

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**TEK İSTASYON YÜZEY DALGASI GRUP HIZI TERS ÇÖZÜMÜ YÖNTEMİYLE  
DOĞU KARADENİZ BÖLGESİNDE KABUK YAPISININ ARAŞTIRILMASI**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Jeofizik Müh. Hamdi ALKAN**

**HAZİRAN 2012  
TRABZON**

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ**  
**FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI**

**TEK İSTASYON YÜZEY DALGASI GRUP HIZI TERS ÇÖZÜMÜ YÖNTEMİYLE**  
**DOĞU KARADENİZ BÖLGESİNDE KABUK YAPISININ ARAŞTIRILMASI**

**Jeofizik Müh. Hamdi ALKAN**

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde**  
**“JEOFİZİK YÜKSEK MÜHENDİSİ”**  
**Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 18.05.2012**  
**Tezin Savunma Tarihi : 13.06.2012**

**Tez Danışmanı : Yrd. Doç.Dr. Hakan ÇINAR**

**Trabzon 2012**

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü  
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında  
Hamdi ALKAN tarafından hazırlanan**

**TEK İSTASYON YÜZEY DALGASI GRUP HIZI TERS ÇÖZÜMÜ YÖNTEMİYLE  
DOĞU KARADENİZ BÖLGESİNDE KABUK YAPISININ ARAŞTIRILMASI**

**başlıklı bu çalışma, Enstitü Yönetim Kurulunun 29 / 05 / 2012 gün ve 1458 sayılı  
kararıyla oluşturulan juri tarafından yapılan sınavda  
YÜKSEK LİSANS TEZİ  
olarak kabul edilmiştir.**

**Juri Üyeleri**

**Başkan : Prof.Dr. Osman BEKTAŞ .....**

**Üye : Doç.Dr. Yusuf BAYRAK .....**

**Üye : Yrd.Doç.Dr. Hakan ÇINAR .....**

**Prof.Dr. Sadettin KORKMAZ  
Enstitü Müdürü**

## ÖNSÖZ

Bu Çalışma, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Bölümü Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır. Tek istasyon yüzey dalgası kayıtlarından Doğu Karadeniz ve çevresinin hız yapısı ve kabuk kalınlığı incelenmiştir. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezi'nin geniş bantlı istasyonlarında kayıt edilen depremler kullanılmıştır. Elde edilen sonuçlar değerlendirilip önceki çalışmalarla karşılaştırılmış ve yorumlanmıştır.

Bu çalışma esnasında, ilk başta Yüksek Lisans Tez danışmanlığımı kabul edip gerek ders aşamasında gerek tez aşamasında benden yardımlarını, desteğini, bilgi birikimini esirgemeyen ve her zaman yanımda olan çok değerli hocam Sn. Yrd. Doç.Dr Hakan ÇINAR'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmam sırasında katkılarından dolayı sayın hocalarım Doç.Dr. Hakan KARSLI, Doç.Dr. Yusuf BAYRAK'a ve tüm hocalarıma çok teşekkür ederim. Tez çalışması esnasında benden yardımlarını esirgemeyen çok sevgili arkadaşlarım Arş.Gör. Recep GÜNEY, Arş. Gör. Mustafa ŞENKAYA, Arş. Gör. Yasemin BEKER'e ve emeği geçen diğer arkadaşlarıma çok teşekkür ederim.

Hayatımın her aşamasında maddi ve manevi desteğini hiçbir zaman benden esirgemeyen aileme sonsuz teşekkür eder ve saygılarımı sunarım.

Hamdi ALKAN

Trabzon 2012

## TEZ BEYANNAMESİ

Yüksek Lisans Tezi olarak sunduğum “Tek İstasyon Yüzey Dalgası Grup Hızı Ters Çözümü Yöntemiyle Doğu Karadeniz Bölgesinde Kabuk Yapısının Araştırılması ” başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım Yrd. Doç. Dr. Hakan ÇINAR’ın sorumluluğunda tamamladığımı, verileri kendim topladığımı, analizleri ilgili laboratuarda yaptığımı, başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma süresince bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim. 18/05/2012

Hamdi ALKAN

## İÇİNDEKİLER

	<b><u>Sayfa No</u></b>
ÖNSÖZ.....	III
TEZ BEYANNAMESİ.....	IV
İÇİNDEKİLER.....	V
ÖZET.....	VII
SUMMARY.....	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	IX
TABLolar DİZİNİ.....	XIX
SEMBOLLER DİZİNİ.....	XXI
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş.....	1
1.2. Yüzey Dalgaları.....	3
1.2.1. Dispersiyon, Faz Hızı ve Grup Hızı.....	4
1.2.2. Love Dalgaları.....	7
1.2.2.1. Love Dalgası Periyot Denkleminin Grafiksel Çözümü.....	10
1.2.3. Rayleigh Dalgaları.....	12
1.2.4. Yüzey Dalgalarının Yayınımında Okyanusal ve Kıtasal Kabuğun Etkisi.....	16
1.3. Tek İstasyonda Grup Hızlarının Belirlenmesi.....	21
1.3.1. Ardışık Süzgeç Yöntemi.....	22
1.4. Rayleigh ve Love Dalgalarının Grup Hızlarının Ters Çözümü.....	32
1.4.1. Giriş.....	32
1.4.2. Ters Çözüm Teorisi.....	35
1.4.3. Doğrusal Olmayan Problemlerin En Küçük Kareler Yöntemi ile Ters Çözümü ..	38
1.4.4. Tekil Değer Ayrışımı Yöntemi (Singular Value Decomposition).....	40
1.4.5. Stokastik Ters Çözüm (Sönümlü En Küçük Kareler).....	41
1.5. Bölgenin Tektoniği ve Sismisitesi.....	44
1.6. Doğu Karadeniz ve Çevresinde Yapılan Önceki Jeofizik Çalışmalar.....	50
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	62

2.1.	Bu Çalışmada Kullanılan Depremlere Ait Bilgiler.....	62
2.2.	Verilerin Hazırlanması ve İşlenmesi .....	66
2.3.	Gözlemsel Grup Hızı Eğrilerinin ve Ters Çözümlerinin Hesaplanması .....	68
2.3.1.	2007.07.24 Tarihli Deprem .....	68
2.3.2.	2008.10.11 Tarihli Deprem .....	77
2.3.3.	2009.05.17 Tarihli Deprem .....	88
2.3.4.	2009.08.01 Tarihli Deprem .....	95
2.3.5.	2009.09.08 Tarihli Deprem .....	99
2.3.6.	2009.09.12 Tarihli Deprem .....	106
2.3.7.	2010.06.07 Tarihli Deprem .....	112
2.3.8.	2011.01.19 Tarihli Deprem .....	116
2.3.9.	2011.08.18 Tarihli Deprem .....	123
2.3.10.	2011.09.27 Tarihli Deprem .....	126
3.	BULGULAR .....	138
4.	TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	153
5.	KAYNAKLAR.....	163

ÖZGEÇMİŞ

Yüksek Lisans Tezi

ÖZET

TEK İSTASYON YÜZEY DALGASI GRUP HIZI TERS ÇÖZÜMÜ YÖNTEMİYLE  
DOĞU KARADENİZ BÖLGESİNDE KABUK YAPISININ ARAŞTIRILMASI

Hamdi ALKAN

Karadeniz Teknik Üniversitesi  
Fen Bilimleri Enstitüsü  
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı  
Danışman: Yrd. Doç. Dr. Hakan ÇINAR  
2012, 172 Sayfa

Bu çalışmada, tek istasyon yöntemiyle Doğu Karadeniz ve çevresinin hız yapısı ve kabuk kalınlığı araştırıldı. Bu amaç doğrultusunda, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezinin geniş bantlı istasyonlarında magnitüdüleri  $M_b=3.9-5.8$  ve odak derinlikleri  $H=5-15.5$  km arasında değişen 10 adet deprem kullanıldı. Yüzeysel dalgalarının çözümlemeleri temel mod için yapıldı. Grup hızları Ardışık Süzgeç Tekniği kullanılarak hesaplandı ve dispersiyon eğrilerinin ters çözümünden kaynak-istasyon arasındaki kabuk yapısı belirlendi. Çalışmada kullanılan depremler geçtikleri yörüngeler dikkate alınarak karadan ve karadan-denizden seyahat eden olmak üzere iki gruba ayrıldı. Bölgede önceden yapılan çalışmalarda kabuk yapıları esas alınarak ters çözüm için başlangıç modelleri oluşturuldu. Karadan seyahat eden depremler Doğu Pontidlere denk gelmekte ve Küçük Kafkaslar-Doğu Pontidler boyunca elde edilen ortalama kabuk kalınlığı 41 km'dir. Karadan-Denizden seyahat eden depremler Büyük Kafkaslar-Doğu Karadeniz havzası-Doğu Pontidlere denk gelmektedir. Bulunan ortalama kabuk kalınlığı 36 km'dir. Kabuktaki hızlar ve yoğunluk değerleri Kuzeyden Güneye (Pontidlere) doğru azalmakta ve kabuk kalınlığı ise aynı yönde artmaktadır. Bölgedeki kabuk; kuzeyde bazik karakterden (oldukça yoğun) güneye doğru asidik karaktere (az yoğun) geçmektedir. Bölge okyanus-yarı okyanus-kıta geçiş bölgesidir.

**Anahtar Kelimeler:** Doğu Karadeniz ve çevresi, Yüzeysel Dalgaları, Ters Çözüm, Hız Yapısı ve Kabuk Kalınlığı



Master Thesis

SUMMARY

AN INVESTIGATION OF CRUSTAL STRUCTURE IN THE EASTERN BLACKSEA  
REGION FROM SINGLE STATION SURFACE WAVE GROUP VELOCITY  
INVERSION METHOD

Hamdi ALKAN

Karadeniz Technical University  
The Graduate School of Natural and Applied Sciences  
Geophysics Engineering Graduate Program  
Supervisor: Assist. Prof. Dr. Hakan ÇINAR  
2012, 172 Pages

In this study, crustal thickness and seismic velocity structure in the Eastern Black Sea region is investigated using single station surface wave group velocity inversion method. For this purpose, we have used the earthquake data (10 shallow earthquakes, H=5-15.5 km, their magnitudes ranging from 4.2 to 5.8 Mb) recorded on KOERI (Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute) broad-band stations. Analyses were performed only for fundamental mode of surface waves (Love and Rayleigh waves). Group velocities were calculated by multiple filter technique (MFT) and crustal structure of each source-station path were determined from inversion of dispersion curves. Earthquakes was divided into two groups as traveling across land or/and sea. We have used the structural models given in the literature to create an initial model for the inversion of surface wave group velocities. Earthquakes traveling across land associated with whole Eastern Pontides region and the average crustal thickness has been found 41 km along the region. For the traveling paths of earthquakes from land to sea (Greater Caucasus-Eastern-Black Sea-Eastern Pontides), it has been found that the average crustal thickness is 36 km. It is deduced that the crustal velocity and density values decrease from North to South (towards the Pontides), while crustal thicknesses increase in the same direction. Studied region is a transition zone, containing oceanic-semi oceanic-continental crust, from oceanic (high density and basic character) in the North to continental crust (low density and acidic character) in the South.

**Key Words:** Eastern Black Sea, Surface Waves, Inversion, Crustal Thickness

## ŞEKİLLER DİZİNİ

### Sayfa No

Şekil 1.	Yüzey dalgalarının yayını. (a) Rayleigh dalgalarının tanecik hareketi. $\beta$ S-dalgası hızını gösterir. (b) Love dalgaları, serbest yüzey ve ara yüzey arasında defalarca yansıyan üst tabakadaki dalgaların yapıcı girişimiyle oluşur. Love dalgalarının tanecik hareketi şekildeki düzleme diktir .....	3
Şekil 2.	Hızın derinlikle artması ve azalmasını gösteren yer altı modelleri, normal ve ters dispersiyonun oluşması.....	5
Şekil 3.	Dalga grubu üzerinde faz ve grup hızının gösterimi.....	6
Şekil 4.	İki tabakalı yarı sonsuz ortam modeli.....	8
Şekil 5.	(a) (1.14) denkleminin grafiksel çözümü. Kesikli ve düz çizgiler ayrık modları göstermektedir.(b) Ana ve yüksek modlar için faz ve dispersiyon eğrisi.....	12
Şekil 6.	Rayleigh dalgası genlik spektrumları üzerinde; a) yerkabuğunun, b) yerkabuğu ve üst manto hız yapısının etkileri.....	17
Şekil 7.	Okyanusal ve kıtasal yörüngeleri izleyen temel mod Love ve Rayleigh dalgalarının grup hızı dispersiyon eğrileri.....	19
Şekil 8.	Gauss Fonksiyonu.....	24
Şekil 9.	Frekans ve zaman ortamındaki süzgeçleme sonuçlarının karşılaştırılması. (a) sismogram, (b) 10 sn periyodu için frekans ortamında süzölmüş sismogram, (c) izler arasındaki farktır.....	26
Şekil 10.	Ardışık süzgeç yönteminin akış çizelgesi.....	28
Şekil 11.	Doğu Karadeniz ve Kafkaslar'ın tektonik haritası. [DKH] Doğu Karadeniz Havzası, [SH] Sorokin Havzası, [TH] Tuapse Havzası, [SS] Shatsky Sırtı, [GH] Gurii Havzası, [ARS] Arkhangelsky Sırtı, [DP] Doğu Pontidler, [KTH] Kerch-Taman Havzası, [IKH] Indolo-Kuban Havzası.....	45
Şekil 12.	Karadeniz'in tektonik yapısı ve sıkışma-açılma bölgeleri. Marmara denizinin kuzeyi, Bulgaristan ve Romanya sahilleri hariç tutulmuştur.....	48
Şekil 13.	Karadeniz ve çevresindeki GPS hız değerleri .....	50

Şekil 14.	Çalışmada kullanılan depremlerin ve istasyonların konumları. Her renk farklı istasyon-deprem çiftini göstermektedir (Siyah, 2007.07.24; Bordo, 2008.10.11; Mavi, 2009.05.17; Kırmızı, 2009.08.01; Beyaz, 2009.09.08; Kahve, 2009.09.12; Mor, 2010.06.07; Sarı, 2011.01.19; Turuncu, 2011.08.18; Yeşil, 2011.09.27).....	65
Şekil 15.	2007.07.24 tarihli depremin KTUT istasyonu üç bileşen kaydı; üstte ışımsal (radyal), ortada teğetsel (transverse), altta düşey.....	70
Şekil 16.	2007.07.24 tarihli depremin KTUT istasyonu düşey bileşen kaydı.....	70
Şekil 17.	MFT yapılmadan önceki KTUT istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	71
Şekil 18.	MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	72
Şekil 19.	2007.07.24 depremi KTUT istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hız eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	72
Şekil 20.	2007.07.24 depremi KTUT istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	73
Şekil 21.	1 Nolu depremin RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı.....	74
Şekil 22.	MFT yapılmadan önceki RSDY istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	75
Şekil 23.	MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontu haritası.....	75
Şekil 24.	2007.07.24 depremi RSDY istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	76
Şekil 25.	2007.07.24 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	76
Şekil 26.	2 Nolu depremin BZK istasyonu düşey bileşen kaydı.....	78
Şekil 27.	MFT yapılmadan önceki BZK istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	79
Şekil 28.	MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	79

Şekil 29.	2008.10.11 depremi BZK istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	80
Şekil 30.	2008.10.11 depremi BZK istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	80
Şekil 31.	2 Nolu depremin CORM istasyonu düşey bileşen kaydı.....	82
Şekil 32.	MFT yapılmadan önceki CORM istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	82
Şekil 33.	MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	83
Şekil 34.	2008.10.11 depremi CORM istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	83
Şekil 35.	2008.10.11 depremi CORM istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	84
Şekil 36.	2 Nolu depremin CORM istasyonu teğetsel bileşen kaydı.....	85
Şekil 37.	MFT yapılmadan önceki CORM istasyonu teğetsel bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	86
Şekil 38.	MFT yapıldıktan sonraki Love dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	86
Şekil 39.	2008.10.11 depremi CORM istasyonu Love dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	87
Şekil 40.	2008.10.11 depremi CORM istasyonu teğetsel bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	87
Şekil 41.	3 Nolu depremin DIKM istasyonu düşey bileşen kaydı.....	88
Şekil 42.	MFT yapılmadan önceki DIKM istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	89
Şekil 43.	MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	90

Şekil 44.	2009.05.17 depremi DIKM istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	90
Şekil 45.	2009.05.17 depremi DIKM istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	91
Şekil 46.	3 Nolu depremin DIKM istasyonu teğetsel bileşen kaydı.....	92
Şekil 47.	MFT yapılmadan önceki DIKM istasyonu teğetsel bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	93
Şekil 48.	MFT yapıldıktan sonraki Love dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	93
Şekil 49.	2009.05.17 depremi DIKM istasyonu Love dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	94
Şekil 50.	2009.05.17 depremi DIKM istasyonu teğetsel bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	94
Şekil 51.	4 Nolu depremin RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı.....	95
Şekil 52.	MFT yapılmadan önceki RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	96
Şekil 53.	MFT yapıldıktan sonraki Love dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	96
Şekil 54.	2009.08.01 depremi RSDY istasyonu Love dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	97
Şekil 55.	2009.08.01 depremi RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	98
Şekil 56.	5 Nolu depremin DIKM istasyonu düşey bileşen kaydı.....	99
Şekil 57.	MFT yapılmadan önceki DIKM istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	100
Şekil 58.	MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	100

Şekil 59.	2009.09.08 depremi DIKM istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	101
Şekil 60.	2009.09.08 depremi DIKM istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	101
Şekil 61.	5 Nolu depremin KVT istasyonu düşey bileşen kaydı.....	103
Şekil 62.	MFT yapılmadan önceki KVT istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	103
Şekil 63.	MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	104
Şekil 64.	2009.09.08 depremi KVT istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	104
Şekil 65.	2009.09.08 depremi KVT istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	105
Şekil 66.	6 Nolu depremin RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı.....	106
Şekil 67.	MFT yapılmadan önceki RSDY istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	107
Şekil 68.	MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	107
Şekil 69.	2009.09.012 depremi RSDY istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	108
Şekil 70.	2009.09.12 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	108
Şekil 71.	6 Nolu depremin RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı.....	109
Şekil 72.	MFT yapılmadan önceki RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	110
Şekil 73.	MFT yapıldıktan sonraki Love dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	110

Şekil 74.	2009.09.012 depremi RSDY istasyonu Love dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	111
Şekil 75.	2009.09.12 depremi RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	111
Şekil 76.	7 Nolu depremin RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı.....	112
Şekil 77.	MFT yapılmadan önceki RSDY istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	113
Şekil 78.	MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	114
Şekil 79.	2010.06.07 depremi RSDY istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	114
Şekil 80.	2010.06.07 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	115
Şekil 81.	8 Nolu depremin RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı.....	116
Şekil 82.	MFT yapılmadan önceki RSDY istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	117
Şekil 83.	MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	117
Şekil 84.	2011.01.19 depremi RSDY istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	118
Şekil 85.	2011.01.19 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	118
Şekil 86.	8 Nolu depremin RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı.....	120
Şekil 87.	MFT yapılmadan önceki RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	120
Şekil 88.	MFT yapıldıktan sonraki Love dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	121

Şekil 89.	2011.01.19 depremi RSDY istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	121
Şekil 90.	2011.01.19 depremi RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	122
Şekil 91.	9 Nolu depremin KTUT istasyonu teğetsel bileşen kaydı.....	123
Şekil 92.	MFT yapılmadan önceki KTUT istasyonu teğetsel bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	124
Şekil 93.	MFT yapıldıktan sonraki Love dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	124
Şekil 94.	2011.08.18 depremi KTUT istasyonu Love dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	125
Şekil 95.	2011.08.18 depremi KTUT istasyonu teğetsel bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	125
Şekil 96.	10 Nolu depremin CORM istasyonu düşey bileşen kaydı.....	127
Şekil 97.	MFT yapılmadan önceki CORM istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	128
Şekil 98.	MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	128
Şekil 99.	2011.09.27 depremi CORM istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	129
Şekil 100.	2011.09.27 depremi CORM istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	129
Şekil 101.	10 Nolu depremin KTUT istasyonu düşey bileşen kaydı.....	131
Şekil 102.	MFT yapılmadan önceki KTUT istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	131
Şekil 103.	MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	132



Şekil 104.	2011.09.27 depremi KTUT istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	132
Şekil 105.	2011.09.27 depremi KTUT istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	133
Şekil 106.	10 Nolu depremin RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı.....	134
Şekil 107.	MFT yapılmadan önceki RSDY istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	135
Şekil 108.	MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası.....	135
Şekil 109.	2011.09.27 depremi RSDY istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	136
Şekil 110.	2011.09.27 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	136
Şekil 111.	Karadan seyahat eden yörüngeler; Siyah, 1 nolu deprem; Kırmızı, 4 nolu deprem; Yeşil, 10 nolu deprem.....	139
Şekil 112.	Karadan seyahat eden düşey bileşen kayıtlarından belirlenen Rayleigh dalgası grup hızı eğrileri ve ortalama grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi).....	140
Şekil 113.	Karadan seyahat eden Rayleigh dalgası ortalama grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise ortalama grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ortalama grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	140
Şekil 114.	Karadan seyahat eden düşey bileşen kayıtları için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	141
Şekil 115.	Karadan-denizden seyahat eden yörüngeler; Bordo, 2 nolu deprem; Mavi, 3 nolu deprem; Beyaz, 5 nolu deprem; Kahve, 6 nolu deprem; Mor, 7 nolu deprem; Sarı, 8 nolu deprem; Turuncu, 9 nolu deprem.....	142

Şekil 116.	2 nolu depremin BZK ve CORM, 3 nolu depremin DIKM ve 5 nolu depremin DIKM ve KVT istasyonları düşey bileşen kayıtlarından belirlenen Rayleigh dalgası grup hızı eğrileri ve ortalama grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi).....	143
Şekil 117.	2,3 ve 5 nolu depremlerin Rayleigh dalgası ortalama grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise ortalama grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ortalama grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	143
Şekil 118.	2,3 ve 5 nolu depremlerin düşey bileşen kayıtları için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	144
Şekil 119.	6, 7 ve 8 nolu depremlerin RSDY istasyonu düşey bileşen kayıtlarından belirlenen Rayleigh dalgası grup hızı eğrileri ve ortalama grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi).....	145
Şekil 120.	6, 7 ve 8 nolu depremlerin Rayleigh dalgası ortalama grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise ortalama grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ortalama grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	146
Şekil 121.	6, 7 ve 8 nolu depremlerin düşey bileşen kayıtları için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	146
Şekil 122.	2 nolu depremin CORM ve 3 nolu depremlerin DIKM istasyonu teğetsel bileşen kayıtlarından belirlenen Love dalgası grup hızı eğrileri ve ortalama grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi).....	148
Şekil 123.	2 ve 3 nolu depremlerin teğetsel dalgası ortalama grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise ortalama grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ortalama grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	148
Şekil 124.	2 ve 3 nolu depremlerin teğetsel bileşen kayıtları için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	149
Şekil 125.	6 ve 8 nolu depremlerin RSDY istasyonu teğetsel bileşen kayıtlarından belirlenen Love dalgası grup hızı eğrileri ve ortalama grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi).....	150
Şekil 126.	6 ve 8 nolu depremlerin teğetsel dalgası ortalama grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise ortalama grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ortalama grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir.....	151

Şekil 127.	6 ve 8 nolu depremlerin teğetsel bileşen kayıtları için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda).....	151
Şekil 128.	A-A' profili boyunca kabuktaki hız, yoğunluk değişimi ve kabuksal yapı kesiti.	158

## TABLolar DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 1. Faz Uyumlu Süzgeç Yönteminin Akış diyagramı.....	31
Tablo 2. Kullanılan depremlerle ilgili parametreler.....	64
Tablo 3. Deprem kayıtlarına uygulanan veri işlem aşamaları ve grup hızlarının hesaplanması için yapılan işlemler.....	66
Tablo 4. 2007.07.24 depremi KTUT istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	73
Tablo 5. 2007.07.24 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeli ile ilgili parametreler.....	77
Tablo 6. 2008.10.11 depremi BZK istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	81
Tablo 7. 2008.10.11 depremi CORM istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	84
Tablo 8. 2008.10.11 depremi CORM istasyonu teğetsel bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	88
Tablo 9. 2009.05.17 depremi DIKM istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	92
Tablo 10. 2009.05.17 depremi DIKM istasyonu teğetsel bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	95
Tablo 11. 2009.08.01 depremi RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	98
Tablo 12. 2009.09.08 depremi DIKM istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	102
Tablo 13. 2009.09.08 depremi KVT istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	105
Tablo 14. 2009.09.12 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	109
Tablo 15. 2009.09.12 depremi RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	112

Tablo 16.	2010.06.07 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	115
Tablo 17.	2011.01.19 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	119
Tablo 18.	2011.01.19 depremi RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	122
Tablo 19.	2011.08.18 depremi KTUT istasyonu teğetsel bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	126
Tablo 20.	2011.09.27 depremi CORM istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	130
Tablo 21.	2011.09.27 depremi KTUT istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	133
Tablo 22.	2011.09.27 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	137
Tablo 23.	Karadan seyahat eden düşey bileşen kayıtları için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	141
Tablo 24.	2 nolu depremin BZK ve CORM, 3 nolu depremin DIKM ve 5 nolu depremin DIKM ve KVT istasyonları düşey bileşen kayıtları için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	144
Tablo 25.	6, 7 ve 8 nolu depremlerin RSDY istasyonları düşey bileşen kayıtları için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	147
Tablo 26.	2 nolu depremin CORM ve 3 nolu depremlerin DIKM istasyonu teğetsel bileşen kayıtları için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	149
Tablo 27.	6 ve 8 nolu depremlerin RSDY istasyonları teğetsel bileşen kayıtları için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	152
Tablo 28.	Doğu Karadeniz ve çevresinin çeşitli araştırmacılar tarafından bulunan kabuk kalınlıkları.....	162

## TABLolar DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 1. Faz Uyumlu Süzgeç Yönteminin Akış diyagramı.....	31
Tablo 2. Kullanılan depremlerle ilgili parametreler.....	64
Tablo 3. Deprem kayıtlarına uygulanan veri işlem aşamaları ve grup hızlarının hesaplanması için yapılan işlemler.....	66
Tablo 4. 2007.07.24 depremi KTUT istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	73
Tablo 5. 2007.07.24 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeli ile ilgili parametreler.....	77
Tablo 6. 2008.10.11 depremi BZK istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	81
Tablo 7. 2008.10.11 depremi CORM istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	84
Tablo 8. 2008.10.11 depremi CORM istasyonu teğetsel bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	88
Tablo 9. 2009.05.17 depremi DIKM istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	92
Tablo 10. 2009.05.17 depremi DIKM istasyonu teğetsel bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	95
Tablo 11. 2009.08.01 depremi RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	98
Tablo 12. 2009.09.08 depremi DIKM istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	102
Tablo 13. 2009.09.08 depremi KVT istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	105
Tablo 14. 2009.09.12 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	109
Tablo 15. 2009.09.12 depremi RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	112

Tablo 16.	2010.06.07 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	115
Tablo 17.	2011.01.19 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	119
Tablo 18.	2011.01.19 depremi RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	122
Tablo 19.	2011.08.18 depremi KTUT istasyonu teğetsel bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	126
Tablo 20.	2011.09.27 depremi CORM istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	130
Tablo 21.	2011.09.27 depremi KTUT istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	133
Tablo 22.	2011.09.27 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	137
Tablo 23.	Karadan seyahat eden düşey bileşen kayıtları için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	141
Tablo 24.	2 nolu depremin BZK ve CORM, 3 nolu depremin DIKM ve 5 nolu depremin DIKM ve KVT istasyonları düşey bileşen kayıtları için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	144
Tablo 25.	6, 7 ve 8 nolu depremlerin RSDY istasyonları düşey bileşen kayıtları için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	147
Tablo 26.	2 nolu depremin CORM ve 3 nolu depremlerin DIKM istasyonu teğetsel bileşen kayıtları için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	149
Tablo 27.	6 ve 8 nolu depremlerin RSDY istasyonları teğetsel bileşen kayıtları için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler.....	152
Tablo 28.	Doğu Karadeniz ve çevresinin çeşitli araştırmacılar tarafından bulunan kabuk kalınlıkları.....	162

## SEMBOLLER DİZİNİ

A:	Jacobian matrisi
ak:	Faz spektrumu kosinüs katsayısı
$A_L^{-1}$ :	Genelleştirilmiş ters matris
$A_n(t)$ :	Anlık spektral genlik
bk:	Faz spektrumu sinüs katsayısı
BZK:	Bozkurt genişbantlı istasyonu
c:	Faz hızı
C:	Varyans-Kovaryans matrisi
CORM:	Çorum genişbantlı istasyonu
$C_R$ :	Rayleigh dalgası hızı
DIKM:	Dikmen genişbantlı istasyonu
DSS:	Derin Sismik Sondaj (Deep Seismic Sounding)
e:	Hata miktarı
f:	Frekans
g:	Gözlemsel değerlerin oluşturduğu vektör
GB:	Güney-Batı
GD:	Güney-Doğu
GPS :	Küresel Konumlandırma sistemi (Global Position System)
$H_n(w)$ :	Gauss fonksiyonu
h(t):	Tepki fonksiyonu
$h_n(t)$ :	Faz zaman fonksiyonu
I:	Birim matris
k :	Dalga sayısı
KB:	Kuzey-Batı



KD:	Kuzey-Doğu
KTUT:	Karadeniz Teknik Üniversitesi Trabzon genişbantlı istasyonu
KVT:	Kavak genişbantlı istasyonu
$L_g$ :	Grantik tabakada yayılan Love dalgası
MFT:	Ardışık Süzgeç Tekniği (Multiple Filter Technique)
$M_b$ :	Cisim dalgası magnitudü
$M_0$ :	Sismik moment
$M_s$ :	Yüzey dalgası magnitudü
p:	Model parametrelerini içeren bilinmeyen vektör
PAF :	Pseudo Öz ilişki Fonsiyonu (Pseudo-Autocorrelation Function)
$q_n(t)$ :	Kuadratür zaman fonksiyonu
$Q_n(w)$ :	Kuadratür spektrum
R:	Ayrımlılık matrisi
RSDY:	Reşadiye genişbantlı istasyonu
$R_g$ :	Grantik tabakada yayılan Rayleigh dalgası
S:	$n \times p$ boyutlu gözlemsel değerlerin öz vektörler matrisi
SH:	S dalgasının yatay düzlemdeki bileşeni
s(t):	Dalga fonksiyonu
t:	Zaman
T:	Periyot
TBZ:	Trabzon
U:	Grup hızı
UDİM:	Ulusal Deprem İzleme Merkezi
$U_{göz}$ :	Gözlemsel grup hızı
$U_{teo}$ :	Teorik grup hızı
V:	Ortogonal matris

$\omega$ :	Açısal frekans
$\omega_H$ :	Gauss süzgecinin yüksek frekans sınırı
$\omega_L$ :	Gauss süzgecinin alçak frekans sınırı
$x$ :	Uzaklık
$\varepsilon$ :	Hata vektörü
$\Lambda$ :	Diyagonal matris
$\lambda$ :	Dalga boyu
$\beta$ :	S dalgası hızı
$\alpha$ :	P dalgası hızı
$\rho$ :	Yoğunluk
$\mu$ :	Rijidite
$\sigma$ :	Poisson oranı
$\Delta$ :	Derece cinsinden episantr uzaklığı
$\varphi_n(t)$ :	Anlık spektral faz
$\tau$ :	Kayma miktarı
$\tau_{xz}$ :	Kayma gerilmesi

## 1. GENEL BİLGİLER

### 1.1. Giriş

Sismoloji yer içerisinde meydana gelen depremlerin kaynağı, bu depremlerde yayılan dalgalar ve bu dalgaların geçtikleri ortamlar, kayıt edildiği aletler, yeryüzünde oluşturduğu etkiler ve insanlar tarafından yapılan patlatmalarla ilgilenen bir bilim dalıdır. Diğer jeofizik yöntemlerde olduğu gibi sismolojinin yöntemleriyle de yer yapısı hakkında önemli bilgiler elde edilir. 1887'de Lord Rayleigh, cisimlerin serbest yüzeyi için hareket denklemlerini çözerek kendi adını taşıdığı Rayleigh dalgalarını bulmuştur. Hareket denklemleri ile ilgili teorik çalışmalar 1903 yılında Lamb ve 1911 yılında A.E.H. Love tarafından devam ettirilmiş olup, bu çalışmalar sonucunda Love dalgaları bulunmuştur (Şerif, 2004). Sismoloji gelişirken, bazı araştırmacılar da yer içerisindeki yapıyla ilgilenmeye başlamışlardır. Oldham 1906 yılında yerin çekirdeğini keşfetmiştir. 1909'da Mohorovicic kabuğun tabanı olarak ifade edilen Moho süreksizliğini keşfetmiştir. Gutenberg, 1913 yılında çekirdeğin kesin derinliğini belirlemiştir. 1936'da Lehmann yerin iç çekirdeğini belirlemiştir (Çınar, 1998).

Jeofizik biliminde yüzey dalgaları sismoloji ve mühendislik jeofiziği gibi alanlarda değişik amaçlar için kullanılmaktadır. Yüzey dalgası çalışmalarında, periyodun veya frekansın fonksiyonu olarak grup hızı, faz hızı ve soğurma katsayıları belirlenmeye çalışılır. Bu parametreler, kabuk ve üst-manto yapısını, deprem kaynak mekanizmalarının ve yer kürenin elastik ve anelastik özelliklerinin incelenmesinde önemli bir veri grubu oluştururlar. Bunların belirlenmesinde tek-istasyon, iki istasyon ve üç veya çok istasyon yöntemlerinden biri kullanılabilir (Çınar, 1998).

Yüzey dalgalarına ait ilk çalışmalarda çoğunlukla grup hızı ölçümleri yapılmıştır. Bu çalışmalarda tek-istasyon kayıtlarındaki dalga trenleri üzerinden doruk-çukur (peak-trough) yöntemiyle grup hızı hesaplanmış ve kaynak-istasyon arasındaki yapı belirlenmeye çalışılmıştır (Ewing vd., 1957). İlk faz hızı ölçümü Press (1956) tarafından yapılmıştır. Sato (1955; 1956a; 1956b), faz ve grup hızlarının hesaplanmasında Fourier çözümleme tekniğini kullanmıştır. Yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrilerinin ters çözümüyle manto yapısıyla ilgili ilk çalışma Brune ve Dorman (1963) tarafından yapılmıştır. Yüksek

duyarlıklı sismografların geliştirilmesi ve uluslararası sismograf ağına (WWSSN) ait istasyonların kurulması yüzey dalgalarıyla yapılan çalışmaların hassasiyetini daha da arttırmıştır. Anderson (1963), manto yapısıyla ilgili çalışmaları ve çok tabakalı ortam modelleri için teorik yüzey dalgası dispersiyon eğrilerinin hesaplanmasında kullanılan teknikleri derlemiştir (Çınar, 1998).

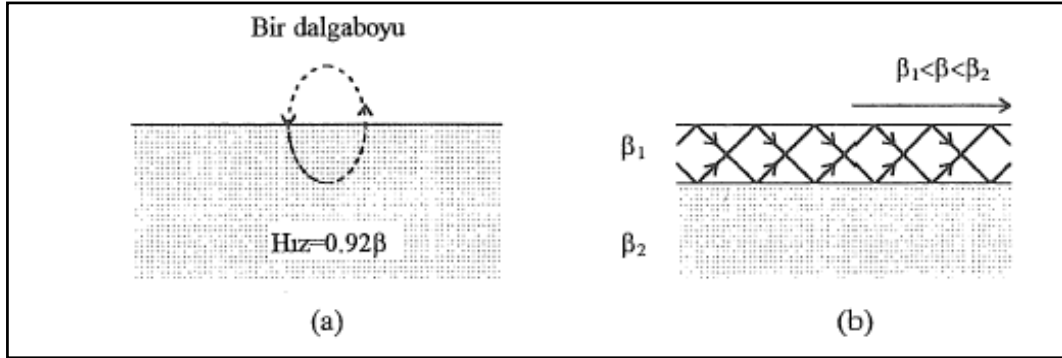
Yüzey dalgalarının grup hızı ters çözümü kabuk ve üst manto hakkında önemli bilgiler sağlar. Geçmişte, Doğu Karadeniz Bölgesinin Türkiye sahilindeki sismolojik çalışmalar bölge civarındaki sismik istasyon eksikliğinden dolayı kısıtlıdır. Bu çalışmada tek-istasyon yöntemiyle sismik yüzey dalgalarının temel türleri olan Love ve Rayleigh dalgalarının ters çözümü yapılarak Doğu Karadeniz ve çevresinin kabuk yapısı belirlenmeye çalışılmıştır. Episantrları Karadeniz'in doğusu, Kafkaslar ve Gürcistan olan 10 adet depremin UDİM (Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezi) genişbantlı (broad band) sismometrelerin bulunduğu BZK (Kastamonu, Bozkurt), DIKM (Sinop, Dikmen), KVT (Samsun, Kavak), RSDY (Tokat, Reşadiye), KTUT (Trabzon) ve CORM (Çorum) istasyonlarındaki kayıtlar kullanılmıştır. BZK, DIKM, KVT, RSDY ve KTUT istasyonlarında CMG 3TD Güralp marka, örnekleme aralığı 120 sn olan sismometreler bulunmaktayken, CORM istasyonunda ise CMG 3ESPD Güralp marka, örnekleme aralığı 20 sn olan sismometre bulunmaktadır. İstasyonların kuruluş tarihleri 2004 ile 2007 yılları arasındadır. Çözümler temel modlar (fundamental mode) için yapılmıştır. Veri kalitesinin çok iyi olmamasından dolayı her istasyon kaydındaki yatay ve düşey bileşenlerin tamamı kullanılamamıştır. Kullanılan depremlerin yörüngeleri farklı olduğu için bu yörüngeler boyunca ortalama hız yapısı ve kabuk kalınlığı elde edilmeye çalışılmıştır. Tek istasyon yöntemi ile gözlemsel grup hızları eğrileri Dziewonski vd. (1969) tarafından geliştirilen ve daha sonra Herrmann vd. (2002) tarafından derlenen Computer Programs in Seismology paket programındaki Ardışık Süzgeç Tekniği (MFT) ile belirlenmiş, ardından bunların ters çözümleri yine aynı paket programındaki SURF96 programı kullanılarak istasyonlar ve o istasyonların kaydettiği deprem episantrları arasındaki bölge için S-dalgası hızı, P-dalgası hızı, yoğunluk ve kabuk kalınlıkları belirlenmeye çalışılmıştır. Sonuçta elde edilen bulgular, diğer araştırmacıların yaptığı çalışmalarla karşılaştırılarak yorumlanmıştır.

## 1.2. Yüzey Dalgaları

Yüzey dalgalarının kuramsal temelleri Rayleigh (1885) ve Lamb (1903) ile daha sonra bunları izleyen Love'ın (1911) çalışmalarıyla atılmıştır. Gutenberg (1913) yer kabuğu yapısının saptanmasında yüzey dalgası dispersiyon verilerini kullanmıştır (Sayıl, 1998).

Yüzey dalgaları yeryüzü gibi serbest bir yüzey boyunca ve bu yüzeye paralel bir yöre üzerinde yayılır. Uzun periyotlu sismografların düzenlenmesinde sağlanan gelişmeler, yüzey dalgalarının duyarlı bir biçimde kaydedilmesine olanak sağlamıştır (Sayıl, 1998).

Yüzey dalgalarının temel türleri isimlerini kâşiflerinden alan Love (L) ve Rayleigh (R) dalgalarıdır (Şekil 1). Rayleigh dalgası tabakalı veya yarı sonsuz bir ortamın yüzeyinde oluşur ve tanecik hareketi yayılma doğrultusunu içine alan düşey düzlemlle sınırlıdır. Yüzeydeki hareket retrograd (ters yönlü) bir elips çizer ve elipsin küçük eksen büyük eksenin 1/3'ü kadardır. Düşey bileşen sismograflarında kaydedilirler. Love dalgaları ise, SH türü dalgaların kabuğun içi ile yeryüzü arasında defalarca yansımaları sırasında meydana gelen yapıcı girişim sonucunda oluşurlar. Bu dalgaların oluşumu için tabakalı bir ortama gereksinim vardır (Aki ve Richards, 1980).



Şekil 1. Yüzey dalgalarının yayılımı. (a) Rayleigh dalgalarının tanecik hareketi.  $\beta$  S-dalgası hızını gösterir. (b) Love dalgaları, serbest yüzey ve ara yüzey arasında defalarca yansıyan üst tabakadaki dalgaların yapıcı girişimiyle oluşur. Love dalgalarının tanecik hareketi şekildeki düzleme diktir (Sayıl, 1998).

Homojen, katı yarı sonsuz bir ortamın serbest yüzeyi üzerinde yayılan Rayleigh dalgaları dispersiyon göstermezler ancak tabakalı yapıya sahip olan yer içerisinde elastik özelliklerin değişmesiyle Rayleigh dalgaları dispersiyon gösterirler. Love dalgaları yatay

bileşen sismograflarında kaydedilirler. Tabakalı bir ortamda oluşabilirler ve bu ortamda daima hız değişimi olacağından Love dalgaları daima dispersiyon gösterirler. Bir sismograma bakıldığında sırasıyla P, S, Love ve Rayleigh dalgaları görülebilir. Uzun periyotlu sismograf kayıtlarında büyük bir bölümü kapsayan yüzey dalgaları özellikle sığ odaklı ve büyük magnitüdü depremlere ait kayıtlarda sinüzoidal dalga trenleri şeklinde gözlenmektedir. Kayıt süresi depremin büyüklüğüne bağlıdır. Böylece bu dalgalar için iki tür hız söz konusu olmaktadır. Bunlar faz hızı ve grup hızlarıdır. Grup ve faz hızının her ikisi de frekansın veya periyodun fonksiyonudur (Şerif, 2004).

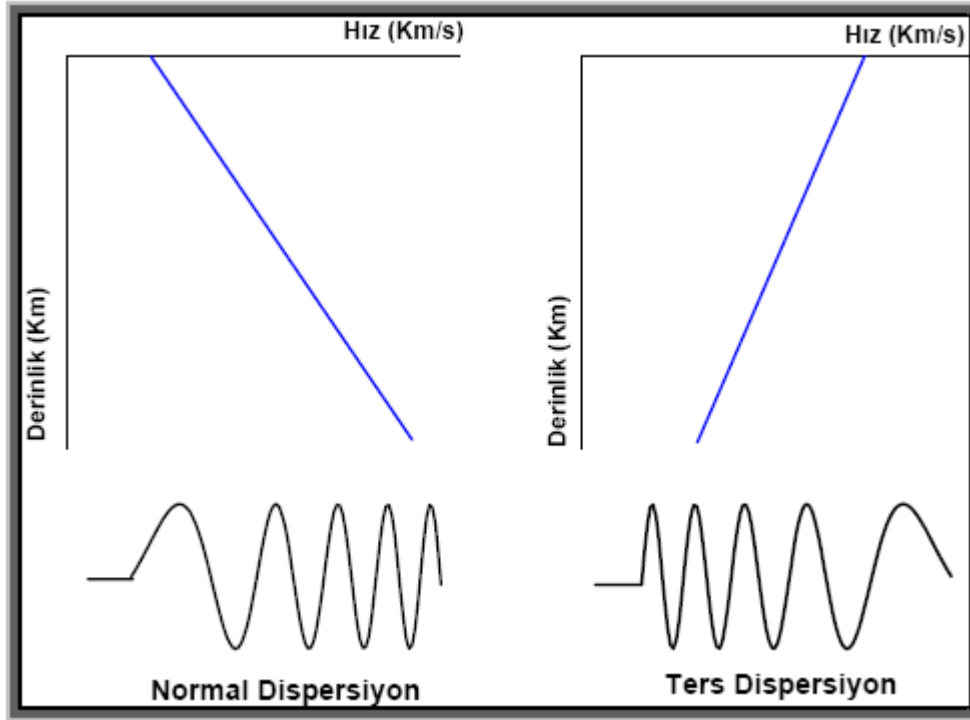
10-200 sn periyot aralığındaki yüzey dalgası kayıtları, yer kürenin yapısı ve sismik kaynak mekanizması hakkında önemli bilgiler içermektedir. Yüzey dalgalarının faz ve grup hızları ve yerin soğurma özelliklerinden yararlanarak yerkabuğu ve üst-manto yapısı araştırılır. Uzak depremlerin odak derinliklerinin belirlenmesinde ve ayrıca kaynak spektrumları ve yayılım modellerinden sismik moment ve odak mekanizması bulunmasında yararlanılmaktadır. Ayrıca yer altı patlatmalarının depremlerden ayırt edilmesinde de önemli veriler sağlar (Sayıl, 1998).

### 1.2.1. Dispersiyon, Faz Hızı ve Grup Hızı

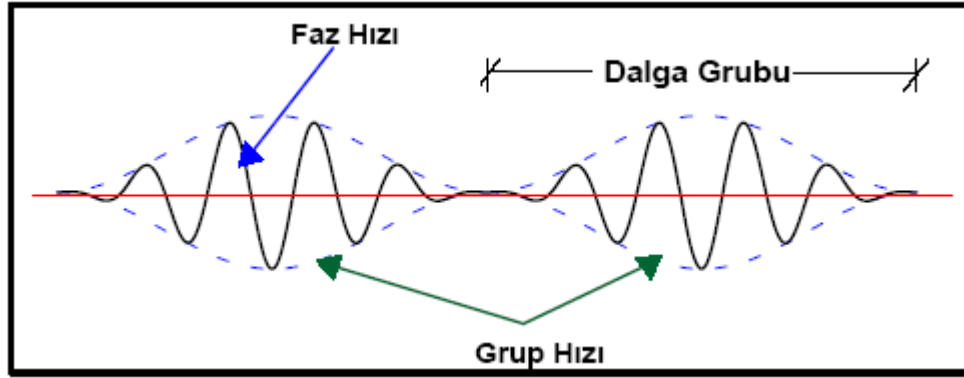
Yeryüzünde ölçülen görünür hız değerlerinin periyoda yani frekansa bağlı olmasına dispersiyon denir. Homojen, izotrop yarı-sonsuz bir ortamın serbest yüzeyinde oluşabilirler. Rayleigh dalgaları hariç diğer tüm yüzey dalgalarının görünür hızları frekansa bağlıdır yani dispersiyon gösterirler. Hızın derinlikle artışı ne kadar fazla ise farklı periyotlardaki dalgaların yayılma hızları arasındaki farkta o kadar büyük olacaktır. Dolayısıyla hızın derinlikle arttığı ortamlarda, uzun periyotlu dalgalar daha derine yüksek hızlı mantoya etkir ve daha sığ derinliklere etkiyebilen kısa periyotlu dalgalardan önce kaydedilirler. Buna “*normal dispersiyon*” denir. Hızın derinlikle azaldığı ortamlarda kısa periyotlu dalgalar daha önce kaydedilir. Bu ise “*ters dispersiyon*” olarak adlandırılır (Sayıl, 1998). Derinliğe göre sismik hızlardaki değişme arttıkça dispersiyon da artacaktır (Şekil 2). Ancak yapılan uygulamaların çoğunda hızın derinlikle sürekli artması yerine, bir alttaki ortamda artacak şekilde kendi içerisinde sabit hızlı çok sayıda tabakadan oluşan yer yapısı modelleri kullanılmaktadır (Şerif, 2004).

Hemen hemen tüm sismik kaynaklar sürekli bir frekans spektrumu içeren dalgalar oluşturur. Söz konusu spektrumdaki her bir harmonik bileşen faz hızı olarak adlandırılan

$c(\omega)$  hızına sahiptir. Herhangi bir şekilde oluşmuş bir monokromatik dalgayı tam olarak karakterize etmek için sadece o frekansa ait faz hızı gerekecektir. Ancak, bir frekans spektrumu söz konusu olduğu zaman, dalga grupları arasında toplam yer hareketini yapıcı ve bozucu şekillerde etkileyen girişimler oluşur. Bir frekans spektrumu varsa dalga grubu karışır, toplam yer hareketini etkileyen yapıcı ve bozucu modeller meydana gelir. Yapıcı girişimler bir dalga paketi gibi davranır ve yüzey boyunca belirli bir  $U(\omega)$  grup hızıyla ilerlerler (Şekil 3). Bu yüzden, faz hızı ortam parametreleriyle (tabaka uzunlukları, P ve S-dalgası hızı, rijidite, vs.) ve ilişkili sınır şartları için özel bir harmonik bileşenin geometrik uyumuyla doğrudan kontrol edilir. Grup hızı ortam parametrelerine bağlı olduğu gibi, farklı harmonikler arasındaki girişimi kontrol eden faz hızının frekansa bağlı değişimine de bağlıdır.



Şekil 2. Hızın derinlikle artması ve azalmasını gösteren yer altı modelleri, normal ve ters dispersiyonun oluşması (Bayrak, 2004).



Şekil 3. Dalgı grubu üzerinde faz ve grup hızının gösterimi (Bayrak, 2004).

Bunu anlamak için genlikleri aynı fakat frekansları ( $\omega', \omega''$ ), dalgı sayıları ve faz hızları ( $k' = \omega'/c, k'' = \omega''/c$ ) biraz farklı iki harmonik dalgı düşünülebilir. Bunların toplanması sonucu

$$u = \cos(\omega't - k'x) + \cos(\omega''t - k''x) \quad (1.1)$$

şeklinde bir toplam yer değıştirme elde edilir (Lay ve Wallace, 1995).  $\omega, \omega'$  ve  $\omega''$  nün bir ortalaması olarak tanımlansın, yani  $\omega' + \delta\omega = \omega = \omega'' - \delta\omega$  ve  $k = \omega/c$  yani  $k' + \delta k = k = k'' - \delta k$  olsun. Burada  $\delta\omega \ll \omega, \delta k \ll k$  dır. Bunlar (1.1) bağıntısında yerine konur ve  $2\cos x \cos y = \cos(x + y) + \cos(x - y)$  şeklinde kosinüs yasası uygulanırsa aşağıdaki ifade elde edilir:

$$u = 2 \cos(\omega t - kx) \cos(\delta\omega t - \delta kx) \quad (1.2)$$

Bu ise ikincisi birinciden çok daha yavaş değışen iki kosinüsün çarpımıdır. Modülasyona uğramış sinyalin zarfı ortalama harmonik terimin faz hızı  $c$ 'den farklı bir hızla yayılır ve bu grup hızı  $U$  olarak tanımlanır:

$$U = \frac{\delta\omega}{\delta k} \quad (1.3)$$

Sınırdı  $\delta\omega$  ve  $\delta k \rightarrow 0$  olarak alınır.  $\omega = ck = 2\pi c/\lambda$  olduğundan



$$U = \frac{\delta\omega}{\delta k} = \frac{\delta(kc)}{\delta k} = c + k \frac{\delta c}{\delta k} = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda} \quad (1.4)$$

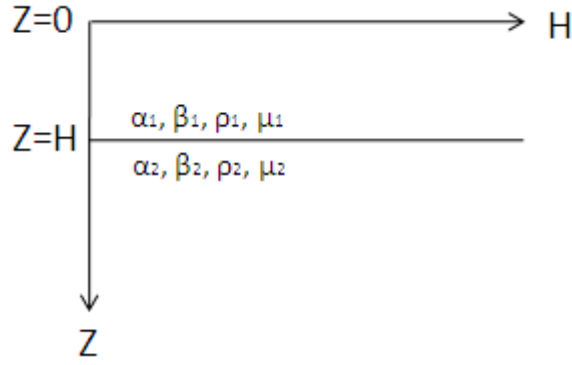
yazılabilir. (1.4) bağıntısından grup hızının, hem faz hızına hem de faz hızının dalga sayısı ile değişimine bağlı olduğu görülür.  $\delta c/\delta k = 0$  ise, faz ve grup hızı birbirine eşittir. Genelde faz hızı tek düze olarak frekansla artmaktadır, böylece  $\delta c/\delta k < 0$  ve  $U < c$  dir.

Faz ve grup hızlarının periyoda bağlı değişimlerini gösteren eğrilere dispersiyon eğrileri denir. Eğer faz hızı dispersiyon eğrisi bilinirse, türev alma yoluyla grup hızı dispersiyon eğrisi de belirlenebilir (Sayıl, 1998).

### 1.2.2. Love Dalgaları

Love dalgaları SH türü dalgaların girişimiyle oluşur. S-dalgasının yüzeye paralel yer değiştirmelerine sahip SH bileşeni sadece serbest yüzeyden olan toplam yansımalara sahip olabilir. Yüzeye yakın SH enerjisini tutmak için derindeki hız yapısı yüzeye doğru dönen enerjiyi tutmak zorundadır. Eğer S-dalgası hızı derinlikle artıyorsa, ışınlar yüzey ile derindeki yansıma noktaları arasında tekrarlı yansımalara uğrayacak ve Love dalgası oluşacaktır. Eğer ışınlar yansıma yüzeyine kritik açıdan büyük bir açı ile geliyorsa, enerjinin tümü dalga kanalı içinde tutulur. Yüzeye yakın dalga kanalı içinde tutulan SH-dalgasının özelliği ilk kez A.E.H. Love tarafından 1911'de bulunmuştur ve bu dalgalar Love dalgaları olarak adlandırılmıştır.

Şekil 4'de görüldüğü gibi, yarı-sonsuz ortam üzerinde yer alan daha düşük hızlı H kalınlığında bir tabaka içinde SH dalgalarının tutulması problemi, yarı-sonsuz ortam için Rayleigh dalgası çözümünde mevcut olmayan bir problemdir. Bu farklı yapısal model, S-dalgası hızı  $\beta_1$  frekans bağımlı olmasa bile, Love dalgası olarak adlandırılan girişimler için hızın frekans bağımlı olmasına yol açar (Sayıl, 1998). Love dalgaları için yer değiştirmenin yalnızca y-bileşeni ( $v$ ) olduğunu düşünürsek dalga denklemleri üstteki tabakada ( $0 < Z < H$ ) ve yarı sonsuz ortamda ( $Z > H$ ) sırası ile aşağıdaki şekilde yazılabilirler (Şekil 4).



Şekil. 4. İki tabakalı yarı sonsuz ortam modeli (Şerif, 2004).

$$\frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = \frac{\mu_1}{\rho_1} \left[ \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right] \quad (1.5)$$

$$\frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = \frac{\mu_2}{\rho_2} \left[ \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right] \quad (1.6)$$

ayrıca

$$U = A \exp [i(kx - \omega t)] \quad (1.7)$$

olduğundan, (1.7) bağıntısını kullanarak,

$$v = [A \exp(-v_1 Z) + B \exp(v_1 Z)] \exp[i(kx - \omega t)] \quad 0 \leq Z \leq H \quad (1.8a)$$

$$v = [C \exp(-v_2 Z) + D \exp(v_2 Z)] \exp[i(kx - \omega t)] \quad H \leq Z \quad (1.8b)$$

elde edilir. Burada;  $v_i = \left( k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_i^2} \right)^{1/2}$  ve  $\beta_i = \left( \frac{\mu_i}{\rho_i} \right)^{1/2}$ ,  $i = 1, 2, \dots$  dir. A, B, C ve D ise henüz bilinmeyen sabitlerdir.  $\beta_2 > \beta_1$  ve  $Z \rightarrow \infty$  olduğundan yukarı gelen dalga söz konusu değildir ( $D = 0$ ). Birinci sınır şartından dolayı  $A = B$  dir. Böylece, bilinmeyen sayısı ikiye iner. Diğer sınır şartlarından yararlanılarak bu iki bilinmeyen için;

$$2A \cos(iv_1 H) = C \exp(-v_2 H) \quad (1.9a)$$

$$2i\mu_1 v_1 A \sin(iv_1 H) = \mu_2 v_2 C \exp(-v_2 H) \quad (1.9b)$$

veya

$$\frac{C}{A} = \frac{2\cos(iv_1H)}{\exp(-v_2H)} = \frac{2i\mu_1v_1\sin(iv_1H)}{\mu_2v_2\exp(-v_2H)} \quad (1.10)$$

yazılabilir. Buradan,  $k_n$  öz değerleri

$$F(k) = \tan(iv_1H) - \frac{\mu_2v_2}{i\mu_1v_1} = 0 \quad (1.11)$$

yazıldığında bu denklemin çözümünden bulunur. Faz hızı  $C_n = \omega/k_n$  ise

$$\operatorname{tanh}H \left[ \frac{1}{\beta_1^2} - \frac{1}{C^2} \right]^{1/2} = \frac{\mu_2 \left[ \frac{1}{C^2} - \frac{1}{\beta_2^2} \right]^{1/2}}{\mu_1 \left[ \frac{1}{\beta_1^2} - \frac{1}{C^2} \right]^{1/2}} \quad (1.12)$$

veya

$$\mu_2 \left[ 1 - \frac{C^2}{\beta_2^2} \right]^{1/2} - \mu_1 \left[ \frac{C^2}{\beta_1^2} - 1 \right]^{1/2} \operatorname{tanh}H \left[ \left[ \frac{C^2}{\beta_1^2} - 1 \right]^{1/2} \right] = 0 \quad (1.13)$$

denkleminin çözümünden elde edilir. (1.12) veya (1.13) Love dalgalarının periyot denklemi olarak bilinir. Görüldüğü gibi, periyot denklemi dalga sayısına ( $k = 2\pi/\lambda$ ), dalga boyuna ( $\lambda = CT = \frac{C}{f}$ ,  $\omega = 2\pi f$ ) yani frekansa ( $f$ ) veya periyoda ( $T$ ) bağlıdır. Frekans küçük olur ise faz hızı  $C$ ,  $\beta_2$ 'ye yaklaşır, yani uzun dalga boyuna sahip olan Love dalgaları alttaki ortamın S dalgası hızı ile yayılır. Frekans büyük olursa  $C$ ,  $\beta_1$ 'e yaklaşır, yani küçük dalga boyuna sahip olan Love dalgaları üstteki tabakanın S dalgası hızı ile yayılır. Oluşan bu olay dispersiyon olarak tanımlanmaktadır. Love dalgaları daima dispersiyon göstermekte ve farklı modların algılanabilmesi sismik kaynağın özelliklerine bağlıdır. Örneğin, sığ kaynaklı bir depremin uzun periyotlu kayıtları üzerinde genel olarak temel mod hakim durumdadır. Yüksek modların ayrılabilmesi için büyük episantr uzaklıklarındaki istasyon kayıtları gerekmektedir (Şerif, 2004).

### 1.2.2.1. Love Dalgası Periyot Denkleminin Grafiksel Çözümü

$k = 2\pi/\lambda, \lambda = cT = c/f, \omega = 2\pi f$  denkleminde  $k = \omega/c$  elde edilir. Bu ilişki kullanılarak (1.12) ile verilen Love dalgası periyot denklemi,

$$\tan Hw \left[ \frac{1}{\beta_1^2} - \frac{1}{c^2} \right]^{1/2} = \frac{\mu_2 \left[ \frac{1}{c^2} - \frac{1}{\beta_2^2} \right]^{1/2}}{\mu_1 \left[ \frac{1}{\beta_1^2} - \frac{1}{c^2} \right]^{1/2}} \quad (1.14)$$

Love dalgası dispersiyon denkleminin (1.14) çözümü genellikle grafiksel olarak gösterilir. Çözüm için,

$$y = H \left[ \left( \frac{1}{\beta_1^2} \right) - \left( \frac{1}{c^2} \right) \right]^{1/2} \quad (1.15)$$

olarak yazılabilir. Burada,

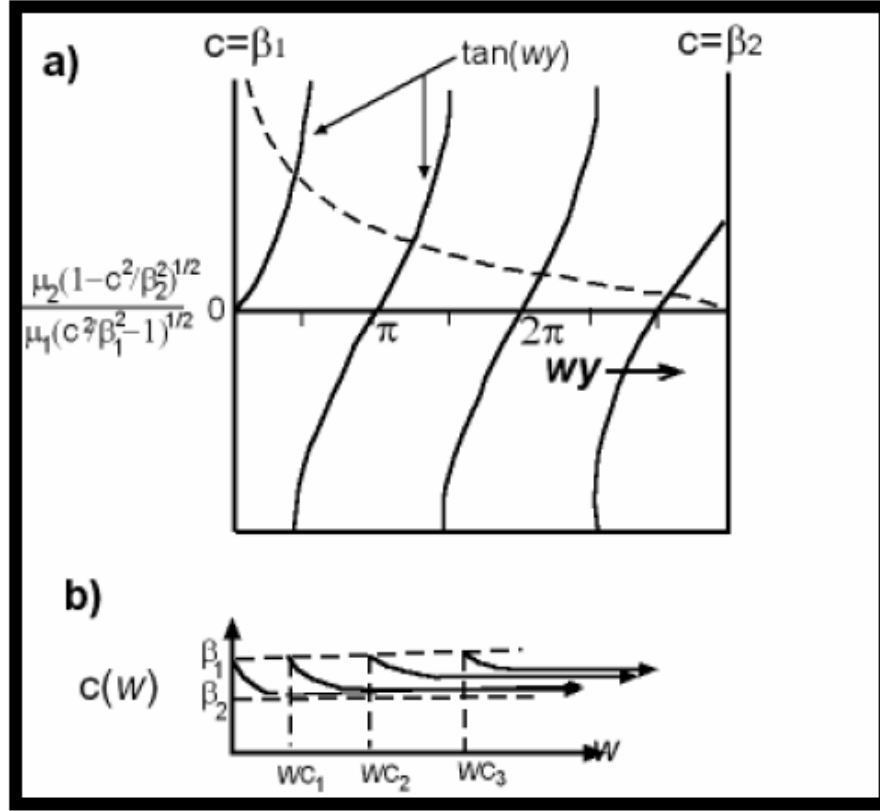
$$0 < y < H \left[ \left( \frac{1}{\beta_1^2} \right) - \left( \frac{1}{\beta_2^2} \right) \right]^{1/2} \quad (1.16)$$

aralığı için tanımlanır. Şekil 5a'da  $y$ 'nin tanımlanan aralığı için (1.14) bağıntısının sağ tarafına karşı  $\tan(\omega y)$ 'nin çizimi gösterilmektedir.  $\tan(\omega y)$  fonksiyonu, (1.14) bağıntısının çözümlerini veren  $\omega$  ve  $c$  değerlerinin kombinasyonlarına karşılık gelen, iki fonksiyonun ayrık kesişmeleri ile sonuçlanan periyodik bir fonksiyondur. Verilen bir  $\omega$  değeri için  $n = 0$  ile başlayıp soldan sağa  $n$  tane değerin kullanıldığı sınırlı sayıda çözüm vardır.  $n = 0$  çözümü bu frekans için temel mod olarak adlandırılır ve  $n$ 'nin daha büyük değerleri sistemin yüksek modlarını tanımlar. (1.14) denklemindeki  $\omega$  artarken tanımlanan  $y$  aralığına düşen tanjant fonksiyonlarının sayısı da artmaktadır. Bunun anlamı  $\omega$  artarken çözümlerin sayısı (çok daha yüksek modlar) artmaktadır.  $n$ . yüksek mod ise

$$\omega_{cn} = \frac{n\pi}{H \left[ \left( \frac{1}{\beta_1^2} \right) - \left( \frac{1}{\beta_2^2} \right) \right]^{1/2}} \quad (1.17)$$

eşitliğine eşit veya daha büyük frekanslar için yatay olarak ilerleyen dalgalar vardır. Burada  $w_{cn}$  n. mod için kesme frekansıdır. n. yüksek modun faz hızı  $w_{cn}$ 'de  $c = \beta_2$ 'dir ve  $\omega$  artarken  $c = \beta_1$ 'e yaklaşmaktadır (Şekil 5b). Bu ise çok yüksek frekanslı dalgaların yüzey yakınında yoğunlaşan yer değiştirmelere sahip olduğunu gösterir. Ancak aynı mod için daha düşük frekanslı bileşenler  $Z = H$  yakınında yoğunlaşan yer değiştirmelere sahiptir. Love dalgası yer değiştirmeleri yarı-sonsuz ortamı kapsar, fakat bunların genlikleri  $Z$ 'den aşağıda üstel olarak sönümlenir. Bu dispersiyonun, düzlem dalgalardan nasıl oluştuğunu canlandırmak kolay değildir. Çünkü birçok aşağı ve yukarı giden düzlem dalgaların yanal girişimlerini içermektedir. Esas olarak kritik açıya yakın açılı dalgalar baş dalgalarının hızı olan  $\beta_2$ 'ye yakın hızla yayılır ve daha yataya yakın ilerleyen dalgalar tabakanın hızı olan  $\beta_1$ 'e yakın hızlarda yayılır.

Farklı modların algılanabilmesi derinliğe ve sismik kaynağın doğasına bağlıdır. Örneğin, sığ kaynaktan elde edilen uzun periyot kayıtlarda  $n = 0$  olarak tanımlanan temel mod hakim durumdadır. Farklı modları ayırmak için bunların büyük episantr uzaklıklarındaki istasyon kayıtları gerekmektedir. Çünkü bunlar farklı grup hızları ile yayındıklarından farklı zamanlarda istasyona varacaklardır (Sayıl, 1998).



Şekil 5. (a) (1.14) denkleminin grafiksel çözümü. Kesikli ve düz çizgiler ayrık modları göstermektedir. (b) Ana ve yüksek modlar için faz ve dispersiyon eğrisi (Bayrak, 2004).

### 1.2.3. Rayleigh Dalgaları

1911’de Lord Rayleigh’nin bulduğu Rayleigh dalgası cismin serbest yüzeyi boyunca ilerleyen dalgalardır (Tolstoy, 1973). Rayleigh dalgaları SV dalgalarından türemiş olup oluşmaları için tabakalı bir ortamın olması şart değildir. Sadece serbest bir yüzeyin bulunması yeterlidir (Keilis-Borok vd., 1989). Tanecik hareketi yüzeyde retrograd bir elips olup bu elipsin büyük ekseninin küçük eksenine oranı 1.3’dür. Düşey bileşenleri vardır. İlerleme doğrultusunda çok küçük yatay bileşenleri vardır. Fakat hareket, ilerleme doğrultusundan geçen bir düşey düzlem içinde kaldığından ilerleme doğrultusunda dik yatay bileşenleri yoktur (Ben-Menahem ve Singh, 1981; Hanyga, 1985). Tanecik hareketlerinden dolayı düşey bileşen kayıtlarında çok iyi gözlenir. Genlikleri derinlik ile aniden azalır. Hızlar  $V_R = 0.87V_s$ ,  $V_R = 0.96V_s$  arasında değişir. Kabuğun üst kısımlarındaki kayalar için poisson oranı 0.25 alınırsa Rayleigh dalgalarının hızı  $V_R = 0.92V_s$  olur ve kayıtlarda dalga formları şeklinde görülürler (Kulhanek, 1990). Rayleigh

dalgaları tabakalı ortamlarda dispersiyon gösterirler. Yani hızları frekansın (veya periyodun) fonksiyonu olur ve sismogramlarda dalga formları şeklinde görülürler (Çınar, 1998).

Dalga denklemi P ve S için  $\phi$  ve  $\psi$  yer değiştirme potansiyelleri cinsinden yazıldığında,

$$P - \text{için } \nabla^2 \phi = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \quad (1.18)$$

$$S - \text{için } \nabla^2 \psi = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \quad (1.19)$$

Hareket XZ düzlemi içerisinde olup, X yönündeki yer değiştirme (U) yatay ve Z yönündeki yer değiştirme (W) düşey olsun. Yatay ve düşey yer değiştirmeleri yer değiştirme potansiyelleri cinsinden yazıldığında;

$$U = \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (1.20)$$

ve

$$W = \frac{\partial \phi}{\partial z} - \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (1.21)$$

olur. Çözümü elde etmek için iki sınır koşulu vardır.

1.  $Z \rightarrow \infty$ 'a giderken genlikler sıfır olmalıdır.
2.  $Z = 0$ 'da gerilmeler sıfırdır.

Buradan yer değiştirme potansiyellerini yazıldığında,

$$\phi = A \exp \left[ -kz \left[ 1 - \left( \frac{c^2}{\alpha^2} \right) \right]^{1/2} \right] \exp[ik(x - ct)] \quad (1.22)$$

$$\psi = B \exp \left[ -kz \left[ 1 - \left( \frac{c^2}{\beta^2} \right) \right]^{1/2} \right] \exp[ik(x - ct)] \quad (1.23)$$

olur. Poisson şartına ( $\sigma = 0.25$  ve  $\lambda = \mu$ ) göre iki nolu sınır şartı;

$$\tau_{xz} = \mu \left[ \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + 2 \frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial z} \right] = 0 \quad (1.24)$$

$$\sigma_{xz} = \mu \left[ \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + 3 \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} - 2 \frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial z} \right] = 0 \quad (1.25)$$

$\phi$  ve  $\psi$ 'nin kısmi türevleri alınıp gerekli düzenlemeler yapıldığında aşağıdaki doğrusal denklem sistemi bulunur.

$$- \left[ 2 - \left( \frac{c^2}{\beta^2} \right) \right] A + 2 \left[ \left( \frac{c^2}{\beta^2} \right) - 1 \right]^{1/2} B = 0 \quad (1.26)$$

$$2 \left[ \left( \frac{c^2}{\alpha^2} \right) - 1 \right]^{1/2} A + \left[ 2 - \left( \frac{c^2}{\beta^2} \right) \right] B = 0 \quad (1.27)$$

(1.22) ve (1.23)'de ki keyfi sabitler (A ve B) sınır şartlarından belirlenebilir. Çünkü yarı-sonsuz ortamın düzlem sınırı yarı yüzey olarak kabul edilir. A ve B'nin sıfırdan farklı değerlere sahip olması için c parametresi (1.26) nolu denklemi sağlaması gerekir. Buradan,

$$\left( 2 - \frac{c^2}{\beta^2} \right)^2 = 4 \left( 1 - \frac{c^2}{\alpha^2} \right)^{\frac{1}{2}} \left( 1 - \frac{c^2}{\beta^2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (1.28)$$

olur. Gerekli düzenlemeler yapıldığında Rayleigh periyot denklemi aşağıdaki şekilde elde edilir (Ewing, Jardetzky ve Press, 1957).

$$\frac{c^2}{\beta^2} \left[ \frac{c^6}{\beta^6} - 8 \frac{c^4}{\beta^4} + c^2 \left( \frac{24}{\beta^2} - \frac{16}{\alpha^2} \right) - 16 \left( 1 - \frac{\beta^2}{\alpha^2} \right) \right] = 0 \quad (1.29)$$

Eğer  $c = 0$  ise (1.22) ve (1.23) zamandan bağımsız olur. Dolayısıyla (1.27)'den  $A = iB$  ve  $U = W = 0$  olur. Bu çözüm aranan çözüm değildir.  $0 < c < \alpha < \beta$  olduğu zaman



Rayleigh dalgası vardır. Bu şarta göre sıkışmaz bir katı için  $\alpha \rightarrow \infty$  olur ve (1.29) nolu denklem aşağıdaki denkleme indirgenir.

$$\frac{c^6}{\beta^6} - 8 \frac{c^4}{\beta^4} + 24 \frac{c^2}{\beta^2} - 16 = 0 \quad (1.30)$$

Bu denklemin gerçel kökü hızı  $C \approx 0.95\beta$  olan Rayleigh dalgasına karşılık gelir. Bu durumda diğer iki kök karmaşık olup yüzey dalgası ifade etmez (Ewing, Jardetzky ve Press; 1957). Poisson şartına göre ( $\lambda = \mu$  ve  $\alpha = \sqrt{3}\beta$ ), (1.29) denklemi aşağıdaki denkleme dönüşür.

$$\frac{c^6}{\beta^6} - 8 \frac{c^4}{\beta^4} + \frac{56}{3} \frac{c^2}{\beta^2} - \frac{32}{3} = 0 \quad (1.31)$$

Bu denklemin üç kökü vardır. Bunlar  $c^2/\beta^2 = 4, 2 + 2/\sqrt{3}$  ve  $2 - 2/\sqrt{3}$  tür. Sadece üçüncü kök ( $2 - 2/\sqrt{3}$ ) Rayleigh dalgasının genliğinin serbest yüzeyden itibaren Z derinliğinde aniden azalmasını sağlar. Yani Rayleigh dalgasının oluşumu için gerekli şartı sağlar. Bu durumda Rayleigh dalgası hızı  $C_R$ ;

$$C_R = 0.9194 \beta \quad (1.32)$$

veya

$$C_R = 0.5308\alpha \quad (1.33)$$

olur. Diğer iki kök Rayleigh dalgasını ifade etmez (Ewing, Jardetzky ve Press; 1957). Poisson oranı 0.2 – 0.4 arasındaki tipik değerleri için Rayleigh dalgası hızı  $0.9\beta$  ile  $0.95\beta$  arasında değişir. Böylece yatay ve düşey yer değiştirmeler,

$$U = kA[\exp(-0.8475kz) - 0.5773 \exp(-0.3933kz)] \sin(\omega t - kx) \quad (1.34)$$

$$W = kA[-0.8475 \exp(-0.8475kz) + 1.4679 \exp(-0.3933kz)] \cos(\omega t - kx) \quad (1.35)$$

olur. Serbest yüzeydeki ( $z = 0$ ) yer değiştirmeler,

$$U = 0.4227kA\sin(wt - kx) \quad (1.36)$$

ve

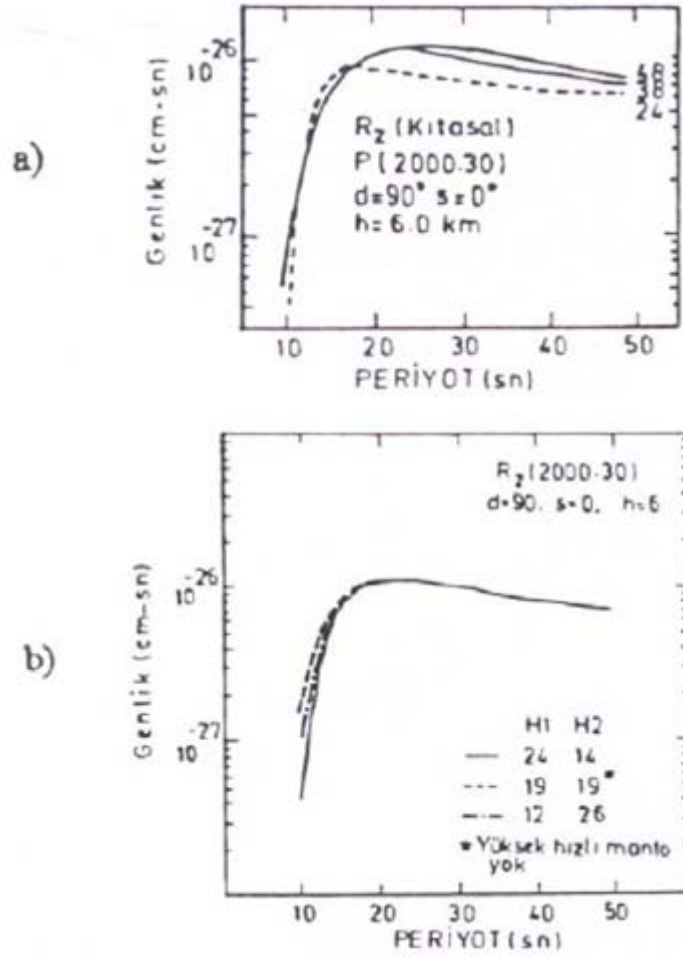
$$W = 0.6204kACos(wt-kx) \quad (1.37)$$

olur (Tezel, 1999).

#### 1.2.4. Yüzey Dalgalarının Yayınımında Okyanusal ve Kıtasal Kabuğun Etkisi

Kabuk kalınlığı, kabuk ve mantodaki hız dağılımı bölgeden bölgeye değişim gösterir (Canitez, 1972). Tsai ve Aki (1970) Gutenberg'in yer modelini kullanıp tabaka parametrelerini değiştirerek Rayleigh dalgası genlikleri üzerinde kabuk ve üst yapısının etkisini incelemişlerdir. Bu araştırıcıların Şekil 6'da Gutenberg yer modeli için hesapladıkları Rayleigh dalgası spektrumu görölmektedir.

Şekil 6a'da kabuk kalınlıkları 24, 38 ve 48 km olup kaynak olarak 6 km derinliğe doğrultu atımlı bir fay yerleştirilmiştir. Şekildeki model üç tabakalı bir ortam için hesaplanmış ve üçüncü tabakanın kalınlığı sonsuz alınmıştır. İki kabuksal tabakanın kalınlıkları birinci durumda 19 km'den 12 km'ye indirilmiş daha sonra 19 km'den 21 km'ye arttırılmıştır. Şekil 6b'de ise kabuk ve üst manto hız yapısının Rayleigh dalgası genlik spektrumu üzerindeki etkileri görölmektedir. Burada üstteki kabuksal tabakanın kalınlığı birinci durumda 19 km'den 24 km'ye yükseltilirken altındaki kabuksal tabakanın kalınlığı da 19 km'den 14 km'ye indirgenmiştir. İkinci durumda, üstteki kabuksal tabakanın kalınlığı 19 km'den 26 km'ye çıkartılmış ve böylece ortalama kabuksal hız arttırılmıştır. Üçüncü durumda ise üst manto hız yapısı değiştirilmiş ve tabaka kalınlıkları birbirine eşit alınıp ( $H_1 = H_2 = 19$  km) hesaplamalar yapılmıştır. Sonuçta, her iki Őekilden de göröldüğü gibi 10-50 sn periyotları arasında Rayleigh dalgası genlik spektrumları üzerinde farklı kabuk ve manto yapılarının etkisi çok azdır (Tsai ve Aki, 1970).



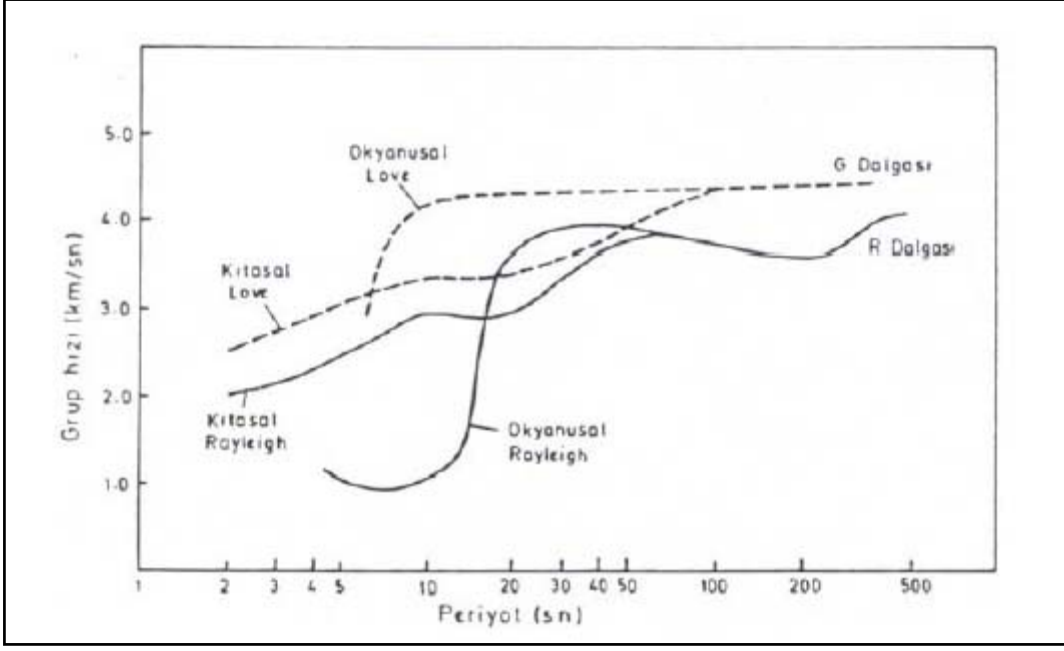
Şekil 6. Rayleigh dalgası genlik spektrumları üzerinde; a) yerkabuğunun, b) yerkabuğu ve üst manto hız yapısının etkileri (Tsai ve Aki, 1970).

Kabuk yapısının ve dalga yayını yörüngesinin sismogramdan hesaplanan grup ve faz hızları üzerinde etkileri vardır. Kabuk kalınlığı arttıkça grup hızı eğrisi daha yüksek periyotlara kayar. Şekil 7’de okyanusal ve kıtasal yörüngeleri izleyen temel mod Rayleigh ve Love dalgaları için hesaplanmış ortalama grup hızı dispersiyon eğrileri görülmektedir (Kulhanek, 1990).

Şekil 7’de görüldüğü gibi dispersiyon eğrileri yayını yörüngesine kuvvetli bir şekilde bağlıdır. 20-60 sn periyotları arasında kalan kıtasal yörüngeli Rayleigh dalgasının grup hızı kademeli olarak 2 km/sn’den başlayarak 100 sn’den sonra 4.5 km/sn’ye ulaşır. Okyanusal yörüngede ise oldukça kaba değişimler görülmektedir. 15 sn periyodunda Rayleigh dalgası grup hızı ani olarak 1.5 km/sn’ den 3 km/sn ve daha büyük

değerlere doğru artar. Love dalgası için 3 km/sn'den 4 km/sn'ye ani hız artımı yaklaşık 7 sn periyodunda olur (Kulhanek, 1990).

Okyanusal yörüngelerin dispersiyon karakteristikleri oldukça yavaş olup bazen uzun süreli (5-10 dakika) dalga dizilerinin oluşmasına yol açarlar. Dispersiyon eğrilerinin kesin şekli dalganın geçtiği ortamdaki yapıya bağlıdır ve dolayısıyla Love ve Rayleigh dalgaları için sismogramlardan hesaplanan dispersiyon eğrilerinin ters çözümü bu dalgaların geçtiği ortamlar hakkında önemli bilgiler sağlar. Şekil 7'deki grup hızı eğrilerinde yerel minimum ve maksimumlar görülmektedir. Bu görülen yerel minimum ve maksimuma karşılık gelen hız ile yayılan yüzey dalgalarına Airy fazları denir (Kulhanek, 1990). Kıtasal yörüngeyi izleyen yüzey dalgaları dispersiyon eğrilerinde 20 sn civarında yerel bir minimum gözlenir. Bu düşük hızlı kıtasal kayaçlarla yüksek hızlı manto kayaçları arasındaki hız kontrastının etkisidir ve 15 sn'den küçük periyotlarda düşük hızlı tortulların etkisi önemlidir. Şekil 7'deki başka bir özellik, hem kıtasal hem de okyanusal yörüngeyi izleyen Rayleigh dalgasının grup hızı eğrisinde 200 sn periyodunda bir yerel minimum olmasıdır. Yaklaşık 50-200 sn periyotları arasında periyodun artması ile grup hızı monotik olarak azalır. Bu periyot aralığında meydana gelen bu olayın fiziksel anlamı, çok uzun periyotlu Rayleigh dalgalarının ters dispersiyon göstermesidir. Kayıt edilen en büyük genlikli yüzey dalgalarının periyotları episantr uzaklığı ile pozitif korelasyon gösterir. Örneğin  $\Delta=10^\circ$ ,  $50^\circ$  ve  $100^\circ$  uzaklıklarında kıtasal yörüngeyi geçen en büyük genlikle Rayleigh dalgaları için minimum periyotları 7, 13, 16 sn'dir. Periyotlar okyanusal geçişler için bir dereceye kadar büyük olabilirler (Willmore, 1979).



Şekil 7. Okyanusal ve kıtasal yörüngeleri izleyen temel mod Love ve Rayleigh dalgalarının grup hızı dispersiyon eğrileri (Kulhanek vd., 1990).

Yüzeysel dalgalarının dispersiyon çalışmalarında başlangıçta yer kabuğunun aralarında önemli farklar bulunan kıta ve okyanus tipi olmak üzere iki gruba ayrıldığını göstermiştir. Daha sonraları yapılan ayrıntılı sismik incelemelerde yer kabuğunun daha ayrıntılı sınıflandırılmasını yapmak mümkün olmuştur. Bu sınıflandırmada genellikle kabuğun tüm kalınlığı, üst manto P-dalgalarının hızı, bölgenin tektonik özellikleri, sedimanter örtünün kalınlığı, ısı akısı, gravite anomalisi, su derinliği gibi birçok parametre göz önünde bulundurulmaktadır. Elde edilen verilere göre aşağıdaki kabuk türleri ayrıt edilebilmiştir:

1. Kalkan tipi,
2. Kıta ortası tipi,
3. “Basin ve Range” tipi,
4. Alp tipi,
5. Ada yayları tipi,
6. Derin okyanus tipi,
7. Okyanus ortası sırt tipi.

Kalkanlar tektonik olarak kararlı, sakin kıta parçalarıdır. Burada ortalama yer kabuğu kalınlığı 35 km civarındadır. Üst kabukta boyuna dalga hızı 6.1 km/sn, alt kabukta ise 6.8 km/sn'ye ulaşır. Üst mantoda P-dalgalarının hızı 8.3 km/sn, S-dalgalarının hızı ise 4.7-4.8

km/sn'dir. Üst manto hızının yüksekliği nedeniyle, bu derinliklere kadar ulaşabilen uzun periyotlu (50-60 sn) yüzey dalgalarının grup hızları diğer bölgelerdekine göre oldukça yüksektir. Kalkan bölgelerinde genç sedimanter örtü incedir. Isı akısı  $0.7\mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{sn}$  gibi düşük bir değerdedir.

Kıta ortası kalkanlara oldukça benzerdir. Ancak az da olsa tektonik ve volkanik aktivite vardır. Sedimanter kalınlığı daha fazla ve ısı akısı daha yüksektir ( $1\mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{sn}$ ). Kıta ortalarında kabuk kalınlığı ortalama 38 km kadardır. Buralarda üst manto hızı kalkanlara nazaran biraz daha düşük olmasına rağmen, ortalama değer üzerindedir. Örneğin P-dalgalarının hızı 8.2 km/sn, S-dalgalarının hızı da 4.6 km/sn civarındadır. Bunun sonucu olarak 50-60 sn periyotlu yüzey dalgalarının grup ve faz hızları kalkanlardaki hızlara göre daha düşüktür.

"Basin ve Range" adı verilen kabuk tipinde ise ısı akısı  $2\mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{sn}$  olarak oldukça yüksektir. Volkanik ve sismik faaliyet oldukça yoğundur. Yerkabuğu kalınlığı 25-30 km arasında değişmektedir, yani diğer kıta tipi kabuklara kıyasla oldukça incedir. Üst mantodaki boyuna dalga hızı ortalama değer (7.8 km/sn) altındadır. Kabuk tabanının özelliğini yansıtan periyot aralığında yüzey dalgalarının faz ve grup hızları düşüktür.

Alp tipi yer kabuğu genç orojenik olaylara sahne olmuş ve yer yer kalınlaşmıştır. Isı akısı Alpler ve Kayalık dağlar gibi genç sıradağlarda yüksek ( $1.7\mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{sn}$ ) olmasına rağmen, yaşlılarda düşüktür. Kabuk kalınlığı 45-50 km arasında değişmektedir. Boyuna dalga hızı üst kabukta 6.0 km/sn, alt kabukta 7.0 km/sn'dir. Üst manto hızı ise 8.0 km/sn'dir. Alp kabuk tipinin en belirgin özelliklerinden biri, üst mantoda 150 km derinlikte bir düşük hız kanalının varlığıdır ve burada enine dalga hızı 4.3-4.4 km/sn'dir. Alp tipi kabukta, kabuk içinde ve sığ derinliklerde de düşük hız kanalının bulunduğu dair deliller bulunmaktadır.

Japon adaları, Yeni Zelanda, Aleution adaları gibi Pasifik okyanusunu çevreleyen ada yayları yerkabuğu ve üst manto yönünden oldukça farklıdır. Bunlar okyanus tabanında mevcut büyük litosfer levhalarının sınırlarını oluştururlar. Sismik ve volkanik aktivite çok yüksektir ve genellikle kıta tipi bir kabuk yapısına sahip olmakla birlikte dar mesafelerde okyanus tipi kabuğa hızlı bir geçiş mevcuttur. Bu bakımdan, yatay süreksizliklerin sebep olduğu enine yansımalar yüzey dalgalarının girişimine yol açar ve ağırlıklı bilgiler elde edilmesine engel olur. Ada yaylarının sınırladığı litosfer levhaları kıta tarafında kıta altına dalarlar. Bu nedenle deprem odaklarının derinlikleri ada yayından kıtaya doğru artar.

Litosfer levhalarının üst mantoya daldığı yerlerde derin okyanus çukurları oluşur. Üst manto hızları ise oldukça düşüktür (P-dalgası hızları 7.6-7.8 km/sn ve S-dalgası hızları da 4.3-4.5 km/sn civarındadır.).

Derin okyanus tabanlarında yerkabuğunun yapısı kıta altındakilere göre büyük ayrıcalıklar gösterir. Kabuğun tüm kalınlığı 10 km kadardır ve esas itibariyle 4-5 km'ye ulaşan suyun altında çok ince konsolide olmamış tortullarla örtülü bazaltik bir tabakadan oluşmuştur. Üst mantodaki P-dalgası hızı 8.1 km/sn, S-dalgası hızı ise 4.7 km/sn kadardır. Yaklaşık 100 km derinlikte S-dalgası hızının 4.4-4.5 km/sn olduğu bir düşük hız zonu vardır. Yerkabuğunun ince olması nedeniyle, yüzey dalgalarının grup hızları Rayleigh dalgaları halinde 35 sn, Love dalgaları halinde ise 15-20 sn de en büyük değerine ulaşmaktadır. Bu nedenle, dispersiyon eğrileri kıtasal kabuk tiplerine göre daha dik bir şekil almaktadır.

Okyanus ortası sırtları üst manto malzemesinin yüzeye ulaşarak kabuğun devamlı olarak yenilediği bölgelerdir ve büyük litosfer levhalarının sınırlarını teşkil eden bu sırtlar transform faylarla kesilmişlerdir. Çok yüksek ısı akışı, simetrik manyetik anomaliler, sismik aktivite ve okyanus tabanında bir yükseltiyle karakterize edilirler. Bu tip kabuk yapısında kalınlık belirsizdir ve üst manto hızları ise diğer bölgelere göre oldukça düşüktür (P-dalgaları 7.4-7.4 km/sn; S-dalgaları 4.2-4.4 km/sn) (Canitez, 1972; Tezel, 1999).

Sonuç olarak yüzey dalgalarının genlikleri yer yüzeyine yakın kısımlarda oldukça büyüktür ve derinliğin artması ile aniden azalır. Sığ odaklı depremlerde, sismogramlarda göz ile kolayca ayırt edilebilen büyük genlikli yüzey dalgaları oluşur. Oluşan yüzey dalgalarının genlikleri cisim dalgalarınınkinden büyüktür. Sığ odaklı bir depremin magnitudüne eşit magnitudlü derin bir depremin olduğu düşünülürse, oluşan yüzey dalgalarının genlikleri çok küçüktür ve sismogramlarda ayırt edilemezler (Kulhanek, 1990).

### **1.3. Tek İstasyonda Grup Hızlarının Belirlenmesi**

Yüzey dalgalarının grup ve faz hızlarının frekansın veya periyodun fonksiyonu olarak hesaplanıp çizilmesiyle elde edilen eğrilere dispersiyon eğrileri denir (Pilant, 1979). Yüzey dalgalarının dispersiyon eğrilerinin elde edilmesiyle ilgili en eski yöntem dorukçukur yöntemidir (Ewing ve Press, 1952, 1954). Dispersiyon eğrilerinin elde edilmesiyle ilgili ilk sayısal çalışma Valle (1949) tarafından yapılmıştır (Bath, 1974). Bu araştırmacı,

gözlenen modların sismogramdan çıkartmak için frekans ve hız penceresi kullanmıştır (Dziewonski vd., 1969). Sato (1955), dispersiyon verisinin sinyalin Fourier dönüşümünden direkt olarak hesaplanabilir olduğunu önermiştir (Mindevalli, 1988). Daha sonra, Archambeau vd. (1966), cisim dalgası varışlarındaki dispersiyon için sayısal filtreler kullanmışlardır. Yapılan bu araştırmaların ardından Landisman vd. (1969), genlikleri veya fazları periyot ve grup hızının fonksiyonu olarak veren Hareketli Pencere Analizi (Moving Window Analysis) adı verilen otomatik bir işlem geliştirmişlerdir. Dziewonski vd. (1969), Ardışık Süzgeç Tekniği adı verilen ve günümüzde de yüzey dalgalarının dispersiyon eğrilerinin elde edilmesinde bir çok araştırmacı tarafından çok sık kullanılan bir yöntem geliştirmişlerdir (Levshin vd., 1972; Ezen, 1991a, 1991b; Rizhikova vd., 1975; Badal vd., 1990, 1991, 1992, 1993 ; Kovach vd., 1978; Yamanaka vd., 1992; Kalegoras vd., 1992; Barmin vd., 1984; Levshin, 1980).

Tek istasyon grup hızlarının hesaplanması yukarıda sözü edilen yöntemlerden biri kullanılmak suretiyle kolayca yapılabilir. Fakat tek istasyonda faz hızının hesabı çok güçtür. Bunun nedeni ise kaynağın başlangıç fazının iyi bilinmemesidir. Başlangıç fazı ancak verilen bir odak mekanizması için belirlenebilir. Ayrıca yapay sismogramlar yardımıyla kaynağa ait bilgiler elde edilebilir (Pilant, 1979). Tek istasyonda grup hızlarının elde edilmesinde bir grafik yöntem olarak doruk-çukur yöntemi de kullanılabilir. Bu yöntemin geçerliliği iki şarta bağlıdır (Dziewonski vd., 1969; Dziewonski ve Hales, 1972). Birincisi, eldeki kayıt tek bir moda ait olmalıdır. İkincisi ise kayıttaki dalga treni iyi dispersiyon göstermelidir. Hermann (1973), Dziewonski vd.'nin (1969) Ardışık Süzgeç Tekniği'ni daha da geliştirmiş olup dar bir band-geçişli süzgecin ardışık-modların girişiminin etkisini giderebilir olduğunu ve bu tekniğin bir yüzey dalgası kaydına uygulanmasıyla diğer yüksek modlardan temel modun kolayca ayırt edilebilir olduğunu belirtmiştir (Mindevalli, 1988).

### **1.3.1. Ardışık Süzgeç Yöntemi**

Bu yöntemde; genlik ve fazları periyodun ve hızın fonksiyonu olarak belirlemek için ele alınan sinyale, birbirini izleyen noktalar boyunca bu noktalarda merkezlenen dar bantlı sayısal süzgeçler uygulanır. Diğer bir deyişle, bir sismik sinyal belirli aralıklarla her bir frekans için pencerelenmektedir. Böylece her bir merkezi frekansta genliğin yani enerjinin iyi bir ayrımlılıkla elde edilmesine çalışılır. Süzgeçleme zaman ve frekans ortamında



yapılabilir. Frekans ortamında yapılan süzgeçleme işlemi zaman ortamında yapılana göre ayrırlılık açısından daha avantajlıdır. Çünkü zaman ortamında yapılan süzgeçleme işleminde ağırlık katsayılarını her iki uçtan sınırlamak gerekmektedir (Dziewonski vd., 1969).

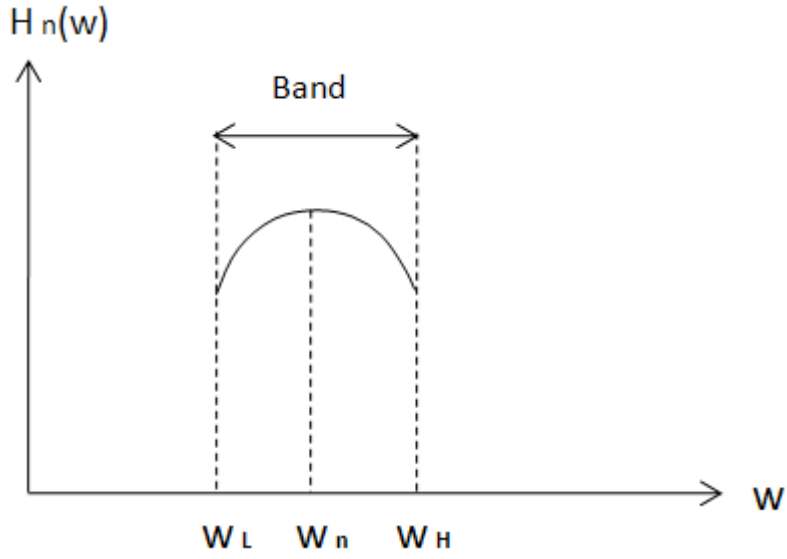
Ardışık süzgeç yöntemi, hemen hemen eş zamanlı olarak kayıt istasyonuna ulaşan birkaç hakim periyottan ibaret karmaşık sinyalleri çözebilir. Periyot ve grup hızının fonksiyonu şeklinde desibel olarak gösterilen anlık spektral genlik, çok modlu grup hızına dayanarak açıklanabilir. Hareketin birbirine dik bileşenleri çözümlendiğinde, sonuçlar gözlenen yayılım modlarının her biri için faz ve eliptisiteye bağlı olarak kayıt yerindeki üç bileşenli titreşimi incelemek için kullanılabilir. Ayrıca, yanal kırılmaların nicel olarak belirlenmesi ve dalga türlerinin ayrılması da olasıdır.

Ardışık süzgeç yöntemi, hız (veya zaman) ve periyodun (veya frekansın) bir fonksiyonu olarak sinyalin genliğindeki (veya enerjisindeki) değişimleri incelemek için kullanılır. Bunun için, süzgeç fonksiyonunun her bir merkezi frekans ve hız değerinin hemen yakınında iyi bir ayrırlılığa sahip olması istenir. Bunu sağlamak için süzgeç fonksiyonu olarak Gauss fonksiyonu kullanılmaktadır. Çünkü Gauss fonksiyonu çok iyi bir frekans-zaman ayrırlılığına sahiptir (Dziewonski vd., 1969).

Eğer  $\omega_n$ , n.kolon için merkez frekansı gösteriyorsa Gauss fonksiyonu;

$$H_n(\omega) = \exp \left[ -\alpha \left( \frac{\omega - \omega_n}{\omega_n} \right)^2 \right] \quad (1.38)$$

şeklinde yazılabilir. Bu fonksiyonun grafiksel görünümü Şekil 8'de gösterilmektedir.



Şekil 8. Gauss Fonksiyonu (Dziewonski vd., 1969).

Burada  $\alpha$  sabittir ve ayrırlılık bu parametre ile kontrol edilir.  $H_n(\omega)$  'nın Fourier dönüşümü alındığında;

$$h_n(t) = \frac{\sqrt{\pi w_n}}{2\alpha} \exp(-wt/4\alpha) \cos(w_n t) \quad (1.39)$$

şeklindedir. Bir ortamda ayrırlılığın artması diğerinde ters etkiye neden olur.  $A$  parametresi için seçilen değer sismogramdaki dispersiyonun doğasına bağlıdır.

Uygulamada gereksiz hesaplamalardan kaçınmak için (1.38) fonksiyonunun sonunda bulunan düşük genlikli kısmı atmak uygundur. Band-sınırlı süzgeç fonksiyonuna karşılık gelen en yüksek enerji yoğunluklu impuls cevabının, süzgecin kesilmiş sferoidal dalga fonksiyonu olduğunda elde edildiği gösterilmiştir (Slepian vd., 1961). Eğer Gauss fonksiyonu maksimumdan 30 db aşağı bir değer dizisinde kesilirse, bunun impuls cevabının enerji yoğunluğu sadece karşı gelen sferoidal dalga fonksiyonunkinden %1 daha düşüktür. Bu yüzden daha kolay değerlendirilen Gauss fonksiyonu, en uygun süzgeç fonksiyonuna eşdeğer düşünülen bütün uygulamalar için kullanılabilir.

Band genişliği, BAND; simetrik süzgecin en düşük ve en yüksek band sınırları, sırasıyla  $\omega_L$  ve  $\omega_H$  ile gösterilmektedir:

$$\omega_L = (1 - \text{BAND})\omega_n \text{ ve } \omega_H = (1 + \text{BAND})\omega_n \quad (1.40)$$

pencere fonksiyonunun gecikmesi yani süzgecin kazancı olarak tanımlanan  $\beta$  parametresi, band sınırlarında fonksiyonun istenen değeri için hesaplanabilir.

$$\beta = \ln \left[ \frac{H_n(w_n)}{H_n(w_L)} \right] = \left[ \frac{H_n(w_n)}{H_n(w_H)} \right] \quad (1.41)$$

(1.38) ve (1.39) eşitliklerinde  $\alpha$  parametresi BAND ve  $\beta$ 'ya bağlı olarak

$$\alpha = \frac{\beta}{|\text{BAND}|^2} \quad (1.42)$$

ilişkisi vardır. Uygulamalarda  $10 < \alpha < 50$  ve  $\beta = 0.25$  olarak alınmaktadır. Pencere fonksiyonu şu şekilde yazılabilir:

$$H_n(w) \begin{cases} 0 & w_L > w \\ \exp \left\{ -\alpha \left[ \frac{w - w_n}{w_n} \right]^2 \right\} & w_L \leq w \leq w_H \\ 0 & w > w_H \end{cases} \quad (1.43)$$

Şekil 9' daki (b) izi süzgeçlenmiş ve sonra uçlarından kesilmiş bir Gauss fonksiyonu (1.43) ile frekans ortamında pencerelenmiş olan bir sismogramdır. Parametreler  $w_n = 0.628$ ,  $\text{BAND} = 0.25$ ,  $\beta = 3.15$  ( $\alpha = 50.5$ ) dir. (c) izi (1.39) eşitliğinden çıkarılan ağırlık fonksiyonu ile (a) izinin konvolüsyonunu gösterir ve  $t_0$  da merkezlenen 200 sn aralık üzerinde simetrik olarak dağılan 1001 nokta ile hesaplanır. (1.43) fonksiyonu ile pencerelenen sismik spektrumun ters Fourier dönüşümü her  $w_n$  için sadece aynı fazlı süzgeçlenmiş sinyali verir. Kuadratür zaman fonksiyonu bilgisi anlık spektral genliklerin  $A_n(t)$  ve fazların  $\varphi_n(t)$  değerini belirlemek için gereklidir:

$$A_n(t) \exp[i\varphi_n(t)] = h_n(t) + iq_n(t) \quad (1.44)$$

Faz ve kuadratür zaman fonksiyonları  $h_n(t)$  ve  $q_n(t)$  ile gösterilir. Kuadratür spektrum  $Q_n(w)$ , faz spektrumundan kolayca bulunabilir:

$$Q_n(w) = H_n(w) \exp \left[ \frac{i\pi}{2} \right] \quad (1.45)$$

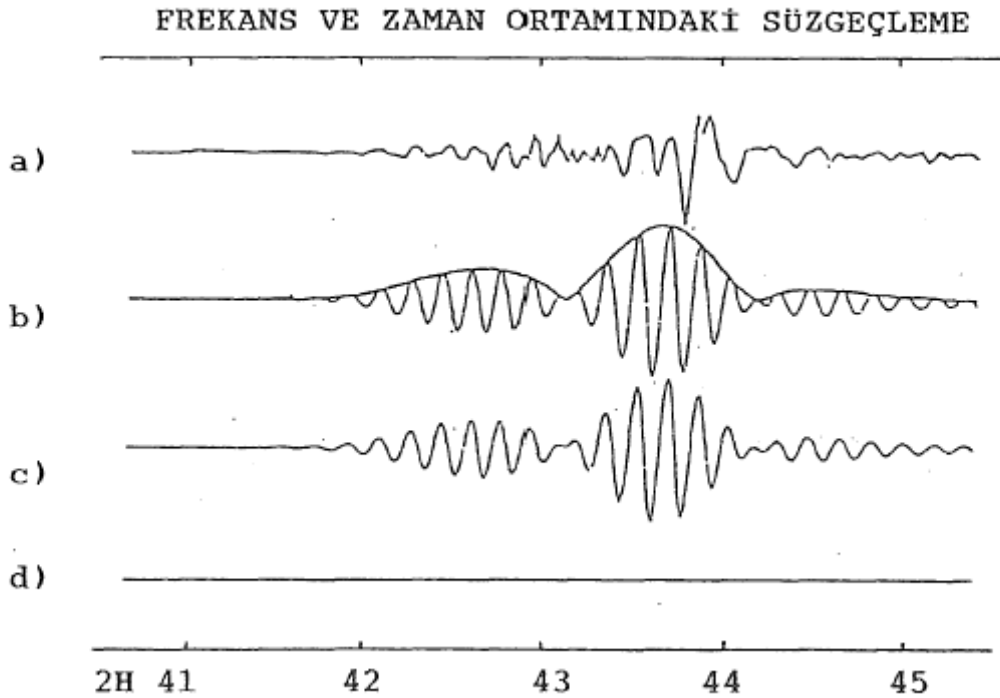
Fourier serilerine dayanarak  $a_k$  ve  $b_k$  faz spektrumunun kosinüs ve sinüs katsayılarını,  $a'_k$  ve  $b'_k$ ,  $Q_n(w)$  kuadratur spektrumunun katsayılarını göstermek üzere aşağıdaki bağıntılar yazılabilir:

$$a'_k = -b_k, b'_k = -a_k \quad (1.46)$$

Ters dönüşümden sonra anlık genlik ve fazlar

$$A_n(t) = [h_n^2(t) + q_n^2(t)]^{\frac{1}{2}} \text{ ve } \varphi_n(t) = \tan^{-1}[q_n(t)/h_n(t)] \quad (1.47)$$

şeklini alır.  $A_n(t)$ 'ye uygun bir örnek Şekil 9'da (b) izinin dorukları boyunca çizilerek gösterilmektedir.

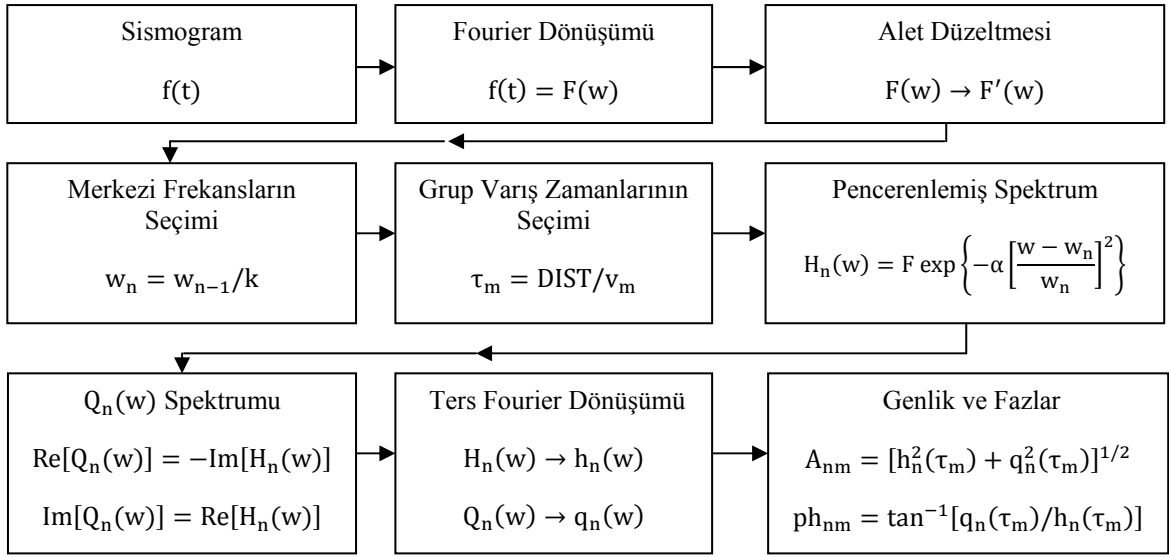


Şekil 9. Frekans ve zaman ortamındaki süzgeçleme sonuçlarının karşılaştırılması. (a) sismogram, (b) 10 sn periyodu için frekans ortamında süzölmüş sismogram, (c) izler arasındaki farktır (Archambeau vd., 1966).

Ardışık süzgeç yönteminin akış şeması Şekil 10'da gösterilmiştir.

- 1- Eşit aralıkla örneklenmiş sismogram bilgisayara girilerek, gürültü ve doğal eğim giderilir. Örnekleme aralığı sismogramda bulunan çok yüksek frekanslarla katlanmayı önlemek için yeterli olmalıdır.
- 2- Gözlenen zaman serileri uygun sayıdaki sıfır ilave edilerek ikinin uygun bir kuvveti için genişletilir. Genişletilen uzunluk gerekli frekans ayrımlılığına göre saptanır. Zaman fonksiyonu hızlı Fourier dönüşümü için Cooley ve Tukey (1965) tarafından verilen algoritma kullanılarak sinüs ve kosinüs serilerine dönüştürülür.
- 3- Bu aşamada alet tepkisi gerçel ve sanal kısımları için düzeltme yapılarak, kompleks ortamda faz ve genliğin aletsel değişimleri giderilebilir.
- 4- Sabit bir oranla ilişkilendirilen merkez frekanslar arası, sonraki adımlarda kullanılacak süzgeçler için belirlenir. Zaman serilerinin uzunluğu ve örnekleme oranı, Fourier serilerinden elde edilen harmonik bileşenlerin frekansını belirler. Bu harmonikler içinde aralık elemanlarının tam karşılığını bulmak genellikle olanaksızdır. Dziewonski vd. (1969)'nin ele aldığı durumlarda harmoniklerin aralık frekanslarından maksimum sapma miktarı %1.5'tan daha küçüktür.
- 5- Grup hızının önceden seçilmiş değeri için zaman aralığı belirlenir.
- 6- Süzgeçleme geçerli merkezi frekans civarında simetrik olan bir süzgeç fonksiyonu ile sismik spektrumun pencerelenmesi şeklinde elde edilir.
- 7- Kuadratür spektrum  $Q_n(w)$ , anlık spektral genlik ve fazların hesaplanması için düzenlenir.
- 8- Faz ve kuadratür spektrumun ters Fourier dönüşümü ikinci adımdaki hızlı Fourier dönüşümü için kullanılan algoritma ile hesaplanır.
- 9- Anlık spektral genlik ve fazlar, grup varış zamanının her biri için hesaplanır.

6-9 arasındaki maddelerde tanımlanan yöntem her bir merkez frekans için tekrarlanır.



Şekil 10. Ardışık süzgeç yönteminin akış çizelgesi (Dziewonski vd., 1969).

Herrin ve Gofort (1977), doğrusal filtrelerden olan Faz Uyumlu Süzgeci (Phase-Matched filter) tanımlamışlardır. Süzgeç çoklu modlu varışların tanımlanılmasını sağlar ve giderir ve grup hızı dispersiyon eğrisiyle birincil dalga treninin kompleks spektrumunun kaydedilmesini sağlar. Bu doğrusal yöntemle elde edilen sinyalin genlik spektrumu çok modlu varışlardan oluşan girişimlerden arındırılmış olur. Filtreleme ayrıca önemli derecede S/G oranını iyileştirir.

Uyumlu süzgeç Turin (1960) tarafından tanımlanmıştır. Verilen her hangi bir dalga formu,  $s(t)$ , tepki fonksiyonuyla tanımlanır.

$$h(\tau) = ks(\Delta - \tau) \quad (1.48)$$

burada  $k$  ve  $\Delta$  sabitlerdir. Eşitlik (1.48)'de  $\tau$  kayma miktarı ve  $\Delta$  zaman miktarı olarak dikkate alınır.  $k=1$  olarak alınır ve zaman ekseninde bir kayma uygulanır. Böylece  $\Delta=0$  olur.  $s(t)$ 'de uyumlu süzgecin tepki fonksiyonu  $s(-\tau)$  olur. Sinyal ile süzgecin konvolüsyonu,

$$h(\tau) * s(t) = s(-\tau) * s(t) \rightarrow |S(w)|^2 \exp i[-\sigma(w) + \sigma(w)] \quad (1.49)$$

$s(t)$ 'nin çapraz ilişkisi  $h(t)$  ile göz önüne alındığında,

$$s(t) \otimes s(t) = |S(w)|^2 \expi[\sigma(w) - \sigma(w)] \quad (1.50)$$

$s(t)$  'nin öz ilişkisi olarak tanımlanır.  $s(-\tau)$  ile  $s(t)$  'den elde edilen çıkış aynıdır ve  $s(t)$  'nin öz ilişkisinden elde edilir. Turin (1960) uyumlu süzgeç yönteminde “beyaz gürültü” nün varlığıyla S/G oranını maksimuma çıkarmayı göstermiştir.  $s(t)$  gibi bir sinyalin çapraz ilişkisi ve konvolüsyonu  $f(t)$  gibi bir zaman fonksiyonuyla düşünüldüğünde, bunların Fourier dönüşümü;

$$\begin{aligned} s(t) * f(\tau) &= |S(w)||F(w)| \expi[\sigma(w) + \phi(w)] \\ s(t) \otimes f(t) &= |S(w)||F(w)| \expi[\sigma(w) - \phi(w)] \end{aligned} \quad (1.51)$$

$s(t)$  ile aynı Fourier fazına sahip  $f_p(t)$  gibi doğrusal bir işleç seçildiği varsayalım. Bunun sinyalle ilişkili faz uyumlu süzgeç gibi bir doğrusal işleç olduğu tanımlanır. Yukarıdaki işlemlerin ikincisinin çıkışının Fourier dönüşümü  $|S(w)||F_p(w)|$  olacaktır ve öz ilişki fonksiyonu gibi baskın zamanda bir fonksiyon olacaktır. Konvolüsyon işleminin çıkışında da aynı Fourier dönüşümüne sahip  $f_p(t)$  yerine  $f_p(-\tau)$  alınacaktır. Süzgeçlemeden ya da korelasyondan elde edilen bu çıkış pseudo öz ilişki fonksiyonu (Pseudo-Autocorrelation Function, (PAF)) olarak elde edilir. Yöntem sinyal ve süzgecin uygun Fourier fazı için bulunabilirse, verilen sinyal için PAF yönteminde kullanılan faz uyumlu süzgecin genlik spektrumuna bağlı olacaktır.

$|f_p(w)|$  için birkaç ihtimali dikkate alındığında;

$$\begin{aligned} \text{a)} |F_p(w)| &= |S(w)| \\ \text{b)} |F_p(w)| &= 1 \\ \text{c)} |F_p(w)| &= 1/|S(w)| \end{aligned} \quad (1.52)$$

Seçenek (1.52a) yapılmışsa, faz uyumlu süzgeç olur ve S/G oranı maksimum olur. Düşük seviyeli sinyal gösterilmek istenirse, en iyi sonucu (1.52a) verir. Bu durumda PAF öz ilişki fonksiyonu olur. Diğer bir ifadeyle, seçenek (1.52c) ters filtrenin basit halidir ve PAF tepki fonksiyonu olur. Pratikte, seçenek (1.52c) çıkışın zaman çözünürlüğünü maksimum yapabilir, fakat S/G oranını azaltabilir (Turin, 1960). Eğer problem düşük S/G

oranı ise, seçenek (1.52a)'daki filtre spektrumu kullanılmalıdır. Büyük S/G oranlı girişim yapmış sinyaller varsa, seçenek (1.52c) en uygunu olacaktır.

Papoulis (1962), grup gecikmesi ve sinyalin Fourier fazını aşağıdaki gibi ilişkilendirmiştir;

$$t_{or}(w) = \frac{d\theta(w)}{dw} \quad (1.53a)$$

$$\theta(w_1) = \int_0^{w_1} t_{or}(w)dw \quad (1.53b)$$

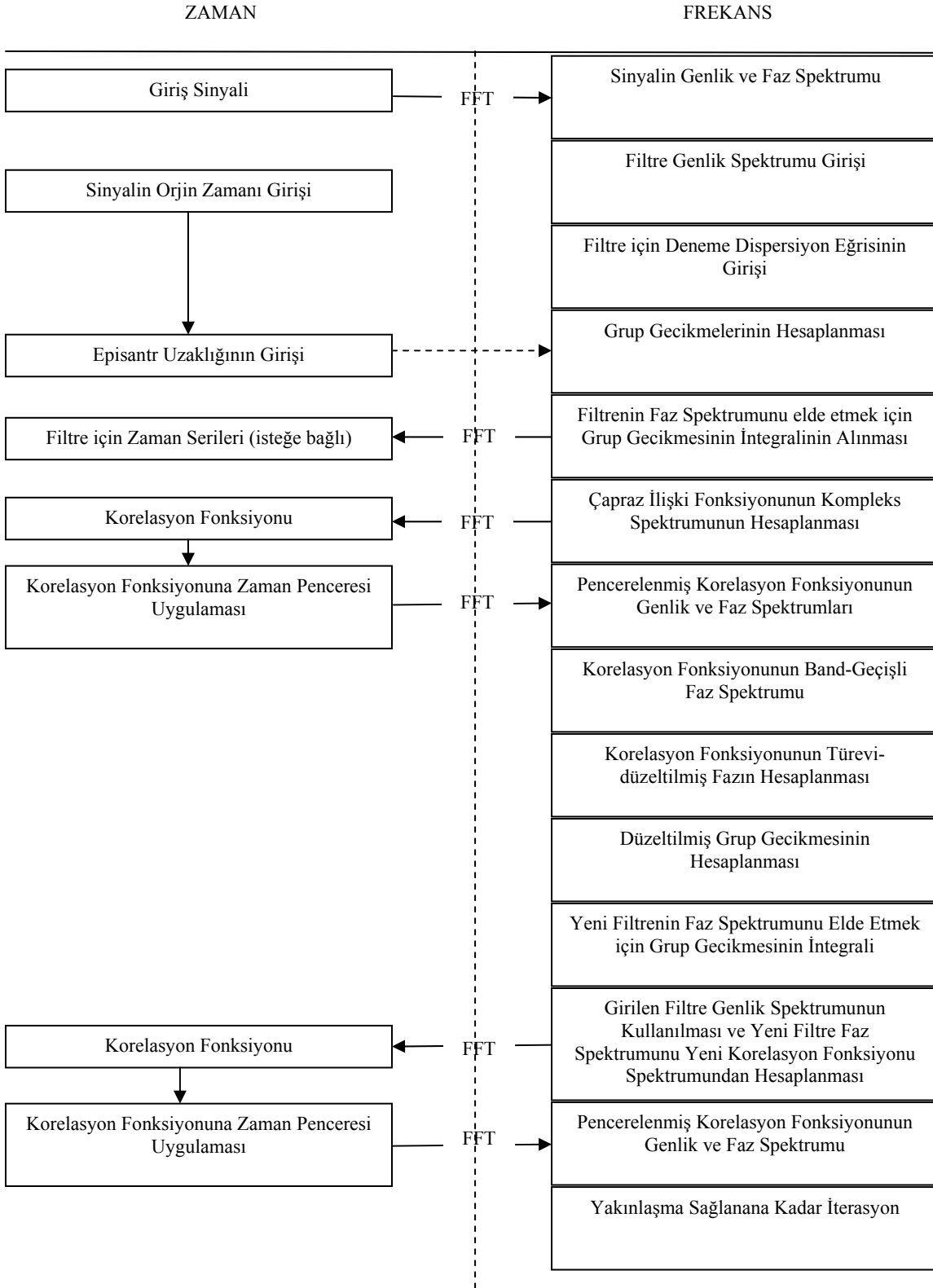
Sinyalin Fourier dönüşümü alınarak genlik ve faz spektrumu elde edilir. Bu sınırlı dönüşüm pozitif zaman ve frekansı içerir. Yani T/2'lik zaman kayması ve  $\exp[-i(T/2w)]$ 'lik faz kayması dikkate alınmak zorundadır. Burada T zaman ortamındaki pencerenin boyudur. Episantr uzaklığı ve eşitlik (1.53b) kullanılarak f(t)'nin Fourier fazı hesaplanır ve frekans ortamında uygulanır (1.51). Sonuç zaman ortamına aktarılır, girişim yapan sinyaller ya da çok modlu varışlar korelasyon fonksiyonundan pencerelenerek giderilir, sonra dönüşüm tekrarlanır. Sonuç kompleks spektrum olacaktır;

$$|S(w)||F(w)|\expi[\sigma(w) - \phi(w)] \quad (1.54)$$

Tablo 1 yöntemin (Phase-Matching) akış şemasını göstermektedir.



Tablo 1. Faz Uyumlu Süzgeç Yönteminin Akış diyagramı (Herrin ve Gofort, 1977).



#### 1.4. Rayleigh ve Love Dalgalarının Grup Hızlarının Ters Çözümü

Jeofiziğin temel problemlerinden biri ölçülen herhangi bir jeofizik parametreye yer içerisindeki karşılık gelen yapının bulunmasıdır. Elde edilen ölçülerin fiziksel anlamından yararlanılarak yeraltındaki yapı kesiti görüntülenmeye çalışılır. Ölçülen değerlere karşılık gelen model sonuçları hesaplandıktan sonra model parametre değerleri değiştirilerek ölçülen değerlere en yakın olan model parametresi grubu elde edilmeye çalışılır. Yapılan bu işlem sonunda belli bir hata sınırı içinde kalmak şartıyla ölçülen değerlerle modelden hesaplanan değerler karşılaştığı andaki model aranan yer altı modeli kesitidir. Bu işleme jeofizikte Ters Çözümleme (inversiyon) işlemi denilmektedir (Çınar, 1998).

Bir jeofizik model, geometrisi ve fiziksel özelliği farklı birçok ögenin bileşiminden oluşur. Jeofizik biliminde çözülmesi gereken parametreler, bu öğeleri tanımlamak için gerekli geometrik ve fiziksel değerlerdir. Geometrik parametreler yeraltının biçimlendirilmesi ile ilişkilidir. Farklı her jeolojik birimin yeraltındaki konum ve biçimini tanımlayan kalınlık, genişlik gibi uzaysal değişkenler alana neden olan fiziksel özelliklerdir (Başokur, 2010). Yüzey dalgası ters çözümlerinde, sismogramdan hesaplanan dispersiyon karakteristiklerine neden olan yapı belirlenmeye çalışılır. Bu amaç için yapılan ters çözümlemede yapı yani fiziksel parametreler; tabaka kalınlığı,  $\alpha$  ve  $\beta$  hızları, yoğunluk ve elastik sabitleriyle temsil edilir (Badal, 1990). Belli bir hata sınırı içinde kalmak şartıyla kabul edilebilir uygun bir modeli yani geometrik parametreleri belirlemek mümkündür (Backus ve Gilbert, 1970). Ters çözümleme, veri-parametre ilişkisine bağlı olarak, doğrusal ve doğrusal olmayan problemler olmak üzere iki türe ayrılır. Eğer, veri ve parametre arasındaki ilişki bir düzey denklemi ile ifade edilebiliyorsa, problem doğrusaldır ve parametreler ölçülen veriden düzey işlemleri ile hesaplanabilir. Veri ve parametreler arasındaki ilişki, düzey denklemleri ile ifade edilmezse, problem doğrusal değildir ve parametreleri çözmek için birçok kez model yanıtının hesaplanması gerekir.

##### 1.4.1. Giriş

Jeofizik problemlerin bir bölümünde ters çözüm için belirlenen model fonksiyonlarında model tepkisi ile model parametreleri arasındaki ilişki doğrusaldır. Modele ilişkin parametreler model fonksiyonunun bilinmeyenini oluştururlar. A model

parametrelerinin, matematiksel modeli tanımlayan  $F$  fonksiyoneliinde yerine konulmasıyla elde edilen  $F(A)$

$$A \rightarrow F(A) \quad (1.55)$$

Model tepkisi olarak adlandırılır. Bu yaklaşım ‘‘Düz Problem Çözümü’’ olarak nitelendirilir. Uzaysal vektör  $x$  olmak üzere,  $g(x, A)$  gözlemsel değerlerinden  $A$  parametre vektörünün bulunması

$$g(x, A) \rightarrow A \quad (1.56)$$

ise ‘‘Ters Problem Çözümü’’ dür.  $A$  parametre vektörünün bulunması için

$$g(x, A) - F(x, A) = 0 \quad (1.57)$$

denkleminin çözülmesi gerekir. Bunun doğrusal olması durumunda çözülmesi gereken bir doğrusal denklem takımıdır. Sonuç olarak, doğrusal ters problem çözümleri bir doğrusal denklem sistemini çözüp, bilinmeyenleri belirlemek demektir. Verinin tam ve eksiksiz, çözümün kesin olması durumunda  $x'$  in her değeri için model tepkisi gözlemsel değerlere özdeş olacaktır.

Pratikte ise; gözlem noktalarının bazılarında model tepkisi gözlemsel verilere eşit olmakta bazı noktalarda uymamaktadır. Bunun başlıca nedenlerinden biri verinin tam ve eksiksiz olmaması diğeri de model fonksiyonunun gerçek modeli tam temsil edememesi olabilir. Problem doğrusal olması durumunda çözülmesi gereken doğrusal denklem sistemi,

$$A \cdot p = g \quad (1.58)$$

biçiminde yazılabilir. Burada  $g$ , gözlemsel değerlerin oluşturduğu bir vektör;  $p$ , model parametrelerini içeren bilinmeyenler vektörü;  $A$  ise Jacobian matrisidir. Jacobian matrisi, model fonksiyonelinin bilinmeyenlere göre kısmi türevlerinden oluşan bir matristir.

$$\begin{pmatrix} \left(\frac{\partial h}{\partial p_1}\right)_1 & \cdots & \left(\frac{\partial h}{\partial p_n}\right)_1 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \left(\frac{\partial h}{\partial p_1}\right)_k & \cdots & \left(\frac{\partial h}{\partial p_n}\right)_k \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} p_1 \\ p_2 \\ \vdots \\ p_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} g_1 \\ g_2 \\ \vdots \\ g_k \end{pmatrix} \quad (1.59)$$

Bu çözümün elde edilebilmesi için her şeyden önce  $A^{-1}$  tersinin hesaplanabilmesi gerekir. Jacobian matrisinin her bir satırı, bir gözlem noktasına karşılık gelmektedir. Bu matrisin her bir sütununda ise,  $p$  parametre vektörünün her bir elemanına göre, yani bilinmeyenlere göre kısmi türevler yer almaktadır. Buna göre  $A$  matrisi için çeşitli durumlar söz konusudur.

1. Denklem sayısı = Bilinmeyen sayısı  $\rightarrow$  Tam Tanımlı Sistem
2. Denklem sayısı < Bilinmeyen sayısı  $\rightarrow$  Eksik Tanımlı Sistem
3. Denklem sayısı > Bilinmeyen sayısı  $\rightarrow$  Aşırı Tanımlı Sistem

Birinci durumda  $A$  matrisi kare matris durumundadır.  $A$  matrisinin öz değerlerinden herhangi bir sıfır değilse,  $A$  matrisinin tersi alınabilir, sistemin bir çözüm vektörü vardır. Bu tür sistemlere “Tam Tanımlı Sistem” denir. İkinci durumda gözlem sayısı bilinmeyen sayısından eksiktir. Sistemin bazı kısıtlamalar altında optimum çözümü bulunabilir. Bunlara “Eksik Tanımlı Sistem” adı verilir. Üçüncü durumda  $A$  matrisi dikdörtgendir ve denklem sayısı bilinmeyen sayısından fazladır. Bu tür denklem sistemlerine “Aşırı Tanımlı Sistem” denir ve  $A$  matrisinin adi tersi alınamaz. Sistemin bir amaç fonksiyonunu en büyük ya da en küçük yapan bir çözümü bulunabilir.

Jeofiziğin ters problemlerinden bir bölümü doğrusal olmayan problem türündendir. Doğrusal olmayan problem için tek ve belirli bir algoritma yoktur. Çeşitli yöntemler vardır. En sık kullanılan yöntem problemin doğrusallaştırılarak çözümü yinelemeli olarak bulunmaya çalışılmasıdır. Bunun için model fonksiyonu Taylor serisine açılarak yüksek mertebeden terimler göz ardı edilip doğrusallık sağlanır. Çözüm yinelemeli olarak yapıldığından, bir başlangıç modelinden başlanarak her yineleme (iterasyon) adımında model iyileştirilmeye çalışılır.

Doğrusal olmayan problemlerin ters çözümleri doğrusal olanlara göre çok büyük güçlükler gösterirler. Bunun çeşitli nedenleri vardır. Her şeyden önce çözüm algoritmasının yinelemeli olarak uygulanması nedeniyle bulunan çözüm tam değil,

yaklaşık bir çözümdür. Kabul edilebilir bir çözümün bulunması durumunda belirlenen model parametreleri kullanılarak hesaplanacak model tepkisinin, gözlemsel değerlerle uyumlu olması gerekir. Hesaplamalar sayısal olarak yapıldığı için uyumun sağlanıp sağlanmadığına karar vermek için bir ölçütün kullanılması gerekir. Özellikle büyük matrislerin yer aldığı, uzun hesaplamalar gerektiren durumlarda, yineleme sayısını arttırmamak için, oldukça büyük yanılıgılı çözümler benimsenebilir. Problemin doğasından kaynaklanan bu durum, yaklaşık çözüm elde edilmesinin nedenlerinden biridir (Gökalp, 2011).

#### 1.4.2. Ters Çözüm Teorisi

$$A.p = g \quad (1.60)$$

Doğrusal denklem sistemi ele alınırsa, burada, A kısmi türevlerin oluşturduğu Jacobian matrisi; p, bilinmeyen parametrelerinin oluşturduğu vektör; g ise gözlemsel değerlerin oluşturduğu veri vektörüdür.

Modeli belirleyen p vektörünün doğru olarak belirlenmesi durumunda yukarıdaki bağıntıda belirtildiği gibi

$$\forall x, F(x, p) = g(x) \quad (1.61)$$

olacaktır. Yani x'in her değeri için model tepkisi gözlemsel değerlere eşit olacaktır. Buna göre,

$$A.p - g = 0 \quad (1.62)$$

olmalıdır. Ancak çeşitli nedenlerle model tepkisi gözlemsel verilere tam uymaz yani;

$$\exists x, F(x, p) = g(x) \quad (1.63)$$

sonucu elde edilir. Açık bir deyişle, x'in bazı değerleri için model tepkisi gözlemsel değerlere eşittir. Başka bir deyişle de kesin değil yaklaşık bir çözüm elde edilebilir. Gözlemsel noktaların her birinin model tepkisi ile gözlemsel değerler arasında ( $e_i, i =$

1, ... m) gibi hataların bulunduğunu düşünelim. Bu hatalar m vektörü boyutunda bir e vektörü ile gösterilebilir. Bu duruma göre (1.62) bağıntısı yerine,

$$A \cdot p - g = e \quad (1.64)$$

bağıntısı elde edilir.

Bilindiği gibi bir vektörün kare uzunluğu bileşenlerin karelerinin uzunluğuna eşittir.

$$E = \sum_{i=1}^n x_i^2 \quad (1.65)$$

Buna istatistikte “ $\ell^2$  normu ” denir.  $\ell^2$  normuna göre optimum çözüm elde etme tekniğine “En Küçük Kareler Tekniği” adı verilir. (1.64) bağıntısının (1.62) bağıntısına olabildiğince yaklaşması e hata vektörünün küçülmesi ile olanaklıdır. En küçük kareler yönteminde en küçüklenen e vektörünün (1.65) ifadesiyle verilen kare uzunluğudur.

Bir e vektörünün kare uzunluğu e'nin transpozu ile kendisinin çarpımından elde edilir. Buna göre;

$$E = e^T e \quad (1.66)$$

yazılabilir. Kare uzunluğunu E ile gösterip açık biçimde yazıldığında

$$E = (Ap - g)^T (Ap - g) = \min \quad (1.67)$$

elde edilir. Bu çarpım yapıldığında;

$$E = p^T A^T Ap - 2g^T Ap + g^T g = \min \quad (1.68)$$

bulunur. (1.68) bağıntısının en küçüklenmesi için E'nin p'ye göre kısmi türevlerinin sıfıra eşitlenmesi gerekir.

$$\frac{\partial E}{\partial p} = 0 \quad (1.69)$$

p'ye göre türevler alınırsa,

$$2p^T A^T A - 2g^T A = 0 \quad (1.70)$$

burdan da

$$p^T A^T A = g^T A \quad (1.71)$$

(1.71) ifadesinin her iki yanının transpozu alınır,

$$A^T A p = A^T g \quad (1.72)$$

bulunur. (1.72) denkleminde p bilinmeyenler vektörü hesaplanırsa,

$$p = (A^T A)^{-1} A^T g \text{ ve } A_L^{-1} = (A^T A)^{-1} A^T \quad (1.73)$$

gibi bir ters matris tanımlanabilir.  $A_L^{-1}$  tersine “*Genelleştirilmiş Ters*” ya da “*Lanchoz Ters*” adı verilir (Lanchoz, 1961). Buna göre “En Küçük Kareler Çözümü” için,

$$p = A_L^{-1} \cdot g \quad (1.74)$$

yazılabilir.

(1.60) denklemi m bilinmeyenli n denklemden oluşan bir sistem olmasına karşın (1.74) denklemi n bilinmeyenli n denklemden oluşmuş bir sistemdir. Bu denklemlere “*Normal Denklemler*” adı da verilir. Doğrusal problemlerin çözümlerinin sağlanabilmesi  $A_L$  matrisini tersinin alınabilmesine bağlıdır. Matris nxn boyutunda bir kare matristir ve tersi alınabilir. Ancak bu yeterli bir koşul değildir.  $A_L^{-1}$  in hesaplanabilmesi için determinantının sıfır ya da sıfıra yakın olmaması yani öz değerlerinin sıfıra yaklaşmaması gerekir.

### 1.4.3. Doğrusal Olmayan Problemlerin En Küçük Kareler Yöntemi ile Ters Çözümü

Doğrusal olmayan problemlerin çözümünde problem doğrusallaştırılarak yinelemeli olarak çözülebilir. Bir  $f(x)$  fonksiyonu ve türevleri biliniyorken fonksiyonun  $x + h$ 'da ki değeri  $f(x + h)$ , Taylor serisine açılarak bulunabilir.

$$f(x + h) = f(x) + hf'(x) + \frac{h^2}{2!} f''(x) + \dots + \frac{h^n}{n!} f^{(n)}(x) \quad (1.75)$$

Burada  $f'(x)$ ,  $f''(x)$  ... vd. birinci, ikinci, ... vd. türevleri göstermektedir. (1.75) bağıntısının jeofiziğin ters problemlerine uygulandığı düşünölsün.  $f(x)$ , model fonksiyonunu simgelediğinden problem bir boyutlu düşünöldüğünde bunun olası tüm değerlerinden biri olan  $p_i$  parametre değeri için  $f(x)$  yerine  $f(p_i)$  yazılması gerekir. Model fonksiyonunu  $f(p_i)$  değeri, parametrenin seçilen  $p_i$  değeri için model tepkisini gösterir.  $p_i$ 'nin hatalı (yanılgılı) olduğunu ve bu hatanın  $\Delta p_i$  olduğunu düşünöldüğünde, buna göre doğru parametre değeri  $(p_i + \Delta p_i)$  olacaktır.

Buna göre Taylor açılımı bu tanımlara göre yazıldığında;

$$f(p_i + \Delta p_i) = f(p_i) + \Delta p_i f'(p_i) + \frac{\Delta p_i^2}{2!} f''(p_i) + \dots \quad (1.76)$$

biçimini alacaktır. (1.75) bağıntısındaki  $x$  bağımsız değişkeni yerine (1.76) denkleminde  $p_i$  bağımsız değişkeni yer almaktadır.  $\Delta p_i$  parametreye uygulanması gereken düzeltmeyi göstermektedir. (1.75) ve (1.76) denklemleri doğrusal olmayan denklemlerdir. Taylor açılımında ikinci ve daha yüksek mertebeden türevlerin sıfır olduğu varsayılarak, gözlemsel değerlerle model tepkisi arasındaki ilişkinin doğrusal olduğunu, yani

*Gözlemsel değer = başlangıç değeri + a.(birinci türev)*

Olduğu varsayılmaktadır. Bu açık biçimde yazıldığında;

$$f(p_i + \Delta p_i) = f(p_i) + \Delta p_i f'(p_i) + \varepsilon \quad (1.77)$$



Burada  $\varepsilon$  ihmale edilen terimleri göstermektedir. Bu denklem sistemini, bir matris ve vektör olarak gösterebilir. Buna göre denklem;

$$\begin{pmatrix} \left(\frac{\partial f_1}{\partial p_1}\right) & \left(\frac{\partial f_1}{\partial p_2}\right) & \dots & \left(\frac{\partial f_1}{\partial p_n}\right) \\ \left(\frac{\partial f_2}{\partial p_1}\right) & \left(\frac{\partial f_2}{\partial p_2}\right) & \dots & \left(\frac{\partial f_2}{\partial p_n}\right) \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ \left(\frac{\partial f_m}{\partial p_1}\right) & \left(\frac{\partial f_m}{\partial p_2}\right) & \dots & \left(\frac{\partial f_m}{\partial p_n}\right) \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \Delta p_1 \\ \Delta p_2 \\ \vdots \\ \Delta p_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \Delta f_1 \\ \Delta f_2 \\ \vdots \\ \Delta f_m \end{pmatrix} \quad (1.78)$$

Önceki bağıntılarla biçimsel benzeşim sağlamak amacıyla,  $(m \times n)$  boyutlu Jacobian matrisini A ile gösterildiğinde (1.78) denklem takımını, simgesel olarak

$$A \cdot \Delta p = \Delta g \quad (1.79)$$

bağıntısıyla gösterilebilir. (1.79) bağıntısı ile gösterilen doğrusallaştırılmış denklem takımında bilinmeyenlere göre kısmi türevlerden oluşan A Jacobian matrisi  $(m \times n)$  boyutundadır.

$$A_{(m \times n)} \cdot \Delta p_{(n \times 1)} = \Delta g_{(m \times 1)} \quad (1.80)$$

Buna göre denklemin teorik çözümünün

$$\Delta p = A^{-1} \cdot \Delta g \quad (1.81)$$

olması gerekir. Doğrusal olmayan problemlerin doğrusallaştırılması ile oluşturulan matris denklemi her bir başlangıç değeri ve bir yineleme adımı için bir düzeltme vektörü verir. Bir çözümün doğru olup olmadığına bakmaksızın  $(m \times n)$  boyutlu doğrusallaştırılmış bir denklem takımının “En Küçük Kareler” çözümünü, doğrusal denklem takımlarına benzer şekilde yazıldığında,

$$\Delta p = (A^T A)^{-1} A^T \cdot \Delta g \quad (1.82)$$

bağıntısından elde edilebilir.

Yinelemeli çözüm en küçük kareler problemine uygulandığında Taylor açılımında birinci türevden daha yüksek mertebeden türevler yer almadığından başlangıç modeli ne olursa olsun, veri tam ve problem doğrusal fonksiyonla modellenbiliyorsa ilk yineleme sonunda bulunan  $\Delta p$  düzeltme değerinin başlangıç modeline uygulanmasıyla gözlemsel değerlere eşdeğer bir model tepkisi bulunabilir. Ancak doğrusal olmayan problemlerde model tepkisi ile gözlemsel verinin eşit olması için yüksek mertebeden türevlerin yeterince küçük olması gerekir. Bu ise çoğu zaman olanaksızdır. Bu nedenle (1.82) bağıntısından elde edilecek yüksek mertebeden türevlerin toplamı kadar bir hata taşıyacaktır. Sonuçta, model tepkisi ile gözlemsel veriler arasında hata en küçüklenene kadar (1.82) bağıntısındaki işlem yinelenmelidir. (1.82) denklemi ile belirtilen yinelemeli en küçük kareler çözümü  $(A^T A)^{-1}$  tersinin alınabilmesi durumunda “e” hata vektörünün kare uzunluğunu ( $\ell^2$  normu) en küçük yapıyor olsa da, gözlemsel değerlerle model tepkisi arasındaki fark vektörünü belirli bir değerden daha küçük yapmayı güvence altına almamaktadır. Dolayısıyla (1.60) denklemindeki A matrisini ayrıştırmak için birçok yöntem vardır (Gökalp, 2011).

#### 1.4.4. Tekil Değer Ayrışımı Yöntemi (Singular Value Decomposition)

Tekil Değer Ayrışımı yöntemi  $A \cdot p = g$  gibi bir doğrusal denklem takımının çözümünde tekil değer sorununun üstesinden gelmek için geliştirilmiş bir yöntemdir (Golub ve Reinsch, 1970). Bu teknikte  $A_L^{-1} = (A^T A)^{-1}$  genelleştirilmiş tersi yerine A matrisinin tersini alma ilkesine dayanır. A matrisi,

$$A = S \Lambda V^T \quad (1.83)$$

gibi çarpanlarına ayrılır. Burada; A n x p boyutlu matristir. S n x p boyutlu gözlemsel değerlerin öz vektörlerinin yer aldığı matristir.  $\Lambda$  p x p boyutunda diyagonal matris olup elemanların öz değerleridir. V ise p x p boyutunda bir ortogonal matristir. En küçük kareler yöntemi uygulandığında,

$$p = (V \Lambda S^T U \Lambda V^T)^{-1} V \Lambda S^T g \quad (1.84)$$

$S^T S = I$  olduğundan,

$$p = V\Lambda^{-1}S^T g \quad (1.85)$$

bulunur (Gökalp, 2011).

#### 1.4.5. Stokastik Ters Çözüm (Sönümlü En Küçük Kareler)

Stokastik ters çözüm, diğer bir deyişle sönümlü en küçük kareler yöntemi aşağıda ifade edilen bir matris işleminde  $p$  değerini bulmak olarak açıklanır (Herrmann, 1987).

$$|Ap - g| + |\sigma p| = \min \quad (1.86)$$

Bu yöntemde özdeşlenen ölçeklik orijinal en küçük kareler problemine eklenecektir (Mindevalli, 1988).

$$\begin{bmatrix} g \\ 0 \end{bmatrix} + e = \begin{bmatrix} A \\ \sigma I \end{bmatrix} p \quad (1.87)$$

Burada  $\sigma$  bu noktada belirlenmemiştir. Minimum yapan fonksiyon,

$$E = \|Ap - g\| + \|\sigma p\| \quad (1.88)$$

veya

$$E = (Ap - g)^T \cdot (Ap - g) + \sigma^2 p^T p \quad (1.89)$$

dir.  $E$ 'nin  $p$ 'ye göre türevi alınırsa aşağıdaki gibi elde edilir.

$$p = (A^T A + \sigma^2 I)^{-1} A^T g \quad (1.90)$$

Burada A matrisi yüzey dalgası hızlarının (yapılacak ters çözüme göre grup veya faz hızını) tabaka parametrelerine (kalınlık, P-dalgası hızı, S-dalgası hızı, yoğunluk) göre kısmi türevlerini içerir (Taylor, 1980).

$$A = \begin{pmatrix} \frac{\partial V_1}{\partial P_1} & \frac{\partial V_1}{\partial P_2} & \cdots & \frac{\partial V_1}{\partial P_n} \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ \frac{\partial V_m}{\partial P_1} & \frac{\partial V_m}{\partial P_2} & \cdots & \frac{\partial V_m}{\partial P_n} \end{pmatrix} \quad (1.91)$$

Burada  $V_i$  kullanılacak hızı (grup veya faz hızını),  $P_i$  ise tabaka parametrelerini belirtir.  $g$  vektörü ise gözlemsel grup hızı ile modelden hesaplanan grup hızı arasındaki farktır (Şeber ve Mitchell, 1992).

$$g = \begin{bmatrix} \Delta U_1 \\ \Delta U_2 \\ \vdots \\ \Delta U_m \end{bmatrix} \quad (1.92)$$

$\Delta U_1$  'ler kullanılan periyot aralığında gözlemsel grup hızları ( $U_{göz}$ ) ile modelden hesaplanan teorik grup hızı ( $U_{teo}$ ) arasındaki farktır. (1.87)'deki matris işleminde  $\sigma$  parametresi sönüm parametresi olup modeldeki ayrımlılık ve standart sapma arasındaki uyumu belirler (Şeber ve Mitchell, 1992). A matrisi tekil değer ayrışımı (SVD) tekniği kullanılarak özvektör ve özdeğerler cinsinden ifade edilebilir (Lawson ve Hanson,1974; Canitez, 1992).

$$A = S\Lambda V^T \quad (1.93)$$

$$A^T = \Lambda V S^T \quad (1.94)$$

S veri uzayından elde edilen  $n \times p$  boyutlu gözlemsel değerlerin öz vektörlerinin yer aldığı matristir.  $\Lambda$   $p \times p$  boyutunda diyagonal matris olup elemanların öz değerleridir. V ise model uzayından elde edilen  $p \times p$  boyutunda bir ortogonal matristir. S, V matrisleri arasındaki ilişkiler şu şekildedir;

$$SS^T = S^T S = VV^T = V^T V = I \quad (1.95)$$

S ve V matrisleri aşağıdaki ilişkileri sağlar.

$$AA^T S = S\Lambda^2 \quad (1.96)$$

$$A^T A V = V\Lambda^2 \quad (1.97)$$

Tekil değer ayrışım yöntemi ile aranan çözüm vektörü,

$$p = V(\Lambda^2 + \sigma^2 I)^{-1} \Lambda S^T g \quad (1.98)$$

veya

$$p = Hg \quad (1.99)$$

şeklinde yazılabilir. Burada H,

$$H = V(\Lambda^2 + \sigma^2 I)^{-1} \Lambda S^T \quad (1.100)$$

Ayrımlılık matrisi,

$$R = HA \quad (1.101)$$

olur. Burada,

$$A = S\Lambda V^T \quad (1.102)$$

Ayrımlılık matrisini daha açık yazıldığında,

$$R = V(\Lambda^2 + \sigma^2 I)^{-1} \Lambda^2 V^T \quad (1.103)$$

olur. Varyans-kovaryans matrisi ise,

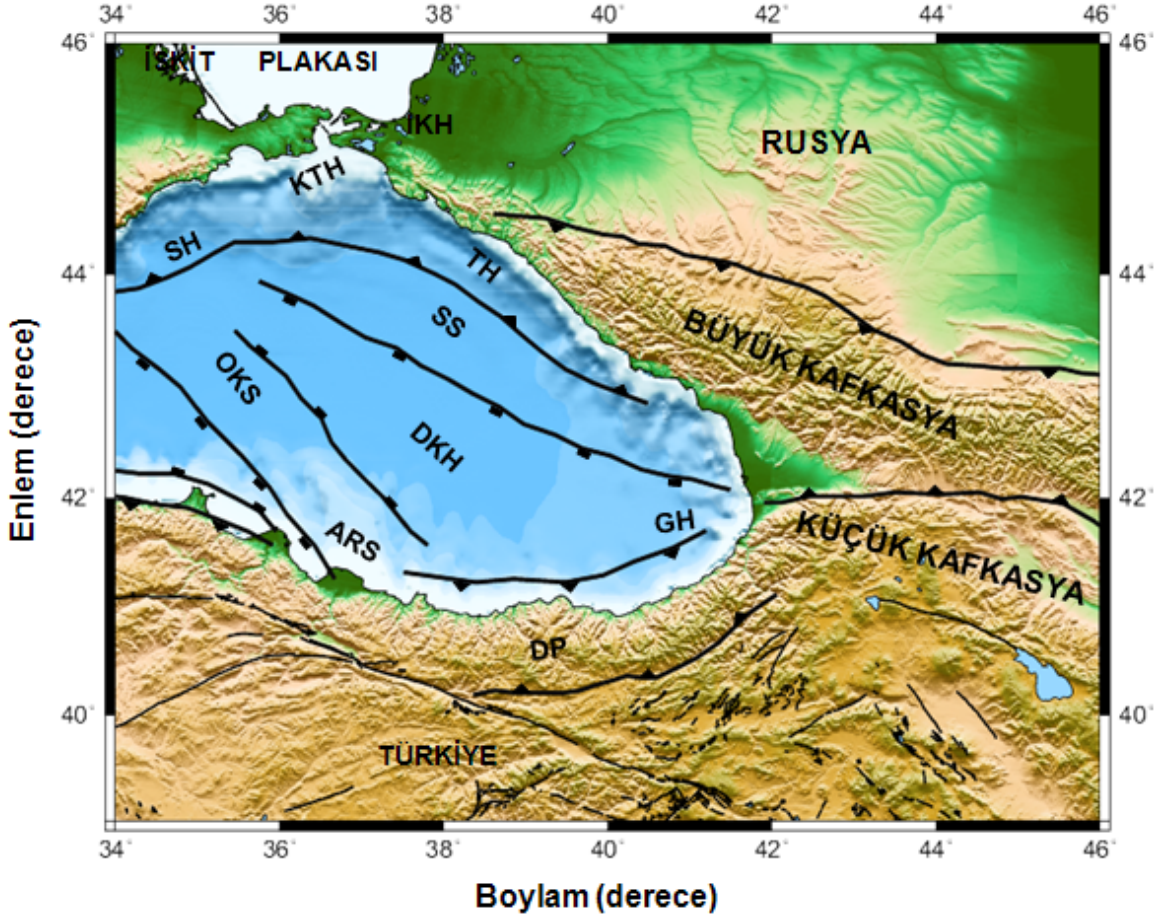
$$C = HH^T = V(\Lambda^2 + \sigma^2 I)^{-1} \Lambda^2 (\Lambda^2 + \sigma^2 I)^{-1} V^T \quad (1.104)$$

olarak tanımlanır ve rezolüsyon matrisinin bir özelliği de  $\sigma = 0$  olduğunda bu matris birim matris  $I$  olur (Herrmann, 1987). Burada çözülen en küçük kareler probleminde minimum yapılan  $p$  vektörünün uzunluğudur.

### 1.5. Bölgenin Tektoniği ve Sismisitesi

Doğu Karadeniz baseni kuzeyde Kırım, doğu ve kuzeydoğuda Gürcistan ve Rusya, güneyde Türkiye ile çevrelenmektedir. Tektonik olarak Doğu Karadeniz baseni; güneyde Doğu Pontidler, kuzeyde Kırım Orojenik kuşağı, doğuda Büyük ve Küçük Kafkasya Kuşakları ve batıda Orta Karadeniz sırtı ile çevrilidir. Andrusov sırtı ile temsil edilen Orta Karadeniz sırtının kuzeyinde Sorokin havzası ve güneyinde Arkhangelsky sırtı bulunmaktadır. Sorokin ve Kerch-Taman havzaları Kırım sahili boyunca gelişmiştir. Tuapse havzası KB yönünde uzanır ve Shatsky sırtı ile Doğu Karadeniz havzasından ayrılır. Doğu Karadeniz'in güney doğusunda bulunan KD uzantılı Gurii havzası volkanik ve filiş sedimanterlerini içeren Adjaro-Trialeti kıvrım kuşağı boyunca devam etmektedir. Doğu Karadeniz havzası KB yönlü olup Orta Karadeniz sırtı ve Kafkas kıvrım kuşağına paraleldir (Şekil 11).

Karadeniz ile ilgili sistematik Jeofiziksel çalışmalar 1960'lardan sonra başlamıştır. Buna bağlı olarak Karadeniz'in tamamı ile ilgili derin sismik sondajlar ve derin sismik yansıma çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmalardan elde edilen sonuçlardan Karadeniz'in ana sismik ve stratigrafik yapıları belirlenmiştir. Doğu ve Batı Karadeniz havzalarının orta kesimleri altında Okyanusal tipi bir kabuk yapısının olduğu, granitik tabakanın çok ince ya da hiç olmadığı ve Moho derinliğinin de ortalama 25 km olduğu sonucuna varılmıştır. Bu periyotta bir çok jeofiziksel araştırma yayınlanmıştır (Savarensky ve Valdner, 1960; Neprochonov vd., 1970; Moskalenko ve Malovitsky 1974; Finetti vd., 1988; Belusov ve Volvovsky, 1989; Volvovsky ve Robinson 1997; Kutas vd., 1997; Starostenko vd., 2002; Gobarenko ve Yegorova, 2010; Piip ve Ermakov, 2010; Rotaru, 2010).



Şekil 11. Doğu Karadeniz ve Kafkaslar'ın tektonik haritası. [DKH] Doğu Karadeniz Havzası, [SH] Sorokin Havzası, [TH] Tuapse Havzası, [SS] Shatsky Sırtı, [GH] Gurii Havzası, [ARS] Arkhangelsky Sırtı, [DP] Doğu Pontidler, [KTH] Kerch-Taman Havzası, [IKH] Indolo-Kuban Havzası (Starostenko vd., 2002).

Karadeniz baseninin günümüzde kapanımına devam eden Pontid magmatik yayı altındaki Neotetis okyanusunun dalımından dolayı Kretase-Paleosen dönemde yay gerisi olarak oluştuğu düşünülmektedir (Dercourt vd., 1993; Okay vd., 1994; Nikishan vd., 2003). Doğu Karadeniz havzasının oluşumu Kafkas bölgesinin jeodinamiği ile ilişkilidir. Doğu Karadeniz havzasının Gürcistan bloğu (ya da Transkafkasya) kökenli olduğu (Adamia vd., 1974, Golonka vd., 2004; Saintot vd., 2006) ve Transkafkasya havzasının güney batıya doğru hareket eden Jura ve Kretase'de oluşmaya başlayan bir parçası olduğunu düşünen bilim adamları vardır (Zonenshain ve Le Pichon, 1986; Shreider vd., 1997; Banks vd., 1997; Brunet vd., 2003). Doğu Karadeniz havzasındaki genişleme Eosen-Oligosen'deki sıkışma rejimiyle ters dönmüştür (Khriachtchevskia vd., 2010). Yani Avrasya'nın güney marjindeki çarpışma ve yakınsama ile ilişkilidir. (Stephenson ve

Schellart, 2010). Gürcistan'ın batısında olan Gurii havzası Geç Kretase ve Paleosen'de çökmeye başlamıştır. Eosen zamanında, havzaya farklı birimler (bazaltik, alkali bazaltik ve andezitik volkanikler ve volkaniklastik filiş sedimentleri) eklenmiştir. Bu volkanik aktivite Orta Eosen'de zirve yapmıştır (Lordkipanidze, 1980). Geç Eosen'de, Gurii havzasında ve Neojen'de kuzeydeki bindirme kuşağındaki deformasyon ile sıkışma başlamıştır (Milanovsky, 1963, 1991; Robinson, 1997; Banks ve Robinson, 1997). Bu bindirme kuşağı Doğu Pontidlerin batıya genişleyen parçası ile bağlantılıdır. Buna göre, Doğu Karadeniz havzasındaki açılmayı güneyden oluşan basınç gerilmelerinin etkisi ve Orta Karadeniz sırtının doğusu boyunca oluşan doğrultu atımlı hareket başlatmıştır (Nikishan vd., 2002).

Oligosen-Kuaterner dönemi, Kafkas-Pontid-Karadeniz bölgesinden etkilenen Arap kıtası ile ilişkili oluşan birçok sıkışma rejimi ile karakterize edilmektedir (Decourt, 1993). Büyük Kafkaslardaki sismik hatlar Doğu Karadeniz'de yanal yönlü bir basınç deformasyonu olduğunu ve bu basınç deformasyonunun güneye doğru devam ettiğini göstermektedir (Stephenson ve Schellart, 2010). Geç Eosen'de Büyük Kafkasya havzasındaki kapanma İskit platformunun altına dalmasıyla sonuçlanmıştır. Havzadaki kapanım Geç Eosen'den Erken Miyosen'e kadar devam etmiştir ve Orta Miyosen'den şimdiki zamana kadar bindirme ve asenkronal çarpışma devam etmiştir.

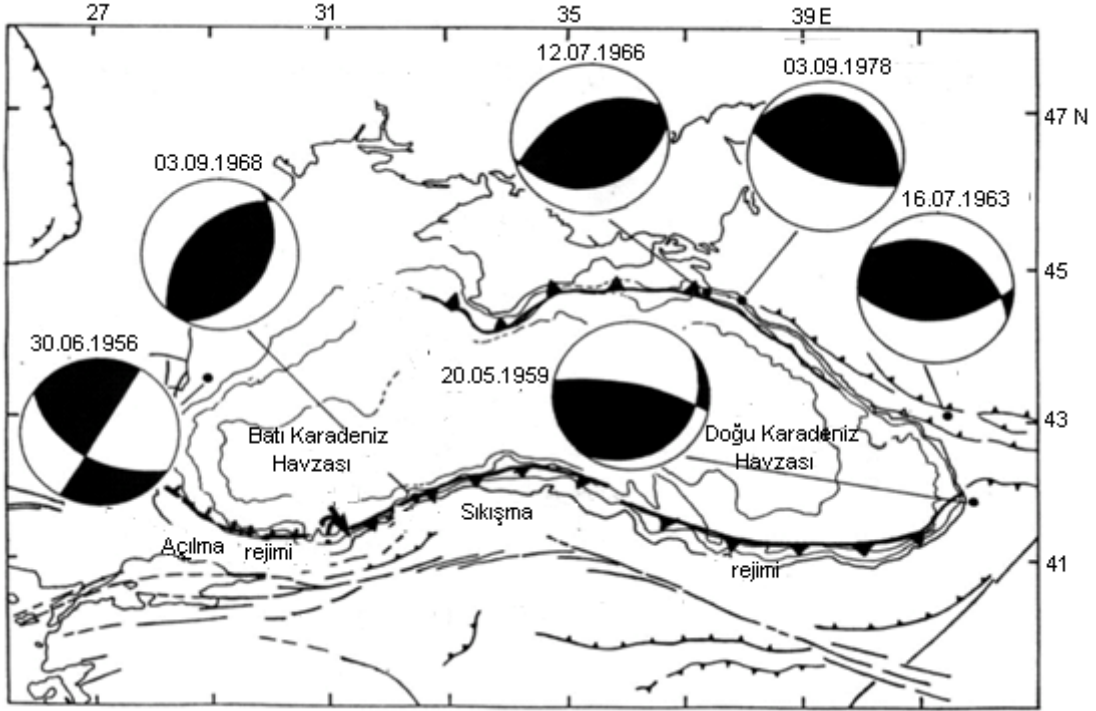
Kafkasya orojeni Asya ve Arabistan ile Avrupa'nın güney doğusu boyunca uzanmakta olup dünyanın çarpıcı sıradıklarına bir örnektir. Büyük Kafkasya, Transkafkasya ve Küçük Kafkasya'yı içermektedir. Volkanik yay (Küçük Kafkasya) ile ilişkili Erken Palaeojen'deki Arap plakasının kuzeye doğru dalımına ek olarak İskit plakasına doğru Pliyosen'deki sedimanter ve volkanik kayaçları içeren havzaların (Küçük Kafkasya, Kura-Kartli Havzası ve Büyük Kafkasya) hareketleri sonucunda Kafkas orojeni meydana gelmiştir (Gamkrelidze, 1986; Nikishin vd., 2001; Stampfli vd., 2001; Popov vd., 2004; Hafkenschaid vd., 2006; Kazmin ve Tikhonova, 2006; Sosson vd., 2010). Büyük Kafkasya orojeninin doğusu ve batısı Senozoik-Kuaterner sedimanterle dolmuş havzalarla sınırlanmaktadır (Hazar denizi ve Karadeniz). Küçük Kafkasya muhtemelen eski bir dalma-batma levhasının üzerinde yer almaktadır (Hafkenschaid vd., 2006).

Doğu Pontid Orojenik kuşağı Doğu Karadeniz Bölgesi ile ilişkili olup Geç Mezozoik–Senozoik jeodinamik evrimini değerlendirmede Doğu Akdeniz bölgesinin önemli bir parçasıdır (Dewey vd., 1973; Adamia vd., 1977; Şengör ve Yılmaz, 1981; Bektaş vd., 1987; Dilek vd., 2010; Eyuboğlu vd., 2010). Doğu Pontidlerin jeolojik gelişimi Atlantik okyanusunun açılımı ve Avrasya plakasıyla ilişkili Arap–Afrika plakasının sol



yönlü hareketine bağlıdır (Masson ve Miles, 1986). Dewey (1973), Bektaş (1987) ve Eyuboğlu'na (2007) göre, Doğu Pontid magmatik yayı Paleozoik'ten Senozoik'e Gondwana'nın aktif kuzey marjini olarak gelişmiştir ve ofiyolitik yapılar yay gerisi havzaların kalıntılarıdır. Yay gerisi havzalar Paleotetis'in güneyden oblik dalma batması boyunca ya da Albian-Kampaniyen yaşlı havzaların ayrılmasıyla oluşmuştur (Bektaş ve Yılmaz, 1995). Bektaş ve Yılmaz (1995) kuzeyden güneye doğru; Kuzey Zon (magmatik yay), Güney Zon ve Eksen Zon (yay gerisi) olarak Doğu Pontidleri üç alt tektonik kuşağa bölmüşlerdir. Tektonik birliklerdeki havzaların ve sırtların (çek-ayır havza ve sırt) genel uzanımlarının DB, KB ve KD doğrultusunda olmaları Doğu Pontidlerin evriminde bu üç doğrultudaki fayların önemli rol oynadığı sonucunu ortaya çıkarmaktadır (Eyuboğlu vd., 2007).

Karadeniz'deki sismisite genellikle çok düşük olmakla birlikte deprensellik iç bölgelerde az olup çevredeki tektonik ünitelere doğru artmaktadır. Kafkaslardan batıya doğru sismisite önemli ölçüde azalmaktadır. Aynı şekilde kuzey kısmında Kırım-Kafkas zonu üzerinde deprensellik artmaktadır. Doğu Karadeniz'in güneyi ve güney doğusu küçük bir sismisite ve alt kabuk ya da kabuk-manto sınırında oluşan depremler ile ilişkilendirilmektedir. Yapısal verilerden elde edilen gerilme alanları (Pontidler ve Kırım'da ki itme), deprem verileri (Barka ve Reilinger 1997; Reilinger vd., 1997), Kırım ve Kafkas bölgelerindeki gerilme alanı ölçümleri (Rastsvetaev, 1987) ve GPS verisi (Barka ve Reilinger, 1997) baskın olarak sıkışma bölgelerini göstermektedir (Şekil 12). Sıkışmanın genel kaynağı Avrasya ve Arap plakalarının çarpışmasıdır. Fakat Karadeniz'in iç kesimlerinde gerilme alanları genellikle mevcut değildir (Nikishin vd., 2003).



Şekil 12. Karadeniz'in tektonik yapısı ve sıkışma-açılma bölgeleri. Marmara denizinin kuzeyi, Bulgaristan ve Romanya sahilleri hariç tutulmuştur (Barka ve Reilinger, 1997' den değiştirilerek alınmıştır).

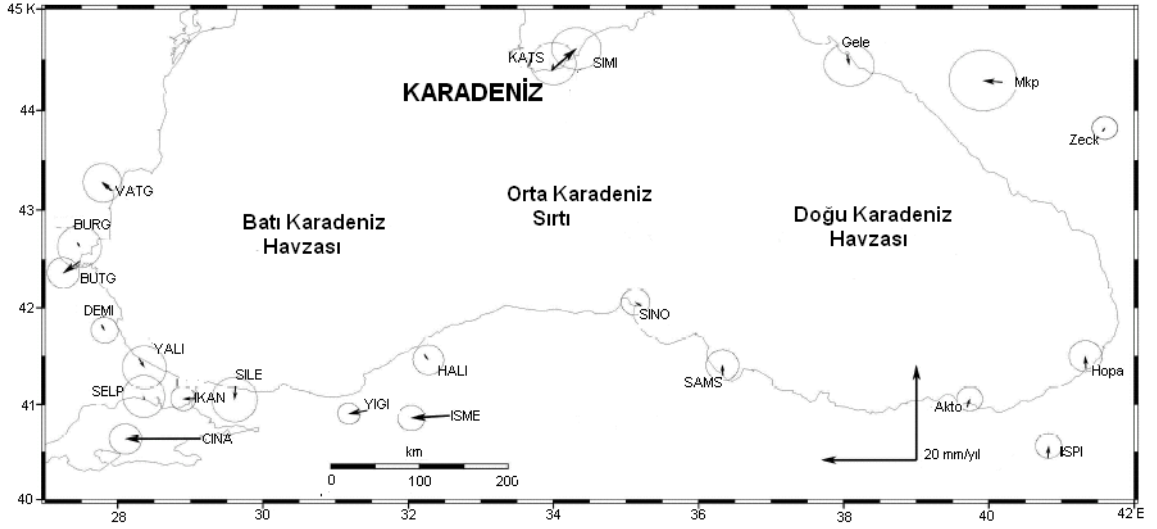
Doğu Karadeniz havzasında magnitüdüleri  $M > 3$  olan depremler genellikle kaydedilmemiştir. Buranın çevresinde bulunan zonlar da (Kırım-Kafkas sahili, Orta Karadeniz sırtı ve güney sahilleri) sismisite artmaktadır. Kırım açıklarındaki depremler KD yönlü güney sahilindeki fay boyunca oluşmaktadır. Sorokin havzasının kuzey sınırı boyunca odak derinlikleri kabuk-manto sınırında ve magnitüdüleri  $M = 4-5$  arasında oluşan depremler kaydedilmiştir. Odak mekanizmaları Karadeniz'den Kırım'a doğru bir basınç gerilmesinin olduğunu göstermektedir (Smolyaninova vd., 1996). Buna ek olarak, makaslama zonları ve normal faylarla ilişkili depremler ayırt edilmiştir. En güçlü deprem 1927'de Kırım sahilinde Yalta'da meydana gelmiştir (Pustovitenko vd., 1989). Kerch-Taman sahili ve Kafkas sahili boyunca sismik zonlar odak derinlikleri  $H = 29-38$  km ve magnitüdüleri  $M > 5$  ile ilişkilendirilmektedir. Burada oluşan depremlerin odak mekanizmaları KD-GB yönlü basınç deformasyonlarını ve doğrultu atımlı fayları içermektedir (Pustovitenko, 2002).

Büyük ve Küçük Kafkasya sismik olarak aktif zonlar olup Arap ve Avrasya arasındaki uniform olmayan plaka yakınsaması ile ilişkilidir (Philip vd., 1989; Jakson 1992; Priestley vd., 1994; Triep vd., 1995; Jackson vd., 2002; Allen vd., 2004). Küçük

Kafkasya ve eklenen Anadolu plakası genellikle doğrultu atımlı odak mekanizmalarını göstermektedir. Bunun aksine, Büyük Kafkasya'da KD-GB yönündeki sıkışma mekanizmasıyla ilişkili ters odak mekanizması daha baskındır (Koçyiğit vd., 2001; Barazangi vd., 2006; Copley ve Jackson, 2006; Tan ve Taymaz, 2006). Deprem odak mekanizmalarına bağlı kayma vektörleri genellikle güneye doğrudur. Doğrultu atımlı mekanizmalarda nadiren oluşmaktadır. Güncel sismik aktivite Büyük Kafkaslarda dengesiz bir şekilde dağılmıştır. Gürcistan'ın kuzeyinde ve Büyük Kafkasya'nın güneyinde yüksek sismisiteye sahip bir zon gözlenmiştir (Triep vd., 1995). Odak mekanizması ve odak derinliği çalışmaları Büyük Kafkasya bölgesinde birkaç aktif fay dizisi olduğunu göstermektedir (Triep vd., 1995; Gamkrelidze ve Kuloshvili, 1998). Bu faylar güneyde ve Büyük Kafkasya bindirmesinin taban kayaçlarında bulunmaktadır. Bu fay sisteminin batısı önemli bir büküm göstermektedir ve kuzeye doğru geri gitmektedir. Bu fay sisteminin doğusu Transkafkasya havzasıyla ilişkilidir. Bu fay sistemiyle ilişkili olarak Büyük Kafkasya'daki magnitüdü  $M=6$ 'dan büyük olan depremler bindirmenin olduğu yer ile ilişkilidir. Büyük depremler büyük faylar boyunca önemli yer değiştirmelere sebep olması Büyük Kafkasya bindirmesinin önemli bir deformasyona maruz kaldığını göstermektedir. Son 20 yılda Kafkaslarda iki yıkıcı deprem olmuştur. İlki 7 Aralık 1988 tarihinde, Gürcistan-Ermenistan sınırında,  $M=6.9$  magnitüdü Spetak depremidir. Diğer büyük sismik olay ise 29 Nisan 1991 tarihinde,  $M=7.2$  magnitündeki Racha depremidir. Gürcistan'da kayıt edilen güçlü kayıtlardan sonra bir çok artçı sarsıntı (Nisan 29,  $M=6.1$ ; Mayıs 5,  $M=5.4$  ve Haziran 15,  $M=6.2$ ) daha olmuştur. Doğu Pontidlerde ki genel tektonik yapılar, Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Fayı ve Kuzey Doğu Anadolu Fay sistemidir. Bölgenin ana tektonik yapısında; Kuzey Anadolu Fay Blok'u KB yönünde, Doğu Anadolu Fayı ve Kuzey Doğu Anadolu Fay Blok'u ise KD yönündedir. Doğu Pontidlerde Deprem aktivitesi, kuzeyden güneye doğru artmakta olup, güney zonda KAF üzerinde olası en büyük depremlerin magnitüdü  $M=7-8$  (1939 Erzincan depremi,  $M=7.9$ ), orta sismik kuşakta  $M=6-6.5$  (1965 Bartın depremi,  $M=6.5$ ), Kuzey zonda ise  $M=4-5$  civarındadır.

Tari vd., (2000), Karadeniz'in aktif tektonik yapısını GPS uygulamaları ile araştırmışlardır (Şekil 13). Hız değerlerinde, Güney Karadeniz sahilinin doğusunda yaklaşık olarak K-G yönlü sınırlı bir kısalma vardır. Bunun aksine güney-batı sahilinde batıya doğru bir hareket vardır. Karadeniz'in doğu bölgesinde K-G yönlü birkaç mm/yıl'lık hareket mevcuttur. Güney sahilinde KB yönünde  $1.4\pm 1.7$  mm/yıl'lık hareketi ile SINO bölgesi verilebilir. Diğer bir örnek ise kuzey sahilindeki GD yönünde  $2.2\pm 2.8$  mm/yıl'lık

hareketi ile GELE bölgesi verilebilir. KATS ve MKP bölgesindeki hızların yayılımı ve büyüklüğü kesin değerler vermemesine rağmen, Kafkaslarda çeşitli hız değerleri elde edilmiştir. Anadolu'daki hızlar ise genelde kuzey, kuzey-batı ya da batı yönünde olup  $10-20\pm 3-5$  mm/yıl civarındadır.



Şekil 13. Karadeniz ve çevresindeki GPS hız değerleri (Tari vd.'den değiştirilerek alınmıştır).

### 1.6. Doğu Karadeniz ve Çevresinde Yapılan Önceki Jeofizik Çalışmalar

Karadeniz Basenindeki ana tektonik elementler uzaklaşan ve yaklaşan süreçler arasındaki karmaşık etkileşimin sonucu olarak dikkate alınmaktadır. Bu etkileşim kabuk ve üst mantoda farklı yoğunluk ve kalınlık değerleri ile sonuçlanmaktadır. Karadeniz ile ilgili sistematik Jeofiziksel çalışmalar 1960'lardan sonra başlamıştır. Buna bağlı olarak Karadeniz'in tamamı ile ilgili farklı jeofiziksel yöntemlerle çalışmalar yapılmıştır (Neprochonov vd., 1970; Moskalenko ve Malovitsky 1974; Rizhikova ve Petkov, 1975; Finetti vd., 1988; Belousov ve Volvovsky, 1988; Volvovsky ve Robinson 1997; Yanovskaya vd., 1998; Ivanov vd., 1999; Sayıl ve Osmanşahin, 2000). Bu çalışmalardan elde edilen sonuçlardan Karadeniz'in ana sismik ve stratigrafik yapıları belirlenmiştir. Doğu ve Batı Karadeniz havzalarının orta kesimleri altında okyanusal tipi bir kabuk yapısının olduğu ve Moho derinliğinin de ortalama 25 km olduğu sonucuna varılmıştır (Belousov ve Volvovsky 1988). Karadeniz baseni çökme bölgesidir ve Doğu ve Batı

Karadeniz havzalarının orta kesimlerindeki kabuk yapısı okyanusal özelliktedir (Burk ve Drake, 1974; Ross vd., 1974). Başka bir deyişle, kabuk kalınlığı orta bölgelerden karalara doğru artmaktadır. Karadeniz altındaki kristalen kabuğun inceliği granitik tabakanın dışa doğru sıkıştırması ile ilişkilidir (Sayıl, 2000). Yine son zamanlardaki sismik çalışmalar (Neprochnov ve Ross, 1978; Reilinger, 1997), kıydan uzak sismik kırılmayla elde edilen veriler (Finetti vd., 1988) ve kıyı morfolojisi (Meisner vd., 1995) gibi jeolojik ve jeofiziksel olaylar Doğu Karadeniz bölgesinde bir sıkışma rejimi olduğunu göstermektedir.

Savarensky ve Valdner (1960), Kırımı'nın güneyinde yapılan sismik çalışmaların sonucunu dikkate alarak Karadeniz'deki  $L_g$  ve  $R_g$  dalgalarının dağılımını araştırmışlardır. Bunun için Yunanistan, Türkiye ve Doğu Avrupa'da kaydedilen 70 adet deprem kaydı kullanmışlardır. Kaydedilen sismogramlardaki problemleri ve yakın yörüngelerdeki  $L_g$  ve  $R_g$  dalgalarının üst üste binebileceği ihtimalini de dikkate almışlardır. Yapılan sismik çalışmaların sonucuna göre Karadeniz'in her iki havzasının orta bölgesinin derin zonlarında granitik tabaka eksikliği olduğu belirlenmiştir.  $L_g$  ve  $R_g$  dalgalarını yüzey dalgalarının ilk ya da ikinci modunu temsil eden kısa periyotlu dalgalar olduğunu ve bundan dolayı da en az iki tabakada oluşabileceklerini, sonuçta da orta bölgeyle alakalı sismogramlar incelendiğinde gözlemlenmemelerinin sebebini granitik tabaka eksikliği olduğunu ifade etmişlerdir.  $L_g$  ve  $R_g$  dalga dağılımı sönümlenmesinin orta bölgede olduğunu belirlemişlerdir.

Canitez (1962), Gravite ve sismoloji verilerini kullanarak yapmış olduğu araştırma sonucunda Kuzey Anadolu'da ortalama kabuk kalınlığını 31 km olarak hesaplamıştır. Güneyde ise kabuk kalınlığını 35 km olarak belirlemiş ve Kuzey Anadolu Fayını dik kesen doğrultularda elde etmiş olduğu sonuçlara göre kabuğun Anadolu'dan Karadeniz'e doğru incelendiğini söylemiştir.

Mindeli vd. (1966), DSS ve sismolojik çalışmalarla Karadeniz'in kuzeyinde ve doğusunda ki istasyon kayıtlarını kullanarak granitik tabaka eksikliğini belirlemeye çalışmışlardır. Elde edilen kayıtlarda orta bölgelere ulaşanlarda  $L_g$  ve  $R_g$  dalga fazlarını görememişlerdir. Karadeniz'in doğusunda elde edilen sonuçların doğruluğundan emin olmuşlardır. Çünkü Türkiye'de oluşan depremlerin yeterli sayıda olduğunu dalga fazlarının seçilebilir olduğunu ifade etmişlerdir. Aynı şekilde kuzeyde de benzer sonuçları bulmuşlardır. Fakat güneydeki yaptıkları çözümler de aynı başarıyı sağlayamamışlardır. Sebep olarak da granitsiz alanı geçen dalgalar zayıftır ve buranında ince bir granitik tabaka içerdiğini belirtmişlerdir.

Neprochonov vd. (1970), konsolide kabuk kalınlığının Karadeniz'in orta kısmında ince (5-10 km) ve burada 20 km'ye varan kalınlıkta tortulların bulunduğunu, Kafkaslar'da kabuğun oldukça kalın (50 km) ve  $P_n$  dalgası hızının ise yüksek (8.0-8.2 km sn<sup>-1</sup>) olduğunu belirtmişlerdir. Karadeniz'de  $L_g$  ve  $R_g$  dalgaları yayılmadığından (Savarensky ve Voldner, 1960; Mindley vd., 1965) burada granitik tabakanın olmadığını belirtmişlerdir.

Moskalenko ve Malovitskii (1974), Karadeniz'in temel özelliklerini yorumlamışlardır. Doğu ve Batı Karadeniz havzalarındaki kabuksal kalınlıktaki incelmeyi belirlemiş ve buralardaki moho sınırı yükselimini 25 km civarında olduğunu belirlemiştirler.

Rizhikova ve Petkov (1975), episantrları Anadolu, Kafkas ve İnan'da bulunan 26 depremin Sofya istasyonunda 5-35 sn periyotlu yüzey dalgası kayıtlarını kullanarak Karadeniz, Anadolu ve vresinin kabuk kalınlığını belirlemeye çalışmıştır. Karadeniz'in kuzeyinde  $30\pm 7$  km, orta kısmında  $25\pm 3$  km ve buradan Hazar Denizine doğru  $35\pm 3$  km civarında bir kabuk kalınlığı mevcuttur. Karadeniz'in doğu kıyısından Gürcistan ve Hazar Denizine doğru  $40\pm 5$ - $50\pm 5$  km, Kuzey Anadolu-Doğu Anadolu-İnan için  $35\pm 3$  km, Orta ve Güneydoğu Anadolu için 30-35 km kabuk kalınlığını belirlemiştirler.

Kadinsky-Cade vd. (1981), reyjonal uzaklıklarda yüksek frekanslı dalgaların Türkiye ve İnan platosu boyunca yayılımlarını detaylı olarak incelemişlerdir. Bu araştırmacılar, Türkiye ve İnan platolarında  $P_n$ -dalgası hızının ortalama 8.0-8.2 km/sn,  $S_n$ -dalgası hızının ortalama 4.5 km/sn ve  $L_g$ -dalgası hızının 3.4 km/sn, Karadeniz'in doğu kıyısı ile Hazar denizi arasında kalan bir bölge için  $P_n$ -Dalgası hızının  $7.6\pm 0.5$  km/sn, Tebriz'in hemen kuzey doğusu ile Hazar Denizi arasında kalan bir bölge için  $P_n$ -dalgası hızının  $8.0\pm 0.9$  km/sn ve  $S_n$ -dalgası hızının  $4.5\pm 0.6$  km/sn olduğunu bulmuştur.

Finetti vd. (1988), yansıma verilerini kullanarak Karadeniz'de iki farklı deformasyonun olduğunu göstermiştir. Birincisi, Karadeniz'in tamamını kaplayan ve Mezozoik'te meydana gelen genişleme deformasyonudur. Birçok normal fay oluşmuştur ve bu fayların Geç Kretase'de aktifleştiği ve Paleosen'de devam ettiği varsayılmaktadır. İkinci tektonik deformasyon ise, Senozoik Alpin sıkıştırmasıdır. Shatsky sırtı, Dobrogea, Balkanlar ve Pontidlerle ilişkilidir ve Büyük Kafkasların ilk orojenik hareketinin başlangıcıdır.

Belousov ve Volvovsky (1988), yaptıkları çalışma sonucunda Batı Karadeniz havzası için 18-19 km ve Doğu Karadeniz havzası için 23 km kabuk kalınlığı belirlemişlerdir. Bu havzalar kabuk kalınlıkları 40-50 km arasında değişen, Geç Senozoik dağ kuşakları (Büyük Kafkasya, Pontidler, Güney Kırım ve Balkanlar) ile çevrelenmiştir. Çevresel kıtasal bölgeler için kabuk kalınlıkları da belirlenmiştir. Buna göre, Karadeniz'in kuzeyi ve Kırım (İskit platformu ve Ukrayna Kalkanı) için kalınlık 43-50 km civarındadır. Güney Kırım yarımadası ve Kırım Orojeni için 50 km'den daha fazladır. Indolo-Kuban havzasının doğusundan Ön Kafkasya'ya kadar olan bölgede 42-45 km civarında iken, Büyük Kafkasya'da 44 km, Batı ve Doğu Pontidlerde 40 km civarındadır. Strandja ve Doğu Balkan bölgesinde 32-36 km ve Moessian platformunda 35 km civarında bir kabuk kalınlığı mevcuttur.

Hearn ve Ni (1994), Türkiye-İran platosundaki kıtasal çarpışma zonları altındaki  $P_n$  hız değişimini tomografik yöntemle araştırmışlardır. Kullandıkları tomografik yöntem hem kabuktaki yanal yönlü değişimi hem de üst mantodaki yanal yönlü hız değişimini modellemek için bölgesel seyahat zamanlarını kullanmaktadır. Orta Asya'daki üst manto hızlarının tomografik görüntüsüne göre Güney Hazar Denizi ve Karadeniz' de 8.0-8.2 km/sn arasında, bunun aksine düşük  $P_n$  hızları (<7.9 km/sn) Türkiye-İran platosunun bir çok yerinde ve Ege Denizinin altında olduğu belirlemişlerdir. Türkiye-İran sınırı boyunca ve Küçük Kafkasya dağları altındaki düşük  $P_n$  hızlarına (<7.6 km/sn) sahip bir bölge yüksek  $S_n$  soğurulması ve genişleyen Neojen volkanizmasıyla ilişkili olduğunu ve bu bulgulara göre Türkiye-İran platosu altında bir sertleşmenin olduğunu ifade etmişlerdir. Bazı durumların ise yüksek konveksiyon akımlarıyla ilgili erime ya da litosferden açığa çıkan su sızması olabileceğini ve Türkiye-İran platosundaki kısmen ergimiş olan üst manto litosferi zayıflattığı için Arap-Avrasya çarpışma zonunun odağı olduğunu belirtmişlerdir.

Chekunov vd. (1996), Karadeniz'in sismisitesini düşey dağılım kullanarak spesifik zonlarını belirlemişlerdir. Karadeniz'in elastik ve sert dört ana seviyesini ayırt etmişlerdir. Bu tabakalar; Sedimanter tabakalar, kırılgen kristalen kabuk, plastik üst manto ve homojen alt mantodur. Plastik üst mantonun Karadeniz'in serbest granitik bölgesinin altındaki yükselim olduğunu belirlemişlerdir.

Yanovskaya vd. (1998), Karadeniz için 2B'lu tomografi yöntemini kullanarak 10-20 sn periyotları arasında yanal yönlü grup hızı değişimini belirleyip grup hızı eğrilerini elde etmişlerdir. Elde edilen grup hızı eğrilerinden kesme dalgası hızı ve ortalama kabuk

kalınlığını belirlemiştirler. 43°K enlemi için geliştirilen modele göre ortalama kabuk kalınlığı 32 km civarındadır.

Sayı (1998), Batı Karadeniz havzasında yaklaşık 12 km, Doğu Karadeniz havzasında yaklaşık 15 km ve Orta Karadeniz sırtında 8-15 km'lik sedimanter kalınlığın olduğunu belirlemiştir. Granitik tabaka kalınlığı ( $V_p=5.6-6.3$  km/sn) Batı Karadeniz'de sıfırdan başlayıp geniş bir alana yayılmaktadır ve sığ alanlarda 5-10 km'dir. Doğu Karadeniz havzasında 2-2.5 km'lik ince bir granitik tabaka vardır. Orta Karadeniz sırtında granitik tabaka kalınlığı 7 km civarındadır. Aynı zamanda Orta Karadeniz sırtındaki bazaltik tabaka kalınlığı 5-10 km olup bazaltik tabaka sınırlarındaki hız değişimi  $V_p=6.6-6.8$  km/sn'dir.

Tan (1998), Kafkasya'daki Racha (16.07.1963,  $M_s=6.5$ ) ve Spitak (28.07.1976,  $M_s=6.1$ ) depremlerinin fay düzlemi mekanizması parametrelerini incelemiştir. Fay düzlemi çözümünde deprem episantrları 30°-90° uzaklıklar arasındaki WWSSN istasyonlarının P ve SH sismogramları ile McCarffrey ve Abers'in (1998) Nabelek'den (1984) uyarladıkları algoritmaları kullanmıştır. Yapılan ters çözüm sonucunda deprem parametrelerini belirlemiştir. Her iki deprem için fay düzlemleri KB-GD yönlüdür. 16.07.1963 depremi kuzeydoğu dalımlı, 28.07.1976 depremi güneybatı dalımlı ters faylanma vermektedir. Ancak doğrultu atımlı bileşenlerde mevcuttur. Racha depremin doğrultu, dalım, kayma açısı, derinlik ve sismik momenti sırasıyla 288°, 48°, 106°, 3±1km ve 2.98E18 Nm'dir. Spitak deprem için ise 144°, 9°, 123°, 19±2km ve 1.13E18 Nm'dir. Fay düzlemi çözümleri, sıkışma rejimi nedeniyle çok az doğrultu atım bileşeni içeren ters faylanma göstermektedir. Her iki depremin basınç eksenleri K-G yönlüdür. Bu iki depremin ve diğer araştırmacıların yaptıkları fay düzlemi çözümlerine göre şu sonuçları elde etmiştir. Batı ve Doğu Büyük Kafkaslardaki sıkışma doğrultuları farklılık göstermektedir. Bölgenin en büyük doğrultu atımlı fayı olan Borjomi-Kazbek transform fayı K-G olan sıkışmayı daha doğuya yönlendirmektedir. Doğu Büyük Kafkaslarda olduğu gibi çok sığ dalımlı ters faylar genç kıtasal bölgelerde rol oynamaktadır. Spitak ve Racha depremlerinin kısa ve uzun süreli enerji boşalmaları için yapılan fay düzlemi çözümlerinden bölgede yavaş enerji boşalımının olmadığı anlaşılmıştır.

Çınar (1998), Doğu Anadolu ve çevresindeki depremlerin TBZ (Trabzon) istasyonundaki kayıtlarını kullanılarak, tek istasyon yöntemi ile Rayleigh dalgası analizi yaparak bölgenin hız yapısı ve kabuk kalınlığını belirlemiştir. Farklı periyot ( $T=6, 10, 14$  sn) değerleri için yapılan çözümlere göre, Doğu Anadolu'nun batısı ve Kafkaslar için



yaklaşık kabuk kalınlığını 42 km, Moho süreksizliğinde elde edilen  $P_n$  ve  $S_n$  hız değerlerini ise sırasıyla 7.76 ve 4.31 km/sn olarak belirlemiştir. Doğu Anadolu için 40 km civarında bir kabuk kalınlığı ve  $P_n$  ve  $S_n$  hız değerlerini ise sırasıyla 7.89 ve 4.27 km/sn belirlemiştir. Doğu Anadolu'nun doğusu yani İran için ise ortalama kabuk kalınlığı 40.8 km'dir ve  $P_n$  ve  $S_n$  hız değerlerini ise sırasıyla 7.71 ve 4.26 km/sn belirlemiştir.

Çakır vd. (2000), Türkiye geniş bant sismik istasyonu TBZ'den (Trabzon) alınan telesismik üç bileşen dijital veri kullanılarak alıcı fonksiyonu yöntemi ile TBZ istasyonu altındaki kabuk yapısını belirlemeye çalışmışlardır. 1B'lu kesme dalgası modelleri geliştirmişlerdir. 5 km derinlikte kesme dalgası hız değerleri 1.5'den 3.5 km/sn'ye keskin bir artış göstermekte olduğunu belirtip Karadeniz baseninden genişleyen sedimantasyonun düşük hızlara neden olduğunu belirtmişlerdir. 20 km civarındaki derinlikte ortalama hız değerleri (4.25 km/sn) bulunmuş, 25 km civarındaki derinliklerde ise ince bir düşük hızlı (4.0 km/sn) tabakanın varlığını belirlemişlerdir. Moho derinliğinin 32 km ile 40 km arasında değiştiğini ve ortalama hız değerlerinin de 4.6 km/sn olduğunu bulmuşlardır.

Sayıllı ve Osmanşahin (2000), sismik yüzey dalgaları grup hızı dispersiyon verisi ölçümlerinden batıdan doğuya Doğu Karadeniz'in kabuk ve üst manto yapısını çalışmıştır. IST (İstanbul) istasyonunda kaydedilen Karadeniz'in kuzey doğu sahilinde meydana gelmiş 6 adet deprem için hesaplamalar yapılmıştır. Güneyden kuzeye doğru kabuk kalınlığı incelmekte ve toplam kabuk kalınlığının 25-38 km arasında değiştiği belirlenmiştir.

Meredith ve Egan (2002), Doğu Karadeniz havzasının jeolojik ve jeodinamik evrimini, çöküntü mekanizmasını belirlemek için 2B ve 3B'li sayısal modeller oluşturmuşlardır. Sismik veriler Doğu Karadeniz havzasının evrimini sıkışmayı takiben Eosen ya da Paleosen'deki riftleşmeyle ilişkili tektonik olaylarla başladığını göstermektedir. Erken Tersiyer'de 12 km'lik bir çökeltme Doğu Karadeniz havzasının orta bölgesinde gerçekleşmiştir. Bu çökeltmeyle ilişkili açıklamalar hala tartışılırken, Neotetis'in kapanımını takiben Türkiye'nin güneyindeki dalma-batma zonuyla ilişkili genişleyen yay gerisi aktivitenin de eş zamanlı olarak başladığı düşünülmektedir. Havzanın uç kısımları sırt yapısı olarak nitelendirilmekte ve Oligosen-Eosen'de de tutarlı bir yükselimin başladığı ifade edilmektedir. Doğu Karadeniz'in kuzeyinde genişleme fayları ve graben sistemleri, güneyinde ise kıtasal dalımın mevcut olduğunu belirtmişlerdir. Doğu Karadeniz havzasının güney batısında graben sistemleriyle ilişkili Arkhangelsky sırtı ve kuzey doğusundaki Shatsky sırtı ana genişleme faylarındaki bölgesel yükselimleri

temsil etmektedir. Shatsky sırtının kuzey doğusunda bulunan Tuapse havzası kıta önu havza olarak nitelendirilmekte ve bu havzasının uç kısmında bindirme kuşağı bulunmaktadır. Bu kuşakta ters yönlü taban fayları oluşmuştur. Bu sebepten dolayı bindirme kuşağı Shatsky sırtının üstüne doğru çıkma eğilimindedir. Orta Karadeniz'deki Andrusov sırtı ve Arkhangelsky sırtı Karadeniz'i iki havzaya bölmektedir.

Starostenko vd. (2002), Karadeniz ve çevresi için moho derinlik haritasını 3B'lu gravite modellemesinden oluşturmuşlardır. Orta Karadeniz sırtında kristalen kabuğun kıtasal kabuk özelliğinde olduğunu belirlemişlerdir. Batı ve Doğu Karadeniz havzalarının orta bölgeleri için 19 ve 22 km kabuk kalınlığı bulunmuştur. Orta Karadeniz sırtının güney ve kuzeyinde ise 29 ve 33 km'lik kabuk kalınlığı olduğunu belirlemişlerdir.

Al-Lazki vd. (2004), Arap, Avrasya ve Afrika plakalarının üst manto dinamiğini açıklamak için anizotropi yapısı ve  $P_n$  dalgası hız yapısını tomografik görüntüleme ile haritalamışlardır. Bölgedeki hız ve anizotropi yapısını elde etmek için 166.000 adet  $P_n$  fazı varış zamanını kullanmışlardır. En Küçük Kareler Tomografik Yöntemi kullanılarak bu verileri üst mantodaki hız ve azimutal anizotropi için aynı anda çözümlenmişlerdir. Çalışma alanındaki kıtasal bölgelerin birçoğunda düşük  $P_n$  hız değeri belirlemişlerdir. Kuzeybatı Arap, Kuzeybatı İran, Kafkas ve Anadolu plakası altında geniş ölçekte (~500 km) düşük  $P_n$  anomalileri (<8 km/sn) gözlemlenmiştir. Küçük ölçekli hesaplamalar yapıldığında (~200 km) Kuzey Ege'de ve Orta Türkiye'de, Isparta açısında, Küçük Kafkasya'da ve Güney Suriye'de çok düşük  $P_n$  hız zonları (<7.8 km/sn) belirlenmiştir. Geniş ölçekli düşük hızlı bölgeler sabit olmayan manto zonu ve sıcak bölgeler olarak yorumlanmıştır. Bunun aksine düşük hızlı  $P_n$  zonları da manto kapağının olmadığı yerler olarak yorumlanmıştır. Kafkaslarda, Kuzeybatı İran'da ve Doğu Türkiye'deki düşük ve çok düşük hızlı zonlar son safhasındaki yoğun volkanizma ile ilişkili olabileceğini ifade etmişlerdir. Yüksek  $P_n$  hızları (8.1-8.4 km/sn) Akdeniz, Karadeniz, Hazar Denizi ve Orta ve Doğu Arap plakalarında gözlemlenmiştir.  $P_n$  anizotropisi verilen bir tektonik bölge için çeşitlilik göstermesine rağmen, Doğu Anadolu' da düşük  $P_n$  hız yapısı ve  $P_n$  anizotropisi gözlemlenmiştir.

Çakır ve Erduran (2004), alıcı fonksiyonu ve dispersiyon analizi ile TBZ (Trabzon) istasyonu altındaki kabuk ve üst manto yapısını belirlemişlerdir. Kesme dalgası hızı 3.5 km/sn ile karakterize edilen üst kabuk 4 km kalınlığında yüksek hızlı tabakayla (3.8 km/sn) kesilmektedir. Üst kabuğu 5 km kalınlığında sedimanter tabakanın kapladığını ve üst granitik tabaka ile alt bazaltik tabaka arasında bir orta kabuksal hız süreksizliğinin (~16 km) olduğunu belirlemişlerdir. Bu sınırdaki bir hız atlama olup (3.5 km/sn'den 4.1

km/sn'ye) moho süreksizliğini TBZ istasyonu altında 37 km olarak önermişlerdir. Bu derinlikteki  $S_n$  hız değişimini ise 4.4 km/sn olarak belirlemişlerdir.

Şerif (2004), yüzey dalgalarının ters çözümlemesi ile Anadolu'da kabuk ve üst manto yapısını incelemiştir. Grup hızları hesaplanırken Ardışık Süzgeç Tekniği ve ters çözüm sonucu yer yapısını elde etmek için de SURF (Herrmann, 1987) adlı programı kullanmıştır. Elde edilen sonuçlara göre S-dalgası hızı ve kabuk kalınlığı: Doğu Anadolu için 4.0 km/sn ve 40 km, Güneydoğu Anadolu için 4.05 km/sn ve 40 km, Batı Anadolu için 4.22 km/sn ve 40 km, Doğu Akdeniz için 4.09 km/sn ve 40 km olarak hesaplamıştır.

Tan (2004), Kafkasya, Doğu Anadolu ve Kuzeybatı İran'daki 1980'den sonra meydana gelmiş depremlerin kırılma mekanizması özelliklerini incelemiştir. Depremlerin incelenmesinde iki tür cisim dalgası ters çözüm yaklaşımı kullanmıştır. Bunlardan ilki odak mekanizması çözümlemesi ve ikincisi de kayma dağılımı modellemesidir. Toplam 40 orta ve büyük ölçekli deprem, uzun periyot ve geniş bant P ve SH cisim dalgası analizini yaparak yorumlamıştır. Küçük Kafkasların kuzey batısında açılma sistemi belirtileri mevcuttur. Büyük Kafkaslarda ise dağ sırasına paralel faylanma mekanizmaları gözlenmektedir. Ancak doğusu ve batısı arasında önemli sismik etkinlik farkı vardır. Buralarda oluşan depremler incelendiğinde batıdan doğuya doğru faylanma saat yönünün tersindedir. Bunun sebebinin de Kuzey Anadolu fayı üzerindeki sol yönlü hareketin tektonik kuvveti Doğu Büyük Kafkaslara iletmesidir. Son dönemde Doğu Anadolu'da meydana gelen depremlere ait faylanma mekanizmaları, DAF üzerindeki sol yanıl atımın Karlıova-Pülümür arasında baskın olduğu belirlenmiştir. Doğu ve Batı Büyük Kafkaslardaki kayma vektörleri ve sıkışma (P) eksenleri iki bölgenin farklı kuvvet sistemi altında olduğunu göstermektedir. Batı K-G sıkışma altında iken doğuda K30°D yönlü bir kuvvet sistemi mevcuttur. Meydana gelen 80 civarındaki orta ve büyük depremden yararlanarak bölge için  $M_s$ - $M_0$  ilişkisi belirlenmiştir. Ayrıca sismik moment ile faylanma boyutları arasında bir grup ilişki değerleri de bulunmuştur.

Adamia vd. (2008), Gürcistan ve Kafkasların Geç Senozoik dönemdeki jeodinamik ve tektonik özelliklerini araştırmışlardır. Kuzeyden güneye doğru bulunan birkaç rijit plakanın olduğunu ifade etmişlerdir. Buna göre, Büyük Kafkaslarda 50-55 km civarında, Küçük Kafkaslarda 45-50 km civarında ve Transkafkasya'da ise 40-45 km civarında bir kabuk kalınlığı olduğunu ifade etmişlerdir.

Tezcan (2008), denizden gravite ve uydu altimetri verisinden Doğu Akdeniz ve Karadeniz'in kabuk yapısını araştırmıştır. Karadeniz'deki su tabakasının (2000-2200 m)

maksimum gravite etkisini Batı Karadeniz’de -225 mGal olarak belirlemiştir. Karadeniz’deki maksimum sedimanter depozitlerinin Batı Karadeniz’de 13 km ve Doğu Karadeniz’de 12 km, bunun aksine Orta Karadeniz sırtında ise 6 km civarında daha düşük sedimanter depozitin olduğunu ifade etmiştir. Bunlarla ilişkili olarak en yüksek gravite etkisinin Orta Karadeniz sırtında belirlemiş (-160 mGal), Doğu Karadeniz (-406 mGal) ve Batı Karadeniz (-488 mGal) havzalarında daha düşük değerler belirlemiştir. Kabuk yapısının hesaplanan gravite etkisine göre, Doğu ve Batı Karadeniz havzalarındaki minimum gravite değerleri -190 mGal ve -150 mGal olarak belirlemiştir. Orta Karadeniz sırtı içinde -450 mGal olarak belirlemiştir. Kabuğun gravite etkisi karalara doğru -700 mGal’lere ulaştığını ifade etmiştir. Gravite modellemesinin sonuçlarına göre, Karadeniz altındaki moho ve kabuk yapısının kalınlığını hesaplamış, Batı Karadeniz havzasının moho kalınlığını 19 km ve Doğu Karadeniz havzasının ise 23-28 km arasında olduğunu belirtmiştir. Moho derinliği karalara doğru artmaktadır. Kafkaslar civarında 45 km ve Pontidler boyunca da 40 km civarında olarak belirlemiştir.

Maden vd. (2009), Gravite ve Manyetik verilerini kullanarak Doğu Pontid Orojenik kuşağının (KD Türkiye) kabuk yapısı ve tektoniği hakkında çalışmışlardır. Kuzeyden güneye doğru moho derinliğinin arttığını ve Doğu Pontidlerin ortalama moho, conrad ve temel derinlik değerlerini sırasıyla  $35.7 \pm 0.3$  km,  $26.5 \pm 4.2$  km ve  $4.6 \pm 0.1$  km olarak belirlemiştir. Elde edilen iki boyutlu moho derinlik haritasına göre, kuzeyden güneye doğru kalınlık  $29.0 \pm 1.2$  km’den  $47.2 \pm 1.9$  km’ye kadar artmaktadır.

Gans vd. (2009), yüksek çözünürlüklü  $P_n$  tomografi sonuçlarını hesaplayarak Orta Türkiye’deki plaka sınırlarını belirlemişlerdir. Orta Anadolu Fay zonu boyunca  $P_n$  hız geçişlerinin oldukça değişken olduğu belirlenmiştir ve bunun sebebi olarak da Arap Plakasının Anadolu Plakasından ayrılması ve astenosferin yükselmesi olarak gösterilmiştir. Arap Plakasının ayrılması ile Orta Anadolu Fay zonunun doğusunda ve güneyinde düşük gravite değerleri elde edilmiş ve buna paralel olarak da  $P_n$  değerlerinde azalma gözlemlenmiştir. Düşük  $P_n$ ’in bir başka sebebi de genç volkanikler ve batıya doğru kayan fay hareketliliği olarak belirtmişlerdir. Yapılan inversiyon sonuçlarına göre, Doğu Anadolu’ da düşük  $P_n$  hız değerleri ( $<7.8$  km/sn) elde etmişlerdir. Orta Anadolu ve Kırşehir masifi gibi sabit kıtasal blokların bulunduğu yerlerde yüksek  $P_n$  hız değerleri ( $>8.1$  km/sn) belirlenmiştir. Bitlis-Zagros zonu civarında yüksek  $P_n$  hız değerleri ( $\sim 8.2$  km/sn) elde edilmişken, Doğu Pontidlerde düşük ( $\sim 7.9$  km/sn), Orta Pontidlerde yüksek ( $8.1$  km/sn) ve Batı Pontidlerde düşük  $P_n$  hızları elde etmişlerdir.

Rotaru (2010), Karadeniz'in tektonik evrim modellerine, denizel havzalardaki çökellere ve kıyı akıntısına, sedimanter yapısına, platform şartlarına ve erozyon etkilerine açıklık getiren bir çalışma yapmıştır. Batı Karadeniz'i doğal okyanusal havza, Doğu Karadeniz'i ise ince kıtasal kabuk olarak nitelendirmiştir. Karadeniz havzası için öne sürülen iki tektonik evrim modeli (1-Alp kıvrım kuşağının kalıntısı, 2-Yeni oluşan bir formasyon) dikkate alınarak; Karadeniz havzasındaki oluşumu anlamak için Senozoik zamanın dikkate alınması gerektiğini sismik verileri analizlerini de dikkate almak gerektiğini ifade etmiştir. Geç Eosen ve Erken Oligosen'de tek bir havza, Paleosen ve Eosen'de ise iki derin havzanın oluşmaya başladığını belirtmiştir. Kabuk kalınlıkları çevredeki kıtasal bölgelerde 40-45 km civarında iken, havzaların orta bölgelerinde 20-25 km civarında olup Doğu Karadeniz'de 25 km ve Batı Karadeniz'de ise 20 km kadar olduğunu tespit etmiştir. Her iki havzada da granitik tabakanın eksikliğinden bahsetmiştir. Karadeniz'in açılmasıyla ilgili kinematik modelde ise havzanın kökeniyle alakalı öneride bulunmuştur. Batı Karadeniz havzası Odessa şelfinden başlayarak kıtasal parçanın kaymasıyla açılmaya başlamıştır. Bu kıtasal parça iki Doğrultu Atımlı Fay'la sınırlanıp güneye doğru sürüklenmektedir. Bu durumda kuzeyde Batı Karadeniz havzasının açılmasına ve güneyde Tetis okyanusunun kapanmasına sebep olmaktadır. Erken Eosen'de güneyde Sakarya zonu ile çarpışma meydana gelmesi hareketin genişlemeden sıkışmaya geçmesine sebep olmuştur. Doğu Karadeniz havzası, Orta Karadeniz sırtı ve Batı Karadeniz havzasının doğusunda Kırım'a doğru saat yönünün tersinde bir açılma mevcuttur. Dönme Batı Karadeniz'deki riftleşme ile eş zamanlı başlamıştır.

Gobarenko ve Yegorova (2010), daha önceki yapılmış DSS verilerini yorumlayarak Karadeniz'in moho derinliği belirlemişlerdir. Ukrayna kalkanının güney dalımında ve İskit platformunun kıtasal kabuk özelliği gösteren iç bölgesinde yaklaşık olarak 39 km civarında bir moho kalınlığı mevcuttur. Bu yapılar arasında kıtasal kabuktan okyanusal kabuğa bir geçiş vardır ve kıtasal bir dalım mevcuttur. Bu blok ayrıca kıtasal marjinin yan kısmında yüksek genlikli normal faylara sahiptir. İskit Platformunun güneyinde bulunan Sorokin havzasından Kerch-Taman zonuna doğru düşey yönde 45 km'lik keskin bir genişleme zonu yer almaktadır. Orta Karadeniz sırtında okyanusal ve kıtasal bloklarla moho sınırı ayrılmaktadır. Doğu Karadeniz havzasından Orta Karadeniz sırtına doğru 10 km'lik bir moho kalınlık artışı mevcuttur ve Andrusov sırtı altında bulunmaktadır. Bu eğimli sismik sınır tektonik kökenlidir ve Orta Karadeniz sırtının doğusuna doğru derin bir fay göstergesidir. Bu sınır Doğu Karadeniz havzasının formasyon yapısıyla ilişkilidir. Batı

Karadeniz’de yaklaşık 25 km, Orta Karadeniz yükseliminde 30 km ve Doğu Karadeniz havzasında da 25 km civarında bir moho derinliği belirlenmiştir. P hız değişimi de 6.5-8.0 km/sn arasında olduğu belirlenmiştir. Kafkaslara doğru moho sınırı artmakta olup yaklaşık 40-45 km civarındadır. Tuapse havzası altında kabuk kalınlığı 28 km, Sorokin havzasında ise 34 km civarındadır. Orta Karadeniz sırtının güney ve kuzey bölümünde sırası ile kabuk kalınlığı 32 km (Arkhangelsky sırtı) ve 28 km (Sorokin havzası) civarındadır. En derin moho kalınlığı Shatsky sırtı altında olup yaklaşık 40 km’dir. Shatsky Sırtının (Tuapse havzası ve Doğu Karadeniz havzası arasında) kuzey batısında bulunan Kerch-Taman havzasında 33 km ve güney doğusunda bulunan Gurii havzasında ise yaklaşık 40 km’lik moho kalınlığı bulunmaktadır. Arkhangelsky sırtında (Doğu Karadeniz havzasının güneyi) moho kalınlığı 32 km’dir. Bu sırtlar altındaki kabuk kıtasal kabuk tipindedir.

Piip ve Ermakov (2010), sismik verilere bağlı Karadeniz’deki okyanusal kabuğun özelliklerini belirlemişlerdir. 2900 km’den daha uzun bir mesafede 17 profillik sismik hat boyunca alınan ölçüleri değerlendirmişlerdir. Orta Karadeniz’deki Andrusov sırtı altında yarı okyanusal kabuk elde edilmiş ve üç tabakalı bir kabuk yapısı belirlemişlerdir. Buna göre I.tabaka yüksek eğimli, hızları 2-6 km/sn arasında olan sedimanter tabaka; II.tabaka 6-7 km/sn; III.tabaka 7-8 km/sn hızlı olarak belirlemişlerdir. Ortalama moho kalınlığı 28 km civarında olup, Kırım’a doğru moho kalınlığı 35 km civarına kadar artmaktadır. Batı Karadeniz baseni için ise 12 km civarında sedimanter tabaka kalınlığı gözlemlenmiş ve moho sınırında 7.4 km/sn’lik hız değerleri saptamışlardır.

Yegorova vd. (2010), 3B’lu gravite analizi ve sismik tomografi çalışmasından Karadeniz’in litosferik yapısını yorumlamışlardır. Karadeniz’in manto litosferindeki P dalgası hızlarının yanal yönlü sonuçlarını 35-50, 50-70 ve 70-90 km derinlikleri için hesaplamışlardır. Elde edilen hız dağılımları tek bir baskın hız olmadığını, Karadeniz’in doğusunda ve batısında artan hızlı iki farklı parçanın bulunduğunu ve bunları da Orta Karadeniz’deki düşük hızlı bölgenin böldüğünü ifade etmişlerdir. Yapılan gravite çalışmasına göre, Batı Karadeniz’de küçük pozitif değerler (40 mGal) final anomalilerini ayırırken, Doğu Karadeniz’de hiçbir anomali açığa çıkmamıştır (geçerli anomali aralığı 0-20 mGal arasındadır). Bu küçük pozitif anomali değişikliği Karadeniz’in izostatik denge göstergesi olabileceğinin belirtisi olabilir.

Çınar ve Alkan (2011), Tek İstasyon Yöntemi ile Rayleigh dalgası grup hızı ters çözümünden Doğu Karadeniz’in kabuk ve hız yapısını belirlemişlerdir. 4-50 sn periyot aralıkları için yapılan çözümlere göre karadan denize doğru kabuk kalınlığındaki

incelmeyi gözlemlemiş ve Kafkaslardan Doğu Karadeniz'e doğru kabuğun toplam kalınlığını 35-40 km arasında olduğunu ifade etmişlerdir.

Gök vd. (2011), Anadolu plakası-Kafkas-Hazar bölgesinin litosferik hız yapısını 31 adet geniş band sismik istasyon kaydı kullanarak belirlemişlerdir. 3-B'li hız modeli yüzey dalgaları ve telesismik alıcı fonksiyonu yöntemleri kullanılarak hesaplanmıştır. Grup ve Faz hızı dispersiyon eğrileri bölgesel ve telesismik olaylardan türetilmiştir. Buna ek olarak Rayleigh dalgası grup hızı dispersiyon eğrisi ortam gürültü korelasyonu kullanılarak belirlenmiştir. Alıcı fonksiyonları 789 adet telesismik depremden P varışları kullanılarak hesaplanmıştır. Yığılmış alıcı fonksiyonları ve yüzey dalgası dispersiyon eğrileri her istasyon için 100 km derinlikteki kesme dalgası hızlarına dönüştürülmüştür. Buna göre Kura havzasının üst kabuk (0-11 km) kesme dalgası hızları düşük (2.7-2.9 km/sn) fakat alt kabuk hızları ise yüksek (3.8-3.9 km/sn) olarak belirlenmiştir. Kura havzasının üst kabuk hızlarının düşük olmasının sebebi kalın bir sedimanter tabakanın varlığına bağlanmıştır. Anadolu plakasında alt kabukta ~3.5-3.7 km/sn ve üst kabukta ~3.1-3.2 km/sn hız çeşitliliği varken, Arap plakasında daha yüksek bulunmuştur (alt kabukta 3.8-3.9 km/sn ve üst kabukta 3.3-3.4 km/sn arasında). Kesme dalgası hız profillerinden varsayılan moho derinliği Arap plakasında 35 km ve Büyük Kafkasların güneyinden kuzeyine doğru 54 km'ye kadar arttığını saptamışlardır. Hazar'ın kenarında ve Kura'daki moho derinliği 35-45 km arasında değişim göstermekte ve Anadolu plakasında üst manto hızları düşük fakat Kura baseni, Büyük Kafkasya ve Arap plakasının güneyinde yüksek olarak belirlemişlerdir (4.3-4.4 km/sn).

## 2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

Yerkabuğu ve üst mantonun incelenmesinde en etkin sismolojik yöntemlerden birisi de yüzey dalgalarının incelenmesidir. Yüzey dalgaları titreşim periyotlarına bağlı olarak farklı derinliklere nüfuz ederler. Bu özellikten dolayı yüzey dalgaları nüfuz ettikleri derinliklerin yapılarından etkilenecek normal ya da ters dispersiyon gösterirler. Bir istasyonda kayıt edilen yüzey dalgası kaydı kullanılarak grup hızı dispersiyon eğrileri hesaplanır. Daha sonra bu eğrilerin ters çözümü yapılmak suretiyle dalganın kaynak istasyon arasında kat ettiği yörüngeye ait yapı belirlenir. Bir bölge için kat edilen farklı yörüngelere ait yapılar arasındaki ilişkiye bakılarak bölgenin hız yapısı ortaya konulabilir (Çınar, 1998).

Doğu Karadeniz bölgesi için sismolojik çalışmalar bölge civarındaki sismik istasyon eksikliğinden dolayı kısıtlıdır. Son zamanlarda istasyon sayısının artmasıyla birlikte elde edilen kayıt miktarı da göreceli olarak artmaktadır. Bu çalışmada tek-istasyon yöntemiyle sismik yüzey dalgalarının temel türleri olan Love ve Rayleigh dalgalarının ters çözümü yapılarak Doğu Karadeniz ve çevresinin kabuk ve hız yapısı belirlenmeye çalışılmıştır. Episantrları Karadeniz'in doğusu, Kafkaslar ve Gürcistan olan 10 adet depremin Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezi genişbantlı istasyonlarındaki (BZK, DIKM, KVT, RSDY, CORM, KTUT) kayıtları kullanılmıştır. Veri kalitesinin çok iyi olmamasından dolayı her istasyon kaydındaki teğetsel ve düşey bileşenlerin tamamı kullanılamamıştır. Kullanılan depremlerin yörüngeleri farklı olduğu için bu yörüngeler boyunca ortalama kabuk yapısı elde edilmeye çalışılmıştır.

### 2.1. Bu Çalışmada Kullanılan Depremlere Ait Bilgiler

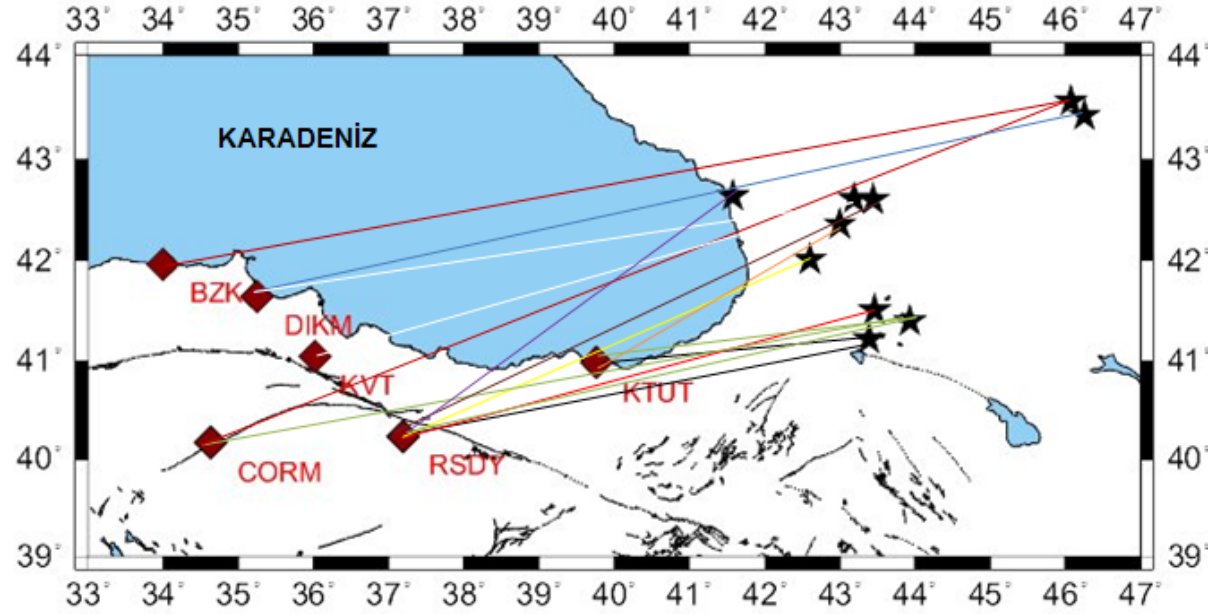
Çalışmada yüzey dalgaları grup hızlarını elde etmek için tek istasyon yöntemi kullanılmıştır. Tek istasyon yöntemi için episantrları Doğu Karadeniz'in doğusu, Kafkaslar ve Gürcistan'da olan, magnitüdüleri  $M_b=3.9-5.8$  ve odak derinlikleri  $H=5-15.5$  km arasında değişen depremler kullanılmıştır. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü



Ulusal Deprem İzleme Merkezi tarafından yayınlanan veriler 2005-2011 yılları için incelenmiştir. Elde edilen kayıtlar incelendiğinde kullanılabilir 10 adet kayıt seçilebilmiştir. Diğer kayıtlar yeterli derecede seçilebilir değildir. Kayıtlardaki problemler yörünge de dikkate alındığında sinyal/gürültü oranının küçük olmasından, orjin zamanı hatasından, depremin yanlış konumlandırılmasından, istasyonlardaki geçici elektrik kesilmesinden, yüksek mod girişimlerinden, dijitalleştirilmeden kaynaklanan hatalardan ve sinyalde belli bir zamandan sonra kesilmelerden kaynaklanabilmektedir. Bu gibi problemlerli kayıtlarda işlem yapmak olanaksız hale gelmektedir. Seçilen depremlerin kaynak parametreleri Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezi veri tabanlarından elde edilmiştir (Tablo 2). İncelenen bölgede belirlenen kaynak-istasyon çiftlerinin oluşturduğu yörüngeler Şekil 14'deki haritada gösterilmiştir.

Tablo 2. Kullanılan depremlerle ilgili parametreler

Deprem No	Tarih	Oluş Zamanı (GMT)	Enlem (Derece)	Boylam (Derece)	Magnitüd (Ms)	Derinlik (km)	Kullanılan İstasyon	Uzakhk (km)	Azimet ve Backazimet	Kullanılan Dalga Türü
1	2007.07.24	19.31.25.6	41.22	43.39	4.2	5	KTUT	305.5	266.3-83.9	Rayleigh
							RSDY	519.6	261.3-77.8	Rayleigh
2	2008.10.11	09.06.10.7	43.56	46.07	5.8	4	BZK	1002.9	263.8-75.7	Rayleigh
							CORM	1020.6	252.2-64.6	Rayleigh Love
3	2009.05.17	15.03.50.9	43.42	46.25	4.5	10	DIKM	923.5	261.4-74.0	Rayleigh Love
4	2009.08.01	21.15.56.8	41.51	43.46	3.9	2.6	RSDY	531.2	258.5-74.5	Love
5	2009.09.08	00.07.20.0	42.61	43.19	4.0	9	DIKM	671.1	264.6-79.2	Rayleigh
							KVT	622.2	257.7-72.9	Rayleigh
6	2009.09.12	09.41.20.2	42.60	43.44	4.5	2	RSDY	554.7	241.9-58.1	Rayleigh Love
7	2010.06.07	09.26.51.7	42.64	41.58	4.1	5.9	RSDY	434.2	236.2-53.4	Rayleigh
8	2011.01.19	09.17.49.2	42.01	42.60	5.3	8.1	RSDY	475.0	250.5-67.1	Rayleigh Love
9	2011.08.18	11.57.45.1	42.36	43.00	5.0	15.5	KTUT	308.5	241.6-59.5	Love
10	2011.09.27	08.58.53.4	41.40	43.93	4.0	9.2	CORM	796.6	263.4-77.1	Rayleigh
							KTUT	351.2	263.9-81.2	Rayleigh
							RSDY	567.2	260.8-76.5	Rayleigh

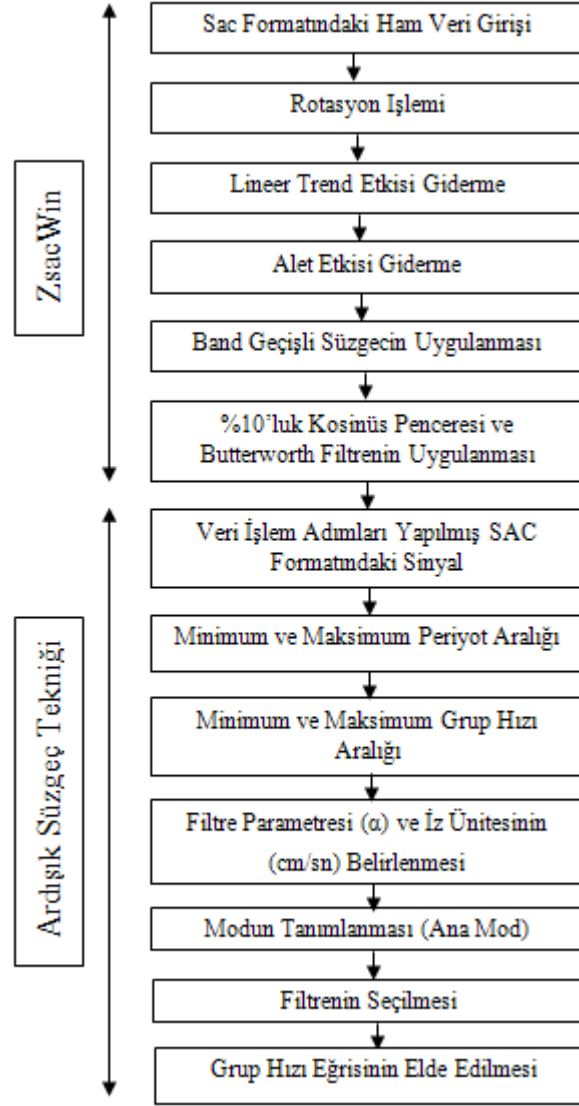


Şekil 14. Çalışmada kullanılan depremlerin ve istasyonların konumları. Her renk farklı istasyon-deprem çiftini göstermektedir (Siyah, 2007.07.24; Bordo, 2008.10.11; Mavi, 2009.05.17; Kırmızı, 2009.08.01; Beyaz, 2009.09.08; Kahve, 2009.09.12; Mor, 2010.06.07; Sarı, 2011.01.19; Turuncu, 2011.08.18; Yeşil, 2011.09.27)

## 2.2. Verilerin Hazırlanması ve İşlenmesi

Şekil 14’de episantrları görülen deprem kayıtlarına (düşey, kuzey-güney, doğu-batı) uygulanan veri işlem aşamaları için zSacWin (M. Yılmaz, 2010) adlı yazılım kullanılmıştır. Daha sonraki adımda gözlemsel grup hızlarını hesaplamak için Ardışık Süzgeç Tekniği (Herrmann, 2002) kullanılmıştır. Yapılan işlemlerin akış diyagramı Tablo 3’de gösterilmektedir.

Tablo 3. Deprem kayıtlarına uygulanan veri işlem aşamaları ve grup hızlarının hesaplanması için yapılan işlemler



Bu işlemler yapıldıktan sonra dispersiyon dosyası, grafiksel eğri ve grafiğin dizin dosyası elde edilmiştir. Bu çalışmada kullanılan 10 adet depremin 15 yörüngesi için ayrı ayrı veriler programa girilerek bu depremlere ait gözlemsel grup hızları hesaplanmıştır. Grup hızı eğrilerinin elde edilmesinden sonraki adım da bu eğrilerin ters çözümü yapılarak eğriyi veren yer yapısının bulunmasıdır. Ters çözüm işlemi için SURF96 adlı (Herrmann, 2002) program kullanılmıştır. Programın ana ekranında birçok seçenek mevcuttur. Programın giriş verisi elde edilen periyoda bağlı grup hızı değerleri ve yatay tabakalı yer altı modelidir (Tabaka kalınlığı, P ve S dalgası hızı, yoğunluk). Gerekli giriş dosyalarını programa tanıttıktan sonra  $V_s$  hızına bağlı grup hızlarını hesaplamak için kısmi türevler program tarafından hesaplanır ve Tekil Değer Ayrışımı algoritmasına bağlı iteratif olarak gözlenen grup hızı eğrisine uyan yer modeli ve dispersiyon eğrisi hesaplanır. Gerekli iterasyon sayısı belirtildiğinde otomatik olarak işlem tamamlanır. Her adımda orijinal dispersiyon eğrisine ne ölçüde yaklaşıldığını belirlemek için program menüsünden her bir iterasyon için yeniden çalıştırmak mümkündür. Tahmin edilen dispersiyon eğrisi ve kısmi türevler güncel model için program tarafından hesaplanır. Dispersiyon bilgisi  $L_1$  normunda, uyumun standart hatasıyla ve gözlemlenen ile tahmin edilen dispersiyon eğrisi arasındaki ortalama fark verilerek elde edilir. Gözlemsel dispersiyon eğrisi ile modelden hesaplanan dispersiyon eğrisi arasında bir uyum olmadığında standart hata değerinde bir artış meydana gelir. Bu durumda kullanılan başlangıç modelinin hatalı olduğuna, kayıttaki veri işlem aşamasında bir problem olduğuna ya da sönüm parametresinde bir uyumsuzluk olduğuna kanaat getirilebilir. Dolayısıyla model için tabaka parametrelerini, kayıt için veri işlem aşamalarını ya da sönüm parametresini tekrar gözden geçirerek işleme devam edilir. Program sonucunda; periyoda ya da frekansa bağlı gözlemsel grup hızı eğrisi ile modelden hesaplanan teorik grup hızı eğrisi, gözlemsel grup hızı eğrisi ile çakışan en uygun teorik grup hızı eğrisini veren tabakalı yer altı modeli (kalınlık, P ve S hızları, yoğunluk) ve son olarak da çözünürlük çekirdekleri (Resolving Kernels) elde edilir. Bu çalışmada birçok araştırmacının bulduğu sonuçlar dikkate alınarak başlangıç modelleri oluşturulmuştur (Rizhikova ve Petkov, 1975; Mindevalli, 1988; Çınar, 1998; Sayıl, 1998; Yanovskaya, 1998; Starostenko, 2002; Sikharulidze vd., 2004; Yener vd., 2008; Gobarenko ve Yegorova, 2010). Oluşturulan modellerin tabaka sayıları birbirinin aynı değildir. İzlediği yörünge ve kayıta göre değişkenlik göstermektedir.

### 2.3. Gözlemsel Grup Hızı Eğrilerinin ve Ters Çözümlerinin Hesaplanması

Sismik yüzey dalgası gözlemleri ile yer altı yapısı hakkında önemli bilgiler elde edilmektedir. Lokal ve bölgesel deprem kayıtları kabuk ve üst manto çalışmalarında güzel bir veri tabanı oluşturmaktadır. Bunun için kullanılacak olan deprem kayıtlarının kalitesi çok önemlidir. Bu çalışma için seçilen depremlerin kayıtları incelendiğinde tamamının teğetsel (transverse), ışımsal (radyal) ve düşey bileşenlerinin kullanılabilir olmadığı gözlemlenmiştir. Bazı kayıtların sadece düşey, bazı kayıtların sadece teğetsel (transverse) ve bazılarının da her iki bileşeninin kullanılabilir olduğu belirlenmiştir.

Yüzey dalgalarının dispersiyon eğrilerinin ters çözümünden elde edilen sonuçların güvenilirliği; gözlemsel dispersiyon eğrisiyle modellenen dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılmasıyla elde edilen her bir çözüm için değişik referans derinliklerinde çözünürlük çekirdeklerinin (Resolving Kernels) hesaplanmasıyla test edilebilir. Ters çözümleme işleminde rezolüsyon matrisi (Resolution Matrix) problemin muhtemel çözümlerinin tümünü gerçek model ile birbirine bağlar. Doğru olarak çözülen bir problemde, çözünürlük matrislerinin özdeşlik matrisine yaklaşması gerekir. Bunun tersi durumda problem zayıf çözümlü olacaktır. Çözünürlük matrisinin satır vektörlerine çözünürlük çekirdekleri denir. Sönüm değerine bağlı olan çözünürlük çekirdekleri genellikle sürekli bir eğri şeklinde derinliğe bağlı olarak çizilirler ve simetrik değildirler. Çok iyi yapılan bir ters çözümlemede çözünürlük çekirdeklerinin maksimumları dikkate alınan referans derinliklerine karşılık gelmektedir. Bunun aksi durum zayıf çözümü temsil eder. Çözünürlük matrislerinin alt yatay ekseninde ve düşey ekseninde her bir referans derinlik değeri bulunmaktadır. Bunların arasındaki uyuma bakılarak yorum yapılmaktadır. Bu çalışmada yapılan işlemlerin güvenilirliğinin ölçüsü olan normalize edilmiş çözünürlük matrisleri sunulmuş ve yorumlanmıştır.

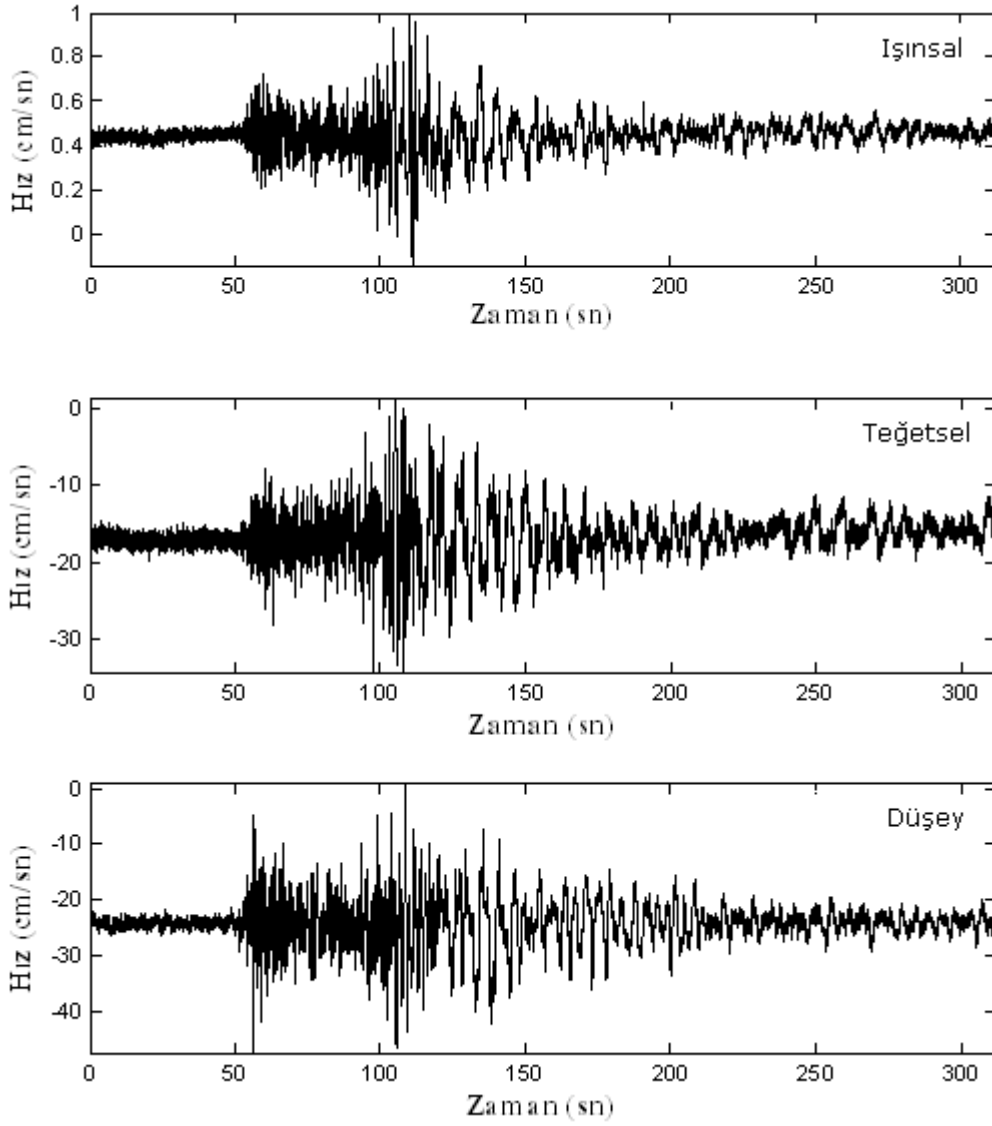
#### 2.3.1. 2007.07.24 Tarihli Deprem

Bu depremle ilgili parametreler Tablo 2'de verilmiştir. Kullanılan istasyonlar ve deprem lokasyonu Şekil 14'de gösterilmektedir (siyah çizgi). Bu depremin üç bileşen kaydının rotasyon edilmiş hali Şekil 15'de gösterilmektedir. Şeklin en üstünde ışımsal (radyal), ortada teğetsel (transverse) ve altta ise düşey bileşen vardır. Işımsal ( $x_R$ ) ve teğetsel ( $x_T$ ) bileşenleri elde etmek için ham verinin kuzey-güney ve doğu-batı bileşenleri

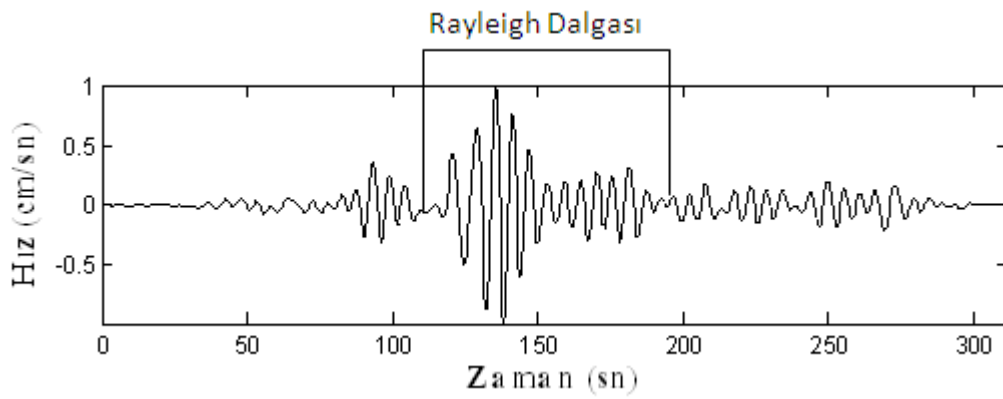
(3.5)'deki bağıntılar yardımıyla vektörel döndürme işlemleri yapılır. Bu işlem yapılırken zSACwin adlı yazılım kullanılmıştır.

$$\begin{aligned}x_R &= -x_{NS}\cos\phi - x_{EW}\sin\phi \\x_T &= x_{NS}\sin\phi - x_{EW}\cos\phi\end{aligned}\tag{2.1}$$

Burada  $x_{NS}$  ve  $x_{EW}$  yer hareketinin kuzey-güney ve doğu-batı bileşenleri,  $\phi$  episantr ve istasyondan geçen büyük dairenin kuzeyle doğuya doğru yaptığı (istasyondaki) açıdır. Radyal doğrultu kaynaktan uzaklaşan yatay düzlem üzerindeki hareket, teğetsel doğrultu buna dik yatay harekettir. Daha önce de bahsedildiği gibi bütün bileşenler kullanılmamıştır. Kullanılabilir olan bileşenler üzerinden işlemler yapılmıştır. Diğer depremlerde de veri işlem aşamasından geçmiş ve grup hızı hesaplanmış olan kayıtlar şekillerde gösterilmektedir. Bu depremin KTUT ve RSDY istasyonlarının düşey bileşen kayıtları kullanılmıştır. Şekil 16'da KTUT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı görülmektedir. Kaydının örnekleme aralığı 0.02 sn'dir. Depremin episantr uzaklığı 305.5 km'dir. Doğu Karadeniz'in güneydoğusunda meydana gelen ve kıtasal yörüngede yayılan bu depremin kaydına bakıldığında iyi bir dalga zarfı görülmektedir.



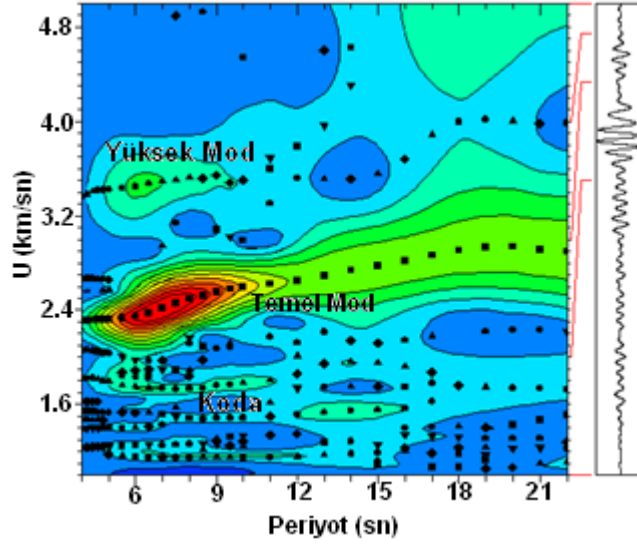
Şekil 15. 2007.07.24 tarihli depremin KTUT istasyonu üç bileşen kaydı; üstte işımsal (radyal), ortada teğetsel (transverse), altta düşey



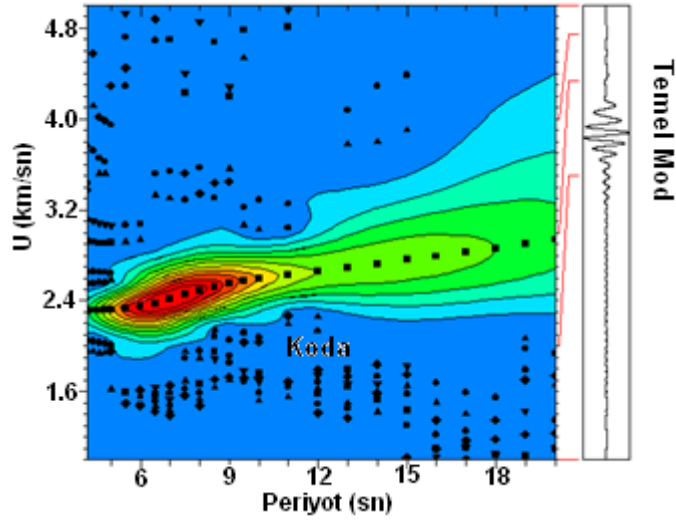
Şekil 16. 2007.07.24 tarihli depremin KTUT istasyonu düşey bileşen kaydı



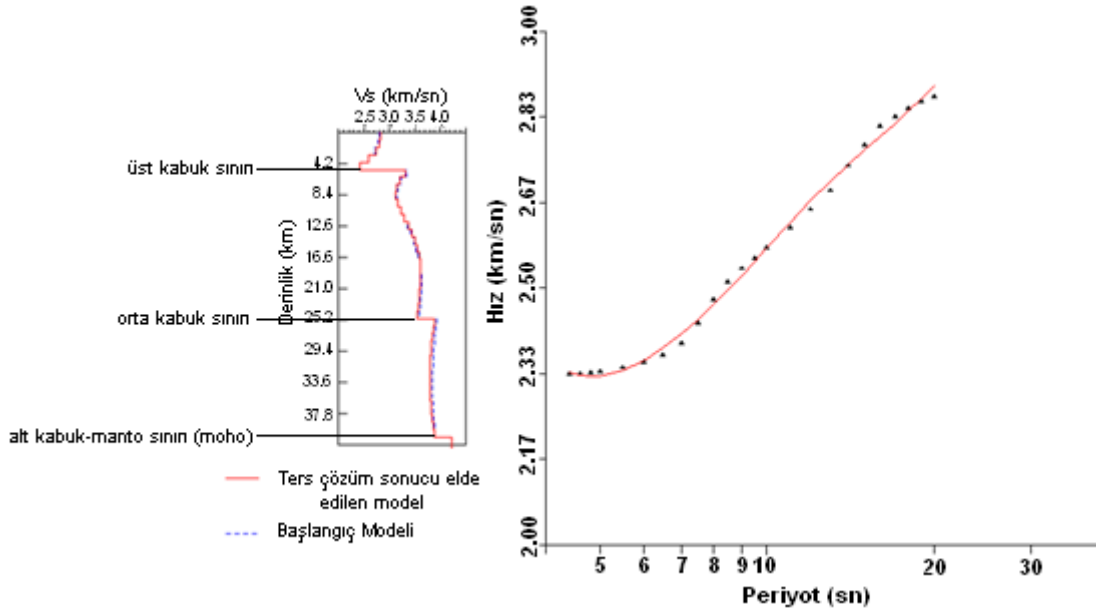
Şekil 17’de bu kaydın MFT yapılmadan önceki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. Şekil 18’de ise MFT yapıldıktan sonraki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası ve Rayleigh dalgasıyla temel mod grup hızı dispersiyon eğrisi görülmektedir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 4.4 sn ve maksimum periyot ise 22 sn civarındadır. Elde edilen minimum grup hızı değeri 2.3 km/sn ve maksimum grup hızı değeri 2.8 km/sn civarındadır. Bu kayıttan elde edilen gözlemsel ve teorik grup hızı eğrisi ve ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer altı modeli Şekil 19’da gösterilmektedir. Şekil 20’de yapılan ters çözüm sonucu elde edilen normalize edilmiş çözünürlük matrisi gösterilmektedir. Her biri 1 km’den oluşan 42 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, genel anlamda bir uyum görülmektedir. Ancak üst kabuk ve üst manto çözümü zayıftır. Tablo 4’de bu depremin tabakalı yer altı modeline ait parametreler görülmektedir.



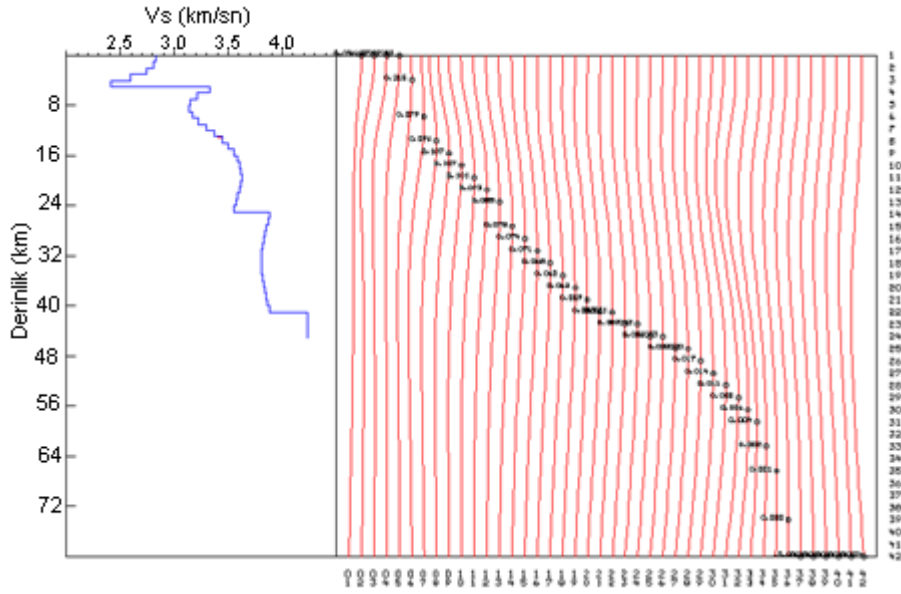
Şekil 17. MFT yapılmadan önceki KTUT istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 18. MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 19. 2007.07.24 depremi KTUT istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



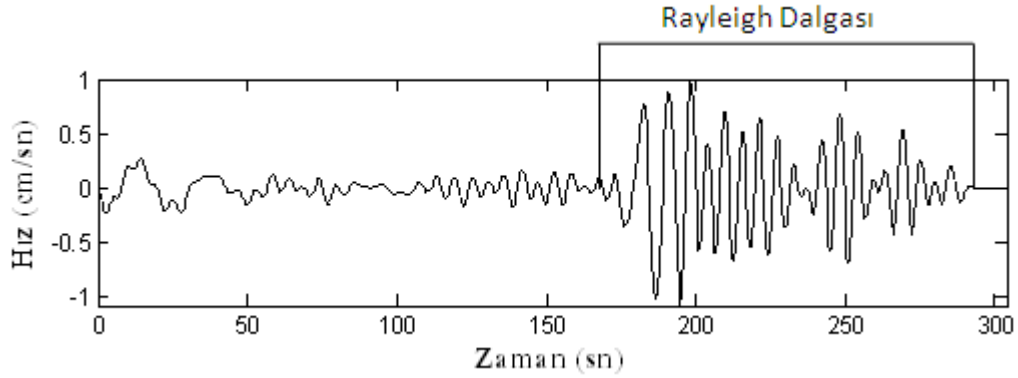
Şekil 20. 2007.07.24 depremi KTUT istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

Bu depremin grup hızı eğrisi sedimanter Rayleigh karakterindedir ve normal dispersiyon göstermektedir. Gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri iyi bir uyum göstermektedir. Ters çözüm sonucu elde edilen değerlerin genel karakteri üç tabakalı bir yapı ile temsil edilmiştir. Bu yapı; sedimanter malzemeye kaplı üst kabuk, orta kabuk ve alt kabuk olarak düşünülebilir. Kesme dalgası hızı üst kabuk için 2.416 km/sn, orta kabuk için 3.552 km/sn ve alt kabuk için ise 3.884 km/sn'dir. Kabuk-Manto geçişinde elde edilen P-dalgası hızı 7.329 km/sn ve S-dalgası hızı ise 4.229 km/sn'dir. Bu değerler diğer yapılan çalışmalar dikkate alındığında biraz düşüktür. Ters çözüm sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 42 km'dir.

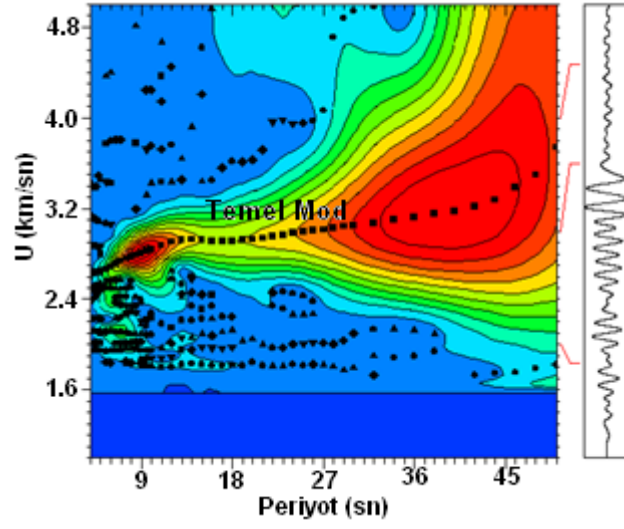
Tablo 4. 2007.07.24 depremi KTUT istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk $\text{gr/cm}^3$
5	4.463	2.416	2.384
20	6.119	3.552	2.736
17	6.918	3.884	2.958
Kabuk-Manto Geçişi (Moho)	7.329	4.229	3.085

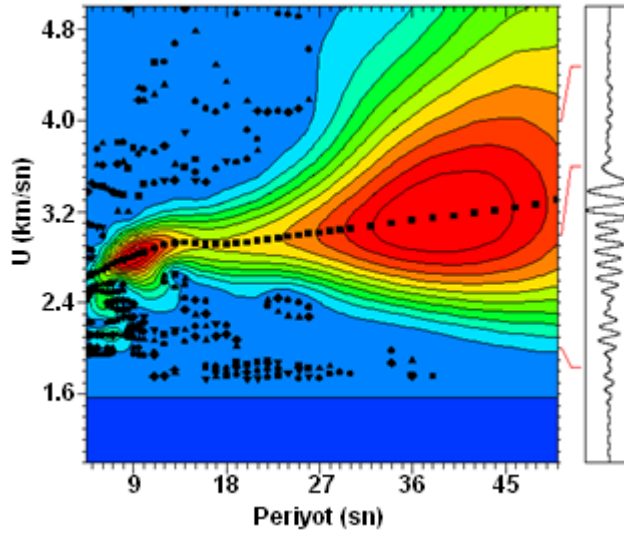
Şekil 21’de bu depremin RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı görülmektedir. Bu kaydın episantr uzaklığı 519.6 km’dir ve iyi bir dalga zarfı göstermektedir. Şekil 22’de MFT yapılmadan önceki ve Şekil 23’de MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. Elde edilen minimum periyot 5 sn ve maksimum periyot 50 sn iken, minimum grup hızı değeri 2.6 km/sn ve maksimum periyot grup hızı değeri 3.1 km/sn’dir. Bu kayıttan elde edilen gözlemsel ve teorik grup hızı eğrisi ve ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer altı modeli Şekil 24’de gösterilmektedir. Şekil 25’de yapılan ters çözüm sonucu elde edilen normalize edilmiş çözünürlük matrisi gösterilmektedir. Her biri 1, 2 ve 3’er km’den oluşan 36 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, genel anlamda bir uyum görülmektedir. Tabaka kalınlıklarını dikkate alarak yapılan çözüm irdelendiğinde özellikle 68 km’den sonra zayıftır. Ters çözüm sonucu elde edilen modele ait parametreler Tablo 5’ de verilmektedir.



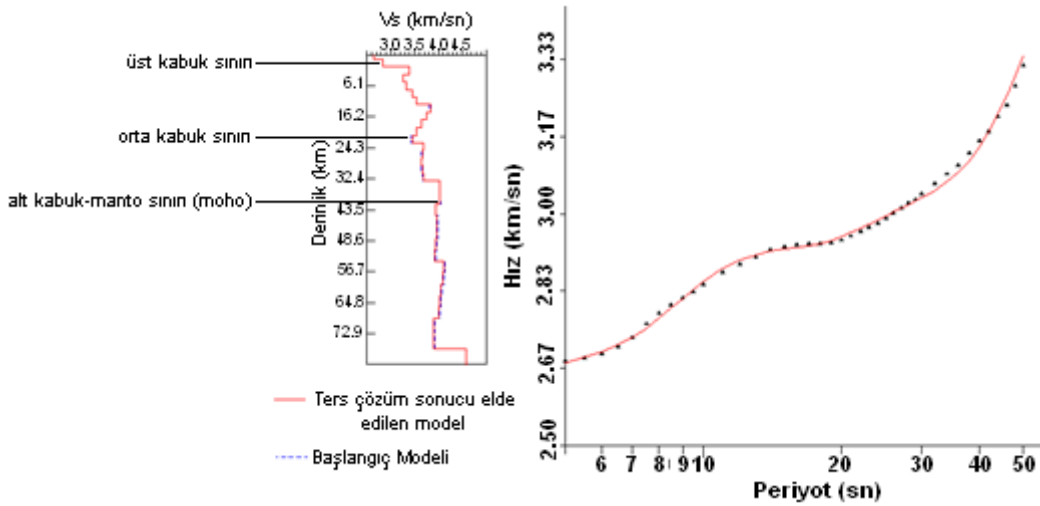
Şekil 21. 1 Nolu depremin RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı



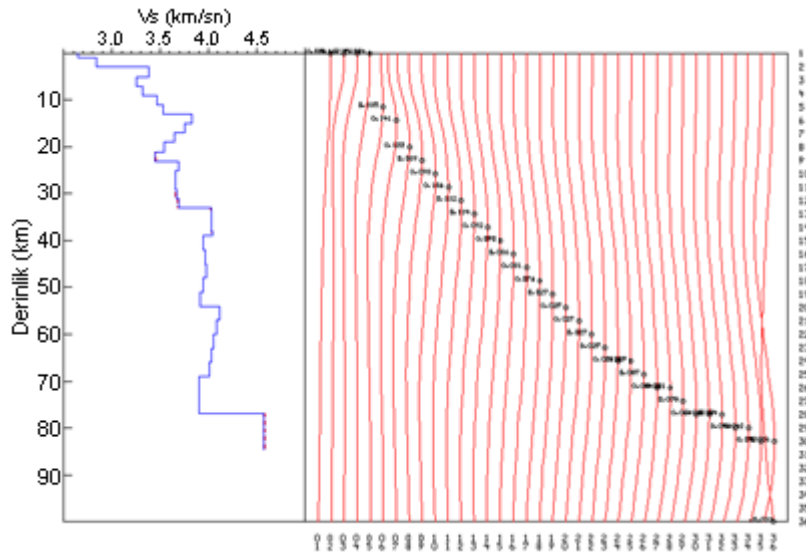
Şekil 22. MFT yapılmadan önceki RSDY istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 23. MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 24. 2007.07.24 depremi RSDY istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



Şekil 25. 2007.07.24 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

Bu depremin grup hızı eğrisi kıtasal Rayleigh karakterindedir ve normal dispersiyon göstermektedir. Gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri iyi bir uyum içersindedir. Oluşturulan modeldeki geçiş kalınlıkları daha önceki yapılan çalışmalar dikkate alınarak belirlenmiştir. Kesme dalgası hızı üst kabuk için 2.836 km/sn, orta kabuk için 3.452 km/sn

ve alt kabuk içinse 4.035 km/sn'dir. Kabuk-Manto geçişinde elde edilen P-dalgası hızı 7.500 km/sn ve S-dalgası hızı ise 3.942 km/sn'dir. Bu değerler diğer yapılan çalışmalardaki değerler dikkate alındığında yakındır. Ters çözüm sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 39 km'dir.

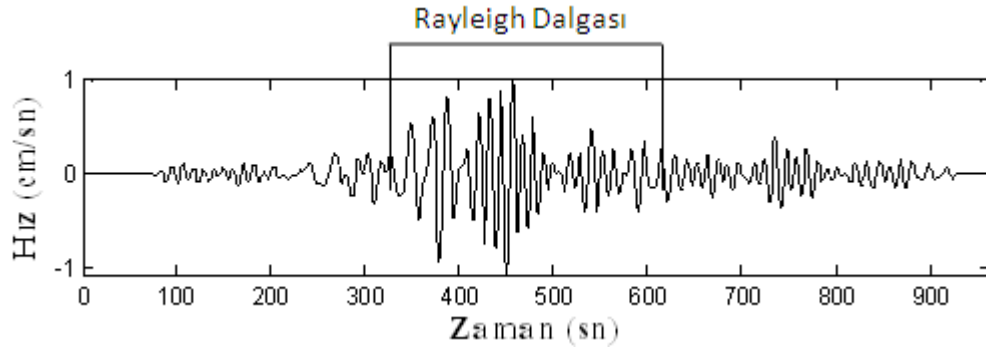
Tablo 5. 2007.07.24 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeli ile ilgili parametreler

Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
3	4.779	2.836	2.451
20	5.930	3.452	2.686
16	7.676	4.035	3.202
Kabuk-Manto Geçışı (Moho)	7.500	3.942	3.142

### 2.3.2. 2008.10.11 Tarihli Deprem

Bu depremle ilgili parametreler Tablo 2'de verilmiştir. Kullanılan istasyonlar ve deprem lokasyonu Şekil 14'de gösterilmektedir (bordo çizgi). Bu depremin BZK istasyonunun düşey bileşen kaydı ve CORM istasyonunun ise düşey ve teğetsel bileşen kayıtları kullanılmıştır. CORM istasyonu kayıtlarının ters çözümü aşamasında başlangıç modeli olarak aynı model kullanılmıştır.

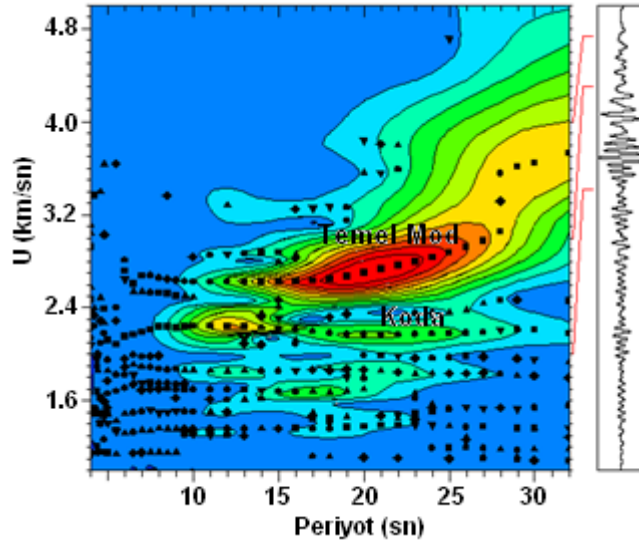
Şekil 26'de BZK istasyonu düşey bileşen kaydı gösterilmektedir. Kaydın örnekleme aralığı 0.02 sn'dir. Depremin episantr uzaklığı 1002.9 km'dir. Büyük Kafkasların kuzeydoğusunda meydana gelen ve hem kıtasal hem de okyanusal yörüngede yayılan bu depremin kaydına bakıldığında iyi bir dalga zarfı görülmektedir. Kıtasal yörüngede yayılmaya başlayan deprem dalgası ilerledikçe su tabakasından ve sedimanter malzemenin etkisinden dolayı hız değerinde düşüş meydana gelmektedir.



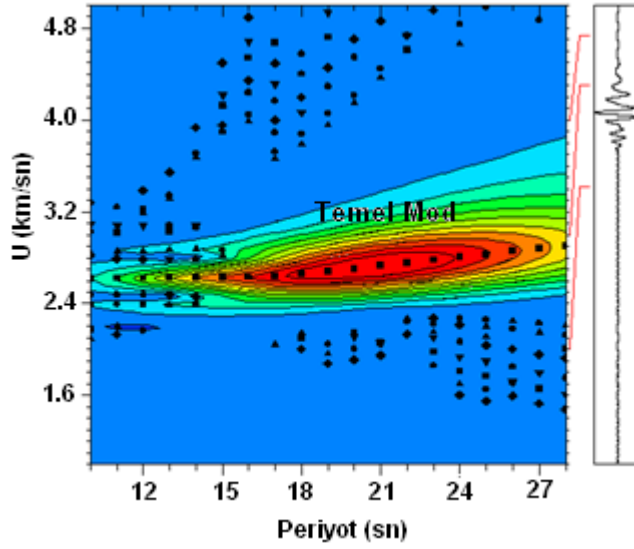
Şekil 26. 2 Nolu depremin BZK istasyonu düşey bileşen kaydı

Şekil 27’de bu kaydın MFT yapılmadan önceki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. Şekil üzerinde temel modla ilişkili ortalama genlikler net bir şekilde görülmekle beraber alt kısmında Rayleigh dalgasının kodaları görülmektedir. Şekil 28’de ise MFT yapıldıktan sonraki kayıt üzerindeki Rayleigh dalgasıyla ilişkili olan grup hızı eğrisi görülmektedir. Şekle dikkatlice bakıldığında MFT’den sonra kodaların temizlendiği ve sadece temel modun kaldığı görülmektedir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 10 sn ve maksimum periyot ise 28 sn’dir. Elde edilen minimum grup hızı değeri 2.63 km/sn ve maksimum grup hızı değeri 2.88 km/sn’dir. Bu kayıttan elde edilen gözlemsel ve teorik grup hızı eğrisi ve ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer altı modeli Şekil 29’da gösterilmektedir. Şekil 30’da yapılan ters çözüm sonucu elde edilen normalize edilmiş çözünürlük matrisi gösterilmektedir. Her biri 1 km’den oluşan 65 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, genel anlamda bir uyum görülmektedir. 4. tabaka ile 57. tabaka arasında çözüm iyidir. 40 km’den sonra hızlı bir artış görülmektedir. Tablo 6’da bu depremin tabakalı yer altı modeline ait parametreler görülmektedir

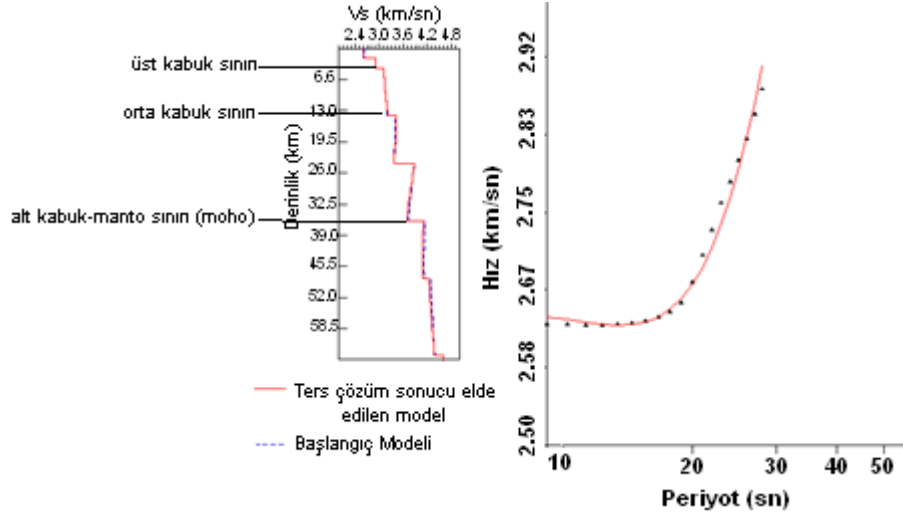




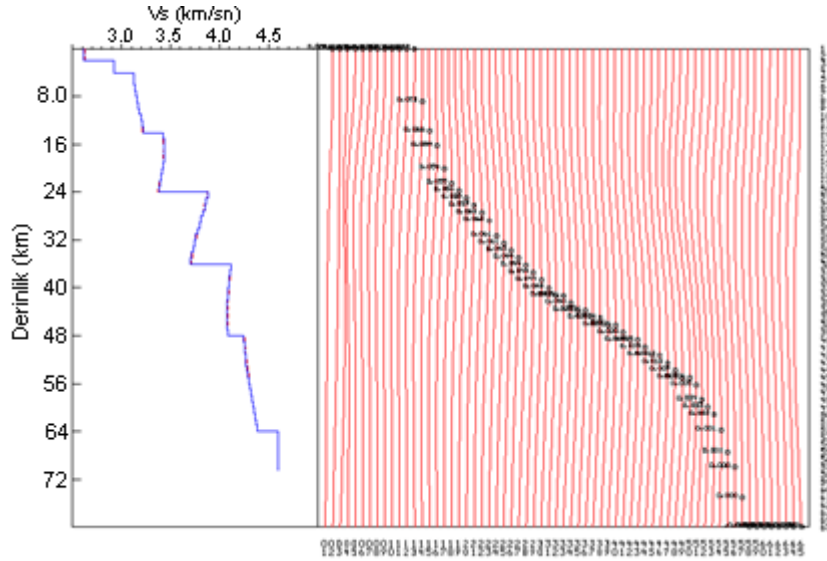
Şekil 27. MFT yapılmadan önceki BZK istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 28. MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 29. 2008.10.11 depremi BZK istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



Şekil 30. 2008.10.11 depremi BZK istasyonu düşey bileşen kaydı için normalizasyon matrisi (sağda)

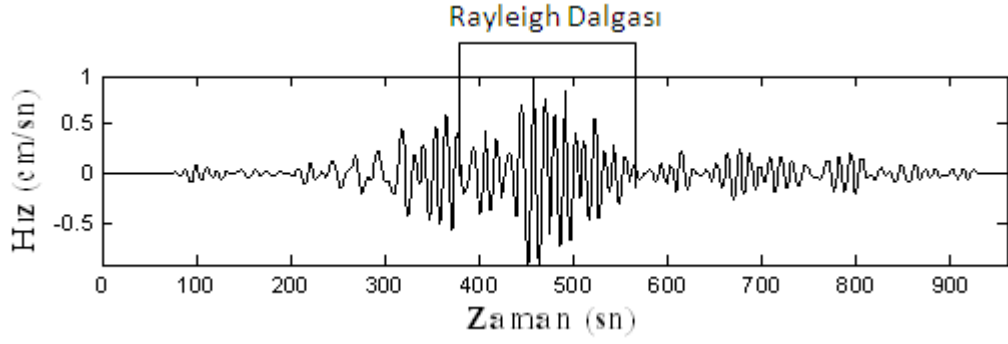
Bu depremin grup hızı eğrisi okyanusal Rayleigh karakterindedir. 20 sn civarında yerel minimum yapmaktadır. Bu da Airy fazına karşılık gelmektedir. Gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri iyi bir uyum göstermektedir. Ters çözüm sonucu kesme dalgası hızı değeri üst kabuk için 2.924 km/sn, orta kabuk için 3.216 km/sn ve alt kabuk için ise 3.708

km/sn'dir. Kabuk-Manto geçişinde elde edilen P-dalgası hızı 7.831 km/sn ve S-dalgası hızı ise 4.118 km/sn'dir. Ters çözüm sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığında hem kıtasal bölgeyi hem de okyanusal bölgeyi dikkate alarak ortalama bir değer elde edilmiştir ve 36 km olarak belirtilmiştir.

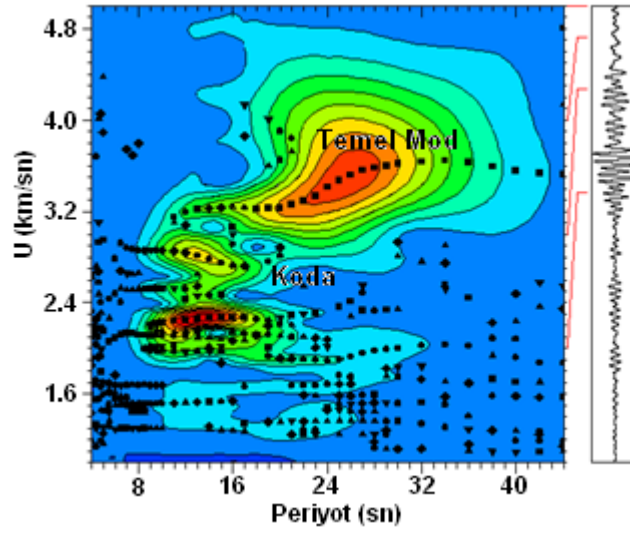
Tablo 6. 2008.10.11 depremi BZK istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
4	5.042	2.924	2.511
10	5.561	3.216	2.612
22	6.397	3.708	2.828
Kabuk-Manto Geçışı (Moho)	7.831	4.118	3.265

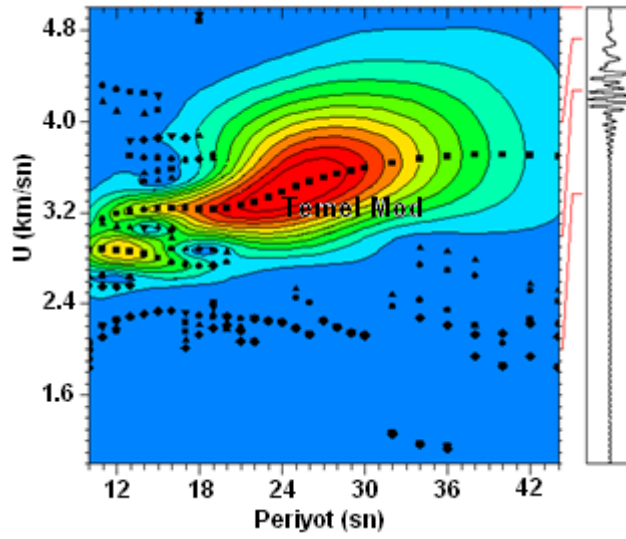
Şekil 31'de bu depremin CORM istasyonu düşey bileşen kaydı gösterilmektedir. Bu kaydın episantr uzaklığı 1020.6 km'dir ve iyi bir dalga zarfı görülmektedir. Şekil 32'de MFT yapılmadan önceki ve Şekil 33'de MFT yapıldıktan sonraki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. MFT yapılmadan önce genellikle ilişkili kontur haritalarında Rayleigh dalgasıyla ilişkili kodalar net bir şekilde görülmektedir. Fakat MFT'den sonra bu kodalar ortadan kalkmış durumdadır. Elde edilen minimum periyot 10 sn ve maksimum periyot 30 sn iken, minimum grup hızı değeri 3.21 km/sn ve maksimum periyot grup hızı değeri 3.56 km/sn'dir. Bu kayıttan elde edilen gözlemsel ve teorik grup hızı eğrisi ve ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer altı modeli Şekil 34'de gösterilmektedir. Şekil 35'de yapılan ters çözüm sonucu elde edilen normalize edilmiş çözünürlük matrisi gösterilmektedir. Her biri 1 km'den oluşan 79 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, ilk tabakalardaki yani üst kabukta küçük hatalar dışında genel anlamda bir uyum görülmektedir. Ters çözüm sonucu elde edilen modele ait parametreler Tablo 7' de verilmektedir.



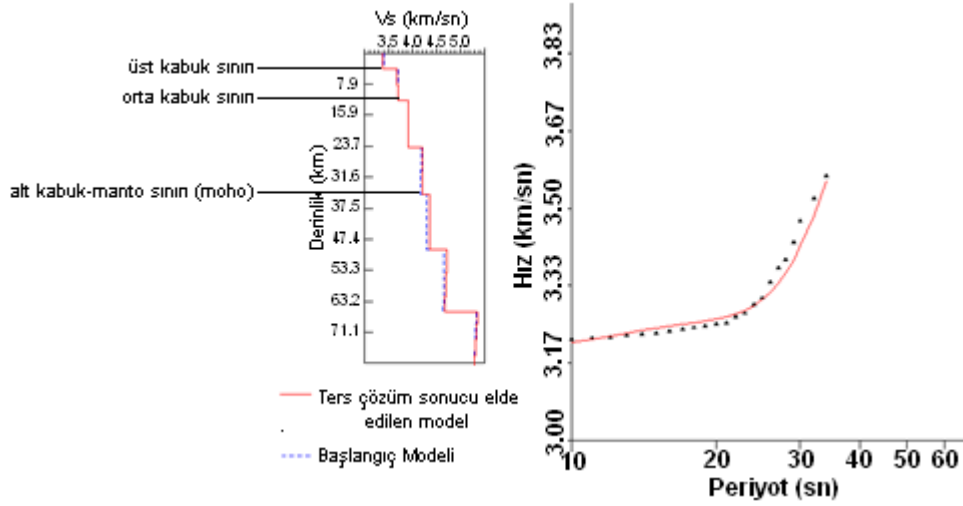
Şekil 31. 2 Nolu depremin CORM istasyonu düşey bileşen kaydı



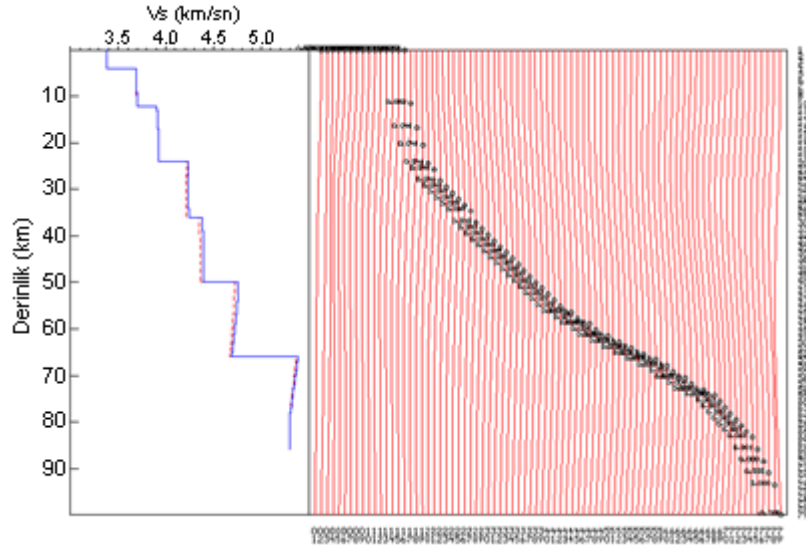
Şekil 32. MFT yapılmadan önceki CORM istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 33. MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 34. 2008.10.11 depremi CORM istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



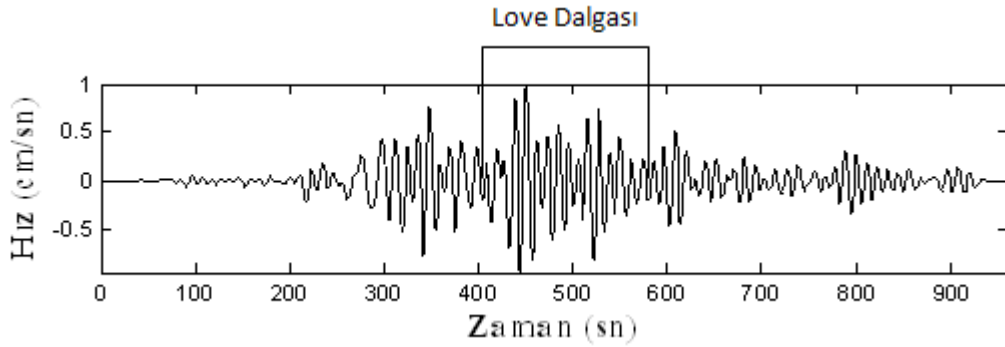
Şekil 35. 2008.10.11 depremi CORM istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

Bu depremin grup hızı eğrisi kıtasal Rayleigh karakterindedir. Yörüngesi üzerinde denizel ortam olmasına rağmen, kıtasal özelliğin daha hakim olmasından dolayı kıtasal özellik göstermektedir. Böyle bir yorum daha önceki çalışmalar dikkate alınarak yapılmıştır. Gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri iyi bir uyum göstermektedir. Ters çözüm sonucu kesme dalgası hız değeri üst kabuk için 3.384 km/sn, orta kabuk için 3.702 km/sn ve alt kabuk için ise 4.214 km/sn'dir. Kabuk-Manto geçişinde elde edilen P-dalgası hızı 8.095 km/sn ve S-dalgası hızı ise 4.351 km/sn'dir. Ters çözüm sonucu elde edilen toplam kabuk 36 km olarak belirlenmiştir.

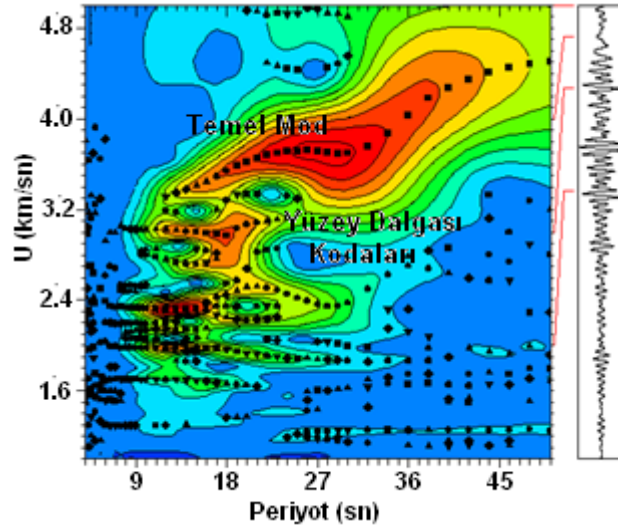
Tablo 7. 2008.10.11 depremi CORM istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
4	5.846	3.384	2.672
8	6.273	3.702	2.785
24	7.298	4.214	3.048
Kabuk-Manto Geçışı (Moho)	8.095	4.351	3.310

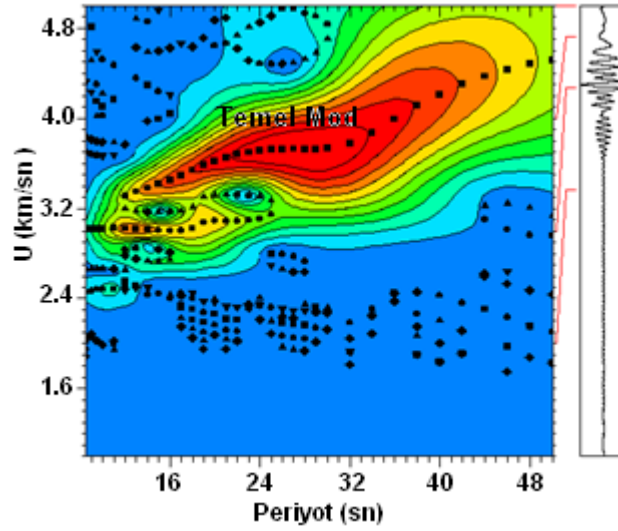
Şekil 36’da aynı depremin CORM istasyonu teğetsel bileşen kaydı gösterilmektedir. Kayıt çok gürültülü olduğu için en ideal süzgeç yapısı uygulanmış ve kayıt gürültüden giderilmiştir. Şekil 37’de MFT yapılmadan önceki ve Şekil 38’de MFT yapıldıktan sonraki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. Düşey bileşen kaydıyla ilişkili olarak bunda da MFT yapılmadan önce kodalar net bir şekilde görülmektedir. Fakat MFT’den sonra bu kodaların büyük bir bölümü ortadan kalkmış durumdadır. Elde edilen minimum periyot 11 sn ve maksimum periyot 36 sn iken, minimum grup hızı değeri 3.29 km/sn ve maksimum periyot grup hızı değeri 3.93 km/sn’dir. Bu kayıttan elde edilen gözlemsel ve teorik grup hızı eğrisi ve ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer altı modeli Şekil 39’da gösterilmektedir. Şekil 40’da yapılan ters çözüm sonucu elde edilen normalize edilmiş çözünürlük matrisi gösterilmektedir. Her biri 1 km’den oluşan 79 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, genel anlamda bir uyum görülmektedir. 60. tabakadan sonra çözüm bozulmaktadır. Love dalgaları yanal yönlü değişimden Rayleigh dalgalarına göre daha çok etkilenmektedirler. Bunun için çözümün kalitesi düşmektedir. Daha iyi çözüm elde edebilmek için daha uzun periyotlu verilere ihtiyaç duyulduğundan bu derinliklerdeki çözümün kalitesi de düşmektedir. Ters çözüm sonucu elde edilen modele ait parametreler Tablo 8’de verilmektedir.



Şekil 36. 2 Nolu depremin CORM istasyonu teğetsel bileşen kaydı

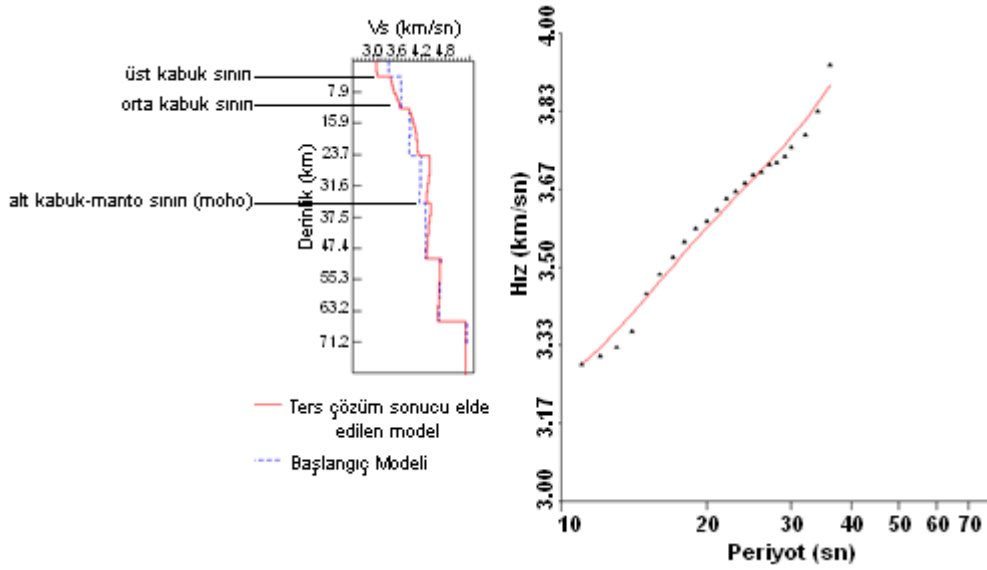


Şekil 37. MFT yapılmadan önceki CORM istasyonu teğetsel bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası

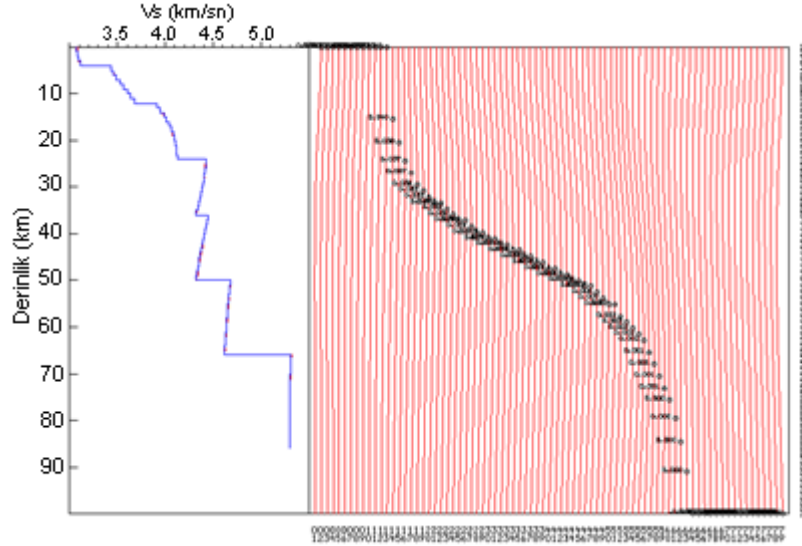


Şekil 38. MFT yapıldıktan sonraki Love dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası





Şekil 39. 2008.10.11 depremi CORM istasyonu Love dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



Şekil 40. 2008.10.11 depremi CORM istasyonu teğetsel bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

Bu depremin grup hızı eğrisi kıtasal Love karakterindedir. Gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri arasında çok iyi bir uyum olduğu söylenemez. Ters çözüm sonucu kesme dalgası hız değeri üst kabuk için 3.114 km/sn, orta kabuk için 3.678 km/sn ve alt kabuk

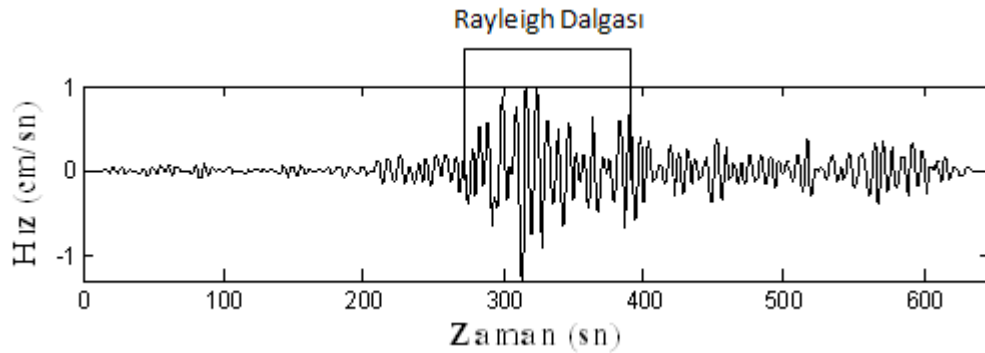
için ise 4.126 km/sn'dir. Kabuk-Manto geçişinde elde edilen P-dalgası hızı 8.283 km/sn ve S-dalgası hızı ise 4.450 km/sn'dir. Ters çözüm sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığında hem kıtasal bölgeyi hem de okyanusal bölgeyi dikkate alarak ortalama bir değer elde edilmiştir ve 36 km olarak belirlenmiştir.

Tablo 8. 2008.10.11 depremi CORM istasyonu teğetsel bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı	S-dalgası hızı	Yoğunluk
4	5.379	3.114	2.576
8	6.232	3.678	2.769
24	7.491	4.126	3.123
Kabuk-Manto Geçişi	8.283	4.450	3.413

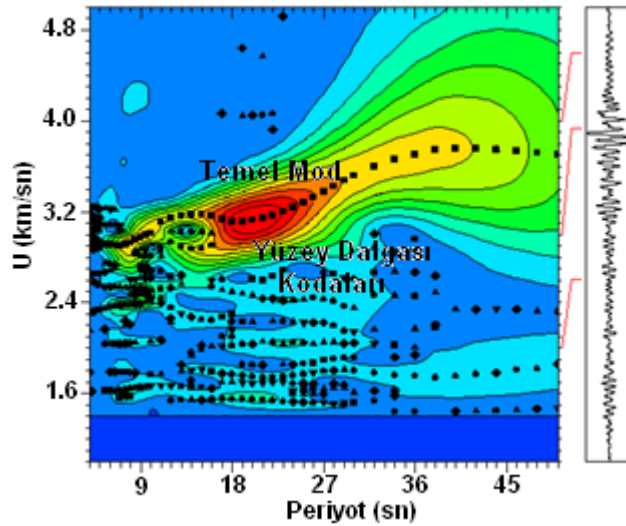
### 2.3.3. 2009.05.17 Tarihli Deprem

Bu depremle ilgili parametreler Tablo 2'de verilmiştir. Kullanılan istasyon ve deprem lokasyonu Şekil 14'de gösterilmektedir (mavi çizgi). Bu depremin DIKM istasyonunun düşey ve teğetsel bileşen kayıtları kullanılmıştır. Ters çözüm aşamasında her iki bileşen için de başlangıç modeli olarak aynı model kullanılmıştır. Şekil 41'de düşey bileşen kaydı gösterilmektedir. Kaydın örnekleme aralığı 0.02 sn'dir. Depremin episantr uzaklığı 923.5 km'dir. Büyük Kafkaslarda meydana gelen ve hem kıtasal hem de okyanusal yörüngede yayılan bir depremdir.

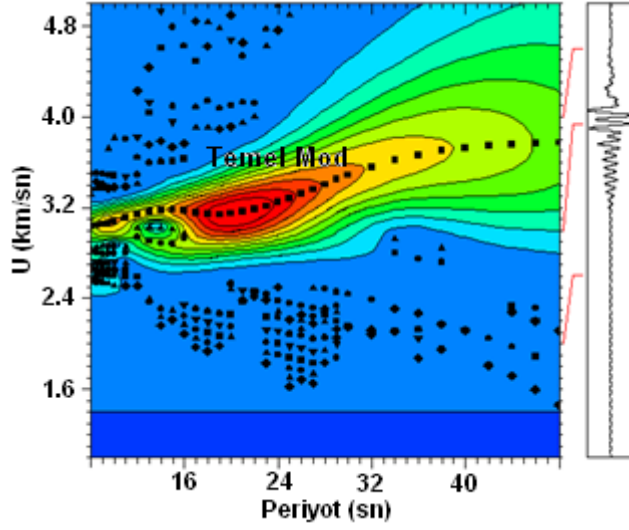


Şekil 41. 3 Nolu depremin DIKM istasyonu düşey bileşen kaydı

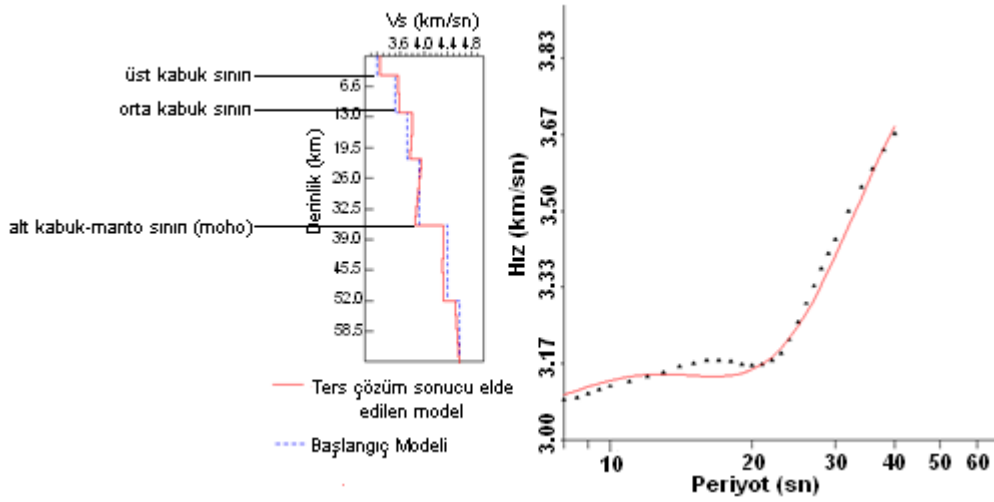
Şekil 42’de bu kaydın MFT yapılmadan önceki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. Şekil üzerinde temel modla ilişkili ortalama genlikler net bir şekilde görülmektedir. Fakat 9 ile 17 sn’lik kısımda bir saçılma ve kodaların girişimleri mevcuttur. Şekil 43’de ise MFT yapıldıktan sonraki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir ve temel mod oldukça belirgindir. Yukarıda belirtilen periyot aralığındaki etkinin devam ettiği gözlenmektedir ama bozucu bir etkisi olmamaktadır. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 8 sn ve maksimum periyot ise 40 sn civarındadır. Elde edilen minimum grup hızı değeri 3.08 km/sn ve maksimum grup hızı değeri 3.66 km/sn civarındadır. Bu kayıttan elde edilen gözlemsel ve teorik grup hızı eğrisi ve ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer altı modeli Şekil 44’de gösterilmektedir. Şekil 45’de yapılan ters çözüm sonucu elde edilen normalize edilmiş çözünürlük matrisi gösterilmektedir. Her biri 1 km’den oluşan 65 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, genel anlamda bir uyum görülmektedir. İlk tabakalardaki çözümde ufak hatalar mevcuttur. Alt kabuk sınırında hız değerinde bir azalma mevcuttur. Fakat kabuk-manto geçişinden sonra hız derinlikle artmaktadır. Tablo 9’da bu depremin tabakalı yer altı modeline ait parametreler görülmektedir.



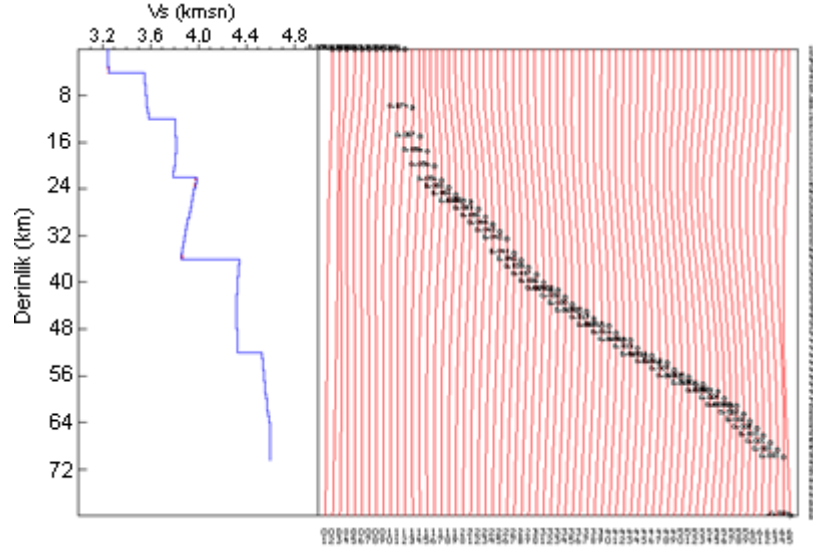
Şekil 42. MFT yapılmadan önceki DIKM istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 43. MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 44. 2009.05.17 depremi DIKM istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



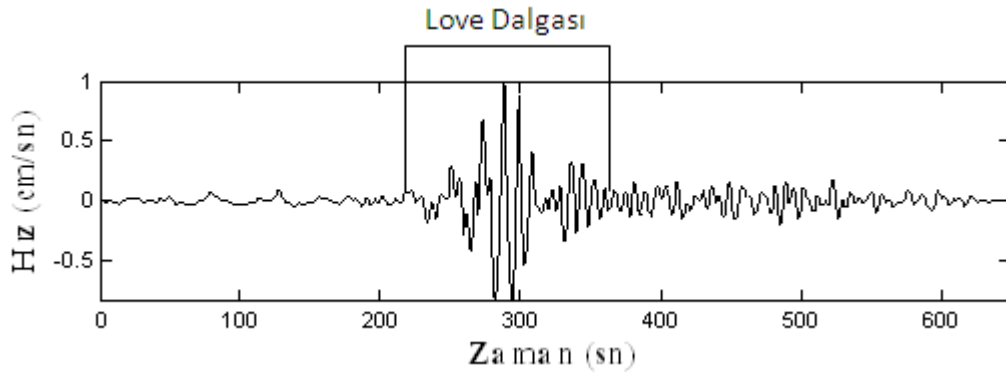
Şekil 45. 2009.05.17 depremi DIKM istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

Yörünge üzerinde denizel ortam olmasına rağmen, grup hızı eğrisinin genel karakteri kıtasal Rayleigh'dir. Bu yorum Oliver'in (1962) yaptığı çalışma dikkate alınarak yapılmıştır. Gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri arasında 20 sn'lik kısım hariç iyi bir uyum olduğu söylenebilir. Ters çözüm sonucu kesme dalgası hız değeri üst kabuk için 3.261 km/sn, orta kabuk için 3.579 km/sn ve alt kabuk için ise 3.852 km/sn'dir. Kabuk-Manto geçişinde elde edilen P-dalgası hızı 7.781 km/sn ve S-dalgası hızı ise 4.339 km/sn'dir. Ters çözüm sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığında hem kıtasal bölgeyi hem de okyanusal bölgeyi dikkate alarak ortalama bir değer elde edilmiştir ve 36 km olarak belirlenmiştir. Episantr noktasından itibaren batıya doğru kıtasal bölge olarak Kafkaslar, okyanusal bölge olarak Doğu Karadeniz'in güneyi ve tekrar kıtasal bölge olarak Orta Pontidler gelmektedir. Bu da çok değişken manto kalınlıkları olduğunu göstermektedir.

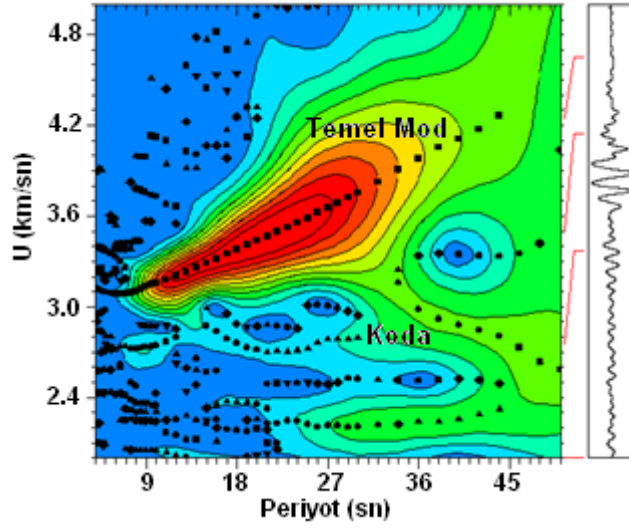
Tablo 9. 2009.05.17 depremi DIKM istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
4	5.604	3.261	2.635
8	6.238	3.579	2.782
24	6.673	3.852	2.920
Kabuk-Manto Geçişi (Moho)	7.781	4.339	3.270

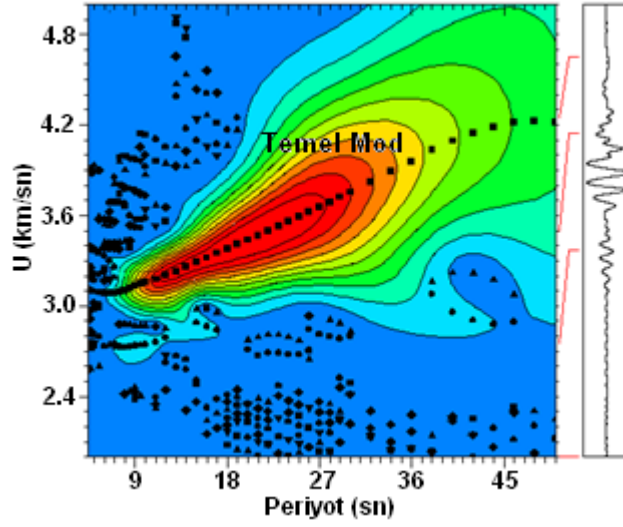
Şekil 46'da aynı depremin teğetsel bileşen kaydı gösterilmektedir. Düşey bileşen kaydına göre nispeten gürültü içeriği daha azdır. Şekil 47'de bu kaydın MFT yapılmadan önceki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası ve Şekil 48'de ise MFT yapıldıktan sonraki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. Bu kayıt için elde edilen minimum periyot 4 sn ve maksimum periyot ise 50 sn'dir. Elde edilen minimum grup hızı değeri 3.09 km/sn ve maksimum grup hızı değeri 4.18 km/sn'dir. Bu kayıttan elde edilen gözlemsel ve teorik grup hızı eğrisi ve ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer altı modeli Şekil 49'da gösterilmektedir. Şekil 50'de yapılan ters çözüm sonucu elde edilen normalize edilmiş çözünürlük matrisi gösterilmektedir. Her biri 1 km'den oluşan 58 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, genel anlamda bir uyum görülmektedir. Tablo 10'da bu depremin tabakalı yer altı modeline ait parametreler görülmektedir.



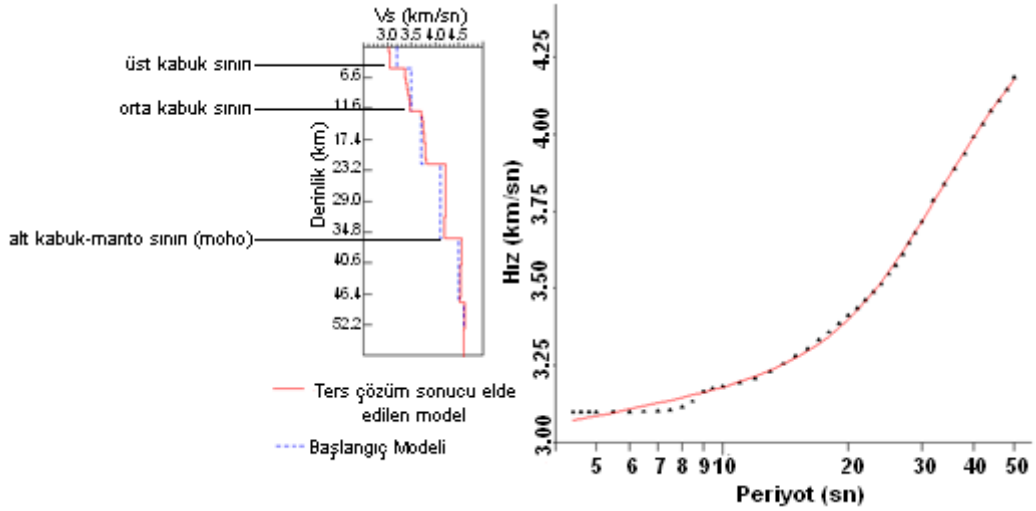
Şekil 46. 3 Nolu depremin DIKM istasyonu teğetsel bileşen kaydı



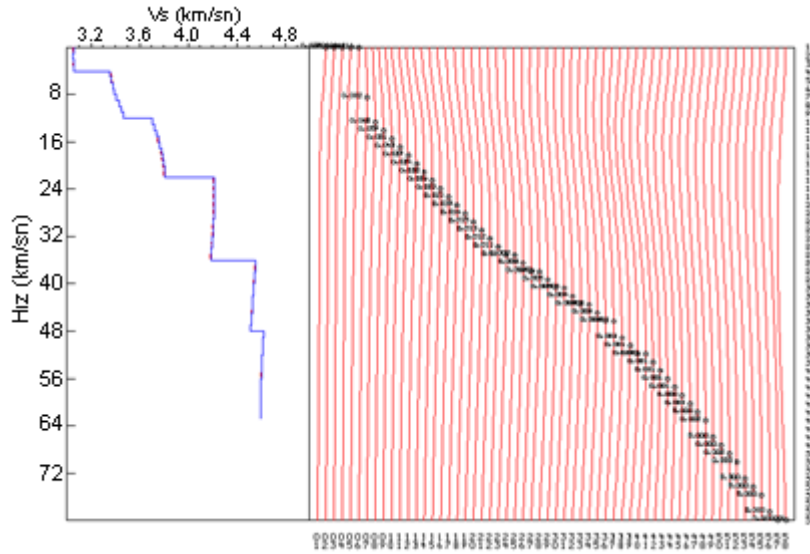
Şekil 47. MFT yapılmadan önceki DIKM istasyonu teğetsel bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 48. MFT yapıldıktan sonraki Love dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 49. 2009.05.17 depremi DIKM istasyonu Love dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



Şekil 50. 2009.05.17 depremi DIKM istasyonu teğetsel bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

Düşey bileşenden elde edilen dispersiyon eğrisine yapılan yorum ile bu bileşen için elde edilen eğrinin yorumlanmasında da benzer durum elde edilmiştir. Bu bileşenin grup hızı eğrisi kıtasal Love karakterindedir. Gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri arasında iyi bir uyum vardır. Ters çözüm sonucu kesme dalgası hız değeri üst kabuk için 3.055 km/sn,



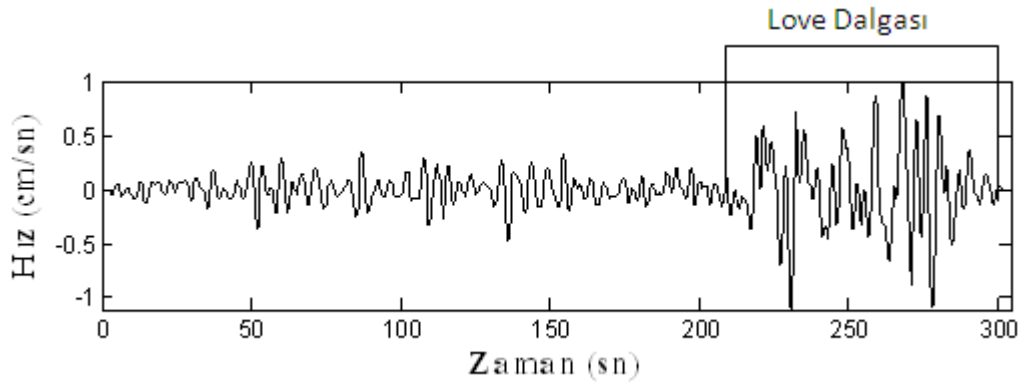
orta kabuk için 3.485 km/sn ve alt kabuk için ise 4.200 km/sn'dir. Kabuk-Manto geçişinde elde edilen P-dalgası hızı 7.892 km/sn ve S-dalgası hızı ise 4.569 km/sn'dir. Ters çözüm sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 36 km olarak belirlenmiştir.

Tablo 10. 2009.05.17 depremi DIKM istasyonu teğetsel bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
4	5.251	3.055	2.550
8	6.074	3.485	2.722
24	7.276	4.200	3.069
Kabuk-Manto Geçışı (Moho)	7.892	4.569	3.274

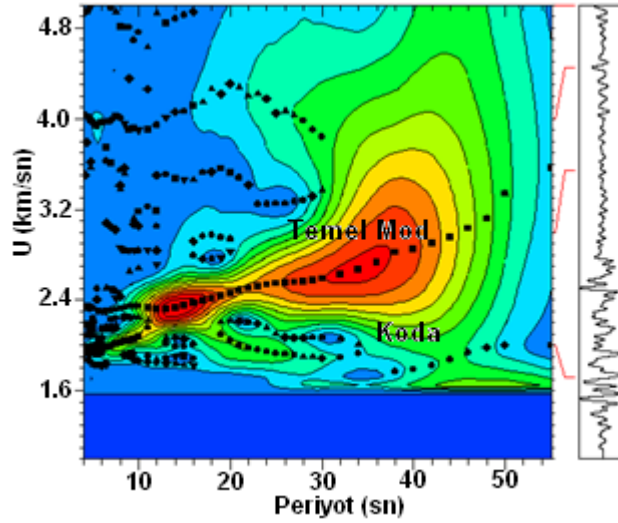
#### 2.3.4. 2009.08.01 Tarihli Deprem

Bu depremle ilgili parametreler Tablo 2'de verilmiştir. Bu depremle ilişkili üç-bileşen kayıtlara bakıldığında sadece iş görebilen RSDY istasyonu teğetsel bileşeni olduğu saptanmıştır. Şekil 51'de transverse bileşen kaydı gösterilmektedir. Bu kayıta da bakıldığında anlaşılacağı gibi ham verinin kesilmesinden kaynaklanan muhtemel bir zaman kayması sorunu olduğu ifade edilebilir. Kullanılan istasyon ve deprem lokasyonu Şekil 14'de gösterilmektedir (beyaz çizgi). Kaydın örnekleme aralığı 0.02 sn'dir. Depremin episantr uzaklığı 531.2 km'dir. Küçük Kafkaslarda meydana gelen deprem kıtasal yörüngede yayılarak istasyona ulaşmıştır.

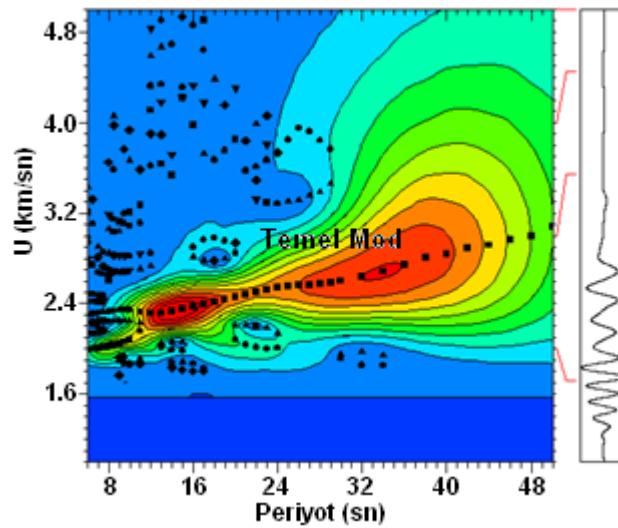


Şekil 51. 4 Nolu depremin RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı

Şekil 52’de bu kaydın MFT yapılmadan önceki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. Şekil üzerinde temel modla ilişkili ortalama genlikler net bir şekilde görülmekle beraber alt kısmında Love dalgasının kodaları ve üst kısmında da yüksek modlar görülmektedir. Şekil 53’de ise MFT yapıldıktan sonraki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. Şekle dikkatlice bakıldığında MFT’den sonra kodaların ve yüksek modların ilgili temizlendiği ve sadece temel modun kaldığı görülmektedir.

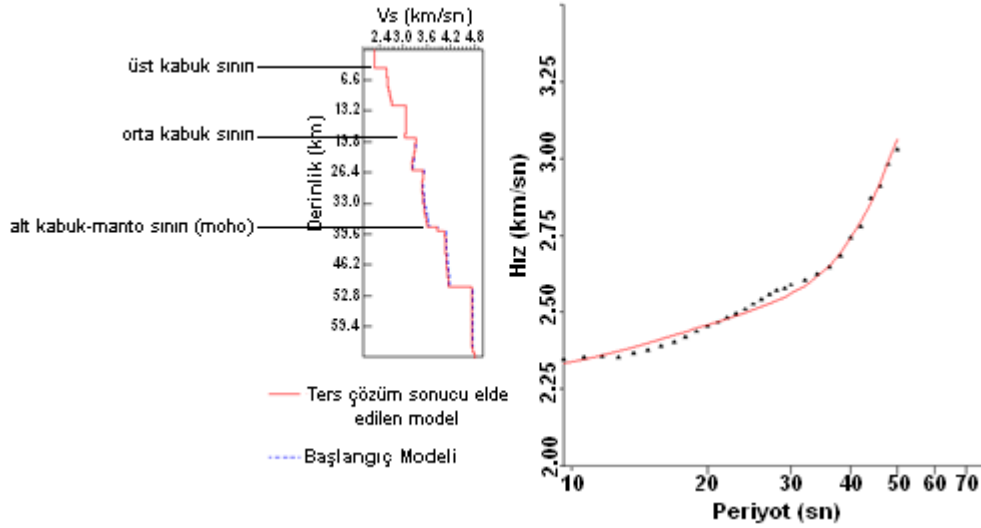


Şekil 52. MFT yapılmadan önceki RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası

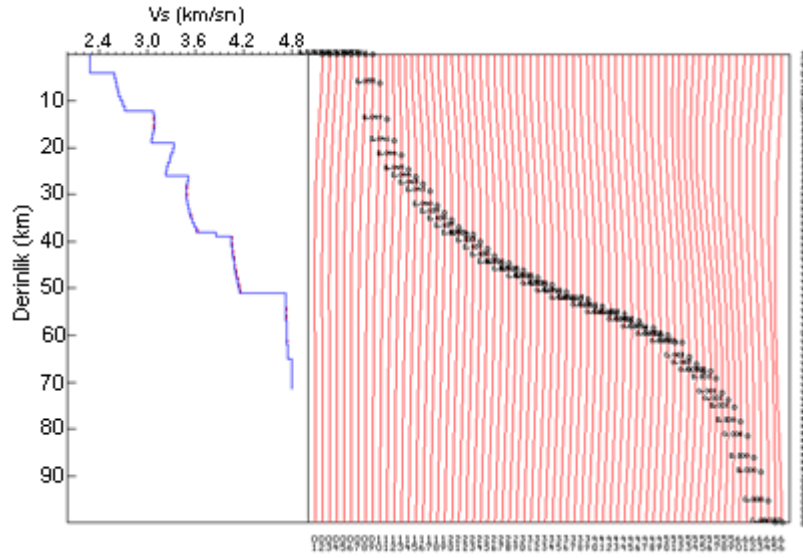


Şekil 53. MFT yapıldıktan sonraki Love dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası

Bu deprem için elde edilen minimum periyot 10 sn ve maksimum periyot ise 50 sn'dir. Elde edilen minimum grup hızı değeri 2.3 km/sn ve maksimum grup hızı değeri 3.02 km/sn'dir. Bu kayıttan elde edilen gözlemsel ve teorik grup hızı eğrisi ve ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer altı modeli Şekil 54'de gösterilmektedir. Şekil 55'de yapılan ters çözüm sonucu elde edilen normalize edilmiş çözünürlük matrisi gösterilmektedir. Her biri 1 km'den oluşan 66 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, genel anlamda bir uyum görülmektedir verinin periyot aralığı da istenilen derinlikteki bilgiye ulaşmak için uygundur. 50 km derinlikten sonra önemli bir hız artışı görülmektedir. Tablo 11'de bu depremin tabakalı yer altı modeline ait parametreler görülmektedir.



Şekil 54. 2009.08.01 depremi RSDY istasyonu Love dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



Şekil 55. 2009.08.01 depremi RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

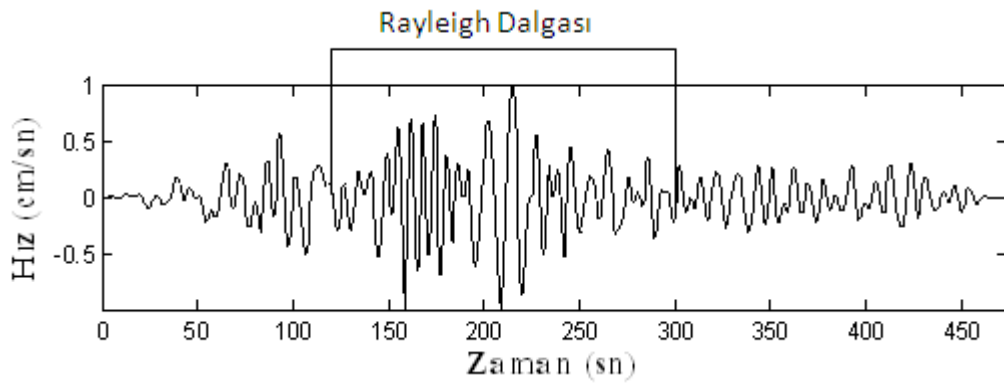
Bu depremin grup hızı eğrisi kıtasal Love karakterindedir. Gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri arasında iyi bir uyum vardır. Ters çözüm sonucu kesme dalgası hız değeri üst kabuk için 2.285 km/sn, orta kabuk için 3.050 km/sn ve alt kabuk için ise 3.888 km/sn'dir. Kabuk-Manto geçişinde elde edilen P-dalgası hızı 7.588 km/sn ve S-dalgası hızı ise 4.086 km/sn'dir. Bu değerler diğer yapılan çalışmalar dikkate alındığında yakındır. Ters çözüm sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 39 km'dir.

Tablo 11. 2009.08.01 depremi RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
4	3.947	2.285	2.310
15	5.297	3.050	2.558
20	6.795	3.888	2.926
Kabuk-Manto Geçişi (Moho)	7.588	4.086	3.170

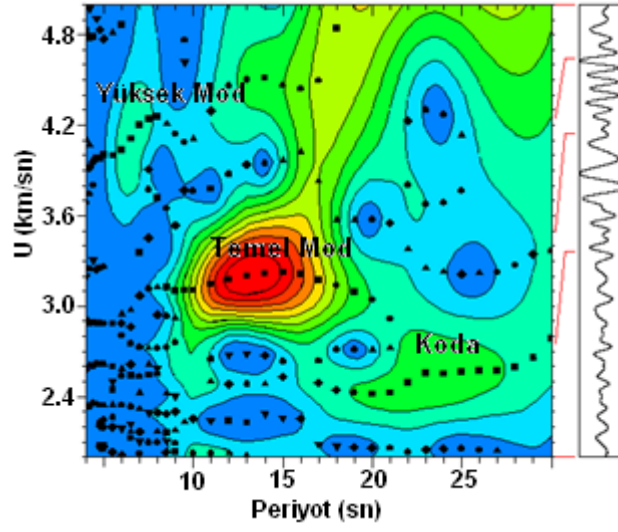
### 2.3.5. 2009.09.08 Tarihli Deprem

Bu depremle ilgili parametreler Tablo 2’de verilmiştir. Kullanılan istasyonlar ve deprem lokasyonu Şekil 14’de gösterilmektedir (beyaz çizgi). Bu depremin DIKM ve KVT istasyonu düşey bileşen kaydı kullanılmıştır. Şekil 56’da DIKM istasyonu düşey bileşen kaydı gösterilmektedir. Kaydın örnekleme aralığı 0.02 sn’dir. Büyük Kafkaslarda meydana gelen ve hem kıtasal hem de okyanusal yörüngede yayılan bu depremin episantr uzaklığı 671.1 km’dir.

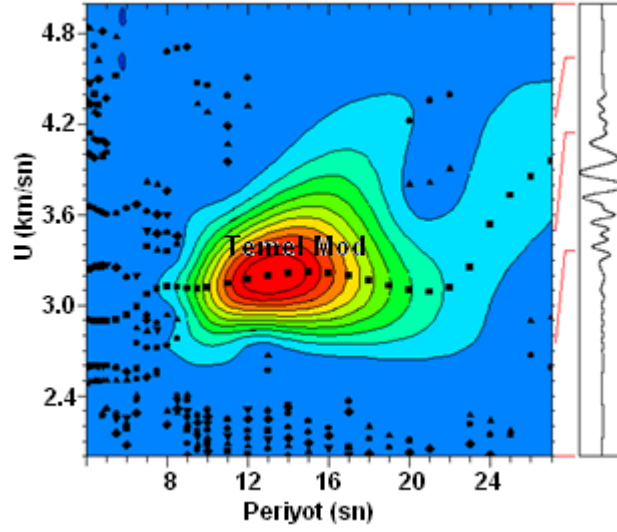


Şekil 56. 5 Nolu depremin DIKM istasyonu düşey bileşen kaydı

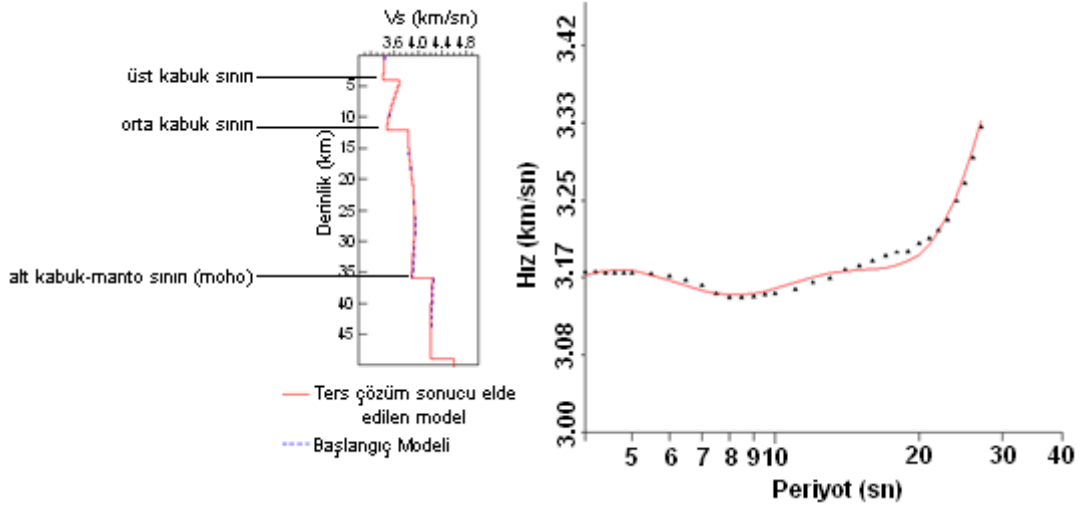
Şekil 57’de bu kaydın MFT yapılmadan önceki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası ve Şekil 58’de ise MFT yapıldıktan sonraki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 4 sn ve maksimum periyot ise 27 sn’dir. Elde edilen minimum grup hızı değeri 3.17 km/sn ve maksimum grup hızı değeri 3.33 km/sn’dir. Bu kayıttan elde edilen gözlemsel ve teorik grup hızı eğrisi ve ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer altı modeli Şekil 59’da gösterilmektedir. Şekil 60’da yapılan ters çözüm sonucu elde edilen normalize edilmiş çözünürlük matrisi gösterilmektedir. Her biri 1 km’den oluşan 50 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, referans noktalarında çok küçük kaymalar gözlenmiştir. Bunun sebebi olarak seçilen model ya da verinin uzunluğu-kısalığı olabilir. 10 km’den ve 40 km’den sonra hız artışları görülmektedir. Bu durum dispersiyon eğrisinin karakteri ile de uygundur. Tablo 12’de bu depremin tabakalı yer altı modeline ait parametreler görülmektedir.



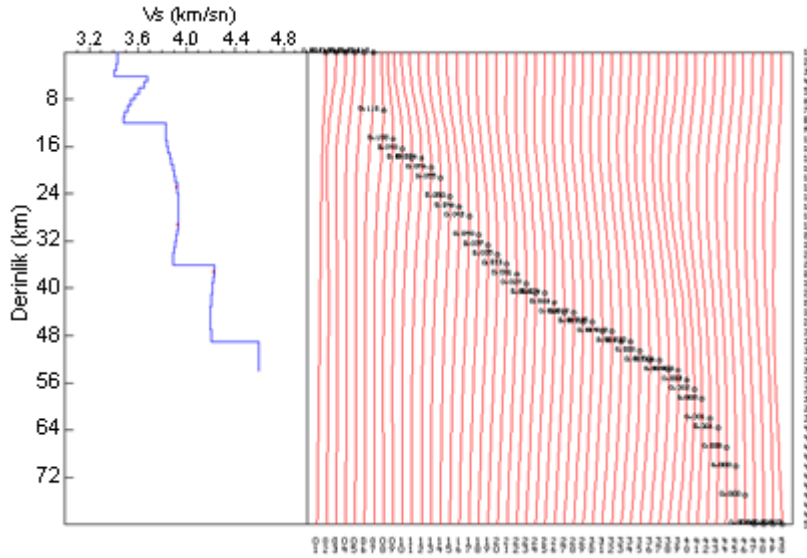
Şekil 57. MFT yapılmadan önceki DIKM istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 58. MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 59. 2009.09.08 depremi DIKM istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



Şekil 60. 2009.09.08 depremi DIKM istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

Bu depremin grup hızı eğrisinin genel karakteri incelendiğinde, Doğu Karadeniz'in orta bölgesinde okyanusal kabuk özelliğini temsil ettiği gözlenmektedir ve okyanusal Rayleigh karakterindedir ve ilk başta ters daha sonra normal dispersiyon göstermektedir. Okyanusal tabakanın gösterdiği etkiden dolayı dalganın yapısında değişiklikler meydana

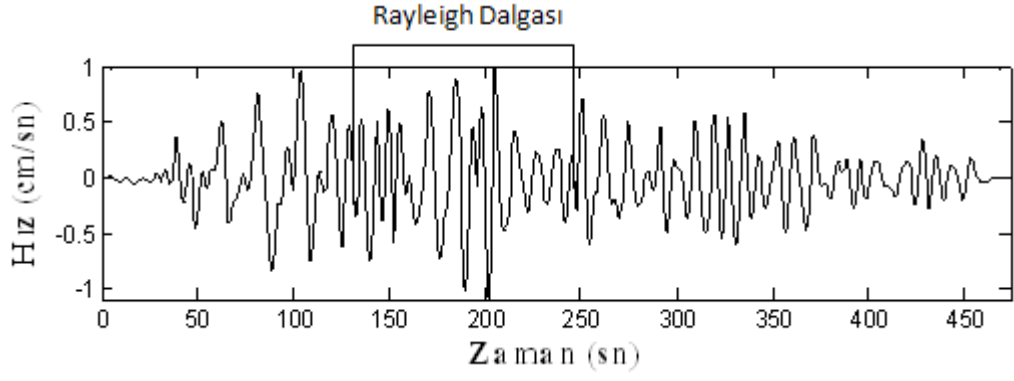
gelmiştir. Gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri iyi bir uyum göstermektedir. Ters çözüm sonucu kesme dalgası hız değeri üst kabuk için 3.409 km/sn, orta kabuk için 3.482 km/sn ve alt kabuk için ise 3.886 km/sn'dir. Kabuk-Manto geçişinde elde edilen P-dalgası hızı 7.761 km/sn ve S-dalgası hızı ise 4.234 km/sn'dir. Bu değerler diğer yapılan çalışmalar dikkate alındığında uyumludur. Ters çözüm sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 36 km'dir.

Tablo 12. 2009.09.08 depremi DIKM istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

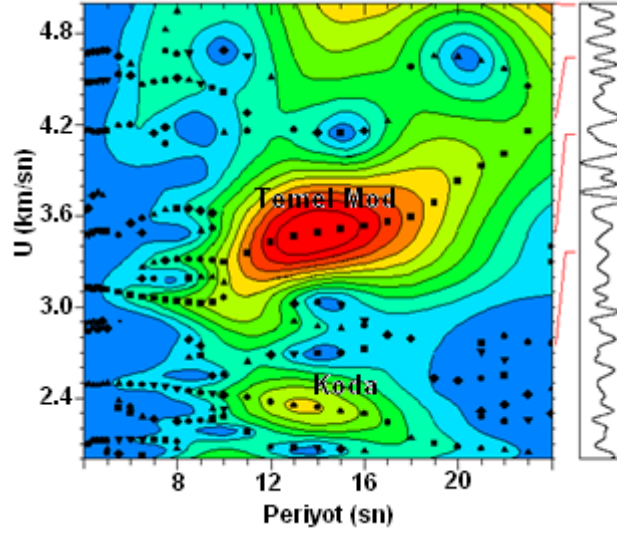
Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
4	5.859	3.409	2.672
8	5.969	3.482	2.693
20	6.605	3.886	2.881
Kabuk-Manto Geçışı (Moho)	7.761	4.234	3.234

Şekil 61'de aynı depremin KVT istasyonu düşey bileşen kaydı gösterilmektedir. Depremin örnekleme aralığı 0.02 sn ve episantr uzaklığı 622.2 km'dir. Şekil 62'de MFT yapılmadan önceki ve Şekil 63'de MFT yapıldıktan sonraki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. Düşey bileşen kaydıyla ilişkili olarak bunda da MFT yapılmadan önce genellikle ilişkili kontur haritalarında kodalar ve yüksek modlar net bir şekilde görülmektedir. Fakat MFT'den sonra bu kodalar ve yüksek modlar ortadan kalkmış durumdadır. Elde edilen minimum periyot 5.5 sn ve maksimum periyot 20 sn iken, minimum grup hızı değeri 3.27 km/sn ve maksimum periyot grup hızı değeri 3.62 km/sn'dir. Bu kayıttan elde edilen gözlemsel ve teorik grup hızı eğrisi ve ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer altı modeli Şekil 64'de gösterilmektedir. Şekil 65'de yapılan ters çözüm sonucu elde edilen normalize edilmiş çözünürlük matrisi gösterilmektedir. Her biri 1 km'den oluşan 48 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, 4 ile 42 km arasındaki çözüm iyidir. Ters çözüm sonucu elde edilen modele ait parametreler Tablo 13' de verilmektedir.

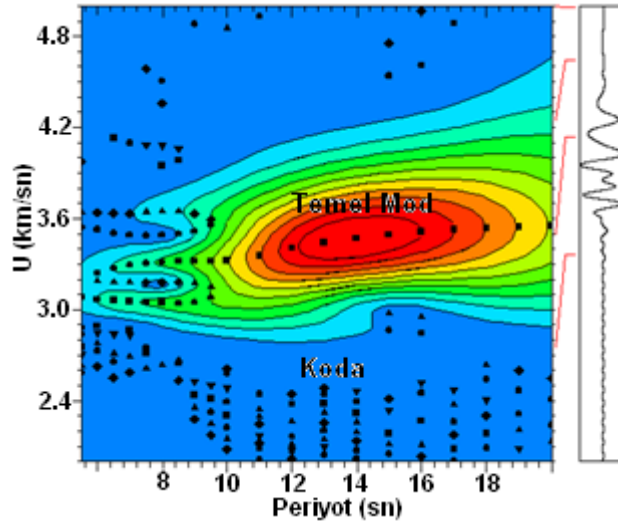




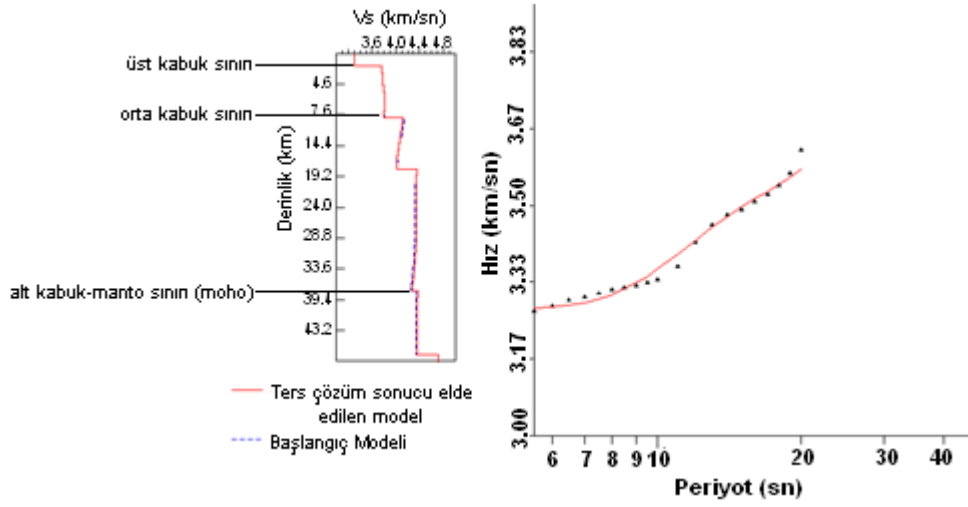
Şekil 61. 5 Nolu depremin KVT istasyonu düşey bileşen kaydı



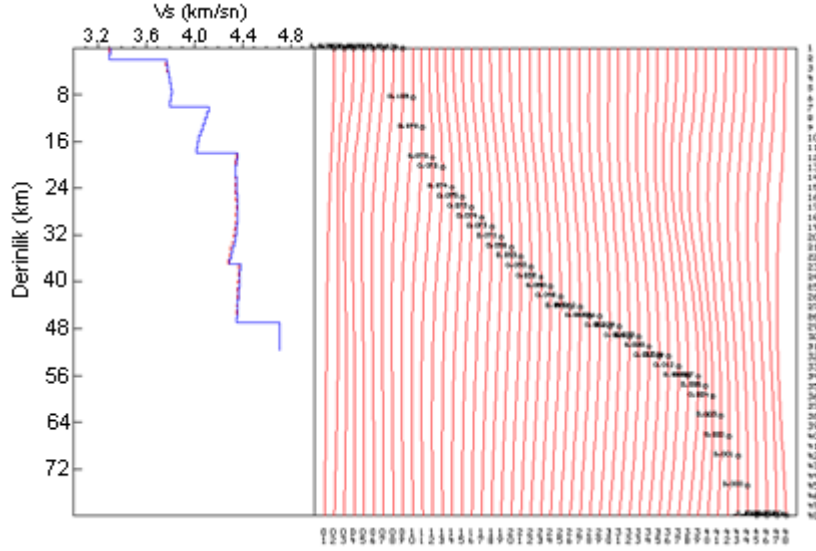
Şekil 62. MFT yapılmadan önceki KVT istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 63. MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 64. 2009.09.08 depremi KVT istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



Şekil 65. 2009.09.08 depremi KVT istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

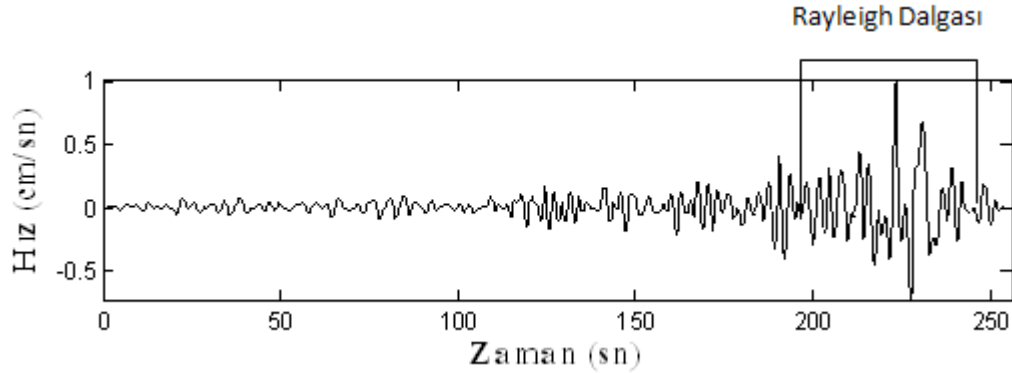
Bu depremin dispersiyon eğrisinde ise kaydedilen istasyonun bulunduğu yer ve dalganın seyahat ettiği yörünge dikkate alındığında, denizel ortamında bulunmasına rağmen kıtasal Rayleigh karakterinde olduğu görülmektedir ve normal dispersiyon göstermektedir. Gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri arasında çok iyi bir uyum olduğu söylenemez. Ters çözüm sonucu elde edilen değerlerden üç tabakalı modele göre, kesme dalgası hızı değeri üst kabuk için 3.296 km/sn, orta kabuk için 3.802 km/sn ve alt kabuk için ise 4.281 km/sn'dir. Kabuk-Manto geçişinde elde edilen P-dalgası hızı 7.805 km/sn ve S-dalgası hızı ise 4.369 km/sn'dir. Bu değerler diğer yapılan çalışmalar dikkate alındığında uyumludur. Ters çözüm sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 37 km'dir.

Tablo 13. 2009.09.08 depremi KVT istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
2	5.708	3.296	2.641
8	6.535	3.802	2.862
27	7.317	4.281	3.070
Kabuk-Manto Geçışı (Moho)	7.805	4.369	3.231

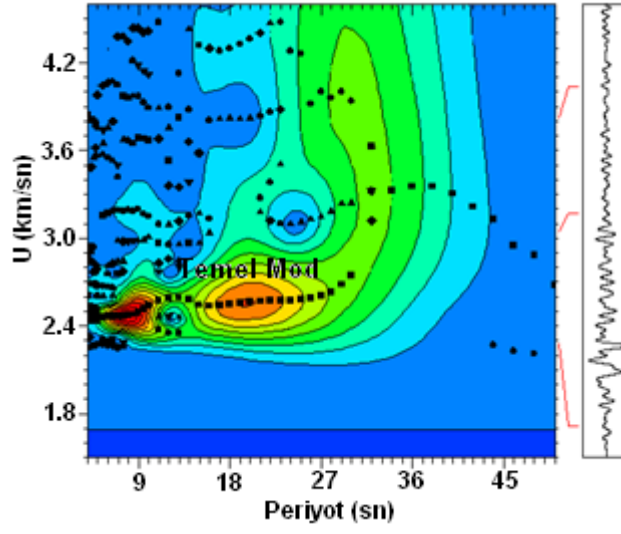
### 2.3.6. 2009.09.12 Tarihli Deprem

Bu depremle ilgili parametreler Tablo 2’de verilmiştir. Kullanılan istasyon ve deprem lokasyonu Şekil 14’de gösterilmektedir (kahve çizgi). Bu depremin RSDY istasyonunun düşey ve teğetsel bileşen kayıtları kullanılmıştır. Şekil 66’da RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı gösterilmektedir. Kaydın örnekleme aralığı 0.02 sn’dir. Depremin episantr uzaklığı 554.7 km’dir. Büyük Kafkaslarda meydana gelen ve hem kıtasal hem de okyanusal yörüngede yayılan bu depremde zaman kayması problemi olabileceği düşünülmüştür.

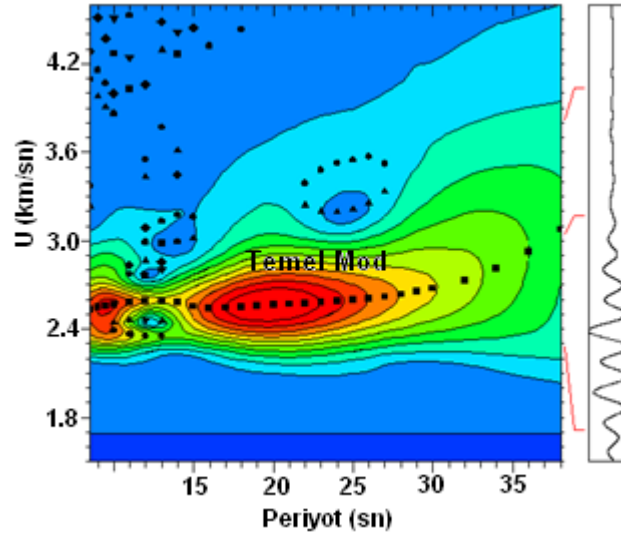


Şekil 66. 6 Nolu depremin RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı

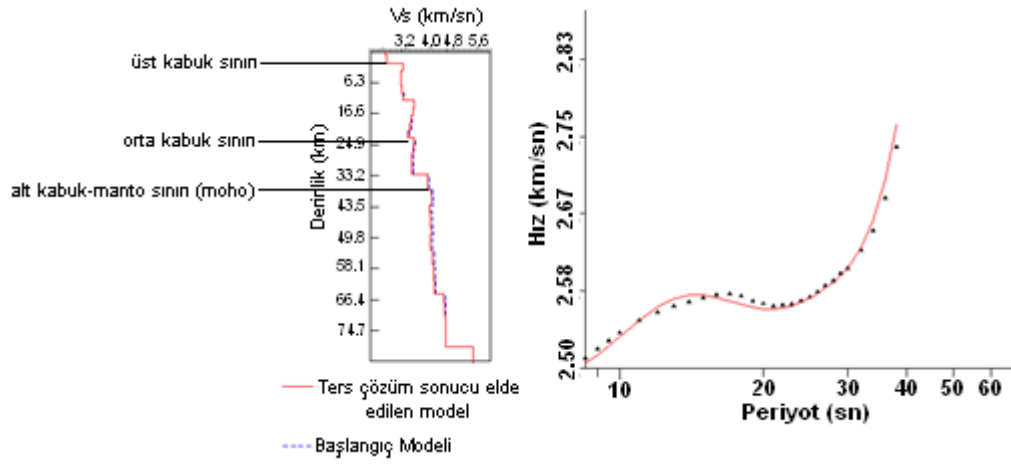
Şekil 67’de bu kaydın MFT yapılmadan önceki ve Şekil 68’de ise MFT yapıldıktan sonraki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 8.5 sn ve maksimum periyot ise 38 sn’dir. Elde edilen minimum grup hızı değeri 2.51 km/sn ve maksimum grup hızı değeri 2.73 km/sn’dir. Bu kayıttan elde edilen gözlemsel ve teorik grup hızı eğrisi ve ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer altı modeli Şekil 69’da gösterilmektedir. Şekil 70’de yapılan ters çözüm sonucu elde edilen normalize edilmiş çözünürlük matrisi gösterilmektedir. Her biri 1, 2 ve 3’er km’den oluşan 36 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, genel anlamda bir uyum görülmektedir. 20 ile 30 km derinliklerinde düşük hızlı zona giren dalganın tabaka kalınlıklarını dikkate alarak yapılan çözüm irdelendiğinde özellikle 68. km yani 34. tabakadan sonra zayıftır. Aynı şekilde ilk tabakalarda da çözüm zayıftır. Tablo 14’de bu depremin tabakalı yer altı modeline ait parametreler görülmektedir.



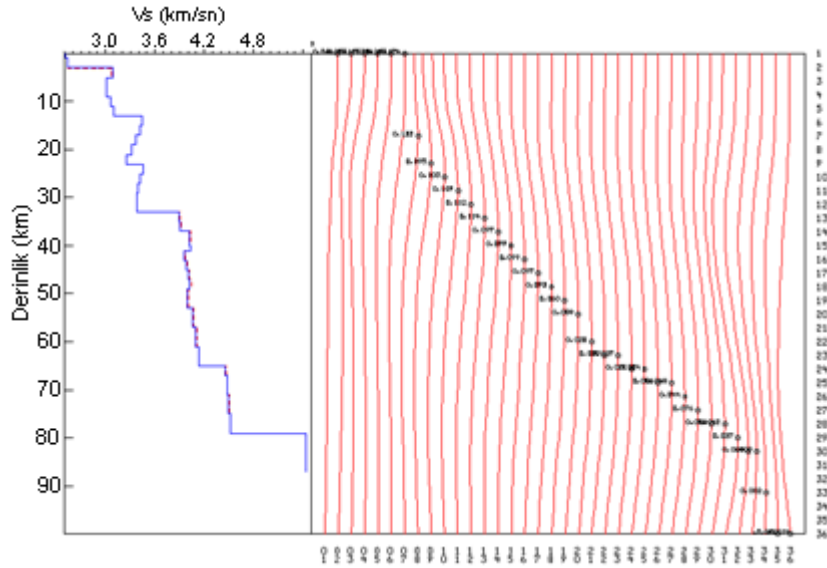
Şekil 67. MFT yapılmadan önceki RSDY istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 68. MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 69. 2009.09.012 depremi RSDY istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



Şekil 70. 2009.09.12 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için normaliz edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

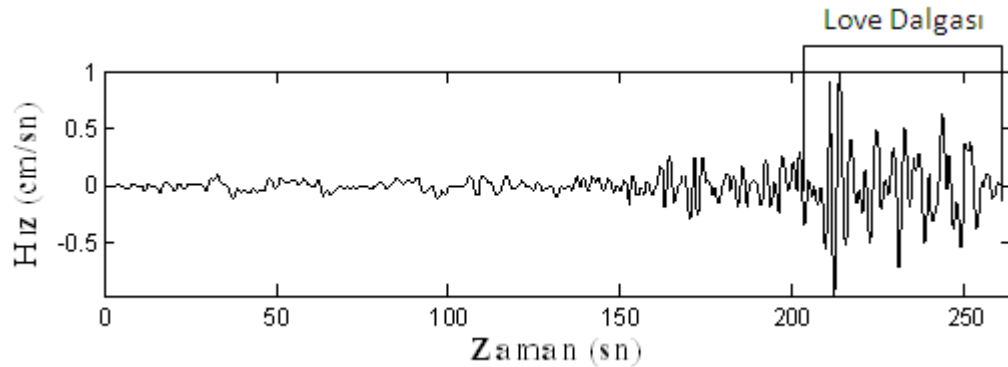
Bu depremin grup hızı eğrisi kıtasal Rayleigh karakterindedir ve ters ve normal dispersiyon göstermektedir. Gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri arasında iyi bir uyum vardır. Ters çözüm sonucu elde edilen değerlerden üç tabakalı modele göre, kesme dalgası hızı değeri üst kabuk için 2.531 km/sn, orta kabuk için 3.257 km/sn ve alt kabuk için ise 3.914 km/sn'dir. Kabuk-Manto geçişinde elde edilen P-dalgası hızı 7.604 km/sn ve S-

dalgası hızı ise 4.033 km/sn'dir. Bu değerler diğer yapılan çalışmalar dikkate alındığında uyumludur. Ters çözüm sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 37 km'dir.

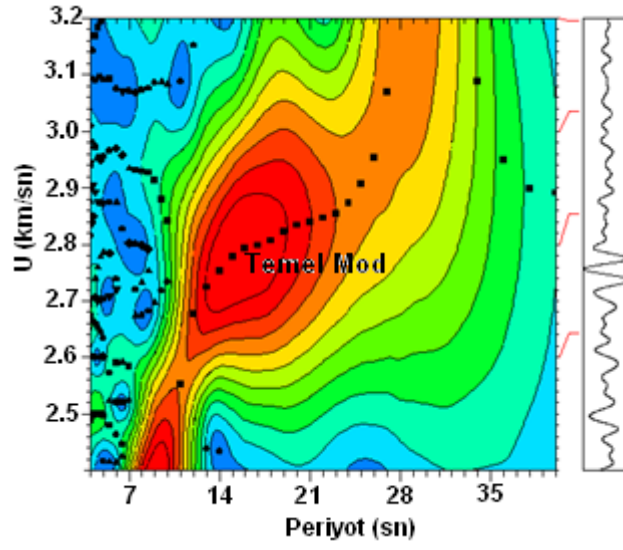
Tablo 14. 2009.09.12 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
3	4.266	2.531	2.359
20	5.753	3.257	2.660
14	7.379	3.914	3.135
Kabuk-Manto Geçişi (Moho)	7.604	4.033	3.213

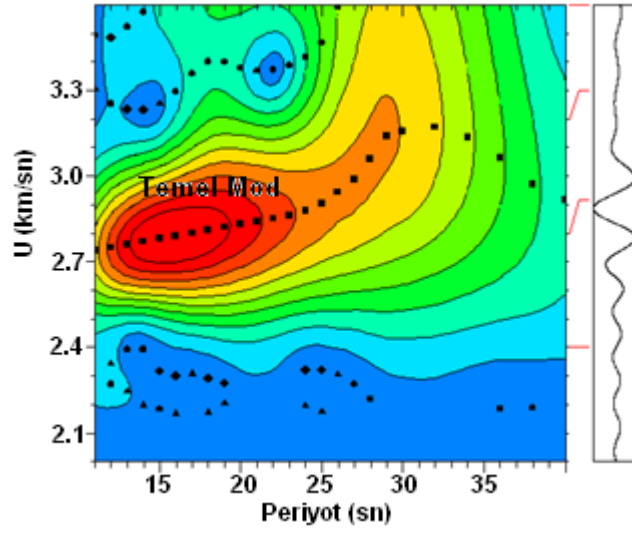
Şekil 71'de aynı depremin teğetsel bileşen kaydı gösterilmektedir. Şekil 72'de bu kaydın MFT yapılmadan önceki ve Şekil 73'de ise MFT yapıldıktan sonraki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 11 sn ve maksimum periyot ise 42 sn civarındadır. Elde edilen minimum grup hızı değeri 2.75 km/sn ve maksimum grup hızı değeri 3.12 km/sn civarındadır. Bu kayıttan elde edilen gözlemsel ve teorik grup hızı eğrisi ve ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer altı modeli Şekil 74'de gösterilmektedir. Şekil 75'de ters çözüm sonucu elde edilen normalize edilmiş çözünürlük matrisi görülmektedir. Her biri 1 km'den oluşan 69 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, 10 ile 49 km. arasındaki çözüm iyidir. 30 ile 50 km arasından da ani bir eğim oluşmuştur. Tablo 15'de bu depremin tabakalı yer altı modeline ait parametreler görülmektedir.



Şekil 71. 6 Nolu depremin RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı

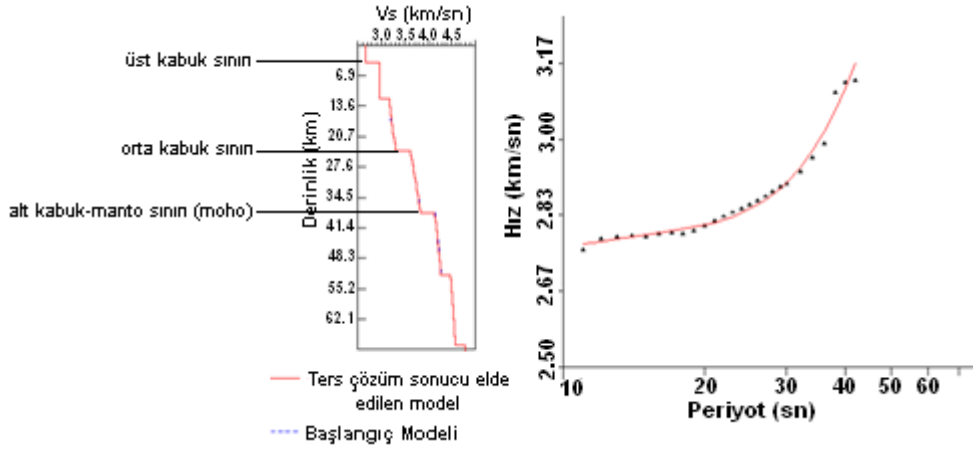


Şekil 72. MFT yapılmadan önceki RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası

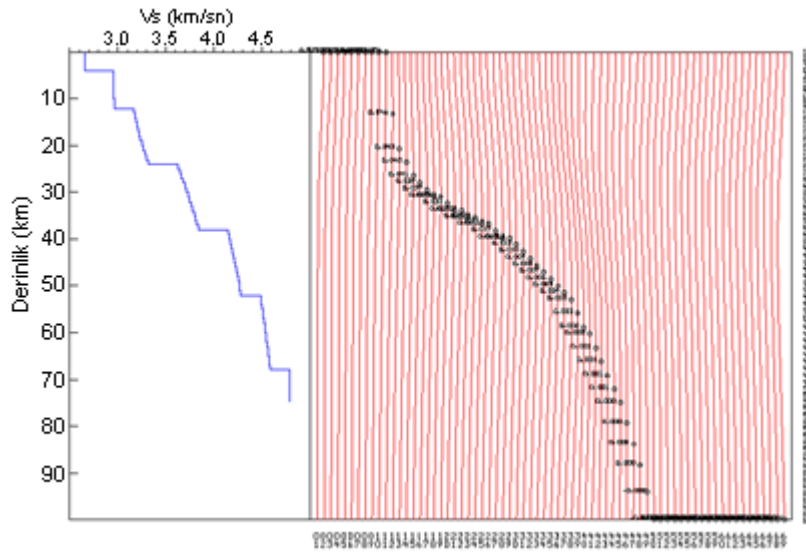


Şekil 73. MFT yapıldıktan sonraki Love dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası





Şekil 74. 2009.09.012 depremi RSDY istasyonu Love dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



Şekil 75. 2009.09.12 depremi RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

Bu depremin grup hızı eğrisi kıtasal Love karakterindedir ve normal dispersiyon göstermektedir. Gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri arasında iyi bir uyum vardır. Ters çözüm sonucu elde edilen değerlerden üç tabakalı modele göre, kesme dalgası hız değeri üst kabuk için 2.660 km/sn, orta kabuk için 3.314 km/sn ve alt kabuk için ise 3.831 km/sn'dir. Kabuk-Manto geçişinde elde edilen P-dalgası hızı 7.792 km/sn ve S-dalgası hızı

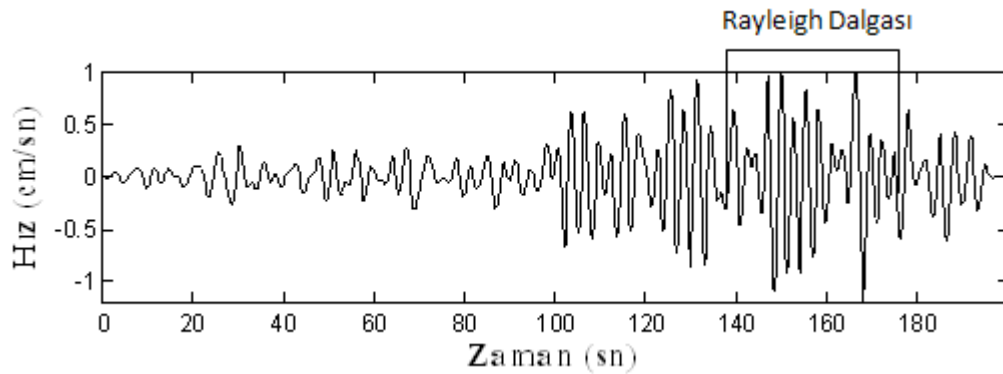
ise 4.144 km/sn'dir. Bu değerler diğer yapılan çalışmalarla uyumludur. Ters özüm sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 37 km'dir.

Tablo 15. 2009.09.12 depremi RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
3	4.595	2.660	2.409
20	5.756	3.314	2.651
14	6.635	3.831	2.887
Kabuk-Manto Geçişi (Moho)	7.792	4.144	3.242

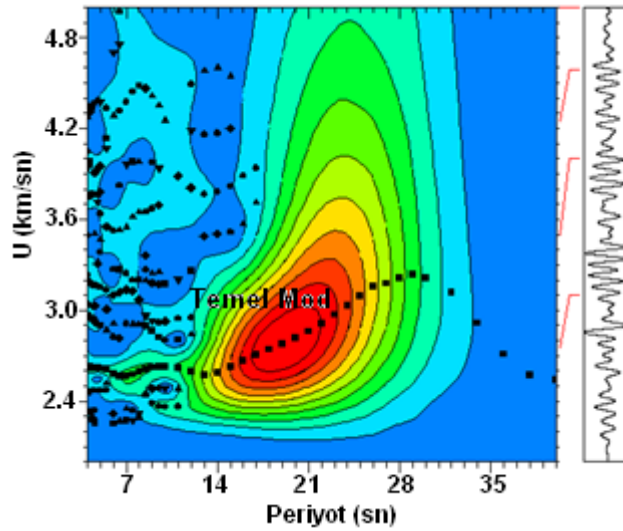
### 2.3.7. 2010.06.07 Tarihli Deprem

Bu depremle ilgili parametreler Tablo 2'de verilmiřtir. Kullanılan istasyon ve deprem lokasyonu Őekil 14'de gösterilmektedir (Mor izgi). Bu depremin RSDY istasyonunun dūřey bileřen kaydı kullanılmıřtır. Őekil 76'da RSDY istasyonu dūřey bileřen kaydı gösterilmektedir. Kaydın rnekleme aralıęı 0.02 sn'dir. Depremin episantr uzaklıęı 434.2 km'dir. Būyūk Kafkaslarda meydana gelen ve hem okyanusal hem de kıtasal yrūngede yayılan bu depremin kaydına bakıldıęında iyi bir dalga zarfı görülmektedir.

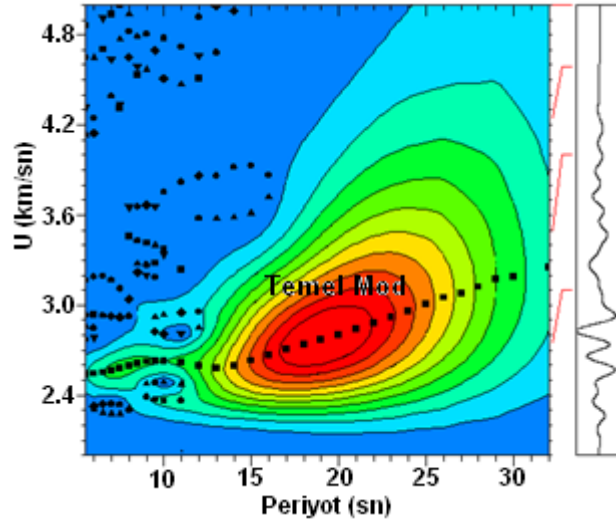


Őekil 76. 7 Nolu depremin RSDY istasyonu dūřey bileřen kaydı

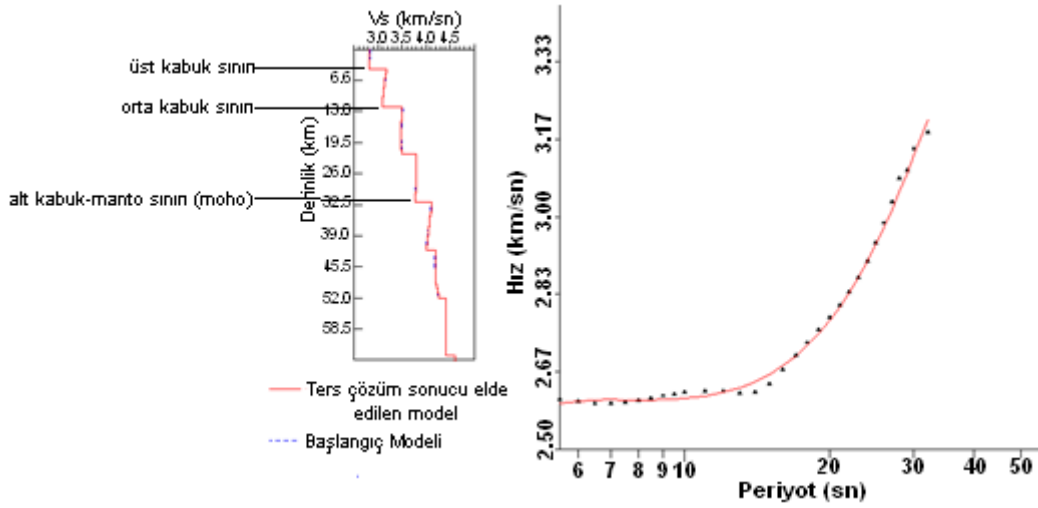
Şekil 77’de bu kaydın MFT yapılmadan önceki ve Şekil 78’de ise MFT yapıldıktan sonraki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 5.5 sn ve maksimum periyot ise 32 sn’dir. Elde edilen minimum grup hızı değeri 2.60 km/sn ve maksimum grup hızı değeri 3.18 km/sn’dir. Bu kayıttan elde edilen gözlemsel ve teorik grup hızı eğrisi ve ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer altı modeli Şekil 79’da gösterilmektedir. Şekil 80’de yapılan ters çözüm sonucu elde edilen normalize edilmiş çözünürlük matrisi gösterilmektedir. Her biri 1 km’den oluşan 65 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, genel anlamda çözüm iyidir. Dispersiyon eğrisinin hız değişkenliği ile çözünürlük matrisinin hız değişkenliği benzerdir. Tablo 16’da bu depremin tabakalı yer altı modeline ait parametreler görülmektedir.



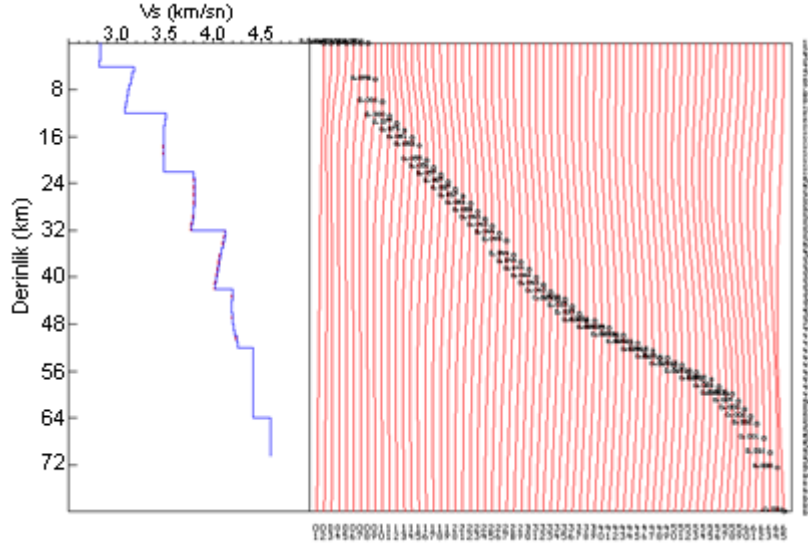
Şekil 77. MFT yapılmadan önceki RSDY istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 78. MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 79. 2010.06.07 depremi RSDY istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hızı yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



Şekil 80. 2010.06.07 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

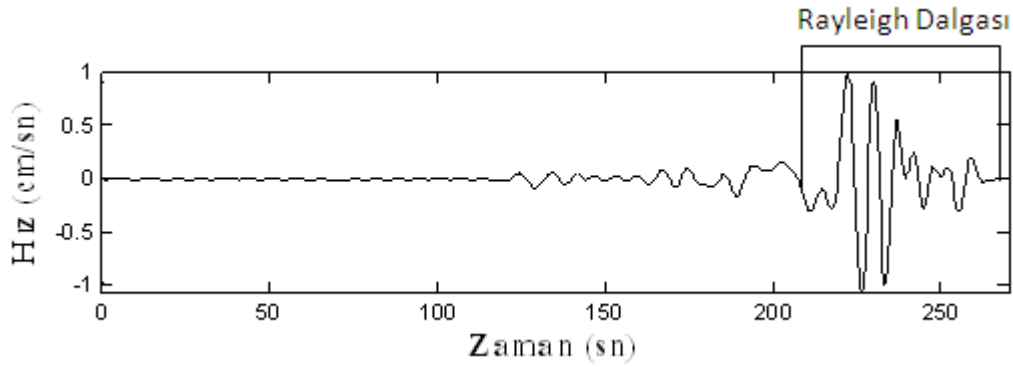
Bu depremin grup hızı eğrisi denizel ortamda da seyahat ediyorsa bile, kıtasal kabuk özelliği baskındır ve kıtasal Rayleigh karakterindedir ve normal dispersiyon göstermektedir. Gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri arasında iyi bir uyum vardır. Ters çözüm sonucu elde edilen değerlerden üç tabakalı modele göre, kesme dalgası hız değeri üst kabuk için 2.813 km/sn, orta kabuk için 3.086 km/sn ve alt kabuk için ise 3.770 km/sn'dir. Kabuk-Manto geçişinde elde edilen P-dalgası hızı 7.713 km/sn ve S-dalgası hızı ise 4.119 km/sn'dir. Bu değerler diğer yapılan çalışmalar dikkate alındığında uyumludur. Ters çözüm sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 32 km'dir.

Tablo 16. 2010.06.07 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk $gr/cm^3$
4	4.844	2.813	2.466
8	5.144	3.086	2.530
20	6.874	3.770	2.945
Kabuk-Manto Geçişi (Moho)	7.713	4.119	3.209

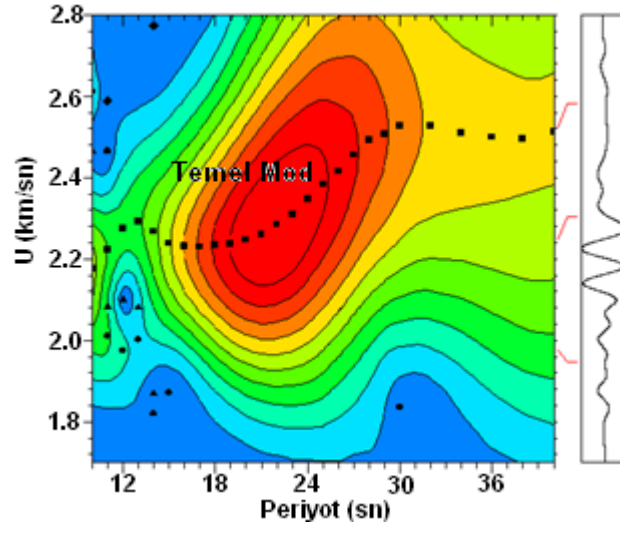
### 2.3.8. 2011.01.19 Tarihli Deprem

Bu depremle ilgili parametreler Tablo 2’de verilmiştir. Kullanılan istasyon ve deprem lokasyonu Şekil 14’de gösterilmektedir (Sarı çizgi). Bu depremin RSDY istasyonunun düşey ve teğetsel bileşen kayıtları kullanılmıştır. Ters çözüm aşamasında her iki bileşen için de başlangıç modeli olarak aynı model kullanılmıştır. Şekil 81’de düşey bileşen kaydı gösterilmektedir. Kaydın örnekleme aralığı 0.02 sn’dir. Depremin episantr uzaklığı 475.01 km’dir. Büyük Kafkaslarda meydana gelen depremde kıtasal yörünge hakimdir ancak okyanusal tabakanın da etkisi vardır.

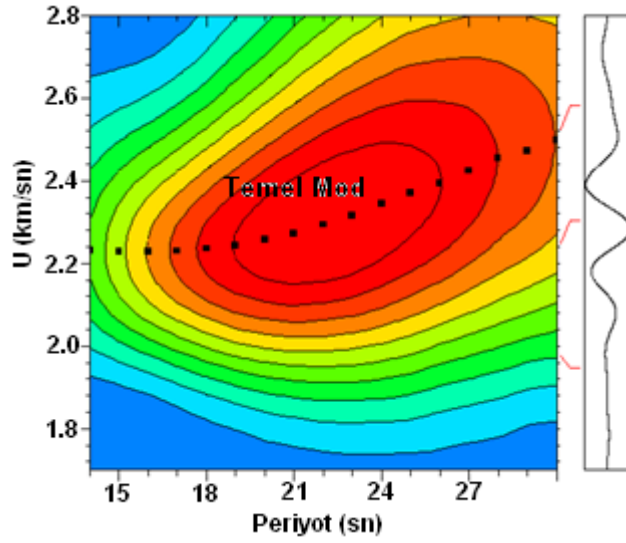


Şekil 81. 8 Nolu depremin RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı

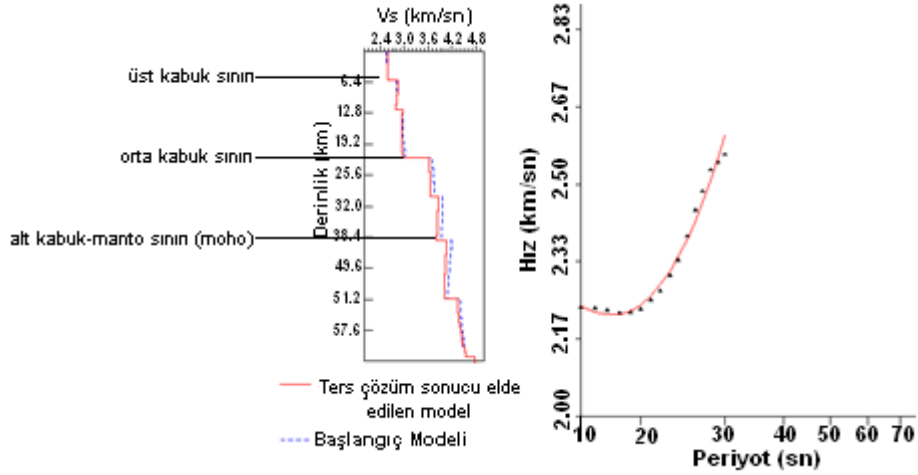
Şekil 82’de bu kaydın MFT yapılmadan önceki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. Şekil üzerinde temel modla ilişkili ortalama genlikler net bir şekilde görülmektedir. Şekil 83’de ise MFT yapıldıktan sonraki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 15 sn ve maksimum periyot ise 30 sn civarındadır. Elde edilen minimum grup hızı değeri 2.23 km/sn ve maksimum grup hızı değeri 2.56 km/sn civarındadır. Bu kayıttan elde edilen gözlemsel ve teorik grup hızı eğrisi ve ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer altı modeli Şekil 84’de gösterilmektedir. Şekil 85’de yapılan ters çözüm sonucu elde edilen normalize edilmiş çözünürlük matrisi gösterilmektedir. Her biri 1 km’den oluşan 64 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, 17 ile 57 km arasında bulunan sonuç iyi olarak nitelendirilebilir. Orta kabukta hızlı bir artış vardır. Bunun sebebi kıtasal kabuktan daha çok etkilenmesi olabilir. Tablo 17’de bu depremin tabakalı yer altı modeline ait parametreler görülmektedir.



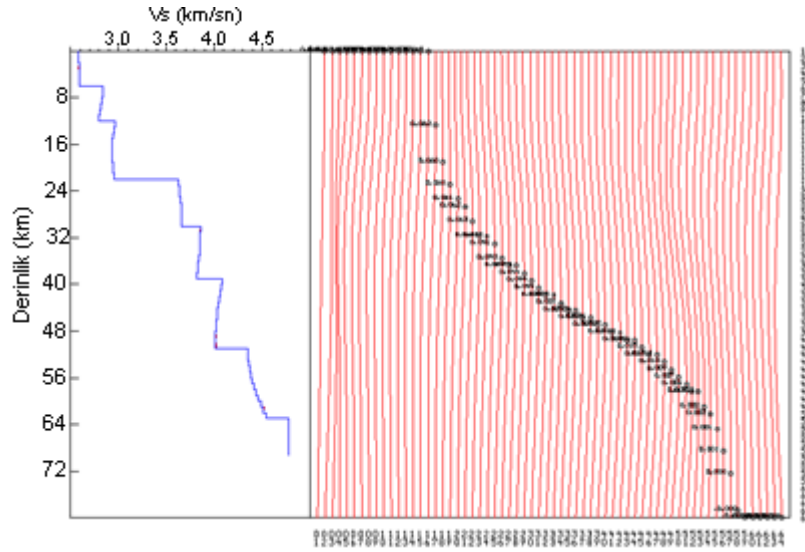
Şekil 82. MFT yapılmadan önceki RSDY istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 83. MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 84. 2011.01.19 depremi RSDY istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



Şekil 85. 2011.01.19 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

Bu depremin grup hızı eğrisi sedimanter Rayleigh karakterindedir ve normal dispersiyon göstermektedir. Ayrıca 20 sn civarında bir yerel minimum yapmıştır ve buda Airy fazına karşılık gelmektedir. Gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri arasında iyi bir uyum vardır. Ters çözüm sonucu elde edilen değerlerden üç tabakalı modele göre, kesme dalgası hızı değeri üst kabuk için 2.592 km/sn, orta kabuk için 2.960 km/sn ve alt kabuk

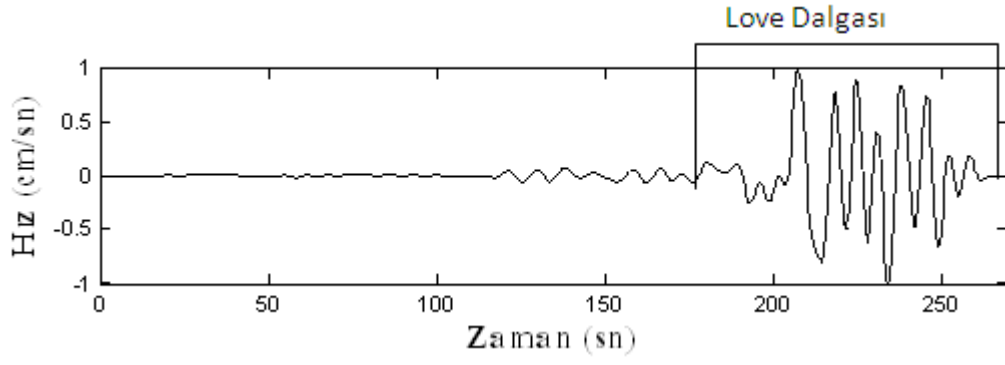


için ise 3.816 km/sn'dir. Kabuk-Manto geçişinde elde edilen P-dalgası hızı 7.589 km/sn ve S-dalgası hızı ise 4.079 km/sn'dir. Bu değerler diğer yapılan çalışmalar dikkate alındığında uyumludur. Ters çözüm sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 39 km'dir.

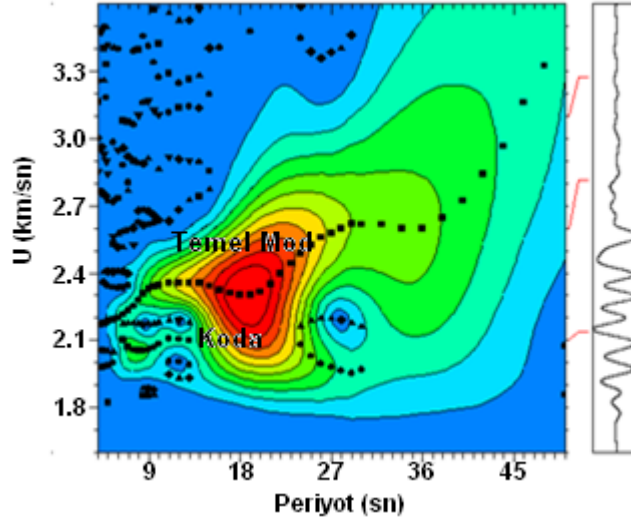
Tablo 17. 2011.01.19 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
6	4.478	2.592	2.386
16	5.140	2.960	2.528
17	6.590	3.816	2.873
Kabuk-Manto Geçışı (Moho)	7.589	4.079	3.171

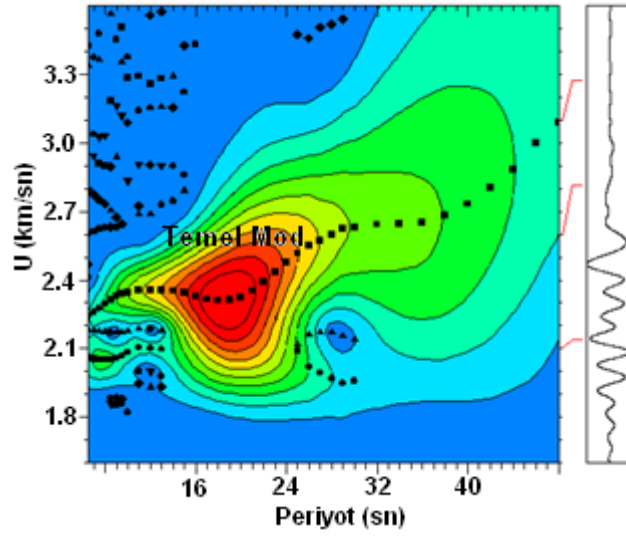
Şekil 86'da aynı depremin teğetsel bileşen kaydı gösterilmektedir. Şekil 87'de bu kaydın MFT yapılmadan önceki ve Şekil 88'de ise MFT yapıldıktan sonraki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 10 sn ve maksimum periyot ise 46 sn civarındadır. Elde edilen minimum grup hızı değeri 2.34 km/sn ve maksimum grup hızı değeri 2.88 km/sn civarındadır. Bu kayıttan elde edilen gözlemsel ve teorik grup hızı eğrisi ve ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer altı modeli Şekil 89'da gösterilmektedir. Şekil 90'da yapılan ters çözüm sonucu elde edilen normalize edilmiş çözünürlük matrisi gösterilmektedir. Her biri 1 km'den oluşan 64 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, 40 km'den sonra çözümün zayıfladığı söylenebilir. Fakat istenilen derinliğe ulaşıldığı için amaca ulaşılmıştır. Love dalgası yanal yönlü değişimden daha çok etkilendiğinden dolayı, düşük hızlı zonun varlığını ortaya çıkarmıştır. Tablo 18'de bu depremin tabakalı yer altı modeline ait parametreler görülmektedir.



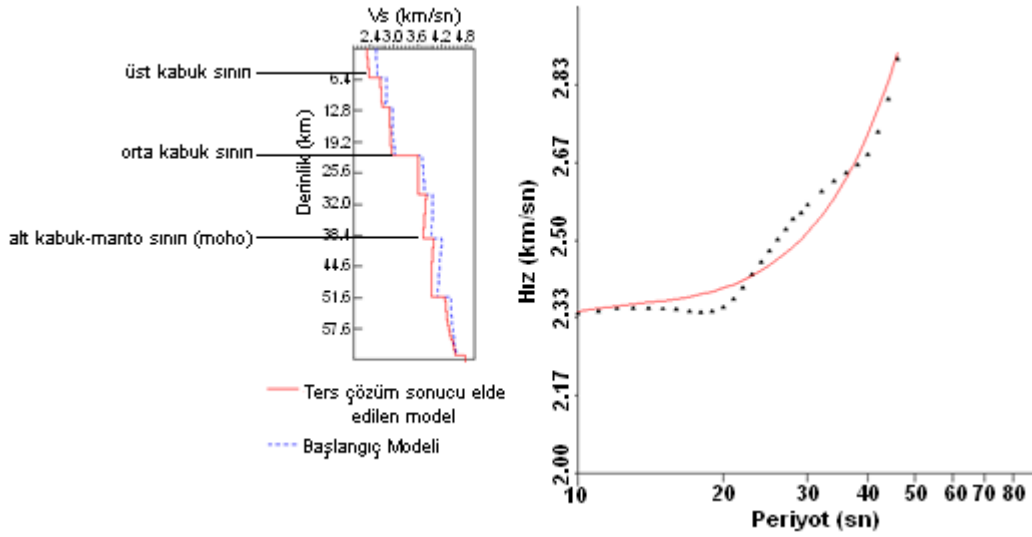
Şekil 86. 8 Nolu depremin RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı



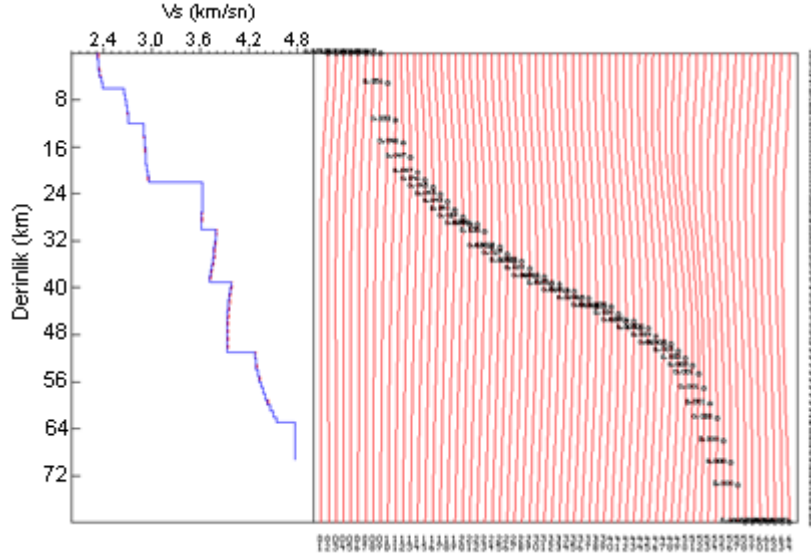
Şekil 87. MFT yapılmadan önceki RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 88. MFT yapıldıktan sonraki Love dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 89. 2011.01.19 depremi RSDY istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



Şekil 90. 2011.01.19 depremi RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

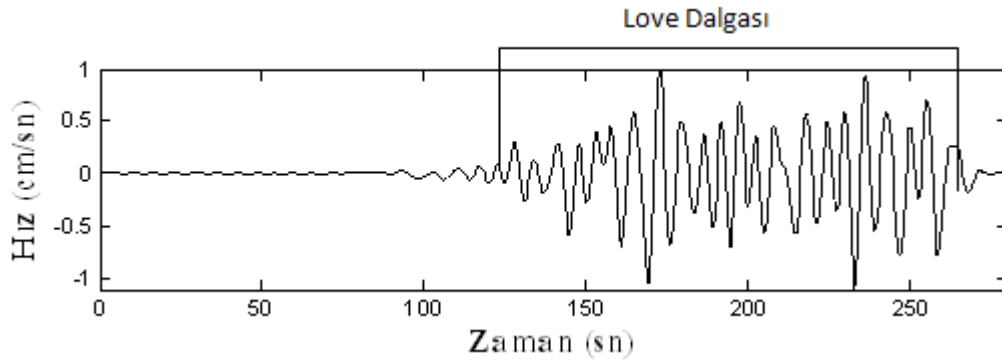
Bu depremin grup hızı eğrisi kıtasal Love karakterindedir ve normal dispersiyon göstermektedir. Gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri arasında iyi bir uyum olduğu söylenemez. Ters çözüm sonucu elde edilen değerlerden üç tabakalı modele göre, kesme dalgası hızı değeri üst kabuk için 2.384 km/sn, orta kabuk için 2.948 km/sn ve alt kabuk için ise 3.820 km/sn'dir. Kabuk-Manto geçişinde elde edilen P-dalgası hızı 7.596 km/sn ve S-dalgası hızı ise 4.083 km/sn'dir. Bu değerler diğer yapılan çalışmalar dikkate alındığında uyumludur. Ters çözüm sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 39 km'dir.

Tablo 18. 2011.01.19 depremi RSDY istasyonu teğetsel bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
6	4.117	2.384	2.337
16	5.118	2.948	2.522
17	6.597	3.820	2.888
Kabuk-Manto Geçışı (Moho)	7.596	4.083	3.192

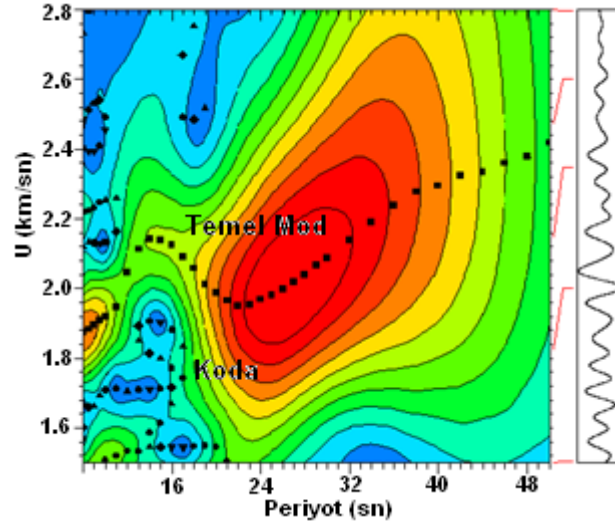
### 2.3.9. 2011.08.18 Tarihli Deprem

Bu depremle ilgili parametreler Tablo 2’de verilmiştir. Bu depremle ilişkili KTUT istasyonu teğetsel bileşen kullanılmıştır. Şekil 91’de teğetsel bileşen kaydı gösterilmektedir. Kullanılan istasyon ve deprem lokasyonu Şekil 14’de gösterilmektedir (Turuncu çizgi). Kaydın örnekleme aralığı 0.02 sn’dir. Küçük Kafkaslarda meydana gelen depremin episantr uzaklığı 308.5 km’dir.

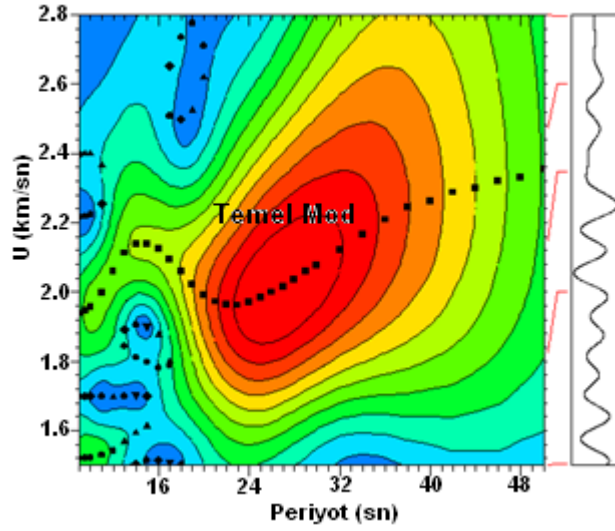


Şekil 91. 9 Nolu depremin KTUT istasyonu teğetsel bileşen kaydı

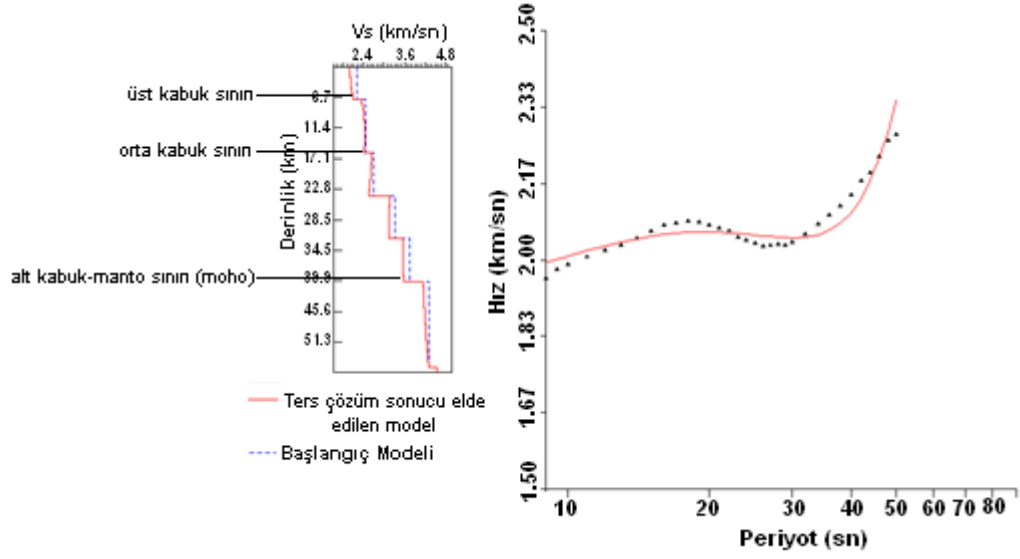
Şekil 92’de bu kaydın MFT yapılmadan önceki ve Şekil 93’de ise MFT yapıldıktan sonraki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 9 sn ve maksimum periyot ise 50 sn’dir. Elde edilen minimum grup hızı değeri 1.95 km/sn ve maksimum grup hızı değeri 2.27 km/sn’dir. Bu kayıttan elde edilen gözlemsel ve teorik grup hızı eğrisi ve ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer altı modeli Şekil 94’de gösterilmektedir. Şekil 95’de yapılan ters çözüm sonucu elde edilen normalize edilmiş çözünürlük matrisi gösterilmektedir. Her biri 1 km’den oluşan 57 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, 9 ve 50. tabakalar arasındaki çözümün iyi olduğu görülmektedir. Tablo 19’da bu depremin tabakalı yer altı modeline ait parametreler görülmektedir.



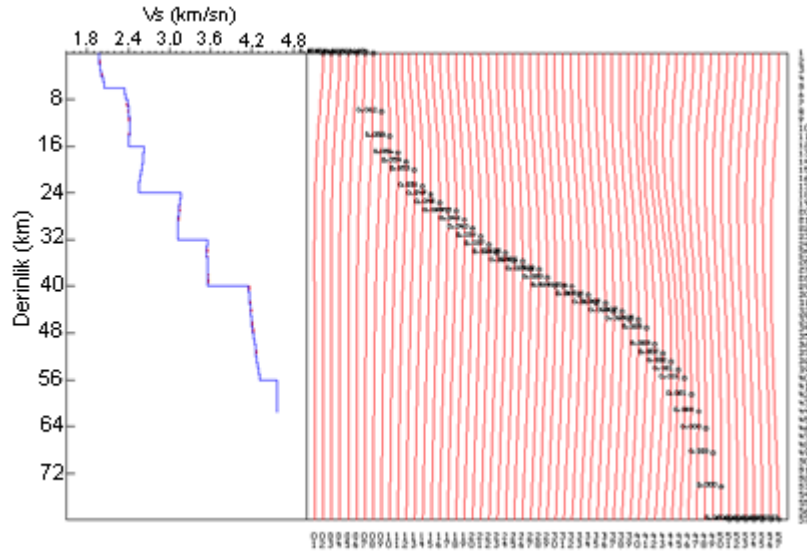
Şekil 92. MFT yapılmadan önceki KTUT istasyonu teğetsel bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 93. MFT yapıldıktan sonraki Love dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 94. 2011.08.18 depremi KTUT istasyonu Love dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



Şekil 95. 2011.08.18 depremi KTUT istasyonu teğetsel bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

Bu depremin grup hızı eğrisi sedimanter Love karakterindedir ve genelde normal dispersiyon göstermektedir. Gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri arasında iyi bir uyum olduğu söylenemez. İlk iki tabaka ile üçüncü ve dördüncü tabaka arasındaki hız farkı

yüksektir. Ters çözüm sonucu elde edilen değerlerden üç tabakalı modele göre, kesme dalgası hız değeri üst kabuk için 2.055 km/sn, orta kabuk için 2.403 km/sn ve alt kabuk için ise 3.570 km/sn'dir. Kabuk-Manto geçişinde elde edilen P-dalgası hızı 7.217 km/sn ve S-dalgası hızı ise 4.159 km/sn'dir. Bu değerler diğer yapılan çalışmalar dikkate alındığında bulunan sonuç tam bir uyum göstermemektedir. Bunun sebebi olarak dalganın tam olarak yayılamaması düşünülmüştür. Ters çözüm sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 40 km'dir.

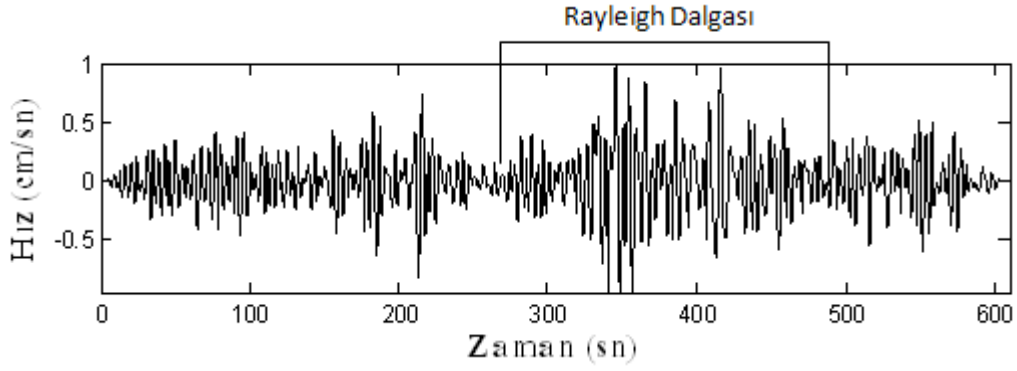
Tablo 19. 2011.08.18 depremi KTUT istasyonu teğetsel bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
6	3.536	2.055	2.236
10	4.402	2.403	2.375
24	6.310	3.570	2.798
Kabuk-Manto Geçişi (Moho)	7.217	4.159	3.054

### 2.3.10. 2011.09.27 Tarihli Deprem

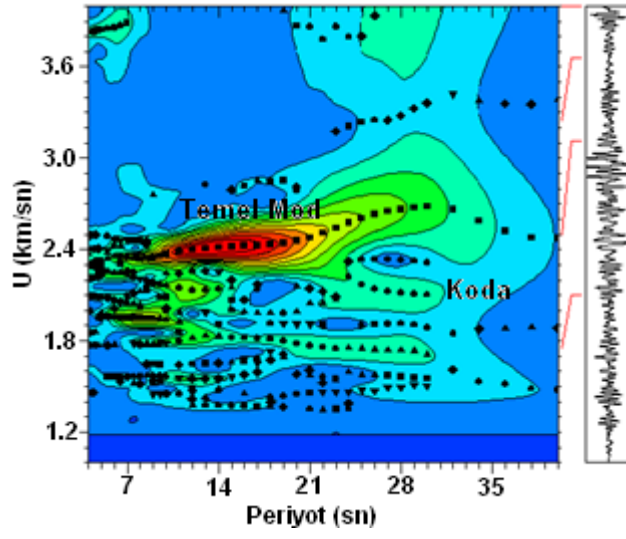
Bu depremle ilgili parametreler Tablo 2'de verilmiştir. Kullanılan istasyonlar ve deprem lokasyonu Şekil 14'de gösterilmektedir (Yeşil çizgi). Bu depremin CORM, KTUT ve RSDY istasyonlarının düşey bileşen kayıtları kullanılmıştır. Şekil 96'da CORM istasyonu düşey bileşen kaydı gösterilmektedir. Kaydın örnekleme aralığı 0.02 sn'dir. Kayıt incelendiğinde gürültü içeriğinin fazla olduğu ve dalga fazlarının birbirine karıştığı açıkça görülmektedir. Küçük Kafkasya da meydana gelen ve kıtasal yörüngede yayılan bu depremin episantr uzaklığı 796.6 km'dir.



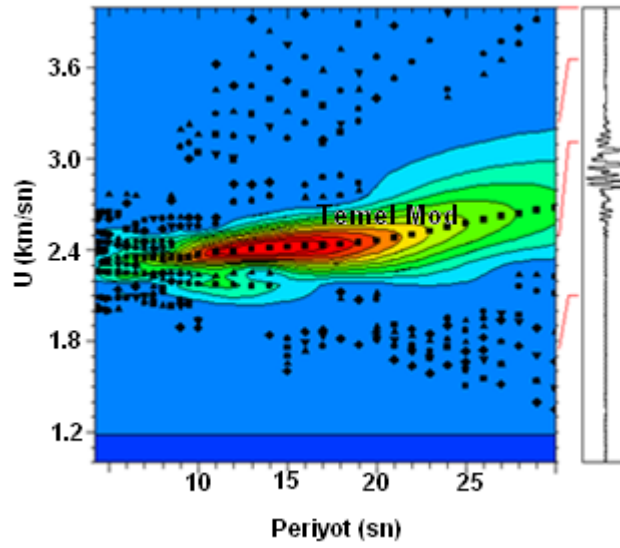


Şekil 96. 10 Nolu depremin CORM istasyonu düşey bileşen kaydı

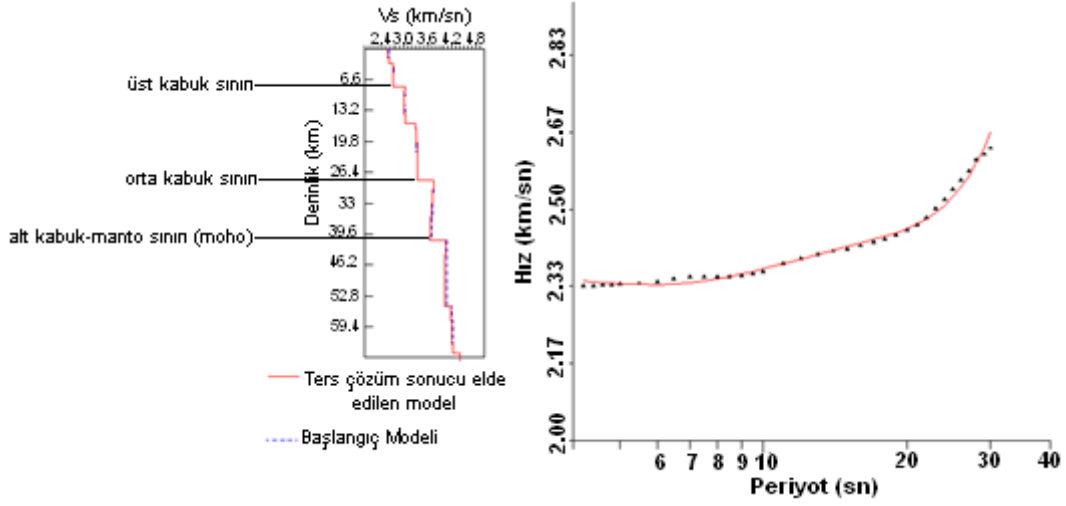
Şekil 97’de bu kaydın MFT yapılmadan önceki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. Kayıta bakıldığında diğer modların ve kodaların girişim yaptığı görülmektedir. Şekil 98’de ise MFT yapıldıktan sonraki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir ve temel mod seçilebilir durumdadır. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 4.2 sn ve maksimum periyot ise 30 sn’dir. Elde edilen minimum grup hızı değeri 2.33 km/sn ve maksimum grup hızı değeri 2.63 km/sn’dir. Bu kayıttan elde edilen gözlemsel ve teorik grup hızı eğrisi ve ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer altı modeli Şekil 99’da gösterilmektedir. Şekil 100’de yapılan ters çözüm sonucu elde edilen normalize edilmiş çözünürlük matrisi gösterilmektedir. Her biri 1 km’den oluşan 66 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, 3 ve 53. tabakalar arasındaki çözümün iyi olduğu görülmektedir. Eğrinin periyot içeriğine bağlı olarak elde edilen bilgiye göre, 45 km’den sonra hızlı bir artış vardır. Fakat ilerleyen derinliklerde bilgi zayıflamaktadır. Tablo 20’de bu depremin tabakalı yer altı modeline ait parametreler görülmektedir.



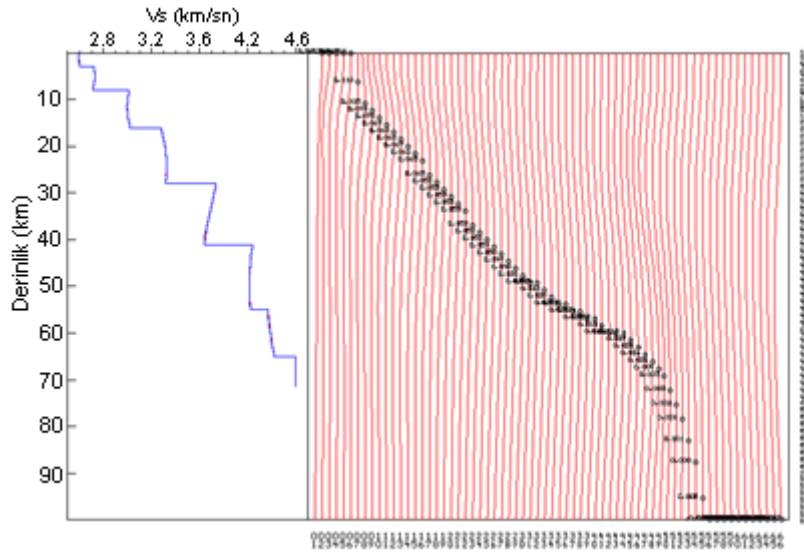
Şekil 97. MFT yapılmadan önceki CORM istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 98. MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 99. 2011.09.27 depremi CORM istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



Şekil 100. 2011.09.27 depremi CORM istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

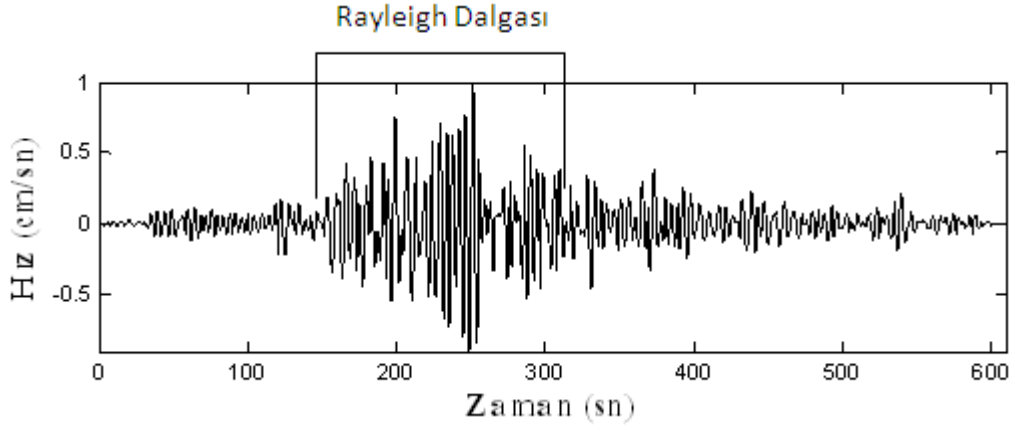
Bu depremin grup hızı eğrisi sedimanter Rayleigh karakterindedir ve normal dispersiyon göstermektedir. Gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri iyi bir uyum göstermektedir. Ters çözüm sonucu elde edilen değerlerden üç tabakalı bir model önerildiğinde kesme dalgası hız değeri üst kabuk için 2.711 km/sn, orta kabuk için 3.316

km/sn ve alt kabuk için ise 3.640 km/sn'dir. Kabuk-Manto geçişinde elde edilen P-dalgası hızı 7.634 km/sn ve S-dalgası hızı ise 4.039 km/sn'dir. Bu değerler diğer yapılan çalışmalar dikkate alındığında uyumludur. Ters çözüm sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 42 km'dir.

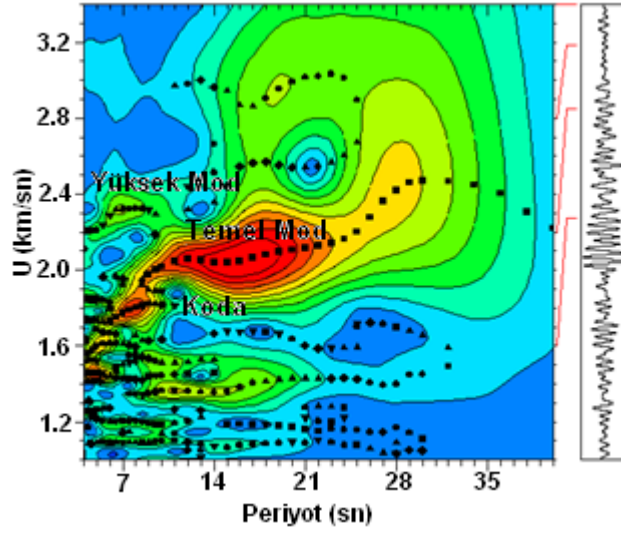
Tablo 20. 2011.09.27 depremi CORM istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
8	4.663	2.711	2.425
20	5.743	3.316	2.648
14	6.221	3.640	2.768
Kabuk-Manto Geçışı (Moho)	7.634	4.039	3.187

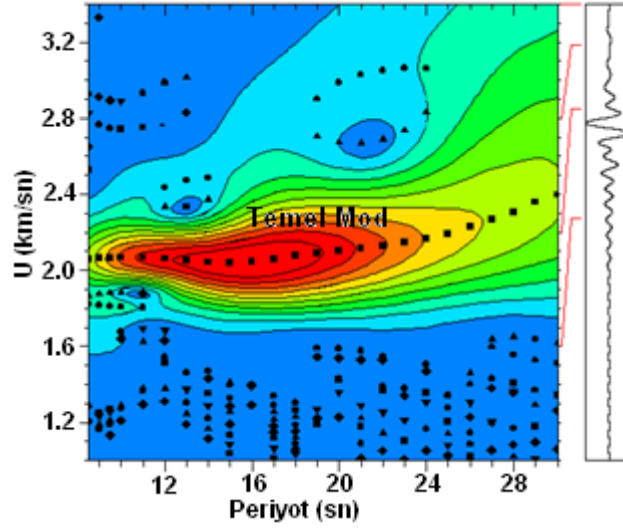
Şekil 101'de bu depremin KTUT istasyonu düşey bileşen kaydı gösterilmektedir. Bu kaydın episantr uzaklığı 351.2 km'dir ve iyi bir dalga zarfı görülmektedir. Şekil 102'de MFT yapılmadan önceki ve Şekil 103'de MFT yapıldıktan sonraki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. Dalga zarfının 13 sn'ye kadarki kısmında koda ve yüksek modlar belirgin şekilde görülmektedir. Elde edilen minimum periyot 8.5 sn ve maksimum periyot 29 sn iken, minimum grup hızı değeri 1.94 km/sn ve maksimum periyot grup hızı değeri 2.46 km/sn'dir. Bu kayıttan elde edilen gözlemsel ve teorik grup hızı eğrisi ve ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer altı modeli Şekil 104'de gösterilmektedir. Şekil 105'de yapılan ters çözüm sonucu elde edilen normalize edilmiş çözünürlük matrisi gösterilmektedir. Her biri 1 km'den oluşan 62 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, 4 ve 52. tabakalar arasındaki çözümün iyi olduğu görülmektedir. Ters çözüm sonucu elde edilen modele ait parametreler Tablo 21'de verilmektedir.



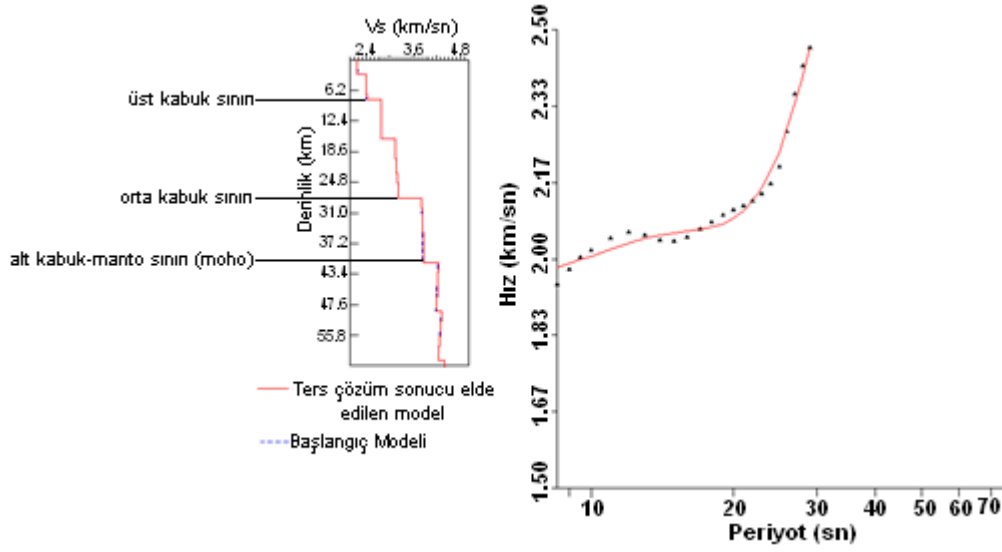
Şekil 101. 10 Nolu depremin KTUT istasyonu düşey bileşen kaydı



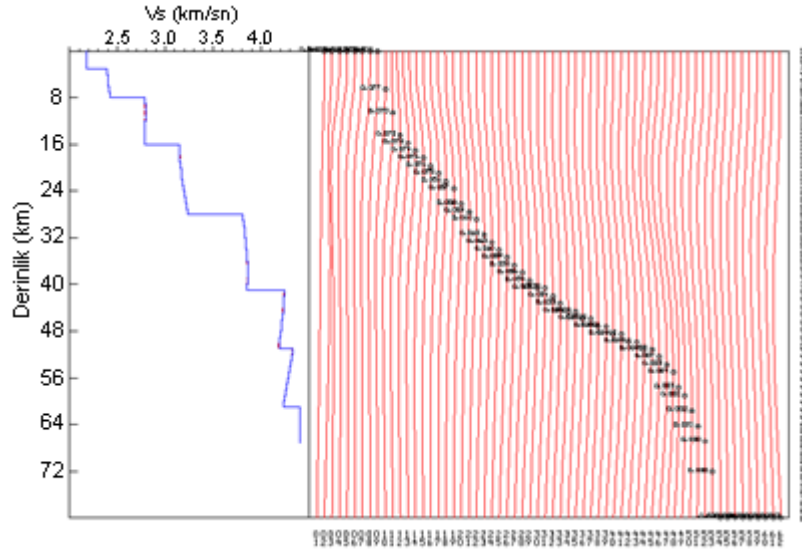
Şekil 102. MFT yapılmadan önceki KTUT istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 103. MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 104. 2011.09.27 depremi KTUT istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



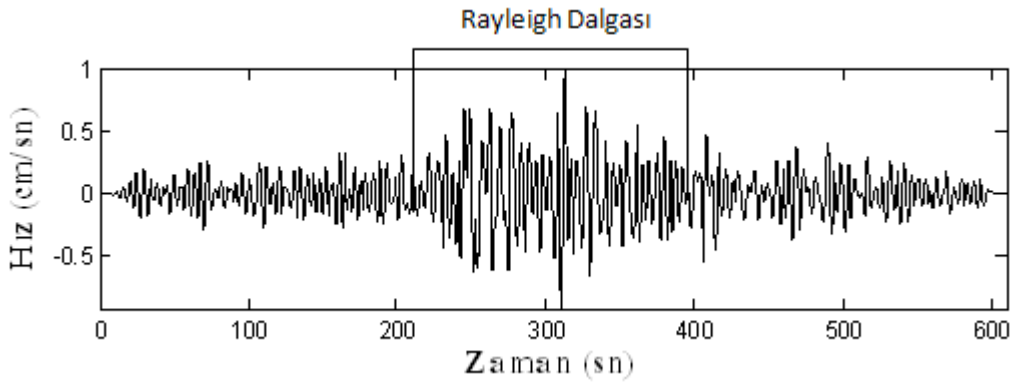
Şekil 105. 2011.09.27 depremi KTUT istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

Bu depremin grup hızı eğrisi sedimanter Rayleigh karakterindedir ve normal dispersiyon göstermektedir. Gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri başlangıç periyotları hariç iyi bir uyum vardır. Ters çözüm sonucu elde edilen değerlerden üç tabakalı bir model önerildiğinde kesme dalgası hızı değeri üst kabuk için 2.419 km/sn, orta kabuk için 3.231 km/sn ve alt kabuk için ise 3.853 km/sn'dir. Kabuk-Manto geçişinde elde edilen P-dalgası hızı 7.719 km/sn ve S-dalgası hızı ise 4.239 km/sn'dir. Bu değerler diğer yapılan çalışmalar dikkate alındığında uyumludur. Ters çözüm sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 42 km'dir.

Tablo 21. 2011.09.27 depremi KTUT istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

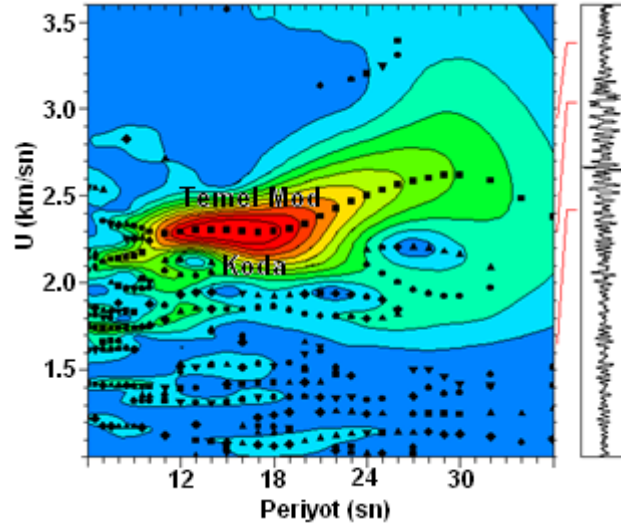
Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
8	4.160	2.419	2.341
20	5.596	3.231	2.619
14	6.587	3.853	2.871
Kabuk-Manto Geçışı (Moho)	7.719	4.239	3.213

Şekil 106’da bu depremin RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı gösterilmektedir. Bu kaydın episantr uzaklığı 567.2 km’dir ve Rayleigh dalgasının olduğu kısım seçilebilmektedir. Şekil 107’de MFT yapılmadan önceki ve Şekil 108’de MFT yapıldıktan sonraki dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası görülmektedir. Elde edilen minimum periyot 10 sn ve maksimum periyot 30 sn iken, minimum grup hızı değeri 2.24 km/sn ve maksimum periyot grup hızı değeri 2.62 km/sn’dir. Bu kayıttan elde edilen gözlemsel ve teorik grup hızı eğrisi ve ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer altı modeli Şekil 109’da gösterilmektedir. Şekil 110’da yapılan ters çözüm sonucu elde edilen normalize edilmiş çözünürlük matrisi gösterilmektedir. Her biri 1 km’den oluşan 66 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, 4 ve 55. tabakalar arasındaki çözümün iyi olduğu görülmektedir. Ters çözüm sonucu elde edilen modele ait parametreler Tablo 22’ de verilmektedir.

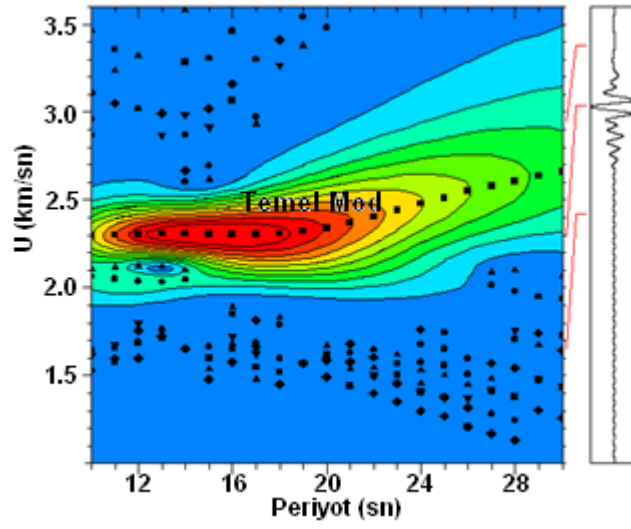


Şekil 106. 10 Nolu depremin RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı

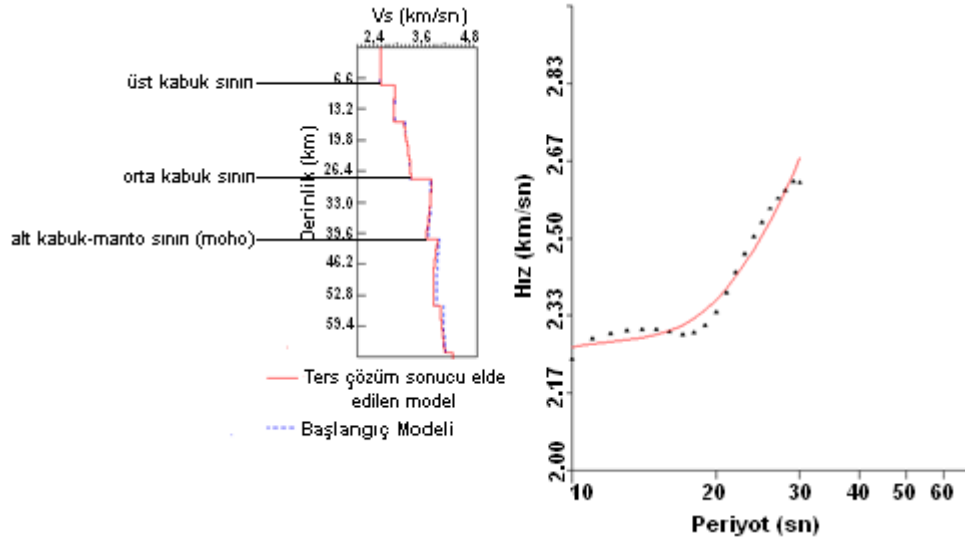




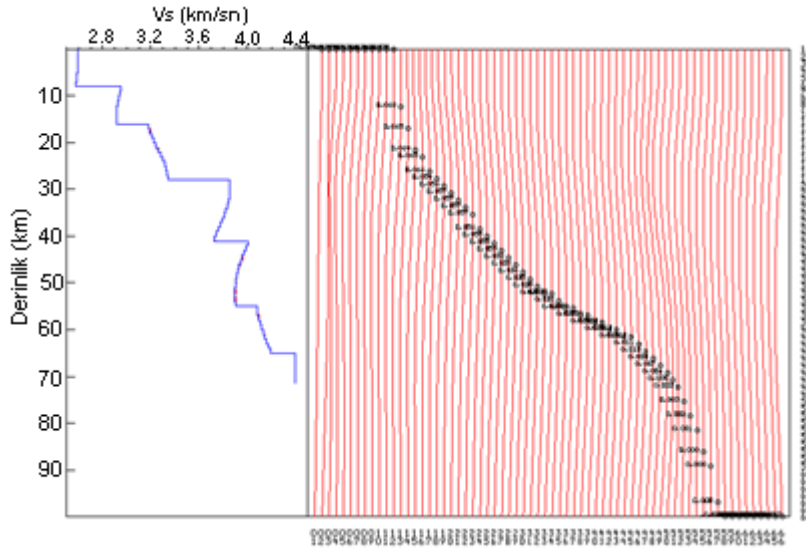
Şekil 107. MFT yapılmadan önceki RSDY istasyonu düşey bileşen kaydından seçilen dalga enerjisinin genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 108. MFT yapıldıktan sonraki Rayleigh dalgası enerjisi genliğiyle ilişkili kontur haritası



Şekil 109. 2011.09.27 depremi RSDY istasyonu Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise gözlemsel grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ters çözüm sonucu elde edilen teorik grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



Şekil 110. 2011.09.27 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

Bu depremin grup hızı eğrisi sedimanter Rayleigh karakterindedir ve normal dispersiyon göstermektedir. Gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri başlangıç periyotları hariç iyi bir uyum vardır. Ters çözüm sonucu elde edilen değerlerden üç tabakalı bir model önerildiğinde kesme dalgası hız değeri üst kabuk için 2.574 km/sn, orta kabuk için 3.341

km/sn ve alt kabuk için ise 3.729 km/sn'dir. Kabuk-Manto geçişinde elde edilen P-dalgası hızı 7.600 km/sn ve S-dalgası hızı ise 4.004 km/sn'dir. Bu değerler diğer yapılan çalışmalar dikkate alındığında uyumludur. Ters çözüm sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 42 km'dir.

Tablo 22. 2011.09.27 depremi RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

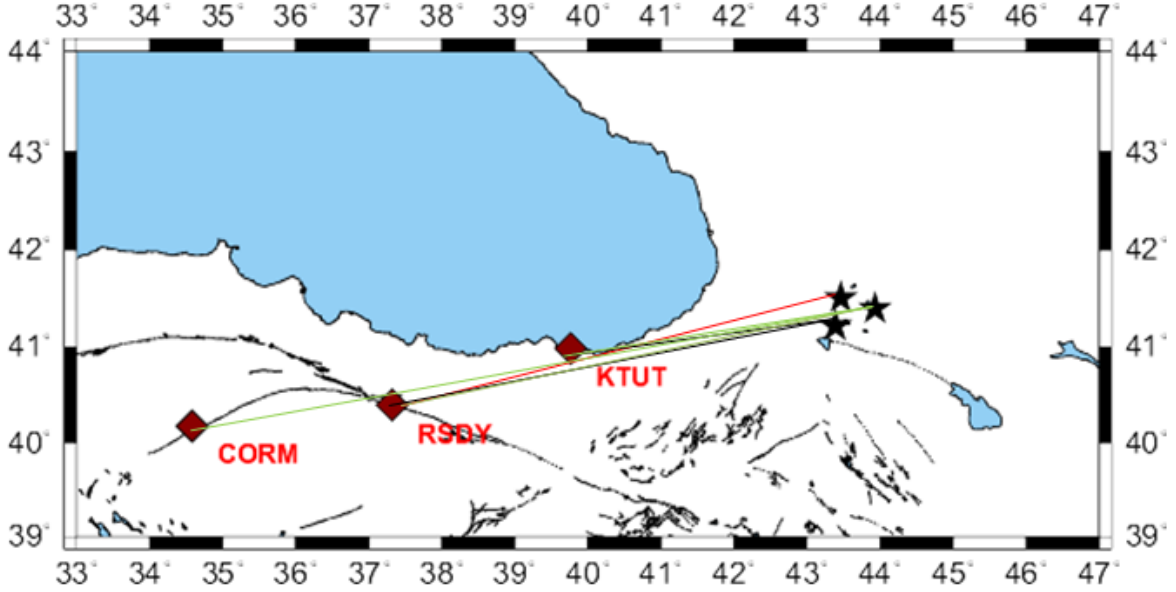
Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
8	4.464	2.574	2.384
20	5.789	3.341	2.657
14	6.374	3.729	2.813
Kabuk-Manto Geçışı (Moho)	7.600	4.004	3.175

### 3. BULGULAR

Doğu Karadeniz ve çevresinin kabuk yapısını (P ve S dalgası hızları, yoğunluk, kalınlık) belirlemek amacıyla tek istasyon yöntemiyle temel mod Rayleigh ve Love dalgası grup hızları hesaplanmış ve bunların ters çözümlemesi yapılmıştır. Veri olarak; Doğu Karadeniz'in doğusu, Kafkaslar ve Gürcistan'da meydana gelmiş  $M_b=3.9-5.8$  ve episantır uzaklıkları 305.5-1020.6 km arasında değişen 10 adet deprem kullanılmıştır. Seçilen depremlerle ilgili parametreler Tablo 2'de ve episantır-istasyon çiftlerinin konumları da Şekil 14'de verilmiştir. Elde edilen bu parametreler Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezi veri tabanlarından alınmıştır. Yine Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezinin BZK, DIKM, KVT, RSDY, CORM ve KTUT genişbantlı istasyonlarının kayıtları kullanılmıştır. Çalışmada kullanılan depremler geçtikleri yörüngeler dikkate alınarak karadan ve karadan-denizden seyahat eden olmak üzere ikiye ayrılmıştır. Yörüngeler birbirine çok yakın olduğu için ve aynı doğrultuyu izledikleri için karadan ya da karadan-denizden seyahat eden düşey ve teğetsel bileşen kayıtları da kendi içlerinde gruplara ayrılmıştır. Bölüm 2'de her kayıt için yapılan çözümlemelerden elde edilen modellerin ve grup hızı değerlerinin ortalaması alınarak tekrardan ters çözümleme işlemi yapılmıştır. Bunun sonucunda ortalama kabuk yapısı çıkarılmıştır.

Karadan seyahat eden yörüngeler 1, 4 ve 10 nolu depremlerdir (Şekil 111). Bu depremlerden 1 nolu depremin KTUT ve RSDY istasyonları düşey bileşeni, 4 nolu depremin RSDY istasyonu teğetsel bileşeni ve 10 nolu depremin KTUT, CORM ve RSDY istasyonları düşey bileşen kayıtları kullanılmıştır. Düşey bileşenlerden elde edilen grup hızı eğrileri için minimum periyot 4.4 sn ve maksimum periyot 50 sn, minimum grup hızı 2.1 km/sn ve maksimum grup hızı 3.1 km/sn'dir. Yapılan ters çözümlemelerden bulunan sonuçların ortalamasına göre, üst kabuk için P dalgası hızı 4.541 km/sn, S dalgası hızı 2.591 km/sn ve yoğunluğu  $2.397 \text{ gr/cm}^3$ 'dür. Orta kabuk için P dalgası hızı 5.835 km/sn, S dalgası hızı 3.378 km/sn ve yoğunluğu  $2.668 \text{ gr/cm}^3$ 'dür. Alt kabuk için P dalgası hızı 6.755 km/sn, S dalgası hızı 3.828 km/sn ve yoğunluğu  $2.922 \text{ gr/cm}^3$ 'dür. Moho sınırı için P dalgası hızı 7.556 km/sn, S dalgası hızı 4.090 km/sn ve yoğunluğu  $3.16 \text{ gr/cm}^3$ 'dür. Bu

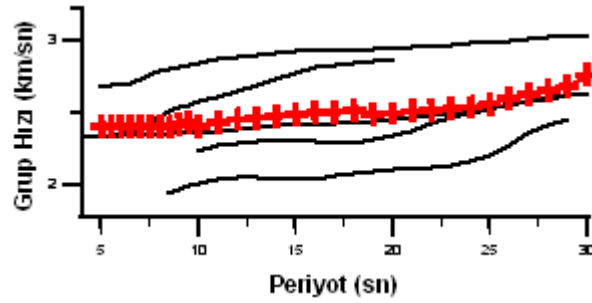
ortalama değerler kullanılarak yeni bir model oluşturulmuştur ve tekrar ters çözümleme yapılmıştır.



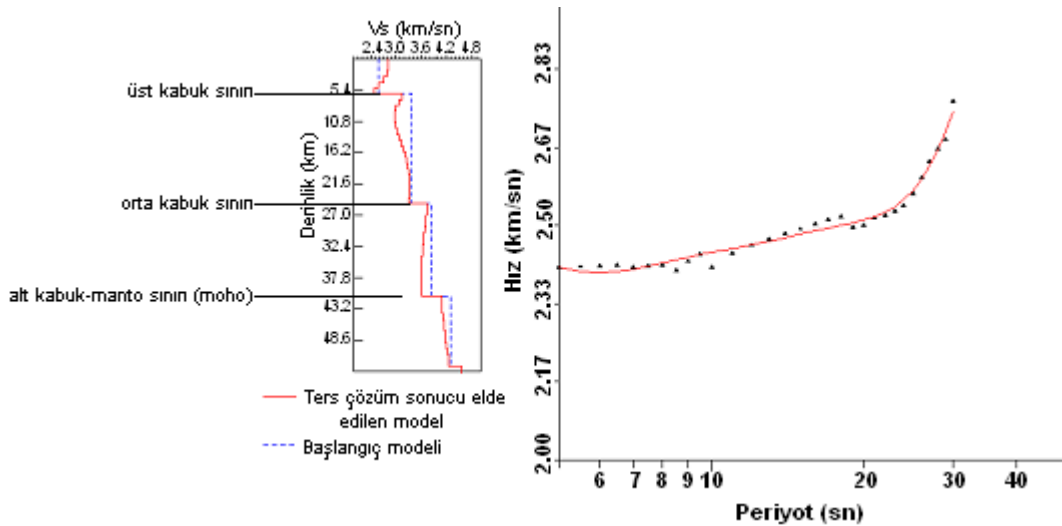
Şekil 111. Karadeniz seyahat eden yörüngeler; Siyah, 1 nolu deprem; Kırmızı, 4 nolu deprem; Yeşil, 10 nolu deprem

Şekil 112’de Karadeniz seyahat eden düşey bileşen kayıtlarından belirlenen Rayleigh dalgası grup hızı eğrileri ve ortalama grup hızı eğrisi görülmektedir. Şekil 113’de ortalama grup hızı eğrisinin ters çözümünden elde edilen tabakalı yer altı modeli ve Şekil 114’de normalize edilmiş çözünürlük matrisi görülmektedir. Tablo 23’de ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer altı modeline ait parametreler görülmektedir. Her biri 1 km’den oluşan 54 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters özüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, genel anlamda bir uyum görülmektedir. Verinin periyot aralığı da istenilen derinlikteki bilgiye ulaşmak için uygundur. 50 km derinlikten sonra önemli bir hız artışı görülmektedir. Bu depremin grup hızı eğrisi kıtasal Rayleigh karakterindedir ve normal dispersiyon göstermektedir. Gözlemsel eğrilerin ortalaması ve teorik grup hızı eğrisi arasında iyi bir uyum vardır. Karadeniz seyahat eden yörüngelerde kullanılan teğetsel bileşen kaydı tek olduğu için Bölüm 2’de yapılan sonuç aynen dikkate alınarak kabuk yapısı elde edilmiştir. Teğetsel bileşenden elde edilen grup hızı eğrisi için elde edilen minimum periyot 10 sn ve maksimum periyot 50 sn, minimum grup hızı 2.3 km/sn ve maksimum grup hızı 3.02 km/sn’dir. Yapılan ters çözüm sonucu üst kabuk için P dalgası

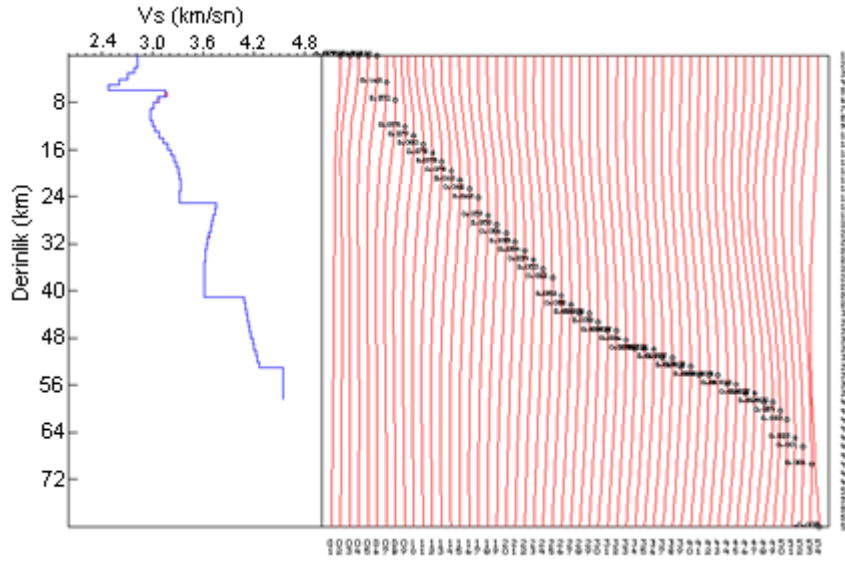
hızı 3.947 km/sn, S dalgası hızı 2.285 km/sn ve yoğunluğu  $2.310 \text{ gr/cm}^3$ 'dür. Orta kabuk için P dalgası hızı 5.297 km/sn, S dalgası hızı 3.050 km/sn ve yoğunluğu  $2.558 \text{ gr/cm}^3$ 'dür. Alt kabuk için P dalgası hızı 6.795 km/sn, S dalgası hızı 3.888 km/sn ve yoğunluğu  $2.926 \text{ gr/cm}^3$ 'dür. Moho sınırı için P dalgası hızı 7.588 km/sn, S dalgası hızı 4.086 km/sn ve yoğunluğu  $3.170 \text{ gr/cm}^3$ 'dür. Bu yörüngeler boyunca kullanılan teğetsel ve düşey bileşenler için yapılan ters çözümleme sonucu elde edilen ortalama kabuk kalınlığı üst kabuk için 6 km, orta kabuk için 19 km ve alt kabuk için 16 km'dir. Toplam kabuk kalınlığı ise 41 km'dir.



Şekil 112. Karadan seyahat eden düşey bileşen kayıtlarından belirlenen Rayleigh dalgası grup hızı eğrileri ve ortalama grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi)



Şekil 113. Karadan seyahat eden Rayleigh dalgası ortalama grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise ortalama grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ortalama grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



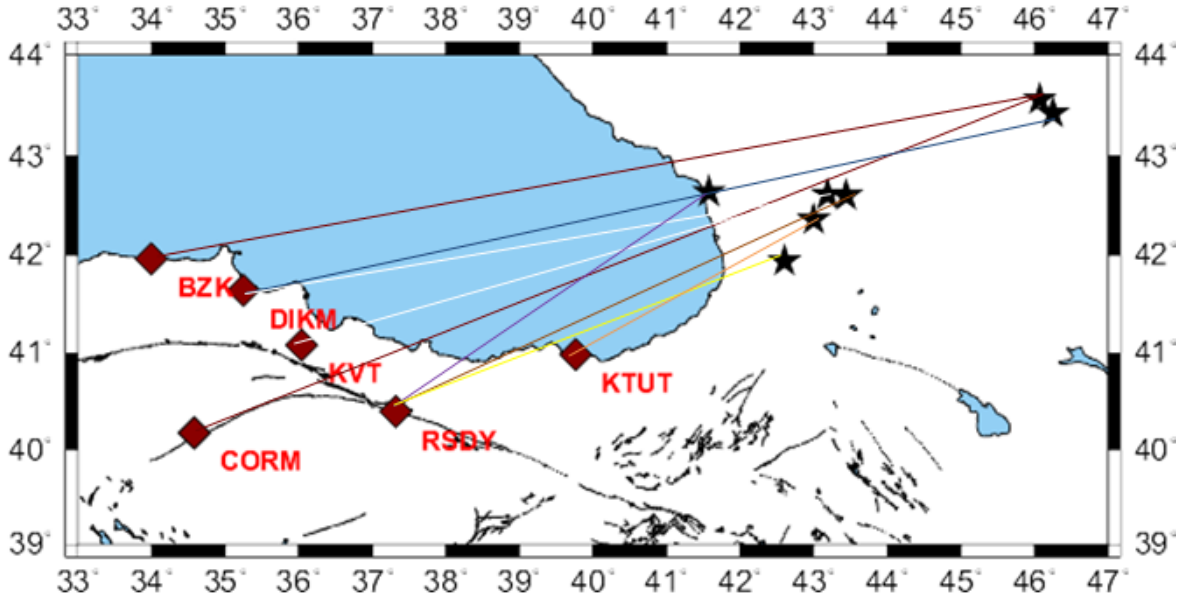
Şekil 114. Karadan seyahat eden düşey bileşen kayıtları için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

Tablo 23. Karadan seyahat eden düşey bileşen kayıtları için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
6	4.335	2.473	2.367
19	5.714	3.308	2.643
16	6.376	3.613	2.813
Kabuk-Manto Geçişi (Moho)	7.381	4.083	3.102

Karadan-denizden seyahat eden yörüngeler 2, 3, 5, 6, 7, 8 ve 9 nolu depremlerdir (Şekil 115). Bu depremlerden 2 nolu depremin BZK istasyonu düşey bileşen ve CORM istasyonu düşey ve teğetsel bileşen kayıtları, 3 nolu depremin DIKM istasyonu düşey ve teğetsel bileşen kayıtları, 5 nolu depremin DIKM ve KVT istasyonları düşey bileşen kayıtları, 6 nolu depremin RSDY istasyonu düşey ve teğetsel bileşenler kayıtları, 7 nolu depremin RSDY istasyonu düşey bileşen kaydı, 8 nolu depremin RSDY istasyonu düşey ve teğetsel bileşen kayıtları ve 9 nolu depremin de KTUT istasyonu teğetsel bileşen kaydı kullanılmıştır. Buna göre, düşey bileşenler için 2 nolu depremin BZK ve CORM istasyonu, 3 nolu depremin DIKM istasyonu ve 5 nolu depremin DIKM ve KVT istasyonları kayıtları bir grup olarak alınmıştır. Ayrıca 6, 7 ve 8 nolu depremlerin RSDY istasyonu düşey

bileşen kayıtları bir başka grup olarak alınmıştır. Teğetsel bileşenler için 6 ve 8 nolu depremlerin RSDY istasyonu kayıtları bir grup, 2 nolu depremin CORM ve 3 nolu depremin DIKM istasyonu kayıtları bir başka grup olarak seçilmiştir. 9 nolu depremin KTUT istasyonu ise tek başına değerlendirilmiştir.

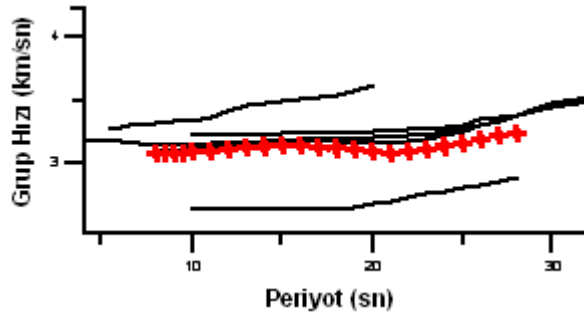


Şekil 115. Karadan-denizden seyahat eden yörüngeler; Bordo, 2 nolu deprem; Mavi, 3 nolu deprem; Beyaz, 5 nolu deprem; Kahve, 6 nolu deprem; Mor, 7 nolu deprem; Sarı, 8 nolu deprem; Turuncu, 9 nolu deprem

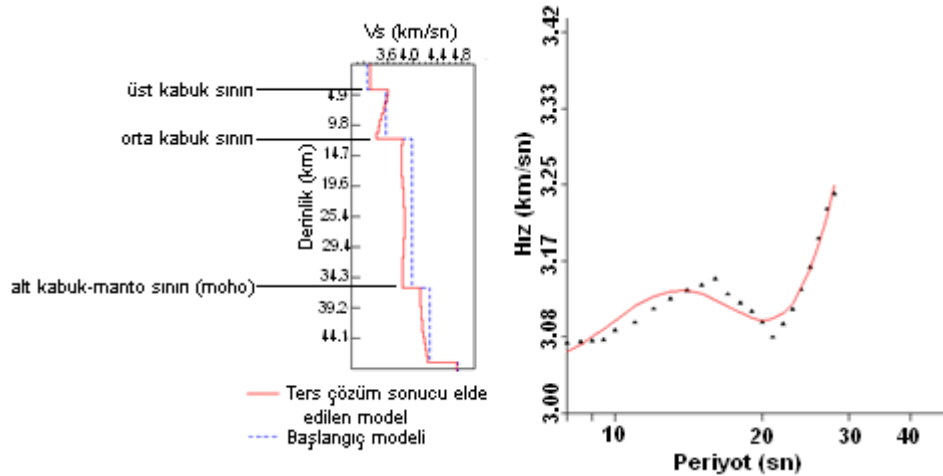
2, 3 ve 5 nolu depremlerin kayıtlarının düşey bileşenlerinden elde edilen grup hızı eğrileri için minimum periyot 4 sn ve maksimum periyot 40 sn, minimum grup hızı 2.63 km/sn ve maksimum grup hızı 3.66 km/sn'dir. Yapılan ters çözümlerden bulunan sonuçların ortalamasına göre, üst kabuk için P dalgası hızı 5.615 km/sn, S dalgası hızı 3.254 km/sn ve yoğunluğu 2.626 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Orta kabuk için P dalgası hızı 6.115 km/sn, S dalgası hızı 3.556 km/sn ve yoğunluğu 2.746 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Alt kabuk için P dalgası hızı 6.857 km/sn, S dalgası hızı 3.988 km/sn ve yoğunluğu 2.949 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Moho sınırı için P dalgası hızı 7.854 km/sn, S dalgası hızı 4.282 km/sn ve yoğunluğu 3.26 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Şekil 116'da Rayleigh dalgası grup hızı eğrileri ve ortalama grup hızı eğrisi görülmektedir. Şekil 117'de ortalama grup hızı eğrisinin ters çözümünden elde edilen tabakalı yer altı modeli ve Şekil 118'de normalize edilmiş çözünürlük matrisi görülmektedir. Tablo 24'de tabakalı yer altı modeline ait parametreler görülmektedir.



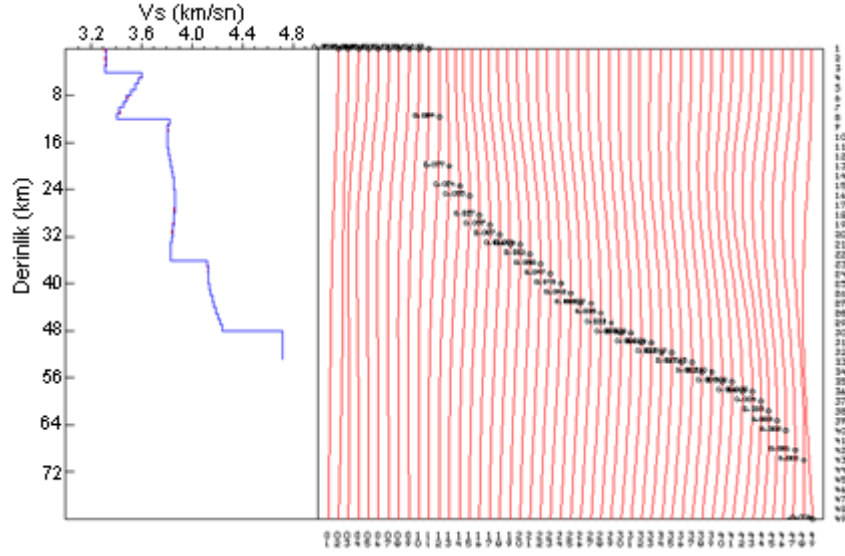
Her biri 1 km'den oluşan 49 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, genel anlamda bir uyum görülmektedir. Verinin periyot aralığı da istenilen derinlikteki bilgiye ulaşmak için uygundur. 41 km derinlikten sonra önemli bir hız artışı görülmektedir. Bu depremin grup hızı eğrisi okyanusal Rayleigh karakterindedir ve normal dispersiyon göstermektedir. Bu yörüngeler boyunca kullanılan düşey bileşenler için yapılan ters çözümleme sonucu elde edilen ortalama kabuk kalınlığı üst kabuk için 4 km, orta kabuk için 8 km ve alt kabuk için 24 km'dir. Toplam kabuk kalınlığı ise 36 km'dir.



Şekil 116. 2 nolu depremin BZK ve CORM, 3 nolu depremin DIKM ve 5 nolu depremin DIKM ve KVT istasyonları düşey bileşen kayıtlarından belirlenen Rayleigh dalgası grup hızı eğrileri ve ortalama grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi)



Şekil 117. 2,3 ve 5 nolu depremlerin Rayleigh dalgası ortalama grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise ortalama grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ortalama grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



Şekil 118. 2,3 ve 5 nolu depremlerin düşey bileşen kayıtları için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

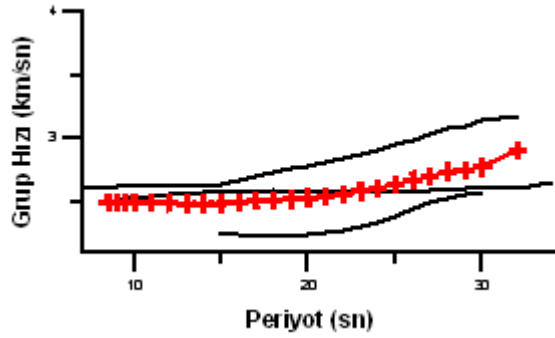
Tablo 24. 2 nolu depremin BZK ve CORM, 3 nolu depremin DIKM ve 5 nolu depremin DIKM ve KVT istasyonları düşey bileşen kayıtları için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
4	5.699	3.305	2.639
8	5.866	3.414	2.673
24	6.583	3.828	2.872
Kabuk-Manto Geçişi (Moho)	7.562	4.123	3.162

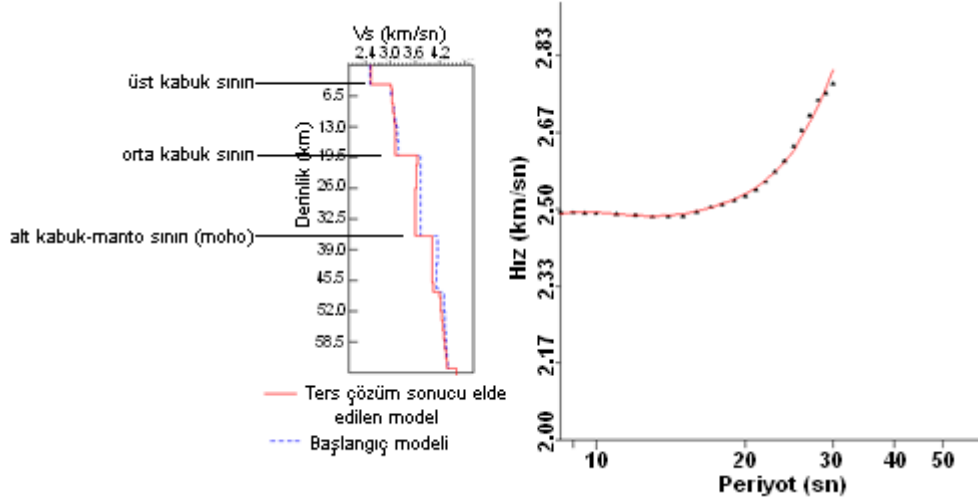
6, 7 ve 8 nolu depremlerin kayıtlarının düşey bileşenlerinden elde edilen grup hızı eğrileri için minimum periyot 8.5 sn ve maksimum periyot 30 sn, minimum grup hızı 2.23 km/sn ve maksimum grup hızı 3.18 km/sn'dir. Yapılan ters çözümlerden bulunan sonuçların ortalamasına göre, üst kabuk için P dalgası hızı 4.529 km/sn, S dalgası hızı 2.645 km/sn ve yoğunluğu 2.414 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Orta kabuk için P dalgası hızı 5.345 km/sn, S dalgası hızı 3.101 km/sn ve yoğunluğu 2.572 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Alt kabuk için P dalgası hızı 6.947 km/sn, S dalgası hızı 3.833 km/sn ve yoğunluğu 2.984 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Moho sınırı için P dalgası hızı 7.635 km/sn, S dalgası hızı 4.077 km/sn ve yoğunluğu 3.19 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Şekil 119'da Rayleigh dalgası grup hızı eğrileri ve ortalama grup hızı eğrisi görülmektedir. Şekil

120'da ortalama grup hızı eğrisinin ters çözümünden elde edilen tabakalı yer altı modeli ve Şekil 121'de normalize edilmiş çözünürlük matrisi görülmektedir. Tablo 24'de tabakalı yer altı modeline ait parametreler görülmektedir.

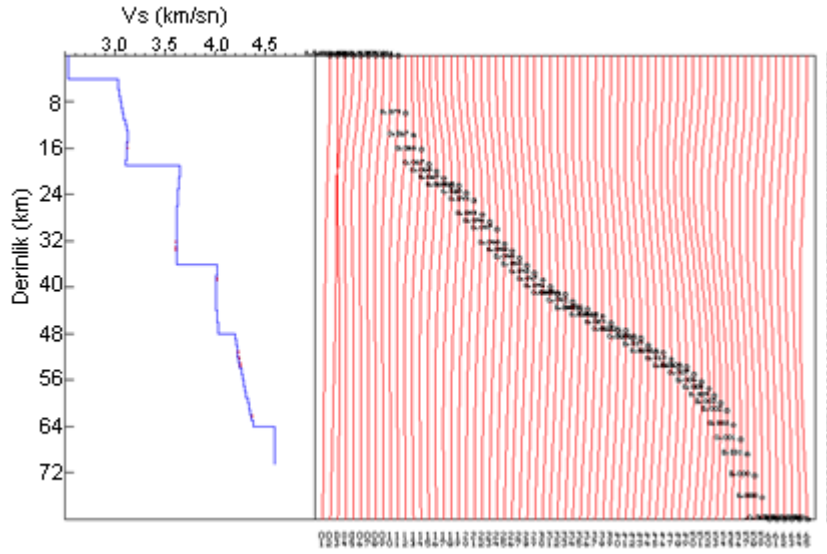
Her biri 1 km'den oluşan 65 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, ilk tabakalardaki küçük hatalar dışında genel anlamda bir uyum görülmektedir. Bu depremin grup hızı eğrisi kıtasal Rayleigh karakterindedir ve normal dispersiyon göstermektedir. Bu yörüngeler boyunca kullanılan düşey bileşenler için yapılan ters çözümleme sonucu elde edilen ortalama kabuk kalınlığı üst kabuk için 4 km, orta kabuk için 15 km ve alt kabuk için 17 km'dir. Toplam kabuk kalınlığı ise 36 km'dir.



Şekil 119. 6, 7 ve 8 nolu depremlerin RSDY istasyonu düşey bileşen kayıtlarından belirlenen Rayleigh dalgası grup hızı eğrileri ve ortalama grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi)



Şekil 120. 6, 7 ve 8 nolu depremlerin Rayleigh dalgası ortalama grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise ortalama grup hızı eğrisi (şiyah noktalar) ve ortalama grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



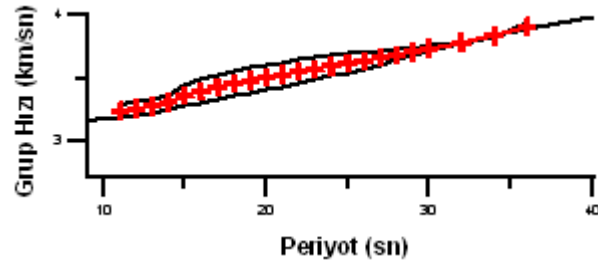
Şekil 121. 6, 7 ve 8 nolu depremlerin düşey bileşen kayıtları için normalize edilmiş çözümlülük matrisi (sağda)

Tablo 25. 6, 7 ve 8 nolu depremlerin RSDY istasyonları düşey bileşen kayıtları için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

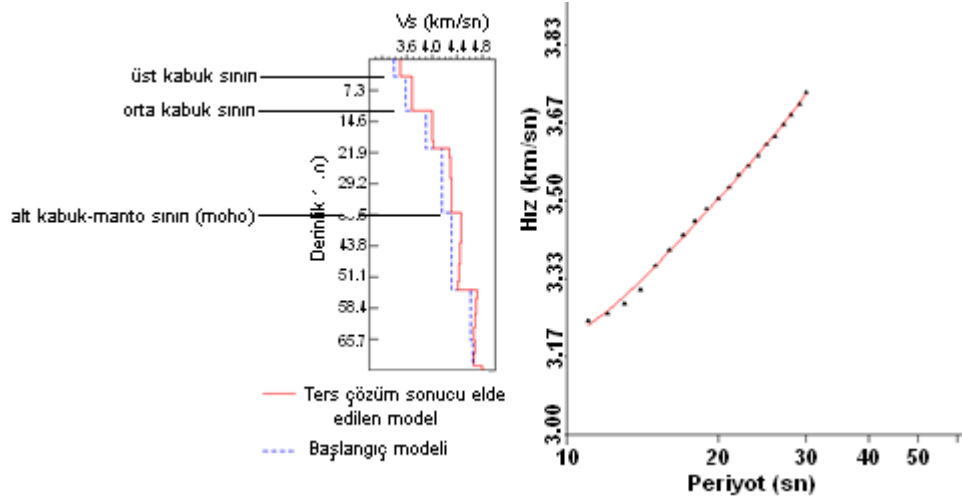
Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
4	4.375	2.527	2.372
15	5.377	3.109	2.575
17	6.230	3.611	2.770
Kabuk-Manto Geçişi (Moho)	7.653	4.025	3.119

2 ve 3 nolu depremlerin kayıtlarının teğetsel bileşenlerinden elde edilen grup hızı eğrileri için minimum periyot 4 sn ve maksimum periyot 50 sn, minimum grup hızı 3.09 km/sn ve maksimum grup hızı 4.18 km/sn'dir. Yapılan ters çözümlerden bulunan sonuçların ortalamasına göre, üst kabuk için P dalgası hızı 5.315 km/sn, S dalgası hızı 3.084 km/sn ve yoğunluğu 2.563 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Orta kabuk için P dalgası hızı 6.153 km/sn, S dalgası hızı 3.581 km/sn ve yoğunluğu 2.745 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Alt kabuk için P dalgası hızı 7.383 km/sn, S dalgası hızı 4.163 km/sn ve yoğunluğu 3.096 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Moho sınırı için P dalgası hızı 8.087 km/sn, S dalgası hızı 4.509 km/sn ve yoğunluğu 3.34 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Şekil 122'de Love dalgası grup hızı eğrileri ve ortalama grup hızı eğrisi görülmektedir. Şekil 123'de ortalama grup hızı eğrisinin ters çözümünden elde edilen tabakalı yer altı modeli ve Şekil 124'de normalize edilmiş çözünürlük matrisi görülmektedir. Tablo 26'da tabakalı yer altı modeline ait parametreler görülmektedir.

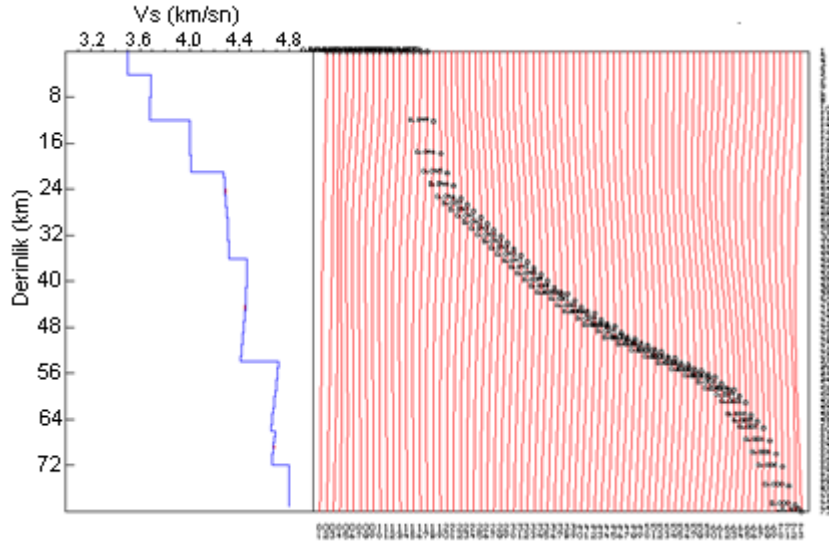
Her biri 1 km'den oluşan 73 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, ilk ve son tabakalardaki yani üst kabukta küçük hatalar dışında genel anlamda bir uyum görülmektedir. Bu depremin grup hızı eğrisi kıtasal Love karakterindedir ve normal dispersiyon göstermektedir. Bu yörüngeler boyunca kullanılan teğetsel bileşenler için yapılan ters çözümler sonucu elde edilen ortalama kabuk kalınlığı üst kabuk için 4 km, orta kabuk için 8 km ve alt kabuk için 24 km'dir. Toplam kabuk kalınlığı ise 36 km'dir.



Şekil 122. 2 nolu depremin CORM ve 3 nolu depremlerin DIKM istasyonu teğetsel bileşen kayıtlarından belirlenen Love dalgası grup hızı eğrileri ve ortalama grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi)



Şekil 123. 2 ve 3 nolu depremlerin teğetsel dalgası ortalama grup hızı eğrisinin ters çözümü: Solda başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen derinlik-S-dalgası hız yapısı ve sağda ise ortalama grup hızı eğrisi (siyah noktalar) ve ortalama grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi) görülmektedir



Şekil 124. 2 ve 3 nolu depremlerin teğetsel bileşen kayıtları için normalize edilmiş çözünürlük matrisi (sağda)

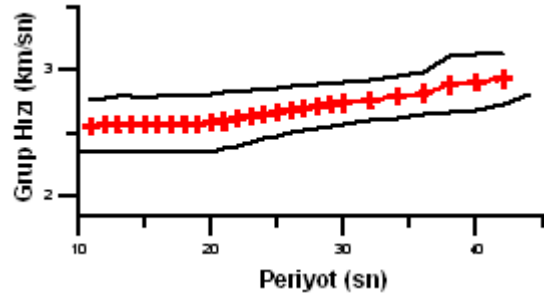
Tablo 26. 2 nolu depremin CORM ve 3 nolu depremlerin DIKM istasyonu teğetsel bileşen kayıtları için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
4	6.043	3.499	2.712
8	6.324	3.681	2.797
24	7.656	4.216	3.092
Kabuk-Manto Geçişi (Moho)	8.076	4.363	3.340

6 ve 8 nolu depremlerin kayıtlarının teğetsel bileşenlerinden elde edilen Love dalgası grup hızı eğrileri için minimum periyot 10 sn ve maksimum periyot 46 sn, minimum grup hızı 2.34 km/sn ve maksimum grup hızı 3.12 km/sn'dir. Yapılan ters çözümlerden bulunan sonuçların ortalamasına göre, üst kabuk için P dalgası hızı 4.356 km/sn, S dalgası hızı 2.522 km/sn ve yoğunluğu 2.373 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Orta kabuk için P dalgası hızı 5.437 km/sn, S dalgası hızı 3.149 km/sn ve yoğunluğu 2.586 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Alt kabuk için P dalgası hızı 6.607 km/sn, S dalgası hızı 3.825 km/sn ve yoğunluğu 2.887 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Moho sınırı için P dalgası hızı 7.694 km/sn, S dalgası hızı 4.115 km/sn ve yoğunluğu 3.217 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Şekil 125'de Love dalgası grup hızı eğrileri ve ortalama grup hızı eğrisi görülmektedir.

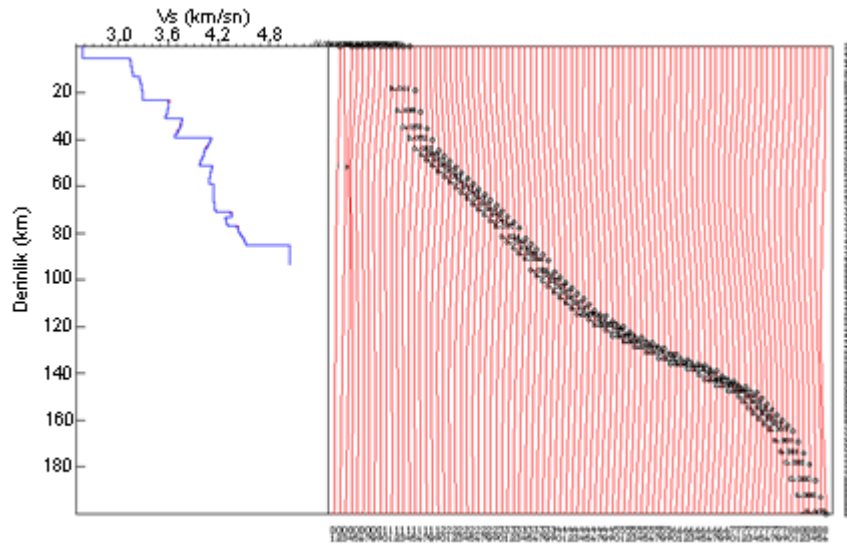
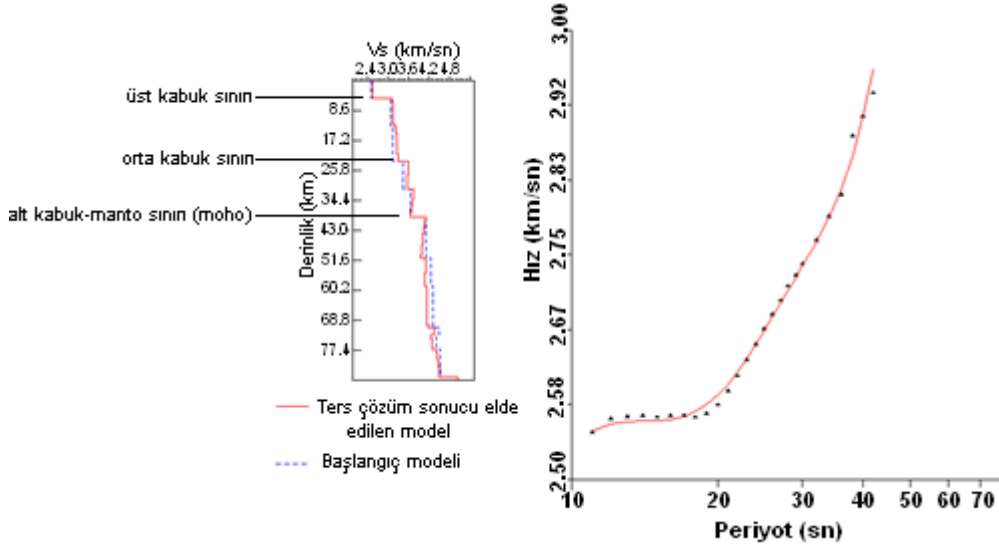
Şekil 126’da ortalama grup hızı eğrisinin ters çözümünden elde edilen tabakalı yer altı modeli ve Şekil 127’de normalize edilmiş çözünürlük matrisi görülmektedir. Tablo 27’de tabakalı yer altı modeline ait parametreler görülmektedir.

Her biri 1 km’den oluşan 86 tabakalı bir model oluşturulmuştur. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük matrisine bakıldığında, ilk ve son tabakalardaki yani üst kabukta hatalar dışında genel anlamda bir uyum görülmektedir ve elde edilen grup hızı uzun periyotları da içerdiğinden dolayı derinden de bilgiler elde edilmiştir. Kabuk yapısını elde etmek için gerekli tepki alınmıştır. Bu depremin grup hızı eğrisi kıtasal Love karakterindedir ve normal dispersiyon göstermektedir. Bu yörüngeler boyunca kullanılan teğetsel bileşenler için yapılan ters çözümleme sonucu elde edilen ortalama kabuk kalınlığı üst kabuk için 5 km, orta kabuk için 18 km ve alt kabuk için 15 km’dir. Toplam kabuk kalınlığı ise 38 km’dir.



Şekil 125. 6 ve 8 nolu depremlerin RSDY istasyonu teğetsel bileşen kayıtlarından belirlenen Love dalgası grup hızı eğrileri ve ortalama grup hızı eğrisi (kırmızı devamlı çizgi)





Tablo 27. 6 ve 8 nolu depremlerin RSDY istasyonları teğetsel bileşen kayıtları için ters çözüm sonucu elde edilen yer altı modeline ait parametreler

Tabaka kalınlıkları (km)	P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk gr/cm <sup>3</sup>
5	4.445	2.574	2.382
18	5.687	3.293	2.637
15	6.573	3.678	2.868
Kabuk-Manto Geçişi (Moho)	7.455	4.103	3.125

9 nolu depremin teğetsel bileşeni tek başına değerlendirilmiştir ve Bölüm 2’de yapılan sonuç dikkate alınmıştır. teğetsel bileşenden elde edilen grup hızı eğrisi için elde edilen minimum periyot 9 sn ve maksimum periyot 50 sn, minimum grup hızı 1.95 km/sn ve maksimum grup hızı 2.27 km/sn’dir. Yapılan ters çözüm sonucu üst kabuk için P dalgası hızı 3.536 km/sn, S dalgası hızı 2.055 km/sn ve yoğunluğu 2.236 gr/cm<sup>3</sup>’dür. Orta kabuk için P dalgası hızı 4.402 km/sn, S dalgası hızı 2.403 km/sn ve yoğunluğu 2.375 gr/cm<sup>3</sup>’dür. Alt kabuk için P dalgası hızı 6.310 km/sn, S dalgası hızı 3.570 km/sn ve yoğunluğu 2.798 gr/cm<sup>3</sup>’dür. Moho sınırı için P dalgası hızı 7.217 km/sn, S dalgası hızı 4.159 km/sn ve yoğunluğu 3.054 gr/cm<sup>3</sup>’dür. Ters çözüm sonucu elde edilen ortalama kabuk kalınlığı üst kabuk için 6 km, orta kabuk için 10 km ve alt kabuk için 24 km’dir. Toplam kabuk kalınlığı ise 40 km’dir.

#### 4. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu çalışmada Doğu Karadeniz ve çevresinin hız yapısı ve kabuk kalınlığı incelenmesi amacıyla, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezi'nin genişbantlı istasyonlarındaki (BZK, DIKM, KVT, RSDY, CORM, KTUT) kayıt edilen depremlerin düşey ve teğetsel bileşen kayıtları kullanılarak tek istasyon yöntemi ile grup hızı eğrileri belirlenmiş ve bunların ters çözümünden sonuca gidilmiştir. Kullanılan 10 adet depremin yörüngeleri kuzeydoğu-güneybatı boyunca olup 15 yörünge için çözümlenmeler yapılmıştır ve 4 adet depremin Love ve Rayleigh dalgası grup hızları hesaplanmıştır. Diğer kayıtların ise sadece düşey bileşeni kullanılarak Rayleigh dalgası ve teğetsel bileşen kullanılarak Love dalgası için hesaplamalar yapılmıştır. Kullanılan depremlerle ilgili parametreler Tablo 2'de ve episantr-istasyon çiftlerinin konumları da Şekil 14'de verilmiştir.

Elde edilen kayıtlar Bölüm 2'de gösterildiği gibi gerekli veri işlem aşamalarından geçirildikten sonra Herrmann vd. (2002) tarafından derlenen Computer Programs in Seismology paket programında bulunan Ardışık Süzgeç Tekniği kullanılarak temel mod Rayleigh ve Love dalgaları grup hızları hesaplanmıştır. Yine Herrmann vd. (2002) tarafından derlenen SURF96 programı ile yüzey dalgası ters çözümlemesi yapılmıştır. Ters çözüm sonucu bölgenin kabuk yapısıyla ilgili parametreler belirlenmiştir. Bunlar için yapılan ters çözümlemelerde bir çok araştırmacının (Rizhikova ve Petkov, 1975; Mindevalli, 1989; Çınar, 1998; Sayıl, 1998; Yanovskaya, 1998; Starostenko, 2002; Sikharulidze vd., 2004; Yener vd., 2008; Gobarenko ve Yegorova, 2010) önerdiği kabuk yapısı dikkate alınarak başlangıç modelleri oluşturulmuştur. Bu çalışmada yapılan her çözüm için çözünürlük matrisleri hazırlanmıştır. Çözünürlük matrisleri hemen hemen referans derinliklerine karşılık gelmektedir. Fakat çözünürlük moho süreksizliğinin altında genel olarak zayıflamaktadır. Bunun nedeni standart sapma ve veri kalitesizliğidir. Uzun periyotlu verinin olmaması ve bazı istasyonların yatay bileşenler çok gürültülü olduğundan Love dalgaları seçilememiştir. Elde edilen standart sapmalar grup hızı eğrilerinin ters çözümünde sorunlara sebep olmuştur.

Çalışmada kullanılan depremler geçtikleri yörüngeler dikkate alınarak karadan ve karadan-denizden seyahat eden olmak üzere ikiye ayrılmıştır. Daha sonra elde edilen

kayıtlar da kendi aralarında gruplara bölünerek hesaplamalar yapılmıştır. Karadan seyahat eden yörüngeler 1, 4 ve 10 nolu depremlerdir. Bu depremlerden 1 nolu depremin KTUT ve RSDY istasyonları düşey bileşen, 4 nolu depremin RSDY istasyonu teğetsel bileşen ve 10 nolu depremin KTUT, CORM ve RSDY istasyonları düşey bileşen kayıtları kullanılmıştır. Karadan seyahat eden düşey bileşenlerden elde edilen grup hızı eğrilerinin ve modellerin ortalaması alınarak tekrardan ters çözümleme işlemi yapıp sonuca gidilmiştir. Buna göre, üst kabuk için P dalgası hızı  $4.335 \text{ km/sn}^2$ , S dalgası hızı  $2.473 \text{ km/sn}^2$  ve yoğunluğu  $2.367 \text{ gr/cm}^3$ 'dür. Orta kabuk için P dalgası hızı  $5.714 \text{ km/sn}^2$ , S dalgası hızı  $3.308 \text{ km/sn}^2$  ve yoğunluğu  $2.634 \text{ gr/cm}^3$ 'dür. Alt kabuk için P dalgası hızı  $6.376 \text{ km/sn}^2$ , S dalgası hızı  $3.613 \text{ km/sn}^2$  ve yoğunluğu  $2.813 \text{ gr/cm}^3$ 'dür. Moho sınırı için P dalgası hızı  $7.381 \text{ km/sn}^2$ , S dalgası hızı  $4.083 \text{ km/sn}^2$  ve yoğunluğu  $3.102 \text{ gr/cm}^3$ 'dür. Karadan seyahat eden yörüngelerde teğetsel bileşen çözümü tek olduğu için Bölüm 2'de yapılan sonuç aynen alınmıştır. Yapılan ters çözüm sonucu üst kabuk için P dalgası hızı  $3.947 \text{ km/sn}$ , S dalgası hızı  $2.285 \text{ km/sn}$  ve yoğunluğu  $2.310 \text{ gr/cm}^3$ 'dür. Orta kabuk için P dalgası hızı  $5.297 \text{ km/sn}$ , S dalgası hızı  $3.050 \text{ km/sn}$  ve yoğunluğu  $2.558 \text{ gr/cm}^3$ 'dür. Alt kabuk için P dalgası hızı  $6.795 \text{ km/sn}$ , S dalgası hızı  $3.888 \text{ km/sn}$  ve yoğunluğu  $2.926 \text{ gr/cm}^3$ 'dür. Moho sınırı için P dalgası hızı  $7.588 \text{ km/sn}$ , S dalgası hızı  $4.086 \text{ km/sn}$  ve yoğunluğu  $3.170 \text{ gr/cm}^3$ 'dür. Elde edilen çözümlere göre ortalama kabuk kalınlığı üst kabuk için 6 km, orta kabuk için 19 km ve alt kabuk için 16 km'dir. Toplam kabuk kalınlığı ise 41 km'dir.

Karadan-denizden seyahat eden yörüngeler ise 2, 3, 5, 6, 7, 8 ve 9 nolu depremlerdir. 2 nolu depremin BZK istasyonu düşey ve CORM istasyonu düşey ve teğetsel bileşen, 3 nolu depremin DIKM istasyonu düşey ve teğetsel bileşen, 5 nolu depremin DIKM ve KVT istasyonu düşey bileşen, 6 nolu depremin RSDY istasyonu düşey ve teğetsel bileşen, 7 nolu depremin RSDY istasyonu düşey bileşen, 8 nolu depremin RSDY istasyonu düşey ve teğetsel bileşen, 9 nolu depremin KTUT istasyonu teğetsel bileşen kayıtları kullanılmıştır. Daha sonra 2, 3 ve 5 nolu depremlerin düşey bileşeni bir grup olarak alınmıştır. 6, 7 ve 8 nolu depremlerin düşey bileşeni bir grup olarak alınmıştır. 6 ve 8 nolu depremlerin, 2 ve 3 nolu depremlerin teğetsel bileşenleri de bir başka grup olarak alınmıştır. 9 nolu depremin teğetsel bileşeni ise tek başına değerlendirilmiştir.

2, 3 ve 5 nolu depremlerin düşey bileşenlerinden elde edilen grup hızı eğrilerinin ve modellerin ortalaması alınarak tekrardan ters çözümleme işlemi yapıp sonuca gidilmiştir. Buna göre, üst kabuk için P dalgası hızı  $5.699 \text{ km/sn}^2$ , S dalgası hızı  $3.305 \text{ km/sn}^2$  ve yoğunluğu  $2.639 \text{ gr/cm}^3$ 'dür. Orta kabuk için P dalgası hızı  $5.866 \text{ km/sn}^2$ , S dalgası hızı

3.414 km/sn<sup>2</sup> ve yoğunluğu 2.673 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Alt kabuk için P dalgası hızı 6.583 km/sn<sup>2</sup>, S dalgası hızı 3.828 km/sn<sup>2</sup> ve yoğunluğu 2.872 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Moho sınırı için P dalgası hızı 7.562 km/sn<sup>2</sup>, S dalgası hızı 4.123 km/sn<sup>2</sup> ve yoğunluğu 3.162 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Elde edilen çözümlere göre ortalama kabuk kalınlığı üst kabuk için 4 km, orta kabuk için 8 km ve alt kabuk için 24 km'dir. Toplam kabuk kalınlığı ise 36 km'dir.

6, 7 ve 8 nolu depremlerin düşey bileşenlerinden elde edilen grup hızı eğrilerinin ve modellerin ortalaması alınarak tekrardan ters çözümleme işlemi yapıp sonuca gidilmiştir. Buna göre, üst kabuk için P dalgası hızı 4.375 km/sn<sup>2</sup>, S dalgası hızı 2.527 km/sn<sup>2</sup> ve yoğunluğu 2.372 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Orta kabuk için P dalgası hızı 5.377 km/sn<sup>2</sup>, S dalgası hızı 3.109 km/sn<sup>2</sup> ve yoğunluğu 2.575 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Alt kabuk için P dalgası hızı 6.230 km/sn<sup>2</sup>, S dalgası hızı 3.611 km/sn<sup>2</sup> ve yoğunluğu 2.770 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Moho sınırı için P dalgası hızı 7.653 km/sn<sup>2</sup>, S dalgası hızı 4.025 km/sn<sup>2</sup> ve yoğunluğu 3.119 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Elde edilen çözümlere göre ortalama kabuk kalınlığı üst kabuk için 4 km, orta kabuk için 15 km ve alt kabuk için 17 km'dir. Toplam kabuk kalınlığı ise 36 km'dir.

2 ve 3 nolu depremlerin teğetsel bileşenlerinden elde edilen grup hızı eğrilerinin ve modellerin ortalaması alınarak tekrardan ters çözümleme işlemi yapıp sonuca gidilmiştir. Buna göre, üst kabuk için P dalgası hızı 6.043 km/sn<sup>2</sup>, S dalgası hızı 3.499 km/sn<sup>2</sup> ve yoğunluğu 2.712 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Orta kabuk için P dalgası hızı 6.324 km/sn<sup>2</sup>, S dalgası hızı 3.681 km/sn<sup>2</sup> ve yoğunluğu 2.797 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Alt kabuk için P dalgası hızı 7.656 km/sn<sup>2</sup>, S dalgası hızı 4.216 km/sn<sup>2</sup> ve yoğunluğu 3.092 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Moho sınırı için P dalgası hızı 8.076 km/sn<sup>2</sup>, S dalgası hızı 4.363 km/sn<sup>2</sup> ve yoğunluğu 3.340 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Elde edilen çözümlere göre ortalama kabuk kalınlığı üst kabuk için 4 km, orta kabuk için 8 km ve alt kabuk için 24 km'dir. Toplam kabuk kalınlığı ise 36 km'dir.

6 ve 8 nolu depremlerin teğetsel bileşenlerinden elde edilen grup hızı eğrilerinin ve modellerin ortalaması alınarak tekrardan ters çözümleme işlemi yapıp sonuca gidilmiştir. Buna göre, üst kabuk için P dalgası hızı 4.445 km/sn<sup>2</sup>, S dalgası hızı 2.574 km/sn<sup>2</sup> ve yoğunluğu 2.382 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Orta kabuk için P dalgası hızı 5.687 km/sn<sup>2</sup>, S dalgası hızı 3.293 km/sn<sup>2</sup> ve yoğunluğu 2.673 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Alt kabuk için P dalgası hızı 6.573 km/sn<sup>2</sup>, S dalgası hızı 3.678 km/sn<sup>2</sup> ve yoğunluğu 2.868 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Moho sınırı için P dalgası hızı 7.455 km/sn<sup>2</sup>, S dalgası hızı 4.103 km/sn<sup>2</sup> ve yoğunluğu 3.125 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Elde edilen çözümlere göre ortalama kabuk kalınlığı üst kabuk için 5 km, orta kabuk için 18 km ve alt kabuk için 15 km'dir. Toplam kabuk kalınlığı ise 38 km'dir.

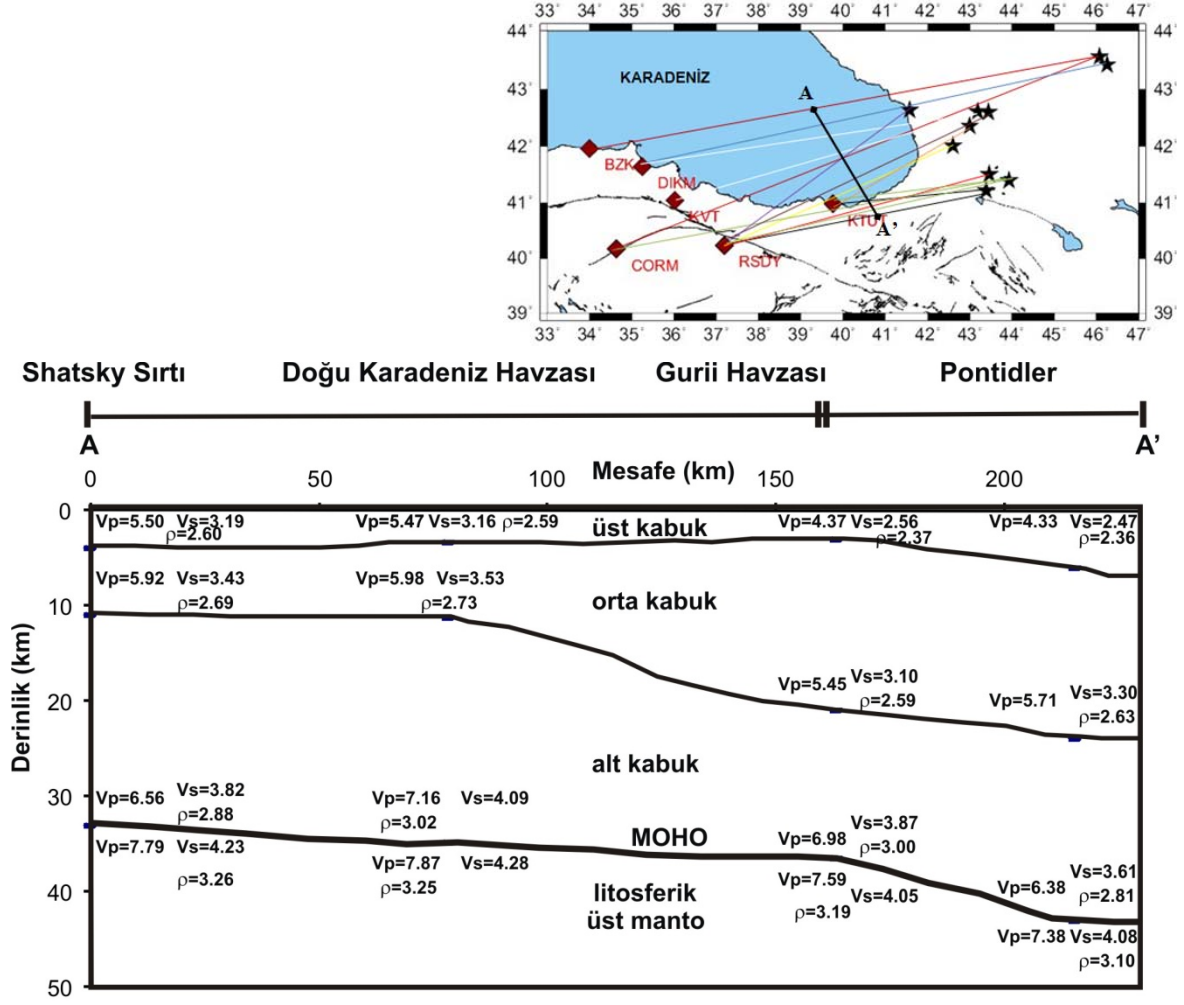
9 nolu depremin teğetsel bileşeninden elde edilen modelin sonucuna göre, üst kabuk için P dalgası hızı 3.536 km/sn, S dalgası hızı 2.055 km/sn ve yoğunluğu 2.236 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Orta kabuk için P dalgası hızı 4.402 km/sn, S dalgası hızı 2.403 km/sn ve yoğunluğu 2.375 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Alt kabuk için P dalgası hızı 6.310 km/sn, S dalgası hızı 3.570 km/sn ve yoğunluğu 2.798 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Moho sınırı için P dalgası hızı 7.217 km/sn, S dalgası hızı 4.159 km/sn ve yoğunluğu 3.054 gr/cm<sup>3</sup>'dür. Ters çözüm sonucu elde edilen ortalama kabuk kalınlığı üst kabuk için 6 km, orta kabuk için 10 km ve alt kabuk için 24 km'dir. Toplam kabuk kalınlığı ise 40 km'dir.

Yapılan çalışmalar ve bulgular kısmında bulunan grup hızı eğrileri yorumlanırken Oliver (1960) ve Kulhanek vd. (1990) tarafından oluşturulan grup hızı eğrisi diyagramları dikkate alınmıştır. Bulunan grup hızı eğrileri genelde normal dispersiyon göstermektedir. Çalışma bölgesinin kuzeyinde kat eden depremlerden bazılarının grup hızı eğrileri yerel minimum yapmıştır. Bu noktalar Airy fazı olarak nitelendirilmiştir. Bu düşük hızlı kıtasal kayalarla yüksek hızlı manto kayaları arasındaki hız kontrastını temsil eder. Çalışma bölgesindeki grup hızı eğrileri kuzeyden güneye doğru genelde kıtasal ve sedimanter Rayleigh ya da Love karakterindedir. Fakat kuzeydeki yörüngelerden elde edilen grup hızı eğrilerinde okyanusal Rayleigh karakterini içerenlerde mevcuttur. Bunun nedeni Rotaru'nun (2010) da bahsettiği gibi Doğu Karadeniz'in orta bölgesinde granitik tabakanın çok ince ya da olmamasıdır. Aynı zamanda Savarensky ve Valdner'nin (1960) Karadeniz'deki L<sub>g</sub> ve R<sub>g</sub> dalgalarının dağılımını araştırmak suretiyle her iki havzasının orta bölgesinin derin zonlarında granitik tabaka eksikliği olduğunu belirtmişlerdir. Böylece okyanusal özellikli eğri ortaya çıkmıştır. Grup hızı değerleri Doğu Karadeniz'in kuzeyinden güneyine doğru azalmaktadır. Kabuk kalınlığındaki artış da dispersiyonu etkilemektedir. Grup hızlarındaki bu azalış daha önceki yapılan çalışmalarda (Rizhikova, 1975; Sayıl, 2000) bulunan sonuçlarla uyumludur.

Doğu Karadeniz doğal bir sedimanter havza olup genç Kretase sedimanterlerle doludur. Doğu ve Batı Karadeniz havzalarının orta bölgelerinde granitik tabaka eksikliğinden dolayı okyanusal kabuk özelliği göstermektedirler. Bununla paralel olarak kıtasal bölgelere doğru kabuk kalınlığında dikkate değer bir şekilde artış olmaktadır. Aynı zamanda kenar kısımlarda granitik tabakanın varlığından dolayı kıtasal özellik göstermektedir (Rotaru, 2010). Büyük Kafkasların doğusundan başlayan ve genelde kuzeydoğu- güneybatı yönünde seyahat eden dalgalardan elde edilen kayıtlardan belirlenen kabuk kalınlıklarına bakıldığı zaman kullanılan yöntem gereği ortalama bir değer

alınmıştır. Ortalama değer alınmasının sebebi kaynak-istasyon arasındaki yapıdır. Bu çalışmada hem karadan hem de denizden seyahat eden depremler olduğu için bölgenin tektonik durumu, jeolojik durumu ve önceki yapılan çalışmalarla paralel olarak ortalama modeller oluşturulmuş ve sonuca gidilmiştir. Doğu Karadeniz kuzeydoğu ve doğuda Kafkasya, güneyde Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Pontidlerle çevrilidir. Belousov ve Volvovsky (1988) Doğu Karadeniz'in ortasından Kafkaslara doğru kabuk kalınlığının 23 km'den 40-50 km civarına kadar arttığını ifade etmiştir. Ön Kafkasya'da 42-45 km, Büyük Kafkaslarda 44 km ve Doğu Pontidlere doğru 40 km civarında kabuk kalınlığının arttığını ifade etmiştir. Bununla ilişkili olarak Doğu Karadeniz'in orta bölgesi ve Büyük Kafkasların batısını içine alan çalışma bölgesinin kuzeyinde bulunan ortalama kabuk kalınlığı 36 km olarak bulunmuştur. Starostenko vd.'nin (2004) de belirttiği gibi kuzeyden güneye doğru kabuk kalınlığındaki artışla uyumlu olarak Doğu Karadeniz'in doğusunda 38 km kabuk kalınlığı belirlenmiştir. Sadece karadan seyahat eden yörüngeler boyunca elde edilen kabuk kalınlığı ise 41 km'dir. Bu durum kuzeyden güneye doğru kabuk kalınlığında bir artışın olduğunu göstermektedir. Bulunan sonuçlar daha önceki yapılan çalışmalarla uyumludur (Bakınız: Bölüm 1.6).

Bu çalışma sonucunda Şekil 128'deki A-A' kesiti çıkarılmıştır. Bu kesit tüm-deprem istasyon yörüngelerini kapsamaktadır. Kesitteki kabuk yapısı; üst kabuk, orta kabuk ve alt kabuk ve bunun da altında litosferik üst mantodan ibarettir. Shatsky sırtından Gurii havzasının güneyine kadar olan bu bölge için 2 nolu depremin BZK ve CORM istasyonu, 3 nolu depremin DIKM istasyonu, 5 nolu depremin DIKM ve KVT istasyonu, 6, 7 ve 8 nolu depremlerin RSDY istasyonu kayıtlarından elde edilen değerlerin ortalamasını içermektedir. Shatsky sırtından Gurii havzasının güneyine kadar üst kabuk konsolide olmamış ve yarı konsolide olmuş sedimanterlerden ( $V_p=4.37-5.50$  km/sn ve  $V_s=2.56-3.19$  km/sn) ibarettir. Orta kabuk ise tam konsolide olmuş sedimanterlerden ( $V_p=5.45-5.98$  km/sn ve  $V_s=3.10-3.53$  km/sn) oluşmaktadır. Alt kabuk bazalt olup ( $V_p=6.56-7.16$  km/sn ve  $V_s=3.82-4.09$  km/sn) bunun altında ise litosferik üst manto bulunmaktadır ( $V_p=7.59-7.87$  km/sn ve  $V_s=4.05-4.28$  km/sn). Bu değerler Starostenko vd. (2004) ve Yegorova ve Gobarenko (2010)' un çalışmalarıyla uyumludur. Yapılan çözümler de bulunan değerlerde biraz farklılıklar vardır. Bunun sebebi sedimanter tabakaların okyanusal ve kıtasal bölgelerdeki kalınlığını ve hız değişimini dikkate alarak ortalama modellerin hazırlanmış olmasıdır. Sayıl (1998), orta kabuk için  $V_p=5.6-6.3$  km/sn ve  $V_s=3.05-3.65$  km/sn olarak belirlemiştir. Bu çalışma da bulunan değerlerle de uyum göstermektedir.



Şekil 128. A-A' profili boyunca kabuktaki hız, yoğunluk değişimi ve kabuksal yapı kesiti

Alt kabuk için Mindelli vd. (1966) yaptıkları çalışmada Karadeniz'in doğusu için buldukları değer  $V_p=6.8-7.0$  km/sn arasındadır. Bu çalışmada da bulunan  $V_p$  değerleri ile uyumlu olduğu görülmektedir. Kuzeyden güneye doğru kabuk-manto sınırındaki  $V_p$  ve  $V_s$  hızları ile yoğunluk değerleri güneye doğru bir azalma göstermektedir. Aynı zamanda bu değerler derinlikle de artmaktadır. Kabuk-manto sınırındaki ortalama S dalgası hız değeri kuzeyden güneye doğru 4.23 km/sn'den 4.08 km/sn'ye azalarak değişmektedir. Hearn ve Ni'ye (1994) göre Doğu Karadeniz havzası altındaki S dalgası hızına Mezozoik okyanusal manto etki etmektedir. Bundan dolayı S dalgası hızı azalmaktadır. Barzangi vd.'e (2004) göre Doğu Karadeniz'in güneyinde Paleojen volkanikleri mevcuttur. Bulunan bu volkanikler yüksek  $S_n$  soğurmasına neden olmaktadır. Aynı zamanda düşük  $P_n$  hızlarıyla da ilişkilidir. Bununla ilişkili olarak da Doğu Pontidlere doğru hız değerlerinde bir azalış olmaktadır. Aynı zamanda Gobarenko ve Yegorova'nın (2010) yaptığı çalışmaya göre,



Shatsky ve Batı Kafkaslar da 40-45 km derinlikte  $V_p$  hızını 7.7 km/sn civarında bulunmuştur. Bu durum bulunan değerlerle uyum göstermektedir. Yoğunluk değerlerine bakıldığında Starostenko vd.'nin (2004) yaptığı çalışma ile uyumlu sonuçlar bulunmuştur.

Gurii havzasının bitiminden Doğu Pontidlerin güney doğusuna denk gelen bölge ise karadan seyahat eden 1, 4 ve 10 nolu depremlerden elde edilen değerlerin ortalamasını içermektedir. Elde edilen kabuk yapısı Maden vd.'ni (2009) de dikkate alarak üç tabakalı olarak elde edilmiştir. Buna göre, üst kabuk volkanik ve sedimanter birimler ( $V_p=4.33$  km/sn ve  $V_s=2.47$  km/sn), orta kabuk granitik ve metamorfik kayalar ( $V_p=5.71$  km/sn ve  $V_s=3.30$  km/sn), alt kabuk ultramafik-mafikler, peridotitler ve biotitleri ( $V_p=6.38$  km/sn ve  $V_s=3.61$  km/sn) içermektedir. Bunun altında ise litosferik üst manto bulunmaktadır ( $V_p=7.38$  km/sn ve  $V_s=4.08$  km/sn). Çakır vd. (2000)'de yaptıkları çalışma da TBZ (Trabzon) istasyonu için alıcı fonksiyonu sonucunda elde ettikleri değerlerle karşılaştırıldığında biraz düşük değerler elde edilmiştir. Bunun sebebi kullanılan yöntem ve deprem kayıtlarıdır. Verilerdeki gürültü oranının yüksek olması ve yöntem gereği ortalama hız değerleri alınıp başlangıç modelleri oluşturulmasından dolayı değerler de farklılıklar olmaktadır. Çakır ve Erduran (2004)'de benzer bir çalışma sonucunda aynı bölge için üç tabakalı bir model önermişlerdir ve TBZ (Trabzon) istasyonu altındaki yapının volkanik yayla çevrili olduğunu belirtmişlerdir. Bundan dolayı da üst mantodaki ergimeden dolayı hız değerlerinde bir düşüş olduğunu ifade etmişlerdir.

Shatsky sırtının güneyine denk gelen bölgedeki ortalama kabuk kalınlığı 36 km'dir. Gurii havzasının yer aldığı bölgede belirlenen ortalama kabuk kalınlığı 38 km'dir. Doğu Pontidlere gelen bölge de bulunan ortalama kabuk kalınlığı ise 41 km olarak bulunmuştur. Maden vd.'de (2009) yaptıkları çalışma da Doğu Pontidler için ortalama 40 km kabuk kalınlığı belirlemişlerdir. Starostenko vd.'nin (2004) yaptığı çalışmada aynı bölge için 32 km'den başlayıp Doğu Pontidlere kadar 45 km'ye kadar kabuk kalınlığının arttığını belirtmişlerdir. Yegorova (2010)'da yaptığı gravite çalışmansın da Karadeniz altındaki kabuk yapısının ince okyanusal ya da yarı okyanusal kabuk olduğunu ifade etmiştir. Ross (1974) ise Doğu Karadeniz havzasından Doğu Pontidlere doğru oluşturduğu kabuk yapısında okyanusal kabuktan kıtasal kabuğa geçiş olduğunu belirten bir model ortaya atmıştır. Havzanın derin bölgelerinde görülen yüksek hızlara ise konsolide sedimanterlerin sebep olduğunu belirtmiştir. Aynı zamanda Gurii havzasından Pontidlerin altına doğru tabaka kalınlıklarında artış görülmektedir. Doğu Karadeniz bölgesinde yapılan diğer çalışmalardan görüldüğü gibi; bölgenin güney kıyı şeridinde (Türkiye tarafı) meydana

gelen depremlerin odak mekanizmaları ters faylanma göstermektedir (Shirokova, 1967; McKenzie, 1972; Jackson ve McKenzie, 1984; Alptekin vd., 1987; Barka ve Reilinger, 1997). Bu ters faylanma sonucu bölge K-G yönlü sıkışma vardır (Alptekin vd., 1987). Bu oluşan sıkışmayla ilişkili olarak çeşitli araştırmacılar farklı yorumlar yapmıştır. Koulakov vd.'de (2002) yaptıkları sismik tomografi çalışması sonucunda bölgenin altında güneye doğru yüksek hızlı bir levhanın daldığını belirtmiştir ve bunun da güneye doğru olan dalma-batma ile ilişkili olabileceğini ifade etmiştir. Eyüboğlu vd.'de (2011) güneye doğru bir dalım olduğunu belirtmektedir. Buna göre, Geç Miyosen'de Doğu Pontid Orojenik kuşağının güney doğusunda alt kabuk kısmi ergimesiyle Adakitik volkanizma gerçekleşmiştir. Pliyosen'de güneye dalan okyanusal litosferin kopan kısmı manto kamasi içine sıcak astenosferin akışına neden olmuştur. Bu durum Karadeniz'in güneyi boyunca ve Kafkaslardan Hazar Denizi'nin güneyine kadar devam eden bir dalımı ortaya çıkarmıştır. Bu dalımla ilişkili olarak Doğu Karadeniz havzasının Doğu Pontidlerin altına doğru daldığını ifade etmiştir. Yine TPAO'nun petrol arama amaçlı yaptığı Karadeniz'in tektoniği ile ilişkili çalışma incelendiğinde, güney sahili boyunca ki kıvrım kuşağında ters faylanma mevcuttur. Bununla ilişkili olarak Eyüboğlu vd. (2011), Maykop serisi kayaçların batıdan doğuya doğru kademeli olarak yükseldiğini göstermiştir. Bu çalışmada yapılan yöntem ile tam bir dalımın olduğu belirtmek güç olsa da, kuzeyden güneye doğru kabuk kalınlığında bir artışın olduğunu görmek mümkündür (Şekil 128, A-A' kesiti).

Bu çalışma sonucunda elde edilen P- ve S- dalgası hızları ve yoğunluklarına göre bölgenin Kuzeyinde çok yoğun, bazik ince bir kabuk bulunmakta, Güneye doğru hızlar ve yoğunluklar azalmakta, kabuk kalınlığı artmakta ve asidik özellikli bir kabuğa geçiş olmaktadır. Diğer bir deyişle bölgede okyanusaldan kıtasal kabuğa bir geçiş söz konusudur. Kullanılan depremlerin odak derinliklerinin sığ olması ve de bölgede derin deprem bulunmamasından dolayı Eyüboğlu vd. (2011) ve Koulakov vd.'nin (2002) yaptıkları çalışmada belirttikleri K-G yönlü dalımın var olduğunu bu çalışmayla açıklayabilmek mümkün değildir. Çünkü dalımın varlığını açıklayabilmek için çok daha uzun periyotlu derin depremlerin olması, bu depremlerin iki istasyon yöntemiyle faz ve grup hızlarının ters çözümü yapılarak Manto'nun da çok iyi modellenmesi gerekir.

Ayrıca Doğu Karadeniz ve çevresinin yer altı yapısını daha detaylı çalışmak için daha farklı jeofizik yöntemlerinde uygulanması gerekmektedir. Sahil boyunca KTÜ tarafından kurulu bulunan deprem istasyon sayısının artırılmasıyla bölgede oluşacak depremler çok daha ayrıntılı çalışılabilecektir. Kurulacak bu istasyonlarda dahil edilmek

üzere bölgedeki tüm istasyonlarda kayıt edilebilecek tele sismik olaylardan yararlanarak her bir istasyonun altı için alıcı fonksiyonu çalışması yapılmalıdır. Buradan elde edilecek yapılar korele edilerek bölgenin tektonik problemlerinin çözümüne ışık tutabilecektir. Özellikle alıcı fonksiyonu çalışmalarında P-dalgasından S-dalgasına dönüşmüş Ps fazı ile bunun tekrarlı yansımaları istasyon altındaki hız süreksizlikleri ile doğrudan ilişkilidir. Teğetsel alıcı fonksiyon bileşeninde Ps dönüşüm fazının polaritesine ve genliğine bakarak ara yüzeyin eğim yönü hakkında bilgi edinilebilir (Erduran, 1998, 2002). Özellikle Doğu Karadeniz bölgesinin hem sahil hem de deniz kısmında lokal gravite ve manyetik çalışmalar yapılarak bunların üç boyutlu modellemesi sonucunda geçiş zonunun sınırları ve bölgenin tektonik özelliği ortaya çıkarılabilir. Daha önce ki yapılan çalışmalar da elde edilen değerlerle bu çalışma da elde edilen değerler birbirleriyle uyumludur. Bu çalışmada elde edilen ortalama kabuk kalınlığı değerlerinin bu bölgede yapılan önceki çalışmalarla daha iyi karşılaştırmak amacıyla Tablo 28 hazırlanmıştır.

Tablo 28. Doğu Karadeniz ve çevresinin çeşitli araştırmacılar tarafından bulunan kabuk kalınlıkları

<b>Çalışmayı Yapan</b>	<b>İnceleme Bölgesi</b>	<b>Kabuk Kalınlığı (km)</b>
Rizhikova ve Petkov (1975)	Kuzey Karadeniz Orta Karadeniz Güney Karadeniz Büyük Kafkasya	30 25 35 40-45
Belausov ve Volvovsky (1996)	Doğu Karadeniz Büyük Kafkaslar Pontidler	23 44 40
Yanovskaya vd. (1998)	Orta Karadeniz (43°K boyunca)	32
Çınar (1998)	Küçük Kafkaslar	44
Sayı (1998)	Güney Karadeniz Orta Karadeniz Kuzey Karadeniz	38 28 25
V.Starostenko vd. (2002)	Batı Karadeniz Doğu Karadeniz Orta Karadeniz'in Kuzeyi Orta Karadeniz'in Güneyi Doğu Karadeniz'in Doğusu	25 25 33 29 40
Adamia vd. (2008)	Büyük Kafkaslar Küçük Kafkaslar	55 45
Maden vd. (2009)	Doğu Pontidler	37
Gobarenko ve Yegorova (2010)	Doğu Karadeniz Orta Karadeniz Batı Karadeniz	25 30 25
Çınar ve Alkan (2011)	Doğu Karadeniz	35
Gök vd. (2011)	Küçük Kafkaslar Büyük Kafkaslar	35-45 45-50
Bu Çalışma	Küçük Kafkaslar ve Doğu Pontidler Boyunca Büyük Kafkaslar ve Doğu Karadeniz Boyunca	41 36

## 5. KAYNAKLAR

- Adamia, S.A., Gamkrelidze, I.P., Zakarradze, G.S. ve Lordkipanidze, M.B., 1974. Adjato-Trialet Through and the Problem of the Black Sea Region, Geotectonica, 1, 78-94.
- Adamia, S.A., Lordkpinadze, M.B. ve Zakariadze, G.S., 1977. Evolution of an Active Continental Margin as Exemplified by the Alpine History of the Caucasus, Tectonophysics, 40, 183-189.
- Adamia, S.A., Alania, V., Chabukaiani, A., Chichua, G., Enuhidze, O. ve Sadradze, N., 2008. Evolution of the Late Cenozoic Basins Georgia (SW Caucasus) a Review, Sedimentary Geology, 230-260.
- Aki, K. ve Richards, P.G., 1980. Quantitative Seismology Theory and Methods, Vol I ve II, SanFrancisco.
- Al-Lazki, A.I., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Turkelli, N. ve Mohamad, R., 2004. Pn Tomographic Imaging of Mantle Lid Velocity and Anizotropy at the Junction of the Arabian, Eurasian and African Plates, Geophysical Journal International, 158, 1024-1040.
- Allen, M., Jackson, J. ve Walker., R., 2004. Late Cenozoik Reorganization of the Arabia-Eurasia Collision and the Comparison of Short-Term and Long-Term, Deformation rates, Tectonics, 23, 1-16.
- Alptekin, Ö., Nabelek, J.L. ve Toksöz, M.N., 1987. Source Mechanism of the Bartın Earthquake of September 3, 1968 in Nortwestern Turkey: Evidence for Active Thrust Faulting at the Southern Black Sea Margin, Tectonophysics, 122, 73-88.
- Anderson, L., 1963. Recent Evidence Concerning the Structure and Composition of the Earth's Manto, Physics and Chemistry of the Earth, 1, 1-129.
- Archanbeau, C.B., Flinn, E.A. ve Lambert, D.G., 1966. Detection, Analysis and Interpretation of Telesismic Signals: Compressional Phases from the Salmon Event, Journal of Geophysics Research, 71, 3483-3501.
- Backus, G.E. ve Gilbert, J.F., 1970. Uniqueness in the Inversion of Inaccurate Gross Earth Data, Philosophical Transactions of the Royal Society, 266, 123-192.
- Badal, J., 1990. Inversion of Seismic Wave Velocities by means of the Stochastic Inverse Operator, Zaragoza, 45, 127-150.
- Barazangi, M., Sandvol, E. ve Seber, D., 2006. Structure and Tectonic Evolution of the Anatolian Plateau in Eastern Turkey, Geological Society of America, 409, 463-473.

- Barka, A. ve Reilinger, R., 1997. Active Tectonics of the Eastern Mediterranean Region: Deduced from GPS, Neotectonic and Seismicity Data , Annali di Geofisica, 3, 586-608.
- Barmin, M.P., Levshin, A.L. ve Starovoit, O.E., 1984. Iterativniy Spectralno Vremenni Analiz Poverhnostnih Voln, Vychislitel'naya Sismologiya, 16, 156-169.
- Başokur, A., 2010. Doğrusal ve Doğrusal Olmayan Problemlerin Ters Çözümü, Kozan Ofset, Ankara.
- Bath, M., 1974. Introduction to Seismology, Birkhauser Verlag, Basel and Stuttgart.
- Bayrak, Y., 2004. Sismoloji Deprem Bilimi, KTÜ Matbaası, Trabzon.
- Bektaş, O., 1987. Volcanic Belts as Markers of the Mesozoic-Cenozoic Active Margin of Eurasia: Discussion, Tectonophysics, 141, 345-347.
- Bektaş, O., Yılmaz, C., Taşlı, K., Akdağ, K. ve Özgür, S., 1995. Cretaceous Rifting of the Eastern Pontide Carbonate platform (NE Turkey), Geologia, 57, 1-2, 233, 244.
- Belousov, V.V. ve Volvovsky, B., S., 1988. Structure and Evolution of the Earth's Crust and Upper Mantle of the Black Sea, Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata, 177-178, 109-196.
- Banks, C.J. ve Robinson, A.G., 1997. Mesozoic Strike-Slip Back-Arc Basins of the Western Black Sea, American Association of Petroleum Geologist Memories, 68, 53-62.
- Brune, J. ve Dorman, J., 1963. Seismic Waves and Earth Structure in the Canadian Shield, Bulletin of Seismic Society of America, 53, 167-209.
- Brunet, M.F., Korotaev, M.V., Ershov, A.V. ve Nikishan, A.M., 2003. The South Caspian Basin: a Review of its Evolution from Subsidence Modelling, Sedimentary Geology, 156, 119-148.
- Burk, C.A. ve Drake, C.L., 1974. The Geology Cataloging in Publication Data, Springerverlog, New York.
- Canitez, N., 1962. Gravite ve Sismolojiye göre Kuzey Anadolu'da Arz Kabuğun Yapısı, İTÜ Maden Fakültesi, 87.
- Canitez, N., 1972. Ege Denizi ve Çevresindeki Kabuk ve Üst Manto Yapısı, İTÜ, Arz Fiziği Yayını.
- Canitez, N., 1992. Jeofizikte Modelleme (Düz ve Ters Problem Çözümleri) Kollokyumu Ders Notları, TMMOB, JMO, İstanbul şubesi yayını, 240s.
- Chekunov, A.V., Pustovitenko, B.G. ve Kulchitsky, V.E., 1996. Depth Distribution of Fociand Energy Seismicity of the Black Sea, Naukora Dumka, Kiev, 101-106.

- Copley, A. ve Jackson, J., 2006. Active Tectonics of the Turkish-Iranian Plateau, Tectonics, 25.
- Çakır, Ö., Erduran, M., Çınar, H. ve Yılmaztürk, H., 2000. Forward Modelling Receiver Functions for Crustal Structure beneath Station TBZ, Geophysical Journal International, 140, 341-356.
- Çakır, Ö. ve Erduran, M., 2004. Constraining Crustal and Uppermost Mantle Structure beneath Station TBZ by Receiver Function and Dispersion Analysis, Geophysical Journal International, 158, 955-971.
- Çınar, H., 1998. Doğu Anadolu ve çevresindeki Depremlerin Tek İstasyon Rayleigh Dalgası Kayıtlarının Analizi, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Çınar, H., Alkan, H. ve Bayrak, Y., 2011. a Preliminary Crustal Study in and Around Eastern Blacksea from Rayleigh Surface Wave Group Velocity Inversion, 6<sup>th</sup> Congress of Balkan Geophysical Society Budapest, Hungary, 3-6 October, R32.
- Dercourt, J., Ricou, L.E. ve Vrielynck, B., 1993. Atlas Teethys Palaeoenvironmental Maps, Gauthier-Villars, Paris.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. ve Bonnin, J., 1973. Plate Tectonics and Evolution of the Alpine System, Geological Society of America Bulletin, 84, 3170-3180.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N.ve Altunkaynak, Ş., 2010. Geochemistry and Tectonics of Cenozoic Volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the Peri-Arabian Region: Collision-Induced Mantle Dynamics and its Magmatic Fingerprint, International Geology Review, 52, 4-6, 536, 578.
- Dziewonski, A., Bloch, S. ve Landisman, M., 1969. Technique for the Analysis of Transient Seismic Signals, Bulletin of the Seismological Society of America, 59, 427-444.
- Dziewonski, A. ve Hales, A.L., 1972. Numerical Analysis of Dispersed Seismic Waves, in: Methods in Computational Physics, Academic Press, 11, 39-85.
- Edwards, R.A., Scott, C.L., Shillington, D.J., Minshull T.A. ve Brown, P.J., 2009. National Oceanography Centre, University of Cambridge, The leading Edge, 1056-1063.
- Erduran, M., 1998. Uzak Alan Deprem Kayıtlarından Trabzon (TBZ) Deprem İstasyonunun Altındaki Litosfer Yapısının Belirlenmesi, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Erduran, M., 2002. Alıcı Fonksiyonlar ve Yüzey Dalgalarının Birlikte Ters Çözümünden TBZ (Trabzon) Sismik İstasyonununun Kabuk Yapısı, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.

- Eyüboğlu, Y., Bektas, O. ve Maden, N., 2007. Different Modes of Stress Transfer in a Strike-Slip Fault Zone: an Example from the North Anatolian Fault System in Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 16, 1-12
- Eyüboğlu, Y., Chung, S.L., Santosh, M., Dudas, F.O. ve Akaryalı, E., 2011. Transition from Shoshonitic to Adakitic Magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: Implications for Slab Window, Melting, Gondwana Research, 19, 413-429.
- Ewing, M. ve Press, F., 1952. Crustal Structure and Surface Wave Dispersion, Bulletin of Seismology Society of America, 42, 315-325
- Ewing, M. ve Press, F., 1954. An Investigation of Mantle Rayleigh Waves, Bulletin of Seismology Society of America, 44, 127-147.
- Ewing, M., Jardetzky, W. ve Press, F., 1957. Elastic Waves in Layered Media, Mc Graw-Hill Book Company, New York.
- Ezen, Ü., 1991a. Crustal Structure of Western Turkey from Rayleigh Wave Dispersion, International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, 25, 1-21.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipon, M. ve Xuan, Z., 1988. Geophysical Study of the Black Sea Area. Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, 30, 197-324.
- Gamkrelidze, I.P., 1986. Geodynamic Evolution of the Caucasus and Adjacent Areas in Alpine Time, Tectonophysics, 127, 261-277.
- Gamkrelidze, I.P. ve Kuloshvili, S., 1998. Stress Vector Orientations and Movement of the Earth's Crust of the Territory of Georgia on the Neotectonic Stage, Bulletin of the Georgian Academy of Sciences, 158, 283-287.
- Gans, R.C., Beck, S.L., Zandt, G., Biryol, C.B. ve Özacar, A.A., 2009. Detecting the Limit of Slab Break-off in Central Turkey: New High- Resolution Pn Tomography Results, Geophysical Journal International, 179, 1566-1572.
- Gobarenko, V.S. ve Yegorova, T.P., 2008. Three Dimensional P-Velocity Model of the Black Sea Lithosphere according to the Data of Local Seismic Tomography, Geophysical Journal, 5, 166-177.
- Gobarenko, V.S. ve Yegorova, T.P., 2010. The Lithosphere Structure and Geodynamics of the West and East Black Sea Basins, Physics of the Solid Earth, 46, 6, 507-523.
- Golonka, J., 2004. Plate Tectonic Evolution of the Southern Margin of Eurasia in the Mesozoic and Senozoic, Tectonophysics, 381, 235-273.
- Gök, R., Mellors, R.J., Sandol, E., Pasyanos, M., Hauk, T., Takedatsu, R., Yetirmishli, G., Teoman, U., Turkelli, N., Godoladze, T. ve Javakishvirli, Z., 2011. Litospheric Velocity Structure of the Anatolian Plateau-Caucasus-Caspian Region, Journal of Geophysical Research, 116, B05303, doi:10.1029/2009LB000837.



- Gökalp, H., 2011. Jeofizikte Ters Problem (Ders Notları),KTÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Trabzon.
- Gutenberg, B., 1926. Untersuchungen Zur Frage, Bis zu Welcher Tiefe die Erde Kristallin ist Zeitschr, Für Geophysics, 2, 24-29.
- Hafkenschied, E., Wortel, M.J.R. ve Spahman, W., 2006. Subduction History of the Tethyan Region Derived from Seismic Tomography and Tectonic Reconstructions, Journal of Geophysical Research, Solid Earth and Planets, 111, (B08401), doi: 10.1029/2005JB003791.
- Hanyga, A., 1985. Seismic Wave Progration in the Earth, PWN-Polish Scientific Publishers, 478, Warszawa.
- Hearn, T.M. ve Ni, J.F., 1994. Pn Velocities beneath Continental Collision Zones: the Turkish-Iranian Plateau, Geophysical Journal International, 117, 273-283.
- Herrin, E. ve Goforth, T., 1977. Phase Matched Filters: Application to the Study of Rayleigh Waves, Bulletin of the Seismological Society of America, 67, 5, 1259-1275.
- Herrmann, R.B., 1987. Computer Program in Seismology, Users Manual, Volume I-VII, St. Louise Universty
- Herrmann, R.B. ve Ammon, C.J., 2002. Computer Programs in Seismology, Version 3.30, Saint Louis University and Penn State University.
- Jackson J.A.ve McKenzie, D.P., 1984. Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between Western Turkey and Pakistan, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 77, 185-264.
- Jackson, J., Priestly, K., Allen, M. ve Berberian, M., 2002. Act,ve Tectonics of the South Caspian Basin, Geophysical Journal International, 148, 214-245.
- Kadinsky-Cade, K., Barazangi, M., Oliver, J ve Isacks, B., 1981. Lateral Variations of High-Frequency Seismic Wave Propagation at Regional Distances Across the Turkish and Iranian Plateaus, Journal of Geophysical Research, 88, 9377-9396.
- Keilis-Borok, V.I., Levshin, A.L., Yanovskaya, T.B., Londer, A.V., Bukchin, B.G., Barmin, M.P., Ratnikova, L.T. ve Its, E.I., 1989. Seismic Surface Waves in a Laterally Inhomogeneous Earth, Kluwer Acad Public, Dordrecht.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S.A.ve Kuloshvili, S., 2001. Neotectonics of the East Anatolian Plateau and Lesser Caucasus, Geodynamica Acta, 14, 177-195.
- Koulakov, I., Tychkov, S., Bushenkova, N. ve Vasilevsky, A., 2002. Structure and Dynamics of the Upper Mantle beneath the Alpine-Himalayan Orogenic Belt, from Telesismic Tomography, Tectonophysics, 358, 77-96.

- Kovach, R.L., 1978, Seismic Surface Waves and Crustal and Upper Mantle structure, Reviews of Geophysics and Space Physics, 16, 1-13.
- Kulhanek, O., 1990. Anayomy of Seismograms, Developments in Solid Earth Geophysics, Elseiver, 18, Amsterdam.
- Kutas, R.I., Kobolev, V.P. ve Tsvyashchenko, V.A., 1998. Heat Flow and Geothermal Model of the Black Sea Depression, Tectonophysics, 291, 91-100.
- Lamb, H., 1903. On the Propagation of Tremos Over the Surface of an Elastic solid, Philosophical Transactions, 203, 1-42.
- Landisman, M., Dziewonski, A. ve Sato, Y., 1969. Recent Improvements in the Analysis of Surface Wave Observations, Geophysics Journal of Research Society, 17, 369-403.
- Lay, T. ve Wallace, T.C., 1995. Modern Global Seismology, Academic Press.
- Levshin, A.L., Pisarenko, V.F. ve Pogrebinsky, G.A., 1972. On a Frequency-Time Analysis of Oscillations, Annales Geophysics, 28, 211-216.
- Levshin, A.L., 1980. Gefizicheskie Metodi Poiskov i Razvedkii, Izvestia Visschih Utchebnih Zavedanra Geologia i Razvedka, 8, 156-169.
- Lordkipanidze, M.B., 1980. Alpine Volcanism and Geodynamics of Central Segment of the Mediterranean Fold Belt, Geotectonics, 23, 350-358.
- Love, A.E.H., 1911. Some Problems of Geodynamics, Cambridge.
- Maden, N., Gelişli, K., Eyüboğlu, Y. ve Bektaş , O., 2009. Two-and-Three Dimensional Crustal Thickness of the Eastern Pontides (NE-Turkey), Turkish Journal of Earth Sciences, 18, 225-238.
- McKenzie, D.P., 1972. Active Tectonics of the Mediterranean Region, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 30, 109-185.
- Meisner, L.B., Gorshkez, A.S. ve Tugolesov, D.A., 1995. Neogene-Quaternary sedimentation in the Black Sea Basin, General Directorate of Ministry and Explorer, Ankara, 131-136.
- Meredith, D.J. ve Egan, S.S., 2002. The Geological and Geodynamic Evolution of the Eastern Black Sea Basin: 3-D Tectonic Modelling, Tectonophysics, 350, 157-179.
- Milanovsky, E.E. ve Khain, V.E., 1963. Geological Structure of Caucasus, moscow, Izd-vomgu.
- Milanovsky, E.E., 1991. Geology of the USSR, Part 3, Moscow University Press, Moscow.

- Mindeli, P.S., Neprochonov, Y.V. ve Patarya, Y.I., 1966. Granite-Free Area in Black Sea trough, from, Seismic Data, International Geology Review, 8, 1, 36-43.
- Mindevalli, Ö.Y., 1988. Crust and Upper Mantle Structure of Turkey and Indian Sub-Continent from Surface Wave Studies, Doktora Tezi, Saint Louis University.
- Moskalenko, V.N. ve Malovitsky, Y.P., 1974. Results of Deep Seismic Sounding on the Transmeridional Profile along the Azov and Balck Seas, Iz Vestya of Academy of Sciences of the USSR, 9, 23-31.
- Neprochonov, Y.D., Kosminskaya, I.P. ve Malovitsky, Y.A., 1970. Structure of the Crust and Upper-Mantle of the Black and Caspian Sea, Tectonophysics, 10, 517-538.
- Nikishin, A. M. ve Ziegler, P. A., 2001. Mesozoic and Cainozoic evolution of the Scythian Platform- Black Sea-Caucasus domain, Sedimentary Geology, 186, 295–346.
- Nikishin, A.M., Korotaev, M.V., Ershov, A.V. ve Brunet, M.F., 2003. The Black Sea Basin: Tectonic history and Neogene-Quaternary Rapid Subsidence Modelling, Sedimentary Geology, 156, 149-168.
- Oliver, J., 1962. A Summary of Observed Seismic Surface Wave Dispersion, Bulletin of the Seismological Society of America, 52, 1, 81-86.
- Philip, H., Cisternas, A., Gurshiani, A. ve Gorshkov, A., 1989. The Caucasus: an Actual Example of the Initial Stages of Continental Collision, Tectonophysics, 161, 1-21.
- Popov, S.V., Rögl, F.R.A.Y., Steininger, F.F., Shcherba, I.G. ve Kovac, M., 2004. Lithological-Paleogeographic Maps of Paratethys, Courier Forschungsinstitut Senckebnerg, 250, 46.
- Press, F., 1956. Determination of Crustal Structure from Phase Velocity of Rayleigh Waves, Bulletin of Geological Society, 67, 1647-1658.
- Priestley, K., Baker, C. ve Jackson, J., 1994. Implications of Eartquake Focal Mechanism Data for the Caspian Basin and Surrounding Regions, Geophysical Journal International, 118, 111-114.
- Rayleigh, L., 1885. On Waves Propagated along the Plane Surface of an Elastic Solid, Proc. London Math. Society, 17, 4-11.
- Reilinger, R.E. ve McClusky, S.L., 1997. Global Positioning System Measurement of the Resent-Day Crustal Movements in the Arabia-Africa-Eurasia Plate Collision Zone, Journal of Geophysycal Research, 162, 9983-9999.
- Reilinger, R. ve McClusky, S., 2006. GPS Constraints on Continental Deformation in the Africa-Arabia-Eurasia Continental Collision Zone and Implications for the Dynamics of Plate Interactions, Journal of the Geophysical Research, 111 doi:10.1029/2005JB004051.

- Rizhikova, S. ve Petkov, I., 1975. Group Velocity Dispersion and Black Sea Crust Structure, Physik der Erde Nr, 1, 383-390.
- Robinson, A.G. ve Kerusov, E., 1997. Stratigraphic and Structural Development of the Gulf of Odessa, Ukrainian Black Sea, Implications for Petroleum Exploration, American Association of Petroleum Geologists, 68, 369-380.
- Rotaru, A., 2010. Geoenvironmental Issues Concerning the Black Sea Basin, International Journal of Energy and Environment, 4, 4.
- Saintot, A., Stephenson, R., Stovba, S., Brunet, M.F., Yegorova, T. ve Starostenko, V., 2006. The Evolution of the Southern Margin of the Eastern Europa from Latest Precambrien Early Palaeozoic to the Early Cretaceous, Geological Society, London, 32, 481-505.
- Sato, Y., 1955. Analysis of Dispersed Surface Waves, Bulletin of Eartquake Research Institute, Tokyo University, 33,33-47.
- Sato, Y., 1956a. Analysis of Dispersed Surface Waves, Bulletin of Eartquake Research Institute, Tokyo University, 34, 9-18.
- Sato, Y., 1956b. Analysis of Dispersed Surface Waves, Bulletin of Eartquake Research Institute, Tokyo University, 34, 131-138.
- Savarensky, E. ve Valdner, N.G., 1960. Observations of Lg and Rg Waves from the Black Sea Basin Eartquakes, Ricevuta il, 2-IV.
- Sayı, N., 1998. Karadeniz ve Civarındaki Kabuk ve Üst Manto Yapısının İncelenmesi, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Sayı, N. ve Osmanşahin, İ., 2000. Investigation of the Crust and Upper-Mantle Structure in the Black Sea with Group Velocity Data, Bulletin of the Seismological Society of America, 90, 4, 870-875.
- Smolyaninova, E.I., Mikhailov, V.O. ve Lyakhovsky, V.A., 1996. Numerical Modelling of Regional Neotectonic Movements in the Northern Black Sea, Tectonophysics, 266, 221-231.
- Sosson, M ve Rolland, Y., 2010. Subductions, Obduction and Collision in the Lesser Caucasus new Insight, Geological Society, London, 340, 329-352.
- Stampfli, G.M., Borel, G., Cavazza, W., Mosar, J. ve Ziegler, P., 2001. Paleotectonic and Paleogeographic Evolution of the Western Tethys and Peri-Tethyan domain, Episades, 24, 222-228.
- Starostenko, V. ve Buryanov, V., 2004. Topography of the Crust-Mantle Boundary beneath the Black Sea Region, Tectonophysics, 381, 211-233.

- Sikharulidze, D.I., Tutberidze, N.P., Diasamidze, S.P. ve Bochorisvili, S.V., 2004. The Structure of the Earth's Crust and Upper mantle in Georgia and the Adjacent Territories, Journal of the Georgian Geophysical Society Issue (A), Physics of Solid, 9, 12-19.
- Stephenson, R. ve Schellart, W.P., 2010. The Black Sea Back-Arc Basin: Insight to its Origin from Geodynamic Models of Modern Analogs, Geological Society Special Publication, 11-21.
- Şeber, D. ve Mitchell, B.J., 1992. Attenuation of Surface Waves across the Arabian Peninsula, Tectonophysics, 204, 137-150.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyon Evolution of Turkey: a Plate Tectonic Approach, Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şerif, T., 2004. Yüzey Dalgalarının Ters Çözümlemesi ile Anadolu'da Kabuk ve Üst Manto Yapısının İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, İÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Tan, O., 1998. Kafkasya Depremlerinin Fay Düzlemi Çözümleri, Yüksek Lisans Tezi, İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Tan, O., 2004. Kafkasya, Doğu Anadolu ve Kuzeybatı İran Depremlerinin Kaynak mekanizması Özellikleri ve Yırtılma Süreçleri, Doktora Tezi, İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Tan, O. ve Taymaz, T., 2006. Active Tectonics of the Caucasus, Geological Society of America, 409, 531-578.
- Tari, E., Sahin, M., Barka, A., Reilinger, R., King, R.W., McClusky, S. ve Prilepin, M., 2000. Active Tectonics of the Black Sea with GPS, Earth Planets Space, 52, 747-751.
- Taylor, S.R., 1980. Crust and Upper Mantle Structure of the Northeastern United States, Doktora Çalışması, MIT (yayınlanmadı).
- Tezcan, D., 2008. Crustal Structure of the Eastern Mediterranean and Black Sea Basins from Satellite Altimetry and Ship Borne Gravite Data, Doktora Tezi, ODTÜ, Deniz Bilimleri, Mersin.
- Tezel, T., 1999. Tek İstasyon Yöntemi ile Anadolu ve Doğu Akdeniz'de Kabuk ve Üst Manto Yapısının İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, İ.Ü., Fen Bilimleri, İstanbul.
- Tolstoy, I., 1973. Wave Propagation, McGraw Hill, Inc, USA.
- Triep, E.G., Abers, G.A., Lerner-Lam, A.L., Mishtakin, V., Zakharchenko, N. ve Starovoit, O., 1995. Active Thrust front of the Greater Caucasus, Journal of Geophysical Research, 100, 4011-4033.

- Tsai, Y.B. ve Aki, K., 1970. Precise Focal Depth Determination from Amplitude Spectra of Surface Waves, Journal of Geophysicists Research, 75, 5729-5743.
- Turin, G.L., 1960. An Introduction to Matched Filters, Hughes Research Laboratories, Malibu, California.
- Valle, P.E., 1949. Sulla Misura Della Velocità di Gruppo Delle Onde Sismiche Superficiali, Annals of Geophysics, 2, 370-376.
- Yamanaka, H., Seo, K. ve Samano, T., 1992. Analysis and Numerical Modeling of Surface-Wave Propagation in a Sedimentary Basin, Journal of Physics of Earth, 40, 57-71.
- Yanovskaya, T.B., Kizima, E.S. ve Antonova, L.M., 1998. Structure of the Crust in the Black Sea and Adjoining Regions from Surface Waves Data, Journal of Seismology, 2, 303-316.
- Yegorova, T. ve Gobarenko, V., 2010. Structure of the Earth's Crust and Upper Mantle of the West and East Black Sea Basins Revealed from Geophysical Data and its Tectonic Implications, Sedimentary Geology, 22-42.
- Yegorova, T., Yanovskaya, T., Gobarenko, V. ve Baranova, E., 2010. Litosphere Structure of the Black Sea Basin from Seismic Tomography and 3D Gravity Analysis, Institute of Geophysics, Ukraine, 4, 32, 204-206.
- Zonenshain, L.P. ve Le Pichon, X., 1986. Deep Basins of the Black Sea and Caspian Sea as Remnants of Mesozoic Back-Arc Basins, Tectonophysics, 123, 181-211.

## ÖZGEÇMİŞ

11.10.1986 yılında Trabzon'da doğdu. İlk ve orta öğrenimini 1992-2000 yılları arasında Van Zeve İlköğretim okulunda, lise öğrenimini Van Atatürk Lisesi'nde 2003 yılında tamamladıktan sonra aynı yıl Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümüne girdi. 2008 yılında lisans öğrenimini tamamladıktan sonra Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans öğrenimine başladı. Ekim 2011'de Cumhuriyet Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Sismoloji Anabilim Dalı'na Araştırma Görevlisi olarak atandı. Bu görevi halen sürdürmekte olup iyi derecede İngilizce bilmektedir.