

**AFYON-SULTANDAĞI BÖLGESİ HIZ YAPISININ
YEREL DEPREM TOMOGRAFİSİ YÖNTEMİ İLE
BELİRLENMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
Müh. Aysun Nilay DİNÇ
505011182**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 19 Haziran 2003
Tezin Savunulduğu Tarih : 27 Haziran 2003**

**Tez Danışmanı : Doç.Dr. Abdullah KARAMAN
Diğer Jüri Üyeleri Doç.Dr. Argun KOCAOĞLU (İ.T.Ü)
Doç.Dr. Serdar ÖZALAYBEY (TÜBİTAK)**

HAZİRAN 2003

ÖNSÖZ

Yüksek lisans öğrenimim boyunca bilgi ve tecrübelerini benden esirgemeyen, tez çalışmam süresince beni en doğru şekilde yönlendiren ayrıca mesleki gelişimimde büyük katkıları olan çok değerli hocam Doç. Dr. Abdullah Karaman' a teşekkür ederim.

Çalışma konumun belirlenmesinde ve şekillenmesinde büyük katkıları olan, deprem verilerine ulaşmamı ve çalışma süresi boyunca TÜBİTAK-MAM Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsü'ndeki olanaklardan yararlanmamı sağlayan Doç. Dr. Serdar Özalaybey' e ve tüm Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsü çalışanlarına teşekkür ederim.

Bana çok değerli zamanını ayırarak bölgenin detaylı jeolojisini anlamama yardımcı olan Dr. Fuat Şaroğlu' na, yerel deprem tomografisi ile ilgili bilgilerini benden esirgemeyen ve gerekli programın sağlanmasında bana yol gösteren Prof. Dr. Mustafa Aktar ve Dr. Bülent Kaypak' a teşekkürlerimi sunarım.

Mesleğime olan saygısından, bu çalışmaya bulunduğu maddi ve manevi katkılardan, gösterdiği sonsuz sabır ve anlayıştan dolayı sevgili eşim İrfan Akdoğan' a ve beni en iyi şekilde yetiştirdiklerine inandığım ve tüm hayatım boyunca her konuda desteklerini hissettiğim annem ve babama sonsuz teşekkürler...

Haziran 2003

Aysun Nilay DİNÇ

İÇİNDEKİLER

KISALTMALAR	v
ŞEKİL LİSTESİ	vi
TABLO LİSTESİ	x
SEMBOL LİSTESİ	xi
ÖZET	xii
SUMMARY	xiii
1. GİRİŞ	1
1.1 Sultandağı Bölgesinde Yapılan Önceki Çalışmalar	1
1.2 Tomografik Yöntemlere Genel Bir Bakış	2
2. BÖLGESEL JEOLojİ VE TEKTONİK	5
3. VERİ TOPLAMA VE DEĞERLENDİRME	10
3.1. Artçı Sarsıntıları Kayıt Edilmesi ve Ön Değerlendirilmesi	10
3.2. Yerbulma İşlemi ve Değerlendirme	13
4. YEREL DEPREM TOMOGRAFİSİ	18
4.1. Üç-Boyutlu Yerel Deprem Tomografisinin Esasları	18
4.1.1. Hız Yapısının Modellenmesi	18
4.1.2. Işın İzleme	20
4.1.3. Tomografik Modelin Oluşturulması ve Ters Çözüm Kuramı	23
4.1.4. Çözünürlülüğün Değerlendirilmesi	28
4.2. Minimum Bir-Boyutlu Hız Yapısının Belirlenmesi	31
5. SULTANDAĞI BÖLGESİNİN TOMOGRAFİK MODELLEMESİ	34
5.1 Bir-Boyutlu Başlangıç Hız Modelinin Oluşturulması	34
5.3 Minimum Bir-Boyutlu P-Dalgası Hız Modelinin Hesaplanması	36
5.3 Yapay Dama Tahtası Modeli	38
5.4 Sultandağı Bölgesi 3–D Tomografi Uygulamaları	43
5.4.1. Kaba Hız Modeli	45
5.4.2. Detaylı Hız Modeli	45
5.4.3. Sultandağı Veri Seti İçin Çözünürlülüğün Değerlendirilmesi	46
6. TARTIŞMALAR VE SONUÇLAR	52

6.1 Minimum Bir-Boyutlu Hız Yapısının Tartışılması	52
6.2 Sismolojik Sonuçların Tartışılması	52
6.3 Tomografik Modellerin Tartışılması	54
6.4 Sonuçlar	61
KAYNAKLAR	64
EKLER	67
ÖZGEÇMİŞ	77

KISALTMALAR

ÇKE	: Çözünürlük matrisinin Köşegen Elemanları
ATT	: Ağırlıklandırılmış kısmi Türevler Toplamı
TÜBİTAK	: Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu
MAM	: Marmara Araştırma Merkezi
SVD	: Singular Value Decomposition
RMS	: Root Mean Square

ŞEKİL LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 2.1	Sultandağları' nın sadeleştirilmiş jeoloji haritası 5
Şekil 2.2	Türkiye' nin belli başlı genç tektonik yapıları ve bölgelerini gösteren basitleştirilmiş tektonik ve topoğrafik harita Bozkurt, 2001'den düzenlenmiştir 7
Şekil 2.3	Çalışma alanının tektonik haritası.Faylar Koçyiğit ve diğ., 2000'den alınmıştır. 9
Şekil 2.4	Bölgenin üç-boyutlu topoğrafyası üzerine yerleştirilmiş Aster uydu görüntüsü. İstanbul Teknik Üniversitesi 3 Şubat 2002 Afyon-Çay Depremi Ön Değerlendirme Raporundan alınmıştır. 9
Şekil 3.1	Reftek-125 kayıtçısının, gerekli donanımın ve jeofonların fotoğrafları. 10
Şekil 3.2	Artçı sarsıntı çalışması için kurulan sismik ağ ve ana şokların odak mekanizması çözümleri. Üçgenler istasyonları göstermektedir. Tapırdamaz ve diğ. (2002)'den alınmıştır. ... 11
Şekil 3.3	Çay istasyonunda 5 Şubat 2002 tarihinde 1 saat içerisinde kayıt edilen artçı sarsıntı aktivitesi. 11
Şekil 3.4	Her bir istasyondaki P-fazı gözlem sayısı histogramı. 12
Şekil 3.5	Yer bulma işlemi sonucunda elde edilmiş artçı sarsıntılara ait büyüklük dağılımı. 13
Şekil 3.6	İstasyon ve depremler arasındaki azimutal boşluk (GAP) dağılımı. 13
Şekil 3.7	Tübitak Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsü Sismoloji Grubu tarafından, depremlerin konumlandırılmasında kullanılan bölgesel hız modeli. 14
Şekil 3.8	Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsü sismoloji grubu tarafından hesaplanan bölgesel hız modeli kullanılarak yapılan yer bulma işlemi sonucunda elde edilen tüm depremlere ait yatay ve düşey yöndeki hata miktarlarını gösteren histogramlar. 14
Şekil 3.9	Her bir istasyonda okunan P-fazı seyahat zamanlarının artık değerleri. 15
Şekil 3.10	Sultandağı depremi sonrası kayıt edilen artçı sarsıntıların yer bulma işlemi yapıldıktan sonra elde edilen 1069 artçı sarsıntının yatay ve düşey düzlemdeki dağılımları. İstasyonlar üçgenlerle gösterilmektedir. 16
Şekil 3.11	Artçı sarsıntıların odak mekanizması çözümleri. Depremler (a) batı, (b)doğu, (c) orta olmak üzere gruplandırılmıştır (Tapırdamaz, 2002). 17

Şekil 4.1	Üç-boyutlu ortamın hız değerlerini parametrelendirmek üzere kullanılan yaklaşımların şematik gösterimi. (a) sabit hızlı bloklar (Aki ve Lee, 1976), (b) yanal değişimli katmanlar (Hawley ve diğ., 1981), (c) düğüm noktalarından oluşan model (Thurber, 1983). (b) ve (c)' deki kesikli çizgiler enterpolasyonla hesaplanan alanları göstermektedir.	19
Şekil 4.2	Atış yönteminde odaktan çıkan ışın istasyona ulaşana kadar farklı yollar denenir (a), Eğme yönteminde ise istasyon ile odak arasında düz bir ışın yolu oluşturulur ve seyahat zamanını azaltacak şekilde bu doğru muhtelif yerlerinden çekiştirilerek en kısa seyahat zamanı üreten yörünge hesaplanır (b).	21
Şekil 4.3	Alıcı ve kaynak arasında en kısa seyahat zamanını üretecek yolun üç-boyutlu yaklaşık ışın izleme ve yalancı eğme yöntemleri. Yaklaşık ışın izleme başlangıç ışın yolunun belirlenmesinde, yalancı eğme yöntemi ise alıcı-kaynak arasındaki en doğru ışın yolunun belirlenmesinde kullanılmaktadır.	22
Şekil 4.4	Geometrik olarak, odak koordinatlarına göre kısmi türevler, odağın (d) rasgele seçilmiş standart hataları kullanılarak, seyahat zamanında oluşan değişimlerin analizi ile elde edilir. Seyahat zamanının değişimi, δs toplam ışın yol uzunluğunun yerel hıza (V_0) bölümü olarak verilmektedir. δs , d ve ışın yönü dr/ds 'in sonucu olarak verilmektedir.	25
Şekil 4.5	Çözüm gücünün ışın yoğunluğuna bağlı değişiminin şematik gösterimi. Çözümlemeyen blok (1), az çözülen blok (2), orta çözülen blok (3) ve çözüm gücü yüksek olan blok (4) ile temsil edilmektedir.	29
Şekil 4.6	Tek bir ışın yolu için oluşturulan odak-hız ödünleşmesinin şematik gösterimi: z , derinliği, P_0 , odağın yerini, Δr_0 , başlangıç odak koordinatları ile ters çözüm sonucu elde edilen koordinatları arasındaki farkı göstermektedir.	32
Şekil 5.1	Minimum bir-boyutlu hız modelinin elde edilmesi için kriterlere uygun seçilen 348 artçı sarsıntının yatay ve düşey düzlemdeki dağılımları ve derinlik dağılım histogramı. Referans istasyonu kırmızı üçgenle gösterilmiştir.	34
Şekil 5.2	(a) Başlangıç hız modelinin değişim aralığının belirlenmesi için oluşturulan 9 ayrı hız modeli (b) 9 hız modelinin ters çözümlerinden elde edilen modeller.	35
Şekil 5.3	Başlangıçta oluşturulan 9 ayrı hız modelinden en düşük RMS değerleri veren 3 hız modeli ve bunların ters çözümleri. Kesikli çizgiler başlangıç modelleri, sürekli çizgiler ise ters çözüm sonrasında elde edilen modelleri göstermektedir.	36
Şekil 5.4	Minimum bir-boyutlu hız modeliyle hesaplanan istasyon gecikmelerinin topoğrafya haritasında gösterimi. Referans istasyonu yıldız ile gösterilmiştir.	37

Şekil 5.5	(a) Seçilen başlangıç modelinin belirli bir yineleme sonrası elde edilen hesaplanmış modelleri ve karar verilen son model (kırmızı sürekli çizgi). b) Toplam yerleşim hatalarını en küçük yapan minimum bir-boyutlu hız modeli.	38
Şekil 5.6	(a) 10x10 km' lik düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modeli ve (b) dama tahtası modelinin ters çözüm sonuçları. Modelde siyahların 4.5 km/s, beyazların 5.5 km/s olduğu iki hız değeri kullanılmıştır. Çizim esnasında renk geçişleri yumuşatılmıştır.	40
Şekil 5.7	(a) 5x5 km' lik düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modeli ve (b) dama tahtası modelinin ters çözüm sonuçları. Modelde siyahların 4.5 km/s, beyazların 5.5 km/s olduğu iki hız değeri kullanılmıştır. Çizim esnasında renk geçişleri yumuşatılmıştır.	41
Şekil 5.8	Üç-boyutlu ters çözüm için uygulanacak olan sönümleme katsayısını belirlemede kullanılan eğri. Yerel minimumu üreten sönümleme katsayısı 10 olarak belirlenmiştir.	42
Şekil 5.9	Üç-boyutlu ters çözüm için 1069 artçı sarsıntıdan seçilen yüksek kaliteli 576 adet artçı sarsıntı dağılımlarının yatay ve düşey düzlemde gösterimi.	44
Şekil 5.10	İstasyonlarda kayıt edilen 16983 P-fazının ışın yollarının yeryüzündeki izdüşümleri.	44
Şekil 5.11	Kaba (10x10 km) ve detaylı (5x5 km) modeller için hesaplanan Işın Sayısı değerlerinin yatay düzlemler boyunca karşılaştırmalı gösterimi.....	47
Şekil 5.12	Kaba (10x10 km) ve detaylı (5x5 km) modeller için hesaplanan Türevsel Ağırlıklar Toplamı değerlerinin yatay düzlemler boyunca karşılaştırmalı gösterimi.....	48
Şekil 5.13	Kaba (10x10 km) ve detaylı (5x5 km) modeller için hesaplanan Model ayrımlılık matrisinin diagonal eleman değerlerinin yatay düzlemler boyunca gösterimi.	50
Şekil 5.14	10x10 ve 5x5 km blok modelleri için Yayılım Fonksiyonu değerlerinin yatay düzlemler boyunca gösterimi.	51
Şekil 6.1	Üç-boyutlu ters çözüm ile hesaplanan odak koordinatlarının bir-boyutlu ters çözüme göre yatay ve düşey yöndeki ötelenme miktarları ve doğrultuları. İçi boş daireler üç-boyutlu ters çözümle hesaplanan depremleri, çizgiler ise odak koordinatlarının bir-boyutlu ters çözüme göre ötelenme miktarlarını ve doğrultularını göstermektedir.....	53
Şekil 6.2	a) Bir-boyutlu ters çözümle hesaplanan odak derinliklerinin dağılımı ve b) üç-boyutlu ters çözüm sonucu elde edilen odak derinliklerinin dağılımı.	54
Şekil 6.3	a) Bir-boyutlu ters çözümle hesaplanan RMS değerlerinin dağılımı ve b) üç-boyutlu ters çözüm sonucu elde edilen RMS değerlerinin dağılımı.	54
Şekil 6.4	Derinlik kesitleri alınan profilleri ve boylamları gösteren indeks harita.....	55
Şekil 6.5	ED' kesitleri: a) 10x10 km, b) 5x5 km blok boyutlu modelden elde edilmiştir.	56

Şekil 6.6	<i>FE'</i> kesitleri: a) 10x10 km, b) 5x5 km blok boyutlu modelden elde edilmiştir.	57
Şekil 6.7	Akşehir Grabeninin doğrultusuna dik ve paralel profiller boyunca alınan kesitler.	59
Şekil C.1	(a) 10x10 km' lik düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modeli ve (b) dama tahtası modelinin ters çözüm sonuçları. Modelde siyahların 5.5 km/s, beyazların 4.5 km/s olduğu iki hız değeri kullanılmıştır. Çizim esnasında renk geçişleri yumuşatılmıştır.	76

TABLO LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 5.1	Ters Çözüm sonucu elde edilen bir-boyutlu hız modeli. 38
Tablo 5.2	5.2 Blok boyutları farklı hız modellerinin ters çözümünde kullanılan toplam P-fazı varış zamanı ve ters çözümle hesaplanması gereken parametre sayıları. 43
Tablo 5.3	Başlangıç model ve final modelde elde edilen RMS, veri değişimi ve model değişimi değerlerinin karşılaştırılması. 45
Tablo 5.4	Başlangıç model ve final modelde elde edilen RMS, veri değişimi ve model değişimi değerlerinin karşılaştırılması. 46
Tablo A.1	İstasyon düzeltmelerinin sayısal değerleri. 68

SEMBOL LİSTESİ

A	: Jacobian matrisi
d	: Odak ve hız parametrelerinin düzeltme vektörü
$\Delta \mathbf{h}$	: Odak parametrelerinin düzeltme vektörü
$\Delta \mathbf{m}$	: Hız parametrelerinin düzeltme vektörü
G	: Genelleştirilmiş ters çözüm
H	: Seyahat zamanının odak parametrelerine göre kısmi türevlerinden oluşan matris
M	: Seyahat zamanının hız parametrelerine göre kısmi türevlerinden oluşan matris
M_L	: Yerel deprem büyüklüğü
m_l	: Hız modeli parametreleri
R	: Model ayrımlılık matrisi
r	: Seyahat zamanı artığı (residual)
S	: Yayılım fonksiyonu
t	: Sismik dalganın varış zamanı
τ_i	: Depremi oluş zamanı
T	: Sismik dalganın seyahat zamanı
u	: Sismik dalga yavaşlığı
V_p	: P dalga hızı
Pn	: Moho süreksizliğinde kırılıp yüzeye ulaşan P-dalgası fazı.

SULTANDAĞI BÖLGESİNİN P-DALGASI HIZ YAPISININ YEREL DEPREM TOMOGRAFİSİ YÖNTEMİ İLE BELİRLENMESİ

ÖZET

Sultandağı ve civarının son derece karmaşık olan tektonik yapısı tam olarak bilinmemektedir. Bölge, doğuda yanal atımlı faylardan oluşan tektonik rejim ile batıda oblik atımlı normal faylarla sınırlı graben-horst sistemlerinden oluşan tektonik rejim arasında bir geçiş bölgesidir. Tektoniğindeki bu karmaşadan dolayı Sultandağı bölgesinin üç-boyutlu P-dalgası hız yapısının belirlenmesi ve bölgedeki tektonizma hakkında ön bilgiler sağlanması büyük önem taşımaktadır. Bu tezde Şubat 2002 Sultandağı depreminin artçı sarsıntılarından tomografik ters çözüm yapılarak çalışma alanının hız yapısı ve tektoniğinin aydınlatılması amaçlanmıştır. Tomografide başlangıç modelinin gerçek hız yapısına yakın olması ve depremlerin yüksek doğrulukta konumlandırılması, sonuçların güvenilir olması açısından önemlidir. Bu nedenle bölgeyi en iyi temsil eden minimum bir-boyutlu hız yapısı hesaplanmıştır. Elde edilen bir-boyutlu hız yapısı kullanılarak depremler tekrar konumlandırılmış ve yüksek kalitede olan 576 adedi tomografik ters çözümde kullanılmak üzere seçilmiştir. Daha sonra sentetik modeller üretilerek yapıda hangi alanların hangi çözünürlükle elde edilebileceği irdelenmiş ve oluşturulan üç boyutlu model parametrelerinin ayrımlılıkları belirlenmeye çalışılmıştır. Sentetik modellemeye aynı zamanda, algoritmanın kabul edilebilir bir çözümü üretebilmesi için gerekli olan kontrol parametreleri de belirlenmiştir. Son olarak, sentetik modellemelerden elde edilen bilgiler ışığında ve bir boyutlu hız modeli, üç boyutlu başlangıç modelini oluşturacak şekilde yapıya extrapole edilerek gerçek seyahat zamanı verilerine tomografik ters çözüm uygulanmıştır. Sonuçta çalışma alanı 14 km derinliğe kadar görüntülenmiştir. Bu görüntüler değerlendirildiğinde, Akşehir grabeninin ortalama derinliğinin 5 km olduğu tespit edilmiş ve Sultandağının bulunduğu alanda, yüksek hız değerlerinin altında düşük hız anomalisi hesaplanmıştır. Yüksek çözünürlük alanında kalan bu anomalinin ters çözümünden kaynaklanan bir yan etki olmadığı, farklı blok boyutlarına sahip hız modelleri kullanılarak test edilmiştir. Söz konusu düşük hız yapısının, Sultandağının neotektonik dönemin başlarında bindirme niteliğinde çalıştığını destekler bir bulgu olabileceği düşünülmüş ve jeolojik kanıtlarıyla birlikte tartışılmıştır.

DETERMINATION OF 3-D P-WAVE VELOCITY STRUCTURE BENEATH SULTANDAĞI REGION BY LOCAL EARTHQUAKE TOMOGRAPHY

SUMMARY

Tectonics of Sultandagi, Afyon, has not been extensively studied although a number of devastating earthquakes have occurred for the last hundred years. Sultandağı and its surroundings are the transition zone between strike slip faults in the east and grabens bounded with oblique-slip normal faults in the west. Understanding such complex tectonic regime increases the importance of determining an accurate and 3-D P-wave velocity field. The purpose of this thesis is to analyze the aftershocks of February 2002, Sultandagi earthquake to determine the three dimensional P-wave velocity field, and try to explain tectonics of the region. For this purpose, we utilized local earthquake tomography to improve our understanding of such complex tectonic regime. Reliable estimates of the three-dimensional velocity field is strongly dependent on the initial reference model and on the accuracy of the earthquake locations. Therefore, to achieve reliable and precise hypocenter locations and velocity structure, we first focused on determining an approximate one-dimensional model. After obtaining the minimum one-dimensional velocity model, the hypocenters are relocated and the three-dimensional starting velocity values were determined through extrapolation. The tomographic inversion procedure resulted in images of the structure to a depth of 14 km. These images suggest that the Akşehir graben is at a depth of about 5 km and delineated with a P-wave velocity of approximately 6 km/sec velocity contour. A prominent anomalous low velocity zone appears to dip beneath a high velocity zone of Sultandag metamorphics near the surface. Tests with various block sizes indicated that the anomalous low velocity zone is unique and real, and may not be considered to be the artifacts of inversion. Using the estimated velocity images, we relate the low velocity zone to the thrusting evolution of the Sultandağ as it was postulated earlier.

1. GİRİŞ

Sultandağı ilçesi ve yakın civarında 3 Şubat 2002 tarihinde, $M_w=6.5$ ve $M_w=5.8$ olmak üzere iki ayrı deprem meydana gelmiştir. Deprem en çok Çay, Sultandağı, Bolvadin ve Çobanlar ilçelerinde etkili olmuştur. Tektonik açıdan karmaşık, sismolojik olarak aktif olan bu bölge hakkında kaba bir hız yapısı dışında bugüne kadar ayrıntı içeren bir çalışma yapılmamıştır. Bu tezle, Sultandağı bölgesinin tektoniği hakkında da ön bilgiler sunabilecek üç-boyutlu P dalgası hız yapısının yerel deprem tomografisi tekniği ile belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu çalışma bölgede gerçekleştirilen ilk ayrıntılı çalışma olması nedeniyle sonraki çalışmalarda referans model olarak kullanılabilecektir.

1.1 Sultandağı Bölgesinde Yapılan Önceki Çalışmalar

Isparta büklümünün Kuzeydoğusunda kalan, Afyon-Sultandağı bölgesinde sismolojik ve jeofizik anlamda daha önce yapılan çok fazla sayıda çalışma olmamıştır. Daha çok Isparta büklümü ve Batı Anadolu'nun tektonik rejimi olmak üzere makro ölçekte jeolojik olarak çalışılmıştır. Afyon ve Akşehir arasında kalan fay zonunu jeolojik olarak inceleyen Koçyiğit (1984), bu fay zonunu Akşehir Fay Zonu olarak isimlendirmiş ve çok küçük doğrultu atım bileşeni olan verrev atımlı normal bir fay olduğunu belirtmiştir. Boray ve diğ. (1985) ve Şaroğlu ve diğ. (1987), bu kesimi Sultandağı Fayı olarak yeniden adlandırmışlar ve aktif bindirme yapısı olarak yorumlamışlardır. Çay deprem bölgesini içine alan tüm Isparta Büklümünün sıkışmanın etkin olduğu bir neotektonik rejimin denetiminde bulunduğu ve Akşehir-Afyon Grabeni'nin güney kenarını sınırlayan fayın bir bindirme yapısı sergilediği Barka ve diğ. (1995) tarafından belirtilmiştir. Ancak bu bulgular yüzey jeolojisinden çıkartılmış olup zaman zaman spekülasyon niteliği taşımaktadır. Ayrıca bindirme niteliğinde çalışan tektonik bir rejimin var olması durumunda hız yapısının bundan nasıl etkilendiğinin anlaşılması gerekmektedir.

Hearn ve diğ. (1994) tomografik anlamda Türkiye-İran plato sınırını bölgesel depremlerin Pn-dalgası hızlarını kullanarak çalışmışlardır. Bu çalışmada model blok boyutları $3^{\circ} \times 3^{\circ}$ olarak alınmış olduğundan ancak bölgesel ölçekte sonuçlar elde etmişlerdir. Ege Denizinin altındaki kabuk kalınlığının 20 km olduğunu, orta Doğu Anadolu ve Karadeniz' e göre daha ince olduğunu, ayrıca, Pn-dalgası hızının, Ege Denizi ve Türkiye-İran Platosu altında <7.9 km/s iken, diğer bölgelerde hızın 8.0-8.2 km/s' ye çıktığı söz konusu çalışmanın önemli bulgularıdır. Bu tezde çalışılan modelle kıyaslanması mümkün olmasa bile, Hearn ve diğ. (1994)' nin elde ettiği sonuçlar, bu tezden elde edilen bulguların genel tektonik resme nasıl uyduğunu göstermesi açısından önemli sayılabilir. Sultandağı Bölgesi' nin sismotektoniği Taymaz ve Price (1992), Taymaz ve Tan (2001) tarafından çalışılmıştır. Taymaz ve Price (1992)' in çalışmalarında Kuzeybatı-Güneydoğu doğrultulu Afyon-Akşehir havzasının normal faylarla sınırlandırıldığı vurgulanmaktadır. Kuvaterner yaşlı bu havzalar yarım graben geometrisine sahip olup Kuzeybatı yönlü dalımları olan bloklardan oluşmaktadır. Taymaz ve Tan (2001)' in çalışmalarında, Türkiye Aktif Fay Haritasında (Şaroğlu ve diğ., 1992) ters fay olarak gösterilen Sultandağı Fayı' nın aksine normal bir fay olduğu belirtilmektedir. Tapırdamaz ve diğ. (2002) tarafından, Şubat 2002 Sultandağı depreminin artçı sarsıntıları değerlendirilmiş ve 54 depremin odak mekanizması çözümleri yapılmıştır. Elde edilen sonuçlar, baskın bir şekilde Akşehir Grabeni ile aynı doğrultuya sahip D-B ve BKB-DGD uzanımlı normal faylanma göstermiştir. Bunun üzerine Sultandağı Bölgesi' nin açılma (çökme, gerilme) türü bir tektonik rejimin altında deforme olduğu açıkça belirtilmiştir.

1.2 Tomografik Yöntemlere Genel Bir Bakış

En genel tanımıyla, sismik tomografi yer yapısının iki-boyutlu dilimler şeklinde görüntülenmesidir. Bu görüntüleme işlemi için kullanılan yöntemler, kullanılan kaynak türüne, kaynak-alıcı arasındaki uzaklığa ve veri çeşidine göre çeşitli sınıflara ayrılmaktadır. Kullanılan kaynak türüne göre tomografi, doğal kaynaklı ve yapay kaynaklı olmak üzere iki türlüdür. Doğal kaynaklı tomografide genelde, deprem verileri kullanılmakta ve yer yapısı çok derinlere kadar görüntülenebilmektedir. Ancak konumu tam olarak bilinemeyen kontrolsüz bir kaynak söz konusu olduğundan, odak ve hız parametrelerinin eş zamanlı ters çözümünü gerektirmektedir. Daha çok mühendislik amaçlı kullanılan yapay kaynaklı tomografi

de ise yer yüzünde patlayıcı maddeler kullanılarak oluşturulan sarsıntılar kullanılmakta ve yer yapısının çok sığ kesimleri görüntülenebilmektedir. Bu yöntemde, kaynağın konumu bilindiğinden sadece yer altındaki hız yapısının belirlenmesi için ters çözüm uygulanır. Kaynak-alıcı arasındaki uzaklığa göre tomografi, yerel deprem tomografisi ve telesismik tomografi olarak sınıflandırılmaktadır. Yerel deprem tomografisinde, depremler ve istasyonlar aynı model uzayı içerisinde yer almakta, dolayısıyla deprem kayıtlarında Pg ve Sg gibi ilk varışlar gözlemlenebilmektedir. İlk varış zamanları kullanılarak küçük ölçekte, üst kabuk sismik hız yapısının ters çözümle belirlenmesi yerel deprem tomografisinin esasını oluşturmaktadır. Telesismik tomografide, uzun peryotlu sismik dalgalar kullanılmakta ve yer içi küresel ölçekte görüntülenebilmektedir.

Seyahat zamanı tomografisi ve dalga şekli tomografisi, veri çeşidine göre yapılan bir sınıflamadır. Seyahat zamanı tomografisinde, kayıtçılarda kayıt edilen dalgaların seyahat zamanları kullanılarak, kaynak ile alıcı arasındaki ışın yolu boyunca sismik yavaşlık hesaplanmakta ve ters çözüm teknikleriyle ortamın hız yapısı belirlenmeye çalışılmaktadır. Dalga şekli tomografisinde ise, sismik izlerin dalga şekillerine bir çeşit ters çözüm işlemi uygulanmakta ve seyahat zamanı tomografisine göre yer içine ait daha detaylı bilgi edinilmektedir. Bunun nedeni, sismik sinyallerdeki genliklerin ortamdaki hız değişimlerine daha duyarlı olması ve dolayısıyla dalga şeklinin seyahat zamanı verisine oranla yer içine ait çok daha fazla bilgi içermesi olarak verilebilir.

Deprem tomografisi ilk olarak 1974 yılında, U.S. Geological Survey (USGS)'ın orta California'da kurduğu sismik ağdan elde edilen telesismik P-dalgası verilerini kullanarak, San Andreas fay kuşağı altındaki yer yapısı görüntüleyen Aki ve diğerleri tarafından yapılmıştır. 1976 yılında Aki ve Lee, deprem tomografisi tekniğini geliştirerek, yerel depremlere uygulanabilir hale getirmişlerdir.

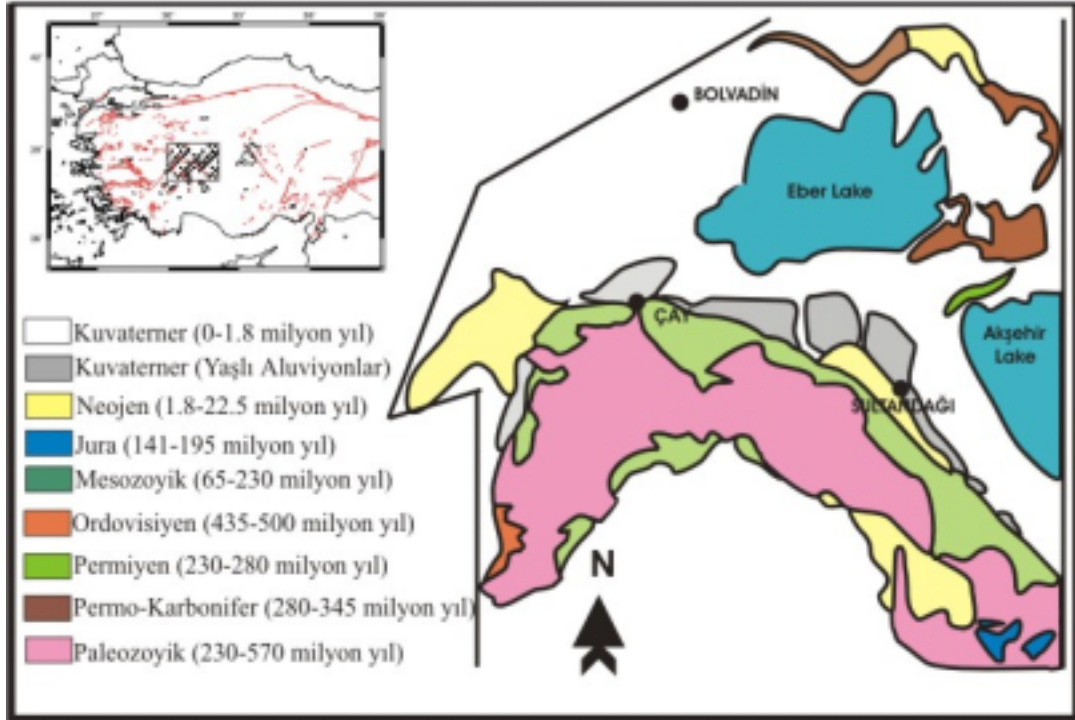
Hirahara (1977), yüksek hızlı Pasifik levhasının Japon dalma-batma kuşağındaki üst manto bölgesini bu yöntemle inceledi. 1980'li yıllarda, Clyato ve Comer (1983), Nolet (1985) gibi araştırmacılar da, tıbbi uygulamalarda çok iyi test edilen tomografi yöntemini deprem verilerine uyguladılar. Dziewonski ve Anderson (1984), tüm yerküre ölçeğinde sismik dağılımı görüntülemeyi başarinca ve bu sonuçların jeoid dağılımı ve jeodinamik (Hager ve diğ., 1985) ile uyum içerisinde olduğu görülünce, tomografiye olan güvenirlilik daha da arttı (Aki, 1993). Kısaca bugüne kadar yapılan

sismik tomografi çalışmaları ile elde edilen görüntüler, mantonun dinamiği ile açıklanabilen ve jeoid ile ilişkili küresel hız dağılımlarını, tektonik olarak dalan levhaların yapılarını, volkanik ve jeotermal alanlardaki mağmanın hacim ve geometrilerini, fay kuşaklarını ve mağma ykselimine neden olan zayıflık zonlarını içermektedir.

Yerkabuğu süreksizlikler, faylar, katmanlı yapılar, sokulumlar, yüksek sıcaklık ve ya kısmi ergime kuşakları ile birlikte birçok jeolojik düzensizlikler içeren karmaşık bir yapıya sahiptir. Böyle tekdüze olmayan bir yapının yerel deprem tomografisi ile görüntülenmesi doğrusal olmayan bir işlemdir (Pavlis ve Booker, 1983) ve çözümler bir yer modeline göre doğrusallaştırılarak elde edilir (Aki ve Lee, 1976). Doğrusallaştırılmış ters çözümden elde edilen -boyutlu görüntüler referans başlangıç modeline ve deprem lokasyonlarına birebir bağlıdır. Başlangıç modeline bağımlılığın çok küçük olduğu 3 boyutlu tomografik sonuçların elde edilebilmesi amacıyla referans model olarak minimum bir-boyutlu hız yapısı hesaplanmakta ve -boyutlu yapıya extrapole edilmektedir (Kissling ve diğ., 1994). Yerel deprem tomografisinde gerekli olan diğer işlem adımları, her bir kaynak ve alıcı arasındaki ışın yolunun ve bu yol boyunca dalğanın seyahat zamanının hesaplanması ve hız yapısının modellenmesi olarak verilebilir. Bu çalışmada, ışın yolu hesabı için yalancı ışın eğme yöntemi (pseudo ray bending, Um ve Thurber, 1987), hız yapısını modellemede ise düğüm çizgileri (grid of nodes) yaklaşımı kullanılmıştır. (Thurber, 1993).

2. BÖLGESEL JEOLojİ VE TEKTONİK

Sultandağları olarak adlandırılan bölge ayrıntılı olarak Atalay (1975) tarafından çalışılmış ve haritalanmıştır. Burada sunulan jeolojik bilgiler çoğunlukla söz konusu çalışmadan özetlenmiştir. Bölge jeolojik olarak Sultandağları olarak tanımlanan ve bölgenin önemli yükseltilerini oluşturan metamorfik ve kalker birimleri ile genellikle düzlükler ve ovalar ile karakterize edilebilecek Neojen-Kuvaterner yaşlı birimlerden oluşmaktadır (Şekil 2.1). Sultandağları'nın temeli farklı litolojik birimdeki şistlerden oluşan epi-metamorfik birimlerden meydana gelmektedir. Genel görüş olarak Paleozoyik istifler bölgede konkordan bir ilişki göstermekte olup devamlıdır. Şekil 2.1'de de görüldüğü gibi bölgenin güneyinde Paleozoyik yaşlı değişik litolojik özellikteki şistler geniş bir alanı kaplamakta ve bu birimler Sultandağı ve civarının temel kayalarını oluşturmaktadır. Bu birimlerin yanı sıra Çay ilçesinin kuzeyinde gözlenen kireçtaşları da Permo-Karbonifer yaşta olup Paleozoyik birimler içerisinde yer almaktadır.

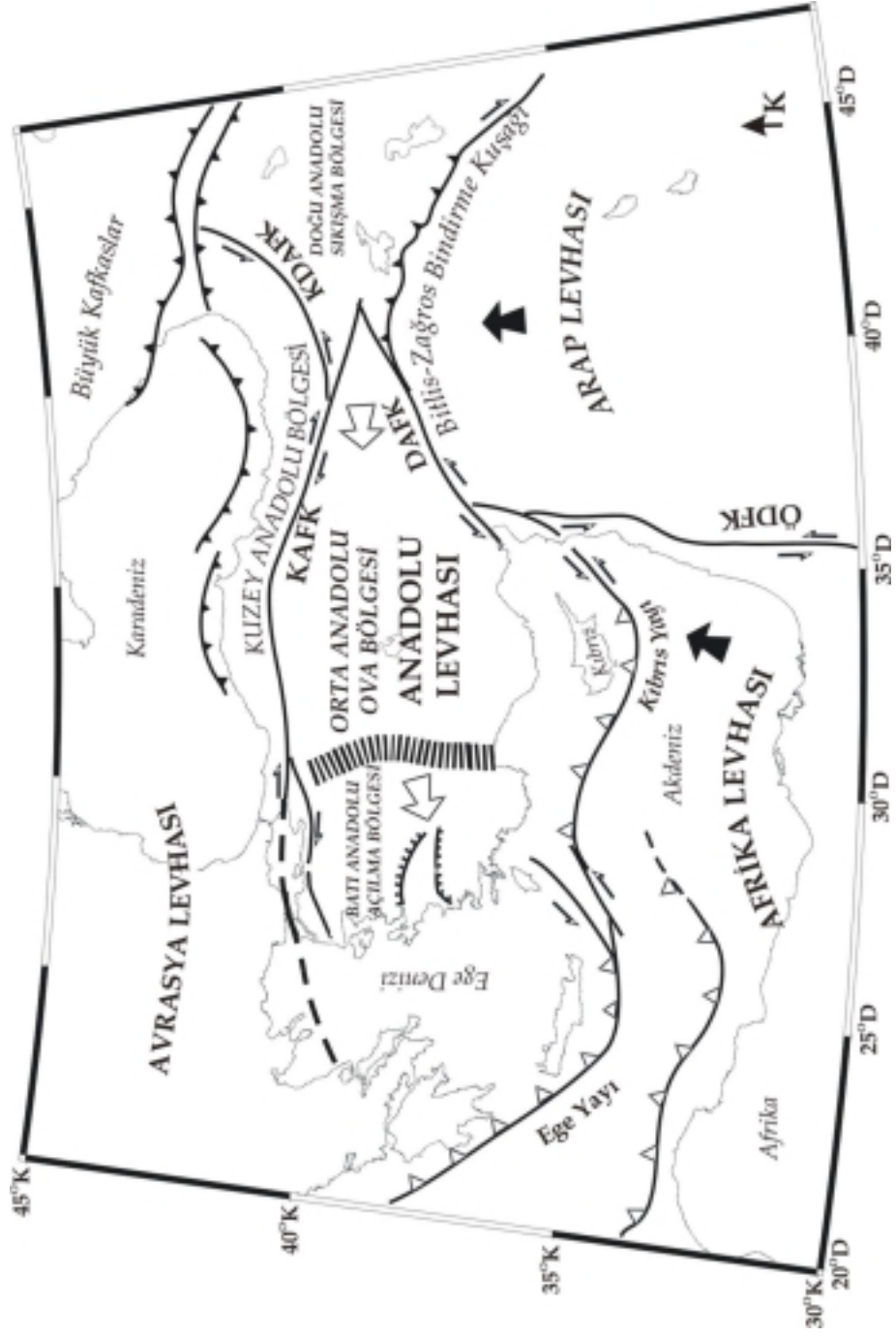


Şekil 2.1 Sultandağları' nın jeoloji haritası. Atalay (1975)' den sadeleştirilerek düzenlenmiştir.

Bölgede Mesozoyik döneme ait dikkat çeken en önemli oluşum Sultandağı güneydoğusunda metamorfik seri içinde gözlenen Jura yaşlı kireçtaşlarıdır. Jura bölgesinde Paleozoyik yaşlı birimler üzerine diskordan olarak yerleşmiş olup kırmızı renkte bir taban konglomerası ile başlamaktadır. Bölgenin az eğimli topoğrafyası ve ovaları karakteristik olarak Neojen ve Kuvaterner birimlerden oluşmaktadır. Neojen birimlere yaygın olarak Çay ilçesinin batısı ile Sultandağı civarında rastlanılmaktadır. Neojen çökeller genellikle konglomera, gölsel kireçtaşları, marn ve killi kireçtaşları şeklinde gözlenmektedir. Kuvaterner çökeller bölgede Kuzeybatı – Güneydoğu yönelimli ovaları ve düzlükleri doldurmuş güncel ve daha eski akarsu çökelleridir. Yerleşimin büyük çoğunluğu bu bölgeler üzerine kurulmuştur.

Jeomorfolojik açıdan inceleme alanına bakıldığında; Sultandağları ve yakın civarının şekillenmesinde tektonik hareketlerin, özellikle faylanma hareketlerinin büyük rolü olmuştur. Üst oligosen ve Üst miyosen de meydana gelen faylanmalar ile özellikle Sultandağları birçok defalar yükselmiş, dağın kuzey kesiminde bulunan depresyon sahası ise birçok defa çökmüştür. Bu faylanma hareketleri bölgenin eğim durumunu değiştirmiş, yüksek satırlar, şiddetli bir aşınmaya, depresyon sahasında ise hızlı bir sedimantasyona uğramıştır.

Türkiye'nin neotektonik yapısı, 3 ana unsurun etkisi altındadır. Bunlar; 1) Ege-Kıbrıs yayı (Afrika Levhasının Anadolu Levhasının altına daldığı sınır), 2) Sağ yanal hareketli Kuzey Anadolu Fay zone, 3) Sol yanal hareketli Doğu Anadolu Fay zone (Bozkurt, 2001). Doğrultu atımlı fay özelliğinde olan son iki unsur boyunca Anadolu Levhası, Arap ve Avrasya levhaları arasındaki bindirme kuşağından (Bitlis-Zağros Bindirme Kuşağı) uzaklaşarak, yılda 20 mm/yıl bir hızla batıya doğru hareket etmektedir (Barka,1992; Pfister ve diğ., 1998). Sözü edilen üç ana unsurun etkisi altında Türkiye, Şekil 2.2' de görüldüğü gibi, Doğu Anadolu daralma bölgesi, Kuzey Anadolu bölgesi, Orta Anadolu Ova bölgesi ve Batı Anadolu açılma bölgesi olmak üzere dört farklı neotektonik bölgeye ayrılmaktadır (Şengör ve diğ., 1985).



Şekil 2.2 Türkiye' nin belli başlı genç tektonik yapıları ve bölgelerini gösteren basitleştirilmiş tektonik harita. Bozkurt, 2001'den düzenlenmiştir.

Türkiye'nin neotektonik gelişiminde ve Batı Anadolu Açılma rejiminde önemli etkisi olan Toros kuşağının genel uzanımı doğu-batı olup, bu kuşağın içinde Isparta bükümüne gibi keskin yapılar bulunmaktadır. Türkiye'nin tektonik gelişimini anlamak açısından, Toros Kuşağının neotektonik dönem başındaki geometrisi ve Isparta bükümüne gibi yapıların bu dönemdeki gelişimlerinin açıklanabilmesi büyük önem taşımaktadır. Bu döneme kadar yapılan çalışmalarla, Isparta bükümünün, Anadolu Levhasının batıya hareketine karşı direnç gösteren tampon bir bölge olduğu düşünülmektedir (Boray ve diğ., 1985).

Isparta Bükümünün kuzey-doğusunda yer alan çalışma alanı, Şekil 2.3'de de görüldüğü üzere, doğuda yanal atımlı fay sitemlerinden oluşan tektonik rejim ile batıda oblik atımlı normal faylarla sınırlanan, graben-horst yapıları ile karakterize olan açılmalı tektonik rejim arasında bir geçiş bölgesidir. Bölgede tektonik açıdan en önemli fay sistemi, Şengör vd. (1985) tarafından adlandırılan Sultandağı fayıdır. Bu fay, yaklaşık 65 km. uzunluğunda olup genel doğrultusu $K65^{\circ}D$ 'dur. Isparta bükümünün şekillenmesinde önemli rol oynayan Sultandağı fayının neotektonik dönemin başlangıcında geliştiği ve bu dönemde sağ yönlü doğrultu atımlı fay olarak çalıştığı Boray vd. (1985) tarafından belirtilmiştir. Şaroğlu vd. (1987)'ne göre fayın geçtiği alanlardaki genç morfolojik kanıtlara dayanılarak diri fay olarak tanımlanan Sultandağı fayının neotektonik dönem başında sağ yönlü doğrultu atımlı daha sonra bindirme niteliğinde yüksek açılı ve az atımlı olarak çalıştığı düşünülmektedir. Koçyiğit vd. (2002)'ne göre Akşehir fayı olarak da tanımlanan fayın kuzey bloğu düşmekte olup, düşen blok üzerinde Akşehir ve Eber gölleri meydana gelmiştir. Faya asılı olarak kalmış taraçalar, asılı vadiler ve faya doğru eğimlenmiş alüvyon yelpazeleri fayın aktif olduğunu gösteren saha verileridir. Şekil 2.4' de verilen uydu görüntüleri üzerinde yapılan incelemelerde, Sultandağı fayı rahatlıkla izlenebilmektedir. Akşehir ve Eber göllerinin güneyindeki yamaçlardan geçen fay sistemi oluşturduğu morfoloji ile belli olmaktadır.

3. VERİ TOPLAMA VE DEĞERLENDİRME

3.1. Artçı Sarsıntıları Kayıt Edilmesi ve Ön Değerlendirilmesi

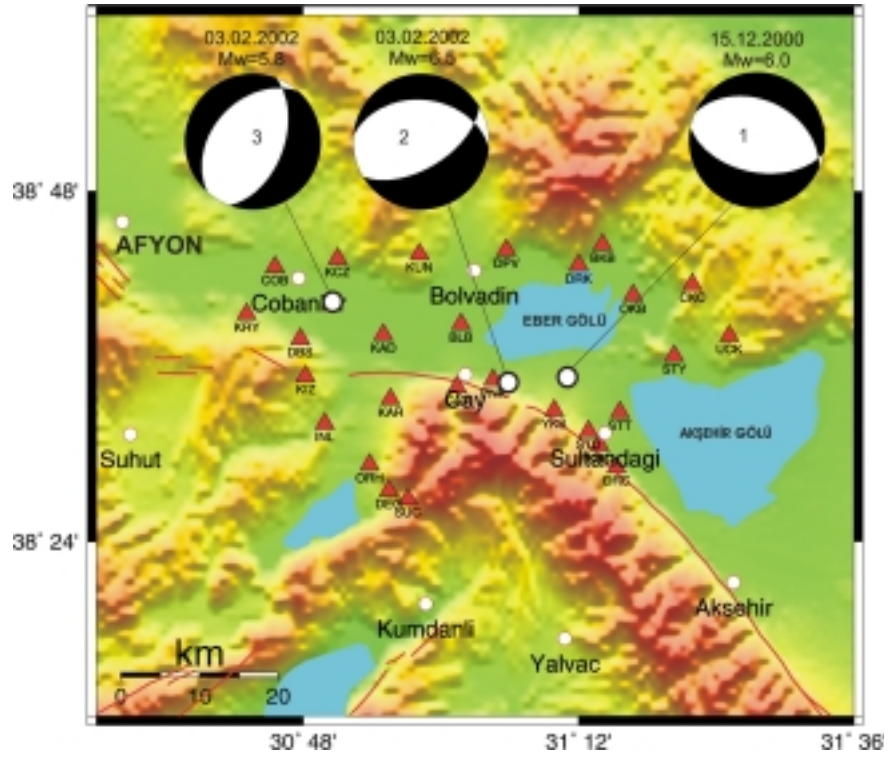
Şubat 2002 Sultandağı depreminden hemen sonra, Tübitak Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsü sismoloji grubu, artçı deprem dağılımının incelenmesi amacıyla, ana şokun gerçekleştiği bölgeyi çevreleyecek şekilde 28 adet sismik istasyondan oluşan yoğun bir ağ kurmuştur. Bu ağda, sayısal Reftek-125 kayıtçıları kullanılarak, 100 Hz’ de sürekli olarak veri toplanmıştır. İstasyonlarda 4.5 Hz salınım frekanslı, kısa peryotlu, Şekil 3.1’ de gösterilen düşey bileşen L-28 sismometreleri kullanılmıştır.



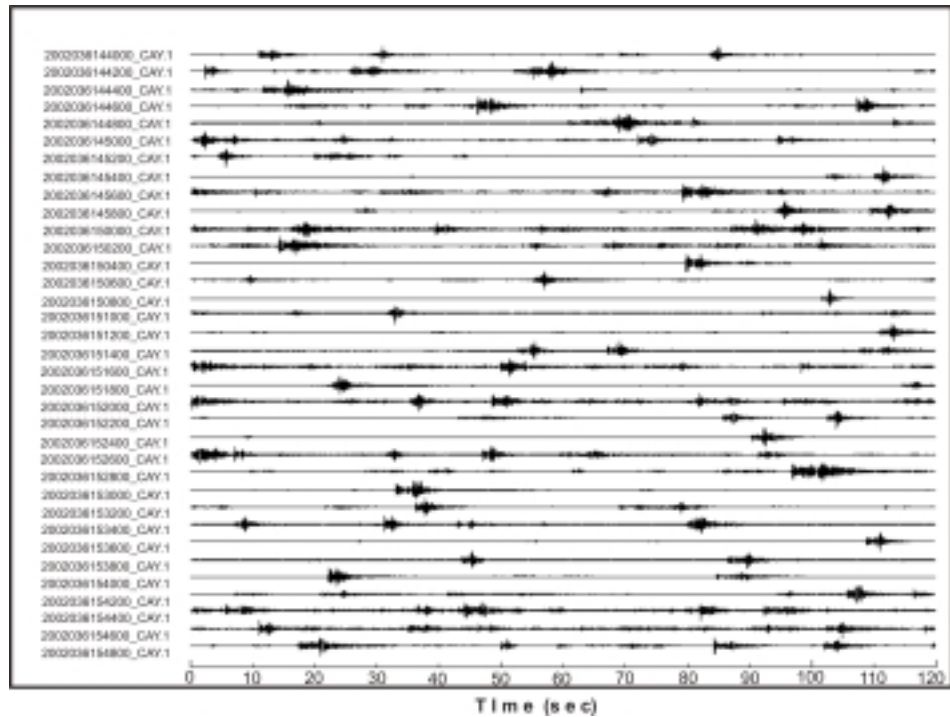
Şekil 3.1 Reftek-125 kayıtçısının, gerekli donanımın ve jeofonların fotoğrafları.

Afyon’da kurulan veri işlem merkezinde her gün değerlendirilen artçı sarsıntıların, dağılımları göz önünde bulundurularak istasyonların yerleri değiştirilmiş ve Şekil 3.2’ de gösterilen, en uygun istasyon dağılımı elde edilmiştir. Oluşturulan sismik ağ 60 km doğu-batı ve 40 km kuzey-güney boyutlarında bir alanı kapsamaktadır. Bu şekilde kaydedilen sayısal veriler, Tübitak Yer ve Deniz Bilimleri sismoloji laboratuvarında gruplandırılmış ve istasyonlarda kayıt edilen depremlerin P ve S fazı okumaları yapılmıştır. Çay istasyonunda 5 Şubat 2002 tarihinde bir saat içerisinde kayıt edilen artçı sarsıntı aktivitesi Şekil 3.3’ te örnek olarak gösterilmiştir.

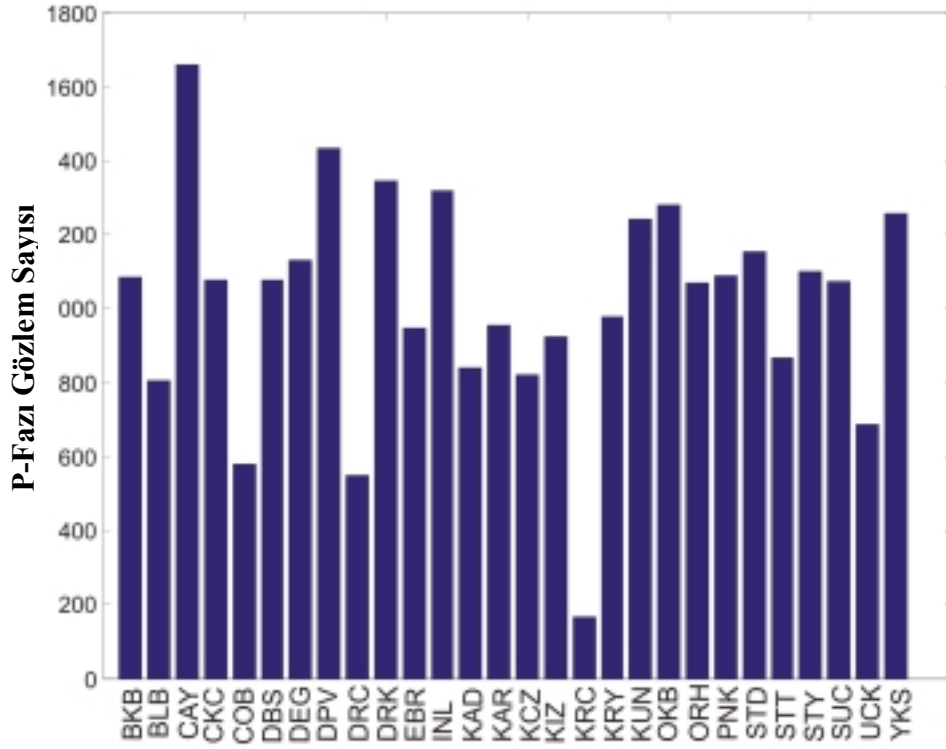
Sonuçta toplam 19571 P-dalgası varış zamanı ve 7805 S-fazı varış zamanı okunmuştur. Şekil 3.4’ deki histogram, her bir istasyonda kayıt edilen toplam P-fazı sayısını göstermektedir. Mikro aktivitelerin de yoğun olduğu bu tarz artçı sarsıntı gözlemlerinde, deprem aktivitesinin yoğun olduğu alanlara yakın istasyonların



Şekil 3.2 Artçı sarsıntı çalışması için kurulan sismik ağı ve ana şokların odak mekanizması çözümleri. Üçgenler istasyonları göstermektedir. Tapırdamaz ve diğ. (2002)'den alınmıştır.



Şekil 3.3 Çay istasyonunda 5 Şubat 2002 tarihinde 1 saat içerisinde kayıt edilen artçı sarsıntı aktivitesi.



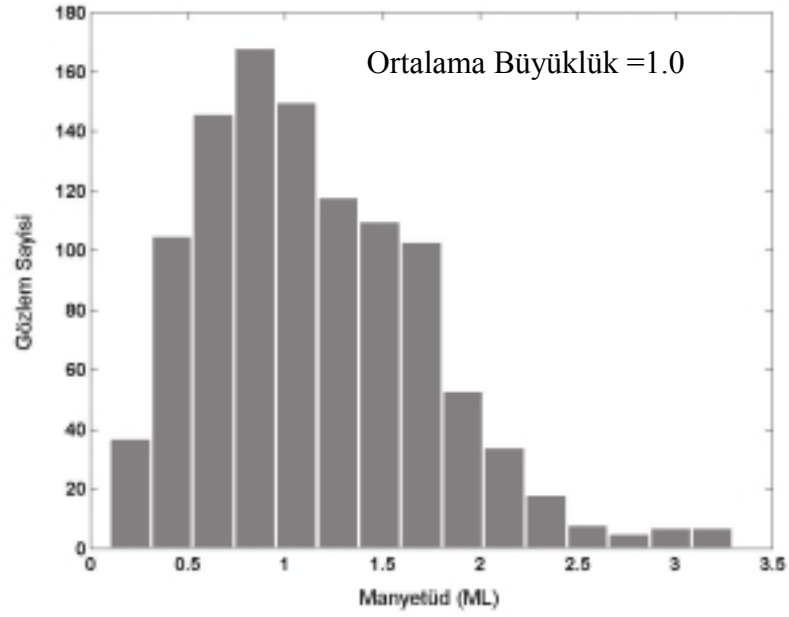
Şekil 3.4 Her bir istasyondaki P-fazı gözlem sayısı histogramı.

doğal olarak daha çok kayıt yapmış oldukları gözlenmektedir. Depremlerin büyüklükleri (M_L),

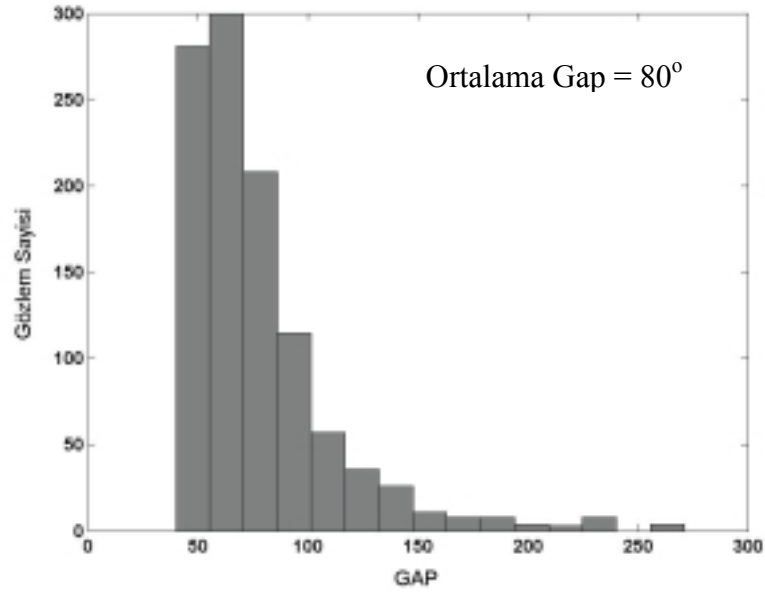
$$M_L = \log A - 2.48 + 2.76 \log \Delta \quad (3.1)$$

(Richter, 1958) bağıntısı kullanılarak hesaplanmıştır. Burada A , kayıt edilen dalganın en büyük genliğini, Δ dış odak ile istasyon arasındaki uzaklığı, göstermektedir. Hesaplanan artçı sarsıntıların büyüklükleri 0.1 ile 3.3 arasında değişmektedir. Kurulan sismik ağ, yoğun ve yüksek duyarlılıklı aletlerden oluştuğu için, çok küçük büyüklüklü depremlerin de kaydedilmesi mümkün olmuştur. Şekil 3.5' te verilen histogram, kaydedilen artçı sarsıntıların büyüklüklerinin 0.1 ile 3.3 arasında değiştiğini ve ortalama büyüklüğün 1.0 civarında olduğunu göstermektedir.

Veri kalitesi önemli ölçüde, depremler ile istasyonlar arasındaki küçük azimutal boşluk değerleri (GAP) ile ilişkilidir. Şekil 3.6' da verilen histogram incelendiğinde, GAP değerlerinin 50° ile 180° arasında değiştiği ve ortalama 80° olduğu gözlenmektedir.



Şekil 3.5 Yer bulma işlemi sonucunda elde edilmiş artçı sarsıntılara ait büyüklük dağılımı.

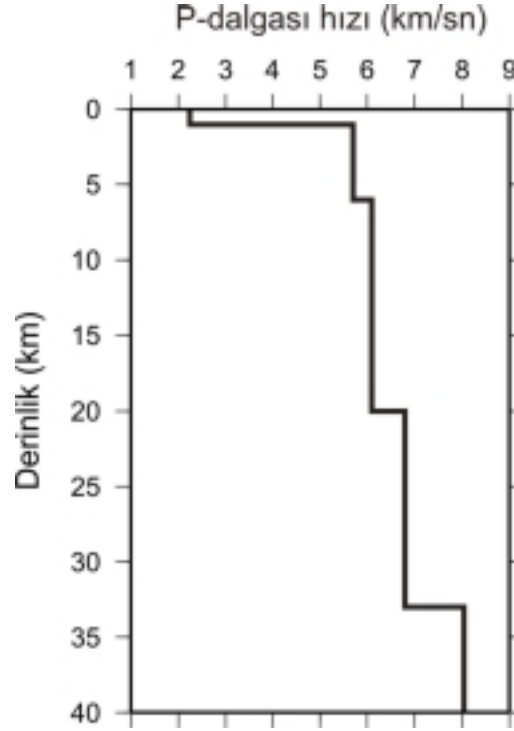


Şekil 3.6 İstasyon ve depremler arasındaki azimutal boşluk (GAP) dağılımı.

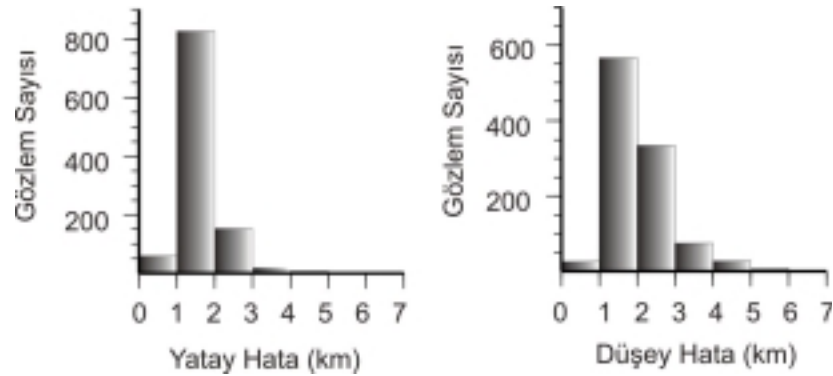
3.2. Yerbulma İşlemi ve Değerlendirme

Faz okumaları yapılan artçı sarsıntılar Şekil 3.7’ de gösterilen bölgesel hız modeli kullanılarak konumlandırılmıştır. Şekil 3.8’ de gösterilen yatay ve düşey yöndeki hata miktarlarına bakıldığında, yer bulma işlemi sonrasında yatayda ortalama hata miktarının 1.1 km, düşeyde ise 1.5 km olduğu gözlenmektedir. Yataydaki hata

miktarları Gauss dağılımına yakın kabul edilebilir bir dağılım sergilerken, düşeydeki hata miktarlarının Gauss dağılımına uymadığı gözlenmektedir. Hata miktarları depremlerin gerçek yerlerinin belirlenmesindeki sapmayı göstermektedir. Bu sapma değerlerinin küçük olması deprem koordinatlarının yüksek doğrulukta belirlendiğinin bir göstergesidir. Minimum bir-boyutlu ve üç-boyutlu hız yapılarının belirlenmelerindeki amaçlardan biri de, depremlerin konumlandırma hatalarını minimum yapmaktır.

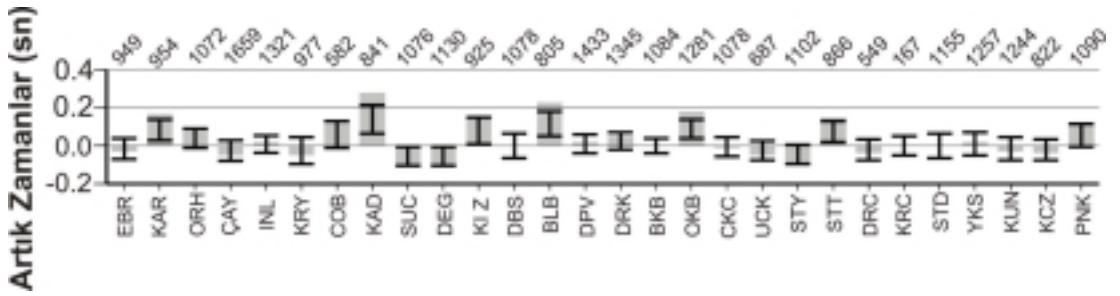


Şekil 3.7 Tübitak Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsü Sismoloji Grubu tarafından, depremlerin konumlandırılmasında kullanılan bölgesel hız modeli.



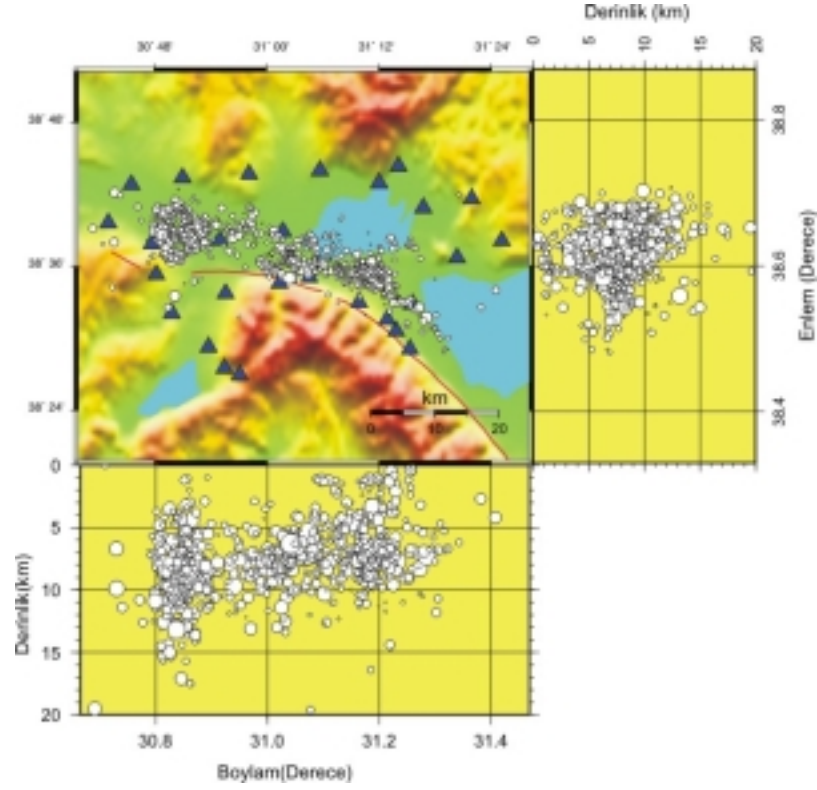
Şekil 3.8 Yer ve Deniz Bilimleri Sismoloji grubu tarafından hesaplanan bölgesel hız modeli kullanılarak yapılan yer bulma işlemi sonucunda elde edilen tüm depremlere ait yatay ve düşey yöndeki hata miktarlarını gösteren histogramlar.

Depremlerin uzaysal ortamdaki hataların belirlenmesi kadar zaman ortamındaki hatalarının belirlenmesi de sismolojik sonuçlar açısından çok önemlidir. Bu hatanın göstergesi de seyahat zamanı artıklarıdır. Seyahat zamanı artıkları, gözlemsel seyahat zamanları ile hız modeli kullanılarak hesaplanan teorik seyahat zamanları arasındaki farktır. Küçük artık değerleri, kullanılan hız modelinin, gerçek yer altı hız yapısına ne kadar yakın olduğunun bir ölçütüdür. Şekil 3.7’de gösterilen kaba bir hız modeli ile konumlandırılan artçı sarsıntıların, herbir bir istasyondaki P-fazı artık değer dağılımı Şekil 3.9’da verilmektedir. Şeklin altındaki eksen istasyon isimlerini, üstündeki eksen ise herbir istasyonda okunan P-fazı gözlem sayısını göstermektedir. Bu histograma göre artık değerler -0.1 ile 0.3 saniye arasında değişmektedir. Bölgenin üç-boyutlu hız yapısının belirlenmesindeki önemli amaçlardan biri de, özellikle seyahat zamanı artıklarını en küçük yapan hız modelinin belirlenmesidir.



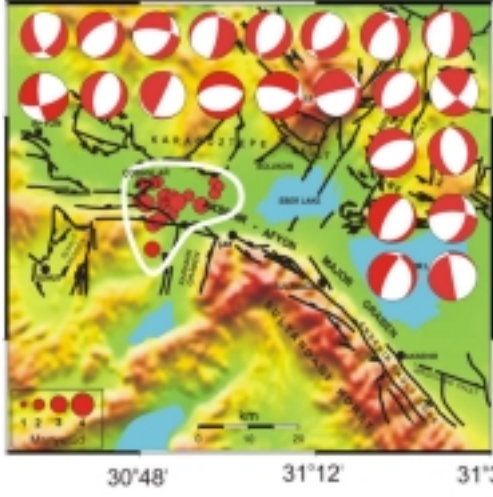
Şekil 3.9 Her bir istasyonda okunan P-fazı seyahat zamanlarının artık değerleri.

Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü sismoloji grubunun kullandığı bölgesel hız modeli kullanılarak koordinatları hesaplanan 1069 depremin enlem ve boylam boyunca derinlik kesitleri Şekil 3.10’da gösterilmiştir. Çözümleme sonucu artçı sarsıntıların çoğu havza içerisinde yer almakta ve Sultandağı fayını izleyecek şekilde, grabenin doğrultusuna uygun bir dağılım göstermektedirler. Ancak havzanın kuzeybatısında, Akşehir ana grabeniyle Karamuk grabeninin kesişim noktalarına karşılık gelen alanda dairesel dağılım gösteren depremler, kuzeybatı-güneydoğu çizgisel dağılım gösteren depremleri kesmektedirler. Derinlik kesitleri incelendiğinde, ortalama 12 km’den daha derin depremler olmadığı ve dairesel dağılım gösteren depremlerin diğer depremlere göre daha derinde oluştukları gözlenmektedir.

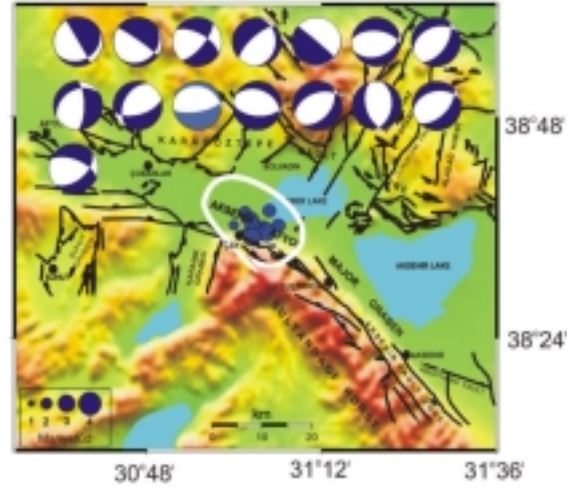


Şekil 3.10 Sultandağı depremi yer bulma işlemi yapılan 1069 artçı sarsıntının yatay ve düşey düzlemdeki dağılımları. İstasyonlar üçgenlerle gösterilmektedir.

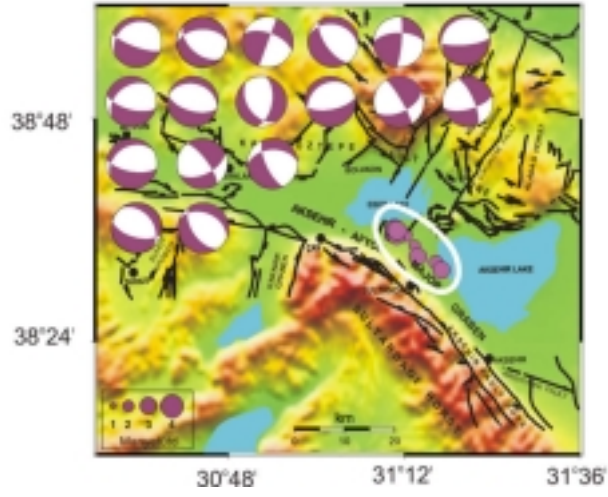
Şubat 2002 Sultandağı depreminin artçı sarsıntıları konumlandırıldıktan sonra Tübitak Yer ve Deniz Bilimleri Sismoloji Grubu tarafından, deprem batı, doğu ve merkezde yer alanlar olmak üzere gruplandırılmıştır. Her bir gruptaki, en az 15 istasyonda kayıt edilen depremlemlerin sismogramlardaki ilk varış P-dalgası polariteleri kullanılarak odak mekanizması çözümleri yapılmıştır (Şekil 3.11). Çözümler doğuda BKB-DGD doğrultulu, merkezde yaklaşık D-B doğrultulu olup graben yapısı ile de uygunluk sergilemektedir (Şekil 3.11a ve 3.11b). Batı grubundaki depremler, diğerlerinden farklı olarak, KKD-GGB doğrultulu bir fay çözümü sergilemektedirler. Batı grubundaki depremler, KKD-GGB doğrultulu çöküntü havzalarının, Akşehir ana grabeni ile kesiştiği alanda yer almaktadırlar. Diğer depremlerden farklı bir dağılım gösteren, daha derinde gerçekleşen ve aynı zamanda farklı odak mekanizması çözümleri sergileyen batı grubundaki depremler, yer aldıkları alandaki karmaşık tektonizma hakkında farklı bilgiler taşımaktadırlar. Ancak bu tarz sismolojik veriler tek başına, bölgedeki tektonizmayı açıklayamamaktadır. Bundan dolayı, tomografik ters çözüm işlemi ile, çalışma alanının batısındaki bu alanın hız yapısının görüntülenmesi ayrı bir önem taşımaktadır.



(a)



(b)



(c)

Şekil 3.11 Artçı sarsıntılarının odak mekanizması çözümleri. Depremler (a) batı, (b)doğu, (c) orta olmak üzere gruplandırılmıştır (Tapırdamaz,2002).

4. YEREL DEPREM TOMOGRAFİSİ

Yerel deprem tomografisi, depremlerin seyahat zamanlarının ve üç-boyutlu hız yapısının eş zamanlı ve yinelemeli ters çözümünü yapan bir yöntemdir. Bu çalışmada algoritması Thurber (1983)'de verilen, SIMUL2000 programı kullanılmıştır. Program için gereken giriş dosyalarına ait bilgi EK-B' de verilmiştir. Bu program, P dalgası hızını, V_p/V_s hız oranını ve soğrulma faktörünü ters çözüm yöntemi ile hesaplayabilmektedir. Ancak bu çalışmada program, sadece P-dalgası hız yapısını hesaplamak üzere kullanılmıştır.

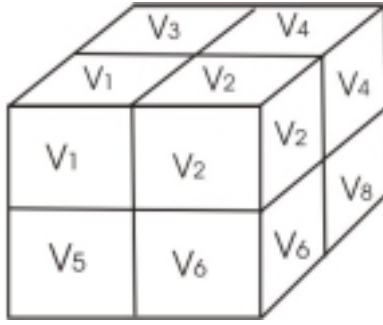
4.1. Üç-Boyutlu Yerel Deprem Tomografisinin Esasları

Yerel deprem tomografisi dört önemli aşamadan oluşmaktadır. Bu adımlar, ortamın parametrize edilmesi, ışın yolu ve seyahat zamanının hesaplanması, üç boyutlu ters çözüm ve çözüm kalitesinin belirlenmesidir. Her bir aşama son derece karmaşık hesaplamalar gerektirmektedir. Bu nedenle her aşama başlı başına incelemeye değer öneme sahiptir.

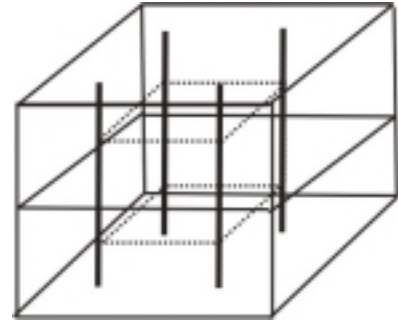
4.1.1. Hız Yapısının Modellenmesi

Yerel deprem verilerinin ters çözümü için, önce ortamın parametrize edilmesi gerekmektedir. Üç-boyutlu ortamı, hızların parametre olduğu geometrik bir yapıya dönüştürmek için çok değişik yaklaşımlar vardır. Bu yaklaşımlar Şekil 4.1' de gösterilmektedir. Şekil 4.1a' da Aki ve Lee (1976), yer yapısını sabit hızlı bloklarla tanımlamışlardır. Bu basit bir yaklaşım olduğundan avantajlıdır, ancak hızın bir bloktan diğerine değişimine izin vermediği için ayrıntılı hız değişimlerini ve oblik süreksizlikleri tanımlayamamaktadır. Şekil 4.1b'de gösterilen, Hawley ve diğ. (1981)' in kullandığı ayırık blok yaklaşımında, katmanlı yapı içerisinde yanal yönde hız değişimi içeren modeller tanımlanabilmektedir. Bu yaklaşımda ortam, düşey yönde sabit hıza sahip katmanlara ayrılmakta ve hızlar yatay yöndeki düşey düğüm çizgileri arasında enterpolasyonla elde edilmektedir. Bu düğüm çizgileri arasındaki uzaklık katmandan katmana değişebilmektedir. Bu yaklaşım biraz daha avantajlı olmakla beraber düşey yöndeki hız değişimlerine duyarsızdır. Şekil 4.1c' de

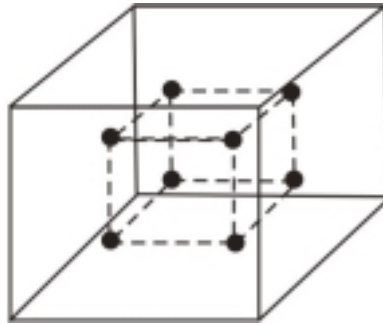
gösterilen ve Thurber (1983) tarafından geliştirilen yaklaşımda ise, ortam üç-boyutlu düğüm çizgileri kullanılarak tanımlanmaktadır. Hız bu yaklaşımda, düğüm noktaları arasında, doğrusal B-spline enterpolasyon yöntemiyle her yönde değişebilmektedir. Hızın her yönde değişimine olanak tanıyan bu yaklaşım sayesinde çok karmaşık yapıların bile çözülebilmesi sağlanmıştır.



(a)



(b)



(c)

Şekil 4.1 Üç-boyutlu ortamın hız değerlerini parametrelendirmek üzere kullanılan yaklaşımların şematik gösterimi. (a) sabit hızlı bloklar (Aki ve Lee, 1976), (b) yanal değişimli katmanlar (Hawley ve diğ., 1981), (c) düğüm noktalarından oluşan model (Thurber, 1983). (b) ve (c)' deki kesikli çizgiler enterpolasyonla hesaplanan alanları göstermektedir.

Tüm bu yaklaşımların kendine göre avantajları vardır. En uygun modelleme yönteminin seçimi, istasyon yoğunluğu, depremlerin uzaysal dağılımı ve jeolojik yapının karmaşıklık derecesi değerlendirilerek yapılmalıdır.

Her bir yaklaşımda kullanılan model blokları, istasyon ve depremlerin odaklarını çevreleyecek şekilde oluşturulmalıdır. Oluşturulan modelin derinliği, veri setinde en derine ulaşan ışın yolunun derinliğinden daha büyük olmalıdır. İkincil varışların da ters çözümde kullanılması durumunda, modelin alt kısmına yeni katmanlar eklemek

gerekmektedir. Kısaca model bloklarını oluştururken, hiçbir ışının modelin dışına çıkmaması sağlanmalıdır.

Modeldeki blok boyutlarının çok küçük alınması durumunda, modelin parametre sayısı, dolayısıyla hesaplama zamanı artacak, ayrıca bazı bloklarda ışın yoğunluğu azalacağından znrllk düşecektir. Model bloklarının çok kaba tanımlanması durumunda ise yapıyı kabaca temsil eden bir görüntü elde edilecek ve yapıdaki küçük değişimler grntlenemeyecektir. Modelin tanımlanmasında kullanılacak blok boyutlarının bu derece önemli olması nedeniyle, aynı veri setinin, farklı blok boyutlarına sahip modellerle sınanması ve en uygun blok boyutunun belirlenmesi gerekir. Başlangıçta her bir bloğa atanan hız değerlerinin olabildiğince doğru olması tomografide ters zmn başarısını etkileyen diğer bir etkidir. Gerçek yer modeline yakın bir başlangıç modeli, eldeki veri seti ile önce bir-boyutlu hız yapısı belirlenerek ve daha sonra bir-boyutlu yapı üç-boyutlu yapıya extrapole ederek elde edilebilir.

4.1.2. Işın İzleme

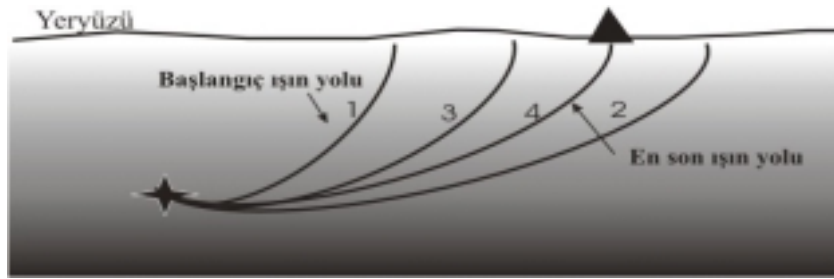
Yerel deprem tomografisinde üzülmesi gereken problemlerden biri de her bir kaynak ve alıcı çifti için en hızlı katedilecek ışın yolunun ve bu yol boyunca dalganın seyahat zamanının hesaplanmasıdır. Işın yolu hesabı kaynak-alıcı çiftinden oluşan iki nokta arasındaki sınır değer problemidir. Bu problemin zm için kullanılan ışın izleme yöntemleri tam ve yaklaşık olmak üzere ikiye ayrılır. Hesaplama açısından ise atış (shooting), eğme (bending), yaklaşık (approximate) ve sonlu farklar (finite-difference) olarak sınıflandırılabilir.

Yaklaşık ışın izleme yöntemleri hesaplama hızı yönünden avantajlıdır. Buna karşılık seyahat zamanları hatalı hesaplandığından, seyahat zamanı artıkları, odaksal kısmi türevler ve hız modelinin kısmi türevleri de hatalı hesaplanacaktır. Buna bağlı olarak ışının kaynaktan çıkış yönü ve tek başına ışın yolu hatalı olacaktır (Thurber, 1993). Yaklaşık bir yöntem olması nedeniyle ayrıntılı çalışma gerektiren problemlere uygulanan iyi bir ışın izleme tercihi olmayabilir.

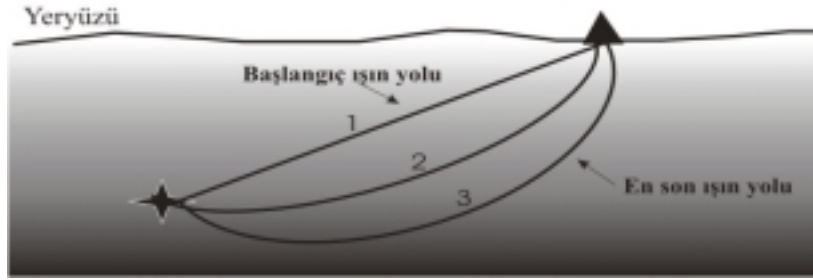
Literatürde kullanılan atış algoritmaları, Kock (1985), Lin ve Roecker (1990), Sambridge ve Kennett (1980) tarafından geliştirilmiştir. Atış yönteminde, sabit bir kaynaktan farklı çıkış açılarında ışınlar gönderilir ve başlangıç-sınır değer problemi, bu ışınlardan biri alıcıya ulaşıncaya kadar yinelemeli olarak üzülür (şekil 4.2a). Atış

yönteminde ışın yörüngesinin hesaplanacağı kaynak çıkış açısını belirlemek ve belirlenen çıkış açısı aralığında bir çok yörünge hesaplamak problem yaratmaktadır.

Eğme metodunda, sınır noktaları önce bir doğruyla birleştirilir. Daha sonra iki sınır arasındaki yörünge Fermat prensibine göre en kısa seyahat zamanı elde edilene kadar esnetilir (Şekil 4.2b). Genelde yeni yörünge hesaplanırken ışın denklemi sonlu farklar kullanılarak çözülür. Hız yapısının çok karmaşık olmadığı durumlarda, eğme yöntemi, atış yöntemine kıyasla daha doğru sonuçlar vermektedir.



(a)



(b)

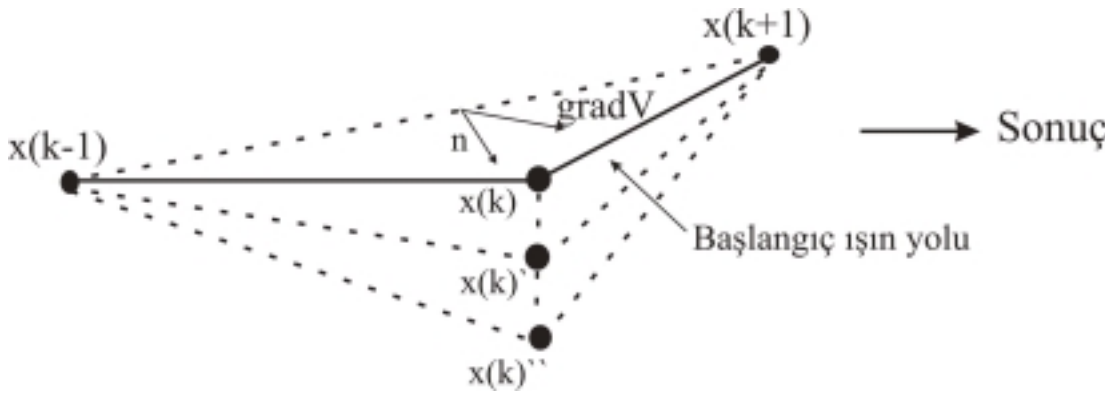
Şekil 4.2 Atış yönteminde odaktan çıkan ışın istasyona ulaşana kadar farklı yollar denenir (a), Eğme yönteminde ise istasyon ile odak arasında düz bir ışın yolu oluşturulur ve seyahat zamanını azaltacak şekilde bu doğru muhtelif yerlerinden çekiltilerilerek en kısa seyahat zamanı üreten yörünge hesaplanır (b).

Um ve Thurber (1987), yaklaşık ışın izleme yöntemine dayanan ve eğme yöntemine benzer bir algoritmaya sahip yalancı eğme yöntemini geliştirmişlerdir. Bu yöntem, tam ışın izleme yöntemleri kadar doğru sonuçlar vermektedir. Yalancı eğme yönteminde, yaklaşık ışın izlemede olduğu gibi, başlangıç bir ışın yolu oluşturulur. Bu ışın yolu Fermat prensibini sağlayana kadar esnetilir (Şekil 4.3a). Elde edilen ışın yolu, yalancı eğme yöntemine başlangıç olarak girilir ve ışın yolu boyunca hız alanındaki değişime en uygun ışın yolu elde edilene kadar eğme işlemine devam edilir (Şekil 4.3b). Kısaca yalancı eğme yöntemi, ışının geçtiği yol üzerindeki hız

değişimlerini hesaba katarak sınır değer problemini çözmektedir. Burada, en küçük seyahat zamanı elde edilene kadar yapılan eğme işlemi, eğme yönteminde olduğu gibi sonlu farklarla değil, seyahat zamanı doğrudan en aza indirilerek yinelemeli olarak yapılmaktadır. Bu yöntem diğer yöntemlere göre hesaplama hızı açısından son derece avantajlıdır.



(a) Yaklaşık ışın izleme (ART)



(b) Yalancı eğme (pseudo bending)

Şekil 4.3 Alıcı ve kaynak arasında en kısa seyahat zamanını üretecek yolun üç-boyutlu yaklaşık ışın izleme ve yalancı eğme yöntemleri. Yaklaşık ışın izleme başlangıç ışın yolunun belirlenmesinde, yalancı eğme yöntemi ise alıcı-kaynak arasındaki en doğru ışın yolunun belirlenmesinde kullanılmaktadır.

Düğüm noktalarındaki hız değerleri bilinmekle beraber, düğüm noktaları arasındaki hız değerleri ışın izleme esnasında hesaplanmaktadır. Model içinde herhangi bir noktada kullanılacak olan hız değerinin enterpolasyonunu yapmak için, üç-boyutlu ve birinci dereceden

$$V(x, y, z) = \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 V(x_i, y_j, z_k) \left[\left(1 - \left| \frac{x - x_i}{x_2 - x_1} \right| \right) \left(1 - \left| \frac{y - y_j}{y_2 - y_1} \right| \right) \left(1 - \left| \frac{z - z_k}{z_2 - z_1} \right| \right) \right] \quad (4.15)$$

şeklinde verilen Lagrange fonksiyonu kullanılmaktadır. Denklem (4.15)'de x_i , y_j , z_k , hız değeri bilinen düğüm noktalarının koordinatlarını, (x,y,z) hızın enterpolasyonla elde edileceği noktanın koordinatlarını ifade etmektedir.

4.1.3. Tomografik Modelin Oluşturulması ve Ters Çözüm Kuramı

Eş zamanlı ters çözüm işlemi, ışın izleme ve ters çözüm olmak üzere iki kısma ayrılabilir. Işın izleme adımında asıl amaç, verilen bir başlangıç deprem odak lokasyonu ve yer modeli için, ışın yollarının, seyahat zamanlarının ve artık zamanların hesaplanmasıdır. Ters çözüm adımında ise, seyahat zamanı türevleri değerlendirilir ve geliştirilmiş bir yer modeli ve bu modele bağlı olarak daha doğru deprem lokasyonları hesaplanır.

Sismik dalganın kaynaktan çıkıp alıcıya ulaşması için geçen seyahat zamanı, ışın teorisine göre

$$T_{ij} = \int_{kaynak}^{istasyon} u ds \quad (4.1)$$

çizgisel integraliyle hesaplanır. Burada u dalga yavaşlılığını (slowness), i deprem sıra numarasını ve j istasyon numarasını göstermektedir. Uygulamada ölçülebilen i inci depremin j inci istasyonda kayıt edilen varış zamanı,

$$t_{ij} = \tau_i + T_{ij} \quad (4.2)$$

bağıntısıyla verilir. Burada τ_i depremin oluş zamanını, T_{ij} , odaktan alıcıya kadar geçen seyahat zamanını gösterir. Sismik dalganın istasyona varış zamanı, odak parametrelerinin ve dalganın yayılım doğrultusundaki hız alanının doğrusal olmayan bir fonksiyonu olarak

$$t_{göz} = F(t_0, x_0, y_0, z_0, V(x, y, z)) \quad (4.3)$$

şeklinde verilir. Bu denklemde, $t_{göz}$ gözlemsel seyahat zamanını, t_0 depremin oluş zamanını, (x_0, y_0, z_0) odağın koordinatlarını ve $V(x,y,z)$, hız alanını ifade etmektedir. Sismolojide odak parametreleri ve ortamın hız yapısı bilinmeyen parametreler olarak karşımıza çıkar. Buna karşılık gözleyebildiğimiz tek büyüklük varış zamanlarıdır. Bu nedenle (4.3) denkleminden odak ve hız parametrelerini elde etmek hemen

yapılabilecek bir işlem değildir. Varsayılan kaba bir hız modeli kullanılarak, öncelikle kaynak alıcı arasında, yaklaşık ışın izleme yöntemine göre ışınlar gönderilip (4.1) ve (4.2) numaralı denklemler kullanılarak teorik varış zamanları hesaplanır.

$$t_{teo} = F(t_0^*, x_0^*, y_0^*, z_0^*, V^*(x, y, z)) = F(h_j^*, m_k^*) \quad (4.4)$$

Burada h_j^* varsayılan odak parametrelerini ve m_k^* varsayılan hız modeli parametrelerini belirtmektedir. Gözlemsel ve teorik seyahat zamanları arasındaki fark seyahat zamanı artığı (residual) olarak adlandırılmakta ve

$$r_{ij} = t_{ij}^{göz} - t_{ij}^{teo} \quad (4.5)$$

bağıntısıyla verilmektedir. Artık zamanlar, odak ve hız parametrelerinin standart hataları cinsinden

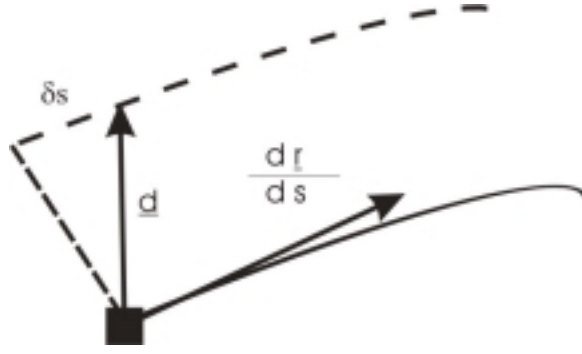
$$r_{ij} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial X_k} \Delta X_k + \Delta \tau_i + \int_{kaynak}^{istasyon} u ds \quad (4.6)$$

tam diferansiyel ilişkisiyle de verilebilir. Bu aşamada hız yapısının ayrık olarak yazılması durumunda (4.6) denklemi,

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial X_k} \Delta X_k + \Delta \tau_i + \sum_{l=1}^L \frac{\partial T_{ij}}{\partial m_L} \Delta m_l \quad (4.7)$$

elde edilir. Burada m_l , $l=1,2,...,L$ ayrık hız modelinin parametrelerini göstermektedir.

Geometrik olarak odak koordinatlarına göre kısmi türevler, seyahat zamanında oluşan değişimlerin analiziyle, odağın standart hataları kullanılarak elde edilir. (Şekil 4.4).



Şekil 4.4 Geometrik olarak, odak koordinatlarına göre kısmi türevler, odağın ($\underline{d}$) rasgele seçilmiş standart hataları kullanılarak, seyahat zamanında oluşan değişimlerin analizi ile elde edilir. Seyahat zamanının değişimi, δs toplam ışın yol uzunluğunun yerel hıza (V_0) bölümü olarak verilmektedir. δs , $\underline{d}$ ve ışın yönü $\underline{dr/ds}$ 'in sonucu olarak verilmektedir.

Denklem (4.7)' nin çözülebilmesi için matris gösteriminde yazılması gerekmektedir. Tek bir deprem için denklem (4.7),

$$\mathbf{r} = \mathbf{A}\mathbf{d} \quad (4.8)$$

şeklinde yazılabilir. Burada $\mathbf{r}$, artık seyahat zamanlarını, $\mathbf{A}$ kısmi türevler matrisini, $\mathbf{d}$ odak ve hız parametrelerinin düzeltme vektörünü göstermektedir. Hesaplamalar ne kadar doğru yapılırsa yapılsın, yanlış hız modeli ve odak parametrelerinin kullanılmasından ve doğrusal yaklaşımdan kaynaklanan hataları içeren, düzeltmelerle tanımlanamayan bir bileşen de göz önünde bulundurulmalıdır. Bu bileşeni $\mathbf{e}$ olarak tanımlarsak, artık seyahat zamanları,

$$\mathbf{r} = \mathbf{A}\mathbf{d} + \mathbf{e} \quad (4.9)$$

şeklinde yazılabilir. Denklem (4.9)' da verilen kısmi türevlerden oluşan $\mathbf{A}$ matrisi açık bir şekilde

$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} \frac{\partial t_i}{\partial h_{1,j}} & 0 & 0 & \frac{\partial t_i}{\partial m_1} & \dots & \frac{\partial t_i}{\partial m_n} \\ 0 & \dots & 0 & \frac{\partial t_i}{\partial m_1} & \dots & \frac{\partial t_i}{\partial m_n} \\ 0 & 0 & \frac{\partial t_i}{\partial h_{ndep,j}} & \frac{\partial t_i}{\partial m_1} & \dots & \frac{\partial t_i}{\partial m_n} \end{bmatrix} \quad (4.10)$$

ifadesiyle verilir. Bu matris sisteminde, i alıcı sayısını, $j = 1, \dots, 4$ tek bir depremin odak parametrelerinin sırasını, $ndep$ toplam deprem sayısını, n toplam hız parametresi sayısını ifade etmektedir. Denklem (4.10)' da verilen matrisin ilk bölümü odak parametrelerine ait kısmi türevleri, ikinci kısmı ise hız parametrelerine ait kısmi türevleri içermektedir. Bu dizimde problem, eş zamanlı ters çözüm gerektiren odak – hız ödünleşmesi problemine dönüştürülmüş olmaktadır. Bu aşamada, elde edilmiş olan denklem setlerinin yinelemeli ters çözümünün yapılması gerekmektedir. Ancak denklem (4.9)' da verilen ve yerel deprem tomografisinde kullanılacak olan matrisin boyutunun büyümesi ve dolayısı ile hesaplama zamanının artmasından kurtulmak için hız ve odak parametreleri birbirinden ayrılarak iki ayrı ters çözüm problemi olarak ele alınmaktadır (Pavlis ve Booker, 1980; Spencer ve Gubbins, 1980). Bu durumda (4.9) denklemi

$$\mathbf{r} = \mathbf{A}\mathbf{d} + \mathbf{e} = \mathbf{H}\Delta\mathbf{h} + \mathbf{M}\Delta\mathbf{m} + \mathbf{e} \quad (4.11)$$

şeklinde, odak ve model parametrelerinin toplamı olarak yazılmaktadır. Burada $\mathbf{r}$ artık seyahat zamanlarını, $\mathbf{H}$ seyahat zamanının odak parametrelerine göre kısmi türevlerinden oluşan matrisi, $\Delta\mathbf{h}$ odak koordinatlarının düzeltme vektörünü, $\mathbf{M}$ seyahat zamanının hız parametrelerine göre kısmi türevlerinden oluşan matrisi, $\Delta\mathbf{m}$ hız modeli düzeltme vektörünü, $\mathbf{e}$ seyahat zamanlarının hata vektörünü belirtmektedir. Bu aşamada yapı ve odak parametreleri ardışık olarak çözümlenerek elde edilmektedir.

Bu çalışmada kullanılan tomografi programı SIMUL2000, denklem (4.11)' in hesaplanmasında, Tekil Değer Ayrışımına (Singular Value Decomposition, SVD) benzeyen, ancak parametre ayrımı yapılmaksızın iki matrisin çarpımı şeklinde bir ayrışım kullanılmaktadır. QR ayrışımı olarak da adlandırılan bu ayrışım kullanılarak odak parametrelerinden oluşan $\mathbf{H}$ matrisinin “QR” ayrışımı yapıldığında, QH çarpımı üst-üçgen sistemine dönüşür. Şöyle ki,

$$\mathbf{QH}_i = \begin{pmatrix} \mathbf{r}_{11} & \mathbf{r}_{12} & \mathbf{r}_{13} & \mathbf{r}_{14} \\ 0 & \mathbf{r}_{22} & \mathbf{r}_{23} & \mathbf{r}_{24} \\ 0 & 0 & \mathbf{r}_{33} & \mathbf{r}_{34} \\ 0 & 0 & 0 & \mathbf{r}_{44} \\ 0 & 0 & 0 & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad (4.12)$$

elde edilir. $\mathbf{Q}'$ nun 4. satırından sonraki değerlerinin tümünün sıfır olduğu göz önüne alınırsa, sıfır olmayan kısımlar kullanılarak,

$$\mathbf{Q}_0 \mathbf{r}_i \equiv \mathbf{r}_i' = \mathbf{Q}_0 \mathbf{H}_i \Delta \mathbf{h}_i + \mathbf{Q}_0 \mathbf{M}_i \Delta \mathbf{m} \equiv \mathbf{M}_i' \Delta \mathbf{m} \quad (4.13)$$

denklemini elde edilir. Burada $\mathbf{Q}_0 \mathbf{H}_i = 0$ özelliği kullanılmıştır. Denklem (4.13)' ü, $\Delta \mathbf{m}'$ yi hesaplamak üzere, sönümlü en küçük kareler yöntemine göre düzenlersek,

$$\Delta \mathbf{m} = \left[(\mathbf{M}')^T \mathbf{M}' + \varepsilon^2 \mathbf{I} \right]^{-1} (\mathbf{M}')^T \mathbf{r}' \quad (4.14)$$

elde edilir. Ters problemi denklem (4.14) şeklinde kısaltmanın, tekil değer bilgisinin kaybı, sonucun sönümleme katsayısına bağlı olan hassasiyeti, ters çözümü yapılacak olan matrisin koşul sayısının (condition number) artması gibi bazı dezavantajları vardır. Ebehart – Philips (1986) anlamlı bir sönümleme katsayısının belirlenebilmesi için pratik bir yaklaşım geliştirmiştir. Bu yaklaşımda farklı sönümleme katsayıları kullanılarak, tek yinelemede veride meydana gelen değişim (seyahat zamanı artıklarının ölçüsü) ile model parametrelerinde meydana gelen değişim karşılaştırılır. Veri değişiminin olmadığı veya çok küçük olduğu buna karşılık model değişiminin ani ve büyük olduğu sönümleme katsayısı, ters çözümde kullanılabilecek en uygun sönümleme katsayısı olarak önerilmiştir. Bu aşamada, ters çözüm sonuçlarının güvenilirliği, büyük ölçüde kullanılan başlangıç modeline ve sönümleme katsayısına bağlı olduğunu söyleyebiliriz.

Denklem (4.14) çözüldükten sonra, hız parametrelerindeki değişimler hız modeline uygulanır, yeni model kullanılarak depremler teker teker yinelemeli olarak konumlandırılır ve eş zamanlı ters çözüm işlemi yineleme sayısı kadar tekrarlanır. Gerekli yineleme sayısını seçmek için serbestlik derecesini (number of degrees of freedom) temel alan F-test kriteri kullanılabilir (De Groot, 1975).

4.1.4. Çözünürlüğün Değerlendirilmesi

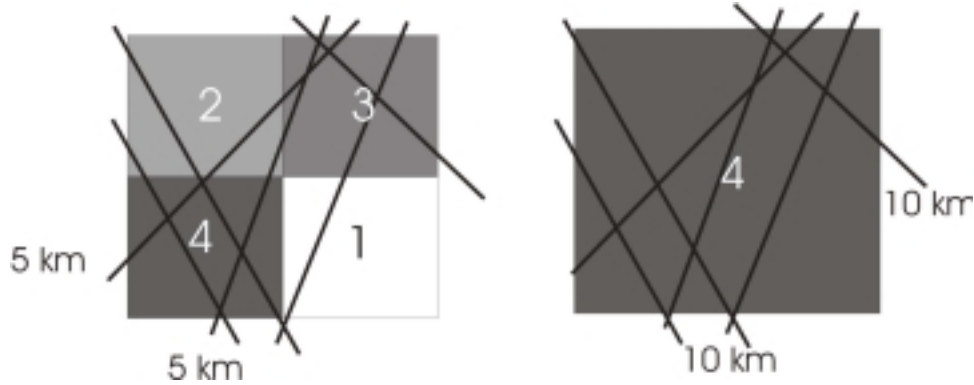
Yerel deprem tomografisinde çözüm gücünün ve çözüm kalitesinin değerlendirilmesi ayrı bir önem taşımaktadır. Anlamlı ve güvenilir bir yorumlama için tüm çözünürlük kriterlerinin ele alınması gerekmektedir. Veri setinin çözüm gücünün belirlenmesi ışın yoğunluğu ve model çözünürlük matrisinin incelenmesiyle mümkündür. Çözüm gücünün belirlenmesinde kullanılan yaklaşımlar iki ana grup altında incelenebilir. Bunlardan ilki geleneksel olarak kullanılan kriterler olup, ışın sayısı, model çözünürlük matrisinin köşegen elemanları (ÇKE), ağırlıklandırılmış türevlerin toplamı (ATT), yayılım fonksiyonu değerleri, dama tahtası veya iğnecik-duyarlılık testleri gibi yaklaşımları içermektedir. Bu tür geleneksel yaklaşımlarla, model parametrelerinin güvenilirliği irdelenebilir ve veri setinin çözüm gücü test edilebilir. Ayrıca dikkatli bir şekilde oluşturulan yapay modellerle algoritmanın kabul edilebilir bir çözüm üretebilmesi için gerekli olan kontrol parametreleri belirlenebilir. Geliştirilmiş metotlardan oluşan diğer bir grup ise, ışın yoğunluğu tensörü (Kissling, 1988), tüm çözünürlük matrisinin yayılım fonksiyonu (Toomey ve Foulger 1989, Micheline ve McEvelly 1991) ve tüm çözünürlük matrisinin çözünürlük kontürleri (Reyners ve diğ. 1998) gibi yaklaşımlardan oluşmaktadır.

Sismik tomografide ayrımlılığı irdelemek için değişik sentetik modeller kullanılmaktadır. Bunlardan en çok kullanılanı dama tahtası modelidir (Spakman ve diğ. 1993; Zhao ve diğ. 1992; Benz ve diğ. 1996; Zelt 1998). Dama tahtası modelinde hız değişiminin dalga boyu, iki düğüm noktası arası uzaklıktan daha büyük bir dalga boyuna sahip olacak şekilde periyodik gibi düşünülerek üretilmektedir. Daha açık bir ifadeyle, dama tahtası modeli, birbirini izleyen düşük ve yüksek hız anomalilerinden oluşmaktadır. Böyle bir hız modeli kullanılarak seyahat zamanları hesaplanır. Bu seyahat zamanlarına daha sonra Gauss dağılımlı gürültü eklenerek kirletilir. Sentetik seyahat zamanlarının üretildiği hız modeli sanki bilinmiyormuş gibi davranılarak, yeni ve farklı bir başlangıç modeli kullanılarak ters çözüm işlemi gerçekleştirilir ve başlangıçta kullanılan dama tahtası modeli elde edilmeye çalışılır. Dama tahtası yöntemine benzer bir yaklaşım ise iğnecik-duyarlılık testidir (Spakman ve Nolet 1988, Bijward ve diğ. 1998). Bu testte, her yönde pozitif ve negatif işaretli anomali veren hız hücreleri oluşturulur ve dama tahtası testindeki benzer işlemler sırasıyla tekrarlanır. Her iki yöntemde veri seti

tarafından çözülebilen alanlar iyi bir şekilde belirlenebilmektedir ancak hız modelindeki anomalinin şeklinin tam olarak üretilmesi mümkün olmamaktadır.

Yapısal çözüm gücünün belirlenmesinin bir yolu geri-dönüşüm (restoring) çözümlülük testidir (Zhao ve diğ. 1992). Bu testte, sentetik seyahat zamanları, ters çözüm sonrası elde edilen hız modeli kullanılarak hesaplanır. Sentetik seyahat zamanlarına Gauss dağılımlı gürültü eklenir ve ters çözüm işlemi tekrarlanır. Sentetik seyahat zamanlarından elde edilen sonuç ile gürültü eklenmiş veri setinden elde edilen sonuç karşılaştırılır. Karşılaştırma sonucunda, veri setinin geri-dönebilme kapasitesi hakkında bilgi edinilir.

Işın sayısı, çözünürlüğün belirlenmesinde kullanılan en basit yaklaşımdır. Bu yaklaşımda, her bir bloktan geçen toplam ışın sayısı dikkate alınmaktadır. Ancak çözümde önemli bir etkisi olan, Şekil 4.5’ de de şematik olarak gösterilen, ışının blok içinde katettiği yol ve düğüm noktasına olan uzaklığı, ışın sayısı yaklaşımında göz önüne alınmamaktadır. Işın sayısı yaklaşımı sadece ışın geçmeyen dolayısıyla hiç çözülemeyecek olan blokların belirlenmesinde kullanılmaktadır.



Şekil 4.5 Çözüm gücünün ışın yoğunluğuna bağlı değişiminin şematik gösterimi. Çözülemeyen blok (1), az çözülen blok (2), orta çözülen blok (3) ve çözüm gücü yüksek olan blok (4) ile temsil edilmektedir.

Ağırlıklandırılmış türevlerin toplamı (ATT) yaklaşımında, bir düğüm noktasının etki alanındaki hacmin içerisinde geçen ışın parçalarının geometrik ağırlıklarının (düğüm noktasına olan uzaklıklarının) toplamı göz önüne alınır. Yüksek ATT değeri çözünürlüğün yüksek olduğunu ifade etmektedir. Bu ölçüt dolaylı olarak ışınların boylarını hesaba kattığından, ışın sayısı kriterine göre daha fazla bilgi içermektedir.

Çözünürlülük matrisinin köşegen elemanları yaklaşımı (ÇKE), ters çözüm sonrası elde edilen model çözünürlülük matrisinin köşegen elemanlarının değerlendirilmesi

esasına dayanır. Ters çözümde temel denklem sistemi $\Delta \mathbf{d} = \mathbf{G} \Delta \mathbf{m}$ ise, çözünürlülük matrisi $\mathbf{R} = \mathbf{G}^{-1} \mathbf{G}$ ile hesaplanır. Burada $\mathbf{G}^{-1}$ ile gösterilen, $\mathbf{G}$ matrisinin genelleştirilmiş tersidir (Menke 1984). Aynı zamanda model ayrımlılık vektörü olarak da adlandırılan çözünürlülük matrisinin her bir satırı, ilgili olduğu model parametresinin diğer parametrelere olan bağımlılığını göstermektedir. Tekil çözüm olması durumunda çözünürlülük matrisi birim matrise eşittir ve parametreler arasında lineer bağımlılık yoktur. Standart bir tomografik çalışmada, çözünürlülük matrisi, gösterimi imkansız sayıda elemanlar içermektedir. Bundan dolayı çözünürlülük matrisinin sadece köşegen elemanları model parametrelerinin çözünürlülüğünün 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 değerlendirilmelidir. Yani önemli olan bir düğüm noktasının çözümünden çok, geniş bir alanın ne kadar yüksek doğrulukta çözüldüğüdür. Köşegen elemanları, seçilen sönümleme katsayısına ve model parametre sayısına çok bağlıdır. Yüksek sönümleme katsayısıyla birlikte çok sayıda model parametrelerinin olması çözümü tekil çözüm olmaktan uzaklaştırmaktadır (Ebehart – Philips ve Reyners 1997; Toomey ve Foulger 1989) .

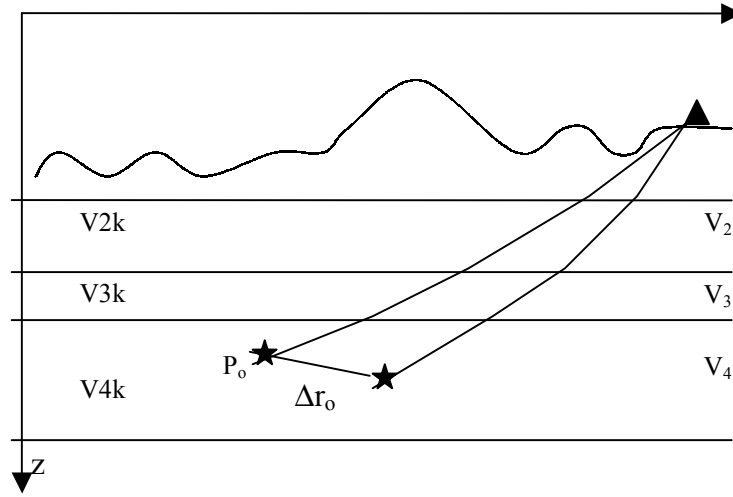
Çözünürlülük matrisinin köşegen elemanları, ışıın sayısı ve ağırlıklandırılmış türevlerin toplamının incelenmesinden oluşan üç ayrı yaklaşım da model çözünürlülüğünün nicel bir ölçüsüdür. Sadece bu üç yöntemin birlikte analiz edilmesi ile güvenilir bir çözünürlülük değerlendirilmesi yapılabilir. Ancak bu üç yaklaşımın hiçbiri, model parametrelerinin birbirine olan bağımlılıkları hakkında bilgi vermemektedir. Bu bilgi ancak, çözünürlülük matrisinin bütün elemanlarının değerlendirilmesiyle elde edilebilmektedir. Parametrelerin birbirine olan bağımlılıklarını model ayrımlılık matrisinde incelemek zordur. Bu nedenle daha basitleştirilmiş olan, yayılım fonksiyonu kullanılmaktadır (Toomey ve Foulger 1989, Michelini ve McEvelly 1991). Yayılım fonksiyonu, köşegen elemanlara karşılık gelen uzaklıklarla ağırlıklandırılmış ayrımlılık vektörünün bütün elemanlarının toplamıdır ve bağıntısı izleyen şekilde verilir:

$$S_j = \log \left(|s_j|^{-1} \sum_{k=1}^m \left(\frac{s_{kj}}{|s_j|} \right)^2 D_{jk} \right). \quad (4.27)$$

Bu denklemde s_{kj} , ayrırlılık matrisinin j inci satırının elemanlarını, $|s_j|$ aynı satırın L_2 normunu ve D_{jk} j inci ve k inci model parametreleri arasındaki km cinsinden mesafeyi ifade etmektedir. Modelde bir parametrenin diğer parametrelere olan bağımlılığı düşük ise yayılım değeri düşük dolayısıyla çözünürlük yüksektir. Yayılım fonksiyonu da sönümleme katsayısına ve model parametre sayısına bağlıdır. Bir parametrenin yayılım değeri, bu parametrenin hangi parametrelere bağlı olduğu hakkında bilgi vermemektedir. SIMUL2000 programı fiziksel olarak ayrırlılığı incelenen noktadan çok uzakta bulunan hız parametrelerine olan bağımlılığı incelememektedir.

4.2. Minimum Bir-Boyutlu Hız Yapısının Belirlenmesi

Ters çözüm işlemleriyle elde edilen sonucun güvenilirliği üç-boyutlu başlangıç hız modelinin doğruluğuna bağlıdır. Uygunsuz kullanılan başlangıç hız modelleri tomografik sonuçta yapay anomaliler, jeolojik ve sismotektonik açıdan anlamsız yapılar oluşturabilir. Bu tür problemlerden kısmen kurtulmak ve başlangıç modeline bağımlılığın en az olduğu üç-boyutlu tomografik sonuçların elde edilebilmesi amacıyla Kissling ve diğ. (1984) ve Kissling (1988) iki adımlı bir yöntem önermişlerdir. İlk adımda, bir-boyutlu hız yapısının elde edilmesi için seyahat zamanlarıyla her adımda güncellenen odak koordinatlarının ve istasyon düzeltmelerinin eş zamanlı ters çözümü gerçekleştirilir. Ters çözüm sonucu elde edilen hız modeli “Minimum Bir-Boyutlu Hız Modeli “ olarak adlandırılmıştır. İkinci adımda ise üç-boyutlu tomografik ters çözüm işleminde “Minimum Bir-Boyutlu Hız Modeli” başlangıç hız modeli olarak kullanılır.



Şekil 4.6 Tek bir ışın yolu için oluşturulan odak-hız ödünleşmesinin şematik gösterimi: z , derinliği, P_0 , odağın yerini, Δr_0 , başlangıç odak koordinatları ile ters çözüm sonucu elde edilen koordinatları arasındaki farkı göstermektedir.

Minimum bir-boyutlu hız modelinin elde edilmesi bir deneme-yanılma işleminden ibarettir. Şekil 4.6' da tek bir ışın yolu için bir boyutlu yer modeli için odak-hız ödünleşmesi şematik olarak gösterilmektedir. Bir-boyutlu hız modelinin belirlenmesinde önce bir referans istasyonu seçilmesi gerekmektedir. Çünkü hesaplamalar referans istasyonu baz alınarak yapılmaktadır. Seçilen referans istasyonu, a) İstasyon ağının merkezinde veya merkezine yakın olmalı, b) okunan P fazı sayısı fazla olmalı, c) kayıt alanı etkisi (site effect) göstermeyen bir zemin üzerinde yani jeolojisi yaklaşık olarak bilinen sağlam kaya üzerinde olmalıdır. Bir-boyutlu ters çözümde, başlangıç hız modelinin belirlenmesi için birkaç farklı yaklaşım kullanılmaktadır. Örneğin, bölgede daha önce yapılmış sismik kırılma çalışması ile ortaya çıkan sabit hızlı katmanlı yapı kullanılabilir. Eğer bölgede kontrollü kaynak ile belirlenmiş bir hız modeli yoksa, iyi kaydedilmiş depremlerin zaman-uzaklık ilişkileri kullanılabilir. Ya da jeolojik bilgilerden katmanlı bir yapı modeli oluşturulabilir. Bütün bunların olmaması durumunda farklı kalınlık ve hız aralıklarına sahip, olası tüm hız modellerini içeren, çok fazla sayıda model oluşturulabilir ve bunları ters çözümüyle elde edilen sonuçların değerlendirilmesiyle başlangıç bir-boyutlu hız modeli belirlenebilir. Ortamı, hızları farklı birçok tabakadan oluşmuş gibi varsayıp olası modeller denenirken, bu modeller arasında en uygun olanı seçilmeli ve neden uygun olduğu sınanmalıdır.

Başlangıç hız modelinin yeterli sayıdaki yinelemeli ters çözümü yapıldıktan sonra,

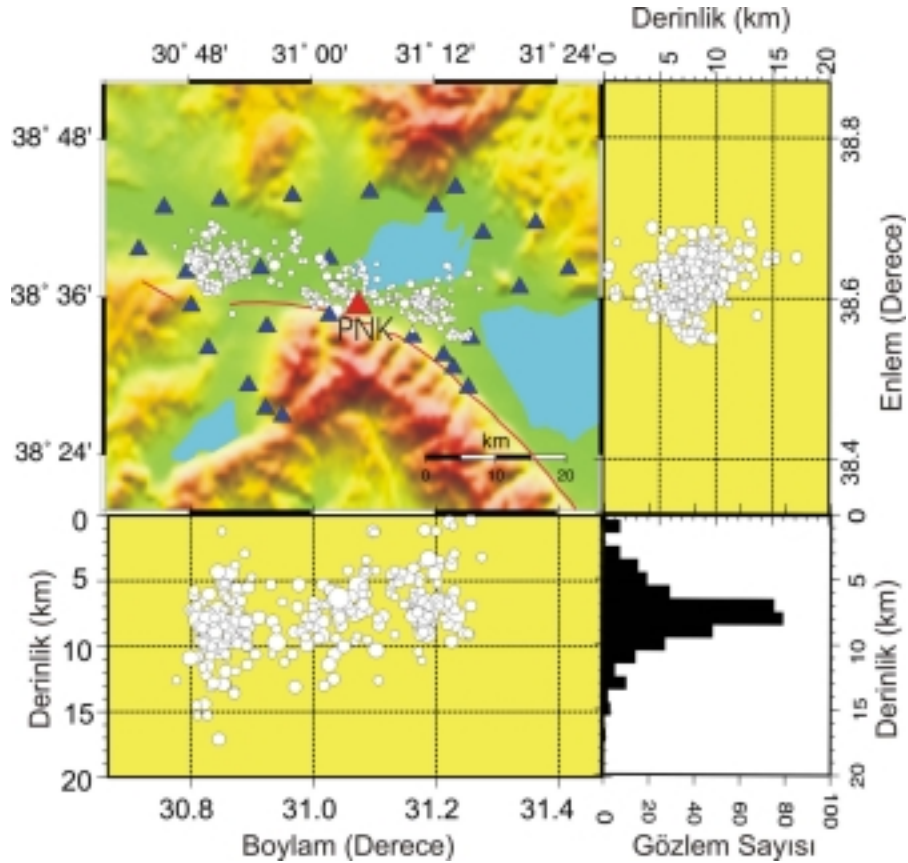
- a) her işlem adımından sonra, deprem koordinatları, istasyon gecikmeleri ve hız değerleri çok fazla değişmiyorsa,
- b) bütün depremlerin toplam RMS değeri, ilk deprem yer bulma işlemi sonucunda elde edilenlere göre belirgin derecede bir azalma gösteriyorsa,
- c) hesaplanan bir-boyutlu hız modeli ve istasyon düzeltmeleri jeolojik bakımdan bir anlam taşıyorsa,

elde edilen bir-boyutlu hız modeli ve istasyon düzeltmeleri kullanılarak tekrar yer bulma işlemi yapılır. Yer bulma işlemi yapılmış yeni veri seti, güncellenmiş hız modeli ve istasyon düzeltmeleri kullanılarak sabitlenmiş bir geometri için ters çözüm işlemi tekrarlanır ve toplam yerleşim hatalarını en küçük yapan bir-boyutlu P-hız modeli yani minimum bir-boyutlu hız modeli hesaplanmış olur.

5. SULTANDAĞI BÖLGESİNİN TOMOGRAFİK MODELLEMESİ

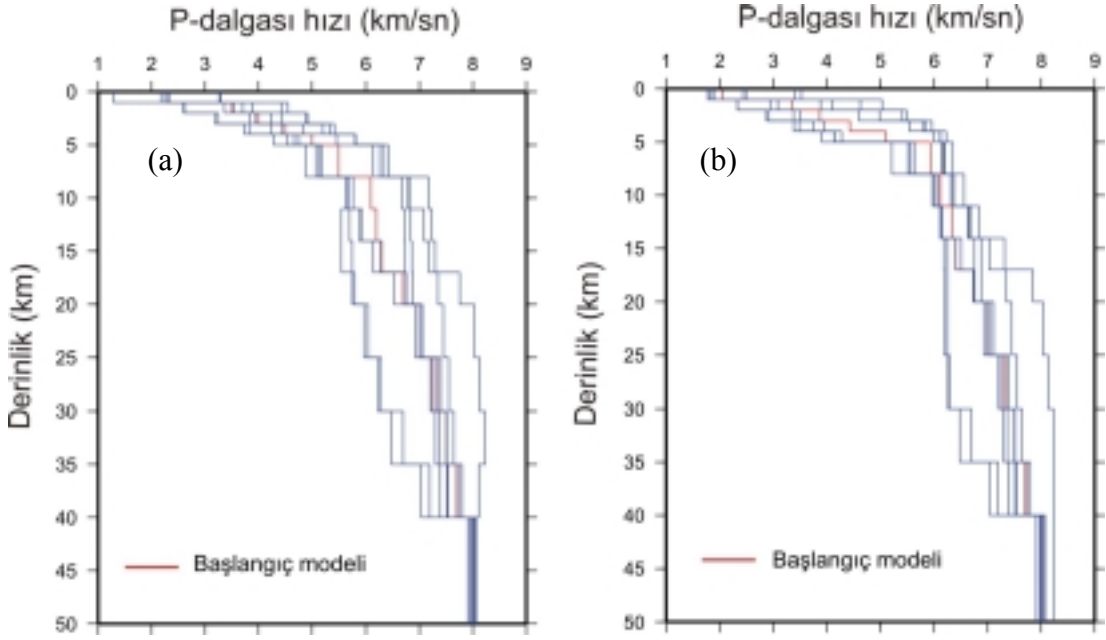
5.1 Bir-Boyutlu Başlangıç Hız Modelinin Oluşturulması

Bu çalışmada, Bölüm 4.2’ de belirtilen ölçütler dikkate alınarak, PNK istasyonu referans istasyon olarak belirlenmiştir. Bir-boyutlu hız yapısının belirlenmesi için yüksek kalitede veri setine ihtiyaç vardır. Bunun için P ve S okuması yapılmış 1069 depremden, azimutal boşluğu 120° ’ den küçük olan, derinlik hatası 5 km’ den az olan ve bir istasyonda en az 10 P fazı okuması yapılmış 348 deprem seçilmiştir. Seçilen artçı sarsıntılarının yatay ve düşey düzlemdeki dağılımları ve derinlik dağılımı histogramı Şekil 5.1’ de gösterilmektedir. Depremlerin olduğu ortalama derinlik 8 km’ dir.



Şekil 5.1 Minimum bir-boyutlu hız modelinin elde edilmesi için kriterlere uygun seçilen 348 artçı sarsıntının yatay ve düşey düzlemdeki dağılımları ve derinlik dağılımı histogramı. Referans istasyonu kırmızı üçgenle gösterilmiştir.

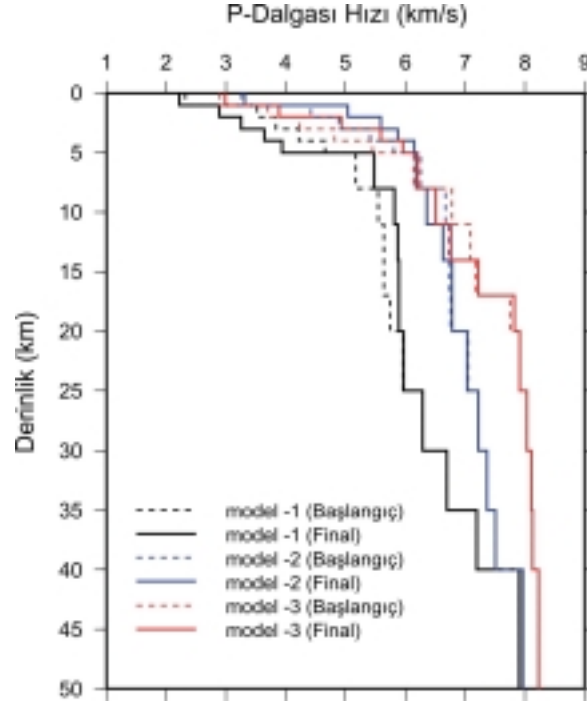
Afyon – Sultandağı bölgesinde daha önce yapılan kontrollü kaynaklı bir çalışma ve bölgenin jeolojisi ve tektoniği hakkında somut bilgiler olmadığından, çok ince katmanlardan oluşan, farklı hız değerlerine sahip 9 ayrı model oluşturulmuştur (Şekil 5.2). Bu modeller yinelemeli ve eş zamanlı ters çözüm yapan VELEST programına sokulmuştur. Yapılan ters çözüm işlemleri sonrasında elde edilen artçı sarsıntıların ortalama RMS değerlerine ve artık seyahat zamanlarına bakıldığında sadece 3 modelin minimuma yakın değerler verdiği gözlenmiştir.



Şekil 5.2 (a) Başlangıç hız modelinin değişim aralığının belirlenmesi için oluşturulan 9 ayrı hız modeli (b) 9 hız modelinin ters çözümlerinden elde edilen güncellenmiş modeller.

Başlangıç modeli kriterlerine uyan 3 model için yeniden ters çözüm işlemi yapılmıştır. Elde edilen bu üç-boyutlu hız modelinin 9 yinelemeden oluşan ters çözümü yapıldığında Şekil 5.3’ de gösterilen bir-boyutlu hız modelleri elde edilmiştir. Şekildeki kesikli çizgiler başlangıç hız modellerini, devamlı çizgiler ise ters çözüm sonrası elde edilen hız modellerini ifade etmektedir. Ters çözüm sonucu elde edilen modellerin, sıkı derinliklerde yüzey jeolojisinin etkisinden ve ışınların yüzeye yakınlaştıkça daha dik bir açıyla gelmesinden dolayı, ortalama bir modele yakınsadıkları, depremlerin yoğun olduğu 5-10 km derinliklerde ortalama bir modele yakınsadıkları ve Sultandağı veri grubunda 15 km’den daha derin depremler olmadığından dolayı, bu derinliğin altındaki yapıların çözülmediği dikkat çekmektedir. Bu üç ayrı modelin 9 yineleme adımı tek tek incelendiğinde, Şekil

5.3’de mavi kesikli çizgi ile gösterilen 2. modelin, deprem lokasyonlarında daha düşük hata miktarı verdiği ve elde edilen istasyon düzeltmelerinin, diğer modellere kıyasla yüzey jeolojisini daha iyi temsil ettiği gözlenmiş ve minimum bir-boyutlu hız yapısı için uygun bir başlangıç modeli olduğuna karar verilmiştir.

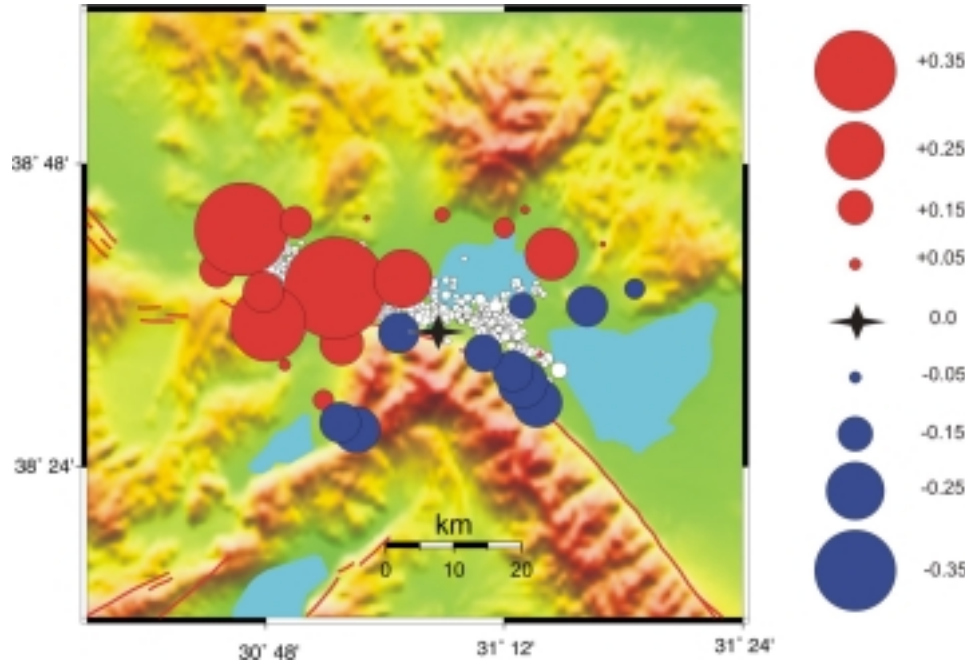


Şekil 5.3 Başlangıçta oluşturulan 9 ayrı hız modelinden en düşük RMS değerleri veren 3 hız modeli ve bunların ters çözümleri. Kesikli çizgiler başlangıç modelleri, sürekli çizgiler ise ters çözüm sonrasında elde edilen modelleri göstermektedir.

5.3 Minimum Bir-Boyutlu P-Dalgası Hız Modelinin Hesaplanması

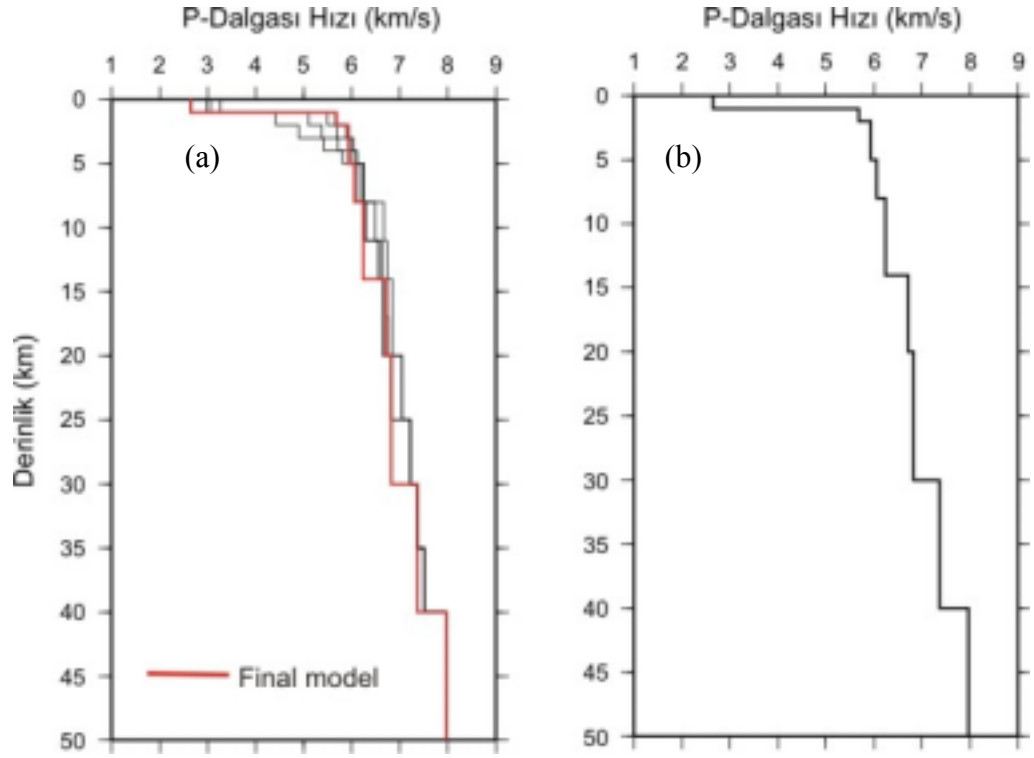
Şekil 5.3’ de gösterilen ve ince katmanlardan oluşan ikinci model başlangıç hız modeli olarak, yinelemeli ve eş zamanlı ters çözüm işlemine tabii tutulmuş ve 9 yinelemeden sonra elde edilen güncellenmiş hız modeli incelenmiştir. Birbirine yakın ya da aynı hız değerlerine sahip katmanların birleştirilmesiyle elde edilen yeni hız modeli ve bir önceki adımda elde edilen odak parametreleri ve istasyon düzeltmeleri kullanılarak ikinci bir yinelemeli ters çözüm işlemi için giriş verisi oluşturulmuştur. Ayrıca her yinelemeli ters çözüm sonrasında depremler güncellenmiş hız modeli ve istasyon düzeltmeleri kullanılarak konumlandırılmış ve hata miktarları incelenmiştir. Dokuz yinelemeden oluşan dört ters çözüm işlemi sonrasında ilk katman haricinde hız değerlerinin değişmediği, yani kabul edilebilir

bir hız modeline yakınsadığı, dolayısıyla deprem koordinatları ve istasyon gecikmelerinin de çok fazla değişmediği gözlenmiştir. Son elde edilen hız modeli kullanılarak, depremlerin tekrar yer bulma işlemi yapılmış ve RMS değerleri 0.18'den 0.14'e düşerek azalma göstermiştir. Elde edilen bu minimum bir-boyutlu hız modeli kullanılarak Şekil 5.4' de gösterilen istasyon gecikmeleri hesaplanmış ve bölgenin yüzey jeolojisi de göz önünde bulundurularak değerlendirilmiştir. İstasyon gecikmelerinin sayısal değerleri Ek-A' da verilmiştir. Şekil 5.4' ten izlenebileceği üzere, yıldız ile gösterilen referans istasyonu PNK'ya göre, daha sağlam yani daha hızlı bir zemin üzerinde bulunan istasyonlar için negatif artık seyahat zamanları elde edilmişken, alüviyonlar üzerinde bulunan istasyonlar için ise pozitif artık seyahat zamanları hesaplanmıştır. Özellikle Sultandağı'nın eteğinde ortalama aynı hızlı yapı üzerinde bulunan DRC, STD, YKS istasyonlarında yaklaşık aynı değerde negatif artık seyahat zamanları elde edilmiştir.



Şekil 5.4 Minimum bir-boyutlu hız modeliyle hesaplanan istasyon gecikmelerinin topoğrafya haritasında gösterimi. Referans istasyonu yıldız ile gösterilmiştir.

Tüm bu değerlendirmeler sonrasında, Şekil 5.5b' de gösterilen hız yapısının güvenilir ve makul sayılabilecek doğrulukta olduğuna karar verilmiş ve toplam yerleşim hatalarını en küçük yapan ve bölgeyi en iyi temsil eden minimum bir-boyutlu P-dalgası hız modeli olduğuna karar verilmiştir. Hesaplanan hız yapısının sayısal değerleri ayrıca Tablo 5.1' de verilmiştir. Tabloda gösterilen negatif yükselti, referans düzlemden itibaren topoğrafyayı temsil etmektedir.



Şekil 5.5 (a) Seçilen başlangıç modelinin belirli bir yineleme sonrası elde edilen hesaplanmış modelleri ve karar verilen son model (kırmızı sürekli çizgi). **(b)** Toplam yerleşim hatalarını en küçük yapan minimum bir-boyutlu hız modeli.

Tablo 5.1 Ters Çözüm sonucu elde edilen minimum bir-boyutlu hız modeli.

Derinlik (km)	Vp (km/sn)
-2	2.65
1	5.69
2	5.93
5	6.06
8	6.24
14	6.71
20	6.82
30	7.37
40	7.97

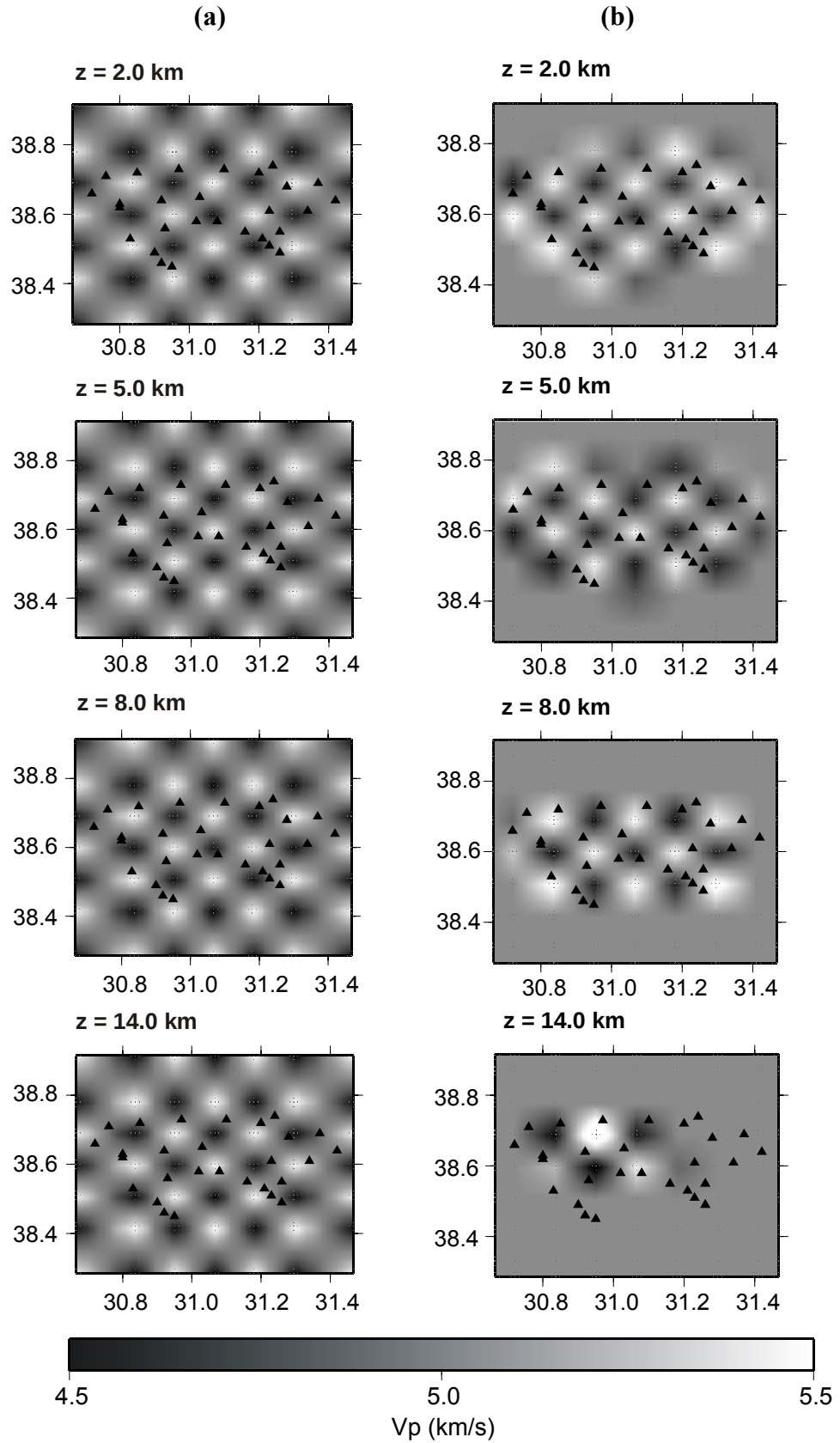
5.3 Yapay Dama Tahtası Modeli

Gerçek verilerle ters çözüme başlamadan önce, veri setinin çözüm gücünü, yapıda hangi alanların hangi çözünürlükte elde edilebileceğini ve oluşturulan model parametrelerinin ayrımlılıklarını belirlemek amacıyla sentetik modeller üretilmiş, gerçek istasyon ve deprem lokasyonları kullanılarak ters çözüm yapılmıştır. Sentetik

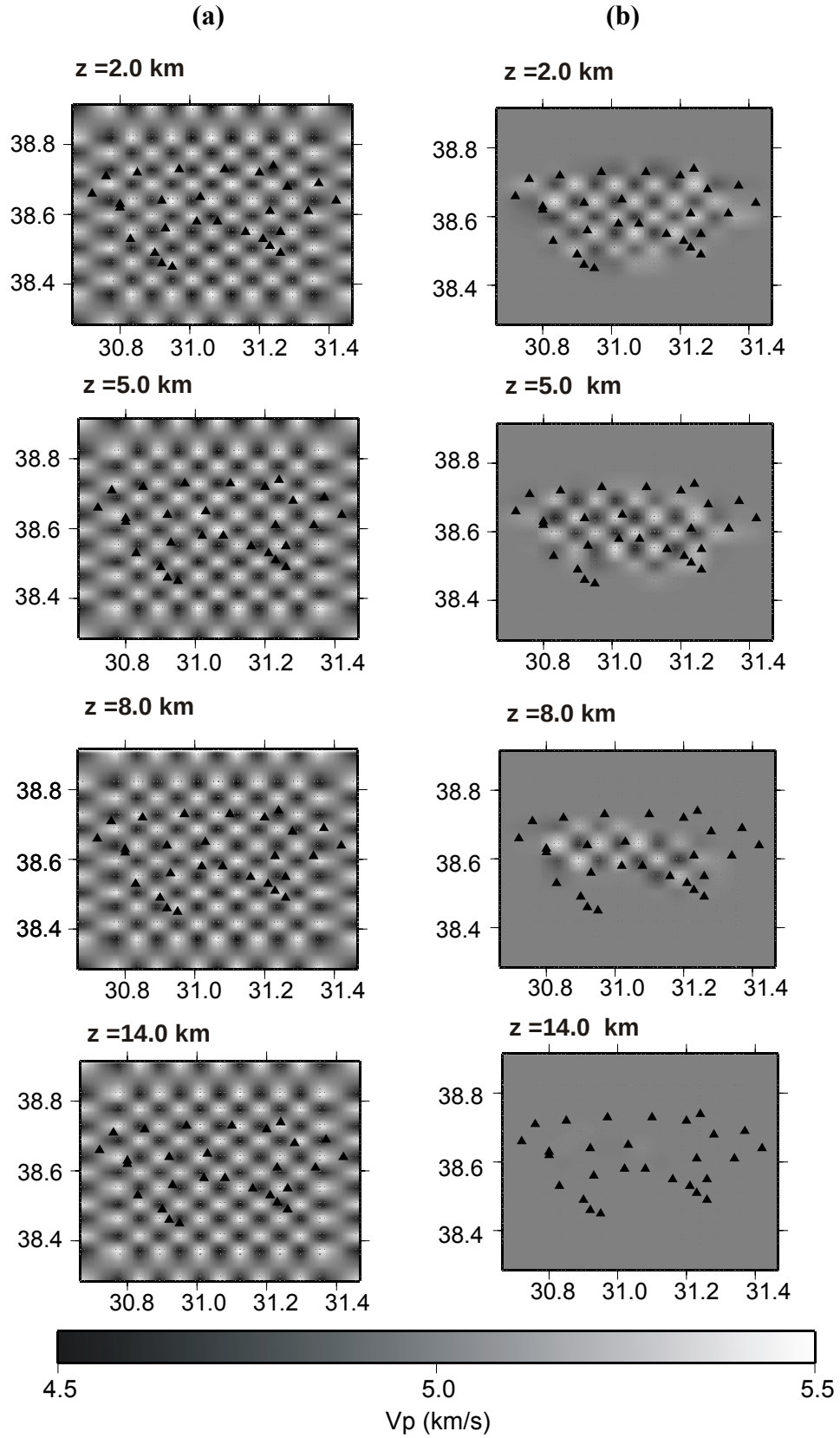
modellemeye aynı zamanda, algoritmanın kabul edilebilir bir çözümü üretebilmesi için gerekli olan kontrol parametreleri belirlenmiştir.

Yatay yönde 10x10 km ve 5x5 km, düşey yönde bir-boyutlu hız modelinden hesaplanan kalınlıklara sahip, birbirini izleyen 4.5 km/s düşük ve 5.5 km/s yüksek hızlı bloklardan oluşan iki ayrı dama tahtası modeli ve 5 iterasyondan oluşan ters çözüm sonuçları Şekil 5.6 ve Şekil 5.7’ de gösterilmiştir. Sentetik seyahat zamanlarının hesaplanmasında, daha önce minimum bir-boyutlu hız modeli ile konumlandırılmış 1069 artçı sarsıntı arasından, $GAP < 180^\circ$ olan ve en az 10 P-fazı gözlenmiş 576 artçı sarsıntının odak koordinatları kullanılmıştır. Seçilen bu artçı sarsıntıların odak parametreleri sabit tutulmuş ve her iki dama tahtası modeli için seyahat zamanları hesaplanmıştır. Daha sonra hesaplanan seyahat zamanlarına sıfır ortalama ve %10 standart sapmalı Gauss dağılımlı gürültü eklenmiştir. Böylece okuma hatası yapılmış gibi gerçek veriye yakın yapay bir veri seti elde edilmiştir.

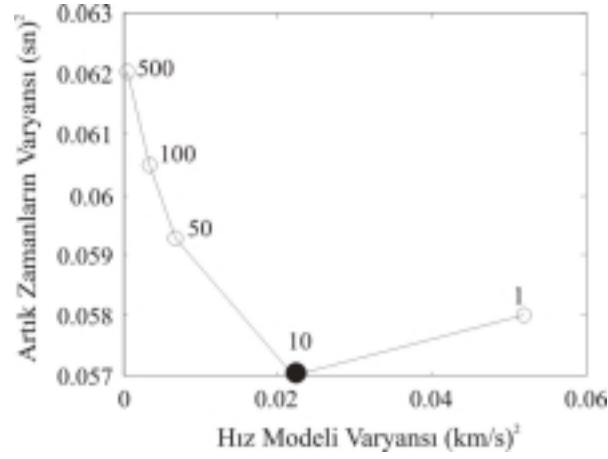
Başlangıç modeli olarak, yatay ve düşeyde hızı 5km/s olan ve homojen bloklardan oluşan tekdüze bir hız modeli oluşturulmuştur. Optimum sönümleme katsayısını belirlemek amacıyla tek yinelemeli ve farklı sönümleme katsayıları kullanılarak ters çözüm işlemleri gerçekleştirilmiştir. Her bir ters çözümde elde edilen model değişimine karşılık veri değişimi Şekil 5.8’ de gösterilmiştir. Bu şeklin incelenmesi sonucunda lokal minimumu üreten optimum sönümleme katsayısı 10 olarak belirlenmiştir. Düşük sönümleme katsayısı modelin olduğundan daha karmaşık görüntülenmesine ve veri değişiminde aşırı bir düşüşe neden olurken, yüksek sönümleme katsayısı modelin daha yumuşak görüntülenmesine ve veri değişiminde de çok küçük bir azalmaya neden olmaktadır. Çözünürlülük matrisinin köşegen elemanlarının da önemli ölçüde seçilen sönümleme katsayısına bağlı olduğu anlaşılmıştır.



Şekil 5.6 (a) 10x10 km' lik düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modeli ve (b)dama tahtası modelinin ters çözüm sonuçları. Modelde siyahların 4.5 km/s, beyazların 5.5 km/s olduğu iki hız değeri kullanılmıştır. Çizim esnasında renk geçişleri yumuşatılmıştır.



Şekil 5.7 (a) 5x5 km' lik düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modeli ve (b)dama tahtası modelinin ters çözüm sonuçları. Modelde siyahların 4.5 km/s, beyazların 5.5 km/s olduğu iki hız değeri kullanılmıştır. Çizim esnasında renk geçişleri yumuşatılmıştır.



Şekil 5.8 Üç-boyutlu ters çözüm için uygulanacak olan sönümleme katsayısını belirlemede kullanılan eğri. Yerel minimumu üreten sönümleme katsayısı 10 olarak belirlenmiştir.

Yapay modellemeye aynı zamanda seyahat zamanı artıkları ve dış odak-istasyon mesafesi için gerekli olan ağırlıklandırma değerleri de belirlenmiştir. Bu değerler belirlenirken, bütün verilerin ters çözüme girmesi için üst sınırlar yüksek alınmıştır. Ağırlıklandırmanın büyüklüğü, dış odak uzaklığı 50 km'ye kadar 1, 150 km'den daha uzak mesafeler için 0 olarak alınmıştır. Bu iki uzaklık arasındaki değerler ise doğrusal olarak ağırlıklandırılmıştır. Aynı şekilde, seyahat zamanı artıklarının 0.5 sn'den küçük değerleri için 1.0, 2 sn'den büyük değerleri için 0.0 ve 1.0 sn için ise 0.02 ağırlık değerleri kullanılmıştır. Ara değerlerde gerektiğinde ağırlıklandırma doğrusal olarak enterpolasyonla hesaplanmaktadır.

Her iki modelde istasyon ağının içerisinde kalan alandaki hızlar, depremlerin derinliklerine bağlı olarak, 14 km' ye kadar doğru bir şekilde çözülmüştür. Ancak blokların çözünürlülüğü, içinden geçen ışın sayısı ile orantılı olduğundan, blok boyutları büyük ve dolayısıyla her bir bloktan geçen ışın sayısı fazla olan kaba model, detaylı modele kıyasla daha iyi çözülmüştür. Ayrıca her iki modelde de deprem sayısının azaldığı alanlarda ve derinliklerde çözülen blok sayısı azalmıştır. Şekil 5.6' da gösterilen ve blok boyutları 10x10 km tutulan modelde, 14 km derinlikteki dilimde yapının batıda kalan küçük bir alanı çözülmüş, doğuda hiçbir yapı çözülememiştir. Bu da depremlerin ortalama derinliğinin 8 km olmasından ve batıda daha derin depremlerin gerçekleşmesinden kaynaklanmaktadır. Ancak Şekil 5.8' de verilen, 5x5 km blok boyutlu modelde 14 km derinlikte hiçbir blok çözülememiştir. Çünkü, 14 km derinlikte deprem sayısı çok azdır ve küçük bloklardan daha az ışın geçmektedir.

Sonuçta her yönde hız değişiminin olduğu zor bir model, eldeki veri seti ile kabul edilebilir bir doğrulukta çözülmüştür. Farklı düğüm noktası aralığına sahip her iki modelde hız yapısı olması gereken değerlere, depremlerin yoğun olduğu alanlarda çok yüksek oranda yakınsamaktadır. Eldeki veri seti, her iki blok boyutu durumunda kabul edilebilir bir çözüm ürettiğinden dolayı, gerçek veri seti ile yapılacak olan uygulamada, 5x5 km blok boyutlu modelin de kullanılmasına karar verilmiştir.

5.4 Sultandağı Bölgesi 3-D Tomografi Uygulamaları

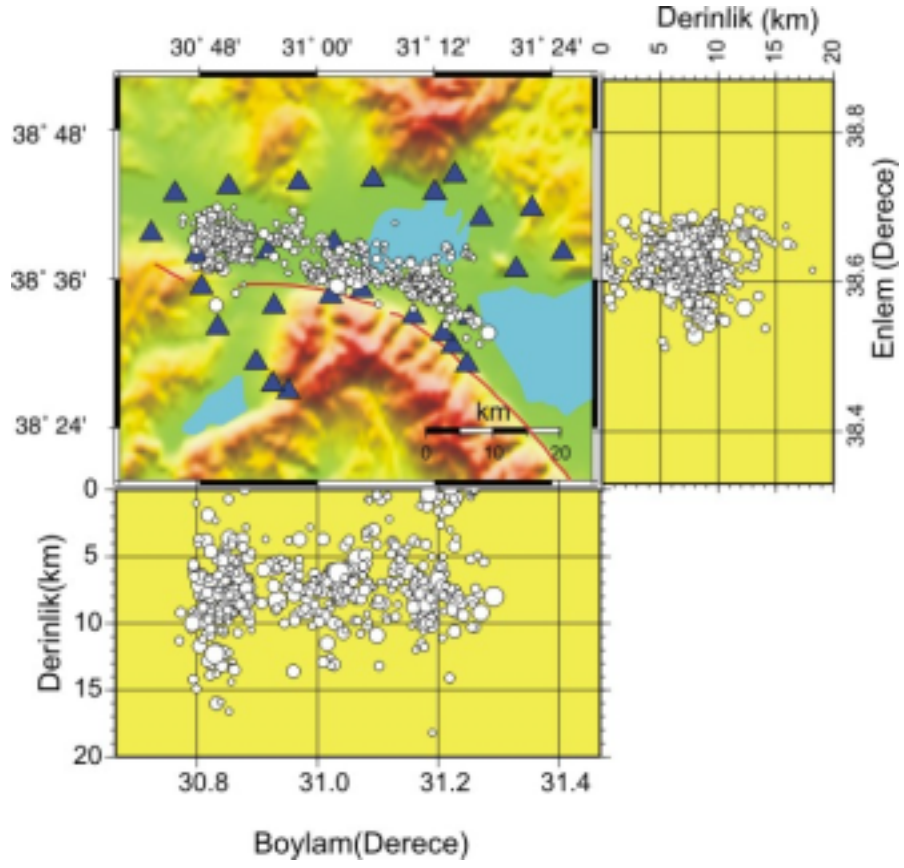
Minimum bir-boyutlu hız modelinden elde edilen P dalgası hızları ve istasyon düzeltmeleri yardımıyla, 1069 artçı sarsıntı yeniden konumlandırılmıştır. Tekdüze ve yüksek kalitede veri seti elde edebilmek için $GAP < 180^\circ$ olan, en az 10 adet P-dalgası varış zamanı içeren 576 artçı sarsıntı, üç-boyutlu P-dalgası ters çözümünde kullanılmak üzere seçilmiştir. Seçilen depremler Şekil 5.9’ da yatay ve düşey düzlemde işaretlenerek gösterilmiştir. Odak-alıcı arasındaki ışın yollarının yüzeydeki iz düşümleri Şekil 5.10’ da verilmektedir.

Yapay modellerden elde edilen deneyim ve bulgular ışığında iki farklı blok boyutlu model kullanılarak ters çözüm yapılmıştır. Birinci model 10x10 km’lik bloklardan oluşan kaba modeldir. İkinci model ise 5x5 km bloklara sahip daha ince boyutlandırılmış detaylı modeldir. Blokların kalınlıklarını belirlerken bir-boyutlu hız modelinden elde edilen derinlik sınırları kullanılmıştır.

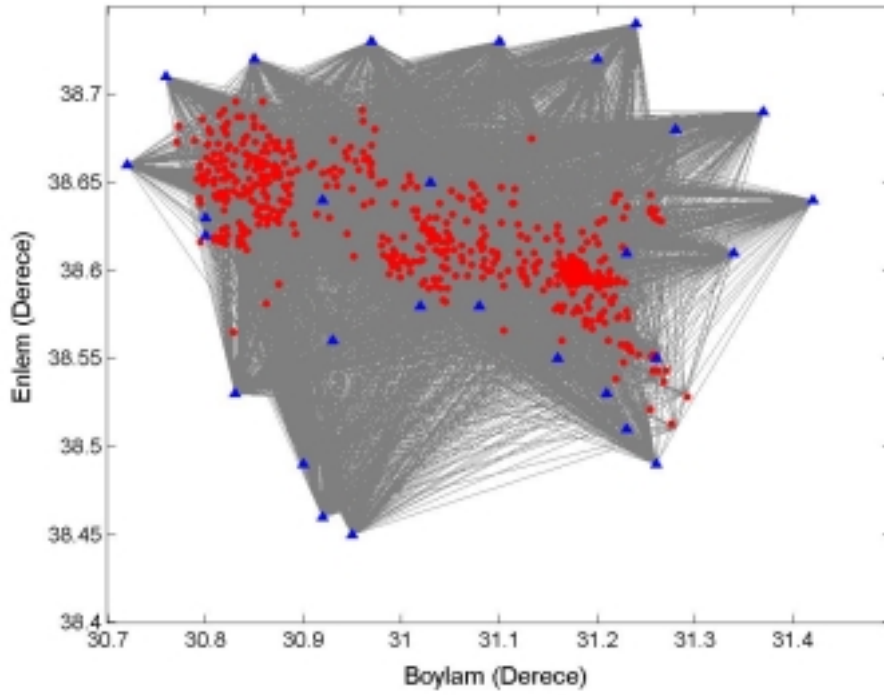
Toplam 576 artçı sarsıntıdan dikkatli bir şekilde okunan 16794 P-dalgası varış zamanı üç-boyutlu ters çözüm işlemi için kullanılmıştır. Her bir blok boyutu için çözülmesi gereken parametre sayısı ve kullanılan varış zamanları sayısı tablo 5.2’ de verilmektedir.

Tablo 5.2 Blok boyutları farklı hız modellerinin ters çözümünde kullanılan toplam P-fazı varış zamanı ve ters çözümle hesaplanması gereken parametre sayıları.

Vp Modeli	Bilinen Parametreler	Bilinmeyen Parametreler		
	P- fazı	Yapı	Odak	Yapı+Odak
10x10	16983	729	2304	3033
5x5	16983	2025	2304	4329



Şekil 5.9 Üç-boyutlu ters çözüm için 1069 artçı sarsıntıdan seçilen yüksek kaliteli 576 adet artçı sarsıntı dağılımlarının yatay ve düşey düzlemde gösterimi.



Şekil 5.10 İstasyonlarda kayıt edilen 16983 P-fazının ışın yollarının yeryüzündeki izdüşümleri.

5.4.1. Kaba Hız Modeli

Bu modelde düğüm noktası aralığı yatayda 10x10 km, düşey yönde ise bir-boyutlu modelden elde edilen tabaka sınırları kullanılmıştır. Yatay yönde her bir düğüm noktasındaki hız değerleri daha önce elde edilen minimum bir-boyutlu hız modelinden söz konusu derinliğe karşılık gelen hız değerleri olarak alınmıştır. Ters çözümde kullanılan ve 10 olarak alınan sönümleme katsayısı, daha önce yapay modelleme ile belirlenmişti. Artık seyahat zamanlarının ağırlıklandırma katsayıları ise 0.5, 1.0 ve 2.0 kabul edilmiş ve 5 yinelemeden oluşan ters çözüm işlemi yapılmıştır. Tablo 5.3’de görüleceği üzere ilk yinelemede, konumlandırılan depremlerin ortalama RMS’i 0.22, başlangıç modeline göre verideki değişinti 0.057 sn iken, 5. yinelemede güncellenen hız modeli ve deprem lokasyonlarından dolayı bu değerler sırasıyla 0.17 sn (%55), 0.0118 (%79) olacak şekilde azalmıştır. Buna karşın modeldeki değişinti 0.022 iken, 5 yineleme sonunda 10 kat artarak 0.2 olmuştur. Bu değerlerin göreceli ve kullanılan sönümleme katsayısına bağlı olduğunu vurgulamak gerekir. Model ve veri değişintileri göz önünde bulundurulduğunda 5. yinelemede hesaplanan hız yapısı kabul edilebilir bir yapıdır.

Tablo 5.3 Başlangıç ve final modellerinden elde edilen istatistik değerlerin karşılaştırılması.

	RMS	Veri Değişintisi	Model Değişintisi
Başlangıç Model	0.22	0.057	0.022
Final Model	0.07	0.0118	0.2
İndirgeme	68%	79%	

5.4.2. Detaylı Hız Modeli

Kaba hız modeliyle ortamın ortalama hız yapısı belirlendikten sonra, çalışma alanını daha detaylı görüntüleyebilmek için yatay yönde 5x5 km blok boyutlarına sahip yeni bir hız modeli oluşturulmuştur. Bölüm 5.4.1’de kullanılan sönümleme katsayısı ve ağırlıklandırma değerleri bu model için de aynen kullanılmıştır. Başlangıç hız modeli oluşturulduktan ve gerekli kontrol parametreleri girildikten sonra (16983x4329) boyutlu, aşırı tanımlı (over-determined) bir matrisin 5 yinelemeli ters çözümü yapılmıştır. Tablo 5.4’de görüldüğü üzere bu modelde RMS değerleri 0.18’den 0.1’e düşerek %44, veri değişintisi 0.05’den 0.013’e düşerek %72 azalma göstermiştir.

Tablo 5.4 Başlangıç ve final modellerinden elde edilen istatistik değerlerin karşılaştırılması.

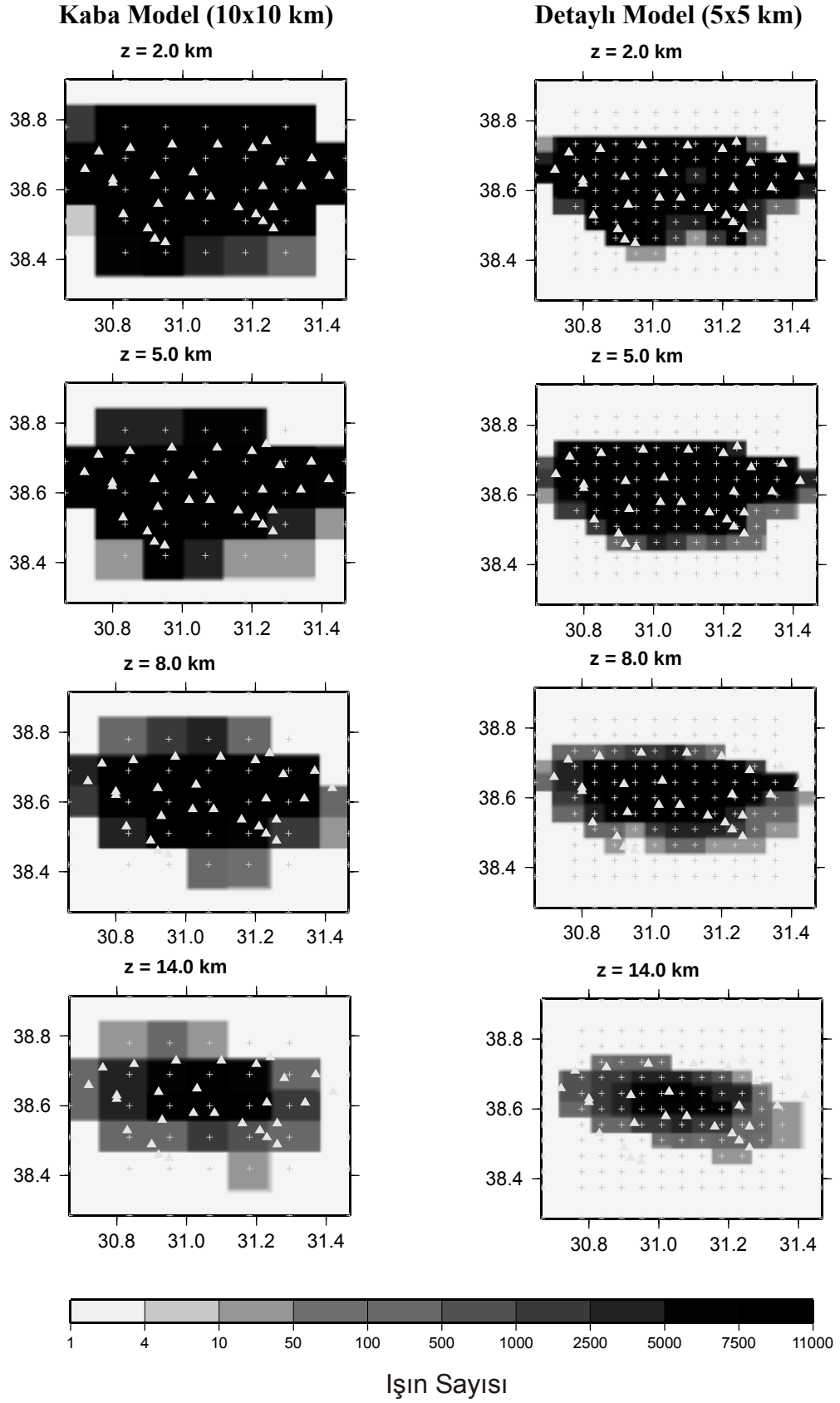
	RMS	Veri Varyansı	Model Varyansı
Başlangıç Model	0.18	0.05	0.012
Final Model	0.1	0.013	0.15
İndirgeme	44%	77%	

5.4.3. Sultandağı Veri Seti İçin Çözünürlülüğün Değerlendirilmesi

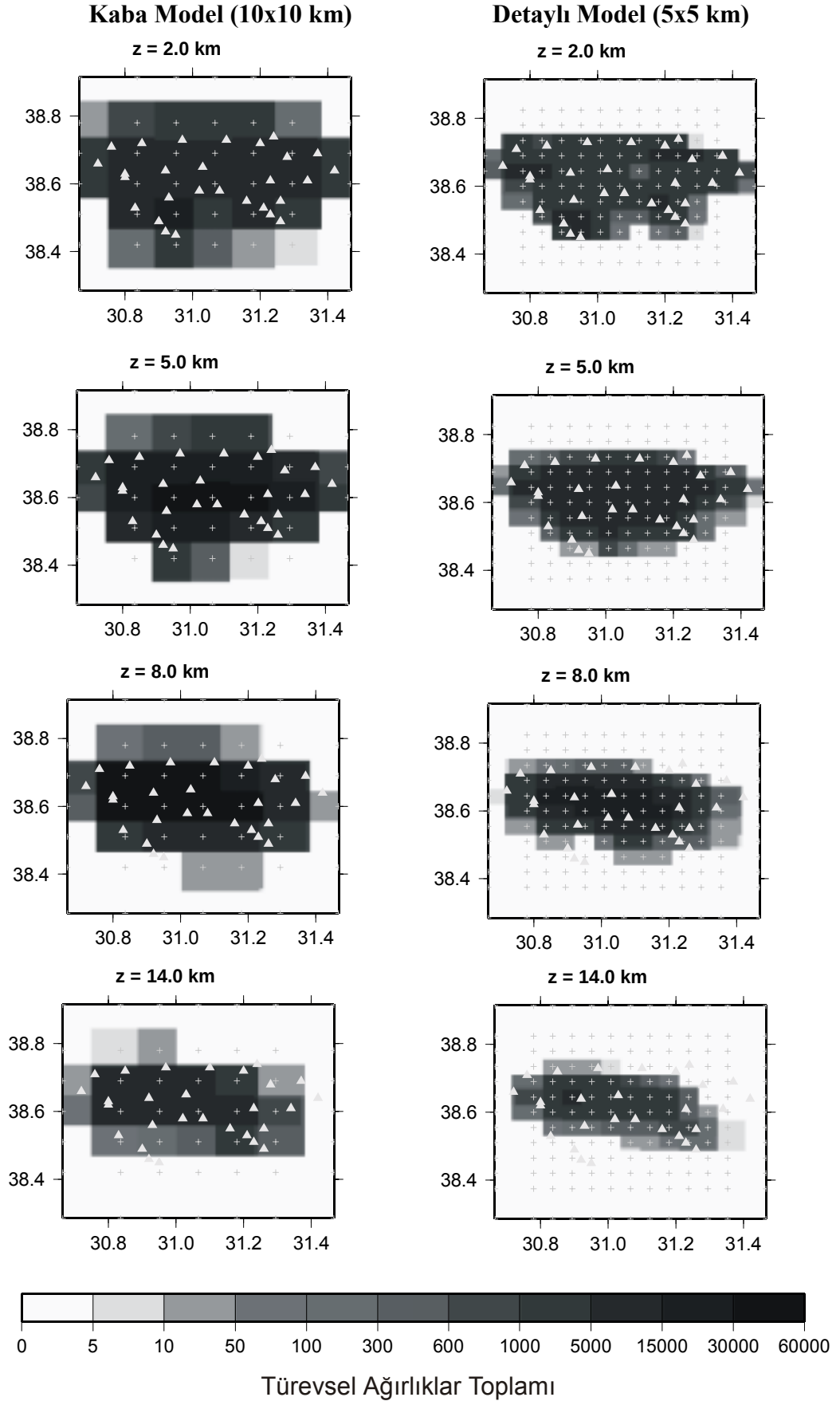
Şekil 5.11’de her iki modelden hesaplanan ışın sayısı değerleri gösterilmiştir. Hemen hemen her katmanda istasyon ağının içerisinde kalan alanlarda beklenildiği gibi ışın sayısı yüksek değerler almaktadır. Bu ölçüt Bölüm 4.1.4’te tartışıldığı gibi daha çok ışın geçmeyen düğüm noktalarının belirlenmesinde kullanılmaktadır. Işın geçmeyen ya da çok az geçen alanlar, şekilde belirgin olarak gözlenmektedir.

Şekil 5.12’ de 10x10 km’lik kaba model ve 5x5 km’lik detaylı model için ters çözüm ile hesaplanan ATT değerleri haritalanmıştır. Şekilde (+) işareti, düğüm noktalarının yerlerini, üçgenler de istasyonları göstermektedirler. ATT’nin kabul edilebilir alt sınırı 1000 olarak belirlenmiştir. Bu değerden daha büyük değerlere sahip alanlar çözüm gücünün yüksek olduğu güvenilir alanlardır. Derinliğin 14 km olduğu bloklarda ATT değerleri 1000’den küçük olduğu, dolayısıyla bu blokların çözülemediği gözlenmektedir. ATT kriterine göre en iyi çözülen bloklar 1,2 ve 5 km derinliklerdeki katmanlarda gözlenmektedir. Beklendiği şekilde yüksek ATT değerleri istasyon dağılımı içinde düşen ve çöküntü havzasına denk gelen bloklarda hesaplanmıştır. Daha derinlere inildiğinde ATT dağılımının yüksek olduğu alanlar daralmakta ve 14 km derinlikte güvenilir alan artık kalmamaktadır.

Çözünürlülük analizi için en güvenilir yaklaşımlardan bir tanesi de, model ayrımlılık matrisinin köşegen elemanlarıdır (ÇKE). ÇKE değerleri 0 ile 1 arasında değişmekte ve 1’e yakın değerler, o parametrenin diğer parametrelerden bağımsız ve yüksek doğrulukta çözüldüğünü ifade etmektedir. Şekil 5.13’ de her iki modelden hesaplanan ÇKE değerlerinin dağılımları gösterilmiştir. En yüksek değerler 5 km derinlikteki katmanda hesaplanırken 8 km derinlikteki katmanda bu değer neredeyse yarı yarıya azalmış ve 14 km’de çok küçük değerlere düşmüştür.

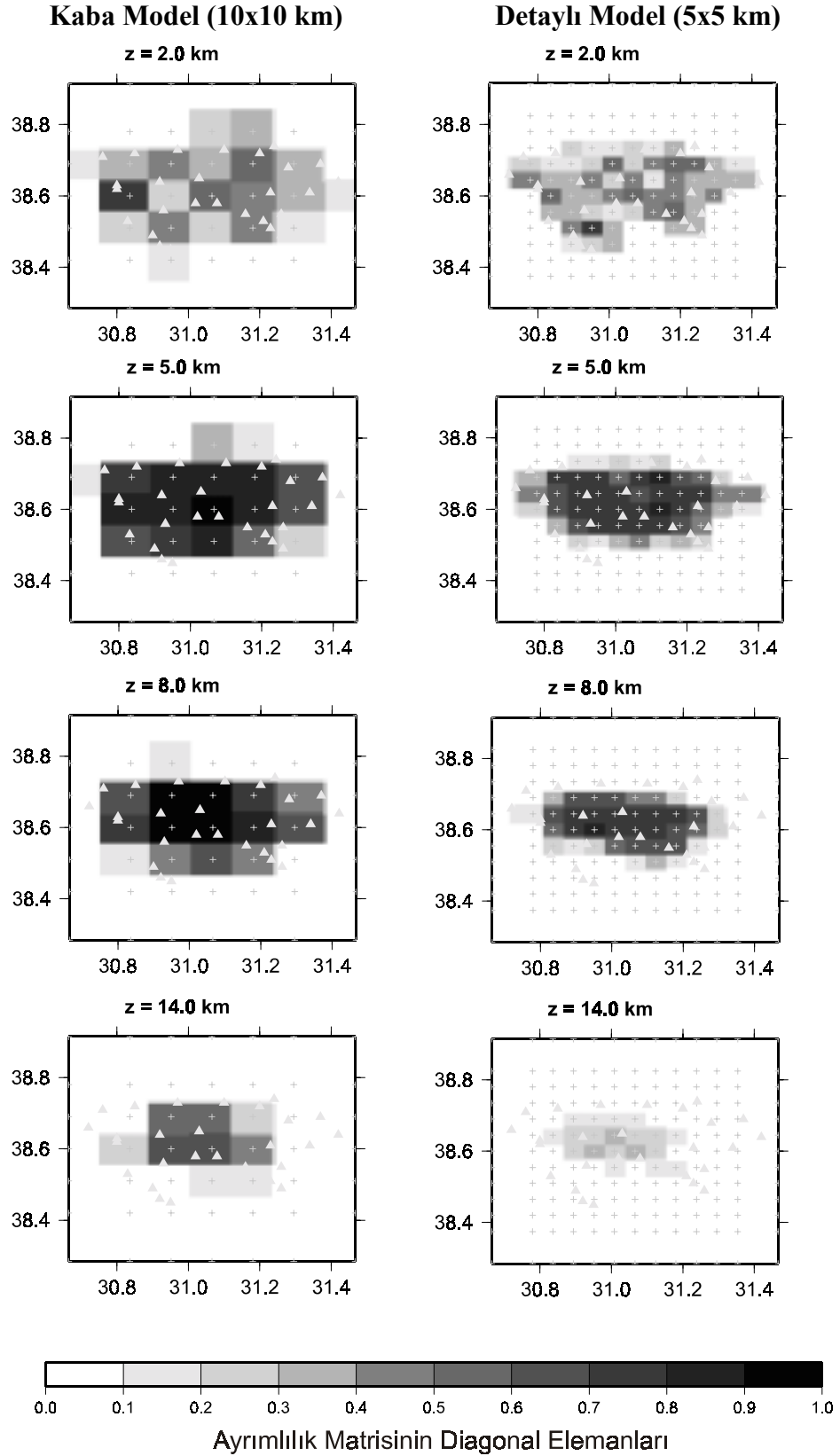


Şekil 5.11 Kaba (10x10 km) ve detaylı (5x5 km) modeller için hesaplanan İşın Sayısı değerlerinin yatay düzlemler boyunca karşılaştırmalı gösterimi.

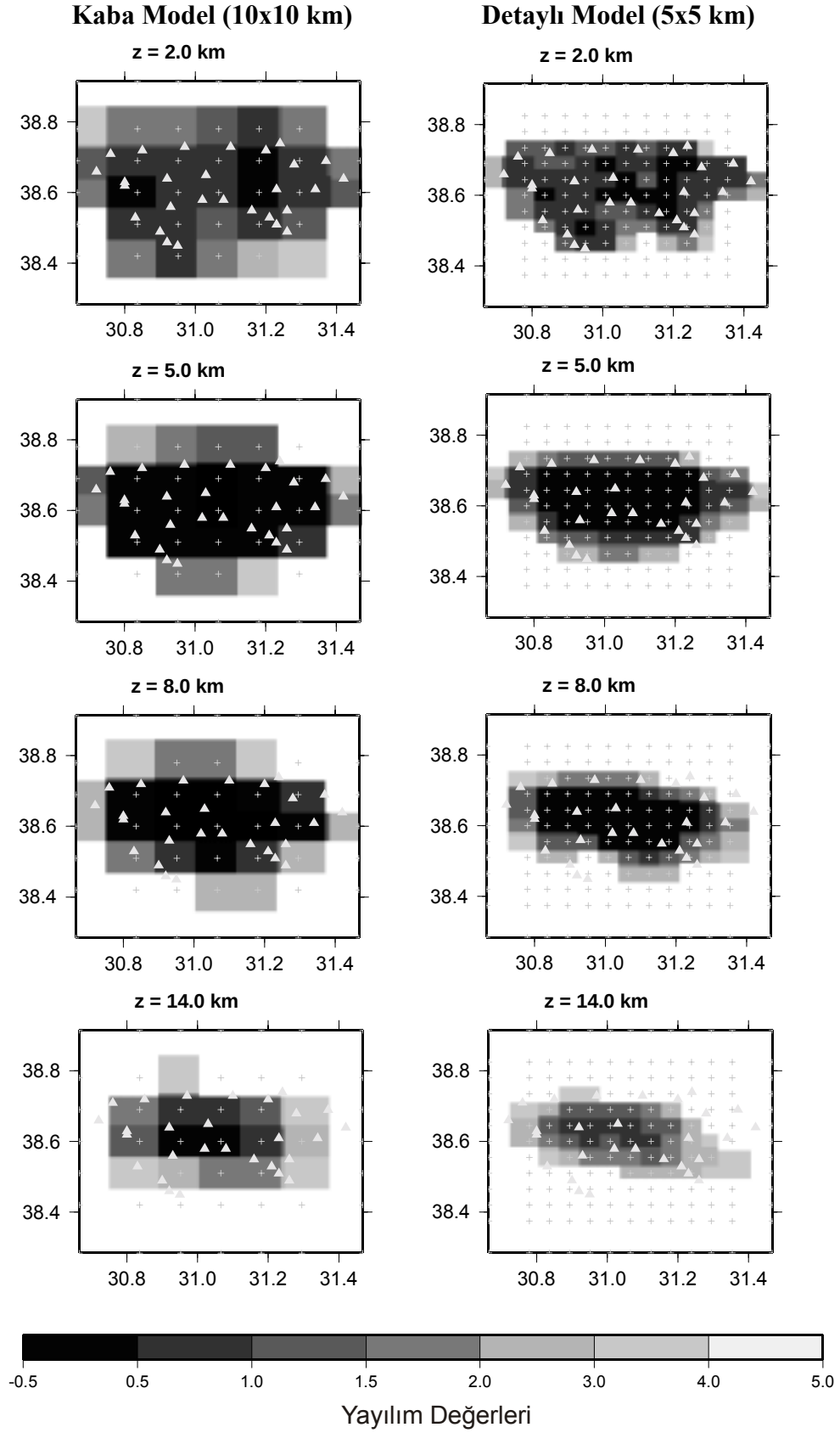


Şekil 5.12 Kaba (10x10 km) ve detaylı (5x5 km) modeller için hesaplanan Türevsel Ağırlıklar Toplamının yatay düzlemler boyunca karşılaştırmalı gösterimi.

Çözünürlülük analizlerinin sonuncusu olan yayılım fonksiyonu değerleri Şekil 5.14’de gösterilmektedir. Yayılım fonksiyonu yine model ayrımlık matrisinden hesaplanmakta, ancak model ayrımlılık matrisinin köşegen elemanlarından farklı olarak parametrelerin birbirine olan bağımlılıklarını da hesaba katmaktadır. Bu nedenle düşük yayılım fonksiyonu değerleri, model parametresinin ne kadar bağımsız çözüldüğünü ve bu düşük değerlerin dağılım gösterdiği alanda çözünürlüğün güvenilir olduğu alanları belirtmektedir. Çözünürlülüğü irdelemek üzere oluşturulan Şekiller 5.11-5.14 dikkatli bir değerlendirmeye tabi tutulmuş ve bu değerlendirme sonunda $\text{ÇKE} > 0.5$, $\text{ATT} > 1000$ ve Yayılım Fonksiyonu değerlerinin 1.0’den küçük olduğu alanların güvenilir şekilde çözüldüğü kabul edilmiştir. Yayılım değerlerinden elde edilen güvenilir alanlar da, ATT ve ÇKE’de elde edilen güvenilir alanlarla uyuşmakta ve sonuçta istasyon ağı içerisinde kalan deprem dağılımının yoğun olduğu çöküntü havzasının, elimizdeki Sultandağı veri seti ile yüksek doğrulukta çözülebileceği başlangıçta yapay modelleme ile nitel olarak, daha sonra tomografik ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlülük kriterlerinin değerlendirilmesiyle nicel olarak kanıtlanmıştır.



Şekil 5.13 Kaba (10x10) ve detaylı (5x5 km) modeller için hesaplanan Model Ayrımlılık Matrisinin Köşegen Eleman değerlerinin yatay düzlemler boyunca gösterimi.



Şekil 5.14 Kaba (10x10 km) ve detaylı (5x5 km) modeller için hesaplanan Yayılm Fonksiyonu değerlerinin yatay düzlemler boyunca gösterimi.

6. TARTIŞMALAR VE SONUÇLAR

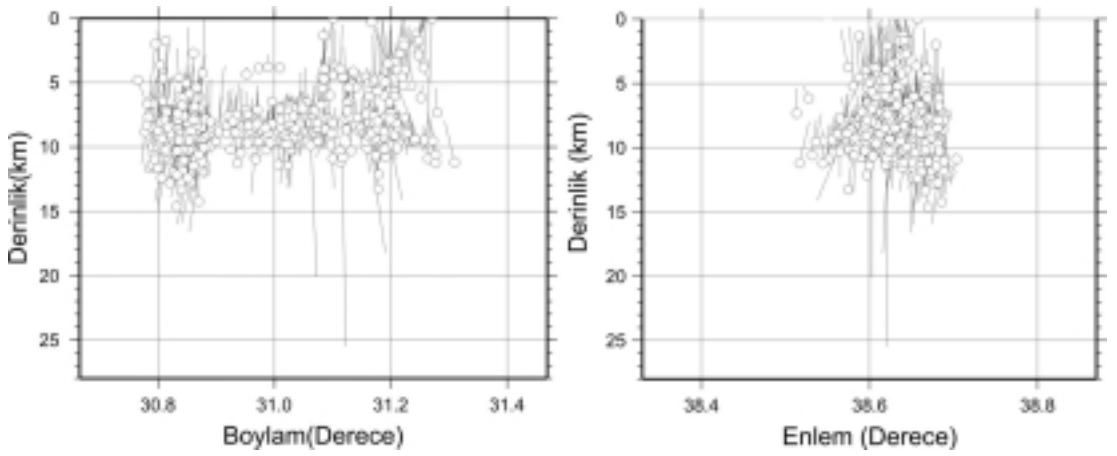
6.1 Minimum Bir-Boyutlu Hız Yapısının Tartışılması

Afyon Sultandağı bölgesini en iyi temsil eden minimum bir-boyutlu hız yapısı 20 km derinliğe kadar hesaplanmıştır. Yapılan analizler sonucunda bu hız modelinin yerleşim hatalarını minimum yaptığı gözlenmiştir. Bu modelde 20 km'den daha derinlerde elde edilen hızlar, bu derinliklerden ışın geçmemesi nedeniyle başlangıçta verilen hız değerlerinde kalmıştır. Çözülebilen ilk 20 km derinliğe kadar toplam 6 farklı hız katmanının olduğu saptanmıştır. Yüzey jeolojisinin etkili olduğu 0-2 km sığ derinliklerde hız değerleri her iterasyonda farklı değerler alırken, 5-20 km derinliklerdeki katmanlarda hız değerleri belli bir değere yakınsamışlardır. Minimum bir-boyutlu hız modeli ile hesaplanan istasyon düzeltmelerindeki değişim de değerlendirildiğinde, istasyon gecikmelerinin çok büyük değerler almadığı, ortalama ± 0.5 sn'yi geçmediği gözlenmiştir. Beklenildiği üzere kaya üzerindeki istasyonlar negatif ve küçük değerler alırken, alüvyon üzerindeki istasyonlar büyük ve pozitif değerler almıştır. Elde edilen minimum 1-D hız modeli ve istasyon düzeltmeleri kullanılarak tüm artçı sarsıntılar tekrar konumlandırıldığında, toplam yerleşim hataları 0.18'den 0.14'e düşmüştür. Böylece hesaplanan minimum bir-boyutlu hız modelinin, Sultandağı bölgesi için kullanılan diğer modellerden çok daha güvenilir olduğu belirlenmiştir. Bundan sonra bu bölgede yapılacak tüm sismolojik ve jeofizik çalışmalarda, bu tez kapsamında hesaplanan 1-D hız modeli, referans model olarak kullanılabilir.

6.2 Sismolojik Sonuçların Tartışılması

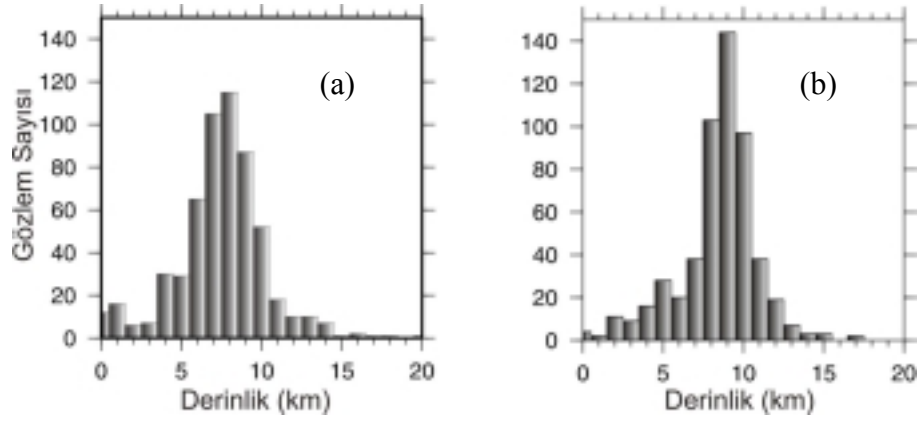
Yerel Deprem Tomografisi ile hesaplanan hız yapısı ne kadar doğru ise depremlerin konumları da o kadar doğru olacaktır. Şekil 6.1' de ters çözüm sonrası seçilmiş 576 deprem için elde edilmiş odak derinlikleri görülmektedir. İçi boş daireler 3-D ters çözüm ile hesaplanan odak derinliklerini, düz çizgiler ise aynı depremler için bir-boyutlu ile üç-boyutlu ters çözüm sonucu odak derinlikleri arasındaki ötelenmeyi göstermektedir. Üç-boyutlu ters çözüm ile yerleşim hatası daha küçük olan

lokasyonlar elde edilmektedir. Çünkü bir-boyutlu hız modelinde sadece düşey yöndeki değişimler hesaba katılırken, üç-boyutlu ters çözümde yanal ve düşey yöndeki değişimler hesaba katılmaktadır. Bu nedenle tomografik ters çözüm sonucunda odak koordinatları da yatay ve düşey yönde bir miktar sapma göstermişlerdir. Özellikle birkaç depremin odağı bir-boyutlu ters çözümle yaklaşık 20-25 km derinliklerde hesaplanırken üç-boyutlu ters çözüm ile deprem dağılımının yoğun olduğu 9 ± 3 km'ye ötelenmişlerdir. Bu depremlere ait RMS değerleri tek tek incelenmiş ve bir-boyutlu modelde diğer depremlere göre daha büyük değerler verdiği, yani yerleşim hatasının büyük olduğu gözlenmiştir.



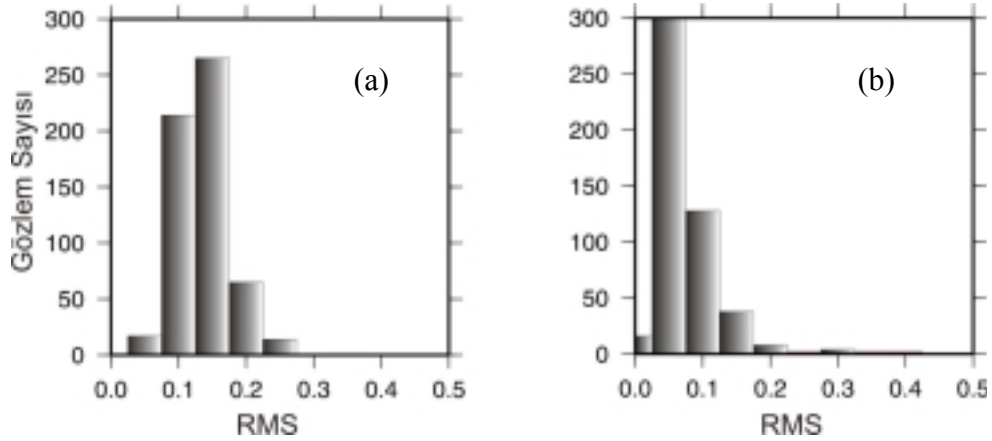
Şekil 6.1 Üç-boyutlu ters çözüm ile hesaplanan odak koordinatlarının bir-boyutlu ters çözüme göre yatay ve düşey yöndeki ötelenme miktarları ve doğrultuları. İçi boş daireler üç-boyutlu ters çözümle hesaplanan depremleri, çizgiler ise odak derinliklerinin bir-boyutlu ters çözüme göre ötelenme miktarlarını ve doğrultularını göstermektedir.

Şekil 6.2'de depremlere ait derinlik dağılımları verilmiştir. Üç-boyutlu ters çözüm ile elde edilen, Şekil 6.2 b'de verilen deprem derinlik dağılımlarına bakıldığında depremlerin çoğunun 9 km derinlikte gerçekleştiği görülmektedir ve Şekil 6.2 a'da verilen bir-boyutlu hız modelinden elde edilen derinlik dağılımlarına göre bir miktar değişim göstermektedir. Tomografik ters çözüm sonucunda depremlerin ortalama 5 km ile 12 km arası derinliklerde gerçekleşmiş olduğu gözlenmektedir.



Şekil 6.2 a) Bir-boyutlu ters çözümle hesaplanan odak derinliklerinin dağılımı ve b) üç-boyutlu ters çözüm sonucu elde edilen odak derinliklerinin dağılımı.

Depremlere ait yerleşim hatası minimum bir-boyutlu ters çözüm sonucunda ortalama 0.14 iken, tomografik ters çözüm ile bu hatanın ortalama 0.07'ye düştüğü Şekil 6.3'de gösterilen RMS dağılımlarından gözlenmektedir. Bu değer sismolojide kabul edilebilir RMS değerlerinin çok altındadır. Böylece tomografik ters çözüm ile yer altına ait hız yapısı belirlenirken aynı zamanda yüksek doğrulukta deprem lokasyonları elde edilmektedir.

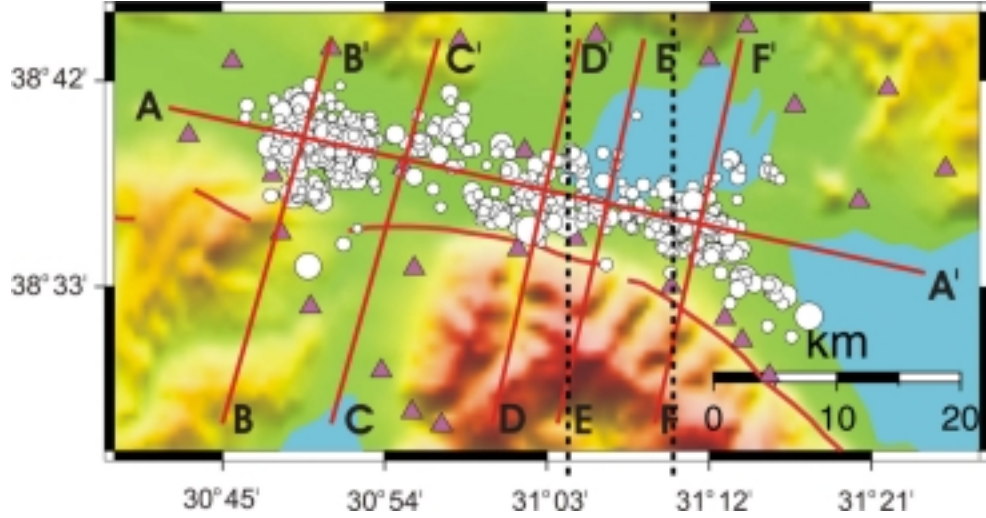


Şekil 6.3 a) Bir-boyutlu ters çözümle hesaplanan RMS değerlerinin dağılımı ve b) üç-boyutlu ters çözüm sonucu elde edilen RMS değerlerinin dağılımı.

6.3 Tomografik Modellerin Tartışılması

Üç-boyutlu hız yapısından alınan ve burada tartışılacak olan kesitlerin doğrultuları Şekil 6.4'de verilen indeks haritada gösterilmiştir. Bundan sonra bütün kesitler bu haritada kullanılan kesit adlarıyla anılacaktır. Öncelikle iki farklı boyutlu bloklar kullanılarak hesaplanan üç-boyutlu hız görüntülerinin karşılaştırılması amacıyla farklı iki boylam boyunca boylam-derinlik kesitleri değerlendirilmiştir. Daha sonra

hız yapısının anlamlı bir şekilde yorumlanabilmesi için sadece detaylı modelden, Akşehir ana grabeninin doğrultusuna dik ve paralel profiller boyunca derinlik kesitleri tartışılmıştır.

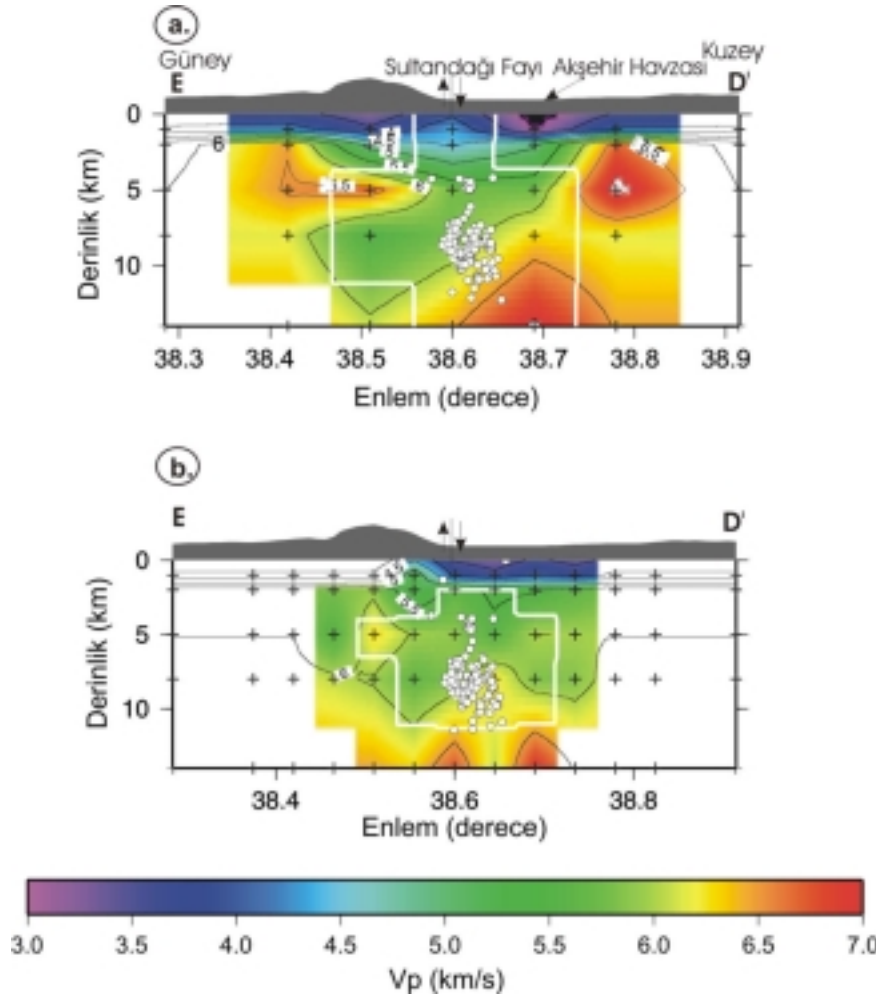


Şekil 6.4 Derinlik kesitleri alınan profilleri ve boyları gösteren indeks harita.

Kesitler belli kurallar çerçevesinde üretilmiştir ve bu kurallar tüm kesitlerde aynı olduğu için her bir kesit için tekrar tekrar tartışılmayacaktır. Tüm kesitlerde beyaz alanlar türevsel ağırlıklar toplamının 1000'den küçük olduğu alanları, artı (+) işaretleri ise yatay ve düşey düzlem boyunca alınan düğüm noktalarını göstermektedir. Beyaz çerçeveli alanlar çözünürlüğü 0.5'den büyük olan ve güvenilir sonuçların elde edildiği alanları göstermektedir. Hız değerlerindeki standart hata miktarı 100 m/s'yi geçmemektedir. Tomografik görüntülerin topoğrafyada göz önünde bulundurularak tartışılabilmesi için, kesitlerin üzerine aynı ölçekte alınan topoğrafik kesitler eklenmiştir. Ayrıca hız yapısının tektonizmayla uyumunu gözlemleyebilmek amacıyla Sultandağı Fayı ve 12 km'lik bant içinde kalan depremler bu kesitler üzerinde konumlandırılmıştır. Sığ katmanların yüzey jeolojisinden çok fazla etkilenmesi ve ışınların sığ katmanlardan geometrik bağımlılık yaratacak şekilde daha dik açılarla geçerek yüzeye ulaşmasından dolayı sığ katmanlarda güvenilir sonuçlar elde edilmemiştir. Bu nedenle kesitlerde 1 km gibi sığ derinliklerdeki hızlar anlamlı bulunmadığı için değerlendirmeye alınmamıştır.

Blok boyutlarının etkisinin karşılaştırılması amacıyla blok boyutları 10x10 km ve 5x5 km olan modellerden alınan ED' ve FE' derinlik kesitleri Şekil 6.5 ve Şekil 6.6'da gösterilmiştir. Bu kesitlerde en belirgin anomali, çevre yapılara göre düşük

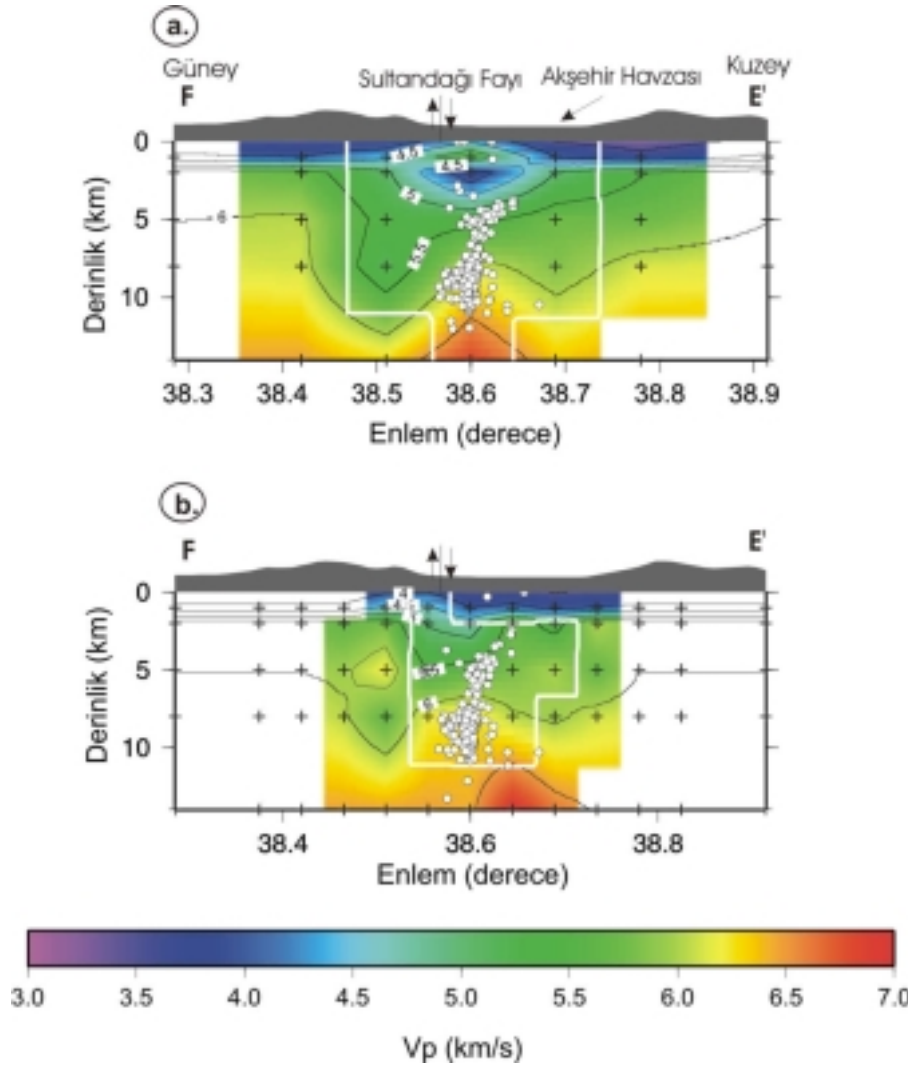
hızlı olan ve Akşehir grabenine denk gelen çöküntü yapısıdır ve graben ile çevre yapılar arasında süreksizlik net bir şekilde izlenmektedir. Düşük hız anomalisi kaba modelde daha geniş bir alan kaplarken detaylı modelde daha dar bir alan kaplamaktadır. Şekil 6.5 a' daki kaba modelden alınan ED' kesitinde Akşehir Grabeninin bulunduğu alanda yaklaşık 5 km derinlikten itibaren, 6 km/s hızlı kontürün Sultandağı'nın altına doğru devam etmesi ve düşük hız zonu oluşturmaları dikkat çekmektedir. Bu düşük hız zonu yüksek çözünürlüklük alanında bulunmaktadır. Böyle bir yapı ters çözümün doğasından kaynaklanan yapay bir alan olmuş olsaydı, Şekil 6.5 b'de aynı koordinatlardan alınan kesitte gözlenmemesi gerekirdi. Söz konusu düşük hızlı yapı her iki blok boyutlu modelde aynı koordinatlarda hesaplanmış ve yapay bir alan olmadığına karar verilmiştir.



Şekil 6.5 ED' kesitleri: a) 10x10 km, b) 5x5 km blok boyutlu modelden elde edilmiştir.

Şekil 6.6 a'da verilen FE' kaba model kesitinde düşük bir hız anomalisi net olarak görülmemekte ancak üzerindeki topoğrafya ile beraber değerlendirildiğinde,

Sultandağının altında, hala düşük hız değerlerinin varlığı ve kontürlerin dağın altına doğru genişlemesi dikkat çekmektedir. Şekil 6.6 b’de detaylı model için verilen kesitte ise hala düşük hız zonunun varlığı gözlenmekte ancak ED' kesitine göre daha belirsiz bir hale gelmiştir. Görüldüğü üzere farklı blok boyutlarından üretilen hız modelleri yapısal benzerlikler göstermektedir. En önemli fark, detaylı modelin yatay düzlemde daha fazla düğüm noktasına sahip olması dolayısıyla çok küçük yapısal değişimlere duyarlı olması, buna karşın blok boyutları küçüldüğünden her bir bloktan geçen ışın sayısının dolayısıyla çözünürlüğün de azalmış olmasıdır.

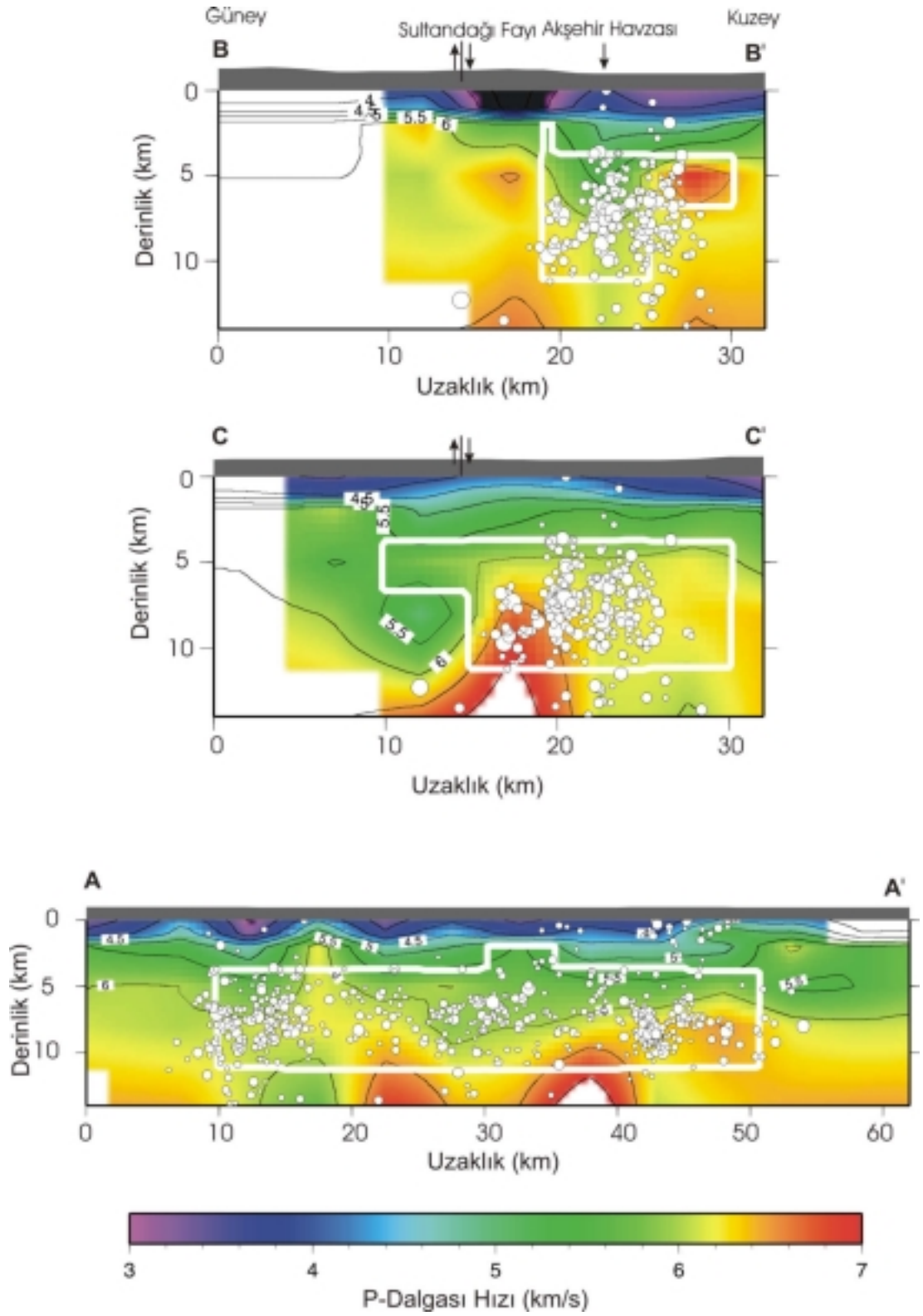


Şekil 6.6 FE' kesitleri: a) 10x10 km, b) 5x5 km blok boyutlu modelden elde edilmiştir.

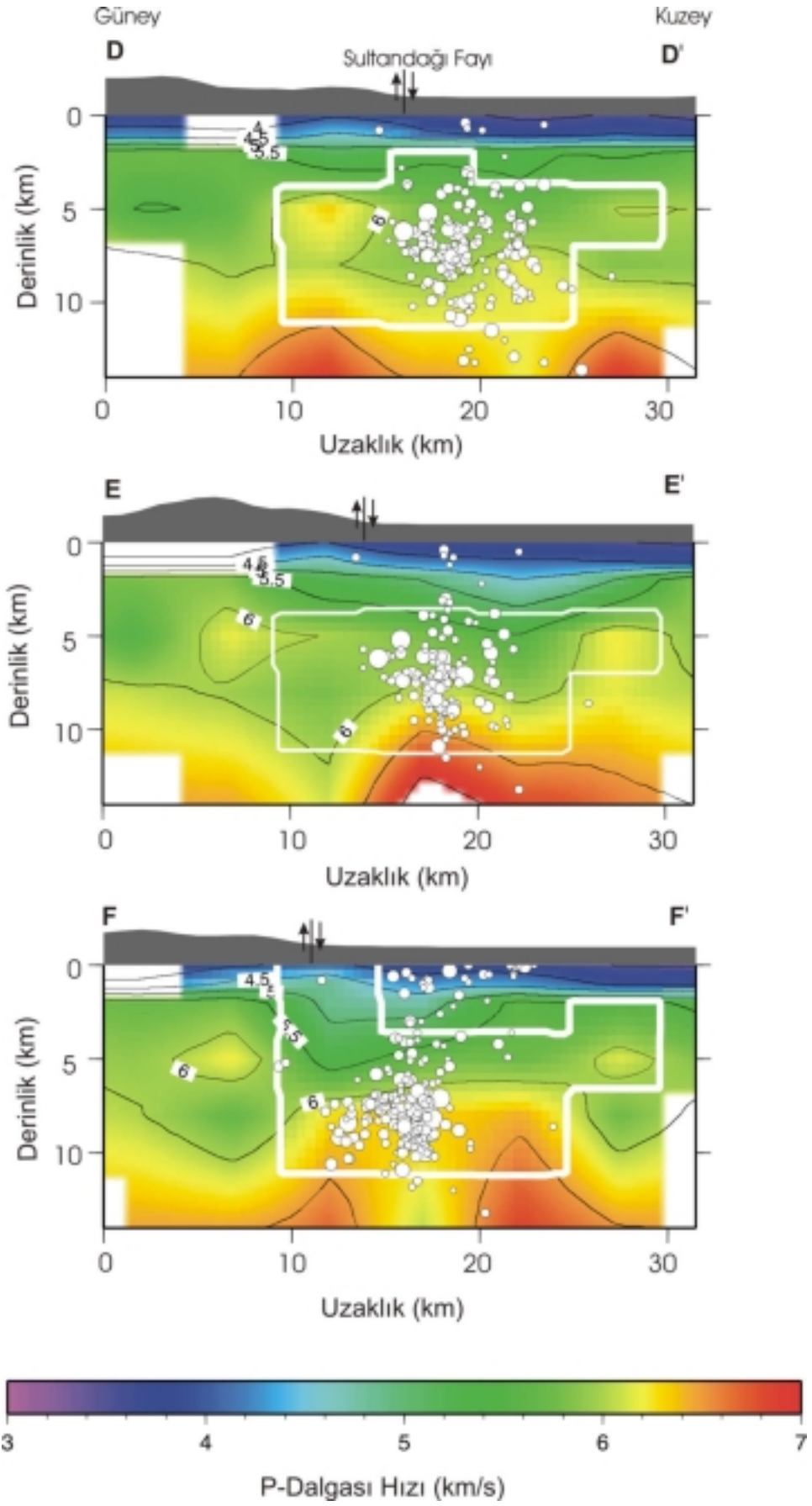
Akşehir ana grabenine dolayısıyla odak mekanizması sonuçlarından elde edilen faylanma hareketine dik bir şekilde alınan kesitler ile çalışma alanının genel bir görüntüsünü vermek amacıyla grabenin gidişiyle aynı doğrultuda alınan kesit Şekil 6.7’ de gösterilmiştir. Bu kesitlerde faylanma rejimine bağlı olarak, yüksek hızlı

yapıların Akşehir havzasının kuzey ve güney sınırları boyunca yükseldiği, havza ortasının ise çöktüğü açıkça görülmektedir. Şekillerdeki hız anomalileri geometrik olarak topoğrafya ile oldukça iyi bir uyum göstermektedir. En belirgin hız anomalisi, çevre birimlere ve başlangıç modeline göre daha düşük hız değerleri sergileyen Akşehir havzasıdır. Ayrıca, metamorfiklerden oluşan dağlık alanlar havzaya göre daha yüksek hız değerleri sergilemektedir.

Şekil 6.7’de Akşehir grabeninin doğrultusuna paralel alınan AA' kesiti incelendiğinde, 2 ayrı çöküntü yapısı gözlenmektedir. Bu iki çöküntü yapısı, yüksek hızlı yükselim gösteren bir yapıyla ayrılmaktadırlar. Bu yüksek hızlı yapı Şekil 3.10’da gösterilen, kuzey-batıda dairesel dağılım gösteren depremlerle, daha doğuda çizgisel dağılımlı depremlerin boğum oluşturduğu ve deprem aktivitesinin azaldığı bir alana denk gelmektedir. Aslında böyle yüksek hızlı bir yapı deprem dağılımıyla da uyuşmakta ve o alandaki deprem aktivitesinin azlığı yüksek hızlı bir zonun varlığı ile açıklanabilmektedir. Şekilde BB' kesitinde, kuzeyde tam bir çöküntü yapısı 5 km derinliğe kadar görüntülenmektedir. Tam Sultandağı fayına denk gelen noktada hız değerlerinin ani düşüşü ve çöküntü yapısının şekillenmesi beklenen bir sonuçtur. Bu kesit AA' kesitinde görülen iki ayrı çöküntü yapısı göz önünde bulundurularak değerlendirildiğinde, bu çöküntü yapısının Akşehir ana grabeninin devamı mı olduğu yoksa KKD doğrultulu başka bir çöküntü yapısı mı olduğu, bizce tartışılması gereken bir konudur. Bu bulgu Bölüm 3.2’de verilen, deprem dağılımları, odak mekanizması çözümleri ile de desteklenmektedir. Depremler ise, hız kontrastının olduğu alanda yani fay sınırına yakın bir alanda dağılım göstermektedirler. Şekilde CC' profili, KKD doğrultulu Karamuk grabeninin tam ortasından havzanın doğrultusuna paralel bir şekilde geçmekte ve Akşehir çöküntü havzasını dik bir şekilde kesmektedir. Bu bilgiler doğrultusunda CC' kesiti değerlendirildiğinde, güney ve kuzeyde olmak üzere 2 ayrı çöküntü yapısı gözlenmektedir. Bir çok jeolojik çalışmada daha genç bir oluşum olduğu belirtilen Karamuk grabeninin dolayısıyla Akşehir grabeninden daha sıkı olması beklenmektedir. Ancak, Karamuk grabenine denk gelen alandaki hız değeri kontürlerine bakıldığında, Karamuk çöküntü havzasının, Akşehir grabenine göre daha derine kadar devam ettiği gözlenmektedir.



Şekil 6.7 Akşehir Grabeninin doğrultusuna dik ve paralel profiller boyunca alınan kesitler.



Şekil 6.7 Devam

Sultandağının altına denk gelen düşük hız zonu bu çalışmanın önemli bir bulgusudur. Şekil 6.7'nin devamında gösterilen DD' , EE' ve FF' kesitlerindeki hız görüntüleri birlikte değerlendirildiğinde, bu düşük hız yapısı hepsinde izlenmektedir. Söz konusu düşük hız yapısı Şaroğlu ve diğ. (1984) önerdiği gibi Sultandağının neotektonik dönemin başlarında yüksek açılı ve az atımlı bindirme niteliğinde çalıştığını destekler bir bulgu olabilir. Bu düşük hız zonunun geometrisi kabaca incelendiğinde, doğuya doğru bindirme yapısının daha küçük alanlar kapladığı gözlenmektedir. Bu durumun, önceki dönemlerde K-G sıkışma rejiminin hakim olduğu bölgede güncel tektonik rejimin D-B yönünde genişleme olmasıyla açıklanabileceği düşünülmüştür. Profiller boyunca alınan derinlik kesitlerinde, Sultandağı fay zonuna denk gelen alanlarda, hız değerlerinin ani düşüşü ve depremlerin daha çok hız kontrastının olduğu alanlarda dağılım göstermeleri beklenen sonuçlardır. Ayrıca çalışma alanının doğusunda yer alan bu kesitlerde Akşehir havzasının derinleştiği ve genişlediği gözlenmektedir. Genişleme bulgusu topoğrafya ile uyum içindedir.

6.4 Sonuçlar

Farklı tektonik rejimlerin etkisi altında olan ve bundan dolayı çok karmaşık bir tektonik ve jeolojik yapı sergileyen Sultandağı Bölgesi için elde edilen tomografik sonuçlar da aynı karmaşayı sergilemektedir. Bölgede tomografik anlamda sismik hız yapısını belirlemeye yönelik daha önce bu ölçekte yapılmış herhangi bir çalışma olmadığından dolayı, tüm sonuçlar, jeolojik, tektonik ve sismolojik veriler doğrultusunda, dikkatli bir şekilde ve güvenilirlik sınırları içerisinde tartışılmıştır. Tomografik görüntülerle, 3 temel yapının varlığından söz etmek mümkündür. Bunlardan en önemlisi, bölgenin tektonik hareketliliğini denetleyen Sultandağı ana fay sistemi, ikincisi bu fay sisteminin etkisinde gelişen, Akşehir Grabeni ve son olarak da Akşehir havzasıyla kesişen KKD gidişli çöküntü yapılarıdır. Akşehir ana grabeninin taban hızı yaklaşık 6 km/s ulaşmakta ve çöküntü yapısı ortalama 5 km derinliğe kadar izlenmektedir. Elde edilen tomografik görüntülere göre Akşehir havzası, batıda Çobanlar ilçesi yakınlarında KKD gidişli çöküntü yapılarıyla kesilmekte ve havza yarım graben niteliği taşımaktadır. Bu bulgunun desteklenmesi için daha sonraki çalışmalarda KKD gidişli bu çöküntü yapılarının üzerinde önemle durulması gerektiği sonucu çıkarılmıştır. Ayrıca tüm kesitlerde depremlerin bir hız

kontrastının olduğu alanda konumlandığı görölmekte ve düşmekte olan bloğun tektoniğı ile uyum içinde olduğu görüntülenmiştir. Bu bölge için elde edilen hız yapısı, bölgede yapılacak diğer çalışmalarda önemli bir referans model özelliğı taşımaktadır.

Bu çalışmadan hız ve yapıya ilişkin bilgiler haricinde aşağıdaki sonuçlar çıkartılabilir: Tomografik hesaplamalar yüksek kalitede veri seti ve uygun tanımlanmış hız parametreleriyle yapıldığında son derece başarılı sonuçlar üretmekte ve üretilen sonuçlar jeolojik olarak anlamlı olmaktadır. Bu nedenle tomografik çalışma yapılması düşünülen bölgelerde öncelikle yüksek kalitede veri toplanması amaçlanmalıdır. İstasyon ağının deprem aktivitesini kapsayacak şekilde kurulması tomografik ters çözümde verilerin geometrik bağımlılıklarını azaltmış ve çözünürlülüğü arttırmıştır. Ayrıca istasyonların olabildiğince kayıt alanı etkisi (site-effect) göstermeyen sağlam kaya üzerine kurulmuş olması da veri kalitesini arttırmıştır. Kaliteli veri toplandıktan sonra, çok hassas bir şekilde faz okuması yapılan depremlerin, toplam yerleşim hatasını minimum yapan daha açık bir ifadeyle bölgeyi en iyi temsil eden minimum bir-boyutlu hız modeli ile konumlandırılması tomografik ters çözüm için en uygun deprem verisinin oluşturulmasını sağlamıştır.

Deprem veri seti kadar üç-boyutlu başlangıç hız yapısı ve bu yapının parametrize edilmesi de büyük önem taşımaktadır. Kötü bir başlangıç modeli, EK-C' de de gösterildiğı üzere, son derece yanıltıcı ve yanlış sonuçlar üretmektedir. Bunun için minimum bir-boyutlu hız yapısının üç-boyutlu ters çözümde başlangıç model olarak kullanılması iyi bir yaklaşımdır. Hız yapısı kadar bu yapının en doğru şekilde parametrize edilmesi gerekmektedir. Büyük blok boyutlu modeller güvenilirliğı yüksek kaba modeller üretirken, çok küçük blok boyutlu modeller ayrıntılı fakat çözünürlülüğü düşük görüntülerle sonuçlanmaktadır. En uygun blok boyutu belirlenirken, üretmiş olduğumuz yapay hız modelleri, gerçek verilerle ters çözümde karşılaşılabilecek problemleri anlamamızda son derece yararlı olmuştur. Ayrıca yapay modellemeyle veri setinin çözüm gücünün belirlenmesi ve parametrelerinin ayrımlılıklarının irdelenmesi gerçek verilerle yapılan ters çözüm sonuçlarının değerlendirilmesine yardımcı olmuştur. Yapay modellemeden elde edilen deneyimle, tomografik görüntülerden jeolojik olarak anlamlı bilgilere ulaşılmıştır.

Ters çözümle hesaplanan üç-boyutlu hız yapısı değerlendirilirken, çözünürlülük kriterlerinin de göz önünde bulundurulmasıyla, yapının yüksek çözünürlülük

alanında kalan kısımları yorumlanmıştır. Genellikle her bir çözünürlük kriteri tek başına gereken bilgiyi vermediğinden bütün kriterler birlikte bir bütünlük içinde göz önüne alınmış ve çok dikkatli bir şekilde değerlendirilmiştir. Tomografik çalışmalarda hız modelini tanımlayan blok sayısının ve deprem sayısının artması hesaplama zamanında da artışa neden olmakta ve çalışmalara kısıtlamalar getirmektedir. Ancak bilgisayar teknolojisinin çok hızlı gelişmesi ve kapasitelerinin her geçen gün artması göz önüne alındığında zaman içinde bu kısıtlamalar önemsizleşecek ve böylece çok büyük boyutlu veri setlerini hızlı bir şekilde işlemek mümkün olacaktır.

Sonuçta yerbilimlerinde, özellikle sismoloji alanında 80'li yıllardan beri kullanılan *Yerel Deprem Tomografisi* tekniği, bilgisayarların ve sismolojik aletlerin teknolojik özelliklerinin artışıyla birlikte yer içine ait bir çok bilinmeyene ışık tutmaktadır. Sultandağı gibi çok karmaşık tektonik özellikler sergileyen bir bölgenin tomografik sonuçlarının bile bu kadar ikna edici sonuçlar vermesi yöntemin geçerliliğini ortaya koymaktadır. Dolayısıyla üst kabuk hız yapısı bilinmeyen ve yer bilimlerinde büyük bir eksiklik olan Türkiye'de çok az kullanılan bu yöntemin diğer bölgelerin de aydınlatılmasında kullanılabileceği göz ardı edilmemelidir. Bundan sonra kurulacak olan artçı sarsıntı gözlem ağlarının tomografik çalışmalara uygun olarak kurulması ve özellikle master ve doktora öğrencilerinin bu tarz çalışmalara teşvik edilmesi, Türkiye'nin üst kabuk hız yapısının belirlenmesine yönelik önemli bir adım olacaktır.

KAYNAKLAR

- Aki, K. ve Lee, W. H. K.**, 1976. 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**, 4381-4399.
- Aki, K.**, 1993. Overview, in Seismic Tomography: Theory and Practice, pp.1-8, Eds. Iyer H.M. ve Hirahara K., Chapman ve Hall, London.
- Atalay, İ.**, 1975. Eber ve Karamuk gölleri havzalarının Kuvaterner depoları ve jeomorfolojisi. *Proceedings of the 50th Anniversary of the Turkish Republic Earth Sciences Congress*, MTA publications, p.365-385.
- Barka, A.**, 1992. The North Anatolian Fault Zone, *Annales Tecton.*, **6**, 164-195.
- Barka, A., Reilinger, R., Şaroğlu, F. ve Şengör, AMC.**, 1995. The Isparta Angle: Its importance in the Neotectonics of the Eastern Mediterranean Region. *IESCA Proceedings*, **1**, 3-18.
- Benz, H.M., Chouet, B.A., Dawson, P.B., Lahr, J.C., Page, R.A. ve Hole, J.A.**, 1996. Three dimensional P and S wave velocity structure of Redoubt Volcano, Alaska, *J. Geophys. Res.*, **101**, 8111-8128.
- Bijward, H., Spakman, W. ve Engdahl, E.R.**, 1998. Closing the gap between regional and global traveltimes tomography, *J. Geophys. Res.*, **103**, 30055-30078.
- Boray, A., Şaroğlu, F. ve Emre, Ö.**, 1985. Isparta Büklümü'nün kuzey kesiminde doğu-batı daralma için bazı veriler., *Jeoloji Mühendisliği Bülteni*, **23**, 9-20.
- Bozkurt, E.**, 2001. Neotectonics of Turkey-a synthesis, *Geodinamica Acta*, **14**, 3-30.
- Clayton, R.W. ve Comer, R.P.**, 1983. A tomographic analysis of mantle heterogeneities from body wave travel time, *Eos, Trans. Am. Geophys. Union.*, **64**, 776.
- DeGroot, M.H.**, 1975. Probability and statistics, 607 pp., Addison-Wesley, Reading, Mass.,
- Dziewonski, A.M. ve Anderson, D.L.**, 1984. Seismic tomography of Earth's interior, *Am. Sci.*, **721**, 394-483.
- Eberhart-Philips, D.**, 1986. Three-dimensional velocity structure in northern California Coast Ranges for inversion of local earthquakes arrival times, *Bull. Seimol. Soc. Am.*, **76**, 1025-1052.
- Hager, B.H., Clayton, R.W., Richards, M.A., ve diğ.**, 1985. Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid, *Nature*, **313**, 541-545.
- Hearn, T.M. ve Ni, J.F.**, 1994. Pn velocities beneath continental collision zones: Turkish-Iranian Plateau, *Geophys. J. Int.*, **117**, 273-283.
- Hirahara, K.**, 1977. A large-scale three-dimensional seismic structure under the Japan Islands and the Sea of Japan, *J. Phys. Earth*, **25**, 393-417.

- Kissling, E.**, 1988. Geotomography with Local Earthquake Data., *Rev. Geophys.*, **26**, 659-698.
- Kissling, E., Ellsworth, W.L., Ebehart-Phillips, D. ve Kradolfer, U.**, 1994. Initial reference models in local earthquake tomography, *J. Geophys. Res.*, **99**, 19635-19646.
- Koch, M.**, 1985. 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**, 160-173.
- Koçyiğit, A., Ünay, R. ve Saraç, G.**, 2000. *Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west Central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in the Akşehir-Afyon Graben, Turkey*. Geological Society, London, Special Publications, **173**, 405-421.
- Koçyiğit, A.**, 2002. Nature of Neotectonic Regime within the Isparta Angle: origin of Eğirdir Lake, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu Altıncı Toplantısı*, bildiri özleri, MTA, Ankara.
- Lin, C.H. ve Roecker, S.W.**, 1990. Determination of earthquake hypocenters, focal mechanisms and velocity structure in Morgan Hill area through 3-D circular ray tracing, *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, **71**, 1445.
- Menke, W.**, 1984. The resolving power of cross-borehole tomography, *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 105-108.
- Menke, W.**, 1990. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Academic Press, San Diego, California.
- Michellini, A. ve McEvilly, T.V.**, 1991. Seismological studies at Parkfield. I. Simultaneous inversion for velocity structure and hypocenters using cubic B-splines parameterization, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **81**, 524-552.
- Nolet, G.**, 1985. Solving or resolving inadequate and noisy tomographic systems, *J. Comput. Phys.*, **61**, 463-482.
- Pavlis, G.L. ve Booker, J.R.**, 1983. A study of importance of nonlinearity in the inversion of earthquake arrival time data for velocity structure, *J. Geophys. Res.*, **88**, 5047-5055.
- Pfister, M., Rybach, L. ve Şimşek, Ş.**, 1998. Geothermal reconnaissance of the Marmara Sea Region (NW Turkey): surface heat flow density in an area of active continental extension, *Tectonophysics*, **291**, 77-89.
- Reyners, M., Ebehart-Philips, D. ve Stuart, G.**, 1999. A three-dimensional image of shallow subduction: crustal structure of the Raukumara Peninsula, New Zealand, *Geophys. J. Int.*, **137**, 873-890.
- Sambridge, M.S. ve Kennett, B.L.N.**, 1980. Boundary value ray tracing in a heterogeneous medium: a simple and versatile algorithm, *Geophys. J. Int.*, **101**, 157-168.
- Spakman, W. ve Nolet, G.**, 1988. Imaging algorithms, accuracy and resolution in delay time tomography., in *Mathematical Geophysics*, Reidel, Hingham. MA., pp. 155-187, (Eds. Vlaar, N.J. et al.).

- Spakman, W., Vander Lee, S. ve Vander Hilst, R.,** 1993. Travel time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km., *Phys. Earth Plan. Int.*, **79**, 3-74.
- Spencer, C., ve Gubbins, D.,** 1980. Travel time inversion for simultaneous earthquake location and velocity structure determination in lateral varying media, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **63**, 95-116.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Boray, A.,** 1987. Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri. MTA Rapor No. 8174, pp. 3945.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşçu, İ.,** 1992. Türkiye aktif fay haritası. MTA, Ankara.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şaroğlu, F.,** 1985. *Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in strike-slip faulting and basin formation*, Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., **37**, pp. 227-264, Eds. Biddle K. T., ve Christie-Blick, N.
- Tapırdamaz, C., Tarancıoğlu, A., Özalaybey, S., Ergin, M., Selvi, O., Yörük, A., Biçmen, F. ve Aktar, M.,** 2002. Sultandağı (Afyon) Depremi (3 Şubat 2002, Mw=6.2) artçı deprem çalışması, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu Altıncı Toplantısı*, bildiri özleri, MTA, Ankara.
- Taymaz, T., ve Price, S.,** 1992. The 1971 May 12 Burdur earthquake sequence, SW Turkey: a synthesis of seismological and geological observations, *Geophys. J. Int.*, **108**, 589-603.
- Taymaz, T. ve Tan, O.,** 2001. Source Parameters of June 6, 2000 Orta-Çankırı (Mw=6.0) and December 15, 2000 Sultandağı-Akşehir (Mw=6.0) earthquakes obtained from inversion of teleseismic P-and SH-body-waveforms, *Symposia on the North-Western Anatolia and recent Turkish earthquakes*, pp. 96-107, İstanbul Technical University.
- Thurber, C.H.,** 1983. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in Coyote Lake area, central California., *J. Geophys. Res.*, **88**, 8226-8236.
- Thurber, C.H.,** 1993. Local Earthquake Tomography: velocities and Vp/Vs theory in seismic tomography: Theory and Practice, pp.563-583, Eds. Iyer H.M. & Hirahara K., Chapman & Hall, London.
- Toomey, D. R. ve Foulger, G.R.,** 1989. Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill-Grensdalur Central Volcano complex, Iceland. *J. Geophys. Res.*, **94**, 17497-17510.
- Um, J. ve Thurber, C.,** 1987. A fast algorithm for two point ray tracing., *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **77**, 792-986.
- Zelt, C.A.,** 1998. Lateral velocity resolution from three-dimensional seismic refraction data, *Geophys. J. Int.*, **135**, 1101-1112.
- Zhao, D., Hasegawa, A. ve Horiuchi, S.,** 1992. Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath Northeastern Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 19909-19928.

EKLER

	<u>Sayfa No</u>
EK-A İSTASYON DÜZELTMELERİNİN SAYISAL DEĞERLERİ	68
EK-B SİMUL2000 PROGRAMI İÇİN GEREKEN GİRİŞ DOSYALARI	69
B.1 CNTL-Kontrol Dosyası	69
B.2 MOD-Model Dosyası	72
B.3 STNS-İstasyon Dosyası	73
B.4 EQKS-Deprem ve Seyahat Zamanları Dosyası	74
EK-C BAŞLANGIÇ HIZ MODELİNİN ÖNEMİ.....	75

EK-A

Tablo A.1 İstasyon düzeltmelerinin sayısal değerleri.

İstasyon	Enlem (°)	Boylam (°)	Yükseklik (m)	İstasyon Düzeltilmesi (sn)
EBR	38.613	31.230	1000	-0.09
KAR	38.563	30.927	1000	0.15
ORH	38.488	30.897	1000	0.07
CAY	38.577	31.024	1000	-0.14
INL	38.535	30.832	1000	0.04
KRY	38.660	30.718	1000	0.13
COB	38.714	30.759	1000	0.32
KAD	38.637	30.917	1000	0.35
SUC	38.449	30.952	1000	-0.16
DEG	38.459	30.925	1000	-0.14
KIZ	38.590	30.804	1000	0.26
DBS	38.632	30.796	1000	0.14
BLB	38.649	31.029	1040	0.20
DPV	38.733	31.095	1066	0.05
DRK	38.716	31.200	1000	0.07
BKB	38.739	31.235	1018	0.03
OKB	38.682	31.279	1000	0.18
CKC	38.694	31.366	1200	0.02
UCK	38.636	31.419	1178	-0.07
STY	38.613	31.339	996	-0.14
STT	38.548	31.260	1004	0.02
DRC	38.485	31.255	1080	-0.17
KRC	38.511	31.231	1070	-0.17
STD	38.527	31.215	1111	-0.14
YKS	38.550	31.165	1143	-0.13
KUN	38.729	30.969	1000	0.02
KCZ	38.723	30.850	1000	0.11
PNK	38.585	31.076	1070	0.00

EK-B

SIMUL2000 PROGRAMI İÇİN GEREKEN GİRİŞ DOSYALARI

Programın koşturulabilmesi için oluşturulması gereken giriş dosyaları; ters çözümü kontrol eden parametrelerin girildiği *CNTL* dosyası, üç-boyutlu hız modelinin geometrik olarak tanımlandığı *MOD* dosyası, istasyon bilgilerinin girildiği *STNS* dosyası ve deprem bilgilerinin, P-fazı ve S-fazı okumalarının girildiği *EQKS* dosyasıdır.

B.1 CNTL-Kontrol Dosyası

Satır-1 (Serbest Format)

neqs – veri setindeki deprem sayısı.

nsht – veri setindeki kontrollü patlatma sayısı.

nbls – veri setindeki kontrolsüz patlatma sayısı.

wtsh – kontrollü patlatmanın depremlere göre ağırlıklandırma katsayısı.

kout – oluşturulması istenen çıkış dosyalarını denetleyen kontrol parametresi.

kout2 – çıkış dosyasında yazdırılması istenenlerin belirtildiği kontrol parametresi.

<i>kout2</i>	Sonuç
0	Konumlandırma adımlarını ve istasyon rezidüellerini içeren komple bir çıktı oluşturur.
1	Sadece istasyon rezidüellerini çıktı dosyasına yazdırır.
2	Sadece deprem lokasyon adımlarını çıktı dosyasına yazdırır.
3	İstasyon rezidüellerini ve deprem lokasyon adımlarının hiçbirini çıktı dosyasında yazdırmaz.

kout3 – çıkış dosyasında ışın izlemeye ait sonuçların yazdırılmasının denetlendiği kontrol parametresi.

<i>kout3</i>	Sonuç
0	Işın yollarını ve seyahat zamanı farklarını çıktı dosyasında yazdırmaz.
1	Bütün ışın yollarını Unit15 dosyasına, yaklaşık ışın izleme ile yalancı eğme yöntemi ile hesaplanan seyahat zamanlarının farklarını Unit19 dosyasına yazdırır. Bu opsiyon genelde ışın yollarını çizdirmek için kullanılır.

Satır-2 (Serbest Format)

nitloc – odak lokasyonu için maksimum yineleme sayısı

wtsp – odak parametrelerinin ters çözümü için, *ts-tp* rezidüellerinin *tp* rezidüellerine göre ağırlıklandırma katsayısı

eigtol – odak lokasyonunda tekil değer ayrışımı yöntemi için tekil değer sınırı. Eğer Geiger matrisindeki özdeğer < *eigtol* ise, odak derinliği uyarlanmamakta ve uyarı mesajı yazılmaktadır.

rmscut – odak çözümünün durdurulacağı rezidüel RMS değeri

zmin – olası minimum odak derinliği.

dxmax – her bir yinelemede izin verilen yatay yöndeki maksimum odak değişimi.
rderr – olası P ve/veya S-fazı okuma hatası
ercof – odaksal hata tahmini. RMS rezidüellerini de kapsamı açısından
0.0<ercof<1.0 arasında olmalıdır.

Satır-3 (Serbest Format)

hitct – ters çözümde hesaplanması istenen parametrelerin minimum ağırlıklandırılmış türevlerin toplamı değeri (genellikle >5).
dvpmx – her bir iterasyonda izin verilen maksimum Vp değeri değişimi.
dvsms – her bir iterasyonda izin verilen maksimum Vp/Vs değeri değişimi.
idmp – sönümlenme katsayısını denetler.

<i>idmp</i>	Sonuç
1	Her bir iterasyonda yeni bir sönümlenme katsayısı hesaplar.
2	Başlangıçta verilen sönümlenme katsayısı sabit tutulur.

vdamp1 – başlangıç Vp sönümlenme katsayısı
vdamp2 – başlangıç Vp/Vs sönümlenme katsayısı
vdamp3 – başlangıç istasyon gecikmeleri için sönümlenme katsayısı
stepl – ışın yolu boyunca kısmi türevlerin hesaplanmasında kullanılacak olan adım uzunluğu. *stepl* < en küçük düğüm noktası aralığı olmalıdır. *stepl* küçüldükçe hesaplama zamanı artar.

Satır – 4 (Serbest Format)

ires – Çözünürlülük ve kovaryans matrislerinin hesaplanmasını kontrol eder.

<i>ires</i>	Sonuç
0	Model çözünürlülük matrisini hesaplamaz.
1	Model çözünürlülük matrisini hesaplar ve köşegen elemanları çıkış dosyasına yazdırır.
2	Her bir iterasyonda hesaplanan çözünürlülük matrisini Unit17 dosyasına yazdırır.
3	Sadece ilk iterasyonda bütün çözünürlülük matrisini hesaplar.

i3d – yalancı ışın eğme yöntemini kontrol eden parametre.

<i>i3d</i>	Sonuç
0	Yalancı ışın eğme algoritmasını kullanmaz.
1	Yalancı ışın eğme algoritmasını sadece düz çözümde, hız parametrelerine ait kısmi türevleri hesaplarken kullanır.
2	...aynı zamanda odak lokasyonunda yalancı ışın eğme algoritmasını kullanır.

nitmax – hız ters çözümünde kullanılacak olan maksimum yineleme sayısı. Sadece odak lokasyonlarını hesaplamak için *nitmax*=0 alınmalıdır. Eğer *nitmax*=-1 ise, girişte verilen modele ait sentetik seyahat zamanları hesaplanır.
snrmct – Çözüm normunun kesme değeri. Eğer çözüm normu<*snrmct* ise simul2000 yinelemeyi durdurur.
rmstop – programın sona ermesi için girilen toplam RMS rezidüeli değeri.
ifixl – Odak parametrelerinin eş zamanlı ters çözüme sokulmaması istenen hız modeli ters çözüm yineleme sayısı.

Satır-5 (Serbest Format)

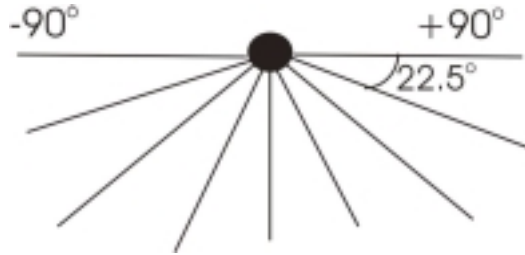
delt1, *delt2* – dış odak-uzaklık ağırlıklandırma faktörü. *delt1* den daha yakın mesafeler için **1**, *delt2* den uzak mesafeler için **0**, *delt1* ve *delt2* arası için **lineer** ağırlıklandırır. Tüm veri setinin ters çözüme sokulması isteniyorsa *delt2* yüksek seçilir.

res1, *res2*, *res3* – Residüel ağırlıklandırma faktörü. *res1*'in altındaki değerleri **1**, *res3*'ün üstündeki değerleri **0** ile *res2* deki değerleri **0.02** ile ağırlıklandırır. Veriden kayıp vermemek için *res3* genelde yüksek seçilir.

Satır-6 (Serbest Format)

ndip – En kısa seyahat zamanına sahip ışın yolunun hesaplanması için kullanılması istenen düzlem sayısı (-90° - $+90^\circ$). Örneğin *ndip*=9 alındığında, 22.5° aralıkla 9 ayrı düzlemde ışın yolu hesabı yapılır.

iskip – düşey düzlemin her iki tarafında atlanılması istenen düzlem sayısı. Örneğin *ndip*=9, *iskip*=4 alındığında, sadece düşey düzlemde ışın yolu hesabı yapılır.



scale1 – seyahat zamanı hesabı için ışın yolu boyunca alınan parçaların uzunluğu (km). Blok boyutundan daha uzun seçilmemelidir.

scale2 – aynı düzlem içindeki bitişik ışın yolları arasındaki maksimum mesafe (km).

En fazla zaman ışın-izleme esnasında harcanmaktadır. Bu nedenle başlangıç modelinin, *iskip*, *scale1* ve *scale2* parametrelerinin dikkatli bir şekilde belirlenmesi hesaplama hızını arttıracaktır.

Satır-7 (Serbest Format)

xfac – yalancı eğme yöntemi için yakınsamayı artırma faktörü. Thurber, $1.2 > xfac > 1.5$ olarak alınmasını önermektedir.

tlim – yinelemenin durdurulacağı seyahat zamanı farkı ($0.0005 < tlim < 0.002$ arasında alınmalıdır).

nitpb – yalancı eğme yöntemi için verilen yineleme sayısı (5-10 arası olmalıdır).

Satır-8 (Serbest Format)

iusep – **1** Vp ters çözümü yapmak için, **0** Vp ters çözümünü engellemek için kullanır.

iuses – **1** Vp/Vs ters çözümünü yapmak için, **0** Vp/Vs ters çözümünü engellemek için kullanılır.

invdel – **1** istasyon gecikmelerinin ters çözümü için, **0** ters çözümü engellemek için seçilir.

ÖRNEK CNTL DOSYASI

```
576 0 0 0 2 0 0 neqs,nshot,nblast,wtsht,kout,kout2,kout3
03 1.0 0.02 0.002 +0.0 2.0 0.03 0.5
nitloc,wtspl,eigtol,rmscut(hyp),zmin,dxmax,rderr,ercof
05 0.5 0.5 0 10.0 10.0 10.0 0.5
nhitct,dvpmx,dvpvsmx,idmp,vpdamp,vpvsdamp,stadamp,step1
2 2 03 0.003 0 0.005 0
ires,i3d,nitmax,snrmct,ihomo,rmstop,ifix1
50.0 150.0 0.5 1.0 2.0 delt1,delt2,res1,res2,res3
9 0 1.0 0.5 ndip,iskip,scale1,scale2
1.3 0.0006 35 45 xfax,tlim,nitpb(1),nitpb(2)
1 0 0 iuseP,iuseS,invdelay
0 0 0 iuseq,dqmax,qdamp
```

B.2 MOD-Model Dosyası

Bu dosya x,y ve z yönündeki düğüm noktalarını ve her bir düğüm noktasındaki başlangıç hız değerlerini içermektedir. Başlangıç hız modeli için, 1-D hız modelinin 3-D hız yapısını oluşturacak şekilde tanımlanması Yerel Deprem Tomografisinde iyi bir yaklaşımdır. Yani başlangıçta her bir tabaka kendi içinde n_x ve n_y sayısı kadar homojen hız değerlerine sahip olmalıdır.

Satır-1

bld – x, y, z yönündeki artış sayısı. 0.1 yada 1.0 km alınmalıdır. Bu seçim modelin boyutunu sınırlandırmaktadır.

nx – x yönündeki düğüm noktası sayısı

ny – y yönündeki düğüm noktası sayısı

nz – z yönündeki düğüm noktası sayısı

Satır-2,3,4

xn – x yönündeki düğüm noktalarının km cinsinden pozisyonları.

yn – y yönündeki düğüm noktalarının km cinsinden pozisyonları.

zn – z yönündeki düğüm noktalarının km cinsinden pozisyonları.

Satır-5,.....

Eğer ters çözüme sokulmaması istenilen düğüm noktaları varsa bu düğüm noktaları aşağıda verilen sırada olacak şekilde sabitlenir.

ixf – doğudan itibaren *ixf* inci düğüm noktası

iyf – güneyden itibaren *iyf* inci düğüm noktası

izf – yukarıdan itibaren *izf* inci düğüm noktası

Sabitlenecek olan düğüm noktaları bittikten sonra ‘bb0bb0bb0’ yazılır ve bir satır boşluk bırakılır. Boşluktan hemen sonra,

Vp(1,1,1) Vp (2,1,1) ... Vp(nx,1,1)

Vp(1,2,1) Vp (2,2,1) ... Vp(nx,2,1)

....

Vp(1,ny,1) Vp (2,ny,1) ... Vp(nx,ny,1)

Vp(1,1,2) Vp (2,1,2) ... Vp(nx,1,2)

....

....

Vp(1,ny,nz) Vp (2,ny,nz) ... Vp(nx,ny,nz)

olacak şekilde her bir düğüm noktasındaki başlangıç hız değerleri tanımlanır. Eğer bütün düğüm noktaları ters çözüme sokulacak ise 3-D modelin geometrik tanımlanmasından sonra ‘bb0bb0bb0’ yazılır ve bir satır boşluk bırakılır.

[illegible]

B.3 STNS-İstasyon Dosyası

İstasyon bilgilerinin girildiği STNS dosyasında, ilk satıra referans noktasının koordinatları, ikinci satıra toplam istasyon sayısı, üçüncü satırdan itibaren istasyon adı, enlemi, boylamı, yüksekliği, Vp istasyon düzeltmesi, Vp/Vs istasyon düzeltmesi ve son olarak da istasyon düzeltmesinin her yinelemede değişip değişmeyeceğini belirten opsiyon girilir. İstasyon düzeltmelerinin her yinelemede hesaplanması isteniyorsa en son kolona **1**, istenmiyorsa **0** yazılır.

ÖRNEK STNS DOSYASI

```

38 36.00 -31 04.00 0.00 0 !station list created by
cresynsta_sho
28
EBR 38N36.78 31E13.80 1000-0.09 0.00 0
KAR 38N33.78 30E55.63 1000 0.15 0.00 0
ORH 38N29.29 30E53.80 1000 0.07 0.00 0
CAY 38N34.61 31E01.41 1000-0.14 0.00 0
INL 38N32.10 30E49.90 1000 0.04 0.00 0
KRY 38N39.60 30E43.08 1000 0.12 0.00 0
COB 38N42.83 30E45.55 1000 0.32 0.00 0
KAD 38N38.20 30E55.00 1000 0.35 0.00 0
SUC 38N26.94 30E57.13 1000-0.16 0.00 0
DEG 38N27.51 30E55.48 1000-0.14 0.00 0
KIZ 38N37.37 30E48.24 1000 0.26 0.00 0
DBS 38N37.90 30E47.75 1000 0.14 0.00 0
BLB 38N38.92 31E01.76 1040 0.20 0.00 0
DPV 38N43.99 31E05.71 1066 0.05 0.00 0
DRK 38N42.95 31E12.02 1000 0.07 0.00 0
BKB 38N44.36 31E14.11 1018 0.03 0.00 0
OKB 38N40.89 31E16.75 1000 0.18 0.00 0
CKC 38N41.65 31E21.93 1200 0.02 0.00 0
UCK 38N38.13 31E25.14 1178-0.07 0.00 0
STY 38N36.75 31E20.34 996-0.14 0.00 0
STT 38N32.88 31E15.60 1004 0.02 0.00 0
DRC 38N29.10 31E15.32 1080-0.17 0.00 0
KRC 38N30.63 31E13.85 1070-0.17 0.00 0
STD 38N31.59 31E12.88 1111-0.14 0.00 0
YKS 38N33.02 31E09.88 1143-0.13 0.00 0
KUN 38N43.72 30E58.15 1000 0.02 0.00 0
KCZ 38N43.40 30E51.02 1000 0.11 0.00 0
PNK 38N35.10 31E04.57 1070 0.00 0.00 0

```

B.4 EQKS-Depremler ve Seyahat Zamanları

Bu dosyada HYPO versiyonlarının çıktıları aşağıda verilen formatta girilir. Bunun için programın içine girilip gerekli format bilgisi alınmalı ve HYPO çıktısını bu formata dönüştürecek ayrı bir program yazılmalıdır. İlk satırda depremin oluş tarihi, saati, odağın enlemi, boylamı, derinliği ve depremin büyüklüğü olmalıdır. İkinci satırdan itibaren 6 kolon olacak şekilde istasyon adı, okunan faz, ağırlığı ve seyahat zamanı girilmelidir. Bir depreme ait seyahat zamanı bilgilerinden sonra bir satır boşluk bırakılmalıdır.

ÖRNEK EQKS DOSYASI

```

020205 1505 17.60 38N38.34 30E58.20 5.80 2.6
KAD P0 2.17BLB P0 2.24CAY P0 2.31CAY S1 3.50KAR P0 2.69DPV P0 3.30
KIZ P0 3.72DBS P0 3.32DBS S0 6.10INL P0 3.62INL S2 7.02ORH P0 3.86
ORH S0 6.70DEG P0 4.02SUC P0 4.14SUC S2 6.76DRK P0 4.39BKB P0 4.96
OKB P0 5.47STT P0 5.46DRC P0 5.79STY P0 6.12STY S0 10.90CKC P0 6.62
UCK P0 7.21

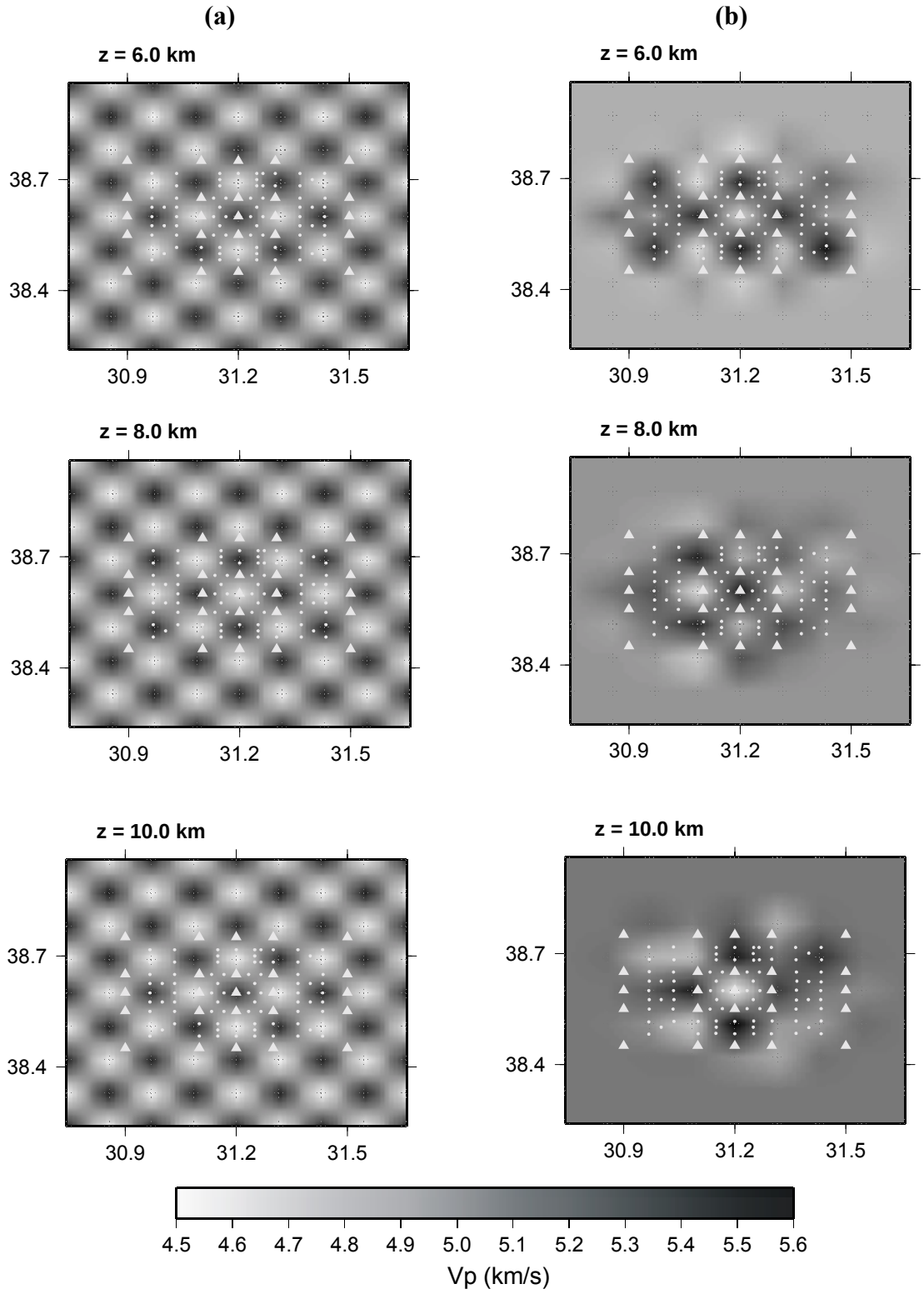
020205 1509 40.10 38N36.42 31E 2.76 4.20 1.6
CAY P0 1.60CAY S0 2.70BLB P0 2.01BLB S0 3.00KAR P0 2.89KAD P0 3.21
DPV P0 3.34DPV S0 5.90DRK P0 3.87DRK S2 6.81KRC P0 3.96SUC P0 3.78
ORH P0 3.86ORH S2 6.88INL P0 4.28STT P0 4.20DEG P0 3.83KIZ P0 4.67
DBS P0 4.53DBS S0 7.90BKB P0 4.20BKB S2 8.05OKB P0 4.60OKB S0 8.00
DRC P0 4.54STY P0 4.80CKC P2 5.89UCK P0 6.16

```

EK-C

BAŞLANGIÇ HIZ MODELİNİN ÖNEMİ

Ters çözüm problemlerinde başlangıç hız modeli, sonuçların güvenilir olması açısından büyük önem taşımaktadır. Buna bir örnek olarak bu çalışmanın en başında, Simul2000 programının işleyişinin analiz edilmesi amacıyla yapılan, Şekil A.1’ de gösterilen, yapay testlerden bir tanesi örnek olarak verilmiştir. Bu testte başlangıçta yapay 25 istasyon ve 82 depremden oluşan bir istasyon-deprem dağılımı oluşturulmuştur. Daha sonra birbirini izleyen 4.5 km/s düşük ve 5.5 km/sn yüksek hızlı bloklardan oluşan dama tahtası hız modeli için sentetik seyahat zamanları hesaplanmıştır. Ters çözüm için başlangıç hız modeli olarak, 4.5 km/s’lik hızlı ilk katmanla başlayan, hız değeri her katmanda 0.1 km/s artan ve yatay düzlemde homojen bloklardan oluşan bir hız modeli oluşturulmuştur. Ters çözüm sonrası ışın yoğunluğunun fazla olduğu alanda dama tahtasına benzer bir görüntü elde edilmiş ancak hesaplanması beklenen düşük ve yüksek hız anomalilerinin tersyüz (reverse) olduğu gözlenmiştir. Bu durumun yanlış başlangıç hız modeli kullanılmasından kaynaklanabileceği düşünülmüştür. Başlangıç hız modeli değiştirilmiş, yatay ve düşeyde hızı 5km/s olan ve homojen bloklardan oluşan tekdüze bir hız modeli için ters çözüm işlemi tekrarlanmıştır. Ters çözüm sonrası istasyon dağılımı içerisinde kalan alanda dama tahtası modeli birebir elde edilmiştir. Karşılaşılan bu durum, kötü bir başlangıç modelinin son derece yanıltıcı ve yanlış sonuçlar üretebildiğine dair iyi bir deneyim ve güzel bir örnek oluşturmuştur.



Şekil C.1 (a) 10x10 km' lik düğüm noktası aralığına sahip dama tahtası modeli ve (b)dama tahtası modelinin ters çözüm sonuçları. Modelde siyahların 5.5 km/s, beyazların 4.5 km/s olduğu iki hız değeri kullanılmıştır. Çizim esnasında renk geçişleri yumuşatılmıştır.

ÖZGEÇMİŞ

Aysun Nilay DİNÇ, 1978’de Adalar’da doğdu. İlk öğrenimini Büyükada İlkokulu’nda tamamladı. Orta öğrenimine 1989-1992 yılları arasında İstek Vakfı Özel Beyhan Aral Lisesi’nde devam etti ve 1993 yılında Bostancı Ortaokulu’nda tamamladı. 1997 yılında Kabataş Erkek Lisesi’nden mezun olduktan sonra aynı yıl İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü’ne girdi. Lisans öğrenimi süresince Yerküre ve Tiyatro kulüplerinin başkanlığını yaptı. 16 Ağustos-16 Eylül 1999 tarihleri arasında Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Merkezi’nde kurum stajını yaptı ve 1999-2001 yılları arasında Tübitak MAM Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsü tarafından yürütülen Kırılma-Geniş Açılı Yansıma Projesi’nde öğrenci araştırmacı olarak görev aldı. Lisans öğrenimini Haziran 2001’de bölüm birincisi olarak tamamladı. Aynı yıl İ.T.Ü Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Anabilim Dalı Jeofizik Mühendisliği Programı’nda yüksek lisans öğrenimine başladı. Halen bu programda öğrenimine devam etmektedir.