KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

DENİZLİ ÇAMELİ BÖLGESİ'NİN ÜÇ BOYUTLU HIZ YAPISININ BELİRLENMESİ

CEM AÇIKGÖZ

KOCAELİ 2019

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

DENİZLİ ÇAMELİ BÖLGESİ'NİN ÜÇ BOYUTLU HIZ YAPISININ BELİRLENMESİ

CEM AÇIKGÖZ

Dr. Öğr. Üyesi Berna TUNÇ
Danışman, Kocaeli Üniversitesi .....

Prof. Dr. Şerif BARIŞ
Jüri Üyesi, Kocaeli Üniversitesi .....

Prof. Dr. A. Öğuz ÖZEL
Jüri Üyesi, İstanbul Üniversitesi .....

Tezin Savunulduğu Tarih: 09.07.2019

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Batı Ege ile Orta Anadolu arasında yer alan bölge Burdur-Fethiye Makaslama Zonu başta olmak üzere birçok aktif fay sisteminin etkisi altındadır. Çalışma alanında tarihsel ve aletsel dönemde birçok yıkıcı deprem meydana gelmiştir. 29 Ekim 2007 tarihinde 5.1 büyüklüğünde meydana gelen deprem sonrasında artçı deprem çalışması yapılmıştır. Bu çalışmada, yerel deprem tomografisi yöntemi kullanılarak bölgeye ait hız yapısı çıkarılmaya çalışılmıştır.

Tez çalışmam boyunca her konuda bilgi ve tecrübeleriyle bana destek olan değerli danışmanım Dr. Öğr. Üyesi Berna TUNÇ'a teşekkür ediyorum.

Öneri ve verdiği bilgilerle desteğini hiçbir zaman esirgemeyen, aynı zamanda çalışma arkadaşım, TÜBİTAK'ta Uzman Araştırma Görevlisi olarak görev yapan Y. Müh. Adil TARANCIOĞLU'na teşekkür ederim.

Tez çalışmamın, özellikle jeoloji ve sonuç kısımlarında bıkmadan verdiği cevaplar, eleştiri ve önerileriyle daha iyiye yönlendiren Dr. Aynur AKYÜZ'e teşekkür ederim.

Tez çalışmamda kullandığım verinin toplandığı "Deprem Sonrası Acil Gözlem Araştırmaları" projesi çalışanları başta olmak üzere, desteklerini her koşulda hissettiğim TÜBİTAK-MAM YDBE personeline sonsuz teşekkürler.

Öğrenim hayatım boyunca maddi manevi destekleriyle her zaman yanımda olan annem ve babama, yüksek lisans öğrenimim ve tez aşamasında tüm nazımı çeken eşim Kübra AÇIKGÖZ ve kızım Naz AÇIKGÖZ'e teşekkür ediyorum

Temmuz – 2019 Cem AÇIKGÖZ

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR i
İÇİNDEKİLER ii
ŞEKİLLER DİZİNİ iv
TABLOLAR DİZİNİ vii
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ viii
GİRİŞ 1
1. DAHA ÖNCE YAPILMIŞ ÇALIŞMALAR 2
1.1. Dünyada Sismik Tomografi İle İlgili Yapılan Çalışmalar 2
1.2. Denizli-Çameli Bölgesi'nde Daha Önce Yapılmış Çalışmalar 3
2. ÇAMELİ CİVARININ JEOLOJİSİ VE DEPREMSELLİĞİ 6
2.1. Jeoloji 6
2.2. Tektonik Konum 8
2.3. Depremsellik 9
2.3.1. Aktif faylar 9
2.3.2. Tarihsel ve aletsel dönem depremler 11
3. SİSMİK TOMOGRAFİ YÖNTEMİ 17
3.1. Tomografik Yöntemlerin Sınıflandırılması 18
3.1.1. Kaynak türüne göre 18
3.1.2. Kaynak-alıcı geometrisine göre 18
3.1.3. Veri çeşidine göre 19
3.2. Yerel Deprem Tomografisi Teorisi 19
3.2.1. Hız yapısının modellenmesi 20
3.2.2. Işın yolu ve seyahat süresi hesabı 21
3.2.3. Odak-hız ödünleşmesi 24
3.2.4. Üç boyutlu ters çözüm işlemi 24
3.2.5. Çözüm kalitesi 26
4. ÇAMELİ BÖLGESİ DEPREM VERİLERİNİN TOPLANMASI VE TOMOGRAFİ UYGULAMASI 28
4.1. Verilerin Toplanması 29
4.2. Veri Kalitesinin Belirlenmesi 30
4.3. Bir Boyutlu Hız Modelinin Belirlenmesi 32
4.4. Veri Seçimi 35
4.5. Çameli Bölgesi Tomografi Uygulaması 37
4.5.1. Bir boyutlu hız modelini kullanarak ilk konumların belirlenmesi ve bir boyutlu hız modelinin iyileştirilmesi 37
4.5.2. Yapay dama tahtası testi 41
4.5.3. Tomografik ters çözüm 45
4.5.4. V_p ve V_p / V_s ters çözümü 51
5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER 54
5.1. Sismolojik Sonuçlar 54
5.2. Tomografik Sonuçlar 57
5.3. Tomografik Sonuçların Diğer Çalışmalarla Karşılaştırılması 69
5.4. Jeolojik Sonuçlar 70

KAYNAKLAR 73
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER 79
ÖZGEÇMİŞ 81

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Ekim 2007- Ekim 2008 ayları arasındaki 1 yıllık deprem aktivitesi 4
Şekil 2.1. Türkiye'nin neotektonik birlikleri ve çalışma alanının konumu. 6
Şekil 2.2. Çalışma alanı ve civarında sadeleştirilmiş jeoloji haritası ve yapısal süreksizlikler. 7
Şekil 2.3. Türkiye'nin sadeleştirilmiş aktif fay haritası 9
Şekil 2.4. Çalışma alanı civarında haritalanmış aktif ve olası aktif faylar. 10
Şekil 2.5. Çameli ve civarında tarihsel dönemde (- 1963) meydana gelen depremler 13
Şekil 2.6. Çameli ve civarında aletsel dönemde (1964-2008) meydana gelen depremler 16
Şekil 3.1. (a) Yerel ve (b) telesismik ışınlar için yer yapısının modellenmesi 18
Şekil 3.2. Yerel deprem tomografisi işlem adımları 20
Şekil 3.3. Yer içinde hız yapısının modellenmesini gösteren üç farklı yaklaşımın şematik gösterimi. (a) sabit hızlı bloklar, (b) ayrık bloklar, (c) düğüm noktaları. 21
Şekil 3.4. Işın izleme için iki temel yaklaşımın gösterimi. Atış (shooting) yöntemi (üstte) ve Eğme (bending) yöntemi (altta). 22
Şekil 3.5. Yalancı eğim 23
Şekil 3.6. Süreksizlik düzlemi ile ışın yolunun kesişim noktasının pertürbasyon planı 23
Şekil 3.7. Yerel deprem tomografisi için model yapının genel gösterimi. Üçgenler istasyonları, yıldızlar deprem odak noktalarını göstermektedir. 25
Şekil 4.1. Çameli ve civarında kurulan deprem kayıt istasyonları. 30
Şekil 4.2. Depremlere ait enlem ve boylam kesitleri. Mavi noktalar ilksel deprem konumlarını, kırmızı noktalar tekrardan çözümleri yapılmış deprem konumlarını beyaz üçgenler istasyon yerlerini göstermektedir 31
Şekil 4.3. Deprem konumlarında hata miktarlarını gösteren grafikler. Mavi grafikler ilksel konumlardaki hata miktarlarını, kırmızı grafikler düzeltmeler sonunda elde edilen konumlardaki hata miktarlarını göstermektedir 32
Şekil 4.4. Bölgeyi temsil eden farklı hız modelleri 33
Şekil 4.5. Farklı hız modelleri kullanılarak yapılan deprem konumları 34
Şekil 4.6. Farklı modeller kullanılarak yapılan konumlar sonucunda ortaya çıkan farklı hata miktarlarını gösteren grafikler. Kırmızı grafikler BODRUM modeline, yeşil grafikler Ozer ve Polat, 2017 modeline, mavi grafikler TURDEP modeline aittir. 35

Şekil 4.7. Seçilen kriterlere uygun depremler ve bunları kaydeden deprem istasyonları 36
Şekil 4.8. Referans tablolarının oluşturulması için kullanılan parametre dosyası 37
Şekil 4.9. Referans tablolarından deprem konumlarını belirleyecek parametre dosyası 38
Şekil 4.10. İyileştirilmiş bir boyutlu hız modeli ile elde edilen depremlerin konumları 39
Şekil 4.11. Bir boyutlu hız modeli iyileştirilmesi için kullanılan parametre dosyası 39
Şekil 4.12. Başlangıç (gri eğri) , iterasyon adımlarında elde edilen (siyah eğri) ve sonuç (kırmızı eğri) bir boyutlu hız modelini gösteren grafik. 40
Şekil 4.13. Sentetik veri parametre dosyası 41
Şekil 4.14. Yapay test için tanımlanan anomali dosyası 42
Şekil 4.15. Dama tahtası testi için oluşturulan model (mavi gridler yüksek hızlı, kırmızı gridler düşük hızlı anomalileri tanımlamaktadır) 42
Şekil 4.16. Dama tahtası modeli uygulaması 43
Şekil 4.17. Işın yollarının ve kaynak konumlarının belirlenmesi için kullanılan LOTOS-12 parametre dosyası 45
Şekil 4.18. Depremler ve istasyonlar arasındaki ışın yollarının basit gösterimi (Kırmızı noktalar depremleri, siyah dikdörtgenler içindeki yazılar istasyon kodlarını, gri çizgiler ışın yollarını mavi çizgiler ise kesit alınan hatları göstermektedir) 46
Şekil 4.19. Işın yolları üzerinde A-A1 ve B-B1 kesitleri gösteren şekil (Mavi kareler istasyonları, kırmızı noktalar depremleri göstermektedir) 46
Şekil 4.20. Ters çözümde kullanılacak grid yapısını oluşturacak parametre dosyası 47
Şekil 4.21. Ters çözüm için kullanılan parametre dosyası 48
Şekil 4.22. Düzenli grid için üç boyutlu model parametreleri. 48
Şekil 4.23. P ve S dalgaları için elde edilen üç boyutlu hız pertürbasyonları 49
Şekil 4.24. Çalışma alanında alınan Vp/Vs anomalisine ait A-A^1 düşey kesiti 52
Şekil 5.1. Farklı kurumlar tarafından hesaplanan ana şok yerini gösteren harita. Kırmızı daire AFAD-DDB, Mavi daire Kandilli Rasathanesi, Yeşil daire EMSC (Avrupa Sismoloji Merkezi), tarafından hesaplanan konumlardır. Beyaz ve gri daireler tez çalışması kapsamında farklı hız modelleriyle hesaplanan konumlardır. 54
Şekil 5.2. Odak çözümleri yapılan deprem konumlarını (kırmızı daireler) ve odak çözümlerini gösteren harita 56
Şekil 5.3. Burdur-Fethiye Makaslama Zonu ve Gökova-Yeşilüzümlü Fay Zonu üstünde meydana gelen büyük depremlere ait odak mekanizması çözümleri 57
Şekil 5.4. Ters çözüm öncesi ve sonrası deprem konumları ve derinlik kesitleri. Kırmızı daireler ters çözüm öncesi depremleri, mavi daireler ters çözüm sonrası depremleri, beyaz üçgenler istasyonları göstermektedir 59
Şekil 5.5. (a) ters çözüm öncesi, (b) ters çözüm sonrası deprem derinlik dağılımları 59

Şekil 5.6. Çalışma alanında yapılan tomografik ters çözümler için seçilen profiller (mavi çizgiler)..... 60
Şekil 5.7. Ters çözüm sonucu elde edilen P dalgası (a) ve S dalgası (B) hız dağılımlarına ait farklı derinliklerdeki kesitler. Kırmızı renk düşük hız farklılığını, mavi renk yüksek hız farklılığını göstermektedir. Kırmızı daireler depremleri, siyah çizgiler fayları belirtmektedir..... 61
Şekil 5.8. Tomografik ters çözüm sonucu elde edilen P dalgası gerçek hız (a), P dalgası pertürbasyonu ve Vp/Vs (c) değerlerinin derinlikle değişimi. Kırmızı noktalar depremleri, oklar bölgedeki fayların yerlerini göstermektedir..... 64
Şekil 5.9. Çalışma alanında KD-GB yönlü profillerden (B-B',C-C',D-D',E-E') alınan düşey gerçek P dalgası hızı kesitleri. Kırmızı noktalar depremleri göstermektedir. 65
Şekil 5.10. Çalışma alanında KD-GB yönlü profillerden (B-B',C-C',D-D',E-E') alınan düşey P dalgası pertürbasyon kesitleri. Kırmızı noktalar depremleri göstermektedir. 66
Şekil 5.11. Çalışma alanında KD-GB yönlü profillerden (B-B',C-C',D-D',E-E') alınan düşey Vp/Vs oranı kesitleri. Kırmızı noktalar depremleri göstermektedir..... 67
Şekil 5.12. Akar (2015) tarafından oluşturulan analitik sinyal haritası. Siyah daireler deprem konumlarını göstermektedir..... 70
Şekil 5.13. Çalışma bölgesinde haritalanmış aktif faylar, depremlerin yüzeydeki dağılımları ve derinlik kesitleri. Kırmızı daireler deprem konumlarıdır..... 72

TABLOLAR DİZİNİ

Tablo 2.1. Çameli ve civarında tarihsel dönemde meydana gelen depremler 12
Tablo 2.2. Çameli ve civarında aletsel dönemde meydana gelen depremler..... 14
Tablo 4.1. Çalışmada kurulan istasyonlara ait koordinat ve yükseklik bilgileri..... 28
Tablo 4.2. Farklı modellere göre A ve B kalite depremleri gösteren tablo. 36
Tablo 5.1. Farklı kurumlar tarafından ana şok için hesaplanan odak parametreleri..... 55
Tablo 5.2. Odak çözümü yapılan depremler..... 55
Tablo 5.3. Ters çözüm öncesi ve sonrası elde edilen ortalama hata miktarları ve indirgeme miktarı..... 58
Tablo 5.4. Kayaçların içinde bulunduğu çeşitli fiziksel şartlara göre sismik parametre değişimleri..... 63

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

1/V	: Yavaşlık Parametresi
A	: Jacobian Matrisi
A^T	: Jacobian Matrisinin Transpozesi
AF	: Amaç Fonksiyonu
dx, dy, dz, dt	: Kaynak Parametrelerine Ait Düzeltmeler
I	: X-ışınının Gözlenen Şiddeti
I_0	: X-ışınının İlk Şiddeti
M_L	: Yerel Magnitüd
r	: Seyahat Zaman Artığı (Rezidüel)
T	: Sismik Dalganın Seyahat Zamanı
t	: Sismik Dalganın Varış Zamanı
V_p	: P Dalgası Hızı
V_s	: S Dalgası Hızı
β	: Sönüm Faktörü
ΔG	: Gözlemsel Anomali İle Kuramsal Anomali Fark Vektörü
τ_i	: Depremin Oluş Zamanı

Kısaltmalar

(1-B)	: Bir Boyut
(2-B)	: İki Boyut
(3-B)	: Üç Boyut
ATT	: Ağırlıklandırılmış Türevlerin Toplamı
BFMZ	: Burdur-Fethiye Makaslama Zonu
CAT	: Computer Aided Tomography (Bilgisayarlı Tomografi)
GYFZ	: Gökova-Yeşil Üzümlü Fay Zonu
LSQR	: Least Squares with QR (En Küçük Kareler QR)
RMS	: Root Mean Square (Ortalama Karekök)

DENİZLİ ÇAMELİ BÖLGESİ'NİN ÜÇ BOYUTLU HIZ YAPISININ BELİRLENMESİ

ÖZET

Bu çalışmada, Çameli (DENİZLİ) civarı için üç-boyutlu hız yapısı, tomografik ters çözüm yöntemi ile belirlenmiştir. Bu bölge tarihte büyük depremler üretmiş aktif tektonik yapıların etkisindedir. Çalışmanın amacı, bölgedeki kabuk yapısını belirlemek ve bundan sonra yapılacak çalışmalara ışık tutmaktır. 29 Ekim 2007 tarihinde büyüklüğü 5,1 olan bir deprem meydana gelmiş ve deprem aktivitesi bir yılı aşkın süreyle devam etmiştir. TÜBİTAK MAM YDBE tarafından 2008 yılında bölgede bir sismik ağ kurularak bu depremin devamı olan mikrodeprem aktivitesi izlenmiştir. Bu tez çalışmasında 2008 yılında kurulan sismik ağ ile toplanan veriler kullanılmıştır. Üç-boyutlu hız yapısını belirlemek için yapılan ters çözümlerde LOTOS-12 algoritması kullanılmıştır. Bu algoritma, depremlerin P dalgası ve S dalgası yayılım zamanlarını kullanarak yinelemeli eş zamanlı ters çözüm yapılmasını sağlar. Bölgede meydana gelen depremlerin oluşumunu daha iyi anlayabilmek için, deprem odak mekanizmaları da incelenerek bölgeyi temsil eden aktif fay sistemleri ile ilişkilendirilmiştir. Sonuçlar bölgede daha önceden yapılmış farklı çalışmalarla karşılaştırılmıştır.

Çalışmanın sonucunda, Çameli civarının kabuk yapısının üç-boyutlu hız yapısı 15 km derinliğe kadar ayrıntılı olarak çıkarılmıştır. Çalışmada kullanılan depremlerin Gökova-Yeşil Üzümlü Fay Zonu (GYFZ) ile uyumlu olduğu gözlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Çameli Bölgesi, Sismik Tomografi, Üç-Boyutlu Hız Yapısı.

DETERMINATION OF THE THREE-DIMENSIONAL VELOCITY STRUCTURE OF THE DENIZLI CAMELI REGION

ABSTRACT

Tomographic inversion method is used to determine three-dimensional velocity structure of Cameli (DENIZLI) region and surroundings. The region is under the influence of active tectonic structures which caused big earthquakes in history. The main aim of this study is to define the crust structure in the region and to leave a background guide for future studies. In 29 October 2007, an earthquake of 5.1 magnitude occurred in the region, and aftershocks was recorded almost more than a year. The micro-seismic activity was monitored by TUBITAK MRC EMSI by a local seismic network in 2008. The earthquake data, which were recorded by TUBITAK local network, is analysed in this study. LOTOS-12 algorithm is used to determine three-dimensional velocity structure. The algorithm is compiled to provide iterative simultaneous inverse solution using the P-wave and S-wave travel times of earthquakes. Focal mecanism solutions are analysed and compared to active fault system in the region for a better understanding of occurrence of earthquakes. The results are also compared with previous studies.

The three-dimensional velocity structure of the crust in Cameli Region is determined down to 15 km depth in a good resolution. Results of this study suggests that the analysed earthquakes are compatible with Gokova-Yesil Uzumlu Fault Zone (GYFZ) in the region.

Keywords: Cameli Region, Seismic Tomography, Three-Dimensional Velocity Structure.

GİRİŞ

Yerkabuğu karmaşık, homojen olmayan jeolojik yapıya sahiptir. Böylesi tekdüze olmayan bir yapının yerel deprem tomografisi ile görüntülenmesi doğrusal olmayan bir işlemdir (Pavlis ve Booker, 1983) ve çözümler bir yer modeline göre doğrusallaştırılarak elde edilir (Aki ve Lee, 1976). Doğrusallaştırılmış ters çözümden elde edilen üç boyutlu görüntüler; başlangıç modeline, deprem konumlarına ve deprem oluş zamanlarına bağlıdır.

Yerel deprem tomografisi yöntemi, kullanılan kaynak itibariyle doğal kaynaklı bir yöntemdir. Depremler ve istasyonlar aynı model uzayı içinde yer alır. Veri olarak deprem kayıtlarındaki P ve S dalga fazlarına ait seyahat süreleri kullanılır. Yerel deprem tomografisinde bir bölgeye kurulan sismik ağ sayesinde elde edilen deprem kayıtlarından yararlanarak seyahat süreleri hesaplanmakta, seyahat süreleri kullanılarak kaynak ile alıcı arasındaki gecikmeler elde edilmekte ve ters çözüm teknikleriyle ortamın hız yapısı belirlenmeye çalışılmaktadır. Yerel deprem tomografisi ile genellikle üst kabuk problemleri çözülebilmektedir. Hız tomografisinde genellikle cisim dalgaları (P ve S dalgaları) seyahat süreleri, bilinen parametre olarak kullanılır. Diğer bilinen parametre ise deprem kayıt istasyonlarının koordinatlarıdır. Deprem koordinatları, oluş zamanı, ışın yolları ve yavaşlık ise bilinmeyen ve bulunması gereken parametrelerdir. Daha önceki çalışmalardan veya verilerden yola çıkılarak yapılan bir modelleme, çalışmanın ilk adımını oluşturur. Model parametreleri gerektiğinde çözüm aşamasında değiştirilebilmektedir. Modellemenin ardından başlangıç parametreleriyle düz çözüm yapılarak hesaplanmış değerler elde edilir. Bu değerler, gözlemsel değerlerle karşılaştırılarak aralarındaki farkın minimum olması sağlanmaya çalışılır. Diğer bir deyişle ters çözüm yöntemleri uygulanarak başlangıç modeli düzeltilmeye çalışılır. Kabul edilebilir hata sınırları içerisinde sonuçlar elde edildikten sonra en son adım olarak çözüm kalitesi saptanmaya çalışılır. Tüm buaşamalardan sonra elde edilen değerlerin haritalanması ile bölgenin üç boyutlu (3-B) hız yapısı ortaya çıkarılmış olur.

1. DAHA ÖNCE YAPILMIŞ ÇALIŞMALAR

1.1. Dünyada Sismik Tomografi İle İlgili Yapılan Çalışmalar

1980'lere kadar üç boyutlu ters çözüm olarak adlandırılan sismik tomografi yönteminin ilk uygulaması 1974 yılında Birleşik Devletler Jeoloji Araştırma Kurumu (USGS) tarafından kurulan sismik ağdan elde edilen veriler kullanılarak San Andreas Fayı altındaki yer yapısını modelleyen Keiti Aki ve arkadaşları tarafından yapılmıştır (Aki, 1993). Aki ve Lee (1976), yöntemi yerel depremlere uygulanabilir hale getirmişlerdir. Bu çalışmalar, Aki ve diğ., (1976, 1977) ile Aki ve Lee (1976) tarafından yayınlanmıştır.

Hirahara (1977), yüksek hızlı pasifik levhasının Japon dalma-batma kuşağındaki üst manto bölgesini, bu yöntemle incelemiştir. Dziewonski ve Anderson (1984), Tonimoto ve Anderson (1984), Woodhouse ve Dziewonski (1984) gibi araştırmacılar, tüm dünya ölçeğinde sismik görüntülemeyi başarmışlardır.

Zhao (1990), Japonya'daki hız yapısını belirlemek amacıyla, 470 yerel depremden oluşan veriyi kullanmıştır. Veri, 200x800 $km^{2'}$ lik bir alan içerisinde 61 istasyondan elde edilmiştir. Zhao (1990)'nun modelinde düzensiz şekilli hız süreksizlikleri bulunmaktadır. 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.

Nakamura ve diğ., (2002), 17 Ağustos 1999 İzmit depremi sonrası meydana gelen artçı sarsıntıları kullanarak İzmit ve civarının üç boyutlu P dalgası hız yapısını çıkarmışlardır. Tomografik ters çözüm için Zhao (1990) tarafından geliştirilen TOMOG3D programını kullanmışlardır.

Barış ve diğ., (2005) tarafından, 3D tomografi yöntemiyle, tüm Marmara'yı kapsayacak şekilde, yaptıkları çalışma sonucunda, Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nun batı kesiminin hız yapısının kuvvetli yanal ve düşey değişim gösterdiği ve bu bölgede mikro deprem etkinliği ile hız değişimleri arasında kesin bir ilişkinin bulunamaması ile birlikte 17 Ağustos Kocaeli Depremi ve bazı büyük artçı depremlerin çoğunun yüksek hıza sahip bölgeler ile yüksek hız - düşük hız geçiş zonlarının arasında meydana geldiğini belirlemişlerdir. Yine aynı çalışmanın sonuçlarına göre Marmara Denizi'nin İstanbul Boğazı'na yakın kesimi ile İznik-Mekece Fayı civarının muhtemel yamulma enerjisinin biriktiği ve ileride kırılarak açığa çıkabileceği potansiyel deprem üretecek bölgeler sınıfında olduğunu ifade etmişlerdir (Alkan ve diğ., 2007).

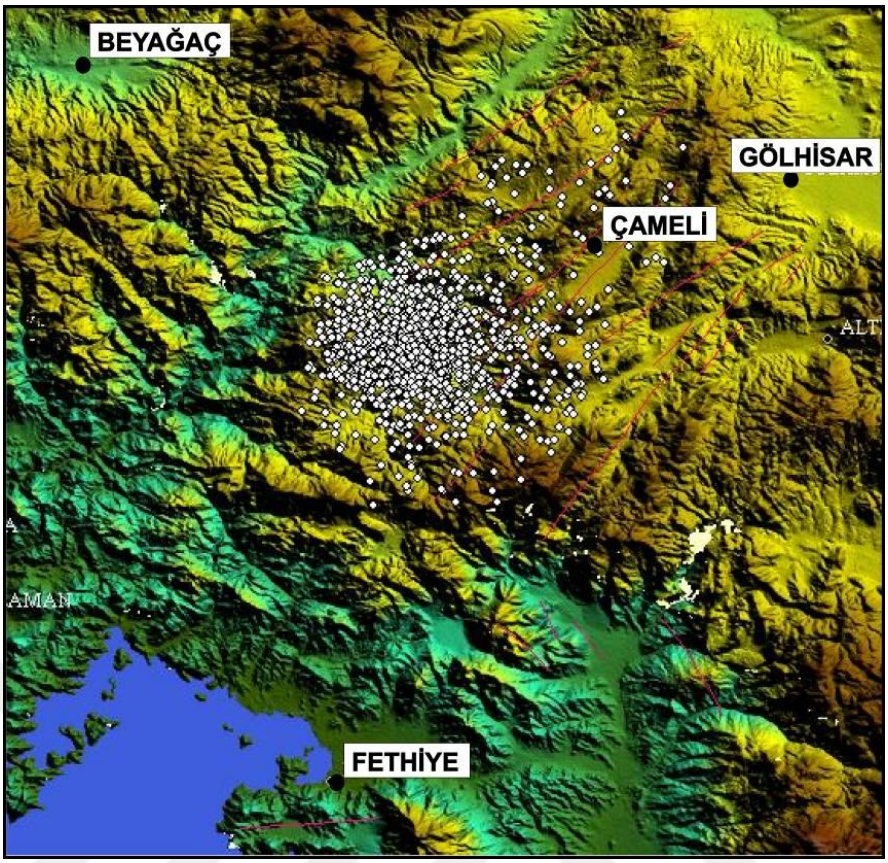
Tunç ve diğ. (2011), Armutlu yarımadası ve civarına ait P dalgası ve S dalgası hız yapılarını Koulakov ve diğ. (2006) tarafından geliştirilen LOTOS-10 algoritması ile belirlemiştir. Çalışmada ARNET sismik ağına ait istasyonlarda toplanan verileri kullanmıştır.

1.2. Denizli-Çameli Bölgesi'nde Daha Önce Yapılmış Çalışmalar

Çameli ve dolayında daha önce yapılmış sismolojik çalışmalar sınırlıdır. Çameli baseninde daha önce yapıldığı bilinen sismolojik çalışma, Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma kurumu (TÜBİTAK) Marmara Araştırma Merkezi (MAM) Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü (YDBE) tarafından yapılmıştır.

2006 yılında TÜBİTAK MAM YDBE tarafından "Deprem Sonrası Acil Gözlem Araştırmaları Projesi (DEPAR)" başlatılmıştır. Proje, Türkiye'nin herhangi bir yerinde $M_w \geq 6{,}0$ büyüklüğünde bir deprem olduğunda artçı deprem çalışması yapılmasını amaçlamaktadır. 2008 yılında DEPAR projesi kapsamında öngörülen büyüklükte bir deprem meydana gelmediği için kasım ayında bir tatbikat yapılmasına karar verilmiş ve tatbikat yeri olarak Çameli (Denizli) bölgesi seçilmiştir.

Bölgede 29 Ekim 2007 tarihinde büyüklüğü $M_L = 5{,}1$ olan bir deprem meydana gelmiştir. Bu depremin ardından aktivite bir yılı aşkın süreyle devam etmiştir (Şekil 1.1). Proje kapsamında deprem aktivitesi çevresinde 10 adet istasyon kurularak yaklaşık bir ay boyunca izlenmiştir.



Şekil 1.1. Ekim 2007- Ekim 2008 ayları arasındaki 1 yıllık deprem aktivitesi. Veriler AFAD-DDB web sitesinden alınmıştır.

Akar ve Özel (2018) Çameli Bölgesi'nin üç boyutlu gravite ve manyetik yapısının depremsellikle ilişkisini incelemiştir. Bu çalışmada kullanılan deprem verileri TÜBİTAK tarafından 2008 yılında DEPAR projesi kapsamında toplanan verilerdir. Ayrıca manyetik ve gravite verileri Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müdürlüğü tarafından toplanmıştır. Jeofizik analiz yöntemleri uygulanarak elde edilen sonuçlarla birlikte bölgeye ait tektonik izler ortaya konmuş ve bölgedeki deprem oluşumu açıklanmaya çalışılmıştır. Çalışmada yerel deprem tomografisi sonuçları SIMUL2000 yazılımı ile elde edilmiştir.

Bu tezin amacı, Çameli baseni ve dolayında meydana gelen mikrodepremleri kullanarak, yerel deprem tomografisi yöntemi ile bölgenin 3-B sismik hız yapısının belirlenmesidir. Bölgeye ait hız yapısının belirlenmesi için mikrodepremlere ait seyahat zamanları hesaplanıp, 3-B tomografik ters çözüm yöntemleri kullanılmıştır.

Çalışmanın amacına ulaşabilmesi için TÜBİTAK-MAM YDBE tarafından 2008 yılında DEPAR projesi kapsamında bölgede çalıştırılan istasyonlardan toplanan

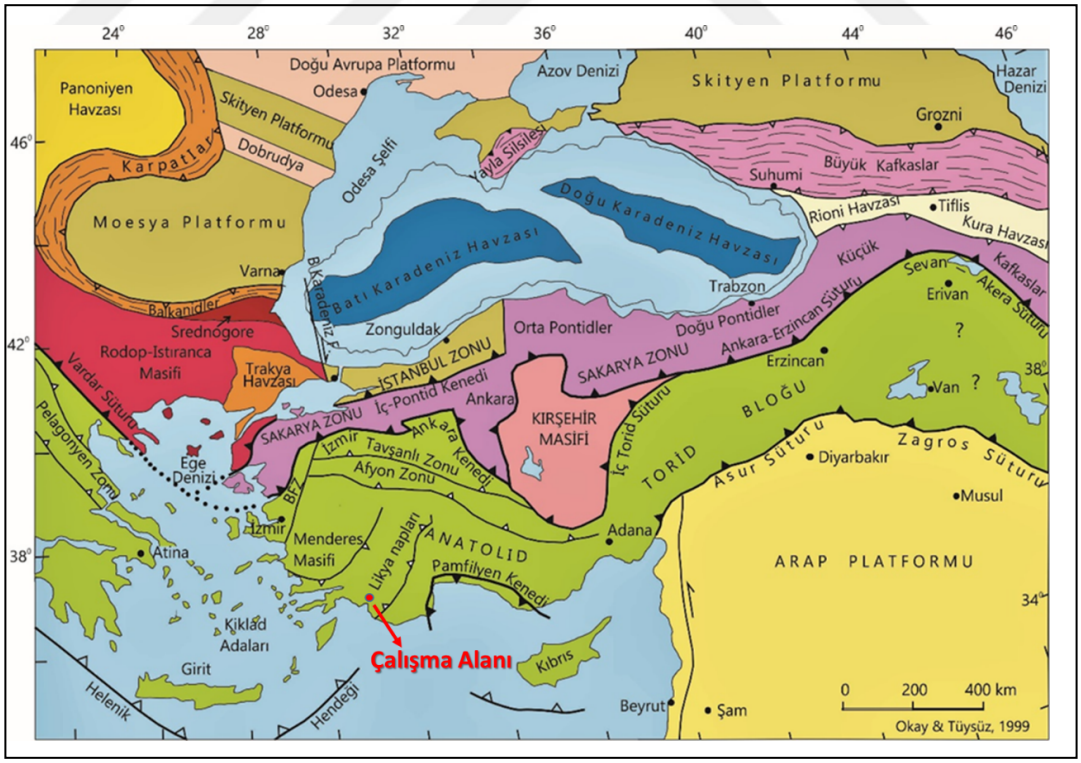
veriler kullanılmıştır. Ters çözüm başlangıç parametrelerinde kullanılacak; mikrodeprem konumlarının ve oluş zamanlarının belirlenmesinde SEISAN8.1 (The Earthquake Analysis Software) programının alt programı olan HYPOCENTER, 1-B hız modelinin elde edilmesinde FORTRAN programlama dilinde yazılmış VELEST (Kissling ve diğ., 1995), elde edilen verilerin görüntülenmesinde ve oluşturulan grafiklerin çiziminde GMT (Vessel ve Smith, 1998), 3-B hız modelinin elde edilmesinde LOTOS (Koulakov, 2009) yazılım paketleri kullanılmıştır.

Tez kapsamında Çameli baseni ve civarının genel jeolojisi ve depremselliği ile ilgili bilgi verilmektedir. Ayrıca bölgede uygulanan 3-B hız tomografisinin esasları, teorisi ve kullanımı ile ilgili ayrıntılar anlatılmıştır. Son bölümde çalışma alanında toplanan deprem verilerinin 3-B V_p, V_s ve V_p/V_s tomografik çözümlemelere dayalı uygulamalara yer verilmiştir. Bunun yanında, ters çözüm sonucu elde edilen gerçek hız değerleri de belirlenmiştir.

2. ÇAMELİ CİVARININ JEOLOJİSİ VE DEPREMSELLİĞİ

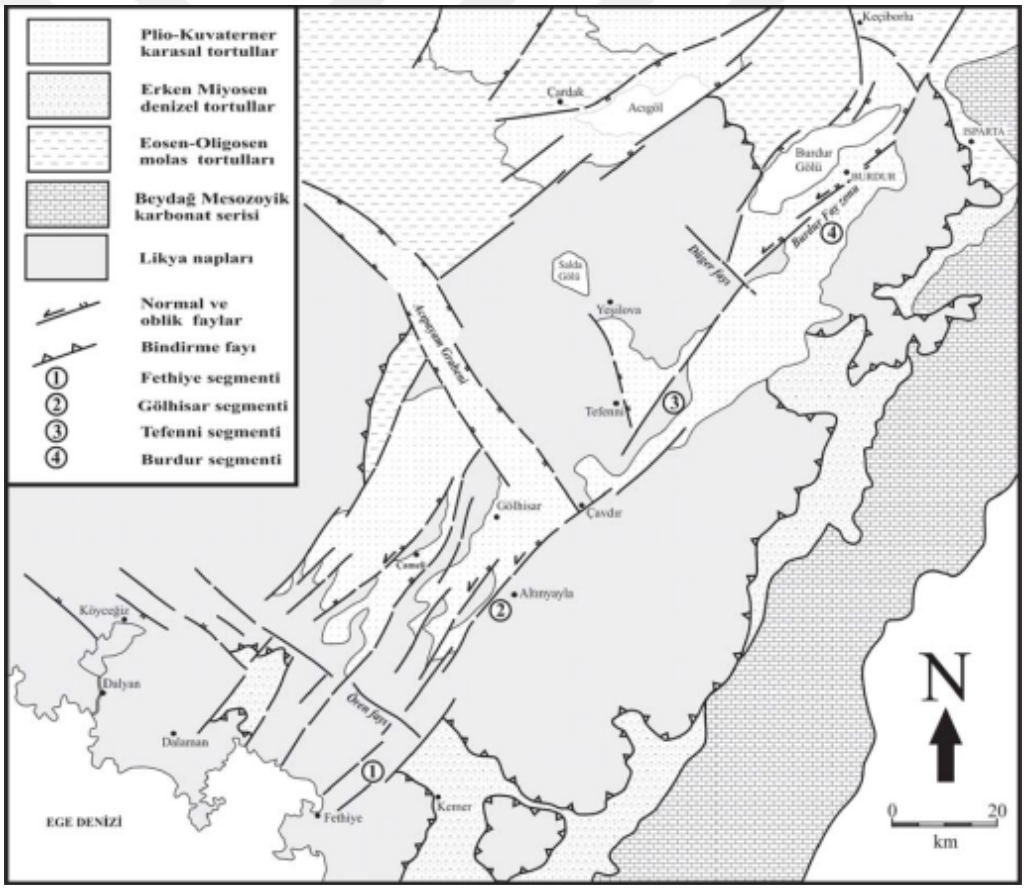
2.1. Jeoloji

Alp-Himalaya orojenik kuşağında yer alan Türkiye, dünyadaki en yoğun deprem aktivitesinin izlendiği bölgeler arasında yer alır. Bölgedeki neotektonik rejimin, yaklaşık 5 milyon önce Neo-Tetis okyanusunun kapanması ile başladığı kabul edilir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Paleozoyik sonrasında varlığını sürdürmüş olan Neo-Tetis okyanusunun kapanması ile bu okyanusun kuzeyinde yer almış olan Lavrasya kıtası, güneyinde yer almış olan Gondwana kıtası ve okyanus içerisindeki adalar farklı sütur zonları boyunca bir araya gelmiş ve Türkiye'nin mevcut tektonik birlikleri oluşmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz, 1999) (Şekil 2.1). İzmir-Ankara ve Ankara-Erzincan süturu kuzeyinde yer alan tektonik birliklerde Lavrasya özellikleri, güneyinde yer alan birliklerde ise Gondwana özellikleri gözlenir.



Şekil 2.1. Türkiye'nin neotektonik birlikleri ve çalışma alanının konumu (Okay ve Tüysüz, 1999).

Çalışma alanı Gondwana özellikleri gösteren Anatolid-Torid Bloğu içerisinde yer alır (Şekil 2.1) Temelde Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kayalar yer alır (Şekil 2.2) (Ersoy, 1990). Paleozoyik dönemini temsil eden fliş ile karbonat ve kırıntılılar çok sınırlı düzlüklerde izlenir (Akbaş ve diğ., 2011). Mesozoyik dönem ise Likya Naplarına (Ersoy, 1990; Çelik ve Delaloye, 2003) ait kayalar ile temsil edilir. Bu kayalar ofiyolitik melanj, bazalt, spilit, peridotit, pelajik ve neritik kireçtaşları olarak haritalanmıştır (Ersoy, 1990; Çelik ve Delaloye, 2003; Akbaş ve diğ., 2011). Temel kayalar üzerinde Miyosen ve Pliyosen yaşlı göl ve akarsu çökelleri yer alır (Alçiçek, 2001; Alçiçek ve diğ., 2005; 2006; Bozcu ve diğ., 2007; Akbaş ve diğ., 2011; Elitez ve Yaltırak, 2014). Bölgede haritalanmış en genç birimler Kuvaterner yaşlı karasal çökellerdir.

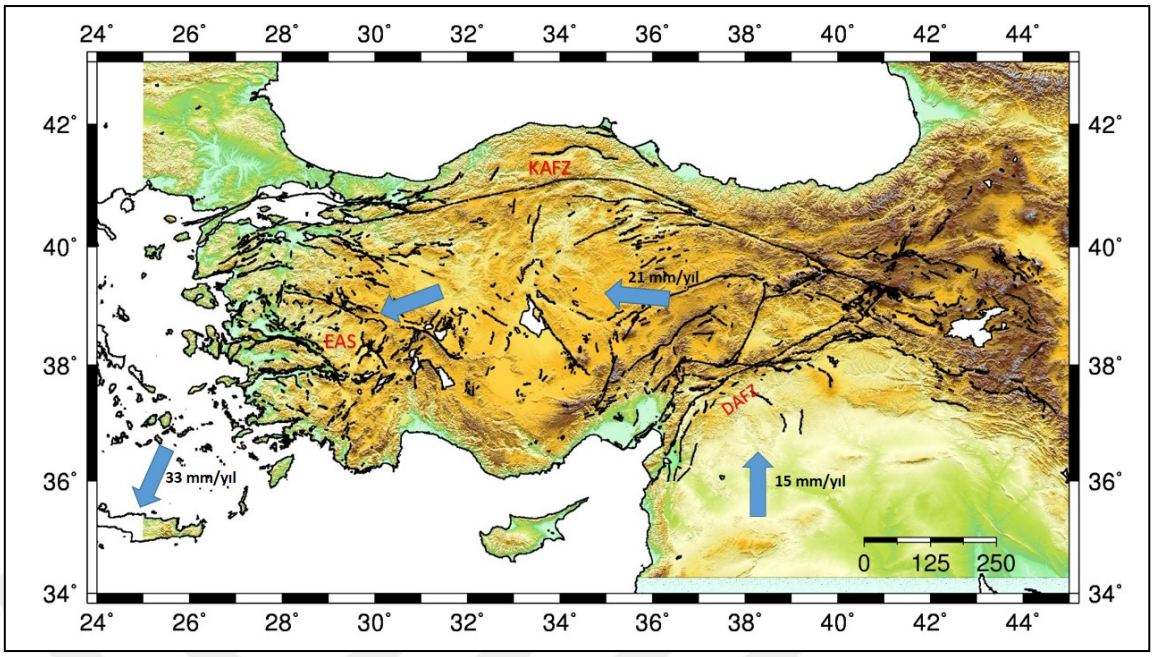


Şekil 2.2. Çalışma alanı ve civarında Bozcu ve diğ. (2007) tarafından üretilen sadeleştirilmiş jeoloji haritası ve yapısal süreksizlikler.

2.2. Tektonik Konum

Anadolu levhası güneyinde Afrika ve Arap levhaları, kuzeyinde ise Avrasya levhası ile tektonik ilişki halindedir (Şekil 2.3). Arap ve Afrika levhalarının göreceli olarak kuzeye doğru hareket etmesi Ege Bölgesi güneyinde bir dalma-batma zonu (Helen Yayı), güneydoğu Anadolu Bölgesinde ise bir bindirme kuşağının (Bitlis-Zagros Bindirme Kuşağı) gelişmesine sebep olmuştur. Güncel GPS ölçümlerine göre Arap levhasının ortalama hareket hızı 15 mm/yıl'dır (McClusky ve diğ., 2003; Reilinger ve diğ., 2006). Batı Ege'de Helen yayına doğru devam eden levha hareketi hızı GPS çalışmalarında 33 mm/yıl olarak elde edilmiştir. Hem Arap levhasının kuzey yönde hareketi hem de Helen yayının etkisi ile Anadolu levhası iki önemli transform fay olan KAFZ ve DAFZ boyunca batıya doğru hareket etmektedir. KAFZ üzerindeki güncel GPS hızları 25 mm/yıl, DAFZ üzerindeki hızlar ise 10 mm/yıl olarak ölçülmüştür (Reilinger ve diğ., 2006). Batı Anadolu'da, Ege bölgesi güneyinde yer alan Helen yayının etkisi nedeniyle yaklaşık K-G yönde tektonik açılma rejimi hakimdir. Helen Yayı'nın doğu devamı birbirine paralel iki sol-yanal transform fay (Pliny ve Strabo Transform Fayları) ile Kıbrıs Yayı'na bağlanmaktadır.

Çalışma alanı Batı Ege ile Orta Anadolu'nun güney sınırında yer alır. Özellikle Mesozoyik yaşlı kayaların yaygın olarak izlendiği bu alan KD-GB gidişli, birbirine paralel uzanan sol-yanal aktif faylardan oluşan bir makaslama zonu ile deforme olmaktadır (Şekil 2.3). Güneybatıda Fethiye Körfezi'nden başlayıp kuzeydoğuda Afyon ili güneyine doğru uzanan bu aktif zon Fethiye Burdur Fay Zonu (Barka ve diğ., 1995; Barka ve Reilinger, 1997; Alçiçek ve diğ., 2006; Bozcu ve diğ., 2007; Tiryakioğlu ve diğ., 2013; Koç ve diğ., 2016), Burdur Fethiye Fay Zonu (Aksu ve diğ., 2009; Hall ve diğ., 2009) veya Burdur Fethiye Makaslama Zonu (Elitez ve Yaltırak, 2014) olarak anılmaktadır. Bazı araştırmacılar bu zonun Pliny-Strabo transform faylarının karadaki uzantısı (Barka ve Reilinger, 1997; Aksu ve diğ., 2009; Hall ve diğ., 2009) olduğu görüşünde olsa da birbirinden bağımsız yapılar olduğu (ten Veen ve diğ., 2004) görüşü de mevcuttur. Bu çalışmada Burdur Fethiye Makaslama Zonu adlandırması benimsenmiştir.



Şekil 2.3. Türkiye'nin sadeleştirilmiş aktif fay haritası

2.3. Depremsellik

2.3.1. Aktif faylar

Çalışma alanı ve civarında, Emre ve Duman (2011) ile Emre ve diğ. (2011) tarafından oluşturulan Türkiye Diri Fay haritasında Burdur Fethiye Makaslama Zonu'nu temsil eden alan içerisinde beş farklı fay adlanmıştır (Şekil 2.4). Bunlar batıdan doğuya doğru Acıpayam Fayı, Kelekçi Fayı, Çameli Fayı, Altınyayla Fayı ve isimsiz bir fay segmentidir. Emre ve diğ. (2011)'e göre Acıpayam Fayı hem sol yanal hem de normal bileşeni olan, GD'ya eğimli olası aktif (Kuvaterner Fayı) bir faydır. Kuzeyde Acıpayam ilçesi güneyinden güneyde Narlı köyü güneyine kadar yaklaşık 60 km boyunca KD-GB doğrultusunda haritalanmıştır. Kelekçi Fayı, Acıpayam Fayı'nın hemen doğusunda ve ona paralel uzanan bir diğer Kuvaterner fayıdır. KD-GB doğrultulu ve eğim yönü KD olan iki normal fay segmentinden oluşur. Kuzeyde Kelekçi köyünden güneyde Narlı köyü kuzeyine kadar yaklaşık 42 km boyunca izlenir. Daha doğuda yer alan Çameli Fayı ve Altınyayla Fayı bölgede haritalanmış aktif faylardır. Çameli Fayı, kuzeyde Dedebağı güneyinden güneyde Çameli güneyine kadar 29 km uzunlukta, KD-GB doğrultuda sol-yanal bir fay olarak haritalanmıştır. Altınyayla fayı ise Altınyayla doğusunda 18 km uzunlukta KD-GB doğrultulu sol-yanal bir faydır. Emre ve Duman (2011) tarafından Batlık Köyü

batısında, yaklaşık 14 km uzunluğunda ve iki segmentten oluşan sol-yanal bir aktif fay daha haritalanmıştır.



Şekil 2.4. Çalışma alanı civarında haritalanmış aktif ve olası aktif faylar. Emre ve Duman (2011) ile Emre ve diğ. (2011)'den değiştirilmiştir. Kırmızı renkli çizgiler aktif fayları, mor renkli çizgiler Kuvaterner faylarını (olası aktif), siyah renkli çizgiler ise olası Kuvaterner fayı veya morfolojik çizgiselliği gösterir

Bundan başka; Burdur Fethiye Makaslama Zonu içerisinde değişik uzunluklarda normal faylar (Alçiçek ve diğ., 2005; 2006) veya sol yanal bileşenli normal faylar (Bozcu ve diğ., 2007; Elitez ve Yaltırak, 2014) da haritalanmıştır.

Fethiye Körfezi'nin yaklaşık 20 km KD'sunda, körfezin kıyı çizgisine az çok paralel uzanan ve Burdur Fethiye Makaslama Zonunu neredeyse dik bir açıyla kesen KB-GD gidişli bir süreksizlik mevcuttur. Bu süreksizlik Bozcu ve diğ. (2007) tarafından Ören Fayı olarak adlandırılmıştır (Şekil 2.2). Elitez ve diğ. (2009) ise bu süreksizliği Gökova Körfezi içine kadar sürekli haritalamış ve Gökova-Yeşil Üzümlü Fay Zonu (GYFZ) olarak adlandırmıştır. Yazarlar bu zonu sol-yanal bileşenli kademeli normal faylardan oluşan bir fay zonu olarak tanımlamışlardır. Emre ve Duman (2011)'in Ören kuzeybatısında haritalamış olduğu KB-GD doğrultulu bir graben yapısı gösteren Kuvaterner fayları da aynı süreksizlik zonu üzerinde olup en uzun segment yaklaşık 7 km'dir (Şekil 2.4). Bu tez çalışmasında bu fay GYFZ olarak adlandırılacaktır.

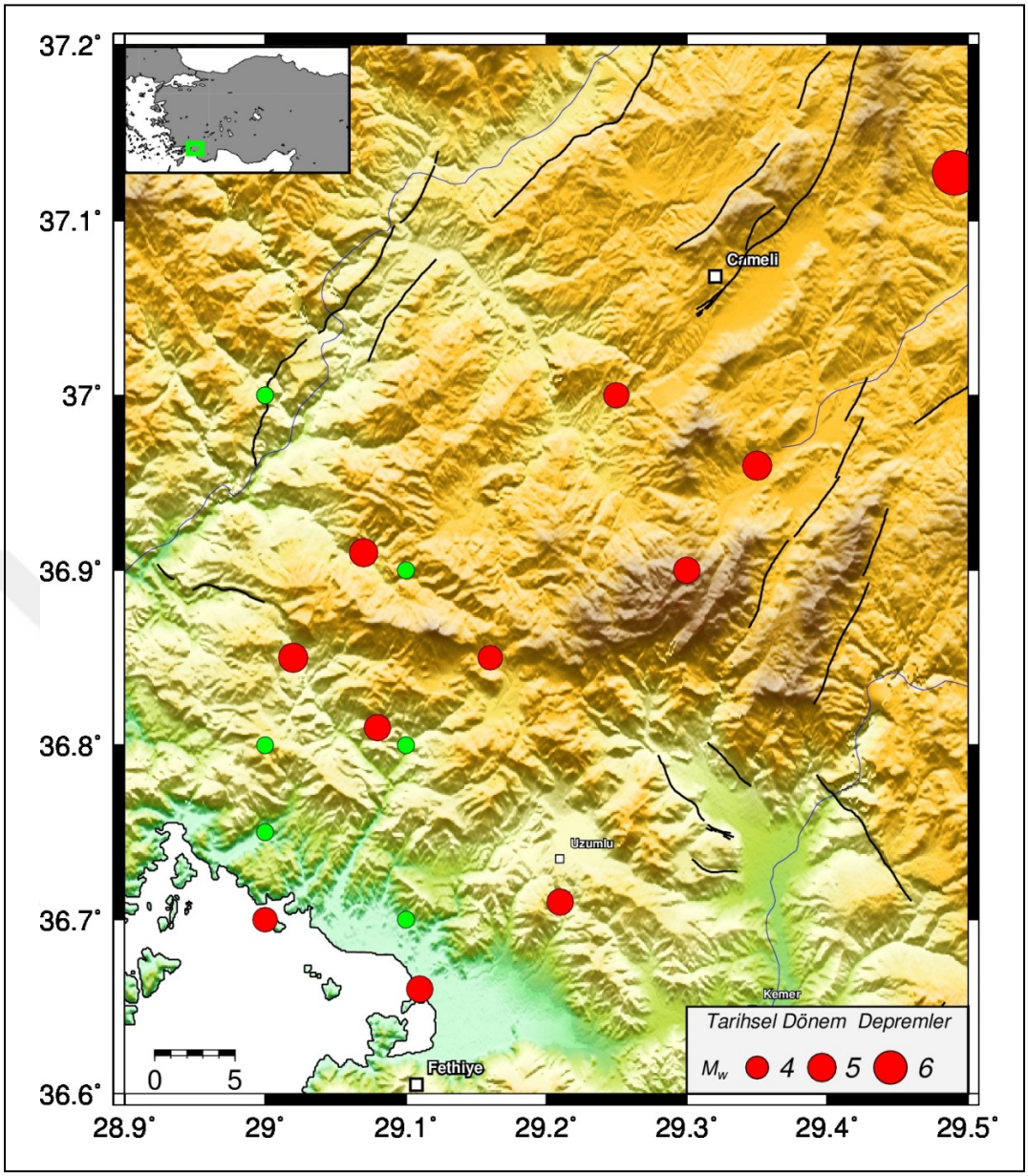
2.3.2. Tarihsel ve aletsel dönem depremler

Burdur-Fethiye Makaslama Zonu aktif bir fay zonu olup büyüklüğü 7,1' e kadar yükselen depremler üretmektedir. Uzunluğu yaklaşık 150 km olan bu fay zonunun KD ucunda yer alan Burdur ilinde 1914 tarihinde 7,1 büyüklüğünde, GB ucundaki Fethiye'de ise 1957 yılında 7,1 büyüklüğünde depremler meydana gelmiştir. Bu fay zonunun iç ve orta kesimlerinde 1900 yılı sonrasında meydana gelen depremlerin büyüklüğü 6,2'yi geçmemiştir. Acıpayam ovasında 1936 yılında 5,3 büyüklüğünde bir deprem kaydedilmiştir. Bu depremden 71 yıl sonra 29 Ekim 2007 Çameli havzasında orta büyüklükte bir deprem (M_L=5,1) meydana gelmiştir. Bu tarihten günümüze kadar farklı dönemlerde M > 5 depremler ve artçıları meydana gelmektedir. 20 Mart 2019 tarihinde meydana gelen Acıpayam merkezli deprem (M=5,5) Burdur-Fethiye Makaslama Zonu içinde yer almıştır.

Tarihsel döneme ait deprem kataloglarına bakıldığında Çameli ve yakın çevresinde 21 adet deprem olduğu görülmektedir (Tablo.2.1, Şekil 2.5) (Tan ve diğ., 2008). Bu depremlerin çoğunun konumu Çameli'nin güneybatısı olarak kayıtlara geçmşitr. Meydana gelen depremlerin büyüklüklerine bakıldığında 5,0<M<7,0 arasında değiştiği görülmektedir.

Tablo 2.1. Çameli ve civarında tarihsel dönemde meydana gelen depremler (Tan ve diğ., 2008). EG: Guidoboni ve diğ. (1994), KU: Kondorskaya ve Ulomov, (1999), KE: Ergin ve diğ. (1967 ve 1971)

Enlem	Boylam	Büyüklük	Derinlik (km)	Yıl	Ay	Gün	Kaynak
37,1272	29,4908	6,3	-	23	-	-	EG
37,1272	29,4908	6,9	-	417	-	-	EG
36,9000	29,3000	5,3	35	1952	9	23	KU
36,9600	29,3500	5,6	80	1953	9	5	KU
36,8500	29,1600	5,1	20	1959	1	6	KU
36,6600	29,1100	5,3	30	1959	1	6	KU
36,7100	29,2100	5,3	40	1959	1	7	KU
37,0000	29,3000	-	-	1959	1	7	KE
37,0000	29,2500	5,25	-	1959	1	9	KE
36,7000	29,1000	-	-	1959	1	17	KE
36,7000	29,0000	5,1	33	1959	1	26	KU
37,0000	29,0000	-	-	1959	3	1	KE
36,8100	29,0800	5,3	20	1959	6	9	KU
36,8000	29,1000	-	-	1959	6	10	KE
36,8000	29,0000	-	-	1959	7	17	KE
36,9100	29,0700	5,5	70	1959	12	8	KU
36,8500	29,0200	5,6	60	1960	1	26	KU
37,0000	29,0000	-	-	1960	1	28	KE
36,7500	29,0000	-	-	1960	1	31	KE
36,7500	29,0000	-	-	1960	2	1	KE
36,9000	29,1000	-	33	1963	7	26	KE



Şekil 2.5. Çameli ve civarında tarihsel dönemde (- 1963) meydana gelen depremler. Yeşil daireler büyüklüğü belli olmayan depremleri göstermektedir

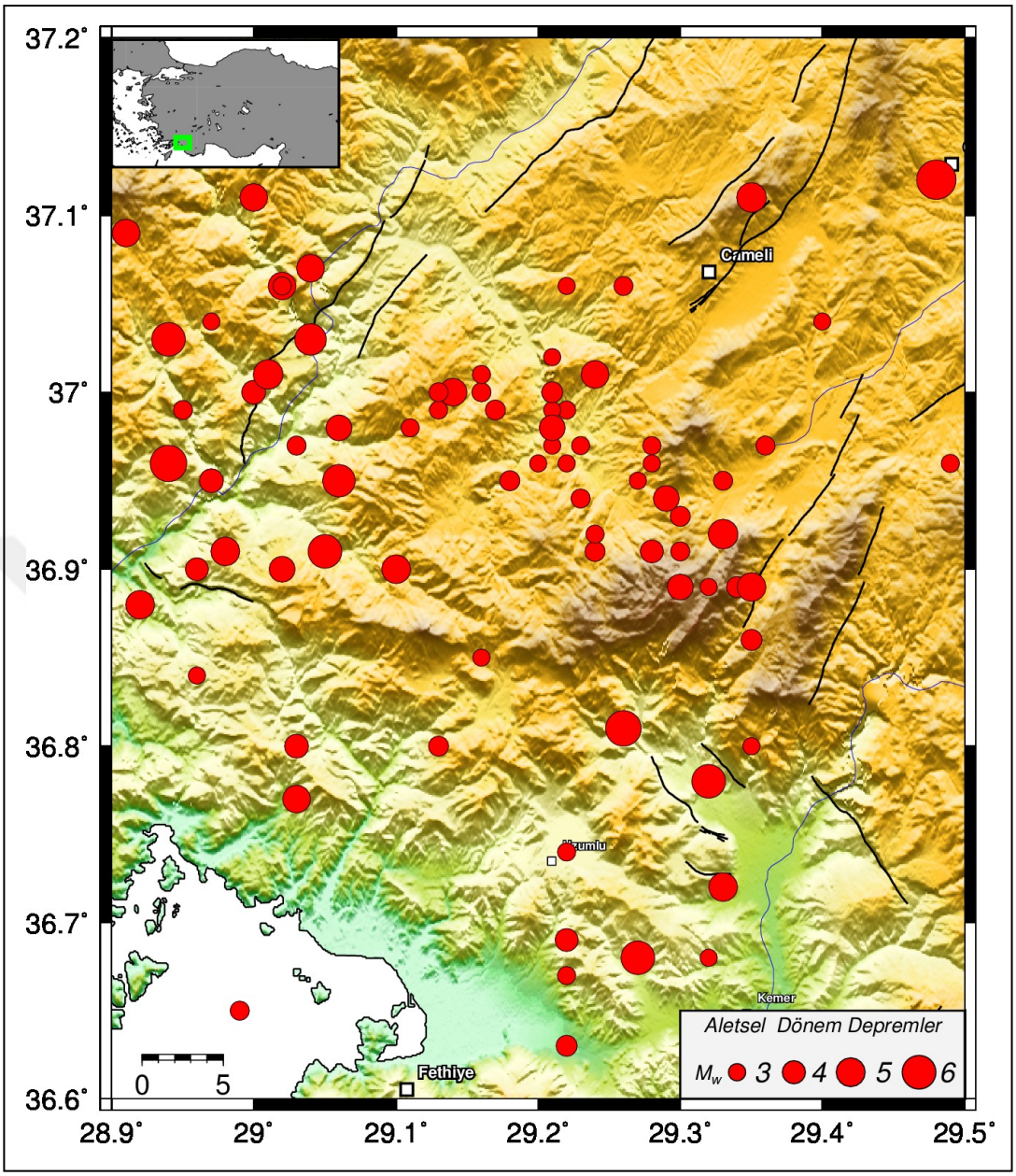
Aletsel dönem deprem kataloğuna bakıldığında ise bölgede büyüklüğü 3,5 ve üzeri olan 82 adet deprem vardır (Tablo 2.2) (Tan ve diğ., 2008). Bu depremlerin konumları haritalanarak Şekil 2.6'da gösterilmiştir.

Tablo 2.2. Çameli ve civarında aletsel dönemde meydana gelen depremler (Tan ve diğ., 2008).) ISK ve ATH için ISC'ye bakılmalı [URL-1].

Enlem	Boylam	Büyüklük (M_L)	Derinlik(km)	Yıl	Ay	Gün	Kaynak
36,7000	29,2000	4,4	63	1964	9	28	ISC
36,6800	29,2700	4,9	24	1967	4	4	ISC
36,8100	29,2600	5	43	1967	6	1	ISC
36,8900	29,3000	4,3	0	1967	6	2	ISC
36,7800	29,3200	4,9	35	1967	6	18	ISC
36,7200	29,3300	4,5	24	1967	9	5	ISC
36,7700	29,0300	4,4	94	1968	7	4	ISC
36,6900	29,2200	4	0	1968	11	16	ISC
37,0000	29,0000	4,1	57	1969	8	3	ISC
36,9000	29,1000	4,5	0	1970	3	1	ISC
37,0100	29,0100	4,6	11	1970	10	19	ISC
36,8800	28,9200	4,5	19	1970	11	21	ISC
37,0600	29,0200	4,4	7	1970	12	28	ISC
37,0900	28,9100	4,4	23	1970	12	28	ISC
36,9600	28,9400	5,1	23	1970	12	30	ISC
37,1100	29,0000	4,4	38	1970	12	31	ISC
37,0700	29,0400	4,4	7	1971	1	2	ISC
37,0300	29,0400	4,7	3	1971	6	15	ISC
36,8000	29,1300	3,8	44	1972	7	29	ISC
37,0000	29,1400	4,4	0	1972	8	29	ISC
37,0600	29,2200	3,5	0	1977	3	10	ISK
36,9100	29,2800	4	29	1978	9	18	ISC
36,8400	28,9600	3,5	0	1978	10	7	ISK
36,6700	29,2200	3,6	0	1978	10	28	ISK
36,8000	29,0300	4,1	11	1979	6	22	ISC
36,6800	29,3200	3,5	0	1979	9	17	ISK
37,0100	29,2400	4,4	10	1983	3	22	ISC
37,1100	29,3500	4,6	10	1983	3	24	ISC
36,8000	29,3500	3,5	30	1990	7	27	ISK
36,9600	29,4900	3,6	0	1990	8	3	ISK
37,1200	29,4800	5,3	1	1991	1	15	ISC
36,9400	29,2300	3,7	10	1991	7	29	ISC
37,0600	29,2600	3,7	10	1991	8	3	ISK
36,9800	29,0600	4,3	24	1994	11	9	ISC
36,9100	29,0500	4,9	10	1994	11	13	ISC
36,9100	28,9800	4,5	26	1994	11	13	ISC
37,0300	28,9400	4,9	10	1994	11	13	ISC
36,9500	29,0600	4,8	25	1994	11	13	ISC
36,9500	28,9700	4,1	4	1994	11	13	ISC
36,9700	29,0300	3,7	33	1994	11	27	ISK
37,0600	29,0200	3,6	3	1995	1	12	ISC
36,9900	28,9500	3,7	6	1995	1	13	ISC
36,9000	28,9600	4	13	1995	2	27	ISC
36,6300	29,3800	4,4	22	1995	9	28	ISC
36,7400	29.2200	3,6	9	1996	4	25	ISC
36,9000	29,0200	4,3	16	1995	1	22	ISC

Tablo 2.2. (Devam) Çameli ve civarında aletsel dönemde meydana gelen depremler (Tan ve diğ., 2008). ISK ve ATH için ISC'ye bakılmalı [URL-1].

36,6300	29,2200	3,9	9	1996	5	1	ISC
36,6500	28,9900	3,7	26	1998	4	14	ATH
37,0400	28,9700	3,5	2	1998	6	26	ISC
37,0400	29,4000	3,5	10	1999	6	22	ISC
36,9200	29,3300	4,6	37	2007	10	29	ISC
36,8600	29,3500	3,9	10	2007	10	29	ISC
36,8900	29,3400	3,9	15	2007	10	31	ISC
36,9700	29,3600	3,7	10	2007	11	14	ISC
36,8900	29,3500	4,5	29	2007	11	16	ISC
36,9700	29,2800	3,6	5	2007	11	23	ISC
36,8900	29,3200	3,5	7	2007	11	24	ISC
36,9300	29,3000	3,8	18	2007	12	2	ISC
36,9500	29,3300	3,7	7	2007	12	4	ISC
36,9500	29,2700	3,5	6	2007	12	5	ISC
36,9700	29,2100	3,5	5	2007	12	8	ISC
36,9400	29,2900	4,3	16	2007	12	9	ISC
36,9100	29,2400	3,8	13	2007	12	28	ISC
36,9600	29,2800	3,5	9	2007	12	31	ISC
36,9200	29,2400	3,6	8	2008	1	8	ISC
37,0200	29,2100	3,5	7	2008	1	11	CSE
36,9100	29,3000	3,7	9	2008	2	13	ISC
36,9900	29,2200	3,6	2	2008	4	16	ISC
36,9600	29,2200	3,5	3	2008	4	20	ISC
36,9900	29,2100	3,5	5	2008	4	29	ISC
36,9700	29,2300	3,6	2	2008	5	27	ISC
37,0000	29,2100	3,9	4	2008	6	4	ISC
36,9500	29,1800	3,8	4	2008	7	28	ISC
37,0000	29,1600	3,7	4	2008	7	31	ISC
37,0100	29,1600	3,6	6	2008	8	17	ISC
36,9900	29,1300	3,6	2	2008	8	17	ISC
37,0000	29,1300	3,7	2	2008	8	18	ISC
36,9600	29,2000	3,5	0	2008	8	24	ISC
36,9800	29,2100	4,3	10	2008	8	25	ISC
36,9900	29,1700	3,8	3	2008	10	8	ISC
36,9800	29,1100	3,6	5	2008	10	10	ISC



Şekil 2.6. Çameli ve civarında aletsel dönemde (1964-2008) meydana gelen depremler

3. SİSMİK TOMOGRAFİ YÖNTEMİ

"Tomo" kelimesi Yunanca'da "dilim" anlamına gelmektedir. 1985 yılında Wilhelm Röntgen'in X-ışını keşfetmesi tıp alanında önemli gelişmelere sebep olmuştur. "Tomografi" terimi, tıp biliminde insan vücudundaki anormal dokuları belirlemek için X-ışınları kullanılarak uygulanan CAT (Computer Aided Tomography) tekniğinden alınmıştır.

Sismik tomografi yöntemi, yerkürenin hız yapısının sismik dalgalar kullanılarak 3-B olarak görüntülendiği bir yöntemdir. Aki ve diğ. (1977), yer içi hız yapısının belirleneceği ortamı bloklara bölerek "Sismik tomografi " adı verilen yöntemi açıklamışlardır. Bu durumda, her blokta seyahat süreleri ile ışın yolu uzunlukları arasında elde edilen doğrusal denklem tüm ortam için uygulandığında bir doğrusal denklemler sistemi oluşturulur. Ters çözüm yöntemlerinden yararlanılarak çözülen denklemler sisteminden yavaşlık değerleri hesaplanır.

Tomografi, bir çeşit ters çözüm problemidir. Tomografi temelinde; önce bir ortam içerisinde yayılan enerjinin ölçülmesi, daha sonra bu enerjinin, kaydedilme özelliğine göre (genlik, seyahat zamanı, vb.) ilgili ortam parametrelerinin (hız, yoğunluk, iletkenlik, vb.) bulunması için kullanılması vardır (Kaypak, 2002).

Sismik tomografi yönteminin kullanım alanlarına bakıldığında aşağıdaki gibi özetleyebiliriz.

- Fay zonlarındaki ani hız değişimlerinin belirlenmesinde kullanılır.
- Dalma batma zonlarında, dalan levha çevresindeki yapıya göre daha yüksek hıza sahiptir. Dalan levha sınırının görüntülenebilmesinde kullanılır.
- Volkanik ve jeotermal alanlarda oluşan magma cepheri düşük hıza sahiptir. Ortaya çıkan ani hız değişimleri ile bu alanların belirlenmesinde kullanılır.
- Levha sınırlarının belirlenmesinde kullanılır (Dziewonski 1984).

3.1. Tomografik Yöntemlerin Sınıflandırılması

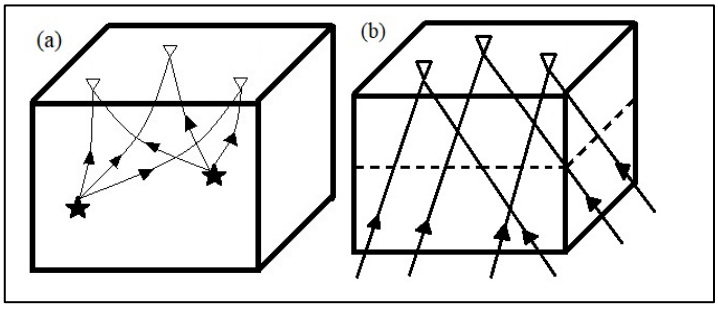
Sismik tomografi çalışmaları yapılacak çalışmanın amacına göre farklı gruplar altında sınıflandırılabilir.

3.1.1. Kaynak türüne göre

Kaynak türüne göre "doğal kaynaklı tomografi" ve "yapay kaynaklı tomografi" olarak sınıflandırılır. Doğal kaynaklı tomografi yönteminde kullanılan kaynak depremlerdir. Deprem sırasında ortaya çıkan enerjinin büyüklüğü doğal kaynaklı tomografi yöntemiyle daha derinden bilgi almaya olanak sağlar. Yapay kaynaklı tomografi yönteminde ise patlatmalar kaynak olarak kullanılır ve sığ derinlikleri görüntüleyebilme imkanı verir. Buna karşılık kaynağın kontrollü olması (zaman, derinlik, enlem, boylam) farklı avantajlar sağlar. Bu yöntem daha çok arama ve mühendislik amaçlı çalışmalarda kullanılır.

3.1.2. Kaynak-alıcı geometrisine göre

Kaynak-alıcı geometrisine göre sınıflandırıldığında "Yerel deprem tomografisi" ve "Telesismik tomografi" olarak ayrılabilir. Yerel deprem tomografisinde kaynak (deprem) ve alıcı (istasyon) aynı model uzayı içinde yer alır (Şekil 3.1.a). Küçük ölçekli üst kabuk araştırmaları yapılan yöntemde cisim dalgaları kullanılır. Telesismik tomografi yönteminde tüm dünyada meydana gelen belli büyüklükteki depremler kaynak olarak, dünya üzerindeki deprem istasyonları ise alıcı olarak kullanılır (Şekil 3.1.b). Cisim ve yüzey dalgalarına ait dalga şekilleri ve seyahat zamanları kullanılarak ters çözüm yöntemleriyle yeryüzünden yerin merkezine kadar olan kısmı görüntülenebilir.



Şekil 3.1. (a) Yerel ve (b) telesismik ışınlar için yer yapısının modellenmesi (Hirahara, 1993)

3.1.3. Veri çeşidine göre

Sismik tomografi veri çeşidine göre de sınıflandırılabilir. Veri çeşidine göre "Dalga şekli tomografisi" ve "Seyahat zamanı tomografisi" olmak üzere ikiye ayrılır. Dalga şekli tomografisinde yer içinin hız yapısı, sismik izlerin dalga şekillerine ters çözüm uygulanarak belirlenir. Seyahat zamanı tomografisinde ise kaynak ile alıcı arasındaki ışın yolu boyunca sismik yavaşlık hesaplanmakta ve ters çözüm yöntemleriyle ortamın hızı hesaplanmaktadır. Bunun için de kayıtçılarda kaydedilen sismik dalgaların seyahat zamanları kullanılır.

Bu tez çalışmasında kaynak-alıcı aynı model uzayı içindedir ve kaynak olarak depremler kullanılmıştır. Dolayısıyla bu çalışmada kullanılan tomografi yöntemi yerel deprem tomografisi yöntemidir.

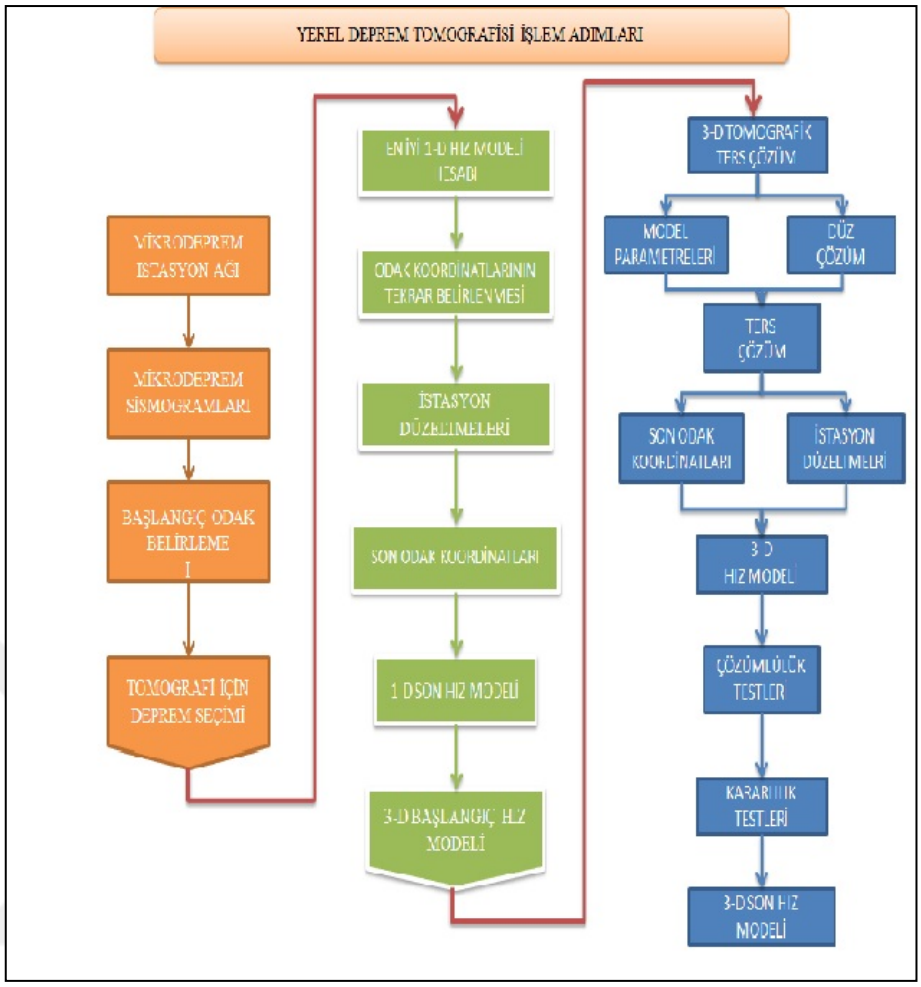
3.2. Yerel Deprem Tomografisi Teorisi

Algoritma, geometri ve kullanılan veriler farklılık göstersede hemen hemen tüm yerel deprem tomografisi yöntemleri şu aşamalardan oluşur.

- Hız yapısının modellenmesi
- Işın yolu ve seyahat süresi hesabı
- Odak-hız yapısı arasındaki ödünleşme
- Ters çözüm yöntemleri
- Çözüm kalitesinin belirlenmesi

Yerel deprem verilerini kullanarak yapılan tomografi çalışmaları için, Koulakov (2009a,b) depremlerin yayılım zamanlarını kullanarak, P ve S dalga hızları ve kaynak koordinatları için eş zamanlı ters çözüm yapan LOTOS-12 (Local Tomography Software) isimli bir yazılım geliştirmiştir. LOTOS algoritmasının en büyük avantajı P ve S hızlarının her ikisi için ters çözüm elde etmekte ve V_p/V_s çözümleri ortaya koyabilmektedir. Böylece P ve S hızları kolayca karşılaştırılabilir.

Bir mikrodeprem etkinliğinin gözlemlenmesinden üç boyutlu tomografi sonuçlarının elde edilmesine kadar geçilen adımlar Şekil 3.2' de gösterilmiştir.



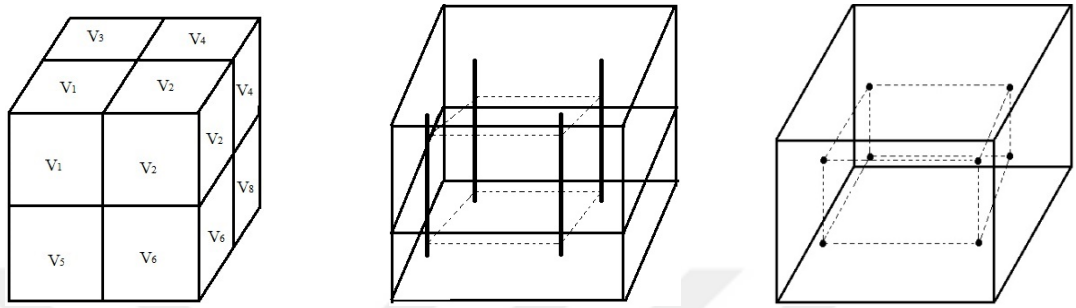
Şekil 3.2. Yerel deprem tomografisi işlem adımları Kaypak (2002)' den düzeltilmiştir.

3.2.1. Hız yapısının modellenmesi

Yerkabuğu jeolojik düzensizlik (süreksizlikler, faylar, sokulumlar vb.) içeren heterojen bir yapıya sahiptir. Yerel deprem verilerinin ters çözümü için, öncelikle böylesi karmaşık ortamın modellenmesi gerekmektedir. 3-B bu yapıyı ortaya koyabilmek için farklı yaklaşımlar vardır. Bu yaklaşımlar Şekil 3.3'te gösterilmiştir.

Aki ve Lee (1976) "Sabit hızlı blok" yaklaşımını ortaya koymuştur. Bu yaklaşıma göre yer yapısı tanımlanırken tüm blokların hızları sabit tutulmuştur (Şekil 3.3.a). Bu yöntem karmaşık yapılar için yetersiz kalmaktadır. Bir diğer yaklaşım olan "Ayrık blok" yaklaşımı Hawley ve diğ. (1981) tarafından verilmiştir. Bu yaklaşımda katmanlı yapı içinde düşey yönde hızlar sabit tutulurken yanal yönde hız değişimleri tanımlanabilmektedir (Şekil 3.3.b). Hızlar yatay yöndeki düşey düğüm çizgileri arasında iç değer bulma (enterpolasyon) yöntemi ile elde edilmektedir. Bu yöntem

düşey yöndeki hız değişimlerine duyarsızdır. Thurber (1983) tarafından geliştirilen yaklaşımda ise model 3-B düğüm noktaları ile tanımlanır (Şekil 3.3.c). Bu yaklaşımda hız, düğüm noktaları arasında B-spline enterpolasyon yöntemi ile her yönde değişebilmektedir. Böylelikle çok karmaşık yapıların bile çözülmesine olanak sağlar.



Şekil 3.3. Yer içinde hız yapısının modellenmesini gösteren üç farklı yaklaşımın şematik gösterimi. (a) sabit hızlı bloklar, (b) ayrık bloklar, (c) düğüm noktaları. (Thurber, 1983'den düzeltilmiştir.)

Bu yaklaşımların kendine göre avantajları ve dezavantajları vardır. İstasyon ve deprem konumlarının dağılımına ve jeolojik yapıya göre en uygun modelleme yöntemi seçilmelidir. Seçilen hız modeli tüm istasyon ve depremleri içine alacak şekilde olmalıdır. Bloklar hiçbir ışın dışarıda kalmayacak şekilde tasarlanmalıdır.

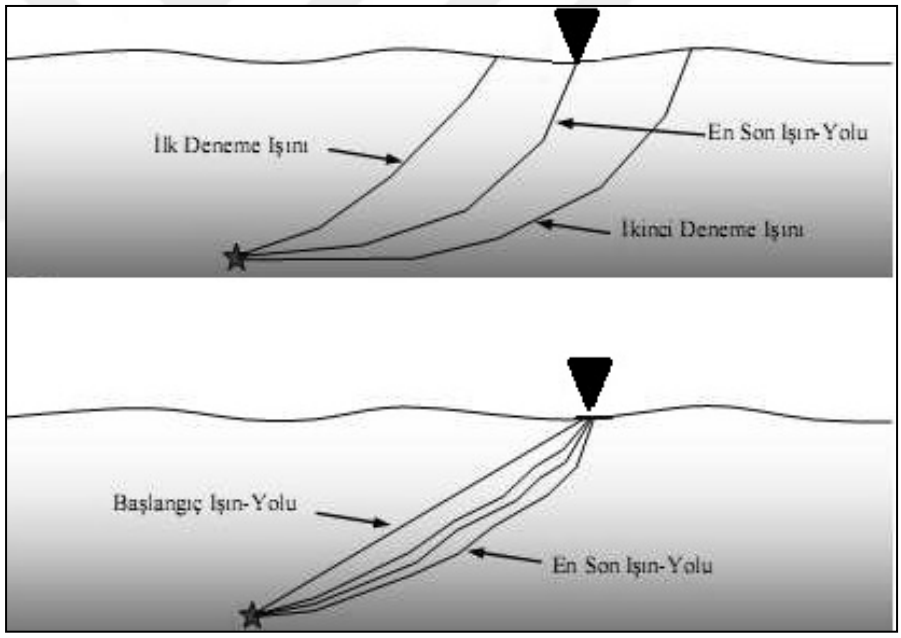
Blokların gerektiğinden küçük olması durumunda parametre sayısı artacak, bu da hesaplama süresini arttıracaktır. Aynı zamanda blok başına düşen ışın sayısı da azalacağından çözünürlük azalacaktır. Daha kaba modelleme ile yani blokların büyük seçilmesiyle yapının ayrıntılı bir şekilde incelenememesine, dolayısıyla küçük değişimlerin yakalanamamasına sebep olacaktır. Veri seti farklı boyutlarda bloklar kullanılarak modellenmeli ve uygun blok boyutuna karar verilmelidir.

3.2.2. Işın yolu ve seyahat süresi hesabı

Deprem tomografisinin problemlerinden biri de kaynaklar ve alıcılar arasındaki ışın yollarının hesaplanması ve bu yol boyunca dalga seyahat zamanlarının hesaplanmasıdır. Seyahat zamanı, varış zamanlarındaki farkın; ışın yolu ise odak ve hız modeli kısmi türevlerin hesaplanması için gereklidir (Thurber, 1983). Bu iki hesabın çözümünde kullanılan, 'tam' ve 'yaklaşık' olmak üzere iki sınıfa ayrılabilecek

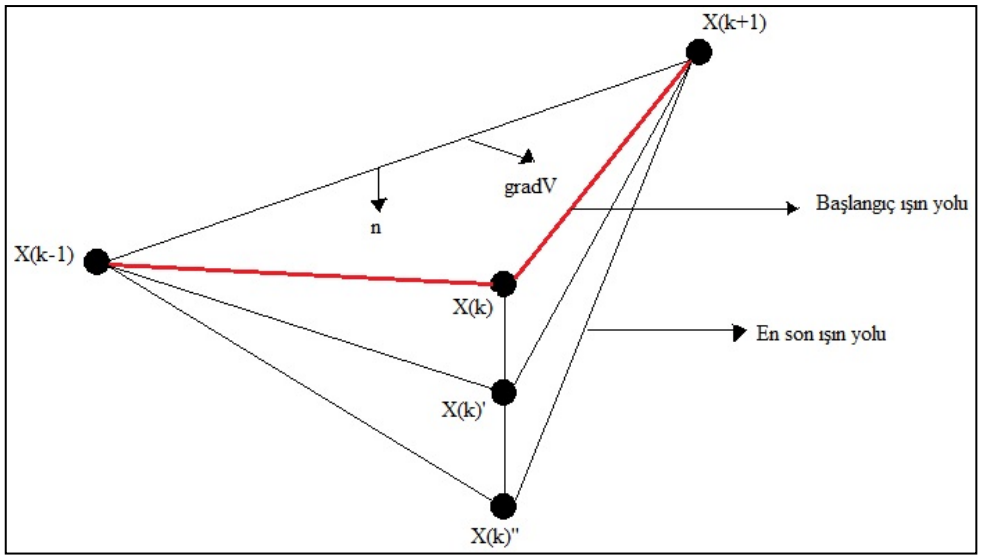
birçok yöntem vardır. Bu yöntemlerden bazıları, atış (shooting), eğme (bending), yaklaştırma (approximate) ve sonlu farklar (finite difference) olarak sıralanabilir.

Işın izleme, iki nokta arasındaki sınır değer problemidir. Kaynak ve alıcı konumları belirlenmiş olduğundan yayılım yolu ve zamanı saptanabilmektedir. Atış yönteminde, bu iki nokta arasındaki sınır problemini çözmek için sabit kaynaktan farklı çıkış açılarıyla ışınlar gönderilir. Bu ışınlardan biri alıcıya gidene kadar yineleme yapılır (Koch, 1985; Lin ve Roecker, 1990; Sambridge ve Kennett, 1990). Eğme yönteminde bu sorunu çözmek için, sabit tutulan son noktaya ışın gidebilmesi için Fermat ilkesine dayanarak yol üzerindeki değişimler hesaplanır. Böylece alıcı ve kaynak arasındaki en kısa seyahat süresine sahip ışın yolu belirlenir (Şekil 3.4). Eğme yöntemi Wesson (1971), Julian ve Gubbins (1977) ve Pereyra ve diğ. (1980) tarafından geliştirilmiştir (Tunç, 2008).



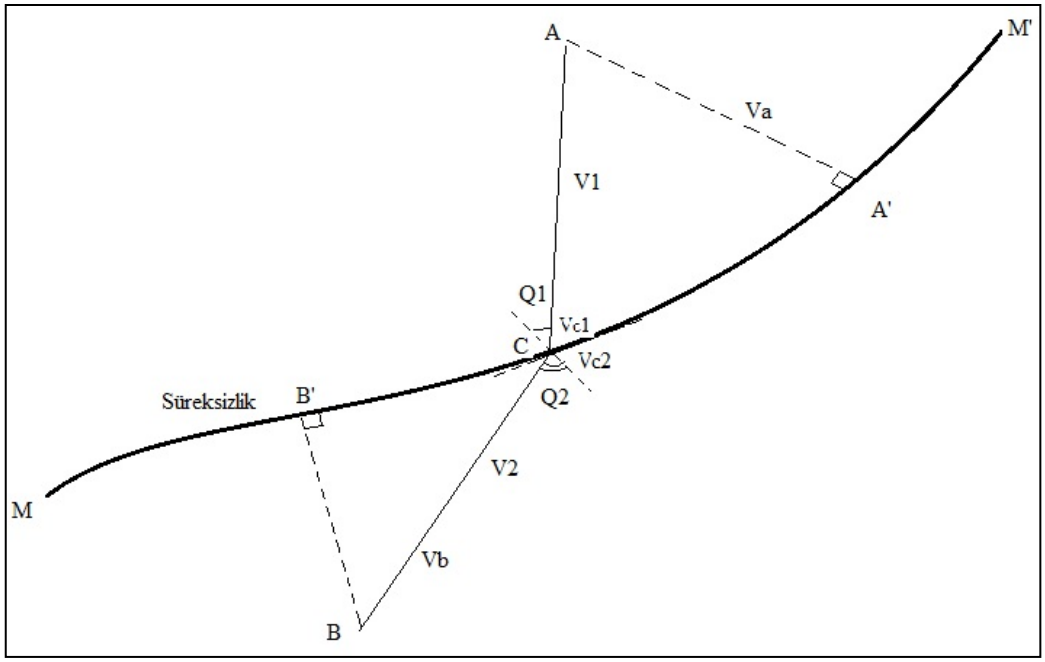
Şekil 3.4. Işın izleme için iki temel yaklaşımın gösterimi. Atış (shooting) yöntemi (üstte) ve Eğme (bending) yöntemi (altta) (Thurber, 1993' den düzenlenmiştir).

Um ve Thurber (1987) yalancı eğim yöntemini geliştirmişlerdir. Bu yöntemde, başlangıç ışın yolu oluşturularak bu ışın yolu Fermat prensibini sağlayana kadar esnetilir. Elde edilen ışın yolu yalancı eğim yönteminin başlangıcıdır. Hız alanındaki değişime en uygun ışın yolu elde edilene kadar işlem devam eder (Şekil 3.5). Bu teknik hız süreksizlikleri olduğunda çalışmaz.



Şekil 3.5. Yalancı eğim

Zhao (1991), yalancı eğim yöntemini iteratif olarak kullanan, hız süreksizliklerinde Snell yasasını uygulayan üç boyutlu bir ışın izleme tekniği geliştirmiştir (Şekil 3.6). Işın denkleminin geometrik yorumu kullanılarak ve seyahat zamanı boyunca ışın parça parça şeklinde küçültülerek başlangıç ışın yolu belirlenir. Bu algoritma, dış merkez (episantr) uzaklığı ne olursa olsun, ışın yolunu üç boyutlu formda hatasız bulmaktadır (Zhao ve diğ., 1992).



Şekil 3.6. Süreksizlik düzlemi ile ışın yolunun kesişim noktasının pertürbasyon planı

Şekil 3.6' da görüldüğü gibi MM' süreksizlik düzleminin her iki yanındaki hızlar V_1 ve V_2' dir. A ve B süreksizliğin farklı yanlarındaki iki noktadır. A ve B deki hızlar sırasıyla Va ve Vb dir. C, AB sismik ışını ile süreksizliğin kesiştiği noktadır. Süreksizliğin iki tarafındaki C noktasının hızları, Vc_1 ve Vc_2 dir. Sırasıyla AC ve BC nin çevresindeki ortalama hız değerlerini bulmak için Va ve Vc_1 in aritmetik ortalaması V_1, Vb ve Vc_2 nin aritmetik ortalaması V_2 olur.

$$V_1 = \frac{V_a + V_{c1}}{2} \tag{3.1}$$

$$V_2 = \frac{V_b + V_{c2}}{2} \tag{3.2}$$

Yaklaştırma yöntemi, yaklaşık olarak 50 km ve daha yakın mesafeler için kullanılmaktadır. Bu yöntem ilk kez Thurber ve Ellsworth (1980) ve Thurber (1980) tarafından ortaya konulmuştur.

3.2.3. Odak-hız ödünleşmesi

Odak parametreleri ile yeraltı hız hız modeli arasında uygun bir matematiksel ödünleşmenin nasıl yapılacağı yerel deprem tomografisindeki sorunlardan biridir. Genellikle yerel depremler için yapılan çalışmalarda odak parametreleri sabit tutularak 3-B hız yapısı saptanmaya çalışılır. Güvenilir modelin elde edilebilmesi için deprem odağının kabul edilebilir bir duyarlılıkta belirlenmesi gerekir. Bunun uygulama şekli, yanal yönde sabit bir hız modelinden (1-B) elde edilen depre koordinatlarını kullanmaktır. Yapılan çalışmalar (Kissling, 1988; Thurber, 1993), ters çözüm eşitliklerinde odak-hız yapısının ihmal edilmesinin güvenilir sonuçlar vermediğini fakat deprem odağının gerçek yerine daha yakın bir pozisyonda kestirimi yapıldığı zaman parametre ayrışımının daha etkin olduğunu göstermiştir.

3.2.4. Üç boyutlu ters çözüm işlemi

Yerel deprem tomografisi, deprem odağından kayıtçıya gelen dalgaların (P ve S) seyahat zamanları ile başlar. Seyahat zaman türevleri kullanılarak bir yer modeli ve bu modelle ilişkili deprem konumları hesaplanır (Thurber, 1993).

Buna bağlı olarak bir i depreminden çıkan ve bir j alıcısında kaydedilen sismik dalganın seyahat zamanı T,

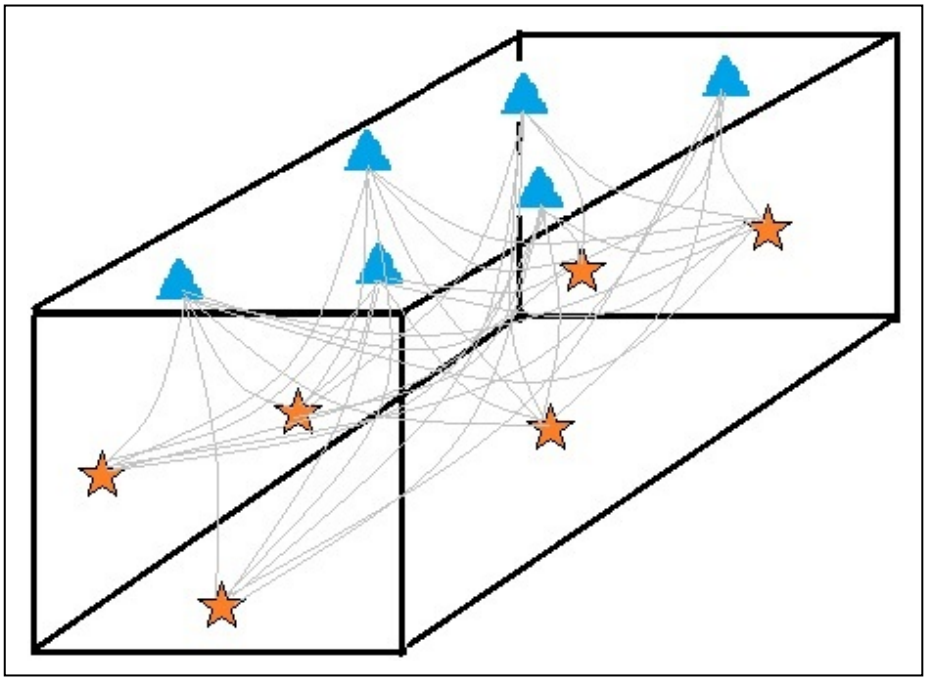
$$T_{ij} = \int_{\text{kaynak}}^{\text{alıcı}} u\,ds \tag{3.3}$$

olarak gösterilir. Burada u; hızın yavaş olduğu alanı, i; deprem sıra numarasını ve j; alıcı numarasını gösterir. Varış zamanı t_{ij},

$$T_{ij} = \int_{\text{kaynak}}^{\text{alıcı}} u\,ds \tag{3.3}$$

$$t_{ij} = \tau_i + \int_{\text{kaynak}}^{\text{alıcı}} u\,ds \tag{3.4}$$

bağıntısı ile verilir. Burada τ_i, deprem oluş zamanıdır. Yerel deprem tomografisinde bilinen parametreler istasyon konumları ve gözlenen varış zamanlarıdır. Model parametreleri olarak tanımlanan, kaynak koordinatları (X_1, X_2 ve X_3), deprem oluş zamanı, ışın yolları ve yavaşlık bölgeleri bilinmemektedir. En basit haliyle yerel deprem tomograifisindeki model yapı Şekil 3.7'de gösterilmiştir.



Şekil 3.7. Yerel deprem tomografisi için model yapının genel gösterimi. Üçgenler istasyonları, yıldızlar deprem odak noktalarını göstermektedir.

Cisim dalgalarından (P ve/veya S) elde edilen gözlenen varış zamanları (t_{ij}^{obs}), (3.3) bağıntısında kullanılarak, hesaplanan varış zamanları (t_{ij}^{calc}) elde edilir. Odak parametreleri (kaynak koordinatları ve oluş zamanı) ile sismik hız yapısının başlangıç modeli (3.4) bağıntısı kullanılarak hesaplanmaktadır. Gözlenen ve hesaplanan varış zamanları arasındaki fark, rezidüel olarak adlandırılır ve,

$$r_{ij} = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{calc} \tag{3.5}$$

bağıntısıyla hesaplanır. Rezidüeller, odak düzensizlikleri ve hız parametrelerinin standart hataları ile ilişkilidir (3.6).

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^{3} \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} \Delta x_k + \Delta\tau_i + \int_{kaynak}^{alıcı} \delta u \, ds \tag{3.6}$$

(3.4) bağıntısı P ve S dalgaları için kullanılmaktadır. Burada odak ile ilgili terim $\frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k}$, kaynak noktasındaki yavaşlık parametresi ile ışın vektörünün çarpımı ile orantılıdır. Bu anlatım,

$$\frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} = -\frac{1}{V} \left[\frac{dx_k}{ds}\right]_{kaynak} \tag{3.7}$$

şeklinde ifade edilmektedir (Thurber, 1986). Bu bağıntıya sınır değerleri uygulanırsa,

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^{3} \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} \Delta x_k + \Delta\tau_i + \sum_{l=1}^{L} \frac{\partial T_{ij}}{\partial m_l} \Delta m_l \tag{3.8}$$

olarak yazılabilir. Burada m_l, hız modelindeki L parametresini temsil etmektedir. $\frac{\partial T_{ij}}{\partial m_l}$, hız modelinin kısmi türevidir.

Hemen hemen tüm yerel deprem tomografisi yöntemleri, (3.6) ve (3.8) bağıntılarına dayanan işlemler ile başlamakta ve daha sonraki ters çözüm, ışın izleme yöntemleri gibi konularda çeşitlilik kazanmaktadır (Tunç, 2008).

3.2.5. Çözüm kalitesi

Tomografi sonucunda güvenilir sonuçlar elde etmek için veri setinin çözüm gücünün belirlenmesi gerekmektedir. Çözüm kalitesini belirleyebilmek için farklı yöntemler

geliştirilmiştir. Bunların içinde dama tahtası (checkerboard) çözünürlük testi, iğnecik duyarlılık testi, ışın sayısı, ağırlıklandırılmış türevlerin toplamı (ATT) yöntemleri en sık kullanılan yöntemlerdir.

Tomografi çalışmalarında en yaygın kullanılan çözünürlük testi, dama tahtası çözünürlük testidir. Birbirini izleyen düşük ve yüksek hızlı anomalilerden oluşan dama tahtası modelinde seyahat zamanları bu modele göre hesaplanır. Seyahat zamanlarına Gauss dağılımlı gürültü eklenerek ters çözüm işlemi gerçekleştirilir. Elde edilen sonuç başlangıç modeliyle karşılaştırılarak, yüksek ve düşük çözünürlüğe sahip bölgeler belirlenir.

İğnecik duyarlılık testinde de dama tahtası çözünürlük testindeki işlemler yapılır. Ancak buradaki fark hız modeli her yönde negatif ve pozitif anomali veren hız hücreleri ile oluşturulur.

Işın sayısı yaklaşımında her bir bloktan geçen ışın sayısı belirlenmektedir. Işın sayısının çok olduğu blokların bulunduğu bölgelerdeki sonuçlar güvenilir sonuçlardır. Aynı şekilde hiç ışın geçmeyen veya ışın sayısının az olduğu blokların temsil ettiği bölgelerdeki sonuçlar ise güvenilir olmayan sonuçlardır.

Ağırlıklandırılmış türevlerin toplamı (ATT) yönteminde, bir düğüm noktasının etki alanındaki hacim içerisinden geçen geometrik ağırlıklarının toplamı dikkate alınır. Yüksek ATT değeri, çözünürlüğün yüksek olduğunu göstermektedir (Tunç, 2008).

4. ÇAMELİ BÖLGESİ DEPREM VERİLERİNİN TOPLANMASI VE TOMOGRAFİ UYGULAMASI

29 Ekim 2007 tarihinde Çameli'nin güneybatısında M_L=5,1 büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir. Ardından deprem aktivitesi (deprem fırtınası) 1 yılı aşkın süreyle devam etmiştir. Bu süre içinde ulusal kataloğa bakıldığında bölgede 1000'i aşkın deprem kaydedilmiştir. Bu deprem aktivitesi devam ederken TÜBİTAK MAM Yer ve Deniz bilimleri Enstitüsü tarafından 2008 Kasım ayında Çameli ve civarına 10 adet istasyon kurularak artçı deprem çalışması yapılmıştır (Tablo 4.1). İstasyonlarda 4,5 Hz 3 bileşen sensörler ve Reftek-130 sayısallaştırıcılar kullanılmıştır. Veri akışı GSM modemlerle anlık olarak merkeze gönderilmiştir. Ayrıca bu sismik ağ ile incelenen depremlerin kaydedildiği bir veri bankası oluşturulmuştur.

Tablo 4.1. Çalışmada kurulan istasyonlara ait koordinat ve yükseklik bilgileri.

İstasyon Numarası	KOD	Konum	Enlem	Boylam	Yükseklik (m)
1	CBCK	Çameli	37,03790	29,31259	1250
2	CUZM	Çameli	36,71550	29,27317	703
3	CARP	Çameli	36,84150	29,17150	986
4	CSZK	Çameli	37,06445	29,07693	745
5	CELM	Çameli	36,88603	28,99683	815
6	CKRZ	Çameli	36,97316	29,19220	860
7	CKCV	Çameli	37,09248	29,24621	1102
8	CTSC	Çameli	36,93518	29,25810	1052
9	CIBE	Çameli	36,98734	29,41517	1112
10	CBAL	Çameli	36,85506	29,41078	1373

Bu tez çalışmasıyla TÜBİTAK-MAM Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü tarafından toplanan mikrodeprem kayıtları kullanılarak 3-B hız tomografisi yapılmıştır. Bu bölümde bölgede yapılan çalışma ile ilgili bilgi verilecek, bölge için yapılan tomografi çalışması ayrıntılı bir şekilde anlatılacaktır.

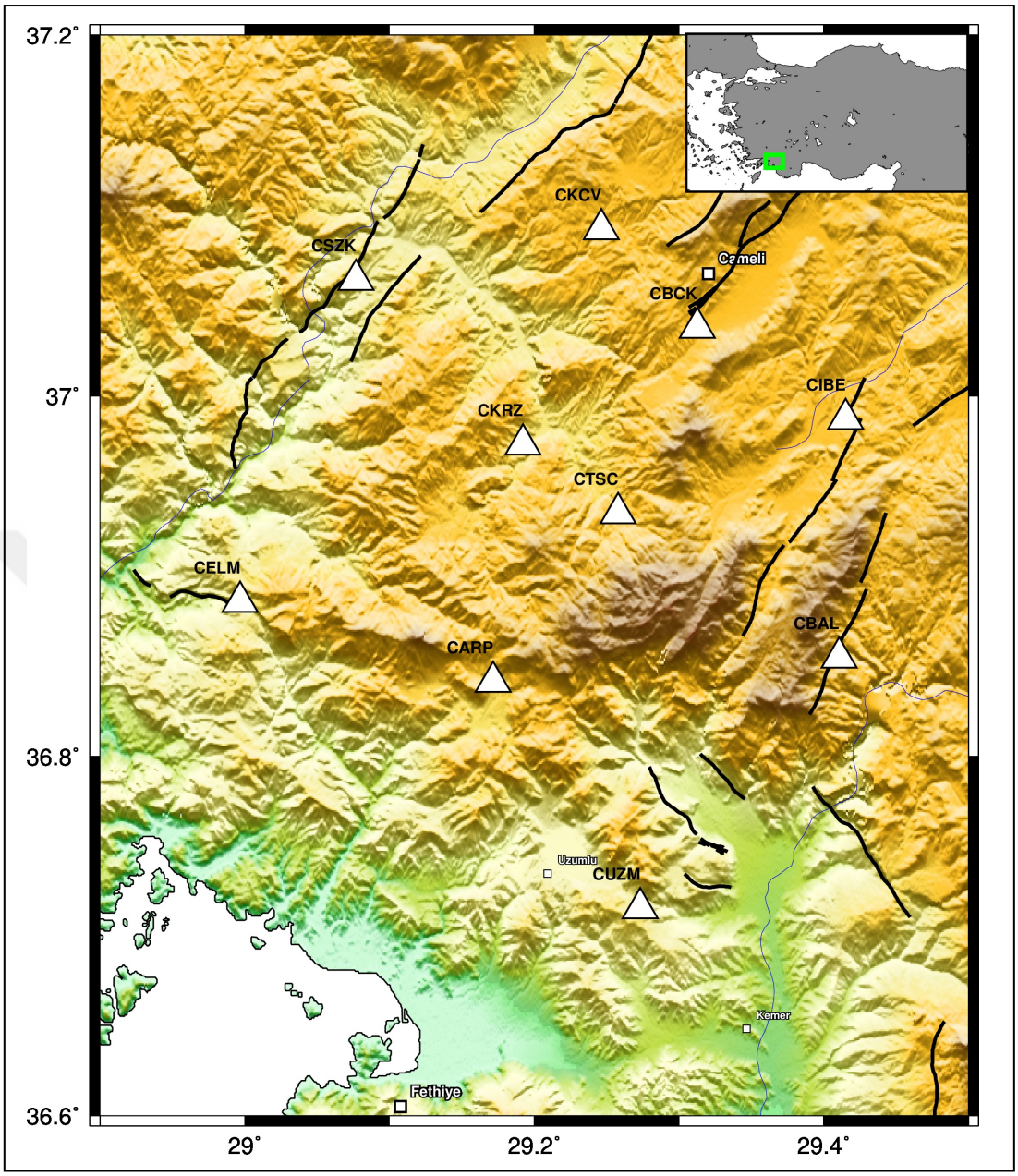
4.1. Verilerin Toplanması

2008 yılında TÜBİTAK-MAM Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü (YDBE) tarafından yürütülen DEPAR projesi kapsamında Çameli ve civarında meydana gelen deprem fırtınasının araştırılması için 10 adet istasyon kurularak veriler toplanmıştır. İstasyonlarda Geospace firmasının ürettiği GS11D jeofon, Reftek firmasının ürettiği RT-130 kayıtçı ve sayısallaştırıcı sistemleri kullanılmıştır. GS11D jeofonlar 4,5 Hz salınım frekansına sahip kısa periyotlu 3 bileşen sensörlerdir. RT-130 sayısallaştırıcılar farklı örnekleme aralıklarında kayıt yapabilen anlık veri gönderme özelliği olan sayısallaştırıcılardır. İstasyonda toplanan veriler GSM modem aracılığıyla TÜBİTAK-MAM Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü'nde bulunan veri işlem merkezine anlık olarak gönderilmiştir.

İstasyon kurulumunda ilk gün iki ekip aralarında görev dağılımı yapmıştır. Birinci ekip, deprem aktivitesini çevreleyecek uzak istasyonları kurmak üzere Çameli'nin batısına, ikinci ekip ise deprem aktivitesine yakın istasyonları kurmak üzere Çameli ve çevresindeki yakın köylere gitmiştir. İlk gün 7 deprem istasyonu kurularak veriler GSM modem aracılığıyla veri işlem merkezine gönderilmiştir. Veri işlem merkezindeki görevli kişiler veri akmaya başladıktan hemen sonra analiz işlemlerine başlamış deprem aktivitesinin durumuna göre bundan sonra kurulacak istasyonların yerleri hakkında arazi ekibine bilgi vermiştir.

İkinci gün, ilk elde edilen deprem konumları ve buna bağlı olarak veri işlem merkezinden gelen bilgiler doğrultusunda arazi ekibi 3 istasyon daha kurarak tüm aktiviteyi izleyecek uygun sismik ağı oluşturmuştur (Şekil 4.1).

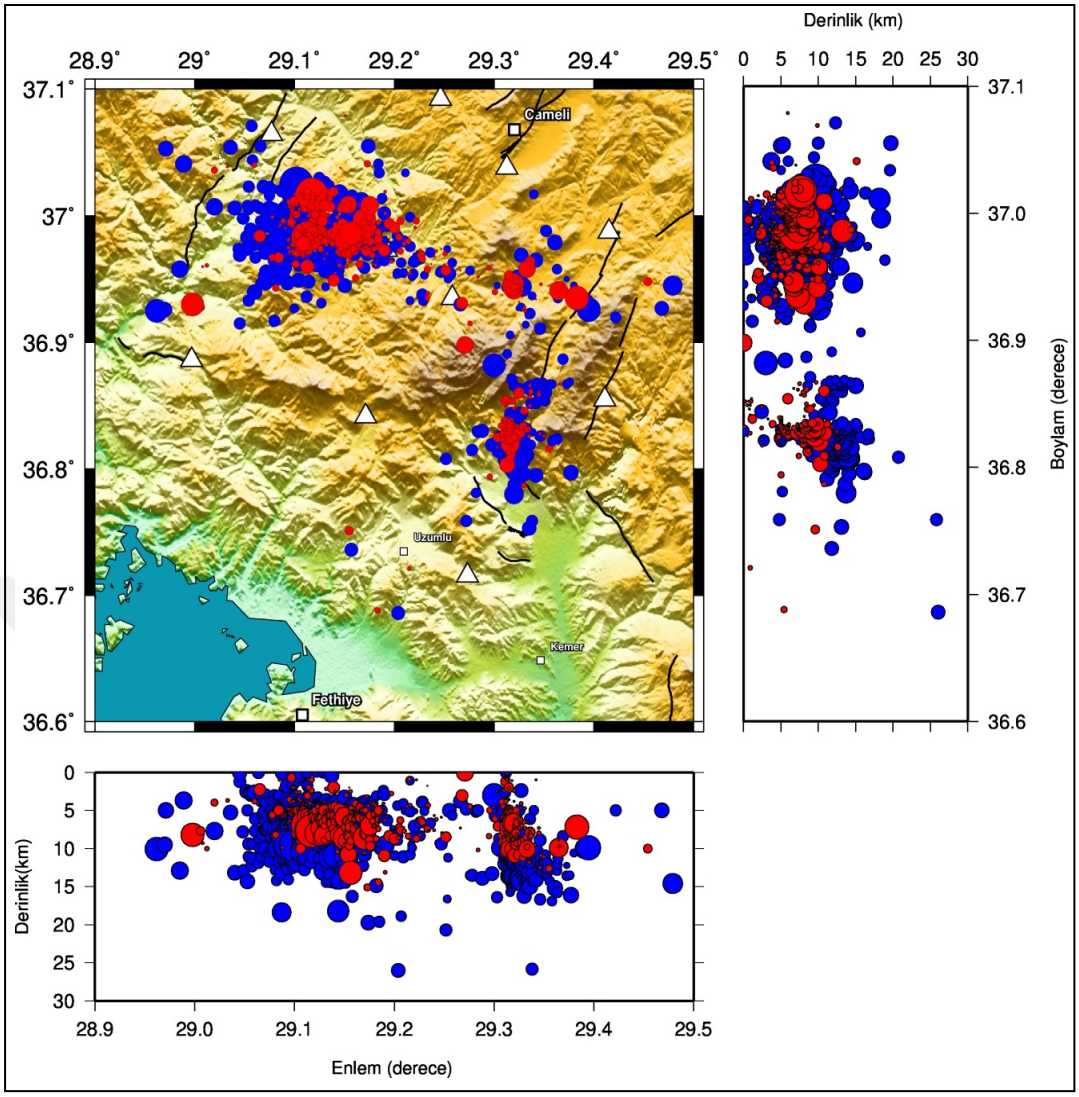
Toplanmış olan verilerden istasyonlardaki kayıtlara ait deprem fazlarının (P ve S) varış zamanları okunarak, 757 adet depremin yerleri ve oluş zamanları belirlenmiştir. Çalışmada kullanılan depremlerin ilk konumları HYPOCENTER (Lee ve Lahr, 1978) algoritması ile belirlenmiştir. İlk olarak deprem büyüklükleri süreye bağlı büyüklük (Md) olarak belirlenmiş; ardından yerel büyüklük (M_L) değerleri de hesaplanmıştır. Duyarlılığı yüksek olan aletlerle yoğun şekilde kurulan bu ağda küçük ölçekli depremlerin gözlenmesi mümkün olmuştur. Deprem büyüklükleri $0,5<M_L<3,6$ arasındadır.



Şekil 4.1. Çameli ve civarında kurulan deprem kayıt istasyonları.

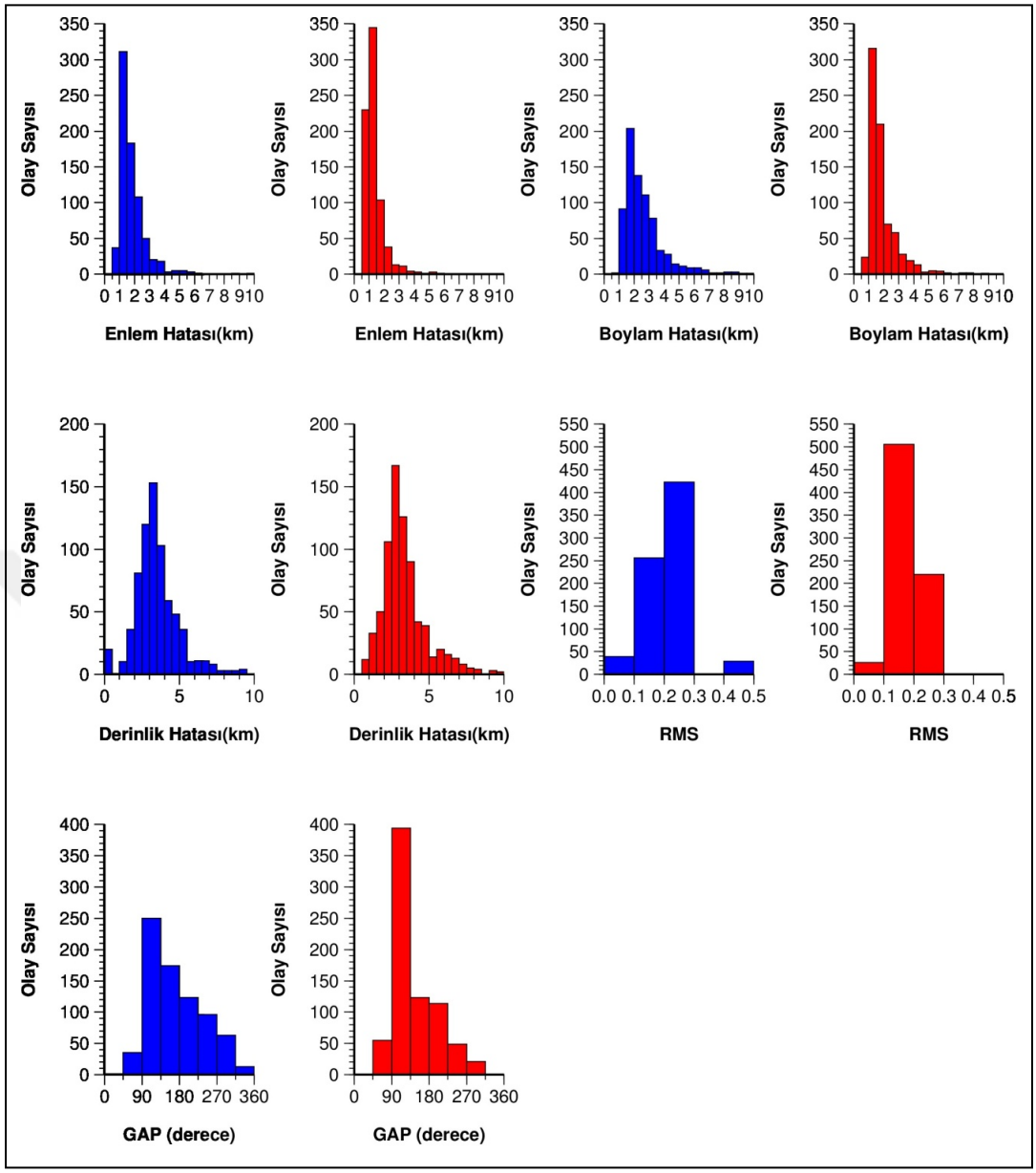
4.2. Veri Kalitesinin Belirlenmesi

Bu çalışma kapsamında daha önce P ve S fazları okunarak yerleri ve oluş zamanları belirlenen depremler yeniden ele alınmış ve hata miktarları düşürülmeye çalışılmıştır. Bu işlem sırasında herbir deprem için faz okumaları tekrardan yapılmıştır. İlksel yapılan okumalar sonucunda elde edilen deprem konumları ile düzeltmeler sonucunda elde edilen konumlar arasında dikkate değer farklar bulunmaktadır (Şekil 4.2).



Şekil 4.2. Depremlere ait enlem ve boylam kesitleri. Mavi noktalar ilksel deprem konumlarını, kırmızı noktalar tekrardan çözümleri yapılmış deprem konumlarını beyaz üçgenler istasyon yerlerini göstermektedir

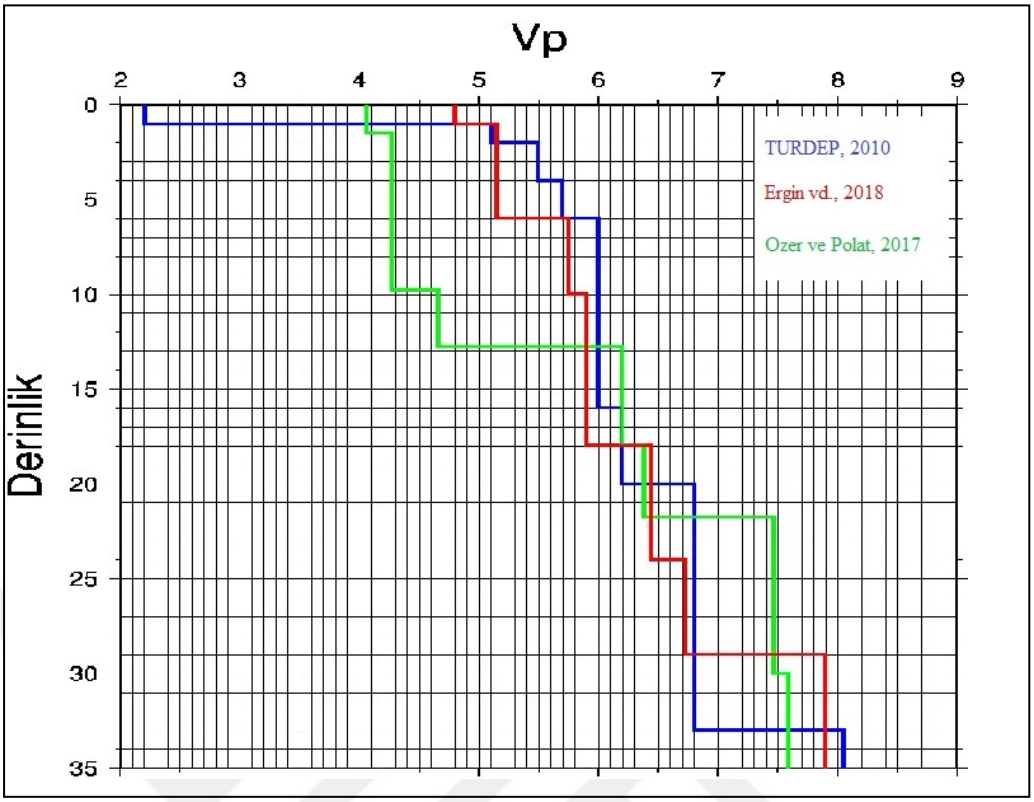
Bu farkların yer aldığı istatiksel grafikler oluşturularak sonuçların daha açık görülmesi sağlanmıştır (Şekil 4.3). Grafiklerde en belirgin görünen, deprem konumlarının düzeltilmesiyle GAP (açısal boşluk) değerlerinde düşüş meydana gelmiştir. Ayrıca enlem, boylam ve derinlik hatalarıyla tüm bunlara bağlı RMS değerlerinde anlamlı bir azalma sağlanmıştır.



Şekil 4.3. Deprem konumlarında hata miktarlarını gösteren grafikler. Mavi grafikler ilksel konumlardaki hata miktarlarını, kırmızı grafikler düzeltmeler sonunda elde edilen konumlardaki hata miktarlarını göstermektedir

4.3. Bir Boyutlu Hız Modelinin Belirlenmesi

Deprem konumlarının belirlenmesinde kurulan istasyonların yerleri, istasyonlarda kullanılan cihazların amaca uygunluğu, sinyal/gürültü oranı gibi etkenler önemlidir. Ancak yapılacak çözümlerde bölgeye ait bir-boyutlu hız modelinin de önemi çok büyüktür. Bu çalışmada bölgeyi temsil eden farklı hız modelleri kullanılmıştır (Şekil 4.4).



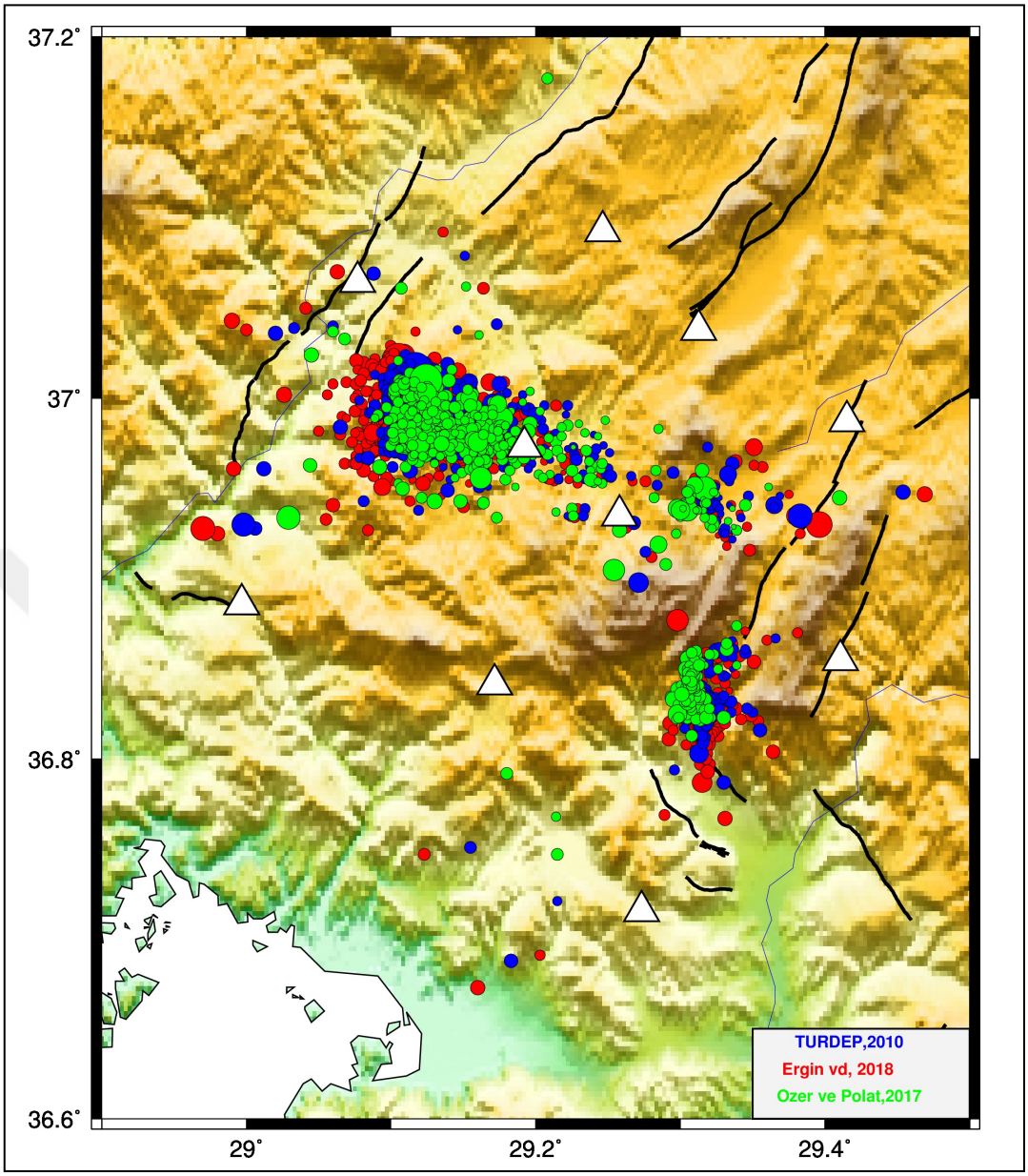
Şekil 4.4. Bölgeyi temsil eden farklı hız modelleri

2005-2010 yılları arasında TÜBİTAK-MAM YDBE tarafından yürütülen Türkiye'nin Deprem Riski Yüksek Jeo-Stratejik -ancak tektonik rejimleri farklı- Bölgelerinde Deprem Davranışının Çok Disiplinli Yöntemlerle Araştırılması Projesi (TURDEP) kapsamında toplanan yaklaşık 20000 adet depremden VELEST fortran koduyla üretilen model "TURDEP" olarak adlandırılmıştır.

İkinci model için kullanılan veri, 21 Temmuz 2017 de Bodrum - Kos Adası arasında meydana gelen büyüklüğü M_W =6,6 olan deprem (Ergin ve diğ., 2018) sonrası TÜBİTAK-MAM YDBE tarafından yapılan artçı deprem çalışması ile toplanmıştır. Bu veriler yardımıyla, yine VELEST fortran programıyla oluşturulan 1-B model "Ergin ve diğ., 2018" olarak adlandırılmıştır.

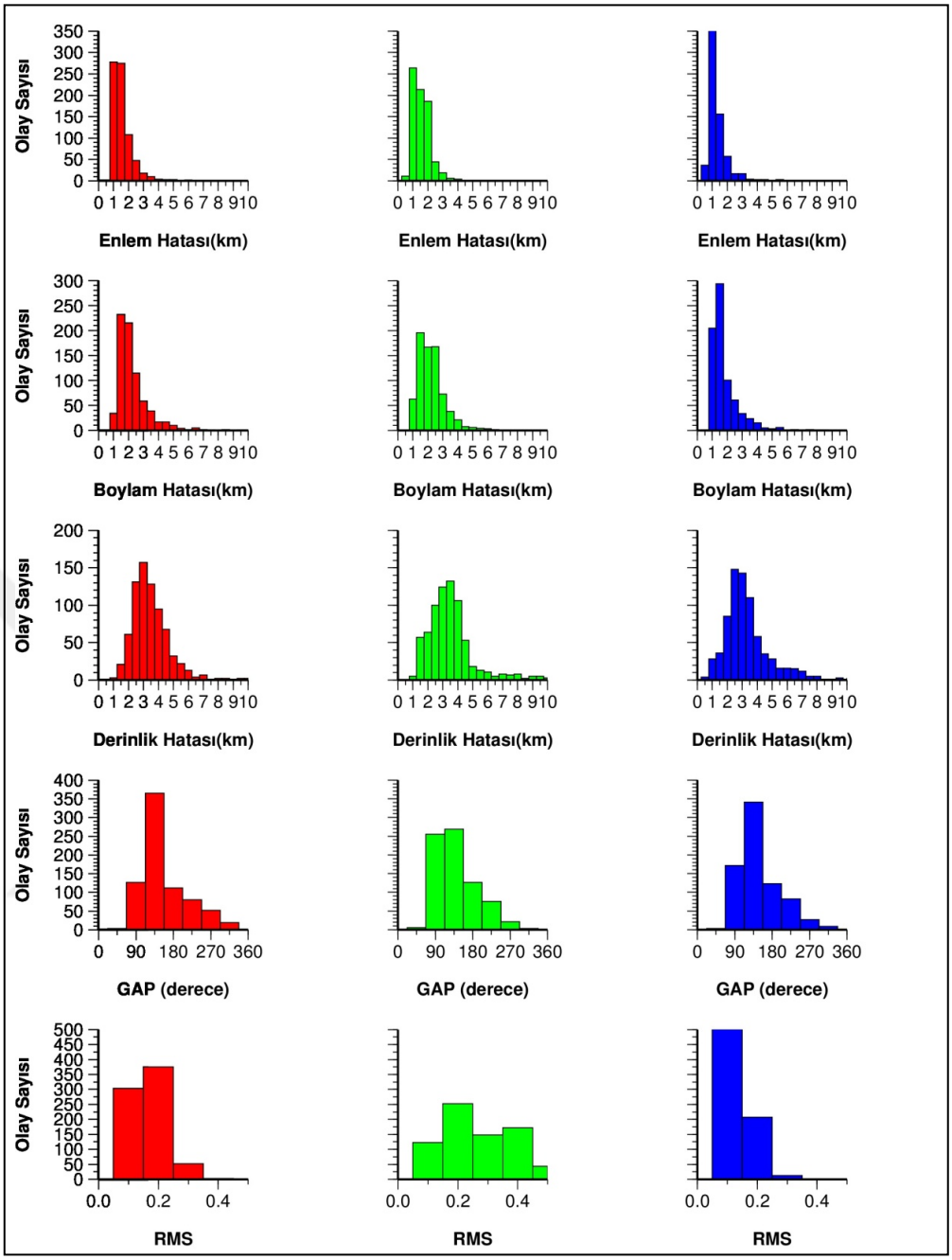
Üçüncü model ise, Özer ve Polat (2017) tarafından İzmir çevresinde yapılan çalışmada kullanılan 1-B modeldir.

Bir boyutlu farklı hız modelleri ile deprem konumları hesaplanarak haritalanmıştır (Şekil 4.5).



Şekil 4.5. Farklı hız modelleri kullanılarak belirlenen deprem konumları.

Ayrıca konumları bulunan depremler için her modele ait yatay, düşey ve açısal boşluk (GAP) hata oranları karşılaştırılarak grafiklendirilmiştir (Şekil 4.6). Tüm bu işlemler sonunda çalışma alanı temsil eden en uygun model olarak TURDEP, 2010 modeli seçilmiştir

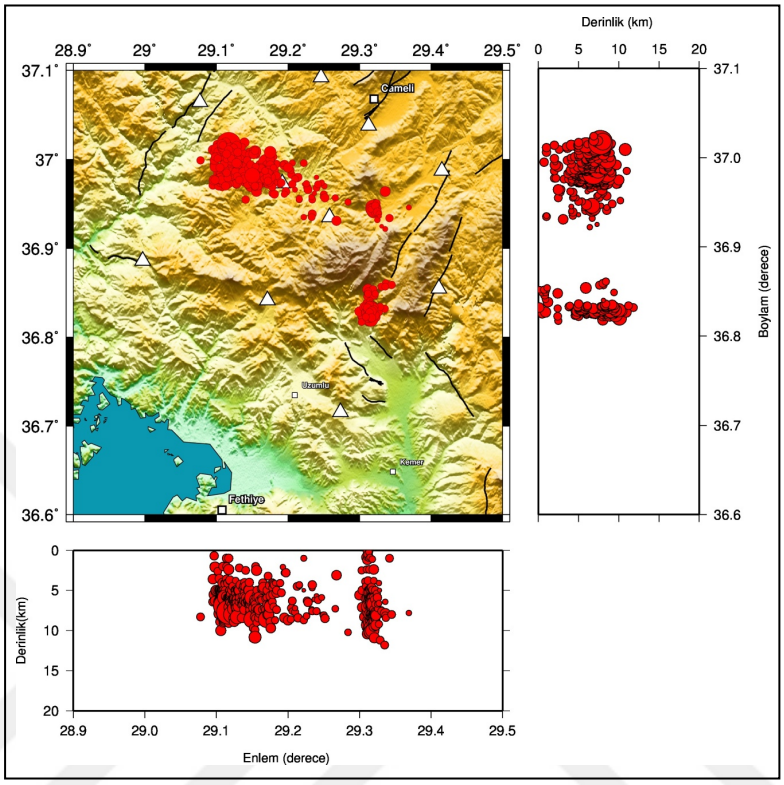


Şekil 4.6. Farklı modeller kullanılarak yapılan konumlar sonucunda ortaya çıkan farklı hata miktarlarını gösteren grafikler. Kırmızı grafikler Ergin ve diğ., 2018 modeline, yeşil grafikler Ozer ve Polat, (2017) modeline, mavi grafikler TURDEP, 2010 modeline aittir.

4.4. Veri Seçimi

Deprem seçim kriterleri hypocenter algoritmasındaki A ve B kalite depremler için tanımlanmış değerlere göre belirlenmiştir. Buna göre RMS değeri en fazla 0,3 olan, $0^0 - 180^0$ GAP değerine sahip, yataylarda en fazla 3 km, düşeyde 5 km hatalı depremler seçilmiştir. Ayrıca depremlerin en az 5 istasyonda kayıt edilmiş olması

tercih edilmişitr. Bu seçim sonrasında 497 depreme (Şekil 4.7) ait 6730 adet faz okuması elde edilmiştir (3359 adet P fazı, 3371 adet S fazı) (Tablo 4.2).



Şekil 4.7. Seçilen kriterlere uygun depremler ve bunları kaydeden deprem istasyonları

Tablo 4.2. Farklı modellere göre A ve B kalite depremleri gösteren tablo.

MODELLER	MAX GAP <180 derece RMS < 0.3 DEPTH ERR < 5 km LAT. ERR < 3 km LON. ERR < 3 km	
	Deprem Sayısı	Faz Okumaları
Ergin ve diğ., 2018	463	6224
Ozer ve Polat, 2017	333	4826
TURDEP, 2010	497	6730

4.5. Çameli Bölgesi Tomografi Uygulaması

4.5.1. Bir boyutlu hız modelini kullanarak ilk konumların belirlenmesi ve bir boyutlu hız modelinin iyileştirilmesi

Bir boyutlu hız modelinin doğruluğu tomografik ters çözümdeki sonuçları önemli ölçüde etkiler. LOTOS-12 algoritması, ilk olarak bir boyutlu hız modelini kullanarak referans tabloları oluşturur. Referans tabloları, Nolet (1981) tarafından önerilen algoritma ile oluşturulur. Referans tablolarının oluşturulmasında kullanılan parametre dosyası Şekil 4.8 de gösterilmiştir.

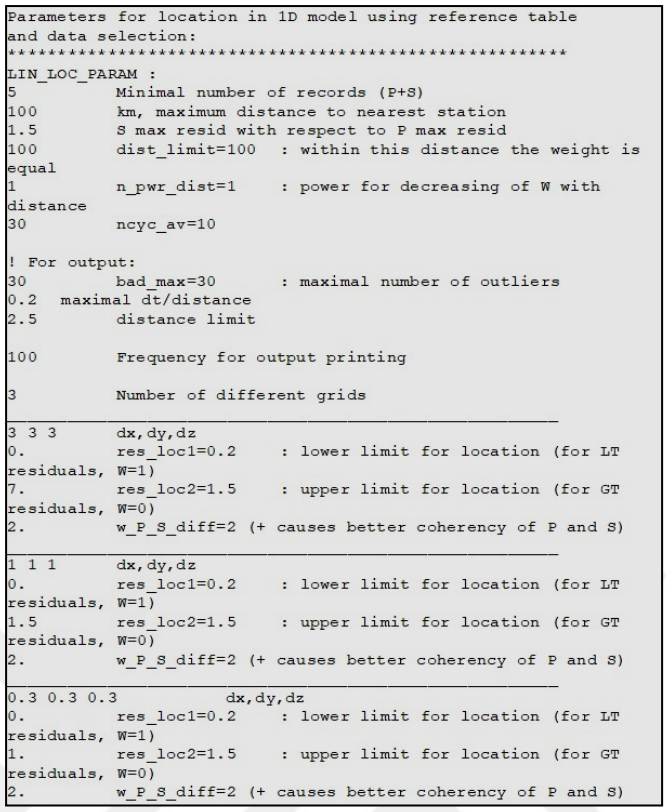
```
Parameters for calculation of the reference table:
*******************************************************
REF_PARAM:

0.02        min step
50.   max depth
40.   max distance
3           number of depth steps
0  0.5 depth, step
2  1   depth, step
10 2
50          maximal depth
```

Şekil 4.8. Referans tablolarının oluşturulması için kullanılan parametre dosyası

Burada "max depth" 50 km, "max distance" 40 km seçilerek her yönden gelen ışınlar hesaba katılmıştır. Yatayda 0,02 km aralıklarla, düşeyde ise 0-2 km arası 0,5 km ile, 2-10 km arası 1 km ile, 10-50 km arası ise 2 km ile taranarak hesaplanacaktır.

İkinci aşamada ise bu tablolardan yararlanarak depremlerin ilk konumlarını belirler. Bu aşamada Goal Fonksiyonunun (Amaç Fonksiyonu) maksimum olduğu yerlerin araştırılması esasına göre ilk konumlar belirlenir. Amaç fonksiyonunun (AF) maksimum olduğu yerlerin araştırılması, en yakın istasyonun (minimum varış zamanına sahip) konumundan başlar. Bu işlemin ilk aşamasında grid aralıkları büyük seçilir. Daha sonra grid aralıkları küçültülerek araştırma devam eder (Koulakov ve diğ., 2006). Kullanılacak depremler parametre dosyasında kullanıcı tarafından tanımlanan istasyon sayısının kaydettiği ve her bir derinlik için yine kullanıcının tanımladığı sayı kadar seçilir. AF'nun tanımlanmasını ve kullanılacak depremlerin seçini göteren parametre dosyası Şekil 4.9'da verilmiştir.



```
Parameters for location in 1D model using reference table
and data selection:
*********************************************************
LIN_LOC_PARAM :
5          Minimal number of records (P+S)
100        km, maximum distance to nearest station
1.5        S max resid with respect to P max resid
100        dist_limit=100   : within this distance the weight is
equal
1          n_pwr_dist=1     : power for decreasing of W with
distance
30         ncyc_av=10

! For output:
30         bad_max=30       : maximal number of outliers
0.2  maximal dt/distance
2.5        distance limit

100        Frequency for output printing

3          Number of different grids
_____________________________________________________
3 3 3      dx,dy,dz
0.         res_loc1=0.2     : lower limit for location (for LT
residuals, W=1)
7.         res_loc2=1.5     : upper limit for location (for GT
residuals, W=0)
2.         w_P_S_diff=2 (+ causes better coherency of P and S)
_____________________________________________________
1 1 1      dx,dy,dz
0.         res_loc1=0.2     : lower limit for location (for LT
residuals, W=1)
1.5        res_loc2=1.5     : upper limit for location (for GT
residuals, W=0)
2.         w_P_S_diff=2 (+ causes better coherency of P and S)
_____________________________________________________
0.3 0.3 0.3           dx,dy,dz
0.         res_loc1=0.2     : lower limit for location (for LT
residuals, W=1)
1.         res_loc2=1.5     : upper limit for location (for GT
residuals, W=0)
2.         w_P_S_diff=2 (+ causes better coherency of P and S)
```

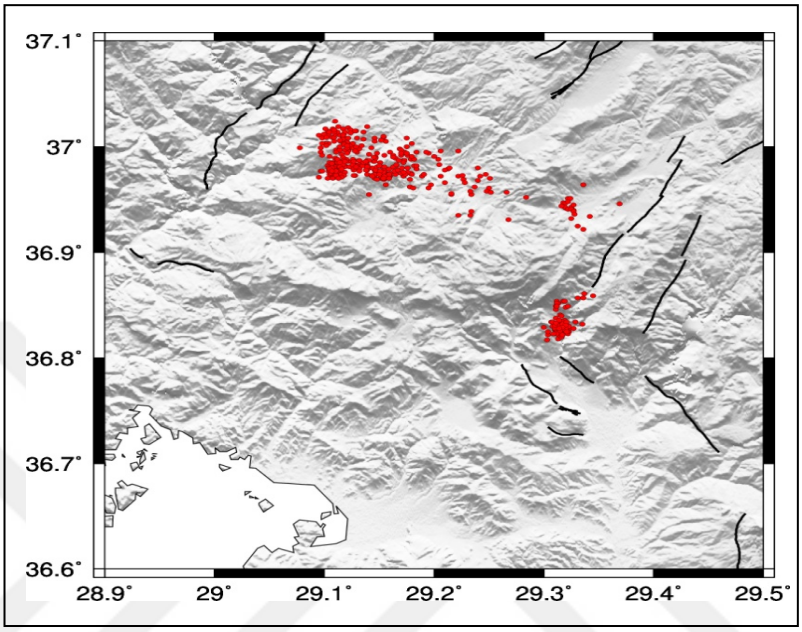
Şekil 4.9. Referans tablolarından deprem konumlarını belirleyecek parametre dosyası

Bu parametrelere göre en az 5 adet P ve S fazı okuması yapılmış depremler işleme sokulacaktır. AF'nunda tanımlı, faz ağırlığı, uzaklık ve rezidüel bu dosyada tanımlanır. Buna göre τ_1 ve τ_2 ile tanımlanan rezidüel değerleri 0,2 ve 1,5 dur. İlk konumlar belirlenirken 0,2'den daha küçük rezidüel değerleri için AF 1 olacaktır. 100 km uzaklık içinde kalan ışınların ağırlıklandırmaları eşit olacaktır. 100 km'den daha uzaktan gelen ışınlar için ağırlıklandırmalar azaltılarak işleme katılacaktır. P fazı için ağırlıklandırma "1" olarak belirlenmiştir. Aynı olay için bir istasyonda hem P hem S fazı okuması varsa rezidüel farkı "2" olacaktır.

Parametre dosyasında 3 farklı grid aralığı tanımlanmıştır. Birinci aşamada yatay ve düşey doğrultuda 3 km'lik bir grid aralığı seçilmiştir. Eğer AF tanımlanan grid sınırında en yüksek değere ulaşırsa, AF'nun en yüksek olduğu başka bir grid araştırılır. Bunun için 2. ve 3 aşamada grid aralıkları sırasıyla 1 km ve 0,3 km olarak belirlenmiştir.

Seçilecek depremler için en yakın istasyondan en fazla 100 km uzaklıkta olma sınırı koyulmuştur. Bu değerin daha fazla olması seçilecek depremin sismik ağın dışında

kalmasına sebep olabilir. Buda depremlerin konumlarının yanlış hesaplanmasına yol açabilir. Ancak bu çalışmada kullanılan veri sadece sismik ağ içinde kalan ve bölgeyi temsil eden depremler olduğundan bu kriter maksimumda tutulmuştur. Tüm bu parametrelere bağlı olarak belirlenen depremlerin konumları şekil 4.10'da verilmiştir.



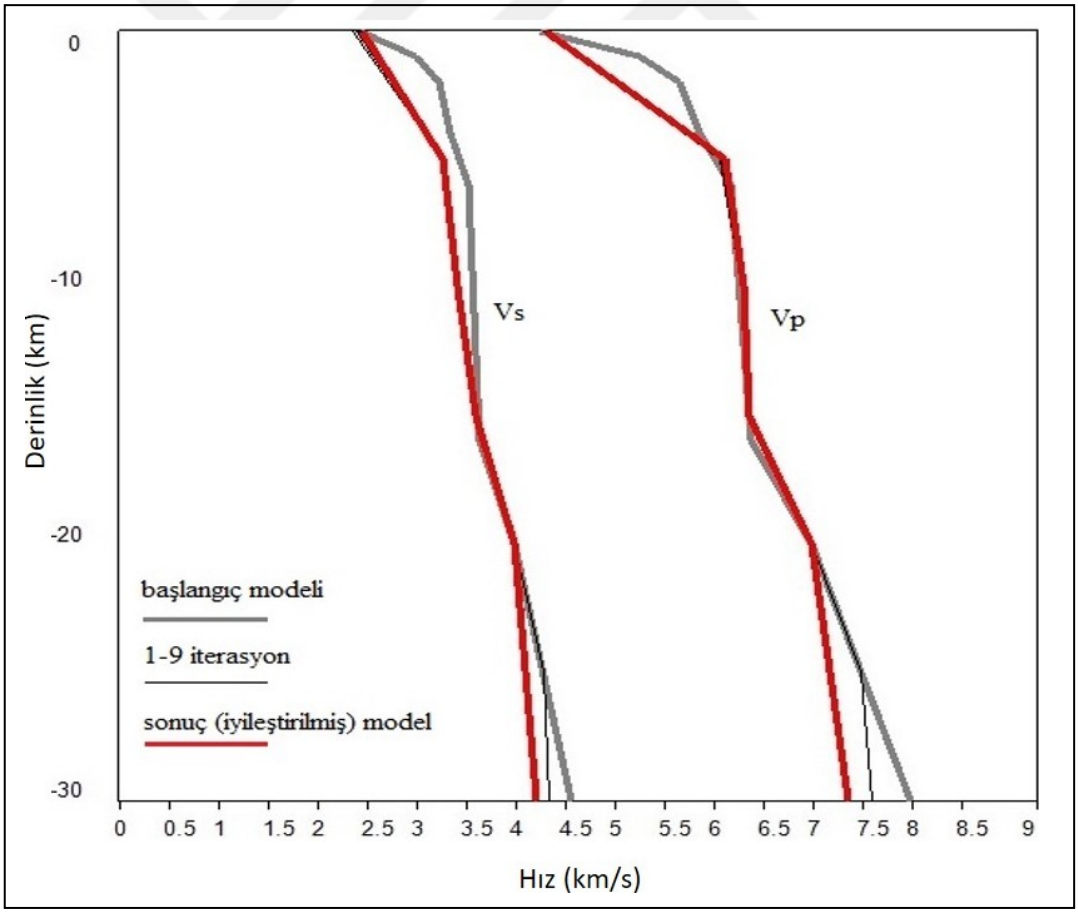
Şekil 4.10. İyileştirilmiş bir boyutlu hız modeli ile elde edilen depremlerin konumları

Bu aşamadan sonra bir boyutlu modelin iyileştirilmesi işlemi yapılır. İyileştirilecek bir boyutlu model tomografik ters çözümde başlangıç modeli olarak kullanılır. Bir boyutlu hız modelinin iyileştirilmesi işlemini kontrol eden parametre dosyası Şekil 4.11 de verilmiştir.

```
************************************************************
1D MODEL PARAMETERS :
9           Iterations for 1D inversions
-10 1. 10         zmin, dzstep depth step for finding the best
event
1 1 300           dsmin, dzlay,zgrmax : parameters for 1D tracing
5.          dz_par, step for parameterization
2           sum porog
6. 9. sm_p,sm_s
10.0 10.0 rg_p,rg_s
10 10 1 w_hor,w_ver,w_time
300         LSQR iterations
0 nsharp
27 27 z_sharp
************************************************************
```

Şekil 4.11. Bir boyutlu hız modeli iyileştirilmesi için kullanılan parametre dosyası

Bir boyutlu hız modelinin iyileştirilmesi bir seri işlem ile gerçekleştirilir. Parametre dosyasında başlangıç konumları belirlenen depremlerden, 0-10 km arasında 1 km aralıklarla en fazla 10 deprem seçilmesi tanımlanmıştır. Daha sonra Nolet (1981) tarafından önerilen yöntem kullanılarak, geçerli bir boyutlu hız modeliyle farklı derinlikte ve farklı episantr uzaklıklarındaki depremlerin yayılım zamanları hesaplanır. Bir boyutlu modelde kullanılan ışın yolları boyunca matris hesaplanarak P ve S dalgaları için eş zamanlı ters çözüm yapılır. Parametre dosyasında P ve S hız anomalileri için yumuşatma faktörü sırasıyla 6,0 ve 9,0 olarak girilmiştir. Yatay ve düşeydeki sapma miktarları 10, oluş zamanı için ağırlıklandırma 1 olarak tanımlanmıştır. Elde edilen seyrek mats için Paige ve Saunders (1982) tarafından önerilen LSQR (Least Square QR) 300 yineleme ile yapılır. Bir boyutlu hız modelinin iyileştirilmesi sonucunda P ve S dalgaları için elde edilen yeni bir boyutlu hız modeli Şekil 4.12' de gösterilmiştir.



Şekil 4.12. Başlangıç (gri eğri), iterasyon adımlarında elde edilen (siyah eğri) ve sonuç (kırmızı eğri) bir boyutlu hız modelini gösteren grafik.

4.5.2. Yapay dama tahtası testi

Bu çalışmada yatay çözünürlüğü test etmek amacıyla tomografik ters çözüm öncesinde dama tahtası testi uygulanmıştır. Bu uygulama LOTOS-12 algoritmasındaki yapay test özelliği kullanılarak yapılmıştır. Parametre dosyasına Şekil 4.13'de gösterilen sentetik model parametreleri tanımlanmıştır. Kullanılan sentetik model için gürültü fonksiyonunun standart sapması P fazı okumaları için 0,05, S fazı okumaları için 0,2 olarak seçilmiştir.

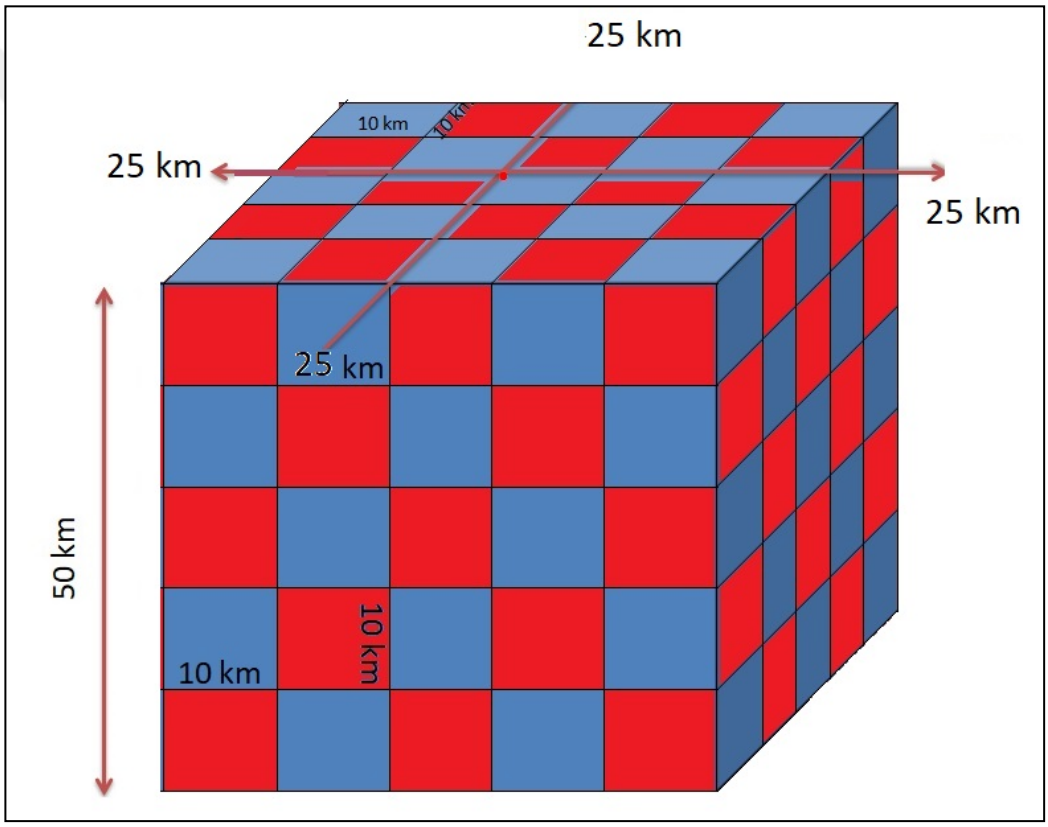
```
*********************************************************
SYNTHETIC MODELING PARAMETERS :
CHECKER_   name of the model or "inidata ", source where S-R
pairs are taken to compute synthetic rays
1    iteration of the real data model; in case of "inidata "
this line is ignored
2 type of noise 1: random generator, 2: from real data (2 cannot
be for "inidata "!!!)
_____________________________________
0.05 0.2      level of noise for P and S data. In case of real
data, reduction of remnant residuals, e.g. 0.8 0.8 (80%)
0    in percents, partition of outliers
10.  times larger than the normal noise
*********************************************************
```

Şekil 4.13. Sentetik veri parametre dosyası

Ayrıca yapay modelin tanımlandığı "anomali" dosyası da (Şekil 4.14) eklenmiştir. Dama tahtası modeli tanımlanırken, çalışma alanı gridlere bölünerek her bir grid için hız dağılımı tanımlanmıştır. Çalışma alanı yatay yönde 10 km'lik gridlere bölünmüştür. Bu gridlere P ve S fazları için ardışık olarak ± 7 genlikli anomaliler tanımlanmıştır. Çalışma alanının merkezinden her yöne (K-G-D-B) 50'şer km'lik bir alan seçilmiştir. Bu parametreleri temsil eden basit bir model Şekil 4.15'te gösterilmiştir.

```
1     1 - board, 2 - horiz. anom, 3 - vert. anom
_____________________________________________
7.00  P-anomalies
-50.0  50.0  10.0  0.0
-50.0  50.0  10.0  0.0
-5.0   45.0  50.0  0
7.00  S-anomalies
-50.0  50.0  10.0  0.0
-50.0  50.0  10.0  0.0
-5.0   45.0  10.0  0
```

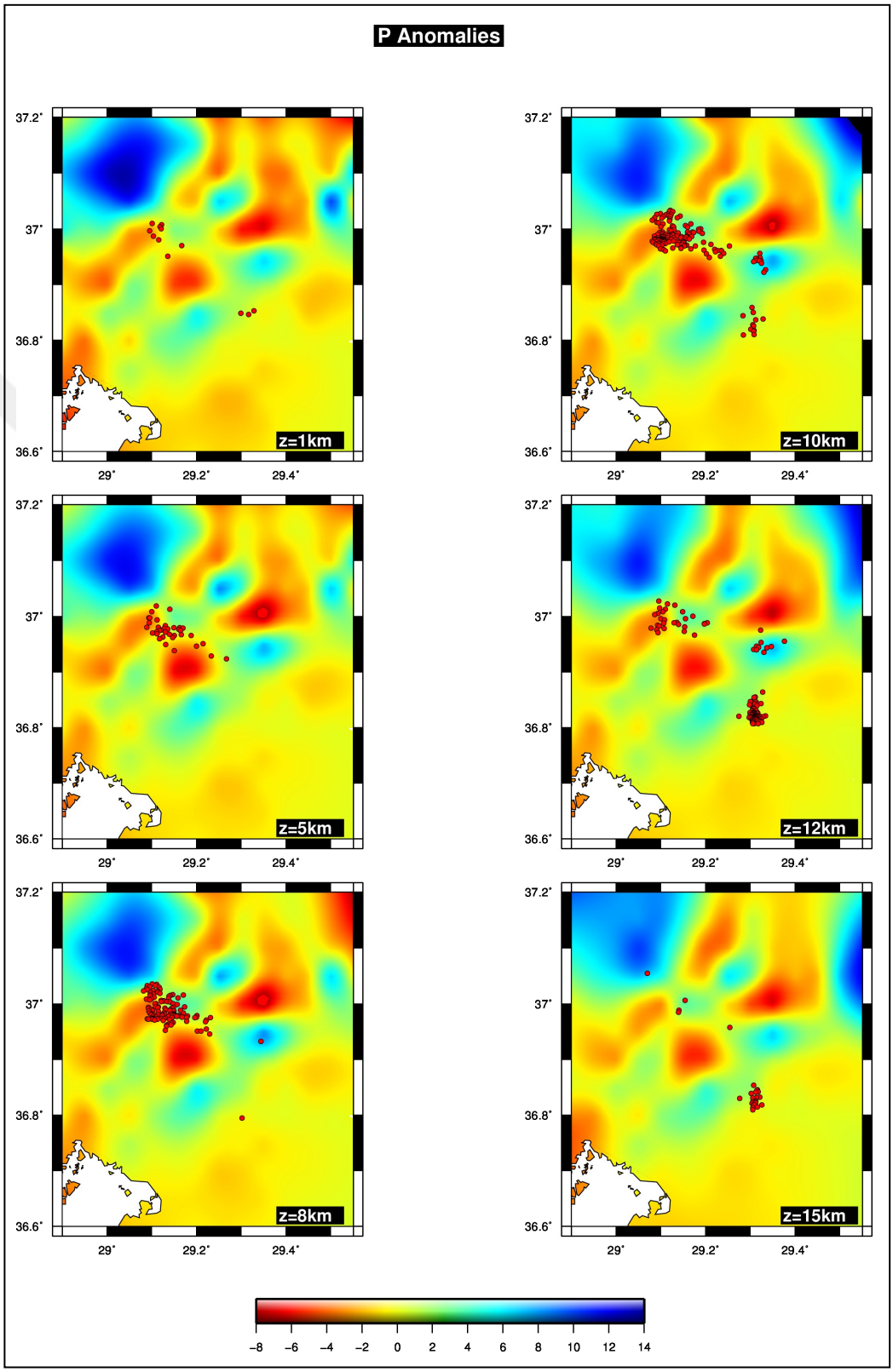
Şekil 4.14. Yapay test için tanımlanan anomali dosyası



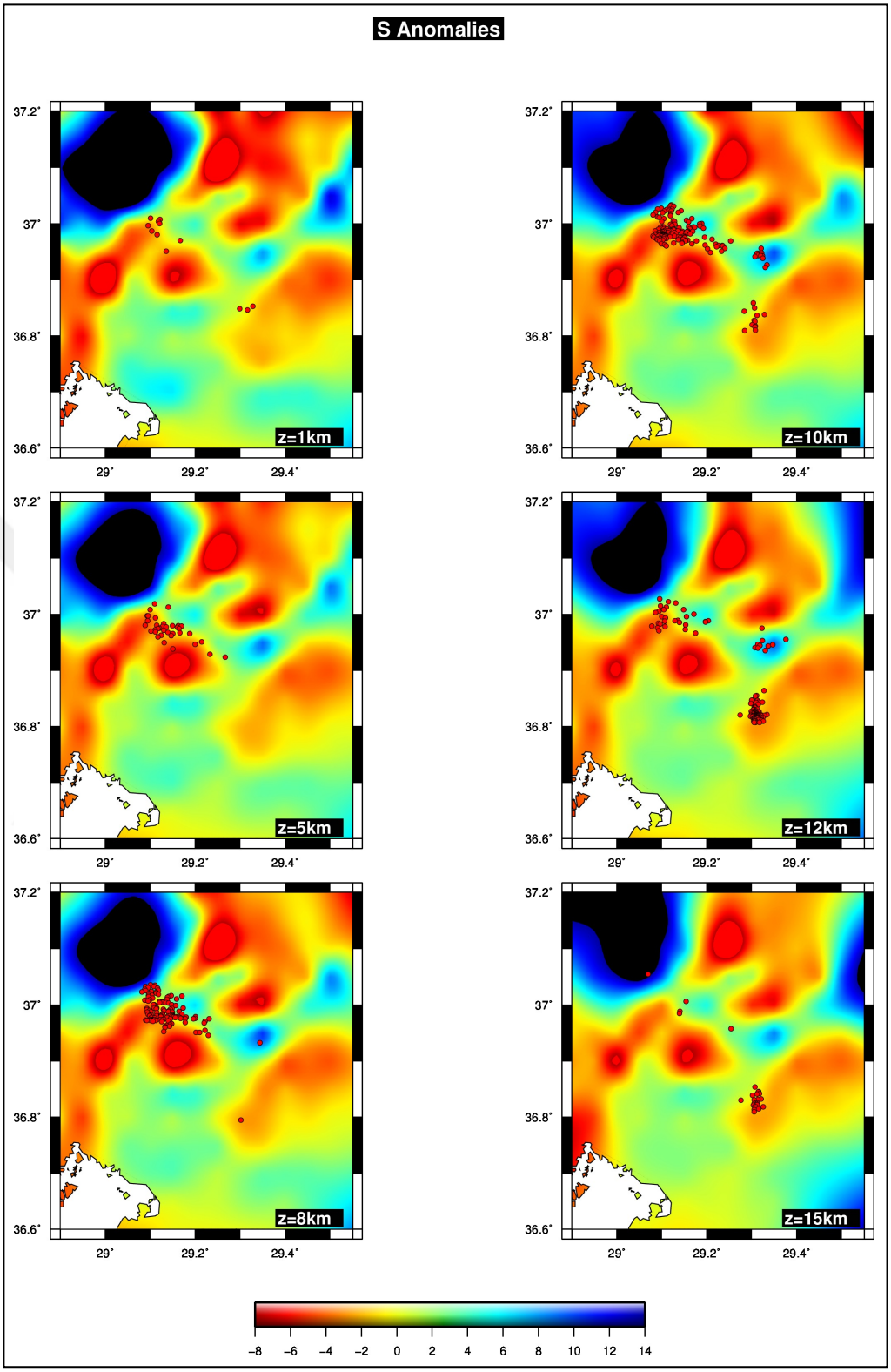
Şekil 4.15. Dama tahtası testi için oluşturulan model (mavi gridler yüksek hızlı, kırmızı gridler düşük hızlı anomalileri tanımlamaktadır)

Bu test sonucunda, gerçek veriye uygulanan ve ardarda tekrarlanan yüksek ve düşük hızlı anomaliler görülmelidir. Bu anomalilerin belirlenen modele uygun büyüklük ve sıralamada olduğu yerlerde çözünürlüğün iyi olduğundan veya sonuçların güvenilirliğinden bahsedilebilir. Aksi durumda, yani dağılımın girilen modele uygun olmadığı yerlerde ise çözünürlüğün kötü olduğu veya sonuçların güvenilir olmadığı

anlamına gelir. Dama tahtası uygulamasının sonuçları Şekil 4.16 ve Şekil 4.17'de gösterilmiştir.



Şekil 4.16. P fazı için dama tahtası modeli uygulaması



Şekil 4.17. S fazı için dama tahtası modeli uygulaması

Sonuçlar P ve S okumaları için ayrı ayrı gösterilmiştir. Mavi alanlar yüksek hızlı anomalileri kırmızı alanlar düşük hızlı anomalileri tanımlamaktadır. Dama tahtası testi farklı derinlikler (1 km, 5 km, 8 km, 10 km, 12 km, 15 km) için uygulanmıştır.

Şekil 4.16 ve Şekil 4.17'de da görüldüğü gibi deprem odaklarının yoğun olduğu 5 km, 8 km, 10 km ve 12 km derinliklerde çözünürlük daha fazladır. Buna karşılık 1 km ve 15 km derinlikteki testte çözünürlük düşmektedir.

4.5.3. Tomografik ters çözüm

Ters çözüm işlemi üç boyutlu hız modeli yardımıyla kaynak konumlarının belirlenmesi ile başlar. Üç boyutlu hız modeli kullanılarak kaynak konumlarının belirlenmesi Bölüm 3.2.2 de anlatılmıştır. Işın yollarının ve kaynak konumlarının belirlenmesi için kullanılan LOTOS-12 parametre dosyası Şekil 4.18'de verilmiştir.

```
************************************************************
Parameters for location in 3D model using bending tracing
************************************************************
LOC_PARAMETERS:
! Parameters for BENDING:
0.3         ds_ini: basic step along the rays
5           min step for bending
0.01 min value of bending
3           max value for bending in 1 step

! Parameters for location
100         dist_limit=100   : within this distance the weight is
equal
1           n_pwr_dist=1     : power for decreasing of W with
distance
30          ncyc_av=10

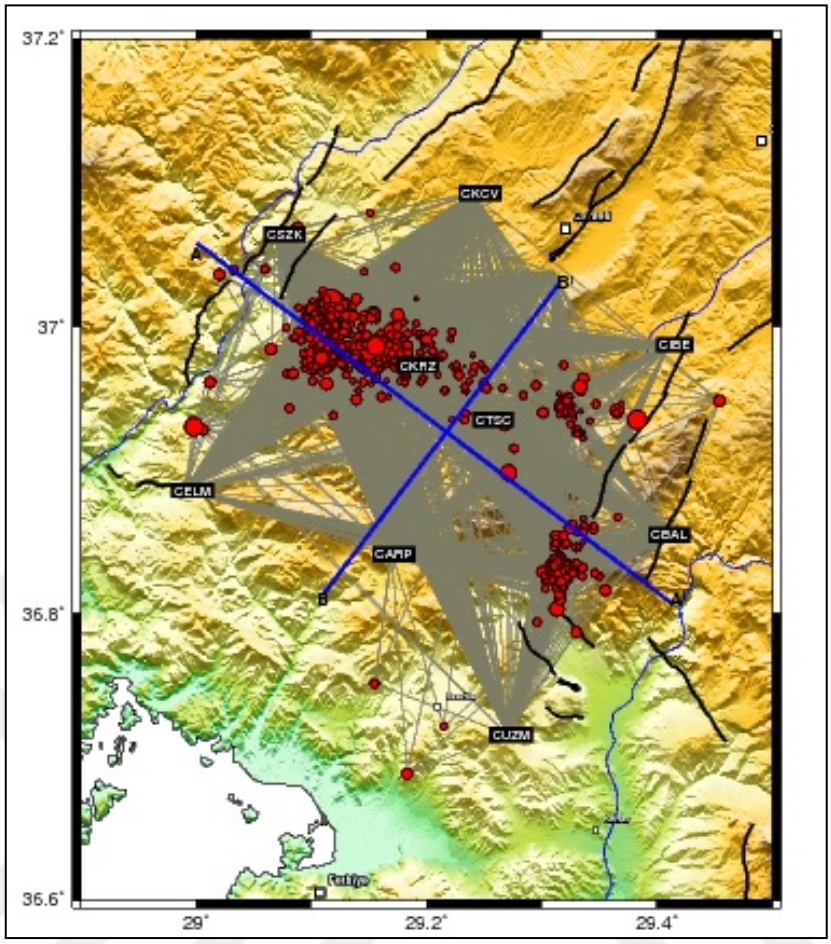
0.          res_loc1=0.2     : lower limit for location (for LT
residuals, W=1)
1.0         res_loc2=1.5     : upper limit for location (for GT
residuals, W=0)
2.          w_P_S_diff=2 (+ causes better coherency of P and S)
5.          stepmax
0.3         stepmin

50          Frequency for output printing

************************************************************
```

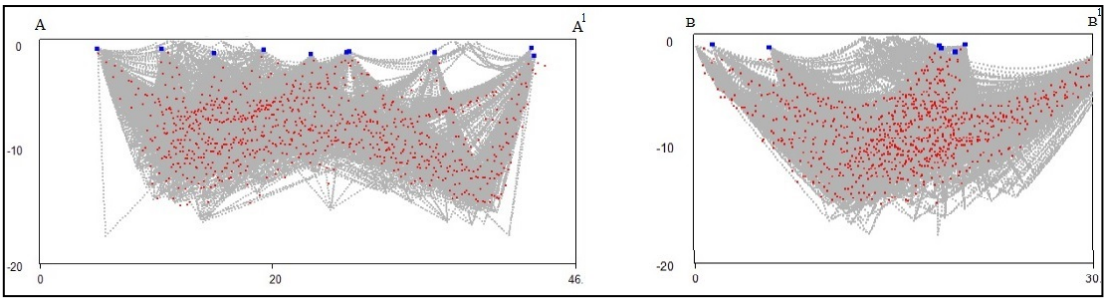
Şekil 4.18. Işın yollarının ve kaynak konumlarının belirlenmesi için kullanılan LOTOS-12 parametre dosyası

Şekil 4.19'da işlem sonucunda elde edilen kaynak konumları, kullanılan istasyonlar ve ışın yolları gösterilmektedir.



Şekil 4.19. Depremler ve istasyonlar arasındaki ışın yollarının basit gösterimi (Kırmızı noktalar depremleri, siyah dikdörtgenler içindeki yazılar istasyon kodlarını, gri çizgiler ışın yollarını mavi çizgiler ise kesit alınan hatları göstermektedir)

Işın yollarının düşeydeki dağılımı Şekil 4.20'de gösterilmiştir. Düşeydeki dağılımı oluşturabilmek için bölgedeki fay sistemine dik A-A^{I} doğrultulu ve yine bu kesiti dik olarak kesen B-B^{1} doğrultulu kesitler alınmıştır.



Şekil 4.20. Işın yolları üzerinde A-A^{I} ve B-B^{I} kesitleri gösteren şekil (Mavi kareler istasyonları, kırmızı noktalar depremleri göstermektedir)

Işın yollarını gösteren yatay ve düşey kesitlere ait şekillere bakıldığında dağılımın yeterli olduğu görülmektedir. Buradan yola çıkarak ışınların yoğunlaştığı bölgelerde çözünürlüğün iyi olabileceğini söyleyebiliriz.

Şekil 4.21'de verilen parametre dosyası, ters çözüm işleminde kullanılacak grid yapısının oluşturulması için kullanılır.

```
************************************************************
Parameters for grid construction
************************************************************
GRID_PARAMETERS:
-40. 40. 1.      grid for ray density calculation (X)
-40. 40. 1.      grid for ray density calculation (Y)
-5. 40. 1.       min and max levels for grid
1                ! Grid type: 1: nodes, 2: blocks
0.5              !min distance between nodes in vert. direction
0.05 100.0 !plotmin, plotmax= maximal ray density, relative to
average
-5.              !zupper:  Uppermost level for the nodes

0.1              !dx= step of movement along x
0.1              !dz= step of movement along z



************************************************************
```

Şekil 4.21. Ters çözümde kullanılacak grid yapısını oluşturacak parametre dosyası

Koulakov ve diğ. (2010)' de kullanılan yaklaşımla ters çözüm işlemi için düğüm düzleminin parametrelendirilmesi yapılır. Çalışma alanındaki düğüm düzlemlerinde üç boyutlu hız anomalileri hesaplanır. Düğüm düzlemlerinin konumlandırılması için parametre dosyasına çalışma alanının orta noktası olarak $29.25^{\circ}\mathrm{K} - 36.94^{\circ}\mathrm{D}$ girilmiştir. Düğüm düzlemleri arasındaki hızlar belirlenirken, sekizgen şeklinde alt bloklara bölünerek aralarında enterpolasyon yapılır. Bu çalışma için düğüm düzlemleri arasındaki mesafe 1 km olarak belirlenmiştir. Işın yoğunluğunun fazla olduğu yerlerde gereğinden fazla düğüm düzlemi olmasını önlemek için, düğüm düzlemleri arasındaki boşluk en az 0,5 km olacak şekilde tanımlanmıştır. LOTOS-12 algoritmasında parametre dosyasında tanımlanan farklı oryantasyon gridleri $(0^{\circ}, 25^{\circ}, 45^{\circ}, 70^{\circ})$ için ters çözüm yapılır. Sonuçlar üst üste yığılmak koşuluyla değerlendirilir. Bu işlem yapılırken daha önce tanımlanan orta nokta sabit tutulur. Çalışma alanının sınırları, merkez noktadan kuzey, güney, doğu ve batı yönlere 40 km uzaklık olarak tanımlanmıştır.

Şekil 4.22'de ters çözüm işlemi için kullanılan parametre dosyasını göstermektedir. Ters çözüm işlemi eş zamanlı olarak istasyon düzeltmeleri, P ve S hız anomalileri ve kaynak parametreleri için yapılır.

```
************************************************************
INVERSION PARAMETERS :
100 1            LSQR iterations, iter_max
1 1. Weights for P and S models in the upper part
0.6 1.3  level of smoothing (P, S and crust)
0.0 0.0 regularization level (P, S and crust)

1.0001   1.0001 weight of the station corrections (P and S)
5.0   wzt_hor
5.0   wzt_ver
2.0   wzt_time

************************************************************
```

Şekil 4.22. Ters çözüm için kullanılan parametre dosyası

Bu çalışmada sonuç matrisinin ters çözümü 100 LSQR iterasyonu için yapılmıştır. P dalgası için 0,6, S dalgası için 1,3 yuvarlatma değeri uygulanmıştır. Ayrıca P ve S dalgası ağırlıkları 1 olarak belirlenmiştir.

Ters çözüm işleminden sonra hız anomalileri üç boyutlu düzenli bir grid için yeniden hesaplanmaktadır. Şekil 4.23'te verilen parametre dosyasında bu bilgiler gösterilmektedir.

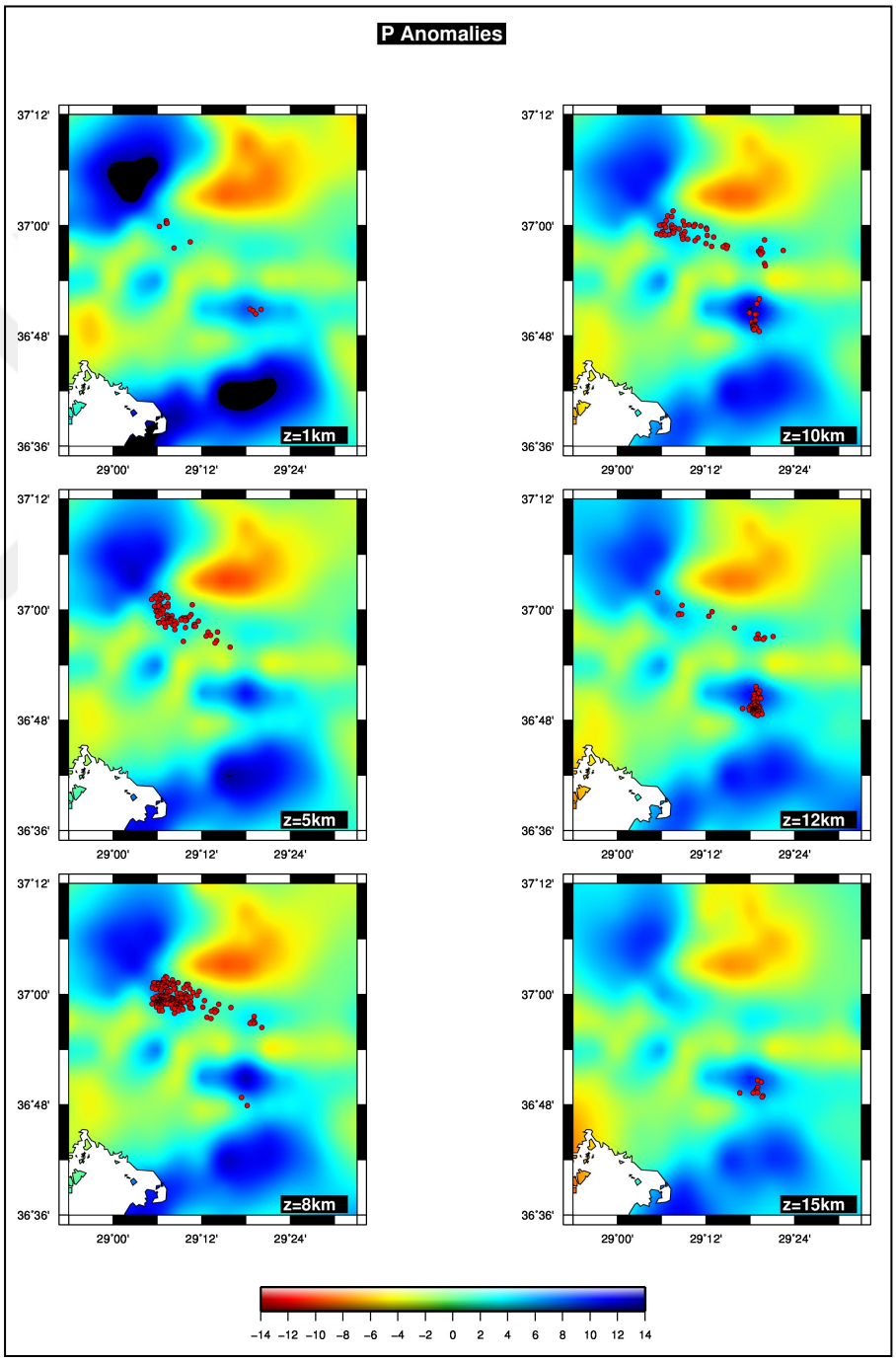
```
************************************************************
Parameters for 3D model with regular grid
************************************************************
3D_MODEL PARAMETERS:
-40. 40. 2.5  xx1, xx2, dxx,
-40. 40. 2.5  yy1, yy2, dyy,
-5. 40. 2. zz1, zz2, dzz
15          distance from nearest node
0           Smoothing factor1
************************************************************
```

Şekil 4.23. Düzenli grid için üç boyutlu model parametreleri

Gridler arası boşluklar ve hacimsel tanımlamalar ilk üç satırda verilmiştir. Buna göre daha önceden tanımlanan orta noktadan kuzey, güney, doğu ve batı yönlere 40 km uzaklıkta bir alan tanımlanmıştır. Gridler arası boşluk 2,5 km olarak belirlenmiştir. Ayrıca en yakın düğüm düzlemi arasındaki mesafe 15 km olarak tanımlanmıştır.

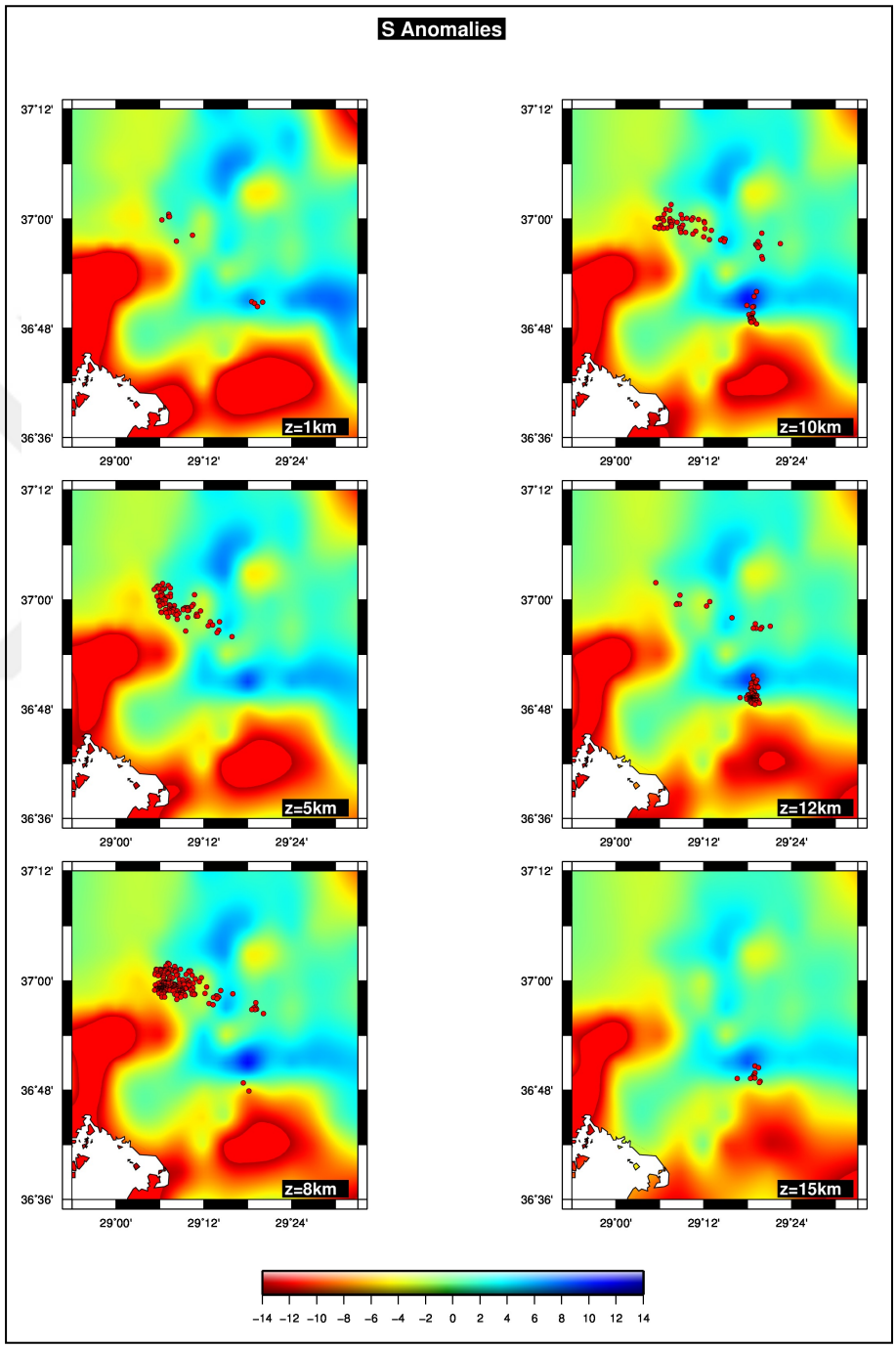
Yuvarlatma değeri "0" olarak belirlenmiş, yani anomalilere yuvarlatma uygulanmamıştır.

Yukarıda anlatılan parametreler kullanılarak P ve S dalgaları için yinelemeli ters çözüm eş zamanlı olarak uygulanmıştır. Bu işlem sonucunda elde edilen üç boyutlu hız değişimleri Şekil 4.24 ve Şekil 4.25'te verilmiştir.



Şekil 4.24. P dalgası için elde edilen üç boyutlu hız pertürbasyonları (%)

Depremlerin derinlik dağılımlarına göre 1 km, 5 km, 8 km, 10 km, 12 km ve 15 km için görüntüleme yapılmıştır. Deprem odakları, şekiller üzerinde kırmızı noktalarla gösterilmiştir. Çalışma alanında en derin deprem odağı 15 km'dir. Bu sebeple 15 km daha derinde görüntüleme yapılmamıştır.



Şekil 4.25. P dalgası için elde edilen üç boyutlu hız pertürbasyonları (%)

4.5.4. V_p ve V_p / V_s ters çözümü

Tanecikler arasındaki boşluklar, kayaçların gözenekliliğini ve dolayısıyla hızı etkileyen en önemli faktördür. Kayaçlardaki gözeneklilik ile P ve S dalgası hızları ters orantılıdır. Kayaç yoğunluğunun artması, yüksek kayaç sıkılığı ve yüksek basınç anlamına gelir. Hız ve yoğunluk arasında,

$$\rho=0.23V^{0.25} \tag{4.1}$$

ile gösterilen bir bağıntı vardır. S dalga hızı sıvı içeren alanlarda azalma göstermektedir. Dolayısıyla sismik dalga hızını etkileyen bir diğer faktör de suya doygunluktur.

P dalga hızı (V_p) ve kayaçlar arasındaki ilişki,

$$V_p=\sqrt{\frac{(k+4/3\mu)}{\rho}}$$

$$=\sqrt{\frac{E/\rho(1-\sigma)}{(1-2\sigma)(1+\sigma)}}$$

$$=\sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} \tag{4.2}$$

bağıntısı ile sağlanır.

S dalga hızı (V_s) ve kayaçlar arasındaki ilişki ise,

$$V_s=\sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \tag{4.3}$$

$$=\sqrt{(E/\rho)\ \frac{1}{2(1+\sigma)}} \tag{4.4}$$

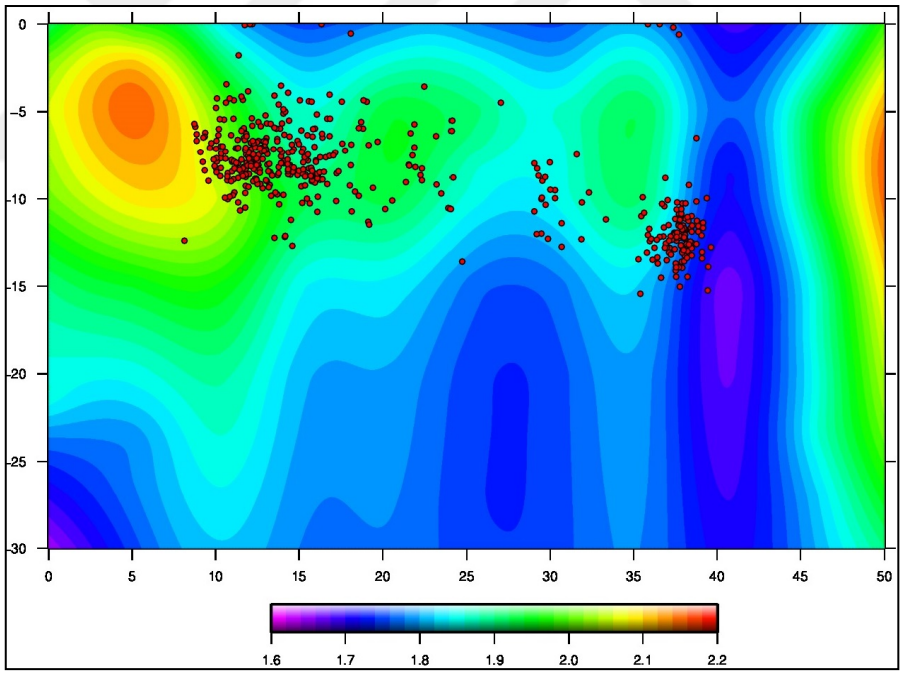
olarak gösterilmektedir. Burada, V_p ve V_s; sırasıyla P ve S dalga hızları, μ; katılık modülü, ρ; kayaç yoğunluğu, E; Young modülü, σ; Poisson oranı, λ; Lame sabitidir. (4.2) ve (4.3) formülleri kullanılarak V_p/V_s oranı,

$$V_p \Big/ V_s = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\mu}}$$

$$= \sqrt{\frac{k+(4/3\mu)}{\mu}}$$

$$= \sqrt{\frac{1-\sigma}{0.5-\sigma}} \qquad (4.5)$$

olarak elde edilir. Burada k; bulk modülüdür.



Şekil 4.26 Çalışma alanında alınan Vp/Vs anomalisine ait A-A[1] düşey kesiti

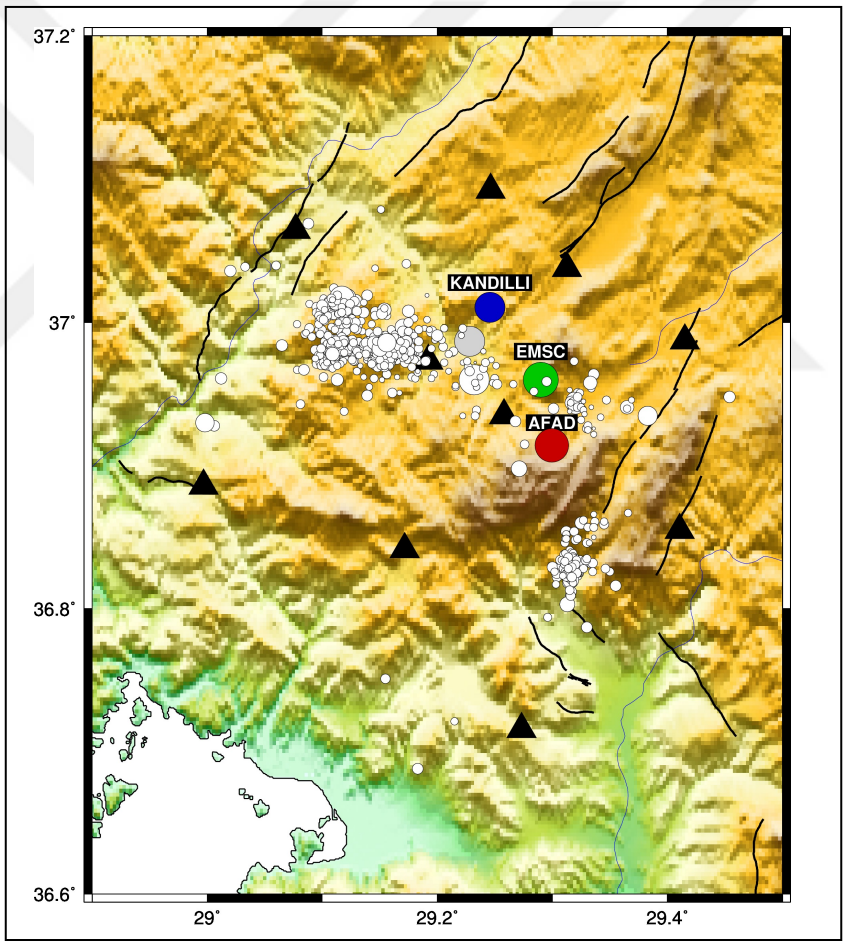
Bu çalışmada 9 iterasyon için V_p ve V_p/V_s oranı hesaplanmıştır. Bu hesaplama için referans değeri 1.74 olarak alınmıştır. Ters çözüm sonucunda elde edilen V_p/V_s anomalisin çalışma alanında alınan A-A[1] düşey kesiti Şekil 4.26'da gösterilmiştir. A-

A^1 kesitinin yeri Şekil 4.18'de gösterilmiştir. Bu kesit alınırken çalışma alanındaki hakim fay zonunu dik kesilmesi amaçlanmıştır.

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

5.1. Sismolojik Sonuçlar

29.10.2007 tarihinde meydana gelen M_L=5,1 büyüklüğündeki depremin konumu, farklı kurumlar tarafından belirlenmiştir (Şekil 5.1). Konumlardaki farklılıklar, hesaplamada kullanılan istasyonlar, 1-B model ve hesaplamayı yapan operatör kaynaklıdır.



Şekil 5.1 Farklı kurumlar tarafından hesaplanan ana şok yerini gösteren harita. Kırmızı daire AFAD-DDB, Mavi daire Kandilli Rasathanesi, Yeşil daire EMSC (Avrupa Sismoloji Merkezi), tarafından hesaplanankonumlardır. Beyaz ve gri daireler tez çalışması kapsamında farklı hız modelleriyle hesaplanan konumlardır.

Ayrıca depreme ait odak derinliği ve oluş zamanında da istasyon dağılımı ve 1-B modele bağlı olarak farklılıklar görülmektedir. Bu farklılıklar Tablo 5.1'de verilmiştir.

Tablo 5.1 Farklı kurumlar tarafından ana şok için hesaplanan odak parametreleri

Kurum	Oluş Zamanı	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Büyüklük
Kandilli Rasathanesi	09:23:14,34	37,0107	29,2458	5,0	5,1
EMSC	09:23:16,20	36,9600	29,2900	20,0	5,1
AFAD-DDB	09:23:13,90	36,9142	29,2995	23,4	5,0
TÜBİTAK 1	09:23:14,34	36,9870	29,2280	0,1	5,1
TÜBİTAK 2	09:23:14,34	36,9600	29,2320	0,0	5,1

Bu sonuçlardan da görüldüğü gibi, deprem konumlarının hesaplanmasında deprem kayıt istasyonlarının dağılımı ve 1-B model seçimi çok önemlidir.

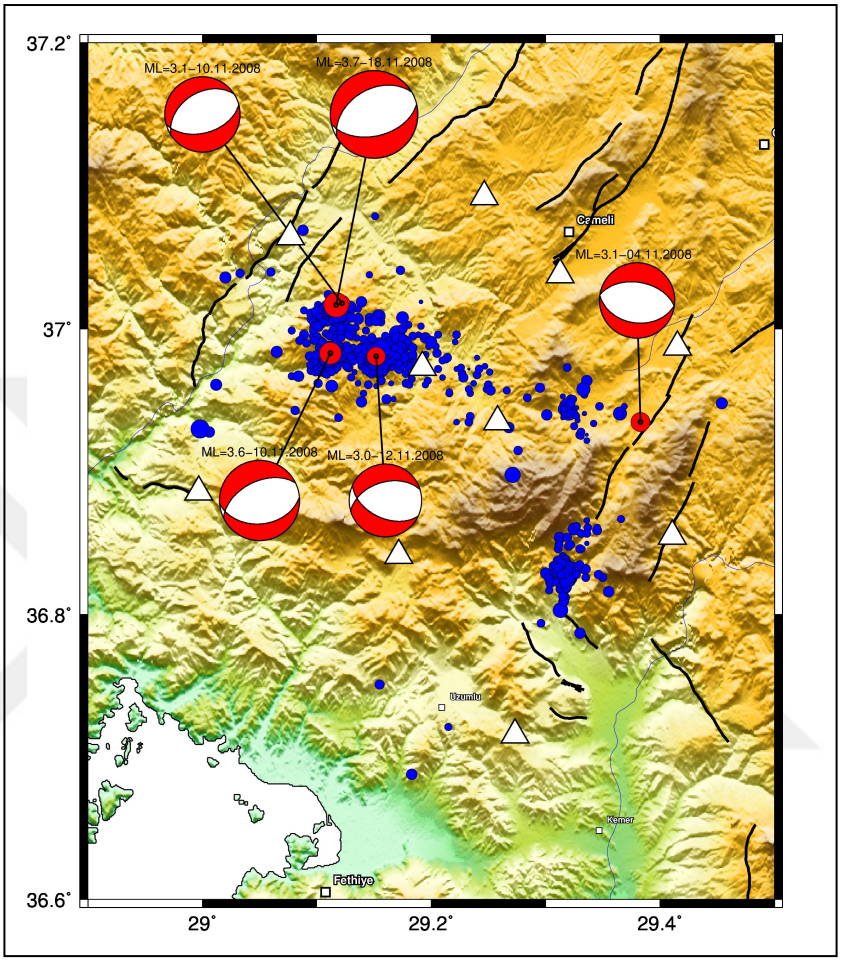
Ulusal ağlardaki istasyon dağılımının yetersiz kaldığı bu gibi durumlarda bölgesel çalışmalar büyük önem kazanmaktadır. Bu tez çalışmasında kullanılan verinin toplandığı DEPAR projesi de bu açığı kapatmayı hedeflemiştir. DEPAR projesi kapsamında oluşturulan cihaz alt yapısı; bundan önce yapılan çalışmalarda olduğu gibi bundan sonra da $M_w \geq 6,0$ büyüklüğündeki depremlerin meydana geldiği bölgelerde, bölgeye ait bilgi üretebilmek için veri tabanı oluşturmaya katkı sağlayacaktır.

Tablo 5.2 Odak çözümü yapılan depremler

No	Tarih	Enlem	Boylam	Büyüklük (M_L)
1	04.11.2008	36,935	29,383	3,1
2	10.11.2008	37,018	29,122	3,1
3	10.11.2008	36,983	29,112	3,6
4	12.11.2008	36,981	29,152	3,0
5	18.11.2008	37,017	29,117	3,7

Çalışmada ayrıca bazı depremler için (M_L>3,0) odak çözümleri yapılmıştır (Tablo 5.2). Çameli ve civarında haritalanmış faylar (Bozcu ve diğ., 2007; Elitez ve diğ., 2009; Emre ve Duman, 2011; Emre ve diğ., 2011) KD-GB doğrultulu normal ve normal bileşenli sol yanal doğrultu atımlı faylardır. Ayrıca güneyde bu fayları neredeyse dik olarak kesen KB-GD doğrultusunda bir fay (Bozcu ve diğ., 2007; Elitez ve diğ., 2009; Yaltırak ve diğ., 2012) da haritalanmıştır.

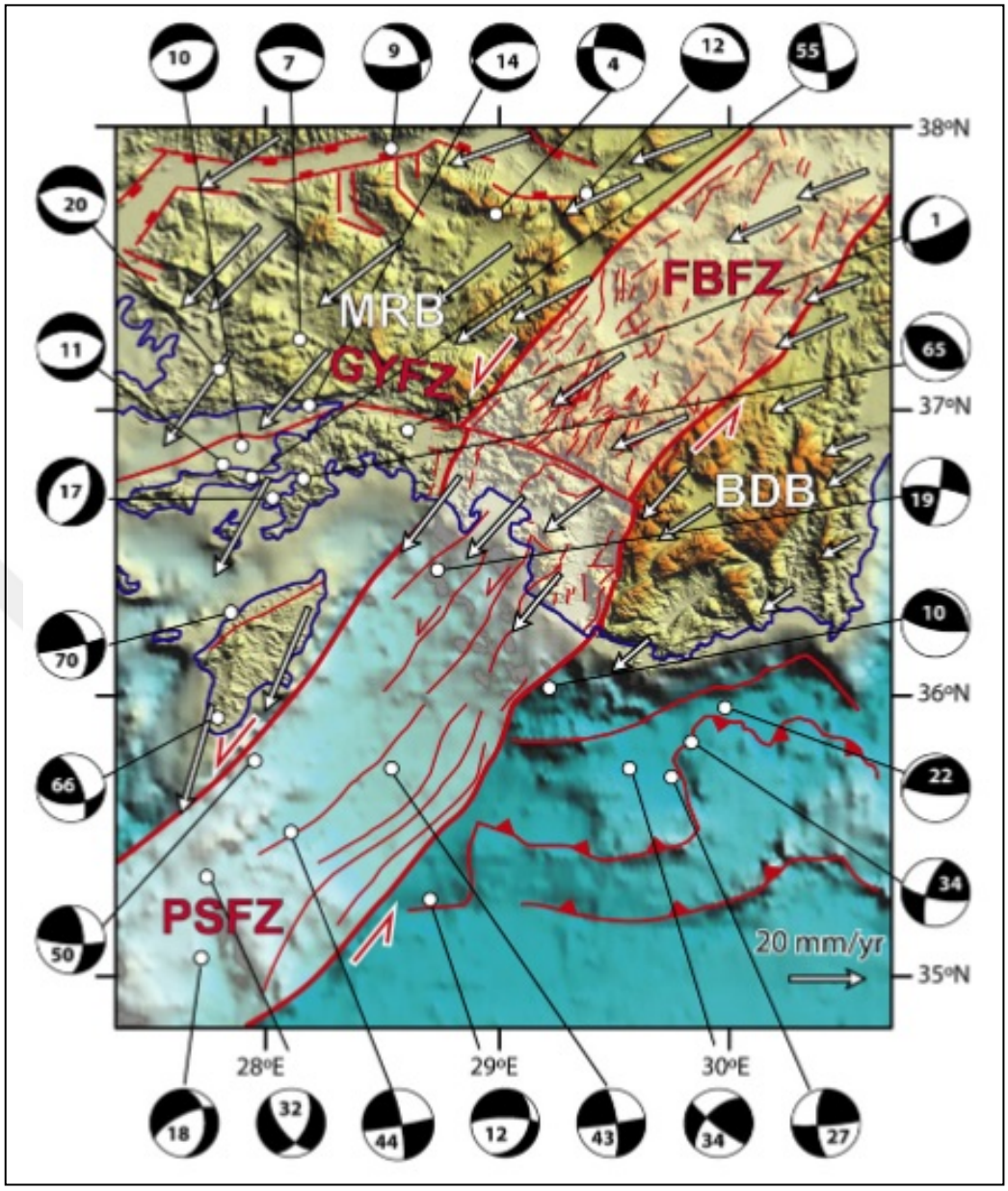
Odak mekanizması çözümleri yapılan depremler, KD-GB doğrultulu fayların güney ucunda meydana gelmişitr. Çözümler, kademeli normal faylardan oluşan GYFZ ile uyum göstermektedir (Şekil 5.2).



Şekil 5.2 Odak çözümleri yapılan deprem konumlarını (kırmızı daireler) ve odak çözümlerini gösteren harita

Odak çözümleri bölgeyi temsil eden KD-GB fay sisteminden (Sol yanal doğrultu atımlı) farklı olarak genelde D-B düzleme sahip normal ve oblik faylardır.

Şekil 5.3' te farklı araştırmacılar (Kiratzi ve Louvari, 2003; Benetatos ve diğ., 2004; Yolsal ve diğ., 2007, Yolsal ve Taymaz, 2010; Yolsal-Çevikbilen ve Taymaz 2012) tarafından yapılan bölgedeki büyük depremlere ait odak mekanizma çözümleri gösterilmiştir. Şekil 5.3'teki 1 ve 14 numaralı çözümler GYFZ üzerindedir. Bu çözümler tez çalışması kapsamında yapılan (Şekil 5.2) ve aynı fay sistemin üzerinde meydana gelmiş depremlere ait odak mekanizması çözümleriyle de uyum göstermektedir.



Şekil 5.3 Burdur-Fethiye Makaslama Zonu ve Gökova-Yeşilüzümlü Fay Zonu üstünde meydana gelen büyük depremlere ait odak mekanizması çözümleri (Kiratzi ve Louvari, 2003; Benetatos ve diğ., 2004; Yolsal ve diğ., 2007, Yolsal ve Taymaz, 2010; Yolsal-Çevikbilen ve Taymaz 2012)

5.2. Tomografik Sonuçlar

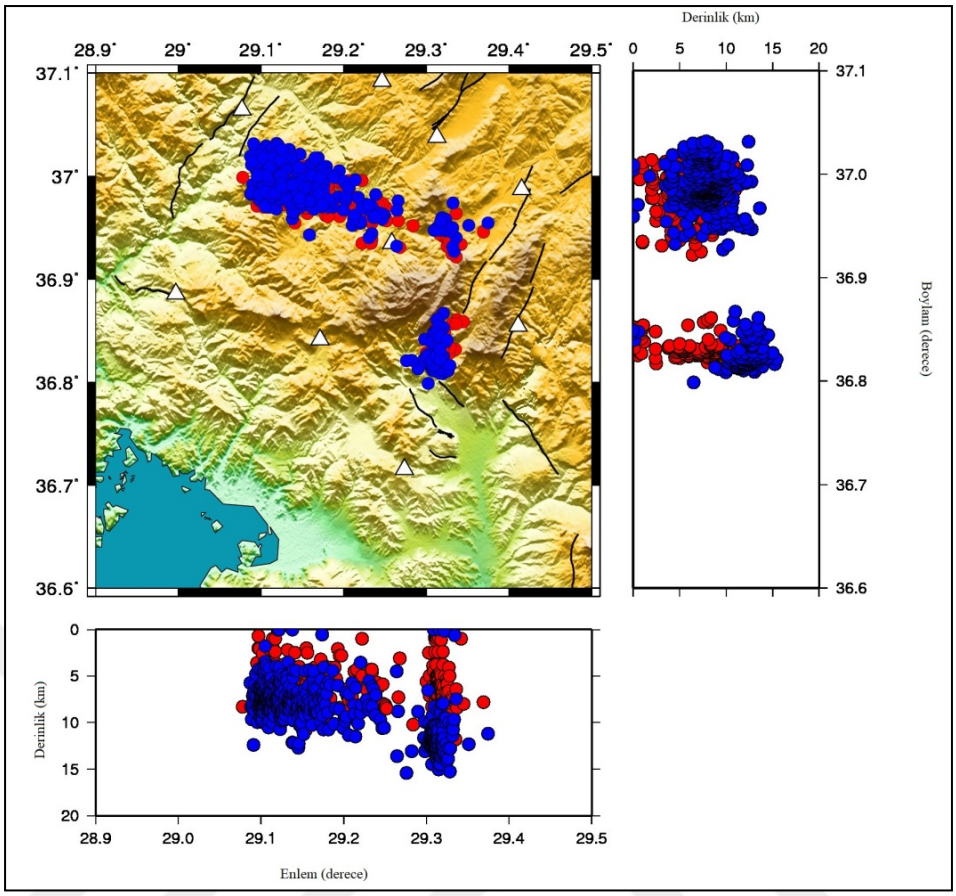
Tomografik ters çözüm sonucu belirlenen deprem konumlarının hataları ile başlangıçtaki deprem konumlarının hataları karşılaştırılmıştır. Tomografik ters çözüm sonucunda elde edilen deprem konumlarına ait ortalama hata miktarları tablolanmıştır (Tablo 5.3).

Tablo 5.3. Ters çözüm öncesi ve sonrası elde edilen ortalama hata miktarları ve indirgeme miktarı

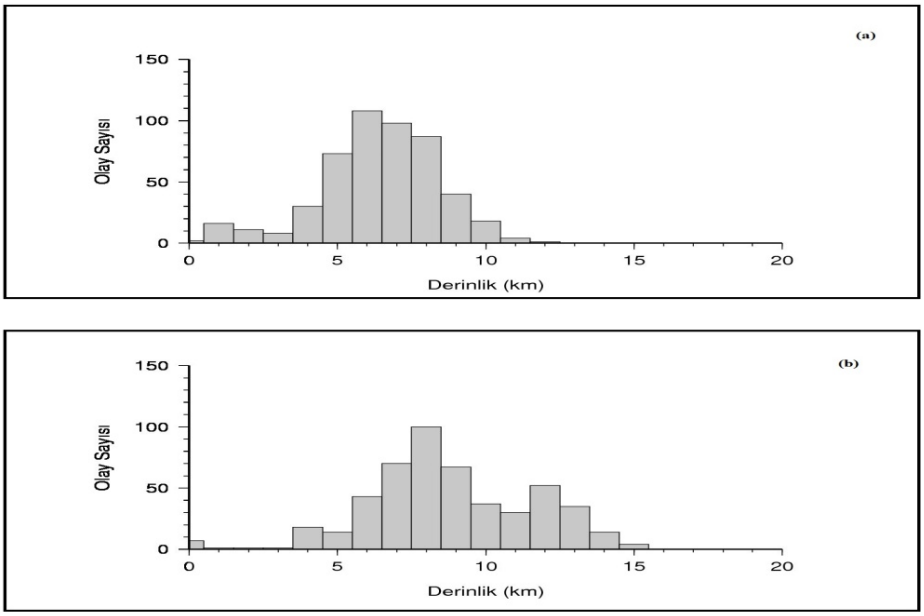
İterasyon Sayısı	RMS (ters çözümden önce)	RMS (ters çözümden sonra)	İndirgeme (%)
1	0,2061	0,1910	7,33
2	0,1924	0,1412	26,61
3	0,1413	0,1325	6,23
4	0,1327	0,1302	1,88
5	0,1303	0,1285	1,38
6	0,1285	0,1278	0,54
7	0,1278	0,1275	0,23
8	0,1275	0,1273	0,16
9	0,1273	0,1272	0,08

Ters çözüm sonucunda elde edilen hata miktarlarında azalım görülmüştür. Üçüncü iterasyon sonrasında önemli bir azalma meydana gelmemiştir. Fakat hata miktarlarındaki değişim en küçük olana kadar ters çözüm işlemi tekrarlanmıştır. Bu azalıma göre 9. yineleme sonucunda işlem durdurulmuştur. Tablo 5.3'te görüldüğü gibi başlangıçta konumların RMS değeri 0,2061 iken ters çözüm işlemleri sonucunda 0,1272'ye kadar düşmüştür. Başlangıçtaki RMS değerinin düşük olması, ilk aşamadaki konumlandırmaların hassas bir şekilde yapıldığını ve sonrasında da kaliteli veri seçimini göstermektedir. Bununla birlikte yinelemeler sonunda %38,3'lük bir azalmayla RMS değeri 0,1272 olmuştur.

Ters çözüm öncesi ve sonrasında depremlerin konumları ve derinlik kesitleri Şekil 5.4'te gösterilmiştir. Depremlerin derinlik dağılımına bakıldığında, başlangıçta 5 km derinliğe kadar konumlanan deprem sayısında ters çözüm sonucunda azalma olmuştur. Başlangıçta depremlerin derinlikleri en fazla 12 km civarlarındayken ters çözüm sonucunda 15 km derinliğe kadar inmiştir. Bu derinlikler Ege Bölgesi için nitelenen sismojenik zon (Özer ve diğ., 2017) ile de uyumludur.



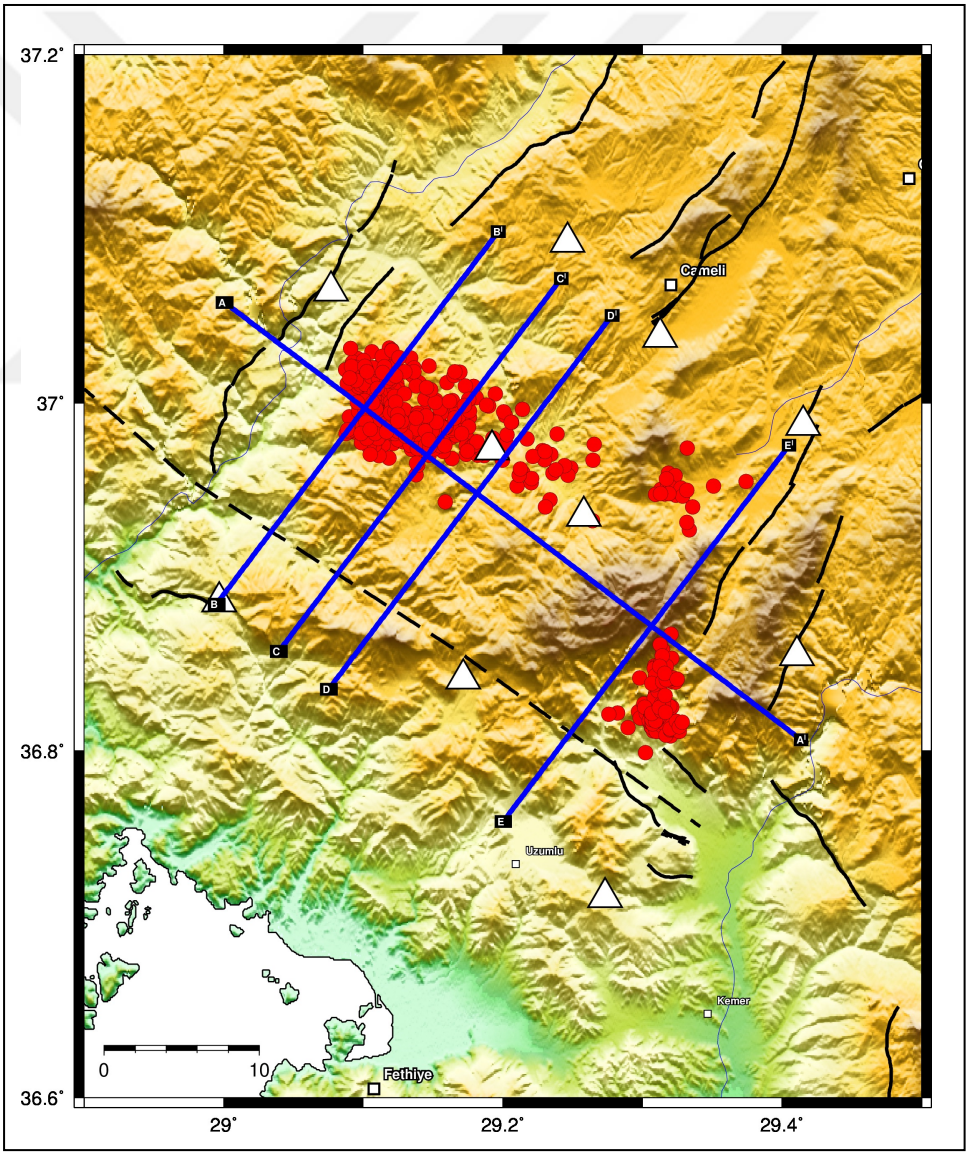
Şekil 5.4. Ters çözüm öncesi ve sonrası deprem konumları ve derinlik kesitleri. Kırmızı daireler ters çözüm öncesi depremleri, mavi daireler ters çözüm sonrası depremleri, beyaz üçgenler istasyonları göstermektedir



Şekil 5.5 (a) ters çözüm öncesi, (b) ters çözüm sonrası deprem derinlik dağılımları

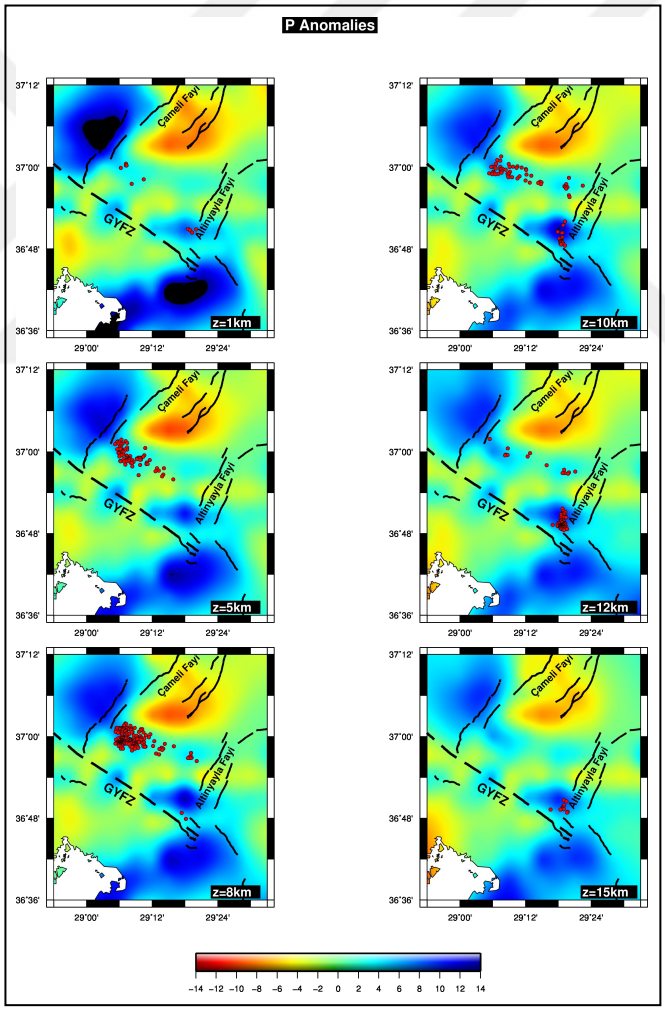
Depremlere ait derinlik dağılımı grafiklendirilerek (Şekil 5.5) deprem odaklarının derinliklerindeki iyileşme daha net yorumlanması sağlanmıştır.

Şekil 5.6'da çalışma bölgesinde alınan kesitlere ait profiller gösterilmiştir. Kırmızı daireler tomografi sonrası elde edilen deprem konumlarını, siyah çizgiler KD-GB uzanımlı fayları göstermektedir. Kesikli siyah çizgiler ise GYFZ'dur. A-A' profili çalışma alanındaki BFMZ'na dik GYFZ'na paralel olarak seçilmiştir. Diğer profiller (B-B', C-C', D-D', E-E', F-F') seçilirken, KB-GD uzanımlı GYFZ'na dik, BFMZ'na paralel olmasına dikkat edilmiş ve odak mekanizması çözümlerinde elde edilen D-B düzlemlere sahip depremler göz önünde bulundurulmuştur.

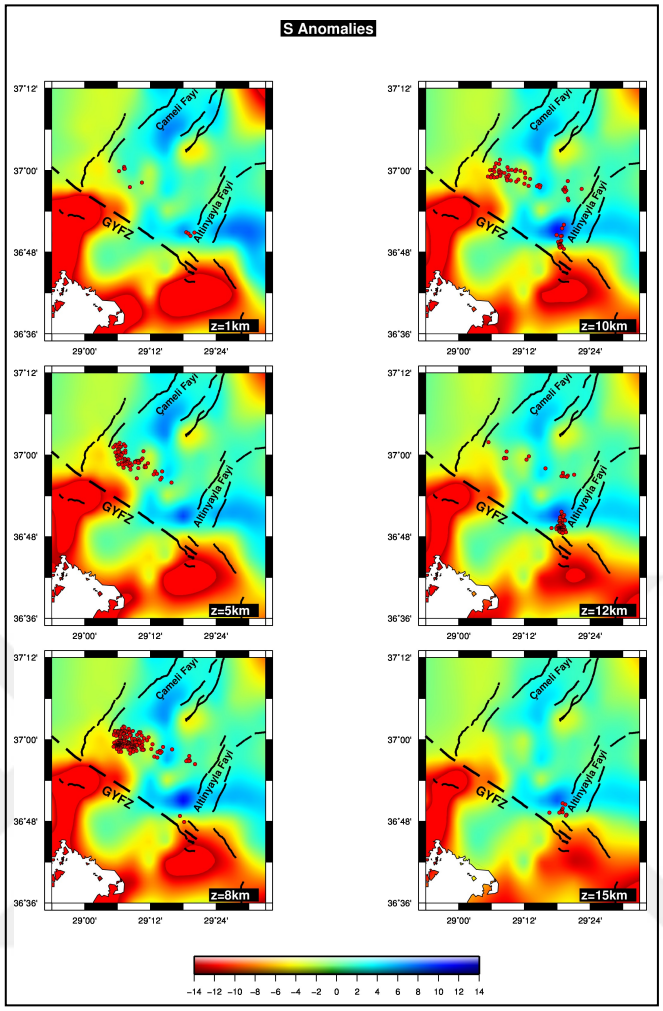


Şekil 5.6. Çalışma alanında yapılan tomografik ters çözümler için seçilen profiller (mavi çizgiler)

Şekil 5.7 ve Şekil 5.8'de tomografik ters çözüm sonucunda elde edilen sırasıyla P dalgası ve S dalgası perturbasyonları, 50 km uzunluktaki A-A' profili üzerinde farklı derinliklerde alınan kesitlerle gösterilmektedir. Kesit, profilin her iki tarafından 50'şer km'lik alanı kapsayacak şekilde alınmıştır. Referans modelden daha düşük hız farkları kırmızı ile, yüksek farklar ise mavi ile gösterilmiştir. P dalgası ve S dalgası fazları için elde edilen sonuçlar uyumludur. Kesitlerde ilk göze çarpan depremlerin yüksek hızlı zonlarda meydana geldiğidir. Ayrıca kuzeydoğu ve güneybatıdaki düşük hızlı bölgelerin arasında kalan ve yüksek hıza sahip olan bölge BKB-DGD uzanımlıdır. Bu bölge, GYFZ (Bozcu ve diğ., 2007; Elitez ve diğ., 2009; Yaltırak ve diğ., 2012) ile uyum göstermektedir.



Şekil 5.7. Ters çözüm sonucu elde edilen P dalgası hız dağılımlarına ait farklı derinliklerdeki kesitler. Kırmızı renk düşük hız farklılığını, mavi renk yüksek hız farklılığını göstermektedir. Kırmızı daireler depremleri, siyah çizgiler fayları belirtmektedir



Şekil 5.8. Ters çözüm sonucu elde edilen S dalgası hız dağılımlarına ait farklı derinliklerdeki kesitler. Kırmızı renk düşük hız farklılığını, mavi renk yüksek hız farklılığını göstermektedir. Kırmızı daireler depremleri, siyah çizgiler fayları belirtmektedir

A-A' profili için elde edilen P dalgası gerçek hız değerlerinin, P dalgası pertürbasyonu ve Vp/Vs oranının derinlikle değişimini gösteren kesit Şekil 5.9'da verilmiştir.

Gerçek hızlara bakıldığında yaklaşık 3-4 km civarında düşük hızlı zon görülmektedir. Sığ kesimlerdeki düşük hızların sebebi faylanmaya bağlı olarak meydana gelen kırıklı yapılar olabilir. Daha derine gidildikçe göreceli olarak daha yüksek hızlar gözlemlenmektedir.

Çalışma alanında alınan düşey kesitteki V_p/V_s oranlarına bakıldığında ani yanal değişimlerin genellikle 1,7-1,9 arasında olduğu görülmektedir. Çalışma alanının KB'sında kümelenen depremler yüksek Vp/Vs oranına sahip derinlikte meydana gelirken, GD'da kümelenen depremler yüksek Vp/Vs oranına sahip alan ile düşük Vp/Vs oranına sahip alan arasında meydana gelmiştir. Ayrıca kesitte yüksek Vp/Vs anomalisi veren alan kesitin çalışma alanındaki fayları kestiği alandır.

Şekil 5.10, Şekil 5.11, Şekil 5.12 ve Şekil 5.13'de, BFMZ'na paralel, GYFZ'nu yaklaşık olarak dik kesen profiller boyunca alınan, sırasıyla P dalgası perturbasyonunu, gerçek P dalgası hızlarını ve Vp/Vs oranını gösteren kesitler verilmiştir. Kesit alınan profil uzunlukları 30 km'dir. Kesitler alınırken profillerin her iki tarafından 10 km'lik alan taranmıştır. B-B', C-C' ve D-D' kesitleri batıdaki, E-E' kesiti doğudaki kümelenmeler için alınmıştır.

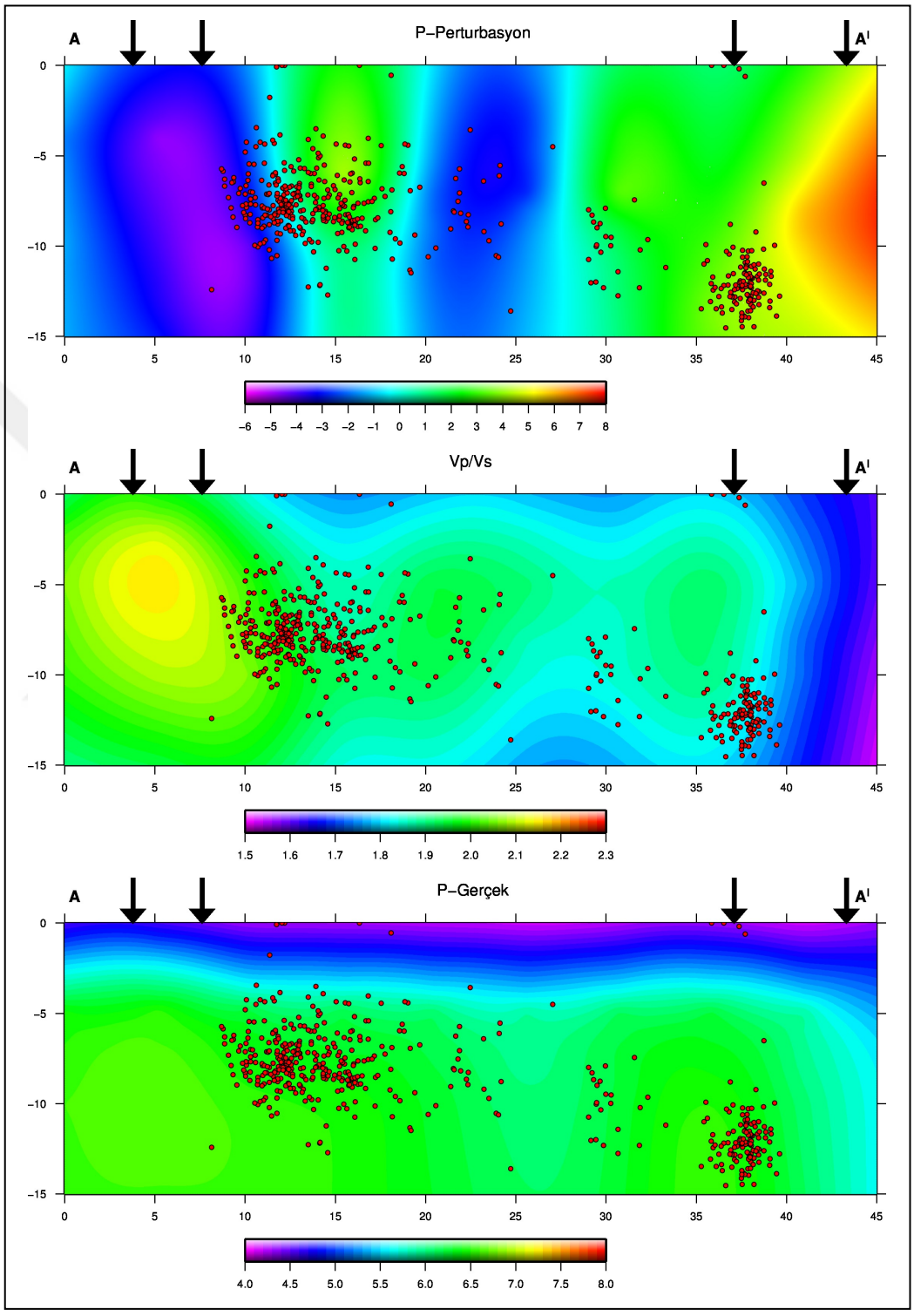
KB-GD yönünde alınan kesitlerde P dalgası hız dağılımına bakıldığında en üstte düşük hızlı çökel birimler ve derine gidildikçe nispeten daha yüksek hızlı birimler yer almaktadır. Batıdaki tüm kesitlerde depremlerin 5-15 km derinlikteki daha yüksek P dalgası hızına sahip zonda meydana geldiği görülmektedir.

B-B', C-C' ve D-D' kesitlerindeki batıdaki deprem kümelenmeleri, A-A' kesitinde olduğu gibi yüksek Vp/Vs oranına sahip zonlarda gözlemlenmiştir. E-E' kesitindeki depremler ise nispeten daha düşük Vp/Vs ve düşük Vp/Vs yüksek Vp/Vs geçişi olan zonlardadır. Yüzeye yakın bölgelerdeki çatlaklı ve kırıklı deforme olmuş yapıların düşük Vp/Vs oranına neden olduğu belirtilmektedir (Shearer, 1988). Ayrıca faylanma sonucu deformasyona uğrayan bölgelerde de düşük Vp/Vs oranı görülmektedir (Zhao, 2007). Vp/Vs oranı, zon içindeki kayaçların barındırdığı sıvı miktarı ile de ilişkilidir (Tablo 5.4).

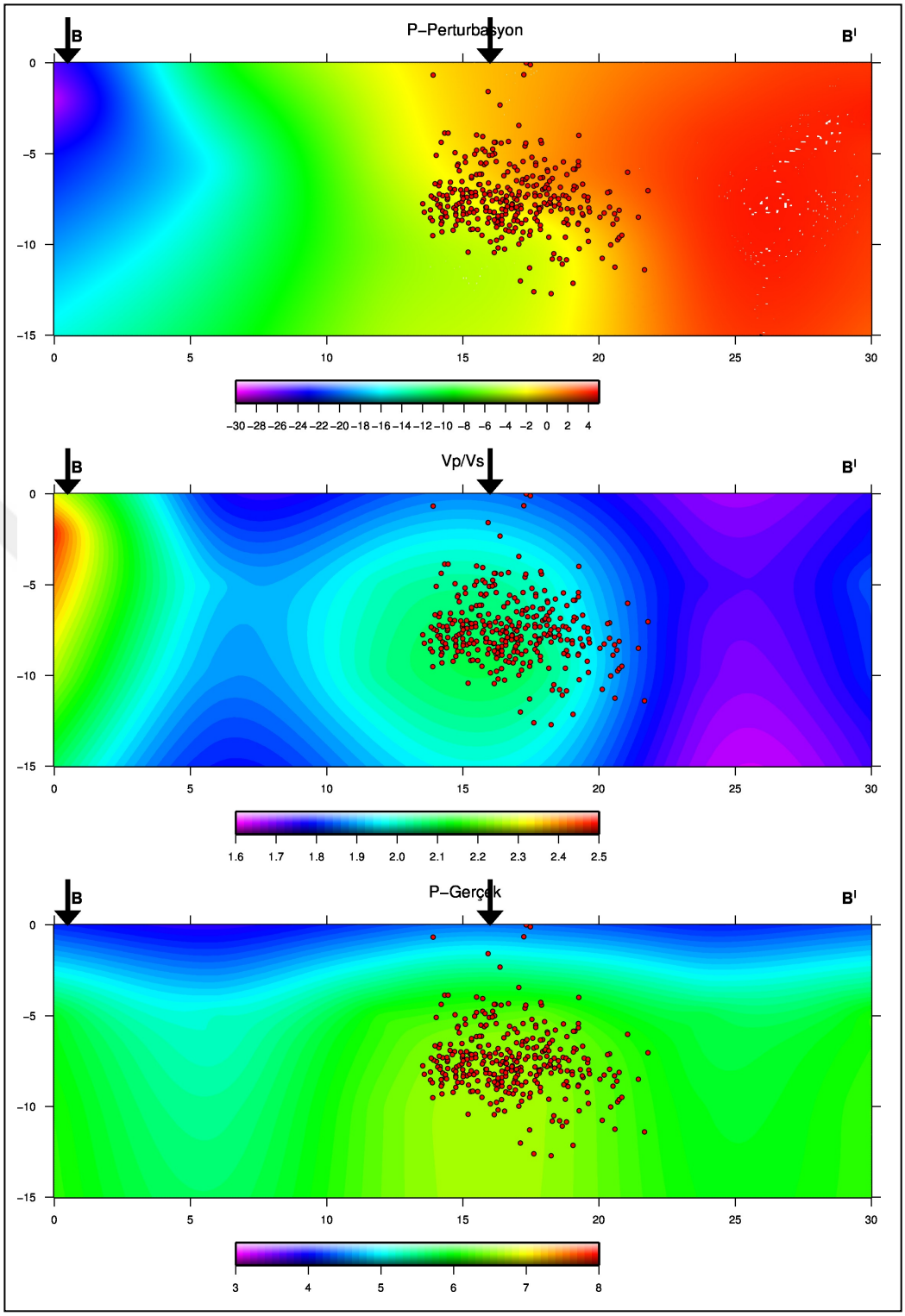
Tablo 5.4. Kayaçların içinde bulunduğu çeşitli fiziksel şartlara göre sismik parametre değişimleri (Sander, 1993)

Sismik Parametreler	**Suya Doygunluk**	**Buhar+Su**	**Kısmi Erime**
Vp	Daha büyük	Daha küçük	Daha küçük
Vs	Normal/daha küçük	Daha küçük	Çok daha küçük
Vp/Vs	Daha küçük	Normal	Daha büyük

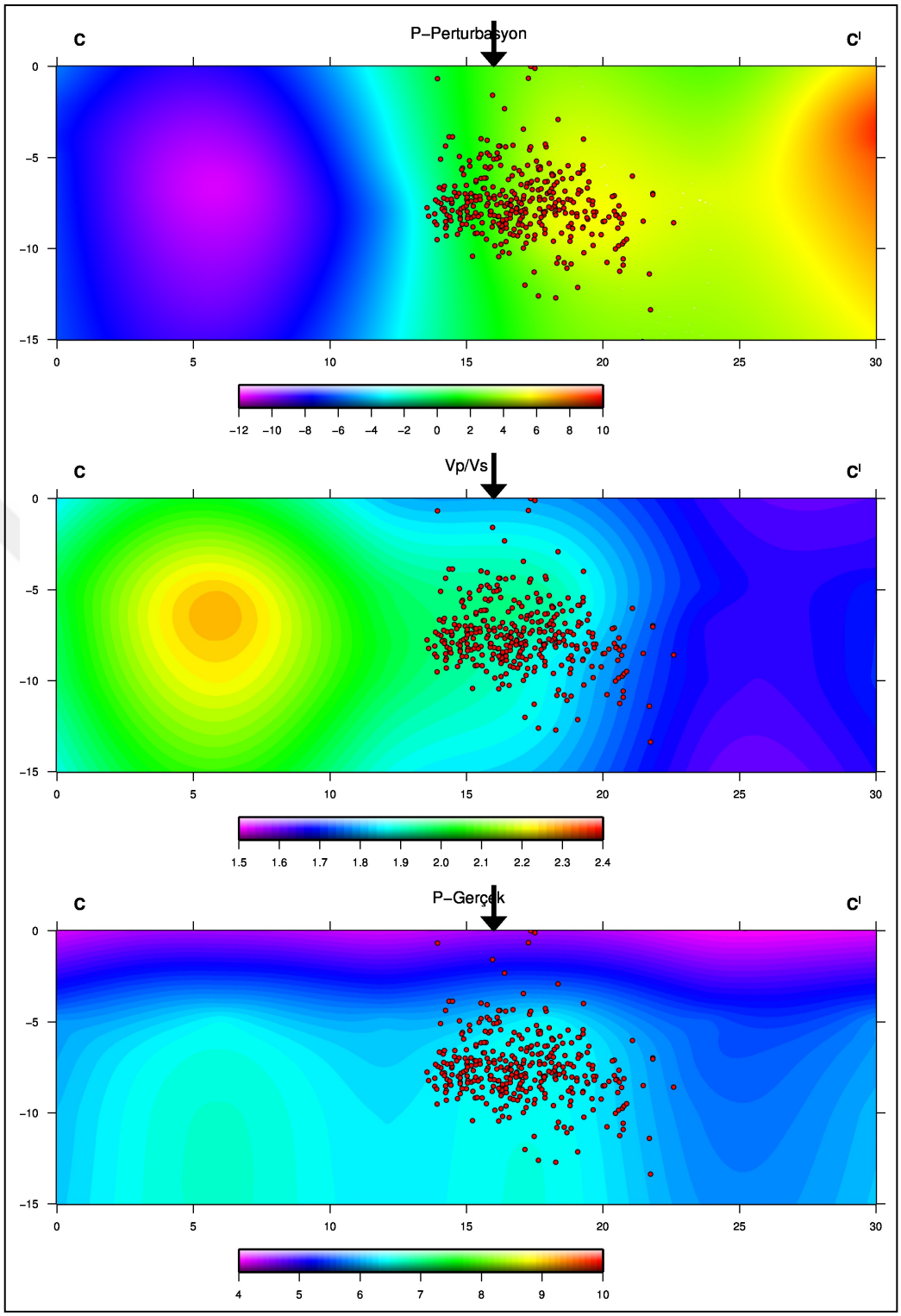
Pertürbasyon kesitlerinde ise deprem dağılımları, genel olarak P dalgası hızının başlangıçtaki modele göre pozitif değişim gösterdiği yerlerde kümelenmiştir.



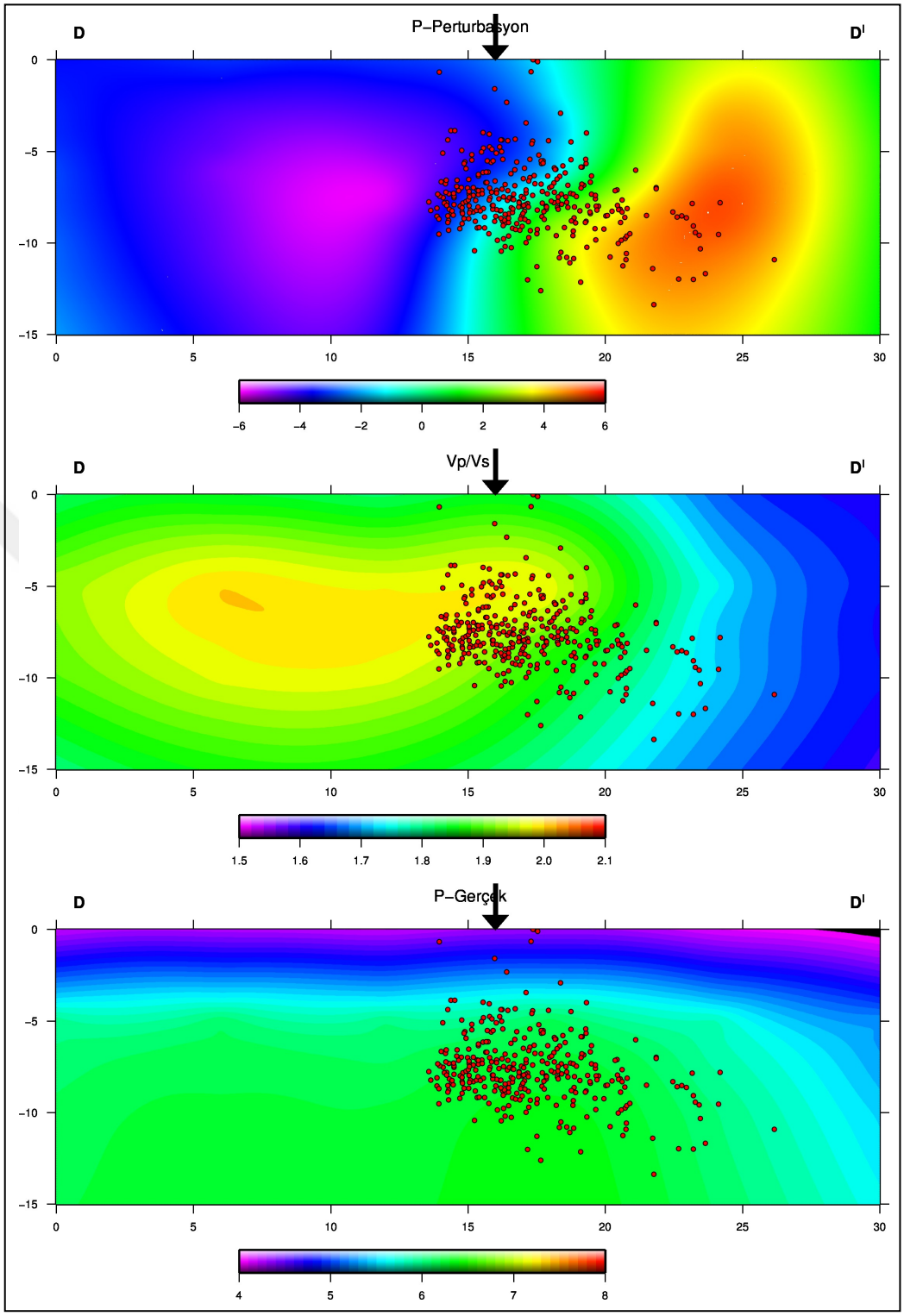
Şekil 5.9. Tomografik ters çözüm sonucu elde edilen P dalgası pertürbasyonu, Vp/Vs değerleri ve P dalgası gerçek hızlarının derinlikle değişimi. Kırmızı noktalar depremleri, oklar bölgedeki fayların yerlerini göstermektedir



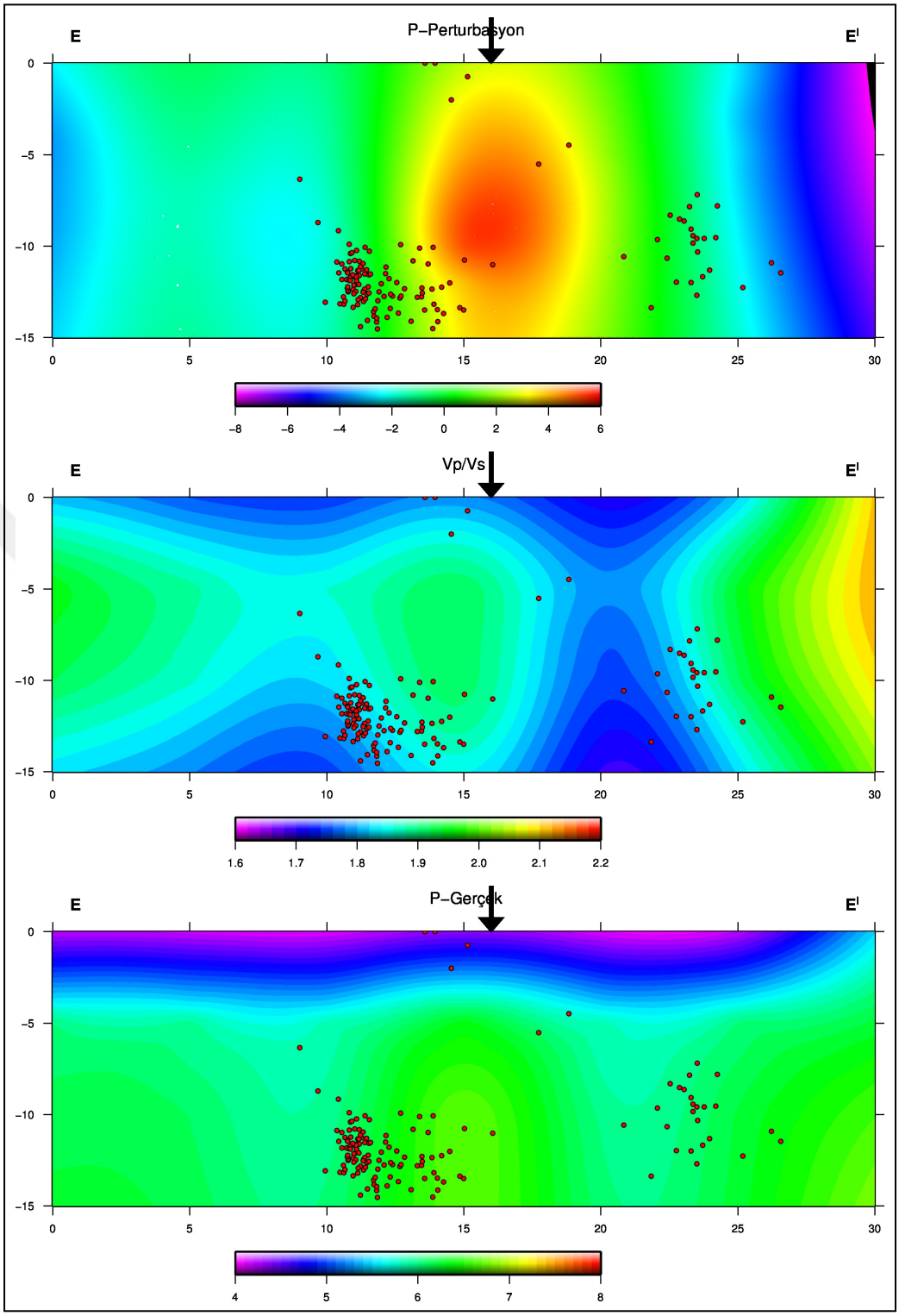
Şekil 5.10. Çalışma alanındaki KD-GB yönlü B-B' profiline ait kesitler. Kırmızı noktalar depremleri, oklar profil boyunca kesilen fayların yerlerini göstermektedir.



Şekil 5.11. Çalışma alanındaki KD-GB yönlü C-C' profiline ait kesitler. Kırmızı noktalar depremleri, oklar profil boyunca kesilen fayların yerlerini göstermektedir.



Şekil 5.12. Çalışma alanındaki KD-GB yönlü D-D' profiline ait kesitler. Kırmızı noktalar depremleri, oklar profil boyunca kesilen fayların yerlerini göstermektedir.



Şekil. 5.13. Çalışma alanındaki KD-GB yönlü E-E' profiline ait kesitler. Kırmızı noktalar depremleri, oklar profil boyunca kesilen fayların yerlerini göstermektedir.

5.3. Tomografik Sonuçların Diğer Çalışmalarla Karşılaştırılması

Elde edilen tomografik sonuçlar bölgede daha önce yapılmış jeofizik çalışmalarla karşılaştırılmıştır.

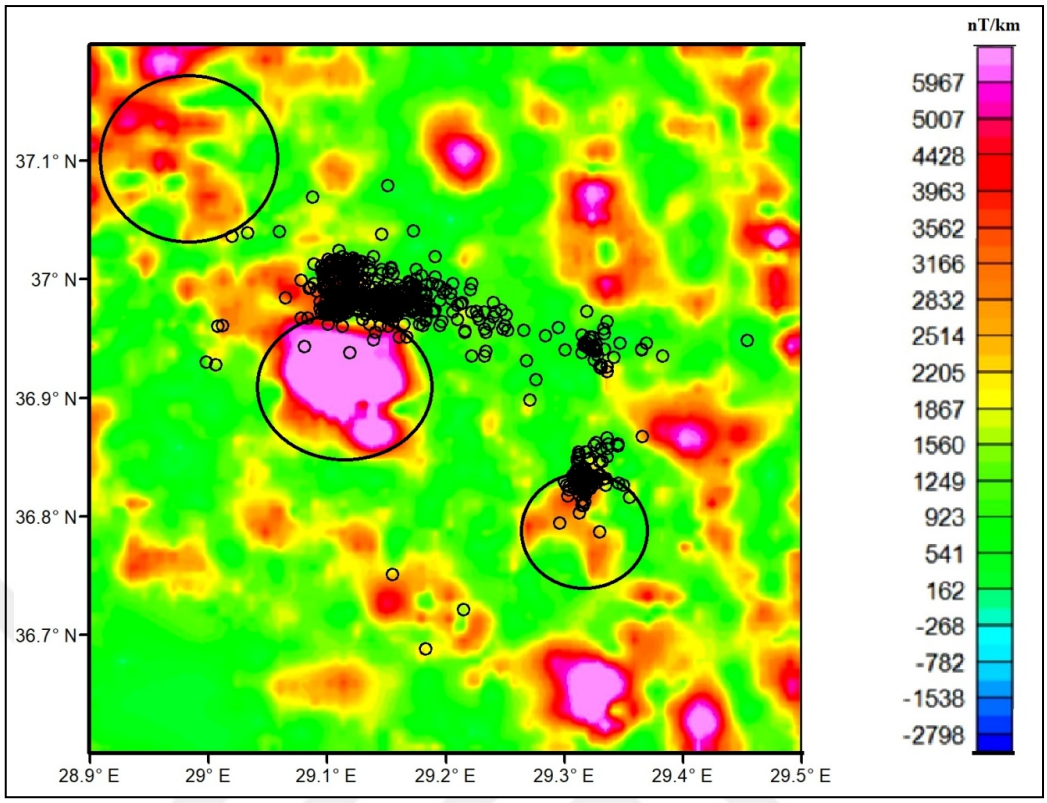
Akar (2015) tarafından yapılan çalışmada, bölgedeki KD-GB uzanımlı BFMZ' na paralel ve dik kesitler alınmıştır. Alınan kesitlerde 5-15 km arasında yüksek Vp/Vs değerlerinin olduğunun ve deprem odaklarının yüksek Vp/Vs oranı ile düşük Vp/Vs oranı arasındaki bölgelere denk geldiği söylemiştir. Ayrıca yatay kesitlerde pozitif pertürbasyon değerlerinin deprem odaklarıyla örtüştüğü belirtilmiştir.

Sonuçlar karşılaştırıldığında büyük oranda benzerlik görülmektedir. Kesitler için tercih edilen profillerin farklılığından kaynaklanan uyumsuzluklar göz ardı edilecek türdendir.

Yapılan çalışmada elde edilen tomografi sonuçlarının güvenilirliğini farklı yöntemlerle yapılmış çalışmalarla da karşılaştırılarak test etmek gereklidir. Çameli Bölgesi'nde bugüne kadar jeofizik yöntemlerle yapılmış çalışmalar oldukça sınırlıdır.

Gravite yöntemiyle jeolojik birimler arasındaki yoğunluk farkı kullanılarak, yapısını, derinliğini, sokulumları saptamak ve tektonik hatları belirlemek mümkündür (Özgüler ve diğ., 1984). MTA Genel Müdürlüğü tarafından 1/500.000 ölçekli Türkiye Bouguer Anomali Haritaları hazırlanmıştır. Gravite verilerinden çalışma bölgesinin kabuk kalınlığının 28 km ile 36 km arasında olduğu belirlenmiştir (Bilim, 2007). Bu sonuçların elde edildiği çalışmada, MTA Genel Müdürlüğü'nün 5 km aralıklı uçuş hatları boyunca elde ettiği havadan gravite verileri kullanılmıştır.

Akar (2015), MTA Genel Müdürlüğü tarafından oluşturulan gravite ve manyetik haritalarındaki anomalileri, Çameli bölgesi'ndeki deprem kümeleriyle karşılaştırarak aralarındaki bağlantıyı ortaya koymaya çalışmıştır. Şekil 5.14'de Akar (2015) tarafından kullanılan analitik sinyal haritası üzerine bu tez çalışmasında kullanılan deprem konumları koyularak aralarındaki ilişkiye bakılmıştır. Ayrıca bu haritada görülen anomaliler Şekil 4.23'teki tomografi sonuçları ile de ilişkilendirilmeye çalışılmıştır.



Şekil 5.14 Akar (2015) tarafından oluşturulan analitik sinyal haritası. Siyah daireler deprem konumlarını göstermektedir

Deprem konumları ile haritada görülen anomaliler arasında bir ilişkiden söz edilebilir. Deprem konumları manyetik anomalilerin sınırlarında kümelenmiştir. Tomografi sonuçlarından elde edilmiş hız perturbasyonlarını gösteren haritalara (Şekil 4.23) bakıldığında, pozitif anomalilerin görüldüğü alanlar Şekil 5.14'de yuvarlak içine alınmış yüksek manyetik değerlere sahip bölgeler ile örtüşmektedir. Bu bölgenin yüksek manyetik duyarlılığa sahip büyük kütleli bazik kayaçları temsil ettiği düşünülebilir. Çameli ve civarında Akbaş ve diğ. (2011) tarafından yapılan jeoloji haritasına bakıldığında bu kesimde yer yer Triyas yaşlı bazalt kayalarının haritalanmış olduğu görülmektedir. Analitik sinyal haritaları derin manyetik sınırları verdiğinden, yüksek genlikli anomalilerin kaynağı derindeki yüksek manyetik özellikli cisimlerdir (Ateş ve diğ., 2008)

5.4 Jeolojik Sonuçlar

Bu çalışmada elde edilen sismolojik ve tomografik sonuçlarmevcut jeolojik ve tektonik konum ile karşılaştırılmıştır.

Çameli ve civarında jeolojik temel Mesozoyik döneme ait Likya Napları'ndan oluşur ve bazalt, spilit, peridotit, pelajik ve neritik kireçtaşı gibi litoloji ile temsil edilir. Şekil 5.8'deki tomografi sonuçlarından elde edilen gerçek P dalgası hızı kesitindeki hız değişimleri bu kayaçların yer altındaki konumlarıyla açıklanabilir. Temel kayalar üzerinde Miyosen ve Pliyosen yaşlı göl ve akarsu çökelleri yer almaktadır. Bu çökeller tomografi sonuçlarında sığ kesimlerdeki düşük P dalgası hızlarının bulunduğu alanlarla eşleştirilebilir.

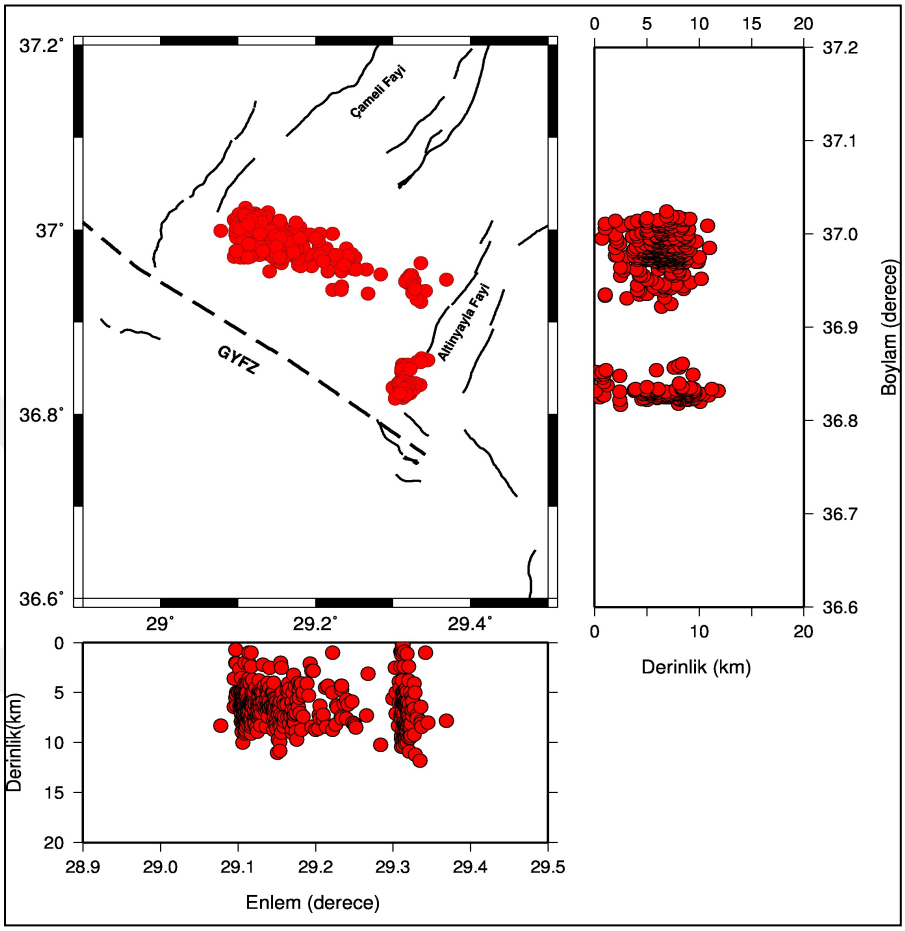
Çalışma alanındaki mevcut fay hatları incelendiğinde iki farklı fay sistemi izlenmektedir. Birincisi BFMZ'na bağlı gelişen KD-GB uzanımlı normal bileşeni olan sol yanal faylar, ikincisi ise BFMZ'nu neredeyse dik bir açı ile kesen KB-GD uzanımlı kademeli bir fay zonudur (GYFZ).

BFMZ içerisinde en batıda bulunan Acıpayam Fayı, sol yanal ve normal bileşeni olan GD eğimli bir faydır. Hemen doğusunda, Acıpayam Fayına paralel haritalanmış Kelekçi Fayı KB eğimli normal bir faydır. Odak mekanizması çözümleri yapılan depremlere bakıldığında çözümler her iki fay ile uyum göstermektedir. Ancak bu faylar KD-GB gidişliyken depremler BKB-DGD yönde konumlanmıştır. Ayrıca depremlerin derinlik kesitleri de bu fayların düzlemleri ile ilişkilendirilememiştir. Bu iki fayın hemen doğusundaki Çameli Fayı KB-GD doğrultulu sol yanal bir faydır. Bölgedeki depremlerin dağılımları ve odak mekanizması çözümleri bu fay ile de uyumlu değildir. Çameli depremlerinin en doğusunda izlenen küme kuzeyinde yer alan Altınyayla Fayı ile uyumludur. Bu küme içerisinde odak mekanizması çözümü elde edilemediğinden fay karakteri karşılaştırılması yapılamamıştır fakat depremlerin konumları ve dizilimleri Altınyayla fayının güney devamını temsil edebilir.

BFMZ'nu güneyde neredeyse dik olarak kesen GYFZ, depremlerin hemen güneyinde ve depremlerin konumuna paralel olarak haritalanmıştır (Şekil 5.15). Bu fay zonu KB-GD gidişli sol yanal bileşeni olan normal bir faydır. Bu tez çalışmasında mekanizması çözülen depremler bu fay sistemi ile uyum göstermektedir.

Tomografi sonuçlarındaki P dalgası hız perturbasyonu kesitlerine bakıldığında, depremlerin KD ve GB'sındaki düşük hızlı zonların arasında BKB-DGD yönde uzanan yüksek hızlı zonda, KB-GD gidişli GYFZ ile uyumludur.

Bu tez çalışmasında elde edilen tomografik ve sismolojik sonuçlar 2008 yılında meydana gelen Çameli depremlerinin Ören Fayı (Bozcu ve diğ., 2007) veya Gökova-Yeşilüzümlü Fay Zonu'na (Elitez ve diğ., 2009) yakın kuzeyinde ve ona paralel doğrultuda uzanan bir fay sisteminden kaynaklandığını göstermektedir.



Şekil 5.15 Çalışma bölgesinde haritalanmış aktif faylar, depremlerin yüzeydeki dağılımları ve derinlik kesitleri. Kırmızı daireler deprem konumlarıdır

KAYNAKLAR

Akar F., Çok Disiplinli Yaklaşımla Deprem Fiziğinin İncelenmesi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 2015.

Akar F., Özel O., Çameli Bölgesinin 3-Boyutlu Gravite ve Manyetik Yapısı ve Depremsellikle İlişkisi, *Ömer Haslisdemir Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 2018, **7**(3), 1192-1197.

Akbaş B., Akdeniz N., Aksay A., Altun İ., Balcı V., Bilginer E., Bilgiç T., Duru M., Ercan T., Gedik İ., Günay Y., Güven İ.H., Hakyemez H. Y., Konak N., Papak İ., Pehlivan Ş., Sevin M., Şenel M., Tarhan N., Turhan N., Türkecan A., Ulu Ü., Uğuz M.F., Yurtsever A., Türkiye Jeoloji Haritası, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını*, 2011.

Aki K., Lee, W. H. K., Determination of Three-Dimensional Velocity Anomalies Under A Seismic Array Using First P-arrival Time From Local Earthquakes, A Homogeneous İnitial Model, *Eos. Trans. Am. Geophys. Union*, 1974, **56**, 1145.

Aki, K., Lee, W. H. K., Determination of Three-Dimensional Velocity Anomalies Under A Seismic Array Using First P-arrival Time From Local Earthquakes, 1. A homogeneous initial model, 1976, *Geophysical Reserch Letters*, **81**, 4381-99.

Aksu A. E., Hall J., Yaltirak C., Miocene-recent Evolution of Anaximander Mountains and Finike Basin at the junction of Hellenic and Cyprus Arcs, eastern Mediterranean, *Marine Geology*, 2009, **258**, 24–47.

Alçiçek M. C., Çameli Havzasının Sedimantolojik İncelenmesi (Geç Miyosen-Geç Pliyosen, Denizli, GB Anadolu), Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, 2001, 110.

Alçiçek M. C., Kazancı N., Özkul M., Multiple Rifting Pulses and Sedimentation Pattern In The Çameli Basin, southwestern Anatolia, Turkey, *Sedimentary Geology*, Special Issue, 2005, **173** (1-4), 409-431.

Alçiçek M. C., Veen J. H. T., Özkul M., Neotectonic Development Of The Cameli Basin, Southwestern Anatolia, Turkey. *Geological Society*, Special Publications, 2006, **260**, 591-611.

Ateş A., Büyüksaraç A., Bilim F., Bektaş Ö., Şendur Ç., Komanovalı G., Spatial Correlation Of The Aeromagnetic Anomalies And Seismogenic Faults In The Marmara Region, NW Turkey, *Tectonophysics*, 2009, **478** (1-2), 135-142.

Barış Ş., Nakajima J., Hasegawa A., Honkura Y., Ito A., Ucer S. B., Three-dimensional Structure Of Vp, Vs And Vp/Vs In The Upper Crust Of The Marmara Region, *Earth Planets and Space*, 2005, **57**,1-27.

Barka A., Reilinger R., Active Tectonics ;Of The Eastern Mediterranean Region: Deduced From GPS, Neotectonic And Seismicity Data, *Annali Di Geofisica*, 1997, **40**, 587-610.

Bilim, F., Investigations Into The Tectonic Lineaments And Thermal Structure Of Kutahya–Denizli Region, Western Anatolia, From Using Aeromagnetic, Gravity And Seismological Data, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2007, **165** (3), 135-146.

Bozcu M., Yağmurlu F., Şentürk M., Fethiye-Burdur Fay Zonunun Bazı Neotektonik ve Paleosismolojik Özellikleri, GB-Türkiye, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 2007, **31** (1), 25-48.

Çelik, F. Ö., Delaloye M. F., Origin Of Metamorphic Soles And Their Post-kinematic Mafic Dyke Swarms In The Antalya and Lycian Ophiolites, SW Turkey, *Geological Journal*, 2003, **38** (3-4), 235-256.

Dziewonski A. M., Anderson D. L., Seismic Tomography Of The Earth's Interior: The First Three-dimenstional Models Of The Earth's Structure Promise To Answer Some Basic Questions Of Geodynamics And Signify A Revolution In Earth Science, *American Scientist*, 1984, **72** (5), 483-494.

Elitez İ., Yaltırak C., Akkök R., Morphotectonic Evolution Of The Middle Of Fethiye–Burdur Fault Zone: Acıpayam, Gölhisar and Çameli Area, SW Turkey, *International Symposium on Historical Earthquakes and Conservation of Monuments and Sites in* the Eastern Mediterranean Region, 500th Anniversary Year of the 1509 September 10, Marmara Earthquake, İstanbul, 10–12 Eylül 2009.

Elitez İ., Yaltırak C., Çameli Havzası'nın Miyosen-Kuvaterner Jeodinamiği, Burdur-Fethiye Makaslama Zonu (GB Türkiye), *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 2014, **57** (3), 41-67.

Emre Ö., Duman T. Y., 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, Fethiye (NJ 35-12) Paftası, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü*, Seri No: 12, 2011.

Emre Ö., Duman T. Y., 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, Fethiye (NJ 35-16) Paftası, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü*, Seri No: 13, 2011.

Ergin K., Güçlü U., Aksay G., A Catalog of Earthquakes of Turkey and Surrounding Area (1965–1970), *İstanbul Technical University, Faculty of Mines, Institute of Physics of the Earth*, Technical Report, No: 28, 1971.

Ergin K., Güçlü U., Uz Z., A Catalog of Earthquakes for Turkey and Surrounding Area (11 A.D. to 1964 A.D.), *İstanbul Technical University, Faculty of Mines, Institute of Physics of the Earth*, Technical Report, No: 24, 1967.

Ergin M., Zor E., Yörük A., Tapırdamaz C., Tarancıoğlu A., 20 Temmuz 2017 Bodrum-Kos Depremi Sonrası Artçı Deprem Gözlemleri, *Atag 22. çalıştayı*, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Çanakkale, 01-03 Kasım 2018.

Ersoy Ş., The Analysis of Evolution and Structural Items of the Western Taurus-Lycia Nappes, *Geol. Eng*, 1990, **37**, 5–16, 1990.

Guidoboni E., Comastri A., Traina G., Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century, *Rom Istituto Nazionale di Geofisica*, 504, 1994.

Hall J., Aksu A. E., Yaltırak, C., Winsor J.D., Structural Architecture of the Rhodes Basin: A Deep Depocentre That Evolved Since the Pliocene at the Junction of Hellenic and Cyprus Arcs, Eastern Mediterranean., *Marine Geology*, 2009, **258**, 1-23.

Hawley B.W., Zand, G., Smith R. B., Simultaneous Inversion for Hypocenters and Lateral Velocity Variations: An Iterative Solution with A Layered Model, *Journal of Geophysical Research*, 1981, **86**, 7073-7076.

Hirahara K., A Large-Scale Three-Dimensional Seismic Structure Under The Japan Islands and the Sea of Japan, *Journal of Physics of the Earth*,1997, **25**, 393-417.

Jullian B. R., Gubbins D. J., Three-Dimensional Seismic Ray Tracing, *J. Geophys*, 1977, **43**, 95-113.

Kaypak B., Erzincan Havzası 3-B Hız Yapısının Yerel Deprem Tomografisi İle Belirlenmesi, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 2002.

Kiratzi A. A., Louvari E., Focal Mechanisms of Shallow Earthquakes in the Aegean Sea and the Surrounding Lands Determined by Waveform Modelling: A New Database, *Journal of Geodynamics*, 2003, **36** (1), 251-274.

Kissling E., Ellsworth W., Eberhard-Phillips D., Kradolfer U., Initial Reference Models in Local Earthquake Tomography, *Journal of Geophysical Research,* 1994, **99**, 19,635- 19,646.

Kissling E., Geotomography with Earthquake Data, *Reviews of Geophysics,* 1988, **26**, 659-698.

Koç A., Kaymakcı N., van Hinsbergen D. J. J., Vissers R. L. M., A Miocene Onset of the Modern Extensional Regime in the Isparta Angle: Constraints From the Yalvaç Basin (Southwest Turkey), *International Journal of Earth Sciences*, 2016, **105**, 369-398.

Koch M., Nonlinear Inversion of Local Seismic Travel Times for the Simultaneous Determination of the 3D-Velocity Structure and Hypocenters – Application to the Seismic Zone Vrancea, *Journal of Geophysical Research,* 1985, **56**, 160-73.

Kondorskaya N. V., Ulomov V.I., Special Catalogue of Earthquakes of the Northern Eurasia (SECNE), http://socrates.wdcb.ru/scetac/, http://www.seismo.ethz.ch/gshap/neurasia/nordasiacat.txt, (Ziyaret tarihi: 10 Mayıs 2019).

Koulakov I., Jakovlev A., Luehr B. G., Anisotropic Structure Beneath Central Java From Local Earthquake Tomography, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems,* 2009, **10** (2).

Koulakov I., M. K., Kaban, M., Tesauro, and S. Cloetingh, P and S Velocity Anomalies in the Upper Mantle Beneath Europe From Tomographic Inversion of ISC data, Geophys. J. Int., 2009a, **179**, 345-366.

Koulakov I., Sobolev S. V., A Tomographic Image of Indian Lithosphere Break-Off Beneath the Pamir–Hindukush Region, *Geophysical Journal International*, 2006, **164** (2), 425-440.

Koulakov I., Stupina T., Kopp H., Creating Realistic Models Based on Combined Forward Modeling and Tomographic Inversion of Seismic Profiling Data, *Geophysics,* 2010, **75** (3), B115-B136.

Koulakov, I., LOTOS Code for Local Earthquake Tomographic Inversion: Benchmarks for Testing Tomographic Algorithms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2009b, **99** (1), 194-214.

Lin C. H., Roecker S. W., Determination of Earthquake Hypocenters, Focal Mechanisms and Velocity Structure in the Morgan Hill Area Through 3-B Circular Ray Tracing, *Eos. Trans. American Geophysical Union*, 1990, **71**, 1445.

Nakamura A., Hasegawa A., Ito A., Üçer B., Barış S., Honkura Y., Konu T., Hori S., Pektaş R., Komut T., Çelik C., Işıkara M., P-Wave Velocity Structure of the Crust and Its Relationship to the Occurence of the 1999 İzmit, Turkey, Earthquake and Afterschoks, *Bulletin of the Seismological Society of America, 2002*, **91**,1 ,330-338.

Nolet G., Partitioned Waveform Inversion and Two-Dimensional Structure Under the Network of Autonomously Recoding Seismographs, *Journal of the Geophysical Research,* 1990, **95**, 8499-8512.

Okay A.I., Tüysüz O., Tethyan Sutures of Northern Turkey, *J. geol. Soc. Lond.,* Special Publications, 1999, **156**, 475–515.

Ozer C., Polat O., Local Earthquake Tomography of Izmir Geothermal Area, Aegean Region of Turkey, *B. Geofis. Teor. Appl.,* 2017, **58** (1), 17-42.

Özgüler, M.E., Turgay, M.I., Şahin, H., Denizli Jeotermal Alanlarında Jeofizik Çalışmaları, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi,* 1984, **99**, 129-142.

Paige C. C., Saunders M. A., LSQR: An Algorithm for Sparse Linear Equations and Sparse Least Squares, *ACM Transaction Mathematical Software,* 1982, **8**, 43-71.

Pereyra V., Lee, W. H. K., Keller H. B., Solving Two-Point Seismic Ray-Tracing Problems in Heterogeneous Medium, Pt. 1. A General Adaptive Finite Difference Method, *Bull. Seismol. Soc. Am.,* 1980, **70**, 79-99.

Sambridge M. S., Kennett B. L. N., Boundary Value Ray Tracing In a Heterogeneous Medium: A Simple and Versatile Algorithm, *Geophysical Journal International,* 1990, **101**,157-68.

Şengör A. M. C., Yılmaz Y., Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, *Tectonophysics,* 1981, **75**, 181–241.

Tan O., Tapırdamaz M. C., Yörük A., The Earthquake Catalogues for Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2008, **17**, 405-418.

Ten Veen J. H., Woodside J. M., Zitter T. A. C., Dumont J. F., Mascle J., Volkonskaia A., Neotectonic Evolution of the Anaximander Mountains at the Junction of the Hellenic and Cyprus Arcs, *Tectonophysics,* 2004, **391**, 35-65.

Thurber C. H., Aki K., Three-Dimensional Seismic Imaging, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1987,**15**, 115.

Thurber C. H., Earth Structure and Earthquake Locations in the Coyote Lake Area, Central California, Doktora Tezi, Massachusetts Institute of Technology, 1981.

Thurber C. H., Nonlinear Earthquake Location: Theory And Examples, *Bulletin Seismological Society of America,* 1985, **75**, 779-790.

Thurber C., Local Earthquake Tomography: Velocities and Vp/Vs-Theory, Iyer, H. M., Hirahara, K., *Seismic Tomography Theory and Practice*, 1st ed., CRC Press, Boca Raton, 563-583, 1993.

Thurber C., Roecker S., Ellsworth W., Chen Y., Lutter W., Sessions R., Two-Dimensional Seismic Image of the San Andreas Fault in the Northern Gabilan Range, Central California: Evidence for Fluids in the Fault Zone, *Geophysical Research Letter,* 1997, **24**, 1591–1594.

Thurber, C. H., Earthquake Locations and Three-Dimensional Crustal Structure in Coyote Lake, Central California, *Journal of Geophysical Research,* 1983, **88**, 8226-8236.

Tiryakioğlu I., Floyd M., Erdoğan S., Gülal E., Ergintav S., McClusky S., Reilinger R., GPS Constraints on Active Deformation in the Isparta Angle Region of SW Turkey, *Geophys. J. Int.,* 2013, **195** (3), 1455–1463.

Tunç B., Çaka D., Irmak T. S., Woith H., Tunç S., Barış Ş., Özer M.F., Lühr B.G., Günther E., Grosser H., Zschau J., The Armutlu Network: An Investigation Into the Seismotectonic Setting of Armutlu–Yalova–Gemlik and the Surrounding Regions, *Annali Di Geofisica,* 2011, **54**, 35-45.

Tunç B., Marmara Bölgesi'nin Üç-Boyutlu Hız Yapısının Sismik Tomografi Yöntemiyle Belirlenmesi, Doktora Tezi, Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Kocaeli, 2008.

Um J., Thurber C. H., A Fast Algorithm for Two Points Seismic Ray Tracing, *Bulletin of Seismological Society America*, 1987, **77**, 792-796.

URL-1: http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/bulletin/, (Ziyaret tarihi: 15 Kasım 2018)

Wesson R. L., Travel-Time Inversion for Laterally Inhomogeneous Crustal Velocity Models, *Bull, Seismol. Soc. Am.,* 1971, **61**, 729-46.

Woodhouse J.H., Dziewonski A.M., Mapping the Upper Mantle: Three-Dimensional Modelling of Earth Structure by Inversion of Seismic Waveforms, *Journal of Geophysical Research,* 1984, **89**, 5953-5986.

Yolsal S., Taymaz T., Gökova Körfezi Depremlerinin Kaynak Parametreleri ve Rodos- Dalaman Bölgesinde Tsunami Riski, *İTÜ Dergisi*, 2010b, **9** (3), 53-66.

Yolsal S., Taymaz T., Sensitivity Analysis on Relations Between Earthquake Source Rupture Parameters and Far-Field Tsunami Waves: Case Studies in Eastern Mediterannean Region, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2010, **19** (3), 313-349.

Yolsal S., Taymaz T., Yalçıner A. C., Understanding Tsunamis, Potential Source Regions and Tsunami Prone Mechanisms in the Eastern Mediterranean, Taymaz T., Yılmaz Y., Yıldırım Dilek., *The Geodynamics of the Aegean and Anatolia,* The Geological Society of London, Special Publications Book, London, 201-230, 2007.

Yolsal-Cevikbilen S., Taymaz T., Earthquake Source Parameters Along the Hellenic Subduction Zone and Numerical Simulations of Historical Tsunamis in the Eastern Mediterranean, *Tectonophysics,* 2012, **536**, 61-100.

Zhao D., A tomographic Study of Seismic Velocity Structure in the Japan Islands, Doktora Tezi, Tohoku University, Sendai, Japan, 1991.

Zhao D., Hasegawa A., Horiuchi, S., Tomographic Imaging of P-and S Wave Velocity Structure Beneath Northeastern Japan, *Journal of Geophysical Research*, 1992, **97**, 19909-19928.

Zhao D., Horiuchi S., Hasegawa A., 3-D Seismic Velocity Structure of the Crust and the Uppermost Mantle in the Northeastern Japan, *Tectonophys.,* 1990,

KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Sevim F., Zor E., **Açıkgöz C.**, Tarancıoğlu A., Ambient Noise Levels and Characterization in Aegean Region, Turkey, *Journal of Seismology*, 2018, **22** (2), 499-518.

Pabuçcu Z., Tan O., Yörük A., **Açıkgöz C.**, Sevim F., Ergintav S., İnan S., Analysis of the Micro-Earthquake Activity in the Western Marmara Sea Based on Data From 2006 to 2012, Paleoseismology Along the North Anatolian Fault & Commemorating the 9 August 1912 Mürefte Earthquake after 100, *PANAF-2012*, İstanbul Technical University, İstanbul, October 2012.

Tan O., Ergintav S., İnan S., Pabuçcu Z., Yörük A., Tapırdamaz M. C., Sevim F., **Açıkgöz C.**, Tarancıoğlu A., Karaaslan A., Yüksek Çözünürlüklü Deprem Lokasyonları ile Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi Altındaki Davranışı, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 16. Çalıştayı,* Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Ulusal Deprem İzleme Merkezi, İstanbul, 18-19 Ekim 2012.

Tan O., Pabuçcu Z., Yörük A., Sevim F., **Açıkgöz C.**, Ergintav S., Leptokaropoulos K., Papadimitriou E., Karakostas V., 1 May 2012 Foça (İzmir Bay) Earthquake and Its Aftershocks: Normal Faulting in İzmir Bay, *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region, IESCA-2012*, Izmir, Turkey, 1-5 October 2012.

Tan o., Papadimitriou E., Karakostas V., Pabuçcu Z., Leptokaropoulos K., İnan S., Ergintav S., Yörük A., Tapırdamaz M. C., **Açıkgöz C.**, Sevim F., Karaaslan A., Seismicity and Seismotectonic Properties of the Central East Aegean Sea & Western Turkey: a Complex Deformation Zone, International Earth Science Colloquium on the Aegean Region, *IESCA-2012,* Izmir, Turkey, 1-5 October 2012.

Cankurtaranlar, A., Saatçılar, R., Demirbağ, M.E., İnan, S., Ergintav, S., Tapırdamaz, M.C., Çakmak-Koşma, R., Duyğun, F., Koşma, M.K., Tarancıoğlu, A., **Açıkgöz, C**., Sevim, F., Özkan, A., Belgen, A., Yılmaz, M., Toygar A.R., Uygun, S., Kösebalaban, A., Aktaş, M., Anaç, S., Duran, H., Onbaşı, M., Ersoy, M., Atasayar, M., Ergüder, İ. 2012. Integration of Walkaway VSP and Surface Seismic Reflection Data for Coal Exploration in Soma Tertiary Basin, Turkey. *Istanbul International Geophysical Conference and Oil & Gas Exhibition*, Istanbul, Turkey, 17-19 September 2012.

Tan O., Pabuçcu Z., Ergintav S., İnan S., Yörük A., Tapırdamaz M. C., Karaaslan A., **Açıkgöz C.,** Sevim F., Karaburun Yarımadası Deprem Aktivitesi ve KB-GD Sol-Yanal Doğrultu Atımlı Deformasyonun Kanıtları, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 15. Çalıştayı,* Çukurova Üniversitesi, Adana, 19-22 Ekim 2011.

Tan O., Tapırdamaz M. C., Pabuçcu Z., Yörük A., **Açıkgöz C.,** Sevim F., Karaaslan A., Cankurtaranlar A., Aksoy E., İmamoğlu Ş., Kavak O., Nurlu M., Ergintav S., İnan S., 8 Mart 2010 Kovancılar (Elazığ) Depremi (ML=5.9) Mikro-Deprem Gözlemleri, *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara, 5-9 Nisan, 2010.

ÖZGEÇMİŞ

1981 yılında İstanbul'da doğdu. İlk, orta ve lise öğretimini İstanbul'da tamamladı. 2001 yılında Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde lisans öğrenimine başladı. Lisans eğitimini Haziran 2005'de tamamladı. 2015 yılında Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yüksek lisan öğrenimine başladı. 2008 yılında TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü'nde başladığı göreve devam etmektedir.