kaynağa göre belirli doğrultu boyunca hareket ettirilir. Aynı fazda olan herhangi iki alıcı düzeni arası mesafe dalga boyu olarak kabul edilir (I_R). Rayleigh dalgasının dalga boyu (I_R) ve frekansı (f) bilindiğine göre faz hızı (V_R) hesaplanabilir.

$$V_R = f \cdot I_R \quad (3.1)$$



Şekil 3.15. DRD yönteminde veri toplama düzeni (Rix, 1988)

Vibratörün frekansı değiştirilerek ölçü alımı için yukarıdaki işlem basamakları tekrarlanır. Dispersiyon eğrisinin oluşturulmasında frekans-dalga boyu (f, I_R) çifti belirlenir. Faz hızı, frekansa veya dalga boyuna göre grafiklenir (Şekil 3.16.).

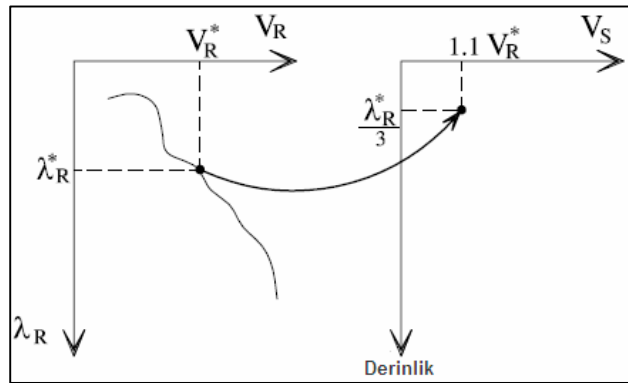


Sekil 3.16. DRD yöntemi ile Rayleigh dalgalarının ortalama dalga boyunun belirlenmesi (Richart et al., 1970).

Kayma dalga hızı (V_S) ile Rayleigh dalga hızı (V_R) birbirine çok yakındır. Ve iki hız arasındaki ilişki,

$$V_S \approx 1.1.V_R \quad (3.2)$$

denklemleri ile verilebilir. Araştırma derinliği (z_i), araziden ölçülen dalga boyunun yarısı yada üçte biri kadar alınır (Sekil 3.17.). Bu basit ters çözüm işlemi sıklığın derinlikle arttığı durumlarda iyi sonuçlar verirken, üst tabaka alttaki tabakadan daha zayıf olduğu durumda ise hatalı sonuçlar vermektedir.



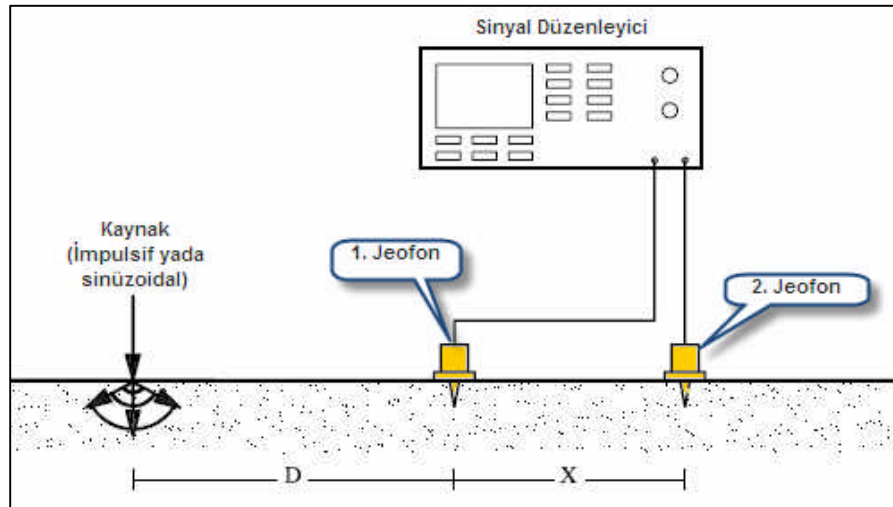
Sekil 3.17. DRD yöntemi ile oluşturulan dispersiyon eğrisi ve 1-B kayma dalga hızı modeli (Foti, 2000).

3.7. Yüzeysel Dalgalarınin Spektral Analizi (YDSA) Yöntemi

Yüzeysel Dalgalarınin Spektral Analizi Yöntemi çeşitli araştırmacılar (Heisey et al., 1982, Nazarian and Stokoe 1984; Stokoe and Nazarian, 1985, Stokoe et al., 1988, 1994) tarafından çalışılmıştır.

Jeoteknik araştırmalarda kullanılan DRD yönteminde, arazi ölçü alım işlemi çok zaman almasının yanı sıra düşük hız zonu problemi gibi sorunlarla karşılaşılmaktaydı. DRD yönteminde her bir frekans için ayrı ayrı ölçü alınırken, YDSA yönteminde bir frekans aralığında yüzeysel dalgaları incelenebilmektedir.

YDSA yönteminde impulsif yada sinüsoidal kaynak seçilebilmektedir (Şekil 3.18.). Kaynakla aynı doğrultu üzerinde, biri kaynağa daha yakın, diğeri diğerinin iki katı uzaklığa yerleştirilen bir çift alıcı kullanılmaktadır (Foti, 2000).

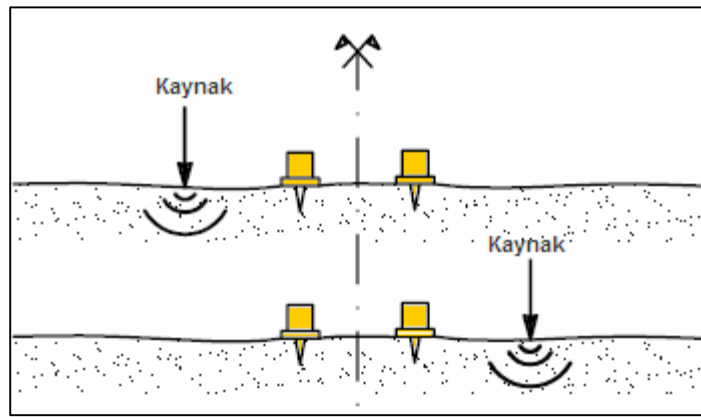


Şekil 3.18. YDSA yöntemi arazi ölçü alma düzeni (Foti, 2000)

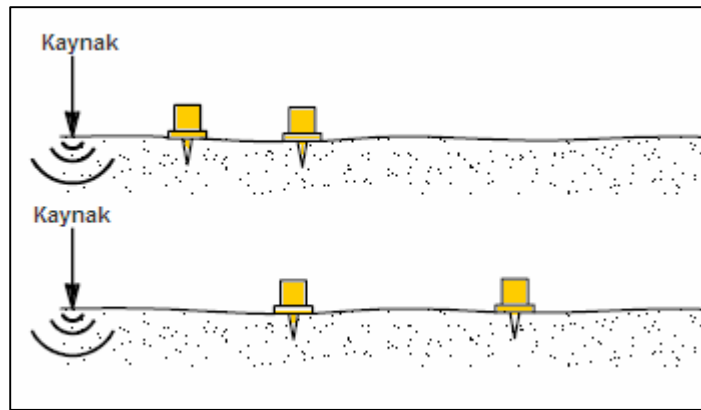
Düsey nokta kaynaktan oluşturulan sinyaller bir çift düsey jeofon ile kaydedilir. Kaynak ile ilk jeofon arası mesafe iki jeofon arası mesafeye eşit alınır. Sinyal/Gürültü oranını arttırmak için birden fazla kayıt alınır. Ölçü alındıktan sonra kaynak serimin sonuna kaydırılarak işlem tekrarlanır. Bu yöntemde jeofon arası mesafe ve kullanılan kaynağın gücüne göre farklı derinlikler incelenebilir. Jeofon arası mesafe

0.5-5 metre aralığında seçilerek ve zayıf nokta kaynak kullanılarak (balyoz gibi) oluşturulan yüksek frekans (kisa dalga boyu) ile sig araştırmalar yapılabilir. Güçlü nokta kaynak kullanarak (buldozer gibi) oluşturulan düşük frekanslarla araştırma derinliğini arttırabiliriz.

YDSA yönteminde veri toplama Ortak Alıcı Orta Nokta Dizilimi (Common Receiver Mid Point Array) (Şekil 3.19.) ve Ortak Kaynak Dizilimi (Common Source Array) (Şekil 3.20.) olmak üzere iki farklı dizilim şekli uygulanmaktadır (Foti, 2000).



Şekil 3.19 Ortak alıcı orta nokta (Foti, 2000)



Şekil 3. 20 Ortak kaynak dizilimi (Foti, 2000)

3.8. Yüzeş Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (YDÇKA) Yöntemi

YDÇKA Yöntemi ilk defa (McMechan and Yedlin, 1981; Gabriels et al., 1987; Tselentis and Delis, 1998; Tokimatsu, 1995; Park et al.,1999; Foti, 2000) tarafından uygulanmıştır.

YDÇKA yöntemi, yüzeş dalgalarının spektral analizine-YDSA alternatif olması için geliştirilmiştir. YDSA yönteminde iki alıcı kullanılırken YDÇKA yönteminde daha fazla alıcı (n adet) kullanılarak zemin ayrıntılı incelenebilmektedir (Park et al., 1998). Çok-kanallı alıcı kullanımının, bir çok yönden faydası vardır; ilk olarak, çok fazla alıcı olduğu için tek ölçü almak yeterlidir. İkinci olarak, gürültüler çok kanallı veri üzerinde belirlenebilmektedir (Park, 1995). YDSA yönteminde, yüzeş dalgalarının yüksek modlarını temel moddan ayırt edilememektedir. YDSA yönteminde hem veri toplama aşamasının zaman alması hem de veri işlem aşamasında karşılaşılan sorunları gidermek için, bir defada birden fazla alıcı ile kayıt alma olanakları sağlayan, YDÇKA yöntemi geliştirilmiştir. Böylece YDSA ile yaklaşık bir saat süren veri toplama aşaması birkaç dakikaya indirilmiştir (Xia et al., 2002).

Sig yeraltı yapılarının S dalgası hız değişiminin araştırılmasında klasik sismik kırılma yöntemi uygulanabilir. Bununla birlikte bu yöntemde en önemli sorun yatay doğrultuda yayılan makaslama dalgasının yaratılması (kaynak) sorunudur ve özellikle yüksek gürültülü alanlarda (örneğin yerleşim alanları) veya sinyal gürültü oranının düşük olduğu durumlarda bu yöntem ile sağlıklı sonuçların elde edilmesi çoğu zaman başarısızlıkla sonuçlanır. YDÇKA yöntemi ile, çok-kanallı alıcılar kullanılarak veri toplama ve yeraltı yapılarının S dalgası hız değişimleri belirlenebilmektedir (Ivanov et al., 2000).

Miller vd. (2000) yaptığı çalışmada, yüzeş dalgasının enerjisinin oluşturulması ve yer içinde dağılımı, cisim dalgası enerjisi ile karşılaştırılmış ve yüzeş dalgalarından hesaplanan S dalgası hız değişimlerinin daha hassas olduğunu saptamışlardır.

YDÇKA yönteminde balyoz ya da ağırlık düşürme gibi yapay kaynaklar kullanılırken alıcı olarak n adet düşey jeofon kullanılır. Belirli bir düzende yeryüzüne yerleştirilen alıcılar (genellikle 4.5-10 Hz'lik düşey jeofonlar kullanılır), yapay kaynağın oluşturduğu dalgalarının düşey hareketleri kaydeder. Bu yöntem, yüzey dalgalarının dispersiyon teorisine dayanır. Farklı derinlikler için sismik hızlar, farklı dalga boylarında kaydedilen yüzey dalgalarının analizinden hesaplanır

Alicı kanal sayısı, offset, jeofon aralığı ve serim boyunun dispersiyon eğrisindeki çözünürlüğünde önemi büyüktür. Faz hızı ve frekansın da çözünürlükteki etkisi göz ardı edilmemelidir. Kanal sayısı arttıkça çözünürlükte artmaktadır. Alici (jeofon) aralığı (dx) arttıkça frekans katlanması problemi azalmaktadır (Park et al., 2004).

Dikmen (2009)'e göre; yüzey dalgası yöntemlerinin aktif kaynaklı veya pasif kaynaklı yöntemler şeklinde sınıflandırılmasında kullanılan ölçüt, kaynak üzerindeki kontrole dayanır.

Sismik Kaynak Parametreleri; Sinyal başlangıç zamanı
Kaynak konumu
Kaynak gücü

Bu üç sismik kaynak parametresi, aktif kaynakla araştırmalarda kontrol edilebilirken, pasif kaynaklı araştırmalarda kontrol edilemez (Dikmen, 2009).

Düşük frekanslı ve düşey jeofonlar, büyük araştırma derinliği demektir. Araştırma derinliği (Z) ile jeofon frekansı arasındaki ilişki aşağıdaki şekilde verilebilir.

Araştırma Derinliği (Z);

$Z < 5$ m (Jeofon frekansı = 4.5 Hz, 10 Hz, 20 Hz)

$Z < 10$ m (Jeofon frekansı = 4.5 Hz, 10 Hz)

$Z > 10$ m (Jeofon frekansı = 4.5 Hz)

Park (1995)'e göre arazi uygulamasında jeofon aralığı (dx); son asamada oluşturulan kayma dalgası hızının çözünürlüğünü doğrudan etkilemektedir. Yüksek çözünürlük için dx küçük olmalıdır.

Maksimum araştırma derinliği (Z_{\max}) ise;

$$dx \leq (0.1).Z_{\max} \quad (3.3)$$

olmalıdır.

Stokoe vd. (1994)'e göre kaynak ile ilk jeofon arası mesafe olan offset (dx_1); yakın alan etkisinden altında kalmamak için;

$$dx_1 \geq (0.5).Z_{\max} \quad (3.4)$$

olmalıdır.

Nazarian vd. (1983)'e göre ilk ve son jeofon arası mesafe olan serim boyu (X);

$$X \geq Z_{\max} \quad (3.5)$$

sartını sağlamalıdır.

Park (1995)'e göre tek serimde bir alanı araştırmak istiyorsak, sismograf kanal sayısının (N); en azından X / dx olmalıdır.

$$N \geq X / dx \quad (3.6)$$

Eğer N , (X / dx)'den daha küçük olursa jeofon aralığını değiştirmek gerekebilir çünkü, toplam yüzeyi kaplayan jeofon mesafesi yani serim boyu araştırma derinliğinden daha büyük olmalıdır.

Sismik kayitta baskin olan yüzey dalgalarını en kaliteli şekilde kayıt etmek için, uygun arazi düzeni seçmek ve temel moddaki Rayleigh dalgalarının kaydederek kayıta karışabilecek diğer ses dalgalarını elimine etmek gerekir. İstenmeyen yakın- alan etkisinden dolayı Rayleigh dalgaları, yatay olarak seyahat eden hava dalgaları gibi davranabilir (Richart et al., 1970). Kaynakla ilk jeofon arası mesafe olan offset (x_1); yatay olarak seyahat eden hava dalgaları gibi davranan Rayleigh dalgalarının korunması için yeterli büyüklükte olmalıdır. Yüzey dalgaları üzerindeki hava dalgaları istenmeyen bir durumdur. Yakın offset olarak adlandırılan (x_1), maksimum dalga boyunun (λ_{max}) yarısından büyük olmalıdır (Stokoe et al., 1994).

$$x_1 \geq (0.5) \cdot \lambda_{max} \quad (3.7)$$

Yer içinde tüm sismik enerjilerin seyahati, yüksek frekans (küçük dalga boyu)li yüzey dalga bileşenleri nokta kaynaktan uzaklaştıkça hızlı bir şekilde sönüme uğurlar (Bullen, 1985). Eğer maksimum offset çok büyükse, yüzey dalga enerjisinin yüksek frekans enerjileri, spektrumun yüksek frekans bölümünde baskın olmayacaktır. Büyük offset aralığı seçildiğinde yüzey dalgalarının yüksek frekansı sönüme uğrayacaktır

Dikmen (2009)'a göre Güçlü kaynak: düşük frekans, büyük derinlik sığlar, Zayıf kaynak: yüksek frekans, sig derinlik sığlar (Şekil 3.21.).

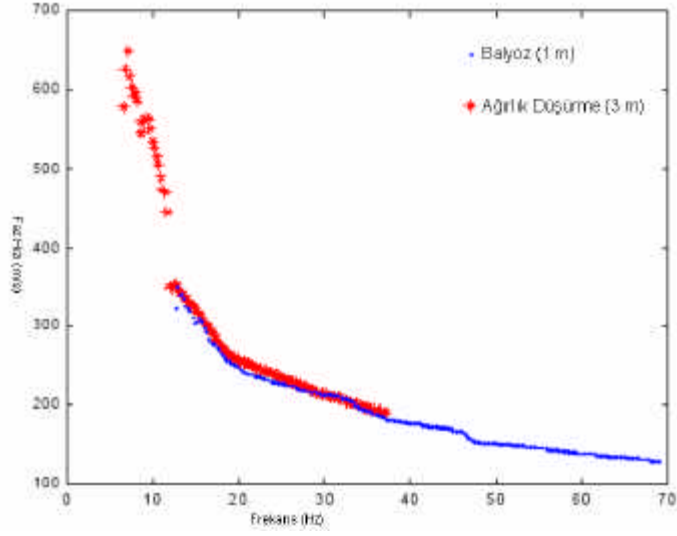
Arastırma Derinliği (Z)

Z < 5 m (Kaynak ağırlığı < 2 Kg)

Z < 10 m (Kaynak ağırlığı < 5 Kg)

Z > 10 m (Kaynak ağırlığı >10 Kg)

olmalıdır.



Sekil 3.21. Sismik kaynagin araştırma derinligine etkisi (Dikmen, 2009)

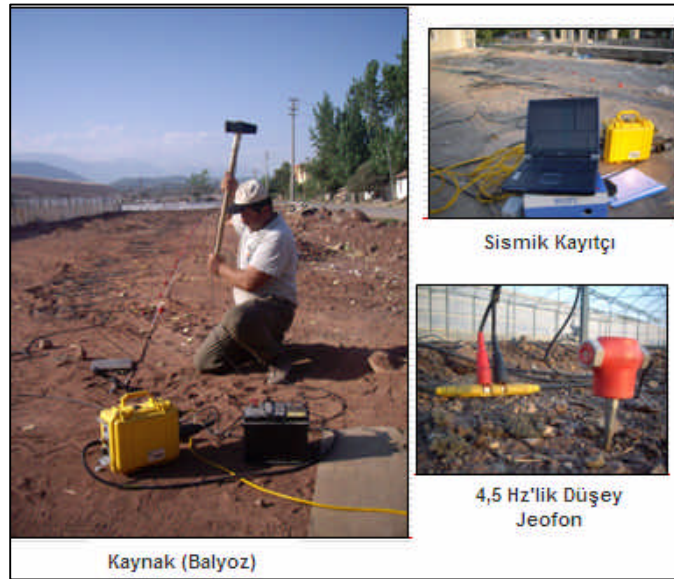
Park vd., (1999)'e göre Rayleigh-türü yüzey dalgalarının frekansa göre değişmesi özelliği, sig yeraltı yapısının tanımlanması ve modellenmesi için kullanılabilir. Yüzey dalgası analizlerinin çoğu, yatay olarak seyahat eden ana mod (temel kip) daki Rayleigh dalgasının faz hızının doğru hesaplanmasına dayanır. Tüm dalga alanının ters çözümüyle belirlenen S dalga hızının güvenilirliği uygun kaynak oluşturulup gürültünün engellenmesiyle mümkündür. Düzlemsel olmayan ve ana mod (temel kip) da olmayan Rayleigh dalgaları (gürültü) arasında cisim dalgaları, saçılmış kaynak dişi olmuş yüzey dalgaları ve yüksek modlu yüzey dalgaları mevcuttur. Dispersiyon egrisinde gürültüye neden olan bu tip dalgalardır. Ters çözüme uğramış S dalga hızı frekansa olduğu kadar kaynaktan olan uzaklığa da bağlıdır. Çok kanallı kayıt, varis zamanı ve genliğin sinyallerin ayırt edilmesine bağlı olarak gürültünün belirlenmesine ve çıkarılması olanak sağlar. Bu avantaja ek olarak, ölçüm işleminin hızlı ve kapsamlı olması verilebilir. Sig zeminlerin elastik özelliklerini ortaya koyan yüzey dalgası yöntemlerinin iki avantajı vardır. Bunlardan birincisi, her bir Rayleigh dalgası frekansı, veri toplama ve veri işlem sürecinde S/G oranını arttırmak için uygun gürültüye mümkün olan ayarlama yapılarak kirlenme kolayca incelenebilir. İkincisi ise, yüksek doğruluk derecesindeki dispersiyon eğrisi belirlenebilir ve ters çözüm yapılarak sismik kayma dalga hızı (V_s) elde edilebilir.

Bu çalışmada Kumluca yerleşim alanındaki zeminin mühendislik özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır. Kumluca yerleşim merkezinden 120 noktadan; aktif kaynak kullanarak 142 adet yüzey dalgası verisi elde edilmiştir (Sekil 3.22.).



Sekil 3.22. YDÇAK yönteminde veri toplama düzeni

Yüzey dalgası verileri, 23 adet 4,5 Hz'lik düşey jeofon, bir adet sayısal kayıtçı (24 kanallı sismograf, Geode), kaynak (balyoz) akü, kablolar ve GPS kullanılarak toplanmıştır (Sekil 3.23.). Aktif kaynak veri toplama parametreleri Çizelge 3.3.'de yer almaktadır.



Sekil 3.23. Yüzey dalgaları yöntemi arazi donanımı

Çizelge 3.3. YDÇKA yöntemi veri toplama parametreleri

Serilim Düzeni	Lineer
Jeofon Araligi	1 metre
Jeofon Sayisi	23
Jeofon Türü	4.5 Hz Düşey Jeofon
Kaynak	8 kg balyoz ve atis tablası
Örnekleme Araligi	0.5 ms
Kayıt Uzunlugu	1 s

Çizelge3.4. MDÖ yöntemi -lineer dizilim veri toplama parametreleri

Serilim Düzeni	Lineer
Jeofon Araligi	1 metre
Jeofon Sayisi	23
Jeofon Türü	4.5 Hz Düşey Jeofon
Kaynak	Dogal Titresimler
Örnekleme Araligi	2 ms
Kayıt Uzunlugu	30 s

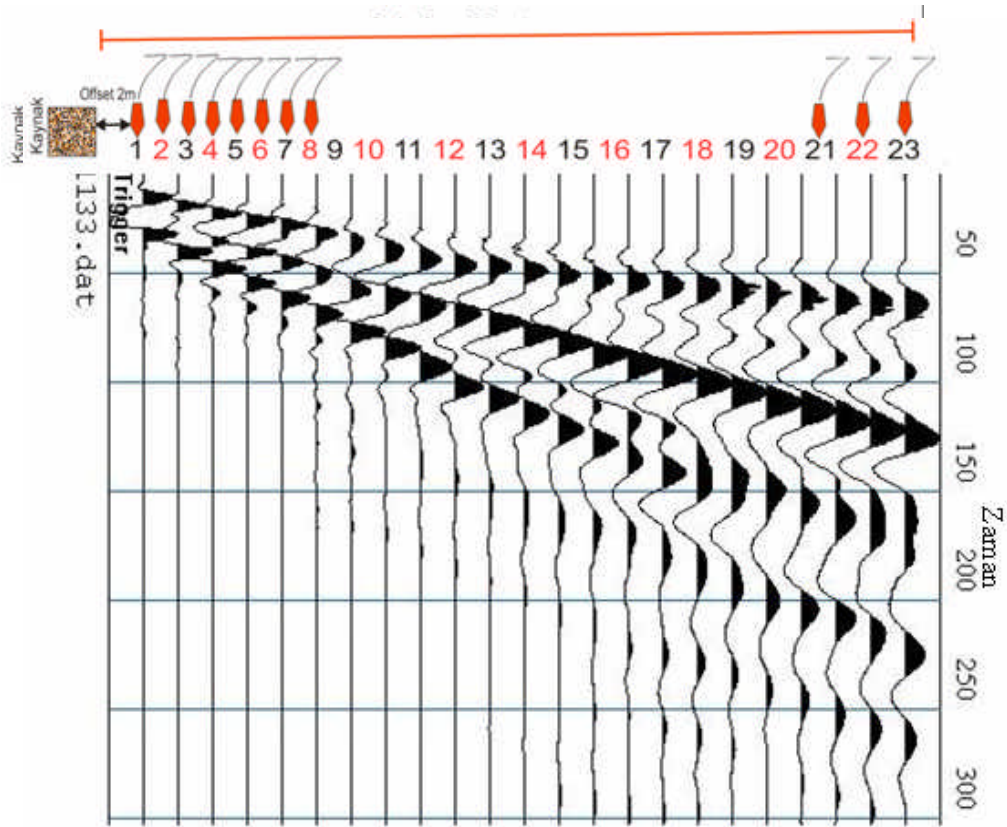
Çizelge 3.5. MDÖ yöntemi -L tipi dizilim veri toplama parametreleri

Serilim Düzeni	L
Jeofon Araligi	5 metre
Jeofon Sayisi	9
Jeofon Türü	4.5 Hz Düşey Jeofon
Kaynak	Dogal Titresimler
Örnekleme Araligi	2 ms
Kayıt Uzunlugu	30 s

Çizelge 3.6. YDÇKA ve MDÖ yöntemleri arazi ölçü karnesi

Ölçü No:	24	Kumluca/Antalya
Tarih:	29.08.2007	
Arazinin Konumu:	Kasapçayiri Mahallesi/ Devlet Hast. Bahçesi	
Arazi Resim No:	3086-3087	
Ölçü Noktasinin Koordinatlari	X:	0258224
	Y:	4028021
	Z:	46
AKTIF KAYNAK (MASW)-YDÇKA		
Jeofon Sayisi:	23	
Jeofon Araligi (m):	1 metre	
Kayit Uzunlugu:	2 saniye	
Örnekleme Araligi:	0.5 milisaniye	
Offset (m) :	2 metre	
Stack Sayisi:	1	
Aktif Veri Kayit No:	1072.dat	
PASIF KAYNAK (MAM)-MDÖ		
Jeofon Dizilim Türü	Lineer	L
Jeofon Sayisi:	23	9
Jeofon Araligi (m):	1 metre	5 metre
Kayit Uzunlugu:	30 saniye	30 saniye
Örnekleme Araligi:	2 milisaniye	2 milisaniye
Stack Sayisi	10	10
Aktif Veri Kayit No:	1073.dat	1074.dat

YDÇKA yöntemi dogrusal dizilim düzeni ile kayıt örneği Sekil 3.24.'de sunulmuştur. Çizelge 3.6.'da arazi ölçü karnesi örneği yer almaktadır.



Sekil 3.24. YDÇKA yöntemi ölçü alımı (üstte) ve aktif kayıt örneği (altta), Kumluca

3.9. Mikrotremor Dizilim Ölçüm (MDÖ) Yöntemleri

Yerküre sessiz bir gezegen değildir. Milisaniyeden günlere kadar değişen periyotlarda ve nanometrelerden metrelere kadar değişen genliklerde devamlı surette titreşmektedir. Bu titreşimlerin büyük çoğunluğu çok zayıf olup hissedilemezler; hatta özel olarak tasarlanmış ölçüm cihazları olmadan tespit de edilemezler. Deprem mühendislerini ilgilendiren, kuvvetli yer hareketidir. Depremlerin belirli bir lokasyondaki etkilerinin değerlendirilmesi, kuvvetli yer hareketinin nesnel, nicel yollardan tanımlanmasını gerektirir (Kramer, 2003). Bilim adamları bu amaca yönelik çeşitli yöntemler geliştirmişlerdir.

Horike (1985), Tokimatsu vd. (1992), Zywicki ve Rix (1999), Louie (2001) YDSA ve YDÇKA' ye alternatif ve nüfuz derinliği daha fazla olan pasif kaynaklı sismik yöntem olarak bilinen Kirilma Mikrotremor (ReMi) yöntemini önermiştir.

Mikrotremor, rüzgar, yağmur, deniz dalgaları ve atmosfer basınç dağılımı gibi doğal olaylardan veya insan faaliyetlerinden kaynaklanan, periyotları 0.005-2 saniye aralığındaki titreşimlerdir. Pasif kaynak Mikrotremor Dizilim Ölçüm yöntemi, Aktif Yöntem YDÇKA yöntemine benzer şekilde üç aşamalıdır. Bunlar, veri toplama, veri-ileşim ve ters çözüm aşamalarıdır. Veri toplama aşaması sismik kirilma cihazları ile gerçekleştirilir (Xia et al., 1999).

Mikrotremorlar, deprem mühendisliğinde gün geçtikçe yaygın olarak kullanılmaktadır. Mikrotremorlar, yüzey dalgalarının birleşmesinden oluşmaktadır. Titreşimler, dispersiyon eğrisinin belirlenmesinde kullanılan alıcı dizilimi ile kaydedilirler. Genellikle, geniş bir frekans band aralığında dispersiyon eğrisi oluşturur ve yapay kaynak gerektirmedikleri için avantajlıdır. Bu da özellikle kentsel alanlarda yapılan çalışmalarda üstünlük sağlamaktadır. Verinin değişken olmasından dolayı ve doğruluk olmadığı için, dispersiyon eğrisinin tek bir ters çözümü yoktur (Wathelet, 2005). Mikrotremor yöntemi, mikrotremor dizilim ölçümleriyle belirlenen yüzey dalgalarının faz hızı dispersiyonunu kullanarak kayma dalga hızı yapısı ortaya konabilir (Matsuoka and Shiraishi, 2004).

Yüzey dalgası yöntemleri heterojen ortam içerisinde Rayleigh dalgalarının geometrik dispersiyonunu analiz eder. Pasif kaynaklı yüzey dalgası yönteminde de kullanılan bu yöntemin ilkesi, farklı frekanslar sınırlı derinlikteki dalga boyuna bağlı olarak önemsiz sayılmayacak parçacık hareketi ve deformasyon üretir. Böylece yüzeyin altındaki farklı derinliklerde farklı frekanslar yayılır. Düseyde heterojen olan ortamın mekanik özellikleri derinlikle değişir. Farklı özelliklerdeki tabakalarda farklı dalga boyları yayılır. Bu yüzden yayılma hızları da farklıdır. Bu olay geometrik dispersiyon olarak anılır. Faz hızıyla frekans arasındaki ilişkide dispersiyon eğrileri olarak tanımlanır (Strobbia, 2002). Büyük dizilim geometrileri kullanılırken çözünürlük artacaktır. Alıcı sayısının artırılarak kullanılmasıyla sayısal hesaplama işlem süresi artacak, matrisin boyutu ve matrisin ters çözüm işlemleri uzayacaktır (Zywicki, 1999). Mikrotremör araştırma yöntemi hem deprem mühendisliğine yönelik araştırmalarda hem de tektonik araştırmalarda faydalı sonuçlar vermektedir (Matsuoka and Shiraishi, 2004).

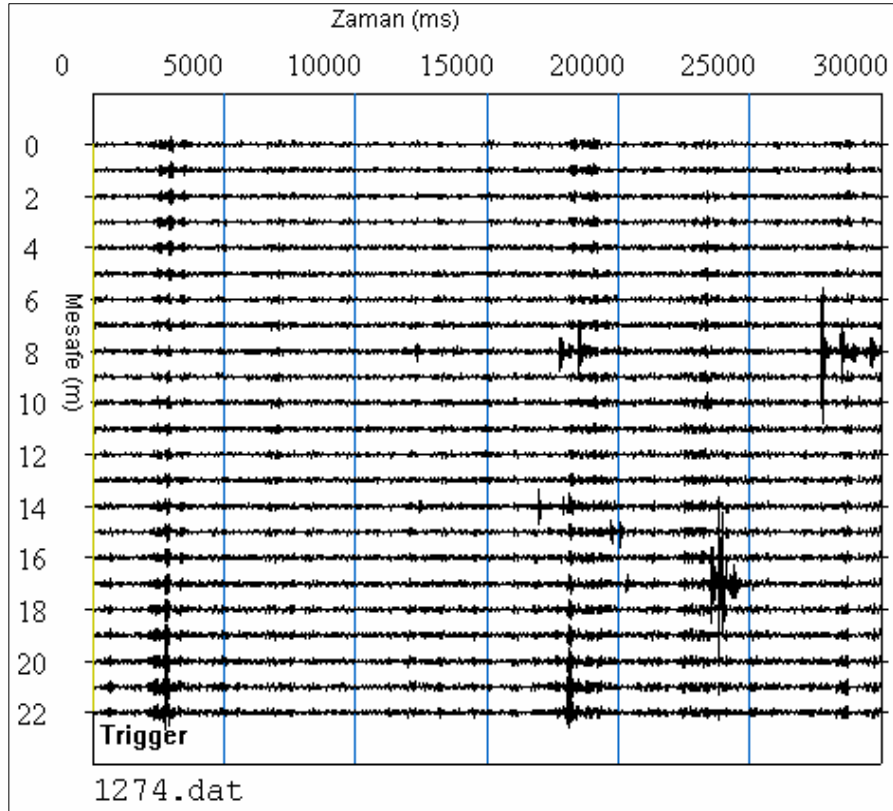
Bu çalışmada Kumluca yerleşim alanındaki zeminin mühendislik özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır. Kumluca yerleşim merkezinden 120 noktadan; pasif kaynak kullanarak 128 adet yüzey dalgası verisi elde edilmiştir.

Mikrotremör ölçüleri alınırken iki tür dizilim kullanılmıştır. Bunlar, doğrusal dizilim ve L tipi dizilimdir. Bu dizilimlere ilişkin veri toplama parametreleri Çizelge 3.4. ve Çizelge 3.5.'de yer almaktadır.

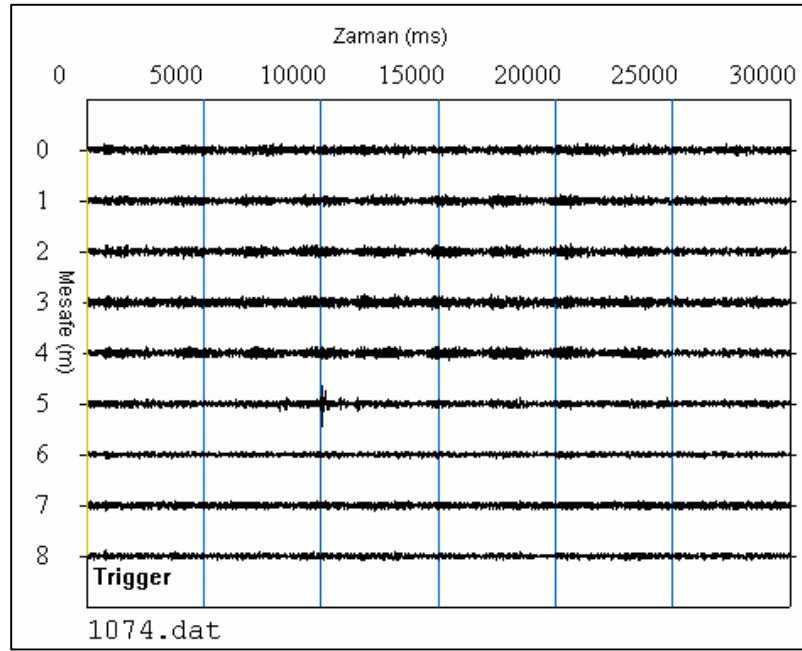
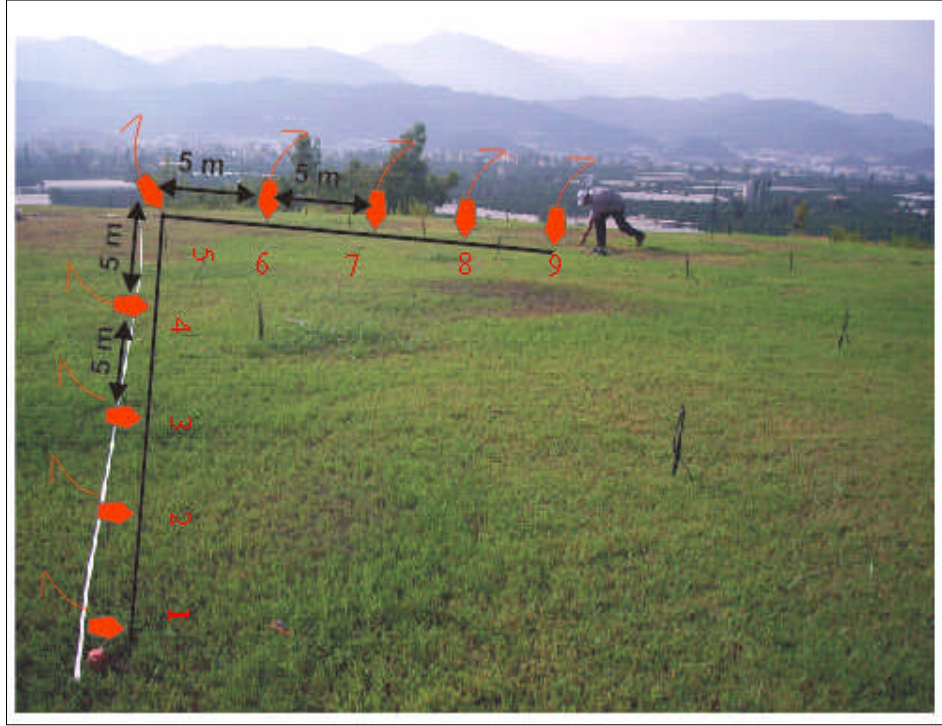
Doğrusal dizilim düzeni ile kayıt örneği Şekil 3.25'de, L tipi dizilim düzeni ile kayıt örneği ise Şekil 3.26.'da sunulmuştur. Çizelge 3.6.'da ise arazi ölçü karnesi örneği yer almaktadır.

Arazi deneyimi isteyen bu yöntemler, sismik kaynak gerektirmediği gibi maliyeti de çok düşüktür. Doğal titreşimleri kaydeden pasif yöntem, günümüze kadar çalışılması zor olarak bilinen kentsel alanlarda bile kolayca uygulanarak zemin özelliklerini ortaya koyan haritaların oluşturulmasını da sağlamaktadır (SESAME, 2004). Mikrotremör araştırma yöntemi hem deprem mühendisliğine yönelik araştırmalarda

hem de tektonik arastirmalarda faydali sonuçlar vermektedir (Matsuoka and Shiraishi, 2004).



Sekil 3.25. MDÖ yontemi-linear ölçü alimi (üstte) ve pasif kayıt örneği (altta), Kumluca

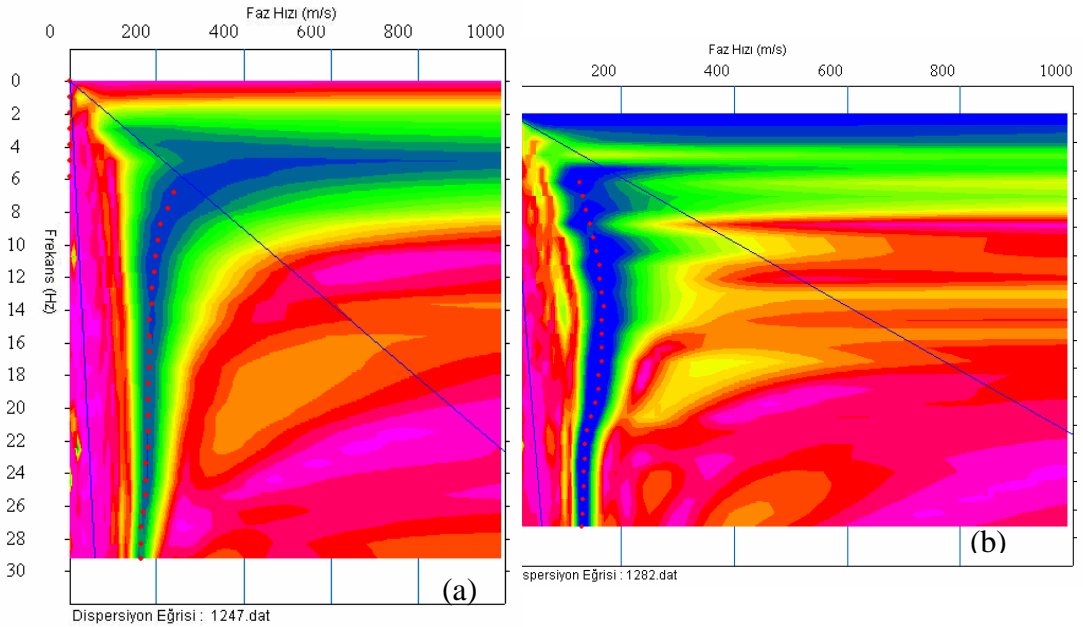


Sekil 3.26. MDÖ yöntemi -L tipi ölçü alimi (üstte) ve pasif kayıt örneği (altta), Kumluca

3.10 Dispersiyon-Grup Hizi-Faz Hizi

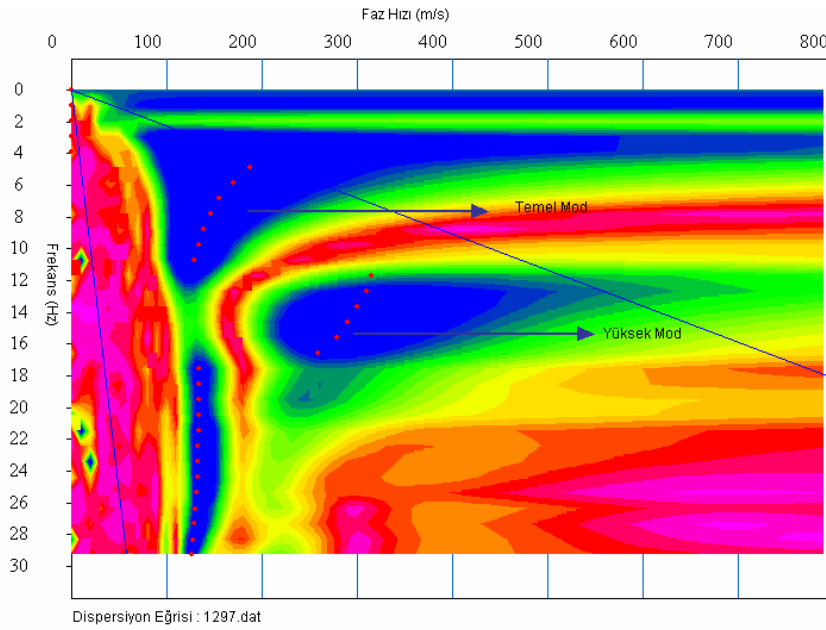
Dorman vd. (1960) Thomson-Haskell yöntemini kullanarak çok tabakalı elastik ortamda yüzey dalgasının dispersiyonunu hesaplamışlardır.

Yüzey dalgalarının en önemli fiziksel özelliği dispersiyon olayıdır. Dispersiyon, Moho süreksizliğinin altında ve üstündeki elastik özelliklerdeki dolayısıyla, sismik dalga hızlarındaki belirgin farklılıklardan kaynaklanan ve periyoda bağlı olarak yayılma zamanında meydana gelen değişimdir. Bir başka deyişle, dalga hızının periyoda yani frekansa bağlı olmasıdır. Bilindiği gibi, dalganın etkiye derinliği frekansla üstel olarak azalmaktadır. Dolayısıyla, hızın derinlikle arttığı ortamlarda, daha uzun periyotlu dalgalar daha derine, yüksek hızlı mantoya etkiler ve daha sig derinliklere etkiyebilen kısa periyotlu dalgalar daha önce kaydedilirler. Buna normal dispersiyon diyoruz (Sekil 3.27.a). Hızın derinlikle azaldığı ortamlarda ise kısa periyotlu dalgalar daha önce algılanır (Sekil 3.27.b). Bu da ters dispersiyon olarak adlandırılmaktadır (Osmansahin, 1990).



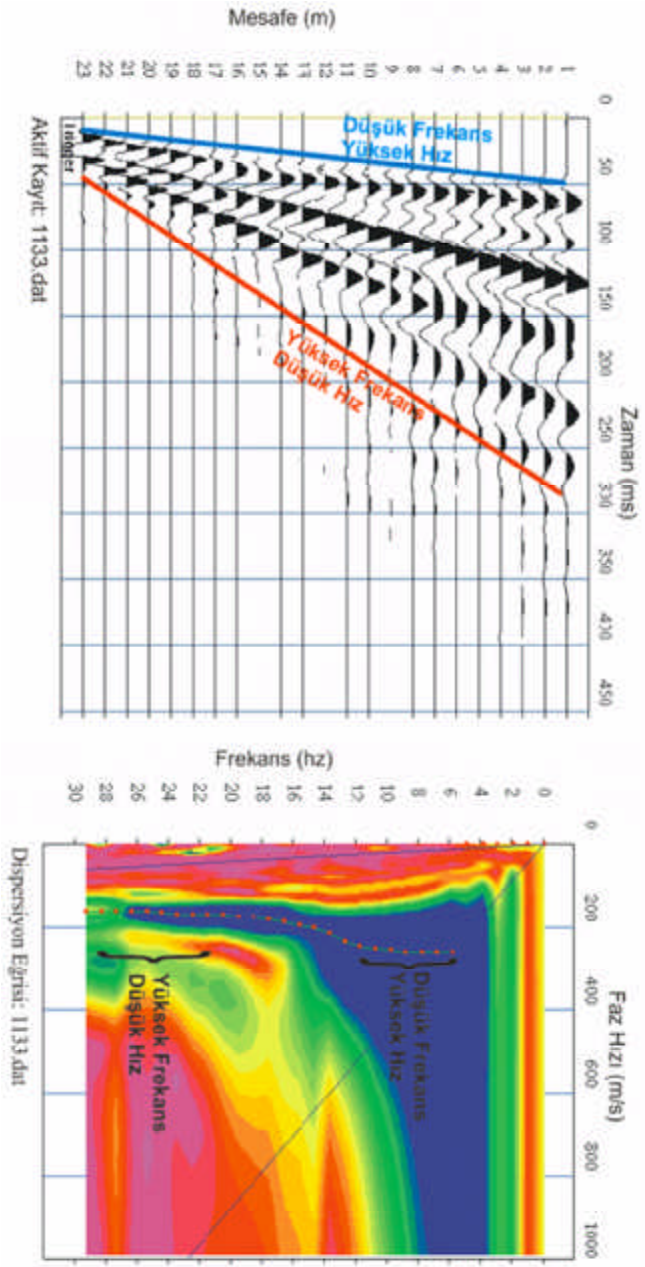
Sekil 3.27. Normal dispersiyon (a), ters dispersiyon (b)

Yüzey dalgası analizlerinin çoğu, yatay olarak seyahat eden temel mod Rayleigh dalgasına ait faz hızının doğru hesaplanmasına dayanır. Tüm dalga alanının ters çözümüyle elde edilen S dalgası hızının güvenilirliği, uygun kaynak oluşturulup, gürültünün mümkün olduğu kadar engellenmesine bağlıdır. Ölçüm kayıtlarında genellikle, düzlem dalga özelliğini tasimayan cisim dalgaları, saçılmış ve kaynak dışı olmuş yüzey dalgaları ile yüksek modlu yüzey dalgaları mevcuttur (Şekil 3.28.). Dispersiyon eğrisinde gürültüye neden olan da bu tip dalgalardır. Çok kanallı ölçüm sistemlerinin geliştirilmesi, varis zamanı ve sinyallerin genliğinin ayırt edilmesine bağlı olarak, gürültünün de belirlenmesine olanak sağlamıştır (Park et al., 1999).



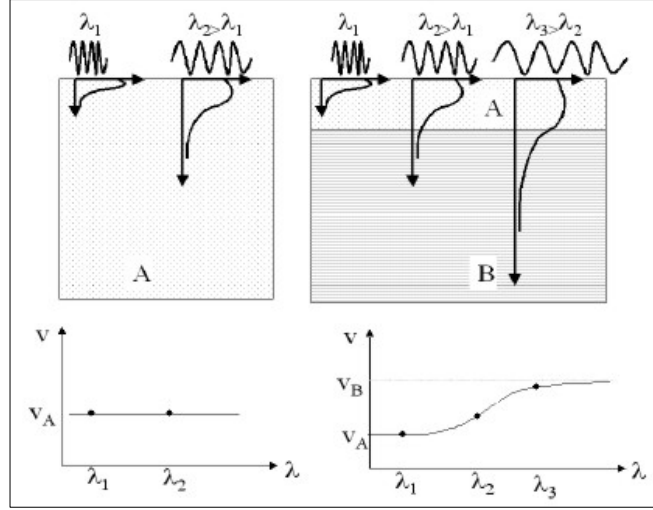
Şekil 3.28. Dispersiyon eğrisi, temel mod, yüksek mod

Tabakalı ortamda oluşan Rayleigh dalgaları farklı hızlara sahip olmasına rağmen aynı frekanslarda ilerleyebilir (Şekil 3.29.). Verilen herhangi bir frekans değeri için, Rayleigh dalgasının en düşük hızdaki yayılımı temel mod ya da birinci mod olarak tanımlanabilir. Bir sonraki yüksek hız, ikinci modu gösterir ve diğer modlar da bu şekilde tanımlanır. Temel moddan büyük olan modlar yüksek mod olarak tanımlanmaktadır (Supranata, 2006).



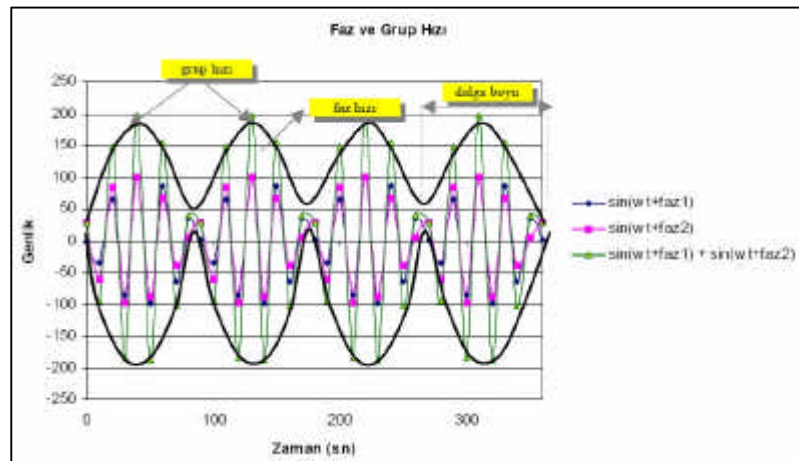
Sekil 3.29. Yüzey dalgalarında dispersiyon (Hayashi, 2003)

Farkli özelliklerdeki tabakalarda farkli dalga boylari yayilir (Sekil 3.30.). Bu yüzden yayilma hizlari da farklidir. Bu olay geometrik dispersiyon olarak anilir (Strobbia, 2002).



Sekil 3.30. Homojen ortamda faz hizi sabit (A), derinlikle homojen ortamda faz hizinin dalga boyuyla degisimi (B) (Socco and Strobbia, 2004)

Yüzey dalgalarında dispersiyona bağlı faz hizi (c) ve grup hizi (U) olmak üzere iki tür hiz bilgisi ortaya çıkar (Sekil 3.31.). Farkli fazlarda ilerleyen farkli frekanstaki dalgalar birbiri üzerine binerek dalga trenlerini olustururlar. Bu dalga treni üzerinde yer alan herhangi bir fazdaki noktanin ilerleme hizina Faz hizi denir. Tüm dalga treninin ilerleme hizi ise Grup hizi olarak adlandirilir (Yanik, 2006).



Sekil 3.31. Farkli frekans ve fazli iki harmonik egrinin toplamindan olusan dalga treni (Strobbia, 2002)

Faz Hizi, sismik kaynaklar çoğunlukla yüzey dalgası periyotlarının geniş spektrumlu olmasına neden olur. Her bir harmonik bileşen açısal frekansa bağlı faz hızındadır $c(w)$ ve faz hızı olarak anılır. Faz hızı,

$$c(w) = \frac{w}{kw} \quad (3.8)$$

ile verilir. Burada w açısal frekans ve k frekansa bağlı dalga sayısıdır.

Grup Hızı, yüzey boyunca seyahat eden dalga paketlerinin yapıcı girişimleri sonucu dispersif özelliktedir. Grup hızı,

$$U(w) = \frac{\partial w}{\partial k} \quad (3.9)$$

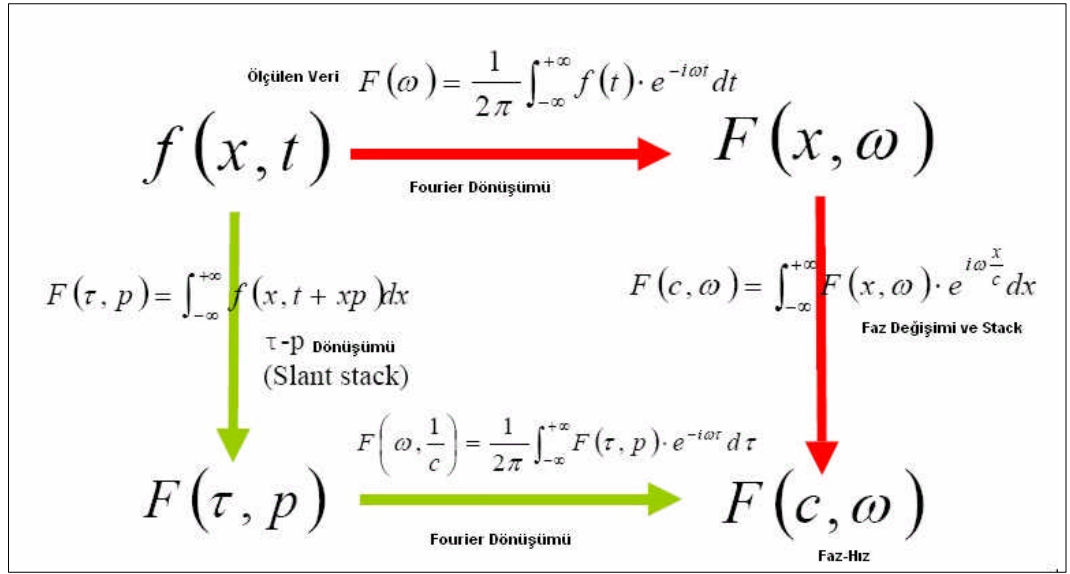
olarak verilir. Burada w açısal frekans ve k dalga sayısıdır. Grup hızı ile faz hızı arasındaki ilişki,

$$U(w) = c(w) - I \frac{\partial c(w)}{\partial I} \quad (3.10)$$

şeklinde verilir. Burada U grup hızı, c faz hızı, I dalga boyudur. Faz hızının I 'ya göre türevi her zaman pozitif olur, dolayısıyla grup hızı faz hızından küçüktür.

3.11. Rayleigh Dalgası Faz Hızı Hesabı

Araziden zaman-uzaklık ortamında kaydedilen sismik kayıtlar üzerinde Rayleigh fazının diğer fazlardan ayrılması için hız analiz işlemleri uygulanır. McMechan ve Yedlin (1981) tarafından $t - p$ dönüşümü ve Fourier dönüşümü kullanarak, zaman ortamında kaydedilen sismik kayıt frekans ortamında dönüştürerek faz hızı hesabı yapılmaktadır. McMechan ve Yedlin (1981), faz hızı hesabı için öncelikle görünür hız (p) hesaplayıp ikinci olarak frekans dönüşümü yapılmaktadır. Bunun aksine Park vd. (1999) öncelikle sismik kayıtları frekans ortamına dönüştürülüp sonrasında faz kayması işlemi ile faz hızını hesaplanmaktadır (Şekil 3.32.).



Sekil 3.32. Faz hizi hesabi (Hayashi, 2003)

3.11.1 Faz kayması

YDÇKA yönteminde faz hızının hesaplanmasında Faz Kayması yöntemi uygulanır. Park vd. (1999)'a göre faz hizi hesabının yapılabilmesi için her bir serim kaydı olan $f(x, t)$ 'ye Hızlı Fourier Dönüşümü $F(x, w)$ uygulanır.

Asagıda verilen Faz kayması (Phase Shifting) dönüşümü Hayashi (2008)'den özetlenmiştir.

$$F(x, w) = \frac{1}{2p} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, t) \cdot e^{-iwt} dt \quad (3.11)$$

Burada x mesafe, t zaman, w frekanstir.

$$F(c, w) = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{F(x, w)}{|F(x, w)|} \cdot e^{i\omega \frac{x}{c}} dx \quad (3.12)$$

Burada c , faz hızıdır. Tüm görünür hızları hesaplamak için integral alma işlemi tekrarlanır.

Hesaplanan $F(c, w)$ 'nin mutlak değeri alınarak faz hızı-frekans eğrisi çizilebilir.

$$p(c, w) = |F(c, w)| \quad (3.13)$$

Sonuçta faz hızları, her frekansın maksimum genliği olarak belirlenebilir.

3.11.2. Uzaysal öziliski (SPAC)

MDÖ yöntemlerinde faz hızı hesabında SPAC yöntemi kullanılır. Bu yöntem, Liner ve L tipi dizilimlerde mikrotremör kayıtlarından Rayleigh dalgası fazını belirler.

Aşağıda verilen SPAC dönüşümü Hayashi (2008)'den özetlenmiştir.

Zaman ortamında kaydedilen sinyaller $f(t)$ ve $g(t)$ Hızlı Fourier Dönüşümü kullanılarak frekans ortamı spektrumları sırasıyla $F(w)$ $G(w)$ hesaplanır. Sismik dalgaların çapraz güç spektrumu ise CC_{fg} ile gösterilmektedir.

$$CC_{fg}(w) = F(w)\overline{G(w)} = A_f(w)A_g(w).\exp^{i\Delta f(w)} \quad (3.14)$$

Burada, $A_f(w)$, $A_g(w)$ sırasıyla $F(w)$ ve $G(w)$ 'nin genlik spektrumlarıdır. $\Delta f(w)$ ise, iki spektrum arasındaki faz farkıdır.

$$COH_{fg}(w) = \frac{CC_{fg}(w)}{A_f(w)A_g(w)} \quad (3.15)$$

Faz hızı $c(w)$ faz farkından $\Delta f(w)$ hesaplanabilir. Faz hızı,

$$c(w) = \frac{w \cdot \Delta x}{\Delta f(w)} \quad (3.16)$$

denklemini ile hesaplanabilir. Bu denklemden faz farkını hesabi denklem 3.17. de verilmistir.

$$\Delta f(w) = \frac{w \cdot \Delta x}{c(w)} \quad (3.17)$$

Denklem 3.17 deki faz farkı, denklem 3.14 de yerine yazarak denklem 3.18 elde edilir.

$$CC_{fg}(w) = F(w) \cdot G(w) = A_f(w) A_g(w) \cdot \exp\left(i \left(\frac{w \Delta x}{c(w)} \right)\right) \quad (3.18)$$

Denklem 3.18'i genlik spektrumlarına oranlarsak,

$$COH_{fg}(w) = \frac{CC_{fg}(w)}{A_f(w) A_g(w)} = \exp\left(i \left(\frac{w \Delta x}{c(w)} \right)\right) \quad (3.19)$$

elde edilir.

$$\text{Re}(COH_{fg}(w)) = \cos\left(\frac{w \cdot \Delta x}{c(w)}\right) \quad (3.20)$$

3.11.3. Hiz spektral (p-f) analizi

x-t ortamında kaydedilen yüzey dalgası verisini frekans ortamında t-p dönüşümü uygulanır. İlk olarak Fourier dönüşümü ile frekans ortamına geçiş yapıldıktan sonra frekansa bağlı faz hızı hesaplanır ve dispersiyon eğrisi oluşturulur. Frekans ortamında çizilen dispersiyon eğrisine ters çözüm uygulanarak 1 Boyutlu Rayleigh dalgası hızı modeli elde edilir.

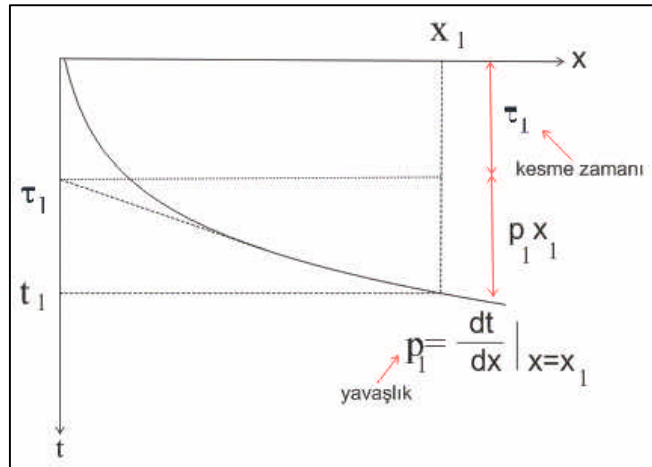
Aşağıda verilen p- t dönüşümü Louie (2001) den özetlenmiştir.

Thorson ve Claerbout (1985) tarafından öne sürülen p-tau dönüşümü diğer bir adıyla slant-stack hiz spektral analizinin temelidir. Çok kanallı sismogramda zaman uzaklık ortamında kaydedilen yüzey dalgası verileri isin parametresi (p) ve kesme zamanına (t) dönüştürülür.

t-p dönüşümü, mesafe (x) ve zaman (t) ortamında kaydedilen bir sismik kayıt; $A(x,t)$ basit bir çizgi integralidir.

$$A(p,t) = \int A(x,t = t + px) dx \quad (3.21)$$

Burada, çizginin eğimi $p = dt/dx$, x yönündeki görünür hızın tersine esittir diğer bir deyişle yavaşlık olarak adlandırılır (Şekil 3.33.).



Şekil 3.33. t - p dönüşümü (Strobbia, 2002)

Uygulamada, x değeri, sonlu bir aralıkta (dx) n adet değişken değerine ayrıklaştırılır. Bu yüzden j bir tamsayı ise her bir değişken değeri $x = j.dx$ dir. Benzer olarak, zaman değerleri de $i.dt$ aralıkları ile ayrıklaştırılır. dt değeri genellikle 0.001-0.01 saniye aralığında bir değerdir. Negatif ve pozitif değerler için p-tau dönüşümünün ayrıklaştırılmış biçimi;

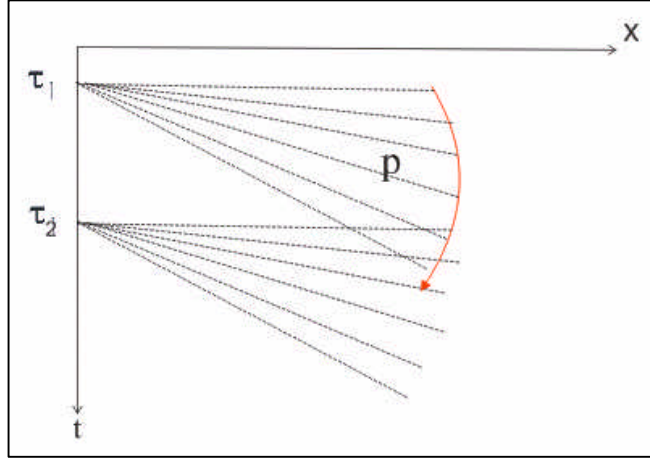
$$A(p = p + ldp, t = k.dt) = \sum_{j=0}^{n-1} A(x = j.dx, t = i.dt = t + px) \quad (3.22)$$

sekinde tanimlanabilir.

Dönüsüm isleminin bir sonraki adiminda, her $p-t$ izinin; $A(p, t)$; kesme zamani dogrultusunda $F_A(p, f)$ kompleks Fourier dönüsümü hesaplanir (Sekil 3.34.).

$$F_A(p, f) = \int_{\tau} A(p, t) e^{-i.2.pi.f.x} dt \quad (3.23)$$

Ayrik Fourier dönüsümü için, $f = m.df$



Sekil 3.34. $t-p$ dönüsümü; her bir kesme zamani t degeri için ve p egimli dogru boyunca dalga alanlarinin yigilmesi (Strobbia, 2002)

$$F_A(p, f = m.df) = \sum_{k=0}^{nt-1} A(p, t = k.dt) . e^{-i.2.pi.m.df.k.dt} \quad (3.24)$$

Güç spektrumu , $F(p, f)$ ile onun karmasik esleniginin çarpimina esit oldugundan,

$$S_A(p, f) = F_A(p, f)^* . F_A(p, f) \quad (3.25)$$

Bagintisi ile hesaplanabilir. Burada * simgesi karmaşık esleniği göstermektedir. Bu yöntem, alıcı profili boyunca hem düz hem de ters yöndeki bir kaydın $t - p$ dönüşümlerinin toplamıdır. Bir yavaşlık eksenindeki mutlak $p, |p|$ parametresinin düz ve ters yöndeki enerjisinin toplamı sıfırdır.

$$S_A(|p|, f) = [S_A(p, f)]_{p \geq 0} + [S_A(-p, f)]_{p < 0} \quad (3.26)$$

Bu işlem tamamlanınca uzaklık-zaman $(x - t)$ ortamındaki bir kayıt, p-frekans $(p - f)$ dönüştürülmüş olur. Bu kayıtlar için p isin parametresi dizilim boyunca yavaşlığın yatay bileşenidir. Toplam güç,

$$S_{TOPLAM}(|p|, f) = \sum_n S_{An}(|p|, f) \quad (3.27)$$

Yavaşlık-frekans analizi (p-f), çalışma bölgesine ait tüm kayıtlar içindeki her bir kaydın toplam spektral gücünden hesaplanır.

p- t dönüşümü doğrusaldır ve terslenebilir. Uzay ve zaman frekans ortamına eşdeğerdir (Thorson and Claerbout, 1985). Dönüşüm verideki genliklere 1 / frekans alçak geçişli süzgeç gibi davranır. Bununla birlikte filtrelemenin biçimi bozulmaz yada frekansı etkilemez. Dönüşüm, her bir kesme zamanı için paralel hatlar boyunca yigma yapar. Böylece, hiperbol boyunca hız yığılması gibi gerilme yada frekans bozulması yoktur (Thorson and Claerbout, 1985).

McMechan ve Yedlin (1981), çok kanallı sismik kayıtçı ve kontrollü kaynak kullanarak oluşturduğu yüzey dalgaları üzerinde p-f tekniğini geliştirmiş ve ek olarak yapay yüzey dalgalarında test etmiştir. Park vd. (1998) aktif kaynak kullanarak YDÇKA tekniği üzerinde p-f yöntemini denemistir. Sismik kayıttaki tüm fazlar, frekans ve yavaşlık-faz'ın her kombinasyonunda gücü gösteren (p-f) imgesidir.

3.11.3.1. Rayleigh faz hizi dispersiyonunun isaretlenmesi

Rayleigh fazi hizinin dispersiyon egrisinin isaretlenmesi Louie (2001)'den özetlenmiştir.

Bu analiz McMechan and Yedlin (1981) tekniği için, sadece bir güç-orani spektrumu hesaplanarak eklenir.

Bütün yavasliklarin üzerindeki ortalama güç büyüklük sirasi bir frekanstan digerine farkli olabilir. Bu yöntem de, $S_{total}(|p|, f)$ toplam görüntüsünde ya da her bir $S_A(|p|, f)$ görüntülerindeki frekanslardaki bütün yavasliklar boyunca, ortalama güce karsi her yavaslik- frekans bileşiminde spektral güç oranı $R(|p|, f)$ alınir;

$$R(|p|, f) = \left[\frac{S(|p|, f)np}{\sum_{j=0, np-1} S(|p|=ldp, f)} \right] \quad (3.28)$$

Burada np , orijinal yavaslik adimlari sayisi olan $2np$ 'nin yarisiidir. Birçok durumda spektral-oran görüntü sonuçlarında bir dispersiyon egrisi boyunca açıkca siralanmis sekilde görülebilir.

YDÇKA yönteminin güç ölçütü (Park et al., 1999) ve YDSA yöntemi spektral oranin p-f görüntüsünden dispersiyon egrisinin isaretlenmesi ve yorumlanması (Nazarian and Stokoe, 1984) paralellik göstermektedir. Frekansin egiminde faz hizlarinin isaretlenmesi yada spektral oranin en üst noktası dispersiyon egrisine net bir sekilde yerlestirilebilir. Siklikla p-f görüntüsü 30 metre derinlik için ortalama hizi gösterir.

3.11.3.2. Yüzey dalgasi dispersiyon egrilerinin modellenmesi

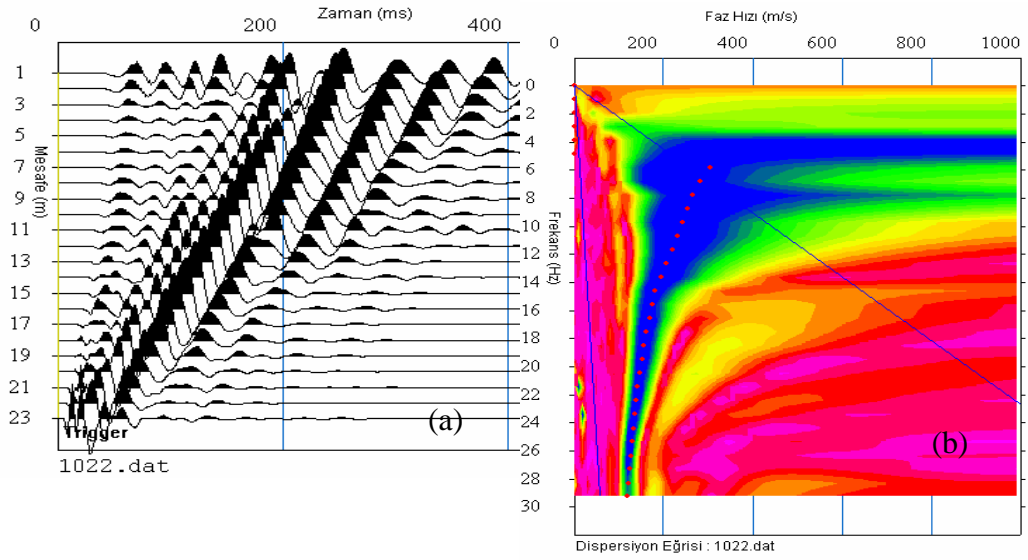
Ölçülmeye çalışılan sürecin bilinen bir modele benzetilmesi modelleme olarak adlandırilir. Bu model içersinde, süreci denetleyen ve çözülmesi istenilen niceliklerin (parametrelerin), siniflandırılması, anlamlandırılması ve sayılarının saptanması parametrelestirme olarak adlandırilir (Basokur, 2002).

Bir jeofizik model, geometrisi ve fiziksel özelliği farklı birçok ögenin bileşiminden oluşur. Jeofizik biliminde çözülmesi gereken parametreler, bu ögeleri tanımlamak için gereken geometrik ve fiziksel değerlerdir. Geometrik parametreler yeraltının biçimlendirilmesi ile ilişkilidir. Farklı her jeolojik birimin yeraltındaki konum ve biçimini tanımlayan kalınlık, genişlik gibi uzaysal değişkenler geometrik parametreleri oluşturur. Fiziksel parametreler ise kullanılan jeofizik yöntemde ölçülen alana neden olan fiziksel özelliklerdir (Basokur, 2002).

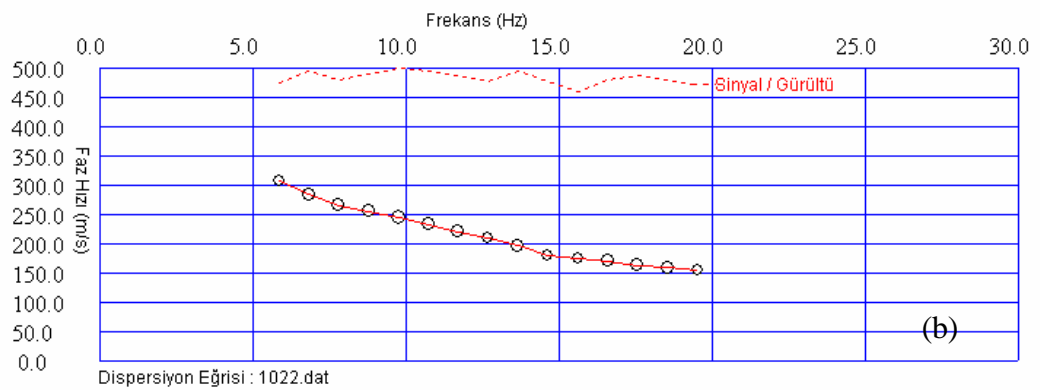
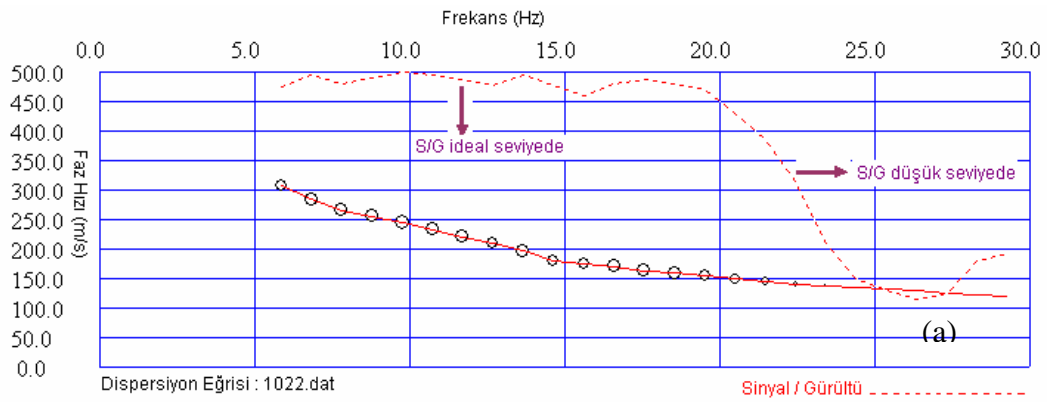
Yüzey dalgası verisi arazide oluşturulurken farklı frekans aralıklarında çalışarak kayıtlara gürültü olarak karışabilecek cisim dalgalarını eleyebiliriz. S/G oranını arttırmak bu şekilde arazide ve daha sonra veri işlem aşamasında ortadan kaldırılabilir (Park et al., 2003).

Frekansa göre değişen faz hızının modellenmesinde kaydedilen sismik kayıttaki Sinyal/ Gürültü oranına dikkat edilmelidir. Yeri etkileyen sabit hareketler (su motoru vs), doğal etkenler (rüzgar vs.) sismik kayıtlarda ölçü kalitesini düşürmektedir. Yüzey dalgası analizi yapılırken S/G oranını düşüren veriler sismik kayıttan ayıklanabilir.

Sismik ölçü alınan arazinin şartları bazen kaliteli sismik kayıt alınmasına imkan vermemektedir. Sismik kayıta bozan etkilerin giderilmesi gerekir. 1022 nolu sismik kayıta (Şekil 3.35 a) dispersiyon eğrisinde faz hızı 6 Hz -26 Hz aralığındadır (Şekil 3.35.b- Şekil 3.36.a). 6 Hz'den 20 Hz'e kadar S/G oranı ideal düzeyde seyretmiştir. Ancak, dispersiyon eğrisinde 20 Hz frekans değerinden sonra gürültünün yükseldiği görülmektedir. Burada gürültünün ayıklanması gerekmektedir (Şekil 3.36.b). Bu ayıklama bir sonraki aşama olan yüzey dalgasından kayma dalga hızı hesaplamasında doğruluk oranını yükseltecektir. Güvenilir bir dispersiyon eğrisi bize doğru kayma dalga hızı modelini dolayısıyla yerin gerçeğe en yakın dinamik özelliklerinin belirlenmesini sağlar.



Sekil 3.35. Sismik kayıt (a), dispersiyon egrisi (b)



Sekil 3.36. Frekansa göre faz hızı değisimi ham dispersiyon egrisi (a), ideal dispersiyon egrisi (b)

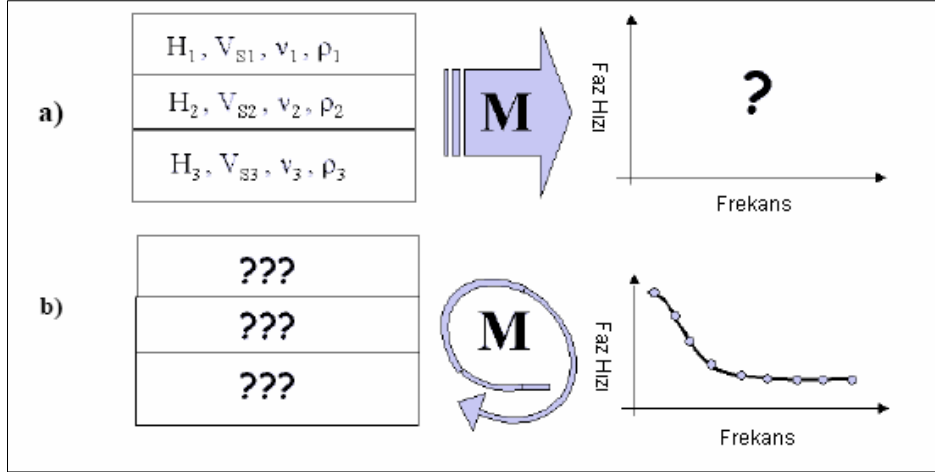
Bilgisayar teknolojisinin bu denli hızlı gelişimi jeofizik problemlerin yorumlanmasında önemli derecede değişiklikleri de beraberinde getirmiştir. Hızla gelişen bilgisayar teknolojisi verinin sayısal ortamda kaydedilmesi, veri işlem aşamasının gerçekleştirilmesi ve modellenmesinde yani bilgiyi kullanma adına büyük kolaylıklar getirmiştir.

3.12. Ters Çözüm

Ölçülen veriden, parametre değerlerinin hesaplanması “ters çözüm” olarak adlandırılır. Ters-çözüm yöntemi, ölçülen veri ile kuramsal veri arasında çakışma sağlayan (en-küçük kareler anlamında) parametrelerin bulunması esasına dayanmaktadır (Şekil 3.37.). Ters-çözümün birinci adımı bir modelin kurulmasıdır. Model parametreleri için bir ön-kestirim, yorumcu tarafından sağlanır ve ön-kestirime karşılık gelen kuramsal veri hesaplanarak, ölçülen veri ile karşılaştırılır. Daha sonra, ölçülen ve kuramsal verinin çakışma derecesini arttırmak amacıyla parametreler yenilenir. Bu işlem, iki veri kümesi arasında yeterli bir çakışma elde edilinceye kadar yinelenir. Model yanıtı ile ölçülen veri arasındaki farkları en aza indirmek için yapılan yineleme işleminin sayısı, ön-kestirim değerlerinin gerçeğe yakınlığı ve verinin gürültü içeriği ile ilişkili olup, gürültü bazı durumlarda yineleme işleminin yakınsamasını engelleyebilir. Ters-çözüm yönteminin en önemli problemi, model seçimi veya ön-kestirim değerlerinin gerçeğe yakın olmaması nedeni ile istenmeyen sonuçların elde edilebilmesidir (Basokur, 2002).

Sığ zemin araştırmaları için değişik türde yüzey dalgası yöntemleri ve ters çözüm algoritmaları geliştirilmiştir (Jones, 1958; McMechan and Yedlin, 1981; Nazarian and Stokoe, 1984; Gabriels et al., 1987; Al-Hunaidi, 1994; Park et al., 1999; Rix et al., 2001). Xia vd. (1999) tarafından yapılan çalışmalarda, yüksek frekanslı Rayleigh dalgasına ait ters çözüm yapılmış dispersiyon verisinin, yakın yüzeyde S-dalga hızları ile güvenilir sonuçlar sağladığı görülmüştür.

Bu tez çalışmasında kullanılan ters çözüm teknikleri, Basokur (2002)'den yararlanılarak, aşağıda özetlenmiştir.



Sekil 3.37. Düz çözüm (a), ters çözüm (b) (Strobbia, 2002)

En-Dik Inis Yöntemi

Doğrusal olmayan problemlerde parametreler doğrudan hesaplanamadığından, model parametreleri için bir varsayım ön-kestirim parametreleri ile sağlanır. Gerçek parametreler ile ön-kestirim parametreleri arasındaki farklar ön-kestirime bir düzeltme uygulanarak, gerçek parametre için bir yaklaşımda bulunulabilir. Ön-kestirim ve ona uygulanacak düzeltme değerleri denklemi 3.29 de verilmiştir.

$$p = p^0 + \Delta p \quad (3.29)$$

Burada, p ; parametre dizeyi, p^0 ; parametreler için ön-kestirim değerlerini kapsayan dizey ve Δp ; önkestirim değerlerine uygulanması gereken düzeltme miktarlarını içeren parametre düzeltme dizeyidir.

Ölçülen değerler ile ön-kestirim parametrelerinden hesaplanan kuramsal veri arasındaki yanilgi enerjisi $E(p^0)$ izleyen baginti ile verilir.

$$E(p^0) = \sum_{i=1}^n (d_i - f(x_i; p^0))^2 \quad (3.30)$$

burada d_i ölçülen degerler ve $f(x_i; p^0)$, ön-kestirim parametrelerinden hesaplanan kuramsal degerleri göstermektedir. Yanilgi enerjisinin, sıra numarasi k olan bir parametreye göre kısmi türevi alinir ise,

$$\frac{\partial E(p^0)}{\partial p_k^0} = -2 \sum_{i=1}^n (d_i - f_i^0) \frac{\partial f(x_i; p^0)}{\partial p_k^0} \quad (3.31)$$

elde edilir. Bu denklem yardimi ile ön-kestirim parametrelerinden hesaplanan kuramsal verinin her ölçü noktasinda, ön-kestirim parametrelerine göre türevleri alinirsa denklem 3.32 elde edilir.

$$\begin{array}{c} \frac{\partial E(p^0)}{\partial p_1^0} \\ \frac{\partial E(p^0)}{\partial p_2^0} \\ \cdot \\ \cdot \\ \frac{\partial E(p^0)}{\partial p_m^0} \end{array} \Big|_{m \times 1} = -2 \begin{array}{c} \frac{\partial f(x_1; p^0)}{\partial p_1^0} \quad \frac{\partial f(x_2; p^0)}{\partial p_1^0} \quad \frac{\partial f(x_3; p^0)}{\partial p_1^0} \quad \cdot \quad \frac{\partial f(x_n; p^0)}{\partial p_1^0} \\ \frac{\partial f(x_1; p^0)}{\partial p_2^0} \quad \frac{\partial f(x_2; p^0)}{\partial p_2^0} \quad \frac{\partial f(x_3; p^0)}{\partial p_2^0} \quad \cdot \quad \frac{\partial f(x_n; p^0)}{\partial p_2^0} \\ \cdot \\ \cdot \\ \frac{\partial f(x_1; p^0)}{\partial p_m^0} \quad \frac{\partial f(x_2; p^0)}{\partial p_m^0} \quad \frac{\partial f(x_3; p^0)}{\partial p_m^0} \quad \cdot \quad \frac{\partial f(x_n; p^0)}{\partial p_m^0} \end{array} \Big|_{m \times n} \begin{array}{c} (d_1 - f(x_1; p^0)) \\ (d_2 - f(x_2; p^0)) \\ (d_3 - f(x_3; p^0)) \\ \cdot \\ (d_n - f(x_n; p^0)) \end{array} \Big|_{n \times 1} \quad (3.32)$$

Burada esitligin sag tarafinda kısmi türevleri kapsayan dizeyler Jacobian dizeyi (A) olarak adlandırilir. Ölçülen veri ile ön-kestirim parametrelerinden hesaplanan kuramsal veri ise Δd ile gösterilirse denklem 3.32

$$\nabla E = -2A^T \Delta d \quad (3.33)$$

olarak kisaltilabilir. Burada ∇E dizeyi yanilgi enerjisinin ön-kestirim parametrelerine göre kısmi türevlerini kapsamaktadır. Denklem 3.31 de bu baginti yerine konursa, parametre düzeltme dizeyinin hesabi için sonuç bagintisi elde edilir;

$$\Delta p = -CA^T \Delta d \quad (3.34)$$

Parametre düzeltme degerleri (3.29) denkleminde yerine konarak, yeni parametre degerleri elde edilir. Yeni parametre degerleri daha küçük yanilgi enerjisi degeri üretir ise de gerçek çözüme sadece bir yaklasimi verir. Gerçek parametre degerlerini hesaplayabilmek için, hesaplanan parametre degerleri, yeni bir adimin ön-kestirimi olarak kabul edilir ve 3.34 denkleminde yeniden parametre hesabina geçilir. Yinelemeli bir islem sonucunda gerçek parametre degerlerine ulasilmaya çalisilir.

Gauss-Newton Yöntemi

Bir önceki bölümde ele alınan en-dik inis yöntemi, bir parametre ön-kestirim degerleri kümesine karsilik gelen ve $E(p^0)$ konturu üzerinde bulunan bir noktadan baslayarak, çözüme dogru egim boyunca ilerleme temelinde gelistirilmisti. Bu yöntemde denklem 3.35 deki yanilgi enerjisini hesaplamak için $f(x_i; p)$ için bir varsayim yapilarak dogrudan çözüme gidilir.

$$E(p^0) = \sum_{i=1}^n (d_i - (f(x_i; p^0)))^2 \quad (3.35)$$

Parametreler bilinmediginden $f(x_i; p)$ kuramsal veri degerlerinin hesaplanmasi olanakli olmadigundan gerçek parametre degerleri ile önkestirim degerlerinin yakin oldugu varsayimi yapilir ve bu fonksiyon Taylor serisine açilir. Amaç, ön-kestirimden hesaplanacak kuramsal veriden, gerçek parametrelere ait kuramsal veriye bir yaklasiminin saglanmasidir. Ikinci ve daha yüksek dereceli terimler ihmal edilirse,

$$f(x_i; p) = f(x_i; p^0) + \sum_{j=1}^n \frac{\partial f(x_i, p^0)}{\partial p_j^0} (p_j - p_j^0) \quad i=1,2,..,n \quad (3.36)$$

yazilabilir. Burada, $f(x_i, p^0)$ ön-kestirim parametrelerinin yerine konulmasi ile elde edilecek kuramsal veridir. n ; veri sayisi ve x_i ; yatay eksen degerleridir. Böylelikle, yanilgi enerjisi denkleminde yerine yazmak için kuramsal veri degerlerinin 3.36

bagintisindan elde edildiği varsayılır. 3.36 denklemini dizey halinde yazılırsa 3.37 denklemini elde edilir.

$$f = f^0 + A\Delta p \quad (3.37)$$

Burada A dizeyi Jacobian dizeyidir.

Ölçü değerleri ve gerçek parametreler için hesaplanan değerler arasındaki fark,

$$e = d - f \quad (3.38)$$

ile verilir. Burada denklem 3.37 yerine konulursa

$$e = d - f^0 - A\Delta p \quad (3.39)$$

elde edilir. Δp dizeyi, ölçülen veri ile ön kestirim parametreleri kullanarak hesaplanan kuramsal veri arasındaki farklar ise,

$$e = \Delta d - A\Delta p \quad (3.40)$$

elde edilmektedir. En küçük kareler yöntemi veya Gauss-Newton yöntemi yanilgi enerjisi farklarının kareleri toplamı olarak tanımlanır.

$$E(p) = \sum_{i=1}^n (d_i - f(x_i; p))^2 = (d - f)^T (d - f) = e^T e = (\Delta d - A\Delta p)^T (\Delta d - A\Delta p) \quad (3.41)$$

Yanilgi enerjisini en küçüklemek amacıyla, parametre düzeltme düzeyine göre kısmi türevleri alınip sifira eşitlenirse, aşağıdaki çözüm bağıntısı elde edilir (Menke, 1984).

$$\Delta p = (A^T A)^{-1} A^T \Delta d \quad (3.42)$$

Burada Jacobian dizeyi A , ölçülen ve kuramsal verilerin fark dizeyi Δd bilinen dizeyler olduğundan, parametre degisim dizeyi Δp dizey islemleri ile hesaplanabilir.

Sönümlü En Küçük Kareler Yöntemi

Denklem 3.42 da verilen parametre degisim dizeyi için çözüm doğrusal olmayan problemlerin Gauss-Newton veya en küçük kareler çözümüdür. Bu denklem bu haliyle nadir olarak kullanılabilir. Bazi durumlarda $A^T A$ çarpimi tekil degerler içermesinden dolayı tersi alinamayabilir ve en küçük kareler denklemi Δp için bir çözüm üretmez. Bu sorundan kurtulmak için, yaygin bir yol Levenberg-Marquardt, yöntemidir ve sönümlü en-küçük kareler yöntemi (Lines and Treitel 1984) olarak bilinir. Bu durumda $A^T A$ dizey çarpiminin kösegen degerlerine sönüm katsayisi olarak bilinen bir pozitif sayi eklenir.

$$\Delta p = (A^T A + e^2 I)^{-1} A^T \Delta d \quad (3.43)$$

Burada, I birim dizey, e ise pozitif bir degerdir ve sönüm katsayisidir (Levenberg, 1944; Marquardt, 1963).

Tekil Deger Ayrisimi

Sönümlü en-küçük kareler çözümünü veren 3.43 bagintisinda, Jacobian dizeyi ve evriginin SVD (Tekil Deger Ayrisimi) karsiligi yerine yazilirsa,

$$\Delta p = (VS^2V^T + e^2 I)^{-1} VSU^T \Delta d \quad (3.44)$$

elde edilir. Sönüm katsayisi kösegen degerlere eklendiginden,

$$(VS^2V^T + e^2 I) = (V \text{diag}(I_j^k) V^T + e^2 I) = (V \text{diag}(I_j^2 + e^2) V^T) \quad (3.45)$$

yazilabilir. SVD ile dizey tersleme kurali uygulanarak,

$$\left(Vdiag(\mathbf{I}_j^2 + \mathbf{e}^2)V^T\right)^{-1} = Vdiag\left\{\frac{1}{\mathbf{I}_j^2 + \mathbf{e}^2}\right\}V^T \quad (3.46)$$

denklemleri elde edilir. Bu sonuç, 3.44 bağıntısında yerine konular,

$$\Delta p = Vdiag\left\{\frac{1}{\mathbf{I}_j^2 + \mathbf{e}^2}\right\}V^T VSU^T \Delta d \quad (3.47)$$

ve buradan parametre değişim düzeyi

$$\Delta p = Vdiag\left\{\frac{\mathbf{I}_j}{\mathbf{I}_j^2 + \mathbf{e}^2}\right\}U^T \Delta d \quad (3.48)$$

elde edilir. Burada \mathbf{I} değerlerinden herhangi birinin çok küçük olması durumunda dahi hesaplanan Δp belirli sınırlar arasında olacaktır (Inman, 1975; Meju, 1994).

Ağırlıklı Ters Çözüm

Uygulamada, bazı ölçü değerleri daha az gürültülü olabilir. Yine bazı parametrelerin çözümü veriye çok duyarlı olmasına karşın diğerleri daha az duyarlı olabilir. Genelde verideki hata miktarı bilinirse her veri için ağırlık verilebilir. Denklem 3.41'e ağırlıklandırma yapılırsa,

$$E(p) = \sum_{i=1}^n [w_i (d_i - f(x_i; p))]^2 \quad (3.49)$$

bağıntısı elde edilir. ile tanımlanabilir. Yanilgi enerjisi en küçüklenirse denklem 3.50 çözümü elde edilir

$$\Delta p = \left[(wA)^T (wA) + \mathbf{e}^2 I\right]^{-1} (wA)^T (w\Delta d) \quad (3.50)$$

Burada w_i ; ağırlık dizeyidir. Bu ağırlık dizeyi elemanları her bir veri kümesindeki hata ile ters orantili olan bir köşegen dizeydir.

$$w = \text{diag}(w_i) = \begin{pmatrix} w_i & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & w_2 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & . & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & w_{(n-1)} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & w_n \end{pmatrix}_{n \times n} \quad (3.51)$$

Ters-çözüm işlemi bir fiziksel model üretir ve jeofizik mühendisi, jeolojik koşulları göz önünde tutarak bu sonuç modelin açıklamasını, jeolojik birimler ile elde edilen fiziksel modeli ilişkilendirerek yapmalıdır. Bu tür ilişkilendirme ‘yorum’ olarak adlandırılır ve kuramsal bilgi, uygulama deneyimi gibi etkenlere bağlıdır (Basokur, 2002).

Bu çalışmada, kurulan yeraltı modeli ve model parametrelerinden düz çözüm yaparak kuramsal dispersiyon eğrisinin hesaplanması için SeisImager SW (2006) programı kullanılmıştır. Program giriş verisi olarak sayısal olarak zaman-uzaklık (x-t) ortamında kaydedilen yüzey dalgası verisi kullanılmıştır. Yüzey dalgası verisinden kayma dalga hızı 1 Boyutlu olarak elde edilmiştir (Şekil 3.34).

ReMi yöntemi ile gürültü kayıt edilerek, 100 metre derinliklere kadar S dalgası hız kesitini hesaplamak, olanaklıdır. Sismik kırılma için geliştirilmiş cihazlar ile ölçüm alındığından, sadece yazılım için yatırım yapılması gerekmektedir. Kayıt ve yorumlama ile birlikte S dalgası kesiti 1-2 saat içerisinde elde edilebilmektedir. S dalgası kesitinden yapı-yeri yanıtı veya hakim titreşim periyodu, zemin sınıflaması gibi bilgiler sağlanabilir. Yöntemin zayıf yani ise ReMi frekans-faz hızı eğrisinin bir boyutlu model ile değerlendirilmesidir. Bunun nedeni, dispersiyon eğrisinde daha karmaşık modellerin çözümünü sağlayacak bilgi bulunmamasıdır. Yer altı bir boyutluktan uzaklaştıkça, elde edilen S dalgası hız kesiti de yeraltını temsil etmekten uzaklaşacaktır. Ancak mühendislik çalışmalarında kullanılan yöntemlerin (sondaj

vs.) yanal ayrımliliginin son derece düşük olduğu göz önüne alınır ise ReMi yöntemi bu tür çalışmalar için istenilen ayrımliligi sağlamaktadır (Basokur, 2005).

3.12.1. Rayleigh dalgasının ters çözümü

Aktif ve pasif yüzey dalgası yöntemlerinin veri toplama düzeni ve dispersiyon eğrisinin hesabi farklılık gösterirken ters çözüm işlemi aynıdır. Rayleigh dalgasının ters çözüm denklemleri Hayashi (2008)'den yararlanılarak açıklanmıştır.

1-Boyutlu M adet tabakanın S dalga hızı modeli x 'in bir vektörü denklem 3.52 de verilmiştir.

$$x^T = (V_{S_1}, V_{S_2}, \dots, V_{S_M}) \quad (3.52)$$

Denklem 3.52 de $V_{S_1}, V_{S_2}, V_{S_3}, \dots, V_{S_M}$ sırasıyla 1., 2., 3, ve M. kayma dalga hızlarını temsil etmektedir.

Nesnel fonksiyonun ters çözümü;

$$\sum_i^N (f_i^{\text{ölç}} - f_i^{\text{hesap}}(V_{S_1}, V_{S_2}, \dots, V_{S_N}))^2 = \sum_i^N (f_i^{\text{ölç}} - f_i^{\text{hesap}}(x))^2 \Rightarrow \text{Min} \quad (3.53)$$

şeklinde yazılabilir. Burada $f_i^{\text{ölç}}$ ölçülen faz hızı, f_i^{hesap} hesaplanan faz hızını temsil etmektedir.

$$f_i = f_i^{\text{hesap}}(x) \quad (i=1 \text{ den } N' \text{ e kadar}) \quad (3.54)$$

3.55 bağıntısında a Jacobain dizeyi yazılırsa

$$a = \begin{pmatrix} \frac{\partial f_1}{\partial V_{s1}} & \frac{\partial f_1}{\partial V_{s2}} & \dots & \frac{\partial f_1}{\partial V_{sM}} \\ \frac{\partial f_2}{\partial V_{s1}} & \frac{\partial f_2}{\partial V_{s2}} & \dots & \frac{\partial f_2}{\partial V_{sM}} \\ \frac{\partial f_3}{\partial V_{s1}} & \frac{\partial f_3}{\partial V_{s2}} & \dots & \frac{\partial f_3}{\partial V_{sM}} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial \dot{f}_N}{\partial V_{s1}} & \frac{\partial \dot{f}_N}{\partial V_{s2}} & \dots & \frac{\partial \dot{f}_N}{\partial V_{sM}} \end{pmatrix} \quad (3.55)$$

dogrusal olmayan problem elde edilir. Burada y vektörü olarak ifade edilen ölçülen ve hesaplanan faz hızlarının farkı,

$$y^T = \begin{pmatrix} f_1^{\text{ölç}} - f_1^{\text{hesap}}(x) \\ f_2^{\text{ölç}} - f_2^{\text{hesap}}(x) \\ f_3^{\text{ölç}} - f_3^{\text{hesap}}(x) \\ \vdots \\ f_N^{\text{ölç}} - f_N^{\text{hesap}}(x) \end{pmatrix} \quad (3.56)$$

Bir düzeltme vektörü Δx , en küçük kareler yöntemi ile 3.57 bağıntısı ile hesaplanabilir.

$$(a^T a + eI)\Delta x = a^T y \quad (3.57)$$

3.57 bağıntısında e sönüm parametresi, I birim dizey, 1. iterasyon için tahmin edilen model 1^{th} ve tahmin edilen yeni model x^{i+1} dir.

$$x^{i+1} = x^i + g\Delta x \quad (3.58)$$

Burada g 1 den küçüktür. Genellikle jeofizik problemlerin tek bir ters çözümü yoktur. Çünkü kaynak ve jeofonların konumları sınırlıdır.

$$(a^T a + \mathbf{a}r_r^T r_v + eI)\Delta x = a^T y \quad (3.59)$$

Burada r_v iki tabakanın S dalga hız farkıdır.

$$r_v x = \begin{pmatrix} 1 & -1 & 0 & \cdot & 0 & 0 \\ 0 & 1 & -1 & \cdot & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & \cdot & 0 & 0 \\ \cdot & \cdot & 1 & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & 0 & \cdot & 0 & 1 & -1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} V_{S_1} \\ V_{S_2} \\ V_{S_3} \\ \cdot \\ V_{S_{M-1}} \\ V_{S_M} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix} \quad (3.60)$$

3.13. Zemin Parametreleri-Kayma Dalga Hızı (Vs) İlişkisi

Depremlerin neden olduğu hasarın dağılımı ve karakteri üzerinde zeminlerin tekrarlı yüklerle verdiği tepkinin kuvvetli bir etkisi söz konusudur. Bu tepki, büyük ölçüde zeminin mekanik özellikleri tarafından kontrol edilir. Dinamik yüklerle maruz kalan zeminin davranışı dinamik zemin özellikleri tarafından kontrol edilmektedir (Kramer, 2003).

Enine veya kesme dalgası olarak bilinen S dalgaları, içinden geçtikleri ortamda Kayma deformasyonlarına yol açarlar. S dalgalarından etkilenen bir partikülün hareketi dalga ilerleme yönüne diktir. Kesme dalgaları partikül hareketinin yönüne göre SV (düşey düzlemsel hareket) ve SH (yatay düzlemsel hareket) olmak üzere iki gruba ayrılmaktadır. Cisim dalgalarının ilerleme hızı, içinden geçtikleri ortamın rijitliğine bağlıdır (Kramer, 2003).

3.14. Maksimum Kayma Modülü (Gmax)

Depremler sırasında yerel zemin koşullarının yer hareketleri üzerindeki etkisini daha ileri bir düzeyde inceleyebilmek için birçok arazi davranış analizi yöntemleri geliştirilmiştir. Bu tür analizlerde zeminlerin şekil değiştirme seviyesine bağlı dinamik özelliklerinin bilinmesi gerekmektedir. Düşük siddette titreşimler altında meydana gelen şekil değiştirme seviyelerinde, zeminin elastik davrandığı ve bu

durumda kayma modülünün maksimum degere sahip olduğu kabul edilebilmektedir (Özaydin, 1996).

Medvedev (1965)'e göre zeminin fiziksel özelliği, deprem anında zeminlerdeki siddet artisina neden olmaktadır. Zeminlerdeki siddet artisi ve dolayisiyla yapısal hasara sebep olan en önemli fiziksel özelliği ise zeminin sismik empedansi (rijitligi) dir. Bu deger, zemin içersindeki sismik dalga hizinin, yogunlukla çarpimi (V, \mathbf{r}) seklinde verilebilir.

$$G_{\max} = \mathbf{r}.V_s^2 \quad (3.61)$$

Kayma modülü, S dalga hizindan hesaplanır ve zeminlerde kayma modülünü maksimum degerini verir.

3.15. Zemin Hakim Titresim Periyodu (T_0)

Kanai (1957), deprem anında meydana gelen zeminin hakim titresim periyotlarının, mikrotremorler ve mikrosismik titresimlerden elde edilen hakim titresim periyotları ile çok benzer olduğunu ortaya koymuştur. Özellikle, yer altı yapısının basit ve homojen olması durumunda bu benzerlik çok daha fazladır. Buradan hareketle, kuvvetli deprem spektrumlarından elde edilen hakim periyotlar üst üste çakismaktadır. O halde, zeminlerin mikrosismik titresimleri veya mikrotremorlerin ölçülmesi ile, aynı zeminlerin kuvvetli depremler esnasındaki titresim özellikleri hakkında önceden bilgi edinilebilir.

Mikrotremor ölçüm yöntemiyle dogal periyot belirlenip, kayma dalga hizi ve kalınlığın değisimi hassas bir şekilde modellenebilir (Ventura et al., 2004).

Kanai and Tanaka (1961)'e göre topografik olarak yüksek ve sert zeminlerde baskın periyodun 0.1 saniye ile 0.4 saniye arasında değistigini, diğer yandan yumuşak alüvyonal zeminlerde ise alüvyon kalınlığına bağlı olarak baskın periyodun bir saniyelik değerler aldığını belirtmişlerdir.

Kanai (1957) depremin zeminde olusturacagi hakim titresim periyodu (T_0) genel olarak,

$$T_0 = 4H / V_{s(30)} \quad (3.62)$$

Denklem 3.62 verilen $V_{s(30)} = 30$ metre derinlik için ortalama kayma dalgasi hizi, H =tabaka kalinligini temsil etmektedir.

3.16. Zemin Sismik Büyütme Katsayisi (n)

Zemin tabakalari sismik dalgalar için bir süzgeç gibidir. Bazi tabakalardaki sismik dalgalar sönümlenirken bazilari da büyütülür. Yumusak zeminlerde deprem hareketinin genliginin artmasinin baslica nedeni zeminle onun altındaki ana kaya arasindaki sismik empedans farkidir. Sismik empedans, tanecik hareketine karsi ortam direncinin bir ölçüsü olarak düşünülebilir (Aki and Richards, 1980).

Medvedev (1965) tarafından zeminlerin sismik empedansi ile siddet artis degerleri arasinda logaritmik bir baginti gelistirilmistir.

$$n = 1,67 \log(r_0.V_{s_0} / r.V_s) \quad (3.63)$$

Bu ifadede 1,67 sabit katsayisi zemin cinsleri içerisinde en çok rastlanan zemin cinsindeki siddet artisi degerlerinin ortalamasidir.

$r_0.V_{s_0}$; ana kayanın sismik empedansi $r_0 = 2.7 \text{ gr} / \text{cm}^3, V_{s_0} = 2500 \text{ m} / \text{s}$

$r.V_s$ ise birinci tabakanin sismik empedansidir.

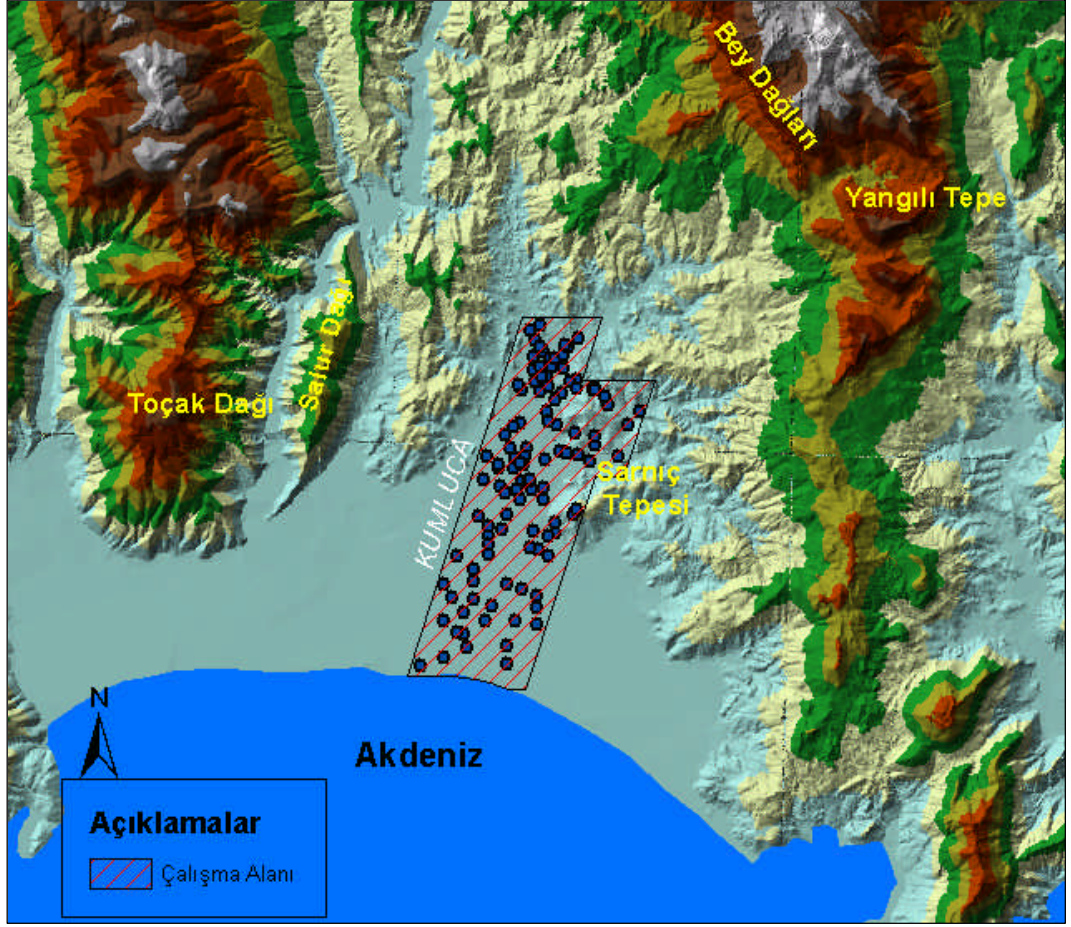
Medvedev (1965) deprem bölgelerinde yaptigi çok sayida arastirmalarin neticesinde, bazi zemin cinslerinin deprem siddetini ve dolayisiyla yapılardaki hasari arttirdigini tespit etmis ve zeminleri relatif siddet artislarina göre sınıflandırmistir.

4. ARASTIRMA BULGULARI VE TARTISMA

Kent planlanmasinin yani sira zeminin jeolojik özelliklerine uygun yapı inşa edilmesi dolayısıyla yerinde arazi kullanımının önemi yadsınmaz. Ayrıca, dinamik şartlar altında meydana gelecek zararın en aza indirgenmesi için, deprem anında zemin davranış özelliklerinin belirlenmesi ve zemin-yapı arasındaki uyumun sağlanması için mikro bölgeleme çalışmaları yapılmalıdır.

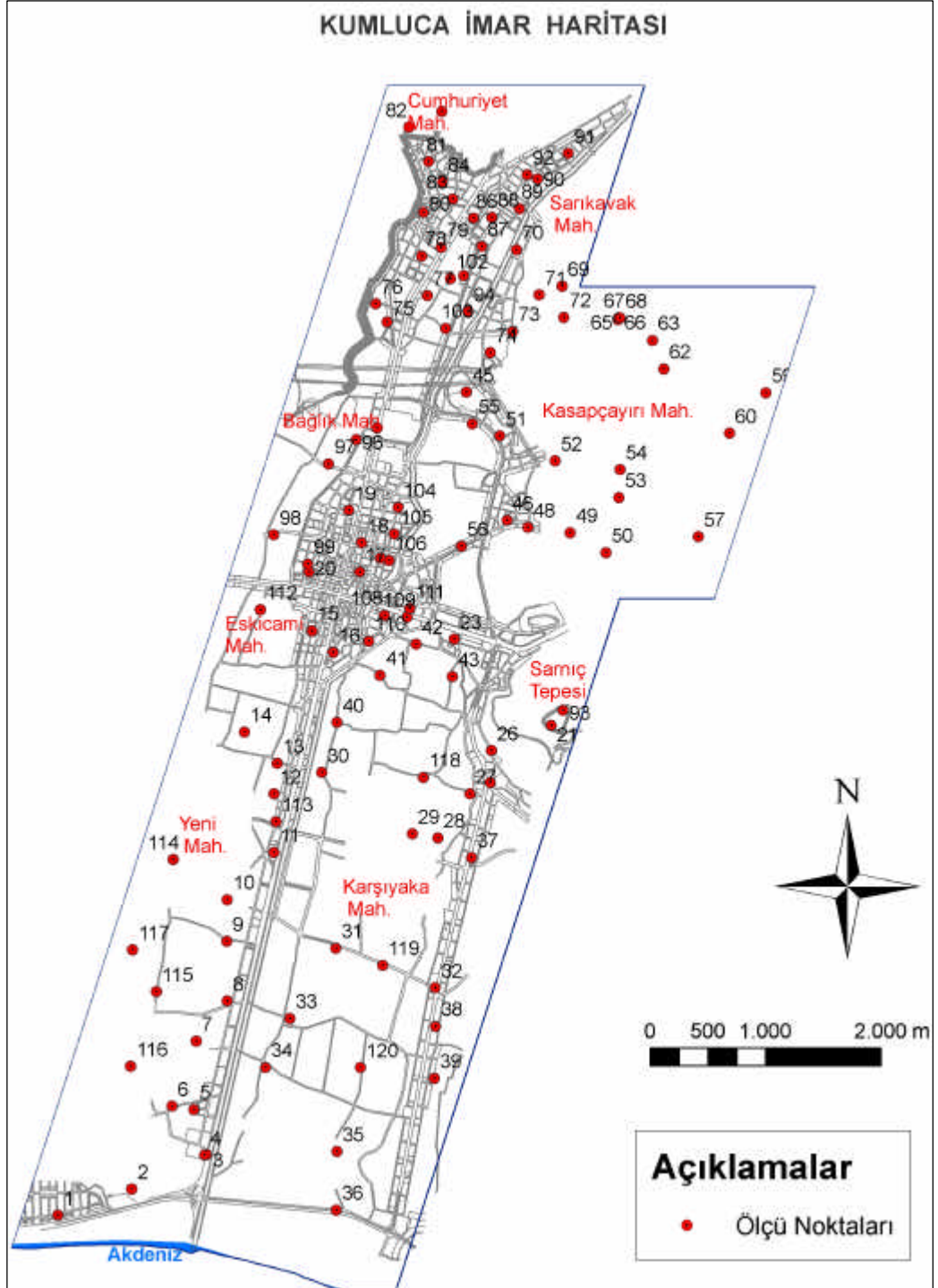
Ancak, bugün mikro bölgeleme yalnızca çok büyük bir sahaya zemin cinslerine göre daha küçük bölgelere bölmek değil, bir şehrin, bir sanayi bölgesinin veya çok daha lokal olarak bir barajın, bir köprüünün veya önemli bir mühendislik inşasının yapılacağı sahadaki farklı veya aynı zemin cinslerinin uzak ve yakın civarda meydana gelebilecek olan depremler sırasındaki davranışlarının ve bu zeminler üzerine inşa edilecek olan değişik özelliklerdeki yapılara aktaracağı kuvvetlerin önceden tahmini veya hesaplanması olarak ele alınmalıdır (Ergünay, 1973).

Bu amaçla Şekil 4.1.'de verilen Kumluca yerleşim merkezindeki sekiz mahalleden elde edilen yüzey dalgası verileri; SeisImager SW (2006) programı ile değerlendirilmiştir. Ayrıca her noktadan alınan aktif ve pasif veriler, SeisImager SW (2006) programında yer alan WaveEq modülü kullanılarak birleştirilmiş ve 1-B S hızı haritası hazırlanmıştır. Dolayısıyla bir noktaya ait hem sig hem de derinden gelen yer tepkisi beraber değerlendirilmiştir. Zemin araştırmaları için bu durum avantaj sağlamaktadır. Çalışma alanındaki sismik kayma dalga hızı (V_s) değişimlerini görebilmek için 0-5-10-15-20-25-30 metre derinlikler için V_s haritaları oluşturulmuştur. Çalışma alanında, toplanan yüzey dalgası verisinden elde edilen S hızı kullanılarak; değişen derinliklerde V_s hız haritası, maksimum kayma modülü haritası, Zemin hakim titreşim periyodu haritası, zemin sismik büyütme katsayısı haritası oluşturulmuştur.



Sekil 4.1. Çalışma alanının genel görünümü

Kumluca yerlesim alanı imar haritası üzerinde 120 adet ölçüm noktası Sekil 4.2.'de verilmiştir.



Sekil 4.2. Çalışma alanının imar haritası ve ölçüm noktaları

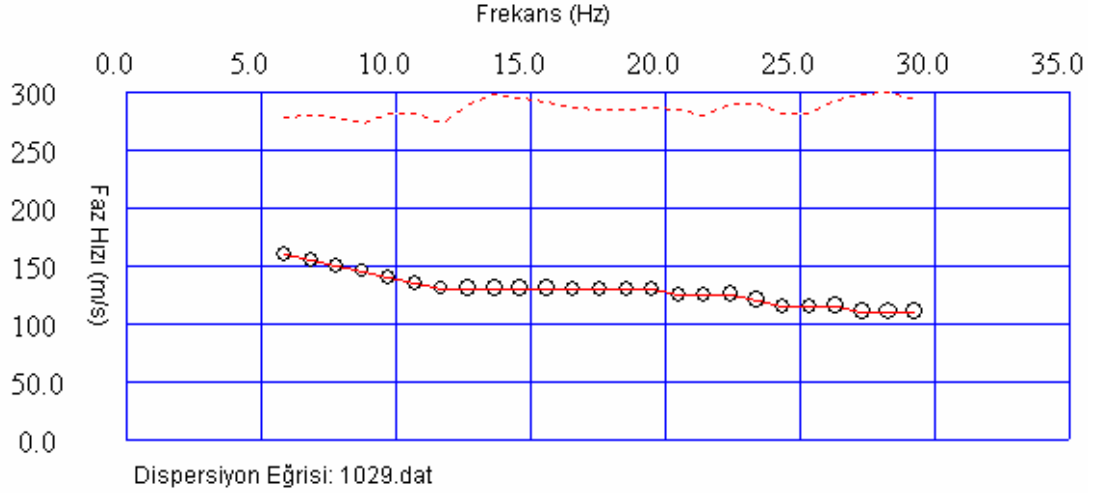
4.1. 1-Boyutlu Kayma Dalgasi Hizi (Vs) Modellemesi

Yeni Mahallede alüvyon birim üzerinden 10 numarali ölçü noktasından (Sekil 4.3.), 1029.dat numarali aktif kayıt ve 1030.dat numarali pasif kayıt yüzey dalgasi verileri alınmiştir. SeisImager SW (2006) programında değerlendirilen yüzey dalgasi verileri, aynı programın WaveEq modülünde birleştirilerek (aktif ve pasif veriler) dispersiyon eğrisi ve 1 Boyutlu kayma dalga hız modeli oluşturulmuştur.

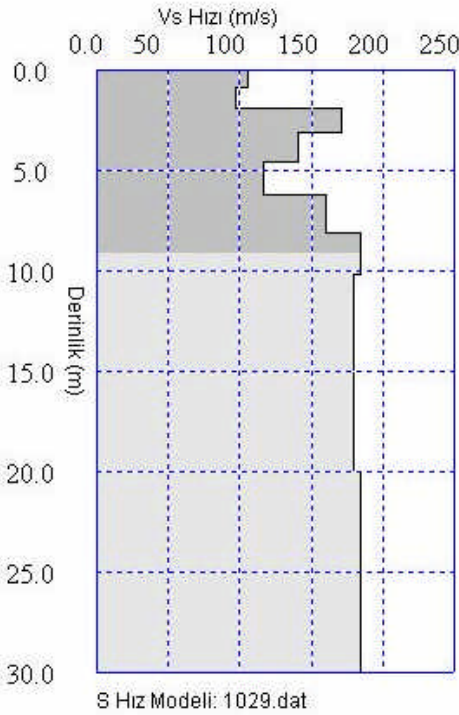


Sekil 4.3. 10 numarali ölçü noktası, Kumluca

Aktif veride dispersiyon egrisinin, frekansi 6 Hz-29 Hz araliginda iken faz hizi degisimi yaklasik 110 m/s-160 m/s arasinda degisim göstermektedir (Sekil 4.4.). S hizi yüzeyde 110 m/s iken 5 metrede 120 m/s dir (Sekil 4.5.).

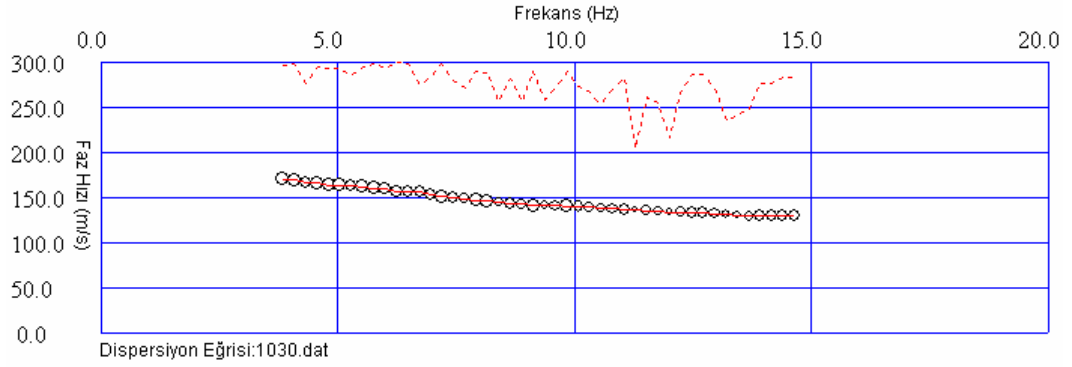


Sekil 4.4. 10 numarali ölçü noktasina ait aktif verinin dispersiyon egrisi

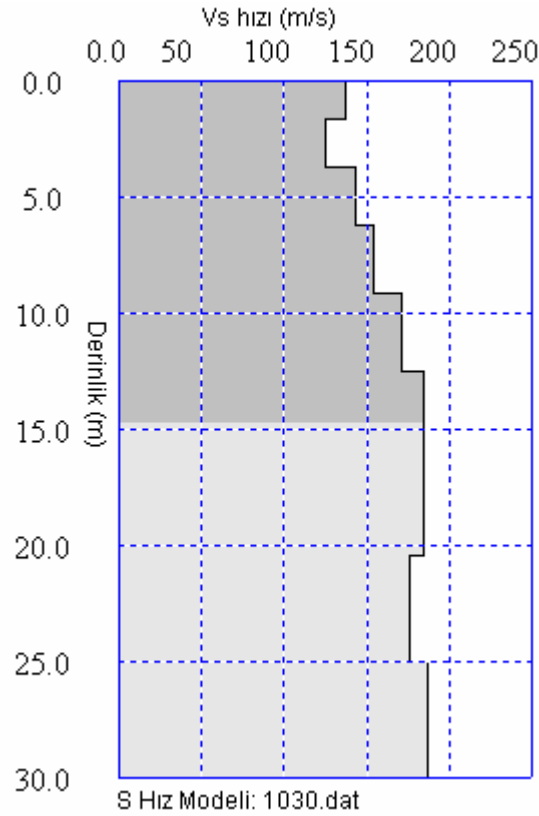


Sekil 4.5. 10 numarali ölçü noktasina ait aktif verinin 1-B kayma dalga hiz modeli

1030 numaralı pasif veride 3 Hz -14.5 Hz frekans aralığında iken faz hızı 130 m/s-170 m/s aralığında değer almaktadır (Sekil 4.6). S hızı yüzeyde 130m/s iken 5 metrede 140 m/s, 10 metrede 170m/s ve 15 metrede 190 m/s dir (Sekil 4.7.).

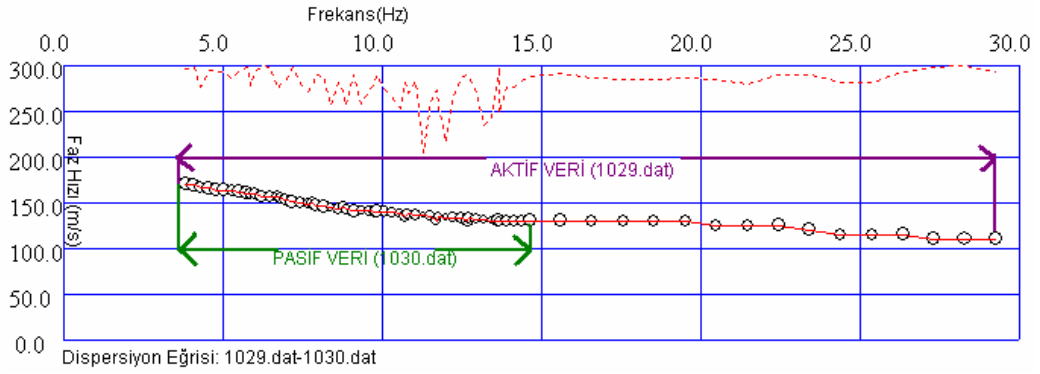


Sekil 4.6. 10 numaralı ölçü noktasına ait pasif verinin dispersiyon eğrisi

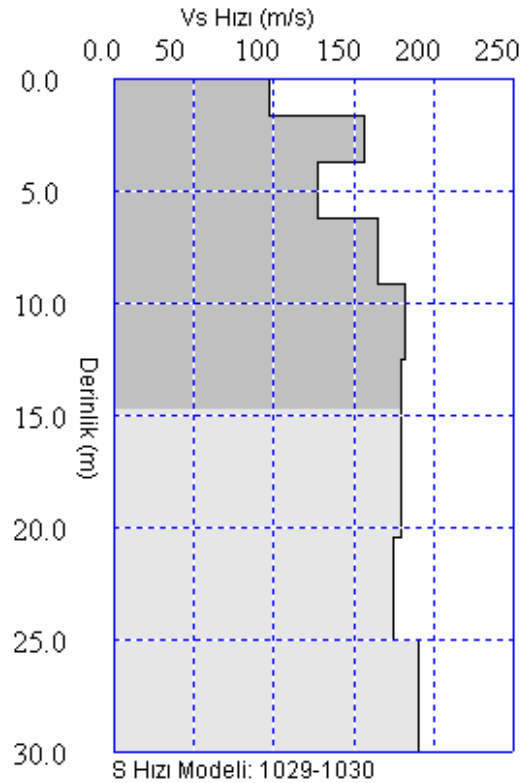


Sekil 4.7. 10 numaralı ölçü noktasına ait pasif verinin 1-B kayma dalga hız modeli

Aktif ve pasif verinin frekansa göre değişen faz hızı değişimi birlikte gösterilecek olursa, aktif verinin grafikte daha geniş bir banda sahip olduğu anlaşılmaktadır (Sekil 4.8). 1 Boyutlu kayma dalga hız modelinde 30 metre derinlikte hızının 190 m/s olduğu görülmektedir (Sekil 4.9).



Sekil 4.8. 10 numaralı ölçü noktasına ait aktif ve pasif verinin dispersiyon eğrisi



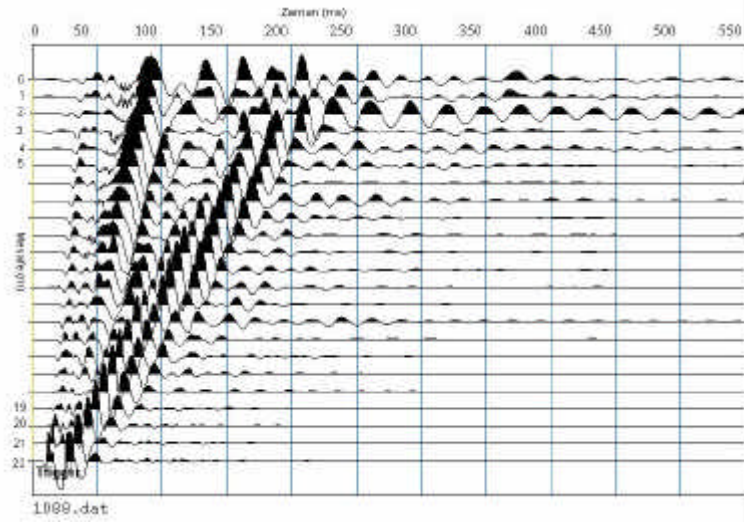
Sekil 4.9. 10 numaralı ölçü noktasına ait aktif ve pasif verinin 1-B kayma dalga hız modeli

Karsiyaka Mahallesinde alüvyon birim üzerinden 30 numarali ölçü noktasından (Sekil 4.10.) 1088.dat numarali aktif kayıt ve 1089.dat numarali pasif kayıt yüzey dalgasi verileri alınmistir. SeisImager SW (2006) programinda degerlendirilen yüzey dalgasi verileri ayni programin WaveEq modülünde birlestirilerek (aktif ve pasif) dispersiyon egrisi ve 1 Boyutlu kayma dalga hiz modeli olusturulmustur.

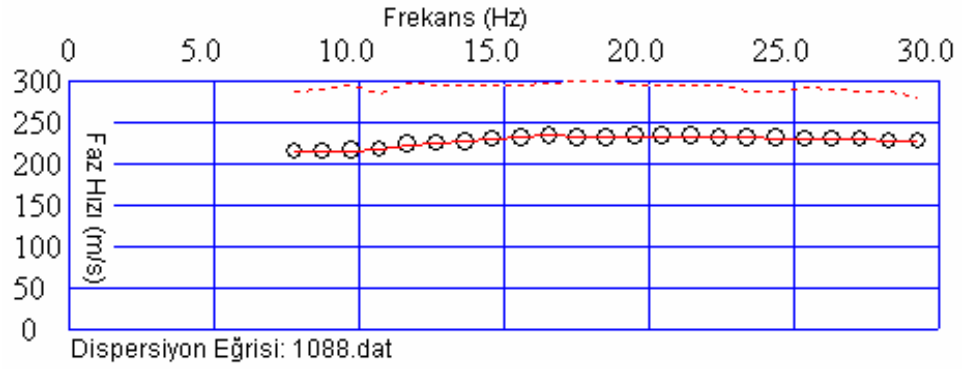


Sekil 4.10. 30 numarali ölçü noktası, Kumluca

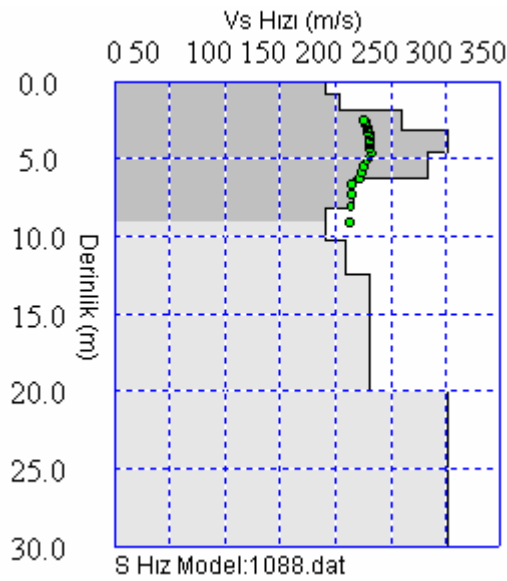
30 numarali ölçü noktasında 1088 numarali aktif verinin (Sekil 4.11.) frekansa göre faz hizi degisim grafiginde frekans araligi 7 Hz -29 Hz araliginda degismektedir (Sekil 4.12.). Pasif veride ise bu aralik 3 Hz-15 Hz' dir (Sekil 4.15). Pasif veride daha düşük frekanslardan bilgi alınabilirken, aktif veride ise daha yüksek frekans araliginda bilgi saglanmaktadır. Aktif ve pasif verinin ayni dispersiyon egrisinde degerlendirilmesiyle, daha derinlerden bilgi alma ve daha genis frekans bandi araliginda çalışma olanagi saglanmaktadır. Sekil 4.17.'de gösterilen birlesik çözümde etkin kayma dalga hiz modeli elde edilmektedir. Bu açıdan iki yüzey dalgasi yönteminin ayni ölçü noktasında uygulanması avantajlidir.



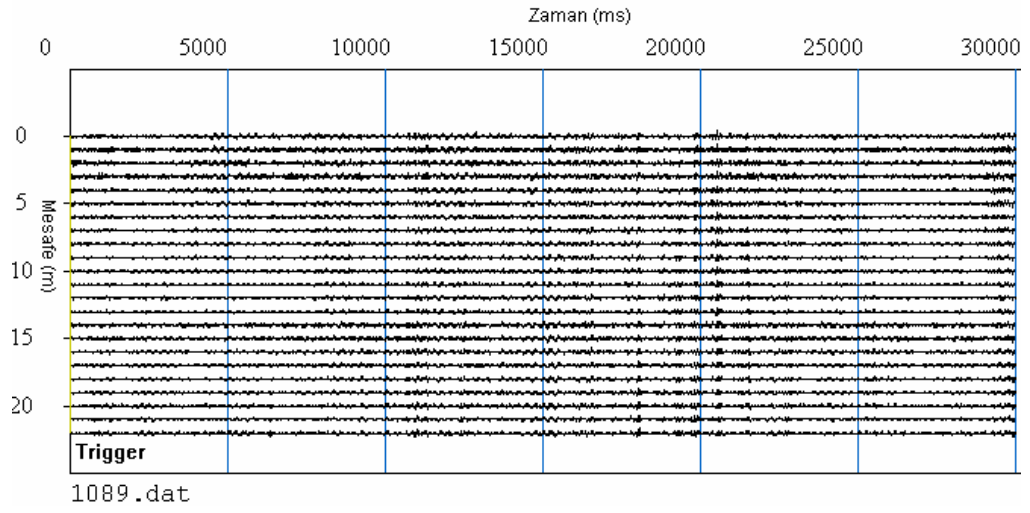
Sekil 4.11. 30 numarali ölçü noktasına ait aktif veri



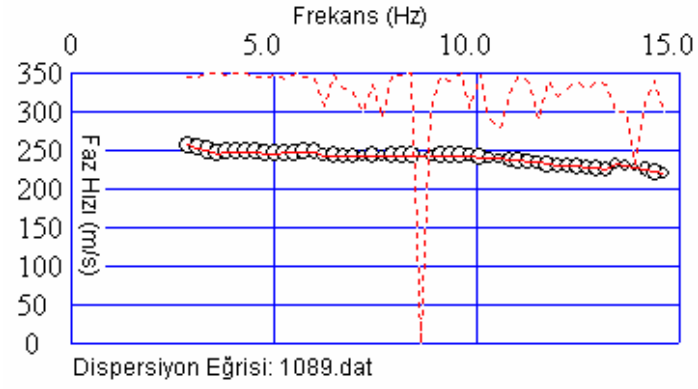
Sekil 4.12. 30 numarali ölçü noktasının dispersiyon eğrisi



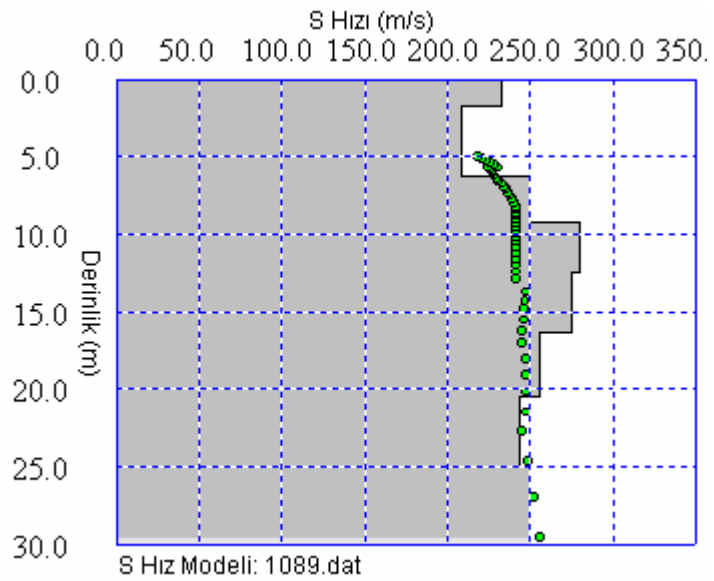
Sekil 4.13. 30 numarali ölçü noktasının 1-B kayma dalga hız modeli



Sekil 4.14. 30 numarali ölçü noktasına ait pasif veri

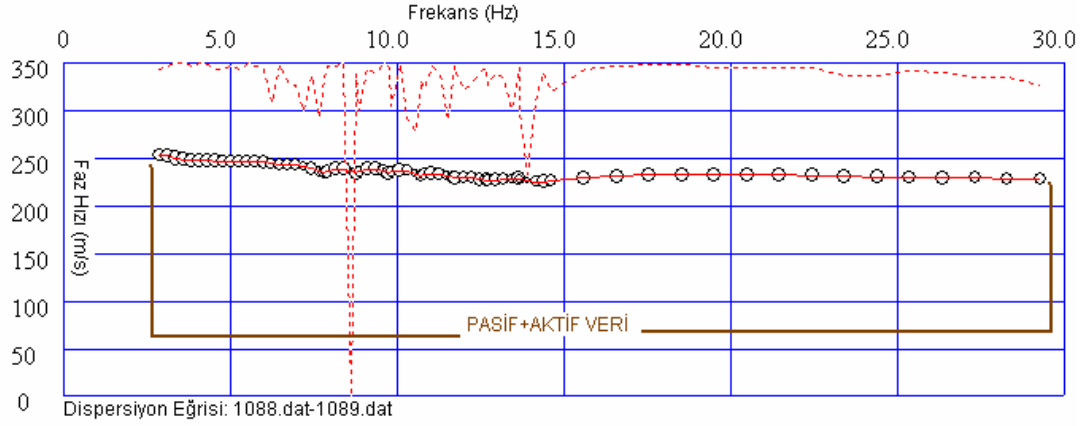


Sekil 4.15. 30 numarali ölçü noktasının dispersiyon egrisi

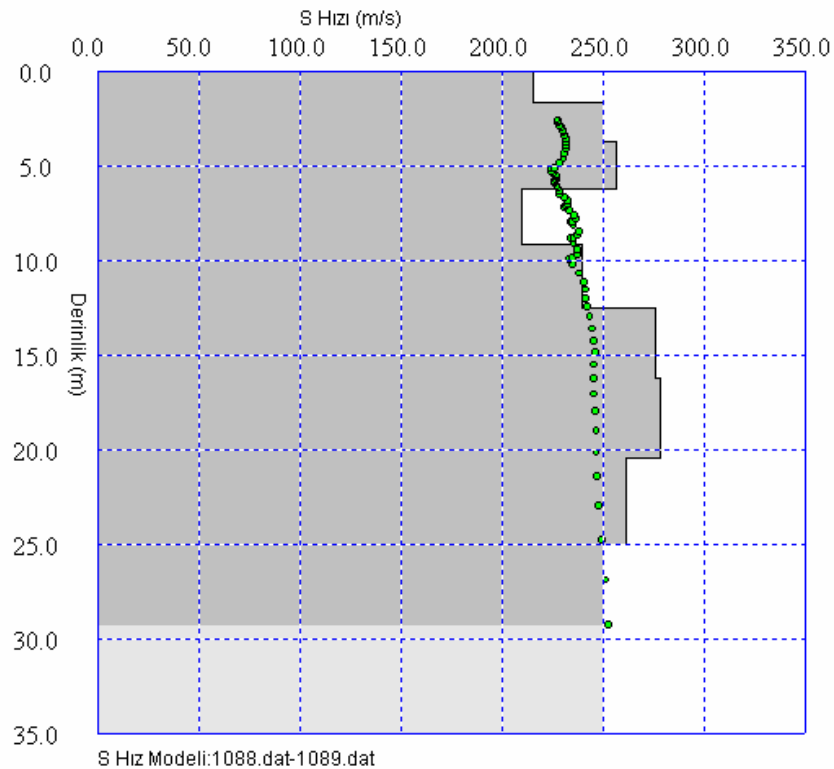


Sekil 4.16. 30 numarali ölçü noktasının 1-B kayma dalga hiz modeli

Derinliğe göre sismik kayma dalga hizini inceledigimizde, yüzeyde sismik kayma dalga hizi 220 m/s dir. 5 metrede 260 m/s olan sismik kayma dalga hizi 10 metrede 235 m/s ye degerine düsmüştür. 15 metrede 275m/s, 20 metrede 280 m/s ve 30 metrede 250 m/s degerini almistir (Sekil 4.18).

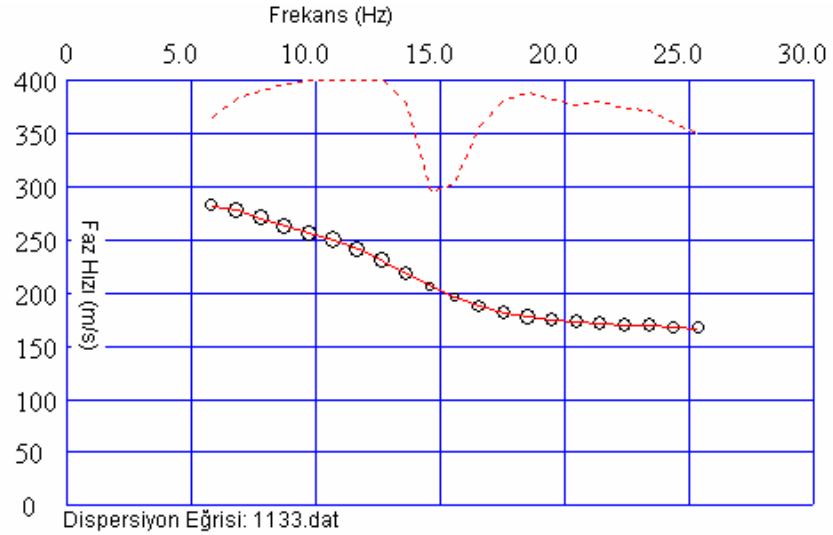


Sekil 4.17. 30 numarali ölçü noktasına ait aktif ve pasif verinin dispersiyon egrisi

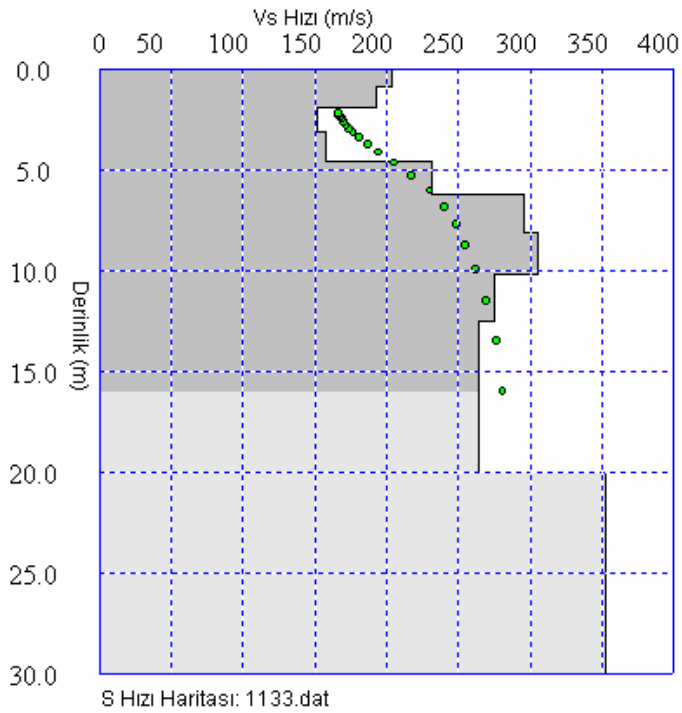


Sekil 4.18. 30 numarali ölçü noktasına ait aktif ve pasif verinin 1-B kayma dalga hiz modeli

Kasapçayiri Mahallesi Gökdere formasyonu (Halobialı mikrit, çörtlü mikrit) üzerinden 49 numaralı ölçü noktasından 1133.dat numaralı aktif kayıt ve 1132.dat numaralı pasif sismik kayıt alınmıştır. Aktif veri dispersiyon eğrisi, 6 Hz-26 Hz aralığında değer almaktadır (Şekil 4.19.). Kayma dalga hız modelinde ise hız yüzeyde 208 m/s, 10 metrede 308 m/s, 30 metrede 350 m/s değer almaktadır (Şekil 4.20.).

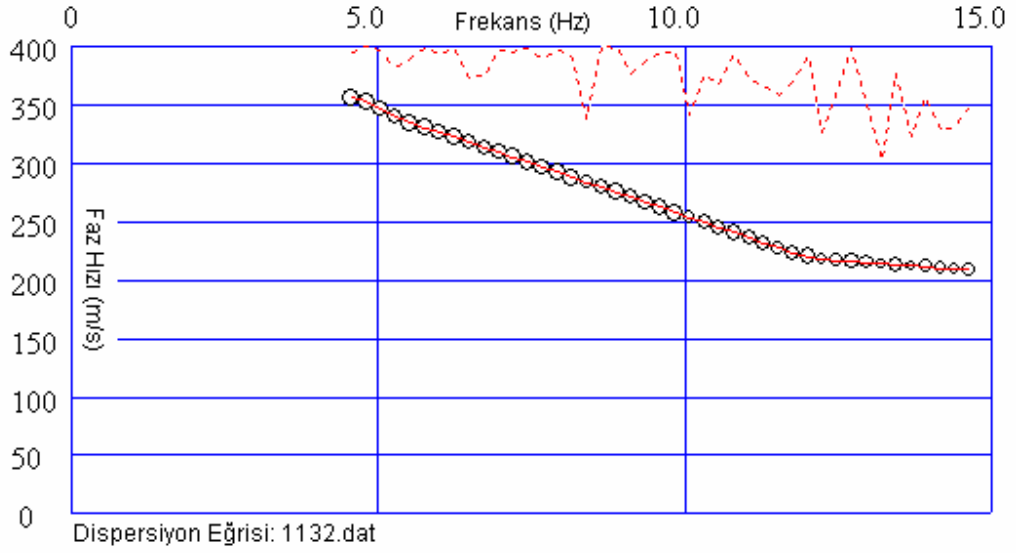


Şekil 4.19. 49 numaralı ölçü noktasına ait aktif verinin dispersiyon eğrisi

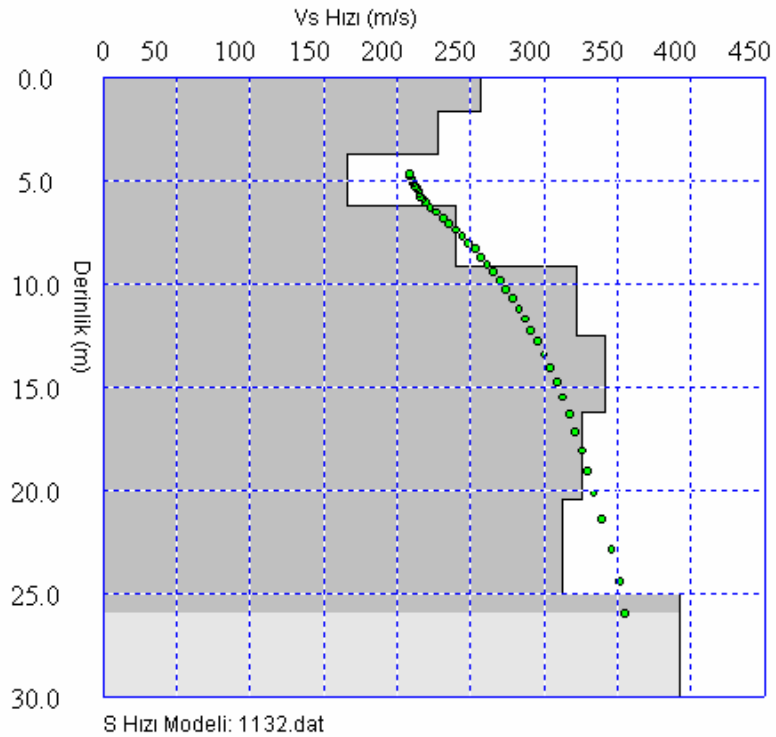


Şekil 4.20. 49 numaralı ölçü noktasına ait aktif verinin 1-B kayma dalga hız modeli

Kasapçayiri mahallesi pasif veri dispersiyon egrisi 4.5 Hz-14.5 Hz araliginda deger almaktadir (Sekil 4.21.). Bu dispersiyon egrisinden hesaplanan kayma dalga hizlari, yüzeyde 260 m/s, 5 metrede 160 m/s, 10 metrede 330 m/s, 30 metrede ise 395 m/s deger almaktadir (Sekil 4.22.).

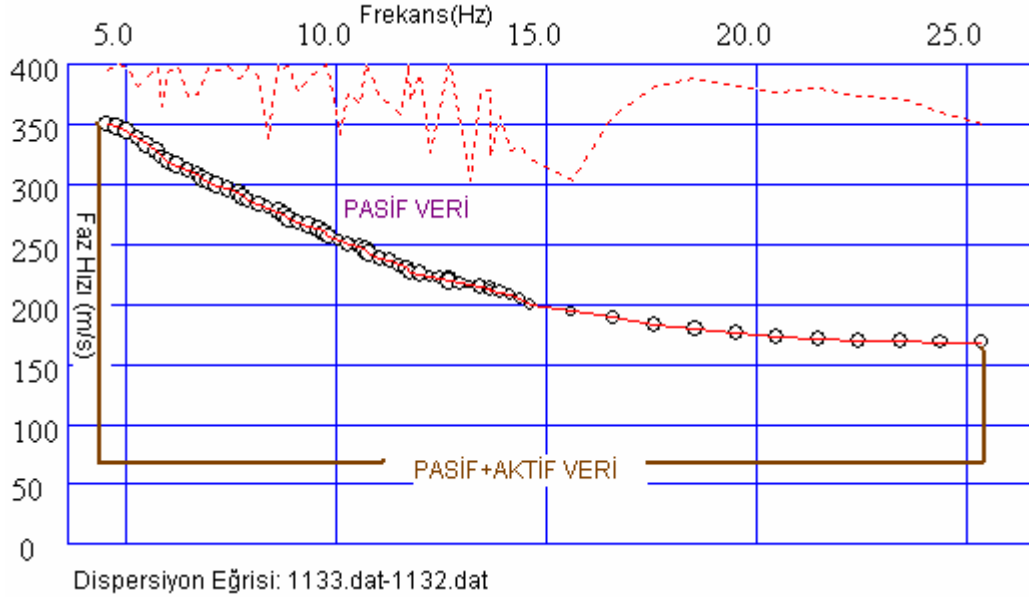


Sekil 4.21. 49 numarali ölçü noktasina ait pasif verinin dispersiyon egrisi

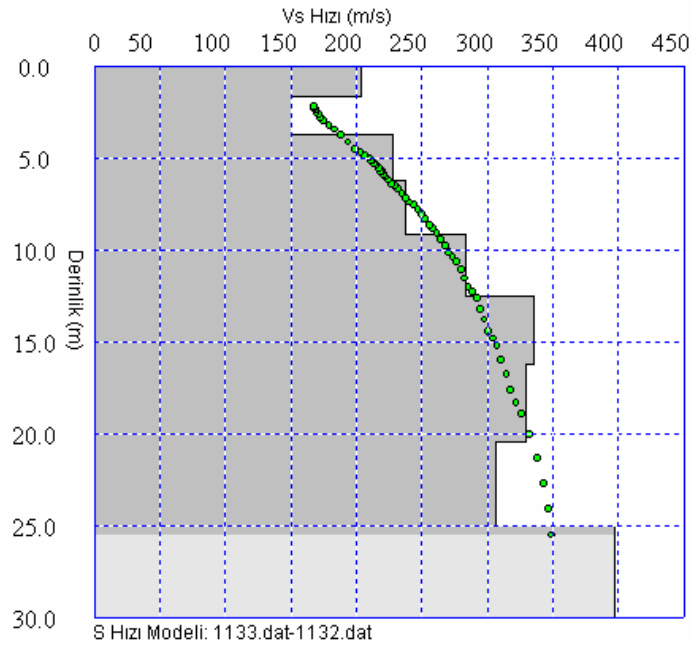


Sekil 4.22. 49 numarali ölçü noktasina ait pasif verinin 1-B kayma dalga hiz modeli

Birlesik çözüm için öncelikle dispersiyon egrisine bakildiginda genisleyen frekans araliginin 4.5 Hz-26 Hz oldugu anlasilmaktadir. Faz hizi ise 170 m/s ile 350 m/s araligininda degisen degerler almaktadir (Sekil 4.23). 1 Boyutlu kayma dalga hiz modeli ise 30 metrede 400 m/s degerini almaktadir (Sekil 4.24.).

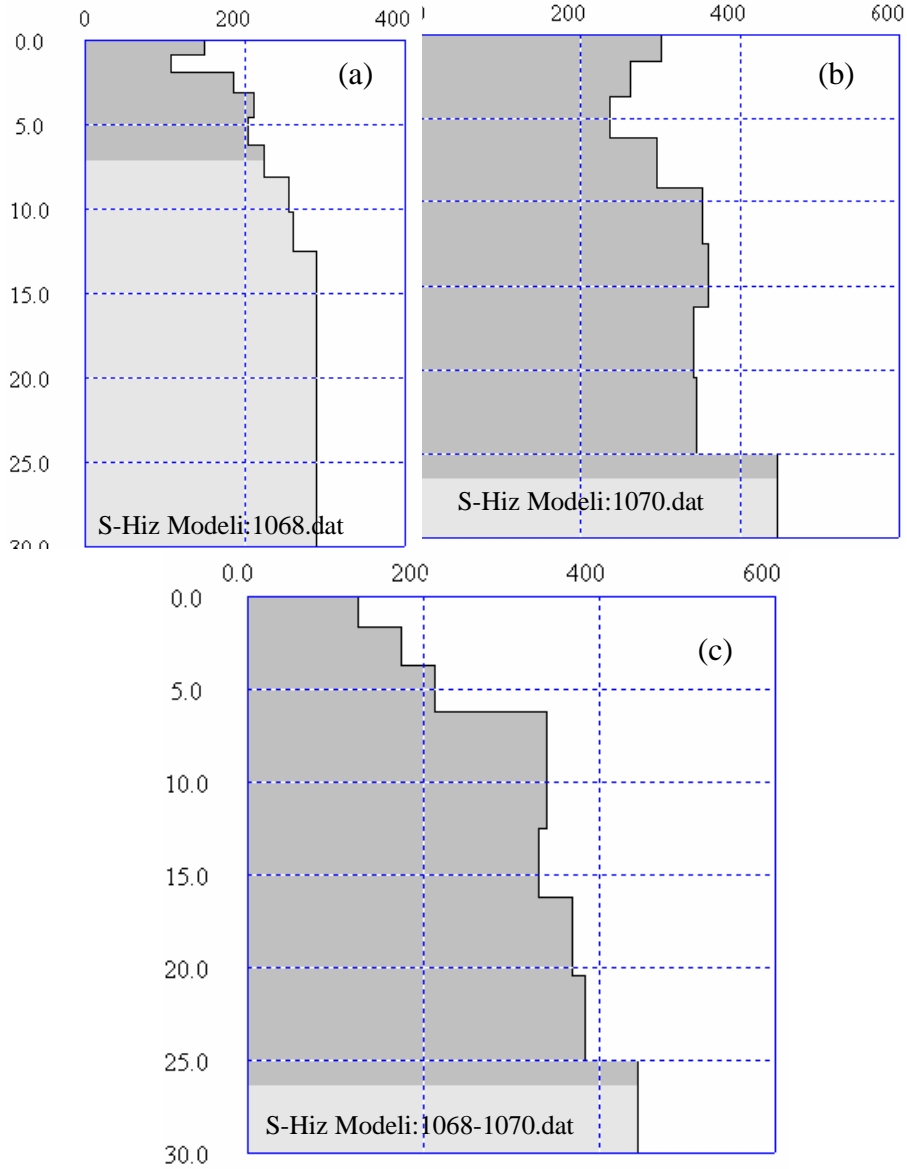


Sekil 4.23. 49 numarali ölçü noktasina ait aktif ve pasif verinin dispersiyon egrisini



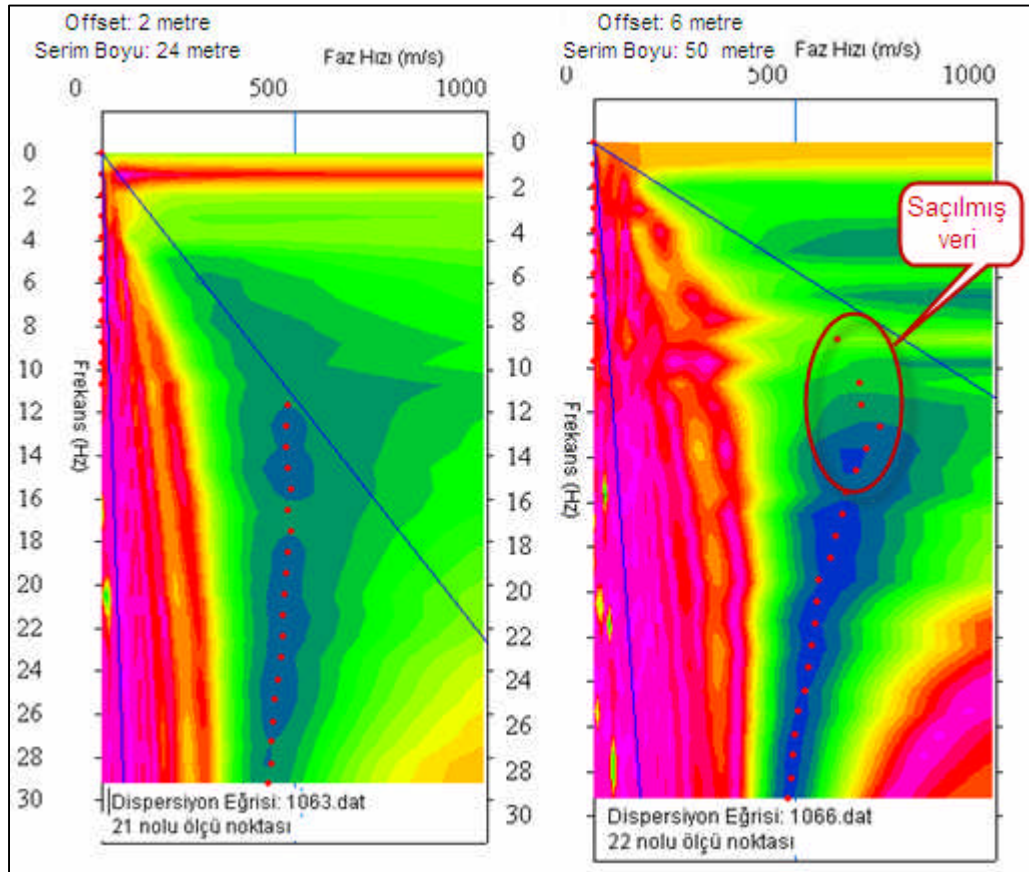
Sekil 4.24. 49 numarali ölçü noktasina ait aktif ve pasif verinin 1-B kayma dalga hiz modeli

Karsiyaka mahallesi Kara tepenin eteginden alüvyon malzeme üzerinden 1068.dat numarali aktif ve 1070.dat numarali pasif sismik verileri alınmistir. Aktif ve pasif kayma dalga hiz modelleri ve birlesik kayma dalga hiz modelleri Sekil 4.25.'de verilmistir. Sekil 4.25 c' de birlesik çözümde yüzeyde sismik kayma dalga hizi 150 m/s, 10 metre derinlikte 320 m/s, 20 metrede 360 m/s, 30 metrede 450 m/s degerlerini almaktadır.



Sekil 4.25. 23 numarali ölçü noktasina ait aktif veri kayma dalga hiz modeli (a) pasif veri kayma dalga hiz modeli (b) aktif ve pasif verinin birlestirilmis kayma dalga hiz modeli (c)

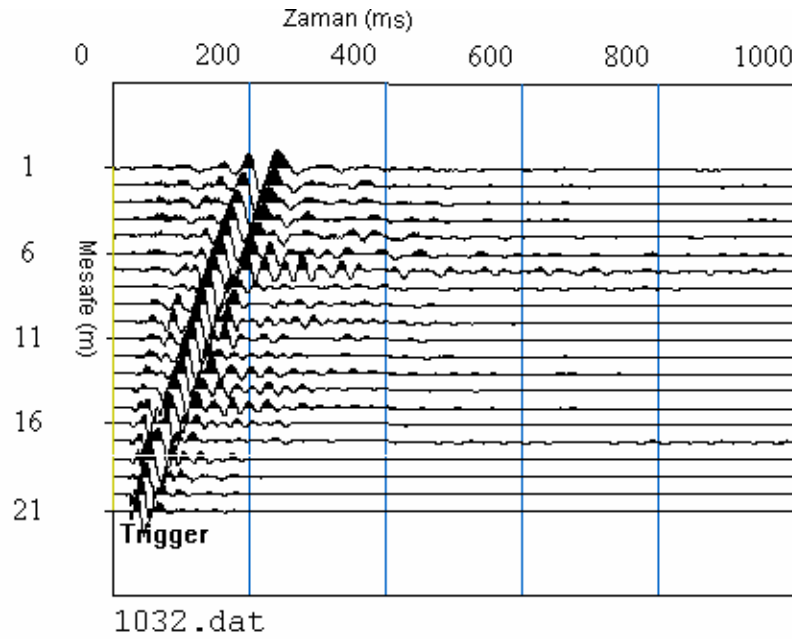
Aktif kaynaklı yüzey dalgası çalışmasında jeofon etkisinin incelenmesi için jeofon aralığı değiştirilerek bir noktadan iki ölçü alınmıştır. Bunun için Gökdere formasyonu (Halobialı mikrit, çörtlü mikrit) formasyonundan oluşan Sarnıç tepesinden 21 ve 22 numaralı ölçü noktası seçilmiştir. Sarnıç tepesinin denizden yüksekliği 222 metredir. 21 numaralı ölçü noktasında aktif kaynaklı yüzey dalgası çalışmasında jeofon aralığı 1 metre, offset 2 metre alınırken; 22 numaralı ölçü noktasında jeofon aralığı 2 metre, offset 6 metre alınmıştır. Dolayısıyla jeofon aralığı 1 metre alındığında serim boyu 24 metre iken jeofon aralığı 2 metre alındığında serim boyu 50 metredir. Her iki ölçü noktasında 5 yigma (stack) yapılmıştır ve kaynak olarak balyoz kullanılmıştır. Jeofon aralığı 1 metre seçilen sismik kayıtların dispersiyon eğrisinde saçılma görülmezken, jeofon aralığı 2 metre seçilen dispersiyon eğrisinde kaynağın yetersizliğinden kaynaklanan saçılmalar görülmüştür (Şekil 4.26.).



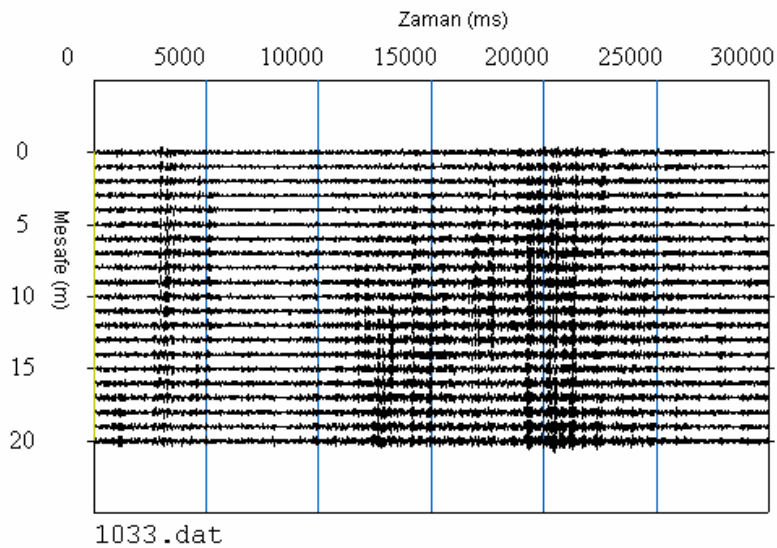
Şekil 4.26. 21 numaralı ölçü noktasına ait aktif kayıt dispersiyon eğrisi (a), 22 numaralı ölçü noktasına ait aktif kayıt dispersiyon eğrisi (b)

Çalışmanın amacına, arazi ekipmanına ve arazinin durumuna göre serim boyu değişmektedir. Jeofon aralığı 1 metre seçildiğinde sig kesimden daha ayrıntılı bilgi alındığından, serim boyu uzadıkça derinden bilgi almak için daha kuvvetli kaynak gerektirdiğinden, bu çalışmanın amacına en uygun jeofon aralığının 1 metre olduğu asıkkardır.

Yeni mahalle'den 11 numaralı ölçüm noktasından 1032.dat numaralı aktif kayıt (Sekil 4.27.) ve 1033.dat numaralı pasif kayıt (Sekil 4.28.) alınmıştır.

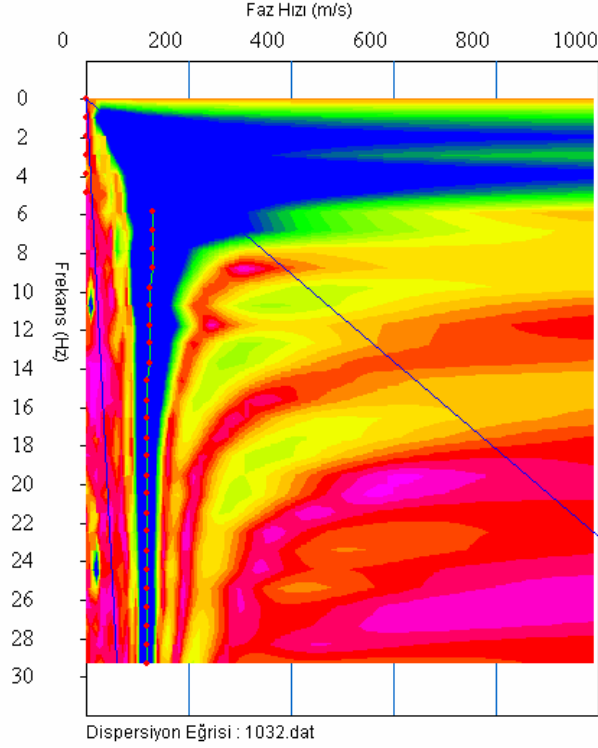


Sekil 4.27. Yeni mahalle 11 numaralı ölçüm noktası aktif kayıt

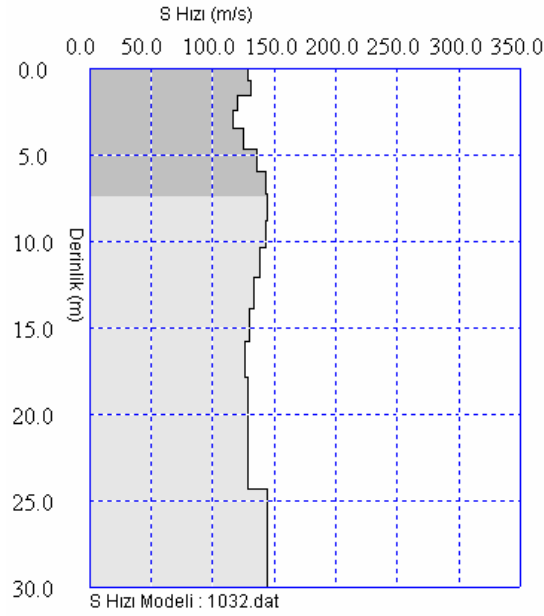


Sekil 4.28. Yeni mahalle 11 numaralı ölçüm noktası pasif kayıt

1032.dat numarali aktif veri dispersiyon egrisi 6 Hz-29 Hz araliginda deger almaktadir (Sekil 4.29.).1 boyutlu kayma dalga hiz modelinde ise, yüzeyde 130 m/s, 30 metrede 149 m/s S hizi modellenmistir.

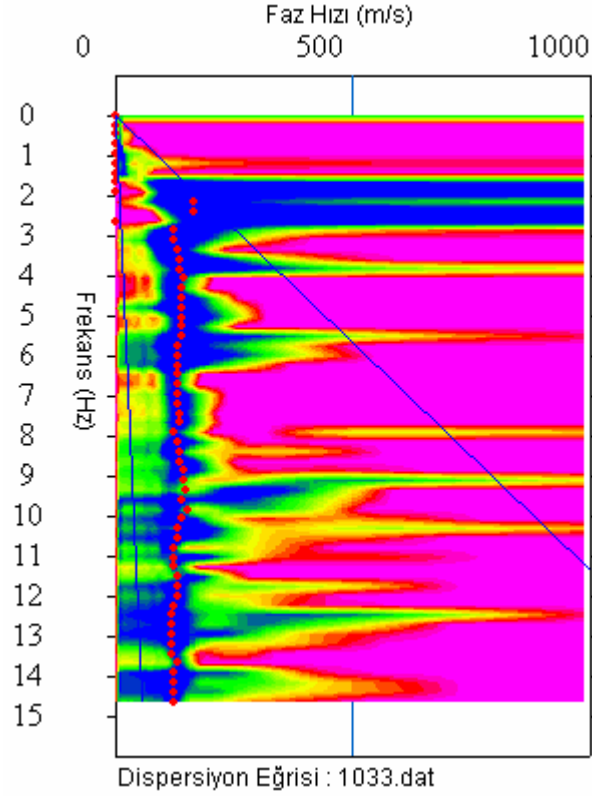


Sekil 4.29. 11 numarali ölçü noktasina ait aktif kayıt dispersiyon egrisi

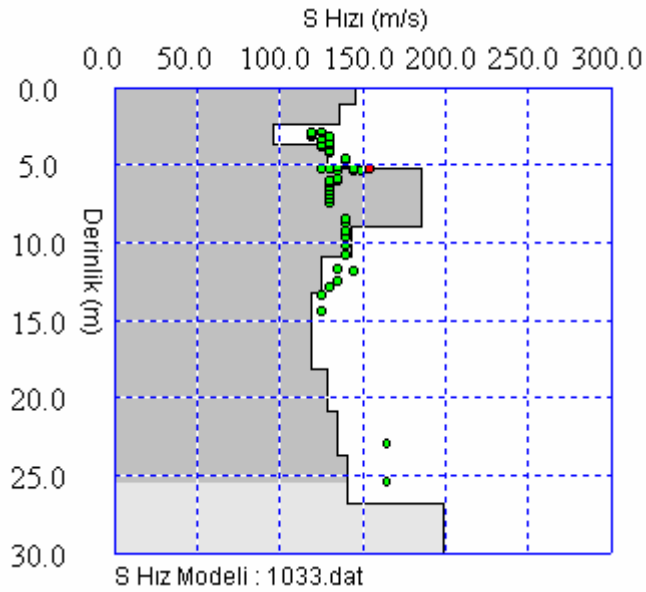


Sekil 4.30. 11 numarali ölçü noktasina ait aktif kayıt 1-B kayma dalgasi hiz modeli

11 numarali ölçü noktası, 1033.dat numarali pasif veri dispersiyon egrisi 2 Hz-14.6 Hz araliginda deger almaktadır (Sekil 4.31). Kayma dalgası hız modelinde ise, S hızı yüzeyde 149 m/s, 30 metrede 200 m/s degerlerini almaktadır (Sekil 4.32.).

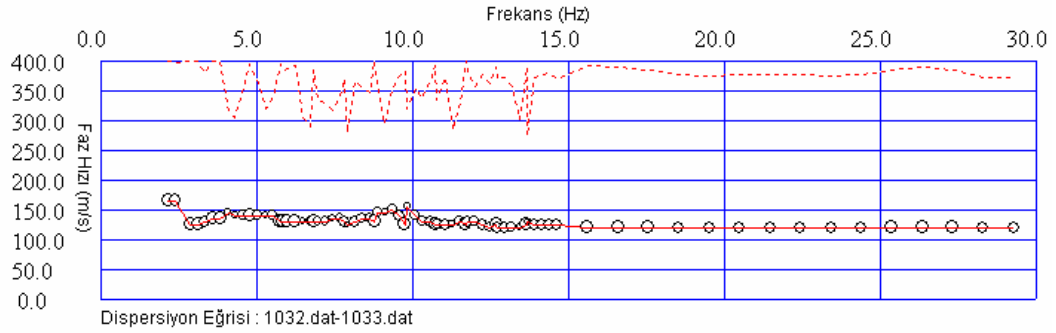


Sekil 4.31. 11 numarali ölçü noktasına ait pasif kayıt dispersiyon egrisi

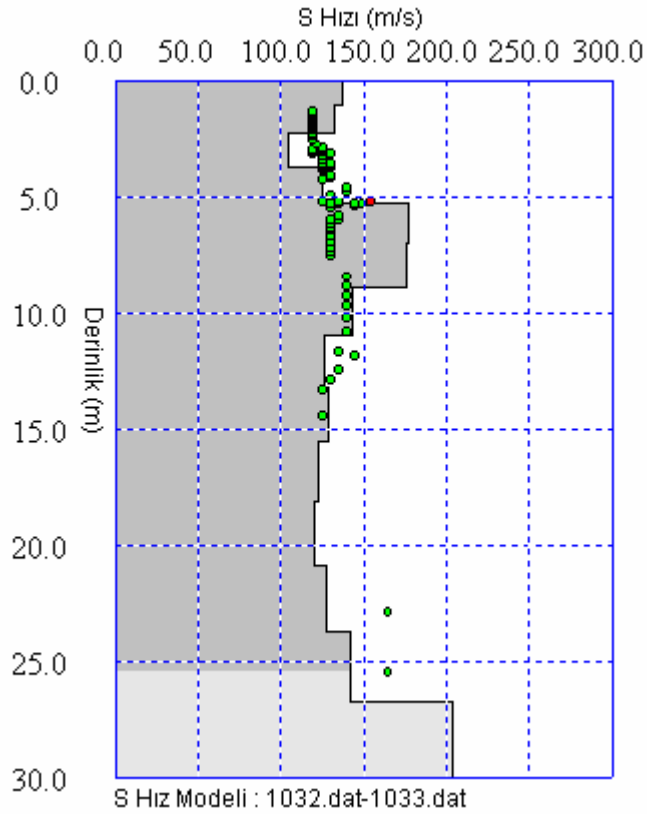


Sekil 4.32. 11 numarali ölçü noktasına ait pasif kayıt 1-B kayma dalgası hız modeli

11 numarali ölçü noktasinin aktif ve pasif verinin gösterildiği Sekil 4.33.'de dispersiyon egrisinde 2 Hz-29 Hz araliginda frekans degeri alirken, faz hizi ise, 120 m/s -170 m/s araliginda degisen degerler almaktadır. Kayma dalga hiz modeline baktigimizda yüzeyde 140 m/s olan S hizi, 15 metrede 130 m/s, 25 metrede 140 m/s ve 30 metre derinlikte 200 m/s'dir (Sekil 4.34.).



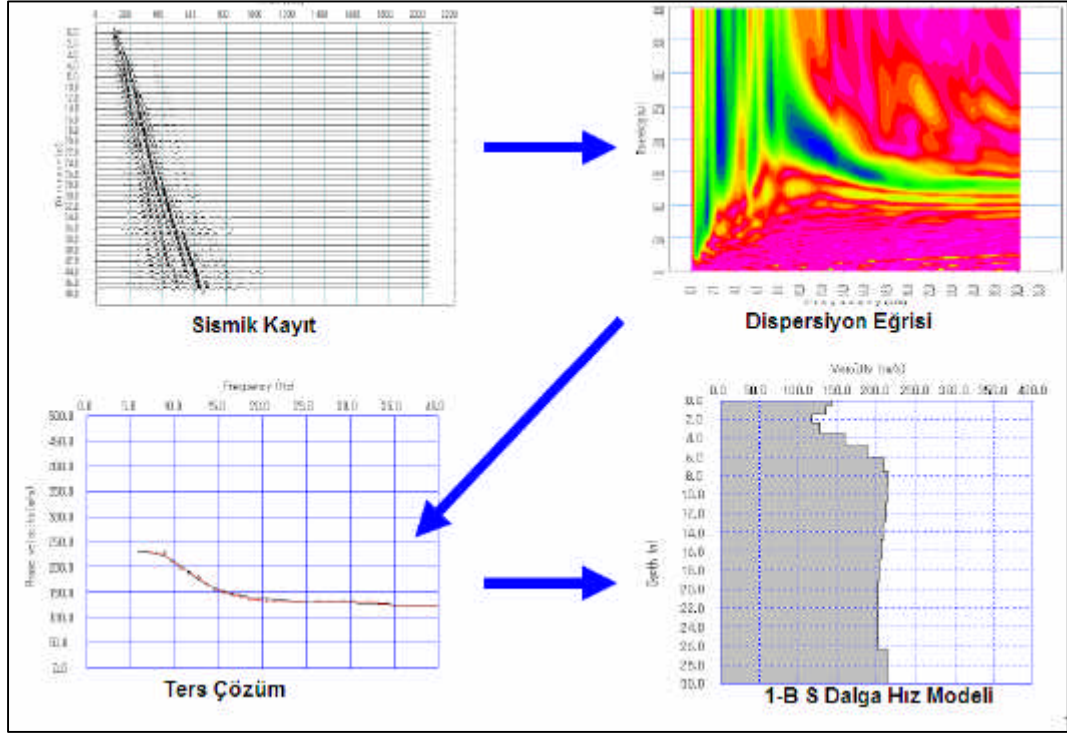
Sekil 4.33. 11 numarali ölçü noktasina ait aktif ve pasif verinin dispersiyon egrisi



Sekil 4.34. 11 numarali ölçü noktasina ait aktif ve pasif verinin 1-B kayma dalga hiz modeli

4.2. Kayma Dalga Hizi (Vs) Haritası

Çalışma alanında her bir ölçüm noktasının yüzey dalgasi verisinin analizi yapılarak 1 Boyutlu kayma dalga hızları derinliğin bir fonksiyonu olarak çizilmiştir (Şekil 4.35.).

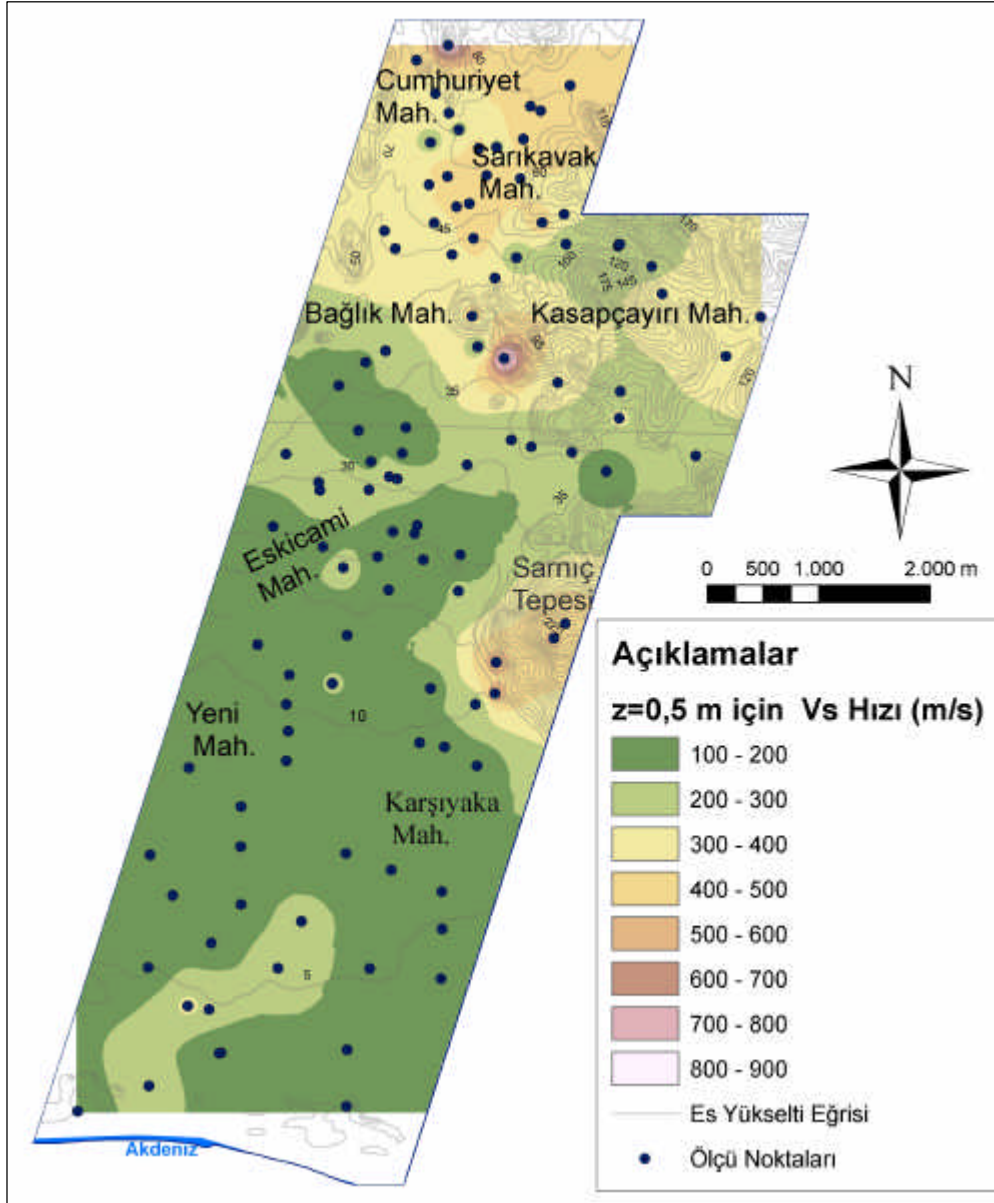


Şekil 4.35. Yüzey dalgasi analizi (Hayashi, 2003)

Birinci derece deprem bölgesinde yer alan Kumluca yerleşim alanında değişik derinlik seviyeleri için sismik dalga hızı (V_s) hazırlanmıştır.

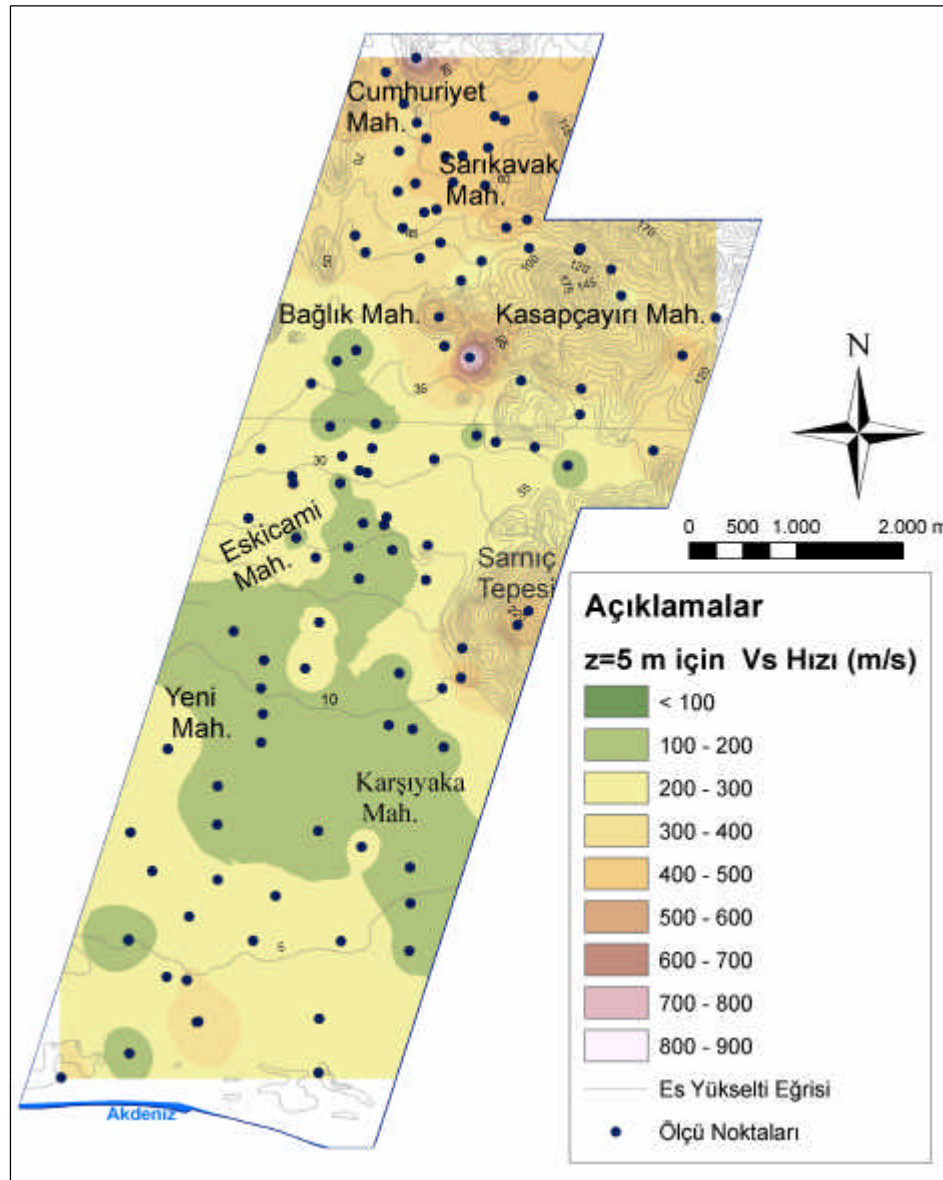
Kentleşmenin gün geçtikçe arttığı çalışma alanı, Alakir çayı ile Gavur Deresi'nin dağlardan sürükleyip getirdiği alüvyonlu bir ovardır. Yer yer çakıl, kum, kil, silt ve toprak katmanlarından oluşmuş bu ova günceldir

İlçe merkezinin bulunduğu zeminin yüzeyde Vs dağılım haritası Şekil 4.36.'da verilmiştir. Alüvyon dolgu üzerine kurulu olan Yeni mahalle ve Karsiyaka mahallesinde kayma dalga hızları 200 m/s 'den küçüktür. Bu durum zeminin kayma mukavemetinin zayıf olduğunu gösterir. Bu seviyeye yerleştirilen temellerde oturma kaçınılmaz olacaktır.



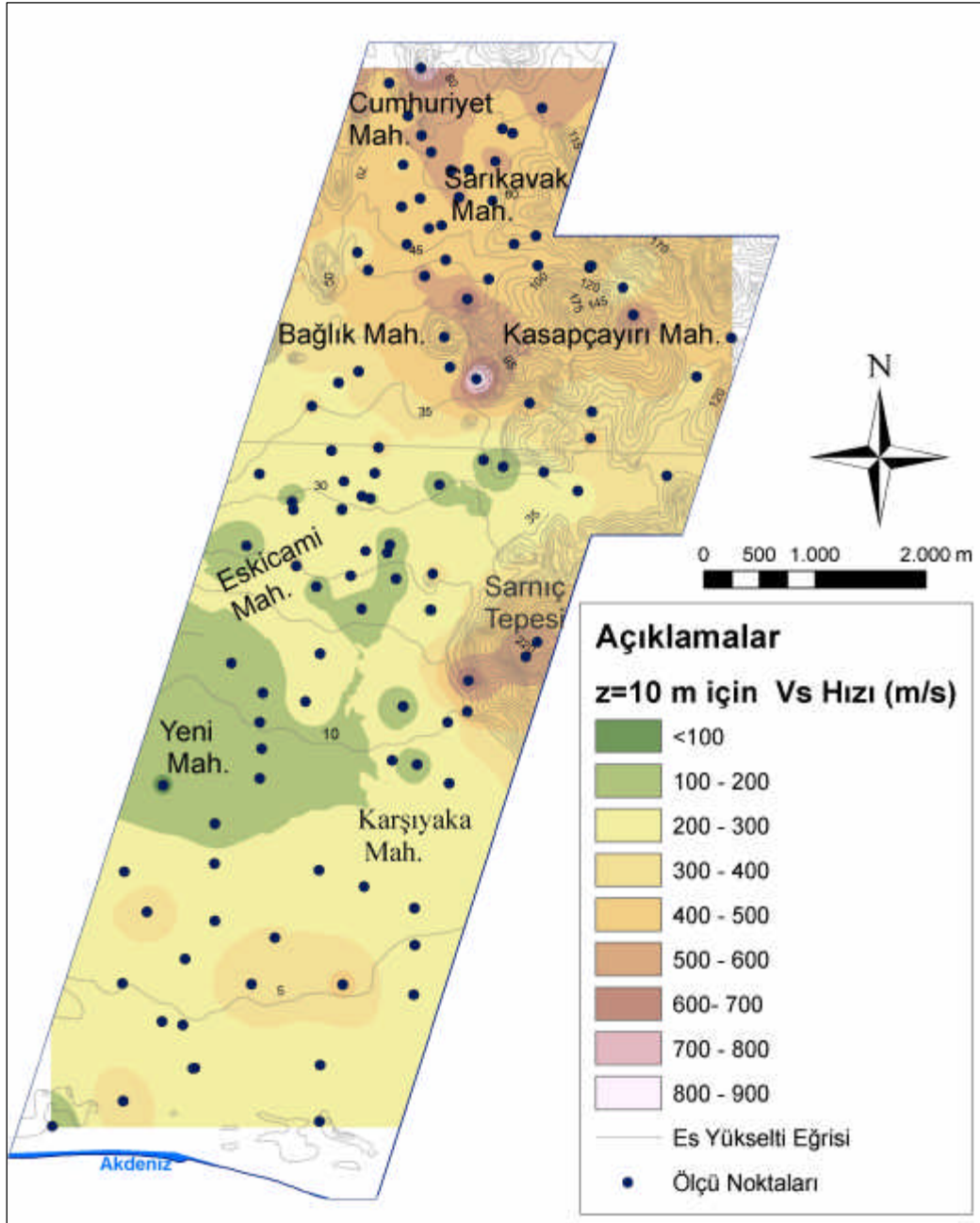
Şekil 4.36. 0,5 m derinlik için sismik kayma dalga hızı haritası

5 metre derinlik için hazırlanan Vs dağılım haritası incelendiğinde, İlçenin kuzeyinde Cumhuriyet mahallesinde ve Sarıkavak mahallesinde, kayma dalga hızları 400 m/s-500 m/s arasında değer almaktadır. Kasapçayırı mahallesinde 200 m/s -300 m/s değerindedir. Eski Cami mahallesinin güneyi, Yeni mahalle ve Karşıyaka mahallesinin kuzeyini oluşturan Kumluca ovasının orta bölümünü oluşturan alanda ise kayma dalga hızı 100 m/s ve altında değer almaktadır. Ovanın güneyine doğru hız değeri 200-300 m/s aralığında değişmektedir (Şekil 4.37.).



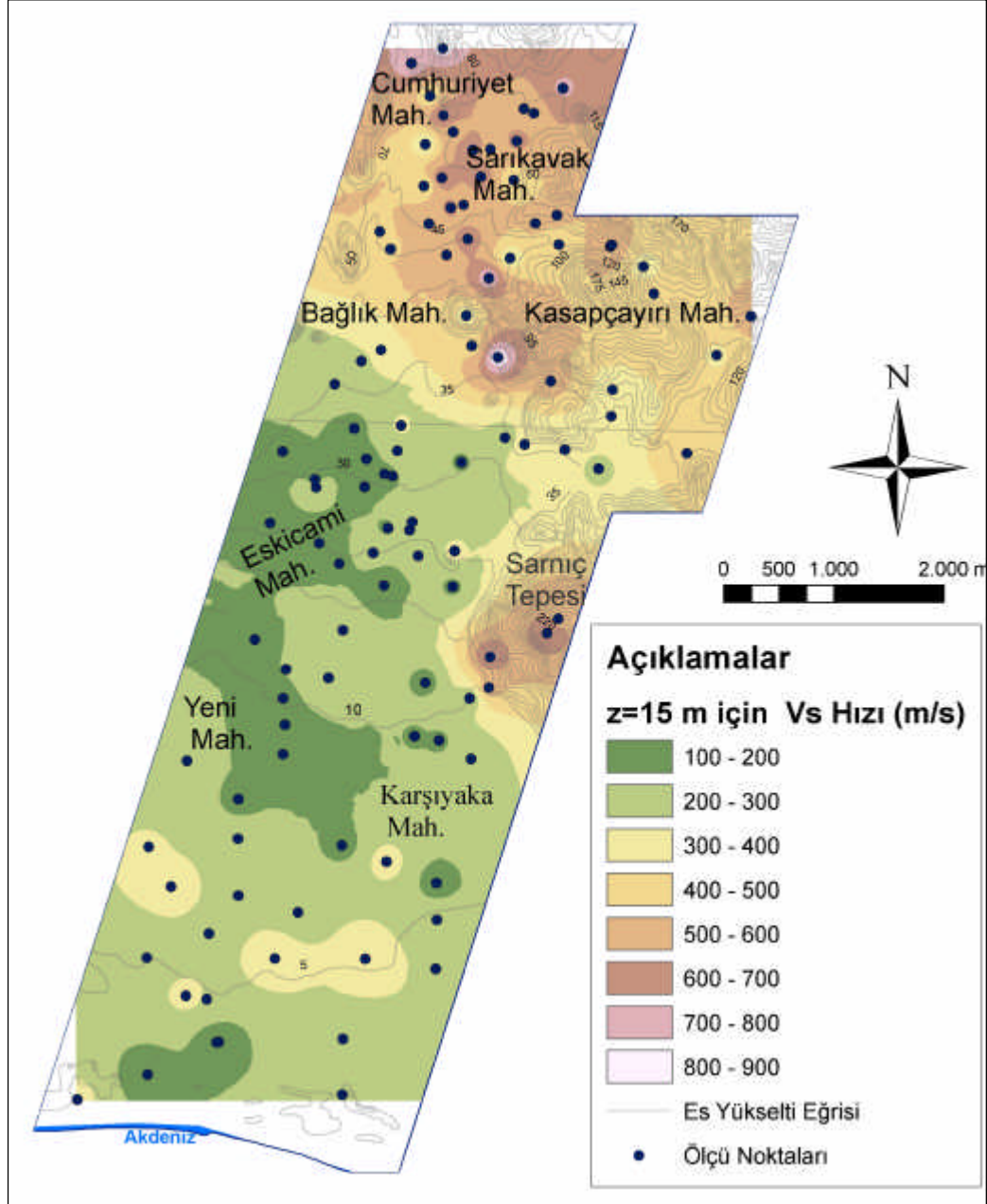
Şekil 4.37. 5 m derinlik için sismik kayma dalga hızı haritası

10 metre derinlik için hazırlanan Vs dağılım haritası incelendiğinde, kuzeydoguda yer alan Gökdere Formasyonundan (Halobialı mikrit, çörtlü mikrit) oluşan Sarnıç tepesinde sismik kayma dalga hızı 600-700 m/s arasında değer almaktadır. Bağlık mahallesi ve Kasapçayırı mahallesinin güneyinden itibaren sismik kayma dalga hızının yer yer 100 m/s nin altına düştüğü, ilçenin güneyinde ise 200-300 m/s arasında değer aldığı gözlenmiştir (Sekil 4.38.).



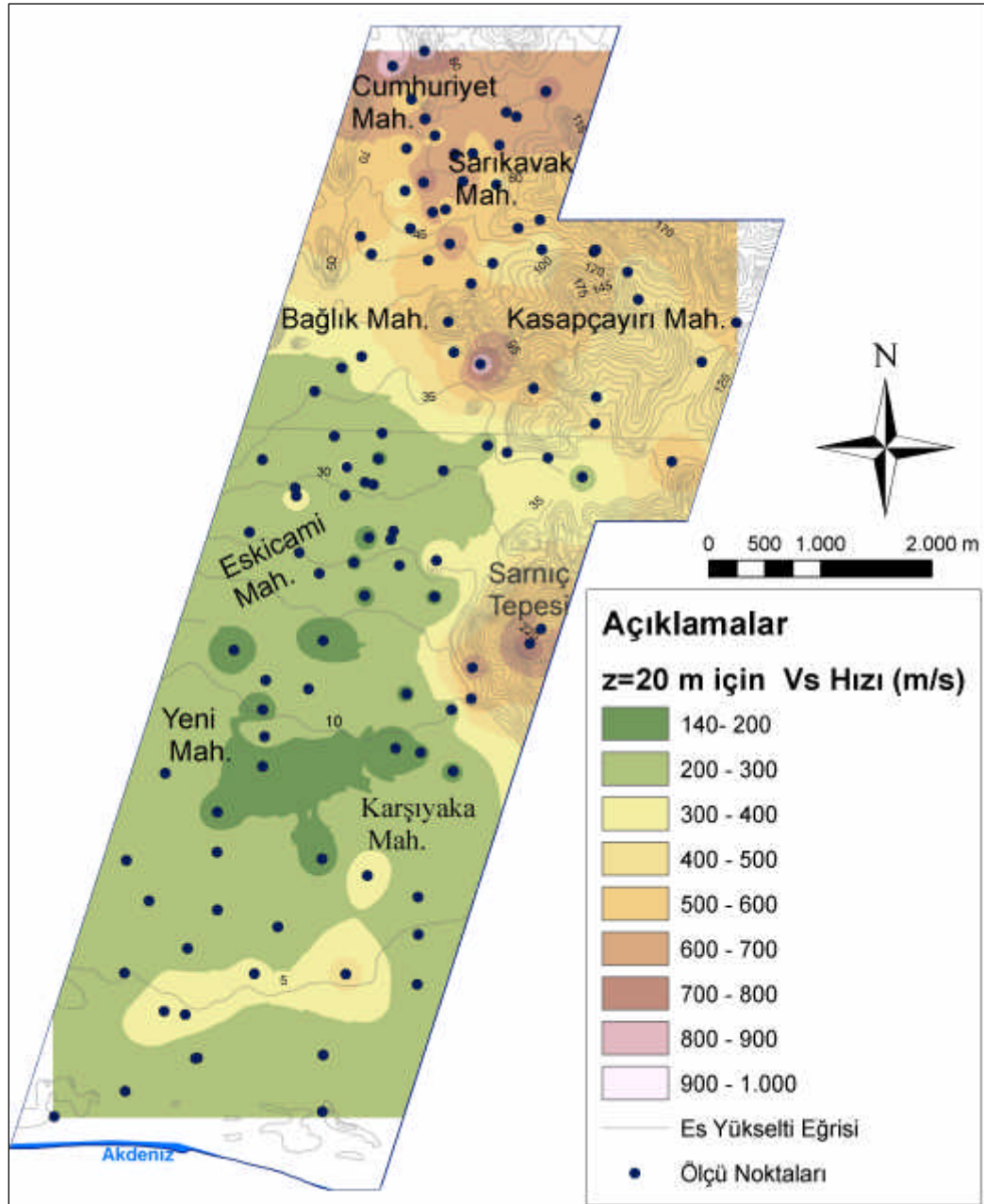
Sekil 4.38. 10 m derinlik için sismik kayma dalga hızı haritası

15 metre derinlik için hazırlanan Vs dağılım haritası incelendiğinde, Cumhuriyet mahallesi, Sarıkavak ve Kasapçayırı mahallelerinin güneyinden itibaren sismik kayma dalga hızı 100-300 m/s aralığında değişen değerler almaktadır (Şekil 4.39.).



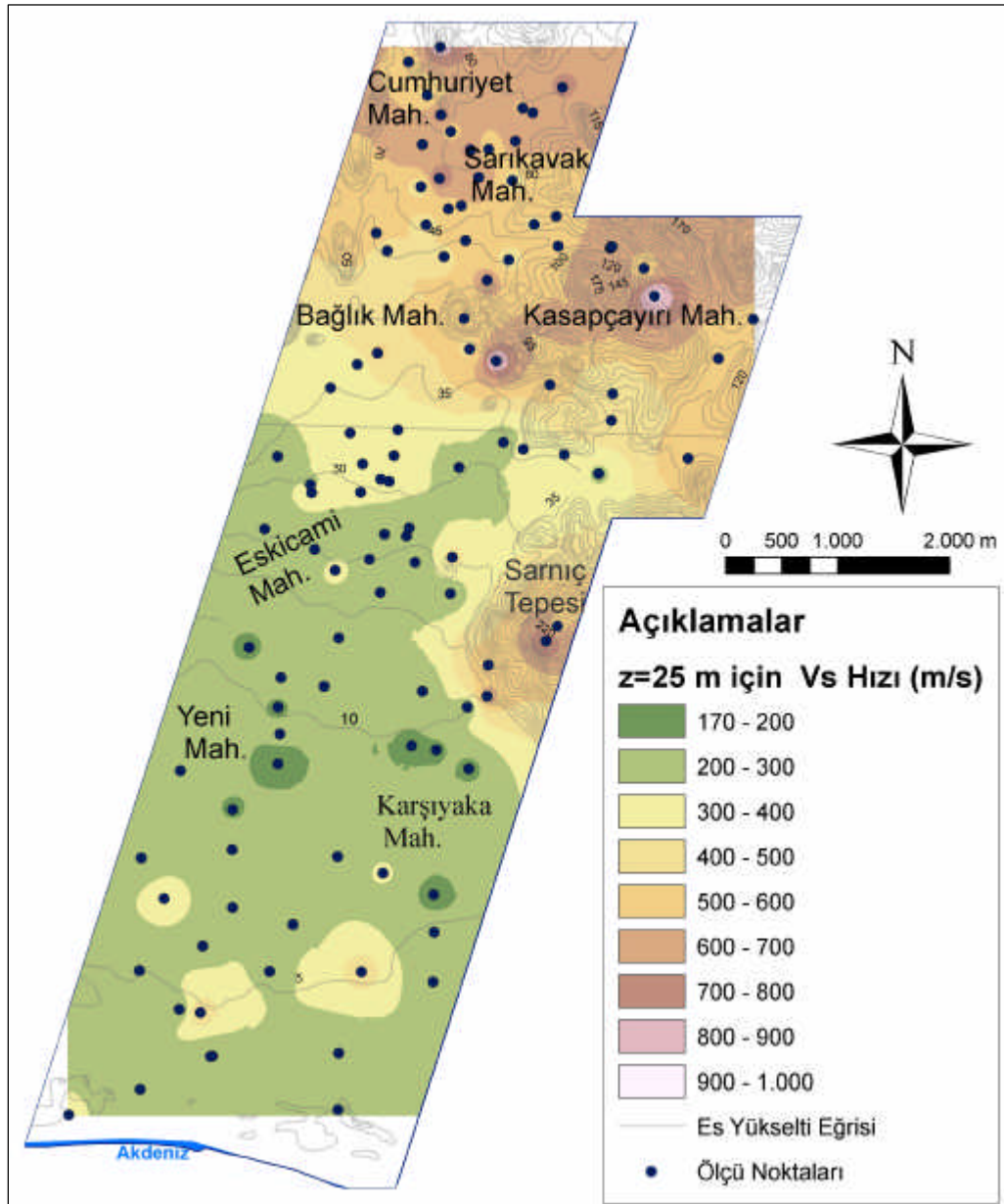
Şekil 4.39. 15 m derinlik için sismik kayma dalga hızı haritası

20 metre derinlik için hazırlanan Vs dağılım haritası incelendiğinde, Eskiçami mahallesi, Yeni mahalle ve Karsiyaka mahallelerinde kayma dalga hızı genelde 200 m/s-300 m/s olmasına rağmen, yer yer 200 m/s'nin altında değerler aldığı da gözlenmiştir. İlçenin kuzey bölümünü oluşturan Cumhuriyet mahallesi ve Sarıkavak mahallesinde hız 600 m/s-700 m/s değerlerine ulaşırken, bu mahallelerin güney bölümü ve Kasapçayırı mahallesinde 300 m/s-400 m/s değerlerine düşmektedir (Şekil 4.40.).



Şekil 4.40. 20 m derinlik için sismik kayma dalga hızı haritası

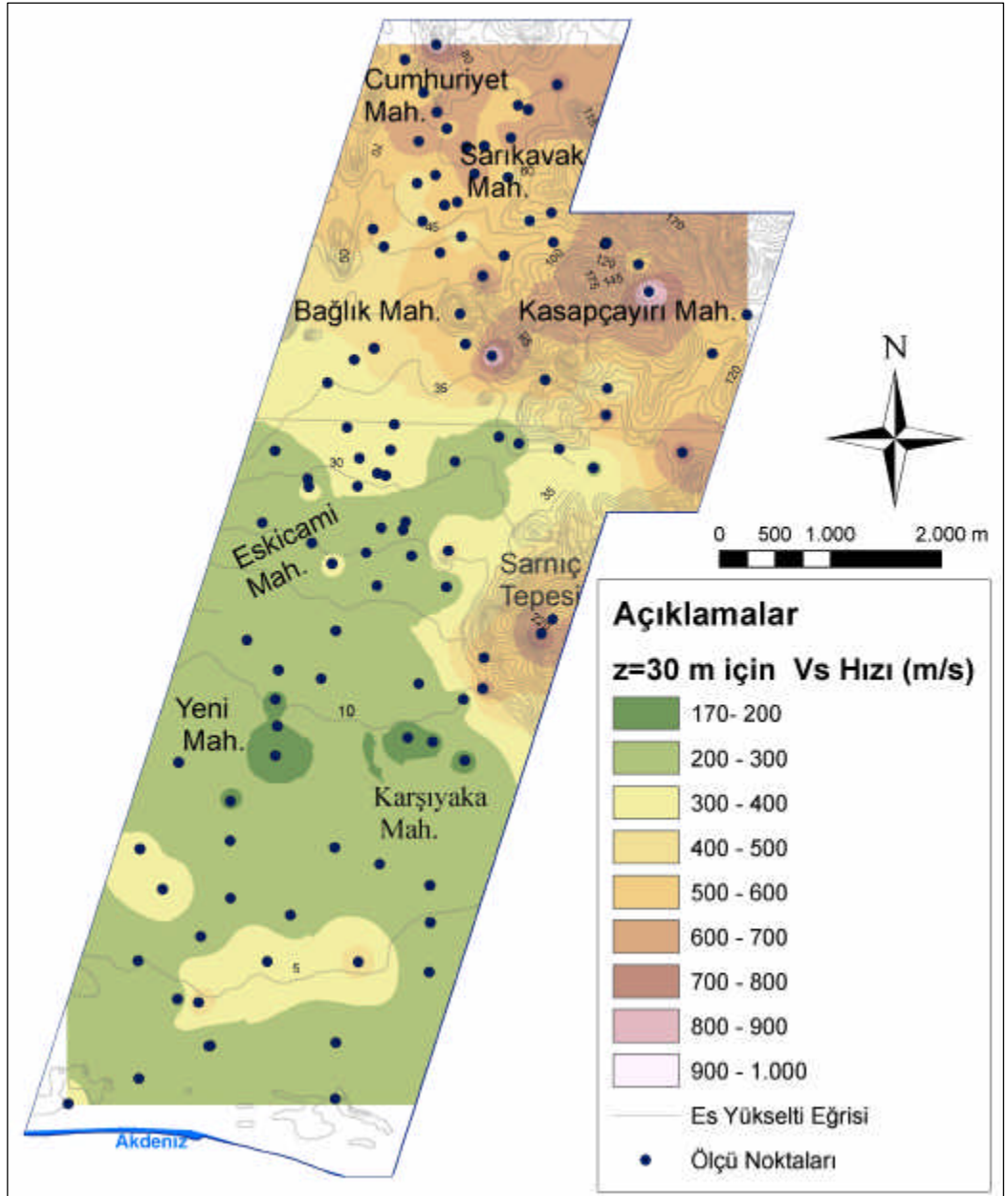
25 metre derinlik için hazırlanan Vs dağılım haritası incelendiğinde, Kasapçayırı mahallesi, Sarıkavak ve Cumhuriyet mahallelerinde sismik kayma dalga hızı 500 m/s-900 m/s arasında değişen değerler almaktadır. Alüvyon malzemeden oluşan İlçenin orta ve güney bölümünü oluşturan Eskiçami mahallesi, Yeni mahalle ve Karşıyaka mahallelerinde sismik kayma dalga hızı 200 m/s-300 m/s genel ortamı yansıtan hızlardır. Eskiçami mahallesinin güneyinden denize kadar olan bölgede baskın hız 200 m/s-300 m/s iken yer yer hız 300-400 m/s değerini aldığı da Şekil 4.41.'de görülmektedir.



Şekil 4.41. 25 m derinlik için sismik kayma dalga hızı haritası

30 metre derinlik için hazırlanan Vs dağılım haritası incelendiğinde Eskicami, Yeni ve Karsiyaka mahallelerinde baskın olan kayma dalga hızının 170-200 m/s olduğu görülmektedir (Şekil 4.42.). Çizelge 4.1’de verilen FEMA 368-369 (2001)’in yapmış olduğu sınıflamaya göre D5- tipi zeminleri temsil ederken aynı zamanda Bayındırlık İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü tarafından 1998’de yayınlanan deprem yönetmeliğinde tanımlı D türü zemin grubuna girmektedir (Çizelge 4.2.). Yeraltı suyu yüzeye yakın olan Kumluca bölgesinin orta ve özellikle güney kesimleri, yumuşak alüvyon, gevsek kum ve yumuşak kil, siltli kil, siltli kum zeminleri içermektedir. Bu tür zeminler yerleşim açısından oldukça riskli bölgelerdir. Karsiyaka mahallesi ve Yeni mahallenin güneyinde yer yer sismik kayma dalga hızı 300 m/s-400 m/s değerini almıştır. Kasapçayırı mahallesinin genelini yansıtan sismik kayma dalga hızı 600 m/s-700 m/s iken çok küçük bir bölümü 700 m/s ‘nin üzerinde değer almaktadır. 30 metre derinlik için FEMA 368-369 (2001)’in yapmış olduğu sınıflamaya göre B tipi zemini temsil etmektedir.

Sismik kayma dalga hızı $V_s < 250$ m/s olan alanlarda zemin türüne bağlı olarak sivilasma riski söz konusu olabilir (Uyanık, 2002). Çalışma alanının büyük bir kısmını oluşturan alüvyon zemindeki kayma dalgası hızı düşüktür. Bu bölgede sivilasma analizi yapılması zeminin kayma dayanımının incelenmesi açısından önemlidir.



Sekil 4.42. 30 m derinlik için sismik kayma dalgı hızı haritası

Çizelge 4.1. 30 m derinlikteki ortalama kayma dalgası (Vs) hızına göre zemin sınıflaması (FEMA 368-369, 2001)

Zemin Sınıfı	Üst 30 m İçin Ortalama S Dalgası Hızı
A	>1500 m/s
B	750-1500 m/s
C	360-760 m/s
D	180-360 m/s
D1	300-360 m/s
D2	250-300 m/s
D3	220-250 m/s
D4	200-220 m/s
D5	180-200 m/s
E	<180 m/s

Çizelge 4.2. Zemin Grupları (Afet bölgelerinde yapılacak yapılar hakkında yönetmelik, 1999)

Zemin Grubu	Zemin Gurubu Tanımı	SPT-N arazi	Relatif Sikilik (%)	Serbest Basınç Direnci (kPa)	Sismik kayma dalga hızı (m/s)
A	1. Masif volkanik kayalar ve ayrışmamış sağlam metamorfik kayalar, sert çimentolu tortul kayalar	-	-	>1000	>1000
	2. Çok siki kum, çakıl	>50	85-100	-	>700
	3. Sert kil ve siltli kil	>32	-	>400	>700
B	1. Tüf ve aglomera gibi gevsek volkanik kayalar, süreksizlik düzlemleri bulunan ayrışmış çimentolu tortul kayalar	-	-	500-1000	700-1000
	2. Siki kum, çakıl	30-50	65-85	-	400-700
	3. Çok kati kil ve siltli kil	16-32	-	200-400	300-700
C	1. Yumusak süreksizlik düzlemleri bulunan çok ayrışmış metamorfik kayalar ve çimentolu tortul kayalar	-	-	<500	400-700
	2. Orta siki kum, çakıl	10-30	35-65	-	200-400
	3. Kati kil ve siltli kil	8-16	-	100-200	200-300
D	1. Yeraltısı seviyesinin yüksek olduğu yumusak, kalın alüvyon tabakaları	-	-	-	<200
	2. Gevsek kum	<10	<35	-	<200
	3. Yumusak kil, siltli kil	<8	-	<100	<200

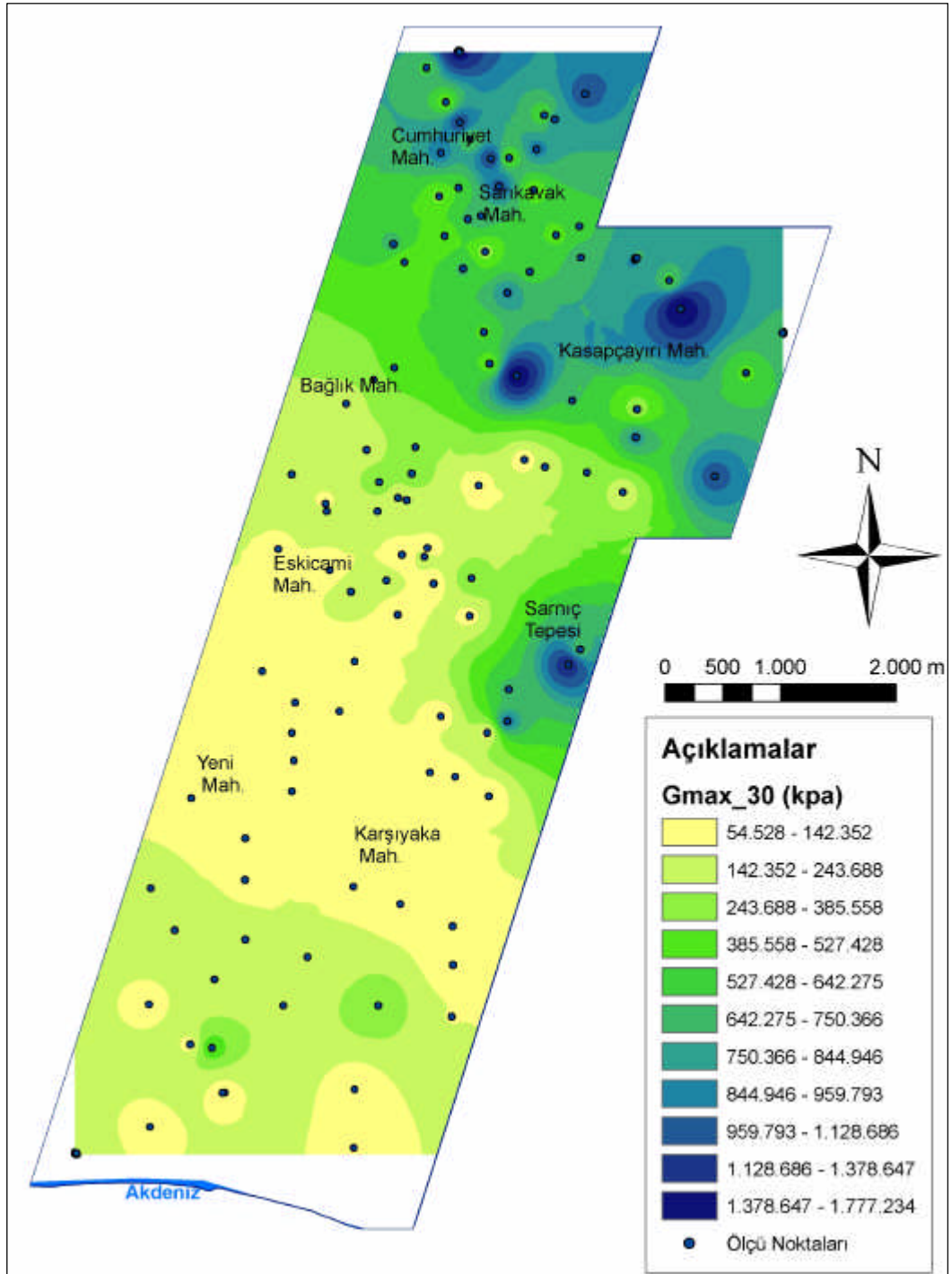
4.3. Maksimum Kayma Modülü (Gmax) Haritası

Kayma modülü, cismin şekil değiştirmeye karşı gösterdiği direnç olarak tanımlanabilir. Kayma modülü, kayma dalga hızı ve yoğunluğun yardımıyla bulunur. Kayma modülü bu çalışmada özellikle depremin etkisi altında kalan bölgelerdeki yapıların duraylılığı ve güvenliği için belirlenmesi açısından önemli bir parametredir.

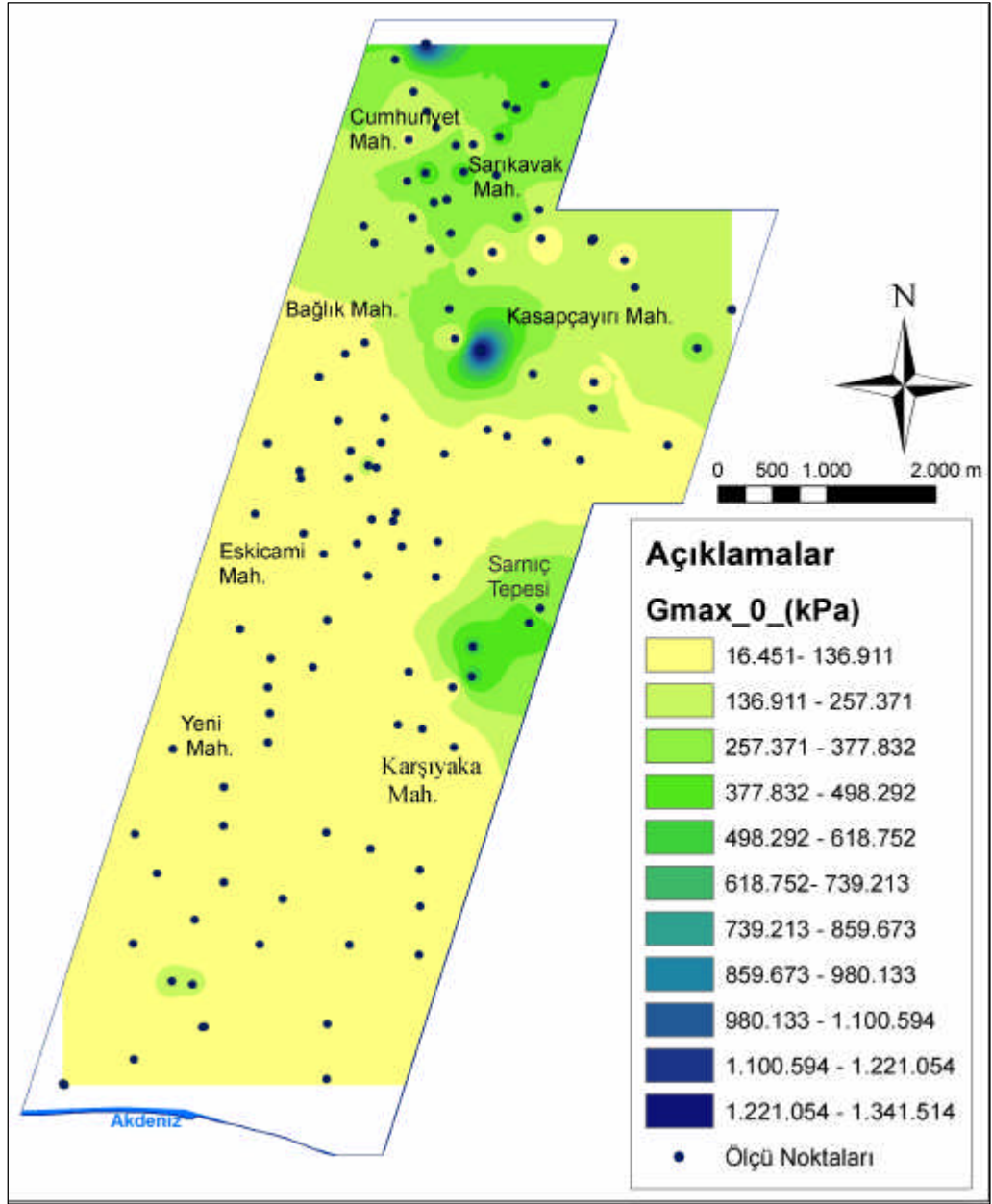
Çalışma alanının Cumhuriyet, Sarıkavak ve Kasapçayırı mahallelerinde Gmax₃₀ kayma modülü 527.428 kPa'ın üzerinde değer almaktadır (Şekil 4.43.). Yeni mahalle, Karsiyaka mahallesinin kuzeyi ve Eskicami mahallesinde 54.528-142.352 kPa aralığında değer almaktadır. Yeni ve Karsiyaka mahallerinin daha güneyinde ise Gmax değeri 142.352- 527.428 aralığındadır. Çalışma alanının orta bölgesi kuvvete maruz kaldığında zeminin şekil değiştirmeye karşı göstereceği direnç azalırken, kuzey kesimlerde ise kuvvete karşı direnç artacaktır.

Çalışma alanının yüzey kesimi için hazırlanan Gmax₀ haritasında ise, Bağlık ve Kasapçayırı mahallelerinin güneyinden itibaren denize kadar uzanan tüm bölge (Sarıç Tepesi hariç) 16.451-136.911 kPa değeri ile karakterize edilmektedir. Yüzeydeki en yüksek Gmax₀ değeri Kasapçayırı mahallesinde gözlenmiş olup bu değer 1.222.054-1.341.514 kPa aralığında değer alır (Şekil 4.44.).

Çalışma alanının orta bölgesi kuvvete maruz kaldığında zeminin şekil değiştirmeye karşı göstereceği direnç azalırken, kuzey kesimlerde kuvvete karşı direnç artmaktadır (Şekil 4.43.). Buna ilaveten 30 metre derinlikteki Gmax değeri, kuzey ve kuzeydoğu bölgelerinde yükselmiş kayma direnci artış göstermiştir.



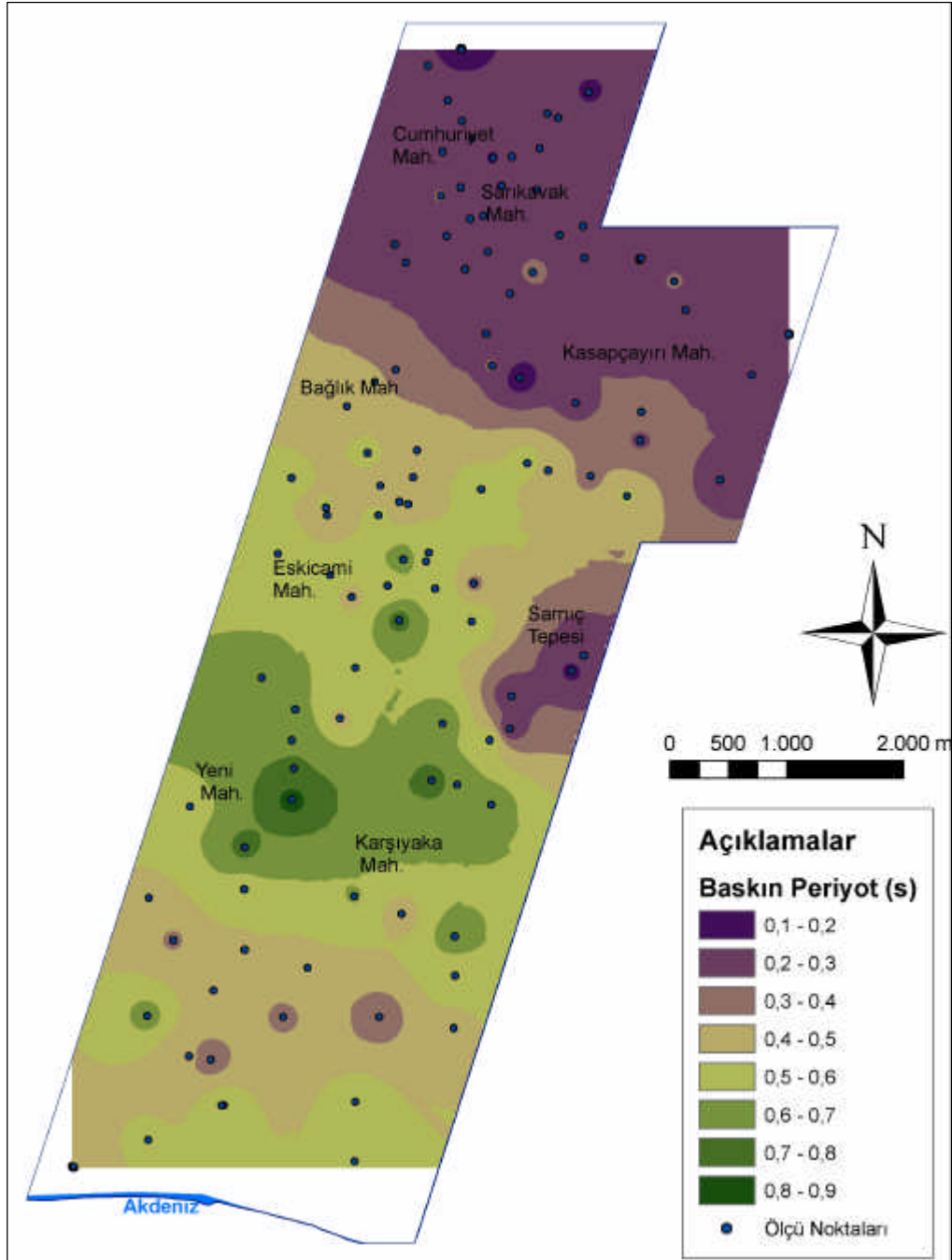
Şekil 4.43. Maksimum kayma modülü (Gmax_30) haritası



Sekil 4.44. Maksimum kayma modülü (G_{max_0}) haritası

4.4. Zemin Hakim Titresim Periyot (To) Haritasi

Kentlesmenin hizli gelistigi Kumluca ilçesinde zemin hakim titresim periyodunu belirlenmesi gelecekte güvenli yapilasmanın saglanması için kaçınılmazdır. Kumluca için hazırlanan zemin hakim titresim periyodu haritasi Sekil 4.45.'de verilmistir. Çalışma alanında zemin hakim titresim periyodu 0.1-0.9 s. arasında değişim göstermektedir. Haritada güneye doğru ilerledikçe baskın periyot değeri 0.4-0.8 s. arasında değişmektedir. Bu bölgede inşa edilecek yapıların periyotları, baskın periyottan farklı seçilmese muhtemel bir depremde oluşabilecek rezonans nedeniyle büyük kuvvetlere maruz kalacak ve depremde hasar görülebilir. Cumhuriyet, Sarıkavak ve Kasapçayırı mahallelerinde ise baskın periyot 0.2-0.3 s aralığındadır.

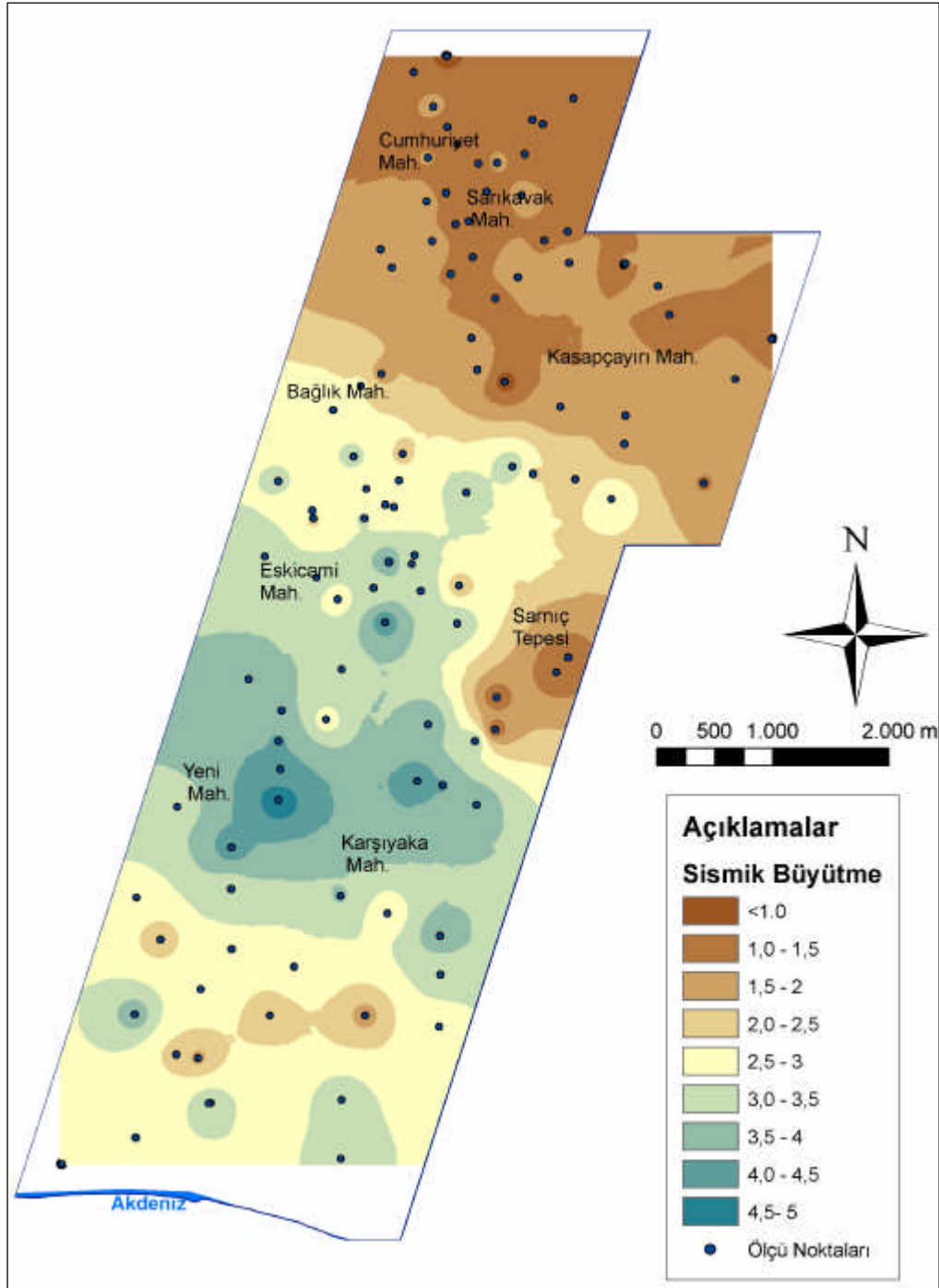


Sekil 4.45. Baskın periyot haritası

4.5. Zemin Sismik Büyütme Katsayisi (n) Haritası

Deprem anında, sismik dalgalar yer içinde ortam özelliklerine bağlı olarak farklı hız ve sürede ilerler. Titresimin süresi ve şiddeti, deprem kaynağına olan uzaklığa, depremin büyüklüğüne, ve titresimin geçtiği zeminin özelliklerine bağlıdır. Sismik dalgalar, kaynaktan yeryüzüne kadar olan seyahatlerinin büyük bir bölümünü yer kabuğunu oluşturan sert kaya içinde geçirmelerine karşın, seyahatlerinin son bölümü özellikleri kayaya göre oldukça farklı olan yumuşak zemin tabakalarının içinde geçer ve bu zemin tabakalarının özellikleri yeryüzünde gözlenen titreşimin içeriğini büyük ölçüde etkiler. Zemin tabakaları, sismik dalgalar için adeta bir süzgeç gibidir. Zemin, bazı frekanslardaki sismik dalga genliklerini sönmelerken bazılarını da büyütür. Sismik dalgaların zemin tabakaları içinde geçirdiği değişimlerin tümüne lokal etkisi (site-effect) adı verilir. Genellikle bu değişim genliklerin artması şeklinde gözlemlendiğinden lokal etkisi terimi zemin büyütmesi ya da zemin tepkisi olarak adlandırılır (Safak, 2001).

Çalışma alanında zemin sismik büyütmesi haritası Şekil 4.46.'da gösterilmektedir. Haritanın Kuzeyinde Cumhuriyet, Sarıkavak, Kasapçayırı mahallelerinde ve Sarnıç Tepesinde sismik büyütme katsayisi 1'den küçük değer almaktadır. Bağlık mahallesinde bu değer 2.5-3 arasında değer almaktadır. Eskiçami mahallesinde 3-3.5 arasında değer almaktadır. Yeni mahalle ve Karsiyaka mahallesinin kuzeyinde 4-5 arasında değer alırken güneye doğru 2-3 arasında değer almaktadır (Şekil 4.46.). Zeminin deprem hasarını büyütme haritası bu bölgeye ait sismik şiddet artış bilgisini açıkça ortaya koymaktadır. Yumuşak zeminler deprem dalgalarını sert zeminlere göre önemli derecede büyütüp hasarı arttırmaktadır. Bu durumda Kumluca ilçesinin orta bölümünü kapsayan Karsiyaka mahallesi ve Yeni mahallenin kuzey bölümü sismik büyütme açısından en riskli bölge olarak görülebilir.



Sekil 4.46. Zemin sismik büyütme katsayısı haritası

4.6. Sondaj Verileri

Çalışma alanında DSI tarafından Kumluca ovasında 5 adet sondaj kuyusu açılmıştır (Sekil 4.47.). Kumluca ovasında bulunan sondaj kuyuların derinlikleri 28-150 m, arasında değişmektedir.



Sekil 4.47. Sondaj kuyuları lokasyon haritası (Öner., 2008'den değiştirilerek)

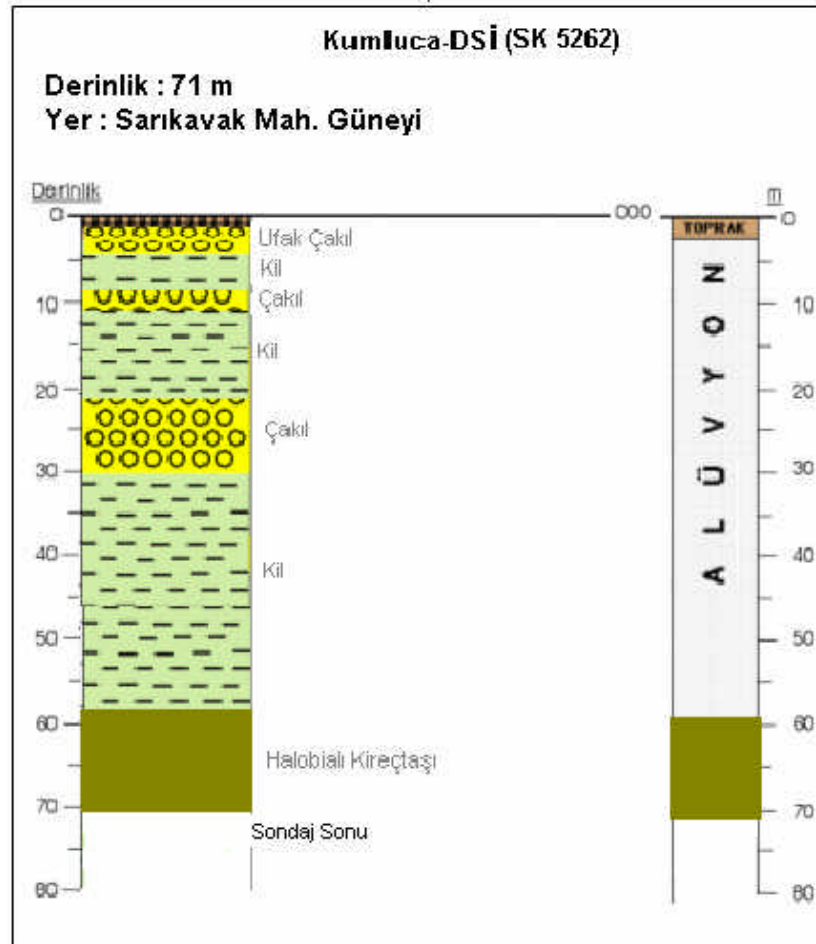
Çalışma alanında, Sarıkavak mahallesinin güneyinde 5262 nolu sondaj kuyusu (Konum için Bkz. Sekil 4.47.) açılmıştır. 71 metre derinlikte olan bu kuyu da Yaklaşık 32-58 metreler arası kil görülürken anakayaya (Halobialı Kireçtaşı) 58. metrede girilmiştir (Sekil 4.48.).

5027 nolu sondaj kuyusu (Konum için Bkz. Sekil 4.47.) 100 metre derinliğinde açılmıştır. Yaklaşık 94. metrede anakayaya (Radyolarit) girilmiştir. Anakayaya girmeden önce kil, çakıl ardalanmasından oluşan alüvyon malzemeye sahiptir (Sekil 4.49.).

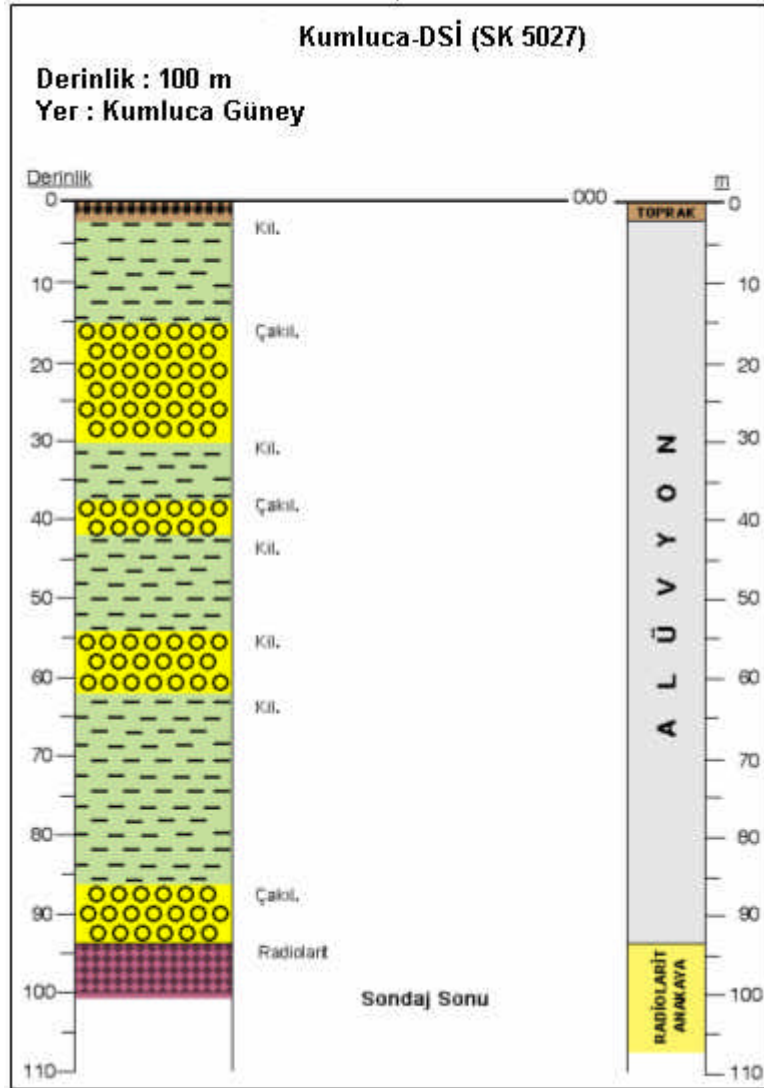
Çalışma alanında 21349 numaralı sondaj kuyusunun (Konum için Bkz. Sekil 4.47.) derinliği 150 metredir. Sondaj kuyu logunda yaklaşık 77 m de anakaya

(Konglomera) görülmektedir. Ana kayanın üzerinde biriken alüvyonal malzeme asagidan yukariya dogru kumlu kil, çakıl, killi çakıl seklinde degisim göstermektedir. 15. metrede çakıl görülmektedir. Bosluk oranı fazla olan çakıl malzemedeki kayma dalgası hız değeri düşmektedir. 30. metrede ise kumlu-çakilli -kil görülmektedir. Degisik boyutlardaki malzemelerin araldanması ile sıkılaşan ortamda kayma dalga hızları artmaktadır (Sekil 4.51.).

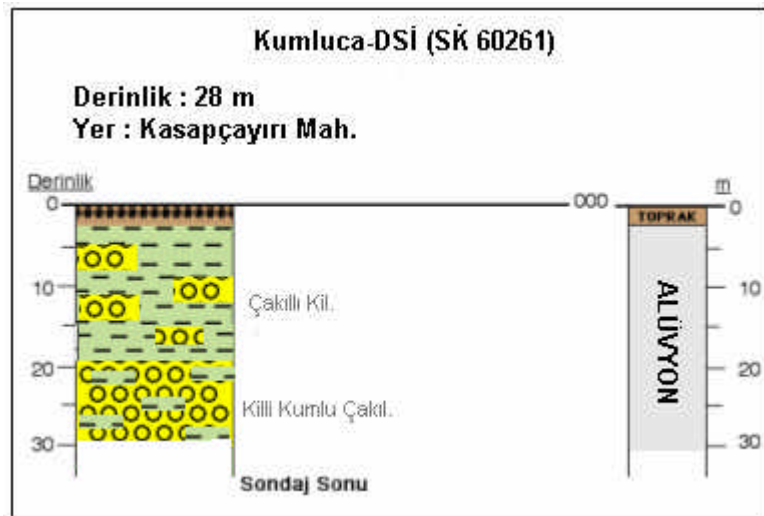
5336 numaralı sondaj kuyusu (Konum için Bkz. Sekil 4.47.) Sarıkavak mahallesinin kuzeyinde açılmıştır. Kuyu derinliği 83 metredir. Yüzeiden itibaren yaklaşık 38. metreye kadar çakıldan oluşmaktadır. 38. metre ile 58. metreyi kil oluştururken 58. metrede anayakaya (Serpantin) girilmiştir (Sekil 4.52.).



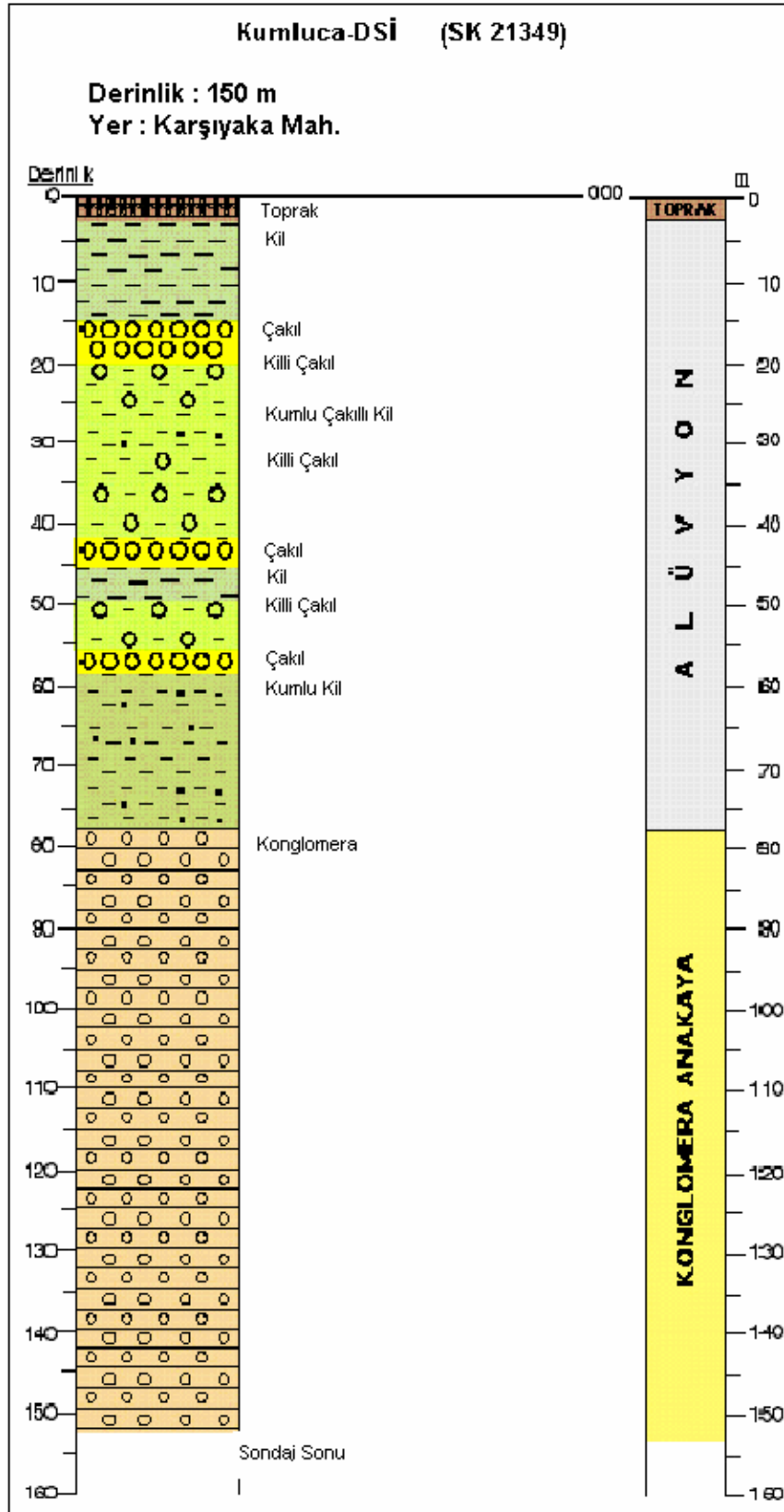
Sekil 4.48. SK-5262 nolu sondaj kuyusu, Kumluca (DSİ, 2009)



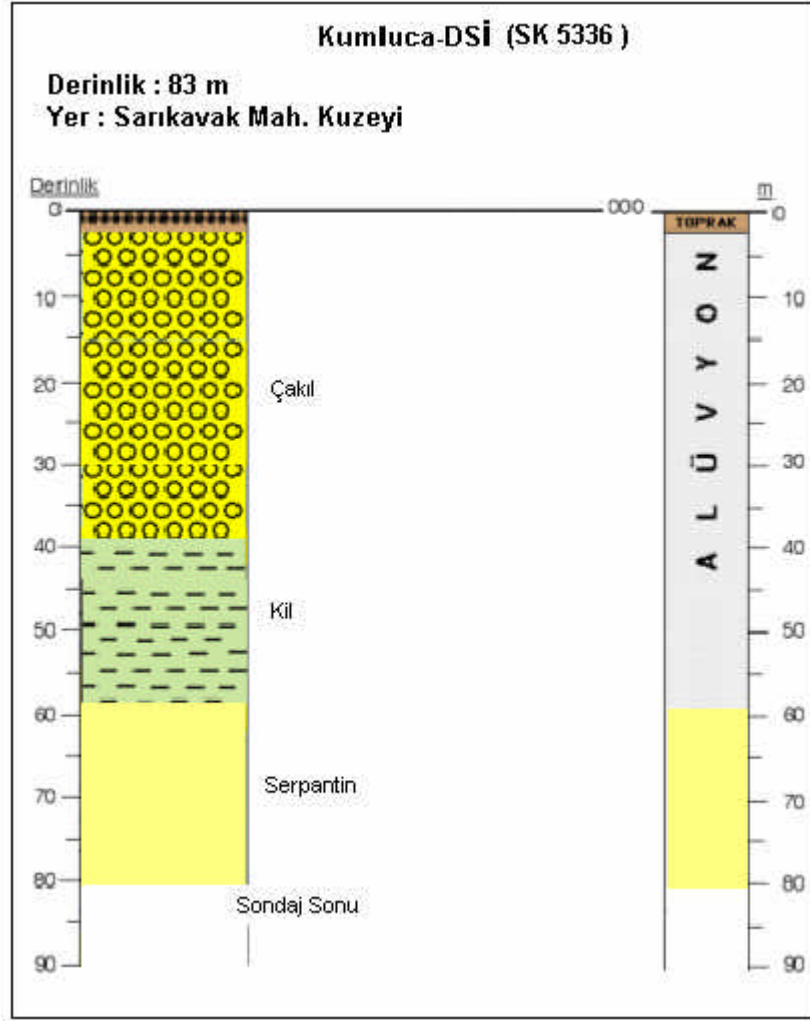
Sekil 4.49. SK-5027 nolu sondaj kuyusu, Kumluca (DSİ, 2009)



Sekil 4.50. SK-60261 nolu sondaj kuyusu, Kumluca (DSİ, 2009)



Sekil 4.51. SK-21349 nolu sondaj kuyusu, Kumluca (DSİ, 2009)



Şekil 4.52. SK-5336 nolu sondaj kuyusu, Kumluca (DSİ, 2009)

5. SONUÇLAR

Zeminlerin deprem gibi dinamik yükler altında tepkilerinin değerlendirilmesinde, kayma dalga hızının (V_s) belirlenmesi önemlidir. Özellikle yerleşim alanlarında klasik ölçü alim teknikleriyle kayma dalga hızının belirlenmesi yüksek maliyetler gerektirmektedir. Bunun yanında, gürültünün hakim olduğu yerleşim alanlarında, kaliteli bir sinyal elde edilebilmesi için, etkili kaynak kullanılmalıdır. Sismik kayıta büyük orana sahip yüzey dalgalarından S hızının hesabı, sismik kırılma ve yansıma yöntemlerine alternatif olmuştur.

Rayleigh-türü yüzey dalgalarının frekansa göre değişmesi özelliği, sig yeraltı yapısının tanımlanması ve modellenmesi için kullanılabilir. Yüzey dalgası analizlerinin çoğu, yatay olarak seyahat eden ana moddaki Rayleigh dalgasının faz hızının doğru hesaplanmasına dayanır. Öncelikle araziden toplanan yüzey dalgalarının faz ve grup hızları belirlenerek dispersiyon eğrisi oluşturulur. Oluşturulan dispersiyon eğrisi frekans ve faz hızı parametrelerine bağlıdır. Her bir ölçüm noktası için oluşturulan dispersiyon eğrisine ait kayma dalga hızı hesaplanır. Hesaplanan kayma dalgası hızları derinlik ve mesafe parametrelerine göre 1-Boyutlu modellenir.

YDÇKA yönteminde, belirli bir düzende yeryüzüne yerleştirilen alıcı (genel olarak uygulamalarda 4.5 Hz dikey jeofonlar kullanılarak) ve kaynakla, yüzey dalgalarının dikey hareketleri kaydedilir. Bu yöntem, yüzey dalgalarının dispersiyon teorisine dayanır. Farklı derinlikler için sismik hızlar, farklı dalga boylarında kaydedilen yüzey dalgalarının analizinden hesaplanır. Yüzey dalgalarının çok-kanallı kaydı, inşaat mühendisliği çalışmalarının çoğunda, jeoteknik özelliklerin belirlenmesi için çok uygun bir yöntemdir.

Araştırma alanında 24 kanallı sismik kırılma cihazı, doğrusal dizilen 4.5 Hz'lik 23 adet dikey jeofon ve kaynak olarak da balyoz kullanılarak aktif kayıt alınmıştır. Örnekleme aralığı 0,5 milisaniye, kayıt uzunluğu 2 saniyedir. Jeofon arası mesafe 1 metre, offset 2 metre olmak üzere serim boyu 24 metredir.

Mikrotremor, rüzgar, yağmur, deniz dalgaları ve atmosfer basınç dağılımı gibi doğal olaylardan veya insan faaliyetlerinden kaynaklanan, periyotları 0.005-2 saniye aralığındaki titreşimlerdir.

Uygulama alanında mikrotremor ölçüleri alınırken iki tür dizilim kullanılmıştır. Bunlar, doğrusal dizilim ve L tipi dizilimdir. Doğrusal dizilimde aktif kaynak diziliminde olduğu gibi bir hat boyunca doğrusal olarak 23 jeofon ile yerdeki doğal titreşimler dinlenmiştir. Jeofon arası mesafe 1 metre ve serim uzunluğu 22 metredir. Kayıt uzunluğu 30 saniye ve örnekleme aralığı 2 milisaniye olarak alınmıştır. L tipi dizilimde ise, 9 jeofon kullanılmıştır. 90 derecelik açı yapacak şekilde 9 jeofon L şeklinde yerleştirilerek mikrotremor kaydı alınmıştır. Jeofonlar arası mesafe 5 metre ve toplam serim uzunluğu 40 metredir.

MDÖ yöntemi, YDÇKA yöntemi gibi üç aşamalıdır. Bunlar, veri toplama, dispersiyon eğrisinin oluşturulması ve ters çözümdür. Bu iki yöntemde veri toplama ve dispersiyon eğrisinin oluşturulması farklılık gösterir. Ancak ters çözüm işlemi aynıdır.

Bu tez çalışmasında yapay ve doğal kaynağın etkileri birlikte incelenmiştir. Aktif ve pasif verinin faz hızları ayrı ayrı hesaplanıp tek bir dispersiyon eğrisinde birleştirildikten sonra ters çözüm işlemi yapılmıştır.

MDÖ yönteminde kaynak daha derinde olduğundan araştırma derinliği de doğru orantılı olarak artmaktadır. YDÇKA yönteminde kaynak çok kuvvetli olmadığı için MDÖ yöntemine göre daha sigdan cevap almaktadır.

Kumluca yerleşim alanında yapılan mikrobölgeleme çalışması ile zeminin mühendislik özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır. Sekiz Mahalleden (Cumhuriyet, Sarıkavak, Kasapçayırı, Karsiyaka, Bağlık, Eski Cami, Yeni Mahalle ve Villalar) oluşan Kumluca yerleşim merkezinden 120 noktadan; aktif kaynak kullanarak 142 ve pasif kaynak kullanarak 128 olmak üzere toplam 270 adet yüzey dalgası verisi elde edilmiştir. Bu veriler kullanılarak sismik mikro bölgelelendirmeye yönelik;

- 1-B kayma dalgasi hiz modellemeleri,
- 0, 5, 10, 15, 20, 25 ve 30 m derinlikler için sismik kayma dalga hizi (V_s),
- Maksimum kayma modülü (G_{max_0} ve G_{max_30}),
- Zemin hakim titreşim periyodu (T_0) ve
- Zeminin deprem büyütmesi (n) haritalari hazirlanmistir.

Yüzey dalgasi yöntemiyle arastirilan Kumluca ovasinda elde edilen sismik hizlar Finike ovasinda elde edilen sonuçlarla uyum saglamaktadır. Kumluca ovasinin lagün olduğu ve lagüne tasinan malzemeler ve malzemelerin sikiligi hakkında yüzey dalgasi yöntemi ile güvenilir ve uyumlu sonuçlar ortaya konmustur.

Kiyi kordonunda lagüne bakan yüzeyinde, kumlu-çakilli; iri taneli malzemelerde bosluk oranı fazladır dolayısıyla V_s kayma hizi düşüktür. Kumlu çakilli iri taneli malzemenin içine kil-silt gibi ince malzeme karisirsarsa bosluklar dolacağından zeminin sikilasmaya karsi direnci artacaktır. Dolayısıyla kayma dalgasi hizi V_s artacaktır. Killi zeminde suyun da etkisiyle kayma dalgasi hizi V_s düşmektedir.

30 metre derinlik için hazirlanan V_s dagilim haritasinda, Eskicami, Yeni ve Karsiyaka mahalleleri FEMA 368-369 (2001)'in yapmis olduğu siniflamaya göre D5 tipi zeminleri temsil etmektedir. Yeralti suyu yüzeye yakin olan Kumluca bölgesinin orta ve özellikle güney kesimleri, yumusak alüvyon, gevsek kum ve yumusak kil, siltli kil, siltli kum zeminleri içermektedir. Bu tür zeminler yerlesim açısından oldukça riskli bölgelerdir. Kasapçayiri Mahallesinin genelini FEMA 368-369 (2001)'in yapmis olduğu siniflamaya göre B tipi zemini temsil etmektedir.

Çalışma alaninin büyük bir kismini olusturan alüvyon zemindeki kayma dalgasi hizi düşüktür. Bu bölgede sivilasma analizi yapılması zeminin kayma dayaniminin incelenmesi açısından önemlidir.

Çalışma alaninin Cumhuriyet, Sarikavak ve Kasapçayiri mahallerinde G_{max_30} kayma modülü 527.428 kPa nin üzerinde deger almaktadır. Yeni mahalle, Karsiyaka mahallesinin kuzeyi ve Eskicami mahallesinde 54.528-142.352 KPa araliginda deger

almaktadır. Yeni ve Karsiyaka mahallerinin daha güneyinde ise G_{max} degeri 142.352- 527.428 araligindadir. Çalışma alaninin orta bölgesi kuvvete maruz kaldiginda zeminin sekil degistirmeye karsi gösterecegi direnç azalirken, kuzey kesimlerde ise kuvvete karsi direnç artacaktır.

Çalışma alaninin yüzey kesimi için hazirlanan G_{max_0} haritasinda ise, Baglik ve Kasapçayiri mahallelerinin güneyinden itibaren denize kadar uzanan tüm bölge (Sarniç Tepesi haricinde) 16.451-136.911 kPa degeri ile karakterize edilmektedir. Yüzeydeki en yüksek G_{max_0} degeri Kasapçayiri mahallesinde gözlenmiş olup bu deger 1.222.054-1.341.514 kPa araligindadir.

Çalışma alanında Cumhuriyet, Sarikavak ve Kasapçayiri mahallerinde baskin periyot 0.2-0.3 s araligindadir. Haritada güneye dogru ilerledikçe baskin periyot degeri 0.4-0.8 s. arasinda degismektedir. Bu bölgede inşaa edilecek yapıların periyotları, baskin periyottan farklı seçilmese muhtemel bir depremde oluşabilecek rezonans nedeniyle büyük kuvvetlere maruz kalabilir ve depremde hasara neden olması muhtemeldir.

Çalışma alanında zemin sismik büyütmesi haritasinin kuzeyinde Cumhuriyet, Sarikavak, Kasapçayiri mahallelerinde ve Sarniç tepesinde sismik büyütme katsayisi 1'den küçük deger almaktadır. Yeni mahalle ve Karsiyaka mahallesinin kuzeyinde sismik büyütme katsayisi 4-5 arasinda deger alırken güneye dogru 2-3 arasinda deger almaktadır. Zeminin deprem hasarini büyütme haritasi bu bölgeye ait sismik siddet artis bilgisini açıkça ortaya koymaktadır. Yumusak zeminler deprem dalgalarını sert zeminlere göre önemli derecede büyütüp hasari arttırmaktadır. Bu durumda Kumluca ilçesinin orta bölümünü kapsayan Karsiyaka mahallesi ve Yeni mahallenin güney bölümü sismik büyütme açısından en riskli bölge olarak görülebilir.

6. KAYNAKLAR

- Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında Yönetmelik, 1999. 1997 Deprem Yönetmeliği (1998 değişiklikleri ile birlikte), 86s, TC. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı.
- Aki, K., Richards, P.G., 1980. Quantitative Seismology: Theory and Methods. W.H. Freeman and Company, 932p. San Francisco.
- Al-Hunaidi, M.O., 1994. Analysis of dispersed multi-mode signals of the SASW method using the multiple filter/crosscorrelation technique. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 13, 13-24.
- Ayan, T., 1968. Finike - Kumluca (Antalya) Petrol Yeteneği ile ilgili Ön Rapor. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu, 4299, (Yayınlanmamış). Ankara.
- Basokur, A.T., 2002. Doğrusal ve Doğrusal Olmayan Problemlerin Ters-Çözümü. Jeofizik Müh. Odası Eğitim Yayınları, 4, 166s, Ankara.
- Basokur, A.T., 2005. Yapı-Yeri İncelemelerinde Makaslama Dalgası Hiz Kesitinin Remi Yöntemi İle Saptanması, Deprem Sempozyumu Kocaeli, 57-59.
- Beyaz, T., 2004. Zemin Etkisinden Arındırılmış Deprem Kayıtlarına Göre Türkiye İçin Yeni Bir Deprem Enerjisi Azalım Bağantısının Gelistirilmesi, Ankara Üniv. Fen Bilm Ens, Doktora Tezi, 272s, Ankara.
- Bogaziçi Üniversitesi, 2007. Bogaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Ulusal Deprem İzleme Merkezi Arşivi, (Yayınlanmamış). İstanbul.
- Bolt, B. A., 1976. Nuclear Explosions and Earthquakes: The Parted Veil, W. H. Freeman, 309p. San Francisco.
- Bonnefoy-Claudet S., Cornou C., Ohrnberger M., Wathelet M., Bard P.-Y., Cotton F., and Fäh D., 2004. H/V ratio and seismic noise wavefield. Geophysical Research Abstracts, 6, EGU04-A-05057.
- Brunn, J.H., Argyriadis, I., Marcoux, J., Monod, O., Poisson, A., Ricou, L.E., 1973. Antalya Ofiyolit Naplarının orijini lehine ve aleyhine kanıtlar. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, 58-69, Ankara.
- Brunn, J.H., Poisson, A., 1977. Mélanges Olistostromes, wild flyschs, et orogénese d'après les exemples Taurides. VI. Ege Bölgeleri Jeoloji Kollokyumu Bildiri Özetleri, İzmir.
- Bullen, K.E., 1985. An Introduction To The Theory Of Seismology. Edited by Bruce A. Bolt, Cambridge University Press, 381p.

- Demirtas, R., 2004. Antalya'nin Depremselliği. Antalya'nin Jeolojisi ve Doğal Afet Konferansları, Akdeniz Üniversitesi, Antalya.
- Demirtas, R., İravul, Y., Erkmen, C., Kartal, R.F., 2005. 29 Ocak 2005 Çivril (Denizli); 29 Ocak 2005 Seferihisar (İzmir) ve 30 Ocak 2005 Kas (Antalya) Depremleri Basın Duyurusu. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı, Ankara.
- Demirtaşlı, E., 1977. Toros Kusagının batı kesimindeki olistolitler ve ofiyolitik melanj çeşitli nap varsayımlarının tartışılması. VI. Ege Bölgeleri Jeoloji Kollokyumu Bildiri Özetleri, 46, Ankara.
- Dikmen, Ü., 2009. Jeoteknik Araştırmalarda Yüzey Dalgası Yöntemleri Veri Toplama Veri İşleme ve Yorumlama Kurs Notları. Jeofizik Mühendisleri Odası, 100s. Ankara.
- Dorman, J., Ewing, M., 1962, Numerical inversion of seismic surface wave dispersion data and crust-mantle structure in the New York- Pennsylvania area. Journal of Geophysical Research, 67, 13, 5227-5241.
- Dorman, J., Ewing, M., Olivier J., 1960. Study of the shear-velocity distribution in the upper mantle by mantle Rayleigh-waves. Bulletin Seismology. Society, 50 (1) , 87-115.
- DSİ, 2009. Devlet Su İşleri, XIII. Bölge Müdürlüğü, Sondaj Şube Müdürlüğü Arşivi, (Yayınlanmamış). Antalya.
- Duggan, T.M.P., 2004. A short account of recorded calamities (earthquakes and plagues) in Antalya Province and adjacent and related areas over the past 2,300 years - an incomplete list, comments and observations, ADALYA Akdeniz Medeniyetleri Araştırma Enstitüsü Yıllığı, VII, 123-170. Antalya.
- Ekincioglu, E. E., 2007. Dairesel Diziliimli Mikrotremorlar ve SPAC Yöntemi İle Yakın Yüzey S Dalgası Hiz Yapısının Belirlenmesi. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 160s, Ankara.
- Erdik, M., Aydınoglu, M., 2000. Rehabilitation, recovery and preparedness after 1999 Kocaeli and Düzce Earthquakes. Lecture at the United Kingdom National Conference on the Development of disaster risk reduction, Institute of Civil Engineers, London.
- Ergünay, O., 1973. Mikrobölgeleme. Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, 2, 10-31.
- Ewing, W.M., Jardetzky W.S., Press, F., 1957. Elastic Waves In Layered Media., 380p. New York.

- FEMA 368 (Federal Emergency Management Agency), 2001. NEHRP Recommended Provisions (National Earthquake Hazards Reduction Program) For Seismic Regulations For New Buildings and Other Structures 2000 Edition. Part 1: Provisions, Prepared by the Building Seismic Safety Council Washington, 374p. America.
- FEMA 369 (Federal Emergency Management Agency), 2001. NEHRP Recommended Provisions (National Earthquake Hazards Reduction Program) For Seismic Regulations For New Buildings and Other Structures 2000 Edition. Part 2: Commentary, Prepared by the Building Seismic Safety Council Washington, 446p. America.
- Foti, S., 2000. Multistation Methods for Geotechnical Characterization using Surface Waves. Politecnico Di Torino, PhD Thesis, 229p, Italy.
- Gabriels, P., Snieder, R., Nolet, G., 1987. In Situ Measurement Of Shear Wave Velocity In Sediments With Higher-Mode Rayleigh Waves. *Geophysical Prospecting*, 35, 187-196.
- Glover, C., Robertson, A., 1998. Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus tectonic arcs: extensional and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey. *Tectonophysics*, 298, 103-132.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., Dumont, J.F., 1979. Géologie des Taurides occidentales (Turquie). *Mémoires de la société Géologique de France*, 137, 112p. Paris.
- Hayashi, K., 2003. Data Acquisition and Analysis of Active and Passive Surface Wave Methods. Short courses and Workshops, In: Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP), Annual Meetings of Environmental and Engineering Geophysical Society (EEGS), 106p. San Antonio.
- Hayashi, K., 2008. Development of the Surface-wave Methods and Its Application to Site Investigations. PhD thesis, Kyoto University, 278p. Tokyo.
- Hebeler, G.L., 2001. Site characterization in Shelby county, Tennessee using advanced surface wave methods. Georgia Institute Of Technology, M.Sc. Thesis, Georgia.
- Heisey, J.S., Stokoe, K.H., Meyer, A.H., 1982. Moduli of pavement systems from spectral analysis of surface waves. *Transportation Research Record*, 852, 22-31.
- Horike, M., 1985. 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.

- Inman, J. R., 1975. Resistivity inversion with ridge regression. *Geophysics* 40, 798-817.
- Ivanov, J., Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., 2000. Mapping Poisson's Ratio of unconsolidated materials from a joint analysis of surface-wave and refraction events. *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP 2000)*, 11-19. Virginia.
- Jones, R.B., 1958. In-situ measurements of the dynamic properties of soil by vibration methods. *Geotechnique*, 8, 1-21.
- Jones R.B., 1962. Surface wave technique for measuring the elastic properties and thickness of roads: theoretical development. *British Journal of Applied Physics*, 13, 21-29.
- Juteau, Th., 1975. Les ophiolites des Nappes d'Antalya (Taurides Occidentales Turquie). *Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne*. Science de la Terre Mémoire, PhD Thesis, 692p. Nancy.
- Kanai, K., 1957. Semi-Empirical Formula for the seismic characteristic of the ground. *Bulletin of Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 35, 309-325, Tokyo, Japan.
- Kanai, K., Tanaka, T., 1961. On Microtremors VIII. *Bulletin of Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 39, 97-114. Tokyo.
- Knopoff, L., 1972. Observation and inversion of surface wave dispersion. *Tectonophysics*, 13, 497-519.
- Kovach, R.L., 1978. Seismic surface waves and crust and upper-mantle structure. *Reviews of Geophysics and Space Physics.*, 16, 1-13.
- Kramer S. L., 2003. *Geoteknik Deprem Mühendisligi (Çev. K. Kayabali)*. Gazi Kitapevi, 708s, Ankara.
- Lefevre, R., 1967. Un nouvel élément de la géologie du Taurus lycien: Les nappes d'Antalya (Turquie). *C. R. Ac.Sci.*, 263, 1029-1032, Paris.
- Levenberg, K., 1944. A method for the solution of certain nonlinear problems in least squares. *Quart. Application Mathematics*, 2, 164-168.
- Levshin, A.L., Yanovskaya, T.B., Lander, A.V., Bukchin, B.G., Barmin, M.P., Ratnikova, L.I., Its, E.N., 1989. *Seismic Surface Waves in a Laterally Inhomogeneous Earth* (ed. V.I. Keilis-Borok), Kluwer Academic Publishers, 293p.
- Lines, L.R., Treitel, S., 1984. Tutorial: A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, 32, 159-186.

- Louie, J.N., 2001. Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays. *Bulletin of Seismological Society of America*, 91 (2), 347-364. America.
- Marcoux, J., 1979. Antalya Naplarının genel yapısı ve Tetis Güney Kenari paleocografyasındaki yeri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22 (1), 1-5. Ankara.
- Marquardt, D.W., 1963. An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters, *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics (JSIAM)*, 11 (2), 431-441.
- Matsuoka, T., Shiraishi, H., 2004. S-wave velocity structures precisely estimated from the microtremor survey method in the central Kanto Plain, Japan. *Workshop on Probing Earth Media Having Small-Scale Heterogeneities*, Tohoku University, Sendai, Japan.
- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 30, 109-185.
- McMechan, G.A., Yedlin, M.J., 1981. Analysis of dispersive waves by wave field transformation. *Geophysics*, 46, 869-874.
- Medvedev, S.V., 1965. *Engineering Seismology*. Academy of Sciences of USSR, Israel Program for Scientific Translations Ltd., Jerusalem, 260p. Israel.
- Meju, M.A., 1994. *Geophysical Data Analysis: Understanding Inverse Problem Theory and Practice*. Society of Exploration of Geophysicists Course Notes Series, 6, SEG Publishers, 296p. Tulsa, Oklahoma.
- Menke, W., 1984. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press, 260p. Orlando.
- Miller, R.D., Xia, J., Park, C.B. Ivanov, J., Geier, N., Laflen, D., 1999. Using MASW to map bedrock in Olathe, Kansas. *Kansas Geological Survey, Open-file Report no: 99-9*, 9p. Kansas.
- Miller, R.D., Xia, J., Park, C.B., Ivanov, J., 2000. Shear wave velocity field from surface waves to detect anomalies in the subsurface. *Geophysics 2000*, FHWA and MoDOT Special Publication, 4:8.1-4:8.10.
- Mokhtar, T.A., Herrmann, R. Russel, D.R., 1988. Seismic velocity and Q model for the shallow structure of the Arabian shield from short-period Rayleigh waves. *Geophysics*, 54, 1379-1387.

- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Quaterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI), 30 (1), 25-33.
- Nakamura, Y., 1996. Real time information systems for seismic hazards mitigation UrEDAS, HERAS and PIC. Quaterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI), 37 (3), 112-127.
- Nakamura, Y., 2000. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering, New Zealand Society for Earthquake Engineering , 8p. Aukland, New Zealand.
- Nazarian, S., Stokoe, K. H., 1984. In-situ shear wave velocities from spectral analysis of surface-waves. Proceedings, 8th World Conference on Earthquake Engineering, Soil stability, soil structure interaction and foundations, 3, 31-38. San Francisco, U.S.A.
- Nazarian, S., Stokoe, K.H., Hudson, W.R., 1983. Use of spectral analysis of surface waves method for determination of moduli and thicknesses of pavement systems. Transportation Research Record, 930, 38-45.
- Osmansahin, I.O., 1990. Yüzey Dalgasi Ortam Tepki fonksiyonlarından Yararlanarak Anadolu ve Civarında Kabuk ve Üst-Manto Yapısının Belirlenmesi. İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 113s, İstanbul.
- Öner, E., 1996. Finike Ovasinin alüvyal jeomorfolojisi ve antik Limyra Kenti. Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi, Ege Coğrafya Dergisi, İzmir, 9, 131-158.
- Özaydin, K., 1996. Yer Hareketleri Üzerinde Yerel Zemin Kosullarının Etkisi ve Zemin Büyütmesi. Türkiye Deprem Vakfi, Rapor TR 96-003.
- Park C.B., 1995. Characterization of geotechnical sites by multi-channel analysis of surface waves (MCASW), Kansas Geological Survey, University of Kansas, 18p. Kansas.
- Park, C. B., 2005. MASW-Horizontal resolution of 2D shear velocity (V_s) mapping. Kansas Geological Survey, Open-File Report No. 2005-4, 11p. Kansas.
- Park, C., Miller, R., Laflen, D., Neb, C., Ivanov, J., Bennett, B, Huggins, R., 2004. Imaging dispersion curves of passive surface waves. Society of Exploration Geophysicists, International Exposition and 74 th Annual Meeting, Denver, CO, SEG Expanded Abstracts 23, 1357-1360.
- Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., 1999. Multi-channel analysis of surface waves. Geophysics, 64, 3, 800-808.

- Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., Ivanov, J., 2003. Multichannel Seismic Surface-Wave Methods For Geotechnical Applications, Kansas Geological Survey, University of Kansas, 11p. Kansas.
- Park, C.B., Xia, J., Miller, R.D., 1998. Ground roll as a tool to image near-surface anomaly. 68th Annual Internal Meeting, Society Exploration. Geophysics., Expanded Abstracts, pp. 874-877.
- Pullammanappallil, S., Honjas, B., Louie, J., Siemens, J.A., Miura, H., 2003. Comparative study of the Refraction Microtremor (ReMi) method: using seismic noise and standard P-wave refraction equipment for deriving 1-D S-wave profiles. Presented at the 6th International SEG-J Conference. Tokyo, Japan.
- Richart, F.E., Hall, J.R., Woods, R.D., 1970. Vibrations of Soils and Foundations. Prentice-Hall Inc, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Rix G.J., 1988. Experimental study of factors affecting the Spectral-Analysis-of-Surface-Waves method. University. of Texas at Austin, PhD Thesis, Texas.
- Rix, G.J., Lai, C.G., Foti, S., 2001. Simultaneous measurement of surface wave dispersion and attenuation curves. Geotechnical Testing Journal, 24 (4), 350-358.
- Rucker, M. L., 2000. Applying the Refraction Microtremor (Remi) shear wave technique to geotechnical characterization. AMEC Earth & Environmental, Inc. Phoenix, Arizona.
- SeisImager SW, 2006. Program Manual p.v.2.2. Geometrics, OYO Corporation, San Jose, Ca.
- SESAME (Site Effects Assessment Using Ambient Excitations), 2004. Deliverable D12.09, Report on parameter studies, SESAME EVG1-CT-2000-00026 project, 39p.
- Socco, L.V., Strobbia, C., 2004. Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial. Near Surface Geophysics, 2, 165-185.
- Stokoe, II, K.H., Wright, G.W., James, A.B., Jose, M. R., 1994. Characterization of geotechnical sites by SASW method. In (R.D. Woods, ed.) Geophysical Characterization of sites, ISSMFE Technical Committee-10, Oxford Publishers, New Delhi.
- Stokoe, K.H., II, Nazarian, S., Rix, G.J., Sanches-Salinero, I., Sheu J.-C., Mok, Y.-J., 1988. In Situ Seismic Testing of Hard-to-Sample Soils by Surface Wave Method, Proceedings, American Society of Civil Engineers, Specialty Conference on Earthquake Engineering and Soil Dynamics II-Recent Advances in Ground Motion Evaluation, pp. 264-278. Park Utah.

- Stokoe, K.H., Nazarian, S., 1985. Use of Rayleigh wave in liquefaction studies. In: R.D. Woods (ed.), *Measurement and Use of Shear Wave Velocity for Evaluating Dynamic Soil Properties*, ASCE, 1-17. New York.
- Strobbia, C., 2002. *Surface wave methods: acquisition, processing and inversion*. PhD dissertation, Politecnico di Torino, 317p. Italy.
- Supranata, Y.E., 2006. *Improving the uniqueness of shear wave velocity profiles derived from the inversion of multiple-mode surface wave dispersion data*. University of Kentucky, PhD. Thesis, 147p, America.
- Safak E., 2001. Local Site Effects and dynamic soil behavior. *Soil Dynamic and Earthquake Engineering*, 21, 453-458.
- Senel, M., 1997. 1:100 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritalari, No: 6 Antalya M10-M11 Paftalari, MTA, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.
- Senel, M., Serdaroglu, M., Kengil, R., Ünverdi, M., Gözler, M.Z., 1980/1981. Teke Toroslari Güneydogusunun Jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 95-96, 13-43. Ankara.
- Thorson, J.R., Claerbout J.F., 1985. Velocity-stack and slant-stack stochastic inversion. *Geophysics*, 50, 2727-2741.
- Tokimatsu, K., 1995, Geotechnical site characterisation using surface waves. *Proc. 1st Int. Conf. on Earthquake Geotechnical Engineering* Ishihara (ed), pp. 1333-1368. Balkema, Tokio.
- Tokimatsu, K., Shinzawa K., Kuwayama, S., 1992. Use of short period microtremors for Vs profiling. *Journal of Geotechnical Engineering*, ASCE, 118 (10), 1544-1558.
- Tolun, N., 1965. 1:25 000 ölçekli Antalya P24 a2 ve a3 paftalarinin jeolojik incelenmesi. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Rapor*, 3627 (Yayinlanmamis). Ankara.
- Tselentis, G-A., Delis G., 1998. Rapid assessment of S-wave profiles from the inversion of multichannel surface wave dispersion data. *Annali di Geofisica*, 41 (1), 1-15.
- Turoglu, H., 2005. *Fiziksel Planlama ve Cografî Bilgi Sistemleri*, Ege Üniversitesi, Cografya Bölümü, Cografî Bilgi Sistemleri Sempozyumu Bildiriler Kitabı. İzmir.
- Uyanik, O., 2002. *Kayma Dalga Hizina Bagli Potansiyel Sivillasma Analiz Yöntemi*. DEÜ. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 190s, İzmir.

- Ventura, E., C., Onur, T., Hao, K. X.-S., 2004. Site period estimations in the Fraser River Delta using microtremor measurements - experimental and analytical studies. 13th World Conference On Earthquake Engineering, 1075. Canada.
- Wathelet, M., 2005. Array Recordings of Ambient Vibrations: surface-wave inversion. University of Liège, PhD thesis, 177p. Belgium.
- Woods, R.D., 1968. Screening of surface waves in soils. *Journal of Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Proceedings of ASCE, 94 (4), 951-979.
- Xia, J., Miller, R.D., Park, C.B., Ivanov, J., Tian, G., Chen, C., 2004. Utilization of high-frequency Rayleigh waves in near-surface geophysics. *The Leading Edge* 23 (8), 753-759.
- Xia, J., Miller, R. D., Park, C. B., Hunter, J. A., Harris, J. B., Ivanov, J., 2002. Comparing shear-wave velocity profiles inverted from multichannel surface wave with borehole measurements. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22 (3), 181-190.
- Xia, J., Miller, R.D., Park, C.B., 1999. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. *Geophysics*, 64 (3), 691-700.
- Yanik, K., 2006. Yüzey Dalgası Dispersiyon Verilerinden Sönümlü En Küçük Kareler Ters-Çözüm Yöntemi ile S Dalgası Hızlarını Hesaplaması. Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara Üniversitesi, Yüksek Lisans Tezi, 100s, Ankara.
- Yoon, S., 2005. Array-Based Measurements of Surface Wave Dispersion and Attenuation Using Frequency-Wave Number Analysis. School of Civil and Environmental Engineering. Georgia Institute of Technology, PhD.Thesis, 235p, Georgia.
- Zywicki, D.J., 1999. Advanced Signal Processing Methods Applied To Engineering Analysis of Seismic Surface Waves. Georgia Institute Of Technology, PhD Thesis, 227p, Georgia.
- Zywicki, D.J., Rix, G.J., 1999. Frequency-wavenumber analysis of passive surface waves. Proc. of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, pp. 75-84. Oakland, CA.

EK-1

Rayleigh Dalga Denkleminin Elde Edilmesi

Asagidaki paragraflarda Rayleigh dalgalarinin, homojen yari sonsuz, iki tabakali ve çok tabakali ortamlardaki da yayilim denklemleri Hayashi (2008)'den yararlanilarak açıklanmistir.

İki boyutlu ortamdaki P ve SV dalgalarinin, dalga denklemi asagidaki gibi yazilabilir,

$$\begin{aligned} \mathbf{r} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} &= (\mathbf{I} + \mathbf{m}) \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \mathbf{m} \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \\ \mathbf{r} \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} &= (\mathbf{I} + \mathbf{m}) \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \mathbf{m} \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right) \end{aligned} \quad (\text{A.1})$$

olarak yazilir. Burada u ve w , sirasiyla x ve z deki degistirme bilesenleri olup asagidaki gibi yazilabilir.

$$\begin{aligned} u &= \mathbf{e} e^{-i\mathbf{w}(t-px-\mathbf{g}z)} \\ w &= e^{-i\mathbf{w}(t-px-\mathbf{g}z)} \end{aligned} \quad (\text{A.2})$$

Bu durumda A.1 denklemi,

$$\begin{aligned} \mathbf{r} \mathbf{e} &= [(\mathbf{I} + 2\mathbf{m})p^2 + \mathbf{m}\mathbf{g}^2] \mathbf{e} + (\mathbf{I} + \mathbf{m})p\mathbf{g} \\ \mathbf{r} &= (\mathbf{I} + \mathbf{m})p\mathbf{g} \mathbf{e} + \mathbf{m}p^2 + (\mathbf{I} + 2\mathbf{m})\mathbf{g}^2 \end{aligned} \quad (\text{A.3})$$

olur.

Bu denklemlerden yararlanilarak, asagidaki baginti

$$\mathbf{e} = \frac{(\mathbf{I} + \mathbf{m})p\mathbf{g}}{\mathbf{r} - (\mathbf{I} + 2\mathbf{m})p^2 - \mathbf{m}\mathbf{g}^2} = \frac{\mathbf{r} - \mathbf{m}p^2 - (\mathbf{I} + 2\mathbf{m})\mathbf{g}^2}{(\mathbf{I} + \mathbf{m})p\mathbf{g}} \quad (\text{A.4})$$

yazilabilir. Dolayisi ile A.4 denklemini asagidaki gibi yeniden düzenlenebilir,

$$[(1 + 2m)(g^2 + p^2) - r][m(g^2 + p^2) - r] = 0 \quad (\text{A.5})$$

Burada g ;

$$g^2 = \frac{1}{a^2} - p^2, \quad g^2 = \frac{1}{b^2} - p^2 \quad (\text{A.6})$$

sekinde yazilabilir.

A.6 denkleminde birinci esitligin karekökü alindiginda,

$$g = \pm \sqrt{\frac{1}{a^2} - p^2} = \pm x$$

$$e = \pm \frac{p}{x} \quad (\text{A.7})$$

P dalga hizi a elde edilir,

$$a = \sqrt{\frac{1 + 2m}{r}} \quad (\text{A.8})$$

A.2 denklemini kullanarak yer degistirme asagidaki gibi hesaplanabilir,

$$u = \pm \frac{p}{x} e^{-iw(t - px \pm xz)}$$

$$w = e^{-iw(t - px \pm xz)} \quad (\text{A.9})$$

A ve B sabitleri kullanarak köklerin genel çözümü,

$$u = p(Ae^{iwxc} - Be^{-iwxc})e^{-iw(t - px)}$$

$$w = \mathbf{x} \left(A e^{i\mathbf{w}x z} + B e^{-i\mathbf{w}x z} \right) e^{-i\mathbf{w}(t-px)} \quad (\text{A.10})$$

olarak yazilir.

A.6 denkleminde ikinci esitligin karekökü alindiginda;

$$\mathbf{g} = \pm \sqrt{\frac{1}{\mathbf{b}^2} - p^2} = \pm \mathbf{h} \quad (\text{A.11})$$

$$\mathbf{e} = \pm \frac{\mathbf{h}}{p}$$

S dalga hizi \mathbf{b} elde edilir,

$$\mathbf{b} = \sqrt{\frac{\mathbf{m}}{\mathbf{r}}} \quad (\text{A.12})$$

C ve D sabitleri kullanilarak bu köklerin genel çözümü

$$u = \mathbf{h} \left(-C e^{i\mathbf{w}h z} + D e^{-i\mathbf{w}h z} \right) e^{-i\mathbf{w}(t-px)} \quad (\text{A.13})$$

$$w = p \left(C e^{i\mathbf{w}h z} + D e^{-i\mathbf{w}h z} \right) e^{-i\mathbf{w}(t-px)}$$

olarak yazilabilir.

P-SV dalga yayilimi A.10 ve A.13 denklemlerinin toplami seklinde ifade edilebilir.

$$\begin{aligned} u(z) &= p \left(A e^{i\mathbf{w}x z} - B e^{-i\mathbf{w}x z} \right) + \mathbf{h} \left(C e^{i\mathbf{w}h z} - D e^{-i\mathbf{w}h z} \right) \\ w(z) &= \mathbf{x} \left(A e^{i\mathbf{w}x z} + B e^{-i\mathbf{w}x z} \right) + p \left(C e^{i\mathbf{w}h z} + D e^{-i\mathbf{w}h z} \right) \end{aligned} \quad (\text{A.14})$$

Kayma gerilmesi \mathbf{s}_{xz} ve normal gerilme \mathbf{s}_{zz} ise,

$$\mathbf{s}_{xz}(z) = 2i\mathbf{wmp}\mathbf{x} \left(A e^{i\mathbf{w}x z} - B e^{-i\mathbf{w}x z} \right) - i\mathbf{wm}(\mathbf{h}^2 - p^2) \left(C e^{i\mathbf{w}h z} - D e^{-i\mathbf{w}h z} \right)$$

$$\mathbf{s}_{zz}(z) = i\omega m(\mathbf{h}^2 - p^2)(Ae^{i\omega xz} - Be^{-i\omega xz}) + 2i\omega m p \mathbf{h}(Ce^{i\omega hz} - De^{-i\omega hz}) \quad (\text{A.15})$$

olarak verilir.

Rayleigh dalgaları, yüzey boyunca yayılır ve genliği derinlikle üstel olarak azalır. Homojen yarısız bir ortamda ise $z < 0$ dir. P-SV dalga denkleminin çözümünde, z sonsuzda iken genlik sıfır olacağı için, \mathbf{x} ve \mathbf{h} nin sanal bileşenler olarak alınır.

$$\mathbf{x} = i\hat{\mathbf{x}}, \quad \hat{\mathbf{x}} = \sqrt{p^2 - \frac{1}{\mathbf{a}^2}} > 0, \quad \mathbf{h} = i\hat{\mathbf{h}}, \quad \hat{\mathbf{h}} = \sqrt{p^2 - \frac{1}{\mathbf{b}^2}} > 0 \quad (\text{A.16})$$

A.14 denkleminde birinci ve üçüncü terimler sıfır olacağından x ve z yer değiştirme bileşenlerinin genel çözümü,

$$u(z) = ipBe^{\omega \hat{\mathbf{x}}z} + i\mathbf{h}De^{\omega \hat{\mathbf{h}}z} \quad (\text{A.17})$$

$$w(z) = \hat{\mathbf{x}}Be^{\omega \hat{\mathbf{x}}z} + pDe^{\omega \hat{\mathbf{h}}z}$$

olur.

A.15 eşitliği kullanılarak gerilmeler aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\begin{aligned} \mathbf{s}_{zx}(z) &= 2i\omega r \mathbf{b}^2 p \hat{\mathbf{x}}B e^{\omega \hat{\mathbf{x}}z} - i\omega p(1 - \mathbf{g})De^{\omega \hat{\mathbf{h}}z} \\ \mathbf{s}_{zz}(z) &= -\omega r(1 - \mathbf{g})B e^{\omega \hat{\mathbf{x}}z} + 2\omega r \mathbf{b}^2 p \hat{\mathbf{h}}De^{\omega \hat{\mathbf{h}}z} \\ \mathbf{g} &= 2\mathbf{b}^2 p^2 \end{aligned} \quad (\text{A.18})$$

Yüzeyde $z=0$, kayma gerilmesi (\mathbf{s}_{zx}) ve normal gerilme (\mathbf{s}_{zz}) sıfır olacağından A.18 denkleminin,

$$\begin{aligned} 2\mathbf{b}^2 p \hat{\mathbf{x}}B - (1 - \mathbf{g})D &= 0 \\ -(1 - \mathbf{g})B + 2\mathbf{b}^2 p \hat{\mathbf{h}}D &= 0 \end{aligned} \quad (\text{A.19})$$

olur. Öte yandan A.18 denklemleri, aşağıdaki gibi matris olarak düzenlenebilir.

$$\begin{bmatrix} 2\mathbf{b}^2 p\mathbf{x} & -(1-\mathbf{g}) \\ -(1-\mathbf{g}) & 2\mathbf{b}^2 p\hat{\mathbf{h}} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} B \\ D \end{bmatrix} = 0 \quad (\text{A.20})$$

Denklemin çözümü için determinantın sıfır olma koşulu gerekeceğinden,

$$F_R(p) = (1-\mathbf{g})^2 - 2\mathbf{b}^2 \mathbf{g}\hat{\mathbf{h}} = 0 \quad (\text{A.21})$$

olur. A.21 eşitliği homojen yarısonsuz ortamdaki Rayleigh dalgasının karakteristik denklemi olarak bilinmektedir.

Şekil A.1 de gösterildiği gibi, ikinci tabakadan birinci tabakaya doğru ilerleyen bir düzlem dalga ele alınırsa 6 sabit $(A_1, B_1, C_1, A_2, B_2, C_2)$ ortaya çıkacaktır. Bu durumda Snell yasası

$$p = \frac{\sin \mathbf{q}_1}{\mathbf{a}_1} = \frac{\sin \mathbf{j}_1}{\mathbf{b}_1} = \frac{\sin \mathbf{q}_2}{\mathbf{a}_2} = \frac{\sin \mathbf{j}_2}{\mathbf{b}_2} \quad (\text{A.22})$$

şeklinde ifade edilir.

Sinirda $z=0$, yer değiştirmeler $u(0)$, $w(0)$ ve gerilmeler $\mathbf{s}_{zx}(0)$, $\mathbf{s}_{zz}(0)$ sürekli olacağı için bu koşullar, A.14 ve A.15 denklemlerinden yararlanılarak aşağıdaki gibi ifade edilebilir.

$$\begin{aligned} p(A_1 - B_1) + \mathbf{h}_1(-C_1 + D_1) &= pA_2 - \mathbf{h}_2C_2 \\ \mathbf{x}(A_1 + B_1) + p(-C_1 + D_1) &= \mathbf{x}_2A_2 + pC_2 \\ 2\mathbf{m}_1 p\mathbf{x}_1(A_1 + B_1) - p_1(1-\mathbf{g}_1)(C_1 + D_1) &= 2\mathbf{m}_2 p\mathbf{x}_2A_2 - \mathbf{r}_2(1-\mathbf{g}_2)C_2 \\ p_1(1-\mathbf{g}_1)(A_1 - B_1) + 2\mathbf{m}_1 p\mathbf{h}_1(C_1 - D_1) &= \mathbf{r}_2(1-\mathbf{g}_2)A_2 + 2\mathbf{m}_2 p\mathbf{h}_2C_2 \end{aligned} \quad (\text{A.23})$$

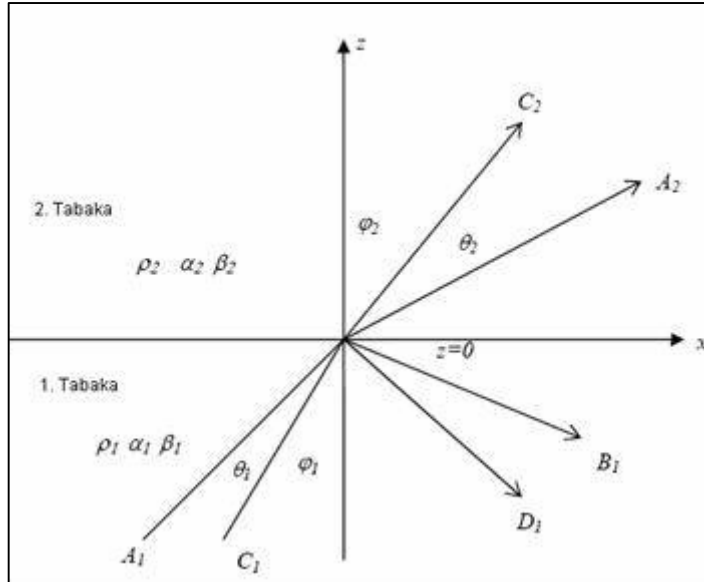
Burada,

$$\mathbf{x}_i^2 = \frac{1}{\mathbf{a}_i^2}, \mathbf{h}_i^2 = \frac{1}{\mathbf{b}_i^2} - p^2, \mathbf{g}_i = 2\mathbf{b}_i^2 p^2 \quad i = 1, 2 \quad (\text{A.24})$$

A.23 denkleminin çözümü için,

$$\mathbf{m}_1(\mathbf{h}_i^2 - p^2) = \mathbf{r}_i(1 - \mathbf{g}_i) \quad (\text{A.25})$$

olmalıdır.



Sekil A.1. İki tabaka arasındaki P-SV dalgasının sınır şartları (Hayashi, 2008)

A.23 denkleminde birinci ve ikinci denklemler yer değiştirmeler için süreklilik şartlarını, üçüncü ve dördüncü denklemler de gerilmeler için süreklilik şartlarını sağlamaktadırlar. A.23 denklemi $A_1 \pm B_1$ ve $C_1 \pm D_1$ sabitleri ile aşağıdaki gibi ifade edilebilir.

$$\mathbf{r}_1(A_1 - B_1) = aA_2 + 2(\mathbf{m}_2 - \mathbf{m}_1)ph_2C_2$$

$$\begin{aligned}
\mathbf{r}_1 \mathbf{h}_1 (C_1 - D_1) &= p d A_2 + b \mathbf{h}_2 C_2 \\
\mathbf{r}_1 \mathbf{x}_1 (A_1 + B_1) &= \mathbf{x}_2 b A_2 - p d C_2 \\
\mathbf{r}_1 (C_1 + D_1) &= -2(\mathbf{m}_2 - \mathbf{m}_1) p \mathbf{x}_2 A_2 + a C_2
\end{aligned} \tag{A.26}$$

Burada,

$$\begin{aligned}
a &= \mathbf{r}_1 \mathbf{g}_1 + \mathbf{r}_2 (1 - \mathbf{g}_2) = \mathbf{r}_2 - 2(\mathbf{m}_2 - \mathbf{m}_1) p^2 \\
b &= \mathbf{r}_2 \mathbf{g}_2 + \mathbf{r}_1 (1 - \mathbf{g}_1) = \mathbf{r}_2 + 2(\mathbf{m}_2 - \mathbf{m}_1) p^2 \\
d &= \mathbf{r}_2 (1 - \mathbf{g}_2) - \mathbf{r}_1 (1 - \mathbf{g}_1) = \mathbf{r}_2 - \mathbf{r}_1 - 2(\mathbf{m}_2 - \mathbf{m}_1) p^2
\end{aligned} \tag{A.27}$$

Sekil A.2 de gösterildiği gibi düşey eksen z aşağı doğru alınacak olursa, A.23 ve A.26 eşitliklerindeki gibi sınırdaki $z=0$, yerdeğistirmeler ve gerilmeler sürekli olmalıdır. Serbest yüzeyde ise ($z=-H$) gerilme sıfır olmalıdır. Bu koşul A.15 deki eşitlikler kullanılarak aşağıdaki gibi ifade edilebilir.

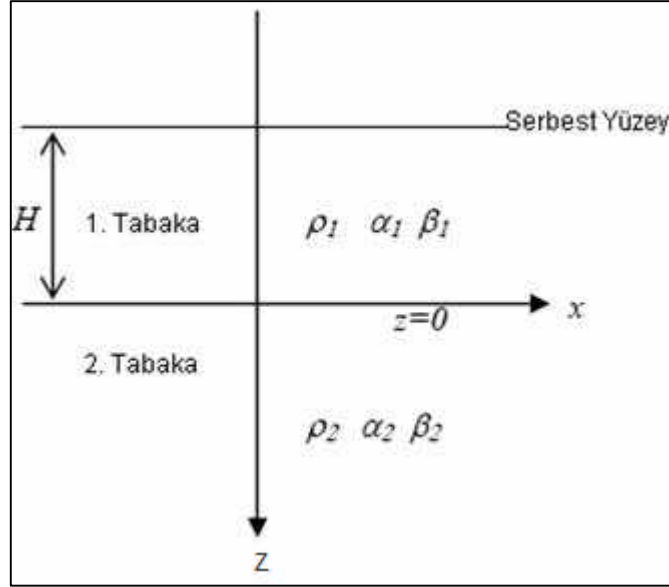
$$\begin{aligned}
2\mathbf{m}_1 p \mathbf{x}_1 (A_1 e^{-i\mathbf{w}\mathbf{x}_1 H} + B_1 e^{i\mathbf{w}\mathbf{x}_1 H}) - \mathbf{r}_1 (1 - \mathbf{g}_1) (C_1 e^{-i\mathbf{w}\mathbf{h}_1 H} + D_1 e^{i\mathbf{w}\mathbf{h}_1 H}) &= 0 \\
\mathbf{r}_1 (1 - \mathbf{g}_1) (A_1 e^{-i\mathbf{w}\mathbf{x}_1 H} - B_1 e^{i\mathbf{w}\mathbf{x}_1 H}) - 2\mathbf{m}_1 p \mathbf{h}_1 (C_1 e^{-i\mathbf{w}\mathbf{h}_1 H} - D_1 e^{i\mathbf{w}\mathbf{h}_1 H}) &= 0
\end{aligned} \tag{A.28}$$

A.28 eşitliği trigonometrik fonksiyonlar cinsinden,

$$\begin{aligned}
2\mathbf{m}_1 p \mathbf{x}_1 [(A_1 + B_1) \cos \mathbf{w}\mathbf{x}_1 H - i(A_1 - B_1) \sin \mathbf{w}\mathbf{x}_1 H] \\
- \mathbf{r}_1 (1 - \mathbf{g}_1) [(C_1 + D_1) \cos \mathbf{w}\mathbf{h}_1 H - i(C_1 - D_1) \sin \mathbf{w}\mathbf{h}_1 H] &= 0 \\
\mathbf{r}_1 (1 - \mathbf{g}_1) [(A_1 - B_1) \cos \mathbf{w}\mathbf{x}_1 H - i(A_1 + B_1) \sin \mathbf{w}\mathbf{x}_1 H] \\
+ 2\mathbf{m}_1 p \mathbf{h}_1 [(C_1 - D_1) \cos \mathbf{w}\mathbf{h}_1 H - i(C_1 + D_1) \sin \mathbf{w}\mathbf{h}_1 H] &= 0
\end{aligned} \tag{A.29}$$

bilinmeyen sabit sayı sayısı (A_1 den D_1 'e ve A_2 den D_2 'ye) ve denklem sayısı (A.26, A.29) altıdır. Rayleigh dalgasının genliği sonsuza giderken sıfır olduğundan bu koşul aşağıdaki eşitlikleri sağlar,

$$\mathbf{x}_2 = i\hat{\mathbf{x}}_2, \quad \hat{\mathbf{x}}_2 = \sqrt{p^2 - \frac{1}{\mathbf{a}_2^2}} > 0, \quad \mathbf{h}_2 = i\hat{\mathbf{h}}_2, \quad \hat{\mathbf{h}}_2 = \sqrt{p^2 - \frac{1}{\mathbf{b}_2^2}} > 0 \quad (\text{A.30})$$



Şekil A.2. İki tabakalı ortamda Rayleigh dalgası (Hayashi, 2008)

\mathbf{r} , \mathbf{a} , \mathbf{b} sırasıyla, yoğunluk, P-dalgası hızı ve S-dalgası hızını göstermektedirler.

A.26 denklemindeki $A_1 + B_1$ ya da $A_1 - B_1$ değerleri A.29 ve A.30 denkleminde yerine konulursa, sadece A_2 ve C_2 bilinmeyen sabitleri gösteren eşitlikler elde edilir.

$$\begin{aligned} (X_1 + Y_1)pA_2 + (X_2 + Y_2)iC_2 &= 0 \\ (X_3 + Y_3)pA_2 + (X_4 + Y_4)iC_2 &= 0 \end{aligned} \quad (\text{A.31})$$

burada,

$$\begin{aligned} X_1 &= 2\mathbf{b}_1^2(b\hat{\mathbf{x}}_2C_a - a\mathbf{x}_1^2S_a) & Y_1 &= (1 - \mathbf{g}_1)p^2[dS_b - 2(\mathbf{m}_2 - \mathbf{m}_1)\hat{\mathbf{x}}_2C_b] \\ X_2 &= \mathbf{g}_1[dC_a - 2(\mathbf{m}_2 - \mathbf{m}_1)\mathbf{x}_1^2\hat{\mathbf{h}}_2S_a] & Y_2 &= (1 - \mathbf{g}_1)(aC_b - b\hat{\mathbf{h}}_2S_b) \\ X_3 &= (1 - \mathbf{g}_1)(aC_a - b\hat{\mathbf{x}}_2S_a) & Y_3 &= \mathbf{g}_1[dC_b - 2(\mathbf{m}_2 - \mathbf{m}_1)\hat{\mathbf{x}}_2\mathbf{h}_1^2S_b] \\ X_4 &= (1 - \mathbf{g}_1)p^2[dS_a - 2(\mathbf{m}_2 - \mathbf{m}_1)\hat{\mathbf{h}}_2C_a] & Y_4 &= \mathbf{g}_1(b\hat{\mathbf{h}}_2C_b - a\mathbf{h}_1^2S_b) \end{aligned} \quad (\text{A.32})$$

burada,

$$\begin{aligned}
C_a &= \cos \mathbf{w}\mathbf{x}_1 H, \quad S_a = \frac{\sin \mathbf{w}\mathbf{x}_1 H}{\mathbf{x}_1}, \quad C_b = \cos \mathbf{w}\mathbf{h}_1 H, \quad S_b = \frac{\sin \mathbf{w}\mathbf{h}_1 H}{\mathbf{h}_1} \\
a &= \mathbf{r}_1 \mathbf{g}_1 + \mathbf{r}_2 (1 - \mathbf{g}_2) = \mathbf{r}_2 - 2(\mathbf{m}_2 - \mathbf{m}_1) p^2 \\
b &= \mathbf{r}_2 \mathbf{g}_1 + \mathbf{r}_1 (1 - \mathbf{g}_1) = \mathbf{r}_1 + 2(\mathbf{m}_2 - \mathbf{m}_1) p^2 \\
d &= \mathbf{r}_2 (1 - \mathbf{g}_2) - \mathbf{r}_1 (1 - \mathbf{g}_1) = \mathbf{r}_2 - \mathbf{r}_1 - 2(\mathbf{m}_2 - \mathbf{m}_1) p^2
\end{aligned} \tag{A.33}$$

İki boyutlu ortam için Rayleigh dalga denklemi,

$$F_R(p, \mathbf{w}) = (X_1 + Y_1)(X_4 + Y_4) - (X_2 + Y_2)(X_3 + Y_3) = 0 \tag{A.34}$$

olarak yazılabilir.

x ve y eksenleri yatay düzlemde, z eksenini dikey düzlemde yukarı doğru uzanan bir Kartezyen koordinat sistemi dikkate alınarak (Şekil A.3) yoğunluk ve elastik sabitlerin sadece z nin fonksiyonu olduğu bir model düşünülürse, P-SV dalgalarının yer değiştirme bileşenleri (u_x, u_y, u_z) ,

$$\begin{aligned}
u_x &= y_1(z; k, \mathbf{w}) Y_k(x, y) e^{-i\mathbf{w}t} \\
u_y &= y_3(z; k, \mathbf{w}) \frac{1}{k} \frac{\partial Y_k}{\partial x} e^{-i\mathbf{w}t} \\
u_z &= y_3(z; k, \mathbf{w}) \frac{1}{k} \frac{\partial Y_k}{\partial y} e^{-i\mathbf{w}t}
\end{aligned} \tag{A.35}$$

Burada k yatay yönde dalga sayısı, \mathbf{w} açısal frekans ve $Y_k(x, y)$ aşağıda gösterilen Helmholtz eşitliğinin çözümüdür.

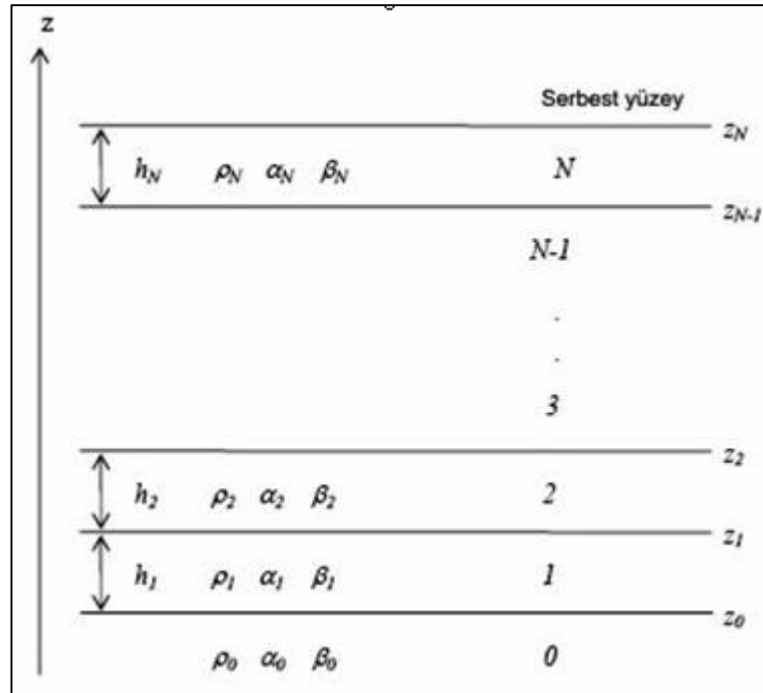
$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + k^2 \right) Y(x, y) = 0 \tag{A.36}$$

$Y_k(x, y)$ ' nin çözümü kartezyen koordinat sisteminde asagida gösterildigi gibi yazilabilir.

Hata! Düzenleme alan kodlarından nesnel oluşturulamaz. (A.37)

Lame sabitleri $I(z)$ ve $m(z)$ kullanilarak (A.35) esitligindeki $y_2(z)$ ve $y_4(z)$ hesaplanabilir.

$$wcy_2 = (I + 2m) \frac{dy_1}{dz} - kIy_3, \quad wcy_4 = m \frac{dy_3}{dz} + kIy_1 \quad (A.38)$$



Sekil A.3. Koordinat sistemi ve tabakali model (Hayashi, 2008)

Yatay dogrultudaki gerilme bilesenleri,

$$\mathbf{s}_{zz} = \mathbf{w}c y_2(z) Y_k(x, y)$$

$$\mathbf{s}_{zx} = \mathbf{w}c y_4(z) \frac{1}{k} \frac{\partial Y_k}{\partial x}$$

$$\mathbf{s}_{yz} = \mathbf{w}c y_4(z) \frac{1}{k} \frac{\partial Y_k}{\partial y} \quad (\text{A.39})$$

Buradaki c yatay yöndeki faz hızıdır.

$$c = \frac{\mathbf{w}}{k} \quad (\text{A.40})$$

(A.35) ve (A.39) denklemlerinin hareket denkleminde yerine konulmasıyla aşağıdaki eşitlikler elde edilir,

$$\frac{dy_1}{dz} = \frac{kc^2}{\mathbf{l} + 2\mathbf{m}} y_2 + \frac{k\mathbf{l}}{\mathbf{l} + 2\mathbf{m}} y_3$$

$$\frac{dy_2}{dz} = -k\mathbf{r}y_1 + ky_4$$

$$\frac{dy_3}{dz} = -ky_1 + \frac{kc^2}{\mathbf{m}} y_4$$

$$\frac{dy_4}{dz} = \frac{k\mathbf{l}}{\mathbf{l} + 2\mathbf{m}} y_2 + k \left\{ -\mathbf{r} + \frac{1}{c^2} \left[\left(\mathbf{l} + 2\mathbf{m} \right) - \frac{\mathbf{l}^2}{\mathbf{l} + 2\mathbf{m}} \right] \right\} y_3 \quad (\text{A.41})$$

burada $\mathbf{r}(z)$ yoğunluktur. Tabakali ortamda, her tabakanın kendi yoğunluğu ($\mathbf{r} = \mathbf{r}_m$), P dalgası hızı ($\mathbf{a} = \mathbf{a}_m$), ve S dalgası hızı ($\mathbf{b} = \mathbf{b}_m$) sabit olduğundan (A.41) denklemlerinin çözümü kolayca belirlenebilir. A.41 denklemlerinin genel çözümü;

$$y_1 = r_a (Ae^{V_a Z} + Ce^{-V_a Z}) + (Be^{V_b Z} + De^{-V_b Z})$$

$$y_2 = \mathbf{r} \left[(\mathbf{g} - 1) (Ae^{V_a Z} - Ce^{-V_a Z}) + \mathbf{g}_b (Be^{V_b Z} - De^{-V_b Z}) \right]$$

$$y_3 = (Ae^{V_a Z} - Ce^{-V_a Z}) + r_b (Be^{V_b Z} - De^{-V_b Z})$$

$$y_4 = \mathbf{r} \left[\mathbf{g}_a (Ae^{V_a Z} - Ce^{-V_a Z}) + (\mathbf{g} - 1) (Be^{V_b Z} - De^{-V_b Z}) \right] \quad (\text{A.42})$$

seklindedir. Burada A, B, C, D , sınır şartlarından belirlenen sabitlerdir ve diğer parametreler ise aşağıdaki gibi tanımlanırlar,

$$r_a^2 = 1 - \left(\frac{c}{a}\right)^2, r_b^2 = 1 - \left(\frac{c}{b}\right)^2, g = 2\left(\frac{b}{c}\right)^2, v_a = kr_a, v_b = kr_b \quad (\text{A.43})$$

a , P dalga hızı iken; b S dalga hızıdır.

Aşağıdaki gibi bir vektör tanımlanırsa

$$\mathbf{y}(z) = \begin{pmatrix} y_1(z) \\ y_2(z) \\ y_{31}(z) \\ y_4(z) \end{pmatrix} \quad (\text{A.44})$$

bu durumda (A.42) denklemi,

$$\mathbf{y}(z) = \mathbf{D}(z) \begin{pmatrix} A+C \\ A-C \\ B+D \\ B-D \end{pmatrix} \quad (\text{A.45})$$

şeklinde ifade edilebilir. Matris $\mathbf{D}(z)$ A.42 eşitliğindeki üstel fonksiyonların hiperbolik fonksiyonlara dönüştürülmesiyle elde edilir. $z=0$ değeri yukarıdaki eşitlikte yerine konulacak olursa

$$\begin{pmatrix} A+C \\ A-C \\ B+D \\ B-D \end{pmatrix} = \mathbf{D}^{-1}(0)y(0) \quad (\text{A.46})$$

olur.

Yukarıdaki esitlikte sabitler, $z=0$ iken, gerilme ve yer degistirmelerden hesaplanabilmektedir. $\mathbf{D}(0)$ A.42 esitliginde asagidaki gibi yazilabilir

$$\mathbf{D}(0) = \begin{pmatrix} r_a & 0 & 1 & 0 \\ 0 & r(\mathbf{g}-1) & 0 & r\mathbf{g}_b \\ 0 & 1 & 0 & r\mathbf{b} \\ p\mathbf{g}_a & 0 & r(\mathbf{g}-1) & 0 \end{pmatrix} \quad (\text{A.47})$$

$$\mathbf{D}^{-1}(0) = \begin{pmatrix} -(\mathbf{g}-1)/r_a & 0 & 0 & 1/r r_a \\ 0 & -1/r & \mathbf{g} & 0 \\ \mathbf{g} & 1 & 0 & -1/r \\ 0 & -1/r r_b & -(\mathbf{g}-1)/r_b & 0 \end{pmatrix} \quad (\text{A.48})$$

A.48 esitliginin A.46 esitliginde, $\mathbf{y}(0)$ olarak, yerine konulmasiyla sabitler hesaplanabilir. A.45 esitliginde $\mathbf{y}(0)$ yerine konulursa

$$\mathbf{y}(z) = \mathbf{D}(z)\mathbf{D}^{-1}(0)\mathbf{y}(0) = \mathbf{P}(z)\mathbf{y}(0) \quad (\text{A.49})$$

elde edilir.

Bu esitlikte z koordinatinin baslangici

$$\mathbf{y}(z+h) = \mathbf{P}(h)\mathbf{y}(z) \quad (\text{A.50})$$

olarak yazilabilir.

Çok tabakali modelde (Sekil A.3) A.50 esitligi tabakanin üstündeki yerdegistirmeleri ve gerilmeleri tabakanin altında oldugu gibi hesaplamaktadır. Böylece bir tabakanin alt ve üstündeki yer degistirmeler ve gerilmeler;

$$\mathbf{Y}_n = \mathbf{P}_n(h_n)\mathbf{y}_{n-1}, \mathbf{y}_n = \mathbf{y}(z_n) \quad (\text{A.51})$$

olarak yazilabilir. Burada h_n n. tabakanin kalinligi, $\mathbf{P}_n(h_n)$ n. tabaka için elastik modülden hesaplanan bir katman matrisidir. Serbest yüzeyde gerilme ve yer degistirmeler (\mathbf{y}_N), her tabaka için \mathbf{y}_0 baslangiç kosulundan, $\mathbf{P}_n(h_n)$ katman matrisi ve (A.51) denklemini kullanilarak hesaplanabilir. Katman matrisi $\mathbf{P}_n(h_n)$,

$$\begin{aligned}
P_{11} &= C_a - \mathbf{g}(C_a - C_b), P_{12} = \frac{1}{\mathbf{r}}(-r_a^2 S_a - S_b), P_{13} = \mathbf{g}_a^2 S_a - (\mathbf{g}-1)S_b \\
P_{14} &= \frac{1}{\mathbf{r}}(C_a - C_b), P_{21} = \mathbf{r}[-(\mathbf{g}-1)^2 S_a + \mathbf{g}^2 r_b^2 S_b], P_{23} = p\mathbf{g}(\mathbf{g}-1)(C_a - C_b), \\
P_{24} &= (\mathbf{g}-1)S_a - \mathbf{g}_b^2 S_b, P_{33} = C_b + \mathbf{g}(C_a - C_b), P_{34} = \frac{1}{\mathbf{r}}(S_a - r_b^2 S_b) \\
P_{43} &= \mathbf{r}[\mathbf{g}^2 r_a^2 S_a - (\mathbf{g}-1)^2 S_b], P_{22} = P_{11}, P_{31} = -P_{24}, P_{32} = -P_{14}, P_{41} = -P_{23}, \\
P_{42} &= -P_{13}, P_{44} = -P_{33}
\end{aligned} \tag{A.52}$$

burada,

$$\begin{aligned}
C_a &= \cosh v_a h, S_a = \frac{\sinh v_a h}{r_a}, C_b = \cosh v_b h, S_b = \frac{\sinh v_b h}{r_b}, \\
C_a - C_b &= 2 \left(\sinh^2 \frac{v_a h}{2} - \sinh^2 \frac{v_b h}{2} \right)
\end{aligned} \tag{A.53}$$

dir. (A.51) denklemini kullanarak (A.52) diferansiyel esitlikleri hem yukari hem de asagi yöne dogru baslangiç deger problemi olarak çözülebilir. Ancak, yüzey dalgalarinin genligi yukariya dogru artis gösterdiginden, dolayisi ile yüzey dalgalarinin hesaplanmasinda tabandan yukariya dogru hesaplama daha hassas olmaktadır. Baslangiç sartlari asagidaki gibi belirlenebilir.

$z < z_0 = 0$ olmasi halinde ortam homojen yarisonsuzdur. z nin çözüümü, (A.42) formülünden, asagidaki gibi ifade edilebilir.

$$\begin{aligned}
y_1 &= Ar_a e^{v_a z} + Br_a e^{v_b z} \\
y_2 &= A\mathbf{r}(\mathbf{g}-1)e^{v_a z} + B\mathbf{g}_b e^{v_b z}
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
y_3 &= Ae^{V_a z} + Br_b e^{V_b z} \\
y_4 &= Argr_a e^{V_a z} + Br(g-1)e^{V_b z}
\end{aligned} \tag{A.54}$$

A ve B homojen yarısız ortama ait sabitleri iken \mathbf{r} ve \mathbf{g} homojen yarısız ortamın değerleridir. Esitliğin çözülebilmesi için $z \rightarrow -\infty$ olmamalıdır. Dolayısıyla aşığıdaki koşul gözönüne alınmalıdır.

$$\operatorname{Re}(v_a) > 0, \operatorname{Re}(v_b) > 0 \tag{A.55}$$

Çözüm için, diferansiyel esitlik lineer olduğu için lineer kombinasyonu kullanılır. Öncelikle $A=1$ ve $B=0$ için $\mathbf{y}^{(A)}(z)$ nin çözümü, ardından $A=0$ ve $B=1$ için $\mathbf{y}^{(B)}(z)$ nin çözümü hesaplanır, nihayetinde aşığıdaki esitlik uygulanır,

$$\mathbf{y}(z) = A\mathbf{y}^{(A)}(z) + \mathbf{y}^{(B)}(z) \tag{A.56}$$

Her iki denklem için başlangıç şartları,

$$\mathbf{y}^{(A)}(0) = \begin{pmatrix} r_a \\ \mathbf{r}(\mathbf{g}-1) \\ 1 \\ \mathbf{r}gr_a \end{pmatrix}, \quad \mathbf{y}^{(B)}(0) = \begin{pmatrix} 1 \\ \mathbf{r}gr_b \\ r_b \\ \mathbf{r}(\mathbf{g}-1) \end{pmatrix} \quad (k > 0) \tag{A.57}$$

Serbest yüzeyde sınır şartları,

$$\mathbf{s}_{zz}(z_N) = 0, \mathbf{s}_{zx}(z_N) = \mathbf{s}_{yz}(z_N) = 0 \tag{A.58}$$

şeklindedir. Bu şartlar (A.56) denkleminde kullanılarak aşığıdaki denklem yazılabilir.

$$\begin{aligned}
y_2 &= Ay_2^{(A)}(z_N) + By_2^{(B)}(z_N) = 0 \\
y_4 &= Ay_4^{(A)}(z_N) + By_4^{(B)}(z_N) = 0
\end{aligned}
\tag{A.59}$$

Yukarıdaki eşitliğin tamamlanması için aşağıdaki koşul sağlanmalıdır.

$$F_R(k, \mathbf{w}) = y_2^{(A)}(z_N)y_4^{(B)}(z_N) - y_2^{(B)}(z_N)y_4^{(A)}(z_N) = 0 \tag{A.60}$$

A.60 ile verilen eşitlik Rayleigh dalgasının karakteristik denklemdir

ÖZGEÇMİS

Adi Soyadı : Buket Ekinci
Dogum Yeri ve Yili : Nigde / 1979
Medeni Hali : Evli
Yabancı Dili : İngilizce



Eğitim Durumu:

Lise : Nigde Atatürk Lisesi 1996
Lisans : Süleyman Demirel Üniversitesi 2000
Yüksek Lisans : SDÜ Fen Bilimleri Enstitüsü 2005

Çalıştığı Kurumlar ve Yıl:

SDÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Araştırma Görevlisi, 2002-2008
DSI 13. Bölge Jeoteknik ve YAS Sube Müd. Antalya, 2008-devam ediyor.