ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

GÖKOVA KÖRFEZİ VE ÇEVRESİNİN SİSMOLOJİSİ VE SİSMOTEKTONİĞİ: ÜÇ BOYUTLU KABUK MODELİ, ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMÜ VE GERİLME ANALİZİ

Tuğba ÖZDEMİRLİ ESAT

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ANKARA
2020

Her hakkı saklıdır

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

GÖKOVA KÖRFEZİ VE ÇEVRESİNİN SİSMOLOJİSİ VE SİSMOTEKTONİĞİ: ÜÇ BOYUTLU KABUK MODELİ, ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMÜ VE GERİLME ANALİZİ

Tuğba ÖZDEMİRLİ ESAT

Ankara Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Bülent KAYPAK

20.07.2017'de Gökova Körfezi-Akdeniz'de UTC ile 22:31'de büyüklüğü Mw=6.5 olan Bodrum depremi (ana şok) meydana gelmiştir. Bölgede, ana şoku üreten ve büyük depremler üretebilecek tektonik yapıların yeraltına devamlılıklarının hassas ve doğru bir biçimde belirlenmesi amacıyla 01.01.2017-31.12.2017 tarihleri arasında 36.5°-37.5°K ve 26.75°-29°D koordinatlarındaki çalışma alanında meydana gelmiş büyüklüğü Mw≥2.3 olan 1488 adet deprem kaydı ile tomoDD tomografi programı kullanılarak bölgenin üç boyutlu derin sismik hız yapısı elde edilmiştir. Deprem kayıtları Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE)'ne ait 5 adet zayıf yer hareketi, Afet ve Acil Durum Yönetimi Daire Başkanlığı (AFAD)'na ait 18 adet kuvvetli yer hareketi ile 4 adet zayıf yer hareketi ve Jeodinamik Enstitüsü ve Atina Ulusal Gözlemevi (Institute of Geodynamics-National Observatory of Athens (NOA))'ne ait 3 adet zayıf yer hareketi olmak üzere toplam 30 istasyonda kaydedilen veriler kullanılmıştır. Çalışma bölgesinin P ve S dalga hız modelleri ile Vp/Vs oranının yüzde değişim modeli oluşturulmuş, 1442 adet deprem yeniden konumlandırılmıştır. Bölgede 2010 ve 2020 yılları arasında meydana gelen Mw≥4 büyüklüğe sahip 21 adet depremin, Computer Program in Seismology 3.30 ile moment tensör çözümleri oluşturulmuştur. Odak mekanizma çözümleri sonucunda belirlenen kaynak parametreleri kullanılarak bölgenin gerilme analizi yapılmış ve sismotektonik durumu değerlendirilmiştir. Hız yapısının belirlenmesi ile ana şokun yaklaşık 20 km derinliğinde güneye eğimli Gökova Fay Zonu'nda (GFZ) meydana geldiği ve ayrıca 2017 yılı depremlerinin bir kısmının da GFZ'nin hemen kuzeyinde yaklaşık 10 km derinliğinde kuzeye eğimli bir normal fay üzerinde gerçekleştiği sonucuna varılmıştır. Sedimanter havza ile temel kayayı birbirinden ayıran Datça-Kale Ana Ayrılma Fayı'nın geometrisi belirlenmiştir.

Haziran 2020, 109 sayfa

Anahtar Kelimeler: tomoDD, ph2dt, deprem çifti farkı tomografisi, Gökova Körfezi, 3B kabuk modeli

ABSTRACT

Master's Thesis

SEISMOLOGY AND SEISMOTECTONICS OF GULF OF GÖKOVA AND ITS SURROUNDING: 3D CRUST MODEL, FOCAL MECHANISM SOLUTION, AND STRESS ANALYSIS

Tuğba ÖZDEMİRLİ ESAT

Ankara University
Graduate School of Nature and Applied Sciences
Department of Geophysical Engineering

Supervisor: Assoc. Prof. Bülent KAYPAK

The Bodrum earthquake (main shock) occurred in the Gulf of Gökova-Mediterranean on 20.07.2017 at 22:31(UTC) with a magnitude of Mw=6.5. In order to precise and accurate determination of the underground continuity of tectonic structures that produced the main shock and having potential to produce large earthquakes in the region, a three-dimensional deep seismic structure was obtained by using the tomoDD tomography program with the 1488 earthquake records of the magnitude Mw≥2.3 at the coordinates of 36.5°-37.5°N and 26.75°-29°E between the dates of 01.01.2017 and 31.12.2017. The earthquake records were chosen from the 30 stations including 18 strong ground motion and 4 weak ground motion stations of the Disaster and Emergency Management Presidency (AFAD), 5 weak ground motion stations of the Boğaziçi University Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute (KOERI) and 3 weak ground motion stations of the Institute of Geodynamics-National Observatory of Athens (NOA). P and S wave velocity models and Vp/Vs ratio model of the study area were created, and 1442 earthquakes were relocated. Moment tensor solutions of the twenty-one earthquakes of magnitude Mw≥4 occurred between 2010 and 2020 were generated with the Computer Program in Seismology 3.30. Using the source parameters determined as a result of the focal mechanism solutions, a stress analysis for the region was made and the seismotectonic features were evaluated. With determination of the deep seismic velocity structure, it was concluded that the main shock occurred on the south dipping Gökova Fault Zone (GFZ) extending to a depth of 20 km, and also concluded that some of the 2017 earthquakes occurred on a north dipping normal fault extending to a depth of 10 km at the north of GFZ. The geometry of the Datça-Kale Main Breakaway Fault which separates the sedimentary basin and the basement rock, has also been determined.

June 2020, 109 pages

Keywords: tomoDD, ph2dt, double difference tomography, Gulf of Gökova, 3D crust model

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Tez çalışmamın meydana gelmesinde emeği geçen tez danışmanım, sayın Doç. Dr. Bülent Kaypak'a (Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü) ve bu süreçte verdikleri samimi destekleri için sayın Dr. Begüm Çıvgın'a (Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü) teşekkür ediyorum.

Tez savunma sınavımda jüri üyesi olan kıymetli hocam Prof. Dr. Gürol Seyitoğlu'na (Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü) stratejik katkı ve yorumlarına ulaşabildiğim için kendimi şanslı sayarak teşekkür ediyorum. Yine jüri üyelerinden kıymetli hocam Prof. Dr. Güzin Gülsev Uyar Aksoy'a (Hacettepe Üniversitesi Maden Mühendisliği Bölümü) olumlu eleştiri ve övgüleri için teşekkür ediyorum.

Saygıdeğer hocam Doç. Dr. Tuna Eken'e (İstanbul Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü) verdikleri aydınlatıcı bilgiler ve harcadıkları zaman için teşekkürlerimi sunuyorum.

Bu zorlu sürecin en başından beri her an varlığıyla bana güç veren canım anneme ve hem mesleki yetkinliği hem de paha biçilemez yardımları ile beni yalnız bırakmayan çok değerli eşim Dr. Korhan Esat'a (Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü) sonsuz özverilerinden, emeklerinden ve sabırlarından dolayı binlerce kez teşekkür ediyorum.

Tuğba ÖZDEMİRLİ ESAT
Ankara, Haziran 2020

İÇİNDEKİLER

TEZ ONAY SAYFASI
ETİK ……..... i
ÖZET ……..…... ii
ABSTRACT ..…… iii
ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR...…….…….... iv
SİMGELER DİZİNİ……...…….. vii
ŞEKİLLER DİZİNİ……...……..... viii
ÇİZELGELER DİZİNİ……...…… xii
1. GİRİŞ..... 1
2. GÖKOVA KÖRFEZİ VE ÇEVRESİNİN JEOLOJİK, TEKTONİK VE DEPREMSELLİK ÖZELLİKLERİ……..... 5
2.1 Gökova Körfezi ve Çevresinin Jeolojisi ve Tektonik Durumu 5
2.2 Gökova Körfezi ve Çevresinin Deprem Etkinliği……...……..... 9
3. YÖNTEMLER ……..…….…… 12
3.1 Sismik Tomografi Yöntembilimi…….……..... 12
3.1.1 Model parametrelendirmesi……...……..... 13
3.1.2 Işın izleme……..……..... 16
3.1.3 Ters çözüm……...…….... 21
3.1.4 Çözümlülük analizi……...……...……..... 25
3.2 Deprem Çifti Farkı Yeniden Konumlandırma Yöntemi (Double Difference Relocation Method)…..... 26
3.3 Deprem Çifti Farkı Tomografisi (Double Diffrence Tomography)……..……..... 29
3.3.1 Ph2dt ve tomoDD programları……..…… 34
3.3.1.1 Ph2dt programında parametre seçimi……..……. 35
3.3.1.2 Tomodd programında parametre seçimi……..……. 37
3.3.1.3 Yeniden konumlandırmada başlangıç koşulları ve çözüm kontrolü……..…..... 41
3.3.1.4 Veri ağırlıklandırma ve yeniden-ağırlıklandırma parametrelerinin seçimi……..……..…… 42
3.3.1.5 Sonuçların değerlendirilmesi..... 45
3.3.1.6 Hataların değerlendirilmesi……..…….. 46
3.4 Moment Tensör Yöntemi ile Odak Mekanizması Çözümü..... 47
3.4.1 Moment tensör……...……..... 47
3.4.2 ISO, CLVD ve DC'nin tanımlanması……...…….. 50
3.4.3 Deprem fayları……..... 51
3.4.4 Computer program in seismology 3.30 (CPS) programı……..….. 55
3.5 Gerilme Analizi..... 56
3.5.1 Gerilme tensörü……...…. 56
3.5.2 FaultKin programı ile gerilme analizi..……...…… 58
4. GÖKOVA KÖRFEZİ VE ÇEVRESİNİN 3B DERİN SİSMİK HIZ YAPISININ BELİRLENMESİ……...……. 59
4.1 Başlangıç Modelinin Belirlenmesi..... 59
4.2 Sentetik Veri ile Dama Tahtası Analizi…….……. 60
4.2.1 Sönümleme ve yumuşatma değerinin belirlenmesi……... 61
4.2.2 Ph2dt ve tomoDD programlarında parametre seçimi…….….. 62
4.2.3 Veri ağırlıklandırma ve yeniden-ağırlıklandırma…….…… 64
4.2.4 Sonuçların değerlendirilmesi…….…….. 66

4.3 Gerçek Veri ile Ters Çözüm……..... 70
4.3.1 Tomografik sonuçların yorumlanması……..... 82
5. GÖKOVA KÖRFEZİ VE ÇEVRESİNDE MEYDANA GELEN DEPREMLERİN ODAK MEKANİZMA ÇÖZÜMLERİ……. 90
5.1 Odak Mekanizma Çözümlerinin Değerlendirilmesi……..…… 90
6. GÖKOVA KÖRFEZİ VE ÇEVRESİNİN GERİLME ANALİZİ……..… 94
7. TARTIŞMA VE SONUÇ……..... 95
KAYNAKLAR……..... 97
EK 1 TomoDD Programında Kullanılan Örnek Giriş Dosyası……..... 106
EK 2 Çalışmada Kullanılan İstasyonların Enlem, Boylam ve Yükseklik Değerleri……... 108
ÖZGEÇMİŞ……... 109

SİMGELER DİZİNİ

Mw	Moment magnitüdü
Mo	Skaler moment
φ	Doğrultu
δ	Eğim
λ	Kayma yerdeğiştirmesi

Kısaltmalar

GFZ	German Research Center for Geosciences (Alman Yerbilimleri Araştırma Merkezi)
USGS	United States Geological Survey (Birleşik Devletler Jeolojik Araştırmalar)
KOERI	Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü
INGV	National Institute of Geophysics and Volcanology (Ulusal Jeofizik ve Volkanoloji Enstitüsü)
NOA	Institute of Geodynamics-National Observatory of Athens (Jeodinamik Enstitüsü ve Atina Ulusal Gözlemevi)
AUTH	Aristotle University of Thessaloniki (Selanik Aristoteles Üniversitesi)
NKUA	National and Kapodistrian University of Athens (Atina Ulusal ve Kapodistriyan Üniversitesi)
DD	Double difference (Deprem çifti farkı)
CND	Condition number (Koşul sayısı)
DAMP	Damping factor (Sönümleme faktörü)
LSQR	Least square methods (En küçük kareler yöntemi)
SVD	Singular decomposition value (Tekil değer ayrışımı yöntemi)
3D/3B	Three dimension/üç boyut

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası. Kırmızı çizgiler bölgedeki aktif fayları göstermektedir (Barrier vd. 2004 ve Emre vd. 2013) ……...… 1

Şekil 2.1 Gökova Körfezi ve çevresindeki Prekambriyen-Kuvaterner yaş aralığındaki litolojik birimlerin dağılımı (MTA'nın 1:500.000'lik jeoloji haritasından sadeleştirilmiştir) ve ana fayların konumları (Duman vd., 2011; Emre vd., 2011; Tur vd., 2015 ve Seyitoğlu ve Işık, 2015'ten derlenmiştir) …….. 7

Şekil 2.2 Gökova Körfezi ve çevresinin tarihsel dönem (1900 yılı öncesi) deprem etkinliği ….…… 10

Şekil 2.3 Gökova Körfezi ve çevresinin aletsel dönem (1900 yılı sonrası) deprem etkinliği (M≥4) ….……...……..... 11

Şekil 3.1 Model parametreleştirme şeması türlerine örnekler. (a) Sabit hız, düzgün hacim blokları. (b) Belirli bir katman içinde yanal olarak değişen fakat dikey olarak sabit hız katmanları. (c) Düzenli grid düğüm noktaları. (d) Değişken boyutlu tetrahedral hücreler. (e) Grid üzerinde tanımlanan hız bölgelerini ayıran ara yüzler (Thurber, 2015) …….. 15

Şekil 3.2 Yalancı bükme yönteminden uyarlanan 3 nokta değişim şeması (Um ve Thurber 1987) ……... 18

Şekil 3.3 A-B ışın yolu ile MM´ hız süreksizliği arasındaki kesişimi bulmak için Snell yasasının kullanılması (Zhao, 1991; Zhao vd. 1992) ……..…... 19

Şekil 3.4 Üç boyutlu ışın izleme algoritması (Zhao 1991 ve Zhao vd. 1992) ……. 20

Şekil 3.5 Tipik bir değişim eğrisi grafiği. Optimum sönümleme değeri eğrinin büküldüğü, L şeklinin ortasıdır (Menke,1989'dan değiştirilmiştir.) ..….. 24

Şekil 3.6 DD deprem konumlandırma algoritmasının çizim ile gösterimi (Waldhauser ve Ellsworth, 2000) ……. 29

Şekil 3.7 Olayların yeniden konumlandırılmasında farklı veri tiplerinin kullanılması (üst satır). Şemada gösterilen ağırlıklandırmalar ile veri setinin ters çözümünde yinelemenin farklı evrelerindeki konumlar (orta satır). Alt satır, orta panelde gösterilen en üstteki deprem kümesinin detaylı halini gösterir (Waldhausser ve Ellsworth, 2000) ……..... 44

Şekil 3.8 a) Normal faylanma hareket örneği ve b) Σ fayı boyunca eşit dipol kuvvetlerin dağılımı (Kokkalas vd., 2013) ……..……. 48

Şekil 3.9 Moment tensörünü oluşturan eşdeğer dipol kuvvetlerinin dokuz çiftinin seti (Kokkalas vd., 2013) ……..…… 49

Şekil 3.10 Fay düzlemi, fay yüzeyinin doğrultusu, eğimi ve kayma vektörünün yönü ile tanımlanır (Shearer, 2009) ……..……. 51

Şekil 3.11 Moment tensörünün simetrisi sayesinde, sağ yanal ve sol yanal faylar aynı moment tensör temsiline ve aynı sismik ışınım örüntüsüne sahiptir (Shearer, 2009) ……...…….. 53

Şekil 3.12 Odak küreleri (küresel izdüşüm) örnekleri ve bunlara karşılık gelen fay geometrileri. Sol taraftaki odak kürelerinde sıkışma alanları koyu renklendirilmiştir. Sağdaki blok diyagramlar, gözlemlenen yayılım örüntülerini üretebilecek iki fay geometrisini (birincil ve yardımcı fay düzlemleri) göstermektedir (Shearer, 2009) ……. 54

Şekil 3.13 Üç boyutta bir birim malzeme küpüne etki eden kuvvetleri gösteren çizim ve gerilme tensörünün 9 bileşeninin matris gösterimi …… 57

Şekil 4.1 Başlangıç modelinde kullanılan P dalga hızının derinlik ile değişimi …. 60

Şekil 4.2 10 km x10 km modele ait yatay ve düşey kesit. “+” işareti her bir grid hücresini temsil etmektedir. Derinlikte ise başlangıç modelindeki derinlik değerleri kullanılarak çalışma alanı parametrelendirilmiştir. Üçgenler istasyonların konumlarını göstermektedir……...……... 61

Şekil 4.3 Ters çözüm sırasında sentetik veriye uygulanan sönümleme ve yumuşatma değeri seçiminde kullanılan değişim eğrisi. Her bir verinin yanındaki kutucukta yazan sayılar sırasıyla sönümleme değerine ve o sönümleme değerinin ürettiği koşul sayısı (CND) değerine karşılık gelmektedir ……... 62

Şekil 4.4 farklı veri tiplerinin sönümlü en küçük kareler çözümü kullanılarak olay konumlarını ve hız yapısının eş zamanlı belirlenmesiyle elde edilen konum ve yavaşlık model parametreleri için model çözünürlüğü grafiği. Abs+0.1diff, diff+0.01abs, abs ve diff kullanıldığında model parametreleri olan konum, yavaşlık modeli ve başlangıç zamanlarındaki değişimleri göstermektedir (Zhang ve Thurber, 2006) …….…… 65

Şekil 4.5 Farklı veri tiplerinin sönümlü en küçük kareler çözümü kullanılarak olay konumlarını ve hız yapısının eş zamanlı belirlenmesiyle elde edilen konum ve yavaşlık model parametreleri olan konum ve yavaşlık modeli için model belirsizliği grafiği. Abs+0.1diff, diff+0.01abs, abs ve diff kullanıldığında model parametreleri olan konum, yavaşlık modeli ve başlangıç zamanlarındaki değişimleri göstermektedir (Zhang ve Thurber, 2006) ……...……... 65

Şekil 4.6 Çalışma alanında topoğrafya ve fayların konumları ile beraber model kesit hatlarını ve sismik istasyonların konumlarını gösterir harita ……... 67

Şekil 4.7 P dalgası sentetik seyahat zamanlarının ters çözümü sonucu 10 kmx10 km'lik düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modelinden elde edilmiş düzlemsel harita gösterimi ……... 68

Şekil 4.8 P dalgası sentetik seyahat zamanlrının ters çözümü sonucu 10 kmx10 km'lik düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modelinden elde edilmiş model kesitlerinin görüntüleri……..……. 69

Şekil 4.9 Derinlikle değişen yatay düzlemler üzerinde DWS konturlarının gösterimi. DWS, belirlenen grid noktalarına karşılık gelen hacimlerdeki veri örneklemesi sayısının ağırlıklandırılmış bir ölçümüdür. Koyu renkler yüksek DWS değerlerini göstermektedir ……..……... 71

Şekil 4.10 K-G ve D-B yönlerinde profil kesitleri boyunca DWS konturlarının gösterimi. Kırmızı çizgi DWS=40 göstermektedir. DWS≥40 olan düğüm noktalarının yorum için yeterli çözüme sahip olduğu düşünülmektedir ……... 72

Şekil 4.11 P dalgasının mutlak hızlarının düzlemsel harita üzerinde gösterimi ….. 73

Şekil 4.12 P dalga hızı modelinin K-G doğrultulu kesitleri. Kırmızı çizgi DWS=40'ı göstermektedir …… 74

Şekil 4.13 P dalga hızı modelinin D-B doğrultulu kesitleri. Kırmızı çizgi DWS=40'ı göstermektedir……..... 75

Şekil 4.14 S dalgasının mutlak hızlarının düzlemsel haritalar üzerinde gösterimi .. 76

Şekil 4.15 S dalgası hız modelinin K-G doğrultulu kesitleri. Kırmızı çizgi DWS=40'ı göstermektedir …… 77

Şekil 4.16 S dalgası hız modelinin D-B doğrultulu kesitleri. Kırmızı çizgi DWS=40'ı göstermektedir ……..... 78

Şekil 4.17 Vp/Vs oranı yüzde değişiminin düzlemsel haritaları. Vp/Vs yüzde değişimi, üç boyutlu ters çözüm sonucu elde edilen mutlak P dalga hızlarının mutlak S dalga hızlarına doğrudan bölünmesi ile elde edilen mutlak Vp/Vs oranının yüzde değişimi hesaplanarak görselleştirilmiştir. Yüksek Vp/Vs mutlak oranlarını yüzde değişim grafiğinde negatif, düşük Vp/Vs mutlak oranlarını ise pozitif değerler temsil etmektedir …. 79

Şekil 4.18 Vp/Vs oranının K-G doğrultulu kesitleri …….……... 80

Şekil 4.19 Vp/Vs oranının D-B doğrultulu kesitleri …… 81

Şekil 4.20 P dalga hızına ait K-G doğrultulu 2 numaralı kesitin tektonik yorumu (üstte) ile 20.07.2017 tarihli Mw=6.5 olan ana şok (yıldız ile gösterilen)

ve tomoDD programı ile yeniden konumlandırılmış depremlerin hız modeli kesiti üzerinde gösterimi (altta) …… 84

Şekil 4.21 P dalga hızına ait K-G doğrultulu 3 numaralı kesitin tektonik yorumu (üstte) ile 20.07.2017 tarihli Mw=6.5 olan ana şok (yıldız ile gösterilen) ve tomoDD xirogram ile yeniden konumlandırılmış depremlerin hız modeli kesiti üzerinde gösterimi (altta) …… 85

Şekil 4.22 P dalga hızına ait K-G doğrultulu 4 numaralı kesitin tektonik yorumu (üstte) ile 20.07.2017 tarihli Mw=6.5 olan ana şok (yıldız ile gösterilen) ve tomoDD programı ile yeniden konumlandırılmış depremlerin hız modeli kesiti üzerinde gösterimi (altta) ……..…….. 86

Şekil 4.23 P dalga hızına ait 11 numaralı D-B doğrultulu kesitin tektonik yorumu. Kesikli çizgi ile belirtilen ayrılan bölge GFZ'nin fay düzlemini ifade etmektedir (üstte). 20.07.2017 tarihli Mw=6.5 olan ana şok (yıldız ile gösterilen) ve tomoDD programı ile yeniden konumlandırılmış depremlerin hız modeli kesiti üzerinde gösterimi (altta) …….. 87

Şekil 4.24 Gökova Körfezi'nde sismik yansıma verilerinden elde edilen yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) kesit. Yorumlanmış (B) kesitin sol tarafında kuzeye eğimli DKAF ve ona antitetik/ sintetik olan faylar görülmektedir (Kurt (2000)'dan alınan 8 numaralı kesit) …..…… 88

Şekil 4.25 2017 yılında meydana gelen büyüklüğü 2.3 ve üzerinde olan 1442 adet tomoDD programı ile yeniden konumlandırılmış depremlerin harita ile K-G ve D-B kesitleri ……..……... 89

Şekil 5.1 2010 ile 2020 yılları arasında bölgede meydana gelmiş büyüklüğü Mw≥4 olan depremlerden seçilmiş 21 adet depreme ait odak mekanizması çözümü ……... 91

Şekil 6.1 21 adet odak mekanizması çözümünden elde edilen P ve T eksenleri kullanılarak FaultKin yazılımıyla gerçekleştirilen gerilme analizi. Genişlemeyi gösteren σ_3 ekseninin gidişi K9°B'dır ……. 94

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 3.1 Ağırlıklandırma parametrelerini içeren yineleme evreleri (Waldhausser ve Ellsworth, 2000) …….. 44

Çizelge 3.2 HypoDD ve TomoDD'de işlemlerin bilgisini veren ortak ekran çıktısı (Waldhausser ve Ellsworth, 2000) …… 45

Çizelge 4.1 Başlangıç modeline ait derinlik ve P dalga hızı değerleri ……..... 59

Çizelge 4.2 Ph2dt programı giriş dosyasında kullanılan parametreler…… 63

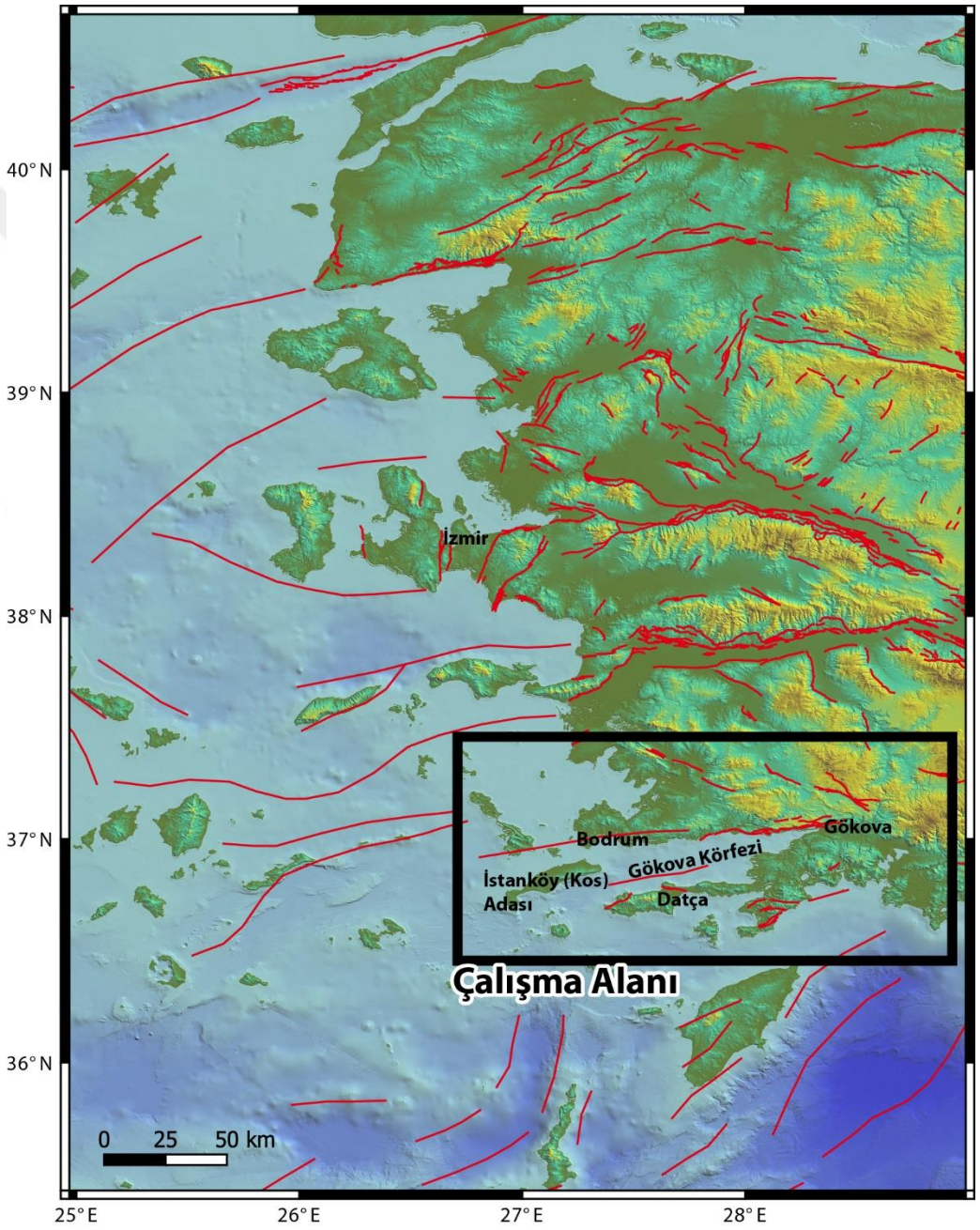
Çizelge 4.3 TomoDD programı giriş dosyasında kullanılan parametreler ……..… 63

Çizelge 5.1 21 adet depreme ait odak mekanizma çözümü sonucunda elde edilen deprem parametreleri …… 92

Çizelge 5.2 20.07.2017 Mw=6.5 Bodrum depreminin farklı kurumlara ait moment tensör çözümleri (Ganas vd., 2019) ……..……... 93

1. GİRİŞ

Gökova Körfezi, Güneybatı Anadolu'da Bodrum ve Datça Yarımadaları arasında yer alır. Doğu-batı doğrultusunda yaklaşık 100 km uzunluğa ve kuzey-güney doğrultusunda ortalama 20 km genişliğe sahiptir. Körfezin en batısında İstanköy (Kos) Adası, doğu ucunda ise Gökova alüvyal düzlüğü bulunur (Şekil 1.1). Körfez, kenarları normal faylarla sınırlanmış bir graben yapısıdır.



Şekil 1.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası. Kırmızı çizgiler bölgedeki aktif fayları göstermektedir (Barrier vd. 2004 ve Emre vd. 2013)

Çalışma alanının seçiminde en temel motivasyon kaynağı, bölgede büyüklüğü Mw= 6.5 olan bir depremin meydana gelişi olmuştur. Ana şokun meydana gelişinden bu çalışmanın sonuçlanmasına kadar geçen süre zarfında, ana şoku ürettiği düşünülen fayın konumu ve durumu (doğrultusu ve eğimi) hakkında çalışmalar yapılsa da, sonuçlar üzerinde uzlaşılamamıştır. Bu nedenle bölgede, büyük depremler üreten ve/veya üretebilecek tektonik yapıların yeraltına devamlılıklarının yüksek hassasiyet ve doğrulukla belirlenmesine yönelik kapsamlı bir tomografik çalışmanın yapılmasına ihtiyaç duyulmuştur.

Gökova Körfezi ve çevresinde K-G doğrultulu genişlemeli tektonik rejimin oluşmasına neden olan tektonik süreçler ve D-B doğrultulu gelişen yapılarla ilgili görüş ayrılıklarının yanı sıra; 20.07.2017 tarihinde UTC ile 22:31'de (yerel saat ile 01:31) meydana gelen, büyüklüğü Mw=6.5 olan ana şok ile beraber bu depremi üreten faya ait tartışmalar da başlamıştır.

Bölgedeki tektonik rejimin etkisiyle normal fayların denetiminde olan Gökova Körfezi'nde, bahsi geçen ana şok ve artçı depremlerin meydana geldiği fay ve/veya fayların konumları ve durumları (doğrultu ve eğim) literatürde önemli bir tartışma konusudur. Ana şokun güneye eğimli bir fay üzerinde olduğunun öne sürüldüğü çalışmaların (Saltogianni vd., 2017; Tiryakioğlu vd., 2018, Ocakoğlu vd., 2018, Stiros ve Taymaz, 2018; Gülerce vd. 2018; Kiratzi ve Koskosidi, 2018, Papadopoulos vd., 2019) yanında, kuzeye eğimli bir fay üzerinde olduğunu öne süren çalışmalar da (Karasözen vd., 2018; Konca vd., 2019; Ganas vd., 2019) bulunmaktadır.

Çalışma, bölgenin derin sismik hız yapısını ortaya koyarak yeni bir bakış açısı yaratması hedeflenerek oluşturulmuştur. Çalışmada 3 farklı yöntem kullanılarak; (1) sismik tomografi yöntemi ile bölgenin derin sismik hız yapısının belirlenmesi, (2) odak mekanizma çözümlerinin sismik moment tensör ters çözümü yöntemi ile oluşturularak yeraltındaki fayların durumlarının irdelenmesi ve (3) gerilme analizi ile bölgenin sismotektonik yapısının değerlendirilmesi amaçlanmıştır.

Çalışmanın 2. Bölümünde bölgenin jeolojisi ve tektoniğine dair ayrıntılı literatür bilgisi verilmiş ve bölgede gözlenen iki ana fay zonuna değinilmiş ayrıca çalışma alanının aletsel dönem ve tarihsel dönem deprem etkinliği anlatılmıştır.

Afet ve Acil Durum Yönetimi Daire Başkanlığı (AFAD) ve Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE)'ne ait zayıf yer hareketi kayıtları ile yine AFAD'a ait kuvvetli yer hareketi kayıtlarından seçilen, 2017 yılı boyunca meydana gelmiş büyüklüğü Mw≥2.3 olan 1488 deprem kaydının P ve S dalgalarının ilk varış zamanları zSACwin (Yılmazer, 2002) programı kullanılarak belirlenmiştir. Deprem kayıtları Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE)'ne ait 5 adet zayıf yer hareketi ve Afet ve Acil Durum Yönetimi Daire Başkanlığı (AFAD)'a ait 18 adet kuvvetli yer hareketi ve 4 adet zayıf yer hareketi, Jeodinamik Enstitüsü ve Atina Ulusal Gözlemevi (Institute Of Geodynamics-National Observatory Of Athens (NOA))'ne ait 3 adet zayıf yer hareketi olmak üzere toplam 30 kayıtçıda kaydedilmiştir (EK 2).

Bu depremlere ait yaklaşık 28000 adet P ve yaklaşık 22000 adet S fazı kullanılarak, 36.5°-37.5°K ve 26.75°-29°D koordinatlarındaki çalışma bölgesinin üç boyutlu P ve S dalga hız modelleri elde edilmiştir. P ve S dalga hız modellerinden elde edilen Vp/Vs oranları ile beraber yeraltının tektonik ve tomografik yorumları yapılmıştır. Deprem çifti farkı algoritması ile çalışan ph2dt (Waldhauser, 2000) ve tomoDD (Zhang and Thurber, 2003) programları kullanılarak elde edilen model ile bölgedeki fayların konumları ve derinlikleri net bir şekilde ortaya konulmuştur ve 1442 adet deprem yeniden konumlandırılmıştır. Programların çalışma prensipleri ve kullanılan parametreler 3. bölümde detaylı olarak ele alınmıştır. Yine 3. Bölümde, kullanılan diğer yöntemlerin temel esasları ve yazılımlar hakkında bilgi verilmiş ve ayrıca sonuçların jeolojik anlamda yorumlanabilmesi için temel bilgiler sunulmuştur.

İzleyen 4. Bölümde ise Gökova Körfezi ve çevresine ait hem sentetik hem de gerçek veriler ile üç boyutlu derin sismik hız yapısı elde edilerek sonuçlar değerlendirilmiştir. Çalışmanın 5. Bölümünde; sayısal dalga şekilleri GFZ EIDA (German Research Centre European Integrated Data Archive)'dan alınan, bölgede 2010-2020 yılları arasında meydana gelmiş büyüklüğü Mw≥4 olan 21 adet depremin *Computer Program in*

Seismology 3.30 (Herrmann, 2013) programı kullanılarak odak mekanizması çözümleri bu çalışma kapsamı içinde oluşturulmuştur. 6. Bölümde, bölgeye ait gerilme analizi yapılmış ve çalışmadan elde edilen veriler ışığında bölgenin sismotektonik özellikleri değerlendirilerek yorumlanmıştır.

2. GÖKOVA KÖRFEZİ VE ÇEVRESİNİN JEOLOJİK, TEKTONİK VE DEPREMSELLİK ÖZELLİKLERİ

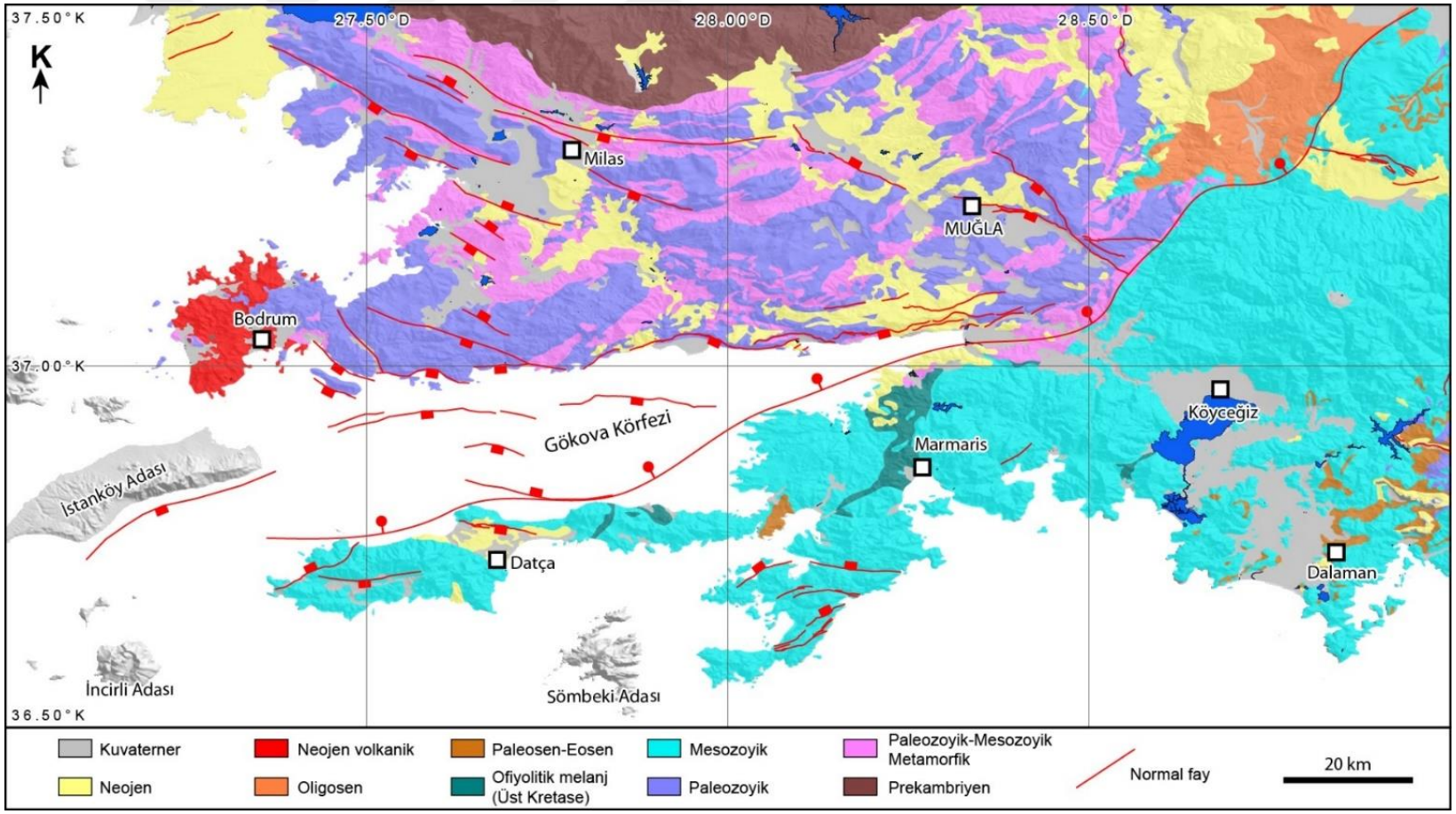
2.1 Gökova Körfezi ve Çevresinin Jeolojisi ve Tektonik Durumu

Gökova Körfezi, Anadolu Levhası'nın devam eden tektonik hareketliliğinden etkilenen aktif bir deprem bölgesidir. Körfez'in güneyinde Mesozoyik yaşlı Likya Napları ve ofiyolitik melanj kayaları yer alırken kuzeyinde ise Menderes Çekirdek Kompleksi'nin örtü kayalarını oluşturan Paleozoyik temel kayaları ile Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı metamorfik kayalar bulunur (Şekil 2.1). Bölge K-G yönlü genişlemeli tektonik rejim içerisinde yer alır (McKenzie, 1970; Mercier vd, 1977; Jackson vd, 1994). Ancak K-G genişlemenin başlangıcı ve nedenleri ile ilgili farklı görüşler vardır. Araştırmacıların bölgenin genişlemeli tektonik rejimini açıklamak için öne sürdükleri modeller, Seyitoğlu ve Işık (2015)'tan derlenerek aşağıda özetlenmiştir.

McKenzie (1970), bölgenin K-G genişlemeli tektoniğini levha tektoniği kuramı ile açıklayarak kaçma tektoniği fikrini ortaya koymuştur. Kaçma tektoniğinde süreç Orta Miyosen'de Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı'nın oluşumuna neden olan Bitlis Kenedi boyunca meydana gelen çarpışmanın etkisi ile Anadolu Levhası'nın batıya doğru hareketi ve D-B doğrultulu grabenler ile K-G genişlemeli rejim ile tanımlanmaktadır (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1982; Şengör vd., 1985). Şengör (1987), çapraz graben modelini önermiş, Erken Miyosen'de oluşmuş havzaların konumlarını açıklamış ve genişlemeli tektonik rejimin Miyosen'den itibaren başladığı görüşünü kaçma modeline dayanarak ileri sürmüştür. Ancak yapılan palinolojik ve radyolojik çalışmalardan elde edilen sonuçlar ile D-B doğrultulu graben sisteminin de En Geç Oligosen-Erken Miyosen'de geliştiği ve tektonik kaçma modelinin yaş tutarsızlığından dolayı Batı Anadolu'daki K-G genişlemenin nedeni olarak gösterilemeyeceği belirtilmiştir (Seyitoğlu ve Scott, 1992). Yılmaz vd. (2000)'de Erken-Orta Miyosen dönemine kadar K-G sıkışmadan sonra Geç Miyosen- Erken Pliyosen'de bir peneplenleşme ve ardından K-G genişlemeli tektonik süreç önerilmektedir. Gürer vd. (2009)'de Erken-Orta Miyosen'de sıkışmayı KD-GB yönlü olarak, genişlemeyi ise D-B yönlü olarak savunurken; Pliyosen döneminde ise Yılmaz vd. (2000) gibi kaçma modeline bağlı olarak bir K-G genişleme önermektedir.

D-B grabenleri Erken Miyosen dönemine ait çökellere sahip olması ve K gidişli havza çökellerinin Erken Miyosen'de gelişmeye başlaması ile bu havzaların eş yaşlı geliştikleri belirlenmiştir. Bunun sonucunda, bölge için Erken Miyosen'de orojenik çökme modeli öne sürülmüştür (Seyitoğlu 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1996).

Koçyiğit vd. (1999)'de Batı Anadolu'da yapısal ve zamansal ilişkiler nedeniyle 2 evreli graben modeli önerilmektedir. Birinci evre Erken-Orta Miyosen'de orojenik çökme ile ilişkilidir. İkinci evrede ise normal faylanma ve graben oluşumları meydana gelir. İki evre arasında K-G yönlü kabuksal sıkışma dönemi söz konusudur (Geç Miyosen – Erken Pliyosen).



Şekil 2.1 Gökova Körfezi ve çevresindeki Prekambriyen-Kuvaterner yaş aralığındaki litolojik birimlerin dağılımı (MTA'nın 1:500.000'lik jeoloji haritasından sadeleştirilmiştir) ve ana fayların konumları (Duman vd., 2011, Emre vd., 2011; Tur vd., 2015 ve Seyitoğlu ve Işık, 2015'ten derlenmiştir)

Bir diğer görüş olan genişlemeli tektonik görüşünde ise, yay ardı açılma modelinden bahsedilmektedir. Hendek GGD'ye göç ederek yay ardı bölgesinde genişlemeye neden olmaktadır. Dalma-batmanın yaşı ile ilgili farklı görüşler bulunmaktadır. Le Pichon ve Angelier (1979; 1981)'de dalma batmanın 13 My, Meulenkamp vd. (1988)'de ise en az 26 My önce başlamış olması gerektiği öne sürülmüştür. Thomson vd (1998)'de dalma-batma için dönerek geri çekilmenin (roll-back) Erken Oligosen'de çalışmaya başladığından bahsedilmiştir. Yakın zamanlı çalışmalardan olan Jolivet vd. (2013)'de Ege Bölgesi, Ege dalma-batma bölgesinde üzerleyen levha üzerinde, Geç Eosen-Erken Oligosen'den (~35 My) beri genişlemeli tektoniğe maruz kalmıştır denilmektedir.

Batı Anadolu, Ege Denizi ve Yunanistan'ı içeren Ege Bölgesi, bu tür alanların tipik özelliği olan çekirdek komplekslerini içerir. Batı Anadolu'da geniş yüzeylemelere sahip Menderes Çekirdek Kompleksi'nde temelde farklı metamorfizma ve deformasyona sahip metamorfik kayalar ile bunları kesen genç granitoyid sokulumlar görülmektedir.

Gökova Körfezi'ni sınırlayan normal fay karakterindeki iki ana yapı kuzeye eğimli Datça-Kale Ana Ayrılma Fayı (DKAF) ile güneye eğimli Gökova Fay Zonu'dur (GFZ):

Datça-Kale Ana Ayrılma Fayı (DKAF): Normal fay karakterindeki KD-GB uzanımlı DKAF, Gökova Körfezi'nin güney kenarından Denizli Havzası'na kadar uzanır (Şekil 2.1). Menderes çekirdek kompleksinin ilk yüzeylemesi bu ayrılma fayı boyunca olmuştur (Seyitoğlu vd., 2004). Gökova Körfezi içinde yer alan grabeni güneyden sınırlayan fayı Kurt vd. (1999) Datça Fayı olarak adlandırmaktadır ve verilen sismik yansıma kesitlerinde de kuzeye eğimli listrik normal bir fay olduğu görülmektedir. Ayrılma fayının taban bloğunda Likya Napları'nın karbonat kayaları ile ofiyolit ve ofiyolitik melanj kayaları yer alır. Fayın tavan bloğunda ise Üst Oligosen birimlerle başlayan havza dolgusu bulunmaktadır (Hakyemez, 1989; Akgün ve Sözbilir, 2001; Gürer ve Yılmaz, 2002).

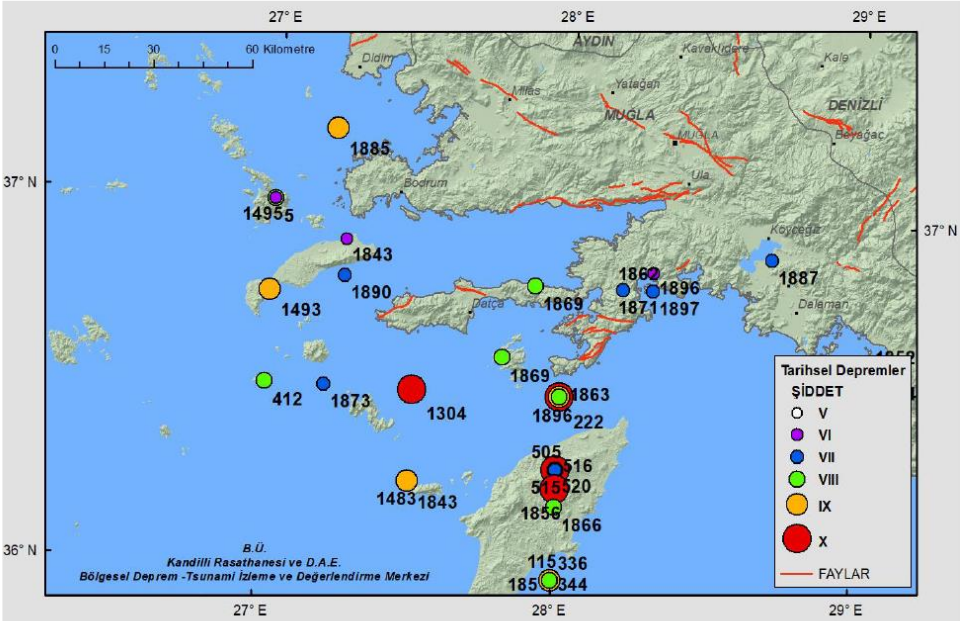
Gökova Fay Zonu (GFZ): Bodrum ve Gökova arasında yaklaşık D-B doğrultulu uzanan GFZ, Gökova Körfezi'ni kuzeyden sınırlar ve güneye eğimli birçok normal fay segmentinden oluşur (Şekil 2.1). Görür vd. (1995), Duman vd. (2011) ve Tur vd.

(2015)'de Gökova Körfezi'ni kuzeyden sınırlayan fay segmentleri gösterilmiştir. Duman vd. (2011), Yeşilova ile Kayaönü arasında haritaladıkları zonu GFZ olarak isimlendirir.

2.2 Gökova Körfezi ve Çevresinin Deprem Etkinliği

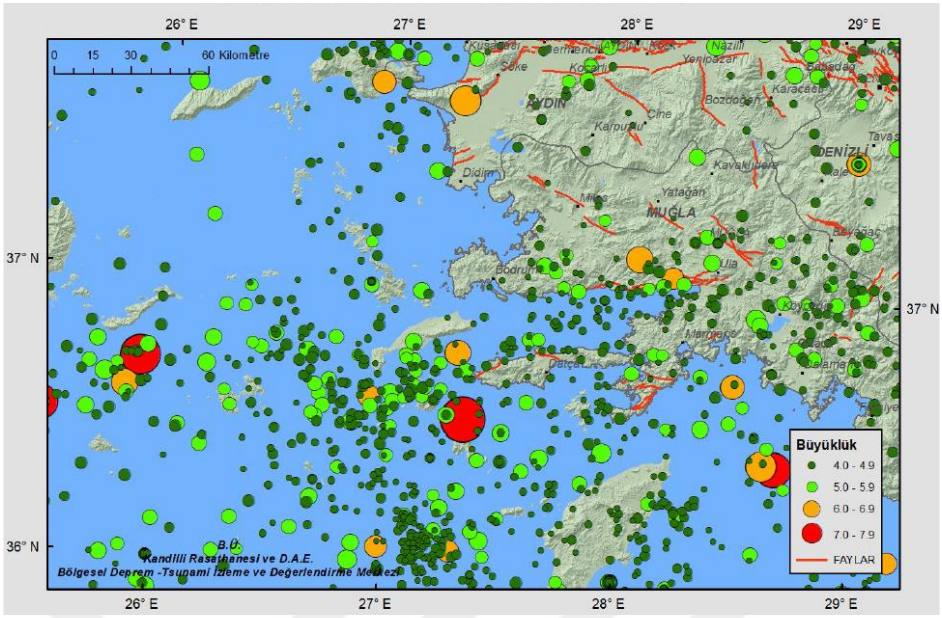
Ege denizinin güneyi özellikle Girit yayı ve on iki adaların çevresi yüksek deprem etkinliğine sahip bir bölgedir. Girit yayı ve Kıbrıs yayı çevresinde Afrika levhasının kuzeye hareketi orta ve daha büyük depremlerin oluşmasına neden olmaktadır. Gökova ve çevresi deprem kümelerinin en yoğun görüldüğü bölgelerden biridir. Körfezde D-B doğrultulu normal faylar gözlenirken genel olarak kara içlerine devam eden doğrultu atım bileşeni barındıran KD-GB ve KB-GD gidişli faylar mevcuttur. Ersoy vd. (2000)'e göre Gökova Körfezi ve çevresinde depremler hem tektonik hem de volkanik kökenlidir.

Gökova Körfezi ve çevresi genel tektonik yapısı nedeniyle hem tarihsel hem de aletsel dönemde depremlerin meydana geldiği birinci derece bir deprem bölgesidir. Datça yarımadasının batısında bulunan antik şehir Knidos yaklaşık olarak D-B uzanımlı normal faylar tarafından üretilen depremler ile defalarca yıkılmıştır (Ersoy vd., 2000). Ambraseys (2009)'e göre tarihsel dönemde (1900 yılı öncesi) Gökova Körfezi ve yakın çevresinde yıkıcı birçok deprem meydana gelmiştir (Şekil 2.2). Bunlardan en önemlileri M.S. 141 Gökova, 142 Rodos, 1493 İstanköy (Kos), 1869 Menteşe, 1890 Bodrum, 1891 ve 1894 İstanköy depremleridir. 1493 depreminin Bodrum'u yok ettiği bilinmektedir (Ersoy vd., 2000). Knidos'ta yapılan kazılarda 1865 yılında M= 6.7 büyüklüğünde bir depremin meydana geldiği belirlenmiştir (Sönmez, 1998; Ambraseys, 1981). Yine Knidos'ta M.S. 700 yılında yerleşimi sona erdiren bir deprem meydana gelmiştir (Barka vd., 1996). M.S. 141 Gökova ve 1869 Menteşe depremlerinin büyüklükleri 6 olarak belirtilmektedir. M.S. 554 (ya da 556) yılında Bodrum-İstanköy (Kos) arasında meydana gelen M=7 büyüklüğündeki bir deprem İstanbul'da hissedilmiş ve İstanköy adasının kıyı bölgelerinde su baskınlarına neden olmuştur.



Şekil 2.2 Gökova Körfezi ve çevresinin tarihsel dönem (1900 yılı öncesi) deprem etkinliği (http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/wp-content/uploads/2017/07/Gokova.Korfezi.v4.pdf)

Bölgede aletsel dönemde çok sayıda deprem meydana gelmiştir (Şekil 2.3). Bunlardan en büyüğü Oniki Adalar-Akdeniz'de 1926 yılında meydana gelen M=7.7 büyüklüğündeki depremdir. 1941 yılında büyüklüğü M=6.5 olan ikinci büyük deprem Muğla'da meydana gelmiştir. 1933 (Abraseys, 1988; Jackson ve McKenzie, 1988), 1959, ve 1968 (McKenzie 1972; 1978) depremlerinin merkez üsleri bu bölgededir. Yolsal-Çevikbilen vd. (2014)' e göre, USGS tarafından 1973 ile 2013 yılları arasında kaydedilen Mw≥5 büyüklükteki depremlerin Körfez'in kuzeyinde ve güneyinde yer alan normal faylar boyunca konumlandığı buna karşın Mw<4 büyüklükteki depremlerin genellikle Körfez'in orta kesimlerinde üretildiği görülmektedir. Körfezde sismik kümelenme şeklinde oluşan deprem etkinliği uzun bir süre de devam etmektedir. Bu tür deprem üretme modelinin, Gökova Körfezi'nin karakteristiği olduğu anlaşılmaktadır. Bunun bir örneği olarak 2004 yılının Temmuz ile Aralık ayları arasındaki sürede KRDAE tarafından kaydedilen yerel büyüklükleri 2 ile 5.5 arasında değişen 2000 adet depremin kümeler halinde 30 km uzunluğundaki KD-GB uzanımlı bir hat boyunca sıralandığı görülmektedir.



Şekil 2.3 Gökova Körfezi ve çevresinin aletsel dönem (1900 yılı sonrası) deprem etkinliği (M≥4)(http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/wpcontent/uploads/2017/07/Gokova.Korfezi.v4.pdf)

3. YÖNTEMLER

Bu çalışmada kullanılan kuramsal yöntemler izleyen alt bölümlerde, sadeleştirilerek anlatılmaya çalışılmıştır. Genel olarak sismik tomografinin esaslarına kısaca değinilirken, tomoDD ve deprem çifti farkı yöntemi (double difference tomography), Türkçe kaynak veri tabanına olumlu katkı sağlayacağı da umularak, ayrıntılı olarak ele alınmıştır. Çalışmada ayrıca, moment tensör ters çözümü ile odak mekanizma çözümlerinin yapılması ve depremlerin kaynak parametrelerinin belirlenmesi ve ardından gerilme analizi ile bölgesel sismotektoniğin yorumlanması amaçlanmıştır. Bu nedenle kullanılan yöntemlerin ve yazılımların kuramsal esasları ile sonuçların nasıl değerlendirildiği hakkında kısaca bilgi bu ana başlık altında verilmiştir. İzleyen alt bölümlerde verilen bilgiler genel olarak Zhao (2015) ve Thurber (2015)'den derlenmiştir.

3.1 Sismik Tomografi Yöntembilimi

Sismik tomografi, sismik dalga hızındaki değişikliklerin üç boyutlu haritalar kullanılarak modellenmesidir. Ortalama olarak Dünya'nın yapısı, ana tabakaları ve bu tabakaların içinden geçen sismik dalgaların seyahatine dair bilgiye sahibiz ancak bu ortalama modele, sismik dalga hızının yanal yöndeki değişimi eklenmektedir. Sismik tomografi bu değişikleri belirlemenin en doğrudan yoludur. Medikal görüntülemede kullanılan tekniğe benzer bir teknik olan sismik tomografide, BT (bilgisayarlı tomografi) taraması örneğindeki gibi enerji, kontrol edilebilen x-ışınlarından (röntgen) değil depremlerden gelmektedir (Beghein Seismology Lab.). Bilgisayarlı medikal tomografiye çok benzese de başa çıkılması gereken zorluklar çok daha fazladır. Sismik dalgaların düz bir ışın yolunu takip etmemesi ve sismik kayıtçıların büyük oranda karada konuşlandırılmaları nedeniyle sistem üzerinde kontrolümüz neredeyse yoktur (Nolet, 2008).

Sismolojinin ortaya çıkışından bu yana, P ve S dalga hızları (Vp, Vs) Dünya'nın yapısını karakterize eden birincil fiziksel parametreler olmuştur. Çünkü bunlar çoğunlukla birçok bölgeye yayılan sismik istasyonlardan, yüksek kalite ve büyük miktarlarda ölçülebilen P ve S dalgası varış zamanı verilerinden belirlenmektedir. Bu nedenle, dalga varış zamanları en bol sismolojik veri olmuştur ve temel olarak Dünya'nın 3B hız yapısını incelemek için sismik tomografi yöntemleri varış zamanı verilerine uygulanmıştır. P ve S dalgası varış zamanları, genlikleri ve dalga formları gibi sismolojik gözlemlerden, temel

olarak Dünya'nın iç kısmının sismolojik yapısını karakterize etmek için üç tür fiziksel parametre belirlenebilir. Bu parametreler sismik hız, soğurulma ve anizotropidir. Sismik verilere sismik hız, soğurulma ve anizotropi tomografisi uygulayarak bu parametrelerin 3B dağılımını değerlendirebiliriz.

Genel olarak, sismik tomografi çalışması aşağıdaki işlemleri içerir: (1) Dünyanın iç yapısının modellenmesi; *model parametrelendirilmesi*; (2) düz çözüm; Seyahat süresi tomografisinde *ışın izleme*, depremlerin yeniden konumlandırılması ve gözlem denklemlerinin kurulması (3) gözlem denklemlerinin büyük sistem çözümü olan *ters çözüm* ve (4) *Çözünürlük ve hata analizi*; elde edilen tomografik görüntünün çözünürlüğü ve belirsizliğinin değerlendirilmesi.

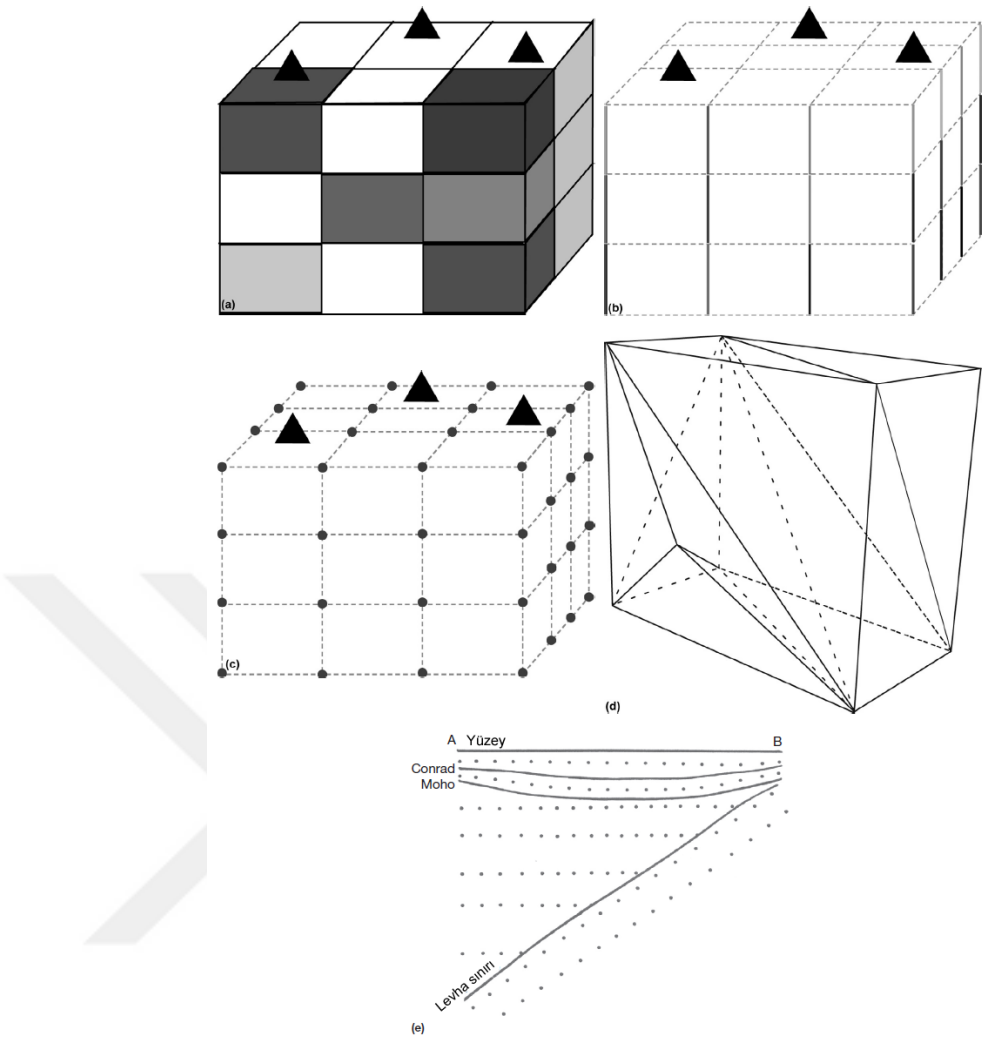
3.1.1 Model parametrelendirilmesi

Dünya çok çeşitli süreksizlikler, faylar, tabakalanma, sokulumlar, kapanlar, yüksek sıcaklık ya da kısmi ergime zonları ve rastgele jeolojik heterojenlikleri de içeren uzamsal ölçeklerde heterojen bir yapıya sahiptir. Sismik tomografi çalışmalarında dünyanın sismik hız yapısı çok çeşitli şekillerde temsil edilmektedir. Dünya'nın heterojenliğinin tüm yönlerini tam olarak temsil edecek tek bir model yoktur. Hepsi dünyanın veya onun bir kısmının 3 boyutlu gerçek yapısına birer yaklaşımdır (Thurber, 2015).

Yerel ölçekte, Aki ve Lee (1976)'nin sabit hız, üniform hacim blok yaklaşımı ve Roecker (1982)'in değişken hacim blok yaklaşımı, Dünya'nın hacmini her biri sabit hıza sahip olan hücrelerden oluşmuş bir küme olarak ele alır. Bu yaklaşım basitlik avantajına sahiptir, ancak hızdaki değişimleri veya eğik süreksizlikleri temsil etme yeterliliğinden yoksundur. Ters çözüm bakış açısından blok/hücre ters çözümü sıklıkla aşırı tanımlanmış bir problem olarak ele alınır (bilinmeyenlerden çok bağımsız veriler) fakat bu strateji yetersiz parametrelendirildiği için eleştirilebilir (yetersiz parametreler gerçek dünyayı yeterince temsil eder). Aynı zamanda, bilinmeyenlerden daha fazla veri olmasına rağmen bazı model parametreleri aslında tanımlanmamış olabilir ve bu da soruna neden olur (aynı anda aşırı ve az tanımlanmış). Alternatif olarak, hızdaki değişimlerin veya süreksizliklerin sırasıyla bloktan bloğa kademeli hücre veya ani hız değişikliklerine izin veren çok sayıda küçük hücre kullanılabilir (Lees ve Crosson, 1989; Nakanishi, 1985; Walck ve Clayton, 1987). Ne yazık ki, telafi edilmezse çok sayıda hücrenin kullanımı ciddi bir şekilde

tanımlama sorununa (bağımsız veriden çok daha fazla bilinmeyen) ve artan hesaplama yüküne neden olur. Ayrık blok parametreleştirmedeki varyasyonlar, yanal olarak değişen katmanları (Hawley vd.,1981) ve 3 boyutlu grid düğüm noktalarını (Thurber, 1983) içerir.

Hawley vd, (1981) 'nde, model, hızın dikey yönde sabit olduğu, ancak hızın, dikey düğüm çizgileri arasındaki yatay yönlerde interpolasyonla elde edildiği yatay katmanlara bölünmüştür. Düğüm çizgileri arasındaki boşluk katmandan katmana değişebilir. Thurber (1983)'da hızın tüm yönlerde sürekli olarak değiştiği, düğümler arasında doğrusal B-spline interpolasyonu olan bir 3 boyutlu grid yaklaşımı kullanmıştır. Alternatif olarak, sürekli ikinci dereceden türevlerle kübik B-spline'lar kullanılabilir (Michelini ve McEvilly, 1991). 3 boyutlu grid temasının bir başka varyantı, her dört komşu düğüm setini bir tetrahedronun tepe noktası olarak düşünmektir (Şekil 3 (d); Lin ve Roecker, 1997). Dört düğüm hızı, tetrahedron içinde doğrusal olarak değişen benzersiz bir hız alanını tanımlamak için kullanılabilir; böylece hız değişimi herhangi bir yönü gösterebilir.



Şekil 3.1 Model parametrelendirme şeması türlerine örnekler. (a) Sabit hız, düzgün hacim blokları. (b) Belirli bir katman içinde yanal olarak değişen fakat dikey olarak sabit hız katmanları. (c) Düzenli grid düğüm noktaları. (d) Değişken boyutlu tetrahedral hücreler. (e) Grid üzerinde tanımlanan hız bölgelerini ayıran ara yüzler (Thurber, 2015)

Snell yasası dört yüzlü sınırları geçmek için kullanılır. Bu, ışın yolları sabit hız değişimine sahip bir ortamda dairesel yay segmentleri olduğu için başlangıç değeri "çekim" yaklaşımı kullanarak ışın izleme için analitik formülün kullanılmasına izin verir. Bir diğer alternatif, interpolasyon şemaları kullanmaktır, ancak farklı ışın izleme prosedürleri gerektirecektir. Bölgesel ve küresel ölçekte tomografi için de benzer yaklaşımlar benimsenmiştir. Aki vd. (1977) orijinal telesismik (bölgesel) ters çözüm çalışmalarında sabit yavaşlık, üniform hacim hücreleri kullanmışlardır. Sorunları ve kod hataları olsa da, temel yöntem yaygın olarak kullanılmaya devam etmektedir.

Humphreys, Clayton ve arkadaşları, benzer bir algoritma geliştirdiler (Humphreys vd., 1984) ve Spakman, Nolet ve arkadaşları üçüncü bir karşılaştırılabilir algoritma geliştirdiler (Spakman ve Nolet, 1988). İki algoritmada geniş kullanım alanına sahiptirler. Son ikisi arasında önemli bir ayrım ters çözüm problemi çözümünde kullandıkları yöntemlerdir, birincisi için eşzamanlı yinelemeli yeniden yapılandırma tekniği SIRT ve ikincisi için LSQR kullanılmaktadır.

Hız heterojenitesi ile birlikte majör sismik hız süreksizliklerinin önemini vurgulayarak biraz farklı bir yaklaşım izleyerek, kuzeydoğu Japonya çalışmasında kullanan Zhao vd. (1992), süreksizlikleri tanımlamakta ve her katmanın içine bir hız gridi yerleştirmektedir (Şekil 2.1).

Neredeyse tüm sismik tomografi uygulamalarında, üniform olmayan istasyon geometrisi, sismik kaynakların eşit olmayan dağılımı, eksik veriler ve ışın bükümü nedeniyle veri kapsamı oldukça düzensizdir. Bazı düğümler veya hücreler hiç örneklenmeyebilir veya tekrar tekrar örneklenebilir.

Standart düzenli hücre-grid aralığı yaklaşımı modeli eşit olmayan örneklemeye uyarlamayı zorlaştırır. Veri dağılımı ile tomografik ters çözüm için seçilen hücreler veya grid arasındaki uyumsuzluk ters çözümü dengesizleştirir. Ters çözüm hücreleri ya da gridleri, verilerin çözülebilirlik gücü ile ters çözüm probleminin daha iyi koşullanmasının eşleşeceği şekilde dağılmalıdır.

3.1.2 Işın izleme

Tomografik bir çalışmada, 3B ışın izleme çalışmasının (yani 3B bir hız modelinde seyahat sürelerini ve ışın yollarını hesaplama) hassas ve verimli bir şekilde yapılması çok önemlidir, çünkü genellikle çok sayıda varış zamanı verisi kullanılır. Işın izleme, depremlerin yeniden konumlandırılması ve yinelemeli tomografik ters çözümlerde her veri birkaç kez kullanılır.

Işın denklemini tam olarak çözen ve bu nedenle karmaşık hesaplama gerektiren 3B ışın izleme algoritması (örn. Jacob 1970; Wesson 1971; Julian ve Gubbins 1977; Pereyra vd. 1980) geliştirilmiştir. Bu nedenle, bu algoritmalar bazı düz modelleme çalışmaları için

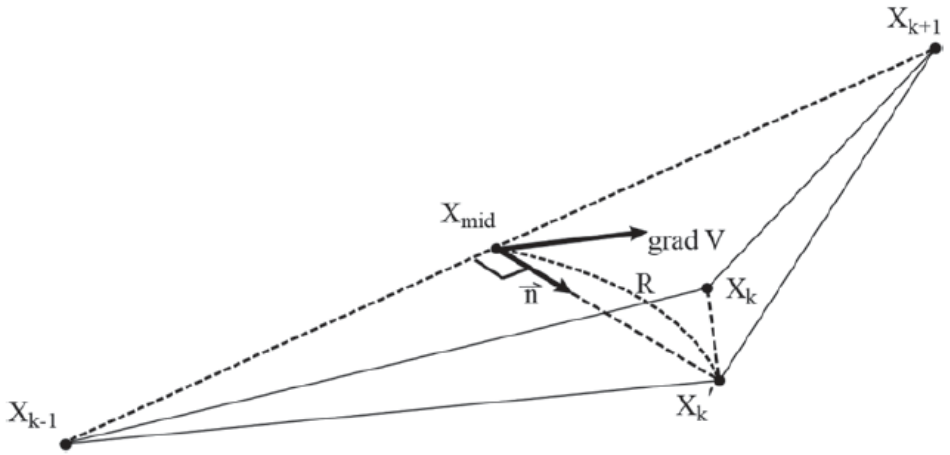
uyarlanabilir, ancak tomografik problemler için yetersizdir. Thurber ve Ellsworth (1980) ve Horie (1980), her ışın yolu boyunca 3B hız yapısına 1-B yaklaşımda kesin bir ışın yolu belirleyerek yaklaşık seyahat sürelerinin hesaplanması için ayrı ayrı şema önermişlerdir. Thurber (1983), ışın yolunu temsil etmek için odak ve alıcıyı birbirine bağlayan dairesel bir yay benimseyen bir başka yaklaşık ışın izleme tekniği daha geliştirmiştir. Dış merkez (epicentral) uzaklığı 50 km dahaz az olduğunda iki teknik de iyi çalışır, ancak dış merkez mesafesi daha büyükse, iki teknikle hesaplanan hem seyahat süresi hem de ışın yolu gerçek çözümden önemli ölçüde sapar (Miyatake 1987). Bu nedenle, iki teknik çoğu tomografik çalışma için geçerli değildir, çünkü kullanılan sismik ağların genellikle 50 km'den daha büyük açıklıkları vardır.

Hızlı ve üç boyutlu ışın takibi için, aşağıda kısaca açıklanan Um ve Thurber (1987) tarafından ışın bükülmesi algoritması geliştirilmiştir. Bazı dönüşümlerden sonra, ışın denklemi şu şekilde yazılmaktadır:

$$-\frac{d^2\,\vec{r}}{ds^2} = \frac{\left[(\text{grad } V) - \frac{dv\vec{dr}}{dsds}\right]}{V} \tag{3.1}$$

Burada $\vec{r}$, bir ışın boyunca konum vektörü ve s, ışın uzunluğudur. Denklemin sağ tarafının ilk terimi (Eşitlik 3.1) bir hız değişimi iken, ikinci terim basitçe ışın vektörüne paralel bir hız değişiminin bileşenidir. Ancak ışın vektörü ışın yolu eğriliğine her zaman parallel değildir. Işın denkleminin bu geometrik yorumu önce Cerveny vd. (1977), ve ardından Um ve Thurber (1987) tarafından 3 boyutlu ışın izlemesi gerçekleştirmek için kullanılmıştır.

Komşu üç adet nokta olduğunu düşünelim. Öncelikle X_{k-1} ve X_{k+1} noktalarının sabit olduğunu varsayalım. X_{k-1} 'den X_{k+1} 'e ışın segmenti boyunca seyahat süresini en aza indirgemek için önceki X_k noktası yerine yeni bir $X_k{}'$ noktası aranır. Yeni $X_k{}'$ noktasını bulmak için iki değişken tanımlanmıştır:



Şekil 3.2 Yalancı bükme yönteminden uyarlanan 3 nokta değişim şeması (Um ve Thurber 1987)

$\vec{n}$ yönü ve R, orta nokta olan x_{mid} noktasından olan uzaklığı gösterir. Grad V'nin yönü eğrinin yönünü belirler ve bu yön x_k' noktasındaki doğru mesafe yönünü izleyen denklem ile verir.

$$\vec{n} = (\text{grad V})\text{-}[(\text{grad V})(X_{k+1} - X_{k-1})]\,\frac{(X_{k+1}-X_{k-1})}{(X_{k+1}-X_{k-1})^2} \tag{3.2}$$

X′ yeni noktasındaki hızı hesaplamak için orta noktanın hızını V_{mid}Taylor açılımı ile belirleyerek yeni nokta V_k'olarak atanır.

$$V_k' = V_{mid} + [\vec{n}\,(\text{grad V})_{mid}]R \tag{3.3}$$

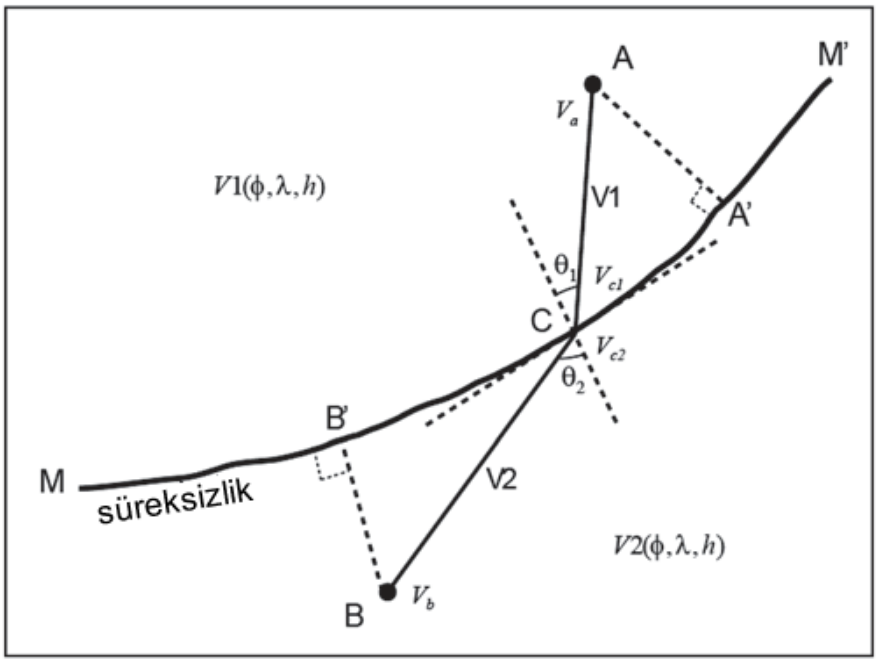
Burada $(\text{grad V})_{mid}$ X_{mid} yani orta noktadaki hız değişimidir. Böylece, sapma miktarı R, $\vec{n}$ yönü boyunca üç nokta X_{k-1}, x_k ve X_{k+1}'i bağlayan ışın segmenti boyunca hareket süresini en aza indirerek elde edilebilir:

$$R = -\frac{CV_{mid}\ +1}{4C\vec{n}\,(\text{gradV})_{mid}} + \left[\frac{(1+CV_{mid})^2}{4C\vec{n}\,(\text{grad V})_{mid}{}^2} + \frac{L^2}{2CV_{mid}}\right]^{\frac{1}{2}} \tag{3.4}$$

Burada, L ve C aşağıdaki formüller ile ifade edilir.

$$L = |X_{k+1} - X_{k-1}| \tag{3.5}$$

$$C = \left(\frac{1}{V_{k+1}} + \frac{1}{V_{k-1}}\right)/2 \tag{3.6}$$



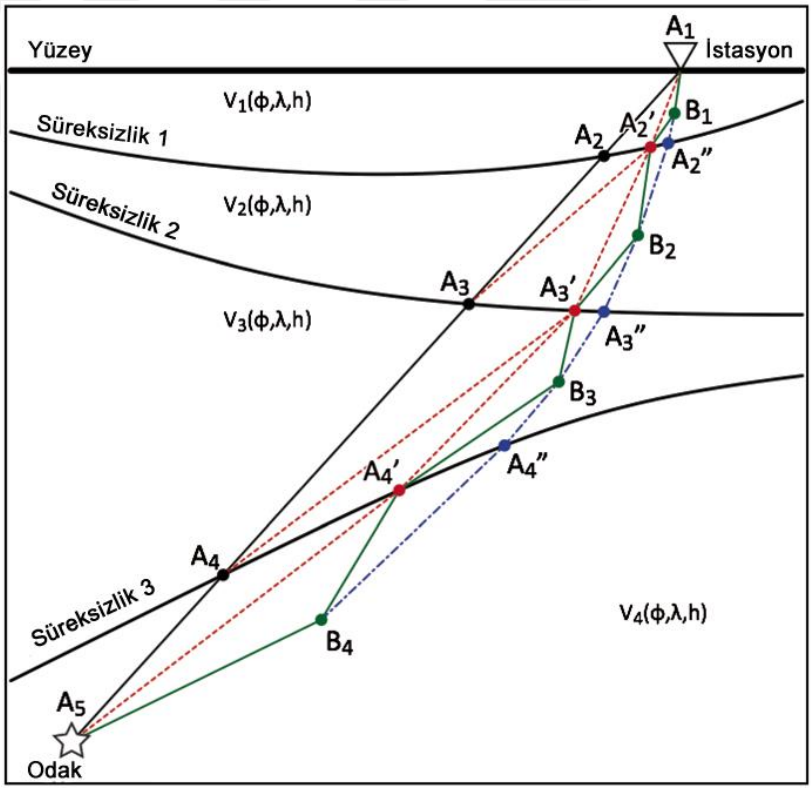
Şekil 3.3 A-B ışın yolu ile MM´ hız süreksizliği arasındaki kesişimi bulmak için Snell yasasının kullanılması (Zhao, 1991; Zhao vd. 1992)

Bu üç noktalı sapma şeması bir ışın yolu boyunca art arda tüm noktalara genişletilmiştir. Sapma, seyahat süresi belirlenen bir sınır değere yaklaşana kadar tekrarlanır. Um ve Thurber (1987) yalancı-bükme (pseudo-bending) şemasının doğru seyahat sürelerini bulabileceğini göstermiştir ve 3B hız modelinde ışın yolları, ışın ne kadar uzun olursa olsun yukarıda belirtilen 3B ışın izleme tekniklerinden çok daha hızlı sonuç vermektedir. Bununla birlikte, Um ve Thurber (1987)'in kartezyen koordinatları kullanmaları nedeniyle kodları çoğunlukla yerel tomografi için çalışmaktadır. Yalancı bükme algoritması iki noktalı bir bükme yaklaşımını benimser ancak ışın denklemini tam olarak çözmez ve bu nedenle hesaplama süresi kısalmaktadır.

Bununla birlikte, yöntemin en büyük dezavantajı, bir hız süreksizliği (örneğin, Moho) mevcut olduğunda çalışamamasıdır. Yalnızca herhangi bir süreksizliğe sahip olmayan, bir hız modeline uygulanabilmektedir. Yalancı bükme algotitmasının bu eksikliği Zhao (1991) ve Zhao vd. (1992)'nde Japonya dalma-batma bölgesindeki tomografik çalışmalar ile aşılmıştır. Bu çalışmalarda karmaşık şekilli hız süreksizliklerini içeren genel 3B hız

modelinde 3B ışın izleme gerçekleştirmek için yalancı bükme şemasını ve Snell yasasını birleştiren bir algoritma önerilmiştir. Şekil 3.3'te gösterilen durumda, karmaşık şekilli hız süreksizliği, MM' vardır ve iki tarafındaki hızlar V_1 (φ, λ, h) ve V_2 (φ, λ, h) sürekli ve 3B olarak değişmektedir. A ve B, MM′'nin farklı taraflarında iki noktadır. C, AB ve MM′ sismik ışınlarının kesişimidir. MM''nin iki yanındaki C'deki hızları sırasıyla V_C1 ve V_C2 'dir. V_a ve V_C1 'in aritmetik ortalaması V_1'i ve V_b ve V_C2 'nin aritmetik ortalaması V_2'yi alınmaktadır:

$$V_1 = \frac{V_a + V_c\,1}{2},\ V_2 = \frac{V_b + V_c 2}{2} \tag{3.7}$$



Şekil 3.4 Üç boyutlu ışın izleme algoritması (Zhao, 1991 ve Zhao vd., 1992)

Sırasıyla AC ve BC etrafındaki ortalama hızları temsil eder. Bu yaklaşım, A ve B MM''den uzak olduğunda zayıftır, ancak hem A hem de B MM''ye yakın olduğunda, yaklaşım yeterince iyi olacaktır.

Daha sonra, Snell yasasını karşılayan C noktasının doğru yerini bulmak için tekrarlı olarak bir ikiye ayırma yöntemi kullanılmaktadır:

$$\frac{\sin\theta_1}{V_1} = \frac{\sin\theta_2}{V_2} \tag{3.8}$$

Şekil 3.4, Zhao (1991) ve Zhao vd. (1992)'de anlatılan ışın izleme algoritmasını şematik olarak göstermektedir. Basitlik açısından, üç hız süreksizliğinin mevcut olduğu gerçeğini ele alıyoruz. İstasyonu ve odağı bağlayan düz A_1-A_5 hattının bir ilk ışın yolu olduğu varsayılır. Işın yolunun süreksizlikler ile kesişimlerine (A_2, A_3ve A_4, vb.) Süreksiz noktalar (DP'ler) denirken, iki bitişik süreksizlik arasındaki ışın yolundaki noktalara sürekli noktalar (CP'ler) denir. Algoritmanın prensibi, Snell yasasının DP'leri yukarıda açıklandığı gibi dağılımı için kullanılmasıdır (Şekil 3.3) ve CP'lerin dağılımı için yalancı bükme şeması benimsenmiştir (Şekil 3.2). Şekil 3.4'te gösterildiği gibi, ilk önce A_1ve A_3'ten yeni DP'ler, $A_2{'}$, ve A_4'ten $A_3{'}$, ve $A_3{'}$ ve A_5'ten $A_4{'}$ bulmak için Snell yasasını kullanırız. Sonra yeni CP'leri bulmak için yalancı bükme şemasını kullanıyoruz, yani A_1 ve $A_2{'}$ 'den B_1, $A_2{'}$ ve $A_3{'}$ 'ten B_2, $A_3{'}$ ve $A_4{'}$ 'ten B_3 ve $A_4{'}$ ve A_5'ten B_5. Sonra, yine Snell yasasını kullanarak, B_1 ve B_2'den $A_2{''}$, B_2 ve B_3'ten $A_3{''}$ ve B_3 ve B_4'ten $A_4{''}$ vb. bulunur. Birkaç tekrardan sonra ışın yolu yavaş yavaş gerçek konumuna yakınsar. Zhao (1991) ve Zhao vd. (1992) ışın izleme kodlarını küresel koordinatlarda yazmış ve algoritmayı çeşitli 3B hız modelleri kullanarak test etmişlerdir (Zhao, 2015)

3.1.3 Ters çözüm

$$\mathbf{Gm=d} \tag{3.9}$$

Burada $\vec{\mathbf{d}}$**, N** uzunluğuna sahip veri vektörü, $\vec{\mathbf{m}}$**, M** modeli parametrelerini barındıran bir vektör ve **G**, model parametrelerine göre verilerin kısmi türevlerinin matrisidir. Şimdiye kadar, tomografik çalışmaların çoğu sönümlü en küçük kareler yöntemini LSQR gibi yinelemeli ters çözüm yöntemlerini kullanmıştır (Paige ve Saunders 1982). LSQR yönteminde çok sayıda deprem kullanıldığında, **G** matrisi çok büyür ve çözümü zordur. Bu sorunun üstesinden gelmek için, bir parametre ayırma şeması önerilmiştir (Pavlis ve Booker 1980; Horiuchi vd., 1982).

$$\mathbf{d_i} = \mathbf{H_i}\Delta\mathbf{h_i} + \mathbf{M_i}\Delta_\mathbf{m} \tag{3.10}$$
$$\text{Lx1} \quad \text{Lx4} \ \ 4\text{x1} \qquad \text{LxK} \ \ \text{Kx1}$$

burada $\boldsymbol{d_i}$, depremin L seyahat zamanı kalıntılarını içeren bir vektördür, $\boldsymbol{h_i}$, i. depremin dört odaksal parametresine düzeltmeler içeren bir vektördür. $\boldsymbol{H_i}$ ve $\boldsymbol{M_i}$, i. deprem için odak ve hız parametrelerine göre seyahat süresinin kısmi türevlerini içeren matrislerdir. Parametre ayırma tekniği uygulanarak, aşağıdaki ilişkiyi karşılayan bir **Q** matrisi oluşturulur:

$$\mathbf{Q}\mathbf{H_i} = \mathbf{0} \tag{3.11}$$
$$(\text{L-4}) \text{ x L} \quad \text{Lx4}$$

$\mathbf{H_i}$'nin bir önceki denklemde yerine konulmasıyla;

$$\mathbf{d'_i} = \mathbf{M'_i}\Delta_\mathbf{m} \tag{3.12}$$
$$(\text{L-4})\text{x1} \quad (\text{L-4})\text{xK} \ \ \text{Kx1}$$

elde edilir. $\mathbf{M'}$ matrisi bir dizi alt matrislerden $\mathbf{M_i'}$, ve $\mathbf{d_i'}$'nin bir dizi alt vektörlerden oluştuğunu düşünelim. Sismik deprem sayısı arttıkça $\mathbf{M_i'}$ ve $\mathbf{d_i'}$ çok büyüyecektir ve bilgisayar depolama alanı sorunları oluşacaktır. Bu problemin üstesinden gelebilmek için $\mathbf{M'^T M'}$ ve $\mathbf{M'^T d'}$ alt alta toplanır ve her deprem işlendikçe sırayla birikerek simetrik bir matris ve sabit boyutlu bir vektör ile sonuçlanır:

$$\mathbf{M'^T M'} = \sum_\mathbf{i} \mathbf{M'_i M'_i}$$
$$\mathbf{M'^T d'} = \sum_\mathbf{i} \mathbf{M'_i d'_i} \tag{3.13}$$

Daha sonra sönümlü en küçük kareler yöntemini uygulayarak, aşağıdaki denkleme sahip olabiliriz (örneğin, Aki ve Lee 1976; Thurber 1983):

$$(\mathbf{M'^T M'} + \boldsymbol{\rho}\mathbf{I})\Delta_\mathbf{m} = \mathbf{M'^T d'} \tag{3.14}$$
$$\text{NxN} \quad \text{NxN} \qquad \text{Kx1} \ \ \text{Nx1}$$

burada **I** birim matris, **ρ** sönümleme parametresi olarak adlandırılan bir sabittir. Backus ve Gilbert (1968) ve Wiggins (1972) tarafından tanımlanan çözünürlük matrisi:

$$\mathbf{R}= \ (\mathbf{M'^{T}M'} + \boldsymbol{\rho}\mathbf{I})^{-1}\mathbf{M'^{T}M'} \tag{3.15}$$

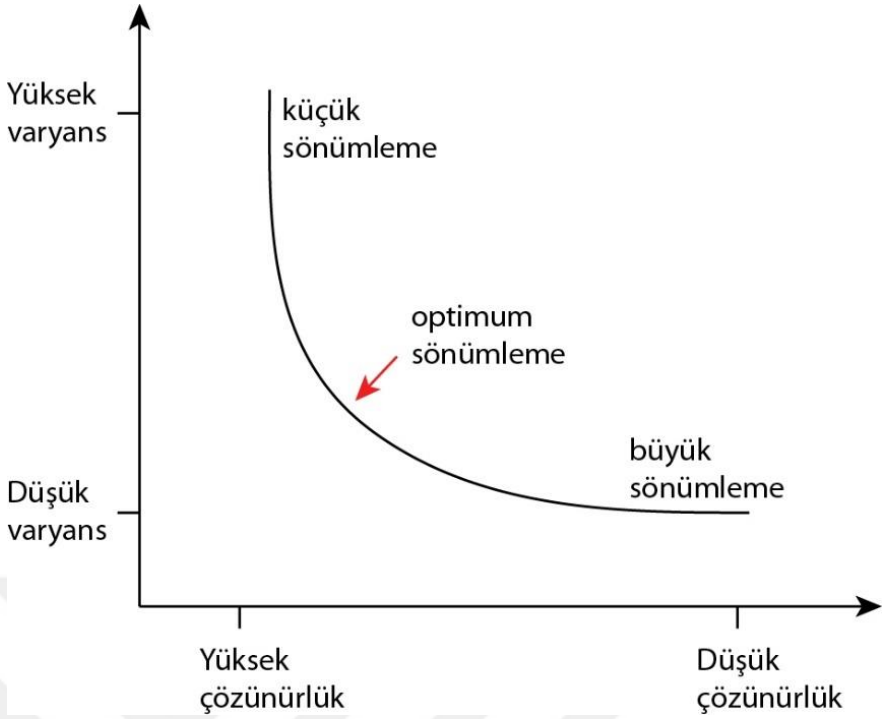
Burada $\Delta_{\mathbf{m}}$'nin kovaryans matrisi şu şekilde tanımlanırken;

$$\mathbf{D}=(\mathbf{M'^{T}M'} + \boldsymbol{\rho}\mathbf{I})^{-1}\mathbf{R} \tag{3.16}$$

Burada;

$$\boldsymbol{\sigma^2} = \frac{|\mathbf{d'}-\mathbf{M'}\Delta_{\mathbf{m}}|}{\mathbf{N}-\mathbf{K}-\mathbf{4M}} \tag{3.17}$$

Tomografik ters çözümde, ışın yolları düzgün bir şekilde dağılsaydı ve tüm grid düğüm noktaları eşit olarak iyi örneklenseydi, sönümleme düzenlenmesi gereksiz olurdu ve mükemmel bir çözüm elde edilebilirdi. Ancak, uygulamada her zaman sönümleme düzenlemesi gereklidir, çünkü bir çalışma alanında bulunan sismik istasyonların ve depremlerin dağılımı genellikle üniform değildir ve bu durum ışın yollarının oldukça heterojen bir şekilde dağılmasına yol açmaktadır. Çalışma alanının orta kısmındaki grid düğümleri ışınlar tarafından iyi örneklenirken, çalışma alanının kenar kısımlarındaki düğümler çok daha az örneklenir. Genelleştirilmiş ters çözüm yaklaşımı, en küçük kareler çözümünü hesaplamak için G matrisinin sıfır olmayan tekil değerlerini kullanır, stokastik ters çözüm yaklaşımı ise veri varyansının çözüm varyansına oranına eşit bir sönümleme değeri kullanarak bir DLS (sönümlü en küçük kareler) çözümü hesaplamaktadır. Optimum sönümleme değerini belirlemek için bir değişim eğrisi (trade-off curve) analizi yapılabilmektedir (örn. Eberhart-Phillips, 1986). Bu temel olarak bir L eğrisi analizine eşdeğerdir (Aster vd, 2012). Grafik en uygun sönümleme (damping) değerini belirlemek için kullanılabilir.



Şekil 3.5 Tipik bir değişim eğrisi grafiği. Optimum sönümleme değeri eğrinin büküldüğü, L şeklinin ortasıdır (Menke,1989'dan değiştirilmiştir)

Ayrıca veriler (Wd) ve modele (Wm) ağırlık uygulanabilir, böylece minimize edilecek ağırlıklı DLS denklemleri oluşturulur.

$$(\mathbf{Gm}-\mathbf{d})^{\mathbf{T}}\mathbf{W_d}(\mathbf{Gm}-\mathbf{d})+\boldsymbol{\rho}^{\mathbf{2}}\mathbf{m}^{\mathbf{T}}\mathbf{W_m}\mathbf{m} \tag{3.18}$$

Aşağıdaki gibi tanımlanan eşitlikte,

$$\mathbf{M'^{T}M'}=\mathbf{W_m}\;;\;\;\mathbf{D^{T}D}=\mathbf{W_d} \tag{3.19}$$

dönüşümler yapıldığında,

$$\mathbf{m'}=\mathbf{Mm};\;\mathbf{d'}=\mathbf{Dd};\mathbf{G'}=\mathbf{DGM^{-1}} \tag{3.20}$$

eşitlik minimize edilmiş olur.

$$(\mathbf{G'm'}-\mathbf{d'})^{\mathbf{T}}(\mathbf{G'm'}-\mathbf{d})+\boldsymbol{\rho}^{\mathbf{2}}\mathbf{m'^{T}m'} \tag{3.21}$$

Ters çözümün duyarlılığını arttırmak için bir başka yol da yenilemedir (reconditioning) (Gill vd.,1981). Model parametrelerinden çok daha fazla gözlem verisi olsa bile belirli bir sismik tomografi probleminde, ters çözüm problemi neredeyse her zaman rank-yetersiz

bir matristir, yani **G**'nin bir veya daha fazla sıfır tekil değeri ve gürültü varlığında kararsız bir çözümü vardır. Bu, bazı model parametreleri için verilerden doğrudan örnek alınamamasından dolayı beklenen bir durumdur. Genel olarak, en büyük tekil değerin en küçük tekil değere oranı (condition number), ters çözüm modelinin kararlılığına, özellikle de verilerdeki gürültüye duyarlılığına bir ölçüt oluşturur (Aster vd., 2012).

3.1.4 Çözümlülük Analizi

Güncel tomografik çalışmalarda genellikle iki tür çözümlülük testi yapılır. İki test de, giriş sentetik modeli dışında temel olarak aynıdır. Birincisi, dama tahtası (checkerboard) çözümlülük testi olarak adlandırılır (Humphreys ve Clayton 1988; Inoue vd., 1990; Zhao, 1991; Zhao vd., 1992). Dama tahtası modeli yapmak için, 3B grid düğüm noktaları (veya blok) ile düzenlemeye alternatif olarak, modellenecek alana pozitif ve negatif hız sapmaları atanır. Dama tahtası görüntüsü basittir ve hatırlanması kolaydır. Bu nedenle, sadece sentetik ters çözümün sonucunu görerek, çözünürlüğün çalışma alanının hangi kısımlarında güçlü hangi kısımlarında zayıf olduğu kolayca anlaşılabilir. Bu çalışma kapsamında kullanılan testtir.

İkinci test, geri yükleme (restoration test) testidir (Zhao 1991; Zhao vd., 1992). Elde edilen tomografik görüntünün ana özelliklerini içeren bir girdi sentetik modeli oluşturulur. Sentetik veriler, giriş sentetik modelindeki ışınları izlemek için 3B ışın izleme tekniği kullanılarak üretilir, çünkü giriş modeli basit bir homojen modelden ziyade heterojen bir 3B modeldir. Elde edilen sonucu giriş modeliyle karşılaştırarak, elde edilen tomografik görüntünün giriş modelinin ana özelliklerini geri yükleyip yüklemediğine veya ne kadar iyi yüklediğine bakılır. Dama tahtası testi, tüm modelleme alanındaki iyileşme derecesini anlamak için yararlıdır, ancak magma odaları ve alt tabakalar gibi bazı karmaşık yapıların çözünürlük ve güvenilirliğini bilmek, yeterli çözünürlük testi yapılarak netleştirilebilir. Bu tür birçok sentetik test, farklı grid aralıkları ve sönümleme parametreleri ile çeşitli girdi sentetik modelleri benimsenerek gerçekleştirilmelidir, böylece elde edilen tomografik görüntünün kalite ve çözünürlük ölçeği daha iyi bilinir. Model parametrelerinin standart hatalarını tahmin etmek için, bazı araştırmacılar jackknife ve bootstrap gibi istatistiksel teknikleri kullanmışlardır (örneğin, Lees ve Crosson 1989; Tichelaar ve Ruff 1989). Bu tür teknikler birçok alt kümeye ayrılmış verilerin bölünmesini, alt kümelerde ters çözümün gerçekleştirilmesini ve çözülmüş

model parametreleri kümesinden standart bir hatanın hesaplanmasını içerir. Diğer bir yaklaşım, veriler için gürültü dağılımını varsaymak ve bu gürültü özelliklerine sahip yapay veriler oluşturmaktır. Bu veriler ters çözüme sokulur ve sonuç model belirsizliğinin bir temsili olarak denetlenir (örn. Humphreys ve Clayton 1988; Inoue vd. 1990). Jackknife tipi yaklaşımın avantajı, parametrik olmamasıdır, yani verilerin kendileri kovaryansı tahmin etmek için kullanılır ve verilerin nasıl dağıtıldığı konusunda herhangi bir varsayım yapılmaz. Dezavantajı, verilerin alt kümeleri ile birçok ters çözüm işleminin yapılması gerekmesidir, bu sıkıcı ve zaman alıcı bir işlemdir (Zhao, 2001). Teorik olarak, jackknife veya bootstrap için gereken ters çözüm sayısı, kullanılan toplam veri sayısına eşittir. Jackknife ve bootstrap yöntemleri hesaplama açısından çok külfetlidir ve büyük tomografik problemler için şüphe duyarak kullanılmaktadır (Nolet vd., 1999). Bazı araştırmacılar, geniş ve karmaşık matrisi içeren işlemleri açıkça gerçekleştirmeden yinelemeli algoritmalar (örn. LSQR) kullanarak çözünürlük ve kovaryans matrislerini tahmin etmeye çalışmışlardır (örneğin, Zhang ve McMechan, 1995 ve 1996; Deal ve Nolet 1996; Nolet vd., 1999; Yao vd., 1999; Vasco vd., 2003; Zhang ve Thurber, 2007).

3.2 Deprem Çifti Farkı Yeniden Konumlandırma Yöntemi (Double-Difference Relocation Method)

Deprem çifti farkı (Double-difference) yöntemi, tipik mutlak seyahat zamanı (absolute travel -time) ölçümlerini ve/veya P ve S dalgaları seyahat zamanı ölçüm farklarının çapraz ilişkisini (cross-correlation) birleştirmektedir. Gözlemlenen bütün deprem-istasyon çiftlerini birbirine bağlayarak, her bir istasyondaki deprem çiftleri için, gözlemlenen (observed) ile kuramsal (theoretical) seyahat zamanı farkları arasındaki rezidüellerin (residuals) minimize edilmesi amaçlanmaktadır. Eğer deprem-istasyon uzaklığına göre iki deprem arasındaki odaksal ayrım ve hız fark skalasının ölçek uzunluğu küçükse; o zaman kaynak bölgesi ve ortak istasyon arasındaki ışın yolunun neredeyse tüm ışın yolu boyunca benzer olduğu kabul edilmektedir. Bu durumda, gözlemlenen iki deprem için seyahat zamanı farkları tek bir istasyonda yüksek doğrulukla depremler arası mekânsal kaymaya bağlanabilir. Bunun nedeni, mutlak hataların (kaynaklarının farklı olduğu küçük bölgeler haricinde) ortak kaynaklı olmasıdır. Eğer iki depremin kaynak mekanizmaları aynıysa, bu iki deprem aynı istasyonda benzer dalga şekillerini üretir ve kaynakları aynı olan depremler, hız farklılıklarına bağlı olarak küçük olan ışın yolu boyunca yan yana getirilir.

Çapraz ilişki verilerinden edilen P ve S dalgası seyahat zamanı farklarını, katalog verilerinden oluşan seyahat zamanı farklarıyla birleştirerek deprem çiftleri için rezidüel farklar (ya da double-difference) minimize edilir. Böylece, istasyon düzeltmeleri kullanılmadan, çapraz ilişki verilerinin doğruluğuna göre, bir çiftler serisi (multiplets) oluşturan, ilişkilendirilmiş (correlated) depremler arasındaki mesafeler belirlenirken; eş zamanlı olarak diğer çift serilerinin ve ilişkilendirilmemiş (uncorrelated) depremlerin mutlak seyahat zamanı verisinin doğruluğuna göre görece konumları belirlenebilmektedir.

Matematiksel olarak; bir depremin, sismik bir istasyona varış zamanı ışın teorisi kullanılarak ışın yolu boyunca aşağıdaki integral ile tanımlanmaktadır:

$$\mathbf{T_k^i} = \boldsymbol{\tau}^{\mathbf{i}} + \int_{\mathbf{i}}^{\mathbf{k}} \mathbf{u}\,\mathbf{ds} \tag{3.22}$$

Burada; **i:** deprem, **k:** sismik istasyon, **τ:** depremin oluş zamanı, **u:** yavaşlık alanı, **ds:** yol uzunluk elemanını temsil etmektedir. Seyahat zamanı ve deprem konumlarının arasındaki ilişkinin doğrusal olmamasından dolayı, Taylor serisine açılarak eşitlik doğrusal hale getirilir.

$$\frac{\partial \mathbf{t_k^i}}{\partial \mathbf{m}}\,\Delta\mathbf{m^i} = \mathbf{r_k^i} \tag{3.23}$$

Her bir **(i)** depremi için seyahat zamanları rezidüelleri **(r)** olup, her gözlem **(k)** için dört adet odaksal parametre ($\Delta\mathbf{m}$) bulunmaktadır.

$\Delta\mathbf{m^i} = (\Delta\mathbf{x^i}\ ,\ \Delta\mathbf{y^i}\ ,\ \Delta\mathbf{z^i},\ \Delta\boldsymbol{\tau}^{\mathbf{i}})$'e göre; $\mathbf{r_k^i} = \left(\mathbf{t}^{\mathbf{göz}} - \mathbf{t}^{\mathbf{hes}}\right)_{\mathbf{k}}^{\mathbf{i}}$ $\mathbf{t}^{\mathbf{göz}}$ ve $\mathbf{t}^{\mathbf{hes}}$ gözlemlenen ve kuramsal seyahat zamanlarıdır. Ancak çapraz ilişki yöntemi depremler arasındaki seyahat süresi farklarını; $(\mathbf{t_k^i} - \mathbf{t_k^i})^{\mathbf{göz}}$ ölçmektedir.

$$\frac{\partial \mathbf{t_k^{ij}}}{\partial \mathbf{m}}\,\Delta\mathbf{m^{ij}} = \mathbf{dr_k^{ij}} \tag{3.24}$$

Frèchet (1985) tarafından, $\Delta\mathbf{m^{ij}} = (\Delta\mathbf{dx^{ij}}\ ,\ \Delta\mathbf{dy^{ij}}\ ,\ \Delta\mathbf{dz^{ij}},\ \Delta\mathbf{d\boldsymbol{\tau}^{ij}})$ olarak iki deprem için görece odaksal parametreler biçimine dönüştürülmüştür. Burada kaynağın, iki deprem için sabit bir yavaşlık vektörü ve iki odağın merkezi olduğu varsayımı yapılmaktadır. Sonuç olarak; iki deprem için gözlemlenen ve kuramsal seyahat zamanları farklarının rezidüelleri, yani deprem çifti farkılar (double difference) eşitlik 3.25 ile tanımlanmaktadır.

$$\mathbf{dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^i)^{göz} - (t_k^i - t_k^i)^{hes}} \quad (3.25)$$

Sabit yavaşlık vektörü, birbirine oldukça yakın depremler için geçerli olabilir ancak birbirinden uzak depremler için çalışmamaktadır. Genellikle, geçerli eşitlik i ve j depremleri arasındaki odaksal mesafe değiştiğinde, ikinci eşitlikteki farklar alınarak ve uygun yavaşlık vektörü ve her deprem için uygun başlangıç zamanı terimi kullanılarak elde edilir.

$$\mathbf{\frac{\partial t_k^i}{\partial m}\,\Delta m^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial m}\,\Delta m^j = dr_k^{ij}} \quad (3.26)$$

Denklem açık yazılacak olursa;

$$\mathbf{\frac{\partial t_k^i}{\partial x}\,\Delta x^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y}\,\Delta y^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z}\,\Delta z^i + \Delta\tau^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial x}\,\Delta x^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial y}\,\Delta y^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial z}\,\Delta z^j - \Delta\tau^j = dr_k^{ij}} \quad (3.27)$$

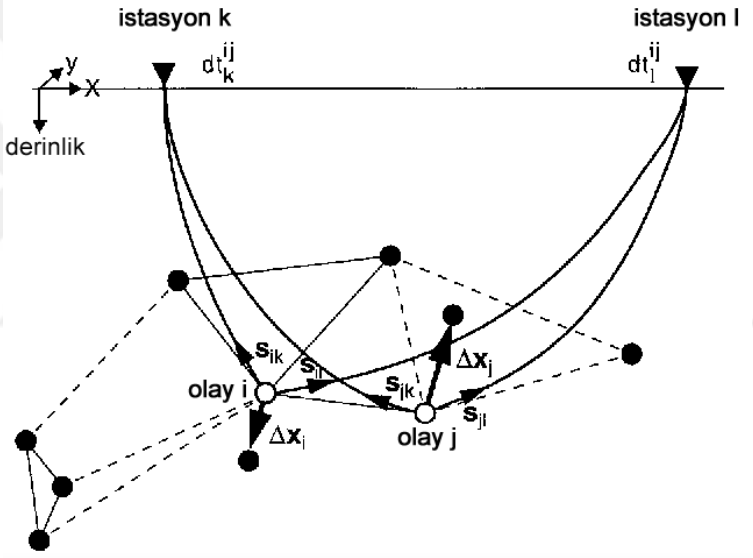
biçiminde olur. Seyahat sürelerinin **(t)** kısmi türevleri, **i** ve **j** depremleri için konumlarına **(x,y,z)** ve başlangıç zamanlarına **(s)** göre sırasıyla mevcut odaklarına ve fazın kaydedildiği k'inci istasyonun konumuna göre hesaplanır. $\mathbf{\Delta x, \Delta y, \Delta z\ ve\ \Delta\tau}$ modelin veriye daha iyi uymasını sağlayan gerekli değişiklikleri temsil etmektedir. Bir istasyon ve tüm istasyonlar için odaksal çiftlerden elde edilen doğrusal eşitlikte;

$$\mathbf{WGm = Wd} \quad (3.28)$$

G, M × 4N boyutlu kısmi türevleri barındıran bir matrisi (**M** deprem çifti farkılar gözlemlerinin sayısı; **N** deprem sayısıdır.), **d** deprem çifti farkları barındıran veri vektörünü, **m** 4N uzunluğunda, istersek belirleyebildiğimiz odaksal parametrelerdeki değişiklikleri barındıran, vektörü $\mathbf{[\Delta x, \Delta y, \Delta z\ ve\ \Delta T]^T}$, ve **W** her eşitliği ağırlıklandıran köşegen (diagonal) matrisi temsil etmektedir. Tüm depremlerin yeniden konumlandırmada, ortalama kaymasını sıfıra eşitleyerek sınırlayabiliriz. Ancak eşitlik 3.29'un, küme merkezini çok az yer değiştirmek ve başlangıç mutlak konumlardaki olası hataları düzeltmek için, genellikle ters çözüm sırasında ağırlığı azaltılır (Waldhauser ve Ellsworth, 2000' den derlenmiştir).

$$\sum_{i=1}^{N} \Delta \mathbf{m}^{i} = \mathbf{0} \tag{3.29}$$

Şekil 3.6'da içi dolu ve boş daireler komşu depremler ile bağımlı olan geçici odakları temsil etmektedir. i ve j depremleri için başlangıç konumları ve onlara karşılık gelen yavaşlık vektörleri s, k ve l istasyonlarına göre gösterilmiştir. Kaynaklardan istasyonlara giden ışın yolları verilmiştir. Kalın oklar eşitlik 3.27'de verilen denklem setinden elde edilen i ve j depremleri için yeniden konumlandırma vektörünü temsil etmektedir ve dt sırasıyla k ve l istasyonlarında gözlenen i ve j depremleri arasındaki seyahat zamanları farkıdır (Waldhauser ve Ellsworth, 2000).



Şekil 3.6 DD deprem konumlandırma algoritmasının çizim ile gösterimi (Waldhauser ve Ellsworth, 2000).

3.3 Deprem Çifti Farkı Tomografisi (Double Difference Tomography)

Bu çalışmada kullanılan *tomoDD*, deprem çifti farkı konumlandırma kodu olan *hypoDD*'yi temel almaktadır. Depremler ile istasyonlar arasındaki seyahat zamanlarını hesaplamak için yalancı bükme (pseudo bending) ışın izleme yöntemini kullanmaktadır. Bir önceki alt bölümde matematiksel altyapısı anlatıldığı üzere, aynı istasyonda gözlenen iki ışın için, birbirine yakın olan çözümler nedeniyle sistemi daha kararlı yapmak için model türevleri matrisinde ilgili elemanlar sıfıra eşitlenir. *TomoDD* tomografi programı kullanılırken aynı zamanda depremler arasındaki en büyük ayrımı kontrol etmek ve yakın

depremleri ağırlıklarını artırmak amacıyla uzaklık ağırlıklandırma kullanılır. Ters çözümde mutlak varış zamanları (absolute arrival times), katalog fark varış zamanları (catalog differential arrival times) ve dalga şekli çapraz ilişki (waveform cross-correlation) verileri olmak üzere üç tip veriyi aynı sistem içinde kullanırken, ters çözümde hiyerarşik ağırlıklandırma uygulanmaktadır. Genellikle, yalnızca aynı küme içindeki deprem çiftleri arasındaki dalga şekilleri ilişkilendirilir. Farklı kümeden iki deprem arasındaki görece konumlar fark katalog verisi tarafından büyük depremlerin ayrımı ile kontrol edilmelidir. Bu sebepten hem fark hem de katalog verisine en büyük ağırlığı vererek büyük ölçekli sonuç (mutlak veri için 1, fark katalog verisi için 0,1, çapraz ilişki verisi için 0,01) çıkarmak için ters çözüme başlanır. Daha sonra fark katalog verisi deprem konumlarını ve kaynak bölgesindeki hız yapısını (mutlak veri için 0,1, fark katalog verisi için 1, çapraz ilişki verisi için 0,01) iyileştirmek için daha fazla ağırlıklandırılır. Eğer çapraz ilişki verisi varsa deprem konumlarını ve kaynak bölgesindeki hız yapısını iyileştirmek için (mutlak veri için 0,001, fark katalog verisi için 0,01, çapraz ilişki verisi için 1) son adımda daha fazla ağırlıklandırılacaktır. Fark katalog verisinin ağırlığı ters çözümün son aşamasında 100 kat düşürülüyor çünkü çapraz ilişki verileri bir magnitüd dizilimidir ve el ile belirlenen varış zamanlarından çok daha kesindir (Waldhauser ve Ellsworth, 2000).

p=1,…,P olan bir deprem seti, Np her depreme ait varış zamanları olsun. Her bir deprem için aşağıdaki matris tanımlanabilir:

$$\mathbf{Ap}\Delta\mathbf{Xp} + \mathbf{Cp}\Delta\mathbf{M} = \Delta\mathbf{Tp} \tag{3.30}$$

Burada $\mathbf{Ap}$(Np× 4) odaklar ve oluş zamanına karşılık gelen kısmi türevler matrisi, $\Delta\mathbf{Xp}(4 \times 1)$ oluş zamanı ve deprem konumları için sapma vektörü, $\mathbf{Cp}(\mathrm{Np} \times \mathrm{L})$ yavaşlık modeline karşılık gelen model türev matrisi (yol uzunluğu zamanlar grid noktası ağırlık), $\Delta\mathbf{M}(\mathrm{L} \times 1)$ yavaşlık sapma vektörü ve $\Delta\mathbf{Tp}(\mathrm{Np} \times 1)$ varış zamanları rezidüelleri vektörüdür. Ters çözüm sırasında iyi çözülemez ise istasyon yakınlarındaki hız heterojenitesini hesaba katmak için bir istasyon terimi, $\mathbf{s_p}(\mathrm{Np} \times 1)$ istasyon düzeltme vektörü olmak üzere, aşağıdaki gibi dâhil edilebilir.

$$\mathbf{Ap}\Delta\mathbf{Xp} + \mathbf{Cp}\Delta\mathbf{M} + \mathbf{s_p} = \Delta\mathbf{Tp} \tag{3.31}$$

$\mathbf{N_T}$ $(= \sum_{\mathbf{p=1}}^{\mathbf{P}} \mathbf{N_p})$ eşitliğini varış zamanı verisinin toplam sayısı, $\mathbf{M_T}$ bilinmeyen odak ve başlangış zamanı parametrelerinin toplam sayısı (=4 × P) olarak tanımlanır. Bir doğrusal sistem içinde P depremleri için tüm eşitlikleri aşağıdaki şekilde birleştirilebilmektedir:

$$\mathbf{A\Delta X + C\Delta M + S = \Delta T} \tag{3.32}$$

$$A = \begin{bmatrix} A_1 & 0 & \bullet & \bullet & 0 \\ 0 & A_2 & \bullet & \bullet & 0 \\ \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet \\ \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet \\ 0 & 0 & \bullet & \bullet & A_P \end{bmatrix}; N_T \times M_T \tag{3.33}$$

$$\Delta T = \begin{bmatrix} \Delta T_1 \\ \Delta T_2 \\ \bullet \\ \Delta T_P \end{bmatrix}; N_T \times 1 \tag{3.34}$$

$$C = \begin{bmatrix} C_1 & 0 & \bullet & \bullet & 0 \\ 0 & C_2 & \bullet & \bullet & 0 \\ \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet \\ \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet \\ 0 & 0 & \bullet & \bullet & C_P \end{bmatrix}; N_T \times L \tag{3.35}$$

$$\Delta M = \begin{bmatrix} \Delta_{m_1} \\ \Delta_{m_2} \\ \bullet \\ \Delta_{m_l} \end{bmatrix}; L \times 1 \tag{3.36}$$

$$S = \begin{bmatrix} S_1 \\ S_2 \\ \bullet \\ S_P \end{bmatrix}; N_T \times 1 \tag{3.37}$$

İstasyon düzeltmeleri için, verilen istasyonda gözlenen varışların tümü için her birinin sabit olduğu varsayılmaktadır. Sonuçta s_0 istasyon düzeltmeleri, K_T istasyonlar olmak üzere; aşağıdaki eşitlikler tanımlanmaktadır.

$$S = Bs_0 \tag{3.38}$$

$$B = \begin{bmatrix} B_1 \\ B_2 \\ \bullet \\ B_P \end{bmatrix}; N_T \times K_T \tag{3.39}$$

Her B_P, $N_p \times K_T$ boyutlu $[B_p]_{ij} = \begin{cases} 1\ [\Delta T_p]_i \text{ j. istasyondan} \\ 0 \text{ diğer durumlarda} \end{cases}$ matristir.

Aşağıdaki gibi bir Q_{DD} operatörü eşitlik 3.32'ye uygulandığında;

$$Q = \begin{bmatrix} 1 & -1 & \bullet & \bullet & \bullet & 0 \\ 1 & \bullet & \bullet & -1 & \bullet & \bullet \\ \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet \\ \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet \\ 0 & \bullet & 1 & \bullet & \bullet & -1 \end{bmatrix} \tag{3.40}$$

w_k , k istasyonunda gözlenen depremlerin sayısına eşit olursa, $\mathbf{Q_{DD}}$, $\sum_{k=1}^{K_T} \frac{wk(wk-1)}{2} \times N_T$ boyutunda k istasyonundaki $\mathbf{\Delta T_k^i - \Delta T_k^j}$ (i<j tekrarı azaltmak için) deprem varış zamanlarının farklarının muhtemel birleşimine karşılık gelen bir matris olacaktır. Görüleceği gibi $\mathbf{Q_{DD}}$ fark operatörü istasyon düzeltmelerini $\mathbf{Q_{DD}Bs_0=0}$ sıfırlayacaktır. Bu standart tomografiye göre avantaj sağlamaktadır. Deprem çifti farkı tomografisi zamansal fark verisi aşağıdaki gibidir:

$$\mathbf{Q_{DD}A\Delta X + Q_{DD}C\Delta M = Q_{DD}\Delta T} \tag{3.41}$$

Fark operatörü $\mathbf{Q_{DD}} \sum_{k=1}^{K_T} (\mathbf{wk - 1})$ derecesine sahiptir çünkü bu işlem tek bir istasyonda gözlenen varış zamanından serbestliği bir derece kaldırmaktadır. Bu derece genellikle deprem odağı ve başlangıç zaman parametreleri ve model yavaşlık parametrelerini içeren bilinmeyen parametrelerin toplam sayısından çok büyüktür. Eğer $\mathbf{Q_{DD}A}$ ve $\mathbf{Q_{DD}C}$ matrislerinin ikisi de tam sütun derecesine (full column rank) sahipse, Deprem çifti farkı

tomografisi sistemi mutlak deprem konumlarını ve yavaşlık (hız) yapısını tanımlayabilir. Odak kısmi türevleri yakın aralıklı depremler için çok benzer olsa da, uzak aralıklı depremler için oldukça farklı olacaktır. Bu yüzden teoride tek bir ortak istasyonda gözlenen varış zamanları çiftlerinin olası tüm birleşimlerini eklersek $\mathbf{Q_{DD}A}$ tam sütun dereceli olacaktır. Eğer ters çözümden ışın yolları tarafından yavaşlık model parametrelerini kaldırırsak $\mathbf{Q_{DD}C}$'de yine tüm sütun dereceli matris olacaktır. Deprem çifti farkı konumlandırma algoritması için depremler arasındaki yol anomali sapmaları dikkate alınmaz yalnızca yakın aralıklı depremler seçilmelidir. Yol anomali sapmalarını ve birbirinden uzak deprem çiftlerinin etkisini azaltmak için uzaklık ağırlıklandırma uygulanır. Yine de yakın aralıklı depremler için kısmi türevler çok benzer ya da eşit olacaktır bu yüzden Deprem çifti farkı konumlandırma algoritması yalnızca depremler arasındaki görece konumlarını yeniden çözebilir. Deprem çifti farkı tomografi sistemi için deprem çiftleri arasındaki yol anomali sapmaları açıkça dikkate alındığından yalnızca yakın aralıklı depremler için ters çözüme sınır koymayız. Uzaklık ağırlıklandırma Deprem çifti farkı tomografi algoritmasında bir seçenektir ve çoğunlukla, dalga biçimlerinin benzerliğinin, piklerle ilgili yaygın hatalar olduğu kadar uzaktaki depremler için daha az olduğu gerçeğine dayanarak, birbirinden uzak depremlerden kaynaklanan fark zaman sürelerini azaltmak için tasarlanmıştır.

$$\mathbf{Q_{DD}EY = Q_{DD}\Delta T} \tag{3.42}$$

Eşitliğinde E=[A C] $N_T \times (M_T + L)$ boyutunda ve Y= $\begin{bmatrix} \Delta x \\ \Delta m \end{bmatrix}$ $(M_T + L)$+1 boyutundadır. Bilinmeyen parametreler olan deprem odağı ve başlangıç zaman ve model yavaşlığı içeren model parametreleri aşağıdaki şekilde elde edilmektedir:

$$\mathbf{Y=(Q_{DD}E)^{-1}Q_{DD}\Delta T} \tag{3.43}$$

Başlangıç zamanları için kısmi türevler aynı olduğu için (=1) yalnızca görece başlangıç zamanları yenilenebilir. Eğer fark varış zamanları yalnızca deprem konumlarını belirlemek için kullanılıyorsa ve odak kısmi türevleri fark konumlarından ölçülerek mutlak konumları aşağıdaki eşitlik ile yeniden ölçülebilir.

$$\Delta \mathbf{X}=(\mathbf{Q_{DD}A})^{-1}\mathbf{Q_{DD}}\Delta \mathbf{T} \tag{3.44}$$

Deprem çifti farkı tomografisinde kullanılan kısmi türevler operatörü $Q_{DD}A$' dır. $(Q_{DD}A)^{-1}Q_{DD}$ matrisi tüm seyahat zamanları üzerinde model parametreleri bağımlılık ilişkisini ortaya koyabilir. Deprem konumlarındaki sapmalar mutlak varış zamanlarından elde edilebilir hız modelinin büyük oranda doğru olduğu varsayılarak;

$$\Delta \mathbf{X} = \mathbf{A^{-1}}\,\Delta \mathbf{T} \quad \text{elde edilir.} \tag{3.45}$$

Benzer şekilde mutlak varış zamanlarından deprem konumlarını belirlemek için sistem ve hız yapısı aşağıdaki gibi gösterilmektedir:

$$\mathbf{Y} = \mathbf{E^{-1}}\,\Delta \mathbf{T} \tag{3.46}$$

Mutlak ve fark verilerinin ikisinin beraber kullanıldığı sistem için konum belirleme formülü;

$$\Delta \mathbf{X}=\left(\frac{\mathbf{Q_{DD}A}}{\mathbf{wA}}\right)^{-1}\begin{pmatrix}\mathbf{Q_{DD}}\\ \mathbf{wI}\end{pmatrix}\Delta \mathbf{T} \text{ 'dir.} \tag{3.47}$$

eşitliğinde, w görece ağırlıklandırma mutlak ve görece varış zamanlarını gösteren matris iken ve I ise tanımlama matrisidir. Hız yapısını deprem konumları ile hem mutlak hem de fark verileri kullanılarak çözmek için son eşitlik aşağıdaki şekilde elde edilmektedir (Zhang and Thurber, 2003).

$$\mathbf{Y}=\left(\frac{\mathbf{Q_{DD}E}}{\mathbf{wE}}\right)^{-1}\begin{pmatrix}\mathbf{Q_{DD}}\\ \mathbf{wI}\end{pmatrix}\Delta \mathbf{T} \tag{3.48}$$

3.3.1 *Ph2dt ve tomoDD* programları

TomoDD, deprem konumlarını ve hız yapısını bileşik olarak (jointly) tanımlarken hem mutlak hem de fark varış zamanı verileri kullanan bir deprem çifti farkı tomografi programıdır. Kodu deprem çifti farkı konumlandırma algoritması olan *hypoDD* temeline dayanmaktadır.

Yukarıda açıklanan sebeplerden, bu bölümde; programın çalışma prensipleri, başlangıç koşullarının oluşturulması, çözüm kontrolünün nasıl yapılacağı, verilerin ağırlıklandırılması ve çıktı dosyalarının hata analizi açısından nasıl değerlendirileceği; *hypoDD* (Waldhauser, 2000)'den derlenerek ve bir *hypoDD* programı olan *ph2dt* programı ile başlanarak anlatılacaktır.

3.3.1.1 Ph2dt programında parametre seçimi

HypoDD'de kullanılan ana veri, ortak istasyonlardaki deprem çiftleri arasındaki seyahat zamanı farklarıdır. Bu veri herhangi bir sismik ağda üretilen deprem kataloglarından ve/veya dalga şekli çapraz ilişkilerinden elde edilebilmektedir. Her iki durumda da deprem çiftleri seyahat zamanı farkları en küçük kareler çözümünün kararlılığından ve depremler arası bağlantının optimize edildiğinden emin olmayı gerektirir.
Ph2dt ortak istasyonlarda deprem çiftleri için seyahat zamanı farklarını katalog P ve S fazları verisinde arar; bu veri, faz çiftlerinin kalitesini ve depremler arası bağı optimize etmek için alt örneklenir. İdeal olarak, depremler arasında bir bağlantı ağı aranır; böylece, herhangi bir depremden başka bir depreme eşleştirilmiş bir bağlı olaylar zinciri oluşur ve mesafe, bağlı depremler arasında mümkün olduğunca küçük olur. *Ph2dt* her bir depremden, en fazla komşu depreme kadar (MAXNGH), MAXSEP ile tanımlanan bir arama yarıçapında bağlantılar oluşturarak, böyle bir ağ kurar. En fazla güçlü komşuluk sayısına ulaşmak için, eşleşen faz çifti komşu sayısı MINLNK'ten fazla olmalıdır. MINLNK'ten az olan zayıf faz çifti eşleşmeleri seçilir fakat güçlü eşleşmeler gibi dikkate alınmaz. Güçlü bir eşleşme 8 ve üzeri olmalıdır. Ancak her deprem çifti için büyük sayıların olması her zaman çözümün kararlı olmasını sağlamayabilir; çünkü çözüm kritik olarak istasyonların dağılımına dayanır ki, bu durum tek faktör olarak adlandırılır.

Komşu olabilecek depremleri bulmak için 'en yakın komşu' yaklaşımı kullanılır. Eğer depremler rastgele bir şekilde, araştırma yarıçapı (MAXSEP) içerisinde dağılım gösteriyorsa bu yaklaşım çok kullanışlıdır. Delanuay Mozaiği (tessellation) yaklaşımı gibi diğer yaklaşımlar, depremselliğin aralıklı olarak geniş mesafelerde güçlü şekilde kümelendiği ve deprem konumlarındaki hataların araştırma yarıçapından çok küçük olduğu durumlarda daha uygundur. Yine de, araştırma yarıçapı jeofiziksel anlamı olan bir değer olmalıdır, örneğin; iki deprem odağı arasındaki mesafe, deprem ile istasyon

arasındaki mesafeye ve hız farklarının skalasının ölçek uzunluğuna kıyasla çok küçük olmalıdır. 10 km civarında bir yarıçap birçok bölge için uygun olmaktadır.

Yüzlerce veya çok daha fazla deprem çifti farkı gözlemleri olabilir. Bu sorunla baş edebilmek için her deprem çifti için eşleşme sayısını her deprem çifti olarak seçilen gözlemlerin minimum (MINOBS)ve maksimum (MAXOBS) sayılarını tanımlayarak kısıtlamak gerekir. Eğer deprem sayısı fazla ise MAXNGH=8, MINLNK=8, MINOBS=8, MAXOBS=50 seçerek sadece güçlü eşleşmiş deprem çiftlerini elde edilebilir. Diğer yandan, küçük bir küme oluşturan az sayıda deprem için MINOBS=1, MAXOBS= "istasyon sayısı", MAXNGH= "deprem sayısı" olarak seçilirse bütün fazlar eşleştirilmeye uygun hale getirilebilmektedir.

Bir deprem çifti arasındaki derinlik farkını kontrol etmek için, düşey yavaşlık değeri aralığı gerekmektedir. İki deprem arasındaki derinlik mesafesinin kontrolü istasyonlar deprem çiftine yakınsa daha etkili yapılmaktadır. Bu yüzden, *ph2dt,* MAXOBS'ye yani her deprem çifti gözleminin maksimum sayısına ulaşana kadar, istasyon mesafelerini giderek artacak şekilde seçmektedir. Bu işlemde MINWGHT'den küçük (ama sıfırdan büyük) bir pik ağırlığı ile faz pikleri göz ardı edilir. Yine, MINOBS'den daha az deprem çifti eşleşmesine sahip olan gözlemler ayıklanır.

Ph2dt, "dışlanan (outlier)" olduğu düşünülen gözlemleri ayıklar. Dışlananlar verilen deprem çiftleri için beklenenden büyük gecikme zamanına sahip olanlardır. Beklenen maksimum gecikme zamanı iki deprem arasındaki P ve S dalgalarının seyahatinin süresidir. Gecikme zamanı, başlangıç deprem konumlarından ve yerel alanda sırasıyla 4 ve 2.3 km/s'lik P ve S dalgası hızlarından hesaplanır. Başlangıç konumlarındaki hesaba katılan belirsizliği sınırlamak için 0.5 saniye eklenir. Dışlananlar *ph2dt.log* dosyasında listelenir. Dışlananlar belirleme ve ayıklama ölçütleri kaynak koddan değiştirilerek düzenlenebilir. Tüm depremler ile eşlenen deprem çiftleri ağı kurulduktan sonra, *ph2dt* depremlerin genel olarak iyi eşleşip eşleşmediğini gösteren önemli bilgiler listeler, bunlar; zayıf eşleşen depremlerin sayısı, her deprem çifti için ortalama eşlenme sayısı ve güçlü eşlenen depremler arasındaki ortalama mesafe bilgileridir. Güçlü eşleşen depremler arasındaki ortalama mesafe odak dağılımının yoğunluğunu gösterir. Maksimum odak ayrımına izin veren WDCT parametresidir.

İyi eşleşmiş depremlerin kümesi içindeki gruplanmış depremler *tomoDD'*de yapılan ters çözümün kararlılığını etkiler. Bir küme içinde eşleştirme bağını kuvvetlendirmek için MAXNGH ve/veya MINLNK arttırılabilir. MAXNGH'yi arttırmak daha fazla gecikme zamanı üretir, MINLNK'yi artırmak ise *ph2dt*'nin MAXNGH komşulukları için hiç komşuluk bulunamamasına neden olabilir. Bu yüzden *ph2dt*'de veri seçerken oldukça liberal davranırken, yeniden konumlandırma aşamasında OBSCT ve WDCT için daha kısıtlayıcı olunması önerilmektedir. Fark varış zamanları ölçümleri dalga şekli temelli elde edilecekse, bunun için birçok yöntem bulunmaktadır. Böyle bir veri katalog verisi ile depremler bir arada kullanılabileceği gibi, tek başına da kullanılabilir. Ancak unutulmamalıdır ki çapraz ilişki fark zamanları kullanıldığı zaman fazlar yalnızca özel deprem çifti-istasyon şekillendirmesi altında ilişkilendirilebilir. Bu durumda deprem çifti ofseti ortak istasyon mesafesine kıyasla daha küçük olur ve odak mekanizmaları çok benzerdir. Böylece ölçümler yüksek doğrulukta olur ancak kısmi türevler ayrımı iki depremin göreli konumunu kontrol etmek için uygun olmayabilir. Yeniden konumlandırmada önceliği olan istasyon dağılımının denetlenmesi yeniden konumlandırma sonuçlarını değerlendirmek için gereklidir.

3.3.1.2 *TomoDD* programında parametre seçimi

Bu başlık altında EK 1' de verilen, örnek *tomoDD* programı giriş dosyası olan *tomoDD.inp'*de geçen ters çözüm, ışın izleme ve ağırlıklandırma parametrelerinin tanımları ve nasıl seçildikleri anlatılacaktır.

IDAT: Ters çözümde kullanılacak veri tipini belirlemeye izin verir. Program, 1'de sadece çapraz ilişki verisi, 2'de sadece katalog verisi, 3 de hem çapraz ilişki hem de katalog verisi kullanır.

IPHA: Program, 1 seçildiğinde yalnızca P fazını, 2 seçildiğinde yalnızca S fazını, 3'de ise P ve S fazlarını beraber kullanır.

DIST: İstasyonlar ile deprem kümesinin merkezi arasındaki maksimum mesafenin belirlenmesine izin verir.

OBSCC: Küme oluşturmak için her deprem çiftinin bağlantı kuracağı minimum çapraz ilişki verisi sayısıdır. 0 seçilmesi durumunda, küme oluşturulmayacaktır. Eğer IDAT, 3 olarak seçilmişse OBSCC ile OBSCT'nin ortalaması alınarak ikisi için kullanılır.

OBSCT: Küme oluşturmak için her deprem çiftinin bağlantı kuracağı minimum katalog verisi sayısıdır. 0 seçilmesi durumunda, küme oluşturulmayacaktır. Eğer IDAT 3 olarak seçilmişse OBSCC ile OBSCT'nin ortalaması alınarak ikisi için kullanılır.

CC_FORMAT: 1 seçilmesi durumunda *hypoDD,* 2 seçilmesi durumunda ise *tomoDD* formatı kullanılacaktır. Herhangi bir seçim yapılması gerekmektedir aksi halde program durdurulacak ve bir format seçilmesi istenecektir.

ISTART: Başlangıç konumlarının nereden alınacağını belirler. 1; küme merkezinden 2; katalog konumlarından alınır.

ISOLV: *TomoDD*'de En küçük kareler çözümünde eşlenik gradyen yöntemi kullanılır. Bu yüzden 2 seçilmelidir.

NSET: Yineleme setlerinin sayısını belirler.

wgh1,wgh2, wgh3: Sırasıyla X, Y,Y, Z yönlerindeki yavaşlık değişimlerine uygulanan 1. derece yumuşatma ayalarıdır.

Air_Dep: En sığ deprem derinliğidir. Buradaki amaç, ters çözümde ayıklanacak olan hava depremlerini belirlemektir. Deprem derinliği air_dep'ten küçük ise deprem hava depremi (airquake) olarak kabul edilecektir.

TomoDD yalancı bükme ışın izleme algoritması ile ışınları ve ışınlarının deprem-istasyon arasındaki seyahat zamanlarını hesaplar. Aşağıdaki parametreler ışın izleme parametreleridir.

i3D: 0: Yalancı bükme kullanılmaz. 1: Yalnızca hız kısmi türevleri hesaplarken yalancı bükme kullanır. 2: Hem hız kısmi türevleri hem de deprem konumları alt programları için yalancı bükme kullanılır. 3: Moho sınırının altında kavisli başlangıç ışınları için azaltılmış eğriselliği kullanır.

(Not: Griddeki son z düğümünün (nz-1) "Moho" olduğunun varsayımı ile, kullanıcılar (nz -1) ve (nz -2) düğüm noktaları arasına uygun bir Moho hız atlaması yerleştirmeli ve hızları en üstteki manto olan (nz -1) 'de sabitlemelidir. Nadiren Moho'nun derinliğini veya üst manto hızını kontrol etmek için verilere sahip oluruz ancak merkezden uzak istasyonlara giden makul ışın yollarına ihtiyaç vardır. Böyle bir Moho bilgisi olmadan i3d = 3 ayarlanmamalıdır.)

delt1: Aslında bu parametre, ters çözümün bütün kısımları için, dış merkez uzaklığı (epicentral distance: teorik olarak bilinen dünya modellerinden farklı sismik fazların mesafe bağımlı yavaşlığından (ya da ışın parametresi) hesaplanan mesafedir.) ağırlıklandırmasıdır ancak *tomoDD* için yalnızca nitpb parametresi ile beraber kullanılacaktır.

nitpb (1), nitpb(2): Yalancı bükme için izin verilen yinelemelerin maksimum sayısıdır (5-10 arasında kullanılmalıdır). İki elemanlı dizi için nitpb 1, delt1den küçük ışın yollarını ayarlar ve nitpb2 delt1 den uzun olan ışın yollarını ayarlar.

ndip: En hızlı sehayat süresi arayışında kullanılan ışın düzlemlerinin dönüş açılarının (-90'dan +90'a) sayısı.

iskip: Bu araştırmada, düşey eksenin her iki tarafında atlanacak dönüş açılarının (yüksek ise) sayısı.

scale1: Seyahat zamanı hesaplamaları için adım aralığı (km) ayarlar.

scale2: Işın izlemede denenen yolların sayısı için ölçektir (km). Kabaca, bir ışın üzerindeki bendler arasındaki aralık)

iusep: 1 seçildiğinde P varış zamanları P hızı için ters çözümde kullanılırlar. 1 olarak seçilmelidir. Değiştirilmemelidir.

iuses: Ters çözümde, 1; sadece P hızı, 2; P hız ile baraber Vp/Vs oranı kullanılacaktır.

iuseq: 0 olarak kullanılmalıdır. Değiştirilmemelidir.

invdel: 0 yerine 1 seçildiğinde istasyon düzeltmeleri ters çözüme girer. Bununla birlikte, (1 seçildiğinde) genellikle odakları kısıtlamak için ihtiyaç duyulan, ancak çevrede iyi hız modellemesi için yeterli bilgi vermeyen ve (2 seçilirse) 3 boyutlu modelin detaylanmasındaki son yinelemede istasyon statikleri olan yüzeye yakın yapıların kalanlarını soğuran merkezden uzak istasyonlar için uygundur. En sığ 100 m'de, kötü havadan aşınma, başkalaşma, çökelme ve kırılma sıklıkla çok büyük hız değişimleri üretir ve bunların modellenmesi çok zordur.

ifixl: Aşamalı ters çözümün başlangıcında odakları sabit tutmak için hız ters çözümü adımlarının sayısı.

xfac: Yalancı bükme için yakınsamayı güçlendirme faktörü. 1.2<=xfac<=1.5

tlim: Belirlenen değerin altında seyahat zamanı farkı oluştuğunda yinelemeyi durduracak parametredir. 0.0005<tlim<0.002 kullanılmalıdır.

stepl: Işın yolu boyunca kısmi türevlerin hesaplanmasında kullanılan adım uzunluğu (km). Stepl'i en küçük düğüm aralığından daha küçük yapın, ancak stepl azaldıkça hesaplama süresinin hızla arttığına dikkat edin.

lat_orig, lon_orig, z_orig: Kullanıcının tanımladığı koordinat merkezidir.

iorig: 1 seçildiğinde kullanıcının tanımladığı koordinat merkezi; diğer durumlarda hipcentroid koordinat merkezi olarak tanımlanır. (Bir deprem kümeının hiposentroidi, küme içindeki depremlerin orta noktasıdır.)

rota: Koordinat sistemi dönme açıları (saat yönünde ise "+", saatin tersi yönündeyse "-)

NITER: Kullanılacak ağırlık parametrelerini barındıran yineleme setlerinin sayısını verir.

WTCCP, WTCCS: P ve S dalgalarının çapraz ilişki verisi ağırlıklandırma parametreleri, kullanılmayacaksa -9 yazılmalıdır.

WTCTP, WTCTS: P ve S dalgalarının katalog verisi ağırlıklandırma parametreleri, kullanılmayacaksa -9 yazılmalıdır.

WRCC, WRCT: Sırasıyla çapraz ilişki ve katalog verileri için saniye cinsinden rezidüel eşik.

WDCC, WDCT: Sırasıyla çapraz ilişki ve katalog verilerinde, çiftler arası bağın km cinsinden maksimum mesafesi.

WTCD: Mutlak ve fark katalog verileri arasındaki göreli ağırlıklandırma (*hypoDD*'de kullanılmamaktadır.)

DAMP: LSQR için sönümleme faktörüdür.

JOINT: 0 seçildiğinde yalnızca yeniden konumlandırma, 1 seçildiğinde hem yeniden konumlandırma hem de hız yapısı ters çözümünü eş zamanlı yapar.

THRES: Hem Vp hem de Vs için Türev Ağırlık Toplamı (DWS: Derivative Weight Sum) eşik seviyesi. Bir düğümün THRES değerinden düşük bir DWS değeri varsa, bu düğüm bu ters çözüm sırasında sabitlenir.

CID: Yeniden konumlandırılacak küme indeksi (hepsi için 0 seçilir).

ID: Yeniden konumlandırılacak depremlerin kimliği. Bütün depremler için boş bırakılır.

3.3.1.3 Yeniden konumlandırmada başlangıç koşulları ve çözüm kontrolü

Matematiksel temelleri yukarıda anlatıldığı üzere, deprem çifti farkı tomografisi; gözlenen ve hesaplanan seyahat zamanları farkları arasındaki rezidüelleri, yinelemeli prosedür içinde, her yinelemeden sonra, konumları ve kısmi türevleri, ters çözüm sırasındaki misfitlere göre verinin ilksel ağırlıklarını yeniden ağırlıklandırılarak ve depremler arasındaki ofsetleri güncelleyerek minimize eder. Başlangıç koşulları katalogdan alınır. Ya verilen bir konumdan ya da kümenin merkezindeki ortak bir konumdan alınır (ISTART). Merkez opsiyonu küçük kümeler için uygun olabilir ve başlangıç konumlarındaki değişikliklerin etkisini keşfetmek için kullanışlıdır. ISOLV, deprem çifti farkı eşitlikler sisteminin çözümünde kullanılacak yöntemi belirtir. *TomoDD*'de LSQR eşlenik gradyen yöntemi kullanılmaktadır çünkü deprem çifti farkı tomografisi eşitlikler sisteminin ayrımlılığında avantaj sağlamakla beraber büyük sistemleri çözmektedir. LSQR en küçük kareler problemlerini sönümleyerek çözer. DAMP sönümleme faktörüdür. Düzenleme vektörü büyük ya da kararsız olduğunda sönümleme faktörü büyük oranda çözülen sistemin koşullarına bağlıdır. Sistemin koşulları koşul sayısı (condition number, CND) ile ifade edilir ve en büyük özdeğerin en küçük özdeğere oranıdır. Çözümde ise CND'nin 40-80 arasında değişmesi uygunken tomoDD için CND'yi ~60 yapan DAMP değeri uygulanması önerilmektedir. CND çok küçük (büyük) ise DAMP değeri düşürülür (yükseltilir). CND değeri çok yüksekse DD sistemi iyi koşullandırılmamış demektir. Bu depremler arasında zayıf eşleşme, verilerin dışlanması, ağırlıklandırmada aşırı fark olması örnek verilebilir. Ters çözümü iyileştirmenin en basit yöntemi koşulları iyileştirmektir. Örneğin depremler arasındaki eşleşmeyi artırmak için oluşturulan kümede her deprem için OBSCT ve OBSCC katalog /çapraz ilişki eşleşmesi minimum yapılmalı ya da ağırlıklandırmalar/yeniden ağırlıklandırmalar modifiye edilmelidir. *Ph2dt'ye* dönerek MAXSEP, MAXNGH ve/veya MINLNK arttırılarak sağlanabilir. LSQR'da yeniden konumlandırılması yapılan veriler

binlerce olduğundan depremlerin konumlarının gerçekliğini değerlendirmek zordur. Çok sayıda deprem çok büyük CND üretir; tek bir sıkıntılı veri buna neden olabilir ve CND'yi yukarı çeker. Yeniden konumlandırılan depremselliğin iç yapısı farklı CND'li sonuçlar için benzerken, yapıların mutlak konumları çok büyük oranda ters çözüm parametrelerine bağlıdır. Mutlak merkez konumundaki değişikliğin başlangıç konumlarındaki ortalama hataya eşit olduğu bir çözüm bulunmalıdır.

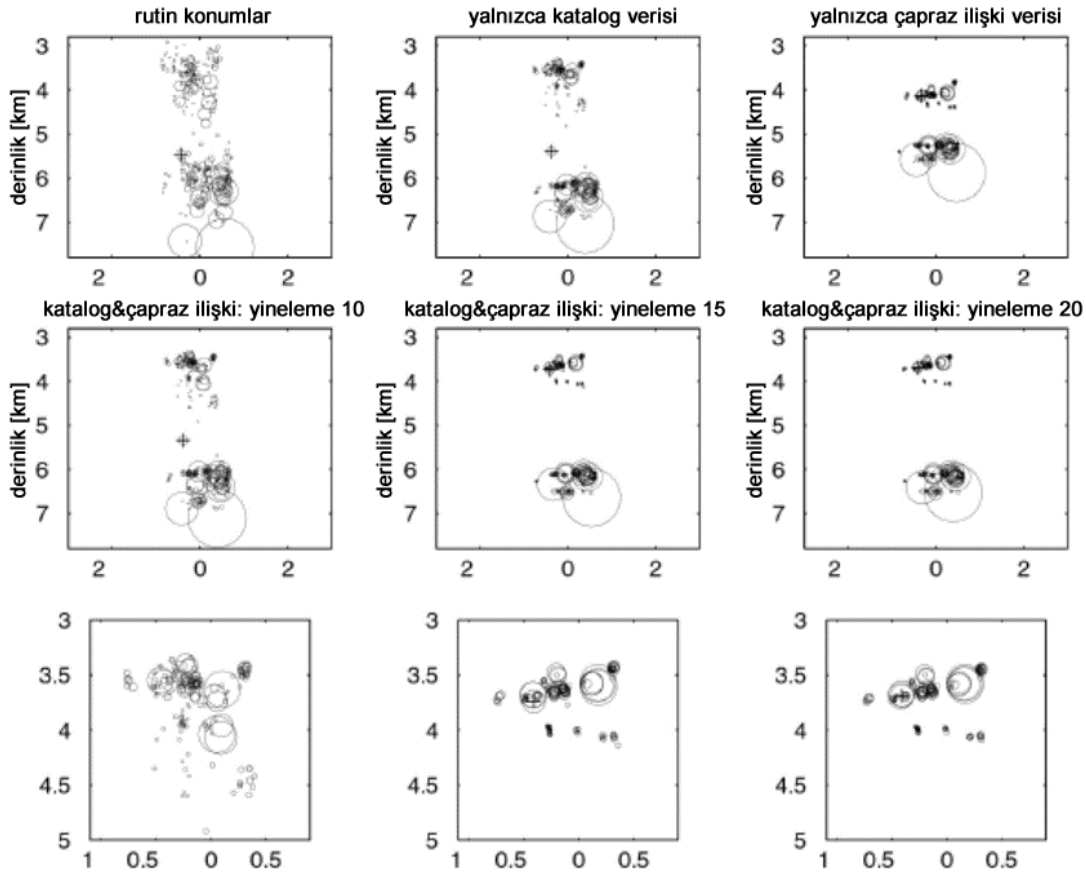
Çözüm vektörünün sönümlenmesi yineleme sayısı seçeneği NITER ile çözüme yakınsama hızını etkiler. Genellikle ilk birkaç yineleme konumların kaymasına katkı sağlar. Tipik olarak ortalama kayma ilk birkaç yinelemeden sonra katalog konumlarındaki belirsizliktendir. Yeniden konumlandırmadan sonraki deprem sayısı önceki deprem sayısı ile aynı olmayabilir. Ağırlıklandırma sonucunda bağı zayıflayan depremler silinir. Aynı zaman da yineleme süresince bazı depremler hava depremi (airquake) olmaya çalışır. Odaklar yeryüzüne konumlanınca düşey ofsetteki kontrolü sağlayan depremler arası bağ zayıflar. Bu problem sönümlemeyi arttırarak ya da deprem çiftlerine yakın istasyonları ekleyerek geometrik kontrol arttırarak giderilebilir. Ayrıca yüzeye yakın hızlar gerçek hızdan yüksekse odakları yukarıya çeker, düşükse odaklar aşağıya itilir.

3.3.1.4 Veri ağırlıklandırma ve yeniden-ağırlıklandırma parametrelerinin seçimi

Veri ağırlıklandırma ve yeniden ağırlıklandırma; yeniden konumlandırmanın en önemli parçasıdır. Her bir veri türü için; 4 çeşit ağırlıklandırma (WTCCP, WTCCS, WTCTP, WTCTS) ve 4 çeşit yeniden ağırlıklandırma (WRCC, WRCT, WDCC, WDCT) parametresi kullanılır.

Şekil 3.7'de, 2 küme (cluster) oluşturan 250 adet farklı derinliklerdeki depreme ait P ve S dalgası hem katalog hem de çapraz ilişki verileri kullanılmıştır. Rutin konumları dağınık, 2 küme şeklinde sol üstte görülmektedir. İlk konumlara göre her iki küme içinde yalnızca katalog verilerini (üst sıra, orta) kullanarak oluşturulan konumlarda, '+' ile gösterilen deprem etkinliği iki kümenin ortasından yukarı doğru hareket etmektedir. Yalnızca çapraz ilişki verileri (üst sıra, sağ) kullanan yer değiştirme depremlerin neredeyse birbirinin üstünde yer aldığı tekrarlanan deprem dizileri gruplarına dönüştüğü gözlenmektedir. "+" etkinliği, üst kümede böyle tekrar eden bir deprem sırasına aitmiş gibi gözükmektedir. Rutin konumlarla karşılaştırıldığında, daha derin küme yukarı

hareket ederken sığ küme aşağı doğru hareket eder ve bu da iki küme arasında daha küçük bir dikey kaymaya neden olur. Kümeler içindeki depremsellik yapısı yeterince görüntülenmiş gibi görünse de iki küme arasındaki göreceli konum belirsizdir. İki kümeyi büyük mesafelere bağlayan deprem çiftleri için istasyon dağılımının incelenmesi, dalga formlarının deprem çiftlerine yakın istasyonlarda (bu istasyonlar için yapının daha güçlü etkisi nedeniyle) ilişki göstermediğini ve düşey belirsizliğe yol açtığını ortaya koymaktadır. İki veri kümesini doğru şekilde birleştirmek için, büyük ayrım mesafelerine sahip deprem çiftlerinin katalog verilerine güçlü ağırlıklar ve küçük ayrım mesafeli deprem çiftleri için çapraz ilişki verilerine yüksek ağırlıklar verilmelidir. İlk 5 yinelemede çapraz ilişki verisine düşük ağırlık verilmiştir. Katalog verisinin geniş ölçekte resmi göstermesine izin vermek amacıyla 6-10 yinelemelerinde ilksel ağırlıklandırma sabit tutularak uyumsuzluk ve deprem ayrımlılığına göre katalog verisi yeniden ağırlıklandırılmış ve dışlananlar düşük ağırlıklandırılmıştır. Yineleme 10'da depremlerin konumları genel olarak katalog verisi tarafından kontrol edilmektedir (2. Satır solda). İlerleyen yinelemeler süresince (11-25) konumları dalga şekli korelasyonu ile desteklenmiş çapraz ilişki verisine göre katalog verisi düşük ağırlıklandırılmaktadır. Büyük mesafe ayrımlılığını hala katalog verisi kontrol ediyorken çapraz ilişki verisi ile 2 km'den daha küçük deprem çifti ayırımına sahip depremlerin kontrolü sağlanmasına izin verilmiştir (11-20). Çapraz ilişki verisine 11-25 yinelemeleri boyunca uyumsuzluk ağırlıklandırması uygulanmazken (2. Satır ortada), 16-20 yinelemelerinde uygulanmıştır (2. Satır sağda). "+" ile gösterilen deprem üst kümedeki tekrarlanan deprem sekansına kaymıştır. Son 5 yinelemede (21-25) genel olarak deprem çiftlerinin çapraz ilişki verisi 500 m'den daha az ayrımlılığa sahip münferit deprem ölçeğindeki yapıların çözümü için kullanılmıştır. –9 değeri, o türün ağırlığının o yinelemede kullanılmadığı, km cinsinden çok büyük bir deprem ayrımı değerine veya saniyeler içinde büyük uyumsuzluğa karşılık geldiği anlamına gelir.



Şekil 3.7 Depremlerin yeniden konumlandırılmasında farklı veri tiplerinin kullanılması (üst satır). Şemada gösterilen ağırlıklandırmalar ile veri setinin ters çözümünde yinelemenin farklı evrelerindeki konumlar (orta satır). Alt satır, orta panelde gösterilen en üstteki deprem kümesinin detaylı halini gösterir (Waldhausser ve Ellsworth, 2000)

Çizelge 3.1 Ağırlıklandırma parametrelerini içeren yineleme evreleri (Waldhausser ve Ellsworth, 2000)

Yineleme sayısı	Çapraz ilişki verisi			Katalog verisi			
	WTCCP	WTCCS	WRCC	WTCTP	WTCTS	WRCT	WDCT
1-5	0.01	0.01	-9	-9	1	-9	-9
6-10	0.01	0.01	-9	-9	1	6	4
11-15	1	0.5	-9	2	0.01	6	4
16-20	1	0.5	6	2	0.01	6	4
21-25	1	0.5	6	0.5	0.01	6	4

3.3.1.5 Sonuçların değerlendirilmesi

Çizelge 3.2 *hypoDD* ve *tomoDD*'de işlemlerin bilgisini veren ortak ekran çıktısı (Waldhausser ve Ellsworth, 2000)

IT		EV	CT	CC	RMSCT		RMSST		RMSST	DX	DY	DZ	OS	AQ	CND
		%	%	%	ms	%	ms	%	ms	m	m	m	m		
1	1	100	100	100	163	-5.5	20	-80.6	1962	139	254	21	128	0	45
2	2	100	100	100	163	0.2	10	-47.2	1961	21	34	6	134	0	39
3	3	100	100	100	163	0.1	10	-2.4	1961	4	7	2	134	0	35
4	4	100	100	100	163	0	10	-0.2	1961	1	2	1	132	0	32
5	5	100	100	100	163	0	10	0	1961	0	1	0	131	0	29
6	6	100	91	99	31	-81.3	6	-39.2	127	2	3	0	128	0	34
7	7	100	90	99	29	-6.2	6	-3.6	112	0	1	0	126	0	33
8	8	100	90	99	28	-0.9	6	-1.7	112	0	1	0	125	0	33
9	9	100	90	99	28	-0.4	6	-0.5	101	0	1	0	123	0	32
10	10	100	90	98	28	0	6	-0.5	101	0	1	0	122	0	30

İlk iki sütun (IT)'da birinci sütun yineleme numarasını, ikinci sütun ise başarılı olan yinelemeleri gösterir (airquake olmadan). Yukarıdaki durumda bütün yinelemeler başarılı olmuştur. 3. Sütun (EV) her yinelemede kullanılan depremlerin yüzdesini verir. Diğer depremlerle bağlantısını yitiren (dışlananları kaldırırken veya mesafe sınırlamalarından dolayısıyla), yüzeye konumlanan depremler (airquake) silinir. 4. Sütun (CT) ve 5. Sütun (CC) her yinelemede kullanılan sırasıyla çapraz ilişki ve katalog verisinin yüzdesini gösterir. Bu değerler yeniden ağırlıklandırmada verinin ne kadarının ayıklandığını gösterir. Ve bu da ağırlıklandırma parametrelerinin seçiminde rehberlik edebilir. İlk 5 yinelemede yeniden ağırlıklandırma yapılmadığında verinin yüzde yüzü kullanılmaktadır. 6. Sütun RMSCT ve 7. Sütun RMSCC ikili sütunları RMS rezidüellerini ve yapılan son yinelemeden sonra ne kadar değişim olduğunu gösterir. Bu değerler her yinelemede azalmalıdır ve gereken yineleme sayısını belirlemek için kullanılabilir. Birinci ve altıncı yinelemedeki RMS rezidüllerindeki aşırı azalma dışlananların ayıklanmasından veya ağırlığının azaltılmasından kaynaklanır. Aynı şekilde ilk 5 yineleme sırasında katalog verisindeki RMS'lerin önemli ölçüde azalması katalog verisinin ağırlığının aşırı düşürülmesidir. 8. Sütun (RMSST) gözlemlenen istasyonlardaki

rezidüelleri gösterir. 9-12. Sütunlar (DX, DY, DZ, DT) her yinelemede odak konumundaki ve başlangıç zamanındaki değişimin ortalama mutlak değerini gösterir. İlk yinelemedeki değişiklikler başlangıç konumlarının (katalog) belirsizlik ölçeğinde olmalıdır. Verideki gürültü seviyesine erişine kadar devamlı olarak azalmalıdır. Çok küçük veya çok büyük değişiklikler çözümün ya aşırı ya da eksik sönümlendirildiği anlamına gelir. 13. Sütun (OS) küme merkezinin mutlak kaymasını gösterir yani başlangıç konumlarının küme merkezi ile yeniden konumların küme merkezi arasındaki kaymadır. Küme merkezinin ortalama kayması sınırlandırılmamıştır ancak başlangıç konumlarının ortalama hatalarından daha küçük olması tercih edilir. 14. Sütun (AQ) belirlenen ve ayıklanan hava depremi sayısıdır. Hava depremlerinin sayısının fazlalığı çok küçük sönümleme değerini ya da uygun olmayan hız modelini işaret eder. Hava depremli yinelemeler hava depremleri olmadan tekrar edilirler. Ve son sütun olan (CND), DD eşitlikler sisteminin koşul sayısıdır (condition number). Düşük CND aşırı sönümlendirilmiş yüksek CND ise eksik sönümlendirilmiş çözümü gösterir. Çözümde ise CND'nin 40-80 arasında değişmesi uygunken tomoDD için CND'yi ~60 yapan DAMP değeri uygulanması önerilmektedir.

3.3.1.6 Hataların değerlendirilmesi

Program sonuçları değerlendirilirken dikkat edilmelidir. Yeni konumlara atanan hata tahminlerinin gözden geçirilmesi ve yeni konum sonuçlarının sağlamlığının test edilmesi gerekir. Bu, özellikle istasyon dağılımı seyrek olduğunda ve/veya mevcut fazların azimutal kapsama alanı uygun olmadığında önemlidir. Hata tahminlerini değerlendirmek için farklı teknikler bulunmaktadır. Örnek olarak, istasyon dağılımının değiştirilmesi (örneğin, bir seferde bir istasyonu silerek verilerin yeniden örneklenmesi), hız modelindeki değişiklikler, başlangıçtaki merkez konumunun değiştirilmesi (ISTART aracılığıyla) veya deprem sayısındaki değişiklikler (o anda bir depremi silerek verilerin yeniden örneklenmesi) verilebilir.

3.4 Moment Tensör Yöntemi ile Odak Mekanizma Çözümü

3.4.1 Moment tensör

Sismik kaynağın moment tensörü; sismologların fayların geometrisini ve depremsellik açısından aktif bir bölgenin gerilme alanını ve yönünü belirleyebilmesi için çok kullanışlı bir araçtır. Dünya yüzeyinin herhangi bir noktasındaki yer değiştirme, zamana bağlı moment tensör elemanlarının doğrusal bir kombinasyonu ile ifade edilebilir (Jost ve Hermann, 1989). Faydan çok uzakta (sismik dalgaların dalga uzunluğuna oranla fayın boyutu küçük olduğunda) yer değiştirme kısaca aşağıdaki şekilde ifade edilir.

$$\mathbf{u_n(x,t)} = \mathbf{M_{kl}} * \mathbf{G_{nk,l}} \tag{3.49}$$

Eşitlik 3.49'da $\mathbf{M_{kl}}$ sismik moment tensör $\mathbf{G_{nk,l}}$ ise Green fonksiyonlarının türevidir. Sismik tensör $\mathbf{M = G^{-1}u}$ ile hesaplanır. Farklı geometrideki sismik kaynakların eşit kuvvetleri sismik moment tensör ile ifade edilir (Kiratzi vd., 2018).

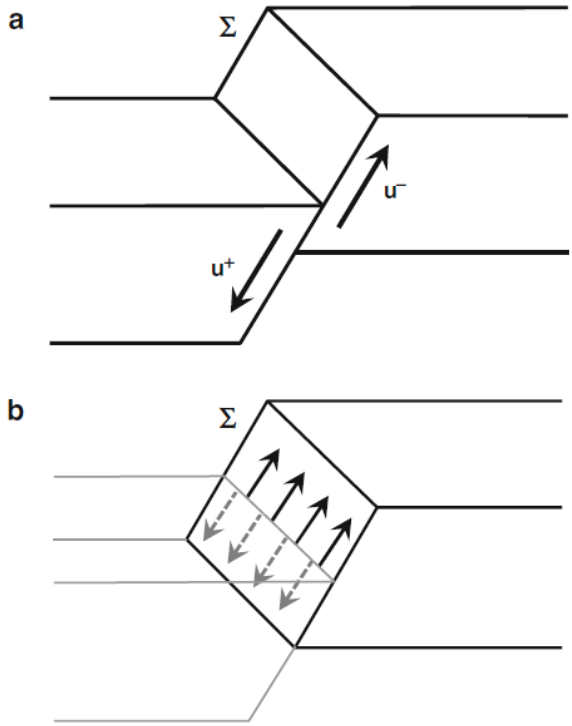
Bir deprem kaynağında üretilen ve yerküre boyunca yayılan sismik dalgaların bazı spesifik özellikleri vardır. İlk olarak, deprem kaynağı ile ilişkili kütle kuvvetleri bir hacimde değil, bir fay boyunca yayılır. İkincisi, deprem kaynağı tek kuvvetlerle değil dipol kuvvetlerle temsil edilir. Dipol kuvvetleri, fayın her iki tarafındaki iki bloğun karşılıklı olarak hareket etmesine neden olur (Şekil 3.8a). Bunlar Σ fayı boyunca tanımlanan,

$$\mathbf{M_{kl} = M_{kl}(\xi,\tau)} \tag{3.50}$$

moment tensör yoğunluğu ile tanımlanırlar (şekil 3.8 b). Dipol kuvvetlerin kullanılmasıyla denklem aşağıdaki gibi düzenlenir (Burridge ve Knopoff, 1964; Aki ve Richards, 2002)

$$\mathbf{u_i = (x,t)} = \int_{-\infty}^{\infty} \iint_{\Sigma} \mathbf{M_{kl}}\,(\boldsymbol{\xi},\boldsymbol{\tau}) \frac{\partial}{\partial \xi_l} \mathbf{G_{ik}(x,t;\xi,\tau)} \mathbf{d\tau d\Sigma(\xi)} \tag{3.51}$$

Fayın boyutu, kaynak ile alıcı arasındaki mesafeye göre küçükse, eşitlik 3.52'ye nokta kaynak yaklaşımı eklenerek basitleştirilebilir (Kokkalas vd., 2013):



Şekil 3.8 a) Normal faylanma hareket örneği ve b) Σ fayı boyunca eşit dipol kuvvetlerin dağılımı (Kokkalas vd., 2013)

$$u_i = (x,t) = \int_{-\infty}^{\infty} M_{kl}\,(\tau)\,\frac{\partial}{\partial \xi_l} G_{ik}(x,t;\xi,\tau)d\tau \tag{3.52}$$

Eşitlik basitleştirilirse;

$$u_i = M_{kl} * G_{ik,l} \tag{3.53}$$

elde edilir ve

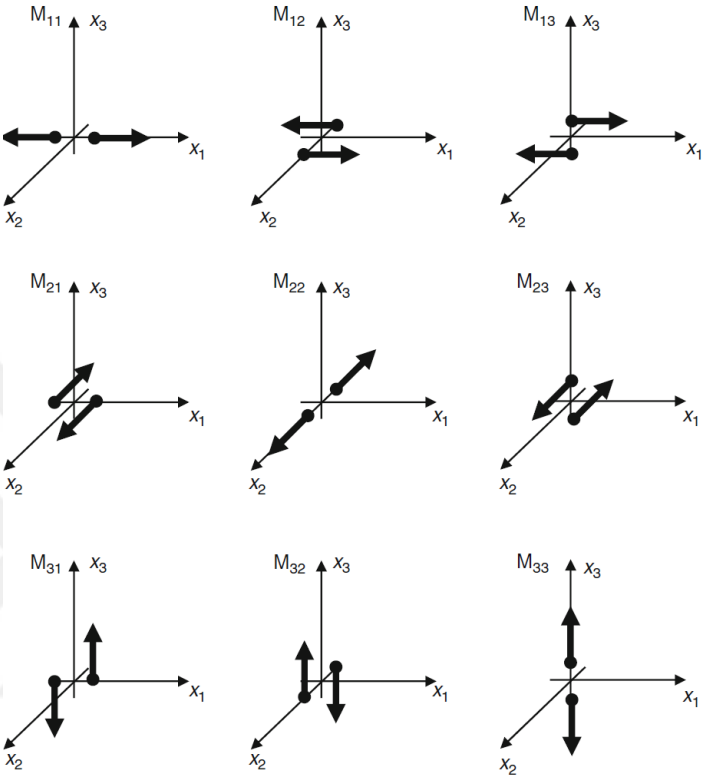
$$M_{kl} = M_{kl}(t) \tag{3.54}$$

sismik moment tensör eşitlik 3.55'teki gibi tanımlanır.

$$M_{kl} = \iint_{\Sigma} M_{kl}\, d\Sigma \tag{3.55}$$

"*" sembolü zaman evrişimi anlamına gelmektedir. Moment tensörü M, deprem kaynağında hareket edebilen eşdeğer dipol kuvvetlerinin dokuz çiftini tanımlayan simetrik bir tensördür (Şekil 3.9). Akustik emisyonlardan büyük yıkıcı depremlere kadar tüm ölçeklerdeki depremler için değerlendirilen temel niceliktir (Kiratzi vd., 2018).

$$M = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix} \tag{3.56}$$



Şekil 3.9 Moment tensörünü oluşturan eşdeğer dipol kuvvetlerinin dokuz çiftinin seti (Kokkalas vd., 2013)

3.4.2 ISO, CLVD ve DC'nin tanımlanması

Bir moment tensör iki farklı yaklaşım olan matematiksel yaklaşım ve daha büyük fiziksel anlamıyla beraber kaynak bileşenlerinin analizi ile ayrıştırılır. Sismik moment tensörü, M, özdeğerler ve ortonormal temelli özvektörler kullanılarak aşağıdaki şekilde ayrıştırılabilir:

$$\mathrm{M} = \mathrm{M}_1\mathrm{e}_1 \otimes \mathrm{e}_1 + \mathrm{M}_2\mathrm{e}_2 \otimes \mathrm{e}_2 + \mathrm{M}_3\mathrm{e}_3 \otimes \mathrm{e}_3 \tag{3.57}$$

$$\mathrm{M}_1 \geq \mathrm{M}_2 \geq \mathrm{M}_3 \tag{3.58}$$

ve e_1, e_2 ve e_3 vektörleri, sırasıyla T (gerginlik), N (orta veya nötr) ve P (basınç) eksenlerini tanımlar. "$\otimes$" işareti iki vektörün ikili ürünü anlamına gelir. Moment tensörünün iki temel özelliği ayrıştırılırlar: (1) üç özvektör tarafından tanımlanan kaynağın yönelimi ve (2) M'nin üç öz değeri ile tanımlanan kaynağın tipi ve boyutu. Özdeğerler, üç boyutlu uzayda bir nokta olarak gösterilebilir (Riedesel ve Jordan, 1989). Birçok sismolojik uygulamada moment tensör bir izotropik bir de deviatorik kısma ayrıştırılır (Jost ve Herrmannn, 1989).

$$\mathrm{M} = \mathrm{M}_{\mathrm{ISO}} + \mathrm{M}_{\mathrm{DEV}} \tag{3.59}$$

İlk terim olan $\mathrm{M}_{\mathrm{ISO}}$ tensörü, izotropik kısmı temsil eder ve hacimsel değişiklikleri gösterir. İkinci terim $\mathrm{M}_{\mathrm{DEV}}$, deviatorik kısmı temsil eder ve farklı yaklaşımlar ile analiz edilir. Yaygın olarak deviatorik kısım CLVD olarak bilinen bileşeni ve kaynağa uygulanan kuvvet çifti olarak tanımlanan bileşeni ile analiz edilir (Kiratzi vd., 2018).

$$\mathrm{M} = \mathrm{M}_{\mathrm{DC}} + \mathrm{M}_{\mathrm{CLVD}} \tag{3.60}$$

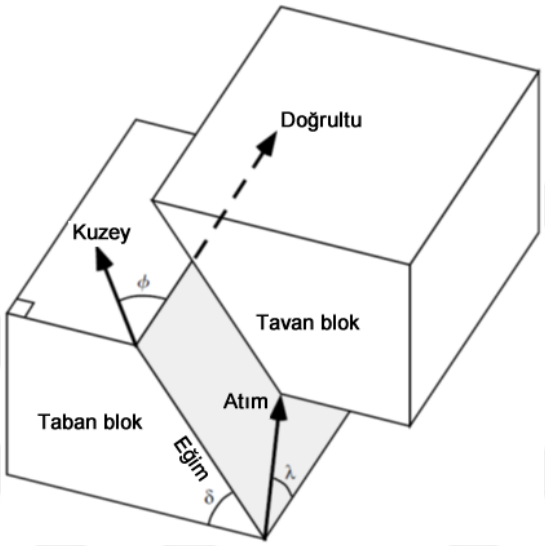
$$\mathrm{M}_{\mathrm{ISO}} = \frac{1}{3}\left(\mathrm{M}_1 + \mathrm{M}_2 + \mathrm{M}_3\right) \tag{3.61}$$

$$\mathrm{M}_{\mathrm{CLVD}} = \frac{2}{3}\left(\mathrm{M}_1 + \mathrm{M}_3 - 2\mathrm{M}_2\right) \tag{3.62}$$

$$\mathrm{M}_{\mathrm{DC}} = \frac{1}{2}\left(\mathrm{M}_1 - \mathrm{M}_3 - |\mathrm{M}_1 + \mathrm{M}_3 + 2\mathrm{M}_2\right) \tag{3.63}$$

Moment tensörün bileşenleri skaler moment Mo, doğrultu (φ), eğim (δ), makaslama yer değiştirmesinin (λ) kayması ile aşağıdaki şekilde ifade edilir (Aki ve Richards, 1980) (Şekil 3.10).

$$M_{11} = -M_0 (\sin\delta \cos\lambda \sin 2\varphi + \sin 2\delta \sin\lambda \sin 2\varphi)$$
$$M_{22} = M_0 (\sin\delta \cos\lambda \sin 2\varphi - \sin 2\delta \sin\lambda \cos 2\varphi)$$
$$M_{33} = M_0 (\sin 2\delta \sin\lambda)$$
$$M_{12} = M_0 (\sin\delta \cos\lambda \cos 2\varphi + 0.5 \sin 2\delta \sin\lambda \sin 2\varphi)$$
$$M_{13} = -M_0 (\cos\delta \cos\lambda \cos\varphi + \cos 2\delta \sin\lambda \sin\varphi)$$
$$M_{23} = -M_0 (\cos\delta \cos\lambda \sin\varphi - \cos 2\delta \sin\lambda \cos\varphi) \quad (3.64)$$



Şekil 3.10 Fay düzlemi, fay yüzeyinin doğrultusu, eğimi ve kayma vektörünün yönü ile tanımlanır (Shearer, 2009)

3.4.3 Deprem fayları

Bir fay düzlemi doğrultusu (φ) ve eğimi (δ) ile tanımlanır. Dikey olmayan faylar için fay düzleminin altındaki blok taban blok üzerindeki blok ise tavan blok olarak adlandırılır. Kayma vektörü tavan bloğun taban bloğa göre hareketi ile tanımlanır. Kayma açısı (λ) doğrultu ile kayma vektörü arasındaki açıdır. Tavan bloğun yukarıya hareketi ters faylanma (reverse faulting), aşağıya hareketi normal faylanma olarak adlandırılır. Faylar üzerindeki ters faylanma açısı 45°'den küçükse faya, bindirme (thrust), yataya yakın ise nap (overthrust) denilmektedir. Genellikle ters fay, fay doğrultusuna dik yönde yatay sıkışmayı normal fay ise yatay uzamayı içerir. Fay yüzeyleri arasındaki yatay harekete doğrultu atım düşey harekete eğim atım denmektedir. Fayın bir tarafında duran gözlemciye göre hareket sağ yönlü ise sağ yanal doğrultu atımlı hareket sola ise sol yanal doğrultu atımlı hareket olarak adlandırılır. Sağ yanal harekette kayma açısı λ= 180° sol yanal harekette ise λ=0° olacaktır. Doğrultu (0≤φ<360°), eğim (0≤δ<90°), kayma

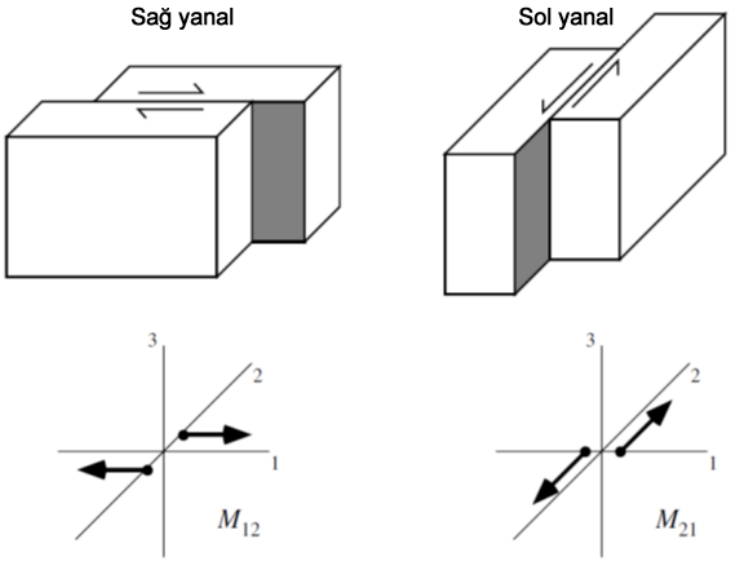
(0≤λ<360°) ve kayma vektörünün büyüklüğü $\vec{D}$ faylanmanın en temel sismik modeli ya da odak mekanizması olarak tanımlanır. Bir fayın sismik enerji yayılımı, yer değiştirme alanını temsil eden kütle kuvvetleri olan kuvvet çiftleri ile modellenir. Örneğin x_1 yönündeki sağ yanal dikey hareket aşağıdaki moment tensör ile gösterilir (Shearer, 2009).

$$M = \begin{bmatrix} 0 & M_0 & 0 \\ M_0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \tag{3.65}$$

Mo yönsüz sismik momenttir ve

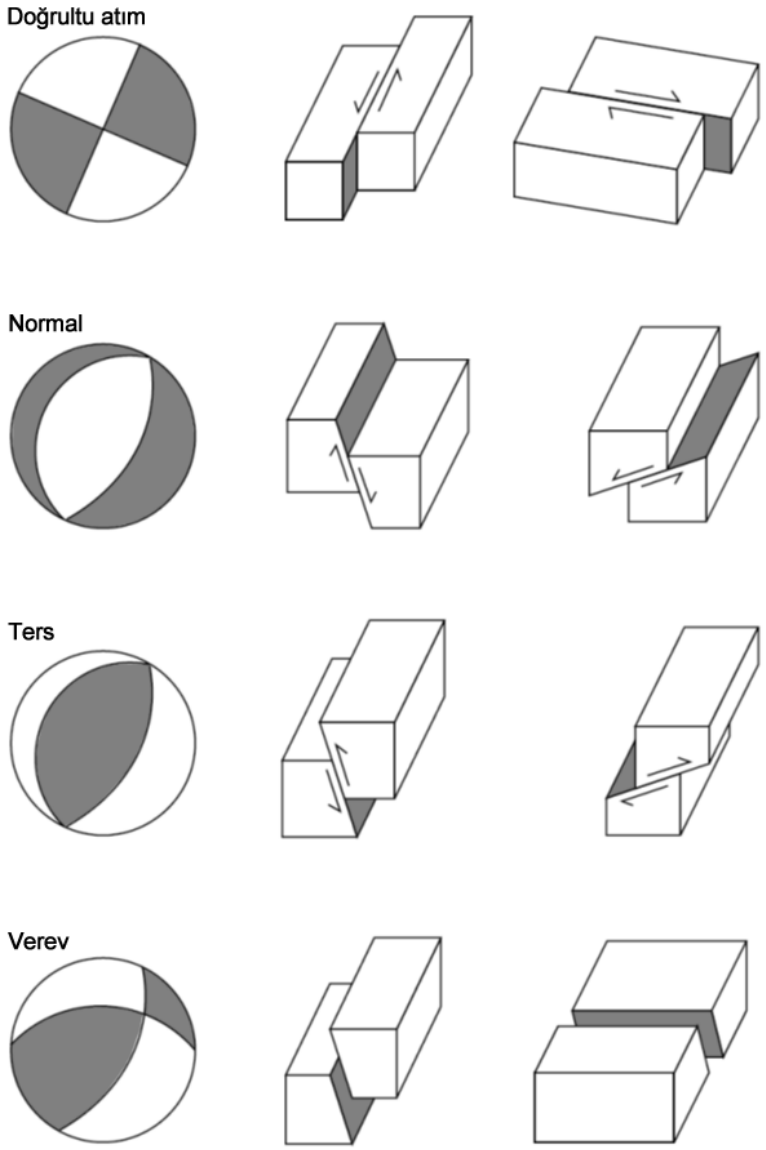
$$\mathbf{M_0 = \mu \vec{D} A} \tag{3.66}$$

ile gösterilir. **M,** kesme modülü, $\vec{\mathbf{D}}$, ortalama fay kayması ve **A**, fayın alanıdır. Yönsüz sismik moment ile moment tensör arasındaki ilişki karmaşıktır ancak sismolojideki en önemli sonuçlardan da birisidir. Deprem kaynağının gerçek fiziksel bir özelliği olan kuvvet çifti nihayetinde sismik gözlemler ile ilişkilidir. Farklı kuvvet çiftlerinin yönelimlerinden fayın doğrultusu, eğim ve kaymanın 90°'nin katları olduğu moment tensör ile kolayca tanımlanır. Ancak, daha genel olarak bir fay düzlemi ve herhangi yönelim kayması moment tensörün uygun bir rotasyonu ile tanımlanabilir. Çünkü $\mathbf{M_{kl} = M_{kl}}$'dir ve kuvvet çifti modelinde karşılıklı iki fay düzlemi vardır. Örneğin sol yanal doğrultu atımlı fay x_2 yönündeki yönelimi de uygundur (eşitlik 3.65) (Shearer, 2009).



Şekil 3.11 Moment tensörünün simetrisi sayesinde, sağ yanal ve sol yanal faylar aynı moment tensör temsiline ve aynı sismik ışınım örüntüsüne sahiptir (Shearer, 2009)

Her iki fay da aynı moment tensör gösterimine sahiptir (Şekil 3.11). Bu; fay modelleri sismik gözlemlerinin ters çözümündeki temel belirsizliktir. Genelde iki fay düzlemi bulunur ve bunlar kuvvet çifti modelinde uzak sismik gözlemler ile tutarlıdır. Gerçek fay düzlemi birincil fay düzlemi, diğeri ise yardımcı fay düzlemi olarak adlandırılır. Bu belirsizlik kuvvet çifti modelinin bir kusuru değil her iki fayında uzak alanlarda aynı sismik yer değiştirmeleri ürettiği gerçeğini yansıtmaktadır (Shearer, 2009).



Şekil 3.12 Odak küreleri (küresel izdüşüm) örnekleri ve bunlara karşılık gelen fay geometrileri. Sol taraftaki odak kürelerinde sıkışma alanları koyu renklendirilmiştir. Sağdaki blok diyagramlar, gözlemlenen yayılım örüntülerini üretebilecek iki fay geometrisini (birincil ve yardımcı fay düzlemleri) göstermektedir (Shearer, 2009)

Birincil ve yardımcı fay düzlemleri arasında ayrım yapmak bir nokta kaynağı modelinin ötesine geçen faktörlerin incelenmesi veya artçı sarsıntı konumları ve gözlenen yüzey yırtılması gibi diğer bilgilerin kullanılması gerekmektedir (Shearer, 2009).

3.4.4 Computer program in seismology 3.30 (CPS) programı

UNIX, LINUX, MacOS-X ve Cygwin (Windows) sistemlerde çalışan açık kaynak kodlu bir programdır. CPS, düz ve küresel (Dünya düzleştirme yaklaşımı kullanılarak) yapılarda sentetik sismogramların hesaplanmasına izin veren 150 program ve litosfer yapısı için yüzey dalgası dispersiyonu, alıcı fonksiyonlarının ters çözümü, kaynak parametreleri için sismogramların ters çözümü ve SAC dosya biçiminde olan dijital sismik verilerin işlenmesi için çalıştırılabilir kabuk komut dosyalarından oluşur. Tüm yazılım aynı Dünya hız modeline entegre edilmiştir ve dalga şekilleri ile grafik formatları tüm programlar tarafından kullanılmaktadır (detaylar için Hermann, 2013'e bakınız).

Programın çalışma prensiplerine kısaca değinmek gerekirse, öncelikle mech.sh arayüzü ile deprem verisine ait bilgilerin girişi yapılır. Arayüzdeki bölge (REG) ve SCRIPT girişlerini çalışma alanınıza göre göz önünde bulundurmanız gerekmektedir; kaynak dönüşümü için WUS hız modeli kullanıldığından başka bir hız modeli kullanmak istendiğinde Green fonksiyonlarının hesaplanması ve komut dosyalarının değiştirilmesi gerekecektir. Herhangi bir sismik ağdan alınan dalga şekli verisi özel bir betik (DO script) tarafından m/s cinsinden yerin hızı ile ters süzgeçleme (deconvolve) yapılır. Düşey, radyal ve yanal bileşenlere döndürülür. Teorik P ve S dalgası ilk varış zamanlarını WUS (Western United States) hız modelini kullanarak Sac dosyası başlıklarına yerleştirir ve ardından kısa mesafelerde kalite kontrol için dalga şekillerini seçer. Kalite kontrolü, dalga formlarını ters çözüm için kullanılacak şekilde sunar, örneğin zaman penceresi ve filtreleme aynıdır. İmleci bir iz üzerine yerleştirmek ve farenin düğmesine tıklamak, bu izin ters çözümde kullanılmasına izin verdiğinizi belirtir ve kırmızı bir '+' sembolü çizilmesine neden olur. Aynı şekilde imleç iz üzerindeyken klavyedeki "r" harfine basılması izin istenmediğini belirtir. Ardından kullanıcı düşey ve radyal doğrultuda aynı P dalgası polaritesi olmasını, yanal bileşende ise P dalgası polaritesi olmamasını; uzak mesafelerde ise düşey ve radyal bileşen üzerinde Rayleigh dalgası parçacık hareketini (retrograt eliptik) arar. Polarite seçimi de son bulduğunda ters çözüm işlemi başlar. Ters çözüm işlemi sonucunda kaynağın derinliği, doğrultu, eğim ve makaslama açıları ile Mw (moment magnitüd) ve model ile uyumu gösteren uyum değeri (fit) belirlenir. Kullanıcı kullanılan bant geçişli filtrenin frekans aralığını değiştirebilir. Uyum değerinde iyileşme sağlamak amacıyla belli bir oranın altındaki az uyuma sahip izlerin silinmesinin ardından ters çözüm işlemi yenilenebilir (Herrman, 2011).

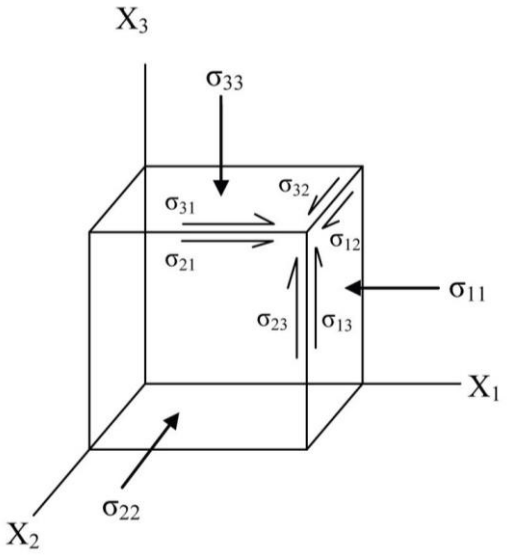
3.5 Gerilme Analizi

Gerilme analizinde amaç yerkabuğunda gözlenen deformasyonların ne tür bir gerilme etkisi altında gerçekleştiğini belirlemeye çalışmaktır. Kabukta meydana gelen gerilmelerin sonucunda gelişen faylanma üzerine şunlar söylenebilir: (1) faylar çoğunlukla kırılgan mekanizmaların çevresinde deformasyonun en büyük olduğu alanlarda gelişmektedir; (2) faylar bölgesel ölçekte Dünya'nın yüzeyinden yerin derinliklerine ilerlemektedir; (3) depremsellik derinlerde fayın aktivitesini tanımlamaktadır.

Gerilme analizi çeşitli sayısal yöntemler kullanılarak gerçekleştirilebilir. Bu analiz için gerekli olan faylanmayla ilişkili veri, arazide yüzeylenmiş fay üzerinde ölçülerek elde edilebileceği gibi depremlerin odak mekanizması çözümleri aracılığı ile de edinilebilir. Analiz için ihtiyaç duyulanlar fay düzleminin durumu (doğrultu, eğim) ve düzlem üzerindeki hareketin durumudur (kayma yönü ve açısı). Fayla ilişkili deformasyonun büyüklüğünü belirlemek için ayrıca ek bilgiye de gereksinim duyulur. Bunlar, ortalama yer değiştirme ve fayın yüzey alanı (yüzeylenmiş fay için) ya da sismik momenttir (deprem için) (Marrett ve Allmendinger, 1990).

3.5.1 Gerilme tensörü

Tektonik gerilmenin tipik modelleri, tektonik bir yapı gelişebilecek alandan belirli bir mesafede, oluşan kuvvetler açısından tanımlanmıştır (Muller ve Pollard, 1977). En basit haliyle, bu mesafenin yapının boyutlarına göre büyük olduğu varsayılır ve dolayısıyla tek bir kuvvetle belirlenen bu 'bölgesel' gerilmelerin homojen olduğu düşünülmektedir (Pollard ve Saltzer, 1993). Bir malzeme içinde ona uygulanan gerilmelerin genelleştirilmiş durumu, ikinci dereceden bir gerilme tensörü σ_{ij} ile açıklanabilir.



$$\sigma_{ij} = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix}$$

Şekil 3.13 Üç boyutta bir birim malzeme küpüne etki eden kuvvetleri gösteren çizim ve gerilme tensörünün 9 bileşeninin matris gösterimi

Gerilmeler (stresses), sonsuz küçük bir küpün zıt taraflarında ve zıt yönlere dengeyi korumak için birbirini iptal eden kuvvetler olarak uygulanır, ancak yamulma (strain) üretir. Köşegen elemanlar, küpün yüzey normali olan ve birinci indeks, i ile gösterilen ve küpün hacmini değiştiren gerilimden sorumlu olan vektörlere karşılık gelir. Diyagonal olmayan diğer stres elemanları, uygulanan yüzeye eş düzlemli ve küp üzerinde şekil değişimine neden olabilen kayma gerilmesi vektörlerini ifade eder. Gerilme tensörünün elemanları seçilen koordinat sistemine; sonsuz küçük küpün stres alanına göre konumuna bağlıdır. Gerilme tensörü köşegenleştirilebilir bir matristir, yani köşegen olmayan elemanlarının (kesme gerilmeleri) sıfıra dönüştüğü belirli bir koordinat sistemine döndürülebilir. Bu sistemde, küp üzerinde etkili olan tek gerilmeler, küpün temel gerilim eksenleri olarak adlandırılan normal vektörleri tarafından gösterilen yönlere yönlendirilir (Şekil 3.13) (Kassaras ve Kapetanidis, 2018).

3.5.2 *FaultKin* programı ile gerilme analizi

Veri setinin *FaultKin* (Marrett ve Allmendinger, 1990) programı yardımıyla analiz edilmesiyle, P ve T eksenleri fay geometrisi ve kayma yönü ile doğrudan ilişkilendirilir. Böylece, fayı iki düğüm düzleminden tanımlama gereği ortadan kalkmaktadır. Fay atım verilerinin (fault slip data) analizi için kullanılan bir bilgisayar programı olan FaultKin, "grafiksel" gerilme ters çözümü yöntemleri arasında sınıflandırılır. FaultKin programı ile P ve T eksenleri, istatistiksel çıkarımların doğrudan stereonet diyagramlarından çizilmesine izin veren konturlu grafikler olarak görüntülenmektedir. FaultKin yazılımı kullanıcı dostu bir ara yüz sağlarken, veriler ve analiz sonuçları grafiksel çizimler halinde görüntülenir. Odak mekanizmalarının içerdikleri her bir düğüm düzlemine ait doğrultu, eğim ve kayma açıları girdi olarak kullanılır. Bu formatta, tavan bloğun taban bloğa göre görece yer değiştirmesini gösteren kayma vektörü ile doğrultu yönünden kayma vektörüne saat yönünün tersinden olacak şekilde kayma açısı ölçülür. Bu durumda ters bileşenli faylar pozitif kaymaya, normal bileşenli faylar negatif kaymaya sahip olurlar. Programın çıktısı, gerilme tensörünün üç temel ekseninin gidiş (trend) ve dalım (plunge) açıları ile doğrultu, eğim ve kayma açıları yani fay parametreleridir (Kassaras ve Kapetanidis, 2018). (Program ile ilgili detaylar için Allmendinger, 2016'ya bakınız.)

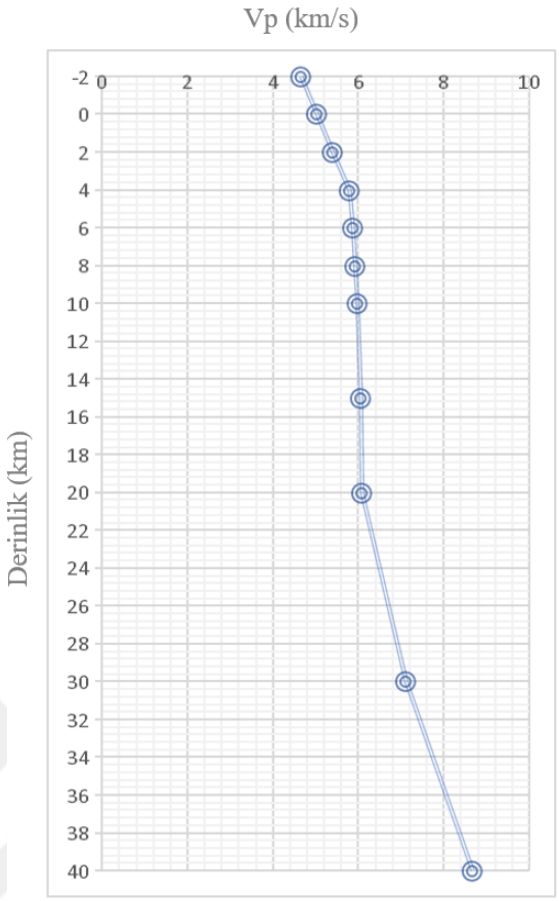
4. GÖKOVA KÖRFEZİ VE ÇEVRESİNİN ÜÇ BOYUTLU DERİN SİSMİK HIZ YAPISININ BELİRLENMESİ

4.1 Başlangıç Modelinin Belirlenmesi

Çalışma alanında, Doğanay-Özkan (2020)'de önerilen 7 tabakalı bir boyutlu modelden doğrusal interpolasyon yöntemi ile ara hız değerleri türetilerek elde edilen 11 tabakalı model (Çizelge 4.1 ve Şekil 4.1) başlangıç hız modeli olarak kullanılmıştır. Bölgede yapılan bir boyutlu ters çözümde kullanılan, rutin katalog verilerden ilk varış zamanları belirlenen depremler arasından, GAP <200 ile 10 adet P ve 5 adet S kriterlerine göre seçilmiş 1488 adet deprem (Doğanay-Özkan, 2020) veri kalitesi açısından uygun olması nedeniyle bu çalışmada da kullanılmıştır. Başlangıç modeli ve kullanılacak depremlerin elde edilmesi ile beraber sentetik veri üretilerek bölgede hangi alanlarda daha iyi çözünürlük sağlandığı test edilmiştir.

Çizelge 4.1 Başlangıç modeline ait derinlik ve P dalga hızı değerleri

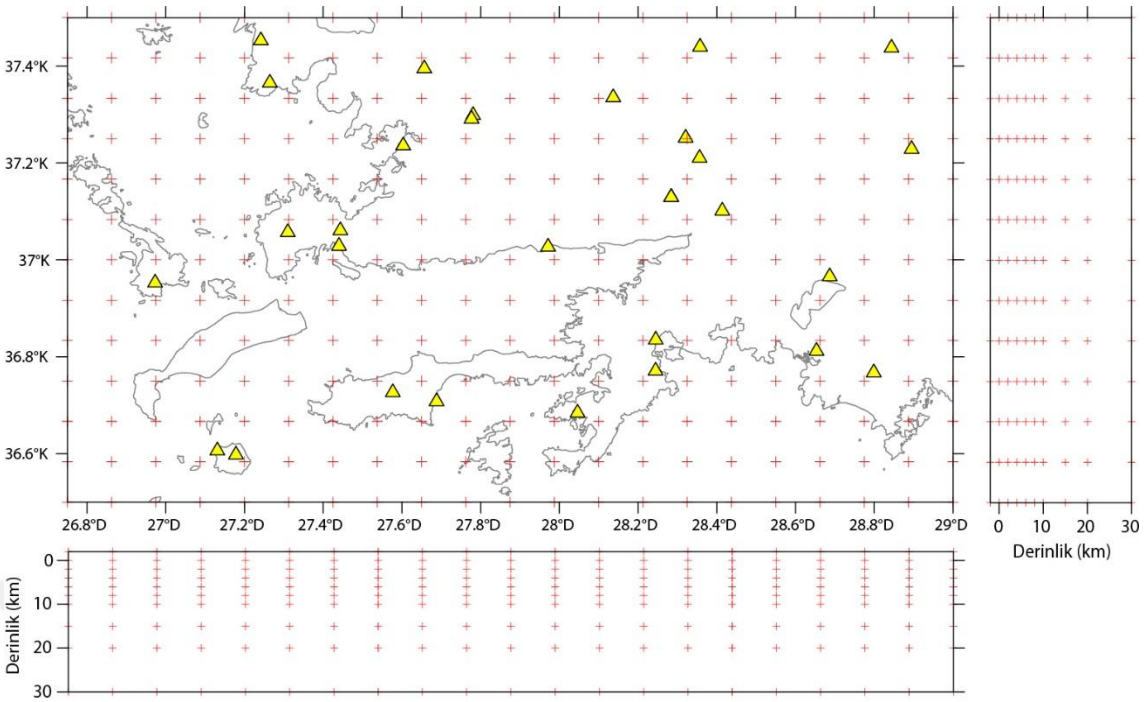
Derinlik (km)	-2	0	2	4	6	8	10	15	20	30	40
Vp (km/sn)	4.67	5.046	5.423	5.8	5.87	5.94	5.99	6.058	6.088	7.13	8.67



Şekil 4.1 Başlangıç modelinde kullanılan P dalga hızının derinlik ile değişimi

4.2 Sentetik Veri ile Dama Tahtası Analizi

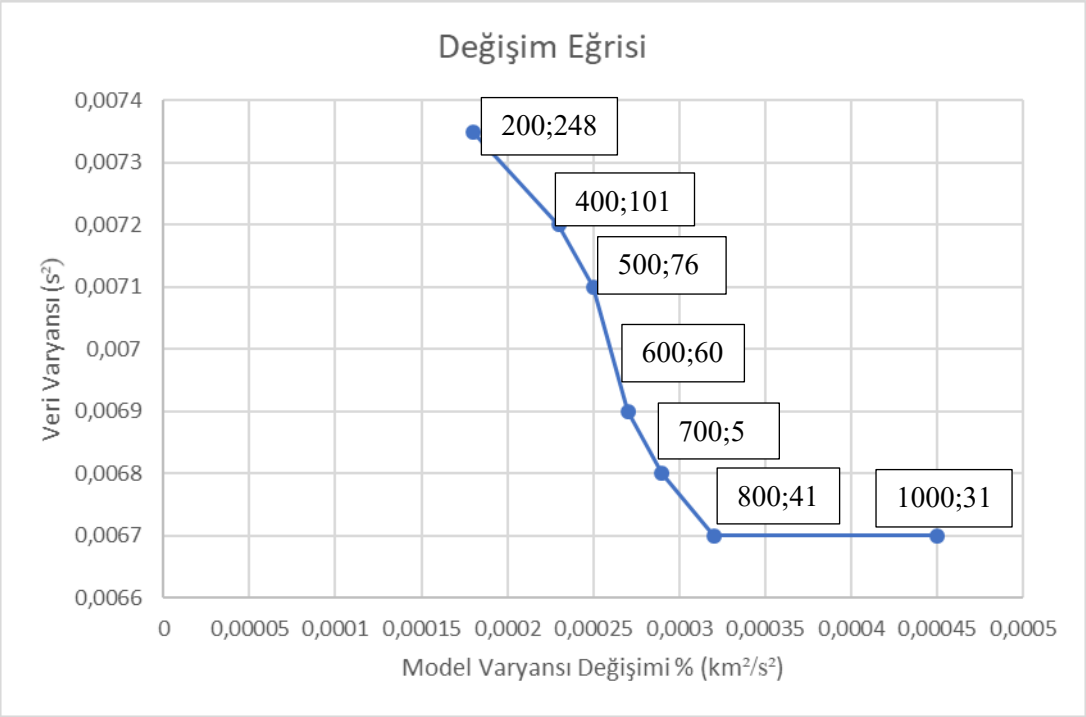
Çalışmada çözümlülük analizlerinden olan dama tahtası (checkerboard) analizi uygulanmıştır. Sentetik veride yeraltının düşük hızlarının 4 km/s ve yüksek hızların 6 km/s ile Vp/Vs oranının 1.73 ile temsil edildiği ortam için düz çözüm yapılmıştır. Tüm yönlerde hızların 5 km/s olarak tanımlandığı başlangıç modeli ile yapılan ters çözümde amaç, gerçek veri ile yapılacak olan tomografide çözünürlüğün yüksek veya düşük olduğu bölgeleri belirlemektir. Aynı istasyon geometrisi, odak konumları, veri ağırlıklandırmaları ve ışın yayılımını kullanarak sentetik varış zamanları üretildikten sonra 3B ters çözümde giriş verisi olarak kullanılmıştır. Sentetik veri oluşturulurken Gauss dağılımına uygun sıfır ortalamalı ve 0.1 sn standart sapması olan gürültü eklenmiştir. Farklı grid aralıklarına sahip modeller denenmiş ancak 10 km x 10 km modelin daha hassas çözünürlük sağladığı görüldüğünden çalışmada kullanılmasına karar verilmiştir (Şekil 4.2).



Şekil 4.2 10 km x10 km modele ait yatay ve düşey kesit. "+" işareti her bir grid hücresini temsil etmektedir. Derinlikte ise başlangıç modelindeki derinlik değerleri kullanılarak çalışma alanı parametrelendirilmiştir. Üçgenler istasyonların konumlarını göstermektedir

4.2.1 Sönümleme ve yumuşatma değerinin belirlenmesi

Ters çözümde kullanılan sönümleme ve yumuşatma değerinin doğru belirlenmesi hız modeli sonuçlarını ve çözünürlük hesaplarını etkilemektedir. (Kissling vd, 2001). Uygun seçilen sönümleme değeri hız modelinin yumuşak bir şekilde çeşitlenmesini ve veri varyansının (data variance) minimize olmasını sağlar (Eberhart-Philips,1986). Değişim eğrisi, sönümleme değeri için 200-1000, yumuşatma değeri için ise 0.5 -5 arasındaki değerler ile ters çözümde tek yineleme yapılarak elde edilmiştir (Şekil 4.3). En uygun sönümleme faktörü 600, yumuşatma değeri ise x,y ve z yönlerinde 2 olarak seçilmiştir ve en uygun yumuşatma değeri için sönümleme değerlerinin oluşturduğu eğri Şekil 4.3'te verilmiştir.



Şekil 4.3 Ters çözüm sırasında sentetik veriye uygulanan sönümleme ve yumuşatma değeri seçiminde kullanılan değişim eğrisi. Her bir verinin yanındaki kutucukta yazan sayılar sırasıyla sönümleme değerine ve o sönümleme değerinin ürettiği koşul sayısı (CND) değerine karşılık gelmektedir

En uygun sönümleme değerinin CND değerini ~ 60 yapan değer olduğu 3.Bölümde ayrıntılı olarak ele alınmıştı ancak değişim eğrisinde de görüldüğü üzere en uygun sönümleme değeri CND değerini 60 yapan değerdir. Sönümlü en küçük kareler yöntemi ile sistemi çözmek için koşul sayılarını (condition numbers) benzer yapmak gerekir ve bunun içinde farklı sonum değerleri kullanılmalıdır (Zhang ve Thurber, 2006). Bu nedenle ters çözümde veri ağırlıkları değiştikçe CND' yi ~ 60 yapan sönümleme değeri aranmıştır. Ters çözümde yineleme adımlarındaki CND değeri dikkate alınmamıştır (DeShon vd., 2007).

4.2.2 *Ph2dt ve tomoDD* programlarında parametre seçimi

Ph2dt programı ile deprem çiftlerini içeren fark verisi dosyası oluşturulmuş ve mutlak veri ile *tomoDD* programı giriş verisi olarak kullanılmıştır. Çizelge 4.2'de fark verisi oluşturulurken kullanılan parametreler verilmiştir.

Çizelge 4.2 Ph2dt programı giriş dosyasında kullanılan parametreler

MINWGHT	MAXDIST	MAXSEP	MAXNGH	MINLNK	MINOBS	MAXOBS
0	300	10	100	8	8	100

Yaklaşık 28000 adet P ve 22000 adet S dalgası ilk varış zamanlarından elde edilen mutlak veriler ile ph2dt programında üretilen 1.080.967 adet fark katalog P ve 688.769 adet fark katalog S verisi, *tomoDD* programında girdi olarak kullanılmıştır. Bu çalışmada çapraz ilişki verisi kullanılmamıştır. Fark ve mutlak veri dosyaları, hiyerarşik ağırlıklandırma (Çizelge 4.3) şeması ve başlangıç modeli belirlenerek (Şekil 4.1) *tomoDD* programında ters çözüm yapılmaya başlanmıştır. Ağırlıklandırmalar, DAMP, THRES ve NITER değerleri deneme- yanılma yoluyla en iyi çözünürlüğü elde edene kadar değiştirilerek bulunmuştur.

Çizelge 4.3 *TomoDD* programı giriş dosyasında kullanılan parametreler

NI-TER	WTCCP	WTCCS	WRCC	WDCC	WTCTP	WTCTS	WRCT	WDCT	WTCD	DAMP	JO-INT	THRES
1	-9	-9	-9	-9	0.1	0.05	-9	-9	1	310	0	40
2	-9	-9	-9	-9	0.1	0.05	-9	10	1	600	1	40
2	-9	-9	-9	-9	0.1	0.05	8	10	1	250	0	40
2	-9	-9	-9	-9	0.1	0.05	8	10	1	500	1	40
2	-9	-9	-9	-9	1	0.5	8	10	0.01	270	0	100
2	-9	-9	-9	-9	1	0.5	8	10	0.01	550	1	100
2	-9	-9	-9	-9	1	0.5	8	8	0.01	270	0	100
3	-9	-9	-9	-9	1	0.5	8	8	0.01	530	1	100

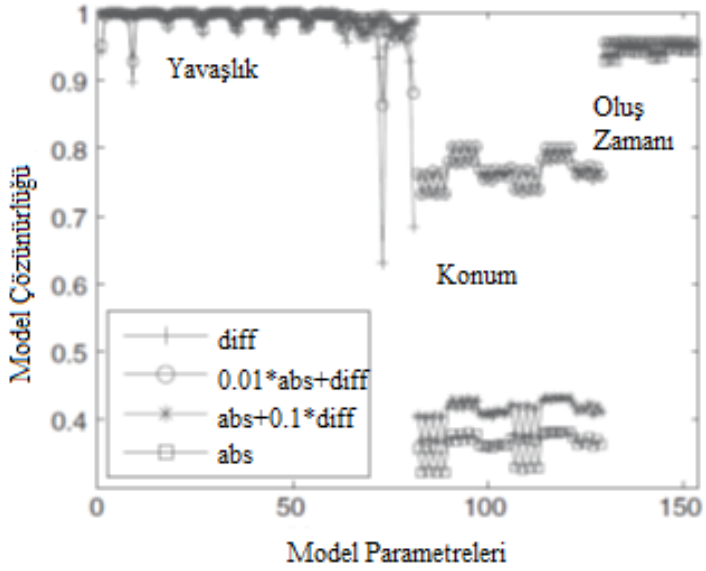
Ancak temel olarak, *TomoDD* programında kullanılan hiyerarşik ağırlıklandırma şeması (Çizelge 4.3) belirlenirken, mutlak ve fark verilerinin birbirlerine göre ağırlıklarının kontrolü sağlanmıştır. Ters çözüme mutlak verinin yüksek ağırlıklandırılması ile başlanarak geniş çaplı hız heterojenitesi elde edilmiş ve ardından fark verisinin yüksek ağırlıklandırılması ile kaynakların yakınında daha iyi çözünürlük sağlanmıştır (DeShon vd., 2007).

4.2.3 Veri ağırlıklandırma ve yeniden-ağırlıklandırma

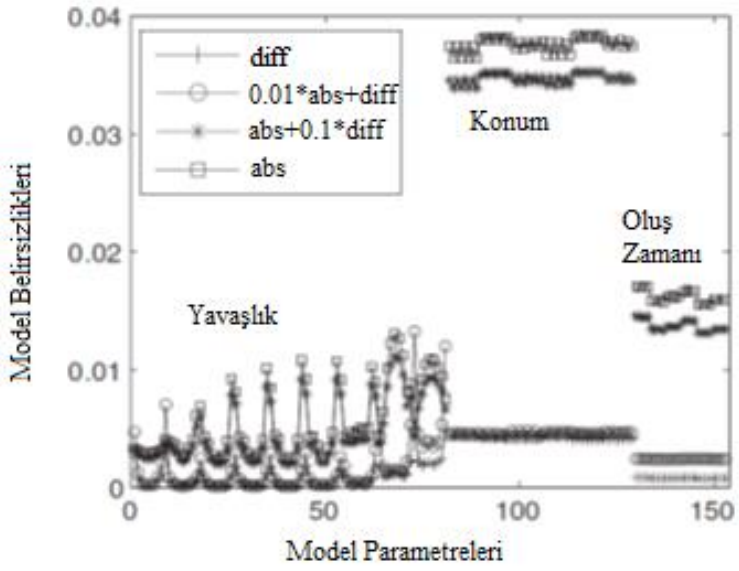
Çalışmanın bu bölümünde sıkça kullanılan "abs" kısaltması ile mutlak veri (absolute data) ve "diff" kısaltması ile de fark verisi (differantial data) kastedilmektedir. Zhang ve Thurber (2006)'a göre fark verilerine yüksek ağırlık (0.01*abs+diff) verildiğinde deprem konumlarda yüksek çözünürlük değerleri kullanılarak daha iyi çözüm olmaktadır (Şekil 4.4). Model kenarlarındaki yavaşlık parametreleri için, mutlak veriye uygulanan yüksek ağırlıklandırma (abs+0.1*diff) ile sistem yüksek model çözünürlüğüne sahiptir (Şekil 4.5). Ayrıca yavaşlık parametreleri için model çözünürlüğünün genel olarak konum parametrelerinden yüksek olduğu görülmüştür. Mutlak veriye yüksek ağırlık verildiğinde model belirsizlikleri özellikle deprem konumlarında ve başlangıç zamanlarında artmaktadır. Bütün sistemler için başlangıç zamanıyla ilişkili model belirsizlikleri odak konumlarında çok daha küçüktür. Bunun nedeni başlangıç konumlarının arasındaki boyutsal farklılıklardır (Klein, 1978). Örneğin odak konumundaki birkaç kilometrelik değişiklik, başlangıç zamanındaki 1 saniyelik değişikliğe eşdeğerdir.

Şekil 4.5'te görüldüğü üzere model belirsizliklerinin yüksek olmaya meyilli olduğu model hücreleri bulunmaktadır (x=5 ve X=50). Bunun nedeni buradaki hücrelerden daha az sayıda ışın geçişidir. Model belirsizliklerinin karakteristik özelliği fark verisinin yüksek ağırlıklandırıldığı (yalnızca diff veya diff+0.01*abs birbirine benzer sonuçlar üretir) sistemlerde bazı model hücrelerinde model belirsizliklerini oluşturmasıdır. Fark verisine yüksek ağırlık verilmesi sistemde konum model parametreleri için yüksek model çözünürlüğü elde edilmesini sağlamıştır. Sistemde hem mutlak hem de fark verisi ağırlıkları 0.01 ile 1 arasında değiştirilerek konum parametreleri için yalnızca mutlak veri kullanan sistemlerden daha yüksek model çözünürlüğü ve düşük model belirsizliği sağlanmıştır. Model kenarlarındaki bazı yavaşlık model hücrelerinde mutlak verinin yüksek ağırlıklandırılması (abs ve abs+0.1*diff) ile yüksek model çözünürlüğü ve düşük model belirsizliği elde edilmiştir (Zhang ve Thurber, 2006).

Mutlak verinin yüksek ağırlıklandırıldığı ters çözüm aşamasında DWS≥40, fark verilerinin yüksek ağırlıklandırıldığı aşamada ise DWS≥100 seçilmiştir. Ters çözümde mutlak veriye yüksek ağırlık vererek başlanmıştır. Sentetik veride kullanılan parametrizasyon gerçek verinin ters çözümünde de kullanılmıştır (Çizelge 4.3).



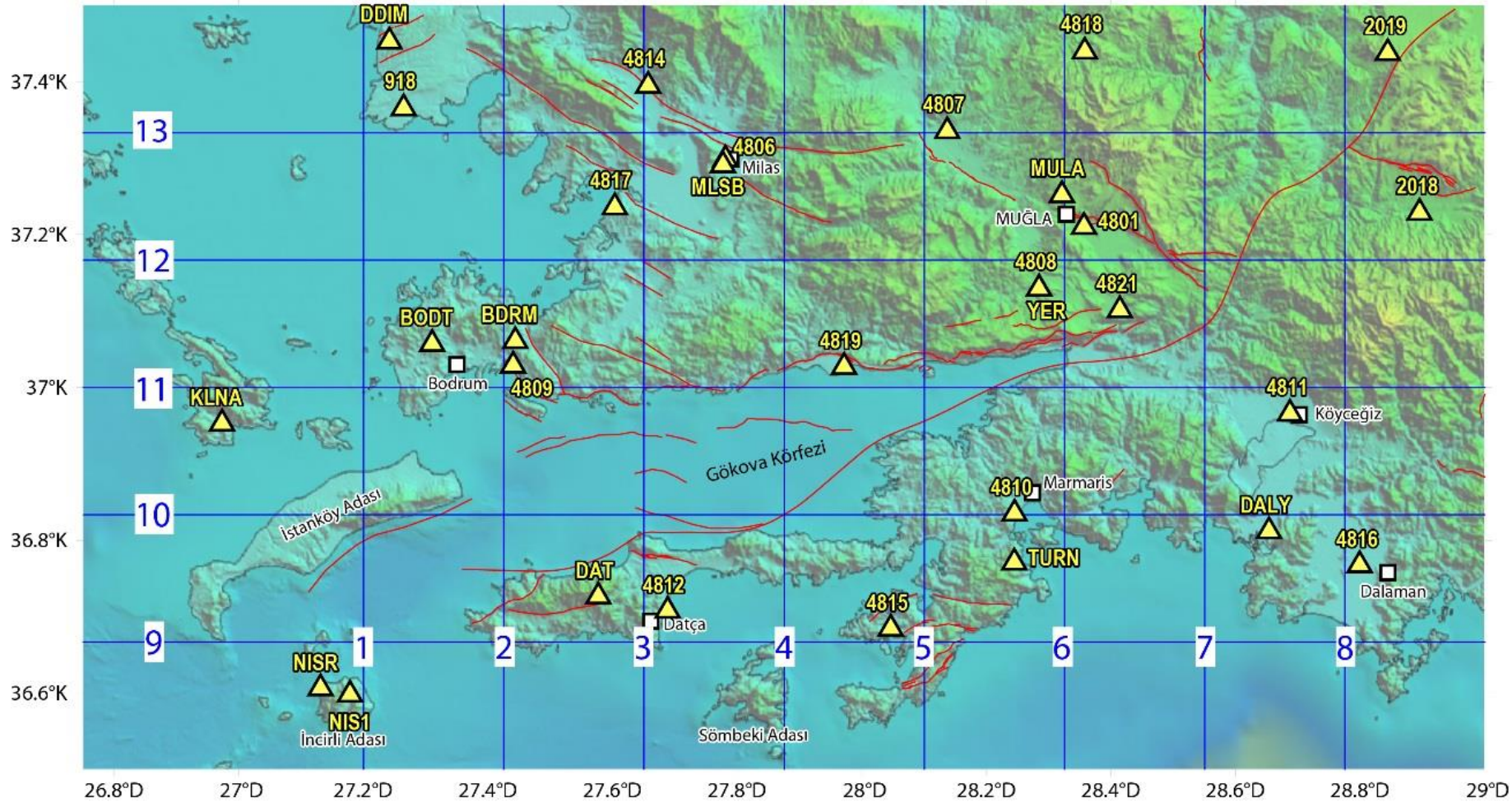
Şekil 4.4 Farklı veri tiplerinin sönümlü en küçük kareler çözümü kullanılarak deprem konumlarını ve hız yapısının eş zamanlı belirlenmesiyle elde edilen konum ve yavaşlık model parametreleri için model çözünürlüğü grafiği. Abs+0.1diff, diff+0.01abs, abs ve diff kullanıldığında model parametreleri olan konum, yavaşlık modeli ve başlangıç zamanlarındaki değişimleri göstermektedir (Zhang ve Thurber, 2006)



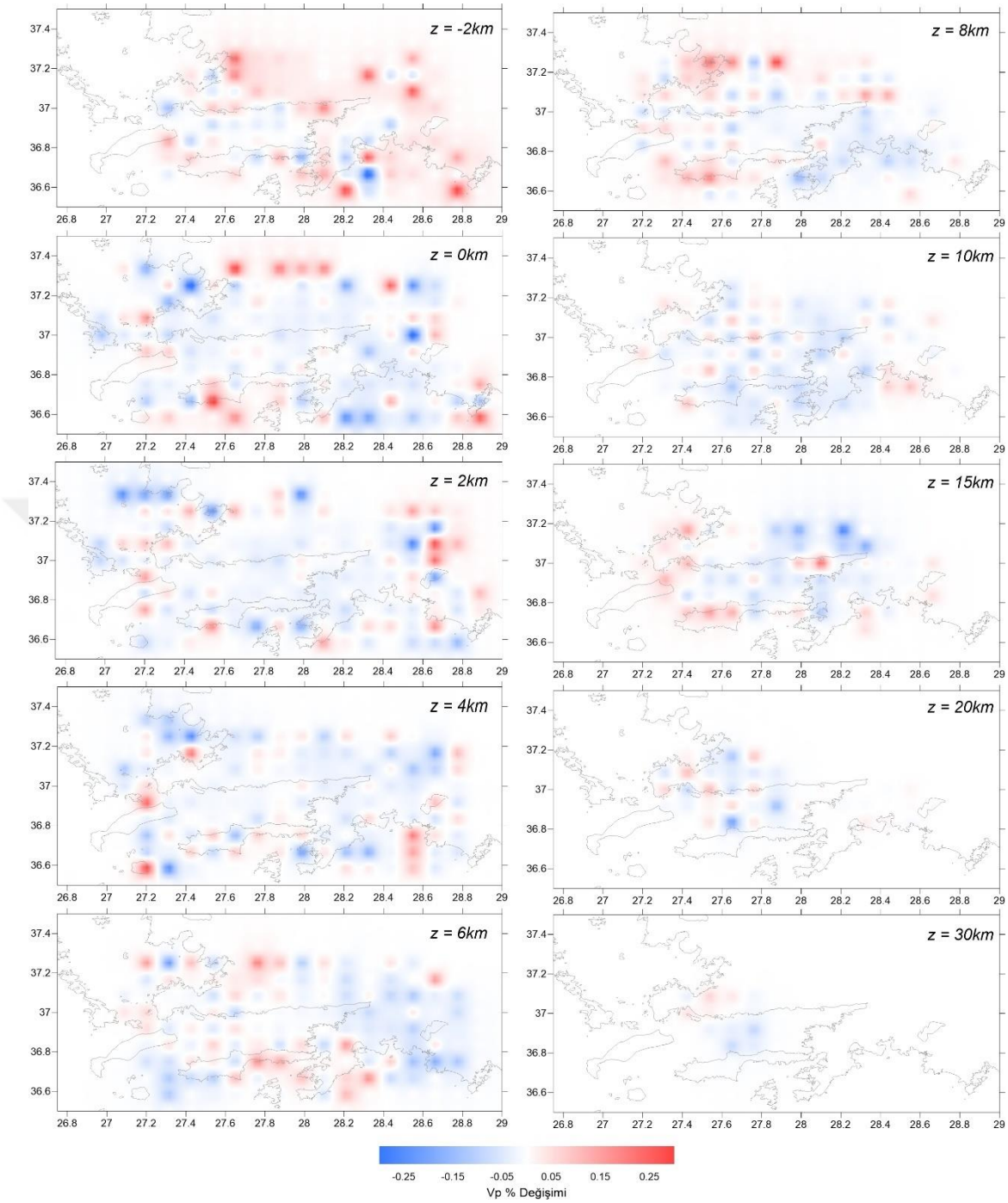
Şekil 4.5 Farklı veri tiplerinin sönümlü en küçük kareler çözümü kullanılarak deprem konumlarını ve hız yapısının eş zamanlı belirlenmesiyle elde edilen konum ve yavaşlık model parametreleri olan konum ve yavaşlık modeli için model belirsizliği grafiği. Abs+0.1diff, diff+0.01abs, abs ve diff kullanıldığında model parametreleri olan konum, yavaşlık modeli ve başlangıç zamanlarındaki değişimleri göstermektedir (Zhang ve Thurber, 2006)

4.2.4 Sonuçların değerlendirilmesi

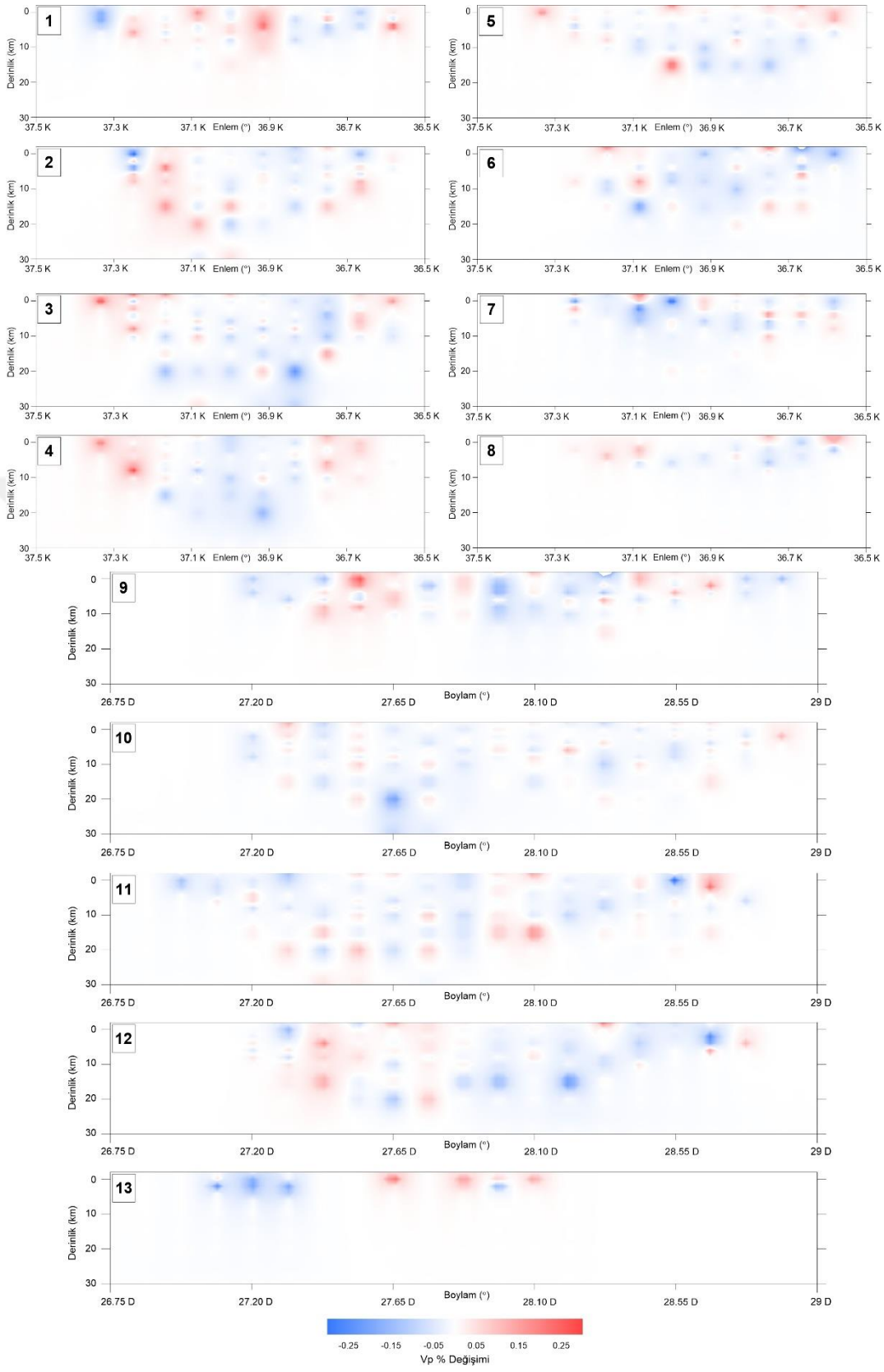
Şekil 4.6'da verilen harita ile çalışma alanında topoğrafya ve fayların konumları ile beraber model kesit hatları ve sismik istasyonların konumları (istasyon bilgileri için EK 2'ye bakınız) görülmektedir. Bir önceki alt bölümde anlatılan aşamalardan sonra sentetik veri ile ters çözüm yapılmış ve sentetik P dalga hız değişim modeli elde edilmiştir. P dalgası sentetik seyahat zamanlarının ters çözümü sonucu 10 kmx10 km'lik düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modelinden elde edilmiş modelin düzlemsel haritalar üzerinde gösterimi ile (Şekil 4.7) ve modelden elde edilmiş model kesitlerinin (Şekil 4.8) görselleri incelendiğinde, depremlerin yoğun olarak kümelendiği Bodrum yarımadasının ve Körfez'in batısında 30 km'ye kadar çözünürlüğün iyi olduğu ancak, kullanılan depremlerin çoğunlukla sığ depremler olması nedeniyle 30 km'nin altındaki derinliklerden bilgi alınamadığı görülmektedir. Yine model kenarlarındaki çözünürlüğün modelin merkezine oranla daha az olduğu gözlenmektedir.



Şekil 4.6 Çalışma alanında topoğrafya ve fayların konumları ile beraber model kesit hatlarını ve sismik istasyonların konumlarını gösterir harita



Şekil 4.7 P dalgası sentetik seyahat zamanlarının ters çözümü sonucu 10 kmx10 km'lik düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modelinden elde edilmiş düzlemsel harita gösterimi

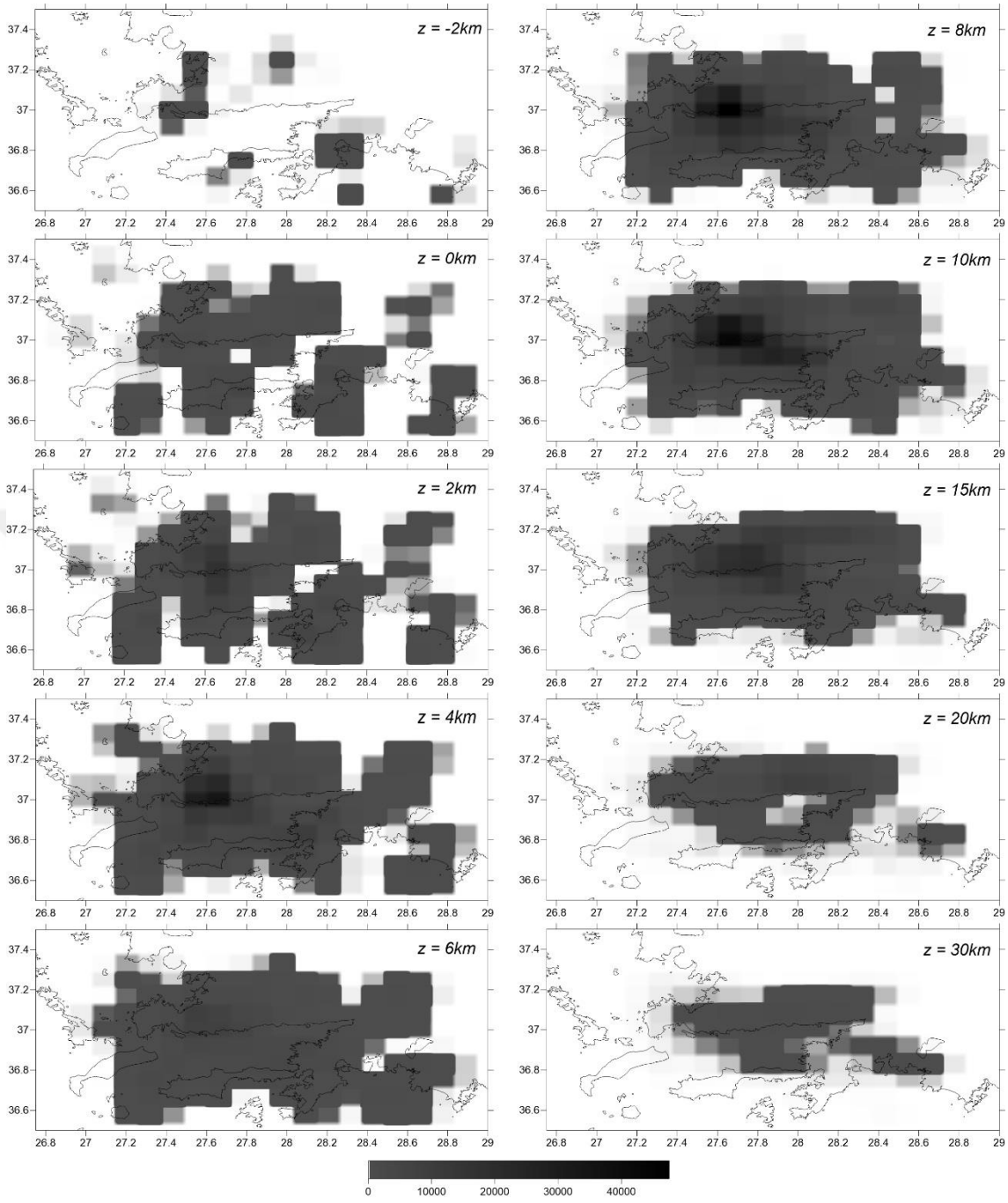


Şekil 4.8 P dalgası sentetik seyahat zamanlarının ters çözümü sonucu 10 kmx10 km'lik düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modelinden elde edilmiş model kesitlerinin görüntüleri

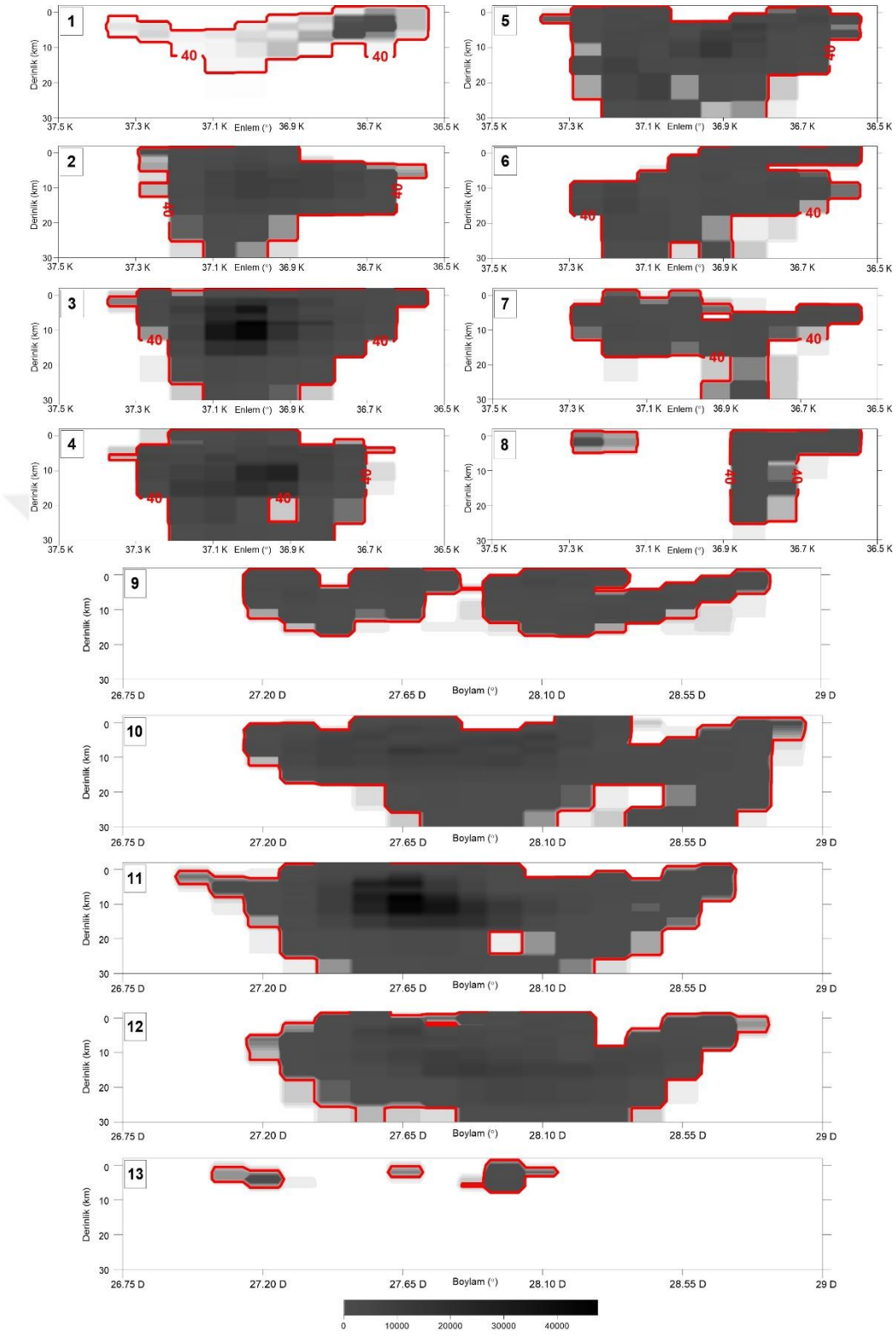
4.3 Gerçek Veri ile Ters Çözüm

1488 adet depremden 1442'si yeniden konumlandırılmış ve 30 km'ye kadar 3 boyutlu P ve S dalga hızı modelleri ile Vp/Vs oranının modeli elde edilmiştir. Vp/Vs, üç boyutlu ters çözüm sonucu elde edilen mutlak P dalga hızlarının mutlak S dalga hızlarına doğrudan bölünmesi ile elde edilerek görselleştirilmiştir. Bu modellerin hem düzlemsel haritalar (Şekil 4.11 ve Şekil 4.14) üzerinde gösterimi verilmiş hem de K-G (Şekil 4.12 ve Şekil 4.15) ve D-B (Şekil 4.13 ve Şekil 4.16) doğrultulu kesitleri oluşturulmuştur. Her bir veri için K-G yönünde 8 adet ve D-B yönünde 5 adet olmak üzere toplam 13 adet kesit oluşturulmuştur.

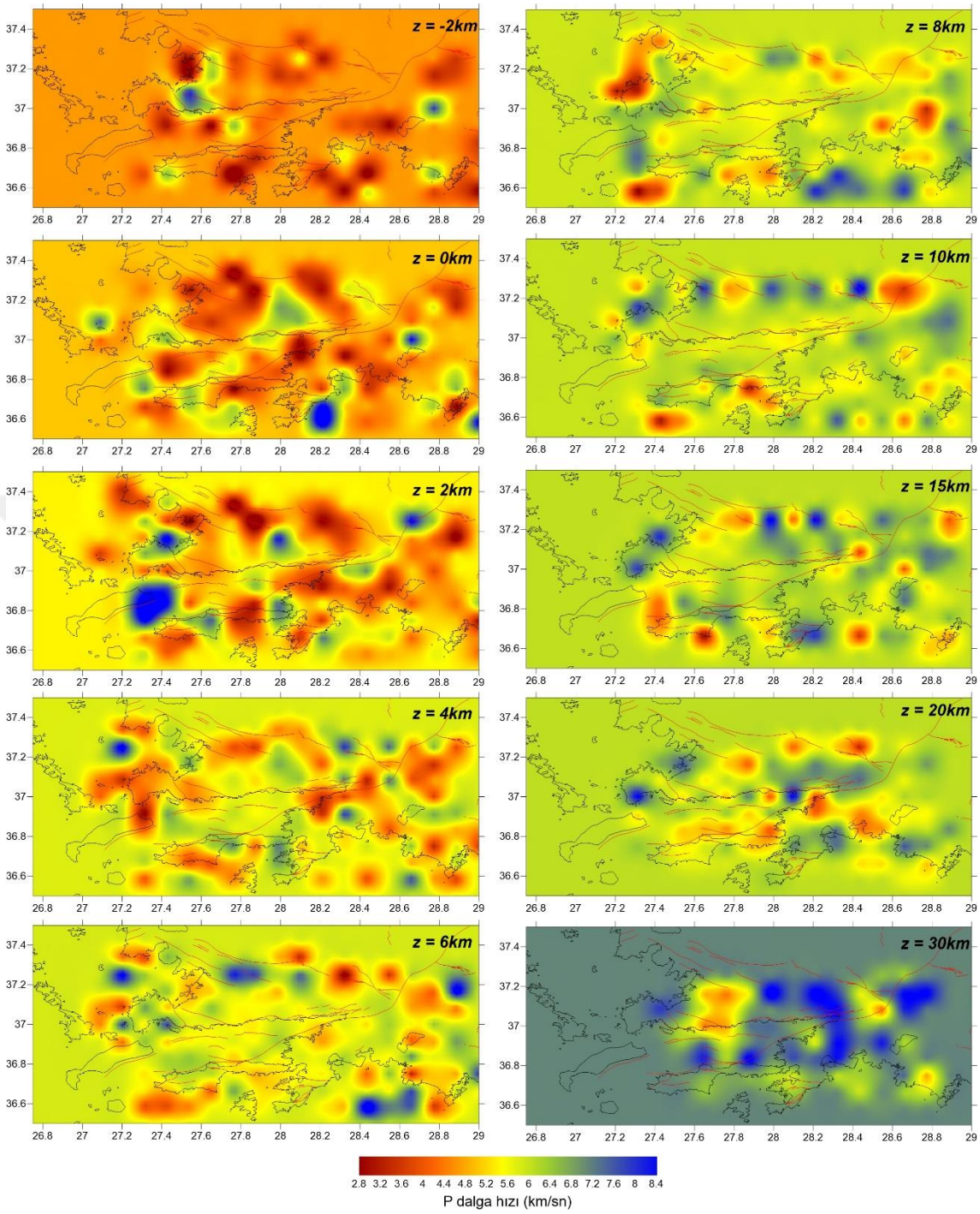
Yine aynı şekilde DWS değerlerine ait düzlemsel harita gösterimi (Şekil 4.9) ve K-G ve D-B doğrultulu kesitleri (Şekil 4.10) verilmiştir. *TomoDD* programında ters çözüm işlemi sonlandırıldığında her yineleme sonrasında oluşturulan hız modelleri ile beraber DWS değerleri de üretilerek bir dosyaya yazılmaktadır. DWS (derivative weight sum) modelin iyi çözülüp çözülemediğini nitel olarak tanımlamak için kullanılan ışın örnekleme yoğunluğudur. Büyük sismik tomografi problemleri için model çözünürlüğü matrisini hesaplamak zor olduğundan model çözünürlüğünü niteliksel olarak karakterize etmek için kullanılır (Zhang ve Thurber, 2007).



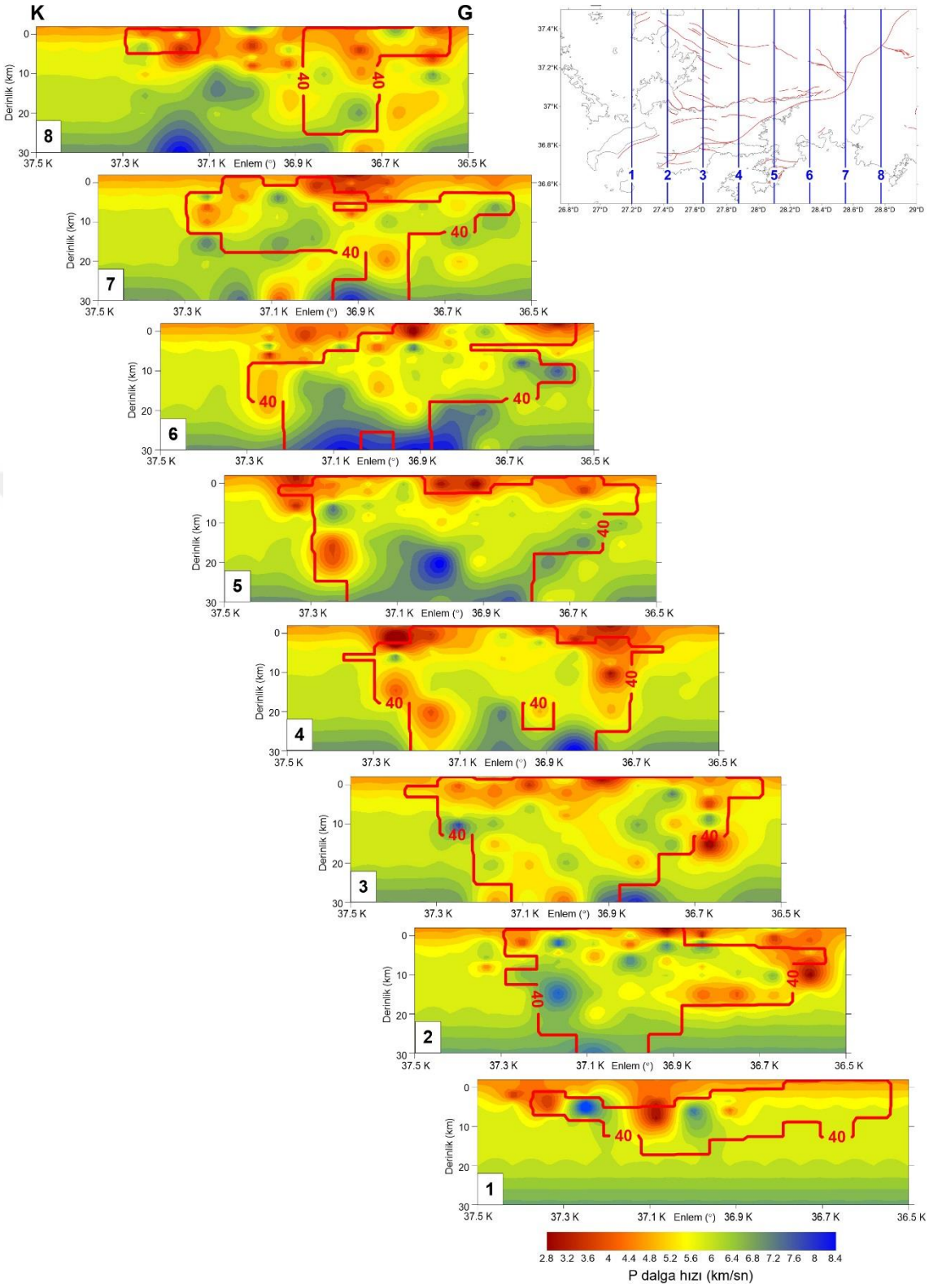
Şekil 4.9 Derinlikle değişen yatay düzlemler üzerinde DWS konturlarının gösterimi. DWS, belirlenen grid noktalarına karşılık gelen hacimlerdeki veri örneklemesi sayısının ağırlıklandırılmış bir ölçümüdür. Koyu renkler yüksek DWS değerlerini göstermektedir



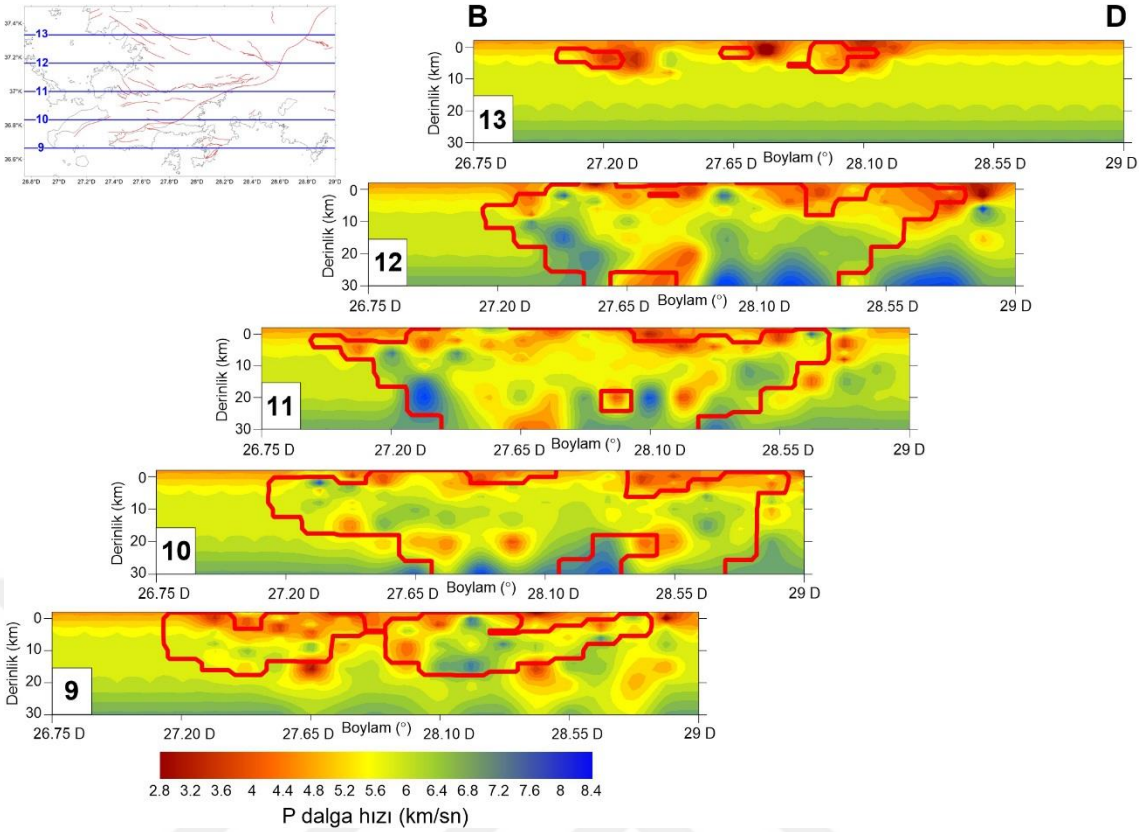
Şekil 4.10 K-G ve D-B yönlerinde profil kesitleri boyunca DWS konturlarının gösterimi. Kırmızı çizgi DWS=40 göstermektedir. DWS≥40 olan düğüm noktalarının yorum için yeterli çözüme sahip olduğu düşünülmektedir



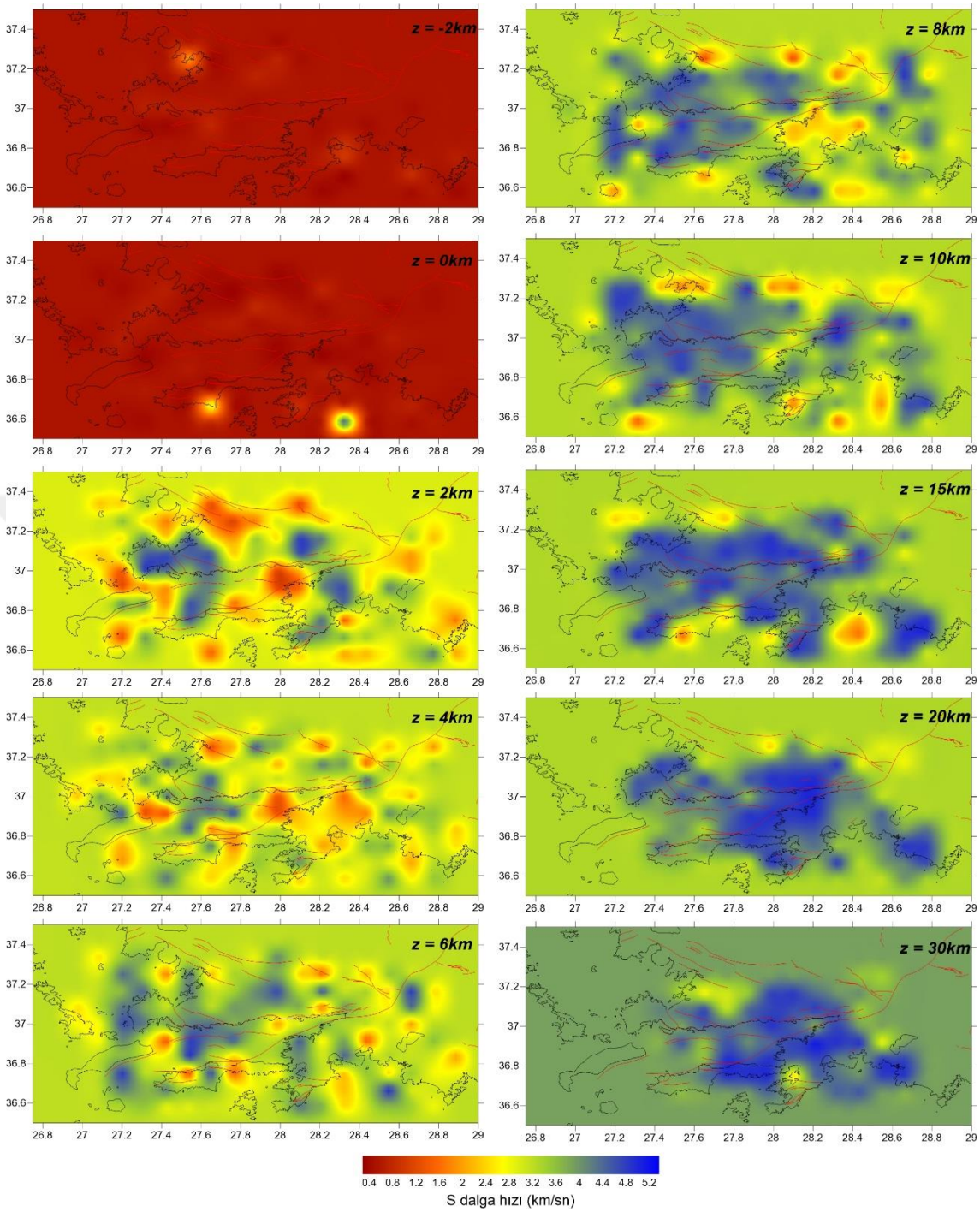
Şekil 4.11 P dalgasının mutlak hızlarının düzlemsel harita üzerinde gösterimi



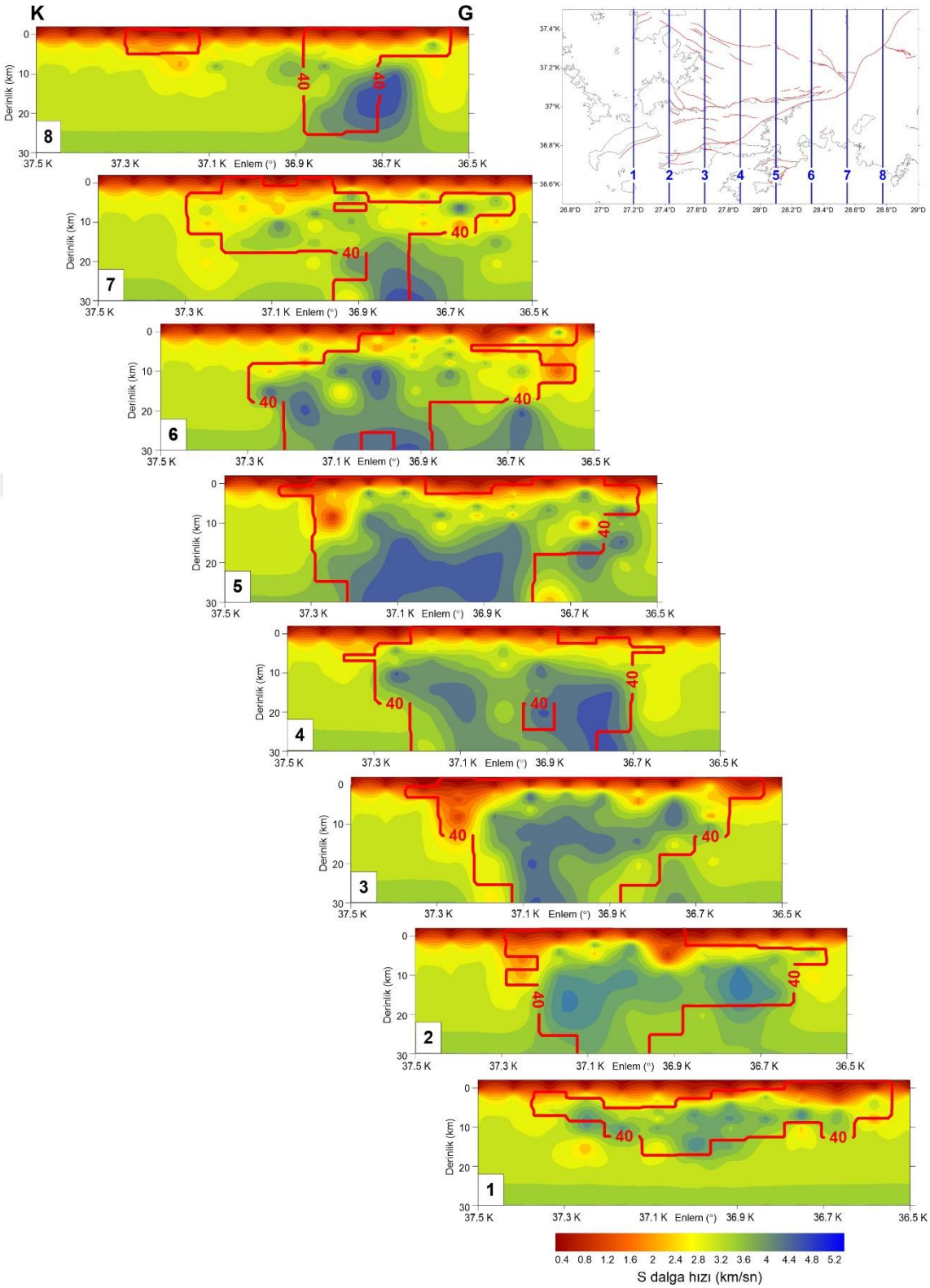
Şekil 4.12 P dalga hızı modelinin K-G doğrultulu kesitleri. Kırmızı çizgi DWS=40'ı göstermektedir



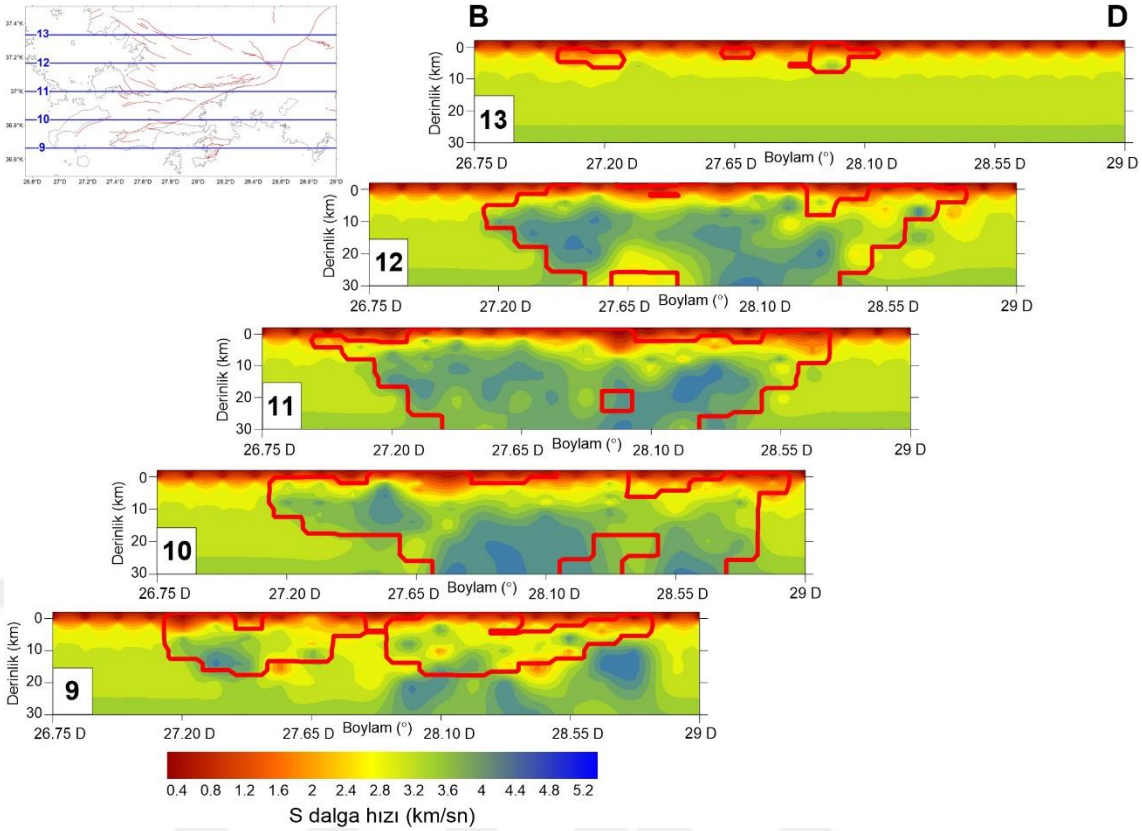
Şekil 4.13 P dalga hızı modelinin D-B doğrultulu kesitleri. Kırmızı çizgi DWS=40'ı göstermektedir



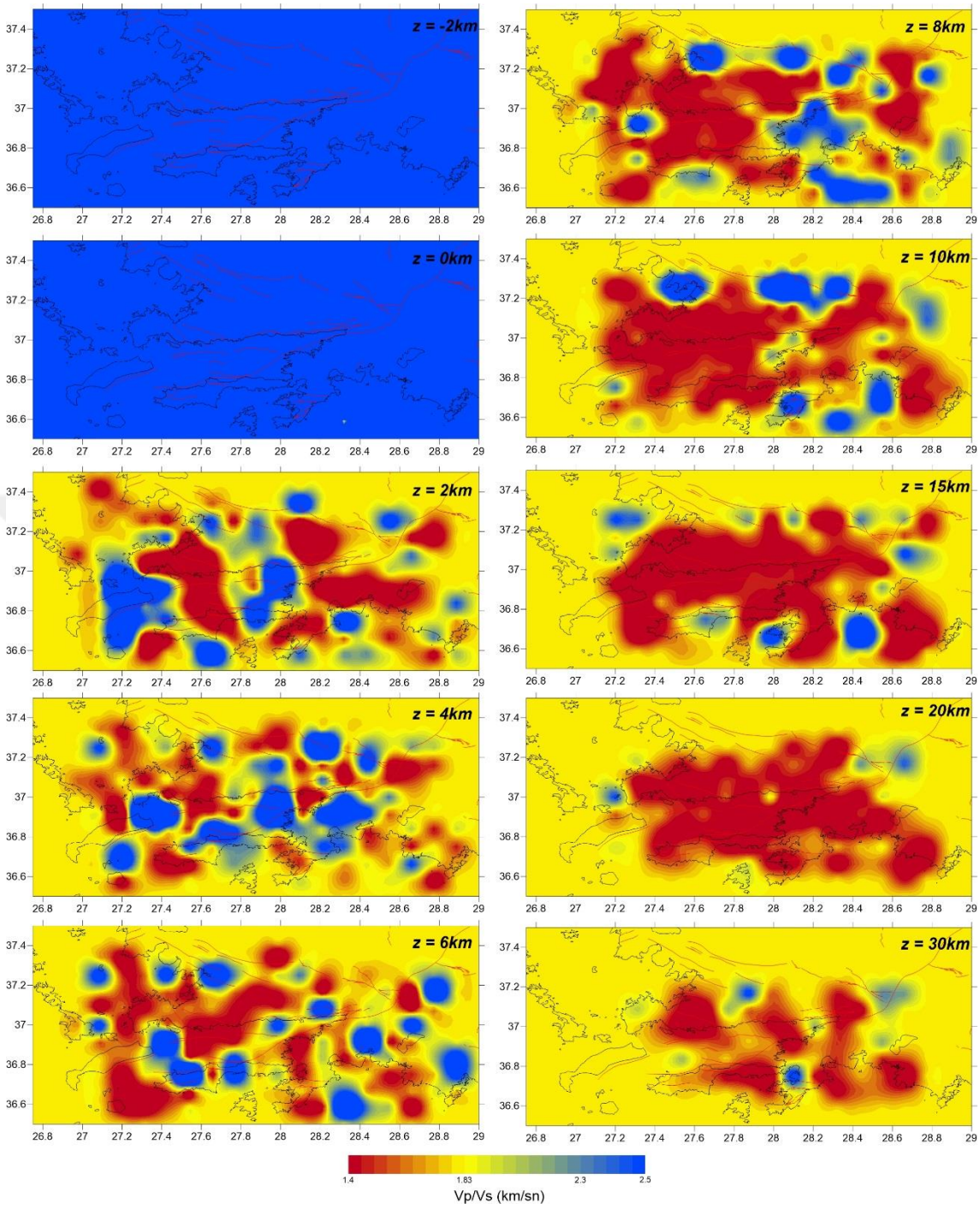
Şekil 4.14 S dalgasının mutlak hızlarının düzlemsel haritalar üzerinde gösterimi



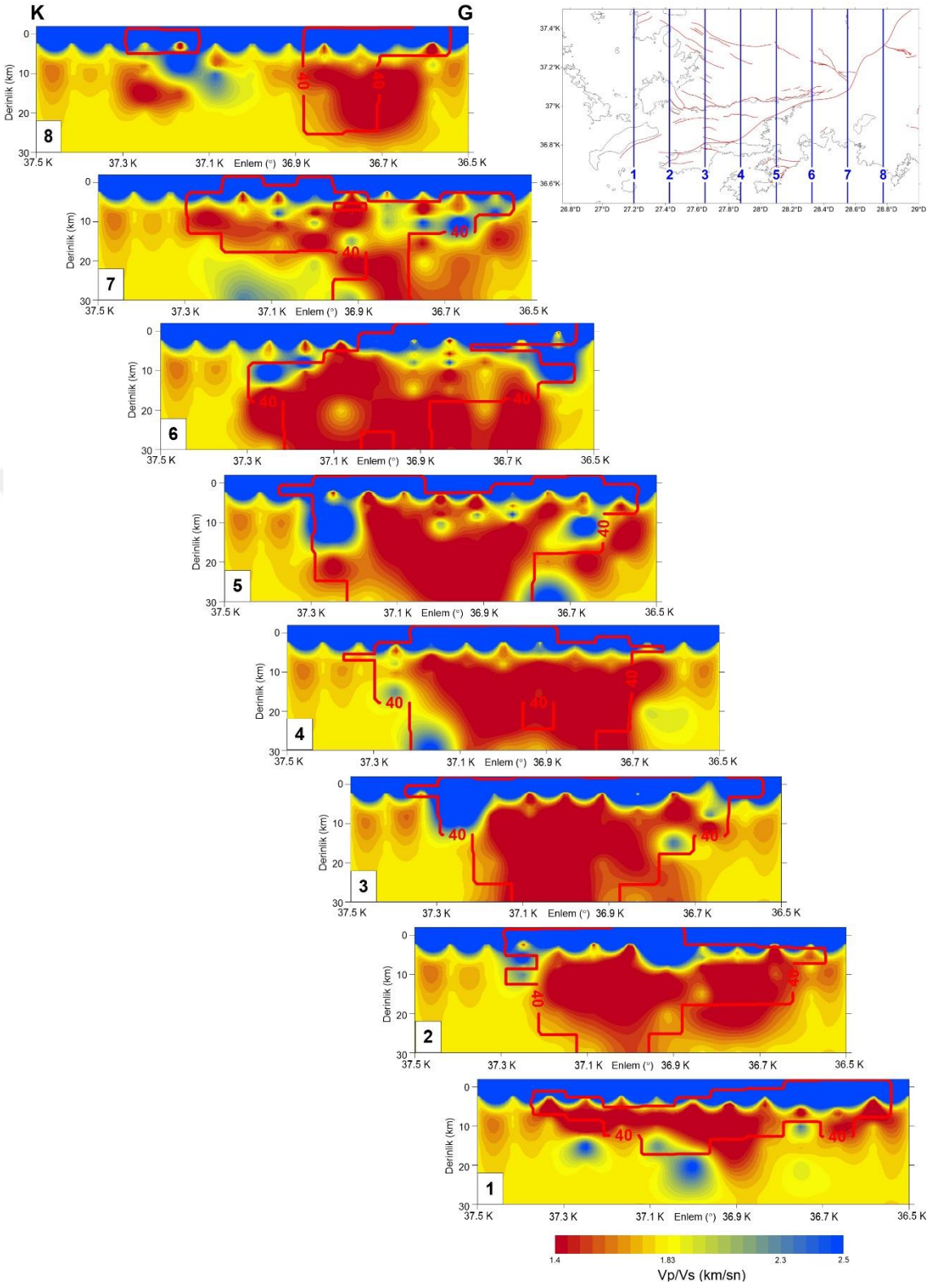
Şekil 4.15 S dalgası hız modelinin K-G doğrultulu kesitleri. Kırmızı çizgi DWS=40'ı göstermektedir



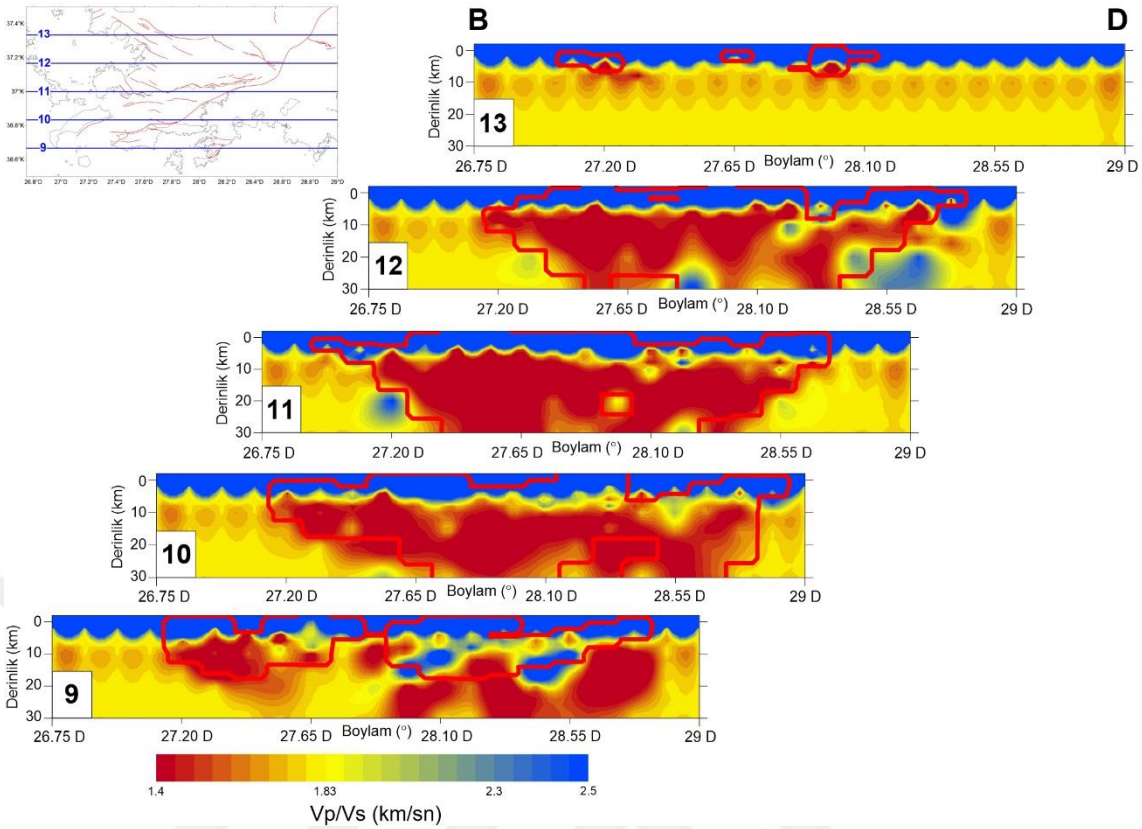
Şekil 4.16 S dalgası hız modelinin D-B doğrultulu kesitleri. Kırmızı çizgi DWS=40'ı göstermektedir



Şekil 4.17 Vp/Vs oranının düzlemsel haritaları. Vp/Vs oranı, üç boyutlu ters çözüm sonucu elde edilen mutlak P dalga hızlarının mutlak S dalga hızlarına doğrudan bölünmesi ile elde edilerek görselleştirilmiştir



Şekil 4.18 Vp/Vs oranının K-G doğrultulu kesitleri



Şekil 4.19 Vp/Vs oranının D-B doğrultulu kesitleri

4.3.1 Tomografik sonuçların yorumlanması

En iyi çözünürlük hacmi içerisinde sismik hız yapısı için iki farklı anomali bölgesi olduğu görülmüştür (Şekil 4.12, 4.15 ve 4.18). Birinci hız yapısı hem P hem de S dalga hızlarının oldukça düşük olduğu dolayısıyla Vp/Vs oranının yüksek olduğu suya doygun kırıklı-çatlaklı ve gözenekli bir yapı olan sedimanter havzadır. Havza yaklaşık 4-5 km'ye kadar gözlenmektedir.

İkinci hız yapısı P dalga hızının düşük, S dalga hızının nispeten yüksek olduğu ve Vp/Vs oranının düşük olduğu görülmektedir. Bu çalışmada anomaliler deprem odaklarının kümelendiği alanlarda gözlenmektedir. Bunlar gaz ihtiva ettiği düşünülen, sıvı ihtiva etmeyen kırık yoğunluğu yüksek alanlarda görülen anomalilerdir. (Nugraha vd, 2019). Sistem buhar baskın olması durumunda kuru duruma benzer davranış sergiler ve gazın tuzlu suya oranla daha yüksek sıkıştırılabilmesi nedeniyle düşük Vp/Vs anomalisi gözlenir. S dalga hızı yavaşça azalırken P dalgası hızı aniden düşer, bu da düşük bir Vp/Vs anomalisine neden olur. Yüksek gözenek basıncı durumunda gaz, ihmal edilemez bir bulk modulüne sahiptir ve doygun bir akışkan gibi davranır (Mavko vd, 2003). Jeotermal alanlarda yapılan tomografik çalışmalar buhar dolu hacimlerin düşük Vp/Vs anomalileri ile ilişkili olduğunu göstermektedir (Julian vd, 1996). Buna göre, çalışma alanında depremsellik yaratan kırık zonlarının gaz içerebileceği yorumlanabilir. Ayrıca kırık zonları dışında kalan ve bu tip anomali gösteren bölgeler ise sıcak magma sokulumları olarak yorumlanmıştır.

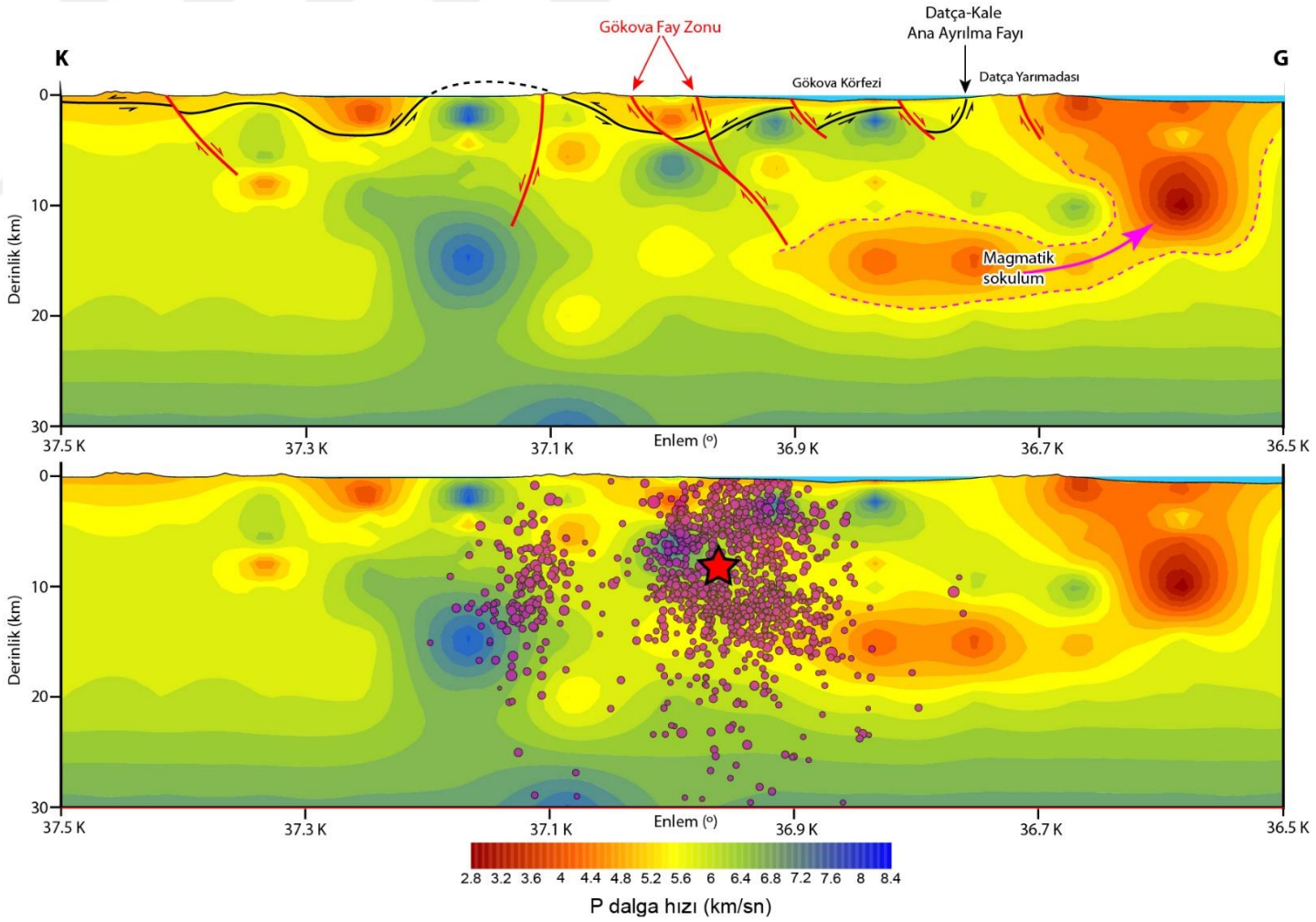
Görsel tomografik veriler ışığında bölgede oluşan büyüklüğü Mw=6.5 olan ana şok ve bu çalışmada kullanılan 2017 yılına ait deprem verileri göz önünde bulundurulduğunda iki farklı fayın Gökova Körfezinin batısında ve Bodrum yarımadasında aktif olduğu belirlenmiştir. Şekil 4.20'de 2 numaralı K-G doğrultulu kesitin tektonik yorumunda; DKAF ve onu kesen GFZ açıkça görülmektedir. GFZ, yüzeydeki morfolojik özellikler de dikkate alınarak iki parçalı olarak çizilmiştir. Bu iki parça arasında küçük bir ada bulunmaktadır. Morfolojik olarak adanın kuzeyi ve güneyinde gözlenen fayın derinlerde birleştiği düşünülmektedir. GFZ'nin hemen kuzeyindeki kuzeye eğimli fay da kesitte görülmektedir. Deprem dağılımından sadece ana şok ve yakın civarındaki depremler iz düşürülerek kesitler yorumlanmıştır. Yani yorumda karışıklığa neden olmamak amacıyla Körfezin en doğusundaki deprem kümesi iz düşürülmemiştir. Depremlerin kesitteki

dağılımı da faylarla uyumludur. DKAF'nin geometrisinin net bir şekilde çizildiği kesitte temel kaya ve sedimanter havza ayrımı görülmektedir. En kuzeyde genç bir fay yine DKAF'yi kesmektedir. En güneyde ise 0-15 km arasındaki düşük hız zonunun magmatik sokulum olabileceği düşünülmekte ve yorumlanmaktadır.

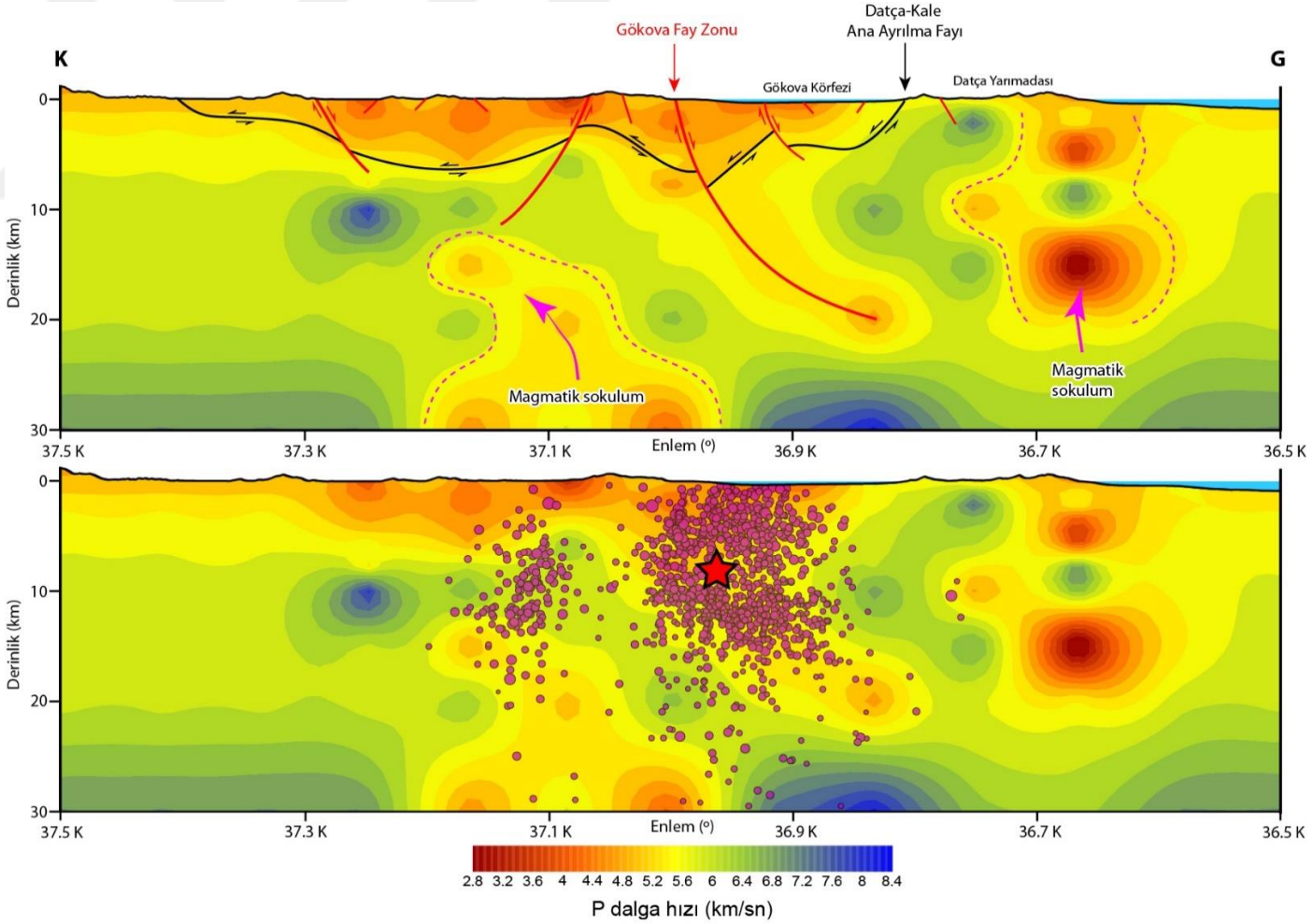
Şekil 4.21'de verilen 3 numaralı K-G doğrultulu kesitte; düşük açılı bir ayrılma fayı olan DKAF'yi kesen daha genç, bir normal fay olan güneye eğimli GFZ'nin ~20 km derinliğe ulaştığı görülmektedir. Kurt (2000)'un sismik yansıma kesitlerinde Datça Fayı (Şekil 4.24) olarak adlandırılan; görüntülenebildiği kadarıyla DKAF'nin geometrisi ile ona antitetik ve sintetik durumdaki fayların Gökova Körfezi içindeki konumları ve havza geometrisi bu tez çalışmasında elde edilen sonuçları destekler niteliktedir. Ayrıca Milas'ın hemen kuzeyinde yüzeye çıkan DKAF'nin kuzeye doğru devamı da tomografik kesitte (Şekil 4.21) net olarak görülmektedir. GFZ'nin kuzeyinde biri kuzeye diğeri güneye eğimli iki büyük normal fay tomografik kesitte gözlenmektedir. Bu faylar yüzeyde topoğrafik olarak da belirgindir. Özellikle, kuzeye eğimli ve yaklaşık 10 km derinliğe kadar uzanan fay üzerinde deprem etkinliği bulunmaktadır. GFZ ile birlikte bu iki genç fay, daha yaşlı olan DKAF'ı keser durumdadır (Şekil 4.21).

4 numaralı K-G doğrultulu kesitte; yine GFZ ve DKAF'nin geometrileri gözlenmekte DKAF'nin fay düzlemi çizilebilmektedir. 10-30 km arasında Datça yarımadasının güneyinde bulunan düşük hız zonu magmatik sokulum olarak yorumlanmıştır (Şekil 4.22).

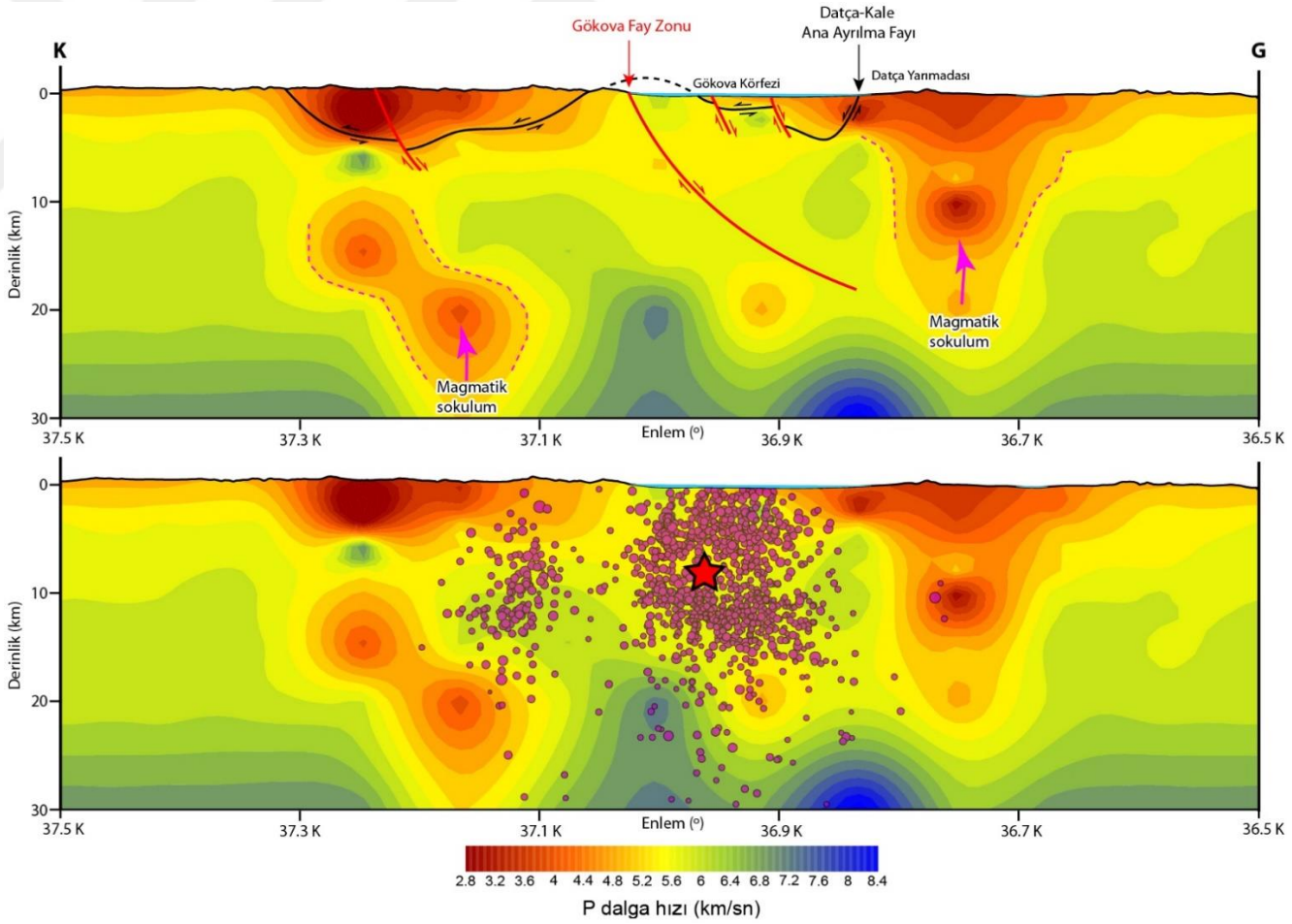
11 numaralı D-B doğrultulu kesit, GFZ ile aynı doğrultudadır ancak deprem dağılımlarının yoğunlaştığı Körfezin batısından doğuya doğru GFZ, KD'ye doğru yönelmektedir. Özellikle depremlerin yoğun olduğu Körfez'in batı bölümünde kesit hattının GFZ'ye paralel olduğu ve GFZ fay düzlemini kesebildiği kadarıyla tomografik kesitin düşük hız zonu içindeki kesikli çizgiler ile belirtilen bölgenin, GFZ'nin fay düzlemi olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.23).



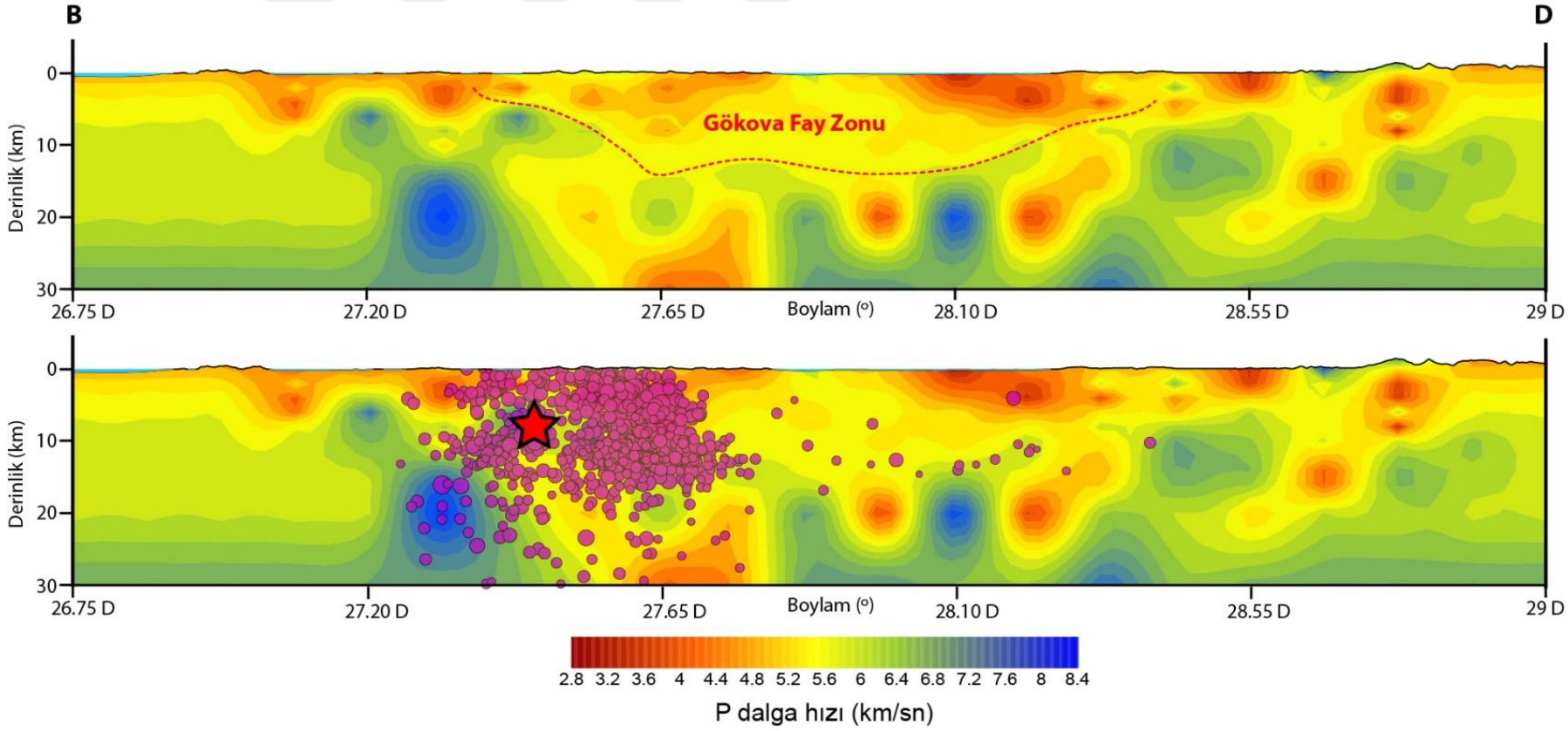
Şekil 4.20 P dalga hızına ait K-G doğrultulu 2 numaralı kesitin tektonik yorumu (üstte) ile 20.07.2017 tarihli Mw=6.5 olan ana şok (yıldız ile gösterilen) ve tomoDD programı ile yeniden konumlandırılmış depremlerin hız modeli kesiti üzerinde gösterimi (altta)



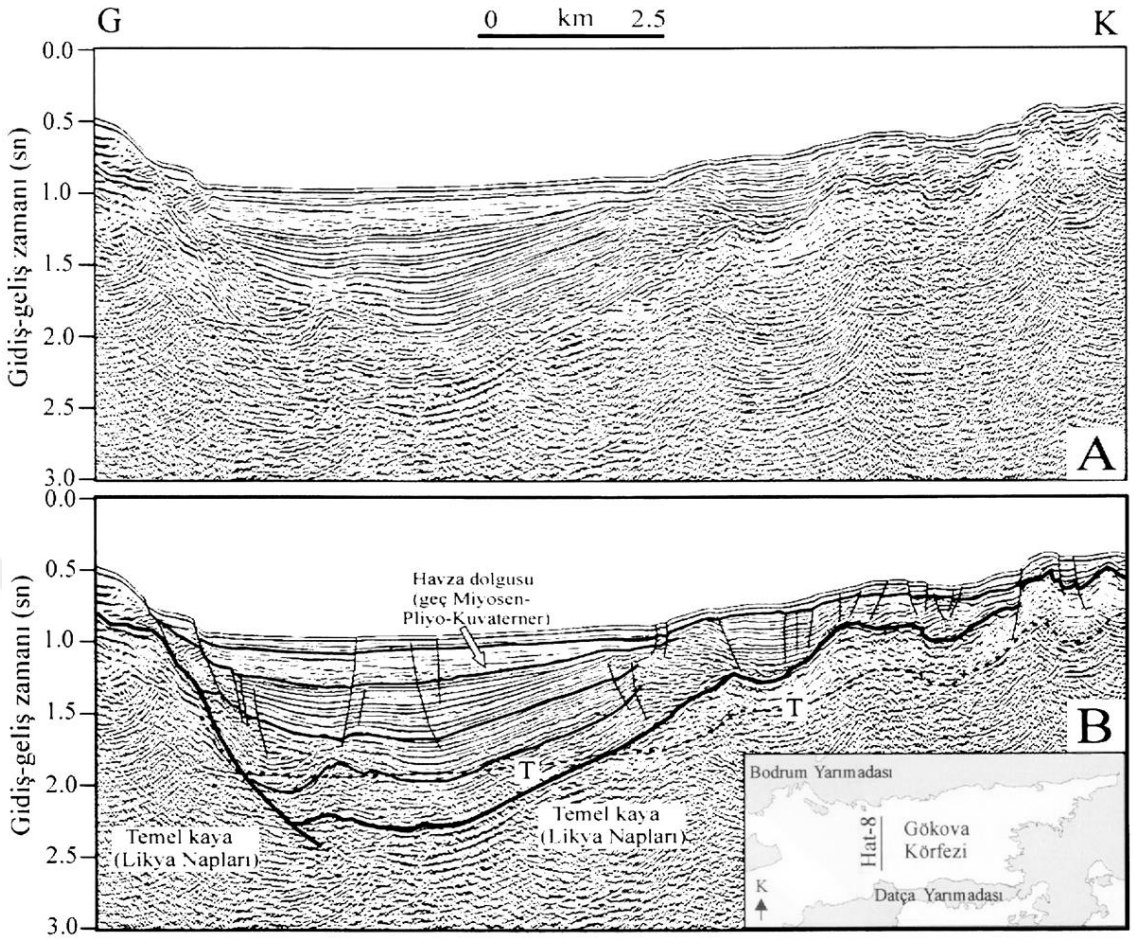
Şekil 4.21 P dalga hızına ait K-G doğrultulu 3 numaralı kesitin tektonik yorumu (üstte) ile 20.07.2017 tarihli Mw=6.5 olan ana şok (yıldız ile gösterilen) ve tomoDD programı ile yeniden konumlandırılmış depremlerin hız modeli kesiti üzerinde gösterimi (altta)



Şekil 4.22 P dalga hızına ait K-G doğrultulu 4 numaralı kesitin tektonik yorumu (üstte) ile 20.07.2017 tarihli Mw=6.5 olan ana şok (yıldız ile gösterilen) ve tomoDD programı ile yeniden konumlandırılmış depremlerin hız modeli kesiti üzerinde gösterimi (altta)

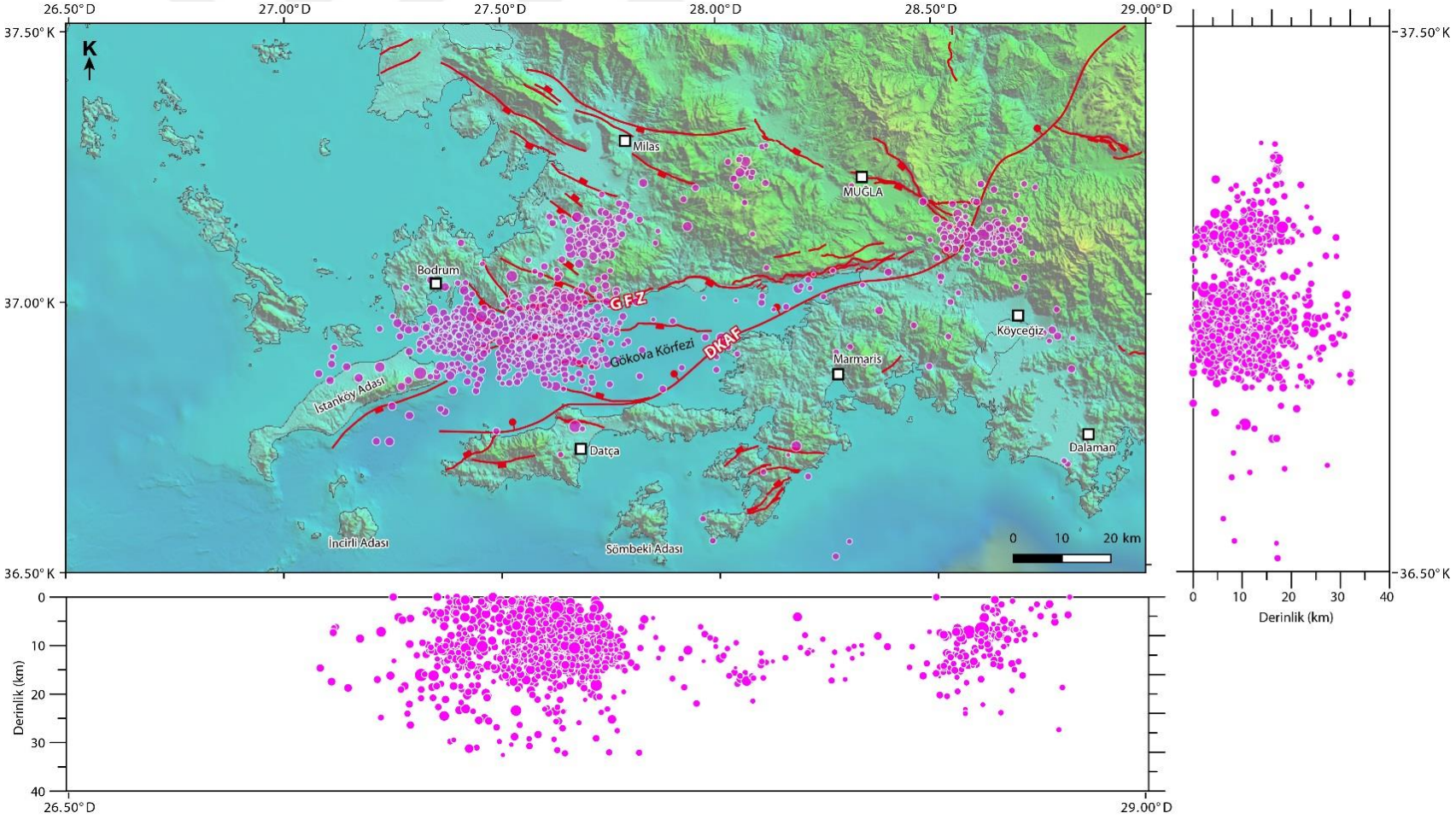


Şekil 4.23 P dalga hızına ait 11 numaralı D-B doğrultulu kesitin tektonik yorumu. Kesikli çizgi ile belirtilen ayrılan bölge GFZ'nin fay düzlemini ifade etmektedir (üstte). 20.07.2017 tarihli Mw=6.5 olan ana şok (yıldız ile gösterilen) ve tomoDD programı ile yeniden konumlandırılmış depremlerin hız modeli kesiti üzerinde gösterimi (altta)



Şekil 4.24 Gökova Körfezi'nde sismik yansıma verilerinden elde edilen yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) kesit. Yorumlanmış (B) kesitin sol tarafında kuzeye eğimli DKAF ve ona antitetik/ sintetik olan faylar görülmektedir (Kurt (2000)'dan alınan 8 numaralı kesit)

01.01.2017 ile 31.12.2017 tarihleri arasında meydana gelen büyüklüğü Mw=2.3 ve üzerinde olan 1488 depremin 1442'si ile yapılan tomografik çalışmada aynı zamanda depremlerin yeniden konumlandırılması (Şekil 4.25) ile depremlerin büyük bir kısmının ve ayrıca 20.07.2017 tarihinde UTC saatiyle 22:31'de (yerel saat ile 01:31) meydana gelen Mw=6.5 olan ana şokun da (yıldız ile gösterilmektedir) güneye eğimli GFZ üzerinde meydana geldiği görülmüştür (Şekil 4.21).



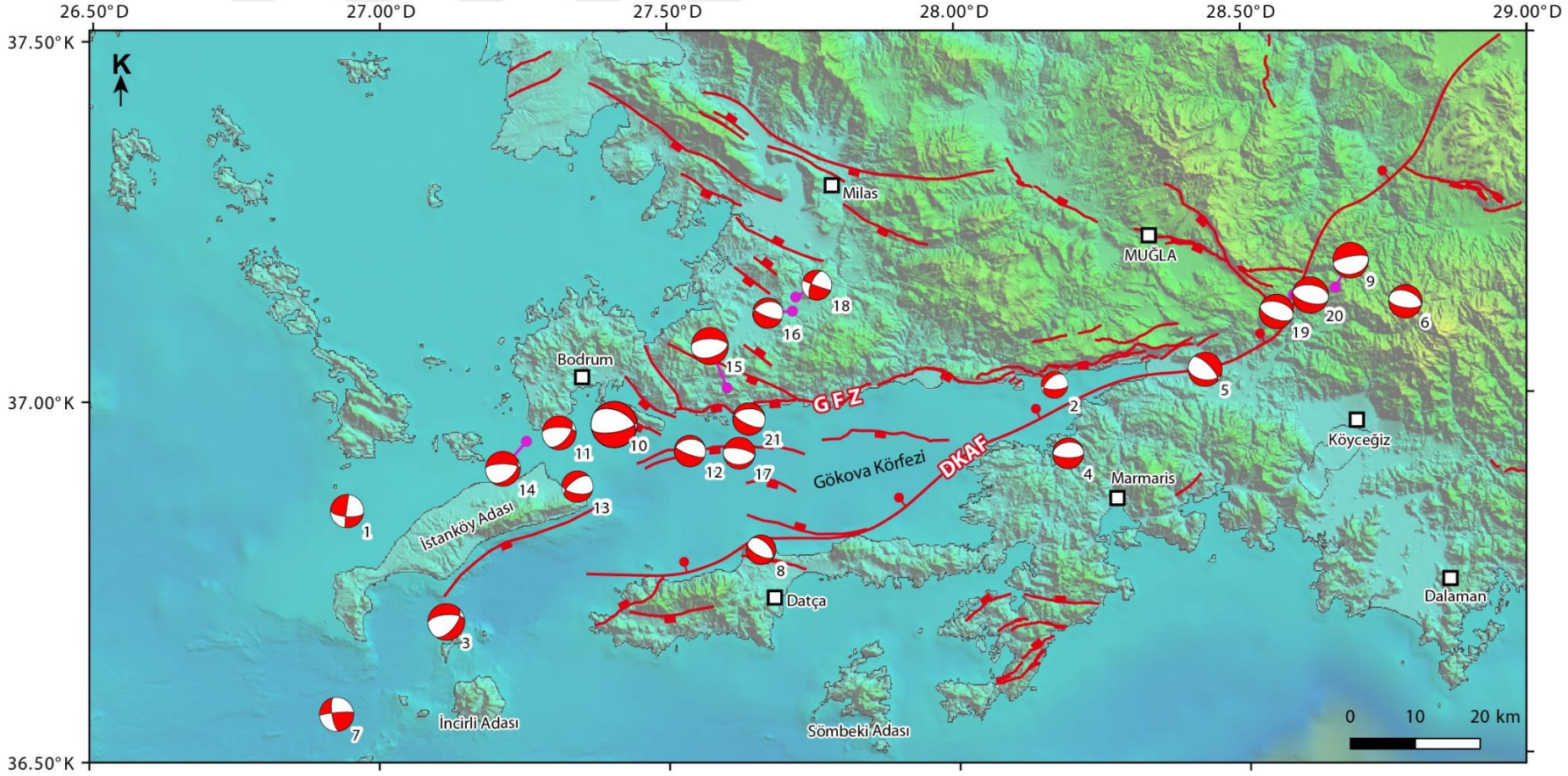
Şekil 4.25 2017 yılında meydana gelen büyüklüğü 2.3 ve üzerinde olan 1442 adet tomoDD programı ile yeniden konumlandırılmış depremlerin harita ile K-G ve D-B kesitleri

5. GÖKOVA KÖRFEZİ VE ÇEVRESİNDE MEYDANA GELEN DEPREMLERİN ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMLERİ

Bu çalışmada, odak mekanizma çözümü yapılırken moment tensör ters çözüm yöntemi kullanılmıştır. Moment tensör ters çözüm yöntemini uygulamak için üç bileşenli geniş bant (broadband) deprem istasyon kaydı gerekmektedir. Genel olarak GFZ EIDA'nın resmi internet sitesinden indirilen üç bileşenli geniş bant deprem istasyon kayıtları kullanılmıştır. Veri seçiminde, her bir deprem için o depremi çevreleyen 5°'lik bir alanda kayıt yapan kayıtçılar ve onların kayıtları kullanılmıştır. KRDAE'ye ait kayıtçılar ile Yunanistan'ın çeşitli sismik ağlarına ait kayıtçılardan elde edilen, çalışma alanında 01.01.2010-31.03.2020 yılları arasında meydana gelmiş, büyüklüğü Mw≥ 4 olan 21 adet depremin odak mekanizması çözümleri "Computer Program in Seismology 3.30 (Herrmann, 2013)" programı kullanılarak elde edilmiştir (Şekil 5.1 ve Çizelge 5.1).

5.1 Odak Mekanizma Çözümlerinin Değerlendirilmesi

Çözümlerde 1, 7 ve 18. depremlerin doğrultu atımlı faylanma ile ilişkili olması dışında sistemde genel olarak normal faylar görülmektedir (Şekil 5.1). Bu çalışmada 20.07.2017 Bodrum depreminin büyüklüğü Mw=6.5 bulunmuştur ve Çizelge 5.1 ile 21 adet depreme ait odak mekanizma çözümlerinden elde edilen doğrultu, eğim ve kayma açıları verilmiştir. Karşılaştırma yapılabilmesi için Çizelge 5.2'de farklı kurumlara ait moment tensör çözümleri de verilmiştir.



Şekil 5.1 2010 ile 2020 yılları arasında bölgede meydana gelmiş büyüklüğü Mw≥4 olan depremlerden seçilmiş 21 adet depreme ait odak mekanizması çözümü

Çizelge 5.1 21 adet depreme ait odak mekanizma çözümü sonucunda elde edilen deprem parametreleri

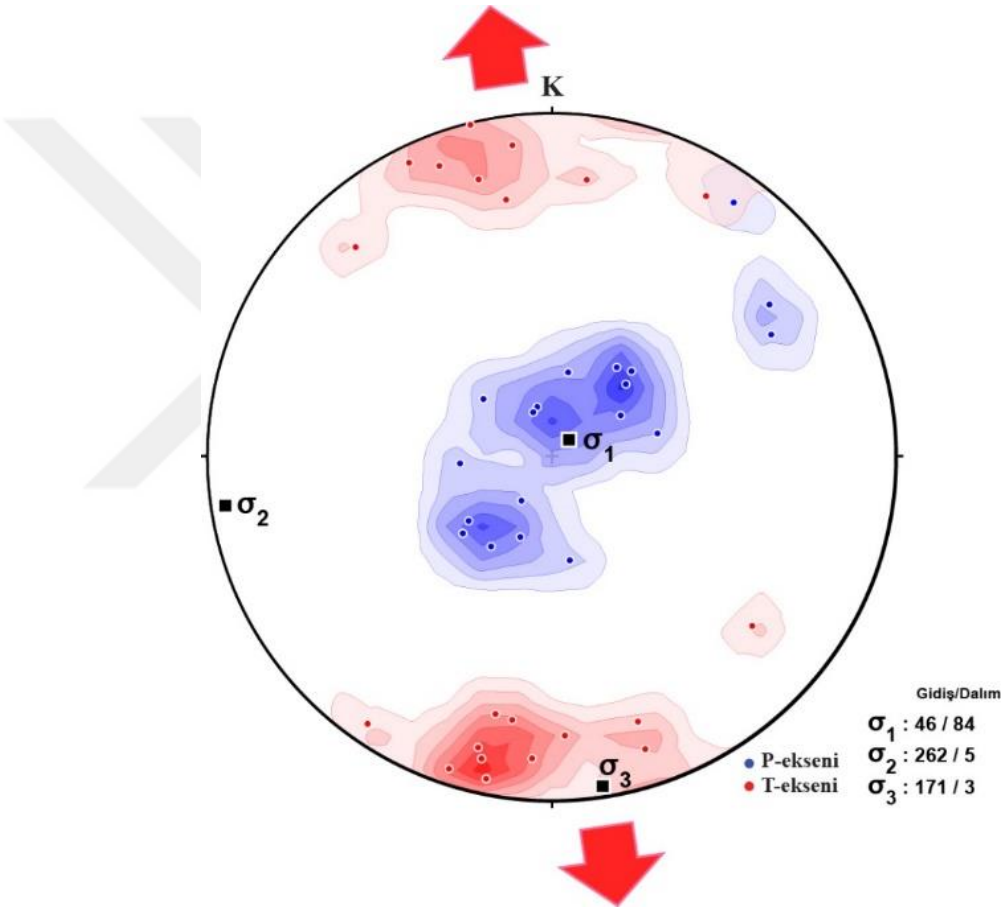
#	Tarih (y/a/g)	Zaman (GMT) (s:d:sn)	Enlem (°K)	Boylam (°D)	Der. (km)	Büy. (Mw)	Doğ1 (°)	Eğ1 (°)	Kay1 (°)	Doğ2 (°)	Eğ2 (°)	Kay2 (°)	Pgid (°)	Pdal (°)	Tgid (°)	Tdal (°)
1	2010/07/16	08:11:03.76	36.8498	26.9430	24	4.67	187	86	-150	95	60	-5	55	24	317	17
2	2011/05/07	18:00:49.11	37.0193	28.1693	4	3.78	90	60	-65	227	38	-126	46	65	162	12
3	2011/05/08	06:50:22.33	36.6960	27.1145	10	5.18	265	55	-60	40	45	-126	232	65	334	6
4	2012/06/04	14:19:53.17	36.9240	28.1915	11	4.34	91	65	-85	260	25	-100	10	69	178	20
5	2013/05/16	03:02:01.77	37.0380	28.4308	5	4.82	315	60	-70	99	36	-121	266	68	31	13
6	2014/11/10	06:16:40.51	37.1278	28.7802	9	4.68	98	56	-97	290	35	-80	343	78	193	10
7	2016/12/20	06:03:43.62	36.5677	26.9252	23	4.8	265	80	25	170	65	169	36	10	130	25
8	2017/01/25	01:19:33.14	36.7945	27.6588	9	4.14	116	52	-102	315	40	-75	336	79	214	6
9	2017/04/13	216:22:14.41	37.1490	28.6588	2	5.01	260	70	-90	80	20	-90	170	65	350	25
10	2017/07/20	22:31:09.66	36.9693	27.4057	8	6.49	80	60	-109	295	35	-60	310	69	184	13
11	2017/07/20	23:23:51.44	36.9580	27.3103	9	4.77	270	60	-60	41	41	-131	229	62	339	10
12	2017/07/21	01:38:48.93	36.9320	27.5367	8	4.41	110	70	-80	263	22	-116	36	64	192	24
13	2017/07/21	02:12:34.29	36.8833	27.3415	9	4.42	233	51	-124	100	50	-55	77	64	346	1
14	2017/07/21	17:09:46.28	36.9465	27.2537	10	4.9	270	65	-70	49	32	-126	214	64	345	18
15	2017/08/08	07:42:19.74	37.0192	27.6017	5	5.22	270	55	-80	73	36	-104	214	77	353	9
16	2017/08/13	12:28:14.66	37.1253	27.7160	8	4.26	110	70	-75	252	25	-125	43	62	188	24
17	2017/08/18	14:10:47.55	36.9287	27.6220	8	4.47	281	65	-85	90	25	-100	200	69	8	20
18	2017/09/16	08:33:55.55	37.1448	27.7218	13	4.2	110	85	-35	203	60	-174	62	24	160	17
19	2017/11/22	20:22:51.86	37.1402	28.5863	2	4.84	111	50	-86	285	40	-95	51	84	199	5
20	2017/11/24	21:49:14.92	37.1388	28.6148	2	5.1	105	50	-85	277	40	-96	50	84	191	5
21	2019/05/28	05:27:46.49	36.9760	27.6392	3	4.55	115	60	-75	267	33	-114	59	71	194	14

Çizelge 5.2 20.07.2017 Mw=6.5 Bodrum depreminin farklı kurumlara ait moment tensör çözümleri (Ganas vd., 2019)

Kurum	**Mw**	**Derinlik (km)**	**Doğrultu (°)**	**Eğim (°)**	**Kayma (°)**	**Doğrultu (°)**	**Eğim (°)**	**Kayma (°)**
GCMT	6.6	12	275	36	-85	89	54	-94
CPPT	6.7	10	290	26	-58	76	68	-104
IPGP	6.6	9	284	32	-71	82	60	-102
GFZ	6.6	11	270	56	-94	98	35	-82
USGS	6.6	11.5	285	39	-73	84	53	-103
KOERI	6.6	6	286	53	-72	78	40	-112
INGV	6.7	11.3	296	49	-55	68	52	-124
NOA	6.6	6	265	43	-102	102	48	-79
AUTH	6.5	7	275	41	-88	93	49	-91
NKUA	6.6	11	267	38	-110	112	55	-75

6. GÖKOVA KÖRFEZİ VE ÇEVRESİNİN GERİLME ANALİZİ

21 adet odak mekanizması çözümüne ait düğüm düzlemlerinin doğrultu, eğim ve kayma açıları ile P ve T eksenlerinin durumları Çizelge 5.1'de sunulmuştur. P ve T eksenleri kullanılarak gerilme analizi yapılmış ve bölgesel olarak ana gerilme eksenleri σ_1, σ_2 ve σ_3'ün durumları belirlenmiştir (Şekil 6.1). Buna göre σ_1 ekseni neredeyse düşeydedir ve bölgede, σ_3 ekseninin gösterdiği yaklaşık K-G yönlü genişlemeli bir gerilme rejimi etkindir. Bu sonuç Batı Anadolu'nun genel tektonik rejimi ile uyumludur.



Şekil 6.1 21 adet odak mekanizması çözümünden elde edilen P ve T eksenleri kullanılarak FaultKin yazılımıyla gerçekleştirilen gerilme analizi. Genişlemeyi gösteren σ_3 ekseninin gidişi K9°B'dır

7. TARTIŞMA VE SONUÇ

TomoDD tomografi programı kullanılarak Gökova Körfezi ve çevresinde 2017 yılı içerisinde meydana gelmiş 1488 adet depremden 1442'si yeniden konumlandırılmış ve 30 km'ye kadar 3B P ve S dalga hızı modelleri ile Vp/Vs modeli elde edilmiştir. K-G yönünde 8 adet ve D-B yönünde 5 adet olmak üzere toplam 13 adet kesit oluşturulmuştur. Kesitler tomografik, jeolojik ve tektonik anlamda yorumlanmış, yorumlar geçmiş çalışmalar ile karşılaştırılmıştır. Yeniden konumlandırma işlemi sonucunda depremlerin konumlarının bölgenin jeolojisi ve tektonik yapıları ile uyumlu olduğu görülmüştür.

Bu tez çalışması ile DKAF, GFZ ve diğer fayların yeraltındaki durumları belirlenmiştir. 20.07.2017 tarihinde 8 km derinlikte meydana gelen ve büyüklüğü Mw=6.5 olan ana şokun, güneye eğimli ve 20 km derinliğe kadar ilerlediği gözlenen GFZ üzerinde yer aldığı ve ayrıca depremlerin bir kısmının da GFZ'nin hemen kuzeyindeki kuzeye eğimli yaklaşık 10 km derinliğe kadar ilerleyen bir normal fay üzerinde oluştuğu görülmüştür. DKAF'ın üzerinde deprem olma olasılığı onu kesen ve daha genç bir yapı olduğu düşünülen GFZ'ye oranla daha düşüktür. GFZ tomografik kesitlerde devamlılığı izlendiği üzere büyüklüğü Mw=6.5 olan bir depremi üretebilecek büyüklüktedir. Ana şokun moment tensör çözümünde 60°'lik eğim açısına sahip güneye eğimli düğüm düzlemi, GFZ'yi işaret etmektedir ve tomografik sonuçlarla birebir örtüşmektedir. Ancak kesitlerde, 35°'lik eğime sahip kuzeye eğimli düğüm düzlemini destekleyen anomaliye rastlanmamıştır.

Hız modelleri incelendiğinde çok yüksek veya çok düşük hızlı noktalar görülebilmektedir. En iyi çözünürlük hacmi olarak kabul edilen alanların dışında kalan ve farklı derinliklerde gözlemlenebilen bu yüksek ve düşük hızlı noktaların yeraltındaki gerçek jeolojik yapılardan kaynaklı olup olmadığı anlaşılamamıştır. Anomalilerin yapay olduğu ve model belirsizliği nedeniyle oluştuğu da düşünülebilir. Model belirsizliği üretilmesinde bu hücrelere ışın çarpmasının görece düşük olması ve/veya ilk varış zamanları belirlenirken yapılan hatalar neden olmuş olabilir (Zhang ve Thurber, 2006).

Üç boyutlu modellerde Vp/Vs oranlarındaki değişimlerin bilinmesinin yerin mekanik özelliklerinin elde edilmesinde ve üst manto materyalinin ve kabuğun jeolojik özelliklerinin belirlenmesinde çok önemli olması nedeniyle (Thurber,1993) bu çalışmada

da kullanılmıştır. Fakat, Vp/Vs değişimleri *tomoDD* programı kullanılarak yapılan ters çözüm sonucunda elde edilen P dalga hızının yine aynı programda elde edilen S dalga hızına doğrudan bölünmesi ile elde edilebilmiştir. S dalgası ilk varış zamanlarının P dalgası ilk varış zamanlarına oranla daha az sayıda olması ve daha düşük kalitede olduğu varsayımıyla, bu şekilde elde edilmiş Vp/Vs oranlarının genel olarak yorum yapmayı zorlaştırdığı düşünülmektedir (Eberhart- Philips,1990; Wagner vd., 2005). Bu nedenle alternatif olarak Vp/Vs değişimlerinin S-P zaman farklarının ters çözümünden elde edilerek kullanılmasını öneren çalışmalar literatürde mevcuttur (Walck,1988; Thurber, 1993).

TomoDD programı doğrudan model çözünürlüğü ve model belirsizliği değerlendirmeleri yapmamaktadır. Model çözünürlüğü ve belirsizliği için Simul2000 (Thurber vd., 1993) programında yalnızca mutlak verinin (absolute data) kullanılmasıyla model çözüm kalitesinin değerlendirilebileceği ancak *tomoDD* programının fark verileri (differencial data) ile mutlak verileri beraber kullanması nedeniyle bunun kısıtlı bir değerlendirme olacağı (Zhang ve Thurber, 2006) bilindiğinden bu çalışmada kullanılmamıştır. Bunun yerine duyarlılık testlerinden olan dama tahtası testi tercih edilmiştir.

Bu çalışma bölgede yapılmış ilk tomografi çalışmasıdır ve elde edilen sonuçlar, Gökova Körfezi içerisinde fayların durumunu net bir şekilde ortaya koyması ve dolayısıyla yerel tektoniği ve gelecekteki sismik tehlikeleri anlamak açısından önemlidir. Veri sayısı artırılarak ve/veya mevcut olan P ve S dalgaları seyahat zamanlarına çapraz ilişki (cross-corr) verileri de eklenerek kullanılması halinde daha ayrıntılı yeraltı bilgisi elde edileceği açıktır. Gelecek çalışmalarda, çapraz ilişki verisinin de kullanıldığı karşılaştırmalı sonuçların sunulması planlanmaktadır.

KAYNAKLAR

Akgün, F. and Sözbilir, H. 2001. A palynostratigraphic approach to the SW Anatolian molasse basin: Kale-Tavas molasse and Denizli molasse. Geodinamica Acta, 14, 71-93.

Aki, K. and Lee, W. H. K. 1976. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes: 1. A homogeneous initial model. Journal of Geophysical research, 81(23), 4381-4399.

Aki, K., Christoffersson, A. and Husebye, E. S. 1977. Determination of the three dimensional seismic structure of the lithosphere. Journal of Geophysical Research, 82(2), 277-296.

Aki, K. and Richards, P. 1980. Quantitative Seismology: Theory and Methods. Freeman and Company, 932pp.

Aki, K. and Richards, P. G. 2002. Quantitative seismology.

Ambraseys, N. 2009. Earthquakes in the Mediterranean and Middle East: a multidisciplinary study of seismicity up to 1900. Cambridge University Press.

Aster, R. C., Borchers, B. ve Thurber, C. H. 2012. Parameter Estimation and Inverse Problems, Waltham.

Backus, G. And Gilbert, F. 1968. The resolving power of gross earth data. Geophysical Journal International, 16(2), 169-205.

Barrier E., Chamot-Rooke N. and Giordano G. 2004. Geodynamic Maps of the Mediterranean – sheet 1: Tectonics and kinematics, Commission for the Geological Map of the World (CGMW) & Unesco

B.Ü. Kandilli, 2017. 21 Temmuz 2017 Gökova Körfezi- Akdeniz Depremi Basın Bülteni. B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi.

Beghein Seismology Lab., https://faculty.epss.ucla.edu/~cbeghein/2008/01/01/seismictomography/ Erişim Tarihi: 26.02.2020

Burridge, R. and Knopoff, L. 1964. Body force equivalents for seismic dislocations. Bulletin of the Seismological Society of America, 54(6A), 1875-1888.

Červený, V., Molotkov, I. A., Molotkov, I. A. and Pšenčík, I. 1977. Ray method in seismology. Univerzita Karlova.

Deal, M. M. and Nolet, G. (1996). Nullspace shuttles. Geophysical Journal International, 124(2), 372-380.

Dewey, J.F., and Şengör, A.M.C. 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. Geological Society of America Bulletin, 90(1), 84-92.

Doğanay-Özkan, M.,2020. Gökova Körfezi ve çevresinin 1- boyutlu kabuk hız yapısının deprem verilerinden belirlenmesi. Yüksek lisans tezi (basılmamış). Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, 72, Ankara.

Duman, T.Y., Emre, Ö., Özalp, S. ve Elmacı, H. 2011. 1:250000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası, Aydın (NJ35-11) Paftası, Seri No:7, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, Türkiye.

Emre, Ö., Duman, T.Y. and Özalp, S. 2011. 1:250000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası, Marmaris (NJ35-15) Paftası, Seri No:8, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, Türkiye.

Ersoy, S., Altınok Y. ve Yalçıner, A. C. 2000. "Güneybatı Anadolu'nun neotektonik yapılarına genel bir bakış ve bölgenin deprem etkinliği". (III. Ulusal Kıyı Mühendisliği Sempozyumu Bildiri Özetleri Kitabı), 1-14.

Ganas, A., Elias, P., Kapetanidis, V., Valkaniotis, S., Briole, P., Kassaras, I., ... & Moshou, A. 2019. The July 20, 2017 M6. 6 Kos Earthquake: seismic and geodetic evidence for an active north-dipping normal fault at the western end of the Gulf of Gökova (SE Aegean Sea). Pure and Applied Geophysics, 176(10), 4177-4211.

Gill, J. B. 1981. Geophysical setting of volcanism at convergent plate boundaries. In Orogenic andesites and plate tectonics (pp. 44-63). Springer, Berlin, Heidelberg.

Görür, N., Şengör, A. M. C., Sakınç, M., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Oktay, F. Y., ... and Ersoy, Ş. 1995. Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea. Geological Magazine, 132(6), 637-650.

Gülerce, Z., Kaymakçı, N., Kalafat, D., Taymaz, T. 2018. Gökova Fay Zonu için Düzlemsel Sismik Kaynak Modeli. 71. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 87-88.

Gürer, Ö.F, Sarıca-Filoreau, N., Özburan, M., Sangu, E. ve Doğan, B. 2009. Progressive development of the Büyük Menderes Graben based on new data, western Turkey. Geological Magazine, 146, 652-673.

Gürer, Ö.F. ve Yilmaz, Y. 2002. Geology of the Ören and surrounding areas, SW Anatolia. Turkish Journal of Earth Sciences, 11(1), 1-13.

Hakyemez, H. Y. 1989. Kale-Kurbalık (GB Denizli) bölgesindeki Senozoyik yaşlı çökel kayalann jeolojisi ve stratigrafisi. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 109(109).

Hawley, B. W., Zandt, G. and Smith, R. B. 1981. Simultaneous inversion for hypocenters and lateral velocity variations: an iterative solution with a layered model. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 86(B8), 7073-7086.

Havskov, J and Bormann, P. 2011. Web Sitesi: http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/item/escidoc:43361:6/component/escidoc:816919/IS_11.1_rev1.pdf. Erişim tarihi: 02.01.2020

Herrmann, R. B. 2011. Computer programs in seismology training course moment tensor inversion.

Herrmann, R. B. 2013. Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research, Seism. Res. Lettr. 84, 1081-1088.

Horie, A. 1980. Three-dimensional seismic velocity structure beneath the Kanto district by inversion of P-wave arrival times. PhD Thesis, University of Tokyo.

Horiuchi, S., Ishii, H. and Takagi, A. 1982. Two-dimensional depth structure of the crust beneath the Tohoku district, the northeastern Japan arc. Journal of physics of the earth, 30(1), 47-69.

Humphreys, E. and Clayton, R. W. 1988. Adaptation of back projection tomography to seismic travel time problems. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 93(B2), 1073-1085.

Inoue, H., Fukao, Y., Tanabe, K. and Ogata, Y. 1990. Whole mantle P-wave travel time tomography. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 59(4), 294-328.

Jackson, J. 1994. Active tectonics of the Aegean region. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 22(1), 239-271.

Jacob, K. H. 1970. Three-dimensional seismic ray tracing in a laterally heterogeneous spherical earth. Journal of Geophysical Research, 75(32), 6675-6689.

Jolivet, J., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., Lecomte, E., Burov, E., Denèle, Y., Brun, JP., Philippon, M., Paul, P., Salaün, G., Karabulut, H., Piromallo, C., Monié, P., Gueydan, F., Okay, A.I., Oberhänsli, R., Pourteau, A., Augier R., Gadenne and L., Driussi, O. 2013. Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. Tectonophysics, 597–598, 1-33.

Jordan, T.H. and Sverdrup K.A. 1981. Teleseismic Location Techniques and Their Application to Earthquake clusters in the South-Central Pacific. Bulletin of the Seismological Society of America, 71(4); 105-1130.

Jost, M.U. and Herrmannn, R.B. 1989. A student's guide to and review of moment tensors. Seismological Research Letters, 60(2), 37-57.

Julian, B. R., Ross, A., Foulger, G. R. and Evans, J. R. 1996. Three-dimensional seismic image of a geothermal reservoir: The Geysers, California. Geophysical Research Letters, 23(6), 685-688.

Julian, B. R. and Gubbins, D. 1977. Three-dimensional seismic ray tracing. Journal of Geophysics, 43(1), 95-113.

Karasözen, E., Nissen, E., Büyükakpınar, P., Cambaz, M. D., Kahraman, M., Kalkan Ertan, E., ... and Özacar, A. A., 2018. The 2017 July 20 M w 6.6 Bodrum–Kos earthquake illuminates active faulting in the Gulf of Gökova, SW Turkey. Geophysical Journal International, 214(1), 185-199.

Kassaras, I. G. and Kapetanidis, V. 2018. Resolving the tectonic stress by the inversion of earthquake focal mechanisms. Application in the region of Greece. A tutorial. In Moment Tensor Solutions (pp. 405-452). Springer, Cham.

Kaya, O. 1979. Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 27 (1), 1-7.

Kiratzi, A., Benetatos, C. and Vallianatos, F. 2018. Seismic Deformation Derived from Moment Tensor Summation: Application Along the Hellenic Trench. In: Moment Tensor Solutions (pp. 233-251). Springer, Cham.

Koçyiğit, A., Yusufoğlu, H. and Bozkurt, E. 1999. Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. Journal of the Geological Society London, 156, 605-616.

Kokkalas, S. and Aydin, A. 2013. Is there a link between faulting and magmatism in the south-central Aegean Sea? Geological Magazine, 150(2), 193-224.

Konca, A. O., Guvercin, S. E., Ozarpaci, S., Ozdemir, A., Funning, G. J., Dogan, U., ... and Reilinger, R. 2019. Slip distribution of the 2017 M w6. 6 Bodrum–Kos earthquake: resolving the ambiguity of fault geometry. Geophysical Journal International, 219(2), 911-923.

Kurt, H., Demirbağ, E. and Kuşçu, İ. 1999. Investigation of submarine active tectonism in the Gulf of Gökova, southwest Anatolia-southeast Aegean sea, by multichannel seismic reflection data. Tectonophysics, 305, 477-496.

Kurt, H. 2000. Gökova ve Saros Körfezlerinin aktif tektonizmalarının sismik yansıma verileri ile incelenmesi. Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, 180, İstanbul.

Lees, J. M. and Crosson, R. S. 1989. Tomographic inversion for three-dimensional velocity structure at Mount St. Helens using earthquake data. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 94(B5), 5716-5728.

Le Pichon, X and Angelier, J. 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. Tectonophysics, 60(1-2), 1-42.

Le Pichon, X. and Angelier, J. 1981. The Aegean Sea. Philosophical Transactions of the Royal Society London, A300, 357-372.

Lin, C. H. and Roecker, S. W. 1997. Three-dimensional P-wave velocity structure of the Bear Valley region of central California. Pure and Applied Geophysics, 149(4), 667-688.

Marrett, R. and Allmendinger, R. W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. Journal of structural geology, 12(8), 973-986.

Mavko G., Mukerji T. and Dvorkin J. 2003. The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 340 pp.

McKenzie, D.P. 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region. Nature, 226(5242), 239.

McKenzie, D. 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. Geophysical Journal International, 30(2), 109-185.

McKenzie, D. 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. Geophysical Journal International, 55(1), 217-254.

Mercier, J.C.C., Anderson, D.A. and Carter, N.L. 1977. Stress in the lithosphere: inferences from steady state sow of rocks. In: Stress in the Earth (pp. 199-226). Birkhäuser, Basel.

Meulenkamp, J.E., Wortel, M.J.R., Van Wamel, W.A., Spakman, W. and Hoogerduyn Strating, E. 1988. On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late middle Miocene. Tectonophysics, 146, 203-215.

Michelini, A. and McEvilly, T. V. 1991. Seismological studies at Parkfield. I. Simultaneous inversion for velocity structure and hypocenters using cubic B-splines parameterization. Bulletin of the Seismological Society of America, 81(2), 524-552.

Moretti, M., De Gori, P. and Chiarabba, C. 2009. Earthquake relocation and three-dimensional V p and V p/V s models along the low angle Alto Tiberina Fault (Central Italy): Evidence for fluid overpressure. Geophysical Journal International, 176(3), 833-846.

Muller, O. H. and Pollard, D. D. 1977. The stress state near Spanish Peaks, Colorado determined from a dike pattern. Pure and Applied Geophysics, 115(1-2), 69-86.

Nakanishi, I. 1985. Three-dimensional structure beneath the Hokkaido-Tohoku region as derived from a tomographic inversion of P-arrival times. J. Phys. Earth, 33, 241-256.

Nolet, G., Montelli, R. and Virieux, J. 1999. Explicit, approximate expressions for the resolution and a posteriori covariance of massive tomographic systems. Geophysical Journal International, 138(1), 36-44.

Nolet, G. 2008. A breviary of seismic tomography. A Breviary of Seismic Tomography, by Guust Nolet, Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2008.

Nugraha, A. D., Indrastuti, N., Kusnandar, R., Gunawan, H., McCausland, W., Aulia, A. N. and Harlianti, U. 2019. Joint 3-D tomographic imaging of Vp, Vs and Vp/Vs and hypocenter relocation at Sinabung volcano, Indonesia from November to December 2013. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 382, 210-223.

Papadopoulos, G., Agalos, A., Charalampakis, M., Kontoes, C., Papoutsis, I., Atzori, S., ... and Triantafyllou, I. 2019. Fault models for the Bodrum–Kos tsunamigenic earthquake (Mw 6.6) of 20 July 2017 in the east Aegean Sea. Journal of Geodynamics, 131, 101646.

Pavlis, G. L. and Booker, J. R. 1980. The mixed discrete-continuous inverse problem: Application to the simultaneous determination of earthquake hypocenters and velocity structure. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 85(B9), 4801-4810.

Pereyra, V., Lee, W. K. and Keller, H. 1980. Solving two-point seismic-ray tracing problems in a heterogeneous medium: Part 1. A general adaptive finite difference method. Bulletin of the Seismological Society of America, 70(1), 79-99.

Roecker, S. W. 1982. Velocity structure of the Pamir-Hindu Kush region: Possible evidence of subducted crust. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 87(B2), 945-959.

Saltogianni, V., Taymaz, T., Yolsal-Çevikbilen, S., Eken, T., Gianniou, M., Öcalan, T., ... and Stiros, S. 2018. Geodetic and Seismological analysis of the 2017 Kos-Bodrum Mw 6.5 earthquake (SE Aegean Sea) provides evidence for the evolution of normal faulting in Gökova graben. In EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 20, p. 5335).

Seyitoğlu, G. 1992. Late Cenozoic Crustal Extension, Basin Formation and Volcanism in West Turkey. PhD Thesis, University of Leicester, England, UK.

Seyitoğlu, G. and Scott, B.C. 1992. The age of the Büyük Menderes graben (west Turkey) and its tectonic implications. Geological Magazine, 129, 239-242.

Seyitoğlu, G. and Scott, B.C. 1996. The cause of N-S extensional tectonics in western Turkey: Tectonic escape vs. Back-arc spreading vs. Orogenic collapse. Journal of Geodynamics, 22, 145 - 153.

Seyitoğlu, G., Işık, V. and Çemen, İ. 2004. Complete Tertiary exhumation history of the Menderes massif, western Turkey: an alternative working hypothesis. Terra Nova, 16, 358-364.

Seyitoğlu, G. and Işık, V., 2015. Batı Anadolu'da Geç Senozoyik Genişleme Tektoniği: Menderes Çekirdek Kompleksinin Yüzeylemesi ve İlişkili Havza Oluşumu. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, (151), 47-106.

Şengör, A.M.C. 1982. Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler. Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli, Türkiye Jeoloji Kurultay, 59-71.

Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F. 1985. Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation: Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. Biddle, K.T. and Christie-Blick, N. (Ed.). Strike-slip Faulting and Basin Formation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogist. Special Publication 37, 277-264.

Şengör, A.M.C. 1987. Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. In: Continental Extensional Tectonics. (Ed: M.P. Coward,. J.F. Dewey, P.L. Hancock), The Geological Society of London Special Publications 28; 575-589.

Stiros, S.C. and Taymaz, T. 2018. 2017, Mw 6.5 Bodrum-Kos Depremi: Sıradışı Sismik Seri. 71. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 77-78.

Shearer, P. M. 2009. Introduction to Seismology. University of California, San Diego. Cambridge University Press.

Pollard, D. D., Saltzer, S. D. and Rubin, A. M. 1993. Stress inversion methods: are they based on faulty assumptions? Journal of Structural Geology, 15(8), 1045-1054.

Taymaz, T., Yılmaz, Y., and Dilek, Y. 2007. The geodynamics of the Aegean and Anatolia: introduction. Geological Society, London, Special Publications, 291(1), 1-16.

Thomson, S.N., Stöckhert, B. and Brix, M.R. 1998. Thermochronology of the high-pressure metamorphic rocks on Crete, Greece: Implications for the speed of tectonic processes. Geology, 26, 259–262.

Thurber, C.H. 1983. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 88(B10), 8226-8236.

Thurber, C. H. and Ellsworth, W. L. 1980. Rapid solution of ray tracing problems in heterogeneous media. Bulletin of the Seismological Society of America, 70(4), 1137-1148.

Thurber, C. and Ritsema, J. 2015. Theory and Observations- Seismic Tomography and Inverse Methods. Tretaise on Geophysics (Secon Edition), 307-337.

Thurber, C. 1993. Local earthquake tomography: velocities and Vp/Vs theory in Seismic Tomography: Theory and Practice pp. 563–583 eds Iyer HM, Hirahara K.

Tichelaar, B. W. and Ruff, L. J. 1989. How good are our best models? Jackknifing, bootstrapping, and earthquake depth. Eos, Transactions American Geophysical Union, 70(20), 593-606.

Tur, H., Yaltırak, C., Elitez, İ. and Sarıkavak, K. T. 2015. Pliocene–Quaternary tectonic evolution of the Gulf of Gökova, southwest Turkey. Tectonophysics, 638, 158-176.

Um, J. and Thurber, C. 1987. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. Bulletin of the Seismological Society of America, 77(3), 972-986.

Walck, M. C. 1988. Three-dimensional VP/VS variations for the Coso region, California. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 93(B3), 2047-2052.

Walck, M. C. and Clayton, R. W. 1987. P wave velocity variations in the Coso region, California, derived from local earthquake travel times. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 92(B1), 393-405.

Waldhausser, F. 2001. User's Manual for hypoDD (version 1.0) Program. California.

Waldhausser, F. and Ellsworth, W. L. 2000. A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. Bulletin of the Seismological of America, 90(6); 1353-1368.

Wesson, R. L. 1971. Travel-time inversion for laterally inhomogeneous crustal velocity models. Bulletin of the Seismological Society of America, 61(3), 729-746.

Wiggins, R. A. 1972. The general linear inverse problem: Implication of surface waves and free oscillations for earth structure. Reviews of Geophysics, 10(1), 251-285.

Yao, Z. S., Roberts, R. G. and Tryggvason, A. 1999. Calculating resolution and covariance matrices for seismic tomography with the LSQR method. Geophysical Journal International, 138(3), 886-894.

Yılmaz, Y., Genç, S. C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, S.and Elmas, A. 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop? In: Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding area. (Ed: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A.). The Geological Society London Special Publication 173, s. 353-384.

Yılmazer, M. 2002. Deprem kaynak parametrelerinin On-Line belirlenmesi. Y. Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 48.

Yolsal-Çevikbilen, S., Taymaz, T. and Helvacı, C. 2014. Earthquake mechanisms in theGulfs of Gökova, Sığacık, Kuşadası, and the Simav Region (western Turkey):

Neotectonics, seismotectonics and geodynamic implications. Tectonophysics, 635, 100-124.

Vasco, D. W., Datta-Gupta, A., He, Z., Behrens, R., Rickett, J. and Condon, P. 2003.Reconciling time-lapse seismic and production data using streamline models: the Bay Marchand field, Gulf of Mexico. In SPE Annual Technical Conference and Exhibition. Society of Petroleum Engineers.

Zhao, D. 1991. A tomographic study of seismic velocity structure in the Japan Islands. Ph. D. thesis, Tohoku Univ., Sendai, 301.

Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S. 1992. Tomographic imaging of P and S wavevelocity structure beneath northeastern Japan. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 97(B13), 19909-19928.

Zhao, D. 2015. Multiscale seismic tomography. Springer.

Zhang, H. and Thurber, C.H. 2003. Double-Difference Tomography: The Method and Its Application to the Hayward Fault, California. Bulletin of the Seismological of America, 93(5);1875-1889.

Zhang, H. and Thurber, C.H. 2003. User's Manual for tomoDD (version 1.1) Program. Wisconsin.

Zhang, H. and Thurber, C.H. 2006. Development and Applications of Double-difference Seismic Tomography. Pure and Applied Geophysics, 163(2-3), 373-403.

Zhang, H. and Thurber, C.H. 2015. User's Manual for tomoDD (version tomoDD-SE) Program. Wisconsin.

Zhang, J. and McMechan, G. A. 1995. Estimation of resolution and covariance for large matrix inversions. Geophysical Journal International, 121(2), 409-426.

Zhang, J. and McMechan, G. A. 1996. Reply to comment by MM Deal and G. Nolet on 'Estimation of resolution and covariance for large matrix inversions'. Geophysical Journal International, 127(1), 251-252.

EK 1: TomoDD Programında Kullanılan Örnek Giriş Dosyası

```
* tomoDD.inp
*
*--- input file selection
* cross correlation diff times:
dt.cc
*
*catalog P diff times:
dt.ct
*
* event file:
event.dat
*
* station file:
station.dat
*
*--- output file selection
* original locations:
tomoDD.loc
* relocations:
tomoDD.reloc
* station information:
tomoDD.sta
* residual information:
tomoDD.res
* source parameter information:
tomoDD.src

*DWS and velocity structure
tomoDD.vel
* absolute arrival time data
absolute.dat
*
*--- data type selection:
* IDAT: 0= syntehetics; 1= cross corr; 2= catalog; 3=cross & cat
* IPHA: 1=P; 2=S; 3=P&S
* DIST:max dist [km] between cluster centroid and station
* IDAT IPHA DIST
   2          3    40
*
*--- event clustering:
* OBSCC:    min # of obs/pair for crosstime data (0= no clustering)
```

```
* OBSCT:    min # of obs/pair for network data (0= no clustering)
* OBSCC OBSCT CC_format
   0              0          2
*
*---solution control:
* ISTART:     1 = from single source; 2 = from network sources
* ISOLV: 2=lsqr (must be equal to 2)
* NSET:       number of sets of iteration with specifications following
* ISTART  ISOLV  NSET  wgh1  wgh2  wgh3  Air_dep
           2       2             8     5            5     5       0
* i3D delt1 ndip iskip scale1 scale2 iusep iuses iuseq
  2         0    9          1     0.5    1.00         1     2    0
* invdel ifixl xfac  tlim     nitpb(1)  nitpb(2)  stepl
    1      0    1.3        0.0005    50        50        0.5
* lat_Orig  lon_Orig  Z_Orig iorig rota
 35.97425  -120.5521   0      1   -40
*
*--- data weighting and re-weighting:
* NITER:            last iteration to used the following weights
* WTCCP, WTCCS:            weight cross P, S
* WTCTP, WTCTS:            weight catalog P, S
* WRCC, WRCT:  residual threshold in sec for cross, catalog data
* WDCC, WDCT:  max dist [km] between cross, catalog linked pairs
* DAMP:             damping (for lsqr only)
*       ---  CROSS DATA ----- ----CATALOG DATA ----
* NITER WTCCP WTCCS  WRCC WDCC WTCTP  WTCTS WRCT WDCT WTCD DAMP JOINT THRES
      2    0.01       0.01      -9      -9       0.1       0.08      -9      -9       10       300      1        3
      2     0.01      0.01      -9      -9       0.1       0.08      -9      -9       10       200      0        3
      2    0.01       0.01       -9      -9       0.1       0.08      -9      -9       10       300      1        3
      2    0.01       0.01      -9      -9       0.1       0.08      -9      -9       10       300      1        3
      2    0.01       0.01     -9       -9       0.1       0.08      -9      -9       10       300      1        3
      2    0.01       0.01     -9        -9       0.1       0.08      -9      -9       10       300      1        3
      2    0.01       0.01     -9        -9       0.1       0.08      -9      -9       10       300      1        3
      5    0.01        0.01      -9      -9       0.1       0.08      -9      -9       10       300      1        3
**
*--- event selection:
* CID:   cluster to be relocated (0 = all)
* ID:    cuspids of event to be relocated (8 per line)
* CID
   0
* ID
```

EK 2: Çalışmada Kullanılan İstasyonların Enlem, Boylam ve Yükseklik Değerleri

#	Kayıtçının Kurumu/Türü	İstasyon Adı	Enlem (°)	Boylam (°)	Yükseklik (m)
1	AFAD/İvme	0918	37.3697	27.2643	47
2	AFAD/İvme	2018	37.233	28.8948	705
3	AFAD/İvme	2019	37.442	28.8438	1055
4	AFAD/İvme	4801	37.2145	28.3562	638
5	AFAD/İvme	4806	37.3028	27.7807	52
6	AFAD/İvme	4807	37.3397	28.1368	365
7	AFAD/İvme	4808	37.1338	28.2842	701
8	AFAD/İvme	4809	37.033	27.44	26
9	AFAD/İvme	4810	36.8393	28.2448	16
10	AFAD/İvme	4811	36.97	28.6868	24
11	AFAD/İvme	4812	36.7122	27.688	25
12	AFAD/İvme	4814	37.3992	27.6567	63
13	AFAD/İvme	4815	36.6887	28.0461	10
14	AFAD/İvme	4816	36.7718	28.7987	20
15	AFAD/İvme	4817	37.2402	27.6032	10
16	AFAD/İvme	4818	37.444	28.3575	897
17	AFAD/İvme	4819	37.0313	27.9712	10
18	AFAD/İvme	4821	37.1055	28.4138	615
19	AFAD/Hız	BDRM	37.065	27.4435	350
20	KRDAE/Hız	BODT	37.0613	27.31	379
21	KRDAE/Hız	DALY	36.8162	28.6532	10
22	KRDAE/Hız	DAT	36.7308	27.5767	1064
23	AFAD/Hız	DDIM	37.4571	27.2414	93
24	KRDAE/Hız	MLSB	37.2953	27.7767	500
25	AFAD/Hız	MULA	37.2561	28.3208	973
26	AFAD/Hız	TURN	36.7753	28.2444	28
27	KRDAE/Hız	YER	37.1337	28.284	709
28	NOA/Hız	NISR	36.6106	27.1309	48
29	NOA/Hız	KLNA	36.9571	26.9728	30
30	NOA/Hız	NIS1	36.6023	27.1782	378

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Tuğba ÖZDEMİRLİ ESAT

Doğum Yeri : Ankara

Doğum Tarihi : 13/01/1984

Medeni Hali : Evli

Yabancı Dili : İngilizce

Eğitim Durumu (Kurum ve Yıl)

Lise : Ankara Kocatepe Mimar Kemal Lisesi (2002)

Lisans : Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi

Jeofizik Mühendisliği Bölümü (2008)

Yüksek Lisans :

1) Atılım Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü İşletme Anabilim Dalı (MBA-Tezli) (Eylül 2008-Haziran 2010)

2) Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı (Şubat 2017-Haziran 2020)

Çalıştığı Kurum/Kurumlar ve Yıl

Devlet Su İşleri 5. Bölge Müdürlüğü (Mart 2011'den günümüze)