

T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**MARMARA BÖLGESİ VE ÇEVRESİNİN ÜST
MANTO YAPISININ TELESİSMİK TOMOGRAFİ
YÖNTEMİ İLE ARAŞTIRILMASI**

DOKTORA TEZİ

Hilal YALÇIN

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Levent GÜLEN

Haziran 2019

T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

MARMARA BÖLGESİ VE ÇEVRESİNİN ÜST
MANTO YAPISININ TELESİSMİK TOMOGRAFİ
YÖNTEMİ İLE ARAŞTIRILMASI

DOKTORA TEZİ

Hilal YALÇIN

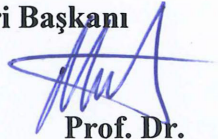
Enstitü Anabilim Dalı

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Bu tez 24/06/2019 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oybirliği/oyçokluğu ile kabul edilmiştir.

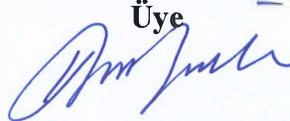


Prof. Dr.
Levent GÜLEN
Jüri Başkanı



Prof. Dr.
Murat UTKUCU
Üye


Prof. Dr.
Hayrullah KARABULUT
Üye



Prof. Dr.
Gündüz HORASAN
Üye



Doç. Dr.
Bülent KAYPAK
Üye



BEYAN

Tez içindeki tüm verilerin akademik kurallar çerçevesinde tarafımdan elde edildiğini, görsel ve yazılı tüm bilgi ve sonuçların akademik ve etik kurallara uygun şekilde sunulduğunu, kullanılan verilerde herhangi bir tahrifat yapılmadığını, başkalarının eserlerinden yararlanılması durumunda bilimsel normlara uygun olarak atıfta bulunulduğunu, tezde yer alan verilerin bu üniversite veya başka bir üniversitede herhangi bir tez çalışmasında kullanılmadığını beyan ederim.

Hilal YALÇIN

24.06.2019

TEŞEKKÜR

Yüksek lisans ve doktora eğitimim boyunca değerli bilgi ve deneyimlerinden yararlandığım, maddi ve manevi her konuda benden desteğini asla esirgemeyen, akademik her türlü imkanlarından benimde faydalanmamı ve öğrenmemi sağlayan değerli tez danışman hocam Sayın Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölüm Başkanı Prof. Dr. Levent GÜLEN'e en başta teşekkürlerimi ve saygılarımı sunuyorum. Sismik tomografi konusunu bana sevdiren ve öğreten, kendisinden ders aldığım, engin bilgi ve deneyimlerinden yararlandığım, tezimin ilk aşamalarından itibaren değerli mesaisini bana ayırarak yol gösteren ve cesaretlendiren çok değerli hocam sayın Doç. Dr. Bülent KAYPAK'a çok teşekkür eder ve saygılarımı sunarım. Tez aşamasında bazen içinden çıkamadığım akademik noktalarda değerli vaktini bana ayırarak yardım eden ve yol gösteren değerli Yük. Müh. Doğan AKSARI'ya ve Yavuz GÜNEŞ'e, MTA Jeoloji Dairesi çalışanı sayın hocam Dr. Akın KÜRÇER'e, tezde kullandığım kodların yazarı sayın Prof. Nick RAWLINSON'a ve Aberdeen Üniversitesi'nde doktora yapan arkadaşım Elvira PAPALEOU'ya en içten teşekkürü bir borç bilirim. En zor zamanlarımda beni asla yalnız bırakmayan, hiçbir koşulda ve şartta üzerimden maddi ve manevi desteğini çekmeyen değerli mesai arkadaşlarım Dr. Emrah BUDAKOĞLU'na ve Dr. Ali SİLAHTAR'a, SAU Fen Bilimleri Enstitüsü'nde görev yapan arkadaşım Hakan İŞGÖREN'e, değerli öğrencim Anılcan ARSLAN'a, Serap KIZILBUĞA'ya can dostlarım Yük. Müh. Nihan ARIĞ ve Gamze KIZIL'a ve kedim TARÇIN'a çok teşekkür ederim. Son olarak sonsuz desteğini hep omzumda hissettiğim ailem... İyi ki varsınız...

Ayrıca bu çalışmanın maddi açıdan desteklenmesine olanak sağlayan Sakarya Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (BAP) Komisyon Başkanlığına (Proje No: 2015-50-02-011) teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

| | |
|--|-------|
| TEŞEKKÜR | i |
| İÇİNDEKİLER | ii |
| SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ | vi |
| ŞEKİLLER LİSTESİ | vii |
| TABLOLAR LİSTESİ | xxii |
| ÖZET | xxiii |
| SUMMARY | xxiv |
| BÖLÜM 1. | |
| GİRİŞ | 1 |
| 1.1. Amaç ve Kapsam..... | 1 |
| 1.2. Tomografik Sınıflandırma | 6 |
| 1.2.1. Kaynak türüne göre tomografi sınıflandırması | 7 |
| 1.2.1.1. Doğal kaynaklı tomografi (Deprem Tomografisi)..... | 7 |
| 1.2.1.2. Yapay kaynaklı tomografi (Patlatma Tomografisi)..... | 7 |
| 1.2.2. Kaynak-alıcı geometrisine göre tomografi sınıflandırması..... | 7 |
| 1.2.2.1. Yerel deprem tomografisi | 7 |
| 1.2.2.2. Küresel deprem tomografisi | 10 |
| 1.2.2.3. Telesismik deprem tomografisi | 11 |
| 1.2.3. Veri çeşidine göre | 12 |
| 1.2.3.1. Seyahat zamanı tomografisi | 12 |
| 1.2.3.2. Dalga şekli tomografisi | 13 |
| 1.2.4. Uygulama amacına göre | 13 |
| 1.2.4.1. Hız tomografisi | 13 |
| 1.2.4.2. Soğurulma tomografisi | 13 |
| 1.2.4.3. Yüzey dalgası tomografisi | 14 |

| | |
|--|-----|
| 1.3. Bölgede Daha Önce Yapılmış Kabuk ve Manto Çalışmaları | 14 |
| | |
| BÖLÜM 2. | |
| BÖLGESEL JEOLojİ ve TEKTONİK ÇATI | 67 |
| 2.1. Marmara Bölgesi ve Çevresinin Sismotektoniği ve Depremselliği | 80 |
| | |
| BÖLÜM 3. | |
| TOMOGRAFİK TERS ÇÖZÜM AŞAMALARI ve TELESİSMİK TOMOGRAFİ | 88 |
| 3.1. Sismik Tomografide Veri Türleri | 90 |
| 3.2. Model Parameterizasyonu | 93 |
| 3.3. Düz Çözüm | 98 |
| 3.4. Blok Parameterizasyonu ve Matris Terslemesi Yoluyla Sismik Tomografi Modelleme | 101 |
| 3.5. Işın izleme Methodları | 103 |
| 3.5.1. Atış (Shooting) | 104 |
| 3.5.2. Eğme (Bending)..... | 105 |
| 3.6. Ters Çözüm | 107 |
| 3.6.1. Doğrusal olmayan denklem sistemlerinin en küçük kareler yöntemi ile çözülmesi | 110 |
| 3.6.1.1. Çözümleme teknikleri | 110 |
| 3.6.1.2. Dönüşüm yöntemleri | 110 |
| 3.6.2. Seriyeye açma yöntemleri | 111 |
| 3.6.3. Tekil değer ayrışımı yöntemi | 112 |
| 3.6.4. Sönümlü en küçük kareler yöntemi | 113 |
| 3.6.5. Sönümlü tekil değer ayrışımı yöntemi | 113 |
| 3.6.6. LSQR (Least Square QR) yöntemi | 114 |
| 3.7. Çözünürlüğün Değerlendirilmesi | 114 |
| 3.8. Telesismik Tomografi Yöntemi-Kullanılacak Kod ve Çalışma İlkesi | 115 |
| 3.8.1. Hızlı ilerleme (FMTT) tekniği telesismik tomografi hızlı ilerleme tekniği çalışma prensibi | 115 |

| | |
|--|-----|
| 3.9. Ters Çözüm Şeması | 122 |
| 3.10. AK135 Uyarlanabilir İstifleme Metodu | 123 |

BÖLÜM 4.

| | |
|---|-----|
| BULGULAR | 129 |
| 4.1. Veri ve Method | 129 |
| 4.2. AK135 Yığılma (Adaptive Stacking) Tekniği | 142 |
| 4.3. FMTT Işın Yolu Hızlı İlerleme Tekniği (Fast Marching Teleseismic Tomography- FMTT) ile Telesismik Tomografinin Marmara Bölgesi ve Çevresinde Uygulanması | 157 |
| 4.3.1. FMTT’de geliştirilen özellikler | 158 |
| 4.3.1.1. Program modülleri | 158 |
| 4.3.1.2. Tomografik modelin oluşturulması | 159 |
| 4.3.1.3. Gerekli giriş dosyaları | 163 |
| 4.3.1.4. Kullanılabilir çıktı dosyaları | 164 |
| 4.4. Tomografik Modeller | 166 |

BÖLÜM 5.

| | |
|--|-----|
| TARTIŞMA ve SONUÇLAR | 180 |
| 5.1. 100 Km Seviye Haritası | 180 |
| 5.2. 200 Km Seviye Haritası | 182 |
| 5.3. 300 Km Seviye Haritası | 184 |
| 5.4. 400 Km Seviye Haritası | 185 |
| 5.5. 500 Km Seviye Haritası | 186 |
| 5.6. 600 Km Seviye Haritası | 187 |
| 5.7. 700 Km Seviye Haritası | 188 |
| 5.8. 27 ° Doğu Boylamı Boyunca Alınan A-A’ Tomografi Kesiti | 190 |
| 5.9. 28 ° Doğu Boylamı Boyunca Alınan B-B’ Tomografi Kesiti | 192 |
| 5.10. 29 ° Doğu Boylamı Boyunca Alınan C-C’ Tomografi Kesiti | 194 |
| 5.11. 30 ° Doğu Boylamı Boyunca Alınan D-D’ Tomografi Kesiti | 196 |
| 5.12. 41 ° Kuzey Enlemi Boyunca Alınan F-F’ Tomografi Kesiti | 198 |
| 5.13. 40 ° Kuzey Enlemi Boyunca Alınan G-G’ Tomografi Kesiti | 199 |

| | |
|--|-----|
| 5.14. 39 ° Kuzey Enlemi Boyunca Alınan H-H' Tomografi Kesiti | 201 |
| 5.15. 38 ° Kuzey Enlemi Boyunca Alınan I-I' Tomografi Kesiti | 202 |
| 5.16. GB-KD Doğrultusunda Alınmış E-E' Çapraz Tomografi Kesiti | 203 |
| 5.17. KB-GD Doğrultusunda Alınmış J-J' Çapraz Tomografi Kesiti | 206 |

| | |
|-----------------|-----|
| KAYNAKLAR | 213 |
| ÖZGEÇMİŞ | 245 |



SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

| | |
|----------|---|
| AFAD | : Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı |
| ART | : Cebirsel Ters Çözüm |
| BDTIM | : Bölgesel Deprem Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi |
| DAFZ | : Doğu Anadolu Fay Zonu |
| FMTT | : Işın Yolu Hızlı İlerleme Tekniği (Fast Marching Teleseismic Tomography) |
| GMT | : Generic Mapping Tools |
| ISC | : Uluslararası Sismoloji Merkezi |
| KAFZ | : Kuzey Anadolu Fay Zonu |
| MT | : Magneto Tellürik |
| MTA | : Maden Tetkik ve Arama |
| NORSAR | : Norwegian Seismic Array |
| SIRT | : Yinelemeli Ters Çözüm |
| SVD | : Singular Value Decomposition |
| V_p | : P dalga hızı |
| V_s | : S dalga hızı |
| Δ | : Episantr ile istasyon arasındaki uzaklık |

ŞEKİLLER LİSTESİ

- Şekil 1.1. Bölgesel deprem tomografisinin, veri toplama aşamasından 3-D yoruma kadar olan işlem adımları 10
- Şekil 1.2. Telesismik tomografide, kaydedilen dalgaların seyahat zamanları kullanılarak, kaynak-alıcı arasındaki ışın yolu boyunca sismik yavaşlık ($1/v$) hesaplanmakta ve ters çözüm yöntemi ile hız yapısı belirlenmektedir 12
- Şekil 1.3. Gemlik'ten Karadenize kadar uzanan bir hat boyunca 4.5 Hz'lik 82 adet jeofon kullanarak kırılma çalışması (Karabulut, H., ve ark.,2003) 18
- Şekil 1.4. Kuleli (1995)' te Ege Denizinden Marmara Denizi' ne kadar uzanan şekildeki düşey profil boyunca sıralanmış 53 adet istasyon tarafından kayıt edilmiş 2698 telesismik ve lokal depremin P dalgası seyahat zamanlarını ters çözüme sokarak bu bölgedeki tomografi çalışması 33
- Şekil 1.5. Spakman 1998'de A-B profili boyunca elde edilen tomografik çalışmaya göre 2 adet yüksek hız zonu saptamış ancak 1 numaralı bölgeye değinmemiştir 34
- Şekil 1.6. Gülen (1990)' da Ege volkanitleri ve granitoidlerinin yaş tayinleri ve birbirleriyle korelasyonu inceleyerek Ege bölgesinde magmatik aktivitenin güney yönlü 20km/my hızla ilerlediğini ortaya koymuştur 35
- Şekil 1.7. Spakman ve Wortel, 2008'de Karpatlar bölgesinde yine 3 boyutlu üst manto hız yapısının sismik tomografi modelleri ve onun jeodinamik evrimini yöneten süreçleri görüntülemişlerdir 36

| | | |
|-------------|---|----|
| Şekil 1.8. | Kuzeybatı Türkiye ve çevresinde alınmış olan tomografik kesitler ve sonuçları. 155 ve 795 km lerde yüzeyden levhaların görünümü. Kırmızı alanlar düşük mavi alanlar ise yüksek hızlı zonları göstermektedir (Hinsbergen ve ark., 2010) | 37 |
| Şekil 1.9. | Batı Anadolu dalma batma zonunun ~90 My'dan beri şematik evrimi. (Hinsbergen ve ark., 2010) | 38 |
| Şekil 1.10. | Kuzeybatı Anadolu boyunca elde edilen sismisite ve derinliğin araştırılması. Çapraz kesit boyunca P dalga pertürbasyonları incelenmiştir (Agostini ve ark., 2010) | 39 |
| Şekil 1.11. | Akdeniz bölgesinin jeodinamik çerçevesi (Carminati ve Doglioni, 2004'ten sonra yeniden çizilmiştir) (B) Ege bölgesindeki, farklı tektonik alanlar (Burchfiel, 2008'den modifiye edilmiştir) (Hellenik slabın yakınındaki izobathlar, Papazachos ve ark. (2000, (Agostini ve ark., 2010)'dan alıntılanmıştır) | 40 |
| Şekil 1.12. | Batı Ege Anadolu bölgesinde magmatizmanın dağılımını gösteren harita. Yitim ile ilişkili kayalar için yaş verileri ve petrojenetik afinite (A) 'da, yaş verileri ve alkali bazaltik kayalar için potasik (K) veya (Na) afinitesi (B)' de bildirilmiştir. C-A, kalk-alkalin; Sho, shoshonitic; U-K, ultra potasik; SAAVA, Güney Ege Aktif Volkanik Arkını, yıldızlar ise U-K magmalarının oluşumunu işaret eder (Agostini ve ark., 2010) | 41 |
| Şekil 1.13. | Batı Ege Anadolu bölgesinde alkaline volkanikleri, orojenik volkanitlerin ve plütoniklerin yaşlarının kuzeye doğru gidildikçe arttığını gösterir model (Agostini ve ark., 2010) | 42 |
| Şekil 1.14. | Ege bölgesinin farklı bölgelerinde magmatizmanın zaman dağılımı ve petrojenetik afinitesini temsil eden şema. Siyah-gri oklar dalma batma zonu ile ilgili olan ürünler, mavi, potasik alkali bazaltlar; Kırmızı, sodik alkali bazaltlar; Yeşil, kabukla ilişkili magmalar. C-A, kalk-alkalin; HK C-A, yüksek potasyum kals-alkalin; Sho, shoshonitic; U-K, ultra potasik; Rhy, riyolitler (Agostini ve ark., 2010) | 43 |

- Şekil 1.15. A-A' kesiti boyunca Afrika-Ege yakınsama sisteminin jeodinamik evrimini gösteren kesit. (A) Erken-Orta Miyosen boyunca ilerleyen slab dehidratasyon, kalk alkalın ve ultra potasik magmanın oluşumuna neden olan manto kaması (MW) metasomatize etmiştir. Güneybatıya olan göç Geç Miyosen'den günümüze dalma dinamiği, hem üst levhayı, yukarı yükselen astenosfer malzemesi manto kaması (MW) hem de yeraltı levhayı etkileyen geniş bir tektonik üretmiştir (B) Bu tektonik ortamda, alt-levha OIB-tipi magmalar, küçük (potasik alkali bazaltlar) veya yüzeysel etkileşimden sonra (manto alkali bazaltlar) örtücü manto ile yüzeye ulaşmıştır (Agostini ve ark., 2010) 44
- Şekil 1.16. Pn hızlarının yatay değişimleri. Ortalama Pn hızı 8.04 km/s olarak elde edilmiştir. Kırmızı, sarı alanlar ortalamadan daha düşük hızları, mavi alanlar daha yüksek hızları temsil eder. Koyu ve beyaz çizgiler plaka sınırlarını ve ana tektonik unsurları göstermektedir. Kırmızı üçgenler volkanları temsil eder. A ve B profilleri kıta kıta çarpışma modellerini göstermektedir (Pei ve ark., 2011) 45
- Şekil 1.17. Sn hız değişimi haritası. Ortalama Sn hızı 4.60 km/s olarak elde edilmiştir. Kırmızı, sarı alanlar ortalamadan daha düşük hızları, mavi alanlar daha yüksek hızları temsil eder. Koyu ve beyaz çizgiler plaka sınırlarını ve ana tektonik unsurları göstermektedir. Kırmızı üçgenler volkanları temsil eder (Pei ve ark., 2011) 46
- Şekil 1.18. 40s, 60s, 80s, 100s, 130s ve 180s periyotlarda faz hızı değişimleri. Beyaz renkli üçgenler deprem istasyonlarını -4, 0, +4 km/s ise hız değişimlerini göstermektedir. Buna göre mavi alanlar yüksek hızlı fazları, kırmızı alanlar ise düşük hızlı fazları göstermektedir. (Salaün,G., ve ark., 2012) 47

| | | |
|-------------|---|----|
| Şekil 1.19. | Seçilen derinliklerde 3 boyutlu Vs dalga tomografisi sonuçları. Beyaz daireler 1998-2008 EMSC (Avrupa-Akdeniz Sismoloji Merkezi) kataloğuna göre hazırlanmıştır. Siyah kalın çizgiler Anadolu'da belli başlı tektonik unsurları göstermektedir (Salaün,G., ve ark., 2012) | 48 |
| Şekil 1.20. | Seçilen düşey profillerde yapılan Vs hız pertürbasyonları tomografisi (Salaün,G., ve ark., 2012) | 49 |
| Şekil 1.21. | 60 ile 605 km derinlikler arasındaki tomografi sonuçları. Yıldızlar çalışmada kullanılan istasyonları göstermektedir (Biryol, ve ark., 2011) | 50 |
| Şekil 1.22. | Çeşitli enlem ve boylamlarda alınmış tomografik kesitler. Mavi renkle gösterilen alanlar yüksek hız Vp pertürbasyonlarını, sarıdan kırmızı renge doğru geçiş yapan alanlar ise düşük hızlı Vp pertürbasyonlarını göstermektedir (Biryol, ve ark., 2011) | 51 |
| Şekil 1.23. | Çeşitli enlem ve boylamlarda alınmış tomografik kesitler (devamı) (Biryol, ve ark., 2011) | 52 |
| Şekil 1.24. | Anadolunun altında parçalanmış Afrika litosferinin 3 boyutlu geometrisi (Biryol, ve ark., 2011) | 53 |
| Şekil 1.25. | Tomografik ters çözüm sonuçları (A) 130 km, (B) 200 km derinliklerinde, (C) 320 km, (D) 410 km, (E) 555 km, (F) 715 km, ve (G) 895 km. (H) P dalgası hızı için renk skalası. Mavi alanlar 0-+5; kırmızı alanlar 0 ile -5 arasında değişmektedir. Mavi alanlar yüksek hızlı alanları gösterirken kırmızı alanlar düşük hızlı alanları göstermektedir (Portner ve ark., 2018) | 54 |
| Şekil 1.26. | a) Ege Slabı b) Kıbrıs'ın batı kesimi c) Kıbrıs'ın doğu kesimi d) Bitlis-Zagros suture bölgesi e) Tomografik görüntüleri alınan kesitlerin yüzeyden görüntüsü (Portner ve ark., 2018) | 55 |
| Şekil 1.27. | Her bir yakınsayan alan için yorumlanmış slab geometrisinin şematik gösterimi (Portner ve ark., 2018) | 56 |
| Şekil 1.28. | Kuzey Anadolu Fay zonunun kuzey kolunda yapılmış Vp tomografisi sonucu 30.5°, 30.3° ve 30.1° boylamlarında düşeyden elde edilen tomografisi kesitleri (Papaleo ve ark., 2017) | 57 |

| | | |
|-------------|--|----|
| Şekil 1.29. | Kuzey Anadolu Fay zonunun kuzey kolunda yapılmış Vp tomografisi sonucu 15 ,30 ve 60.km lerde elde edilen derinlik tomografisi kesitleri (Papaleo ve ark., 2017) | 57 |
| Şekil 1.30. | 10., 20., 30. Ve 60.km'lerde derinlik profilleri. 10 km profilinde siyah yuvarlak daireler lokal sismik veriyi ve 20 km profilinde ise siyah üçgenler çalışmada kullanılan deprem istasyonlarını göstermektedir (Papaleo ve ark., 2017) | 59 |
| Şekil 1.31. | Düşey profiller boyunca görüntüsü elde edilen 3 boyutlu S dalgası hızı tomografi modelleri (Papaleou ve ark., 2018) | 60 |
| Şekil 1.32. | a-b) Düşey kuzey güney yönlü P dalga hızı tomografik kesitleri c- d) Düşey kuzey güney yönlü P dalga hızı tomografik kesitleri e-f) Vp/Vs profilleri (Papaleou ve ark., 2018) | 60 |
| Şekil 1.33. | Fayın yapısının şematik görünümü. Elde edilen sonuçlara göre Kuzey Anadolu fayının kuzey kolu boyunca uzanan üst kabukta dar bir bant boyunca (yaklaşık 10km genişlikte) düşük S dalgası anomalileri gözlemlenmiştir. Bu düşük hız bölgesi büyük olasılıkla üst kabukta genişliği 50 km den az olacak şekilde sınırlanır (Papaleou ve ark., 2018) | 61 |
| Şekil 1.34. | 5, 10, 15 ve 20. km'lerde Vp ve Vs tomografisi anomali kesitleri (Koulakov ve ark., 2010) | 62 |
| Şekil 1.35. | Kuzey Anadolu Fay zonu yapısındaki değişimleri gösteren güney-kuzey şematik diyagramlar. Çalışma bölgesinin doğu (a) ve batı (b) kısımlarında kabuksal yapı yorumlanmıştır. Düşük hız (LVZ) ve yüksek hızlı (HVZ) bölgeler de önemli bir depremselliğe sahip bölgelerdir (Kahraman ve ark., 2015) | 64 |
| Şekil 1.36. | Yapılan proses sonucu Anadolu'nun altındaki manto geçiş zonları için elde edilen alıcı fonksiyonları kesitleri (A,B). Mantodaki 410 km ve 660 km süreksizlik zonları koyu mavi çizgi ile gösterilmiştir (Kaviani ve ark., 2018) | 65 |
| Şekil 1.37. | Manto süreksizliklerinde topoğrafyanın kalınlık değişimi önceki tomografi çalışmaları ile uyum göstermektedir (Kaviani ve ark., 2018) | 66 |

| | | |
|------------|---|----|
| Şekil 2.1. | Türkiyenin jeolojik geçmişi (Stampfli ve ark., 2001) | 67 |
| Şekil 2.2. | Türkiye'nin Alpin tektonik birliklerinin dağılımı (Göncüoğlu ve ark. (1997)'den yeniden düzenleyen Göncüoğlu (2010)'dan alınmıştır | 69 |
| Şekil 2.3. | 95 my'den (Geç Kretase) itibaren bölgenin jeodinamik evrişim şeması (Dilek ve Sandvol, 2009; Dilek ve Altunkaynak, 2009; Keskin ve ark., 2008; Keskin ve Tüysüz, 2017'den yararlanılarak hazırlanmıştır) | 71 |
| Şekil 2.4. | Türkiyenin diri fayları ve ana tektonik yapılar (Faylar Emre ve ark., 2012(MTA Diri Fay haritası); Gülen, 2002, Kürçer ve ark., 2014'den derlenmiştir) | 74 |
| Şekil 2.5. | Ege ve Doğu Akdeniz bölgesindeki başlıca levha sınırlarını, kenet kuşaklarını ve fay sistemlerini gösteren tektonik harita. Beyaz oklar yakınsayan levhaların hareket yönlerini, yazılı rakamlar ise mm mertebesinde yıllık hareket hızlarını göstermektedir (Dilek ve Altunkaynak, 2009) | 79 |
| Şekil 2.6. | Afrika – Arabistan yakınsama zonu ve Ege Genişleme bölgesinden KKD-GGB gidişli bir profil boyunca alınmış yorumsal tektonik enine kesit (Dilek ve Altunkaynak, 2009) | 80 |
| Şekil 2.7. | Marmara Bölgesi ve çevresindeki aktif faylar (Emre ve ark., 2012 | 82 |
| Şekil 2.8. | Türkiye ve Çevresi Faylanma-Kaynak Parametreleri (Mt) Kataloğu (Kalafat ve ark., 2009) ve GCMT Harvard verileri derlenerek 1976-2010 yılları arasını kapsayan $M_w \geq 4.0$ ten büyük depremlerin fay düzlemi çözümleri (Yalçın ve ark., 2013) | 83 |
| Şekil 2.9. | Bölge içinde uzanan fay kolları boyunca GPS çalışmalarından belirlenmiş kayma hızları (Flerit et al. 2003) Kuzey fay kolu çok daha büyük bir fay kayma hızına sahiptir (20 mm/yıl) | 84 |

| | | |
|-------------|--|-----|
| Şekil 2.10. | Marmara Bölgesi'nin aktif fayları ve son ikibin yılda meydana gelmiş büyük deprem ($M_s > 6,8$) merkezlerinin dağılım haritası. 20. yy'da kırılmış faylar kalın kırmızı çizgi ile gösterilmiştir. Kuzey fay kolu'nun bölgede meydana gelen $M_S \geq 6.8$ depremlerin çoğunu ürettiğine dikkat ediniz. Bu durum GPS çalışmalarından Kuzey fay kolu için çıkarılan göreceli olarak çok daha büyük fay kayma hızını doğrular niteliktedir. (Özalp ve ark., 2013; Ambraseys ve Finkel, 1991; Şaroğlu ve ark., 1992; Emre ve ark., 1998; Ambraseys, 2002; Armijo ve ark., 2002; Tan ve ark., 2008) | 85 |
| Şekil 3.1. | 21 Mayıs 1998 Endonezya Depremi'nin cisim dalgaları ve yüzey dalgalarının Preliminary Reference Earth Model'ine göre (PREM) sentetik düşey sismogram kaydı, alttaki ise TSUM (Tsumeb, Namibia) istasyonunun gözlenen düşey bileşen kaydıdır | 91 |
| Şekil 3.2. | Arayüzeylerle ayrılmış katmanlı bir yapıda parametrelerin gösterimi (Nick Rawlinson, Tomografi Ders Notları) | 94 |
| Şekil 3.3. | Blok model parametrisasyonun şematik gösterimi (Nick Rawlinson, Tomografi Ders Notları) | 95 |
| Şekil 3.4. | Sürekli değişen hız ortamında düzenli ızgara şeklindeki grid noktaları olarak tanımlanan düzlemde B kübik spline değerlerinin sürekliliğinin sağlanması | 97 |
| Şekil 3.5. | Arabirimler genellikle sürekliliği ve eşdeğer parameterizasyonun sağlanması için kullanılır. Örneğin iki boyutlu hacimsel alanda lineer segmentler, üç boyutlu hacimsel alanda üçgen kafesler veya düğümler ortak belirlenmiş interpolantlardır | 97 |
| Şekil 3.6. | Bir dalma-batma zonu boyunca kullanılan hızlı ilerleme tekniği metodu ve karmaşık ışın yolları. Bu yaklaşım ile sismik tomografide düz çözüm yapılabilinmektedir | 98 |
| Şekil 3.7. | a) Sabit hızlı bloklar (Aki ve Lee, 1976), (b) yanal değişimli katmanlar, (c) düğüm noktalarından oluşan model (Thurber, 1983). Kesikli çizgiler enterpolasyonla hesaplanan alanları göstermektedir | 101 |

| | | |
|-------------|--|-----|
| Şekil 3.8. | Sekiz düğüm noktasından oluşan model (Zhao, 1991) | 103 |
| Şekil 3.9. | a) Atış yöntemi, (b) eğme yönteminin basit gösterimi | 104 |
| Şekil 3.10. | Yalancı eğim yöntemi (Pseudo bending) | 105 |
| Şekil 3.11. | a) Süreksizlik düzlemi ile ışın yolunun kesişim noktasının pertürbasyon planı b) Üç boyutlu hızlı ışın izleme tekniği (Zhao, 1991) | 106 |
| Şekil 3.12. | a) Atış methodu; (b) Eğme methodu ışın yolunun varsayılan ilkeleri (Rawlinson ve ark., 2010) | 107 |
| Şekil 3.13. | Seyahat zamanı tomografisinde, kaydedilen dalgaların seyahat zamanları kullanılarak, kaynak-alıcı arasındaki ışın yolu boyunca sismik yavaşlık ($1/v$) hesaplanmakta ve ters çözüm yöntemi ile hız yapısı belirlenmektedir (Kuleli, 1995) | 108 |
| Şekil 3.14. | Işın sayısı yaklaşımının şematik gösterimi | 114 |
| Şekil 3.15. | Yaklaşık seyahat sürelerini hesaplamak için kullanılan şematik diyagram (En dışta lokal hacimde küresel simetrik olarak kabul edilen Küresel Dünya modelinde tüm grid noktalarına olan seyahat zamanları hızlı bir şekilde hesaplanır. FMMT ızgara tabanındaki dar kapsül bant boyunca daha sonra başlatılarak tüm noktalar aktif hale gelene kadar geliştirilir. Grid noktaları aktif kapalı ve uzak noktalar olarak sınıflandırılmıştır. Aktif olan grid noktaları (nodlar) dar bandın üst kısmındadır ve doğru seyahat zamanlarına sahiptir. Kapalı olan noktalar dar band boyunca uzanır ve aktif noktaların eşitliklerde kullanılmasıyla elde edilir. Uzak noktalar ise dar bandın alt kısmı boyunca uzanır ve hesaplanmış seyahat süreleri yoktur. Dar band kapalı noktaların minimum seyahat zamanlarıyla tanımlanır. Sonuç olarak bütün yeni aktif noktalara komşuluk eden kapalı noktaların seyahat zamanları bu denklemlerle güncellenir | 120 |
| Şekil 4.1. | Çalışmada kullanılan AFAD ve BDTIM istasyonlarının konumu .. | 130 |

| | | |
|------------|---|-----|
| Şekil 4.2. | Çalışmada kullanılan AFAD ve BDTIM istasyonlar ve kullanılan telesismik depremlerin bu istasyonlara uzaklıklara göre konumu (Kırmızı yuvarlak daireler 20°-30° arasındaki depremleri, mavi yuvarlak daireler 31°-60° arasındaki depremleri, yeşil daireler ise 61°-90° arasındaki depremleri temsil etmektedir) | 135 |
| Şekil 4.3. | P fazı okunan 126 adet uzak alan depremin dünya üzerindeki depremin magnitüdüne göre dağılımları (sarı yıldızlar çalışma alanının dünya üzerindeki yerini; mor daireler moment magnitüdü $M_w=5-6$; kırmızı daireler moment magnitüdü $M_w=6-7$; yeşil daireler moment magnitüdü $M_w=7-8$ büyüklüğü arasındaki uzak alan deprem episantrlarını göstermektedir) | 136 |
| Şekil 4.4. | 126 adet telesismik depremin dünya üzerindeki episantları ve bölgesel istasyonların konumu | 137 |
| Şekil 4.5. | Graeber ve ark., 2002’ de Avusturya bölgesinde tomografi çalışması yapmışlar ve aşağıdaki şekilde görüldüğü üzere toplam 40 adet kısa bantlı sismometreden elde edilen olayların rezidüel varış zamanları hesaplanmıştır (iki farklı depremden elde edilen kayıtlarla elde edilerek yapılan çapraz korelasyon ilişkisi ortaya koyulması) | 144 |
| Şekil 4.6. | Kennett, Engdahl & Buland (1995) tarafından oluşturulan yerin ak135 küresel hız yapısı modeli (Q model Montagner & Kennett (1995’den alıntılanmıştır) (http://ds.iris.edu/ds/products/emc-ak135-f/ ak135-f is a variant of the ak135 velocity model) | 146 |
| Şekil 4.7. | BDTIM ve AFAD istasyonu tarafından kayıt edilen 03/02/2016 Endonezya depreminin ak135 global referans hız modeline göre yığma işleminin yapılması göreceli rezidüel varış zamanları ve pik hatalarının hesaplanması | 150 |
| Şekil 4.8. | BDTIM ve AFAD istasyonu tarafından kayıt edilen 24/01/2016 Alaska depreminin ak135 global referans hız modeline göre yığma işleminin yapılması göreceli rezidüel varış zamanları ve pik hatalarının hesaplanması | 151 |

- Şekil 4.9. BDTIM ve AFAD istasyonu tarafından kayıt edilen 30/01/2016 tarihinde saat 3:25:10 'da meydana gelen Kamchatka depreminin ak135 global referans hız modeline göre yığma işleminin yapılması göreceli rezidüel varış zamanları ve pik hatalarının hesaplanması 152
- Şekil 4.10. BDTIM ve AFAD istasyonu tarafından kayıt edilen 30/01/2016 tarihinde saat 3:25:10 'da meydana gelen Kamchatka depreminin ak135 global referans hız modeline göre yığma işleminin yapılması göreceli rezidüel varış zamanları ve pik hatalarının hesaplanması 153
- Şekil 4.11. BDTIM ve AFAD istasyonu tarafından kayıt edilen 24/01/2016 Alaska depreminin başlangıç ve final arasındaki farktan elde edilen rezidüellerin (saniye cinsinden) ak135 adaptif yığma tekniği kullanılarak elde edilen yığıcı Rawlinson and Kennett (2004).Herbir daire o lokasyondaki istasyona ait rezidüel büyüklüğünü ifade etmektedir 154
- Şekil 4.12. BDTIM ve AFAD istasyonu tarafından kayıt edilen 30/01/2016 tarihinde saat 3:25:10 'da meydana gelen Kamchatka depreminin başlangıç ve final arasındaki farktan elde edilen rezidüellerinin (saniye cinsinden) ak135 adaptif yığma tekniği kullanılarak elde edilen yığıcı Rawlinson and Kennett (2004). (Herbir daire o lokasyondaki istasyona ait rezidüel büyüklüğünü ifade etmektedir) 155
- Şekil 4.13. 126 adet telesismik depremin 124 adet istasyondaki izlerinin başlangıç göreceli varış zamanı rezidüellerinin büyüklüğü ve dağılımı modeli. Değerler -0.7 ile -0.7 arasında değişmektedir 155
- Şekil 4.14. 126 adet telesismik depremin 124 adet istasyondaki izine AK135 adaptif yığma tekniği uygulanmasıyla elde edilen göreceli varış zamanı rezidüellerinin Rawlinson and Kennett (2004) göreceli varış zamanı rezidüellerinin büyüklüğü ve dağılımı modeli (Değerler -0.55 ile +0.55 arasında değişmektedir) 156

| | | |
|-------------|---|-----|
| Şekil 4.15. | Çalışma alanı için kurulan tomografik model (kuzey-güney doğrultusunda 0.206°lik aralıklarla 34 adet radyal grid noktasında, doğu-batı yönünde 0.306° aralıklarla 27 adet grid noktasında, düşey derinlik yönünde 20 km'lik radyal blok uzunluklarıyla 32 adet grid noktasında tanımlanmıştır) | 160 |
| Şekil 4.16. | Çalışılan alanda elde edilecek düşey kesit profilleri (E-E' çapraz alınan kesittir)(Akın, U., 2016'dan uyarlanmıştır) | 167 |
| Şekil 4.17. | Ege slabını göstermek için elde edilecek J-J' çapraz kesiti (Akın, U., 2016'dan uyarlanmıştır) | 167 |
| Şekil 4.18. | Çalışılan alanda elde edilecek yatay kesit profilleri (E-E' ölçülen çapraz kesit alınan profilidir) (Akın, U., 2016'dan uyarlanmıştır) .. | 168 |
| Şekil 4.19. | FMTT yöntemi kullanılarak elde edilen 3 boyutlu derinlik kesitleri (yüzeyden). Marmara Bölgesi ve çevresinde 7 farklı derinlikte (km) P- dalgası % hız değişimi. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini, siyah üçgenler ise çalışmada kullanılan istasyonların lokasyonlarını göstermektedir | 170 |
| Şekil 4.20. | FMTT kullanılarak elde edilen kuzey-güney yönlü kesitler. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini göstermektedir | 171 |
| Şekil 4.21. | FMTT kullanılarak elde edilen doğu-batı uzanımlı kesitler. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini göstermektedir | 172 |
| Şekil 4.22. | Derinliklerine göre sentetik dama tahtası testleri Farklı ölçekte olan modeller veri kümesinin çözüm kalitesini arttırmak için kullanılır. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini göstermektedir. P dalga verisinin her ikisi için dama tahtası sentetik veri girişi. Kırmızı ve mavi semboller grid düğümleri ile belirlenen pozitif ve negatif hız anomalilerini göstermektedir ($\pm 4\%$) | 173 |

- Şekil 4.23. Kuzey-güney yönlü sentetik dama tahtası testleri farklı ölçekte olan modeller veri kümesinin çözüm kalitesini arttırmak için kullanılır. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini göstermektedir. P dalga verisinin her ikisi için dama tahtası sentetik veri girişi. Kırmızı ve mavi semboller grid düğümleri ile belirlenen pozitif ve negatif hız anomalilerini göstermektedir ($\pm 4\%$) 174
- Şekil 4.24. Doğu-batı uzanımlı sentetik dama tahtası testleri farklı ölçekte olan modeller veri kümesinin çözüm kalitesini arttırmak için kullanılır. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini göstermektedir. P dalga verisinin her ikisi için dama tahtası sentetik veri girişi. Kırmızı ve mavi semboller grid düğümleri ile belirlenen pozitif ve negatif hız anomalilerini göstermektedir ($\pm 4\%$) 175
- Şekil 4.25. Çapraz E-E' ve J'-J kesitlerinin sentetik dama tahtası testleri. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini göstermektedir. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini göstermektedir. P dalga verisinin her ikisi için dama tahtası sentetik veri girişi. Kırmızı ve mavi semboller grid düğümleri ile belirlenen pozitif ve negatif hız anomalilerini göstermektedir ($\pm 4\%$) 176
- Şekil 4.26. Sentetik dama tahtası testleri sonucunda yüzeyden itibaren elde edilen çözüm derinlik kesitleri. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini göstermektedir. P dalga verisinin her ikisi için dama tahtası sentetik veri girişi. Kırmızı ve mavi semboller grid düğümleri ile belirlenen pozitif ve negatif hız anomalilerini göstermektedir ($\pm 4\%$) 177

| | | |
|-------------|--|-----|
| Şekil 4.27. | Sentetik dama tahtası testleri sonucunda itibaren elde edilen kuzey-güney yönlü çözüm derinlik kesitleri. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini göstermektedir. P dalga verisinin her ikisi için dama tahtası sentetik veri girişi. Kırmızı ve mavi semboller grid düğümleri ile belirlenen pozitif ve negatif hız anomalilerini göstermektedir ($\pm 4\%$) | 178 |
| Şekil 4.28. | Ters çözüm sonucunda elde edilen doğu-batı uzantılı çözüm derinlik kesitleri. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini göstermektedir. P dalga verisinin her ikisi için dama tahtası sentetik veri girişi. Kırmızı ve mavi semboller grid düğümleri ile belirlenen pozitif ve negatif hız anomalilerini göstermektedir ($\pm 4\%$) | 179 |
| Şekil 5.1. | a) 100 km seviye haritasının yorumu, b) Çalışma alanı ve yakın dolayındaki tektonik birlikleri suture kuşaklarını gösteren harita (Okay ve Tüysüz, 1999), c) Yeryuvarının içyapısını gösteren diyagram | 182 |
| Şekil 5.2. | a) 200 km seviye haritasının yorumu, b) Çalışma alanı ve yakın dolayındaki tektonik birlikleri suture kuşaklarını gösteren harita (Okay ve Tüysüz, 1999), c) Yeryuvarının içyapısını gösteren diyagram | 183 |
| Şekil 5.3. | a) 300 km seviye haritasının yorumu, b) Çalışma alanı ve yakın dolayındaki tektonik birlikleri suture kuşaklarını gösteren harita (Okay ve Tüysüz, 1999), c) Yeryuvarının içyapısını gösteren diyagram | 184 |
| Şekil 5.4. | a) 400 km seviye haritasının yorumu, b) Çalışma alanı ve yakın dolayındaki tektonik birlikleri suture kuşaklarını gösteren harita (Okay ve Tüysüz, 1999), c) Yeryuvarının içyapısını gösteren diyagram | 185 |
| Şekil 5.5. | a) 500 km seviye haritasının yorumu, b) Çalışma alanı ve yakın dolayındaki tektonik birlikleri suture kuşaklarını gösteren harita (Okay ve Tüysüz, 1999), c) Yeryuvarının içyapısını gösteren diyagram | 186 |

| | | |
|-------------|--|-----|
| Şekil 5.6. | a) 600 km seviye haritasının yorumu, b) Çalışma alanı ve yakın dolayındaki tektonik birlikleri suture kuşaklarını gösteren harita (Okay ve Tüysüz, 1999), c) Yeryuvarının içyapısını gösteren diyagram | 187 |
| Şekil 5.7. | a) 700 km seviye haritasının yorumu, b) Çalışma alanı ve yakın dolayındaki tektonik birlikleri suture kuşaklarını gösteren harita (Okay ve Tüysüz, 1999), c) Yeryuvarının içyapısını gösteren diyagram | 188 |
| Şekil 5.8. | Çalışma alanında K-G doğrultusunda alınan boylam profilleri ve GB-KD doğrultusunda alınan çapraz profil boyunca elde edilen tomogramlar | 189 |
| Şekil 5.9. | 27° Doğu Boylamı Boyunca elde edilen A-A' profilinin yorumu. a) 27° Doğu boylamı boyunca alınan düşey kesit b) Sismik tomografi kesiti c)27° Doğu boylamı kesiti için oluşturulan kavramsal jeodinamik model | 191 |
| Şekil 5.10. | 28° Doğu boylamı boyunca elde edilen A-A' profilinin yorumu. a) 28° Doğu Boylamı boyunca alınan düşey kesit b) Sismik tomografi kesiti c)28° Doğu boylamı kesiti için oluşturulan kavramsal jeodinamik model | 193 |
| Şekil 5.11. | 29° Doğu Boylamı Boyunca elde edilen A-A' profilinin yorumu. a) 29° Doğu Boylamı boyunca alınan düşey kesit b) Sismik tomografi kesiti c)29° Doğu boylamı kesiti için oluşturulan kavramsal jeodinamik model | 195 |
| Şekil 5.12. | 30° Doğu boylamı boyunca elde edilen A-A' profilinin yorumu. a) 30° Doğu boylamı boyunca alınan düşey kesit b) Sismik tomografi kesiti c)30° Doğu boylamı kesiti için oluşturulan kavramsal jeodinamik model | 197 |
| Şekil 5.13. | 41° Kuzey enlemi boyunca elde edilen F-F' profilinin yorumu. a) Sismik tomografi kesiti (Yorumsuz), b) Sismik tomografi kesiti (Yorumlanmış) | 199 |

| | | |
|-------------|--|-----|
| Şekil 5.14. | 40° Kuzey enlemi boyunca elde edilen G-G' profilinin yorumu. a) Sismik tomografi kesiti (Yorumsuz), b) Sismik tomografi kesiti (Yorumlanmış) | 200 |
| Şekil 5.15. | 39° Kuzey enlemi boyunca elde edilen H-H' profilinin yorumu. a) Sismik tomografi kesiti (Yorumsuz), b) Sismik tomografi kesiti (Yorumlanmış) | 202 |
| Şekil 5.16. | 38° Kuzey enlemi boyunca elde edilen I-I' profilinin yorumu. a) Sismik tomografi kesiti (Yorumsuz), b) Sismik tomografi kesiti (Yorumlanmış) | 203 |
| Şekil 5.17. | Girit Adası kuzeydoğusundan Batı Karadeniz'e doğru uzanan GB-KD doğrultulu E-E' profilinin yorumu. a) Sismik tomografi kesiti (Yorumsuz), b) Sismik tomografi kesiti jeodinamik modeli | 205 |
| Şekil 5.18. | Istranca-Rodop Masifi'nden Kıbrıs Adası batısına doğru uzanan GB-KD doğrultulu J-J' profilinin yorumu. a) Sismik tomografi kesiti (Yorumsuz), b) Sismik tomografi kesiti (Yorumlanmış) | 206 |
| Şekil 5.19. | Afrika okyanusal litosfer diliminin geri çekilmesi ve bunun sonucunda yaklaşık 35 My'dan günümüze Batı Anadolu'da kabuksal genişleme ve hendeğe doğru gençleşen volkanizma. (Borsi ve ark., 1972; Patton, 1992; Ercan ve ark., 1996; Dönmez ve ark., 2005' ten derlenmiştir) | 208 |
| Şekil 5.20. | 60 my'dan itibaren bölgelerin jeokronolojik evrişimleri (Dilek ve Altunkaynak, 2009'dan derlenmiştir) | 211 |

TABLULAR LİSTESİ

| | | |
|------------|--|-----|
| Tablo 1.1. | Bölgede yapılmış kabuk ve manto çalışmaları-Marmara bölgesi..... | 29 |
| Tablo 1.2. | Bölgede yapılmış kabuk ve manto çalışmaları-Ege bölgesi..... | 30 |
| Tablo 2.1. | Marmara Bölgesinde 1900'den günümüze kadar meydana gelmiş büyüklüğü $M \geq 5.0$ olan depremler..... | 86 |
| Tablo 4.1. | Çalışmada kullanılan istasyonların (sırasıyla BDTİM ve AFAD) yükseklik, enlem, boylam, istasyon bilgileri..... | 131 |
| Tablo 4.2. | Yığma Tekniği Kullanılarak İncelenen Telesismik Depremlerin Oluş Parametreleri..... | 137 |

ÖZET

Anahtar kelimeler: Marmara Bölgesi ve Çevresi, Telesismik tomografi, deprem, manto ve kabuk yapısı.

Marmara Bölgesi ve çevresinin litosfer ve manto yapısının uzak alan deprem seyahat zamanları verileri kullanılarak üç boyutlu tomografik ters çözüm yöntemleriyle saptanması bu çalışmanın konusunu oluşturmaktadır. Sismik tomografi sayesinde mantonun heterojen yapısının araştırılması, dalma/batma zonlarının ve kenet kuşaklarının derinlikle değişen geometrilerinin belirlenmesi ve yükselen manto sorguclarının saptanması mümkündür.

Bu çalışmada; 2008-2016 yılları arasında, 28° ile 90° arasında kalan uzaklıklarda meydana gelen, magnitüdü $M_w > 5.5$ büyük olan toplam 126 depreme ait veriler kullanılmıştır. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi (BDTIM)'nin 53 adet istasyonunda ve Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD)'nın 71 adet istasyonunda 126 adet uzak alan deprem kaydının toplam 15624 adet P dalgası varış zamanları okunmuştur. Varış zamanları dört frekans bandında filtrelenen sismogramlar üzerinde seçilmiştir. (0.1 -0.4Hz, 0.05- 0.1 Hz, 0.02 – 0.8 Hz, 0.5-20 Hz). Göreceli Yığıma Tekniği (Adaptive Stacking Method) ile göreceli varış zamanı rezidüelleri ve hata miktarları elde edilmiştir. Bu sonuçlarla hızlı ışın ilerleme yöntemine dayalı, tekrarlı doğrusal olmayan, üç boyutlu ters çözüm tekniği kullanılarak (Fast Marching Teleseismic Tomography), ~700km derinliğe kadar P dalgası hız değişimleri elde edilmiştir. Elde edilen tomografik hız kesitlerinden yola çıkılarak, bölgenin jeodinamik yapısı yorumlanmıştır.

Araştırmada elde edilen bulgulara göre; çalışma alanında üst mantoda belirgin iki adet, farklı yüksek hız zonu mevcuttur. Tomogram kesitleri; kuzeye dalan Ege dilimini net bir şekilde göstermekte ve bu dilim ile Ege kıtasal litosferi arasında kalan düşük hıza sahip olan kama bölgesi aktif Ege volkanizmasının manto kaynak bölgesi olarak yorumlanmıştır.

Elde ettiğimiz tomografik sonuçlar kuzeyde güneye doğru dalan ikinci bir yüksek hızlı zonun varlığını göstermektedir. Bu ikinci yüksek hızlı zon Marmara Denizi'nin altında, mantoda 350 km derinliğe kadar uzanmakta ve 200 km civarında kopmuş ve iki parçadan oluşan bir okyanusal litosfer özelliği göstermektedir. Bu da Karadeniz okyanus litosferinin güneye doğru dalan bir kalıntısı olarak yorumlanmıştır. Bu çalışmada özellikle düşey tomografi kesitlerinde, İzmir-Ankara-Erzincan yitim zonuna ait Okyanusal litosferin izleri belirgin olarak görülmemiştir.

INVESTIGATION OF UPPER MANTLE STRUCTURE OF MARMARA AND ITS SURROUNDING REGIONS USING TELESEISMIC TOMOGRAPHY

SUMMARY

Keywords: Marmara and Surrounding Region, Teleseismic tomography, Earthquake Tomography, Structure of Mantle and Crust.

The main scope of this research is the investigation of the lithosphere and deeper mantle structure of the Marmara and its surrounding regions . We present high-resolution teleseismic tomographic results using the travel time of far-field earthquakes. Investigation of the heterogeneous mantle structure, the delineation of fast seismic velocity anomalies in the mantle, delineation of possible subducted oceanic lithospheric slabs, the identification of mantle upwelling zones can be achieved using seismic tomography.

In this study, we used 15,624 direct P phase arrival times from 126 earthquakes recorded at a variety of permanent seismic networks (Boğazici University, Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute and Disaster and Emergency Management Authority). In order to increase the station coverage and increase the resolution, we selected arrivals from earthquakes with moment magnitude 5.5 and greater ($M_w > 5.5$) at distances between 28° and 90° from the stations for direct P phases (126 earthquakes). After combining data sets, relative arrival time residuals and errors were determined with respect to the ak135 one dimensional global velocity model using the Adaptive Stacking Method. These results were used in the fast marching teleseismic tomography inversion and we have obtained new three-dimensional (3-D) P-wave velocity perturbations of the mantle beneath Western Anatolia down to about 700 km depth.

The tomographic results show the existence of two distinct high velocity anomalies in the mantle. Seismic tomographic cross-sections clearly show the northward subducting African slab as well as the low-velocity subduction wedge located between this slab and the Aegean continental lithosphere. This low-velocity wedge can be interpreted as the mantle source region of the active Aegean arc volcanism. The obtained tomographic results also indicate the presence of a distinct, southward subducting, high-velocity zone in the north. This high-velocity zone, which is located beneath the Marmara Sea, extends down to 350 km and it consists of two oceanic lithospheric pieces that are detached at about 200 km depth. This high-velocity zone can be interpreted as the remnant of the southward subducting Black Sea oceanic lithosphere. A high velocity zone that would be expected from the İzmir Ankara-Erzincan suture zone was not clearly observed in this study.

BÖLÜM 1. GİRİŞ

1.1. Amaç ve Kapsam

Sismik tomografi yerin elastik ve anelastik iç yapısının, anizotropik parametreler ve yoğunluk gibi fiziksel özelliklerinin üç boyutlu görünümünün sismik dalga yayılımlarının incelenmesiyle elde edilen yöntemdir. Tomografi tanımlayacak olursak bir çeşit ters çözüm problemi olarak ifade edilir. Yeraltı analizlerinde litoloji, sıcaklık, kırılma, akışkanlık vb. gibi fiziksel özelliklerin araştırılmasında ve yorumlanmasında tüm tomografik modeller önemli bir rol oynamaktadır. 1970'lerin ortalarında sismik tomografi modern sismolojinin temel amaçlarından biri haline gelmiştir. Keiti Aki ve diğerleri tarafından 1974'te başlayan cisim dalgaları kullanılarak yapılan bölgesel tomografi, Dziewonski ve diğerleri (1977) tarafından yapılan küresel ölçekteki tomografi çalışmaları, daha sonraki sismik tomografi çalışmalarına referans çalışmalar olmuştur. Tomografi terimi kelime anlamı olarak, Yunanca'da kesit" anlamına gelen "tomo" kelimesinden yola çıkılarak türetilmiştir. Yunan alfabesine göre dilim anlamına gelen tomografi matematiksel anlamda da Johan Radon'a atfedilebilir. Esasında tomografi, üç boyutlu ters çözüm tekniğine benzerliği açısından, sismolojinin ödünç aldığı tıbbi bir kelimedir ve literatürde "sismik tomografi" olarak bilinmektedir. Üç boyutlu bir cismin herhangi bir doğrultuda kesiti alınacak olursa, elde edilecek resim, cismin iki boyutlu bir görüntüsüdür. Çok sayıda kesitin yan yana getirilmesiyle, üç boyutlu cisim yeniden oluşturulabilmektedir. İki boyutlu kesitler ise çok sayıda çizgisel integralden (1D) elde edilmektedir. Günümüzde daha çok tıp alanında kullanılan tomografi yöntemi, 1980'li yıllardan itibaren sismolojide de uygulanmaya başlanmıştır. O güne kadar yeni bir teknik olan tomografi yöntemi üç boyutlu ters çözüm olarak bilinmekteydi. Başlangıçta tıp alanında teşhis koymak için uygulanan tomografi tekniği, daha sonra yerbilimleri alanında önemli sonuçların elde edilmesine olanak sağlamıştır. 19.

yüzyılın sonlarında Dünya’da kurulmaya başlayan sismik ağlar yardımıyla ve gelişen teknolojinin mevcut veriye uyarlanmasıyla sismolojide yepyeni bir sayfa açılmıştır. Yer içinin derin yapısının ve fiziksel özelliklerinin ortaya çıkarılması amacıyla çeşitli tomografi teknikleri geliştirilmiş ve uygulanmıştır. Yeryuvarı araştırmalarında, sismik dalgaların hızları, yer içindeki seyahat süreleri ve değişimleri yer içi hakkında kayda değer veriler sunmaktadır. Sismoloji alanında en çok kullanılan veri yine doğal deprem dalgaları olmuştur. Bir ortam içerisinde yayılan deprem dalgalarının genlikleri seyahat zamanları, vb. gibi özellikleri, ilgili ortamın hız, yoğunluk, iletkenlik, litolojik özellikler, sıcaklık, basınç vb., gibi parametrelerinin belirlenmesi ve yorumlanmasında en önemli ipuçlarıdır.

Yunan dilinde “kesit” anlamına gelen tomo sözcüğünden türetilen tomografi bir çeşit ters çözüm problemidir. Literatürde “sismik tomografi” olarak adlandırılan bu ters çözüm tekniği ile yer altının iç yapısı görüntülenebilmektedir. Sismik tomografi ise sismik kayıtlardan yola çıkılarak Dünya’nın heterojenik iç yapısının üç boyutlu ters çözümler yardımıyla çıkarımıdır. "Sismik tomografi" terimini ilk kez Reagan 1978’de kendi doktora tezinde sismik yansıma tomografisi olarak kullanmıştır. Aynı zamanda bu yazar Jet Propulsion Laboratuvarı (1976)’nda hazırlanan sondaj kuyusu sismik verileri üzerinde de sismik tomografi deyimini yeniden yapılandırmıştır. 1970'lerin ortalarında (Aki & Lee 1976; Aki ve diğerleri 1977; Dziewonski ve diğerleri 1977), bu teknik çeşitli ölçeklerde yer altının karmaşık yapısını ortaya çıkarmak için kullanılmıştır. İlk teknik uygulama 1974’te U.S. Geological Survey (USGS) grubunun Kaliforniya’da kurmuş olduğu sismik ağdan kayıt edilen, telesismik P dalgası geliş zamanlarını kullanarak San Andreas fay kuşağı altındaki yeraltı yapısının özelliklerini keşfeden Keiti Aki ve diğerleri tarafından uygulanmıştır (Aki, 1993). Kuzey Norveç’te NORSAR adlı merkezde 1974 yılında ilk üç boyutlu bu çözüm yöntemi Aki, Christofferson ve Husebye (ACH yöntemi) tarafından çalışılmıştır. Bundan bir yıl sonra Aki ve Lee (1976), bu yöntemi lokal depremlere uygulanabilir hale getirmişlerdir. Bu çalışmalar, Aki ve ark. (1976, 1977) ile Aki ve Lee (1976) tarafından yayınlanmıştır. Zaman içerisinde bu yöntem, dünyada kurulan 25 sismik ağdan elde edilen verilere uygulanmış ve 20 km’den 3000 km’ye kadar elde edilen 3-D hız anomalileri yorumlanmıştır. Hirahara (1977),

sismik tomografi yöntemiyle yüksek hızlı Pasifik levhasının Japon dalma-batma kuşağının üst manto bölgesini araştırmıştır. Tıp alanında çok iyi sonuçlar veren tomografi yöntemini, 1980'lerin ortalarında Clayton ve Comer (1983), Nolet (1985) gibi araştırmacılar, deprem verilerine uygulamışlardır. Clayton ve Hearn (1982) tomografi terimini ilk defa özümseyen ve deprem sismolojisine bunu adapte eden araştırmacılardan olmuşlardır. Anderson ve Dziewonski (1984) ise sismik tomografi terimini daha popüler hale getirmişlerdir. Dziewonski ve Anderson (1984), Tonimoto ve Anderson (1984), Woodhouse ve Dziewonski (1984) gibi araştırmacılar, tüm dünya ölçeğinde sismik görüntülemeyi başarmışlardır. Bu sonuçlar o bölgenin tektoniği ve jeodinamiği ile uyumluluk gösterince (Hager ve ark., 1985), sismik tomografi yöntemine olan merak daha da artmıştır (Aki, 1993).

Zhao (1990), Japonya'daki sismik hız yapısını bulmak amacıyla, 470 yerel depremden elde edilen 14045 P- ve 4350 adet S- dalgası varış zamanını kullanmıştır. Veri, $200 \times 800 \text{ km}^2$ 'lik bir alan içerisinde, birbirlerine olan uzaklıkları yaklaşık 50'şer km olan 61 istasyondan elde edilmiştir. Zhao (1990)'nun modelinde düzensiz şekilli hız süreksizlikleri bulunmaktaydı. Doğrusallaştırılmış ters çözüm problemi, hem doğrudan ters çözüm, hem de Nolet (1985) tarafından geliştirilen yinelemeli algoritma (LSQR) ile çözülmüştür. Zhao (1990), her iki yöntemle de bulunan sonuçların hemen hemen aynı olduğunu görmüştür.

Benzer bir karşılaştırma Humpreys ve Clayton (1988) tarafından doğrudan ters çözüm ile yinelemeli geri-gösterim (back-projection) arasında yapılmıştır. Bu karşılaştırmada, yer altı yapısının görüntülenebilmesi için geri-gösterim yönteminin doğrudan ters çözüme göre çok daha fazla bilgisayar kapasitesi gerektirdiği bulunmuştur. Dünya'nın iç yapısını ilk keşfeden insanlardan biri olan Mohorovicic 1999'da bölgesel bir depremde iki ayrı seyahat eğrisi gözlemlemiştir. Bir eğri doğrudan kabuktan gelen fazları içerirken, diğeri kabuk ve üst manto sınırından yansarak gelen dalgalanın elastik özelliklerini göstermiştir. Bu süreksizlik sınırı dünya çapında kabul görmüş "Mohorovicic Süreksizliği" olarak kabul edilmiştir. Daha büyük ölçekte Herglotz ve Wiechart'ın yöntemi ilk olarak 1910 yılında, bir boyutlu Dünya modeli ile bir bütünlük oluşturması açısından kullanılmaya

başlanmıştır. Kaynak ve alıcının çokluğu ve geometrik dizilimi sismik modelin daha detaylı ve çözünürlüğünün daha iyi olmasında büyük bir etkidir. Yapay kaynaklar, patlatmalar, hava tabancaları, vibro gibi kaynaklar yansıma veya geniş açılı tomografide kullanılır. Kabuk, litosfer ve hatta yerin bütün iç yapısı depremler yardımıyla geniş ölçüde çalışmalarla ortaya çıkarılmıştır (Spakman 1988; Walck 1988; Benz ve ark. 1992; Grand ve ark., 1997; Steck ve ark., 1998; Simons ve ark., 1999; Burdick ve ark., 2008; Priestley ve ark., 2008). 2006 yılı itibariyle sismik tomografi ile ilgili birçok önemli çalışma yapılmış ve kitaplar basılmıştır. Bunların arasında Thurber ve Aki (1987), Nolet (1987), Dziewonski ve Woodhouse (1987), Woodhouse ve Dziewonski (1989), Romanowicz (1991, 2003), Iyer ve Hirahara (1993), Montagner (1994), Ritzwoller ve Laveley (1995), Boschi ve ark., (1996), Trampert (1998), Thurber (2003) ve Rawlinson ve Sambridge (2003) başlıcalarıdır. Bu çalışmada amacımız gerek dünyada gerekse ülkemizde yapılan çalışmalardan yola çıkılarak sismik tomografi yönteminin ayrıntılı bir şekilde tanıtımı, vurgulanması, güncel ilgi alanına giren önemli konuların belirlenmesidir. Model parametrizasyonu, model çözümü ve özellikle modelin değerlendirilmesi vb. konuların sismolojide, yerin iç yapısının aydınlanmasında çok önemli bir yere sahip olduğu kanıtlanmıştır.

Yer içindeki heterojen yapıların belirlenmesi, kıtasal bir fay zone olan Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Bölgesi'ndeki uzantılarının litosferdeki devamının görüntülenmesi, doğrultu atımlı fayların deformasyonu, gerilmenin derinlikle nerelerde değiştiği, litosferde uzanan fayların yapısının belirlenmesi, aktif fayların deprem kırık ilerlemesini engelleyen veya yönünü değiştirebilen asperite ve bariyerlerin görüntülenmesi, bölgedeki muhtemel yükselen manto yükselimsinin haritalanması, manto içerisindeki muhtemel kopmuş okyanusal litosfer dilimlerinin görüntülenmesi, bölgedeki muhtemel magma odaları, magmatik sokulumlar gibi volkanik sistemleri karakterize eden yapıların ortaya çıkarılması, o bölgeye ait kayacık ve mineral tipi, yoğunluk, sismik hız yapısı oranı, basınç ve sıcaklık gibi parametrelere ait yorum yapılmasının sağlanması, bölgedeki kenet kuşaklarının derinlikle değişen geometrilerinin belirlenmesi gibi bilgiler sismik tomografi ile elde edilebilir.

Telesismik tomografi uzak alan deprem kaynaklarının birbirlerine göre uyarlanabilir varış zamanlarını kullanır. Dünyada sıkça kullanılan yöntemlerdendir (Aki, 1977; Oncescu, 1984; Humpreys ve Clayton, 1990; Achauer, 1994; Steck ve ark., 1998; Lippitsch ve ark., 2003). Bu yöntem ile üst manto yapısının anizotropi, heterojenite, sıcaklık ve malzeme içeriği gibi bilgilere ulaşılabilir. Bu çalışmada uzak alan deprem seyahat zamanları rezidüellerine telesismik tomografinin “Hızlı Işın Yolu İlerleme Tekniği-FMTT” (Fast Marching Teleseismic Tomography) yöntemiyle doğrusal olmayan, iteratif ters çözüm tekniği uygulanarak, Marmara Bölgesi ve çevresine ait derin hız yapısı görüntülenmiştir. Çalışma iki aşamada yapılmıştır. Bunlardan birincisi depremlerin uyarlanabilir varış zamanları rezidüellerine yığma tekniğinin uygulanması (Adaptive Stacking) ve elde edilen rezidüel değerlerine Hızlı Işın Yolu İlerleme Tekniği ile ters çözüm tekniğinin uygulanmasıdır. Hızlı Işın Yolu İlerleme Tekniği'nin temeli varış zamanı rezidüelleri ve rezidüel hata miktar değerlerinin doğru olarak hesaplanması kuramına dayanmaktadır.

Marmara Bölgesi ve çevresinin derin litosfer ve manto yapısının uzak alan deprem seyahat zamanları verilerinin kullanılarak üç boyutlu (3D) tomografik ters çözüm yöntemleriyle saptanması bu çalışmanın konusunu oluşturmaktadır. Bölgesel deprem izleme merkezlerinde uzak alan sürekli deprem kayıtları 2008 yılından sonraki depremler için daha sağlıklı temin edilmiştir. Yapılan çalışmada 2008 yılından sonra dünyada meydana gelen uzak alan depremlerin azimuthal dağılımlarına önem verilerek, 28° ile 90° arasında kalan uzaklıklarda, magnitudü $M_w > 5.5$ büyük olan toplam 126 adet deprem derlenmiştir. Derlenen uzak alan depremlerinin, Marmara Bölgesi ve çevresinde Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi'nin 53 adet istasyonunda ve Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD)'nın 71 adet istasyonunda 126 adet uzak alan deprem kaydının P dalgası varış zamanları okunmuştur. Bu çalışmada Marmara Bölgesi ve çevresinin derin yapısını ve tektonik gelişimini daha iyi anlamak amacıyla bölgesel 124 adet sismik istasyonda toplam 126 adet uzak alan depremin toplam 15.624 adet P fazı geliş zamanı okunmuştur. Uyarlanabilir Yığma Tekniği (Rawlinson, 2004., Adaptive Stacking Method) ile uyarlanabilir varış zamanı rezidüelleri ve hata miktarları elde edilmiştir. Bu sonuçlar

ile hızlı ışın ilerleme yöntemine dayalı, tekrarlı ve doğrusal olmayan üç boyutlu ters çözüm tekniği kullanılarak, çeşitli derinliklerde P dalgası hız değişimlerini elde edilmiştir. Bu tomografik hız kesitlerinden yola çıkılarak bölgenin derin yapısı hakkında bilgi sağlanmıştır. Gelişigüzel dağılımın olumsuz etkilerini gidermek için tüm telesismik datalar istiflenmiştir. Çalışmada P dalgası seyahat süreleri ve varış zamanları FMTT ters çözümünde kullanılmıştır. Telesismik tomografi, sismik alıcı boyunca, uzak alan depremlerin uyarlanabilir varış zamanı rezidüellerini kullanarak, mantonun dalga hızı varyasyonlarını ortaya çıkarır. Bu çalışmada Rawlinson ve Kennett (2004), uyarlanabilir yığma tekniği ile varış zamanı rezidüelleri hesaplanmıştır. Çalışmada FMTT (Fast Marching Telesismic Tomography- Hızlı Işın Yolu İlerleme Tekniği) (Sethian, 1996; Sethian ve Popovici, 1999) metoduyla lokal doğrusal olmayan, tekrarlı, ters çözüm tekniği kullanılmıştır. Burada kullanılan kod hızlı ilerleme yöntemi (FMTT) 3-D modeli ile seyahat sürelerinin ve yolları hesaplamak için kullanılmaktadır. FMTT hesaplaması hızlı ve sağlamlığı birleştiren bir grid tabanlı, eikonal çözümdür. Ters çözüm probleminin de hızlı ve sağlam bir alt uzay ters çözüm tekniği kullanılarak çözülmesini sağlamakta, daha doğru ve hızlı bir şekilde görüntüleme yapma amacına ulaşmaktadır. FMTT adlı doğrusal olmayan tomografi kodunda (http://rses.anu.edu.au/*nick/fmtomo.html) manto hızı yapısı ve model parametrelerini hakkında daha sağlıklı ve daha hızlı sonuçlar elde edilmiştir. (Kool ve ark., 2006 ve Rawlinson ve ark., 2006)

1.2. Tomografik Sınıflandırma

Sismik tomografiyi uygulama amacına, veri çeşidine ve kaynak türüne göre sınıflandırdığımızda yorumlama açısından bizlere kolaylık sağlamaktadır. Sismik tomografi, sismik verilerden yola çıkarak (seyahat zamanı, dalga şekli, vb.) görüntülenen yer altı yapısının (yöneyle veya yöneysiz) hız, soğurulma veya yoğunluğu ile ilgili iki boyutlu ya da üç boyutlu görüntüsüdür.

1.2.1. Kaynak türüne göre tomografi sınıflandırması

1.2.1.1. Doğal kaynaklı tomografi

Genellikle deprem gibi doğal yollarla oluşan kaynakların kullanıldığı tomografik çalışmalardır. Deprem gibi yeri tam olarak bilinmeyen kontrol dışı bir kaynak söz konusu olduğu için, ters çözüm aşamasında odak-model ödünleşmesi (hypocenter-model coupling) gibi problemlerle karşılaşmaktadır. Bunun başlıca nedeni, aynı anda hem odak hem de model parametrelerinin çözülmeye çalışılmasıdır. Bu tomografi türünde alıcı olarak ise deprem istasyonları kullanılmaktadır.

1.2.1.2. Yapay kaynaklı tomografi

Kaynak olarak patlayıcı maddelerin kullanıldığı ve yer içinin yüzeye yakın kesimlerini çözümlmek için arama ve mühendislik amaçlı bir tomografi çeşididir. Çapraz kuyu tomografisi, yapay kaynaklı tomografi içerisinde en çok uygulama alanına sahip bir tomografi çeşididir. Yüzeyden yapılan yapay kaynaklı tomografi çalışmalarında ise daha çok yansıma verileri kullanılmaktadır. Kaynak kontrollu olduğu için koordinatı bilinmekte ve deprem tomografisinde olduğu gibi ters çözüm esnasında bir ödünleşme problemi ile karşılaşılmamaktadır.

1.2.2. Kaynak-alıcı geometrisine göre tomografi sınıflandırması

Daha çok deprem tomografisi için geçerli olan bu sınıflamada iki çeşit yöntem kullanılmaktadır.

1.2.2.1. Yerel deprem tomografisi

Kaynak (deprem) ile alıcı arasındaki uzaklığın, sismik dalganın istasyona ilk varış zamanlarının doğrudan gelen fazlardan (P_g ve S_g) elde edilmesine olanak verecek kadar yakın olduğu ya da başka bir deyimle kaynak ve alıcının aynı model uzayı içerisinde bulunan lokasyonlar için uygulanan bir tomografi türüdür. Aynı model

uzayının içinde aktif bir sismik ağ tarafından kayıt edilen yerel depremlere ait sismik dalga geliş zamanları belirlenerek o bölgenin üç boyutlu hız yapısı ortaya konur. Bu yöntem sismolojide lokal deprem tomografisi olarak (LET) olarak bilinir. Güvenilir sonuçlar elde edebilmek için kullanılan veri setinin kaliteli olmasına, bölgenin kabuk yapısına en uygun bir boyutlu hız modeline ve depremlerin odak koordinatlarının doğru bir şekilde elde edilmesine ihtiyaç duyulmaktadır (Teoman ve ark., 2005).

Genelde istasyonların tüm deprem yoğunluğunu kaplayacak şekilde bir ağ oluşturması ve yeterli sayıda olması (en az 10 istasyon), güvenilir sonuçların elde edilmesini sağlayacaktır. Yerel deprem tomografisi ile daha çok küçük ölçekte üst kabuk ve Moho geometrisine ait problemler çözülmektedir. Sismojenik bölgelerde jeolojik yapı ve aktif tektonik oluşumların anlaşılması açısından 3-Boyutlu hız modeli önem taşımaktadır. Sadece bir boyutlu (1-B) başlangıç modeli ve lokal seyahat süreleri ile yeraltındaki yapı hakkında herhangi bir kabul olmadan, ters çözüm yöntemi ile elde edilen sonuçlar birbirinden bağımsız olarak jeolojik ve jeofiziksel verilerle uyum sağlamaktadır (Şekil 1.1)..

Yerel depremlerle yapılan tomografi çalışmalarının telesismik yöntemlere göre daha fazla avantaj ve kolaylıkları vardır. Belli bir ağ içerisindeki depremlerin hiposantr bilgileri doğru elde edildiği sürece yerel depremler yüksek frekans içeriğinden ötürü daha yüksek çözünürlükte ve doğrulukta sonuçlar vermektedir. Belli bir sismik ağ içerisinde depremlerin azimutal dağılımlarını, istasyon sıklığını ve konumunu problemimizin çözümüne göre belirlemek daha kolay olmaktadır. Ancak telesismik depremler için bu durum söz konusu değildir. Gelişigüzel deprem dağılımları ve istasyon dizilimleri veri analizlerinde sorun çıkarmaktadır. Telesismik depremlerle gelen dalga boyları büyük ve sığ kabuk oldukça heterojen bir yapıya sahip olduğundan sığ kabukta bu yöntem verimli sonuçlar vermemektedir. Lokal deprem tomografisinde elde edilen modelin derinlik değeri sınırlıdır ancak telesismik tomografide daha derindeki hız anomalileri saptanabilir.

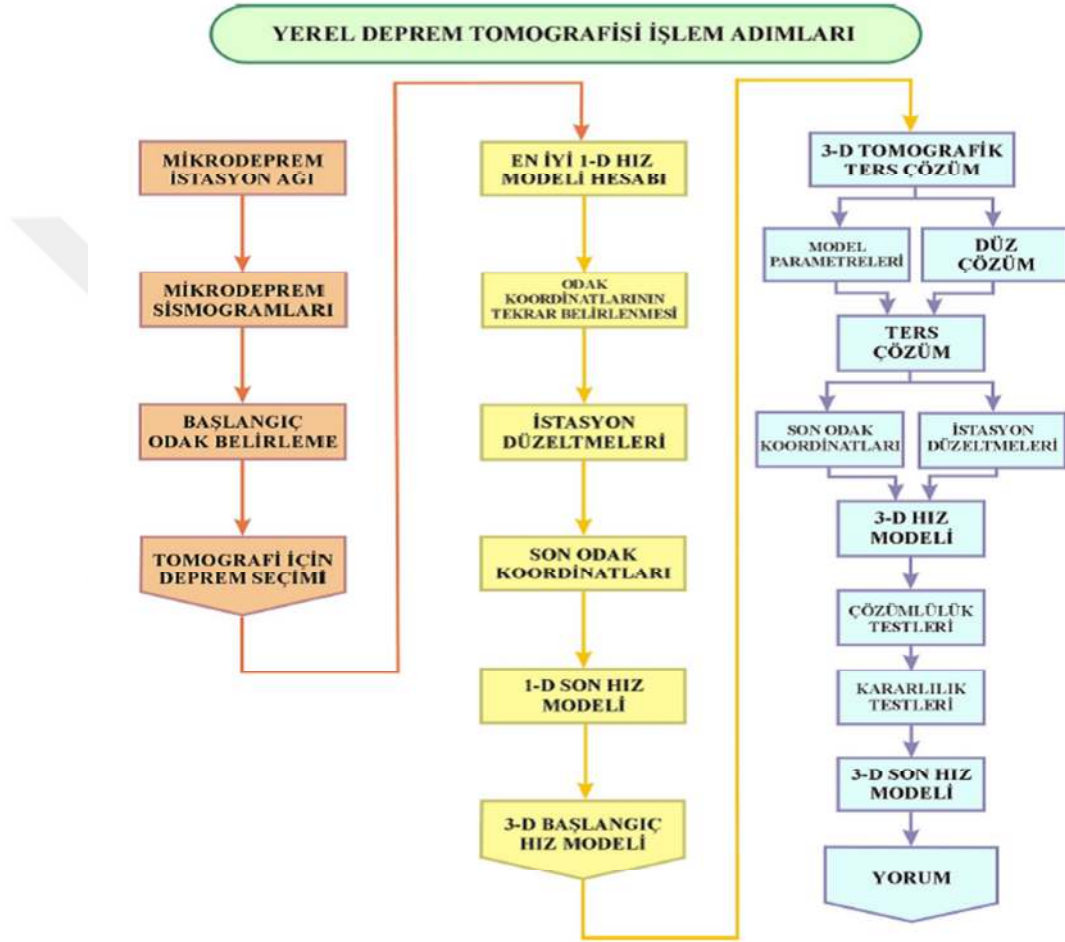
Dünyanın pek çok volkanik ve jeotermal bölgesinde, farklı araştırmacılar, deprem dalgalarını kullanarak yer içi yapısını belirlemeye çalışmışlardır (Ellsworth 1977;

Ellsworth ve Koyanagi 1977; Zandt 1978; Iyer 1979; Sharp ve ark., 1980; Robinson ve Iyer 1981; Thurber 1984; Benz ve Smith 1984). Gökalp (2000) tarafından, Alban tepeleri volkanik bölgesinin tomografik hız yapısı ayrıntılı ayrımlılık analizleri yöntemiyle incelenmiş olup bu çalışmada, P dalgaları kullanılarak yerel deprem tomografisi yöntemi kullanılarak ardışık ters çözüm işlemi yapılmıştır (Tunç, 2008).

Son yıllarda, yerel deprem tomografisi (Local Earthquake Tomography-LET) için çeşitli algoritmalar geliştirilmiştir. Bunlardan en çok bilineni SIMULPS algoritmasıdır. Bu algoritma, ilk kez Thurber, (1983) tarafından ortaya koyulmuş daha sonra Eberhart-Phillips, (1986) ve Thurber, (1993) tarafından geliştirilmiştir (Tunç, 2008). SIMULPS algoritması, günümüzde de çok sayıda araştırmacı tarafından geliştirilerek kullanılmaktadır ve geliştirilen tomografik algoritmaların bir çoğu SIMULPS algoritmasına dayanmaktadır (Eberhart-Phillips ve Bannister, 2002; Dorbath ve Masson, 2000; Paul ve ark. 2001; Husen ve ark. 2002, 2003, 2004; Tunç, 2008). Lokal deprem tomografisi için bir başka algoritma, Benz ve ark. (1996) ve Hole ve ark., (2000) tarafından geliştirilmiş, Ramachandran ve ark., (2005) ve Yang ve Shen (2005) tarafından kullanılmıştır.

Tomografi algoritmalarına önemli bir katkı da, Zhao ve ark., (1992, 1995) tarafından yapılmıştır. Bu algoritma, yalancı eğimli ışın izleme yöntemini ve en küçük kareler yöntemini kullanarak ters çözüm yapmaktadır. Ters çözüm sırasında tekrarlanan iterasyonda sismik hız değişimleri ve deprem parametreleri eş zamanlı olarak belirlenmektedir. Zhang (2003) tarafından, kesin varış zamanlarını ve yayılım zamanları farkını kullanan bir algoritma geliştirilmiştir. ‘‘Double-difference’ algoritması (DD) olarak bilinen bu algoritma, katalog verilerinin ve dalga şekillerinin çapraz ilişkisi sonucu elde edilen verileri kullanabilmekte ve yerel ölçekte yapılan çalışmalara uygulanabilmektedir (Tunç, 2008). Yerel deprem tomografisi için 2006 yılında geliştirilen bir başka algoritma da, LOTOS-07 algoritmasıdır (Koulakov ve Sabolev, 2006a). LOTOS-07, yerel depremlerin yayılma zamanlarını kullanarak, P ve S dalgaları ile kaynak lokasyonları için eşzamanlı ters çözüm yapmak üzere geliştirilmiş bir algoritmadır. Bu algoritmanın önceki versiyonu (LOTOS-06), farklı araştırmacılar tarafından dünyanın çeşitli bölgelerinde kullanılmıştır. Koulakov ve

Sobolev (2006b) tarafından LOTOS-06 algoritması, Pamir-Hindikush çarpışma bölgesine uygulanmış ve buradaki yitim bölgesinin sınırları ortaya konulmuştur. Koulakov ve Sobolev tarafından (2006a) yapılan bir başka çalışmada, Doğu Akdeniz ve Orta Doğu'daki kabuk ve üst mantodaki P ve S hızları ve Moho derinliği belirlenmiştir (Tunç, 2008).



Şekil 1.1. Bölgesel deprem tomografisinin veri toplama aşamasından yorumlamaya kadar olan işlem adımları (www.landtech.org, 2001; Kaypak, 2002).

1.2.2.2. Küresel deprem tomografisi

Uzak-alan depremlerin oluşturduğu, uzun periyotlu ($T > 30$ sn) sismik dalgaların kullanılmasıyla uygulanan bir tomografi türüdür. Yerel deprem tomografisinin tersine, yer altının görüntülenmesi amacı ile uygulanmaktadır ve büyük ölçekte bir ayırtıcılığa sahip değildir. Dünyada meydana gelen küresel ölçekteki büyük

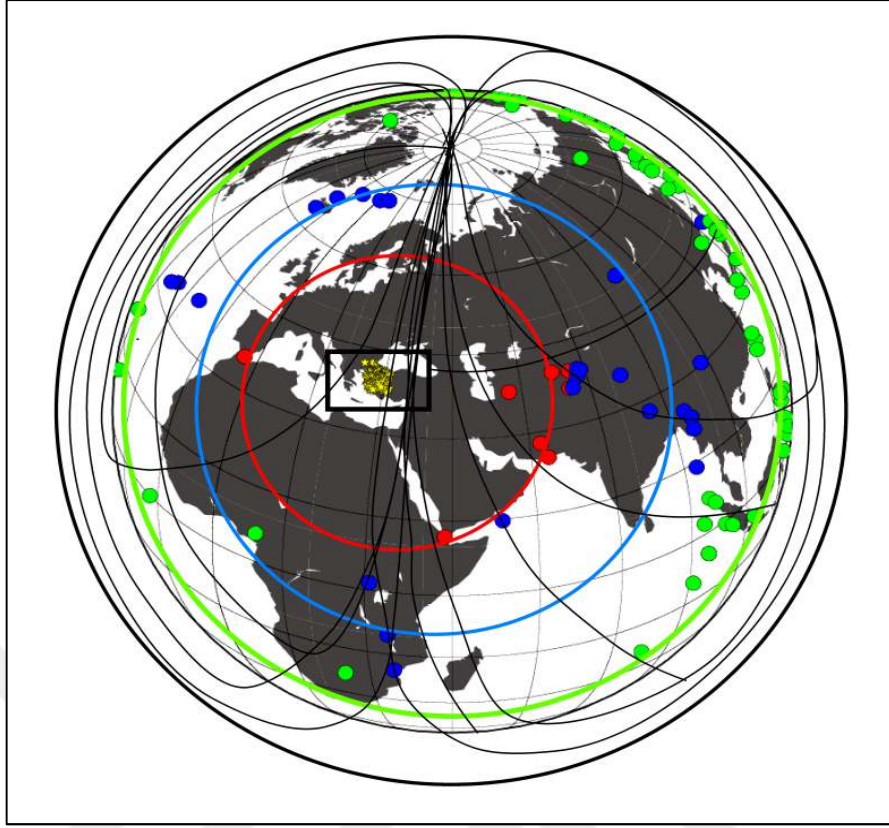
depremlerin seyahat zamanlarına ait ters çözümleri sonucu yer altının iç yapısı görüntülenebilmektedir. Bu tür deprem verisi genellikle uluslararası sismolojik gözlem evlerinden sağlanır.

1.2.2.3. Telesismik deprem tomografisi

Telesismik tomografi çalışmalarında uzun periyotlu deprem dalgaları kullanılmakta ve yer içi yapısı küresel ölçekte incelenebilmektedir. İstasyonlar modelin içinde, depremler ise dışında konumlandırılarak sismik ağın altındaki üst manto ve kabuğun 3-boyutlu hız yapısı belirlenir (Şekil 1.2).

Kabuk ve manto sınırı altında kalan yapının yüksek çözünürlükte hız yapısının belirlenebilmesi için belirlenen derinlik boyunca seyahat etmiş çok sayıda telesismik deprem veri setine ihtiyaç vardır. Deprem kayıt istasyonu ile deprem hiposantrı arasındaki uzaklığın yaklaşık 1000 km den büyük olması durumunda bu deprem telesismik kabul edilir. 1 derece yaklaşık olarak 111.195 km ye karşılık gelir, dolayısı ile telesismik uzaklığın 9° den itibaren başladığı söylenebilir (Koca, 2005).

Sismik grid üzerinde, değişken aralıklı düğüm noktalarında, sismik hızlar tanımlanır. Sismik gridde, grid aralıkları, önceden bilinen yapılara (Sediman havzaları ve Moho vb. gibi) ve verilerin en yüksek çözünürlülük kapasitesine (dalga boyu gibi) bağlıdır. Modelin düzenli ve güvenilir çözünürlülüğünü garanti etmek için, heterojen ışın dağılımı ve veri kalitesi, ters çözüm gridinin kullanılmasını gerektirir. Sayısal grid, düz problemin sayısal olarak kararlı bir çözümünü sağlamak için kurulmaktadır. Grid aralıkları eşit olmalıdır. Veri çeşidine göre tomografi türleri seyahat zamanı tomografisi ve dalga şekli tomografisi olarak sınıflandırılabilir.



Şekil 1.2. Telesismik tomografide, kaydedilen deprem dalgalarının seyahat süreleri kullanılarak, kaynak-alıcı arasındaki ışın yolu boyunca sismik yavaşlık ($1/v$) hesaplanmakta ve ters çözüm yöntemi ile ortamın hız anomalileri belirlenmektedir.

1.2.3. Veri çeşidine göre

1.2.3.1. Seyahat zamanı tomografisi

Kayıtçılara gelen sismik dalgaların seyahat zamanlarından yararlanılarak, yer altı hız yapısının kestirilmeye çalışıldığı tomografi türüdür. Deprem kaynağı ile istasyon arasındaki ışın yolu boyunca olan yavaşlık parametresi, diğer bir deyişle ortamın ortalama hızı, ters çözüm yöntemleri ile hesaplanmaya çalışılır. Genelde bir depreme ait istasyon kayıtlarındaki ilk varış zamanları, seyahat zamanı tomografisinin esas veri tabanını oluşturur.

1.2.3.2. Dalga şekli tomografisi

Seyahat zamanı tomografisine benzer şekilde, genelde yer içine ait hız dağılımını elde etmek için, deprem dalga şekillerine uygulanan ters çözüm yöntemidir. Seyahat zamanı tomografisi ile karşılaştırıldığında yeraltına ait daha kapsamlı bilgi sağlamaktadır. Bu şekilde olmasının iki sebebi vardır: birincisi, sismik sinyaldeki genlikler model parametrelerindeki değişimlere daha duyarlıdır; ikincisi ise dalga şekli verisi seyahat zamanlarına oranla daha kapsamlı bilgiler içermektedir. Buna karşılık, uzun hesaplama ve veri-işlem aşamaları gerektirdiğinden dolayı bazı dezavantajları da bulunmaktadır.

1.2.4. Uygulama amacına göre

1.2.4.1. Hız tomografisi

Yer içinin hız yapısını belirlemek için hem bölgesel hem küresel ölçekte, yapay ve doğal kaynaklar kullanılarak yapılan tomografi türüdür. Seyahat zamanı ve dalga şekli verilerinin kullanılmasıyla uygulanan bu tomografi çeşidinde hem P- hem de S-fazlarına ait tabaka hızlarının düşey ve yanal yöndeki anomalileri bu yöntemle de ölçülebilmektedir.

1.2.4.2. Soğurulma tomografisi

Sismolojide soğurulma, ya uzaklıkla birlikte genliklerdeki azalmanın (zaman ortamı sinyal genişliği) ya da frekans ortamında yüksek frekanslardaki enerjinin kaybının ölçülmesidir. Tomografik anlamda soğurulma, sismik enerjinin yer içinde hangi jeolojik yapılar tarafından hangi koşullarda emildiğini gösterir. Daha çok volkanik bölgeler ile fay hatlarına uygulanan bir tomografi türüdür. Çünkü bu tür bölgelerde soğurulmanın 3-D ortam içerisindeki değişimi, daha belirgin olmaktadır.

1.2.4.3. Yüzey dalgası tomografisi

Yüzey dalgası tomografisine dayalı küresel ölçekteki çalışmalar, 1980'li yıllarda başlamışlardır. Dalga şekli ters çözümü uygulanarak, büyük daire boyunca yüzey dalgası yayılımı yaklaşımına dayanan üç-boyutlu makaslama dalgası hız modeli Woodhouse ve Dziewonski (1984) tarafından ortaya konulmuştur. Nakanishi ve Anderson tarafından (1983) ve (1984) yıllarında yapılan çalışmalarda, temel moddaki yüzey dalgalarının dispersiyonlarından yararlanılarak grup ve faz hızı haritaları ortaya konulmuştur. Bu tür dispersiyon haritaları daha sonra, üç-boyutlu makaslama dalga hızı modellerine dönüştürülmüştür (Montagner ve Tanimoto, 1990, 1991). 1990'lı yıllarda, üç bileşenli geniş band sismometrelerin gelişmesi, yüksek çözünürlüklü faz hızı modellerinin ortaya konulmasına imkân sağlamıştır (Trampert ve Woodhouse, 1995, 1996; Zhang ve Lay, 1996; Ekström ve ark., 1997).

1.3. Bölgede Daha Önce Yapılmış Kabuk ve Manto Çalışmaları

Önerilen çalışma alanı ve çevresinde manto ve kabuk yapısının farklı yöntemlerle araştırıldığı çok sayıda çalışma bulunmaktadır. Bu çalışmalardan bazıları aşağıda kısaca özetlenmiştir.

Canitez N., (1969) Türkiye ve çevresinde temel moddan yüzey dalgaları üzerine incelemeler yapmış ve bu dalgaların dispersiyon eğrilerinden ve gravite verilerinden faydalanarak Kuzey Ege Denizi Bölgesi'nin üst manto hızını 8.08 km/sn ve ortalama kabuk kalınlığını 30 km olarak hesaplamıştır.

Kenar (1977), P dalgalarının genlik spektrumundan yararlanarak, İstanbul ve çevresinde kabuk araştırmaları yapmıştır. Çalışmanın sonucunda bu bölgede en üst tabakada 4 km tortul, 7-10 km kalınlığında granitik ve 14-16 km kalınlığında bazaltik kabuk katmanları olduğunu ve bu katmanların hızlarının sırasıyla 4.0, 6.0, 7.0 ve 8.1 km/sn olduğunu tespit etmiştir.

Uluslan (1978) Batı Anadolu'da yerel seyahat zamanı- uzaklık çalışması yapmış ve bu yolla P ve S dalgalarının kabuk içerisindeki hızlarını ve kabuk kalınlığını hesaplamıştır. Araştırmacı; bölgede 3 tabakalı bir yer kabuğu önermiş ve her bir tabakanın kalınlığını 5.2, 9.3, 17.4 km , hızlarını 5.9, 6.1, 6.7 km/sn ve Pn hızını 8.0 km/sn olarak belirlemiştir. Bu çalışmada kabuk kalınlığı 32 km olarak tespit edilmiştir.

Woodhouse ve Dziewonski, (1984) global tomografi çalışmasında, üst mantonun üç boyutlu yapısının haritalanması amaçlamıştır. 2000 sismogram, 53 global deprem kaydı (S dalgaları) ve 870 ışın yolu kullanılarak sismik dalga hızlarının üç boyutlu dağılımı incelenmiştir. Global bir model kurularak mantonun 670 km derinliğe kadar olan kısmı incelenmiştir. Yapısal parametreler, yinelemeli en küçük kareler metodu kullanılarak hesaplanmıştır.

Panagiotopoulos, D.G. ve Papazachos, B.C., (1985) tarafından, Ege bölgesi ve çevresinde yürütülen sismik tomografi çalışmasında Pn hızı ortalama 7.9 km/sn olarak belirlenmiş ve bu değerin dünya genelindeki kıtasal üst kabuk Pn hızından daha düşük bir değer olduğuna dikkat çekilmiştir.

Kenar, Ö., Toksöz, N., (1989) İstanbul'dan Tebriz'e kadar uzanan bir alanda Love dalgalarının grup ve faz hızlarından yararlanmak suretiyle bu dalgaların dispersiyonu ve ortamın soğrulma özelliklerini araştırdıkları çalışmada bölgede 41 km kalınlığında ve 3 tabakalı bir yer kabuğu modeli elde etmişlerdir. Araştırmacılara göre; tespit edilen tabaka hızları sırasıyla ; 4.6, 5.8, 7.0 ve 8.0 km/sn bulmuşlardır.

Gürbüz, C., ve ark., (1992) tarafından Marmara Bölgesi ve çevresinde yapılan sismik çalışmada bölgedeki en üst tabaka için 3.8 km/s den 4.8 km/s arasında değişen hızlar elde edilmiştir. Araştırmacılara göre 7. ve 17. kilometreler arasında değişken ve oldukça yüksek hızlı (6.0 km/s ve 6.8 km/s) bir tabaka olduğunu ileri sürmüşlerdir. Bu çalışmada Kuzey Anadolu (KAF) zonunun kuzey ve güney bloklarında kabuk kalınlığının farklı olduğu belirtilmiştir.

Kuleli (1992) Ege bölgesini sismik tomografi yöntemi ile üç boyutlu olarak modellediği doktora çalışmasında İzmir – Ankara kenet kuşağı ile ilişkili dalma batma zonunun bugünkü kalıntılarını araştırmıştır. Bu amaçla Uluslararası Sismoloji Merkezi (ISC) kataloğundan alınan varış zamanı rezidüellerini kullanmıştır. Bölgeyle ilgili elde etmiş olduğu üç boyutlu hız modeline göre sözü edilen dalma batma zonunun var olduğu belgelenmiştir.

Bayrak ve ark., (2000) tarafından Batı Türkiye’de 5 km nokta aralığı ile 52 noktadan bir profil boyunca geniş band magnetotellürik (MT) verisi toplanmıştır. Çalışmadan üretilen MT kesitlerinde Batı Anadolu’da ki Menderes Masifi, Bornova, Filiş zonu arasındaki sınır, İzmir-Ankara kenet kuşağı, Kuzey Anadolu Fay zonunun batı bölümü ve Demirci, Gördes ve Bigadiç gibi grabenler ortaya konmuştur.

Karahan, A., Berkhemer, H., ve Baier, B., (2001) tarafından Marmara Denizi’nin doğusunda, Akyazı ile Kocaeli arasında 30 adet kısa periyod sismometre ile 250 kg patlayıcı kullanarak sismik kırılma çalışması yapılmış ve bu patlatmalar 30 adet kısa periyot sismometre ile kayıt edilmiştir. Çalışmanın sonucunda bölge için kabuk kalınlığını 39 km ve üst manto P dalgası hızını ise 8.05 km/sn elde edilmiştir.

Horasan ve ark.,(2002) Marmara Bölgesi ve Batı Anadolu’da ayrık dalga serisi tekniği kullanarak hesapladıkları sentetik sismogramlar ile gözlemsel sismogramları karşılaştırmışlar ve bölge için yeni bir kabuk yapısı elde etmişlerdir. Çalışmada 17.08.1999 depreminin artçı sarsıntıları ($M > 5.0$) modellenerek İzmit Körfezi’nde kabuk kalınlığı 32 km ve üst manto P ve S hızları ise sırası ile 8.0 ve 4.6 km/s olarak hesaplanmıştır. Araştırmacılara göre; Ege ve Marmara Bölgeleri arasındaki Pn hız değerlerinin farklı oluşunun nedeni güneye doğru aktif yitimden kaynaklanan kabuksal incelmeye ve buna bağlı olarak kuzeyden güneye doğru sıcaklık gradyaninin yükselmesidir.

Verzhbitsky, E. ve ark., (2002) Doğu ve Batı Karadeniz havzalarının yaşını konu alan ısı akısı çalışmasında elde edilen havza yaşları ile sismik ve manyetik verilerden elde edilen sonuçların uyumlu olduğu öne sürülmüştür. Jeotermal verilere göre her iki

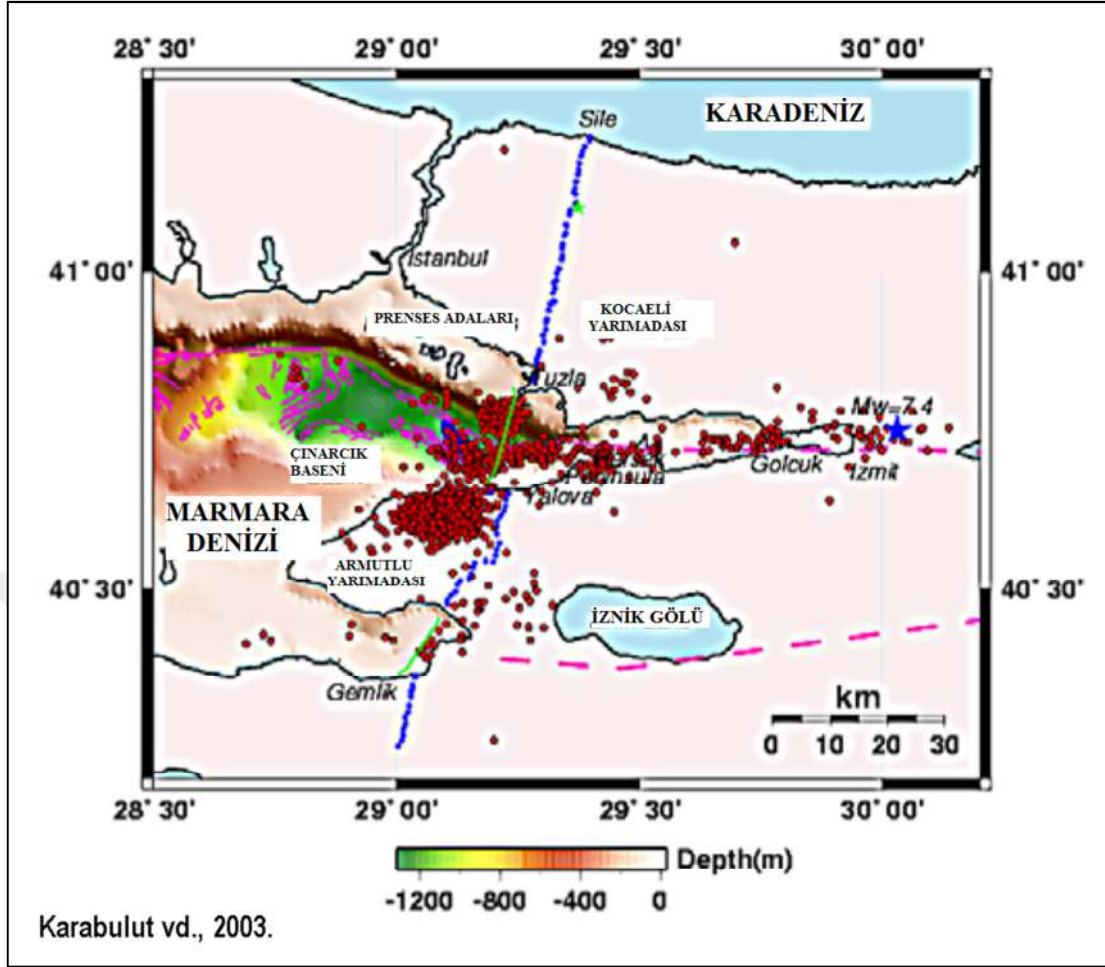
havzanın litosfer kalınlığı 60-65 km civarındadır ve bu değerler Erken Senozoyik yaşı okyanusal litosfer kalınlığına karşılık gelmektedir. Isı akısı verilerinin detaylı incelenmesi sonucunda batı Karadeniz havza tabanının ön okyanusal kabuktan, doğu Karadeniz havza tabanının ise ince kıta kabuğundan oluştuğunu ortaya koymuştur. Bu çalışmadan üretilen jeotermal modellemeye göre doğudaki havza tabanındaki granit tabakasının kalınlığı yaklaşık 4 km, bazaltik tabaka kalınlığı ise yaklaşık 6 km'dir

Dinç, A. N., , (2003) yerel deprem tomografisiyle Afyon-Sultandağı bölgesinin üç-boyutlu hız yapısı araştırmıştır. Çalışmada SIMUL2000 algoritması kullanılmıştır (Thurber, 1983).

Gürbüz vd. (2003) Anadolu'nun kabuk yapısını belirlemek amacıyla sismik kırılma çalışması yapmış ve Keskin (Kırıkkale) altında kabuk kalınlığının 36 km iken KAF'nın kuzeyinde kalınlığın 30 km'ye düştüğünü öne sürmüşlerdir.

Karabulut, H., ve ark., (2003) tarafından Marmara Denizi'nin doğusunda, Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolunu ve Çınarcık baseninin kesecek şekilde, 120 km uzunluğundaki K-G gidişli bir sismik yansıma profili boyunca 2-boyutlu sismik hız tomografisi çalışması gerçekleştirerek 2-boyutlu hız modeli, üst kabuk-alt kabuk sınırınının 7 km ile sınırlı olduğunu ortaya koymuşlardır.

Karabulut, H., ve ark., (2003) yine Gemlik'ten Karadeniz'e kadar uzanan bir hat boyunca 4.5 Hz.'lik 82 adet jeofon kullanarak sismik kırılma çalışması yapmışlardır. Tomografik ters çözüm yöntemiyle elde ettikleri kesitlerde yerin 10 km derinliklerine kadar gözlemleyerek, Armutlu Yarımadası ile Kocaeli arasında yaklaşık olarak 3 ile 8. kilometreler arasında hızların yüksek olduğunu (5.8–6.1 km/s) tespit etmişlerdir (Şekil 1.3.).



Şekil 1.3. Gemlik'ten Karadeniz'e kadar uzanan bir hat boyunca 4.5 Hz.'lik 82 adet jeofon kullanarak sismik kırılma çalışması (Karabulut, H., ve ark.,2003'ten uyarlanmıştır).

Hafkenschied, (2004) doktora tezinde Türkiye ve çevresini güncel unsurlarının gösterildiği Tetis bölgesinin bir parçası olduğunu öne sürmüştür. Alp-Himalaya kuşağının bizi ilgilendiren doğudaki yarısı için güncel belli başlı tektonik unsurlar Avrasya, Afrika, Arap, Hint ve Anadolu levhalarıdır. Doğu Akdeniz'de, Ege denizi bölgesinde Helenik yayı Afrika ve Avrasya levhaları arasındaki sınırı oluşturmaktadır. Doğu Türkiye'de Bitlis sütürü boyunca Arap levhasının Avrasya levhası ile kıta-kıta çarpışması vardır.

Barış, Ş., ve ark., (2005) tarafından yapılan üç boyutlu tomografi yöntemiyle, tüm Marmara'yı kapsayarak yaptıkları çalışma sonucunda, KAFZ 'nin batı kesiminin hız yapısının büyük ölçüde yanal ve düşey anomali gösterdiği ve mikro deprem etkinliği ile hız anomalileri arasında direkt bir ilişkinin bulunmadığını öne sürmüştür. 17

Ağustos 1999 Mw 7.4 Kocaeli depreminde bu yüksek hıza sahip lokasyonlar ile düşük hız geçiş zonlarının arasında meydana geldiğini ortaya koymuşlardır. Yine aynı çalışmanın sonuçlarına göre; Marmara Denizi ile İznik-Mekece Fayı civarının yamulma enerjisini biriktirdiğini ve potansiyel deprem üretecek bir alan olduğunu ifade etmişlerdir.

Bekler, T., ve ark., (2005) Doğu Marmara bölgesinde yapılan sismik kırılma çalışmalarında, Armutlu Yarımadası'nın doğu kesimi için 5–6 km derinliklerde yüksek hızlı bölgeye (5.6 – 5.8 km/s) ve İznik Gölü'nün kuzeybatı uzanımında düşük hız (4.0-4.2 km/s) zonu görülmüştür. Doğu Marmara bölgesi için Pn dalga hızı ortalama 7.7-7.9 km/s olup ortalama kabuk kalınlığı 32-35 km olarak hesaplanırken; Orta Anadolu için ortalama kabuk kalınlığı 36 – 40 km, Pg ve Pn dalga hızları ise 6.2 - 6.7km/s ve 7.9 - 8.0 km/s olarak bulunmuştur. Yanal değişimler içeren kabuğun kuzeybatı Anadolu'da doğuya göre ince olduğu gözlenmiştir. Ağrı'da yapılan galeri patlatması çalışmasından yararlanılmış ve kabuktaki sismik hızlar sırasıyla 3.8, 6.4 ve 7.6 km/s ve kabuk kalınlığı 41 km elde edilmiştir. Arap ve Anadolu lehvası gibi tektonik açıdan oldukça karmaşık bir yapıyı KB-GD doğrultulu ve uzunluğu 220 km olan bir profil ile kesilerek sismik kırılma verileri toplanmıştır. Elde edilen verilerden ortalama kabuk hızı 6.15 km/s ve Pn dalga hızı 7.70 km/s ve kabuk kalınlığı ise 38-42 km olarak bulunmuştur.

Tank, S.B., ve ark., (2005) tarafından Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun batı kısmında, iki ana kolu da kapsayacak biçimde konumlandırılan iki profil boyunca, geniş bandlı (320– 0.001 Hz) ve uzun periyot (0.01–0.0001 Hz) MT verisi toplanmış ve İzmit profili 17 Ağustos 1999 depreminin dış merkez lokasyonundan geçmektedir. Bu profil boyunca MT ölçümleri ana şoktan sadece birkaç hafta önce başlatılmış ve deprem meydana geldiğinde fay civarında dört ölçüm daha gerçekleştirilmiştir. Adapazarı profili ise İzmit profilinin yaklaşık 30 km doğusunda yer alır. İki boyutlu modelleme çalışmaları sonucunda; a)Ana şok ve artçı şokların odak noktaları bir iletken zonun kenarındaki oldukça yüksek öz dirençli bir alanda yer almaktadır ve b) uzun periyot MT verisi iki ana kol arasında 50 km aşağıya uzanan düşük rezistiviteli bir zon olduğunu ortaya koymuştur. Derindeki bu iletken zon bu bölgedeki karmaşık

tektonik rejim nedeniyle meydana gelen kısmi ergimenin bir sonucu olarak yorumlanmıştır.

Facenna, C., ve ark., (2006) tarafından Bitlis-Helen Yitim Zonu altındaki dilimin derin deformasyonundan, Kuzey Anadolu Fayı'nın etkilenme olasılığı araştırılmış ve Anadolu ve Ege bölgesinin tektonik evriminde, KAF'nın oluşumunun öncesi, sırası ve sonrası olmak üzere üç ana evre belirlenmiştir. Küresel P dalga tomografi görüntüleri Bitlis çarpışma kuşağının altındaki dilimin sürekli olmadığını ve muhtemelen en azından Kıbrıs ve Helen yayının doğu bölümünde kesintiye uğradığını göstermiştir.

Alkan, B., ve ark., (2007) tarafından Sakarya Havzası ve çevresine ait bölgenin 3 boyutlu hız modelinin çıkarılması adına Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi ile Alman Potsdam Üniversitesi tarafından ortak yürütülen "Depremlerin Önceden Belirlenmesi Türk - Alman Ortak Projesi" Kapsamında KAFZ'nun Sakarya – Bolu illeri arasında kalan kesiminde kurulmuş olan 14 adet sayısal ve 3 bileşen sismometre ile 17 Ağustos 1999 depremi sonrasında 3000 den fazla artçı sarsıntı kaydedilmiştir. Öncelikle bölgede daha önce yapılmış çalışmalardan farklı hız modelleri alınmış ve bu hızlar ile bölgeyi tam olarak temsil edeceği düşünülen yeni bir hız yapısı elde edilmiştir. Hız yapısının elde edilmesinde, deprem parametreleri ile istasyon düzeltmelerinin hesaplanmasında VELEST (Kissling ve ark., 1994) yazılımı kullanılmıştır. Depremlerin seçiminde, doğru sonuçlar elde edebilmek için belirli ölçütlere uyan sağlayan, yüksek kaliteli depremler seçilmiştir. Bu işlem sonunda toplam 311 artçı deprem seçilmiş ve bölgeye ait 1-D P dalga hızı modeli elde edilmiştir. Son olarak, elde edilen bu bir boyutlu hız modeli, üç boyutlu tomografik çözüm yapabilen SIMULPS14 (Thurber, 1993) programında kullanılmak üzere düzenlenerek gerçek seyahat zamanı verileriyle birlikte tomografik ters çözüm işlemi tamamlanmış ve TOMO2GMT programı yardımıyla üç boyutlu kesitler elde edilmiştir. Bu kesitler incelendiğinde, artçı depremlerin 0-16 km derinlikte meydana geldiği için, ters çözüm sonucu buradaki katmanlar daha iyi görüntülenebilmiştir. Elde edilen bir ve üç boyutlu hız modeli ile çalışma alanının çok yüksek olmayan altı farklı hız katmanına sahip olduğu

görülmüştür. Tüm bu işlemler sonucunda, bölgenin hız yapısı üç boyutlu olarak ortaya konularak jeolojisi ve tektoniği ile uyumluluğu değerlendirilmiştir.

Salah, M. K., ve ark., (2007) tarafından Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun orta ve batı kısmında yapılan sismik tomografi çalışmasında, bölgede meydana gelen depremlerin varış zamanları kullanılarak üç boyutlu hız yapısı ortaya konulmuştur. 1999 İzmit ve Düzce depremleri ve bunların artçı şoklarının seyahat zamanlarından yola çıkılarak, lokal deprem tomografisi uygulanmış ve Kuzey Anadolu Fayı'nın orta ve batı segmentlerin üzerinde kabuk yapısının üç boyutlu P ve S dalga hızı yapısını ortaya çıkarmışlardır. Bu çalışmada Zhao'nun ışın izleme methodu kullanılarak V_p , V_s hızlarını bulduktan sonra da ($V_p/V_s =$ Poisson oranı) kayaç kompozisyonu magma ve serpentinizasyonun likid yapısını anlayabileceğimiz iyi bir indikatör faktörü olan poisson oranı hesaplanılmıştır. Kuzeybatı Anadolu'nun kabuk yapısı 2 ve 8 km sığ derinliklerde oldukça heterojen bir yapıda olduğu ve 2 km de düşük hızlar 8 km de yüksek hızlar tespit edilmiştir. Ancak derin katmanlara gidildikçe (15-25 km arasında) düşük hızlı anomaliler ve poisson oranı anomalileri ortalamasının biraz üstünde görülmüştür. Sismik etkinliğin genellikle düşük orta hızlı ve poisson oranının orta-yüksek olduğu kesimlerde sıklaştığı görülmüştür. Buna sebep olarak da bölgenin karmaşık tektonik yapısı yüksek sıcaklıkta jeotermal sirkülasyon ve yüzeyde sedimanter tabakalanma olarak sıralanmıştır.

Zor, E., ve ark., (2007) tarafından Türkiye ve çevresindeki kabukta sismik soğrulmanın yanal değişimleri Lg-Koda ölçümlerinin ters çözüme sokulması ile araştırıldığında genel olarak Kuzey Arabistan Levhası düşükten normale varan Lg-Koda değerlerine (250-300) sahipken, Arabistan Levhası'nın güneyinde yüksek Lg-Koda değerleri (670-800) gözlenmiştir. Ayrıca Arabistan ve Avrasya levhalarının sınırındaki Bitlis Sütur Zonu boyunca Lg-Koda değerlerinde belirgin bir azalım gözlenmiştir. Türkiye platosunun altında ise yüksek-orta değerlerde gözlenen Lg soğrulma değerleri ($Q_0 \sim 100-200$), bu bölgedeki genç volkanik yayılım ve tektonik karmaşıklığın neden olduğu saçınım ve içsel soğrulma ile ilişkili olmalıdır. Doğu Anadolu platosu için en düşük Koda değeri 70-100 arasında ise Batı Anadolu'daki Menderes Masifi'nde bu değer 60 ile 150 arasında bulunmuştur. Bunun sebebi içsel

soğrulma ile ilişkilendirilmiştir. Lg-Koda değerlerinin 150 ile 300 arasında değiştiği Toros dağlarındaki bu yüksek değerler Torid dağ kuşağındaki kabuğun doğası ile ilişkilendirilmiştir.

Aslan, Ö., (2008) 1993 yılından bu yana meydana gelen mikro depremlerden ve büyük depremlerin artçı sarsıntılarında elde edilen varış zamanı verilerine tomografik ters çözüm uygulanarak bölgenin hız yapısı araştırılmış ve bölgenin tektoniği ve deprenselliği ile ilişkilendirilmiştir. Çalışma alanını en iyi tanımlayan eden bir boyutlu hız değerleri seçilerek depremler tekrar konumlandırılmış, bu depremler içerisinde 5150 tanesi ters çözüm işlemi için seçilmiştir. Tomografik ters çözüm yapılırken öncelikle sentetik modeller üretilerek yapıda hangi alanların yüksek çözünürlüğe sahip olduğu belirlenmiş, gerekli kontrol parametreleri üretilmiştir. Elde edilen bilgiler ışığında gerçek verilerle tomografik ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir. Çalışma alanının P-dalgası, S-dalgası hız farklılıkları ve Vp/Vs değişimleri, 25 km derinliğe kadar her 5 km derinlikten alınan iki boyutlu dilimlerle görüntülenmiştir. Bu görüntüler değerlendirildiğinde Armutlu yarımadasının batı ucunda ve Marmara denizinin içinde düşük hız zonları, Geyve civarında yüksek, İzmit Körfezi'nde ise nispeten yüksek hız zonları bulunmuştur. Bulunan sonuçlar bölgenin tektonik olarak çok karmaşık, kırıklı ve çatlaklı bir yapıda olmasının bir göstergesi olarak kabul edilmiş ve bölgedeki fay dağılımları, sıcak su kaynakları ve kaplıcalar sonuçları doğrulamıştır.

Bekler, T. ve Gürbüz, C., tarafından 2008'de yapılan çalışmada Doğu Marmara'da kabuk yapısını belirlemek amacıyla kabuk kalınlığı kuzeyde 26 ± 2 km ve güneyde Armutlu bloğunda ise 32 ± 2 km olarak bulunmuştur. Bu çalışmada üst mantoda 30-32 km'de P hızı 7.65 km/saniye olarak bulunmuş ve ortalama üst manto hızından olan bu farkı kısmi ergimeler ile açıklanmıştır.

Paul, A., ve ark., (2008) SKS bölünmesi yöntemi ile Ege bölgesi kabuk ve manto yapısının sismik anizotropisi araştırılmış, maksimum 170 km derinlikte yatayda yönelim gösteren ortalama anizotropi vektörleri Forte (2009) manto akış modelinden hesaplanmıştır. Buna göre SKS bölünme modeli manto sirkülasyonunu ve ilişkili

sentetik modelin Anadolu’da KD-GB yönünde hızlı polarize olan sismik dalgaları anizotropisiyle ifade edilmekte, Afrika plakasının kuzey yönlü hareketi ve Helenik yitiminin yüksek yoğunluklu dalımıyla ifade edilebilmektedir. Tomografi modeli özellikle 80-200 km arası astenosferde düşük hız anomalisi sunmaktadır.

Tunç, B., (2008) tarafından Marmara Bölgesi için yaptığı lokal deprem tomografisi çalışmasında aktif tektonik yapıların etkisinde oldukça aktif bir sismisiteye sahip olan Marmara Bölgesi altındaki kabuk yapısını belirlenmiştir. Bu amaçla, ters çözüm işlemi için LOTOS-07 algoritması kullanılmıştır. Bu algoritma, yerel depremlerin P ve S dalgaları yayılım zamanlarını kullanarak yinelemeli eş zamanlı tomografik ters çözüm yapmaktadır. Çalışmada, 1993-2007 yılları arasında Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından işletilen istasyonlara ait deprem verileri kullanılmıştır. Bu verilere ilave olarak, İstanbul Teknik Üniversitesi tarafından Marmara Denizi tabanına yerleştirilen OBS (Ocean Bottom Seismometer)’lerden elde edilen veriler çalışmaya dahil edilmiştir. Ters çözüm işlemi sonrasında elde edilen sonuçların duyarlılıkları, çeşitli test algoritmaları ile sınanmıştır. Sonuçlar aynı zamanda, bölgede daha önce yapılan tomografi çalışmaları ve farklı jeofizik yöntemler uygulanarak yapılan çalışmalar ile kıyaslanmıştır. Çalışmanın sonucunda, Marmara Bölgesi altındaki kabuk yapısının üç-boyutlu hız yapısı 15 km derinliğe kadar ayrıntılı olarak belirlenmiştir. Elde edilen sonuçların, inceleme alanında daha önce yapılan sismik, manyetik ve elektromanyetik ölçümlerle uyum içinde olduğu gözlenmiştir.

Kaya, T., ve ark., (2009) tarafından 1999 Düzce depremi ($M_w=7,2$) dış merkez lokasyonu civarında, deprem dış merkezinin doğu ve batısında, rezistivite değişimlerini görüntülemek amacıyla MT yöntemi uygulanmıştır. Düzce depreminin episantr alanının doğusunda ve batısında, iki paralel hat boyunca frekans aralığı 320 ile 0.0005 Hz arasında değişen MT verisi toplanmıştır. Her iki profilde de kuzeyde Düzce fayı ve güneyde Kuzey Anadolu fayı ve Düzce baseni kesilmiştir. MT verisinin 2-boyutlu analizi, Düzce depremi episantr alanının doğusunda batıya oranla daha yüksek rezistiviteli bir seviyenin var olduğunu ortaya koymuştur. Bu rezistivite yapısı Düzce depreminin artçı şok dağılımı ile oldukça uyumludur.

Arslan, S., ve ark., (2010) tarafından Tüm Türkiye'nin kabuk kalınlıklarını hesapladıkları gravite çalışması sonucunda, Orta Anadolu'da ortalama kabuk kalınlığının 36 – 40 km arasında değiştiğini belirlemiş, kabuğun doğudan kuzeybatıya doğru gidildikçe incelendiğini ortaya koymuşlardır. Bu çalışmada, Maden Tetkik Arama (MTA) Genel Müdürlüğü tarafından daha önce ölçülen Türkiye rejyonel gravite verileri kullanılmış ve jeoloji-tektonik-yükseklik ilişkilerini incelemek amacı ile Türkiye'nin izostatik haritası, serbest hava anomali haritası, Bouguer anomali haritaları yapılmış yükseklik değerleri ile karşılaştırmaları yapılmıştır. Dünya'nın kabuk kalınlığı için, $T=32-0.08g$ bağıntısı kullanılmıştır. En iyi ilişki, $+0.65$ katsayısı ile Bouguer anomalisinden elde edilmiş, ilişki fonksiyonu $Y=-72E+7.77$ olarak bulunmuştur. Türkiye'nin kabuk kalınlığı, en sığ 31.4 km ve 50 km olarak kestirilmiştir.

Kaya, C., (2010) KB Türkiye'de Polatlı-Nallıhan-Karasu civarının derin kabuk yapısı Manyetotellürik ve Transient Electromagnetic ölçümleri ile araştırılmıştır. Tüm ölçümler MTA tarafından yürütülen Türkiye'nin kabuk yapısı projesi kapsamında yapılmıştır. MT verisi KB-GD doğrultulu, İstanbul zonu, İç Pontid Kenedi, Sakarya Kıtası, İzmir-Ankara Kenedi, Tavşanlı Zonu'nu kesecek biçimde ve 250 km uzunluğunda bir hat boyunca toplam 44 istasyondan toplanmıştır. Yer elektrik kesitlerinde baskın olarak farklı rezistivite değerleri gösteren 4 seviye yapılmıştır. En üst seviyenin rezistivite değerleri 5-35 ohm metredir ve bu seviye sedimanter dolgu olarak yorumlanmıştır. Bu seviye Haymana Havzası'nda yaklaşık 10 km derinliğe ulaşmaktadır. İkinci seviyenin rezistivite değerleri 110 ohm. Metreden daha yüksektir ve 27 km derinliğe kadar devam etmektedir. Birinci ve ikinci seviye birlikte genel yerlitosfer modelindeki üst kabuk olarak yorumlanmıştır. Üçüncü seviye 10-30 ohm.metre rezistivite değerlerine sahip olup alt kabuk olarak yorumlanmıştır. Dördüncü seviye ise oldukça yüksek rezistivite değerlerine sahiptir (> 225 ohm.metre) ve bu zon üst manto olarak yorumlanmıştır. Üst manto – kabuk arasındaki Moho sınırı 29 ile 40 km arasında değişmektedir. İstanbul Zonu ile Sakarya Kıtası arasında, Sakarya Kıtası ile Tavşanlı Zonu arasında yüksek Bouguer anomali değerleri ile karakteristik yüksek iletkenliğe sahip zonlar yer almaktadır. Bu zonlar İç Pontis kenedi ve İzmir-Ankara Kenedi olarak yorumlanmışlardır. Sakarya

Kıtası'nın kuzeyindeki ve güneyindeki yer elektrik kesitlerinde kayda değer farklılıkta tektonik özellikler gözlenmiştir. Kıtanın kuzey bölümü yüksek açılı eğim atımlı faylar ile ayrılırken güney bölümde kesitin derin kesimlerinin yüksek öz dirençli bir zondan etkilenmediği görülmüştür. Burada Haymana Havzası'nın gelişimini kontrol eden faylar olmasına rağmen bu faylar blokları ayıran yüksek rezistivite değerlerine sahip zonlar oluşturmamışlardır. Yer elektrik kesitlerinde açıkça görülebilen bu fayların çoğunun sedimanter dolguyu etkilediğine dair bir kanıt bulunmamaktadır.

Mutlu, A.K. ve Karabulut, H., (2011) tarafından Türkiye ve yakın çevresi için Pn dalgası seyahat zamanlarını analiz edilerek üst manto ve kabuk kalınlığının anizotropisi ve hız değerlerinin yanal değişimleri araştırılmıştır. 1999'dan 2010'a kadar toplam 832 geçici ve sabit istasyonlardan kaydedilen 700 bölgesel depremin 50.000'den fazla Pn varış zamanları derlenerek en küçük kareler yöntemi ile ters çözüme sokulmuştur. Bunun sonucunda üst manto parametreleri hesaplanmıştır. Sonuçlar bölgesel jeoloji ve aktif tektonik yapı ile ilişkilendirilmiş ve sonuç olarak, en yüksek ($>8.4 \text{ kms}^{-1}$) ve en düşük ($<7.6 \text{ kms}^{-1}$) Pn hız anomalileri elde edilmiş litosferik yapının heterojenitesi vurgulanmıştır. Batı Türkiye'deki Pn hızları 7.9–8.1 km/s arasında değişirken, en düşük hız değerleri volkanizma ile uyumlu olarak en Doğu Anadolu'da ve Orta Anadolu Volkanik Bölgesi'nde gözlenmiştir. Buna karşın yüksek Pn hızları Akdeniz Bölgesi'nde, Batı Karadeniz Bölgesi'nde ve Zagros kenet kuşağında gözlenmiştir ($>8.3 \text{ km/s}$). Çalışma alanında Pn anizotropisinin maksimum genliği 0,6 km/saniye olarak belirlenmiştir. En büyük ve tutarlı anizotropi anomalisi Batı Anadolu'da, Ege Bölgesi ve Kıbrıs yayında gözlenmiştir. Batı Anadolu, Ege Denizi ve Yunanistan'daki Pn anizotropisi mevcut K-G yönlü bölgesel bölgesel genişleme deformasyonu ile oldukça uyumludur. Buna karşın, Kuzey Anadolu Fayı boyunca makaslama deformasyonu ve anizotropi arasında belirgin bir ilişki saptanamamıştır. Orta Anadolu'daki istasyonların büyük çoğunluğundan elde edilen veriler bu bölgedeki kabuk kalınlığının ortalama $35 \pm 2 \text{ km}$. olduğunu, Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde $28 \pm 2 \text{ km}$. ve $33 \pm 2 \text{ km}$ arasında değiştiğini, Yunanistan'ın batı kıyısından Dinarid ve Helenidler'in altına doğru bu değerlerin $33 \pm 3 \text{ km}$.'den 48 ± 3

km. ye kadar yükseldiğini ortaya koymuştur. Türkiye'deki en fazla kabuk kalınlığı Anadolu'nun güney kıyısı boyunca 40-48 km olarak belirlenmiştir.

Tezel, T., (2012) Anadolu levhası altındaki Moho topoğrafyasını ortaya çıkarmış ve S-dalgası tomografisi yaparak kabuk-üst Manto içerisindeki hız anomalilerini elde etmiştir. Çalışmada Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD) ve Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından işletilmekte 120 adet geniş bant sismik istasyonca kaydedilmiş uzak alan ve bölgesel kayıtlar kullanılmıştır. Çalışmanın birinci bölümünde alıcı fonksiyon analizi yöntemi ile istasyonlar altındaki bir boyutlu S dalgası sismik yapısı ve süreksizlikleri araştırılmıştır. İkinci bölümde ise yüzey dalgası tomografisi kullanılarak Anadolu levhası altındaki yanal yöndeki keskin hız anomalileri ortaya konulmuştur. Elde edilen Moho derinlikleri 25-50 km arasında değişmektedir. En düşük kabuk kalınlığı değerleri Batı Anadolu kıyılarında, en derin ve yüksek değerler Moho sınırında Doğu Anadolu Bölgesi'nde gözlenmiştir.

Eken, T., ve ark., (2013) Marmara Denizi'nin doğusundaki mikrosismik aktivite, seçilen 9 adet sismik istasyon kayıtları incelenerek ve kabuksal anizotropi S dalgası bölünmesi göz önüne alınarak araştırılmıştır. Anizotropi parametreleri; hızlı polarizasyon yönü (PD), ve zaman gecikmesi (TD) lokal sismik kayıtlardan elde edilmiştir. Kesme dalgası özellikle kuzeybatı-güneydoğu yönünde hızlı polarizasyon hem kuzeybatı Türkiye'de bölgesel SHmax yönüne paralel, hem de Kuzey Anadolu Fay Zonu'na paraleldir.

Karcıoğlu, G., ve ark., (2013) tarafından İstanbul'un batısındaki Çatalca bölgesinde, Çatalca fayı ve civarındaki kabuk yapısının belirlenmesine yönelik bir MT çalışması gerçekleştirilmiştir. KD-GB doğrultulu bir hat boyunca, 9 noktada yüzeyden yaklaşık 5 km derindeki rezistivite yapısını görüntüleyebilmek amacıyla geniş band MT verisi toplanmıştır. Ters çözüm sonucunda; Çatalca fayı yüzeyden 5 km derine doğru ve GB'ya eğimli iletken bir zon olarak devam etmektedir; Sedimanter örtü kalınlığı GB'dan KD'ya doğru 700 m ye kadar artmaktadır ve buradaki düşük rezistivite değerleri 1 ile 100 Ω m arasında değişmektedir; Sedimanter birimlerin altındaki

kristalen temel oldukça rezistiftir ve rezistivite değerleri 2000 ile 100000 Ω m arasında değişmektedir.; Profilin KD bölümünde GB'ya eğimli bir rezistivite sınırı görüntülenmiş ve bu zon Batı Karadeniz fayı olarak yorumlanmıştır.

Karabulut, H., ve ark., (2013) tarafından, Batı Türkiye, Kuzey Anadolu Fayı ve K-G yönlü Ege gerilme sistemini bir arada barındıran bir kompleks deformasyon alanı olduğu için kıtasal litosferin deformasyonunun anlaşılabilmesi için kilit alanlardan biridir. Kıtasal deformasyonun mekanizmasının anlaşılabilmesi amacıyla 28° D boylamı üzerinde, Karadeniz'den Akdeniz'e uzanan yaklaşık 650 km uzunluğunda bir hat boyunca yüksek çözünürlüklü görüntüleme yapılmıştır. Ortalama 15 km aralıklarla 40 geniş band sismik istasyondan kaydedilen uzak alan depremlerinden 2600'den fazla alıcı fonksiyonları hesaplanmıştır. Moho derinliği Trakya Havzası'nda ~ 31 km, Marmara Denizi altında ~ 25 km, İzmir-Ankara kenet kuşağı altında ~ 32 km, Menderes Masifi altında ~ 25 km ve Akdeniz kıyısı altında ~ 20 km olarak gözlenmiştir. Migrasyonlu derinlik kesitlerinde orta ya da alt kabuk ara yüzeyleri görüntülenememiştir. Orta ve Güney Menderes Masifi altında kabuk ve manto arasındaki sınır yatay konumdadır. Profilin GD ucunda dalan Afrika litosfer dilimi ~ 40 km ile ~ 60 km arasında kuzeye eğimli olarak gözlenmiştir. Yaklaşık 50 km derinlikte dalan litosfer diliminin aniden kesintiye uğraması, önceki tomografi çalışmalarında da yorumlandığı gibi dilim yırtılması ile açıklanmıştır.

Cengiz, Ö., ve ark., (2013) tarafından 1999 İzmit depremi ana şokundan sonra, Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde meydana gelebilecek yıkıcı depremin Marmara Denizi civarında olma olasılığı göz önüne alınarak Güney Marmara bölgesi çalışma alanı olarak seçilmiştir. Güney Marmara bölgesindeki kabuksal elektirik iletkenlik yapısının ortaya konması amacıyla, birbirine paralel iki hat boyunca on altı noktada geniş-band (320-0.0005 Hz) MT verisi toplanmıştır. Tüm profiller Kuzey Anadolu Fayı'nın birkaç segmentini kesmiştir. MT verisinin iki-boyutlu ters çözümü sonucunda, yaklaşık 4 km derinde uyarlanabilir olarak karmaşık bir yapının varlığı görülmüştür. Bu derinliğin altındaki elektriksel rezistivite tüm profillerin KD uçlarında daha yalın bir özellik sunmaktadır. Bu derin iletken zonlar kabuktaki kısmi

ergimenin bir sonucu iken daha yüksek rezistivite değerlerine sahip zonlar düşük akışkan koşulları ve rijidite ile ilişkilendirilmiştir.

Tezel, T., Shibutani, T., Kaypak, B., (2013) tarafından Türkiye'nin kabuk yapısı ve Moho derinlik değişimleri, KRDAE ve AFAD'a ait 120 sismik istasyondan kaydedilen $M_w > 5.5$ 267 adet deprem verisi kullanılarak ve alıcı fonksiyonları analizleri uygulanarak incelenmiştir. Çalışmada elde edilen tüm profillerde Moho kesikliği, bazı profillerde ise Orta kabuk hız kesikliği açıkça görülebilmektedir. Moho derinliği 24 ile 48 km arasında çeşitlilik göstermektedir. En düşük kabuk kalınlığı değeri Batı Türkiye kıyılarında iken en derin Moho değeri sınırı ise Doğu Türkiye'de elde edilmiştir. Makaslama dalga hızları üst mantoda 4.0 km/s ve 4.5 km/s arasında değişmektedir (Tablo 1.1 ve 1.2.).

Tablo 1.1. Bölgede yapılmış kabuk ve manto çalışmaları Marmara bölgesi

| ÇALIŞILAN BÖLGE | UYGULANAN YÖNTEM | SONUÇLAR (KABUK KALINLIKLARI KM) | KAYNAK |
|-----------------|--|--|------------------------------|
| Marmara Bölgesi | Alıcı Fonksiyonları Analizi | 28-39 | Tezel ve ark.,2013 |
| | Alıcı Fonksiyonları Analizi | 32-38 | Kahraman. ve ark, 2015 |
| | Alıcı Fonksiyonları Analizi | 29-35 | Zor. ve ark, 2006 |
| | Alıcı Fonksiyonları Analizi | 31-36 | Gülen. ve ark, 2007 |
| | Sismik Yansıma,Sismik Kırılma | 18-31 | Bécel . ve ark, 2009 |
| | Alıcı Fonksiyonları Analizi | 25-31 | Karabulut ve ark.,2013 |
| | Alıcı Fonksiyonları Analizi | Kabuk kalınlığı batıdan (29-32 km) doğuya (34-35 km) doğru artış gösterdiği, buna karşın kuzeyden güneye doğru belirgin bir artış görülmediği ortaya konmuştur. | Zor ve ark., 2006. |
| | Sismik Kırılma | Doğu Marmara Bölgesi için Pn dalga hızı ortalama 7.7-7.9km/s olup ortalama kabuk kalınlığı =32-35 km arasındadır | Bekler ve ark.,2005. |
| | Magnetotelluric (MT) | Ana şok ve artçı şokların odak noktaları bir iletken zonun kenarındaki oldukça yüksek özdirençli bir alanda yer almaktadır. | Tank ve ark.,2005 |
| | Sismik Kırılma | Doğu Marmara'da kabuk yapısını belirlemek üzere sismik kırılma çalışması yapılmıştır. Kabuk kalınlığı kuzeyde 26±2km v egüneyde Armutlu bloğunda ise 32±2 km olarak bulunmuştur. | Bekler, T. ve Gürbüz,C.,2008 |
| Sismik Kırılma | Uzun periyot MT verisi iki ana kol arasında 50km aşağıya uzanan düşük rezistiviteli bir zon olduğunu ortaya koymuştur. | Karahan ve ark, 2001, | |
| Lokal Tomografi | Marmara Bölgesi altındaki kabuk yapısının üç-boyutlu hız yapısı 15km derinliğe kadar ayrıntılı olarak belirlenmiştir. | | |
| Sismik Kırılma | 32-36 | | |

Tablo 1.2. Bölgede yapılmış kabuk ve manto çalışmaları Ege bölgesi

| ÇALIŞILAN BÖLGE | UYGULANAN YÖNTEM | SONUÇLAR (KABUK KALINLIKLARI KM) | KAYNAK | |
|-----------------|-------------------------------|---|------------------------|---------------------------|
| Ege Bölgesi | Alıcı Fonksiyonları Analizi | 29 | Meijde ve ark.,2003 | |
| | Poisson Oranı | | | |
| | Magnetotelluric (MT) | Menderes masifi ile Bornova Filiş zonu arasındaki sınır, İzmir-Ankara kenet kuşağı, KuzeyAnadolu Fay zonunun batı bölümü ve Demirci ,Gördes ve Bigadiç gibi grabenler | | Bayrak ve ark.,2000. |
| | Alıcı Fonksiyonları Analizi | 25-34 | Tezel ve ark.,2010 | |
| | Alıcı Fonksiyonları Analizi | 29,5 | Zhu ve ark.,2006 | |
| | Alıcı Fonksiyonları Analizi | 34 | Saunders ve ark.,1998 | |
| | Alıcı Fonksiyonları Analizi | 20-31 | Sodouive ark.,2006 | |
| | Sismik Yansıma,Sismik Kırılma | 14-35 | Bohnhoff ve ark.,2001 | |
| | Alıcı Fonksiyonları Analizi | 19-31 | Karabulut ve ark.,2013 | |
| | Alıcı Fonksiyonları Analizi | İzmit Körfezi'nde kabuk kalınlığı32km olarak hesaplanmıştır. Üst Manto PveS hızları sırası ile 8.0 ve 4.6km/s Kuzeybatı Anadolu'nun kabuk yapısı 2ve8km sığ derinliklerde oldukça heterojen bir yapıda olduğu ve 2km dedüşük hızlar 8km'de yüksek hızlar tespit edilmiştir. | | Horasan ve ark.,2002. |
| | Sismik Tomografi | Denizli bölgesinin 10km'ye kadar olan P-dalga hızı yapısı veVp/V oranları elde edilmiştir. Grabenin yaklaşık derinliği 8km olarak belirlenmiştir. | | Salah ve ark.,2007. |
| | Lokal Tomografi | KBAnadolu'nun altında sığ derinliklerdeki düşük hızdeğerleri Kuzey Anadolu FayZonu'nun güneyine doğru keskin bir şekilde sonlanmaktadır. | | Gökkaya,G., 2008. |
| | Telesismik Tomografi | | | Biryol,C.B.,ve ark ,2011. |
| | Alıcı Fonksiyonları Analizi | 21-24 | Özakın, 2008 | |

Frederiksen, A.W., ve ark., (2015) tarafından Kuzey Anadolu Fayı'nın her iki koluna kurulan sismik istasyonların kaydettiği telesismik olaylardan faydalanarak, alıcı fonksiyon analizi yapılmış, P/S hızı oranı ve Kuzey Anadolu Fay zonunun kabuk kalınlığı araştırılmıştır. Sonuçlara göre; çalışma alanının kuzey kısmında kabuk kalınlığında keskin bir artış görülmektedir. Bu anomali düşük topoğrafya ile uyumsuz olup bunun sebebinin Karadeniz Okyanusal Litosferi'nin kalan parçasından kaynaklandığı öne sürülmüştür. Genel olarak Anadolu levhasında kabuk kalınlığının doğudan batıya doğru incelendiği çeşitli araştırmacılar tarafından belirtilmiştir.

Kind ve ark., (2015) Türkiye ve çevresinin litosferik kalınlık değişimini belirlemek amacıyla S dalgası alıcı fonksiyonları analizi yapmışlardır. Telesismik datalar açık kaynaklı sürekli istasyon kayıtlarından derlenmiştir. Moho süreksizliği ile 410 km derinliği süreksizliği arasındaki sismik karakterizasyonu ifade edebilen 12000 adet S dalgası alıcı fonksiyonu tanımlanmıştır. Genel olarak Moho ve litosfer - astenosfer sınırlarındaki dönüşüm noktalarında iyi görüntüleme yapılabilmektedir. Önceki çalışmalar bu litosfer - astenosfer sınırının dalma batma zonunun dışında 80 ile 100 km derinliğinde görüntülenmiştir. Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fayı boyunca bu derinlikte bir değişim gözlenmemiştir. Kıbrıs'ın doğusunda ise Arabistan litosfer-astenosfer sınırı gözlenmiştir. Birçok bilinmeyen yönü olmasına rağmen özellikle levha tektoniğinde alt litosfer sınırını iyi analiz etmek bizim için önemli bir parametredir.

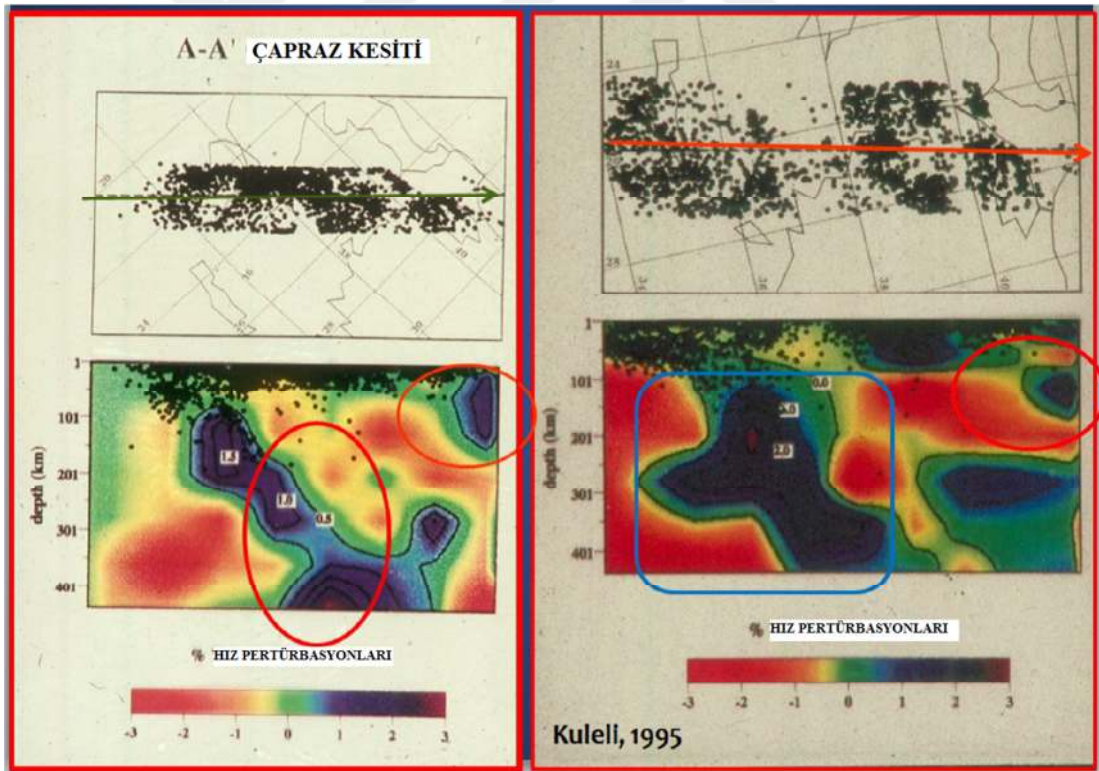
Abgarmı ve ark., 2017 yılında uzun bir tektonik tarihçesi olan Orta Anadolu'nun kabuk ve üst manto yapısını incelemek amacıyla alıcı fonksiyon analizleri yapmıştır. 92 adet geçici ve sabit istasyonda 2013 yılının Mayıs ayı ile 2015 Mayıs ayı arasında meydana gelen 500 telesismik olayın P dalgası alıcı fonksiyon analizi yapılmıştır. Telesismik deprem dağılımı, Japonya, Mariana, Ryukyu, Filipin ve Kuril'de geri azimut değeri 30° ile 95° arasına karşılık gelmiştir. Bu sonuçların elde edilmesine yönelik geri azimutal kapsamı arttırmak için $M > 6$ 'dan episantr uzaklığı $95^\circ - 180^\circ$ arasında kalan 190 adet PP alıcı fonksiyonları da (ör. Frassetto ve ark., 2011) kullanılmıştır. Genel olarak Orta Anadolu boyunca kabuksal kalınlığı ve yükseklikler arasında iyi bir korelasyon olduğu gözlenmiştir. Kalınlığın Toros'ların altında en fazla değerde olduğu (>40 km), güneyde Adana Baseni ve Arap Plakaları'na doğru gidildikçe kabuğun hızla incelendiği ve kuzeybatıda Tuz Gölü Baseni ve Kırşehir Bloğu'nun olduğu gözlemlenmiştir. İç Anadolu volkanları boyunca 15 km'den 25 km'ye kadar birkaç düşük sismik hız katmanları sıralanmıştır. Bölgedeki Neojen volkanizması ile bağlantılı olarak kabuk magma rezervuarlarını temsil eden düşük hız zonlarıdır. Orta Toros Dağlarının altında, pozitif bir genlikte, alt kısımda yatay alıcı fonksiyon varışları gözlemlenmiştir (~50–80). Toros Dağlarının en kuzey ucunda Afrika Levhası'nın Anadolu Levhası'nın altına dalan diliminde Moho'nun aniden kaybolduğu gözlemlenmiştir. Orta Toros Dağlarının (8 Ma'dan beri 2 km) yükselişi

Geç Miyosen denizel birimlerinin yassı karbonatları ile kaplıdır. Afrika litosferinin Orta Anadolu Volkanikleri'ne daldığı yerde Moho izleri görülmektedir ki burada Kuvaterner volkaniklerindeki jeokimyasal izler astenosfer materyalinin sığ manto derinliklerine doğru yükseldiğini işaret etmektedir.

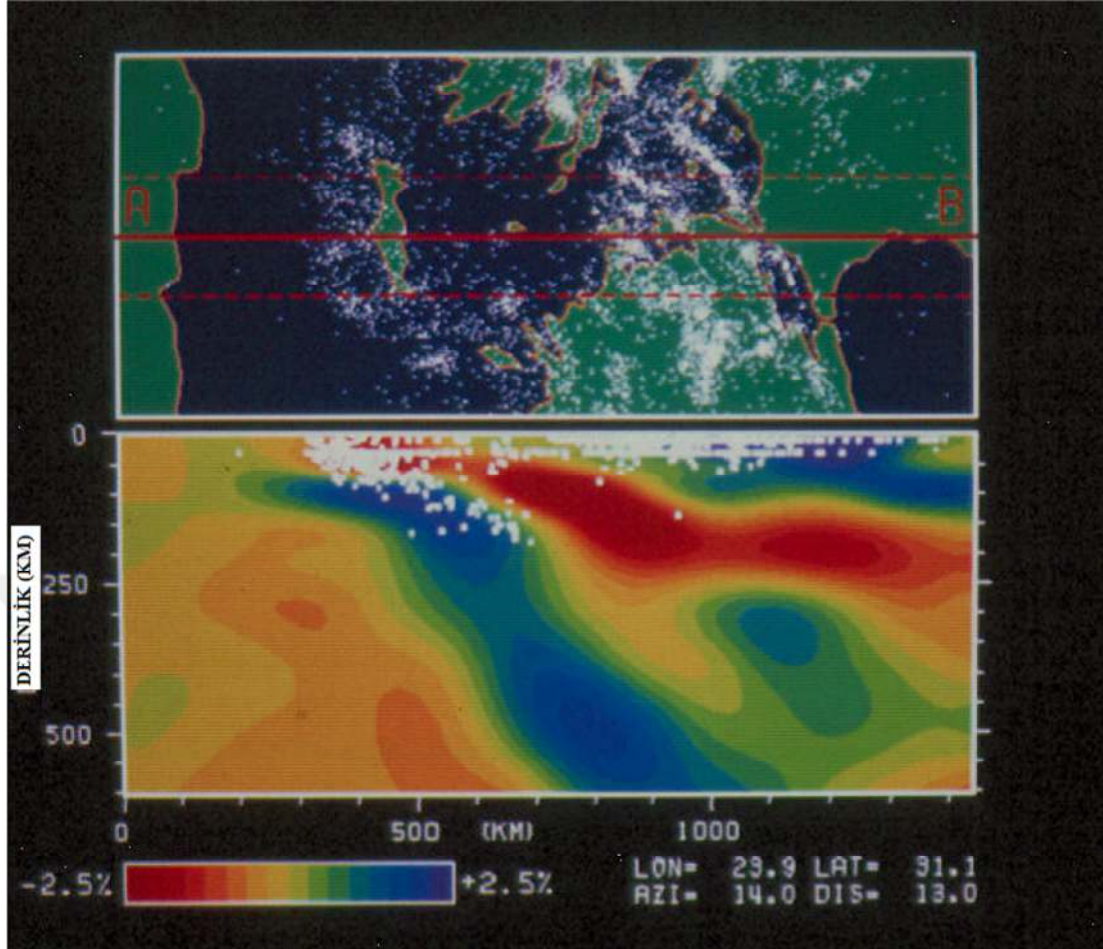
Delph ve ark., (2017) tarafından Orta Anadolu'nun tektoniği ve Kıtasal Kabuğun Dinamiği projesi boyunca toplanan sismik veriden yararlanılarak alıcı fonksiyon analizi; yüzey dalgası dispersiyon verisi birleştirilerek bölgenin üç boyutlu makaslama hızı modeli çıkarılmıştır. Bu model ile Afrika litosferinin karakteri segmentasyonu ve Anadolu Levhası ile olan ilişkisi incelenmiştir. Sonuçlara göre Orta Anadolu'nun manto litosferinin ince ve değişken (<50-80 km) olduğu, kabuğunun ayrıştırılması litosferik kabuğun ilişkili litosferik mantonun altına sokulduktan sonra Erken-Orta Miyosen boyunca slabın ayrılması devam etmiştir. Ortaya çıkan litosferik kalınlık değişimleri bölge boyunca hem volkanizmayı hemde deformasyonu kontrol etmiştir. Üst manto çok düşük makaslama hızı anomalisi (<4.2 km/s) vermekle birlikte İç Anadolu volkanizması ile uyum göstermektedir. Orta Torosların altında gözlenen yüksek hızlı makaslama zonları (>4.5 km/s) ~ 2 km'lik bir kabuksal yükselmeye sebebiyet vermiştir. Elde edilen hızlar litosferik mantonun hızı ile tutarlıdır. Dağ sıralarının yükseliminin; slabın kopma veya parçalanması durumundan hemen sonra astenosferdeki malzeme akışının yukarı doğru ilerlemesi ile meydana geldiği öne sürülmüştür.

Birçok tomografi çalışması Afrika litosferinin Kıbrıs ve Ege yayları boyunca kuzey yönlü dalan parçasının varlığını kanıtlamıştır (Spakman ve ark., 1988; Ligdas ve ark., 1990; Papazachos ve ark., 1995; Gülen ve Kuleli, 1995; Imprescia ve ark., 2011; Biryol ve ark., 2011). Kuleli (1995)' te Ege Denizinden Marmara Denizi'ne kadar uzanan şekildeki düşey profil boyunca P dalgası seyahat zamanlarını ters çözüme sokarak bu bölgede bir tomografi çalışması yapmışlardır (Şekil 1.4). Gülen ve Kuleli (1995); Ege Bölgesindeki aktif dalan litosferik dilim ile ilgili yapmış oldukları çalışmada ISC' den elde edilen 53 istasyondan kaydedilen 2698 adet depremin uzak alan P dalgası varış zamanlarını kullanarak, elde ettikleri düşey enine kesitlere göre; kuzeye doğru dalan litosferik dilimde yüksek hızlar gözlenmiş, üstteki Ege Kıtasal

Litosferi ile dalan litosfer dilimi arasında kalan dalma batma kamasında ise düşük hızlar saptanmıştır. Bu çalışmadan elde edilen sismik tomografi kesitleri dalma batmayı işaret etmektedir. Bu durum yazarlar tarafından Karadeniz okyanusal kabuğunun bir kalıntısı olabileceği şeklinde yorumlanmıştır. Bu yorum ayrıca; Kuzey Ege ve Marmara Bölgesindeki Oligosen-Erken Miyosen yaşlı kalk-alkalin magmatik aktivitenin açıklanmasına da alternatif bir model olarak önerilmiştir. Buna ilave olarak dikkati çeken bir özellik yüksek hızlı zonun güneye eğimli dalan kısımda olması ve bu hat boyunca Marmara Denzinin kuzeyinde 350 km derinliğinde etkisini göstermesi ve 200 km civarında da sıyrılma şeklinde etkisini göstermesidir. Diğer bir mantıklı açıklamada Karadeniz Okyanusal kabuğunun kuzey Marmara Denizi'ne doğru pasif bir tüketimi olabilir. Bu model Marmara Bölgesi ve Kuzey Ege bölgesindeki Oligocene-Early Miocene yaşlı açılma gösteren kalk-alkalin magmatik aktivite ile de desteklenebilmektedir (Gülen ve Kuleli, 1995) (Şekil 1.4.).



Şekil 1.4. Kuleli (1995) Ege Denizinden Marmara Denizi' ne kadar uzanan şekildeki düşey profil boyunca sıralanmış 53 adet istasyon tarafından kayıt edilmiş 2698 telesismik ve lokal depremin P dalgası seyahat zamanlarını ters çözüme sokarak bu bölgedeki tomografi çalışması.



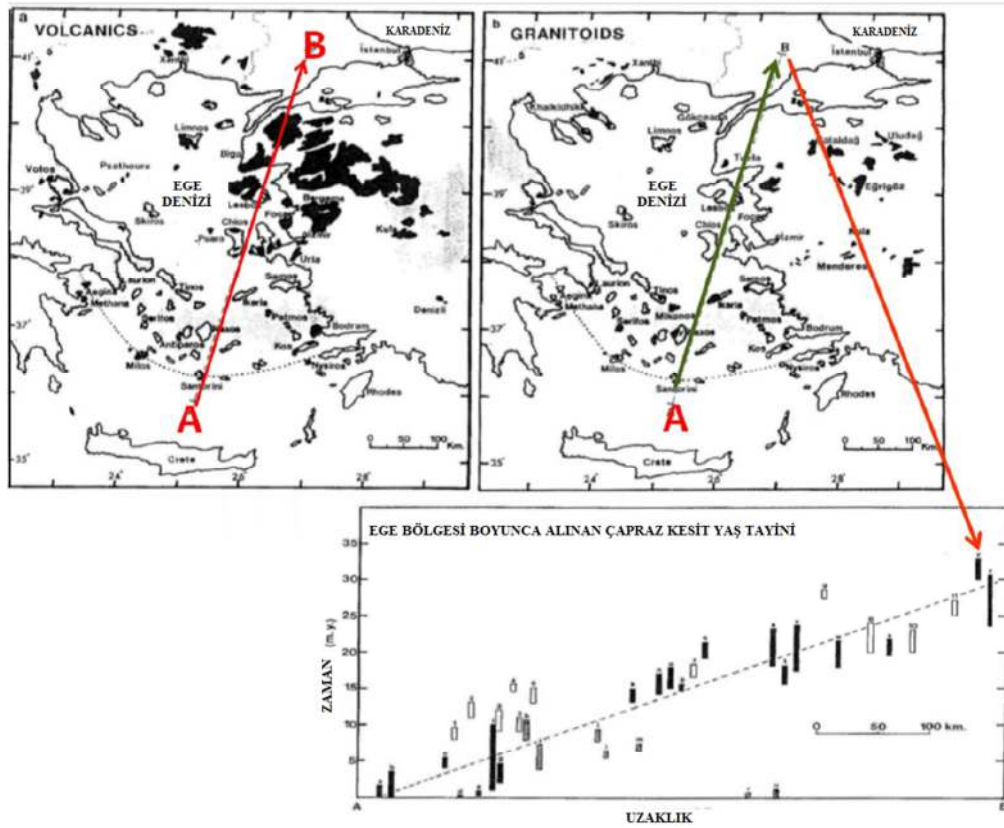
Şekil 1.5. Spakman 1998 A-B profili boyunca elde edilen tomografik çalışmaya göre 2 adet yüksek hız zonu saptanmış ancak 1 numaralı bölgeye değinmemiştir.

Spakman 1988 yılında Afrika plakasının Helenik-Kıbrıs yayı boyunca Avrasya plakasının altına daldığını ve bunun sonucu olarak, dalma-batma zonu geometrisi boyunca ve Ege graben sistemi içerisinde odak derinlikleri 0-60 km ile 60-300 km arasında değişen çok sayıda sığ ve orta derinlikli depremin oluşmakta olduğunu vurgulamıştır. Dalan Afrika levhasını görüntülemekle birlikte proses aşamasında görüntüleme kısmında veriye çok fazla yuvarlatma işlemi uygulandığından ötürü kuzey Marmara kısmındaki yüksek hızlı zona dikkat çekmemiştir (Şekil 1.5.)

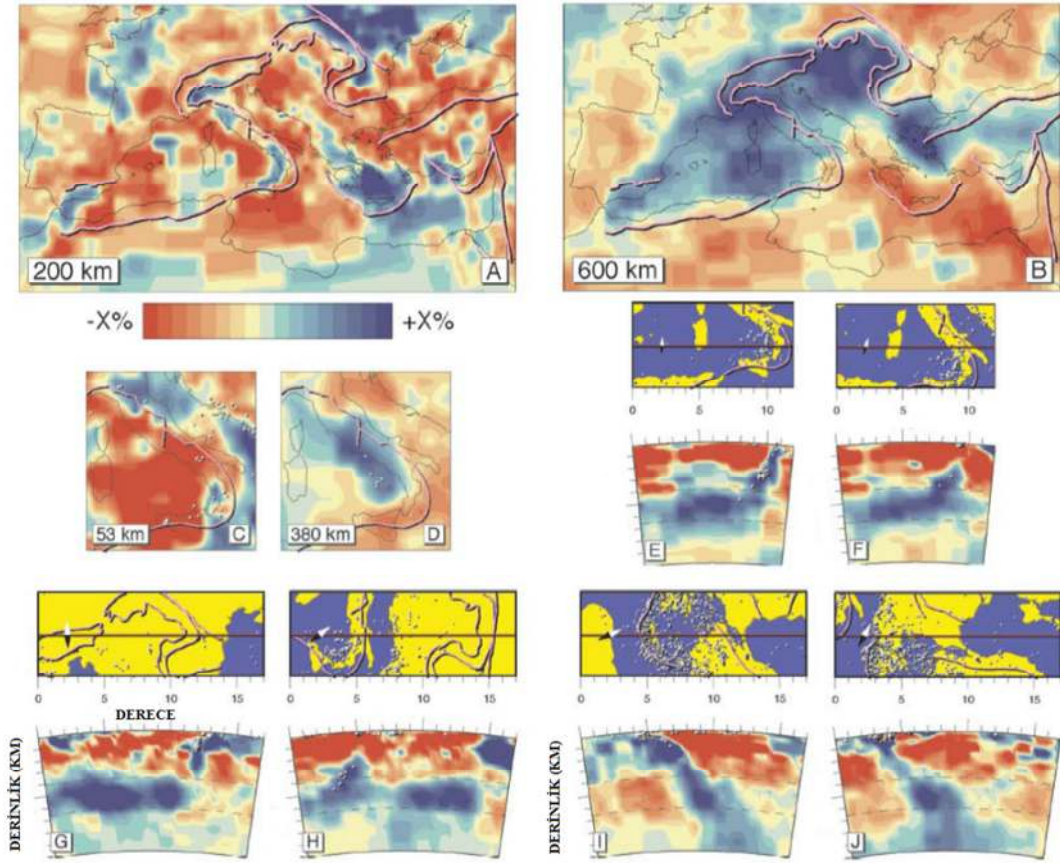
Gülen (1990) Ege volkanitleri ve granitoidlerinin yaş tayinleri ve birbirleriyle korelasyonu üzerinde çalışmış, Ege'de magmatik aktivitenin güney yönlü 20 km/my hızla hareket ettiğini ifade etmiştir. Genç kalk-alkalin volkanitlerin ve granitoidlerin KKD-SSB yönünde bir trend oluşturduğunu gözlemlemiş, alkalin volkanitlerinin de Ege 'deki açılma rejimi ile ilişkili olduğunu öne sürmüştür. Dewey ve Şengör'de

1982 bu trendin Ege'deki açılmanın güneyden kuzeye doğru ilerlemesiyle oluştuğunu ileri sürmüştür. Karadeniz okyanusal litosferinin kuzey Marmara Denizinin altında tükeniminin bir diğer kanıtı da bu şekilde izah edilebilir.

Gülen, L., (1990) Ege bölgesindeki farklı magmatik kuşaklardan yapmış olduğu jeokronoloji ve izotop jeolojisi çalışmaları sonucunda bölgedeki magmatik aktivitenin ortalama 20 km/my hızla kuzeyden güneye doğru gençleştiğini ortaya çıkarmıştır (Şekil 1.6.).

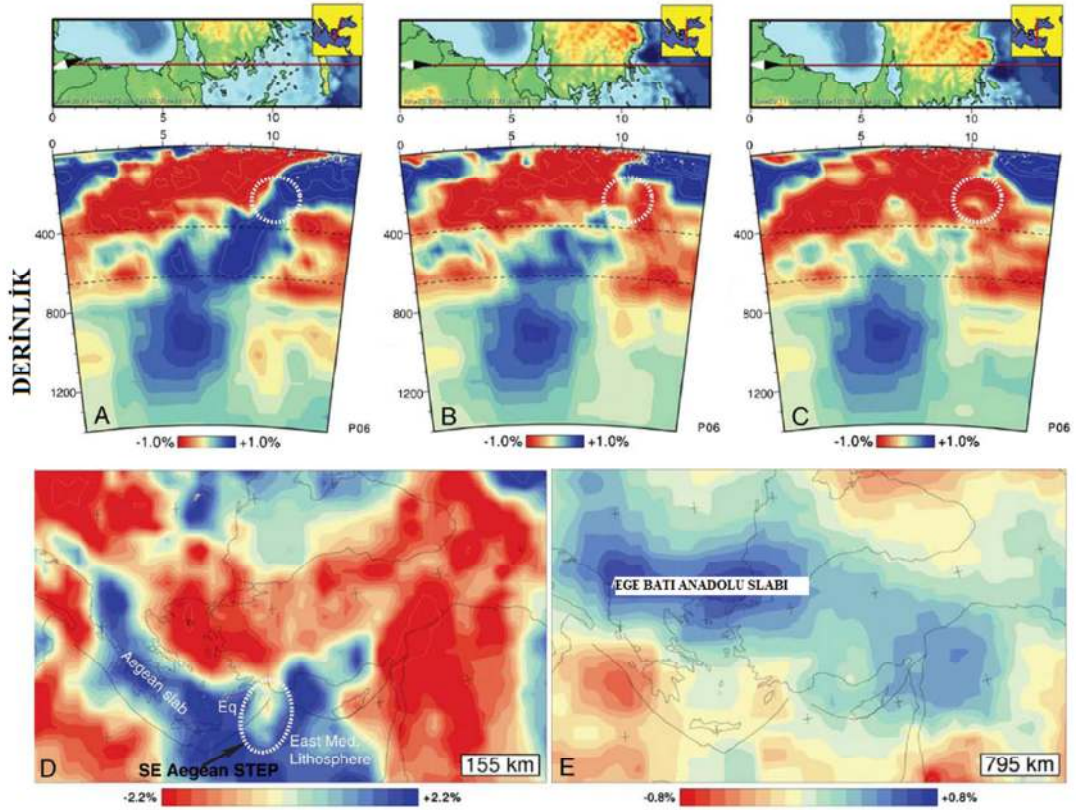


Şekil 1.6. Gülen (1990) Ege volkanitleri ve granitoidlerinin yaş tayinleri ve birbirleriyle korelasyonu inceleyerek Ege bölgesinde magmatik aktivitenin güney yönlü 20km/my hızla ilerlediğini ortaya koymuştur.



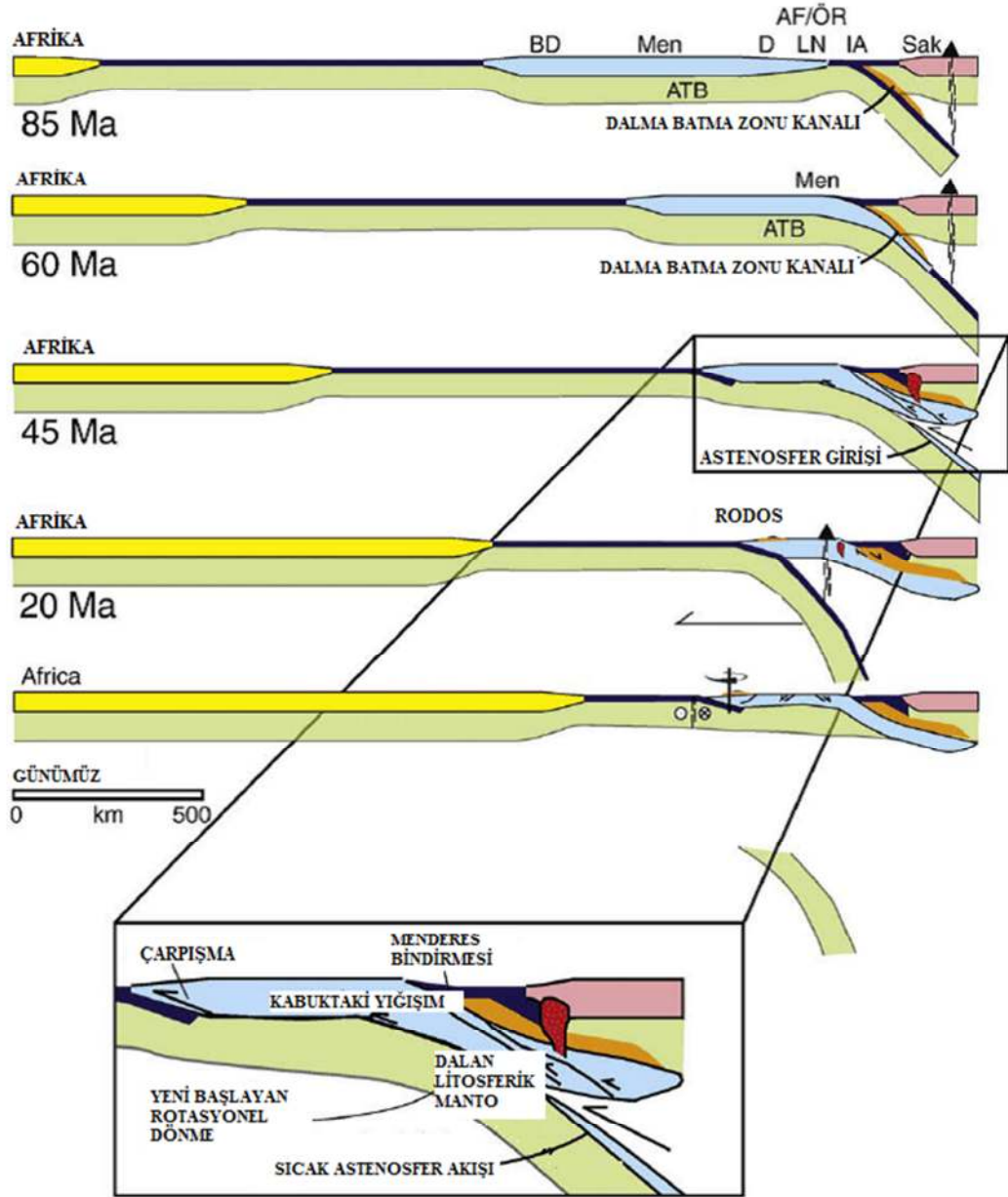
Şekil 1.7. Spakman ve Wortel, 2008 Karpatlar bölgesinde yine 3 boyutlu üst manto hız yapısının sismik tomografi modelleri ve onun jeodinamik evrimini yöneten süreçleri görüntülemiştir.

Wortel M.J.R. ve Spakman, W., (2008) tarafından Akdeniz ve Karpatlar bölgesinde, üst manto hız yapısının üç boyutlu tomografi ile modellenmesi sonucunda, bu bölgedeki litosferik süreçlerin ve bölgenin jeodinamik evriminin açıklanmasına yönelik çalışmalar yürütmüşlerdir. Yazarlara göre; litosferik dilim yırtılması ve levha sınırı boyunca bu süreçlerin yanal göçü gibi jeolojik olaylar, bölgede son 20-30 milyon yıldan günümüze devam eden litosferik dinamiğin açıklanmasında anahtar rol oynamaktadır. Yay-hendek göçünün etkileri, magmatizma, gerilme alanları ve doğrultu boyunca düşey hareketlerin meydana gelmesine neden olmuştur (Şekil 1.7.)



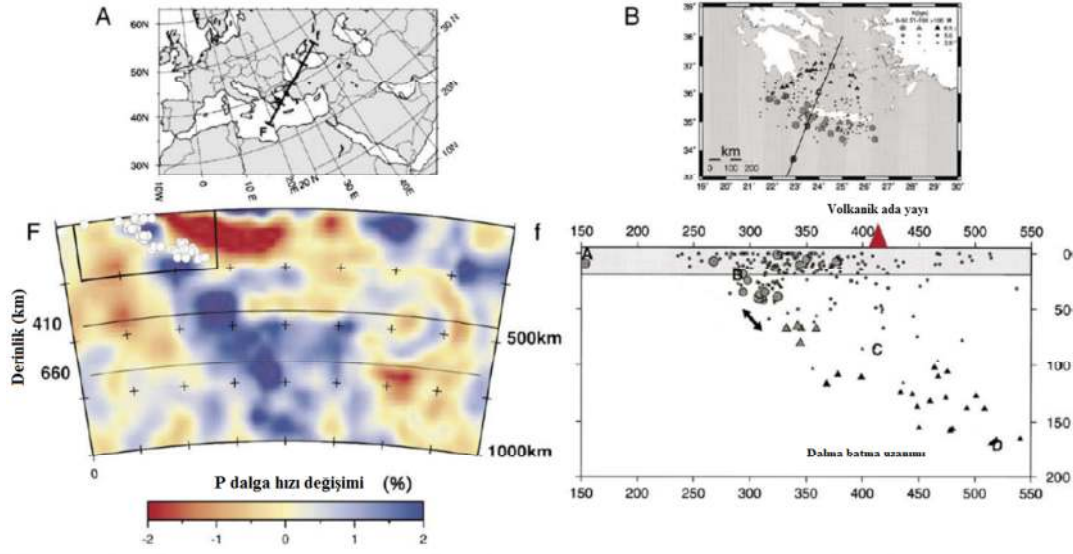
Şekil 1.8. Kuzeybatı Türkiye ve çevresinde alınmış olan tomografik kesitler ve sonuçları. 155 ve 795 km lerde yüzeyden levhaların görünümü. Kırmızı alanlar düşük mavi alanlar ise yüksek hızlı zonları göstermektedir (Hinsbergen ve ark.,2010'dan uyarlanmıştır).

Hinsbergen ve ark., (2010) yılında Kretase döneminden bu yana Türkiye'nin kuzeybatısındaki jeolojik tarihi incelemiş ve buradaki levha yakınsama, dalma batma çarpışması ve slab kopmalarını incelemiştir (Şekil 1.8.). Batı Türkiye'nin jeolojisi kuzeyde Sakarya kıtası (Avrasya levhası olarak temsil edilir) ile güneyde Afrika, Anadolu-Toroslar arasında Neotetis okyanusu arasında ifade edilir. Tomografik kesitlere bakıldığında yüksek hızlı yerler Batı Türkiye'de birden fazla slab parçası olduğunu göstermektedir. Bu çalışmanın sonucu ile örtüşmektedir. Afrika-Avrupa yaklaşması, plakaların sıkışması, dikey eksen dönüşü ve batıya doğru sokulum göstermiş şeklinde olmuş olabilir. Alt mantonun bir parçası olan Ege-Batı Anadolu levhası, Orta ve Doğu Anadolu ve Arabistan'ın altında kalan tabakalara bağlanabilen ya da bağlanamayan tek bir gövdesini oluşturmaktadır.



Şekil 1.9. Batı Anadolu dalma batma zonunun ~90 My'dan beri şematik evrimi (Hinsbergen ve ark., 2010).

Çalışma alanının kuzey kısmında sismik hızlarda keskin bir artış görülmektedir. Bu anomalinin sebebinin Karadeniz okyanusal litosferinin kalan parçasından kaynaklandığı düşünülmektedir (Şekil 1.9.)

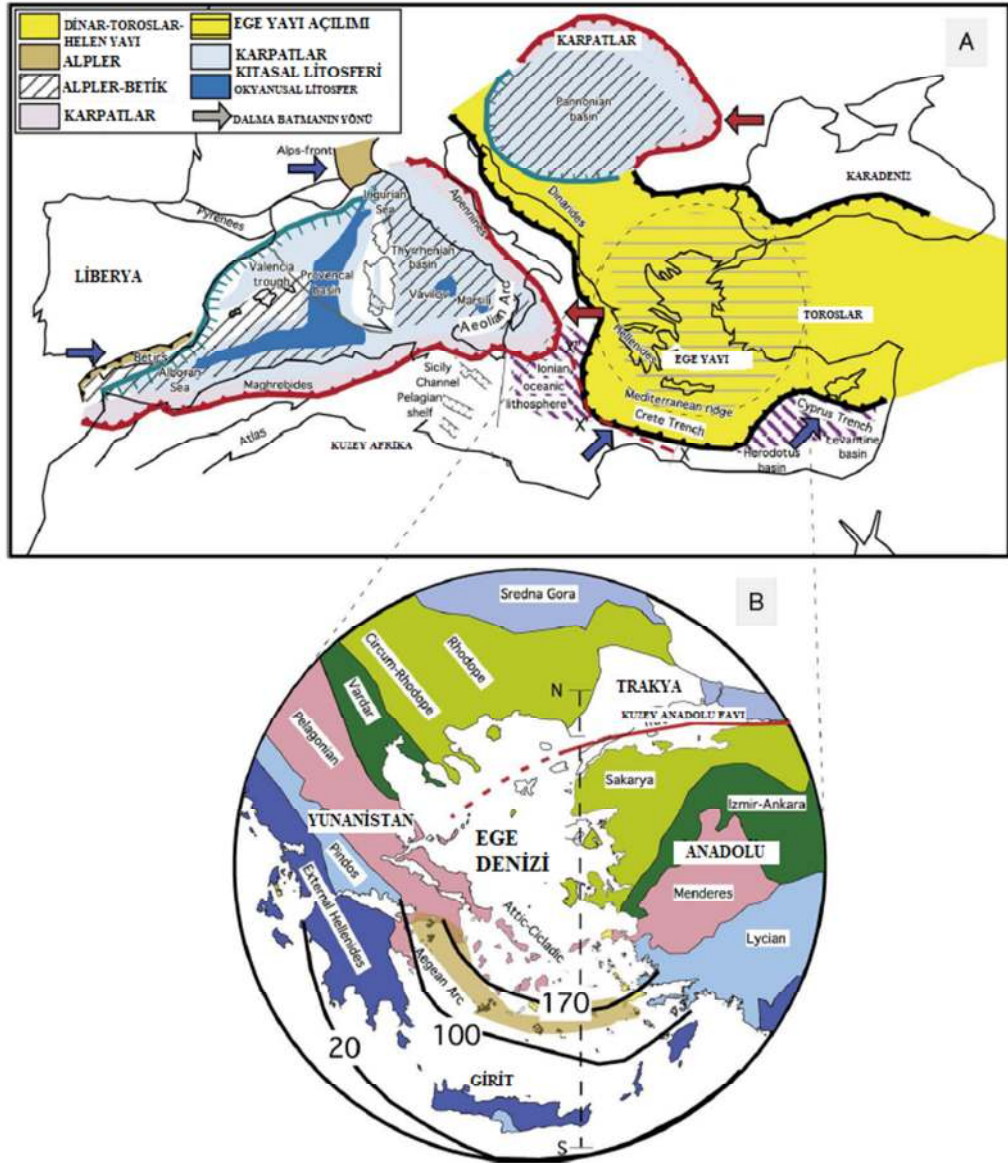


Şekil 1.10. Kuzeybatı Anadolu boyunca elde edilen sismisite ve derinliğin araştırılması. Çapraz kesit boyunca P dalga perturbasyonları incelenmiştir (Agostini ve ark., 2010).

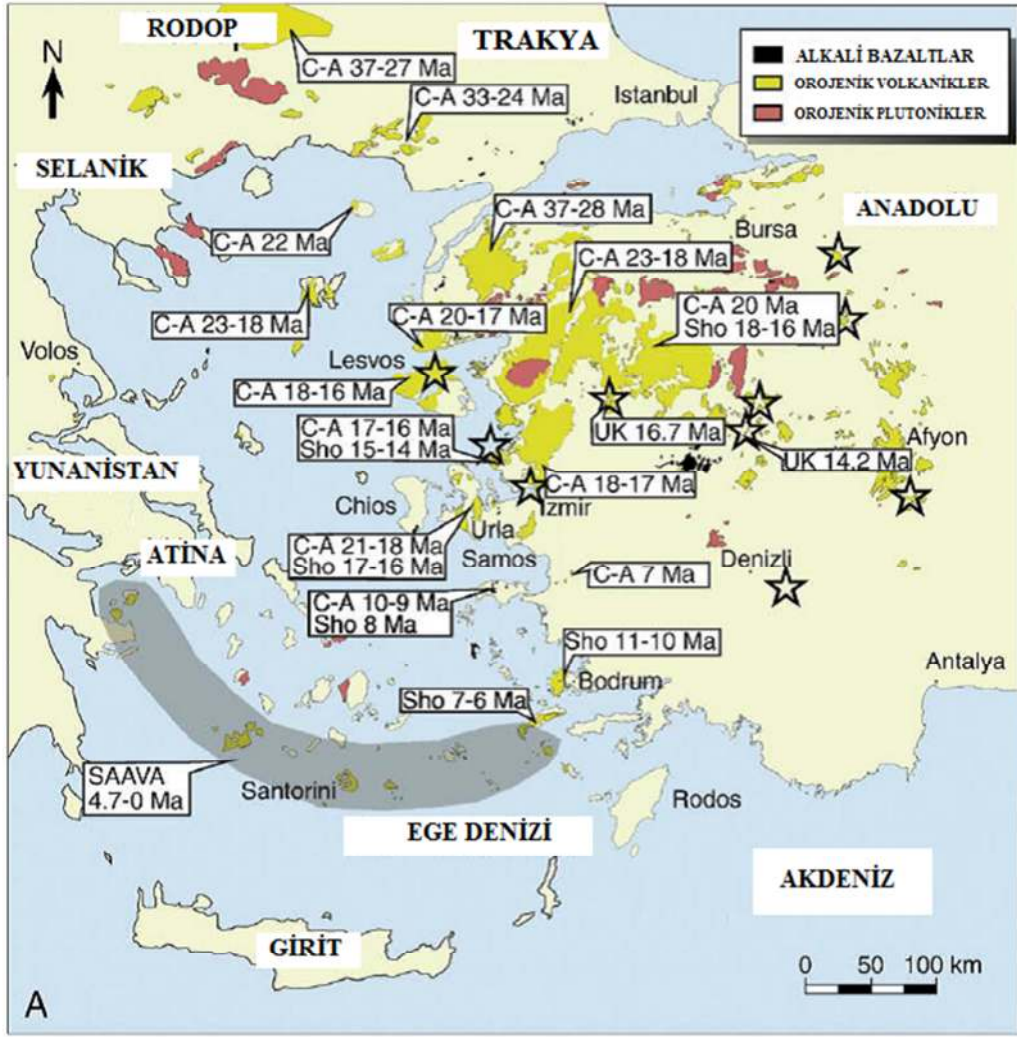
Agostini ve ark., 2010 yılında yapmış olduğu çalışmada Ege rifti Hellenik-Ege yitimini tomografi çalışması ile görüntülemiştir. (sırasıyla Piromallo ve Morelli, 2003; Papazachos ve ark., 2000). Deprem hiposantrları (A) 'da beyaz daireler ($M \geq 5$), bölüm (B)'de siyah kutular ile temsil edilmektedir. (A) ve (B) (sırasıyla 1000 ve 200 km derinlik) arasındaki farklı ölçeklere dikkat çekmektedir (Şekil 1.10).

Tomografik kesitteki yüksek hız gövdesinde genellikle dilimin derin uzantısı olarak yorumlanan sismisite ile ilgili bir uyumsuzluk olduğu görülmüştür. Depremlere bakıldığında daha az eğimli ve çok daha kısa bir levha betimlenmektedir. Yüksek hız gövdesi için; levhanın güneybatıya eğimli kısmı mantoya göre hareket eder ve alttaki daha hızlı mantoyu emer. Levhanın aşağı uzantısı eğimli model ile uyumludur.

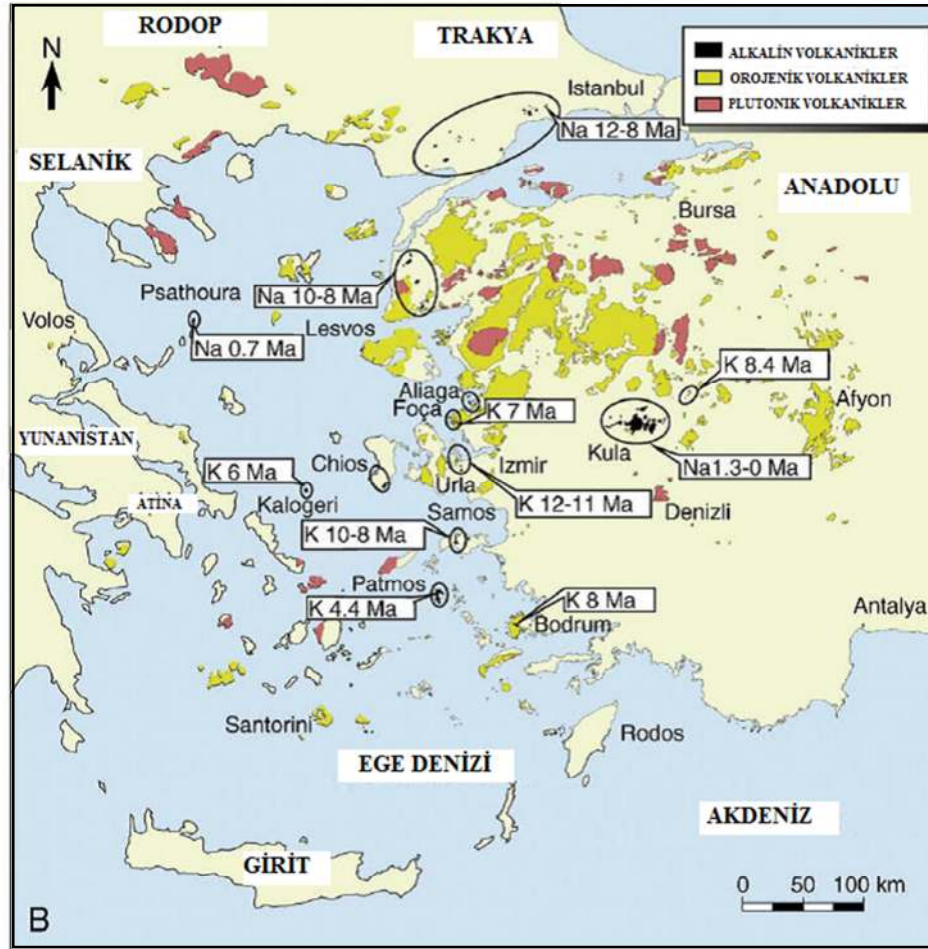
Tomografik kesitte kuzeye dalan Afrika litosferi açıkça görülmektedir. 1000km ve 500km'lerde yüksek hızlı alanlar netleşirken kabuğa doğru yaklaşırken sıcaklığın etkisiyle slabın erime sürecine girdiğini ve bu nedenle P hızı perturbasyonlarının da düşük hızlarla temsil edildiği net bir şekilde görülmektedir. Aynı zamanda şeklin kuzeydoğu tarafında yüksek hızlı bir alan daha görülmektedir. Bu çalışmada yapılan gerek tomografi kesitleri ve sismisite dağılımı ve gerekse magmatik kayaların yaş tayinleri bu yüksek hızlı alanın Karadeniz okyanusal litosferinin varlığından kaynaklandığı tezini desteklemektedir (Şekil 1.11).



Şekil 1.11. Akdeniz bölgesinin jeodinamik çerçevesi (Carminati ve Doglioni, 2004 yılından sonra yeniden çizilmiştir) (B) Ege bölgesindeki, farklı tektonik alanlar (Burchfiel, 2008'de modifiye edilmiştir) (Hellenik slabı ve çevresi Papazachos ve ark. 2000, Agostini ve ark., 2010'dan alınmıştır).

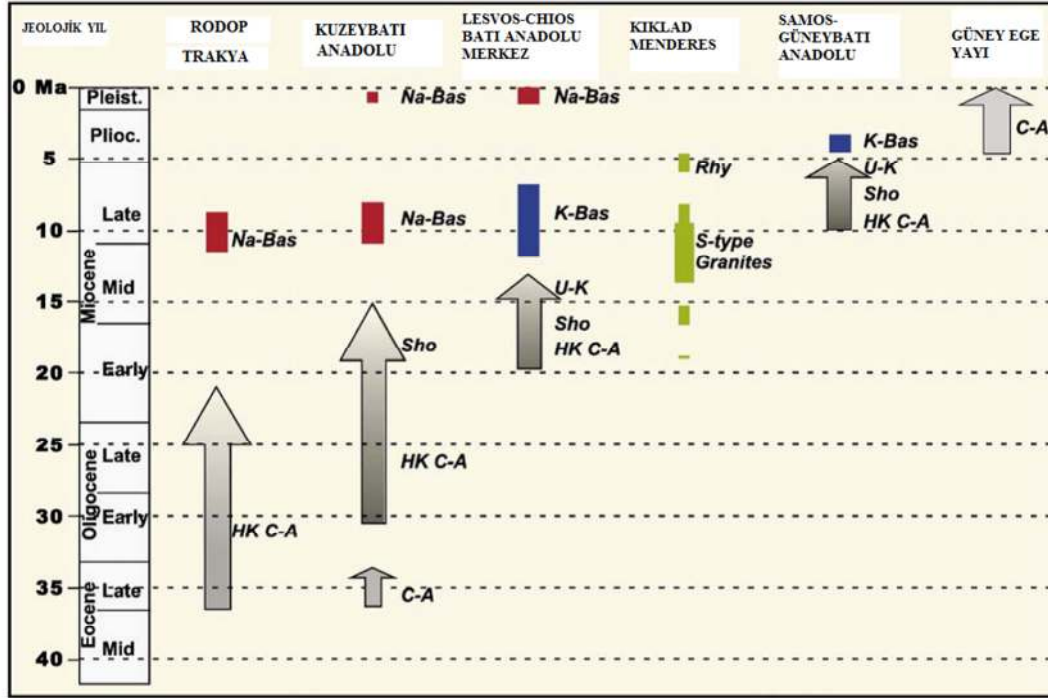


Şekil 1.12. Batı Ege Anadolu bölgesinde magmatizmanın dağılımını gösteren harita. Yitim ile ilişkili kayalar için yaş verileri ve petrojenetik afinite (A) 'da, yaş verileri ve alkali bazaltik kayalar için potasik (K) veya (Na) afinitesi (B)' de bildirilmiştir. C-A, kalk-alkalin; Sho, shoshonitic; U-K, ultra potasik; SAAVA, Güney Ege Aktif Volkanik Arkını, yıldızlar ise U-K magmalarının oluşumunu işaret eder (Agostini ve ark., 2010).



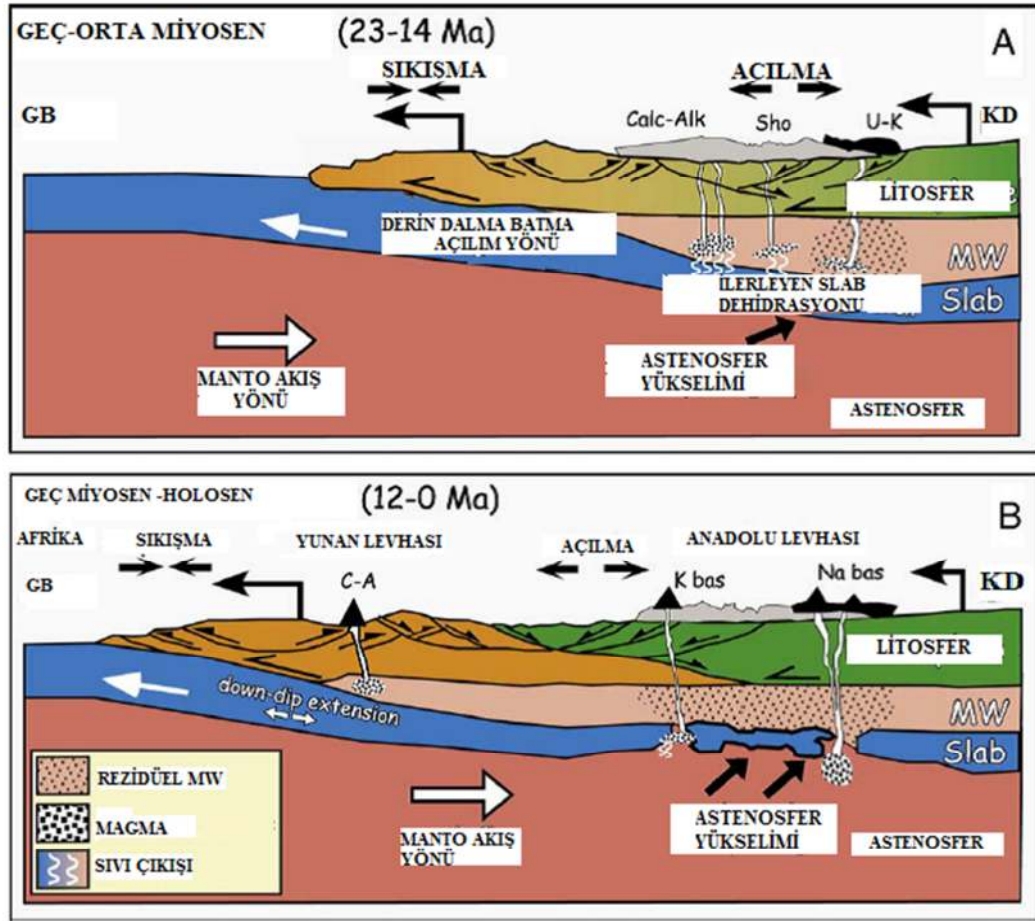
Şekil 1.13. Batı Ege Anadolu bölgesinde alkalin volkanikleri, orojenik volkanitlerin ve plütoniklerin yaşlarının kuzeye doğru gidildikçe arttığını gösterir model (Agostini ve ark., 2010).

Ege Bölgesinin kuzey, orta ve güney bölgeleri kuzeyden güneye doğru bir zaman kayması ile aynı magmatik evrişim karakterize edilmektedir (Şekil 1.12). Geç Oligosen'den itibaren Batı Anadolu-Ege Bölgesi Erken Miyosen yaşlı genişleyen tektonik alandan etkilenmiştir ve bu etkileşim halen devam etmektedir. Ege Bölge'si az miktarda kuzeydoğu yönelimli bir duvarın asma arka havza dalma bölgesi şeklinde temsil edilmiştir (Şekil 1.13.). Özellikle Orta Ege ve Batı Anadolu'da Erken-Orta Miyosende kalk-alkalinden ultra-K magmalarına evrimi gözlemlenmiştir. Jeokimyasal ve izotop özellikleri bu kayaların kısmi ergime aynı manto malzemesiyle konvektif olmayan bir manto kaması oluşumunu desteklemektedir.

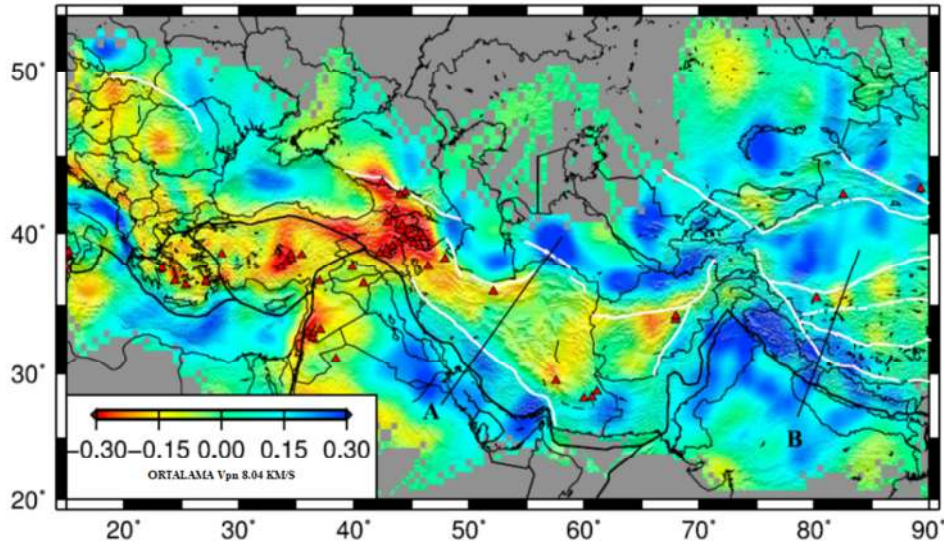


Şekil 1.14. Ege bölgesinin farklı bölgelerinde magmatizmanın zaman dağılımı ve petrojenetik afinitesini temsil eden şema. Siyah-gri oklar dalma batma zonu ile ilgili olan ürünler, mavi, potasik alkali bazaltlar; kırmızı, sodik alkali bazaltlar; Yeşil, kabukla ilişkili magmalar. C-A, kalk-alkalin; HK C-A, yüksek potasyum kalk-alkalin; Sho, shoshonitic; U-K, ultra potasik; Rhy, riyolitler (Agostini ve ark., 2010).

Şekillerden açıkça anlaşılmaktadır ki; Ege Bölgesi'nin farklı bölgelerinde magmatizmanın zamana göre dağılımı ve petrojenetik temsili alkali bazaltların, kalk alkalınların, orojenik volkanik ve plütoniklerin yaşlarının güneyden kuzeye doğru gidildikçe belirgin bir artış olduğunu göstermektedir (Şekil 1.14.). Bu çalışma Gülen (1990)'da Ege volkanitleri ve granitoidlerinin yaş tayinleri ve birbirleriyle korelasyonu çalışmasını desteklerken, Karadeniz okyanusal litosferinin kuzey Marmara Denizinin altında tükeniminin bir diğer kanıtı da olarak da gösterilebilir. Dalan levhanın yaşlı ve soğuyan kısmı kuzeyde daha yaşlı kalk alkalın malzemenin birikmesine neden olabilir (Şekil 1.15).

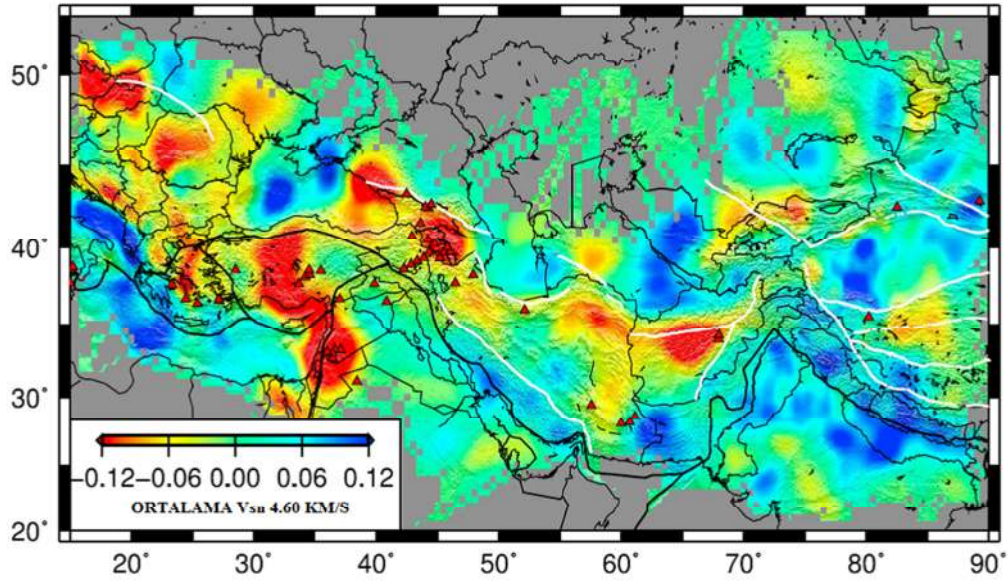


Şekil 1.15. A – A' kesiti boyunca Afrika-Ege yakınsama sisteminin jeodinamik evrimini gösteren kesit. (A) Erken-Orta Miyosen boyunca ilerleyen slab dehidrasyonu, kalk alkalin ve ultra potasik magmanın oluşumuna neden olan manto kaması (MW) metasomatize etmiştir. Güneybatıya olan göç Geç Miyosen'den günümüze dalmanın dinamiği ve geometrisi, hem üst levhayı, yukarı yükselen astenosfer malzemesi manto kaması (MW) hem de alt levhayı etkileyen geniş bir tektonik çerçeve oluşturmuştur (B) Bu tektonik ortamda, alt-levha OIB-tipi magmalar, küçük (potasik alkali bazaltlar) veya yüzeysel etkileşimden sonra (manto alkali bazaltlar) örtücü manto ile yüzeye ulaşmıştır (Agostini ve ark., 2010).



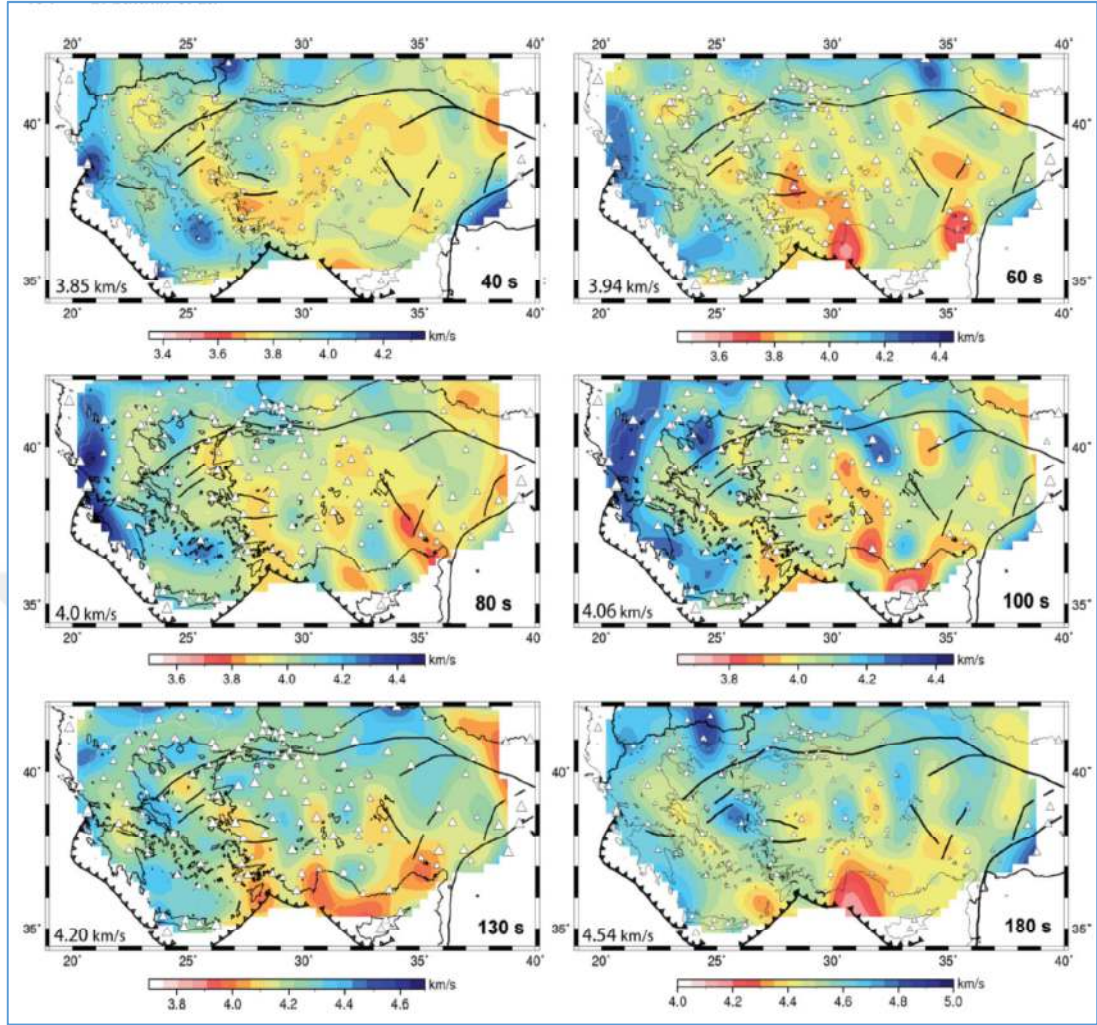
Şekil 1.16. Pn hızlarının yatay değişimleri. Ortalama Pn hızı 8.04 km/s olarak elde edilmiştir. Kırmızı, sarı alanlar ortalamadan daha düşük hızları, mavi alanlar daha yüksek hızları temsil eder. Koyu ve beyaz çizgiler plaka sınırlarını ve ana tektonik unsurları göstermektedir. Kırmızı üçgenler volkanları temsil eder. A ve B profilleri kıta kıta çarpışma modellerini göstermektedir (Pei ve ark., 2011).

Pei, S. Sun, Y., Toksöz, M.N., (2011) Alpler'den Himalayalar'a kadar uzanan kıtasal çarpışma alanının altındaki üst mantoyu görüntüleyebilmek amacıyla, hem Pn hem de Sn seyahat zamanlarının tomografik ters çözümü ile Vp ve Vs hızları elde edilmiştir (Şekil 1.16; Şekil 1.17). ISC/EHB, "Iran Dergisi" ve the "Annual Bulletin of Chinese Earthquakes" veri bankalarından 654.999 Pn ve 121.838 Sn seyahat zamanı seçilmiştir. Ortalama Pn ve Sn hızları sırasıyla 8.04 km/saniye ve 4.60 km/saniye ve maksimum hız aralığı yaklaşık % 6 olarak verilmiştir. Pn ve Sn kıtasal çarpışma zonunun altındaki topografya ile oldukça uyumludur. Dağlık bölgelerde genellikle karmaşık tektonik aktiviteye bağlı olarak düşük hız zonları görülmüştür. Buna karşın daha düşük topografyalı alanlarda, havzalarda ve denizlerde uyarlanabilir olarak daha yüksek hızlar görülmüştür. Helenik Yayı, Kıbrıs Yayı, Zagros Kenedi, Chaman Fayı, Hari Road Fayı gibi ana tektonik hatların sınırlarında düşük ve yüksek Pn değerleri görülmüştür. Marmara Bölgesinin kuzeyinde yüksek Pn ve Sn hızları elde edilirken güneye doğru gidildikçe düşük hızlar elde edilmiştir.



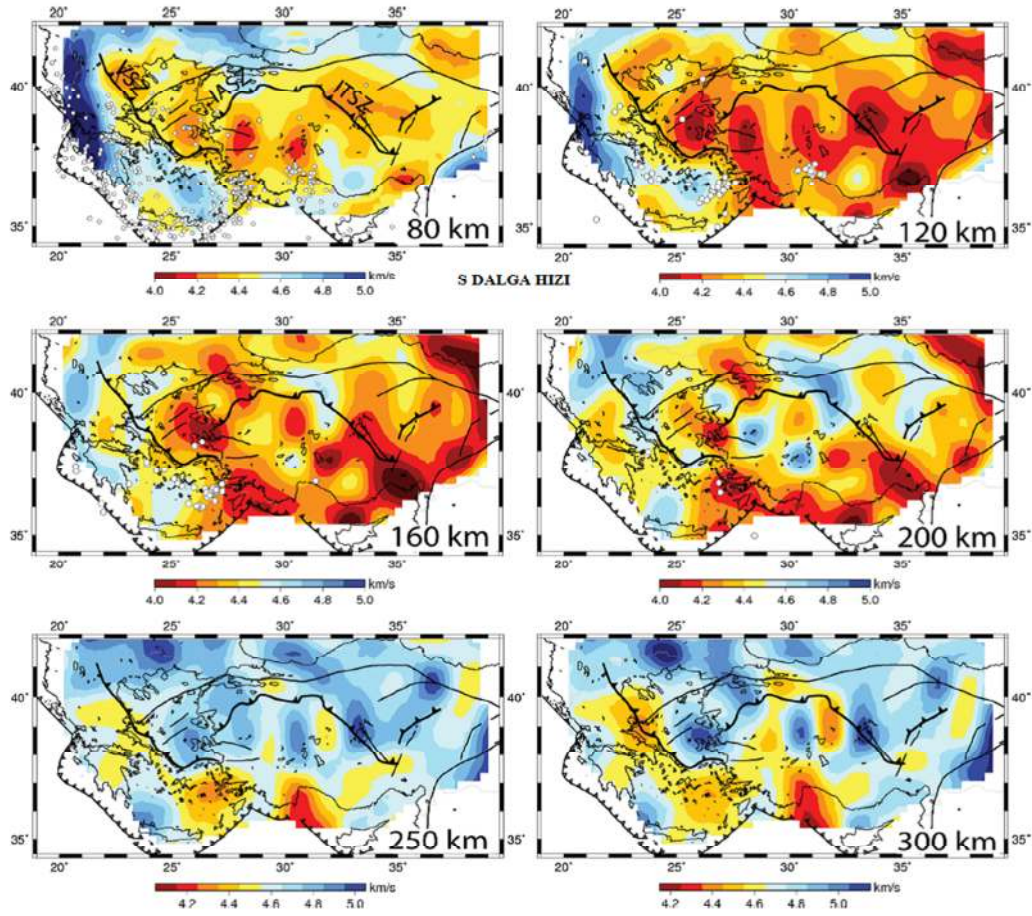
Şekil 1.17. S_n hız değişimi haritası. Ortalama S_n hızı 4.60 km/s olarak elde edilmiştir. Kırmızı, sarı alanlar ortalamadan daha düşük hızları, mavi alanlar daha yüksek hızları temsil eder. Koyu ve beyaz çizgiler plaka sınırlarını ve ana tektonik unsurları göstermektedir. Kırmızı üçgenler volkanları temsil eder (Pei ve ark., 2011).

Salaün, G., ve ark., (2012) Batı Yunanistan'dan Orta Anadolu'ya kadar olan bölgedeki üst manto yapısını araştırmak amacıyla, Türkiye ve Yunanistan tarafından işletilen sabit geniş bantlı istasyonlar tarafından 2 yıl boyunca kaydedilen sismik veriler kullanılarak yapılmıştır (Şekil 1.18). Çalışmada, birbirlerinden 60 ile 100 km arasında değişen uzaklıklardaki toplam 146 adet geniş bant deprem istasyonundan kaydedilen yaklaşık 200 deprem kullanılmıştır. Çalışmadaki düşey çözünürlük yaklaşık 100 km dir. 80 – 200 km arasındaki tüm yapılar düşük hız zonu ile karakteristiktir ve bu zon ince litosferin altındaki sıcak astenosferi ifade etmektedir. Bu düşük hız anomalisin GB ucu, kuzeye doğru dalan Helenik dilimi ile uyumludur. Anadolu altındaki üst mantonun detaylı makaslama dalga yapısı bölgede daha önceki tomografi çalışmalarında açıklanandan daha karmaşık olarak görüntülenmiştir. 160 km veya daha derinde Anadolu'nun altında yüksek hızlar elde edilmiştir. Bu durum, kalık litosfer dilimleri olarak yorumlanmıştır.



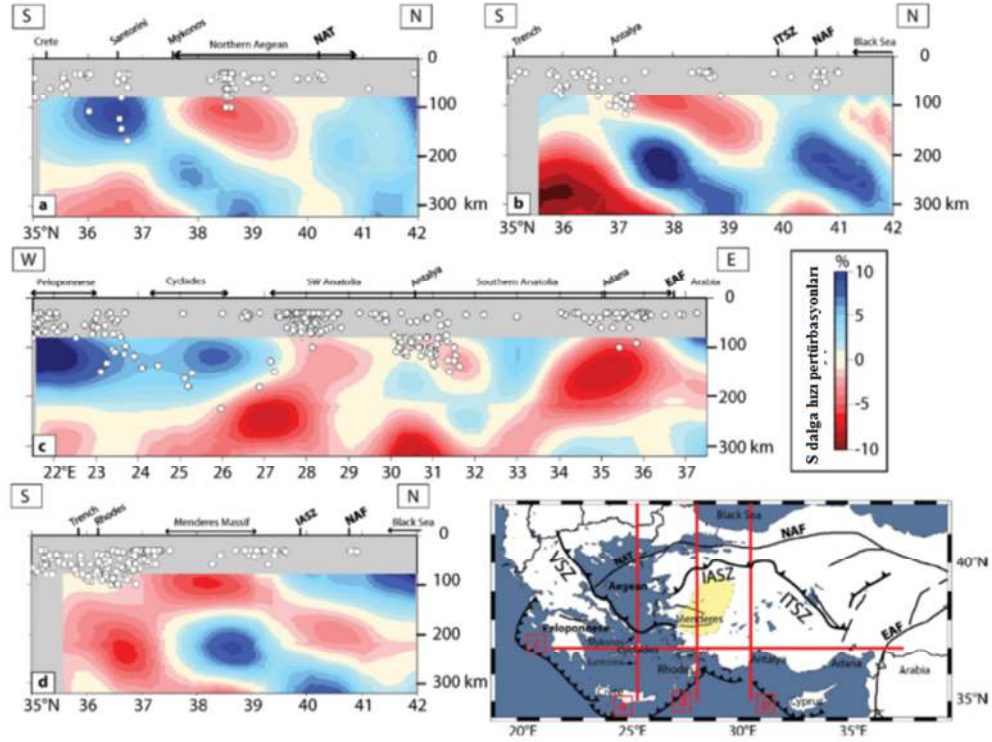
Şekil 1.18. 40s, 60s, 80s, 100s, 130s ve 180s periyotlarda faz hızı değişimleri. Beyaz renkli üçgenler deprem istasyonlarını -4 , 0 , $+4$ km/s ise hız değişimlerini göstermektedir. Buna göre mavi alanlar yüksek hızlı fazları, kırmızı alanlar ise düşük hızlı fazları göstermektedir. (Salaün, G., ve ark., 2012).

Anadolu levhasının altında manto karakteristiği Vs hızlarının tomografisi yapılarak incelenmeye çalışılmıştır (Şekil 1.19). 80 ve 200 km arasındaki derinliklerde küresel hız modellerine göre ortalamanın çok altında düşük hızlar gözlenmiştir. Bu düşük hız zonunun varlığı bölgenin altındaki incelen Ege litosferidir. Derinlere inildikçe Anadolu Platosu'nun altında yüksek hızlara rastlanılır. Düşük hız zonları Orta Anadolu ve çalışma alanımız olan Kuzeybatı Türkiye'de gözlenmiştir. En güneyde Kıbrıs Levhası ve sismisite doğru orantılıdır. Güneybatı Anadolu'nun altında lokalize düşük hızlar gözlenmektedir.



Şekil 1.19. Seçilen derinliklerde 3 boyutlu Vs dalga tomografisi sonuçları. Beyaz daireler 1998-2008 EMSC (Avrupa-Akdeniz Sismoloji Merkezi) kataloğuna göre hazırlanmıştır. Siyah kalın çizgiler Anadolu'da belli başlı tektonik unsurları göstermektedir (Salaün,G., ve ark., 2012).

Bu lokal düşük hız anomalileri 80 ile 120 km arasında tüm levha için artarken, 120 km den itibaren derinlik artttıkça iç Batı Anadolu'da ve Kuzeybatı Türkiye'de yüksek hız zonları gözlenmiştir. 250 km ve 300 km lerdeki düşük hız zonlarının varlığı yırtılan Helenik yayı ile güney batı Türkiye'nin altında kalan düşük hızlı manto arasında kalan anomaliler olarak söylenebilir (Şekil 1.19 ve 1.20).

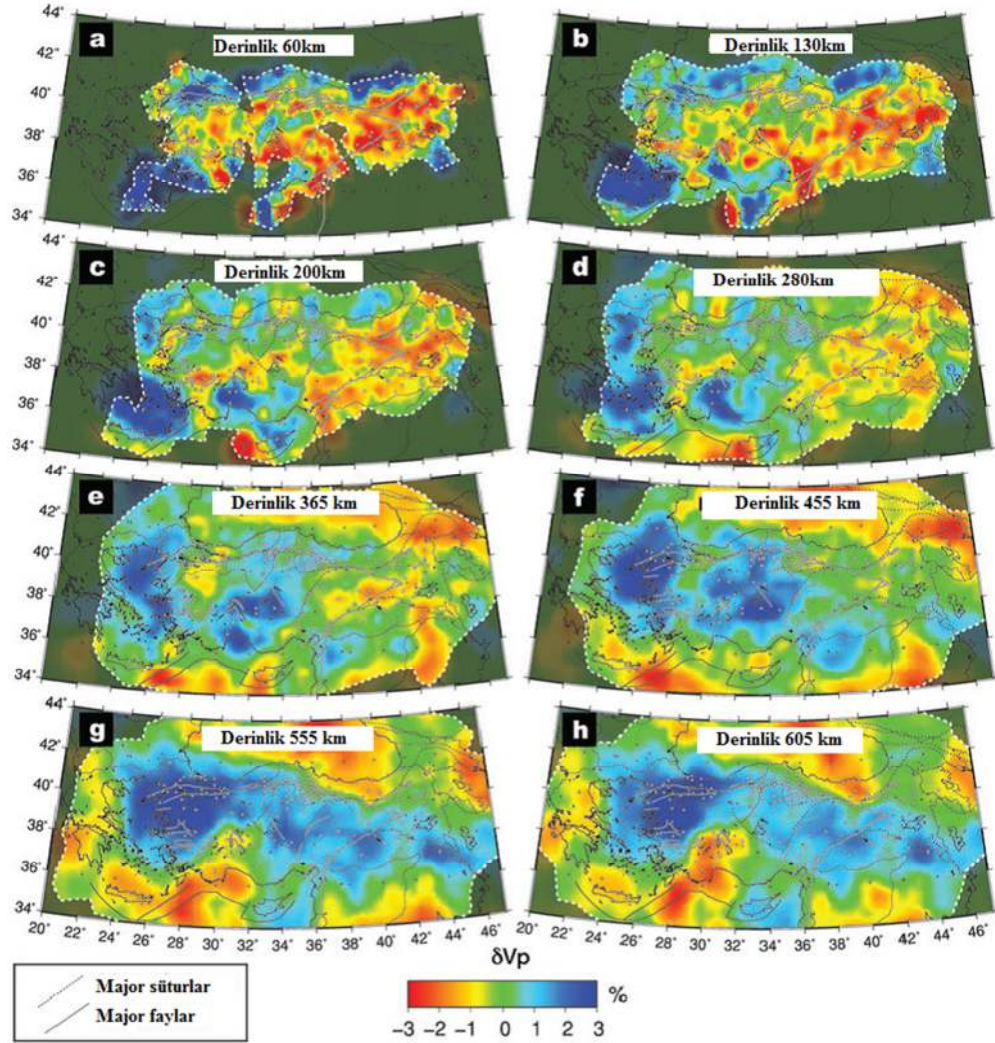


Şekil 1.20. Seçilen düşey profillerde yapılan Vs hız pertürbasyonları tomografisi (Salaün,G., ve ark., 2012).

Anadolu Levhasının daha derin manto dinamiklerinin araştırılması için bölgede bölgesel ağların daha yoğun bir şekilde kurulması ve mantonun görüntülenmesi için numerik sayısal modellerin artırılması gerekir. Burada diğer önemli bir sorun Helenik yayının devam edip etmediğidir. Biryol ve ark 2011 yılında Ege ve Kıbrıs yayları Batı Anadolu'nun altında yaklaşık 300 km genişliğinde bir boşluk ile birbirlerinden ayrılmakta olduğunu ileri sürmektedir. Bu çalışma ile bu görüş desteklenmektedir.

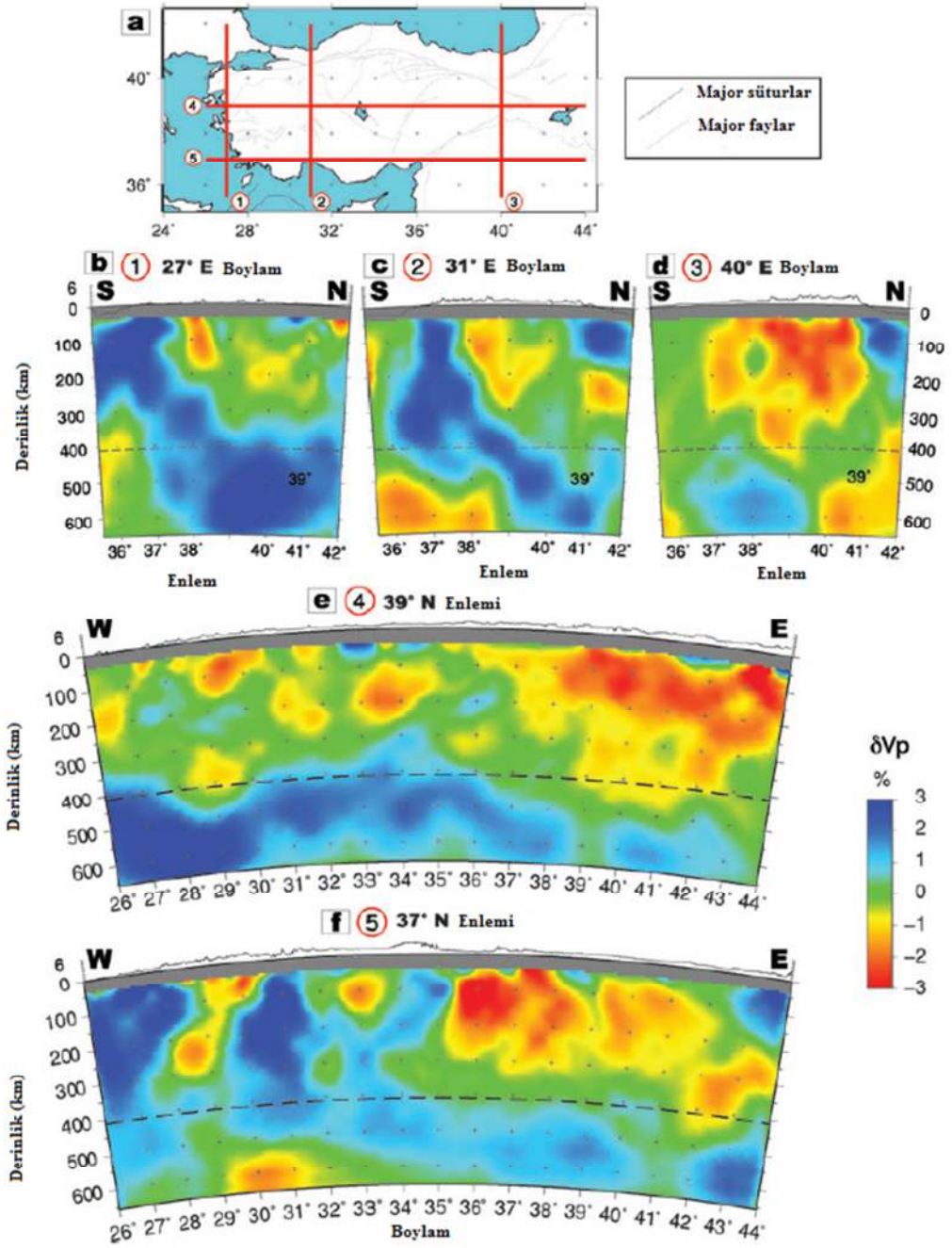
Biryol ve ark., (2011) telesismik tomografi yöntemi, sonlu elemanlar ve P dalgası seyahat zamanı tomografisi kullanarak Anadolu'nun derin kabuk ve manto yapısı çalışmışlardır. Çalışmada, bölgedeki birkaç geçici ve sabit istasyon ağı kullanılmıştır. Yaklaşık 34.000 adet P dalgası seyahat zamanı rezidüelleri (gözlenen varış zamanı ile hesaplanan varış zamanı arasındaki fark) sonlu elemanlar yöntemi ile ters çözüme tabi tutulmuştur. Tomografi görüntüleri Ege ve Kıbrıs hendekleri boyunca, Anadolu'nun altına doğru Afrika Levhası'nın dalan bölümünü yüksek sismik hız anomalileri ile ortaya koymuştur. Araştırmacılara göre, Ege ve Kıbrıs yayları Batı

Anadolu'nun altında yaklaşık 300 km genişliğinde bir boşluk ile birbirlerinden ayrılmaktadır (Şekil 1.21).



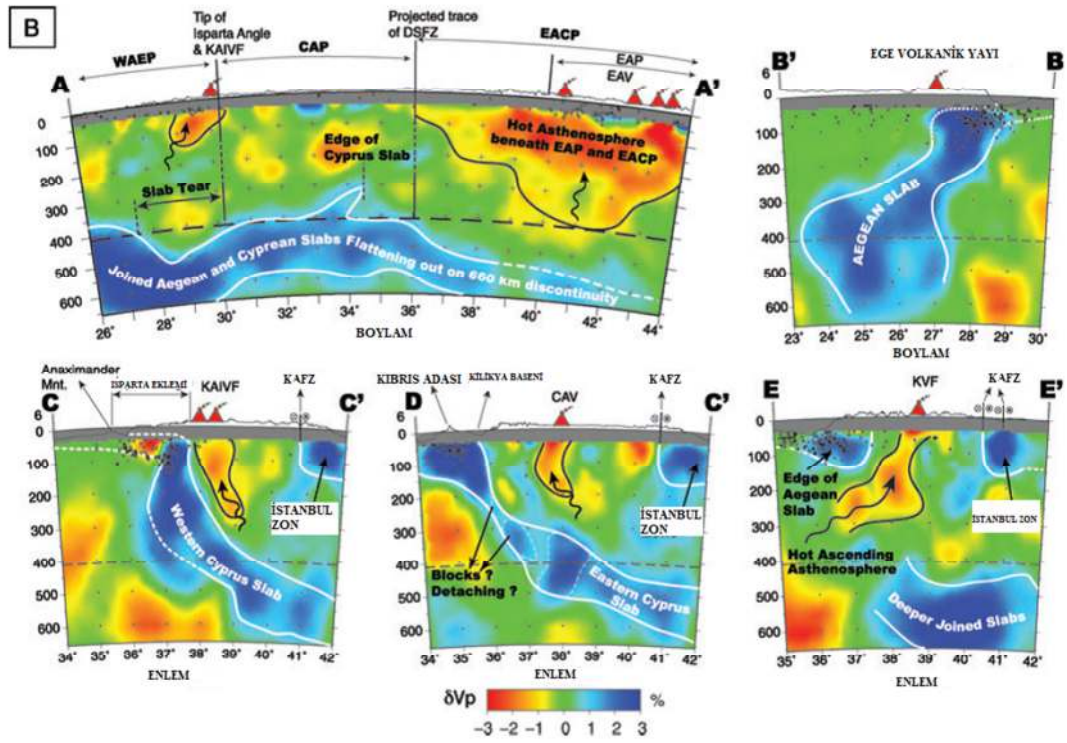
Şekil 1.21. 60 ile 605 km derinlikler arasındaki tomografi sonuçları. Yıldızlar çalışmada kullanılan istasyonları göstermektedir (Biryol ve ark., 2011).

Yazarların yorumuna göre, bu boşluk düşük hız değerlerine sahip yükselen astenosfer ile oluşmuştur. Bu tez Salaün ve diğerlerinin Vs hızları ile yapmış olduğu tomografik çalışmada da 300km derinlik kesitlerinde açıkça görülmüştür. Afrika litosferinin doğu ucu, Orta Anadolu'dan Doğu Anadolu'ya doğru olan geçiş zonunun yakınlarda yada Arabistan-Avrasya çarpışma kuşağının ön bölümünde yer alır. Çalışmadan elde edilen tomografi sonuçlarına göre, KB Anadolu'nun altında sığ derinliklerdeki düşük hız değerleri Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun güneyine doğru keskin bir şekilde sonlanmaktadır (Şekil 1.22).



Şekil 1.22. Çeşitli enlem ve boylamlarda alınmış tomografik kesitler. Mavi renkle gösterilen alanlar yüksek hız V_p perturbasyonlarını, sarıdan kırmızı renge doğru geçiş yapan alanlar ise düşük hızlı V_p perturbasyonlarını göstermektedir (Biryol ve ark., 2011).

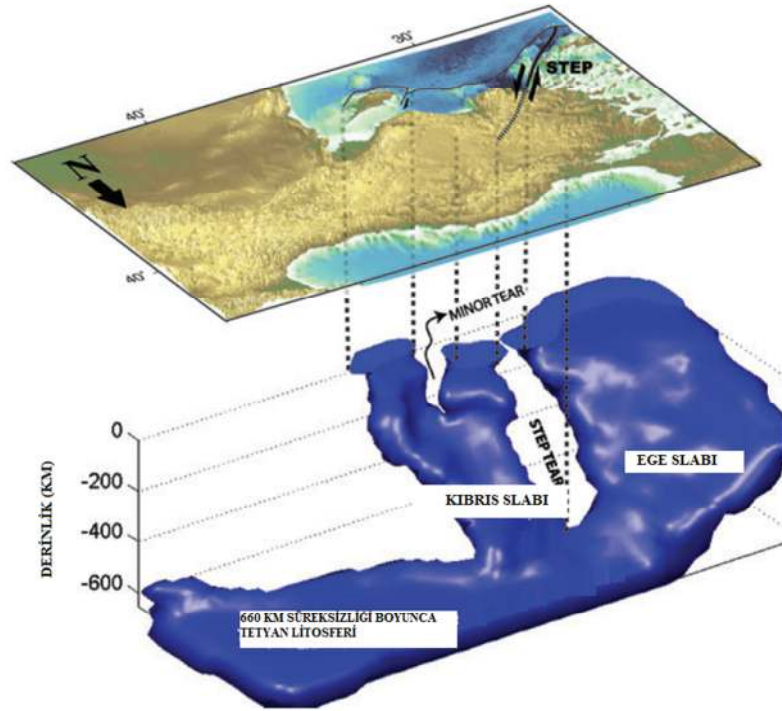
Bu durum Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun 100-150 km derine doğru devam etmesiyle ilişkilidir.



Şekil 1.23. Çeşitli enlem ve boylamlarda alınmış tomografik kesitler (devamı) (Biryol ve ark., 2011).

Düşeyden ve yataydan incelenen V_p hız tomografisi kesitleri incelendiğinde Afrika levhasının kuzeye eğimli dalan kısmı boyunca ve kuzeyde Karadenize yakın olan (İstanbul zon) yerlerde yüksek hızlı alanlar saptanmıştır (Şekil 1.23.). KB Anadolu'nun altında sığ derinliklerdeki düşük hız değerleri Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun güneyine doğru keskin bir şekilde yitim gösterirken daha kuzeyde yüksek hızlı alanlar gözlenmiştir. Bu sonuçlar Ege Bölgesi'nde daha önce yapılmış olan Spakman (1998), Ligdas (1990)'ın, Gülen ve Kuleli, 1995; Agostini ve ark., 2009; Salaün ve ark., 2010'da bulunmuş olduğu sonuçlar ile uyumludur. Birçok tomografi çalışması Afrika Litosferinin Kıbrıs ve Ege yayları boyunca kuzey yönlü dalan parçasının varlığını kanıtlamışlardır. Ancak dikkati çeken bir özellik Gülen ve Kuleli (1995) tarafından öne sürüldüğü gibi yüksek hızlı zonun güneye doğru dalması ve bu zon boyunca Marmara Denizinde 350 km derinliğe kadar etkisini göstermesi, 200km civarında da sıyrılmaya görünümü vermesidir. Bu da Karadeniz Okyanusal litosferinin Marmara Denizi'ne doğru pasif bir tüketimi olduğuna dair güçlü kanıtlar sunmaktadır. Bu model Marmara Bölgesi ve Kuzey Ege bölgesindeki Oligosen-Erken Miyosen yaşlı açılma gösteren kalk-alkalin magmatik aktivite ile de desteklenmektedir (Gülen ve Kuleli, 1995; Agostini ve ark., 2010). Bu görüş Kaban

ve arkadaşlarının 2018’de S dalgası tomografisi, rezidüel topografi, manto gravite rezidüel değerleri ve sismisitenin birleşik eş zamanlı ters çözümüyle buldukları sonuçlarla desteklenmektedir. Zor, 2008’de yine Rawlinson ve Kennett, 2004 P dalgası varış zamanı uyarlanabilir varış zamanı istifleme tekniğini kullanarak Doğu Anadolu Bölgesi manto yapısını tomografik yöntemlerle araştırmışlardır. 2926 adet P fazı toplam 146 adet olaydan istifleme tekniği kullanılarak seçilmiştir. ETSE (Eastern Turkey Seismic Experiment) istasyonlarına ek olarak ISC (International Seismological Centre) istasyon azimutal dağılımlarını sağlayacak şekilde toplam 79 adet istasyondan 503 adet telesismik olaydan 0.5*0.5*50 aralıklarla örneklenmiş tomografi modelinden toplam 221952 hücreden geçen 9571 P ve PKP fazı okunmuş ve ters çözüme sokulmuştur. Bu iki çalışma sonuçları da doğuda Kafkaslara doğru gidildikçe yüksek hızlı zonun güneye doğru dalmakta olduğunu ve 200 km civarında yine sıyrılmaya görünümü vermektedir.

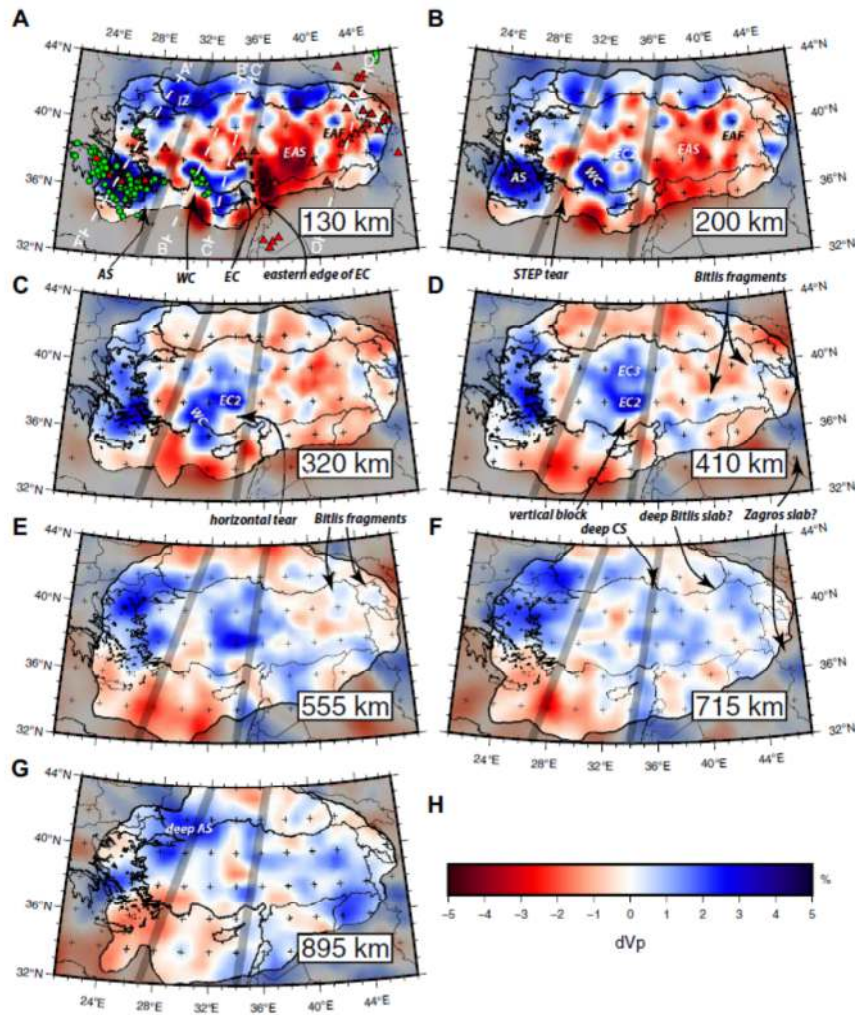


Şekil 1.24. Anadolu'nun altında parçalanmış Afrika litosferinin 3 boyutlu geometrisi (Biryol, ve ark., 2011).

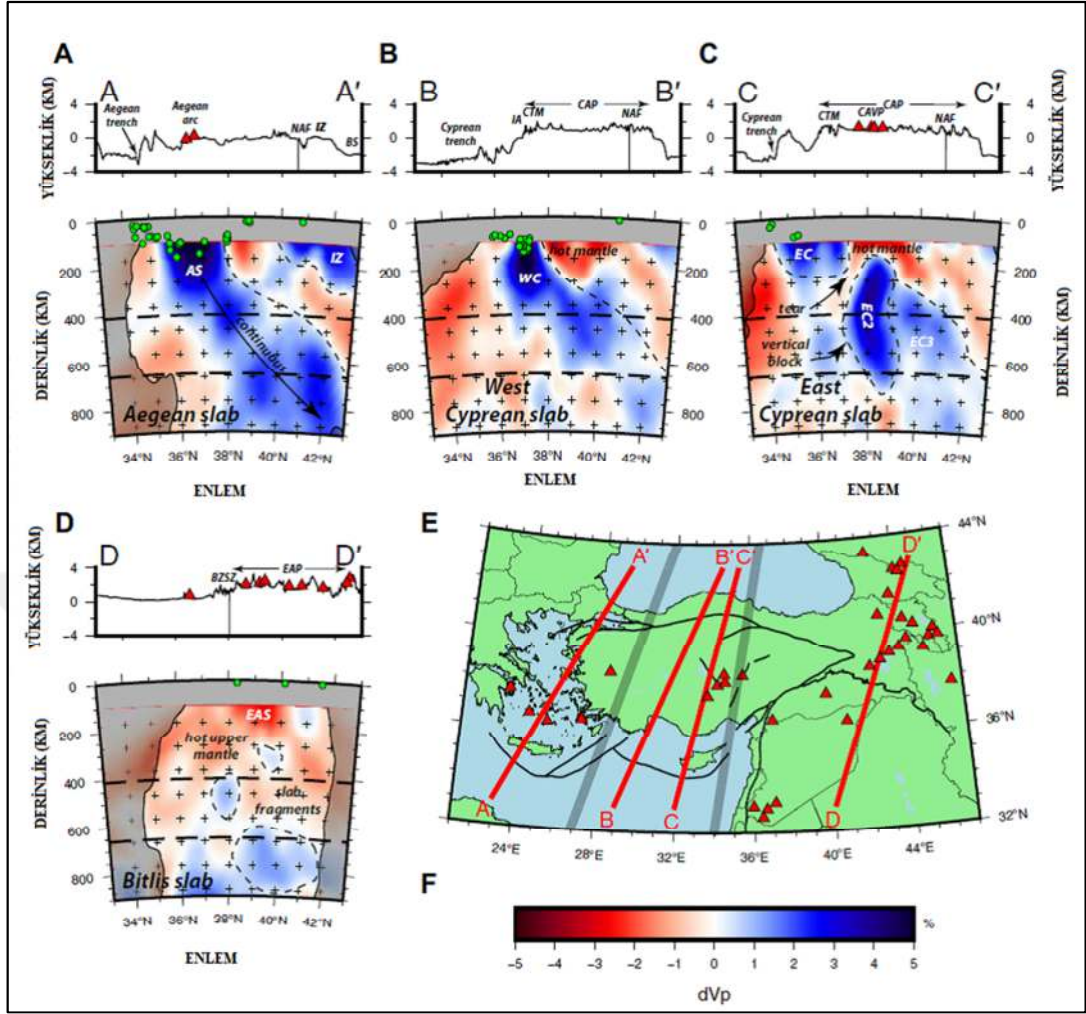
Biryol ve arkadaşları, 2011’de ilk defa Kuzey Anadolu Fay Zonu’nun derine doğru devamı görüntülenmiş ve bir transform levha sınırı olduğu ortaya konmuştur. Anadolu’nun altındaki üst manto yapısı, Anadolu levhasının üzerinde gözlenen

jeolojik ve tektonik özellikler ile doğrudan ilişkilidir ve dahan Afrika diliminin segmentasyon özellikleri Anadolu ve çevresine dağılmış tektonik bölgelerin evriminde önemli bir rol oynamaktadır (Şekil 1.24).

Bir diğer benzer çalışma Portner ve arkadaşlarının 2018 yılında Doğu Akdeniz bölgesinin altındaki dalma batma zonları ve slab deformasyonlarının geometrisini ortaya çıkarmak amacıyla yapmış oldukları P dalgası tomografisidir (Şekil 1.25).



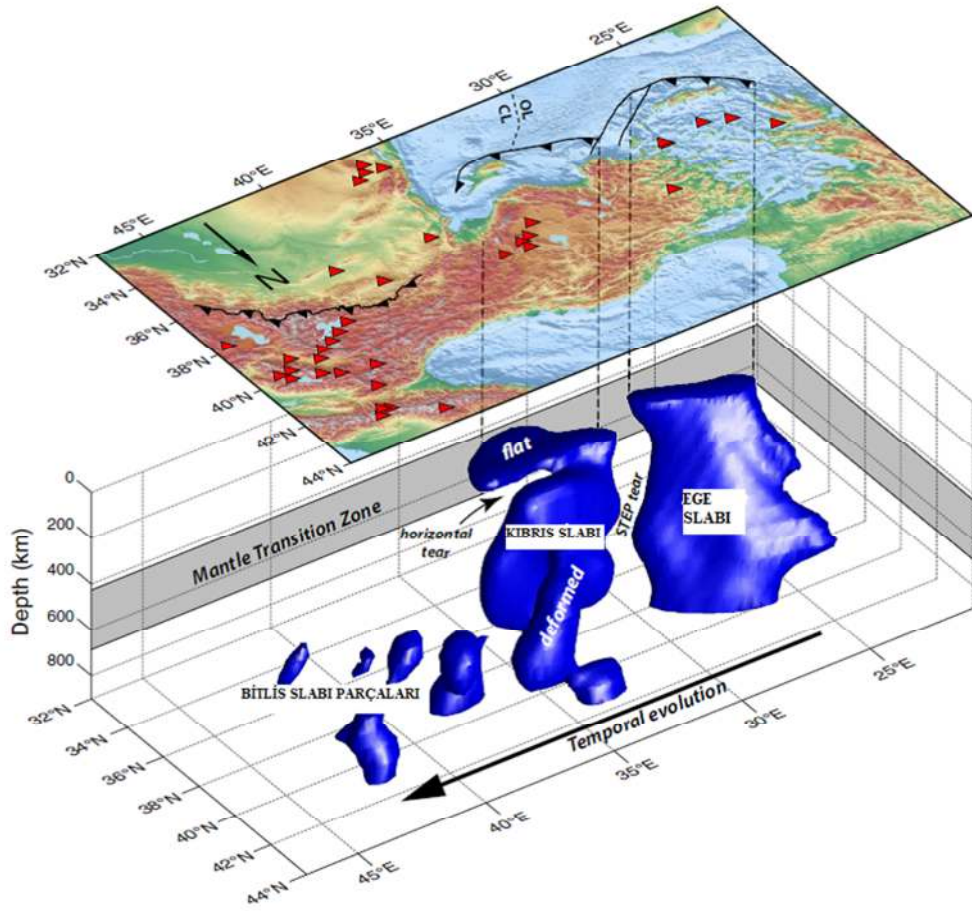
Şekil 1.25. Tomografik ters çözüm sonuçları (A) 130 kilometre, (B) 200 kilometre derinliklerinde, (C) 320 km, (D) 410 km, (E) 555 km, (F) 715 km, ve (G) 895 km. (H) P dalgası hızı için renk skalası. Mavi alanlar 0- +5 ; kırmızı alanlar 0 ile -5 arasında değişmektedir. Mavi alanlar yüksek hızlı alanları gösterirken kırmızı alanlar düşük hızlı alanları göstermektedir (Portner ve ark.,2018).



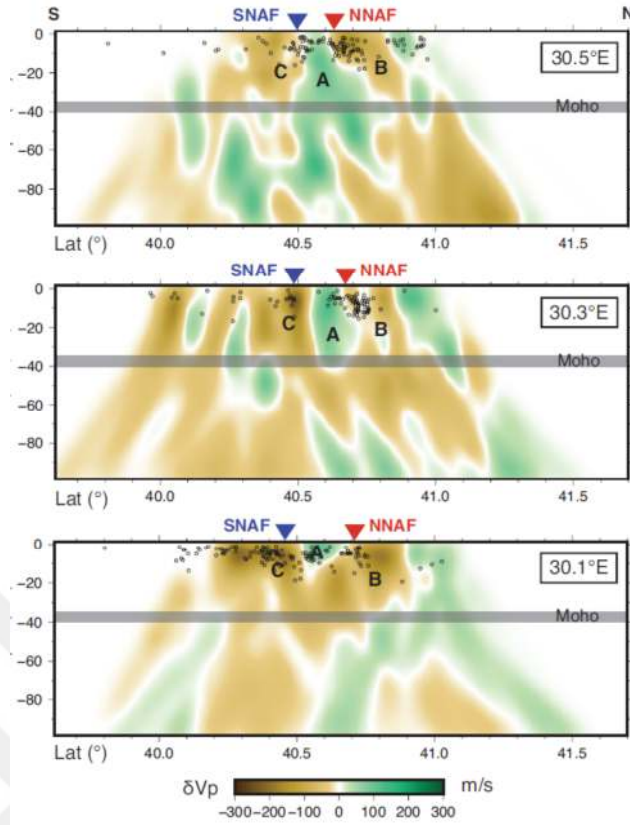
Şekil 1.26. a) Ege Slabı b) Kıbrıs'ın batı kesimi c) Kıbrıs'ın doğu kesimi d) Bitlis-Zagros suture bölgesi e) Tomografik görüntüleri alınan kesitlerin yüzeyden görüntüsü (Portner ve ark., 2018).

Portner ve ark., 2018 P dalgası tomografi modeli ile Doğu Akdeniz'in karmaşık bölümlere ayrılmış yapısını ortaya koymaktadır. Anadolu'nun altından yakınsayan Afrika-Arap litosfer etkileşimleri ve bunu çevreleyen manto geçiş bölgelerinin varlığını ortaya koyar (Şekil 1.26.). Sığ derinliklerde ve 900 km derinlikte modelin tabanına kadar uzanır. Ege ve Kıbrıs dilimleri yüksek hız anomalisi ile Wadati-Benioff bölgesi depremleri ile çakışmaktadır. Bu model önceden sismik çalışmalarda gösterilen Anadolu manto hızı yapısı ile uyumluluk gösterir. Kıbrıs Levha'sı Anadolu ile Afrika arasında yakınsamanın sonucunda ciddi derecede deforme olmuş ve bunların arasındaki orta alan olarak tanımlanmıştır. Bitlis Plaka'sı ise manto geçiş zonunun altında tamamen parçalanmış ve yüzeye hiçbir devamlılığı kalmamıştır. Dalma batma zonundan tamamen kıtasal çarpışma zonuna tam bir geçiş göstermektedir. Bu model slabın en sonunda tam yırtılma yerine yitim sonunda

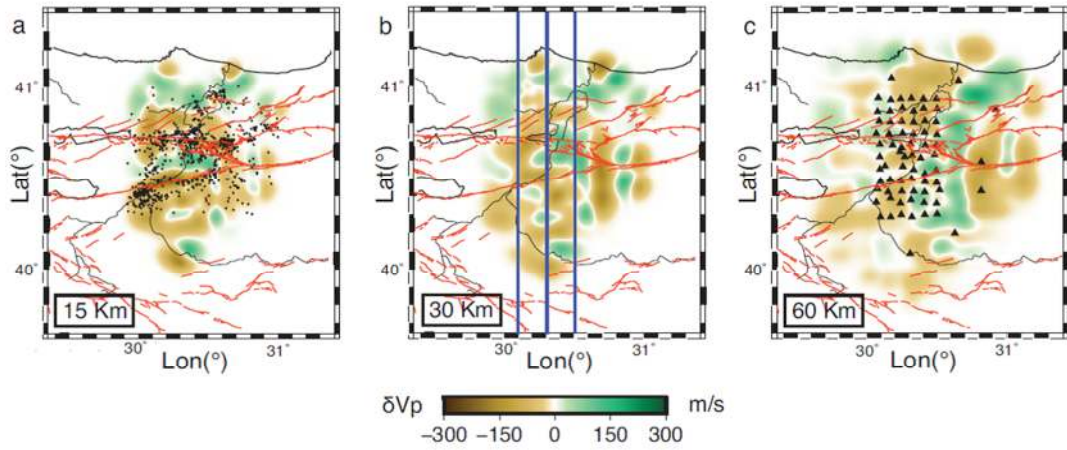
birbirine bağılı olarak manto içine batabileceğini gösterir (Şekil 1.27.). Kuzeybatı Anadolu'ya gelince kesitlerden de açıkça görülebileceği gibi dalan Afrika levhasının geometrisi ve uzanımı yüksek hızlı alanlarla ifade edilmiştir. Yine İstanbul zonu olarak ifade edilen kuzey Marmara'nın Karadenize olan sınırında yaklaşık 200 ile 300 km derinliklerde kalık litosfer parçalarından dolayı yüksek hızlı Vp pertürbasyonları gösterdiği yorumlanabilir (Şekil 1.27).



Şekil 1.27. Her bir yakınsayan alan için yorumlanmış slab geometrisinin şematik gösterimi (Portner ve ark., 2018).



Şekil 1.28. Kuzey Anadolu Fay zonunun kuzey kolunda yapılmış Vp tomografisi sonucu 30.5°, 30.3° ve 30.1° boylamlarında düşeyden elde edilen tomografisi kesitleri (Papaleo ve ark., 2017).

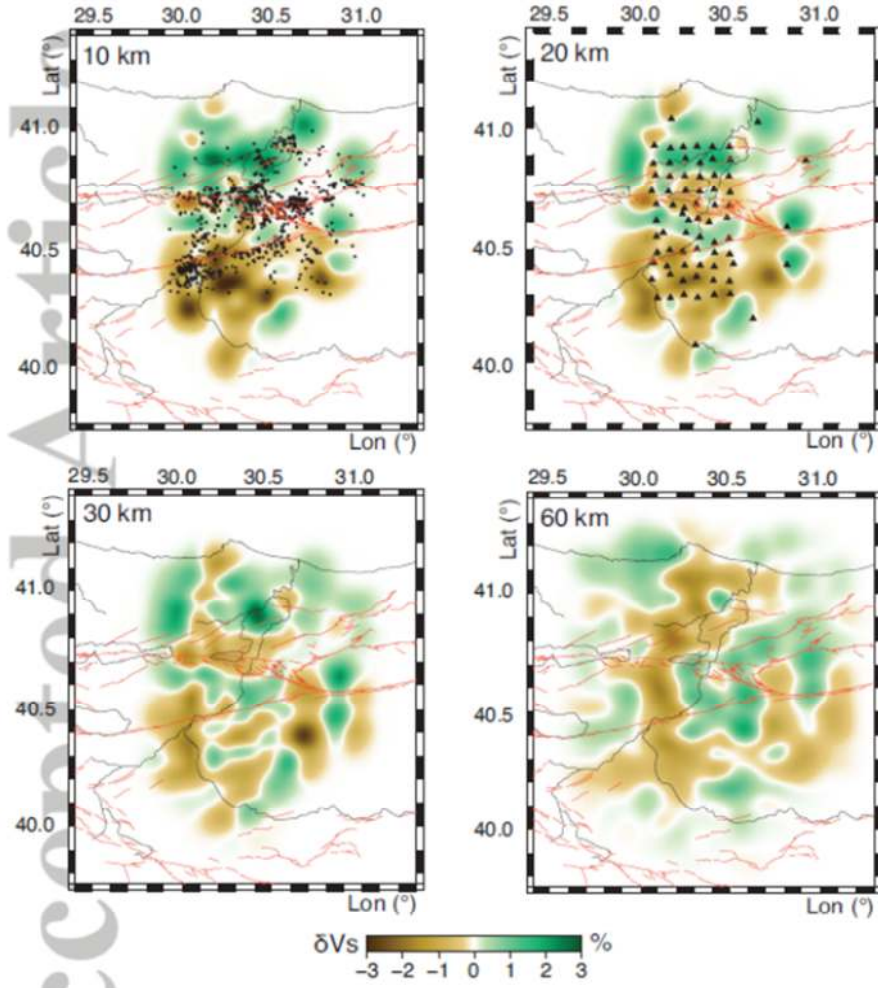


Şekil 1.29. Kuzey Anadolu Fay zonunun kuzey kolunda yapılmış Vp tomografisi sonucu 15 ,30 ve 60.km lerde elde edilen derinlik tomografisi kesitleri (Papaleo ve ark., 2017).

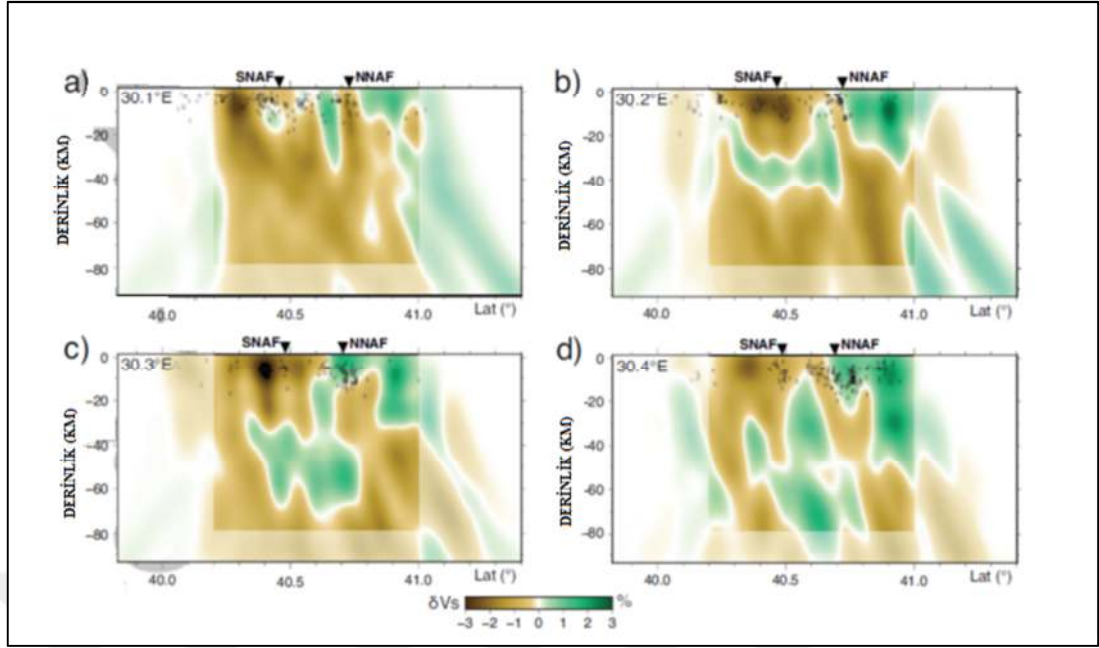
Papaleo ve ark., 2017; 73 adet uzun peryot sismometrenin 1 yıl süreyle kaydetmiş olduğu 263 olayı ve 14.183 adet P fazını hızlı ilerleme telesismik tomografi yönteminde ters çözüme sokarak analiz etmiş ve kıtasal bir fay zonu olan Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun derin yapısını incelemişlerdir. Buna göre fayın litosferdeki

uzanımını derin deformasyonların nerelerde meydana geldiğini gerilmenin deformasyonla değişimini yüksek hızlı alanların nerelerde olduğunu ve tomografik yorumunu yapmışlardır. Elde edilen sonuçlara göre; Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun altında oldukça karmaşık tektonik bir durum söz konusudur. Düşük hız değerleri kabuğun Sakarya Bloğu'nun kırılmalı yapısı litolojik değişimleri ve pozitif sıcaklık değerlerinden kaynaklı olabilirken yüksek hız değerleri; fayın iki kolunun arasında sınırlanmış, Almacık Bloğu ve batısında, KAFZ kollarının yayılım gösterdiği gerginliğe karşı daha dirençli bir kabuğun varlığının kaynaklanıyor olabileceğini söylemişlerdir. Moho derinliğinin üstündeki ve altındaki hızdaki anomalinin nedeni, bu katmanlar arasında bir ayrılmanın olduğunu göstermektedir, ancak KAFZ'in altında, üst mantoda, yüksek hızlı bölgede gözlemlediğimiz eğrilik, diğer çalışmalarla doğrulanırsa, üst mantoda fayın bir miktar yer değiştirmesinden kaynaklı olabileceğini öne sürmüşlerdir (Şekil 1.28 ve 1.29)..

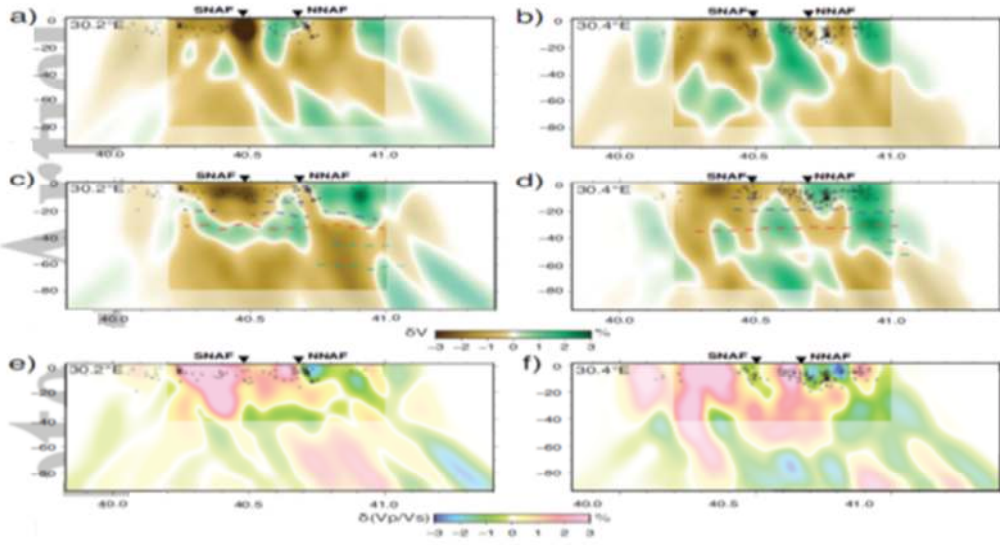
Papaleou ve ark., (2018) uzak alan deprem kayıtlarını kullanarak Kuzey Anadolu Fayının batı segmentini incelemek amacıyla yüksek çözünürlüklü S dalga tomografisi yapmışlardır. Kaf'ın kuzey kolu ile güney kolu arasındaki yoğunluk farkını incelemek için V_p/V_s anomalileri haritalanmıştır. Elde edilen sonuçlara göre Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolu boyunca uzanan üst kabukta dar bir bant boyunca (yaklaşık 10km genişlikte) düşük S dalgası anomalileri gözlemlenmiştir. Bu düşük hız bölgesi büyük olasılıkla üst kabukta genişliği 50 km den az olacak şekilde sınırlanır. Kuzey Anadolu Fayının kuzey kolunun 32 derece batısında gözlenen Sakarya zonu ile İstanbul zonunun doğusu yapı olarak benzerlik göstermektedir. Sakarya kolu tomogramlarda güçlü bir anomali göstermemekle beraber bunun sebebinin Armutlu Almacık blokları arasında kabuğun muhtemel rotasyonundan kaynaklı olduğu düşünülmektedir (Şekil 1.30; 1.31 ve 1.32).



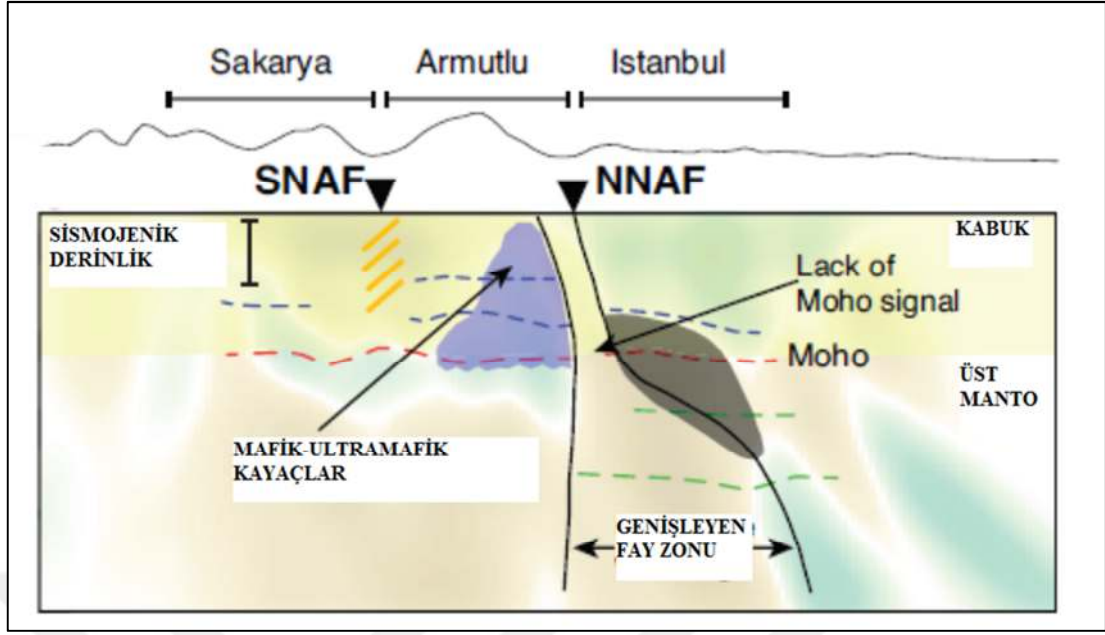
Şekil 1.30. 10., 20., 30. Ve 60.km'lerde derinlik profilleri. 10 km profilinde siyah yuvarlak daireler lokal sismik veriyi ve 20 km profilinde ise siyah üçgenler çalışmada kullanılan deprem istasyonlarını göstermektedir (Papaleo ve ark.,2017).



Şekil 1.31. Düşey profiller boyunca görüntüsü elde edilen 3 boyutlu S dalgası hızı tomografi modelleri (Papaleou ve ark., 2018).

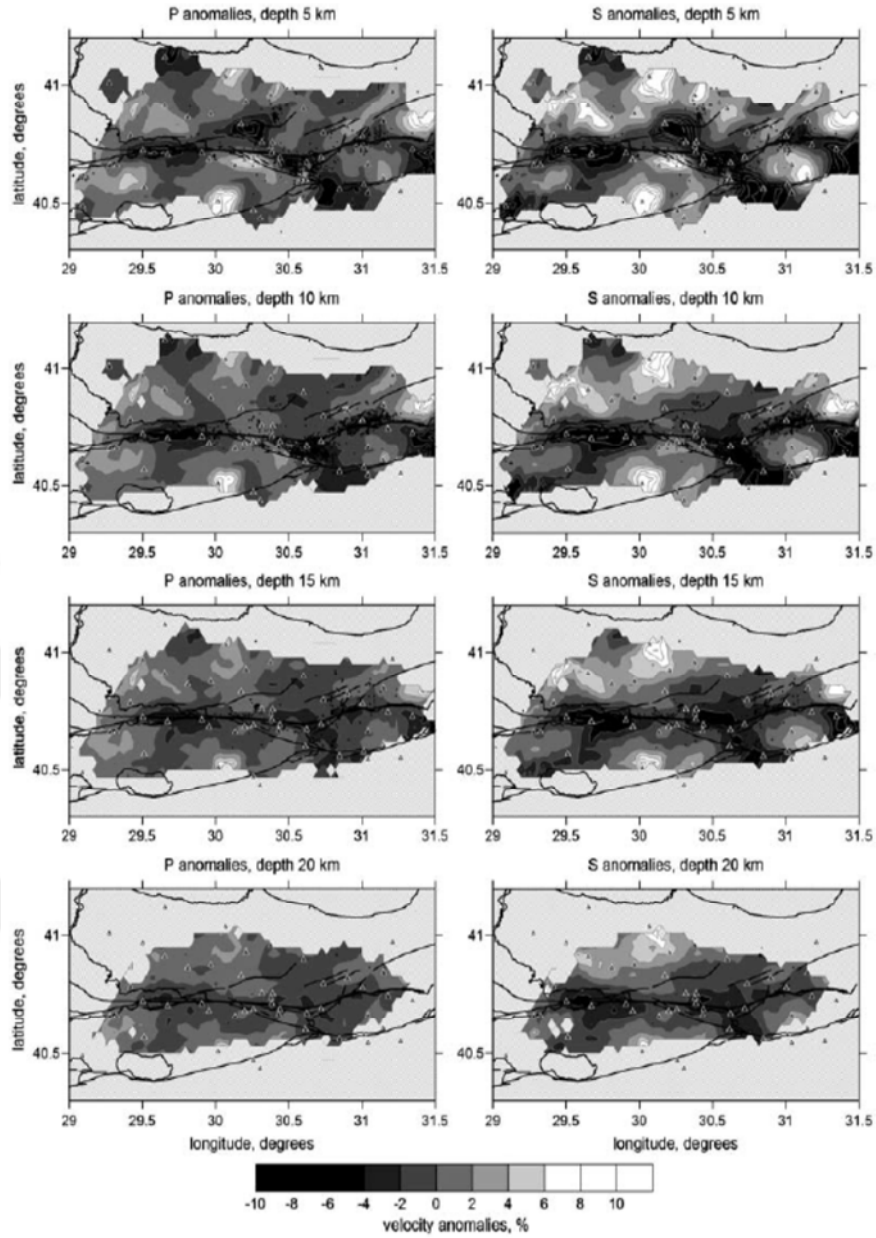


Şekil 1.32. a-b) Düşey kuzey güney yönlü P dalga hızı tomografik kesitleri c-d) Düşey kuzey güney yönlü P dalga hızı tomografik kesitleri e-f) Vp/Vs profilleri (Papaleou ve ark., 2018).



Şekil 1.33. Fayın yapısının şematik görünümü. Elde edilen sonuçlara göre Kuzey Anadolu fayının kuzey kolu boyunca uzanan üst kabukta dar bir bant boyunca (yaklaşık 10km genişlikte) düşük S dalgası anomalileri gözlemlenmiştir. Bu düşük hız bölgesi büyük olasılıkla üst kabukta genişliği 50 km den az olacak şekilde sınırlanır (Papaleou ve ark., 2018).

Yapılan çalışmalar sonucu İstanbul ve Armutlu zonunun arasında Kaf'tan ayrılarak ilerleyen 10 ile 50 km genişlik arasında değişen bir fay zonu olduğu tespit edilmiştir. Bu gözlem büyük doğrultu atımlı faylarda önemli bir özellik olarak burada görülmektedir. Buna ek olarak Kaf'ın kuzey kolunun yapısı 32 derece doğusundaki yapıyla uyumlu olduğu ortaya çıkmıştır. Sakarya Zonu hız modellerinde büyük bir anomali değişimi göstermemiştir. VP/VS oranındaki değişim %2 civarındadır. Moho derinliğinin Armutlu ve Almacık Bloklarının rotasyonu ile fayın altında kabukta kökleşmiştir (Şekil 1.33.)

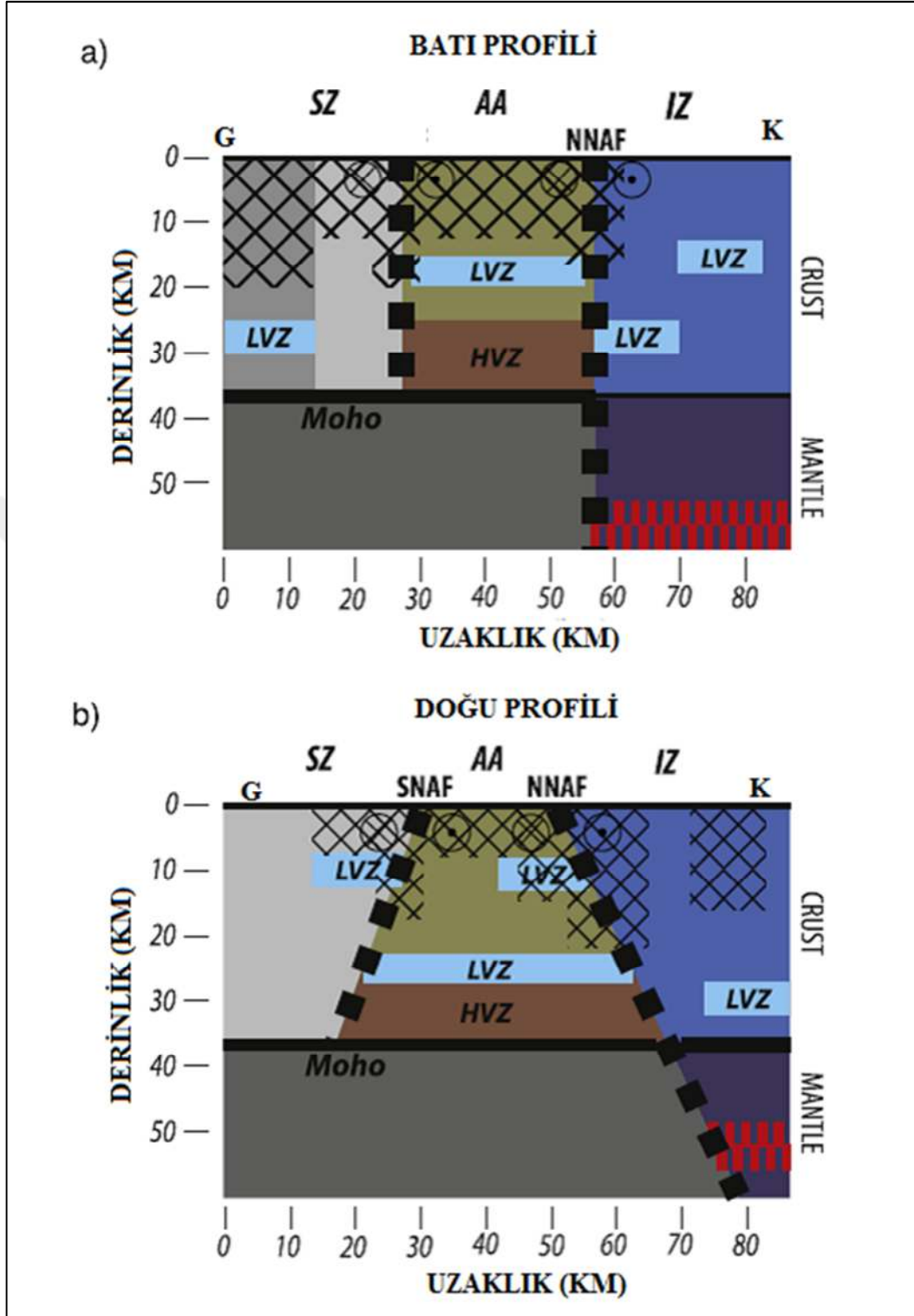


Şekil 1.34. 5, 10, 15 ve 20.km 'lerde Vp ve Vs tomografisi anomali kesitleri (Koulakov ve ark., 2010).

Koulakov ve arkadaşları da 2010 yılında Kuzey Anadolu fayının batı kısmının yapısını araştırmışlardır. Elde edilen sismik parametreler VP, VS, VP = VS ve QS, önemli jeodinamik özellikleri vurgulamaktadır. Adapazarı Düzce ve Kuzuluk civarında (ana sedimanter yapılar) altında düşük hızlar, sürtünme zonlarının olduğu yerde yüksek atenüasyon değerleri tespit edilmiştir. Kocaeli, Armutlu ve Almacık bloklarının olduğu yerler ise yüksek hızlarla ve düşük atenüasyon değerleri göstermiştir. Büyük depremlerin oluşturduğu yüzey kırıklarının geçtiği alanlarda düşük ve yüksek hızlı zonlar ayrımlanır. Orta ve küçük magnitüdü depremlerin

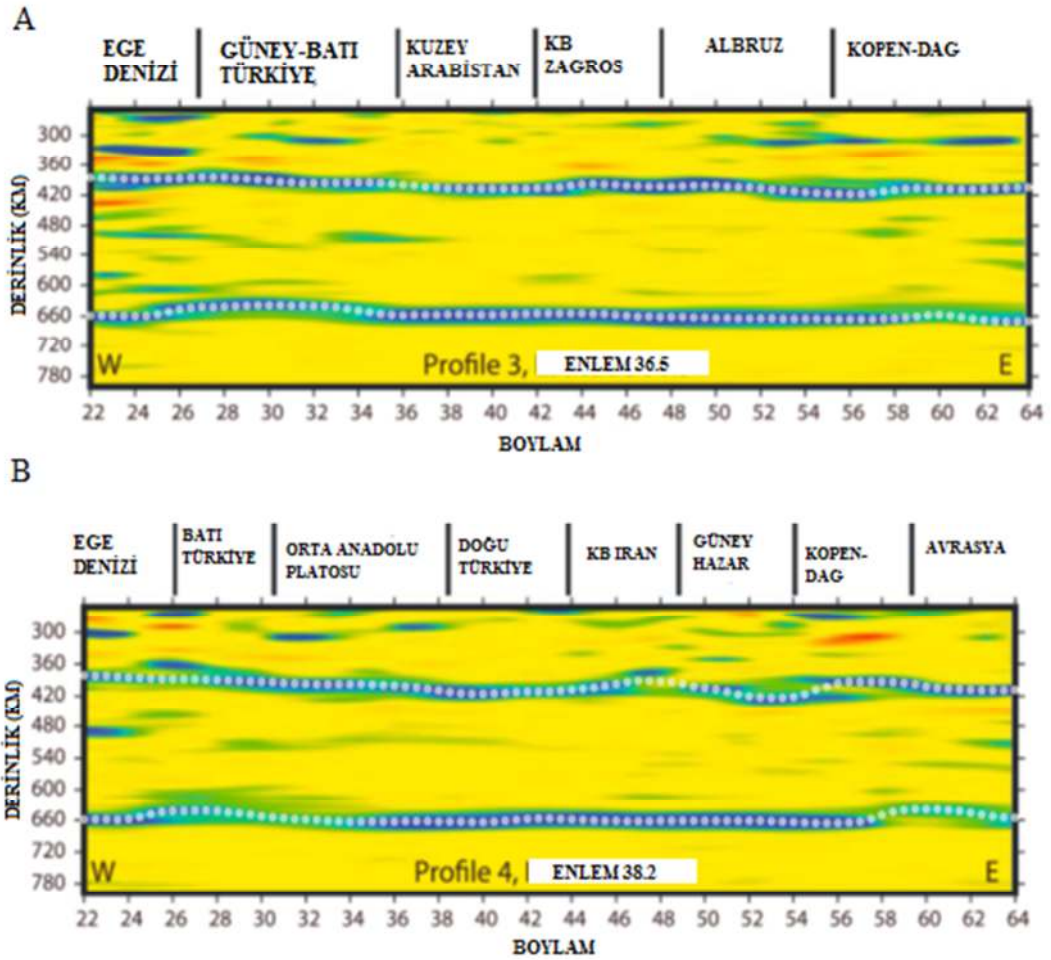
düşük hız zonlarında meydana geldiği görülmüştür. Bu sonuçlara göre Almacık bloğu gelecekte büyük bir depreme ev sahipliği yapabilir. Sonuçlar Papaleou ve arkadaşlarının 2018’de yaptığı çalışma ile uyum göstermektedir (Şekil 1.34.).

Kahraman ve ark., (2015) yapmış olduğu çalışmasının sonuçları ile Koulokov ve ark., 2010 ve Papaleou ve ark., 2017, 2018 sonuçları ile uyumludur. Kuzey Anadolu Fay zonunun altındaki heterojen kabuk yapısını alıcı fonksiyonları analizi ile araştırmış üst kabukta litolojik ve yapısal değişimlerin varlığını ortaya koymuştur. KAFZ’nu iki ana fay zonu ile sınırlanmış olup farklı derinlik ve eğimlerde uzanımları devam etmektedir. Kuzey kol <10km genişliğinde makaslama zonu içine nüfuz etmektedir ve üst mantoda 50 km derinliğe kadar sokulur. Bu yapının eğimi batıdan doğuya 90 ile 65 arasında ile 30 -40 km lik bir mesafede azalmaktadır. Güney koldaki deformasyon boyunca >10 km genişliğinde benzer bir eğimle dalım gösterir ancak bu makaslama zonunun Moho’yu kesip kesmediğine dair açık bir bulgu henüz yoktur. Orta kabuktaki düşük hız anomalileri katmanları 20-25 km derinlikte; yüksek hızlı anomalilerin ise en güzel konumlandığı Armutlu-Almacık blokta 28-30 km derinliğe kadar uzanır. Bu bloğun yüksek hızlı olarak, tutarlı alt kabuk yapısının görüntülenmesinin sebebi ise mafik alt kabuk , ofiyolitik yığılım yada magmatik sokulundan ileri geldiği şeklinde yorumlanmıştır (Şekil 1.35).



Şekil 1.35. Kuzey Anadolu Fay zonu yapısındaki değişimleri gösteren güney-kuzey şematik diyagramlar. Çalışma bölgesinin doğu (a) ve batı (b) kısımlarında kabuksal yapı yorumlanmıştır. Düşük hız (LVZ) ve yüksek hızlı (HVZ) bölgeler de önemli bir depremselliğe sahip bölgelerdir (Kahraman ve ark., 2015).

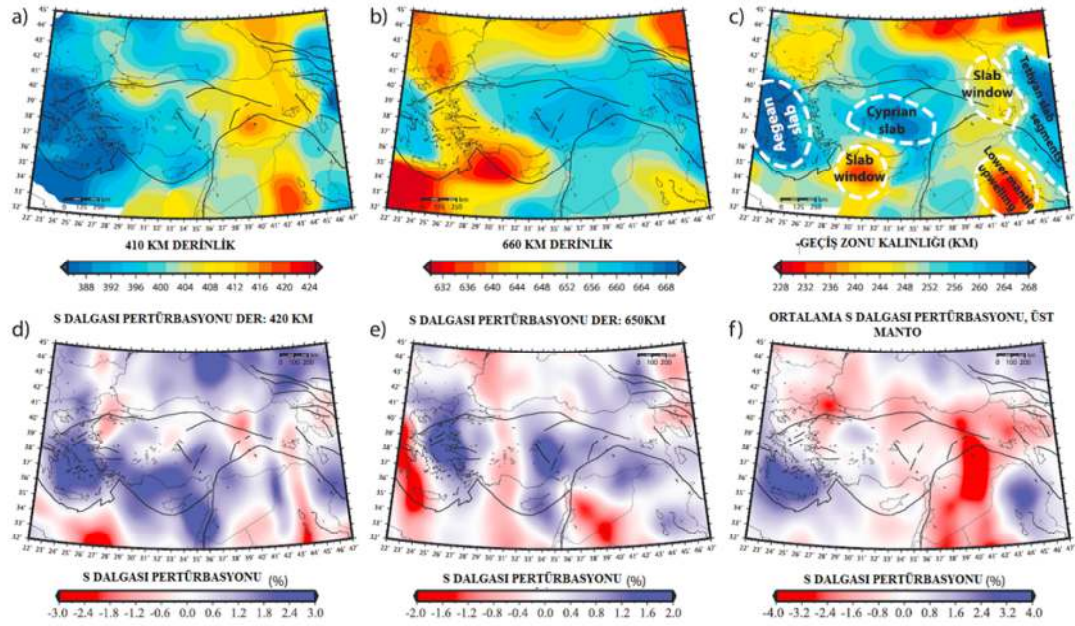
Kaviani ve arkadaşları 2018 yılında geniş bir sismik veri seti ile tüm Ortadoğu Bölgesinin manto yapısını incelemiştir. Mantoda süreksizlik sınırlarını (410 km ve 660 km süreksizlikleri) incelemek amacıyla P dalgası alıcı fonksiyonları analizi yapmışlardır. Sonuçlarda 410 ve 66 km 'de önemli topografik değişiklikler görülmüştür. Çalışmada magnitudü 5.6'dan büyük 34° ile 95° arasındaki uzaklıklarda , toplam 1114 geniş bantlı sismik istasyondan 3533 adet telesismik olaydan elde edilmiş P dalgaları okunmuştur (Şekil 1.36).



Şekil 1.36. Yapılan proses sonucu Anadolu'nun altındaki manto geçiş zonları için elde edilen alıcı fonksiyonları kesitleri (A,B). Mantodaki 410 km ve 660 km süreksizlik zonları koyu mavi çizgi ile gösterilmiştir (Kaviani ve ark., 2018).

Bu çalışmada Ege Denizi'nin altında 410 km'de yukarı doğru yönelmiş, 660km'de ise normalden biraz daha aşağıya doğru eğimli manto süreksizlikleri tespit edilmiştir. 410 km'de yükselim olmasının sebebini dalan Ege slabının süreksizlik sınırına

ulaşması olarak yorumlanmaktadır. Bu yükselim sıcaklıkta yaklaşık ~ 340 K azalmaya sebep olmuştur bunun sebebinin dalan slabın bünyesinde bir miktar sıvı bulundurması olarak yorumlanmıştır. Orta Anadolu'da manto süreksizlik geçiş sınırlarında bir kalınlaşma gözlenmiştir (Şekil 1.37).



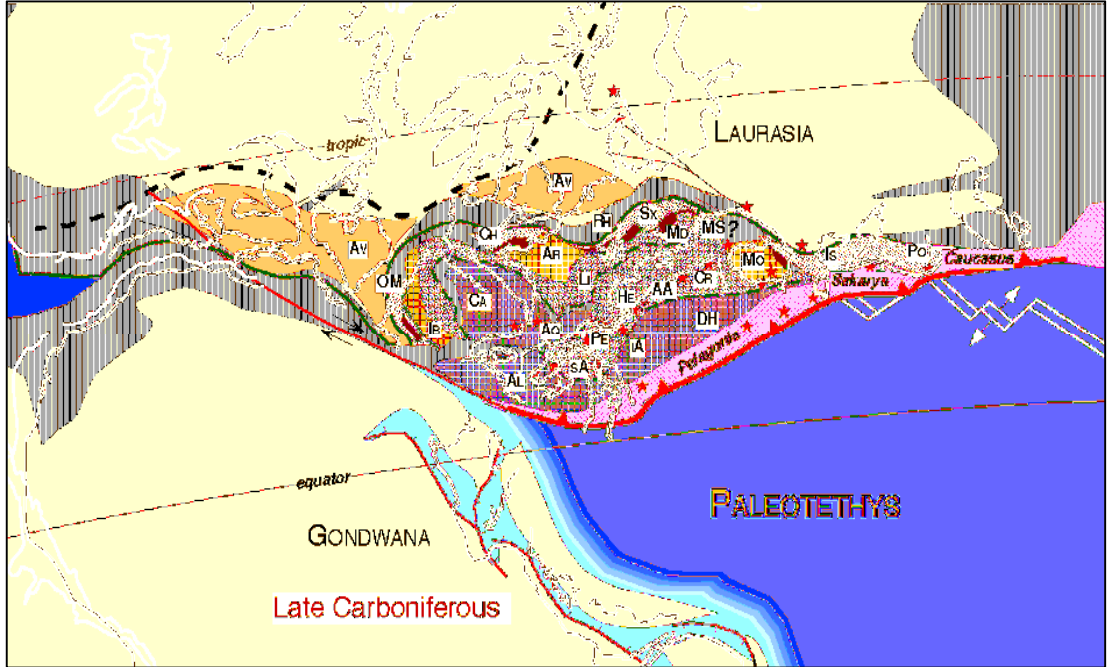
Şekil 1.37. Manto süreksizliklerinde topoğrafyanın kalınlık değişimi önceki tomografi çalışmaları ile uyum göstermektedir (Kaviani ve ark., 2018).

Bu sonuçlar Biryol ve arkadaşlarının 2011'de yapmış olduğu sonuçlarla uyum göstermektedir. Ege ve Kıbrıs dilimi süreksizlik sınırlarına nüfus etmektedir. Bu sonuçlar bu iki levhanın bağımsız olarak alt manto içlerine doğru yitilmesi anlamına gelmektedir. Bununla birlikte güneybatı Türkiye'de 660 km süreksizliği yukarı doğru belirgin bir şekilde sapma gösterirken, 410 km süreksizliği bir incelmeye göstermiştir. İncelmenin olduğu alanlar tomografi çalışmalarında da şekilde görüldüğü gibi düşük hızlı zonlar olarak tanımlanmıştır. Bu sonuçlar Kıbrıs ve Helenik Yayları arasındaki düşük hızlı dilim penceresinin yüzeyden süreksizlik geçiş sınırlarına kadar uzandığını göstermektedir. Bu iki yay arasındaki düşük hızlı slab penceresinin yaklaşık 15 my içerisinde var olduğu öne sürülmektedir (Butterworth ve ark., 2014).

BÖLÜM 2. BÖLGESEL JEOLJİ ve TEKTONİK ÇATI

Türkiye, Dünya'nın en aktif deformasyon alanlarından birisidir. Bu bölgenin jeodinamiğinin ve buna bağlı olarak gelişen jeolojik süreçlerin anlaşılması sadece Türkiye için değil tüm Doğu Akdeniz bölgesi için önemli bilgiler sağlayacaktır. Bu bölgede yerbilimleri alanında çok fazla çalışma yapılmış olması, farklı sonuç ve görüşleri de beraberinde getirmiştir.

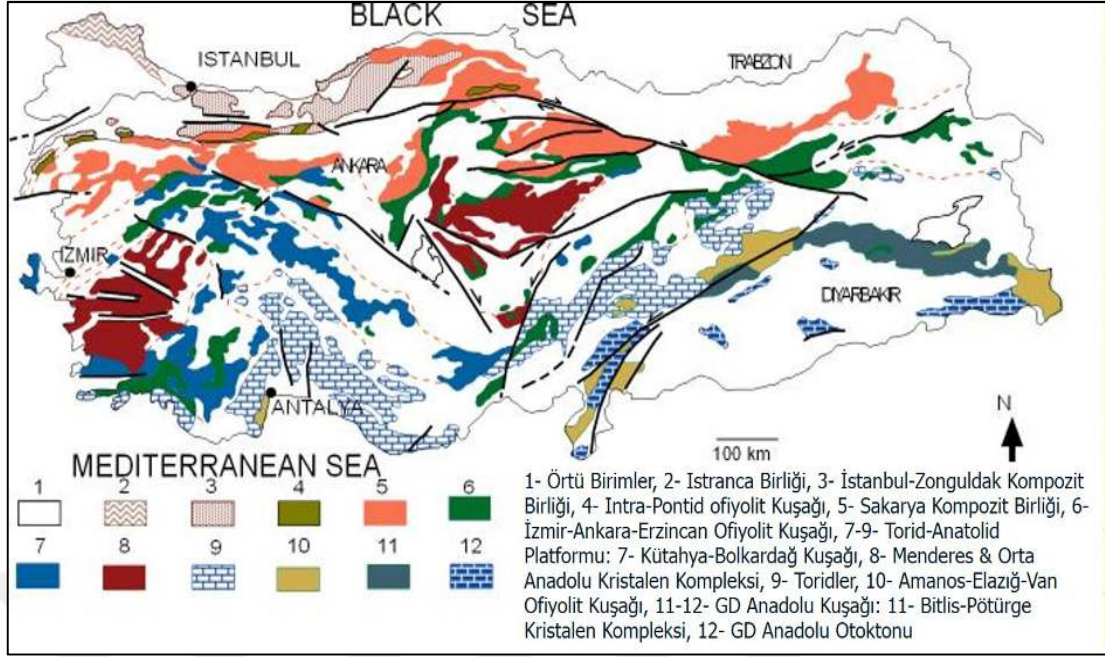
Jeolojik geçmişi boyunca, Türkiye'yi oluşturan birimler, kuzeyde Lavrasya güneyde Gondvana'yı içeren büyük kıtasal levhaların arasında yer almıştır. Bu ana kıtalara ait çok sayıda kıtasal kabuk parçası ana gövdeden riftleşerek ayrılmış ve başka kıtasal veya okyanusal kabuk parçalarıyla çarpışarak kaynaşmıştır (Şekil 2.1.).



Şekil 2.1. Türkiye'nin jeolojik geçmişi (Stampfli ve ark.,2001).

Anadolu farklı jeolojik kökenlere sahip olan çok sayıda tektonik birlikten yapılmış bir mozaik konumundadır. Bu birliklerin bugünkü dağılımını, Neotetis'in çeşitli kollarının Mesozoyik sonunda kapanması ile ortaya çıkan Alpin orojenezi kontrol etmektedir. Türkiye Alpin dönemde en az üç okyanusal havzanın açılıp kapanmış olduğu bir coğrafyada yer almaktadır. Bu özelliği ile Türkiye ve yakın çevresi jeotektonik açıdan Alp-Himalaya orojenik kuşağındaki en karmaşık alanlardan biridir. Türkiye Alp-Himalaya orojenik kuşağının önemli bir bölümü olan batı bölümünü oluşturmaktadır. Alpin sisteminin Helenid ve Karpatlar olarak bilinen iki kolu Türkiye'den geçmekte, Pontid ve Torid bloklarında karmaşık bir yapı oluşturmakta ve doğuda Elbruz ve Zagros zonuna bağlanmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Türkiye'nin orojenik çatısı çok sayıda Alpin tektono-stratigrafik birlikten (terrane) kuruludur. Bu birlikler, Tetis olarak adlandırılan çeşitli okyanusal kolların açılıp kapanması ile oluşmuş aktif ve pasif kıta kenarları, riftler, yay ve suture karmaşıklarını içerirler (Şekil 2.1.). Pan-Afrikan/Kaledoniyen, Varisken ve Kimmeriyen gibi orojenik olayların ürünleri olan kayalar, Alpin tektonik birliklerin temelindeki metamorfik birimler içinde yer alırlar (Göncüoğlu, 2010). Alpin öncesi orojenik olayların, yani sırası ile Pan-Afrikan-Kadomiyen, Varisken ve Kimmeriyen dönemlerin ürünlerinin her biri, kendisinden bir sonraki evre tarafından üzerlendiği için, Alpin dönemden geriye doğru gidildikçe tektonik birliklerin paleocoğrafik dağılımları, tektonik konumları, bunları ayıran okyanusal kolların adları, yaşları, dalma yönleri, dalan litosfer dilimlerinin manto içerisindeki pozisyonları gibi konularda çoğunlukla da jeofizik veri eksikliği nedeniyle fikir ayrılıkları artmaktadır (Şekil 2.2.).



Şekil 2.2. Türkiye'nin Alpin tektonik birliklerinin dağılımı (Göncüoğlu ve ark., (1997)'den yeniden düzenleyen Göncüoğlu (2010)'dan alınmıştır).

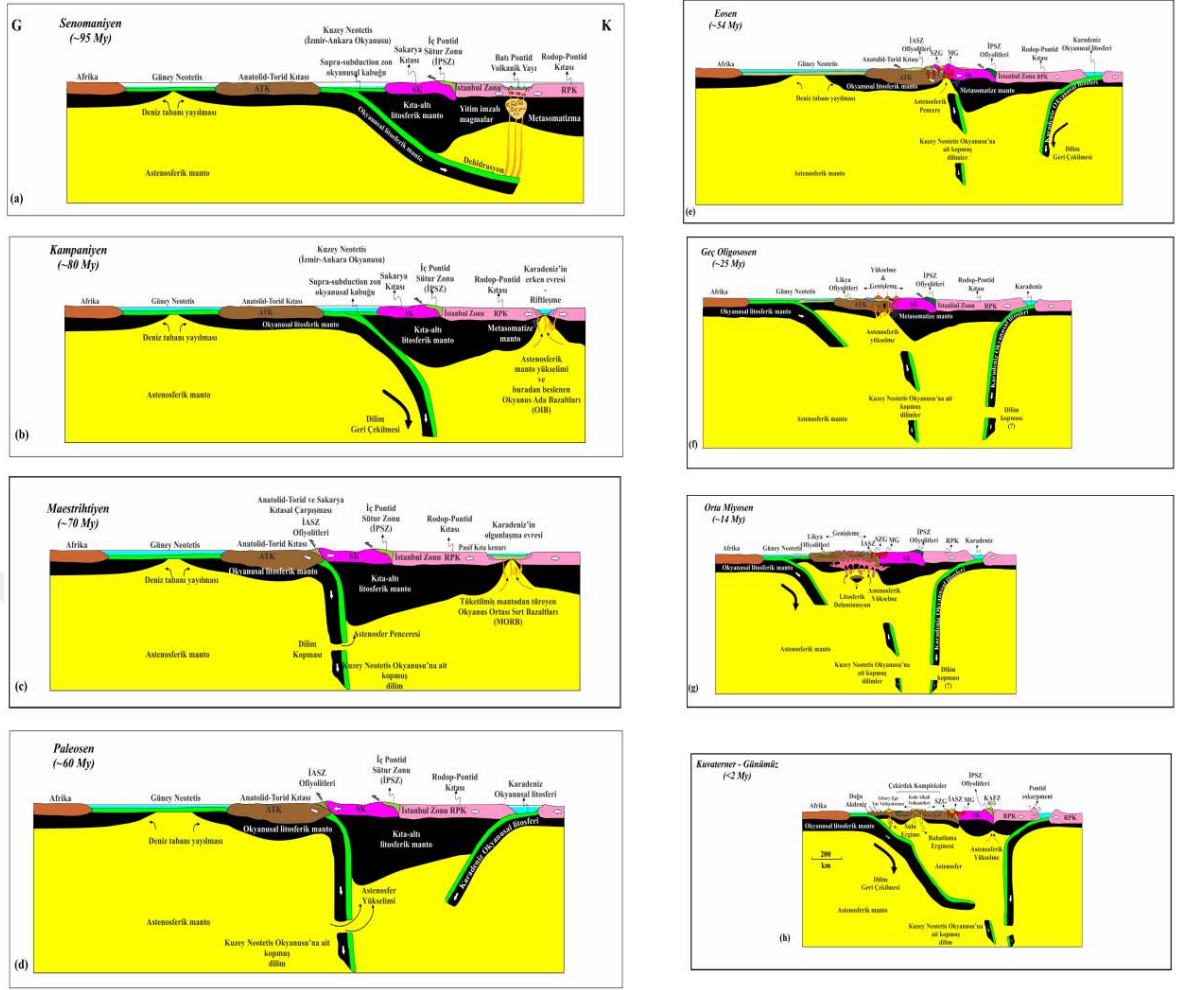
Doğu Akdeniz bölgesinin geç Senozoyik evrimi başlıca başlıca üç jeodinamik süreç tarafından kontrol edilmektedir:

1. Afrika-Arabistan levhalarının Helenik ve Kıbrıs yayları boyunca Avrasya levhası altına Geç Kretase'den beri dalımı (Westaway 1994; Kreemer ve ark., 2003 ve ilgili referanslar; van Hinsbergen ve ark., 2005).
2. Arabistan ve Avrasya arasında orta Miyosen'den beri süregelen kıtasal çarpışma (McKenzie, 1978) ve bunun sonucunda Anadolu bloğunun Kuzey ve Doğu Anadolu Fay Zonları boyunca Arabistan-Avrasya çarpışma zonundan batıya doğru kaçışı (Dewey ve ark., 1986; Barka ve Reilinger, 1997).
3. Helen yayının 30 milyon yıldan günümüze devam eden yitim ve geri çekilme süreçleri sonucunda üst levhada meydana gelen genişleme ve Tetis orojenik kabuğunda gravitasyonel çökme (Meulenkamp ve ark., 1988; Jolivet, 2001; Faccenna ve ark., 2003; van Hinsbergen ve ark., 2005).

Çalışma alanı ve yakın civarında Geç Kretase'den günümüze kadar gelişen jeodinamik olaylar için önerilen kavramsal modeller sunulmuştur (Şekil 2.3).

a) Senomaniyen (95 milyon yıl): Çalışma alanı ve çevresinde Neotetis'in kuzey ve güney kolları ile ilgili jeodinamik olaylar etkin olmuştur. Kuzeyde Anatolid-Torid Kıtası ile Sakarya Kıtası arasında var olan Neotetis'in Kuzey Kolu bu dönemde kuzeye doğru dalmaya başlamıştır. Dalan litosfer diliminin üst kısmı dehidrasyona uğrayarak buradan ergiyen malzeme yükselerek yitim imzası taşıyan mağma ürünü olarak Batı Pontidlerde gözlenen volkanizmanın kökenini oluşturmuştur. Güneyde ise, Afrika ve Anatolid-Torid kıtaları arasında Neotetis'in güney kolu deniz tabanı yayılması ile açılmaya başlamıştır.

b) Kampaniyen (80 milyon yıl): Kampaniyen'de kuzeye doğru dalan Neotetis kuzey koluna ait okyanusal litosfer dilimi geriye doğru çekilmeye başlamış, bunun kuzeyinde, Karadeniz riftleşerek açılmaya başlamıştır. Karadeniz tabanında, Astenosferik yükselmeye bağlı olarak buradan beslenen Okyanus Ada bazaltları oluşmaya başlamıştır. Güneyde ise Neotetis'in güney kolu açılarak olgunlaşmaya devam etmiştir.



Şekil 2.3. 95 my'den (Geç Kretase) itibaren bölgenin jeodinamik evrişim şeması (Dilek ve Sandvol, 2009; Dilek ve Altunkaynak, 2009; Keskin ve ark., 2008; Keskin ve Tüysüz, 2017'den yararlanılarak hazırlanmıştır).

c) Maestrihtiyen (70 milyon yıl): Maestrihtiyen'de kuzeye doğru dalan Neotetis'in kuzey kolu tamamen kapanmış ve buna bağlı olarak Anatolide-Toride ve Sakarya kıtası arasında kıtasal çarpışma (Continental collision) gerçekleşmiştir. Buna bağlı olarak güneye verjanslı İzmir-Ankara suture zone ofiyolitleri gelişmiştir. Derinde ise Neotetis'in Kuzey koluna ait dilim dikleşmiş ve devamında dilim kopmasına (slab breakoff) uğramıştır. Kuzeyde, olgunlaşmaya başlayan Karadeniz tabanında tüketilmiş mantodan türeyen okyanus ortası sırt bazaltları gelişmeye başlamıştır. Güneyde ise Neotetis'in güney kolu açılmaya devam etmektedir.

d) Paleosen (60 milyon yıl): Paleosen'de kuzeye doğru dalan ve uç kısmı kopan Neotetis'in kuzey koluna ait astenosferik penceren yükselen astenosfer malzemesi Sakarya kıtası ve İstanbul Zonu içerisinde sokulmaya başlamıştır. Kuzeyde, Karadeniz

okyanusal litosferi güneye doğru dalmaya başlamıştır. Güneyde ise Neotetis'in güney kolu açılarak olgun evreye ulaşmıştır.

e) Eosen (54 milyon yıl): Eosen'de kuzeye doğru dalan Neotetis'in kuzey koluna ait dilimler koparak astenosfer içerisinde asimile olmaya başlamıştır. Bu aynı zamanda kıta altı litosferik mantoda metasomatizmaya neden olmuştur. Oluşan astenosferik pencereden yükselen mağma, İzmir-Ankara suture zoneu içerisindeki suture zoneu granitlerine ve Sakarya kıtası içerisindeki marmara granitoidlerine ev sahipliği yapmıştır. Kuzeyde, güneye doğru dalan Karadeniz okyanusal litosfer dilimi geriye doğru çekilmeye başlamıştır. Güneyde, Neotetis'in güney kolundaki deniz tabanı yayılması bu dönemde devam etmiştir.

f) Geç Oligosen (25 milyon yıl): Geç Oligosen'de, Anatolid-Torid kıtası üzerinde, İzmir-Ankara suture zoneunun bulunduğu alanda, astenosferik yükselmeye bağlı olarak kıta kabuğu alttan ergiyerek kubbeleşmiş ve bu kubbeleşme üst kabukta genişlemeye neden olmuştur. Bunun bir sonucu olarak, bölgede kıta içi volkanizma gelişmiştir. Kuzeyde, güneye doğru dalan Karadeniz okyanusal litosfer dilimi dikleşerek kopmuştur. Güneyde ise Neotetis'in Güney Kolu kuzeye doğru dalmaya başlamıştır.

g) Orta Miyosen (14 milyon yıl): Orta Miyosen'de Neotetis'in Kuzey Kolu'nun kapanmasıyla oluşan İzmir-Ankara suture zoneu ve güneyindeki Torid-Anatolid kıtası üzerinde genişleme tektoniği hakim olmuştur. Buna bağlı olarak kıta altında litosferik delaminasyon meydana gelmiş ve bu alandan yükselen mağma suture zoneu granitleri ve Marmara granitoidlerinin gelişime katkı sağlamıştır. Kuzeyde, Karadeniz okyanusu iyice kapanmaya başlamış ve derinlerde dilim kopması gerçekleşmiştir. Güneyde, kuzeye doğru dalan Neotetis'in güney koluna ait okyanusal litosfer dilimi (subduction rollback process) geri çekilmeye başlamıştır.

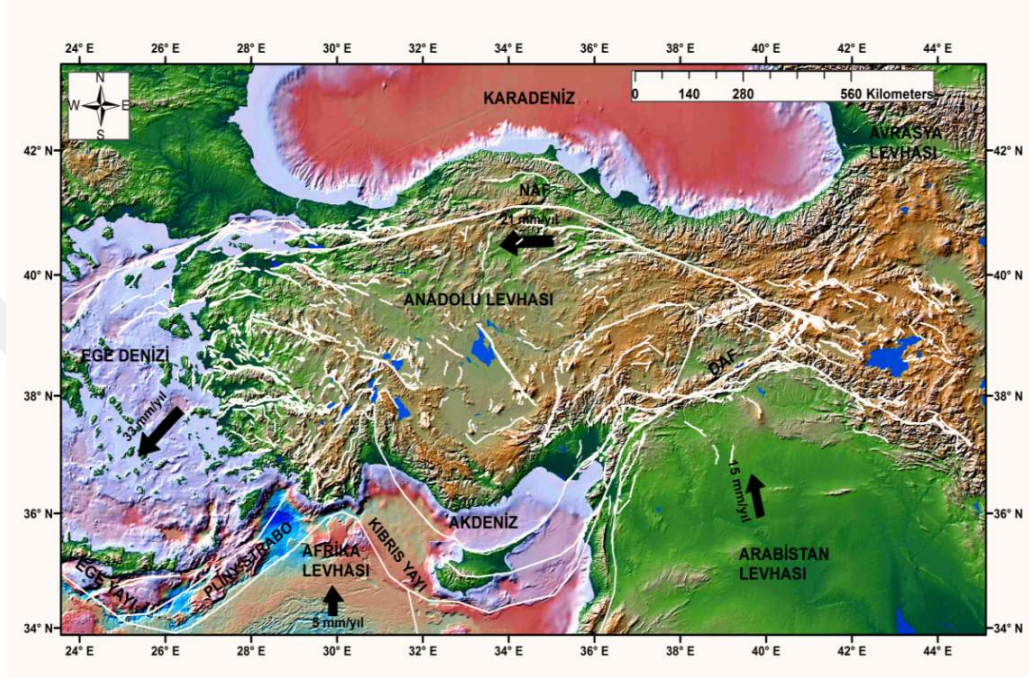
h) Kuvaterner - Günümüz aralığı (2 milyon yıldan günümüze): Neotetis'in Güney Kolu'nun geriye doğru çekilmesine bağlı olarak Batı Anadolu'da üst kabukta lokal genişlemeler meydana gelmiş ve bu alanda metamorfik çekirdek kompleksler yüzeylemeye (exumation) başlamıştır. Dalan okyanusal litosfer diliminin üst

kısımında meydana gelen sulu ergime, Güney Ege’de etkin olan volkanizmayı tetiklemiştir. Bu dönem aynı zamanda KAFZ’nun geliştiği bir dönemdir. KAFZ’nun bulunduğu alanın altında astenosferin yükselmesine bağlı olarak lokal depresyon alanları gelişmeye başlamıştır. Bu dönemde kuzeyde Karadeniz okyanusal litosfer dilimi iyice dikleşerek kopmuştur. Batı Anadolu’da Biga Yarımadası’ndan Gökova Körfezine kadar uzanan bölgede, kuzeye doğru dalan Neotetis’in Güney Kolu’nun geri çekilmesine bağlı olarak gelişen volkanizmanın zamanda ve mekanda göçü Şekil 2.3’de sunulmuştur.

Paleotetis okyanusunun kapanmasından sonra, bugünkü Doğu Akdeniz’de geç Triyas’ta kıtasal riftleşme başlamış ve bunun sonucunda Mesozoyik yaşlı Neotetis Okyanusu oluşmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu riftleşme, Kıbrıs’ın güneyinde pasif bir kıta kenarının gelişimi ile Orta Jura’da durmuş (Garfunkel, 1988), kuzeyde ise yığışım bölgesinin kompleks süreçleri ve yeni bir kıtasal kabuk oluşumu başlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1996). Avrasya ve Afrika plakaları arasındaki kıtasal yakınlaşma, geç Kretase’de (yaklaşık 90 milyon yıl) başlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Dewey ve ark., 1989). Devamında okyanusal havzalar kapanmaya başlamış ve kıtasal parçalar boyunca karışım meydana gelmiştir. Bunun sonucu olarak Türkiye ve Kıbrıs’ta yitim-yığışım kompleksi ve ofiyolitik kayalar (melanj) oluşmaya başlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Malpas ve ark., 1992).

Erken Miyosenden itibaren Afrika levhası Kıbrıs’ın güneyine doğru dalmaya başlamıştır (Eaton ve Robertson, 1993). Çarpışmanın sonucunda Neotetis Okyanusu’nun kuzey kolu kapanmış ve Anadolu-İran platformunda geç Paleosen – geç Burdigaliyen aralığında İzmir-Ankara ve Küçük Kafkas kenetleri oluşmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Seymen, 1975; Adamia vd; 1981). Diğer taraftan Neotetis’in güney kolunun kuzeye doğru yitimi geç Miyosen’de evrimini sürdürmüş (Şengör ve Yılmaz, 1981; Dewey vd; 1986; Robertson ve Grasso, 1995) ve güneydeki Arap levhası ile kuzeyde Avrasya levhasının Bitlis-Zagros kenet kuşağı boyunca kıtasal çarpışması ile son bulmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Dewey ve ark., 1986).

Avrasya ile Arabistan levhalarının çarpışması sonucu, uçta bulunan kısmın kapanması ve Neotetis'in güney kolundaki kenetlenme, doğuda orta Miyosen; batıda ise geç Pliyosen-Kuvaterner aralığında devam etmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Grasso, 1995).



Şekil 2.4. Türkiye'nin diri fayları ve ana tektonik yapılar (Faylar Emre ve ark., 2012, MTA Diri Fay haritası); Gülen, 2002; Emme Project, 2012; Kürçer ve ark., 2014'den derlenmiştir).

Afrika ve Arabistan plakalarının Avrasya plakasına göre kuzey yönlü hareketi Anadolu'nun güncel tektoniğini şekillendirmektedir. Bu hareketin sonucu ise batıda halen hareketini devam ettiren dalma-batma zonu boyunca Ege ve Kıbrıs yayları bulunmaktadır. Bitlis-Zagros bindirme fay zonu Anadolu'nun doğusunda aktif kıtasal çarpışma zonu boyunca kıvrım ve bindirme zonu olarak yer almaktadır. Bu kuzey-güney yönlü sıkışmalı tektonik rejim içerisinde Kuzey Anadolu Fay Zonu, Doğu Anadolu Fay Zonu ve Ölü Deniz Fay zonları başlıca doğrultu atımlı fay zonlarıdır. Sol yanal atımlı Ölü Deniz Fay Zonu ise Afrika ve Arabistan plakaları arasındaki diferansiyel hız farkının sonucu olarak meydana gelmiştir. Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fayları ise Anadolu plakasının tektonik sınırlarını oluşturup Anadolu plakasının saat yönünün tersine olan rotasyonunu ve batı yönlü kaçış hareketine yardımcı olmaktadır (Şekil 2.4.) Karmaşık ve aktif tektoniği ile Doğu Akdeniz Bölgesi hakkında birçok depremsellik çalışmaları yapılmıştır. Ayrıca

bölgenin Miyosen'den günümüze kadar kadar geçirdiği tektonik değişim ile sismik aktivite paralellik göstermektedir. Geç Miyosen'de Bitlis-Zagros kenet kuşağı boyunca Anadolu ve Arabistan levhaları arasındaki kenetlenme sona ermiş ve K-G yönlü sıkışma, Arap levhası ile bir miktar da Afrika levhasının kuzeye doğru hareketini olanaksız hale getirmiştir (Hempton, 1987; Robertson vd; 1991; Yılmaz vd; 1993). Bunun sonucu olarak, geç Miyosen-erken Pliyosen aralığında Anadolu'nun doğusu uzun süreli bir kıta içi yakınlaşmaya maruz kalmış (Mc Kenzie, 1969) ve sonuçta kabuksal kalınlaşma ve yükselme 2 km yi aşmış (Şengör ve Kidd, 1979), Anadolu-İran platosu ile (Kıbrıs'ın yükselimi dahil) Tibet platosu benzer bir seviyeye gelmiştir (Dewey ve ark., 1973). Bu dönem; D-B gidişli bindirme ya da ters faylar ve ilişkili ramp basenler gibi birçok sıkışma yapılarının oluşmasına sebep olmuştur (Kelling ve ark., 1987; Gürsoy ve ark., 1992)(Şekil 2.3).

Anadolu'daki kaçış tektoniği ile Güney Kızıldenizi'ndeki deniz tabanı yayılımının başlangıcının zamansal uyumu; Türkiye ve komşu alanlarının aktif tektoniğinin Arap ve Afrika Plakaları arasındaki göreceli hareket hızı farkından kaynaklanan Kızıldeniz'deki açılma tarafından denetlendiğini göstermektedir (Hempton, 1987).

Bitlis-Zagros Süturu boyunca kıta içi çarpışmanın devamında, Doğu Anadolu'daki başlangıçtaki sıkışma tektonik rejiminin yerini, yeni bir sıkışma-gerilme tektonik rejimi erken Pliyosen'de almıştır (tectonic escape / extrusion tectonics). Bunun sonucunda Kuzey Anadolu Fay Sistemi (KAFS) olarak adlandırılan kıta içi transform fay sistemi oluşmuştur. Doğu Anadolu Fay Sistemi (DAFS); KAFS' den daha genç ve muhtemelen geç Pliyosen'de oluşmuştur (Westaway ve Arger, 1996).

Sonuçta, Afrika Levhası'nın okyanusal litosferi üzerinden Anadolu bloğu batıya doğru hareket etmeye başlamıştır. Bununla birlikte, Büyük Kafkaslar'daki kıta içi yakınlaşma halen devam etmektedir. Güncel sismik aktivite bunun en iyi kanıtıdır (7 Aralık 1988 Spitak depremi (Ermenistan), 29 Nisan 1991 Rachat-Dzhava depremi (Gürcistan)) (Cisternas ve ark., 1989; Fuenzelidavt, 1997). Kafkaslardaki sismik aktivitenin Türkiye'den düşük olması ancak yakınlaşma oranının düşük olması ile açıklanabilir (Westaway, 1991; Mitchell ve Westaway, 1999). KAFS ve DAFS'nun

birlikteliği ile Anadolu bloğunun batıya kaçıışı; Arap levhasının kuzeye doğru Afrika levhasından daha hızlı hareketi ile mümkündür (Reilinger ve ark., 1997; Oral ve ark., 1995; DeMets ve ark., 1990; Barka ve Reilinger, 1997).

Güncel kinematik çalışmalar Arap levhasının K-KB yönünde 25mm/yıllık bir hızla hareket ettiğini (Reilinger ve ark., 1997; Oral ve ark., 1995; DeMets ve ark., 1990; DeMets ve ark., 1994) gösterirken, Afrika levhasının kuzey yönünde sadece 10 mm/yıllık bir hızla hareket ettiğini göstermektedir (Oral ve ark., 1995; Barka ve Reilinger, 1997).

KAFS ve DAFS tarafından kontrol edilen Anadolu bloğunun BGB yönlü kaçıışı, kolayca dalabilen Doğu Akdeniz litosferinin üzerinde saatin tersi yönünde bir rotasyona uğramaktadır (Rotstein, 1984). Tüm bu süreçler, Türkiye'nin farklı bölümlerinde farklı deformasyon mekanizmaları geliştirmiş ve bunun bir sonucu olarak ana yapılar ile birbirinden ayrılan ve kendine özgü deformasyon stilleri ve havza oluşumlarıyla karakteristik başlıca dört neotektonik bölge gelişmiştir.

Bunlar:

1. Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi
2. Kuzey Anadolu Bölgesi
3. Orta Anadolu "Ova" Bölgesi
4. Batı Anadolu Genişleme Bölgesidir (Şengör ve ark., 1985).

Batı Anadolu Genişleme Bölgesi, batı Türkiye, Ege Denizi, Balkanların güneyi, Yunanistan, Makedonya, Bulgaristan ve Arnavutluk'u kapsayan ve aktif bir yitim zonu üzerinde yer alan Ege Genişleme Bölgesi'nin bir bölümünü oluşturur. Batı Anadolu'daki ana kıtasal bloklar iki Kenet Kuşağı tarafından birbirinden ayrılmaktadır. İç Pontid Kenet Kuşağı, kuzeydeki İstanbul Zonu ile güneydeki Sakarya Zonunu birbirinden ayırmaktadır. İzmir-Ankara Kenet Kuşağı ise Sakarya Kıtasının güney sınırını kontrol eder ve güneydeki Anatolid-Torid Platformu ile sınır oluşturmaktadır. Batı Anadolu Bölgesi'ndeki başlıca jeolojik unsurlar, metamorfik

topluluklar, Oligo-Miyosen'den başlatıp Kuvaterner'e kadar gelişimini sürdürmüş olan magmatik topluluklar ve Neojen yaşlı havzalıdır (Yılmaz, 2000).

Batı Anadolu'daki metamorfik kayalar iki kuşak halinde izlenir. Kuzeydeki metamorfik toplulukları, Biga Yarımadası'nda Karakaya Karmaşığı ve Trakya'daki Istranca Masifi oluşturur. Güneydeki metamorfik topluluk ise, Karakaya Karmaşığı'nın temelini oluşturduğu Sakarya Kıtası'ndan İzmir-Ankara Kenet kuşağı ile ayrılan Menderes masifi ile temsil olunur (Yılmaz, 2000).

Batı Anadolu'daki metamorfik komplekslerin yüzeyleme kanıtlarına (26 Ma; Menderes ve Kazdag masifleri; Bozkurt ve Satir, 2000; Okay ve Satir, 2000; Işık ve ark., 2004) ve kalk-alkalen ve alkalen volkanik kayaların dağılımına göre (Savaşın ve Oyman, 1998; Aldanmaz ve ark., 2000, 2006; Alıcı ve ark., 2002; Altunkaynak ve Dilek, 2006 ve ilgili referanslar), genişleme ve mağmatizmanın yaşı geç Oligosen'den geriye gitmemektedir. Batı Anadolu Bölgesi'nde mağmatizma geç Oligosen'de başlamıştır. Mağmatizmanın ilk ürünleri granitler olup, irili-ufaklı stok ve plütonlar halinde geniş alanlarda yüzeyler. Kestanbol, Evciler, Karaköy ve Kozak Plütonları bu granitlerden en önemlilerini teşkil eder. Geç Oligosen'deki mağmatizma, kuzeyde yüzeye lavlarını ulaştırmış ve felsik-nötr bileşimli volkanik toplulukları meydana getirmiştir (Yılmaz, 2000). Ege Bölgesi'ndeki Senozoyik magmatik olaylarının jeolojik kanıtlarının belki de tamamı, Batı Anadolu'da hem güncel arazi şekilleri hem de volkanik kayaçların yüzeylemeleri olarak gözlenebilmektedir (Şekil 2.5). Batı Anadolu'daki Senozoyik volkanizmasının kronolojisi ve kimyasal evrimi, bir orojenik kuşağın evrimi sırasında gelişen manto dinamikleri ve litosfer-kabuksal ölçekteki süreçlerin anlaşılmasına katkı sağlayabilir. Doğu Akdeniz Bölgesi'nde genişlemeli deformasyon ve mağmatizmanın Neojen başından itibaren nasıl başladığı ve zaman ve mekânda nasıl değişikliğe uğradığı gibi jeodinamik evrimle ilişkili başlıca sorular güncelliğini korumaktadır.

Batı Anadolu'nun en yaygın kaya topluluğu Neojen çökelleridir. Çökeltme, genellikle erken Miyosen'de başlamıştır. Çoğunlukla birbiriyle bağlantılı ve düşük enerjili bir gölsel ortamda başlayan çökeltmenin en yaygın ürünleri bitümlü şeyllerdir. Menderes

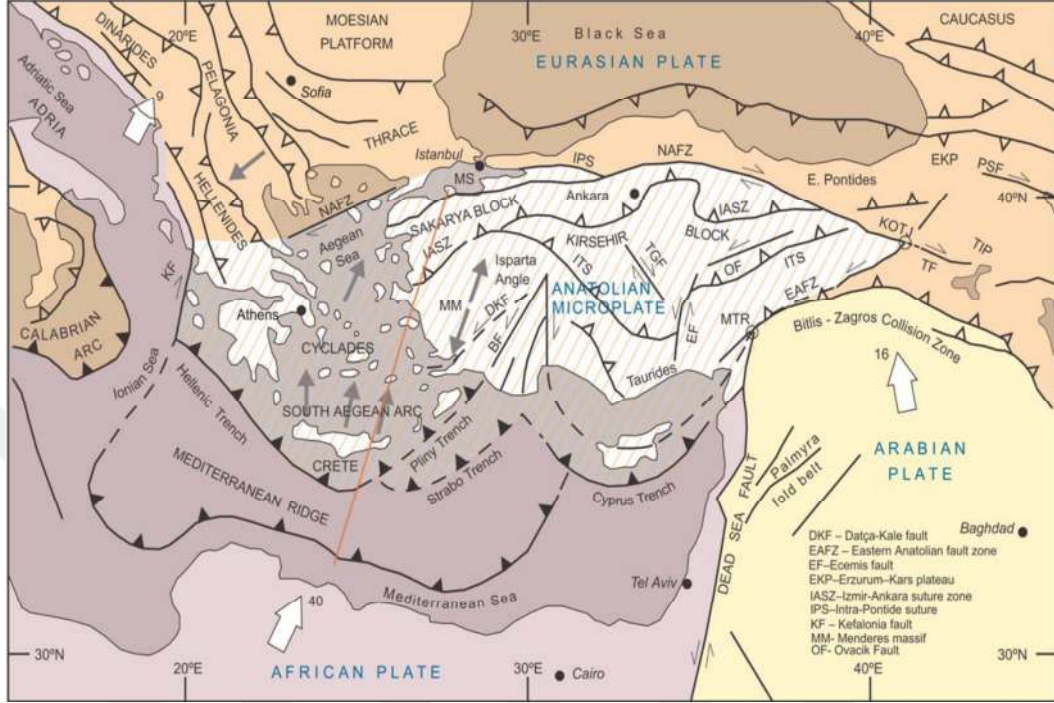
Masifi'nin yükselimi o dönemde henüz gerçekleşmemiştir. Erken Miyosen'deki karasal çökelim çoğunlukla K-G gidişli faylar tarafından kontrol edilmiştir.

Orta Miyosen'de etkili olan K-G yönlü sıkışma rejiminin en yaygın yapısal unsurları, KG- ya da KKD gidişli yanal atımlı fay sistemleridir (Yılmaz ve ark., 1997a ve b). Geç Miyosen dönemi, Batı Anadolu'da yeni bir tektonik rejimin başladığı dönemdir. Daha önce K-G yönlü sıkışma rejimi altında kısalıp kalınlaşan ve topoğrafik olarak yükselen kabuk, bu dönemde K-G yönlü genişleme rejiminin etkisiyle parçalanmaya başlamıştır. Bu dönemin en belirgin yapısal ürünü Menderes Masifi'nin Bozdağ çevresinde bir horst olarak yükselmesidir (Yılmaz, 2000). Bozdağ yükselimine yol açan K-G yönlü gerilme rejimi döneminde, sıyrılma fayları ile Menderes masifinin üst kesimi, K ve G yönünde sıyrılırken, tavan bloklar üzerinde K-G gidişli fay sistemleri ile şekillenen Dili-Ayvalık, İvrindi, Çine, Bozdoğan ve Karacasu gibi enine grabenler (cross graben) gelişmiştir.

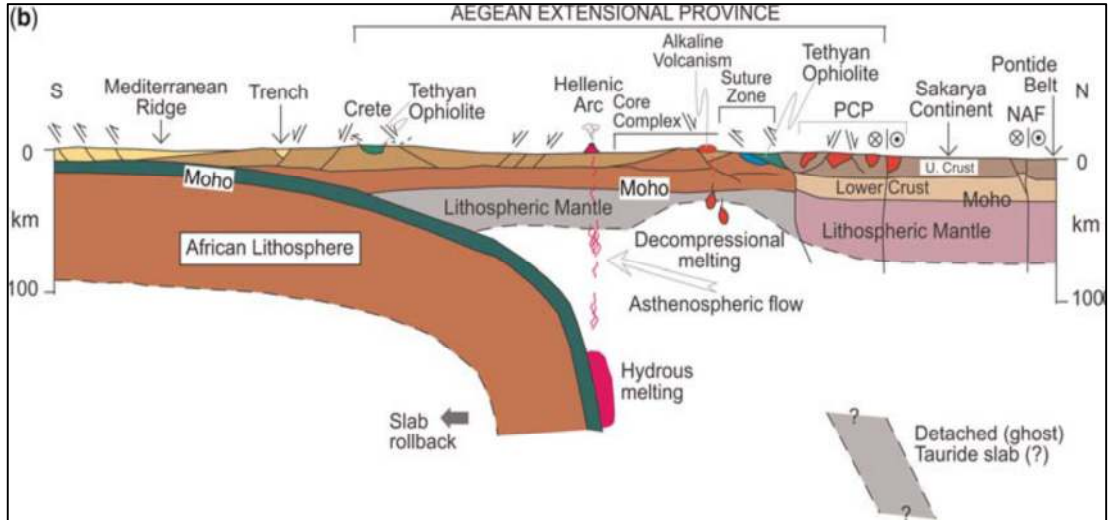
Geç Miyosen'de oluşan fay sistemlerinden, rift tipi alkali bazalt lavları çıkmış olup, bu lavlar Çanakkale'den Denizli'ye kadar geniş alanlarda, küçük mostralarda halinde görülmektedir. Batı Anadolu'nun günümüzdeki egemen yapıları D-B gidişli grabenlerdir. Bu grabenler ve yakın çevresindeki alanlarda kıta kabuğu 30 km'den daha incelmıştır (Yılmaz, 2000). Batı Anadolu ve çevresinde kabuk kalınlığını saptamaya yönelik çeşitli yöntemler uygulanmıştır. Airy izostatik dengelenim gravite anomali verileri (Allen ve Morreli, 1971; MTA, 1979; Meissner ve ark., 1987; Akçığ, 1988), düşük genlikli dispersiyon (low wave dispersion) (Ezen, 1993), Rayleigh dalgaların birlikte değerlendirilmesi (Mindavelli ve Mitchell, 1989) verileri ile, İç Anadolu ve Yunan anakarasında 40 km civarlarında kabuk kalınlığının, Batı Anadolu'da 30 km'lere kadar düştüğünü göstermektedir (Şekil 2.6.).

Genellikle sıcak su ölçümleri ve silika sıcaklığı yöntemlerine dayalı ısı akısı çalışmalarında, Biga Yarımadası'nda 100-120 m.wat/m² (Tezcan ve Turgay, 1991), Batı Anadolu'da ise ortalama 105 m.wat/m² (İlkışık, 1995) değerler elde edilmiştir. Sıcak alanlardan ölçülen He³/He⁴ oranları ve R/Ra oranları, sıcak su bileşimine

%50'ye varan oranlarda manto katkısının olduğuna işaret etmektedir (Pfister ve ark., 1997).



Şekil 2.5. Ege ve Doğu Akdeniz bölgesindeki başlıca levha sınırlarını, kenet kuşaklarını ve fay sistemlerini gösteren tektonik harita. Beyaz oklar yakınsayan levhaların hareket yönlerini, yazılı rakamlar ise mm mertebesinde yıllık hareket hızlarını göstermektedir (Dilek ve Altunkaynak, 2009).



Şekil 2.6. Afrika – Arabistan yakınsama zonu ve Ege Genişleme bölgesinden KKD-GGB gidişli bir profil boyunca alınmış yorumsal tektonik enine kesit (Dilek ve Altunkaynak, 2009).

2.1. Marmara Bölgesi ve Çevresinin Sismotektoniği ve Depremselliği

Türkiye ve yakın çevresi, Azor Yarımadaı'ndan başlayarak, uzak doğuda Endonezya'ya kadar uzanan Alpin deprem kuşağının, Akdeniz Bölgesi'ndeki, en aktif kısmını teşkil eder. Türkiye ve yakın çevresinde meydana gelen deprem episantırları haritaları incelendiğinde sismik aktivitenin en fazla doğrultu atımlı faylarla ilişkili olduğu görülmekle birlikte, Türkiye ve çevresindeki faaliyetin çoğunluğunun Ege Denizi civarında ve Kuzey Anadolu Kırık Kuşağında yer aldığı görülmektedir. Bu doğrultu atımlı faylardan biri olan Kuzey Anadolu Fay zonunun önemli bir kısmı ise Marmara Bölgesi'nden geçmekte ve buradaki aktif faylar büyük depremlere neden olmaktadır. Marmara Bölgesi özellikle geçmiş yıllarda 1999 İzmit (Mw. 7.5) ve 12 Kasım 1999 Düzce (Mw.7.2) depremi gibi iki büyük yıkıcı depreme ev sahipliği yapmıştır. Bu depremler çok büyük can ve mal kaybına neden olmuştur. Dolayısıyla git gide artan kentsel nüfusla birlikte tüm bu çevresel faktörler olası deprem tehlikesini arttırmaktadır.

Arabistan ve Avrasya Plakaları'nın çarpışması sonucu Anadolu'da Neotektonik dönem başlamıştır (Şengör, 1979; Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981; Hempton, 1985; Görür, 1992; Yılmaz, 1992). Bu çarpışmadan sonra Arabistan ve Avrasya yaklaşması başlamış ve kıtasal deformasyona neden olmuştur. Bu hareketin sonucu Doğu Anadolu'nun sıkışarak kabuğun yükselmesine sebep olmuştur (McKenzie, 1972; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1980). Saat yönünün tersi bir rotasyonel hareketle batıya doğru kaçmakta olan Anadolu levhasının bu hareketi Ege'de D-B doğrultulu normal faylarla ifade edilen grabenlerle K-G gerilme rejiminin etkisindedir (McKenzie, 1972; Şengör, 1980; Reilinger, 1997). Marmara Denizi ve yakın çevresi neotektonik açıdan söz konusu bu ana iki tektonik rejimin birinden diğerine geçildiği kritik bir yerde bulunmakta ve Armutlu Yarımadası konumu itibari ile Kuzey Anadolu Fayı'nın etkisinin gözlemlendiği bir alanda bulunmaktadır. (Aslan, 2008).

Kuzey Anadolu Fay Zonu, Marmara Bölgesi'nde KAFZ Mudurnu Vadisi'nden itibaren kollara ayrılarak büyük ölçekli bir at kuyruğu yapısı (horse-tail structure)

meydana getirir. İnceleme alanının güncel tektoniği, Sakarya Bölgesi için KAFZ'nun kuzey kolu, Gemlik Bölgesi için ise KAFZ'nun güney kolu tarafından kontrol edilir. Kuzey Kol, Sapanca-Gölcük- Çınarcık- Marmara Denizi'nden itibaren Saros Körfezi'ne, Orta Kol Geyve- Mekece- İznik Gölü güneyi-Gemlik Körfezine ve Güney kol ise Geyve Yenişehir Bursa Biga Yarımadası'na doğru ilerlemektedir. Mudurnu Vadisi'nden itibaren ana koldan ayrılan kuzey kol sırasıyla, Adapazarı güneyi, İzmit Körfezi üzerinden Marmara Denizi'ne uzanır (Şekil 2.7.).

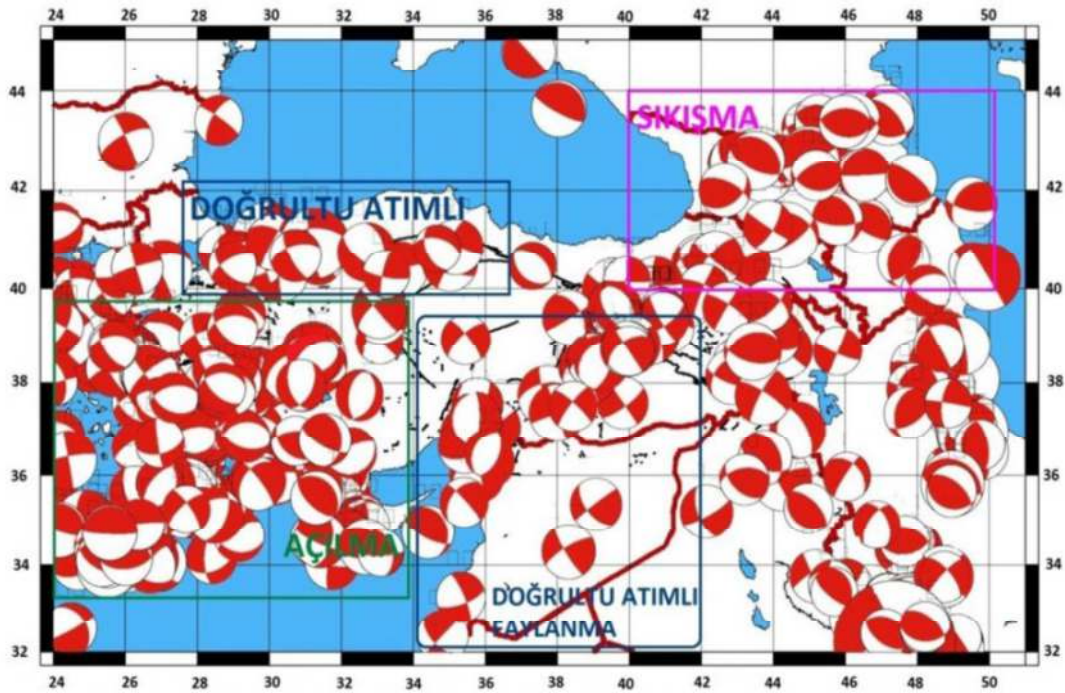


Şekil 2.7. Marmara Bölgesi ve çevresindeki aktif faylar (Emre ve ark., 2013).

Marmara Denizi içerisinde yaklaşık B-D doğrultusunda devam eden KAFZ'nun kuzey kolu Şarköy kuzeyinden itibaren Gelibolu Yarımadası'na girer ve Saros Körfezi'nden Kuzey Ege Denizi'ne ulaşır. Orta kol, İznik Gölü ve Gemlik Körfezi'ni, Güney kolu da, orta kola göre daha güneyde olup Edremit Körfezi'ne kadar uzanmaktadır (Şekil 2.7). Mudurnu Vadisi'nden itibaren ana koldan güney kol ise İznik Gölü Güneyi'ne ulaştıktan sonra kabaca iki alt kola ayrılır. Bu kollar kimi araştırmacılar tarafından Orta ve Güney kol olarak da ifade edilmektedir. Bu kollardan kuzeyde kalan kol, Gemlik Körfezi'nden itibaren Marmara Denizi güney kıyı şeridine koşut olarak uzanır. Kapıdağ Yarımadası'ndan itibaren GB'ya dönerek KD-

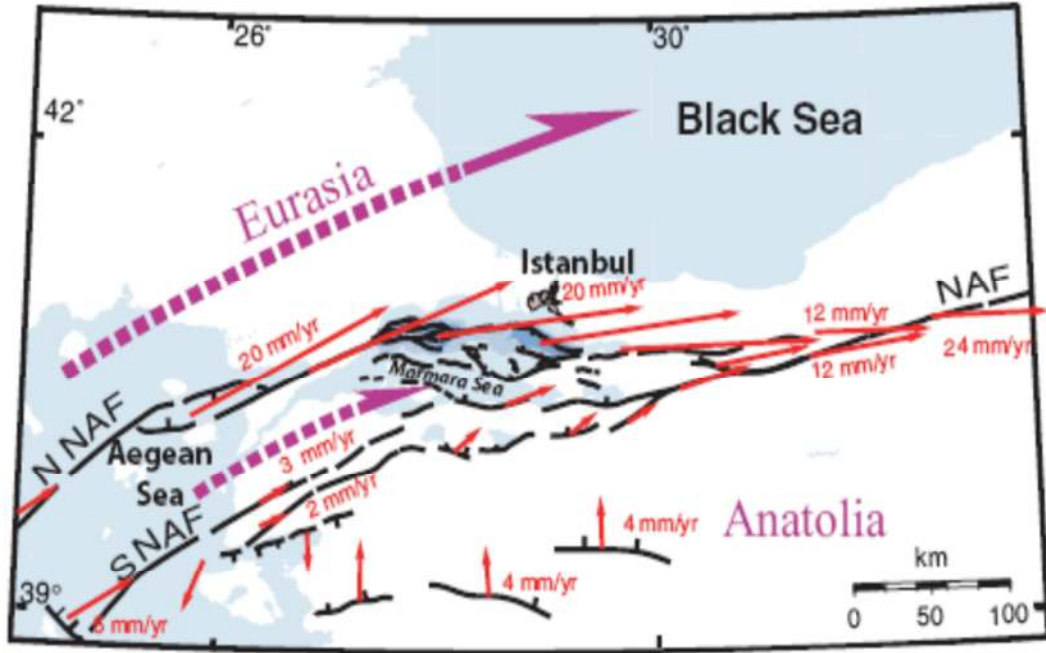
GB doğrultulu birkaç aralı-aşmalı fay segmenti ile Biga Yarımadası'nı kat eder. En güneyde kalan kol ise sırasıyla Bursa, Ulubat, Manyas, Yenice-Gönen ve Edremit fayları ile temsil olunur.

Depremlerin odak mekanizması çözümleri de Marmara ve Ege denizi içinde Kuzey Anadolu Fay zonunun devam ettiğini göstermiştir (Taymaz ve ark., 1991; Pınar ve ark., 2003; Kalafat ve ark., 2009; Örgülü, 2011; Yalçın ve Gülen, 2013). (Şekil 2.8. ve 2.9.). Marmara Bölgesinde büyük, sık ve yıkıcı depremler meydana gelmektedir. Odak mekanizması çözümlerinde ağırlıklı olarak normal ve doğrultu atımlı faylanmalar gösterdiği incelenmiştir. GPS çalışmaları, KAFZ'ın kuzey kolunun diğer kollara göre çok daha büyük kayma hızı değeri verdiğini göstermektedir (Flerit ve ark., 2003; Reilinger ve ark., 2006; Pondard ve ark., 2007). Kuzey kol için 20, Orta kol için 3 ve Güney Kollar için hesaplanan fay kayma hızları 2 mm/yıl olarak ifade edilmiştir (Utkucu ve ark., 2011; Yalçın ve ark., 2012). Doğrultu atımlı fay mekanizmalarına bağlı olarak da Marmara Denizindeki çukurluklar ile Sapanca, İznik ve Manyas gölleri çek-ayır (pull-apart) basenler olarak gelişmişlerdir.



Şekil 2.8. Türkiye ve Çevresi için deprem mekanizma çözümleri ((Mt) Kataloğu (Kalafat ve ark.,2009) ve GCMTHarvard verileri derlenerek 1976-2010 yılları arasını kapsayan $M_w \geq 4.0$ ten büyük depremlerin fay düzlemi çözümleri alınmıştır) (Yalçın ve ark., 2013).

Bu bölüküm ve sıçramalar doğrutu atımlı fayların hareketi doğrutusu boyunca fay segmenti sınırlarını meydana getirmektedirler (Çeken, 2007). Segment kenarlarında fay kırılmasının tetiklenmesi enerjinin hızlıca iletimi veya durması söz konusu olmaktadır (Duman ve ark., 2007; Yalçın ve Gülen, 2013).

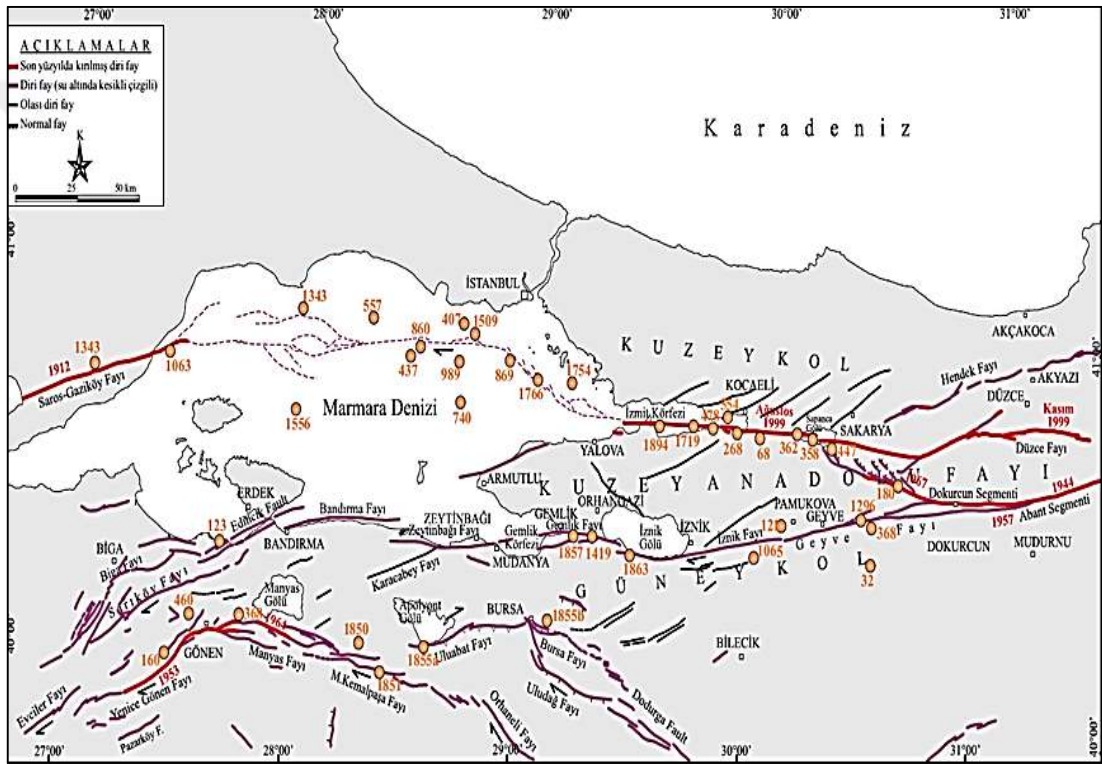


Şekil 2.9. Bölge içinde uzanan fay kolları boyunca GPS çalışmalarından belirlenmiş kayma hızları (Flerit ve ark. 2003) Kuzey fay kolu çok daha büyük bir fay kayma hızına sahiptir (20 mm/yıl).

Kuzey kol üzerindeki yıllık kayma hızının diğer kollara oranla güncel GPS çalışmalarına göre daha fazla olduğu görülmektedir. KAFZ'nun ana gövdesi üzerindeki yıllık kayma hızı 24 mm iken bu toplam deformasyon oranının 20 mm/yıllık bölümü kuzey kol, yaklaşık 4 mm/yıllık oranı ise diğer kollar tarafından paylaşılmaktadır (Şekil 2.9.).

GPS hızlarındaki bu farklılık tarihsel ve aletsel dönem deprem etkinliğine de yansımıştır. Kuzey kol, hem tarihsel hem de aletsel dönemde diğer kollara oranla daha sık aralıklarla çok büyük depremler üretmiştir. Son yıllardaki GPS çalışmaları Marmara Denizi'ndeki faylar üzerindeki gerilme birikimini 22 ± 3 mm/yıl olarak göstermişlerdir (Straub ve ark., 1997; Kahle ve ark., 2000; McClusky ve ark., 2000). Tarihsel ve aletsel deprem katalogları bölgenin batısında ve doğusunda meydana gelen iki büyük karakteristik deprem sırasıyla $M_s=7.4$ 1912 Şarköy-Mürefte

Depremi ve $M_w=7.5$ olan 1999 İzmit depremleri bu bölgedeki birikmiş deformasyonu açığa çıkararak tüm Marmara Denizi'ni sismik bir boşluk olarak tanımlamışlardır. Son GPS çalışmaları ve önceki belli başlı sismik aktiviteler bu bölgedeki sismik tehlikenin arttığına işaret etmekte ve bu bölgenin özellikle Marmara Denizi'nin iç yapısının sismik tehlike çalışmaları bakımından detaylı bir şekilde araştırılmasının önemini bir kez daha arttırmıştır (Smith ve ark., 1995; Wong ve ark., 1995; Okay ve ark., 1999, 2000; Parke ve ark., 1999; Imren ve ark., 2001; Pınar ve ark., 2003; Utkucu ve ark., 2011).



Şekil 2.10. Marmara Bölgesi'ne ait aktif faylar ve son ikibin yılda meydana gelmiş büyük depremlerin lokasyonları ($M_s > 6.8$) merkezlerinin dağılım haritası. 20. yy'da kırılmış faylar kalın kırmızı çizgi ile gösterilmiştir Kuzey fay kolu'nun bölgede meydana gelen $M_S \geq 6.8$ depremlerin çoğunu ürettiğine dikkat ediniz. Bu durum GPS çalışmalarından Kuzey fay kolu için çıkarılan göreceli olarak çok daha büyük fay kayma hızını doğrular niteliktedir. (Özalp ve ark., 2013; Ambraseys ve Finkel, 1991; Şaroğlu ve ark., 1992; Emre ve ark., 1998; Ambraseys, 2002; Armijo ve ark., 2002; Tan ve ark., 2008).

Tablo 2.1 Marmara Bölgesi'nde $M \geq 5.0$ olan depremlere ait oluş zamanı bilgileri

| No | Tarih | Orijin Zamanı | Enlem | Boylam | M_s | Referans |
|----|------------|---------------|-------|--------|-------|----------|
| 1 | 15.04.1905 | 05:36:?? | 40.20 | 29.0 | 5.6 | 1 |
| 2 | 22.10.1905 | 03:42:?? | 41.00 | 31.0 | 5.2 | 1 |
| 3 | 21.08.1907 | - | 40.70 | 30.1 | 5.5 | 1 |
| 4 | 09.08.1912 | 01:29:?? | 40.60 | 27.20 | 7.3 | 1,2,3 |
| 5 | 10.08.1912 | 09:23:?? | 40.60 | 27.10 | 6.3 | 1,2 |
| 6 | 10.08.1912 | 18:30:?? | 40.60 | 27.10 | 5.3 | 1,2 |
| 7 | 11.08.1912 | 08:19:44 | 40.60 | 27.20 | 5.0 | 1,2 |
| 8 | 13.09.1912 | 04:27:?? | 40.70 | 27.00 | 6.9 | 3 |
| 9 | 10.04.1917 | 19:40:18 | 40.60 | 27.10 | 5.3 | 1,2 |
| 10 | 16.12.1926 | 17:54:05 | 40.13 | 30.72 | 5.7 | 1,2 |
| 11 | 24.01.1928 | 07:36:11 | 40.99 | 30.86 | 5.3 | 1,2 |
| 12 | 04.01.1935 | 14:41:30 | 40.70 | 27.47 | 6.4 | 4 |
| 13 | 04.01.1935 | 15:19:18 | 40.37 | 27.17 | 5.6 | 4 |
| 14 | 04.01.1935 | 16:20:04 | 40.65 | 27.35 | 6.3 | 4 |
| 15 | 22.10.1935 | 07:29:42 | 40.31 | 27.21 | 5.2 | 1,2 |
| 16 | 02.07.1938 | 12:26:45 | 40.17 | 27.88 | 5.0 | 1,2 |
| 17 | 16.06.1942 | 05:42:34 | 40.80 | 27.80 | 5.6 | 1,2 |
| 18 | 20.06.1943 | 15:32:54 | 40.85 | 30.51 | 6.6 | 1,2 |
| 19 | 20.06.1943 | 16:47:57 | 40.84 | 30.73 | 5.5 | 1,2 |
| 20 | 13.11.1948 | 04:44:50 | 40.23 | 29.02 | 5.6 | 1,2 |
| 21 | 15.09.1951 | 22:52:12 | 40.15 | 28.02 | 5.0 | 1,2 |
| 22 | 03.06.1953 | 16:05:31 | 40.28 | 28.53 | 5.3 | 1,2 |
| 23 | 18.03.1953 | 19:06:13 | 40.01 | 27.49 | 7.2 | 5 |
| 24 | 23.03.1954 | 12:58:46 | 40.50 | 27.50 | 5.0 | 1,2 |
| 25 | 06.01.1956 | 12:15:44 | 40.39 | 26.29 | 5.5 | 1,2 |
| 26 | 26.05.1957 | 06:33:35 | 40.58 | 31.00 | 7.0 | 2,5 |
| 27 | 26.05.1957 | 08:54:51 | 40.60 | 30.74 | 5.4 | 1,2 |
| 28 | 26.05.1957 | 09:36:38 | 40.76 | 30.81 | 5.9 | 1,2 |
| 29 | 27.05.1957 | 11:01:34 | 40.73 | 30.95 | 5.8 | 1,2 |
| 30 | 01.06.1957 | 05:26:59 | 40.75 | 30.86 | 5.0 | 1,2 |
| 31 | 26.12.1957 | 15:01:44 | 40.83 | 29.72 | 5.2 | 1,2 |
| 32 | 26.07.1959 | 17:07:06 | 40.91 | 27.54 | 5.4 | 1,2 |
| 33 | 29.03.1963 | 03:09:17 | 40.29 | 26.15 | 5.1 | 1,2 |
| 34 | 18.09.1963 | 16:58:14 | 40.77 | 29.12 | 6.3 | 1,2 |
| 35 | 06.10.1964 | 14:29:57 | 40.24 | 28.16 | 5.1 | 1 |
| 36 | 06.10.1964 | 14:31:23 | 40.20 | 28.20 | 6.8 | 5 |

(Tablo 2.1 Devam)

| No | Tarih | Orijin Zamanı | Enlem | Boylam | <i>M_s</i> | Referans |
|----|------------|---------------|-------|--------|----------------------|----------|
| 37 | 23.08.1965 | 14:08:58 | 40.51 | 26.17 | 5.6 | 1,2 |
| 38 | 21.08.1966 | 01:30:43 | 40.33 | 27.40 | 5.5 | 1 |
| 39 | 22.07.1967 | 16:56:58 | 40.57 | 30.80 | 6.9 | 5 |
| 40 | 22.07.1967 | 17:48:06 | 40.66 | 30.62 | 5.1 | 1 |
| 41 | 22.07.1967 | 18:09:55 | 40.72 | 30.51 | 5.0 | 1,2 |
| 42 | 30.07.1967 | 01:31:01 | 40.63 | 30.53 | 5.6 | 5 |
| 43 | 03.03.1969 | 00:59:10 | 40.08 | 27.50 | 5.7 | 1 |
| 44 | 17.03.1975 | 05:35:17 | 40.48 | 26.08 | 5.8 | 1 |
| 45 | 27.03.1975 | 05:15:07 | 40.45 | 26.12 | 6.7 | 1 |
| 46 | 05.07.1983 | 12:01:27 | 40.33 | 27.21 | 5.8 | 2,6 |
| 47 | 17.08.1999 | 00:01:38 | 40.73 | 29.97 | 7.8 | 7,8 |
| 48 | 17.08.1999 | 03:14:01 | 40.59 | 30.62 | 5.3* | 9 |
| 49 | 19.08.1999 | 15:17:45 | 40.65 | 29.09 | 5.0* | 9 |
| 50 | 31.08.1999 | 08:10:51 | 40.74 | 29.97 | 5.0* | 9 |
| 51 | 13.09.1999 | 11:55:29 | 40.76 | 30.08 | 5.8* | 9 |
| 52 | 29.09.1999 | 00:13:06 | 40.71 | 29.30 | 5.0* | 9 |
| 53 | 11.11.1999 | 14:41:25 | 40.78 | 30.29 | 5.5* | 9 |
| 54 | 20.10.2006 | 18:15:24 | 40.24 | 27.98 | 5.0 ⁺ | 10 |
| 55 | 24.10.2006 | 14:00:21 | 40.41 | 28.99 | 5.0 ⁺ | 10 |

1: Ayhan ve ark.,1984; 2: Kalafat ve ark., 2007; 3: Ambraseys ve Finkel, 1987; 4: Crampin ve Üçer, 1975; 5: Dewey, 1976; 6: Kalafat ve ark., 2000; 7: Özalaybey ve ark., 2002; 8: United States Geological Survey; 9: Örgülü ve Aktar, 2001; 10: Örgülü, 2011; * *M_w*; ⁺ *M_D*.

Gerek KAFZ'ın buradaki etkin varlığı ve kollara ayrılması ve gerekse bu kollardaki hareketin oldukça büyük farklılıklar göstermesi Marmara Bölgesi'nde tarihsel ve aletsel dönem deprem etkinliğine neden olan başlıca etken olmuştur (Utkucu, 2011) (Şekil 2.10.). Tablo 2.1 ve 2.2 incelendiğinde aletsel dönem kayıtlarında $M_s > 5$ 'ten olan birçok deprem mevcuttur ve günümüzde de bu deprem etkinliği devam etmektedir. 17 Ağustos 1999 depreminden bu yana yaklaşık 19 yıl geçtiği düşünüldüğünde biriken deformasyon enerjisinin, bu bölgede deprem tehlikesinin varlığını hala sürdürmekte olduğunu göstermektedir.

Tablo 2.1 ve Şekil 2.8'den de açıkça görülebileceği gibi bölge çok yoğun bir deformasyon altında kalmakta ve bunun sonucu olarak yüksek bir deprem aktivitesi

göstermektedir. Bu durum bölgesel jeodinamik modelin ve tektonik yapının kapsamlı bir şekilde araştırılmasına işaret etmektedir.



BÖLÜM 3. TOMOGRAFİK TERS ÇÖZÜM AŞAMALARI VE TELESİSMİK TOMOGRAFİ

Sismik tomografi sismik kayıtlardan yola çıkılarak Dünya'nın heterojenik iç yapısının üç boyutlu ters çözümler yardımıyla çıkarımıdır. 1970'lerin ortalarında (Aki & Lee 1976; Aki ve ark., 1977; Dziewonski ve ark., 1977), bu tekniği çeşitli ölçeklerde yer altı yapısını ortaya çıkarmak için kullanmıştır. Dünya'nın iç yapısını ilk keşfeden insanlardan biri olan Mohorovicic 1999'da bölgesel bir depremde iki ayrı seyahat eğrisi gözlemlemiştir. Bir eğri doğrudan kabuktan gelen fazları içerirken, diğeri kabuk ve üst manto sınırından yansıyan gelen dalgaların elastik özelliklerini göstermiştir. Bu süreksizlik sınırı dünya çapında kabul görmüş "Mohorovicic Süreksizliği" olarak kabul edilmiştir. Daha büyük ölçekte Herglotz ve Wiechart'ın yöntemi ilk olarak 1910 yılında, bir boyutlu Dünya modeli ile bir bütünlük oluşturması açısından kullanılmaya başlanmıştır. Kaynak ve alıcının çokluğu ve geometrik dizilimi sismik modelin daha detaylı ve çözünürlüğünün daha iyi olmasında büyük bir etkidir. Yapay kaynaklar patlatmalar hava tabancaları, vibro gibi kaynaklar yansıma veya geniş açılı tomografide kullanılır. Kabuk, litosfer ve hatta yerin bütün iç yapısı depremler yardımıyla geniş ölçüde çalışmalarla ortaya çıkarılmıştır (Walck 1988; Benz ve ark., 1992; Grand ve ark., 1997; Steck ve ark., 1998; Simons ve ark., 1999; Burdick ve ark., 2008; Priestley ve ark., 2008; Rawlinson ve ark., 2010).

Yeryüzünün sismik modeli matematikte bir düz çözüm problemi olarak tanımlanabilir. Dünya'nın yapısını ve özelliklerini bilmek ve kullanmak dalga yayılımının fiziğini tahmin etmek için gözlemler şunlar olmalıdır:

$$d = F(m) \tag{3.1}$$

burada d veriyi, m verilen modeli ve F düz çözümü sağlayan fonksiyonu temsil eder. Sismik tomografide, Dünya'nın iç yapısını çıkarmak için yapılan gözlemler, yine dalga yayılımının fiziğinin araştırılması ile mümkündür, kombinasyon halinde doğrusal veya doğrusal olmayan bir ters çözüm tekniği ile bu sağlanır. Doğrusal bir ters problem için, $d = F(m)$ eşdeğer bir ayrık kümeyle değiştirilebilir. Doğrusal denklemler

$$Gm = d \quad (3.2)$$

burada d ve m veri ve model parametrelerini içeren vektörler, ve G fiziği temsil eden bir matristir. Öte yandan doğrusal olmayan bir problem için veri ile hesaplanmış arasındaki tipik fark belirlenir ve pertürbasyon modelleri hesaplanır ve aradaki fark en aza indirgenene kadar iterative yöntemler uygulanmaya devam edilir (Aster ve ark., 2005).

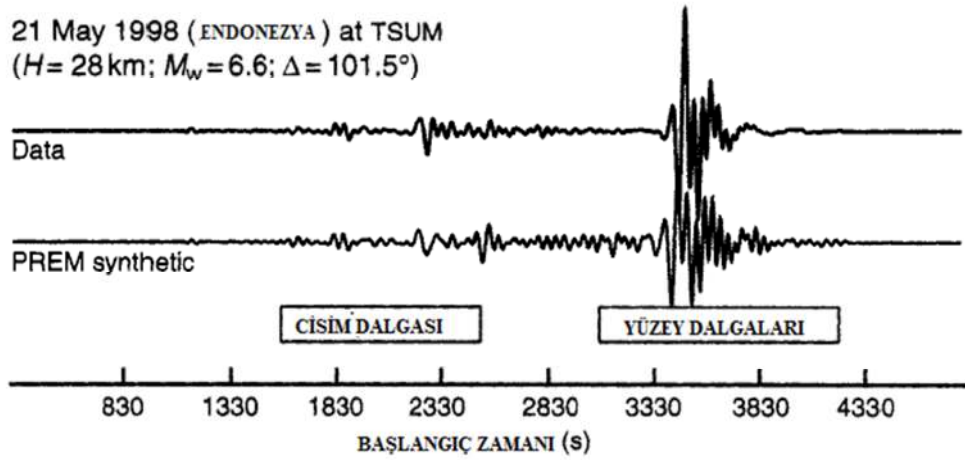
Son yıllarda küresel ve bölgesel ağların oldukça genişlemesi nedeniyle sismik tomografi ile görüntüleme yöntemleri çok ilerlemiştir (ör. Romanowicz ve ark., 1984; Deprem Bilim Kurulu 2003; Butler ve ark., 2004). İlk global tomografi modelleri kataloglarda kaydedilmiş, istasyonlara ilk gelen P dalgasının seyahat sürelerine bağlı olarak oluşturulmuşlardır. Bununla birlikte geniş bantlı sismik sinyalleri kayıt edebilen sismometrelerin yardımıyla ve süper hızlı bilgisayarların da üretilmesiyle büyük matris hesaplamaları gerektiren ters çözüm problemleri oluşturulmuş ve daha ileri modeller ortaya konulmuştur. Ancak hala 'en iyi' modeli sağlamak için her geçen gün daha fazla çalışma yapılmaktadır. Literatürde devam eden tartışmalar model çözümü ve yorumu, kötü şartlarda elde edilen sismik tomografinin ve büyük ters çözüm problemlerinin iyileştirilmesidir. Küresel ölçekte sismik istasyonların büyük kısmı Kuzey Yarımküre'de ve plaka sınırlarında konumlanmıştır. Yerel ve bölgesel ölçekte yeterli sismik ağlar genellikle aktif fay zonları üzerine kurulmuştur. Ancak deprem kaynaklarında ve hem de diğer alıcılarda büyük boşluklar olması sismik tomografi görüntülerinin çözünürlüğünün kalitesini düşürmektedir. Hemen hemen bütün sismik tomografi çalışmalarında pürüzlülük ve eksik örnekleme yaygın bir problem oluşturmuştur. Mantoda gelişen dar yapıları (ör.,

ytim altındaki litosfer levhaları, manto yükselimleri) veya kabuğun içindeki ince ölçekli yapıları (ör., fay zonları, magma odaları vb.) analiz etmek için çok sayıda model parametresine ihtiyaç duyulmaktadır. Sismik modeli 1*1, 100 km kalınlıkta bir tabaka için yaklaşık 1000000 adet parametre gerekecektir. Benzer bir şekilde bölgesel ölçekte 1 km³ lük hücrede 400 km'den 250 km'ye 40 km derinliğinde yaklaşık 4 milyon parametreye ihtiyaç duyulmaktadır. Ancak verinin eksik olmasından dolayı model benzersizlikleri ve eksik örneklemler olmaktadır. Aslında birden fazla model sismik tomografi setini tamamlayabilir. En başarılı modeli yakalayabilmek için model benzersiz olmasına rağmen geçici kısıtlamaları da zorlamalıyız. Dalga yayılım modelleri ile ters çözümü daha basitleştirmek ve süre açısından kısaltmak adına basit yaklaşımlar yapsakta, bu yol model kalitesinde ve yüksek çözünürlüklü uygulamalarda çözümün kalitesini düşürmektedir.

3.1. Sismik Tomografide Veri Türleri

Tomografide üç genel veri türünü ve bunlara karşılık gelen tomografi türlerini tartışacağız. Bunlar; cisim dalgaları seyahat zamanları, yüzey dalgaları seyahat zamanları ve serbest ortamlarda yapılan spektral ölçümlerdir. Manto örneklemlerinde küresel tomografi bu üç temel veri türünü de sağlamaktadır (Romanowicz, 2003). Telesismik cisim dalgaları seyahat zamanları hem global hem de bölgesel uygulamalarda kullanılmaktadır. İlk küresel model Dziewonski ve diğerleri tarafından 1977'de tarafından ISC-Uluslararası Sismoloji Merkezi bültenlerinde yayınlanmıştır. Daha sonra Inoue ve ark., 1990; Vasco ve ark., 1995; Zhou, 1996; Van der Hilst ve ark., 1997; Bijwaard ve ark., 1998; Montelli ve ark., 2004a, 2004b) şu anda ISC bültenlerini oluşturan milyonlarca seyahat süresini kullandı. Küresel ölçekli seyahat zamanı tomografisi sürekli değişen bu fiziksel yapıyı aydınlatmada büyük bir anahtar olmuştur (Grand, 1994; Grand ve ark., 1997; Fukao ve ark., 2001). Yüzey dalgaları genellikle yüksek genlikli sinyalleri üretir. Frekansa bağlı yüzey dalgalarının hızlarının ölçümü özellikle istasyon sayısının az olduğu okyanus bölgelerinde litosferin yapısını anlamamızda önemli bir anahtardır (Nakanishi ve Anderson, 1982; Nataf ve ark., 1986; Montagner ve Tanimoto, 1991;

Zhang ve Tanimoto, 1993; Laske, 1995; Trampert ve Woodhouse, 1995; Ekstrom ve ark., 1997; van Heijst ve Woodhouse, 1999).



Şekil 3.1. 21 Mayıs 1998 Endonezya Depremi'nin cisim dalgaları ve yüzey dalgalarının Preliminary Reference Earth Model'ine göre (PREM) sentetik düşey sismogram kaydı, alttaki ise TSUM (Tsumeb, Namibia) istasyonunun gözlenen düşey bileşen kaydıdır (C. Thurber ve Ritsema, J., 2007).

Cisim dalgaları nispeten düşük genlikli (Şekil 3.1.), telesismik mesafelerde yerin derin manto ve çekirdek yapısı boyunca seyahat edebilen sismik dalgalardır. Doğrudan gelen dalgalar, yüzeyden yansıyan dalgalar ve çekirdekten yansıyan dalgalar manto boyunca örneklemeleri sağlar. Küresel tomografide telesismik dalganın seyahat süresi derin manto yapısını anlamakta anahtardır. Üst manto modellemelerinde telesismik dalganın seyahat süresi ve lokal - bölgesel tomografi modelleri genellikle istasyonların bölgesel ağlarının yoğunluğuna bağlı olarak değişmektedir. Işın yolu ve Fermat teorisi cisim dalgası tomografisinin en temel ilkesidir. Sonsuz sınırlar içinde;

T seyahat zamanı ise ışın yolu integrali ;

$$T = \int_{raypath} u(r) ds \quad (3.3)$$

olarak ifade edilir. Burada u; yavaşlık parametresi, r konum, ds, yol uzunluğunun sonsuz küçük bir elemanıdır. Problemin çözümü; seyahat zamanı rezidüellerinden yola çıkarak 3 boyutlu olarak yavaşlığın olduğu ortamları tespit etmektir. Cisim dalgası tomografisi sonsuz frekanslı ortamda nispeten daha basit ancak sonlu frekans etkileri göz önüne alındığında daha karmaşık hale gelmektedir.

Husen ve Kissling'in ortaya attığı "fat ray" hızlı ışın tekniği ilk olarak Fresnel zonun girişinde sismik dalga enerjisinin dağılarak yarıya kadar indiğini, ilk olarak varan fazların varış zamanı rezidüelleri ve model pertürbasyonlarına bu durumun direkt olarak etkilediğini önermektedir. Bu nedenle belirli bir bölgede belirli bir veriye duyarlı muz gibi kavisli bir yolun, kaynağın ve alıcının ipuçlarına daha rahat götüreceği açıklanmıştır. Husen ve Kissling (2001) yerel deprem tomografisi için böyle bir yaklaşım getirmiştir. Belirli bir model hücrede bulunan toplam Fresnel hacimde seyahat sürelerinde model parametreleriyle orantılı olarak hatalar elde edilmiştir. Dolayısıyla Dahlen ve diğerleri 2000'de "Banana-Doughnut" kuramı geliştirerek çapraz korelasyon ölçümlerinin tamamen geometrik model boyunca modele tamamen duyarsız olduğunu ileri sürmüştür. Bununla birlikte sonlu frekans etkilerinin yerkürenin görüntülenme çalışmaları devam ederken çözünürlüğün kalitesi adına hala büyük bir tartışma olarak devam ettiği unutulmamalıdır (Montelli ve ark., 2004a, 2004b; van der Hilst ve De Hoop, 2005).

Uygulama yöntemleri, veri ve model parametreleri, farklı uygulamalar için değişse de genellikle tomografi kuramı;

1. Modelleme (parametrelendirme),
2. Algoritma ve model parametreleri kullanarak yapılan düz çözüm,
3. Ters çözüm,
4. Çözüm kalitesinin saptanması.

adımlarından oluşmaktadır. Bu güne kadar yapılan sismik tomografi çalışmaları ile elde edilen görüntüler, mantonun dinamiği ile açıklanabilen ve jeoid yapısı ile ilişkili küresel hız dağılımlarını, tektonik olarak dalan levhaların ayrıntılı yapılarını, volkanik ve jeotermal alanlardaki mağmanın hacim ve geometrilerini, fay kuşaklarını ve mağma yükselimine neden olan zayıflık zonlarını içermektedir.

3.2. Model Parameterizasyonu

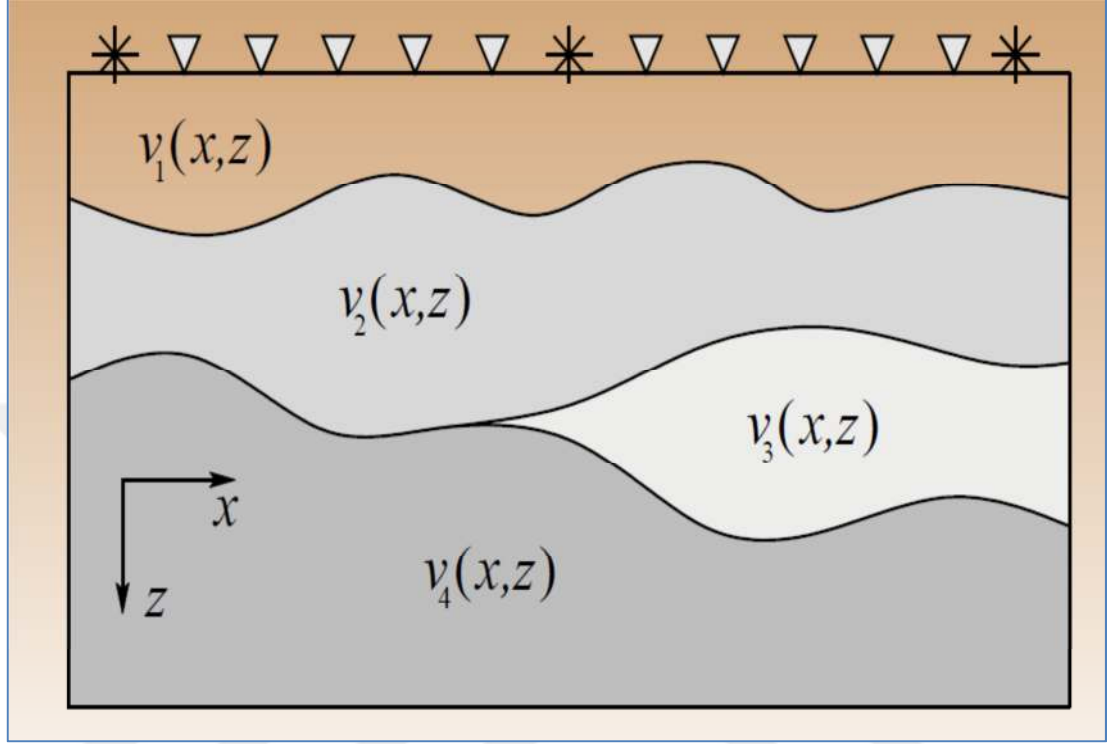
Dünya'nın iç yapısının fiziksel özelliklerinin incelenmesinde bir dizi metod vardır. Sismik kayıtların farklı bileşenleri, genlikleri, dalga formu spektrumları, seyahat zamanları bu özelliklerin incelenmesinde önemli parametrelerdir. Kaynak-alıcı dizileri sıralı, alıcı dizisi kaynağa yakın veya uzak, kaynaklar doğal yada yapay, gibi farklı konfigürasyonlarda olabilir. Sismik tomografi çalışmalarında yöntemin eldeki verilerle asıl problemin çözümüne yönelik olarak seçilmesi çok önemlidir.

Veri ve model parametreleri arasındaki ilişki, $d=g(m)$, herhangi bir tomografik yöntemin temelini oluşturur. Gözlemlenen bir veri kümesi $d_{göz}$ ve ilk model m_0 için, fark $d_{obs} - g(m_0)$, ne kadar iyi olursa mevcut model tahminleri veriyi tatmin eder. Tomografide ters çözümün amacı gözlenen veri ile hesaplanan arasındaki farkı en aza indirmektir. Nihai modelin güvenilirliği; gözlenen verilerin model tahminlerinde ne kadar iyi tahmin edilebildiği, $g(m)$ verilerin model parametrelerini sınırlama derecesi, model tahminlerinin belirleme yönteminin doğruluğu tomografik ters çözümde çok önemlidir.

Model parametrizasyonu; hedeflenen bölgenin sismik yapısının model parametreleri kümesi ile temsil edilmesidir. Düz çözüm verilen bir modelin (örneğin seyahat sürelerinin) model parametrelerinin tahmin edilmesidir. Ters çözüm model parametrelerinin gözlemlenen değerler ile daha iyi eşleşene kadar modelin otomatik olarak iyileştirilmesi olayıdır. Çözüm testleri ise çözümün sağlamlığının araştırılması (kovaryans, çözünürlük tahminleri) için yapılan sentetik olarak hesaplanan çözünürlük tahminleridir. Model ile veri arasındaki temel ilişki göz önüne alındığında model parametreleri $Gm=d$ ile tanımlanır. Böylelikle $g(m)$ ve gözlenen veri hesaplanabilir. Sismik tomografide, genel olarak, ortamı katmanlarla temsil etmek, özelliklerin sürekli olarak değiştiği, alt-yatay arayüzeylerle ayrılmış modeller ile tanımlanır.

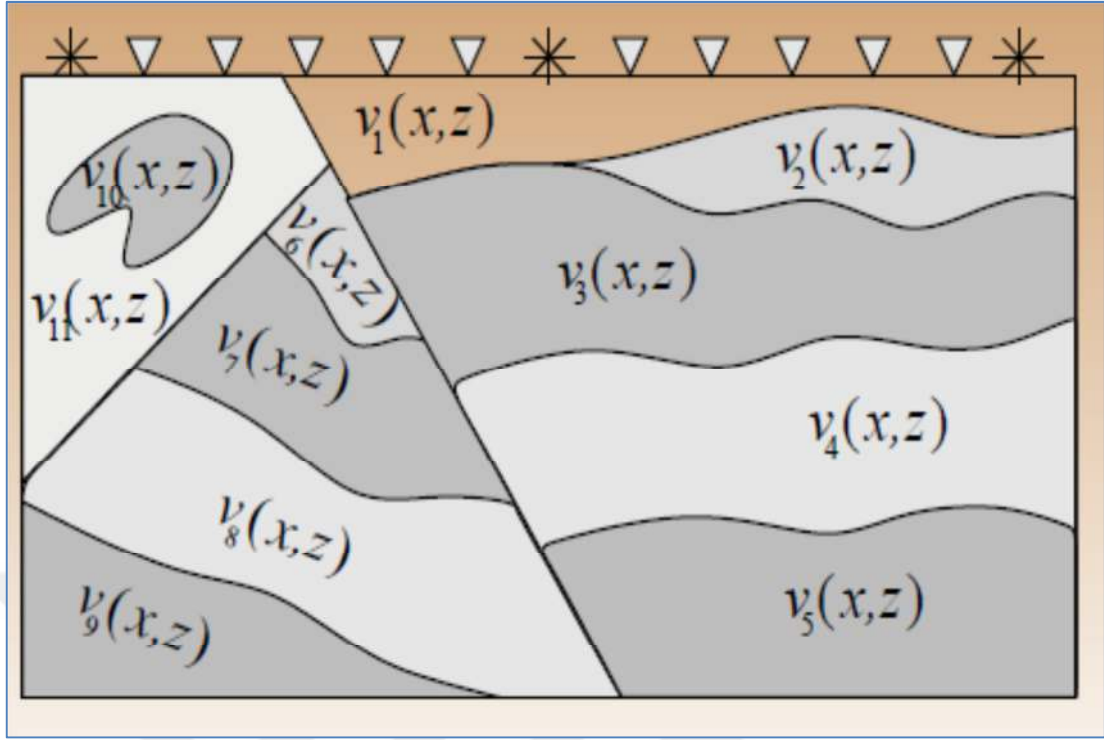
Bu çalışmada kabuk litosfer yapısı ve manto hızı geometrisini ortaya çıkarmak için FMTOMO tekniği kullanılmıştır. Bu yöntem ızgara tabanlı eikonal bir model

üzerinden ters çözüm yaparak model parametrelerini daha iyi ayarlar (Kennett ve ark., 1988) (Şekil 3.2.).



Şekil 3.2. Arayüzeylerle ayrılmış katmanlı bir yapıda parametrelerin gösterimi (Nick Rawlinson, Tomografi Ders Notları).

Şekil 3.2. göreceli olarak hızlı ve sağlam bir veri tahmini yapmakla beraber ayrıca daha sonradan gelen fazların da hesaplanmasına olanak sağlar. Bununla birlikte sismolojik araştırmalarda veri kapsamının genellikle yoğun ve karmaşık olduğu yüzeylerde birçok parametreye doğru bir şekilde karar verilmelidir. Daha karmaşık ve daha yoğun olan bölgelerde ters çözümde tahmin problemleri zorlaşmaktadır (Şekil 3.3).



Şekil 3.3. Blok model parameterazyonun şematik gösterimi (Nick Rawlinson, Tomografi Ders Notları).

Şeklin matematiksel olarak ifadesinde; sismik dalga hızını tanımlamak için kullanılan yaygın parametrelendirme, süreklilikte varyasyonlar, sabit hız (yavaşlık) blokları, içinde hızın bulunduğu üçgen ve tetrahedral ızgara tabanlı yapılar, sabit ve değişken gradyentli hücrelerde değişen hızlar ve önceden tanımlanmış bir fonksiyonu kullanarak interpolate edilmiş düğümler mevcuttur.

Sabit hız blokları kavramsal olarak basittir ancak blok sınırlarının süreksizlik yapılarını tanımlamakta yetersiz kalmaktadır. Bu ayırım istenmeyen bir durumdur. Bu süreksizlikler dalga yayılım alanını deforme eder ve iki nokta arasındaki ışının yolunu problemini daha da karmaşık hale getirir.

En basit sık kullanılan üç boyutlu bir kartezyen modelde pseudo-linear interpolasyon koordinatları:

$$v(x, y, z) = \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 V(x_i, y_j, z_k) \times \left(1 - \left|\frac{x-x_i}{x_2-x_1}\right|\right) \times \left(1 - \left|\frac{y-y_j}{y_2-y_1}\right|\right) \left(1 - \left|\frac{z-z_k}{z_2-z_1}\right|\right) \quad (3.4)$$

burada $V(x_i, y_j, z_k)$ sekiz grid noktasını (x, y, z) çevreleyen noktalarındaki sismik hızlardır. Yukarıdaki denklemde, v sürekli, ancak eğrisinin rv (yani C^0) sürekli değildir. Bu sınırlamaya rağmen, sözde düğümler arasındaki doğrusal enterpolasyon sismik tomografide daha çok kullanılır. Enterpolasyonları kullanmak için birçok spline fonksiyonu bulunmaktadır. Kübik B spline fonksiyonları kullanışlıdır çünkü C^2 sürekliliğini önermektedir (Şekil 3.4.). Yerel kontrol noktalarının düzensiz dağılımı için daha kullanışlıdır.

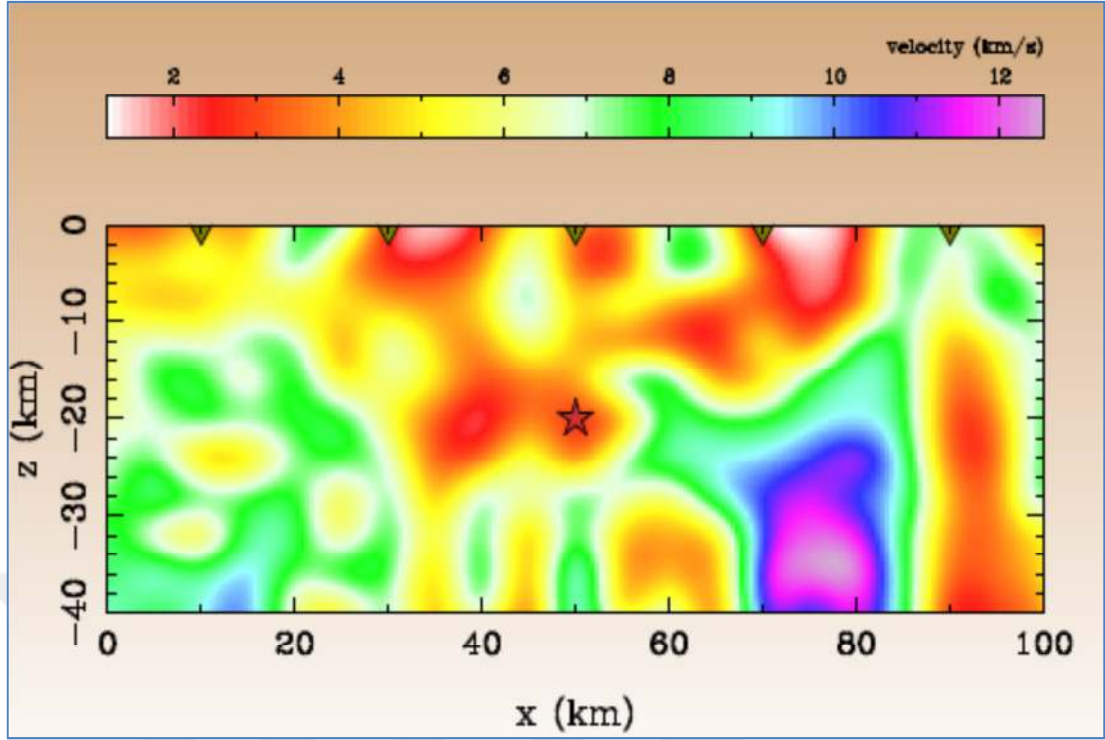
Noktaların üç boyutlu grid noktalarında bir dizi hız değeri $V_{i, j, k}$ için $p_{i, j, k} = (x_i, y_j, z_k)$ hacmi için B-spline elementi

$$B_{i,j,k}(u, v, w) = \sum_{l=-1}^2 \sum_{m=-1}^2 \sum_{n=-1}^2 b_l(u) b_m(v) b_n(w) q_{i+l, j+m, k+n} \quad (3.5)$$

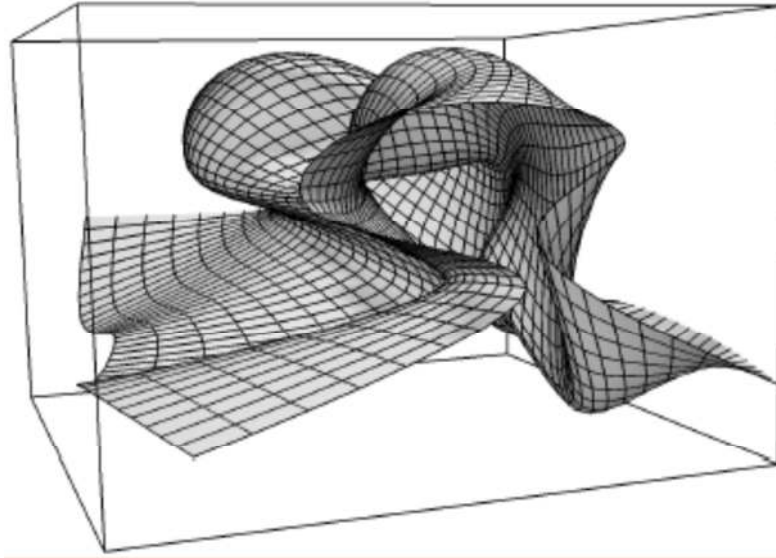
burada $q_{i, j, k} = (V_{i, j, k}, p_{i, j, k})$. Her elementin hız dağılımları hesaplanırken bu 3 bağımsız değişken $1 > u, v, w > 0$ arasında tanımlanır. Ağırlıklandırma faktörleri $\{b_i\}$ düzgün kübik B spline düzlemi için tekdüzedir. Uzay ortamında hız gridleri kullanmanın yanısıra spektral analizlerle dalga alanları da parametrelendirilebilir. Bunlar genellikle küresel uygulamalar için yaygındır. Küresel harmoniklerin kullanılmasının yanında yerel ve bölgesel ölçekte 2 boyutlu Fourier serileri kullanılmaktadır (Şekil 3.4.).

$$s(r) = a_{00} + \sum_{m=1}^N [a_{m0} \cos(k \cdot r) + b_{m0} \sin(k \cdot r)] + \sum_{m=-N}^N \sum_{n=1}^N [a_{mn} \cos(k \cdot r) + b_{mn} \sin(k \cdot r)] \quad (3.6)$$

Yukarıdaki denklemde $r = x_i + z_j$ ve $k = m\pi k_0 i + n\pi k_0 j$ sırasıyla konum ve dalga vektörüdür. a_{mn} ve b_{mn} , (m, n) harmonik terimlerinin genlik katsayılarıdır. Yukarıda ki denklem sonsuz şekilde diferansiyellenebilir olmasına rağmen herhangi bir genlik ayarındaki değişiklik tüm modeli etkiler. Spektral parameterizasyon birçok tomografi çalışmasında özellikle küresel data setlerinde kullanılmıştır.



Şekil 3.4. Sürekli değişen hız ortamında düzenli ızgara şeklindeki grid noktaları olarak tanımlanan düzlemde B kübik spline değerlerinin sürekliliğinin sağlanması (Nick Rawlinson, Tomografi Ders Notları).



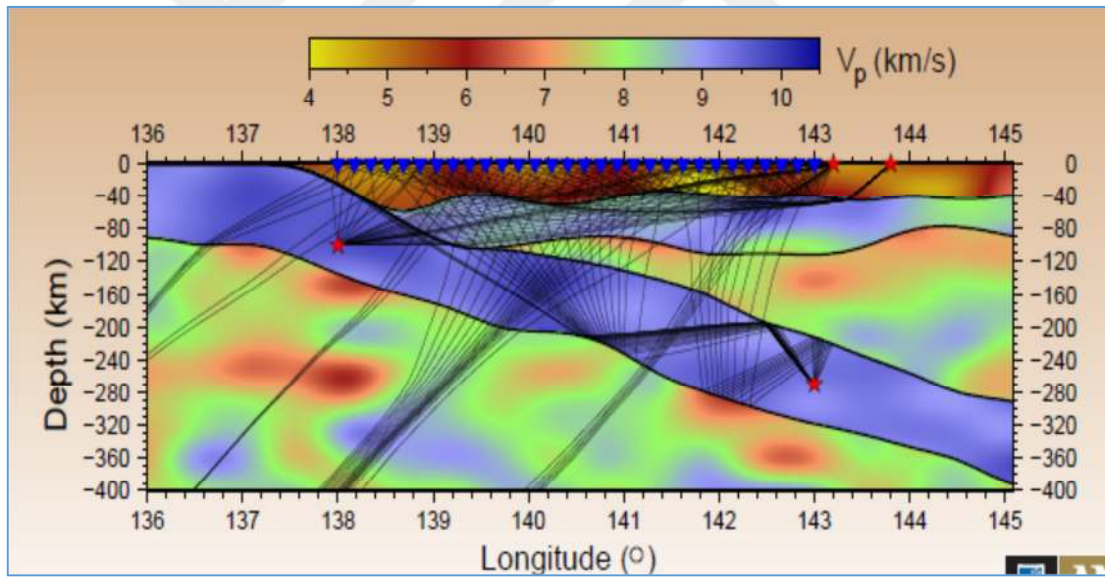
Şekil 3.5. Arabirimler genellikle sürekliliği ve eşdeğer parameterizasyonun sağlanması için kullanılır. Örneğin iki boyutlu hacimsel alanda lineer segmentler, üç boyutlu hacimsel alanda üçgen kafesler veya düğümler ortak belirlenmiş interpolantlardır (Nick Rawlinson, Tomografi Ders Notları).

Sonuç olarak; düzensiz parametreleştirme nadiren kullanılır. Birçok geniş sismik data setleri için, ışın yolu dağılımı bir hayli heterojendir ve mekânsal değişiklik

çözümü zorlaştırır. Bir parametreyi bu varyasyonlara uyarlamak, düzensiz ızgara noktalama yöntemini kullanmak, ters çözümün hem hızını ve kalitesini hem de çözümün kararlılığını artırır. Tamamıyla yapılandırılmamış kafes yöntemleri (Delaunay tetrahedra veya Voronoi polyhedra vb.) yüksek adaptasyon sağlar ancak düz çözümde bazı özel gereksinimlere ihtiyaç duymaktadır (Şekil 3.5.).

3.3. Düz Çözüm

Sismik tomografide düz çözüm verilen model parametrelerine göre model verisinin hesaplanması anlamına gelir. Seyahat zamanı tomografisi söz konusu olduğunda amaç verilen bir hız modelinde kaynak ile alıcı arasındaki seyahat süresini hesaplamaktır. Yüzey dalgası tomografisinde ise amaç; genellikle uzun periyotlu dalga formunu hesaplamaktır.



Şekil 3.6. Bir dalma-batma zonu boyunca kullanılan hızlı ilerleme tekniği metodu ve karmaşık ışın yolları. Bu yaklaşım ile sismik tomografide düz çözüm yapılabilmektedir. (Nick Rawlinson, Tomografi Ders Notları).

Çözüm adımı $Gm=d$ bağıntısından birkaç değişik yolla yapılabilir. Modelin bilinmeyenleri (m) hız veya yavaşlık olduğunda, fonksiyonel g doğrusal değildir, çünkü ışın yolu ve dolayısıyla seyahat süresi hız yapısına bağlıdır (Şekil 3.6.). İdeal olarak, bunun için mümkünse doğrusal olmayan ters çözüm yöntemi ile hesaplanmalıdır. Çözüm aşamaları için 3 yaklaşım vardır bunlar; gradyent metod,

global optimizasyon teknikleri, geri yansıtma gibi yaklaşımlardır. Fermat yöntemi seyahat zamanı tomografisinde oldukça yaygın olarak kullanılan bir yöntemdir ancak büyük olasılıkla bu yöntemin kullanılma sıklığı daha azdır. Çünkü ışın yolu seyahat süresinde ikinci dereceden bir etkiye sahiptir. $d = Gm$ bağıntısı için iki iyi derecede bilinen geri yansıtma tekniği vardır. Bunlardan biri Cebirsel Ters Çözüm (ART) (Algebraic Reconstruction Technique) ve eş zamanlı Yinelemeli Ters Çözüm (SIRT) teknikleri sıklıkla kullanılır ki bunlar medikal görüntülemelerde de kullanılmaktadır. Cebirsel Ters Çözüm (ART) tekniğinde model ışın temelinde güncellenir.

$$m_j^{k+1} = m_j^k + \frac{t_n^{k+1} I_{nj}}{\sum_{m=1}^M I_{nm}^2} \quad (3.7)$$

Burada; $t_n^{k+1} = d_n - t_n^k$ 0 ile k arasındaki tekrarlı iterasyonun farkıdır. m_j^k model parametreleri yaklaşımıdır. ART tekniğinde asıl problem yakınsama tekniğindeki olumsuz özelliklerdir. Ancak kuyu araştırmaları tekniği ve lokal tomografide de bu yöntem kullanılmaktadır. SIRT ise ART ile ilgili olan birtakım yakınsama problemlerini çözebilmektedir. ART ile ilişkili olan pertürbasyonların ortalaması alınarak tüm ışınlardan her bir parametreye uygulanır.

ART tekniği yakınsama özellikleri bakımından zayıftır ancak geçmişte yerel deprem tomografisinde kullanılmıştır. SIRT ise bazı yakınsama problemlerini ele alıyor tüm ışınlardan etkilenen her bir parametrenin pertürbasyonların ortalaması alınarak çözüm bulunmaktadır.

Böylelikle SIRT algoritması şu şekilde yazılabilir:

$$m_j^{k+1} = m_j^k + \frac{1}{R_j^k} \sum_{n=1}^{R_j^k} \left[\frac{t_n^{k+1} I_{nj}}{\sum_{m=1}^M I_{nm}^2} \right] \quad (3.8)$$

R_j^k ışınların sayısı j th ise k th iterasyonundan etkilenen model parametresi olarak tanımlanır. SIRT yöntemi telesismik seyahat zamanı rezidüellerinin ters çözümünde, hem ara yüzey derinliklerinde hemde hız yapısının belirlenmesi için kullanılır. Geri Yansıtma (Backprojection) yöntemi kullanılarak yapılan ters çözümde iterasyon

diğer tekniklere göre daha hızlıdır ancak yakınsama olayı gayet yavaş ve daha az kararlıdır.

Tomografik ters çözümde yaygın olan problem şudur ki; tüm model parametreleri sadece veri ile kısıtlanır. Regulasyon genellikle ek kısıtlamalar sağlamak için nesnel fonksiyon parametrelerine ihtiyaç duyar ve böylece çözümde tekliliği azaltır.

Yukarıdaki denklemlerin çözümleri büyük doğrusal sistemleri çözmek için kullanılan standart yöntemlerdir. En büyük olasılık yöntemleri genellikle stokastik ters çözümlerde, Sönümlenmiş En Küçük Kareler (DLS) çözümleri de kullanılmaktadır. Büyük problemlerin çözümünde konjuge radyanların çözümü ve en küçük kareler yöntemi daha uygundur. Bütün bu ters çözüm teknikleri yerel araştırmalarda problemin çözümüne yönelik olarak kullanılmışlardır. Sismik tomografide iki doğrusal olmayan şema kullanılır bunlardan biri genetik algoritmalar diğeri ise benzetimli simülasyonlardır. Genetik algoritmalar bir analogun biyolojik evrimi ve gelişimi modelidir. Benzetimli simülasyonlar ise varyasyonları yönlendirmek için termodinamik sistemlerde kullanılan fiziksel bir analizdir.

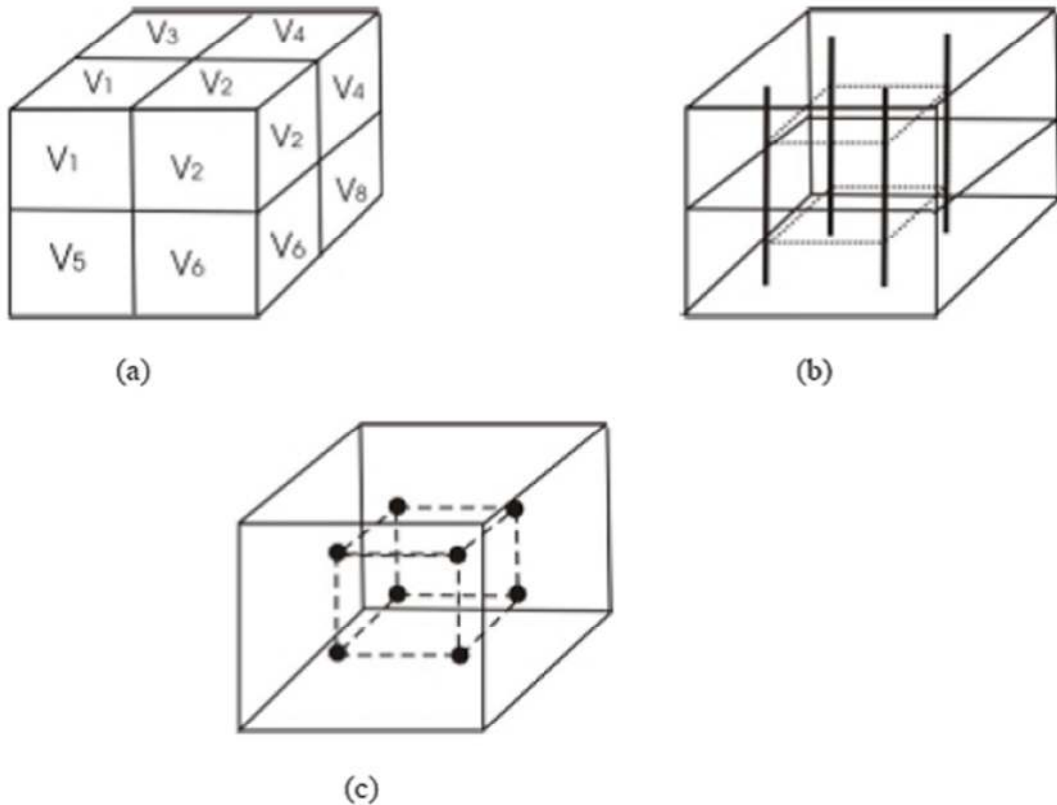
Stokastik yöntemler kullanarak yapılan küresel optimizasyon bilimde hızla gelişen bir alan olmuştur. Bununla birlikte geçerli uygulamalar sismik tomografi çalışmalarında sınırlı kalmıştır. Bu küresel doğrusal olmayan çalışmalarda kaba bir modelde minimum çözüm sağlamak için bazen hibrit yaklaşımlar uygulanmıştır. Çözümü iyileştirmek için yinelemeli doğrusal olmayan şemalar uygulanmaktadır. İki boyutlu hız yapılarını ve arayüz geometrilerini ortaya çıkarmak için benzetimli simüle yöntemler yansıma ters çözümleri için kullanılır. Genetik algoritmalar ise 2 boyutlu hız yapısını ortaya çıkarmak için kırılma düzlemlerli yapıların ters çözümünde kullanılır. Ters çözüm çözümün sağlamlığı ve kalitesi tamamlanana kadar sürdürülür. En iyi çözümü verene kadar iterasyon devam ettirilir. Sismik tomografide çözümün kalitesinin sağlanması amacıyla sentetik dama tahtası testleri uygulanır. Alternatif olarak lokal doğrusallık varsayımı var ise model kovaryansının tahminleri ve çözümleri elde edilir.

3.4. Blok Parameterizasyonu ve Matris Terslemesi Yoluyla Sismik Tomografi Modelleme

Modelin parametrizasyonu ortamın geometrik formda gösterimi demektir yani ortam hızlarının parametreleştirildiği geometrik bir yapıya dönüştürülmesidir. Bu işlem için çeşitli yaklaşımlar vardır. İki ana başlık altında incelemek gerekirse;

1. Düzenli Yapılar
2. Düzensiz Yapılar: Grid (mesh) yapısı, sabit ve değişken (adaptive) olanlar

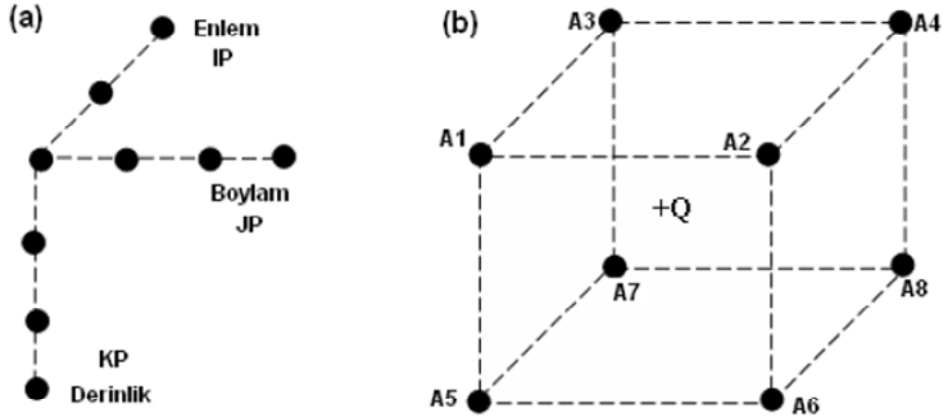
Bunlardan birincisi; Aki ve Lee (1976) ve Şekil 3.7(a)'da gösterilen sabit hızlı bloklar yaklaşımıdır.



Şekil 3.7. (a) Sabit hızlı bloklar (Aki ve Lee, 1976), (b) yanal değişimli katmanlar, (c) düğüm noktalarından oluşan model (Thurber, 1983). Kesikli çizgiler enterpolasyonla hesaplanan alanları göstermektedir (Thurber, 1993'den düzenlenmiştir).

Yer içinde, süreksizlikler, faylar, tabakalanmalar, sıcaklık değişimleri ile ilişkili kısmi ergimeler ve jeolojik farklılıklar gibi heterojen yapılar nedeniyle bunların tanımlanmasında tek bir yaklaşım yoktur. Bu yapıları ortaya koyabilmek amacıyla çeşitli araştırmacılar farklı yaklaşımlar önermişlerdir (Şekil 3.7.). “Sabit-hızlı blok” yaklaşımı, Aki ve Lee (1976) tarafından ortaya koyulmuştur. Bu yaklaşıma göre, model alanı, herbirinin içinde hızların eşit olduğu bloklara bölünmüştür (Tunç, 2008). Bu yaklaşım basit olmasından dolayı bir avantaj sağlarken, bloklar arasındaki yanal süreksizlikleri tanımlamada yetersiz kalmaktadır. Yerkabuğunun oldukça karmaşık bir yapıya sahip olduğu düşünüldüğünde, geleneksel tabaka ve blok yaklaşımları bir bloktan diğerine hız değişimine izin vermediği için gerçek yer yapısını modellemede yetersiz kalmaktadır. Şekil 3.7 (b) de Hawley ve ark., (1981)’in ayrık blok yaklaşımı gösterilmektedir. Bu yaklaşımda ortam düşey yönde sabit hıza sahip katmanlara bölünmüş, yanal hız değişimi düşey düğüm çizgileri arasındaki enterpolasyonla sağlanmıştır. Bu yaklaşımın dezavantajı düşey hız değişimine duyarsız olmasıdır. Şekil 3.7 ile gösterilen yaklaşım ise Thurber (1983) tarafından geliştirilen düğümler arasında B-spline enterpolasyonla hızın her yönde değişimine izin veren bir modeldir.

Diğer yol ise; süreksizliğin iki boyutlu gridlerle tanımlanmasıdır. Grid düğümlerinin derinlik dağılımları bilindiğinden, çalışma bölgesinin içinde herhangi bir konumdaki süreksizliğin derinliği, bu konumu çevreleyen 4 gridin doğrusal derinlik enterpolasyonu ile hesaplanabilir.

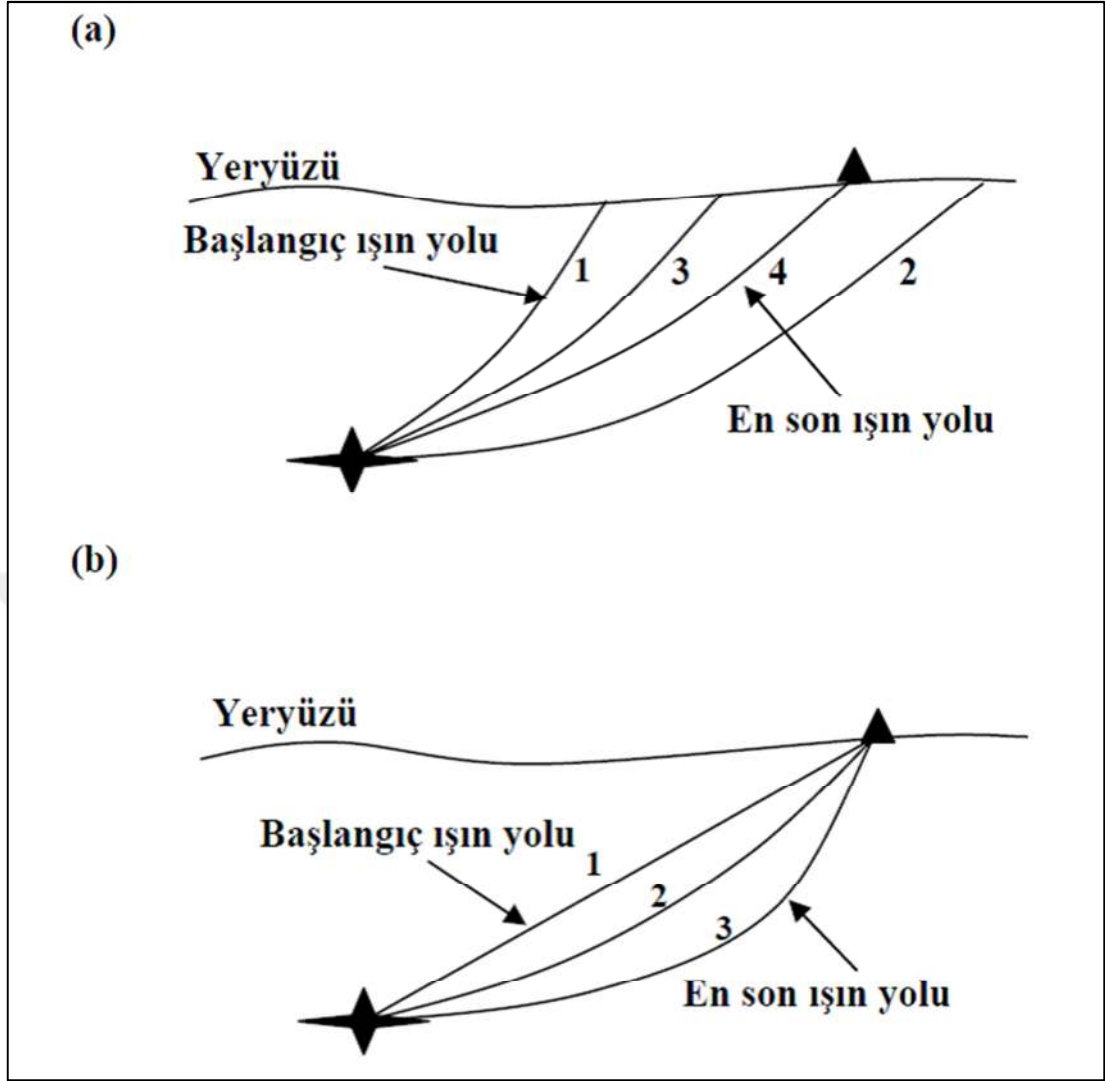


Şekil 3.8. Sekiz düğüm noktasından oluşan model (Zhao, 1991).

Thurber (1983)'ün ardından Zhao (1991)'de çalışma ortamının altını tabakalara bölerek, üç-boyutlu hız yapısını ifade etmek için her tabaka için tek tek üç-boyutlu grid düğümleri oluşturmuştur (Şekil 3.8.).

3.5. Işın İzleme Methodları

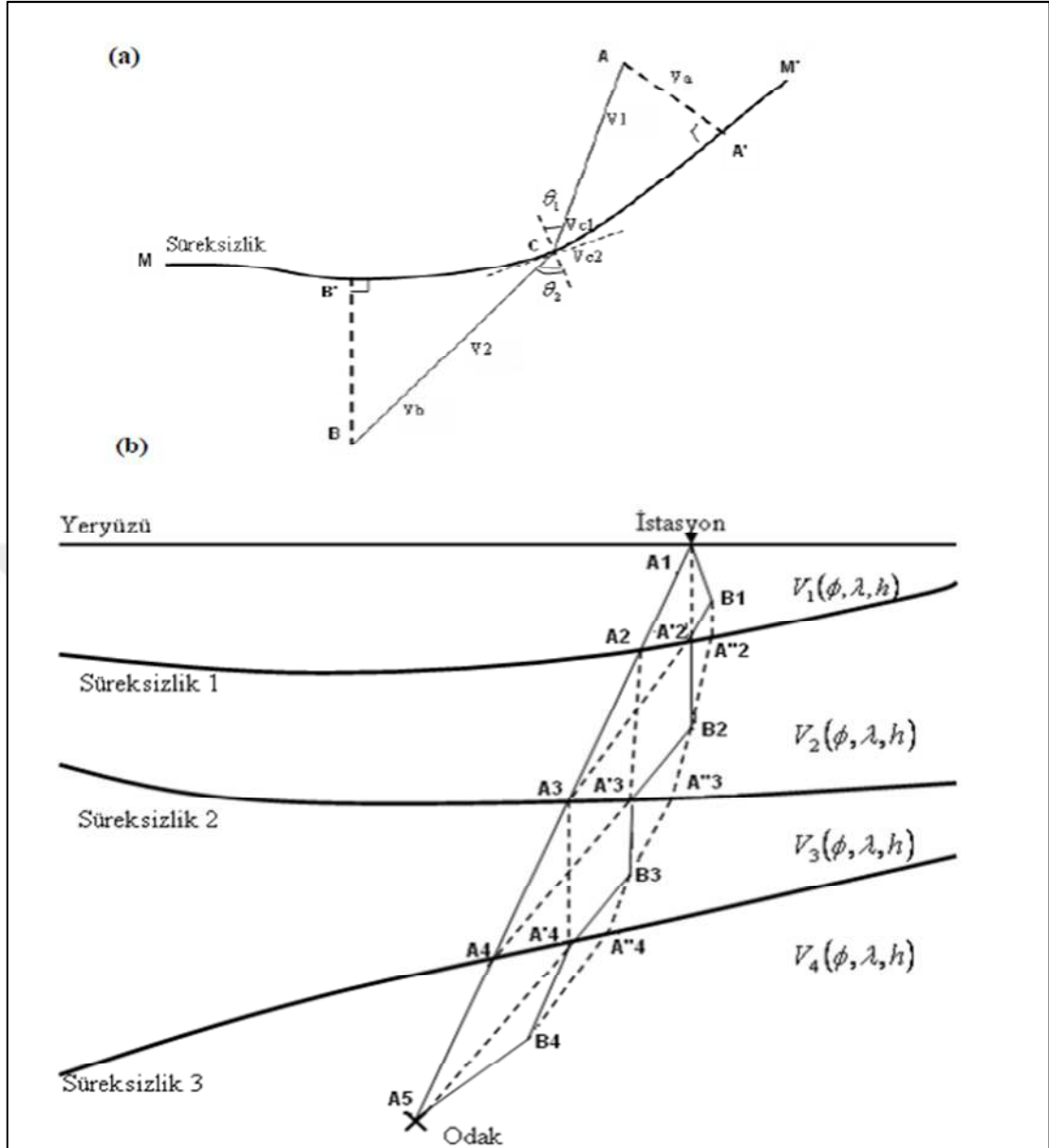
Işın izleme, kaynak-alıcı çifti arasındaki ışın yollarının ve seyahat zamanlarının hesaplanması işlemidir. Günümüze kadar birçok ışın izleme yöntemi geliştirilmiştir. Bunlar tam ve yaklaşık ışın izleme yöntemleri olarak ikiye ayrılmaktadır. Yaklaşık ışın izleme yöntemlerinin hesaplama hızı yüksektir fakat seyahat zamanlarını hatalı hesaplandığından, seyahat zamanı rezidüelleri, odaksal kısmi türevler ve hız modelinin kısmi türevleri de hatalı hesaplanacaktır. Buna bağlı olarak ışının kaynaktan çıkış yönü ve tek başına ışın yolu hatalı olacaktır (Thurber, 1993). Hesaplama açısından ise atış (shooting), eğme (bending), yaklaşık (approximate) ve sonlu farklar (finite-difference) olarak sınıflandırılabilir (Şekil 3.9).



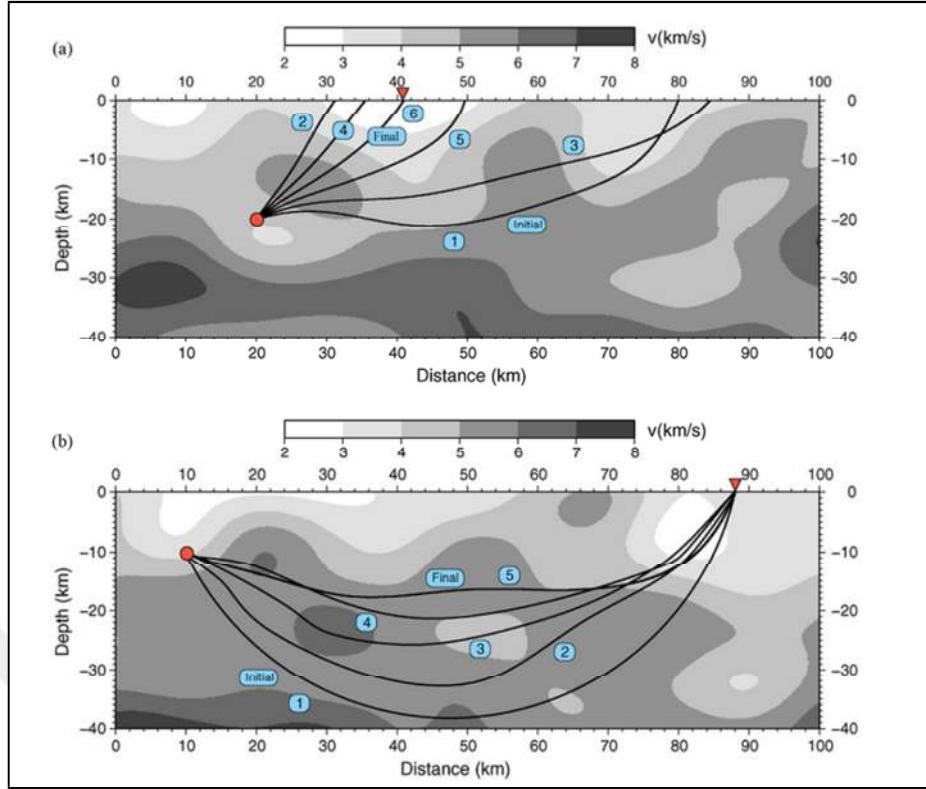
Şekil 3.9. (a) Atış yöntemi, (b) eğme yönteminin basit gösterimi (Thurber, 1993'den düzenlenmiştir).

3.5.1. Atış (Shooting)

Atış yönteminde, sabit bir kaynaktan farklı çıkış açılarında ışınlar gönderilir ve başlangıç-sınır değer problemi, bu ışınlardan biri alıcıya ulaşmaya kadar yinelemeli olarak çözülür. Eğme yönteminde istasyon ve odak arasında önce düz bir ışın yolu oluşturularak, doğru Fermat prensibine göre en kısa seyahat zamanı elde edilene kadar esnetilir (Şekil 3.9.).



Şekil 3.11. a) Süreksizlik düzlemi ile ışın yolunun kesişim noktasının pertürbasyon planı b) Üç boyutlu hızlı ışın izleme tekniği (Zhao, 1991)



Şekil 3.12. (a) Atış methodu; (b) Eğme methodu ışın yolunun varsayılan ilkeleri (Rawlinson, N., ve ark., 2010).

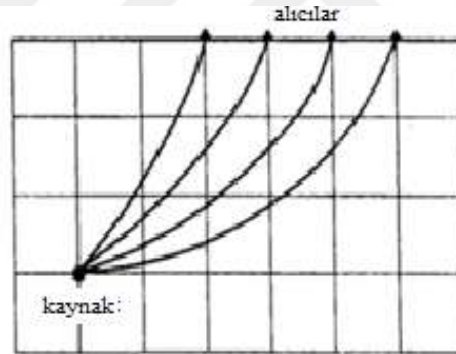
3.6. Ters Çözüm

Işın izleme işleminden sonra ters çözüm işlemi yapılır. Ters çözüm işleminde seyahat zamanlarının türevleri değerlendirilerek daha doğru deprem lokasyonları elde edilir. Deprem lokasyon probleminde veri setine bir hız modeli verilerek deprem için en iyi oluş zamanı ve lokasyon belirlenir. Bu işlem iteratif en küçük kareler kullanılarak en iyi sonuç bulunana kadar hata vektörünün minimize işlemidir. Eş zamanlı ters çözümde de aynıdır fakat işlem aynı zamanda hız yapısı içinde yapılır. Eş zamanlı ters çözümde hata vektörü tek bir depreme bağlı değildir. Öncelikle ışın yolları ve seyahat zamanları hesaplanır. Işın izleme işleminden sonra ters çözüm işlemi yapılır. Ters çözüm işleminde seyahat zamanlarının türevleri değerlendirilerek daha doğru deprem lokasyonları elde edilir. (Şekil 3.11.) (Şekil 3.12.).

Deprem lokasyon probleminde veri setine bir hız modeli verilerek deprem için en iyi oluş zamanı ve lokasyon belirlenir. Bu işlem en küçük kareler yöntemi kullanılarak en iyi sonuç elde edilene kadar hata vektörünün minimize edilmesi işlemidir.

$$\begin{pmatrix} D_{ij} & \gamma_{ij} & \dots & \gamma_{ij} & \gamma_{ij} & \dots & \gamma_{ij} \\ \cdot & & \cdot & \cdot & & \cdot & \cdot \\ \cdot & & \cdot & \cdot & & \cdot & \cdot \\ \cdot & & \cdot & \cdot & & \cdot & \cdot \\ \cdot & & \cdot & \cdot & & \cdot & \cdot \\ \cdot & & \cdot & \cdot & & \cdot & \cdot \\ \cdot & & \cdot & \cdot & & \cdot & \cdot \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{1}{v_{pA}} \\ \dots \\ S_i \\ \cdot \\ \cdot \\ \dots \\ R_i \\ \cdot \\ \cdot \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T_{ij} \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ T_{nm} \end{pmatrix} \quad (3.9)$$

Kuleli, 1995



Şekil 3.13. Seyahat zamanı tomografisinde, kaydedilen dalgaların seyahat zamanları kullanılarak, kaynak-alıcı arasındaki ışın yolu boyunca sismik yavaşlık ($1/v$) hesaplanmakta ve ters çözüm yöntemi ile hız yapısı belirlenmektedir (Kuleli, 1995).

Aki ve ark., (1974) ilk geliştirilen modelinde sönümlü en küçük kareler yöntemi ile matris ters çözümü yapılmaktaydı, sonraları ART, SIRT, geri izdüşüm, en küçük kareler, sönümlü en küçük kareler, SVD (Singular Value Decomposition) veya matris denklemlerini yinelemeli olarak çözen birçok iteratif ters çözüm algoritmaları geliştirilmiştir (Şekil 3.13.).

Işın teorisine göre seyahat zamanları;

$$T_{ij} = \int_{kaynak}^{istasyon} u ds \quad (3.10)$$

$$T = \int_s \frac{ds}{v(s)} = \int_s u(s) ds \quad (3.11)$$

Burada $v(s)$, hız, $u(s)$, yol boyunca yavaşlıktır [$1/v(s)$].

Doğru seyahat süresini elde etmek için ışın yolunu kesin doğrulukta bulmamız gerekmemektedir. Çünkü, Fermat Prensibi 'ne göre, seyahat süreleri, ışın yollarındaki bozulmalara karşı duyarsızdır. Seyahat zamanı tomografisinde, kaydedilen dalgaların seyahat zamanları kullanılarak, kaynak-alıcı arasındaki ışın yolu boyunca sismik yavaşlık ($1/v$) hesaplanmakta ve ters çözüm yöntemi ile hız yapısı belirlenmektedir. Dalga şekli tomografisinde ise, kaydedilen dalgaların dalga şekillerine bir ters çözüm işlemi uygulanmaktadır.

Işın yolununun geometrisini belirledikten sonraki aşama, ışının geçtiği her bir bloktaki seyahat süresini bulmaktır. Seyahat zamanı, T , ortam boyunca yol integrali ile verilir.

$$\int_s \Delta u(s) = \Delta T = T_{gözlenen} - T_{tahmin} \quad (3.12)$$

Sismik tomografi metodları, ortamın bloklara bölünmesini ve önceden tahmin edilen zamanların, gözlenen zamanlarla en iyi çakışmasını sağlayan yavaşlık pertürbasyonlarını çözmeyi içerir. Amaç, ortam pertürbasyonlarının yol integralinin, gözlenen seyahat süresi residüelini sağlamasıdır.

3.6.1. Doğrusal olmayan denklem sistemlerinin en küçük kareler yöntemi ile çözülmesi

3.6.1.1. Çözümleme teknikleri

Çözümleme tekniği açısından tomografi, genel anlamda dönüşüm ve seriye açma yöntemi olmak üzere ikiye ayrılmaktadır.

3.6.1.2. Dönüşüm yöntemleri

Dönüşüm teknikleri, sürekli bir fonksiyon ile tanımlanan bir cismin hareketi ile başlamaktadır. İki temel dönüşüm tekniği vardır. Bunlar Fourier tekniği ve süzgeçlenmiş geri-görüntüleme tekniğidir.

3.6.1.2.1. Fourier dönüşüm yöntemi

Fourier görüntüleme kuramı, bir görüntünün ya da ortamın iki-üç boyutlu Fourier dönüşüm görüntülerinin, bir – iki boyutlu Fourier dönüşüm şekillerinden elde edilebileceğini ifade etmektedir. Böylece, bir cismin ölçülmesi, buna karşı gelen 2-D / 3-D dönüşüm uzayının oluşturulması, sonra da iki-üç boyutlu ters Fourier dönüşümünün alınmasıyla, cismin görüntüsü yeniden elde edilebilir. Bu yeniden oluşturma işlemindeki esas zorluk, cismin bütün yönlerinden alınmış, bütün bir kesit grubuna ihtiyaç duyulmasıdır.

3.6.1.2.2. Geri-görüntüleme yöntemi

Geri-görüntüleme yöntemi, bütün görüntülenmiş değerleri biraraya toplayan bir işlemdir. Temel düşünce, kaynaktan alıcıya giden ışın tarafından hareket ettirilen her bir noktanın, toplam görüntüleme değerini vermesidir. Resim, her ışın için belirlenen tüm nokta değerlerinin toplanmasıyla oluşturulmaktadır. Geri-görüntüleme yöntemi, görüntüleri oluşturmak için kullanılabilir ancak bu yeniden oluşturulmuş en son görüntünün bulanık bir görüntüde olmasına neden olacaktır. Daha iyi bir görüntüye

ulaşmak için ayrıık ters evrişim uygulamak, uygun bir yoldur. Bu yöntem, “süzgeçlenmiş geri görüntüleme” olarak bilinmektedir.

3.6.2 Seriyeye açma yöntemleri

Seriyeye açma yöntemlerindeki temel ilke, ilgilenilen alan ya da cismin kutular veya hücrelerden oluştuğu düşüncesi ile başlamaktadır. Hücre değerlerinin tamamının ya da bir kısmının elde edilebilmesi için enerjinin çeşitli hücreler içerisinde yayıldığı düşünölmektedir. Hücre değerleri toplama bağıdır. Bu da çoğunlukla büyük doğrusal denklemlerin çözölmesiyle ilişkilidir. Yukarıda da tartışıldığı gibi kararlı fakat yaklaşık bir çözüm, geri-görüntüleme olarak bilinmektedir. Matris formölasyonunda geri-görüntüleme, matris transpozunu yerine tersinin kullanılmasına karşılık gelmektedir.

Büyük boyutlu, doğrusal ters çözüm problemleri için çeşitli yinelemeli matris ters çözüm teknikleri geliştirilmiştir. Bunları iki sınıfa ayırmak mümkündür. Birinci sınıf içerisinde, ART (Algebraic Reconstruction Technique) ve buna bağılı SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique) ters çözüm yöntemleri yer almaktadır. İkinci sınıf çözüm ise eşlenik gradyent yönteminin genelleştirilmesi temeline dayanmaktadır. Bu yöntemeye dayalı çözüm tekniğı ise LSQR (Least Squares Root) olarak adlandırılmaktadır. Günümüzde hem LSQR hem de SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique) yöntemleri büyük ölçekli tomografi uygulamalarında yaygınca kullanılmaktadır.

Sismik tomografi metodları, ortamın bloklara bölünmesini ve önceden tahmin edilen zamanların, gözlenen zamanlarla en iyi çakışmasını sağlayan yavaşlık pertürbasyonlarını çözmeyi içerir. Amaç, ortam pertürbasyonlarının yol integralinin, gözlenen seyahat süresi residüelini sağlamasıdır.

Doğrusal olmayan denklem sistemlerinin en küçük kareler yöntemi ile çözölmesi

$$A.p = g \quad (3.13)$$

Doğrusal sistemdeki çözüm, $p=A^{-1}g$ dir. Sistem doğrusal olmadığında, A katsayılar matrisi, kısmi türevlerin oluşturduğu Jacobian matrisi olarak tanımlanır. Bu durumda doğrusal olmayan bir sistemin çözümü, p , bilinmeyen parametreler vektörü ve g, gözlemsel değerleri oluşturur.

$$\begin{pmatrix} p_1 \\ p_2 \\ \vdots \\ p_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \left(\frac{\partial A}{\partial p_1}\right)_1 & \dots & \left(\frac{\partial A}{\partial p_n}\right)_1 \\ \left(\frac{\partial A}{\partial p_2}\right)_2 & \dots & \left(\frac{\partial A}{\partial p_n}\right)_2 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \left(\frac{\partial A}{\partial p_k}\right)_k & \dots & \left(\frac{\partial A}{\partial p_n}\right)_l \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} g_1 \\ g_2 \\ \vdots \\ g_k \end{pmatrix} \quad (3.14)$$

Burada, A, Jacobian matrisinin her bir satırı, bir gözlem noktasına karşılık gelmektedir. Bu matrisin her bir sütununda ise, p parametre vektörünün her birine yani bilinmeyenlere göre kısmi türevleri yer almaktadır. Burada A matrisi, tam tanımlı (fully determined), eksik tanımlı (underdetermined), aşırı tanımlı (overdetermined) veya seyrek (sparse) olarak tanımlanabilir (Cantez, 1997).

3.6.3. Tekil değer ayrışımı (singular value decomposition) yöntemi

Sismik tomografi çalışmalarındaki en önemli sorun, problemlerin doğrusal olmamasıdır. Doğrusal olmayan çözümlerde sonuca ulaşmak için yinelemeli ters çözüm yaklaşımını uygulamak gerekmektedir. Sismik tomografide uygulanan ters çözüm işlemi, çözülecek matris boyutunun büyük olması nedeniyle zorlaşmaktadır. SVD yöntemi (Lawson ve Hanson, 1974), bu tür büyük matris sistemlerinin çözümünde başarıyla kullanılabilir. Bu algoritma, bilinmeyen sayısının, denklem sayısından az olduğu durumlarda düzeltme miktarının hesaplanmasında,

$$A_L^{-1} = (A^t A)^{-1} A^t \quad (3.15)$$

bağıntısı kullanılır (Lanczos, 1961)(4).

3.6.4. Sönümlü en küçük kareler yöntemi

Özdeğerlerin sıfır veya sıfıra çok yakın olması durumunda ya hiçbir çözüm bulunamamakta veya çözüm sırasında duraysızlık meydana gelmektedir. Bu gibi sorunların çözümünde, sıklıkla kullanılan yöntemlerden biridir. Bu yaklaşım, Levenberg (1944) tarafından ortaya konulmuş daha sonra Marquardt (1963) tarafından geliştirilmiştir ve Marquardt yöntemi olarak da bilinmektedir. Bu jeofizik problemlerindeki uygulamaları (Lines ve Treitel 1984) tarafından yapılan çalışmada verilmiştir (Yas, 2006). ATA matrisinin yaklaşık tekil olduğu durumlarda en küçük kareler yöntemi yinelemeli olarak uygulanmaktadır. Bu çözüm uygulandığında, yinelemeler sonucunda küçük özdeğerlerin neden olduğu salınımların sönümlenmesi gerekir.

$$\Delta p = (A^T A + \beta I)^{-1} A^T \Delta G \quad (3.16)$$

(Lines ve Treitel, 1984; Marquardt, 1963)(5).

Burada, I birim matris, β ise, sönüm faktörü olarak adlandırılan pozitif gerçel bir sayıdır. Bu bağıntı, “Sönümlü Enküçük Kareler” veya “Marquardt-Levenberg” ters çözüm bağıntısı olarak bilinir (Canitez 1997). Sönüm faktörü, sıfır veya özdeğerlerden büyük bir sayı olabilir.

3.6.5. Sönümlü tekil değer ayrışımı yöntemi

Tekil değer sorununun üstesinden gelmek ve çözüm hızını arttırabilmek için, Lawson ve Hanson, 1974; Jupp ve Vazoff, 1975; Lines ve Treitel, 1984 tarafından sönümlü tekil değer ayrışımı yöntemi geliştirilmiştir. Bu yöntemde, Marquardt bastırma faktörünü tekil değer ayrımı içine ilave etmişlerdir. Bu işlem için $ATA = VS^2VT$ denkleminde yararlanılarak ATA matrisi, şeklinde yazılabilir.

3.6.6. LSQR (Least square QR) yöntemi

Yinelemeli bir algoritma olan LSQR algoritması, seyrek doğrusal eşitlikler (sparse linear equations) ve en küçük kareler problemleri (least squares problems) için geliştirilmiş bir algoritmadır (burada tanımda “seyrek” kavramı, sıfırı bol olan sistemler veya matrisler için kullanılmaktadır) (Paige ve Saunders 1982).

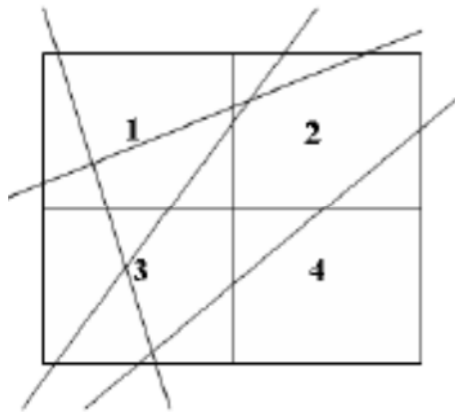
3.7. Çözünürlüğün Değerlendirilmesi

Tomografi sonucunda güvenilir sonuçlar elde etmek için veri setinin çözüm gücünün belirlenmesi gerekmektedir. Işın kapsamının yeterliliğini belirlemek ve tomografik ters çözümün çözünürlüğünün ne kadar yüksek olduğunu tayin edebilmek için suni modeller geliştirilmiştir.

Yaygın olarak kullanılan modeller:

1. İğnecik duyarlılık testi
2. Dama tahtası modeli
3. Geri dönüşüm çözünürlük testi
4. Işın sayısı yaklaşımı

Işın sayısı yaklaşımında her bir bloklardan geçen ışın sayıları dikkate alınmakta ve ışın geçmeyen yani çözülemeyen bloklar belirlenmektedir (Şekil 3.14.).



Şekil 3.14. Işın sayısı yaklaşımının şematik gösterimi.

Dama tahtası çözünürlük testinde, dama tahtası modeli oluşturmak düğüm noktalarına birbirini izleyen negatif ve pozitif hız değişimleri atanır. Elde edilen hız modeli kullanılarak seyahat zamanları hesaplanır. Bu seyahat zamanlarına Gauss dağılımlı gürültü eklenerek ters çözüm işlemi gerçekleştirilir. Ters çözüm sonucunda elde edilen model başlangıç modeli ile karşılaştırılarak, yüksek ve düşük çözünürlüğe sahip bölgeler belirlenir. İğnecik duyarlılık testinde de aynı işlemler yapılmaktadır fakat hız modeli, her yönde negatif ve pozitif işaretli anomali veren hız hücreleri ile oluşturulur (Kaypak, 2002; Aslan, 2008).

Yenilenmiş (restoring) çözünürlük testinde ters çözüm sonunda elde edilen hız modeli kullanılarak sentetik seyahat zamanları hesaplanır ve bunlara Gauss dağılımlı gürültü eklenerek ters çözüm işlemi tekrarlanır. Sentetik seyahat zamanlarından elde edilen sonuç ile gürültü eklenmiş veriden elde edilen sonuçlar karşılaştırılarak, veri setinin geri dönebilme yeteneğine bakılır (Kaypak, 2002; Aslan, 2008).

3.8. Telesismik Tomografi Yöntemi - Kullanılacak Kod ve Çalışma İlkesi

3.8.1. Hızlı ilerleme (FMTT) tekniği telesismik tomografi hızlı ilerleme tekniği çalışma prensibi

Telesismik tomografi uzak deprem kaynaklarının birbirlerine göre göreceli varış zamanlarını kullanır. Dünyada sıkça kullanılan yöntemlerdendir (Aki, 1977; Oncescu, 1984; Humpreys ve Clayton, 1990; Achauer, 1994; Steck ve ark., 1998; Lippitsch ve ark., 2003). Bu yöntem ile dalga çeşidi pertürbasyonları elde edilerek yerin derin yapısı, tektonik gelişimi, üst manto yapısının sıcaklık, malzeme kompozisyonu, katı faz transformasyonları ve anizotropi gibi durum değişimleri görüntülenebilir. Telesismik tomografide ışın 90 dereceden uzakta ise mevcut olay çekirdeğe çarparak faz dönüşümüne uğrar. 30 dereceden yakında ise; ışının varacağı alıcıya (istasyona) çok yakın olur ve ışınlar yatay gelir. Bu yüzden ters çözümde kullanacağımız ışınlar $\Delta=30^{\circ}-90^{\circ}$ arasındaki uzaklıklardan gelmelidir. Depremlerde büyüklük alt sınırı M_w 5.5 olarak alınmıştır. Küresel tomografide uzaklık ve açı sıkıntısı yoktur. Azimutal dağılım her iki tomografi türünde de önemlidir.

Fortran 90 algoritmasına dayanarak kullanılan FMTT yöntemi; telesismik varış zamanlarından telesismik tomografi yapabilen bir koddur. Bu method lokal bir linearite için doğrusal olmayan tekrarlı iteratif bir ters çözüm yapar. Programın çalışma ilkesi telesismik dalganın varış rezidüellerinin ters çözüme sokulması esasına dayanır. Belli bir uzaklıktaki ($\Delta=30^{\circ}-90^{\circ}$) olayların alıcılara varırken kat etmiş olduğu mesafenin üç boyutlu olarak sismik hız yapısını görüntüler. Telesismik tomografi sismik alıcı boyunca uzak depremlerin göreceli varış zamanı rezidüellerini kullanarak üst manto görüntü dalga hızı varyasyonlarını ortaya çıkarır. Bu kod hızlı ilerleme yöntemi (FMTT) üç boyutlu modeli ile seyahat süreleri ve ışın yollarını hesaplamak için kullanılmaktadır. FMTT hesaplaması hızlı ve sağlamlığı birleştiren bir gridleme tabanlı eikonal çözümdür. Ters çözüm probleminin de hızlı ve sağlam bir alt uzay inversiyon yöntemi kullanılarak çözülmesini sağlamakta, daha doğru ve hızlı bir şekilde görüntüleme yapma amacına ulaşmaktadır (Kennett ve ark., 1988; Sethian, 1999).

Çalışmada yerel üç boyutlu modeli ile FMTT yöntemi kullanılarak seyahat zamanları gridlerin her bir noktasında hesaplanmıştır. FMMT; fm3dt modülü çalıştırılarak hesaplatılır. fm3dt.in ise giriş değerlerinin hazırlandığı dosyadır. Fm3dt; kaynak ile alıcı arasındaki seyahat zamanını hesaplayabilir (rtravel.out isimli dosya olarak tanımlanır). Işın yolları ve alıcı seyahat zamanları gerekirse dosyaya yazılabilir. Diğer bir deyişle; dalga cepheleri seyahat zamanı kontürleridir. Işın yolları her bir alıcıdan kaynağa (∇T) gradyeni hesaplatılarak bulunur. Ancak kaba düğüm noktalarında bu ışınlar biraz pürüzlü olabilir. Ancak yeterince düzgün ve en doğru grid aralıklarını belirleyebilmek için "Frechet Türevleri" kullanılır. Burada ışının yörüngeleri dikkate alınır. Tüm bu sonuçlar tomo3dt modülünde çalıştırılabilir halde kontrol edilmelidir. Tomografik ters çözümde yeni bir yaklaşım olan hızlı ilerleme tekniği FMMT (Fast Marching Method) yöntemi yüzeydeki sismik ağ boyunca üç boyutlu model hacmine olan seyahat zamanlarını hesaplar. Hızlı ilerleme tekniği sayısal bilimlerin (Fotolitografi, jeodezi ve tıbbi görüntüleme vb.) birçok alanında kullanılan grid tabanlı eikonal bir çözüm sistemidir (Sethian, 1996, 1999, 2001). Sismolojide (Sethian ve Popovici, 1999; Popovici ve Sethian, 2002) karşılıklı yansıma verisinin migrasyonunda ve tabakalı ortamda yansıma ve kırılma evreleri

hesaplamalarını yapmak için kullanılmıştır (Rawlinson ve Sambridge, 2004a, 2004b). Ancak sismik tomografide son yıllarda kullanılmaya başlanmıştır. FMTT geniş dar bir şerit boyunca gelişen grid noktalarına ulaşan dalgaların seyahat zamanlarını kullanarak eikonal bir eşitliğin çözüm parametrelerini ortaya çıkarır. Eikonal deprem eşitliğinde uzaysal bir x koordinatında T =seyahat zamanı, S ise yavaşlık hızıdır.

Bu çalışmada FMTT (Fast Marching Teleseismic Tomography-Işın Yolu Hızlı İlerleme Tekniği) FMTT (Sethian, 1996; Sethian ve Popovici, 1999) methoduyla lokal doğrusal olmayan, tekrarlı iteratif ters çözüm tekniği kullanılmıştır. Nick Rawlinson 2004'te bu kodu ileri sürmüş, 2006 ve sonrasında üç boyutlu birçok telesismik tomografi çalışması yapmıştır. Daha sonra 05/06/2008 tarihinde kodu yenileyerek tekrar açık kaynak olarak yayınlamıştır.

Birçok derleyicide kodun çalışması test edilmiş, kod en hızlı Intel derleyicilerinde çalışmıştır. Tam iteratif doğrusal olmayan ters çözüm tekniğini kullanılmıştır. Bu yöntem ile sürekli kontrol edilebilir hız modeli oluşturulmaktadır. Ters çözüm aşamasında hem yumuşatma, hem de sönümlenme regülasyonu sağlanır. Son olarak sonuçlar çözünürlüğü ve güvenilirliği test etmek amacıyla sentetik çözünürlüklü testler kullanılarak analiz edilir. Yerel üç boyutlu modeli ile FMTT yöntemi kullanılarak seyahat zamanları gridlerin her bir noktasında hesaplanmaktadır. FMM fm3dt modülü çalıştırılarak hesaplatılır. fm3dt.in ise giriş değerlerinin hazırlandığı bir ön çalışmadır. Fm3dt; kaynak ile alıcı arasındaki seyahat zamanını hesaplayabilir (rtravel.out isimli dosya olarak tanımlanır). Işın yolları ve alıcı seyahat zamanlarını gerekirse dosyaya yazılabilir. Diğer bir deyişle; dalga cepheleri seyahat zamanıdır. Işın yolları herbir alıcıdan kaynağa (∇T) gradyeni hesaplatılarak bulunur. Ancak kaba düğüm noktalarında bu ışınlar biraz pürüzlü olabilir. Ancak yeterince düzgün ve en doğru grid aralıklarını belirleyebilmek için Frechet Türevleri kullanılır. Burada ışının yörüngeleri dikkate alınır. Tüm bu sonuçlar tomo3dt modülünde çalıştırılabilir halde kontrol edilmelidir. Fortran 90 algoritmasına dayanarak kullanarak FMTT yöntemi; telesismik varış zamanlarından telesismik tomografi yapabilen bir koddur. Bu method lokal bir lineasyon için doğrusal olmayan tekrarlı iteratif bir ters çözüm

yapar. Programın çalışma ilkesi telesismik dalganın varış rezidüellerinin ters çözümü sokulması esasına dayanır. Belli bir uzaklıktaki ($\Delta=30^\circ-90^\circ$) olayların alıcılara varırken kat etmiş olduğu mesafenin üç boyutlu olarak sismik hız yapısını görüntüler. Telesismik tomografi sismik alıcı boyunca uzak depremlerin uyarlanabilirvarış zamanı rezidüellerini kullanarak üst manto görüntü dalga hızı değişimlerini ortaya çıkarır. Burada dağıtılan kod hızlı ilerleme yöntemi (FMTT) 3-D modeli ile seyahat sürelerinin ve yolları hesaplamak için kullanılmaktadır. FMTT hesaplaması hızı ve sağlamlığı birleştiren bir gridleme tabanlı eikonal çözümdür. Ters çözüm probleminin de hızlı ve sağlam bir alt uzay ters çözüm yöntemi kullanılarak çözülmesini sağlamakta, daha doğru ve hızlı bir şekilde görüntüleme yapma amacına ulaşmaktadır.

Üç boyutlu modelde telesismik kaynaktan tüm düğüm noktalarına varıncaya kadar geçen seyahat zamanı; Ak135 hızları referans alınarak, küresel üç boyutlu hız modeline dayalı seyahat zamanlarını hesaplamak için kullanılır. Küresel koordinatlar dünya eğrilik hesabını dikkate almak için kullanılır. Hesaplanan varış zamanlarında Ak135 hız modeli kullanılır (Kennett, Engdahl & Buland, 1995). Ak135 seyahat zamanları Fortran 77 kodunda yazılmış, ancak telesismik tomografi kodu Fortran 90 da esas olarak yazılmıştır. Ak135 küresel hız tahminlerine göre; depremlerin tahmini varış zamanları hesaplanır. Daha sonra bu olayların istasyonlarda gözlenen varış zamanları okunur ve gözlenen varış zamanı ile hesaplanan varış zamanı arasındaki fark “varış zamanı rezidüeli” olarak tanımlanır ($t_{göz} - t_{hes}$). Yapıların çeşitliliğine göre dama tahtası “checkerboard”, “spike” ve “random” testleri uygulanabilir. Bu modeller “Tri-cubic” ve B spline interpolation grid noktalarıyla tanımlanır ki; bu sürekli kontrol edilebilir bir modeldir. “Diced up” grid modeli ise seyahat zamanının güvenilirliğini kontrol etmek amaçlı kullanıcıya yardım eder. Ters çözümde damping (sönümlenme) ve smoothing (yumuşatma) adımlarını regularize edilebilir.

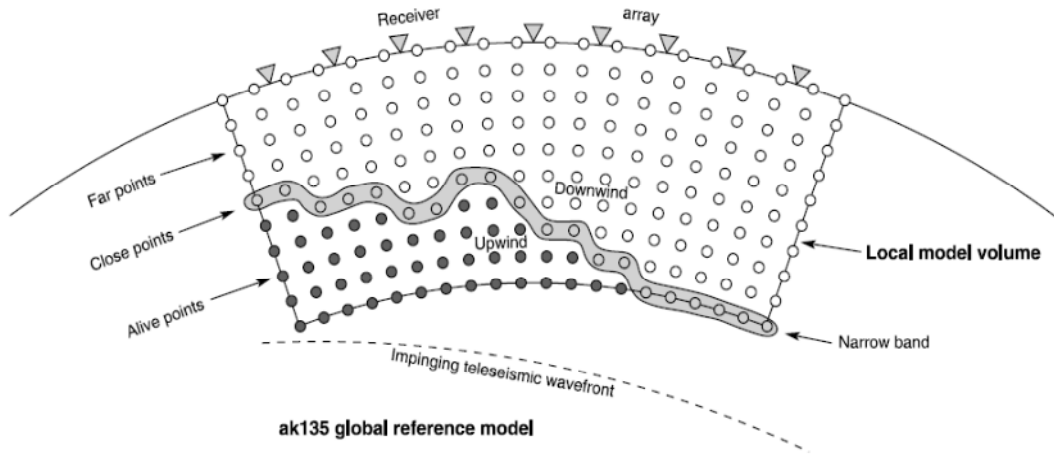
FMTT algoritmasının temeli varış zamanı rezidüelleri ve rezidüel hata miktar değerlerinin doğru olarak hesaplanması kuramına dayanır. Her bir telesismik olayın Marmara Bölgesi’ ve güneyinde kullandığımız istasyonlardaki saniye mertebesinde

varış zamanı rezidüel değeri kayıtları ve varış zamanı değeriindeki hata miktarını daha doğru ve hızlı hesaplatmak amacıyla (Rawlinson ve Kennett, 2004) tarafından geliştirilen başka bir kod ile ‘‘Uyarlanabilir yığma tekniği’’ kullanılarak bağıl varış zamanları incelenmiştir. Bu tekniğe göre mutlak gecikme sürelerini elde etmek için tahmini geliş zamanlarına göre (ak135) hizalama tekniği uygulanarak, yığılmış izleri referans bir iz modeli seçilerek yinelemeli olarak varış zamanı değeriindeki hata miktarını hesaplanır.

Varış zamanı değeriindeki hata miktarı; ters çözümün kalitesine doğrudan etki eden bir değerdır. Bu değeri ‘‘0’’ olmamalıdır. Diğer tüm parametreler kaynak-istasyon ikilisine ait bilgilerdir. Dolayısıyla bu değerielerin yüksek hassasiyette hazırlanması kaçınılmazdır. Göreceli varış zamanı rezidüelleri kaynağın başlangıç zamanındaki hatalardan ve manto heterojenitesindeki geniş ölçekli değişimlerden çok fazla etkilenmezler. Bununla birlikte düşey dalga hızlarında değişikliklere yol açabilirler (Leveque ve Masson, 1999; Rawlinson ve ark., 2006a; Rawlinson ve ark., 2006b). Tomografik ters çözümde FMTT üç boyutlu model hacminde grid noktalarında her bir alıcıya olan uzaklığı; eikonal düzlemde hesaplamaktadır. Bu yöntem fiziksel bilimlerin (Jeodezi, tıbbi görüntüleme, fotolitografik geliştirme vs.) çoğunda uygulanır (Sethian, 1996, 1999, 2001). Sismolojide ise FMTT yöntemi kesişen yansıma verilerinde (Sethian ve Popovici, 1999; Popovici ve Sethian, 2002) tabakalı ortamlarda kırılan ve yansıyan fazları hesaplamak için kullanılır (Rawlinson ve Sambridge, 2004a, 2004b). Sismik tomografi yönteminde ise ilk kez Rawlinson ve diğerleri tarafından ters çözümde kullanılmıştır. Hızlı ilerleme tekniği ışın izleme yöntemi dar bir bant boyunca gelişen grid noktalarına ilk varan seyahat zamanlarından yola çıkarak eikonal düzlemde her bir noktadaki yavaşlık hızlarını hesaplar. Bu eikonal denklemde;

$$|\nabla_x T| = s(x) \quad (3.17)$$

burada T seyahat süresi ve S ise uzaysal x koordinatlarındaki yavaşlık parametresidir (Şekil 3.15.).



Şekil 3.15. Yaklaşık seyahat sürelerini hesaplamak için kullanılan şematik diyagram (En dışta lokal hacimde küresel simetrik olarak kabul edilen Küresel Dünya modelinde tüm grid noktalarına olan seyahat zamanları hızlı bir şekilde hesaplanır. FMMT ızgara tabanındaki dar kapsül bant boyunca daha sonra başlatılarak tüm noktalar aktif hale gelene kadar geliştirilir. Grid noktaları aktif kapalı ve uzak noktalar olarak sınıflandırılmıştır. Aktif olan grid noktaları (nodlar) dar bandın üst kısmındadır ve doğru seyahat zamanlarına sahiptir. Kapalı olan noktalar dar band boyunca uzanır ve aktif noktaların eşitliklerde kullanılmasıyla elde edilir. Uzak noktalar ise dar bandın alt kısmı boyunca uzanır ve hesaplanmış seyahat süreleri yoktur. Dar band kapalı noktaların minimum seyahat zamanlarıyla tanımlanır. Sonuç olarak bütün yeni aktif noktalara komşuluk eden kapalı noktaların seyahat zamanları bu denklemle güncellenir (Rawlinson ve ark., 2006).

$$\left[\begin{array}{l} \max(D_a^{-r}T, -D_b^{+r}T, 0)^2 \\ +\max(D_c^{-\theta}T, -D_d^{+\theta}T, 0)^2 \\ +\max(D_e^{-\phi}T, -D_f^{+\phi}T, 0)^2 \end{array} \right]_{i,j,k}^{\frac{1}{2}} = S_{i,j,k} \quad (3.18)$$

burada (i, j, k) küresel hacimde grid değişkenleri ve tamsayı değişkenleri a, b, c, d, e, f ise sırasıyla sonlu fark operatörleridir.

$$D_1^{-\phi}T_{i,j,k} = \frac{T_{i,j,k} - T_{i,j,k-1}}{r_i \sin \theta_j \delta \phi} \quad (3.19)$$

$$D_2^{-\phi}T_{i,j,k} = \frac{3T_{i,j,k} - 4T_{i,j,k-1} + T_{i,j,k-2}}{2r_i \sin \theta_j \delta \phi} \quad (3.20)$$

$\delta \phi$ grid aralığıdır. ϕ operatörü seyahat zamanının hesaplanmasında kullanılır. Bu şemada D2 operatörü ikincil seyahat zamanları kullanılamaz durumda ise D1 operatörüne dönüştüren bir komuttur. Şekil 3.15'teki grid noktaları aktif kapalı ve uzak noktalar olarak sınıflandırılmıştır. Aktif olan grid noktaları (nodlar) dar bandın

üst kısmındadır ve doğru seyahat zamanlarına sahiptir. Kapalı olan noktalar dar band boyunca uzanır ve aktif noktaların eşitliklerde kullanılmasıyla elde edilir. Uzak noktalar ise dar bandın alt kısmı boyunca uzanır ve hesaplanmış seyahat süreleri yoktur. Dar band kapalı noktaların minimum seyahat zamanlarıyla tanımlanır. Sonuç olarak bütün yeni aktif noktalara komşuluk eden kapalı noktaların seyahat zamanları bu denklemle güncellenir. Küme sıralama algoritmasının kullanılmasıyla, $N \log N$, bir FMMT operatördür. N burada toplam grid sayısıdır. Bu şema hızlı ve sağlam bir tomografik ters çözümün yapılmasına uygun zemin hazırlar. Bu yöntemi kullanarak telesismik tomografi çalışmamızda lokal modelin alt yüzeyi boyunca dar bir banddan başlayarak küresel simetrik dünya modeline göre ak135 seyahat zamanları hesaplanacaktır. Ters çözüm aşamasında gerekli olan ışın yolları, Frechet türevlerini hesaplatmak için alıcılardan ana modele olan noktaların seyahat zamanı gradyentlerinin alınmasıyla elde edilecektir. FMM için gerekli hız gridleri ise kesikli kübik B kama hızlarının istenen çözünürlükte olmasıyla elde edilir. FMM hesaplandığında 'O' ' $N \log N$ ' seyahat zamanı hata miktarlarının kabul edilebilirliğinde ve ters çözüm hesabının kalitesinde çok önemli bir yere sahiptir. Genellikle ışın yolları şemalarında kullanılan VanDecar 1991; Steck ve ark., 1998 yöntemlerine göre FMMT yönteminin birçok avantajı vardır. Bunlardan birincisi ve en önemlisi ters çözümün kalitesi ve güvenilirliğidir ki ; karmaşık düzlemlerde doğruya en yakın yüksek frekanslı çözümü FMMT sunmaktadır (Sethian ve Popovici, 1999; Rawlinson ve Sambridge, 2004a). Doğrudan atış (shooting) ve bükümlü (bending) atış yöntemleri iki nokta sınırlarında ve basit hız yapılarında bile başarısız olabilirler (e.g., Kim ve Baag, 2002). Diğer bir avantajı ise FMMT sürekli ilk geliş zamanlarını bulur. Genel olarak ışın yolu ile ilk varış zamanını ve ikincil varış zamanlarını bulmanın bir garantisi yoktur. Sonuç olarak FMMT hesaplanabilirlik açısından ışın yolundan daha verimlidir. Özellikle kaynak sayısı alıcı sayısından fazla olduğu zamanlarda FMTT tekniğinin daha doğru sonuçlar verdiği görülmüştür (Rawlinson ve Sambridge, 2004a, 2004b; Rawlinson ve ark., 2006).

3.9. Ters Çözüm Şeması

Ters çözüm tomografik görüntüleme düzeninin son adımıdır. Burada bilinen data varış zamanı rezidüelleri, bilinmeyenler ise gridleri kontrol eden B kaması hız alanlarıdır.

$$S(m) = (g(m) - d_{obs})^T C_d^{-1} (g(m) - d_{obs}) + \epsilon(m - m_0)^t C_m^{-1} (m - m_0) + \eta m^T D^T D m \quad (3.21)$$

Burada $g(m)$ tahmini rezidüeller, d_{obs} gözlenen rezidüeller, C_d data kovaryans matrisi, m_0 referans modeli, C_m model kovaryans matrisi, D ise ikincil türev yumuşatma operatörüdür.

ϵ ve η ise sırasıyla sönümlenme ve yumuşatma parametreleridir ki; bu parametreler data ile çözümün, sonuç modeli ile başlangıç modeli arasındaki uyumu kontrol etmektedir. Biz bu çalışmamızda yinelemeli doğrusal olmayan ters çözüm yöntemi kullanacağız bu yöntem FMTT methodda ters ve düz çözüm yöntemlerinde kullanılmaktadır (Kennett ve ark., 1988). Bu nedenle bazı geçerli modellerde yeni model $m_{i+1} = m_i + \delta m_i$ üretilir δm_i ters çözümü sağlayan model pertürbasyonudur. İşlem şeması gözlenen veri ile modellenen veri ile arasındaki fark en az olana kadar iterasyon yapılır. Yinelemeli ters çözüm yaklaşımı seyahat zamanı ile hız yapısı arasındaki ilişki hesaplanana kadar devam eder. Sismolojide bu tür ters çözüm işlemi birkaç kontrollü kaynak kullanımının olduğu sismoloji çalışmasının dışında nadiren kullanılmaktadır ki genel olarak çok fazla sayıda bilinmeyen içermez (Sambridge, 1990; Williamson, 1990; Wang ve Houseman, 1995; Rawlinson ve ark., 2001a). Ancak çalışmamızda ters çözüm problemimizde daha farklı olarak kuadratik bir yaklaşımla ‘n’ hacimli bir model oluşturulmuştur.

$$\delta m = -A[A^T(G^T C_d^{-1} G + \epsilon C_m^{-1} + \eta D^T D)]^{-1} A^T \gamma^{\wedge} \quad (3.22)$$

Burada $A=(a_j)$ $M \times n$ projeksiyon matrisidir, G ise Frechet türevleri matrisi, γ ise gradyent vektörüdür $(\gamma^i = \partial s / \partial m) a^j$ deki değişiklikler arasında lineer bağımlılığı önlemek ve ortonormal basisleri üretmek adına SVD (tekil değer ayrışımı yöntemi) kullanılır (Press ve ark., 1992). Ters çözümde öncelikle A matrisi hesaplanır ve ortonormlanır. δm_i hızlıca $n \times n$ matrisi kullanılarak elde edilir. Bu method gereğinden büyük ters çözüm problemlerinde gayet verimli, kontrollü ve sağlam sonuçlar vermektedir (Rawlinson ve ark., 2006).

3.10. AK135 Uyarlanabilir İstifleme Tekniği

Bu çalışmada 30° ile 90° arası mesafe uzaklıkta, $M_w > 6.0$ olan uzak alan depremlerin P fazları incelendi. Optimal azimutal dağılımı elde edebilmek için depremlerin büyüklükleri $M_w > 5.5$ 'e kadar indirildi. 126 adet bölgesel sismik istasyonda, gözlenen P dalgası varış zamanları okundu. Derlenen uzak alan depremlerinin, Marmara Bölgesi ve çevresinde Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi (BDTIM)'nin 53 adet istasyonunda ve Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD)'nın 71 adet istasyonunda 126 adet uzak alan deprem kaydının P dalgası varış zamanları okunmuştur. Bu çalışmada Marmara Bölgesi'nin jeodinamik yapısını ve tektonik gelişimini daha iyi anlamak amacıyla bölgesel 124 adet sismik istasyonda toplam 126 adet uzak alan depremin toplam 15.624 adet P fazı geliş zamanı okunmuştur. Yerel model hacminin üç boyutlu sismik yapısının belirlenmesinde üç boyutlu sismik yapının kullanılmasının hem avantajları hem de dezavantajları vardır. Bu nedenle telesismik tomografi bir sismik dizi boyunca göreceli varış zamanı rezidüellerini kullanır. Bir varış zamanı rezidüeli gözlenen varış zamanı ile tahmin edilen varış zamanı (global referans modeline göre) arasındaki fark olarak nitelendirilir. Ortalama olay rezidüel miktarı göreceli varış zamanı rezidüellerine göre daha sonra çıkartılır. Uyarlanabilir varış zamanı rezidüelleri kaynağın orjin zamanındaki hatalardan ve manto heterojenitesindeki geniş ölçekli değişimlerden etkilenmezler. Ancak düşey yönlü varyasyonlar hız değişimlerine etki eder ve buda tomografik kesitlerin yanlış yorumlanmasına neden olur (Leveque ve Masson, 1999). Uzak alan depremlerin kullanılmasının bir diğer

avantajı yüksek yoğunluk gösteren bir sismik ağda çoğu zaman gelen dalga şekillerinin nispeten dizi boyunca değişmemesidir. Uygulanan çapraz korelasyon teknikleri varış zamanı rezidüellerinin doğru bir şekilde hesaplanmasına olanak sağlar. Yaygın olarak kullanılan yöntemlerden biri (MCCC) çok kanallı çapraz korelasyon VanDecar ve Crosson (1990) tekniği aşırı belirli bir sistemin en küçük kareler yöntemi ile bağıl zaman kümesinden formüle edilmiş çapraz korelasyon çiftlerinin oluşturulmasına dayanır. Diğer bir alternatif yaklaşım ise Chevrot'un 2002'de kullandığı kaydedilen her bir iz ve referans izi arasındaki zaman farkını sifira yaklaştırmak için kullanılan simülasyon tekniğidir. Son zamanlarda Rawlinson ve Kennett, (2004) göreceli varış zamanlarını ve mutlak gecikme sürelerini elde etmek için yeni bir istifleme tekniği geliştirmişlerdir. Referans bir iz modeline göre diğer sinyaller istiflenerek aradaki zaman farkları göreceli varış zamanı olarak hesaplanır ve varış zamanı rezidüelleri hata miktarları da hesaplanır. Telesismik deprem ağı kullanılarak yapılan çalışmalar önemli gürültülerin varlığı ve çeşitli sismometrelerin tepkilerine rağmen daha hızlı ve sağlam sonuçlar vermektedir. Bu nedenlerden dolayı tüm göreceli varış zamanı rezidüellerini ters çözümde kullanmak üzere uyarlanabilir yığma tekniği kullanılır. Yükseklik düzeltmeleri tomografik ters çözüm aşamasında yapıldığı için istifleme aşamasında bu düzeltmeler yapılmaz. Rawlinson ve Kennett, 2004 adaptif istifleme şemasının başka yararlı bir özelliği ise otomatik olarak her bir rezidüel için tahmini belirsizlik miktarını hesaplamasıdır. Grid tabanlı hızlı bir ters çözüm tekniği telesismik çalışmalara uygulanmıştır. Bilinmeyen parametrelerin çok olduğu tomografik çözümlerde ACH yaklaşımı global simetrik modelin altında 3 boyutlu model hacmini görüntülemek için geliştirilen hızlı bir ters çözüm tekniğidir. Bu method özellikle yanal heterojeniteye sahip karmaşık sınır koşullarındaki modelde seyahat süresi ve hızlarını daha hızlı ve kontrollü yapabilmektedir. Bu yöntemle düz kübik spline hacimli grid ızgara tabanlı bir modelde her bir küresel koordinatta hız köşeleri tarafından kontrol edilir. Yöntemin avantajı kübik spline parametrelendirmesi her eğrilikte ve sürekli olarak yapılabilir. Yerel model hacminin dışında Dünya'nın küresel simetrik olduğu varsayılırsa seyahat süreleri bu modele göre hızlıca hesaplanabilir (Kennett ve Engdahl, 1991) ak135 değerlerini hesaplayabilmek için (Kennett ve diğerleri, 1995)

kaynaktan yerel 3 boyutlu model hacminin tabanındaki hız köşelerine kadar varan seyahat sürelerini hesaplamak amacıyla bir yazılım geliştirmiştir.

Uyarlanabilir Yığıma Tekniği (Adaptive Stacking Method) olarak adlandırılan bu method uyarlanabilir varış zamanı rezidüelleri ve hata miktarları elde edilmiştir. Her bir istasyona gelen P dalgası seyahat süreleri ak135 global referans (Kennett ve diğerleri, 1995) modeline göre hesaplanmıştır. Gözlenen ile hesaplanan P dalgası seyahat süreleri arasındaki fark kullanılarak P dalgası varış rezidüelleri elde edilmiştir. Rawlinson ve Kennett (2004) 'in geliştirmiş oldukları adaptif istifleme tekniği; hesaplanan P dalgası ile gözlenen arasındaki farkı kullanarak P dalgası varış zamanı rezidüellerini hesaplamaktadır. Bu yöntem daha önceki çalışmaların sonuçlarıyla kıyaslandığında gürültülü verilerin varlığında da son derece uyumlu sonuçlar vermiştir ve sismik dizi boyunca dalga formlarını çok daha tutarlı bir şekilde istifleme yapmaktadır (Rawlinson ve Kennett, 2004; Rawlinson ve ark., 2006a,b). Tekniğin diğer bir özelliği hizalama işlemi sırasında belirsizlik tahminlerinin otomatik olarak üretilmesidir. Bu tahminler tomografik ters çözüm yapılırken kullanılan her bir rezidüele ne kadar ağırlık katsayısı verileceğini göstermektedir. Bu teknik yüksek frekanslı gürültüye daha toleranslıdır (Rawlinson ve Kennett, 2004)

Adaptif istifleme yöntemi sismik istasyonlar boyunca rezidüelleri, sağlam ve hızlı bir şekilde yığıma işlemini yapmaktadır. Bu yaklaşım referans bir iz örneğine göre diğer izlere yığıma işlemi uygular. Her istasyon izi referans iz ile yinelemeli olarak karşılaştırılır. Bu uygulama gürültülü yüksek frekanslı ve farklı karakterdeki dalga formlarında bile hızlı ve güvenilirdir. Önceki uygulamalardan en büyük farkı referans yığıma modeli ile her bir iz arasındaki en iyi uyumu yakalayan doğrudan minimizasyonun kullanılmasıdır. Bu yaklaşım izleri üretirken hata miktarlarını da otomatik olarak üretmektedir. Telesismik uygulamalar için ak135 modelinin kullanılmasının istenilen faz penceresinde ve başlangıç iz referans modeline daha uygun sonuçlar verdiği görülmüştür. Bu yaklaşım hem P fazı ve hemde sonraki (PcP) fazlar için sinyal/gürültü oranlarını tam yığıma işlemi yapıldıktan sonra gerçek zamanlı olarak en iyi uyumu verecek şekilde düzenlemektedir. Geniş bantlarda

zaman kaymaları olsa bile yinelemeli hizalama sayesinde en iyi şekilde yakınsama yapılmaktadır.

Sismik ağlardan gelen sinyalleri adaptif yığma tekniğiyle geliştiren ve uygulayanlar Jansson & Husebye (1966) ve Gangi & Fairborn (1968) olmuşlardır. İlksel yığma izleri çalışmaları Jeffreys–Bullen tabloları seyahat zamanları tablolarından elde edilmişlerdir. Gecikme zamanları hesaplandıktan sonra diğer izlerle yığma yapılan izlerin çapraz korelasyonu yapıldıktan sonra izler tekrar yeniden düzenlenir ve yerleştirilir. Bu işlem zaman kaymaları en aza indirilene kadar devam ettirilir. Bungum & Husebye (1971) adaptif yığma tekniği ile ilgili olası hata kaynaklarını açıklamıştır. King ve ark., (1973) Avusturalya Warramunga sismik ağı verisine bu tekniği başarı ile uygulamıştır. Adaptif yığma tekniğinin amacı hızlı ve güvenilir bir şekilde izlerin istiflerini yaparak göreceli gecikme zamanlarını ve hata miktarlarını hesaplamaktadır. VanDecar & Crosson (1990) yerel istasyonların kaydettiği telesismik olaylarda varış zamanı rezidüelleri ve belirsizlikleri hesaplamak için (MCCC) çok kanallı çapraz korelasyon yapmıştır. Her bir iz çiftinde çapraz korelasyon fonksiyonunun tepe noktasını bulmuş ve göreceli zaman kaymalarını hesaplamıştır. En uygun istasyon gecikmesi aşırı doğrusal denklemlerin en küçük kareler yöntemi ile çözülmesiyle elde edilmiştir. Bu yöntem her ne kadar başlangıç modeline ihtiyaç duymasa da gürültülü verilerin varlığında çok da güvenilir olmayabilir. Çapraz korelasyonda maksimum pik değerlerini hesaplarken izleme çiftleri arasındaki döngü zaman kaymalarında hataya sebep olabilir. Bu sorunu çözmek için VanDecar & Crosson (1990) her bir sinyal çiftine göre göreceli zaman kaymalarını bulmak için yeni ters çözüm methodları geliştirmişlerdir (1990). Mao & Gubbins (1995)'te zaman kaymaları ve istif ağırlıklarını hesaplamak için ters çözümler yapmışlardır. Yığma yapılan izler ile her bir dalga formunun diğer istasyonlarla uyumlu bir şekilde olması gerekmektedir. Gürültülü ve tutarsız veriler ters çözümde yakınsamayan döngülere sebep olurken büyük miktarlarda zaman kaymalarına neden olur. Chevrot (2002)'de referans iz ile herbir istasyon için hesaplanan iz arasındaki farkın en aza indirilmesi için bir simulasyon yapmıştır. Örnek sayısına eşit sayıda bilinmeyen olmasına rağmen, bu method sismik dataların analizinde kullanılabilir kadar etkilidir. Mutlak gecikme süreleri de göreceli

zaman gecikmelerine ek olarak hesaplanabilmektedir. Çapraz ilişki tekniğinde zaman kaymalarını elde edebilmek için her sinyal çiftinde sinyal şekilleri benzerdir. Bununla birlikte adaptif yığma tekniğinde dalga biçimi değişkenliği daha toleranslıdır çünkü referans izi bu farklılıkların ortalamasını almaya meyillidir ve dolayısıyla da heterojen bir istasyon ağıyla da daha uyumlu çalışabilmektedir.

Adaptif Yığma tekniğinde başlangıç aşamasında her izin bir bölümü alınır. Yaklaşık uyumu elde etmek için referans bir istasyona göre ak135 (Kennett ve ark., 1995) yayılım modeli kullanılarak kaydırma zamanları hesaplanarak izler türetilir. Genel olarak 20 sn-40 sn uzunlukta izler iyi çalışılmış telesismik depremler kullanılır. Bunun için herhangi uygun P, PP, pP, S, ScP vb. gibi fazlar seçilebilir. Başlangıç modele göre zaman kaydırma düzeltilmesi yapıldıktan sonra doğrusal ve kuadratik kayıtlar her bir zaman penceresi için hesaplanır. $\{U_i(t)\}$ kayıtlarına sahip N istasyon için, istasyonların tümü boyunca doğrusal yığın $V_1(t)$ şu şekilde tanımlanır:

$$V_1(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N u_i(t - t_i^c) \quad (3.23)$$

Ve kuadratik yığma için $V_q(t)$:

$$V_q(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N u_i(t - t_i^c)^2 \quad (3.24)$$

Doğrusal yığın $V_1(t)$, tipik dalga formunun bir tahminini temsil eder. Dizi boyunca ve karesel yığını $V_q(t)$, istasyonlar arasındaki uyumu sağlar. Herbir düzeltilmiş her iz için $u_i(t)$, ile optimum istiflenmiş iz eşleşmesi $V_1(t)$, zaman uyumsuzluğu τ aşağıdakilerle tanımlanan eşleşmenin L_p miktarını en aza indirmek için:

$$P_p = \sum_{j=1}^M |V_1(t_j) - u_i(t_j - t_i^c - \tau)|^p \quad (3.25)$$

burada M iz parçasındaki örneklerin sayısıdır. Doğrusal ve kuadratik yığınlar gözden geçirilmiş zaman ayarlamaları ile daha sonra yeniden hesaplanır. Yeni istiflenmiş iz $V_1(t)$, başlangıç yığını üzerinde bir gelişme olduğunu gösterir. Böylelikle hizalama

prosedür olarak her istasyon izi için tekrarlanır; yayılım modeli tarafından öngörülen değerlerle izlerin $\{\tau_i\}$ daha iyi bir tahminini oluşturmak için bu işlem doğru ve istikrarlı bir iz hizalama elde edilinceye kadar tekrarlanır (Rawlinson ve Kennett, 2004). Denklemde p özellikle telesismik veriler için iz uyumu sağlamada etkilidir. L3 değerinin ölçülmesi olağandışı bir seçim olarak görünebilir ancak istiflenmiş iz uyumsuzlukları için önemli bir değerdir. P için farklı seçenekler içeren deneylerde, daha hızlı yinelemeli sürecin çok istikrarlı sonuçlar çıkmıştır. $\{\tau_i\}$ her bir istasyon için, yayılım modelidir. Örneğin, AK135 tahminlerini kullandığımızda telesismik fazlar için, rezidüellerin şeklini AK135 istasyon dizisi boyunca tüm sinyalleri hizalayacaktır. İstiflenmiş iz $V_1(t)$ için yüksek sinyal-gürültü, toplama işlemine yardımcı olur. Referans noktasına tekabül eden hareket başlangıcı o noktadaki belirli evrenin mutlak zamanıdır. Her bir iz için mutlak zamanlar, daha sonra bileşik zaman düzeltmelerinin uygulanması $\{t^c + \tau_i\}$ ile hesaplanmaktadır. Bir iz için dalga formu ve istiflenmiş sinyal çok olduğunda benzer (örneğin; yüksek sinyal-gürültü oranı) optimum zaman kayması elde edilir. Bu davranış, her bir istasyon izinin doğruluğunu nasıl ölçebileceğini önermektedir. Belirli bir iz için seyahat zamanı rezidüelleri $P_p(\tau_n)$ 'nin minimum uyumsuzluğunu temsil etmektedir. Tahmini rezidüellerdeki belirsizlik ise şu şekilde kontrol edilir;

$|T_n - \tau_n|$ ile $P_p(T_n) \geq \epsilon P_p(\tau_n)$ arasındaki en aza indirgenmiş fark olarak kabul edilir. ϵ ilksel olarak seçilen bir kalibrasyon faktörüdür ve esasen mutlak hata seviyesini kontrol eder.

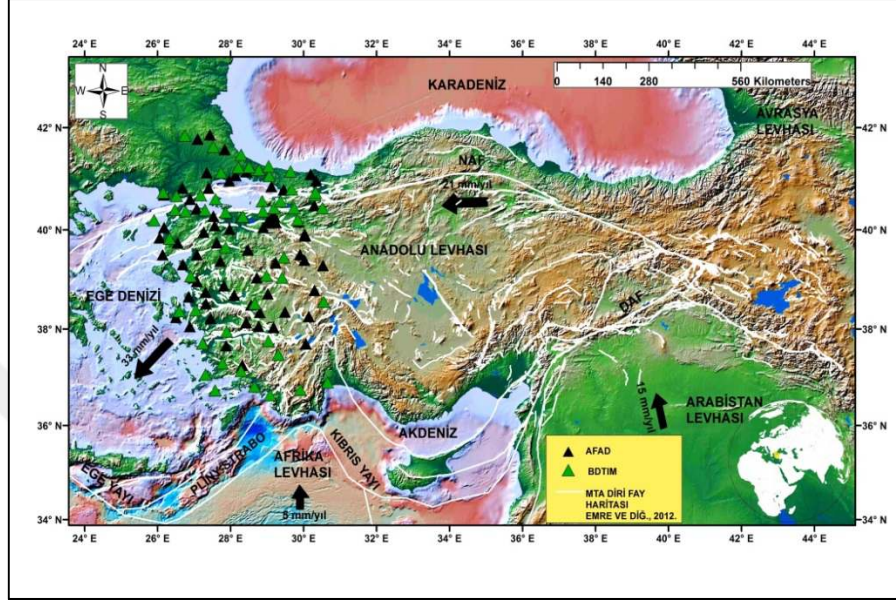
BÖLÜM 4. BULGULAR

Bu çalışmada telesismik P dalgası tomografisi yöntemi ile Marmara ve Ege Bölgeleri'nin (Batı Anadolu) altındaki manto yapısının üç boyutlu hız modeli yaklaşık 700 km derinliğe kadar incelenmiştir. Araştırmada elde edilen bulgulara göre; mantoda belirgin iki adet yüksek hız zonu mevcuttur. Tomogram kesitleri; kuzeye dalan Ege dilimini net bir şekilde göstermekte ve bu slab ile Ege kıtasal litosferi arasında kalan düşük hıza sahip olan kama bölgesi aktif Ege yay volkanizmasının manto kaynak bölgesi olarak yorumlanmıştır. Bununla birlikte dikkat çeken diğer yüksek hızlı bir zonun Marmara Denizi'nin kuzeyinde 200-400 km derinliklerinde etkisini göstermektedir.

4.1. Veri ve Method

Bu çalışma için 126 adet telesismik depremden 124 adet sismik istasyona (53 adet B.Ü. KRDAE Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi ve 71 adet AFAD - Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı) doğrudan gelen 15624 adet P dalgası fazı varış zamanı okunmuştur. 124 adet telesismik depremin mseed formatındaki sürekli verisi SAC formatına çevrilerek bu kayıtlardan P dalgaları okunmuştur. İstasyonlara gelen SAC formatına çevrilmiş deprem kayıtlarından, P dalgası varış zamanları, SeisGram2K (Lomax, 2014) sismogram görüntüleme programlarında okunmuştur. Ulusal deprem izleme merkezlerindeki veri tabanının 2008 yılından sonra devamlılığının sağlandığı gözönünde bulundurularak, dünyada meydana gelen uzak alan depremlerin, 2008 ile 2016 yılları arasında, 28 derece ile 90 derece uzaklıkları arasında kalan, magnitüdü $M_w > 5.5$, P fazı geliş zamanları okunmuş ve ters çözüme sokulmuştur. Uzak alan depremlerin kuzeyde ve güneydeki azimuthal dağılımlarına dikkat edilmiştir. Varış zamanları dört frekans bandında filtrelenen sismogramlar üzerinde seçilmiştir. (0.1 -0.4Hz, 0.05- 0.1 Hz, 0.02 – 0.8

Hz, 0.5-20 Hz). Modelin kurulduğu alan; yaklaşık 700km derinlikte, kuzey-güney yönünde 0.206° grid aralıklarında 35 adet grid noktasında,, doğu-batı yönünde ise 0.306° grid aralıklarında 37 adet grid noktasında, yatayda 34 km düşeyde 23 km boşluklarla oluşturulmuştur (Şekil 4.1.).



Şekil 4.1. Çalışmada kullanılan AFAD ve BDTIM istasyonlarının konumu

Bu yöntemde veri, dalga hızındaki göreceli pertürbasyon değerlerine bağlı olarak elde edildiği için, ışın yolu dağılımı doğrusal olmayan ters çözüm ilkesine göre hesaplanmaktadır. Hatalı hız başlangıç modelleri, ortaya çıkan hız pertürbasyonlarını son derece etkileyebilir. Çalışmada 126 adet kaynaktan 15.624 adet göreceli varış zamanı rezidüeli hesaplanmıştır (Tablo 4.1.). Bununla birlikte adaptif yığma tekniği kullanılarak hata miktarları elde edilmiş ve modelin diagonal elemanlarında her bir residüel girişinin doğrusal olmayan ters çözüm aşamalarında ne kadar ağırlıklandırılacağı hesaplanmıştır. Her bir hız düğümü ile köşegen elemanlarında hız modeli 0.3 km/s olarak belirlenmiştir. Sönümlenme faktörü ise ters çözümde değişkenlik göstermiştir. Seçilen ilksel hız belirsizliği nispeten önemsizdir. Düz çözüm yaparken istasyonların yükseklik düzeltmeleri yapılmıştır. Tahmin edilen seyahat süreleri ile gözlemlenen seyahat süreleri rezidüelleri doğru bir şekilde eşleştirilmiştir. 6 yinelemeli iterasyon sonucunda ters çözüm tamamlanmıştır. Düz çözüm problemi her bir iterasyon ile elde edilen yeni seyahat zamanı arasında çözülmüş, ışın yolları Frechet türevleri ile elde edilmiştir.

Tablo 4.1. Çalışmada kullanılan istasyonların (sırasıyla BDTIM ve AFAD) yükseklik, enlem, boylam, istasyon bilgileri

| YÜKSEKLİK (km) | ENLEM (°) | BOYLAM (°) | İSTASYON |
|-------------------|--------------|---------------|----------|
| 0.193 | 40.4332 | 29.7383 | ADVT |
| 0.320 | 40.5683 | 28.8660 | ARMT |
| 1.246 | 37.9467 | 27.8908 | AYDB |
| 0.266 | 39.6507 | 27.8642 | BALB |
| 0.080 | 41.1810 | 28.7730 | BGKT |
| 0.150 | 38.3853 | 27.0420 | BLCB |
| 0.670 | 40.2018 | 29.8377 | CAVI |
| 0.230 | 41.1290 | 27.7360 | CRLT |
| 0.047 | 41.2373 | 28.5072 | CTKS |
| 0.077 | 41.4760 | 28.2897 | CTYL |
| 0.035 | 39.0713 | 26.9053 | DKL |
| 0.209 | 41.8470 | 26.7437 | EDRB |
| 0.100 | 40.7362 | 26.1530 | ENEZ |
| 0.038 | 40.6708 | 26.5132 | ERIK |
| 0.048 | 39.8255 | 26.3247 | EZN |
| 0.059 | 40.1908 | 25.8987 | GADA |
| 0.038 | 37.7002 | 27.2335 | GCAM |
| 0.257 | 40.3465 | 27.8618 | EDC |
| 0.079 | 40.3932 | 27.2977 | KRBG |
| 0.915 | 38.5145 | 28.6607 | KULA |
| 0.230 | 40.3703 | 26.7593 | LAP |
| 0.883 | 39.0445 | 29.4105 | GEDZ |
| 0.126 | 40.3980 | 26.4742 | GELI |
| 0.220 | 40.4350 | 29.1890 | GEMT |
| 0.942 | 40.4320 | 30.5156 | GULT |
| 0.573 | 40.8010 | 29.6730 | HRTX |
| 0.132 | 41.0657 | 29.0592 | ISK |
| 0.139 | 41.0638 | 29.0600 | KAVV |
| 0.445 | 40.2627 | 28.3353 | KCTX |

Tablo 4.1. (Devamı)

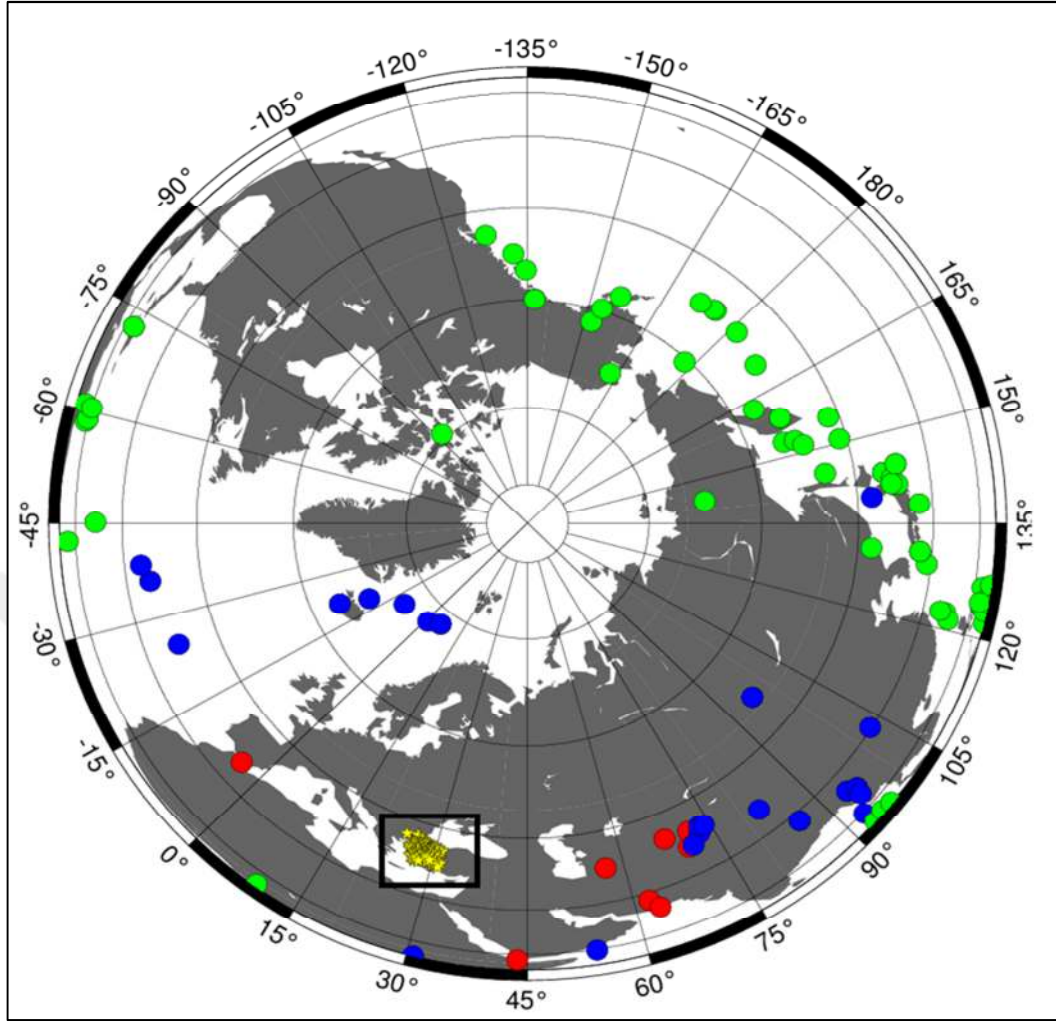
| YÜKSEKLİK | ENLEM | BOYLAM | İSTASYON |
|-----------|---------|---------|----------|
| 0.030 | 41.2530 | 29.0420 | KLYT |
| 0.116 | 40.3710 | 28.8847 | MDNY |
| 0.213 | 40.6090 | 27.5832 | MRMT |
| 0.263 | 41.6308 | 27.5238 | PHSR |
| 0.687 | 40.6875 | 27.1777 | RKY |
| 1.215 | 38.5530 | 30.5510 | SHUT |
| 0.100 | 41.1530 | 29.6430 | SILT |
| 0.984 | 39.0830 | 28.9825 | SIMA |
| 0.180 | 41.2300 | 28.2100 | SLVT |
| 0.190 | 40.686 | 30.3083 | SPNC |
| 1.090 | 39.4497 | 29.4615 | TVSB |
| 0.495 | 38.3602 | 26.5956 | URLA |
| 0.879 | 40.5658 | 29.3708 | YLV |
| 0.170 | 40.7402 | 30.3272 | SAUV |
| 0.258 | 41.7817 | 27.0972 | KIRK |
| 0.406 | 41.8639 | 27.4289 | ARMN |
| 0.345 | 41.5785 | 27.840 | VIZE |
| 0.150 | 41.1269 | 27.3448 | KKZ |
| 0.331 | 41.1469 | 28.4307 | ELBA |
| 0.030 | 41.0731 | 28.1403 | SLV |
| 0.041 | 40.9670 | 27.9617 | MAR |
| 0.380 | 40.8258 | 27.3967 | YNK |
| 0.680 | 40.6876 | 27.1777 | SART |
| 0.366 | 40.8259 | 26.6800 | KESN |
| 0.097 | 40.6917 | 26.1677 | CAVK |
| 0.750 | 40.6041 | 26.8877 | KVK |
| 0.070 | 40.1907 | 25.9077 | GOKA |
| 0.040 | 40.4180 | 27.0690 | KMR |
| 0.023 | 40.0445 | 26.1742 | ECEA |
| 0.202 | 39.8417 | 26.0528 | BOZC |
| 0.292 | 39.5022 | 26.1383 | KOCA |
| 0.349 | 39.7413 | 26.5469 | BAYC |
| 0.329 | 39.9540 | 27.2630 | NEV |
| 0.617 | 40.0830 | 27.5633 | ATI |
| 0.178 | 40.2707 | 27.5261 | KNL |

Tablo 4.1. (Devamı)

| YÜKSEKLİK | ENLEM | BOYLAM | İSTASYON |
|-----------|---------|---------|----------|
| 0.205 | 40.0115 | 27.9703 | CMH |
| 0.443 | 40.2625 | 28.3352 | KRC |
| 0.100 | 39.3077 | 26.6900 | AYVA |
| 0.258 | 39.5011 | 27.0769 | BUHA |
| 0.645 | 39.7403 | 27.6195 | BALY |
| 0.270 | 40.7866 | 29.4501 | GBZ |
| 0.180 | 40.8526 | 29.1175 | BUY |
| 0.657 | 40.0453 | 28.8913 | ERE |
| 0.439 | 40.2933 | 29.1646 | AVDN |
| 0.165 | 40.2641 | 29.2015 | IGD |
| 0.591 | 40.1761 | 29.0234 | YGTL |
| 1.720 | 40.1416 | 29.1357 | ULDT |
| 0.726 | 40.1444 | 29.2383 | STBT |
| 0.075 | 41.0943 | 30.1922 | KAND |
| 0.130 | 40.9654 | 30.3405 | KAYN |
| 0.223 | 40.4842 | 30.2958 | GEYV |
| 0.999 | 40.1615 | 29.8750 | BILE |
| 0.853 | 39.9107 | 30.0325 | AUBOZ |
| 0.960 | 39.8801 | 30.0453 | BORA |
| 0.108 | 39.2872 | 30.5308 | AUKIR |
| 0.108 | 39.3955 | 30.0213 | AUKUT |
| 0.112 | 39.5094 | 29.8990 | ANDZ |
| 0.108 | 38.7871 | 30.2988 | AFYO |
| 1.202 | 38.2575 | 30.1412 | KZIL |
| 0.935 | 37.6963 | 30.0613 | BRDR |
| 0.960 | 39.6011 | 28.4742 | DURS |
| 0.519 | 39.3767 | 27.7183 | STEP |
| 0.179 | 38.9665 | 27.0771 | ZEDA |
| 0.089 | 38.6554 | 26.8519 | BAG |
| 0.495 | 38.3602 | 26.5956 | URLA |
| 0.075 | 38.2390 | 26.5032 | ZEYE |
| 0.022 | 38.0521 | 26.8826 | DGB |
| 0.484 | 38.5150 | 27.3235 | YAK |

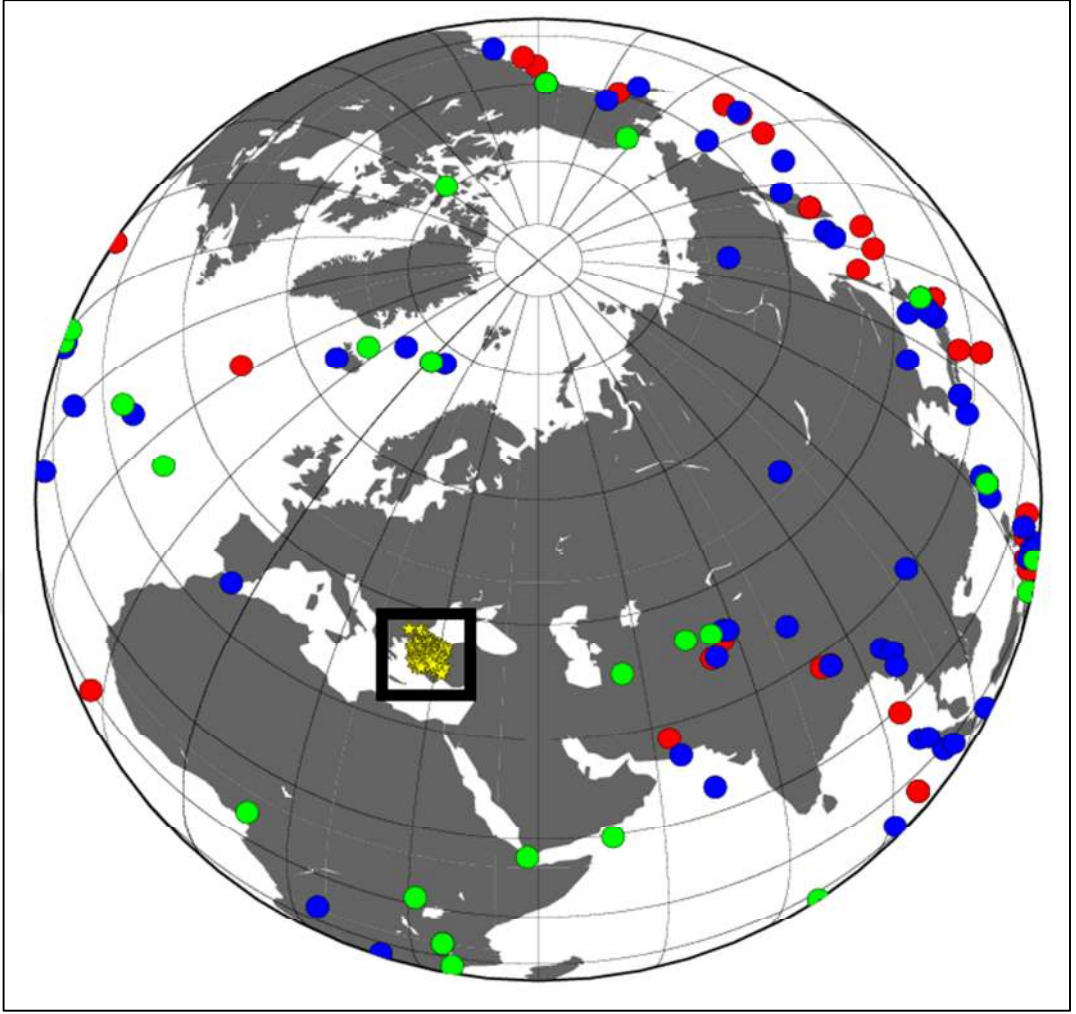
Tablo 4.1. (Devamı)

| YÜKSEKLİK | ENLEM | BOYLAM | İSTASYON |
|-----------|---------|---------|----------|
| 0.279 | 38.7484 | 27.3125 | CAM |
| 0.370 | 38.8788 | 27.8138 | AKHS |
| 0.493 | 38.6883 | 28.0930 | KTT |
| 0.246 | 38.2200 | 27.4491 | DUV |
| 0.038 | 37.7139 | 27.2418 | GCAM |
| 0.920 | 39.0428 | 28.7162 | DEMI |
| 0.945 | 38.4908 | 28.5579 | MANT |
| 0.901 | 38.3411 | 28.7992 | HAR |
| 0.823 | 38.1342 | 28.4235 | KRB |
| 1.194 | 38.0536 | 28.7676 | SUL |
| 1.203 | 38.0313 | 29.1746 | UZP |
| 1.008 | 39.3403 | 29.2328 | SMV1 |
| 0.723 | 38.7143 | 29.0181 | USAK |
| 0.979 | 38.3480 | 29.4877 | PASA |
| 0.716 | 37.6608 | 27.8792 | AYDN |
| 0.500 | 37.2953 | 27.7767 | MLSB |
| 0.729 | 37.1362 | 28.2858 | YER |
| 0.100 | 36.8162 | 28.6532 | DALY |
| 0.930 | 37.4718 | 29.3018 | APMY |
| 1.230 | 36.7483 | 29.9085 | ELL |
| 0.020 | 36.8998 | 30.6538 | ANT |
| 0.379 | 37.0622 | 27.3103 | BODT |
| 1.100 | 36.7308 | 27.5767 | DAT |
| 0.200 | 36.6353 | 29.0835 | FETY |
| 0.621 | 37.7539 | 29.0331 | BCK |
| 0.350 | 37.0650 | 27.4435 | BDRM |
| 0.973 | 37.2561 | 28.3208 | MULA |

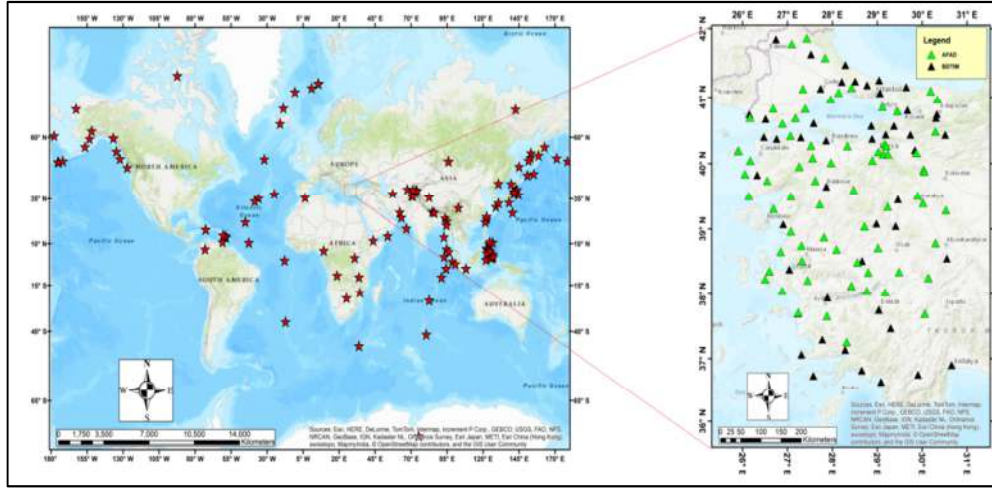


Şekil 4.2. Çalışmada kullanılan AFAD ve BDTIM istasyonlar ve kullanılan telesismik depremlerin bu istasyonlara uzaklıklara göre konumu (Kırmızı yuvarlak daireler 20°-30° arasındaki depremleri, mavi yuvarlak daireler 31°-60° arasındaki depremleri, yeşil daireler ise 61°-90° arasındaki depremleri temsil etmektedir).

Son zamanlarda geliştirilen adaptif yığıma tekniği (adaptive stacking) yöntemi ile 15624 adet P dalgası varış zamanı rezidüeli 126 adet uzak alan depremden elde edilmiştir (Şekil 4.2.) (Tablo 4.2.). P dalgası hız anomali rezidüel örnekleri haritalanırken grid tabanlı eikonol bir model üzerinden doğrusal olmayan ters çözüme dayanan hızlı ilerleme methodu kullanılmıştır. Bu yöntem hem hızlı hem de güvenilir çözümler vermektedir. Büyük veri kümelerinde, karmaşık anomalilerin yeniden yapılandırılmasında problemin çözümüne çok uygundur. En önemli etki de alıcı boyunca varış zamanı rezidüelleri kullanıldığında istasyon dizisinin altındaki model hacmi büyük ölçüde yanal değişimlerden etkilenmemektedir (Şekil 4.3.) (Şekil 4.4.).



Şekil 4.3. P fazı okunan 126 adet uzak alan depremin magnitüdüne göre dünya üzerindeki dağılımları (sarı yıldızlar çalışma alanının dünya üzerindeki yerini; mavi daireler moment magnitüdü $M_w=5-6$; kırmızı daireler moment magnitüdü $M_w=6-7$; yeşil daireler moment magnitüdü $M_w=7-8$ büyüklüğü arasındaki uzak alan deprem episantrlarını göstermektedir).



Şekil 4.4. 126 adet telesismik depremin dünya üzerindeki episantırları ve bölgesel istasyonların konumları.

Tablo 4.2. Yığma Tekniği Kullanılarak İncelenen Telesismik Depremlerin Oluş Parametreleri

| LOKASYON | OLUŞ ZAMANI (sa/dak/sn) | TARİH (gün/ay/yıl) | ENLEM (°) | BOYLAM (°) | DERİNLİK (km) | Mw | UZAKLIK | AZİMUT |
|-----------------------------------|-------------------------|--------------------|-----------|------------|---------------|-----|---------|---------|
| NORTHERN MID ATLANTIC RIDGE | 18:59:12 | 13.02.2015 | 52.6487 | -31.9016 | 16.7 | 7.1 | 44.88° | 79.54° |
| NEPAL | 6:11:25 | 4.25.2015 | 28.2305 | 84.7314 | 8.2 | 7.8 | 43.94° | -60.57° |
| BONIN ISLANDS | 11:23:02 | 5.30.2015 | 27.8386 | 140.4931 | 664 | 7.8 | 84.66° | -47.25° |
| PUERTO RICO | 4:01:03 | 1.13.2014 | 19.0428 | 66.8096 | 20 | 6.4 | 84.94° | 49.44° |
| NEAR EAST COAST OF HONSHU - JAPAN | 23:06:28 | 2.16.2015 | 39.8558 | 142.8808 | 23 | 6.7 | 77.97° | -47.48° |
| NEAR EAST COAST OF HONSHU, JAPAN | 21:12:58 | 5.12.2015 | 38.9056 | 142.0317 | 35 | 6.8 | 78.12° | -47.77° |
| TAIWAN | 21:03:39 | 12.10.2014 | 25.5403 | 122.4503 | 256 | 6.1 | 73.71° | -53.09° |
| MINDANAO, PHILIPPINE ISLANDS | 5:11:31 | 12.2.2014 | 6.1572 | 123.1261 | 614 | 6.6 | 86.31° | -50.27° |
| PRİNCE EDWARD ISLANDS REGION | 16:52:46 | 11.17.2014 | -46.3484 | 33.8037 | 10 | 6.1 | 86.22° | -0.78° |
| ALASKA | 17:51:17 | 9.25.2014 | 61.94 | -151.82 | 108.9 | 6.2 | 78.12 | -3.61 |
| SUMATRA-INDONESIA | 10:37:30 | 3.3.2015 | -0.78 | 98.7228 | 28 | 6.1 | 72.28 | -47.36 |
| MID INDIAN RIDGE | 8:22:18 | 3.6.2015 | -41.32 | 80.6 | 10 | 6 | 92.07 | -34.68 |
| NORTHERN COLOMBIA | 20:55:44 | 3.10.2015 | 6.78 | -72.99 | 155 | 6.2 | 97.56 | 48.17 |
| FLORES SEA | 13:45:05 | 2.27.2015 | 7.2968 | 122.5348 | 552 | 7 | 94.47 | -50.34 |
| OFF EAST COAST OF HONSHU | 10:13:53 | 2.21.2015 | 39.82 | 143.59 | 6 | 6 | 78.34 | -47.15 |

Tablo 4.2. (Devamı)

| LOKASYON | OLUŞ ZAMANI | TARİH | ENLEM | BOYLAM | DERİNLİK | Mw | UZAKLIK | AZİMUT |
|---------------------------------|-------------|------------|---------|-------------|----------|-----|---------|-------------|
| EASTERN SIBERIA, RUSSIA | 13:13:52 | 14.02.013 | 67.58 | 142.56 | 9.9 | 6.6 | 60.42 | -56.15 |
| XIZANG | 9:19:49 | 12.02.14 | 35.91 | 82.59 | 10 | 6.9 | 38.99 | -68.69 |
| SICHUAN CHINA | 0:02:47 | 20.04.2013 | 30.31 | 102.89 | 14 | 6.6 | 56.7 | -59.71 |
| SOUTHWESTERN SIBERIA - RUSSIA | 6:17:19 | 26.02.2012 | 51.8 | 95.98 | 13 | 6.7 | 44.12 | -79.71 |
| UGANDA | 19:21:46 | 03.07.13 | 1.563 | 30.85 | 9.8 | 5.7 | 38.35 | 2.4 |
| NORWEGIAN SEA | 22:47:47 | 24.05.2012 | 72.96 | 5.68 | 10 | 6.2 | 35.6 | 143.07 |
| JAN MAYENI ISLAND | 13:43:25 | 30.08.2012 | 71.44 | -10.61 | 14 | 6.7 | 38.26 | 121.62 |
| NORTH OF SVALBARD | 10:50:30 | 06.03.09 | 42.44 | 139.58 | 14.2 | 6.5 | 42.44 | 139.58 |
| BERING SEA | 23:11:43 | 30.04.2010 | 60.47 | - 177.85 | 13.3 | 6.5 | 60.47 | - 177.85 |
| TACIKISTAN | 7:50:05 | 07.12.15 | 38.21 | 72.78 | 22 | 7.2 | 30.84 | -74.16 |
| ALASKA PENINSULA | 7:00:09 | 29.05.2015 | 56.96 | - 156.43 | 72.6 | 6.7 | 83.22 | -7.12 |
| NEAR EAST COAST OF KAMCHATKA | 3:25:12 | 30.01.2016 | 53.98 | 158.55 | 177 | 7.2 | 75.24 | -40.1 |
| MYANMAR INDIA | 23:05:22 | 03.01.16 | 24.8 | 93.65 | 55 | 6.7 | 52.54 | -57.62 |
| NORTHWEST OF RYUKU ISLANDS | 20:51:31 | 13.11.2015 | 31 | 128.87 | 12 | 6.8 | 74.9 | -52.23 |
| BONIN ISLANDS | 11:23:02 | 30.05.2015 | 27.84 | 140.49 | 664 | 7.8 | 84.66° | -47.25 |
| SOUTHERN ALASKA | 8:58:19 | 05.01.13 | 55.39 | - 134.65 | 10 | 7.5 | 84.14 | 9.65 |
| QUEEN CHARLOTTE ISLANDS | 3:04:08 | 28.10.2012 | 52.79 | -132.1 | 14 | 7.8 | 86.42 | 11.56 |
| VANCOUVER ISLAND REGION | 19:41:33 | 09.09.11 | 49.39 | - 127.06 | 15.4 | 6.5 | 88.99 | 15.33 |
| NEAR EAST OF HONSHU | 5:46:23 | 11.03.11 | 38.3 | 142.5 | 22 | 9.1 | 78.8 | -47.44 |
| SOUTHWEST OF SUMATRA _INDONESIA | 12:49:48 | 02.03.16 | -4.95 | 94.33 | 24 | 7.8 | 71.99 | -45.19 |
| AFGHANISTAN_HINDIKUSH | 9:09:42 | 26.10.2015 | 36.52 | 70.37 | 231 | 7.5 | 29.5 | -71.89 |
| KYUSHU_JAPAN | 16:25:06 | 15.04.2016 | 32.78 | 130.73 | 10 | 7 | 75.05 | -51.89 |
| MYANMAR INDIA | 13:55:17 | 13.04.2016 | 23.13 | 94.9 | 134.8 | 6.9 | 54.4 | -56.51 |
| OFF EAST COAST OF HONSHU, JAPAN | 17:10:19 | 25.10.2013 | 37.1557 | 144.66 | 35 | 7.1 | 80.83 | -46.18 |

Tablo 4.2. (Devamı)

| LOKASYON | OLUŞ ZAMANI | TARİH | ENLEM | BOYLAM | DERİNLİK | Mw | UZAKLIK | AZİMUT |
|----------------------------------|-------------|-------------|---------|---------|----------|-----|---------|--------|
| MYANMAR INDIA | 13:55:17 | 13.04.2016 | 23.13 | 94.9 | 134.8 | 6.9 | 54.4 | -56.51 |
| OFF EAST COAST OF HONSHU, JAPAN | 17:10:19 | 25.10.2013 | 37.1557 | 144.66 | 35 | 7.1 | 80.83 | -46.18 |
| HAITI REGION | 21:53:10 | 12.01.10 | 18.3823 | -72.588 | 15 | 7 | 89.49 | 47.74 |
| ANDREANOF ISLANDS ALEUTIAN | 2:32:30 | 04.09.13 | 51.56 | -174.77 | 20 | 6.5 | 85.47 | -20.87 |
| NORTHERN MID ATLANTIC RIDGE | 10:09:06 | 25.05.2010 | 35.28 | -35.94 | 15.4 | 6.3 | 53.31 | 63.13 |
| NORWEGIAN | 6:35:05 | 20.08.2009 | 72.21 | 0.95 | 9.5 | 6 | 35.94 | 136.38 |
| SOUTHWESTERN BIBERIA RUSSIA | 15:21:57 | 27.12.2011 | 51.83 | 95.96 | 12.8 | 6.7 | 44.11 | -79.76 |
| FOX ISLAND ALEUTIAN ISLANDS | 3:09:38 | 24.06.2011 | 51.98 | -171.82 | 49.8 | 7.3 | 85.69 | -18.7 |
| EAST OF KURIL ISLAND | 17:49:38 | 15.01.2009 | 46.8333 | 155.246 | 31.1 | 7.3 | 79.29 | -41.23 |
| PHILLIPINE ISLAND | 12:47:33 | 31.08.2012 | 10.81 | 126.64 | 28 | 7.6 | 86.15 | -50.12 |
| MINDANAO, PHILIPPINE ISLANDS | 22:51:13 | 23.07./2010 | 6.42 | 123.58 | 584.7 | 7.7 | 86.49 | -50.25 |
| OFF W COAST OF NORTHERN SUMATERA | 8:38:37 | 11.04.12 | 2.2376 | 93.0144 | 26.3 | 8.6 | 66.05 | -46.8 |
| AFGHANISTAN_TAJIKISTAN BORD. | 10:28:58 | 10.04.16 | 36.47 | 71.14 | 211.6 | 6.6 | 30.1 | -71.68 |
| STRAIT OF GIBRALTAR | 4:22:02 | 25.01.2016 | 35.65 | -3.68 | 12 | 6.4 | 28.94 | 70.54 |
| SOUTH OF HONSHU JAPAN | 10:55:56 | 09.08.09 | 33.15 | 138.06 | 302.2 | 7.1 | 79.55 | -48.84 |
| SEA OF OKHOTSK | 2:59:38 | 14.08.2012 | 49.8 | 145.064 | 583.2 | 7.7 | 72.43 | -48.16 |
| NICOBAR | 16:47:02 | 08.11.15 | 6.84 | 94.65 | 10 | 6.6 | 64.16 | -48.76 |
| NORTH ATLANTIC OCEAN | 9:27:13 | 18.02.2014 | 14.67 | -58.93 | 14.8 | 6.5 | 81.95 | 50.79 |
| TAIWAN | 5:23:47 | 31.05.2016 | 25.58 | 122.53 | 244.1 | 6.4 | 73.75 | -53.08 |
| TACIKISTAN-KIRGIZISTAN BORDER | 11:17:11 | 26.06.2016 | 39.49 | 73.33 | 15.5 | 6.4 | 30.93 | -76.06 |
| NORTHERN MID ATLANTIC RIDGE | 16:26:34 | 21.06.2016 | 22.66 | -45.13 | 10 | 6.1 | 66.73 | 54.79 |
| NORTH OF ASCENSION ISLAND | 4:29:57 | 29.08.2016 | -0.05 | -17.83 | 10 | 7.1 | 60.89 | 42.77 |
| MYANMAR INDIA BORDER REGION | 13:55:17 | 13.04.2016 | 23.0944 | 94.8654 | 136 | 6.9 | 54.4 | -56.51 |

Tablo 4.2. (Devamı)

| LOKASYON | OLUŞ ZAMANI | TARİH | ENLEM | BOYLAM | DERİNLİK | Mw | UZAKLIK | AZİMUT |
|----------------------------------|-------------|------------|---------|---------|----------|-----|---------|--------|
| MYANMAR | 10:34:54 | 24.08.2016 | 20.92 | 94.57 | 82 | 6.8 | 55.39 | -55.25 |
| SOUTHERN XINJIANG CHINA | 14:24:29 | 25.11.2016 | 39.24 | 74.05 | 12.6 | 6.6 | 31.53 | -75.44 |
| NEAR EAST COAST OF HONSHU -JAPAN | 20:59:49 | 21.11.2016 | 37.39 | 141.4 | 11.4 | 6.9 | 78.77 | -47.87 |
| SOUTH INDIAN OCEAN | 11:10:59 | 14.06.2014 | -10.12 | 91.09 | 4 | 6.5 | 73.48 | 42.93 |
| SOUTHERNSUMATERA INDONESIA | 22:56:00 | 01.06.16 | -2.1 | 100.67 | 50 | 6.7 | 74.61 | -47.51 |
| GREENLAND SEA | 22:47:46 | 24.05.2012 | 73.03 | 5.51 | 8.2 | 6.3 | 35.69 | 142.9 |
| ICELAND | 15:46:00 | 29.05.2008 | 63.96 | -20.99 | 10 | 6.3 | 39.19 | 101.5 |
| NEAR ISLANDS ,ALEUTIAN | 14:00:33 | 23.12.2010 | 52.98 | 171.1 | 26.4 | 6.4 | 80.41 | -31.18 |
| SOUTHEASTERN UZBEKISTAN | 6:08:15 | 26.05.2013 | 39.95 | 67.44 | 15.5 | 5.8 | 26.4 | -78.86 |
| SOUTHERN IRAN | 10:44:19 | 16.04.2013 | 27.97 | 62.14 | 63.1 | 7.7 | 26.93 | -56.14 |
| AZORES ISLAND | 6:25:24 | 30.04.2013 | 37.59 | -24.96 | 19.7 | 5.8 | 44.31 | 68.31 |
| WINDWARD ISLAND | 21:42:21 | 06.12.16 | 11.07 | -60.9 | 34.83 | 5.9 | 85.73 | 50.18 |
| SUMBAWA REGION INDONESIA | 22:30:18 | 29.12.2016 | -9.07 | 18.61 | 72.27 | 6.2 | 92.62 | -50.02 |
| MALAWI | 23:19:17 | 19.12.2009 | -10.02 | 33.83 | 14 | 6 | 49.9 | -1.04 |
| BAFFIN BAY | 19:11:45 | 07.07.09 | -72.69 | 75.34 | 15.2 | 6 | 55.37 | 64.02 |
| CELEBES SEA | 6:13:47 | 10.01.17 | 4.46 | 122.58 | 612.71 | 7.3 | -50.23 | 86.97 |
| QUEEN ELIZABETH ISLAND CANADA | 23:47:12 | 08.012017 | 74.32 | -92.31 | 18.93 | 5.8 | 60.11 | 46.34 |
| ETHIOPHIA | 17:02:49 | 14.11.2010 | 11.94 | 43.7 | 14.9 | 5.5 | 29.55 | -17.13 |
| SOUTH INDIAN OCEAN | 7:42:51 | 01.08.16 | -23.96 | 82.56 | 10 | 5.6 | 78.89 | -36.66 |
| OWEN FRACTURE ZONE REGION | 3:36:29 | 27.05.2013 | 14.6508 | 53.82 | 3.1 | 5.9 | 31.21 | -32.1 |
| SOUTHWESTERN PAKHISTAN | 22:03:55 | 07.02.17 | 25.2 | 63.2577 | 24.05 | 6.3 | 29.36 | -52.53 |

Tablo 4.2. (Devamı)

| LOKASYON | OLUŞ ZAMANI | TARİH | ENLEM | BOYLAM | DERİNLİK | Mw | UZAKLIK | AZİMUT |
|----------------------------------|-------------|------------|---------|----------|----------|-----|---------|--------|
| MINDANAO, PHILIPPINE ISLANDS | 20:23:17 | 28.04.2017 | 5.51 | 125.08 | 26 | 6.9 | 88.22 | -50.11 |
| NEAR EAST COAST OF KAMCHATKA | 4:09:24 | 29.03.2017 | 56.92 | 162.73 | 22.83 | 6.6 | 74.44 | -37.68 |
| BOTSWANA | 17:40:18 | 03.04.17 | -22.6 | 25.15 | 29 | 6.5 | 62.95 | 6.58 |
| ICELAND EQ | 1:07:12 | 26.03.2017 | 67.82 | -18.67 | 10 | 5.2 | 39.27 | 108.49 |
| ALASKA | 14:18:17 | 05.01.17 | 59.77 | -136.69 | 20 | 6 | 79.98 | 8.18 |
| ALASKA | 12:31:54 | 01.05.17 | 59.84 | -136.69 | 2.18 | 6.2 | 79.91 | 8.18 |
| TACIKISTAN EQ | 4:47:13 | 03.05.17 | 39.51 | 71.4 | 10 | 5.9 | 29.52 | -76.69 |
| NEGROS PHILIPPINES | 1:06:13 | 20.05.2017 | 5.9 | 9.39 | 123.98 | 5.9 | 84.9 | -50.39 |
| TURKMENISTAN_IRAN BORDER | 18:01:00 | 13.05.2017 | 37.78 | 57.19 | 16.54 | 5.6 | 19.07 | -76.1 |
| NEAR EAST COAST OF HONSHU -JAPAN | 21:42:59 | 11.11.16 | 38.5 | 141.57 | 42.4 | 6.1 | 78.13 | -47.95 |
| NORTHERN SUMATRA INDONESIA | 22:03:33 | 06.12.16 | 5.28 | 96.17 | 13 | 6.5 | 66.33 | -48.52 |
| JAVA SEA | 0:26:01 | 19.10.2016 | -4.86 | 108.16 | 614 | 6.6 | 82.02 | -48.58 |
| LEEWARD | 19:54:22 | 03.02.17 | 15.08 | -60.53 | 39.27 | 5.8 | 82.89 | 50.55 |
| KYUSHU_JAPAN | 12:26:35 | 14.04.2016 | 32.79 | 130.7 | 9 | 6.2 | 75.03 | -51.9 |
| NORTHERN MOLUCCA SEA | 8:17:49 | 27.10.2016 | 1.33 | 125.79 | 56.14 | 5.8 | 91.45 | -50.46 |
| NORTHERN MOLUCCA SEA | 10:10:19 | 21.11.2014 | 2.3 | 127.06 | 45.2 | 6.5 | 91.79 | -49.98 |
| MINAHASSA PENINSULA | 22:28:50 | 3.28.2015 | 0.4 | 121.99 | 118 | 5.9 | 89.13 | -50.13 |
| NORTHERN MID ATLANTIC RIDGE | 1:34:58 | 30.06.2017 | 33.79 | -38.54 | 10 | 5.3 | 55.9 | 61.42 |
| MOZAMBİK | 2:37:18 | 24.06.2017 | -19.44 | 34.51 | 24.4 | 5.6 | 59.3 | -1.53 |
| NORTHERN ALASKA | 12:01:08 | 16.06.2014 | 67.7 | -162.61 | 24.2 | 5.7 | 71.8 | -12.39 |
| LEYTE PHILIPPINES | 8:03:57 | 06.07.2017 | 11.11 | 124.63 | 6.49 | 6.5 | 84.3 | -50.44 |
| SEA OF OKHOTSK | 3:38:21 | 01.10.2013 | 53.14 | 152.9 | 578.4 | 6.7 | 73.62 | -43.8 |
| SEA OF OKHOTSK | 14:56:31 | 24.05.2013 | 52.14 | 151.57 | 632 | 6.7 | 73.78 | -44.48 |
| OFF EAST COAST OF HONSHU, JAPAN | 4:25:23 | 2.20.2015 | 39.8244 | 143.5871 | 10 | 6.2 | 78.39 | -47.1 |
| TAIWAN | 11:45:13 | 4.20.2015 | 24.0851 | 122.453 | 29 | 6 | 74.59 | -52.76 |
| TAIWAN | 20:06:32 | 2.13.2015 | 22.64 | 121.43 | 30 | 6.2 | 74.72 | -52.7 |
| ALASKA EQ | 10:30:29 | 24.01.2016 | 59.6 | -153.34 | 123.4 | 7.1 | 80.4 | -4.77 |
| KAMCHATKA | 3:25:10 | 30.01.2016 | 54.01 | 158.51 | 163.21 | 7.2 | 75.21 | -40.13 |
| INDONESIA | 12:49:48 | 02.03.16 | -4.91 | 94.28 | 24 | 7.9 | 71.93 | -45.19 |

Tablo 4.2. (Devamı)

| LOKASYON | OLUŞ ZAMANI | TARİH | ENLEM | BOYLAM | DERİNLİK | M _w | UZAKLIK | AZİMUT |
|-----------------------------|-------------|------------|--------|---------|----------|----------------|---------|--------|
| INDONESIA | 16:38:05 | 11.01.16 | 3.9 | 126.86 | 13 | 6.5 | 90.61 | -49.96 |
| RAT ISLAND ALEUTIAN ISLANDS | 20:53:09 | 23.06.2014 | 51.85 | 178.74 | 109 | 7.9 | 83.61 | -25.63 |
| NORTHERN MOLUCCA | 2:31:41 | 15.11.2014 | 1.89 | 126.52 | 45 | 7.1 | 91.65 | -50.02 |
| SOUTHERN MID ATLANTIC | 12:51:32 | 17.06.2015 | -35.36 | -17.16 | 10 | 7 | 88.18 | 36 |
| NEPAL | 7:05:19 | 12.05.15 | 27.81 | 86.07 | 15 | 7.3 | 45.17 | -60.16 |
| SEA OF OKHOTSK | 5:44:49 | 24.05.2013 | 54.87 | 153.28 | 608.9 | 8.3 | 72.53 | -43.9 |
| KURIL ISLAND | 3:05:52 | 19.04.2013 | 46.22 | 150.78 | 112.21 | 7.2 | 77.66 | -43.93 |
| JAPAN | 17:10:19 | 25.10.2013 | 37.16 | 144.66 | 35 | 7.1 | 80.83 | -46.18 |
| MINDANO PHILIPPINLER | 0:12:32 | 15.10.2013 | 9.88 | 124.12 | 19 | 7.1 | 84.69 | -50.41 |
| ANDREANOF ISLANDS ALEUTIAN | 16:25:02 | 30.08.2013 | 51.54 | -175.23 | 29 | 7 | 85.38 | -21.21 |
| NORTH ATLANTIC OCEAN | 15:16:33 | 16.07.2015 | 13.87 | -58.55 | 20 | 6.5 | 82.17 | 50.76 |
| RUSSIA _N.E. CHINA BORDER | 1:13:18 | 18.02.2010 | 42.6 | 130.7 | 573.7 | 6.9 | 69.13 | -54.45 |
| HAITI REGION | 21:53:10 | 12.01.10 | 18.38 | -72.59 | 15 | 7 | 89.49 | 47.74 |
| ANDAMAN ISLAND | 19:55:39 | 10.08.09 | 14.05 | 92.87 | 30.7 | 7.5 | 58.19 | -51.51 |
| NORTHERN MID ATLANTICRIDGE | 22:04:13 | 24.06.2013 | 10.7 | -42.59 | 10 | 6.6 | 71.98 | 51.35 |

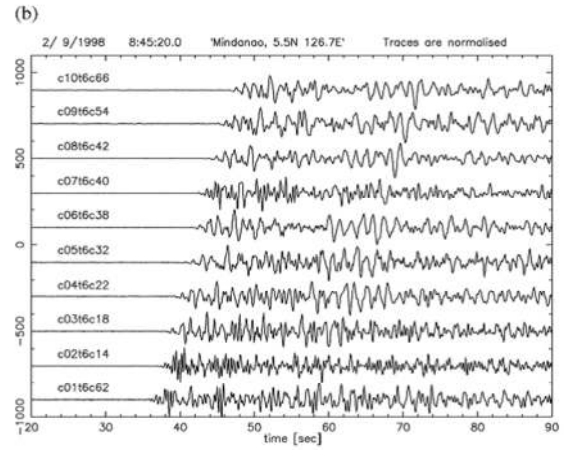
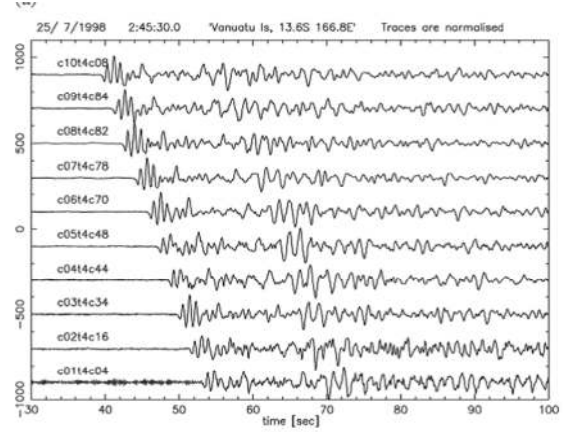
4.2. AK135 Yığma (Adaptive Stacking) Tekniği

FMTT algoritmasının temeli, varış zamanı rezidüelleri ve rezidüel hata miktarı değerlerinin doğru olarak hesaplanması kuramına dayanır. Bağlı varış zamanı rezidüelleri gözlenen varış zamanı ile tahmin edilen varış zamanı arasındaki saniye mertebesindeki zaman farkıdır. Bu çalışmada, her bir telesismik olayın, çalışma alanı ve çevresinde kullanılan istasyonlardaki saniye mertebesinde varış zamanı rezidüel değeri kayıtları ve varış zamanı değerindeki hata miktarları hesaplanmıştır. Bu hesaplamayı daha doğru ve hızlı bir şekilde yapabilmek amacıyla, Rawlinson ve Kennett, 2004 tarafından geliştirilen FMTT'den farklı olarak başka bir kod ile (adaptif yığma tekniği) bağlı varış zamanları incelenmiştir. Göreceli varış zamanı rezidüelleri, deprem kaynağının oluş zamanından ve manto heterojenitesindeki geniş ölçekteki değişimlerden etkilenmemektedirler. Ancak, tomografik sonuçlarda dalga hızındaki düşey değişimlerde hatalı sonuçlara yol açabilmektedirler.

Telesismik dalga formlarının istasyonlar arası uyumunu sağlayan bu kod, bundan önce ve halen yaygın olarak kullanılan çok kanallı çapraz-ilişki MCCC istifleme tekniklerine göre (VanDecar ve Crosson, 1990-Göreceli zaman kümesinden formüle edilen belirli doğrusal denklemler sistemini en küçük kareler yöntemiyle çözümü)

daha kullanışlıdır. Referans alınan bir dalga formuyla diğer kayıt izleri arasındaki farkı minimize eden bir teknik olarak bilinen Chevrot ise, 2002 çapraz-korelasyon yönteminden daha kullanışlıdır (Leveque ve Masson, 1999). Örneğin, Lei ve Zhao (2007); ETSE-Eastern Turkey Seismic projesinde, 29 adet taşınabilir ve 2 adet geçici istasyon belirleyerek azimutal dağılımı sağlayan $M>4.0$ büyük 190 adet deprem kaydından yola çıkarak, Zhao'nun (1992) ışın izleme methodunu kullanarak, Doğu Anadolu'nun üst manto yapısını telesismik tomografi yöntemiyle üç boyutlu olarak görüntülemiştir. Bu çalışmada VanDecar ve Crosson (1990) tarafından geliştirilen çok kanallı çapraz korelasyon tekniği kullanılarak rezidüel varış zamanları elde edilmiştir. Biryol ve ark., (2011); Schmandt ve Humphreys, (2010) tarafından geliştirilen üç boyutlu Kernel zon methodunu ve Pavlis ve Vernon (1994) tarafından geliştirilen çapraz korelasyon tekniği ile rezidüel hesabı tekniğini (IASP 91 modeline göre) kullanmışlardır. Graeber ve ark., (2002); Iyer ve Hirahara (1993) tarafından geliştirilen teknik ile Güneydoğu Avusturya bölgesinde tomografi çalışması yapmışlar ve Şekil 4.5'te görüldüğü üzere toplam 40 adet kısa bandlı sismometreden elde edilen olayların rezidüel varış zamanları hesaplanmıştır. Şekil 4.5' te iki farklı depremden elde edilen kayıtlarla elde edilerek yapılan çapraz korelasyon ilişkisi ortaya konmuştur. Karousova ve ark., (2013); Aki-Christoffersson-Husebye (ACH) geliştirdiği (Aki ve ark., 1977; Evans&Achauer, 1993) tomografik yöntemini kullanarak Bohemian Masif'lerinin üst manto yapısını araştırmışlardır. Kernel matrisleri yöntemi kullanılarak üç boyutlu Steck ve Prothero (1991)'nin bükümlü ışın yolu kullanılmıştır. Başlangıç referans modeli Kennett ve Engdahl (1991)'in IASP91 modeli seçilerek hesaplanmıştır.

| İSTASYON İSMİ | ENLEM (°S) | BOYLAM (°E) | YÜKSEKLİK (m) |
|---------------|------------|-------------|---------------|
| A01 | 37.6910 | 141.1521 | 70 |
| A02 | 37.7344 | 141.4779 | 165 |
| A03 | 37.7846 | 141.8289 | 183 |
| A04 | 37.8146 | 142.1458 | 202 |
| A05 | 37.8675 | 142.4781 | 223 |
| A06 | 37.8981 | 142.8325 | 197 |
| A07 | 37.9358 | 143.1519 | 191 |
| A08 | 37.9776 | 143.5311 | 160 |
| A09 | 38.0216 | 143.8143 | 139 |
| A10 | 38.0398 | 144.2064 | 93 |
| B01 | 37.2347 | 141.2701 | 160 |
| B02 | 37.2811 | 141.5670 | 204 |
| B03 | 37.3350 | 141.9116 | 242 |
| B04 | 37.3540 | 142.1843 | 223 |
| B05 | 37.4365 | 142.5888 | 295 |
| B06 | 37.4686 | 142.9157 | 285 |
| B07 | 37.5024 | 143.2510 | 160 |
| B08 | 37.5541 | 143.5726 | 395 |
| B09 | 37.5961 | 143.9524 | 522 |
| B10 | 37.6250 | 144.2539 | 485 |
| C01 | 36.7944 | 141.3423 | 147 |
| C02 | 36.8470 | 141.6712 | 185 |
| C03 | 36.8877 | 142.0160 | 152 |
| C04 | 36.9276 | 142.3375 | 191 |
| C05 | 36.9894 | 142.6980 | 210 |
| C06 | 37.0122 | 142.9903 | 213 |
| C07 | 37.0489 | 143.3395 | 360 |
| C08 | 37.0957 | 143.6750 | 245 |
| C09 | 37.1383 | 144.0020 | 272 |
| C10 | 37.1646 | 144.3405 | 415 |
| D01 | 36.3652 | 141.4430 | 190 |
| D02 | 36.4231 | 141.7500 | 175 |
| D03 | 36.4276 | 142.1021 | 140 |
| D04 | 36.4982 | 142.4195 | 130 |
| D05 | 36.5342 | 142.7528 | 132 |
| D06 | 36.5635 | 143.1147 | 160 |
| D07 | 36.6166 | 143.4203 | 170 |
| D08 | 36.6624 | 143.7601 | 194 |
| D09 | 36.6800 | 144.0918 | 160 |
| D10 | 36.7483 | 144.4320 | 190 |



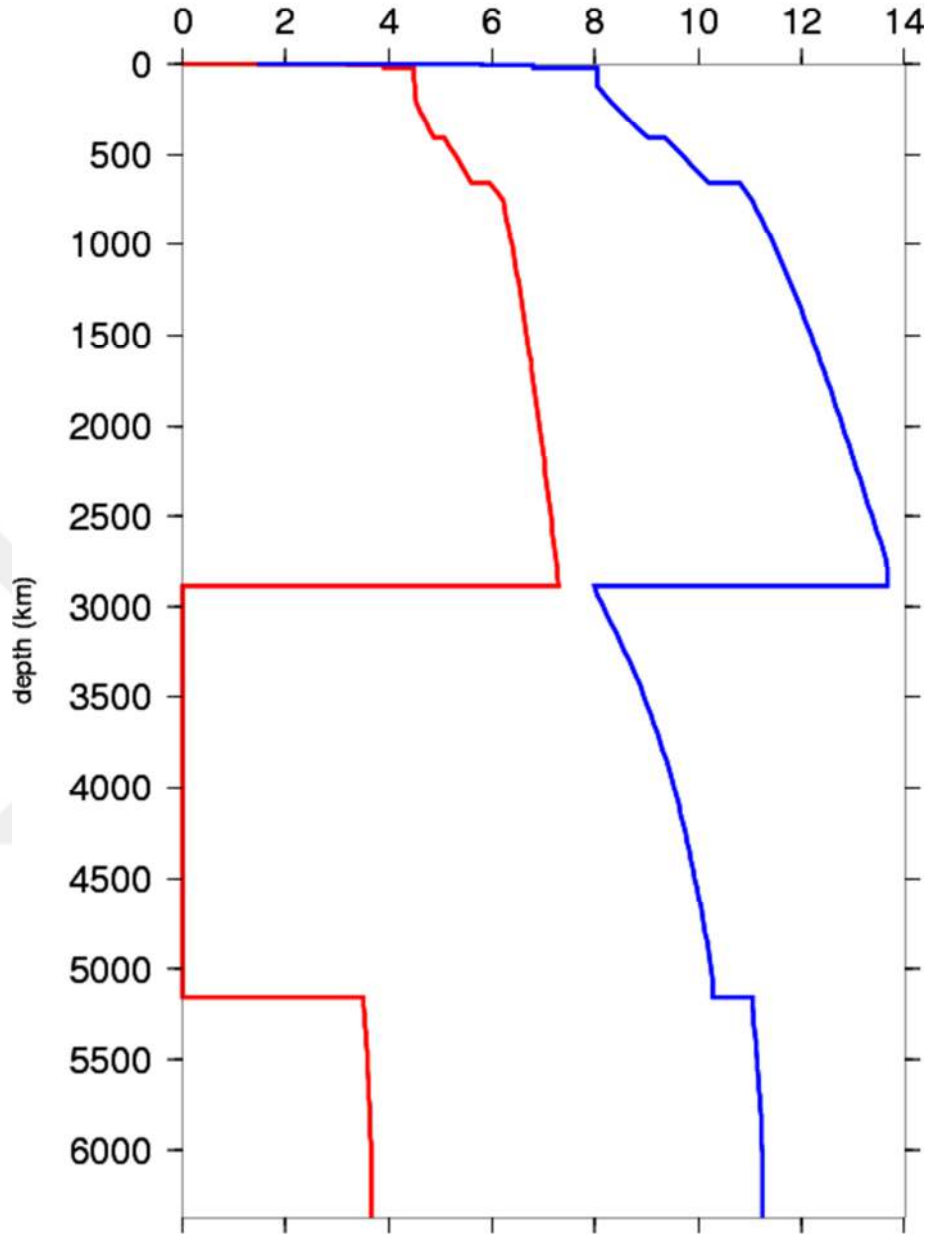
Şekil 4.5. Graeber ve ark., 2002' de Avusturya bölgesinde tomografi çalışması yapmışlar ve yukarıdaki şekilde görüldüğü üzere toplam 40 adet kısa bantlı sismometreden elde edilen olayların rezidüel varış zamanları hesaplanmıştır (iki farklı depremden elde edilen kayıtlarla elde edilerek yapılan çapraz korelasyon ilişkisi ortaya koyulması).

Uzak alan deprem kayıtlarının, yoğun sismik ağların altındaki derin üç boyutlu modelin hız yapısını belirlemek için kullanılmasının hem avantajları hem de dezavantajları vardır. Bununla birlikte üç boyutlu model hacminin yanal yapılarının hesaplanmasında orijin zamanındaki hata miktarları kaynak alıcı seyahat zamanı ters çözümlerinde kullanılmaz. Bu sebeple; telesismik tomografi sismik ağ boyunca her bir kaynak için göreceli varış zamanı rezidüellerini ortaya çıkarır. Varış zamanı rezidüelleri; küresel referans hızları kullanılarak hesaplanan varış zamanı ile gözlenen varış zamanı arasındaki miktar olarak tanımlanır. Ortalama olay rezidüeli göreceli varış zamanı rezidüelini verir. Göreceli varış zamanı rezidüeli ne oluş zamanındaki hata miktarından ne de manto heterojenitesindeki büyük ölçekli

değişimlerden etkilenmez. Bununla birlikte az bir miktarda da olsa dalga hızlarındaki düşey değişimleri etkiler ve hatalı tomografik yorumlara sebep olabilir (Levequeand Masson, 1999). Uzak alan depremlerinin lokal bir ağ üzerinde kayıt edilmesinin bir avantajı da gelen dalga şeklinin o ağ boyunca çok fazla değişim göstermemesidir. Bu özellikler göz önünde bulundurularak çapraz-korelasyon tekniklerinin kullanılması varış zamanı rezidüellerinin yüksek doğrulukta elde edilmesini sağlar. Bunlardan en çok kullanılanı Van Decar ve Crosson (1990)'da ileri sürdüğü çok kanallı çapraz korelasyon tekniğidir ki lineer denklemlerde her bir istasyon çifti için zaman gecikmelerini en küçük kareler yöntemi ile hesaplama yöntemine dayanır. Chevrot 2002'de kayıt edilen her bir iz ve referans dalga formu için gecikme zamanlarını ölçer ve simule eder. Son olarak Rawlinson ve Kennett (2004) göreceli ve mutlak zaman farklarını elde edebilmek için adatif yığıma tekniğini ileri sürmüşlerdir. Bu yaklaşım verilen bir yayılma modelinden yaklaşık izleri referans bir ize göre yığıma prensibini kullanır. Her bir istasyon izi referans ize göre yinelemeli olarak hizalanır ve direk olarak rezidüel hesabı ve ilişkili olarak hata pik değerlerini hesaplatır. Telesismik dizilimler ile yapılan çalışmalar bu tekniğin sismometrenin çeşitli tepkilerini, gürültünün varlığı; methodun en sağlam ve hızlı bir şekilde çalışmasını sağlayacak şekilde modifiye ettiğini göstermektedir. Bu sebeplerden dolayı ters çözüm aşamasında kullanılmak üzere göreceli varış zamanı rezidüelleri bu yığıma tekniği kullanılarak elde edilmiştir. Ters çözüm aşamasında istasyon yüksekliği değişimleri, yükseklik düzeltmeleri yapılmıştır. Ayrıca Rawlinson ve Kenneth (2004) yığıma tekniği, otomatik olarak her bir rezidüel hesabı için hata miktarlarını da üretir.

Bu çalışmada da; Rawlinson ve Kennet (2004) tekniği kullanılarak mutlak gecikme sürelerini elde etmek için tahmini varış zamanlarına göre (ak135) hizalama tekniği uygulanmış, yığılmış izleri referans bir iz modeli seçmek suretiyle, yinelemeli olarak 126 adet uzak alan deprem kaydının varış zamanı değerindeki hata miktarları hesaplanmıştır. Bu yöntem bir referans iz modeline göre yinelemeli olarak en iyi uyumu sağlayana kadar yığıma işlemini gerçekleştirir. Bu teknik diğer tekniklere göre sismometrelerin çeşitli tepki ve gürültülerine karşın daha hızlı ve hassastır.

ak135-F ORTALAMA HIZ
MODELİ KM/S



— ak135-F (Vp, km/s), Kennett, Engdahl & Buland, 1995, at (40.0,-120.0)
 — ak135-F (Vs, km/s), Kennett, Engdahl & Buland, 1995, at (40.0,-120.0)
www.iris.edu/dms/products/emc

Şekil 4.6. Kennett, Engdahl & Buland (1995) tarafından oluşturulan yerin ak135 küresel hız yapısı modeli (Q model Montagner & Kennett (1995'den alıntılanmıştır) (<http://ds.iris.edu/ds/products/emc-ak135-f/>) ak135-f is a variant of the ak135 velocity model).

Bu program bir telesismik kaynaktan, üç boyutlu modeldeki tüm düğüm noktalarına varıncaya kadar geçen seyahat zamanını hesaplamak için kullanılır. Rawlinson ve Kenneth, 2004 aktsurf, ak135 hızları referans alınarak küresel 3 boyutlu hız modeline dayalı seyahat zamanlarını hesaplamaktadır.

Adaptif yığma “itimes” ise modelin tabanı ve modelin yüzeyindeki kaynak ile alıcı dizisi gözönünde bulundurularak ak135, üç boyutlu küresel hız modeline dayalı ışın yolunu hesaplatır. Modele göre seyahat zamanları her düğüm noktası için hesaplatıldıktan sonra ışın yolu modellenir. “itimes” hesaplanırken modelin ve alıcı dizininin yatay sınırları çok önemlidir. Aktsurf: aktsurf.in olarak basitçe bir giriş parametresi dosyası vardır. Program aktsurf giriş ve çıkış bir dosya sayısına işaret etmektedir. Bu programın çalışması için de ak135.hed ve ak135.tbl ikili dosyaları aynı çalışma dizini içinde (aktsurf) olması gerekir. Bu iki dosyayı “compileall” komutunu çalıştırdığınızda elde edebilir ve source/aktimes dizini içinde bulabilirsiniz.

Aşağıdaki üç durumlardan biri değiştiğinde aktsurf yeniden çalıştırmak gerekir:

1. Kaynak dosyası (sources.dat) dosyası
2. Düğüm noktası aralığı ve / veya herhangi bir grid boyutu
3. P-dalgası yerel 3D modelinden S dalgası yerel 3-D modeline geçiş yapıldığında, “aktsurf” yeniden hesaplatılmalıdır.

İstifleme yapılmadan önce, dalga biçimleri 0.5 ve 8.0 Hz arasında filtrelenmiş ve yaklaşık AK135 varış zamanları hesaplanmıştır (Kennett ve ark., 1995) (Şekil 4.6.). Yerel model hacminin dışında Dünya'nın küresel simetrik olduğu varsayılırsa seyahat süreleri bu modele göre hızlıca hesaplanabilir (Kennett ve Engdahl, 1991) ak135 değerlerini hesaplayabilmek için (Kennett ve ark., 1995) kaynaktan yerel 3 boyutlu model hacminin tabanındaki hız köşelerine kadar varan seyahat sürelerini hesaplamak amacıyla bir yazılım geliştirmiştir. 126 adet uzak alan depremlerin ak135 seyahat zamanı sürelerini hesaplandıktan sonra üç boyutlu modelde telesismik kaynaktan tüm düğüm noktalarına varıncaya kadar geçen seyahat zamanı; ak135

hızları referans alınarak, küresel 3 boyutlu hız modeline dayalı seyahat zamanlarını hesaplamak için kullanılmıştır.

Küresel koordinatlar dünya eğrilik hesabını dikkate almak için kullanılır (Kennett, Engdahl & Buland, 1995). Ak135 küresel hız tahminlerine göre; depremlerin tahmini varış zamanları hesaplanır (Şekil 4.6.). Daha sonra bu olayların istasyonlarda gözlenen varış zamanları okunur ve gözlenen varış zamanı ile hesaplanan varış zamanı arasındaki fark “varış zamanı rezidüeli “olarak tanımlanır (t gözlenen- t hesaplanan).

İstifleme prosedürünün sonuçları görsel olarak kontrol edilmiştir. Gürültülü istasyonlar ortadan kaldırılmış ve kaliteli istiflenmiş deprem sinyalleri seçilmiştir. Göreceli varış zamanı rezidüelleri ve rezidüel hata miktar değerleri hızlı ve yinelemeli ilerleme tekniğine dayanan telesismik tomografi (Rawlinson ve ark., 2006) ters çözümüne sokulmuştur. Çalışmanın bu aşamasında “adaptive stacking method” “deprem istifleme yöntemi” listedeki depremlere uygulanmıştır. (Rawlinson ve Kenneth, 2004). Buna göre 126 adet kayıt edilmiş telesismik depremin 124 adet farklı istasyondaki kayıtları ak135 global referans hız modeline göre izleri istiflenmiş, göreceli rezidüel zaman farkları hesaplanmış ve hesaplanan hata miktarları grafikleri çizilmiştir. Varış zamanı değerindeki hata miktarı; ters çözümün kalitesine doğrudan etki eden bir değerdir. Bu değer “0” olmamalıdır. Diğer tüm parametreler kaynak-istasyon ikilisine ait bilgilerdir. Dolayısıyla bu değerlerin yüksek hassasiyette hazırlanması kaçınılmazdır. Göreceli varış zamanı rezidüelleri kaynağın başlangıç zamanındaki hatalardan ve manto heterojenitesindeki geniş ölçekli değişimlerden çok fazla etkilenmezler. Bununla birlikte düşey dalga hızlarında değişikliklere yol açabilirler.

Hızlı İlerleme Tekniği olarak tanımlanan FMTT ters çözümünün algoritmasının temeli varış zamanı rezidüelleri ve rezidüel hata miktar değerlerinin doğru olarak hesaplanması kuramına dayanır. Her bir telesismik olayın Marmara Bölgesi'nde kullandığımız istasyonlardaki saniye mertebesinde varış zamanı rezidüel değeri kayıtları ve varış zamanı değerindeki hata miktarını daha doğru ve hızlı hesaplatmak

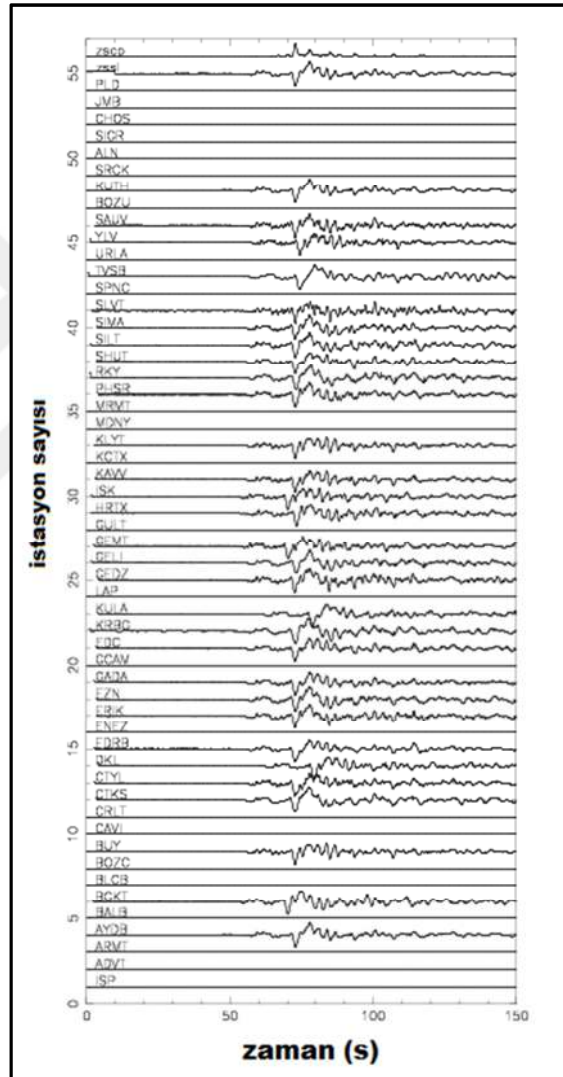
amacıyla (Rawlinson ve Kennett, 2004) tarafından geliştirilen bu kod ile hesaplanmış ve tamamlanmıştır.

Uzak alan deprem kayıtlarının, yoğun sismik ağların altındaki derin üç boyutlu modelin hız yapısını belirlemek için kullanılmasının hem avantajları hem de dezavantajları vardır. Bununla birlikte 3 boyutlu model hacminin yanal yapılarının hesaplanmasında orijin zamanındaki hata miktarları kaynak alıcı seyahat zamanı ters çözümlerinde kullanılmaz. Bu sebeple, telesismik tomografi sismik ağ boyunca her bir kaynak için göreceli varış zamanı rezidüellerini ortaya çıkarır. Varış zamanı rezidüelleri, küresel referans hızları kullanılarak hesaplanan varış zamanı ile gözlenen varış zamanı arasındaki miktar olarak tanımlanır. Ortalama olay rezidüeli göreceli varış zamanı rezidüelini verir. Göreceli varış zamanı rezidüeli ne oluş zamanındaki hata miktarından ne de manto heterojenitesindeki büyük ölçekli değişimlerden etkilenmez. Bununla birlikte az bir miktarda da olsa dalga hızlarındaki düşey değişimleri etkiler ve hatalı tomografik yorumlara sebep olabilir (Leveque and Masson, 1999).

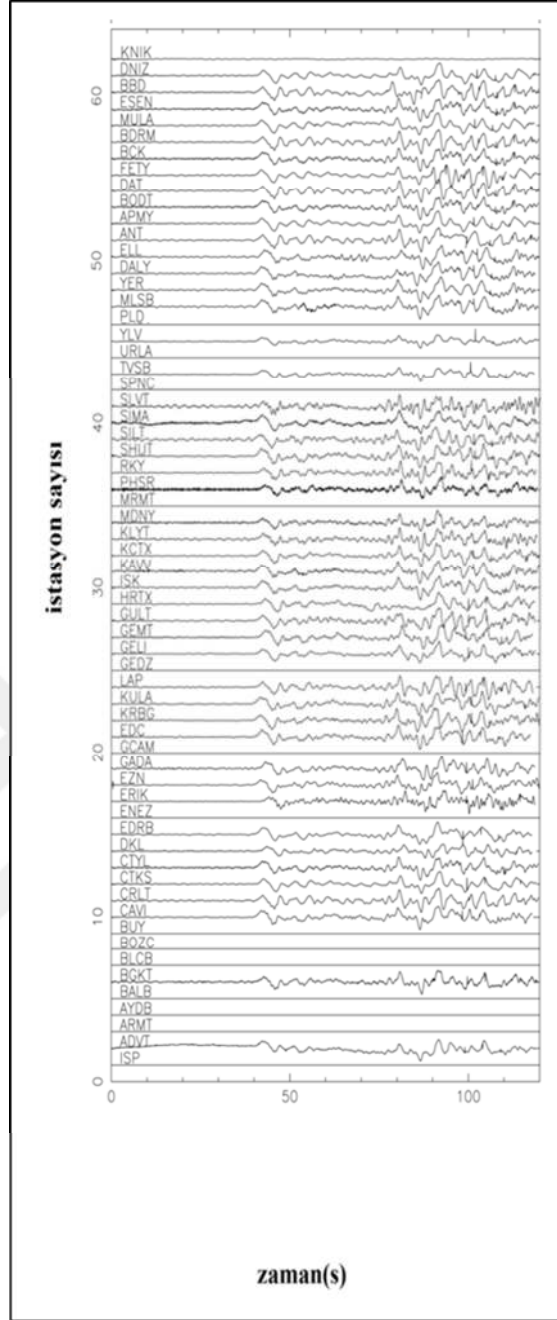
Uzak alan depremlerinin lokal bir ağ üzerinde kayıt edilmesinin bir avantajı da gelen dalga şeklinin o ağ boyunca çok fazla değişim göstermemesidir. Bu özellikler göz önünde bulundurularak çapraz-korelasyon tekniklerinin kullanılması varış zamanı rezidüellerinin yüksek doğrulukta elde edilmesini sağlar.

Telesismik dizilimler ile yapılan çalışmalarda bu tekniğin sismometrenin çeşitli tepkilerini, gürültünün varlığı; methodun en sağlam ve hızlı bir şekilde çalışmasını sağlayacak şekilde modifiye ettiğini göstermektedir. Bu sebeplerden dolayı ters çözüm aşamasında kullanılmak üzere göreceli varış zamanı rezidüelleri bu yığma tekniği kullanılarak elde edilmiştir. Ters çözüm aşamasında istasyon yüksekliği değişimleri, yükseklik düzeltmeleri yapılmıştır. Ayrıca Rawlinson ve Kenneth 2004; yığma tekniği otomatik olarak her bir rezidüel hesabı için hata miktarlarını da üretir. 2016/01/24 -10:30:29 Alaska depreminin BDTIM ve AFAD istasyonlarındaki kaydı için yapılan izlerin yığma işlemi 5 farklı iterasyon sonucunda ak135 küresel hız modeline göre hizalanmıştır (Şekil 4.7.) (Şekil 4.8.) (Şekil 4.9.) (Şekil 4.10.) (Şekil

4.11). Bu yöntem daha önceki çalışmaların sonuçlarıyla kıyaslandığında gürültülü verilerin varlığında da son derece sağlamdır ve sismik dizi boyunca dalga formlarını çok daha tutarlı bir şekilde istifleme yapmaktadır (Rawlinson ve Kennett, 2004; Rawlinson ve ark., 2006 a,b). Hizalama işlemi sırasında belirsizlik tahminlerinin otomatik olarak üretilmesi bu tahminlerin tomografik ters çözüm yapılırken kullanılan her bir rezidüele ne kadar ağırlık katsayısı verileceğini göstermektedir. Bu teknik yüksek frekanslı gürültüye daha toleranslıdır (Rawlinson ve Kennett, 2004).



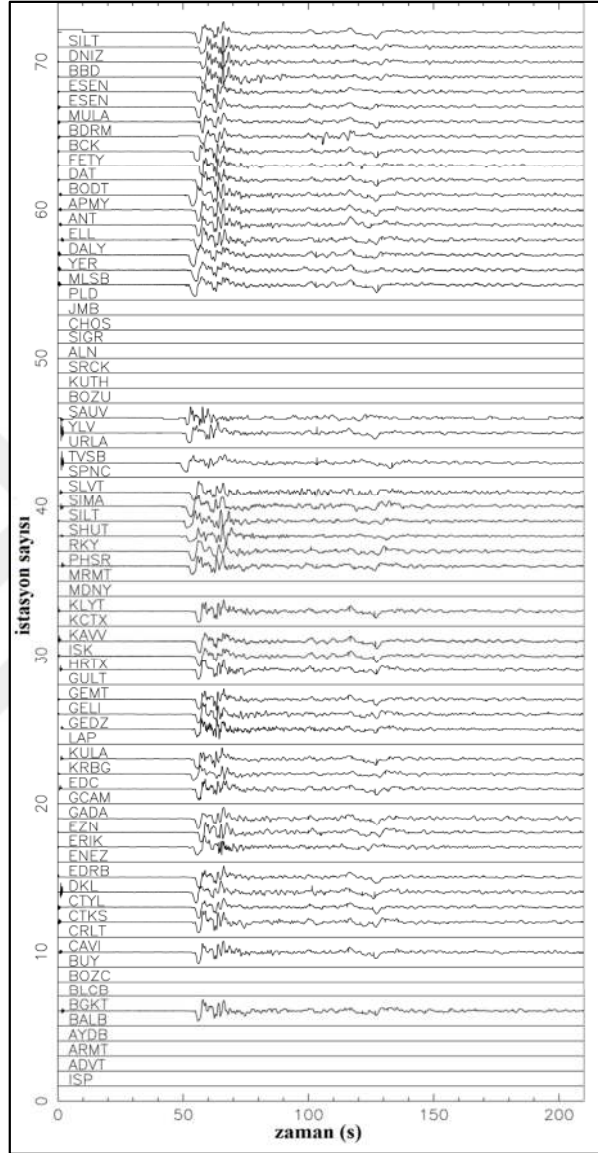
Şekil 4.7. BDTIM ve AFAD istasyonu tarafından kayıt edilen 02/03/2016 Endonezya depreminin (Mw 7.9) ak135 global referans hız modeline göre yığma işleminin yapılması göreceli rezidüel varış zamanları ve pik hatalarının hesaplanması (Bu yaklaşım verilen bir yayılma modelinden yaklaşık izleri referans bir ize göre yığma prensibini kullanır. Her bir istasyon izi referans ize göre yinelemeli olarak hizalanır ve direk olarak rezidüel hesabı ve ilişkili olarak hata pik değerlerini hesaplatır).



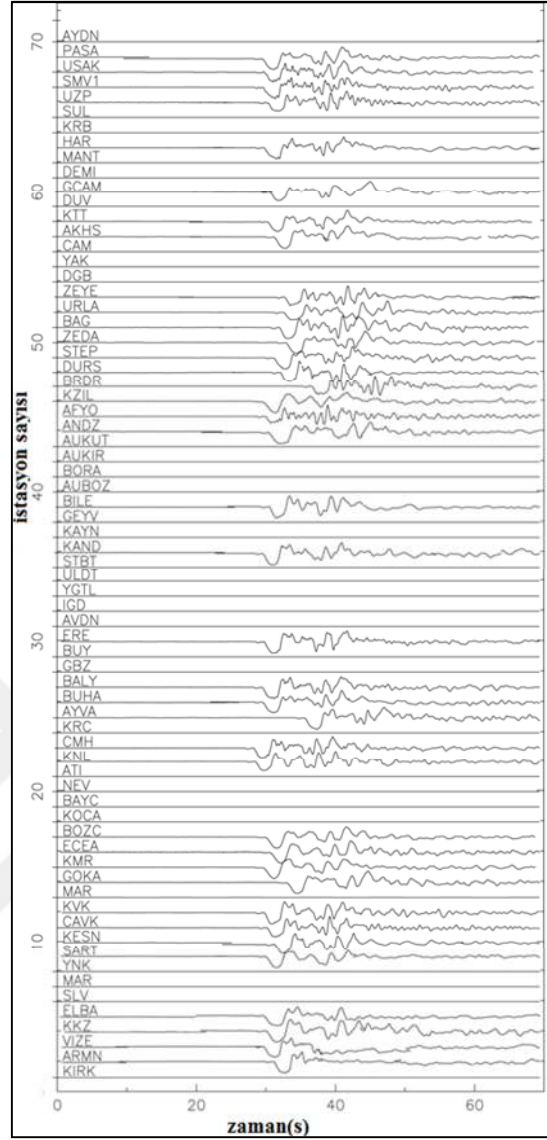
Şekil 4.8. BDTIM ve AFAD istasyonu tarafından kayıt edilen 24/01/2016 Alaska depreminin ak135 global referans hız modeline göre yığma işleminin yapılması göreceli rezidüel varış zamanları ve pik hatalarının hesaplanması.

30.01.2016 tarihinde saat 3:25:10'da meydana gelen Kamchatka depreminin AFAD ve BDTIM istasyonlarındaki iz istifleri ve varış zamanı rezidüelleri Rawlinson ve Kenneth (2004) yığma tekniğine göre hesaplanmış ve otomatik olarak her bir rezidüel hesabı için hata miktarları da üretilmiştir (Şekil 4.12). Çalışmada sinyal / gürültü oranı çok daha düşük olan depremlerin seçilmesine özen gösterilmiştir. Çok fazla gürültü içeren ve P fazının okunamadığı istasyonların değeri '0' olarak ters

çözümüne sokulmuştur. Kusurlu hizalanan izin sebebi dizinin altındaki yanal heterojenitenin varlığını yansıtır. İzlere alçak geçişli filtre uygulanmış, 5.0 Hz üzerindeki frekanslar kaldırılmıştır (Şekil 4.9.).



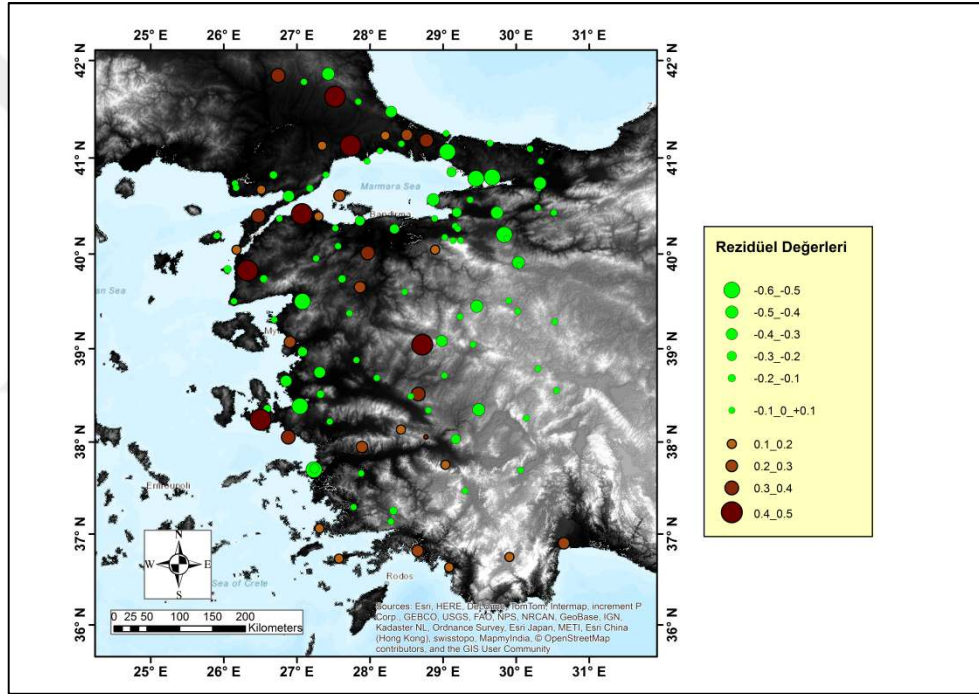
Şekil 4.9. BDTIM ve AFAD istasyonu tarafından kayıt edilen 30/01/2016 tarihinde saat 3:25:10 'da meydana gelen Kamchatka depreminin ak135 global referans hız modeline göre yığma işleminin yapılması göreceli rezidüel varış zamanları ve pik hatalarının hesaplanması.



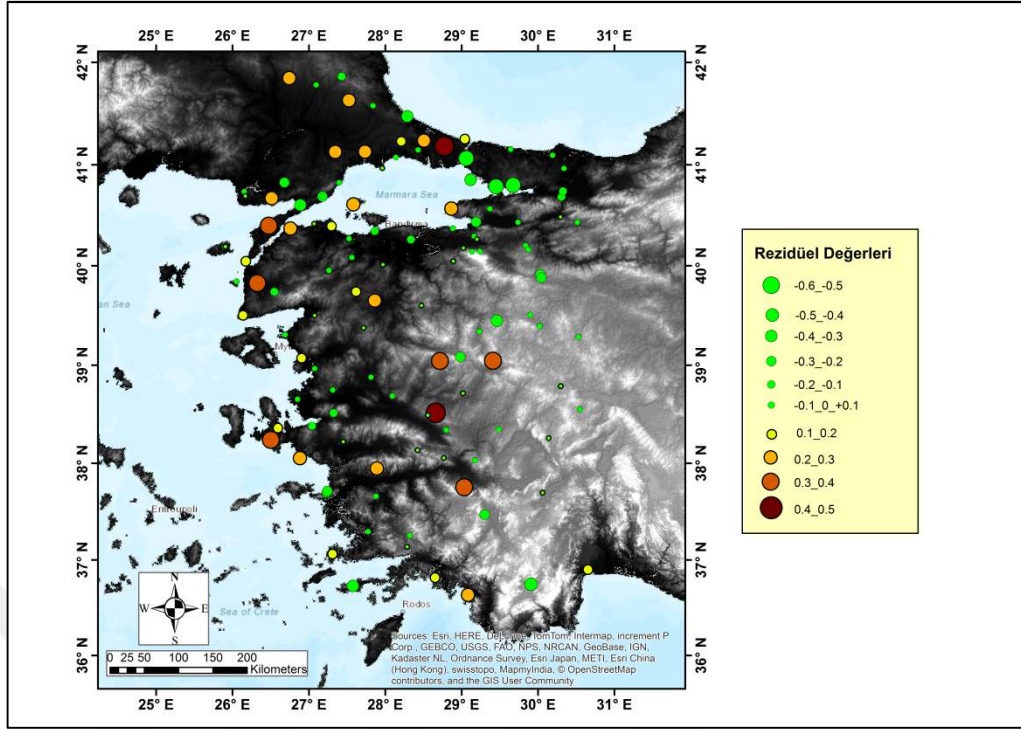
Şekil 4.10. BDTIM ve AFAD istasyonu tarafından kayıt edilen 30/01/2016 tarihinde saat 3:25:10 'da meydana gelen Kamchatka depreminin ak135 global referans hız modeline göre yığma işleminin yapılması göreceli rezidüel varış zamanları ve pik hatalarının hesaplanması.

İterasyonlar 5 kez tekrarlanmıştır. En iyi şekilde hizalanmış izleri elde edene kadar bu işlem tekrarlanır (Şekil 4.10.). 124 adet istasyon için her yakınsama yaklaşık 0.5 s sürer. Ancak yakınsama 2. iterasyondan itibaren elde edilmiştir. Yığma işlemi yapılırken pencere süresini derin depremlerde sığ depremlere nazaran daha uzun tutmak daha sağlıklı rezidüel hata miktarı değerleri elde etmemize neden olabilir. Yakın lokasyonlarda iki depreminde benzer bir konumdan gelen telesismik deprem olmasına rağmen farklı dalga şekilleri ve sinyal/gürültü oranına sahip olduğu unutulmamalıdır. Bu yöntemin diğer bir özelliği yanal heterojeniteden kaynaklanan sinyallerden pek fazla etkilenmemesidir ve yüksek frekanslı gürültüye nispeten daha

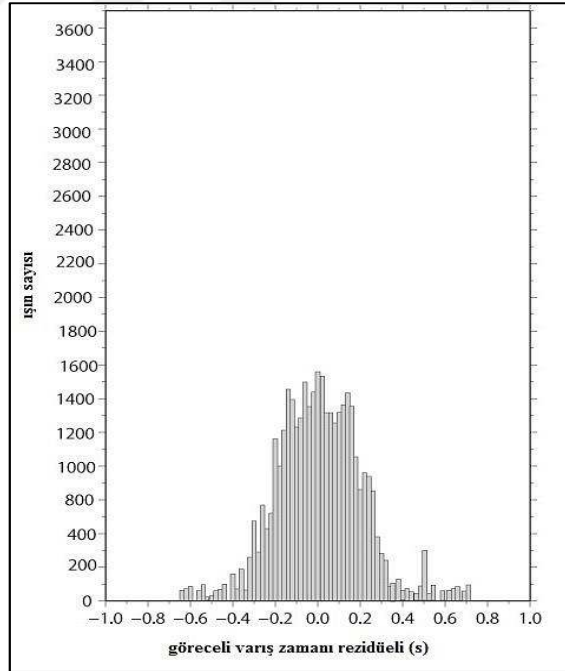
duyarsız olmasıdır. Her iki örnekte de tüm izlere 5 Hz'den daha düşük filtreler uygulanmıştır. Daha küçük değerler (ör.2 Hz) yüksek frekanslı gürültünün fazlasını kaldırır. Yığma işlemlerinden sonra ak135 rezidüellerinin mutlak olarak 0.55s i geçmediği gözlemlenmiştir. Ancak Seber ve arkadaşları 2014 yılında üst manto heterojenitesine bağlı olarak rezidüel büyüklüklerinin 1.5s civarına ulaştıklarını gözlemlemiştir. Adaptif Yığma Tekniği (Rawlinson ve Kenneth 2004), telesismik dalga formlarını kullanır, basit ve hızlı çalışır. Ak135 bir boyutlu küresel model başlangıç hızı için yeterlidir. Yüksek oranada gürültü içeren izlerin varlığında da uyarlanabilir.



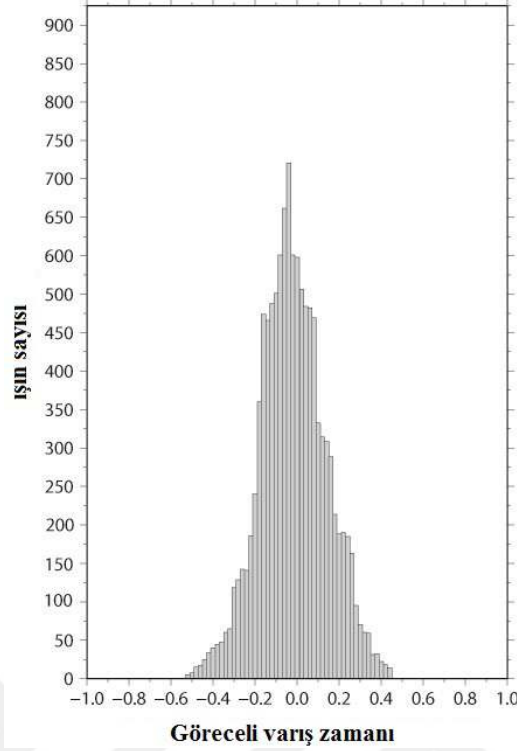
Şekil 4.11. BDTIM ve AFAD istasyonu tarafından kayıt edilen 24/01/2016 Alaska depreminin başlangıç ve final arasındaki farktan elde edilen rezidüellerin (saniye cinsinden) ak135 adaptif yığma tekniği kullanılarak elde edilen yığımları Rawlinson ve Kennett (2004) Herbir daire o lokasyondaki istasyona ait rezidüel büyüklüğünü ifade etmektedir.



Şekil 4.12. BDTIM ve AFAD istasyonu tarafından kayıt edilen 30.01.2016 tarihinde saat 3:25:10 'da meydana gelen Kamchatka depreminin başlangıç ve final arasındaki farktan elde edilen rezidüellerinin (saniye cinsinden) ak135 adaptif yığıma tekniği kullanılarak elde edilen yığımları Rawlinson ve Kennett (2004). (Herbir daire o lokasyondaki istasyona ait rezidüel büyüklüğünü ifade etmektedir).



Şekil 4.13. 126 adet telesismik depremin 124 adet istasyondaki izlerinin başlangıç göreceli varış zamanı rezidüellerinin büyüklüğü ve dağılımı modeli. Değerler -0.7 ile +0.7 arasında değişmektedir.



Şekil 4.14. 126 adet telesismik depremin 124 adet istasyondaki izine ak135 adaptif yığıma tekniği uygulanmasıyla elde edilen göreceli varış zamanı rezidüellerinin Rawlinson ve Kennett (2004) göreceli varış zamanı rezidüellerinin büyüklüğü ve dağılımı modeli (Değerler -0.55 ile +0.55 arasında değişmektedir).

Elde edilen izlerin zaman değişikliklerinden yola çıkılarak bazı referans noktalarına göre (ak135 modeli) yayılım modeli elde edilmiştir (Şekil 4.13) (Şekil 4.14). Gözlenen bu izlerle referans izleri arasındaki korelasyon istifleme tekniği ile ortaya çıkarılır. Bu işlem izlerin hizalanması (time shift) sağlanıncaya dek devam eder. Gürültü/Sinyal oranının artması referans noktalarına ilişkin hareketin (stack trace) istiflenmesine neden olur. Bir varış zamanı rezidüeli gözlenen varış zamanı ile tahmin edilen varış zamanı (global referans modeline göre) arasındaki fark olarak nitelendirilir. Ortalama olay rezidüel miktarı göreceli varış zamanı rezidüellerine göre daha sonra çıkartılır (Şekil 4.12). Göreceli varış zamanı rezidüelleri hata miktarları kaynağın orjin zamanındaki hatalardan ve manto heterojenitesindeki geniş ölçekli değişimlerden büyük ölçüde etkilenmezler. Göreceli hata miktarlarının büyüklükleri, Işın Yolu Hızlı İlerleme Tekniği'nde gözlenen değerler ters çözümde ‘observed.dat’ olarak isimlendirilmiştir.

4.3. FMTT Işın Yolu Hızlı İlerleme Tekniği (Fast Marching Teleseismic Tomography- FMTT) ile Telesismik Tomografinin Marmara Bölgesi Çevresinde Uygulanması

Fortran 90 algoritmasına dayanarak geliştirilen Işın Yolu Hızlı İlerleme Tekniği (FMMT) yöntemi telesismik varış zamanlarından telesismik tomografi yapabilen bir koddur. Bu teknik lokal bir linearite için doğrusal olmayan tekrarlı iterative bir ters çözüm yapar. Programın çalışma ilkesi telesismik dalganın varış rezidüellerinin ters çözüme sokması yöntemine dayanır. Belli bir uzaklıktaki ($\Delta=30^{\circ}-90^{\circ}$) olayların, alıcılara varırken katetmiş olduğu mesafenin, 3 boyutlu olarak sismik hız yapısını görüntüler. Ak135 küresel hız tahminlerine göre depremlerin tahmini varış zamanları hesaplanır. Daha sonra bu olayların istasyonlarda gözlenen varış zamanları okunur ve gözlenen varış zamanı ile hesaplanan varış zamanı arasındaki fark ‘‘varış zamanı rezidüeli’’ olarak tanımlanır (tobs-tpre). Yapıların çeşitliliğine göre dama tahtası (checkerboard, spike ve random) testleri uygulanabilir. Bu modeller ‘‘Tri-cubic’’ ve B spline interpolasyon grid noktalarıyla tanımlanır ki; bu sürekli kontrol edilebilir ve güncellenebilir bir veritabanıdır. ‘‘Diced up’’ grid modeli seyahat zamanının güvenilirliğini kontrol etmek amaçlı kullanıcıya yardım eder. Ters çözüm sönümleme (damping) ve yumuşatma (smoothing) adımlarını düzenlemeyi sağlar. Nick Rawlinson, 2004’te bu kodu ileri sürmüştü 2006 ve sonrasında 3 boyutlu birçok telesismik tomografi çalışması yapmıştır ve kodu daha da geliştirmiştir. Daha sonra 05/06/2008 tarihinde kodu yenileyerek tekrar açık kaynak olarak yayınlamıştır (<http://rses.anu.edu.au/~nick/teletomo.html>).

Telesismik tomografi sismik alıcı boyunca uzak depremlerin göreceli varış zamanı rezidüellerini kullanarak üst manto görüntü dalga hızı varyasyonlarını ortaya çıkarır. Burada kullanılan kod 3D ışın hızlı ilerleme yöntemi (FMMT) modeli ile seyahat sürelerinin ve yolları hesaplanmaktadır. FMMT hesaplaması hızı ve sağlamlığı birleştiren bir gridleme tabanlı eikonal çözücüdür. Ters çözüm probleminde hızlı ve sağlam bir alt uzay inversiyon yöntemi kullanılarak çözülmüştür. Tomografik ters problem doğrusal olmayan ters çözümün doğasını ele almak üzere iteratif olarak kullanılabilir. Yerel 3-D modeli ile FMTT yöntemi kullanılarak seyahat zamanları

gridlerin her bir noktasında hesaplanmıştır. FMMT “fm3dt” modülü çalıştırılarak hesaplatılır. “fm3dt.in” ise giriş değerlerinin hazırlandığı dosyadır. Fm3dt ile kaynak-alıcı arasındaki seyahat zamanını hesaplatılabilir (rtravel.out isimli dosya olarak tanımlanır). Işın yolları ve alıcı seyahat zamanlarını gerekirse dosyaya yazılabilir. Diğer bir deyişle; dalga cepheleri seyahat zamanı kontürleridir. Işın yolları herbir alıcıdan kaynağa (VT) gradyeni hesaplatılarak bulunur. Ancak kaba düğüm noktalarında bu ışınlar biraz pürüzlü olabilir. Ancak yeterince düzgün ve en doğru grid aralıklarını belirleyebilmek için Frechet Türevleri kullanılır. Burada ışının yörüngeleri dikkate alınır. Tüm bu sonuçlar tomo3dt modülünde çalıştırılabilir halde kontrol edilmelidir. Küresel koordinatlar Dünya eğrilik hesaba katmak için kullanılır. Hesaplanan varış zamanlarında ak135 hız modeli kullanılmıştır (Kennett, Engdahl & Buland, 1995). Fortran 77 kodunda ak135 seyahat zamanları kullanılmış, ancak telesismik tomografi kodu Fortran 90 da esas olarak yazılmıştır. Birçok derleyicide kodun çalışması test edilmiştir.

4.3.1. FMTT’de geliştirilen özellikler

Dosya isimleri ve dizin yapıları yeniden yapılandırılmış ve derlenmiştir. Veri birden fazla farklı dizi için aynı anda (geniş bir bölgeyi kapsayan sırayla dağıtmış diziler için yararlı) tek bir 3-D boyutlu hız modeli için ters çözüm yapabilir.

4.3.1.1. Program modülleri

Aktsurf: Bu program her bir noddan çıkan ışının ak135 değerlerine göre seyahat zamanını ve istasyona geliş zamanını hesaplatır.

Fm3dt: Hızlı ilerleme yöntemine göre (FMMT) ışın yolunu ve Frechet türevlerini üreterek düz çözüm yapar. Bunun için çalışma alanının lokal 3 boyutlu hız modeli bilgisi oluşturulmalıdır.

Gmstlicet: Tomografi kodlarının çalıştırılması sonucunda ortaya çıkan verinin GMT (Generic Mapping Tools) formatında dosyalanmasını sağlayan modüldür. Renk

kontrollü hız modellerini, bir profil boyunca elde edilen hız modüllerini, ışın yolları, kaynak ve alıcıları çizdirebilir.

Grid3dtg: "fm3dt" kodunun çalışması için 3 boyutlu modeli hazırlar. Bu modül ise (checkerboard) dama tahtası çözünürlük testi ve sentetik test modellerini oluşturur. itimes: aktsurf çıkışlarını alır ve de 3 boyutlu seyahat zamanlarını hesaplar. Program çıktısı fm3dt tarafından okunur.

Misfitt: Sönümlenme ve yumuşatma hesabını yapan basit bir modüldür.

Residualst: Varış zamanı rezidüellerini hesaplar (RMS ve VARYANS).

Resplott: Varış zamanı bilgisinden tomografik ters çözüm yapar ve sonuçları GMT dosyası formatında çizilecek biçimde üretir. Ayrıca ilksel data ile sonuç dataları histogramlarını ortaya çıkarır.

subinv: Ters çözümü gerçekleştirmek için bir alt uzay inversiyon yöntemi kullanır ve non linearite problemini çözmek için fm3dt içinde yinelemeli olarak ters çözüm yapar.

Synth: Gözlenen verideki hata miktarını azaltmak için sentetik veri kümesine Gauss gürültü eklemesini yapan modüldür.

Tomo3dt: Yukarıda sıralanan gerekli yürütülebilir iteratif doğrusal olmayan tomografi gerçekleştirmek için yazılan basit bir (k-kabuk) komut dosyasıdır.

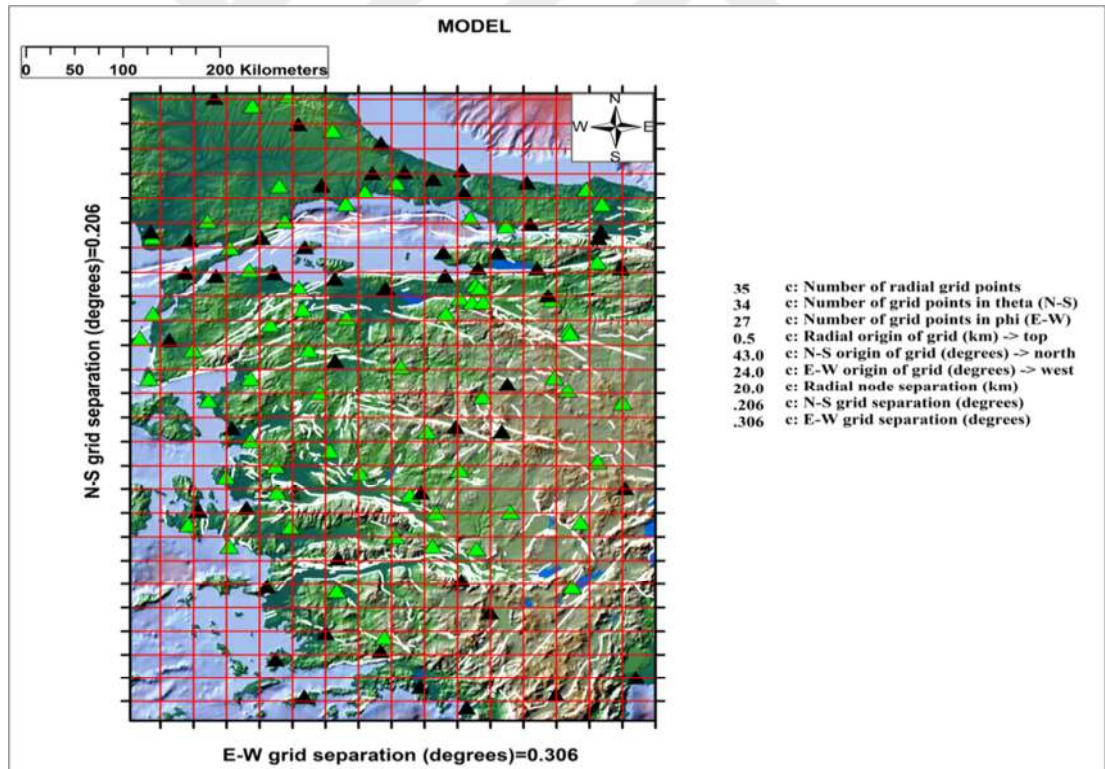
4.3.1.2. Tomografik modelin oluşturulması

Model bu programda grid3dtg olarak adlandırılır ve küresel koordinatlarda 3 boyutlu hız düğüm yapısını üretmek için kullanılır (esas olarak eğimli bir 3-D kutu) hız düğüm değerleri şu şekilde ayarlanabilir:

Keyfi derinlik bağımlı arka plan değerleri (Bir tomografik başlangıç modeli için genellikle uygun model sadece derinliğe göre kurulur.)

1. Belirtilen standart sapma Gauss gürültü ile arka plan modeli
2. Bindirilmiş bir dama tahtası deseni ile arkaplan modeli.
3. Bindirilmiş rasgele arkaplan modeli.

Modelin oluşturulmasında grid3dtg dosyasında giriş parametreleri hazırlanmıştır. Her satırda ilk giriş derinliği, ikinci giriş P-dalga hızı ve üçüncü S-dalga hızını temsil eder. Bu temel biçimi korumak kaydıyla, herhangi bir derinlik bağımlı hız modeli belirtilebilir. Çıktı dosyası dağıtımında grid3d.vtx olarak adlandırılmıştır. Bir başlangıç modeli oluşturmak durumunda bu kodu kullanarak ters çözüm için, bu dosyanın çalışma dizinine kopyalanması gerekir.



Şekil 4.15. Çalışma alanı için kurulan tomografik model (kuzey-güney doğrultusunda 0.206°lik aralıklarla 34 adet radyal grid noktasında, doğu-batı yönünde 0.306° aralıklarla 27 adet grid noktasında, düşey derinlik yönünde 20 km'lik radyal blok uzunluklarıyla 32 adet grid noktasında tanımlanmıştır).

Model parametrizasyonu; hedeflenen bölgenin sismik yapısının model parametreleri kümesi ile temsil edilmesidir. Düz çözüm verilen bir modelin (örneğin seyahat

sürelerinin) model parametrelerinin tahmin edilmesidir. Ters çözüm model parametrelerinin gözlemlenen değerler ile daha iyi eşleşene kadar modelin otomatik olarak iyileştirilmesi olayıdır. Bu çalışmada kullanılan veri 2 ayrı kaynaktan elde edilmiştir. Bunlardan 53 adet istasyon BDTİM Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi 71 adeti de Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD)'tan temin edilmiştir. Çalışma alanına 28° ile 90° arası mesafe uzaklıkta optimum azimutal dağılımın sağlanabilmesi için $M_w > 5.5$ olan uzak alan depremlerin P fazları incelendi. 124 adet sismik istasyonda toplam 126 adet uzak alan depremin toplam 15.624 adet P fazı geliş zamanı seyahat zamanları okunmuştur. Telesismik aktivite çalışılan bölgenin daha çok doğusunda ve batısında yoğunlaşmıştır. Her bir istasyona gelen sinyallerin adaptif ak135 yığma tekniği ile (Rawlinson ve Kenneth, 2004) ile varış zamanı rezidüelleri ve hata miktarları hesaplandı. Bu sonuçlar Işın Yolu Hızlı İlerleme Tekniği (Fast Marching Teleseismic Tomography- FMTT)'de giriş dosyası olarak kullanılmıştır. Problemin kökenine göre modeli en iyi şekilde kurmak için çeşitli denemeler yapılmıştır. Gelişmiş bir yineleme yöntemi olan FMTOMO olarak adlandırılan doğrusal olmayan tomografi kodu (<http://rses.anu.edu.au/~nick/fmtomo.html>) ile çalışma alanının litosferik manto ve daha derin hız yapısı ortaya çıkarıldı. Çalışılan alan yaklaşık (700km(D-B)×900km(K-G))'lik bir dikdörtgen bir ızgara alan içerisinde bütün istasyonları içerisine alacak şekilde konumlandırılmıştır. Model kuzey-güney doğrultusunda 0.206° 'lik aralıklarla 34 adet radyal grid noktasıyla, doğu-batı yönünde 0.306° aralıklarla 27 adet grid noktasıyla, düşey derinlik yönünde 20 km'lik radyal blok uzunluklarıyla 35 adet grid noktasında tanımlanmıştır. Bu değerler modelin en hızlı ve güvenilir olarak çalıştığı optimum değerler olarak elde edilmiştir (Şekil 4.15). Modelin başlangıç noktaları kuzey-güney yönünde 43° enlemi, doğu-batı yönünde 24° boylamı olarak seçilmiştir. Derinlik yaklaşık 600 km ile sınırlanmaktadır. Düğüm aralıklarında bu gibi gridler derinliğin bir fonksiyonu olarak daha verimli bir parametrelendirme oluşturur. Fresnel bölge genişliğinin derinlikle arttıkça, çözünürlük azalır. Belirli bir katmandaki her düğümün örnekleme yoğunluğunun kalitesi aynı zamanda örneklemenin geri-azimut dağılımının bir fonksiyonudur. Aynı düğüm noktalarından geçen ışınların kalite endeksinin artmasını yöneten işlev,

sismik olarak daha iyi çözünürlük fikrine dayanarak özel olarak üretilmiştir. Yüksek açıdan gelen ışınların kesişmesiyle daha net çözünürlükte tomogramlar elde edilmektedir. Düşük açıyla ve yakın mesafeden gelen varışların üst tabaka katmanları için daha zayıf sonuçlar doğurduğu gözlenmiştir. Bu etki yorumlamalarda dikkate alınması gereken bir durumdur. Işınların uyumlu isabet ettikleri ve daha iyi örneklenmiş alanlarda yorumlamalar daha sağlıklı olacaktır. Model alanın örnekleme kalitesine ek olarak, sentetik testlerimiz “dama tahtası” arka planda gömülü anomoliler olarak sonuçların doğruluğunu test etmede ve yorumlamada bizlere yardımcı olmuştur. Yavaş ve hızlı anomaliler için yoğunluklar -4 ve +4 arasında değişmektedir. Modellenmiş hacimsel alan tomografik çözünürlüğün en iyi şekilde elde edilmesi için en önemli başlangıç parametreleridir.

FMTT Seyahat sürelerinden doğrusallaştırılmış yinelemeli olarak ters çözüm yapar. Ters çözümün akışını ‘Subinv’ kontrol etmektedir. ‘Subinv.in’ bir giriş parametre dosyası olup, değiştirilebilir önemli parametreler bu araçla kontrol edilir. Bunlardan en önemlileri ters çözümde ‘sönüm faktörü’ ve ‘yumuşatma faktörü’dür. Sönüm faktörü ve yumuşatma faktörü ilksel modelden gelen etkili birçok ayrışımın olumsuz etkisini önler. Yumuşatma Faktörü, ilk modelden uzaklaştıkça modeldeki pürüzlülüğü giderir ve yumuşatır. Başlangıç modeline göre normal değerlerinden ne kadar farklılaştığı görülür. Uygulamada, bu işlemler kullanıcı tarafından kontrol edilebilen değişkenlerdir. Tomografik ters çözümü yapan komut dosyası ‘tomo3dt’ komutudur. Diğer basamaklarda elde edilen yürütme işlemleri son olarak bu kabuk dosyasının çalıştırılmasıyla elde edilir. ‘Tomo3dt’ komutunun çalıştırılması için ksh (Public Domain Korn Shell) kabuk dosyası gerekmektedir ancak Linux’te zsh kabuğu da kullanılabilir. Tomo3dt sadece iki adet giriş parametresi içerir. Birinci girdi ; model için seyahat zamanlarını ters çözüme sokar. Bir diğeri ise; yinelemeli ters çözüm sayısını kontrol edebilmek için hazırlanmıştır. Varsayılan girdi dosyaları ve parametreleri ile tomo3dt çalıştırdığınızda, ekrana aşağıdaki gibi bir çıktı almalısınız: “Program fm3dt başarıyla tamamlandı!”

FMMT programı başarıyla yürütüldüğünde program çıktısı ekranda yukarıdaki gibi görüntülenir.

4.3.1.3. Gerekli giriş dosyaları

Kendi probleminize ait verileri kullanarak bir ters çözüm yapmak istenildiğinde, istenen formatta giriş parametreleri hazırlanmalıdır. Tüm giriş dosyaları hazırlandıktan sonra 'tomo3dt' çalıştırılır. Kaynak dosyası, seçilmiş olan tüm kaynakların lokasyonu ile ilgili fazları tanımlar. İstasyon ağı, kaynak sayısı, enlem, boylam ve derinlik bilgileri giriş bilgileri içinde yer alır. Çalışma alanı Güney Yarımküre'de ise enlem değerleri negatif, Kuzey Yarımküre'de ise boylamlar negatif değeri almaktadırlar. Derinlik ise km cinsinden ve pozitif bir değer olarak girilmelidir. Bizim çalışma alanımız Kuzey Yarımküre'de yer aldığından boylamlar negatif değeri almıştır.

Receivers.dat: Bu dosya istasyon ağındaki tüm alıcıların lokasyon bilgilerini gösterir. İlk satır mevcut alıcı dizilerin sayısını belirtir ve kaynaktaki ile aynı olmalıdır. 2. Satır ise toplam kaç adet alıcı olduğunu ve istasyon ağının adını göstermektedir. 3. satırda sırasıyla istasyonların yüksekliği, enlem ve boylam bilgileri ve istasyonun adı tanımlanır.

Gridi.vtx: Bu dosya ilksel hız modelini tanımlar. İlk satır hız vektörlerinin sayısını gösterir (yükseklik, enlem, boylam). İkinci satır ise 3 boyutlu grid aralığını tanımlar (yükseklik, enlem, boylam). Yükseklik, deniz seviyesinin üzerinde, pozitif ve yükseklik değeri en fazla olan istasyondan daha yüksek ya da aynı değerde olmalıdır. 3. satır ise grid aralıklarını tanımlar (derinlik, enlem, boylam). Derinlik aralıkları km cinsinden ve enlem boylam grid aralıkları ise derece cinsinden olmalıdır. Diğer satırlar ise her grid için atanan hız değerleri ve hata miktar aralığını tanımlar. İlk satırda belirlenen grid sayısı çalışma alanının her iki sınırını içine almaz. Grid3dtg algoritması otomatik olarak sınır boyutlarını ayarlayabilir.

Otimes.dat: Bu dosya gözlenen varış zamanlarını içeren dosyadır. Burada toplam girdiler ile istasyon sayısı girdisi birbirine eşit olmalıdır. Toplam girilen faz sayısı kaynak dosyasında en üst kısımda verilen deprem kaynağının sayısı ile de eşit olmalıdır. Burada ilk satır; ilk değer 1 yada 0 olmalıdır. "1" değerinin anlamı bir

sonraki rezidüel değerini ters çözüme dahil edeceğini; “0” olmasının anlamı ise bir sonraki rezidüel değerini ters çözümde ihmal edilmesidir. 2. değer ise ; saniye mertebesinde varış zamanı rezidüel değeridir. 3. olarak girilen değer ise saniye mertebesindeki varış zamanı değerindeki hata miktarıdır. Ters çözümün kalitesine doğrudan etki eden faktör bu değerdir. Bu değer “0” olmamalıdır. Diğer tüm satırlar kaynak-istasyon ikilisine ait bilgilerdir.

Bu algoritma ile ‘otimes’ otomatik olarak oluşturulabilir. Burada “switch” değişken değeri, “tres” varış zamanı rezidüellerini, “trerr” ise seçilen hata miktarını belirtmektedir.

rtimes.dat: Bu dosya ilksel model için referans seyahat zamanlarını içeren dosyadır. ‘Tomo3dt’ komutunu çalıştırdığınızda program ‘rtimes.dat’ dosyasını otomatik olarak üretir. Bununla birlikte göreceli varış zamanları pikleri topoğrafya ile uyumlu değilse, istasyon yükseklikleri değişiyorsa kendi referans model dosyanızı oluşturabilirsiniz. ‘Tomo3dt’ non lineer ters çözümlerde; fm3dt.in FMMT parametrelerinin ayarlanmasında, hesaplanan grid çözünürlüğünün ayarlanmasını; subinv.in ise sönümlleme ve yumuşatma parametrelerini kontrol eder.

4.3.1.4. Kullanılabilir çıktı dosyaları

Gridc.vtx: Bu dosya çözüm modelinin hız alanlarını belirleyen dosyadır. Gridi.vtx dosyası ile hemen hemen aynı formattadır.

Rtravel.out: Bu dosya kaynak-alıcı seyahat zamanlarından yola çıkarak hesaplamayı yapan çözüm modeli dosyasıdır. Çözüm modeli boyunca varış zamanı rezidüellerini elde edebilmek için rtimes.dat ve bu değerler arasındaki fark gözönünde bulundurulur.

Raypath.out: Bu dosya fm3dt tarafından üretilen ışın yolu dosyasıdır.

Frechet.out: Bu dosya Frechet matrisini kapsar. “Binary” formatındadır. Fm3dt.in kurulumu ve ters çözüm için gereklidir.

Residuals.dat: Bu dosya RMS değeri ve her iterasyondaki varış zamanı rezidüellerindeki varyans değerini gösterir. İlk satır başlangıç modeli rezidüelidir. Her bir satır için ilk değer ms mertebesinde RMS data, ikinci değer ise s2 mertebesinde RMS varyans değeridir.

Sonuçları analiz etmek amacıyla FMMT tomo sonucunda ortaya çıkan sonuç değerlerini GMT (Generic Mapping Tools) formatına dönüştürülebilir. Bunun için çalıştırılabilir komut gmtslice komutudur ve gerekli giriş parametre dosyası ise gmtslice.in olarak adlandırılır. Kuzey-Güney, Doğu-Batı yönünde ve derinlik boyunca hız modeli kesitleri çıkartılabilir. Bununla birlikte ışın yolu bu 3 düzlem üzerine düşürülebilir.

Plotd: Derinliğe göre hız kesitini çizer.

Plotns: Kuzey-Güney yönünde hız modelini çizer.

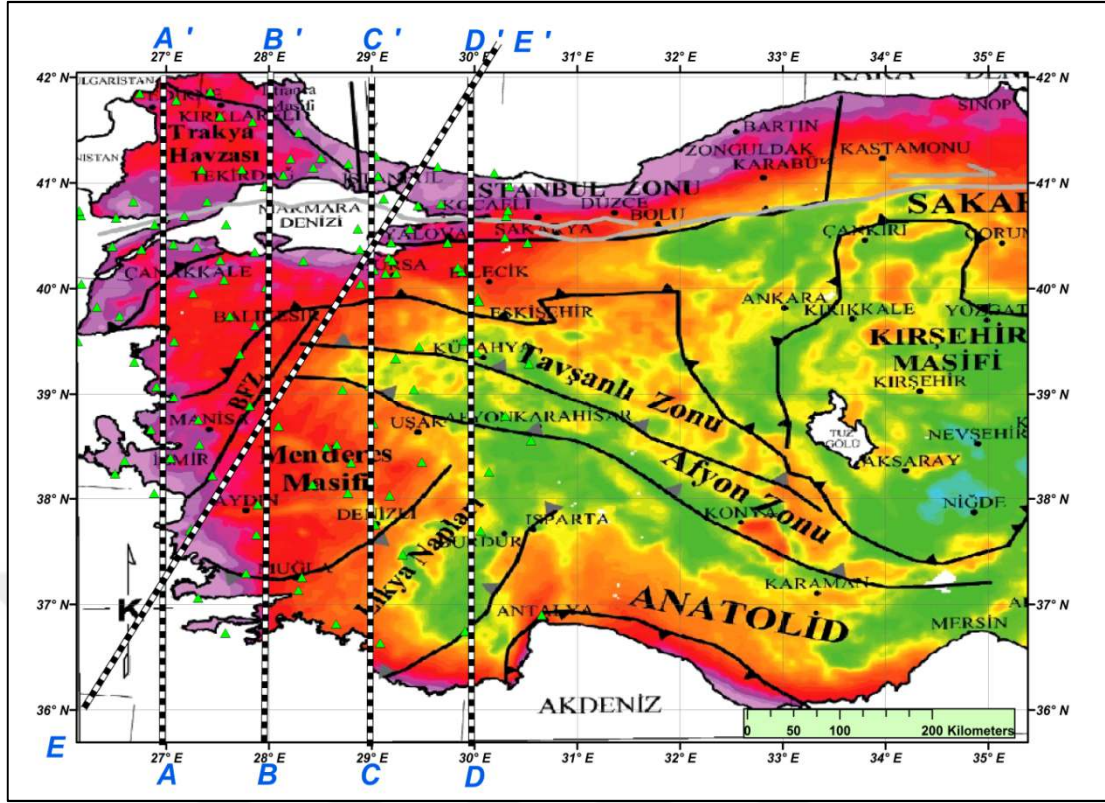
Plotew: Doğu-Batı yönünde hız modelini çizer. Gmtslice.ps dosyası kolayca modifiye edilebilir. Bir diğer çizdirilebilir programlar ise RESPLOTT ve GMTHIST modülleridir ki bunlarda kullanımı kolay programlardır. Bu programlar yardımıyla varış zamanı rezidüelleri ve frekans histogramları çizdirilebilir. Başlangıç modeli ile sonuç modeli ayrı ayrı çizdirilerek gözlenen varış zamanı rezidüelleri verisi frekans histogramları incelenebilir.

Bunlara ek olarak diğer kullanılan Telesismik kodlara ek olarak; yine Nick Rawlinson tarafından geliştirilen FMTOMO 3 boyutlu seyahat zamanı tomografi algoritması da geliştirilmiştir. FMTOMO'yu FMTT'den ayıran yani farklı data setlerini bir arada analiz edebilmesidir. FMTOMO hızlı ilerleme tekniğini kullanarak yerin hem kabuk hemde manto yapısını görüntüleyebilmektedir. Rawlinson, 2006 yılında bu tekniği FMTOMO'yu kullanarak Tasmanya'da (Avusturya) 3 boyutlu olarak aktif ve pasif kaynak veri setlerini eşzamanlı ters çözüme sokarak sismik hız yapısı incelenmiştir. Yeni iteratif doğrusal olmayan grid tabanlı model sistemine

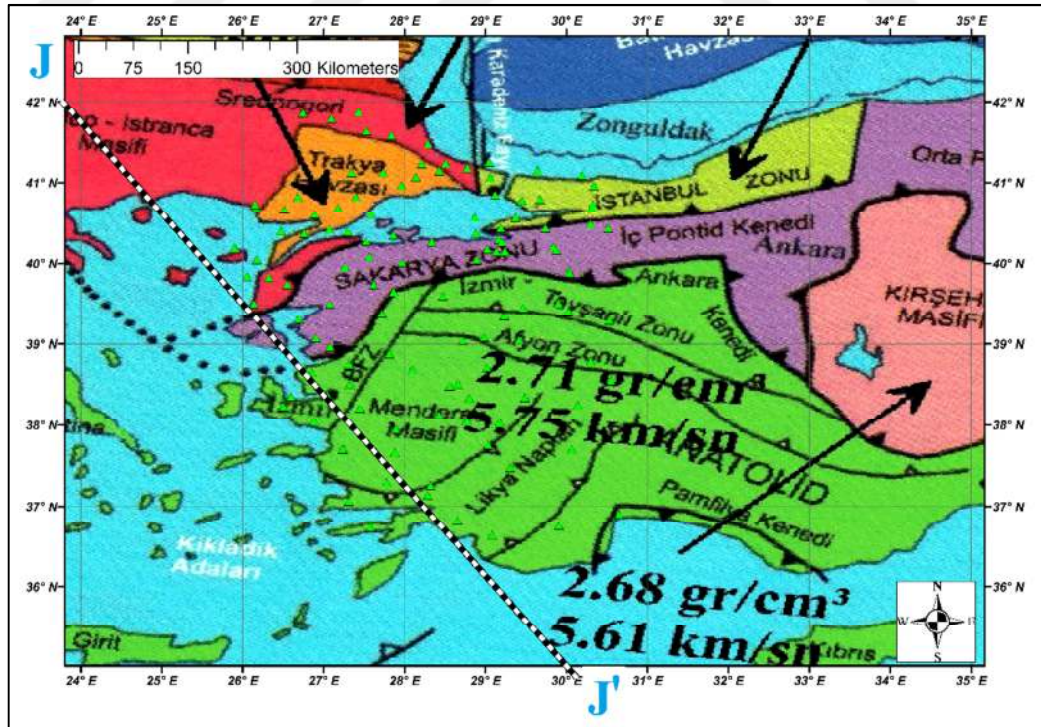
dayanan ters çözümde birleştirilerek kırılma, geniş açılı yansıma ve telesismik zamanları verileri eşzamanlı birleştirilir.

4.4. Tomografik Modeller

Çalışmanın kapsamını derin manto yapısı analizi oluşturmaktadır. Bu çalışmada toplam 126 adet uzak alan depreminden 15.624 adet P dalgası seyahat zamanı okunmuştur. Ak135 global referans modeli kullanılarak hatalı ve gürültülü veriler ters çözümde “0” olarak gösterilmek kaydıyla her bir istasyona gelen P dalgası kaydından Rawlinson ve Kennett, (2004); tarafından geliştirilen ak135 adaptif yığma tekniği kullanılarak bağıl varış zamanları incelenmiştir. Her bir kayda ait varış zamanı rezidüel hata miktarları elde edilmiştir. Elde edilen değerler FMTT Işın Yolu Hızlı İlerleme Tekniği kullanılarak yapılan ters çözümde girdi dosyası olarak kullanılmıştır. Kovaryans matris modelinde herbir hız düğüm noktasında köşegen elemanların hızları 0.3 km/s olarak belirlenmiştir. Ters çözümde subinv aşamasında sönümlenme faktörü epsilon; 5, yumuşatma faktörü eta; 10 olarak alınmıştır. Modelin daha net görüntülenebilmesi için yumuşatma operatörünün 2. türevleri elde edilmiştir. Her bir istasyon için ise ortalama sönümlenme faktörü yine 10 olarak kabul edilmiştir. Gelişigüzel matris için G boyutu 0.1 olarak alınmıştır. Model rezidüellerinin ortalama değeri hesaplanmıştır. Radyal grid noktası 20, kuzey güney yönünde 35 grid noktası, doğu-batı yönünde 37 adet grid noktası belirlenmiştir. Alt uzay boyutları 1 derece aralıklarla tanımlanmıştır. Derinlik yönünde 34 adet radyal grid ayrımıyla yaklaşık 700 km derinliğe kadar görüntü sağlanabilmiştir. Optimum hız noktaları orijin noktasında 6.0 km/s, maksimum derinlikte ise 8.0 km/s olarak belirlenmiştir. Tomografik modeller çıkarılırken maksimum perturbasyon aralığı -4 ile +4 arası olarak belirlenmiştir.



Şekil 4.16. Çalışma alanında G-K doğrultusunda alınan boylam profillerinin yerlerini gösterir harita. E-E' profili GB-KD doğrultusunda alınmış çapraz profildir (Akın, 2016'dan uyarlanmıştır).



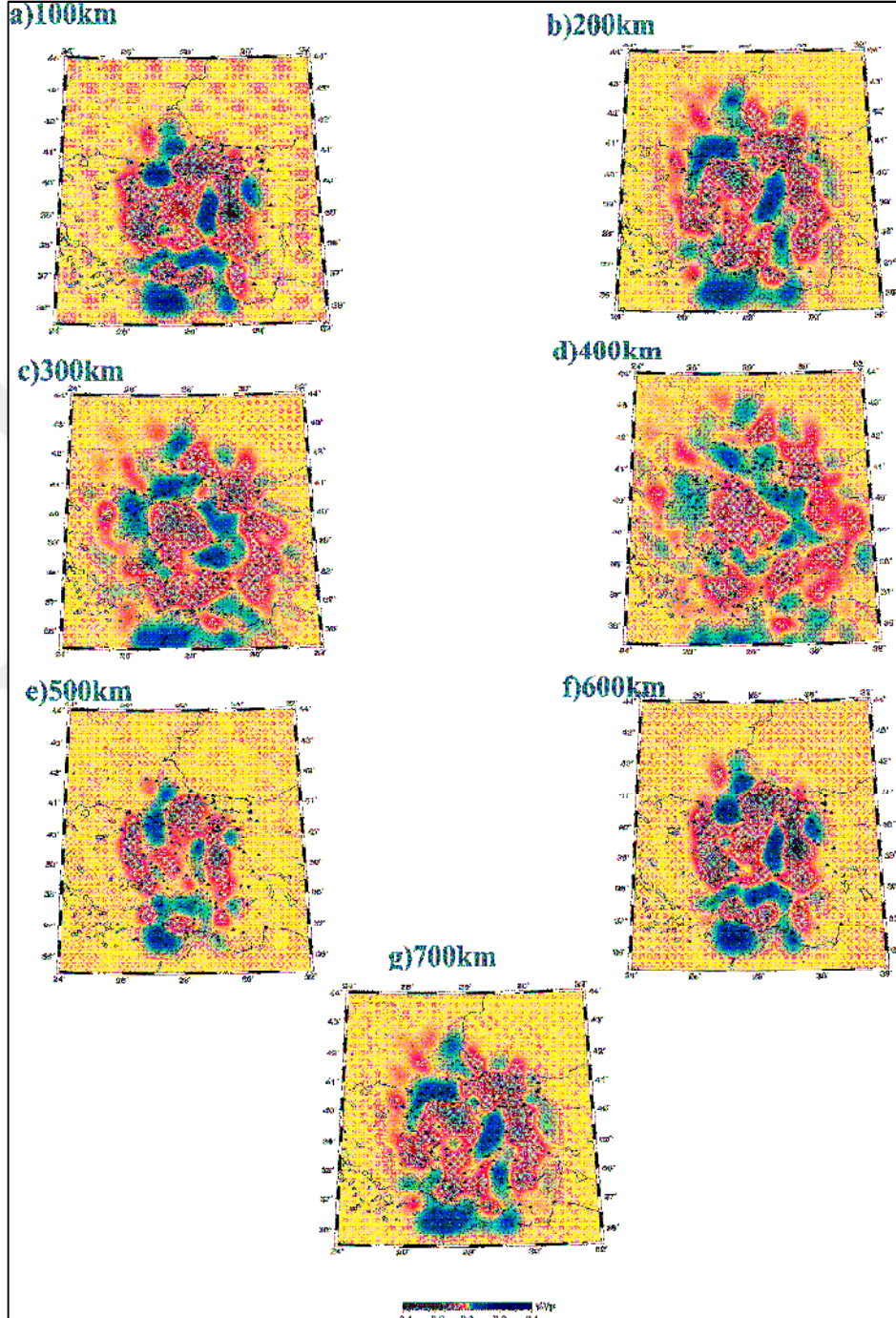
Şekil 4.17. Çalışma alanının güney bölümündeki Ege yitim zonunu görüntüleyebilmek amacıyla alınan KB-GD doğrultulu profilin yerini gösterir harita (Akın, 2016'dan uyarlanmıştır).

bir sentetik yapı testi sayesinde gerçek ışınları izleme sonucunda yapılabilmektedir. Son olarak ilk yapı ile sentetik ters çözüm sonuçları karşılaştırılmaktadır. Bu çalışmada, sentetik dama tahtası (checkerboard resolution test, CRT) çözünürlük testi kullanılmıştır. Elde edilen çözüm modeli ile bölgeye ait bazı önemli tektonik yapısal unsurlar ortaya çıkarılmıştır. 3-B hız yapısının ortaya konmasına yönelik çalışmalarda, model parametrelerinin hassasiyetini görmek için dama tahtası (checker-board) testi, sismik tomografide yaygın olarak kullanılan bir yöntemdir. Bu deneylerde araştırma bölgesi (hacmi) belirli sayıda dikdörtgen prizmalara bölünür ve bu prizmaların her birine ardışık olarak yüksek ve düşük hız değerleri atanır. Bu şekilde oluşturulan hız modelinden sentetik seyahat zamanları hesaplanmaktadır. Bu sentetik seyahat zamanları tomografi ile işlenerek orijinal dama tahtası şeklindeki hız yapısının düzgün bir şekilde elde edilip edilmediğine bakılır. Eğer dama tahtası görünümü deneysel hız yapısı elde edilmiyorsa, dikdörtgen prizmaların boyutları değiştirilerek yeni deneme yapılır. Bu işlem tomografi sonucu dama tahtası görünümünde bir sonuç verene kadar devam edilir. Örnekleme aralığını gösteren düğüm düzlemleri arasındaki hız yapısı, çalışma uzayı bloklara bölünür ve bu bloklar arasında hız geçişi ara değer bulma ile hesaplanarak elde edilir.

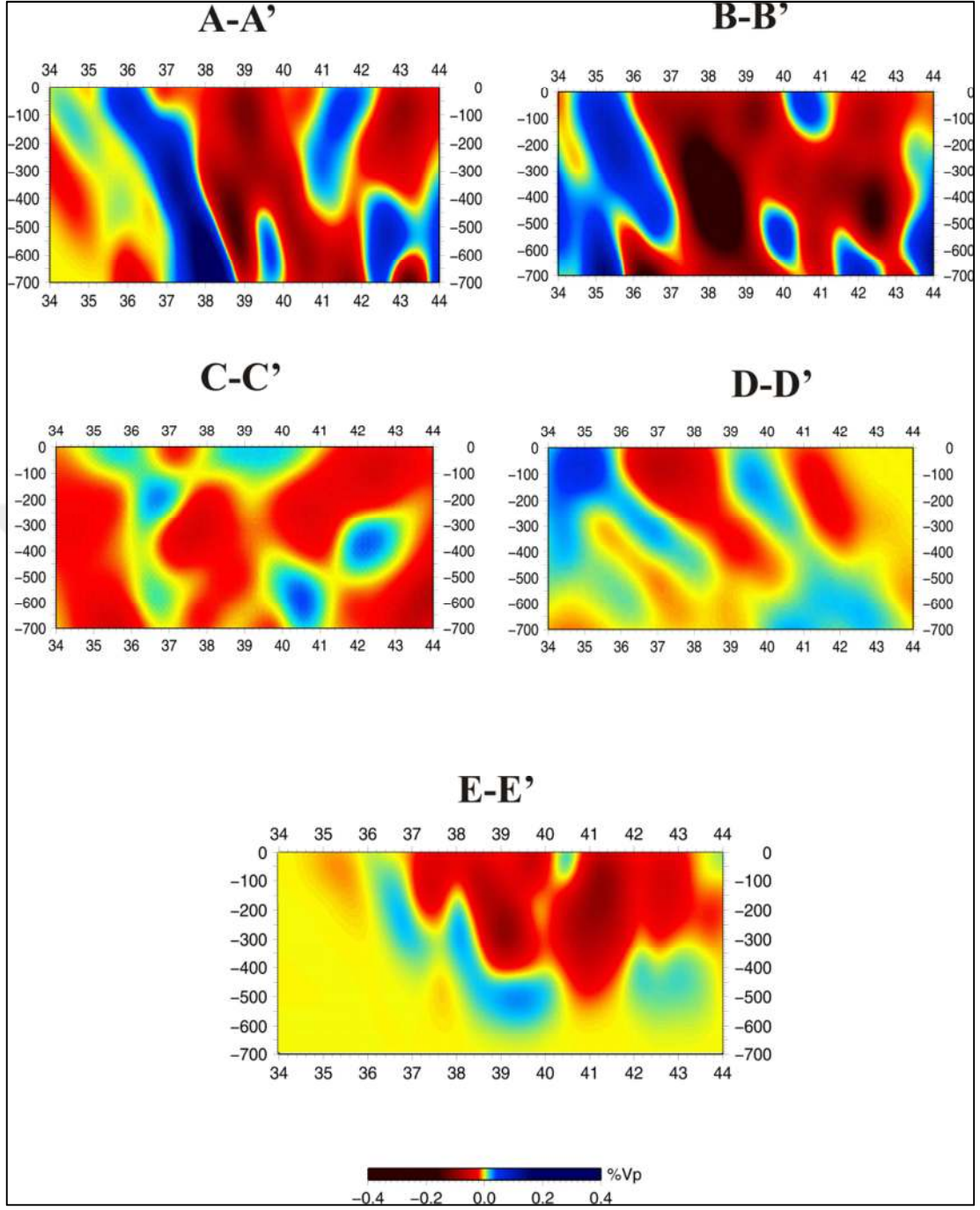
Damalar arasında akıcılıktan kaynaklanan bazı yanal lekeler tespit edilmiştir. Son olarak, standart dama tahtası analizine ek olarak, modelimizin potansiyelini değerlendirmek için kurtarma testleri yapılmıştır. Sentetik yapılar ve geometrileri kurtarma testleri ile büyük ölçüde uyumluluk göstermiştir (Şekil 4.19, Şekil 4.20, Şekil 4.21, Şekil 4.22, 4.23, 4.24, 4.25, 4.26, 4.27, 4.28).

Tomografi modellerinde üst manto boyunca yavaş hız pertürbasyonları önceki çalışmalarla tutarlılık göstermektedir (Gans ve ark., 2009; Salaün ve ark., 2012; Delph ve ark., 2015a; Govers ve Fichtner, 2016). Bu yavaş hız pertürbasyon derecesi 500 km derinliğin altında daha hızlı bir pertürbasyon gösterir. Üst mantoda birkaç belirgin hız anomalileri öne çıkmaktadır. Düşey kesitlere paralel şekilde profil boyunca uzanan kuzey yönlü dalan slab Ege slabıdır (Şekil 4.17.). Dalan slab ile Ege kıtasal litosferi arasında kalan kama düşük hızlar göstermiştir. Ancak yatay kesitleri dik kesen düşük hız zonları da mevcuttur. Diğer bir hız anomalisi Kuzey Anadolu'da

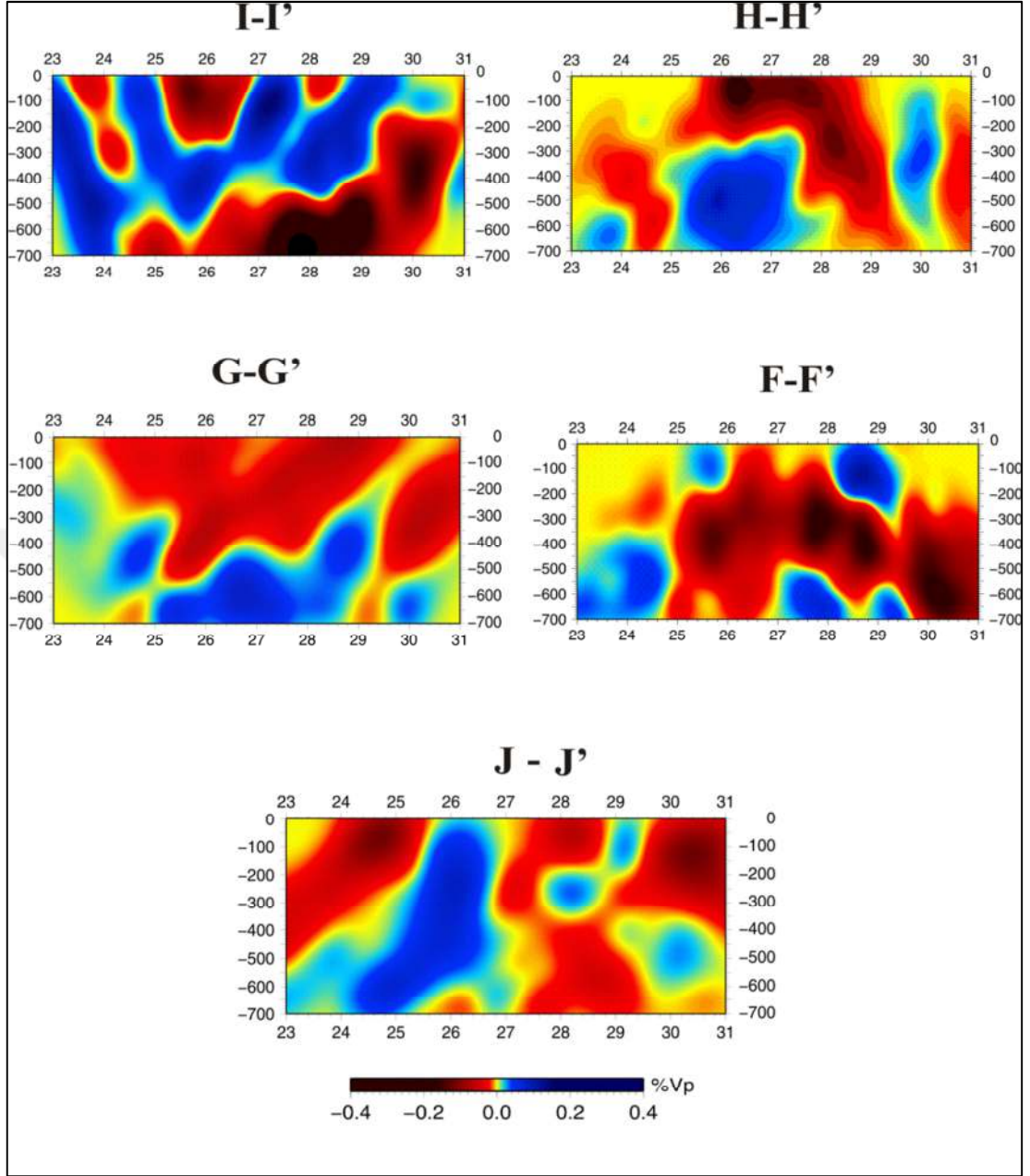
İstanbul bölgesi ve Pontid bloğunun altında yatan zon Karadeniz okyanusal litosferi olarak yorumlanmıştır. Bu belirgin anomaliler birbirine alt mantoda düşük genlikli hızlı hız anomalileri ile bağlanır.



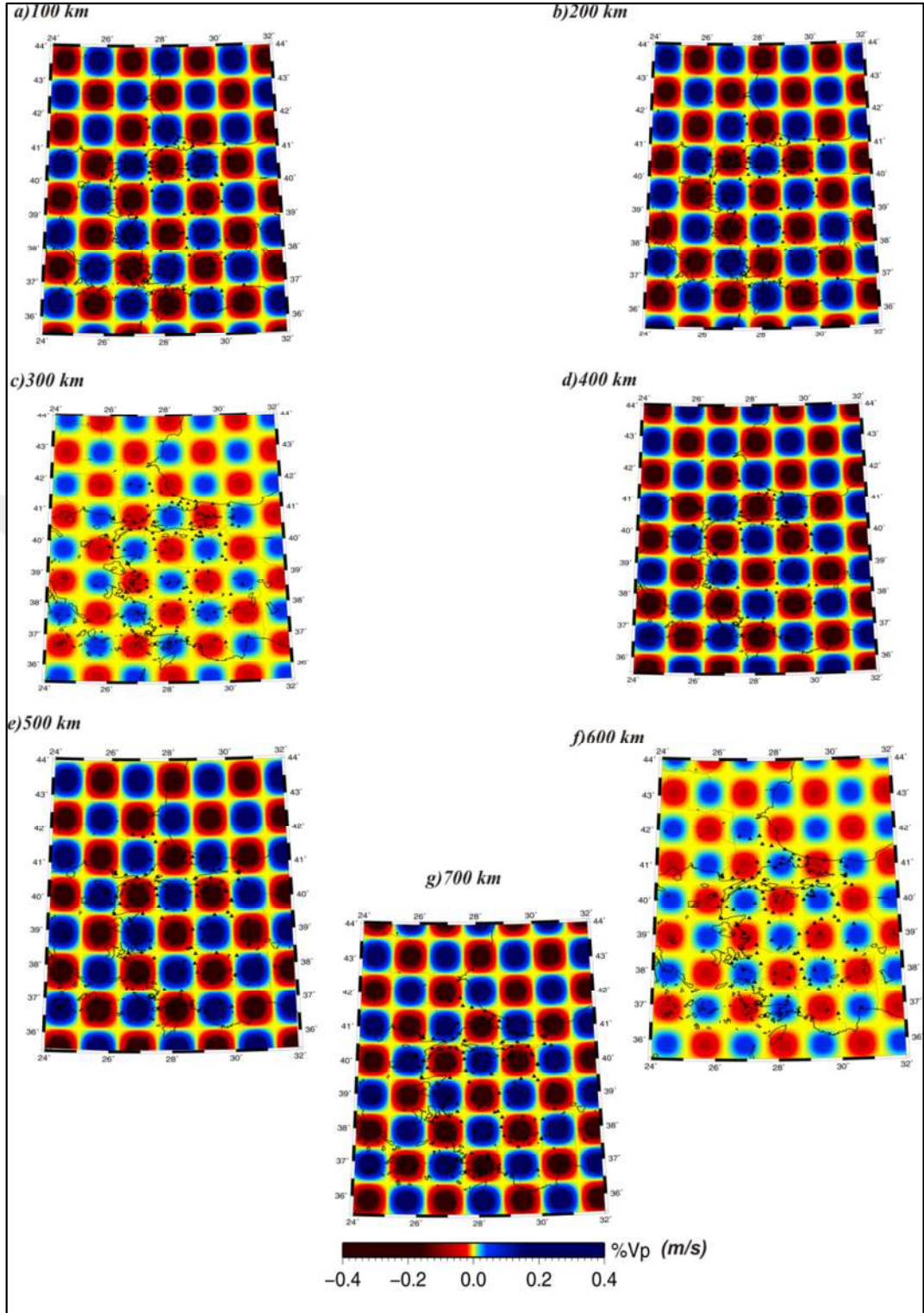
Şekil 4.19. FMTT yöntemi kullanılarak çalışma alanı ve çevresinde 7 farklı derinlikteki (km) P- dalgası % hız değişimlerinden elde edilen seviye haritaları. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini, siyah üçgenler ise çalışmada kullanılan istasyonların yerlerini göstermektedir.



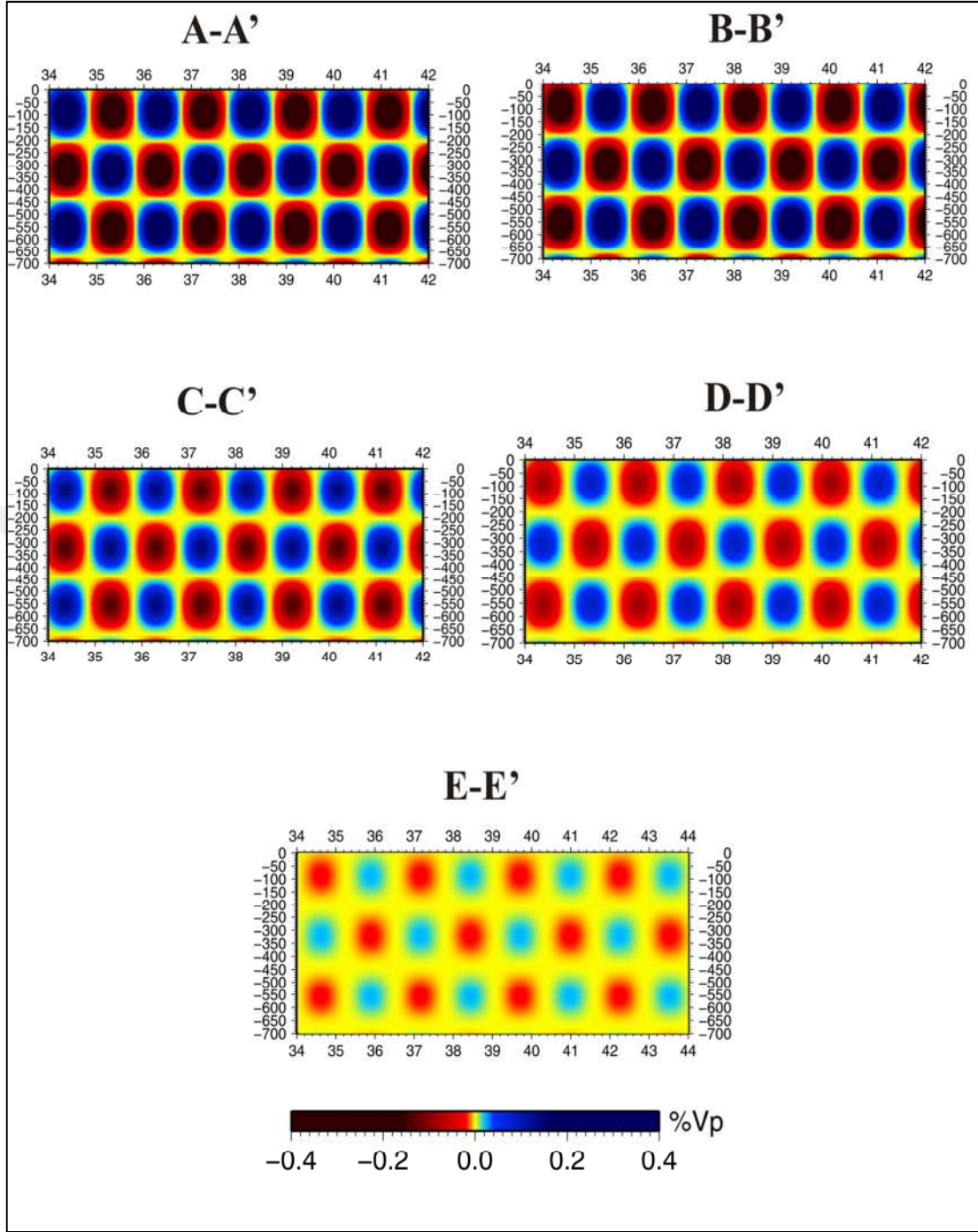
Şekil 4.20. FMTT yöntemi kullanılarak elde edilen güney-kuzey doğrultulu tomografi kesitleri. Profil yerleri için Şekil 4.16'ya bakınız. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini göstermektedir.



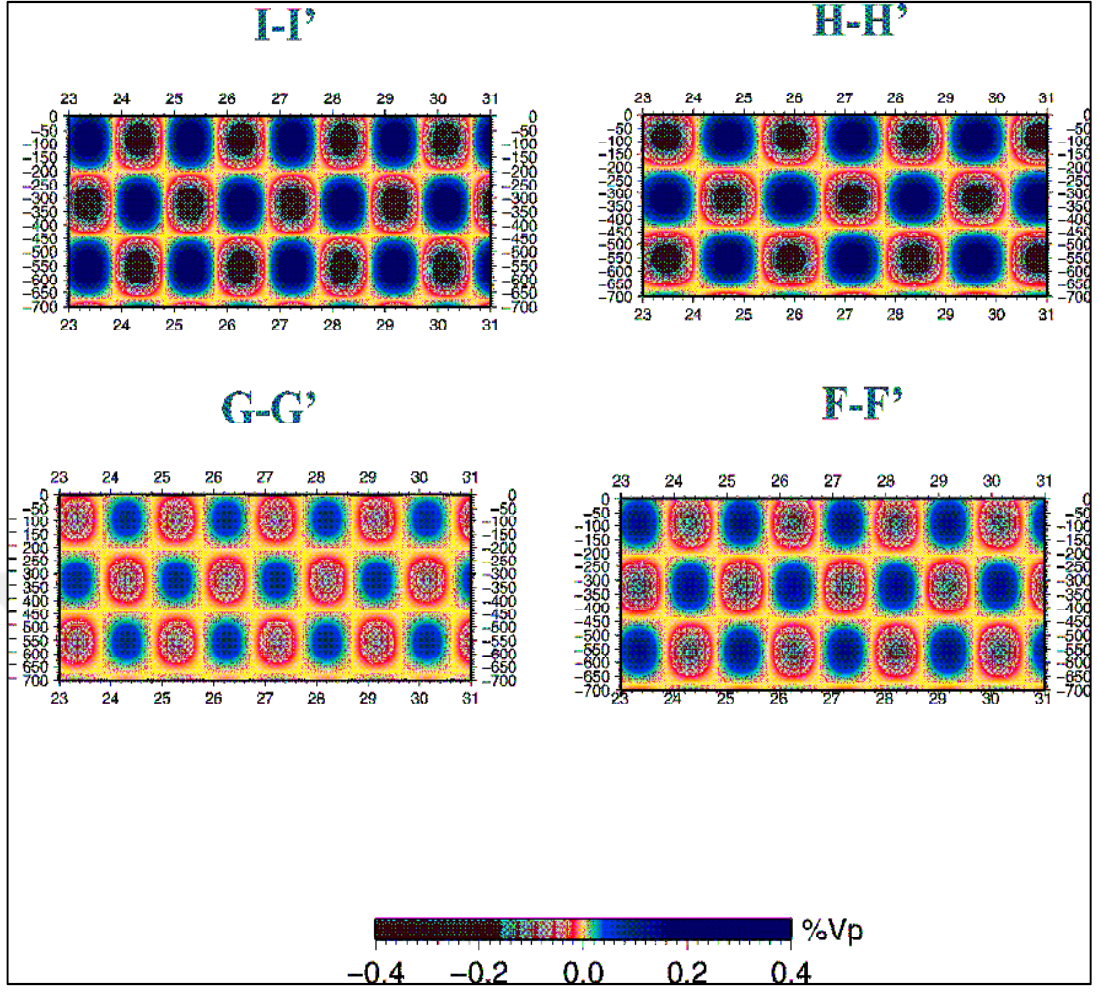
Şekil 4.21. FMTT yöntemi kullanılarak elde edilen batı-doğu doğrultulu tomografi kesitleri. Profil yerleri için Şekil 4.17 ve 4.18'e bakınız. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini göstermektedir.



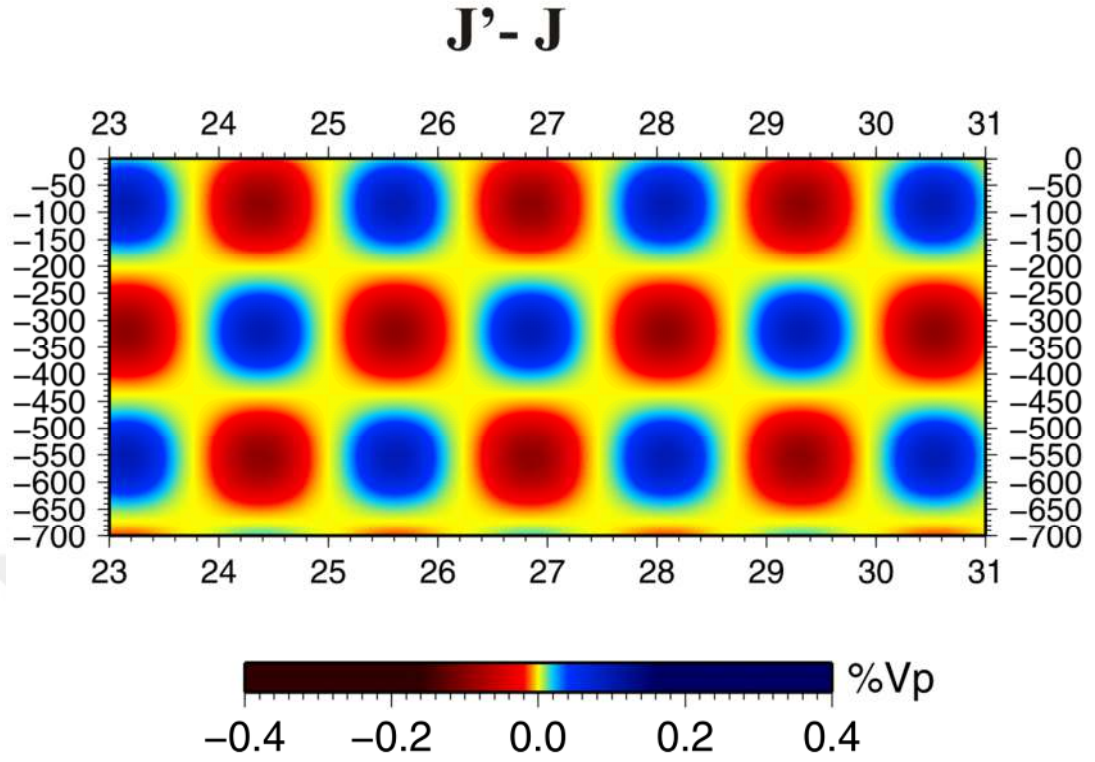
Şekil 4.22. Derinliklerine göre sentetik dama tahtası testleri. Farklı ölçekte olan modeller veri kümesinin çözüm kalitesini arttırmak için kullanılır. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini göstermektedir. P dalga verisinin her ikisi için dama tahtası sentetik veri girişi. Kırmızı ve mavi semboller grid düğümleri ile belirlenen pozitif ve negatif hız anomalilerini göstermektedir ($\pm 4\%$).



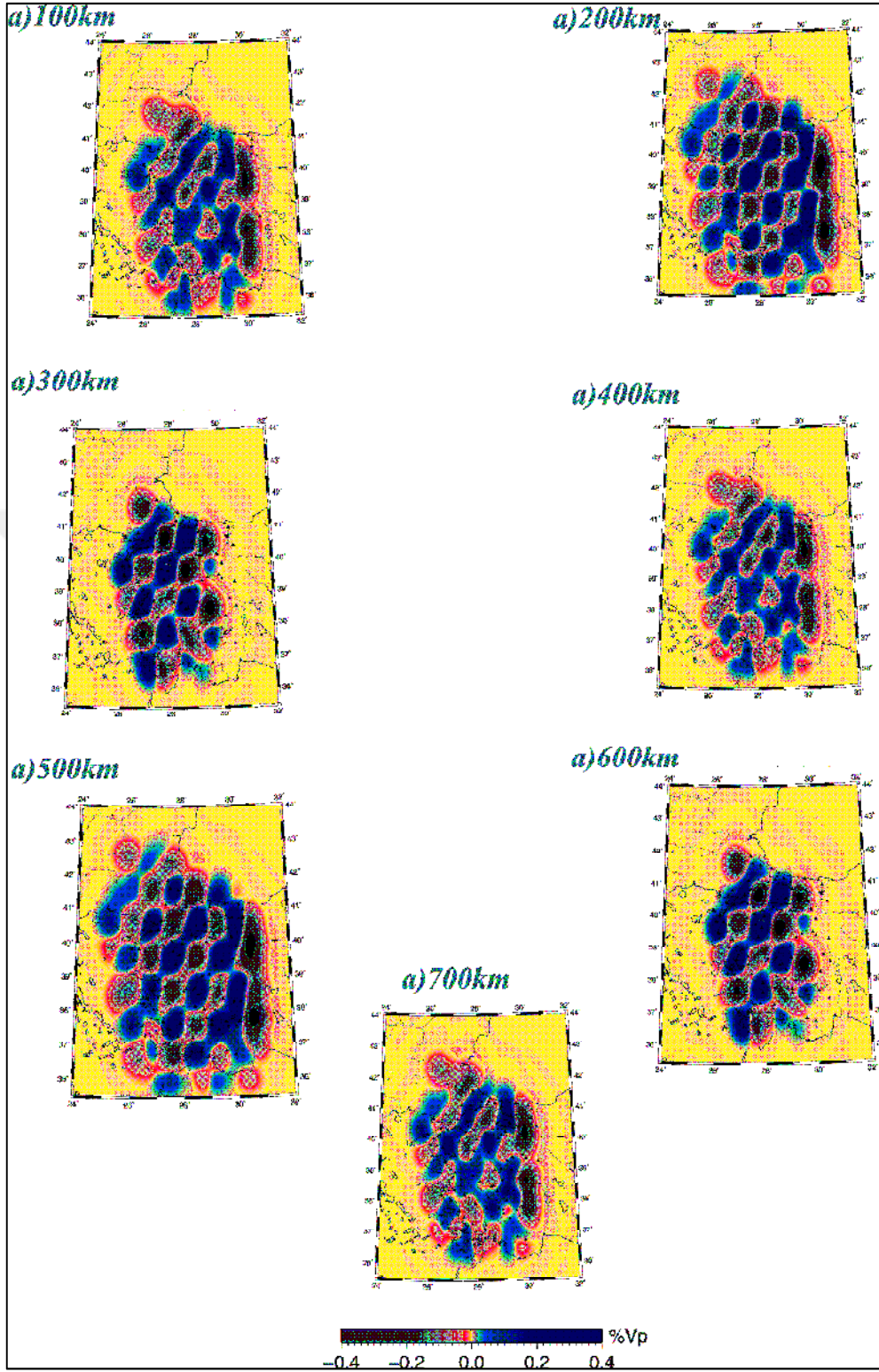
Şekil 4.23. Kuzey-güney doğrultulu sentetik dama tahtası testleri farklı ölçekte olan modeller veri kümesinin çözüm kalitesini arttırmak için kullanılır. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini göstermektedir. P dalga verisinin her ikisi için dama tahtası sentetik veri girişi. Kırmızı ve mavi semboller grid düğümleri ile belirlenen pozitif ve negatif hız anomalilerini göstermektedir ($\pm 4\%$).



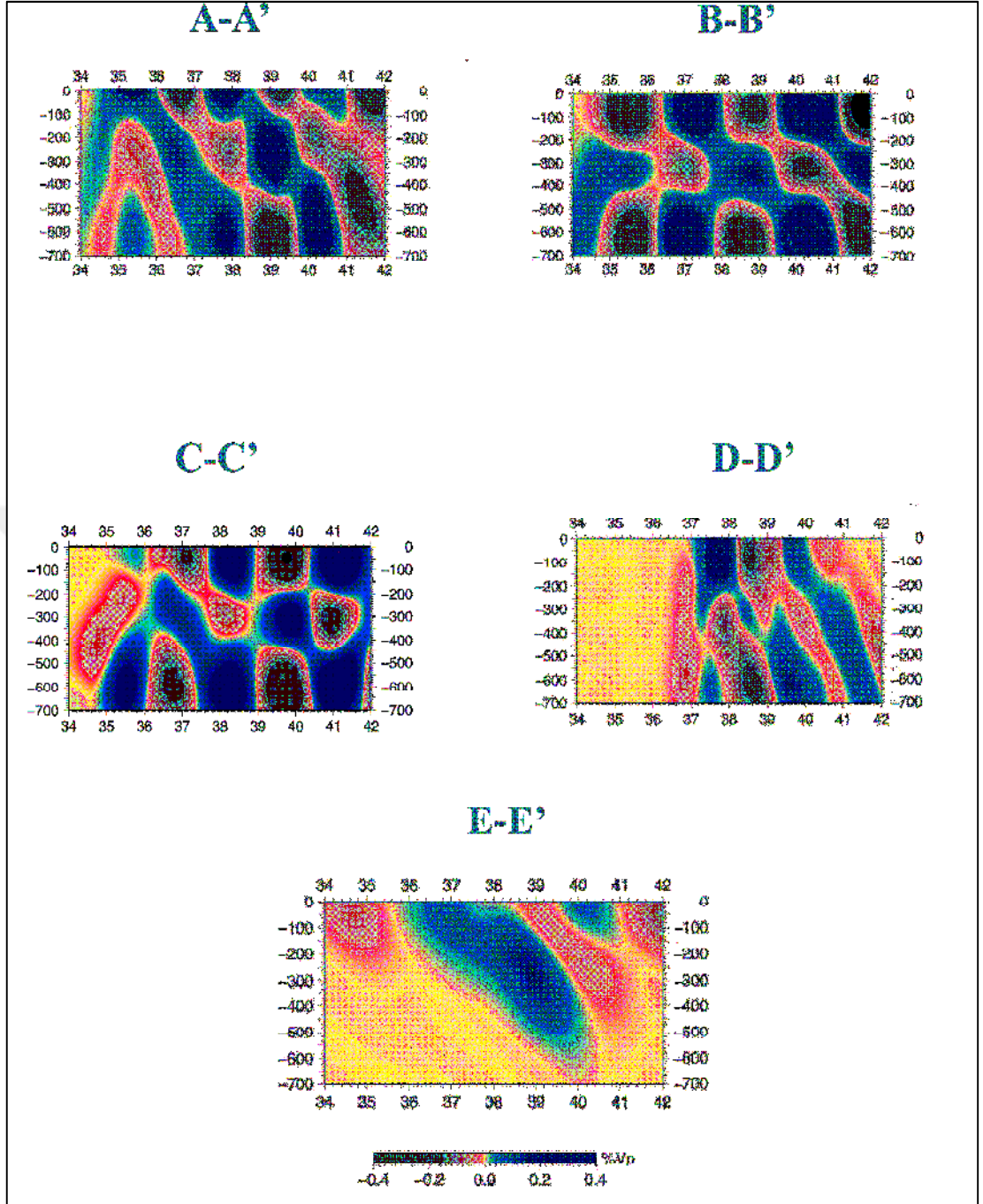
Şekil 4.24. Doğu-batı uzantılı sentetik dama tahtası testleri farklı ölçekte olan modeller veri kümesinin çözüm kalitesini arttırmak için kullanılır. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini göstermektedir. P dalgası verisinin her ikisi için de sentetik veri girişi. Kırmızı ve mavi semboller grid düğümleri ile belirlenen pozitif ve negatif hız anomalilerini göstermektedir ($\pm 4\%$).



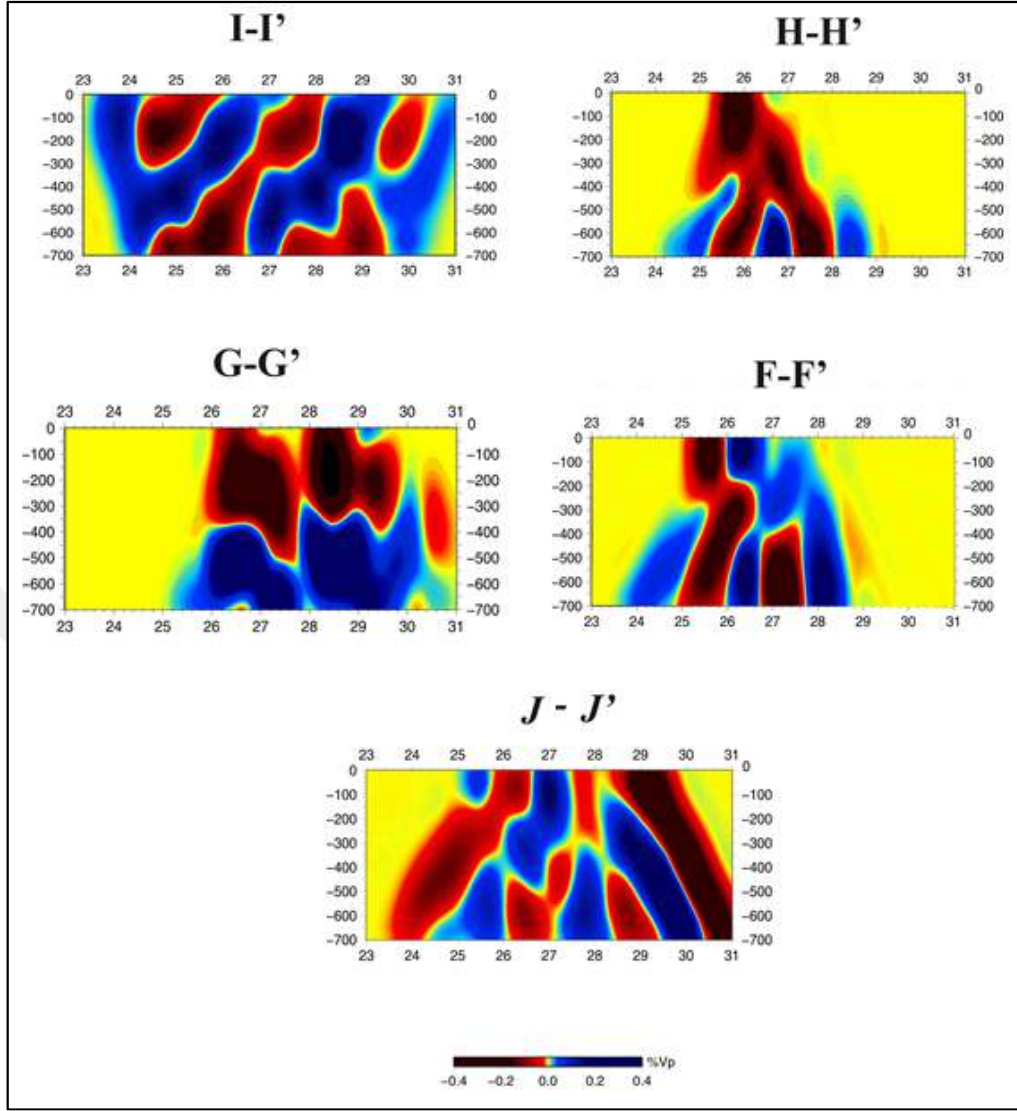
Şekil 4.25. Çapraz E-E' ve J'-J kesitlerinin sentetik dama tahtası testleri. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini göstermektedir. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini göstermektedir. P dalgasının her ikisi için dama tahtası sentetik veri girişi. Kırmızı ve mavi semboller grid düğümleri ile belirlenen pozitif ve negatif hız anomalilerini göstermektedir ($\pm 4\%$).



Şekil 4.26. Sentetik dama tahtası testleri sonucunda yüzeyden itibaren elde edilen çözüm derinlik kesitleri. Kırmızı ve mavi renkleri sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini göstermektedir. P dalgası verisinin her ikisi için dama tahtası sentetik veri girişi. Kırmızı ve mavi semboller grid düğümleri ile belirlenen pozitif ve negatif hız anomalilerini göstermektedir ($\pm 4\%$).



Şekil 4.27. Sentetik dama tahtası testleri sonucunda itibaren elde edilen kuzey-güney doğrultulu çözüm derinlik kesitleri. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini göstermektedir. P dalga verisinin her ikisi için dama tahtası sentetik veri girişi. Kırmızı ve mavi semboller grid düğümleri ile belirlenen pozitif ve negatif hız anomalilerini göstermektedir ($\pm 4\%$).



Şekil 4.28. Sentetik dama tahtası testleri sonucunda elde edilen doğu-batı doğrultulu çözüm derinlik kesitleri. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hız değişimini göstermektedir. P dalga verisinin her ikisi için dama tahtası sentetik veri girişi. Kırmızı ve mavi semboller grid düğümleri ile belirlenen pozitif ve negatif hız anomalilerini göstermektedir ($\pm 4\%$).

BÖLÜM 5. TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Bu çalışma için 126 adet telesismik depremden 124 adet sismik istasyona (53 adet B.Ü. KRDAE Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi ve 71 adet AFAD - Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı) doğrudan gelen 15624 adet P dalgası fazı varış zamanı okunmuştur. Yapılan çözüm sonucu yaklaşık 700 km derinliğe kadar yüksek çözünürlüklü kesitler ve farklı derinlikler için seviye haritaları elde edilmiştir. Çalışma kapsamında G-K doğrultularında boylam, B-D doğrultularında enlem ve GB-KD ve KB-GD doğrultularında çapraz kesitler elde edilmiştir. FMTT yöntemi kullanılarak 7 farklı derinlikteki (km) P- dalgası % hız değişimleri kullanılarak üretilen seviye haritaları incelendiğinde, güneyde Ege dalma batma zonundan kuzeyde Karadeniz'e kadar olan Batı Anadolu'nun altında, üst mantodan alt mantoya kadar uzanan derinliklerde yüksek hız anomalileri saptanmıştır. Bu anomaliler sığ derinliklerden (100 km), derinlere doğru (700 m) sırasıyla değerlendirilmiş ve yorumlanmıştır.

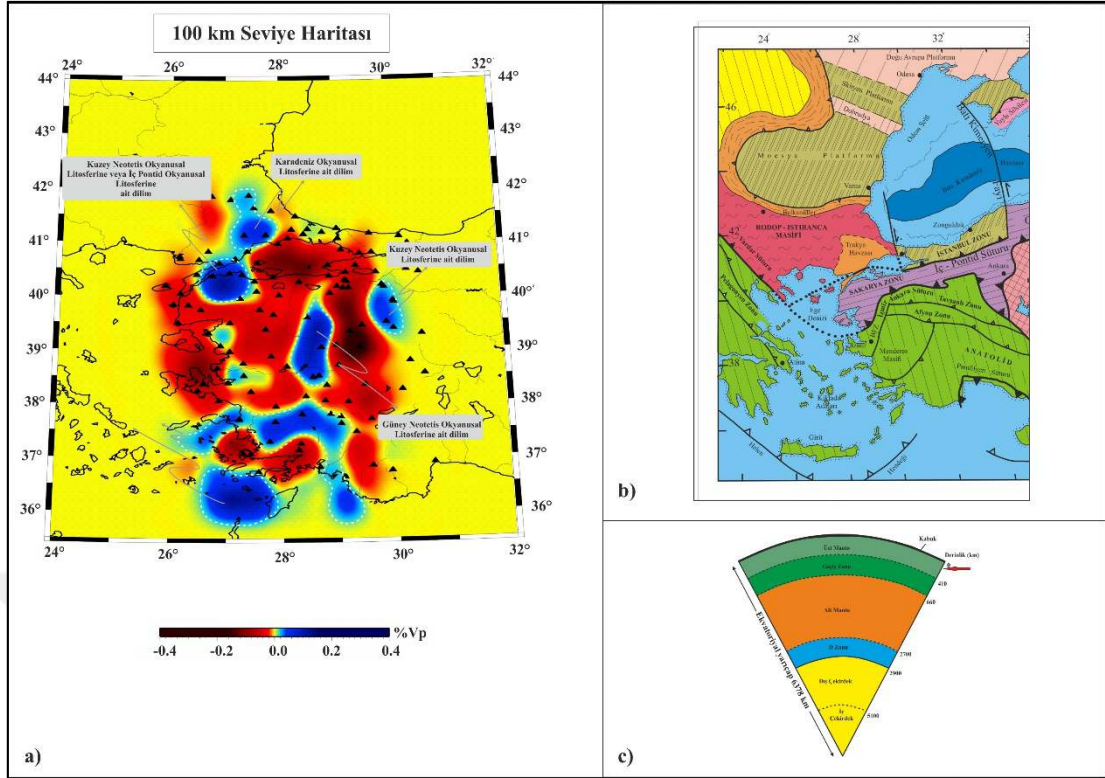
5.1. 100 km Seviye Haritası

100 km seviye haritasında, çalışma alanının altında (üst mantoda), birbirlerinden bağımsız yüksek hız anomalileri tespit edilmiştir (Şekil 5.1). Harita alanının ortasında yer alan ve Girit Adası'ndan Marmara Denizi güneyine kadar uzanan yüksek hız anomalilerinin Neotetis'in Güney Kolu'na ait okyanusal litosferin (Afrika Okyanusal Litosferi) üst manto içerisindeki uzanımları olduğu değerlendirilmiştir. Birbirinden kopuk parçalar halinde izlenen bu dilimlerin arasında, Gökova Körfezi civarında ve İzmir doğusunda yaklaşık B-D uzanımında takip edilebilen düşük hız zonları tespit edilmiştir. Aynı okyanusal litosfere ait yüksek hız zonları arasındaki bu düşük hız zonlarının varlığı, Afrika Okyanusal Litosferi'nin üst mantoda dilim kopmasına (slab breakoff) veya yatay dilim yırtılmasına (horizontal slab tear)

uğradığına işaret etmektedir. Bölgede son yıllarda meydana gelen, Bozburun ve Simav deprem fırtınalarının bu dilim kopması ya da dilim yırtılmalarına bağlı olarak gelişen astenosfer penceresinden yükselen astenosferik manto zorlaması ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Astenosferik manto zorlamasına bağlı olarak en üst kabukta lokal gerilmeler meydana gelmiş ve bunun neticesinde gelişen normal faylar boyunca sığ odaklı depremler ile karakteristik bir deprem fırtınası yaşanmıştır.

100 km seviye haritasında, doğu-kuzeydoğuda, Marmara Denizi'nin güneydoğusunda yer alan yüksek hız anomalisinin İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusu'na ait okyanusal litosfer dilimlerinin üst Manto'daki uzantısı olduğu düşünülmektedir. Marmara Denizi'nin güney ve güneydoğusunda, İzmir-Ankara-Erzincan suture zonu içinde veya kuzeyinde yer alan Eosen ve/veya Oligosen yaşlı granitoidlerin Anatolid-Torid ve Sakarya Kıtaları arasındaki kıtasal çarpışmayla ilişkili suture zonu granitoidleri olduğu ve bu çalışmada tespit edilen düşük hız zonu ile temsil edilen magma kökenli olabilecekleri değerlendirilmiştir.

100 km seviye haritasında, Kapıdağ Yarımadası'nın batısında gözlenen yüksek hız anomalisi, İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusu'na ait bir dilimin üst Manto'daki parçası olarak değerlendirilmiştir. Haritada, Marmara Denizi'nin kuzeybatısındaki kara alanında, Tekirdağ civarında gözlenen yüksek hız zonu Karadeniz Okyanusal Litosferi'nin üst mantodaki uzantısı olabileceği değerlendirilmiştir. Kapıdağ Yarımadası granitoidleri, Karabiga Plütonu ve Marmara Adası granitoidlerinin Karadeniz Okyanusal litosferinin yitimiyle sonuçlanan suture zonu granitoidleri olabileceği düşünülmektedir.



Şekil 5.1. a) 100 km seviye haritasının yorumu, b) Çalışma alanı ve yakın dolayındaki tektonik birliklere ait suture kuşaklarını gösteren harita (Okay ve Tüysüz, 1999), c) Yeryuvarının iç yapısını gösteren diyagram.

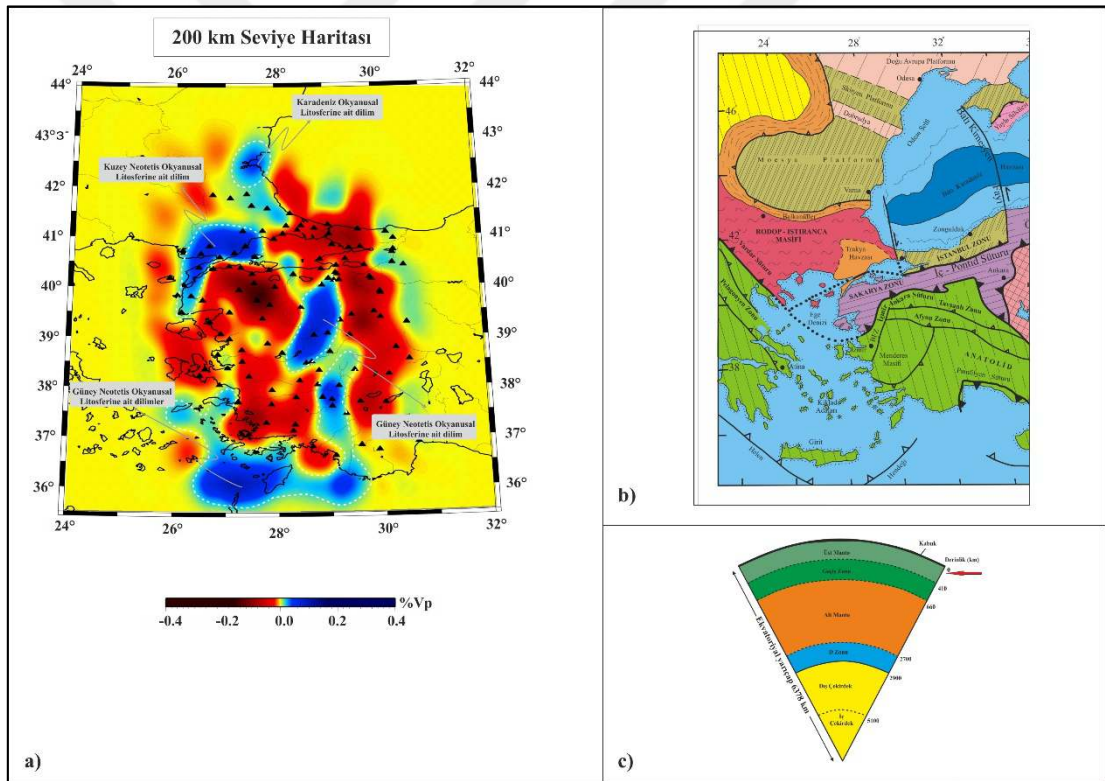
5.2. 200 Km Seviye Haritası

200 km seviye haritasında, çalışma alanının altında (üst mantoda), 100 km derinlerde gözlenen birbirlerinden bağımsız yüksek hız anomalilerinin genellikle devam ettikleri tespit edilmiştir (Şekil 5.2).

Harita alanının orta ve güneyinde yer alan ve Afrika Okyanusal Litosfer dilimine ait okyanusal litosferin (Afrika Okyanusal Litosferi) üst manto içerisindeki uzanımları olarak değerlendirilen yüksek hız anomalilerinin, 100 km seviye haritasına göre kısmen farklılıklar sergilediği görülmektedir. 100 km seviye haritasında Gökova Körfezi kuzeyinde yaklaşık B-D doğrultusunda uzandığı görülen yüksek hız anomalisinin 200 km seviye haritasında Muğla'dan daha batıya devam etmediği anlaşılmaktadır. Bu durum, dalan Afrika Okyanusal Litosfer diliminin 100 km ile 200 km arasında bir derinlikte düşey olarak yırtıldığına ve doğuda kalan parçanın 200 km derinliklere kadar uzandığına işaret etmektedir.

Neotetis'in Kuzey koluna ait dilimin bu derinliklerde görülmemiş olması, dalan okyanusal litosfer diliminin 100-200 arası bir derinlikte koptuktan sonra çok daha derinlere taşınmış olabileceği şeklinde yorumlanmıştır.

100 km seviye haritasında, Marmara Denizi'nin batısında gözlenen ve Neotetis'in Kuzey Kolu'na ait okyanusal litosfer dilimin üst Manto'daki parçası olarak değerlendirilen yüksek hız anomalisinin 200 km derinlikte de yaklaşık formunu koruyarak devam ettiği görülmüştür. Ancak, Karadeniz Okyanusal Litosfer parçasının bu derinliklerde yaklaşık 200 km kuzeye doğru gerilediği görülmüştür. Bu durum, güneye doğru dalan Karadeniz Okyanusal Litosfer diliminin geriye çekilmesi (slab roll back) ile açıklanmıştır.



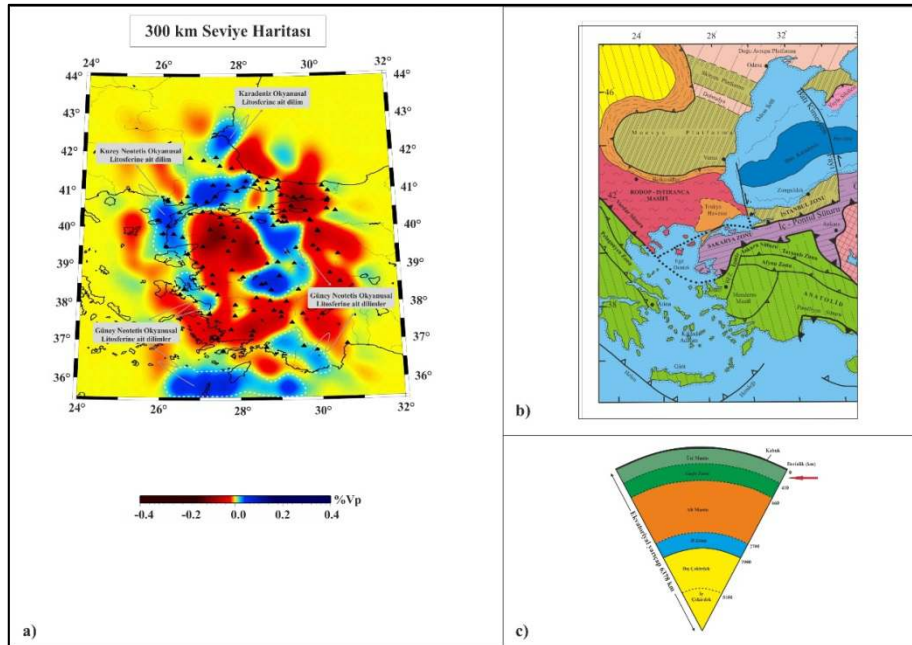
Şekil 5.2. a) 200 km seviye haritasının yorumu, b) Çalışma alanı ve yakın dolayındaki tektonik birlikleri suture kuşaklarını gösteren harita (Okay ve Tüysüz, 1999), c) Yeryuvarının iç yapısını gösteren diyagram.

5.3. 300 km Seviye Haritası

300 km seviye haritasında, çalışma alanının altında (üst mantoda), 200 km derinlerde gözlenen yüksek hız anomalilerinin, kısmen form değiştirerek genellikle devam ettikleri tespit edilmiştir (Şekil 5.3).

Harita alanında ortada ve güneyde yer alan Afrika Okyanusal Litosferi'ne ait dilimin üst manto içerisindeki uzanımları olarak değerlendirilen yüksek hız anomalilerinin, 200 km seviye haritası ile büyük oranda benzerlikler sergilediği görülmüştür.

200 km seviye haritasında, İzmir'in doğusundan kuzeye doğru uzanan ve Neotetis'in Kuzey Kolu'na ait okyanusal litosfer dilimi olarak yorumlanan yüksek hız anomalisinin, 300 km seviye haritasında da benzer formda görüntülenmiş olması, Neotetis'in Kuzey Kolu'na ait dilimin 200-300 km derinliklerde herhangi bir dilim kopması ya da dilim yırtılmasına uğramadığına işaret etmektedir. Benzer şekilde Karadeniz Okyanusal Litosferi'ne ait dilimin de 300 km derinlikte konumunda bir değişiklik gözlenmemiştir.



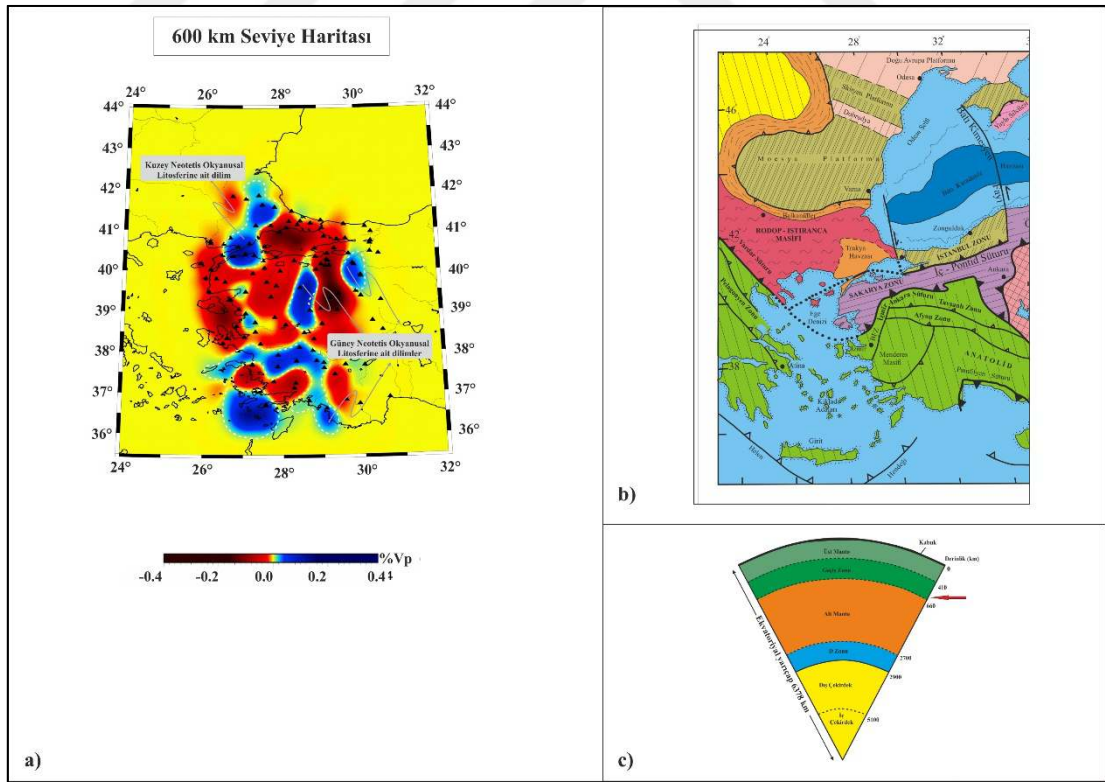
Şekil 5.3. a) 300 km seviye haritasının yorumu, b) Çalışma alanı ve yakın dolayındaki tektonik birlikleri sütür kuşaklarını gösteren harita (Okay ve Tüysüz, 1999), c) Yeryuvarının iç yapısını gösteren diyagram.

5.6. 600 km Seviye Haritası

600 km seviye haritasında, çalışma alanının altında (geçiş zonunda), 500 km derinlerde gözlenen yüksek hız anomalileri benzer formlarını neredeyse tamamen korumuş olarak görüntülenmişlerdir (Şekil 5.6).

Neotetis'in Güney Kolu'na ait okyanusal litosferin (Afrika Okyanusal Litosferi) uzantıları bu derinliklere kadar takip edilebilmektedir. 500 km seviye haritasında Marmara Denizi güneyine kadar takip edilebilen Güney Kol'a ait dilimin 600 km derinliklerde de, yanal kopmalara maruz kalsa da izlenebildiği görülmüştür.

500 km seviye haritasında, Biga Yarımadası'nın ortasından Trakya doğusuna kadar uzanan İzmir-Ankara-Erzincan okyanusal litosferine ait okyanusal litosfer diliminin 600 km derinlikte benzer konumunu koruduğu anlaşılmaktadır. Karadeniz okyanusal litosferi bu derinliklerde gözlenememektedir.



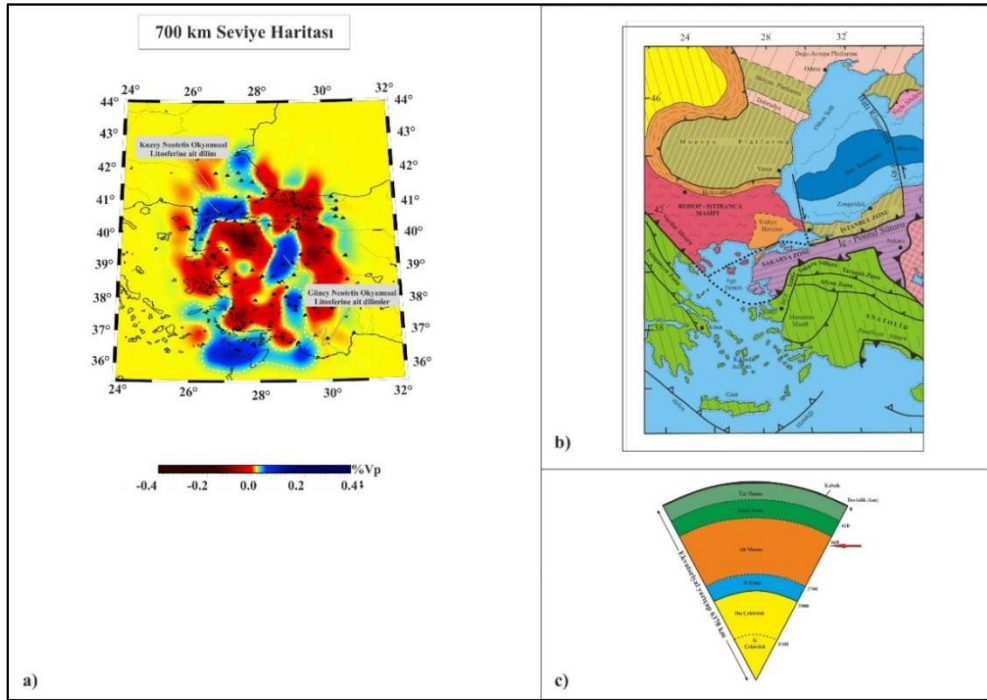
Şekil 5.6. a) 600 km seviye haritasının yorumu, b) Çalışma alanı ve yakın dolayındaki tektonik birlikleri suture kuşaklarını gösteren harita (Okay ve Tüysüz, 1999), c) Yeryuvarının iç yapısını gösteren diyagram.

5.7. 700 km Seviye Haritası;

700 km seviye haritasında, çalışma alanının altında (alt mantoda), 600 km derinlerde gözlenen yüksek hız anomalilerinin benzer formlarıyla korundukları gözlenmiştir (Şekil 5.7).

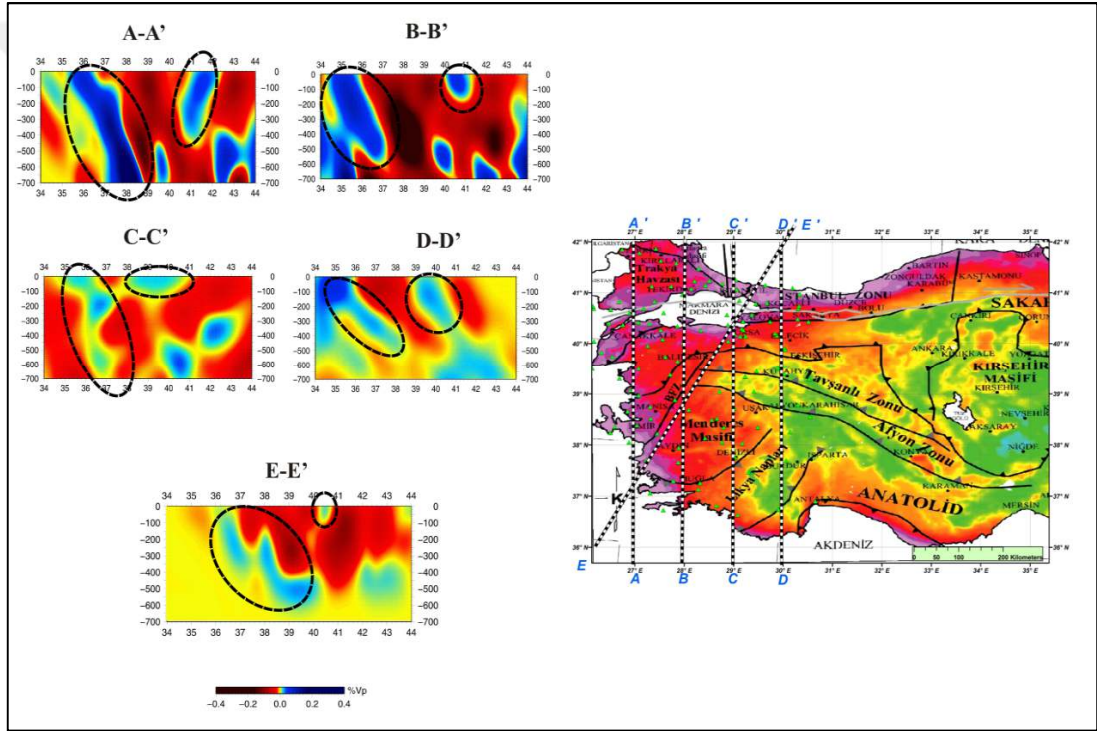
Neotetis'in Güney Kolu'na ait okyanusal litosferin (Afrika Okyanusal Litosferi) uzantıları bu derinliklere kadar kısmen değişikliğe uğrasa da takip edilebilmektedir. 600 km seviye haritasında, Marmara Denizi güneydoğusunda iki parça halinde izlenen dilimin doğuda kalan bölümü bu derinliklerde izlenmemektedir. Bu durum, doğuda kalan kopmuş parçanın ergiyerek alt manto malzemesi tarafından asimile edilmiş olabileceğini düşündürmektedir.

600 km seviye haritasında, Biga Yarımadası'nın ortasından Trakya doğusuna kadar uzanan Neotetis'in Kuzey Kolu'na ait okyanusal litosfer dilimi (İzmir-Ankara-Erzincan okyanusal litosferi), 700 km derinlikte Marmara Denizi batı-kuzeybatısına lokalize olmuştur. Karadeniz okyanusal litosferi bu derinliklerde gözlenmemektedir.



Şekil 5.7. a) 700 km seviye haritasının yorumu, b) Çalışma alanı ve yakın dolayındaki tektonik birlikleri suture kuşaklarını gösteren harita (Okay ve Tüysüz, 1999), c) Yeryuvarının iç yapısını gösteren diyagram.

Yapılan çözüm sonucu yaklaşık 700 km derinliğe kadar yüksek çözünürlüklü kesitler ve farklı derinlikler için seviye haritaları elde edilmiştir. Çalışma kapsamında G-K doğrultularında boylam, B-D doğrultularında enlem ve GB-KD ve KB-GD doğrultularında çapraz kesitler elde edilmiştir. Bu kesitler değerlendirilmiş ve yorumlanmıştır. Hız değişim haritaları incelendiğinde, mantoda yüksek hızlı belirgin iki adet anomali göze çarpmaktadır.. Ortaya çıkan 3 boyutlu tomografi kesitleri kuzeye dalan Ege slabı ve Karadeniz okyanusal litosferinin geometrileri hakkında bilgi vermektedir (Şekil 5.8). Çalışmada; 27°, 28°, 29° ve 30° Doğu boylamları boyunca Tomografik Kesitler oluşturulmuştur.



Şekil 5.8. Çalışma alanında K-G doğrultusunda alınan boylam profilleri ve GB-KD doğrultusunda alınan çapraz profil boyunca elde edilen tomogramlar.

5.8. 27° Doğu Boylamı Boyunca Alınan A-A' Tomografi Kesiti

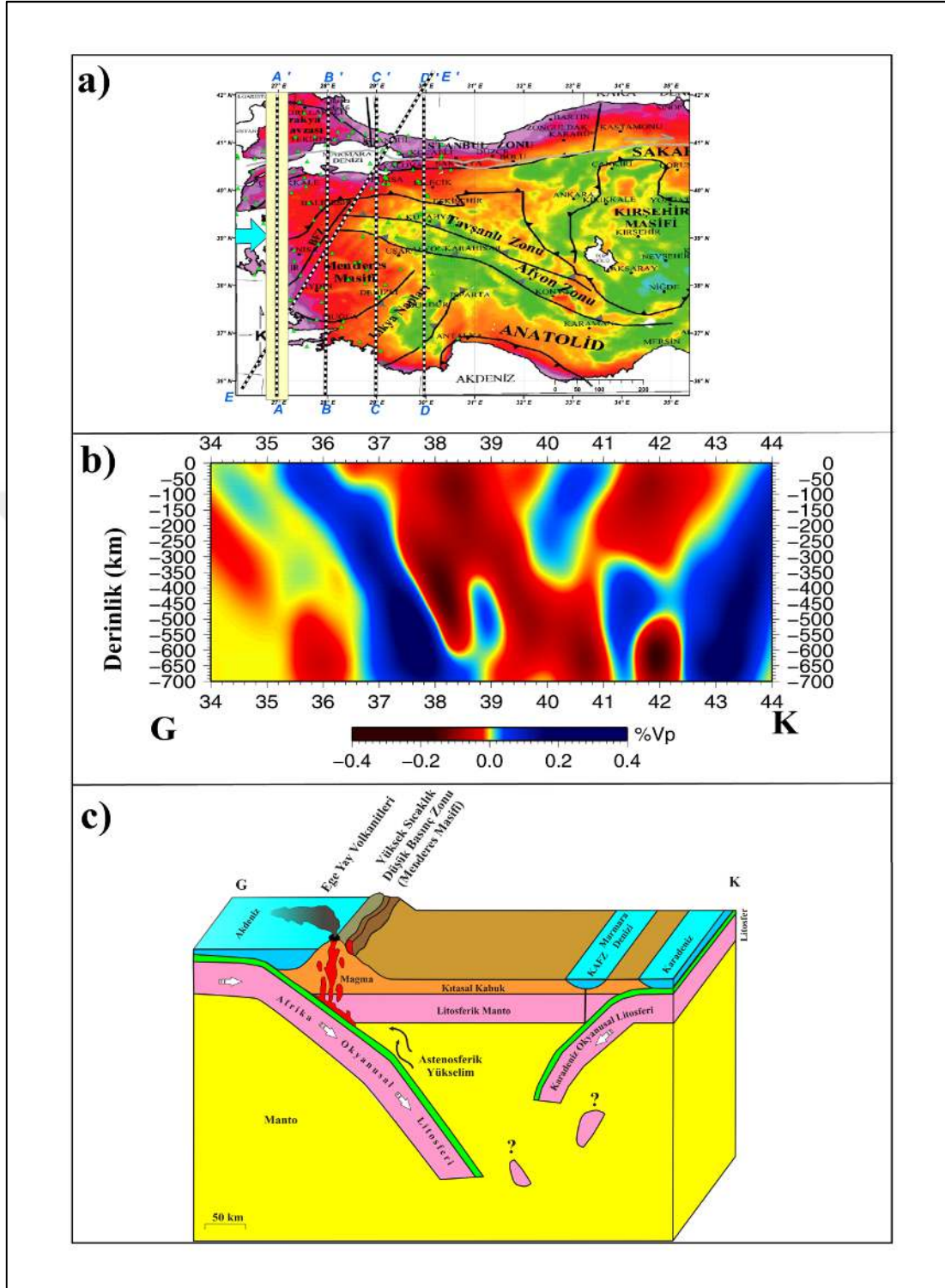
27° D Boylamı Boyunca Alınan A-A' tomografi kesitinde, Afrika Okyanusal Litosferi, İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusal litosferi ile Karadeniz Okyanusal Litosferik dilimlerinin yaklaşık 700 km derinliklerdeki (Üst Manto) görüntüleri elde edilmiştir (Şekil 5.9).

A-A' Kesitinde, en güneyde (35°-38° Kuzey enlemleri arasında), kuzeye doğru yüksek açı ile dalan Afrika Okyanusal Litosferi net olarak izlenebilmektedir. Görüntü günümüz jeodinamik koşullarını yansıttığı için, dilimin geri çekilmesine bağlı olarak, Afrika Okyanusal Litosferik dilimi oldukça yüksek bir açı ile kuzeye doğru dalımlı bir şekilde gözlenmektedir.

Kesitin orta bölümünde (38°-39° Kuzey enlemleri arasında), 500-700 km derinlikler arasında, kopmuş bir okyanusal litosfer dilimi gözlenmektedir. Bu parça, İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusu'nun bir parçası olarak yorumlanmıştır. Güncel jeoloji haritasında İzmir-Ankara suture zonu 39° Kuzey enleminin kuzeyinden geçmektedir. Ancak, dilim geri çekilmesi ve devamındaki dilim kopması ile birlikte kopan parçanın güneye doğru yüzdüğü düşünülmektedir.

Kesitin kuzey bölümünde ise (39,5°-41,5 ° Kuzey enlemleri arasında), belki de bu tez çalışması için en özgün veri olan Karadeniz Okyanusal litosferinin 500 km derinliklere kadar konumu görüntülenebilmiştir.

Sismik Tomografi kesitinde, 39,5°-41,5 ° Kuzey enlemleri arasında (Marmara Denizi güneyinden Marmara Denizi kuzeyine kadar bir alanda), güneye doğru yüksek açı ile dalan Karadeniz Okyanusal litosferi görüntülenmiştir.



Şekil 5.9. 27° Doğu boyları boyunca elde edilen A-A' profilinin yorumu. a) 27° Doğu boyları boyunca alınan düşey kesit b) Sismik tomografi kesiti c) 27° Doğu boyları kesiti için oluşturulan kavramsal jeodinamik model.

5.9. 28° Doğu Boylamı Boyunca Alınan B-B' Tomografi Kesiti

28° D Boylamı Boyunca Alınan B-B' tomografi kesitinde, A-A' kesitine benzer olarak, Afrika Okyanusal Litosferi, İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusal litosferi ile Karadeniz Okyanusal Litosferik dilimlerinin yaklaşık 700 km derinliklerdeki görüntüleri elde edilmiştir (Şekil 5.10).

B-B' Kesitinde, en güneyde (34°-36,5° Kuzey enlemleri arasında), kuzeye doğru yüksek açı ile dalan Afrika Okyanusal Litosferi'nin, yaklaşık 500 km derinliklerde koptuğu (slab breakoff) ve kopan parçanın güneye doğru taşındığı görüntülenmiştir. Dilim kopmasına bağlı olarak açılan astenosferik pencereden yükselen astenosfer, düşük hız anomalisi ile kendisini belli etmektedir.

Kesitin orta bölümünde (39°-40° Kuzey enlemleri arasında), 500-700 km derinlikler arasında, A-A' kesitine benzer olarak gözlenen kopmuş okyanusal litosfer dilimi, İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusu'nun bir parçası olarak yorumlanmıştır. Bu parçanın hemen kuzeyinde ve biraz daha derine taşınmış olarak gözlenen dilimin ise Karadeniz Okyanusal litosferine ait bir parça olabileceği değerlendirilmiştir.

Kesitin kuzey bölümünde ise (40°-41° Kuzey enlemleri arasında), yaklaşık 100 km derinliklere kadar görüntülenmiş olan ve dike yakın bir geometri sunan dilim ise Karadeniz Okyanusal litosferi olarak yorumlanmıştır. belki de bu tez çalışması için en özgün veri olan Karadeniz Okyanusal litosferinin 500 km derinliklere kadar konumu görüntülenebilmiştir. Bu dilimin daha derinlere doğru devam etmiyor olması, dilim kopmasına işaret etmektedir.

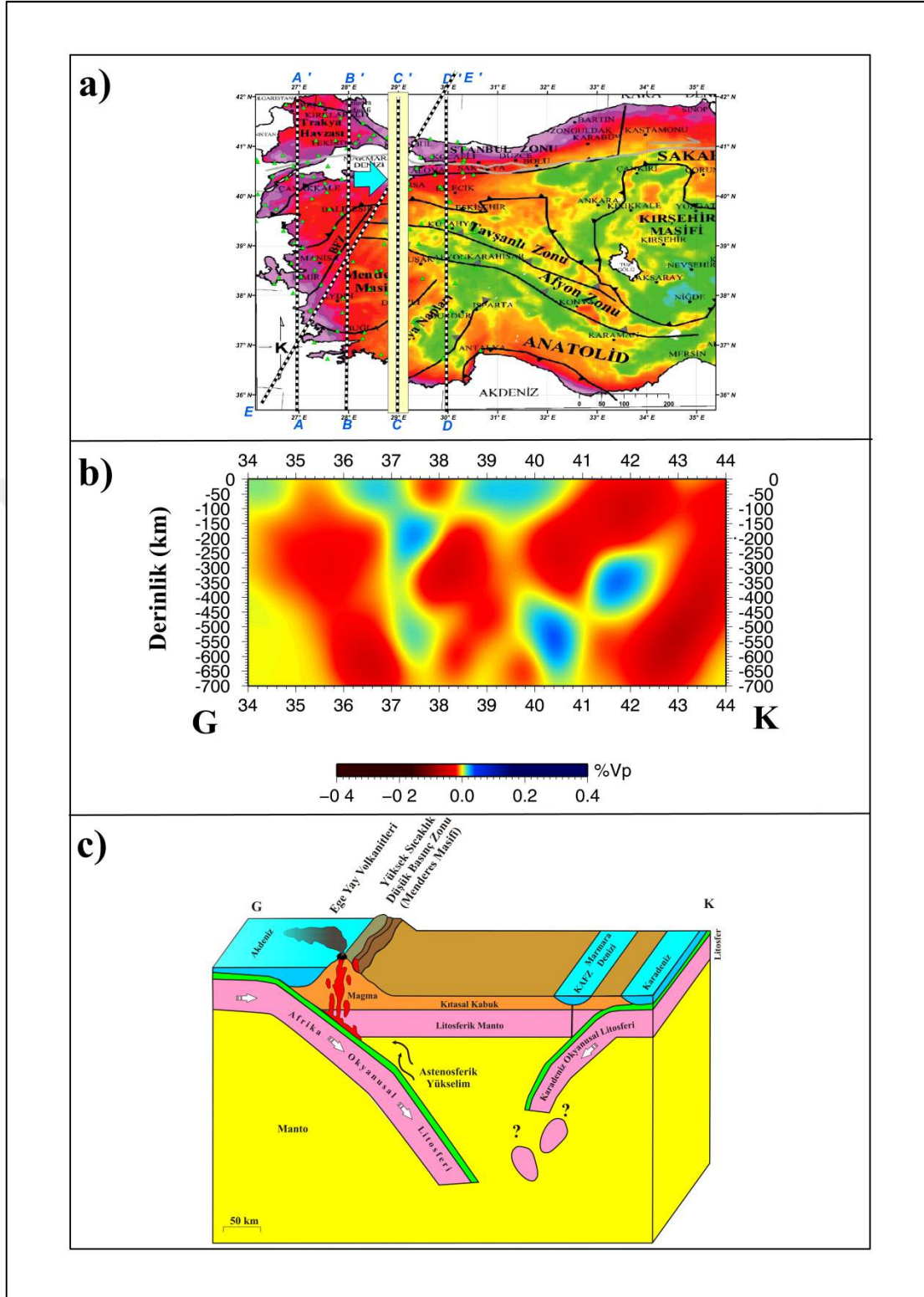
5.10. 29° Doğu Boylamı Boyunca Alınan C-C' Tomografi Kesiti

29° D Boylamı Boyunca Alınan C-C' tomografi kesitinde, diğer iki kesite benzer olarak, Afrika Okyanusal Litosferi, İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusal litosferi ile Karadeniz Okyanusal Litosferik dilimlerinin yaklaşık 700 km derinliklerdeki (Alt Manto) görüntüleri elde edilmiştir (Şekil 5.11).

C-C' Kesitinde, en güneyde (34°-37° Kuzey enlemleri arasında), kuzeye doğru yüksek açı ile dalan Afrika Okyanusal Litosferi'nin yaklaşık 150 ve 500 km derinliklerde kopma eğiliminde olduğu (slab breakoff) görüntülenmiştir.

Kesitin orta bölümünde (38°-40° Kuzey enlemleri arasında), Neotetis'in Kuzey Kolu'nun yaklaşık 200 km derinlerde koptuğu ve kopan parçanın yaklaşık 500 km derinlere taşındığı gözlenmektedir.

Bu kesitte Karadeniz Okyanusal litosfer dilimi, kopuk olarak yaklaşık 300-500 km derinlikler arasında güneye doğru dalar bir pozisyonda görüntülenmiştir.

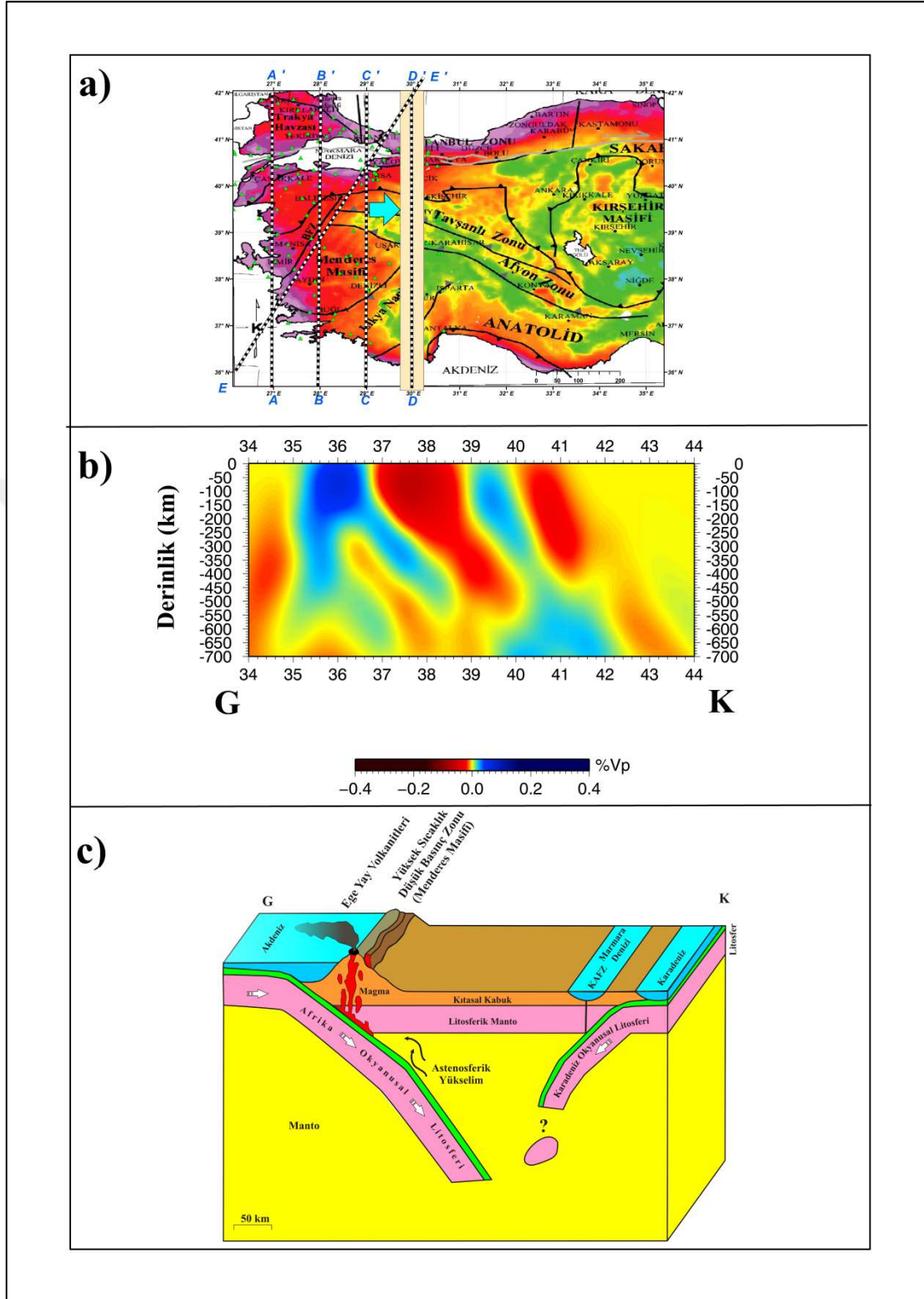


Şekil 5.11. 29° Doğu boylamı boyunca elde edilen A-A' profilinin yorumu. a) 29° Doğu boylamı boyunca alınan düşey kesit b) Sismik tomografi kesiti c) 29° Doğu boylamı kesiti için oluşturulan kavramsal jeodinamik model.

5.11. 30° Doğu Boylamı Boyunca Alınan D-D' Tomografi Kesiti

30° D Boylamı Boyunca Alınan D-D' tomografi kesitinde, en güneyde (34°-37° Kuzey enlemleri arasında), kuzeye doğru dalan Afrika Okyanusal Litosferi (Neotetis'in Güney Kolu), yaklaşık 500 km derinliklere kadar takip edilebilmiştir. 36°-38° Kuzey enlemleri arasında gözlenen düşük hız zonunun üzerinde metamorfik çekirdek komplekslerin gözlenmesi (Mendere Çekirdek Kompleksi gibi), bu metamorfik masiflerin metamorfik çekirdek kompleks mekanizması ile yükseliminde etkin olan astenosferik yükselime ve kısmi ergimeye işaret etmektedir. (Şekil 5.12).

Kesitin orta bölümünde (39°-40° Kuzey enlemleri arasında), İzmir- Ankara-Erzincan okyanusal litosfer dilimlerinin yaklaşık 400 km derinlerde koptuğu ve kopan parçanın yaklaşık 500 km derinlere taşındığı gözlenmektedir. Dilim kopması sonucunda oluşan astenosferik pencereden yükselen astenosfer, İzmir-Ankara Sütur Zonu boyunca sütur zonu granitoidlerinin ve daha kuzeyde, Biga Yarımadası ve civarında yüzeyleyen volkanitlerin gelişimini sağlamış olmalıdır.



Şekil 5.12. 30° Doğu boylamı boyunca elde edilen A-A' profilinin yorumu. a) 30° Doğu boylamı boyunca alınan düşey kesit b) Sismik tomografi kesiti c) 30° Doğu boylamı kesiti için oluşturulan kavramsal jeodinamik model.

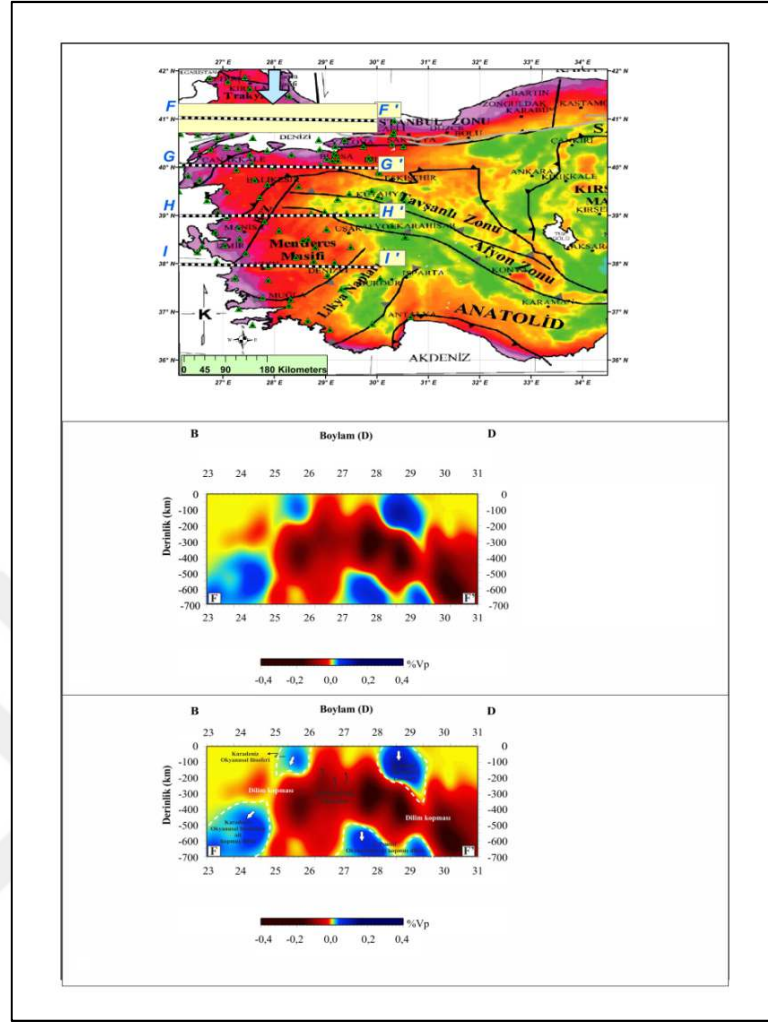
5.12. 41° Kuzey Enlemi Boyunca Alınan F-F' Tomografi Kesiti

41° K Enlemi boyunca Alınan F-F' tomografi kesitinde, Karadeniz Okyanusal litosferi ve İzmir- Ankara- Erzincan Okyanusal litosferinin yaklaşık 700 km derinliklere kadar olan konumlarını gösteren görüntüler elde edilmiştir (Şekil 5.13).

F-F' kesitinde, batıda (23°-26° Doğu boylamları arasında), Karadeniz Okyanusal Litosferi'nin, yaklaşık 200 km derinlikte dilim kopmasına (slab breakoff) uğradığı ve kopan parçanın yaklaşık 700 km derinlere taşındığı görülmüştür. Kesitte dahan Karadeniz okyanusal litosferinin batıya doğru eğimli görülmesi, daha önceki boylam kesitleriyle birlikte değerlendirildiğinde dalma yönünün GB'ya doğru olduğuna işaret etmektedir.

Kesitin doğu bölümünde (28°-29° Doğu boylamları arasında), İzmir- Ankara- Erzincan Okyanusal Litosferi'nin yaklaşık 300 km derinlerde koptuğu ve kopan parçaların yaklaşık 700 km derinlere kadar taşıdığı anlaşılmaktadır.

Her iki dilim kopması ve devamındaki jeodinamik süreçlerle yükselen astenosferik manto malzemesi, Marmara Denizi ve çevresindeki granitoidlerin gelişimini sağlamış olmalıdır.



Şekil 5.13. 41° Kuzey enlemi boyunca elde edilen F-F' profilinin yorumu. a) Sismik tomografi kesiti (Yorumsuz), b) Sismik tomografi kesiti (Yorumlanmış).

5.13. 40° Kuzey Enlemi Boyunca Alınan G-G' Tomografi Kesiti

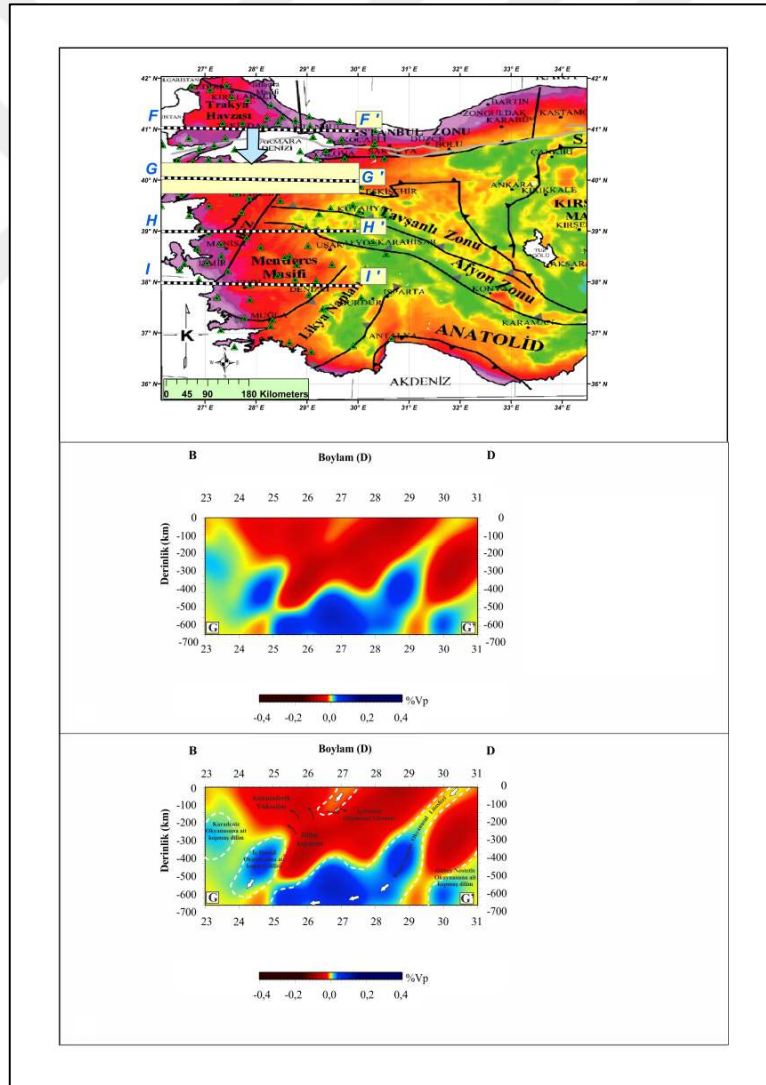
40° K Enlemi boyunca alınan G-G' tomografi kesitinde, Karadeniz Okyanusal litosferi, Afrika Okyanusal litosferi ve İzmir-Ankara-Erzincan okyanusuna ait okyanusal litosfer dilimlerinin yaklaşık 700 km derinliklere kadar olan konumlarını gösteren görüntüler elde edilmiştir (Şekil 5.14).

G-G' kesitinde, en batıda (23° Doğu boylamı), Karadeniz Okyanusal Litosferi'ni, 200-400 km ler arasında kopuk bir dilim olarak görülmektedir.

Kesitin ortalarında, İzmir-Ankara-Erzincan okyanusal litosferinin muhtemelen kuzeybatı yönünde daldığı ve yaklaşık 150 km derinlikte dalan dilimin koparak 300 km derinliklere taşındığı görülmektedir.

Kesitin doğu bölümünde (30°-31° Doğu boylamları arasında), Neotetis'in kuzey kolunun kuzeybatıya doğru daldığı ve dalan litosfer parçasının yaklaşık 400 km derinlerde yataya yakın bir pozisyon aldığı anlaşılmaktadır.

Kesitin sağ alt köşesinde görülen yüksek hız anomalisi, Afrika Okyanusal Litosferi'ne ait kopmuş bir dilim olarak yorumlanmıştır.



Şekil 5.14. 40° Kuzey enlemi boyunca elde edilen G-G' profilinin yorumu. a) Sismik tomografi kesiti (Yorumsuz), b) Sismik tomografi kesiti (Yorumlanmış).

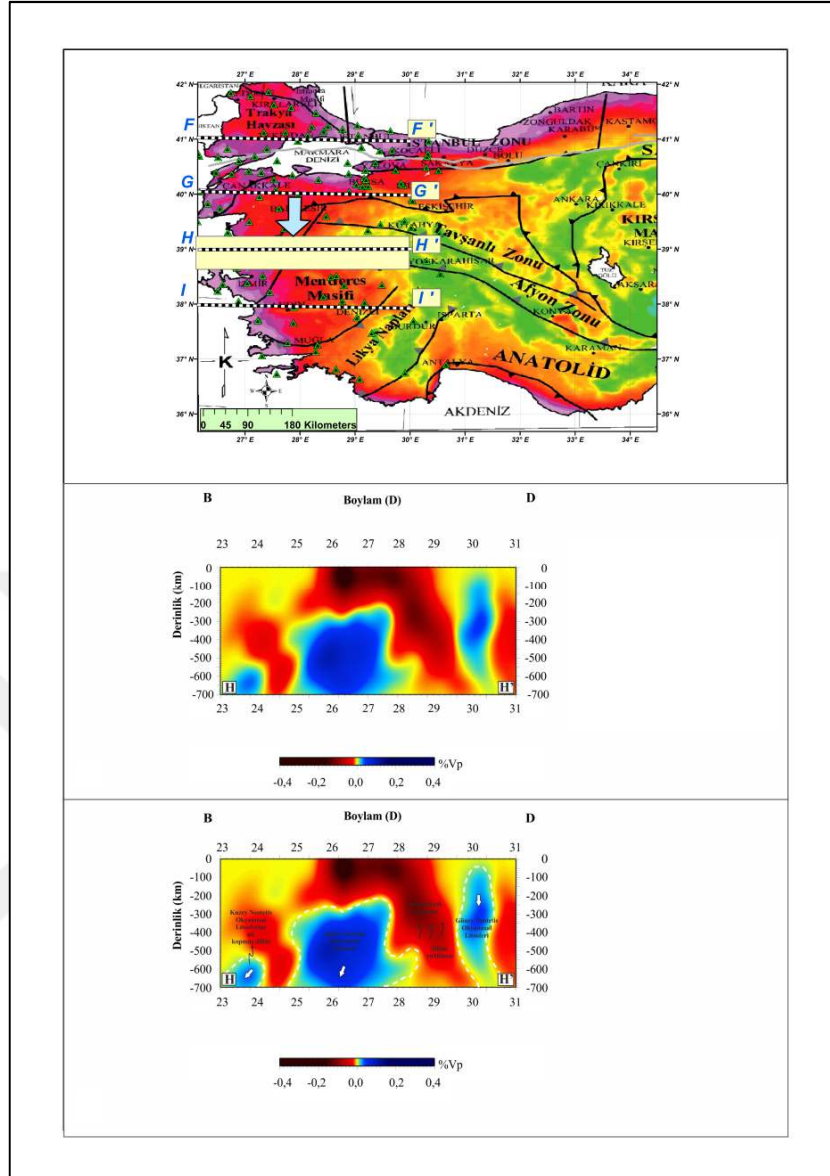
5.14. 39° Kuzey Enlemi Boyunca Alınan H-H' Tomografi Kesiti

39° K Enlemi boyunca Alınan H-H' tomografi kesitinde, Afrika Okyanusal litosfer ve İzmir Ankara Erzincan okyanusal litosferine ait çoğunlukla kopuk okyanusal litosfer dilimleri görüntülenmiştir (Şekil 5.15).

H-H' kesitinde, en batıda (23° Doğu boylamı), Neotetis'in İzmir Ankara Okyanusal litosfer dilimine 500-700 km ler arasında kopmuş olarak görüntülenmiştir.

Kesitin ortalarında (25°-28° Doğu boylamları arasında), 300 km den 700 km ye kadar olan derinliklerde görüntülenen yüksek hız anomali Afrika Okyanusal litosferine ait bir dilim olarak yorumlanmıştır.

Benzer olarak en doğudaki (30° Doğu boylamı), yüksek hız anomali de Afrika Okyanusal litosferine ait bir dilim olarak yorumlanmıştır. Aynı okyanusal litosfer diliminin farklı derinliklerde ve yanarda birbirlerinden kopuk olarak görüntülenmesi, Afrika Okyanusal Litosferinin yanal dilim yırtılması (horizontal slab tear) ile açıklanmıştır.



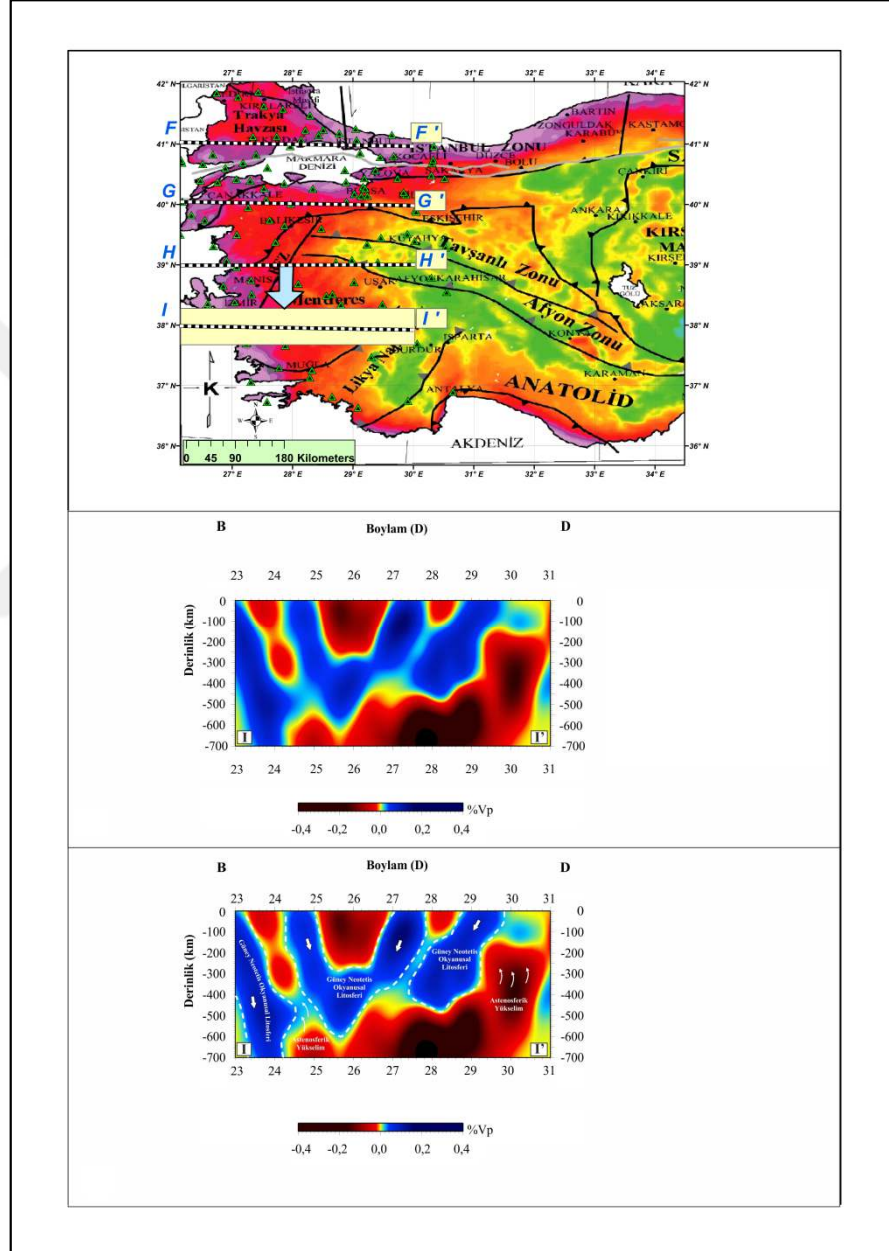
Şekil 5.15. 39° Kuzey enlemi boyunca elde edilen H-H' profilinin yorumu. a) Sismik tomografi kesiti (Yorumsuz), b) Sismik tomografi kesiti (Yorumlanmış).

5.15. 38° Kuzey Enlemi Boyunca Alınan I-I' Tomografi Kesiti

38° K Enlemi boyunca Alınan I-I' tomografi kesitinde, tamamen Afrika Okyanusal litosferine ait dilimler, yanal ve düşeyde kopmuş ya da yırtılmış olarak görüntülenmiştir (Şekil 5.16).

Örneğin en batıda (23° Doğu boylamı), Güney Ege Denizi'ndeki Kiklad Neotetis'in Kuzey Koluna ait dilim 500-700 km ler arasında kopmuş olarak görüntülenmiştir.

Kesitin ortalarında (25°-28° Doğu boylamları arasında), Afrika Okyanusal litosferinin yüksek açı ile KD'ya doğru daldığı görülmektedir. Bunun hemen doğusunda (23°-24° Doğu boylamları arasında), düşük hız anomalisinin görülmesi, dalan Afrika okyanusal litosferinin yanıl yırtılması ile açıklanabilmektedir. Bu alanda, Güney Ege Denizi'nde çok sayıda genç volkanın yer alması bu görüşü destekler niteliktedir. Bu kesit için benzer yorumlar, daha doğudaki alanlar içinde geçerlidir.



Şekil 5.16. 38° Kuzey enlemi boyunca elde edilen I-I' profilinin yorumu. a) Sismik tomografi kesiti (Yorumuz), b) Sismik tomografi kesiti (Yorumlanmış).

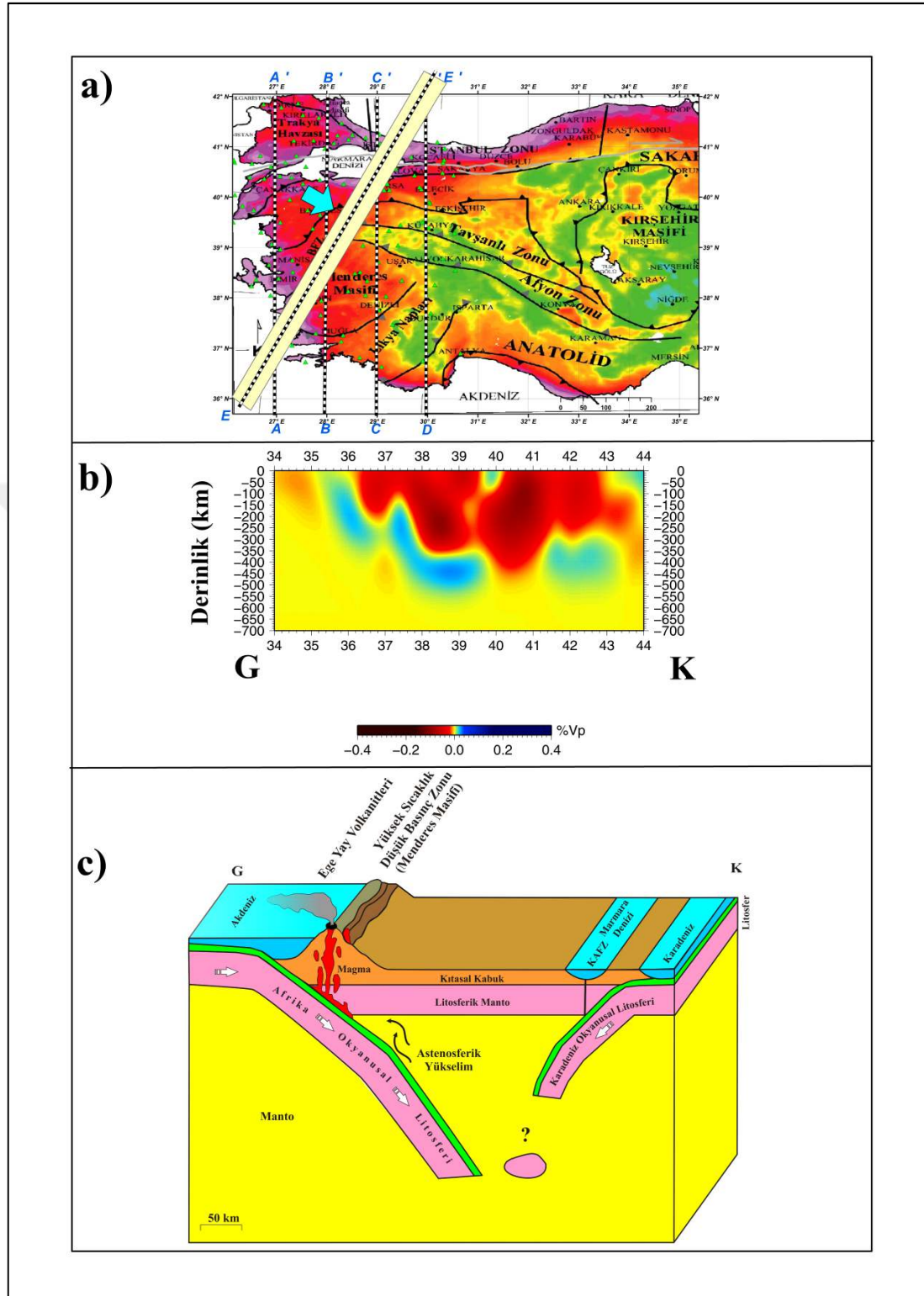
5.16. GB-KD Doğrultusunda Alınmış E-E' Çapraz Tomografi Kesiti

Girit Adasının kuzeydoğusundan Batı Karadeniz'e doğru uzanan GB-KD doğrultulu bir profil boyunca elde edilen E-E' tomografi kesitinde; Afrika Okyanusal litosfer diliminin dalım yönü ve üst manto içerisindeki geometrisi, İzmir-Ankara-Erzincan okyanusal litosferinin dalımı ve dilim kopması ve Karadeniz okyanusal litosferinin dalım yönü ve derinlerde uğradığı dilim kopması görüntülenebilmiştir (Şekil 5.17).

Kesitin en güneybatısında (36° - 40° K Enlemleri arasında), Afrika Okyanusal litosferinin yaklaşık 400 km derinlere kadar KD yönünde yüksek açı ile daldığı görülmektedir. Bu derinlikte astenosferik yükselim zorlanmasına da bağlı olarak, dalan dilim kısmen kopmuş, kopan dilim bu derinlikten itibaren bir miktar dara derine daldıktan sonra yaklaşık yatay bir pozisyonda KD'ya doğru taşınmıştır. Son olarak 41° Kuzey enlemi altında, Afrika Okyanusal litosferi yeniden kopmuş olarak görüntülenmiştir. Bu veri, Afrika Okyanusal litosfer diliminin, yaklaşık 500 km derinliklerde yatay olarak Marmara Denizi dolaylarına kadar ilerlediğini göstermektedir.

Kesitin orta bölümünde, ($39,5^{\circ}$ - $40,5^{\circ}$ K Enlemleri arasında), İzmir-Ankara-Erzincan okyanusal litosferinin yaklaşık 100 km derinlerde koptuğu görülmektedir.

E-E' kesitinin en doğu bölümünde (43° - 44° K Enlemleri arasında) görülen yüksek hız anomali ise Karadeniz Okyanusal Litosferi olarak yorumlanmıştır.

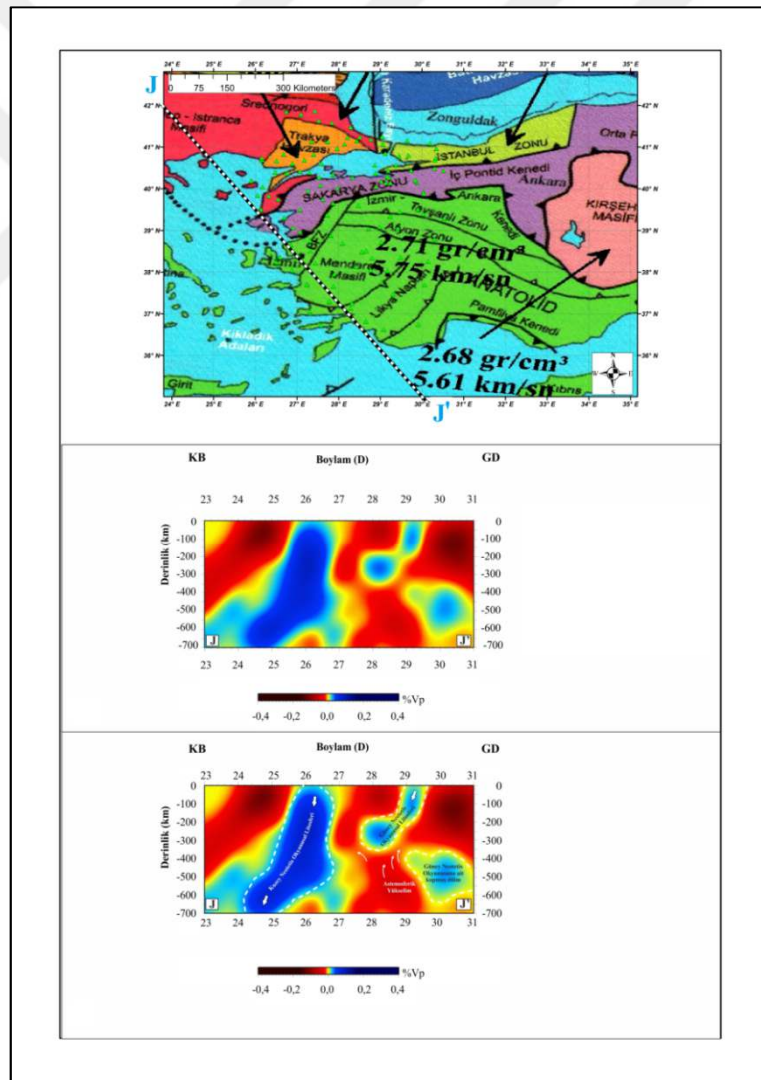


Şekil 5.17. Girit Adası kuzeydoğusundan Batı Karadeniz'e doğru uzanan GB-KD Doğrultulu E-E' profilinin yorumu. a) Sismik tomografi kesiti (Yorumsuz), b) Sismik tomografi kesiti Jodinamik model (Yorumlanmış).

5.17. KB-GD Doğrultusunda Alınmış J-J' Çapraz Tomografi Kesiti

Istranca-Rodop Masifi'nden Kıbrıs Adası batısına doğru uzanan KB-GD doğrultulu bir profil boyunca elde edilen J-J' tomografi kesitinde; Neotetis'in Afrika Okyanusal litosferi ve İzmir-Ankara-Erzincan okyanusal litosferinin derinlerde geometrisi hakkında bilgiler elde edilmiştir (Şekil 5.18).

Kesitin en kuzeybatısındaki (25°-27° D Boyamları arasında), yaklaşık 350 km derinlikte kopan parça ise Neotetis'in Güney Koluna ait okyanusal litosfer dilimi olarak değerlendirilmiştir.



Şekil 5.18. Istranca-Rodop Masifi'nden Kıbrıs Adası batısına doğru uzanan BG-KD doğrultulu J-J' profilinin yorumu. a) Sismik tomografi kesiti (Yorumlansuz), b) Sismik tomografi kesiti (Yorumlanmış).

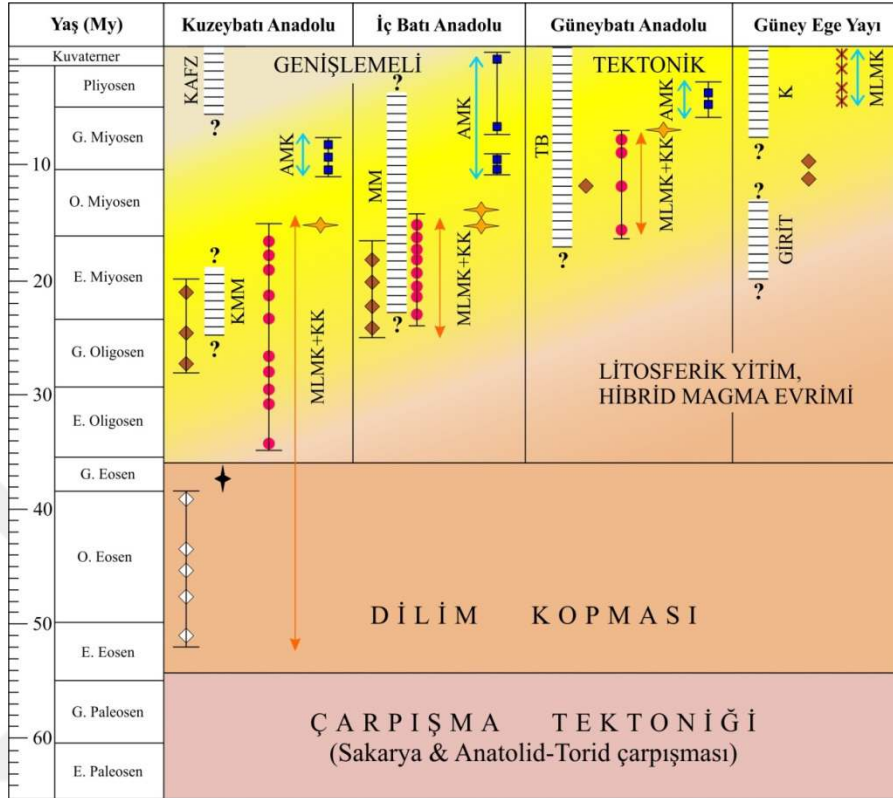
Sonuçlara bakıldığında profil boyunca kuzey yönlü dalan dilim yüksek hız zonlarına işaret ederken, dalan slab ile Ege Kıtasal Litosferi arasında kalan kama düşük hızlar göstermiştir (Gülen ve Kuleli, 1995). Bu sonuçlar Ege Bölgesi'nde daha önce yapılmış olan Spakman (1998), Ligdas (1990)'ın bulmuş olduğu sonuçlar ile uyumludur. Türkiye'nin litosferik yapısını araştırma amaçlı geçici ve sabit deprem istasyon ağı kullanılarak birçok çalışma yapılmıştır (Angus ve ark., 2006; Sodoudi ve ark., 2006, 2015; Gök ve ark., 2007; 2015; Vanacore ve ark., 2013; Vinnik ve ark., 2014). Bu çalışmaların çoğu sınırlı bir bölgede belli ölçekte yapılmış çalışmalar olup tüm Türkiye için litosferik kalınlığı inceleyen homojen bir çalışma olmamıştır. Tektonik kuvvetlere karşı manto yapısının deformasyonunu anlamada litosferik kalınlık tahminin sağlam olması çok önemlidir. (Fischer ve ark., 2010); Jones ve ark., 2010). Global ve bölgesel tomografi çalışmaları; Helenik dalma batma zonunun ortalama 40° eğimle alt mantoya daldığını görüntülemiştir (Wortel ve Spakman, 2000; Facenna ve ark., 2006; Biryol ve ark., 2011; Salaün ve ark., 2012). Ancak Fichtner ve ark., 2013a,b ise derin slab yapısı ile ilgili herhangi bir bilgi vermemiştir. Hansen ve ark., 2019'da Batı Helenik yayıyla ilgili olarak slabın alt mantoya doğru ilerlerken depremlerin 200 km'lerde son bulduğunu dalan levhanın dehidrasyona uğradığını, yırtılmanın güney uzantısının Doğu Mora'da volkanik aktivite ile eşleştiğini ileri sürmektedir. Yunanistan'ın kuzeyi ile Corint Kabuksal kalınlığının Kuzey Anadolu boyunca 35 ile 40 km arasında değişmiş olduğu önerilmiş ve Marmara Denizi'nde 25-30 km'ye indiğini deprem mekanizma çözümleri ve alıcı fonksiyonları analizleri yardımıyla belirlenmiştir (Saunders ve ark., 1998; Sato ve ark., 2004; Zor ve ark., 2006; Laigle et al., 2008; Özacar ve ark., 2008; Becel ve ark., 2009, 2010; Vanacore ve ark., 2013; Karabulut ve ark., 2013; Sodoudi ve ark., 2015). Doğu Anadolu yığılım kompleksi altında S dalgası alıcı fonksiyonu analizi yapılmış olup litosfer– astenosfer sınırı 60 ile 80 km derinlikte olduğu belirlenmiştir (Angus ve ark., 2006). Litosferik kalınlığın ise aşırı ince olduğu görülmüş bunun okyanusal slabdan kalan bir yırtılma kalıntı yapısı olduğu şeklinde yorumlanmıştır. Buna diğer bir kanıt ise Doğu Anadolu'da yapılan P ve S alıcı fonksiyonları analizi ile kısmen ergimiş astenosfer materyallerinin ince litosferik mantoda görülmüş olmasıdır (Zor ve ark., 2003; Özacar ve ark., 2008; Vanacore ve ark., 2013). Sığ litosfer – astenosfer sınırına bir diğer kanıt da güçlü Lg ve Sn atenüasyon değerleri

sismik tomografi çalışması yapmıştır. Çalışmada, kuzeye doğru dalan Afrika okyanusal litosferi yüksek hız alanı olarak, Ege kıtasal litosferi ve dalan litosfer dilimi arasında kalan bölge ise düşük hız alanı olarak görüntülenmiştir. Gülen ve Kuleli (1995), kesit güzergahının kuzeyinde, kuzey Marmara Denizi'nin altında 350-400 km derinlere kadar izlenebilen, güneye dalımlı bir yüksek hız alanı belirlemişler ve ilk defa bu çalışmalarında Karadeniz okyanusal litosferinin varlığına dikkat çekmişler. Gülen ve Kuleli (1995); Kuzey Ege ve Marmara bölgesindeki Oligo-Miyosen yaşlı kalk-alkalen magmatik aktivitenin gelişimi ve güneye doğru gençleşmesi ile ilgili jeodinamik modellerde de, elde ettikleri sonuçların alternatif bir model oluşturabileceğine vurgu yapmışlardır. Bu yüksek hızlı zonun kaynağının Karadeniz okyanusal litosferinin kuzey Marmara Denizi'ne doğru ilerlerken göstermiş olduğu pasif tükenimi olarak yorumlanabilir. Tomogram kesitleri; kuzeye dalan Ege okyanusal litosfer dilimini net bir şekilde göstermektedir ve bu slab ile Ege kıtasal litosferi arasında kalan düşük hıza sahip olan kama bölgesi aktif Ege yay volkanizmasının manto kaynak bölgesi olarak yorumlanmıştır. Marmara Bölgesi ve Kuzey Ege bölgesindeki Oligosen-Erken Miyosen yaşlı açılma gösteren kalk-alkalin magmatik aktivitenin açıklanmasına neden olmuş, buradaki tomografik sonucun yazarlar tarafından Karadeniz okyanusal kabuğunun bir kalıntısı olabileceği şeklinde yorumlanmıştır. Gülen (1990) jeokronoloji ve izotop jeolojisi çalışmaları sonucunda Girit Adası'ndan Marmara Denizi'ne kadar yüzeyleyen volkanik ve granitoidik kayalardan yapmış olduğu jeokronolojik yaş tayinlerine göre bölgedeki magmatik aktivitenin kuzeyden güneye doğru 20km/my hızla gençleştiğini ortaya koymuştur (Şekil 5.20). Genç kalk-alkalin volkanitlerin ve granitoidlerin KKD-SSB yönünde bir trend oluşturduğunu gözlemlemiş, alkalin volkanitlerinin de Ege 'deki açılma rejimi ile ilişkili olduğunu öne sürmüştür. Bu sonuçlar Marmara Denizi'nin kuzeyindeki yüksek hızlı anomalinin Karadeniz okyanusal litosferine ait kanıtlar olduğuna dair yorumları kuvvetlendirmiştir. Dewey ve Şengör'de 1982'de bu yönelimin Ege'deki açılmanın güneyden kuzeye doğru ilerlemesiyle oluştuğunu ileri sürmüştür. Bölgelerin 60 my'dan itibaren jeokronolojik evrişimleri incelendiğinde Dilek ve Altunkaynak, 2009'da Agostini 2010'da çalışmalarında bu tezi desteklemiştir (Şekil 5.20). Kuzeydeki magmatik aktivitenin daha yaşlı olması Karadeniz okyanusal

litosferinin kuzey Marmara Denizinin altında tükенiminin bir diğер kanıtı da olabileceğine bir işaret olarak yorumlanmıştır.

Hinsbergen ve ark., (2010) Batı Türkiye’de birden fazla slab parçası olduğunu öne sürmüştür. Agostini ve diğерleri 2010’da yapmış olduğu çalışmada tomografik kesitlerde kuzeye dalan Afrika litosferi açıkça görölmektedir. 1000km ve 500km’lerde yüksek hızlı alanlar netleşirken kabuğa doğru yaklaşırken sıcaklığın etkisiyle slabın erime sürecine girdiğini ve bu nedenle P hızı pertürbasyonlarının da düşük hızlarla temsil edildiği net bir şekilde görölmektedir. Aynı zamanda şeklin kuzeydoğu tarafında yüksek hızlı bir alan daha görölmektedir. Bu çalışmada yapılan gerek tomografi kesitleri ve sismisite dağılımı ve gerekse magmatik kayaların yaş tayinleri bu yüksek hızlı alanın Karadeniz okyanusal litosferinin varlığından kaynaklandığı tezini desteklemektedir (Şekil 5.20). Ege Bölgesinin kuzey, orta ve güney bölgeleri kuzeyden güneye doğru bir zaman kayması ile aynı magmatik evrişim karakterize edilmektedir. Agostini ve ark., 2010’da bulmuş olduğu sonuçlar; Ege bölgesinde farklı bölgelerinde magmatizmanın zamana göre dağılımı ve petrojenetik alkali bazaltların, kalk alkalınların, orojenik volkanik ve plütöniklerin yaşlarının güneyden kuzeye doğru gidildikçe belirgin bir artış olduğunu göstermektedir. Güneyde Kalk alkalınların yaşı 7 ile 18 My arasında değişirken bu oran kuzeyde (Kuzey Marmara) 28 ile 34 My olarak tespit edilmiştir. Bu çalışma Gülen (1990)’da Ege volkanitleri ve granitoidlerinin yaş tayinleri ve birbirleriyle korelasyonu çalışmasını desteklerken (Şekil 5.20.), Karadeniz okyanusal litosferinin kuzey Marmara Denizi’nin altında tükенiminin bir diğер kanıtı da olarak da gösterilebilir. Salaün ve ark., 2012 ve Biryol ve ark., 2011’de bu bölgelerde tomografi çalışmaları yapmış ancak daha çok Ege ve Kıbrıs hendekleri boyunca, Anadolu’nun altına doğru Afrika Levhası’nın dalan bölümünü yüksek sismik hız anomalilerine dikkat çekmiştir. Ege ve Kıbrıs yaylarının Batı Anadolu’nun altında yaklaşık 300 km genişliğinde bir boşluk ile birbirlerinden ayrılmakta olduğunu açıklamışlardır. Bu çalışmada da E-E’ kesiti (Şekil 5.17.) incelendiğinde Helenik ve Kıbrıs yaylarının birbirinden ayrıldığı kısımlar düşük hızlı zon ile gösterilmiştir. Bu boşluk yükselen astenosfer malzemesi ile düşük hızlı bir slab penceresi oluşturmuştur. Bu zon Kıbrıs levhası Anadolu ile Afrika arasında yakınsamanın

sonucunda ciddi derecede deforme olmuş ve bunların arasındaki kalan bir pencere olarak nitelendirilmiştir.



- | | |
|--|---|
| × Kalk-alkalin yüzey kayaları (Ü. Miyosen - Kuvaterner) | KAFZ: Kuzey Anadolu fay zonu |
| ■ Alkali lavlar (Ü. Miyosen- Kuvaterner) | MM: Menderes metamorfik masifi |
| ◆ Düşük alkali lavlar (O. Miyosen) | KMM: Kazdağ metamorfik masifi |
| ● Yüksek-K, şoşonitik kalk-alkalin lavlar (Oligosen-Miyosen) | K: Kikladlar |
| ◆ Kalk-alkalin lavlar (Eosen) | TB: Torid bloğu |
| ◆ Granitik sokulumlar (Ü. Oligosen - Miyosen) | AMK: Astenosferik magma kaynağı |
| ◇ Granitik sokulumlar (Eosen) | MLMK: Metasomatize olmuş litosferik manto kaynağı |
| | KK: Kabuksal kirlenme |

Şekil 5.20. 60 my'dan itibaren bölgelerin jeokronolojik evrişimleri (Dilek ve Altunkaynak, 2009'dan derlenmiştir).

Kaviani ve ark., 2018'de Ege Denizi'nin altında 410 km'de yukarı doğru yönlenmiş, 660km'de ise normalden biraz daha aşağıya doğru eğimli manto süreksizlikleri tespit etmiştir. Ege ve Kıbrıs slabları süreksizlik sınırlarına nüfus etmektedir. Bu sonuçlar bu iki levhanın bağımsız olarak manto içlerine doğru yitilmesi anlamına gelmektedir. Güneybatı Türkiye'de 660 km süreksizliği yukarı doğru belirgin bir şekilde sapma gösterirken 410 km süreksizliği bir incelleme göstermiştir. İncelmenin olduğu alanlar tomografi çalışmalarında da şekilde görüldüğü gibi düşük hızlı zonlar

olarak tanımlanmıştır. Bu sonuçlar Kıbrıs ve Helenik Yayları arasındaki düşük hızlı slab penceresinin yüzeyden süreksizlik geçiş sınırlarına kadar uzandığını göstermektedir. Bu iki yay arasındaki düşük hızlı slab penceresinin yaklaşık 15 my içerisinde var olduğu öne sürülmektedir. Portner ve diğerlerinin de 2018’de yapmış olduğu P dalgası tomografi sonuçları ise bu çalışmanın sonuçlarıyla tam uyum göstermektedir. Yine Portner ve ark., 2018; İstanbul Zonu olarak ifade edilen kuzey Marmara’nın Karadeniz’e olan sınırında yaklaşık 200 ile 300 km derinliklerde kalık litosfer parçalarından sebeple yüksek hızlı Vp pertürbasyonları gösterdiğini ifade etmiştir. Daha yüzeye yakın alanlarda yapılan çalışmalar araştırıldığında (Koulakov ve ark., 2010; Papaleo ve ark., 2017; Papaleo ve ark., 2018; Kahraman ve ark., 2015) Kuzey Anadolu Fay Zonu’nun altındaki heterojen kabuk ve manto yapısının analizi ile üst kabukta litolojik ve yapısal değişimlerin varlığını ortaya koymuştur. Sonuçlara bakıldığında Kuzey Marmara’da (Sakarya_Armutlu_İstanbul zonu) yüksek hızlı olarak görüntülenen alanlarda sismojenik zonun derinliğinin, Moho derinliğinin ve yüzeydeki topografik derinliğinin arttığı öne sürülmüştür. Kabuğun hemen altında tespit edilen yüksek hızlı zonun sebebinin mafik alt kabuk, ofiyolitik yığışım yada magmatik sokulundan ileri geldiği şeklinde yorumlanmıştır. Yine bu bilgiler bize buradaki malzemenin Karadeniz Okyanusal Litosferi’nin buradaki pasif tüketiminden kaynaklı sonuçlar olduğu hakkında kanıt göstermektedir. Sonuç olarak; telesismik tomografi kesitlerinde, güneyde Anadolu altına doğru dalan Afrika okyanusal litosferi yaklaşık 700 km derinlere kadar (alt manto) görüntülenmiştir. Bu çalışmada, ilk defa Karadeniz Okyanusal Litosferi Marmara Denizi’nin altında, güneye doğru yüksek açı ile dalmış ve manto içerisinde kopmuş litosfer parçaları olarak görüntülenmiştir. Ege-Kıbrıs yay sisteminin üzerinde Batı Anadolu ve Ege bölgesinde gelişen ada yayı volkanizmasının kaynak bölgesi düşük sismik hız bölgesi olarak görüntülenmiştir. Kuzey Ege ve Marmara’daki yaklaşık 30 my yaşlı magmatik kayalar, Gülen ve Kuleli (1995) tarafından ileri sürüldüğü üzere, Karadeniz Okyanusal litosferinin güneye doğru dalması sonucu oluşmuş olabilir. Bu çalışmada özellikle düşey kesitlerde, İzmir-Ankara-Erzincan yitim zonuna ait Okyanusal litosferin izleri belirgin olarak görülmemiştir.

KAYNAKLAR

- Abgarmi, B., Delph, J.R., Ozacar, A.A., Beck, S.L., Zandt, G., Sandvol, E., Turkelli, N., and Biryol, C.B., 2017, Structure of the crust and African slab beneath the Central Anatolian Plateau from receiver functions: New insights on isostatic compensation and slab dynamics: *Geosphere*, v. 13, p. 1774–1787, [https:// doi .org /10 .1130 /GES01509 .1](https://doi.org/10.1130/GES01509.1)
- Achauer, U., 1994. New ideas on the Kenya rift based on the inversion of the combined dataset of the 1985 and 1989/90 seismic tomography experiments. *Tectonophysics* 236, 305 – 329.
- Adamia, Sh.A., Chkhotua, T., Kekelia, M., Lordkipanidze, M.B., Zakariadze, G. S., 1981. Tectonics of the Caucasus and adjoining regions: Implications for the evolution of the Tethys ocean , *Jour. Struct. Geol.* 3, 437-447.
- Agostini, S., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., Tonarini, S., 2010. On the geodynamics of the Aegean rift, *Tectonophysics* 488 7–21
- Agostini, S., Tokçaeer, M., Savaşçın, M.Y. 2010. Volcanic rocks from Foça-Karaburun and Ayvalık-Lesvos Grabens (Western Anatolia) and their petrogenic- geodynamic significance. *Turkish Journal of Earth Sciences* 19, 157-184.
- Akçığ, Z., 1988, Batı Anadolu'nun yapısal sorunlarının gravite verileri ile irdelenmesi. *TJK Bült.* C.31, 63- 70.
- Akdeniz, A., 2003. Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin depremselliği, Kabuk ve Üst Manto Yapısı ve Deprem Riskinin İncelenmesi. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 109 s. (Yayınlanmamış).
- Akın, U., 2016 Gravite Verilerinden Türkiye'nin Sismik Hız Dağılımı Ve Kabuk Yapısının Ortaya Çıkartılması, *MTA Dergisi* 153:185-202. <http://dergi.mta.gov.tr>
- Aki, K., 1973. Scattering of P waves under the Montana Lasa, *J. Geophys. Res.*, 78, 1334-1346.
- Aki, K., Husebye, E.S., Christoffersson, A., and Powell, 1974. C. Three-dimensional seismic velocity anomalies in the crust and upper mantle under the USGS California seismic array. *EOS Trans. Am. Geophys. Un.*, 56:1145.
- Aki, K., Lee, W.H.K., 1976. Determination of the three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes 1. A homogeneous intial model. *J. Geophys. Res.* 81, 4381–4399.

- Aki, K., Christofferson A, and Husebye ES 1977 Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research* 82: 277–296.
- Aki, K., and Richards P 1980 *Quantitative Seismology, Theory and Methods*, 932 pp. San Francisco, CA: W H Freeman.
- Aki, K., 1993. Overview, in *Seismic Tomography: Theory and Practice*, pp.1-8, Eds. Iyer H.M. & Hirahara K., Chapman & Hall, London.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G. 2000. Petrogenetic evolution of Late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67- 95.
- Aldanmaz, E., Köprübaşı, N., Gürer, Ö . F., Kaymakçı, N. & Gourgaud, A. 2006. Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: Implications for mantle sources and melting processes. *Lithos*, 86, 50–76
- Alıcı, P., Temel, A.&Gourgaud, A. 2002. Pb-Nd-Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension-related alkaline volcanism: a case study of Kula region (western Anatolia, Turkey). *Journal of Volcanology & Geothermal Research*, 115, 487–510.
- Alkan, B., Beyhan, G., Teoman, U. M., 2007. “Sakarya Baseninin üç-boyutsu sismik tomografisi”, *International Earthquake Symposium Kocaeli 2007*, Tam Metin Cd’si, p:171.
- Al-Lazki, A. I., Seber, D., Sandvol, E., Turkelli, N., Mohamad, R., and Barazangi, 2014. M.: Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian Plateau (eastern Turkey) and the surrounding regions, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 8043, doi:10.1029/2003GL017391.
- Allen, T. D. And Morelli, C., 1971, A geophysical Study of the Mediterranean Sea. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 13, pp. 99-183
- Altunkaynak, Ş., Dilek, Y., 2006. Timing and nature of postcollisional volcanism in Western Anatolia and geodynamic implications. In: Dilek Y, Pavlides S, editors. *Post-Collisional Tectonics and Magmatism of the Eastern Mediterranean Region*. Boulder, CO, USA: Geological Society of America Special Papers, pp. 321-351
- Altunkaynak, S., & Dilek, Y., 2006. Timing and nature of postcollisional volcanism in western Anatolia and geodynamic implications. In: Dilek, Y. & Pavlides, S. (eds) *Postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia*. Geological Society of America Special Paper, 409, 321–351.
- Ambraseys, N. N., and Finkel, C.F., 1987. The Saros-Marmara earthquake of 9 August 1912. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 15, 189-211
- Ambraseys, N. N., Finkel, C.F. 1991. Long term seismicity of İstanbul and of the Marmara region. *Terra Nova* 3, 527-539.

- Ambraseys, N. N., 2002. The seismic activity of the Marmara Sea region over the last 2000 years. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92 (1), 1-18
- Anatolia—a young collision zone. In: Coward, M.P., Riea, A.C. (Eds.), 1986. *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ., 1986; vol. 19, pp. 3 – 36.
- Anderson DL and Dziewonski AM Seismic tomography. *Scientific American* 251: 60–68.
- Angus, D., Wilson, D., Sandvol, E., and Ni, J. 2006. Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in eastern Turkey from S-wave receiver functions, *Geophys. J. Int.*, 166, 1335–1346, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03070.x.
- Arslan, S., Akın, U., ve Alaca, A., 2010. Investigation of crustal structure of Turkey by means of gravity data. *Mineral Resource and Exp. Bull.* Vol. 140, pp. 55-71.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G. And Barka, A., 2002. Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault? *Terra Nova*, 14, 80-86.
- Aslan, Ö., 2008. Armutlu – Gemlik civarının üç boyutlu sismik hız yapısı. Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 70 s. (Yayınlanmamış).
- Ayhan, E., Alsan, E., Sancaklı, N. and Üçer, S.B., 1984. Türkiye dolayları deprem kataloğu 1881-1981. Boğaziçi University Kandilli Observatory, İstanbul, Turkey, 126 pp.
- Ayhan, M.E., ve Kılıçoğlu, A. 1995. Global Konumlama Sistemi (GPS) Baz vektörlerinin Benzerlik ve Afın Dönüşümü ile Üç Boyutta Sıklaştırılması, Türk Haritacılığının Yüzüncü Yılı TUJJB ve TUFUAB Kongreleri Bildiri Kitabı, s.307-320, Ankara.
- Barış, Ş., Ito, A., Üçer, S. B., Honkura, Y., Kafadar, N., Pektaş, R., Komut, T., Işıkar, A. M., 2002. “Microearthquake activity before the İzmit Earthquake in the Eastern Marmara Region, Turkey (1 January 1993-17 August 1999)”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 1, pp. 394-405.
- Barış, Ş., Hakejima, J., Hasegawa, A., Honkura, Y., Ito, A., Üçer, B., 2005. “Three dimensional structure of the Vp, Vs and Vp/Vs in the upper crust of the Marmara region, NW Turkey”, *Earth Planets Space*, 57, 1019-1038.
- Barış, Ş., Nakajima, J, Hasegawa, A, Honkura, Y., Ito, A and Üçer, S.B. , 2005. 3-D Upper Crust Structure Of The Marmara Region, *Earth Planets Space*, 57, 1019–1038.
- Barka, A., Reilinger, R., 1997. Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali di Geofisica* , 40, 587-610.
- Bayrak, M., İlkışık, O.M., Kaya, C., Başokur, A. T., 2000. Magnetotelluric data in western Turkey' Dimensionality analysis using Mohr circles. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, No: B10, pp. 23, 391 – 23, 401.

- Bécel, A., Laigle, M., de Voogd, B., Hirn, A., Taymaz, T., Galvé, A., Shimamura, H., Murai, Y., Lépine, J.-C., Sapin, M., and Özalaybey, S. 2009. Moho, crustal architecture and deep deformation under the North Marmara Trough, from the Seismarmara Leg-1 offshore–onshore reflection–refraction survey, *Tectonophysics*, 467, 1–21, doi:10.1016/j.tecto.2008.10.022.
- Bécel, A., Laigle, M., de Voogd, B., Hirn, A., Taymaz, T., YolsalÇevikbilen, S., and Shimamura, H. 2010. North Marmara Trough architecture of basin infill, basement and faults, from PSDM reflection and OBS refraction seismics, *Tectonophysics*, 490, 1–14, doi:10.1016/j.tecto.2010.04.004.
- Bekler, T., Gürbüz, C., Kalafat, D., ve Tokgöz, N., 2005. Anadolu’da kontrollü sismik kaynak kullanarak kabuk araştırmaları. Kocaeli Üniversitesi Deprem Sempozyumu. Genişletilmiş Bildiri Özleri Kitabı.
- Bekler, T., ve Gürbüz, C., 2008, Insight into the crustal structure of the eastern Marmara region, NW Turkey. *Pure Appl. Geophysics*, Vol. 165, pp. 295-309.
- Benz, H. M., & Smith, R. B., 1984. Simultaneous inversion for lateral velocity variations and hypocenters in the Yellowstone region using earthquake and refraction data, *J. Geophys. Res.*, 89, 1208–1220.
- Benz, H. M., Zandt, G., & Oppenheimer, D. H., 1992. Lithospheric structure of northern California from teleseismic images of the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, 97, 4791–4807.
- Benz, H. M., Chouet BA, Dawson PB, Lahr JC, Page RA, and Hole JA 1996 Three-dimensional P and S wave velocity structure of Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Geophysical Research* 101: 8111–8128.
- Bijwaard, H., Spakman, W., and Engdahl, E.R., 1998, Closing the gap between regional and global travel time tomography: *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 30,055–30,078, <https://doi.org/10.1029/98JB02467>.
- Biryol, B.C., Beck, L.S., Zandt, G., and Özacar, A.A., 2011. Segemented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic Pwave tomography, *Geophys. J. Int.* 184, 1037-1057.
- Borsi, S., Ferrera, G., Innoceti, F., Mazzuoli, R., 1972. Geochronology and petrology of recent volcanics in the Eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesvos Island), *Bulletin of Volcanology* 36(3):473-496 DOI: 10.1007/BF02597122.
- Boschi. E., Ekström G, and Morelli A (eds.) 1996 *Seismic Modeling of Earth Structure*, 572 pp. Rome, Italy: Istituto Nazionale di Geofisica.
- Bozkurt, E., 2000. Timing of Extension on the Büyük Menderes Graben, Western Turkey and its tectonic implications. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. and Piper, J.D.A. (eds) *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, Geological Society, London, Special Publications, 173, 385- 403. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2013. Vol. 103., No. 2A, pp. 911-924, April.

- Bungum, H., & Husebye, E.S., 1971. Errors in time delay measurements, *Pure appl. Geophys.*, 91, 56–70.
- Burdick, S., Li, C., Martynov, V., Cox, T., Eakins, J., Astiz, L., Vernon, F.L., Pavlis, G.L., Van der Hilst, R.D., 2008. Upper mantle heterogeneity beneath North America from travel time tomography with global and USArray transportable array data. *Seismol. Res. Lett.* 79, 384–392.
- Butler, R., Lay T, Creager K, et al. 2004 The Global Seismographic Network surpasses its design goal. *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 85: 225–229.
- Butterworth, N.P., Talsma, A.S., Müller, R.D., Seton, M., Bunge, H.-P., Schuberth, B.S.A., Shephard, G.E., and Heine, C., 2014, Geological, tomographic, kinematic and geodynamic constraints on the dynamics of sinking slabs: *Journal of Geodynamics*, v.73, p.1–13, <https://doi.org/10.1016/j.jog.2013.10.006>
- Candansayar, E., vd. 2011. Kuzey Batı Anadolu'nun Kabuk Yapısının Jeofizik Yöntemlerle Araştırılması. Tubitak Proje No: 105G145.
- Canitez N., 1962. Gravite Anomalileri ile sismolojiye göre Kuzey Anadolu'da arz kabuğunun yapısı, Doktora Tezi, D.T.Ü.M.F.
- Canitez N., 1969. Türkiye ve civarındaki depremlere ait fundamental moddan yüzey dalgaları üzerine incelemeler, Tubitak Proje no.- MAG.150.
- Canitez, N., 1969. “Türkiye ve civarındaki depremlere ait fondamantal modan yüzey dalgaları üzerine incelemeler”, Tubitak Mühendislik araştırma grubu, proje no: MAG-150.
- Canitez, N., 1997 “Genelleştirilmiş ters kuram. Jeofizikte Modelleme”, Literatür Yayıncılık, İstanbul. pp. 16-56.
- Cengiz, Ö., Tank, S.B., Çiftçi, E.T., Kaya, T., Ogawa, Y., 2013. Imaging Fluid-Rich Zones by Magnetotelluric Method at South Marmara Region, Turkey. *EGU Abstracts*, 2013-448.
- Chevrot, S., 2002, Optimal measurements of relative and absolute delay times by simulated annealing, *Geophys. J. Int.*, 151, 164– 171
- Cisternas, A. et al., 1989. The Spitak (Armenia) earthquake of 7 December 1988: field observations, seismology and tectonics, *Nature*, 339, 645-679.
- Clayton, R. W., and Hearn TM 1982 A tomographic analysis of lateral velocity variations in Southern California. *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 63: 1036.
- Clayton, R. W., and Comer, R. P., 1983. “A tomographic analysis of mantle heterogeneities from body wave travel time (abstract)”, *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, 64, 776,
- Crampin, S., and Üçer, B., 1975. The seismicity of Marmara Sea Region of Turkey. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 40, 269-288.

- Çeken, U., 2007. Marmara Bölgesinin Kuvvetli Yer Hareketi Azalım İlişkisi Modeli; Yüksek Lisans Tezi, Sakarya Üniversitesi.
- Dahlen, F. A., Hung SH, and Nolet G 2000 Frechet kernels for finite-frequency travel times-I. Theory. *Geophysical Journal International* 141: 157–174.
- Danciu, L., Şesetyan, K., Demircioglu, M., Gülen, L., Zare, M., Basili, R., Elias, A., Adamia, S., Tsereteli, N., Yalçın, H., Utkucu, M., Khan, A., Sayab, M., Hessami, K., Rovida, A., Stucchi, M., Karakhanian, A., Babayan, H., Avanesyan, M., Mamadli, T., Al-Qaryouti, M., Sadaradze, N., Kalafat, D., Erdik, M., Giardini, D., 2016. The 2014 Earthquake Model of the Middle East: Seismogenic Sources, 2017. *Bulletin of Earthquake Engineering*, DOI 10.1007/s10518-017-0096-8.
- Delph, J. R., Biryol, C.B., Beck, S.L., Zandt, G., and Ward, K.M., 2015a, Shear wave velocity structure of the Anatolian plate: Anomalous slow crust in southwestern Turkey: *Geophysical Journal International*, v. 202, p. 261–276, <https://doi.org/10.1093/gji/ggv141>.
- Delph, J. R., Zandt, G., and 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*, v. 665, p. 92–100, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.09.031>.
- Delph, J. R., Abgarmi, B., Ward, K.M., Beck, S.L., Özacar, A.A., Zandt, G., Sandvol, E., Türkelli, N., and Kalafat, D., 2017, The effects of subduction termination on the continental lithosphere: Linking volcanism, deformation, surface uplift, and slab tearing in central Anatolia: *Geosphere*, v. 13, p. 1788–1805, <https://doi.org/10.1130/GES01478.1>.
- Dewey, J. F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F., Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone. In: Coward, M.P., Riea, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.; vol. 19, pp. 3 – 36.
- Dewey, J. F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W., Knott, S.D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. In: Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. (Eds.), *Alpine Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication, pp. 265 – 283.
- Dewey, J.W., 1976. Seismicity of northern Anatolia. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66, 843-868.
- Dilek, Y., and Altunkaynak, Ş., 2009, Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: Mantle response to collision, slab break-off, and lithospheric tearing in an orogenic belt, in van Hinsbergen, D.J.J., Edwards, M.A., and Govers, R., eds., *Collision and Collapse at the Africa-Arabia-Eurasia Subduction Zone*: Geological Society, London, Special Publication 311, p. 213–233, <https://doi.org/10.1144/SP311.8>.

- Dilek, Y., Altunkaynak, S., Oner, Z., 2009. Syn-extensional granitoids in the Menderes core complex and the late Cenozoic extensional tectonics of the Aegean province. In: Ring, U., Wernicke, B. (Eds.), *Extending a continent: architecture. Rheology and Heat Budget*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 197–223.
- Dilek, Y., Sandvol E (2009). Seismic structure, crustal architecture and tectonic evolution of the Anatolian-African Plate Boundary and the Cenozoic Orogenic Belts in the Eastern Mediterranean Region. In: Murphy JB, Keppie JD, Hynes AJ, editors. *Ancient Orogens and Modern Analogues*. Special Publication Vol. 327. London, UK: The Geological Society, pp. 127–160.
- Dinç, A. N., 2003. “Afyon-Sultandağı bölgesi hız yapısının yerel deprem tomografisi yöntemi ile belirlenmesi”, Yüksel Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Dönmez, M., Akçay, A.E., Genç, Ş.C., Acar, Ş., 2005. Biga Yarımadası’nda Orta-Üst Eosen volkanizması ve denizel ignimbiritler. *MTA Dergisi*, v. 131, p. 49-61.
- Duman, T.Y., Emre, Ö., Okumura, K., Awata, Y., 2007. Kuzey Anadolu Fayı üzerinde 1999 İzmit depremiyle eşzamanlı oluşan bir çek-ayır havzası: Aktif Tektonik Araştırma Grubu 11. Çalıştayı, sf.58.
- Dziewonski, A. M, Hager BH, and O’Connell RJ 1977 Largescale heterogeneities in the lower mantle. *Journal of Geophysical Research* 82: 239–255.
- Dziewonski, A. M., Hager, B. H., & O’Connell, R. J., 1977. Large-scale heterogeneities in the lower mantle, *J. Geophys. Res.*, 82, 239–255.
- Dziewonski, A. M., and Anderson DL 1981. Preliminary Reference Earth Model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 25: 297–356.
- Dziewonski, A. M., and Anderson, D.L., 1984. Seismic tomography of Earth’s interior, *Am. Sci.*, 721, 483-394.
- Eaton, S., and Robertson, A.H.F., 1993. The Miocene Pakhna Formation, Cyprus, and its relationship to the Neogene tectonic evolution of the Eastern Mediterranean. *Sediment. Geol.* 86:273–296
- Eberhart-Phillips, D., 1986. Three-dimensional velocity structure in northern California Coast Ranges for inversion of local earthquakes arrival times, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76, 1025-1052.
- Eberhart-Phillips, D., 1986. Three-dimensional velocity structure in northern California coast ranges from inversion of local earthquake arrival times, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 1025–1052.
- Eberhart-Phillips, D., 1990. Three-dimensional *P* and *S* velocity structure in the Coalinga Region, California, *J. Geophys. Res.*, 95, 15,343–15,363.
- Eberhart-Phillips, D. & Michael, A. J., 1993. Three-dimensional velocity structure, seismicity, and fault structure in the Parkfield Region, central California, *J. Geophys. Res.*, 98, 15,737–15,758.

- Eberhart-Phillips, D. & Reyners, M., 1997. Continental subduction and three-dimensional crustal structure: the northern South Island, New Zealand, *J. geophys. Res.*, 102, 11 848–11 861.
- Eberhart-Phillips, D., and Bannister, S., 2002. “Three-dimensional crustal structure in the Southern Alps region of New Zealand from inversion of local earthquake and active source data”, *J. Geophys. Res.*, 107(B10), 2262, doi: 10.1029/2001JB000567.
- Eken, T., Bohnhoff, M., Bulut, F., Can, B., and Aktar, M., 2013. Crustal Anisotropy in the Eastern Sea of Marmara Region in Northwestern Turkey.
- Ekström, G., Tromp J, and Larson EW 1997 Measurements and models of global surface wave propagation. *Journal of Geophysical Research* 102: 8137–8157.
- Ellsworth, W. L., 1977. Three-dimensional structure of the crust and mantle beneath the island of Hawaii, Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 327 pp.
- Ellsworth, W. L., and Koyanagi, R. Y., 1977. “Three-dimensional crust and mantle structure of Kilauea Volcano, Hawaii”, *J. Geophys. Res.*, 82, 5379-5394.
- Ellsworth, W. L., 1977. “Three- dimensional crust and mantle beneath the island of Hawaii”, Ph. D. Thesis, Mass. Inst. Of Technol., Cambridge.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş., Şaroğlu, F. 2013. Açıklamalı Türkiye Diri Fay Haritası. Ölçek 1:1.250.000, VI+89s.+bir pafta, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayın Serisi-30, Ankara-Türkiye.,
- Emre, Ö., , Tefvik, E., , Tchepalyga, A., Kazancı, N., Keçer, M., ve Ünay, E., 1998. Doğu Marmara Bölgesinin Neojen - Kuvaternerdeki Evrimi, *MTA Dergisi* 120, 233-258, 1998.
- Ercan, T., Satır, M., Serin, D. ve Türkecan, A. 1996. Batı Anadolu'daki Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayalarda yeni yapılan radyometrik yaş Ölçümlerinin yorumu. *MTA Dergisi*, 119,103-112.
- Evans, J., Achauer, U., 1993. Teleseismic velocity tomography using the ACH method: Theory and application to continental-scale studies, in 319 360.
- Ezen, Ü., 1993. Kuzey ve Doğu Anadolu’da Love dalgalarının dispersiyonu ve yer kabuğu yapısı. *Deprem Araştırma Bülteni*, 43, s. 42-62.
- Faccenna, C., Jolivet, L., Piromallo, C., and Morelli, A. 2003. Subduction and the depth of convection in the Mediterranean mantle, *J. Geophys. Res.*, 108, 2099, doi:10.1029/2001JB001690.
- Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C., and Regard, V. 2006. Slab detachment beneath eastern Anatolia: a possible cause for the formation of the North Anatolian Fault, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 242, 85–97, doi:10.1016/j.epsl.2005.11.046.

- Faccenna, C., Becker, T. W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J. P., Capitanio, F. A., Funicello, F., Horvath, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L., Rossetti, F., and Serpelloni, E. 2014. Mantle dynamics in the Mediterranean, *Rev. Geophys.*, 52, 283–332, doi:10.1002/2013RG000444.
- Fichtner, A., Saygin, E., Taymaz, T., Cupillard, P., Capdeville, Y., and Trampert, J. 2013a. The deep structure of the North Anatolian Fault Zone, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 373, 109–117.
- Fichtner, A., Trampert, J., Cupillard, P., Saygin, E., Taymaz, T., Capdeville, Y., and Villasenor, A. 2013b. Multiscale full waveform inversion, *Geophys. J. Int.*, 194, 534–556, doi:10.1093/gji/ggt118.
- Fischer, K. M., Ford, H. A., Abt, D. L., and Rychert, C. A. 2010. The lithosphere asthenosphere boundary, *Annu. Rev. Earth Pl. Sc.*, 38, 551–575 doi:10.1146/annurev-earth-040809-152438.
- Flerit, F., Armijo, R., King, G.C.P., Meyer, B. And Barka, A., 2003. Slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart determined from GPS velocity vectors. *Geophysical Journal International*, 154, 1-7.
- Frassetto, A.M., Zandt, G., Gilbert, H., Owens, T.J., and Jones, C.H., 2011, Structure of the Sierra Nevada from receiver functions and implications for lithospheric foundering: *Geosphere*, v. 7, p. 898–921, <https://doi.org/10.1130/GES00570>.
- Frederiksen, A. W., and Bostock, M. G. 2000. Modelling teleseismic waves in dipping anisotropic structures, *Geophys. J. Int.*, 141, 401–412.
- Frederiksen, A.W., Thompson, D., Rost, S., Cornwell, D.G., Gülen, L., Houseman, G.A., Kahraman, M., Poyraz S.A., Teoman, U.M., Türkelli, N., and Utkucu, M., 2015. Crustal thickness variations and isostatic disequilibrium across the North Anatolian Fault, western Turkey, *Geophysical Research Letters*, DOI: 10.1002/2014GL062401.
- Fukao, Y., Widiyantoro S, and Obayashi M. 2000. Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region. *Reviews of Geophysics* 39: 291–323
- Fuenzalida, H., Dorbath, L., Cisternas, A., Eyidoğan, H., Barka, A., Rivera, L., Haessler, H., Philip, H. & Lyberis, N. 1997. Mechanism of the 1992 Erzincan earthquake and its aftershocs, tectonics of the Erzincan Basin and decoupling on the North Anatolian Fault. *Geophysical Journal International* 129, 1–28.
- Gangi, A. F., & Fairborn, J.W., 1968. Accurate determination of seismic array steering delays by an adaptive computer programme, *Supplemento Al Nuovo Cimento, Serie 1*, 6, 105–115.
- Garfunkel, Z., 1998. Constraints on the origin and history of the Eastern Mediterranean basin. *Tectonophysics*, 298, 5–35.
- Govers, R., & Fichtner, A. 2016. Signature of slab fragmentation beneath Anatolia from full-waveform tomography. *Tectonophysics*, 637, 116–136. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.10.002>.

- Gök, R., Pasyanos, M., and Zor, E. 2007. Lithospheric structure of the continent-continent collision zone: eastern Turkey, *Geophys. J. Int.*, 169, 1079–1088, doi:10.1111/j.1365 246X.2006.03288.x.
- Gökalp, H., 2000. “Ayrıntılı Ayrımlılık Analizleri le Ablan Tepeleri volkanik bölgesinin tomografik hız yapısının incelenmesi”, *Jeofizik* 14, 15-42.
- Gökalp, H., 2011. Tomographic Imaging of the Seismic Structure Beneath the East Anatolian Plateau, Eastern Turkey. *Pure Appl. Geophys.* DOI 10.1007/s00024-011-0432-x.
- Göncüoğlu, M. C., Sayit, K., Tekin, K. 2010. Oceanization of the northern Neotethys: Geochemical evidence from ophiolitic melange basalts within the İzmir–Ankara suture belt, NW Turkey, *Lithos* 116 175–187.
- Graeber, F.M., Houseman, G.A. & Greenhalgh, S.A., 2002. Regional teleseismic tomography of the western Lachlan Orogen and the Newer Volcanic Province, southeast Australia, *Geophys. J. Int.*, 149, 249–266.
- Grand SP 1994) Mantle shear structure beneath the Americas and surrounding oceans. *Journal of Geophysical Research* 99: 11591–11621.
- Grand SP, van der Hilst RD, and Widiyantoro S 1997 Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth. *GSA Today* 7: 1–7.
- Gülen, L., 1980. Strontium isotope geochemistry of Mount Ararat and Mount Süphan volcanics, eastern Turkey, *EOS*, 61(17), 412.
- Gülen, L. and Hart, S. R., 1990. Isotope constraints on the crust/mantle interaction and geodynamic evolution of the Aegean subduction, *Abstracts, International Earth Sciences Congress on Aegean Regions (IESCA)*, Izmir, Turkey, 164-165.
- Gülen, L., 1990. Isotopic characterization of Aegean magmatism and geodynamic evolution of the Aegean subduction, In: *Proceedings of the International Earth Sciences Congress on Aegean Regions (IESCA-1990)*, Izmir, Turkey. M. Y. Savaşçın and A. H. Eronat (eds.), Vol. 2, 143-166.
- Gülen, L., Oral, B., and Toksöz, M. N., 1992. Styles of crustal deformation caused by active convergence of the Eurasian and Arabian Plates in eastern Anatolia and Caucasus, *EOS, Trans. American Geophysical Union*, 73, 122.
- Gülen, L., Kuleli, H. S., 1995. Aegean Subduction: a key Element in Mediterranean Tectonics, *EOS, Trans. American Geophysical Union*, 76, 622-623.
- Gülen, L. ve Kuleli, H.S., 1995; Aegean Subduction: A key Element in Mediterranean Tectonics (AGU Extended Abstract, 11995 Fall Meeting, T42F-22
- Gülen, L., 1999. Seismic activity in the Cyprus Region preceding major earthquakes in Turkey, In: *Proceedings of the International Conference on Earthquake Hazard and Risk in the Mediterranean Region*, H. Gökçekuş (editor), *EHRMR'99*, Vol. 1, Near East University Publ., Lefkoşa, 189-199.

- Gürbüz, C., S. Püskülcü ve S.B. Üçer, 1992. A study of crustal structure in the Marmara region using earthquake data. In A.M. Isikara and Y Honkura (eds.), Multidisciplinary research on fault activity in the western part of the NAF, B.U, Report 4, 29-41.
- Gürbüz, C., Aktar, M., Eyidoğan, H., ve diğ., 2000. "The seismitectonics of the Marmara region (Turkey): results from a microseismic experiment", *Tectonophysics* 316, 1- 17.
- Gürer, Ö. F., Kaymakçı, N., Çakır, Ş., Özburan, M., 2003. "Meotectonics of the southeast Marmara region, NW Anatolia, Turkey", *Journal of Asian Earth Sciences*, 1-11.
- Gürer, A., Bayrak, M., ve Gürer, Ö.F., 2004. Magnetotelluric images of the crust and mantle in the southwestern Taurides, Turkey. *Tectonophysics* 391. (2004) 109–120.
- Gürer, F., Sangu, E., Özburan, M., 2006. "Neotectonics of the SW Marmara region, NW Anatolia, Turkey", *Geol. Mag.* 143, pp. 229-241.
- Gürsoy, H.: Temiz, H. ve Poisson, A.M., 1992, Recent Faulting in the Sivas area (Sivas Basin, Central Anatolia-Türkiye): *C.Ü. Mühendislik Fakültesi Derg.*, seri, A-Yerbilimleri, C. 9, s. 1, 11 -17.
- Hafkenscheid, E., Wortel, M. J. R., & Spakman, W. 2006. Subduction history of the Tethyan region derived from seismic tomography and tectonic reconstructions. *Journal of Geophysical Research*, 111, B08401. <https://doi.org/10.1029/2005JB003791>.
- Hager, B. H., Clayton, R. W., Richards, M. A., et al., 1985. "Lower mantle heterogeneity, dynamic tomography and the geoid", *Nature*, 313, 541-5.
- Hager, B. H., Clayton, R.W., Richards, M.A., Comer, R.P., and Dziewonski, A.M., 1985. Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid, *Nature*, 313, 541-545.
- Hawley, B. W., Zandt G, and Smith RB 1981 Simultaneous inversion for hypocenters and lateral velocity variations: An iterative solution with a layered model. *Journal of Geophysical Research* 86: 7073–7076.
- Hansen, S. E., Evangelidis, C. P., & Papadopoulos, G. A. (2019). Imaging slab detachment within the Western Hellenic Subduction Zone. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, <https://doi.org/10.1029/>
- Hempton, M. R., 1987. Constraints on Arabian plate motion and extensional history of Red Sea. *Tectonics* 6, 687–705.
- Hirahara, K., 1977. "A large-scale three-dimensional seismic structure under the Japan Islands and the sea of Japan", *J. Phys. Earth*, 25, 393-417.

- Hirahara, K., 1977. A large-scale three-dimensional seismic structure under the Japan Islands and the Sea of Japan, *J. Phys. Earth*, 25,393-417. Reagan RL (1978) A Finite-Difference Study of Subterranean Cavity Detection and Seismic Tomography. 229 pp. PhD Thesis, University of Missouri-Rolla.
- Hirahara, K., 1990. "Inversion method of body-wave data for three-dimensional Earth structure", *Zisin*, 43, 291-306 (in Japanese with English abstract).
- Hole, J. A., Clowes, R. M., & Ellis, R. M., 1992. Interface inversion using broadside seismic refraction data and three-dimensional traveltimes calculations, *J. Geophys. Res.*, 97, 3417-3429.
- Hole, J. A., & Zelt, B. C., 1995. 3-D finite-difference reflection travel times, *Geophys. J. Int.*, 121, 427-434.
- Hole, J. A., Brocher, T. M., Klemperer, S. L., Parsons, T., Benz, H. M., Furlong, K. P., 2000. "Three-dimensional seismic velocity structure of the San Francisco Bay area", *J. Geophys. Res.*, Vol. 105, 13, 859.
- Horasan, G., Gülen, L., Pınar, A., Kalafat, D., Özel, N., Kuleli, H. S., Işıkkara, A. M., 2002. "Lithospheric structure of the Marmara and Aegean regions, western Turkey", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 322-329,
- Humphreys, E., and Clayton, R.W., 1988. Adaptation of back projection tomography to seismic travel time problems, *J. Geophys. Res.*, 93, 1073-1085.
- Humphreys, E. & Clayton, R. W., 1988. Adaption of back projection tomography to seismic travel time problems, *J. Geophys. Res.*, 93, 1073-1085Hole, J. A., 1992. Nonlinear high-resolution three-dimensional travel-time tomography, *J. Geophys. Res.*, 97, 6553-6562.
- Humphreys, E. & Clayton, R. W., 1988. Adaption of back projection tomography to seismic travel time problems, *J. Geophys. Res.*, 93, 1073-1085HUSEN, S., Kissling, E., and Flueh, E.R. (2000), Local Earthquake Tomography of Shallow Subduction in North Chile: A Combined Onshore and Offshore Study, *J. Geophys. Res.* 105, 28,183-28,198.
- Husen, S., Kissling, E. and Flueh, E.R.,2000. Local earthquake tomography of shallow subduction in north Chile: A combined onshore and offshore study, *J. Geophys. Res.*, 105, 28; 183.
- Husen, S., and Kissling, E., 2001. "Local Earthquake Tomography between rays and waves: Fat Ray Tomography", *Phys. Earth Planet. Int.*, 123, 129-149.
- Husen S and Kissling E 2001 Local earthquake tomography between rays and waves: Fat ray tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 123: 127-147.
- İlkışık, O.M, 1995. Regional heat flow in western Anatolia, using silica temperature estimates from thermal springs. *Tectonophysics* 244, 175-184.
- Imren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbağ, E., Ecevitoglu, B., Görür, N., 2001. "The north Anatolian fault within the sea of Marmara: a new interpretation based on multichannel seismic and multi-beam bathymetry data", *Earth and Planetary Science Letters* 186, 143-158.

- Inoue, H., Fukao, Y., Tanabe K, and Ogata Y. 1990. Whole mantle P-wave traveltime tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 59: 294–328.
- Işık, V., Tekeli, O. & Seyitoğlu, G. 2004. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of extensional ductile deformation and granitoid intrusion in the northern Menderes core complex: implications for the initiation of extensional tectonics in western Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 555–566.
- Iyer, H. M., 1979. “Deep structure under Yellowstone national park, USA: a continental Hot Spot”, *Tectonophysics*, 56, 165-299.
- Iyer HM and Hirahara K (eds.) 1993. *Seismic Tomography: Theory and Applications*, pp. 319–360. London: Chapman and Hall.
- Iyer, H. M., and Hirahara, K., 1993. *Seismic Tomography, Theory and Practice*, p.10, 412, 37190-1.
- Jansson, B. & Husebye, E.S., 1966. Application of array data techniques to a network of ordinary seismograph stations, *Pure appl. Geophys.*, 63, 83–104.
- Jeffreys, H., and Bullen, K. E., 1948 “Seismological Tables”, British Association for the Advancement of Science, London.
- Jolivet, L. 2001. A comparison of geodetic and finite strain pattern in the Aegean, geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 187, 95–104.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., et al. 2013. Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics*, 597–598, 1–33. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.011>
- Jones, A. G., Plomerova, J., Korja, T., Sodoudi, F., and Spakman, W. 2010. Europe from the bottom up: a statistical examination of the central and northern European lithosphere–asthenosphere boundary from comparing seismological and electromagnetic observations, *Lithos*, 120, 14–29.
- Jupp, D., and Vozoff, K., 1975. “Stable iterative methods for the inversion of geophysical data”, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol, 42, pp. 957-976.
- Kaban, M. K., Petrunin, A. G., El Khrepy, S., Al-Arifi, N. (2018). Diverse continental subduction scenarios along the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophysical Research Letters*, 45, 6898–6906. <https://doi.org/10.1029/2018GL078074>
- Kahle H.-G. Cocard M. Peter Y. Geiger A. Reilinger R. Barka A. Veis G., 2000. GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian plates, *J. geophys. Res.* , 105, 23 353–23 370.
- Kahraman, M., Cornwell, G.D., Thompson, A.D., Rost, S., Houseman, G., Türkelli, N., Teoman, N., Teoman, U., Poyraz, S.A., Utkucu, M., 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.

- Kalafat, D., Öz, N., Kara, M., Ögütçü, Z., Kılıç, K., Pınar, A. and Yılmaz, M., 2000. An earthquake catalogue for Turkey and surrounding area. Boğaziçi University, İstanbul, Turkey, 236 pp.
- Kalafat, D., Güneş, Y., Kara, M., Pınar, D., Kekovalı, K., Kuleli, S., Gulen, L., Yılmaz, M., Özel, N.M., 2007. Bütünleştirilmiş Homojen Türkiye Deprem Kataloğu (1900-2005; $M \geq 4.0$): A revised and extended earthquake catalogue for Turkey since 1900 ($M \geq 4.0$), Boğaziçi Üniversitesi Yayınları No: 977, 558s., Bebek-İstanbul.
- Kalafat, D., Kekovalı, K., Güneş, Y., Yılmaz, M., Kara, M., Deniz, P., Berberoğlu, M., 2009. Türkiye ve Çevresi Faylanma Kaynak Parametreleri (MT) Kataloğu (1938- 2008)): A Catalogue of Source Parameters of Moderate and Strong Earthquakes for Turkey and its Surrounding Area (1938-2008), Boğaziçi Üniversitesi Yayınları, No=1026, 43s., Bebek-İstanbul.
- Karabulut, H., Bouin, M.-P., Bouchon, M., Dietrich, M., Cornou, C. & Aktar, M., 2002. The seismicity in the eastern Marmara Sea after the 17 August 1999 Izmit earthquake, Bull. seism. Soc. Am., 92, 387–393.
- Karabulut, H., Özalaybey, S., Aktar, M., Selvi, O., Kocaoğlu, A., 2003. “A tomographic image of the shallow crustal structure in the Eastern Marmara”, Geophys. Res. Lett. 30, 24, 227
- Karabulut, H., Özalaybey, S., Taymaz, T., Aktar, M., Selvi, O., Kocaoğlu, A., 2003. A tomographic image of the shallow crustal structure in the Eastern Marmara. Geophysical Research Letters, Vol. 30, No. 24, 2277.
- Karabulut, H., Kuleli, S., Eken, T., Gürbüz, C., Bayraktutan, S., Seeber, D., Barazangi, M., 2003, Seismogenic zones in Eastern Turkey, Geophysical Research Letters, Vol. 30, No. 24, 8039.
- Karabulut, H., Paul, A., Ergün, T.A., Hatzfeld, D., Childs, D.M., and Aktar, M., 2013. Long-wavelength undulations of the seismic Moho beneath the strongly stretched Western Anatolia. Geophysical Journal International Advance Access published April 4, 2013. doi: 10.1093/gji/ggt100.
- Karabulut, H., Paul, A., Ergun, T. A., Hatzfeld, D., Childs, D. M., and Aktar, M. 2013. Long-wavelength undulations of the seismic Moho beneath the strongly stretched western Anatolia, Geophys. J. Int., 194, 450–464.
- Karahan, A., Berkhemer, H., ve Baier, B., 2001, Crustal structure at the western end of the North Anatolian Fault Zone from deep seismic sounding. Annali di Geofisica, Vol. 44, pp. 49-68.
- Karacıoğlu, G., Tank, S.B., Gürer, A., Çiftçi, E.T., Kaya, T., Tunçer, M., K., 2013. Upper crustal electrical resistivity structures in the vicinity of the Çatalca Fault, İstanbul, Turkey by magnetotelluric data. Studia Geophysica et Geodaetica April 2013, Volume 57, Issue 2, pp 292-308.

- Karousová, H., 2008. Three-Dimensional Velocity Model of Crust beneath the Bohemian Massif and Its Effects on Results of Teleseismic Tomography of Upper Mantle. Master Thesis, Charles University, Prague, Czech Republic (in Czech)
- Kaviani, A., Sandvol, E., Moradi, A., Rumpker, G., Tang, Z., & Mai, P. M. 2018. Mantle transition zone thickness beneath the Middle East: Evidence for segmented Tethyan slabs, delaminated lithosphere, and lower mantle upwelling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123, 4886–4905. <https://doi.org/10.1029/2018JB015627>.
- Kaya, O., Kozur, H., Sadeddin, W., Helvacı, H. 2001. Late Norian conodont age for a metacarbonate unit in NW Anatolia, Turkey. *Geobios*, 34, 527-532.
- Kaya, T., Tank, S.B., Tunçer, M.K., Rokoityankıy, I.I., Tolak, E., Savchenko, T., 2009. Asperity along the North Anatolian Fault imaged by magnetotellurics at Düzce, Turkey.
- Kaya, C., 2010. Deep crustal structure of northwestern part of Turkey. *Tectonophysics* 489 (2010) 227–239.
- Kaypak, B., 2002. “Erzincan Havzası 3-D hız yapısının yerel deprem tomografisi ile belirlenmesi”, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Kaypak, B. ve Eyidoğan, H., 2004. One-dimensional crustal structure of the Erzincan basin, Eastern Turkey and relocations of the 1992 Erzincan earthquake ($M_s = 6.8$) aftershock sequence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 151 (2005) 1–20.
- Kenar Ö., 1977. “Sismik P dalgalarının genlik spektrumlarından yararlanarak İstanbul ve civarında kabuk yapısı”, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, İstanbul.
- Kenar, Ö., 1977, Sismik P dalgalarının genlik spektrumlarından yararlanılarak İstanbul ve civarında yer kabuğu yapısı, İ.T.Ü. Doktora Tezi.
- Kenar Ö., 1983. “Yerel depremlerin koda dalgalarının analizi ve kaynak parametreleri arasındaki ilişkiler”, Doçentlik Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Kenar, Ö., Toksöz, N., 1989. Anadolu Yarımadası’nda yüzey dalgalarının dispersiyonu ve ortamın soğurma özellikleri, *Jeofizik* 3, 92-106.
- Kennett B.L.N, Sambridge MS, and Williamson PR 1988. Subspace methods for large inverse problems with multiple parameter classes. *Geophysical Journal International* 94: 237–247.
- Kennett, B.L.N and Engdahl, E. R., 1991. “Traveltimes for global earthquake location and phase identification”, *Geophysical Journal International*, 105, 2, s. 429-465.
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R. & Buland, R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times, *Geophys. J. Int.*, 122, 108–124.

- Kennett, B. L. N., Fishwick, S., Reading, A. M. and Rawlinson, N., 2004. Contrasts in mantle structure beneath Australia: relation to Tasman Lines?, *Aust. J. Earth Sci.*, 51, 563-569.
- Keskin, M. 2003. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in eastern Anatolia, Turkey, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 8046, doi:10.1029/2003GL018019.
- Keskin M., Genç Ş.C., Tüysüz O., 2008. "Petrology and geochemistry of post-collisional Middle Eocene-Oligocene volcanic units in North-Central Turkey: evidence for magma ", *LITHOS*, vol.104, pp.267-305.
- Keskin, M., Tüysüz, O., 2017. Stratigraphy, petrogenesis and geodynamic setting of Late Cretaceous volcanism on the SW margin of the Black Sea, Turkey, *Geological Society, London, Special Publications 464*, SP464. 5.
- Kim, W., and C.-E. Baag 2002. Rapid and accurate two-point ray tracing based on a quadratic equation of takeoff angle in layered media with constant or linearly varying velocity function, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 2251– 2263.
- King, D.W., Mereu, R.F. & Muirhead, K.J., 1973. The measurement of apparent velocity and azimuth using adaptive processing techniques on data from the Warramunga seismic array, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 35, 137–167.
- Kind R., Eken, T., Tilmann, F. , Sodoudi F., Taymaz, T., Bulut, F., Yuan, X., Can, B. and Schneider, F., 2015. Thickness of the lithosphere beneath Turkey and surroundings from S-receiver functions, *Solid Earth*, 6, 971–984, 2015. doi:10.5194/se-6-971-2015.
- Kissling, E., 1988. "Geotomography with earthquake data", *Rev. Geophys.* 26, 659-698i.
- Kissling, E., Ellsworth, W., Eberhard-Phillips, D., Kradolfer, U. 1994. "Initial reference models in local earthquake tomography", *J. Geophys. Res.*, 99, 19,635-19,646.
- Koca, B., 2003. Yeriçi Tomografisinin Sismolojide Kullanılması, Yüksek Lisans Semineri, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sf. 50.
- Koca, B., 2005., Elastik Dalgalar Kullanılarak Yeriçinin Üç – Boyutlu Hız Yapısının Belirlenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sf. 61.
- Kool, M., Rawlinson, N., Sambridge, M., 2006. A practical grid based method for tracking multiple refraction and reflection phases in 3D heterogeneous media. *Geophys. J. Int.* 167, 253–270.,
- Koulakov, I., and Sobolev, S. V., Asch, G. 2006. "P and S velocity images of the lithosphere-asthenosphere system in the Central Andes from local-source tomographic inversion", *Geophys. J. Int.*, 167, 106-126.

- Koulakov, I., and Sobolev, S. V. 2006a. "Moho depth and three-dimensional P and S structure of crust and uppermost mantle in the Eastern Mediterranean and Middle East derived from tomographic inversion of local ISC data", *Geophys. J. Int.*, 164, 218-235.
- Koulakov, I., and Sobolev, V. 2006b. "A tomographic image of Indian lithosphere break-off beneath the Pamir-Hindikush region", *Geophys. J. Int.*, 164, 425-440.
- Koulakov I., Bindi, D., Parolai, S., Grosser, H., and Milkereit, C., 2010. Distribution of Seismic Velocities and Attenuation in the Crust beneath the North Anatolian Fault (Turkey) from Local Earthquake Tomography, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 100, No. 1, pp. 207–224, February 2010, doi: 10.1785/0120090105.
- Kreemer, C., G. Ble witt, and E. C. Klein 2014. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 3849–3889, doi:10.1002/2014GC005407
- Kuleli, S., 1992. "Ege bölgesinin sismik tomografi ile üç boyutlu modellenmesi" Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Kuleli, H.S., 1992. Ege bölgesinin sismik tomografi ile üç boyutlu modellenmesi" Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Kuleli, H. S., Gürbüz, C., Horasan, G., and Gülen, L., 1996. Seismic velocity distribution in the Aegean region, *EOS, Trans. American Geophysical Union*, 77, 476.
- Kürçer, A., Yalçın, H., Gülen, L., and Kalafat, D., 2014. 8 January 2013 Mw=5.7 North Aegean Sea Earthquake Sequence, *Geodinamica Acta*, 2014. <http://dx.doi.org/10.1080/09853111.2014.957503>. Volume 27, Issue 2-3, 2015.
- Laigle, M., Becel, A., de Voogd, B., Hirn, A., Taymaz, T., and Ozalaybey, S.: A first deep seismic survey in the Sea of Marmara: deep basins and whole crust architecture and evolution, *Earth Planet Sc. Lett.*, 270, 168–179, 2008.
- Laske G. 1995. Global observation of off-great circle propagation of long-period surface waves. *Geophysical Journal International* 123: 245–259.
- Lawson, C.L. and Hanson, R.J., 1974. *Solving Least Squares Problems*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs. NJ.
- Lei, J. and Zhao, D.: Teleseismic evidence for a break-off subducting slab under eastern Turkey, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 257, 14–28, 2007.
- Lei, J., Zhao, D., 2007. Teleseismic P-wave tomography and the upper mantle structure of the central Tien Shan orogenic belt. *Phys. Earth Planet. Inter.* 162, 165–185.
- Lei, J., Zhao, D., 2007. Teleseismic evidence for a break-off subducting slab under Eastern Turkey, *Earth and Planetary Science Letters* 257, 14-28.

- Leveque, J. J., Rivern, L., & Wittlinger, G., 1993. On the use of the checker-board test to assess the resolution of tomographic inversions, *Geophys. J. Int.*, 115, 313–318.
- Levenberg, K., 1944. “A. Method fort he solution of certain non-linear problems in least squares”, *Quarterly of Applied Mathematics*, Vol. 2, pp. 164-168.
- Leveque, J. J., and F. Masson 1999, From ACH tomographic models to absolute velocity models, *Geophys. J. Int.*, 137, 621– 629.
- Ligdas, C. N., I. G. Main and R. D. Adams 1990. 3-D structure of the lithosphere in the Aegean region, *Geophys. J. Int.* 102, 219-229.
- Lines, L. R., and Treitel, S., 1984. “A review of least squares inversion and its application to geophysical problems”, *Geophys. Pros.*, Vol. 32, pp. 159-186.
- Lippitsch, R., E. Kissling, and J. Ansorge 2003. Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography, *J. Geophys. Res.*, 108(B8), 2376, doi:10.1029/2002JB002016.
- Maggi, A. and Priestley, K. 2005. Surface waveform tomography of the Turkish–Iranian Plateau, *Geophys. J. Int.*, 160, 1068–1080.
- Malpas J. G ., Xenophontos , C. , Williams, D., 1992. The Ayia Varvara Formation of SW Cyprus: A product of complex collisional tectonics, *Tectonophysics* 212(3-4):193-211. DOI: 10.1016/0040-1951(92)90291-D
- Mao, W. & Gubbins, D., 1995. Simultaneous determination of time delays and stackingweights in seismic array beamforming, *Geophysics*, 60, 491– 502.
- Marquardt, D. W., 1963. “An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters”, *J. Soc. Indust. Appl. Math.*, 11,2.
- McClusky S.et al. , 2000. Global Positioning System constraints in plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. geophys. Res.* , 105, 5695–5719.
- McKenzie, D. and Morgan, W.J. 1969. The evolution of triple junctions. *Nature*. 224: 125-33.
- McKenzie, D.1978. Active tectonics of the Alpine–Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, *Geophys. J. Roy. Astr. S.*, 55, 217–254.
- Meisner, R., Wever, T. H. And Flüh, E. R., 1987, The Moho in Europe: Implications for crustal development. *Annales Geophyscae*, 513, 357-364
- Meisner, R., Wever, T. H. And Flüh, E. R., 1987, The Moho in Europe: Implications for crustal development. *Annales Geophyscae*, 513, 357-364.
- Meulenkamp, J. E., Wortel, W. J. R., Van Wamel, W. A., Spakman, W. & Hoogerduyn Strating, E. 1988. On the Hellenic subduction zone and geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. *Tectonophysics*, 146, 203–215.

- Mindavelli, O. Y and Mitchel, B. C., 1989, Crustal structure and possible anisotropy in Turkey from seismic wave dispersion. *Geophys. Jour. Inter.*, 98, pp. 93-106.
- Moser, T.J. 1991. Shortest Path Calculation of Seismic Rays, *Geophysics* 56, 59–67.
- Montagner, J. P., and Tanimoto, T., 1990. “Global anisotropy in the upper mantle inferred from the regionalization of phase velocities”, *J. Geophys. Res.*, 95, 4797-819.
- Montagner JP 1994. Can seismology tell us anything about convection in the mantle? *Reviews of Geophysics* 32: 115–138.
- Montelli R, Nolet G, Dahlen FA, Masters G, Engdahl ER, and Hung SH, 2004a. Finite frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. *Science* 303: 338–343.
- Montelli R, Nolet G, Masters G, Dahlen FA, and Hung SH 2004b Global P and PP travelttime tomography: Rays versus waves. *Geophysical Journal International* 158: 637–654.
- MTA, 1979. Bouger gravity map of Western Turkey, Scale 1:500.000. Maden Tetkik Arama Enst Ankara.
- Mutlu, A.K. & Karabulut, H., 2011). Anisotropic Pn tomography of Turkey and adjacent regions, *Geophys. J. Int.*, 187, 1743–1758.
- Nakanishi I and Anderson DL 1982 Worldwide distribution of group velocity of mantle Rayleigh waves as determined by spherical harmonic inversion. *Bulletin of the Seismological Society of America* 72: 1185–1194.
- Nakanishi, I., and Anderson, D. L., 1983. “Measurement of mantle wave velocities and inversion for lateral heterogeneity and anisotropy I. Analysis of great circle phase velocities”, *J. Geophys. Res.*, 88, 10 267-83.
- Nakanishi, I., and Anderson, D. L., 1984. “Measurements of mantle wave velocities and inversion for lateral heterogeneity and anisotropy II. Analysis by the single station method”, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 78, 573-717.
- Nolet, G., 1985. Solving or resolving inadequate and noisy tomographic systems, *J. Comput. Phys.*, 61, 463-482 .
- Nolet, G., 1987. Seismic wave propagation and seismic tomography, in *Seismic Tomography*, pp. 1-23, Ed.. Nolet, G., Reidel, Hingham, MA.
- Nolet, G., 1990. “Partitioned waveform inversion and two-dimensional structure under the Network of Autonomously Recoding Seismographs”, *J. Geophys. Res.*, 95, 8499-512.
- Okay, A. I. & Satır, M. 2000. Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137, 495–516.

- Okay, A.I., Kaşlılar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demırbağ, E. And Kuşçu, I., 2000. Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, Northwest Turkey: A multi channel seismic reflection study. *Tectonophysics*, 321, 189-218.
- Oncescu, M. C., Burlacu, V., Anghel, M., & Smalbergher, V., 1984. Three-dimensional P-wave velocity image under the Carpathian Arc, *Tectonophysics*, 106, 305–319.
- Oral, M. B., Reilinger, R. E., Toksöz, M. N., King, R. W., Barka, A. A., Kınık, I., and Lenk, O., 1995. Global Positioning System offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean, *EOS, Transactions, Amer. Geophys. Union*, 1995; 76, 9-11.
- Örgülü, G. and Aktar, M., 2001. Regional Moment Tensor Inversion for Strong Aftershocks of the August 17, 1999 İzmit Earthquake (Mw=7.4). *Geophysical Research Letters*, 28, 2, 371-374.
- Örgülü, G., 2011. Seismicity and source parameters for small-scale earthquakes along the splays of the North Anatolian Fault (NAF) in the Marmara Sea. *Geophysical Journal International*, 184, 385-404.
- Özacar, A.A., Zandt, G., Gilbert, H. & Beck, S.L., 2010. In *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*, Seismic images of crustal variations beneath the East Anatolian Plateau (Turkey) from teleseismic receiver functions, Vol. 340, pp. 485–496, eds Sosson, M., Kaymakci, N., Stephenson, R.A., Bergerat, F. & Starostenko, V., Geological Society, London, Special Publications.
- Özacar, A. A., Gilbert, H., and Zandt, G. 2008. Upper mantle discontinuity structure beneath East Anatolian Plateau (Turkey) from receiver functions, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 269, 427–435, doi:10.1016/j.epsl.2008.02.036.
- Özalaybey, S., Ergin, M., Aktar, M., Tapırdamaz, C., Biçmen, F. and Yörük, A., 2002. The 1999 İzmit earthquake sequence in Turkey: Seismological and Tectonic Aspects. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92 (1), 376-386
- Özalaybey, S., Ergin, M., Aktar, M., Tapırdamaz, C., Biçmen, F., Yörük, A., 2002. “The 1999 İzmit Earthquake Sequence in Turkey: Seismological and Tectonic Aspects”, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 92, 1, pp: 376-386.
- Paige, C. C., and Saunders, M. A., 1982. “LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares”, *ACM trans. Math. Soft.*, 8, 43-71.
- Panagiotopoulos, D.G. ve Papazachos, B.C., 1985. Travel times of Pn waves in the Aegean and surrounding area. *Geophysical Journal R. Astron. Soc.* Vol. 80, 165-176.
- Papaleo, E., Cornwell, D. G., & Rawlinson, N. 2017. Seismic tomography of the North Anatolian Fault: New insights into structural heterogeneity along a continental strike-slip fault. *Geophysical Research Letters*, 44, 2186–2193.

- Papaleo, E., Cornwell, D., & Rawlinson, N. 2018. Constraint on North Anatolian Fault Zone width in the crust and upper mantle from S wave teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123, 2908–2922. <https://doi.org/10.1002/2017JB015386>.
- Papazachos, B.C. and Papazachou, C.B., 1997. The earthquakes of Greece. Ziti Publication, Thessaloniki, 304 pp.
- Parke, J.R. et al., 1999. Active faults in the Sea of Marmara, western Turkey, imaged by seismic reflection profiles. *Terra Nova*, 11, 223–227.
- Patton, W.W., Jr., 1992, Ophiolitic terrane of the western Brooks Range, Alaska: U.S. Geological Survey Open-File Report OF 92-20D.
- Paul, A., Cattaneo, M., Thouvenot, F., Spallarossa, D., Bethoux, N., Frechet, J., 2001. “A three-dimensional crustal velocity model of the south-western Alps from local earthquake tomography”, *J. Geophys. Res.*, 106(B9), p. 19367-19389.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Karabulut, H., Hatzidimitriou, P., Childs, D. M. & Nikolova, S., 2008. The Simbaad experiment in W-Turkey and Greece: A dense seismic network to study the crustal and mantle structures, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, 89(3), Abstract T21A-1926.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Karabulut, H., Hatzidimitriou, P., Childs, D. M. ve Nikolova, S., 2008. The Simbaad experiment in W-Turkey and Greece: A dense seismic network to study the crustal and mantle structures, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, 89(3), Abstract T21A-1926.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M., & Péquegnat, C. 2010. Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran). *Geological Society of London, Special Publication*, 330(1), 5–18. <https://doi.org/10.1144/SP330.2>
- Paul, A., Karabulut, H., Mutlu, A. K., and Salaun, G. 2014. A comprehensive and densely sampled map of shear-wave azimuthal anisotropy in the Aegean–Anatolia region, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 389, 14–22, [doi:10.1016/j.epsl.2013.12.019](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.019).
- Pavlis, G.L., Vernon, F.L. 1994. Calibration of Seismometers Using Ground Noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 84:1243-1255.
- Pei, S., Sun, Y., Toksöz, M.N., 2011. Tomographic Pn and Sn velocity beneath the continental collision zone from Alps to Himalaya. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 116, B10311, [doi:10.1029/2010JB007845](https://doi.org/10.1029/2010JB007845).
- Pfister, M., Balderer, W., Greber, E., Kahle, H.G., Rossa, D.M., Mueller, S., Rybach, L., Shindler, C., Sellani, S., Straub, C., 1997. Synthesis of the Marmara Poly-Project. In: Shindler, C., Pfister, M. (Eds.), *Active Tectonics of North Western Anatolia. The Marmara Poly-Project*. VDF Hochschulverlag AG An Der EFH Zurich 539-565.

- Pınar, A., Kuge, K. And Honkura, Y., 2003. Moment tensor inversion of recent small to moderate sized earthquakes: implications for seismic hazard and active tectonics beneath the Sea of Marmara. *Geophys. J. Int.*, 153, 133–145.
- Piomallo, C., & Morelli, A. 2003. P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *Journal of Geophysical Research*, 108(B2), 2065. <https://doi.org/10.1029/2002jb001757>.
- Pondard, N., Armijo, R., King, G.C.P., Meyer, B. and Flerit, F., 2007. Fault interactions in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): earthquake clustering and propagating earthquake sequences. *Geophysical Journal International*, 171, 3, 1185- 1197.
- Popovici, A.M., Sethian, J.A., 2002. 3-D imaging using higher order fast marching traveltimes. *Geophysics* 67, 604–609.
- Portner, D.E., Delph, J.R., Biryol, C.B., Beck, S.L., Zandt, G., Özacar, A.A., Sandvol, E., and Türkelli, N., 2018, Subduction termination through progressive slab deformation across Eastern Mediterranean subduction zones from updated P-wave tomography beneath Anatolia: *Geosphere*, v. 14, no. 3, p. 1–19, <https://doi.org/10.1130/GES01617.1>.
- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B. P. Flannery 1992, *Numerical Recipes in FORTRAN*, Cambridge Univ. Press, New York.
- Priestley, K., McKenzie, D., Barron, J., Tatar, M., & Debayle, E. 2012. The Zagros core: Deformation of the continental lithospheric mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13, Q11014. <https://doi.org/10.1029/2012GC004435>
- Ramachandran, K., Dosso, S. E., Spence, G. D., Hyndman, R. D., Brocher, T. M., 2005. “Forearc structure beneath southwestern British Columbia: A three-dimensional tomographic velocity model”, *J. Geophys. Res.*, 110, B02303, doi: 10.1029/2004JB003258.
- Rawlinson, N. and Houseman, G. A., 1998. Inversion for interface structure using teleseismic traveltime residuals, *Geophys. J. Int.*, 133, 756-772.
- Rawlinson, N., *Inversion of Seismic Data for Layered Crustal Structure*, 2000. Doktora tezi, Department of Earth Sciences Monash University Clayton VIC 3800 Australia
- Rawlinson, N., Houseman, G. A., Collins, C. D. N. and Drummond, B. J., 2001. New evidence of Tasmania's tectonic history from a novel seismic experiment, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3337-3340.
- Rawlinson, N., G. A. Houseman, and C. D. N. Collins 2001a. Inversion of seismic refraction and wide-angle reflection traveltimes for 3-D layered crustal structure, *Geophys. J. Int.*, 145, 381– 401.
- Rawlinson, N., G. A. Houseman, C. D. N. Collins, and B. J. Drummond 2001b. New evidence of Tasmania's tectonic history from a novel seismic experiment, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3337– 3340.

- Rawlinson N and Sambridge M 2003 Seismic travelttime tomography of the crust and lithosphere. *Advances in Geophysics* 46: 81–197.
- Rawlinson, N. and Sambridge, M., 2003. Irregular interface parameterization in 3-D wide-angle seismic travelttime tomography, *Geophys. J. Int.*, 155, 79-92.
- Rawlinson, N. and Sambridge, M., 2003. Seismic travelttime tomography of the crust and lithosphere, *Advances in Geophysics*, 46, 81-198.
- Rawlinson N. & Kennett B. L. N. 2004. Rapid estimation of relative and absolute delay times across a network by adaptive stacking. *Geophysical Journal International* 157, 332 – 340.
- Rawlinson, N. and Sambridge, M., 2004. Wavefront evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast marching method, *Geophys. J. Int.*, 156, 631-647.
- Rawlinson, N., Sambridge, M., 2004a. Multiple reflection and transmission phases in complex layered media using a multistage fast marching method. *Geophysics* 69, 1338–1350.
- Rawlinson, N. and Sambridge M., 2005. The fast marching method: An effective tool for tomographic imaging and tracking multiple phases in complex layered media, *Explor. Geophys.*, 36, 341-350.
- Rawlinson, N., Reading, A., Kennett, B., 2006. Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research* 111, B02301. Rawlinson, N., Reading, A., Kennett, B., 2006. Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research* 111, B02301. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB003803>.
- Rawlinson, N., Kennett, B.L.N., Heintz, M., 2006a. Insights into the structure of the upper mantle beneath the Murray Basin from 3D teleseismic tomography. *Aust. J. Earth Sci.* 53, 595–604.
- Rawlinson, N., Reading, A.M., Kennett, B.L.N., 2006b. Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography. *J. Geophys. Res.* 111, doi:10.1029/2005JB003803.
- Rawlinson, N. and Kennett, B. L. N., 2008. Teleseismic tomography of the upper mantle beneath the southern Lachlan Orogen. *Phys. Earth Planet. Inter.* 167, 84-97.
- Rawlinson, N., Sambridge, M. and Saygin, E., 2008. A dynamic objective function technique for generating multiple solution models in seismic tomography. *Geophys. J. Int.*, 174, 295-308.
- Rawlinson, N., Tkalcic, H. and Reading, A. M. 2010. Structure of the Tasmanian lithosphere from 3-D seismic tomography. *Australian Journal of Earth Sciences* 57, 381-394.
- Rawlinson, N., Pozgay, S. and Fishwick, S. 2010. Seismic tomography: A window into deep Earth. *Phys. Earth Planet. Inter.* 178, 101-135.

- Rawlinson, N., Kennett, B., Vanacore, E., Glen, R., Fishwick, S., 2011. The structure of the upper mantle beneath the Delamerian and Lachlan orogens from simultaneous inversion of multiple teleseismic datasets. *Gondwana Research* 19, 788–799. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2010.11.001>.
- Rawlinson, N., Kennett, B. L. N., Vanacore, E., Glen, R. A. and Fishwick, S. 2011. The structure of the upper mantle beneath the Delamerian and Lachlan orogens from simultaneous inversion of multiple teleseismic datasets. *Gondwana Research*, 19, 788-799.
- Rawlinson, N., Fichtner, A., Sambridge, M., and Youngjij, M. K. 2014. Seismic Tomography and the Assessment of Uncertainty, *Advances in Geophysics*, Volume 55 ISSN 0065-2687, <http://dx.doi.org/10.1016/bs.agph.2014.08.001>.
- Rawlinson N., Seismic Tomography I-II Lecture Notes, Research School of Earth Sciences Australian National University. <http://rses.anu.edu.au/~nick/teachdoc/lecture16.pdf>
- Reilinger, R. E., McClusky, S.C., Oral, M. B., King, R. W., Toksöz, M. N., Barka, A. A., Kınık, I., Lenk, O., Şanlı, I. 1997 Global Positioning System Measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *J. Geophys. Res.*, 1997; 102, 9983- 9999.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Enren, E., Dmitrova, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research*, 111, B05411, doi:10.1029/2005JB004051.
- Ritzwoller MH and Laveley EM, 1995. Three-dimensional seismic models of the Earth's mantle. *Reviews of Geophysics* 33: 1–66
- Romanowicz B, 1991. Seismic tomography of the Earth's mantle. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 19: 77–99.
- Romanowicz B, Cara M, Fels JF, and Rouland D, 1984. Geoscope: A French initiative in long period three component seismic networks. *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 65: 753–754.
- Romanowicz B, 2003. Global mantle tomography: Progress status in the past 10 years. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 31: 303–328.
- Robertson, A.H.F., Eaton, S., Follows, E.J., and McCallum, J.E., 1991. The role of local tectonics versus global sea-level change in the Neogene evolution of the Cyprus active margin. In Macdonald, D.I.M. (Ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy Sea-level Changes at Active Margins*. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., 12:331–369.
- Robertson, A.H.F. and Grasso, M., 1995. Late Tertiary Mediterranean tectonics and paleoenvironments, *Terra Nova*, 7, 254-264.

- Rotstein, Y. & Kafka, A. L. 1982. Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, eastern Mediterranean region; subduction, collision, and arc jumping. *Journal of Geophysical Research*, 87, 7694–7706.
- Salah, M. K., Sahin, S., Kaplan, M., 2007. Seismic Velocity Structure along the Western Segment of the North Anatolian Fault Zone Imaged by Seismic Tomography, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 82 ,pp. 209-223.
- Salah, M. K., Sahin, S., Kaplan, M., 2007. “Seismic Velocity Structure along the Western Segment of the North Anatolian Fault Zone İmaged by Seismic Tomography”, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 82 (2007), pp. 209-223.
- Salah, M.K., 2017, Lithospheric structure of southeast Anatolia from joint inversion of local and teleseismic data: *Studia Geophysica et Geodaetica*, v. 61, no. 4, p. 703–727, [https:// doi .org /10 .1007 /s11200 -016 -1240 -7](https://doi.org/10.1007/s11200-016-1240-7) .
- Salaün, G., Pedersen, H.A., Paul, A., Farra, V., Karabulut, H., Hatzfeld, D., Papazachos, C., Childs, D.M., and Pequegnat, C., 2012, High-resolution surface wave tomography beneath the Aegean-Anatolia region: Constraints on upper-mantle structure: *Geophysical Journal International*, v. 190, p. 406–420, [https:// doi .org /10 .1111 /j .1365 -246X .2012 .05483 .x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05483.x) .
- Sambridge, M. S. 1990. Non-linear arrival time inversion: Constraining velocity anomalies by seeking smooth models in 3-D, *Geophys. J. Int.*, 102, 653– 677.
- Sambridge, M. and Rawlinson, N., 2005. Seismic tomography with irregular meshes, *Geophysical Monograph Series*, 157, 49-65.
- Saroğlu, F., 1988. “Age and off-set of the North Anatolian Fault. METU”, *Journal Pure Applied Science* 21 ((1-3)), 65-79.
- Saroğlu, F., Emre, Ö., Kuşçu, İ. 1992. Active Fault Map of Turkey. 1:1,000,000 Scale, General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara Turkey.
- Sato, T., Kasahara, J., Taymaz, T., Ito, M., Kamimura, A., Hayakawa, T., Tan. O., 2004. “A study of microearthquake seismicity and focal mechanisms within the Sea of Marmara (NW Turkey) using ocean bottom seismometers (OBSs)”, *Tectonophysics*”, 391, 303-314.
- Saunders, P., Priestley, K., and Taymaz, T.1998. Variations in the crustal structure beneath western Turkey, *Geophys. J. Int.*, 134, 373– 389.
- Savaşçın, M.Y., Eronat, A.H. (ed), 1990. International Earth Science Colloquium on the Aegean Region (IESCA), İzmir, Turkey, Proceedings II, 143-166.
- Savascın, M. Y. & Oyman, T. 1998. Tectonomagmatic evolution of alkaline volcanics at the Kirka-Afyon-Isparta structural trend, SW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 201–214.
- Schmandt, B., and E. Humphreys 2010. Complex subduction and small-scale convection revealed by body-wave tomography of the western United States upper mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 297, 435–445, [doi:10.1016/j.epsl.2010.06.047](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.047).

- Sengör, A. M. C. and Kidd, W. S. F., 1979. The post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet: *Tectonophysics*, 55, 361-376.
- Sengör, A. M. C., and Yılmaz, Y. 1981. “Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach”, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Sengör, A.M.C. Görür, N. and Şaroğlu, E. 1985. Strike slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. Biddle, K.T. ve Christie - Blick, N.(Ed) *Strike slip faulting and basin formation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists'de, Special Publication*, 37, 227-264.
- Sengör, A.M.C., and B.A. 1996. Natl'in, Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis, in: A. Yin, M. Harrison (Eds.) *The Tectonic Evolution of Asia*, Cambridge Univ. Press, pp. 443^486.
- Sengör, A. M. C., Özeren, S., Genç, T., and Zor, E.2003. East Anatolian high plateau as a mantle supported, north–South shortened domal structure, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 8045, doi:10.1029/2003GL017858.
- Sethian, J. A. 1999. *Level Set Methods and Fast Marching Methods*, Cambridge Univ. Press, New York.
- Sethian, J. A., and A. M. Popovici 1999. 3-D travelttime computation using the fast marching method, *Geophysics*, 64, 516– 523.
- Sethian, J. A. 1996. A fast marching level set method for monotonically advancing fronts, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 93, 1591–1595.
- Seymen, İ. 1975. Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik Özelliği: Dr. Eng., İstanbul Tek. Univ., Maden Fak., XIX+192 pp.+2 foldout maps.
- Sharp, A. D. L., Davis, P. M., Gray, F., 1980. “A low velocity zone below Mt. Etna and magma storage”, *Nature*, 287, 587-91.
- Simons, F., Zielhuis, A., van der Hilst, R.D., 1999. The deep structure of the Australian continent from surface wave tomography. *Lithos* 48, 17–43.
- Smith A.D.et al., 1995. High-resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (northwest Turkey): Late Quaternary sedimentation and sea-level changes, *Geol. Soc. Am. Bull.* , 107, 923–936.
- Sodoudi, F., Kind, R., Hatzfeld, D., Priestley, K., Hanka, W., Wylegalla, K., Stavrakakis, G., Vafidis, A., Harjes, H. P., and Bohnhoff, M., 2006. Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions, *J. Geophys. Res.*, 111, B12307, doi:10.1029/2005JB003932.
- Sodoudi, F., Yuan, X., Kind, R., Lebedev, S., Adam, J. M.-C., Kästle E., and Tilmann, F. 2013. Seismic evidence for stratification in composition and anisotropic fabric within the thick lithosphere of Kalahari Craton, *Geochem. Geophys. Geosy.*, 14, 5393–5412, doi:10.1002/2013GC004955.

- Sodoudi, F., Brüstle, A., Meier, T., Kind, R., Friederich, W., and Egelados working group 2015. Receiver function images of the Hellenic subduction zone and comparison to microseismicity, *Solid Earth*, 6, 135–151, doi:10.5194/se-6-135-2015.
- Spakman, W. and G. Nolet, 1988. “Imaging algorithms, accuracy and resolution in delay time tomography, in Vlaar et al. (eds.)”, *Mathematical Geophysics*, 155-188, Reidel.
- Steck, L. K., Thurber, C. H., Fehler, M., Lutter, W. J., Roberts, P. M., Baldrige, W. S., Stafford, D. G., & Sessions, R., 1998. Crust and upper mantle P wave velocity structure beneath Valles caldera, New Mexico: Results from the Jemez teleseismic tomography experiment, *J. Geophys. Res.*, 103, 24,301–24,320.
- Stampfi, G. M., G.D. Borel, W. Cavazza, J. Mosar, P.A. Ziegler, 2001. Palaeotectonic and palaeogeographic evolution of the western Tethys and PeriTethyan domain (IGCP Project 369), *Episodes* 24 222^228.
- Straub, C., 1996. “Recent crustal deformation and strain accumulation in the Marmara Sea region, NW Anatolia inferred from GPS Measurements”, PhD Thesis, ETH, p. 122.
- Straub, C., and Kahle, H.-G., 1997. Recent crustal deformation and strain accumulation in the Marmara Sea region, NW Anatolia, inferred from repeated GPS measurements. In "Active tectonics of northwest Anatolia - the Marmara Poly-project" ed. C. Schindler and M. Pfister, Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, 417-447.
- Straub C. Kahle H.G. Schindler C., 1997. GPS and geological estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia, *J. geophys. Res.* , 102, 27 587–27 601.
- Tank, S.B., Honkura, Y., Ogawa, Y., Matsushima, M., Oshiman, N., Tunçer, M.K., Tolak, E., Işıkara, A.M., 2005. Magnetotelluric imaging of the fault rupture area of the 1999 İzmit (Turkey) earthquake. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* Volume 150, Issues 1–3, 16 May 2005, Pages 213–225.
- Tan, O., Tapırdamaz, M.C., Yörük, A. 2008. The earthquake catalogues for Turkey. *Turk. J. Earth Sci.*, 17, 405- 418.
- Tank, S. B., Honkura, Y., Ogawa, Y., Matsushima, M., Oshiman, N., Tunçer, M. K., Çelik, C., Tolak, E., Işıkara, A. M., 2005. “Magnetotelluric imaging of the faults rupture area of the 1999 İzmit (Turkey) earthquake”, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 150, 213-225.
- Tanimoto, T. and Anderson., D. L., 1984. “Mapping convection in the mantle”, *Geophys.Res. Lett.*, 11, 287-90.
- Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the North and Central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, 106, pp. 433– 490.

- Teoman, U. M., Türkeli, N., Gök, R., 2005. Doğu Anadolu Bölgesi Üst kabuk Yapısının Üç-Boyutlu yerel deprem tomografisi yöntemi ile belirlenmesi, Deprem Sempozyumu Kocaeli 2005 Tam Metin CD'si, p:211.
- Tezcan, A K; Turgay, M I, 1991. Catalogue of heat flow density data: Turkey. In: Hurtig, E etal. (eds.), Geothermal atlas of Europe, International association for seismology and physics of the earth's interior, International Heat Flow Commission; Central Institute for Physics of the Earth; Hermann Hack Verlagsgesellschaft, 84-85
- Tezel, T., 2012. Anadolu Plakası altındaki kabuk ve üst manto yapısının alıcı fonksiyon analizi ve yüzey dalgası yöntemleri ile belirlenmesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara Üniversitesi, Doktora Tezi, 338 s. (yayınlanmamış).
- Tezel, T., Shibusani, T., Kaypak, B., 2013. Crustal thickness of Turkey determined by receiver function, *Journal of Asian Earth Sciences*, 75, 36-45, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.06.016>.
- Thurber, C. H. & Ellsworth, W. L., 1980. Rapid solution of ray tracing problems in heterogeneous media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 1137–1148.
- Thurber CH 1983. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California. *Journal of Geophysical Research* 88: 8226–8236
- Thurber, C. H. 1984. “Seismic detection of the summit magma complex of Kilauea volcano, Hawaii”, *Science*, 223, 165-7.
- Thurber CH and Aki K, 1987. Three-dimensional seismic imaging. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 15: 115–139.
- Thurber, C., 1993. “Local earthquake tomography: Velocities and Vp/Vs-theory”, in *Seismic Tomography, Theory and Practice*, edited by H. Iyer and K. Hirahara, CRC Press, Boca Raton, Fla. Pp.563-583.
- Thurber CH, 2003. Seismic tomography of the lithosphere with body-waves. *Pure and Applied Geophysics* 160: 717–737.
- Tonimoto, T. and Anderson, D.L., 1984. Mapping convection in the mantle, *Geophys. Res. Lett.*, 11, 287-290
- Tryggvason, A. 1998. Seismic tomography: Inversion for P- and S-wave velocities. *Acta Universitatis Upsaliensis. Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology* 369. 31 pp. Uppsala. ISBN 91-554-4225-0.
- Trampert J and Woodhouse JH, 1995. Global phase velocity maps of Love and Rayleigh waves between 40 and 150 seconds. *Geophysical Journal International* 122: 675–690.
- Trampert, J., and J. H. Woodhouse, 1996. “High resolution global phase velocity distributions”, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 21-24.

- Trampert J, 1998. Global seismic tomography: The inverse problem and beyond. *Inverse Problems* 14: 371–385.
- Tunç, B., 2008. Marmara Bölgesi'nin Üç Boyutlu Hız Yapısının Sismik Tomografi Yöntemi ile Belirlenmesi, Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 122 s. (yayınlanmamış).
- Uluslan, N., 1978, Batı Anadolu'daki kabuk hızlarının araştırılması, Lisans Üstü Tezi, D.Ü.F.F.
- Um, J., and Thurber, C. H., 1987. "A fast algorithm for two-point seismic ray tracing", *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77, 792-86.
- Utkucu, M., Budakoğlu, E., Durmuş, H., 2011. Marmara Bölgesinde (KB Türkiye) Depremsellik ve Deprem Tehlikesi Üzerine Bir Tartışma, *Yerbilimleri*, 32 (3), 187-212 Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni.
- VanDecar, J.C., and Crosson, R.S., 1990, Determination of teleseismic relative phase arrival times using multi-channel cross-correlation and least squares: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 80, p. 150–169 [http:// www .bssaonline .org /content /80 /1 /150 .short](http://www.bssaonline.org/content/80/1/150.short).
- VanDecar, J. C. 1991. Upper-mantle structure of the Cascadia subduction zone from non-linear teleseismic travel-time inversion, Ph.D. thesis, Univ. of Wash., Seattle.
- Van der Hilst, R. D., and Engdahl, E. R., 1991. "On ISC PP and pP data and their use in delay-time tomography of the Caribbean region", *Geophys. J. Int.*, 106, 169-88.
- Van der Hilst RD and De HoopM(2005) On sensitivity kernels for 'wave-equation' transmission tomography. *Geophysical Journal International* 160: 621–633.
- Van Heijst HJ and Woodhouse JH, 1999. Global high-resolution phase velocity distributions of overtone and fundamental mode surface waves determined by mode branch stripping. *Geophysical Journal International* 137: 601–620.
- Van Hinsbergen, D. J. J., Hafkenscheid, E., Spakman, W., Meulen Kamp, J. E. & WORTEL, R. 2005. Nappe stacking resulting from subduction of oceanic and continental lithosphere below Greece. *Geology*, 33, 325–328.
- Van Hinsbergen J.J D., Kaymakci, N., Spakman, W., Torsvik H. T. 2010. Reconciling the geological history of western Turkey with plate circuits and mantle tomography, *Earth and Planetary Science Letters* 297 674–686.
- Vanacore, E., Taymaz, T., Saygin, E., 2013. Moho structure of the Anatolian plate from receiver function analysis. *Geophys.J. Int.* 193, <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggs107>.
- Vanacore, E. A., Taymaz, T., and Saygin, E. 2013. Moho structure of the Anatolian Plate from receiver function analysis, *Geophys. J. Int.*, 193, 329–337.

- Verzhbitsky, E., Kuzin, I. and Lobkovsky, L., 2002. Age and Thickness of the Lithosphere within the Western And Eastern Basins of the Black Sea according to Geophysical Data. *Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.)*, Vol. 11, 2002, pp. 231-242.
- Vinnik, L. P., Erduran, M., Oreshin, S. I., Kosarev, G. L., Kutlu, Y. A., Çakir, Ö., and Kiselev, S. G. 2014. Joint inversion of P- and S-receiver functions and dispersion curves of Rayleigh waves: the results for the Central Anatolian Plateau, *Izv.-Phys. Solid Earth*, 50, 622–631.
- Vasco DW, Johnson LR, and Pulliam J, 1995. Lateral variations in mantle velocity structure and discontinuities determined from P, PP, S, SS and SS-SdS travel time residuals. *Journal of Geophysical Research* 100: 24037–24059.
- Walck MC and Clayton RW, 1987. P wave velocity variations in the Coso region California, derived from local earthquake travel times. *Journal of Geophysical Research* 92(B1): 393–405
- Walck, M.C., 1988. Three-dimensional VP/VS variations for the Coso Region, California., *J. Geophys. Res.*, 93, 2047-2052.
- Wang, Y., and G. A. Houseman 1995. Tomographic inversion of reflection seismic amplitude data for velocity variation, *Geophys. J. Int.*, 123, 355– 372.
- Westaway, R., 1991. Discussion of and correction to ‘Deformation of the NE Basin and Range Province: the response of the lithosphere to the Yellowstone plume?’ by R. Westaway, *Geophys. J. Int.*, 104, 647-659, this issue.
- Westaway, B. 1994. Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean. *Journal of Geophysical Research*, 99, 12071–12090.
- Williamson, P. R. 1990. Tomographic inversion in reflection seismology, *Geophys. J. Int.*, 100, 255– 274.
- Woodhouse JH and Dziewonski AM, 1984. Mapping the upper mantle: Three-dimensional modeling of Earth structure by inversion of seismic waveforms. *Journal of Geophysical Research* 89: 5953–5986.
- Woodhouse JH and Dziewonski AM, 1989. Seismic modelling of the Earth’s large-scale three-dimensional structure. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 328: 291–308.
- Wong H.K. Ludmann T. Uluğ A. Görür N., 1995. The sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime, *Tectonophysics* , 244, 231–250.
- Wortel M.J.R. ve Spakman, W., 2008. Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region, *Science’s Compass*, *Science* 290, 1910 (2000); DOI: 10.1126/science.290.5498.1910.
- Wortel, M. J. R. and Spakman, W. 2000 Subduction and slab detachment in the Mediterranean–Carpathian region, *Science*, 290, 1910– 1917, doi:10.1126/science.290.5498.1910.

- Yang, T., and Shen, Y., 2005. "P-wave velocity structure of the crust and uppermost mantle beneath Iceland from local earthquake tomography", *Earth Planet. Sci. Lett.*, 235, 597-609.
- Yas, Türker, 2006. "Doğal kaynaklı potansiyel alanların birleşik ters çözümü", Yüksek Lisans Tezi, Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Yalçın, H., Gülen, L., Utkucu, M., 2013. Türkiye ve Yakın Çevresinin Aktif Fayları Veri Bankası ve Deprem Tehlikesinin Araştırılması, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, Yerbilimleri, 34 (3), 133-160.
- Yalçın, H. ve Gülen, L., 2013. Sapanca ve Yakın Çevresinin Depremselliği ve Stres Tensör Analizleri, 20. Uluslararası Jeofizik Kongresi, sf. 304-308, S72 nolu bildiri özleri, 25-27 Kasım, Antalya.
- Yalçın, H., Kürçer, A., Utkucu, M., Gülen, L., 2017. Seismotectonics Of the Southern Marmara Region, NW TURKEY, *Bulletin of the Geological Society of Greece*, Vol. 50, 2016, DOI: 10.12681/bgsg.11717.
- Yalçın H. Ve Gülen L., 2017. Sakarya Ve Gemlik Bölgesinin Sismik Aktivitesi, 4. Uluslararası Deprem Mühendisliği Ve Sismoloji Konferansı, 11-13 Ekim 2017 – Anadolu Üniversitesi – Eskişehir.
- Yegorova, T., Gobarenko, V., and Yanovskaya, T., 2013, Lithosphere structure of the Black Sea from 3-D gravity analysis and seismic tomography: *Geophysical Journal International*, v. 193, p. 287–303, <https://doi.org/10.1093/gji/ggs098>.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, Ş. C., Elmas, A., Gürer, Ö. F., Bozcu, M., Gürpınar, O. ve Serdar, H. S. 1995. Geology and development of the Tokat Massif, Second International Turkish geology workshop, Abstracts, Cumhuriyet Univ., Müh. Fak., Jeol. Müh. Böl., 117.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C. & Şengör, A. M. C. 1997. Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: Robinson, A. G. (ed.) *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. AAPG Memoir, 68, 183–226.
- Yılmaz, Y., 2000. Ege Bölgesinin aktif tektoniği. Batı Anadolu'nun depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000), 24-27 Mayıs 2000, İzmir, Bildiriler, 3-14.
- Yolsal-Çevikbilen, S., Biryol, C. B., Beck, S., Zandt, G., Taymaz, T., Adıyaman, E.H., ve Özacar, A.A., 2012. 3-D crustal structure along the North Anatolian Fault Zone in north-central Anatolia revealed by local earthquake tomography. *Geophysical Journal International* 2012. Vol. 188, pp. 819-849.
- Zandt, G., 1978. "Study of Three-dimensional Heterogeneity Beneath Seismic Arrays in Central California and Yellowstone, Wyoming", Ph. D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology.
- Zhang YS and Tanimoto T, 1993. High-resolution global upper mantle structure and plate tectonics. *Journal of Geophysical Research* 98: 9793–9823.

- Zhang, Y.-S., and Lay, T. 1996. "Global surface wave phase velocity variations", *J. Geophys. Res.*,101, 8415-8436.
- Zhao, D., 1990. A tomographic study of seismic velocity structure in the Japan Islands, Ph.D Thesis, Tohoku University.
- Zhao D, Hasegawa A, and Horiuchi S, 1992. Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan. *Journal of Geophysical Research* 97: 19909–19928.
- Zhou HW, 1996. A high resolution P wave model for the top 1200 km of the mantle. *Journal of Geophysical Research* 101: 27791–27810.
- Zhu, L., Mitchell, B.J., Akyol, N., Cemen, I., and Kekovali, K., 2006, Crustal thickness variations in the Aegean region and implications for the extension of continental crust: *Journal of Geophysical Research–Solid Earth*, v. 111, B01301, <https://doi.org/10.1029/2005JB003770>
- Zor, E., Özalaybey, S., ve Gürbüz, C, 2006. The crustal structure of the eastern Marmara region (Turkey) by teleseismic receiver functions. *Geophysics J. Int.*, Vol. 167, pp. 213-222.
- Zor, E., Sandvol, E., Xie, J., Türkelli, N., Mitchell, B., Gasanov, A.H., ve Yetirmishli, G., 2007. Crustal Attenuation within the Turkish Plateau and Surrounding Regions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 97, No. 1B, pp. 151–161, February 2007, doi: 10.1785/0120050227.
- Zor, E., 2008, Tomographic evidence of slab detachment beneath eastern Turkey and the Caucasus: *Geophysical Journal International*, v. 175, p. 1273–1282, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03946.x>.
- Zor, E., 2008. Tomographic evidence of slab detachment beneath eastern Turkey and the Caucasus. *Geophys. J. Int.* (2008) 175, 1273–1282.

ÖZGEÇMİŞ

1985 yılında Beykoz/İstanbul'da doğdu. İlk ve orta öğrenimini Beykoz İshakağa İlköğretim Okulu ve Beykoz Ziya Ünsel İlköğretim okullarında, lise öğrenimini ise İstanbul Haydarpaşa Anadolu Lisesi'nde tamamladı. 2004 yılında girmiş olduğu Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden 2008 yılında mezun oldu. 2009 yılında Sakarya Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı yüksek lisans programını kazandı ve aynı sene içerisinde bu bölümde Araştırma Görevlisi oldu. 2012 yılının Haziran ayında yüksek lisans eğitimini tamamladı ve yüksek mühendis ünvanını aldı. Aynı sene içerisinde Sakarya Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda doktora eğitimine başladı. Halen Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde Araştırma Görevlisi olarak görevine devam etmektedir.