

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**P VE S-ALICI FONKSİYONLARININ BİRLEŞİK TERS ÇÖZÜMÜ İLE DOĞU  
PONTİD OROJENİK KUŞAĞININ KABUK VE ÜST MANTO YAPISININ  
ARAŞTIRILMASI**

**DOKTORA TEZİ**

**Jeofizik Yük. Müh. Hamdi ALKAN**

**HAZİRAN 2018  
TRABZON**



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



**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünce**

**Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : / /**

**Tezin Savunma Tarihi : / /**

**Tez Danışmanı :**



**Trabzon**



**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında  
Hamdi ALKAN Tarafından Hazırlanan**

**P VE S-ALICI FONKSİYONLARININ BİRLEŞİK TERS ÇÖZÜMÜ İLE DOĞU  
PONTİD OROJENİK KUŞAĞININ KABUK VE ÜST MANTO YAPISININ  
ARAŞTIRILMASI**

**başlıklı bu çalışma, Enstitü Yönetim Kurulunun 22 /05/2018 gün ve 1754 sayılı  
kararıyla oluşturulan jüri tarafından yapılan sınavda  
DOKTORA TEZİ  
olarak kabul edilmiştir.**

**Jüri Üyeleri**

**Başkan : Prof. Dr. Aydın BÜYÜKSARAÇ**

**Üye : Prof. Dr. Yusuf BAYRAK**

**Üye : Prof. Dr. Yener EYÜBOĞLU**

**Üye : Doç. Dr. Hakan ÇINAR**

**Üye : Doç. Dr. Serkan IRMAK**



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

## ÖNSÖZ

Oldukça uzun ve yorucu çalışma temposunun sonucunda sonlandırdığım bu tez çalışmamda beni her zaman motive eden, derin bilgisiyle beni aydınlatan ve bana karşı her zaman sabırlı davranan değerli danışmanım Doç. Dr. Hakan ÇINAR' a ilk olarak sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Çalışma süresince katkılarından dolayı tez izleme jürisi Prof. Yusuf BAYRAK ve Prof. Dr. Yener EYÜBOĞLU' na ayrıca teşekkür ederim.

Çalışma konum olan “P- ve S-dalgası Alıcı Fonksiyonlarının Birleşik Ters Çözümü” yöntemini literatüre kazandıran ve tezimin gelişimi ve sonlandırılmasında çok değerli bilgilerini içtenlikle benimle paylaşan ve beni Moskova' ya kabul eden Dr. Lev VINNIK' e (Schmidt Institute of Physics of the Earth, Moscow, Russia) teşekkürü bir borç bilirim. Buna ek olarak, yine Moskova' da beraber çalışma fırsatına sahip olduğum, sabırla ve büyük bir ilgiyle bana faydalı olabilmek için elinden gelenin fazlasını sunan, güler yüzünü ve samimiyetini benden esirgemeyen ve gelecekteki mesleki hayatımda bana verdiği değerli bilgilerden faydalanacağımı düşündüğüm Dr. Sergey ORESHIN' e şükranlarımı sunarım. Ayrıca, Moskova' da bulunduğum süre içerisinde maddi ve manevi desteklerini benden esirgemeyen çok değerli bilim insanı Dr. Grigoriy KOSAREV' e de teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmalarım esnasında bana destek veren Prof. Dr. Hüseyin YILMAZ (Cumhuriyet Üniversitesi), Dr. Öğr. Üyesi Erhan GÜLYÜZ (Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi) ve Jeofizik Mühendisi Ahmet Emin ACAR' a teşekkür ederim.

Son olarak, hayatımın her anlamında maddi ve manevi desteklerini benden esirgemeyen başta annem Yıldız ALKAN ve babam Prof. Dr. İsmail ALKAN olmak üzere tüm aile üyelerime sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Yapmış olduğum bu tez çalışmasını hayat arkadaşım Ayşegül ve sevgili kızımız Fatma Bahar' a armağan ediyorum.

Hamdi ALKAN  
Trabzon 2018

## TEZ ETİK BEYANNAMESİ

Doktora Tezi olarak sunduğum “P- ve S-Alıcı Fonksiyonlarının Birleşik Ters Çözümü ile Doğu Pontid Orojenik Kuşığı’ nın Kabuk ve Üst Manto Yapısının Araştırılması ” başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım Doç. Dr. Hakan ÇINAR’ ın sorumluluğunda tamamladığımı, verileri kendim topladığımı, ilgili kodları kendim çalıştırdığımı, başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma sürecinde bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim.  
20/06/2018



Hamdi ALKAN

## İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ .....	III
TEZ ETİK BEYANNAMESİ.....	IV
ÖZET .....	VII
SUMMARY .....	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ .....	IX
SEMBOLLER DİZİNİ .....	XVI
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Genel Giriş .....	1
1.2. Yerkürenin Yapısına Genel Bir Bakış.....	2
1.3. Doğu Pontid Orojenik Kuşağı' nın Jeolojik ve Tektonik Yapısı .....	5
1.4. Doğu Pontid Orojenik Kuşağı' nda ve Civarında Yapılan Önceki Jeofizik Çalışmalar.....	11
1.5. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı .....	13
2. YÖNTEM.....	14
2.1. Giriş .....	14
2.2. P-Alıcı Fonksiyonları .....	15
2.2.1. Ps Dönüşüm Fazları.....	15
2.2.2. P-Alıcı Fonksiyonu Tekniği .....	19
2.2.2.1. Rotasyon.....	20
2.2.2.2. Dekonvolüsyon.....	21
2.2.2.3. Uygun Zaman Öteleme Düzeltmesiyle P-Alıcı Fonksiyonlarının Yığılması.....	23
2.3. S-Alıcı Fonksiyonları .....	26
2.3.1. Sp Dönüşüm Fazları .....	26
2.3.2. S-Alıcı Fonksiyonu Tekniği .....	29
2.3.2.1. Rotasyon.....	29
2.3.2.2. Dekonvolüsyon.....	30
2.3.2.3. Uygun Zaman Öteleme Düzeltmesiyle S-Alıcı Fonksiyonlarının Yığılması.....	32
2.4. Benzetilmiş Tavlama Yöntemi ile P- ve S-Alıcı Fonksiyonlarının Birleşik Ters Çözümü .....	35
3. YAPILAN ÇALIŞMALAR .....	42
3.1. P- ve S-Alıcı Fonksiyonlarının Hesabı ve Yığma .....	44
3.1.1. KTUT (KTU-Trabzon) İstasyonu .....	45

3.1.2.	BCA (Borçka-Artvin) İstasyonu .....	54
3.1.3.	KVT (Kavak-Samsun) İstasyonu .....	57
3.1.4.	DIKM (Dikmen-Sinop) İstasyonu.....	60
3.1.5.	SENK (Şenkaya-Erzurum) İstasyonu.....	64
3.1.6.	ERZN (Erzincan) İstasyonu .....	67
3.1.7.	RSDY (Tokat) İstasyonu .....	70
3.1.8.	TOKT (Tokat) İstasyonu .....	73
3.2.	P ve S-Alıcı Fonksiyonlarının Birleşik Ters Çözümü Uygulaması .....	76
4.	TARTIŞMA VE İRDELEME .....	88
4.1.	Kabuk Yapısı.....	91
4.2.	Manto Yapısı .....	94
4.3.	Jeodinamik Evrim.....	95
5.	SONUÇLAR .....	100
6.	KAYNAKLAR.....	102
7.	EKLER .....	121
ÖZGEÇMİŞ		

Doktora Tezi

ÖZET

P- VE S-ALICI FONKSİYONLARININ BİRLEŞİK TERS ÇÖZÜMÜ İLE DOĞU PONTİD OROJENİK KUŞAĞI' NIN KABUK VE ÜST MANTO YAPISININ ARAŞTIRILMASI

Hamdi ALKAN

Karadeniz Teknik Üniversitesi  
Fen Bilimleri Enstitüsü  
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı  
Danışman: Doç. Dr. Hakan ÇINAR  
2018, 120 Sayfa, 5 Sayfa Ek

Bu tez çalışmasında, Doğu Pontid Orojenik Kuşağı' nda bulunan Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü' ne ait 8 adet geniş-bant deprem istasyonu için telesismik seyahat zamanı rezidüelleri ile birlikte P- ve S-Alıcı Fonksiyonlarının Birleşik Ters Çözümü' nden yeryüzünden 300 km derinliğe kadar P- ve S-dalgası hız histogramları elde edilmiştir. Ters çözüm işlemi için *Benzetilmiş Tavlama (Simulated Annealing) Tekniği* kullanılmıştır. Ters çözüm sonuçları genel olarak kabuk, yüksek S-dalgası hızlı üst manto, düşük hızlı zon ve altlayan üst manto olarak belirlenmiştir. İstasyonların coğrafik konumlarına göre, çalışma alanı Doğu Pontid magmatik yayının kuzeyi ve güneyi olmak üzere ikiye ayrılmıştır ve kuzeyden güneye doğru kabuk kalınlığında farklılıklar gözlemlenmiştir. Kuzeydeki istasyonlardan elde edilen kabuk modellerinde, yüzeydeki kırıklı-çatlaklı magmatik kayalarla ve düşük S-dalgası hızlarına ( $\leq 3$  km/s) sahip ince sedimanter birimlerle ilişkili yüksek  $V_p/V_s$  ( $\geq \sim 2.0$ ) oranına sahip bir kristalen taban belirlenmiştir. Magmatik yayın kuzeyindeki ve güneyindeki istasyonların alt kabuk seviyelerinde  $V_p/V_s$  oranları sırasıyla 1.90 ve 1.80 olarak hesaplanmıştır. Bu hız oranları genel olarak mafik kayaç gruplarıyla ilişkilendirilmektedir. Kuzeydeki istasyonlardan elde edilen kabuk kalınlıkları doğudan batıya doğru sırasıyla 30, 33, 37 ve 40 km' iken, güneydeki istasyonlardan elde edilen kabuk kalınlıkları ise doğudan batıya sırasıyla 46, 42, 39 ve 44 km' dir. KVT ve RSDY istasyonları haricinde yüksek hızlı S-dalgasına sahip üst manto ve düşük hızlı zon arasındaki geçiş hız histogramı sonuçlarında görülmektedir ve bu sınır Litosfer-Astenosfer sınırı olarak yorumlanmıştır. Bu sınırın yaklaşık değeri magmatik yayın kuzeyinde  $\sim 83$  km ve güneyinde  $\sim 88$  km' dir. 2-B ve 3-B' lu derinlik-hız modellerinden elde edilen nihai sonuçlara göre, Doğu Pontid Orojenik Kuşağı' nda güneye eğimli bir yitim zonunun varolduğundan bahsedilebilir.

**Anahtar Kelimeler:** Alıcı Fonksiyonları, Sismik Hızlar, Kabuk, Üst Manto, Litosfer-Astenosfer Sınırı, Birleşik Ters Çözüm



PhD. Thesis

SUMMARY

INVESTIGATION OF CRUST AND UPPER MANTLE STRUCTURE IN THE EASTERN  
PONTIDE OROGENIC BELT FROM JOINT INVERSION OF P- AND S-RECEIVER  
FUNCTIONS

Hamdi ALKAN

Karadeniz Technical University  
The Graduate School of Natural and Applied Sciences  
Geophysical Engineering Department  
Supervisor: Assoc. Prof. Hakan ÇINAR  
2018, 120 Pages, 5 Pages Appendix

In this thesis, P-wave and S-wave histograms from the Earth's surface to a depth of 300 km are obtained by joint inversion of P- and S-wave receiver functions with and without traveltimes residuals for the 8 seismic stations of Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute in the Eastern Pontides Orogenic Belt. The inversion is performed using a *Simulated Annealing Technique*. The inversion results generally reveal Moho depth, high S-velocity lid, low velocity zone, and underlying upper mantle layer. Depending on the station locations in geographically, the studied area is divided into the North and the South of the Eastern Pontides Orogenic Belt. The most striking differences are observed in the crustal thickness beneath the regions varies north to south. In the crustal models of north stations, there are clear indications related to Basement depth, which has sedimentary layers with a low S-wave velocity ( $\leq 3$  km/s), surfacing volcanic rocks and high  $V_p/V_s$  ( $\geq \sim 2.0$ ) ratio. The obtained  $V_p/V_s$  velocity ratio in the lower crust is about 1.90 and 1.80 in the north and the south of Eastern Pontides magmatic arc, respectively. These ratios can generally be interpreted as mafic rocks. Beneath the north stations, crustal thicknesses are 30, 33, 37 and 40 km east to west, while the depths of Moho are 46, 42, 39 and 44 km in the south stations. A transition from the high-S-velocity mantle lid to low velocity zone, except KVT and RSDY stations, is seen in some of the velocity histograms. This transition is known as the Lithosphere–Asthenosphere Boundary. A representative value of this boundary is about 83 km in the north and  $\sim 88$  km in the south. The final results may support the existence of southward subduction beneath the Eastern Pontides Orogenic Belt according to 2-D and 3-D velocity-depth models.

**Key Words:** Receiver Functions, Seismic Velocities, Crust, Upper Mantle, Lithosphere–Asthenosphere Boundary, Joint Inversion

## ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1. Yerküre' nin şematik kesiti, IASP91 hız modeline göre P ve S dalgası hızı ve yoğunluk değerleri (Kennett ve Engdahl' den (1991) değiştirilerek alınmıştır) .....	3
Şekil 2. Pirolit bileşimli bir mantodaki derinliğe bağlı olarak basınca bağlı dönüşümlerin ve reaksiyonların faz diyagramı. Px: piroksen, Mw: magnesiowüstite; pv: perovskite; Ca: kalsiyum (Morais' den (2012) değiştirilerek alınmıştır).....	4
Şekil 3. Doğu Pontid Orojenik Kuşağı' nın başlıca ana litolojik birlikleri ve tektonik zonları (Eyüboğlu vd.' den (2014) değiştirilerek alınmıştır).....	6
Şekil 4. Serbest bir yüzeye gelen bir P dalgası bir dizi yansıyan ve dönüşen dalga fazlarını üretir (Pp, Ps, Pppp, Ps, Ppps, Ppss ). Her faz diyagramı için gösterilmiş değerler gelen P dalgasındaki ilişkili dalga genliğinden hesaplanmıştır (Morais' den (2012) değiştirilerek alınmıştır).....	16
Şekil 5. Süreksizlik üzerine gelen bir P-dalgası için yansımalar ve kırılmalar (Morais' den (2012) değiştirilerek alınmıştır). .....	16
Şekil 6. P-SV ( $T_{ps}$ ) dönüşüm katsayılarının değişimi: a-c) Katı-katı bir ortamda arayüzeydeki sismik parametrelerin değişimi. d) Poisson katisının arayüzeydeki değişimi (Morais' den (2012) değiştirilerek alınmıştır). .....	18
Şekil 7. Geliş açısının fonksiyonu olarak P-SV dönüşüm katsayısının değişim (Morais' den (2012) değiştirilerek alınmıştır). .....	19
Şekil 8. P ve Ps fazlarının ışın yörüngeleri. Z ve R bileşenleri sırasıyla kaynak ve alıcıyı içeren düşey düzlemdeki düşey ve yatay eksenlerdir. L ve Q bileşenleri Z ve R bileşenlerinin eksen rotasyonu ile elde edilmektedir. L eksenini kaynak ve alıcıyı içeren düşey düzlemdeki P dalgası parçacık hareketinin ana yönüyle ilişkilidir. Q eksenini aynı düzlemde ve Ps fazı en iyi Q bileşeninde gözlemlenmektedir (Silveira vd.' den (2010) değiştirilerek alınmıştır).....	21
Şekil 9. Sentetik sismogramlar için zaman ortamı dekonvolüsyon işlemi sonucu. Dekonvolüsyon uygulandıktan sonra, L bileşeni impuls fonksiyonudur ve P ve SV enerjisini barındıran Q bileşeni ise alıcı fonksiyonudur (Morais' den (2012) değiştirilerek alınmıştır). .....	23

Şekil 10.	Episantr uzaklığı ve süreksizlik derinliğinin fonksiyonu olarak P-dalgasının Ps fazı ile ilişkili gecikme zamanı (Kind ve Vinnik' den (1998) değiştirilerek alınmıştır).....	24
Şekil 11.	IASP91 hız modeli (Kennett ve Engdahl, 1991) için sentetik P-alıcı fonksiyonlarının yığılması: PRF' ler 35°-90° arasındaki episantr uzaklığı ve 90° lik bir geri-azimut için yansıma yöntemi (Fuchs ve Mueller, 1971) kullanılarak hesaplanmıştır. IASP91 süreksizlikleri açıkça görülmektedir; Moho (Pms), 410 km (P410s) ve 660 km (P660s) (Morais' den (2012) değiştirilerek alınmıştır).....	25
Şekil 12.	Bir süreksizlik üzerindeki SV dalgası için yansımalar ve kırılmalar (Morais' den (2012) değiştirilerek alınmıştır). ....	26
Şekil 13.	Moho, LAB, 410 km ve 660 km süreksizlikleri için Sp dönüşüm fazlarının ışın yörüngesi (Yuan vd.' den (2006) değiştirilerek alınmıştır). ....	27
Şekil 14.	IASP91 hız modeli için Moho, LAB, 410 ve 660 km süreksizlikleri için Sp dönüşümleri iletim katsayıları. Yavaşlık ve episantr uzaklığı ile ilişkili yatay eksenler doğrudan S ve SKS dalgaları içindir. Gölge bölgeler, S ve SKS için yavaşlık ve episantr uzaklığı aralığını temsil etmektedir (Yuan vd.' den (2006) değiştirilerek alınmıştır). ....	28
Şekil 15.	(Solda) S ve Sp fazlarının ve ilgili eksenlerin ışın yörüngeleri: L ve Q bileşenleri Z ve R bileşenlerinin eksen rotasyonu ile elde edilir. L eksenini kaynak ve alıcıyı içeren düşey düzlemdeki S-dalgası parçacık hareketinin ana yönüne karşılık gelir. Q eksenini aynı düzlemde Sp fazı en iyi L bileşeninde görülür. (Sağda) S-dalgası polarizasyon eksenleri; T eksenini dalga yayılım düzlemine diktir. M eksenini, S-dalgası parçacık hareketi yönüne karşılık gelmektedir (Silveira vd.' den (2010) değiştirilerek alınmıştır). ....	29
Şekil 16.	SRF dekonvolüsyon işlemi. Dekonvolüsyon işleminden sonra M bileşeni impuls benzeri bir yapı kazanmıştır ve P (L) bileşeni alıcı fonksiyonu olarak adlandırılmaktadır (Morais' den (2002) değiştirilerek alınmıştır).....	32
Şekil 17.	IASP91 modeli için sentetik L bileşenleri gösterilmektedir (Vinnik vd.' den (2010) değiştirilerek alınmıştır). ....	33
Şekil 18.	IASP91 modeli için sentetik eğimli yığılma sonucu (Morais' den (2002) değiştirilerek alınmıştır).....	34
Şekil 19.	Solda PRF' lerin yığılmış Q bileşeni ve sağda SRF' lerin yığılmış L bileşeni (Morais' den (2002) değiştirilerek alınmıştır). ....	36
Şekil 20.	Çalışma bölgesinin ana tektonik hatlar ve kullanılan geniş bantlı istasyonların lokasyonları gösterilmektedir. Kısaltmalar: KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu,	

	KDAFZ: Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu, DAP: Doğu Anadolu Plakası, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, KUK: Karlıova Üçlü Kavşağı (Yegorova vd. (2013) ve Delph vd.' den (2015a) değiştirilerek alınmıştır).....	43
Şekil 21.	P- ve S-Alıcı Fonksiyonlarını hesaplamak için magnitüdüleri $M_b \geq 5.5$ ' den büyük olan depremlerin episantr dağılımı. Depremler yeşil dairelerle gösterilmiştir ve kırmızı üçgen çalışma alanını temsil etmektedir .....	44
Şekil 22.	27.02.2008, 06:54:20' de Bonin adası, Japonya' da meydana gelen ( $M_b=5.8$ , $\Delta=81.68^\circ$ ) ve KTUT istasyonunda kaydedilen deprem kaydı .....	45
Şekil 23.	27.02.2008, 06:54:20' de Bonin adası, Japonya' da meydana gelen ( $M_b=5.8$ , $\Delta=81.68^\circ$ ) ve KTUT istasyonunda kaydedilen depremin rotasyon ve dekonvolüsyon işlemi sonuçları a) Azimut açısının kullanılmasıyla N ve E bileşenleri R ve T bileşenlerine dönüştürülmüştür. b) Z ve R bileşenleri geliş açısının kullanılmasıyla Q ve L bileşenlerine dönüştürülmüştür. T ve Q bileşenleri L bileşeniyle dekonvole edilmiştir. L bileşeni impuls dalga formundadır ve Q bileşeni alıcı fonksiyonu olarak isimlendirilir .....	47
Şekil 24.	KTUT istasyonunda kaydedilen 59 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen L ve Q bileşenleri .....	48
Şekil 25.	KTUT istasyonunda kaydedilen 59 adet verinin derinlik yığma sonucu. Her iz deneme derinliğiyle ilişkilidir. Zaman eksenini ilk P-varışına göre kaydırılmıştır ve dönüşüm fazlarının zaman değeri maksimum genlikleriyle ilişkilidir. Pms, P410s ve P660s Moho, 410-km ve 660-km süreksizliklerini göstermektedir. BAZ ve Dist ortalama geri-azimut ve episantr uzaklığıdır.....	49
Şekil 26.	10.06.2015, 08:33:03' de Honshu adasının doğu sahilinde meydana gelen ( $M_b=5.8$ , $\Delta=73.82^\circ$ ) ve KTUT istasyonunda kaydedilen deprem kaydı.....	50
Şekil 27.	10.06.2015, 08:33:03' de Honsh'u adasının doğu sahilinde meydana gelen ( $M_b=5.8$ , $\Delta=73.82^\circ$ ) ve KTUT istasyonunda kaydedilen depremin kaydı. Z, N, E bileşenleri SV, P, T ve M bileşenlerine dönüştürülmüştür. N ve E bileşenler azimut açısı ile R ve T bileşenine döndürülmüştür. L ve Q bileşenleri Z ve R bileşenlerinin geliş açısının kullanılmasıyla elde edilmiştir. N ve E bileşenler geliş açısının kullanılmasıyla O ve M eksenini yönünde döndürülmüştür .....	51
Şekil 28.	KTUT istasyonu kayıtlarını kullanarak M bileşeniyle L ve O bileşenlerinin dekonvolüsyonu işlemi .....	52
Şekil 29.	KTUT istasyonunda kaydedilen 52 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen M ve L bileşenleri .....	53

Şekil 30.	KTUT istasyonunda kaydedilen 52 adet verinin yavaşlık yığma sonucu. Her iz diferansiyel yavaşlıkla ilişkilidir. Zaman eksenini ilk S-varışına göre ayarlanmıştır. Farklı fazların varışları en büyük genliklerine göre işaretlenmiştir. Smp Moho süreksizliğini göstermektedir. BAZ ve Dist ortalama geri-azimut ve episantr uzaklığıdır .....	54
Şekil 31.	BCA istasyonunda kaydedilen 38 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen L ve Q bileşenleri .....	55
Şekil 32.	BCA istasyonunda kaydedilen 38 adet verinin derinlik yığma sonucu .....	56
Şekil 33.	BCA istasyonunda kaydedilen 36 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen M ve L bileşenleri .....	57
Şekil 34.	BCA istasyonunda kaydedilen 36 adet verinin yavaşlık yığma sonucu .....	57
Şekil 35.	KVT istasyonunda kaydedilen 78 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen L ve Q bileşenleri .....	58
Şekil 36.	KVT istasyonunda kaydedilen 78 adet verinin derinlik yığma sonucu .....	59
Şekil 37.	KVT istasyonunda kaydedilen 58 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen M ve L bileşenleri .....	60
Şekil 38.	KVT istasyonunda kaydedilen 58 adet verinin yavaşlık yığma sonucu .....	60
Şekil 39.	DIKM istasyonunda kaydedilen 46 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen L ve Q bileşenleri .....	62
Şekil 40.	DIKM istasyonunda kaydedilen 46 adet verinin derinlik yığma sonucu .....	62
Şekil 41.	DIKM istasyonunda kaydedilen 45 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen M ve L bileşenleri .....	63
Şekil 42.	DIKM istasyonunda kaydedilen 45 adet verinin yavaşlık yığma sonucu .....	64
Şekil 43.	SENK istasyonunda kaydedilen 57 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen L ve Q bileşenleri .....	65
Şekil 44.	SENK istasyonunda kaydedilen 57 adet verinin derinlik yığma sonucu .....	65
Şekil 45.	SENK istasyonunda kaydedilen 40 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen M ve L bileşenleri .....	66
Şekil 46.	SENK istasyonunda kaydedilen 40 adet verinin yavaşlık yığma sonucu .....	67

Şekil 47.	ERZN istasyonunda kaydedilen 59 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen L ve Q bileşenleri .....	68
Şekil 48.	ERZN istasyonunda kaydedilen 59 adet verinin derinlik yığma sonucu.....	69
Şekil 49.	ERZN istasyonunda kaydedilen 48 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen M ve L bileşenleri .....	70
Şekil 50.	ERZN istasyonunda kaydedilen 48 adet verinin yavaşlık yığma sonucu.....	70
Şekil 51.	RSDY istasyonunda kaydedilen 77 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen L ve Q bileşenleri .....	71
Şekil 52.	RSDY istasyonunda kaydedilen 77 adet verinin derinlik yığma sonucu .....	72
Şekil 53.	RSDY istasyonunda kayıt edilen 83 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen M ve L bileşenleri .....	73
Şekil 54.	RSDY istasyonunda kaydedilen 83 adet verinin yavaşlık yığma sonucu.....	73
Şekil 55.	TOKT istasyonunda kayıt edilen 47 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen L ve Q bileşenleri.....	74
Şekil 56.	TOKT istasyonunda kaydedilen 47 adet verinin derinlik yığma sonucu .....	75
Şekil 57.	TOKT istasyonunda kayıt edilen 42 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen M ve L bileşenleri .....	76
Şekil 58.	TOKT istasyonunda kaydedilen 42 adet verinin yavaşlık yığma sonucu.....	76
Şekil 59.	BCA istasyonu için zaman rezidüleriyle birlikte ( $T_p=-0.4$ sn ve $T_s=-1.2$ sn) PRF ve SRF' lerin birleşik ters çözümü. Üstte, renk kodlarıyla birlikte histogramlar $V_p$ , $V_s$ ve $V_p/V_s$ değerlerini göstermektedir. Siyah kalın çizgiler IASP91 hız modellerini temsil etmektedir. Kırmızı hatlar araştırma sınırlarıdır. $10^2-10^4$ deneme modelleri sayısıdır. Aşağıda, sentetik PRF ve SRF' ler model olarak aynı renk koduyla gösterilmektedir. Kesikli çizgiler ise gerçek alıcı fonksiyonlarıdır.....	79
Şekil 60.	KTUT istasyonu için zaman rezidüleriyle birlikte ( $T_p=0.8$ sn ve $T_s=2.4$ sn) PRF ve SRF' lerin birleşik ters çözümü. Üstte, renk kodlarıyla birlikte histogramlar $V_p$ , $V_s$ ve $V_p/V_s$ değerlerini göstermektedir. Siyah kalın çizgiler IASP91 hız modellerini temsil etmektedir. Kırmızı hatlar araştırma sınırlarıdır. $10^2-10^4$ deneme modelleri sayısıdır. Aşağıda, sentetik PRF ve SRF' ler model olarak aynı renk koduyla gösterilmektedir. Kesikli çizgiler ise gerçek alıcı fonksiyonlarıdır.....	80

- Şekil 61. KVT istasyonu için zaman rezidüelleri olmadan PRF ve SRF' lerin birleşik ters çözümü. Üstte, renk kodlarıyla birlikte histogramlar  $V_p$ ,  $V_s$  ve  $V_p/V_s$  değerlerini göstermektedir. Siyah kalın çizgiler IASP91 hız modellerini temsil etmektedir. Kırmızı hatlar araştırma sınırlarıdır.  $10^2$ - $10^4$  deneme modelleri sayısıdır. Aşağıda, sentetik PRF ve SRF' ler model olarak aynı renk koduyla gösterilmektedir. Kesikli çizgiler ise gerçek alıcı fonksiyonlarıdır..... 81
- Şekil 62. DIKM istasyonu için zaman rezidüelleriyle birlikte ( $T_p=-0.6$  sn ve  $T_s=-1.8$  sn) PRF ve SRF' lerin birleşik ters çözümü. Üstte, renk kodlarıyla birlikte histogramlar  $V_p$ ,  $V_s$  ve  $V_p/V_s$  değerlerini göstermektedir. Siyah kalın çizgiler IASP91 hız modellerini temsil etmektedir. Kırmızı hatlar araştırma sınırlarıdır.  $10^2$ - $10^4$  deneme modelleri sayısıdır. Aşağıda, sentetik PRF ve SRF' ler model olarak aynı renk koduyla gösterilmektedir. Kesikli çizgiler ise gerçek alıcı fonksiyonlarıdır..... 82
- Şekil 63. SENK istasyonu için zaman rezidüelleri olmadan PRF ve SRF' lerin birleşik ters çözümü. Üstte, renk kodlarıyla birlikte histogramlar  $V_p$ ,  $V_s$  ve  $V_p/V_s$  değerlerini göstermektedir. Siyah kalın çizgiler IASP91 hız modellerini temsil etmektedir. Kırmızı hatlar araştırma sınırlarıdır.  $10^2$ - $10^4$  deneme modelleri sayısıdır. Aşağıda, sentetik PRF ve SRF' ler model olarak aynı renk koduyla gösterilmektedir. Kesikli çizgiler ise gerçek alıcı fonksiyonlarıdır..... 84
- Şekil 64. ERZN istasyonu için zaman rezidüelleriyle birlikte ( $T_p=1.2$  sn ve  $T_s=3.6$  sn) PRF ve SRF' lerin birleşik ters çözümü. Üstte, renk kodlarıyla birlikte histogramlar  $V_p$ ,  $V_s$  ve  $V_p/V_s$  değerlerini göstermektedir. Siyah kalın çizgiler IASP91 hız modellerini temsil etmektedir. Kırmızı hatlar araştırma sınırlarıdır.  $10^2$ - $10^4$  deneme modelleri sayısıdır. Aşağıda, sentetik PRF ve SRF' ler model olarak aynı renk koduyla gösterilmektedir. Kesikli çizgiler ise gerçek alıcı fonksiyonlarıdır..... 85
- Şekil 65. RSDY istasyonu için zaman rezidüelleriyle birlikte ( $T_p=0.4$  sn ve  $T_s=1.2$  sn) PRF ve SRF' lerin birleşik ters çözümü. Üstte, renk kodlarıyla birlikte histogramlar  $V_p$ ,  $V_s$  ve  $V_p/V_s$  değerlerini göstermektedir. Siyah kalın çizgiler IASP91 hız modellerini temsil etmektedir. Kırmızı hatlar araştırma sınırlarıdır.  $10^2$ - $10^4$  deneme modelleri sayısıdır. Aşağıda, sentetik PRF ve SRF' ler model olarak aynı renk koduyla gösterilmektedir. Kesikli çizgiler ise gerçek alıcı fonksiyonlarıdır..... 86
- Şekil 66. TOKT istasyonu için zaman rezidüelleriyle birlikte ( $T_p=1.2$  sn ve  $T_s=3.6$  sn) PRF ve SRF' lerin birleşik ters çözümü. Üstte, renk kodlarıyla birlikte histogramlar  $V_p$ ,  $V_s$  ve  $V_p/V_s$  değerlerini göstermektedir. Siyah kalın çizgiler IASP91 hız modellerini temsil etmektedir. Kırmızı hatlar araştırma sınırlarıdır.  $10^2$ - $10^4$  deneme modelleri sayısıdır. Aşağıda, sentetik PRF ve SRF' ler model olarak aynı renk koduyla gösterilmektedir. Kesikli

çizgiler ise gerçek alıcı fonksiyonlarıdır..... 87

Şekil 67. (a,b) Doğu Pontid Magmatik yayının kuzeyindeki ve güneyindeki istasyonlardan elde edilen derinlik-hız kesitlerinin doğu-batı doğrultusundaki 2-B' lu şematik gösterimi; Siyah kalın çizgiler her bir istasyondan hesaplanan S-dalgası hız modellerini temsil etmektedir. (c,d) Kuzey-güney doğrultusunda seçilen KTUT-ERZN ve KVT-ERZN istasyonlarından elde edilen derinlik-hız kesitlerinin 2-B' lu şematik gösterimi;  $V_p$  ve  $V_s$  değerleri ilişkili tabakanın ortalama P- ve S-dalgası hızlarıdır. Önemli geçiş sınırları kesikli çizgilerle işaretlenmiştir..... 89

Şekil 68. Doğu Pontid Magmatik yayındaki kuzey ve güney istasyonlarının histogramlarından elde edilen 3-B' lu derinlik-hız blok diyagramların şematik gösterimi; a) Çalışma alanına güney-batı yönünden bakıldığında elde edilen model-kesit, b) Çalışma alanına güney-doğu yönünden bakıldığında elde edilen model-kesit. Üst yüzeyde görünen çalışma alanı jeoloji haritası MTA' dan değiştirilerek alınmıştır.  $V_p$  ve  $V_s$  değerleri ilişkili tabakanın ortalama P- ve S-dalgası hızlarıdır. Siyah üçgenler istasyon lokasyonlarını temsil etmektedir. Önemli geçiş sınırları düz ve kesikli çizgilerle işaretlenmiştir..... 90



## SEMBOLLER DİZİNİ

BAYT	: Bayburt
BCA	: Artvin, Borçka
DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
DAP	: Doğu Anadolu Plakası
DIKM	: Dikmen, Sinop
DPOK	: Doğu Pontid Orojenik Kuşağı
EIDA	: European Integrated Data Archive
ERZN	: Erzincan
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KVT	: Kavak, Samsun
KDAFZ	: Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu
KRDAE	: Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü
KTUT	: Trabzon, KTUT
KUK	: Karlıova Üçlü Kavşağı
RSDY	: Reşadiye, Erzincan
SENK	: Şenkaya, Erzurum
TOKT	: Tokat
BAZ	: Geri-azimut
c	: Su-seviye parametresi
cp	: P-dalgasının görünür hızı
csv	: S-dalgasının görünür hızı
$C_{j-1}^S$	: Gerçek P-dalgasının otokorelasyonu
$V_p$	: P-dalga hızı
$V_s$	: S-dalga hızı
$C^S$	: $C_{j-1}^S$ elemanları matrisi
Dist	: Ortalama Episantr uzaklığı
dt	: Gecikme zamanı
dT	: P660s ve P410s arasındaki seyahat zamanı farkı
dTp	: P-dalgasının mutlak telesismik seyahat zamanı rezidüeli
dTs	: S-dalgasının mutlak telesismik seyahat zamanı rezidüeli

$dT_{ps}$	: P ve S-dalgaları arasındaki diferansiyel seyahat zamanı
$D(t)$	: Sismogram
$e_s$	: Açı
$E_p(m)$	: Yığılmış Q bileşenlerinin misfit (hata) fonksiyonu
$E_s(m)$	: Yığılmış L bileşenlerinin misfit (hata) fonksiyonu
$E(t)$	: Kabuk ve üst mantonun etkisi/tepkisi
$F(w)$	: Matris
$G(w)$	: Gaussian filtresi
$H$	: Teorik transfer fonksiyon
$I(t)$	: Alet tepkisi
$i_p$	: P-dalgasının görünür geliş açısı
$i_s$	: S-dalgasının görünür geliş açısı
$j$	: SV dalgasının geliş açısı
$k$	: Mutlak rezidüellerin oranı
$li$	: Filtre
$L$	: Lehmann süreksizliği, $li$ filtresinin kolon vektörü
$L(w)$	: L bileşeni
LAB	: Lithosphere-Asthenosphere Boundary (Litosfer-Astenosfer Sınırı)
LVZ	: Low velocity zone (Düşük hızlı zon)
$m$	: Model parametre vektörü
$M$	: M bileşeni
$mb$	: Telesismik cisim dalgası magnitudü
$N$	: Olay sayısı
$N(t)$	: Gürültü
$O$	: Sismogramın O bileşeni
“obs”	: Gözlemlenen Alıcı Fonksiyonu indisi
$p$	: Işın parametresi, yatay yavaşlık
$P$	: P dalgası
$P_c(t)$	: İzotropik yarı sonsuz ortamdan gelen SV ile ilişkili P bileşeni
$P_{ms}$	: Moho süreksizliğinde P' den S' ye dönüşen P dalgası
$P_s$	: P' den S' ye dönüşen P dalgası
$P_{350s}$	: 350 km süreksizliğinde P' den S' ye dönüşen P dalgası
$P_{410s}$	: 410 km süreksizliğinde P' den S' ye dönüşen P dalgası

P660s	: 660 süreksizliğinde P' den S' ye dönüşen P dalgası
Q	: Sismogramın Q bileşeni
r	: Radyal uzaklık
$r_d$	: Dönüşüm derinliğinin lokasyonu
$r_o$	: Yer kürenin yarıçapı
RF	: Alıcı Fonksiyonu (Receiver Function)
$R^{SZ}_j$	: P dalgası ve arzu edilen delta fonksiyonu arasındaki çapraz ilişki
S/G	: Sinyal/Gürültü
S	: S dalgası
$S_k$	: Sismik dalga formu
SLp	: Lehmann süreksizliğinde S' den P' ye dönüşen S dalgası
Sp	: S' den P' ye dönüşen S dalgası
$S_{max}$	: S parçacık hareket yönü
$S_{min}$	: S parçacık hareket yönü
S410p	: 410 km süreksizliğinde S' den P' ye dönüşen S dalgası
S660p	: 660 km süreksizliğinde S' den P' ye dönüşen S dalgası
Smp	: Moho süreksizliğinde S' den P' ye dönüşen S dalgası
S(t)	: Sismik kaynak
SV	: Düşey eksenindeki dalga hareket yönü
“syn”	: Sentetik Alıcı Fonksiyonu indisi
t	: Zaman
$\tau_i$	: Direkt P-dalgasıyla ilişkili gecikme zamanı
T	: Sismogramın Tanjansiyel bileşeni; Sıcaklık
TZ	: Geçiş Zonu (Transition Zone)
v	: Ortamdaki dalga tipi hızı
$V_p$	: P dalgası hızı
$V_p/V_s$	: $V_p/V_s$ oranı
$V_s$	: S dalgası hızı
z	: Akustik empedans
$Z_k$	: Arzu edilen dalga formu
$\Delta$	: Deprem episantr uzaklığı
$\bar{\Delta}$	: Referans episantr uzaklığı
$\alpha$	: P-dalgası hızı

$\beta$	: S-dalgası hızı
$\eta$	: Düşey yavaşlık
$\delta(t)$	: Delta (dirac) fonksiyonu
$\theta$	: M yönünün azimutu
$\Phi$	: Sismik olayın geri-azimutu
$\Omega$	: Özdirenç
$w$	: Açısal Frekans
$\rho$	: Yoğunluk
2-B	: 2-Boyut
3-B	: 3-Boyut



## 1. GENEL BİLGİLER

### 1.1. Genel Giriş

Bir bölgede Yerküre' nin elastik özelliklerini belirlemek için o bölgenin kabuk ve manto yapısının doğasını anlamak oldukça önemlidir. Kabuk ve manto birçok süreksizlik yüzeyi içermektedir (Moho, Litosfer-Astenosfer sınırı, 410 ve 660 km süreksizliği gibi). Bu süreksizlikleri belirlemek için yüzey dalgalarının grup ve faz hızı, sismik tomografi ve sismik yansım/kırılma yöntemleri gibi birçok yöntem kullanılmaktadır. İstasyon altındaki hız yapısının bölgesel değişimini belirlemek için alıcı fonksiyonu yöntemi de (Receiver Functions Technique ya da RF) sıklıkla kullanılmaktadır.

Cisim dalgası fazları sismogram üzerinde birincil ve ikincil fazlar (yansıyan ve dönüşen) olarak tanımlanırlar. Bir istasyon altındaki süreksizliklerden gelen P' den S' ye ya da S' den P' ye dönüşen ikincil fazları belirlemek ve ilişkili süreksizliği araştırmak için birçok telesismik kaydı kullanmak gerekmektedir. Bu telesismik kayıtlar kaynak zaman fonksiyonu, manto yayılma etkisi ve istasyon altındaki yapılarla ilgili bilgiler içermektedir. Sismogramdaki kaynak etkisi, alet tepkisi ve manto yörünge etkisi dekonvolüsyon (ters evrişim) işlemi ile giderilerek, istasyon altındaki hız yapısı belirlenebilir (Vinnik, 1977; Langston, 1977).

Alıcı fonksiyonu yöntemi ile ilişkili olarak, kabuk yapısının belirlenmesine yönelik ilk çalışma Phinney (1964) tarafından yapılmıştır. Phinney (1964), P dalgasının radyal bileşeni ile düşey bileşenin Fourier spektrumlarını oranlayarak spektral genlikleri modellemiştir. Vinnik (1977), istasyon altındaki kabuk ve üst manto S-dalgası hız yapısını belirlemek için zaman ortamında bir dekonvolüsyon filtresi geliştirmiştir. Langston (1977), efektif kaynak zaman fonksiyonu varsayımıyla zaman ortamında sismogramları modellemiştir. Bu gelişme ile sentetik sismogramları gerçek veriyle karşılaştırılmıştır. Langston (1979), etkin kaynak zaman fonksiyonlarını eşitlemek ve aletsel tepkiyi gidermek için bir dekonvolüsyon tekniği geliştirmiştir. Düşey ve radyal bileşenlerin spektral oranını kullanarak, uzun periyot cisim dalgalarından alıcı fonksiyonlarını üretmiştir. Owens vd. (1984), bu tekniği geniş bant sismogram kayıtlarına uygulamıştır. Ammon vd. (1990) su seviyesi dekonvolüsyon tekniğini geliştirmiştir. Özalaybey vd. (1997), Ammon' nun

(1991) yöntemini geliştirip yüzey dalgası faz hızı ile alıcı fonksiyonu verisinin birleşik ters çözümünü gerçekleştirmiştir. Ligorria ve Ammon (1999), kaynak zaman fonksiyonu ile ilişkili alıcı fonksiyonlarını hesaplamak için zaman ortamı iteratif dekonvolüsyon tekniğini uygulamıştır. Julia vd. (2000), Özalaybey vd.' nin (1997) yöntemini genişleterek yüzey dalgası grup ve faz hızı ile alıcı fonksiyonlarını birlikte ters çözüm işlemine tabi tutmuştur. Zhu ve Kanomari (2000),  $V_p/V_s$  oranını belirlemek için H-K yığma tekniğini geliştirmiştir. Farra ve Vinnik (2000), Vinnik' in (1977) P-alıcı fonksiyonu yöntemini tamamlayıcı olarak S-alıcı fonksiyonu yöntemini ortaya çıkarmıştır. Genel hatlarıyla verilen öncül alıcı fonksiyonu çalışmaları, karmaşık sismik yapıların niteliğini tanımlamak ve bu yapılarla ilişkili süreksizliklerin konumunu tahmin etmek için yer bilimciler tarafından sıklıkla kullanılmaktadır.

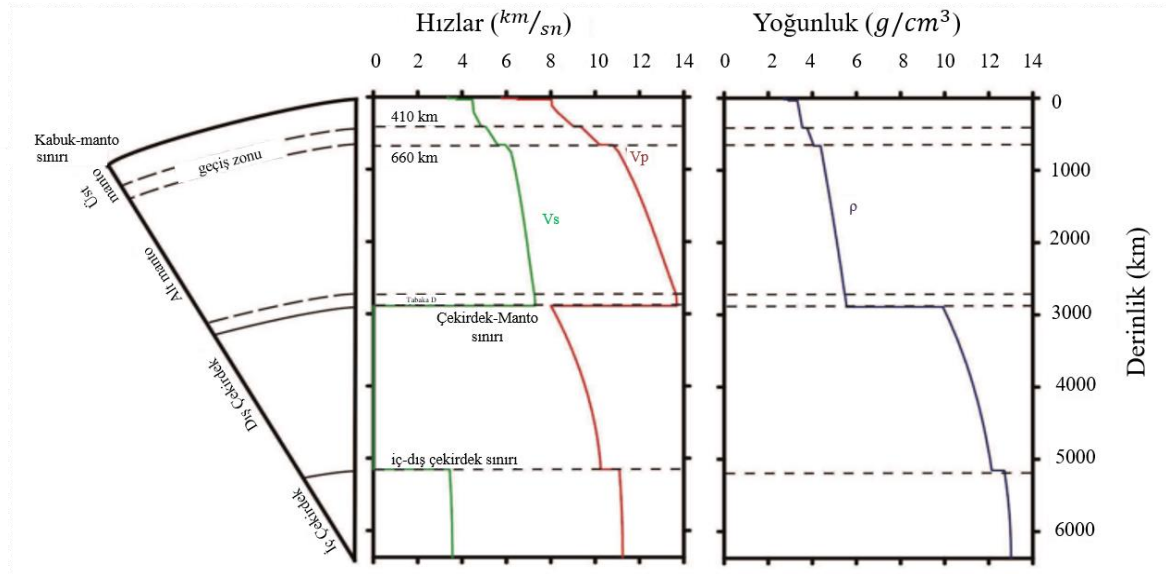
## 1.2. Yerkürenin Yapısına Genel Bir Bakış

Sismolojinin gelişimi Yerküre' nin içyapısını keşfetmek adına oldukça önemlidir. Kabuk, manto ve çekirdek ile ilgili genel bilgiler Mohoroviçić' in (1909) kabuk-manto sınırının keşfi ve Gutenberg' in (1914) dış çekirdek yarıçapını belirlemesiyle birlikte 20. yüzyılın başlangıçlarına gitmektedir. Litosfer ve Astenosfer terimleri ilk olarak Joseph Barreil (1914) tarafından önerilmiştir. Lehmann 1936' da iç çekirdeğin var olduğunu göstermiş ve Jeffreys ise 1939' da 400 ve 1000 km derinliklerindeki geçiş zonlarını belirlemiştir. Gutenberg (1959), global sismik model için düşük hızlı Astenosferin varlığını belirlemiştir. Son zamanlarda artan geniş-bant istasyonlarla birlikte elverişli deprem kayıtları alınmaya başlanmıştır. Bununla orantılı olarak değişik hesaplama yöntemleri geliştirilmiştir. Gelişen bu yöntemlere paralel olarak, geçmişten günümüze kadar Yerküre' nin yapısı hakkında birinci dereceden soruların tamamında bir fikir birliği elde edilmiştir.

Genellikle Mohoroviçić (Moho) süreksizliği olarak adlandırılan manto-kabuk sınırı, kabuk tabanında yaklaşık 6.5 km/sn P-dalgası, 3.8 km/sn S-dalgası hızına sahip kayalar ile Moho süreksizliği altında yaklaşık ~8 km/sn P-dalgası, ~4.4 km/sn S-dalgası hızına sahip kayaları ayırmaktadır. Kabuğun yoğunluğu  $\sim 2.9 \text{ gr/cm}^3$  dür ve mantonun yoğunluğu ise  $\sim 3.3 \text{ gr/cm}^3$  dür. Kabuğun kalınlığı kıtalarda ortalama 25-45 km arasında değişirken, yüksek dağların altında 60-70 km kadar olabilmektedir. Derin okyanuslar altında ise kabuk oldukça incedir ve yaklaşık 5 km civarındadır (Kulhanek, 2009).

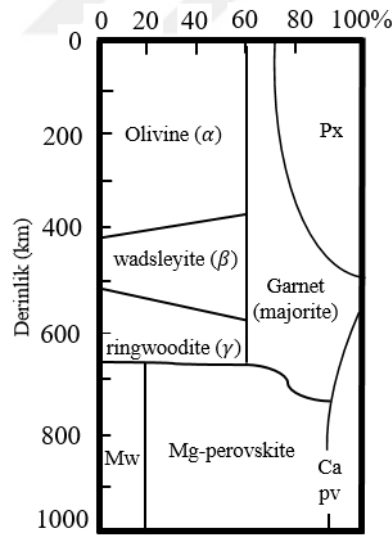
Manto, Moho sınırından yaklaşık 2900 km derinlikteki çekirdek-manto sınırına kadar uzanmaktadır. Mantonun tümüyle katı olduğu ve bir dereceye kadar homojen olduğu

düşünülmektedir. Başlıca piroksen ve olivin içeren kayalardan oluşan manto, Litosfer ve Astenosferi içeren üst manto ve alt manto olarak iki alt bölüme ayrılır (Şekil 1). Üst manto, hız değerlerinin aniden yükseldiği yaklaşık 660 km derinliğe kadar uzanır ve birkaç süreksizliği içerir. Üst mantonun en önemli özelliklerinden biri yüzeyin altında yaklaşık 100-250 km arasında düşük hızlı bir zonunun var olmasıdır. Düşük hızlı zonda kayalar kısmen erimiş haldedir, rijidite düşüktür, soğrulma tüm mantodaki en yüksek değerine sahiptir ve sismik dalga hızları Moho altındaki hızlara kıyasla yaklaşık %6 oranında azalır (Kulhanek, 2009). Alt manto ise 700 km derinliğinden (yoğunluk  $\sim 3.3 \text{ gr/cm}^3$  den  $\sim 4.5 \text{ gr/cm}^3$  e artar) yaklaşık 2900 km derinlikteki çekirdek-manto sınırına kadar uzanır. Çekirdek-manto sınırının altı yaklaşık 3500 km'lik bir yarıçaplı yerin iç ve dış çekirdeğidir. Yerkürenin merkezinde katı haldeki nikel ve demirden oluşan iç çekirdek ve bu çekirdeği çevreleyen sülfür ve oksijen nedeniyle ergime noktası düştüğü için sıvı halde bulunan nikel ve demirden oluşan dış çekirdek bulunmaktadır. Çekirdek-manto sınırı P-dalgası hızlarının  $13.7 \text{ km/sn}$ 'den  $8.1 \text{ km/sn}$ 'ye ani bir düşüşü ve S-dalgasının oluşmaması gibi fiziksel özelliklerde keskin ince bir süreksizlik ortaya koyar. Çekirdek içeriklerine benzer malzemeler üzerinde yapılan yüksek basınç ve yüksek sıcaklık deneylerine göre, demir alaşımli model ile uyum sağlamıştır. İç çekirdek yoğunlukları yerin merkezinde  $13.4 \text{ gr/cm}^3$ 'e kadar çıkabilir. Buradaki yoğunluklar demir için önerilenden biraz daha düşüktür (Doyle, 2013).



Şekil 1. Yerküre'nin şematik kesiti, IASP91 hız modeline göre P ve S dalgası hızı ve yoğunluk değerleri (Kennett ve Engdahl' den (1991) değiştirilerek alınmıştır).

Tüm referans modeller (PREM ve IASP91 gibi) 410 km ve 660 km sismik süreksizlikleriyle sınırlandırılmış yüksek P- ve S-dalgası hız gradyanlarının bulunduğu bir zonu içermektedir. Bu süreksizlikler manto geçiş zonu (transition zone ya da TZ) olarak isimlendirilir. TZ' nin yapısı alt ve üst manto arasındaki ısı ve kütle transferinde önemli rol oynamaktadır. IASP91 hız modeline göre, 410 km ve 660 km süreksizlikleri P-dalgası için yaklaşık % 3.6 ve S-dalgası hızı için yaklaşık % 4.1 kadar bir sıçramayla karakterize edilir. İki ana sismik hız süreksizliği belli minerallerde basınç ile tetiklenen kristal yapısındaki değişikliklerinden kaynaklanan faz dönüşümlerini içermektedir (Anderson, 1967). Pirolit bir modelin derinlik fonksiyonu olarak faz diyagramı Şekil 2' de gösterilmiştir. 410 km ve 660 km süreksizlikleri pirolit bileşimli bir mantodaki olivine faz geçişlerine karşılık gelmektedir. Bu geçiş Clapeyron eğimi (sıcaklığa bağlı faz geçişinin basınca bağımlılığı) olarak bilinmektedir. Termodinamik dengede bu süreksizliklerin derinlikleri sıcaklık ve kayaç bileşimine bağlıdır. 410 km ve 660 km süreksizliklerinin Clapeyron eğimleri pozitif ve negatiftir. 410 km süreksizliği pozitif ise sıcak bir manto ve negatif ise soğuk bir yitimi işaret etmektedir (Hirose, 2002).



Şekil 2. Pirolit bileşimli bir mantodaki derinliğe bağlı olarak basınca bağlı dönüşümlerin ve reaksiyonların faz diyagramı. Px: piroksen, Mw: magnesiowüstite; pv: perovskite; Ca: kalsiyum (Morais' den (2012) değiştirilerek alınmıştır).

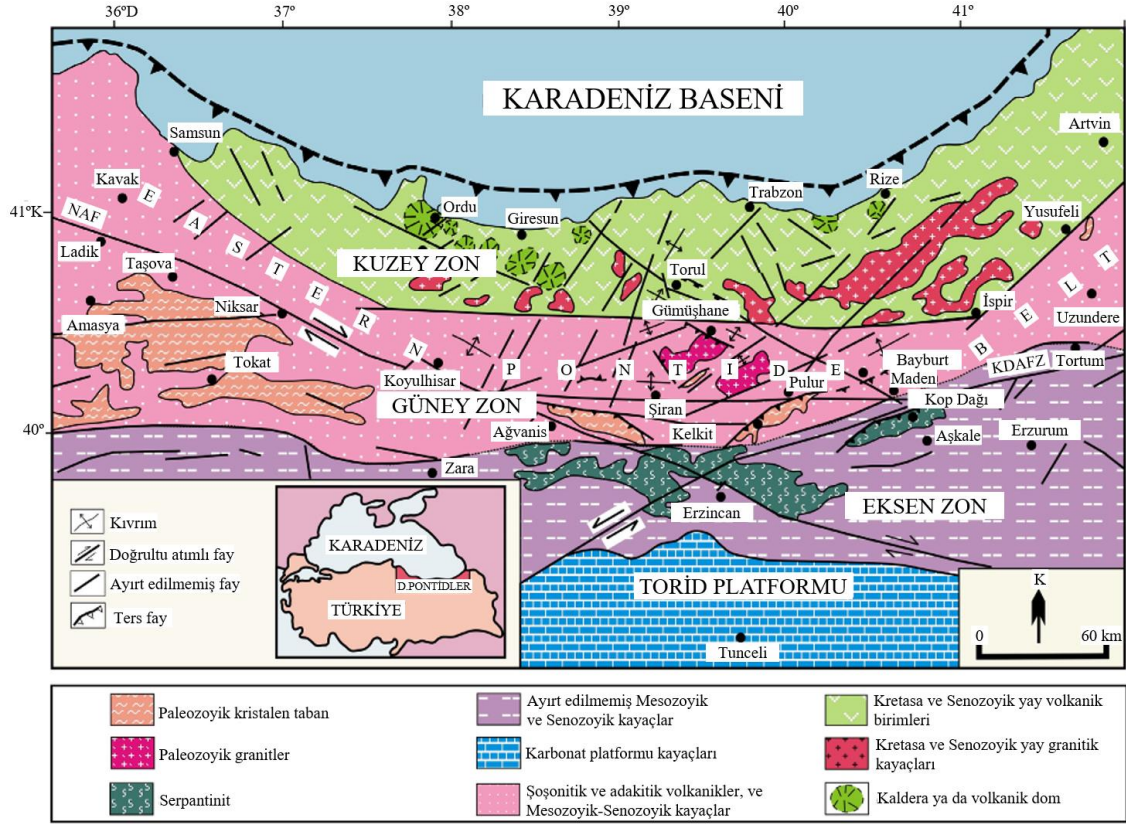


Çekirdek-manto sınırının altı yaklaşık 3500 km' lik yarıçaplı yerin çekirdeğidir. Bu sınır P-dalgası hızlarının 13.7 km/sn' den 8.1 km/sn' ye ani bir düşüşü ve S-dalgasının oluşmaması gibi fiziksel özelliklerde keskin ince bir süreksizlik ortaya koyar. Sismik dalga çalışmaları, çekirdeği sismik dalgalarla ilişkili olarak sıvı gibi davranan dış çekirdek ve katı gibi davranan iç çekirdek olmak üzere iki alt gruba ayırır. Dış çekirdeğe oranla iç çekirdekteki P-dalgası hızı daha yüksektir (Kulhanek, 2009).

### **1.3. Doğu Pontid Orojenik Kuşağı' nın Jeolojik ve Tektonik Yapısı**

Alp-Himalaya sistemi Mesozoyik ve Senozoyik dönemde şekillenmiş olup Avrupa Alpplerinden başlayıp Karpatlar, Anadolu, Kafkaslar, Zagros ve Albroz boyunca devam eder ve kuzey Hindistan Himalayaları ve Güney Çin' e kadar uzanıp Pasifik Orojenik Kuşağı' na ulaşır. Bu sistem üzerinde yer alan Anadolu Ketin (1966) tarafından kuzeyden güneye doğru Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları Kuşağı olmak üzere dört ana tektonik birliğe ayrılmıştır. Coğrafik olarak Türkiye'nin Karadeniz bölgesine karşılık gelen Pontidler kendi içerisinde Batı, Orta ve Doğu Pontidler olmak üzere üç alt kuşağa ayrılabilir.

Doğu Karadeniz havzasının güney sahiline paralel uzanan ve yaklaşık 600 km uzunluğunda ve 200 km genişliğinde bir dağ zincirinden oluşan Doğu Pontid Orojenik Kuşağı (DPOK) farklı kayaç toplulukları, fasiyes değişimleri ve tektonik özelliklere bağlı olarak kuzeyden güneye doğru önemli farklılıklar göstermektedir (Şekil 3). Bu kuşak doğu-batı doğrultusunda Amasya ve Artvin arasında kalmaktadır ve güneyde ise Bayburt (Kop Dağı) civarına kadar genişleyen alana karşılık gelmektedir. Kuşak kuzeyden güneye doğru Kuzey Zon, Güney Zon ve Eksen Zon olmak üzere üç alt kuşağa ayrılmıştır (Bektaş vd., 1995; Eyüboğlu vd., 2006, 2014). Bu üç alt kuşak D-B, KD-GB ve KB-GD doğrultulu fay zonlarıyla birbirlerinden ayrılır. Bu faylar ayrıca Meso-Senozoyik havzalarının oluşumundan, bölgedeki magmatik kayaçların ve ilişkili cevherlerin yerleşmesinden de sorumludur (Eyüboğlu vd., 2013a).



Şekil 3. Doğu Pontid Orogenik Kuşağı' nın başlıca ana litolojik birlikleri ve tektonik zonları (Eyüboğlu vd.' den (2014) değiştirilerek alınmıştır).

Güney Zon'dan Niksar-İspir-Ardanuç fay zonu ile ayrılan orojenik kuşağın kuzey kısmında Hersinyen taban düşük dereceli metamorfik kayalar (Boynukalın, 1991) ve metamorfik olmayan granitik kayalar (Kaygusuz vd., 2012) ile temsil edilmektedir. Taban kayaları erken-orta Jura yaşlı Hamurkesen Formasyonu'nun volkanik ve sedimanter birimleri tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür (Eyüboğlu vd., 2014). Bu volkano-sedimanter birimler ise tüm bölgede tektonik ve magmatik açıdan duraylılık dönemini temsil eden geç Jura-erken Kretase yaşlı Karbonat kayaları (Berdiga Kireçtaşı) tarafından uyumlu olarak örtülür. Bununla birlikte kuzey zonda birçok bölgede bu birimin süreklilik arz etmeyip, Geç Kretase birimleri içerisinde bloklar şeklinde bulunması yoğun geç Kretase magmatizması sırasında karbonat platformunun parçalanması ile ilişkilendirilmiştir (Eyüboğlu, 2010). Bölgede oldukça ekonomik olan skarn yatakları da erken Jura-geç Kretase kireçtaşları ile Geç Kretase ya da daha genç yaşlı felsik intrüf kayaların birbirleriyle olan dokanağında gelişmiştir. Geç Kretase serisinin felsik volkanik kayaları DPOK' nın Kuzey zonundaki volkanojenik masif sülfid yataklarına ev sahipliği yapar (Eyüboğlu vd., 2014). Senozoyik dönem, bölgede baskın olarak Eosen yaşlı bazaltik-

andezitik volkanik kayalar, granitik ve gabroyik intrüzyonlar, Neojen ve Kuvaterner yaşı alkali bazaltik kayalar ile temsil edilir.

Güney Zon baskın olarak metamorfik masifleri ve tortul kayalar topluluklarını içermektedir (Eyüboğlu vd., 2014). Orojenik kuşanın bu bölümünde magmatik aktivite esas olarak Karbonifer yaşı granitik kayalarla (Topuz vd., 2010; Dokuz, 2011), geç Karbonifer'den Triyas'a kadar olan zaman aralığında yerleşen Alaska tip mafik-ultramafik kayalarla (Eyüboğlu vd., 2010, 2011e, 2016b), erken-orta Jura yaşı bimodal volkanik ve plutonik kayalarla (Eyüboğlu vd., 2016b), geç Kretase yaşı şoşonitik ve ultrapotassik volkaniklerle (Altherr vd., 2008; Eyüboğlu, 2010; Eyüboğlu vd., 2011a, 2011b, 2014), geç Paleosen-erken Eosen yaşı adakitik kayalarla (Topuz vd., 2005; Karşı vd., 2010; Eyüboğlu vd., 2011a, 2011b, 2011c, 2011d, 2013a, 2013b), adakitik olmayan granitik intrüzyonlarla (Arslan ve Arslan, 2006; Karşı vd., 2007; Eyüboğlu vd., 2017a), bazaltik-andezitik volkanik ve piroklastik kayalarla (Arslan ve Aliyazıcıoğlu, 2001; Kaygusuz vd., 2011; Eyüboğlu vd., 2013b) ve Miyosen yaşı adakitik dasit porfirlerle (Eyüboğlu vd., 2012) temsil edilmektedir. Magmatik kayalara ilave olarak Erken-Orta Jura yaşı volkanosedimanter seri ve onları örten karbonat kireçtaşları kuzey zonda olduğu gibi bu zonda da yaygın olarak görülür. Geç Karbonatlar geç Kretase yaşı türbidit istifi tarafından örtülür. Doğu Pontid Orojenik Kuşanı ve Torid Platformu arasında uzanan Eksen zonunda ise yaşları saptanamamış ancak stratigrafik ilişkilere göre Mesozoyik öncesi yaşı olan serpantinleşmiş ultramafikler (Kop ve Erzincan mafik-ultramafik masifleri), küçük ölçekli metamorfik kütleler, orta-geç Kretase yaşı ofiyolitik olistostromal melanj (Eyüboğlu vd., 2007), geç Paleosen-erken Eosen yaşı adakitik porfirler (Eyüboğlu vd., 2013a), Miyosen yaşı sedimanterler ve volkanik kayalar baskın kayalar topluluklarıdır (Eyüboğlu vd., 2013b, 2016b).

Doğu Pontid Orojenik Kuşanı, Alp-Himalaya sistemindeki fosil kıtasal magmatik yayların en iyi örneklerinden birini temsil etmektedir ve yitim ve/veya çarpışma ile ilişkili süreçlerle üretilen, kimyasal olarak farklı magmatik kayalar sınıflarına ev sahipliği yapmaktadır (Eyüboğlu vd., 2012). Bununla birlikte yitimin polaritesi, çarpışmanın zamanlaması ve yeri, orojenik kuşakta yüzeyleyen magmatik kayalardan alınan sistematik jeolojik, jeokimyasal, jeofizik ve jeokronolojik verilerin eksik olması nedeniyle halen tartışmalıdır. Yaygın olarak kabul gören görüşe göre, geç Mesozoyik magmatizmasının kökeni Paleotetis ve/veya Neotetis kuzey kolunun altındaki litosferin kuzeye doğru yitimiyle ilgili olduğudur (Adamia vd., 1977; Şengör ve Yılmaz, 1981; Ustaömer ve

Robertson, 1996; Okay ve Şahintürk, 1997; Topuz vd., 2005; Dilek vd., 2010; Karlı vd., 2010; Aydın, 2014; Özdamar, 2016). Bu modele göre, okyanusal litosferin kuzeye yitimi Mesozoyik' in sonunda ya da Senozoyik' in başlangıcında Pontid ve Torid blokları arasındaki çarpışmayla son bulmuştur ve Senozoyik magmatizma çarpışma ve/veya çarpışma sonrası ortamda üretilmiştir (Okay vd., 1994; Şen vd., 1998; Arslan ve Aliyazıcıoğlu, 2001; Boztuğ, 2007; Topuz vd., 2005; Karlı vd., 2007, 2010; Rice vd., 2009; Dilek vd., 2010; Temizel vd., 2012; Arslan vd., 2013; Aslan vd., 2014). Bununla birlikte, DPOK boyunca ve Doğu Karadeniz havzasındaki bazı yeni çalışmalar bu fikri desteklememektedir ve geç Mesozoyik-erken Senozoyik döneminde DPOK altında güneye eğimli bir yitim zonunun varlığını işaret etmektedir (Eyüboğlu, 2010; Eyüboğlu vd., 2011a, 2011b, 2011c, 2011d, 2012, 2013a, 2013b, 2014, 2016a, 2017a; Maden vd., 2009 a,b; Maden, 2013; Akaryalı, 2016; Akaryalı ve Akbulut, 2016). Bu model güneye doğru yitimin Paleozoyik' ten Eosen'in sonuna kadar kesintisiz olarak devam ettiğini savunmaktadır (Dewey vd., 1973; Chorowicz vd., 1998; Bektaş vd., 1999; Eyüboğlu vd., 2006, 2007; Eyüboğlu, 2010). Bu modele göre, Karadeniz Paleotetis okyanusunun kalıntısıdır ve güneydeki ofiyolitik kuşak bir yay gerisi havzası ortamını temsil etmektedir. Eyüboğlu vd. (2011a, 2011b, 2011c, 2011d, 2012, 2013a, 2013b, 2014, 2015, 2016a, 2017a,b) uzun yıllar boyunca tüm dikkatlerini DPOK' nın Mesozoyik-Senozoyik tektoniğine vermişlerdir ve görüşlerini geliştirmişlerdir. Bunu doğrulamak için aşağıdaki kanıtları sunmuşlardır:

DPOK' nın güney kısmındaki erken Senozoyik adakitik kayaların kökeni için en yaygın düşünce, Pontid ve Torid blokları arasındaki çarpışmadan sonra kalınlaşmış kıtasal kabuğun kısmi erimesiyle ve/veya delaminasyonu ile üretilen magmadan türetilmesidir (Topuz vd., 2005; Karlı vd., 2010; Dilek vd., 2010). Bununla birlikte, onların bölgedeki sınırlı dağılımı ve kuzeye doğru gençleşmesi, bu modelle uyumlu değildir ve petrojenetik evrimleri esnasında DPOK' nın altındaki farklı süreçlerin varlığını gerektirir (Eyüboğlu vd., 2016a). Adakitler üzerine yapılan sistematik ve jeokronolojik çalışmalar, erken Senozoyik adakitik aktivitenin DPOK' nın güney kısmında yaklaşık 10 milyon yıl boyunca ( $56 \pm 1$  ile  $47 \pm 1$  my arasında) hâkim olduğunu göstermektedir. Bu adakitik aktivite, Paleosen-Eosen geçişinde DPOK' nın güneyinde Kop Dağı-Erzincan hattı boyunca ilk ürünlerini üretmiştir ve zamanla kuzeye doğru göç etmiştir (Eyüboğlu vd., 2017a). Erken Senozoyik magmatizmasının kuzeye doğru gençleşmesini çarpışma ile ilişkili bir jeodinamik ortam ile açıklamak mümkün değildir. Geç Kretase yitim ilişkili yay

magmatizması DPOK' nın kuzey kenarı boyunca toleitik-kalk alkalın (TH-CA) volkanizma ile başlamıştır. Volkanik aktivitenin yoğunluğu güneye doğru azalmıştır ve CA-A orta ve felsik magmatizmaya dönüşmüştür. Geç Kretase magmatizmasının güneye doğru göçü devam etmiştir ve DPOK' nın en güneyinde Kampaniyen şoşonitik aktivite geçmiştir. Geç Kretase magmatizmasının güneye doğru gençleşmesi ve artan potasyum içeriği kuzey yönlü bir yitimden ziyade, güney yönlü bir yitim zonu ile açıklanabilir (Eyüboğlu vd., 2014).

Jeoloji ve jeofizik çalışmalar Karadeniz havzasının tüm güney kenarının D-B yönlü ve güneye eğimli bölgesel ölçekli ters fay sistemiyle sınırlandığını göstermektedir (Spandini vd., 1996; Nikishin vd., 2003). Son zamanlarda Doğu Karadeniz açıklarında meydana gelen düşük magnitüdü depremler ve 1968 Bartın depremi ( $M_s=6.6$ ) bir ters fay hareketini desteklemektedir. Ayrıca son zamanlardaki çalışmalar da Rize-Trabzon-Ordu hattı boyunca Doğu Karadeniz şelfinden Gürcistan' a kadar genişleyen aktif bir çarpışma sisteminin olduğunu göstermektedir. Bunlara ek olarak, Doğu Karadeniz' deki yakınsama sınırındaki basınç gerilmesi güneye doğru azaldığı için, aktif ters fay sistemleri sağ yönlü Kuzey Anadolu Fayı ve sol yönlü Kuzey Doğu Anadolu Fayı gibi aktif doğrultu atımlı fay sistemlerine dönüşmüştür. Ayrıca, Karadeniz' in güney doğu sahili boyunca eski denizel taraçalardan elde edilen yaş verisi ve kuzey Türkiye'den elde edilen GPS verisi Karadeniz' in birkaç mm/yıl kadar yükseldiğini ve kuzeye doğru hareket ettiğini göstermektedir (Keskin vd., 2007; Tari vd., 2000, Eyüboğlu vd., 2014).

Aktif kıta kenarları; yoğun magmatik aktivitenin, depremlerin, ters fay sistemlerinin, kıvrımlanmaların, okyanusal hendeklerin ve dar deniz sığıklarının olduğu bölgeler olarak bilinmektedir (Castro, 2013; Isozaki vd., 2010). Bunun aksine, pasif kenarlar ise yoğun tektonizma ve magmatizmanın eksikliği, geniş ve sığ bir kıtasal hendeğin varlığı ile karakterize edilmektedir. Hoogendoorn vd.' nin (2005) yaptıkları batimetri çalışmasında, Karadeniz'in güney kenarının dar bir şelf bölgesi (genişliği 20 km) ve dik bir aprona, bunun aksine Karadeniz'in kuzey kenarının geniş bir şelf alanına (>200 km) ve sığ bir aprona sahip olduğunu belirlemiştir. Karadeniz gibi Hazar Denizi' de benzer özellikleri sergilemektedir. Her iki denizel havzanın güncel topoğrafik özellikleri, güney kenarlarının geçmişteki aktif kıtasal kenarı temsil ettiğini göstermektedir (Eyüboğlu vd., 2014).

Güncel aktif yakınsayan sınırlardaki ısı akısı çalışmaları yay gerisi ve yay önü havzalarının sırasıyla orta ve en düşük değerlere sahip olduğunu ve ısı akısı değerlerinin karaya doğru artıp magmatik yayın ekseninde en yüksek değere ulaştığını göstermektedir

(Langseth vd., 1980; Lewis vd., 1988; Stein, 2003; Uyeda, 1977; Ziagos vd., 1985). Maden (2013), 100 km derinlikteki sıcaklığın ve Curie derinliğindeki ısı akısı değerlerinin Doğu Karadeniz havzasında  $706.8\text{ }^{\circ}\text{C}$  ve  $14.3\text{ mW m}^{-2}$  ve Doğu Pontid yay bölgesinde ise  $1432.1\text{ }^{\circ}\text{C}$  ve  $59.4\text{ mW m}^{-2}$  kadar yükseldiğini belirlemiştir. Benzer şekilde Motavalli-Anbaran vd. (2016), yüzey ısı akısı değerleri ise Doğu Karadeniz havzasından Doğu Pontidlere doğru arttığı ( $\sim 30\text{ mW/m}^2$ ’ den  $\sim 70\text{ mW/m}^2$ ’ ye) belirlenmiştir.

Paleomanyetik kanıt plaka hareketleri ve tektonik evrimin yorumlanmasında önemli bir ipucu olarak kullanılmaktadır. Saribudak (1989) ve Chanell vd.’ ne (1996) ek olarak, Çinku and Hisarlı (2009) yaptıkları paleomanyetik çalışmada, DPOK’ nın Eosen dönemde  $31.8^{\circ}\text{K}$  ( $+4.7^{\circ}$ ,  $-3.17^{\circ}$ )’de bulunduğunu ve güncel lokasyonun ise  $39^{\circ}$ - $42^{\circ}\text{K}$  arasında olduğu belirlemiş, geç Kretase’den itibaren yaklaşık  $10^{\circ}$  kuzeye göçün olduğu ifade etmiştir. Bölgenin kuzeye doğru göçü, güney yönlü bir yitim zonunun varlığı ile açıklanabilir.

DPOK’ nın güneyinde (Bayburt, Kelkit ve Amasya) orta Kretase melanj seviyesi görülmektedir. Bu melanjın oluşumu ve kökeni hakkında tartışmalar devam etmekle birlikte, popüler fikre göre bu melanj tektonik kökenlidir (Adamia vd., 1977, 1981; Dilek vd., 2010; Rice vd., 2009; Şengör ve Yılmaz, 1981; Ustaömer ve Robertson, 1996). Fakat Eyüboğlu vd.’ ne (2007) göre, bu melanj tipik bir tektonik melanjdan ziyade sedimanter melanjdır. Sedimanter melanjın içindeki bazaltik kayaların jekimyasal özellikleri üç farklı jeodinamik ortamı (ada yayı, levha içi ve okyanus ortasındaki sırt) göstermektedir (Eyüboğlu vd., 2007). Bu üç farklı bazaltik kayaç tipinin aynı ortamda bulunması yay gerisi havzaları işaret eder (Bektaş, 1987; Eyüboğlu vd., 2007; Smedley, 1986).

Kıta-kıta çarpışma kuşakları büyük oranda ofiyolitik kalıntılar, büyük ölçekli bindirme fayları ve kıvrımlar, bölgesel ölçekte yüksek sıcaklık ve orta düşük basınçlı metamorfik katmanlar ve S-tipi granitler içeren bölgesel kenet kuşağının varlığı ile karakterize edilir. Türkiye’ nin kuzey doğusunun jeodinamik evrimi için Eyüboğlu vd.’ nin (2010, 2012, 2014, 2016b) tüm kuşağı içeren saha çalışmalarına göre, Doğu Pontid magmatik yayının ve Torid Platformunun yan yana bulunduğu hiçbir yer bulunmamaktadır. Doğu Pontid magmatik yayı ve Torid Platformu genellikle erken Jura’ da açılan ve serpantinleşmiş ultramorfik kayaları içeren bir okyanus kalıntısı ile birbirlerinden ayrılmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Eyüboğlu vd. (2016b), Kop ultramafik masifini kesen gabroyiklerden elde edilen zirkon U-Pb yaşlandırmasına bağlı olarak

DPOK' nın güneyindeki ultramafiklerin Paleozoyik ya da daha yaşlı ve Neotetis' in kuzey kolu olarak bilinen Jura okyanusunun kalıntıları olmadığını göstermiştir.

#### **1.4. Doğu Pontid Orojenik Kuşağı' nda ve Civarında Yapılan Önceki Jeofizik Çalışmalar**

Doğu Pontid Orojenik Kuşağı ve civarının kabuk ve üst manto yapısı bölgesel yüzey dalgası çalışmaları, sismik yansıma profilleri, tomografik yöntemler, ısı akısı çalışmaları, cisim dalgalarının modellenmesi ve gravite modellemesi gibi farklı jeofizik yöntemler kullanılarak araştırılmıştır (Mindevalli ve Mitchell, 1989; Hearn ve Ni, 1994; Çınar, 1998; Çakır vd., 2000; Sayıl ve Osmaşahin, 2000; Gök vd., 2003; Al-Lazki vd., 2003, 2004; Çakır ve Erduran, 2004; Maggi ve Priestly, 2005; Barazangi vd., 2006; Çetinel ve Yoshizawa, 2007; Tezel vd., 2007; Erduran vd., 2008; Gans vd., 2009; Özeren ve Holt, 2010; Biryol vd., 2011; Gök vd., 2011; Mutlu ve Karabulut, 2011; Maden, 2012a,b; Maden, 2013; Bakırcı vd., 2012; Bektaş, 2013; Fichtner vd., 2013; Tezel vd., 2013; Vanacore vd., 2013; Delph vd., 2015a,b; Kahraman vd., 2015; Maden ve Akaryalı, 2015; Türkoğlu vd., 2015; Çınar ve Alkan, 2016; Oruç vd., 2017).

Yapılan önceki çalışmalar kapsamında, ilk olarak bölge ve civarı ile ilişkili farklı alıcı fonksiyonu yöntemlerinin kullanıldığı çalışmalara değinilmiştir. Zor vd. (2003) tarafından Doğu Anadolu Platosu' nda ortalama Moho derinliğini 45 km ve S-dalgası hızını ise 3.7 km/sn olarak hesaplanmıştır ve 46 km civarında düşük hızlı zonun bölgedeki 2 km' lik topografik yükseklikle ilişkili olduğunu ifade etmiştir. Gök vd. (2007), ortalama kabuk kalınlığını Arap platformunda 36 km, Anadolu bloğunda 44 km ve Anadolu platosunda 48 km ve ortalama Litosfer-Astenosfer sınırını ise Arap platformunda 90 km ve Anadolu bloğunda 70 km olarak belirlemiştir. Özacar vd. (2010), Arap platformunda kabuk kalınlığının 35 km olduğunu ve kuzeye doğru Moho süreksizliğini kalınlaştığını ortaya çıkarmıştır (~45 km). Doğu Anadolu plakası altındaki 2 km' lik kabuksal kökün olmayışının Şengör vd.' nin (2003) Litosfer diliminin kopması (slab break-off) modeli ile ilişkili olduğunu ve plaka yükselmesinin sıcak-eriyik Astenosferden kaynaklandığını belirtmiştir.

Tomografi çalışmalarına genel olarak bakıldığında, özellikle DPOK hedeflenmemiştir. Fakat civarı ile ilişkili bölgeleri içerdiği görülmektedir. Buna göre Zor' un (2008) sonuçları, Doğu Anadolu yığılma kompleksi ile ilişkili olup ~200 km

derinliğinde üst mantoda negatif hız anomalilerinin varlığı ortaya çıkarılmıştır. Doğu Anadolu yığılma kompleksi, Pontidler ve Kafkaslar altındaki yüksek hızlı anomalilerin varlığı kopmuş Güney ve Kuzey Neotetis litosferik diliminden kaynaklandığı belirtilmiştir. Gökalp (2012) Doğu Anadolu plakası için elde ettiği sonuçlara göre, ~20 km civarındaki derinliklerde yanal heterojen yapıları ortaya çıkarmıştır. Bölgede sık derinliklerdeki ofiyolitik birimlerle ilişkili olduğu düşünülen yüksek hızlı anomalilerden bahsetmiştir.

Tezel vd. (2007), tüm Türkiye için kabuk ve üst manto S-dalgası hızlarını yüzey dalgası dispersiyon analizinden hesaplamıştır. Üst manto için S-dalgası hızlarını 4.0-4.5 km/sn arasında belirlemiştir ve kabuk kalınlığını ise batıdan doğuya doğru 25-40 km arasında değiştiğini ifade etmiştir. Cambaz ve Karabulut (2010), Türkiye ve çevresi için Love dalgası grup hızı haritalarını yerel ve bölgesel deprem verileri yardımıyla oluşturmuştur. Doğu Akdeniz ve Karadeniz’ de düşük periyotların (10-20 sn) lokal sedimanter birimlerden kaynaklandığı ifade edilmiştir. Buna ek olarak, Doğu Anadolu bölgesinde düşük grup hızları hesaplanmışken, Pontidler ve Bitlis-Pötürge masifinde yüksek grup hızları metamorfik ve magmatik yay ile ilişkilendirilmiştir. Özeren ve Holt (2010), GPS verisini kullanarak gerilme oranlarından Ege ve Asya kıtasının genel manto dinamiklerini araştırmış ve Doğu Pontidler için 40-45 km kabuk kalınlığı belirlemiştir. Maden (2012a), DPOK’ nda kırılma-plastik geçiş zonunu 35 km derinlikte  $590\pm 60$  °C olarak hesaplamıştır ve geç Mesozoyik-erken Senozoyik dönemle ilişkili güneye yitim modelini destekleyen sonuçları ortaya çıkarmıştır. Sayıl (2015), yüzey dalgası grup hızı dispersiyon verisi ölçümlerinden faydalanarak Anadolu boyunca kabuk ve üst manto yapısı için toplam kabuk kalınlığının 38-40 km arasında değiştiğini ve üst manto için Pn-dalgası hızlarının ~8.00 km/sn olduğunu belirlemiştir. Çınar ve Alkan (2016), temel mod Rayleigh dalgası grup hızlarını kullanarak tek istasyon ters çözüm yöntemi ile Doğu Pontidler ve Doğu Karadeniz havzasını kapsayan bölge için kabuksal S-dalgası hız yapısını belirlemiştir. Havza içerisinde yaklaşık 12 km civarında bir sedimanter birimin olduğunu, kabuksal kalınlığın ise kuzeyden güneye doğru 26 km’ den 42 km’ ye kadar arttığını ifade etmiştir. Kuzeyden güneye eğimli bir Moho süreksizliği var olduğunu ve kabuk yapısı için ise havzada geçişli (transitional), DPOK’ ında kıtasal olduğunu belirtmiştir.



## 1.5. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Sismolojik çalışmalar yer içinin fiziksel özelliklerinin (P-dalgası hızı, S-dalgası hızı, yoğunluk, derinlik gibi) ortaya çıkarılmasında önemli katkılar sağlamaktadır. Bu verilerden elde edilecek hız-derinlik ilişkileri tektonik yapının yorumlanmasında oldukça büyük önem arz etmektedir. Alıcı fonksiyonu yöntemi ile sismik süreksizlikler belirlenebilir ve istasyon altı hız dağılımı hakkında önemli bilgiler elde edilebilir. Bu tez çalışmasının temel amacı, Alp-Himalaya sistemindeki Doğu Pontid Orojenik Kuşağı' nın kabuk ve üst manto yapısını incelemek ve tektonik evrimini jeolojik verilerle birlikte yorumlamaktır. Ayrıca DPOK' nın gelişimi sırasında yitim yönünün ne tarafa olduğu, Moho süreksizliğinin eğimli olup olmadığı, düşük hızlı tabakasının kalınlığının ne kadar olduğu gibi soruların cevapları da bu tezin diğer temel amaçları içerisinde yer almaktadır. Bu amaç doğrultusunda P-Alıcı Fonksiyonu tekniği (Vinnik, 1977) ve S-Alıcı Fonksiyonu tekniği (Farra ve Vinnik, 2000) kullanılmıştır. Çalışmada yığılmış P ve S Alıcı Fonksiyonları ve telesismik seyahat zamanı rezidüellerinin (dT<sub>s</sub> ve dT<sub>p</sub>) eş zamanlı birleşik ters çözümü (joint inversion) işlemi Benzetilmiş Tavlama tekniğine (Simulated Annealing) benzer interaktif bir algoritma kullanılarak uygulanmıştır (Vinnik vd., 2004, 2007, 2009). Çalışmada Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü' nün (KRDAE) deprem istasyon verileri kullanılmıştır. Kullanılan bu verilerde Doğu Pontid Orojenik Kuşağı' nın hemen hemen tamamını içine alan ve doğu-batı doğrultusunda birbirine paralel hatları oluşturan geniş bantlı istasyonlar seçilmiştir. Bu istasyonlara ait veriler European Integrated Data Archive' den (EIDA) alınmıştır. Çalışma alanında yapılan öncel jeofizik çalışmalar incelendiğinde, genel olarak bölgenin kabuk yapısı hakkında bilgiler elde edilmiş ancak derinliğe bağlı hız değişimleri hakkında detay bulgular sınırlı kalmıştır. Literatürdeki bu eksikliğin giderilmesi amacıyla çalışma alanının kabuk-manto sınırı, düşük hızlı zonu (Low Velocity Zone ya da LVZ), Litosfer-Astenosfer sınırı (Lithosphere-Asthenosphere Boundary ya da LAB) ve manto geçiş zonu (410 km ve 660 km süreksizlikleri) bu tez kapsamında belirlenmiştir. Ayrıca çalışma alanı için, seçilen istasyonlarla ilişkili olarak 2-B ve 3-B' lu derinlik-hız modelleri haritalanmıştır. Son olarak elde edilen bu derinlik-hız modelleri literatürdeki jeolojik ve jeofizik bulgularla ilişkilendirilerek DPOK' nın jeodinamik evrimine jeofizik veriler ışığında yeni bir bakış açısı kazandırılmıştır.

## 2. YÖNTEM

### 2.1. Giriş

Bu bölümde alıcı fonksiyonları ve ters çözüm tekniği ile ilgili teorik kavramların kısa bir tanıtımı yapılmıştır. P-Alıcı Fonksiyonu (P Receiver Function, PRF) yöntemi için Vinnik (1977) ve S-Alıcı Fonksiyonu (S Receiver Function, SRF) yöntemi için Farra ve Vinnik (2000) tarafından geliştirilen yöntem kullanılmıştır. Birleşik ters çözüm için ise Lev Vinnik (Schmidt Institute of Physics of the Earth, Moscow, Russia) ile birlikte birçok bilim adamı tarafından çalışılan ve geliştirilen yöntem kullanılmıştır (Farra ve Vinnik, 2000; Vinnik vd., 2002, 2004, 2006a ve b, 2007a ve b, 2009, 2012a ve b, 2014a ve b, 2016a ve b; 2017a ve b; Kiselev vd., 2008; Obrebski vd., 2010; Silveira vd., 2010; Oreshin vd., 2008, 2011; Kosarev vd., 2013).

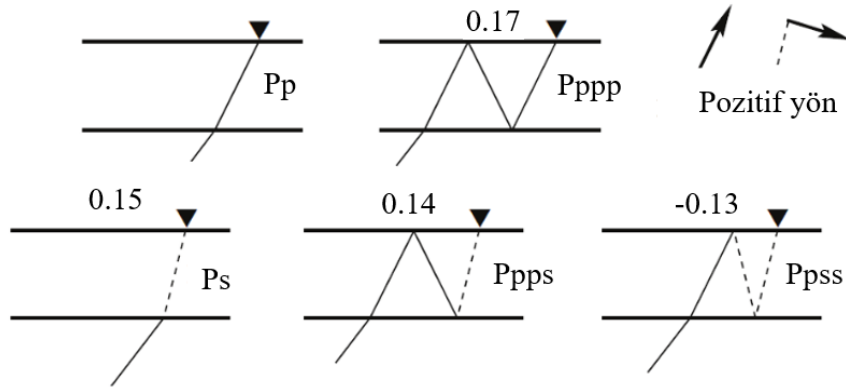
Sismoloji kabuk ve mantonun yapısını incelemek için oldukça kullanışlı bir bilim dalıdır. Sismoloji dalga türlerine, periyot aralığına ve yanal çözünürlüğe göre farklı birçok yöntem sunmaktadır. Sismik kırılma ve yansıma yöntemi birkaç on kilometre derinliğe kadar cisim dalgası hızı hakkında önemli veri sağlamaktadır. Bölgesel ölçekte gecikme zamanı cisim dalgası tomografisi P- ve S-dalgalarını kullanmaktadır. Bu yöntemlerin derinlik aralığı birkaç yüz kilometreye kadar çıkabilmektedir. Ancak telesismik verilerde çözünürlük Litosferik derinliklerinde oldukça düşüktür. Yüzey dalgaları periyota bağlı olarak S-dalgası hızıyla ilişkili veri sağlamaktadır. Kabuk ve mantoyu birkaç yüz kilometreye kadar örnekleyebilmektedir. Genellikle uzun periyotlu dalgalar daha düşük yanal çözünürlük sağlamaktadır. 100 km' lik bir derinlikte, beklenen yanal çözünürlük birkaç on kilometre düzeyindedir. P-Alıcı Fonksiyonları (telesismik P-dalgalarının uyarımıyla) ve S-Alıcı Fonksiyonları (telesismik S-dalgalarının uyarımıyla) istasyon civarındaki yer yapısının tepkisini temsil etmektedir. Bu tepki  $P_s$  (PRF' de) veya  $S_p$  (SRF' de) dönüşen fazlarını içermektedir. Alıcı fonksiyonu analizi bu dönüşen fazları kabuk ve mantonun sismik hız yapısını araştırmak için kullanmaktadır. Diğer sismik yöntemlerle elde edilmesi zor olan istasyon altı P- ve S-dalgası hız profilleri birleşik ters çözüm yöntemi ile elde edilebilir (Morais, 2012).

## 2.2. P-Alıcı Fonksiyonları

P-Alıcı Fonksiyonu yöntemi kabuk yapısının basit ve homojen olarak kabul edilmesi durumunda birkaç kabuksal yansımayı tanımlayabilmektedir. Bu dalgaların periyot aralığı birkaç sn olup, rastgele saçılmış dalgaların katkısı çok büyüktür. Yöntem ayrıca manto geçiş zonunda sıcaklığa duyarlı 410 ve 660 km süreksizliklerinden (soğuk bölgeler için büyük ve sıcak zonlar için küçük diferansiyel seyahat zamanı) gelen Ps dönüşüm fazları arasındaki seyahat zamanı farkını belirler (Chevrot vd., 1999; Silveira vd., 2010). Bölüm 1' de gösterildiği gibi, 410 km süreksizliği için pozitif Clayperon eğimi ve 660 km süreksizliği için negatif Clayperon eğimi faz dönüşümleri ile ilişkilidir. Fakat topoğrafya sıcaklığının doğrudan dönüşümü 660 km' deki faz geçişinin karmaşıklığına neden olabilmektedir. Böylece 410 ve 660 km topoğrafyasının haritalanması bazı durumlarda daha dikkatli şekilde yapılmalıdır.

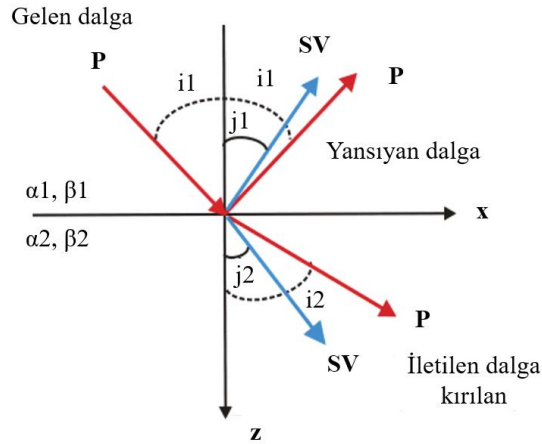
### 2.2.1. Ps Dönüşüm Fazları

30° ile 90° arasındaki episantr uzaklıkları için sismogramlarda nispeten net P (boyuna) ve S (enine veya SKS ile 80° nin ötesinde) dalga varışları görülmektedir. Bu fazları takiben yansıyan yüzey dalgaları, P ve S' nin kabuk-manto yansımaları ve dönüşümleri (PP, PS, SP, SKS gibi) görülmektedir. Bu yansıyan ve dönüşen fazlar yerinin farklı tabakalarından (kabuk, manto gibi) gelmektedir ve oldukça önemli bilgiler içermektedir. Alıcı fonksiyonu yöntemi bu dönüşen fazları (P' den S' ye ya da S' den P' ye) istasyon altındaki kabuk ve manto yapısını araştırmak için kullanmaktadır. Bir P-dalgası iki izotropik tabaka arasındaki bir arayüzeye çarptığında, hem P hem de SV hareketi üretir (ancak SH hareketi üretmez) ve iki tabakanın fiziksel özelliklerindeki (hız ve yoğunluk) farktan dolayı genellikle hızın yayılımında bir değişim meydana gelir. Dolayısıyla P-dalgası tarafından üretilen tüm bileşenler düşey düzlemde bulunur. Şekil 4' de, P-dalgalarının yansıma ve dönüşüm fazları gösterilmektedir (Morais, 2012).



Şekil 4. Serbest bir yüzeye gelen bir P dalgası bir dizi yansıyan ve dönüşen dalga fazlarını üretir ( $P_p$ ,  $P_s$ ,  $P_{ppp}$ ,  $P_s$ ,  $P_{pps}$ ,  $P_{pss}$ ). Her faz diyagramı için gösterilmiş değerler gelen P dalgasındaki ilişkili dalga genliğinden hesaplanmıştır (Morais' den (2012) değiştirilerek alınmıştır).

Belli sınır şartı koşullarını (arayüzey boyunca yer değiştirme, normal gerilme ve teğetsel gerilme süreklidir) sağlayan bir arayüzeyde, keyfi bir açıyla gelen P-dalgası enerjisi iletilen ve yansıyan fazlara bölünür. Bu fazlar iletilen P, iletilen SV, yansıyan P ve yansıyan SV' dir (Şekil 5).



Şekil 5. Süreksizlik üzerine gelen bir P-dalgası için yansımalar ve kırılmalar (Morais' den (2012) değiştirilerek alınmıştır).

Bu dört yeni dalğanın göreceli genlikleri iki tabakanın hız, yoğunluk ve geliş açılarının bir fonksiyonudur. İletilen ve yansıyan dalga ışınlarının açısı Snell yasası ile hesaplanabilir,

$$\frac{(\sin i_1)}{a_1} = \frac{(\sin j_1)}{\beta_1} = \frac{(\sin j_2)}{\beta_2} = \frac{(\sin i_2)}{a_2} = p \quad (1)$$

Snell yasasına göre ışın parametresi aşağıdaki gibi tanımlanır,

$$p = \frac{\sin i}{v} \quad (2)$$

Burada  $i$  dalğanın geliş açısıdır ve  $v$  ortamdaki dalga tipinin hızıdır. Bir boyutlu ve izotropik bir ortam için, bir ışın boyunca Snell yasasının genelleştirilmiş hali ışın parametrelerinin sabit kalacağını belirtmektedir. Ayrıca, yansıyan ve iletilen ışınların toplam enerjisi gelen ışına eşit olmalıdır. Böylece fazların iletilen ve yansıyan enerjisinin (genlik) göreceli oranları, geliş açısına ve iki tabakanın akustik empedansına bağlıdır,

$$Z = \rho \cdot v \quad (3)$$

Burada  $\rho$  yoğunluk ve  $v$  ortamın dalga hızıdır. Bu nedenle, yansıma ve iletim katsayılarıyla bir arayüzeyin etkisi ölçülebilir. Dönüşümlerde, bölünmüş enerjinin genlikleri iletim katsayısı ile ölçülür ( $T_{PS}$ ). Keyfi bir açıda bu iletim katsayısının genlikleri için çözümler Zoeppritz denklemleri ile elde edilmektedir. Düzlem dalga varsayımı bile olsa, Zoeppritz denkleminde gelen iletim katsayısı karmaşık bir forma sahiptir;

$$T_{PS} = \left[ 2\rho_1\eta_{a1}H_p \left( \frac{\alpha_1}{\beta_1} \right) \right] / D \quad (4)$$

Burada  $\rho$  yoğunluk,  $\alpha$  ve  $\beta$  P- ve S-dalgası hızları,  $p$  and  $\eta$  yatay ve düşey yavaşlıktır.  $H$  ve  $D$  ise aşağıdaki eşitliklerden elde edilmektedir.

$$a = \rho_2(1 - 2\beta_2^2p^2) - \rho_1(1 - 2\beta_1^2p^2) \quad E = b\eta_{\alpha 1} + c\eta_{\alpha 2} \quad (5)$$

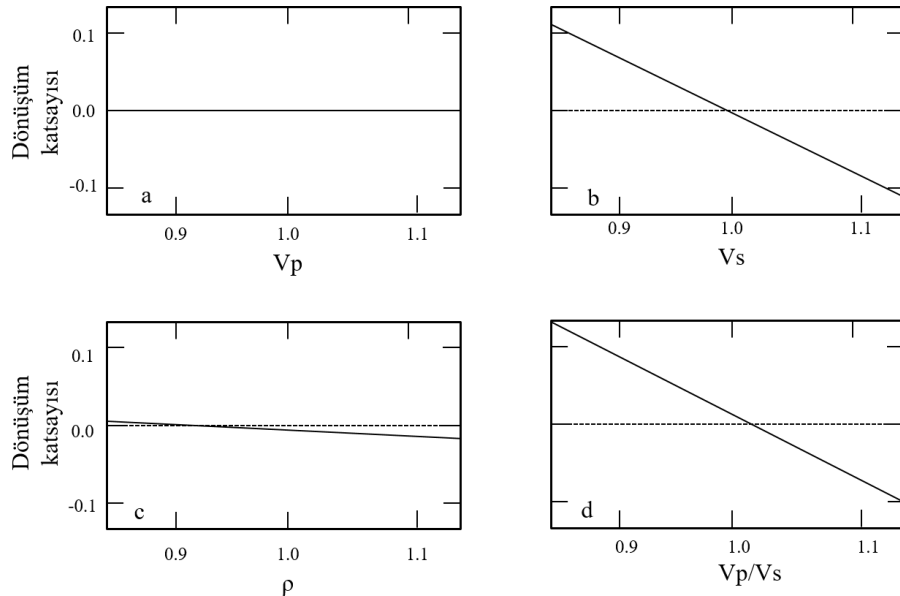
$$b = \rho_2(1 - 2\beta_2^2p^2) - 2\rho_1\beta_1^2p^2 \quad F = b\eta_{\beta 1} + c\eta_{\beta 2} \quad (6)$$

$$c = \rho_1(1 - 2\beta_1^2 p^2) + 2\rho_2\beta_2^2 p^2 \quad G = a - d\eta_{\alpha 1}\eta_{\beta 2} \quad (7)$$

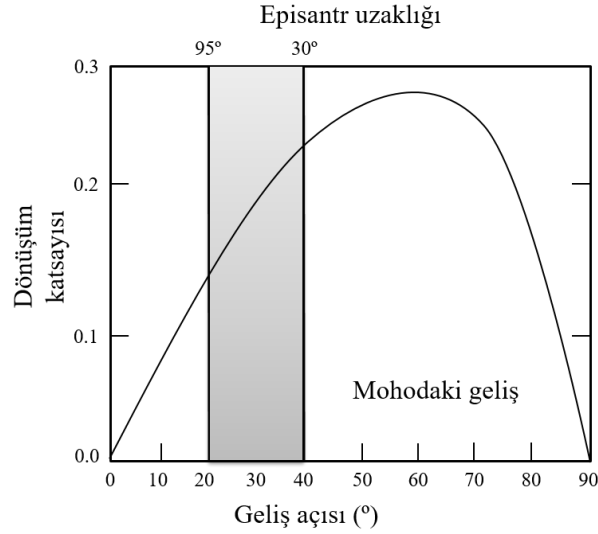
$$d = 2(\rho_2\beta_2^2 - \rho_1\beta_1^2) \quad H = a - d\eta_{\alpha 2}\eta_{\beta 1} \quad (8)$$

$$D = EF + GH_p^2$$

Eşitlik 4 altı farklı değişkene sahip olduğu için karmaşık bir yapıdadır. Bu değişkenler: iki adet yoğunluk ve dört adet hızdır. Şekil 6, her bir parametrenin bir fonksiyonu olarak  $T_{PS}$ 'nin değişimini göstermektedir: P- ve S-hızları, yoğunluk ve her ikisi. Şekil 6' da görüldüğü gibi, genlik çoğunlukla  $V_s$  kontrastına ve dolayısıyla  $V_p/V_s$ 'ye bağlıken,  $V_p$  ya da  $\rho$ 'nun önemli bir etkisi yoktur. Bunun anlamı, arayüzeyde Ps fazının genliği S-dalgası hız kontrastına (çoğunlukla) ve yoğunluk kontrastına (zayıf olarak) bağlıdır. Eşitlik 4' de görüldüğü gibi, bir arayüzeydeki P-dalgasının geliş açısı P-SV dönüşümünün genlikleri üzerinde önemli bir etkiye sahiptir. PRF'lerde kullanılan episantr uzaklıkları genellikle  $30^\circ$  ve  $90^\circ$  arasında değişmektedir. Bu durum, yaklaşık  $20^\circ$  ile  $40^\circ$  arasındaki geliş açısıyla gelen manto P-dalgalarına karşılık gelmektedir (Şekil 7). Şekil 7' de, dönüşüm katsayıları episantr uzaklıkların azalması ile artmaktadır. Bunun anlamı, belli bir süreksizlikten gelen Ps dönüşümünün genliği episantr uzaklığının artmasıyla azalacaktır.



Şekil 6. P-SV ( $T_{ps}$ ) dönüşüm katsayılarının değişimi: a-c) Katı-katı bir ortamda arayüzeydeki sismik parametrelerin değişimi. d) Poisson katsımının arayüzeydeki değişimi (Morais' den (2012) değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 7. Geliş açısının fonksiyonu olarak P-SV dönüşüm katsayısının değişim (Morais' den (2012) değiştirilerek alınmıştır).

### 2.2.2. P-Alıcı Fonksiyonu Tekniği

Sismogram kayıtları fazların karmaşık bir kompozisyonudur ve alıcı fonksiyonu tekniği süreksizliklerden gelen Ps dönüşüm fazlarını kullanmaktadır. Belli bir gürültüye sahip olan Ps dönüşüm fazını tespit etmek için aynı istasyonun bir dizi kaydı incelenmelidir. Her sismik olayın kaynak fonksiyonu ve dönüşüm fazlarının ilişkili dalga formları farklı olduğu için bu oldukça zor bir iştir. Eğer birincil (P) dalga formuna özel bir dijital filtre (deconvolution filter) uygulanırsa, her olayın birincil fazları standart bir impuls haline dönüştürülür. Birincil fazlara uygulanan dekonvolüsyon, eşzamanlı olarak dönüşen fazlara da uygulanır ve bunlarda standart bir forma dönüştürülür. Böylece uygun zaman-öteleme düzeltmesi (appropriate moveout corrections) ile dekonvole edilmiş izler yığılarak belirlenebilir. Alıcı fonksiyonu işlemini gerçekleştirmek için iki farklı teknik bağımsız olarak geliştirilmiştir (Langston, 1979; Vinnik, 1977). Bu iki yöntemin temel iki farklılığı vardır: (1) koordinat sisteminin seçimi ve (2) işlem ortamı.

Alıcı fonksiyonu işlemi düşey bileşen kullanılarak radyal bileşenin dekonvole edilmesi temeline dayanarak geliştirilmiştir. Bu yöntemde alıcı fonksiyonları frekans ortamında spektrum bölünmesini kullanarak kaynak eşitlemesi ile hesaplanmaktadır (Langston, 1979). Vinnik (1977) tarafından geliştirilen yöntemde Z ve R bileşenlerini kullanmak yerine, Z, R ve T bileşenleri L (veya P), Q (veya SV) ve T koordinat sisteminde döndürülür. Q bileşeni L bileşeniyle dekonvole edilir ve Q bileşeni alıcı fonksiyonu olarak

elde edilir. Bu yöntemde zaman ortamında bir dekonvolüsyon filtresi kullanılmaktadır (Vinnik, 1977; Kosarev vd., 1993). Yöntemin anlaşılması için Langston (1979) ile ilişkili olarak, zaman ortamı dekonvolüsyon işlemi kısaca tanımlanabilir. Bir sismogram genel olarak aşağıdaki gibi tanımlanır,

$$D(t) = S(t) * E(t) * I(t) + N(t) \quad (9)$$

Burada  $N(t)$  gürültü,  $I(t)$  alet tepki fonksiyonu,  $S(t)$  sismik kaynak etkisi ve  $E(t)$  kabuk ve üst manto yapısının etkisini temsil etmektedir. Yıldız ise konvolüsyon operatörüdür. Eğer alet tepkisi üç bileşen için bilinirse, kaynak zaman fonksiyonunun katkısı dalga yörüngesi boyunca farklı yapıların etkilerinden giderilebilir. Alıcı fonksiyonu analizi için genellikle üç işlem basamağı izlenmektedir:

1-) P dalgasından P-S dönüşümünü ayırmak için P, SV ve SH bileşenlerini ışın koordinat sisteminde döndürmek,

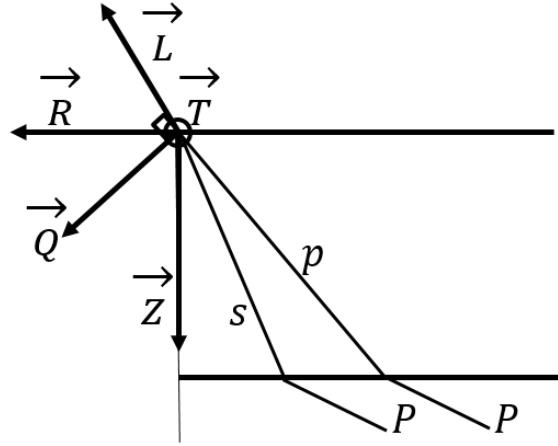
2-) Kaynak zaman fonksiyonu ve seyahat yörüngesi etkisini gidermek için dekonvolüsyon yapmak (Bu dönüşüm yapıldıktan sonra,  $P_s$  dönüşüm fazları alıcı fonksiyonları olarak ifade edilmektedir),

3-) Alıcı fonksiyonlarının yığmak.

### 2.2.2.1. Rotasyon

Bir alıcıdan  $30^\circ$  uzaklıktaki depremler için P-dalgası yer hareketinin düşey bileşeninde bulunurken,  $P_s$  fazı yer hareketinin yatay bileşenlerinde bulunmaktadır. Geliş açısına bakılmaksızın, P (veya L) ve SV (veya Q) dalgaları arasındaki parçacık hareketini optimize etmek için alıcı fonksiyonu tekniği L, Q ve T koordinat sistemini kullanmaktadır (Şekil 8). Q bileşeni yayılma düzleminde ve P bileşenine normaldir. T bileşeni de Q bileşenine normaldir. Şekil 8' de, L eksenli dalga yayılım düzleminde P dalgası parçacık hareket yönü ile çakışırken, aslında bu durum gerçekte biraz daha farklıdır. L ve düşey yön arasındaki açı  $i$  (görünür geliş açısı) kovaryans matrisi ifadesinden bulunabilir (Vinnik vd., 1983).





Şekil 8. P ve Ps fazlarının ışın yörüngeleri. Z ve R bileşenleri sırasıyla kaynak ve alıcıyı içeren düşey düzlemdeki düşey ve yatay eksenlerdir. L ve Q bileşenleri Z ve R bileşenlerinin eksen rotasyonu ile elde edilmektedir. L eksenini kaynak ve alıcıyı içeren düşey düzlemdeki P dalgası parçacık hareketinin ana yönüyle ilişkilidir. Q eksenini aynı düzlemde ve Ps fazı en iyi Q bileşeninde gözlemlenmektedir (Silveira vd.' den (2010) değiştirilerek alınmıştır).

#### 2.2.2.2. Dekonvolüsyon

Dekonvolüsyon işlemi için Vinnik (2008) tarafından zaman ortamında gerçekleştirilen işlem akışı aşağıdaki gibidir. Gerçek bir P-dalga formunun temsili şu şekilde yazılır:

$S_k \rightarrow$  sismik dalga formu

$Z_k \rightarrow$  arzu edilen dalga formu

Burada  $k=0, \pm 1, \pm 2, \dots$ , ve arzu edilen dalga formu bir delta ( $\delta$ , dirac) fonksiyonu olarak kabul edilir.  $k=K$  değerleri için sıfırdan farklıdır. Zaman ortamı dekonvolüsyonunun amacı zaman ortamında bir filtre ( $li$ ) üretmektir. Gerçek P dalgası formu ( $S_k$ ) bir  $li$  filtresi ile filtrelenirse, elde edilen dalga formu aşağıdaki gibidir,

$$V_k = \sum_{i=0}^{n-1} l_i S_{k-i} \quad (10)$$

$$L = \sum_k \mathcal{E}_k^2 \quad (11)$$

$$\mathcal{E} = V_k - Z_k \quad (12)$$

Bu filtre, L bileşenindeki ( $V_k$ ) filtre operatörünün çıkışı ve normalize edilmiş genliğin ( $Z_k$ ) impuls benzeri (spike-like) fonksiyonu arasındaki farkın en küçüklenmesiyle üretilmektedir. Esasen bu işleme en küçük kareler ters çözüm filtresi (least-squares inverse filtering) denir ve optimum Wiener filtresinin özel bir durumudur (Berkhout, 1977). Filtre katsayılarının sınır şartları,

$$\begin{aligned} \frac{\partial L}{\partial l_j} &= 0, \quad j = 0, \bar{1}, \bar{2}, \dots, n-1 \\ \frac{\partial L}{\partial l_j} &= 2 \sum_k \sum_{i=0}^{n-1} (l_i S_{k-i} S_{k-j} - Z_k S_{k-j}) \end{aligned} \quad (13)$$

Burada P dalgasının otokorelasyonu,  $S_k$ ,

$$C_{j-i}^S = \sum_k S_{k-i} S_{k-j} \quad (14)$$

$$R_j^{SZ} = \sum_k Z_k S_{k-j} \quad (15)$$

$R_j^{SZ}$  P dalgası ( $S_k$ ) ve istenen  $\delta$  fonksiyonunun ( $Z_k$ ) çapraz ilişkisidir. Filtre  $l_i$ ' yi elde etmek için denklemler matris formunda yazılabilir:

$$[C^S][L] = [R^{SZ}] \quad (16)$$

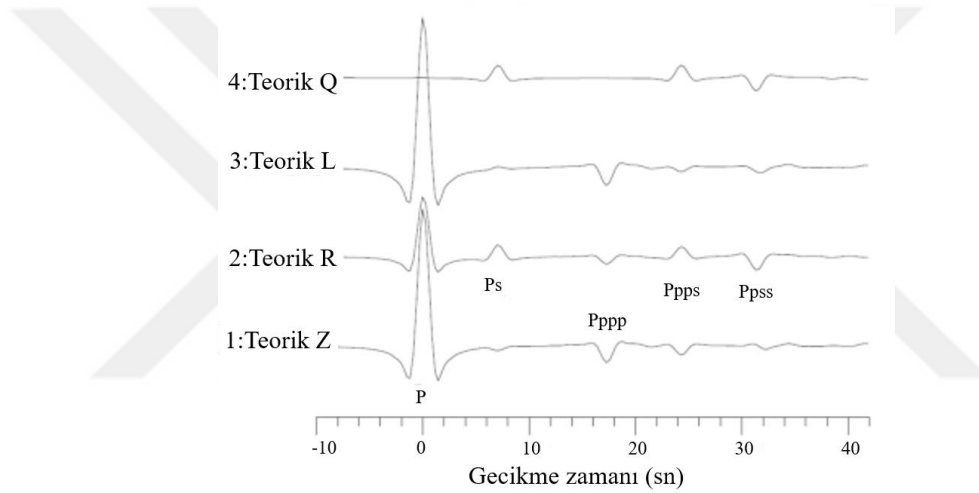
Burada  $[C^S]$   $C_{j-1}^S$  elemanlarının matrisi,  $[L]$  ve  $[R^{SZ}]$   $l_i$  ve  $R_j$  elemanlarının kolon vektörleridir. Gerçek bir P dalga formunun sinyali  $a$  ve gürültü  $b$ ' den oluştuğu varsayılırsa:

$$S_k = \alpha_k + b_k \quad (17)$$

Sinyal ve gürültünün birbiriyle olan ilişkisine göre, matris  $[C^S]$  aşağıdaki gibi yazılabilir,

$$[C^S] = \begin{bmatrix} c_0^a + c_0^b & c_1^a + c_1^b & \dots & c_{n-1}^a + c_{n-1}^b \\ c_1^a + c_1^b & c_0^a + c_0^b & \dots & c_{n-2}^a + c_{n-2}^b \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ c_{n-1}^a + c_{n-1}^b & c_{n-2}^a + c_{n-2}^b & \dots & c_0^a + c_0^b \end{bmatrix} \quad (18)$$

Eşitlik 18' in elemanları sinyal  $a$  ve gürültü  $b$ ' nin otokorelasyonudur. Gürültünün beyazlanmış olduğu varsayılır (köşegen dışındaki tüm öğeler sıfıra eşittir). Gürültünün varlığı  $c_0(1+\lambda)$  formunda köşegen elemanlarını temsil etmek suretiyle düşünülür. Bu değer keyfi olarak seçilir. Dekonvolüsyon filtresi P-dalgası formuna uygulanır ve onu standart impulsa (spike) dönüştürür (Şekil 9). P fazına uygulanan dekonvolüsyon anlık olarak ikincil fazlara da (yansıyan ve dönüşen) uygulanır ve bunlar standart bir forma dönüştürülür. Bu durumda uygun zaman öteleme düzeltmesi ile dekonvole edilmiş izlerin yığılmasıyla bu fazlar belirlenebilir. L bileşeni ile dekonvole edilen Q bileşeni alıcı fonksiyonu olarak adlandırılır.



Şekil 9. Sentetik sismogramlar için zaman ortamı dekonvolüsyon işlemi sonucu. Dekonvolüsyon uygulandıktan sonra, L bileşeni impuls fonksiyonudur ve P ve SV enerjisini barındıran Q bileşeni ise alıcı fonksiyonudur (Morais' den (2012) değiştirilerek alınmıştır).

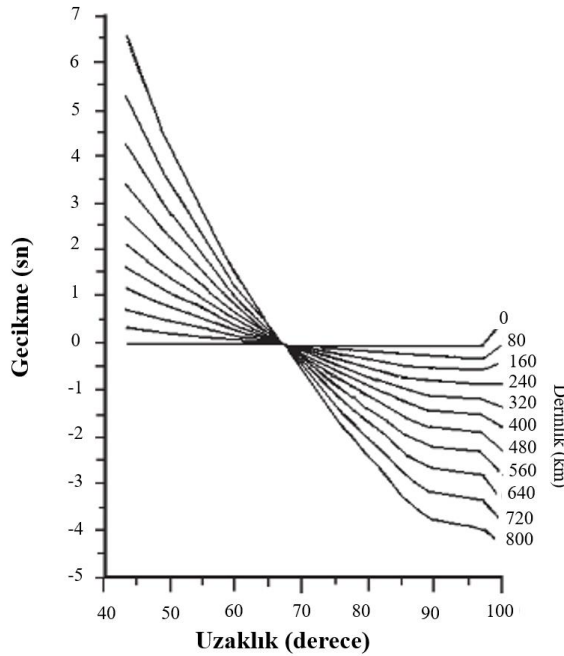
### 2.2.2.3. Uygun Zaman Öteleme Düzeltmesiyle P-Alıcı Fonksiyonlarının Yığılması

Teoriye göre, Q bileşeni (Alıcı Fonksiyonu) kabuk tabanındaki dönüşen fazlardan ve muhtemelen daha derin derinliklerden gelen dönüşümlerden kaynaklanan ikincil fazlardan oluşmaktadır. Kabuksal SV dönüşümünün genliği P' nin yaklaşık %10' u kadar iken, sonraki fazların genlikleri ise %5' inden fazla değildir (Vinnik, 1977). Zayıf dönüşen fazları belirlemek için son yıllarda gecikme ve toplam (delay-and-sum technique) tekniği kullanılmaktadır (Vinnik, 1977; Kind ve Vinnik, 1988). Doğrudan P dalgasıyla ilişkili Ps

dönüşüm fazının gecikme zamanı küresel koordinatlarda aşağıdaki gibi hesaplanabilir (Kind ve Vinnik, 1988):

$$t_{Ps} = \int_{r_d}^{r_0} (\sqrt{V_s^{-2} - p^2 r^{-2}} - \sqrt{V_p^{-2} - p^2 r^{-2}}) dr \quad (19)$$

Burada  $r$  süreksizliğin radyal mesafesidir,  $r_d$  dönüşüm derinliğinin lokasyonudur ve  $r_0$  ise yerkürenin yarıçapıdır.  $V_p$  ve  $V_s$  P- ve S-dalgası hızlarıdır ve  $p$  P dalgasının ışın parametresidir. Eşitlik (19)' a göre, ışın parametresi P ve Ps için aynıdır ancak aslında gerçek değerleri farklıdır (Kind ve Vinnik, 1988). Doğrudan gelen P-dalgasıyla ilişkili olarak dönüşüm fazlarının seyahat zamanlarındaki fark, artan ışın parametresi veya episantr uzaklığının azalmasıyla artmaktadır. Bu, gecikmenin hem uzaklığa, hem de dönüşüm derinliğine bağlı olduğu anlamına gelmektedir. Şekil 10' da gösterildiği gibi, sığ süreksizliklerde bağımlılık zayıftır. Fakat derin süreksizlikler için Ps fazının seyahat zamanı gecikmesindeki fark büyüktür. Örneğin 640 km derinliği dikkate alındığında,  $40^\circ$  ve  $90^\circ$  arasındaki episantr uzaklığı için seyahat zamanı gecikmesi birkaç saniyedir.

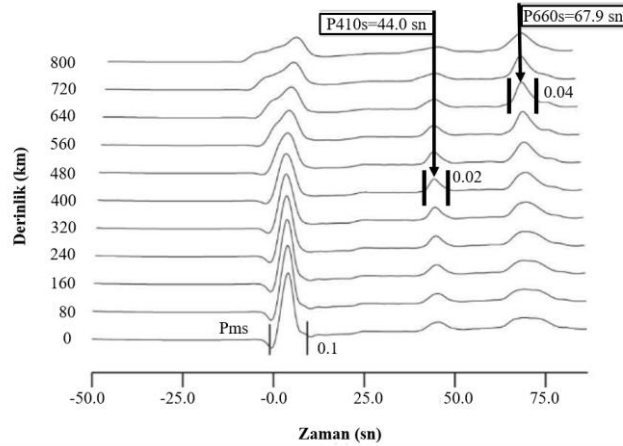


Şekil 10. Episantr uzaklığı ve süreksizlik derinliğinin fonksiyonu olarak P-dalgasının Ps fazı ile ilişkili gecikme zamanı (Kind ve Vinnik' den (1998) değiştirilerek alınmıştır).

Zayıf dönüşüm fazlarını belirlemek için her bir alıcı fonksiyonu (Q bileşeni) uygun zaman öteleme düzeltmesiyle yığılır. Toplam, gecikme zamanıyla ilişkili Q bileşenlerinden elde edilir. Gecikme aşağıdaki gibi hesaplanır (Kind ve Vinnik, 1988),

$$\delta t_i = t_{P_s}^i(h) - t_{P_s}^0(h) \quad (20)$$

Burada  $t_{P_s}^i(h)$  i.olayın P-dalgasının ışın parametresi ve  $t_{P_s}^0(h)$  6.4 s/° (ya da 67° episantr uzaklığı) değerine eşit olan  $p$  referans ışın parametresi değeri için hesaplanır. Yığma işlemi bir dizi deneme dönüşüm derinliği için gerçekleştirilir. Dönüşümlerin derinliği Ps fazının varış zamanından doğru bir şekilde bulunabilir ya da deneme derinliği olarak kabaca belirlenebilir. Her iki durumda da Ps fazı olarak sismik fazın varışı elde edilir. Morais (2012) IASP91 modeli için yansıma yöntemiyle (Fuchs ve Mueller, 1971) sentetik sismogramları hesaplamıştır. Sentetik P-Alıcı Fonksiyonları için episantr uzaklığını 35°-90° ve geri-azimutu 90° olarak kullanmıştır. Şekil 11' e göre, Moho süreksizliğinden gelen ilk faz ~3.5 sn' dir. 410 km ve 660 km süreksizliğinden gelen diğer iki faz ise sırasıyla 44.0 sn ve 67.9 sn' de varmıştır. PRF' lerdeki pozitif genlikler derinlikle hızın arttığını ve negatif genlikler ise derinlikle hızın azaldığını göstermektedir.



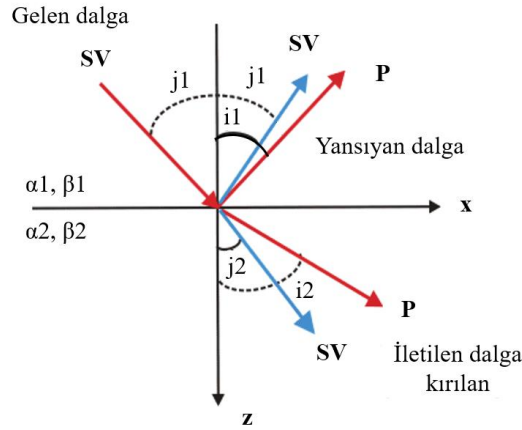
Şekil 11. IASP91 hız modeli (Kennett ve Engdahl, 1991) için sentetik P-alıcı fonksiyonlarının yığılması: PRF' ler 35°-90° arasındaki episantr uzaklığı ve 90° lik bir geri-azimut için yansıma yöntemi (Fuchs ve Mueller, 1971) kullanılarak hesaplanmıştır. IASP91 süreksizlikleri açıkça görülmektedir; Moho (Pms), 410 km (P410s) ve 660 km (P660s) (Morais' den (2012) değiştirilerek alınmıştır).

### 2.3. S-Alıcı Fonksiyonları

P-Alıcı Fonksiyonlarının temel problemlerinden birtanesi derin süreksizliklerdeki dönüşmüş fazları ve sığ süreksizliklerdeki yansıma ya da saçılmış fazları birbirinden ayıramamasıdır. Dönüşmüş ve yansımış fazların aynı zaman aralığında varması nedeniyle, bu fazlar farklı görünür hızlara sahiptir. Fakat bu fark kabuk ve üst mantodaki süreksizliklerden dönüşen fazlar için çok küçüktür. Bu sorunun üstesinden gelmek için S-Alıcı Fonksiyonu yöntemi son yıllarda ortaya çıkmıştır. Bu yöntem S' den P' ye (Sp) dönüşmüş sismik fazları kullanmaktadır (Farra ve Vinnik, 2000). S-Alıcı Fonksiyonu yönteminde, derin süreksizliklerden gelen Sp fazı sığ süreksizliklerden gelen yansıma fazlarından çok daha erken ulaşır (Kiselev vd., 2008). SRF yönteminin en dikkat çeken özelliklerinden bir tanesi üst mantodaki düşük hız tabakasını ortaya çıkarmasıdır (Vinnik vd., 2010).

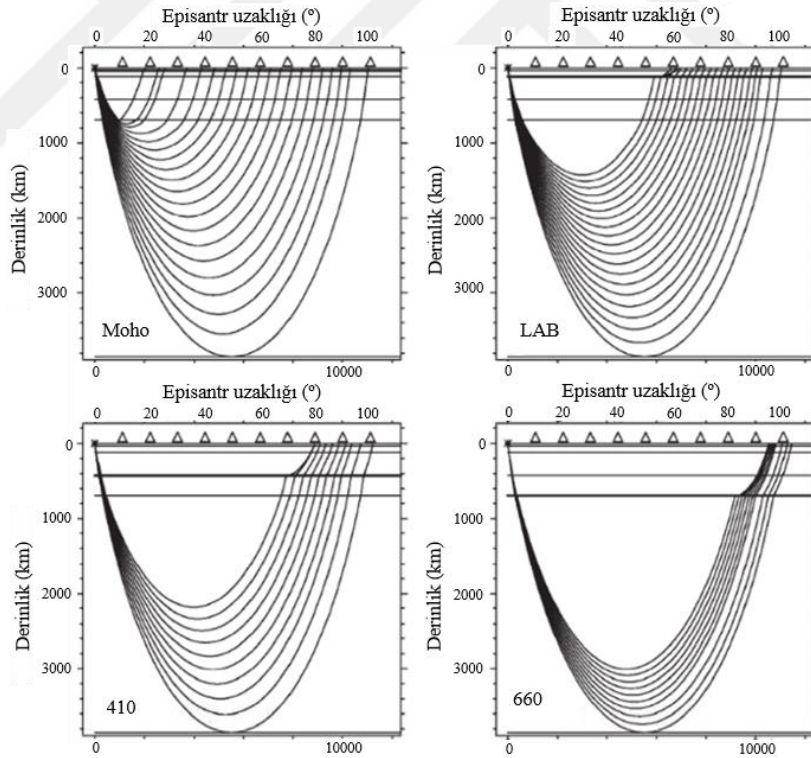
#### 2.3.1. Sp Dönüşüm Fazları

SV' den P' ye (Sp) dönüşen fazın terkediş açısı (angle of emergence,  $i_2$ ) genellikle SV dalgasının geliş açısından ( $j_1$ ) daha büyüktür (Şekil 12). Bunun anlamı belli episantr uzaklıkları için ışın geometrisine bağlı olarak kritik geliş açısından dolayı Sp dönüşümü olmamasıdır.



Şekil 12. Bir süreksizlik üzerindeki SV dalgası için yansımalar ve kırılmalar (Morais' den (2012) değiştirilerek alınmıştır).

Şekil 13' de Moho süreksizliği, Litosfer-Astenosfer sınırı (LAB), 410 km ve 660 km süreksizlikleri için Sp dönüşüm fazlarının olası ışın yolları gösterilmektedir. Moho süreksizliğindeki Sp dönüşüm fazı tüm episantr uzaklıkları için görülebilen tek fazdır. LAB, 410 km ve 660 km süreksizliklerindeki dönüşmüş Sp fazları sırasıyla  $60^\circ$ ,  $80^\circ$  ve  $90^\circ$  den daha büyük episantr uzaklıklarında gözlemlenmektedir. Üst manto süreksizliklerinde (400 km' den daha az derinlikte) Sp fazı sadece episantr uzaklıklarının belli aralıklarında ideal olarak  $65^\circ$  ile  $90^\circ$  arasındaki episantr uzaklıklarında görmek mümkündür. Bununla birlikte, bazen faz dönüşümüne bağlı olarak alt limiti  $60^\circ$  ye düşürmek mümkündür (Yuan vd., 2006).  $75^\circ$  nin ötesinde, diğer fazların Sp fazıyla üst üste gelebileceği unutulmamalıdır. Örneğin,  $80^\circ$  ile  $85^\circ$  arasında S, SKS, SKKS ve ScS fazlarının hepsi benzer zamanlarda ulaşır. SKS fazı  $85^\circ$  den daha büyük uzaklıklar için direkt S fazından daha önce gelir ve  $90^\circ$  den daha büyük episantr uzaklıkları için difraksiyona uğrar. Direkt S fazının karmaşıklığını önlemek için üst uzaklık sınırının  $90^\circ$  alınması kaçınılmazdır.

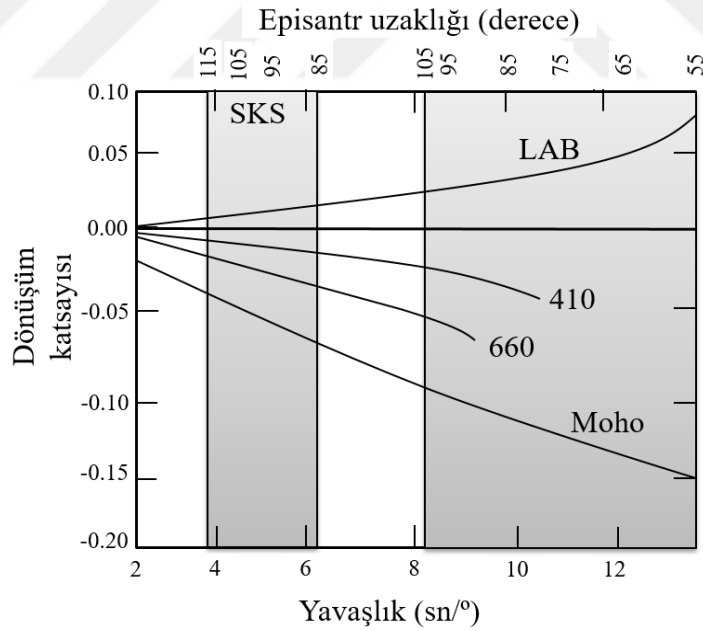


Şekil 13. Moho, LAB, 410 km ve 660 km süreksizlikleri için Sp dönüşüm fazlarının ışın yörüngesi (Yuan vd.' den (2006) değiştirilerek alınmıştır).

P-SV dönüşümünde görüldüğü gibi, SV-P dönüşümünün genlikleri arayüzeydeki iletim katsayılarına bağlıdır. Katı-katı bir ara yüzeydeki düzlemsel bir S dalgası için SV' den P' ye iletim katsayısı aşağıdaki gibidir,

$$T_{SP} = -[2\rho_1\eta_{\beta_1}G_p(\beta_1/\alpha_2)]/D \quad (21)$$

Burada  $\rho$  yoğunluk,  $\beta$  ve  $\alpha$  S- ve P-dalgası hızları,  $p$  ve  $l$ , yatay ve düşey yavaşlıktır.  $G$  ve  $D$  eşitlik (5)-(8)' de verilmektedir. Dönüşüm katsayıları Şekil 14' de daha iyi anlaşılabilir. Moho, LAB, 410 ve 660 km süreksizlikleri için bunu görmek mümkündür. Dönüşüm katsayısının mutlak değeri azalan episantr mesafeleri için artmaktadır. Katsayısı pozitif olan LAB' ın haricinde SV' den P' ye tüm iletim katsayıları negatiftir. S-dalgaları genellikle SKS-dalgalarına göre daha büyük dönüşüm katsayılarına ve yavaşlığa sahiptir (Şekil 14). Bu nedenle S veya SKS-dalgasının net bir şekilde belirlenmesi SRF tekniğinde oldukça önemlidir.



Şekil 14. IASP91 hız modeli için Moho, LAB, 410 ve 660 km süreksizlikleri için Sp dönüşümleri iletim katsayıları. Yavaşlık ve episantr uzaklığı ile ilişkili yatay eksenler doğrudan S ve SKS dalgaları içindir. Gölge bölgeler, S ve SKS için yavaşlık ve episantr uzaklığı aralığını temsil etmektedir (Yuan vd.' den (2006) değiştirilerek alınmıştır).





ve M bileşeni SV (veya Q) ve T bileşenlerini içeren düzlemdeki temel S parçacık hareketi bileşenidir. Q (veya SV) ve M eksenleri arasındaki açı  $i_{sv}$  kovaryans matrisinden belirlenebilir ve depremin odak mekanizması tarafından kontrol edilir.

S parçacık hareketinin temel yönü M (veya  $S_{max}$ ) aynı düzlemdeki O (veya  $S_{min}$ ) yönündedir. S-dalgası bir noktada kayma dislokasyonu tarafından üretilir ve  $O(t)=0$ ' dan daha büyük yanal homojen bir izotropik ortamda yayılır. Gerçek yerinde, O(t) sismik kaynak karmaşıklığını, kaynak ve alıcı bölgesindeki anizotropiyi ve yanal heterojenliğin etkilerini içerir (Farra ve Vinnik, 2000). Yukarıdaki bölümlerde görüldüğü gibi, S-dalgası iki veya daha fazla polarize olmuş fazdan oluşabilir ve bu O(t)' ye katkıda bulunabilir. Dekonvolüsyon farklı deprem kayıtları arasındaki bu etkileri giderir. M bileşeniyle yapılan dekonvolüsyon işlemi sismik olayların P bileşenlerini eşitlemektedir.

### 2.3.2.2. Dekonvolüsyon

Anizotropik bir ortam için frekans ortamında Farra ve Vinnik' e (2000) göre, P, SV ve T' nin spektrumları aşağıdaki gibi yazılır:

$$\begin{bmatrix} P(\omega) \\ SV(\omega) \\ T(\omega) \end{bmatrix} = \mathbf{F}(\omega) \begin{bmatrix} SV_0(\omega) \\ SH_0(\omega) \end{bmatrix} \quad (22)$$

Burada  $SV_0(\omega)$  ve  $SH_0(\omega)$  yığılmış düzlem tabakalarının altındaki izotropik homojen yarı-sonsuz bir ortamdan gelen düzlem S-dalgasının bileşenleridir.  $\mathbf{F}(\omega)$  matrisi transfer fonksiyonunu içerir ve aşağıdaki gibi ifade edilir:

$$\mathbf{F}(\omega) = \begin{bmatrix} P_{SV}(\omega) & P_{SH}(\omega) \\ SV_{SV}(\omega) & SV_{SH}(\omega) \\ T_{SV}(\omega) & T_{SH}(\omega) \end{bmatrix} \quad (23)$$

Sistem (22)' deki ilk denklem aşağıdaki gibi yazılabilir:

$$P(\omega) = P_{SV}(\omega)SV_0(\omega) + P_{SH}(\omega)SH_0(\omega) \quad (24)$$

Sistem (22)' deki diğer iki eşitlikten  $SV_0$  ve  $SH_0$  eşitlik (24)' ü kullanarak aşağıdaki gibi ifade edilir,

$$\begin{bmatrix} SV_0(\omega) \\ SH_0(\omega) \end{bmatrix} = \frac{1}{SV_{SV}(\omega)T_{SH}(\omega) - T_{SV}(\omega)SV_{SH}(\omega)} \times \begin{bmatrix} T_{SH}(\omega) & -SV_{SH}(\omega) \\ -T_{SV}(\omega) & SV_{SV}(\omega) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} SV(\omega) \\ T(\omega) \end{bmatrix} \quad (25)$$

İzotropik bir ortamda  $SV_{SH}(\omega)$ ,  $T_{SV}(\omega)$  ve  $P_{SH}(\omega)$  transfer fonksiyonları sıfırdır. Böylece zayıf anizotropik bir ortamda P, SV ve T bileşeninin spektrumları şu şekilde yazılabilir:

$$P(\omega) = P_R(\omega)SV(\omega) + P_T(\omega)T(\omega) \quad (26)$$

$P_R$  ve  $P_T$ ' nin birinci dereceden yaklaşımları aşağıdaki gibidir:

$$P_R(\omega) = \frac{P_{SV}(\omega)}{SV_{SV}(\omega)}, \quad P_T(\omega) = \frac{P_{SH}(\omega)}{T_{SH}(\omega)} - \frac{P_{SV}(\omega)SV_{SH}(\omega)}{SV_{SV}(\omega)T_{SH}(\omega)} \quad (27)$$

$SV(\omega)$  ve  $T(\omega)$  bileşenleri  $M(\omega)$  ve  $O(\omega)$  ile ilişkilidir:

$$\begin{bmatrix} SV(\omega) \\ T(\omega) \end{bmatrix} = M(\omega) \begin{bmatrix} -\cos(\phi - \theta) \\ -\sin(\phi - \theta) \end{bmatrix} + O(\omega) \begin{bmatrix} \sin(\phi - \theta) \\ -\cos(\phi - \theta) \end{bmatrix} \quad (28)$$

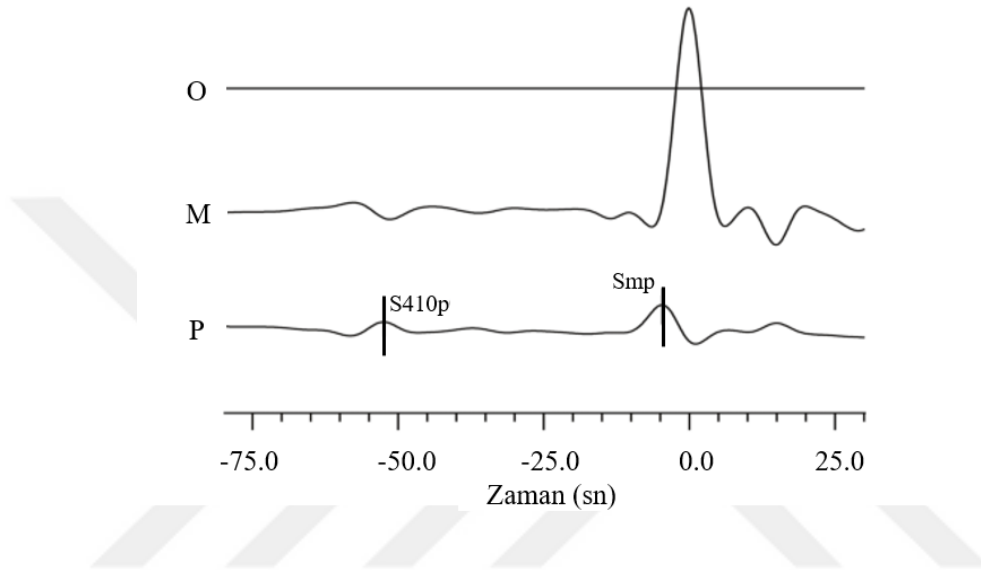
Burada  $\theta$  M yönünün azimutu ve  $\Phi$  sismik olayın geri-azimutudur.  $O(\omega)$ ' nun  $M(\omega)$ ' den çok daha küçük olduğu ve denklemler (26), (27) ve (28)' i kullandığı varsayılırsa,  $P(\omega)$ ' den  $M(\omega)$ ' nin dekonvolüsyonu birinci dereceden bir yaklaşım olarak yazılabilir,

$$\frac{P(\omega)}{M(\omega)} = -P_C(\omega) \cos(\phi - \theta) - P_S(\omega) \sin(\phi - \theta) \quad (29)$$

$$P_C(\omega) = P_R(\omega), \quad P_S(\omega) = P_T(\omega) - P_R(\omega) \frac{O(\omega)}{M(\omega)} \quad (30)$$

Pratikte frekans ortamı dekonvolüsyonunun istikrarsızlığından dolayı, dekonvolüsyon işlemi zaman ortamında gerçekleştirilir (Berkhout, 1977). Dekonvolüsyon işlemi PRF' ler için gerçekleştirilen dekonvolüsyon işlemi ile aynıdır. SRF' lerde P (veya L) bileşeninden Sp fazının katkısını kurtarmak ve normalize etmek için dekonvolüsyon filtresi M bileşeni kullanılarak üretilir. İmpuls dekonvolüsyonu (Spiking deconvolution) zaman ortamında her kaydın M bileşenini bir impulsa dönüştürür. P bileşenindeki benzer sinyaller dekonvolüsyon işlemi ile de standart bir forma dönüştürülür. Dekonvolüsyon

işleminde sonra, elde edilen L (veya P) bileşeni alıcı fonksiyonu olarak adlandırılır. Morais (2012), IASP91 hız modeli için yansıma yöntemiyle (Fuchs ve Muller, 1971) sentetik sismogramları elde etmiştir. Alıcı fonksiyonu analizi için episantr uzaklığını  $68^\circ$  ile  $88^\circ$  arasında ve geri-azimutu  $90^\circ$  olarak kullanmıştır. Yapılan dekonvolüsyon işlemi Şekil 16' da gösterilmektedir.



Şekil 16. SRF dekonvolüsyon işlemi. Dekonvolüsyon işleminden sonra M bileşeni impuls benzeri bir yapı kazanmıştır ve P (L) bileşeni alıcı fonksiyonu olarak adlandırılmaktadır (Morais' den (2002) değiştirilerek alınmıştır).

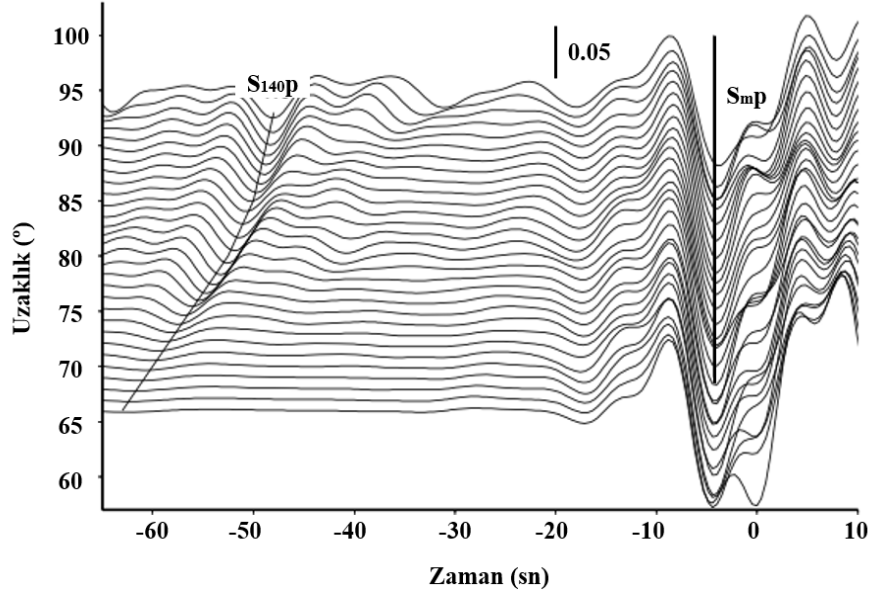
### 2.3.2.3. Uygun Zaman Öteleme Düzeltmesiyle S-Alıcı Fonksiyonlarının Yığılması

Sinyal/Gürültü oranını iyileştirmek için bir dizi sismik olayın dekonvole edilmiş L (veya P) bileşeni ağırlıklandırma ile yığılmalıdır. Ağırlıklandırma M ve Q eksenleri arasındaki açıya ve her bir L bileşenindeki gürültü genliğine bağlıdır. İşlem yığımadaki rastgele gürültünün ( $\sigma$ ) RMS genliklerinin değerlendirilmesini içermektedir (Vinnik ve Farra, 2007). Dekonvole edilmiş P bileşenlerinin optimum yaklaşımını sağlayan  $P_c(t)$  ve  $P_s(t)$  gözlemlenen ve tahmin edilen P bileşenleri arasındaki hata (misfit) fonksiyonu  $E'$  yi en küçüğe indirgeyerek elde edilir (Farra and Vinnik, 2000),

$$E(P_c(t), P_s(t)) = \sum_{i=1}^N W_i^2 [P_i(t) - P_c(t) \cos \Delta\theta_i - P_s(t) \sin \Delta\theta_i]^2 \quad (31)$$

Burada  $N$  olay sayısıdır,  $P_i(t)$   $i$ .olayın dekonvole edilmiş P bileşenidir,  $\Delta\theta_i = \Phi + \pi - \theta_i$   $i$ .olayın geri azimutu ve  $M_i$  azimutu arasındaki farktır.  $W_i^2 = 1/\sigma_i^2$  ve  $\sigma_i^2$   $i$ .olayın gürültü varyansdır. Genellikle en az dört kat  $\sigma$  genlikli varyanslar sinyal olarak yorumlanır. SV bileşeninden dekonvole edilmiş  $P_{SV}$  bileşeniyle ilişkili olarak  $P_c$  varsayımı kullanılmaktadır.

Sp fazının derin bir süreksizlikteki görünür hızı direkt varan bir fazdan farklı olabilir. Derin süreksizliklerden S ve Sp fazı arasındaki yavaşlık farkını hesaba katmak için her bir S-Alıcı Fonksiyonu uygun zaman öteleme düzeltmesi ile yığılmalıdır. Düzeltmenin hesaplanması hız modeline, süreksizliğin varsayılan derinliğine ve yavaşlığa ihtiyaç duymaktadır. Daha önce gösterildiği gibi, S410p fazı (410 km süreksizliğindeki S-P dönüşen fazı) yalnızca  $\sim 80^\circ$  den daha uzak episantr mesafelerinde görülür. Bununla birlikte, Şekil 17' de gösterildiği gibi, yansıma yöntemi (Fuchs ve Mueller, 1971) ile hesaplanan belirli frekanslara sahip sentetiklerde daha kısa uzaklıklarda S410p sinyali gözlemlenebilir (Vinnik vd., 2010).



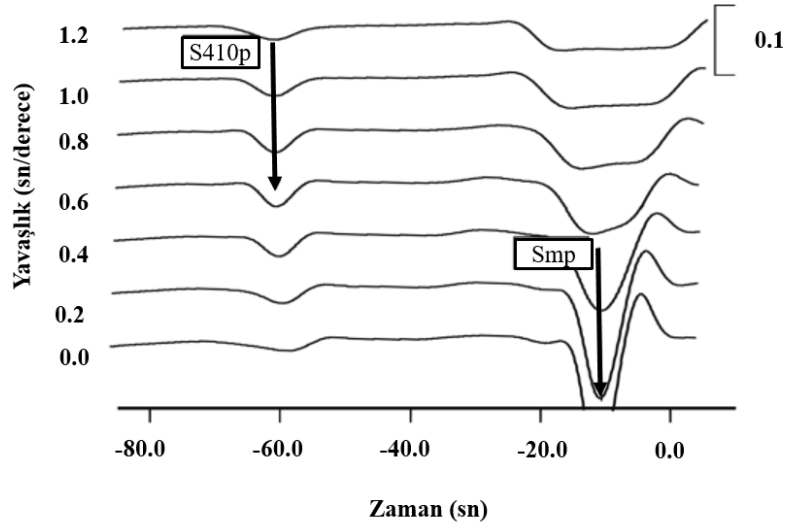
Şekil 17. IASP91 modeli için sentetik L bileşenleri gösterilmektedir (Vinnik vd.' den (2010) değiştirilerek alınmıştır).

S410p fazı gözlemlerinin  $\sim 80^\circ$  den daha kısa mesafeler için genellikle yapılmış olması nedeniyle, zaman öteleme düzeltmesini basitleştirmek için eğimli yığıma (slant stack) uygulanabilir (Vinnik vd., 2010). S-dalgası yavaşlığıyla ilişkili olarak zaman

öteleme düzeltmesi, diferansiyel yavaşlıktan ve referans uzaklıkla diferansiyel uzaklıktan elde edilir;

$$\delta t = (\Delta - \bar{\Delta})\delta u \quad (32)$$

Burada  $\Delta$  olayın episantr uzaklığı,  $\bar{\Delta}$  referans uzaklık (diferansiyel uzaklık) ve  $\delta u$  S ve Sp fazları arasındaki yavaşlık farkıdır. Pratik olarak,  $12.3 \text{ sn deg}^{-1}$  den  $9.2 \text{ sn deg}^{-1}$  e kadar olan S-dalgası yavaşlığına ve yaklaşık 10 sn' lik periyoda karşılık gelen  $65^\circ$  ve  $90^\circ$  arasındaki episantr uzaklıkları için düzeltmenin güvenilirliği yeterlidir (Vinnik vd., 2009). Yığma  $0-1.2 \text{ sn deg}^{-1}$  arasında değişen diferansiyel yavaşlıklar için genel olarak hesaplanmaktadır. IASP91 hız modeli için S410p' nin teorik diferansiyel yavaşlık değeri yaklaşık olarak  $0.6 \text{ sn deg}^{-1}$ ' dir. Eğimli bir sınır ya da başka bir yanal heterojenite varolur ise, bu değer değişebilir (Vinnik ve Farra, 2007). Sp varış zamanı Sp ve S varışları arasındaki farktır. Sinyal dönüşümü için negatif polarite pozitif süreksizliğe (süreksizliğin daha derin tarafında yüksek S-dalgası hızı) karşılık gelmektedir. Diğer bir ifadeyle, genliklerin sinyal dönüşümü P-Alıcı Fonksiyonu yönteminin tersidir. Şekil 18, Moho ve 410 km süreksizliklerinden Sp fazlarının IASP91 modeli için sentetik eğimli yığmasını göstermektedir.



Şekil 18. IASP91 modeli için sentetik eğimli yığma sonucu (Morais' den (2002) değiştirilerek alınmıştır).

SRF tekniği  $65^\circ$  ve  $90^\circ$  arasındakiki episantr uzaklıları için oldukça verimlidir.  $75^\circ$  ile  $90^\circ$  arasındaki uzaklıklarda SKS fazı S-dalga treninin  $\sim 30$  sn' lik kısmı içinde ulaşır ve yaklaşık  $83^\circ$  de aynı zamanda varır. 100 km' den daha küçük derinliklerdeki süreksizliklerden gelen Sp ve SKS fazları zaman içinde göz ardı edilebilir. Ancak daha büyük derinliklerdeki fark daha önemli hale gelmektedir. 410 km süreksizliği küreseldir ve bu süreksizlikten dönüşen fazlar büyük tanısal değere sahiptir. Sayısal simülasyonlar S-Alıcı Fonksiyonlarındaki S ve SKS dalgaları arasındaki olası üç etkileşimi ortaya çıkarmaktadır: (1) Kullanılan dalga trenindeki SKS' nin katkısı S' ye göre küçüktür; (2) S' nin SKS' ye göre katkısı küçüktür ve (3) S ve SKS' in katkıları benzerdir. İlk durumda, belirlenecek sinyal S410p, ikinci durumda ise bu faz SKS410p' dir. Üçüncü durumda, dekonvolüsyon için kullanılan dalga formu S ve SKS' den kuvvetle farklı olduğu için hiçbir sinyal belirlenemez.

#### **2.4. Benzetilmiş Tavlama Yöntemi ile P- ve S-Alıcı Fonksiyonlarının Birleşik Ters Çözümü**

Benzetilmiş Tavlama yöntemi termal gerilmenin ortaya çıkmasına kadar katının ısıtılması ve sonra anlık sıcaklıktan itibaren yavaşça soğumasına karşılık gelmektedir. Kullanılan ters çözüm yöntemi birkaç çalışmada detaylı şekilde tanımlanmıştır (Vinnik vd., 2004, 2007; Kiselev vd., 2008). Yöntemin temel varsayımı PRF ve SRF' leri ve telesismik P ve S seyahat zamanı rezidüellerini birlikte ters çözüm işlemine sokmaktır. İstasyon civarındaki yer içinin yanal yönlü homojen, izotropik ve elastik özellikte olduğu varsayılmaktadır (Kosarev vd., 2013). PRF ve SRF' ler yanal çözünürlük açısından karşılaştırılabilir. Ancak farklı derinliklerdeki radyal çözünürlük bakımından farklıdırlar. Bunların birleşik ters çözümü çok çözümlülüğü (non-uniqueness) azaltmaktadır (Vinnik vd., 2004). P-dalgasının S-dalgasına dönüştüğü ve S-dalgasının P-dalgasına dönüştüğü bir arayüzey dönüşüm noktası (piercing point) olarak adlandırılmaktadır. Ps veya Sp dönüşüm noktası (piercing point) gelen dalganın geliş açısının bir fonksiyonudur ve episantr uzaklığına, yayılım yörüngesi boyunca hız yapısına ve arayüzey derinliğine bağlıdır. Dönüşüm derinliği  $\sim 350$  km' den az ve dalga periyotları  $\sim 10.0$  sn civarında ise bu etki önemsiz olmaktadır (Silveira vd., 2010).

Birleşik ters çözüm işlemi gerçekleştirilmek için yığılmış PRF' lerin 0 km' deki ve yığılmış SRF' lerin 0.0 s/° deki izleri kullanılmaktadır. PRF ve SRF' lerin zaman pencere aralıkları birkaç on saniye civarındadır (Şekil 19). Alıcı fonksiyonları genellikle PRF' lerde

-5 sn ve +35 sn ve SRF' lerde -45 sn ve +5 sn zaman aralıklarında analiz edilir ve ilişkili süreksizlikler kabuk ve üst mantodur. PRF' lerde bu zaman aralığında kabuktaki dönüşen ve yansıyan fazlar hakim durumdadır. SRF' lerde bu aralıktaki en büyük genlikli sinyal kabuk-manto geçişinden gelen Sp dönüşüm fazıdır (Morais vd., 2015).

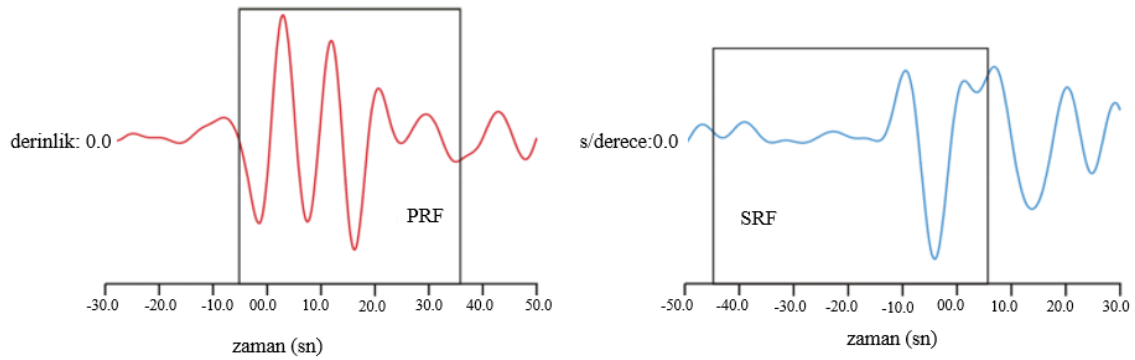
Sentetik alıcı fonksiyonlarını hesaplamak için bir model tanımlamak gereklidir. Model; P- ve S-dalgası hızları ( $V_p$  ve  $V_s$ ), yoğunluk ( $\rho$ ) ve her düzlem tabakası için kalınlık parametrelerinden oluşmaktadır. Yoğunluk alıcı fonksiyonundan elde edilememektedir. Bu nedenle Birch Yasası' na (Berteussen, 1977) göre P hızlarından ( $V_p$ ) türetilir:

$$\rho = 0.32V_p + 0.77 \text{ [g/cm}^3\text{]} \quad (33)$$

P- ve S-Alıcı Fonksiyonları için sentetik Q ve L bileşenleri aşağıdaki gibi hesaplanır:

$$Q_{P,syn}(t, \mathbf{m}, c_p) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{H_{P,Q}(\omega, \mathbf{m}, c_p)}{H_{P,L}(\omega, \mathbf{m}, c_p)} L_{p,obs}(\omega) \exp(i\omega t) d\omega$$

$$L_{SV,syn}(t, \mathbf{m}, c_{SV}) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{H_{SV,L}(\omega, \mathbf{m}, c_{SV})}{H_{SV,Q}(\omega, \mathbf{m}, c_{SV})} Q_{SV,obs}(\omega) \exp(i\omega t) d\omega \quad (34)$$



Şekil 19. Solda PRF' lerin yığılmış Q bileşeni ve sağda SRF' lerin yığılmış L bileşeni (Morais' den (2002) değiştirilerek alınmıştır).

Burada  $t$  zaman,  $\omega$  açısal frekans,  $\mathbf{m}$  model parametre vektörü ve  $c_p$  ve  $c_{sv}$  sırasıyla PRF ve SRF için görünür hızlardır. İndisler 'obs' ve 'syn' sırasıyla gerçek alıcı fonksiyonları ve bunların sentetiklerine karşılık gelmektedir.  $H$  yığılmış düzlem dalgaları için teorik



transfer fonksiyonudur. Teorik transfer fonksiyonları, düzlem dalgalar ve düzlem tabakalar için Thomson-Haskell matris formalizmi (Haskell, 1962) kullanılarak hesaplanır. Küresel bir yer kabuğuna bu işlemi uygulamak için yerküre düzleştirme dönüşümü (Earth flattening transformation) kullanılır (Biswas, 1972). Modeli test etmek için sentetik SV bileşeni yığılmış alıcı fonksiyonları ile karşılaştırılır.

$i_p$  ve  $i_{SV}$  açıları her bir alıcı fonksiyonu için belirlenir. Ancak yığılma nedeniyle bu bilgi kaybolur. Bu nedenle ters çözümde bu açılar bilinmeyen parametre ( $m$ ) olarak kabul edilir ve ilgili ortalama değerler civarında birkaç derece aralığında değişmesine izin verilir. Düzlem dalga varsayımı tüm fazların görünür hızlarının benzer olduğunu gösterir. Dolayısıyla görünür hızlar  $c_p$  ve  $c_{SV}$  gerçek PRF ve SRF'lerden elde edilir ve ortalama değerlerde sabitlenir. Birleşik ters çözüm  $V_s$ ,  $V_p$  parametrelerini ve tabaka kalınlıklarını çözer.

Ters çözüm işlemi yığılmış SRF (L bileşeni) ve yığılmış PRF (Q bileşeni) için  $E_p(m)$  ve  $E_s(m)$  hata fonksiyonlarını minimize etmek için anlık olarak model uzayı parametrelerini elde etmeye çalışır. Hata gözlemlenen ve sentetik fonksiyonlar arasındaki RMS farkı olarak tanımlanır. Model uzayındaki her hareket (move) rastgele seçilmiş bir  $m$  vektörünün perturbasyonundan oluşur. Perturbasyon rastgele bir sayı ile orantılıdır ve rastgele sayı -1 ile +1 arasında eşit olarak seçilir ve önceki sınırlar arasındaki uzunluk ile çarpılır (Vinnik vd., 2007a). Kural olarak, hata fonksiyonunun ardışık değerleri arasındaki korelasyonu garanti etmek için orantı değeri (0.1) küçük olmalıdır (Tarantola, 2005).

Optimum modeller için arama, iki hata fonksiyonu için basamaklı olarak (Mosegaard ve Tarantola, 1995) kullanılan Benzetilmiş Tavlama yöntemine (Simulated Annealing Method) (Mosegaard ve Vestergaard, 1991) benzer interaktif bir algoritma kullanılarak gerçekleştirilir. Bu istatistiksel yöntemde hata fonksiyonları bir takım hareket (move) uygulayarak ve Metropolis kurallarına göre hareketleri kabul ve reddetmek suretiyle en aza indirilir (Metropolis vd., 1953):

Eğer  $E_i(m_a) \leq E_i(m_c)$  ise hareket kabul edilir,

Eğer  $E_i(m_a) > E_i(m_c)$  ise ihtimalli hareket kabul edilir,

$$P_{kabul} = \exp(E_i(m_c)/T_i - E_i(m_a)/T_i) \quad (35)$$

Burada  $m_c$  'güncel model',  $m_a$  'denenen model',  $i$  P veya S-dalgası hızı ve  $T_i$  ise sıcaklığı temsil etmektedir. Optimizasyon işlemi sistemin fiziksel sıcaklığı ile

tanımlanabilen  $T$  parametresi tarafından kontrol edilir. Bu yöntem aşamalı bir sıcaklık fonksiyonunu kullanmaktadır. Bu işlem optimum modeli bulmak için birkaç basamakta (step) yapıldığı ve her adımın yeni bir Benzetilmiş Tavlama işlemine denk geldiği anlamına gelmektedir. Başlangıç adımları için sabit bir sıcaklık değeri seçilir ve bundan sonra her adımda seçilen sıcaklık değeri daha da küçültülür (Obrebski vd., 2010). Modeller başlangıç modeline bağlı gradient tabanlı olarak üretilir. Çünkü hata yüzeyi birkaç lokal minimuma sahip olabilir. Global minimumlar için de birkaç farklı araştırma yöntemi vardır. Özellikle Benzetilmiş Tavlama algoritması direkt Monte Carlo yönteminin bir grubuna aittir ve etkili muhtemel sonucu araştırır ve genel bir iyileştirme elde edilir. Yukarıda bahsedildiği gibi, algoritma serbest adımların bir model serisi ile ilişkilidir. Teorik ve gözlemlenen arasındaki hatayı başlangıç modelinin global minimumuna dönüştürür. Bu durum yukarıda yine bahsedildiği gibi, sıcaklık parametresiyle formüle edilir. Teoride bir global minimumun terslenmesi, araştırma esnasındaki sıcaklığın yavaşça azalması ve adım sayısının sonsuza eğilimiyle ilişkilidir. Pratikte, sıcaklık bu yöntemin temel problemidir (Vinnik, 2010).

Seyahat zamanı rezidüelleri ve alıcı fonksiyonlarının birlikte hız sonuçlarına etkisi marjinal sonlu dağılım açısından oldukça önemlidir. Model uzayındaki değişkene göre sonlu olasılık dağılımı  $f(m)$  aşağıdaki gibi formulize edilebilir,

$$f(m) = C_f L(m) \rho(m) \quad (36)$$

Burada  $C_f$  normalizasyon sabiti,  $L(m)$  veriye en uygun modelin ölçümünü sağlayan olasılık fonksiyonu ve  $\rho(m)$  model parametrelerinin başlangıç bilgisini sağlayan önsel olasılık dağılımıdır. Fonksiyon  $L(m)$  aşağıdaki gibidir,

$$L(m) = C_L \exp(-E(m)) \quad (37)$$

Burada  $C_L$  sabittir ve  $E(m)$  model  $\mathbf{m}$ ' nin hesaplanan verisinden gözlemlenen verinin sapmasını temsil eden maliyet (cost) fonksiyonudur. Önsel dağılım  $E(m)$  için spesifik aralıklardaki her bir parametre uniform olarak varsayılır. Olasılık yoğunluğunun sonlu dağılımıyla örnek bir modeli elde etmek için Metropolis vd.' nin (1953) algoritması kullanılmaktadır (Vinnik vd., 2006). Bu tipteki algoritmalar, düşük olasılığa sahip yoğun bölgelerdeki modellerin aranmasını engellemekte ve bu sayede hesaplama zamanını büyük

ölçüde azaltmaktadır. Metropolis algoritmasının kademeli değişimi, çeşitli veri gruplarının bir araya getirilmesi için iyi bir şekilde uyarlanmıştır ve ters çözüm sonuçlarıyla ilgili ek bilgilerin etkisini incelemeyi mümkün kılmıştır. PRF ve SRF' lerin ayrı olarak ters çözüm işlemine tabi tutulması lokal minimum ihtimalini oldukça fazla arttırmakta, en uygun çözümü bulmada yetersiz kalmakta ve oldukça geniş bir çözüm aralığı sunmaktadır. Buna ek olarak sentetik alıcı fonksiyonlarında da bu uyumsuzluktan dolayı önemli derecede saçılmalara sebep olmaktadır (Vinnik vd., 2006; Kiselev vd., 2008; Morais, 2012).

PRF ve SRF' lerin birlikte ters çözümünün başarısının bir diğer başlıca nedeni P ve SV dalgalarının görünür geliş açılarının ( $i_p$  ve  $i_s$ ) dahil edilmesidir (Silveira vd., 2010). Silveira vd.' ne (2010) göre, homojen yarı-sonsuz bir ortam için aşağıdaki eşitlik yazılabilir:

$$\sin\left(\frac{i_p}{2}\right) = pV_s \quad (38)$$

Burada  $p$  P dalgası yavaşlığıdır ve  $i_p$  sadece  $V_s'$  ye bağlıdır. Gelen SV dalgası ve  $e_s=90-i_s$  açısı göz önüne alındığında, Savarensky ve Kirnos' a (1955) göre aşağıdaki eşitlik elde edilebilir;

$$tg(e_s) = \frac{2V_s^2 p}{V_s^2 p^2 - 1} \sqrt{V_p^{-2} - p^2} \quad (39)$$

Eşitlik (38) ve (39)' dan görünür geliş açısı  $i_p$  sadece  $V_s'$  ye ve görünür geliş açısı  $i_s$  hem  $V_p$  hem de  $V_s'$  ye bağlıdır. Eğer  $i_p$  ve  $i_s$  birlikte ters çözüm işlemine tabi tutulursa,  $V_p$  ve  $V_s'$  yi sınırlandırmaya katkıda bulunur. Çok çözümlülük problemi, model parametrelerinin bir derinlik aralığında üretildiğini varsayarak telesismik S ve P seyahat zamanı rezidüellerinin ( $dT_s$  ve  $dT_p$ ) kullanılmasıyla azaltılır (Vinnik vd., 2006). Gerekli seyahat zamanı rezidüelleri mutlak ve IASP91 standart hız modeline göre hesaplanır (Silveira vd., 2010). Rezidüeller  $dT_s$  ve  $dT_p$  PRF' lerdeki P410s ve P660s fazlarının seyahat zamanlarından belirlenebilir. P410s ve P660s' nin standart varış zamanları  $67^\circ$  deki bir uzaklık için sırasıyla 44.0 sn ve 67.9 sn' dir. Diferansiyel zamanları ise 23.9 sn' dir. P410s ve P660s varış zamanları çoğunlukla geçiş bölgesi boyunca kabuk ve üst mantodaki hacimsel hız değişimlerinden ve/veya 410 km ve 660 km süreksizliklerindeki topografyadan etkilenir. Bu iki etki arasında ayrımı belirlemek için P410s ve P660s

fazlarını incelemek gerektirmektedir. 410 km ve 660 km süreksizliklerinin Clapeyron eğimleri (sıcaklığa bağlı faz geçişinin basınca bağımlılığı) pozitif ve negatiftir. Sonuç olarak, geçiş zonunun genişliği ve ilişkili diferansiyel zamanı (~24 sn) geçiş bölgesindeki sıcaklık standartlarına ve süreksizliklerdeki standart derinliklere bağlı olduğunu ifade etmektedir. P410s ve P660s rezidüelleri, eğer varsa, kabuk ve üst mantodaki 410 km ve 660 km süreksizlikleri boyunca görülür (Morais vd., 2015; Vinnik vd., 2016a).

Ters çözüm işlemi rezidüellerle uygulandığında dört hata fonksiyonu minimize edilir:  $E_p(m)$ ,  $E_s(m)$ , P-rezidüel ve S-rezidüel. Chevrot vd. (1999), yer içinin birçok bölgesinde (sıcak ve soğuk bölgeler dışında) P660s ve P410s fazlarının varış zamanları arasındaki farkın sabit olduğunu göstermiştir. Bu P410s ve P660s fazlarının seyahat zamanlarının değişiminin esas olarak kabuk ve 410 km süreksizliği arasındaki manto heterojenitesine ve hacimsel hız anomalilerine bağlı olduğu anlamına gelmektedir (Kosarev et al., 2018). Grand' a (2002) göre, yer içinin 300 km' lik üst bölgesinde en büyük yanal P ve S hız değişimleri tespit edilmiştir. Dolayısıyla, seyahat zamanı rezidüelleriyle birlikte PRF ve SRF' lerin birleşik ters çözümünün gelişimi alıcı fonksiyonlarının belli derinlik aralıklarında örneklenmesi varsayımına güçlendirmiştir (Vinnik vd., 2006; Oreshin vd., 2008, Kiselev vd., 2008). Bu süreksizlik Olivin' den Wadsleyite doğru pozitif Clapeyron eğimiyle ilişkili faz geçişidir (Katsure ve Ito, 1989) ve sıcaklıktan etkilenmektedir. Buna göre, P410s rezidüelleri pozitif (sıcak manto tabakalarında) veya negatif (soğuk yitim zonlarında) olabilir.

Vinnik vd. (2006), geçiş bölgesi sınırından gelen varış zamanı anomalisi  $dT_{Ps}$ ' yi aşağıdaki gibi ifade etmiştir:

$$dT_{Ps} = dT_S - dT_P \quad (40)$$

Burada  $dT_P$  ve  $dT_S$  bilinen hız modeline göre hesaplanan P ve S-dalgalarının mutlak telesismik seyahat zamanı rezidüelleridir. Eşitlik (40) şu şekilde yeniden yazılabilir:

$$dT_P = \frac{dT_{Ps}}{k-1} \quad (41)$$

Burada  $k$ , mutlak rezidüellerin bilinen oranıdır ( $dT_S/dT_P$ ). Denklem (40), (41) denkleminde yerine koyulduğunda,

$$dT_S = dT_{Ps} \left[ 1 + \frac{1}{k-1} \right] \quad (42)$$

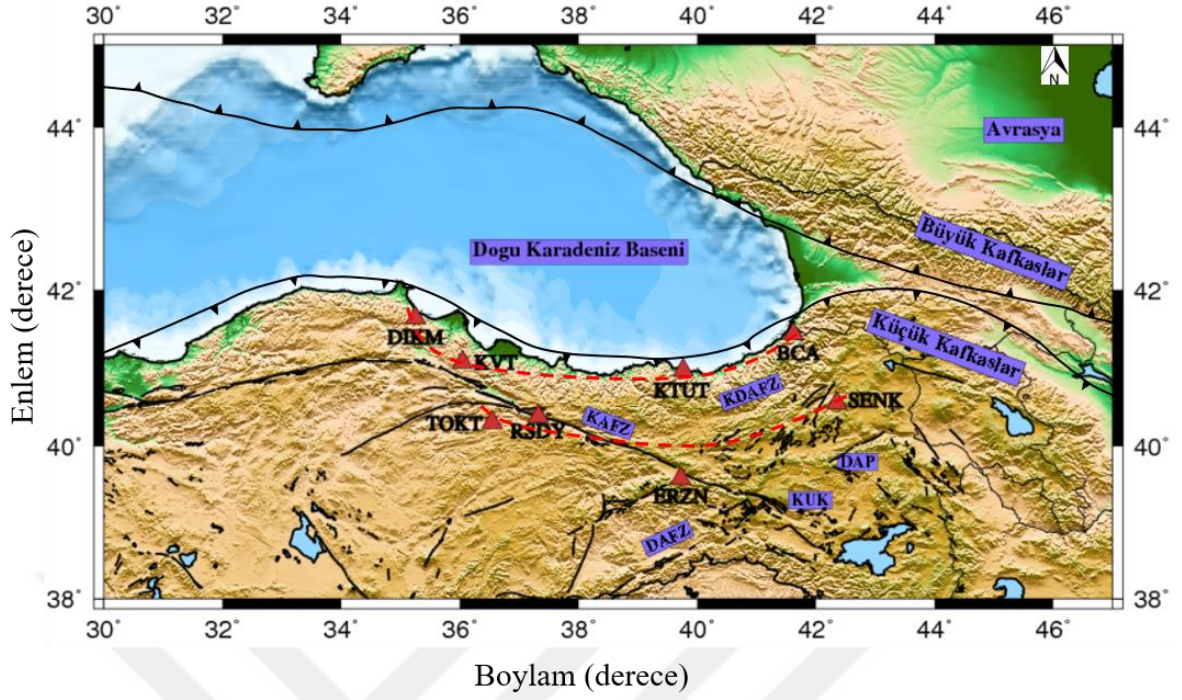
elde edilir. 410 km ve 660 km süreksizlikleri karşı Clapeyron eğimlerinin faz geçişi ile ilişkili olduğu için (Ito ve Takahashi, 1989), süreksizliklerin yükselimi veya çökelişi olası değildir ve seyahat zamanlarındaki farkın ve derinliklerin sabit olduğunu açıklamaktadır. P410s rezidüeli dTs ve dTp arasındaki fark olarak gösterilir ve bunlar arasında gerçekçi bir oran benimsenerek değerlendirilir (Silveira vd., 2010). Birleşik ters çözüm için mutlak rezidüel ifadesi bu denklemden elde edilmektedir. P- ve S-dalga yörüngelerinin genişliği ikinci dereceden bir etkiye sahiptir ve pirolit manto hız değişimleri sıcaklıkta bir değişime sebep olmaktadır. Teorik değer olarak  $k=2.7$  olarak dikkate alınır (Vinnik vd., 1999). Bu çıkarım, PRF' lerde S-dalgasının dalga yörüngesinin P-dalgasına göre yaklaşık %10 daha kısa olduğu içindir. Ayrıca gerçek sıcaklık değerlerinin 3.0 ve 4.0 arasında olmasıyla ilişkilidir (Vinnik vd., 1999). Bu ilişki yaklaşık bir çözümdür çünkü varsayılan ortalama da yaklaşıktır ve ikinci dereceden bir etki olarak P ve S dalga yörüngelerinin genişliğindeki fark gözardı edilebilir (Kosarev vd., 2013).

### 3. YAPILAN ÇALIŞMALAR

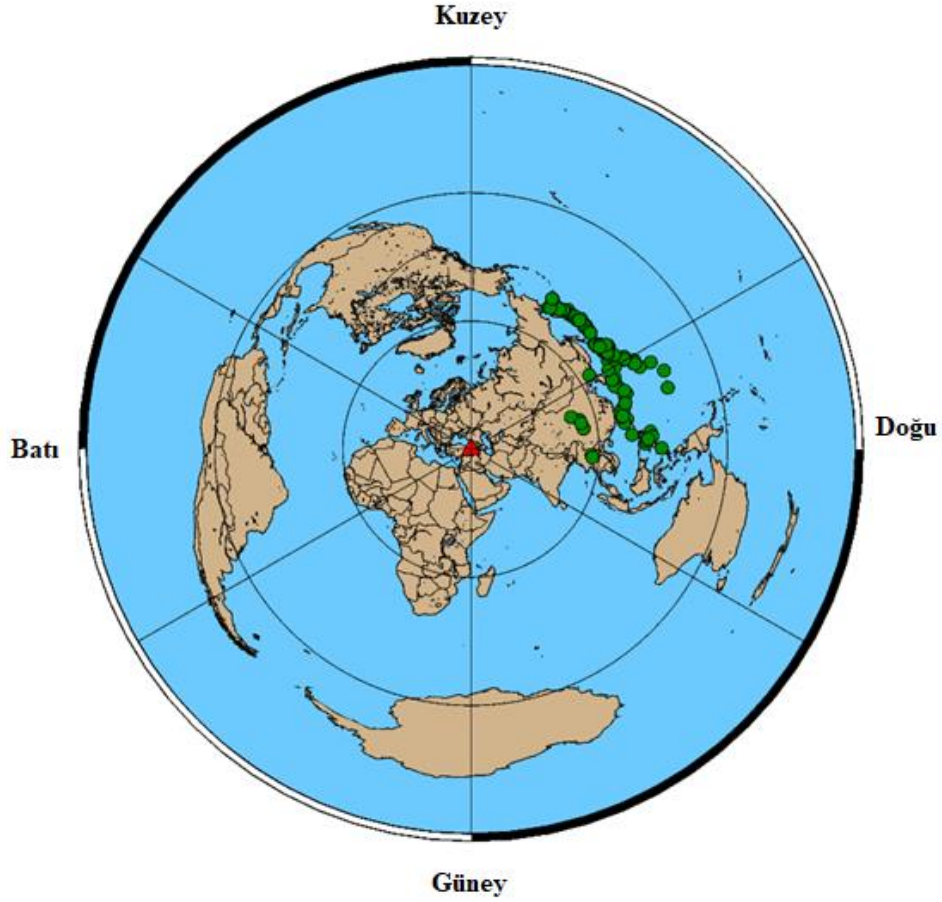
Bu bölümde, Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından işletilmekte olan 8 adet geniş bantlı deprem istasyonunda (BCA, KTUT, KVT, DIKM, SENK, ERZN, RSDY, TOKT) kaydedilen telesismik kayıtların kullanılmasıyla P- ve S- Alıcı Fonksiyonlarının hesaplanması ve yığma sonuçları gösterilmiştir. Elde edilen yığma sonuçlarından faydalanarak birleşik ters çözüm sonuçları da gösterilmiştir. Bununla birlikte, deprem istasyonlarının uzaysal dağılımı yanında kullanılan veri setinin tanımlanması da yapılmıştır. Şekil 20' de geniş bantlı deprem istasyonları (kırmızı üçgenler) gösterilmektedir ve istasyonların koordinat ve ekipman bilgileri EK1' de verilmiştir. Kuşak üzerinde yer alan KRDAE' nün tüm istasyonlarının coğrafik konum bilgileri dikkate alındığında (<http://www.koeri.boun.edu.tr>), birbirine paralel olacak şekilde magmatik yayın kuzeyi ve güneyindeki istasyonlar seçilmiştir.

Doğu-batı yönlü doğrultuda seçilmiş olan geniş bantlı deprem istasyonlarına bakılacak olursa, kuzeydeki istasyonlar ile alakalı bir problem görünmemekle birlikte, güneyde ERZN istasyonunun lokasyonu diğer istasyonlara göre daha güneyde bulunmaktadır. Bu istasyona alternatif olarak daha iyi bir lokasyona sahip olan BAYT (Bayburt) istasyonu mevcuttur. Fakat BAYT istasyonuna ait düşey bileşen kayıtları mevcut değildir. Ayrıca bölgede en az üç yıl aktif olarak çalışan ve düzenli kayıt alan istasyonlar incelendiğinde, bölgede başka seçilebilecek aktif istasyon bulunmamaktadır. Tüm istasyonların üç bileşen verileri değerlendirilerek yaklaşık  $197 \cdot 10^3 \text{ km}^2$  lik (yaklaşık olarak  $35^\circ\text{D}$ - $43^\circ\text{D}$  boylamı ve  $39.5^\circ\text{K}$ - $41^\circ\text{K}$  enlemi arasında kalan alan) bir alanın 2-B ve 3-B' lu modeli ortaya çıkarılmıştır. Toplamda 3200 civarında üç bileşen telesismik kayıt incelenmiştir. Bu istasyonların kaydettiği veriler European Integrated Data Archive' den alınarak işleme tabi tutulmuştur. Depremlerin episantr dağılımları Şekil 21' de gösterilmiştir. Kullanılan depremlerin detaylı kaynak parametreleri EK-2' de verilmiştir.

Seçilen depremlerin sinyal süresi 90 dakika olarak belirlenmiş olup, ilk olarak *MSEED* formatında kayıt edilmiştir. *RDSEED* paket programı kullanılarak *SAC* formatına çevrilen veriler, *Seismic Analysis Code* paket programı ile ön veri işlem aşamalarından geçirilmiştir. Son olarak *q-file* formatına dönüştürülen üç bileşen deprem verilerinden *Seismic Handler* yardımıyla alıcı fonksiyonları hesaplanmıştır. Kullanılan yazılımlar hakkındaki detaylı bilgiler EK-3' de verilmiştir.



Şekil 20. Çalışma bölgesinin ana tektonik hatlar ve kullanılan geniş bantlı istasyonların lokasyonları gösterilmektedir. Kısaltmalar: KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, KDAFZ: Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu, DAP: Doğu Anadolu Plakası, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, KUK: Karlıova Üçlü Kavşağı (Yegorova vd. (2013) ve Delph vd.' den (2015a) değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 21. P- ve S-Alıcı Fonksiyonlarını hesaplamak için magnitüdüleri  $M_b \geq 5.5$ ' den büyük olan depremlerin episantr dağılımı. Depremler yeşil dairelerle gösterilmiştir ve kırmızı üçgen çalışma alanını temsil etmektedir

### 3.1. P- ve S-Alıcı Fonksiyonlarının Hesabı ve Yığma

Bölüm 2' de P- ve S-Alıcı Fonksiyonlarının hesaplanması için genel bilgiler verilmiştir. Bu bölümde uygulamaya yönelik açıklamalar yapılmıştır. P-Alıcı Fonksiyonlarını hesaplamak için magnitüdü  $M_b \geq 5.5$  ve episantr uzaklığı  $30^\circ$ - $90^\circ$  arasında olan depremler seçilmiştir. Azimut aralığı  $\sim 55^\circ$  civarında, yüksek S/G oranına sahip ve net P-ilk varışlı depremler özenle belirlenmiştir.

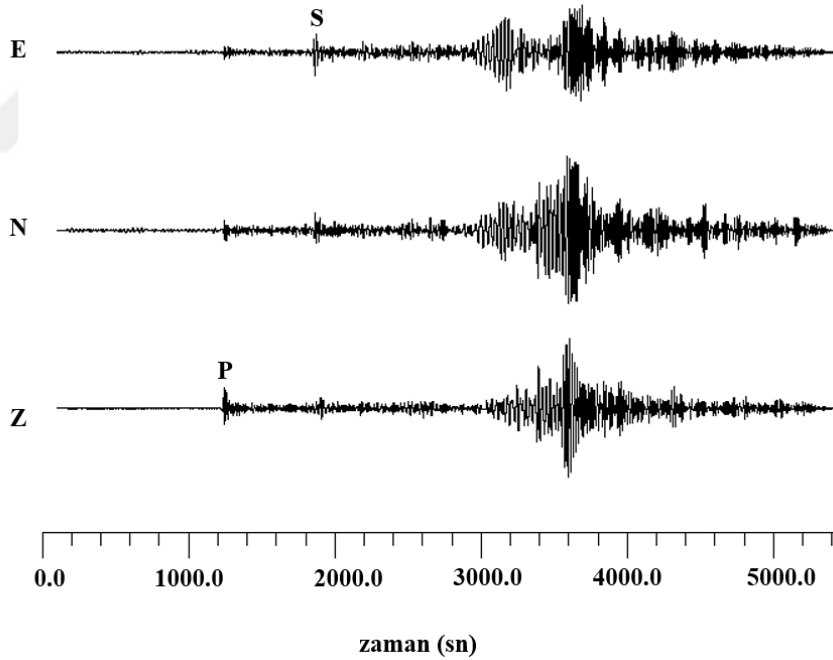
S-Alıcı Fonksiyonları ile belirlenen  $S_p$  fazı özellikle 410-km süreksizliğiyle birlikte üst manto süreksizliklerine de oldukça duyarlıdır. Farra ve Vinnik (2000) tarafından geliştirilen bu teknik PRF' leri tamamlayıcı niteliktedir. Çoklu saçılmalar PRF' ler için temel problemlerin başında gelmektedir. Fakat SRF' lerde böyle bir problem gerçekleşmemektedir. Çünkü derin süreksizliklerden gelen  $S_p$  dönüşüm fazları sığ



süreksizliklerden gelen saçılmış fazlardan daha erken varır. SRF' ler yardımıyla genel olarak manto geçiş zonu ve 410-km süreksizliği belirlenmeye çalışılmaktadır. SRF' leri hesaplamak için magnitudü  $M_b \geq 5.5$  ve episantr uzaklığı  $65^\circ-90^\circ$  arasında olan depremler seçilmiştir. Azimut aralığı genel olarak  $55^\circ$  civarında olup, S/G oranı yüksek olan net S-ilk varışlı depremler kullanılmıştır. Vinnik' in (1977) tekniği takip edilerek rotasyon, dekonvolüsyon ve yığma işlemleri uygulanmıştır.

### 3.1.1. KTUT (KTU-Trabzon) İstasyonu

Hem PRF hem de SRF için rotasyon, dekonvolüsyon ve yığma işlem aşamalarını detaylı olarak göstermek için S/G oranı iyi derecede olan ve KTUT istasyonu tarafından kayıt edilen iki farklı deprem seçilmiştir. İlk olarak 27 Şubat 2008' de Bonin adasında (Japonya) meydana gelen depremin kullanılmasıyla, PRF işlem aşamaları gösterilmiştir. Şekil 22' de görüldüğü gibi, P ve S-dalgası ilk varışları oldukça nettir.



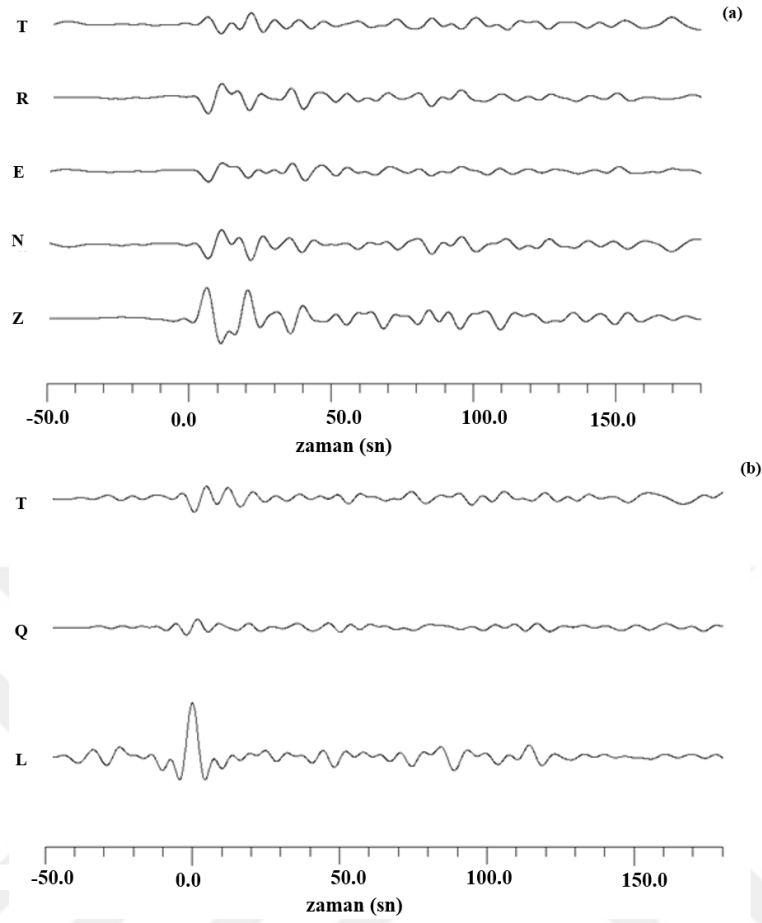
Şekil 22. 27.02.2008, 06:54:20' de Bonin adası, Japonya' da meydana gelen ( $M_b=5.8$ ,  $\Delta=81.68^\circ$ ) ve KTUT istasyonunda kaydedilen deprem kaydı

S/G oranını arttırmak ve mikrosismik gürültüleri bastırmak için, Butterworth alçak-geçişli filtre ile (kesme periyodu 5 sn) ham veri ilk olarak filtrelenmiştir. Episantr mesafesi  $30^\circ-90^\circ$  arasında olan depremler geliş açısı dar bir aralıkta seyahat eder (detay için Bölüm

2' ye bakınız). İzotropik bir ortamda, 3-bileşen sismogram farklı fazları içermektedir. Tanjansiyel (T) bileşen SH hareketini izole eder ve yalnız S-dalgasını içerir. Radyal (R) ve düşey (Z) bileşen ise hem P hem de SV hareketini içerir. Bu fazları daha iyi gözlemlemek için yatay bileşenler (KG ve DB) R ve T bileşenlerine dönüştürülmüştür (Şekil 23a). Bu rotasyonu gerçekleştirmek için azimut açısını kullanmak yeterlidir. Arzu edilen SV enerjisinin büyük bir kısmı R bileşeninde bulunmaktayken, Z bileşeni P-dalgası enerjisini içermektedir. Z-R düzlemindeki parçacık hareketinden dolayı, yatay bir sınırdaki P-dalgası SH dalgasını üretmez. Fakat eğimli yapılar, yanal yönlü heterojenite ve anizotropi T bileşeninde SH enerjisinin üretimine katkı sağlayabilir (Silveira vd., 2010). Dolayısıyla, P, SV ve SH enerjisini daha iyi ayırt etmek için 3-bileşen sismogram L (ya da P), Q (ya da SV) ve T ışın koordinat sisteminde döndürülmüştür. Bölüm 2' de L-Q-T koordinat sistemi detaylı olarak açıklanmıştır. L bileşeni direkt P-dalgasının yönüyle ilişkilidir ve Q bileşeni L bileşenine diktir. T bileşeni ise L ve Q bileşenlerine diktir.

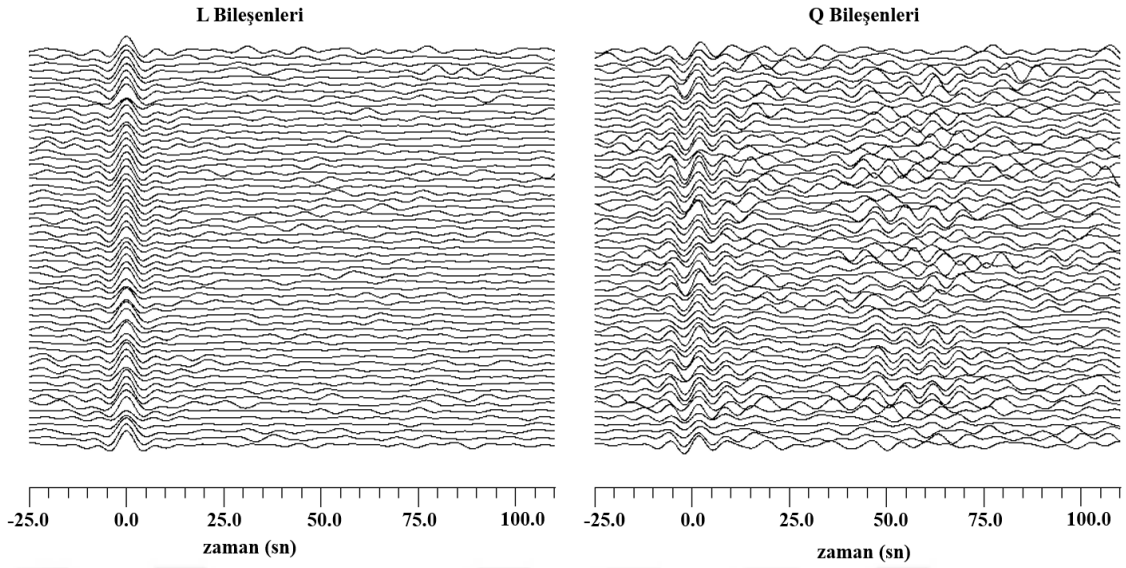
Rotasyon işlemi görünür geliş açısı ve teorik azimut açısı kullanılarak uygulanır. Görünür geliş açısı P-dalgası varışlarının ilk birkaç on saniyesinin seçildiği zaman penceresi üzerindeki kovaryans matrisinin özdeğerlerinden hesaplanır. Yapılan iki aşamalı rotasyonun temel amacı P-dalgası enerjisini L bileşeninde ve SV dalgası enerjisini Q bileşeninde hapsedmektir. Rotasyonun başarılı bir şekilde yapılması için gelen P-dalgasının görünür geliş açısını doğru tespit etmek oldukça önemlidir. Görünür geliş açısını gereğinden büyük ya da gereğinden küçük seçilmesi durumunda, direkt-P dalgasıyla ilişkili seçilen zaman aralığına ilave piklerin eklenmesi kaçınılmazdır (Morais, 2012).

PRF analizinin başarılı bir şekilde yapılması için sismogramdan kaynak ve yörünge etkisi giderilmelidir. Bu dekonvolüsyon işlemi ile gerçekleştirilir (Bakınız Bölüm 2). Dekonvolüsyon işlemi zaman ortamında gerçekleştirilir (Vinnik, 1977). İmpuls dekonvolüsyon operatörü ilk P-dalgası varışından sonraki 40-80 sn arasına uygulanır. Bu aralık P-dalgası enerjisinin büyük bir kısmını içermektedir. Dekonvolüsyon arzu edilen direkt-impuls fonksiyonu ve gözlemlenen sismogram arasındaki en küçük kareler minimizasyonu ile yapılır. Dekonvolüsyon filtresi T ve Q bileşenlerine birlikte uygulanır. Dekonvolüsyon uygulandıktan sonra, izler L bileşenindeki impulsun maksimum genliklerine göre normalize edilir. Sonuçta, Q bileşeni alıcı fonksiyonu olarak elde edilir (Şekil 23b).



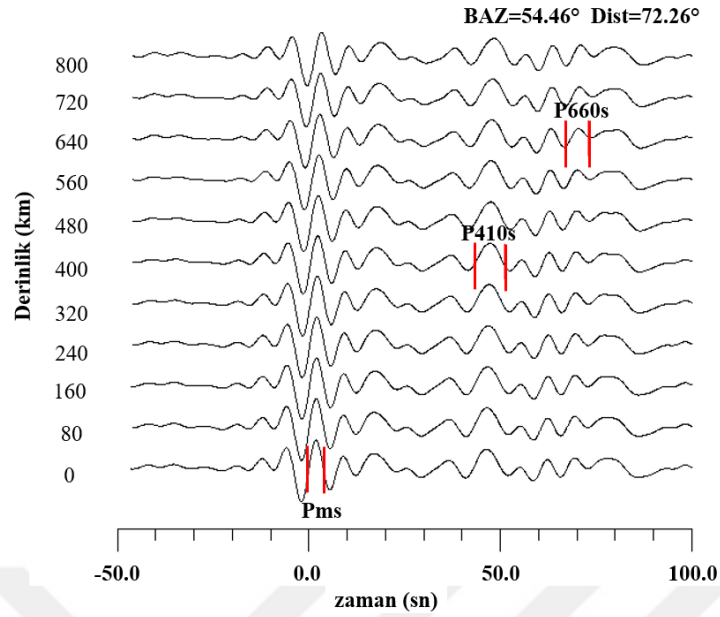
Şekil 23. 27.02.2008, 06:54:20' de Bonin adası, Japonya' da meydana gelen ( $M_b=5.8$ ,  $\Delta=81.68^\circ$ ) ve KTUT istasyonunda kaydedilen depremin rotasyon ve dekonvolüsyon işlemi sonuçları a) Azimut açısının kullanılmasıyla N ve E bileşenleri R ve T bileşenlerine dönüştürülmüştür. b) Z ve R bileşenleri geliş açısının kullanılmasıyla Q ve L bileşenlerine dönüştürülmüştür. T ve Q bileşenleri L bileşeniyle dekonvole edilmiştir. L bileşeni impuls dalga formundadır ve Q bileşeni alıcı fonksiyonu olarak isimlendirilir

Şekil 24' de KTUT istasyonunda kaydedilen 59 adet telesismik deprem kaydının L ve Q bileşenleri gösterilmiştir. Impuls fonksiyonu olarak kullanılan her bir L bileşeninin maksimum genlik değeri 1 olarak normalize edilmiştir ve başlangıç zamanları sabitlenmiştir. Alıcı fonksiyonları da (Q bileşenleri) benzer şekilde başlangıç zamanına göre kaydırılmıştır. Q bileşenleri incelendiğinde, genel olarak Ps fazları 2-4 sn civarında pozitif polariteye sahip pulsları içermektedir. Bu pulslar Moho süreksizliğinden ya da düşük hızlı sedimenter tabakadan kaynaklanmaktadır.



Şekil 24. KTUT istasyonunda kaydedilen 59 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen L ve Q bileşenleri

Süreksizliklerden gelen Ps dönüşüm fazlarını daha iyi belirleyebilmek için, herbir alıcı fonksiyonu zaman-öteleme düzeltmesiyle yığılmıştır. Yığma P-dalgası yavaşlığı ve dönüşüm derinliğiyle ilişkilidir. Referans yavaşlık değeri  $6.4 \text{ }^\circ/\text{sn}$ ' dir. Bu referans değeri  $67^\circ$  lik episantr uzaklığıyla ilişkilidir (Vinnik vd., 2016). Şekil 25' de KTUT istasyonu için yığma sonuçları gösterilmektedir. Her iz farklı deneme dönüşüm derinliğiyle ilişkilidir. Yığma 0-800 km arasında varsayılan dönüşüm derinlikleri kullanılarak hesaplanmıştır. PRF yığmasında 410-km ve 660-km süreksizliklerinden dönüşen fazları, kabuksal yansımaları ve kabuk-manto sınırında dönüşen fazları gözlemlemek mümkündür. Kabuksal fazlar sığ derinliklerde daha büyüktür. Manto dönüşüm fazları ise artan derinliklerde daha büyüktür.

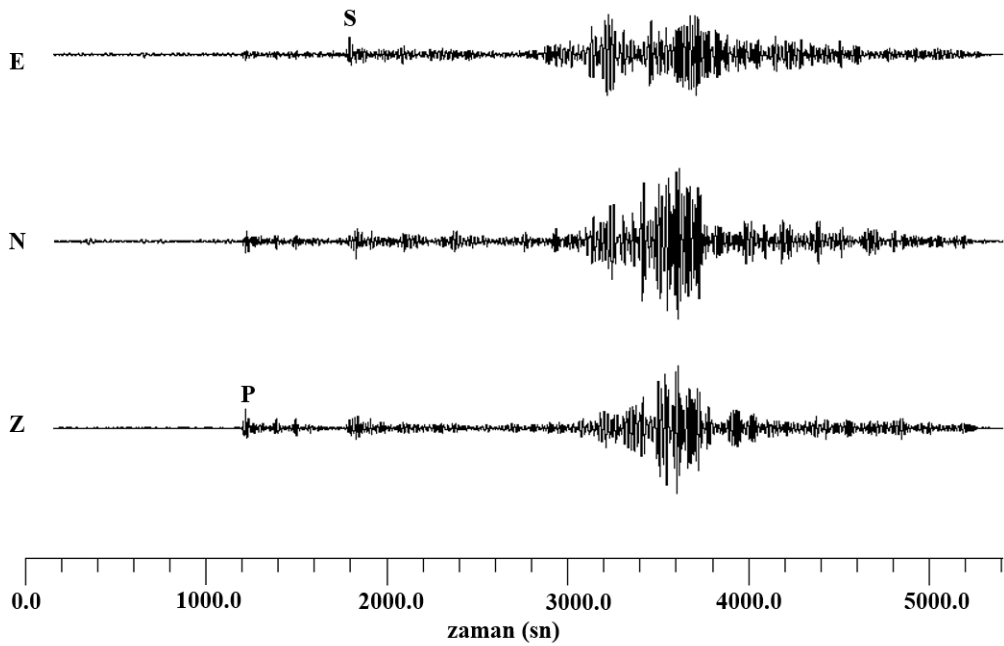


Şekil 25. KTUT istasyonunda kaydedilen 59 adet verinin derinlik yığma sonucu. Her iz deneme derinliğiyle ilişkilidir. Zaman eksenini ilk P-varışına göre kaydırılmıştır ve dönüşüm fazlarının zaman değeri maksimum genlikleriyle ilişkilidir. Pms, P410s ve P660s Moho, 410-km ve 660-km süreksizliklerini göstermektedir. BAZ ve Dist ortalama geri-azimut ve episantr uzaklığıdır

KTUT istasyonu için yığılmış 59 adet alıcı fonksiyonunun ortalama episantr uzaklığı  $72.26^\circ$  ve ortalama geri-azimut açısı ise  $54.46^\circ$  dir. Şekil 25' e göre, 0 km' deki yığma izinde 1.8 sn civarında genliği 0.09 olan bir faz görülmektedir. P-dalgası zaman aralığıyla ilişkili olarak bu faz Pms olarak yorumlanmıştır. 400 km derinlikteki yığma izinde ise net P410s varışı 47.2 sn' de (genliği 0.05) gözlemlenmiştir. Bu değer IASP91 standart modelinden 3.2 sn daha geçir. IASP91 standart modeline göre, P410s=44.0 sn ve P660s=67.9 sn' dir (Chevrot et al., 1999) ve standart varış zamanı farkı (23.9 sn) standart derinlikleri temsil eder (Kosarev vd., 2013). Rezidüel fark 410-660 km derinliklerdeki manto geçiş zonunu sınırlayan süreksizliklerden gelen Ps dönüşümü gözlemleriyle ilişkilidir. Fakat diğer bölgelerde Ps varışları kabuk ve mantodaki sismik hızlarla kontrol edilir (Chevrot vd., 1999). Yığma izlerinde, 640 km derinlikte genliği 0.02 olan P660s fazı 70.4 sn' de görülmektedir. ~ 3 sn' lik gecikme, 410-km süreksizliği üzerindeki üst manto hızlarının standarttan daha düşük olduğunu göstermektedir ve bu fazların varış zamanlarının girişimlerle bozulabileceğinin göstergesidir. Ayrıca bu gecikme 660-km süreksizliğinin çökmesiyle (~20-25 km) ilişkili olabilir (Morais vd., 2015). P410s

varışıyla ilişkili olarak mutlak rezidüel değer  $T_{ps}=3.2'$  dir ( $T_s=4.8$  sn ve  $T_p=1.6$  sn). Dolayısıyla,  $T_p$  ve  $T_s$  değeri oldukça büyüktür. Vinnik vd.' ne (2010) göre, büyük rezidüel değerlerin seçilmesi güçlü suni süreksizlikler oluşturabilir. Bu sakıncayı önlemek için uyumlu  $T_s$  (2.4 sn) ve  $T_p$  (0.8 sn) rezidüelleri normal değerinin yarısı kadar alınabilir. Çalışma alanının kuzeyinde bulunan ve Doğu Karadeniz havzasıyla ilişkili olan KTUT istasyonu için yığma izleri incelendiğinde küçük derinliklerde bulunan yüksek genlikli kabuksal yansımaların bulunduğu oldukça gürültülü sonuçlar elde edilmiştir.

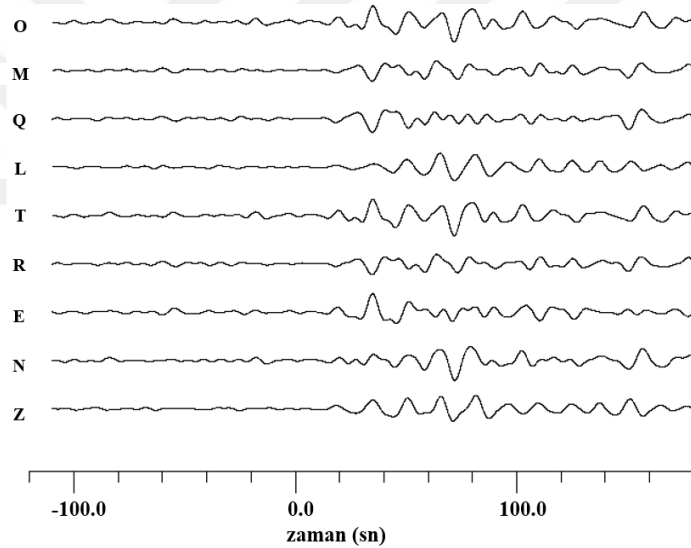
İkinci olarak, PRF analizine benzer şekilde rotasyon, dekonvolüsyon ve yığma işlem aşamalarının detayını vermek için KTUT istasyonunda kaydedilen örnek bir deprem SRF analizi için gösterilmiştir. 10 Haziran 2015' de Honshu adasının doğusunda meydana gelen depremin P ve S ilk varışları oldukça nettir (Şekil 26).



Şekil 26. 10.06.2015, 08:33:03' de Honshu adasının doğu sahilinde meydana gelen ( $M_b=5.8$ ,  $\Delta=73.82^\circ$ ) ve KTUT istasyonunda kaydedilen deprem kaydı

SRF' lerin hesaplanması için kullanılan yöntemin detayları Bölüm 2' de verilmiştir.  $S_p$  dönüşüm fazlarını belirlemek için özel sinyal işleme tekniği gereklidir. S-dalgasının S/G oranını arttırmak ve küçük ölçekli heterojeniteden kaynaklanan saçılmaları bastırmak için alçak-geçişli filtre ile (kesme periyodu 8 sn) ham veri ilk olarak filtrelenmiştir. P, SV ve SH enerjisini optimize etmek için, SV, P, T ve M bileşenlerine ayrıştırılmıştır. İlk olarak, yatay bileşenler (KG ve DB) R ve T bileşenlerine döndürülmüştür. Bu rotasyonu

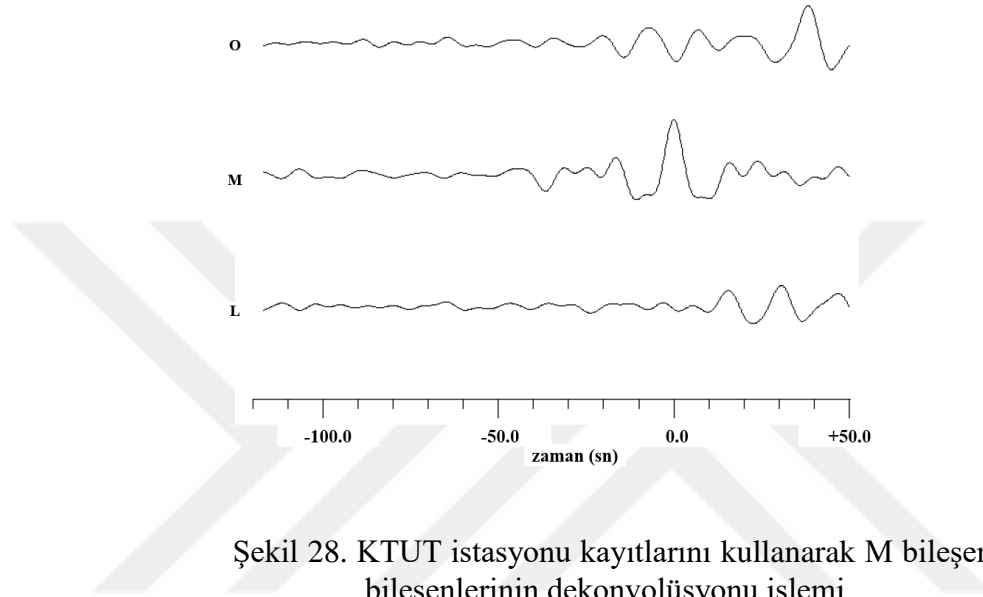
uygulamak için gelen ışının teorik azimut açısına ihtiyaç vardır. İkinci olarak, Z ve R bileşenler L ve Q ışın koordinat sisteminde döndürülmüştür. Q (ya da SV) eksenini dalga yayılım yönündeki temel S-parçacık hareketiyle ilişkilidir. L (ya da P) eksenini aynı düzlemde Q bileşeni ile normaldir. Q ve R eksen yönleri arasındaki açı S-dalgası varışının ilk birkaç on saniyesindeki zaman penceresinin kullanılmasıyla Z ve R bileşenlerinin kovaryans matrisinden elde edilir. İzotropik ve düşey heterojen bir kabuk modelinde, S-dalgası L bileşeninde kaydedilmez ve bu Sp fazını belirlemek için L bileşenini en uygun hale getirir (Vinnik, 2010). Üçüncü olarak, yatay bileşenler (KG ve DB) O eksenini ve S parçacık hareketi yönündeki M eksenini boyunca döndürülmüştür. O eksenini (Smin) dalga yayılım yönüne diktir ve M eksenini (Smax) Q ve O bileşenlerini içeren düzlemdeki asıl S parçacık hareketi bileşenidir (Şekil 27).



Şekil 27. 10.06.2015, 08:33:03' de Honsh'u adasının doğu sahilinde meydana gelen ( $M_b=5.8$ ,  $\Delta=73.82^\circ$ ) ve KTUT istasyonunda kaydedilen depremin kaydı. Z, N, E bileşenleri SV, P, T ve M bileşenlerine dönüştürülmüştür. N ve E bileşenler azimut açısı ile R ve T bileşenine döndürülmüştür. L ve Q bileşenleri Z ve R bileşenlerinin geliş açısının kullanılmasıyla elde edilmiştir. N ve E bileşenler geliş açısının kullanılmasıyla O ve M eksenini yönünde döndürülmüştür

SRF' lerin dekonvolüsyon işlemi PRF' ler için uygulanan işlem ile aynı şekilde gerçekleştirilmiştir. İmpuls dekonvolüsyon işlemi zaman ortamında uygulanmıştır (Vinnik, 1977; Kosarev vd., 1993). İmpuls filtresi ilk S-dalgası varışını takiben 40-80 sn arasında M bileşeninde işaretlenir ve arzu edilen impuls fonksiyonu ve gözlemlenen sismogram

arasındaki en küçük farkın minimizasyonu ile elde edilir. Dekonvolüsyon filtresi (M bileşeni) L ve O bileşenlerine uygulanır. Dekonvolüsyondan sonra elde edilen sonuç Şekil 28’ de gösterilmiştir. Dekonvolüsyon işleminden sonra M bileşenindeki impuls dalga formunun maksimum genliğine göre normalize edilir. Sonuç olarak L bileşeni alıcı fonksiyonu olarak kaydedilir.

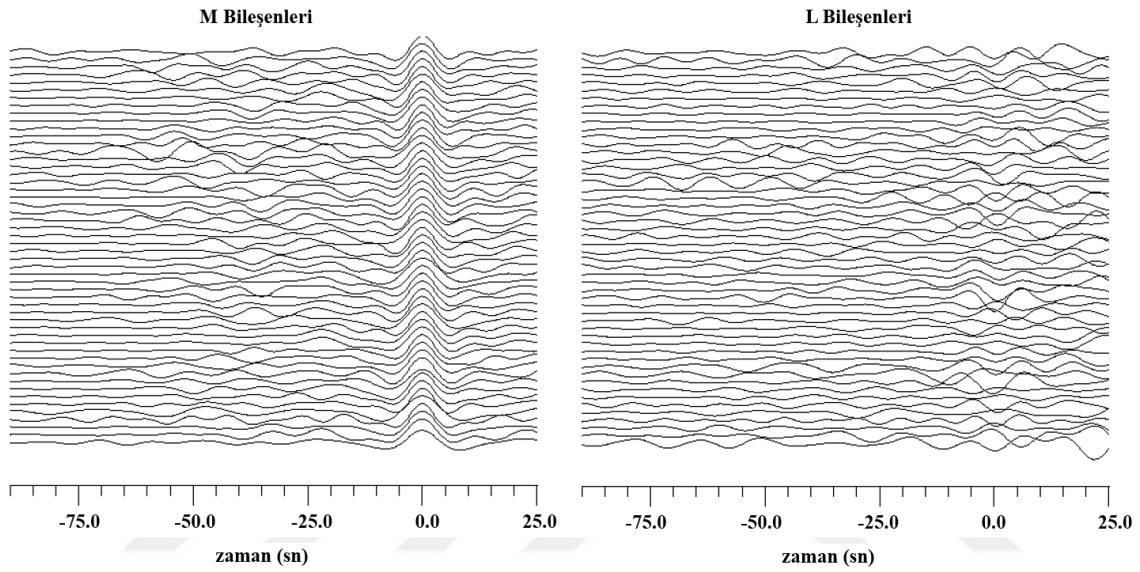


Şekil 28. KTUT istasyonu kayıtlarını kullanarak M bileşeniyle L ve O bileşenlerinin dekonvolüsyonu işlemi

Sp fazları çok küçük genliklere sahip olduklarından dolayı, S/G oranını arttırmak için dekonvole edilmiş L bileşenleri ağırlıklandırma ile birlikte eğimli yığma kullanılarak yığılmıştır. Bir istasyon için yığılmış alıcı fonksiyonlarının optimum sayısı birkaç on tane kadar olmalıdır ve gürültünün RMS değeri (S-dalga kaydındaki SV’ nin genliği) 0.01’ den küçük olmalıdır. Her yığma izi temel olarak iki fazı içermektedir. Direkt S fazından önce gelen ve genliği SV dalgasının 10% kadar olan kabuksal faz (kabuk-manto geçişinden gelen Sp fazı) – 3.5 sn civarında negatif bir puls olarak belirlenir. Diğer faz ise negatif bir pulsa sahip olan S410p fazıdır (410-km süreksizliğinden gelen Sp fazı) (Vinnik vd., 2010). S410p fazı farklı yavaşlık değerlerinde gözlemlenebilir. Küresel kabuk modeli için S410p fazının teorik yavaşlık değeri  $0.6 \text{ s}^\circ$  ve varış zamanı -55 sn civarındadır. Fakat yığmadaki en büyük genlikleri gösteren gözlemlenen yavaşlık değerlerinde bir miktar kayma olabilir. Bu durum 410-km süreksizliğinin ve/veya yanal yönlü heterojenitenin eğiminden kaynaklanabilir ( $1^\circ$  için  $0.2 \text{ s}^\circ$  (Vinnik ve Farra, 2007)). Bu durum bazı belirsizliklere sebep olabilir, fakat minimize edilebilir. Diferansiyel yavaşlıktaki varış zamanına olan



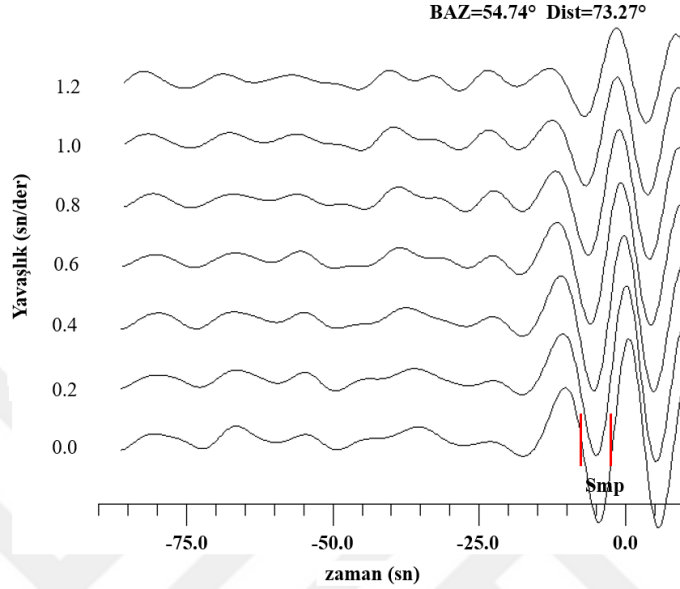
bağımlılık negatif ve pozitif uzaklıklar arasında oluşan sinyalin genliğinin farkıdır (Vinnik vd., 2010). Bu durumu minimize etmek için uygun referans uzaklık seçilmelidir. Bu referans uzaklık deneme-yanılma ile belirlenebilir ve ortalama episantr uzaklığından birkaç derece farklıdır (Morais, 2012). Şekil 29’ da KTUT istasyonunda kaydedilen 52 adet telesismik depremin M (impuls fonksiyonlar) ve L bileşenleri (alıcı fonksiyonlar) gösterilmektedir.



Şekil 29. KTUT istasyonunda kaydedilen 52 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen M ve L bileşenleri

KTUT istasyonunda kaydedilen telesismik depremlerin ortalama episantr uzaklığı  $73.27^\circ$  ve ortalama geri-azimutu  $54.74^\circ$  dir. Bu bileşenlerin yığma işlemi Şekil 30’ da gösterilmiştir. Yığma işlemi sonucu elde edilen standart hata değeri (yığmadaki gürültünün RMS değeri) 0.011’ dir. Doğru sinyal dönüşümü için Sp fazının negatif polaritesi pozitif süreksizlikle ilişkilidir (yüksek S-dalgası hızına sahip bir süreksizlik). Yığılmış izlere göre, Moho süreksizliğinden gelen Sp fazı (Smp) baskın aşağı doğru hareketiyle,  $0.0 \text{ sn}^\circ$  de ve en büyük genlikli (0.017) olarak  $-4.59 \text{ sn}$ ’ de görülmektedir. Genellikle ilk Sp varışının sinyal olarak sayılabilmesi için genlik değeri standart hata değerinin en az dört katı olmalıdır (Morais, 2012). Bu kriter dikkate alındığında, sinyalin genliği (0.017) standart hatanın genliğinden (0.011) çok daha büyüktür. Daha derin süreksizliklerden gelmesi muhtemel olan fazlar (S410p gibi) oldukça küçük genliklerden dolayı gözlemlenememiştir. Ayrıca yığma sonuçları genel olarak incelendiğinde,  $-10 \text{ sn}$  civarındaki pozitif bir salınım

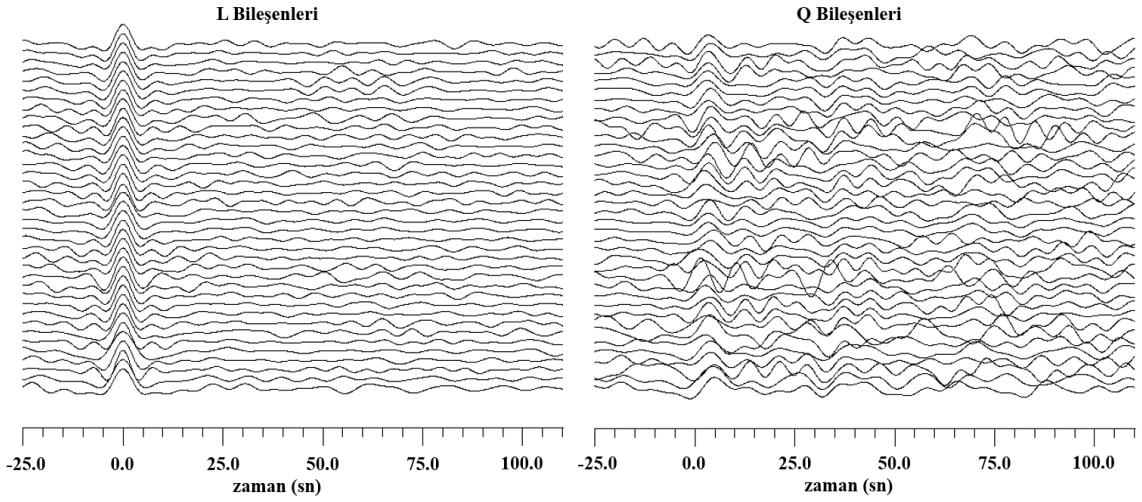
görülmektedir. Bu salınım düşük hızlı S dalgası zonu ve yüksek hızlı üst manto (mantle lid) arasındaki sınırdan gelen Sp fazı ve Smp fazının yan salınımlarının etkisi olabileceği düşünülmüştür (Vinnik vd., 2010).



Şekil 30. KTUT istasyonunda kaydedilen 52 adet verinin yavaşlık yığma sonucu. Her iz diferansiyel yavaşlıkla ilişkilidir. Zaman eksenini ilk S-varışına göre ayarlanmıştır. Farklı fazların varışları en büyük genliklerine göre işaretlenmiştir. Smp Moho süreksizliğini göstermektedir. BAZ ve Dist ortalama geri-azimut ve episantr uzaklığıdır

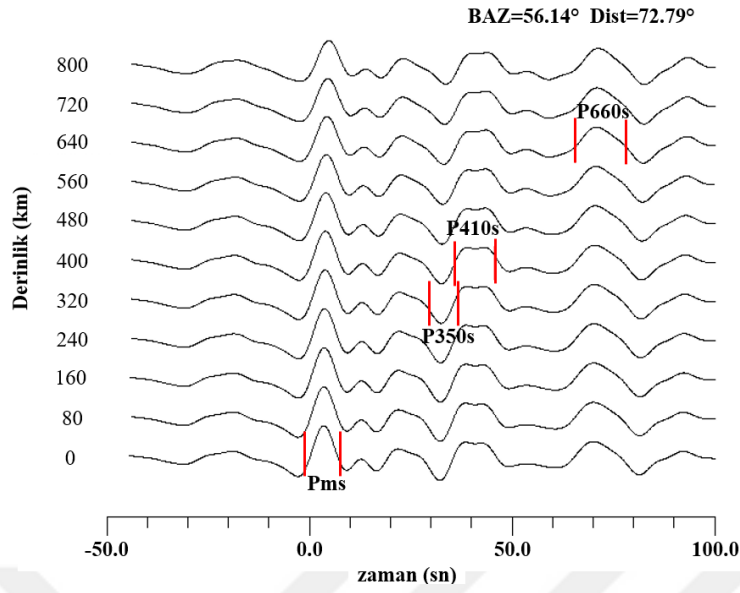
### 3.1.2. BCA (Borçka-Artvin) İstasyonu

Şekil 31 ve Şekil 32' de PRF analizi için BCA istasyonunda kaydedilen 38 adet telesismik deprem kaydının L ve Q bileşenleri ve yığma sonuçları gösterilmiştir. KTUT istasyonu için uygulanan işlem akışı bu ve diğer istasyon kayıtları için de uygulanmıştır. PRF için elde edilen L bileşenleri normalize edilmiştir ve Q bileşenleri başlangıç zamanına göre kaydırılmıştır. Q bileşenleri incelendiğinde, genel olarak Ps fazları net olarak +5 sn civarında pozitif polariteye sahip pulsları içermektedir.



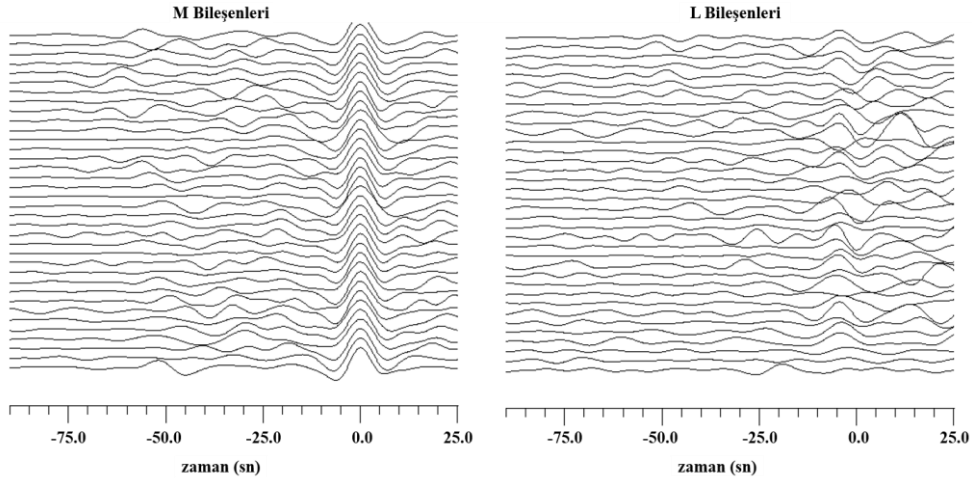
Şekil 31. BCA istasyonunda kaydedilen 38 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen L ve Q bileşenleri

BCA istasyonu için yığılmış 38 adet alıcı fonksiyonunun ortalama episantr uzaklığı  $72.79^\circ$  ve ortalama geri-azimut açısı ise  $56.14^\circ$  dir. Şekil 32' ye göre, 0 km' deki yığma izinde 3.5 sn civarında genliği 0.09 olan bu faz Pms fazı olarak yorumlanmıştır. 400 km derinlikteki yığma izinde P410s varışı 43.2 sn' de (genliği 0.04) gözlemlenmiştir. 640 km derinlikte yığma izinde genliği 0.05 olan P660s fazı 70.8 sn' de görülmektedir. Bunun yanında, 36.6 sn civarında genliği 0.02 olan negatif polariteli bir faz daha bulunmaktadır. Bu faz P350s olarak yorumlanmıştır. P350s fazı 410-km süreksizliğinin hemen üstünde birkaç on km kalınlığında düşük hızlı bir tabakanın varlığına işaret etmektedir (Oreshin vd., 2011). P410s varışı pratik olarak standart zamandan daha erken varmıştır. Mutlak rezidüel değer  $T_p = -0.8$  sn' dir. Bununla ilişkili olarak  $T_p = -0.4$  sn ve  $T_s = -1.2$  sn olarak elde edilmiştir.

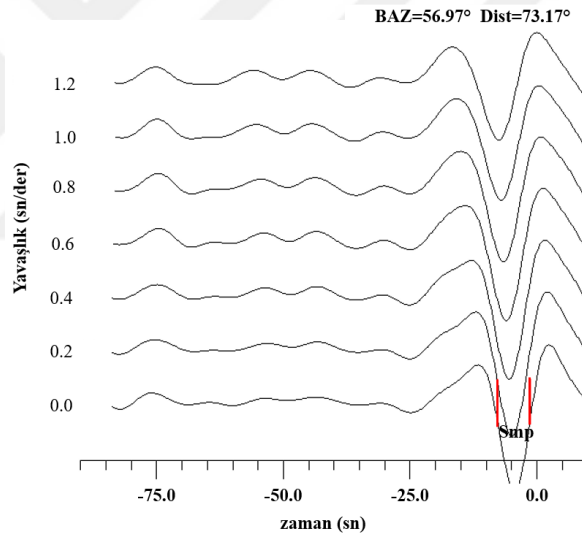


Şekil 32. BCA istasyonunda kaydedilen 38 adet verinin derinlik yığma sonucu

Şekil 33 ve Şekil 34’ de SRF analizi için BCA istasyonunda kaydedilen 36 adet telesismik deprem kaydının M ve L bileşenleri ve yığma sonuçları gösterilmiştir. L bileşenleri incelendiğinde, genel olarak  $S_p$  fazları 5-10 sn civarında negatif polariteye sahip pulsları içermektedir. Kullanılan depremlerin ortalama episantr uzaklığı  $73.17^\circ$  ve ortalama geri-azimutu  $56.97^\circ$  dir (Şekil 34). Yığma işlemi sonucu elde edilen yığmadaki gürültünün RMS değeri 0.01’ dir. 0.0 sn/°’ deki yığma izine göre, Mohodan gelen  $S_p$  fazı aşağı yönlü polaritesiyle -4.40 sn’ de (genliği 0.027) görülmektedir.  $S_{mp}$  fazının genliği standart hatanın genliğinden oldukça büyüktür.



Şekil 33. BCA istasyonunda kaydedilen 36 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen M ve L bileşenleri

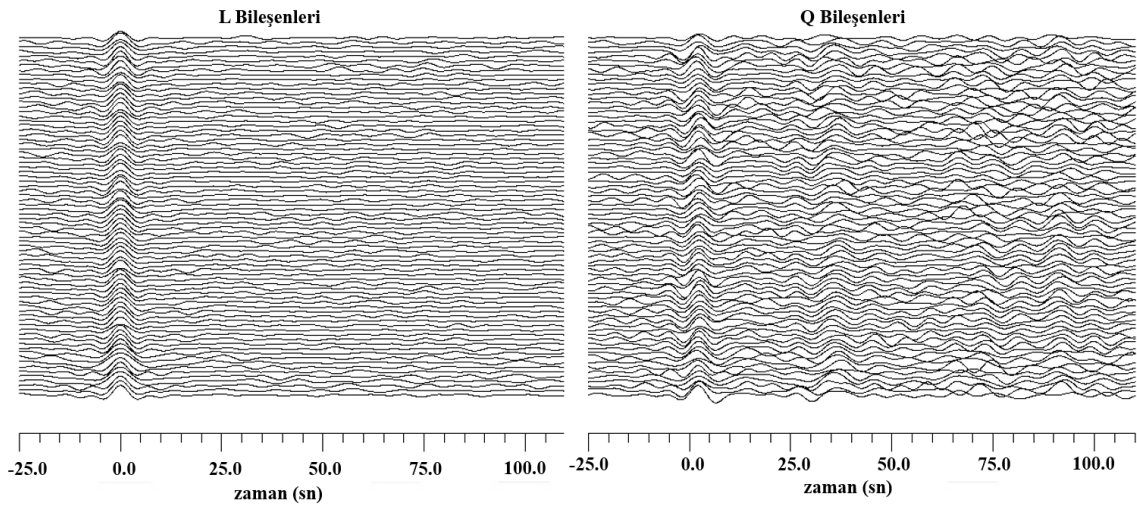


Şekil 34. BCA istasyonunda kaydedilen 36 adet verinin yavaşlık yığıma sonucu

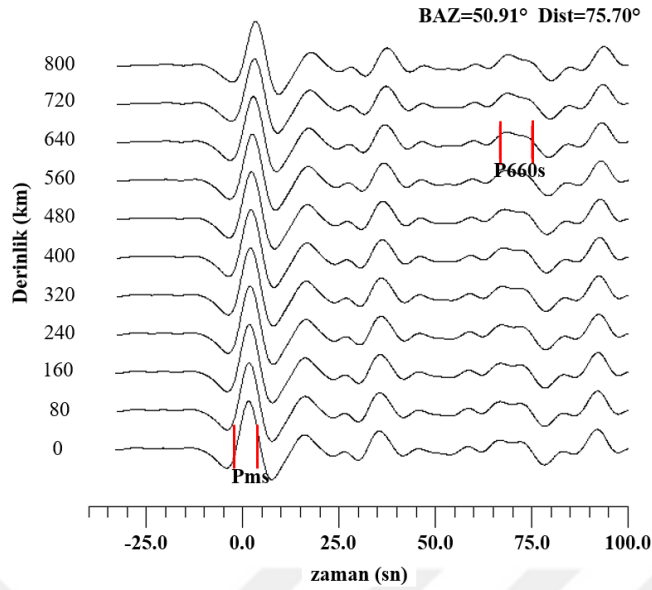
### 3.1.3. KVT (Kavak-Samsun) İstasyonu

Şekil 35 ve Şekil 36' da PRF analizi için KVT istasyonunda kaydedilen 78 adet telesismik deprem kaydının L ve Q bileşenleri ve yığıma sonuçları gösterilmiştir. Q bileşenlerinde genel olarak Ps faz varışları 2-3 sn civarında pozitif polariteye sahip pulsarı içermektedir. KVT istasyonu verisinin ortalama episantr uzaklığı  $75.70^\circ$  ve ortalama geri-azimut açısı ise  $50.91^\circ$  dir. Şekil 36' da, 0 km'deki yığıma izinde 1.6 sn civarında genliği

0.04 olan Pms fazı görülmektedir. P660s fazı 68.5 sn' de zayıf bir sinyal olarak görülmektedir ve 0.008 genliğine sahiptir. Yaklaşık 36.7 sn' de tam olarak yorumlanamayan bir adet faz görülmektedir. 36.7 sn' deki fazın P350s olma ihtimali vardır. Bununla ilişkili olarak P410s fazı ise belirgin değildir. KVT istasyonu jeolojik konumu itibariyle, Doğu Karadeniz havzasının hemen güneyinde olması verilerin gürültü içeriğini doğal olarak arttırmıştır. P410s fazı belirlenemediği için mutlak rezidüeller  $T_p$  ve  $T_s$  hesaplanamamıştır. Ters çözüm işlemi rezidüeller kullanılmadan yapılmıştır.

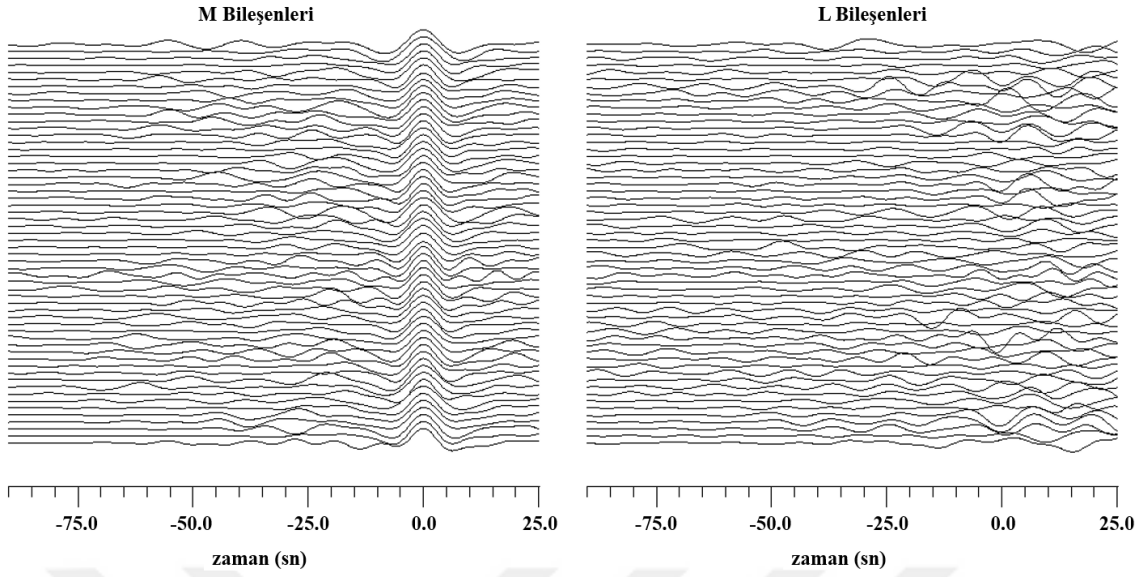


Şekil 35. KVT istasyonunda kaydedilen 78 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen L ve Q bileşenleri

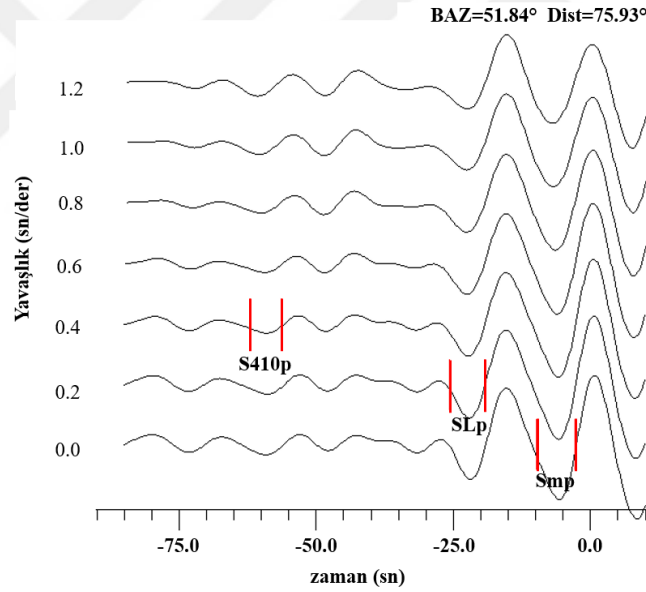


Şekil 36. KVT istasyonunda kaydedilen 78 adet verinin derinlik yığma sonucu

Şekil 37 ve Şekil 38’ de SRF analizi için KVT istasyonunda kaydedilen 58 adet telesismik deprem kaydının M ve L bileşenleri ve yığma sonuçları gösterilmiştir. Kullanılan depremlerin ortalama episantr uzaklığı  $75.93^\circ$  ve ortalama geri-azimutu  $51.84^\circ$  dir (Şekil 38). Yığma işlemi sonucu elde edilen gürültünün RMS değeri 0.09’ dur. 0.0 sn/ $^\circ$  deki yığma izine göre, Moho süreksizliğinden gelen Sp fazı aşağı yönlü polaritesiyle -5.6 sn’ de (genliği 0.10) görülmektedir. Smp fazının genliği standart hatanın genliğinden oldukça büyüktür. 0.4 sn/ $^\circ$  ve 0.2 sn/ $^\circ$  deki yığma izlerinde oldukça küçük genliğe sahip olan iki faz bulunmaktadır. S410p fazı (genliği 0.01) ise -59.0 sn’ de gözlemlenmiştir. IASP91 modeline göre, S410p fazı -57.5 sn civarında varmaktadır. Erken varışlar 410-km süreksizliğinin çökmesinden ya da kabuk ve üst mantodaki yüksek  $V_p/V_s$  oranından kaynaklanmaktadır. Negatif polariteye sahip bir diğer faz ise 0.2 sn/ $^\circ$  de -22.03 sn’ de varan fazdır. Genliği 0.06 olan bu fazın Lehmann süreksizliğinden geldiği düşünülmektedir. Lehmann süreksizliğinden gelen negatif polariteli bu faz genel olarak -25 sn civarında varmaktadır. 200-250 km arasındaki derinliklerde bulunan bu süreksizlik düşük hızlı tabakanın tabanı olarak ifade edilmektedir. Fakat bu süreksizliğin orijini hala daha tartışmalıdır (Vinnik vd., 2005).



Şekil 37. KVT istasyonunda kaydedilen 58 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen M ve L bileşenleri



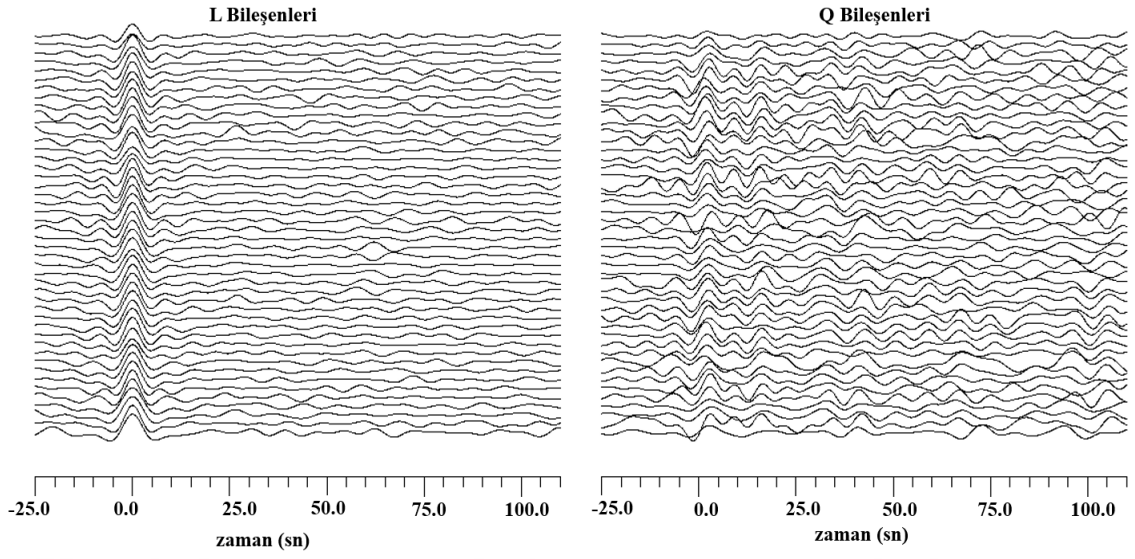
Şekil 38. KVT istasyonunda kaydedilen 58 adet verinin yavaşlık yığıma sonucu

### 3.1.4. DIKM (Dikmen-Sinop) İstasyonu

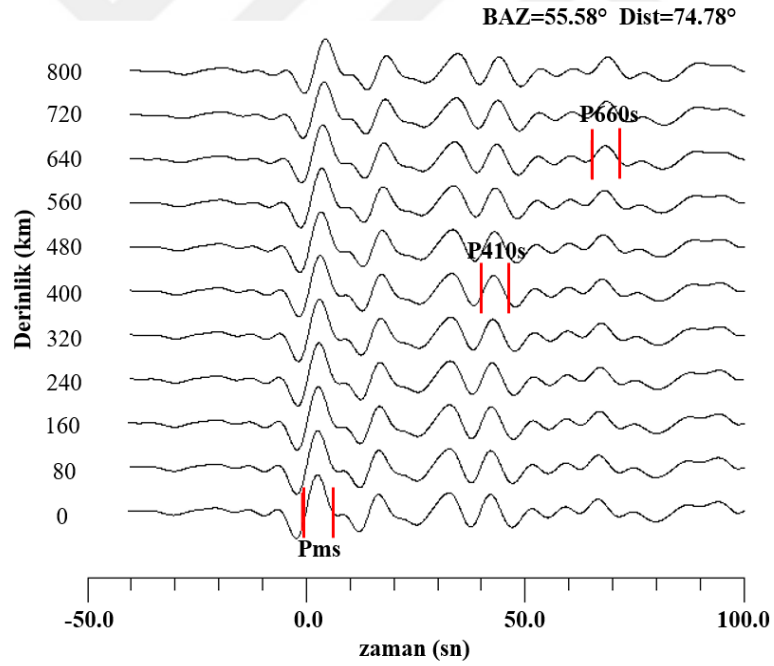
Şekil 39 ve Şekil 40' da PRF analizi için DIKM istasyonunda kaydedilen 46 adet telesismik deprem kaydının L ve Q bileşenleri ve yığıma sonuçları gösterilmiştir. Elde edilen L bileşenleri normalize edilmiştir ve Q bileşenleri başlangıç zamanına göre kaydırılmıştır. Q bileşenleri incelendiğinde, genel olarak Ps fazları KVT istasyonunda



elde edilenlere benzer şekilde 2-3 sn civarında pozitif polariteye sahip pulsları içermektedir. DIKM istasyonu için yığılmış alıcı fonksiyonlarının ortalama episantr uzaklığı  $74.78^\circ$  ve ortalama geri-azimut açısı ise  $55.58^\circ$  dir. Şekil 40' a göre, 0 km' deki yığma izinde 2.5 sn civarında genliği 0.13 olan Pms fazı görülmektedir. 400 km derinlikteki yığma izinde P410s varışı 0.05 genliğinde olup 42.8 sn' de gözlemlenmiştir. 640 km derinlikte yığma izinde ise genliği 0.03 olan P660s fazı 68.3 sn' de varmıştır. Geçiş zonundan gelen P410s dönüşmüş fazları IASP91 standart zamanından yaklaşık 2 sn daha erken varmıştır. Erken varışlar ~300 km derinliğe kadar genişleyen yüksek hızlı S-dalgasına neden olmaktadır (Kiselev vd., 2008). Standart IASP91 zamanından daha erken varan P410s zamanı aynı zamanda bu süreksizliğin ~20 km yükseldiğini işaret etmektedir (Kosarev vd., 2013). Ayrıca diferansiyel zaman farkından (23.9 sn) yaklaşık 1 sn daha büyük olması (1 sn' de yaklaşık  $100^\circ\text{C}$  sıcaklık farkı) ilişkili manto geçiş zonunu standart değerinden (250 km) (Oreshin vd., 2008) 10 km daha kalın olmasına sebep olmaktadır. 410-km ve 660-km süreksizlikleri zıt Clapeyron eğiminin faz geçişiyle ve süreksizliklerin topoğrafyasındaki geçiş zonunda bulunan sıcak bölgeler ve yitim zonlarıyla (sıcak ve soğuk bölgeler) ilişkilidir. 410-km süreksizliğinde pozitif Clapeyron eğimiyle olivineden wadsleyite ve 660-km süreksizliğinde ise negatif Clapeyron eğimiyle ringwooditeden perovskite ve magnesiowüstite faz geçişi vardır (Katsura ve Ito, 1999). Mutlak rezidüel değer  $T_{ps}=-1.2$  sn' dir. Bununla ilişkili olarak  $T_p=-0.6$  sn ve  $T_s=-1.8$  sn olarak elde edilmiştir.



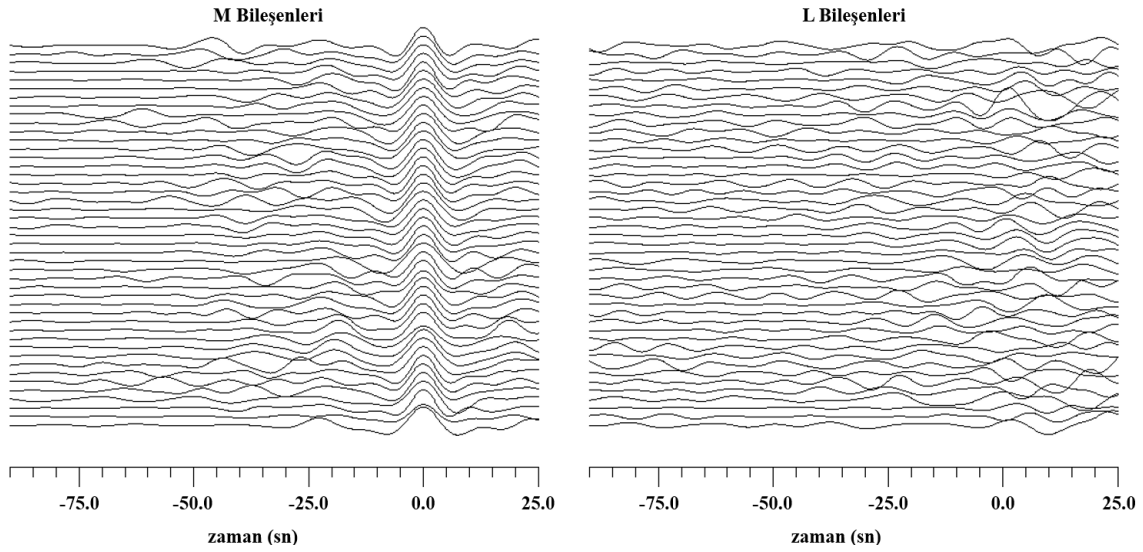
Şekil 39. DIKM istasyonunda kaydedilen 46 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen L ve Q bileşenleri



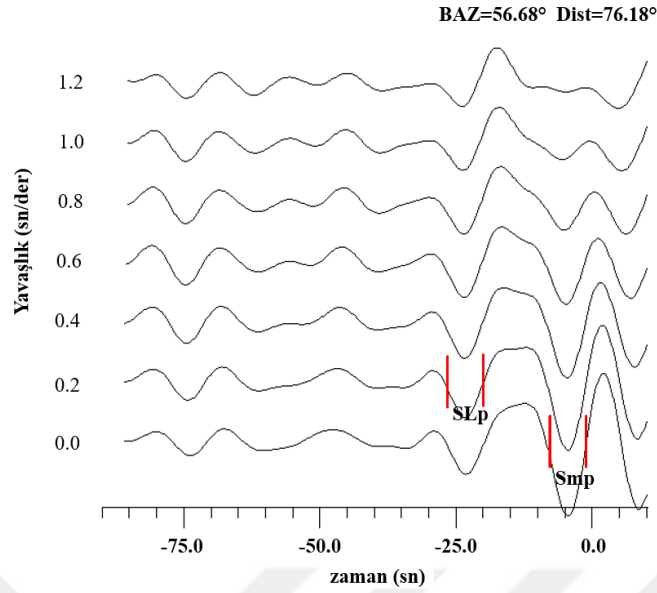
Şekil 40. DIKM istasyonunda kaydedilen 46 adet verinin derinlik yığma sonucu

Şekil 41 ve Şekil 42' de SRF analizi için DIKM istasyonunda kaydedilen 45 adet telesismik deprem kaydının M (impuls fonksiyonlar) ve L bileşenleri (alıcı fonksiyonlar) ve yığma sonuçları gösterilmiştir. Kullanılan depremlerin ortalama episantr uzaklığı  $76.18^\circ$

ve ortalama geri-azimutu  $56.68^{\circ}$  dir (Şekil 42). Yığma işlemi sonucu elde edilen yığmadaki gürültünün RMS değeri 0.01' dir. 0.0 sn/° deki yığma izine göre, Smp fazının genliği 0.014' dür ve BCA istasyonundaki gibi -4.4 sn' de varmıştır. Smp fazının genliği standart hatanın genliğinden oldukça büyüktür. 410-km süreksizliğinden gelen herhangi bir sinyal malasef gözlenmemiştir. Ayrıca yaklaşık -23.4 sn' de ve genliği 0.06 olan negatif bir faz görülmektedir. Bu faz 200-250 km arasındaki derinliklerde bulunan Lehmann süreksizliğinden gelmektedir.



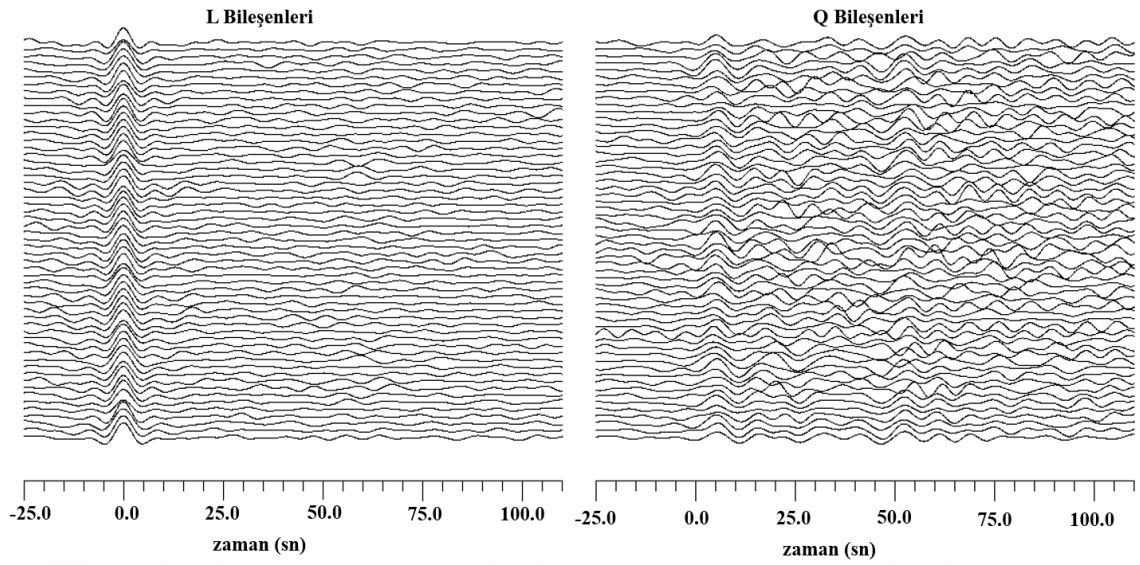
Şekil 41. DIKM istasyonunda kaydedilen 45 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen M ve L bileşenleri



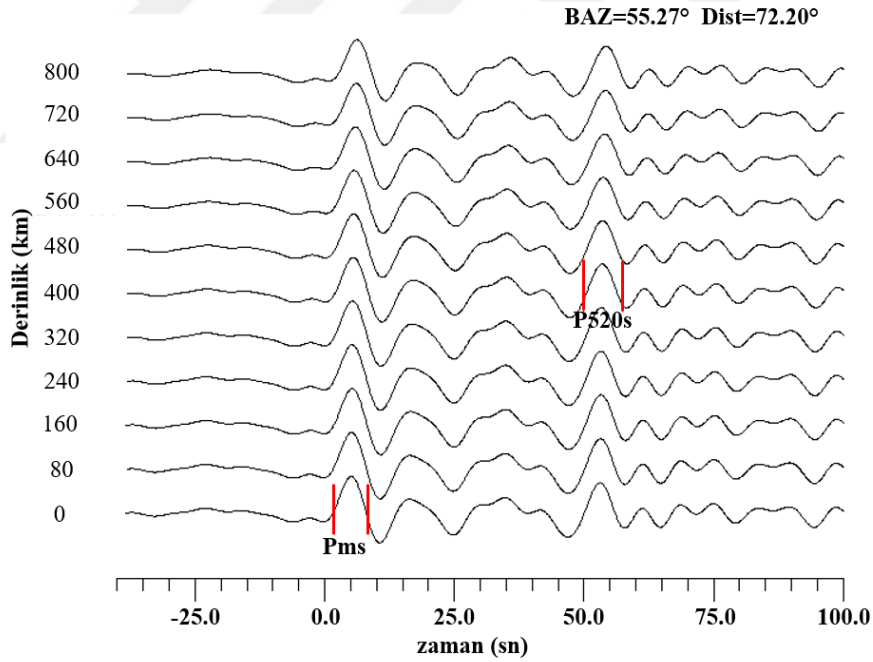
Şekil 42. DIKM istasyonunda kaydedilen 45 adet verinin yavaşlık yığıma sonucu

### 3.1.5. SENK (Şenkaya-Erzurum) İstasyonu

Doğu Pontid Magmatik yayının güneyindeki seçilmiş istasyonların en doğusunda bulunan SENK istasyonunda kaydedilen 57 adet telesismik deprem kaydının PRF sonuçları (L ve Q bileşenleri) Şekil 43 ve yığıma sonuçları Şekil 44' de gösterilmiştir. Q bileşenlerinin ilk Ps dönüşüm fazları kuzey yayda kullanılan istasyonlardan elde edilen varış zamanlarının aksine daha geçtir. Genel olarak Ps faz varışları 5-6 sn civarında pozitif polariteye sahip pulsarı içermektedir. SENK istasyonu verisinin ortalama episantr uzaklığı 72.20° ve ortalama geri-azimut açısı ise 55.27° dir. Şekil 44' de, 0 km' deki yığıma izinde 5.1 sn civarında genliği 0.11 olan Pms fazı görülmektedir. Yaklaşık 53.5 sn' de, genliği 0.09 olan faz P520s fazı olarak görülmektedir. 660-km süreksizliğinden gelen bir dönüşüm fazı güçlü bir tespit için oldukça zayıftır. P410s fazı ise net olarak belirlenememiştir. P410s fazı belirlenemediği için mutlak rezidüeller T<sub>p</sub> ve T<sub>s</sub> hesaplanamamıştır. Ters çözüm işlemi rezidüeller kullanılmadan yapılmıştır.



Şekil 43. SENK istasyonunda kaydedilen 57 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen L ve Q bileşenleri

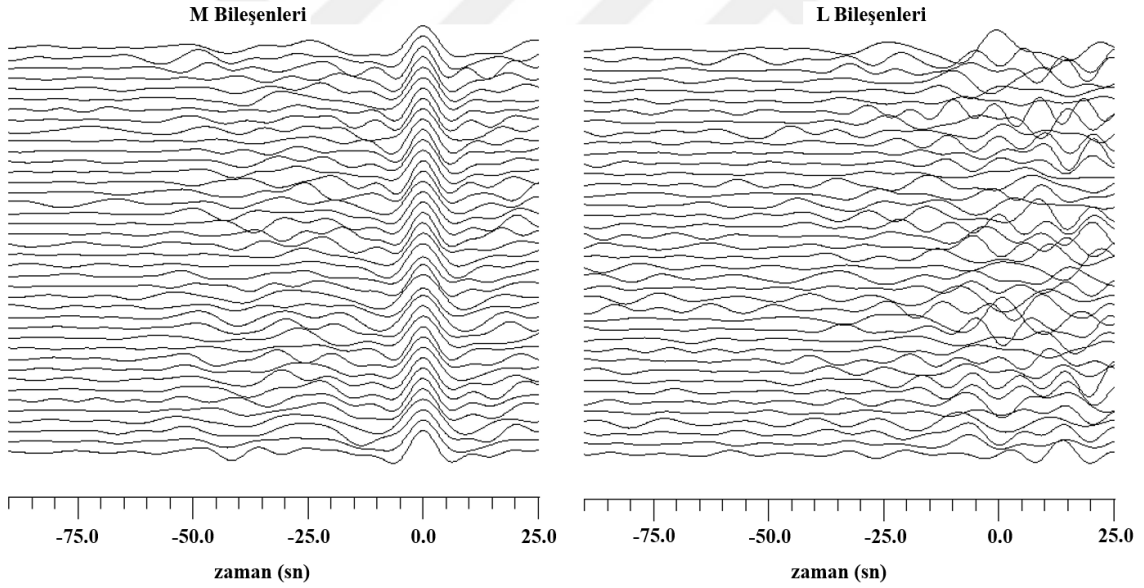


Şekil 44. SENK istasyonunda kaydedilen 57 adet verinin derinlik yığıma sonucu

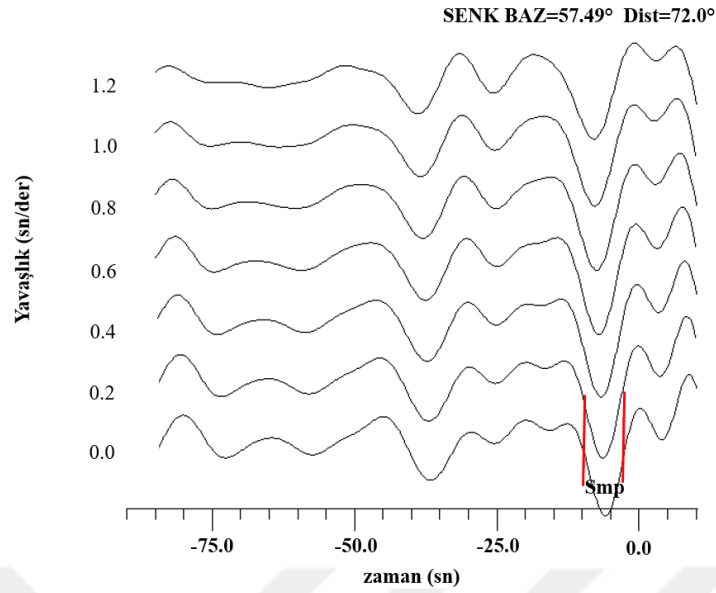
Üst geçiş zonundaki düşük hızlı tabakanın tabanında 520-km derinliğinde nadir olarak gözlemlenen P520s fazı tartışmalı bir faz olarak literatürdeki yerini korumakla birlikte, genel olarak P410s fazı gibi wadsleyiteden ringwooditeye geçişle ilişkilidir. Bu

süreksizliğin derinlik aralığı 50 km civarında olup 410 ve 660 km süreksizlikleri arasında bulunmaktadır ve genliği bu fazlardan birkaç kat daha küçüktür (Morais, 2012).

Şekil 45 ve Şekil 46’ da SRF analizi için SENK istasyonunda kaydedilen 40 adet telesismik deprem kaydının M ve L bileşenleri ve yığma sonuçları gösterilmiştir. L bileşenlerinde yaklaşık 10 sn civarında negatif pulslar elde edilmiştir. M bileşenleri ise oldukça iyi görünümündürler. Kullanılan depremlerin ortalama episantr uzaklığı  $72.00^\circ$  ve ortalama geri-azimutu  $57.49^\circ$  dir (Şekil 46). Yığma işlemi sonucu elde edilen yığmadaki gürültünün RMS değeri 0.01’ dir. Tüm yığma izleri sonucuna bakıldığında, kabuksal sınırdan gelen büyük  $S_p$  fazları görülmektedir. 0.0 sn/°’ deki  $S_{mp}$  fazının genliği 0.070’ dir ve -5.50 sn’ de varmıştır.  $S_{mp}$  fazının genliği standart hatanın genliğinin dört katından daha büyüktür ve sinyal olarak kabul edilebilir. Yığma sonuçlarına göre, Mohodan gelen faz dışında başka bir sinyal görülmemektedir ve dalga formları oldukça basittir.



Şekil 45. SENK istasyonunda kaydedilen 40 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen M ve L bileşenleri



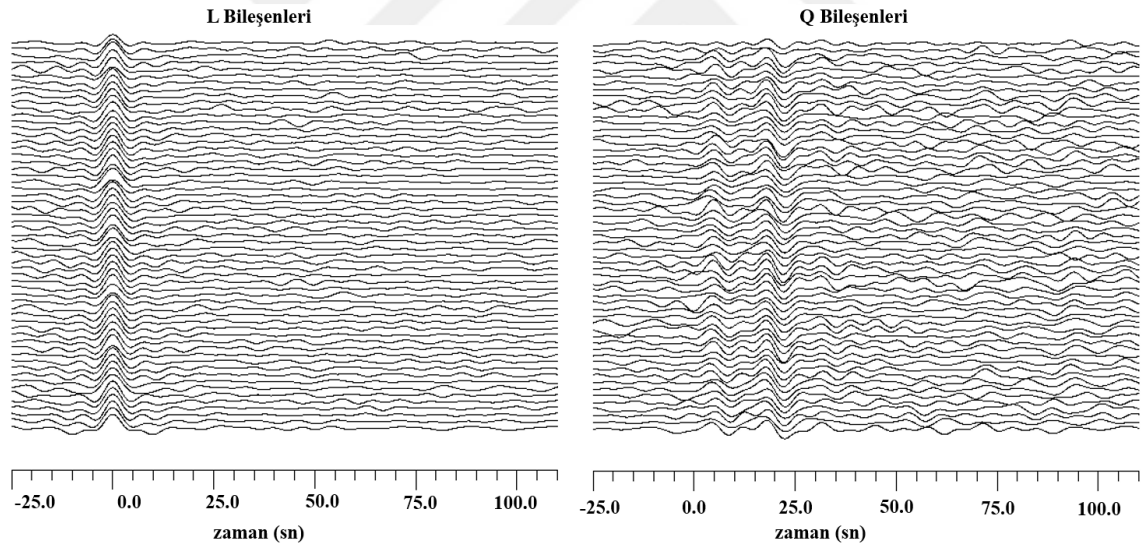
Şekil 46. SENK istasyonunda kaydedilen 40 adet verinin yavaşlık yığıma sonucu

S-Alıcı Fonksiyonlarındaki en etkili episantr aralığı  $65^{\circ}$ - $90^{\circ}$  dir.  $75^{\circ}$ - $90^{\circ}$  episantr aralığında, SKS fazı S-dalgasının 30 sn' deki zaman penceresinde varır ve  $83^{\circ}$  civarında S-dalgası ile aynı zamanda varır. 150 km' den daha sığ süreksizliklerden gelen dönüşmüş Sp ve SKSp fazı arasındaki potansiyel girişim 10 sn' lik periyot aralığında gözardı edilebilir. Fakat artan derinliklerde bu durum daha önemli hale gelir.  $65^{\circ}$ - $75^{\circ}$  episantr aralığındaki S-dalgası yavaşlık değeri (yaklaşık  $12 \text{ s}^{\circ}$ ) oldukça büyük S410p fazı üretmekteyken,  $75^{\circ}$ - $90^{\circ}$  episantr aralığındaki S-dalgası yavaşlık değeri (yaklaşık  $10 \text{ s}^{\circ}$ ) yeterli olabilecek büyüklükte S410p fazı üretmektedir (Vinnik vd., 2007). Ayrıca S410p fazının elde edilememesinin temel nedenlerinden bir tanesi de episantr uzaklığı aralığının çok küçük olmasıdır ( $\sim 72^{\circ}$ ) (Oreshin, kişisel iletişim). SENK istasyonunda görülen bu durum tüm istasyonlar için kullanılan veri setinde genel olarak mevcuttur.

### 3.1.6. ERZN (Erzincan) İstasyonu

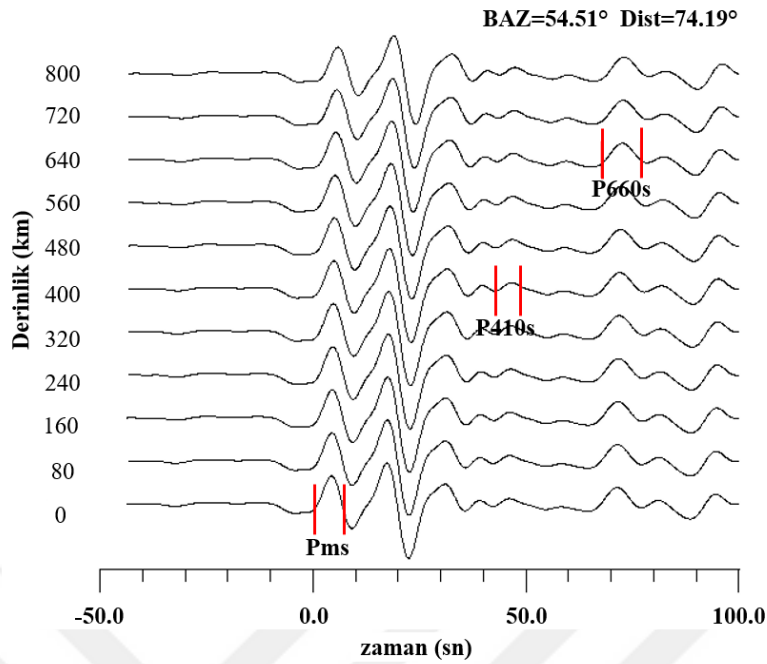
Magmatik yayın güneyindeki istasyonların lokasyonlarına göre, en güneyde bulunan ERZN istasyonunda kaydedilen 59 adet telesismik deprem kaydının L ve Q bileşenleri Şekil 47 ve yığıma sonuçları Şekil 48' de gösterilmiştir. Q bileşenleri incelendiğinde, genel olarak Ps fazları SENK istasyonunun elde edilenlere benzer şekilde fakat daha düşük genlikte 5-6 sn civarında pozitif polariteye sahip pulsları içermektedir. Farklı bir detay olarak, tüm alıcı fonksiyonlarında görünen yaklaşık 20-25 sn civarında negatif polariteye

sahip bir fazda görülmektedir. ERZN istasyonu için yığılmış alıcı fonksiyonlarının ortalama episantr uzaklığı  $74.19^\circ$  ve ortalama geri-azimut açısı ise  $54.51^\circ$  dir. Şekil 48' e göre, çok büyük genliklere sahip olmamalarına rağmen Pms, P410s ve P660s fazları elde edilmiştir. 0 km' deki yığma izinde 4.4 sn civarında genliği 0.08 olan Pms fazı görülmektedir. 400 km derinlikteki yığma izinde P410s varışı oldukça küçük genlikli (0.02) olup 46.4 sn' de gözlemlenmiştir. P410s zamanının geç varmış olması ilişkili süreksizliğin birkaç km kadar çöktüğünü (Kosarev vd., 2013) ve 410-km süreksizliği üstündeki üst manto dalgalarının standart IASP91 değerine göre yavaş olduğunu (Vinnik vd., 2012) işaret etmektedir. Benzer gecikmeler (yaklaşık 2-3 sn) KTUT istasyonu yığma sonuçlarında da gözlemlenebilir. 640 km derinlikte yığma izinde ise genliği 0.05 olan P660s fazı 72.63 sn' de varmıştır. Kullanılan depremlerin episantr aralıkları oldukça küçük olduğundan dolayı, fazların varış zamanları büyük çıkmıştır. Mutlak rezidüel değer  $T_{ps}=2.4$  sn' dir. Bununla ilişkili olarak  $T_p=1.2$  sn ve  $T_s=3.6$  sn olarak elde edilmiştir.



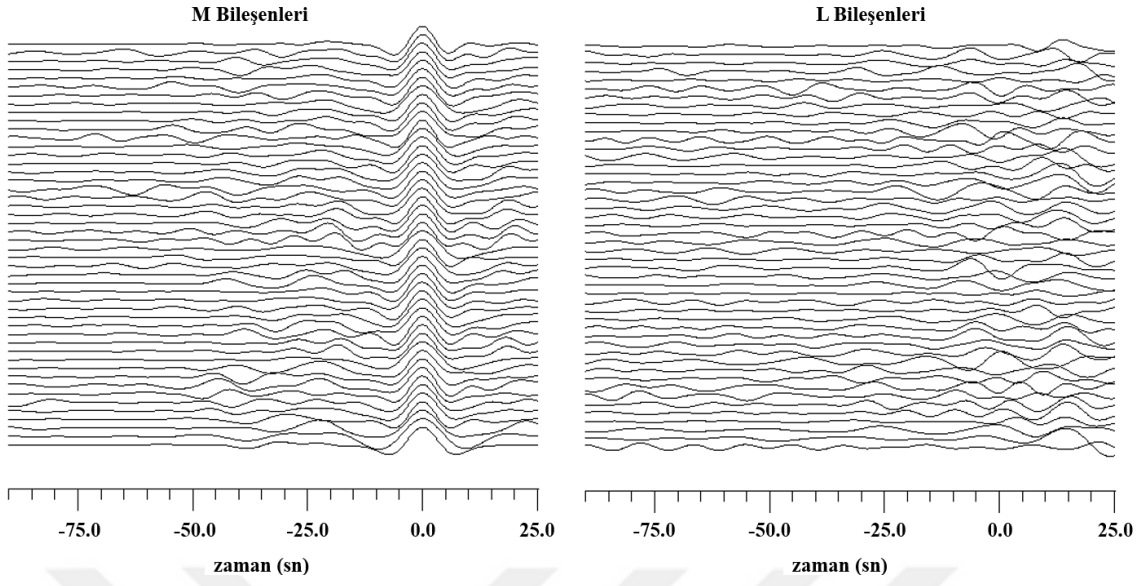
Şekil 47. ERZN istasyonunda kaydedilen 59 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen L ve Q bileşenleri



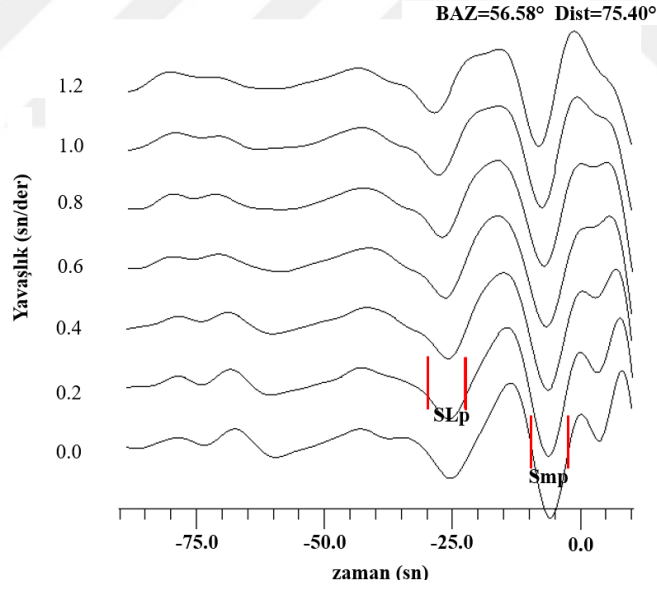


Şekil 48. ERZN istasyonunda kaydedilen 59 adet verinin derinlik yığma sonucu

SRF analizi için ERZN istasyonunda kaydedilen 48 adet telesismik depremin M ve L bileşenleri Şekil 49 ve yığma sonuçları Şekil 50’ de gösterilmektedir. L ve M bileşenlerinin durumu SENK istasyonunda elde edilen sonuçlara oldukça benzerdir. Kullanılan depremlerin ortalama episantr uzaklığı  $75.40^\circ$  ve ortalama geri-azimutu  $56.58^\circ$  dir (Şekil 50). Yığma işlemi sonucu elde edilen yığmadaki gürültünün RMS değeri 0.01’ dir. 0.0 sn/°’ deki yığılmış izde Smp fazı oldukça belirgindir (genliği 0.025) ve -5.90 sn’ de varmıştır. Smp fazının genliği standart hatanın genliğinin dört katından daha büyüktür ve sinyal olarak kabul edilebilir. 0.2 sn/°’ deki yığma izinde negatif polariteli bir faz (-26 sn’ de genliği 0.015) görülmektedir. KVT istasyonunun yığma sonuçlarındaki SLP fazı gibi, bu fazda Lehmann süreksizliğinden gelen faz olarak yorumlanmıştır. Fakat KVT istasyonundaki SLP faz varışına göre varış zamanı daha erkendir.



Şekil 49. ERZN istasyonunda kaydedilen 48 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen M ve L bileşenleri

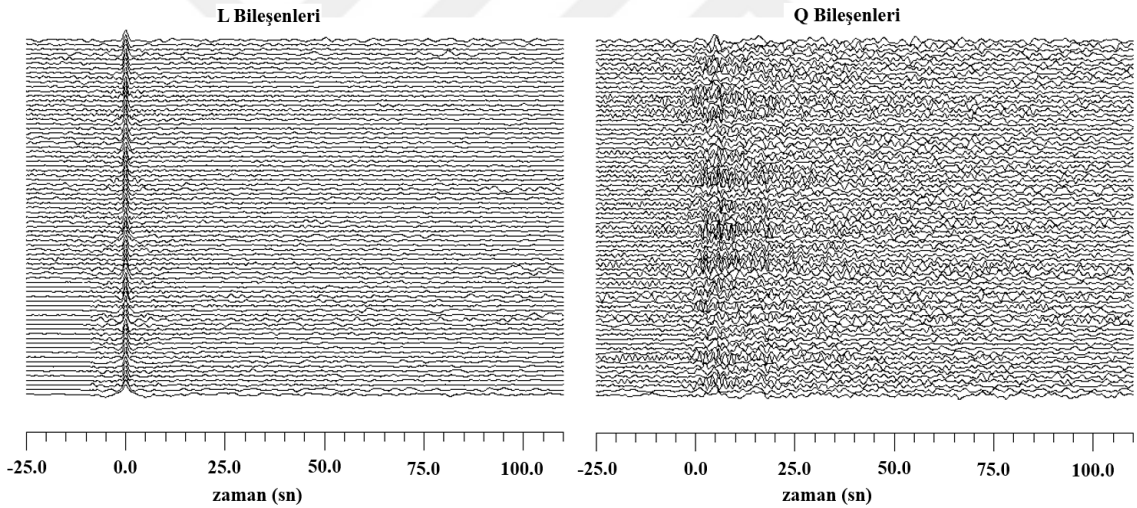


Şekil 50. ERZN istasyonunda kaydedilen 48 adet verinin yavaşlık yığıma sonucu

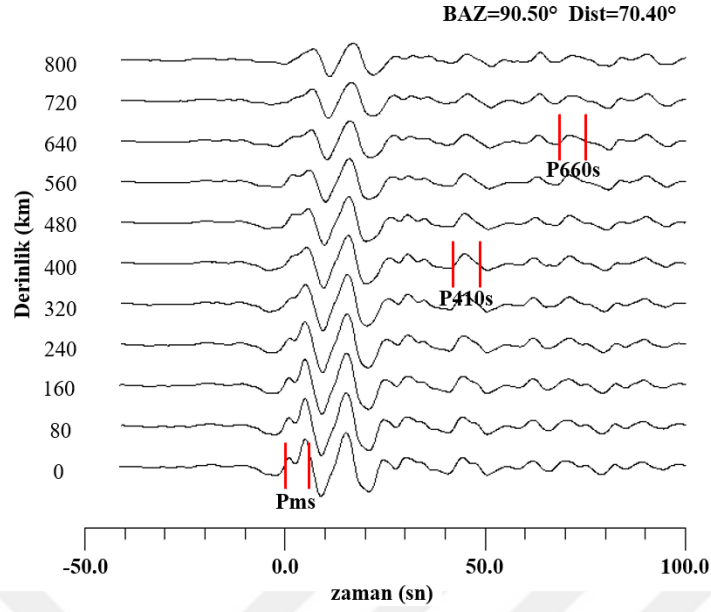
### 3.1.7. RSDY (Tokat) İstasyonu

PRF analizi için RSDY istasyonunda kaydedilen 77 adet telesismik deprem kaydının L ve Q bileşenleri ve yığıma sonuçları Şekil 51 ve Şekil 52' de gösterilmiştir. Bu istasyon

için kullanılan veriler Dr. Oreshin' den (Schmidt Institute of Physics of the Earth, Moscow, Russia) temin edilmiştir. Q bileşenleri incelendiğinde, genel olarak Ps fazları güney istasyonlarına benzer şekilde 5-6 sn civarında pozitif polariteye sahip pulsları içermektedir. L bileşenlerinde ise oldukça net bir şekilde pulslar görülmektedir. RSDY istasyonu için yığılmış alıcı fonksiyonlarının ortalama episantr uzaklığı  $70.40^\circ$  ve ortalama geri-azimut açısı ise  $90.50^\circ$  dir. Şekil 52' ye göre, Pms, P410s ve P660s fazları elde edilmiştir. 0 km' deki yığma izinde 5 sn civarında genliği 0.03 olan Pms fazı görülmektedir. 400 km derinlikteki yığma izinde P410s varışı 0.01 genliğinde olup 44.8 sn' de gözlemlenmiştir. Büyük genlik değerine sahip olmamasına rağmen, P410s işaretlenmiştir. 640 km derinlikteki yığma izinde ise genliği 0.07 olan P660s fazı 70.95 sn' de varmıştır. Mutlak rezidüel değer  $T_{ps}=0.8$  sn' dir. Bununla ilişkili olarak  $T_p=0.4$  sn ve  $T_s=1.2$  sn olarak elde edilmiştir.

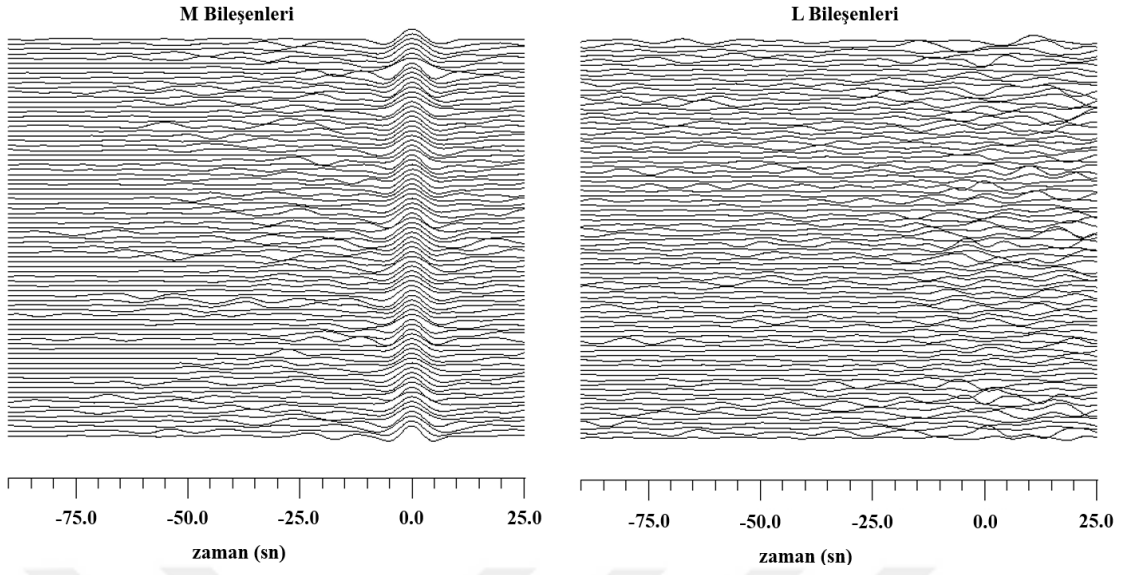


Şekil 51. RSDY istasyonunda kaydedilen 77 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen L ve Q bileşenleri

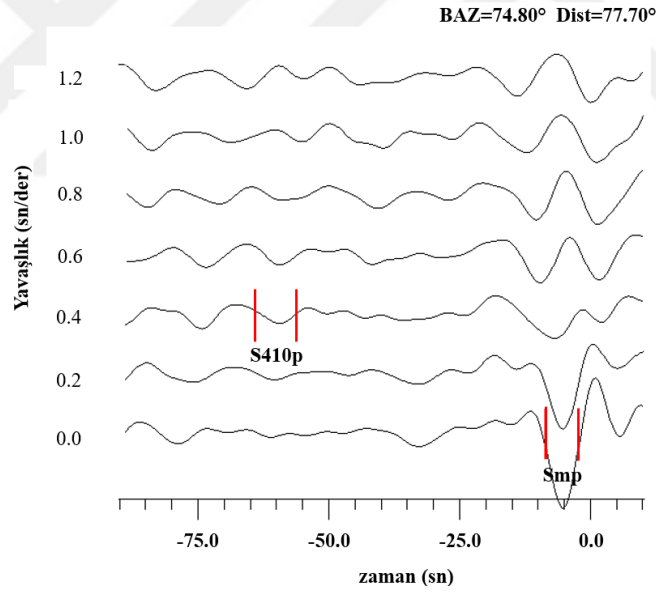


Şekil 52. RSDY istasyonunda kaydedilen 77 adet verinin derinlik yığma sonucu

SRF analizi için RSDY istasyonunda kaydedilen 83 adet telesismik depremin M ve L bileşenleri Şekil 53 ve yığma sonuçları Şekil 54’ de gösterilmektedir. Bu istasyon için kullanılan veriler PRF bileşenlerinde olduğu gibi Dr. Oreshin’ den (Schmidt Institute of Physics of the Earth, Moscow, Russia) temin edilmiştir. Kullanılan depremlerin ortalama episantr uzaklığı  $77.70^\circ$  ve ortalama geri-azimutu  $74.80^\circ$  dir (Şekil 54). Yığma sonucu oldukça kalitelidir. Yığma sonucu elde edilen yığmadaki gürültünün RMS değeri  $0.047$  dir.  $0.0 \text{ sn}^\circ$  ve  $0.4 \text{ sn}^\circ$  de yığma izlerinden temel Sp fazları (Smp ve S410p) oldukça belirgin şekilde görülmektedir. Smp fazının ( $-5.19 \text{ sn}$ ) genliği  $0.08$  ve S410p fazının ( $-59.30 \text{ sn}$ ) genliği ise  $0.02$ ’ dir.



Şekil 53. RSDY istasyonunda kayıt edilen 83 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen M ve L bileşenleri



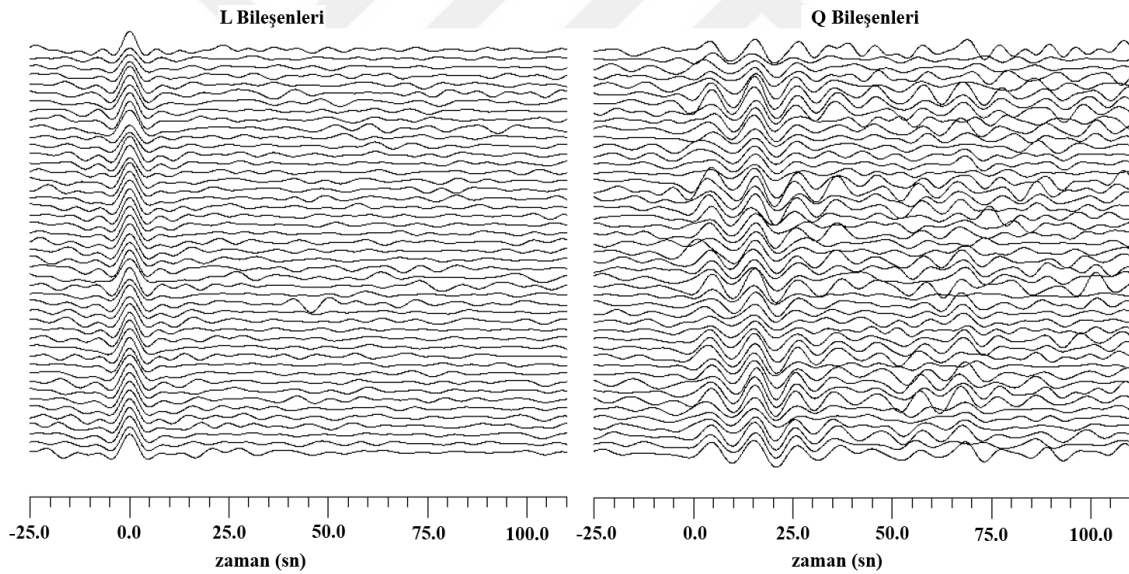
Şekil 54. RSDY istasyonunda kaydedilen 83 adet verinin yavaşlık yığılma sonucu

### 3.1.8. TOKT (Tokat) İstasyonu

Şekil 55 ve Şekil 56' da PRF analizi için güneydeki istasyonların en batısında bulunan TOKT istasyonunda kaydedilen 47 adet telesismik deprem kaydının L ve Q bileşenleri ve yığılma sonuçları gösterilmiştir. Q bileşenleri incelendiğinde, genel olarak Ps

fazları RSDY istasyonuna oldukça benzer pulsarı içermektedir. Fakat ilk 20 sn' de büyük genliklerle ilişkili bir dalga treni gözlemlenmektedir ve bu dalga treni kabuksal yansımalarla ilişkilidir. Ps fazının bu pozitif polariteli yansıması yüksek hızlı bir süreksizliği işaret etmektedir.

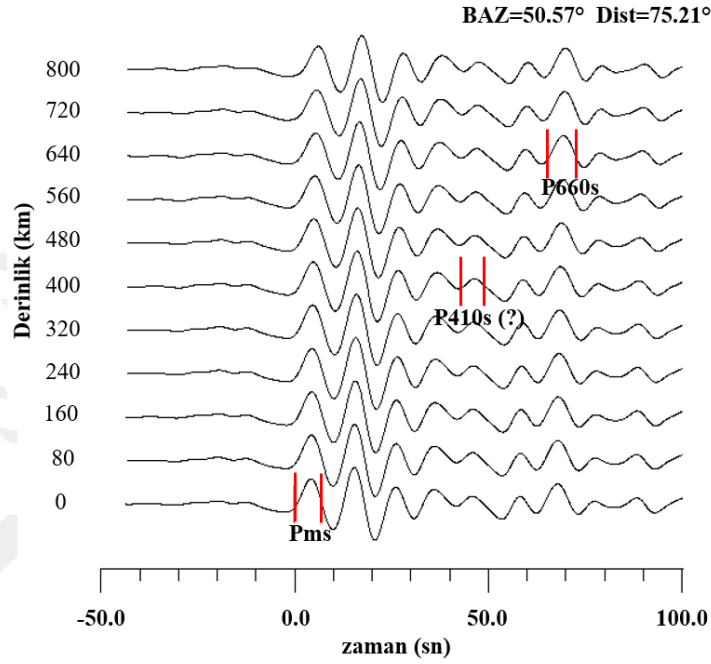
TOKT istasyonu için yığılmış alıcı fonksiyonlarının ortalama episantr uzaklığı  $75.21^\circ$  ve ortalama geri-azimut açısı ise  $50.57^\circ$  dir. Elde edilen yığma sonuçları oldukça gürültülüdür. Şekil 56' ya göre, Pms, P410s ve P660s fazları elde edilmiştir. 0 km' deki yığma izinde 4.2 sn civarında genliği 0.11 olan Pms fazı görülmektedir. 400 km derinlikteki yığma izinde oldukça düşük genlikli P410s varışı 0.03 genliğinde olup 46.4 sn' de gözlemlenmiştir. 640 km derinlikteki yığma izinde ise genliği 0.08 olan P660s fazı 69.40 sn' de varmıştır. Mutlak rezidüel değer  $T_{ps}=2.4$  sn' dir. Bununla ilişkili olarak  $T_p=1.2$  sn ve  $T_s=3.6$  sn olarak elde edilmiştir.



Şekil 55. TOKT istasyonunda kayıt edilen 47 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen L ve Q bileşenleri

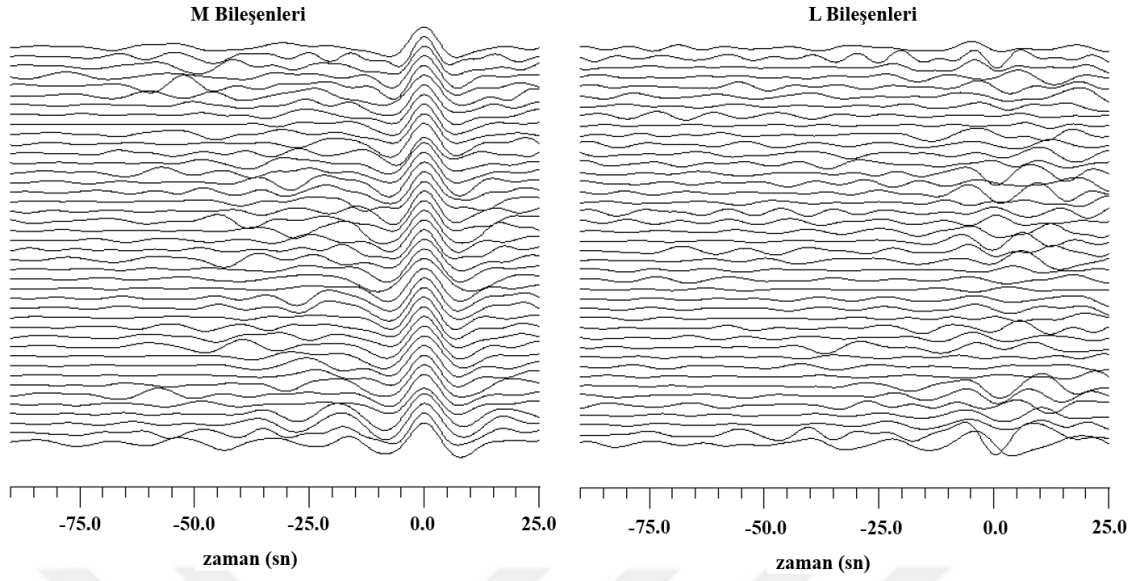
Manto geçiş zonunun yapısını belirlemek için kullanılan P410s ve P660s arasındaki seyahat zaman farkı KVT, KTUT, TOKT ve SENK istasyonları haricinde IASP91 standart değerinden 1-2 sn daha büyüktür. Bölüm 1' de bahsedildiği gibi faz geçişleriyle ilişkili bu sınırlar faz eşitliğinin pozitif ve negatif eğimiyle ilişkilidir. Aynı zamanda bu sınırların derinliği sıcaklığa bağlıdır. Geçiş zonlarında sıcaklık artarsa, dönüşüm fazlarının seyahat

zamanlarındaki farkın azaldığı gibi süreksizliklerin derinlikleri de azalır (Vinnik vd., 2014). Ayrıca, standart seyahat zamanı farkının büyümesine özellikle güçlü-soğuk bir yapıya sahip olan 660-km süreksizliği sebep olursa, bu durum düşük sıcaklığa sahip geçiş zonun derinliğinin ~20 km kadar incelmesine ve yiten bir Litosfer dilimine işaret eder (Morais, 2012).

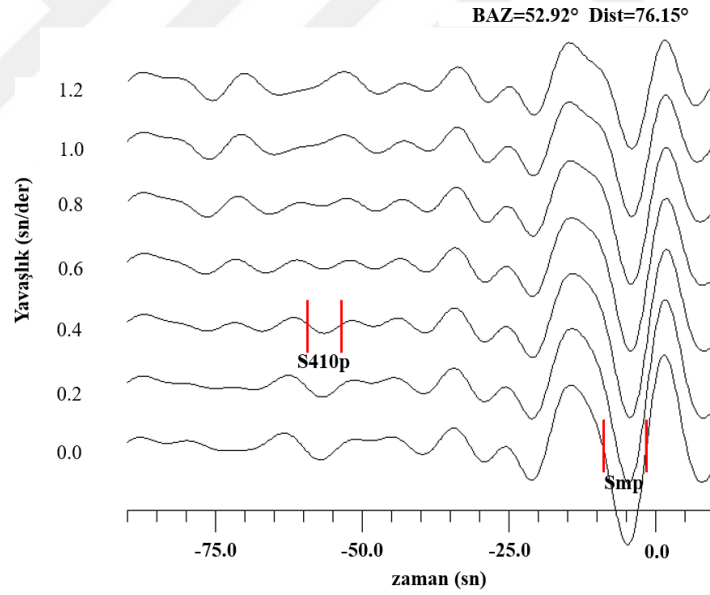


Şekil 56. TOKT istasyonunda kaydedilen 47 adet verinin derinlik yığılma sonucu

SRF analizi için TOKT istasyonunda kaydedilen 42 adet telesismik depremin M ve L bileşenleri Şekil 57 ve yığılma sonuçları Şekil 58’ de gösterilmektedir. Genel olarak Doğu Pontid magmatik yayının güneyindeki istasyonlardan elde edilen yığılma izlerine oldukça benzer sonuçlar gözlemlenmiştir. Kaydedilen telesismik depremlerin ortalama episantr uzaklığı  $76.15^\circ$  ve ortalama geri-azimutu  $52.92^\circ$  dir (Şekil 58). Yığılma işlemi sonucu elde edilen standart hata değeri (yığılmadaki gürültünün RMS değeri)  $0.012$ ’ dir.  $0.0$  sn/ $^\circ$ ’ deki izdeki Sp fazı (Smp) ile  $0.4$  sn/ $^\circ$ ’ deki S410p fazı oldukça belirgin durumdadır. Smp fazı  $-4.79$  sn’ de ve S410p fazı ise  $-56.5$  sn’ de net olarak varmıştır. Smp fazının genliği ( $0.025$ ) standart hatanın genliğinden oldukça büyüktür. IASP91 standart rezidüel varışına oldukça yakın bir değerde varmış olan S410p varışı, 410-km süreksizliğinin yükselmesine ya da üst mantodaki düşük  $V_p/V_s$  oranına ya da her ikisine işaret etmektedir (Morais, 2012).



Şekil 57. TOKT istasyonunda kayıt edilen 42 adet verinin kullanılmasıyla elde edilen M ve L bileşenleri



Şekil 58. TOKT istasyonunda kaydedilen 42 adet verinin yavaşlık yığıma sonucu

### 3.2. P ve S-Alıcı Fonksiyonlarının Birleşik Ters Çözümü Uygulaması

Bu bölümde DPOK' nda bulunan 8 adet deprem istasyonundan elde edilen PRF ve SRF' lerin birleşik ters çözümüyle her bir istasyon altı için izotropik kabuk ve üst manto yapısı belirlenmiştir. Ters çözüm sonuçlarını gösterirken, ilk olarak Doğu Pontid magmatik



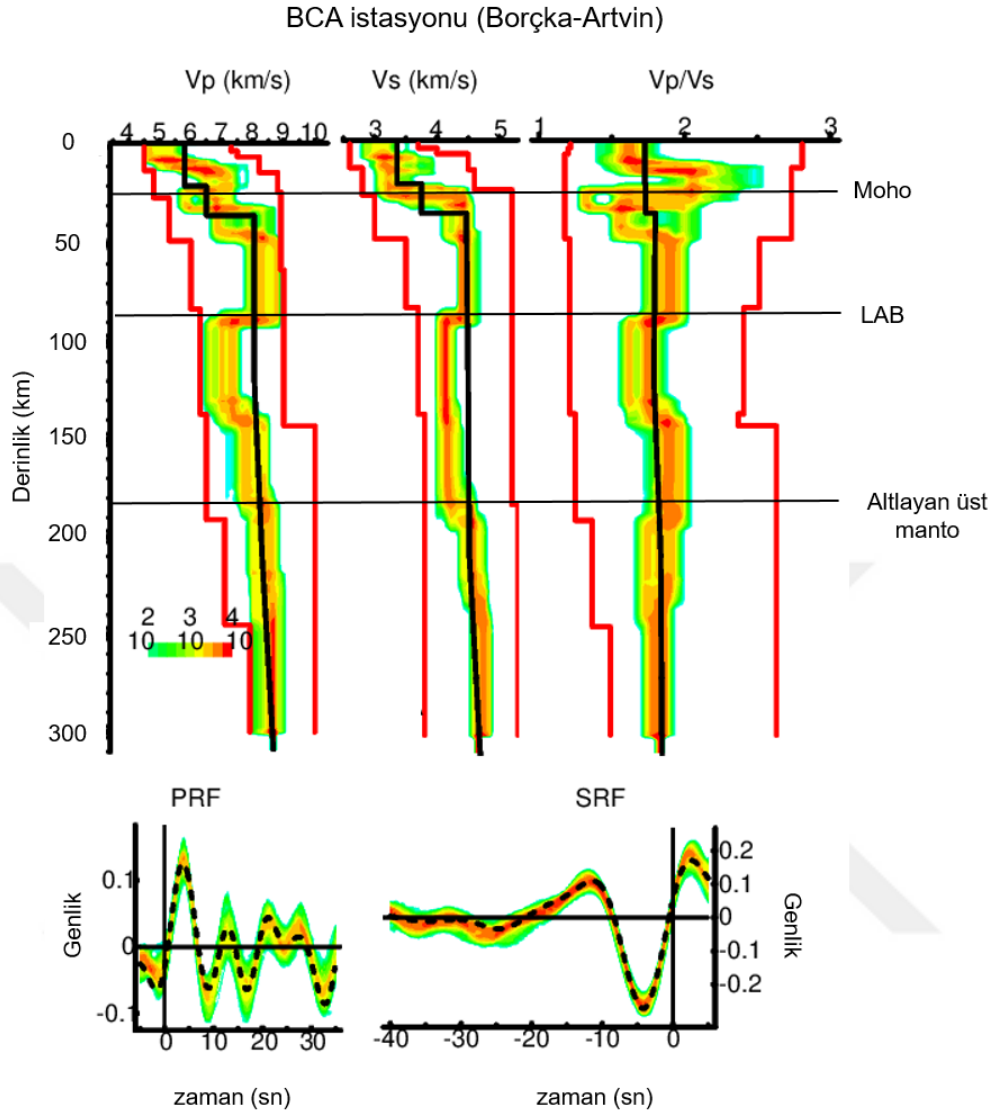
yayının kuzeyindeki istasyonlar doğudan batıya doğru sıralandırılarak gösterilmiştir. Ardından benzer durum güneydeki seçilmiş istasyonlar için uygulanmıştır. Ters çözüm sonucu her bir istasyon altı için P-dalgası histogramı, S-dalgası histogramı, kalınlık bilgisi ve  $V_p/V_s$  oranı hesaplanmıştır. Çok çözümlülük problemi telesismik P- ve S-dalgası seyahat zamanı rezidüellerinin ve alıcı fonksiyonlarının birleşik ters çözümüyle azaltılmaya çalışılmıştır. Kuzeydeki KVT ve güneydeki SENK istasyonları haricindeki tüm istasyonlar için seyahat zamanı rezidüelleri ile birlikte ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir. Ters çözüm işlemi Benzetilmiş Tavlama tekniğiyle sınırlandırılmıştır. Bölüm 2' de açıklandığı gibi, birleşik ters çözüm işlemi gerçekleştirilmek için PRF' lerin tüm L bileşenlerinin toplamı ve Q bileşenlerinin 0 km' deki izleri kullanılmıştır. Ayrıca SRF' lerin tüm M bileşenlerinin toplamı ve L bileşenlerinin 0.0 s/° deki izleri kullanılmıştır. Deneme başlangıç modeli kabukta 4 adet ve mantoda 5 adet olmak üzere toplam 9 adet tabakadan oluşmaktadır. Tabaka kalınlıkları mantoda birkaç on km (50-70 km) kadardır ve kabukta yaklaşık 10-30 km aralığındadır. Hız değerleri IASP91 standart modeline göre düzenlenmiştir. Çözüm P ve S-dalgası hızlarının geniş bir aralığı için yapılmıştır. Deneme modellerinin sayısı  $10^5$  kadardır. Model parametre uzayı hücrelere bölünmüştür ve her bir hücrede hesaplanan sonuç renk koduyla histogram olarak gösterilmiştir. Ters çözüm sonuçları kabuk, yüksek S-dalgası hızına sahip üst manto (mantle lid), düşük hızlı S-dalgası zonu ve altlayan üst manto tabakası olmak üzere temelde dört tabaka olarak gözlemlenmiştir. Bu süreksizliklerin derinlikleri bölgeden bölgeye değişim göstermektedir. Derinliği yüzeyden 300 km'ye kadar olan ve oldukça detaylı olarak elde edilen hız modellerine göre, P-dalgası histogramlarına oranla S-dalgası histogramları daha iyi sınırlandırılmıştır ve yaklaşık 150 km derinliklerden sonra yüksek hızlar elde edilmiştir.

Kuşağın kuzeyindeki istasyonların en doğusunda bulunan BCA istasyonunun P410s seyahat zamanı rezidüel değeri IASP91 modelinden hesaplanan teorik değere oldukça yakındır. Şekil 59' a göre, Moho süreksizliğinin derinliği 30 km'dir ( $V_s= 4.3$  km/sn,  $V_p=7.2$  km/sn). Alt kabuktaki S-dalgası hız değerleri 3.36-3.41 km/sn arasındadır. Alt kabukta  $V_p/V_s$  oranı büyük olup 1.90 civarındadır. Ters çözüm sonucuna göre, Litosfer-Astenosfer sınırı yaklaşık olarak 89 km olarak belirlenmiştir. S-dalgası hızları bu geçiş zonunda 4.4 km/sn' den 4.2 km/sn' ye düşmüştür. Yaklaşık 184 km derinlikte düşük hızlı zon yok olmaktadır ve standart hız oranlarındaki altlayan üst manto tabakası başlamaktadır.

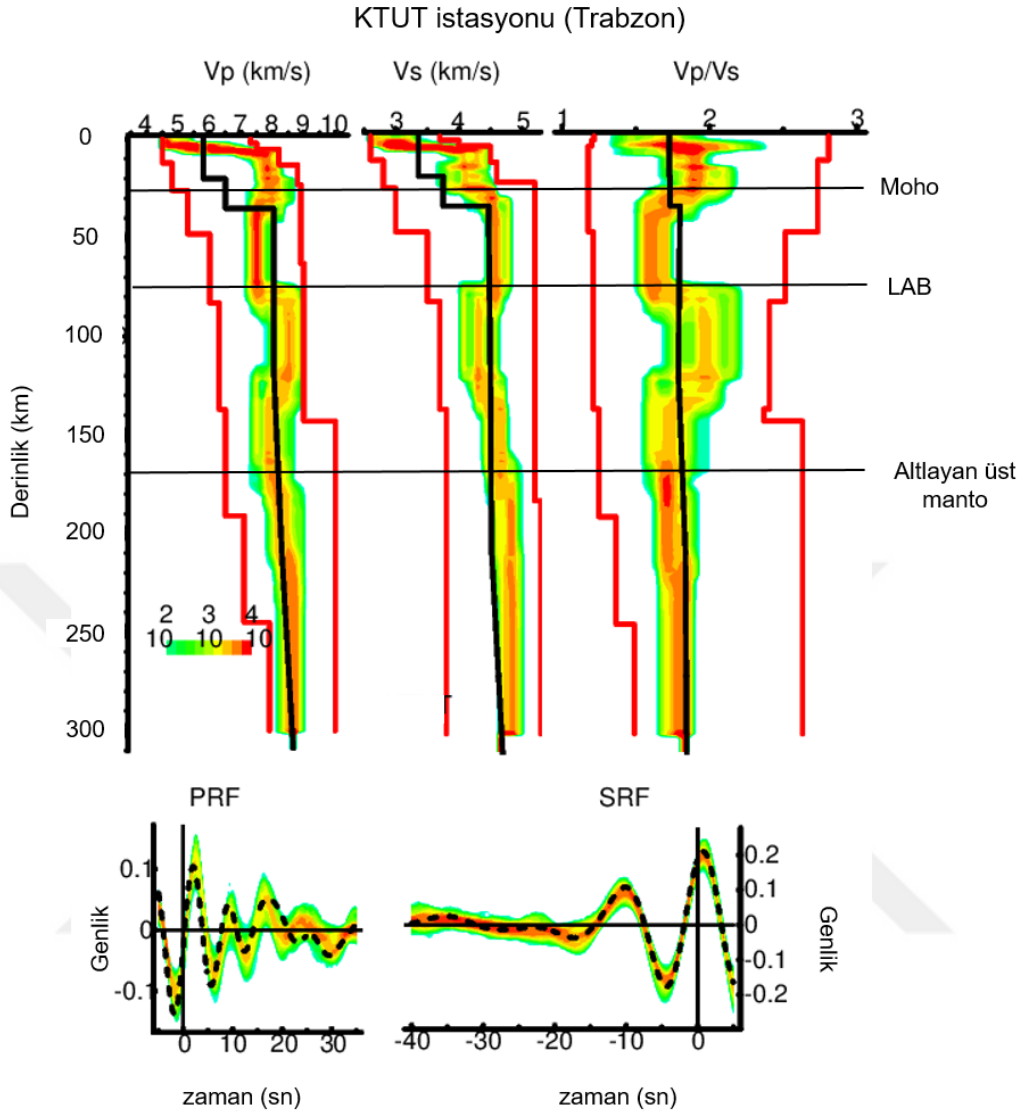
Şekil 60' da KTUT istasyonu için ters çözüm sonuçları gösterilmektedir. En üstte, 4 km derinliğinde oldukça düşük hızlar elde edilmiştir ( $V_s=2.85$  km/sn,  $V_p=4.71$  km/sn). Alt kabukta S-dalgası hızı 3.1-4.2 km/sn arasında değişmektedir. Kabuğun orta ve alt seviyelerinde genel olarak  $V_p/V_s$  oranı  $\sim 1.85$  civarındadır. KTUT istasyonu için hesaplanan Moho süreksizliğinin derinliği 33 km' dir ( $V_s=4.5$  km/sn ve  $V_p=7.5$  km/sn). S-dalgası histogramına göre, yüksek hızlı üst manto ve düşük hızlı zon arasındaki geçiş 79 km' de belirlenmiştir ( $V_s=4.32$  km/sn,  $V_p=8.20$  km/sn). Altlayan üst manto tabakası ise yaklaşık olarak 173 km civarında başlamaktadır.

KVT istasyonunun telesismik rezidüel değerleri belirlenemediği için birleşik ters çözüm işlemi rezidüelleri kullanılmadan yapılmıştır (Şekil 61). Diğer kuzey istasyonları için elde edilen sonuçlara benzer şekilde, Doğu Karadeniz havzasına yakın bir konumda bulunan KVT istasyon için kabuk kalınlığı 37 km' dir ( $V_s=4.3$  km/sn,  $V_p=7.9$  km/sn). KTUT istasyonunda elde edilen sonuç gibi, en üst 4 km'de hızlar oldukça düşüktür ( $V_s=2.76$  km/sn,  $V_p=5.65$  km/sn). Kabuğun orta ve alt seviyelerinde genel olarak  $V_p/V_s$  oranı  $\sim 1.90$  civarındadır. S-dalgası histogramında, net olarak Litosfer-Astenosfer süreksizliği geçişi gözlemlenememiştir. Fakat artan derinliklerle ilişkili olarak hız geçişleri bulunmaktadır. P-dalgası histogramında da görülebilen bu hız geçişi yaklaşık 82 km derinliğindedir (P-dalgası 7.9 km/sn' den 7.2 km/sn' ye düşmektedir). Yaklaşık 171 km derinliğinden sonra ise hızlar oldukça büyük bir sıçrama göstermiştir.

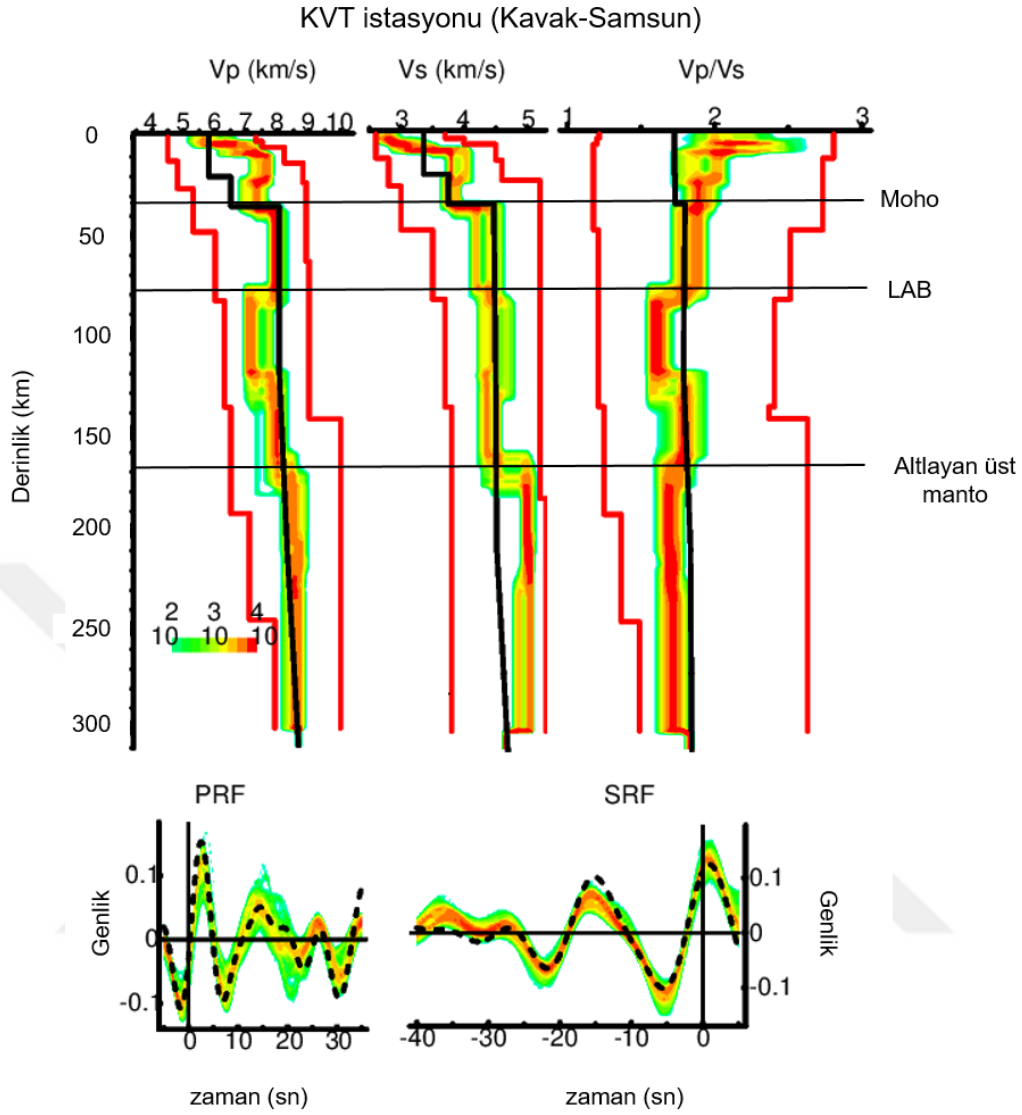
DIKM istasyonu sonuçları kuşağın kuzeyindeki diğer istasyonlardan elde edilen sonuçlara oldukça benzerlik göstermektedir (Şekil 62). P ve S-dalgası histogram sonuçlarına göre, üst 5 km' de oldukça düşük hızlar görülmektedir ( $V_p=4.86$  km/sn,  $V_s=2.78$  km/sn). Moho süreksizliğinin derinliği 40 km ( $V_s=4.7$  km/sn,  $V_p=7.9$  km/sn) olarak belirlenmiştir. Alt kabukta S-dalgası hızları genel olarak 3.9 km/sn civarındadır ve  $V_p/V_s$  oranı ise  $\sim 1.90$  olup oldukça büyüktür. Litosfer-Astenosfer süreksizliği geçişi 85 km' dedir ( $V_s=4.5$  km/sn,  $V_p=7.7$  km/sn). Yaklaşık 181 km civarında hızlarda bir sıçrama elde edilmiştir.



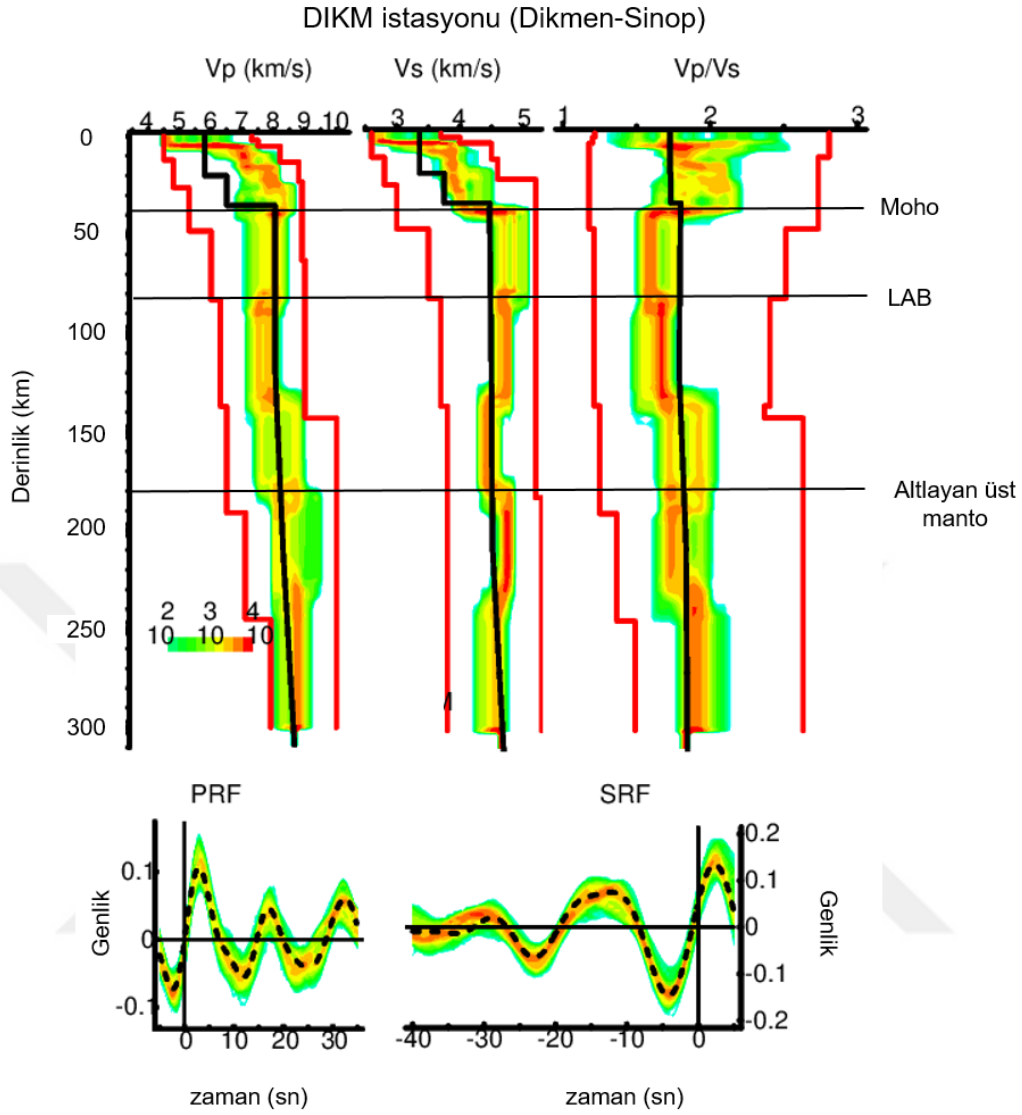
Şekil 59. BCA istasyonu için zaman rezidüleriyle birlikte ( $T_p=-0.4$  sn ve  $T_s=-1.2$  sn) PRF ve SRF'lerin birleşik ters çözümü. Üstte, renk kodlarıyla birlikte histogramlar  $V_p$ ,  $V_s$  ve  $V_p/V_s$  değerlerini göstermektedir. Siyah kalın çizgiler IASP91 hız modellerini temsil etmektedir. Kırmızı hatlar araştırma sınırlarıdır.  $10^2$ - $10^4$  deneme modelleri sayısıdır. Aşağıda, sentetik PRF ve SRF'ler model olarak aynı renk koduyla gösterilmektedir. Kesikli çizgiler ise gerçek alıcı fonksiyonlarıdır



Şekil 60. KTUT istasyonu için zaman rezidüleriyle birlikte ( $T_p=0.8$  sn ve  $T_s=2.4$  sn) PRF ve SRF'lerin birleşik ters çözümü. Üstte, renk kodlarıyla birlikte histogramlar  $V_p$ ,  $V_s$  ve  $V_p/V_s$  değerlerini göstermektedir. Siyah kalın çizgiler IASP91 hız modellerini temsil etmektedir. Kırmızı hatlar araştırma sınırlarıdır.  $10^2$ - $10^4$  deneme modelleri sayısıdır. Aşağıda, sentetik PRF ve SRF'ler model olarak aynı renk koduyla gösterilmektedir. Kesikli çizgiler ise gerçek alıcı fonksiyonlarıdır



Şekil 61. KVT istasyonu için zaman rezidüelleri olmadan PRF ve SRF'lerin birleşik ters çözümü. Üstte, renk kodlarıyla birlikte histogramlar Vp, Vs ve Vp/Vs değerlerini göstermektedir. Siyah kalın çizgiler IASP91 hız modellerini temsil etmektedir. Kırmızı hatlar araştırma sınırlarıdır.  $10^2$ - $10^4$  deneme modelleri sayısıdır. Aşağıda, sentetik PRF ve SRF'ler model olarak aynı renk koduyla gösterilmektedir. Kesikli çizgiler ise gerçek alıcı fonksiyonlarıdır



Şekil 62. DIKM istasyonu için zaman rezidüleriyle birlikte ( $T_p = -0.6$  sn ve  $T_s = -1.8$  sn) PRF ve SRF'lerin birleşik ters çözümü. Üstte, renk kodlarıyla birlikte histogramlar  $V_p$ ,  $V_s$  ve  $V_p/V_s$  değerlerini göstermektedir. Siyah kalın çizgiler IASP91 hız modellerini temsil etmektedir. Kırmızı hatlar araştırma sınırlarıdır.  $10^2$ - $10^4$  deneme modelleri sayısıdır. Aşağıda, sentetik PRF ve SRF'ler model olarak aynı renk koduyla gösterilmektedir. Kesikli çizgiler ise gerçek alıcı fonksiyonlarıdır

Doğu Pontid Orogenik Kuşağı'nın güneyindeki istasyonların en doğusunda bulunan SENK istasyonu verileri için seyahat zamanı rezidüleri kullanılmadan ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir (Şekil 63). Kabuktaki hızlar incelendiğinde, alt kabukta P-dalgası hızı standart değerden biraz düşük çıkmıştır. Alt kabukta  $V_p/V_s$  oranı oldukça düşük ( $\sim 1.6$ ) olup, üst kabukta 1.90 civarındadır. Kabuk kalınlığı 46 km olarak belirlenmiştir ( $V_p = 8.3$  km/sn,  $V_s = 4.5$  km/sn). Litosfer-Astenosfer geçişi  $\sim 88$  km'de ( $V_s = 4.40$  km/sn,  $V_p = 8.40$

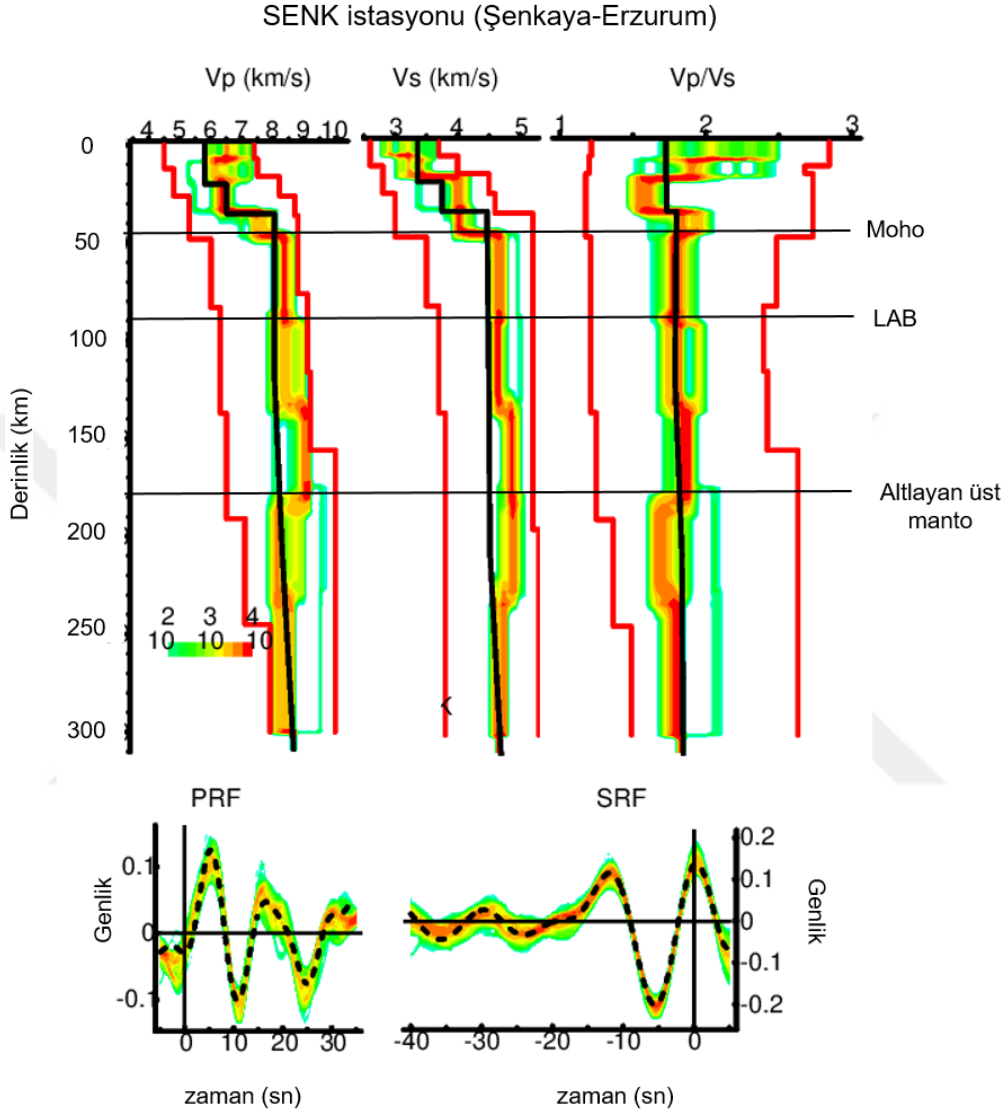
km/sn) görülmektedir. Yüksek hızlı üst manto yaklaşık 182 km derinliğe kadar uzanan düşük S-dalgası hızına sahip tabaka üzerinde uzanmaktadır.

SENK istasyonunun güney batısında, Kuzey Anadolu Fay zonu üzerinde bulunan ERZN istasyonundan elde edilen ters çözüm sonuçları Şekil 64' de gösterilmektedir. Histogramlara bakıldığında, ilk olarak dikkat çeken durum alt kabukta düşük hızlı bir tabakanın varlığıdır. 30 km civarında S-dalgası hızları 3.8 km/sn' den 3.6 km/sn' ye ve P-dalgası hızları ise 6.9 km/sn' den 6.5 km/sn' ye düşmektedir. Bu derinliklerde,  $V_p/V_s$  oranı ise 1.70-1.80 civarındadır. Kabuk kalınlığı 42 km olarak elde edilmiştir ( $V_s=4.5$  km/sn,  $V_p=7.7$  km/sn). Net bir şekilde hız değişiminin görülmemesine rağmen, 85 km civarında bir hız değişiminden söz edilebilir. Bu sınır Litosfer-Astenosfer sınırı olarak yorumlanmıştır. SRF' lerin yavaşlık yığıma sonuçlarında görüldüğü gibi, yaklaşık 183 km civarında başlayan yüksek hızlı tabaka Lehmann süreksizliği olarak yorumlanabilir.

ERZN istasyonunun kuzey batısında ve Kuzey Anadolu Fay zonu üzerinde bulunan RSDY istasyonundan elde edilen sonuçlar Şekil 65' de gösterilmektedir. ERZN istasyonundaki gibi, alt kabukta yaklaşık 28 km civarında düşük hızlı bir tabaka P-dalgası histogramında görülmektedir. S-dalgası hızlarında görülmemesine rağmen, P-dalgası hızları 7.1 km/sn' den 6.9 km/sn' ye azalmaktadır. Alt kabukta  $V_p/V_s$  oranı genel olarak 1.80-1.90 civarındadır. Moho süreksizliğinin derinliği 39 km olup  $V_s=4.4$  km/sn,  $V_p=8.3$  km/sn olarak elde edilmiştir. P- ve S-dalgası hızlarına göre, üst manto hızları genel olarak IASP91 hız değerlerinden daha büyüktür. S-dalgası histogramında görülmemesine rağmen, P-dalgası histogramında 88 km derinliğinde yüksek hızlı üst manto ve düşük hızlı zon arasındaki geçiş görülmektedir (P-dalgası hızı 8.40 km/sn' den 7.90 km/sn' ye azalmaktadır). Artan derinliklerle ilişkili olarak hızlar kademeli şekilde artmıştır ve ~177 km derinlikte bir hız sıçraması görülmektedir.

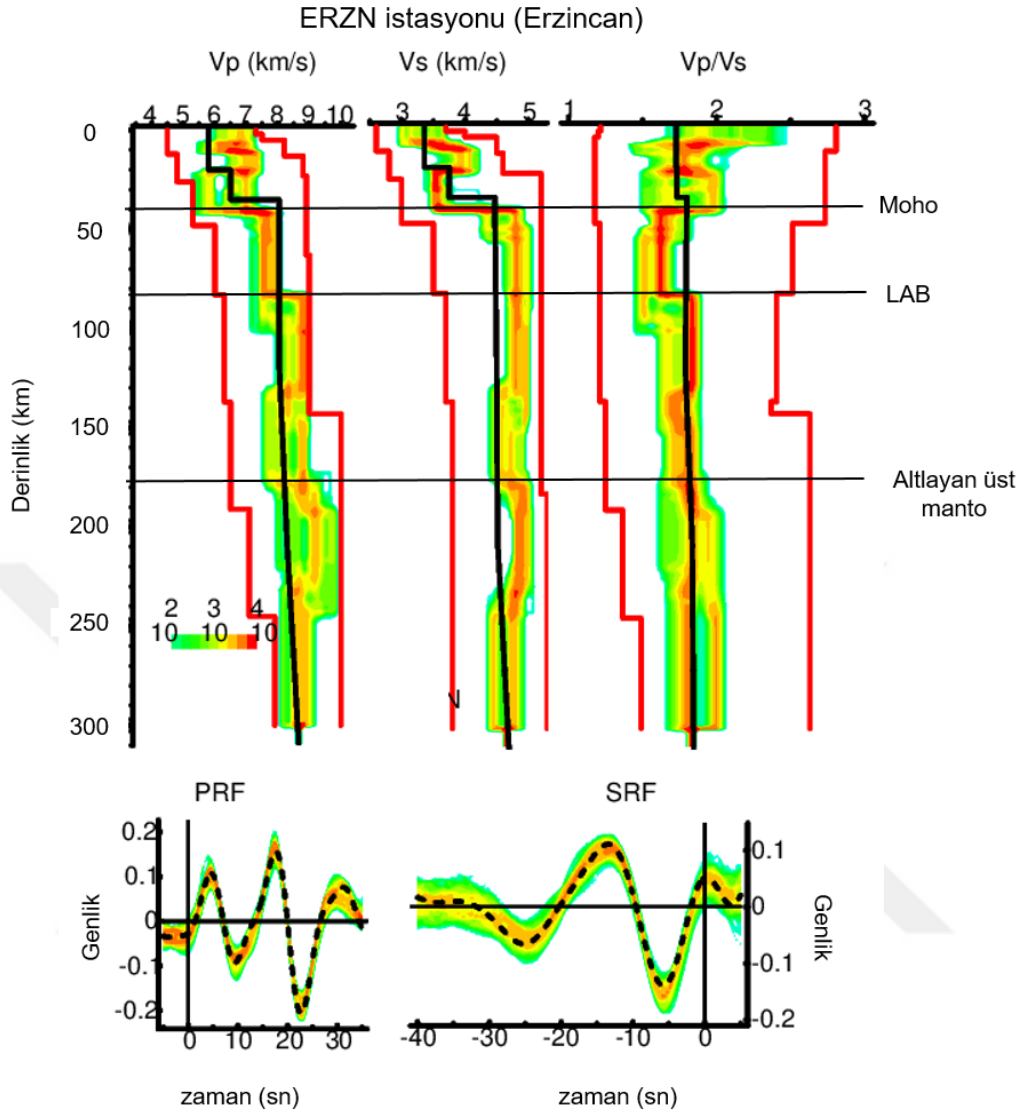
Son olarak Doğu Pontid magmatik kuşağında güneydeki seçilen istasyonlarının en batısında bulunan TOKT istasyonu için elde edilen ters çözüm sonuçları Şekil 66' da gösterilmiştir. Güneydeki istasyonlarda görünen, fakat yaklaşık 20 km derinliğinden başlayıp 30 km derinliğine kadar devam eden düşük hızlı bir tabaka nispeten görülmektedir. Bu tabakanın P-dalgası hızı 6.4 km/sn' den 6.2 km/sn' ye ve S-dalgası ise 3.3 km/sn' den 3.0 km/sn' ye azalmaktadır. Orta ve alt kabukta  $V_p/V_s$  oranı oldukça yüksek olup 1.90-2.00 civarındadır. Kabuk kalınlığı 44 km olarak elde edilmiştir ( $V_s=4.6$  km/sn,  $V_p=7.7$  km/sn). Litosfer-Astenosfer sınırı diğer istasyon sonuçlarına göre en büyüktür ve 94 km olarak belirlenmiştir ( $V_s=4.5$  km/sn,  $V_p=8.3$  km/sn). Düşük hızlı

tabakayı altlayan üst manto ise yaklaşık 189 km civarından başlamaktadır ve artan derinliklerde hızlar IASP91 modelinden biraz daha büyüktür.

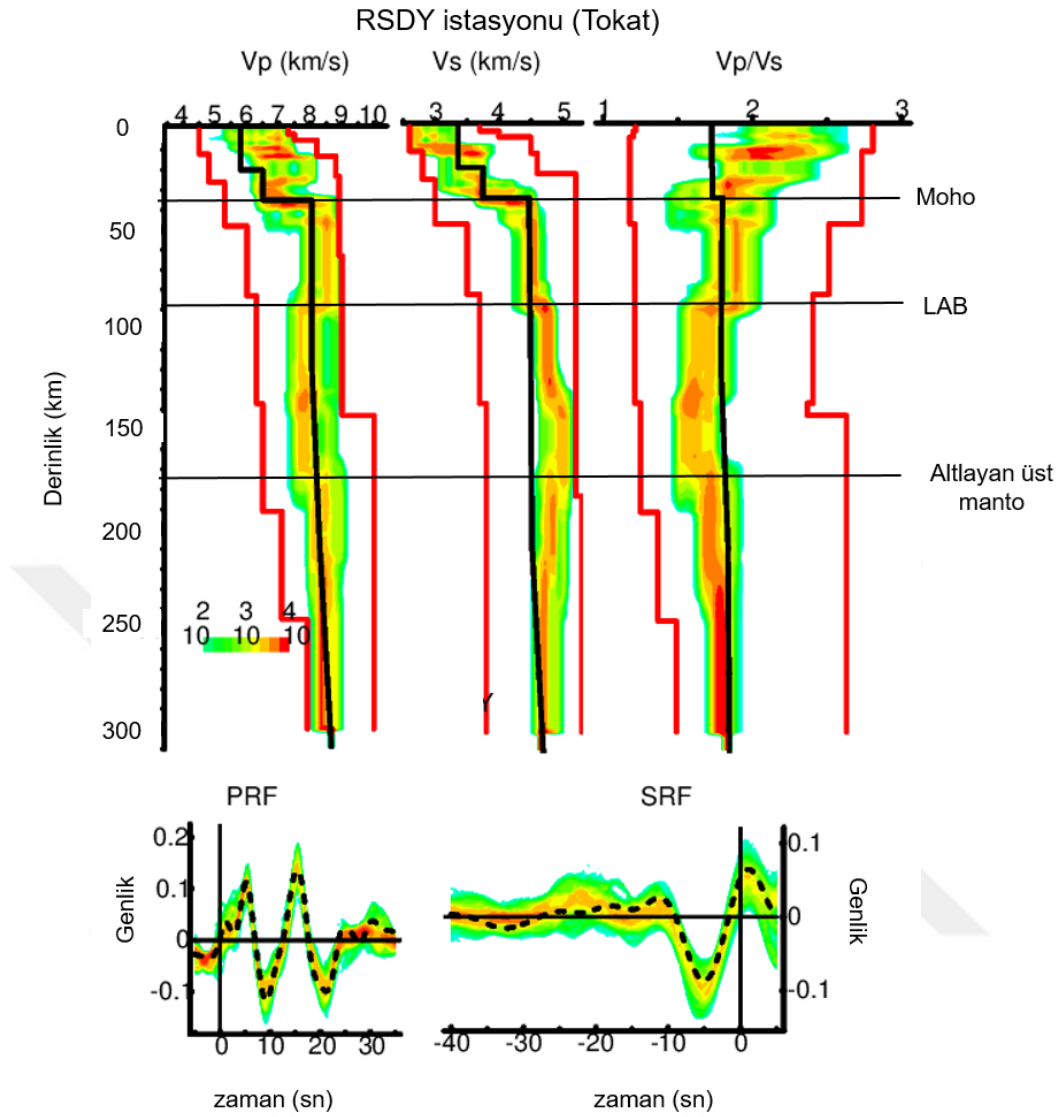


Şekil 63. SENK istasyonu için zaman rezidüelleri olmadan PRF ve SRF'lerin birleşik ters çözümü. Üstte, renk kodlarıyla birlikte histogramlar Vp, Vs ve Vp/Vs değerlerini göstermektedir. Siyah kalın çizgiler IASP91 hız modellerini temsil etmektedir. Kırmızı hatlar araştırma sınırlarıdır.  $10^2$ - $10^4$  deneme modelleri sayısıdır. Aşağıda, sentetik PRF ve SRF'ler model olarak aynı renk koduyla gösterilmektedir. Kesikli çizgiler ise gerçek alıcı fonksiyonlarıdır

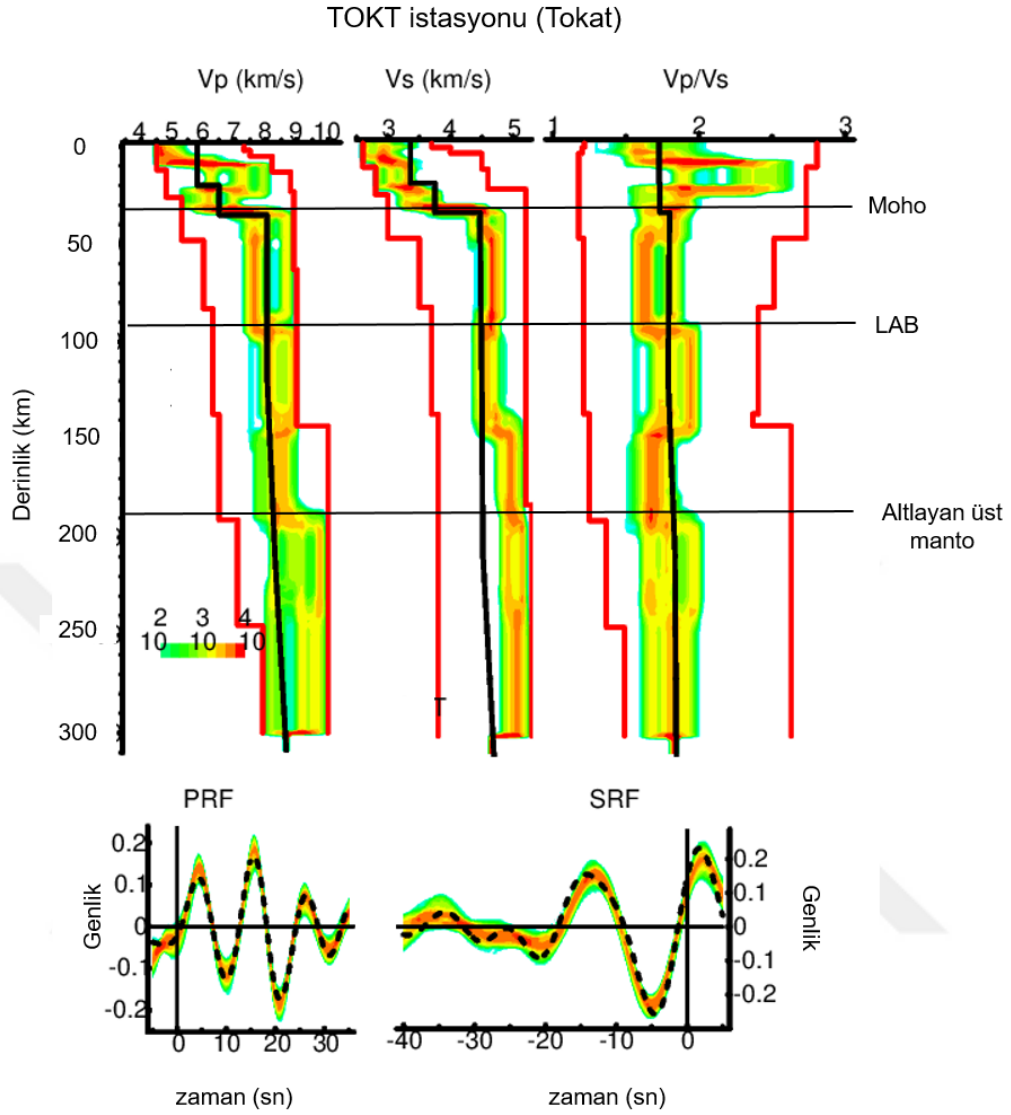




Şekil 64. ERZN istasyonu için zaman rezidüleriyle birlikte ( $T_p=1.2$  sn ve  $T_s=3.6$  sn) PRF ve SRF'lerin birleşik ters çözümü. Üstte, renk kodlarıyla birlikte histogramlar  $V_p$ ,  $V_s$  ve  $V_p/V_s$  değerlerini göstermektedir. Siyah kalın çizgiler IASP91 hız modellerini temsil etmektedir. Kırmızı hatlar araştırma sınırlarıdır.  $10^2$ - $10^4$  deneme modelleri sayısıdır. Aşağıda, sentetik PRF ve SRF'ler model olarak aynı renk koduyla gösterilmektedir. Kesikli çizgiler ise gerçek alıcı fonksiyonlarıdır



Şekil 65. RSDY istasyonu için zaman rezidüleriyle birlikte ( $T_p=0.4$  sn ve  $T_s=1.2$  sn) PRF ve SRF'lerin birleşik ters çözümü. Üstte, renk kodlarıyla birlikte histogramlar  $V_p$ ,  $V_s$  ve  $V_p/V_s$  değerlerini göstermektedir. Siyah kalın çizgiler IASP91 hız modellerini temsil etmektedir. Kırmızı hatlar araştırma sınırlarıdır.  $10^2$ - $10^4$  deneme modelleri sayısıdır. Aşağıda, sentetik PRF ve SRF'ler model olarak aynı renk koduyla gösterilmektedir. Kesikli çizgiler ise gerçek alıcı fonksiyonlarıdır

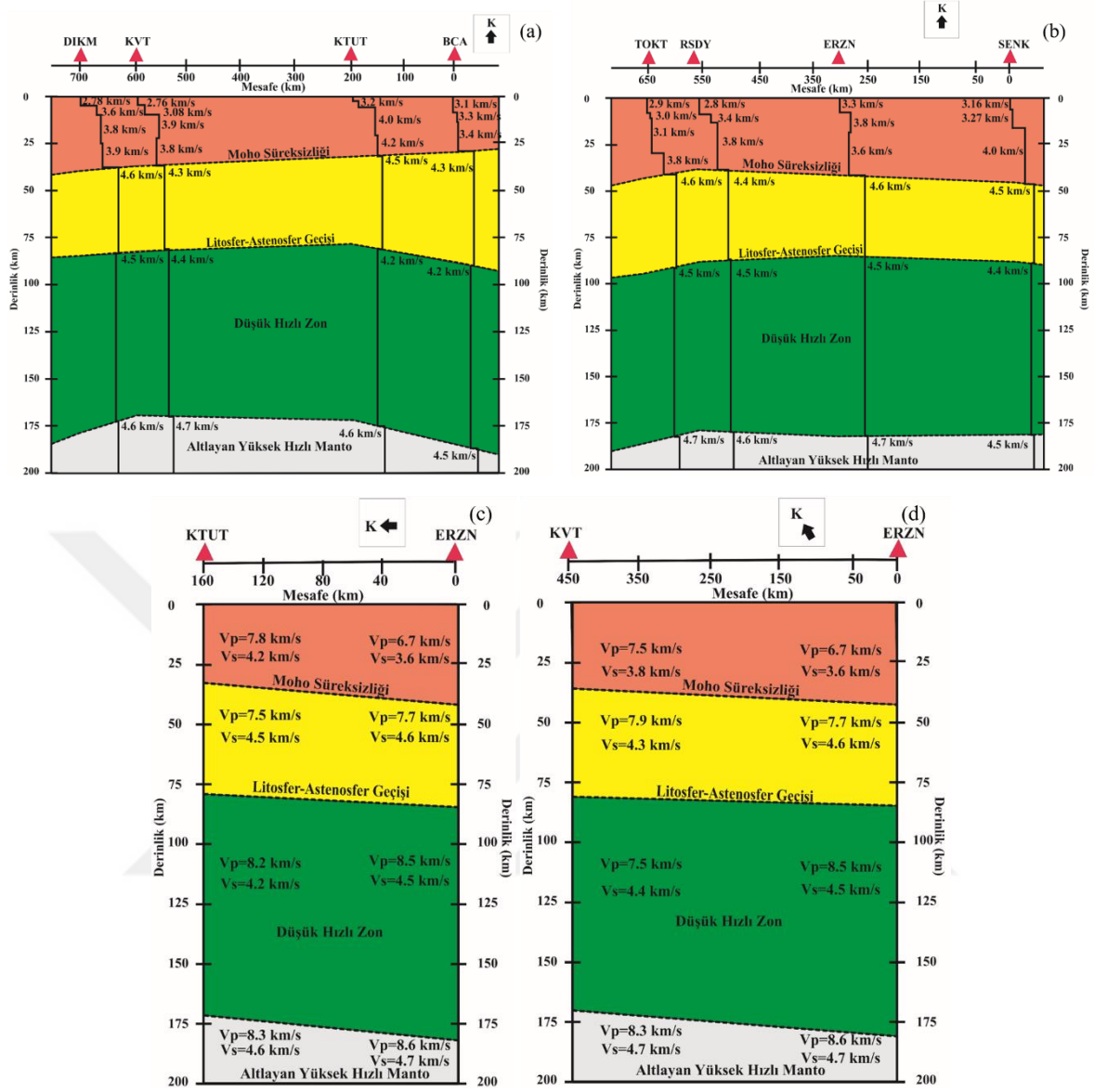


Şekil 66. TOKT istasyonu için zaman rezidüleriyle birlikte ( $T_p=1.2$  sn ve  $T_s=3.6$  sn) PRF ve SRF'lerin birleşik ters çözümü. Üstte, renk kodlarıyla birlikte histogramlar Vp, Vs ve Vp/Vs değerlerini göstermektedir. Siyah kalın çizgiler IASP91 hız modellerini temsil etmektedir. Kırmızı hatlar araştırma sınırlarıdır.  $10^2$ - $10^4$  deneme modelleri sayısıdır. Aşağıda, sentetik PRF ve SRF'ler model olarak aynı renk koduyla gösterilmektedir. Kesikli çizgiler ise gerçek alıcı fonksiyonlarıdır

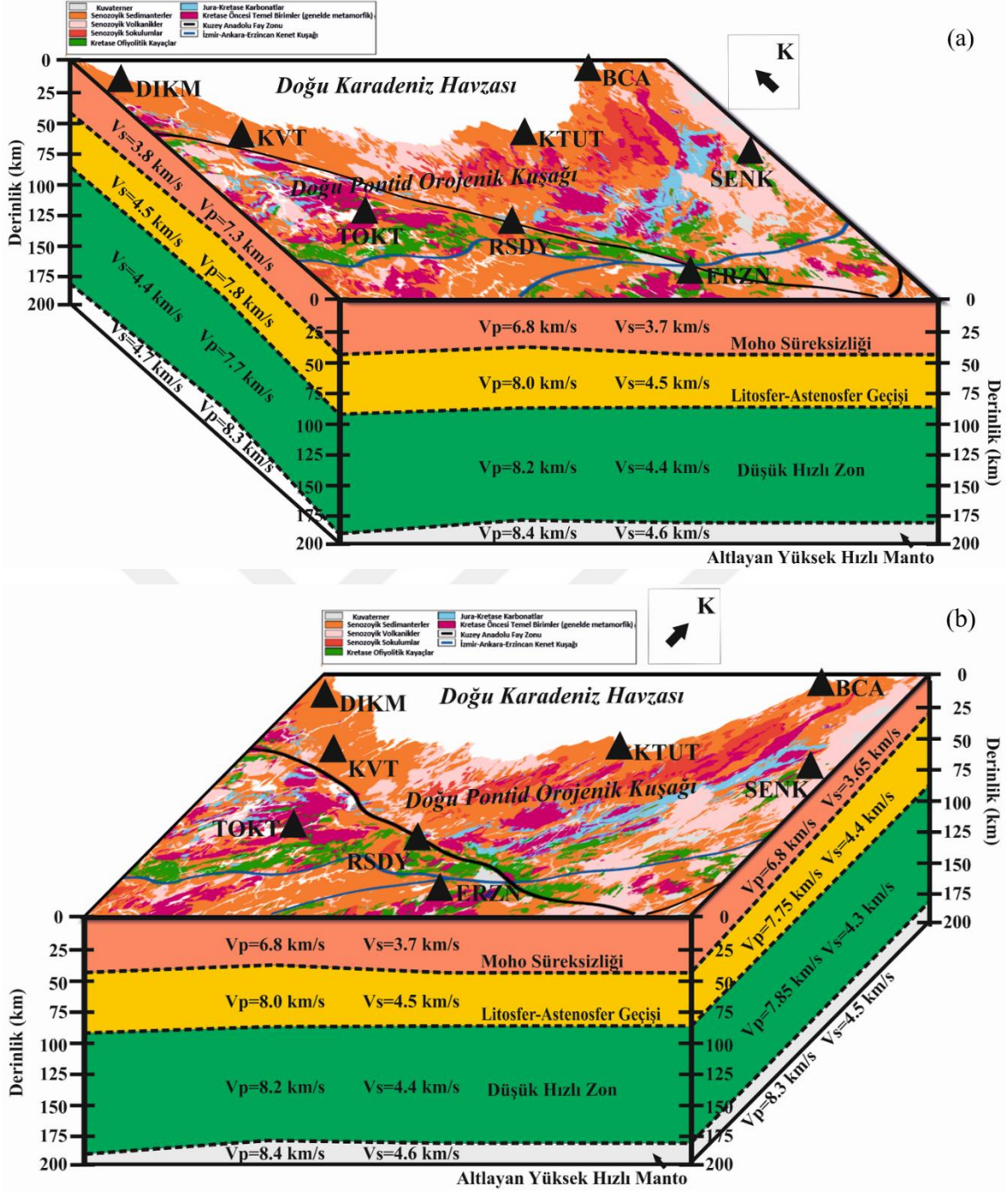
#### 4. TARTIŞMA VE İRDELEME

Bu bölümde, bir önceki bölümde KRDAE tarafından işletilen 8 adet deprem istasyonunun geniş bantlı verilerinden elde edilen P- ve S-Alıcı Fonksiyonlarının birleşik ters çözüm sonuçları değerlendirilmiştir ve çalışma bölgesindeki bugüne kadar yapılan jeofizik çalışmalarla kıyaslanmıştır. Elde edilen sonuç modeller genel olarak kabuk, yüksek hızlı üst manto, düşük hızlı S-dalgası tabakası ve altlayan üst manto olarak 4 temel tabakadan oluşmaktadır. Sonuçlar ilk olarak kabuk yapısı, ardından manto yapısı ve son olarak jeodinamik yapı olmak üzere tartışılmıştır ve çalışma bölgesinin derin yapısı hakkındaki yeni jeofizik özellikler ortaya çıkarılmıştır.

Doğu Pontid magmatik yayının kuzeyindeki ve güneyindeki üç bileşen geniş bantlı deprem istasyonlarının ters çözümünden elde edilen S-dalgası hızı-derinlik kesitlerinin doğu-batı doğrultusundaki 2-B' lu şematik gösterimi Şekil 67a ve b' de gösterilmiştir. Şekil 67c ve d' de çalışma alanının kuzey-güney doğrultusundaki yapısal değişimini ortaya çıkarmak için KTUT-ERZN ve KVT-ERZN istasyonlarından elde edilen derinlik-hız kesitlerinin 2-B' lu şematik gösterimi verilmiş olup, ortalama  $V_p$  ve  $V_s$  değerleri gösterilmiştir. Şekil 67 genel olarak temel süreksizliklerin derinliklerini ve ortalama hız değerlerini göstermektedir. Buna ek olarak, Şekil 68' de yine her bir istasyonun ters çözüm sonucundan elde edilen histogramlardan faydalanarak, 3-B' lu derinlik-hız blok diyagramları oluşturulmuştur. Şekil 68a' da çalışma alanına güney-batı yönünden bakıldığında elde edilen model-kesit ve Şekil 68b' de ise çalışma alanına güney-doğu yönünden bakıldığında elde edilen model-kesit görülmektedir. Şekillerden elde edilen sonuçlar bölgenin güncel jeodinamik durumunu yansıtmaktadır.



Şekil 67. (a,b) Doğu Pontid Magmatik yayının kuzeyindeki ve güneyindeki istasyonlardan elde edilen derinlik-hız kesitlerinin doğu-batı doğrultusundaki 2-B' lu şematik gösterimi; Siyah kalın çizgiler her bir istasyondan hesaplanan S-dalgası hız modellerini temsil etmektedir. (c,d) Kuzey-güney doğrultusunda seçilen KTUT-ERZN ve KVT-ERZN istasyonlarından elde edilen derinlik-hız kesitlerinin 2-B' lu şematik gösterimi;  $V_p$  ve  $V_s$  değerleri ilişkili tabakanın ortalama P- ve S-dalgası hızlarıdır. Önemli geçiş sınırları kesikli çizgilerle işaretlenmiştir



Şekil 68. Doğu Pontid Magmatik yayındaki kuzey ve güney istasyonlarının histogramlarından elde edilen 3-B' lu derinlik-hız blok diyagramlarının şematik gösterimi; a) Çalışma alanına güney-batı yönünden bakıldığında elde edilen model-kesit, b) Çalışma alanına güney-doğu yönünden bakıldığında elde edilen model-kesit. Üst yüzeyde görünen çalışma alanı jeoloji haritası MTA' dan değiştirilerek alınmıştır.  $V_p$  ve  $V_s$  değerleri ilişkili tabakanın ortalama P- ve S-dalgası hızlarıdır. Siyah üçgenler istasyon lokasyonlarını temsil etmektedir. Önemli geçiş sınırları düz ve kesikli çizgilerle işaretlenmiştir

#### 4.1. Kabuk Yapısı

Yayın kuzeyinde doğu-batı doğrultusunda BCA, KTUT, KVT ve DIKM istasyonları bulunmaktadır. Söz konusu istasyon verileri ile oluşturulan P- ve S-dalgası hız histogramlarından elde edilen Moho derinlikleri sırasıyla 30, 33, 37 ve 40 km' dir ve Moho hızları ise ortalama  $V_p=7.65$  km/sn ve  $V_s=4.50$  km/sn' dir (Şekil 59-62 ve Şekil 67a). KTUT, KVT ve DIKM istasyonlarında, yüzeydeki kırıklı-çatlaklı magmatik kayalardan ve ince sedimanter birimlerden dolayı üst 4-5 km derinlikte düşük hızlar ( $V_p \sim 5.07$  km/sn ve  $V_s \sim 2.80$  km/sn) elde edilmiştir. Doğu Karadeniz havzasının güneyi boyunca uzanan bu istasyonlardan elde edilen düşük hızlar ve derinlikler üst kabuğun üst kısmı ile ilişkili olan temel kayaç derinliğine (basement depth) karşılık gelmektedir. Çakır vd. (2000) ve Çakır ve Erduran (2004), özellikle KTUT istasyonu verileri ile ilgilenmiştir. Buna göre, KTUT istasyonu için üst 5 km' de  $V_s$  hızının  $\sim 1.5$  km/sn' den  $\sim 3.5$  km/sn' ye artış gösterdiğini ve ayrıca Karadeniz havzasından genişleyen sedimanter birimlerin üst kabuğun üstünde düşük hızlara neden olduğunu ifade etmiştir. Artan derinlikler için, bu tez çalışmasında elde edilen orta ve alt kabuk hız sonuçları ile ( $V_p=7.8$  km/sn ve  $V_s=4.2$  km/sn) (Şekil 60 ve 67) uyumlu değerler belirlenmiştir. Moho derinliği için Çakır vd. (2000) güneye doğru eğimli ve kalınlığının 32-40 km ( $V_s \sim 4.6$  km/sn) arasında değiştiğini ve bununla ilişkili olarak Çakır ve Erduran (2004), düşük hızlı  $S_n$  ( $\sim 4.4$  km/sn) ve  $P_n$  ( $\sim 7.6$  km/sn) hızlarının üst manto erimesinden kaynaklandığını belirtmiştir. KTUT istasyonu için tez çalışmasından elde edilen Moho hızları ise  $V_s=4.5$  km/sn ve  $V_p=7.5$  km/sn' dir. Diğer taraftan Al-Lazki vd. (2004), DPOK civarında düşük  $P_n$  hızları ( $\sim 7.8$  km/sn) hesaplamıştır ve bunun sebebi olarak sıcak ve/veya ince üst mantoyu göstermiştir. Mutlu ve Karabulut (2011), Pontidler civarında yaygın volkanik birimlerle ilişkili olarak düşük  $P_n$  hızlarının ( $\sim 7.6$  km/sn) olduğunu belirtmiştir.

Magmatik yayın güneyinde doğu-batı doğrultusunda SENK, ERZN RSDY ve TOKT istasyonları bulunmaktadır. Kuzeydeki istasyonlara göre, güneydeki istasyonlarda elde edilen Moho derinlikleri genel olarak daha büyüktür. Hız histogramlarından elde edilen Moho derinlikleri sırasıyla 46, 42, 39 ve 44 km' dir ve Moho hızları ise ortalama  $V_p=8.00$  km/sn ve  $V_s=4.50$  km/sn' dir (Şekil 63-66 ve Şekil 67). Orta ve alt kabuktaki P- ve S-dalgası hızları  $V_p=6.8$  km/sn ve  $V_s=3.7$  km/sn civarındadır. En net şekilde ERZN istasyonunda görünen ve yaklaşık 30 km derinliğinde düşük hızlı bir tabaka mevcuttur ( $V_p=6.6$  km/sn ve  $V_s=3.6$  km/sn) (Şekil 67b). Gök vd. (2007), benzer derinliklerde düşük

hızlı bir tabaka belirlemiştir ve Neojen ve Holosen yaşlı volkanik birimlerle ilişkilendirmiştir (Gök vd., 2007). Buna ek olarak, Fichtner vd. (2013) coğrafik olarak KAF zonunun orta kısmına denk gelen bölgede, 20 km civarındaki derinlikte düşük S-dalgası hızları ( $V_s \sim 3.3$  km/sn) elde etmiştir. Bu düşük hızlı trendin Litosferik mantoya kadar devam ettiğini belirtmiştir. Ayrıca Türkoğlu vd. (2015), KAF sisteminde alt kabukta geniş ölçekte düşük rezistivite zonunun (10-30  $\Omega$ m) varlığını ortaya çıkarmış olması, ERZN ve RSDY istasyonunda elde edilen düşük hızlı tabakaya neyin neden olduğu sorusuna cevap vermektedir. Türkoğlu vd. (2015), mekanik olarak akışkan alt kabuğun varlığından dolayı bu durumun gerçekleştiğini ifade etmiştir. Bu tez çalışmasında elde edilen kabuk kalınlıkları ile önceki çalışmalardan elde edilen kabuk kalınlıklarını karşılaştırmak adına aşağıdaki çalışmalar dikkate alınmıştır. Maden vd. (2009a), DPOK' nın ortalama Moho, Conrad ve temel kayaç derinliği değerlerini sırasıyla 35.7, 26.5 ve 4.6 km olarak hesaplamıştır. Ayrıca Moho derinliğinin kuzeyden güneye doğru 33.9 km' den 42.6 km' ye değiştiğini belirlemiştir. Maden vd. (2009b), benzer şekilde DPOK için Moho derinliğini kuzeyden güneye doğru  $29 \pm 1.2$  km -  $47.2 \pm 1.9$  km arasında, Ateş vd. (2012) DPOK' nın kuzeyi için 32 km ve güneyi için 36 km civarında kabuk kalınlığı hesaplamıştır. Vanacore vd. (2013), Doğu Pontidlerde 34-40 km civarında Moho derinliği belirlemiştir. Gök vd. (2011), DPOK ile ilişkili olarak S-dalgası hızlarını genel olarak üst kabukta ( $\sim 10$  km)  $V_s \sim 3.2$  km/sn ve alt kabukta ( $\sim 35$  km)  $V_s \sim 3.7$  km/sn olarak elde etmiştir. Magmatik yayın güneyine karşılık gelen bölge için Moho derinliği doğudan RSDY istasyonuna kadar olan bölge için 42-44 km olarak belirlemiştir. Warren vd.' nin (2013) KAF ve Doğu Pontidler boyunca doğu-batı yönlü kesitlerde elde ettikleri S-dalgası hızları üst 10 km derinlikte yaklaşık  $\sim 3.5$  km/sn ve 30 km derinlikte ise  $\sim 3.8$  km/sn' dir. Tezel vd. (2013), KAF zonundan Karadeniz' e doğru Moho kalınlığının 31-46 km arasında değiştiğini, üst manto S-dalgası hızlarının 4.0-4.4 km/sn civarında olduğunu hesaplamıştır. Tez çalışmasıyla ilişkili olarak Tezel vd. (2013), DIKM, RSDY ve BCA istasyonları için sırasıyla 40.7, 35.5 ve 33.0 km kabuk kalınlığı belirlemiştir. Mutlu ve Karabulut (2011) DPOK için ortalama kabuk kalınlığının  $\sim 40$  km kadar olduğunu belirlemiştir. Delph vd. (2015b), Doğu Pontidlerde tipik kabuksal S-dalgası hızını 3.6-4.2 km/sn ve kabuk kalınlığını ise 35-45 km arasında belirlemiştir. Fichtner vd. (2013), yaklaşık kabuk-manto geçişine karşılık gelen 40 km civarındaki derinliklerde KAF zonunun kuzey ve güneyinde yüksek hız geçişleri ( $V_s \sim 4.3$  km/sn) elde etmiştir. Çınar ve Alkan (2016), Doğu Pontidler ve Doğu Karadeniz havzasını kapsayan bölge için Moho derinliğinin kuzeyden güneye



doğru 26 km' den 42 km' ye kadar arttığını ifade etmiştir. Govers ve Fitchner (2016), Doğu Pontidler civarında orta kabuk seviyeleri (15-25 km) için S-dalgası hızlarını ~3.0 km/sn ve alt kabuk seviyeleri (30-35 km) için S-dalgası hızlarını ~3.5 km/sn olarak belirlemiştir. DPOK için Moho kalınlığını 40 km' den daha büyük olarak elde etmiştir. Motavalli-Anbaran vd. (2016), Doğu Pontidlerde Moho derinliğini  $42\pm 2$  km olarak hesaplamıştır. Lü vd. (2017), Anadolu bölgesi için düşük Pn hızları (7.90 km/sn - 7.75 km/sn) hesaplamıştır ve bu düşük anomalilerin yüzey volkanlarına ek olarak kıtasal çarpışma sistemiyle ve plaka yitimiyle ilişkili sıcak manto malzemesinin yükselmesinden kaynaklandığını belirtmiştir. Bölge ve civarının kabuk yapısı ile ilişkili olarak yukarıda bahsedilen önceki yapılan çalışmalar ile bu tez kapsamında elde edilen sonuçlar oldukça tutarlıdır.

Ters çözüm sonuçlarından belirlenen  $V_p$ ,  $V_s$  ve  $V_p/V_s$  oranının belirlenmesi kabuğun doğasının belirlenmesinde oldukça önemli bir fırsat sunmaktadır. Magmatik yayın kuzeyi ve güneyi üzerindeki deprem istasyonlardan elde edilen  $V_p/V_s$  oranlarında genel olarak kabuksal yapının nasıl olduğu hakkında önemli bilgiler vermektedir. Buna göre, DPOK' nın kuzey zonu üzerindeki istasyonlarda orta ve alt kabukta genel olarak 1.90 civarında bir hız oranı elde edilmiştir. DPOK' nın güney ve eksen zonu üzerindeki istasyonlarda ise orta ve alt kabukta genel olarak 1.80 civarında bir hız oranı elde edilmiştir. Kuzey zonda volkanik aktivite ve/veya granit, gabro ve diyorit girişimleri ile güney zonda karbonifer yaşlı granitik kayaçlar ve karboniferden Triasa kadar olan Alaskan tipi mafik-ultramafik kayaçlar mevcuttur. Ayrıca eksen zonda ise ultramafik-mafik kayaçlar yüzeylenmektedir (Eyüboğlu vd., 2014). Christensen' e (1996) göre, ~1.90  $V_p/V_s$  oranı mafik ve ultramafik kayaç bileşiminden kaynaklanmaktadır. Mafik kayaç aralığına (gabro, diyorit, granodiyorit) bakıldığında ise genel olarak 1.75-1.85 gibi bir oran hesaplanmıştır (Christensen, 1996). Dolayısıyla genel olarak mafik bileşimli kayaçların (bazalt ve gabro gibi) DPOK' nda bulunduğu söylenebilir. Kuzey zon üzerindeki birkaç istasyonda en üst tabakada yüksek  $V_p/V_s$  oranı (~2.00) ve düşük S-dalgası hızları sedimanter birimlerin varlığını işaret etmektedir (Kosarev vd., 2013). Bunun yanında Eyüboğlu vd.' nin (2014) jeolojik yaş tespiti dikkate alındığında, çalışma alanının kuzeyinde genç ve güneyinde yaşlı kayaç birliklerinin olduğu söylenebilir. Ayrıca, Özacar vd.' ne (2010) göre, KAF zonu boyunca genç volkanik birimlerden ve kısmi erimenin varlığından dolayı, alt kabukta yüksek  $V_p/V_s$  ( $\geq 1.90$ ) anomalileri elde edilmiştir. Oreshin vd. (2011) ise Moho süreksizliğinin hemen üstünde yüksek  $V_p/V_s$  oranına sahip ( $\geq 2.00$ ) bir tabakanın kısmen

erimiş kabuk malzemesine işaret ettiğini belirtmiştir. Sonuç olarak elde edilen  $V_p/V_s$  oranları bölgenin jeolojik yapısı ile oldukça uyumludur.

#### 4.2. Manto Yapısı

Kabuk ve Litosferik-manto arasındaki ilişki Litosfer-Astenosfer sisteminin yapısını anlamada oldukça önemlidir. Genel olarak birkaç jeofizik model dışında, DPOK' nın Litosfer-Astenosfer sistemi özellikle araştırılmamıştır. Bu durum, bu tez çalışmasını bir derece daha önemli hale getirmiştir. Çalışma bölgesinin kabuk yapısının tartışıldığı gibi manto yapısı da benzer şekilde tartışılmıştır. P- ve S-dalgası histogramlarında yüksek S-dalgası hızlı üst manto ve düşük hızlı tabaka arasındaki sınır yani Litosfer-Astenosfer geçişi genel olarak görünmektedir. BCA, KTUT, KVT ve DIKM istasyonları için genel olarak Litosfer-Astenosfer geçişi sırasıyla 89, 79, 82 ve 85 km olarak belirlenmiştir (Şekil 59-62 ve Şekil 67a). Bu geçişte genel olarak P-dalgası hızı 7.9 km/sn' den 7.7 km/sn' ye ve S-dalgası hızı 4.5 km/sn' den 4.3 km/sn' ye azalmaktadır (Şekil 59-62). KVT istasyonuna ait S-dalgası histogramında ise bu geçiş görünmemektedir (Şekil 67a). Aynı istasyonlar için düşük hızlı tabakanın bitip yüksek hızlı üst mantonun başladığı derinlikler ise yaklaşık olarak sırasıyla 184, 173, 171 ve 181 km' lere denk gelmektedir ( $V_p=8.3$  km/sn ve  $V_s=4.6$  km/sn). Magmatik yayın güneyinde bulunan SENK, ERZN RSDY ve TOKT istasyonları için ise genel olarak Litosfer-Astenosfer geçişi sırasıyla 88, 85, 88 ve 94 km olarak belirlenmiştir (Şekil 63-66 ve Şekil 67b). Bu geçişte genel olarak S-dalgası hızı 4.6 km/sn' den 4.5 km/sn' ye azalmıştır (Şekil 67b). Fakat KVT istasyonunda olduğu gibi, RSDY istasyonuna ait S-dalgası histogramında bu geçiş görünmemektedir. RSDY istasyonu sonucunda net olarak görünmese bile, düşük hızlı tabakanın bitip yüksek hızlı üst mantonun başladığı derinlikler yaklaşık olarak doğu-batı yönünde 182, 183, 177 ve 189 km' lere denk gelmektedir ( $V_p=8.3$  km/sn ve  $V_s=4.6$  km/sn) (Şekil 67b).

Yukarıda kabuk yapısından bahsedildiği gibi, bu bölümde de Litosfer-Astenosfer geçişi ve altlayan yüksek hızlı üst manto için elde edilen derinlik ve hız sonuçlarını önceki çalışmalarla karşılaştırmak gerekmektedir. Buna göre, Govers ve Fitchner (2016) üst manto seviyeleri (40-50 km) için S-dalgası hızlarını 4.0 km/sn' den 4.4 km/sn' ye değiştiğini belirlemiştir. Maden (2013), jeotermal modelleme ile Litosfer kalınlığının DPOK' ndan (49.4 km) Karadeniz havzasına (152.2 km) doğru arttığını ortaya koymuştur. Ayrıca Litosfer-Astenosfer geçişini ~80 km olarak belirlemiştir. Fichtner vd. (2013), 36°D-41°D arasında kalan bölgede, yaklaşık 80 km derinliği için  $V_s \sim 4.3$  km/sn, 150 km

derinliği için  $V_s \sim 4.2$  km/sn ve 200 km derinliği için ise  $V_s \sim 4.4$  km/sn olarak hesaplamıştır. Pasyanos vd.' nin (2014) LITHO1.0 modeli global bir model olup kabuk, yüksek hızlı üst manto ve Astenosfer ile ilişkili kalınlık ve P-dalgası hızlarını içermektedir. DPOK için Pasyanos vd.' nin (2014) modeli ile tez çalışmasından oluşturulan modelleri karşılaştırmak sonuçların doğruluğun test etmek açısından oldukça yararlı olacaktır. Buna göre Pasyanos vd.' nin (2014) modelinde, DPOK için Litosfer kalınlığı  $\sim 70$  km ( $V_p \sim 7.9$  km/sn) civarındadır. Motavalli-Anbaran vd. (2016), ortalama Litosfer-Astenosfer sınırını ise  $100 \pm 20$  km olarak hesaplamıştır. Litosfer-Astenosfer sınırının bu derinliklerde elde edilmesinin sebebi olarak volkanik aktiviteden dolayı oluşan Astenosferik malzemenin yükselmesi işaret edilmiştir. Oruç vd. (2017), KDFAF zonunda zayıf ve kısmen ergimiş sıcak Litosferik mantonun kalınlığını 70-85 km olarak belirlemiştir. Angus vd. (2006), volkanik sedimanter birimlerle ilişkili üst kabuk süreksizliğini yaklaşık olarak 10 km, kabuk kalınlığını  $\sim 45$  km ve Litosfer-Astenosfer sınırını ise  $\sim 75$  km olarak belirlemiştir. Batıdan doğuya doğru kabuk kalınlığı artmakla birlikte 75-125 km derinliklerde düşük hızlı bir tabakanın varlığından söz edilmiştir.

### 4.3. Jeodinamik Evrim

Jeolojik ve jeofizik açıdan irdelendiğinde, Alpin kuşakta yer alan DPOK' un yay volkaniklerinin genel özellikleri ve litolojik sınıflandırması dünyadaki diğer tipik yay sistemleri ile karşılaştırmak bölgenin jeoteknik evrimini anlamada oldukça önemlidir. Bununla ilişkili olarak ada yaylarının kök zonlarına ait mafik-ultramafik kayaların karşılaştırılması incelendiğinde (Eyüboğlu, 2006), özellikle Doğu Pontid yayı ile Hindistan ve Asya plakalarını ayıran kuzey batı Pakistan' daki Kohistan yayının kabuk yapısı birbirine benzerlik göstermektedir. Mesozoyik zamanda Tetis okyanusundaki kuzeye yitim üzerinde gelişen Kohistan ada yayının sismik özellikleri Almqvist vd. (2013) tarafından belirlenmiş olup, yay kökü derinliklerinde, üst manto kayalarının (garnet, piroksenit dunit) P-dalgası hızları 7.7-8.1 km/sn ve alt kabuk kayalarının (plajiyoklas bakımından zengin gabro, garnet taşıyan gabro ve hornblend) P-dalgası hızları ise 6.9-7.5 km/sn arasında belirlenmiştir. Yapılan laboratuvar ve modelleme sonuçları, Doğu Pontid yayı gibi Kohistan ada yayında da 30 km'den daha büyük derinliklerde alt kabuk seviyelerinin başladığı ve buna ek olarak Aleutian ve kuzey Izu-Bonin gibi ada yayların alt kabuk kalınlıklarının  $\geq 15$  km ( $V_p \geq 6.0$  km/sn) civarında olduğu ifade edilmiştir. Chroston ve Simmons (1989) Kohistan yayında yaptıkları çalışmada, granitik-diyoritik girişimler,

sedimanterler ve volkaniklerden oluşan üst kabukta P-dalgası hızlarını 6.2-6.3 km/sn ve amfibol ve piroksen granülden oluşan alt kabukta ise 6.4 ve 6.8 km/sn arasında hız değerleri belirlemişlerdir. Üst mantonun üst sınırı olan garnet granülitlerde ise P-dalgası hızları 7.8 km/sn civarındadır. Kono vd. (2009), benzer şekilde Kohistan yayının alt kabuk seviyeleri ile ilişkili kayaçlardan (2-pirosen granülit, garnet granülit, garnet piroksen) topladıkları örnekleri kullanarak, sismik moho kalınlığını ve Vp ve Vs-hız değerlerini belirlemiştir. Mafik-ultramafik kayaçlardaki garnet içeriğinin artması ve SiO<sub>2</sub> içeriğinin azalması ile genel olarak Vp ve Vs hızlarını önemli ölçüde arttığını belirtmişlerdir. Dolayısıyla, kullandıkları kayaç örneklerinin Vp ve Vs oranlarını genel olarak 7.30-8.30 km/sn ve 3.90-4.70 km/sn arasında değiştiğini ifade etmişlerdir. Sismik Moho sınırını ise plajiyoklasca zengin garnet granülit (~3.2 gr/cm<sup>3</sup>) ve garnet piroksen (~3.4 gr/cm<sup>3</sup>) arasındaki geçiş olarak yorumlamışlardır. Elde ettikleri hız ve kalınlık değerleri Doğu Pontid yayı için hesaplanan değerlerle oldukça uyumlu olarak gözükmektedir.

DPOK ve çevresinin jeodinamik evrimi için birbirinden farklı görüşler mevcuttur. Adamia vd. (1977), Ustaömer ve Robertson (1997) Pontidlerin güneyindeki ultramafik kayaçların Paleotetis okyanusunun kalıntısı olduğunu ve Paleozoyik' ten Eosen'e kadar Paleotetis okyanusal litosferinin kuzeye yitimiyle orojenik kuşağın geliştiğini ifade etmişlerdir. Topuz vd. (2005), Dilek vd. (2010) ve Karanlı vd. (2010) Doğu Pontid magmatik yayındaki erken Senozoyik magmatizmasının Paleosen-erken Eosen' de Neotetis okyanusunun kuzey kolu altındaki litosferik plakanın kuzeye yitimini takiben Torid ve Pontidler arasındaki çarpışmadan sonra kalınlaşmış alt kıtasal kabuğun delaminasyonu ya da kısmi ergimesiyle üretildiğini ifade etmişlerdir. Şengör ve Yılmaz (1981), Paleotetis okyanusunun Pontidlerin kuzeyinde bulunduğunu ifade etmiştir. Paleozoik' ten orta Jura' ya kadar güneye yitimin meydana geldiğini, bu yitimin sonucunda yay gerisi havza olarak açılan Neotetis okyanusu kuzey kolunun Jura'dan Eosen'e kadar kuzeye yitiminin gerçekleştiğini belirtmiştir. Bu modele göre, DPOK Avrasya' nın güney aktif kıtasal marjini temsil etmektedir. Geç Kretase yay volkanizması Neotetis' in kuzeye yitiminde oluşmuştur. Neotetis DPOK' nda yay-gerisi havza olarak yorumlanmıştır. Dewey vd. (1973), Bektaş vd. (1999) ve Eyüboğlu vd. (2010) Paleozoyik' ten Eosen' nin sonuna kadar kesintisiz olarak güneye doğru devam eden modeli geliştirmişlerdir. Bu modele göre, Karadeniz Paleotetis okyanusunun kalıntısıdır ve ofiyolitik kuşak yay-gerisi havzayı temsil etmektedir. Ayrıca Eyüboğlu vd. (2011a, 2012, 2013, 2017a) güneye doğru yiten okyanusal litosfer üzerinde Erken Senozoyik döneminde bir dilim penceresinin (slab

window) açılmaya başladığını ifade etmiştir. Barazangi vd. (2006), Doğu Türkiye ve çevresindeki Anadolu platosunun tektonik ve jeolojik evrimini incelemiştir. Mesozoyik zamandan itibaren Neotetis okyanusunun kuzey ve güney kolunun kuzeye yitiminin yay ve yay ardı volkanizmasının (Pontidler ve Bitlis sistemi) gelişmesiyle sonuçlandığını ifade etmiştir. Kuzey Neotetis Litosferik diliminin kopan kıtasal kabuk ile birlikte kuzeye doğru daldığını ve Pontid yayının güneyinde bir yığışım kompleksine neden olduğunu ifade etmiştir. İlerleyen süreçte, güneydeki dalan Litosferik kısmın dalımına devam ettiğini ve Doğu Anadolu altında Astenosferik yükselmenin meydana geldiğini ortaya koymuştur. Keskin (2007) Doğu Anadolu Yığışım kompleksi için geliştirdiği modelde, kuzeye doğru dalan bir Litosfer diliminin dikleşmesini ve bunu takiben kopmasını (Şengör vd., 2003) ve yitimin kuzeyde Pontid yayında meydana geldiğini ortaya atmıştır. Bu modele göre, kuzeyde Pontid Litosferi geriye doğru kıvrımlanıp ayrılmıştır. Bitlis keneti boyunca 11 myıl' dan daha genç çarpışmayla ilişkili volkanik birimlerin eksikliğinin ise Pontid Litosferininin kopmasından önce Bitlis-Pötürge Litosferinin kırılmasıyla açıklanmıştır. Devam eden süreçte Litosfer penceresi meydana gelmiştir ve sıcak, zenginleşmiş Astenosfer girişi Litosfer parçasının altına doğru hareket etmiştir. Bakırcı vd. (2012), Türkiye ve çevresinin üst manto S-dalgası hızlarını ortaya çıkarmıştır ve 180 km derinliğe kadar 3-B' lu modelini elde etmiştir. Elde edilen kesitlere göre, Arap Litosferi Zagros kenetinin kuzeyine doğru (41°D boyunca) yaklaşık 70-100 km derinlikte dalmış ve yüksek hızlı anomalilere sebep olmuştur. Bu durumun Arap Litosferinin kopmasından kaynaklanmıştır. 100 km' den daha sığ derinliklerde elde edilen düşük hızların (~4.3 km/sn) yaygın holosen ve neojen volkanizmasına ve üst mantodaki kısmi erimeyle ilişkili olduğu ifade edilmiştir. Skobeltsyn vd. (2014), Doğu Pontidler ve Karadeniz altında yaklaşık 140 km derinliklerde yüksek hızlı anomaliler gözlemlemiştir. Bir başka yüksek hızlı anomaliyi (120-210 km derinlikte) ise Pontidlerin güneyinde gözlemlemiştir. Ayrıca çalışma bölgesinin ortasına denk gelen 70-150 km arasındaki derinliklerde, Astenosferik malzemenin kısmi ergimesinden kaynaklandığı düşünülen düşük S-dalgası hızları hesaplanmıştır. Çalışma bölgesi için ortalama Litosfer kalınlığını 70 km olarak önerilmiştir. Bitlis kuşağının ve Doğu Pontidlerin altında (>140 km) elde edilen yüksek hızlı anomalileri Neotetis okyanusunun kopmuş güney ve kuzey kolunun kalıntısı olarak yorumlanmıştır. Bu iki soğuk malzemenin ana derinliklerinin yaklaşık olarak aynı ve oluşumlarının aynı zamanda meydana geldiği belirtilmiştir. Bartol ve Govers (2014), Ege, Anadolu ve Yakın Doğu için iki aşamadan oluşan bir tektonik model geliştirmiştir.

Modelin ilk aşamasında, Akdeniz okyanusunun tabanı (Mediterranean Sea floor) Anadolu-Torid bloğunun altına doğru yatay olarak dalmıştır (geç Eosen-erken Miyosen). Bu Litosfer dilimi İzmir-Ankara-Erzincan keneti altına doğru manto derinliklerine kadar gitmiştir. Buna göre, Anadolu-Torid altında tersleyen Litosferden üstleyen Litosfere bir ayrılma olduğu ifade edilmiştir. Dolayısıyla, Akdeniz okyanusal Litosferinin Orta ve Doğu Anadolu altına doğru daldığı belirtilmiştir. Modelin bu ilk aşaması, Pontidlerin güneyinin altına tek bir Litosfer parçasının (Kretase' den itibaren) kesintisiz dalmasını açıklamaktadır. İkinci aşamada ise, (geç Oligosen-erken Miyosen) Bitlis-Zagros keneti boyunca Doğu Anadolu' da Akdeniz okyanusu kapanmıştır. Kuzey Neotetis Litosferinin yatay kısmı dikleşmiş ve güneye doğru gerilemiştir. Doğu Anadolu ve Orta Anadolu plakalarında, soğuk Litosferin yerini sıcak manto malzemesi almıştır. Bu durum güncel düşük Pn hızlarına sebep olmuştur. Doğu Anadolu' da delaminasyon Bitlis-Zagros kenetinde sonlanmıştır ve burada Kuzey Neotetis Litosferi tamamen kopmuştur. Govers ve Fitchner' ın (2016) Litosfer yırtılma modeline göre, Anadolu' nun batısında genişleme ve doğusunda delaminasyon sınırı tanımlanmıştır. Buna göre, Ege ve Kıbrıs-Bitlis Litosfer dilimleri kabuğun gelişiminde önemli bir rol oynamaktadır. Bu modelde Neotetis Litosferik dilimi Pontidler altına dalmaktadır ve Anadolu Platosu Astenosferik sıcaklıklara maruz kalmıştır ve düşük kabuksal hızlar ortaya çıkmıştır.

Yukarıda DPOK ve civarı için ortaya konulmuş birçok jeodinamik modelden bahsedilmiştir. Bu modellere ve bölgenin tektonik geçmişine göre, kuzeye ya da güneye dalımlı/eğimli bir mekanizmanın olduğu aşikârdır. Buna bağlı olarak; Şekil 67' de KTUT-ERZN ve KVT-ERZN ile Şekil 68' de DIKM-TOKT ve BCA-SENK istasyon çiftleri arasında kuzey-güney doğrultulu ilişkinin nasıl olduğu görülmektedir. Elde edilen 2-B ve 3-B' lu şekillerin derinlik ölçeğinden ve genel yapılarından görülebileceği üzere; Moho süreksizliğinde, Litosfer-Astenosfer geçişinde ve altlayan yüksek hızlı üst manto süreksizliğinde kuzeyden güneye doğru bir eğim ortaya çıkmıştır. Bununla birlikte, TOKT istasyonunun güneyinde bulunan RSDY ve ERZN istasyonları civarında kabuk ve yüksek S-dalgası hızlı üst mantonun incelendiği ayrıca gözlemlenmiştir. Dolayısıyla yukarıdaki jeodinamik modeller dikkate alındığında elde edilen sonuçların; Dewey vd. (1973), Bektaş vd. (1999) ve Eyüboğlu vd.' nin (2010) jeodinamik bulgularını desteklediği sonucuna varılmıştır. Elde edilen bu sonucun geliştirilmesi ve DPOK' un derin yapısının daha detaylı bir şekilde ortaya çıkarılması için mevcut sismik istasyonlara ek olarak çalışma bölgesi içerisindeki istasyon sayısının artırılması gerekmektedir. Ayrıca çalışma bölgesinin daha

doğusundaki ve güneyindeki istasyonların kullanılmasıyla elde edilecek olan yeni sonuçlar mevcut sonuçlarla entegre edilerek daha geniş bir pencereden bölgenin jeodinamik durumu gözlemlenmelidir. Böylece bahsedilen süreksizliklerin nasıl davranış gösterdiği daha detaylı bir şekilde ortaya çıkarılmış olacaktır. Sonuç olarak kullanılan veri sayısını arttırmakla birlikte daha geniş episantr aralığındaki verileri kullanarak, farklı süreksizliklerden ve yörüngelerden gelecek dönüşmüş fazları gözlemek mevcut sonuçlara olumlu katkılar sağlayacaktır.



## 5. SONUÇLAR

Bu tez çalışmasında Doğu Pontid Orojenik Kuşağı' nın kabuk ve üst manto yapısı seyahat zamanı rezidüellerinin kullanılmasıyla, P- ve S-dalgası alıcı fonksiyonlarının birleşik ters çözümünden belirlenmiştir. Elde edilen sonuçlar aşağıdaki gibidir:

Ters çözüm sonuçlarından elde edilen hız modelleri genel olarak 4 temel tabakayı göstermektedir: kabuk, yüksek-S-dalgası hızlı üst manto, düşük hızlı zon ve altlayan üst manto.

Tüm istasyonların hem PRF hemde SRF yığma sonuçlarında, Moho süreksizliğinden gelen Pms ve Smp dönüşüm fazları net olarak belirlenmiştir. IASP91 referans modeli ile karşılaştırıldığında, 410-km ve 660-km süreksizliklerinden gelen varışların gecikme zamanlarında önemli bir farklılık yoktur. Mevcut verinin episantr uzaklık aralığının küçük olması ( $\sim 72^\circ$ ) ve genelde depremlerin  $65^\circ$ - $75^\circ$  episantr uzaklığında meydana gelmiş olmasından dolayı, 410-km süreksizliğinden gelen dönüşmüş fazlar bazı istasyonlar için belirlenememiştir. Özellikle KVT ve SENK istasyonlarında veri kalitesiyle ilişkili olarak da seyahat zamanı mutlak rezidüelleri belirlenememiş ve rezidüelsiz ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir. KVT, DIKM ve ERZN istasyonlarından elde edilen yığma sonuçlarında ise, SLP fazı olarak bilinen Lehmann süreksizliğinden gelen dönüşüm fazı yaklaşık -25 sn civarında belirlenmiştir. Düşük hızlı tabakanın tabanını temsil eden SLP fazı 200-250 km derinliklerde bulunmaktadır.

Doğu Pontid magmatik yayının kuzeyden bulunan ve Doğu Karadeniz Havzası' nın güneyinde yerleşik olan istasyonlarda, en üst 4-5 km derinliklerde oldukça küçük P ve S-dalgası hızları ( $V_p=5.07$  km/sn ve  $V_s=2.78$  km/sn) ortaya çıkmıştır. Yüzeydeki kırıklı-çatlaklı volkanik birimlerden ve ince sedimanter istiflerden dolayı, bahsedilen derinliklerde hız değerlerinin azaldığına karar verilmiştir ve bu sonuçların önceki yapılan çalışmalarla uyumlu olduğu görülmüştür. Ayrıca yayın kuzeyinde bulunan istasyonların alt kabuk S-dalgası hızları magmatik kayalarla ilişkili olarak büyük çıkmıştır. Fakat güneydeki istasyonlarda alt kabuktaki S-dalgası hızları ise Neojen ve Holosen volkanik birimlerden dolayı küçük çıkmıştır. Buna ek olarak güneydeki istasyonlarda alt kabuk seviyelerinde düşük hızlı bir tabakanın belirlediği hız histogramlarından görülmüştür.

Yayın kuzeyindeki istasyonların hız histogramlarından elde edilen kabuk kalınlıkları doğudan batıya doğru sırasıyla 30, 33, 37 ve 40 km' dir ( $V_p=\sim 7.65$  km/sn ve  $V_s=\sim 4.50$  km/sn). Yayın güneyindeki istasyonların hız histogramlarından elde edilen kabuk



kalınlıkları ise yine doğudan batıya sırasıyla 46, 42, 39 ve 44 km' dir ( $V_p \sim 8.00$  km/sn ve  $V_s \sim 4.50$  km/sn). Bu durumda kuzeyden güneye doğru kabuk kalınlıklarında genel olarak bir artış görülmektedir. Benzer şekilde kuzey ve güneydeki istasyonlar için Litosfer-Astenosfer geçişleri arasındaki ilişkide de kuzeyden güneye bir kalınlaşma olduğu söylenebilir. Kuzeydeki istasyonlarda geçiş derinliği doğu-batı doğrultusunda sırasıyla 87, 79, 82 ve 85 km iken, güneydeki istasyonlarda ise sırasıyla 88, 84, 88 ve 94 km' dir. Son olarak yüksek hızlı altlayan üst manto kalınlıkları ve hızlarına bakıldığında, kuzeydeki istasyonlar için doğudan batıya doğru sırasıyla 184, 173, 171 ve 181 km' dir ( $V_p \sim 8.3$  km/sn ve  $V_s \sim 4.6$  km/sn). Güneydeki istasyonlarda ise 182, 183, 177 ve 189 km' dir ( $V_p \sim 8.3$  km/sn ve  $V_s \sim 4.6$  km/sn) ve genel olarak güneyden kuzeye doğru kalınlıklar artmaktadır.

Son olarak elde edilen tüm derinlik-hız histogramları ve modellerine göre, Doğu Pontid Orojenik Kuşağı' nda Moho süreksizliği ve Litosfer-Astenosfer sınırı nispeten güneye doğru eğimli olarak gözlemlenmektedir ve önceki yapılan jeodinamik modeller doğrultusunda güneye eğimli bir yitim zonunun varlığından bahsetmek mümkündür. Elde edilen bu sonuçların geliştirilmesi gerekliliğinin dikkate alınmasıyla birlikte, şu an için bölgede uygun dağılıma sahip yeterli sayıda deprem istasyonu bulunmamaktadır. Bu da bölge için yapılacak sismolojik çalışmaları sınırlandırmaktadır. Fakat deprem istasyonlarının artırılmasıyla birlikte mevcut sonuçlara ek olarak, diğer jeofizik yöntemlerden elde edilecek yeni bulguların birlikte değerlendirilmesi bu karmaşık bölgenin jeodinamik yapısının daha net bir şekilde ortaya çıkartılmasında oldukça önemli katkılar sağlayacaktır. Ayrıca, bu tez çalışmasının sonuçları ve gelecekte yapılacak olan ilave yeni çalışmalar; bu bölgedeki diğer jeofizik ve jeolojik çalışmalara ışık tutacaktır.

## 6. KAYNAKLAR

- Adamia, S.A., Lordkipanidze, 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., Chkhotua, T., Kekelia, M., Lordkipanidze, M.B., Shavishvili, I. ve Zakariadze, G., 1981. Tectonics of the Caucasus and adjoining regions - implications for the evolution of the Tethys Ocean, J. Struct. Geol., 3, 437–447.
- Akaryalı, E., 2016. Geochemical, fluid inclusion and isotopic (O, H and S) constraints on the origin of Pb–Zn ± Au vein-type mineralizations in the Eastern Pontides Orogenic Belt (NE Turkey), Ore Geol. Rev., 74, 1–14.
- Akaryalı, E. ve Akbulut, K., 2016. Constraints of C–O–S isotope compositions and the origin of the Ünlüpınar volcanic-hosted epithermal Pb–Zn ± Au deposit, Gümüşhane, NE Turkey, J. Asian Earth Sci., 117, 119–134.
- Al-Lazki, A.I., Seber, D., Sandvol, E., Turkelli, N., Mohamad, R. ve Barazangi, M., 2003. Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian plateau (eastern Turkey) and the surrounding regions, Geophysical Research Letters, Vol. 30, No. 24, 8043.
- Al-Lazki, A.I., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Turkelli, N. ve Mohamad, R., 2004. Pn Tomographic Imaging of Mantle Lid Velocity and Anisotropy at the Junction of the Arabian, Eurasian and African Plates, Geophysical Journal International, 158, 1024–1040.
- Ammon, C.J., Randall, G.E. ve Zandt, G., 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions, J. Geophys. Res., 95, 15303–15318.
- Ammon, C.J., 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, Bull. Seism. Soc. Am., 81, 2504–2510.
- Anderson, D.L., 1967. Phase changes in the upper mantle, Science, 157, 1165–73.
- Angus, D.A., Wilson, D.C., Sandvol, E. ve Ni, J.F., 2006. Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in eastern Turkey from S-wave receiver functions, J. Int., 166, 1335–1346.
- Almqvist, B.S.G., Burg, J.P., Berger, J., ve Burlini, L., 2013. Seismic properties of the Kohistan oceanic arc root: Insights from laboratory measurements and

thermodynamics modeling, AGU and Geochemical Society, 14, doi:10.1002/ggge.20125.

Altherr, R., Topuz, G., Siebel, W., Şen, C., Meyer, H.P., Satir, M. ve Lahaye, Y., 2008. Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic characteristics of Paleocene plagioclinites from the eastern Pontides (NE Turkey), Lithos, 105, 149–161.

Arslan, M. ve Aliyazıcıoğlu, İ., 2001. Geochemical and petrological characteristics of the Kale (Gumushane) volcanic rocks: implications for the Eocene evolution of eastern Pontide arc volcanism, Northeast Turkey, Int. Geol., 43, 595–610.

Arslan, M. ve Aslan, Z., 2006. Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary Granitic Intrusions in the Eastern Pontides, Turkey, J. Asian Earth Sci., 27, 177–193.

Arslan, M., Temizel, I., Abdioğlu, E., Kolaylı, H., Yücel, Boztuğ, D. ve Şen, C., 2013.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dating, whole-rock and Sr–Nd–Pb isotope geochemistry of post-collisional Eocene volcanic rocks in the southern part of the Eastern Pontides (NE Turkey): implications for magma evolution in extension-induced origin, Contrib. Miner. Petrol., 166, 113–142.

Aslan, Z., Arslan, M., Temizel, İ. ve Kaygusuz, A., 2014. K–Ar dating, whole-rock and Sr–Nd isotope geochemistry of calc-alkaline volcanic rocks around the Gümüşhane area: implications for post-collisional volcanism in the Eastern Pontides, Northeast Turkey, Mineral. Petrol., 108, 245–267.

Ateş, A., Bilim, F., Buyuksarac, A., Aydemir, A., Bektaş, O. ve Aslan, Y., 2012. Crustal Structure of Turkey from Aeromagnetic, Gravity and Deep Seismic Reflection Data, Surv. Geophys., 33, 869–885.

Aydın, F., 2014. Geochronology, geochemistry, and petrogenesis of the Maçka subvolcanic intrusions: implications for the Late Cretaceous magmatic and geodynamic evolution of the eastern part of the Sakarya Zone, northeastern Turkey, Int. Geol., 56, 1246–1275.

Bakırcı, T., Yoshizawa, K. ve Özer, M.F., 2012. Three-dimensional S-wave structure of the upper mantle beneath Turkey from surface wave tomography, Geophys. J. Int., 190, 1058–1076.

Barazangi, M., Sandvol, E. ve Seber, D., 2006. Structure and tectonic evolution of the Anatolian plateau in eastern Turkey, Geological Society of America, Special Paper, 409, 463–474.

Barrel, J., 1914. The strength of the Earth's crust, Journal of Geology, 22, 28–48.

- Bartol, J. ve Govers, R., 2014. A single cause for uplift of the Central and Eastern Anatolian plateau?, Tectonophysics, 637, 116-136.
- Bektaş, O., 1987. Volcanic belts as markers of the Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia: discussion, Tectonophysics, 141, 345-347.
- Bektaş, O., Yılmaz, C., Taslı, K., Akdağ, K. ve Özgür, S., 1995. Cretaceous rifting of the eastern Pontide carbonate platform (NE Turkey): the formation of carbonates breccias and turbidites as evidences of a drowned platform, Geologia, 57, 233-244.
- Bektaş, O. ve Güven, İ.H., 1995. Alaskan-Appinitic type Ultramafic and Mafic Complexes as the Root Zone of the Eastern Pontide Magmatic Arc, NE Turkey, Geology of the Black Sea Region, Geological Journal, 189-197.
- Bektaş, O., Şen, C., Atıcı, Y. ve Köprübaşı, N., 1999. Migration of the Upper Cretaceous Subduction Related Volcanism Towards the Back-arc Basin of the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE Turkey), Geological Journal, 34, 95-106.
- Bektaş, O., Çapkınoğlu, Ş. ve Akdağ, K., 2001. Successive extensional tectonic regimes during the Mesozoic as evidenced by Neptunian dikes in the Pontide magmatic arc, northeast Turkey, Int., Geol. Rev., 43, 840-850.
- Bektaş, Ö., 2013. Thermal structure of the crust in Inner East Anatolia from aeromagnetic and gravity data, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 221, 27-37.
- Berkhout, A.J., 1977. Least square inverse filtering and wavelet deconvolution, Geophysics, 42, 1369-1383.
- Berteussen, K.A., 1977. Moho depth determinations based on spectral ratio analysis of NORSAR long-period P waves, Phys. Earth Planet. Int., 15, 13-27.
- Bina, C.R. ve Helffrich, G., 1994. Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography, J. Geophys., 99, 853-860.
- Biryol, C.B., Beck, S.L., Zandt, G. ve Özacar, A.A., 2011. Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic P-wave tomography, Geophys. Jour. Int., 184, 1037-1057.
- Biswas, N.N., 1972. Earth-flattening procedure for the propagation of Rayleigh wave, Pure and Applied Geophysics, 96, 61-74.

- Boynukalın, S., 1991. Dereli (Giresun) baraj yeri ve göl alanının mühendislik jeolojisi ve çevre kayaçlarının jeomekanik özellikleri Unpublished PhD Thesis, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 255.
- Boztuğ, D., 2007. Petrogenesis of the Köseadağ pluton, Susehri-NE Sivas, East-Central Pontides, Turkey, Turkish J. Earth Sci., 17, 241–262.
- Bradley, D., Kusky, T., Haeussler, P., Goldfarb, R., Miller, M., Dumoulin, J., Nelson, S.W. ve Karl, S., 2003. Geological signature of early Tertiary ridge subduction in Alaska. In: Sisson, V.B., Roseske, S.M., Pavlis, T.L. (Eds.), *Geology of a Transpressional Orogen Developed During Ridge–Trench Interaction Along the North Pacifica Margin: Boulder, Colorado*, Geological Society of America Special Paper, 371, 19–49.
- Brinkmann, R., 1972. Mesozoic Troughs and Crustal Structure in Anatolia, Geological Society of America Bulletin, 83, 819-826.
- Burdick, L.J. ve Langston, C.A., 1977. Modelling crustal structure through the use of converted phases in teleseismic body-waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 677-691.
- Cambaz, D.M. ve Karabulut, H., 2010. Love-wave group velocity maps of Turkey surrounding regions, Geophys. Jour. Int., 181, 502-520.
- Castro, A., 2013. The off-crust origin of granite batholiths, Geosci. Front., 5, 63–75.
- Channell, J.E.T., Tüysüz, O., Bektaş, O. ve Şengör, A.M.C., 1996. Jurassic–Cretaceous paleomagnetism and paleogeography of the Pontides (Turkey), Tectonics, 15, 201–212.
- Chevrot, S., Vinnik, L. ve Montagner, J.-P., 1999. Global scale analysis of the mantle Pds phases, J. Geophys. Res., 104, 203-219.
- Chorowicz, J., Dhont, D. ve Adıyaman, Ö., 1998. Black-Sea Pontid Relationship: Interpretation in Terms of Subduction, Third International Turkish Geology Symposium, Abstracts, 258.
- Chroston, P.N., ve Simmons, G., 1989. Seismic velocities from the Kohistan Volcanic Arc, northern Pakistan, Journal of the Geological Society, 146, 971-979.
- Christensen, N.I., 1996. Poisson's ratio and crustal seismology, Journal of Geophysical Research, 101, 3139-3156.

- Çakır, Ö., Erduran, M., Çınar, H. ve Yılmaztürk, A. 2000. Forward Modeling Receiver Functions for Crustal Structure beneath Station TBZ (Trabzon, Turkey), Geophysical Journal International, 140, 341-356.
- Çakır, Ö. ve Erduran, M. 2004. Constraining Crustal and Uppermost Mantle Structure beneath Station TBZ (Trabzon, Turkey) by Receiver Function and Dispersion Analyses, 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. ve Alkan, H., 2016. Crustal S-wave structure beneath Eastern Black Sea Region revealed by Rayleigh-wave group velocities, Journal of Asian Earth Sciences, 115, 273–284.
- Çetinol, T. ve Yoshizawa, K. 2007. Surface wave phase velocity distribution of Turkey, International Earthquake Symposium, 22-26 October, Kocaeli.
- Çinku, M.C. ve Hisarlı, M., 2009. Palaeogeographic evidence for the Jurassic to Middle Eocene tectonic history of the Pontides: New palaeomagnetic data from the Sakarya continent and eastern Pontides, 62nd Geological Kurultay of Turkey. MTA, Ankara 944–945.
- Davies, G.F., 1999. Dynamic Earth: Plates, Plumes and Mantle convection, Cambridge University Press, 458.
- Defant, M.J. ve Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere, Nature, 347, 662–665.
- Delph, J.R., Biryol, C.B., Beck, S.L., Zandt, G. ve Ward, M., 2015a. Shear wave velocity structure of the Anatolian Plate: anomalously slow crust in southwestern Turkey, Geophys. J. Int., 202, 261–276.
- Delph, J.R., Zandt, G. ve Beck, S.L., 2015b. A new approach to obtaining a 3D shear wave velocity model of the crust and upper mantle: An application to eastern Turkey, Tectonophysics, 665, 92–100.
- 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, 3137–3180.
- 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, Int. Geol. Rev., 52, 536–578.

- Dokuz, A., 2011. A slab detachment and delamination model for the generation of Carboniferous high-potassium I-type magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: the Kose composite pluton, Gondwana Research, 19, 926–944.
- Erduran M., Endrun, B. ve Meier, T., 2008. Continental vs. oceanic lithosphere beneath the eastern Mediterranean Sea-Implications from Rayleigh wave dispersion measurements, Tectonophysics, 457, 42–52.
- Eyüboğlu, Y., 2006. Doğu Pontid Magmatik Yayını'nda (KD Türkiye) Alaska-Tip Mafik-Ultramafiklerin Tanımı ve Jeotektonik Önemi, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Eyüboğlu, Y., Bektaş, O., Seren, A., Maden, N., Jacoby, W.R. ve Özer, R., 2006. Three axial extensional deformation and formation of the Liassic rift basins in the Eastern Pontides (NE Turkey), Geol. Carpath., 57, 337–346.
- Eyüboğlu, Y., Bektaş, O. ve Pul, D., 2007. Mid-Cretaceous olistostromal ophiolitic melange developed in the back-arc basin of the eastern Pontide magmatic arc (NE Turkey), International Geology Review, 49, 1103–1126.
- Eyüboğlu, Y., 2010. Late Cretaceous high-K volcanism in the eastern Pontides orogenic belt, and its implications for the geodynamic evolution of NE Turkey, Int. Geol. Rev., 52, 142–186.
- Eyüboğlu, Y., Dilek, Y., Bozkurt, E., Bektaş, O., Rojay, B. ve Şen, C., 2010. Structure and geochemistry of an Alaskan-type ultramafic–mafıic complex in the Eastern Pontides, NE Turkey. In: Santosh, M., Maruyama, S. (Eds.), A tribute to Akiho Miyashiro, Gondwana Research, 18, 230–252.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M. ve Chung, S.L., 2011a. Crystal fractionation of adakitic magmas in the crust-mantle transition zone: petrology, geochemistry and U-Pb zircon chronology of the Seme adakites, Eastern Pontides, NE Turkey, Lithos, 121, 151–166.
- Eyüboğlu, Y., Chung, S.L., Dudas, F.O., Santosh, M. ve Akaryali, E., 2011b. Transition from shoshonitic to adakitic magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: implications for slab window melting, Gondwana Research, 19, 413–429.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M. ve Chung, S.L., 2011c. Petrochemistry and U-Pb ages of adakitic intrusions from the Pular massif (Eastern Pontides, NE Turkey): implications for slab roll-back and ridge subduction associated with Cenozoic convergent tectonics in eastern Mediterranean, Journal of Geology, 119, 394–417.

- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Dudas, F.O., Chung, S.L. ve Akaryali, E., 2011d. Migrating magmatism in a continental arc: geodynamics of the Eastern Mediterranean revisited, Journal of Geodynamics, 52, 2–15.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Bektaş, O. ve Chung, S.L., 2011e. Late Triassic subduction-related ultramafic-mafic magmatism in the Amasya region (eastern Pontides, N. Turkey): implications for the ophiolite conundrum in Eastern Mediterranean. In: Chetty, T.R.K., Santosh, M., Tsunagae, T. (Eds.), *Suture Zones and Geodynamic Processes*, Journal of Asian Earth Sciences, 42, 234–257.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektaş, O. ve Kwon, S., 2012. Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt and revised geodynamic model for the late Cenozoic Evolution of eastern Mediterranean region, Lithos, 146–147, 218–232.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Dudas, F.O., Akaryali, E., Chung, S.L., Akdag, K. ve Bektaş, O., 2013a. The nature of transition from adakitic to non-adakitic magmatism in a slab-window setting: a synthesis from the eastern Pontides, NE Turkey, Geoscience Frontiers, 4, 353–375.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Dudas, F.O., Akaryali, E., Chung, S.L., Akdag, K. ve Bektaş, O., 2013b. The nature of transition from adakitic to non-adakitic magmatism in a slab-window setting: a synthesis from the eastern Pontides, NE Turkey, Geosci. Front., 4, 353–375.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Yi, K., Tüysüz, N., Korkmaz, S., Akaryali, E., Dudas, F. ve Bektaş, O., 2014. The Eastern Black Sea-type volcanogenic massive sulfide deposits: geochemistry, zircon U-Pb geochronology and an overview of the geodynamics of ore genesis, Ore Geology Reviews, 59, 29–54.
- Eyüboğlu, Y., 2015. Petrogenesis and U-Pb zircon chronology of felsic tuffs interbedded with turbidites (Eastern Pontides Orogenic Belt, NE Turkey): implications for mesozoic geodynamic evolution of the Eastern Mediterranean Region and accumulation rates of turbidite sequences, Lithos, 212–215, 74–92.
- Eyüboğlu, Y., Dudas, F.O., Santosh, M., Zhu, D.C., Yi, K., Chatterjee, N., Akaryali, E. ve Liu, Z., 2016a. Cenozoic forearc gabbros from the northern zone of the Eastern Pontides Orogenic Belt, NE Turkey: implications for slab window magmatism and convergent margin tectonics, Gondwana Res., 33, 160–190.
- Eyüboğlu, Y., Dudas, F.O., Santosh, M., Xiao, Y., Yi, K., Chatterjee, N., Wu, F.Y. ve Bektaş, O., 2016b. Where are the remnants of a Jurassic Ocean in the Eastern Mediterranean Region?, Gondwana Res., 33, 63–92.
- Eyüboğlu, Y., Dudas, F.O., Thorkelson, D., Zhu, D.C., Liu, Z., Chatterjee, N., Yi, K. ve Santosh, M., 2017a. Eocene granitoids of northern Turkey: polybaric



magmatism in an evolving arc–slab window system, Gondwana Res., <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2017.05.008>.

- Eyüboğlu, Y., Dudas, F.O., Santosh, M., Eroğlu-Gümrük, T., Akbulut, K., Yi, K. ve Chatterjee, N., 2017b. The final pulse of the Early Cenozoic adakitic activity in the Eastern Pontides Orogenic Belt (NE Turkey): An integrated study on the nature of transition from adakitic to non-adakitic magmatism in a slab window setting, Journal of Asian Earth Sciences.
- Farra, V. ve Vinnik, L., 2000. Upper mantle stratification by P and S receiver functions, Geophys J. Int., 141, 699-712.
- Fichtner, A., Saygin, E., Taymaz, T., Cupillard, P., Capdevilla, Y. ve Trampert, J., 2013. The deep structure of the North Anatolian Fault Zone, Earth and Planetary Science Letters, 373, 109-117.
- Fuchs, K. ve Müller, G., 1971. Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations, Geophys. J. R. astr. Soc., 23, 417–433.
- Gans, C.R., Susan, L.B., 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, Geophys. J. Int., 179, 1566-1572.
- Govers, R. ve Fichtner, A. 2016. Signature of slab fragmentation beneath Anatolia from full-waveform tomography, Earth and Planetary Science Letters, 450, 10-19.
- Gök, R., Svol, E., Türkelli, N., Seber, D. ve Barazangi, M., 2003. Sn attenuation in the Anatolian Iranian plateau surrounding, Geophys. Res. Lett., 30, 8024-8042.
- Gök, R., Pasyanos, M.E. ve Zor, E., 2007. Lithospheric structure of continent-continent collision zone: eastern Turkey, Geophys. Jour. Int., 169, 1029-1088.
- Gök, R., Mellors, R.J., Sandvol, E., Pasyanos, M., Hauk, T., Takedatsu, R., Yetirmishli, G., Teoman, U., Turkelli, N., Godoladze, T. ve Javakishvirli, Z., 2011. Lithospheric velocity structure of the Anatolian plateau-Caucasus-Caspian region, Journal of geophysical research, vol. 116, B05303.
- Gökalp, H., 2012. Tomographic Imaging of the Seismic Structure Beneath the East Anatolian Plateau, Eastern Turkey, Pure Appl. Geophys., 169, 1749-1776.
- Grand, S.P., 2002. Mantle shear-wave tomography and the fate of subducted slabs, Philos. Trans. R. Soc. London, 360, 2475–2491.

- Gutenberg, B., 1914. Über Erdbebenwellen. VII A. Beobachtungen an Registrierungen von Fernbeben in Göttingen und Folgerungen über die Konstitution des Erdkörpers. Nachrichten von der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, 125–177.
- Gutenberg, B., 1959. The asthenosphere low-velocity layer, Annali di Geofisica, 12, 439–460.
- Haskell, N.A., 1962. Crustal reflection of plane P and SV waves, J. Geophys. Res., 67, 4751–4767.
- Hearn, T.M. ve Ni, J.F., 1994. Pn Velocities beneath Continental Collision Zones: the Turkish-Iranian Plateau, Geophysical Journal International, 117, 273–283.
- Hirose, K., 2002. Phase transitions in pyrolitic mantle around 670-km depth: Implications for upwelling of plumes from the lower mantle, J. Geophys. Res., 107, No. B4, 2078.
- Hoogendoorn, R.M., Boels, J.F., Kroonenberg, M.D.S., Aliyeva, E., Babazadeh, A.D. ve Huseynov, D., 2005. Development of the Kura Delta, Azerbaijan; a record of Holocene Caspian sea-level changes, Mar. Geol., 222–223, 359–380.
- Isozaki, Y., Aoki, K., Nakama, T. ve Yanai, S., 2010. New insight into a subduction-related orogen: a reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands, Gondwana Res., 18, 82–105.
- Ito, E. ve Takahashi, E., 1989. Postspinel transformation in the system  $Mg_2SiO_4$ – $Fe_2SiO_4$  and some geophysical implications, J. geophys. Res., 94, 637–646.
- Julià, J., Ammon, C.J., Herrmann, R.B. ve Correig, A.M., 2000. Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations, Geophys. J. Int., 143, 99–112.
- Kahraman, M., Cornwell, D.G., Thompson, D.A., Rost, S., Houseman, G.A., Türkelli, N., Teoman, U., Poyraz, S.A., Utkucu, M. ve Gülen, L., 2015. Crustal-scale shear zones and heterogeneous structure beneath the North Anatolian Fault Zone, Turkey, revealed by a high-density seismometer array, Earth and Planetary Science Letters, 430, 129–139.
- Karlı, O., Chen, B., Aydın, F. ve Şen, C., 2007. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sarıçiçek Plutons, Eastern Turkey: implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting, Lithos, 98, 67–96.

- Karlı, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Aydın, F., Kandemir, R. ve Wijbrans, R.J., 2010. Generation of the early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination, Lithos, 114, 109–120.
- Katsura, T. ve Ito, E., 1989. The System  $Mg_2SiO_4$ - $Fe_2SiO_4$  at High Pressures and Temperatures' Precise Determination of Stabilities of Olivine, Modified Spinel, and Spinel, J. Geophys. Res., 94, 663-670.
- Kay, R.W., 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 4, 117–132.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Wolfgang, S. ve Şen, C., 2011. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of post-collisional calc-alkaline volcanics in the Eastern Pontides (NE Turkey), Turkish J. Earth Sci., 20, 137–159.
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W., Sipahi, F. ve Ibeyli, N., 2012. Geochronological evidence and tectonic significance of Carboniferous magmatism in the southwest Trabzon area, eastern Pontides, Turkey, Int. Geol. Rev., 54, 1776–1800.
- Kennett, B.L.N. ve Engdahl, E.R., 1991. Travel times for global earthquake location and phase identification, Geophys. J. Int., 105, 429–465.
- Keskin, M., 2007. Eastern Anatolia: A hotspot in a collision zone without a mantle plume, GSA Spec. Paper, 430, 693–722.
- Keskin, S., Bektaş, O., Eyüboğlu, Y. ve Yucel, C., 2007. GD Karadeniz Sahil Kesiminin (Trabzon Yöresi) Aktif Tektoniği. Türkiye Kuvaterner Sempozyumu Bildirileri Kitabı. İTÜ, İstanbul, 138-152.
- Kind, R., 1985. The reflectivity method for different source and receiver structures and comparison with GRF data, J. Geophys., 58, 146-152.
- Kind, R. ve Vinnik, L.P., 1988. The upper-mantle discontinuities underneath the GRF array from P-to-S converted phases, J. Geophys., 62, 138-147.
- Kinoshita, O., 2002. Possible manifestations of slab window magmatism in Cretaceous southwest Japan, Tectonophysics, 344, 1–13.
- Kiselev, S., Vinnik, L., Oreshin, S., Gupta, S., Rai, S.S., Singh, A., Kumar, M.R. ve Mohan, G., 2008. Lithosphere of the Dharwar craton by joint inversion of P and S receiver functions, Geophys. J. Int., 173, 1106-1118.

- Kono, Y., Ishikawa, M., Harigane, Y., Michibayashi, K., ve Arima, M., 2009. P- and S-wave velocities of the lowermost crustal rocks from the Kohistan arc: Implications for seismic Moho discontinuity attributed to abundant garnet, Tectonophysics, 467, 44-54.
- Kosarev, G.L., Petersen, N.V., Vinnik, L.P. ve Roecker, S.W., 1993. Receiver function from the Tien Shan analog broadband network: contrast in the evolution of structure across the Talasso-Fargana fault, J. Geophys. Res., 98, 4437-4448.
- Kosarev, G.L., Oreshin, S.I., Vinnik, L.P., Kiselev, S.G., Dattatrayam, R.S., Suresh, G. ve Baidya, P.R., 2013. Heterogeneous lithosphere and the underlying mantle of the Indian subcontinent, Tectonophysics, 592, 175–186.
- Kosarev, G., Oreshin, S., Vinnik, L. ve Makeyeva, L., 2018. Mantle transition zone beneath the central Tien Shan: Lithospheric delamination and mantle plumes, Tectonophysics, 723, 172-177.
- Kulhanek, O., 2009. Sismogramların Anatomisi, Çeviren Yusuf Bayrak, 1.Baskı ve 133 sayfa, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Ankara.
- Langseth, M.G., Hobart, M.A. ve Horai, K., 1980. Heat flow in the Bering Sea, J. Geophys. Res., 85, 3740–3750.
- Langston, C., A., 1977. The effect of Planar Dipping Structure on Source and Receiver Responses for Constant Ray Parameters, Bulletin of the Seismological Society of America, 67, 1029-1050.
- Langston, C.A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, J. Geophys. Res., 84, 4749-4762.
- Lebedev, S., Chevrot, S. ve Van der Hilst, R., 2002. Seismic Evidence for Olivine phase Changes at the 410- and 660 kilometer Discontinuities, Science, 296, Doi:10.1126/science.1069407.
- Lehmann, I., 1964. On the travel times of P as determined from nuclear explosions, Bull. Seis. Soc. Am., 54.
- Lewis, T.J., Bentkowski, W.H., Davis, E.E., Hyndman, R.D., Souther, J.G. ve Wright, J.A., 1988. Subduction of the Juan de Fuca plate: thermal consequences, J. Geophys. Res., 93, 15207–15225.
- Liggoria, J.P. ve Ammon, C.J., 1999. Iterative deconvolution and receiver function estimation, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 1395-1400.

- Lü, Y., Ni, S., Chen, L. ve Chen, Q.F., 2017. Pn tomography with Moho depth correction from eastern Europe to western China, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 122, 1284-1301.
- Maden, N., Gelişli, K., Bektaş, O. ve Eyüboğlu, Y., 2009a. Two-and-three-dimensional crustal thickness of the Eastern Pontides (NE Turkey), Turkish J. Earth Sci., 18, 225–238.
- Maden, N., Gelişli, K., Eyüboğlu, Y. ve Bektaş O. 2009b. Determination of tectonic and crustal structure of the Eastern Pontide Orogenic Belt (NE Turkey), Pure and Applied Geophysics, 166, 1987-2006.
- Maden, N., 2012a. One-Dimensional Thermal Modeling of the Eastern Pontides Orogenic Belt (NE Turkey), Pure Appl. Geophys., 169, 235–248.
- Maden, N., 2012b. Two-Dimensional Geothermal Modelling Along the Central Pontides Magmatic Arc: Implications for the Geodynamic Evolution of Northern Turkey, Surv. Geophys, 33, 275–292.
- Maden, N., 2013. Geothermal structure of the eastern Black Sea basin and the eastern Pontides orogenic belt: implications for subduction polarity of Tethys oceanic lithosphere, Geosci. Front., 4, 389–398.
- Maden, N., ve Akaryalı, E., 2015. A review for genesis of continental arc magmas: U, Th, K and radiogenic heat production data from the Gümüşhane Pluton in the Eastern Pontides (NE Türkiye), Tectonophysics, 664, 225–243.
- Maggi, A. ve Priestley, K., 2005. Surface Wave form Tomography of Turkish-Iranian Plateau, Geophysical Journal International, 160, 1068-1080.
- Metropolis, N., Rosenbluth, M.N., Rosenbluth, A.W., Teller, A.H. ve Teller, E., 1953. Equation of state calculations by fast computing machines, J. Chem. Phys., 21, 1097–1092.
- Mindevalli, O.Y. ve Mitchell, B.J., 1989. Crustal structure and possible anisotropy in Turkey from seismic surface wave dispersion, Geophys. J. Int., 98, 93-106.
- Mohorovičić, A., 1908. Epicenters of earthquakes in Croatia and Slavonia (Epicentra potresa u Hrvatskoj i Slavoniji)", Yearly report of the Zagreb meteorological observatory for the year 1906, Part IV, 15–19.
- Morais, I., 2012. Structure of the Crust and Mantle Beneath Iberia and Western Mediterranean from P and S Receiver Functions and SKS Waveforms, Doktora Tezi, Lizbon Üniversitesi, 311.

- Morais, I., Vinnik, L., Silveira, G., Kiselev, S. ve Matias, L., 2015. Mantle beneath the Gibraltar Arc from receiver functions, Geophys. J. Int., 200, 1153–1169.
- Mosegaard, K. ve Vestergaard, P.D., 1991. A simulated annealing approach to seismic model optimization with sparse prior information, Geophys. Prospect., 39, 599–611.
- Mosegaard, K. ve Tarantola, A., 1995. Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems, Journal of Geophysical Research, 100, 431-447.
- Motavalli-Anbaran, S.H., Zeyen, H. ve Jamasb, A., 2016. 3D crustal and lithospheric model of the Arabian-Eurasia collision zone, Journal of Asian Earth Sciences, 122, 158-167.
- Mutlu, A.H. ve Karabulut, H. 2011. Anisotropic Pn tomography of Turkey and adjacent region, Geophys. Journal Int., 1-16.
- Nikishin, A.M., Korotaev, M.V., Ershov, A. ve Brunet, M.F., 2003. The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modelling, Sed. Geol., 156, 149–168.
- Obrebski, M., Kiselev, S., Vinnik, L. ve Montagner, J.-P., 2010. Anisotropic stratification beneath Africa from joint inversion of SKS and P receiver functions, J. Geophys. Res., 115, doi:10.1029/2009JB006923.
- Okay, A.I., Şengör, A.M.C. ve Görür, N., 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions, Geology, 22, 267–270.
- Okay, A.I. ve Sahintürk, Ö., 1997. Geology of the Eastern Pontides. In: Robinson, A.G. (Ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 68, 291–311.
- Oreshin, S., Kiselev, S., Vinnik, L., Prakasam, K.S., Rai, S.S., Makeyeva, L. ve Savvin, Y., 2008. Crust and mantle beneath western Himalaya, Ladakh and western Tibet from integrated seismic data, Earth Planet. Sci. Lett., 271, 7587.
- Oreshin, S.I., Vinnik, L.P., Kiselev, S.G., Rai, S.S., Prakasam, K.S. ve Treussov, A.V., 2011. Deep seismic structure of the Indian shield, western Himalaya, Ladakh and Tibet, Earth and Planetary Science Letters, 307, 415–429.
- Oruç, B., Ortiz, D.G., ve Petit, C., 2017. Lithospheric flexural strength and effective elastic thicknesses of the Eastern Anatolia (Turkey) and surrounding region, Journal of Asian Earth Sciences, 150, 1–13.

- Owens, T., Zandt, G. ve Taylor, S.R., 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms, J. Geophys. Res., 89, 7783-7795.
- Özacar, A.A., Zandt, G., Gilbert, H. ve Beck, S.L., 2010. Seismic images of crustal variations beneath the East Anatolian Plateau (Turkey) from teleseismic receiver functions, Sedimentary Basin, The Geological Society of London, 485-496.
- Özalaybey, S., Savage, M.K., Sheehan, A.F., Louie, J.N. ve Brune, J.N., 1997. Shear-Wave Velocity Structure in the Northern Basin and Range Province from the Combined Analysis of Receiver Functions and Surface Waves, Bulletin of the Seismological Society of America, 87, 183-199.
- Özdamar, Ş., 2016. Geochemistry and geochronology of late Mesozoic volcanic rocks in the northern part of the Eastern Pontide Orogenic Belt (NE Turkey): implications for the closure of the Neo-Tethys Ocean, Lithos, 248–251, 240–256.
- Özeren, M.S. ve Holt, W.E., 2010. The dynamics of the eastern Mediterranean and eastern Turkey, Geophys. J. Int., 183, 1165–1184.
- Pasyanos, M.E., Masters, T.G., Laske, G. ve Ma, Z., 2014. LITHO1.0: An updated crust and lithospheric model of the Earth, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119, 2153-2173.
- Phinney, R.A., 1964. Structure of the Earth's crust from spectral behaviour of long period body waves, J. Geophys. Res., 69, 2997–3107.
- Rice, S.P., Roberson, A.H.F., Ustaömer, T., İnan, T. ve Taslı, K., 2009. Late Cretaceous-Early Eocene tectonic development of the Tethyan Suture Zone in the Erzincan area, eastern Pontides, Turkey, Geol. Mag., 146, 567–590.
- Ringwood, A. E., 1975. Composition and Petrology of the Earth's Mantle, McGraw-Hill, New York, 618.
- Ringwood, A. E., 1983. The Bakerian Lecture. The Earth' score: its composition, formation, and bearing on the origin of the Earth. Proc. Roy. Soc. London, A, 395-146.
- Santosh, M., Maruyama, S. ve Sato, K., 2009. Anatomy of a Cambrian suture in Gondwana: Pacific type orogeny in southern India?, Gondwana Research, 16, 321–341.

- Santosh, M. ve Kusky, T., 2010. Origin of paired high pressure ultrahigh-temperature orogens: a ridge subduction and slab window model, Terra Nova, 22, 35–42.
- Sarıbudak, M., 1989. New results and a palaeomagnetic overview of the Pontides in northern Turkey, Geophys. J. Int., 99, 521–531.
- Savarensky, E.F. ve Kirnos, D., 1955. Elements of seismology and seismometry, GITTL, Moscow (in Russian).
- Sayı, N. ve Osmanşahin, I. 2000. Investigation of the Crust and Upper-Mantle Structure in the Black Sea with Group Velocity Data, Bulletin of the Seismological Society of America, 4, 870-875.
- Sayı, N. 2015. Determination of the Crust and Upper-Mantle Structure in Anatolia by Surface Wave Data, Natural Science, 6, 968-977.
- Silveira, G., Vinnik, L., Stutzmann, E., Kiselev, S., Farra, V. ve Morais, I., 2010. Stratification of the Earth beneath the Azores 1 from P and S receiver functions, Earth Planet. Sci. Lett., 229, 91-103.
- Skobeltsyn, G., Mellors, R., Gök, R., Türkelli, N., Yetirmişli, G. ve Sandvol, E., 2014. Upper mantle S wave velocity structure of the East Anatolian-Caucasus region, Tectonics, 33, 207-221.
- Smedley, P.M., 1986. The relationship between calc-alkaline volcanism and within-plate continental rift volcanism: evidence from Scottish Paleozoic lavas, Earth Planet. Sci. Lett., 76, 13–128.
- Spadini, G., Robinson, A. ve Cloetingh, S., 1996. Western versus Eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithospheric controls on basin formation, Tectonophysics, 266, 139–154.
- Stein, C.A., 2003. Heat flow and flexure at subduction zones, Geophys. Res. Lett., 30 (23).
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, Tectonophysics, 75, 181–241.
- Şengör, A. M. C., Özeren, S., Genc, T. ve Zor, E., 2003. East Anatolian high plateau as a mantle-supported north-south shortened domal structure, Geophysical Research Letters, 30, 8045, doi: 10.1029/2003GL017858.
- Şen, C., Arslan, M. ve Van, A., 1998. Geochemical and petrological characteristics of the Eastern Pontide Eocene (?) alkaline volcanic province, NE Turkey, Turkish J. Earth Sci., 7, 231–239.



- Tarantola, A., 2005. Inverse problem theory and methods for model parameter estimation, Soc. Ind. Appl. Math, 342.
- Tari, E., Şahin, 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.
- Temizel, I., Arslan, M., Ruffet, G. ve Peucat, J.J., 2012. Petrochemistry, geochronology and Sr-Nd isotopic systematics of the Tertiary collisional and post-collisional volcanic rocks from the Ulubey (Ordu) area, Eastern Pontides, NE Turkey: implications for extension-related origin and mantle source characteristics, Lithos, 128, 126–147.
- Tezel, T., Erduran, M., ve Alptekin, Ö., 2007. Crustal shear wave velocity structure of Turkey by surface wave dispersion analysis, Annals of Geophysics, 50, 117–190.
- Tezel, T., Shibutani, T. ve Kaypak, B., 2013. Crustal thickness of Turkey determined by receiver function, Journal of Asian Earth Sciences, 75, 36–45.
- Thorkelson, D.J., 1996. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation, Tectonophysics, 255, 47–63.
- Thorkelson, D.J. ve Breitsprecher, K., 2005. Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non-adakitic magmas, Lithos, 79, 25–41.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W.H., Siebel, W., Satir, M. ve Dokuz, A., 2005. Post-collisional plutonism with adakite-like signatures: the Eocene Saraycik granodiorite (Eastern Pontides, Turkey), Contrib. Miner. Petrol., 150, 441–455.
- Topuz, G., Altherr, R., Siebel, W., Schwarz, W.H., Zack, T., Hasozbek, A., Barth, M., Satir, M. ve Sen, C., 2010. Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: the Gumushane pluton (NE Turkey), Lithos, 116, 92–110.
- Türkoğlu, E., Unsworth, M., Bulut, F., ve Çağlar, İ., 2015. Crustal structure of the North Anatolian and East Anatolian Fault Systems from magnetotelluric data, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 241, 1–14.
- Ustaömer, T. ve Robertson, A.H.F., 1996. Paleotethyan tectonic evolution of the North Tethyan margin in the central Pontides, N Turkey. In: Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E., Örçen, S. (Eds), International Symposium on the Geology of the Black Sea Region, Proceedings-I, 24–33.

- Uyeda, S., 1977. Some basic problems in the trench–arc–back arc system. In: Talwani, M., Pitman III, W.C. (Eds.), *Island Arcs, Deep-sea Trenches and Back-arc Basins, Maurice Ewing Ser.*, 1. AGU, Washington, D.C., 1–14.
- Warren, L. M., Susan, L.B., Biryol, C.B., Zandt, G., Özacar, A.A. ve Yang, Y. 2013. Crustal velocity structure of Central and Eastern Turkey from ambient noise tomography, *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1093/gji/ggt210.
- Vanacore, E.A., Taymaz, T. ve Saygin, E. 2013. Moho structure of the Anatolian Plate from receiver function analysis, *Geophys. J. Int.*, 193, 329–337.
- Vinnik, L.P., 1977. Detection of waves converted from P to SV in the mantle, *Phys, Earth Planet. Inter.*, 583, 15, 3945.
- Vinnik, L.P. ve Kosarev, G.L., 1981. Determination of crustal parameters from observations of teleseismic body waves, *Proc. Acad. Sci. USSR*, 261, 1091-1095.
- Vinnik, L.P., Avetisjan, R.A. ve Mikhailova, N.G., 1983. Heterogeneities in the mantle transition zone from observations of P-to-SV converted phase, *Phys, Earth Planet. Inter.*, 33, 149-163.
- Vinnik, L.P., Chevrot, S., Montagner, J.-P. ve Guyot, F., 1999. Teleseismic traveltime residuals in North America and anelasticity of the asthenosphere, *Phys, Earth Planet. Inter.*, 116, 93–103.
- Vinnik, L.P., Roecker, S., Kosarev, G.L., Oreshin, S.I. ve Koulakov, Y.I., 2002. Crustal structure and dynamics of the Tien Shan, *Geophysical Research Letters*, 29, 2047.
- Vinnik, L.P., Reigber, C., Aleshin, I.M., Ksarev, G.L., Kaban, M.K., Oreshin, I. ve Roecker, S. W., 2004. Receiver function tomography of the central Tien Shan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 225, 131-146.
- Vinnik, L., Kurnik, E. ve Farra, V., 2005. Lehmann discontinuity beneath North America: No role for seismic anisotropy, *Geophysical Research Letters*, 32, L09306.
- Vinnik, L., Aleshin, I.M., Kaban, M.K., Kiselev, S.G., Kosarev, G.L., Oreshin, S.I. ve Reigber, Ch., 2006. Crust and mantle of Tien Shan from Data of the receiver Function Tomography, *Phys, Solid Earth*, 42, 8, 639–651.
- Vinnik, L.P., ve Farra, V., 2006. S velocity reversal in the mantle transition zone, *Geophysical Research Letters*, 33, L18316.

- Vinnik, L. ve Farra, V., 2007. Low S velocity atop the 410-km discontinuity and mantle plumes, Earth Planet. Sci. Lett., 262, 398-412.
- Vinnik, L., Singh, A., Kiselev, S. ve Kumar, M.R., 2007a. Upper mantle beneath foothills of the western Himalaya: subducted lithospheric slab or a keel of the Indian shield?, Geophys. J. Int., 171, 1162-1171.
- Vinnik, L., Aleshin, I., Kiselev, S., Kosarev, G. ve Makeyeva, L., 2007b. Depth localized azimuthal anisotropy from SKS and P receiver functions: The Tien Shan, Geophys. J. Int., 169, 1289-1299.
- Vinnik, L., 2008. Receiver Function Techniques. 9th Workshop on Three-Dimensional Modelling of Seismic Waves Generation, Propagation and their Inversion, Trieste, Italy.
- Vinnik, L., Oreshin, S., Kosarev, G., Kiselev, S. ve Makeyeva, L., 2009. Mantle anomalies beneath southern Africa: evidence from seismic S and P receiver functions, Geophys. J. Int., 179, 279-298.
- Vinnik, L., 2010. Advanced School on Direct and Inverse Problems of Seismology, The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, 2167-19.
- Vinnik, L., Ren, Y., Stutzmann, E., Farra, V. ve Kiselev, S., 2010. Observations of S410p and S350p phases at seismograph stations in California, J. Geophys. Res., 115, doi:10.1029/2009JB006582.
- Vinnik, L., Silveira, G., Kiselev, S., Farra, V., Weber, F., Weber, M. ve Stutzmann, E., 2012a. Cape Verde hotspot from the upper crust to the top of the lower mantle, Earth and Planetary Science Letters, 319-320, 259–268.
- Vinnik, L., Kiselev, S., Weber, M., Oreshin, S. ve Makayeva, L., 2012b. Frozen and active seismic anisotropy beneath southern Africa, Geophysical Research Letters, 39, L08301.
- Vinnik, L., Oreshin, S., Makayeva, L., vd., 2014a. Anisotropic lithosphere under the Fennoscandian shield from P receiver functions and SKS waveform of the POLENET/LAPNET array, Tectonophysics, 628, 45-54.
- Vinnik, L.P., Erduran, M., Oreshin, S.I., Kosarev, G.L., Kutlu, Y.A., Çakır, Ö. ve Kiselev, S.G., 2014b. Joint Inversion of P- and S-Receiver Functions and Dispersion Curves of Rayleigh waves: The Results for the Central Anatolian Plateau, Physics of the Solid Earth, 50, 622-631.

- Vinnik, L., Oreshin, S. ve Erduran, M., 2016a. Melt in the mantle and seismic azimuthal anisotropy: evidence from Anatolia, Geophys. J. Int., 205, 523–530.
- Vinnik, L., Kozlovskaya, E., Oreshin, S., Kosarev, G., Piiponen, K. ve Silvennoinen, H., 2016b. The lithosphere, LAB, LVZ and Lehmann discontinuity under central Fennoscandia from receiver functions, Tectonophysics, 667, 189-198.
- Vinnik, L.P., Oreshin, S.I. ve Makayeva, L.I., 2017a. Siberian Traps: Hypotheses and Seismology Data, Physics of the Solid Earth, 53, 332-340.
- Vinnik, L., Oreshin, S., Makayeva, L. ve Dündar, S., 2017b. Fluid-filled porosity of magmatic underplates from joint inversion of P and S receiver functions, Geophys. J. Int., 209, 961–968.
- Yegorova, T., Gobarenko, V. ve Yanovskaya T., 2013. Lithosphere structure of the Black Sea from 3-D gravity analysis and seismic tomography, Geophysical Journal International, 1, 1-17.
- Yuan, X., Kind, R., Li, X. ve Wang, R., 2006. The receiver functions: synthetics and data example, Geophys. J. Int., 165, 55-564.
- Zhang, Z., Zhao, G., Santosh, M., Wang, J., Dong, X. ve Shen, K., 2010. Late Cretaceous charnockite with adakitic affinities from the Gangdese batholith, southeastern Tibet: evidence for Neo-Tethyan mid-ocean ridge subduction, Gondwana Research, 17, 615–631.
- Zhu, L. ve Kanamori, H., 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, J. Geophys. Res., 105, 2969-2980.
- Ziagos, J.P., Blackwell, D.D. ve Mooser, F., 1985. Heat flow in southern Mexico and the thermal effects of subduction, J. Geophys. Res., 90, 5410–5420.
- Zor, E., Sandvol, E., Gürbüz, C., Türkelli, N., Şeber, D. ve Barazangi, M. 2003. The crustal structure of the East Anatolian plateau (Turkey) from receiver functions, Geophysical Research Letters, 30, 24, 8044.
- Zor, E. 2008. Tomographic evidence of slab detachment beneath eastern Turkey and the Caucasus, Geophys. J. Int., 175, 1273-1282.

## 7. EKLER

### EK-1

Ek Tablo 1. Çalışmada kullanılan istasyonların listesi

<b>İstasyon Adı</b>	<b>Enlem (derece)</b>	<b>Boylam (derece)</b>	<b>Yükseklik (m)</b>	<b>Sensör Modeli</b>	<b>Açılış Tarihi</b>
BCA	41.4450	41.6223	500	3ESP	2006.05.24
DIKM	41.6497	35.2578	261	3T	2006.06.27
ERZN	39.5867	39.7220	1317	3ESP	2008.10.15
KTUT	40.9870	39.7667	171	3T	2006.08.17
KVT	41.0807	36.0463	649	3T	2006.08.15
RSDY	40.3972	37.3273	550	3T	2007.06.15
SENK	40.5615	42.3507	1939	3T	2011.05.04
TOKT	40.3173	36.5445	726	3T	2012.01.10

## EK-2

Ek Tablo 2. Kullanılan Depremlerin Kaynak Parametreleri

Tarih	Oluş Zamanı	Enlem (derece)	Boylam (derece)	Büyüklik (mb)	Derinlik (km)	Uzaklık (derece)	Azimut (derece)
27/02/08	06:54:20	26.82	142.44	5.8	15	81.68	311.71
03/03/08	09:31:02	46.41	153.18	6.2	10	74.72	313.93
09/05/08	21:51:29	12.52	143.18	6.1	76	90.29	312.56
12/05/08	06:28:01	31	103.32	6.9	19	51.36	299.8
13/05/08	07:07:08	30.89	103.19	5.8	9	49.87	300.15
30/05/08	07:25:39	30.8	141.52	5.5	16	77.01	310.53
13/06/08	23:43:45	39.03	140.88	6.5	7	72.78	308.95
13/07/08	14:58:32	21.01	121.14	5.6	10	68.73	307.5
19/07/08	02:39:28	37.55	142.21	6.2	22	73.12	309.44
21/07/08	11:30:29	37.19	142.05	5.7	22	73.25	309.45
20/12/08	10:29:23	36.54	142.43	6	19	75.31	310.22
15/01/09	17:49:08	46.86	155.15	6.9	36	76.47	314.12
15/07/09	18:05:01	24.06	122.2	6.1	17	69.53	305.14
05/08/09	00:17:58	24.23	125.1	5.9	25	71.59	305.73
03/10/09	17:36:06	23.63	121.45	6	28	69.21	305.12
30/09/09	07:03:39	29.22	129.78	6.3	34	74.05	308.32
26/02/10	20:31:27	25.93	128.43	6.7	25	74.48	307.58
14/03/10	08:08:04	37.74	141.59	6.3	32	76.32	312.25
26/05/10	08:53:08	25.77	129.94	6.2	10	72.24	307.9
13/06/10	03:32:57	37.37	141.62	6.3	27	72.87	309.22
18/06/10	02:23:05	44.45	148.69	5.9	25	72.41	311.07
30/07/10	03:56:13	52.5	159.84	6.1	23	73.43	316.88
04/10/10	13:28:38	24.27	125.15	6.2	32	71.6	305.73
21/12/10	17:19:40	26.9	143.7	7	14	84.85	313.67
22/12/10	21:49:38	26.81	143.6	6.2	10	84.36	312.55
20/02/11	21:43:24	55.92	162.12	6.1	33	73.05	316.99
09/03/11	02:45:20	38.44	142.84	6.4	32	76.48	311.9
11/03/11	05:46:23	38.32	142.37	7.9	24	74.13	309.82
12/03/11	01:47:15	37.59	142.65	6.2	20	76.94	311.95
13/03/11	01:26:04	35.72	141.64	5.9	8	75.34	310.03
14/03/11	06:12:36	37.78	142.46	6	14	76.8	312.66
15/03/11	15:23:54	40.33	143.29	5.6	19	75.56	312.62
19/03/11	01:22:44	39.7	142.9	5.8	15	75.76	312.54
22/03/11	07:18:45	37.24	144	6.3	11	75.81	310.81
24/03/11	13:55:11	20.69	99.84	6.4	8	57.74	306.83
25/03/11	11:36:24	38.77	141.88	6.2	39	75.7	311.36
27/03/11	22:23:58	38.42	142.01	6.3	19	74.72	308.49
31/03/11	07:15:30	38.92	141.82	5.7	42	73.41	309.42
07/04/11	14:32:43	38.28	141.59	6.9	42	75.85	311.31
11/04/11	08:16:12	37	140.4	6.4	11	75.98	310.99
12/04/11	05:07:41	37.11	140.37	6.3	11	76.02	311.79
13/04/11	19:57:25	39.58	143.34	5.8	22	73.9	310.01
21/04/11	13:37:03	35.58	140.3	5.7	43	74.59	309.46
24/05/11	03:40:52	39.72	143.24	5.8	21	75.56	310.68
03/06/11	00:05:08	37.28	143.91	6.4	14	74.33	310.28
22/06/11	21:50:52	39.96	142.21	6.1	33	71.69	307.76
10/07/11	00:57:10	38.03	143.26	6.6	23	74.85	310.3
11/07/11	20:47:04	9.51	122.17	6.1	19	78.21	308.5
23/07/11	04:34:24	38.9	141.82	5.9	41	73.43	309.43

Ek Tablo 2' nin devamı

24/07/11	18:51:24	37.73	141.39	6.3	35	76.1	311.32
30/07/11	18:53:49	36.94	140.96	6.4	30	76.36	311.26
23/11/11	19:24:31	37.37	141.37	5.7	34	74.12	309.56
04/08/11	13:51:34	48.83	154.77	6	36	75.45	316.77
11/08/11	18:22:04	37.03	140.89	6	44	75.89	310.05
17/08/11	11:44:08	36.76	143.77	6.1	9	78.16	312.63
19/08/11	05:36:33	37.67	141.65	6.3	47	76.29	311.46
16/09/11	19:26:41	40.27	142.78	6	35	75.23	311.52
23/11/11	19:24:31	37.37	141.37	5.7	34	72.76	308.2
24/11/11	10:25:34	41.9	142.64	5.9	38	72.01	309.11
06/02/12	03:49:12	10	123.21	6.3	11	76.65	309.37
26/02/12	02:35:05	22.66	120.89	5.9	28	70.95	306.59
19/05/12	19:05:19	39.67	143.31	5.6	10	73.82	309.97
20/05/12	07:20:36	39.65	143.16	5.9	11	75.86	311.83
23/05/12	15:02:25	41.33	142.08	6.2	46	72.96	307.86
16/06/12	22:18:47	15.59	119.56	6.1	28	74.22	308.16
17/06/12	20:32:20	38.9	141.82	6.3	36	72.03	308.93
24/06/12	03:15:01	57.6	163.2	5.8	10	69.9	317
08/07/12	11:33:03	45.5	151.29	5.7	20	76.2	315.24
12/07/12	12:51:58	45.45	151.66	5.5	12	76.29	314.25
20/07/12	06:10:25	49.41	155.91	5.7	19	72.7	314.13
25/08/12	14:16:17	42.42	142.91	5.9	54	71.84	309.12
31/08/12	12:47:33	10.81	126.64	7.2	28	83.94	311.11
01/09/12	22:21:46	39.81	143.1	5.6	15	72.23	309.31
02/11/12	18:17:32	9.21	126.16	6.1	37	79.89	310.52
07/12/12	08:31:14	37.91	143.76	6.1	32	73.83	310.07
07/12/12	08:18:24	37.89	144.09	7.3	36	75.44	310.73
28/02/13	14:05:50	50.97	157.27	6.4	41	72.24	314.63
24/03/13	04:18:34	50.73	160.16	6.1	8	74.09	315.51
27/03/13	02:03:19	23.83	121.21	5.8	19	68.55	306.46
01/04/13	18:53:17	39.53	143.17	5.6	14	73.83	309.94
10/04/13	20:20:26	20.72	122.06	6	11	71.04	307.51
12/04/13	20:33:17	34.37	134.83	5.7	14	71.83	307.47
17/04/13	12:03:31	38.47	141.63	5.7	50	73.58	309.43
19/04/13	03:05:52	46.22	150.79	7.1	110	73.64	312.57
19/04/13	19:58:40	49.97	157.65	5.9	15	73.11	315.09
20/04/13	13:12:50	50.1	157.15	5.8	18	72.79	314.75
18/05/13	05:47:59	37.74	141.47	6.1	39	72.6	307.97
19/05/13	18:44:10	52.34	160.07	5.9	18	72.9	315.12
21/05/13	01:55:08	52.52	160.36	5.6	30	72.48	316.27
02/06/13	05:43:03	23.79	121.14	6.1	17	67.06	306.61
07/06/13	16:38:03	24.1	122.67	5.3	33	68	306.78
28/06/13	23:51:49	24.09	122.23	5.6	15	67.68	306.7
21/07/13	23:45:56	34.51	104.26	6.1	8	50.38	297.5
15/08/13	00:12:32	9.88	124.12	6	19	82.15	310.3
25/08/13	17:10:19	37.16	144.66	7.1	35	78.41	313
31/08/13	12:02:08	23.59	121.44	6.3	10	71.57	307.41
12/11/13	07:03:51	54.69	162.3	6.4	43	74.13	320.67
25/11/13	05:56:50	45.56	151.01	6	34	73.16	311.05
08/12/13	17:24:54	44.44	149.17	6	28	72.9	310.27
17/12/13	23:38:06	20.77	146.79	6.2	9	87.1	312.78
19/03/14	12:19:26	24.11	122.26	5.8	20	69.16	306.57
05/05/14	11:08:43	19.66	99.67	6.1	6	53.45	307.44
29/06/14	05:56:31	24.39	142.63	6.2	48	83.42	312.02
04/07/14	22:42:05	39.65	142.08	5.7	50	71.72	308.87

Ek Tablo 2' nin devamı

11/07/14	19:22:08	37.01	142.45	6.5	20	77.21	311.96
10/08/14	03:43:13	41.16	142.13	6.4	41	74.27	311.01
28/08/14	19:14:35	32.09	132.09	5.8	20	69.79	305.73
06/09/14	14:04:05	15.41	147.23	5.7	4	91.2	313.59
11/09/14	02:35:47	41.03	143.16	6.1	22	71.49	309.03
21/11/14	03:29:11	20.65	120.07	5.8	4	69.61	307.24
22/11/14	13:08:18	36.64	137.89	6.2	9	74.84	310.74
20/02/15	04:25:23	39.82	143.59	6.2	10	76.07	312.86
21/02/15	10:13:53	39.82	143.49	6	7	73.83	310.03
25/02/15	07:01:09	31.07	141.82	6.3	9	79.22	309.72
20/04/15	11:45:13	24.08	122.45	6.1	29	69.32	306.62
10/05/15	21:25:46	31.24	142.02	6	6	78.49	310.98
12/05/15	21:12:58	38.91	142.03	6.8	35	75.79	312.25
30/05/15	18:49:07	30.78	142.97	6.2	5	79.4	311.43
08/06/15	06:01:08	41.56	142.03	6.1	42	71.87	308.89
10/06/15	08:33:03	39.68	143.32	5.8	31	73.82	309.98
03/07/15	06:43:21	10.17	125.89	6.7	32	83.29	310.43
07/07/15	05:10:28	43.91	147.98	6.9	49	75.62	313.62
01/09/15	15:25:09	31.18	141.6	6	8	78.26	310.82
05/09/15	13:16:08	49.36	155.68	5.8	38	73.86	314.86
14/10/15	05:43:08	48.86	156.23	6	12	74.47	315.3
13/11/15	20:51:31	31	128.87	6.5	12	69.82	306.25
16/11/15	16:49:13	48.33	154.24	5.9	34	73.9	314.18
20/11/15	05:31:52	26.36	142.64	5.8	14	82.11	311.84
11/01/16	16:38:06	3.9	126.86	6.2	13	85.27	310.65
14/01/16	03:25:33	41.97	142.78	6.4	46	74.11	311.17
20/01/16	17:13:13	37.67	101.64	5.9	9	47.09	294.29
05/02/16	19:57:27	22.94	120.6	6.4	23	68.63	306.63
20/03/16	22:50:20	54.29	162.81	6.4	30	73.3	318.51
01/04/16	02:39:08	33.38	136.39	5.9	14	73.46	308.33
14/04/16	03:06:39	53.77	160.8	5.8	32	72.9	317.26
14/04/16	12:26:35	32.79	130.7	6.2	9	70.02	306.35
15/04/16	16:25:06	32.79	130.75	6.4	10	70.05	306.36
20/04/16	12:19:43	37.81	141.6	5.9	33	73.98	309.57
12/05/16	03:17:15	24.69	121.98	5.8	8	68.61	306.34
27/05/16	03:44:29	26.99	130.14	5.9	10	73.11	307.71
31/05/16	10:04:05	47.55	154.36	5.9	18	76.13	315.52
23/06/16	21:05:30	23.69	123.37	5.8	10	72.17	306.84
20/08/16	15:58:04	40.31	143.73	5.8	11	73.66	310.04
05/09/16	22:54:39	54.42	168.54	6.1	8	75.34	322.4
20/09/16	16:21:16	30.5	142.05	6.1	9	78.99	311.1
23/09/16	00:14:34	34.46	141.64	6.2	10	76.16	310.27
06/10/16	15:51:59	22.63	121.43	5.8	14	69.43	306.86
21/10/16	05:07:23	35.37	133.81	6.4	5	73	307.52
23/10/16	20:25:26	44.05	148.1	5.9	29	73.68	311.51
11/11/16	21:42:59	38.5	141.57	6.1	42	73.53	309.4
21/11/16	20:59:49	37.39	141.39	6.3	9	76.32	311.38
23/11/16	21:23:36	37.21	141.32	5.9	9	74.19	309.57
28/12/16	12:38:49	36.86	140.44	6.4	7	76.1	311.03
29/04/17	04:09:24	56.94	162.79	6.6	17	71.32	317.93
09/05/17	01:54:14	24.45	126.32	6	10	74.94	309.11
17/07/16	11:05:09	54.58	168.65	6.3	9	75.25	322.46
23/07/16	15:35:40	40.04	143.49	5.6	10	72.31	309.44
08/08/17	13:19:49	33.19	103.86	6.5	9	50.7	298.37
20/09/17	16:37:16	37.98	144.66	6.1	11	74.42	309.4



**EK-3****KULLANILAN PROGRAMLAR**

Kullanılan 3-bileşen telesismik deprem verileri European Integrated Data Archive' den SAC formatında kaydedilmiştir. PRF için veri seçim kriteri  $m_b > 5.5$  ve episantr uzaklığı  $30^\circ - 90^\circ$ , SRF için veri seçim kriteri  $m_b > 5.5$  ve episantr uzaklığı  $65^\circ - 90^\circ$  olarak belirlenmiştir. 90 dakika uzunluğunda, S/G oranı kaliteli olan veriler özenle seçilmiştir. SEED formatındaki verilerin dönüşümü için Incorporated Research Institutions for Seismology' den *RDSEED* yazılımı kullanılmıştır. *RDSEED* Federation of Digital Seismographic Networks tarafından tanımlanan formatda veri okuması yapmaktadır. Komut satırından kısaca bahsetmek gerekirse, “-f” dosya girişini, “-R” *evalresp* formatında bütün tepki fonksiyonu bilgilerini, “-d” veri indirmeyi ve “-o” ise SAC formatında veri çıkışını sağlamaktadır. *Seismic Analysis Code* ile deprem verilerinin ön veri işlem aşamaları gerçekleştirilmiştir. İşlem sırası temel olarak aşağıdaki gibidir;

Rtr : Trend etkisini gidermek için kullanılmıştır.

Taper: Verinin her kısmına simetrik taper uygulamak için kullanılır. Sıfır ve bir arasında değişen monotonik bir fonksiyondur.

Rmean : Ortalamayı gidermek için kullanılmıştır.

Transfer : Alet tepkisini gidermek için uygulanmıştır.

Evalresp : Tepki dosyasından alet tepkisi bilgisini transfer dosyası içine eklemek için kullanılmıştır.

Freqlim : f1, f2, f3 ve f4 frekans sınırlarını kullanarak, S/G oranını azaltmak için kullanılmıştır.

*Seismic Handler* ile Alıcı Fonksiyonlarının hesaplanması için kullanılmıştır. *Generic Mapping Tools* haritalama ve grafikleme için kullanılan paket programdır. GMT yardımıyla, jeoloji ve tektonik haritalar çizilebilmektedir.

## ÖZGEÇMİŞ

Hamdi ALKAN 1986 yılında Trabzon' de doğdu. İlk ve orta öğrenimini Van Zeve İlköğretim Okulunda ve lise öğrenimi Van Atatürk lisesinde 2003 yılında tamamladı. Aynı yıl Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde Lisans öğrenimine başladı ve 2008 yılında mezun oldu. 2008 yılında Yabancı Diller Bölümü Lisansüstü İngilizce Hazırlık Programı' nı başarıyla tamamladı. 2011 yılında Sivas Cumhuriyet Üniversitesi' nde Araştırma Görevlisi olarak göreve başladı. 2012 yılında yüksek lisans programından mezun olarak doktora eğitimine başladı. 2014 yılında ise Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi' ne geçiş yaparak araştırmalarına buradan devam etti. Doktora çalışmaları kapsamında Schmidt Institute of Physics of the Earth' de (Moscow, Russia) araştırmacı olarak bulundu. Evli ve bir çocuk babası olup İngilizce bilmektedir.