İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

RAYLEIGH DALGASI H/V ORANI VE FAZ HIZI DİSPERSİYON VERİLERİNİN BİRLİKTE TERS ÇÖZÜMÜ İLE S-DALGASI HIZ PROFİLLERİNİN ELDE EDİLMESİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Gül ÜNAL
(505081404)

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

Tez Danışmanı: Prof. Dr. H. Argun KOCAOĞLU

OCAK 2012

İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün **505081404** numaralı Yüksek Lisans Öğrencisi **Gül ÜNAL**, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı **"RAYLEIGH DALGASI H/V ORANI VE FAZ HIZI DİSPERSİYON VERİLERİNİN BİRLİKTE TERS ÇÖZÜMÜ İLE S-DALGASI HIZ PROFİLLERİNİN ELDE EDİLMESİ"** başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı :	**Prof. Dr. H. Argun KOCAOĞLU** İstanbul Teknik Üniversitesi	.....
Jüri Üyeleri :	**Doç. Dr. Ayşe KAŞLILAR** İstanbul Teknik Üniversitesi	.....
	Prof. Dr. Oğuz ÖZEL İstanbul Üniversitesi	.....

Teslim Tarihi : **19 Aralık 2011**
Savunma Tarihi : **26 Ocak 2012**

ÖNSÖZ

Lisans ve yüksek lisans öğrenimim boyunca ve bu tez çalışması sırasında, mesleki bilgi ve tecrübe birikimini benimle paylaşan ve hiç bitmek bilmeyen sabrıyla bana yol gösteren değerli danışman hocam Prof. Dr. H. Argun KOCAOĞLU' na teşekkürlerimi bir borç bilirim.
Araştırma görevlisi Karolin FIRTANA' ya bilgi ve yardımlarını benimle paylaştığı ve vermiş olduğu destekler için teşekkürlerimi sunarım.
İşyerindeki sevgili şefim Ayten BALKAN'a ve mesai arkadaşım Ahmet BAYIK'a anlayışları, yardımları ve destekleri için ayrıca teşekkürlerimi sunarım.
Sevgili Recep ÇELİKOL ve Miray GÖKTAŞ' a destekleri, anlayışları, yardımları ve hep yanımda oldukları için ayrıca çok teşekkür etmek isterim.
Son olarak, hayatım boyunca her zaman yanımda olan ve maddi ve manevi desteklerini benden hiç esirgemeyen aileme sonsuz teşekkürler.

Ocak 2012

Gül ÜNAL
(Jeofizik Mühendisi)

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ ..... **v**
İÇİNDEKİLER ..... **vii**
KISALTMALAR ..... **ix**
ÇİZELGE LİSTESİ ..... **xi**
ŞEKİL LİSTESİ ..... **xiii**
ÖZET ..... **xvii**
SUMMARY ..... **xxi**
1. GİRİŞ **1**
2. YATAY-DÜŞEY (H/V) SPEKTRAL ORAN YÖNTEMİ **5**
2.1 Giriş 5
2.2 S-Dalgası Transfer Fonksiyonu (Zemin Büyütme Faktörü) 5
2.3 H/V Spektral Oran İçin Cisim Dalgası ve Yüzey Dalgası Teorileri 9
2.4 H/V Spektral Oran Eğrisine Rayleigh ve Love Dalgalarının Katkısı 10
2.5 Rastgele Azalım (Randon Decrement, RayDec) Yöntemi 14
3. RAYLEIGH DALGASI H/V ORANI VE FAZ HIZI DİSPERSİYON VERİLERİNİN BİRLİKTE TERS ÇÖZÜMÜ **19**
3.1 Giriş 19
3.2 Rayleigh Dalgası H/V Eğrisi ve Dispersiyon Eğrisinin Ortak Ters Çözümü 24
3.3 Ortak Ters Çözümde Ağırlıklandırmaların Etkisi 27
3.4 Sediman-Anakaya Empedans Farkının Rayleigh Dalgası H/V Oranı ve Faz Hızı Dispersiyon Eğrisi Ortak Ters Çözümüne Etkileri 32
3.5 Poisson Oranının Rayleigh Dalgası H/V Oranı ve Faz Hızı Dispersiyon Eğrisinin Ortak Ters Çözümüne Etkileri 34
3.6 Çok Katmanlı Yer Modellerinin Ortak Ters Çözümü 37
4. SONUÇ VE ÖNERİLER **45**
KAYNAKLAR **49**
ÖZGEÇMİŞ **51**

KISALTMALAR

F-k : Frekans-Dalgasayısı Yöntemi
H/V : Horizontal to Vertical
MASW : Multichannel Analysis of Surface Wave
NEHRP : National Earthquake Hazard Reduction Program
REMI : Refraction Microtremor
SASWT : Spectral Analysis of Surface Wave
SPAC : Spatial Autocorrelation
VP : P-Dalgası Hızı
VS : S-Dalgası Hızı

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 3.1 : Zemin doğal frekansları, zemin kalınlıkları, S-dalgası hızları aynı, anakaya S-dalgası hızları sırasıyla artan hız modelleri (Model M, Model N, Model O). 19
Çizelge 3.2 : Zemin kalınlıkları, zemin S-dalgası hızları ve anakaya S- dalgası hızları farklı, hız modelleri (Model J, Model K, Model L). 21
Çizelge 3.3 : Yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde iki katmanlı, S-dalgası hızları derinlikle artan, Model A olarak adlandırılan, hız modeli. 38
Çizelge 3.4 : Yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde üç katmanlı, S-dalgası hızları artan, Model B olarak adlandırılan, hız modeli..... 40
Çizelge 3.5 : Yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde üç katmanlı, S-dalgası hızları derinlikle artan, Model C olarak adlandırılan, hız modeli. 42

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 2.1 : Anakaya üzerindeki zeminde düşey yönde hareket eden dalgalar, Kramer (1996)' dan uyarlanmıştır. 6
Şekil 2.2 : Sönümsüz bir zeminde oluşan büyütme fonksiyonu, Kramer (1996)'dan alınmıştır. 7
Şekil 2.3 : Farklı sönüm oranları için zemin büyütme fonksiyonunun görünümü, Kramer (1996)' dan alınmıştır. 8
Şekil 2.4 : Düşey yönde yayınan S dalgasına ilişkin 1-Boyutlu transfer fonksiyonu (düz çizgi) ile Rayleigh dalgası ellipselliğinin karşılaştırılması. Temel-mod kesikli çizgi ve birinci mod noktalı-kesikli çizgi ile gösterilmiştir Bonnefoy-Claudet (2006)' dan alınmıştır. 10
Şekil 2.5 : Mikrotremör kayıtlarının H/V spektral oran eğrisi, Rayleigh dalgası temel modunun H/V spketral oran eğrisi ve yüzey dalgalarının H/V spektral oran eğrisi, Arai ve Tokimatsu (2004)' den alınmıştır. 12
Şekil 2.6 : Kalın siyah çizgi: ters çözülmüş sentetik modelin H/V oranı, siyah ince çizgi: klasik polarizasyon analizinde SH dalgası için bulunan sonuç, ince gri çizgi: frekans-zaman analizi sonucunda çıkan eğridir, Fäh (2003)' den alınmıştır. 13
Şekil 2.7 : Yüzey dalgaları kullanılarak oluşturulan H/V eğrisi ile gerçek modelin (teorik model) H/V eğrisi, Hobiger (2009)' dan alınmıştır. 16
Şekil 2.8 : RayDec ile üretilen Rayleigh dalgası H/V eğrisi ile gerçek modelin (teorik model) H/V eğrisi, Hobiger (2009)' dan alınmıştır. 17
Şekil 3.1 : Zemin doğal frekansları, zemin kalınlıkları, S-dalgası hızları aynı, anakaya S-dalgası hızları sırasıyla artan hız modellerine (Model M, Model N, Model O) ilişkin H/V spekturmları. 20
Şekil 3.2 : Zemin doğal frekansları, zemin kalınlıkları, S-dalgası hızları aynı, anakaya S-dalgası hızları sırasıyla artan hız modellerine (Model M, Model N, Model O) ilişkin faz hızı dispersiyon eğrileri. 20
Şekil 3.3 : Zemin doğal frekansları aynı, zemin kalınlıkları, S-dalgası hızları farklı, anakaya S-dalgası hızları sırasıyla azalan hız modellerine (Model J, Model K, Model L) ilişkin H/V spekturmları. 21
Şekil 3.4 : Zemin doğal frekansları aynı, zemin kalınlıkları, S-dalgası hızları farklı, anakaya S-dalgası hızları sırasıyla azalan hız modellerine (Model J, Model K, Model L) ilişkin faz hızı dispersiyon eğrileri. 22
Şekil 3.5 : Çizelge 3.1' de anlatılan, yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde tek katman zemin ve sediman-anakaya hız kontraslığı söz konusu olan yer modelinin (Model O) Rayleigh dalgası H/V oran değerlerinin katmanlardaki S-dalgası hızlarına duyarlılığı. 23
Şekil 3.6 : Çizelge 3.1' de anlatılan, yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde tek katman zemin ve sediman-anakaya hız kontraslığı söz konusu olan yer modelinin (Model O) faz hızı disperisyon değerlerinin, katmanlardaki S-dalgası hızlarına duyarlılığı. 23

Şekil 3.7 : Sadece faz hızı dispersiyonunun ağırlıklandırıldığı (WR=1 ve WHV = 0), Çizelge 3.2' de anlatılan Model J' ye ilişkin ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerinin değişimi (D).....28
Şekil 3.8 : Sadece H/V oran verilerinin ağırlıklandırıldığı (WR=0 ve WHV = 1), çizelge 3.2' de anlatılan Model J' ye ilişkin başlangıç model hızının 500 m/s girildiği ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi(D).....29
Şekil 3.9 : Sadece H/V oran verilerinin ağırlıklandırıldığı (WR=0 ve WHV = 1), çizelge 3.2' de anlatılan Model J' ye ilişkin başlangıç model hızının 1500 m/s girildiği ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).....30
Şekil 3.10 : Rayleigh dalgası H/V oranı ve dispersiyon eğrisi verilerinin eşit ağırlıklandırıldığı (WR=0.5 ve WHV = 0.5), Çizelge 3.2' de anlatılan Model J' ye ilişkin ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi(C) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).....31
Şekil 3.11 : Rayleigh dalgası H/V oranının, dispersiyon eğrisi verilerine göre daha az ağırlıklandırıldığı (WR=1 ve WHV = 0.5), Çizelge 3.2' de anlatılan Model J' ye ilişkin ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).....31
Şekil 3.12 : Çizelge 3.1' de, Sediman-anakaya hız konstrastının en düşük olduğu Model M' ye ilişkin ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).....33
Şekil 3.13 : Çizelge 3.1' de, Sediman-anakaya hız konstrastının orta olduğu Model N' ye ilişkin ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).....33
Şekil 3.14 : Çizelge 3.1' de, Sediman-anakaya hız konstrastının en yüksek olduğu Model O' ye ilişkin ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).....34
Şekil 3.15 : Çizelge 3.1' de Model M olarak adlandırılan modelin sediman katmanının poisson oranının 0.25 olduğu duruma ilişkin ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).....35
Şekil 3.16 : Çizelge 3.1' de Model M olarak adlandırılan modelin sediman katmanının poisson oranının 0.30 olduğu duruma ilişkin ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (C) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).....36

Şekil 3.17 : Çizelge 3.1' de Model M olarak adlandırılan modelin sediman katmanının poisson oranının 0.35 olduğu duruma ilişkin ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D)..... 37
Şekil 3.18 : Yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde iki katmanlı, Model A' ya ilişkin Rayleigh dalgası H/V oranının, dispersiyon eğrisi verilerine göre daha ağırlıklandırıldığı (WR=1 ve WHV = 0.5) ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D). 38
Şekil 3.19 : Yarı-sonsuz ortam anakaya üzerinde iki katmanlı, Model A' ya ilişkin yalnızca dispersiyon eğrisinin ağırlıklandırıldığı (WR=1 ve WHV = 0) ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D)..... 39
Şekil 3.20 : Yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde üç katmanlı, Model B' ye ilişkin dalgası H/V oranının, dispersiyon eğrisi verilerine göre daha az ağırlıklandırıldığı (WR=1 ve WHV = 0.5), ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D)..... 40
Şekil 3.21 : Yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde üç katmanlı, Model B için yalnızca dispersiyon eğrisinin ağırlıklandırıldığı (WR=1,WHV = 0), ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C) , H/V eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D)..... 41
Şekil 3.22 : Yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde üç katmanlı, Model C için Rayleigh dalgası H/V eğrisinin, dispersiyon eğrisi verilerine göre az ağırlıklandırıldığı ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D). 42
Şekil 3.23 : Yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde üç katmanlı, Model C için yalnızca dispersiyon eğrisinin ağırlıklandırıldığı (WR=1,WHV = 0), ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D). 43

RAYLEIGH DALGASI H/V ORANI VE FAZ HIZI DİSPERSİYON VERİLERİNİN BİRLİKTE TERS ÇÖZÜMÜ İLE S-DALGASI HIZ PROFİLLERİNİN ELDE EDİLMESİ

ÖZET

Deprem sırasında yerin dinamik davranışını (rezonans frekansı ve büyütme faktörü) kontrol eden ana faktör, S-dalgası hız yapısıdır. Bu nedenle, S-dalgası profillerinin, detaylı sismik tehlike analizi (mikrobölgelendirme) çalışmalarında çok önemli oldukları düşünülmektedir. Genellikle, S-dalgası hız yapısı aktif kaynaklı sismik yöntemlerle kestirilebilmektedir. Bu yöntemler içinde yaygın olarak kullanılanlar sismik kırılma, yansıma ve PS loglarıdır. Sismik kırılma ve yansıma yöntemlerinin kentsel alanlardaki kullanımında, sinyal/gürültü oranının düşük olması ve alanların sınırlılığından dolayı veri toplamada zorluklarla karşılaşılabilir. PS logları ise ekonomik bakımdan engelleyici olabilir. Bu dezavantajlar veya sınırlamalar nedeniyle, uygulama açısından daha pratik ve ekonomik olan, aktif ve/veya pasif kaynaklı yüzey dalgaları yöntemleri son yıllarda yaygın olarak kullanılmaktadır.

Genellikle sığ (30-50m) araştırmalarda kullanılan, yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (Multi Channel Analysis of Surface Waves, MASW) yöntemi aktif kaynaklıdır ve veri toplamada sismik kırılma yöntemi uygulamalarında kullanılan sismik kaynak türleri ve kayıtçı sistemleri kullanılmaktadır. Diğer taraftan, daha derin araştırma derinliği sağlayan pasif kaynaklı yüzey dalgası yöntemleri, mikrotremör dalga alanının 2-B bir alıcı dizilimi kaydedilmesine dayanmaktadır. Mikrotremörler, başta trafik olmak üzere endüstriyel etkinlilerden kaynaklanan arka-plan (background) gürültülerden (titreşimler) oluşmaktadır ve baskın olarak periyotları 1-2 s den daha kısa olan yüzey dalgalarından (Rayleigh ve Love) oluşmaktadır. Düşey bileşenli alıcı dizilimleriyle kaydedilen mikrotremör verilerinden, frekans-dalgasayısı (f-k) spektral analiz yöntemi veya uzamsal özilişki (SPAC) yöntemi ile Rayleigh dalgası faz hızı dispersiyon eğrileri elde edilebilmektedir. Dispersiyon verilerinin ters çözümüyle, S-dalgası hız yapısı kestirilebilmektedir. Mikrotremörlerin tek istasyon 3-bileşen kaydına dayanan H/V spektral oranlama (Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio) yaklaşımına (Nakamura yöntemi) göre, H/V spektral oranı S-dalgası transfer fonksiyonu ile doğrudan ilişkilidir. Ancak, son dönemde yayınlanan çalışmalara göre, H/V spektral oranı zemin transfer fonksiyonunun yalnızca temel rezonans frekansını vermektedir. Ayrıca, S-dalgası rezonans frekansı, temel-mod Rayleigh dalgası ellipselliğine ait spektral doruk frekansına karşılık gelmektedir.

Faz hızı dispersiyon verilerinin ters çözümü ile elde edilen S-dalgası hız yapısının derinliği gözlemlenen en uzun dalgaboyuyla (dolayısıyla en düşük frekanstaki faz hızı ile) ilişkilidir. Daha uzun dalgaboylarındaki faz hızlarının kestirilebilmesi dizilim boyutlarının büyütülmesiyle mümkün olabilir. Ancak geniş açılımlı dizilimlerle veri toplama, kentsel alanlarda her zaman elverişli olmayabilir. S-dalgası hız yapısı H/V spektrumunun ters çözümünden de bulunabilir. Ancak, H/V spektral oranı, sediman kalınlığı ve S-dalgası hızının oranına duyarlı olduğu için sonuçlar her

zaman güvenilir olmayabilir. Bu nedenle, ters çözümde bu iki parametreden birinin biliniyor olması gereklidir. Bu zorluklar, faz hızı dispersiyon eğrisi ile H/V spektral oranının birlikte ters çözümüyle giderilebilir.

Mikrotremör dalga alanı hakim olarak yüzey dalgaları (Rayleigh ve Love) ve onların yüksek modlarından ve daha az oranda ise cisim dalgalarından oluşmaktadır. Bu nedenle, yatay bileşen spektrumunda (mikrotremörlerin H/V spektral oranı için gerekli olan), yatay polarize olmuş Love dalgası enerjisi ile eliptik tanecik hareketine sahip Rayleigh dalgasının yatay bileşen enerjisi birlikte bulunmaktadır. Bu durum, ters çözümde gerekli olan kuramsal H/V eğrilerinin oluşturulmasında dikkate alınmalıdır. Kuramsal eğri için Love dalgası katkısının 3-bileşenli dizilim ölçümleri ile saptanması veya Love/Rayleigh enerji oranı için bir varsayım yapılması gerekmektedir. Diğer bir yaklaşım (bu çalışmada kullanılan) ise kuramsal H/V eğrilerini Rayleigh dalgasının ellipselliğinden hesaplamaktır. Bu durumda, ölçülen verilerdeki Love dalgası etkisi, yatay ve düşey bileşenleri arasında 90 derece faz farkı olan Rayleigh dalgalarına odaklanan bir polarizasyon analizi ile giderilerek yalnızca Rayleigh dalgasının ellipselliği ile ilişkili olan H/V spektral oranının elde edilmesi gerekmektedir. Bu çalışmada, Rayleigh dalgası H/V spektrumu ile faz hızı dispersiyon verilerinin birlikte ters çözümüyle S-dalgası hız profillerinin kestirimi amaçlanmıştır.

Rayleigh dalgası H/V spektrumu ve faz hızı dispersiyon eğrisinin, S-dalgası hız profili için ortak ters çözüme sağlayacağı katkıyı incelemek amacıyla iki ayrı kuramsal durum ele alınmıştır (anakaya üzerinde yer alan sediman katmanlı modeller kullanılarak). İlk durumda, sediman kalınlığı ve hızı sabit (dolayısıyla zemin doğal frekansı sabit) tutulmuş ve sediman-anakaya arasındaki empedans farkının değiştiği üç ayrı model incelenmiştir. Modellere ilişkin faz hızı dispersiyon eğrilerinin başlangıç frekansları, üç model için de aynıdır ve kabaca H/V eğrilerinin doruk yaptığı frekansa (zemin doğal frekansın) karşılık gelmektedir. Bunun nedeni, doruk frekansının civarında Rayleigh dalgasının düşey bileşen genliğinin azalması ve işaret değiştirmesi (retrograde eliptik hareketten prograde eliptik harekete geçiş) ve dolayısıyla, bunun H/V eğrisinde bir doruğa yol açarken, faz hızı dispersiyon eğrisinin düşük frekanslarını sınırlamasıdır. Bu durum, yalnızca faz hızı dispersiyon eğrisi kullanılarak yapılacak olan ters çözümleri, özellikle derin yapıyı çözümlemede, yetersiz kılmaktadır. Diğer taraftan, yalnızca H/V eğrisinin kullanımı ile tekil bir sonuç bulunamayabilir. Bu nedenle, ortak ters çözümün sonuçları iyileştirmesi beklenebilir. Ortak çözüm, faz hızı dispersiyon verisinin bilgi taşımadığı derinlikler için, sediman-anakaya arasındaki empedans farkına duyarlı olan Rayleigh dalgası H/V spektrumundan yararlanacaktır. Yüksek frekanslardaki faz hızı bilgisi ise sediman katmanın hızının kestiriminde yararlı olacaktır. İkinci durumda ise H/V spektrumunun hem genlik ve hem de doruk frekansının aynı kaldığı (sediman kalınlığı hız oranının sabit kaldığı ve sediman-anakaya empedans farkının sabit kaldığı) üç ayrı model ele alınmıştır. Üç farklı modelin H/V eğrilerinin aynı olmasına karşın, modellerin faz hızı dispersiyon eğrileri birbirinden farklıdır. Faz hızı dispersiyon eğrilerinin farklılığından yararlanarak, ters çözümde tek başına yetersiz kalan H/V spektrumu, faz hızı dispersiyon eğrisi ile ortak ters çözülürse gerçek modele daha yakın olan bir modele ulaşmak mümkün olabilecektir.

Rayleigh dalgası H/V eğrisi ve dispersiyon eğrisinin ortak ters çözümü ile S-dalgası hız yapısının kestirimi, ağırlıklandırılmış sönümlü en küçük kareler yöntemi esas alınarak yapılmıştır. Yarı-sonsuz ortam üzerinde bulunan $N - 1$ katmanlı bir modelde $\boldsymbol{h, \alpha, \beta, \rho}$ sırasıyla tabaka kalınlığı, P-dalgası hızı, S-dalgası hızı ve yoğunluk

parametrelerine ait N-boyutlu vektörlerdir. Bu dört parametre içinde Rayleigh dalgası faz hızının en duyarlı olduğu parametre S-dalgası hızıdır. P-dalgası hızı (yada Poisson oranı) Rayleigh dalgası faz hızına yoğunluğa göre daha az etkide bulunmaktadır. Faz hızının ters çözümünde S-dalgası hızı ve tabaka kalınlıklarının her ikisi de bilinmeyen parametreler olarak alınırsa, kararlılık problemi ile karşılaşılabilir. Modelin, S-dalgası hızlarının bilinmediği ince katmanlardan oluştuğu varsayılarak, ters çözüm kararlı duruma getirilebilir. Pratikte, her katmana ait Poisson oranı (biliniyor veya kestiriliyor olsun) sabit tutulabilir ve yoğunluklar, hız ve yoğunluk arasındaki deneysel bağıntılardan kestirilebilir.

Rayleigh dalgası H/V spektral oranı ve faz hızı dispersiyon verileri sırasıyla W_{HV} ve W_R faktörleri ile ağırlıklandırılmıştır. Bu ağırlıklandırma, ortak ters çözümde bir veri setini diğer veri setine baskın kılmak, iki veri setini aynı oranda kullanmak veya bir veri setinin ters çözüme katkısını tamamen ortadan kaldırarak tekli ters çözüm yapmak amacıyla kullanılabilir. Ters çözüm yapılırken komşu tabakalara ait hız değerleri arasındaki farkın minimize edilmesi için diferansiyel yumuşatma (differential smoothing) yaklaşımı uygulanmıştır. Bu yaklaşım ile yumuşatılmış S-dalgası hız profilleri elde edilmektedir. Ayrıca, verilerin katman hızlarına olan duyarlılığının derinlikle azalımını dengelemek amacı ile diyagonal bir ağırlıklandırma matrisi kullanılmıştır. Ters çözümlerde yapay (sentetik) veriler kullanılmıştır. Yapay veri üretmede kullanılan modeller yarı-sonsuz ortam üzerinde tek katmanlı, iki katmanlı ve üç katmanlı olarak belirlenmiştir. Katman hızlarının derinlikle arttığı modeller seçilmiştir. Yapay verilerin ortak ters çözümünde, ilk olarak, Rayleigh dalgası H/V spektral oranı ve faz hızı dispersiyon verileri kullanıldığında, ağırlıklandırmanın ters çözüme etkisi incelenmiştir. Rayleigh dalgası faz hızı dispersiyon verisinin, H/V spektral oran eğrisinden daha fazla ağırlıklandırıldığı ortak ters çözüm sonucundan elde edilen hız modelinin, gerçek model ile en iyi uyumu gösterdiği gözlenmiştir. Daha sonra, sediman-anakaya empedans farkının Rayleigh dalgası H/V oranına ve ortak ters çözüm sonuçlarına etkisi incelenmiştir. Sediman-anakaya empedans farkı arttıkça, gerçek modele benzeyen hız modelini kestirmek için gerekli iterasyon sayısının arttığı gözlemlenmiştir. Bunlara ek olarak, sediman katmana ait Poisson oranı değerinin Rayleigh dalgası H/V oranına, faz hızı eğrisine ve ters çözüm sonuçlarına etkisi incelenmiştir. Son olarak, yarı-sonsuz ortam üzerinde bulunan iki- ve üç-katmanlı modeller incelenmiştir. Ortak ters çözüm sonuçları gerçek modellere yakın hız modellerinin elde edilebildiğini göstermiştir.

THE ESTIMATION OF THE S-WAVE VELOCITY PROFILES BY THE JOINT INVERSION OF THE RAYLEIGH WAVE H/V RATIO AND PHASE VELOCITY CURVE

SUMMARY

Main factor controlling the dynamic behavior (resonance frequency and amplification factor) of the ground during earthquakes is the S-wave velocity structure. For this reason, S-wave velocity profiles are considered to be very important for a detailed seismic hazard analysis (microzonation) study. Generally, S-wave velocity profile can be estimated from active-source seismic methods. The most commonly used methods are the seismic refraction, reflection and PS logging. The use of seismic refraction and reflection methods in urban areas may lead to difficulty in data collection due to low signal-to-noise ratio and limited space. PS logging, on the other hand, may be economically prohibitive. Because of these disadvantages or limitations, active and/or passive-source surface wave methods, which are more practical and cost-effective, have been widely used in recent years.

Multi channel analysis of surface waves (MASW) is an active-source method that is generally used in shallow (30-50 m) investigations and the seismic source and field equipment used are the same as those used in the employment of seismic refraction method. On the other hand, passive-source surface methods providing larger depth of investigation are based on the 2-D array measurement of microtremor wave field. Microtremors consist of ambient noise (vibrations) caused mainly by traffic and industrial activities and they are known to be predominantly surface waves (Rayleigh and Love) with periods of shorter than 1-2 s. Rayleigh wave phase velocity dispersion curves can be obtained from the analysis of microtremor data recorded by vertical-component sensor arrays by using the frequency wave number (f-k) spectral analysis or spatial auto-correlation (SPAC) methods. S-wave velocity profile can then be estimated through the inversion of dispersion data. According to Nakamura's approach, H/V spectral ratio (Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio), which is based on 3-component single-station measurement of microtremors, is directly related to the S-wave transfer function. However, recently published studies show that the H/V ratio provides only the fundamental resonance frequency of the site transfer function. Furthermore, S-wave fundamental resonance frequency corresponds to the peak frequency of Rayleigh wave ellipticity curve.

The depth of the S-wave velocity profile, which can be estimated from the inversion of phase velocity dispersion data, is related to the longest wavelength (and thus the phase velocity at the lowest frequency) that can be observed with the sensor-array used. Estimation of phase velocities at longer wavelengths is possible by increasing the size of the array. The investigation depth can still be limited since the use of large arrays in urban areas may not be convenient. The S-wave velocity profiles can also be estimated from the inversion of H/V curves. However, the results may not always be reliable because the spectral peak frequency of the H/V curve is sensitive to the ratio of the sediment thickness to the S-wave velocity. Thus, in the inversion, one of

these two parameters has to be known. These difficulties can be eliminated by the joint inversion of the Rayleigh wave H/V spectral ratio and phase velocity dispersion data.

Microtremor wave field predominantly consists of surface waves (Rayleigh and Love), their higher modes and to a lesser extent of body waves. Therefore, horizontal-component spectrum (needed to obtain H/V spectral ratio of microtremors) includes the horizontal energy associated with the elliptical particle motion of Rayleigh waves along with the energy of horizontally polarized Love waves. This must be taken into consideration in the computation of theoretical H/V curves needed for the inversion. Either the amount of horizontal energy associated with Love waves has to be estimated through 3-component array measurements or an assumption has to be made on the ratio of Love-to-Rayleigh wave energy. Alternative approach (used in this study) is to compute theoretical Rayleigh wave H/V curves that are based on the ellipticity of Rayleigh waves. In this case, the influence of Love wave energy has to be eliminated from the measurements by employing a polarization analysis that focuses on Rayleigh waves whose vertical and horizontal components are 90 degree out of phase. In this study, polarization analysis is not implemented since joint inversion of Rayleigh wave H/V ratio and phase velocity curves is tested with synthetic data.

In an effort to investigate the individual contributions of Rayleigh wave H/V ratio and phase velocity dispersion to the joint inversion for S-wave velocity profiles, two theoretical cases are considered (models with single sediment layer over bedrock). First case involves three models whose sediment thickness and S-wave velocity are fixed (fundamental resonance frequencies are the same) but the impedance ratio between the sediment and bedrock are varied, yielding different H/V peak amplitudes and similar dispersion curves. The lowest frequency of the phase velocity dispersion curves associated with these models is the same and it roughly corresponds to the site resonance frequency. The reason is that the amplitude in vertical component of Rayleigh waves decays and changes sign (a change from retrograde to prograde elliptical motion) near the site resonance frequency, yielding a peak on the H/V spectrum while limiting the lower frequency of the dispersion curve. This limits the depth of investigation when only phase velocity dispersion curves are inverted for the S-wave velocity profiles. On the other hand H/V curve alone cannot be used to find a unique result. Thus, joint inversion is expected to improve the results since Rayleigh wave H/V spectral ratio, which is sensitive to the impedance contrast between the sediment and bedrock, can be used to overcome the limitation of phase velocity dispersion data in lower frequencies. Dispersion at higher frequencies on the other hand will help to resolve the S-wave velocity of the sediment layer. The second case investigated involves three models where both peak spectral frequency and amplitude of the H/V curves remain the same (the ratio of layer thickness to velocity is kept fixed as well as sediment-bedrock impedance contrast). Although these models have the same H/V curves, their dispersion curves are different. Similar to the first case, the joint inversion is expected to improve single inversions.

The estimation of the S-wave velocity profiles by the joint inversion of the Rayleigh wave H/V ratio and phase velocity curves are achieved by the weighted damped least-squares method. For a model with (N − 1) layers over a half-space, $\mathbf{h}$, $\boldsymbol{\alpha}$, $\boldsymbol{\beta}$, $\boldsymbol{\rho}$ are layer thickness, P-wave velocity, S-wave velocity and density vectors of size (N), respectively. Of these four parameters S-wave velocity is the one that dominantly

influences Rayleigh wave phase velocities while the phase velocities are the least sensitive to the P-wave velocity (or the Poisson's ratio). Phase velocity dispersion is more sensitive to density than P-wave velocity. Stability problems can be encountered when both S-wave velocity and layer thickness are made unknown during inversion of phase velocities since there is a trade-off between S-wave velocity and layer thickness. That is, increasing the thickness of a layer or decreasing its S-wave velocity have comparable results in phase velocity. The inversion scheme can be stabilized if the unknown model is assumed to be formed by a stack of thin layers in which only the shear-wave velocities are inverted.

Rayleigh wave H/V spectral ratio and phase velocity dispersion data are weighted with factors of W_{HV} and W_R, respectively. The weigting can be used to adjust the relative importance of each data set in the inversion. Furthermore, a differential smoothing approach is used to minimize the velocity differences between adjacent layers, The fact that the sensitivity of phase velocity dispersion to layer velocities decreases with depth is compensated with the use of a diagonal weighting matrix. In order to test the performance of the joint inversion scheme, synthetic data sets are created using models with single-layer, two-layer and three-layer over a half-space. In the models, S-wave velocity increases with depth. First, the effect of weighting (relative importance of two data sets) on the joint inversion is investigated. The case where the dispersion data are weighted more than the H/V spectral ratio resulted in an inverted model that is in better agreement with the true model compared to the opposite case or to the case with equal weighting. Second investigation involves the effect of sediment-bedrock impedance contrast on the joint inversion. Increase in the impedance contrast causes an increase in the number of iterations required to obtain a velocity model that satisfies the data. In addition to these, the effect of the Poisson's ratio of the sediment layer on both the synthetic data and inversion results is investigated. Finally, two- and three- layer over a half-space models are investigated. Results of the joint inversions show that the inverted S-wave velocity profiles are compatible with the true S-wave velocity profiles.

1. GİRİŞ

S-dalgası hız yapısının elde edilmesi, zeminin deprem sırasındaki dinamik davranışının belirlenmesinde (büyütme faktörü ve zemin hakim frekansı) ve dolayısıyla sismik tehlike haritalarının oluşturulmasında kullanılmaktadır. Bu amaçla, dünya çapında yapılan mühendislik çalışmalarının çoğunluğunda, zeminin ilk 30 m derinliğine ilişkin ortalama S-dalgası hız (V_{s30}) değeri kullanılmaktadır. V_{s30} için ulusal deprem tehlikesi azaltma programı (USGS-NEHRP) tarafından oluşturulan tablo yardımıyla, zemin sınıflandırması yapılmaktadır.

S-dalgası hız yapısına, aktif kaynaklı yüzey-sismik yöntemlerle (sismik kırılma/yansıma) veya kuyu içi yöntemlerle ulaşılabilmektedir. Çapraz, aşağı ve yukarı kuyu teknikleri ve PS hız logu olarak adlandırılan kuyu içi yöntemlerle S-dalgası hız (V_s) yapısı ancak sınırlı bir alan için elde edilmektedir. Ayrıca, bu yöntemler, sondaj maliyetleri bakımından ekonomik olmayabilirler. Sismik kırılma ve yansıma yöntemlerinin kentsel alanlardaki uygulamalarında düşük sinyal/gürültü oranı bir takım zorluklara neden olabilir. Ayrıca hedeflenen derinliğe inmek için gereken açılımlar, çoğu zaman kentsel koşullara uymamaktadır. Bu nedenlerle, son yıllarda aktif ve/veya pasif kaynaklı yüzey dalgası yöntemleri daha çok tercih edilmektedir.

Aktif kaynaklı yüzey dalgası yöntemleri olarak, yüzey dalgalarının spektral analizi (spektral analysis of surface waves, SASW) ve yüzey dalgalarının çok kanallı analizi (multichannel analysis of surface waves, MASW) yöntemlerinden söz edilebilir. Rayleigh dalgasının yüksek moduyla ilgilenilen bu yöntemlerde, aktif kaynağın türüne göre değişebilen genellikle 50 m' lik sığ derinlikler incelenmektedir.

Pasif kaynaklı yüzey dalgaları yöntemleri ise uzamsal özilişki yöntemi (spatial autocorrelation, SPAC), frekans-dalgasayısı (f-k) yöntemi ve kırılma mikrotremör (refraction Microtremor, REMI) yöntemi olarak sıralanabilir. Remi yöntemiyle 100 m' lik derinlikler incelenmektedir. SPAC ve f-k yöntemleriyle ise dizilim yarıçapının altı katına kadar olan derinlikler incelenebilmektedir.

Pasif kaynaklar, genellikle mikrotremörler ve mikroseismlardan oluşmaktadır. Periyotları 1-2 s' den kısa olan yer titreşimler mikrotremör, periyotları 1-2 s' den uzun olan titreşimler ise mikroseism olarak adlandırılır. Mikroseismlerin kaynakları atmosferik olaylar, deniz ve okyanusdaki akımlar, mikrotremörlerin kaynakları ise trafik ve endüstriyel gürültüler olarak kabul edilebilir. Mikrotremör kayıtları, ağ ölçüm yöntemleri veya tek bir istasyonda üç bileşen yöntemi ile yapılabilir.

Başlıca mikrotremör ağ ölçüm yöntemleri, uzamsal özilişki yöntemi (Aki, 1957) ve frekans-dalgasayısı yöntemidir (Capon,1969). Ağ dizilim yöntemlerinde, belli bir geometrik düzene göre dizilen düşey bileşenli alıcılarda kaydedilen mikrotremörlerin, f-k spektral analizi (Capon, 1969) ve SPAC analizi (Aki, 1957) Rayleigh dalgasının faz hızı dispersiyon özelliklerini verir. Mikrotremörlerin faz hızı dispersiyon eğrilerinin ters çözümüyle de S-dalgası hız yapısı kestirilebilir.

Nakamura adıyla da bilinen tek istasyon 3 bileşen yönteminde ise bir noktada kaydedilen iki yatay ve bir düşey bileşenli mikrotemör kayıtları kullanılmaktadır. Kaydedilen mikrotremörlerin spektral olarak yatay bileşeninin düşey bileşene oranlanmasıyla (H/V) zemin hakim periyodu hesaplanabilir. Tabakaların S-dalgası hız değerleri bilindiğinde mikrotremörlerin yatay-düşey spektral oran eğrilerinin ters çözümüyle S-dalgası hız yapısı saptanabilmektedir (örn. Tokimatsu, 1998; Fäh, 2001).

Faz hızı dispersiyon eğrisinden elde edilebilecek derinlik dalgaboyuyla ilişkilidir. Derin yapıların gözlenebilmesi için geniş dalgaboylarına karşılık gelen düşük frekanslı faz hızlarına ihtiyaç duyulmaktadır. Bu ihtiyaç dizilim çapının genişletilmesiyle giderilebilir. Fakat şehiriçlerinde geniş açılımlı dizilim uygulanmaları için her zaman elverişli olmayabilir. Böyle durumlarda küçük açılımlı dizilimler yapılmak zorunda kalınabilir. Bu koşullarda alınan mikrotremör ölçümlerinin faz hızı dispersiyon eğrisinin ters çözümünde de istenilen derinliklerdeki S-dalgası hız yapısı kestirilemeyebilir. Bununla birlikte, mikrotremörlerin H/V oran eğrisinin ters çözümüyle bulunmak istenen S-dalgası hız yapısı da her zaman güvenilir olmayabilir. H/V oranı, kalınlık-VS arasındaki ilişkiye duyarlı olduğu için ters çözümde iki parametreden birine ihtiyaç duyulmaktadır. Bu zorluklar, faz hızı dispersiyon eğrisi mikrotremör H/V oran eğrisinin birlikte ters çözümüyle giderilebilir.

Ortak ters çözüm çalışmalarına örnek olarak, Arai ve Tokimatsu' nun (2005) mikrotremörlerin H/V oran eğrisinin ters çözümünü geliştirmek için ağ ölçümlerinde merkezdeki düşey bileşenli kayıtçıyı, üç bileşenli bir kayıtçıyla değiştirerek kaydettikleri mikrotremör verilerinin, faz hızı dispersiyon eğrisi ve H/V oran eğrisini ortak ters çözümlemeleri verilebilir. Richwalski, M., Picozzi, M. ve diğ. (2006), Rayleigh dalgasının faz hızı dispersiyon eğrisi ile H/V oran eğrisini iki çeşit ortak ters çözüm yapmışlardır. Mikrotremörlerin düşük frekans değerleri için ayrı bir ortak ters çözüm, bütün frekans aralığı için ayrı bir ortak ters çözüm uygulamışlardır. Frekansların artmasıyla sığ derinlikte S-dalgası hız yapısının daha doğru bulanabildiğini göstermişlerdir. Ayrıca, Parolai ve Picozzi (2006) faz hızı eğrisi ile mikrotremör H/V spektral oran eğrilerini kullanarak genetik algoritma ve lineerleştirilmiş algoritmayla iki aşamalı ortak ters çözüm yapmışlardır. Ters çözüm aşamasında Rayleigh dalgasının yüksek modlarını da göz önünde bulundurmuşlardır. Genetik algoritma için tamamen lineer olmayan bir ters çözüm şeması oluşturarak, belirgin bir başlangıç modeli kullanmaya bağımlı kalmamışlardır. Genetik algoritmayla yapılan ters çözümde eğriler için sağlanan en iyi çakışmada ters çözümü bitirerek, bulunan S-dalagası hız modelini lineerleştirilmiş algoritmada başlangıç modeli olarak kullanarak ortak ters çözüm yapmışlardır. Örnek verilen bu çalışmalarda, faz hızı dispersiyon eğrisi ile mikrotremör H/V oran eğrisinin ortak ters çözümüyle S-dalgası hız yapısı bulunmuştur. Bu tez çalışmasının amacı ise faz hızı dispersiyon eğrisi ve Rayleigh dalgası H/V oran eğrisinin ortak ters çözümüyle S-dalgası hız yapısının kestirimidir. Ortak ters çözüm aşamasında en küçük kareler çözümü ve diferansiyel yuvarlatma yaklaşımı ile S-dalgası hız profillerinin elde edilmesi amaçlanmıştır. Bölüm 2' de, H/V spektral oran yönteminin teorik esasları anlatılmaktadır. Bölüm 3' de, ortak ters çözüm yöntemi ve yönteme etki eden parametrelerden bahsedilecek ve sentetik modeller için ortak ters çözümler gösterilecektir. Bölüm 4' de ise bu tez çalışmasından elde edilen sonuçlar yer almaktadır.

2. YATAY-DÜŞEY (H/V) SPEKTRAL ORAN YÖNTEMİ

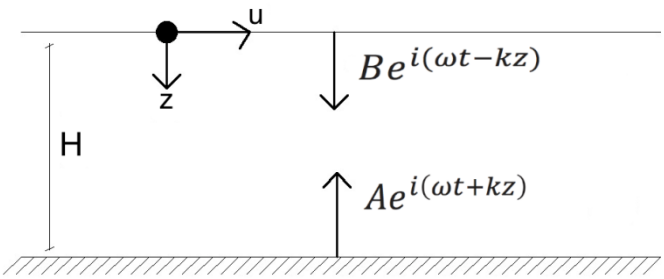
2.1 Giriş

Nakamura (1989) tarafından geliştirilen, yatay-düşey spektral oranlama (Horizontal to Vertical, H/V, Spectral Ratio), mikrotremörlerin yatay bileşen Fourier genlik spektrumunun, düşey bileşen Fourier genlik spektrumuna bölünmesine dayanmaktadır. Nakamura (1989), mikrotremör kayıtlarından elde edilen H/V eğrisinin, düşey yönde yayınan S-dalgaları için geçerli olan zemin transfer fonksiyonuna karşılık geldiğini ve dolayısıyla zemindeki S-dalgası rezonans frekansının ve büyütme faktörünün, mikrotremör ölçümlerinden saptanabileceği düşüncesini ortaya koymuştur. Tokimatsu ve Miyadera (1992) ise mikrotremör kayıtlarından elde edilen H/V eğrisinin, temel-mod Rayleigh dalgası elipselliğine karşılık geldiğini öne sürmüşlerdir. Mikrotremörler periyotları 1-2 s' den kısa olan yer titreşimleri olarak adlandırılır. Periyotları 1-2 s' den uzun olan titreşimler ise mikroseism olarak adlandırılır. Mikroseismlerin kaynakları atmosferik olaylar, deniz ve okyanusdaki akımlar, mikrotremörlerin kaynakları ise trafik ve endüstriyel gürültüler olarak kabul edilmektedir. Mikrotremörlerin tam olarak hangi dalga türlerinden oluştuğu günümüzde de tartışılmakla birlikte, ağırlıklı olarak Rayleigh dalgalarından oluştukları bilinmektedir (Lermo ve Chávez-García, 1994).

Bu bölümde ilk olarak, yarı-sonsuz bir ortam (anakaya) üzerinde yer alan tek katmanlı (sediman) bir model için S-dalgası transfer fonksiyonu ve buna ilişkin, zemin doğal frekansı ve büyütme faktörü kavramlarına değinilmiştir. Daha sonra ise, zemin transfer fonksiyonunun, mikrotremörlerin H/V spektral oranlaması ile elde edilen deneysel eğrilerle ilişkili olup olmadığı ve mikrotremörleri oluşturan dalga alanının içeriği hakkındaki tartışmalara değinilecektir.

2.2 S-Dalgası Transfer Fonksiyonu (Zemin Büyütme Faktörü)

Rijit anakaya üzerinde yer alan sönümsüz bir zeminde (Şekil 2.1), düşey yönde hareket eden S-dalgasına ilişkin yatay yerdeğiştirme denklem **2.1** ile tanımlanabilir.



Şekil 2.1 : Anakaya üzerindeki zeminde düşey yönde hareket eden dalgalar, Kramer (1996)' dan uyarlanmıştır.

$$u(z,t) = Ae^{i(\omega t+kz)} + Be^{i(\omega t-kz)} \quad \textbf{(2.1)}$$

Burada, ω açısal frekans, k dalga sayısı, A ve B ise sırasıyla $-z$ (aşağı) ve $+z$ (yukarı) yönlerde yayınan S-dalgalarının genlikleridir. Serbest yüzeyde ($z = 0$) makaslama (kayma) gerilmesi ve dolayısıyla makaslama deformasyonu sıfır olmalıdır:

$$\tau(0,t) = \mu\frac{\partial u(0,t)}{\partial z} = 0, \quad \textbf{(2.2)}$$

burada, μ makaslama modülüdür. Denklem **2.1** yukarıdaki denklemde yerine koyulursa:

$$\mu ik\left(A^{ik(0)} - Be^{-ik(0)}\right)e^{i\omega t} = 0 \quad \textbf{(2.3)}$$

denklemi elde edilir. Denklem **2.3**' ün sağlanması için $A = B$ olmalıdır. Bu durumda, yerdeğiştirme denklemi,

$$u(z,t) = 2A\frac{e^{ikz}+e^{-ikz}}{2}e^{i\omega t} = 2Acoskze^{i\omega t} \quad \textbf{(2.4)}$$

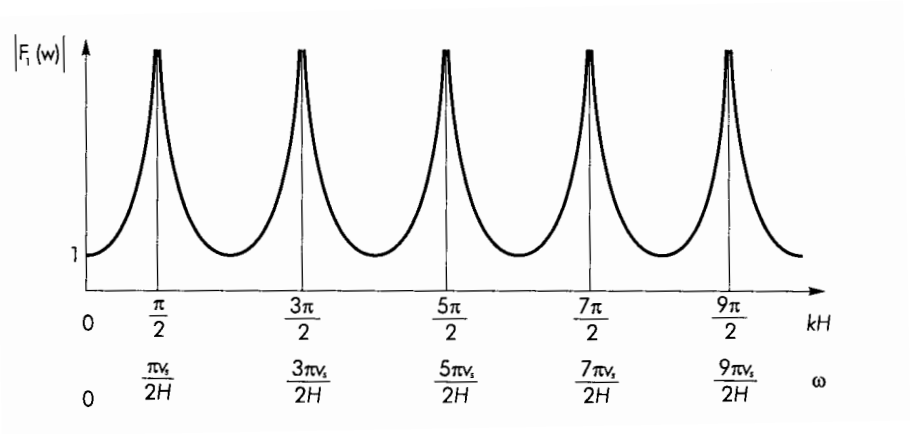
şeklini alır. Bu bağıntı, genliği *2Acoskz* olan duran bir dalgayı tanımlamaktadır. Duran dalga aşağı ve yukarı doğru yayınan dalgaların yapıcı girişimleri sonucu oluşmaktadır ve derinliğe göre değişmeyen bir şekle sahiptir. Bu denklem, zemin katmanında herhangi iki noktadaki yerdeğiştirme oranını belirleyen transfer fonksiyonunu tanımlamada kullanılabilir. Bu iki nokta, yeryüzü ve zemin katmanının tabanı olarak seçilirse, transfer fonksiyonu,

$$F_1(\omega) = \frac{u_{max}(0,t)}{u_{max}(H,t)} = \frac{2Ae^{i\omega t}}{2Acos(kHe^{i\omega t})} = \frac{1}{\cos(kH)} = \frac{1}{\cos(\frac{\omega H}{V_s})} \quad \textbf{(2.5)}$$

olarak elde edilebilir. Transfer fonksiyonun modülü (genliği), büyütme fonksiyonu olarak adlandırılır ve aşağıdaki denklem ile tanımlanır:

$$|F_1(\omega)| = \frac{1}{\left|\cos\left(\frac{\omega H}{V_S}\right)\right|}. \quad \textbf{(2.6)}$$

Elde edilen transfer fonksiyonunun görünümü şekil 2.2' de verilmiştir.



Şekil 2.2 : Sönümsüz bir zeminde oluşan büyütme fonksiyonu, Kramer (1996)' dan alınmıştır.

Denklem **2.6'** da, paydadaki değer hiçbir zaman 1' den büyük olmadığından dolayı yüzey yerdeğiştirme, her zaman en az anakayadaki yerdeğiştirme kadar ve belirli frekanslarda ise çok daha büyük olacaktır. Denklemde paydanın sıfır olması durumu sonsuz büyütme veya rezonansa karşılık gelmektedir.

Zemindeki dalga enerjisinin bir kısmı sönümleneceğinden dolayı, önceki analize sönümleme etkisini eklemek daha gerçekçi sonuçlar verecektir. Sönümlü zeminin Kelvin-Voigt katısının özelliklerine sahip olduğu düşünülürse dalga denklemi,

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \mu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \eta \frac{\partial^3 u}{\partial z^2 \partial t} \quad \textbf{(2.7)}$$

olarak yazılabilir (Kramer, 1996). Burada, η, viskozite, ρ ise yoğunluktur. Bu durumda, dalga denkleminin çözümü,

$$u(z,t) = Ae^{i(\omega t + k^* z)} + Be^{i(\omega t - k^* z)} \quad \textbf{(2.8)}$$

şeklinde verilebilir. Burada k^*, gerçel yanı k_1 ve sanal yanı k_2 olan kompleks dalga sayısıdır. Sönümsüz zemin için uygulanan cebirsel işlemler, bu durum için de uygulanırsa, rijit anakaya üzerindeki sönümlü zemin için transfer fonksiyonu,

$$F_2(\omega) = \frac{1}{cosk^* H} = \frac{1}{cos(\omega H / V_S{}^*)} \quad \textbf{(2.9)}$$

olarak ifade edilebilir. Frekanstan bağımsız kompleks makaslama modülü,

$\mu^* = \mu(1 + i2\xi)$ olarak yazılabileceğinden, kompleks makaslama dalgası hızı küçük ξ değerleri için,

$$V_s{}^* = \sqrt{\frac{\mu^*}{\rho}} = \sqrt{\frac{\mu(1+i2\xi)}{\rho}} \approx \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}(1 + i\xi) = V_s(1 + i\xi) \quad \textbf{(2.10)}$$

olarak yazılabilir. Dalga sayısı, küçük ξ değerleri için

$$k^* = \frac{\omega}{V_s{}^*} = \frac{\omega}{V_s(1+i\xi)} \approx \frac{\omega}{V_s}(1 - i\xi) = k(1 - i\xi) \quad \textbf{(2.11)}$$

şeklinde ifade edilebilir. Bu durumda, transfer fonksiyonu,

$$F_2(\omega) = \frac{1}{cosk(1-i\xi)H} = \frac{1}{\cos\left[\omega H/V_S(1+i\xi)\right]} \quad \textbf{(2.12)}$$

olarak elde edilir.

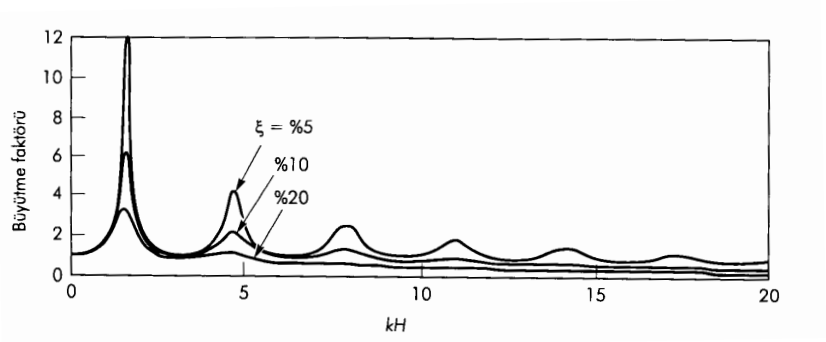
$|\cos(x + iy)| = \sqrt{cos^2x + sinh^2y}$ özdeşliğinden yararlanarak, büyütme fonksiyonu aşağıdaki şekilde yazılabilir.

$$|F_2(\omega)| = \frac{1}{\sqrt{cos^2kH + sinh^2\xi kH}} \quad \textbf{(2.13)}$$

$\sin h^2 y \approx y^2$ olduğundan, büyütme fonksiyonu sadeleştirilerek,

$$|F_2(\omega)| = \frac{1}{\sqrt{cos^2kH + (\xi kH)^2}} = \frac{1}{\sqrt{cos^2\left(\frac{\omega H}{V_s}\right) + \left[\xi\left(\frac{\omega H}{V_s}\right)\right]^2}} \quad \textbf{(2.14)}$$

şeklinde yazılabilir.



Şekil 2.3 : Farklı sönüm oranları için zemin büyütme fonksiyonunun görünümü, Kramer (1996)' dan alınmıştır.

Büyütme değeri ($|F_2(\omega)|$), $kH \approx \frac{\pi}{2} + n\pi$ olan her durumda yerel bir maksimum yapacaktır, fakat ($\xi > 0$) payda daima sıfırdan büyük olacağı için, hiçbir zaman sonsuz değerini almayacaktır. Yerel maksimumlara karşılık gelen frekanslar doğal frekanslardır. Büyütme faktörünün frekans ile değişimi, farklı sönümleme oranları

için şekil 2.3' de verilmiştir. Şekil 2.2 ile şekil 2.3 arasında bir karşılaştırma yapıldığı zaman, sönümlenmenin yüksek frekanslardaki tepkiyi düşük frekanslardakinden daha fazla etkilediği görülmektedir.

Zeminin n. doğal frekansı,

$$\omega_n = \frac{V_S}{H}\left(\frac{\pi}{2} + n\pi\right) \qquad \text{n} = 0,1,2,\ldots,\infty \qquad \textbf{(2.15)}$$

olarak verilir. Maksimum büyütme faktörü artan doğal frekans ile azaldığından, maksimum büyütme faktörü temel frekans olarak da bilinen en düşük doğal frekansta oluşacaktır:

$$\omega_0 = \frac{\pi V_S}{2H}. \qquad \textbf{(2.16)}$$

$\omega_0 = 2\pi f_0$ olarak yerine yazılırsa, zemin karakteristik doğal frekansı,

$$f_0 = V_S/4H \qquad \textbf{(2.17)}$$

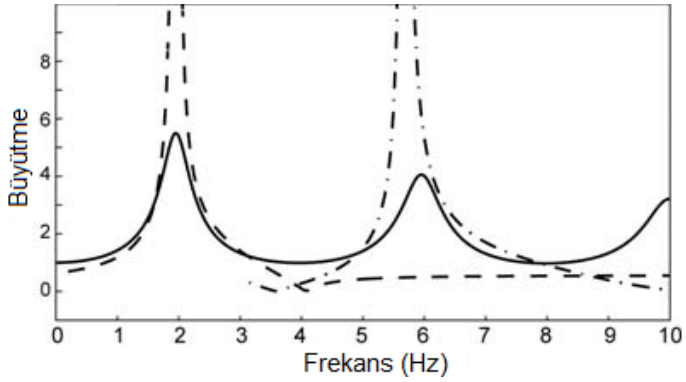
olarak bulunur.

Zemin doğal frekansının ölçümlerle saptanabildiği durumlarda, sediman katman kalınlığı biliniyorsa ortalama S-dalgası hızı, veya sediman katmanın ortalama V_s değeri biliniyorsa katman kalınlığı denklem **2.17**'den hesaplanabilmektedir.

2.3 H/V Spektral Oran İçin Cisim Dalgası ve Yüzey Dalgası Teorileri

Nakamura (1989)' nın zemin temel rezonans frekansının mikrotremörlerden elde edilen H/V eğrisinin doruk frekansından saptanabileceğini ileri sürmesi üzerine, H/V yönteminin zeminlerin temel rezonans frekansının belirlenmesinde başarıyla uygulanabileceği diğer araştırmacılar tarafından da gözlenmiştir (Seekins, 1996; Fäh, 1997; vb.). Ancak, Nakamura (1989, 2000), bir bölgedeki mikrotremör ölçümlerinden elde edilen H/V oranının, S-dalgası transfer fonksiyonu ile ilişkili olduğunu öne sürerken, mikrotremörlerin cisim dalgalarından (P ve S) oluştuklarını varsaymıştır. Nakamura (1989), H/V eğrisinin şeklinin de S-dalgalarının sediman içerisindeki rezonansı tarafından kontrol edildiğini düşünerek, zemin transfer fonksiyonunun (ve dolayısıyla doğal salınım frekansının ve o frekanstaki büyütme faktörünün) H/V eğrisinden bulunabileceğini belirtmiştir. Bu cisim dalgası yorumlamasına karşın, H/V eğrisinin temel-mod Rayleigh dalgasının elipselliğine karşılık geldiğini gösteren gözlemler vardır. (Tokimatsu ve Miyadera, 1992; Bard,

1998; Bonnefoy-Claudet, ve diğ. 2006). Bu gözlemler, 1-B kuramsal hız modelleri kullanılarak elde edilen yapay mikrotremör verileri ile desteklenmiştir (Lachet ve Bard, 1994 ve Tokeshi ve Sigumura, 1998). Bu kuramsal çalışmalar, yüzeye yakın ve rastgele dağılımlı birçok mikrotremör kaynağının kullanılması ile oluşturulan yapay gürültü kayıtlarından elde edilen H/V eğrilerinin incelenmesine dayanmaktadır. Bu kuramsal hız modellerini örnek alarak, yarı-sonsuz ortam (anakaya) ile yüksek empedans kontrastlı zemin modelini kullanarak yaptığı çalışmasında, Bonnefoy-Claudet ve diğ. (2006), temel-mod Rayleigh dalgası ellipselliği ile S-dalgası rezonans frekansının birbirine çok yakın olduğunu göstermiştir (Şekil 2.4).



Şekil 2.4 : Düşey yönde yayınan S dalgasına ilişkin 1-Boyutlu transfer fonksiyonu (düz çizgi) ile Rayleigh dalgası ellipselliğinin karşılaştırılması. Temel-mod kesikli çizgi ve birinci mod noktalı-kesikli çizgi ile gösterilmiştir Bonnefoy-Claudet (2006)' dan alınmıştır.

2.4 H/V Spektral Oran Eğrisine Rayleigh ve Love Dalgalarının Katkısı

Mikrotremör kayıtlarından elde edilen H/V eğrisi, Rayleigh dalgasının yüksek modlarının ve Love dalgasının etkilerinden dolayı, Rayleigh dalgasının temel-modu ile benzerlik göstermeyebilmektedir (Arai ve Tokimatsu, 2004). Bu durumda, mikrotremörlerin H/V eğrilerinin ters çözümünden S-dalgası hız yapısının belirlenmesi için iki tür şeçenek sunulabilir. İlk seçenek söz konusu olduğunda, mikrotremörlerin H/V eğrilerini ters çözümlerken, Rayleigh ve Love dalgalarının birlikte ele alındığı yüzey dalgalarına ilişkin kuramsal $(H/V)_S$ spektrumları kullanmaktır. İkinci seçenek ise, yalnızca Rayleigh dalgası $(H/V)_R$ spektrumları (Rayleigh dalgası elipselliğine dayalı) kullanmak olabilir. Bu iki seçenek Arai ve Tokimatsu (2004) tarafından incelenmiştir. H/V spekturumunun hem Rayleigh hem Love dalgalarından oluştuğu durum için kuramsal çözümlemeye gitmişlerdir.

Hardrider (1964)' in yarı-sonsuz ortam üzerindeki tek katmanda yayınan yüzey dalgalarıyla ilgili teorisine dayanarak, Arai ve Tokimatsu (2000), temel ve yüksek modları içeren mikrotremör H/V spektrumunu tanımlayan denklemler üretmişlerdir. Rayleigh dalgası, Love dalgası ve Rayleigh dalgasının yüksek modlarının etkisini içeren yüzey dalgalarına ilişkin H/V spekturumu

$$\left(\frac{H}{V}\right)_S(\omega) = \sqrt{\frac{P_{HS}(\omega)}{P_{VS}(\omega)}} = \sqrt{\frac{P_{HR}(\omega) + P_{HL}(\omega)}{P_{VR}(\omega)}} \quad \textbf{(2.18)}$$

olarak ifade edilmektedir. Yalnızca Rayleigh dalgasına ilişkin H/V spektrumu ise,

$$\left(\frac{H}{V}\right)_R(\omega) = \sqrt{\frac{P_{HR}(\omega)}{P_{VR}(\omega)}} \quad \textbf{(2.19)}$$

şeklinde verilmektedir. Burada,

$$P_{VS}(\omega) = P_{VR}(\omega) = P_{VR}^{V}(\omega) + P_{VR}^{H}(\omega)$$

$$= \mathrm{K}L_V^2 \sum_{s=0}^{S} \left(\frac{A_{Rs}}{k_{Rs}}\right)^2 \left[1 + \left(\frac{\alpha^2}{2}\right)\left(\frac{u}{w}\right)_s^2\right] \quad \textbf{(2.20)}$$

$$P_{HS}(\omega) = P_{HR}(\omega) + P_{HL}(\omega) \quad \textbf{(2.21)}$$

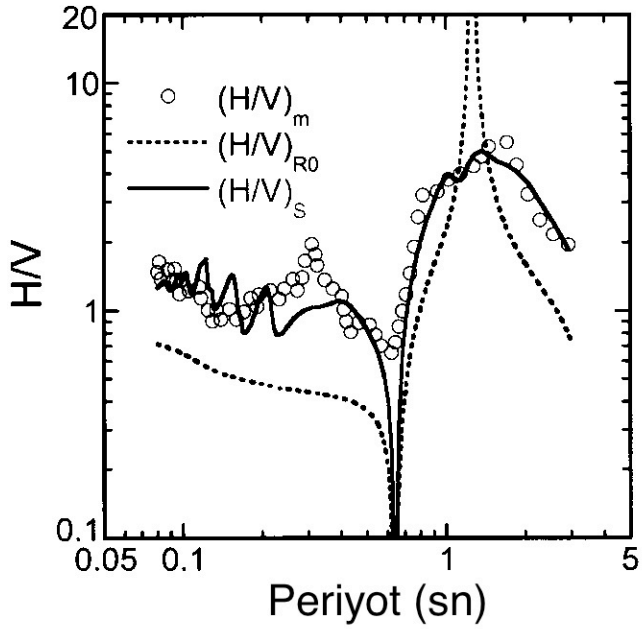
$$P_{HR}(\omega) = P_{HR}^{V}(\omega) + P_{HR}^{H}(\omega) = \mathrm{K}L_V^2 \sum_{s=0}^{S} \left(\frac{A_{Rs}}{k_{Rs}}\right)^2 \left(\frac{u}{w}\right)_s^2 \left[1 + \left(\frac{\alpha^2}{2}\right)\left(\frac{u}{w}\right)_s^2\right] \quad \textbf{(2.22)}$$

$$P_{HL}(\omega) = P_{HL}^{H}(\omega) = \mathrm{K}L_V^2 \sum_{s=0}^{S} \left(\frac{\alpha^2}{2}\right)\left(\frac{A_{Ls}}{k_{Ls}}\right)^2 \quad \textbf{(2.23)}$$

olarak tanımlanmıştır. Türetilen formüllerde, yüzey dalgasının düşey spektrumu olan $P_{VS}(\omega)$, Love dalgasının düşey yönde hareketi olmadığı için, Rayleigh dalgası düşey spektrumuna ($P_{VR}(\omega)$) eşittir ve düşey yönlü kaynaklardan oluşturulan Rayleigh dalgalarının düşey bileşen spektrumu ($P_{VR}^{V}(\omega)$) ile yatay kaynaklardan oluşturulan Rayleigh dalgalarının düşey bileşen ($P_{VR}^{H}(\omega)$) spektrumunun toplamına eşittir. Yüzey dalgası yatay spektrumu ($P_{HS}(\omega)$) ise, Rayleigh dalgası yatay spektrumu ($P_{HR}(\omega)$) ile Love dalgası yatay spektrumunun ($P_{HL}(\omega)$) toplamına eşittir. Rayleigh dalgasının yatay spektrumu ($P_{HR}(\omega)$) ise, düşey kaynaklardan oluşturulan Rayleigh dalgasının yatay bileşen spektrumu ($P_{HR}^{V}(\omega)$) ile yatay kaynaklardan oluşturulan Rayleigh dalgasının yatay bileşeni ($P_{HR}^{H}(\omega)$) spektrumunun toplamına eşittir. Denklemlerde, A_R ve A_L sırasıyla, Rayleigh ve Love dalgasına ilişkin ortam tepki faktörleridir, k_R ve k_L ise, Rayleigh ve Love dalgalarının dalga sayılarıdır. u/w ise Rayleigh dalgasının serbest yüzeydeki yatay bileşenin düşey bileşene oranı olarak

tanımlanan elipselliktir. $L_V(\omega)$ ve $L_H(\omega)$, mikrotremörleri oluşturan gelişigüzel dağılımlı düşey ve yatay noktasal kaynaklardır. Noktasal kaynaklar için 2. tür Hankel foksiyonu kullanılmıştır. $KL_V^2 = (2/h)\exp(-4\pi h)L_V^2$ olarak yazılabilmektedir. h, saçılma sönümleme oranı ve $\alpha = L_H(\omega)/L_V(\omega)$ olarak tanımlanmıştır. Son olarak, s değeri mod sayısını göstermektedir.

Arai ve Tokimatsu (2004) gözlemsel H/V spektrumunu iki ayrı şekilde modellemişlerdir. İlk durumda, H/V spektrumuna yalnızca Rayleigh dalgalarının katkı sağladığını varsayarak, ikinci durumda ise H/V spektrumuna Rayleigh ve Love dalgalarının birlikte katkı sağladığını varsayarak ters çözümlemeye gitmişlerdir. Mikrotremörlerin yüzey dalgalarından (Rayleigh ve Love) oluştuğunu varsayarak elde edilen H/V spektrumu, mikrotemörlerin temel-mod Rayleigh dalgasından oluştuğunu varsayarak elde edilen H/V spektrumuna göre, gözlemsel mikrotremör H/V eğrisiyle daha iyi bir uyum göstermektedir (Şekil 2.5).

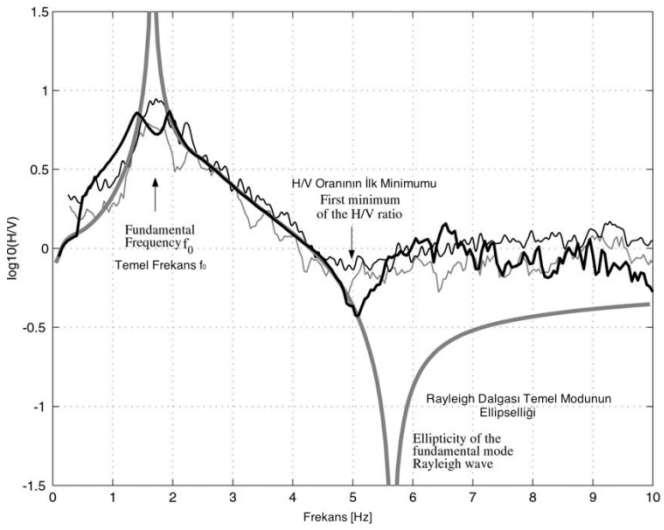


Şekil 2.5 : Mikrotremör kayıtlarının H/V spektral oran eğrisi, Rayleigh dalgası temel modunun H/V spketral oran eğrisi ve yüzey dalgalarının H/V spektral oran eğrisi, Arai ve Tokimatsu (2004)' den alınmıştır.

Ancak, yüzey dalgaları için H/V spektral oranını veren denklemler çözülürken dikkate alınacak husus, α olarak gösterilen Rayleigh/Love oranına karşılık gelen parametrenin belirlenmesi önemlidir. Bu oran üç bileşenli dizilim ölçümleri yapılarak saptanabilir veya bu değer hakkında varsayımda bulunulabilir. Fakat dizilim ölçümleri yaparak Rayleigh/Love oranının bulmak yerine, mikrotremör

verisinden Love dalgalarının etkisi giderilerek ve yalnızca Rayleigh dalgası elipselliğine ilişkin H/V oranının kestirimi yoluna gidilebilir (Fäh ve diğ., 2001, 2003).

Fäh (2003) Rayleigh ile Love dalgası etkilerini ayırt etmek için, H/V spekturumunu elde ederken iki yaklaşım kullanmıştır. Fäh vd. (2003) tarafından kullanılan ilk yaklaşımda, yatay bileşenlerde transverse (SH/Love) ve radyal (P-SV/Rayleigh) spektral enerjinin yaklaşık olarak eşit olacağı varsayımı yapılarak, klasik spektral oranlama ile elde edilen H/V eğrisi ile Rayleigh dalgasına ilişkin H/V eğrisi arasında yalnızca $\sqrt{2}$ faktörü olacağı sonucuna varılmıştır. Aynı araştırmacıların kullandığı ve detayları Fäh (2001) tarafından verilen polarizasyon analizine göre ise, Rayleigh dalgası H/V spektrumunu elde etme işlemi, mikrotremör kayıtlarından Love (SH) dalgası enerjisi dışındaki (P-SV) enerjiye odaklanma ilkesine dayanmaktadır. Bu yaklaşıma göre, ilk olarak, düşey bileşen verisinin zaman-frekans analizi yapılır. Verilen bir frekans için, P-SV dalgacığına karşılık geldiği düşünülen maksimum spektral genlik ve bu enerjinin varış zamanı saptanır. Bu zaman değeri merkez olacak şekilde uzunluğu bir periyot olan bir zaman penceresi seçilir ve bu pencere içinde yer alan yatay bileşen verisine ait maksimum spektral genlik (spektral ortamda her iki yatay bileşenin aritmetik ortalamasının karekökü alınarak), daha önce bulunmuş olan düşey spektral genliğe oranlanır. İşlemler tüm frekans bandı için tekrarlanarak Rayleigh dalgasına ilişkin H/V spektrumu elde edilmiş olunur (Şekil 2.6).



Şekil 2.6 : Kalın siyah çizgi: ters çözülmüş sentetik modelin H/V oranı, siyah ince çizgi: klasik polarizasyon analizinde SH dalgası için bulunan sonuç, ince gri çizgi: frekans-zaman analizi sonucunda çıkan eğridir, Fäh (2003)' den alınmıştır.

Şekil 2.6' da klasik polarizasyon analizinden bulunan SH dalgasının H/V eğrisi, frekans-zaman analizi sonucunda bulunan Rayleigh dalgasının H/V eğrisi ve ters çözümde bulunan model kullanılarak üretilen mikrotremör kayıtlarının üzerine sentetik verilerin eklenmesiyle elde edilen verilerin ters çözümünden bulunan H/V eğrisi gösterilmektedir.

Mikrotremör verilerindeki Rayleigh, Love ve cisim dalgası içinden yalnızca Rayleigh dalgasını ayıklamak için Hobiger ve Bard (2009), RayDec isimli bir yöntem geliştirmişlerdir.

2.5 Rastgele Azalım (Randon Decrement, RayDec) Yöntemi

Çoğunlukla binaların dinamik parametrelerini (rezonans frekansları ve sönüm oranları) belirlemede kullanılan (Random Decrement, RayDec) rastgele azalım yöntemi, Hobiger ve Bard (2009) tarafından, H/V eğrisini elde etmek üzere Rayleigh dalgalarının dışındaki bütün dalga türlerini elimine etmekte kullanılmıştır. Mikrotremör verilerinden, düşey bileşen sinyal ana tetikleyici (main trigger) olarak kabul edilerek, yatay ve düşey sinyallerin büyük çoğunluğunun yığılmasıyla Rayleigh dalgaları, Love ve cisim dalgalarından ayırt edilebilmektedir. Doğu-batı, kuzey-güney ve düşey bileşenlerde ($e(t)$, $n(t)$ ve $v(t)$) ölçülen mikrotremör kayıtları, T uzunluklu L sayıda bloğa bölünür. İlk adımda, sinyaller df merkez frekansında dar-bantlı bir Chebyshev süzgeciyle süzgeçlenmektir. İkinci adımda, filtrelenmiş sinyallerden ($e_f(t)$, $n_f(t)$ ve $v_f(t)$), düşey bileşenin sıfır geçişlerine (sinyal genliğinin işaret değiştirdiği zaman değerleri) karşılık gelen τ_i zaman değerleri belirlenir. Sinyaller, belirlenen τ_i zamanlarından başlamak üzere uzunluğu Δ olan pencerelere ayrılır ($0 \leq t \leq \Delta$):

$$v_{f,b,i}(t) = v_f(\tau_i + t) \quad \textbf{(2.24)}$$

$$e_{f,b,i}(t) = e_f(\tau_i - \frac{1}{4f} + t) \quad \textbf{(2.25)}$$

$$n_{f,b,i}(t) = n_f(\tau_i - \frac{1}{4f} + t) \quad \textbf{(2.26)}$$

Rayleigh dalgasının düşey ve yatay bileşenleri arasında 90^0 lik faz kayması olduğundan, doğu-batı ve kuzey-güney bileşenler $\frac{1}{4f}$ lik bir gecikme ile başlatılır. ϑ_i

azimut açısıyla yayınan yatay polarize olmuş sinyal, $h_{f,b,i}(t)$, doğu-batı ve kuzey-güney bileşenler cinsinden,

$$h_{f,b,i}(t) = \sin(\vartheta_i) e_{f,b,i}(t) + \cos(\vartheta_i) n_{f,b,i}(t) \quad \textbf{(2.27)}$$

olarak tanımlanabilir. ϑ_i açısı düşey ile yatay sinyal arasındaki ilişkiyi en büyük yapacak şekilde seçilebilir. Düşey ile yatay sinyaller arasındaki ilişki,

$$C_{f,b,i}(\vartheta_i) = \int_0^{\Delta} v_{f,b,i}(t).h_{f,b,i}(t)dt \quad \textbf{(2.28)}$$

$$= \sin(\vartheta_i) \int_0^{\Delta} v_{f,b,i}(t).e_{f,b,i}(t)dt + \cos(\vartheta_i) \int_0^{\Delta} v_{f,b,i}(t).n_{f,b,i}(t)dt$$

olarak tanımlanabilir. Denklem **2.28** ile verilen ilişki değerinin maksimum olduğu azimut açısı,

$$\vartheta_i = tan^{-1}\left(\frac{\int_0^{\Delta} v_{f,b,i}(t).e_{f,b,i}(t)}{\int_0^{\Delta} v_{f,b,i}(t).n_{f,b,i}(t)}\right) \quad \textbf{(2.29)}$$

bağıntısından bulunabilir. 0^0 ile 360^0 arasında değişen ϑ_i açısı için **2.29** denklemini sağlayan iki çözüm elde edilebilir ($\vartheta_{i,2} = \vartheta_{i,1} + 180^0$). Bunlardan biri negatif diğeri ise pozitif ilişkiye karşılık gelmektedir. İlişkinin pozitif olduğu açı seçilmiştir. Yöntem *prograde* ve *retrograde* parçacık hareketini ayırt edememektedir. Bu durumda, *prograde* Rayleigh dalgaları, zıt azimuttan gelen *retrograde* dalgalar olarak saptanmaktadır. Bulunan ϑ_i açısı ile yatay ve düşey sinyaller arasındaki ilişki maksimum olsa dahi, ilişki değeri bazı durumlarda düşebilir. Bu nedenle,

$$c_{f,b,i} = \frac{\int_0^{\Delta} v_{f,b,i}(t).h_{f,b,i}(t)dt}{\sqrt{\int_0^{\Delta} v_{f,b,i}^2(t)dt.\int_0^{\Delta} h_{f,b,i}^2(t)dt}} \quad \textbf{(2.30)}$$

olarak tanımlanan ilişki katsayısı kullanılabilir. Yatay ($h_{f,b,i}(t)$) ve düşey ($v_{f,b,i}(t)$) arasındaki en iyi ilişki için katsayı 1' e eşit olacaktır. Diğer taraftan, yatay ve düşey sinyaller tam ilişkili olmadığında ilişkişi katsayısı daha küçük olacaktır. $h_{f,b,i}(t)$ ve $v_{f,b,i}(t)$ sinyalleri $c_{f,b,i}^2$ ile ağırlıklandırılarak tüm τ_i zamanları için yığılırsa (toplam L blok için):

$$v_{f,s}(t) = \sum_i c_{f,b,i}^2 * v_{f,b,i}(t) \quad \textbf{(2.31)}$$

$$h_{f,s}(t) = \sum_i c_{f,b,i}^2 * h_{f,b,i}(t) \quad \textbf{(2.32)}$$

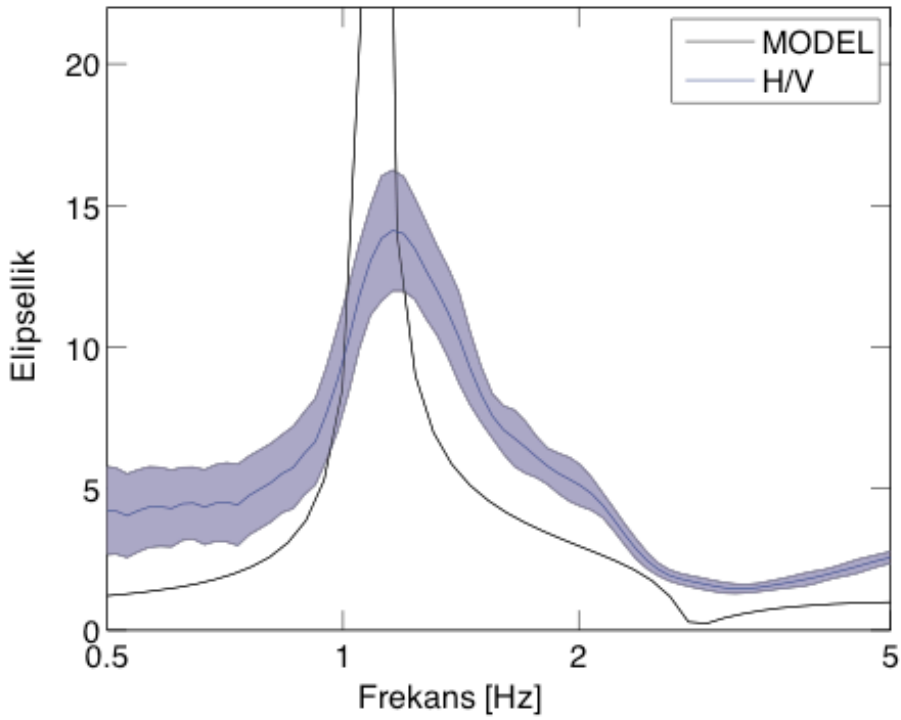
bağıntılarından, Rayleigh dalgası tanecik hareketi ile uyumlu yatay ve düşey sinyaller elde edilebilir. Sonuç olarak, ellipsellik (e)

$$e = \sqrt{\frac{\int_0^{\Delta}(h_{f,s}(t))^2 dt}{\int_0^{\Delta}(v_{f,s}(t))^2 dt}} \qquad \textbf{(2.33)}$$

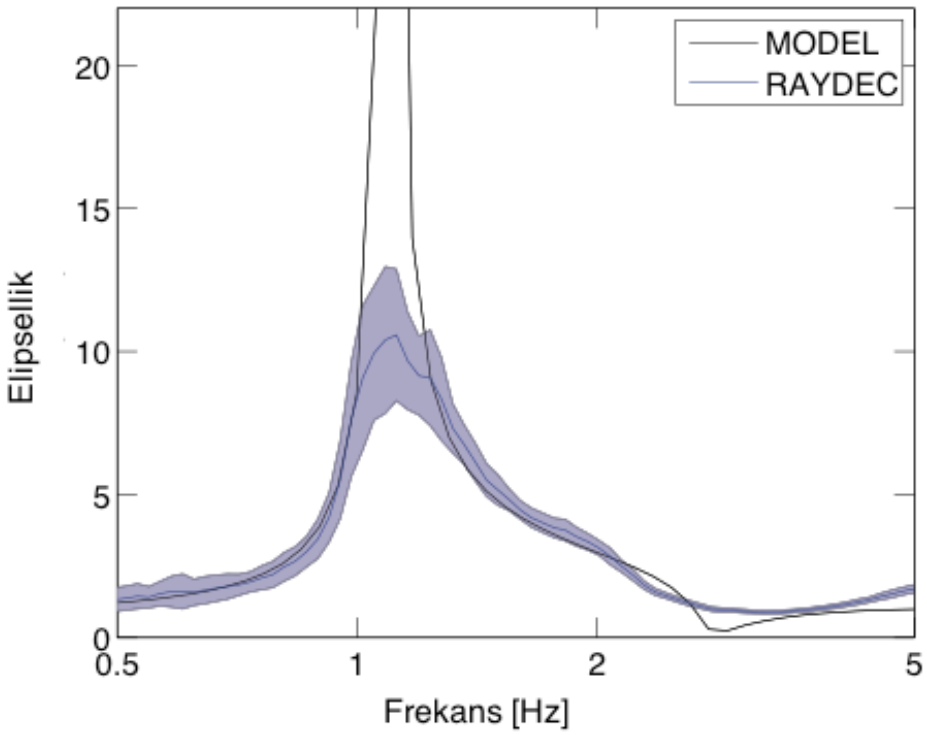
şeklinde hesaplanabilir. Sinyaller geçerli frekans aralığında yeni bir merkez frekansı civarında süzgeçlenerek, Rayleigh dalgalarının ellipseliği frekansın fonksiyonu olarak belirlenebilmektedir.

Hobiger ve Bard (2009), RayDec yöntemi kullanılarak hesaplamış oldukları Rayleigh dalgası H/V oran eğrisi ile yüzey dalgaları kullanılarak hesaplanan H/V spektral oran eğrisini karşılaştırmışlardır (Şekil 2.7, Şekil 2.8).

Şekil 2.7' de görüldüğü üzere yüzey dalgalarından hesaplanan H/V oran eğrisi, gerçek modelin (teorik veri) eğrisi ile uyum göstermemektedir. Fakat, RayDec yöntemiyle elde edilen Rayleigh dalgasına ilişkin H/V eğrisi ise gerçek modelin (teorik veri) H/V eğrisi ile daha iyi bir uyum göstermektedir (Şekil 2.8). Eğrilerin doruk frekansları ve etek kısımları birbiri üzerine oturmaktadır. Bu durum göstermektedir ki kuramsal Rayleigh dalgası H/V eğrisi, mikrotremörlerin H/V eğrisiyle, Rayleigh ve Love dalgalarının H/V eğrisinden daha uyumludur.



Şekil 2.7 : Yüzey dalgaları kullanılarak oluşturulan H/V eğrisi ile gerçek modelin (teorik model) H/V eğrisi, Hobiger (2009)' dan alınmıştır.



Şekil 2.8 : RayDec ile üretilen Rayleigh dalgası H/V eğrisi ile gerçek modelin (teorik model) H/V eğrisi, Hobiger (2009)' dan alınmıştır.

Hobiger ve Bard (2009)' ın bu çalışması göz önünde bulundurularak, ortak ters çözümde yalnızca Rayleigh dalgasının etkilediği H/V spektral oran eğrileri kullanılmasına karar verilmiştir.

3. RAYLEIGH DALGASI H/V ORANI VE FAZ HIZI DİSPERSİYON VERİLERİNİN BİRLİKTE TERS ÇÖZÜMÜ

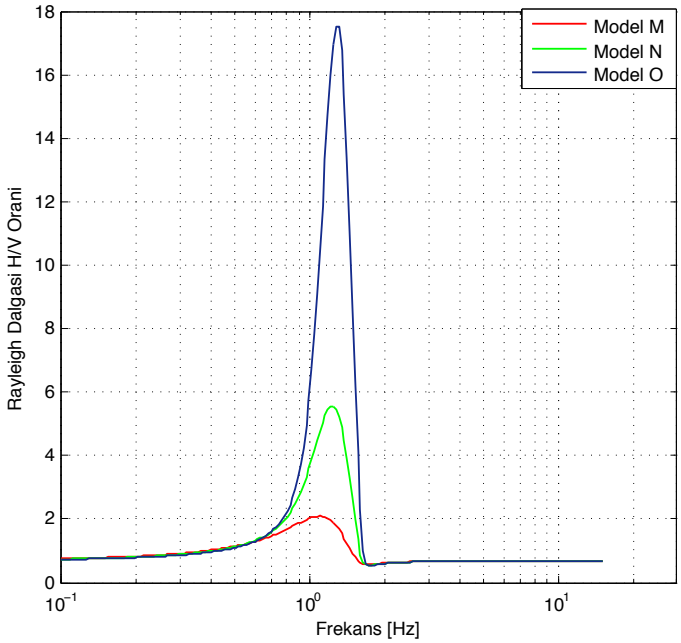
3.1 Giriş

Rayleigh dalgası H/V spektrumu ve faz hızı dispersiyon eğrisinin ortak ters çözüm yapılmasının amacı, faz hızı dispersiyon eğrisinin yetersiz kaldığı derinliklerde Rayleigh dalgası H/V spektral oran eğrisinin verilerinden yararlanmaktır. Rayleigh dalgası H/V spektrumu ve faz hızı dispersiyon eğrisinin S-dalgası hız yapısı için ortak ters çözümünün ne tür bir katkı sağlayacağını incelemek amacıyla iki ayrı durum ele alınmıştır. İlk durumda, zemin doğal frekansının sabit tutulup, sediman-anakaya empedans farkının değiştiği üç ayrı model (Çizelge 3.1) incelenmiştir. Modeller yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde tek katmanlı olarak seçilmiştir.

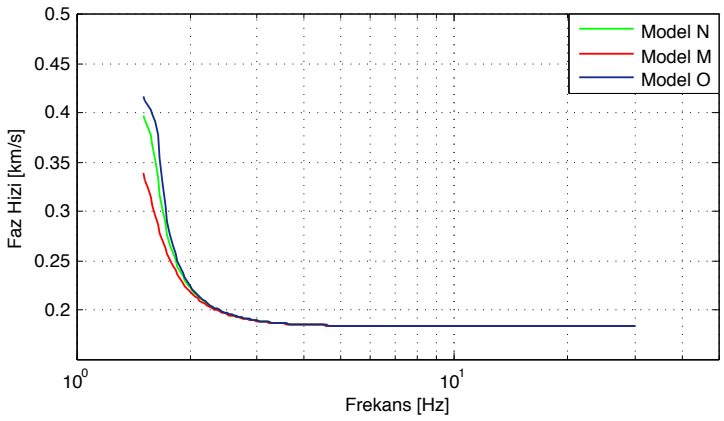
Çizelge 3.1 : Zemin doğal frekansları, zemin kalınlıkları, S-dalgası hızları aynı, anakaya S-dalgası hızları sırasıyla artan hız modelleri (Model M, Model N, Model O).

Model M	Model N	Model O
0 - 50 m; V_S = 200 m/s ρ = 1.65 g/cm^3	0 - 50 m; V_S = 200 m/s ρ = 1.65 g/cm^3	0 - 50 m; V_S = 200 m/s ρ = 1.65 g/cm^3
> 50 m; V_S = 600 m/s ρ = 1.65 g/cm^3	> 50 m; V_S = 800 m/s ρ = 1.65 g/cm^3	> 50 m; V_S = 1000 m/s ρ = 1.88 g/cm^3

Şekil 3.1’ de gösterilen çizelge 3.1’ deki modellere ilişkin H/V spektrumlarında sediman-anakaya empedans farkının 5 kat olduğu model olan Model O’ ya ilişkin H/V spektrumu en büyük genlik değerine, empedans farkının 4 kat olduğu model olan Model N’ ye ilişkin H/V spektrumu orta genliğe ve empedans farkının 3 kat olduğu model olan Model M’ ye ilişkin H/V spektrumu ise en küçük genliğe sahiptir.



Şekil 3.1 : Zemin doğal frekansları, zemin kalınlıkları, S-dalgası hızları aynı, anakaya S-dalgası hızları sırasıyla artan hız modellerine (Model M, Model N, Model O) ilişkin H/V spekturmları.



Şekil 3.2 : Zemin doğal frekansları, zemin kalınlıkları, S-dalgası hızları aynı, anakaya S-dalgası hızları sırasıyla artan hız modellerine (Model M, Model N, Model O) ilişkin faz hızı dispersiyon eğrileri.

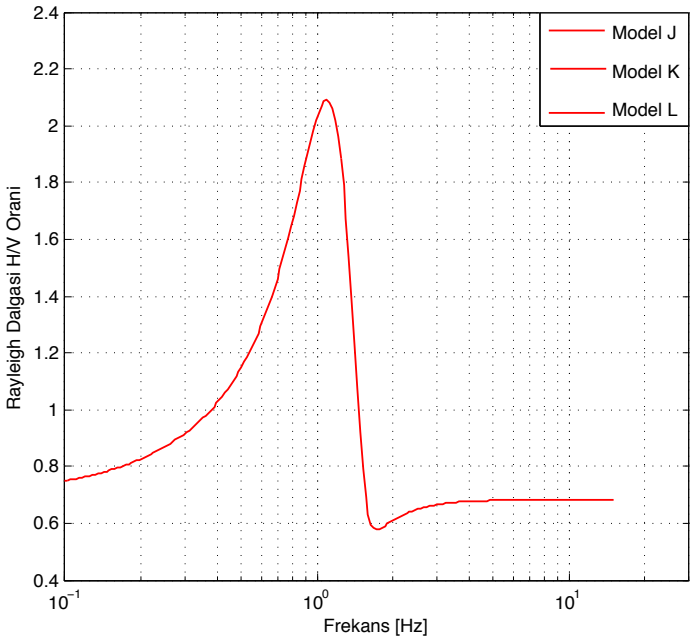
Çizelge 3.1' deki modellere ilişkin faz hızı dispersiyon eğrilerinin başlangıç frekansları, üç model içinde aynıdır ve H/V eğrilerinin doruk yaptığı frekanstan (zemin doğal frekansın) daha yüksek bir frekansa karşılık gelmektedir. Bunun nedeni, doruk frekansının civarında Rayleigh dalgasının düşey bileşen genliği sıfıra yakınlaşmakta ve dolayısıyla, faz hızı dispersiyon eğrisi zemin doğal frekansından daha yüksek frekanslar için elde edilebilmektedir (Scherbaum, 2003). Bu durum, yalnızca faz hızı dispersiyon eğrisi kullanılarak yapılacak olan ters çözümleri özellikle derin yapıyı çözümlemede yetersiz kılmaktadır. Bu nedenle, faz hızı

dispersiyon verisinin bilgi taşımadığı derinlikler için, empedans farkına duyarlı olan Rayleigh dalgası H/V spektrumlarından yararlanmak gerekmektedir.

İkinci durumda ise H/V spektrumunun hem genlik ve hem de doruk frekansının aynı kaldığı (sediman kalınlığının azaldığında hızın azaldığı ya da sediman kalınlığının arttığında hızın da arttığı) üç ayrı model (Çizelge 3.2) ele alınmıştır.

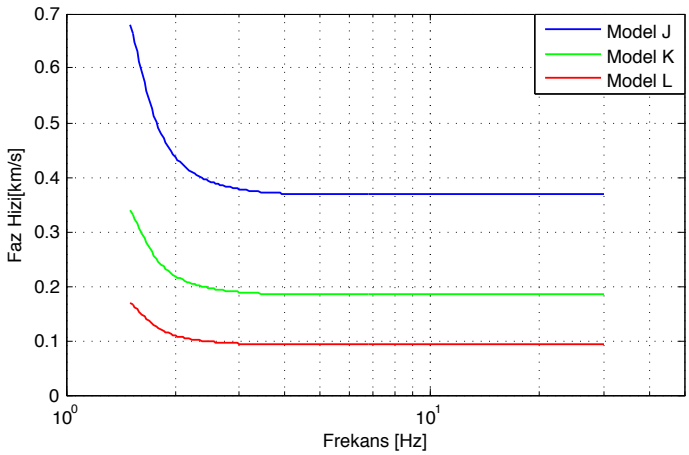
Çizelge 3.2 : Zemin kalınlıkları, zemin S-dalgası hızları ve anakaya S- dalgası hızları farklı, hız modelleri (Model J, Model K, Model L).

<table>
<tr><th>Model J</th><th>Model K</th><th>Model L</th></tr>
<tr><td rowspan="2">0 – 100 m; V_S = 400 m/s
ρ = 1.65 g/cm^3</td><td>0 – 50 m; V_S = 200 m/s
ρ = 1.65 g/cm^3</td><td>0 – 25 m; V_S = 100 m/s
ρ = 1.65 g/cm^3</td></tr>
<tr><td rowspan="2">> 50 m; V_S = 600 m/s
ρ = 1.65 g/cm^3</td><td rowspan="2">> 25 m; V_S = 300 m/s
ρ = 1.65 g/cm^3</td></tr>
<tr><td>> 100 m; V_S =1200 m/s
ρ = 1.88 g/cm^3</td></tr>
</table>



Şekil 3.3 : Zemin doğal frekansları aynı, zemin kalınlıkları, S-dalgası hızları farklı, anakaya S-dalgası hızları sırasıyla azalan hız modellerine (Model J, Model K, Model L) ilişkin H/V spekturmları.

Modeller yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde tek katmanlı olarak seçilmiştir. Şekil 3.3' de gösterilen çizelge 3.2' deki modellere ilişkin H/V spektrumlarının tümü aynıdır. Bu durumda, yalnızca H/V spektrumuna göre yapılacak olan ters çözümle modellerden herhangi birine ulaşılabilir.



Şekil 3.4 : Zemin doğal frekansları aynı, zemin kalınlıkları, S-dalgası hızları farklı, anakaya S-dalgası hızları sırasıyla azalan hız modellerine (Model J, Model K, Model L) ilişkin faz hızı dispersiyon eğrileri.

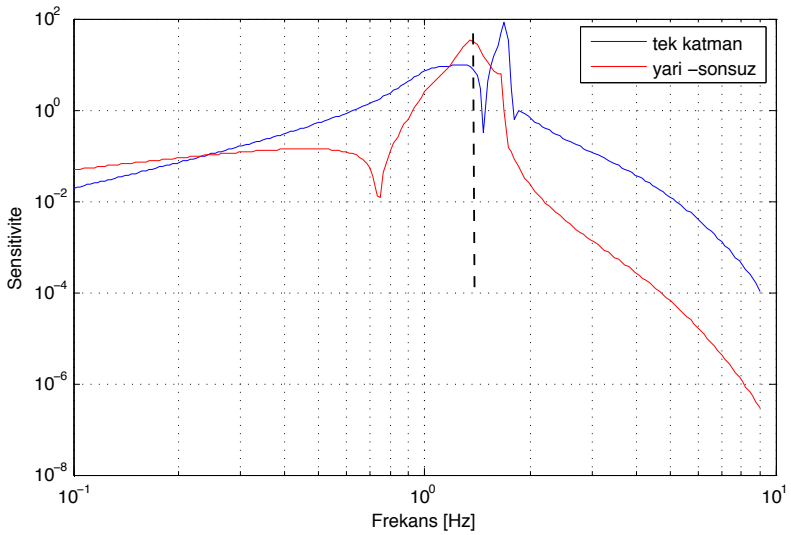
Şekil 3.3' de gösterilen üç farklı modelin H/V eğrilerinin üç ayrı model için de aynı olmasına karşın, modellerin faz hızı dispersiyon eğrileri birbirinden farklıdır. Çünkü, çizelge 3.2' de gösterildiği gibi sediman ve anakaya hızları üç model içinde farklı değerlerdedir. Faz hızı dispersiyon eğrilerinin farklılığından yararlanarak, ters çözümde tek başına yetersiz kalan H/V spektrumu, faz hızı dispersiyon eğrisi ile ortak ters çözülürse gerçek modele daha yakın çözüme ulaşmak mümkün olabilecektir.

H/V oran eğrilerinin ve faz hızı dispersiyon eğrilerinin, S-dalgası hız modelindeki katmanlara ilişkin yarı-sonsuz ortam (anakaya) ve üzerinde yeralan tek katmandaki S-dalgası hız değerlerine ne derecede duyarlı olduğunu belirlemek için D_{hv} ve D_c olarak adlandırılan duyarlılık (sensitivite) değerleri elde edilmiştir. Duyarlılıkların hesaplanmasında denklem **3.1** ve **3.2** kullanılmıştır.

$$D_{hv} = \left| \frac{V_{s_n}}{HV_t(f[m])} \frac{\delta hv_t(f[m])}{\partial V_{s_n}} \right| \qquad \textbf{(3.1)}$$

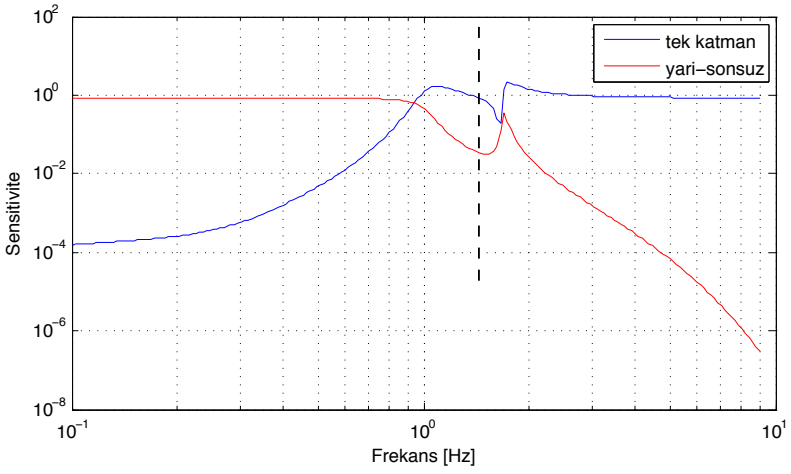
$$D_c = \left| \frac{V_{s_n}}{C_t(f[m])} \frac{\delta C_t(f[m])}{\partial V_{s_n}} \right| \qquad \textbf{(3.2)}$$

Şekil 3.5 ve 3.6' da gösterilen Rayleigh dalgası H/V oran eğrisinin ve faz hızı dispersiyon eğrisinin, yarı-sonsuz ortam (anakaya) ve üzerinde yeralan tek katmandaki S-dalgası hızlarına duyarlılık grafiğindeki siyah kesikli çizginin denk geldiği frekans, Model O' ya ait Rayleigh dalgası H/V oran eğrisindeki doruk frekansıdır.



Şekil 3.5 : Çizelge 3.1' de anlatılan, yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde tek katman zemin ve sediman-anakaya hız kontraslığı söz konusu olan yer modelinin (Model O) Rayleigh dalgası H/V oran değerlerinin katmanlardaki S-dalgası hızlarına duyarlılığı.

H/V oran eğrisinin yarı-sonsuz ortamın doruk frekansında S-dalgası hızına en duyarlı olduğu (H/V oran eğrisini yarı-sonsuz ortamının hızının daha çok etkilediği) frekanslar olduğu gözlenmektedir (Şekil 3.5). Şekil 3.6' da gösterilen faz hızı dispersiyon eğrisinin yarı-sonsuz ortam ve üzerinde yeralan tek katmandaki S-dalgası hızlarına ilişkin duyarlılık eğrilerinde, doruk frekansından (siyah kesikli çizgi) küçük frekanslarda yarı-sonsuz ortamın S-dalgası hızına duyarlı olmadığı (anakaya hız kontrastına elde edemediği için), doğal frekans civarında yarı-sonsuz ortam üzerindeki tek katmanın S-dalgası hızına daha duyarlı olduğu görülmektedir.



Şekil 3.6 : Çizelge 3.1' de anlatılan, yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde tek katman zemin ve sediman-anakaya hız kontraslığı söz konusu olan yer modelinin (Model O) faz hızı disperisyon değerlerinin, katmanlardaki S-dalgası hızlarına duyarlılığı.

3.2 Rayleigh Dalgası H/V Eğrisi ve Dispersiyon Eğrisinin Ortak Ters Çözümü

Rayleigh dalgası H/V eğrisi ve dispersiyon eğrisinin ortak ters çözümü ile S-dalgası hız yapısının kestirimi, doğrusallaştırılmış bir ters çözüm problemi olarak ele alınabilir. Rayleigh dalgası kuramsal faz hızı eğrisi, $c(f)$ matris propogator yöntemi (Schwab ve Knopoff, 1972) ile hesaplanabilir. Verilen bir f_0 frekansı için faz hızı, $c(f)$,

$$F(f_0, c, \boldsymbol{h}, \boldsymbol{\alpha}, \boldsymbol{\beta}, \boldsymbol{\rho}) = 0 \qquad \textbf{(3.3)}$$

şeklindeki kapalı ve doğrusal-olmayan bir fonksiyonun kökleri bulunarak elde edilebilmektedir. Kuramsal H/V eğrisi ise Rayleigh dalgası yerdeğiştirme vektörünün serbest yüzeydeki yatay bileşeninin düşey bileşenine oranı u/w olarak hesaplanmaktadır (Schwab ve Knopoff, 1972).

Yarı-sonsuz ortam üzerinde bulunan *N - 1* katmanlı bir modelde ***h, α, β, ρ*** sırasıyla tabaka kalınlığı, P-dalgası hızı, S-dalgası hızı ve yoğunluk vektörleridir. Bu dört parametre içerisinde Rayleigh dalgası faz hızının en duyarlı olduğu parametre S-dalgası hızıdır. P-dalgası hızı (yada Poisson oranı) Rayleigh dalgası faz hızına yoğunluğa göre daha az etkide bulunmaktadır (Xia ve diğ., 1999). Faz hızının ters çözümünde S-dalgası hızı ve tabaka kalınlıklarının her ikisi de bilinmeyen parametreler olarak alınırsa, ters çözümde, kararlılık problemi ile karşılaşılabilmektedir. Bunun nedeni, S-dalgası hızı ve tabaka kalınlıkları arasında ödünleşim olmasıdır. Bir başka deyimle, tabaka kalınlığının arttırılması veya S-dalgası hızının azaltılması, faz hızında benzer değişimlere neden olmaktadır. Modelin S-dalgası hızlarının bilinmediği ince katmanlardan oluştuğu varsayılarak, ters çözüm kararlı duruma getirilebilir. Pratikte, her katmana ait Poisson oranı (biliniyor veya kestiriliyor olsun) sabit tutulabilir ve yoğunluklar, hız ve yoğunluk arasındaki deneysel bağıntılardan kestirilebilir.

Verilen bir başlangıç S-dalgası hız modeli ($\boldsymbol{\beta}^0$) için, bilinmeyen S-dalgası hız profili için faz hızı eğrisi ve H/V oranının doğrusallaştırılmış ortak ters çözümü aşağıdaki matris denklemi ile gerçekleştirilebilir:

$$\mathbf{A}\Delta\mathbf{x} = \Delta\mathbf{g} \qquad \textbf{(3.4)}$$

Burada, **A** *(M x N)* boyutlu Jacobian matrisi, **Δx** *(N x 1)* boyutlu çözüm vektörüdür. **Δg** ise gözlemsel ve kuramsal veriler arasındaki farkları içeren *(M x 1)* boyutlu bir

vektördür. **A** ve **Δg** sırasıyla H/V ve faz hızı eğrilerine ait Jacobian matrislerin ve veri vektörlerin eklenmesiyle oluşturulur:

$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} W_{HV}\mathbf{A_1} \\ W_R\mathbf{A_2} \end{bmatrix}, \qquad \mathbf{\Delta g} = \begin{bmatrix} W_{HV}\mathbf{\Delta g_1} \\ W_R\mathbf{\Delta g_2} \end{bmatrix} \tag{3.5}$$

Denklem **3.5**' de, H/V ve faz hızı eğrileri sırasıyla W_{HV} ve W_R faktörleri ile ağırlıklandırılmıştır. Bu ağırlıklandırma, ortak ters çözümde bir veri setini diğer veri setine baskın kılmak, iki veri setini aynı oranda kullanmak veya bir veri setinin ters çözüme katkısını tamamen ortadan kaldırarak tekli ters çözüm yapma amacıyla kullanılabilir. Eğer ortak ters çözümde kullanılacak H/V eğrisine ilişkin veri sayısı M_1 (frekanslar, $f[m]$, $m = 1,2, \dots, M_1$ olacak şekilde) ise, $\mathbf{A_1}$ matrisi

$$\boldsymbol{A_1}[m,n] = \frac{\beta_n}{HV_g(f[m])} \frac{\partial HV(f[m])}{\partial \beta_n} \tag{3.6}$$

olarak yazılabilir. Denklem **3.6**'da H/V eğrisinin S-dalgası hızlarına göre kısmi türevleri, sayısal türev alma işlemi ile elde edilebilir. Faz hızı dispersiyon eğrisine ait Jacobian matris ise

$$\boldsymbol{A_2}[m,n] = \frac{\beta_n}{C_g(f[m])} \frac{\partial C(f[m])}{\partial \beta_n} \tag{3.7}$$

şeklinde ifade edilebilir. Denklem **3.7'** deki faz hızının S-dalgası hızlarına göre kısmi türevleri analitik olarak SURF96 (Hermann ve Ammon, 2004) ters çözüm kodunun ilgili bölümlerinin MATLAB ortamına adapte edilmesiyle oluşturulan program ile hesaplanmıştır.

Doğrusallaştırılmış ortak ters çözümü için denklem **3.4'** de verilen matris denklemindeki **Δg** ise H/V ve faz hızı eğrilerinin normalleştirilmiş fark vektörlerinin eklenmesiyle oluşturulur.

$$\mathbf{\Delta g_1}[\mathrm{m}] = \frac{HV_g(f[m]) - HV_t(f[m])}{HV_g(f[m])} \tag{3.8}$$

$$\mathbf{\Delta g_2}[\mathrm{m}] = \frac{C_g(f[m]) - C_t(f[m])}{C_g(f[m])} \tag{3.9}$$

H/V ve faz hızı eğrileri birlikte düşünüldüğünde, **A** matrisi ve **Δg** vektörlerinin boyutu $M = M_1 + M_2$ olacaktır.

Ağırlıklandırılmış sönümlü en küçük kareler denklemi çözümü (Hermann ve Ammon, 2004),

$$\boldsymbol{\Delta x} = \mathbf{W}^{-1}\mathbf{V}(\boldsymbol{\Lambda}^2 + \mu^2\mathbf{I})^{-1}\boldsymbol{\Lambda}\mathbf{U}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{\Delta g} \quad \textbf{(3.10)}$$

şeklinde verilmektedir. Burada μ sönümleme (damping) faktörüdür. **U**, **V** ve **Λ** matrisleri $\mathbf{B} = \mathbf{A}\mathbf{W}^{-1}$ matris çarpımının tekil değer ayrışımından (Singular Value Decomposition, SVD) elde edilmektedirler. **W** ise model parametreleri için ağırlıklandırma matris çarpımıdır.

$$\mathbf{W} = \mathbf{W_1}.\mathbf{W_2} = \begin{bmatrix} 1 & -1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 1 & -1 & \cdots & 0 \\ 0 & 0 & 1 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} {\tau_1}^{-1} & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & {\tau_2}^{-1} & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 0 & {\tau_3}^{-1} & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & {\tau_N}^{-1} \end{bmatrix} \quad \textbf{(3.11)}$$

Çözüm vektörü, $\boldsymbol{\Delta x}$ elde edildikten sonra, katmanlara ilişkin S-dalgası değerleri

$$\boldsymbol{\beta}^1 = \boldsymbol{\beta}^0 + \boldsymbol{\Delta\beta} \quad \textbf{(3.12)}$$

olarak elde edilebilir. Burada $\boldsymbol{\Delta\beta} = \boldsymbol{\Delta x}/\boldsymbol{\beta}^0$ dir ve S-dalgası hızını yenilemekte kullanılır. Diferansiyel yumuşatma matrisi olarak tanımlanan $\mathbf{W_1}$ matrisinin kullanılmasıyla, ortak ters çözümde model parametresinin derinliğe göre birinci türevi minimize edilerek, komşu iki tabaka arasındaki hız farkının minimum olması sağlanmaktadır. Böylece, komşu iki tabaka arasındaki ani hız geçişleri engellenmiş olunmaktadır. $\mathbf{W_2}$ olarak adlandırılan diyagonal matris ise model ağırlıklandırma matrisidir ve verilerin katman hızlarına olan duyarlılığının derinlikle azalımını dengelemek amacı ile kullanılmıştır. Bu matriste bulunan, ${\tau_n}^{-1}$ degerleri 1'den 0.1'e doğrusal olarak azalacak şekilde seçilmiştir. Ortak ters çözüm sonucunda, gözlemsel ve kuramsal veriler arasındaki uyum derecesini gösteren normalleştirilmiş hata değeri,

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{{W_{HV}}^2}{M_1}\sum_{m=1}^{M_1}{\Delta\boldsymbol{g_1}}^2\,[m] + \frac{{W_R}^2}{M_2}\sum_{m=1}^{M_2}{\Delta\boldsymbol{g_2}}^2\,[m]} \quad \textbf{(3.13)}$$

olarak verilir ve ters çözümde minimum olması gerekmektedir. İterasyonlar sonucunda bulunan final modeldeki n. katmana ait S-dalgası hız değerinin standart sapması ise

$$\sigma_n = \beta_n\delta\sqrt{\sum_{q=1}^{Q}\left(V_{nq}\frac{\lambda_{qq}}{{\lambda_{qq}}^2+\mu}\right)^2} \quad \textbf{(3.14)}$$

denklemi ile belirlenmektedir. Burada V_{nq} λ denklem **3.11'** de verilen **V** ve **Λ** matrislerinin elemanlarıdır ve Q, Jacobian matrisi $\boldsymbol{B}$ nin rankına eşittir. Burada,

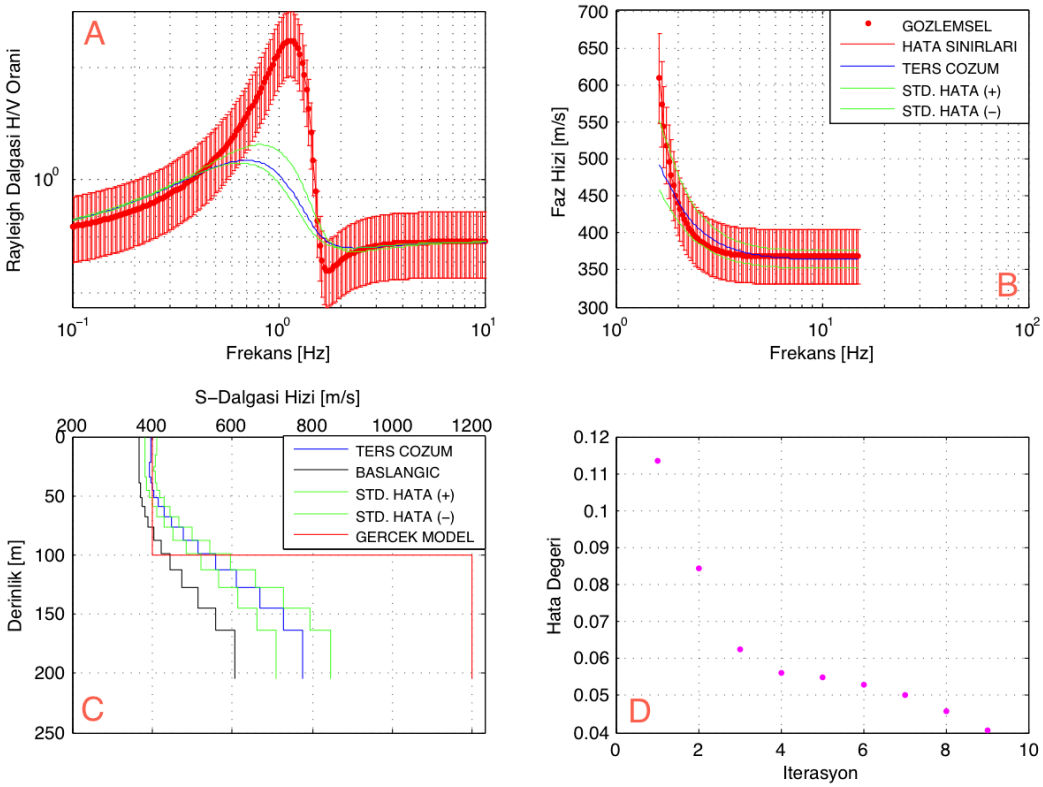
$$\delta = \sqrt{\frac{{W_{HV}}^2}{M_1 - N}\sum_{m=1}^{M_1}{\Delta \boldsymbol{g_1}}^2\,[m] + \frac{{W_R}^2}{M_2 - N}\sum_{m=1}^{M_2}{\Delta \boldsymbol{g_2}}^2\,[m]} \qquad \textbf{(3.15)}$$

olarak tanımlanır. Ters çözüm için gerekli olan başlangıç (initial) modeli iki ayrı biçimde oluşturulabilmektedir. İlk seçenek, düz çözüm programında oluşturulan dispersiyon eğrisi verilerini frekanslara bölüp, dalga boyunun bulunmasının ardından inilebilecek derinliğin dalga boyunun 0.4 katı olduğu bilindiğinden dolayı ters çözüm için gereken başlangıç modeli faz hızı değerlerine göre belirlenmiş olur. Diğer seçenek ise başlangıç hızını ve inilebilecek derinliği programa input olarak girmektir. Fakat burada bütün katman kalınlıklarının aynı S-dalgası hızına sahip olduğu varsayılmaktadır.

3.3 Ortak Ters Çözümde Ağırlıklandırmaların Etkisi

Bölüm 3.2' de, ortak ters çözümde, Rayleigh dalgası H/V eğrisinin veya faz hızı disperisyon eğrisinin hangisinin daha etkili olacağını seçmek için **Δg** olarak adlandırılan fark vektörü, faz hızı dispersiyonu için W_R, Rayleigh dalgası H/V oranı için ise W_{HV} değerleri ile ağırlıklandırılmıştı. Bu bölümde, önce, Rayleigh dalgası H/V oranının ağırlıklandırması 0, faz hızı dispersiyon değerinin ağırlıklandırması 1 olması durumu (tek başına dispersiyon eğrisi verileri kullanılarak ters çözüm) incelenmiştir (Şekil 3.7).

Model J için yapılan ters çözüm sonuçlarını gösteren S-dalgası hız modeli, H/V oran eğrisi, faz hızı dispersiyon eğrisi ve hata değerinin iterasyonla değişimi gösterilmiştir. Rayleigh dalgası H/V oran grafiğindeki (A) kırmızı renkli gözlemsel eğri, gerçek hız modelinin H/V spektral oran eğrisi ve kırmızı çizgiler ise hata sınırlarıdır (gerçek değerin % 10' u olarak varsayılmıştır). Mavi renkle gösterilen H/V eğrisi ise ters çözümden elde edilen S-dalgası modeline ilişkin kuramsal eğridir. Yeşil olarak renklendirilmiş çizgiler, ters çözümle bulunan S-dalgası hız modeline ilişkin ileri ve geri değerlikli standart hataların, H/V eğrisine karşılık gelen kuramsal eğrilerdir. Faz hızı dispersiyon eğrisi grafiğindeki (B) kırmızı renkli gözlemsel eğri, gerçek hız modelinin faz hızı dispersiyon eğrisi ve kırmızı çizgiler ise hata sınırlarıdır (gerçek değerin % 10' u olarak varsayılmıştır). Mavi renkle gösterilen faz hızı dispersiyon eğrisi ise ters çözümden elde edilen S-dalgası modeline ilişkin kuramsal eğridir.



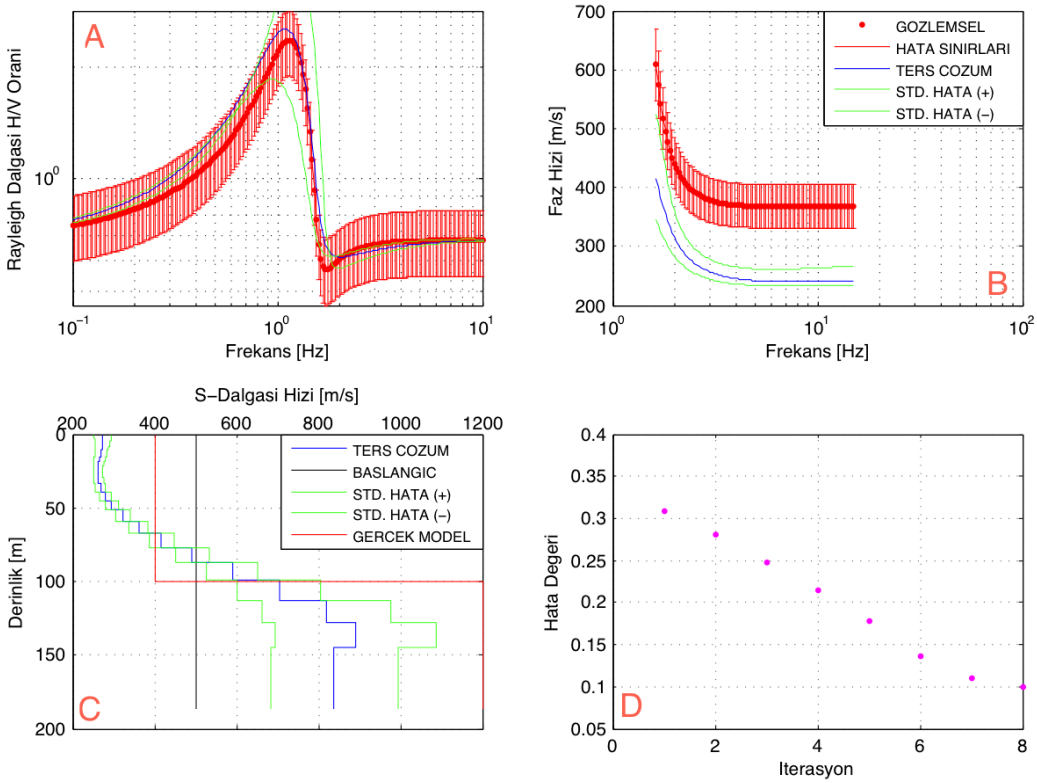
Şekil 3.7 : Sadece faz hızı dispersiyonunun ağırlıklandırıldığı (W_R=1 ve $W_{HV} = 0$), Çizelge 3.2' de anlatılan Model J' ye ilişkin ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerinin değişimi (D).

Yeşil olarak renklendirilmiş çizgiler, ters çözümle bulunan S-dalgası hız modeline ilişkin ileri ve geri değerlikteki standart hataların, faz hızı dispersiyon eğrisine karşılık gelen kuramsal eğrilerdir. S-dalgası hız modeli grafiğinde (C), gerçek hız modelini kırmızı renkli eğri göstermektedir. Siyah renkli eğri, ters çözümde kullanılan başlangıç modelidir. Ters çözüm sonucunda bulunan teorik S-dalgası hız yapısını gösteren eğri ise mavi renktedir. Yeşil çizgiler ise ters çözümle bulunan S-dalgası hız modelinin standart hatalardır (**3.14** formülüyle hesaplanmıştır). Son olarak, hata değeri grafiğinde (D) ise ters çözüm süresindeki iterasyonlara karşılık hata değerleri (**3.13** formülüyle hesaplanmıştır) çizdirilmiştir. Ters çözüm aşamasında iterasyona başlarken sönüm faktörü en küçük özdeğerin 100 katı olarak verilmiştir. İterasyon ilerledikçe sönüm faktörü yarısına bölünerek en son 1' de sabitlenmiştir.

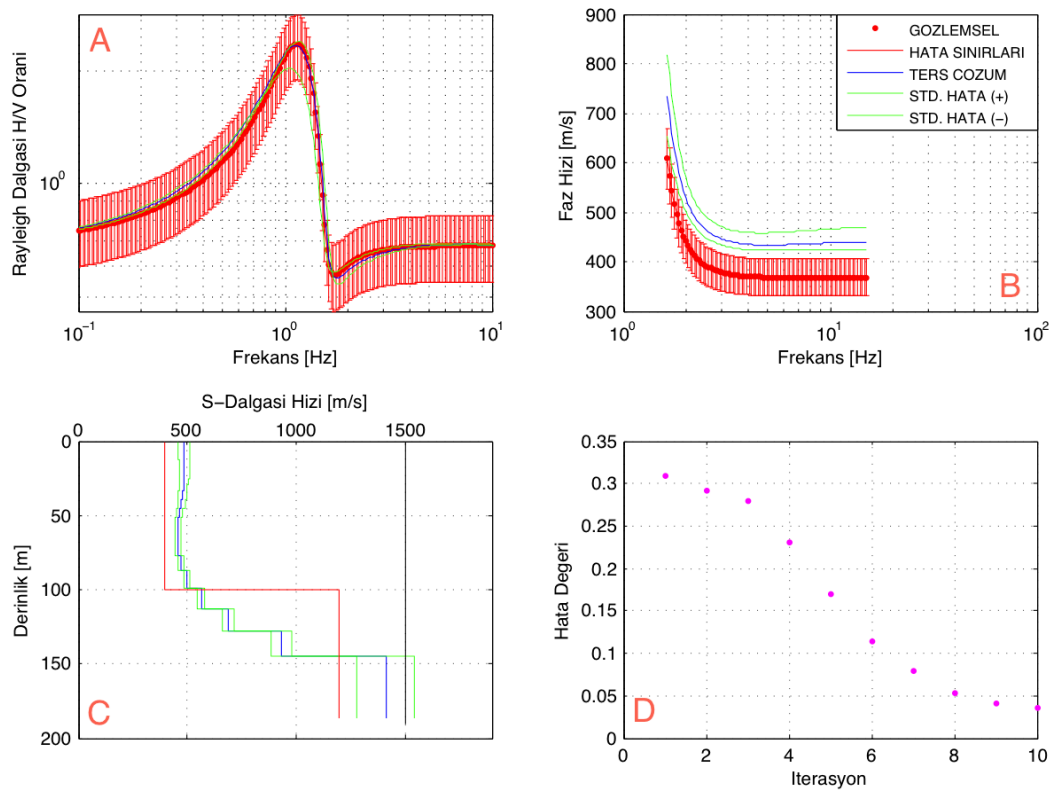
Şekil 3.7' de yalnızca faz hızı dispersiyon değerleri kullanılarak yapılan ters çözüm sonuçları gösterilmektedir. Faz hızı eğrisinin hata sınırları içine girdiği iterasyonda ters çözüm durdurulmuştur. Ters çözümle bulunmuş olan S-dalgası hız modeli,

gerçek modelin hız yapısına benzememektedir. Bunun nedeni, faz hızı dispersiyon eğrisinin düşük frekanslara ait bilgi içermemesinden dolayı yarı-sonsuz ortamın (anakaya) hızını kestirememesi olabilir.

Rayleigh dalgası H/V oranının ağırlıklandırması 1, faz hızı dispersiyon değerinin ağırlıklandırması 0 olması durumu (tek başına H/V eğrisi verileri kullanılarak ters çözüm yapılmak) incelenmiştir (Şekil 3.8). Şekil 3.8' de Model J için yapılan ters çözüm sonucuna ilişkin S-dalgası hız modeli, H/V oran eğrisi, faz hızı dispersiyon eğrisi ve hata değerinin iterasyonla değişimi gösterilmiştir. Sadece H/V eğrisine göre yapılacak olan ters çözümde dispersiyon eğrisine ilişkin bir bilgi kullanmanın doğru olmayacağı için başlangıç modeli bütün katmanlarda hız değeri 500 m/s lik olarak verilmiştir. Verilen başlangıç modeli hızı ters çözüm aşamasında önemli bir etkendir. Şekil 3.8' de görüldüğü gibi verilen başlangıç modeliyle, daha düşük hızlı ve daha sığ sediman katmanından oluşan bir hız yapısı bulunmuştur.



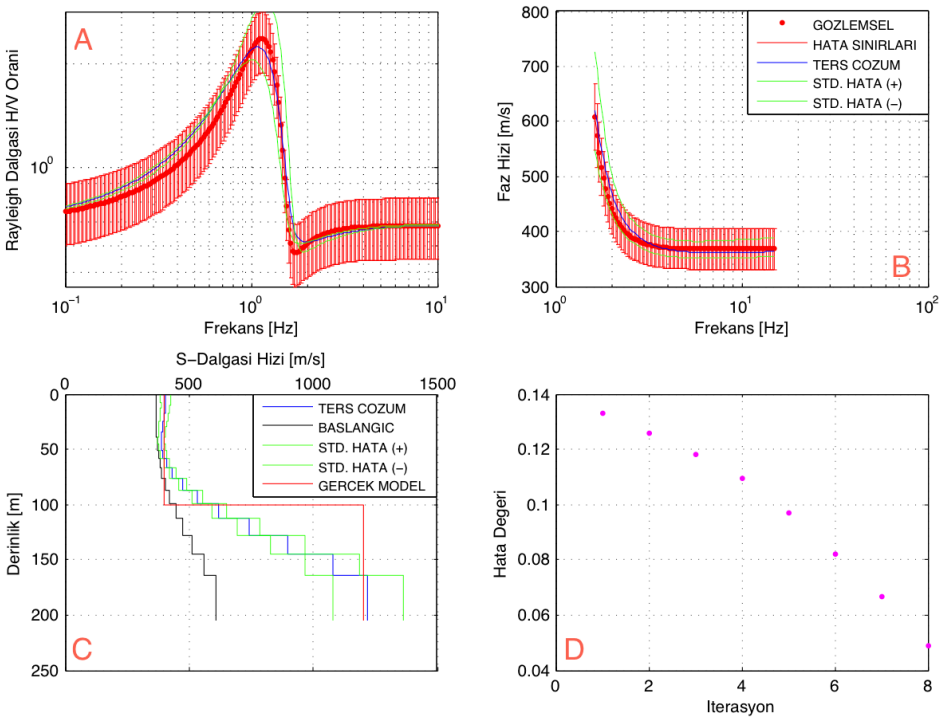
Şekil 3.8 : Sadece H/V oran verilerinin ağırlıklandırıldığı (W_R=0 ve $W_{HV} = 1$), çizelge 3.2' de anlatılan Model J' ye ilişkin başlangıç model hızının 500 m/s girildiği ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi(D).



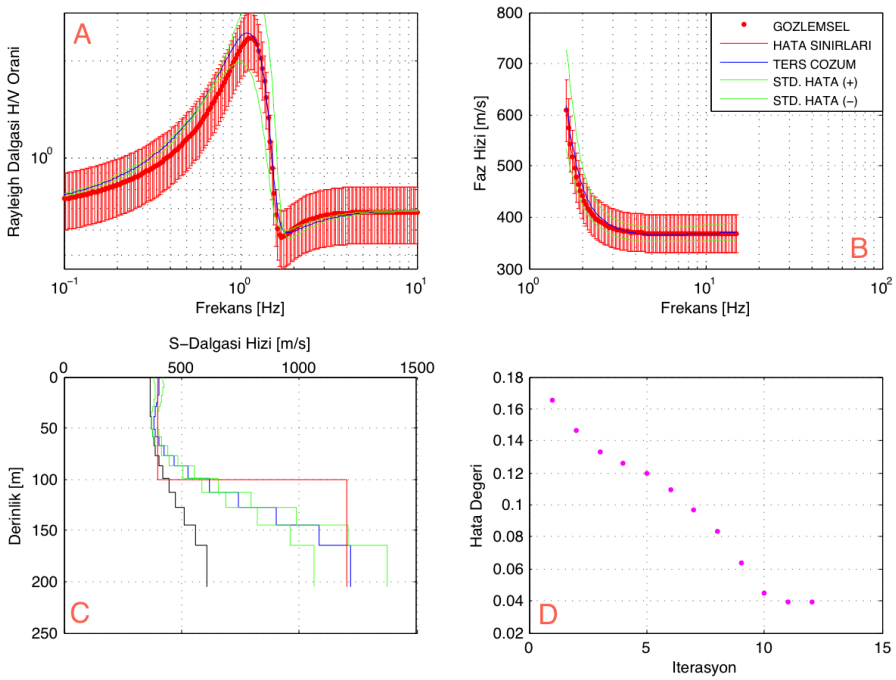
Şekil 3.9 : Sadece H/V oran verilerinin ağırlıklandırıldığı (W_R=0 ve $W_{HV} = 1$), çizelge 3.2' de anlatılan Model J' ye ilişkin başlangıç model hızının 1500 m/s girildiği ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).

Şekil 3.8' de kullanılan başlangıç modelinin aksine 1500 m/s' lik yüksek hızlı bir başlangıç modeli verildiğinde, H/V eğrisi kalınlık-hız oranını sabit tutacak şekilde hızı arttırdığı zaman sediman kalınlığını da artırarak, daha yüksek hızlı ve daha derin sediman katmanından oluşan bir hız yapısı bulmuştur. Bunlara ek olarak, Rayleigh dalgası H/V oranının ağırlıklandırması 0.5, faz hızı dispersiyon değerinin ağırlıklandırması 0.5 olması durumu (eşit ağırlıklandırma) incelenmiştir (Şekil 3.10). Şekil 3.10' da Model J için yapılan ters çözüm sonucuna ilişkin S-dalgası hız modeli, H/V oran eğrisi, faz hızı dispersiyon eğrisi ve hata değerinin iterasyonla değişimi gösterilmiştir. Eşit ağırlıklandırma kullanılarak yapılan ters çözümde bulunan S-dalgası hız yapısının sediman kalınlığı ve anakaya hızı, gerçek modelinkilere yakın değerler çıkmıştır.

En son olarak, Rayleigh dalgası H/V oranının ağırlıklandırması 1, faz hızı dispersiyon değerinin ağırlıklandırması 0.5 olması durumu (faz hızı dispersiyon değerinin, Rayleigh dalgası H/V oranına göre daha fazla ağırlıklandırılması) incelenmiştir (Şekil 3.11).



Şekil 3.10 : Rayleigh dalgası H/V oranı ve dispersiyon eğrisi verilerinin eşit ağırlıklandırıldığı (W_R=0.5 ve $W_{HV} = 0.5$), Çizelge 3.2' de anlatılan Model J' ye ilişkin ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi(C) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).



Şekil 3.11 : Rayleigh dalgası H/V oranının, dispersiyon eğrisi verilerine göre daha ağırlıklandırıldığı (W_R=1 ve $W_{HV} = 0.5$), Çizelge 3.2' de anlatılan Model J' ye ilişkin ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).

3.4 Sediman-Anakaya Empedans Farkının Rayleigh Dalgası H/V Oranı ve Faz Hızı Dispersiyon Eğrisi Ortak Ters Çözümüne Etkileri

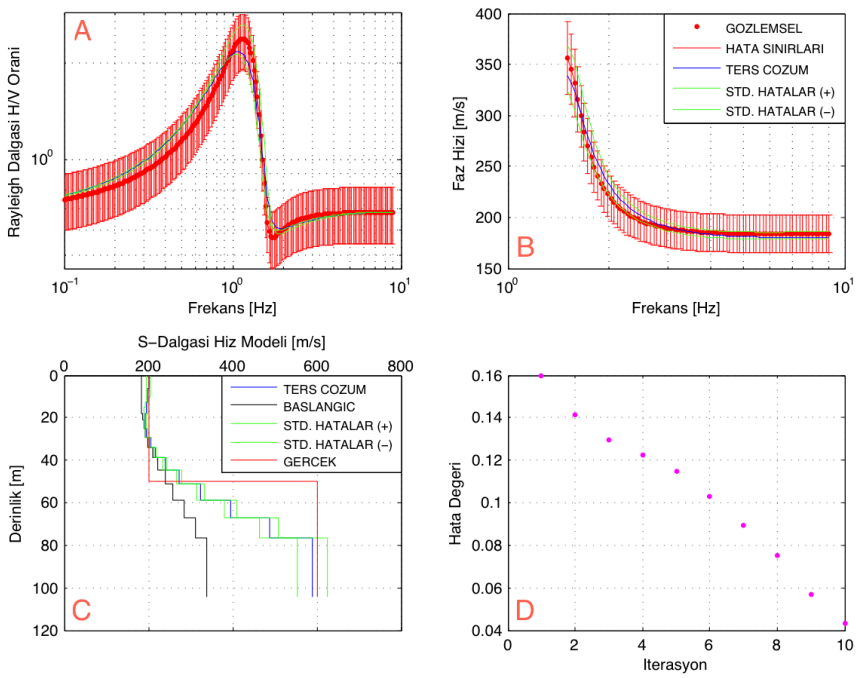
Bölüm 3.1' de anlatılan sediman-anakaya empedans farkının Rayleigh H/V oranına ve faz hızı dispersiyon değerlerine etkisini gözlemlemek için Çizelge 3.1' de zemin katman kalınlıkları, S-dalgası hızları ve doğal frekansları eşit, anakaya VS değerleri farklı olan yarı-sonsuz (anakaya) üzerinde yeralan tek katmanlı hız yapısı modelleri (Model M, Model N, Model O) kullanılacaktır. Zemin doğal frekansları 1.3 Hz, sediman kalınlıkları 50 m, sediman S-dalgası hızları 200 m/s, yoğunlukları 2 gr/cm3, poisson oranları 0.25 olan sadece sediman-anakaya hız kontrastları sırasıyla artan (Model M' de üç kat, Model N' de dört kat, Model O' da beş kat) yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde tek katmanlı modellere ilişkin, faz hızı dispersiyon eğrisinin H/V oran eğrisinden daha fazla ağırlıklandırıldığı ortak ters çözümleri yapılacaktır (Şekil 3.12, Şekil 3.13, Şekil 3.14).

Şekil 3.12' de Model M için yapılan ters çözüm sonucuna ilişkin S-dalgası hız modeli, H/V oran eğrisi, faz hızı dispersiyon eğrisi ve hata değerinin iterasyonla değişimi gösterilmiştir. Kuramsal H/V ve faz hızı dispersiyon eğrilerinin, gözlemsel H/V ve faz hızı dispersiyon eğrilerinin hata sınırlarının içine girdiği iterasyonda ters çözüm durdurulmuştur. Ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modelinin sediman kalınlığı, yarı-sonsuz ortamın ve üsteki sediman tabakasının hızları, gerçek modeldeki değerlerine oldukça yakın çıkmıştır.

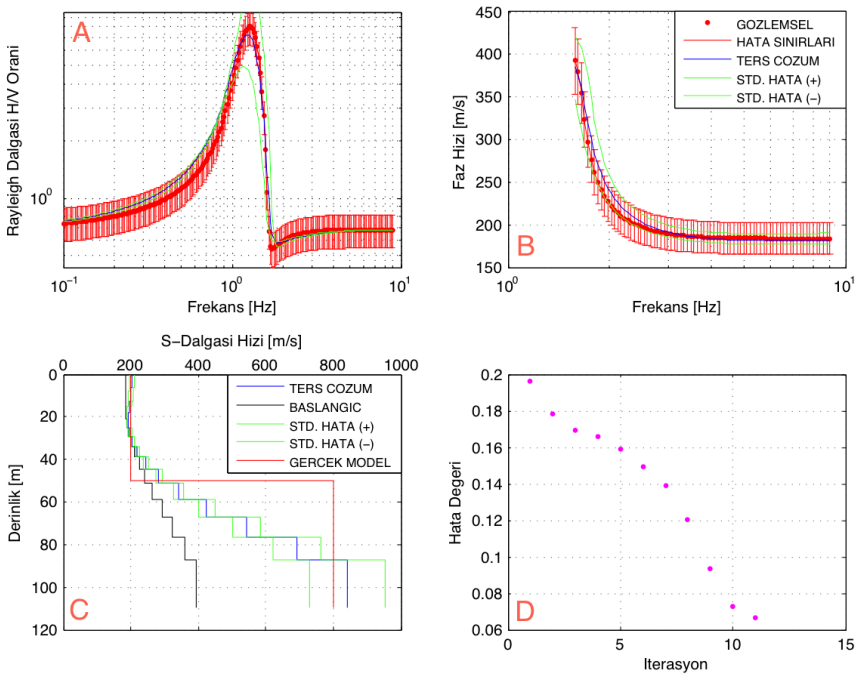
Şekil 3.13' de orta hız kontrastlı Model N için yapılan ters çözüm sonucuna ilişkin S-dalgası hız modeli, H/V oran eğrisi, faz hızı dispersiyon eğrisi ve hata değerinin iterasyonla değişimi gösterilmiştir. Kuramsal H/V ve faz hızı dispersiyon eğrilerinin, gözlemsel H/V ve faz hızı dispersiyon eğrilerinin hata sınırlarının içine girdiği iterasyonda ters çözüm durdurulmuştur. Ters çözümden elde edilen S-dalgası hız yapısı, bulunmak istenilen gerçek hız modeli ile uyumludur.

Şekil 3.14' de yüksek hız kontrastlı Model O için yapılan ters çözüm sonucuna ilişkin S-dalgası hız modeli, H/V oran eğrisi, faz hızı dispersiyon eğrisi ve hata değerinin iterasyonla değişimi gösterilmiştir. Kuramsal H/V ve faz hızı dispersiyon eğrilerinin, gözlemsel H/V ve faz hızı dispersiyon eğrilerinin hata sınırlarının içine girdiği iterasyonda ters çözüm durdurulmuştur. Ters çözümden elde edilen S-dalgası

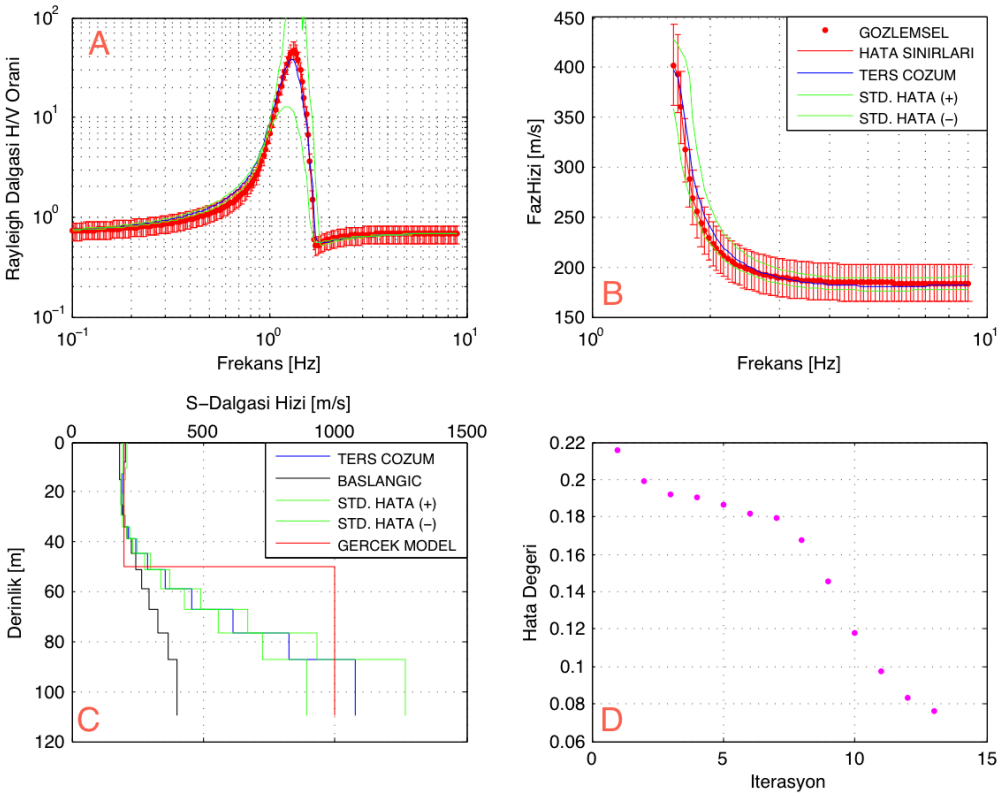
hız yapısının sediman kalınlığı yarı-sonsuz ortamın ve üstündeki sediman tabakasının hızları, gerçek modeldeki değerlerine oldukça yakın çıkmıştır.



Şekil 3.12 : Çizelge 3.1' de, Sediman-anakaya hız konstrastının en düşük olduğu Model M' ye ilişkin ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).



Şekil 3.13 : Çizelge 3.1' de, Sediman-anakaya hız konstrastının orta olduğu Model N' ye ilişkin ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).



Şekil 3.14 : Çizelge 3.1' de, Sediman-anakaya hız konstrastının en yüksek olduğu Model O' ye ilişkin ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).

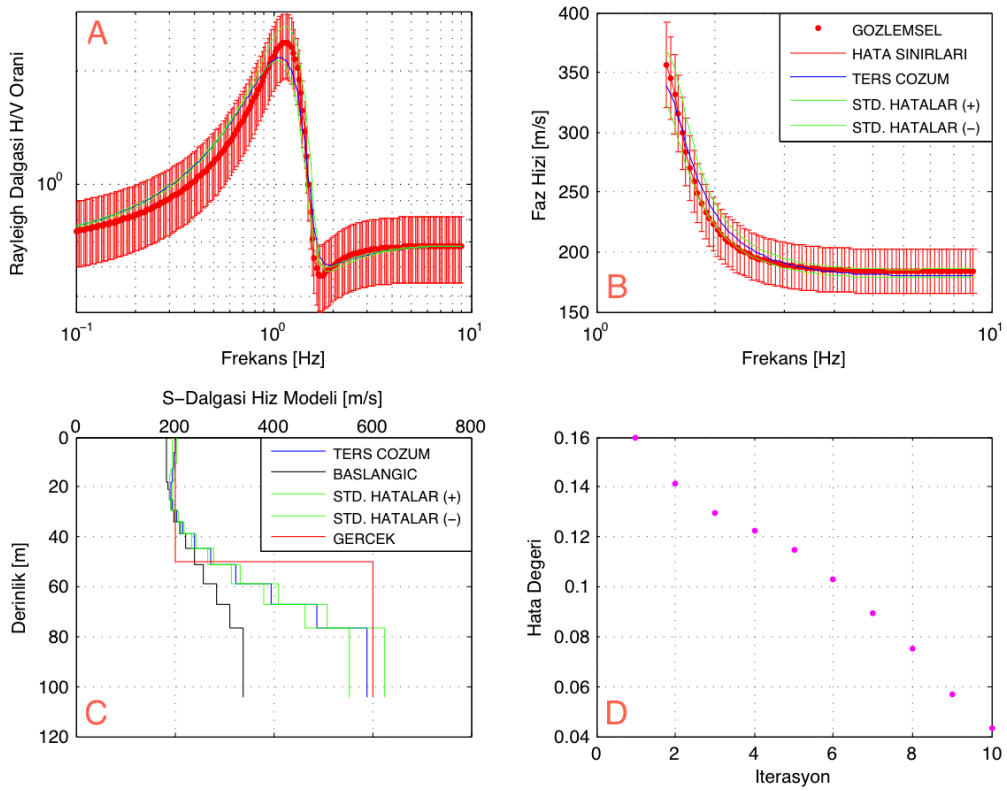
3.5 Poisson Oranının Rayleigh Dalgası H/V Oranı ve Faz Hızı Dispersiyon Eğrisinin Ortak Ters Çözümüne Etkileri

Poisson oranı (ν), formülünde V_p ve V_s değerlerini içeren bir zemin parametresidir **(3.22)**. Bir malzemedeki enine birim deformasyonun boyuna birim deformasyona oranı olarak tanımlanabilmektedir. Değer aralığı 0 – 0.5' tir. 0' a yaklaştıkça sağlam zeminden, 0.5' e yaklaştıkça ise zeminin sıvılaşmış yani gevşek olduğundan bahsedilmektedir.

$$\upsilon = \frac{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2}{2\left[\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1\right]} \qquad \textbf{(3.16)}$$

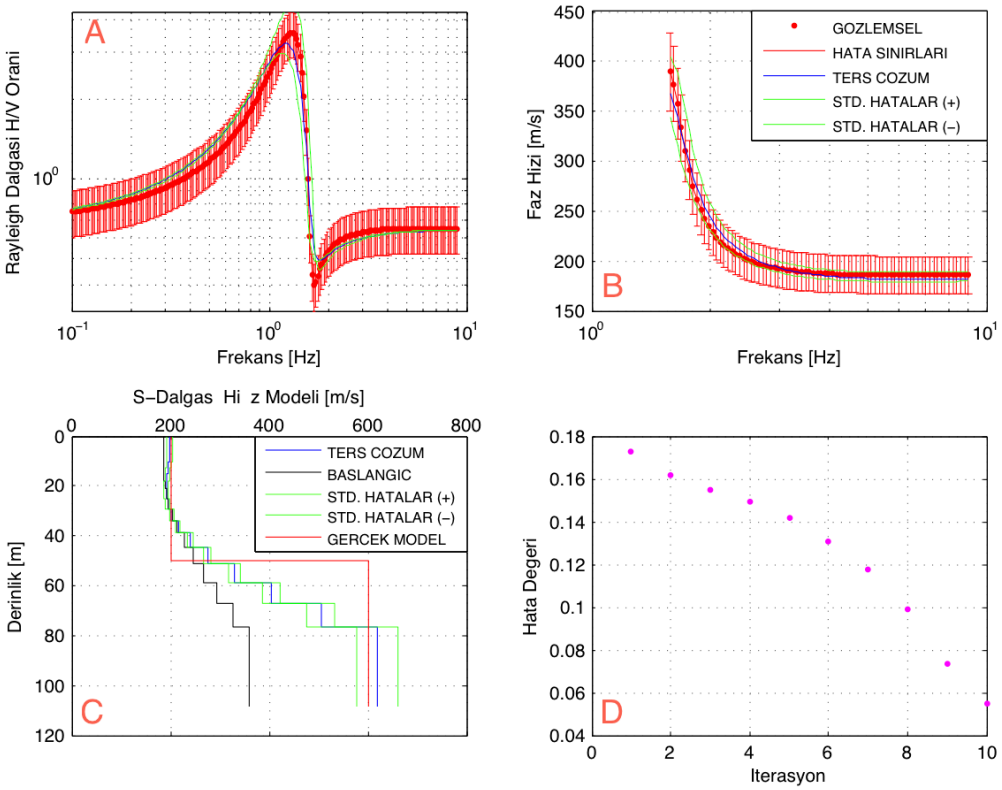
Poisson oranı P-Dalgası hızı ve S-Dalgası hızı arasında bir oran olarak düşünülebilir. Bu oranın büyüklüğü değiştiği zaman Rayleigh dalgasının yatay hareket ve düşey hareketini oluşturan P ve SV dalgalarının hızları değiştiği için Rayleigh dalgasının ellipseliği üzerinden doğrudan H/V oranı da değişim göstermektedir.

Ters çözümde Poisson oranının etkilerini gözlemlemek için çizelge 3.1' de anlatılan yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde tek katmanlı, Model M olarak adlandırılan hız modelinin sediman tabaka kalınlığı, sediman ve anakaya V_s değerleri ve katman yoğunlukları değiştirilmeden sadece Poisson oranı değiştirilerek, farklı Poisson oranlarında sebep olduğu değişimler izlenecektir (Şekil 3.15, Şekil 3.16, Şekil 3.17).



Şekil 3.15 : Çizelge 3.1' de Model M olarak adlandırılan modelin sediman katmanının poisson oranının 0.25 olduğu duruma ilişkin ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).

Şekil 3.15' de sediman tabakasının poisson oranının 0.25 olduğu Model M için yapılan ters çözüm sonucuna ilişkin S-dalgası hız modeli, H/V oran eğrisi, faz hızı dispersiyon eğrisi ve hata değerinin iterasyonla değişimi gösterilmiştir. Kuramsal H/V ve faz hızı dispersiyon eğrilerinin, gözlemsel H/V ve faz hızı dispersiyon eğrilerinin hata sınırlarının içine girdiği iterasyonda ters çözüm durdurulmuştur. Ters çözümden elde edilen S-dalgası hız yapısı, bulunmak istenen gerçek hız modeli ile uyumludur. Poisson oranının sediman katmanında 0.30 ve 0.35 değerlerini aldığı yer modelleri için oluşturulan H/V spektral oran eğrisi ve faz hızı dispersiyon eğrisinin birlikte ters çözüm sonuçları şekil 3.16 ve şekil 3.17' de gösterilmektedir.

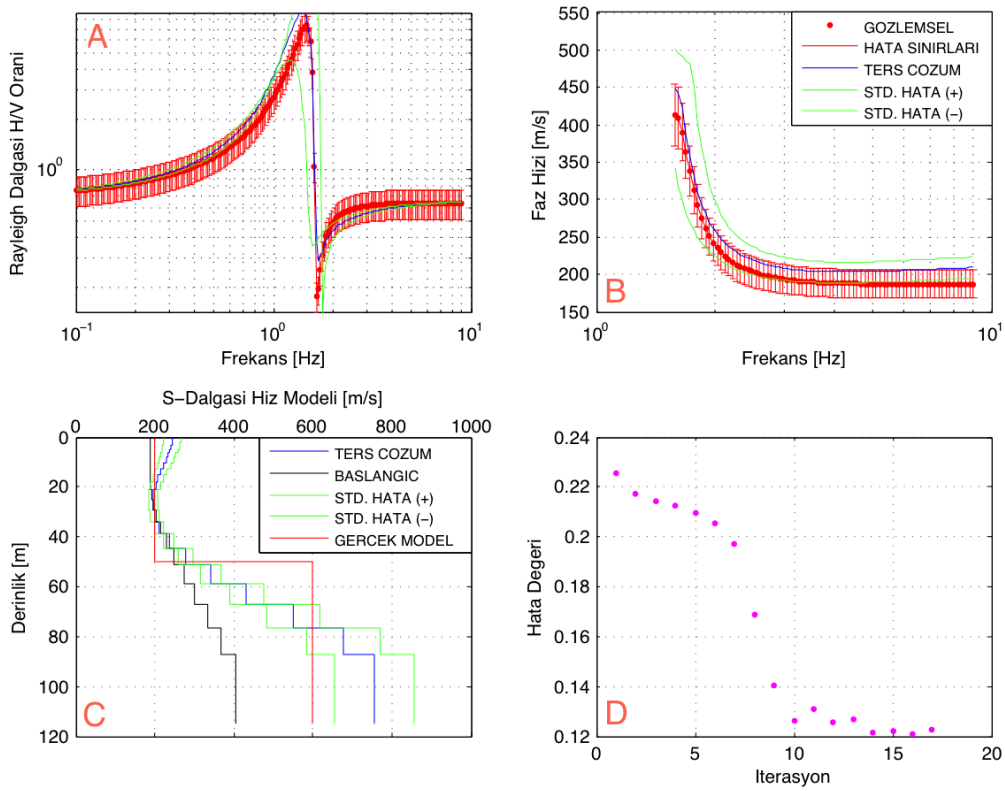


Şekil 3.16 : Çizelge 3.1' de Model M olarak adlandırılan modelin sediman katmanının poisson oranının 0.30 olduğu duruma ilişkin ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (C) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).

Şekil 3.16' da sediman tabakasının poisson oranının 0.30 olduğu Model M için yapılan ters çözüm sonucuna ilişkin S-dalgası hız modeli, H/V oran eğrisi, faz hızı dispersiyon eğrisi ve hata değerinin iterasyonla değişimi gösterilmiştir. Sediman tabakasındaki poisson oranının artışı, H/V eğrisinin genliğinde büyümeye sebep olmuştur. Kuramsal H/V ve faz hızı dispersiyon eğrilerinin, gözlemsel H/V ve faz hızı dispersiyon eğrilerinin hata sınırlarının içine girdiği iterasyonda iterasyonda ters çözüm durdurulmuştur. Ters çözümden elde edilen S-dalgası hız yapısının sediman kalınlığı ve tabaka hızları, bulunmak istenen gerçek hız modelinin değerlerine yakın çıkmıştır.

Şekil 3.17' da sediman tabakasının poisson oranının 0.35 olduğu Model M için yapılan ters çözüm sonucuna ilişkin S-dalgası hız modeli, H/V oran eğrisi, faz hızı dispersiyon eğrisi ve hata değerinin iterasyonla değişimi gösterilmiştir. Kuramsal H/V ve faz hızı dispersiyon eğrilerinin, gözlemsel H/V ve faz hızı dispersiyon

eğrilerinin hata sınırlarının içine girdiği iterasyonda ters çözüm durdurulmuştur. Ters çözümden elde edilen S-dalgası hız yapısı, gerçek hız yapısıyla uyumludur.



Şekil 3.17 : Çizelge 3.1' de Model M olarak adlandırılan modelin sediman katmanının poisson oranının 0.35 olduğu duruma ilişkin ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).

3.6 Çok Katmanlı Yer Modellerinin Ortak Ters Çözümü

Rayleigh dalgası H/V oranı ve faz hızı dispersiyon eğrisinin birlikte ters çözümünü gözlemlemek için Arai ve Tokimatsu (2004) makalesinde kullanılan Model A, Model B ve Model C isimli çok katmanlı modeller seçilmiştir.

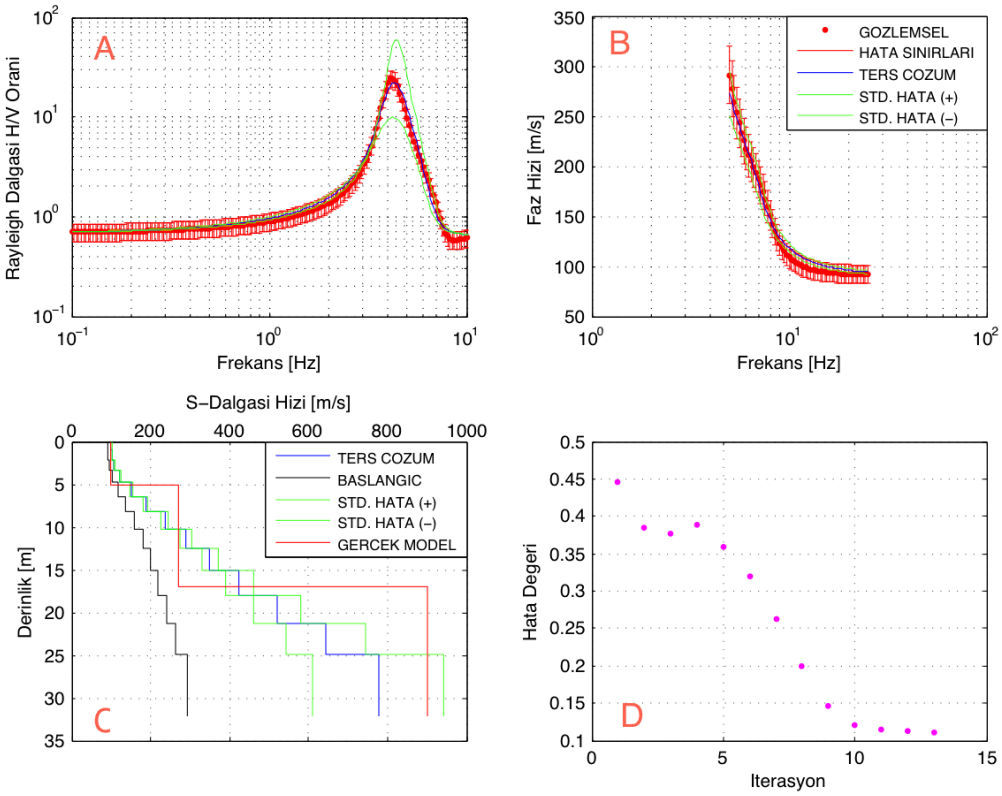
İlk olarak, Model A olarak adlandırılan, çizelge 3.3' de tabaka kalınlıkları, yoğunlukları, poisson oranları ve S-dalgası hızları gösterilen model ters çözülecektir. Sığ derinliğin incelendiği bu modelde tabakaların hız geçişleri artan şekildedir.

Model A' ya ilişkin Rayleigh dalgası H/V oran eğrisi ve faz hızı dispersiyon eğrisi ortak ters çözüm sonuçları şekil 3.18' de gösterilmiştir. Şekil 3.18' de Model A için yapılan ters çözüm sonucuna ilişkin S-dalgası hız modeli, H/V oran eğrisi, faz hızı dispersiyon eğrisi ve hata değerinin iterasyonla değişimi gösterilmiştir. Ters

çözümde Rayleigh dalgası H/V eğrisinin ağırlıklandırması 0.5, faz hızı dispersiyon eğrisininki ise 1 olarak kullanılmıştır.

Çizelge 3.3 : Yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde iki katmanlı, S-dalgası hızları derinlikle artan, Model A olarak adlandırılan, hız modeli.

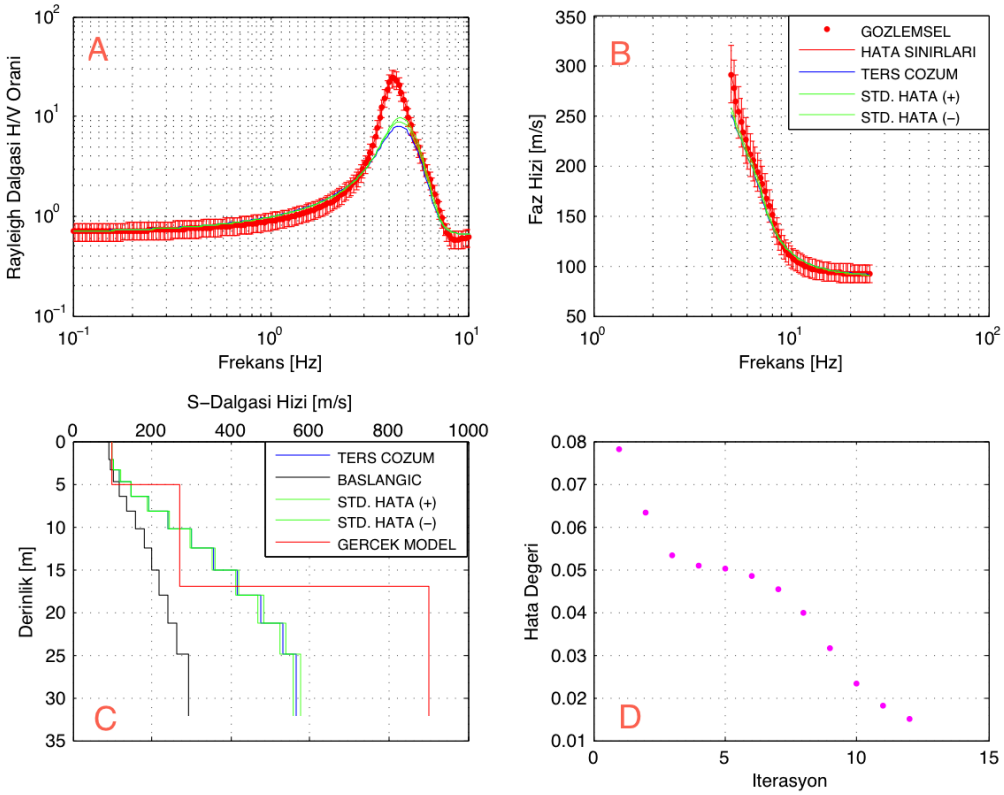
0 – 5 m; V_S = 100 m/s; ρ = 1.65 g/cm^3; ν = 0.25
5 – 17 m; V_S = 270 m/s; ρ = 1.65 g/cm^3; ν = 0.25
> 17 m; V_S = 900 m/s; ρ = 1.95 g/cm^3; ν = 0.25



Şekil 3.18 : Yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde iki katmanlı, Model A' ya ilişkin Rayleigh dalgası H/V oranının, dispersiyon eğrisi verilerine göre daha ağırlıklandırıldığı (W_R=1 ve $W_{HV} = 0.5$) ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).

Kuramsal H/V ve faz hızı dispersiyon eğrilerinin, gözlemsel H/V ve faz hızı dispersiyon eğrilerinin hata sınırlarının içine girdiği iterasyonda ters çözüm durdurulmuştur. Ters çözümden elde edilen S-dalgası hız yapısının sediman kalınlığı, yarı-sonsuz ortamın ve üstündeki sediman tabakasının hızları, gerçek modeldeki değerlerine oldukça yakın çıkmıştır.

Şekil 3.19' de yalnızca faz hızı dispersiyon değerleri kullanılarak yapılan ters çözüm sonuçları gösterilmektedir. Faz hızı eğrisinin hata sınırları içine girdiği iterasyonda ters çözüm durdurulmuştur. Ters çözümle bulunmuş olan S-dalgası hız modeli, gerçek modelin hız yapısına benzememektedir. Bunun nedeni, faz hızı dispersiyon eğrisinin düşük frekanslara ait bilgi içermemesinden dolayı yarı-sonsuz ortamın (anakaya) hızını kestirememesi olabilir.



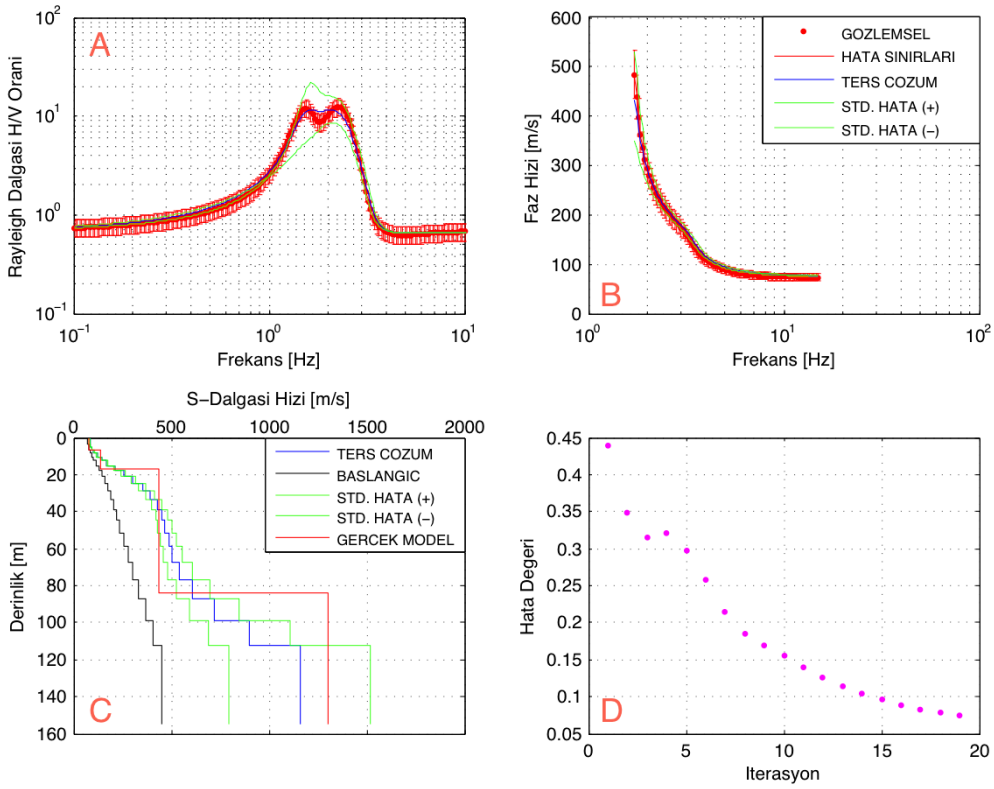
Şekil 3.19 : Yarı-sonsuz ortam anakaya üzerinde iki katmanlı, Model A' ya ilişkin yalnızca dispersiyon eğrisinin ağırlıklandırıldığı (W_R=1 ve $W_{HV} = 0$) ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).

İkinci model olarak, Model B ele alınmıştır. Modelin tabaka kalınlıkları, yoğunlukları, poisson oranları ve S-dalgası hızları çizelge 3.4 de gösterilmektedir. Yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde üç katmana sahip olan modelde, ikinci katmandan üçüncü katmana geçişteki tabaka sınırındaki hız kontrastı ve üçüncü katmandan yarı-sonsuz ortama geçişteki hız kontrastından dolayı modelin Rayleigh dalgası H/V eğrisinde iki adet doruk görülmektedir. Faz hızı dispersiyon eğrisinin başlangıç frekansı belirlenirken yarı-sonsuz ortam sınırına denk gelen frekans kullanılmıştır.

Çizelge 3.4 : Yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde üç katmanlı, S-dalgası hızları artan, Model B olarak adlandırılan, hız modeli.

0 – 7 m; V_S = 80 m/s; ρ = 1.65 g/cm^3; ν = 0.25
7 – 17 m; V_S = 140 m/s; ρ = 1.65 g/cm^3; ν = 0.25
17 – 84 m; V_S = 440 m/s; ρ = 1.65 g/cm^3; ν = 0.25
> 84 m; V_S = 1300 m/s; ρ = 2.19 g/cm^3; ν = 0.25

Model B' ye ilişkin Rayleigh dalgası H/V oranı ve faz hızı dispersiyon eğrilerinin ortak ters çözüm sonuçları şekil 3.20' de gösterilmektedir.

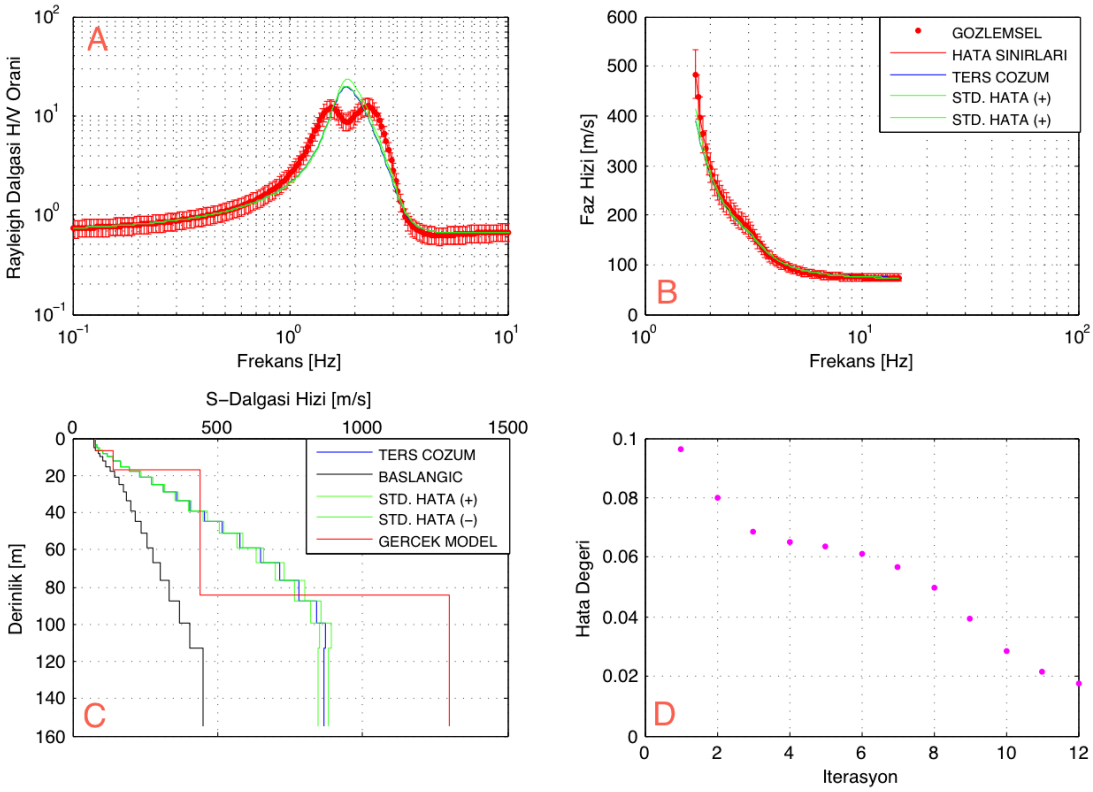


Şekil 3.20 : Yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde üç katmanlı, Model B' ye ilişkin dalgası H/V oranının, dispersiyon eğrisi verilerine göre daha az ağırlıklandırıldığı (W_R=1 ve $W_{HV} = 0.5$), ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).

Model B için yapılan ters çözüm sonucuna ilişkin S-dalgası hız modeli, H/V oran eğrisi, faz hızı dispersiyon eğrisi ve hata değerinin iterasyonla değişimi gösterilmiştir. Ters çözümde Rayleigh dalgası H/V eğrisinin ağırlıklandırması 0.5, dispersiyon eğrisininki ise 1 olarak kullanılmıştır. Kuramsal H/V ve faz hızı

dispersiyon eğrilerinin, gözlemsel H/V ve faz hızı dispersiyon eğrilerinin hata sınırlarının içine girdiği iterasyonda ters çözüm durdurulmuştur. Ters çözümden elde edilen S-dalgası hız yapısının sediman kalınlığı, yarı-sonsuz ortamın ve üstündeki sediman tabakasının hızları, gerçek modeldeki değerlerine oldukça yakın çıkmıştır.

Şekil 3.21' de yalnızca faz hızı dispersiyon değerleri kullanılarak yapılan ters çözüm sonuçları gösterilmektedir. Faz hızı eğrisinin hata sınırları içine girdiği iterasyonda ters çözüm durdurulmuştur. Ters çözümle bulunmuş olan S-dalgası hız modeli, gerçek modelin hız yapısına benzememektedir. Bunun nedeni, faz hızı dispersiyon eğrisinin düşük frekanslara ait bilgi içermemesinden dolayı yarı-sonsuz ortamın (anakaya) hızını kestirememesi olabilir.



Şekil 3.21 : Yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde üç katmanlı, Model B için yalnızca dispersiyon eğrisinin ağırlıklandırıldığı (W_R=1,W_{HV} = 0), ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C) , H/V eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).

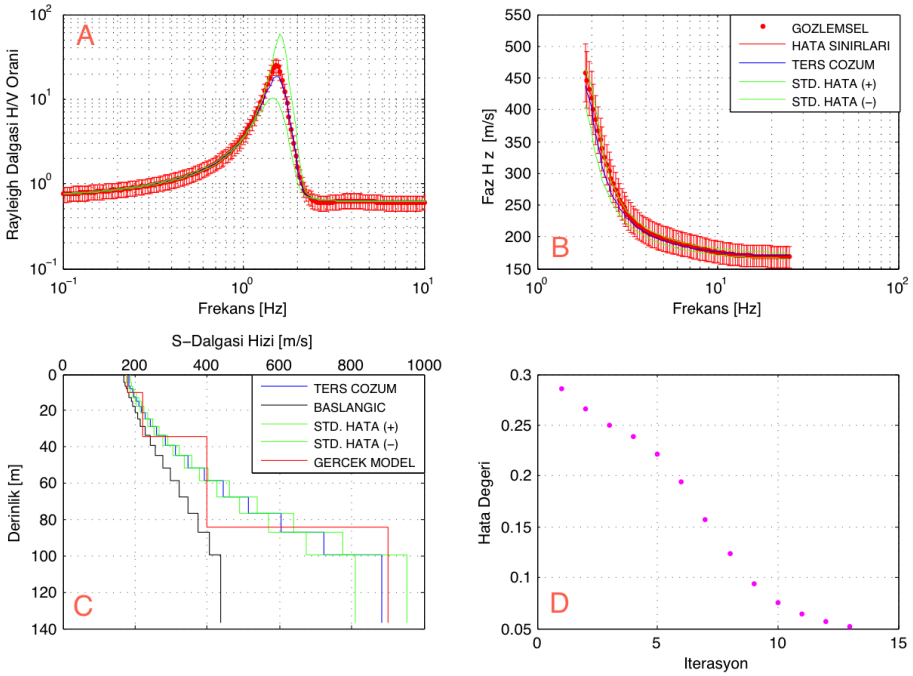
Son olarak, Model C olarak adlandırılan hız modeli incelenecektir. Modelin tabaka kalınlıkları, yoğunlukları, poisson oranları ve S-dalgası hızları çizelge 3.5 de gösterilmektedir. Model C' de yarı-sonsuz ortam (anakaya) ve üzerindeki üç

katmanın poisson oranları 0.25’ den farklı olduğu için ortak ters çözüm aşamasında poisson oranının etkisinin de incelenme fırsatı bulunacaktır.

Çizelge 3.5 : Yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde üç katmanlı, S-dalgası hızları derinlikle artan, Model C olarak adlandırılan, hız modeli.

0 – 10 m; V_S = 180 m/s; ρ = 1.65 g/cm^3; ν = 0.35
10 – 34 m; V_S = 220 m/s; ρ = 1.65 g/cm^3; ν = 0.35
34 – 84 m; V_S = 400 m/s; ρ = 1.65 g/cm^3; ν = 0.28
> 84 m; V_S = 900 m/s; ρ = 1.95 g/cm^3; ν = 0.25

Model C’ ye ilişkin Rayleigh dalgası H/V oranı ve faz hızı dispersiyon eğrilerinin ortak ters çözüm sonuçları şekil 3.22’ de gösterilmektedir.

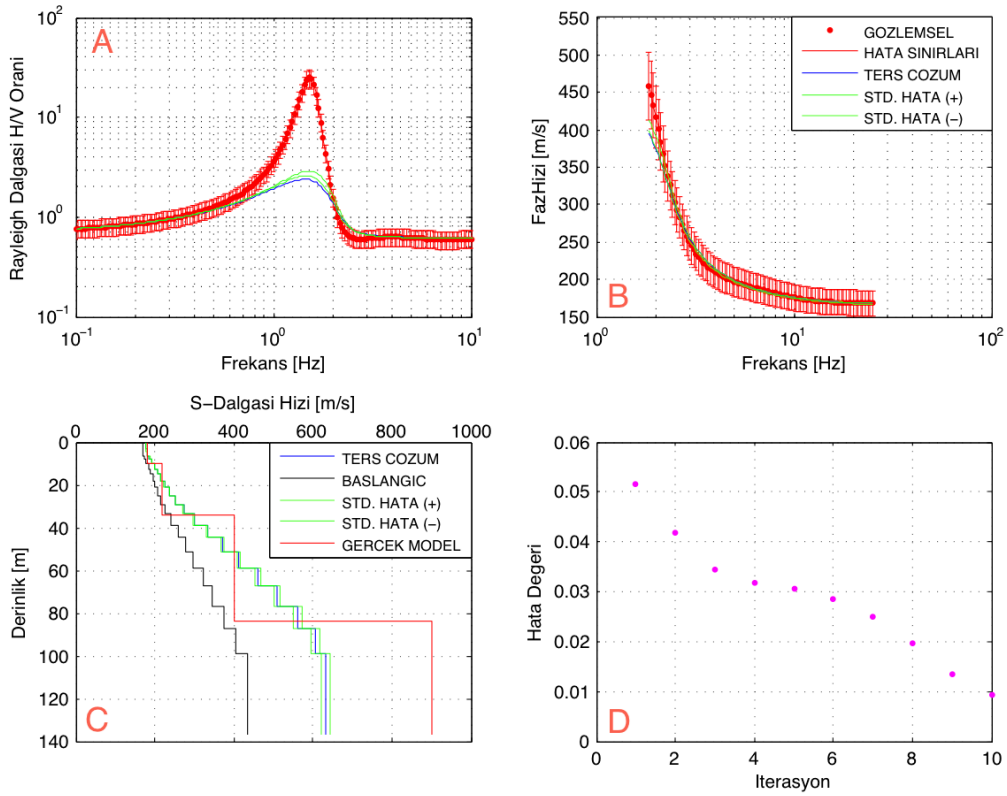


Şekil 3.22 : Yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde üç katmanlı, Model C için Rayleigh dalgası H/V eğrisinin, dispersiyon eğrisi verilerine göre az ağırlıklandırıldığı ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).

Model C için yapılan ters çözüm sonucuna ilişkin S-dalgası hız modeli, H/V oran eğrisi, faz hızı dispersiyon eğrisi ve hata değerinin iterasyonla değişimi gösterilmiştir. Ters çözümde Rayleigh dalgası H/V eğrisinin ağırlıklandırması 0.5, faz hızı dispersiyon eğrisininki ise 1 olarak kullanılmıştır. Kuramsal H/V ve faz hızı

dispersiyon eğrilerinin, gözlemsel H/V ve faz hızı dispersiyon eğrilerinin hata sınırlarının içine girdiği iterasyonda ters çözüm durdurulmuştur. Ters çözümden elde edilen S-dalgası hız yapısının sediman kalınlığı, yarı-sonsuz ortamın ve üstündeki sediman tabakasının hızları, gerçek modeldeki değerlerine oldukça yakın çıkmıştır.

Şekil 3.23' de yalnızca faz hızı dispersiyon değerleri kullanılarak yapılan ters çözüm sonuçları gösterilmektedir. Faz hızı eğrisinin hata sınırları içine girdiği iterasyonda ters çözüm durdurulmuştur. Ters çözümle bulunmuş olan S-dalgası hız modeli, gerçek modelin hız yapısına benzememektedir. Bunun nedeni, faz hızı dispersiyon eğrisinin düşük frekanslara ait bilgi içermemesinden dolayı yarı-sonsuz ortamın (anakaya) hızını kestirememesi olabilir.



Şekil 3.23 : Yarı-sonsuz ortam (anakaya) üzerinde üç katmanlı, Model C için yalnızca dispersiyon eğrisinin ağırlıklandırıldığı (W_R=1,$W_{HV} = 0$), ters çözüm sonucunda elde edilen S-dalgası hız modeli (C), H/V oran eğrisi (A), faz hızı dispersiyon eğrisi (B) ve iterasyonlarla hata değerlerinin değişimi (D).

4. SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu tez çalışması kapmasında, Rayleigh dalgası H/V oranı ve faz hızı dispersiyon verilerinin birlikte ters çözümüyle S-dalgası hız profillerinin elde edilmesi amaçlanmıştır. Mikrotremörlerden faz hızı dispersiyon eğrilerinin elde edilebilmesi için düşey bileşenli alıcılarla oluşturulmuş alıcı dizilimlerine ihtiyaç vardır. Dizilim ölçümleri ile kaydedilen mikrotremör verilerinin frekans-dalgasayısı yöntemi veya uzamal özilişki yöntemi ile analizi sonucunda yüzey dalgalarının dispersiyon eğrilerine ulaşılır ve ters çözümle S-dalgası hız yapısı elde edilebilir. Faz hızı eğrileri, dizilimin geniş olmadığı durumlarda, düşük frekanslara duyarsız kalabilir. Mikrotremörlerin H/V spektral oranının belirlenmesi için ise, tek istasyonda 3-bileşenli kayıtlara ihtiyaç duyulur. H/V eğrisindeki doruğun frekansı düşey doğrultuda yayınan S-dalgasının temel rezonans frekansı, ayrıca Rayleigh dalgasının temel-modunun elipselliği ile ilişkili doruk frekansı ile çakışmaktadır. H/V spektral oranına ilişkin genlik ise anakaya-sediman arasındaki empedans farkıyla denetlenmekle birlikte bu değerin zemin büyütmesi hakkında güvenilir bilgi taşımadığı bilinmektedir. H/V spektral oran eğrisinin ters çözümüyle de S-dalgası hız yapısı kestirilebilir. Ancak, doruk frekansı anakaya üzerindeki sediman katmanın hızının kalınlığına oranı ile ilişkili olduğundan, hız veya kalınlık değerlerinden biri biliniyor olmalıdır.

Dispersiyon eğrisinin veya H/V spektral oran eğrisinin bağımsız olarak ters çözümündeki dezavantajları ortadan kaldırmak için, bu iki veri setinin ortak ters çözümünün daha güvenilir sonuçlar vereceği gözlemlenmiştir. H/V spektral oranı hesaplanırken kullanılan mikrotremör kayıtları, Rayleigh dalgasının yanısıra Love dalgası, yüzey dalgalarının yüksek modları ve küçük bir oranda cisim dalgalarını da içermektedir. Bu nedenle, gözlemsel H/V eğrisine uyan bir kuramsal H/V eğrisi hesaplayabilmek için Love dalgası katkısının 3-bileşenli dizilim ölçümleri ile saptanması ve Love dalgası etkisinin kuramsal hesaplamalara dahil edilmesi gereklidir. Daha kolay olan bir başka yaklaşım ise, gözlemsel eğrilerden Rayleigh dalgası polarizasyon analizi ile Love dalgası etkisini gidermek ve yalnızca Rayleigh

dalgası elipselliği ile ilişkili bir kuramsal hesaplama yapmaktır. Bu çalışmada, Rayleigh dalgası elipselliğine dayanan H/V eğrisi ile faz hızı dispersiyon eğrisinin ortak ters çözümü uygulanmıştır.

Ters çözümde sönümlü en-küçük kareler yöntemi ve diferansiyel yuvarlatma yaklaşımı kullanılmıştır. Rayleigh dalgası faz hızını en belirgin olarak etkileyen parametre S-dalgası hızıdır. H/V spektral oran eğrisindeki doruk frekansı ise S-dalgası hızının sediman kalınlığına oranı ile doğrudan ilişkilidir. Diğer taraftan H/V eğrisinin genel biçimi ve genlik değeri ise sediman-anakaya hız kontrastı ile ilişkilidir. Ters çözümde çoğul çözümlülük ve/veya kararalılık problemine yakalanmamak için sadece katmanlara ilişkin S-dalgası hız yapısının bulunması amaçlanmıştır. Hız modelinin ince kalınlıklı katmanlardan oluştuğu varsayılmıştır. Ağırlıklandırma dizeyleri kullanılarak ters çözüm daha duraylı hale getirilmiştir. Diferansiyel yuvarlatma yaklaşımı ile komşu tabakalara ait hız değerlerinin birbirine yakın olması sağlanarak ani hız değişimlerine engel olunmuştur. Böylece elde edilen S-dalgası hız modeli yumuşak bir model olarak bulunmuştur. Teorik ve gözlemsel eğrilerin çakışmasının bir ölçütü olarak RMS hata değerleri hesaplanmıştır.

Ters çözüm aşamasında ilk önce, belirlenmiş modeller kullanılarak yapay (sentetik) veriler üretilmiştir. Bu amaçla, SURF96 ters çözüm kodunun ilgili bölümlerinin MATLAB ortamına uyarlanması ile oluşturulan MATLAB programı, düz çözüm modunda çalıştırılarak modellere ilişkin yapay veriler (Rayleigh dalgası H/V eğrileri ve faz hızı eğrileri) üretilmiştir. Faz hızı eğrileri, H/V eğrisinin doruk frekansından daha düşük frekanslarda gözlemlenememektedir. Bu nedenle yeterince düşük frekansları içermeyen bir faz hızı dispersiyon eğrisi, sediman-anakaya sınırındaki empedans farkına yeterince duyarlı olmayacaktır. Bu sınırlamaya uygun olarak, modellere ilişkin yapay dispersiyon eğrileri hesaplanırken, başlangıç frekansları H/V doruk frekansından daha yüksek frekanslar olarak seçilmiştir. Ters çözümlerde başlangıç modeli olarak faz hızı dispersiyon verisinden yararlanarak dalgaboyları hesaplanmış, ardından bu değerler 0.4 ile çarpılarak inilebilecek derinlikler kestirilmiştir ve faz hızları kullanılarak dispersiyon eğrisinden türetilen bir başlangıç modeli elde edilmiştir. Yarı-sonsuz ortam üzerinde tek katmanlı bir model kullanılarak, sediman-anakaya arasındaki empedans farkının Rayleigh dalgası H/V spektral oran eğrisine etkisi incelenmiştir. Buna ek olarak, Rayleigh dalgası H/V spektral oran eğrisi ve faz hızı eğrisinin ortak ters çözümde hangi oranda etkili

olduğunu araştırmak için farklı ağırlıklandırmaların incelendiği ters çözümler yapılmıştır. Sadece Rayleigh dalgasının faz hızı kullanılarak yapılan ters çözümlerde, dispersiyon eğrisinin anakayadaki hız değişimini kestiremediği, bu nedenle gerçek S-dalgası hız modeline yakın olmayan bir final modelin bulunmuştur. Sadece Rayleigh dalgası H/V oranı kullanılarak yapılan ters çözümde, başlangıç modelinde bütün katmanlar için sabit bir S-dalgası hız değeri alınmıştır. Bu ters çözümde, gerçek S-dalgası hız yapısına uygun olmayan, daha ince ve daha düşük hızlı bir sediman tabakası bulunmuştur. Ancak, H/V doruk frekansının gerçek yer modelinin frekansı ile örtüştüğü bir model bulunmuştur. Rayleigh dalgası H/V oranı ve faz hızı eğrisinin aynı oranda ağırlıklandırılmasıyla yapılan ters çözümde bulunan S-dalgası hız modeli gerçek hız yapısı ile uyum göstermiştir. Gerçek model ile ters çözümden elde edilen final modelin en iyi uyum gösterdiği durum ise faz hızı eğrisi ağırlıklandırmasının 1, Rayleigh dalgası H/V oranı ağırlıklandırmasının 0.5 olarak seçildiği durumdur. Yarı-sonsuz ortam üzerindeki tek katmanlı modelde Poisson oranının Rayleigh dalgası H/V oranına ve birlikte ters çözüme etkileri incelenmiştir. Sediman katmanının sadece Poisson oranı değerinin değiştirilmesi ile elde edilen yapay verilerde Poisson oranının artması ile Rayleigh dalgası H/V oranının genliğinde artmış olduğu görülmüştür. Poisson oranının yüksek olduğu modeller için üretilen yapay verilerin ters çözümünde, gerçek S-dalgası hız yapısına uyum gösteren final hız modeli kestirilene kadar gereken iterasyon sayısının arttığı gözlemlenmiştir.

Yarı-sonsuz ortam üzerinde, iki ve üç katmanlı, hızın derinlikle arttığı modellerin ters çözümlerinde önce dispersiyon eğrisi tek başına ters çözülmüş, daha sonra H/V eğrisi ile ortak ters çözüm yapılmıştır. Model-A, yarı-sonsuz ortam üzerinde iki katmandan oluşan bir modeldir ve derinlikle artan bir hız yapısına sahiptir. Poisson oranları bütün katmanlarda 0.25 olarak seçilmiştir. Sadece dispersiyon eğrisine göre yapılan ters çözümde, teorik faz hızı eğrisi gözlemsel faz hızı eğrisiyle çakıştığında işlem sonlandırılmıştır. Ters çözüm sonucunda bulunan final S-dalgası hız modeli, sediman-anakaya sınırındaki hız kontrastını kestiremediği için, gerçek S-dalgası hız modeli ile yeterince uyumlu değildir. Ortak ters çözüm sonucunda bulunan S-dalgası hız yapısı, gerçek S-dalgası hız yapısı ile uyumludur. Model-B, yarı-sonsuz ortam üzerinde üç katmandan oluşan bir modeldir ve derinlikle artan bir hız yapısına sahiptir. Poisson oranları bütün katmanlarda 0.25 olarak seçilmiştir. Sadece dispersiyon eğrisine göre yapılan ters çözümde, teorik faz hızı eğrisi gözlemsel faz

hızı eğrisiyle çakıştığında işlem sonlandırılmıştır. Bulunan S-dalgası hız modeli, sediman-anakaya sınırında S-dalgası hızını yakalayamadığı için gerçek modelle uyumlu çıkmamıştır. Ortak ters çözüm sonucunda bulunan final S-dalgası hız yapısı, gerçek hız yapısı ile uyumludur. Son model olan Model-C, yarı-sonsuz ortam üzerinde üç katmanlı bir modeldir ve derinlikle artan bir hız yapısına sahiptir. Poisson oranları üst katmandan yarı-sonsuz ortama kadar 0.35 ile 0.25 arasında değişmektedir. Sadece dispersiyon eğrisine göre yapılan ters çözümde, teorik faz hızı eğrisi gözlemsel faz hızı eğrisiyle çakıştığında işlem sonlandırılmıştır. Bulunan S-dalgası hız modeli, sediman-anakaya sınırındaki hız farkını kestiremediği için gerçek modelle uyumlu çıkmamıştır. Ortak ters çözüm sonucunda bulunan S-dalgası hız yapısı, gerçek hız modeli ile uyumludur.

KAYNAKLAR

Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst., **35***, 415–457.

Arai, H., ve Tokimatsu, K. (2000). Effects of Rayleigh and Love waves on microtremor H/V spectra, *Bull. Seism. Soc. Am., Proc. 12th World Conf. On Engineering,* paper 2232.

Arai, H., ve Tokimatsu, K. (2004). *S*-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am., **94*,** sayı. 1, 53–63.

Arai, H. ve Tokimatsu, K. (2005). *S*-Wave Velocity Profiling by Joint Inversion of Microtremor Dispersion Curve and Horizontal-to-Vertical (H/V) Spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am., **95,*** 1766-1778.

Bard, P. (1998). Microtremor measruments: a tool for site effect estimation? *Proceeding of The Second Int. Sym. Eff. Surface Geo. on Seism. Motion, **3***, 1251-1279.

Bonnefoy-Claudet, S. ve Cornou, C. (2006). H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations, *Geophys. J. Int., **167***, 827–837.

Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *Geophysics, **34***, sayı. 1, 21–38.

Fäh, D. (1997). Microzonation of the city of Basel, *J. Seism., **1*,** 87–102.

Fäh, D., Kind, F. ve Giardini, D. (2001). A theoretical investigation of average H/V ratios, *Geophys. J. Int., **145*,** 535–549.

Fäh, D., Kind, F. ve Giardini, D. (2003). Inversion of local S-wave velocity structures from average H/V ratios, and their use for the estimation of site-effects, *Journal of Seismology, **7***, 449-467.

Harkrider, D. G. (1964). Surface waves in multilayered elastic media, part I. Raleigh and Love waves from buried sources in a multilayerd elastic half-space, *Bull. Seism. Soc. Am., **54*,** sayı. 2, 627–679.

Hermann, R. B., ve Ammon, C. J. (2004). *Computer Programs in Seismology, Surface Waves, Receiver Functions, and Crustal Structure, Version 3.30*

Hobiger, M. ve Bard, P. Y. (2009). Single station determination of Rayleigh wave ellipticity by using the random decrement technique (RayDec), *Geophysical Research Letters, **36***, L14303.

Kramer, L. S. (1996). Geotechnical Earthquake Engineering, (2. seri), Viacom Company, Amerika, 279-285.

Lachet, C. ve Bard, P. (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique, *J. Phys. Earth, **42,*** 377-397.

Lermo, J. ve Chávez-García,F. J. (1994). Are microtremors useful in site response evaluation?, *Bull. Seism. Soc. Am., **84***, 1350-1364.

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *Q. Rep. Railway Tech. Res. Inst. **30***, sayı. 1, 25–33.

Nakamura, Y. (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications, *Proceeding of the 12th Worl Conferecence on Earthquake Engineering,* New Zealand.

Picozzi, M. ve Albarello, D. (2006). Combining genetic and linearized algorithms for a two-step joint inversion of Rayleigh wave dispersion and *H/V* spectral ratio curves, *Geophys. J. Int.,* ***169*****,** 189–200.

Scherbaum, F., Hinzen, K. G. ve Ohrnberger, M. (2003). Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne, Germany area using ambient vibrations, *Geophys. J. Int.,* ***152*****,** 597–612.

Schwab, F.A. ve Knopoff, L. (1972). Methods in computational physics, bölüm: Bolt BA (ed) Fast surface wave and free mode computations. Academic Baskı, New York, 8-180.

Seekins, L.C., Wennerberg, L. G. ve Marghereti, L. (1996). Site amplification at five locations in San Fransisco, California: a comparison of S waves, *Bull. Seism. Soc. Am.,* ***86*****,** 627–635.

Tokeshi, J., ve Sugimura Y. (1998). On the estimation of the natural period of the ground using simulated microtremors, *Proceeding of The Second Int. Sym. Eff. Surface Geo. on Seism. Motion,* ***2***, 651-664.

Tokimatsu, K. (1997). Geotechnical site characterization using surface waves, *Proc. 1st Intl. Conf. Earthquake Geotechnical Engineering,* **3,** 1333-1368.

Tokimatsu, K., ve Miyadera Y. (1992). Characteristics of Rayleigh waves in microtremors and their relation to underground structures, *J. Struct. Constr. Eng. AIJ,* ***439***, 81–87.

Tokimatsu, K., Wakai, S., ve Arai, H. (1998). Three-dimensional soil stratification using surface waves in microtremors, in *Proc. 1st Int'l Conf. Site Characterization (ISC'98)*, Atlanta, Georgia, 19–22 April, **1,** 537–542.

Xia, J., Miller, R. D., Park, C. B., (1999). Estimation of near-surface shear wave velocity by inversion of Rayleigh waves, *Geophysics,* ***64***, 691–700.

ÖZGEÇMİŞ

Ad Soyad: Gül ÜNAL

Doğum Yeri ve Tarihi: İstanbul, 24.11.1986

Adres: Denizköşkler Mah. Midilli Sk. No:3/9, Avcılar/İstanbul

E-Posta: gulunal5000@yahoo.com

Lisans: İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği