KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ*FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

MARMARA BÖLGESİ'NİN ÜÇ-BOYUTLU HIZ YAPISININ SİSMİK TOMOGRAFİ YÖNTEMİ İLE BELİRLENMESİ

DOKTORA TEZİ

Jeofizik Yük. Müh. Berna TUNÇ

Anabilim Dalı: Jeofizik

Danışman: Prof. Dr. Özer KENAR

KOCAELİ, 2008

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ*FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

MARMARA BÖLGESİ'NİN ÜÇ-BOYUTLU HIZ YAPISININ SİSMİK TOMOGRAFİ YÖNTEMİ İLE BELİRLENMESİ

DOKTORA TEZİ

Jeofizik Yük. Müh. Berna TUNÇ

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 13 Haziran 2008

Tezin Savunulduğu Tarih: 24 Ekim 2008

Tez Danışmanı	Üye	Üye
Prof. Dr. Özer KENAR	Prof. Dr. Şerif BARIŞ	Doç. Dr. Ö. Feyzi GÜRER
(.....)	(.....)	(.....)

Üye	Üye
Doç. Dr. Oğuz ÖZEL	Yrd. Doç. Dr. Metin AŞCI
(.....)	(.....)

KOCAELİ, 2008

ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR

Marmara Bölgesi'nin Üç-Boyutlu Hız Yapısının Sismik Tomografi Yöntemi ile Belirlenmesi konulu doktora tez çalışmam süresince, bilgi ve önerileri ile beni yönlendiren değerli hocam sayın Prof. Dr. Özer KENAR'a saygı ve teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmamda kullandığım verileri sağlayan Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü UDİM Müdürlüğü'ne ve verilerin toplanmasına emek veren UDİM çalışanlarına, İstanbul Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyesi sayın Prof. Dr. Tuncay TAYMAZ'a katkılarından dolayı teşekkür ederim. Bu verilerin tarafıma verilmesi için gerekli girişimleri yapan, çalışmamın her aşamasında önerileriyle beni yönlendiren, değerli hocam sayın Prof. Dr. Şerif BARIŞ'a teşekkür ederim. Doktora tez çalışmamda kullandığım LOTOS_07 algoritmasını hazırlayan ve çalışmama uyarlamamda yardımcı olan sayın Ivan KOULAKOV'a teşekkür ederim. Tez çalışmamın ilk günlerinden bugüne manevi desteğini gördüğüm, deneyimlerinden yararlandığım değerli hocam sayın Prof. Dr. Balamir ÜÇER'e, çalışmalarım sırasında ilgi, öneri ve tecrübelerini benimle paylaşan değerli hocam sayın Prof. Dr. M. Fırat ÖZER'e saygı ve teşekkürlerimi sunarım. Çalışmamda elde ettiğim sonuçlarımın jeolojik yorumlarının yapılması konusunda bana yardımcı olan değerli hocam sayın Doç Dr. Ö. Feyzi GÜRER'e ve yöntemin detaylarını daha iyi anlayabilmem için yardımlarını esirgemeyen değerli hocam sayın Yrd. Doç Dr. Metin AŞÇI'ya teşekkür ederim.

Çalışmamın Almanya'da devam eden döneminde, bana yardımcı olan sevgili arkadaşım sayın Dr. Aysun Nilay DİNÇ'e teşekkür ederim. Bu süre içinde, çalışmalarımla ilgilenerek beni yönlendiren, ilgisi ve güler yüzü ile beni cesaretlendiren sayın Prof. Dr. Wolfgang RABBEL'a, çalışmalarımda bana teknik destek veren arkadaşım sayın Dr. Martin THORWARD'a ve varlığıyla her zaman güven veren sayın Jeof. Yük. Müh. Ercan ERKUL'a teşekkür ederim. Çalışmalarıma öneriyle destek olan sayın Dr.Heiko WOITH, Dr.Claus MILKEREIT, Dr.Helmut GROSSER ve Birger-G LÜHR'e teşekkür ederim.

Tezimin genel düzeninde fikir ve destekleri ile bana yardımcı olan çalışma arkadaşlarım, Jeof. Yük. Müh. İ. Talih GÜVEN'e ve Jeof. Yük. Müh. Deniz ÇAKA'ya teşekkür ederim. Çalışmam süresince, kendi işlerime daha fazla zaman ayırabilmem için iş yükümü hafifleterek bana destek olan Jeofizik Mühendisliği Bölümün'deki hocalarıma ve arkadaşlarıma içtenlikle teşekkür ederim.

Hayatımın her aşamasında, desteklerini sonsuz bir sabır ve ilgiyle gösteren sevgili annem Mukaddes AKBIYIK ve kardeşim Melda ARPACIOĞLU'na ve özellikle dualarından her zaman güç aldığım anneannem Safinaz AKBIYIK'a yanımda oldukları için teşekkür ederim. Arkadaşlığımızın ilk gününden itibaren, her konuda yanımda olan, özverili ve sabırlı desteğini her zaman hissettiğim en iyi arkadaşım, sevgili eşim Elo. ve Hab. Yük. Müh. Süleyman TUNÇ'a sonsuz sevgi ve teşekkürlerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR i
İÇİNDEKİLER ii
ŞEKİLLER DİZİNİ iv
TABLOLAR DİZİNİ vii
SİMGELER viii
ÖZET x
ABSTRACT xi
1. GİRİŞ 1
2. SİSMİK TOMOGRAFİNİN ESASLARI ve YÖNTEM 11
2.1. Sismik Tomografi Yöntemine Genel Bakış 11
2.2 Tıp Alanında Tomografi 14
2.3 Yerel Deprem Tomografisinin Temel Teorisi 17
2.4 Sismik Tomografide Ters Çözüm İşlemi 19
2.4.1 Doğrusal olmayan denklem sistemlerinin en küçük kareler yöntemi ile çözülmesi 20
2.4.1.1 Tekil değer ayrışımı (Singular Value Decomposition) yöntemi 23
2.4.1.2 Sönümlü en küçük kareler yöntemi 26
2.4.1.3 Sönümlü tekil değer ayrışımı yöntemi 27
2.4.1.4 LSQR (Least Square QR) yöntemi 29
2.5 Üç-boyutlu Hız Yapısının Modellenmesi 31
2.6 Işın Yolu ve Yayılım Zamanı Hesaplanması 33
2.7 Çözünürlülük Testleri 37
2.7.1 Dama tahtası modeli (Checkerboard veya chess-board model) 37
2.7.2 İğnecik duyarlılık testi 38
2.7.3 Geri dönüşüm çözünürlülük testi (Restore Resolution Test) 38
2.7.4 Işın yoğunluğu ve sayısı 38
2.7.5 Ağırlıklandırılmış türevlerin toplamı (ATT) 39
2.7.6 Çözünürlülük matrisinin köşegen elemanları yaklaşımı (ÇKE) 39
3. YÖNTEM 41
3.1 Bir-Boyutlu Hız Modelinin İyileştirilmesi 48
3.2 Referans Modeli ve Yayılım Zamanlarının Hesaplanması 48
3.3 Kaynak Konumlarının Belirlenmesi 50
3.4 Double – Difference Algoritması ile Kaynak Konumlarının Düzenlenmesi 54
3.5 Grid Parametrelerinin Belirlenmesi 55
3.6 Matris Oluşturulması ve Ters Çözümü 56
3.7 Üç-Boyutlu Modelde Işın İzleme Algoritması 58
3.8 Vp Ters Çözümü ve Vp/Vs Oranı 60
3.9 Yapay Analiz İşlemleri 62
3.9.1 Damatahtası analizi 64
3.9.2 Gerçek yapıların araştırılması için yapılan analizler 65
4. BÖLGENİN TEKTONİK KONUMU 66
4.1 Marmara Bölgesi'nin Tektonik Yapısı 66
4.2 Marmara Bölgesi'nin Depremselliği 69

5. MARMARA BÖLGESİ'NİN TOMOGRAFİK TERS ÇÖZÜMÜ 72
5.1 İnceleme Alanı ve Veri Seçimi 72
5.2 Bir-Boyutlu Hız Modeli Kullanılarak İlk Konumların Belirlenmesi ve Bir-Boyutlu Hız Modelinin İyileştirilmesi 75
5.2.1 Bir-boyutlu hız modeli kullanılarak ilk konumların belirlenmesi 75
5.2.2 Bir-boyutlu hız modelinin iyileştirilmesi 79
5.3 Yapay Testler 81
5.3.1 Dama tahtası testi 81
5.4 Tomografik Ters Çözüm 85
5.5 Vp ve Vp/Vs Ters Çözümü 92
6. SONUÇLAR ve ÖNERİLER 95
6.1 Tomografik Ters Çözüm Sonuçlarının Tartışılması 95
6.2 Tomografik Ters Çözüm Sonuçlarına Yapay Test Uygulanması 101
6.3 Sonuçlar 103
KAYNAKLAR 107
ÖZGEÇMİŞ 122

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1 Çeşitli tomografi uygulamaları için model alanı ve sismik ışınların gösterimi. Üçgenler istasyonları ve yıldızlar deprem odaklarını veya patlatma kaynaklarını temsil etmektedir (Hirahara, 1990'dan düzenlenmiştir).....14

Şekil 2.2 CAT (computer-aided tomografi) uygulamasının şematik gösterimi. Nesne, soğurma katsayısı ile karakterize edilmektedir. I_0 şiddetindeki bir X-ışını demeti kaynaktan alıcıya kaydedilmek üzere gönderilmektedir. Alıcıda gözlenen şiddet I'dır (Lee ve Pereyra, 1993'den düzenlenmiştir).....15

Şekil 2.3 Yerel deprem tomografisindeki model yapının genel gösterimi. Burada inceleme alanına dağılmış olan yıldızlar, deprem kaynaklarını, üçgenler ise istasyonları temsil etmektedir (Thurber, 1993'den düzenlenmiştir). 18

Şekil 2.4 Yer içindeki hız yapısının modellenmesinde kullanılan üç farklı yaklaşımın gösterimi. (a) sabit-hızlı bloklar, (b) yatay değişen katmanlar, (c) düğüm noktaları gridleri (Thurber, 1983'den düzenlenmiştir).....32

Şekil 2.5 Işın izleme yöntemi olarak kullanılan iki temel yaklaşımın gösterimi. Atış ışın izleme yöntemi (üstte) ve eğme ışın izleme yöntemi (altta) gösterilmiştir (Thurber, 1993'den düzenlenmiştir). 34

Şekil 2.6 Yalancı eğme ışın izleme yönteminin gösterimi (Zhao ve diğ. (1992)'den düzenlenmiştir). 35

Şekil 2.7 Fat ray yaklaşımının basit bir gösterimi (Husen ve Kissling., 2001'den düzenlenmiştir). 36

Şekil 3.1 LOTOS-07 algoritmasının akış şeması. 47

Şekil 3.2 İki derinlik seviyesi için hesaplanmış AF için örnek gösterim. Burada noktalar, konumlandırma işlemi sırasında AF'nun hesaplandığı yerleri, sayılar ise, AF'nun aldığı değerleri göstermektedir (Koulakov ve Sobolev, 2006a). 53

Şekil 3.3 Kaynak derinliğine bağlı olarag AF'nun değişimine bir örnek (Koulakov ve Sobolev, 2006a). 54

Şekil 3.4 Parametrelerin ters çözümü için oluşturulan matrisin genel yapısı (Koulakov ve Sobolev, 2006a) 57

Şekil 3.5 Işın eğme algoritmasının temel prensibi. 59

Şekil 3.6 Damatahtası testi için kullanılan grid sisteminin temsili gösterimi (kırmızı bölgeler -7% ve mavi bölgeler +7% hız anomalilerini temsil etmektedir) 65

Şekil 4.1 Türkiye ve Doğu Akdeniz bölgesindeki hakim tektonik yapı (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981'den derlenmiştir). 67

Şekil 4.2 Marmara bölgesindeki aktif tektonik yapı (Okay ve diğ. 2000'den derlenmiştir). 68

Şekil 4.3 1993-2007 yılları arasında Marmara bölgesinde meydana gelen depremlerin episantır ve derinlik dağılımları. 70
Şekil 5.1 Kara istasyonlarında kaydedilen ve yukarıda belirtilen kriterlere göre seçilen depremler ile bunları kaydeden istasyonların inceleme alanı üzerindeki dağılımı....74
Şekil 5.2 Deniz istasyonlarında kaydedilen depremler ve kayıtçıların inceleme alanı üzerindeki dağılımı. 74
Şekil 5.3 Kara ve deniz istasyonlarında kaydedilen ve gerekli seçim işlemleri sonrasında elde edilen ve tomografik ters çözümde kullanılacak depremlerin ve kayıtçıların inceleme alanındaki dağılımı....75
Şekil 5.4 Başlangıç konumlarının belirlenmesi için hesaplanan referans tablolarının oluşturulmasında kullanılan parametre dosyası. 76
Şekil 5.5 Referans tabloları kullanılarak deprem konumlarının belirlenmesinde kullanılan parametre dosyası. 77
Şekil 5.6 İyileştirilmiş bir-boyutlu hız modeli kullanılarak seçilmiş ve konumlandırılmış 6095 depremin inceleme alanındaki dağılımı. 78
Şekil 5.7 Bir-boyutlu başlangıç hız modelinin iyileştirilmesi için tanımlanan parametre dosyası. 79
Şekil 5.8 Bir-boyutlu hız iyileştirilmesinde kullanılacak depremlerin seçimindeki yaklaşımın basit gösterimi (noktalar her bir aralıktaki depremleri ifade etmektedir). 80
Şekil 5.9 Bir-boyutlu hız iyileştirmesi işleminde kullanılan P ve S dalgaları için başlangıç hız modeli (mavi eğri) ve sonrasında elde edilen hız modelinin (kırmızı eğri) grafik gösterimi. 81
Şekil 5.10 Yapay test uygularken tanımlanan yapay modelin tanımlandığı "anomali" dosyası. 82
Şekil 5.11 Yapay test uygularken verilere eklenen gürültü fonksiyonunun tanımlandığı "noise" dosyası. 82
Şekil 5.12 Dama tahtası testi için kullanılan anomalinin tanımlandığı parametre dosyası....84
Şekil 5.13 Yapay testlerde kullanılan grid modelinin basit gösterimi (mavi gridler, +%7'lik yüksek hızlı ve kırmızı gridler ise -%7'lik düşük hız anomalilerini tanımlamaktadır). 84
Şekil 5.14 Başlangıçta tanımlanan başlangıç dama tahtası modelinin inceleme alanındaki dağılımı ve verilere uygulanan dama tahtası testi sonuçları. 85
Şekil 5.15 Üç-boyutlu kaynak konumları ve ışın yollarının belirlenmesinde kullanılan parametreler. 86
Şekil 5.16 Çalışmada kullanılan depremler ve istasyonlar arasındaki ışın yollarının inceleme alanındaki izdüşümleri (Mavi üçgenler istasyonları ve Marmara Denizi içinde OBS'leri, kırmızı noktalar ise depremleri göstermektedir). 86
Şekil 5.17 Işın yolları üzerinde alınan A-A' profili boyunca alınan düşey kesit (Mavi üçgenler istasyonları, kırmızı noktalar ise depremleri göstermektedir). 87
Şekil 5.18 İnceleme alanındaki normalize edilmiş ışın yoğunluklarının inceleme alanındaki dağılımı. 87

Şekil 5.19 Ters çözüm işleminde kullanılacak grid sisteminin yapılanması için gerekli parametre dosyası. 88
Şekil 5.20 Ters çözüm işlemi için tanımlanan parametre dosyası 90
Şekil 5. 21 Düzenli bir grid için üç-boyutlu model parametreleri. 90
Şekil 5.22 P ve S dalgaları için eş zamanlı olarak yapılan yinelemeli ters çözüm sonucu elde edilen üç-boyutlu hız pertürbasyonları (%). 91
Şekil 5.23 Vp ve Vp/Vs ters çözümü sonrasında elde edilen Vp/Vs anomalisinin inceleme alanındaki yatay dağılımı. Ters çözüm, referans değeri 1.74 alınarak ve 5 iterasyon için yapılmıştır. 94
Şekil 6.1 Tomografik ters çözüm sonucunda P dalgaları için elde edilen (a)RMS (%) değerleri ve (b) değişim azalımının yineleme sayısına göre yüzde olarak değişimi. 95
Şekil 6.2 Tomografik ters çözüm sonucunda S dalgaları için elde edilen (a) RMS (%) değerleri ve (b) değişim azalımının yineleme sayısına göre yüzde olarak değişimi 95
Şekil 6.3 Çınarcık Baseni üzerinde kuzey-güney doğrultulu alınan sismik Yansıma kesiti ve bununla ilişkili model gösterimi (İmren ve diğ. 2001'den alınmıştır). 97
Şekil 6.4 Tomografik ters çözüm sonucu üzerinde Çınarcık basenine yaklaşık kuzey-güney doğrultusunda alınan kesit boyunca hız pertürbasyonları ve gerçek hız değerlerinin dağılımı ((a) P dalgası (b) S dalgası). 97
Şekil 6.5 Tank ve diğ. (2005) tarafından verilen manyetotellürik çalışmanın sonucundan bir kesit (Tank ve diğ. 2002'den alınmıştır). 98
Şekil 6.6 Tank ve diğ. (2005) tarafından yapılan manyetotellürük çalışmada kullanılan profil boyunca tomografik ters çözüm sonuçları a) P dalgası çözümleri b)S dalgası çözümleri 99
Şekil 6.7 Tomografik ters çözüm sonucu üzerinde KAFZ'nu üzerinde doğu-batı yönünde alınan kesit boyunca hız pertürbasyonları ve gerçek hız değerlerinin dağılımı ((a) P dalgası (b) S dalgası). 100
Şekil 6.8 Gelişigüzel tanımlanmış bir anomalinin yatay yöndeki ters çözüm sonucu. 102

TABLOLAR DİZİNİ

Tablo 2.1 Tıbbi tomografi ve sismik tomografi yöntemlerinin karşılaştırılması. 17
Tablo 5.1 Çalışmada kullanılan veriler..... 72
Tablo 5.2 Çalışmada kullanılan verilerin ilk konumlarının yapılması için denenen bir-boyutlu hız modelleri için elde edilen RMS ve varyans azalımı değerleri. 73
Tablo 5.3 Çalışma alanındaki depremlerin ilk konumlarının belirlenmesinde kullanılan bir-boyutlu hız modeli (Özalaybey ve diğ. 2002)..... 73

SİMGELER DİZİNİ VE KISALTMALAR

Moho	: Mohorovičič süreksizliği
PREM	: Başlangıç yer modeli
ACH	: Aki, Christoffersson, Husebye'nin önerdiği tomografi yöntemi
LET	: Yerel Deprem Tomografisi
DD	: İkili-farklar tomografi yöntemi
M_L	: Yerel magnitüd
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
V_P	: P dalga hızı
V_S	: S dalga hızı
1/v	: yavaşlık parametresi
NeHT	: Nercessian, Hirn ve Tarantola'nın tomografi yöntemi
CAT	: Bilgisayarlı tomografi
I_0	: X-ışınının ilk şiddeti
I	: X-ışınının gözlenen şiddeti
g(s)	: nesneyi temsil eden fonksiyon
ds	: ışın yolu boyunca bir eleman
f_L	: ışın şiddetinin yolla değişimini gösteren fonksiyon
u	: ışının yavaş olduğu alan
T_{ij}	: i depreminden j istasyonuna gelen dalganın yayılma zamanı
t_{ij}	: i depreminden j istasyonuna gelen dalganın varış zamanı
τ_i	: depremin oluş zamanı
t_{ij}^{obs}	: i depreminden j istasyonuna giden dalganın gözlenen varış zamanı
t_{ij}^{calc}	: i depreminden j istasyonuna giden dalganın hesaplanan varış zamanı
r_{ij}	: zaman kalıntısı (rezidüel)
$\frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k}$	: odak ile ilgili terim
m_l	: hız modelindeki yol
$\left(\frac{dx_k}{ds}\right)_{kaynak}$	: ışın vektörü
$\partial T_{ij} / \partial m_l$	: hız modelinin kısmi türevi
LS	: En küçük kareler
DLS	: Sönümlü en küçük kareler
SVD	: Tekil Değer Ayrışımı
LSQR	: En küçük kareler QR
ART	: Cebirsel yeniden oluşturma tekniği
SIRT	: Eşzamanlı yinelemeli yeniden oluşturma yöntemi
A	: Jacobian matrisi
A^T	: Jacobian matrisinin transpozesi
U, S, V	: Jacobian matrisini oluşturan birer matris
u_i	: m boyutlu bir veri uzayı

v_i : n boyutlu veri uzayı
λ_i : özdeğer
Δp : parametre düzeltme vektörü
ΔG : gözlemsel anomali ile kuramsal anomali fark vektörü
I : birim matris
β : sönüm faktörü
βI : Bastırma vektörü (Marquardt)
CG : eşlenik değişim
$\|r_k\|_2$: kalıntı normu
$\{x_k\}$: monoton azalan bir seri
A, B : matrisler
ν, ω : vektörler
α, β : sayılar
c, s : ortogonal matrisin anlamlı elemanları
$\|\nu\|$: Euclidean normu
$\|A\|$: Frobenius norm
$\|A^+\|$: A matrisinin yalancı tersi
$\{\nu_i\}$, $\{\alpha_i\}$: vektör serileri
$\{\beta_i\}$: skaler serisi
ÇKE : Çözünürlülük matrisi köşegen elemanları
ATT : Ağırlıklandırılmış türevlerin toplamı
s_{kj} : ayrımlılık matrisi
D_{jk} : j. ve k. model parametreleri arasındaki km cinsinden mesafe
GF : amaç fonksiyonu
dx, dy, dz, dt : kaynak parametrelerine ait düzeltmeler
dV^P : P hız anomalisi ile ilgili parametre
dV^S : S hız anomalisi ile ilgili parametre
σ : kaynak koordinatları ve oluş zamanı düzeltmesi
W^{srce} : kaynak parametresinin ağırlık değeri
$d\tau_{st}^P$: P dalgası için istasyon düzeltmesi
$d\tau_{st}^S$: S dalgası için istasyon düzeltmesi
$W^{St\text{-}P}$: P dalgası için istasyon ağırlığı
$W^{St\text{-}S}$: S dalgası için istasyon ağırlığı
σ_1, σ_2 : mohonun altındaki ve üstündeki yavaşlık değeri
P : ışın parametresi
dh : başlangıç modelinde tanımlanan moho derinliği
dh_1 : kaynak altındaki kabuk kalınlığı
dh_2 : alıcı altındaki kabuk kalınlığı
σ : üst mantodaki yavaşlık parametresi

MARMARA BÖLGESİ'NİN ÜÇ-BOYUTLU HIZ YAPISININ SİSMİK TOMOGRAFİ YÖNTEMİ İLE BELİRLENMESİ

Berna TUNÇ

Anahtar Kelimeler: Sismik Tomografi, Marmara Bölgesi, Ters Çözüm, Üç-Boyutlu Hız Yapısı

Özet: Bu çalışmada, Marmara Bölgesi için tomografik ters çözüm yöntemi ile üç-boyutlu hız yapısı belirlenmiştir. Çalışmanın amacı, aktif tektonik yapıların etkisinde oldukça aktif bir sismisiteye sahip olan Marmara Bölgesi altındaki kabuk yapısını belirlemek ve böylece, bölgede yapılacak sonraki çalışmalara ışık tutmaktır. Bu amaçla, ters çözüm işlemi için LOTOS-07 algoritması kullanılmıştır. Bu algoritma, yerel depremlerin P ve S dalgaları yayılım zamanlarını kullanarak yinelemeli eş zamanlı tomografik ters çözüm yapmaktadır. Çalışmada, 1993-2007 yılları arasında Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından işletilen istasyonlara ait deprem verileri kullanılmıştır. Bu verilere ilave olarak, İstanbul Teknik Üniversitesi tarafından Marmara Denizi tabanına yerleştirilen OBS (Ocean Bottom Seismometer)'lerden elde edilen veriler çalışmaya dahil edilmiştir. Ters çözüm işlemi sonrasında elde edilen sonuçların duyarlılıkları, çeşitli test algoritmaları ile sınanmıştır. Sonuçlar aynı zamanda, bölgede daha önce yapılan tomografi çalışmaları ve farklı jeofizik yöntemler uygulanarak yapılan çalışmalar ile kıyaslanmıştır.

Çalışmanın sonucunda, Marmara Bölgesi altındaki kabuk yapısının üç-boyutlu hız yapısı 15km derinliğe kadar ayrıntılı olarak belirlenmiştir. Elde edilen sonuçların, inceleme alanında daha önce yapılan sismik, manyetik ve elektromanyetik ölçümlerle uyum içinde olduğu gözlenmiştir.

DETERMINATION OF THE THREE-DIMENSIONAL VELOCITY STRUCTURE OF THE MARMARA REGION BY TOMOGRAPHIC INVERSION METHOD

Berna TUNÇ

Keywords: Seismic Tomography, Marmara Region, Inversion, Three-Dimensional Velocity Structure

Abstract: In this study, the three-dimensional velocity structure of the Marmara Region is determined by tomographic inversion method. The aim of this study is, to define the crust structure of the Marmara Region, which is under the effect of active tectonic structures and to be a guide to the further studies. In this study, the new LOTOS-07 algorithm is used. LOTOS-07 is designed for simultaneous inversion for obtaining P wave and S wave velocity structures, and it uses travel times of local and regional earthquakes. In this study, the data is used which is provided by Bogazici University, Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute's network covering between 1993-2007. Furthermore, OBS (Ocean Bottom Seismometer) data, which is located in the Marmara Sea, data is added to the final data set. The resolution of the results tested after inversion procedues with different testing algorithms.

The three-dimensional structure of the crust under the Marmara Region is determined down to 15km depth in good resolution. The results are also consistent with previous gravity, magnetic and electromagnetic profiling studies for the region and as well as previous tomographic images obtained by other researchers.

1 GİRİŞ

Yer içinin derinliklerinin anlaşılması yüzyıllardır çok sayıda araştırmacının çalışma konusunu teşkil etmiştir. Bu amaçla yapılan araştırmalar son yıllarda önemli ölçüde ilerleme göstermiştir. Teknoloji alanındaki gelişmeler ve bu gelişmelerin yerbilimlerinde kullanılması, yapılan çalışmalarda daha kaliteli ve duyarlı sonuçlara ulaşılmasını sağlamıştır. Sismoloji alanında yaşanan ilerlemenin en önemli nedeni, 19. yüzyıl sonlarına doğru yeryüzüne yerleştirilen ilk sismometrelerden günümüze kadar gelişen teknoloji ile ilişkili olarak sismik ağların yaygınlaşmasıdır.

Yer içinde sismik dalga hızlarının bilinmesi her zaman sismolojinin temel problemi olmuştur. Sismik dalga hızlarının yer içindeki değişiminin bilinmesi, yer içindeki litolojinin ve fiziksel özelliklerin ortaya konulması bakımından büyük önem taşımaktadır. Yer yapısının incelendiği çalışmalarda ilk önce depremler tarafından üretilen sismik dalgalar kullanılmıştır. Günümüzde yapılan, özellikle derin çalışmalarda, temel bilgi kaynağı olarak yine deprem dalgaları kullanılmaktadır. Sismik dalgalardan yararlanarak hazırlanan yayılım zamanı tabloları ve eğrileri kullanılarak yerin çekirdeğinin varlığı ortaya konulmuştur (Oldham, 1906). Bu yayılım tabloları, Zeoppritz ve Turner tarafından ve son olarak da, 1913'de Gutenberg tarafından tamamlanmıştır (Gutenberg, 1913). 1948 yılında, Jeffreys ve Bullen, bugün de yaygın olarak kullanılan kendi yayılım zamanı tablolarını ortaya koyulmuşlardır (Jeffreys ve Bullen, 1948). 1968 yılında sadece P dalgaları için yayılım zamanı tabloları Herrin (1968) tarafından yayınlanmıştır. IASP91 olarak bilinen, küresel simetrik bir hız modeli kullanılarak hazırlanan yayılım zamanı tabloları Kennett ve Engdahl (1991) tarafından ortaya konulmuştur. Bu konudaki ilk ve en önemli çalışmalardan biri, daha yakın mesafeler için, Mohorovičić tarafından 1909 yılında yapılmıştır. Bu çalışma ile yerkabuğunun varlığı ve kendi adıyla bilinen süreksizlik (Moho) ortaya konulmuştur (Bullen, 1963).

Sismolojik gözlemlere dayanarak yer içindeki bir-boyutlu hız modelleri ilk kez 1930'lu yıllarda, Jeffreys, Bullen, Gutenberg, Macelwane ve Richter tarafından ortaya konulmuştur. Bu modeller kullanılarak, yer içi, kabuk (0-30km), manto (30-

2900km) ve çekirdek (2900-6371km) olmak üzere katmanlara ayrılmıştır. Bu modeller günümüzde de yaygın olarak kullanılmasına rağmen, küresel simetri esasına dayanan daha doğru hız modelleri geliştirilmiştir. Bunlar, Dziewonski ve Anderson (1984) tarafından önerilen başlangıç yer modeli (Preliminary Earth Model=PREM)' ne ve Bolt ve Uhrhammer (1981) tarafından önerilen CAL8 modeline dayanmaktadır. Kennett ve diğ. (1995) tarafından çekirdek fazları için yaygın olarak kullanılan ve AK135 olarak bilinen bir hız modeli geliştirilmiştir. Üst mantoda IASP91 modelinden biraz daha yüksek hız değerlerine sahip olan SP6 hız modeli, Morelli ve Dziewonski (1993) tarafından ortaya konulmuştur.

Kabuk yapısının belirlenmesi için farklı araştırmacılar tarafından çeşitli yöntemler uygulanmaktadır. Bu yöntemler, cisim dalgalarının yayılma zamanları, yüzey dalgalarının grup ve faz hızları, soğurulma, P dalgalarının genlik spektrumları ve dönüşmüş fazlar ve spektral yöntem olarak sıralanabilirler. Bu konudaki ilk çalışmalardan biri, Bath ve Stefanson (1966) tarafından ortaya konulmuştur. Bu çalışmada, Moho ve kabuk arasında yansımış ve dönüşmüş fazlar için bir gösterim geliştirmişlerdir. Jordan ve Frazer (1975), yapay sismogram üretimi ile kabuk fazlarının belirlendiği ilk çalışmayı yapmışlardır. Langston ve Bulm (1977), kabuk içindeki P ve S fazlarının tekrarlı yansımalarını (sP, pP, PmP, …) kulanarak batı Washington civarındaki kabuk ve üst manto yapısını belirlemişlerdir. İstanbul ve çevresindeki kabuk yapısı, Kenar (1977) tarafından P dalgalarının genlik spektrumlarından yararlanarak belirlenmiştir. İzmit Körfezi'nin güney kısmında, koda dalgalarının çözümlemeleri yapılarak, inceleme alanındaki heterojen yapının dalga yayınımı üzerindeki etkileri incelenmiştir (Kenar, 1983). Yerkabuğunun modellenmesine yönelik bir başka çalışma, Özer (1989) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmada, dönüşmüş fazlar kullanılarak yerkabuğu modellenmiştir. Yüzey dalgaları kullanılarak kabuk yapısının belirlenmesi amacıyla yapılan en önemli çalışmalardan biri, Canıtez (1969) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmada, yüzey dalgalarının dispersiyon özelliğinden yararlanılarak Anadolu ve Ege için kabuk yapısı ve bu yapı içindeki cisim dalgalarının hızları belirlenmiştir. Love ve Rayleigh dalgası grup hızları kullanılarak, Sayıl (1998) tarafından yapılan çalışmada, Karadeniz ve civarındaki kabuk ve üst manto yapısı belirlenmiştir. Kabuk yapısının belirlenmesine yönelik bir başka çalışma Ezen (1983) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmada, Kuzey

ve Doğu Anadolu'da Love dalgalarının dispersiyonu ve kabuk yapısı belirlenmiştir. Yüzey dalgalarının dispersiyon özelliği kullanılarak, Batı Anadolu'daki kabuk yapısı belirlenmiştir (Alptekin ve diğ. 1990; Ezen, 1990; Ezen, 1991, Ezen, 2001). Türkiye'nin orta bölgesi için, Rayleigh dalgaları dispersiyonundan yararlanılarak ortalama bir kabuk yapısı yine Ezen (1994) tarafından ortaya konulmuştur. Anadolu ve civarındaki kabuk ve üst manto yapısının belirlenmesine yönelik bir başka çalışma, Osmanşahin (1989) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmada, yüzey dalgası ortam tepki fonksiyonlarından yararlanılmıştır.

Yerkabuğunun belirlenmesi amacıyla son yıllarda geliştirilen bir başka yöntem de sismik tomografi yöntemidir. Bu yöntem ile, seçilen bir-boyutlu hız modellerinden yola çıkarak, yer içinin üç-boyutlu hız dağılımı ortaya konulmaktadır. Bu yönüyle sismolojide kullanılan en duyarlı yöntemlerden biridir. Sismik tomografi yöntemi, tıp alanında kullanılan tomografi yönteminden esinlenilerek geliştirilmiştir. Geçmişte ve günümüzde, sismik tomografi yöntemi, bir çok araştırmacı tarafından, tam olarak bilinmeyen, karmaşık tektonik yapıların araştırılmasında kullanılmıştır. Sismik tomografi yöntemi, 1970'lerin ortalarında gelişmeye başlamıştır. Yapılan ilk üç-boyutlu ters çözüm yöntemi, 1974 yazında Norveç'in güneyinde, Aki, Christoffersson ve Husebye tarafından kurulan NORSAR sismik ağına ait veriler ile gerçekleştirilmiştir. Bu yöntem, araştırmacıların isimlerinin baş harflerinden dolayı "ACH yöntemi" olarak bilinmektedir. ACH yöntemi, 1975 yılında bölgesel bir ağa uygulanmış ve sonuçları Aki ve diğ. (1976, 1977) ve Aki ve Lee, (1976)'da yayınlanmıştır. Bundan sonra gelişen teknoloji sayesinde kurulan sismik ağlardan kaliteli veri toplanmasına başlanması ile önemli sonuçlar elde edilmeye başlanmıştır. Örneğin, Hirahara (1977) tarafından Japonya'nın altındaki üst manto için yapılan çalışmada, dalan yüksek-hızlı Pasifik levhası belirlenmiştir. Bu durumda insanların beklentileri ile uyumlu sonuçların elde edilmesi yönteme olan güveni artırmıştır. Bazı çevreler tarafından yöntemin benimsenmemesi görüşü, 1980'lerin ortalarında yinelemeli matris çözümlerinin ortaya konulmasıyla değişmeye başlamıştır. Bununla birlikte, model parametrelerinin sayısında önemli bir artış meydana gelmiş ve aynı zamanda yönteme "sismik tomografi" olarak yeni bir isim verilmiştir (Clayton ve Comer, 1983; Nolet, 1985). Geoid modeliyle uyumlu sismik görüntülerin ortaya konulması (Dziewonski ve Anderson, 1984; Tanimoto ve Anderson, 1984;

Woodhouse ve Dziewonski, 1984) ve jeodinamik ile uyumlu başarılı açıklamaların yapılması (Hager ve diğ. 1985), sismik tomografi görüntülerinin güvenilirliliğini artırmıştır.

Sismik tomografi yöntemi, doğal ve yapay kaynaklar kullanılarak uygulanabilmektedir. Yapay kaynaklı tomografi çalışmaları genellikle yansıma sismolojisini kapsamaktadır. Bu çalışmalarda, titreşim üreten kaynaklar veya insanlar tarafından uygulanan patlatmaların alıcılar tarafından kaydedilmesi esasına dayanmaktadır. Bu tür çalışmalarda, kullanılan kaynağın enerjisinin az olması nedeniyle sığ ve küçük alanlar incelenebilmektedir. Deprem verileri, yerin derinliklerinden bilgi taşıyan ve enerjisi en yüksek doğal kaynaklardır. Bu nedenle, sismik tomografi çalışmalarında yaygın olarak kullanılmaktadırlar. Çalışmanın amacına ve inceleme alanının büyüklüğüne göre, tomografi çalışmalarında cisim ve yüzey dalgaları kullanılabilmektedir. Yüzey dalgaları, dalga boylarının büyük olması nedeniyle, küresel ve bölgesel ölçekli çalışmalarda kullanılırken, cisim dalgaları küçük dalga boyları ve frekansları nedeniyle yerel ölçekli çalışmalarda daha iyi sonuçlar vermektedir. Deprem tomografisi çalışmalarının temelini, inceleme alanına mümkün olduğu kadar tekdüze bir şekilde dağılmış depremler ve kayıtçılardan elde edilmiş iyi kalitedeki yayılma zamanı okumaları oluşturmaktadır. Deprem istasyonlarında sürekli olarak kaydedilen depremlerin çalışmalarda kullanılması avantaj sağlamaktadır. Bunun yanında, depremlerin konumlarının doğru olarak belirlenmesi, sismik tomografi çalışmalarının en önemli sorunlarından birini teşkil etmektedir.

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

çözünürlüklü faz hızı modellerinin ortaya konulmasına imkan sağlamıştır (Trampert ve Woodhouse, 1995, 1996; Zhang ve Lay, 1996; Ekström ve diğ. 1997).

Yüzey dalgalarının kullanıldığı bölgesel tomografi çalışmalarında, küresel ölçekteki çalışmalara göre farklı bir yaklaşım izlenmektedir. Bu yaklaşım, iki-aşamalı bir yöntemdir. Bunlardan biri, dalga şekli uydurma (Nolet, 1990) ve diğeri de dalga şekli ters çözümüdür (Cara ve Lévêque, 1987). Yüzey dalgası tomografisi için geliştirilen yeni teknikler ve uygulamaları konusundaki bir çalışma Yoshizawa (2002) tarafından yapılmıştır. Çalışmada, yüzey dalgası tomografisi ve ters çözüm yöntemleri ile ilgili ayrıntılı bilgiye yer verilmiştir.

Yerel deprem tomografisi çalışmalarında, sismik olarak aktif bir bölgeye yerleştirilen bir ağ ve bu ağ içinde kaydedilen depremlerin yayılım zamanları kullanılarak bölgenin iki veya üç-boyutlu hız yapısı ortaya koyulmaktadır. Bu yöntem, eş zamanlı ve yinelemeli ters çözüm işlemi ile yapılmaktadır. İlerleyen bölümlerde, yerel deprem tomografisinin esaslarına ayrıntılı olarak yer verilecektir.

Volkanik ve jeotermal alanlar gibi hız geçişlerinin yüksek olduğu bölgeler ile sismik aktivitenin fazla olduğu yerler, sismik tomografi yöntemi için ideal bölgelerdir. Gökalp (2000) tarafından, ayrıntılı ayrımlılık analizleri ile Ablan tepeleri volkanik bölgesinin tomografik hız yapısı incelenmiştir. Bu çalışmada, P dalgaları kullanılarak yerel deprem tomografisi yöntemi kullanılarak ardışık ters çözüm işlemi yapılmıştır. Dünyanın pek çok volkanik ve jeotermal bölgesinde, farklı araştırmacılar, deprem dalgaları kullanılarak yer içi yapısını belirlenmeye çalışılmışlardır (Ellsworth 1977; Ellsworth ve Koyanagi 1977; Zandt 1978; Iyer 1979; Sharp ve diğ. 1980; Robinson ve Iyer 1981; Thurber 1984; Benz ve Smith 1984).

Son yıllarda, yerel deprem tomografisi (Local Earthquake Tomography-LET) için çeşitli algoritmalar geliştirilmiştir. Bunlardan en çok bilineni SIMULPS algoritmasıdır. Bu algoritma, ilk kez Thurber, (1983) tarafından ortaya koyulmuş daha sonra Eberhart-Phillips, (1986) ve Thurber, (1993) tarafından geliştirilmiştir. SIMULPS algoritması, günümüzde de çok sayıda araştırmacı tarafından geliştirilerek kullanılmaktadır ve geliştirilen tomografik algoritmaların bir çoğu SIMULPS

algoritmasına dayanmaktadır (Eberhart-Phillips ve Bannister, 2002; Dorbath ve Masson, 2000; Paul ve diğ. 2001; Husen ve diğ. 2002, 2003, 2004). Lokal deprem tomografisi için bir başka algoritma, Benz ve diğ. (1996) ve Hole ve diğ. (2000) tarafından geliştirilmiş, Ramachandran ve diğ. (2005) ve Yang ve Shen (2005) tarafından kullanılmıştır. Tomografi algoritmalarına önemli bir katkı da, Zhao ve diğ. (1992, 1995) tarafından sağlanmıştır. Bu algoritma, pseudo-bending ışın izleme yöntemini ve LSQR algoritmasını kullanarak ters çözüm yapmaktadır. Ters çözüm sırasında her iterasyonda sismik hız değişimleri ve kaynak parametreleri eş zamanlı olarak belirlenmektedir. Zhang (2003) tarafından, kesin varış zamanlarını ve yayılım zamanları farkını kullanan bir algoritma geliştirilmiştir. Double-difference algoritması (DD) olarak bilinen bu algoritma, katalog verilerini ve dalga şekillerinin çapraz ilişkisi sonucu elde edilen verileri kullanabilmekte ve yerel ve bölgesel ölçekte uygulanabilmektedir. Yerel deprem tomografisi için 2006 yılında geliştirilen bir başka algoritma da, LOTOS-07 algoritmasıdır (Koulakov ve Sabolev, 2006a). LOTOS-07, yerel depremlerin yayılma zamanlarını kullanarak, P ve S dalgaları ile kaynak lokasyonları için eşzamanlı ters çözüm yapmak üzere geliştirilmiş bir algoritmadır (çalışmanın bundan sonraki kısmında "lokasyon" yerine "konum", "relocation" yerine ise, "yeniden konumlandırma" kelimeleri kullanılacaktır). Bu algoritmanın önceki versiyonu (LOTOS-06), farklı araştırmacılar tarafından dünyanın çeşitli bölgelerinde kullanılmıştır. Koulakov ve Sobolev (2006b) tarafından LOTOS-06 algoritması, Pamir-Hindikush çarpışma bölgesine uygulanmış ve buradaki yitim bölgesinin sınırları ortaya konulmuştur. Koulakov ve Sobolev tarafından (2006a) yapılan bir başka çalışmada, Doğu Akdeniz ve Orta Doğu'daki kabuk ve üst mantodaki P ve S hızları ve Moho derinliği belirlenmiştir. Koulakov ve diğ. (2006) tarafından And dağları ve çevresinin üç-boyutlu hız yapısının belirlenmesinde yine LOTOS algoritması kullanılmıştır. Orta Java altındaki kabuk ve üst mantoya ait üç-boyutlu P ve S hız yapısı belirlenmiş ve kabukta muhtemel yüksek oranda sıvı içeren ve kısmen ergimiş bölgeler belirlenmiştir (Koulakov ve diğ. 2007). Orta Java çevresinde yapılan çalışmada Wagner ve diğ. (2007) tarafından aktif ve pasif veri kullanılarak birleşik ters çözüm yapılmıştır. Costa Rica ve çevresinin yaklaşık 50km derinliğe kadar lokal deprem tomografisi ile üç-boyutlu hız yapısı belirlenmiştir (Dinç ve diğ. 2007). Benzer şekilde, Nicaragua ve Costa Rica sınırındaki dalım, mağma yükselimi ve volkanik yapının incelenmesi amacıyla bu

algoritma kullanılmıştır (Dinç ve diğ. 2007a,b). Dinç (2008) tarafından Costa Rica ve Koulakov ve diğ. (2008) tarafından Toba bölgesinde bu algoritma ile sismik hız değişimleri belirlenmiştir.

Türkiye'de yapılan tomografi çalışmaları, mevcut deprem aktivitesinin de etkisiyle, sismik ağların yoğun olduğu bölgelere yönelmiş ve genellikle deprem tomografisi konusunda çalışılmıştır. Kuleli (1992) tarafından, Ege bölgesindeki depremlerin odak derinlikleriyle de uyum gösteren, İzmir-Ankara kenet kuşağı ile ilişkili bir dalma-batma zonunun bugünkü kalıntıları araştırılmıştır. Bu amaçla, ISC kataloglarından alınan yayılma zamanı kalıntıları (rezidüelleri) kullanılmıştır. Ege bölgesinin sismik tomografi yöntemi ile üç-boyutlu hız modellemesi yapılmış ve adı geçen dalma-batma zonunun varlığına yönelik sonuçlar elde edilmiştir. Dinç (2003) tarafından, Afyon-Sultandağı bölgesinin yerel deprem tomografisiyle üç-boyutlu hız yapısı belirlenmiştir. Çalışma alanının üç-boyutlu hız yapısının ve karmaşık tektonik yapısının belirlenmesi amacıyla yapılan çalışmada SIMUL2000 algoritması kullanılmıştır (Thurber, 1983). Doğu Anadolu Projesi kapsamında Teoman ve diğ. (2005) tarafından yapılan çalışmada, geçici olarak kurulan 23 adet üç bileşenli, geniş band sismometre kaydı kullanılarak, bölgedeki üst kabuk P dalga hızı üç-boyutlu olarak belirlenmeye çalışılmıştır. Aktar ve diğ. (2004) çalışmasında Erzincan baseni hız ve fay yapısı yerel deprem tomografisi ile ortaya koyulmuştur. Bu çalışmada 1992 Erzincan depreminin (M_L=6.9) artçı depremlerinin varış zamanları kullanılmıştır. Erzincan baseninin üçboyutlu hız yapısı, yerel deprem tomografisi yöntemi kullanılarak, Kaypak (2002) tarafından da incelenmiştir.

Marmara bölgesi, Türkiye'nin en aktif fay sistemi olan KAFZ'nun kuzey-batı kısmında yer almaktadır ve yüzyıllardan beri, çok sayıda büyüklü küçüklü depreme maruz kalmıştır. Türkiye'nin sosyal ve ekonomik anlamda büyük öneme sahip İstanbul, Bursa, Kocaeli, Yalova, Sakarya gibi illeri sınırları içerisinde bulundurması, buna paralel olarak nüfus yoğunluğunun bu bölgede yüksek olması ve olası sismik risk gibi nedenlerle çok sayıda araştırmaya konu olmuştur. Nakamura ve diğ. (2002) tarafından 1999 İzmit depreminin ve artçı sarsıntılarının meydana gelmesi ile P-dalga hızı arasındaki ilişki incelenmiştir. Bu çalışmada, İZİNET ağına ait depremler ve Zhao ve diğ. (1992) tarafından ortaya koyulan tomografi yöntemi uygulanmıştır.

Doğu Marmara bölgesinde alınan kuzey-güney doğrultulu bir kesit boyunca sığ üst kabuk yapısı için iki-boyutlu tomografik sismik hızlar Karabulut ve diğ. (2003) tarafından ortaya konulmuştur. Barış ve diğ. (2005) tarafından Marmara bölgesindeki üst kabuğa ait üç-boyutlu Vp, Vs ve Vp/Vs dağılımları incelenmiştir. Marmara Bölgesi'nde 1985-2002 yılları arasında çalıştırılan lokal sismik ağlar ve artçı sarsıntı çalışmalarından elde edilen veriler kullanılarak yapılan bu çalışmada Zhao ve diğ. (1992) algoritması kullanılmıştır. Çalışmanın sonucunda, yaklaşık 15km derinliğe kadar kabuk yapısı ortaya konulmuştur. Alkan ve diğ. (2007), Sakarya baseninin üç boyutlu tomografisini SIMULPS14 algoritması ile belirlemişlerdir. Çalışmada, Sakarya-Bolu arasına kurulmuş 14 adet 3 bileşen kayıtçının verileri kullanılmıştır. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun doğu kısmında yapılan sismik tomografi çalışmasında, bölgede meydana gelen depremlerin varış zamanları kullanılarak üç-boyutlu hız yapısı ortaya konulmuştur (Salah ve diğ. 2007).

Bölgede yapılan çok sayıda çalışmaya rağmen hala bazı belirsizlikler tam olarak tanımlanamamıştır. Bu çalışmada, Marmara bölgesindeki yatay ve düşey yöndeki sismik hız değişimlerinin üç-boyutlu tomografik ters çözüm yöntemiyle ortaya koyulması hedeflenmiştir. Bu amaçla, 28°-32°K ve 39°-42°D koordinatları arasındaki bölge inceleme alanı olarak seçilmiştir. İnceleme alanının sınırları, kullanılan verilerin bölgedeki dağılımları dikkate alınarak belirlenmiştir. 1993-2007 yılları arasındaki kara ve deniz sismometreleri tarafından kaydedilen deprem verileri birleştirilerek ters çözüm işleminde kullanılmıştır. Tomografik ters çözüm işleminde LOTOS-07 algoritması kullanılmıştır. LOTOS-07 algoritmasının daha önceki LOTOS-06 versiyonundan en önemli farkı, bir-boyutlu hız iyileştirmesinin algoritmaya dahil edilmesidir.

Genel olarak, LOTOS algoritmasının diğer tomografi algoritmalarına göre bazı üstünlükleri bulunmaktadır. Örneğin, bu algoritma ile, diğer yerel tomografi algoritmalarına göre daha geniş bir alan için ters çözüm yapılabilmektedir. Ayrıca P ve S hızlarının her ikisi için de ters çözüm sonuçları elde edilebilmekte ve Vp/Vs dağılımı ortaya konulabilmektedir. Böylece P ve S dalga hızlarının karşılaştırılabilmesine olanak sağlanmaktadır. Başlangıçtaki kaynak konumlarının belirlenmesi aşamasında, olayların hesaba katılması veya aykırı değer olarak

belirlenip çözüme dahil edilmemesi ve fazların yeniden adlandırılmasında daha dikkatli bir seçim yapılmıştır. LOTOS algoritmasının kullanıldığı çalışmalarda, diğer birçok tomografi uygulamasında olduğu gibi, kaynakların sismik ağın içinde olması gerekmemektedir. Bu özellik, algoritmanın kullanım alanını genişletmektedir.

2 SİSMİK TOMOGRAFİNİN ESASLARI

2.1. Sismik Tomografi Yöntemine Genel Bakış

Sismik tomografi yöntemi, yerküre üzerindeki karmaşık hız yapılarının sismik dalgalar kullanılarak üç-boyutlu olarak görüntülendiği bir yöntemdir. Sismik tomografi çalışmaları farklı gruplar altında sınıflandırılabilirler. En sık karşılaşılan sınıflandırmalar, kullanılan kaynak ve dalga türüne, uygulandıkları bölgenin büyüklüğüne, ışın izleme yöntemlerine ve ters çözüm yöntemine göre yapılan sınıflandırmalardır.

Uzak alan fazları, yerel depremlerin P ve S dalgaları, yüzey dalgaları, normal modlar, kontrollü kaynak olarak kullanılan patlatmalar sonucu Moho sınırındaki yansımalar ve sondaj kuyularında kullanılan ses dalgaları sismik tomografi çalışmalarında kaynak olarak kullanılmaktadır. Bu kaynaklar kendi içinde, doğal (depremler) veya yapay kaynaklar (patlatmalar, titreşimler) olarak sınıflandırılabilirler. Doğal kaynaklı tomografi çalışmalarında, kullanılan kaynağın enerjisinden dolayı yerin derinliklerinden bilgi alınabilir. Burada kullanılan kaynak kontrolsüz olduğundan bölgenin tanımlanması için gerekli parametreler ters çözüm işlemi ile bulunabilmektedir. Buna karşılık yapay kaynaklı tomografi çalışmalarında kontrollü kaynak kullanılmakta ve yeryüzünün sığ derinlikleri görüntülenebilmektedir.

Tomografi çalışmalarında inceleme alanı, yerel, bölgesel ve küresel ölçekte yapılabilirken bununla ilişkili olarak çalışmanın çözünürlüğü birkaç kilometreden, yüzlerce ve binlerce kilometreye kadar değişebilmektedir. Sondaj kuyularında uygulanan tomografi çalışmalarında ise metre ölçeğinde sonuçlar elde edilir. Cisim dalgalarının kullanıldığı yerel ölçekli çalışmalarda, sığ kabuk hakkında inceleme yapılabilir. Uzak alan depremlerinin kullanıldığı tomografi çalışmalarında ise, kullanılan dalgaların dalga boyları kilometreler boyutunda olduğundan daha derin ve büyük ölçekli yapılar araştırılabilmektedir.

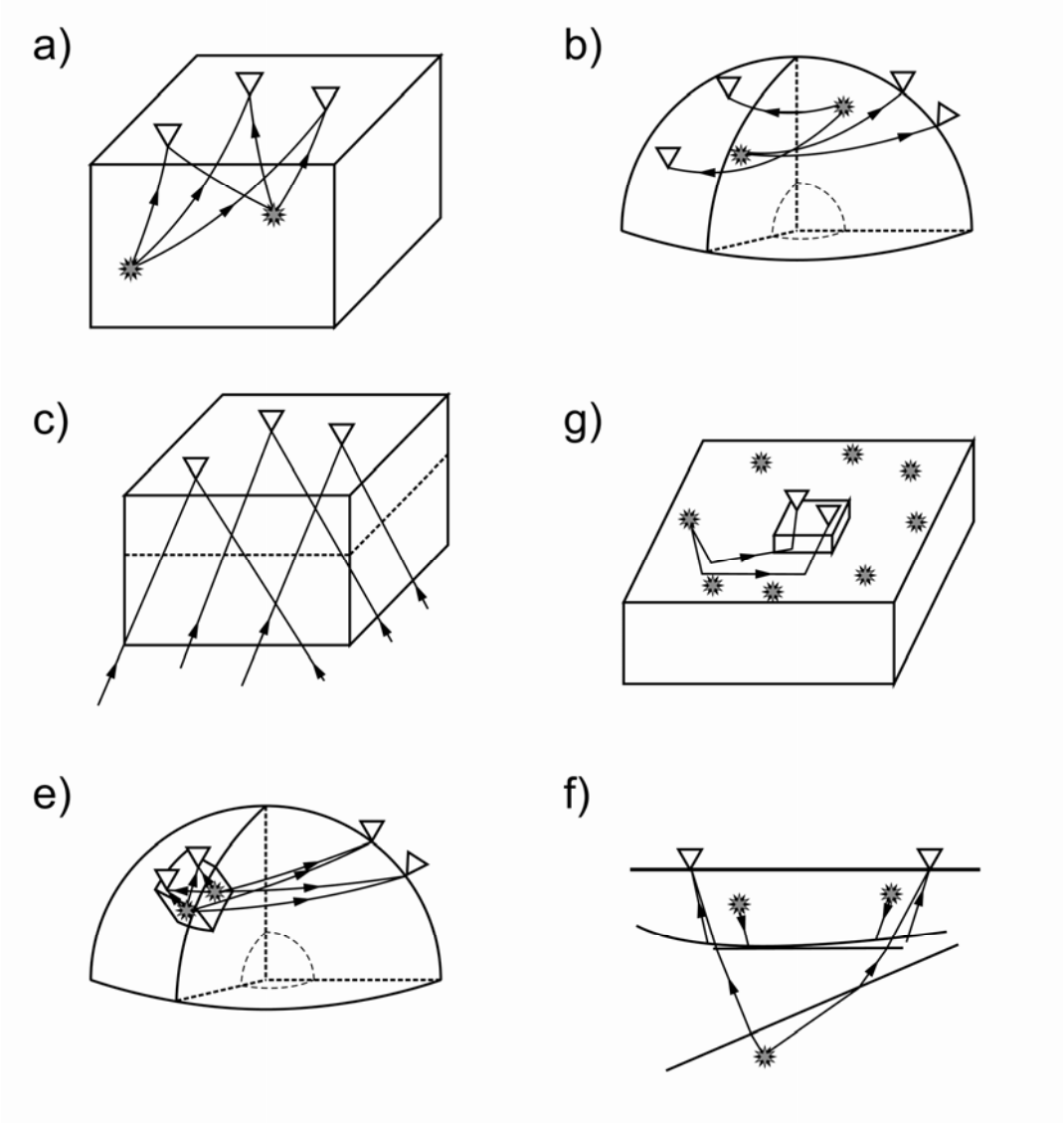
Sismik varış zamanlarının kullanıldığı tomografi çalışmalarında yerel depremlerin kullanılmasının, kontrollü kaynak veya uzak alan depremlerinin kullanıldığı tomografi çalışmalarına göre bazı avantaj ve dezavantajları vardır. Yerel deprem kullanılmasının, kontrollü kaynak kullanılmasına göre en büyük avantajı, enerjisinin yüksek olması ve üç-boyutlu uzaydaki dağılımıdır. Bunun yanında yerel deprem tomografisi çalışmalarında, kontrollü kaynak verileri tamamlayıcı veriler olarak kullanılabilmektedir. Uzak alan deprem verileri ile karşılaştırdığımızda ise yerel depremlerin kullanıldığı çalışmalarda daha yüksek çözünürlükte sonuçlar elde edilmektedir. Bunun en önemli nedeni, yerel deprem verilerinin daha yüksek frekanslı olmaları ve inceleme alanındaki ışın yoğunluklarının daha fazla olmasıdır. Diğer taraftan, yerel deprem tomografisi çalışmalarında tanımlanan modelin derinliği, inceleme alanındaki depremlerin derinliği ile sınırlıyken, uzak alan depremlerin kullanıldığı tomografi çalışmalarındaki model derinliği bölgedeki alıcı ve kaynak dizilimi ile ilişkilidir (Aki, 1982).

Kullanılan veri türüne göre tomografi çalışmalarını yayılım zamanı tomografisi ve dalga şekli tomografisi olarak da sınıflandırabiliriz. Seyahat zamanı tomografisinde, kaydedilen dalgaların seyahat zamanları kullanılarak, kaynak-alıcı arasındaki ışın yolu boyunca sismik yavaşlık (1/v) hesaplanmakta ve ters çözüm yöntemi ile hız yapısı belirlenmektedir. Dalga şekli tomografisinde ise, kaydedilen dalgaların dalga şekillerine bir ters çözüm işlemi uygulanmaktadır.

Deprem dalgalarının kaynak olarak kullanıldığı sismik tomografi çalışmalarında, kaynak ve alıcılar yerküre üzerinde çeşitli şekillerde dağılmış olabilirler. Depremler ve istasyonların model uzayı içinde konumlanmış olmaları durumunda, inceleme alanı küçük bir bölge ile sınırlı olacaktır (Şekil 2.1a). Bu çalışmalarda, yerel depremler kullanılmaktadır. Kaynak ve istasyonların daha geniş alanlara yayıldığı çalışmalarda ise küresel ölçekte araştırma yapılabilmektedir (Şekil 2.1b). Küresel ölçekli çalışmalarda, üç boyutlu hız yapısının ve odak parametrelerinin eş zamanlı olarak tanımlanması gerekir. Küresel ölçekte yapılan çalışmalarda, bölgesel veya uzak alan depremlerin kullanılması uygundur.

Üst manto ve istasyon altındaki kabuk yapısının incelendiği çalışmalarda, depremlerin model uzayının dışında, kayıtçıların ise içinde konumlanması beklenir. Bu tür dağılımlarda, uzak alan depremler kullanılmaktadır (Şekil 2.1.c). Bu durumda, hatalı odak konumlarını, her olay için göreceli yayılım zamanı kalıntılarını kullanarak elimine edebiliriz ve sadece hız yapısını tanımlayabiliriz. Bu yöntem, ACH metodu olarak bilinmektedir. İlk kez Aki, Christofferson ve Husebye (1977) tarafından önerilmiştir ve bundan dolayı bu isim ile anılmaktadır. Bu yöntemin bir farklı versiyonu, yüksek çözünürlüklü tomografi yöntemi Nercessian ve diğ. (1984) tarafından önerilmiştir. Bu yöntemde, tomografik model için, model alanı dışındaki patlatmalardan elde edilen ışınların üst manto süreksizliklerinde yansıyan ve kırılan göreceli kalıntıları kullanılır (Şekil 2.1d). Yüksek çözünürlüklü tomografi için ACH ters çözüm yöntemi Achauer ve diğ. (1988) tarafından geliştirilmiştir. Bu yöntem, ilk uygulamasını yapan Nercessian, Hirn ve Tarantola'dan sonra NeHT olarak adlandırılmıştır. NeHT yöntemi yüksek çözünürlüklü bir arama yöntemidir. Bu çalışmalarda kaynaklar inceleme alanı etrafında belirli bir geometride dağılırlar. Kaynaklar ve alıcılar arasındaki mesafe, sismik dalgaların frekansları ile inceleme alanını kapsayacak şekilde seçilir.

Depremlerin model uzayı içinde, istasyonların ise hem model uzayı içinde hem de dışında konumlandıkları durumda, kaynak parametrelerinin ve hız yapısının birlikte tanımlanması gerekir (Şekil 2.1e). Tüm bu dağılım biçimleri dikkate alındığında, hiçbir modelde yatay hız süreksizliğinin olmadığını görebiliriz. Şekil 2.1.f'de gösterildiği şekilde bir dağılım olduğunda, hem yavaş hız değişimleri hem de model içindeki yatay süreksizlikler dikkate alınmaktadır. Bu tür dağılımın kullanıldığı çalışmalarda, Conrad ve Moho süreksizlikleri ve yitim zonlarının üst sınırları gibi süreksizlikler ve bununla eş zamanlı olarak deprem odakları tanımlanabilmektedir.

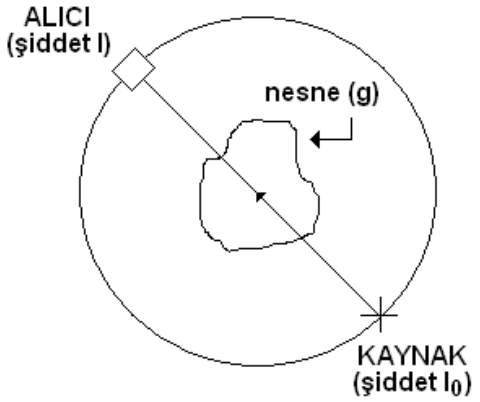


Şekil 2.1 Çeşitli tomografi uygulamaları için model alanı ve sismik ışınların gösterimi. Üçgenler istasyonları ve yıldızlar deprem odaklarını veya patlatma kaynaklarını temsil etmektedir (Hirahara, 1990'dan düzenlenmiştir).

2.2 Tıp Alanında Tomografi

Tomografinin ilk pratik uygulaması tıp alanında olmuştur. 1895 yılında Wilhelm Röntgen'in X-ışınını keşfetmesi, tıp alanında önemli gelişmelere yol açmıştır. Tıp alanında bu teknik, insan vücudunun bir kısmına bir huzme şeklinde X-ışını verilmesiyle uygulanmaktadır. Kemik ile et yapısı arasında büyük farklılık olduğundan, kemik yapısı açık bir şekilde görüntülenebilmektedir. Bununla birlikte, kemik dışında vücutta ne olduğunu görebilmek için, dokular arasındaki çok küçük farklılıkların da ayrımının yapılması gerekir. Sonuç olarak basit bir X-ray tekniği

yeterli olmamaktadır. 1917 yılında Avusturyalı bir matematikçi olan Johann Radon, merkez dilim kuramını (central slice theorem) kanıtlamıştır (Radon 1917). Bu kurama göre, bir-boyutlu bir doğrusal integralden iki-boyutlu bir görüntü oluşturulabilmektedir. Benzer şekilde objeden alınan iki-boyutlu dilimlerden, üç-boyutlu görüntüleme yapılabilmektedir. 1963'de Allen Cormack radyolojik görüntüleme sorununu çözmek amacıyla bir yöntem önermiştir (Cormack 1963). 1971 yılında İngiliz bir mühendis olan Geoffrey Houndsfield, X-ışını tarayıcı ve bir bilgisayardan oluşan bir sistem ortaya koymuştur (Houndsfield 1973). Bu gelişme, hastanelerdeki en önemli araçlardan biri olan "bilgisayarlı tomografi"nin temelini oluşturmuştur. Günümüzde, tıbbi uygulamalar için uygun olan 1mm'lik çözünürlüğe ulaşılmıştır. Şekil 2.2, tıpta uygulanan tomografi yöntemini şematik olarak göstermektedir.



Şekil 2.2 CAT (computer-aided tomografi) uygulamasının şematik gösterimi. Nesne, soğurma katsayısı ile karakterize edilmektedir. I_0 şiddetindeki bir X-ışını demeti kaynaktan alıcıya kaydedilmek üzere gönderilmektedir. Alıcıda gözlenen şiddet I'dır
(Lee ve Pereyra, 1993'den düzenlenmiştir).

Burada, bir X-ışını kaynak ve görüntülenmek istenen nesne görülmektedir. Nesne, g(s) fonksiyonu ile temsil edilmektedir. Burada s, bir X-ışını boyunca "ışın yolu"nun bir elemanıdır. Tıp alanında g(s), doğrusal soğurma katsayısıdır. Bu fonksiyonun, nesnenin konumu ile ilişkili olduğu açıktır. Çünkü X-ışınları vücudun farklı kısımlarında aynı hızla hareket eder ve izledikleri yollar temelde doğrusal çizgiler şeklindedir. Alınan X-ışınlarının genliklerini kaydetmek için bir alıcı veya bir seri alıcı bulunmaktadır. Kaynaktaki X-ışını şiddetini I_0 ve alıcıdaki X-ışını şiddetini de I olarak kabul edersek, g(s) parametresinin belirlenmesi için kullanılan bağıntı,

$$I = I_0 \exp\left[-\int_L g(s)ds \right] \tag{2.1}$$

olarak yazılabilir. Burada ds, integralin alındığı L ışın yolu boyunca bir küçük elemandır. X-ışınlarının genlikleri üstel bir şekilde azalmaktadır. (2.1) eşitliğinin her iki tarafını I değerine bölüp, doğal logaritmasını alıp, gerekli düzenlemeleri yaptığımızda,

$$\ln(I_0 / I) = \int_L g(s)ds \tag{2.2}$$

eşitliği elde edilir. Bu eşitlikte,

$$f_L = \ln(I_0 / I) \tag{2.3}$$

bağıntısını yerine yazarsak, (2.3) eşitliği,

$$f_L = \int_L g(s)ds \tag{2.4}$$

olarak elde edilmiş olur. Burada f_L, tahmin edilebilir bir fonksiyondur çünkü, X-ışınlarının kaynakta ve alıcıdaki şiddetleri ölçülebilir, dolayısıyla eşitliğin sol tarafı bilinebilir. Eşitliğin sağ tarafının bulunabilmesi için bir seri ters çözüm işlemi yapılması gerekmektedir.

Kullanılan eşitlikler aynı olmasına rağmen, tıpta uygulanan tomografi ile sismik tomografi arasında ilgilenilen fiziksel büyüklükler bakımından farklılıklar bulunmaktadır. Tıp alanında bir hat boyunca soğurma katsayısı ile çalışılırken, sismolojide, genellikle ışın yolları boyunca yavaşlığın bir fonksiyonu olarak seyahat zamanları ile çalışılmaktadır. Tıpta kullanılan tomografi yönteminde ışın yolları doğrusaldır, sismolojide genellikle doğrusal değildir. Tıp alanında, kaynağın şiddeti ve konumu bilinmesine karşılık, sismolojide kaynağın özelliklerini genellikle iyi bir

şekilde bilinmemektedir. Bununla birlikte her iki alanda da alıcı konumları bilinmektedir. Tıbbi tomografide, elde edilen görüntüler, otopsi veya gerçekçi malzemelerle doğrulama imkanı vardır ancak sismik tomografi yönteminde, derin sondaj maliyetlerinin yüksekliği ve pratik olmaması nedeniyle 10km'den fazla derinlikler için sismik görüntüleri desteklemek kolay olmamaktadır. Tıp alanında uygulanan tomografi ve sismik tomografi yöntemlerinin karşılaştırılması Tablo 2.1'de özetlenmiştir.

Tablo 2.1 Tıbbi tomografi ve sismik tomografi yöntemlerinin karşılaştırılması (Lee ve Pereyra, 1993'den düzenlenmiştir).

	Tıbbi Tomografi	**Sismoloji**
Bağıntı	$f_L = \int_L g(s)ds$	$T = \int_\Gamma u(s)ds$
Bilinmeyen	g(s): soğurma katsayısı	u(s): yavaşlık = 1/hız
Işın-Yolu	L, doğrusal	Γ, doğrusal değil
Kaynak	bilinen bir konumda	genellikle bilinmez ve kontrol edilemez
Alıcı	çok sayıda ve kontrol edilebilir	az sayıda ve sabit konumda değil

2.3 Yerel Deprem Tomografisinin Temel Teorisi

Bir i depreminden çıkan ve bir j sismik istasyonunda kaydedilen cisim dalgasının seyahat zamanı T, en basit şekliyle bir ışın yolu integrali ile tanımlanır ve,

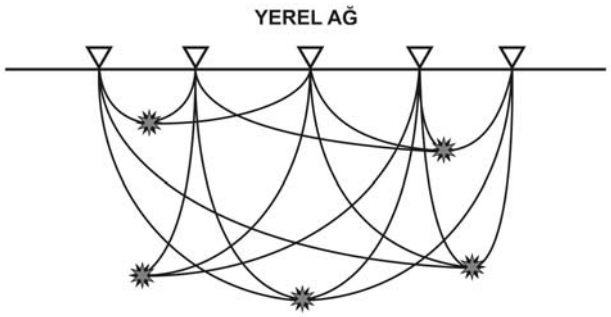
$$T_{ij} = \int_{kaynak}^{alıcı} uds \tag{2.5}$$

bağıntısı ile gösterilir. Burada u; hızın yavaş olduğu alan ve ds ise, ışın yolunun bir elemanıdır. Varış zamanları t_{ij},

$$t_{ij} = \tau_i + T_{ij} \tag{2.6}$$

bağıntısı ile gösterilmektedir. Burada τ_i, depremin oluş zamanıdır. Yerel deprem tomografisi çalışmalarında, bilinenler sadece alıcı konumları ve gözlenen varış zamanlarıdır.

Model parametreleri olarak tanımlanan, kaynak koordinatları (x_1, x_2 ve x_3), oluş zamanı, ışın yolları ve yavaşlık bölgeleri bilinmemektedir. Yerel deprem tomografisindeki model yapı en basit haliyle, Şekil 2.3'de gösterilmiştir.



Şekil 2.3 Yerel deprem tomografisindeki model yapının genel gösterimi. Burada inceleme alanına dağılmış olan yıldızlar, deprem kaynaklarını, üçgenler ise istasyonları temsil etmektedir (Thurber, 1993'den düzenlenmiştir).

Bir sismik ağdan P ve/veya S dalgalarından elde edilen gözlenen varış zamanları (t_{ij}^{obs}), (2.5) bağıntısında kullanılarak, hesaplanan varış zamanları (t_{ij}^{calc}) elde edilir. Kaynak koordinatları ve oluş zamanı olarak tanımlanan odak parametreleri ile sismik hız yapısı için başlangıç modeli ise, (2.6) bağıntısı kullanılarak hesaplanmaktadır. Gözlenen ve hesaplanan varış zamanları arasındaki uyumsuzluk, rezidüel olarak adlandırılır ve,

$$r_{ij} = t_{ij}^{obs} - t_{it}^{calc} \tag{2.7}$$

bağıntısı ile hesaplanır. Çalışmanın bundan sonraki kısmında rezidüel kavramı, "kalıntı" olarak ifade edilecektir. Odak ve hız yapısı parametreleri ile ilişkili olan bu kalıntılar, (2.8) bağıntısı ile ifade edilebilir

$$\mathrm{r_{ij}} = \sum_{\mathrm{k=1}}^{3} \frac{\partial \mathrm{T_{ij}}}{\partial \mathrm{x_k}} \Delta \mathrm{x_k} + \Delta \tau_{\mathrm{i}} + \int_{\text{kaynak}}^{\text{alıcı}} \delta \mathrm{u}\, \mathrm{ds}\,. \tag{2.8}$$

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

$$\frac{\partial \mathrm{T_{ij}}}{\partial \mathrm{x_k}} = -\frac{1}{\mathrm{v}}\left(\frac{\mathrm{dx_k}}{\mathrm{ds}}\right)_{\text{kaynak}} \tag{2.9}$$

şeklinde ifade edilmektedir (Thurber 1986). Eğer, bu bağıntıya sınır değerlerini uygularsak (2.9) bağıntısını,

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^{3} \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} \Delta x_k + \Delta \tau_i + \sum_{l=1}^{L} \frac{\partial T_{ij}}{\partial m_l} \Delta m_l \tag{2.10}$$

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

Hemen hemen tüm yerel deprem tomografisi yöntemleri, (2.8) ve (2.10) bağıntılarına dayanan işlemler ile başlamakta ve daha sonraki ters çözüm, ışın izleme yöntemleri gibi konularda çeşitlilik kazanmaktadır.

2.4 Sismik Tomografide Ters Çözüm İşlemi

Tomografi işlemi bir ters çözüm problemidir. Kaynaktan çıkarak alıcıya ulaşan dalgalar, geçtikleri ortamın bilgilerini taşırlar. Ortama ait bilgilerin, kaynağın tam olarak bilinmediği durumlarda ortaya konulması jeofiziğin her alanında önemli bir sorun olarak görünmektedir. Bu sorunun çözümüne yönelik farklı ters çözüm yöntemleri geliştirilmiştir. Bu yöntemler, doğrusal ve doğrusal olmayan ters çözüm yöntemleridir. Tomografide kullanılan doğrusal ters çözüm yöntemleri, sığ kaynakların kullanıldığı çalışmalarda, ortamda dalga yayılımının doğrusal olduğu, herhangi bir yansıma, kırılma ve soğurulma olmadığı kabul edildiğinden, doğru sonuç vermektedir. Ancak, deprem dalgalarının kullanıldığı tomografi

çalışmalarında, çözüm karmaşıklaşmakta ve ters çözüm işlemi doğrusallıktan uzaklaşmaktadır. En genel şekliyle sismik tomografi çalışmalarının temeli, kurulan bir matris sisteminin ve uygun bir ters çözüm işlemi ile çözümü olarak açıklanabilir. Bu matris sistemi, inceleme alanının düşey ve yatay yönde gridlere bölünmesi ile oluşturulur. Her bir grid için elde edilen bilgi, bu matrisin elemanlarını oluşturmaktadır. Bu matris sisteminin çözümü temelde doğrusal olmayan problemin en küçük kareler yöntemi ile çözülmesine dayanır. Sismik tomografi çalışmalarında yaygın olarak kullanılan ters çözüm teknikleri, geri izdüşüm (back projection), LS (Least Squares), DLS (Damped Least Squares), SVD (Singular Value Decomposition), LSQR (Least Squares QR), ART (Algebriac Reconstruction Technique), SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique), birleşik ters çözüm (joint inversion) olarak sıralanabilirler. Bu bölümde, sismik tomografide uygulanan bazı ters çözüm tekniklerinden kısaca bahsedilecektir. Bunlardan LSQR algoritması, doğrusal olmayan ters çözüm işleminde yaygın olarak kullanılmaktadır.

2.4.1 Doğrusal olmayan denklem sistemlerinin en küçük kareler yöntemi ile çözülmesi

$$A \cdot p = g \tag{2.11}$$

doğrusal sistemindeki çözüm, $p=A^{-1}.g$' dir. Sistem doğrusal olmadığında, A katsayılar matrisi, kısmi türevlerin oluşturduğu Jacobian matris olarak tanımlanır. Bu durumda doğrusal olmayan bir sistemin çözümü, p, bilinmeyen parametreler vektörü ve g, gözlemsel değerlerin oluşturduğu vektör olmak koşuluyla çözüm, (2.12) deki gibidir.

$$\begin{pmatrix} p_1 \\ p_2 \\ \vdots \\ p_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \left(\frac{\partial A}{\partial p_1}\right)_1 & \cdots & \left(\frac{\partial A}{\partial p_n}\right)_1 \\ \left(\frac{\partial A}{\partial p_2}\right)_2 & \cdots & \left(\frac{\partial A}{\partial p_n}\right)_2 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \left(\frac{\partial A}{\partial p_k}\right)_k & \cdots & \left(\frac{\partial A}{\partial p_n}\right)_k \end{pmatrix}^{-1} \cdot \begin{pmatrix} g_1 \\ g_2 \\ \vdots \\ g_k \end{pmatrix} \quad (2.12)$$

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

Modeli belirleyen p vektörünün doğru olarak belirlenmesi durumunda,

$$\forall x, F(x,p) = g(x) \quad (2.13)$$

bağıntısı ile ifade edildiği gibi, her x değeri için model tepkisi gözlemsel değerlere eşit olacaktır. Bu durumda, Ap-g=0 olması beklenir. Ancak, bazı durumlarda,

$$\exists x, F(x,p) = g(x) \quad (2.14)$$

bağıntısı ile ifade edildiği gibi, x'in bazı değerleri için model tepkisi gözlemsel değerlere eşittir. Bu durumda, kesin değil, yaklaşık bir çözüm elde edilebilir (Canıtez, 1997). Burada, gözlem noktalarının her birinde model tepkisi ile gözlemsel değerler arasında, (e_i; i=1, 2,…,m) gibi hataların olduğu kabul edilebilir. Bu hatalar, m boyutunda bir e vektörü ile gösterilebilir. Buna göre,

$$Ap - g = e \quad (2.15)$$

yazılabilir. Bir vektörün kare uzunluğu, bileşenlerinin kareleri toplamına eşittir ve

$$E = \sum_{i=1}^{n} e_i^2 \ . \tag{2.16}$$

bağıntısı ile gösterilir. Buna istatistikte, "ℓ^2 normu" adı verilir. ℓ^2 normuna göre en iyi çözüm elde etme yöntemine "Enküçük Kareler" yöntemi adı verilir (Canıtez, 1997). e hata vektörünün küçük olması, (2.15) ve (2.16) bağıntılarının birbirlerine yaklaştırmaktadır. Bir e hata vektörünün kare uzunluğu, e'nin transpozu ile kendisinin çarpımından elde edilir. Buna göre kare uzunluğu,

$$E = e^T.e \tag{2.17}$$

yazılabilir. Açık biçimde yazarsak,

$$E = (Ap - g)^T (Ap - g) = \min \tag{2.18}$$

elde ederiz. Bu çarpıma işlemi yapılıp, düzenlenirse,

$$E = p^T A^T Ap - 2g^T Ap + g^T g = \min \tag{2.19}$$

elde edilir. (2.19) bağıntısının en küçük olması için, E'nin p'ye göre kısmi türevlerinin sıfıra eşitlenmesi gerekir,

$$\frac{\partial E}{\partial p} = 0 \ . \tag{2.20}$$

Buradan, p ye göre türevler hesaplanırsa,

$$2p^T A^T A - 2g^T A = 0 \, , \tag{2.21}$$

ve gerekli düzenlemeler yapılırsa,

$$p^T A^T A = g^T A \ . \tag{2.22}$$

bağıntısı elde edilir. Eşitliğin her iki tarafının transpozu alınırsa,

$$A^T Ap = A^T g \tag{2.23}$$

bulunur. Buradan p bilinmeyenler vektörü,

$$p = (A^T A)^{-1} A^T g \tag{2.24}$$

olarak elde edilir. Bu denkleme, "doğrusal bir denklem sisteminin çözüm bağıntısı" adı verilir. Burada, $\left(A^T A\right)$ çarpımının yapılabilmesi için A matrisinin tersinin alınması gerekir. Ancak, A matrisinin tekil, hasta huylu, az veya çok tanımlı, sıfır veya sıfıra yakın özdeğerleri olan bir matris olması durumunda tersi alınamayabilir. Bu durumda, tekil değer ayrışımı, sönümlü en küçük kareler, en küçük kareler QR gibi yaklaşımlar kullanılarak bu sistem çözülebilir.

2.4.1.1 Tekil değer ayrışımı (SingularValue Decomposition) yöntemi

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

$$A_L^{-1} = \left(A^T A\right)^{-1} A^T \tag{2.25}$$

bağıntısı kullanılır (Lanczos, 1961). Burada, A_L^{-1} tersine, "Genelleştirilmiş Ters" veya "Lanczos Tersi" adı verilir. Bu şekilde, matris çarpımındaki duyarlılık arttırılmış olur. Bu algoritmaya göre, A Jacobian matrisi,

$$A = USV^T \tag{2.26}$$

şeklinde verilir. Burada, U, S ve V birer matrisi temsil etmektedir. Jacobian matrisi A,

$$\begin{bmatrix} 0 & A \\ A^T & 0 \end{bmatrix}\begin{bmatrix} u_i \\ v_i \end{bmatrix} = \lambda_i \begin{bmatrix} u_i \\ v_i \end{bmatrix}_n^m \tag{2.27}$$

olarak gösterilir. Burada, u_i, m boyutlu bir veri uzayını, v_i, n boyutlu model uzayını, λ_i, özdeğeri göstermektedir (Aki ve Richards, 1980). (2.27) bağıntısında, λ_i özdeğerleri sıfırdan farklı olduğunda (2.28) ve sıfıra eşit olduğunda (2.29) bağıntıları elde edilir:

$$\begin{aligned} Av_i &= u_i\lambda_i \\ A^T u_i &= v_i\lambda_i \end{aligned} \tag{2.28}$$

$$\begin{aligned} Av_i &= 0 \qquad (i = k+1, ..., n) \\ A^T u_i &= 0 \qquad (i = k+1, ..., m) \end{aligned} . \tag{2.29}$$

Sıfırdan farklı özdeğerler için veri model uzayları birleştirilirse,

$$AA^T u_i = \lambda_i^2 u_i \qquad (i = 1, 2, ..., k, k+1, m) \tag{2.30}$$

$$A^T A v_i = \lambda_i^2 v_i \qquad (i = 1, 2, ..., n) \tag{2.31}$$

elde edilir. U, V ve S matrisleri açık olarak yazıldığında,

$$U = \begin{bmatrix} u_{11} & u_{12} & ... & ... & u_{1m} \\ u_{21} & ... & ... & ... & u_{2m} \\ ... & ... & ... & u_i & ... \\ ... & ... & ... & ... & ... \\ u_{m1} & u_{m2} & ... & ... & u_{mm} \end{bmatrix} \tag{2.32}$$

$$V = \begin{bmatrix} v_{11} & v_{12} & \dots & \dots & v_{1n} \\ u_{21} & \dots & \dots & \dots & v_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & v_i & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ v_{n1} & v_{n2} & \dots & \dots & v_{nn} \end{bmatrix} \tag{2.33}$$

$$S = \begin{bmatrix} \lambda_1. & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \lambda_2 & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \lambda_3 & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \lambda_n \end{bmatrix} \tag{2.34}$$

şeklinde elde edilir. Bu eşitlikler düzenlendiğinde,

$$\begin{aligned} U^T U &= U U^T = I_m \\ V^T V &= V V^T = I_n \end{aligned} \tag{2.35}$$

ifadeleri elde edilir.

Veri sayısının, model parametre sayısından fazla olması durumunda, A matrisinin tersi duyarlı olarak hesaplanamaz. SVD uygulandıktan sonra, (2.26) bağıntısı, (2.27) bağıntısında yerine konulursa, model parametre düzeltme vektörü,

$$\Delta p = \left(A^T A\right)^{-1} A^T \Delta G \tag{2.36}$$

$$= \left(V S U^T U S V^T\right)^{-1} V S U^T \Delta G \tag{2.37a}$$

$$= \left(V S^2 V^T\right)^{-1} V S U^T \Delta G \tag{2.37b}$$

$$= V S^{-2} V^T V S U^T \Delta G \tag{2.37c}$$

$$= V S^{-1} U^T \Delta G \tag{2.37d}$$

şeklinde hesaplanabilir (Lines ve Treitel, 1984). Bu bağıntı matris şeklinde gösterildiğinde,

$$\begin{bmatrix} \Delta p_1 \\ \Delta p_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ \Delta p_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} v_{11} & v_{12} & \dots & v_{1k} \\ v_{21} & v_{22} & \dots & v_{2k} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ v_{n1} & v_{n2} & \dots & v_{nk} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1/\lambda_1 & \dots & \dots & \dots \\ \dots & 1/\lambda_2 & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & 1/\lambda_k \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_{11} & u_{12} & \dots & u_{1k} \\ u_{21} & u_{22} & \dots & u_{2k} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ u_{n1} & u_{n2} & \dots & u_{km} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta G_1 \\ \Delta G_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ \Delta G_m \end{bmatrix} \tag{2.37e}$$

olarak elde edilir. (2.37e) bağıntısı,

$$\Delta p = \frac{1}{\lambda_1} v_1 u_1^T \Delta G_1 + \frac{1}{\lambda_2} v_2 u_2^T \Delta G_2 + \dots\dots\dots + \frac{1}{\lambda_n} v_n u_n^T \Delta G_n \tag{2.38}$$

olarak, vektörlerin toplamı şeklinde gösterilebilir. Bu ifadede, $u_i^T \Delta G_i$ yerine α_1 konulursa model parametre vektörü,

$$\Delta p = \frac{\alpha_1}{\lambda_1} v_1 + \frac{\alpha_2}{\lambda_2} v_2 + \dots\dots\dots + \frac{\alpha_n}{\lambda_n} v_n \tag{2.39}$$

bağıntısı ile ifade edilir. Bu bağıntıdan da görüldüğü gibi, model parametre vektörü, parametre özvektörlerine bağlıdır. Buradaki tekil değerlerin çok küçük olması durumunda α_1 / λ_1 terimi büyük değerlere sahip olacaktır. Bu durumda, $(\alpha_1 / \lambda_1) v_1$ teriminin Δp çözümüne olumsuz etkisi olacaktır. Bu sorunu elimine etmek için bazı yöntemler geliştirilmiştir. Bu yöntemlerin karşılaştırılması, Hoversten ve diğ. (1982) tarafından ayrıntılı olarak verilmiştir (Yas, 2006).

2.4.1.2 Sönümlü en küçük kareler yöntemi

Özdeğerlerin sıfır veya sıfıra çok yakın olması durumunda ya hiçbir çözüm bulunamamakta veya çözüm sırasında duraysızlık meydana gelmektedir. Bu gibi sorunların çözümünde, sıklıkla kullanılan yöntemlerden biridir. Bu yaklaşım, Levenberg (1944) tarafından ortaya konulmuş daha sonra Marquardt (1963)

tarafından geliştirilmiştir ve Marquardt yöntemi olarak da bilinmektedir. Bu algoritmanın jeofizik problemlerindeki uygulamaları (Lines ve Treitel 1984) tarafından yapılan çalışmada verilmiştir (Yas 2006). A^TA matrisinin yaklaşık tekil olduğu durumlarda en küçük kareler yöntemi yinelemeli olarak uygulanmaktadır. Bu çözüm uygulandığında, yinelemeler sonucunda küçük özdeğerlerin neden olduğu salınımların sönümlenmesi gerekir. (2.37) bağıntısındaki A^TA matrisinin köşegenlerine sayısal bir değer eklenirse, en küçük kareler olarak bilinen (2.40) bağıntısı elde edilir (Lines ve Treitel, 1984; Marquardt, 1963).

$$\Delta p = \left(A^T A + \beta I\right)^{-1} A^T \Delta G \,. \tag{2.40}$$

Burada, I birim matris, β ise, sönüm faktörü olarak adlandırılan pozitif gerçel bir sayıdır. Bu bağıntı, "Sönümlü Enküçük Kareler" veya "Marquardt-Levenberg" ters çözüm bağıntısı olarak bilinir (Canıtez 1997). Sönüm faktörü, sıfır veya özdeğerlerden büyük bir sayı olabilir. Sönüm faktörünün sıfır olduğu durumda, (2.40) denklemi kısıtsız en küçük kareler veya genelleştirilmiş ters çözüm yöntemini verir ve çözüm oldukça hızlıdır. Ancak bu durumda, parametre düzeltme vektörü çok büyük değerler alabilir ve algoritma sonuca ulaşmayabilir (Yas 2006).

2.4.1.3 Sönümlü tekil değer ayrışımı yöntemi

Tekil değer sorununun üstesinden gelmek ve çözüm hızını arttırabilmek için, Lawson ve Hanson, 1974; Jupp ve Vazoff, 1075; Lines ve Treitel, 1984 tarafından sönümlü tekil değer ayrışımı yöntemi geliştirilmiştir. Bu yöntemde, Marquardt bastırma faktörünü tekil değer ayrımı içine ilave etmişlerdir. Bu işlem için, (2.27) denkleminden yararlanılarak A^TA matrisi,

$$A^T A = VS^2V^T \tag{2.41}$$

şeklinde yazılabilir. Bu denkleme, Marquardt bastırma vektörünün ilave edilmesiyle,

$$\begin{aligned}\left(A^T A+\beta I\right) &= VS^2V^T+\beta I \\ &= V\left(S^2+\beta I\right)V^T\end{aligned} \tag{2.42}$$

bağıntısı elde edilir. Bu bağıntının tersi,

$$\begin{aligned}\left(A^T A+\beta I\right)^{-1} &= V\left(S^2+\beta I\right)^{-1}V^T \\ &= V\left(\frac{1}{\lambda_i+\beta}\right)V^T\end{aligned} \tag{2.43}$$

olarak bulunur. Burada,

$$\left(S^2+\beta I\right)=\begin{bmatrix} \frac{1}{\lambda_1+\beta} & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \frac{1}{\lambda_2+\beta} & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \frac{1}{\lambda_n+\beta} \end{bmatrix} \tag{2.44}$$

olup, köşegeninde tekil değerler içeren bir matristir. Bu ifadeler, (2.40) bağıntısında yerine yazılıp gerekli düzenlemeler yapıldıktan sonra,

$$\Delta p = V\,\mathrm{diag}\left(\frac{1}{\lambda_i^2+\beta}\right)V^T V S U^T \Delta G \tag{2.45}$$

veya

$$\Delta p = V\,\mathrm{diag}\left(\frac{\lambda_i}{\lambda_i^2+\beta}\right)U^T \Delta G \tag{2.46}$$

bağıntılarından, parametre düzeltme vektörü hesaplanabilir. Bu ifadenin açık gösterimi,

$$\begin{bmatrix} \Delta p_1 \\ \Delta p_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ \Delta p_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} v_{11} & v_{12} & \cdots & v_{1n} \\ v_{21} & v_{22} & \cdots & v_{2n} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ v_{n1} & v_{n2} & \cdots & v_{nn} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \frac{\lambda_1}{\lambda_1^2+\beta} & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \frac{\lambda_2}{\lambda_2^2+\beta} & \cdots & \cdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \frac{\lambda_n}{\lambda_n^2+\beta} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_{11} & u_{12} & \cdots & u_{1m} \\ u_{21} & u_{22} & \cdots & u_{2m} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ u_{n1} & u_{n2} & \cdots & u_{nm} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta G_1 \\ \Delta G_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ \Delta G_m \end{bmatrix} \quad (2.47)$$

ile ifade edilir.

2.4.1.4 LSQR (Least Square QR) yöntemi

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

$$Ax=b \quad (2.48)$$

$$\|Ax-b\|_2 \quad (2.49)$$

$$\left\| \begin{bmatrix} A \\ \lambda I \end{bmatrix} x - \begin{bmatrix} b \\ 0 \end{bmatrix} \right\|_2 \quad (2.50)$$

denklemlerindeki x parametresini, sırası ile simetrik olmayan eşitlikler, doğrusal en küçük kareler ve sönümlü en küçük kareler yaklaşımları ile çözer. Burada, A gerçek, seyrek ve büyük bir matrisi temsil etmektedir ve bu matris, m satır ve n kolondan oluşmuştur. b, bir m-vektörü, λ bir skalerdir. A, b ve λ bilinen gerçek verilerdir. Genellikle, $m \geq n$ ve rank(A)=n olduğunda bu durum gerçektir ancak bu koşullar zorunlu koşullar değildir. LSQR algoritması, diğer eşlenik-gradyent (conjugate-gradient=CG) algoritmalar ile karşılaştırıldığında A matrisinin çözüm için en uygun algoritmadır (Paige ve Saunders, 1982). Yöntemin temeli, Golub ve Kahan (1965) tarafından önerilen iki köşegen (bidiagonalization) işlemine dayanır. LSQR algoritması temelde, en küçük kareler problemlerine uygulanan eşlenik gradyent

(CG) yöntemine benzer (Hesteners ve Stiefel, 1952), fakat daha güvenilir sayısal özelliklere sahiptir. A matrisi sadece ν ve υ vektörleri $A\nu$ ve $A^T\upsilon$ formlarının hesaplanması için kullanılır. Bu nedenle, A matrisi büyük ve seyrek bir matris olacaktır veya özel bir yapıya sahip ya da seyrek matrislerin çarpımı olarak tanımlanabilir.

CG-benzeri yöntemler yinelemeli yöntemlerdir. Genellikle bu yöntemlerde, x'in kabul edilebilir bir değerine ulaşmak için, n iterasyondan daha az veya daha çok iterasyon gerekebilir. Bu yöntemler, A matrisinin iyi olduğu ve çok sayıda neredeyse, eşit tekil değerlerinin olduğu durumda başarıyla kullanılmaktadır. Bu özellikler genellikle birçok uygulamada kendiliğinden gelişir. Gelişmediği durumlarda, çözüm işlemi doğrudan ve yinelemeli kısımlara bölünür. Yinelemeli kısım, CG-benzeri yöntemler için daha iyi matris içerdiği için daha çabuk yakınsayacaktır.

Golub ve Kahan (1965) tarafından önerilen bigiagonalization işlemine dayanan LSQR algoritması, kalıntı normu $\|r_k\|_2$'nun monoton olarak azaldığı bir seri $\{x_k\}$ yaklaşımı üretir. Burada kalıntı,

$$r_k = b - Ax_k \tag{2.51}$$

bağıntısıyla verilmektedir. Analitik olarak $\{x_k\}$ serisi, seri üreten standart CG algoritması ve diğer bazı algoritmalar ile üretilmektedir.

LSQR algoritmasına yönelik bir FORTRAN uygulaması Paige ve Saunders (1982) tarafından geliştirilmiştir. Bu program kullanıcılara, x, $r = b - Ax$, A^Tr, $\|r\|_2$, $\|A\|_F$, A matrisinin koşul değeri (condition) ve x için standart sapma değerlerinin tahmin edilmesinde büyük kolaylık sağlamaktadır.

Bu bölümde konunun daha iyi anlaşılması için adı geçen kabullerin ortaya koyulması gerekir. Burada, matrisler A, B, …, vektörler ν, ω, … ve sayılar α, β, … ile

gösterilmektedir. Bir basit ortogonal matrisin anlamlı elemanlarını gösteren c ve s değerleri,

$$c^2 + s^2 = 1 \tag{2.52}$$

koşulunu sağlamaktadır. Bir ν vektörü için, $\|\nu\|$ her zaman,

$$\|\nu\|_2 = \left(\nu^T \nu\right)^{1/2} \tag{2.53}$$

bağıntısı ile temsil edilen Euclidean normunu gösterir. Bir A matrisi için $\|A\|$ genellikle Frobenius norm anlamındadır ve aşağıdaki şekilde gösterilir

$$\|A\|_F = \left(\sum \alpha_{ij}^2\right)^{1/2}. \tag{2.54}$$

Bir simetrik olmayan A matrisinin koşul değeri (condition number),

$$\mathrm{cond}(A) = \|A\|\|A^+\| \tag{2.55}$$

ile tanımlanır. Burada $\|A^+\|$, A matrisinin yalancı tersini göstermektedir. Yaklaşık hata miktarı ε ile gösterilir ve 1+ε>1 koşulunu sağlamalıdır.

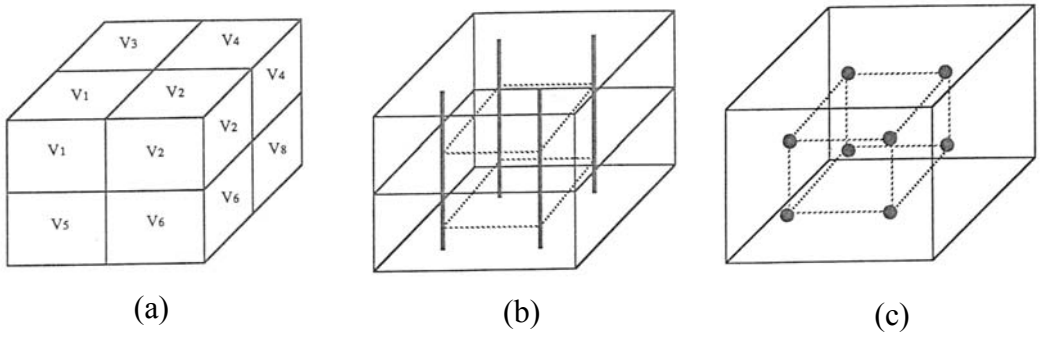
2.5 Üç-boyutlu Hız Yapısının Modellenmesi

Yer içinde, süreksizlikler, faylar, tabakalanmalar, sıcaklık değişimleri ile ilişkili kısmi ergimeler ve jeolojik farklılıklar gibi heterojen yapılar nedeniyle bunların tanımlanmasında tek bir yaklaşım yoktur. Bu yapıları ortaya koyabilmek amacıyla çeşitli araştırmacılar farklı yaklaşımlar önermişlerdir. "Sabit-hızlı blok" yaklaşımı, Aki ve Lee (1976) tarafından ortaya koyulmuştur. Bu yaklaşıma göre, model alanı, her birinin içinde hızların eşit olduğu bloklara bölünmüştür (Şekil 2.4a). Bu yaklaşım basit olmasından dolayı bir avantaj sağlarken, bloklar arasındaki yanal süreksizlikleri tanımlamada yetersiz kalmaktadır. Bu sorun, Crosson (1976) tarafından önerilen,

"sabit-hızlı katman" yaklaşımında da yaşanmaktadır. Bu iki yaklaşıma ters çözüm açısından baktığımızda, fazla tanımlı ve az parametreli oldukları görülmektedir. Yani, bilinmeyenden daha fazla bağımsız veri ve az sayıda parametreye sahiptirler. Aki ve Lee'nin blok yaklaşımında, tanımlanan küçük blok sayısının fazla olması bu sorunu biraz azaltmakta ve ani hız değişimlerini belirlemekte başarılı olmaktadır. Ancak, çok fazla sayıda blok kullanılması bağımsız veriden daha fazla bilinmeyen olmasına yol açacaktır.

Yer içinin yatay katmanlar içeren ayrık bloklar ile temsil edildiği bir başka yaklaşım Hawley ve diğ. (1981) tarafından verilmiştir. Bu yaklaşımda model, düşey yönde hızın sabit olduğu, hızların yatay doğrultudaki düşey düğüm çizgileri arasında enterpolasyon ile bulunduğu katmanlara bölünmüştür (Şekil 2.4b). Ancak bu yöntem de yatay yönde daha duyarlıyken, düşey yöndeki değişimlere duyarsızdır.

Thurber (1983) tarafından önerilen bir yaklaşımda ise, model alanı üç-boyutlu grid noktaları ile temsil edilmektedir. Üç-boyutlu grid yaklaşımı olarak da bilinen bu yaklaşımda, hızın her doğrultuda sabit olduğu, düğüm noktaları arasında hızların B-spline yöntemi ile enterpole edildiği üç-boyutlu gridler kullanılmaktadır (Şekil 2.4c).



Şekil 2.4 Yer içindeki hız yapısının modellenmesinde kullanılan üç farklı yaklaşımın gösterimi.
(a) sabit-hızlı bloklar, (b) yatay değişen katmanlar, (c) düğüm noktaları
(Thurber, 1983'den düzenlenmiştir).

İlgilenilen bölgenin modellenmesi sırasında kullanılan blok boyutlarının doğru tanımlanması, tomografi çalışmalarında büyük önem taşımaktadır. Bu blokların olması gerekenden küçük tanımlanması durumunda, ilgilenilen alanındaki bloklardan geçen ışın sayısı az olacağından, çözünürlüğün düşmesine neden olacaktır. Bunun yanında, parametre sayısı arttırılmış olacağından çözüm süresi de artacaktır.

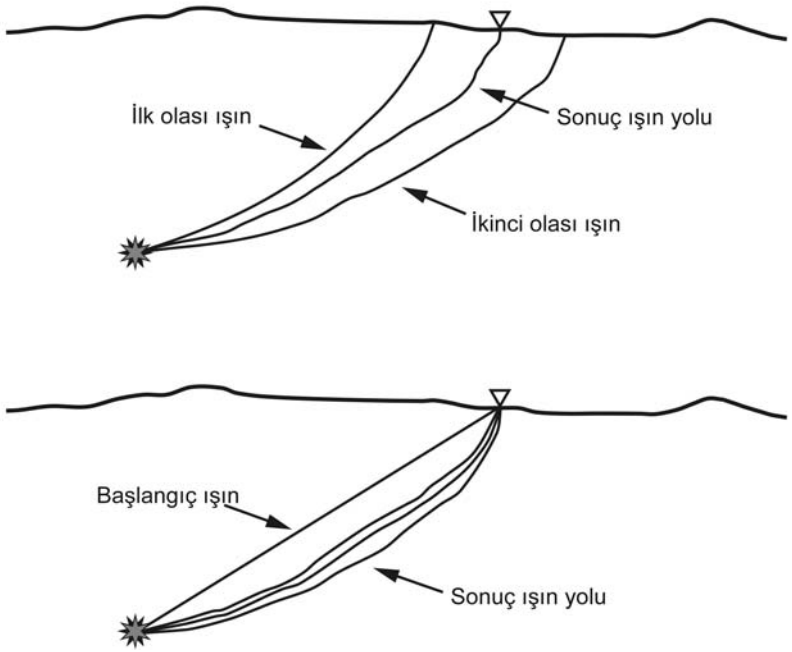
Modeldeki blokların büyük alınması durumunda ise, ilgilenilen alandaki küçük değişimler tanımlanamayacaktır. Ortamın doğru ve gerçeğe yakın parametrelendirilmesi ters çözüm sonuçlarının başarısını etkilemektedir. Bu nedenle, ilgilenilen alanın birden fazla blok boyutu kullanılarak sınanması gerekmektedir.

2.6 Işın Yolu ve Yayılım Zamanı Hesaplanması

Bazı yerel deprem tomografisi çalışmaları, ters çözüm sonuçlarını sınırlandıran, son derece basit ışın izleme yöntemleri kullanırlar. Aki ve Lee (1976), homojen ortam içinden geçen ışınları doğrusal-çizgi olarak tanımlamıştır. Ancak bu yaklaşımla, ardışık çözüm ve kalıntılarının azaltılmasını sağlayamamıştır. Walck ve Clayton (1987) tarafından bu sorun, ışın izleme için başlangıçta tabakalı bir yapı kullanılarak çözülmeye çalışılmış, fakat yeterince başarılı olunamamıştır. Thurber ve Ellsworth (1980), yerel tabakalı ortam içinde ışınların ve zamanların hesaplanması için bir yaklaşık ışın izleme yaklaşımı geliştirmişlerdir. Bu yaklaşım, tabakalı yapılarda iyi sonuçlar verirken, yatay kırılan ışınların güçlü olmadığı ortamlarda sorun yaşamıştır. Tekdüze olmayan bir yerkabuğu modeli üzerinde kaynak ve alıcı arasındaki ışın yollarının ve yayılım zamanlarının çabuk ve doğru hesaplanması tomografinin temel sorunlarından biridir. Işın yollarının ve yayılım zamanlarının tanımlanmasında yaygın olarak kullanılan yöntemlerden bazıları, atış ışın izleme (shooting ray-tracing), eğme ışın izleme (bending ray-tracing), yaklaşık ışın izleme (approximate ray tracing=ART) ve sonlu farklar ışın izleme (finite-difference ray tracing) olarak sıralanabilirler.

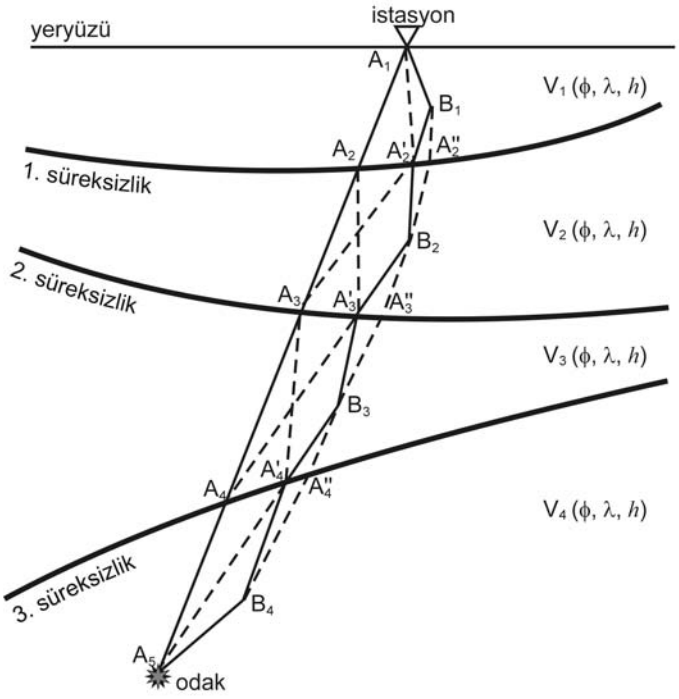
Işın izleme bir "iki-nokta" sınır değer problemidir ve kaynak ve alıcı konumları belirlenerek, yayılım yollarının tanımlanması esasına dayanır. Atış ışın izleme yöntemleri bu iki-nokta sınır değer problemini, sabit bir kaynaktan çeşitli çıkış açılarında ışınlar göndererek ve bu ışınlardan biri alıcıya ulaşıncaya kadar yinelemeli çözüm yapar (Koch, 1985; Lin ve Roecker, 1990 ve Sambridge ve Kennett, 1990). Wesson (1971), Julian ve Gubbins (1977) ve Pereyra ve diğ. (1980) tarafından önerilen eğme ışın izleme yöntemi ise bu sorunu, ışının kaynaktan çıkış ve alıcıya geliş konumlarını sabit tutarak, aradaki ışın yolu, Fermat ilkesine dayanarak

belirlenmeye çalışılır (Şekil 2.5). Burada amaç, kaynak ve alıcı arasındaki en kısa yayılım zamanına sahip ışın yolunu belirlemektir.



Şekil 2.5 Işın izleme yöntemi olarak kullanılan iki temel yaklaşımın gösterimi. Atış ışın izleme yöntemi (üstte) ve eğme ışın izleme yöntemi (altta) gösterilmiştir (Thurber, 1993'den düzenlenmiştir).

Yaklaşık ışın izleme yöntemi ilk kez, Thurber ve Ellsworth (1980); Horie (1980) ve Thurber (1980) tarafından ortaya konulmuştur. Bu yaklaşım, yaklaşık 50km'den daha yakın mesafeler için kullanıldığında iyi sonuçlar vermektedir. Bundan daha fazla mesafeler için doğru sonuçlardan sapma artmaktadır. Bu durum yaklaşık ışın izleme yöntemlerinin geniş alanlarda kullanılmasını sınırlamaktadır. Yaklaşık ışın izleme yöntemlerinin kullanılması hesaplamalarda zaman avantajı sağlarken, hesaplanan seyahat zamanları hatalı olacağından, yayılım zamanı artıklarının ve hız modelinin kısmi türevlerinin de hesaplanmasında hatalar olacaktır. Bunun sonucunda, ışının kaynaktan çıkış yönü ve ışın yolu doğru olmayacaktır. Um ve Thurber (1987) yeni bir yaklaşık ışın izleme yöntemi önermişlerdir. Yalancı ışın izleme (pseudo bending) yöntemi olarak adlandırılan bu yöntem, daha hızlı bir çözüm ortaya koymaktadır ve her episantır uzaklığı için kullanılabilmektedir (Şekil 2.6).

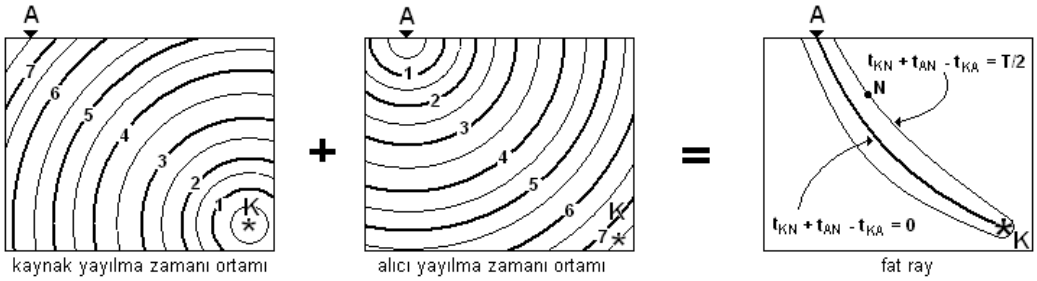


Şekil 2.6 Yalancı eğme ışın izleme yönteminin gösterimi (Zhao ve diğ. 1992'den düzenlenmiştir).

En çok bilinen ve yaygın olarak kullanılan ışın izleme yöntemlerinden biri de, Husen ve Kissling (2001) tarafından önerilen "Fat ray" ışın izleme yöntemidir. Sismik tomografideki düz çözüm problemini doğru olarak ortaya koymak için, tamamen üç-boyutlu dalga teorisinin uygulanması gerekmektedir. Bilinen yerel deprem tomografisinde bunu gerçekleştirmek mümkün değildir. "Fat ray" yaklaşımında, dalgaların Fresnel hacmine olan benzerliği nedeniyle, daha karmaşık fakat fiziksel olarak birbirine daha uygun, doğru düz çözüm yapılabilmektedir. Husen ve Kissling tarafından Fatomo olarak adlandırılan, yerel deprem tomografisinde "fat ray" lere dayanan yeni bir yaklaşım ortaya koymuşlardır. Bu yaklaşımda, ışın ve dalga teorisi yaklaşımlarının her ikisi de kullanılarak yerel depremler için düz çözüm yapılmaktadır. Yayılım zamanları, eikonal eşitliklerinin sonlu farklar (finite-difference) yaklaşımı ile hesaplanmaktadır (Podvin ve Lecomte, 1991). Yayılım yolları ve kısmi türevler "fat ray" ler kullanılarak hesaplanmaktadır. "Fat ray" ler, belirli bir frekans için birinci Fresnel hacmi ile benzerlik göstermektedirler. Genişliği sıfır olmayan ışınların, ışınlar ve dalgalar arasındaki boşlukta köprü olarak kullanılması fikri Hagedoorn (1954)' e dayanmaktadır. Hagedoorn, ışınları ve dalgaları bir yayılma alanı ile ilişkilendirmiştir ve bu alan, birinci Fresnel hacmi içinde bir bölge olarak tanımlanmaktadır. Bir sismik dalganın birinci Fresnel hacmi,

sismik enerjinin yapıcı girişim yaptığı en iç bölge olarak tanımlanmaktadır. Böylece, birinci Fresnel hacmi içndeki her bir saçılma, alıcı tarafından kaydedilen sinyali güçlendirici yönde etki etmektedir. Gerçek yayılım zamanları, birinci Fresnel bölgesinde yayılan sismik enerjiyi yansıtmaktadır. "Fat ray" yaklaşımının basit bir gösterimi Şekil 2.7'de gösterilmiştir.

Kaynak ve alıcı arasındaki yayılma zamanları, sonlu farklar yaklaşımı ile hesaplanmaktadır. Bunların toplamı "fat ray" in tanımlanmasında kullanılmaktadır. Toplam yayılma zamanı, t_{KA}+T/2' den daha az olmalıdır. Burada, t_{KA}= kaynaktan alıcıya kadar geçen yayılma zamanı, T = baskın dalga peryodudur.



Şekil 2.7 "Fat ray" yaklaşımının basit bir gösterimi (Husen ve Kissling (2001)'den düzenlenmiştir).

Işın izleme problemi için son yıllarda iki farklı yaklaşım geliştirilmiştir. Bunlar, Vidale (1990) tarafında ortaya koyulan ve daha sonra Podvin ve Lecomte (1991) tarafından geliştirilen sonlu farklar yöntemi ve Moser (1991) tarafından önerilen ağ teorisi yöntemleridir. Her iki yöntem de küresel minimum zaman yollarını hesaplayabilmeleridir. Vidale (1990), sonlu farklar çözümünü, giriş yayılım zamanını ortaya koymak için üç-boyutlu bir grid üzerinde Eikonal eşitlikleri ile çözmeye çalışır ve Huygens kuramını kullanır. Sonlu farklar ışın izleme yönteminde istasyon kaynak olarak düşünülebilir ve bu istasyon ile ilişkili tüm grid noktalarında seyahat zamanları hesaplanabilir. Bu durumda, istasyondan kaynağa olan seyahat zamanları ile kaynaktan istasyona olan seyahat zamanları eşit olacaktır. Her istasyon için bu yayılım zamanları hesaplandıktan sonra, bir kaynaktan istasyona olan seyahat zamanı, bu olayın yakın çevresindeki sekiz adet komşu grid kullanılarak üçlü interpolasyon ile hesaplanabilir. Bu yöntem, diğer ışın izleme yöntemlerine göre

daha etkili bit yöntemdir. Moser ise geliştirdiği yöntemde, küresel en az seyahat zamanlarını bulmak için ağ kuramını kullanır.

2.7 Çözünürlülük Testleri

Çözünürlülük testleri, deprem tomografisi çalışmalarında, çözüm kalitesinin ve yapılacak yorumun anlamlılığı ve güvenilirliği konusunda önemli sonuçlar ortaya koymaktadır. Bu testler, çözüm gücünün belirlenmesinde önemli bir yere sahiptir. Çözüm gücünün değerlendirilmesi için geliştirilen bazı yaklaşımlar vardır. Bunlar, geleneksel ve gelişmiş yaklaşımlar olarak sınıflandırılabilirler. Geleneksel yaklaşımlar kullanılarak model parametreleri ve kullanılan algoritma, veri setinin çözüm gücü test edilebilir. Bunun için, model çözünürlülük matrisinin incelenmesi gerekmektedir. Buradan yola çıkarak geliştirilen geleneksel yaklaşımlar, model çözünürlülük matrisinin köşegen elemanları (ÇKE), ağırlıklandırılmış türevlerin toplamı (ATT), dama tahtası ve iğnecik duyarlılık testi olarak sıralanabilir. Işın yoğunluğu tensörü (Kissling 1988), çözünürlülük matrisinin yayılım fonksiyonu (Toomey ve Foulger 1989; Michelini ve McEvilly 1991) ve tüm çözünürlülük matrisinin çözünürlülüğü kontürleri (Reyners ve diğ. 1998) gibi yaklaşımlar ise gelişmiş yöntemler arasında sayılabilir (Dinç 2003).

2.7.1 Dama tahtası modeli (Checkerboard veya chess-board model)

Dama tahtası modeli, tomografi çalışmalarında çözünürlülüğü test etmek için kullanılan en yaygın yapay test modeldir (Spakman ve diğ. 1993; Zhao ve diğ. 1992; Benz ve diğ. 1996; Zelt 1998). Bu model, bazı çalışmalarda "chess-board model" olarak da anılmaktadır. Bu çalışmada, "dama tahtası modeli" olarak kullanılacaktır. Dama tahtası modeli, birbirini izleyen düşük ve yüksek hız anomalilerinden oluşur ve yayılım zamanları bu modele göre hesaplanır. Hesaplanan bu yayılım zamanları, Gauss dağılımına sahip bir gürültü eklenerek bozulur. Yapay yayılım zamanlarının ürettiği hız modeli sanki bilinmiyormuş gibi düşünülür, yeni bir başlangıç modeli kullanılarak ters çözüm işlemi gerçekleştirilir. Bu şekilde, başlangıçta kullanılan dama tahtası modeli elde edilmeye çalışılır (Dinç 2003).

2.7.2 İğnecik duyarlılık testi

İğnecik duyarlılık testi, dama tahtası yöntemine benzeyen bir yaklaşımdır (Spakman ve Nolet 1988; Bijwaard ve diğ. 1998). Bu testte, her yönde pozitif ve negatif işaretli anomali veren hız hücreleri oluşturulur ve dama tahtası testindeki benzer işlemler tekrarlanır. Her iki yöntemde veri seti tarafından çözülebilen alanlar iyi bir şekilde belirlenebilmektedir ancak hız modelindeki anomalinin şeklinin tam olarak üretilmesi mümkün olmamaktadır (Dinç 2003).

2.7.3 Geri dönüşüm çözünürlülük testi (Restore Resolution Test)

Geri dönüşüm çözünürlülük testi uygulanırken, yapay yayılım zamanları, ters çözüm sonrası elde edilen hız modeli kullanılarak hesaplanır (Zhao ve diğ. 1992). Yapay yayılım zamanlarına Gauss dağılımlı gürültü eklenir ve ters çözüm işlemi tekrarlanır. Bunun sonucunda, yapay yayılım zamanlarından elde edilen sonuç ile gürültü eklenmiş veri setinden elde edilen sonuç karşılaştırılır. Bu karşılaştırma sonucunda, veri setinin geri-dönebilme kapasitesi hakkında bilgi edinilir (Dinç 2003).

2.7.4 Işın yoğunluğu ve sayısı

Bu yöntem, çözünürlülüğün belirlenmesinde kullanılan en basit yaklaşımdır. Bazı algoritmalar ışın yoğunluğu yaklaşımını kullanırken, bazıları da ışın sayısı yaklaşımını kullanmaktadır. Bu çalışmada kullanılan algoritmada, ışın yoğunluğu dağılımı kullanılmaktadır. Tanımlanmış olan her bir griden geçen ışın sayısı bu yoğunluğu belirlemektedir. Işın yoğunluğu ile ilişkili olarak, yeterli yoğunluğa sahip gridler için güvenilir yorum yapılabilmektedir. Işın yoğunluğunun yeterli düzeyde olmadığı girdlerin tanımladığı bölgeler için güvenilir sonuçlar beklenmemelidir. Işın yoğunluğu yaklaşımı ile, içinden ışın geçmeyen veya az sayıda ışın geçen, dolayısıyla çözümün güvenilir olmadığı gridler belirlenmektedir. Böylece, yapılacak yorumun kalitesi ve güvenilirliği arttırılmaktadır.

2.7.5 Ağırlıklandırılmış türevlerin toplamı (ATT)

Bu yaklaşımda, bir düğüm noktasının etki alanındaki hacim içerisinden geçen ışınların geometrik ağırlıklarının (düğüm noktasına olan uzaklıklarının) toplamı dikkate alınır. Yüksek ATT değeri, çözünürlüğün yüksek olduğunu ifade etmektedir. Bu durum, dolaylı olarak ışınların boylarını hesaba kattığından, ışın sayısı yaklaşımına göre daha fazla bilgi içermektedir (Dinç 2003).

2.7.6 Çözünürlülük matrisinin köşegen elemanları yaklaşımı (ÇKE)

Bu yaklaşım, ters çözüm sonrası elde edilen model çözünürlülük matrisinin köşegen elemanlarının değerlendirilmesi esasına dayanır. Ters çözümde temel denklem sistemi, $\Delta d = G\Delta m$ ise, çözünürlülük matrisi, $R = G^{-1}G$ ile hesaplanır. Burada G^{-1}, G matrisinin genelleştirilmiş tersidir (Menke 1984). Aynı zamanda model ayrımlılık vektörü olarak da bilinen çözünürlülük matrisinin her bir satırı, ilgili olduğu model parametresinin diğer parametrelere olan bağımlılığını göstermektedir. Tekil değer olması durumunda, çözünürlülük matrisi birim matrise eşittir ve parametreler arasında doğrusal bir bağımlılık yoktur. Standart bir tomografi çalışmasında, çözünürlülük matrisi gösterimi imkansız sayıda eleman içermektedir. Bu nedenle, çözünürlülük matrisinin sadece köşegen elemanları model parametrelerinin çözünürlüğünün değerlendirilmesinde kullanılmaktadır. Tomografik çalışmalarda, model ayrımlılık matrisinin köşegen elemanları, her bir düğüm noktası için tek tek değerlendirilmek yerine yüksek değerlerin yoğun olduğu alanlar bir bütün olarak değerlendirilmektedir. Burada önemli olan, bir düğüm noktasının çözümünden çok, geniş bir alanın ne kadar yüksek doğrulukla çözüldüğüdür. Köşegen elemanları, seçilen sönümlenme katsayısına bağımlıdır. Yüksek çözümlenme katsayısıyla birlikte çok sayıda model parametresinin olması çözümü tekil çözüm olmaktan uzaklaştırmaktadır (Eberhard-Philips ve Reyners 1997; Toomey ve Foulger 1989).

Sadece, çözünürlülük matrisinin köşegen elemanları, ışın sayısı ve ağırlıklandırılmış türevlerin toplamı yaklaşımlarının birlikte analiz edilmesi ile güvenilir bir çözünürlülük değerlendirilmesi yapılabilir. Ancak bu yaklaşımların hiçbiri, model parametrelerinin birbirlerine olan bağımlılıkları hakkında bilgi vermemektedir. Bu

bilgi ancak, çözünürlülük matrisinin bütün elemanlarının değerlendirilmesiyle elde edilebilir. Parametrelerin birbirlerine olan bağımlılıklarını incelemek zordur. Bu nedenle daha basitleştirilmiş olan, yayılım fonksiyonu kullanılmaktadır (Toomey ve Foulger 1989; Michelini ve McEvilly 1991). Yayılım fonksiyonu, köşegen elemanlara karşılık gelen uzaklıklarla ağırlıklandırılmış ayrımlılık vektörünün bütün elemanlarının toplamıdır ve,

$$S_j = \log\left(\left|s_j\right|^{-1} \sum_{k=1}^{m} \left(\frac{s_{kj}}{\left|s_j\right|} \right)^2 D_{jk} \right)$$

bağıntısıyla gösterilir. Burada, s_{kj}, ayrımlılık matrisinin j. satırının elemanlarını, $\left|s_j\right|$ aynı satırın L_2 normunu ve D_{jk} j. ve k. model parametreleri arasındaki km cinsinden mesafeyi göstermektedir. Modelde, bir parametrenin diğer parametrelere olan bağımlılığı yüksek ise, yayılım değeri düşük olacaktır. Bu durumda çözünürlülük yüksek olacaktır. Yayılım fonksiyonu, sönümlenme katsayısına ve model parametre sayısına bağlıdır. Bir parametrenin yayılım değeri, bu parametrenin hangi parametrelere bağlı olduğu konusunda bilgi vermemektedir (Dinç 2003).

3 YÖNTEM

Bu çalışmada, Marmara Bölgesi'nin üç-boyutlu hız yapısının belirlenmesi için yerel depremlerin yayılım zamanlarından yararlanılmıştır. Yerel depremler kullanılarak tomografik ters çözüm yapan çeşitli algoritmalar farklı araştırmacılar tarafından geliştirilmiştir (Bkz. Bölüm 1). Bu çalışmada, Koulakov ve Sobolev (2006a,b) tarafından önerilen LOTOS (Local Tomography Software) algoritmasının son versiyonu, LOTOS-07 kullanılmıştır. Bu algoritma, yerel depremlerin yayılım zamanlarını kullanarak, P ve S dalga hızları ve kaynak koordinatları için eşzamanlı ters çözüm yapmak üzere geliştirilmiştir. LOTOS-07 algoritması temelde, önceki versiyon (LOTOS-06) ile aynı esaslara dayanmasına rağmen, bazı avantajlar sağlamaktadır. Örneğin, LOTOS-06 algoritması, sadece grid dağılımlarına bağlı ters çözüm yaparken, LOTOS-07 algoritmasında gridlere veya düğüm düzlemlerine göre ters çözüm yapabilme seçeneği sunulmuştur. Bunun yanında, LOTOS-07 algoritması, önceki versiyonda olmayan, bir-boyutlu hız iyileştirmesi seçeneğine olanak sağlamaktadır. Aynı zamanda, bir-boyutlu hız belirlemede yaygın olarak kullanılan VELEST algoritması da dahil olmak üzere tüm yaklaşımlarda, iki tabaka arasında hız değişimi sabit olarak kabul edilmekte ve bir enterpolasyon işlemi yapılmaktadır. LOTOS algoritmasında tabakalar arasındaki hız değişimi sabit olmayıp, üstel olarak artan bir fonksiyon şeklinde tanımlanmakta ve daha doğru hız modelleri ortaya koyulmaktadır. Orta seviyede donanıma sahip bir bilgisayar ile bir-boyutlu hız modelinin belirlenmesi birkaç dakikada tamamlanırken, diğer yöntemlerde bu işlem saatler hatta bazı durumlarda günler sürmektedir. Bu üstünlükleri nedeniyle bu çalışmada, bir-boyutlu hız belirlenmesinde, diğer yaklaşımlar yerine LOTOS algoritması kullanılmıştır. LOTOS algoritmasında diğer bazı tomografi algoritmalarına göre de üstünlükleri bulunmaktadır. Örneğin, bu algoritma ile, diğer lokal tomografi algoritmalarına göre daha geniş bir alan için ters çözüm yapılabilmektedir. Ayrıca P ve S hızlarının her ikisi için de ters çözüm sonuçları elde edilebilmekte ve Vp/Vs çözümleri ortaya konulabilmektedir. Böylece P ve S dalga hızlarının karşılaştırılabilmesine olanak sağlanmaktadır. Başlangıçtaki kaynak konumlarının belirlenmesi aşamasında, olayların hesaba katılması veya aykırı

değer olarak belirlenip çözüme dahil edilmemesi konusunda daha dikkatli bir seçim yapılmıştır. LOTOS algoritmasının kullanıldığı çalışmalarda, diğer birçok tomografi uygulamasında olduğu gibi, kaynakların sismik ağın içinde olması gerekmemektedir. Örneğin, sismik ağın dışında fakat bir istasyona yakın olan sığ bir kaynak, bu durum nedeniyle dikkate alınmayabilir. Ancak, sismik ağ içinde ve 600km derinlikteki bir kaynak çözüme alınabilir. Bu durumda, ilk olayda elde edilecek bilginin, tomografik bir çalışmada daha yararlı olacağı açıktır. Bunun gibi olumsuz etkileri ortadan kaldırabilmek için LOTOS algoritması bazı parametrelerin kullanıcı tarafından amaca göre tanımlanabilmesine olanak sağlamaktadır. Bu özellik, algoritmanın kullanım alanını genişletmektedir. Örneğin bahsedilen örnekte, elimine edilecek olayın tanımlanması için, kaynağın istasyondan olan uzaklığı kullanıcı tarafından önceden tanımlanabilmektedir.

LOTOS-07 algoritmasının bir başka avantajı da, oldukça basit formatta iki giriş dosyasının olmasıdır. Bunlardan biri, çalışmada kullanılan istasyonların koordinatları ve yükseklik bilgilerini içeren dosyadır. Diğeri ise, kaynakların konumlarını ve yayılım zamanlarını bulunduran dosyadır. Bu dosyada, kaynakların koordinatları ve oluş zamanı gibi bilgilerin olmasında bir zorunluluk yoktur. Bu bilgilerin olmadığı çalışmalarda, çalışma alanının yaklaşık olarak orta noktasındaki gelişigüzel bir noktanın koordinatları yeterli olmaktadır. Bu durumda, oluş zamanındaki belirsizlik, her bir kaynak için tüm yayılım zamanlarına rasgele bir eğrilik ilave edilerek modellenir. Bununla birlikte, başlangıç bir-boyutlu hız modeli ve konum, ters çözüm, görüntüleme gibi ters çözüm için gerekli olan serbest parametreler kullanıcı tarafından belirlenir.

LOTOS algoritmasının bir başka üstünlüğü, Vp, Vs hız pertürbasyonları yanında, gerçek (absolute) P ve S hızlarını da ortaya koyabilmesidir. Bununla birlikte, genellikle tomografi algoritmalarında Vp/Vs oranı, belirlenmiş olan Vp hızının Vs hızına sayısal olarak bölünmesi ile belirlenirken, LOTOS algoritmasında, Vp hızı belirlendikten sonra ışın yoğunlukları dikkate alınarak Vp/Vs ters çözümü yapılmaktadır. Vp/Vs ters çözümü ile detaylı bilgi Bölüm 3.8'de verilmiştir.

LOTOS-07 algoritması, aşağıda sıralanan adımların yinelemeli olarak uygulanması esasına dayanır:

Adım 1: Bir-boyutlu hız modelinin değerlendirilmesi için veri seçiminin yapıldığı adımdır. Burada, başlangıç katalog verisi içinden, derinliğe bağlı olarak mümkün olduğu kadar tekdüze dağılmış veriler seçilir. Daha açık bir şekilde ifade edersek, her bir derinlik aralığında maksimum sayıda istasyon tarafından kaydedilmiş depremler seçilmektedir. Burada her bir derinlik aralığındaki en fazla deprem sayısı, kullanıcı tarafından daha önce tanımlanmaktadır.

Adım 2: Bu adımda, geçerli bir-boyutlu hız modeli için yayılım zamanı tabloları hesaplanmaktadır. İlk yinelemede (iteration) model, mümkün olan başlangıç bilgileri kullanılarak elle tanımlanır. Farklı derinliklerdeki depremler ile farklı episantır uzaklıklarındaki alıcılar arasındaki yayılım zamanları, bu bir-boyutlu model ve Nolet, 1981 tarafından verilen analitik bağıntılar kullanılarak hesaplanır. Aynı zamanda bu algoritma, yüzeydeki ışınlar arasında birbirine benzer uzaklıkları sağlayabilmek için ışınların geliş açılarının da tanımlanmasına olanak sağlar.

Adım 3: Bu adımda, Goal Fonksiyonunun (Amaç Fonksiyonu=AF) maksimum olduğu yerlerin araştırılması esasına dayanarak kabaca kaynak konumları belirlenmektedir. Algoritmanın kullanıldığı çalışmalarda Goal Function veya GF olarak kullanılmasına rağmen, bu çalışmada Amaç Fonksiyonu veya AF olarak kullanılmıştır. AF'nun uç değer olduğu gridler, grid araştırma (grid searching) yöntemine göre araştırılır. AF, üç-boyutlu uzay içinde olası kaynak konumunu bir nokta olarak yansıtır (Koulakov ve Sobolev, 2006a,b). Bu adım için yayılım zamanları, 2.adımda farklı episantır uzaklıkları ve kaynak derinlikleri için belirlenen yayılım zamanı tablosu değerlerine göre hesaplanmaktadır. AF'nun maksimum olduğu yerlerin araştırılması işlemi, minimum varış zamanına sahip istasyonun konumundan başlar. Bu işlem sırasında önce büyük grid aralıkları ile araştırmaya başlanır ve grid aralıkları küçültülerek devam edilir. (Koulakov ve diğ. 2006).

Adım 4: Üç-boyutlu model içindeki kaynak konumları, Um ve Thurber, (1987) tarafından ortaya koyulan ışın bükme algoritmasına ve Koulakov ve diğ. (2006)

tarafından geliştirilen AF'nun en çok değişim gösterdiği yerlerin araştırılması esasına dayanmaktadır. Işın boyunca birinci türev matrisi A_{ij}'nin her bir elemanı, i. derinlikteki birim hız değişiminin neden olduğu j. ışın boyunca zaman türevine eşittir. Bu algoritmada derinlikler tekdüze ve bu derinlik aralıklarındaki hız değişimleri yaklaşık olarak doğrusal tanımlanmaktadır.

Adım 5: Bu aşamada, hız anomalilerinin üç-boyutlu belirlenebilmesi için gridlerin ışın yoğunluğuna göre parametrelendirilme işlemi yapılmaktadır (Koulakov ve diğ. 2006). Üç-boyutlu hız anomalileri çalışma alanına dağılmış olan düğüm düzlemlerinde hesaplanmaktadır. Düğüm düzlemleri arasındaki hız dağılımı, çalışma alanının dörtgen bloklara bölünerek bunlar arasında enterpolasyon yapılarak belirlenmektedir. Her bir düşey düzlem içinde düğüm düzlemleri ışın yoğunluğuna göre konumlanmaktadırlar. Az ışın yoğunluğuna sahip bölgelerde düğüm düzlemleri arasındaki uzaklık daha büyüktür. Bölgede düğüm düzleminin çok fazla olmasını önlemek amacıyla düğüm düzlemleri arasındaki en az boşluğun tanımlanması gerekmektedir. Bunun için, hız anomalilerinin muhtemel büyüklüğünden daha küçük bir değer seçilmelidir. Bunun yanında, algoritmanın çözünürlüğü gridler arasındaki boşluklarla değil, daha önce tanımlanan matris ters çözümündeki parametrelerle kontrol edilmektedir. Daha önce tanımlanmış konumlarda düzlemler üzerine yerleşmiş olan düğüm düzlemleri, ters çözüm sonuçlarını olumsuz yönde etkilemektedirler. Bu etkiyi azaltmak amacıyla, ters çözüm işlemini grid sisteminin dört farklı konumu için yapılmaktadır (0°, 45°, 90°, 135°).

Adım 6: Bu aşamada, üçüncü adımdan sonra hesaplanan ışın bükme yöntemine göre ışın yolları boyunca matris hesaplaması yapılmaktadır. Her bir düğüm düzlemindeki hız değişiminin her bir ışının seyahat zamanı üzerindeki etkisi $(\partial t / \partial V)$ sayısal olarak hesaplanmaktadır (Koulakov ve diğ. 2006). Bu matris, hız parametrelerine ilave olarak kaynak parametrelerine ait düzeltmeleri (dx, dy, dz ve dt) de bulundurmaktadır. Ters çözümü yapılan matris sisteminde veri vektörü, 4. adımda kaynak konumlarının hesaplanmasından sonra kalıntıları içermektedir. Sisteme özel bir yuvarlatma bloğu ilave edilerek bir düzenleme yapılır. Yuvarlatma katsayıları ve kaynak parametrelerinin ağırlıkları gibi kullanıcı tarafından tanımlanan parametreler, yapay testlerin değerlendirilmesi sonucunda tanımlanmalıdır.

Adım 7: Bu aşamada, 4. adımda hesaplanan matris kullanılarak, P ve S verileri için eşzamanlı matris ters çözüm işlemi yapılmaktadır. Doğrusal denklem sistemi aşağıdaki şekilde oluşturulmaktadır.

$$\left(\frac{\partial t_i}{\partial V_j^P} dV_j^P\right) + 0 + \left(W^{Srce} \frac{\partial t_i}{\partial \sigma_k} d\sigma_k\right) + \left(W^{St-P} d\tau_{st}^P\right) + 0 = dt_i^P \tag{3.1a}$$

$$0 + \left(\frac{\partial t_i}{\partial V_j^S} dV_j^S\right) + \left(W^{Srce} \frac{\partial t_i}{\partial \sigma_k} d\sigma_k\right) + 0 + \left(W^{St-S} d\tau_{st}^S\right) = dt_i^S \tag{3.1b}$$

$$\left[Sm - P\left(dV_m^P - dV_n^P\right)\right] + 0 + 0 + 0 + 0 = 0 \tag{3.1c}$$

$$0 + \left[Sm - S\left(dV_m^S - dV_n^S\right)\right] + 0 + 0 + 0 = 0 \tag{3.1d}$$

$$\left(Re - P\ dV_j^P\right) + 0 + 0 + 0 + 0 = 0 \tag{3.1e}$$

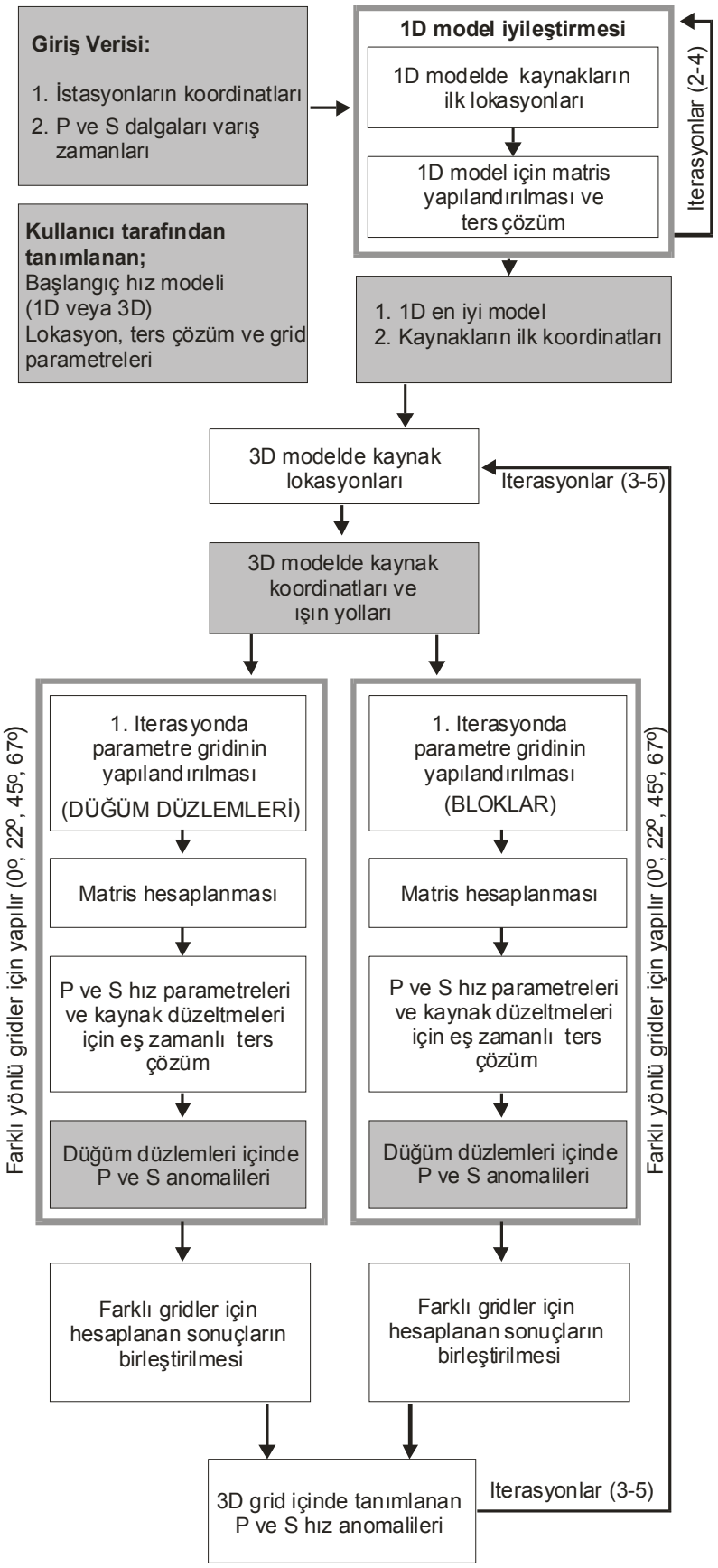
$$0 + \left(Re - S\ dV_j^S\right) + 0 + 0 + 0 = 0 \tag{3.1f}$$

Burada, her bir eşitlik, bilinmeyen parametreler ile ilişkili beş grup terim bulundurmaktadır. Birinci ve ikinci grup terimler P ve S hız anomalileri ile ilişkili terimlerdir (dV^P, dV^S). Üçüncü terim, kaynak koordinatları ve oluş zamanına dayanan kaynak parametrelerinin düzeltilmesine ilişkin terimdir (σ). W^{srce}, kaynak parametrelerini kontrol eden ağırlık değerini ifade etmektedir. Dördüncü ve beşinci terimler, P ve S istasyon düzeltmeleriyle ilişkili terimlerdir ($d\tau_{st}^P$ ve $d\tau_{st}^S$). W^{St-P} ve W^{St-S} ile tanımlanan değerler, P ve S istasyon düzeltmelerini temsil etmektedir. (1a) ve (1b) bağıntıları temel bağıntılardır ve gözlenen kalıntılara (dt^P ve dt^S) eşittirler. Diğer bağıntılar, yuvarlatmayı ve hız modellerinin genliklerini kontrol eden bütünleyici bağıntılardır. (1c) ve (1d) bağıntılarının ters işaretli ve sıfırdan farklı, iki eleman içermektedir. Bu elemanlar, model içindeki komşu düğüm düzlemleriyle ilişkilidir (m ve n indisli). Bu blok ile ilişkili data vektörü sıfırdır.

Bu Sm_P ve Sm_S elemanlarının ağırlıklarını arttırmak, sonuçlar üzerinde düzleştirici bir etki yapmaktadır. Modelin genliğini kontrol eden blok (1e ve 1f bağıntıları), data vektöründeki sıfırları ve her bağıntılın sadece bir elemanı ile köşegen bir yapıya sahiptir. Re_P ve Re_S değerleri, genlikleri düzenleyici sabitlerdir.

Bu tanımlamaların ardından elde edilen bu seyrek matrisin ters çözümü LSQR algoritmasına göre yapılmaktadır (Paige ve Saunders, 1982; Van der Sluis ve Van der Vorst, 1987). LSQR algoritmasının detayları Bölüm 2.4.4'de verilmiştir.

Bu işlemler sonucunda elde edilen hız değişimleri ve geçerli referans hız modeli, 3. ve 6. adımları içeren bir sonraki yinelemede referans hız modeli olarak kullanılmaktadır. Burada tanımlanacak olan yineleme sayısı da yine yapay test sonuçlarına göre belirlenmelidir. Burada kısaca özetlenen LOTOS-07 algoritmasının akış şeması Şekil 3.1'de gösterilmiştir.



Şekil 3.1 LOTOS-07 algoritmasının akış şeması.

3.1 Bir-Boyutlu Hız Modelinin İyileştirilmesi

LOTOS-07 algoritması, üç-boyutlu tomografik ters çözüm işleminde kullanılabilecek bir-boyutlu hız modelinin değerlendirilmesine olanak sağlamaktadır. Önceki çalışmalarda (örneğin Koulakov ve diğ. 2007), parametreleri bilinmeyen kaynaklardan elde edilen veriler ile kesin (absolute) hız tanımlaması yapılmış ve durağan olmayan sonuçlar elde edilmiştir. Bunun nedeni çoğunlukla, hız dağılımı, oluş zamanı ve kaynak derinlikleri arasındaki kayıp-kazanç dengesizliğinden dolayı ortaya çıkmaktadır. Bunun yanında, bazı durumlarda, yanlış başlangıç modeli kullanmak sonuçlar üzerinde önemli hatalara neden olmaktadır. Bu şekilde, başlangıç hız modelinin tomografik ters çözüm sonuçları üzerindeki etkisini incelemek ve azaltmak amacıyla, bir-boyutlu hız değerlendirme algoritması geliştirilmiştir. Bu algoritma, diğer bazı çalışmalarda kullanılan benzer adımları içermektedir. Bunlardan bir tanesi, birçok araştırmacı tarafından kullanılan en çok bilinen bir-boyutlu hız değerlendirme algoritması olan VELEST algoritmasıdır (Kissling ve diğ. 1994). VELEST algoritmasında hesaplamalar deneme-yanılma yöntemine göre yapılmaktadır. Bu aşamada çok sayıda bir-boyutlu hız modelinin denenmesi gerektiğinden, hesaplamalar oldukça uzun zaman almaktadır. LOTOS-07 algoritmasında, referans modelinin belirlenmesinde yaşanan olumsuzluklar ortadan kaldırılmaya çalışılmıştır.

3.2 Referans Modeli ve Yayılım Zamanlarının Hesaplanması

Başlangıçtaki bir-boyutlu referans modeli küresel bir dağılım göstermektedir. İlk aşamada bir-boyutlu hız modeli kullanılarak P ve S dalgalarının yayılım zamanı tabloları kaynakların farklı derinlikleri için hesaplanmaktadır. Bu zaman tablosu, kaynaktan belirli bir episantır uzaklığında deniz seviyesindeki bir istasyon ile bazı derinliklerdeki kaynaklar arasındaki ışınların parametrelerinin hızlı bir şekilde hesaplanmasını sağlar. Bununla birlikte, Moho derinliğinin ve yüzey değişimlerinin güçlü olduğu bölgelerde yayılım zamanlarının hesaplanmasında bir-boyutlu modelin kullanılması, kaynak konumlarının belirlenmesinde önemli hatalara neden olur.

Bu nedenle, referans modelinde Moho derinliğini yaklaşık olarak belirtmek hataların azalmasına yardımcı olmaktadır. Moho derinliği ile ilgili herhangi bir bilginin olmadığı bölgeler için, küresel kabuk kalınlığı kullanılabilir (Mooney ve diğ. 1998).

Değişen Moho derinliği ve yüzey etkisi ile ilişkili küresel olmayan terimler yayılım zamanlarına eklenmektedir. Bu terimler, her kaynak-alıcı çifti ile uyumlu referans tablosu kullanılarak hesaplanmaktadır. Eğer bir kaynak Moho derinliğinin altında ise, düzeltme işlemi,

$$dt^{moho} = dh\left[\sqrt{\sigma_1^2 - p^2} - \sqrt{\sigma_2^2 - p^2}\right], \tag{3.2}$$

bağıntısıyla hesaplanmaktadır. Burada σ_1 ve σ_2, Mohonun altındaki ve üstündeki yavaşlık değeridir. p, ışın parametresi (yavaşlık vektörünün yatay bileşeni) ve dh, referans modelinde tanımlanan Moho derinliğidir.

Mohonun altında ilerleyen baş dalgaları için Moho derinliği değişimi ile ilgili düzeltme aşağıdaki formül ile hesaplanmaktadır:

$$dt^{moho} = (dh_1 + dh_2)\sqrt{\sigma_1^2 - \sigma_2^2}\,, \tag{3.3}$$

burada dh_1 ve dh_2, sırasıyla kaynak ve alıcı altında, giriş ve çıkış noktalarındaki kabuk kalınlığıdır.

Topoğrafya düzeltmesi,

$$d^{topo} = dh\sqrt{\sigma^2 - p^2} \tag{3.4}$$

bağıntısıyla hesaplanmaktadır. Burada σ, üst mantodaki yavaşlık parametresi ve dh ise, deniz seviyesine göre istasyon yüksekliğidir.

3.3 Kaynak Konumlarının Belirlenmesi

Kaynak konumları AF yaklaşımına dayanarak gerçekleştirilmektedir. Bu algoritmada kaynak konumlandırılması birkaç aşamada yapılmaktadır. İlk aşamada, değişen Moho derinliği ve topoğrafya için düzeltilen bir bir-boyutlu hız modeli ile kesin konumlar belirlenmektedir. İkinci aşamada, double difference metodu kullanılarak kaynakların göreceli konumlandırmaları yapılmaktadır. Üçüncü yeniden konumlandırma aşaması ise, tomografik ters çözüm sırasında Moho derinliği ve hız anomalilerinin tanımlanması ile eşzamanlı olarak yapılmaktadır. Bununla birlikte, kesin konumlar, ters çözüm algoritmasının en önemli noktalarından birisidir. Eğer kaynağın başlangıç noktası gerçek yerinden çok uzaktaysa, hız anomalileri ve kaynak parametrelerinin doğru çözümünün yapılabilmesi için daha fazla düzeltme yapılması gerekmektedir.

Kaynak konumlarındaki hataların en önemli nedenlerinden biri, giriş veri setindeki aykırı değerlerdir. Verilerde yüksek kalıntı değerlerine neden olan bu aykırı değerler, yanlış faz okumaları, operatör hataları ve kişisel ve kişisel olmayan diğer faktörler nedeniyle oluşabilirler. Bu değerlerin veri setinden çıkarılmaları gerekmektedir, aksi halde kaynakların gerçek yerlerinden olan sapmalar onlarca kilometreye ulaşabilir. Bir başka sorun da, depremlerin bilinmeyen oluş zamanından kaynaklanmaktadır. Sadece bir aykırı değerin veri setinden çıkarılması, tahmin edilen oluş zamanında ve diğer kalıntı değerlerinde ani bir değişime neden olabilir.

Kaynak konumlarında hatalara neden olan bir başka etken de doğru tanımlanmamış fazlardır. Örneğin, eğer gözlenen yayılım zamanı, Pn ve Pg referans zamanları arasındaysa, doğru fazın seçiminde hata yapılabilir. Bu durumda, kalıntı değeri ters işaretli olacaktır ve konum parametrelerinde ve dönüştürülmüş hızlar üzerinde etkisi açıkça görülecektir.

Eğer gerçek hız modeli başlangıçtaki bir-boyutlu dağılımdan çok farklı ve güçlü heterojenlikler içeriyorsa, bir-boyutlu hız modeli ile belirlenen kesin konumlar hatalı olarak belirlenecektir. Bu durumdan, ters çözüm işlemi olumsuz yönde etkilenmektedir.

Kesin kaynak konumlarının belirlenmesine yönelik bir algoritma bütün bu sorunları azaltmalı ya da yok etmelidir. Kaynak konumlarının olası yerlerini dört-boyutlu uzayda (koordinatlar ve orijin zamanı) sayısal olarak ortayakoyan AF, konumlandırma algoritmasında önemli bir rol oynar. AF'nun özel bir şeklini,

$$G = \sum_{i=1}^{N} A(\Delta t_i) B(d_i) / C_{PS} \tag{3.5}$$

bağıntısı ile gösterebiliriz (Koulakov ve Sobolev, 2006a). Burada,

$$A(\Delta t_i) = \begin{cases} 1, & |\Delta t_i| / C_{PS} < \tau_1 \\ (\Delta t_i - \tau_2)/(\tau_1 - \tau_2), & \tau_1 < |\Delta t_i| / C_{PS} < \tau_2 \\ 0, & |\Delta t_i| / C_{PS} > \tau_1 \end{cases} \tag{3.6}$$

$$B(d_i) = \begin{cases} 1/d_{min}, & d_i < d_{min} \\ 1/d_i, & d_i > d_{min} \end{cases} \tag{3.7}$$

$$C_{PS} = \begin{cases} 1, & P \text{ dalgası} \\ 1.7, & S \text{ dalgası} \end{cases} \tag{3.8}$$

bağıntılarıyla verilirler. Burada N, toplam deprem sayısı, A, kalıntılara bağlı bir terimdir ve kalıntıların daha önce belirlenen alt ve üst sınırları sırasıyla τ_1 ve τ_2 ile tanımlanır. Eğer kalıntı değeri τ_2'den daha büyük ise, bu aykırı değer olarak belirlenir ve hesaplamalara dahil edilmez. Eğer kalıntı değerleri, τ_1 ve τ_2 arasındaysa, çözümlerde kullanılırlar. τ_1 ve τ_2 değerleri, önceki çalışmalardan tahmin edilen hız anomalilerinden faydalanarak tanımlanabilir.

B terimi, zamana bağlı bir terimdir. Uzaktan gelen ışınlar, ışın yolları boyunca daha çok hız anomalisi bilgisi taşırlar, bunun sonucu olarak da daha büyük kalıntı değerlerine sahiptirler. Bu nedenle konumlandırma algoritmasında, yakından gelen ışınlara göre daha az ağırlık değerlerine sahip olmalıdırlar. d_{min}, tüm ışınların ağırlıklarının eşit olduğu, yakın bölgeyi tanımlamaktadır.

C, fazların ayrımı ile ilişkili bir terimdir. P dalgaları hız değişimlerinden S dalgalarına göre daha az etkilendiklerinden, S dalgalarına göre daha yüksek ağırlığa sahiptirler. Aynı zamanda, S dalgası kalıntıları, P dalgası kalıntılarına göre daha büyük değerlerdedir.

Konumlandırma işlemi için zaman kalıntıları P dalgaları için,

$$\Delta t_i = t_{obs}^{P} - t_{ref}^{P} - \Delta t_0 \tag{3.9}$$

bağıntısıyla hesaplanırken, S dalgaları için zaman kalıntıları,

$$\Delta t_i = \left(t_{obs}^{S} - t_{ref}^{S}\right)\left(t_{obs}^{P} - t_{ref}^{P}\right) \tag{3.10}$$

bağıntısıyla hesaplanmaktadır. Oluş zamanı Δt_0 düzeltmesi aşağıda verilen bağıntı kullanılarak hesaplanmaktadır:

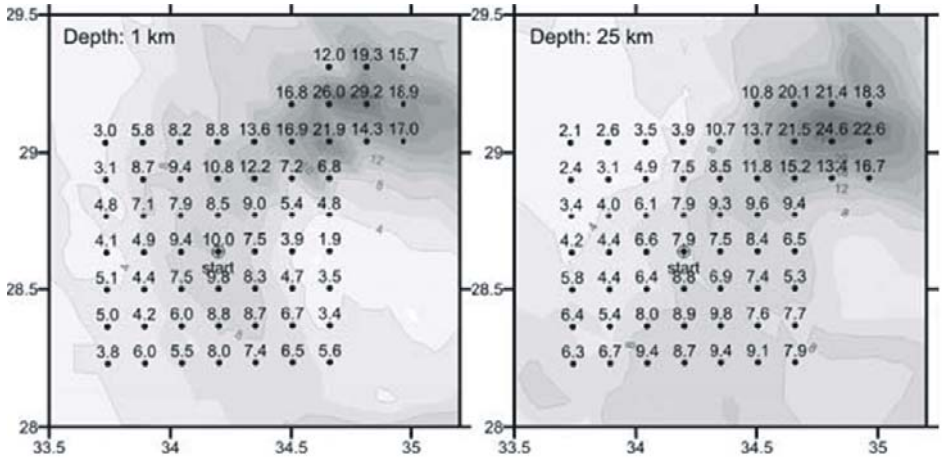
$$\sum_{i=1}^{N} B(d_i)\left(t_{obs}^{P} - t_{ref}^{P} - \Delta t_0\right) = 0. \tag{3.11}$$

Burada t_{obs}^{P}, gözlenen yayılma zamanı ve t_{ref}^{P}, referans tablosu kullanılarak hesaplanan ve Moho derinliği ve topoğrafyaya göre düzeltilen referans yayılma zamanıdır.

Bunlara ilave olarak her bir gözlem,

$$\left|t_{obs}^{P} - t_{ref}^{P} - \Delta t_0\right| < \tau_2 \tag{3.12}$$

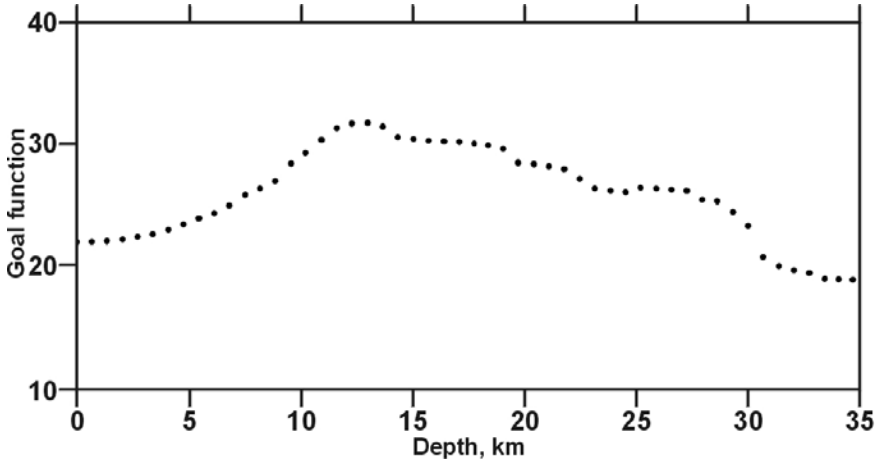
koşulunu sağlamalıdır. Bunun dışında kalan tüm gözlemler aykırı değer olarak tanımlanır ve ters çözüm işlemine dahil edilmez.



Şekil 3.2 İki derinlik seviyesi için hesaplanmış AF için örnek gösterim. Burada noktalar, konumlandırma işlemi sırasında AF'nun hesaplandığı yerleri, sayılar ise, AF'nun aldığı değerleri göstermektedir (Koulakov ve Sobolev, 2006a).

Hesaplamalar sonunda inceleme alanına ait gridler üzerinde AF değerleri elde edilir. Her bir derinlik seviyelerinde AF'nun maksimum olduğu yerlere kaynak konumları atanır.

AF'nun maksimum olduğu yerlerin belirlenmesi konusunda çeşitli yaklaşımlar ortaya koyulmuştur. Örneğin, azalan gradyent yöntemi, oldukça hızlı bir yakınsama sağlamaktadır. Ancak bu yöntem ile, doğru maksimum değer yerine, lokal olarak maksimum olan değer kaynak konumu olarak belirlenebilir. Bu nedenle, LOTOS algoritmasında, daha uzun süren ancak daha doğru sonuçlar ortaya koyan bir yaklaşım kullanılmıştır. Bu yaklaşımda öncelikle, bir derinlik seviyesi için AF'nun maksimum olduğu düğüm düzlemi belirlenir ve daha sonra bu noktadan yukarıya ve aşağıda doğru AF'nun maksimum olduğu derinlikler araştırılır. AF'nun maksimum olduğu derinliğe ulaşılan derinlikte, daha küçük bir grid aralığı kullanılarak işleme devam edilir.



Şekil 3.3 Kaynak derinliğine bağlı olarag AF'nun değişimine bir örnek (Koulakov ve Sobolev, 2006a).

Kaynak konumlarının belirlenmesinde, Hypo71, Hypocenter, Hypoinvers, Double-Difference gibi algoritmalar yaygın olarak kullanılmaktadır. LOTOS algoritmasında belirlenen kaynak konumları, double-difference algoritması ile iyileştirilmektedir. Bu nedenle, Bölüm 3.4'de double-difference algoritmasının temel teorisinden kısaca bahsedilmektedir.

3.4 Double – Difference Algoritması ile Kaynak Konumlarının İyileştirilmesi

Kaynakların göreceli konumları, Waldhauser ve Ellsworth (2000) tarafından tanımlanan double – difference yöntemi kullanılarak yapılmaktadır. Bu yöntem, bir istasyonda kaydedilen birbirine yakın uzaklıklarda konumlanmış iki kaynağın zaman kalıntılarının aynı olması esasına dayanmaktadır. Bu algoritma, olası tüm fark çiftlerini (double difference) araştırarak, koordinat ve oluş zamanı düzeltmelerinin en az olduğu değerleri aramaktadır. Ortak bir i gözlemine sahip (aynı istasyon ve P veya S fazı) ve daha önce tanımlanmış olan dS^{max} ile belirtilen uzaklıktan daha az uzaklıklarla ayrılmış kaynak çiftlerinin (örneğin, k ve m), tüm olasılıkları için doğrusal denklem,

$$\begin{aligned}&\left(P_x\right)_{ik} dx_k + \left(P_y\right)_{ik} dy_k + \left(P_z\right)_{ik} dz_k + dt_k^0 - \left(P_x\right)_{im} dx_m - \left(P_y\right)_{im} dy_m \\ &- \left(P_z\right)_{im} dz_m - dt_m^0 = dt_{ik}^{obs} - dt_{im}^{obs}\end{aligned} \tag{3.13}$$

şeklinde gösterilmektedir. Burada, P_x, P_y ve P_z, kaynak noktasındaki ışına ait yavaşlık parametresinin bileşenleridir. Sonuç olarak, kolon sayısı, kaynak sayısının dört katına eşit olan bir doğrusal denklem sistemi elde edilir. Bu sistemin her satırı, sıfırdan farklı sekiz tane elemana sahiptir. Örneğin kaynak sayısının 2000 olduğu bir durumda, 1000000 adet denklem elde edilecektir. Bu doğrusal denklem sistemi, LSQR yöntemi ile çözülebilir (van der Sluis ve van der Vorst, 1987). Ters çözüm sonunda, kaynak parametreleri güncellenerek işlem tekrar edilir.

3.5 Grid Parametrelerinin Belirlenmesi

Moho değişimi ve hız alanlarının parametrelerinin belirlenmesi, LOTOS-06 algoritmasında, Koulakov (1998) ve Koulakov ve diğ. (2002), Koulakov ve diğ. (2006a,b) çalışmalarında tanımlandığı gibi, düğüm düzlemlerinin parametrelendirilmesi esasına dayanır. LOTOS-07 algoritmasında ise, hız pertürbasyonlarının parametrelendirilmesinde bir seçenek daha ortaya konulmuştur. Birinci yöntem, çalışma alanına yerleştirilmiş düğüm düzlemleri (nodes) ile parametrelendirmesi. Düğüm düzlemleri harita düzlemine düzgün olarak dağılmış düşey çizgilere dayanmaktadır. Düğüm düzlemleri, herbir düşey çizgide ışın yoğunluğuna göre yerleştirilirler. Işının olmadığı durumda, düğüm düzlemi bulunmamaktadır. Düğüm düzlemleri arasındaki uzaklık ile ışın yoğunluğu birbiri ile ters orantılıdır. Bir başka deyişle, ışın yoğunluğunun yüksek olduğu bölgelerde düğüm düzlemleri arasındaki boşluk daha küçük olarak seçilmektedir. Bununla birlikte, düğüm düzlemlerinin fazla yoğun olması durumunu önlemek için, düğüm düzlemleri arasındaki boşluk tanımlanmalıdır (örneğin 5km). Düğüm düzlemleri arasında hız dağılımı yaklaşık olarak doğrusaldır.

LOTOS algoritmasında ikinci parametrelendirme yöntemi, üçgen hücreler ile parametrelendirmedir. Bu hücreler, ışın yoğunluğuna bağlı olarak değişen büyüklüklerde, çalışma alanını paralelepipedlere bölerek kartezyen koordinatlara göre yerleştirilirler. Eğer ışın yoğunluğu düşük ise, hücrelerin büyüklüğü daha büyük olacaktır. Pratik olarak hücrelerin yerleştirilmesi, x, y ve z doğrultuları boyunca birbiri ardına paralelepidedler ile bölünmesi esasına dayanır. İşlem başlangıç çalışma alanından başlar ve hücrelerin büyüklüklerinin daha önce tanımlanmış olan değerden

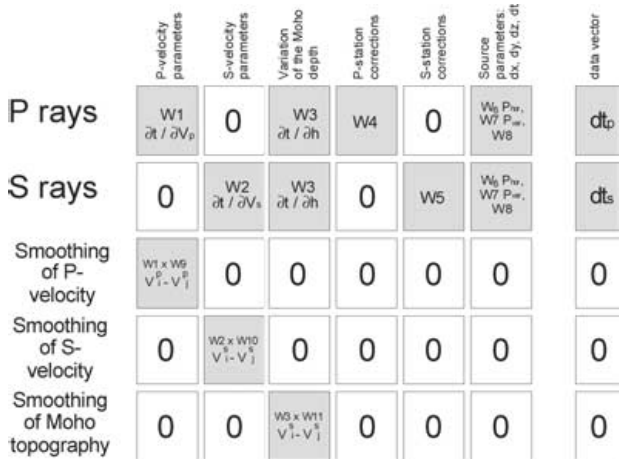
daha küçük olduğu duruma kadar devam eder. Her iterasyonda hücrelerin bölünmesi, sadece geçerli blok içindeki ışınların uzunluklarının daha önce belirlenen değerden daha büyük olduğu durumda gerçekleşmektedir. Her bir bloktaki yeniden elde edilen hız anomalisi sabit olarak farz edilmektedir. Buna benzer bir yaklaşım bazı bölgesel (Van der Hilst, Engdahl, 1991) ve küresel (Bijwaard ve diğ. 1998) çalışmalarda kullanılmıştır.

Bu yöntem kullanılarak oluşturulan parametre gridinin konumu, ters çözüm sonucunu etkilemektedir. Sonuçlar üzerinden düğüm düzlemi/hücre dağılımının etkisini azaltmak için, ters çözüm işlemi, grid sisteminin bazı temel yönlerde döndürülmesiyle yapılmaktadır (örneğin, 0° 22°, 45° ve 67°).

Bazı durumlarda, düğüm düzlemlerinin/hücrelerin toplam sayısı, ışın sayısından daha fazla olabilmektedir ve bu durum, ters çözüm işlemi için herhangi bir engel oluşturmamaktadır. Çünkü, LOTOS algoritmasında, düğüm düzlemler/hücrelerinin parametrelendirilmesi bağımsız değildir, bir yuvarlatma bloğu boyunca birbirleri ile bağlantılıdır. Eğer parametrelendirme aralıkları beklenen anomalilerden çok küçük ise, ters çözüm sonuçları düğüm düzlemleri/hücrelerin dağılımından neredeyse tamamen bağımsızdır. Bu durumda, LOTOS algoritmasındaki parametrelendirme hemen hemen sürekli olarak adlandırılmaktadır. Gridlerin parametrelendirilmesi sadece ilk iterasyon için tanımlanmaktadır, diğer iterasyonlarda algoritma aynı düğüm düzlemi/hücre dağılımını kullanmaktadır.

3.6 Matris Oluşturulması ve Ters Çözümü

Şekil 3.4'de ters çözüm matrisinin genel yapısı görülmektedir. Matrisin kolonları, üç-boyutlu P ve S hız modelleri (M^{Vgp}, M^{Vgs}), Moho derinliğinin iki-boyutlu değişimleri (M^{dh}), kaynağın yeniden konumlandırılması için gerekli parametreleri (M^{srce}) (her kaynak için dört parametre) ve P ve S istasyon düzeltmesi (M^{Stp}, M^{Sts}) bilgilerini içermektedir.



Şekil 3.4 Parametrelerin ters çözümü için oluşturulan matrisin genel yapısı (Koulakov ve Sobolev, 2006a)

Matris elemanları, double–difference algoritması uygulandıktan sonra ışın izleme yöntemine dayanarak hesaplanan P ve S hız bölgeleri ile ilişkilidir. Matrisin elemanları,

$$M_{ij}^{Vgp(s)} = -\frac{1}{\Delta V_j^{p(s)}} \int_{\gamma_i} \frac{\Delta U_j(s)}{V_0^2(s)}\, ds \tag{3.14}$$

bağıntısıyla hesaplanmaktadır (Koulakov, 2006a). Burada i, ışın sayısı (matrisin satırları); j, ters çözümü yapılan parametre sayısı (matrisin colonları); γ_i, ışın yolu; $\Delta V_j^{p(s)}$, j. düğüm düzlemindeki birim hız değişimi; $\Delta U_j(s)$, j. düğüm düzlemindeki hız değişimi nedeniyle ışının üzerindeki bir noktada meydana gelen hız değişimi; $V_0^2(s)$, ilgilenilen noktadaki referans hız modelidir.

Eğer kaynak Moho'nun altında ise, Moho'daki derinlik değişimleri ile ilişkili M_{ij}^{dh} elemanı,

$$M_{ij}^{dh} = dh_{ij}\left[\sqrt{\sigma_1^2 - p^2} - \sqrt{\sigma_2^2 - p^2}\right] \tag{3.15}$$

bağıntısı ile gösterilmektedir. Pn ve Sn dalgaları için,

$$M_{ij}^{dh} = \left(dh_{ij}^{1} - dh_{ij}^{2}\right)\sqrt{(\sigma_1^2 - \sigma_2^2} \qquad (3.16)$$

bağıntısı kullanılmaktadır. Burada dh_{ij}, j. düğüm düzlemindeki i. ışının başlangıç başlangıç ve bitiş noktalarındaki Moho derinliği değişimini göstermektedir.

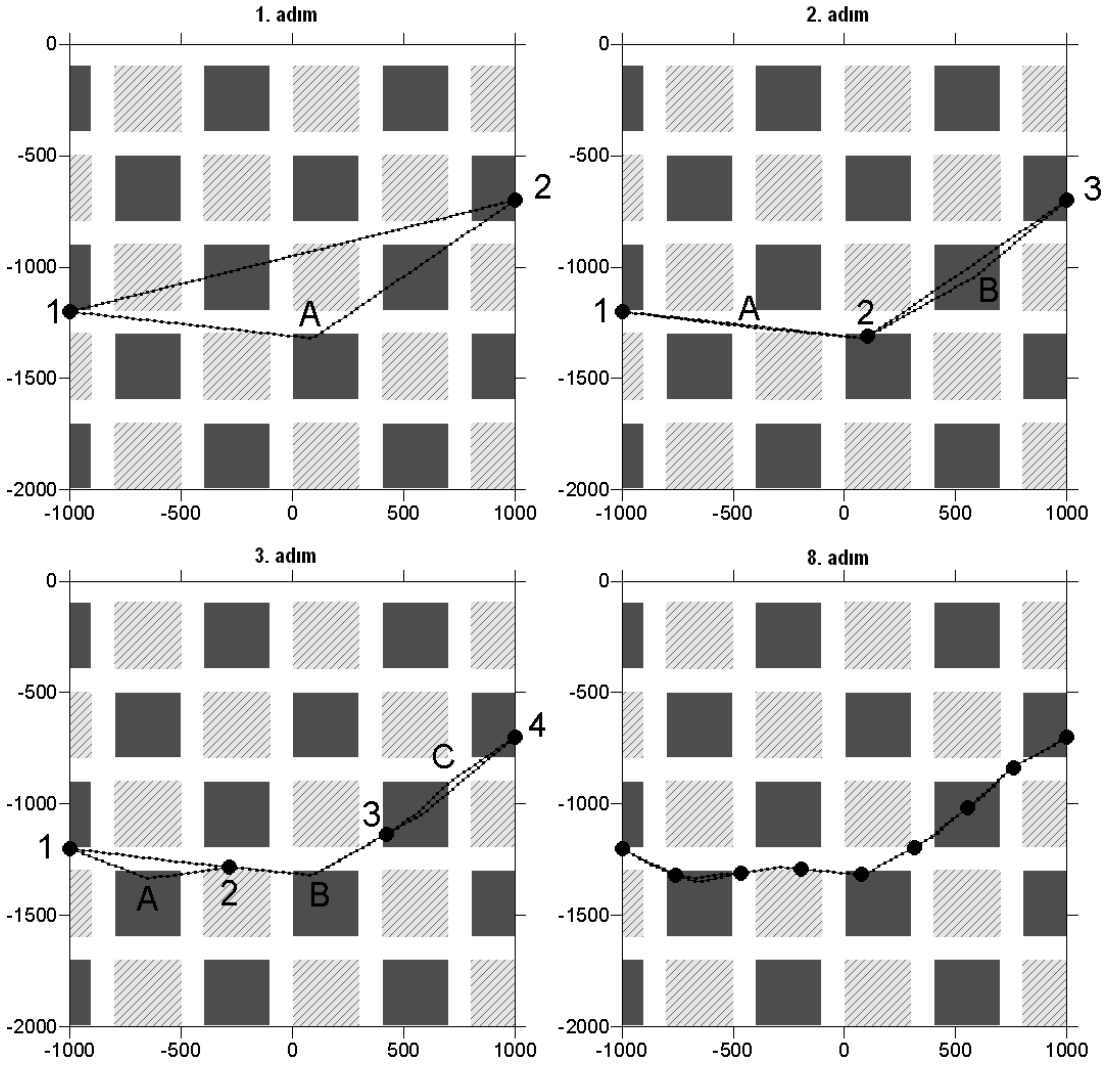
Kaynak düzeltmeleri ile ilişkili eleman M_{ij}^{srce}, dört terim içermektedir. İlk üç terim, bir kaynağın yerdeğiştirmesini tanımlar ve yavaşlık vektörünün elemanlarına eşittir. Orijin zamanı düzeltmesini kontrol eden dördüncü terim ise, bire eşittir. Aynı zamanda, istasyon düzeltmesi terimleri, M^{Stp} ve M^{Sts} de bire eşittir.

Matrise ilave edilecek bir blok, elde edilen 2B ve 3B alanların yumuşatılmasında (smoothing) kullanılmaktadır. Bu bloğun her bir satırı, komşu düşüm düzlemlerindeki parametrelere karşılık gelecek şekilde, sıfırdan farklı iki tane eleman içerir. Bu bloğun, veri vektörüne karşılık gelen kısmı, sıfır olarak kabul edilir.

3.7 Üç-Boyutlu Modelde Işın İzleme Algoritması

LOTOS algoritmasının özelliklerinden birisi de, Fermat prensibine dayanan ışın izleme yöntemini kullanmasıdır. Bu algoritmanın benzer bir yaklaşımı olan ve "bending tracing" olarak adlandırılan ışın izleme yöntemi farklı algoritmalarda da kullanılmıştır (Um ve Thurber 1987). Bu çalışmada kullanılan, değiştirilmiş algoritmanın temel prensibi Şekil 3.5'de gösterilmiştir. Bu gösterimde abartılmış hız kontrastlarının olduğu bir model kullanılmıştır. Düşey doğrultuda hız, 0-2km arasında, 2.5km/s'den 9km/s'ye çıkmaktadır. Dama tahtası anomelilerinin genlikleri %±30 olarak verilmiştir. Minimum seyahat zamanlı ışın yollarının araştırılması birkaç adımda yapılmaktadır. Başlangıçta ışın yolunun doğrusal olduğu kabul edilmektedir. Birinci adımda, ışının sınırları 1 ve 2 noktalarındadır ve A noktası, ışının orta noktasındaki bükülme noktasıdır. Işın yolundaki bozulma, ışın yoluna dik ve ışın düzleminde ve ışın düzlemini kesen olmak üzere iki doğrultuda yapılır. Yeni ışın yolunun ilk konuma göre kayma miktarı, A noktasından yapının sonuna kadar olan mesafeyle doğru orantılıdır. İkinci adımda, üç nokta belirlenmiştir (1, 2, ve 3 noktaları) ve ışın yolundaki bozulma iki kısımda meydana gelmektedir (A ve B

noktaları). Üçüncü adımda, 4 nokta belirlenmiştir ve ışın yolu üç kısımda bozulmuştur (1, 2, 3 ve 4 noktaları). Şekil 3.5' de sekizinci adım sonundaki ışın yolu gösterilmektedir. Buradan anlaşıldığı gibi, ışın yüksek hızlı anomalilerde seyahat etme eğilimi gösterirken, düşük hız anomalilerinden uzaklaşmaktadır. Burada model, iki-boyutlu olarak gösterilmiş olsa da, algoritma üç-boyutlu olarak tasarlanmıştır.



Şekil 3.5 Işın eğme algoritmasının temel prensibi.

Şekil 3.5'de ışın geometrisi, abartılmış hız kontrastlarının olduğu bir model üzerinde gösterilmiştir. Bir-boyutlu hız 2km derinlikte 2.5km/s' den 9km/s'ye kadar değişmektedir. Açık renk ile taranmış bölgeler -%30'luk negatif anomaliyi gösterirken, koyu gri renkli bölgeler %30'luk pozitif anomaliyi göstermektedir.

3.8 Vp Ters Çözümü ve Vp/Vs Oranı

Vp/Vs oranı ve Poisson sabiti, kayaçların petrofiziksel durumlarının incelenmesindeki en önemli parametrelerdir. Vp ve Vs, birbirinden bağımsız olarak elde edildiğinde, pertürbasyonları, belirlenmesi oldukça belirsiz olan iyileştirme parametrelerinden önemli ölçüde etkilenmektedirler. Bu nedenle, Vp ve Vs değerlerinin basitçe birbirlerine bölünmesi doğru bir Vp/Vs oranı belirlenmesi için yeterli değildir. Daha doğru bir Vp/Vs oranı belirleyebilmek amacıyla, LOTOS algoritması, Vp ve Vs için ters çözüm yapmakta ve Vp/Vs oranını belirlemektedir. Bunun için geliştirilen algoritmanın temel özelliği, matris elemanlarının P ve S ışın yolları boyunca hesaplanmasıdır. Bu algoritmada, daha önce Vp ve Vs ters çözümlerinde anlatıldığı gibi, düğüm düzlemi paramlerinin tanımlanmasına yönelik çözüm yapılmaktadır. Vp ve X için (X=Vp/Vs) gridler sırasıyla, P ve S ışınlarının yoğunluklarına göre oluşturulmaktadır. Vp, X ve kaynak parametresi (h)'ın değişimleri, aşağıdaki bağıntılar ile tanımlanmaktadır.

$$A_{ik} dv_k^p + E dh = dt_i^p \tag{3.17}$$

$$B_{ik} dv_k^p + C dX_m + F dh = dt_i^{dif} \tag{3.18}$$

(3.1a) – (3.1f) bağıntıları Vp ve Vs ters çözümleri için aynıdır. Burada,

$$A_{ik} = \int_{\gamma_i^p} \frac{\partial t_i^p}{\partial V_k^p}(\gamma) d\gamma_i^p \tag{3.19}$$

dir. A_{ik} birinci türev matrisinin bir elemanıdır ve k. düğüm düzlemindeki hız değişiminin, i. ışının seyahat zamanındaki etkisini yansıtır. Odak parametresi düzeltmesi dh (dx, dy, dz, dt), matris elemanları $E(p_x^p, p_y^p, p_z^p, 1)$ (kaynak noktasındaki P ışını yavaşlık vektörünün elemanları) ile ilişkilidir.

(3.18) numaralı bağıntıda, diferansiyel kalıntı ile temsil edilen data vekörü, bir istasyonda kaydedilen P ve S ışınları ile ilişkilidir ve

$$dt_i^{dif} = dt_i^s - dt_i^p \tag{3.20}$$

şeklinde gösterilir. (3.18) bağıntısında,

$$B_{ik} = \frac{1}{X_k} \int_{\gamma_i^s} \frac{\partial t_i^s}{\partial V_k^s}(\gamma)\, d\gamma_i^s - \int_{\gamma_i^s} \frac{\partial t_i^p}{\partial V_k^p}(\gamma)\, d\gamma_i^p \tag{3.21}$$

olarak tanımlanmaktadır. $\frac{\partial t_i^s}{\partial V_k^s}$ ve $\frac{\partial t_i^p}{\partial V_k^p}$ türevleri, P model gridindeki düğüm düzlemleri için P ve S ışınları boyunca hesaplanmaktadır. X_k, P model gridinin k. düğüm düzlemindeki Vp/Vs oranının referans değeridir. (3.19) eşitliğindeki C_{ik},

$$C_{ik} = -\frac{V_m^s}{X_m} \int_{\gamma_i^s} \frac{\partial t_i^s}{\partial V_m^s}(\gamma)\, d\gamma_i^s \tag{3.22}$$

bağıntısıyla hesaplanmaktadır. $\frac{\partial t_i^s}{\partial V_m^s}$ türev değeri, S model gridindeki düğüm düzlemleri için S ışını boyunca hesaplanmaktadır. X_m ve V_m^s, S model gridinin m. düğüm düzlemindeki Vp/Vs oranının referans değerleridir. (3.19) bağıntısındaki odak parametresi düzeltmesi dh(dx,dy,dz,dt), matris elemanları $F\left(p_x^s - p_x^p,\, p_y^s - p_y^p,\, p_z^s - p_z^p,\, 0\right)$ ile ilişkilidir.

Ters çözüm sonrasında, Vp/Vs dağılımı Vs modeline dönüştürülür ve kaynakların yeniden konumlandırılması (tomografik ters çözüm) bölümünde anlatıldığı şekilde yapılmaktadır (Koulakov ve diğ. 2006).

3.9 Yapay Analiz İşlemleri

Tomografik ters çözümde en önemli sorunlardan bir tanesi, serbest parametrelerin (yuvarlatma ve genlik katsayıları, kaynak ve istasyon düzeltmelerinin ağırlıkları, grid parametreleri, iterasyon sayısı vb.) doğru tanımlanmasıdır. Tomografi çalışmalarında en iyi parametrelerin belirlenmesinde araştırmacılar, çözümlerin genlikleri, kalıntıların RMS'leri ve iyileştirme katsayıları arasındaki ilişkileri araştırmaktadır. Tomografik ters çözüm için en uygun parametrelerin seçiminde kullanılan yöntemlerden biri karşılaştırma eğrilerinin (trade-off curves) kıllanılmasıdır. Bu eğrilere göre görsel bir analiz yapılarak, en iyi çözüm, eğrinin maksimum olduğu nokta olarak verilmektedir. Ancak, bu yöntemde, kişilerden kaynaklanabilecek farklılıkların hatalı sonuçlara neden olma olasılığı oldukça yüksektir. Ayrıca, karşılaştırma eğrilerinde sadece birinci yineleme sonuçları ile karşılaştırma yapılabilmektedir. Seçilen parametreler ile, karşılaştırma eğrileri arasında çok iyi bir uyum olsa bile, bu sadece ilk yineleme sonuçları için elde edilmiş bir sonuç olacaktır. Eğer birkaç yineleme sonucunda elde edilen sonuçlar bu eğriler ile karşılaştırılsa bu yaklaşım doğru olmayacaktır. Bununla birlikte, bu tür çalışmaların, birçok parametreden (veri kalitesi ve yeterliliği, gözlemin yapıldığı sistemlerin yeterliliği vb.) etkilenmeleri çok doğaldır ve bu etkileri elimine etmenin çok daha etkili çözüm yollarının olması beklenmektedir.

LOTOS algoritmasında seçilen parametrelerin doğruluklarını sorgulamak amacıyla yapay modellerden faydalanılmaktadır. Bu şekilde aynı zamanda yerküre üzerinde görülen gerçek sismik anomali genliklerinin daha doğru olarak tahmin edilmesi mümkün olmaktadır.

Bir yapay test uygulamasında her ne kadar iyi sonuçlar elde edilmiş olsa da, aşağıdaki konuların sorgulanması gerekir:

Anomalilerin gerçek genliklerinin yeterince doğru tanımlanıp tanımlanmadığı incelenmelidir. Bu sorgulama, hız değişimlerinin genlikleri ve yumuşatmaları arasında bir tercih yapabilmek için önemli bir ölçüttür. Bununla birlikte, kabukta gözlenen anomalilerin, mantonun üst kısımlarından derine doğru devam eden güçlü

anomalilerin (sediman birikimi veya volkanik bir malzeme) etkisiyle mi gözlendiği tartışılmalıdır. Buna benzer şekilde, manto sınırında gözlenen anomaliler, derinlere doğru yayılım gösteren kabuksal anomalilerin bir sonucu olup olmadıkları da sorgulanmalıdır.

LOTOS algoritması, damatahtası testiyle (checkerboard test) düşey ve yatay yöndeki anomalilerin tanımlanmasının yanısıra yine düşey ve yatay yönlerde tanımlanan rasgele modellerin belirlenmesine olanak sağlamaktadır. Bu algoritmada yapay testler için yayılım zamanları, kaynak ve alıcı arasında üç-boyutlu ışın izleme yöntemi kullanılarak hesaplanmaktadır. Hesaplanan bu zamanlar, bir gürültü fonksiyonu eklenerek bozulmaktadır. Bundan sonra bu zamanlar, kesin kaynak konumlarının belirlenmesini içeren Adım 1'den itibaren devam eden ters çözüm işlemine giriş verisi olarak kullanılmaktadır. Tomografik ters çözüm işleminde olduğu gibi bu aşamada da kaynak konumlarının araştırılması işlemi, minimum yayılım zamanına sahip istasyonun konumundan başlamaktadır. Yapay testler için yayılım zamanı kalıntıları,

$$T^{obs} = T^{ref} + \int_{\gamma} \overline{\Delta\sigma}(ds) + \varepsilon \qquad (3.23)$$

bağıntısı ile ifade edilebilir. Burada γ ışın yolu, $\overline{\Delta\sigma}$ yapay modele göre olan yavaşlık farklılığı, ε gerçek veride tahmin edilen gürültü değeri olarak tanımlanmaktadır.

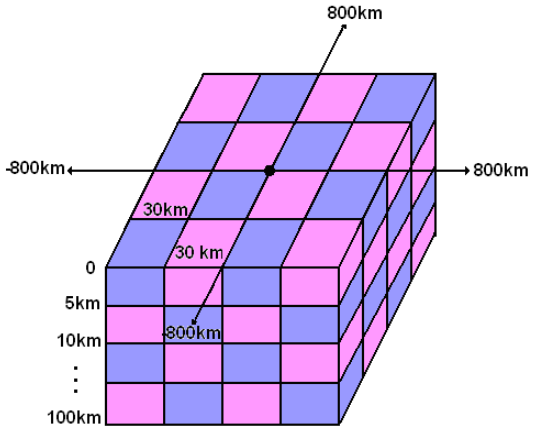
Yapay testin uygulanması için gerekli dosyalar, tomografik ters çözüm işleminde kullanılan dosyalar ile hemen hemen aynı dosyalardır. Ters çözüm için kullanılan parametre dosyalarına ilave olarak, "anomali" ve "gürültü" dosyalarının ilave edilmesi yeterli olacaktır. "anomali" dosyası, kullanılacak yapay modelin tanımlandığı dosyadır. Daha açık bir ifadeyle, algoritmasının, uygulanmasına olanak sağladığı yapay testlerden hangisinin uygulanacağı ve bununla ilgili parametreler burada tanımlanmaktadır. "gürültü" dosyasında ise, verilere ilave edilecek gürültünün çeşidi ve genliği tanımlanmaktadır.

Gelişigüzel gürültünün sonuçlar üzerindeki etkisi, bağımsız veri setlerine uygulanan bağımsız ters çözüm yapılması ile sağlanabilir. LOTOS algoritması bu işlemi isteğe bağlı olarak, veri setindeki tek ve çift numaralı olaylar için ayrı ayrı gerçekleştirmektedir.

3.9.1 Damatahtası analizi

Çalışma alanının farklı bölgelerinde modelin yatay çözünürlüğünü değerlendirmek amacıyla damatahtası testi kullanılmaktadır. Giriş modeli, sonsuz derinlikte tanımlanabildiği gibi, belirli derinlik seviyeleri için de tanımlanabilmektedir. Böylece modelin düşey çözünürlüğü ile ilgili bilgi sahibi olunabilmektedir. Düşey ve yatay yönde damatahtası analizinin uygulanması için, negatif ve pozitif anomaliler içeren bir giriş modeli tanımlanmaktadır ve verilere bu model uygulandığında elde edilen çıkış ile girişte tanımlanan model arasındaki uyum RMS değerleri dikkate alınarak incelenir.

Damatahtası testi uygulanması için yine tomografik ters çözüm işleminde olduğu gibi inceleme alanı gridlere bölünmektedir. Bu grid dağılımının basit bir gösterimi Şekil 3.6'da verilmiştir. Burada, inceleme alanının sınırları, merkez olarak kabul edilen bir noktadan itibaren doğu, batı, kuzey ve güney yönlerinde, 800km uzaklaşılmasıyla elde edilen bölge olarak tanımlanmıştır. Bu alan daha sonra, 30x30km genişliğindeki gridlere bölünmüştür. Düşey yönde ise, 5km'lik sabit derinlik kesitleri tanımlanmıştır. Hız anomalilerinin genlikleri ±%7 olarak tanımlanmıştır. Basit olarak tanımlanan bu grid yapısındaki parametreler, inceleme alanının büyüklüğüne, istasyon ve ışın yoğunluğuna, hız anomalilerinin genliklerine göre belirlenmesi gereken parametrelerdir. Bu nedenle, her çalışma için parametreler değiştirilerek, çözümler üzerindeki etkilerinin sınanması gerekmektedir.



Şekil 3.6 Damatahtası testi için kullanılan grid sisteminin temsili gösterimi (kırmızı bölgeler -7% ve mavi bölgeler +7% hız anomalilerini temsil etmektedir)

3.9.2 Gerçek yapıların araştırılması için yapılan analizler

Damatahtası testinde tanımlanan işlemler, diğer yapay analizlerin tanımlanmasında ve uygulanmasında da kullanılmaktadır. Bu testler, sonuç modelleri üzerindeki farklı yapıların gerçekliğini ortaya koymak amacıyla yapılmaktadır. Bu şekilde yapılan testler ile, sığ anomalilerin etkileri ve üst mantodaki anomalilerin güvenilirliğinin analizi yapılabilmektedir. Ters çözüm sonucu elde edilen, herhangi bir derinlikte gözlenen bir anomalinin yatay ve düşey yöndeki çözümlerdeki etkisi sorgulanabilmektedir.

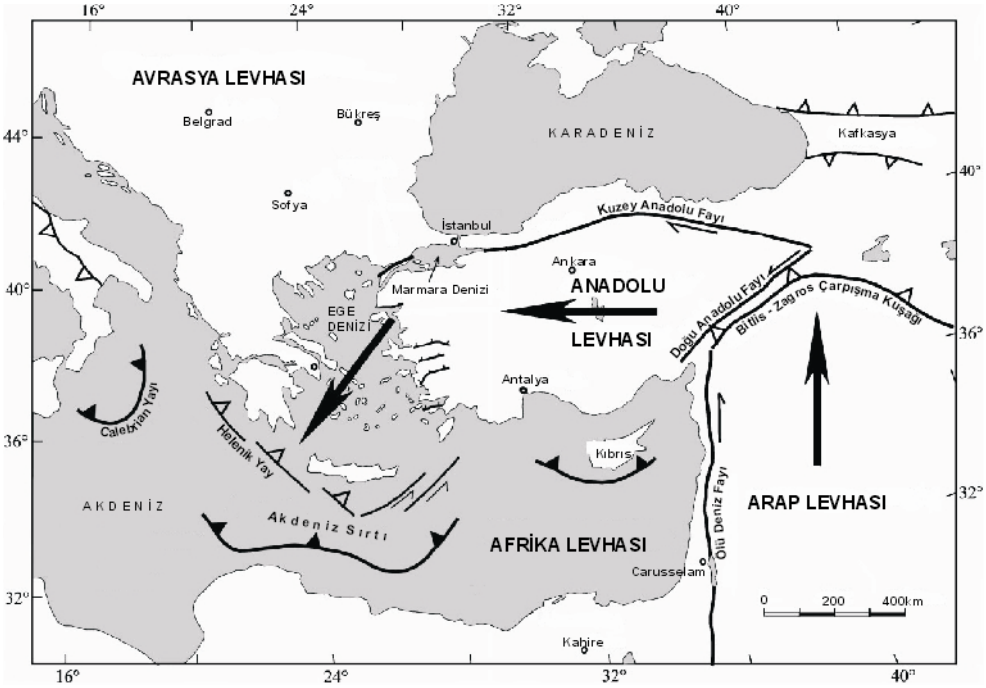
Seçilen parametrelerin ve algoritmanın, kabuk, üst manto ve Moho topoğrafyasındaki gelişigüzel anomalilerin diğer anomalilerden ayrımının yapılabilmesindeki gücünü sınamak amacıyla hayali şekiller kullanılabilmektedir. Bu testin sonucunda elde edilen şekillerin, en azından çözünürlüğün yüksek olduğu bölgelerde, başlangıçta kullanılan şekil ile uyumlu olması beklenmektedir. Bu testlerin uygulanmasına yönelik ayrıntılı bilgi sonraki bölümde ele alınacaktır.

4 BÖLGENİN TEKTONİK KONUMU

4.1 Marmara Bölgesi'nin Tektonik Yapısı

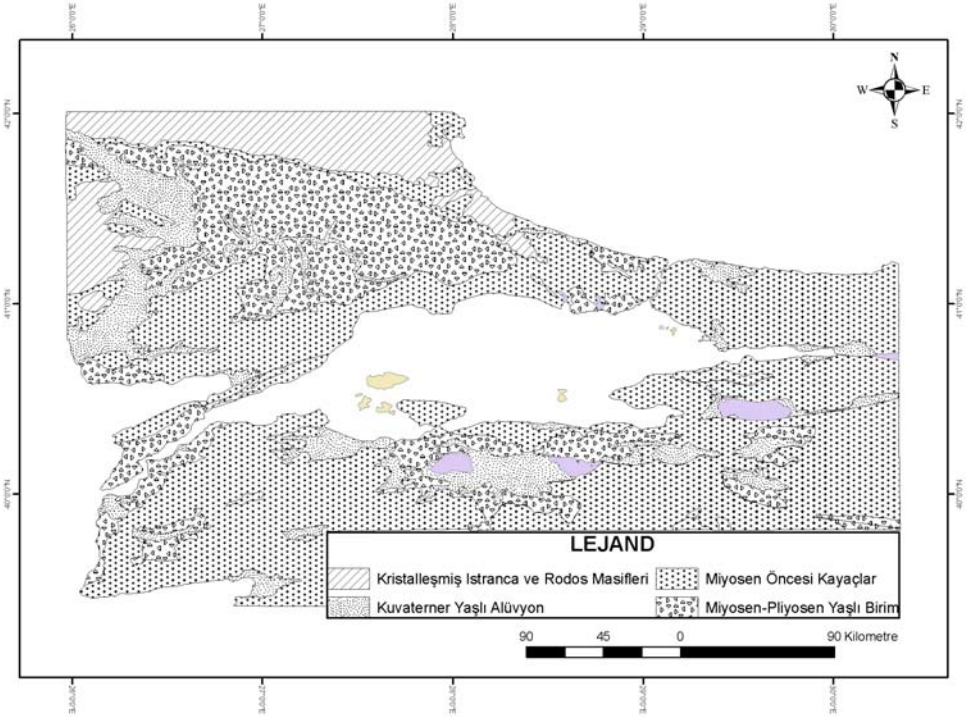
Anadolu levhası, Alp-Himalaya sismik kuşağı üzerinde, Arap ve Afrika levhalarının Avrasya ile çarpışma bölgesinde yer almaktadır (McKenzie, 1972). Bu çarpışmanın etkisiyle, Anadolu Levhası, batıya doğru hareket ederken, doğuda sıkışma rejimi, batıda açılma rejimi hakim olmaya başlamaktadır. Marmara Bölgesi, Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) tarafından kontrol edilen doğrultu atım rejimi ile batı Anadolu'da etkin olan kuzey-güney yönlü açılma rejimi arasında bir geçiş bölgesidir. Doğuda Karlıova'dan, batıda Mudurnu'ya kadar yaklaşık 900km'lik bir bölümde neredeyse tek bir fay izi davranışı gösterirken, Mudurnu'nun batısından itibaren üç kola ayrılarak Marmara Denizi içinde devam etmektedir (Dewey ve Şengör, 1979). Marmara Bölgesi'nin güney kısmı orta ve güney kollar ile temsil edilirken, kuzey kol kuzey kısmını kontrol etmektedir (Şekil 4.1).

Saros Körfezi'nin batısında, açılma rejimi etkin olur ve Ege Denizi'nin kuzeyinden Yunanistan'a kadar devam eder (Dewey ve Şengör, 1979; Lyberis, 1984; Barka, 1992; Yaltırak ve Okay, 2000; Görür ve diğ. 1997; Tüysüz ve diğ. 1998; Okay ve diğ. 1999, 2000; Anastasia ve Lauvari, 2001). Türkiye'nin kuzey batısı, batı Anadolu ve Ege Denizi'ndeki kuzey-güney gerilme rejimi ile KAFZ etkisindeki doğu-batı doğrultulu yanal atımlı rejimin kesişmesi ile ortaya çıkan karmaşık bir tektonik yapı gösterir.



Şekil 4.1 Türkiye ve Doğu Akdeniz bölgesindeki hakim tektonik yapı (Dewey ve Şengör, 1979, Şengör ve Yılmaz, 1981'den derlenmiştir).

Marmara Denizi, Karadeniz ve Ege Denizi arasında, doğu-batı doğrultusunda yaklaşık 280km, kuzey-güney doğrultusunda ise yaklaşık 80km'lik bir basen üzerine konumlanmış bir iç deniz durumundadır. Yapısal olarak Marmara Denizi kuzey ve güney olmak üzere iki kısma ayrılır. Kuzey kısmı, KAFZ'nun kuzey kolun etkisindedir. Bu kol üzerinde, her birinin derinliği 1100m'den daha derin olan, Çınarcık baseni, Orta Marmara baseni ve Tekirdağ baseni bulunmaktadır (Barka 1997; Le Pichon ve diğ. 2000; Okay ve diğ. 1999, 2000; İmren ve diğ. 2001) (Şekil 4.2). Çınarcık baseni, İstanbul'un güneyinde kama şeklinde bir derin deniz yapısıdır. Doğu-batı doğrultusunda yaklaşık 50km uzunluğunda ve kuzey-güney doğrultusunda yaklaşık 20km genişliğinde ve 1250m derinliğindedir ve yaşları Pliyosen'den Kuvaterner'e kadar değişen çökeller ile dolmuştur. Çökel kalınlığı 3km'den daha fazladır (Okay ve diğ. 2000).



Şekil 4.2 Marmara bölgesindeki aktif tektonik yapı (Okay ve diğ. 2000'den derlenmiştir).

İstanbul'daki olası sismik risk nedeniyle Marmara Bölgesi'nde yapılan çalışmaların büyük çoğunluğu Marmara Denizi'nin kuzey kısmına yönelik olmuştur ve dolayısıyla Marmara Denizi'nin güney kısmında yapılan çalışmaların sayısı, kuzey kısmında yapılan çalışmalara göre oldukça azdır. Güney kısım üzerinde yapılan sığ sismik yansıma çalışmaları, özellikle Gemlik Körfezi civarında yaklaşık doğu-batı doğrultulu normal faylanmaların olduğunu ortaya koymuştur (Kurtuluş, 1985; Kurtuluş ve Canbay, 2006).

Kuzeybatı Türkiye'de etkin olan açılma ve doğrultu atım rejimlerinin yaşlarının bilinmesi Marmara denizindeki basenlerin gelişimlerinin ve mekanizmalarının anlaşılması bakımından önemli bir parametredir. Bu rejimlerin başlangıcı ve gelişimi ile ilgili farklı araştırmacılar tarafından farklı yorumlar ortaya koyulmuştur. Seyitoğlu ve Scott (1991) tarafından batı Anadolu'daki açılma rejiminin erken Miyosen döneminde başladığı ve halen devam ettiği öne sürülürken, Koçyiğit ve diğ, (1999) ve Bozkurt (2000, 2001, 2002) tarafından, batı Anadolu'daki açılma rejimi erken Miyosen döneminden beri aktif olduğu, ancak erken Pliyosen dönemindeki sıkışma dönemi ile yarıda kesildiği ortaya koyulmuştur. KAFZ'nun yaşı ile ilgili

ortak fikir ise, geç–Orta Pliyosen (post-middle Pliocene) dönemi olduğudur (Koçyiğit, 1991; Şaroğlu, 1988; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Bozkurt, 2000, 2001; Ünay ve diğ. 2001; Gürer ve diğ. 2003, 2006).

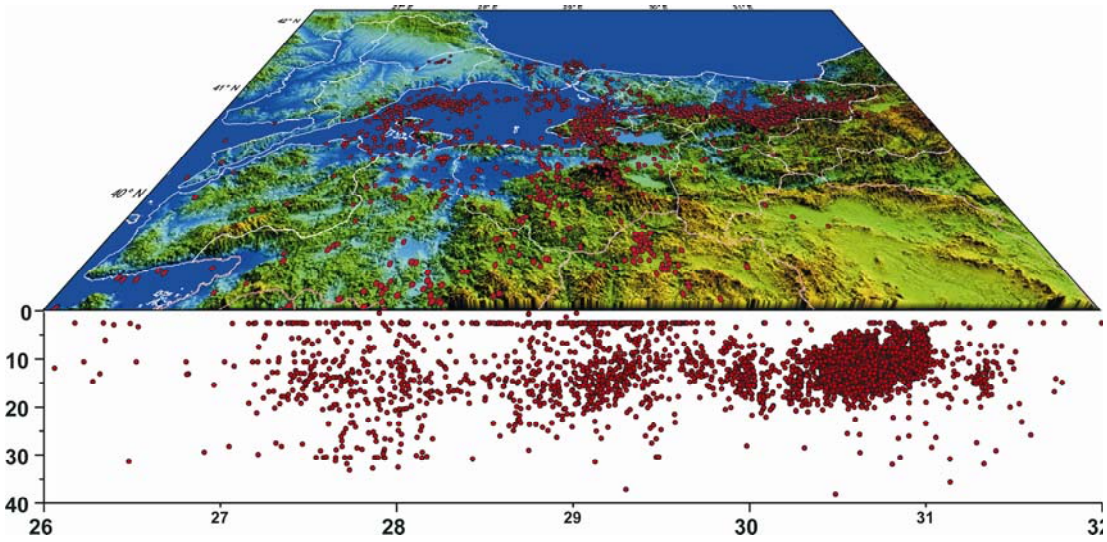
4.2 Marmara Bölgesi'nin Depremselliği

KAFZ, Marmara bölgesinin depremselliğini etkileyen en önemli ve aktif tektonik yapıdır ve konumu ve aktif depremselliği nedeniyle çok sayıda araştırmaya konu olmuş bir fay kuşağıdır. KAFZ, tarihsel ve aletsel dönemde, önemli ölçüde can ve mal kayıplarına neden olan yıkıcı depremler üretmiştir.

Bölgede meydana gelmiş ve tarihsel dönem kayıtlarına geçmiş yıkıcı depremlerden ilki 1509 İstanbul depremidir. "Küçük kıyamet" olarak da adlandırılan bu deprem, batıda Gelibolu'dan doğuda Çorum'a kadar geniş bir bölgede hissedilmiş ve 5000-13000 arasında can kaybının olduğu belirtilmiştir (Demirtaş R., 2000). 1719 yılında meydana gelen depremde, başta İzmit olmak üzere, Sapanca, Yalova ve Düzce'de önemli can ve mal kayıpları yaşanmıştır (Demirtaş R., 2000). Kayıtlarda bu depremin, Sapanca gölü, Karamürsel arasında, muhtemelen İzmit'te meydana geldiği belirtilmiştir. Bölgede, yine merkez üssünün İzmit olduğu düşünülen yıkıcı bir deprem 1754 yılında meydana gelmiştir. 1766'da Silivri'nin güneyinde meydana geldiği düşünülen bir başka depremin, 1509 depreminden sonra bölgede yaşanan en şiddetli deprem olduğu belirtilmiştir. İstanbul'da önemli hasara neden olan bu deprem, İzmit körfezi etrafında sıvılaşmalara neden olmuştur (Demirtaş R., 2000). 1894 yılında İstanbul'da meydana gelen bir başka depreminin en önemli etkileri Prens adalarında meydana gelmiştir. Bunun yanında deprem İstanbul'dan Adapazarı'na kadar olan geniş bir bölgeyi etkilemiştir.

1900'lü yıllardan itibaren aletsel döneme geçilmesiyle, sismolojide çok önemli gelişmeler yaşanmış, depremlerin meydana geldiği bölgeler ve meydana getirdikleri hasar konusunda çok daha kesin bilgiler elde edilmeye başlanmıştır. Marmara bölgesinde yapılan GPS ölçümleri (Straub, 1996; Straub ve Kahle, 1997), jeomorfoloji, batimetri, basenlerdeki sediman kalınlığının belirlenmesine yönelik çalışmalar ve tarihsel dönem deprem kayıtları (Ambraseys ve Finkel, 1991), doğu

Marmara denizindeki kayma miktarının, orta ve güney kollardaki kayma miktarından daha fazla olduğunu ortaya koymuştur. Kuzey kol üzerinde meydana gelen depremler daha doğrusal bir dağılım gösterirken, orta ve güney kol üzerindeki depremler daha dağınık bir dağılım göstermektedir (Gürbüz ve diğ. 2000). Kuzey kolun yanı sıra, orta ve güney kol üzerinde 1953, 1964, 1969, 1983 yıllarında, hasar yapıcı büyük depremler meydana gelmiştir. Marmara bölgesi ve yakın çevresinde 1993-2007 yılları arasında meydana gelmiş depremlerin episantır ve derinlik dağılımları Şekil 4.3'de gösterilmiştir. Haritada, belirtilen zaman aralığında, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından hazırlanan katalog verilerinin tamamı kullanılmış, herhangi bir magnitüd sınırlaması yapılmamıştır.



Şekil 4.3 1993-2007 yılları arasında Marmara bölgesinde meydana gelen depremlerin konumları ve derinlik dağılımları.

KAFZ üzerinde magnitüdü 7'den büyük olan depremlerin doğudan batıya doğru göç ettiği ortaya konulmuştur (Ketin, 1969; Dewey, 1976). Bu depremlerin ilki, 26.Aralık.1939'da Erzincan'da meydana gelmiştir (M=7.9). Bunu izleyen depremler, 20.Aralık.1942 Erbaa-Niksar (M=7.0), 26.Kasım.1943 Tosya-Ladik (M=7.2), 1. Şubat.1944 Bolu-Gerede (M=7.2), 26.Mayıs.1957 Bolu-Abant (M=7.1), 22.Temmuz.1967 (M=7.2) ve 1912 yılında Mürefte (M=7.3) olarak sıralanmışlardır (Bağcı, 2000).

Bölgede meydana gelen, magnitüdü 7'den büyük olan depremlerden son iki tanesi, 17 Ağustos 1999'da İzmit'te (Mw=7.4) ve 12 Kasım 1999'da Düzce'de (Mw=7.1) meydana gelmiştir. KAFZ'nun batı kısmında kısa süre arayla meydana gelen bu iki deprem, çok sayıda endüstri ve sanayi kuruluşunun da bulunduğu, Sakarya, Düzce, Kocaeli, Yalova, Bursa ve İstanbul illerinde büyük hasara neden olmuştur. 1999-İzmit depreminde yaklaşık 18000 kişi hayatını kaybetmiş ve 100000 den fazla bina hasar görmüştür (Demirtaş, 2000).

5. MARMARA BÖLGESİ'NİN TOMOGRAFİK TERS ÇÖZÜMÜ

5.1 İnceleme Alanı ve Veri Seçimi

Bu çalışmada, Marmara Bölgesi ve çevresine konumlandırılmış kara sismometreleri ve Marmara Denizi içine yerleştirilmiş OBS (Ocean Bottom Seismometers) kayıtlarından elde edilen toplam 77420 adet depremin P ve S dalgası yayılım zamanları kullanılmıştır (Sato ve diğ. 2004). Çalışmanın bundan sonraki kısmında kara sismometrelerinden elde edilen veriler için "kara verileri" ve OBS'lerden elde edilen veriler için ise "deniz verileri" terimleri kullanılacaktır. Kara verileri, Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından 1993-2007 yılları arasında çeşitli dönemlerde çalıştırılmış, farklı band genişliklerine sahip 184 adet sismik kayıtçıdan elde edilmiştir. Bu veriler, İZİNET ağı, artçı deprem etüdü çalışmaları ve Kandilli Rasathanesi'nin katalog verilerini kapsayan 76965 adet depremden oluşmaktadır. Deniz verileri, İstanbul Teknik Üniversitesi tarafından Marmara Denizi OBS Projesi kapsamında çalıştırılan 19 adet deniz dibi sismometresinin kayıtlarını içermektedir. Bu veriler, Nisan-Temmuz 2000 tarihleri arasında yaklaşık dört aylık bir dönemde kaydedilmiş 455 adet depremden oluşmaktadır. Çalışmada kullanılan verilerin listesi Tablo 5.1'de verilmiştir.

Tablo 5.1 Çalışmada kullanılan veriler

	dönem	deprem sayısı	P fazı sayısı	S fazı sayısı
Kara Verileri	1993 - 2007	76965	60.565	40.259
Deniz Verileri	04.2000 - 07.2000	455	332	178

Çalışmada kullanılmak üzere birleştirilen depremlerin ilk konumlandırma işlemi için, Lee ve Lahr, (1978) tarafından ortaya koyulan HYPOCENTER algoritması kullanılmıştır. Bu işlem sırasında, bölgeye ait çeşitli kabuk modelleri değerlendirmeye alınmış ve RMS (Root Mean Square=Karekök ortalama) değerleri incelenmiştir (Tablo 5.2).

Tablo 5.2 Çalışmada kullanılan verilerin ilk konumlarının yapılması için denenen bir-boyutlu hız modelleri için elde edilen RMS ve varyans azalımı değerleri.

Bir-Boyutlu Hız Modeli	**RMS değeri**	**Varyans Reduction (%)**
Özalaybey ve diğ. (2002)	0.10	20
Barış ve diğ. (2005)	0.11	18
Nakamura (2002)	0.13	22
Ergin ve diğ. (2000)	0.11	19
Horasan ve diğ. (2002)	0.20	23
Özer M. F. (1989)	0.20	20
Kenar Ö. (1977)	0.21	17

Bu hız modelleri arasından, Özalaybey ve diğ. (2002) tarafından ortaya konulan bir-boyutlu hız modeli, depremlerin ilk konumlarının belirlenmesi işleminde en düşük RMS değerine sahip olduğundan, çalışmada kullanılmak üzere seçilmiştir. (Tablo 5.3).

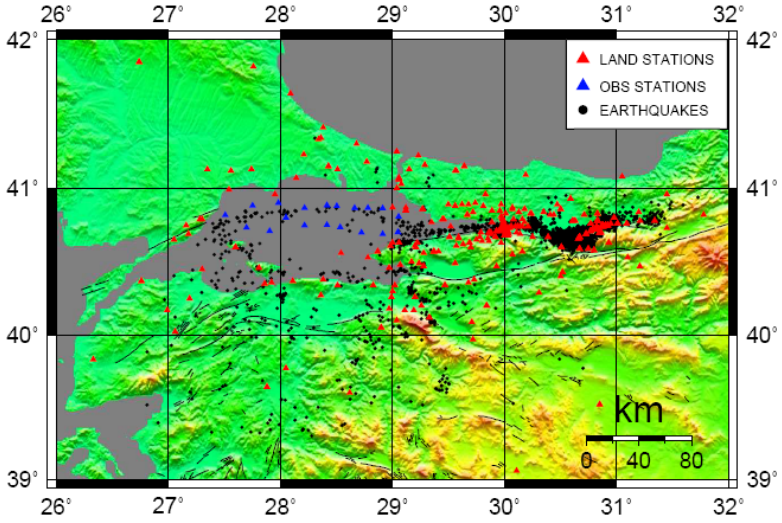
Tablo 5.3 Çalışma alanındaki depremlerin ilk konumlarının belirlenmesinde kullanılan bir-boyutlu hız modeli (Özalaybey ve diğ. 2002).

Derinlik (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
0	2.9	1.68
1	5.7	3.29
6	6.1	3.53
20	6.8	3.93
33	8.05	4.65

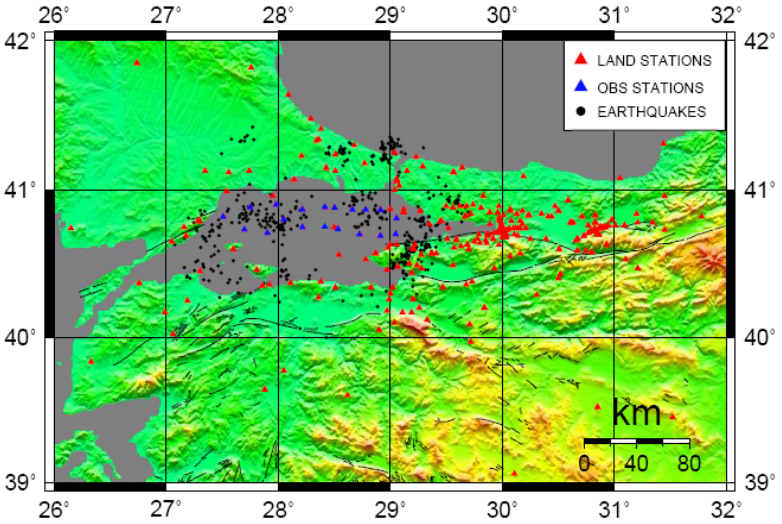
Bu şekilde ilk konumları belirlenen depremlerin Marmara Bölgesi'ndeki dağılımları incelenmiş ve inceleme alanının sınırları, 27°-31.5°D ve 39.5°-41.5°K koordinatları arasında kalan bölge olarak belirlenmiştir. Bu aşamada, depremlerin mümkün olduğu kadar eşit oranda dağılım gösterdiği bölge inceleme alanı olarak seçilmiştir.

Çalışmada kullanılacak verilerin seçim işlemi sırasında, öncelikle elde bulunan tüm kara verilerinden, inceleme alanı için veri seçimi yapılmıştır. Kara kayıtçıları tarafından kaydedilen tüm depremler içinden, inceleme alanı koordinatları içinde kalan depremlerin seçim işlemi yapılmıştır. Deniz kayıtçıları ile kayıtçılar tarafından kaydedilen depremlerin sayısının az olması ve inceleme alanındaki dağılımlarının istenilen şekilde olması nedeniyle bu verilere herhangi bir seçim işlemi uygulanmamış, tamamı çözümlerde kullanılmıştır. Kara verilerinden seçim

yapılırken, öncelikle bölgedeki dağılımları dikkate alınarak, tomografik ters çözümü yapılacak olan bölge 26.8°-31.8°D ve 39.4°-41.5°K koordinatları ile sınırlandırılmıştır. Bu ilk seçim aşamasından sonra, en az 10 adet P kaydı bulunan, RMS değerleri 0-0.3 arasında olan, 0° -180° arasında GAP değerine sahip ve X, Y ve Z doğrultusundaki hatalarının en çok 5km olduğu depremler seçilmiştir. Bu seçim işlemi sonrasında, 5670 adet, A ve B kalite deprem elde edilmiştir. Bu kriterler belirlenirken hypocenter algoritmasında A ve B kalite depremler için tanımlanmış olan değerler kullanılmıştır. Seçilen kara ve deniz verilerinin inceleme alanındaki dağılımları ve kullanılan istasyonların konumları sırasıyla Şekil 5.1 ve Şekil 5.2 de gösterilmiştir.

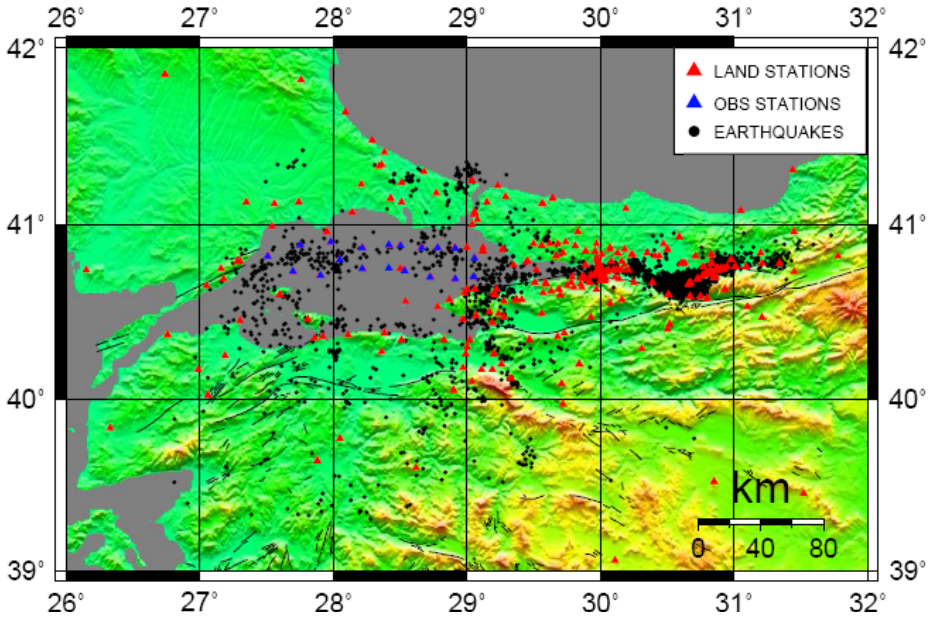


Şekil 5.1 Kara istasyonlarında kaydedilen ve yukarıda belirtilen kriterlere göre seçilen depremler ile bunları kaydeden istasyonların inceleme alanı üzerindeki dağılımı



Şekil 5.2 Deniz istasyonlarında kaydedilen depremler ve kayıtçıların inceleme alanı üzerindeki dağılımı.

Depremlerin ilk konumlarının belirlenmesi ve iyi kalitedeki depremlerin seçimi için SEISAN paket programı kullanılmıştır. Bu seçim sonucunda tomografi çalışmasında kullanılmak üzere birleştirilen toplam 6125 kara ve deniz verisinin inceleme alanındaki dağılımları Şekil 5.3'de gösterilmiştir.



Şekil 5.3 Kara ve deniz istasyonlarında kaydedilen ve gerekli seçim işlemleri sonrasında elde edilen ve tomografik ters çözümde kullanılacak depremlerin ve kayıtçıların inceleme alanındaki dağılımı

5.2 Bir-Boyutlu Hız Modeli Kullanılarak İlk Konumların Belirlenmesi ve Bir-Boyutlu Hız Modelinin İyileştirilmesi

5.2.1 Bir-boyutlu hız modeli kullanılarak ilk konumların belirlenmesi

Tomografik ters çözüm işleminde kullanılan bir-boyutlu hız modelinin doğruluğu, ters çözüm sonuçlarını önemli ölçüde etkiler. LOTOS_7 algoritması, işlemlerden kaynaklanan zaman kaybını önlemek ve ilerleyen işlemlerin doğruluğunu arttırmak için, bir-boyutlu hız iyileştirme olanağı sağlamaktadır. Bunun için öncelikle iki aşamalı olarak depremlerin ilk konumları belirlenmektedir. Birinci aşamada bir-boyutlu hız modeli kullanılarak referans tabloları oluşturulmakta ve ikinci aşamada bu tablolar kullanılarak depremlerin ilk konumları belirlenmektedir. Referans tabloları oluşturulurken, Nolet (1981) tarafından önerilen algoritma kullanılmaktadır.

Referans tablolarının hesaplanması ve bu tablolara göre depremlerin konumlandırılması bazı parametreler ile kontrol edilmektedir. Referans tablolarının belirlenmesinde kullanılan parametre dosyasının bir örneği Şekil 5.4' de gösterilmiştir.

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

1.        min step
150.      max depth
400.      max distance
3         number of depth steps
0   1     depth, step
20 3      depth, step
70 6      depth, step
150       maximal depth
*******************************************************
```

Şekil 5.4 Başlangıç konumlarının belirlenmesi için hesaplanan referans tablolarının oluşturulmasında kullanılan parametre dosyası.

Burada tanımlanan parametrelere göre, referans tabloları, her yönden gelen ışınların tamamını hesaba katabilmek için, 0-150km derinlik aralığı ve 400km yatay uzaklıktan gelen ışınlar için oluşturulacaktır. Yatay yönde 1km'lik sabit aralıklarla, düşey yönde ise, 0 ve 150km derinlikler arasında sabit aralıklarla değil, 3 derinlik aşaması içn hesaplanacaktır. Buna göre, 0-20km'ler arası 1km'lik adımlar ile, 20-70km'ler arası 3km'lik adımlar ile ve 70-150km derinlikler arası ise, 6km'lik adımlar kullanılacaktır. Bu parametreler dikkate alınarak, P ve S dalgaları için olası tüm kaynak derinlikleri ve episantır uzaklıkları belirlenmektedir.

İkinci aşamada, birinci aşamada hesaplanan referans tabloları kullanılarak depremlerin ilk konumları belirlenmektedir ve bu işlem, Bölüm 3'de bahsedilen AF esasına dayanmaktadır. AF'nun tanımlanmasını ve kullanılacak depremlerin seçimini kontrol eden parametre dosyasının bir örneği Şekil 5.5'de gösterilmiştir. Bu aşamada, bir önceki adımda belirlenen episantır uzaklıkları ve deprem derinlikleri için yayılma zamanları hesaplanmaktadır. AF'nun en büyük olduğu değerlerin araştırılmasına, başlangıçta kullanılan katalog verilerindeki konum bilgilerinden başlanır.

Katalog verilerinde konum bilgisinin bulunmadığı durumlarda, en az varış zamanına sahip istasyonun konumu başlangıç konumu olarak kullanılmaktadır. Daha önce de belirtildiği gibi AF, kaynak yerinin belirlenmesinde önemli rol oynamaktadır.

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

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

10              Frequency for output printing

3               Number of different grids
_____________________________________________________________________

10  10  10      dx,dy,dz
0.0             res_loc1=0.2      : lower limit for location (for LT residuals, W=1)
5.              res_loc2=1.5      : upper limit for location (for GT residuals, W=0)
2.              w_P_S_diff=2 (+ causes better coherency of P and S)
_____________________________________________________________________

3  3  3        dx,dy,dz
0.0             res_loc1=0.2      : lower limit for location (for LT residuals, W=1)
3.              res_loc2=1.5      : upper limit for location (for GT residuals, W=0)
2.              w_P_S_diff=2 (+ causes better coherency of P and S)
_____________________________________________________________________

0.5  0.5  0.5   dx,dy,dz
0.              res_loc1=0.2      : lower limit for location (for LT residuals, W=1)
1.5             res_loc2=1.5      : upper limit for location (for GT residuals, W=0)
2.              w_P_S_diff=2 (+ causes better coherency of P and S)
**********************************************************************
```

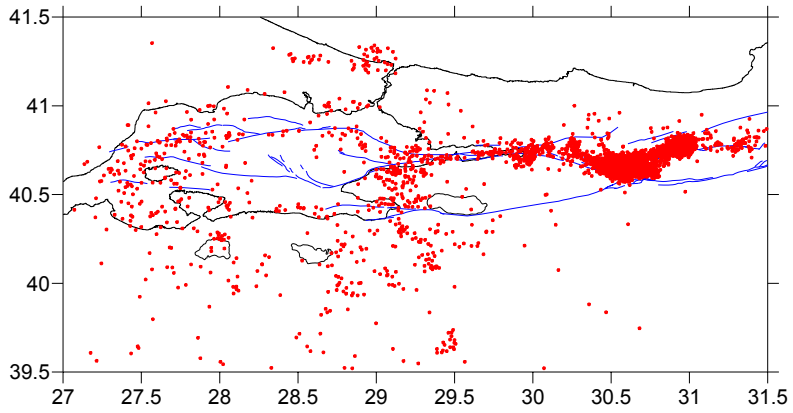
Şekil 5.5 Referans tabloları kullanılarak deprem konumlarının belirlenmesinde kullanılan parametre dosyası.

Bu parametrelere göre, en az 10 adet depremi kaydetmiş olan istasyonlar işleme katılacaktır. AF'nunda tanımlanan, kalıntı, uzaklık ve faz ağırlıkları fonksiyonları da Şekil 5.5'de gösterilen parametre dosyasında tanımlanmıştır. Buna göre, τ_1 ve τ_2 ile tanımlanan kalıntı değerlerinin sınırları sırasıyla 0.2 ve 1.5 olarak belirlenmiştir. İlk konumların belirlenmesi sırasında 0.2 den daha küçük kalıntı değerleri için AF'nu

1'e eşit olacaktır. τ_1 ve τ_2 değerleri hız anomalilerinin beklenen değerlerine göre tanımlanmaktadır. Uzun yol katederek gelen ışınların daha büyük kalıntı değerlerine sahip olacağı dikkate alınarak ışınlar uzaklıklarına göre ağırlıklandırılmışlardır. Buna göre 100km uzaklık içindeki ışınların ağırlıkları eşittir ve bundan uzak ışınların ağırlıkları azaltılarak işleme katılmaktadır. Bu işlemde P fazlarının ağırlığı "1" olarak belirlenmiştir. Eğer bir istasyonda hem P hem de S fazı kaydedilmiş ise, kalıntı farkı "2" olacak şekilde tanımlanmıştır. Bu değerin artması, P ve S hız modellerinde daha iyi bir uyumu sağlayacaktır.

AF, üç-boyutlu bir grid sisteminin düğüm düzleminde hesaplanır. Eğer AF, gridin sınırında en yüksek değerine ulaşırsa, AF'nun en yüksek olduğu bir başka grid araştırılır. Bu işlem farklı grid aralıkları ve parametreleri için yapılır. Bu çalışmada, "3" farklı grid aralığı kullanılmıştır. İlk aşamada X, Y ve Z doğrultularında 10km'lik oldukça kaba bir grid aralığı kullanılmıştır. İkinci ve üçüncü aşamalarda ise daha küçük grid aralıkları tanımlanmıştır.

En yakın istasyondan olan en çok uzaklık 100km olarak tanımlanmıştır. Bu değerin çok büyük olması durumunda depremler sismik ağın dışında kalabilirler ve kaynak konumlarının güvenilirliği olumsuz yönde etkilenir. Yukarıda anlatıldığı şekilde, bir-boyutlu hız modeli kullanılarak belirlenen depremlerin ilk konumlarının harita üzerinde dağılımı Şekil 5.6'da gösterilmiştir.



Şekil 5.6 İyileştirilmiş bir-boyutlu hız modeli kullanılarak seçilmiş ve konumlandırılmış 6095 depremin inceleme alanındaki dağılımı.

5.2.2 Bir-boyutlu hız modelinin iyileştirilmesi

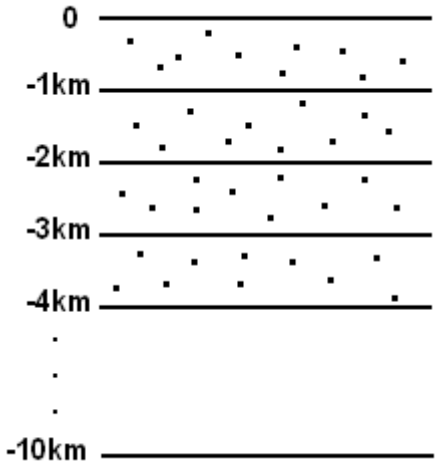
Bir-boyutlu hız modeli kullanılarak depremlerin ilk konumları belirlendikten sonra, kullanılan bu başlangıç modelinin iyileştirilmesi işlemine geçilmiştir. Bu model, üç-boyutlu tomografik ters çözümde bir-boyutlu başlangıç hız modeli olarak kullanılacaktır. Bu aşamada da yine çalışmaya işlemleri kontrol eden parametre dosyalarının tanımlanmasıyla başlanmıştır. İyileştirme işlemini kontrol eden parametre dosyasının bir örneği Şekil 5.7'de gösterilmiştir.

```
*******************************************************
5                Iterations for 1D inversions
-10 1. 10        zmin, dzstep depth step for finding the best event
1 1 300          dsmin, dzlay, zgrmax : parameters for 1D tracing
5.               dz_par, step for parameterization
6. 10.           sm_p,sm_s
0.0 0.0          rg_p,rg_s
10 10 1          w_hor,w_ver,w_time
300              LSQR iterations
0                nsharp
27 27            z_sharp
*******************************************************
```

Şekil 5.7 Bir-boyutlu başlangıç hız modelinin iyileştirilmesi için tanımlanan parametre dosyası.

Bir-boyutlu hız modelinin iyileştirilmesi 5 aşamalı bir seri işlem ile gerçekleştirilmektedir (Bkz. Bölüm 3). Birinci adımda, Bölüm 5.2.1'deki şekilde başlangıç konumları belirlenmiş olan depremler arasından veri seçimi yapılmıştır. Bunun için parametre dosyasında, 0-10km derinlikleri arasında, 1km aralıklarda tekdüze olarak dağılmış en çok 10 deprem seçiminin yapılması tanımlanmıştır. Yapılan seçim işleminin basit bir gösterimi Şekil 5.8'de gösterilmiştir. İkinci adımda, geçerli bir-boyutlu hız modeli kullanılarak farklı derinliklerdeki depremler ve farklı episantır uzaklıklarındaki depremler için yayılım zamanları Nolet (1981) tarafından önerilen yöntem kullanılarak hesaplanmaktadır. Üçüncü adımda, birinci adımda seçilen depremlerin konumları, Bölüm 3'de anlatıldığı şekilde yapılmaktadır. Burada sadece birinci adımda seçilen depremlerin konumları belirlendiği için işlem göreceli olarak daha kısa sürede tamamlanmaktadır. Dördüncü adımda bir-boyutlu modelde kullanılan ışın yolları boyunca matris hesaplanmaktadır. Beşinci adımda ise, dördüncü adımda hesaplanan matris kullanılarak P ve S dalgaları için eş zamanlı ters çözüm yapılmıştır. Bu işlemler sırasında, P ve S hız anomalileri için yumuşatma

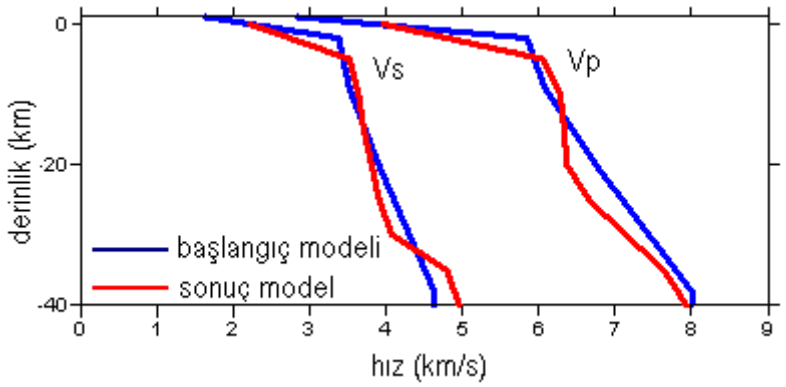
faktörü sırasıyla 6.0 ve 10 olarak kullanılmıştır. Yatay ve düşey yöndeki sapma miktarı ile oluş zamanı için ağırlıklar sırasıyla 10, 10 ve 1 olarak tanımlanmıştır. Elde edilen seyrek matrisin 300 LSQR yinelemesi için ters çözümü yapılmıştır.



Şekil 5.8 Bir-boyutlu hız iyileştirilmesinde kullanılacak depremlerin seçimindeki yaklaşımın basit gösterimi (noktalar her bir aralıktaki depremleri ifade etmektedir).

Bir-boyutlu ters çözüm işlemi için 3 ile 10 arasında değişen çeşitli iterasyon adımları için çözümler sınanmıştır. 5. yinelemeden sonra değişim azalmasında (varyans reduction) önemli bir iyileşime gözlenmediğinden bir-boyutlu ters çözüm işlemi 5 yineleme adımı için yapılmıştır. Her iterasyon sonrasında güncellenen model, 2., 3., 4. ve 5. adımları içeren bir sonraki yinelemede kullanılmıştır.

Bir-boyutlu hız modelinin iyileştirilmesi sonucunda P ve S dalgaları için eş zamanlı olarak elde edilen bir-boyutlu hız modelinin grafik gösterimi Şekil 5.9'da verilmiştir. Derinlikler, tomografik ters çözüm işleminde ışın yollarının tamamlanabilmesi amacıyla, sismojenik zonun altında da tanımlanmıştır. İşlemler sırasında Vp/Vs oranı, 1.73 olarak alınmıştır.



Şekil 5.9 Bir-boyutlu hız iyileştirmesi işleminde kullanılan P ve S dalgaları için başlangıç hız modeli (mavi eğri) ve sonrasında elde edilen hız modelinin (kırmızı eğri) grafik gösterimi.

P ve S dalgaları için bir-boyutlu hız modeli 40km derinlik için 6 tabakalı bir yapı olarak belirlenmiştir. Bu işlem sırasında 6095 adet deprem ve P ve S dalgaları için toplam 189180 adet ışın kullanılmıştır. 5. iterasyon sonunda P ve S dalgaları için elde edilen sapma miktarları sırasıyla 0.124 ve 0.199 olarak belirlenmiştir.

5.3 Yapay Testler

LOTOS algoritması, farklı yapay testler uygulanmasına olanak sağlamaktadır. Dama tahtası testi ile periyodik anomaliler tanımlanabilirken, yatay ve düşey görüntüler üzerinde çizilen bazı şekillerin tanımlanması da mümkündür. Yapay testler için yayılma zamanları, kaynak ve alıcı arasındaki gerçek gözlemlere uygun olarak üç-boyutlu ışın izleme yöntemi ile belirlenmektedir. Yapay testler uygulanırken hesaplanan bu varış zamanlarına gelişigüzel bir gürültü eklenmiş ve veriler bozulmuştur. Böylece, düşük kaliteli veriler kullanılması durumunda modelin güvenilirliği test edilmiştir. Bu varış zamanları, tüm ters çözüm işleminde giriş verisi olarak kullanılmaktadır. Yapay testte uygulanan ters çözüm parametreleri, tomografik ters çözümde kullanılan parametrelerin belirlenmesinde ışık tutmuştur.

5.3.1 Dama tahtası testi

Bu çalışmada öncelikle tomografik ters çözüm işleminde kullanılan modelin çalışma alanının farklı bölgelerindeki yatay çözünürlüğünü test etmek amacıyla, dama tahtası testi uygulanmıştır. Bu uygulama sırasında LOTOS_7 algoritmasında yapay test

uygulanırken, ters çözüm paramatrelerinin yanında iki adet parametre dosyası daha tanımlanmaktadır. Bunlardan birisi yapay modelin tanımlandığı "anomali" dosyası ve diğeri ise verileri yapay olarak bozmak amacıyla kullanılan gürültü fonksiyonunun tanımlandığı "noise" dosyasıdır. Bu dosyaların birer örneği sırasıyla Şekil 5.10 ve 5.11'de gösterilmiştir.

```
1          1 - board, 2 - horiz. anom, 3 - vert. anom
_____________________________________________________
7.00       P-anomalies
-800. 800. 30. 5.0
-800. 800. 30. 5.0
-10. 100. 5. 0.0
7.00       S-anomalies
-800. 800. 30. 5.0
-800. 800. 30. 5.0
-10. 100. 5. 0.0
```

Şekil 5.10 Yapay test uygularken tanımlanan yapay modelin tanımlandığı "anomali" dosyası.

```
1 type of noise 1: random, 2: from real data
_____________________________________
0.05 0.1      level of noise for P and S data
0             in percents, partition of outliers
10.           times larger than the normal noise
0. Amplitude of error at the stations
************************************
Histogram of noise distridution:

  1000
  9.9999997E-05
 -9.875000      5.5515502E-02
 -9.625000      6.5609232E-02
 -9.375000      5.8399424E-02
 -9.125000      7.6423936E-02
 -8.875000      8.9401588E-02
 -8.625000      8.1470802E-02
 -8.375000      8.5075706E-02
 -8.125000      9.1564521E-02
 -7.875000      0.1117520
……..
……..
  8.125000      0.1564528
  8.375000      0.1319394
  8.625000      0.1333814
  8.875000      0.1268926
  9.125000      0.1348234
  9.375000      0.1189618
  9.625000      0.1002163
  9.875000      0.1189618
  10.12500      0.0000000E+00
```

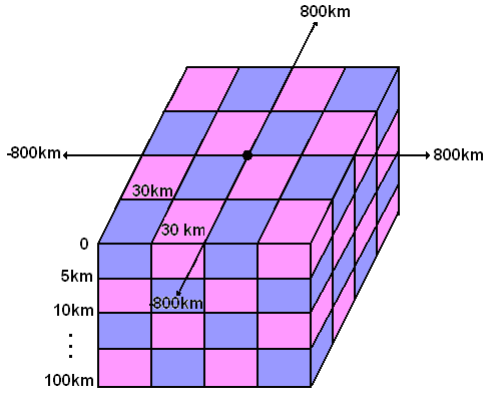
Şekil 5.11 Yapay test uygularken verilere eklenen gürültü fonksiyonunun tanımlandığı "noise" dosyası.

Bu çalışmada verileri bozmak için kullanılan gürültü fonksiyonunun standart sapması, P okumaları için 0.05 ve S okumaları için 0.1 olarak kullanılmıştır. LOTOS-07 algoritması, gerçek verilerin sabit bir katsayı ile çarpılması ile elde edilen bir gürültü oluşturulmasına da olanak sağlamaktadır. Ancak burada, veriyi mümkün olduğu kadar çok bozmak amacıyla, histogram şeklinde bir gürültü fonksiyonu kullanılmıştır. Burada kullanılan histogram 1000 adet düğüm düzlemi ile tanımlanmış ve -10s ile 10s aralığında değişmektedir. Bu histogram, ISC kataloglarındaki gerçek kalıntı dağılımları ile uyumludur.

Başlangıç dama tahtası modeli tanımlanırken, inceleme alanı girdlere bölünmüş, her bir griddeki hız dağılımı tanımlanmıştır. Bu gridlerdeki hız dağılımı tanımlanırken, inceleme alanındaki yaklaşık hız değişimleri dikkate alınarak başlangıç hız değeri tanımlanmış, deneme yanılma yöntemi ile en uygun hız değerleri belirlenmiştir. Dama tahtası testi için başlangıç modeli belirlenmesi aşamasında, inceleme alanının genişliği, bölgedeki olası hız değişimleri dikkate alınarak, yatay ve düşey yönde grid boyutları ve hız dağılımları değiştirilmek suretiyle çok sayıda deneme yapılmıştır. Bu denemeler sonucunda, inceleme alanı yatay yönde 30km'lik ve düşey yönde 10km'lik pozitif ve negatif anomalilerden oluşan gridlere bölündüğünde uygun sonuçlar edildiği görülmüştür. İnceleme alanındaki sismojenik bölgenin derinliği yaklaşık olarak 20km olmasına rağmen, inceleme alanının dışından gelen ışın yollarının tamamlanması amacıyla model derinliği 100km'ye kadar tanımlanmıştır. P ve S hız anomalileri için genlikler ±%7 olarak belirlenmiştir. İnceleme alanının sınırları, doğudan batıya kaylaşık 450km, kuzeyden güneye yaklaşık olarak 200km'lik bir alanı kapsamaktadır. Çalışma alanı dışında meydana gelen ancak çalışmada kullanılan depremlerin ışın yollarının tamamlanması amacıyla model sınırları oldukça geniş bir alanı kapsayacak şekilde seçilmiştir. Bu parametrelerin tanımlanmış olduğu "anomali" dosyasının bir örneği Şekil 5.12'de verilmiştir. Tanımlanan bu parametrelerin daha kolay anlaşılabilmesi amacıyla başlangıç modelinin basit bir gösterimi Şekil 5.13'de verilmiştir.

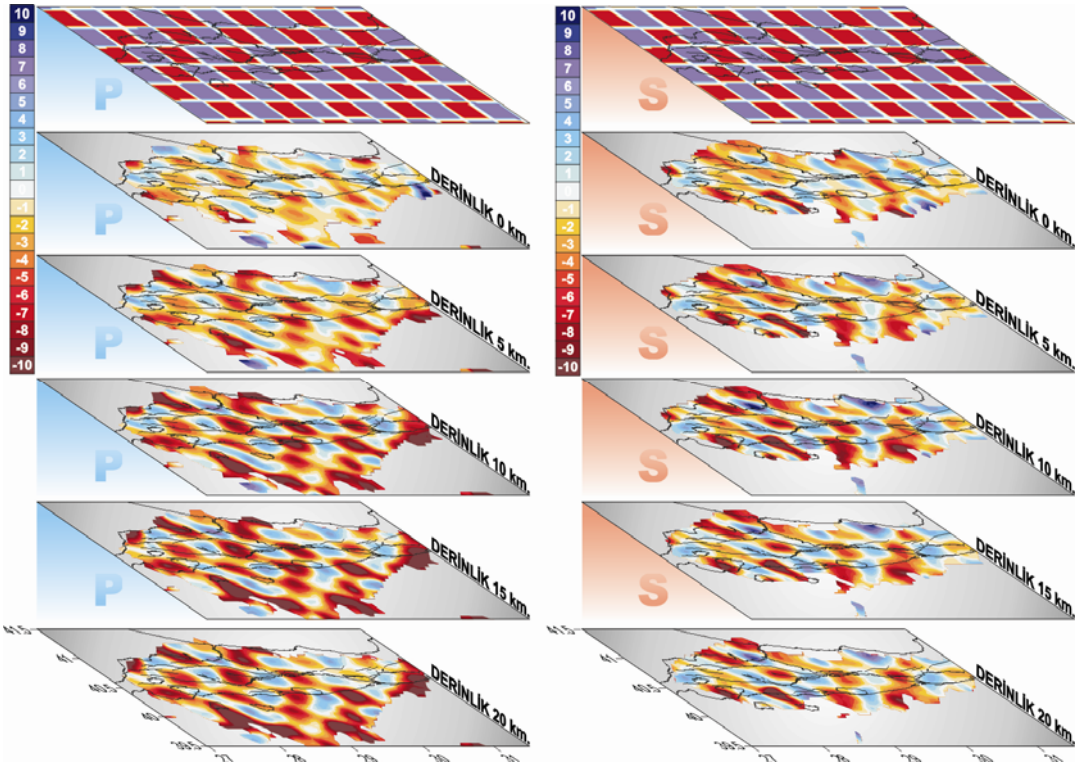
```
1       1 - board, 2 - horiz. anom, 3 - vert. anom
_____________________________________________________
7.00        P-anomalies
-800. 800. 30. 5.0
-800. 800. 30. 5.0
-10. 100. 5. 0.0
7.00        S-anomalies
-800. 800. 30. 5.0
-800. 800. 30. 5.0
-10. 100. 5. 0.0
```

Şekil 5.12 Dama tahtası testi için kullanılan anomalinin tanımlandığı parametre dosyası.



Şekil 5.13 Yapay testlerde kullanılan grid modelinin basit gösterimi (mavi gridler, +%7'lik yüksek hızlı ve pembe gridler ise -%7'lik düşük hız anomalilerini tanımlamaktadır).

Bu test sonucunda, inceleme alanında, başlangıçta tanımlanan grid boyutları ile ilişkili, birbiri ardına tekrarlanan düşük ve yüksek hız anomalilerinin olması beklenir. Bu hız anomalilerinin büyüklüklerinin ve sıralanmalarının giriş modelindeki gibi düzgün olduğu bölgelerde çözünürlülüğün iyi olduğundan bahsedilirken, dağılımın beklendiği şekilde olmadığı alanlar için güvenilirliğin düşük olduğu kabul edilir. Şekil 5.14'de, veriye dama tahtası testinin uygulanması sonucunda elde edilen sonuçlar görülmektedir. Şeklin sol tarafında P okumaları için elde edilen sonuçlar, sağ tarafında ise S okumaları için elde edilen sonuçlar görülmektedir. Her iki şeklin üst kısmında, inceleme alanında başlangıç modeli için elde edilen dağılım gösterilmiştir. Burada mavi gridler, +%7'lik yüksek hızlı ve kırmızı gridler ise -%7'lik düşük hız anomalilerini tanımlamaktadır. Çalışmada kullanılan verilerde P okumalarının S okumalarına göre daha fazla ve kalitelerinin daha iyi olması nedeniyle, dama tahtası testinin sonuçları P dalgaları için daha geniş alanda güvenilir sonuçlar ortaya koymuştur. Buna karşılık, S dalgaları için elde edilen sonuçların dağılımı, P dalgası sonuçlarına göre daha dar bir alanı temsil edebilmektedir.



Şekil 5.14 Başlangıçta tanımlanan başlangıç dama tahtası modelinin için inceleme alanındaki dağılımı ve verilere uygulanan dama tahtası testi sonuçları (P ve S dalgaları için).

Dama testinin sonuçları, inceleme alanındaki sismojenik bölgenin derinliği ile de ilişkili olarak, yüzeyden itibaren 5km'lik derinlik adımlarıyla 20km derinliğe kadar görüntülenebilmiştir. Bu derinlikte itibaren elde edilen çözünürlüklerin düşük olması, bölgedeki deprem aktivitesinin 20km'nin altındaki derinliklerde yüksek olmadığını göstermektedir. Bunun yanında, deprem odaklarının dağılımının iyi olduğu 10km ve 15km derinlikler için çözünürlülük oldukça iyiyken, depremlerin daha az meydana geldiği 0km ve 20km derinliklerde çözünürlülük oldukça düşmektedir.

5.4 Tomografik Ters Çözüm

LOTOS-07 algoritmasında tomografik ters çözüm işlemi üç boyutlu hız modeli ile kaynak konumlarının belirlenmesi ile başlar. Üç-boyutlu hız modeli ile kaynak konumlarının belirlenmesi, Bölüm 3'de anlatılan ışın izleme yöntemi kullanılarak belirlenen ışın yollarına dayanmaktadır ve kaynak konumları, AF'nun en büyük olduğu değerlerin araştırılması yaklaşımı ile yapılmaktadır (Koulakov ve diğ.

2006a,b). Işın yollarının belirlenmesinde ve kaynak konumlarının belirlenmesinde kullanılan parametreler Şekil 5.15'de verilmiştir.

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

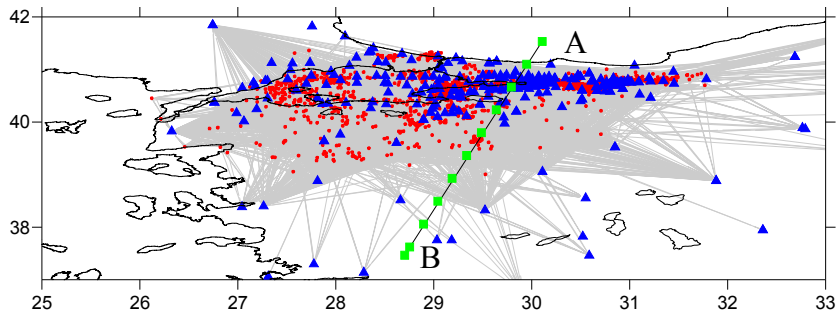
! Parameters for location
50              dist_limit=100    : within this distance the weight is equal
1               n_pwr_dist=1      : power for decreasing of W with distance
30              ncyc_av=10

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

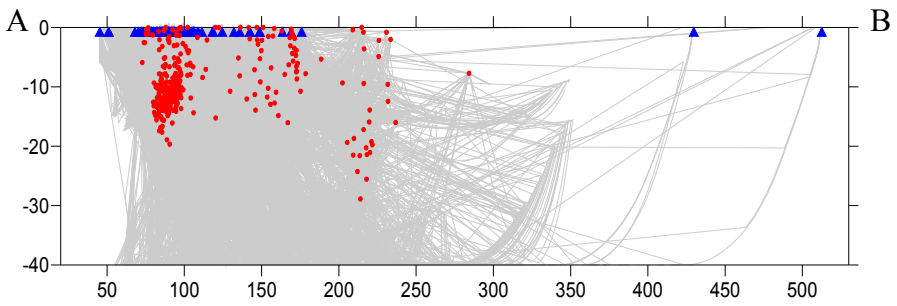
20              Frequency for output printing
*********************************************************************
```

Şekil 5.15 Üç-boyutlu kaynak konumları ve ışın yollarının belirlenmesinde kullanılan parametreler.

Bu işlem sonrasında elde edilen ışın yolları ve kaynak konumlarının inceleme alanındaki dağılımı Şekil 5.16'da gösterilmiştir. Işın yollarının düşey dağılımını görüntüleyebilmek amacıyla, inceleme alanındaki ışın yollarının en yoğun olduğu ve KAFZ'nun Marmara Denizi'ne girdiği bölge çevresinde, A-A' doğrultusunda kesit alınmıştır (Şekil 5.17). Düşey kesit, 20km genişliğinde bir hat şeklinde görüntülenmiştir. Harita düzlemi ve düşey kesit boyunca ışınların yarısı için ışın yolları çizdirilmiştir.

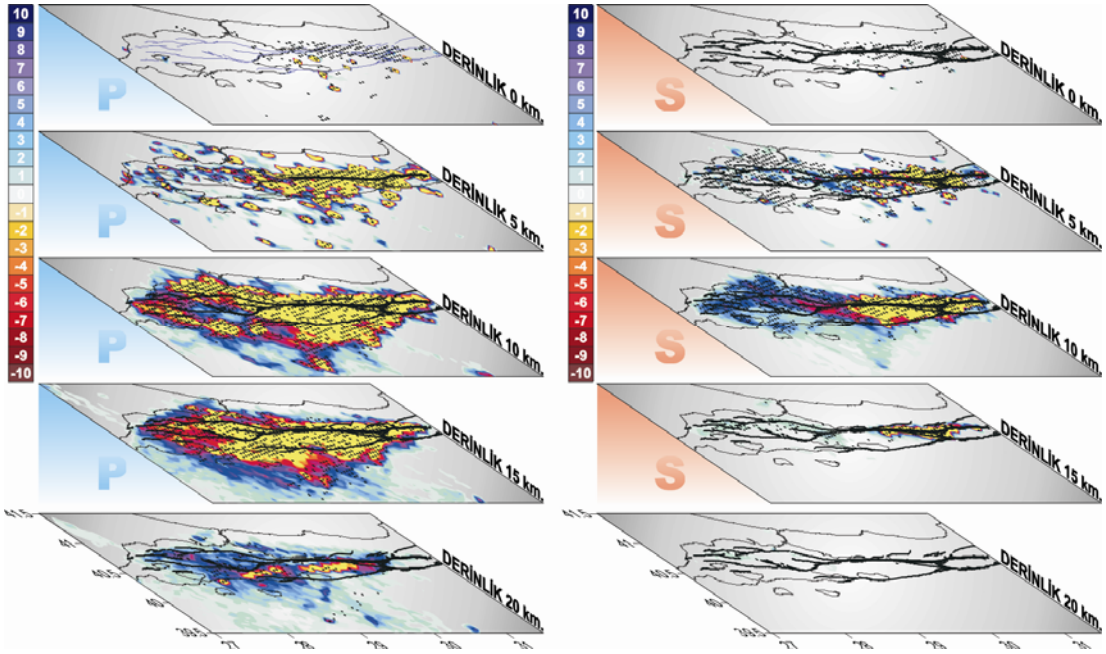


Şekil 5.16 Çalışmada kullanılan depremler ve istasyonlar arasındaki ışın yollarının inceleme alanındaki izdüşümleri (Mavi üçgenler istasyonları ve Marmara Denizi içinde OBS'leri, kırmızı noktalar ise depremleri göstermektedir).



Şekil 5.17 Işın yolları üzerinde alınan A-A' profili boyunca alınan düşey kesit (Mavi üçgenler istasyonları, kırmızı noktalar ise depremleri göstermektedir).

Şekil 5.16 ve 5.17 incelendiğinde ışın yollarının inceleme alanındaki dağılımının oldukça iyi olduğu görülmektedir. Benzer şekilde Şekil 5.17'de, sismojenik bölgede ışın yollarının iyi dağılım gösterdiği görülmektedir. Buradan hareketle, ışın yolları dağılımının iyi olduğu bölgelerde çözünürlüklerin iyi olabileceğinden bahsetmek mümkündür. Bu sonucu destekleyen bir başka yaklaşım da, normalize edilmiş ışın yoğunluklarının dağılımıdır. Bölgedeki normalize edilmiş ışın yoğunluklarının dağılımı, inceleme alanında olası çözünürlük dağılımını da ortaya koymaktadır. Şekil 5.18, normalize edilmiş ışın yoğunluklarının yatay yönde dağılımını 0-5-10-15 ve 20km derinlikler için göstermektedir.



Şekil 5.18 Normalize edilmiş ışın yoğunluklarının inceleme alanındaki dağılımı.

Şekil 5.18'de, depremlerin odak dağılımları ile ilişkili olarak, P dalgaları için normalize edilmiş ışın yoğunlukları dağılımının 0 ve 20km derinliklerde iyi olmadığı, buna karşılık 5, 10 ve 15km derinliklerde dağılımın oldukça iyi olduğu görülmektedir. S dalgalarındaki dağılımlar incelendiğinde ise, sadece 5 ve 10km derinlikler için bir dağılımın varlığından bahsedilebilmektedir. Bunun yanında, 0 ve 20km derinlikler için iyi bir dağılım gözlenemediğinden bu derinlikler için bir yorum yapmak bu aşamada uygun olmamaktadır. Kesin bir parametre olmamakla birlikte, bu dağılımlar dikkate alındığında, inceleme alanı için 5, 10 ve 15km derinliklerde elde edilecek tomografik ters çözüm sonuçlarının güvenilirliğinin, daha sığ ve daha derin alanlara göre daha güvenilir olduğundan bahsedilebilecektir.

Tomografik ters çözüm işleminden önce tanımlanması gereken parametreler için LOTOS-06 algoritmasında dosyalar farklı isimler altında tanımlanırken, LOTOS-07 algoritmasında bu parametre dosyaları mümkün olduğunca tek dosya altında toplanmıştır. Bu durum, programın çalıştırılmasında ve parametrelerin kontrol edilmesinde kolaylık sağlamıştır. Ters çözüm işleminde kullanılacak grid sisteminin yapılanması için gerekli parametre dosyası Şekil 5.19'da verilmiştir.

```
*****************************************************************
Parameters for grid construction
*****************************************************************
GRID_PARAMETERS:
-350. 350. 5.          grid for ray density calculation (X)
-350. 350. 5.          grid for ray density calculation (Y)
-5. 50. 2.             min and max levels for grid
1                      ! Grid type: 1: nodes, 2: blocks
3.                     !min distance between nodes in vert. direction
0.05 100.0             !plotmin, plotmax= maximal ray density, relative to average
-3.                    !zupper:  Uppermost level for the nodes

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

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

Şekil 5.19 Ters çözüm işleminde kullanılacak grid sisteminin yapılanması için gerekli parametre dosyası.

Ters çözüm işleminde düğüm düzleminin parametrelendirilmesi Koulakov ve diğ. (2007)'de kullanılan yaklaşıma dayanmaktadır. Üç-boyutlu hız anomalileri çalışma alanına dağılmış düğüm düzlemlerinde hesaplanmaktadır. Bu düğüm düzlemlerinin konumlandırılması için, inceleme alanının orta noktası 29°K-40.5°D olarak

tanımlanmıştır. Düğüm düzlemleri arasındaki hız dağılımları, ilgili hacim sekizgen şeklindeki alt bloklara bölünerek bunlar arasında enterpolasyon yapılması ile belirlenir. Bu çalışmada, düğüm düzlemleri her biri arasında 5km aralıklarla düşey düzlemler şeklinde tanımlanmıştır. Her bir düşey düzlemdeki düğüm düzlemleri ışın yoğunluklarına göre dağılmaktadır. İçinden geçen ışın miktarının az olduğu bölgelerde, düğüm düzlemleri arasındaki mesafe daha fazladır. Işın yoğunluğunun fazla olduğu bölgelerde düğüm düzlemlerinin gereğinden fazla olmasını önlemek amacıyla düğüm düzlemleri arasındaki boşluğu 3km olarak sabit bir değer olarak tanımlanmıştır. Bu değer seçilirken, inceleme alanında beklenen anomalilerin karakteristik özelliklerinden daha küçük olmasına dikkat edilmiştir. LOTOS-07 algoritmasının model çözünürlüğü girdler arasındaki boşluğa bağlı değildir. Çözünürlülüğü etkileyen sadece ters çözüm süresince kullanılan düzleştirme ve düzenleme parametreleridir. Daha önce tanımlanan orta nokta sabit tutularak model hacminin farklı konumları için ters çözüm yapılmakta ve bunların sonuçları birlikte değerlendirilmektedir. Bunun için, oryantasyon gridlerinin tanımlanması gerekmektedir. Bunun yanında düğüm düzlemlerinin, tanımlanan oryantasyon değerleri üzerinde konumlanması durumunda çözüm üzerinde bozucu etkiler görülebilmektedir. Bu etkiyi azaltmak amacıyla, 0°, 22°, 45° ve 67°'lik dört farklı oryantasyon gridi tanımlanmış ve bunların sonuçları, üst üste yığılmak koşuluyla, birlikte değerlendirilmiştir. İnceleme alanının sınırları, tanımlanan merkez noktasından itibaren, kuzey, güney, doğu ve batı yönlerinde km mertebesinde tanımlanmaktadır. Bu çalışmada, merkez noktasından itibaren 300km uzaklık tanımlanmıştır.

Ters çözüm işlemi P ve S hız anomalileri, kaynak parametreleri ve P ve S istasyon düzeltmeleri için eş zamanlı olarak yapılmaktadır. Ters çözüm işleminde tanımlanan parametre dosyası Şekil 5.20'de gösterilmiştir.

```
*****************************************************
INVERSION PARAMETERS :
40 1              LSQR iterations, iter_max
1 1.              Weights for P and S models in the upper part
1.5 2.2           level of smoothing (P, S and crust)
0.0 0.0           regularization level (P, S and crust)

0.0001   0.0001  weight of the station corrections (P and S)
2.0               wzt_hor
2.0               wzt_ver
1.0               wzt_time

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

Şekil 5.20 Ters çözüm işlemi için tanımlanan parametre dosyası.

Üç-boyutlu hız modellerindeki düzleştirme ve genlikleri kontrol etmek amacıyla, ışın izleme yöntemine göre elde edilen matis özel bloklarla desteklenmektedir. Düzleştirme bloğundaki her bir satır komşusuna göre ters işaretli ve sıfırdan farklı iki elaman bulundurur. Bu elemanların ağırlıklarını arttırmak sonuç anomalilerinde düzleştirme etkisi yapmaktadır. Çalışmada, P dalgaları için 1.5, S dalgaları için ise 2.2 yuvarlatma değerleri uygulanmıştır. Sonuç matrisinin ters çözümü 40 LSQR iterasyonu için yapılmıştır. Ters çözüm işlemi sırasında kabuk için P ve S dalgası ağırlıkları 1 olarak seçilmiştir.

Farklı oryantasyonlarda farklı gridler için yapılan ters çözümden sonra hız anomalileri üç-boyutlu düzenli bir grid için yeniden hesaplanmaktadır. Bu hesaplama için kullanılan parametreler Şekil 5.21'de gösterilmiştir.

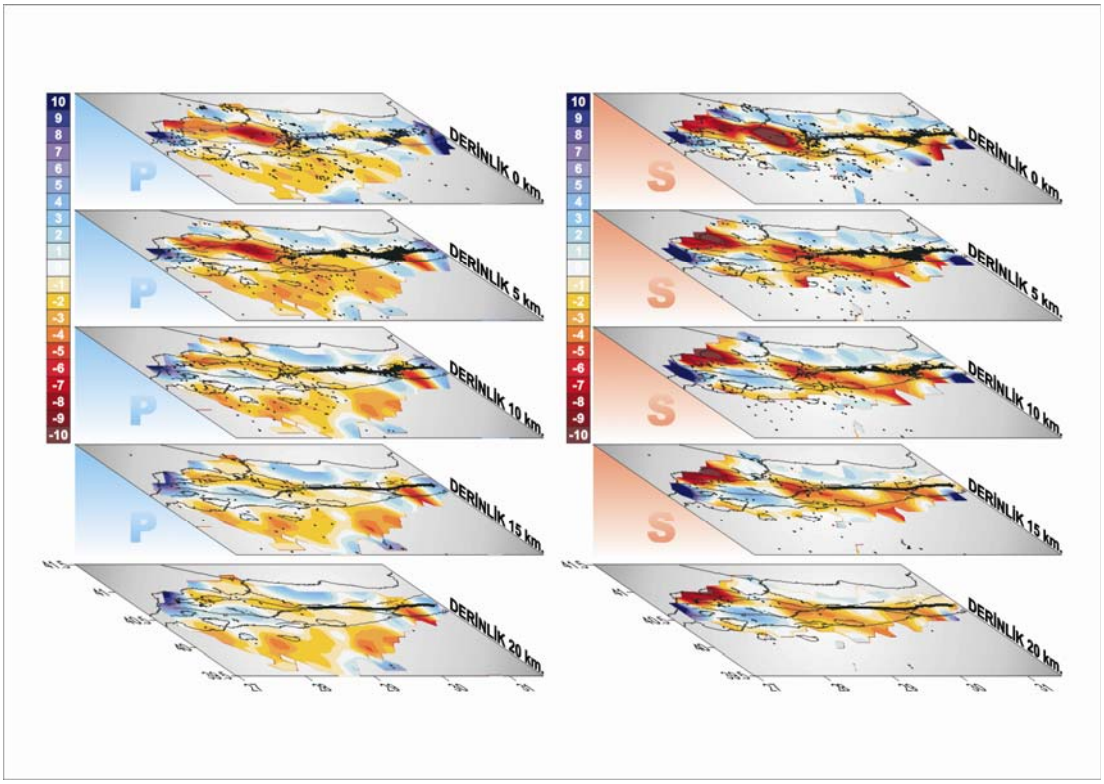
```
*****************************************************
Parameters for 3D model with regular grid
*****************************************************
3D_MODEL PARAMETERS:
-350. 350. 5      xx1, xx2, dxx,
-350. 350. 5      yy1, yy2, dyy,
-5. 50. 2         zz1, zz2, dzz
15                distance from nearest node
0                 smoothing factor
*****************************************************
```

Şekil 5. 21 Düzenli bir grid için üç-boyutlu model parametreleri.

Enterpolasyon ve gridler arasındaki X, Y ve Z yönlerindeki boşluklar ilk üç satırda tanımlanmıştır. Kullanılan bir grid için kullanılabilecek en yakın düğüm düzlemi arasındaki uzaklık 15km olarak tanımlanmıştır.

Eğer bu mesafe 15km'den fazla ise bu nokta aykırı değer olarak değerlendirilir ve "0" olarak kabul edilir. Algoritma, anomalilerin yuvarlatılmasına olanak sağlar. Bu çalışmada anomalilere yuvarlatma uygulanmamıştır.

Tomografik ters çözüm işlemi uygulanırken ve sonuçlar görüntülenirken çok sayıda parametre tanımlanmaktadır. Bunlardan önemli olan bazılarına yukarıda yer verilmiştir. Bu parametreler kullanılarak P ve S dalgaları için eş zamanlı olarak yinelemeli ters çözüm uygulanmış ve üç-boyutlu hız pertürbasyonları belirlenmiştir (Şekil 5.22).



Şekil 5.22 P ve S dalgaları için eş zamanlı olarak yapılan yinelemeli ters çözüm sonucu elde edilen üç-boyutlu hız pertürbasyonları (%).

Şekil 5.21'de 0-20km derinlikler arası 5km aralıklarla görüntülenmiştir. Şekiller üzerindeki siyah noktalar, depremlerin odaklarını temsil etmektedir. Buradan da görüldüğü gibi depremlerin odak dağılımları 15km'den sonra önemli ölçüde azalma göstermektedir. Bununla ilişkili olarak sismojenik zondan daha derinlere inildikçe P ve S dalgaları için hız pertürbasyonlarının çözünürlülüğü azalmaktadır.

5.5 Vp ve Vp/Vs Ters Çözümü

Kayaçlardaki tanecikler arasındaki boşluklar, kayaçların gözenekliliğini etkileyen en önemli etkendir. Kayacın gözenekliliği ise, hızı etkileyen en önemli etkendir. Gözeneklilik arttıkça kayacık sıkılığı ve yoğunluğu azalmaktadır. Gözeneksiz kayaçlarda hem P dalga hızları hem de S dalga hızları yüksektir. Kayaç yoğunluğunun artması, yüksek kayaç sıkılığı ve derinlerdeki yüksek basıncı işaret eder. Hız ve yoğunluk arasında, $\rho = 0.23V^{0.25}$ ile gösterilebilen deneysel bir bağıntı vardır. Sismik dalga hızını etkileyen bir başka etken de suya doygunluk olarak gösterilebilir. S dalga hızı, sıvı içeren alanlarda önemli oranda azalma göstermektedir.

P dalga hızı (V_P) ve kayaç parametreleri arasındaki ilişki aşağıdaki ilişki,

$$\begin{aligned} V_P &= \left[(k + 4/3\mu)/\rho\right]^{0.5} \\ &= \left[(E/\rho(1-\sigma))/((1-2\sigma)(1+\sigma))\right]^{0.5} \\ &= \left[(\lambda + 2\mu)/\rho\right]^{0.5} \end{aligned} \tag{5.1}$$

bağıntısı ile gösterilebilir. Burada, V_P; P dalga hızı, E; Young modülü, σ; Poisson oranı, λ; Lame sabiti, μ; katılık modülü, ρ; kayaç yoğunluğu olarak tanımlanabilir.

S dalga hızı, $V_S=(\mu/\rho)^{0.5}$ olarak tanımlanmaktadır. S dalga hızı ile kayaç parametreleri arasındaki ilişki daha açık şekliyle,

$$\begin{aligned} V_S &= (\mu/\rho)^{0.5} \\ &= \left[(E/\rho)(1/2(1+\sigma)\right]^{0.5} \end{aligned} \tag{5.2}$$

olarak verilebilmektedir. Burada, V_S; S dalga hızı, E; Young modülü, σ; Poisson oranı, μ; katılık modülü ve ρ; kayaç yoğunluğudur.

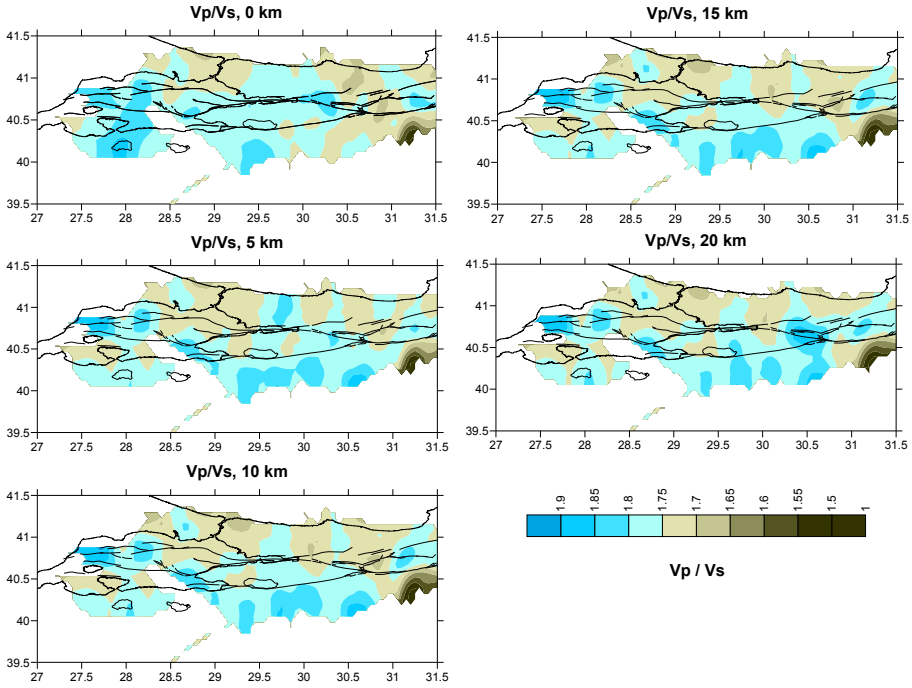
P ve S dalga hızlarını birbirine oranladığımızda, Vp/Vs oranı,

$$
\begin{aligned}
Vp/Vs &= \left[(\lambda + 2\mu)/\mu\right]^{0.5} \\
&= \left[(k + 4/3\mu)/\mu\right]^{0.5} \\
&= \left[(1-\sigma)/(0.5-\sigma)\right]^{0.5}
\end{aligned}
\tag{5.3}
$$

olarak elde edilmektedir. Burada, k; kayacın bulk modülüdür. Poisson oranı σ, 0 ile 1.0 arasında değişmektedir.

Yukarıdaki eşitliklerden, bir ortamdaki P dalga hızının her zaman S dalga hızından büyük olduğu görülmektedir. Makaslama deformasyonu, sıvılarda devam etmediğinden (μ=0), S dalgası sıvı ortamlarda ilerleyememektedir. Yine (5.1) ve (5.2) eşitlikleri incelendiğinde, S dalga hızının katılık modülünden, P dalgalarına göre daha fazla etkilendiği görülmektedir. Eğer, σ=0.25 ise, Vp/Vs oranı, $\sqrt{3}$ 'e eşit olmaktadır. Sıkılığı yüksek olan kayaçlarda Vp/Vs oranı 1.5-2.0 arasında ve σ ise, 0.1-0.33 arasında değişmektedir. Vp/Vs oranı, kumtaşında 1.66-1.81 arasında değişirken, karbonatlı kayaçlarda, 1.81-1.98 arasında değişmektedir (Hamada, 2004).

Yukarıda kısaca açıklanan nedenler dikkate alındığında, kayaçların fiziksel özelliklerinin belirlenmesinde Poisson katsayısı (Vp/Vs oranı) önemli bir parametre olduğu görülmektedir. Bunun yanında, Vp ve Vs hızlarının birbirinden bağımsız olarak hesaplandığı ters çözümlerde, kullanılan parametreler çözümleri etkilemektedir. Bu nedenle, Vp hızının Vs hızına basit olarak bölünmesi ile elde edilen Vp/Vs oranı yeterince doğru olmamaktadır. Bu algoritmada Vp ve Vs ters çözümleri yanında, Vp ve Vp/Vs ters çözümü için farklı bir algoritma geliştirilmiştir. Bu algoritma grid parametrelendirilmesi esasına dayanmaktadır. Vp ve X=Vp/Vs gridleri, P ve S ışın yoğunluklarına göre birbirlerinden bağımsız olarak kurulmaktadır (Koulakov ve diğ. 2007). Bu çalışmada 5 iterasyon için Vp ve Vp/Vs oranı hesaplanmıştır. Şekil 5.23'de referans değeri 1.74 olarak alınmış ve buna göre göre Vp/Vs pertürbasyonları verilmiştir.



Şekil 5.23 Vp ve Vp/Vs ters çözümü sonrasında elde edilen Vp/Vs anomalisinin inceleme alanındaki yatay dağılımı. Ters çözüm, referans değeri 1.74 alınarak ve 5 iterasyon için yapılmıştır.

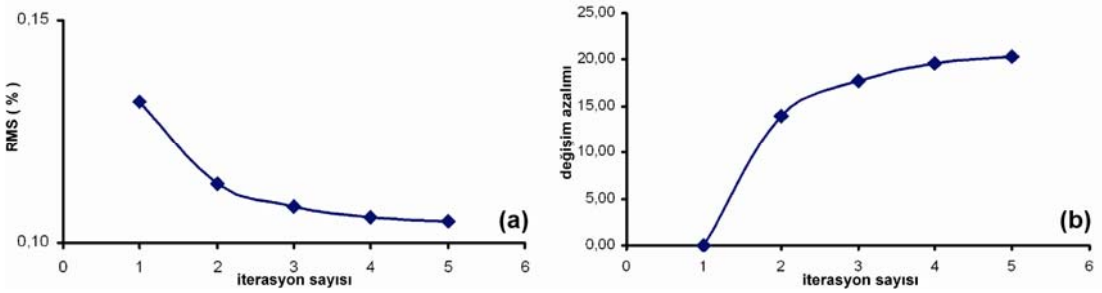
İnceleme alanındaki Vp/Vs oranı dağılıma bakıldığında, ani yanal değişimlerin olduğu ve genellikle bu değişimleri 1.85-1.65 arasında değiştiği görülmektedir. İzmit Körfezi civarında yüzeye yakın kısımlarda görülen 1.75-1.80 civarındaki Vp/Vs oranı, derinlere inildikçe değişken bir yapı göstermekte ve 1.65-1.70 civarına düşmektedir. Bu durumun, derinlere inildikçe, tortul malzemenin ve bölgede hakim kırıklı yapının azalması ile ilşkili olabileceği düşünülmektedir. Benzer şekilde, Çınarcık Baseni'nin doğu kısmında düşük Vp/Vs oranlarına rastlanmıştır. Bu sonuç, Barış ve diğ. (2005) ile uyum göstermektedir. İzmit ve Düzce ana şoklarının meydana bölgeler arasında, derinlere inildikçe düşük Vp/Vs dağılımları görülmektedir.

Vp/Vs oranının düşey yöndeki dağılımı incelemek amacıyla A-A' profili boyunca kesit alınmıştır. A-A' profilinin yeri 0km derinlikteki Vp/Vs oranının verildiği harita üzerinde gösterilmiştir (Şekil 5.24).

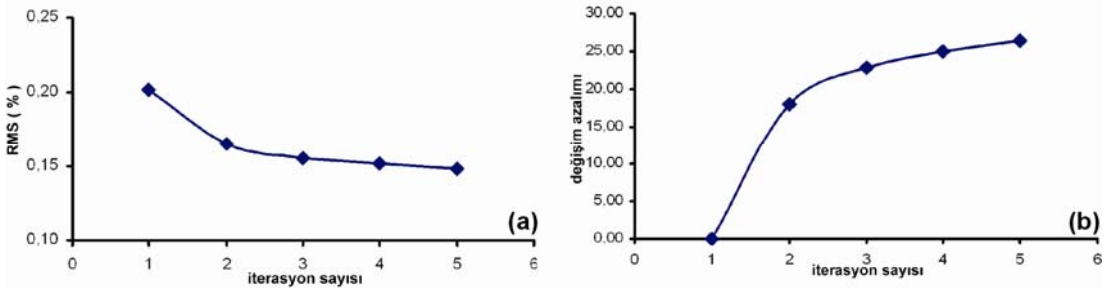
6. SONUÇLAR ve ÖNERİLER

6.1 Tomografik Ters Çözüm Sonuçlarının İrdelenmesi

P ve S dalgaları için eş zamanlı olarak elde edilen tomografik ters çözüm çalışmasında kullanılan hız modelin güvenilirliğinin sınanması için standart sapma, RMS değerlerinin incelenmesi gibi farklı yöntemler kullanılmaktadır. Bu çalışmada, P ve S dalgaları için RMS ve değişimin azalımının yineleme sayısına göre değişimi (RMS ve variance reduction) incelenmiştir. Bunun sonucunda P ve S dalgası çözümlerinde kullanılan hız modeli için, her bir iterasyondaki RMS değişimi ve değişim azalımı grafik üzerinde gösterilmiştir (Şekil 6.1 ve Şekil 6.2).



Şekil 6.1 Tomografik ters çözüm sonucunda P dalgaları için elde edilen (a) RMS (%) değerleri ve (b) değişim azalımının yineleme sayısına göre yüzde olarak değişimi.

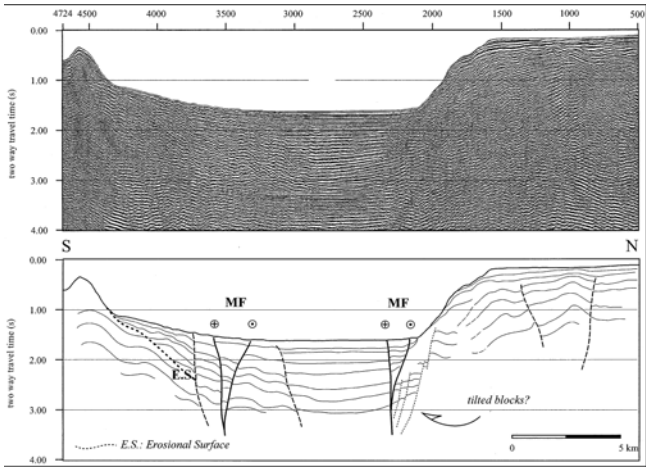


Şekil 6.2 Tomografik ters çözüm sonucunda S dalgaları için elde edilen (a) RMS (%) değerleri ve (b) değişim azalımının yineleme sayısına göre yüzde olarak değişimi

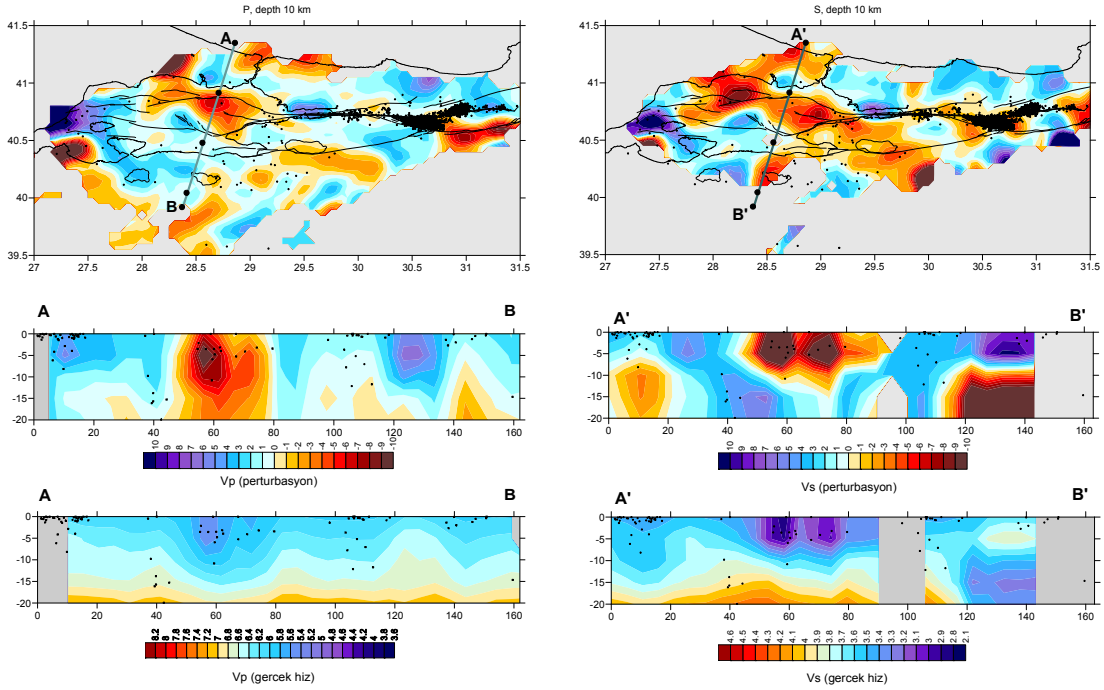
Ters çözüm sonucunda, P ve S dalgaları için RMS değerlerinin yineleme sayısı arttıkça azalım göstermesi ve değişim azalımının artma göstermesi beklenen bir durumdur. Elde edilen grafikler incelendiğinde 5. yinelemeden sonra RMS ve

değişim azalımı değerlerinde önemli bir farklılık görülmediğinden, ters çözüm için yineleme sayısı 5 olarak belirlenmiştir. Ters çözüm öncesinde başlangıç modeli için elde edilen RMS değeri P dalgaları için, 0.131'den 0.104'e, benzer şekilde S dalgaları için ise, 0.201'den 0.148'e düşmüştür. P dalgası için 1. yineleme sonucunda, başlangıçta kullanılan hız modeline göre kalıntı değerlerinde yaklaşık %13'lük bir azalma görülürken, 5. yineleme sonrasında yaklaşık %11'lik azalma gözlenmektedir. Benzer şekilde, S dalgası için kalıntı değerleri, 1. yineleme sonucunda ilk modele göre %20'lik bir azalma gözlenirken, 5. yineleme sonrasında kalıntı değerinde %15'lik bir gözlenmektedir. P dalgalarında S dalgalarına göre daha iyi sonuçlar elde edilmiştir. Bunun nedeni, verilerdeki S fazı okumalarının sayısının ve kalitesinin düşük olduğu düşünülmektedir. Hız modelinin doğruluğu, deprem konumlarının doğru olarak belirlenmesinde en önemli parametredir. Bu nedenle, çözümlerde kullanılan hız modelinin kabul edilebilir bir model olduğu düşünülmektedir.

Şekil 5.21 de gösterilen tomografik ters çözüm sonuçlarında dikkat çeken yapılardan bir tanesi, Marmara Denizi'nin kuzeyinde, batıdan doğuya doğru, Tekirdağ Baseni, Orta Basen ve Çınarcık Basenleri olarak adlandırılan basen yapılarıdır (Gürer ve diğ. 2003; İmren ve diğ. 2001). KAFZ'nun kuzey kolu üzerinde bulunan bu basen yapıları, ters çözüm sonuçlarında düşük hız bölgeleri olarak görülmektedirler. Bunlardan en büyük olanı Çınarcık Baseni'dir ve yaklaşık olarak kuzey-güney yönünde 20km, doğu-batı yönünde 50km uzunluğundadır. Derinliği yaklaşık olarak 1250m olarak bilinmektedir (Barka 1997; Le Pichon ve diğ. 2000; Okay ve diğ. 1999, 2000; İmren ve diğ. 2001). Çınarcık baseninin tomografik ters çözüm sonuçlarını irdelemek amacıyla basene kuzey-güney doğrultusunda dik olacak şekilde bir kesit alınmıştır. Bu kesit sonuçları, İmren ve diğ. (2001) tarafından yapılan çalışma ile karşılaştırılmıştır. Şekil 6.3'de İmren ve diğ. (2001) tarafında yapılan çalışmada Çınarcık baseni için yapılan model kesit görülmektedir. Şekil 6.4a ve b'de, sırasıyla P ve S dalgaları için tomografik çözüm üzerinde alınan kesit görülmektedir.



Şekil 6.3 Çınarcık Baseni üzerinde kuzey-güney doğrultulu alınan sismik yansıma kesiti ve bununla ilişkili model gösterimi (İmren ve diğ. 2001'den alınmıştır).



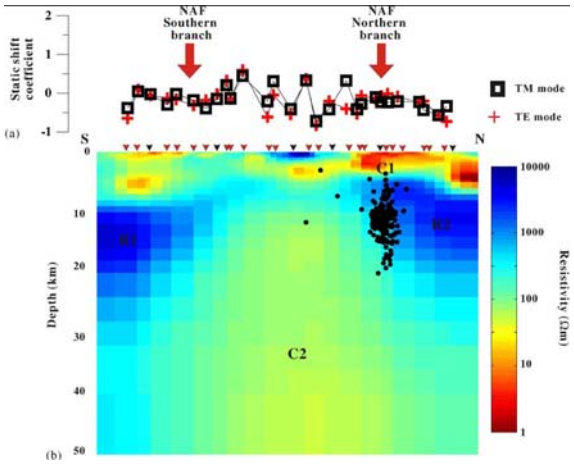
(a) (b)

Şekil 6.4 Tomografik ters çözüm sonucu üzerinde Çınarcık basenine yaklaşık kuzey-güney doğrultusunda alınan kesit boyunca hız pertürbasyonları ve gerçek hız değerlerinin dağılımı ((a) P dalgası (b) S dalgası).

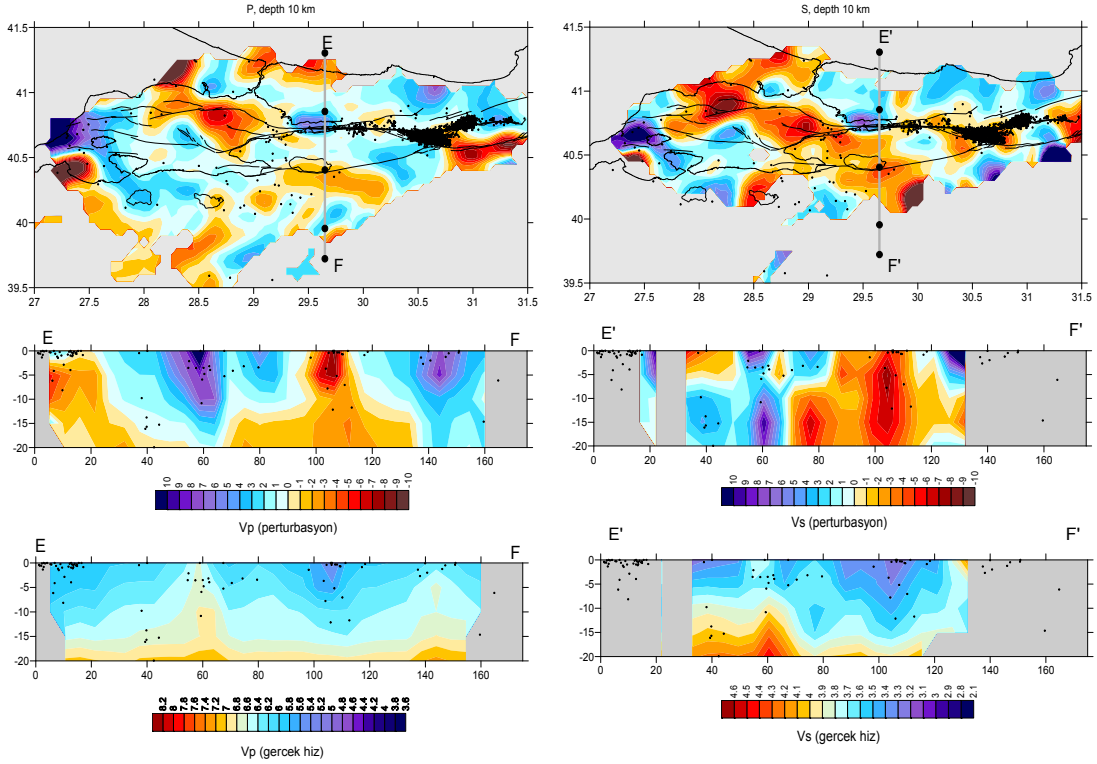
Şekil 6.4'de, P ve S dalgaları için yapılan ters çözüm sonuçları üzerinde A-B (P dalgaları için) ve A'-B' (S dalgaları için) kesitleri boyunca düşey değişim incelenmiştir. Şekilde, en üstte, P ve S dalgalarının 10km derinlik için elde edilen yatay değişimleri görülmektedir. Bunun altında, kesit boyunca Vp ve Vs hız pertürbasyonları ve en altta ise, yine aynı kesit boyunca gerçek hız değerlerinin düşey yöndeki değişimi gösterilmiştir. Yatay yöndeki değişim üzerindeki siyah

noktalar, 15km derinlikteki deprem dağılımı göstermektedir. Düşey kesitler üzerindeki siyah noktalar ise, 40km denişliğindeki bir hat içinde kalan depremlerin episantır dağılımını göstermektedir. Şekil 6.4a ve b'de en üstteki yatay değişimler incelendiğinde, basenin doğu-batı yönündeki genişliği yaklaşık 50km ve kuzey-güney yönündeki genişliği ise yaklaşık 20km olarak görülmektedir. Bu sonuç, İmren ve diğ. (2001) tarafından yapılan çalışma ile uyum içerisindedir. Düşey kesitler incelendiğinde ise basenin derinliğinin 20km'ye kadar devam ettiği görülmektedir. Burada basen derinliğinin 10km'den daha derinlerdeki uzanımının basenin oluşumundan kaynaklanan yukarı doğru çiçek yapısından kaynaklandığı ve buradaki farklı malzeme nedeniyle kuvvetli hız pertürbasyonunun bozucu bir etkisi olduğu düşünülmektedir. Bu durumda, basenin derinliğinin, basen içindeki sediman kalınlığı ile birlikte yaklaşık 10km derinliklere kadar uzandığı söylenebilir. Bu sonuçun, İmren ve diğ. (2001) tarafından yapılan model çalışmasındaki yapı ile uyumlu olduğu düşünülmektedir.

Tank ve diğ. (2005) tarafından yapılan manyetotellürük çalışmasında kullanılan profil boyunca ters çözüm sonuçları incelenmiştir (Şekil 6.5 ve 6.6). Tank ve diğ. (2005) tarafından yapılan çalışmaya göre KAFZ'nun kuzey ve güney kolları arasında 10km derinliklerden itibaren düşük özdirenç değerleri gözlenmektedir. Bu sonuç, tomografik ters çözüm sonuçları ile karşılaştırıldığında, P dalgası için yeterli uyum gözlenemese de, S dalgası çözümlerinde genel olarak düşük hız bölgesinin konumu konusunda uyum gözlenmektedir.

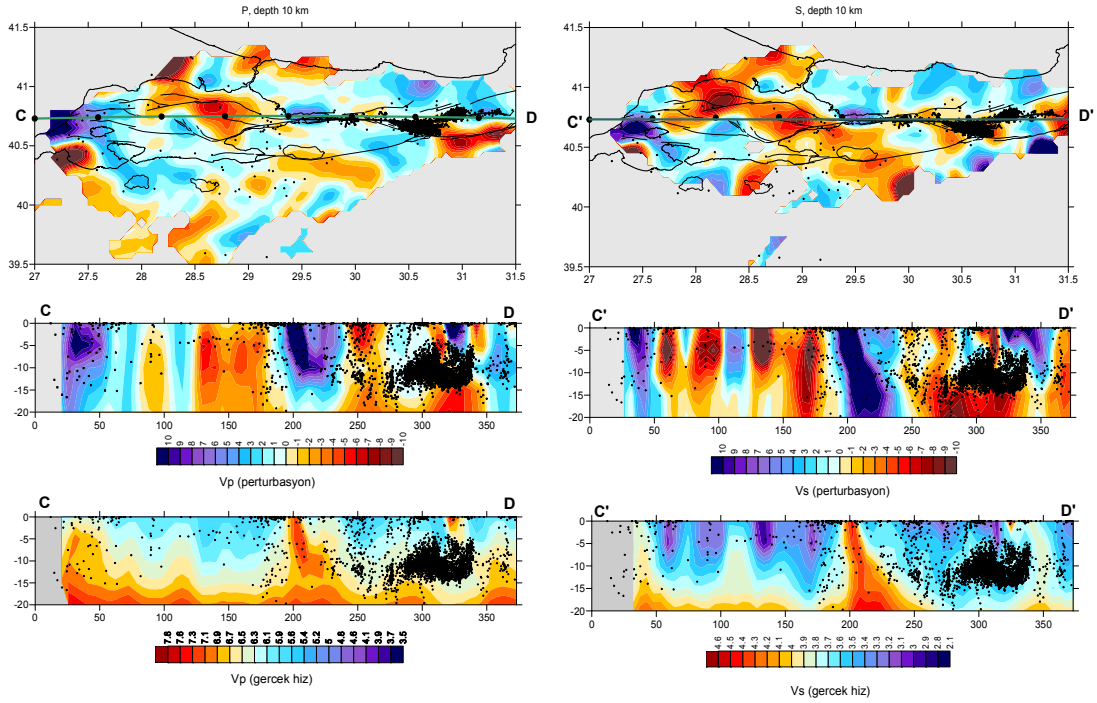


Şekil 6.5 Tank ve diğ. (2005) tarafından yapılan manyetotellürik çalışmanın sonucundan bir kesit



Şekil 6.6 Tank ve diğ. (2005) tarafından yapılan manyetotellürük çalışmada kullanılan profil boyunca tomografik ters çözüm sonuçları. a) P dalgası çözümleri b) S dalgası çözümleri

Marmara Bölgesi, sahip olduğu yüksek sismik aktivitesinin en önemli nedeni olan KAFZ'nun kollara ayrıldığı bölümünü sınırları içerisinde bulundurmaktadır. İzmit Körfezi'nin doğusundan Marmara Denizi'ne giren KAFZ'nun çevresindeki hız yapısını ve deprem dağılımlarını incelemek amacıyla, KAFZ'nu üzerinde, faya paralel olacak şekilde 370km uzunluğunda bir C-D kesiti alınmıştır (Şekil 6.7)



(a) (b)

Şekil 6.7 Tomografik ters çözüm sonucunda, yaklaşık olarak KAFZ'nu üzerinde doğu-batı yönünde alınan kesit boyunca hız pertürbasyonları ve gerçek hız değerlerinin dağılımı ((a) P dalgası (b) S dalgası).

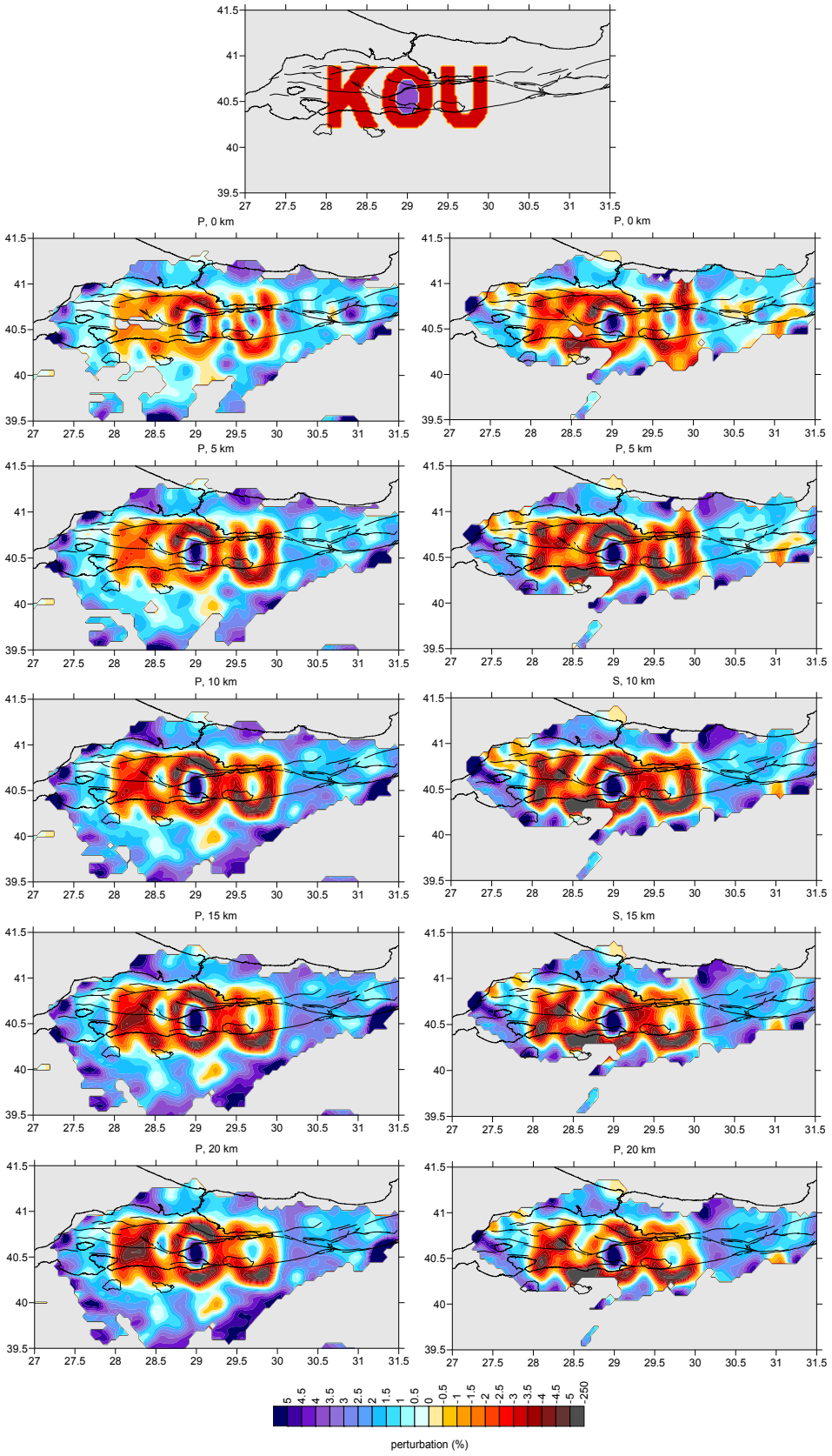
Şekil 6.7'de, yatay ve düşey kesitler üzerindeki siyah noktalar deprem odaklarını göstermektedir. C-D ve C'-D' kesitleri, kesit çizgisi ortada olacak şekilde, 40km genişliğinde bir hat olarak tanımlanmıştır ve deprem dağılımları bu hattın içinde kalanlar olarak gösterilmiştir.

Şekil 6.7 incelendiğinde, KAFZ'nu üzerinde hız yapılarının oldukça ani yanal değişimler gösterdiği görülmektedir. Fay boyunca kırıklı yapı nedeniyle beklenenden daha fazla P ve S hızı dağılımları gözlenmektedir. Fayın İzmit Körfezi'ne girdiği bölgede, hem P hem de S dalga hızlarında artış gözlenmektedir. Deprem odaklarının dağılımları incelendiğinde, fayın iki kola ayrıldığı, İzmit Körfezi'nin doğusunda yoğunlaştıkları görülmektedir. Derinlik dağılımları incelendiğinde ise, deprem odaklarının 5-17km derinlikler arasında toplandıkları görülmektedir. Bu sonuç, daha önce çeşitli araştırmacılar tarafından da ortaya koyulan bölgedeki sismojenik zon derinliğini ortaya koymaktadır (Ito ve diğ. 2002, Barış ve diğ. 2002, 2005). Barış ve diğ. (2005) tarafından bölgede daha önce yapılan çalışmada, deprem odaklarının düşük ve yüksek hız bölgelerinin kesişim bölgesinde olduğu belirtilmiştir.

Bu çalışmada bu sonuca yönelik kesin bir yargıya varmak mümkün olmamakla birlikte, depremlerin genellikle düşük hız bölgelerinde meydana geldiği söylenebilmektedir.

6.2 Tomografik Ters Çözüm Sonuçlarına Yapay Test Uygulanması

Ters çözüm sonuçlarının çözünürlüğünün sınanması amacıyla verilere bir test uygulanmıştır. Bunlardan dama tahtası testi sonuçları Bölüm 5'de parametre tanımlamaları ile ayrıntılı olarak verilmiştir. Bu bölümde, veri ve model parametrelerini sınamak amacıyla bir seri yapay test uygulanmıştır. Bu testlerde, sonuç model üzerinde farklı yapıların çözünürlüğü incelenmiştir. Bunun için başlangıçta gelişigüzel iki farklı anomali tanımlanmış, bu anomalilerin ters çözüm işlemi sonrasındaki yatay çözünürlüğü incelenmiştir (Şekil 6.8).



Şekil 6.8 Gelişigüzel tanımlanmış bir anomalinin yatay yöndeki ters çözüm sonucu.

Gelişigüzel tanımlanmış bir farklı anomali ile ters çözüm parametreleri sınanmıştır. Burada Kocaeli Üniversitesi'ni temsilen "KOU" kısaltması gelişigüzel anomali olarak kullanılmıştır. Şekil 6.8'in üst kısmında test için tanımlanmış olan anomali görülmektedir. Burada harfler %-3'lük hız perturbasyonları ile tanımlanmıştır. Test sonucunda harflerin yine yaklaşık %-3'lük hız perturbasyonlarını ifade ettiği görülmektedir. P dalgaları için elde edilen çözümlerde 10. ve 15.km'lerdeki çözünürlüğün diğer derinliklere göre daha iyi olduğu görülmektedir. S dalgaları için ise, çözümler genel olarak P dalgalarına göre iyi olmamakla birlikte, 10km derinlik kesitinden daha derin kesitlerde çözünürlülük hızla düşmektedir. Benzer şekilde Bu durum, daha önce dama tahtası testi ile elde edilen sonuçlar ile uyumludur. Deprem odaklarının dağılımı ile de ilişkili olarak yaklaşık 15km'den sonra yüksek çözünürlüklü sonuçlar elde edilememiştir.

6.3 Sonuçlar

Marmara Bölgesi, sosyal, ekonomik ve kültürel anlamda Türkiye'nin önde gelen bölgelerinden biridir. Bölgede önemli sanayi kuruluşlarının olması ve hakim tektonik yapı ile ilişkili depremselliği nedeniyle bölgenin önemi bir kat daha artmaktadır. Bu çalışmada, Marmara Bölgesi'nin tomografik hız yapısı, LOTOS_07 algoritması kullanılarak yaklaşık 20km derinliklere kadar yüksek çözünürlülükle belirlenmiştir. Çalışmada, 6173 deprem kullanılmıştır. Bölgede daha önce yapılmış olan tomografi çalışmaları bulunmaktadır. Bu çalışmalar, genellikle bölgenin doğu kesimini kapsamaktadırlar. Bölgede yapılan diğer tomografi çalışmalarından farklı olarak, bu çalışmada kullanılan verilere OBS (ocean bottom seismometers) verileri eklenmiş ve Marmara Denizi de dahil olmak üzere hemen hemen Marmara Bölgesi'nin tamamı için tomografik sonuçlar elde edilmiştir. Elde edilen tomografik ters çözüm sonuçları, bölgede daha önce Nakamura ve diğ. (2002) ve Barış ve diğ. (2005) tarafından yapılan tomografi çalışmaları ile karşılaştırılmıştır. Bu iki çalışmada da deprem odaklarının düşük ve yüksek hız bölgelerinin kesişim bölgesinde meydana geldiği belirtilmiştir. Bu çalışmada ise, deprem odaklarının düşük hız bölgelerinde yoğunlaştığı görülmüştür. Bu anlamda farklılık gösterse de genel olarak sonuçların uyum içinde olduğu görülmüştür.

Tank ve diğ. (2005) tarafından yapılan manyetotellürük çalışmasında elde edilen sonuçlar ile, bu alışma sonucunda elde edilen sonuçlar karşılaştırılmıştır. Manyetotellürük çalışması sonucunda, KAFZ'nun kuzey ve güney kolları arasında alınan bir profil üzerinde 10km derinlerden itibaren düşük özdirençli bir yapının varlığından bahsedilmiştir. Yaklaşık olarak aynı yerde alınan tomografik kesit, özdirenç kesiti ile karşılaştırılmıştır. Bunun sonucunda, p dalgaları için önemli bir uyum gözlenememişse de S dalgaları için yaklaşık 10km'den sonra başlayan bir düşük hız bölgesinin varlığı gözlenmiştir. Bu anlamda, sonuçların kısmen de olsa uyumlu olduğu söylenebilmektedir.

Tomografik sonuçlarda dikkat çeken iki yapı olan Marmara Denizi içindeki basen yapıları ve KAFZ üzerinde kesit alınarak, deprem dağılımları ile hız dağılımlarının ilişkisi incelenmeye çalışılmıştır. Çınarcık Baseni üzerinde alınan kesitte, depremlerin daha çok düşük hız zonu üzerinde meydana geldiği gözlenmiştir. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun konumu ve deprem dağılımı ile ilişkili olarak bölgenin orta kısmından kuzey ve güneye doğru uzaklaştıkça çözümlerdeki çözünürlülük de azalım göstermiştir.

Başlangıç modelinin gerçeğe uygun olması, tomografik sonuçların doğruluğunu önemli ölçüde etkilemektedir. Bu nedenle, minimum bir-boyutlu bir hız modelinin üç-boyutlu tomografik çözümde başlangıç modeli olarak kullanılması uygun bir yaklaşımdır. Büyük blokların kullanıldığı modeller güvenilirliği yüksek kaba modeller üretirken, çok küçük blokların kullanıldığı modellerde çözünürlülük önemli ölçüde azalmaktadır. Bu aşamada, üretilen yapay hız modelleri, doğru blok büyüklüğünün belirlenmesinde yardımcı olmuştur. Bu şekilde belirlenen parametreler kullanılarak elde edilen tomografik görüntülerde gerçek jeolojik yapılar ile paralel görüntüler elde edilmiştir. Tomografik ters çözüm işlemlerinde kullanılan veri setinin fazla geniş olması ve parametrelerin detaylı olması çözümlerdeki zaman ve işlem yükünü arttırmaktadır. LOTOS algoritması ile bu sorun önemli ölçüde hafifletilmiş durumdadır. Bu seyede, daha geniş bir bölgenin incelenmesine olanak sağlanmıştır. Bunu yanında, bu çalışma, LOTOS algoritmasının Türkiye için ilk uygulaması olmuştur. Çalışmanın sonucunda, Marmara Bölgesi için 0-15km derinlikler arasında iyi çözünürlüğe sahip üç-boyutlu P ve S dalga hızları

belirlenmiştir. Elde edilen üç boyutlu hız modelinin, bölgede daha sonra yapılacak çalışmalara katkı sağlayacağı düşünülmektedir. Bunlara ilave olarak, çalışmada, kara ve deniz verilerinin birleştirildiği, güvenilirliği oldukça yüksek bir veri seti elde edilmiştir.

Tomografi çalışmalarında yüksek kalitede veri seti ve inceleme alanındaki deprem ve istasyonların dağılımının önemi bilinmektedir. Bu nedenle, tomografik çalışma yapılması planlanan yerlerde yüksek kalitede veri toplanması önemli bir ölçüt olarak karşımıza çıkmaktadır. Deprem aktivitesinin yoğun olduğu bölgeyi kapsayan bir sismik ağ kurulması çalışmanın çözünürlüğünü arttırmış olacaktır.

Başlangıç modelinin gerçeğe uygun olması, tomografik sonuçların doğruluğunu önemli ölçüde etkilemektedir. Bu nedenle, minimum bir-boyutlu bir hız modelinin üç-boyutlu tomografik çözümde başlangıç modeli olarak kullanılması uygun bir yaklaşımdır. Büyük blokların kullanıldığı modeller güvenilirliği yüksek kaba modeller üretirken, çok küçük blokların kullanıldığı modellerde çözünürlülük önemli ölçüde azalmaktadır. Bu aşamada, üretilen yapay hız modelleri, doğru blok büyüklüğünün belirlenmesinde yardımcı olmuştur. Bu şekilde elde edilen parametreler kullanılarak elde edilen tomografik görüntülerde gerçek jeolojik yapılar ile paralel görüntüler elde edilmiştir. Tomografik ters çözüm işlemlerinde kullanılan veri setinin fazla geniş olması ve parametrelerin detaylı olması çözümlerdeki zaman ve işlem yükünü arttırmaktadır. LOTOS algoritması ile bu sorun önemli ölçüde hafifletilmiş durumdadır. Bu seyede, daha geniş bir bölgenin incelenmesine olanak sağlanmıştır. Bunu yanında, bu algoritmanın Türkiye için ilk uygulaması yapılmıştır. Bu çalışmanın sonucunda, Marmara Bölgesi için 0-15km derinlikler arasında iyi çözünürlüğe sahip üç-boyutlu P ve S dalga hızları belirlenmiştir. Elde edilen üç boyutlu hız modelinin, bölgede daha sonra yapılacak çalışmalara katkı sağlayacağı düşünülmektedir. Bunlara ilave olarak, çalışmada, kara ve deniz verilerinin birleştirildiği, güvenilirliği oldukça yüksek bir veri seti elde edilmiştir.

Yerbilimlerinde, özellikle sismoloji alanında son yıllarda kullanılmaya başlayan "Yerel Deprem Tomografisi" yöntemi, bilgisayarların ve sismoloji aletlerin teknik özelliklerinin gelişmesiyle, yer içine ait birçok bilinmeyene ışık tutmaktadır.

Marmara Bölgesi gibi tektonik olarak oldukça karmaşık yapıya sahip bir bölgede bu yöntemin bu kadar iyi sonuçlar ortaya koyması, yöntemin güvenilirliğinin bir göstergesidir. Gelişme gösteren bu yöntemin yaygın olarak kullanımını sağlamak için, üst kabuk yapısının bilinmediği bölgelerde bundan sonra kurulacak sismik ağların tomografik ters çözüm işlemlerine uygun olacak şekilde kurulması faydalı olacaktır.

KAYNAKLAR

Achauer, U., Evans, J. R., Stauber, D. A., "A High-resolution seismic tomography of compressional wave velocity structure at Newberry Volcano, Oregon Cascade Range**",** ***J. Geophys. Res.*****,** 93, 10, 135-10, 147, (1988).

Aki, K., Christoffersson, A., Husebye, E. S., "Three-dimensional seismic structure of the litosphere under Montana LASA", ***Bull. Seismol. Soc. Am*****.,** 66, 501-24, (1976)

Aki, K., and Lee, W. H. K., "Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P-arrival time from local earthquakes, 1. A homogeneous initial model", ***J. Geophys. Res.*****,** 81, 4381-99, (1976).

Aki, K., Christoffersson, A., Husebye, E. S., "Determination of the three-dimensional seismic structure of the litosphere", *J. Geophys. Res.*, 82, 277-96, (1977).

Aki, K., and Richards, P. G., ***Quantitative Seismology: Theory and Methods***, Vol. 2, W. H. Freeman and co., San Francisco, (1980).

Aki, K., "Three-dimensional seismic inhomogeneities in the lithosphere and asthenosphere" ***Rev. Geophys. Space Phys.*****,** 20, 161-70, (1982).

Aktar, M., Dorbath, C., Arpat, E., "The seismic velocity and fault structure of the Erzincan basin, Turkey, using local earthquake tomography" ***Geophys. J. Int.*****,** 156, 497-505, (2004).

Alkan, B., Beyhan, G., Teoman, U. M., "Sakarya Baseninin üç-boyutsu sismik tomografisi", ***International Earthquake Symposium Kocaeli 2007,*** *Tam Metin Cd'si*, p:171, (2007).

Alptekin,Ö., O.M.İlkışık., Ü.Ezen ve S.B.Üçer., "Seismicity and the Crustal structure of western Anatolia", ***Inter.Earth.Scien.Congress on Aegean Region***,1-6 October 1990,Vol: 1-12 (Teblig), (1990).

Ambrasesys, N. N., and Finkel, C. F., "Long-term seismicity of Istanbul and of the Marmara region", ***Engin. Seis. Earthq. Report 91/8***, Imperial Collage, (1991).

Anastasia, K., and Louvari, E. K., "On active tectonics of the Aegean sea and surrounding lands. Symposia on the Seismotectonics of the North-Western Anatolia-Aegen and recent Turkish Earthquakes", ***Proceedings*****,** 88-95, (2001).

Bağcı, G., "Deprem Öncesi Sismisite Kuzey Anadolu Fayının Batı Kesiminin Depremselliği (Tarihsel ve Aletsel Dönem) ve Riski", ***17 Ağustos 1999 İzmit Körfezi Depremi Raporu,*** TC Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı, Editör: Ramazan Demirtaş, Ankara. 2000

Barış, Ş., Ito, A., Üçer, S. B., Honkura, Y., Kafadar, N., Pektaş, R., Komut, T., Işıkara, A. M., "Microearthquake activity before the İzmit Earthquake in the Eastern Marmara Region, Turkey (1 January 1993-17 August 1999)", ***Bull. Seism. Soc. Am.,*** 92, 1, pp. 394-405, (2002)

Barış, Ş., Hakajima, J., Hasegawa, A., Honkura, Y., Ito, A., Üçer, B., "Three-dimensional structure of the Vp, Vs and Vp/Vs in the upper crust of the Marmara region, NW Turkey", ***Earth Planets Space,*** 57, 1019-1038, (2005).

Barka, A. A., and Kadinsky-Cade, K., "Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity", ***Tectonics*** 7, 663-684, (1988).

Barka, A. A., "The North Anatolian Fault Annales", ***Tectonics*** 6, 164-195, (1992).

Barka, A. A., "Neotectonics of the Marmara region in active tectonics of northwest Anatolia," In: Schindler, C., Pfister, M. (Eds.), ***The Marmara Poly-Project***, Hochshul-verlag AG an der ETH, Zurih, pp. 55-87, (1997).

Bath, M., and Stefanson, R., "S-P conversion at the base of the crust", ***Ann. Geophysic***, Vol. 19, pp. 119-130, (1966).

Benz, H., Chouet, B. A., Dawson P. B., Lahr, J. C., Page R. A., Hole, J. A., "Three-dimensional P and S wave velocity structure of Redoubt Volcano, Alaska", ***J. Geophys. Res.***, 101, p. 8111-8128, (1996).

Benz, H. M., Smith, R. B., "Simultaneous inversion for lateral velocity variations and hypocenters in the Yellowstone region using earthquake and refraction data", ***J. Geophys. Res.,*** 89, 1208-20, (1984).

Bijwaard, H., Spakman, W., Engdahl, R., "Closing the gap between regional and global travel time tomography", ***J. Geophys. Res***., 103, 30,055-30,078, (1998).

Bolt, B. A., and Uhrhammer, R. A., "In Evolution of the Earth" (ed. R. J. O'Connell and W. S. Fyfe), vol. 5, pp. 28-37, ***American Geophysical Union,*** Washington D.C, (1981).

Bozkurt, E., "Timing of extension on the Büyük Menderes Graben, Western Turkey and its tectonic implications" In: Bozkurt, E., Winchester, J. A., Piper, J. D. A. (Eds.), ***Tectonics and Magmatism in Turkey and the surrounding Area, Special Publications*****,** 173, Geological Society, London, pp. 385-403, (2000.).

Bozkurt, E., "Neotectonics of Turkey-a synthesis", ***Geodinamica Acta*** 14, 3-30, (2001).

Bozkurt, E., "Discussion on the extensional folding in the AlaŞehir (Gediz) Graben, Western Turkey", ***Journal of the Geological Society,*** London 159, 105-109. 2002
Bullen, K. E., "An Introduction to the Theory of Seismology", 3 rd ad., ***Cambridge Univ. Pres****,* New York*,* (1963).

Canıtez, N., "Türkiye ve civarındaki depremlere ait fondamantal modan yüzey dalgaları üzerine incelemeler", ***TUBİTAK Mühendislik araştırma grubu***, proje no: MAG-150, (1969)

Canıtez, N., "Genelleştirilmiş ters kuram. Jeofizikte Modelleme", ***Literatür Yayıncılık***, İstanbul. pp. 16-56, (1997)

Cara, M., Lévêque, J. J., "Waveform inversion using secondary observables", ***Geophys. Res. Lett.,*** 14, 1046-9. (1987).

Clayton, R. W. and Comer, R. P., "A tomographic analysis of mantle heterogeneities from body wave travel time (abstract)", ***Eos, Trans. Am. Geophys. Union***, 64, 776, (1983)

Cormack, A. M., "Presentation of a function by its line integrals, with some radiological applications", ***J. Appl. Phys.,*** 34, 2722-7, (1963).

Crosson, R. S., "Crustal structure modelling of earthquake data, 2. velocity structure of Puget Sound region, Washington", ***J. Geophys. Res.,*** 81, 3047-3054, (1976).

Demirtaş, R., "Deprem Öncesi Sismisite Tarihsel Dönem (1509, 1719, 1756, 1766 ve 1894 Depremleri)", ***17 Ağustos 1999 İzmit Körfezi Depremi Raporu****,* TC Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı, Editör: Ramazan Demirtaş, Ankara, (2000).

Dewey, J. F., "Seismicity of Northern Anatolia", ***Bull. Seis. Soc. Am.,*** 3, 843-868. (1976).

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

Dinç, A. N., "Afyon-Sultandağı bölgesi hız yapısının yerel deprem tomografisi yöntemi ile belirlenmesi", Yüksel Lisans Tezi*,* ***İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü****,* İstanbul, (2003).

Dinç, A. N., "Local Earthquake Tomography of Central America: Structural Variations and Fluid Transport in the Nicaragua-Costa Rica Subduction Zone" Doktora Tezi, ***Mathematischen-Naturwissenschaftlichen Fakultšat der Christian-Albrechts-Universitšat zu Kiel****,* (2007).

Dinç, A. N., Koulakov, I., Thorward, M., Rabel, W., Flueh, E., Arroyo, I., Taylor, W., Alvarado, G., "Local Earthquake Tomography of Central Costa Rica: Transition from seamount to ridge subduction", ***Geophys. J. Int.*****,** (kabul edildi). (2007a).

Dinç, A. N., Rabel, W., Flueh, E., Taylor, W., "Mantle wedge hydration in Nicaragua from Local Earthquake Tomography" ***Geophys. J. Int.*****,** (kabul edildi), (2007b).

Dorbath, C., and Masson, F., "Composition of the crust and upper-mantle in the Central Andes (19.5°S) inferred from P wave velocity and Poisson's ratio", ***Tectonophysics*****,** 327, p. 213-223, (2000).

Dziewonski, A. M., and Anderson, D. L., "Seismic tomography of the Earth's interior", ***Am. Sci.,*** 721, 483-94, (1984)

Eberhart-Phillips, D., "Three-dimensional velocity structure in northern California Coast Ranges from inversion of local earthquake arrival times", ***Bull. Seismol. Soc. Am.*****,** 76, p. 1025-223, (1986).

Eberhart-Phillips, D.; Reyners, M.E. "Continental subduction and three-dimensional crustal structure : the northern South Island", ***New Zealand.Journal of Geophysical Research. Solid earth***, 102(B6): 11843-11861, (1997).

Eberhart-Phillips, D., and Bannister, S., "Three-dimensional crustal structure in the Southern Alps region of New Zealand from inversion of local earthquake and active source data", ***J. Geophys. Res.,*** 107(B10), 2262, doi: 10.1029/2001JB000567, (2002).

Ekström, G., Tromp, J., Larson, E., "Measurements and global models of surface wave propagation", ***J. Geophys. Res.***,102, 8137-8157, (1997).

Ellsworth, W. L., "Three- dimensional crust and mantle beneath the island of Hawaii", *Ph. D. Thesis,* ***Mass. Inst. Of Technol.,*** Cambridge, (1977).

Ellsworth, W. L., and Koyanagi, R. Y., "Three-dimensional crust and mantle structure of Kilauea Volcano, Hawaii", ***J. Geophys. Res.,*** 82, 5379-5394, (1977).

Ergin, M., Aktar, M., Biçmen, F., Yörük, A., Yalçın, N., Kuleli, S., "Microearthquake study of İzmit Bay", presented at the ***Active Tectonics Meeting Proc.***, Vol. 1, İstanbul Technical University, İstanbul, Turkey, (2000).

Ezen, Ü., "Kuzey ve Doğu Anadolu'da Love dalgalarinin dispersiyonu ve yerkabuğu yapısı**",** ***Deprem Arastirma Enstitüsü Bülteni***, Vol: 43, 42-62, (1983).

Ezen, Ü., "Yüzey Dalgalarinin Dispersiyonuna Göre Batı Anadolu'da Kabuk Yapısı", ***Deprem Arastirma Enstitüsü Bülteni***, Vol: 62,77-95,. (1990)

Ezen, Ü., "Crustal structure of Western Turkey From Rayleigh Wave Dispersion", ***Bull.Inter.Inst.Seism.Earth,*** Eng.(Japan), Vol:25,1-21, (1991).

Ezen, Ü., "Average Crustal Structure in Surrounding Region of Central Part of Turkey from Rayleigh Wave Dispersion", ***Bull.Inter.Inst.Seism.Earth,*** Eng.(Japan), Vol:28,1-12, (1994).

Ezen, Ü., "Marmara ve Batı Anadolu'da sismik ve sismolojik verilerden saptanmış kabuk yapısına genel bir bakış", ***14.Ulusal Jeofizik Kurultayı*** *8-11 Ekim 2001* Ankara, genişletilmiş sunu özetleri kitapçığı, p: 7-10, (2001).

Golub, G., and Kahan W., "Calculating the singular values and pseudo-inverse of a matrix", ***SIAM Journal on Numerical Analysis 2***, 205-224, (1965).

Gökalp, H., "Ayrıntılı Ayrımlılık Analizleri le Ablan Tepeleri volkanik bölgesinin tomografik hız yapısının incelenmesi", ***Jeofizik*** **14**, 15-42, (2000).

Görür, N., Çağatay, M. N., Sakınç, M., Sümengen, M., Şentürk, K., Yaltırak, C., Tchapalyga, A., "Origin of sea of Marmara as deduced from Neogene to Quaternary paleogeographic evolution of its frame", ***International Geology Review*** 39, 342-352, (1997).

Gutenberg, B., "Über die Konstitution des Erdinnern, erschlossen aus Erdbebenbeobachtungen", ***Zeitschrif für Geophysik*** *14*, 1217-1218, (1913).

Gürbüz, C., Aktar, M., Eyidoğan, H., ve diğ., "The seismitectonics of the Marmara region (Turkey): results from a microseismic experiment", ***Tectonophysics*** *316*, 1-17, (2000).

Gürer, Ö. F., Kaymakçı, N., Çakır, Ş., Özburan, M., "Meotectonics of the southeast Marmara region, NW Anatolia, Turkey", ***Journal of Asian Earth Sciences***, 1-11, (2003).

Gürer, F., Sangu, E., Özburan, M., "Neotectonics of the SW Marmara region, NW Anatolia, Turkey", ***Geol. Mag.*** 143, pp. 229-241, (2006)

Hagedoorn, J. G., "A process of seismic reflection interpretation", ***Geophys. Prospecting*** *2*, 85-127, (1954).

Hager, B. H., Clayton, R. W., Richards, M. A., et al., "Lower mantle heterogeneity, dynamic tomography and the geoid", ***Nature***, 313, 541-5, (1985).

Hawley, B. W., Zand, G., Smith, R. B., "Simultaneous inversion for hypocenters and lateral velocity variations: an iterative solution with a layered model", ***J. Geophys. Res.***, 86, 7073-7076, (1981).

Herrin, E., "Introduction to 1968 seismological tables for P phases", ***Bulletin of the Seismological Society of America,*** 58: 1193-1195, (1968).

Hestenes, M. R., and Stiefel, E., "Methods of conjugate gradients for solving linear systems**",** ***J. Res. N. B. S.*** 49, 409-436, (1952).

Hirahara, K., "A large-scale three-dimensional seismic structure under the Japan Islands and the sea of Japan", ***J. Phys. Earth***, 25, 393-417, (1977).

Hirahara, K., "Inversion method of body-wave data for three-dimensional Earth structure", ***Zisin,*** 43, 291-306 (in Japanese with English abstract), (1990).

Hole, J. A., Brocher, T. M., Klemperer, S. L., Parsons, T., Benz, H. M., Furlong, K. P., "Three-dimensional seismic velocity structure of the San Francisco Bay area", ***J. Geophys. Res.,*** Vol. 105, 13, 859, (2000).

Horasan, G., Gülen, L., Pınar, A., Kalafat, D., Özel, N., Kuleli, H. S., Işıkara, A. M., "Lithosperic structure of the Marmara and Aegean regions, western Turkey", ***Bull. Seism. Soc. Am.,*** 92, 322-329, (2002).

Houndsfield, G. N., "Computerized transverse axial scanning tomography: Part I. Description of the system", ***Br. J. Radiol***., 46, 1016-22, (1973).

Hoversten, G. M., Dey, A., Morrison, H. F., "Comparison of five least-squares inversion techniques in resistivity sounding", ***Geophysical Prospecting,*** Vol. 30, pp. 688-715, (1982).

Husen, S., and Kissling, E., "Local Earthquake Tomography between rays and waves: Fat Ray Tomography", ***Phys. Earth Planet. Int***., 123, 129-149, (2001).

Husen, S., Quintero, R., Kissling, E., "Tomographic evidence for a subducted seamount beneath the Gulf of Nicoya: The cause of the 1990 Mw=7.0 Gulf of Nicoya earthquake", ***Geophys. Res. Let***. 29(8), doi: 10.1029/2001GL014045, (2002)

Husen, S., Quintero, R., Kissling, E., Hacker, B., "Subduction-zone structure and magmatic processes beneath Costa Rica constrained by local earthquake tomography and petrological modelling", ***Geophys. J. Int.*** 155, p. 11-32, (2003).

Husen, S., and Smith R. B., "Probabilistic earthquake relocation in three-dimensional velocity models for the Yellowstone National Park region, Wyoming", ***Bull. Seism. Soc. Am.***, 94, p. 880-896, (2004).

Ito, A., Üçer, S. B., Nakamura, Y., Honkura, Y., Kono, T., Hori, S., Hasegawa, A., Pektaş, R., Komut, T., Işıkara, A. M., "Afterschok activity of 1999 İzmit, Turkey, earthquake revealed from microearthquake observations", ***Bull. Seism. Soc. Am.***, 92, 1, 418-427, (2002).

Iyer, H. M., "Deep structure under Yellowstone national park, USA: a continental Hot Spot", ***Tectonophysics,*** 56, 165-299, (1979).

Iyer, H. M., and Hirahara, K., ***Seismic Tomography, Theory and Practice***, p.10, 412, 37190-1, (1993).

İmren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbağ, E., Ecevitoğlu, B., Görür, N., "The north Anatolian fault within the sea of Marmara: a new interpretation bades on multi-channel seismic and multi-beam bathymetry data", ***Earth and Planetary Science Letters*** 186, 143-158, (2001).

Jeffreys, H., and Bullen, K. E., "Seismological Tables", ***British Association for the Advancement of Science,*** *London,* (1948).

Jordan, T. H., and Frazer, L. N., "Crustal and upper mantle structure grom Sp phases", ***J. Geophys. Res.,*** Vol. 80, pp. 1504-1518, (1975).

Jullian, B. R., and Gubbins, D., "Three-dimensional seismic ray tracing", ***J. Geophys***. 43, 95-113, (1977).

Jupp, D., and Vozoff, K., "Stable iterative methods for the inversion of geophysical data", ***Geophys. J. R. Astr. Soc.,*** Vol, 42, pp. 957-976, (1975).

Karabulut, H., Özalaybey, S., Aktar, M., Selvi, O., Kocaoğlu, A., "A tomographic image of the shallow crustal structure in the Eastern Marmara", ***Geophys. Res. Lett.*** 30, 24, 2277, (2003).

Kaypak, B., "Erzincan Havzası 3-D hız yapısının yerel deprem tomografisi ile belirlenmesi", Doktora Tezi, ***İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü,*** İstanbul, (2002)

Kenar Ö., "Sismik P dalgalarının genlik spektrumlarından yararlanarak İstanbul ve civarında kabuk yapısı", Doktora Tezi, ***İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi****, İstanbul, ,* (1977).

Kenar Ö., "Yerel depremlerin koda dalgalarının analizi ve kaynak parametreleri arasındaki ilişkiler", Doçentlik Tezi, ***Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü***, Trabzon, (1983).

Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R., Buland, R., "Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes**", *Geophys. J. Int.,*** 122, 108-124, (1995).

Ketin, İ., "Kuzey Anadolu Fayı hakkında", ***Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey***, 72, 1-27. in Turkish, (1969).

Kennett, B. L. N and Engdahl, E. R., "Traveltimes for global earthquake location and phase identification", ***Geophysical Journal International***, 105, 2, s. 429-465. (1991).

Kissling, E., "Geotomography with earthquake data", ***Rev. Geophys***. 26, 659-698i (1988).

Kissling, E., Ellsworth, W., Eberhard-Phillips, D., Kradolfer, U., "Initial reference models in local earthquake tomography", ***J. Geophys. Res.,*** 99, 19,635-19,646, (1994).

Koch, M., "Nonlinear inversion of local seismic travel times for the simultaneous determination of the 3D-velocity structure and hypocenters – application to the seismic zone Vrancea", ***J. Geophys.*** 56, 160-73, (1985).

Koçyiğit, A., "An example of an accretionary forearc basin from north Central Anatolia and its implications for the history of subduction of neotethys in Turkey", ***Geological Society of America Bulletin*** 103, 22-36, (1991).

Koçyiğit A., Yusufoğlu, H., Bozkurt, E., "Evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey", ***Journal Geological Society London,*** 156, 605-616, (1999).

Koulakov, I., "Three-dimensional seismic structure of the upper mantle beneath the central part of the Eurasian continent", ***Geophys. J. Int.,*** 133, 467-489, (1998).

Koulakov, I., Tychkov, S., Bushenkova, N. & Vasilevskiy, A., "Structure and dynamics of the upper mantle beneath the Alpine-Himalayan orogenic belt, from teleseismic tomography", ***Techtonophys***, 358, 77-96, (2002).

Koulakov, I., and Sobolev, S. V., Asch, G., "P and S velocity images of the litosphere-astenosphere system in the Central Andes from local-source tomographic inversion", ***Geophys. J. Int.***, 167, 106-126, (2006).

Koulakov, I., and Sobolev, S. V., "Moho depth and three-dimensional P and S structure of crust and uppermost mantle in the Eastern Mediterranean and Middle East derived from tomographic inversion of local ISC data", ***Geophys. J. Int.,*** 164, 218-235, (2006a).

Koulakov, I., and Sobolev, V., "A tomographic image of Indian litosphere break-off beneath the Pamir-Hindikush region", ***Geophys. J. Int.***, 164, 425-440, (2006b).

Koulakov, I., Bohm, M., Asch, G., Lühr, B. G., Manzanares, A., Brotopuspito, K. S., Fauzi, P., Purbawinata, M. A., Puspito, N. T., Ratdomopurto, A., Kopp, H., Rabbel, W., Shevkunova, E., "P and S structure of the crust and the upper mantle beneath central Java from local tomography inversion", ***J. of Geophys. Res.*** Vol. 112, (2007).

Kuleli, S., "Ege bölgesinin sismik tomografi ile üç boyutlu modellenmesi" Doktora Tezi, ***İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü,*** (1992).

Kurtuluş C., "Gemlik Körfezi yüksek ayrımlı sığ sismik etüdü raporu", ***MTA, Jeofizik Etüdler Dairesi*** 735, 6, (1985).

Kurtuluş, C., and Canbay, M. M., "Tracing the middle strand of the North Anatolian Fault Zone through the southern Sea of Marmara based on seismic reflection studies", ***Geo-Mar Lett.***, s00367-006-0050-2, (2006).

Lanczos, C., "Linear Differential Operators, Van Nostrand", ***Princeton,*** pp. 665-679, (1961).

Langston, C. A., and Blum, D. E., "The april 29, 1965, Puget Sound earthquake and the crustal upper mantle structure of Western Washington", ***Bull. Seism. Soc. Am.,*** Vol. 67, pp. 693-711, (1977).

Lawson, C., and Hanson, R. J., "Solving Least Squares Problems", ***Prentice-Hall Inc.*** New Jersey, (1974).

Lee, W., and J. Lahr, "HYPO71, A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes", ***USGS Open-File Rep***. 75-311, pp. 1–59, (1978).

Lee, W., H. K., Pereyra, V., "Mathematical introduction to seismic tomography", ***Seismic Tomography: Theory and Practice***. Ed. H. M. Iyer and K. Hirahara, Published in 1993 by Chapman&Hall, London. pp. 9-22. 1993.

Le Pichon, X., Taymaz, T., Şengör, A. M. C., "The Marmara fault and future Istanbul earthquake", In: Karaca, M., Ural, D. N., (Eds.), ***International Conference on the Kocaeli Earthquake, August. İTÜ Press House***, Istanbul, pp. 41-54, (2000).

Levenberg, K., "A. Method fort he solution of certain non-linear problems in least squares", ***Quarterly of Applied Mathematics,*** Vol. 2, pp. 164-168, (1944).

Lin, C. H., and Roecker, S. W., "Determination of earthquake hypocenters, focal mechanisms and velocity structure in the Morgan Hill area through 3-D circular ray tracing", ***Eos. Trans. Am. Geophys. Union,*** 71, 1445, (1990).

Lines, L. R., and Treitel, S., "A review of least squares inversion and its application to geophysical problems", ***Geophys. Pros.,*** Vol. 32, pp. 159-186, (1984).

Lyberis, N., "Tectonic setting of the North Aegen Trough", In: Dixon, J. E., Robertson, A. H. F. (Eds.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Special publications, vol. 17***. Geological Society of London***, pp. 709-725, (1984).

Marquardt, D. W., "An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters", ***J. Soc. Indust. Appl. Math***., 11,2, (1963).

McKenzie, D. P., "Active tectonics of the Mediterranean region", ***Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society***, 30 (2), 109-185, (1972).

Menke, W., "Geophysical data analysis: Discrete inverse theory, "***Academic Press***", Inc. London, (1984).

Michelini, A. and McEvilly, T.V., "Seismological studies at Parkfield: I. Simultaneous inversion for velocity structure and hypocenters using cubic B-splines parameterisation", **Bull. Seism. Soc. Am.**, 81, 524-552, (1991).

Money, W. D., Laske, G. & Masters G., "Crust 5.1: a global crustal models at 5x5 degrees", ***J. Geophys. Res.***, 103, 727-747, (1998).

Montagner, J. P., and Tanimoto, T., "Global anisotropy in the upper mantle inferred from the regionalization of phase velocities", ***J. Geophys. Res.,*** 95, 4797-819, (1990).

Montagner, J. P., and Tanimoto, T., "Global upper mantle tomography of seismic velocities and anisotropies", ***J. Geophys. Res.,*** 96, 20 337-51, (1991).

Morelli, A., and Dziewonski, A. M., "Body Wave Traveltimes and A Spherically Symmetric P- and S-Wave Velocity Model", ***Geophysical Journal International***, Volume 112 Issue 2, p 178-194, (1993).

Nakamura, A., Hasegawa, A., Ito, A., Üçer, B., Barış, S., Honkura, Y., Konu, T., Hori, S., Pektaş, R., Komut, T., Çelik, C., Işıkara, M., "P-wave velocity structure of the crust and its relationship to the occurence of the 1999 İzmit, Turkey, earthquake and afterschoks", ***Bull. Seism. Soc. Am. 91***, 1, pp. 330-338, (2002).

Nakanishi, I., and Anderson, D. L., "Measurement of mantle wave velocities and inversion for lateral heterogeneity and anisotropy I. Analysis of great circle phase velocities", ***J. Geophys. Res.,*** 88, 10 267-83, (1983).

Nolet, G., "Partitioned waveform inversion and two-dimensional structure under the Network of Autonomously Recoding Seismographs", ***J. Geophys. Res.,*** 95, 8499-512, (1990).

Nakanishi, I., and Anderson, D. L., "Measurements of mantle wave velocities and inversion for lateral heterogeneity and anisotropy II. Analysis by the single station method", ***Geophys. J. R. Astron. Soc.***, 78, 573-717, (1984).

Nercessian, A., Hirn, A., Tarantola, A., "Three-dimensional transmission prospecting of the Mont Dore volcano, France", ***Geophys. J. R. Astron. Soc.***, 76, 307-15, (1984).

Nolet, G., "Linearized inversion of (teleseismic) data" In R. Cassinis (ed.), editor, ***The solution of the inverse problem in geophysical interpretation***, Plenumm Press. p. 9-37, (1981).

Nolet, G., "Solving or resolving inadaquate and noisy tomographic systems", ***J. Comput. Phys.***, 61, 463-82, (1985).

Okay, A. İ., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N., Kuşçu, İ., "An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian Fault in Turkey", ***Tectonics*** 18, 129-148, (1999).

Okay, A. İ., Kaslılar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E., Kuşçu, İ., "Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara sea, Northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study", ***Tectonophysics*** 321, 189-218, (2000).

Oldham, R. D., "The Constitution of the Interior of the Earth, as Revealed by Earthquakes" ***Quarterly Journal of the Geological Societ,*** .62: 456-475, (1906).

Osmanşahin İ., "Yüzey dalgası ortam tepki fonksiyonlarından yararlanarak Anadolu ve civarında kabuk ve üst-manto yapısının belirlenmesi", Doktora Tezi***, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü,*** İstanbul, (1989).

Özalaybey, S., Ergin, M., Aktar, M., Tapırdamaz, C., Biçmen, F., Yörük, A., "The 1999 İzmit Earthquake Sequence in Turkey: Seismological and Tectonic Aspects", ***Bull. Seis. Soc. Am.,*** 92, 1, pp: 376-386, (2002).

Özer, M. F., "Dönüşmüş fazlarla yerkabuğu yapısı modellemesi", Doktora Tezi***, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü***, Trabzon, (1989).

Paige, C. C., and Saunders, M. A., "LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares", ***ACM trans. Math. Soft.,*** 8, 43-71, (1982).

Paul, A., Cattaneo, M., Thouvenot, F., Spallarossa, D., Bethoux, N., Frechet, J., "A three-dimensional crustal velocity model of the south-western Alps from local earthquake tomography", ***J. Geophys. Res.,*** 106(B9), p. 19367-19389, (2001).

Radon, J., "Uber die Bestimmung von Funktionen durch ihre Integralwerte langs gewisser Mannigfaltigkeiten", ***Ber. Verh. Saechs. Akad. Wiss. Leipzig. Math. Phys.*** Kl., 69, 262-77, (1917).

Ramachandran, K., Dosso, S. E., Spence, G. D., Hyndman, R. D., Brocher, T. M., "Forearc structure beneath southwestern British Colunbia: A three-dimensional tomographic velocity model", ***J. Geophys. Res.,*** 110, B02303, doi: 10.1029/2004JB003258, (2005).

Pereyra, V., Lee, W. H. K., Keller, H. B., "Solving two-point seismic ray-tracing problems in heterogeneous medium. Pt. 1. A general adaptive finite difference method", ***Bull. Seismol. Soc. Am.***, 70, 79-99, (1980).

Podvin, P., and Lecomte, I., "Finite difference computation of travel times in very constrasted velocity models: a massively paralel approach and its associated tools", ***Geophys. J. Int.,*** 105, 271-284, (1991).

Reyners, M., Ebehart-Philips, D. ve Stuart, G., "A three-dimensional image of shallow subduction: crustal structure of the Raukumara Peninsula, New Zeland", ***Geophys. J. Int.,*** 137, 873-890, (1998).

Robinson, R., and Iyer, H. M., "Delineation of a low-velocity body under Roosevelt Hot Springs geotermal area, Utah, using teleseismic P wave data", ***Geophysics,*** 46, 1456-66, (1981).

Salah, M. K., Sahin, S., Kaplan, M., "Seismic Velocity Structure along the Western Segment of the North Anatolian Fault Zone İmaged by Seismic Tomography", ***Bull. Earthq. Res. Inst.,*** Vol. 82 (2007), pp. 209-223, (2007).

Sambridge, M. S., and Kennett, B. L. N., "Boundary value ray tracing in a heterogeneous medium: a simple and versatile algorithm", ***Geophys. J. Int.,*** 101, 157-68, (1990).

Sato, T., Kasahara, J., Taymaz, T., Ito, M., Kamimura, A., Hayakawa, T., Tan. O., "A study of microearthquake seismicity and focal mechanisms within the Sea of Marmara (NW Turkey) using ocean bottom seismometers (OBSs)", ***Tectonophysics"***, 391, 303-314, (2004)

Sayıl N., "Karadeniz ve civarında kabul ve üst manto yapısının incelenmesi", Doktora Tezi***, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü***, İstanbul, (1998).

Seyitoğlu, G., and Scott, B., "Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey", ***Geological Magazine*** 128, 155-166, (1991).

Sharp, A. D. L., Davis, P. M., Gray, F., "A low velocity zone below Mt. Etna and magma storage", Nature, 287, 587-91, (1980).

Spakman, W. and G. Nolet, "Imaging algorithms, accuracy and resolution in delay time tomography, in Vlaar et al. (eds.)", ***Mathematical Geophysics***,155-188, Reidel, (1988).

Spakman, W., van der Lee, S., van der Hilst, R.D., "Travel-time tomography of the European- Mediterranean mantle down to 1400km", ***Phys. Earth Planet. Inter.***, 79, 3-74 (1993).

Straub, C., "Recent crustal deformation and strain accumulation in the Marmara Sea region, NW Anatolia inferred from GPS Measurements", ***PhD Thesis, ETH,*** p. 122, (1996).

Straub, C., and Kahle, H. G., "Recent crustal deformation and strain accumulation in the Marmara Sea region, NW Anatolia, inferred from GPS Measurements", In: Schindler, C., Pfister, M. (Eds.), ***Active Tectonics of Northwestern Anatolia-the Marmara Poly-Project***, pp. 417-449, (1997).

Şaroğlu, F., "Age and off-set of the North Anatolian Fault. METU", ***Journal Pure Applied Science*** 21 ((1-3)), 65-79, (1988).

Şengör, A. M. C., and Yılmaz, Y., "Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach", ***Tectonophysics,*** 75, 181-241, (1981).

Tanimato, T. and Anderson., D. L., "Mapping convection in the mantle", ***Geophys. Res. Lett.,*** 11, 287-90, (1984).

Tank, S. B., Honkura, Y., Ogawa, Y., Matsushima, M., Oshiman, N., Tunçer, M. K., Çelik, C., Tolak, E., Işıkara, A. M., "Magnetotelluric imaging of the faults rupture area of the 1999 İzmit (Turkey) earthquake", ***Physics of the Earth and Planetary Interiors*** 150, 213-225, (2005).

Teoman, U. M., Türkeli, N., Gök, R., "Doğu Anadolu Bölgesi Üst kabuk Yapısının Üç-Boyutlu yerel deprem tomografisi yöntemi ile belirlenmesi", ***Deprem Sempozyumu Kocaeli 2005*** Tam Metin CD'si, p:211, (2005).

Thurber, C. H., and Ellsworth, W. L., "Rapid solution of ray tracing problems in heterogeneous media", ***Bull. Seismol. Soc. Am.,*** 70, 1137-48, (1980).

Thurber, C. H., "Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in Coyota Lake, central California", ***J. Geophys. Res.,*** 88, 8226-8236, (1983).

Thurber, C. H., "Seismic detection of the summit magma complex of Kilauea volcano, Hawaii", ***Science,*** 223, 165-7, (1984).

Thurber, C. H., "Analysis methods for kinematic data from local earthquakes", ***Rev. Geophys. Sci***., 15, 793-805, (1986).

Thurber, C., "Local earthquake tomography: Velocities and Vp/Vs-theory", in ***Seismic Tomography, Theory and Practice***, edited by H. Iyer and K. Hirahara, CRC Press, Boca Raton, Fla. Pp.563-583, (1993).

Toomey, D. R., and Foulger, G. R., "Application of tomographic inversion to local earthquake data from the Hengill-Grensdalur central volcano complex, Iceland", ***J. Geophys. Res.,*** 94, 17497-17510, (1989).

Trampert, J., and J.H. Woodhouse, "Global phase velocity maps of Love and Rayleigh waves between 40 and 150 seconds", ***Geophys. J. Int.***, 122, 675-690, (1995).

Trampert, J., and J. H. Woodhouse, "High resolution global phase velocity distributions", ***Geophys. Res. Lett.***, 23, 21-24, (1996).

Tüysüz, O., Barka, A. A., Yiğitbaş, E., "Geology of the saros graben: its implications on the evolution of the North Anatolian Fault in the Ganos-Saros region, NW Turkey", ***Tectonophysics*** 293, 105-126, (1998).

Um, J., and Thurber, C. H., "A fast algorithm for two-point seismic ray tracing", ***Bull. Seismol. Soc. Am.***, 77, 792-86, (1987).

Ünay, E., Emre, O., Erkal, T., Keçer, T., "The rodent fauna from the Adapazarı pull-apart basin (NW Anatolia): its bearings on the age of the North Anatolian fault", ***Geodinamica Acta*** 14, 169-175, (2001).

Van der Hilst, R. D., and Engdahl, E. R., "On ISC PP and pP data and their use in delay-time tomography of the Caribbean region", ***Geophys. J. Int.***, 106, 169-88, (1991).

Van der Sluis, A., and Van der Vorst, H. A., "Numerical solution of large, sparse linear algebriac systems arising from tomographic problems", in ***Seismic Tomography***, edited by G. Nolet, pp. 49-83, Reidel, Dortrecht, (1987.)

Vidale, J. E., "Finite-difference calculations of travel times in three-dimensions", ***Geophysics*** 55, 2057-2069, (1990).

Wagner, D., Koulakov, I., Rabbel, W., Luehr, B. G., Wittwer, A., Kopp, H., Bohm, G., Asch, G., MERAMEX Scientists, "Joint Inversion of active and passive sesimic data in Central Java", ***Geophys. Journal Int.*** Doi: 10.1111/j. 1365-246X. 2007. 03435.x., (2007).

Walck, M. C., and Clayton R. W., "P wave velocity variations in the Coso Region, California, derived from local earthquake travel times", ***J. Geophys. Res.,*** 92, 393-405, (1987).

Waldhauser, F., and Ellsworth, W. L., "A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California", ***Bull. Seism. Soc. Am.***, 90, 1353-1368, (2000).

Wesson, R. L., "Travel-time inversion for laterally inhomogeneous crustal velocity models", ***Bull. Seismol. Soc. Am.***, 61, 729-46, (1971).

Woodhouse, J. H., and Dziewonski, A. M., "Mapping the upper mantle: Three-dimensional modelling of earth structure by inversion of seismic waveforms", ***J. Geophys. Res.***, 89, 5953-86, (1984).

Yaltırak, C., M., and Oktay, F. Y., "Kinematics and evolution of the northern segment of the North Anatolian Fault Zone (Ganos Fault) in the area between Marmara and Gulf of Saroz", Tatar, O., kavak, K. S., Özden, S. (Eds.) ***Tektonik Araştırma Grubu 3. Toplantısı, ATAG-3 Proceedings***, 77-89. in Turkish with English abstract, (2000).

Yang, T., and Shen, Y., "P-wave velocity structure of the crust and uppermost mantle beneath Iceland from local earthquake tomography", ***Earth Planet. Sci. Lett.,*** 235, 597-609, (2005).

Yas, Türker, "Doğal kaynaklı potansiyel alanların birleşik ters çözümü", Yüksek Lisans Tezi, ***Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü***, (2006).

Yoshizawa K., "Development and application of new techniques for surface wave tomography", Ph.D. Thesis, ***Australian National University***, Canberra, (2002).

Zandt, G., "Study of Three-dimensional Heterogeneity Beneath Seismic Arrays in Central California and Yellowstone, Wyoming", ***Ph. D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology***, (1978).

Zelt, C. A., "Lateral velocity resolution from 3-D seismic refraction data", ***Geophys. J. Int.***, 135, 1101-1112 , (1998).

Zhang, Y.-S., and Lay, T., “Global surface wave phase velocity variations”, ***J. Geophys. Res.***,101, 8415-8436, (1996).

Zhang, H.,. “Double-difference sesimic tomography method and its applications”, ***Ph. D. Thesis, University of Wisconsin-Madison***, (2003).

Zhao, D., Hasegawa, A., Horiuchi, S., “Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan”, ***J. Geophys. Res***. 97, 19, 909-19, 926, (1992).

Zhao, D., Christensen, D., Pulpan, H., “Tomographic imaging of the Alaska subduction zone”, ***J. Geophys. Res.,*** 100, p. 6487-6504, (1995).

ÖZGEÇMİŞ

1973 yılında İzmit'te doğdu. İlk, orta ve lise eğitimini İzmit'te tamamladı. 1992 yılında Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde jeofizik eğitimine başladı. 1996 yılında tamamladığı lisans eğitiminin ardından, aynı yıl, Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Anabilim dalında yüksek lisans ve 2001 yılında doktora öğrenimine başladı. 1998 yılında Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde Araştırma Görevlisi olarak başladığı görevine halen devam etmektedir.