

**T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**SAKARYA BASENİNİN
SİSMİK TOMOGRAFİSİNİN ÇIKARILMASI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeof. Müh. Mehmet Akif ALKAN

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Tez Danışmanı : Yrd. Doç. Dr. Günay BEYHAN

Haziran 2007

**T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**SAKARYA BASENİNİN
SİSMİK TOMOGRAFİSİNİN ÇIKARILMASI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeof. Müh. Mehmet Akif ALKAN

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Bu tez 18 / 06 / 2007 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Oybirliği ile kabul edilmiştir.

**Doç. Dr.
Gündüz HORASAN
Jüri Başkanı**

**Yrd. Doç. Dr.
T. Serkan IRMAK
Üye**

**Yrd. Doç. Dr.
Günay BEYHAN
Üye**

TEŞEKKÜR

Tez konusunun belirlenmesinde ve çalışmanın her aşamasında yardımlarını ve bilgilerini esirgemeyen, değerli hocam ve danışmanım Yrd. Doç. Dr. Günay BEYHAN 'a en içten dileklerle teşekkür ederim.

Tez izleme ve değerlendirme komitesinde bulunan ve değerli görüşleriyle tezimin şekillenmesinde katkı sağlayan Sakarya Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Müh. Bölümü'nden Doç. Dr. Gündüz HORASAN 'a ve Kocaeli Üniversitesi, Jeofizik Müh. Bölümü'nden Yrd. Doç. Dr. T. Serkan IRMAK 'a;

Çalışmalarım sırasında, her konuda yardımcı olan, Afet işleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi çalışanı tüm mesai arkadaşlarıma özellikle programlar konusunda fikir alışverişinde bulunduğum ve yardımlarını esirgemeyen Timur TEZEL, Murat BEYHAN, Ulubey ÇEKEN'e ve Süleyman BİRHAN 'a, dataların verilmesi, seçilmesi ve hazırlanması konusunda yardımcı olan Sami ZÜNBÜL ve Tuğbay KILIÇ 'a;

Yazılım ve yöntemlerle ilgili konularda yardımlarını ve desteklerini esirgemeyen Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Arş. Enstitüsü'nden. Uğur Mustafa TEOMAN 'a;

Çalışmalarımın her aşamasında manevi desteklerini esirgemeyip, gösterdikleri sabır ve anlayıştan dolayı eşim Hilal ve oğlum Yusuf ALKAN 'a şükranlarımı sunarım.

İÇİNDEKİLER

TEŞEKKÜR.....	ii
İÇİNDEKİLER.....	iii
SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ.....	v
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	vi
TABLolar LİSTESİ.....	xi
ÖZET.....	xii
SUMMARY.....	xiii
BÖLÜM 1.	
GİRİŞ.....	1
BÖLÜM 2.	
BÖLGENİN JEOLojİK, TEKTONİK VE SİSMOLOJİK ÖZELLİKLERİ...	8
2.1. Bölgenin Jeolojisi.....	8
2.2. Bölgenin Tektoniği.....	11
2.3. Bölgenin Sismotekniği ve Sismolojisi.....	13
2.3.1. Tarihsel dönemde meydana gelen depremler.....	15
2.3.2. Aletsel dönemde meydana gelen depremler.....	16
2.3.3. 1 Ağustos 1999 - 19 Kasım 1999 tarihleri arasında meydana gelen büyük depremlerin Fay Düzlemi Çözümleri ve bilgileri.....	18
BÖLÜM 3.	
VERİLERİN TOPLANMASI VE DEĞERLENDİRİLMESİ	21
3.1. SABONET Projesi.....	21

3.1.1. 17.Ağustos.1999 İzmit depremi artçılarının, SABONET tarafından yapılan, odak mekanizması çözümleri.....	25
BÖLÜM 4.	
YEREL DEPREM TOMOGRAFİSİ.....	28
4.1. Minimum Bir-Boyutlu Hız Yapısının Belirlenmesi.....	28
4.2. Üç-Boyutlu Yerel Deprem Tomografisinin Esasları.....	30
4.2.1. Hız yapısının önerilmesi	30
4.2.2. Işın izleme.....	32
4.2.3. Yerel deprem tomografisi kuramı.....	35
BÖLÜM 5.	
BÖLGENİN TOMOGRAFİK MODELLEMESİ.....	40
5.1. Bir-Boyutlu Başlangıç Hız Modelinin Oluşturulması.....	41
5.2. Minimum Bir-Boyutlu P-Dalgası Hız Modelinin Hesaplanması....	47
5.2.1. Model karşılaştırma testi.....	52
5.3. Çalışma Alanının 3–D Tomografi Uygulamaları.....	54
5.3.1. Programda kullanılan kontrol parametreleri.....	58
5.3.2. 3-D modelleme ve çözünürlüğün değerlendirilmesi.....	59
BÖLÜM 6.	
SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	63
6.1. Elde Edilen Hız Yapılarının Tartışılması.....	63
6.2. 1-D ve 3-D Hız Modellerin, Sismolojik ve Tomografik Sonuçların Tartışılması	64
6.3. Sonuçlar.....	70
KAYNAKLAR.....	72
EKLER.....	78
ÖZGEÇMİŞ.....	82

SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

1-D	: One-Dimensional
2-D	: Two-Dimensional
3-D	: Three-Dimensional
DAD	: Deprem Araştırma Dairesi
DWS	: Türevsel Ağırlıklar Toplamı
GB	: Güneybatı
GD	: Güneydoğu
İTÜ	: İstanbul Teknik Üniversitesi
Hz	: Hertz
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
LED	Local Earthquake Tomography
Md	: Süreye bağlı magnitüd
MI	: Lokal magnitüd
Ms	: Yüzey dalgası magnitüdü
Mo	: Sismik moment
Mw	: Moment Magnitüd
P	: Birincil Dalga (sıkışma dalgası)
RMS	: Root Mean Square
S	: İkincil Dalga (Kesme dalgası)
SABONET	: Sakarya – Bolu sismik gözlem ağı
USGS	: United States Geological Surve
Vd.	: Ve diğerleri
VP	: P dalga hızı
VS	: S dalga hızı

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1.1.	Çalışma alanı, 40.50 – 40.90 enlemleri ile 30.30 – 31.20 boylamları arasında kalmakta ve Adapazarı, Bolu ve Düzce illerini kapsamaktadır.....	2
Şekil 1.2.	Gürbüz ve diğ. (1992) tarafından Marmara’da yapılan çalışmaya ait sismik profil.....	3
Şekil 1.3.	Gürbüz ve diğ. (1992) tarafından Marmara’daki sismik profile ait kabuk yapısı kesiti.....	4
Şekil 2.1.	Adapazarı Merkez Jeoloji Haritası (MTA, 1998).....	9
Şekil 2.2.	Bölgesel Jeoloji Haritası (MTA’dan Değiştirilerek Alınmıştır)....	11
Şekil 2.3.	17 Ağustos 1999 Kocaeli Depremi (USGS internet sayfasından alınmıştır).....	13
Şekil 2.4.	1975-1998 dönemi arasında Türkiye ve yakın civarında meydana gelen depremlerin merkez üslerinin dağılımı ve odak derinlikleri (NEIC’den).....	14
Şekil 2.5.	KAF üzerinde tarihsel ve aletsel dönem içerisinde meydana gelen depremlerin oluşturdukları kırık zonlarının gelişimi (Stein vd. 1992, USGS Internet sayfasından alınmıştır).....	15
Şekil 2.6.	Şekil 2.6 Türkiye ve yakın civarındaki tarihsel ve aletsel dönemlerdeki depremlerin ($M > 5$) dağılımı (Erdik vd., 1999’dan)	16
Şekil 2.7.	Marmara Denizi ve Çevresini etkileyen önemli depremlere ait Fay Düzlemi Çözümleri, McKenzie (1972), Taymaz vd. (1991), Taymaz (1999), USGS, Harvard-CMT.....	18

Şekil 2.8.	USGS-NEIC verilerine göre 1 Ağustos 1999 - 19 Kasım 1999 döneminde Gölcük -Düzce depremleriyle kırılan Kuzey Anadolu Fayı'nın etkilediği bölgedeki sismik aktivite (depremlerin dağılımları) ve 1999 Gölcük-Düzce depremleri fay düzlemi çözümleri. McKenzie (1972), Taymaz vd. (1991), Taymaz (1999).....	18
Şekil 3.1.	Mark L4-3D, 3 Bileşen, Kısa Periyod kayıtçı	22
Şekil 3.2.	SABONET istasyonları veri aktarma ünitesi.....	22
Şekil 3.3.	SABONET tarafından, depremlerin konumlandırılmasında kullanılan bölgesel P Dalgası hız modeli.....	23
Şekil 3.4.	SABONET istasyon dağılım haritası.....	24
Şekil 3.5.	SABONET istasyonları tarafından kaydedilen 17 Ağustos 1999 depremi ve artçıları.....	24
Şekil 3.6.	İzmit artçılarından Sabonet'in örü alanı içine düşen (Akyazı, Hendek ve Gölyaka) büyük artçıların (Mag.>4.0) odak mekanizması çözümleri (Zünbül, 2003).....	27
Şekil 4.1.	Tek bir ışın yolu için oluşturulan odak-hız ödünleşmesinin şematik gösterimi: z, derinliği, Po, odağın yerini, Ar0, başlangıç odak koordinatları ile ters çözüm sonucu elde edilen koordinatları arasındaki farkı göstermektedir.....	28
Şekil 4.2.	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.....	31
Şekil 4.3.	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).....	33

Şekil 4.4.	Alıcı ve kaynak arasında en kısa seyahat zamanını üretecek yolun üç-boyutlu yaklaşık ışın izleme ve yalancı eğme yöntemleri.....	34
Şekil 5.1.	Minimum bir-boyutlu hız modelinin elde edilmesi için kriterlere uygun seçilen 311 artçı depremin yatay ve düşey düzlemdeki dağılımları ve derinlik dağılım grafiği.....	41
Şekil 5.2.	P- ve S- fazı zaman-uzaklık grafikleri.....	42
Şekil 5.3.	Ters çözüm için seçilen artçı depremlerin her bir istasyondaki P-fazı için gözlem sayısı çizelgesi.....	42
Şekil 5.4.	Ters çözüm için seçilen artçı depremlerin her büyüklüklerine göre sayılarını gösteren çizelge.....	43
Şekil 5.5.	1-D P-dalgası başlangıç hız modelini belirleyebilmek için seçilen hız modellerinin 11 tabakalı hız modelleri.....	46
Şekil 5.6.	1-D P-dalgası başlangıç hız modelinin değişim aralığının belirlenebilmesi için seçilen dört farklı hız modeli (açık renkli çizgiler) ve belirli bir yineleme sayısı sonrası ters çözümle elde edilen sonuç modeller (koyu renkli çizgiler).....	47
Şekil 5.7.	Dört farklı hız modelinin 1-D ters çözümü sonucu elde edilen sonuç modelleri (renkli çizgiler). Bu sonuç modellerden oluşturulan yeni 1-D Pdalgası başlangıç hız modeli ise kalın siyah çizgi ile gösterilmektedir.	48
Şekil 5.8.	1-D P Başlangıç hız modeli ve güncellenmiş hız modeli ile yapılan çözümlerinde her iterasyondaki ortalama rms değerlerinin değişimini gösteren grafik.	49
Şekil 5.9.	Seçilen bir başlangıç modelinin belirli bir yineleme sayısı sonrası elde edilen hesaplanmış modelleri ve karar verilen son model (siyah çizgi), ve soldaki hesaplanan son modelin yer bulma işlemine sokulması sonucu elde edilen güncellenmiş model(sağda).....	50
Şekil 5.10.	Minimum 1-D hız modeliyle hesaplanan istasyon gecikmelerinin haritada gösterimi.....	51

Şekil 5.11.	Çalışma alanına ait 1-D P- dalgası hız modelinden elde edilmiş RMS rezidüel değerlerinin, aynı bölge için kullanılan diğer modellerin RMS rezidüel değerleriyle karşılaştırılması. Sağda ilgili modeller, solda ise bunlara karşılık gelen RMS rezidüel dağılım grafikleri görülmektedir.....	52
Şekil 5.12.	Farklı düğüm noktası aralıkları için oluşturulmuş blok modelleri. a) kaba model (10 x 10 km), b) ince model (5 x 5 km).....	56
Şekil 5.13.	Soldaki Minimum 1-D P- hızı modeli ve sağdaki iç değer bulma yöntemi ile hesaplanan 3-D P- hızı ters çözüm için referans başlangıç modeli. Siyah noktalar 3-D ters çözüm için belirlenen derinliklere karşılık gelmektedir.....	57
Şekil 5.14.	3-D ters çözümünde kullanılacak olan indirgeme değerini belirlemek için hazırlanan grafik.....	58
Şekil 5.15.	P Dalga hızı değişim oranlarını gösteren kesit.....	60
Şekil 5.16.	1., 5., 10., 15. km'lere ait kesitlerdeki blokların içinden geçen ışın sayısının gösterilmesi.....	61
Şekil 5.17.	DWS değerlerinin 1., 5., 10., 15., km'lere ait kesitlerin gösterimi	62
Şekil 6.1.	1-D ters çözüm sonrası elde edilen seçilmiş depremlere ait odak koordinatları görülmektedir. Beyaz daireler ters çözüme başlamadan önceki deprem lokasyonlarını kırmızı ile gösterilen daireler ise 1-D ters çözüm sonucu bulunan odak koordinatlarını, göstermektedir.....	65
Şekil 6.2.	Ters çözüme sokulan depremler 1-D ters çözüm sonrası elde edilen depremlere ait odak koordinatları ile yatay ve düşey düzlemdeki derinlik dağılımları. Beyaz daireler ters çözüme başlamadan önceki deprem lokasyonlarını kırmızı ile gösterilen daireler ise 1-D ters çözüm sonucu bulunan odak koordinatlarını, göstermektedir.....	65
Şekil 6.3.	1-D ters çözümüne başlamadan önceki ve bulunan hız modeli ile hesaplanan depremlere ait odak derinliklerinin dağılım grafiği görülmektedir.....	66

Şekil 6.4.	Düşey kesitleri alınan profillerin yer yüzeyindeki izdüşümlerinin gösterilmesi.....	67
Şekil 6.5.	A-A' profili boyunca P dalgası hız değişimini gösteren derinlik kesiti.....	68
Şekil 6.6.	B-B' profili boyunca P dalgası hız değişimini gösteren derinlik kesiti.....	69
Şekil 6.7.	C-C' profili boyunca P dalgası hız değişimini gösteren derinlik kesiti.....	69

TABLolar LİSTESİ

Tablo 2.1.	17 Ağustos 1999 Gölcük Depremi (Taymaz, 1999), 13 Eylül 1999 Sapanca–Adapazarı Depremi (Taymaz, 1999), 11 Kasım 1999 Sapanca–Adapazarı Depremi (USGS-NEIC), 12 Kasım 1999 Düzce Depremi (USGS-NEIC) depremlerinin fay düzlemi çözümleri.....	19
Tablo 3.1.	SABONET istasyonları koordinat ve yükseklikleri.....	23
Tablo 3.2.	İzmit artçılarından Sabonet'in örü alanı içine düşen (Akyazı, Hendek ve Gölyaka) büyük artçıların (Mag.>4.0) odak mekanizması çözümlerine ait kaynak parametreleri (Zünbül, 2003)	26
Tablo 5.1.	1-D P-dalgası başlangıç hız modelini belirleyebilmek için seçilen hız modellerinin tablo ve diyagramları.....	44
Tablo 5.2.	İki ters çözüm sonucu elde edilen minimum bir-boyutlu hız modeli	51
Tablo 5.3.	1-D P-hızı modelinin iç değer bulma yöntemi ile hesaplanmış 3-D düşey grid noktalarındaki hız değerleri İki ters çözüm sonucu elde edilen minimum bir-boyutlu hız modeli.....	57
Tablo 5.4.	Başlangıç ve çıkış modellerinden elde edilen istatistik değerlerin karşılaştırılması.....	59
Tablo A.1.	İstasyon düzeltmelerinin sayısal değerleri.....	78
Tablo B.1.	Tablo B.1. Örnek CMN-kontrol dosyası.....	79
Tablo B.2.	Örnek MOD-model dosyası.....	80
Tablo B.3.	Örnek STA-istasyon dosyası.....	80
Tablo B.4.	Örnek CNV-okuma dosyası.....	81

ÖZET

Anahtar kelimeler: 17 Ağustos 1999 depremi, 1D sismik tomografi, 3D sismik tomografi, kabuk hızı, Sakarya baseni

Bu çalışmada, Sakarya havzası ve çevresine ait bölgenin 3 boyutlu hız modelinin çıkarılması amaçlanmıştır. Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Arş. Dairesi ile Alman Potsdam Üniversitesi ile ortak yürütülen "Depremlerin Önceden Belirlenmesi Türk -Alman Ortak Projesi" Kapsamında KAFZ'nun Sakarya – Bolu illeri arasında kalan kesiminde kurulmuş olan 14 adet sayısal ve 3 bileşen sismometre ile 17 Ağustos 1999 depremi sonrasında 3000 den fazla art sarsıntı kaydedilmiştir.

Öncelikle bölgede daha önce yapılmış çalışmalardan farklı hız modelleri alınmış ve bu hızlar ile bölgeyi tam olarak temsil edeceği düşünülen yeni bir hız yapısı elde edilmiştir. Hız yapısının elde edilmesinde, odaksal parametreler ile istasyon düzeltmelerinin hesaplanmasında, eş zamanlı ve yinelemeli ters çözüm sağlayan VELEST yazılımı kullanılmıştır.

Depremlerin seçiminde, doğru sonuçlar elde edebilmek için belirli ölçütlere uyan sağlayan, yüksek kaliteli depremler seçilmiştir. Bu işlem sonunda toplam 311 artçı deprem seçilmiş ve bölgeye ait 1-D P dalga hızı modeli elde edilmiştir.

Son olarak, elde edilen bu bir boyutlu hız modeli, üç boyutlu tomografik çözüm yapabilen SIMULPS14 programında kullanılmak üzere düzenlenerek gerçek seyahat zamanı verileriyle birlikte tomografik ters çözüm işlemi tamamlanmış ve TOMO2GMT programı yardımıyla üç boyutlu kesitler elde edilmiştir. Bu kesitler incelendiğinde, artçı depremlerin 0-16 km derinlikte meydana geldiği için, bu aralıktaki katmanlar, ters çözüm sonucu daha iyi belirlenebilmiştir. Sonuç olarak; elde edilen 1-D ve 3-D hız modeli ile bölgenin çok yüksek olmayan altı farklı hız katmanına sahip olduğu görülmüştür. Tüm bu işlemler sonucunda, bölgenin hız yapısı üç boyutlu olarak ortaya konularak jeolojisi ve tektoniği ile uyumluluğu değerlendirilmiştir.

SEISMIC TOMOGRAPHY OF SAKARYA BASIN

SUMMARY

Key words: 17 August 1999 Earthquake, 1-D seismic tomography, 3-D seismic tomography, crustal velocity, Sakarya Basin.

The aim of this thesis is to determine 3D velocity model of Sakarya Basin and its vicinity. After 17 August 1999 Earthquake, more than 3.000 aftershocks were recorded using 14 digital seismometers that were established to provide data for the area between Sakarya and Bolu to use in “The Prediction of Earthquakes Project” which was a co-project between General Directorate of Disaster Affairs and Potsdam University. Since some earthquakes are not recorded at each station and some are out of this area, only selected recordings are used in this study.

First, a new velocity structure that represents entire study area was produced by using various velocity models in the previous studies. VELEST software which produces a simultaneously and iterative inverse solution, was used to derive velocities, compute hypocentral parameters and station corrections.

Afterwards, high quality data were selected to reach correct results. And 1D velocity model of P wave that belong to study area was derived. Finally, the derived 1D velocity model was arranged to use in SIMULPS14 that produce 3D tomographic solution. In this manner, tomographic inverse solution process was completed by using real travel time and 3D profiles were derived by using TOMO2GMT.

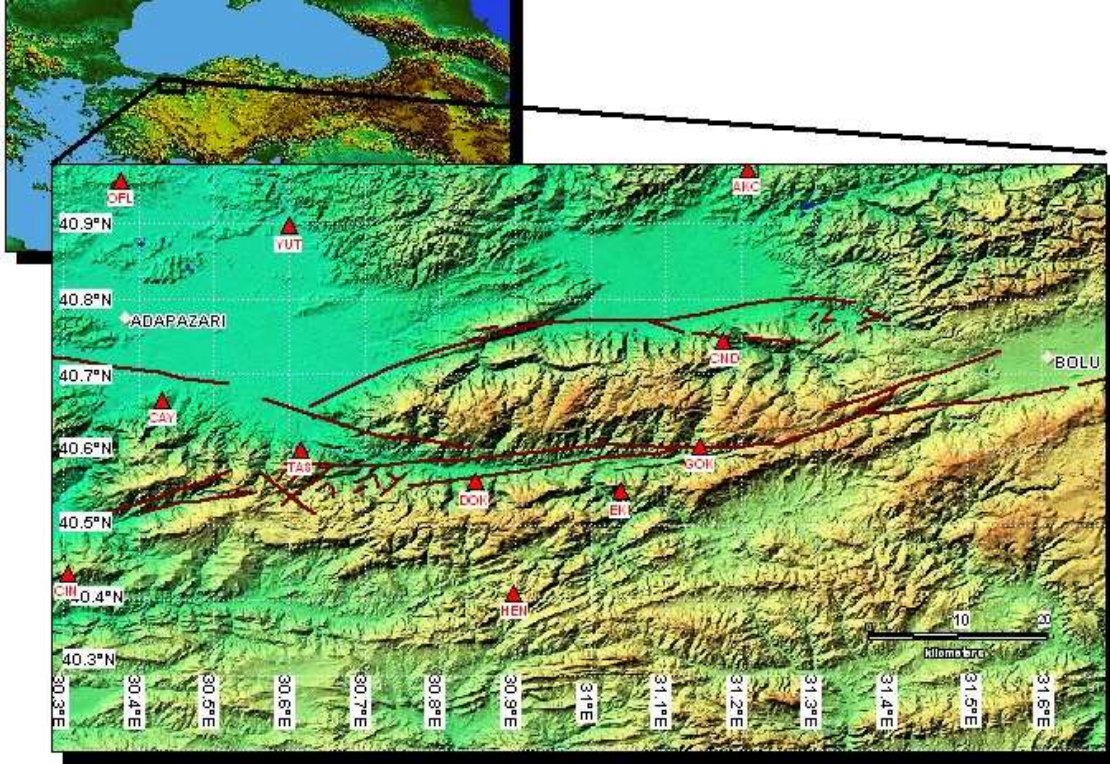
Consequently, layers that lay on between 0 and 16 kilometres in the study area could be determined well than layers that lay on under the depth of 16 kilometres, since aftershocks occurred in this distance. The derived 1D velocity model shows the study area has six different velocity layers. The structure of velocity that belongs to study area was evaluated to determine whether it is compatible with geologic and tectonic structure or not.

BÖLÜM 1. GİRİŞ

Sismik aktivite bakımından tarihsel dönemden beri oldukça zengin olan Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda depremsellik çalışmaları yapılması gerekliliğinin ne kadar önemli olduğu, 17 Ağustos 1999 depreminden sonra bir kez daha ortaya çıkmıştır. Bu nedenle bölgede depremsellikle ilgili ayrıntılı çalışmalara ihtiyaç vardır.

Bu çalışmayla, bölgede meydana gelmiş sismolojik ve sismotektonik olayların doğru yorumlanabilmesi için bölgenin üç boyutlu hız yapısının belirlenmesi amaçlanmaktadır. Bununla beraber bu çalışmanın, önceki çalışmalara ve daha sonra meydana gelebilecek olayların yorumlanmasına ışık tutabileceği düşünülmektedir.

Bu amaçla Marmara Bölgesi'nin doğusunu temsil eden 40.50 – 40.90 enlemleri ile 30.30 – 31.20 boylamları arasında kalan ve 17 Ağustos 1999 depremi artçılarının da üzerinde yoğunlaştığı, Adapazarı, Bolu ve Düzce illerini kapsayan bölge çalışma alanı olarak seçilmiştir (Şekil 1.1).



Şekil 1.1. Çalışma alanı, 40.50 – 40.90 enlemleri ile 30.30 – 31.20 boylamları arasında kalmakta ve Adapazarı, Bolu ve Düzce illerini kapsamaktadır.

1.1. Türkiye'deki Kabuk Yapısı Çalışmaları ve Bölgede Yapılan Önceki Çalışmalar

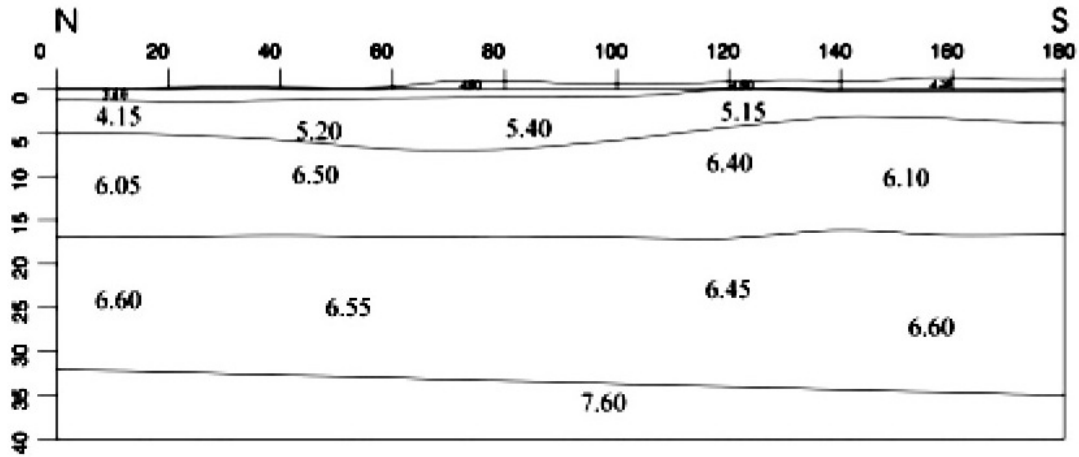
Türkiye'de ilk yer kabuğu çalışması Canitez (1962) tarafından yapılmıştır. Bu çalışma ile Anadolu Yarımadası'nda yer kabuğunun ortalama kalınlığının 31 km olduğu hesaplanmıştır. Canitez (1969) yüzey dalgalarının dispersiyon özelliklerinden ve gravite verilerinden faydalanarak ortalama kabuk kalınlığını 30 km, Kuzey Ege Denizi için üst manto hızını da 8.08 km/sn olarak vermiştir. Kenar (1977) İstanbul ve civarında P dalgalarının genlik spektrumlarından yararlanarak yer kabuğunun, 4 km tortul, 7-10 km granitik, 14-16 km bazaltik tabakalardan oluştuğunu ve bu tabakalardaki P hızlarının sırasıyla 4.0, 6.0, 7.0 ve 8.1 km/sn olduğunu tespit etmiştir. Ulusan (1978), yerel seyahat zamanı-uzaklık çalışması yaparak Batı Anadolu'daki P ve S dalgalarının kabuk içerisindeki hızlarını ve kabuk kalınlığını belirlemiştir. 3 tabakalı bir yer kabuğu modeli benimsemiş ve her bir tabakanın kalınlığını 5.2, 9.3, 17.4 km ve hızlarını da 5.9, 6.1, 6.7 ve Pn hızını da 8.0 km/sn vererek toplam kabuk

kalınlığını 32 km olarak tespit etmiştir. Kenar ve Toksöz (1989) Love dalgalarının grup ve faz hızlarından yararlanarak, İstanbul-Tebriz arasında 41 km kalınlığında ve 3 tabakalı bir yer kabuğu modeli saptamışlardır. Tabaka hızlarını sırası ile 4.6, 5.8, 7.0 ve 8.0 km/sn bulmuşlardır.

Gürbüz ve diğ. (1992) Marmara Bölgesi'nin doğusunda yapmış oldukları sismik çalışmada en üst tabakada 3.8 km/s den 4.8 km/s arasında değişen hızlar elde etmişlerdir. 7. ve 17. kilometreler arasında ise yine değişken ama oldukça yüksek hızlı (6.0 km/s ve 6.8 km/s) bir tabaka olduğuna işaret etmişlerdir (Şekil 1.2). Ayrıca Gürbüz ve diğ. (1992) kabuk kalınlıklarının KAFZ 'nun iki tarafında farklılıklar gösterdiğinden bahsetmişlerdir.



Şekil 1.2. Gürbüz ve diğ. (1992) tarafından Marmara'da yapılan çalışmaya ait sismik profil



Şekil 1.3. Gürbüz ve diğ. (1992) tarafından Marmara'daki sismik profile ait kabuk yapısı kesiti

Karahan ve diğ. (2001) Akyazı ve Kocaeli arasındaki 120 km. lik kısımda 30 adet kısa periyot sismometre ile ve 250 kg patlayıcı kullanarak sismik kırılma çalışması yapmış ve yer altını 40 km derinliğe kadar görüntülemeyi başarmıştır. Hesaplamış oldukları kabuk modeli 1-D Hız modelinin hesaplanması kısmında verilmiştir.

Horasan ve diğ. (2002)'de ayrık dalga sayısı tekniğini kullanarak hesapladıkları sentetik sismogramlar ile gözlemsel sismogramları karşılaştırarak, Marmara Bölgesi ve Batı Anadolu için yeni bir kabuk yapısı elde etmişlerdir. Bu çalışmanın sonuçlarına göre İzmir Körfezi ve Marmara bölgesi için kabuk kalınlığı 32 km bulunurken, Pn ve S hızlarını ise sırasıyla 8.0 km/sn ve 4.6 km/sn olarak bulmuşlardır.

Karabulut ve diğ. (2003) Gemlik'ten Karadeniz'e kadar uzanan bir hat boyunca 4.5 Hz. 'lik 82 adet jeofonla sismik kırılma çalışması yapmışlardır. Tomografik ters çözüm yöntemiyle yerin 10 km derinliklerine kadar gözlemleyerek yer altı kesiti çıkarmışlardır. Armutlu Yarımadası ile Kocaeli arasında yaklaşık olarak 3 ile 8. kilometreler arasında hızların yüksek olduğunu (5.8–6.1 km/s) tespit etmişlerdir.

Barış ve diğ. (2005) tarafından, 3D tomografi yöntemiyle, tüm Marmara'yı kapsayacak şekilde, yaptıkları çalışma sonucunda , KAFZ 'nin batı kesiminin hız yapısının kuvvetli yanal ve düşey değişim gösterdiği ve bu bölgede mikro deprem etkinliği ile hız değişimleri arasında kesin bir ilişkinin bulunamaması ile birlikte 17

Ağustos Kocaeli depremi ve bazı büyük artçı depremlerin çoğunun yüksek hızla sahip bölgeler ile yüksek hız-düşük hız geçiş zonlarının arasında meydana geldiğini belirlemişlerdir. Yine aynı çalışmanın sonuçlarına göre Marmara Denizi'nin İstanbul Boğazı'na yakın kesimi ile İznik-Mekece Fayı civarının muhtemel yamulma enerjisinin biriktiği ve ileride kırılarak açığa çıkabileceği potansiyel deprem üretecek bölgeler sınıfında olduğunu ifade etmişlerdir.

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 türdür. Doğal kaynaklı tomografide genelde, deprem verileri kullanılmakta ve yer yapısı çok derinlere kadar görüntülenebilmektedir. Ancak konumu tam olarak bilinmeyen 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 sarsıntılardan 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 tele-sismik tomografi olarak sınıflandırılmaktadır. Yerel deprem tomografisinde, depremler ve istasyonlar aynı model uzayı içerisinde yer almakta, dolayısıyla deprem kayıtlarında P_g ve S_g gibi ilk varışlar gözlenebilmektedir. İlk varış zamanları kullanılarak küçük ölçekte, üst kabuk sismik hız yapısının ters çözümle belirlenmesi yerel deprem tomografisinin esasını oluşturmaktadır. Tele-sismik tomografide, uzun periyotlu 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)'in orta California'da kurduğu sismik ağdan elde edilen tele-sismik P-dalgası verilerini kullanarak, San Andreas fay kuşağı altındaki yer yapısını görüntüleyen Aki and Lee (1976), deprem tomografisi tekniğini geliştirerek, yerel depremlere uygulanabilir hale getirmişlerdir.

Hirahara (1977), yüksek hızlı Pasifik levhasının Japon dalma-batma kuşağındaki üst manto bölgesini bu yöntemle incelemiştir. 1980'li yıllarda, Clyato and Comer (1983), gibi araştırmacılar da, tıbbi uygulamalarda çok iyi test edilen tomografi yöntemini deprem verilerine uygulamışlardır. Dziewonski ve Anderson (1984), tüm yerküre ölçeğinde sismik dağılımı görüntülemeyi başarinca ve bu sonuçların jeoid dağılımı ve jeodinamik (Hager et all, 1985) ile uyum içerisinde olduğunu gördüklerinde, tomografiye olan güvenilirlik daha da artmıştır (Aki, 1993). Kısaca bugüne kadar yapılan sismik tomografi çalışmaları ile elde edilen görüntülerin, mantonun dinamiği ile açıklanabilen ve jeoid ile ilişkili küresel hız dağılımlarını, tektonik olarak dalan levhaların yapılarını, volkanik ve jeotermal alanlardaki magmanın hacim ve geometrilerini, fay kuşaklarını ve magma yükselimine neden olan zayıflık zonalarını içerdiğini yansıtmaktadır.

Yerkabuğu, süreksizlikler, faylar, katmanlı yapılar, sokulumlar, yüksek sıcaklık veya 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 and Booker, 1983) ve çözümler bir yer modeline göre doğrusallaştırılarak elde edilir (Aki and Lee, 1976). Doğrusallaştırılmış ters çözümden elde edilen üç-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 üç-boyutlu yapıya girdi verisi olarak kullanılmaktadır (Kissling et al, 1994). Yerel deprem tomografisinde gerekli olan diğer işlem adımları, her bir kaynak ve alıcı arasındaki ışın yolunun ve bu yol boyunca dalganın seyahat zamanının hesaplanması ve hız yapısının modellenmesi olarak verilebilir. Bu çalışmada, ışın yolu hesabı için yalancı ışın eğme yöntemi (pseudo ray bending, Um and Thurber, 1987), hız yapısını modellemede ise düğüm çizgileri (grid of nodes) yaklaşımı kullanılmıştır. (Thurber, 1993).

BÖLÜM 2. BÖLGENİN JEOLJİK, TEKTONİK VE SİSMOLOJİK ÖZELLİKLERİ

2.1. Bölgenin Jeolojisi

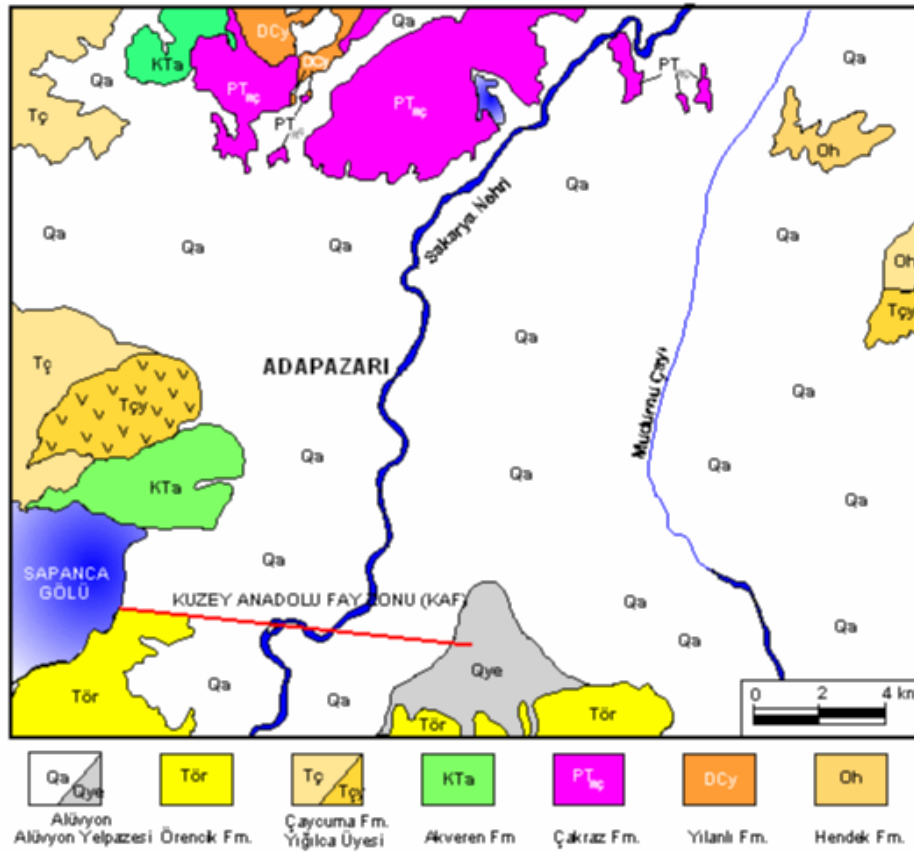
Geçmişte yapılan jeolojik çalışmalar, bölgedeki en yaşlı birimin Permiyen-Triyas zamanından Sultaniye metamorfizmaları olduğunu göstermektedir. Bu birim, metamorfizma ile şist, mermer ve fillitlere değişen volkanik-sedimanter ve volkanik-karstik kayalardan oluşmaktadır. Bu birim, Sapanca'nın güneyinde, göl kıyısında gözlenebilir. Kretasenin Akçay metamorfizmaları, Sapanca'nın güney ve güneydoğusunda mostra vermektedir.

Sakarya ili ve çevresinde gözlenen stratigrafik istifte en yaşlı birim, özellikle sahanın kuzeydoğusunda yaygın bir şekilde mostra veren Alt Ordovisiyen yaşlı, sığ deniz ortamında çökelmiş ve 1500 – 2000 mt. kalınlığa sahip şeyl ve kumtaşı aralanmasından, üste doğru kumtaşı ara katkılı şeyllerden oluşan formasyondur (Sarıaslan vd., 1998).

Sakarya il merkezinin kuzeyindeki Taşkısığı bölgesinde yüzeylenen Orta Devoniyen-Alt Karbonifer yaşlı şelf kireçtaşları, yer yer rekristalize ve dolomitik özelliktedir. Sahanın orta kesimlerindeki tepeleri oluşturan ve Tepemüslim ile Kömürlük köylerinin kuzeyindeki çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı aralanmasından oluşan karasal çökeller Permiyen-Triyas yaşlıdır. Sahanın güneydoğu ve doğusunda (Akyazı güneyi ve Altundere köyü doğusu) küçük alanlarda yüzeylenen şelf-yamaç çökelleri olistostromlardan oluşmaktadır. Alt-Orta Eosen'e ait volkanik seri andezit ve bazaltlarla temsil edilmekte ve Sakarya'nın batısı ile Sapanca Gölü'nün kuzeydoğusu arasında ve sahanın doğusundaki Yağbasan köyünün kuzeydoğusunda küçük, sahanın güneydoğusunda ise geniş alanlarda gözlenmektedir. Sahanın batısında, Sapanca Gölü'nün kuzeydoğusu ile Karaman köyü civarında gözlenen killi kireçtaşı, marn, kiltası, silttaşı, kumtaşı, çakıltaşı, resifal kireçtaşı ve volkanitlerden oluşan

formasyon Maestrihtiyen-Alt Eosen yaşıdır. Sahanın güneyinde ise, D-B doğrultusunda ve düzensiz bir şerit halinde uzanan Pliyosen yaşlı çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı ardalanmasından oluşan karasal çökeller yer almaktadır.

Sahanın genelinde hem D-B, hem de K-G yönlerinde çok geniş bir alan kaplayan ve Adapazarı, Akyazı ve Hendek Ovalarını oluşturan alüvyonlar yer almaktadır. Ova kenarlarında kalınlığı azalan alüvyon, ovanın ortasında 300 m kalınlığa kadar ulaşmaktadır (DSİ, 1983). Pekişmemiş kum, silt ve kil tane boyundan oluşan alüvyonlar, Sakarya Nehri, Çark Suyu ve Mudurnu Çayı tarafından Kuzey Anadolu Fay Zonu ve güneyindeki kayaçlardan taşınmıştır (Sarıaslan vd., 1998).

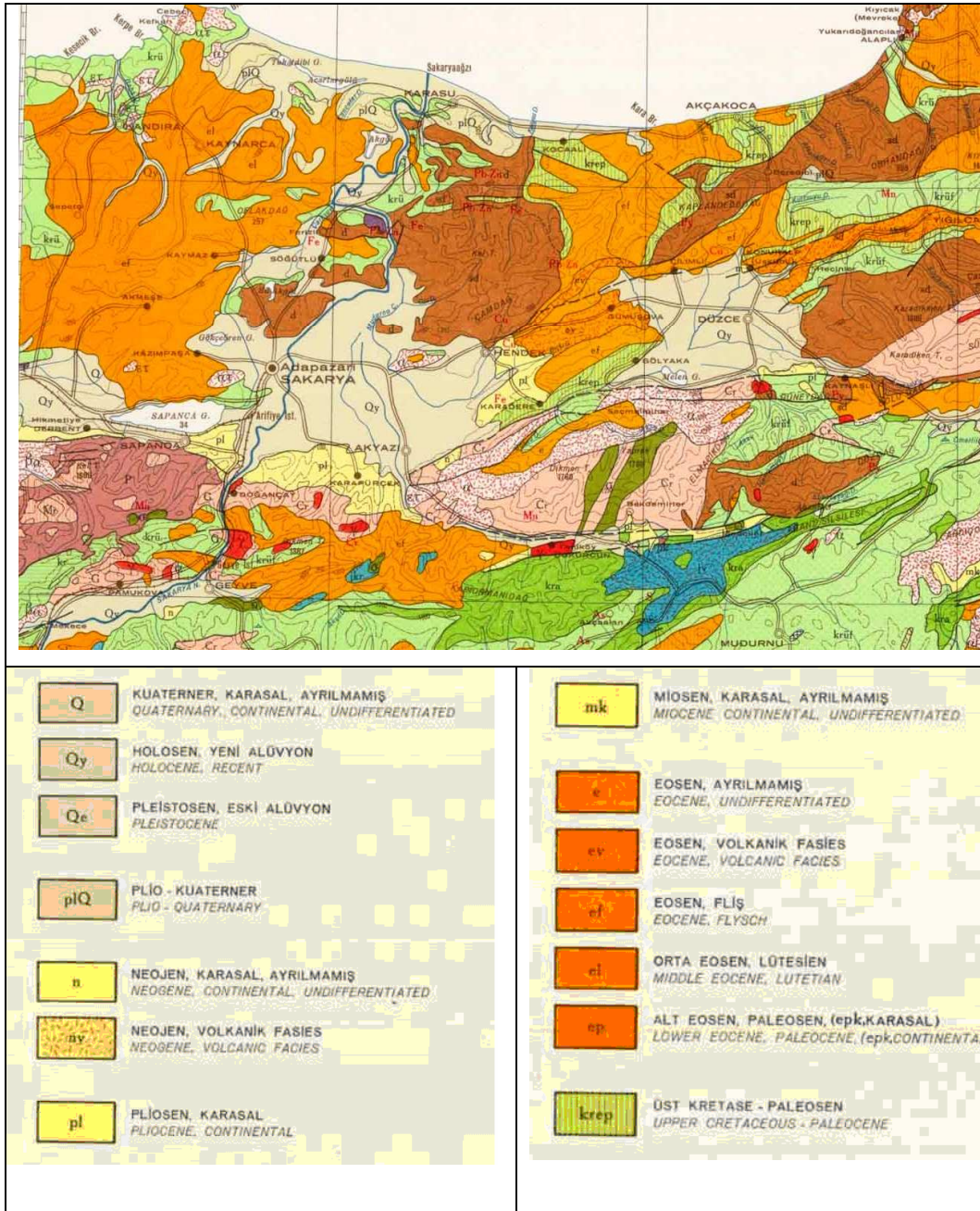


Şekil 2.1. Adapazarı Merkez Jeoloji Haritası (MTA, 1998)

Bölgede alüvyonun yanısıra çakıl, kum, silt ve kil tane boyutundaki malzemeden oluşan, yer yer karbonat bağlayıcı ile tutturulmuş, 10 m kalınlığa kadar ulaşabilen ve özellikle Sakarya Nehri'nin kenarlarında yüzeylenen akarsu sekileri mevcuttur. Bölgenin güneyindeki yükseltilerin ovaya açılan kısımlarında ise, eski alüvyonlar ve

alüvyon yelpazeleri yer almaktadır. Bunlardan eski alüvyonlar Sapanca Gölü'nün güneydoğusu ile Akyazı ilçesinin güneybatısında, alüvyon yelpazesi ise, sahanın güneyindeki Kamışlı ve Kayalar köylerinin arasında yer almaktadır.

Düzce ovasını ve bu ovayı kaplayan nehir alüvyonları ile ova göl çökelleri oluşturmaktadır. Ova, KAFZ'nun denetiminde gelişmiştir. Düzce Bölgesi'nin orta kesiminde genç çökeller yer alırken, kenarlardaki yükseltilerde daha yaşlı kayaç birimler mostra vermektedir. Kayaç birimler yaşlıdan gence doğru; güneyde Paleozoyik yaşlı Dingini Granotoidleri ile K-B'da şeyl, kumtaşı ve silttaşıyla temsil edilen Ereğli Formasyonu ovanın temelini oluşturmaktadır (Şimşek ve Dalgıç, 1997). G-B'da Dikmen volkanitlerinin gözlendiği sahada Tersiyer, Kusuri Formasyonu ile temsil edilmektedir. Bu birimleri, ovanın kenarlarında gevşek çimentolu, yarı yuvarlak çakıl-kum ve siltten oluşan Örencik formasyonu üzerlemektedir. Kuvaterner çökelleri ise, Büyükmelen, Küçükmen ve Uğursuyu gibi ovanın önemli akarsularının yatakları boyunca gözlenen alüvyonlar ve geniş yayılıma sahip ova göl çökelleriyle temsil edilmektedir. Alüvyonlar ince çakıl, kum, silt ve ince kil ardalı malzemedir oluşurken, ova göl çökelleri ise, iki gruba ayrılmaktadır. Düzce'nin de üzerinde kurulu olduğu birinci grup ova göl çökelleri, killi-siltli kum ve çakıl düzeylerinden oluşmaktadır. Bu çökellerde yanal geçişler nedeniyle kalınlığı 5 m'ye ulaşan killi seviyeler de bulunmaktadır. Diğer gruptaki ova göl çökelleri ise, ovanın merkezi kısmında yer almakta ve yumuşak-orta kıvamlı kil, siltli kil ve killi silt düzeylerini içermektedir (Şimşek ve Dalgıç, 1997).



Şekil 2.2. Bölgesel Jeoloji Haritası (MTA' dan Değiştirilerek Alınmıştır)

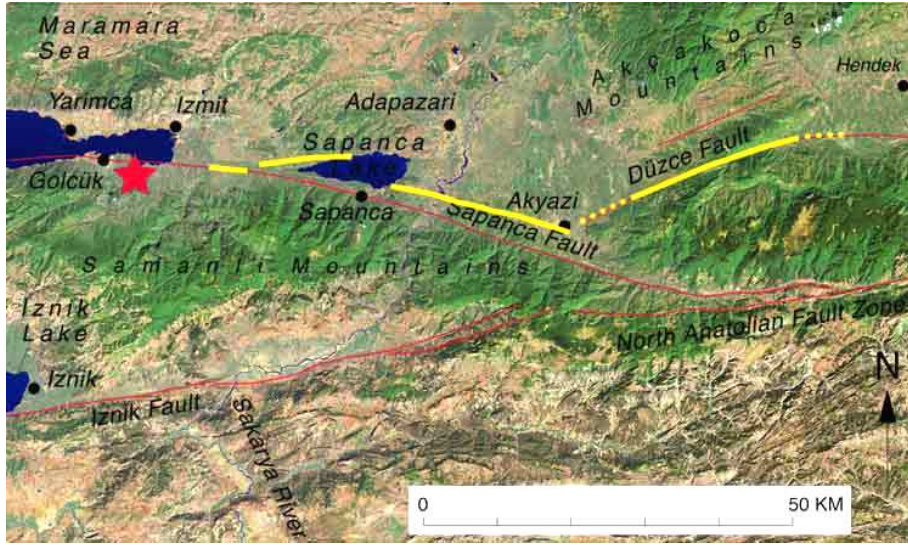
2.2. Bölgenin Tektoniği

İki levhayı birbirinden ayıran Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), uzunluğu yaklaşık olarak 1200 km. olan doğrultu atımlı bir fay sistemi olup ülkemizin en önemli tektonik yapılarından biridir. Adapazarı ve Düzce havzası da bu fay üzerinde yer almaktadır. Düzce havzası ve dolgusu, Türkiye neotektonik döneminde gelişmiş

olmasına karşın, havzanın temel kayaları, paleotektonik dönemin farklı kökenli birliklerinden oluşmuştur.

Düzce Havzası temelindeki en yaşlı metamorfikler (Bolu Masifi) muhtemelen Sakarya Zonu'na ait oluşuklardır. Sakarya Zonu, metamorfik bir temel ve üzerindeki sedimanter örtü kayaçlarından oluşmaktadır. Örtü büyük ölçüde Jura-Kretase kırıntılı ve karbonatlıdır. Düzce Havzası'nın kuzeyindeki Ordovisyen- Tersiyer yaşlı tortul birimlerin tümü İstanbul Zonuna aittir (Varol vd. 1999).

KAFZ Bolu'nun batısında kuzey kol ve güney kol olmak üzere iki kola ayrılmaktadır. Güneydeki kol Dokurcu'nun batısında tekrar iki kola ayrılmaktadır. Kuzey kol Düzce Fay'ı şeklinde isimlendirilmiştir. 17 Ağustos ve 12 Kasım 1999 depremlerinin kuzey kol üzerinde meydana gelmesi, bölgedeki aktivitenin devam ettiğinin en önemli göstergesidir. KAFZ 'nun batı segmentinin çalışma alanı içindeki kesimi yaklaşık Doğu – Batı doğrultusunda Düzce-Akyazı-Sapanca Gölü ve İzmit arasında sağ yönlü doğrultu atımlı faylardan oluşan dar bir zon biçiminde gözlenmektedir. 12 Kasım 1999 depremi, batıda Efteni Gölü ile doğuda Bolu viyadükleri arasında uzanan KAFZ'nun yaklaşık 35 km'lik bir kısmında yüzey faylanması meydana getirmiştir. Deprem dışmerkezi, Dağdibi köyü ile Fındıklı köyü arasında yer almaktadır (Barka vd. 1999, Demirtaş vd. 2000). Deprem merkezinin Düzce-Kaynaşlı arasında olması, yırtılmanın iki yönlü ilerlediğini göstermektedir. Batıda Efteni gölü ile doğuda Asardere suyu vadisi arasında yüzeyde gözlenen faylanma uzunluğu her ne kadar 35 km olarak görünmekle birlikte, Ankara-İstanbul otoyolu üzerinde Kaynaşlı'nın kuzeyinde bulunan viyadüklerden sonra yüzeyde kaybolmaktadır. Artçı depremler göz önünde bulundurulursa kırığın derinlerde Bolu'nun Kuzeybatısına kadar uzandığı söylenebilir. 12 Kasım 1999 kırığı, derinde batıda 17 Ağustos deprem kırığının doğu ucu olan Karadere segmenti ile doğuda Elmalık Fayı boyunca Bolu Havzası güneyinden geçen ana fay arasında uzanma olasılığı yüksek görünmektedir (Demirtaş vd. 2000) .



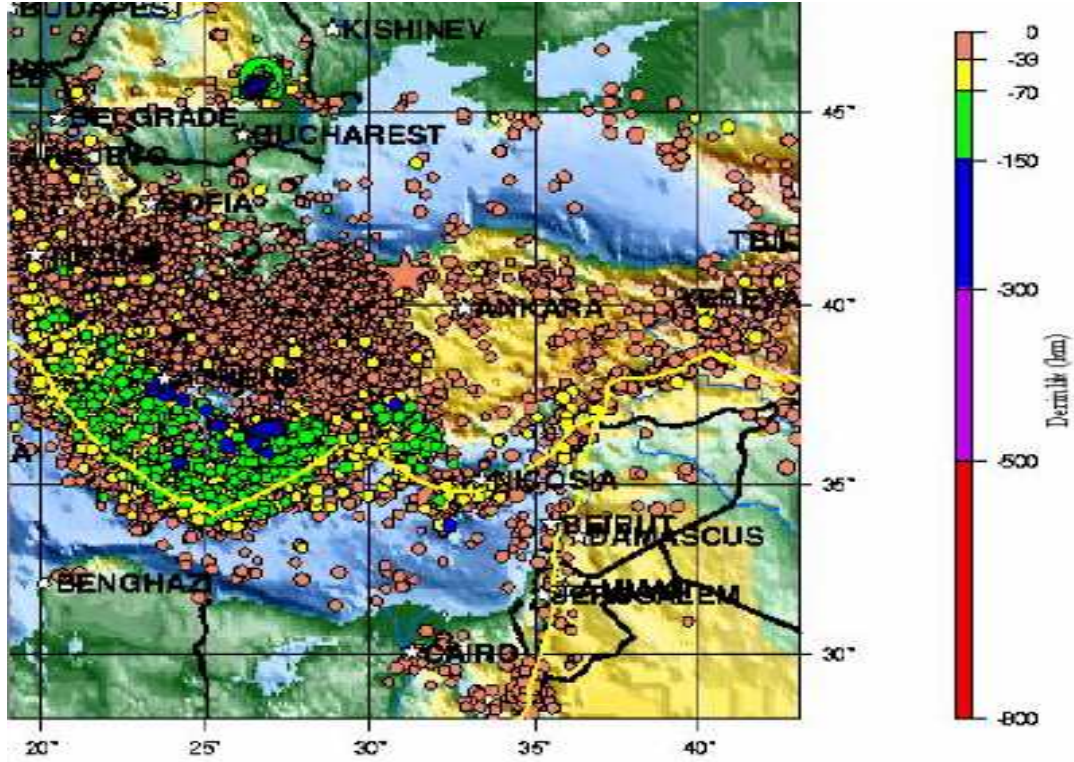
Şekil 2.3. 17 Ağustos. 1999 Kocaeli Depremi (USGS internet sayfasından alınmıştır)

2.3. Bölgenin Sismotekniği ve Sismolojisi

Çalışma alanı, doğudan - batıya uzanan Kuzey Anadolu Fayından (KAF) dolayı tektonik açıdan aktif bir konumdadır. Kaf'nın bu kesiminde segmentler halinde segmentler halinde pull-apart yapıları oluşturması nedeniyle çöküntü alanları meydana gelmiştir. Bu çöküntü alanlarının, aynı zamanda kalınca bir alüvyon dolgu ile yani zayıf bir zemin oluşturması nedeniyle muhtelif tarihlerde meydana gelmiş olan şiddetli depremlerden çok etkilendiği görülmüştür. Bölgenin gerçek alüvyon örtü ile kaplanmış olması, deprem esnasında sıvılaşma potansiyeli açısından da büyük kaygı uyandırmaktadır.

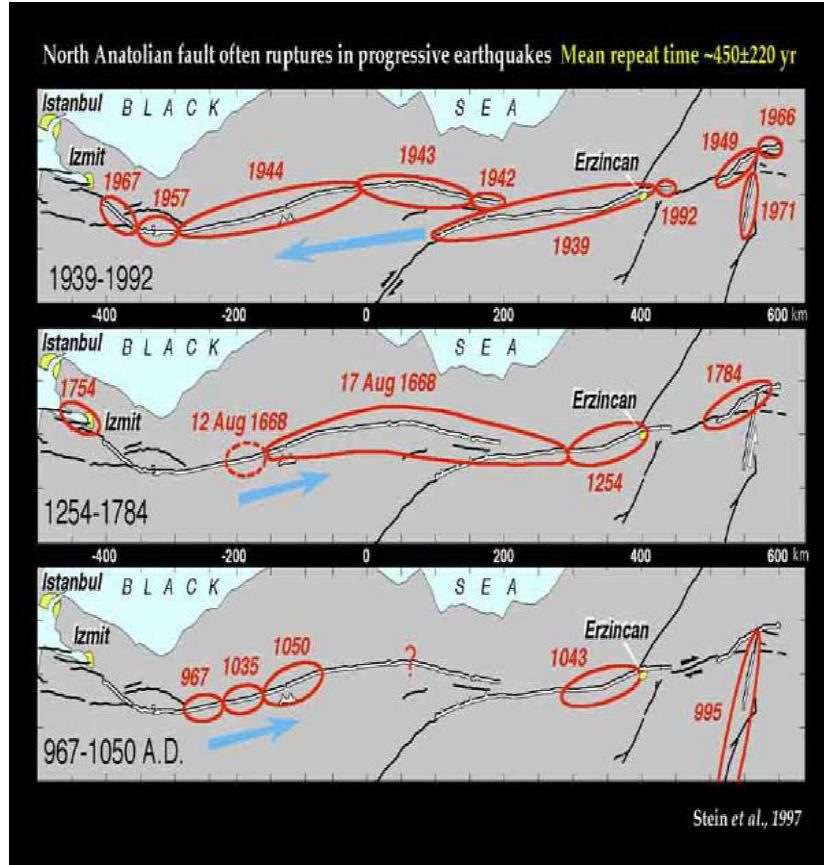
Bilindiği üzere Adapazarı ve civarı, Kuzey Anadolu Fayının batı kısmında Marmara havzasında yer alır ve Batıda Saroz Körfezi'nden başlayarak, Marmara'yı boydan boya aştıktan sonra İzmit Körfezi, Sapanca ve Adapazarı'na kadar uzanan bir tektonik çöküntü havzası niteliğindedir. Bu bölgede geçmişte çok şiddetli depremler meydana gelmiştir. National Earthquake Information Center (NEIC) tarafından ülkemize ait deprem kayıtlarından derlenen ve 1975–1998 dönemini kapsayan veriler çerçevesinde büyüklüğü 3'ten fazla olan depremlerin merkez üstleri ve derinliklerini gösteren harita ise Şekil 2.4'te verilmiştir. Marmara havzasında tarihte kaydolunan bütün büyük depremlerin sarsılma eksenleri genellikle D-B doğrultusunda

görülmektedir. 1939'dan beri Anadolu'nun Kuzey yarısında meydana gelen depremlerin episantr noktaları, Erzincan'dan Saros Körfezine kadar uzanan, ayrı bir tektonik çizginin (Kuzey Anadolu Tektonik Hattı) üzerinde sıralanmışlardır (Belpaş A.Ş., 2000).



Şekil 2.4. 1975–1998 dönemi arasında Türkiye ve yakın civarında meydana gelen depremlerin merkez üslerinin dağılımı ve odak derinlikleri (NEIC'den)

Çalışma alanının büyük bir kısmı (Kuzeyindeki çok dar bir şerit dışında) Türkiye Deprem Bölgeleri Haritasına göre 1. Derece deprem bölgesi sınırlarına girmektedir.



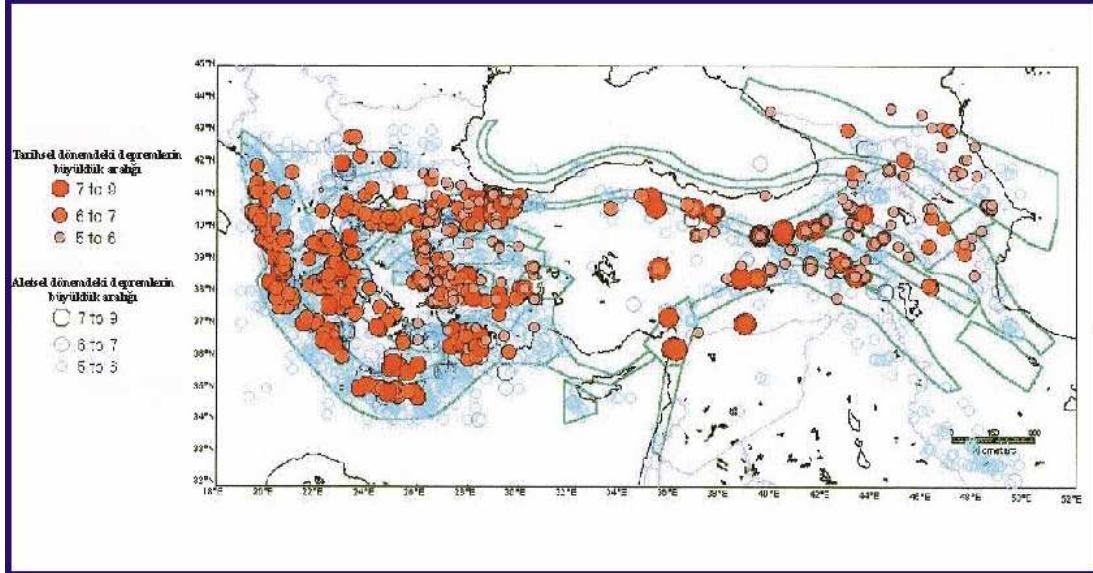
Şekil 2.5. KAF üzerinde tarihsel ve aletsel dönem içerisinde meydana gelen depremlerin oluşturdukları kırık zonlarının gelişimi (Stein vd. 1992, USGS Internet sayfasından alınmıştır)

2.3.1. Tarihsel dönemde meydana gelen depremler

Ambraseys vd., (1968)'e göre çalışılan bölge içinde tarihsel dönemde aşağıdaki depremler olmuştur. Türkiye'de tarihsel ve aletsel dönemlerde meydana gelen ve büyüklüğü 5 ve 5'ten fazla olan depremlerin merkez üstlerinin dağılımı Şekil 2.6'deki haritada gösterilmiştir. Bu depremlerin gözlemsel dış merkezleri hakkında herhangi bir bilgi verilmemiştir.

2 Eylül 967 tarihinde Bolu – Çerkeş arasında büyük tahribata neden olan bir deprem meydana gelmiştir. 3 Mayıs 1035 tarihinde Gerede'nin yaklaşık 40 km doğu-kuzeydoğusunda özellikle Bayındır ve Hamamlı' da hasara neden olan bir deprem meydana gelmiştir. 18 Aralık 1036 tarihinde Hamamlı ve Bayındır' da etkili olan bir deprem meydana gelmiştir. 18 Temmuz 1668 tarihinde Kastamonu, Gerede ve Bolu

civarını etkileyen şiddetli bir deprem meydana gelmiştir. 24 Kasım 1863 tarihinde Bolu 'da hasara neden olan bir deprem meydana gelmiştir. 19 Nisan 1878 tarihinde İzmit, Adapazarı arasında birçok evin yıkılması ve bir çok insanın ölmesine neden olan bir deprem meydana gelmiştir. (Özmen, 2000)



Şekil 2.6 Türkiye ve yakın civarındaki tarihsel ve aletsel dönemlerdeki depremlerin ($M > 5$) dağılımı (Erdik vd., 1999'dan)

2.3.2. Aletsel dönemde meydana gelen depremler

Aralık 1926, Hendek Depreminde: Hendek - İzmit - İstanbul'da şiddetli sarsıntılar meydana gelmiştir.

20 Haziran 1943, Adapazarı - Hendek Depremi: Şiddeti $I_0 = VIII$ (MSK), magnitüdü $M_s = 6.4$ (Ambraseys 1988) olan deprem, Adapazarı'nın 10 km batısından itibaren doğuda Hendek'e kadar uzanan çukurluk sahada bilhassa Adapazarı ve Hendek'te ağır tahribat yapmıştır. Bir kaç bin ev yıkılmıştır. Deprem episantırı Adapazarı'nın 10 km kuzeyindeki çukurluğun kuzey kenar fayı civarında bulunmaktadır.

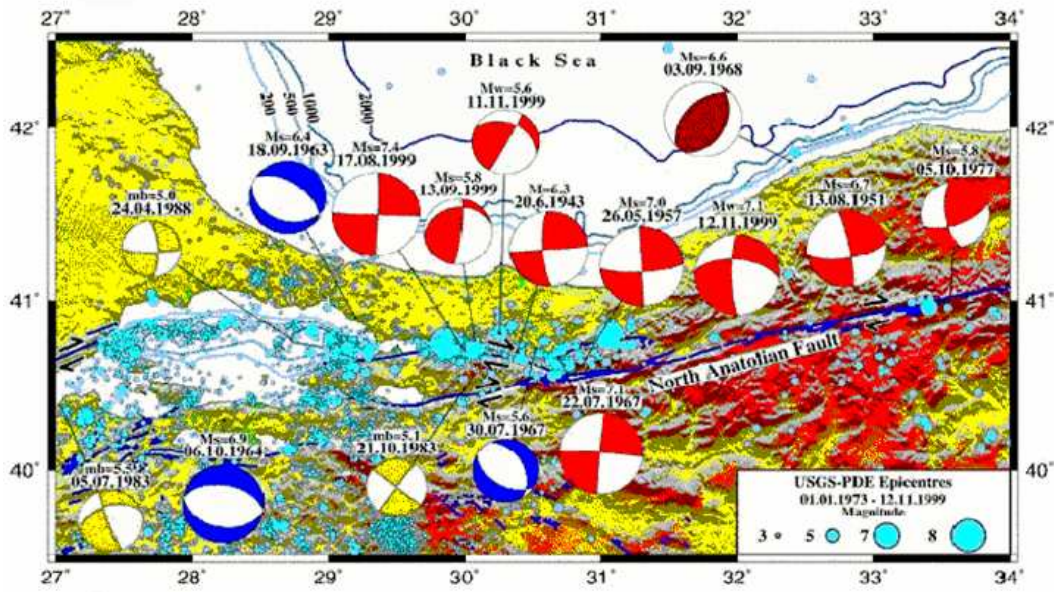
22.7.1967, Adapazarı - Mudurnu Suyu Vadisi Depremi: Mercalli - Sieberg cetveline göre şiddet derecesi VIII-IX, $M_s = 7.2$ odak derinliği 33 km' dir (Bağcı vd., 2000). Bu depremde D-B doğrultulu 50 - 60 km uzunluğunda bir yüzey kırığı meydana

gelmiştir. Bu depremde şehir merkezinde alüvyon üzerinde oturan yapılarda ağır hasar meydana gelmiştir. Bunun üst yapı yetersizliğinden kaynaklandığı öne sürülmekle birlikte hasarın en azından büyük bir kısmının sıvılaşan zeminden kaynaklandığı bilinmektedir. Bu depremler sırasında meydana gelen hasarların en önemli sebeplerinden biri de, suya doymuş kumlu, siltli zeminlerde sıvılaşmanın ortaya çıkmasıdır (Belpaş A.Ş., 2000).

17 Ağustos 1999 tarihinde meydana gelen deprem önceki depremlerin tamamından şiddetli olmuştur. Şiddeti $I_0 = X$ (MSK), magnitüdü $M_s = 7.8$ olarak hesaplanmıştır. Depremde 17.479 kişi hayatını kaybetmiş, 66.448 konut ağır hasar görüştür. Adapazarı il merkezinde 11.472 ağır, 4.951 orta, 7.851 hafif hasarlı bina tespit edilmiştir. Deprem ulaşım, iletişim ve alt yapı gibi tüm yapısal sistemlerin hasar görmesine neden olmuştur. Adapazarı- Düzce ovasını kaplayan geniş bir alanda zemin sıvılaşmasına neden olmuştur. Adapazarı'nda olan sıvılaşma olayı ve zemin taşıma gücünün çok düşük olması da yapı hasarının daha büyük olmasında ve çok sayıda yapının yıkımında önemli boyutta etkili olmuştur. Ayrıca Düzce ve Gölyaka'daki hasar da sıvılaşmadan kaynaklanmıştır (Demirtaş, 2000).

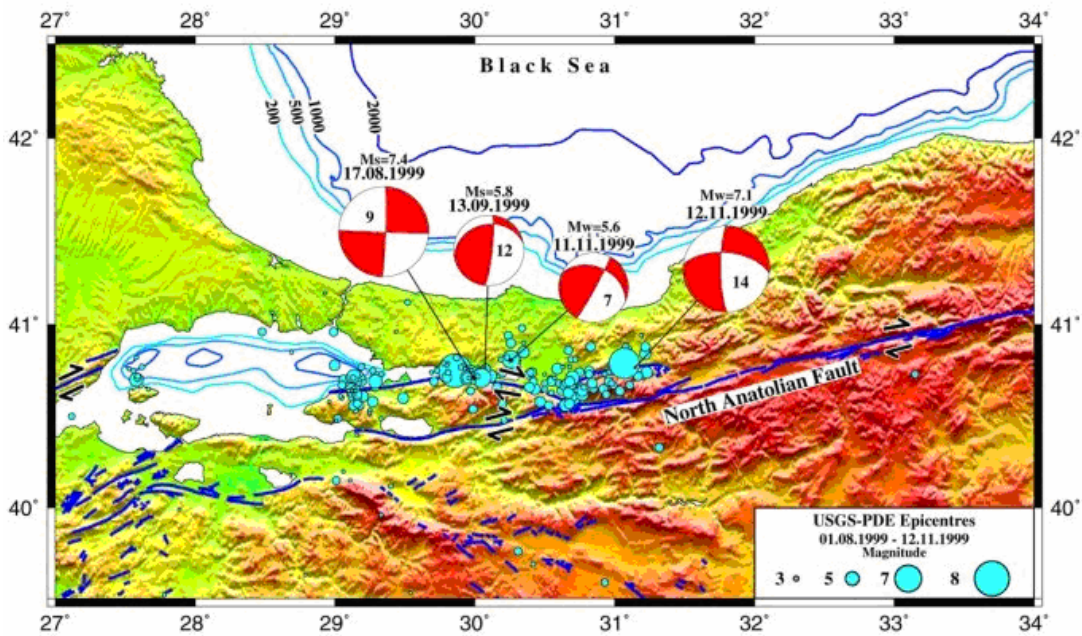
Son olarak ta 12 Kasım 1999 Düzce depremi; İzmit körfezi depreminden yaklaşık üç ay sonra meydana gelen bu depremin magnitüdü $M_w = 7.2$, odak derinliği 11 km. olarak belirlenmiştir. Düzce baseninin güneyindeki Düzce Fayı üzerinde gözlenen bu depremin şiddeti X (MSK) olarak belirlenmiştir. Deprem sonucu 763 kişi hayatını kaybetmiş ve 26.704 ağır hasarlı bina tespit edilmiştir. Sonuç olarak bölgede, tarihsel ve aletsel dönemde çok sayıda hasar yapan deprem meydana gelmiş ve bu depremler bir çok mal ve can kaybına neden olmuştur (Özmen, 2000)

Çalışılan bölge ve civarında aletsel dönemde meydana gelmiş büyük depremlerin odak mekanizması çözümleri (Şekil 2.7).



Şekil 2.7. Marmara Denizi ve Çevresini etkileyen önemli depremlere ait Fay Düzlemi Çözümleri, McKenzie (1972), Taymaz vd. (1991), Taymaz (1999), USGS, Harvard-CMT

2.3.3. 1 Ağustos 1999 – 19 Kasım 1999 tarihleri arasında meydana gelen büyük depremlerin Fay Düzlemi Çözümleri ve bilgileri



Şekil 2.8. USGS-NEIC verilerine göre 1 Ağustos 1999 – 19 Kasım 1999 döneminde Gölcük - Düzce depremleriyle kırılan Kuzey Anadolu Fayı'nın etkilediği bölgedeki sismik aktivite (depremlerin dağılımları) ve 1999 Gölcük-Düzce depremleri fay düzlemi çözümleri. McKenzie (1972), Taymaz vd. (1991), Taymaz (1999)

Tablo 2.1. 17 Ağustos 1999 Gölcük Depremi (Taymaz, 1999), 13 Eylül 1999 Sapanca – Adapazarı Depremi (Taymaz, 1999), 11 Kasım 1999 Sapanca – Adapazarı Depremi (USGS-NEIC), 12 Kasım 1999 Düzce Depremi (USGS-NEIC) depremlerinin fay düzlemi çözümleri

17 Ağustos 1999 Gölcük Depremi (Taymaz, 1999)	
Depremın Büyüklüğü	mb = 6.3; Ms = 7.8; Mw =7.4 (USGS-NEIC)
Enlem-Boylam	40.709 Kuzey – 29.998 Doğu
Odak Derinliğı (h)	9 km
Faylanma (Kırılma) Mekanizması (Derece olarak)	
Doğrultu / Dalım / Kayma Açısı	
I. Düzlem	92 / 89 / – 177
II. Düzlem	2 / 87 / – 1
Kayma Vektörü	92
Sismik Moment (Mo)	Minimum 1.2 x 10 ²⁰ Newton-Metre
Deprem Oluş Süresi	15 saniye
Yüzey Kırığı	Karada gözlenen maksimum 140 km
Maksimum Yanal Atım	Yaklaşık 5 metre
Yüzey Kırığı	Karada gözlenen maksimum 140 km
Maksimum Yanal Atım	Yaklaşık 5 metre
13 Eylül 1999 Sapanca – Adapazarı Depremi (Taymaz, 1999)	
Depremın Büyüklüğü	mb = 5.8; Ms = 5.8; Mw = 5.9 (USGS-NEIC)
Enlem-Boylam	40.765 Kuzey – 30.072 Doğu
Odak Derinliğı (h)	12 km
Faylanma (Kırılma) Mekanizması (Derece olarak)	
Doğrultu / Dalım / Kayma Açısı	
I. Düzlem	260 / 27 / 162
II. Düzlem	6 / 82 / 64
Kayma Vektörü	96
Sismik Moment (Mo)	Minimum 4.2x 10 ¹⁷ Newton-Metre
Deprem Oluş Süresi	7 saniye
11 Kasım 1999 Sapanca – Adapazarı Depremi (USGS-NEIC)	

Tablo 2.1. Devamı

Depremin Büyüklüğü	mb = 5.5; Ms = 5.6; Mw = 5.7
Enlem-Boylam	40.804 Kuzey – 30.260 Doğu
Odak Derinliği (h)	7 km
Faylanma (Kırılma) Mekanizması (Derece olarak)	
Doğrultu / Dalım / Kayma Açısı	
I. Düzlem	294 / 40 / 174
II. Düzlem	28 / 86 / 50
Sismik Moment (Mo)	Minimum 3.5 x 10 ¹⁷ Newton-Metre
12 Kasım 1999 Düzce Depremi (USGS-NEIC)	
Depremin Büyüklüğü	mb = 6.5; Ms = 7.3; Mw= 7.1
Enlem-Boylam	40.768 Kuzey – 31.148 Doğu
Odak Derinliği (h)	14 km
Faylanma (Kırılma) Mekanizması (Derece olarak)	
Doğrultu / Dalım / Kayma Açısı	
I. Düzlem	276 / 59 / – 167
II. Düzlem	179 / 79 / – 32
Sismik Moment (Mo)	Minimum 4.5 x 10 ¹⁹ Newton-Metre
Yüzey Kırığı	Karada gözlenen maksimum 45 -50 km
Maksimum Yanal Atım	1) 4.20 metre (Düzce Fayı doğu ucunda)
	2) 5.40 metre (Düzce güneyi, Aydınpınar doğusu)
Batı Ucunda	sağ-yönlü yanal atım miktarı = 3 metre
Eğim-yönlü düşey atım	2.5 metre
Doğu Ucunda	sağ-yönlü yanal atım miktarı = 4.20 metre
Yüzey Kırığı	Karada gözlenen maksimum 140 km
Maksimum Yanal Atım	Yaklaşık 5 metre

BÖLÜM 3. VERİLERİN TOPLANMASI VE DEĞERLENDİRİLMESİ

3.1. SABONET Projesi

1984 yılından beri, Türk ve Alman araştırıcılar tarafından "Depremlerin Önceden Belirlenmesi Türk - Alman Ortak Projesi" kapsamında Kuzey Anadolu Fay Zon'u (KAFZ)'nin İzmit - Bolu kesiminde, çok disiplinli, deprem araştırma faaliyetleri yürütölmektedir. Bu proje çerçevesinde depremselliğın görüntölenmesi çalışmaları ise 1985 yılından beri yörede sürdürölmektedir. Sismolojik çalışmalar 1985–1996 tarihleri arasında MLR (Manyetik Bant Kayıtçılı sistem) mikro deprem kayıt istasyonları ve veri işlem sistemleri ile sürdürölmüştür.

Kasım - 1996 tarihinde yöreye MLR (Manyetik Bant Kayıtçılı) kayıt istasyonlarının yerine daha gelişmiş 14 adet sayısal 3 bileşen sismometre ile tele-metrik mikro deprem kayıt istasyonları kurulmuş ve Sakarya Bayındırlık ve İskan Müdürlüğü binasında da veri toplama - işlem merkezi SABONET (Sakarya – Bolu Network) oluşturulmuştur. SABONET' de bulunan tele-metrik mikro deprem kayıt istasyonları (Mark L4-3D, 3 Bileşen, Kısa Periyot (Şekil 3.1)), ilgili donanımlar ve veri toplama-işleminde kullanılan yazılımlar Nanometrics - Kanada firmasınca üretilmiştir.

Deprem verileri; İstasyonlardan Adapazarı veri toplama ve işlem merkezine direk veya aktarıcılar (Şekil 3.2) aracılığı ile ulaşmaktadır. Ankara - Adapazarı arası veri iletişimi ise çevirmeli modem bağlantısı (offline) ile sağlanmaktadır.

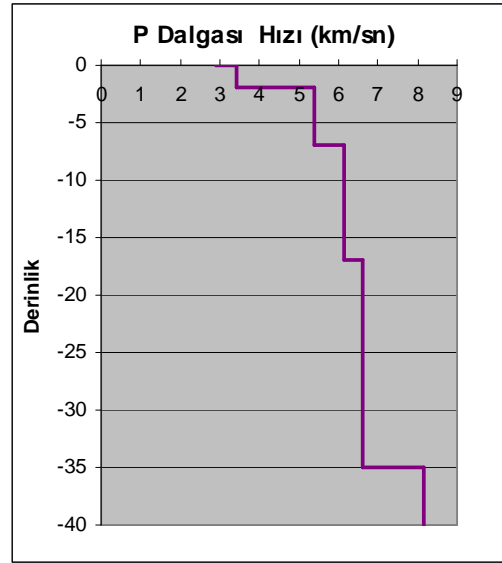


Şekil 3.1. Mark L4-3D, 3 Bileşen, Kısa Periyot kayıtçı



Şekil 3.2. SABONET istasyonları veri aktarma ünitesi

Deprem çözümlemede DAN32 programı kullanılmaktadır. Bu program sayesinde, istasyon verilerine doğrudan veya uzaktan çevirmeli modem ile bağlanılarak anında çekilmekte ve Hypo71 ile deprem çözümlemesi yapılabilmektedir.



Şekil 3.3. SABONET tarafından, depremlerin konumlandırılmasında kullanılan bölgesel P Dalgası hız modeli.

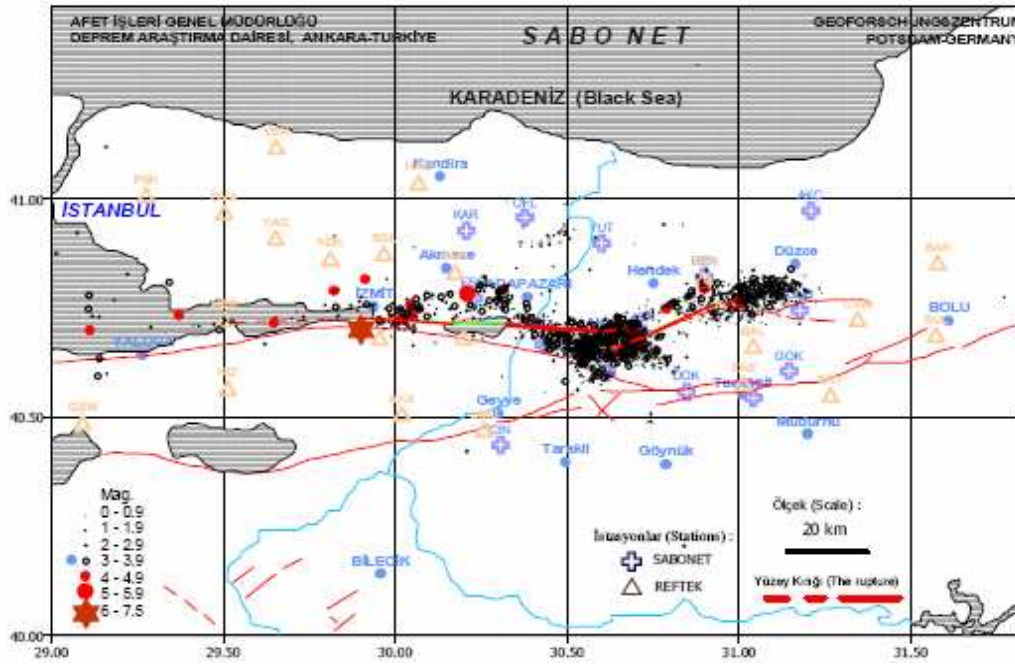
Tablo 3. 1. SABONET istasyonları koordinat ve yükseklikleri

İstasyon Kodu	Yerel adı	Koordinatlar		
		Lat. (N)	Long.(E)	Yükseklik (m)
1. CAY	Çaybaşı-Yeniköy	40.6665	30.4315	290
2. ASA	A. Çarığıkuru ky.	40.6915	30.7199	230
3. TAS	Taşburun Beldesi	40.6006	30.6147	400
4. YUT	Yürüktepe Mev.	40.8978	30.6001	150
5. DOK	Dokurcun Beldesi	40.5579	30.8467	635
6. CIN	Çinetaşı Yangın K.	40.4360	30.3057	1100
7. KAR	Karataş ky.	40.9270	30.2065	260
8. OFL	Oflak Dağı Mev.	40.9573	30.3771	350
9. ESE	Eşme-Ahmediye ky.	40.7729	30.2275	437
10.HEN	Hendek PTT ver.	40.8214	30.8986	590
11.CND	Çınardüzü ky.	40.7445	31.1771	950
12.GOK	Gökören ky.	40.6052	31.1453	1090
13.EKI	Ekinveren ky.	40.5440	31.0412	890
14.AKC	Akçakoca PTT ver.	40.9723	31.2089	680



Şekil 3.4. SABONET istasyon dağılım haritası

17 Ağustos 1999 depremi sonrası SABONET istasyonlarınınca bölgede kurulu bulunan 14 istasyon ile 3000 'den fazla deprem kaydedilmiştir (Şekil 3.5).



Şekil 3.5. SABONET istasyonları tarafından kaydedilen 17 Ağustos 1999 depremi ve artçıları

SABONET istasyonları tarafından kaydedilen artçı depremlerin episantr dağılımları Şekil 3.5'de verilmiştir. Şekilden de görüleceği üzere artçı deprem dağılımları İzmit - Düzce arasında, İzmit yakınlarında ana şok episantrının doğusunda, Sapanca gölünün kuzeyinde, Akyazı ve Gölyaka bölgelerinde yoğunluk göstermektedir. Artçı deprem yoğunluğu açısından bölgede iki kesim ön plana çıkmaktadır. Bu bölgelerden birincisi Akyazı bölgesi, ikincisi ise Gölyaka bölgesidir. Maksimum atımların yer aldığı Arifiye (Sapanca Gölünün Doğusu) ve Gölcük kesimlerinde artçı deprem aktivitesinde önemli bir yoğunluk görülmemektedir (Milkereit vd 2000, Zünbül vd 2000a). Sabonet'in örü alanı içinde yer alan artçı deprem yoğunlaşmalarının olduğu, birinci bölge Akyazı bölgesi, Sapanca gölünün batısından başlayan ve Arifiye civarında maksimum atıma erişen (5m) Akyazı yakınlarına kadar uzanan Sapanca - Akyazı segmentinin, yüzeyde görülmediği doğu ucuna ve KD'ya doğru yön değiştirdiği Karadere segmentinin başlangıç kesimine karşılık gelmektedir. Buradaki artçı deprem yoğunlaşmaları kırığın kuzey bloğunda yer almaktadır. İkinci bölge olan Gölyaka bölgesi ise, Akyazı civarından başlayan ve Gölyaka civarına kadar uzanan Karadere segmentine ait yüzey kırığının sonlandığı kesime karşılık gelmektedir. Bu kısımda 12 Kasım 1999 Düzce depremi meydana gelmiş ve bu segmentin sonlandığı yer olan Gölyaka'dan başlayıp Kaynaşlı'ya kadar uzanan 40 km'lik bir yüzey kırığı oluşmuştur.

3.1.1. 17 Ağustos 1999 İzmit depremi artçılarının SABONET tarafından hesaplanan odak mekanizması çözümleri

17.Ağustos.1999 İzmit depreminin artçılarından Sabonet'in örü alanı içine düşen (Akyazı, Hendek ve Gölyaka) büyük artçı depremlerin (Mag.>4.0) odak mekanizması çözümleri Tablo 3.2 ve Şekil 3.6'da gösterilmektedir. SABONET tarafından çözümleri yapılan İzmit ve Düzce depremlerine ait büyük artçı depremlerin kaynak mekanizması çözümleri değerlendirildiğinde; Akyazı bölgesinde kırığın sonlandığı ve kuzeydoğuya doğru yön değiştirdiği yerde bulunan odak mekanizması çözümleri normal fay ağırlıklı olarak bölgede kırığın bittiğini ve horstlaşmaya başladığını göstermektedir. Yüzey kırığının Akyazı ile Düzce arasında kalan kesimindeki Karadere kolunda ise odak mekanizması çözümlerinin sağ yönlü

doğrultu atımlı faylanma (normal fay bileşenli) gösteren çözümler verdiği izlenmektedir.

Tablo 3.2. İzmit artçılarından SABONET'in örü alanı içine düşen (Akyazı, Hendek ve Gölyaka) büyük artçıların (Mag.>4.0) odak mekanizması çözümlerine ait kaynak parametreleri (Zünbül, 2003)

No	Tarih	Saat	Enlem	Boylam	h	M	Doğ.1	Eğ.1	K.Açı.1
							Doğ.2	Eğ.2	K.Açı.2
1	19.08.1999	13:04:13	40.67	30.63	6.2	4.73	3	46	-102
							200	45	-78
2	19.08.1999	18:34:56	40.69	30.60	7.0	4.00	172	39	-67
							324	55	-107
3	20.08.1999	15:59:03	40.79	30.90	13.2	4.56	326	50	12
							229	81	139
4	22.08.1999	15:17:26	40.76	31.00	5.3	4.28	350	75	49
							244	43	158
5	22.08.1999	15:29:24	40.69	30.71	12.3	4.15	196	60	-95
							27	30	-81
6	25.08.1999	08:43:25	40.75	30.79	14.9	4.28	236	48	167
							335	80	43
7	29.08.1999	10:15:03	40.81	31.11	10.1	4.58	289	47	-148
							176	67	-47
8	07.11.1999	16:54:42	40.70	30.69	5.5	4.75	71	84	166
							163	76	6
9	23.08.1999	13:41:28	40.74	30.76	12.4	5.00	265	55	-158
							161	72	-37
10	02.09.1999	14:25:19	40.64	30.68	12.0	4.07	208	50	-77
							8	42	-105
11	05.09.1999	19:52:45	40.56	30.53	23.2	4.17	89	62	-56
							215	43	-136
12	06.09.1999	07:00:01	40.77	31.06	9.4	4.06	351	40	-67
							142	53	-108

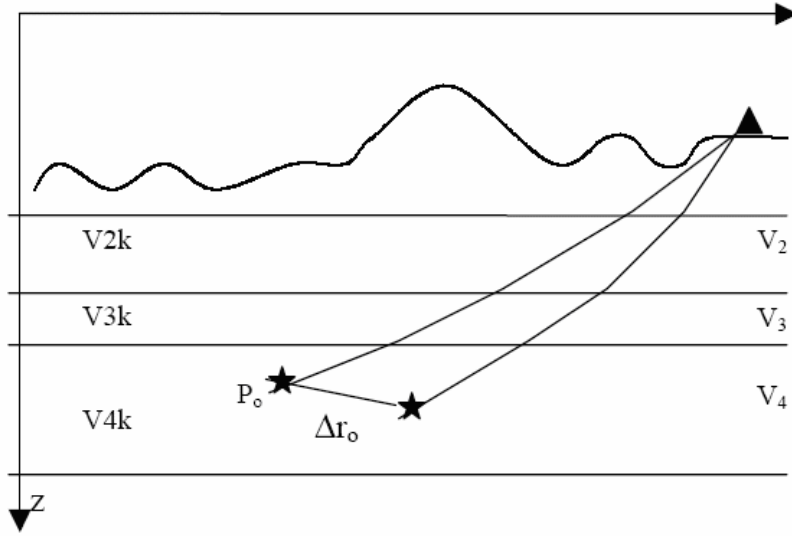


Şekil 3.6. İzmit artçılarında Sabonet'in örü alanı içine düşen (Akyazı, Hendek ve Gölyaka) büyük artçıların (Mag.>4.0) odak mekanizması çözümleri (Zünbül, 2003).

BÖLÜM 4. YEREL DEPREM TOMOGRAFİSİ

4.1. Minimum Bir-Boyutlu Hız Yapısının Belirlenmesi

Kissling ve diğ. (1994)' ne göre, üç-boyutlu ters çözüm için gerekli olan başlangıç hız modeli elde edilecek sonuçların doğruluğu ve güvenilirliği için çok önemlidir. Başlangıç modelinin doğru seçilmesi için ya da doğru başlangıç modelini bulup hataları en aza indirmek için Kissling ve diğ. (1994)' inin önerdiği yöntem önce bir boyutlu hız yapısının elde edilmesi ve elde edilen bir boyutlu hız modelinin üç boyutlu tomografik ters çözüm işlemi için başlangıç hız modeli olarak kullanılmasıdır.



Şekil 4.1. Tek bir ışın yolu için oluşturulan odak-hız ödünlüşmesinin şematik gösterimi: z, derinliği, P_o , odağın yerini, Δr_o , 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 4.1'de 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) jeolojisi yaklaşık olarak bilinen sağlam kaya üzerinde olmalıdır (Kissling, 1995).

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. Yada 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 arasından en uygun olanı seçilmeli ve neden uygun olduğu sınanmalıdır (Kissling, 1995).

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 sabitlemiş 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 (Kissling, 1995).

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 ve Eberhart-Phillips (1986, 1990) tarafından geliştirilen, SIMULPS14 programı kullanılmıştır. Bu program, P dalgası hızını, V_P/V_S hız oranını ve soğurulma faktörünü ters çözüm yöntemi ile hesaplayabilmektedir. Ancak bu çalışmada program, sadece P-dalgası hız yapısını hesaplamak üzere kullanılmıştır.

4.2. 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.

4.2.1. Hız yapısının önerilmesi

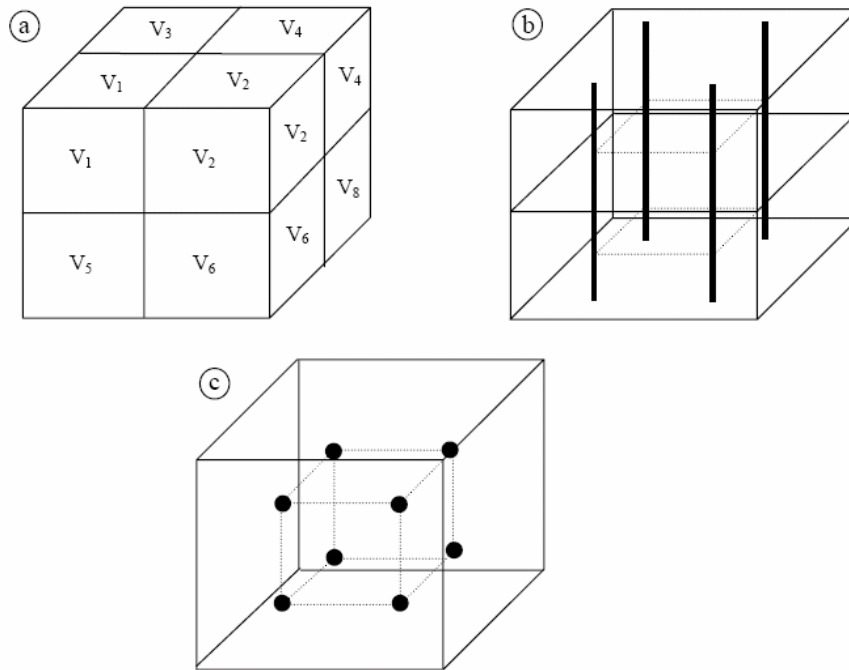
Süreksizlikleri, fayları, erimiş ve başkalaşmış kayalar, tabakaları kapsayan yer kabuğu ve üst manto geniş bir alan içinde heterojen bir yapı gösterir. Karşılaşılan bu kompleks yapıyı anlamak ışın örnekleme aralığının yoğunluğuna, kaydedilen sismik dalga enerjisinin, minimum dalga boyuyla oranına bağlıdır (Thurber, 1993).

Yerel deprem tomografisinde bu heterojen ortamı tanımlayabilmek için farklı yaklaşımlar sunulmuştur. Bu yaklaşımlar Şekil 4.2' de gösterilmektedir. Bunlardan ilki (Şekil 4.2a) Aki ve Lee (1976), yer yapısının sabit hızlı bloklarla tanımlanması yaklaşımıdır. Bu basit bir yaklaşım olduğundan avantajlıdır, ancak hızın bir bloktan diğerine değişimine izin vermediği için ayrıntılı hız değişimlerini ve oblik süreksizlikleri tanımlayamadığı için eksiktir.

Şekil 4.2b'de gösterilen Hawley ve diğ. (1981)'nin, ayırık blok yaklaşımında ise

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 4.2c'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.



Şekil 4.2 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 çözünürlük düşecektir. Model bloklarının çok kaba tanımlanması durumunda ise yapıyı kabaca temsil eden bir görüntü elde edilecek ve yapıdaki küçük değişimler görüntülenemeyecektir. 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 çözümün 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 (Dinç, 2003).

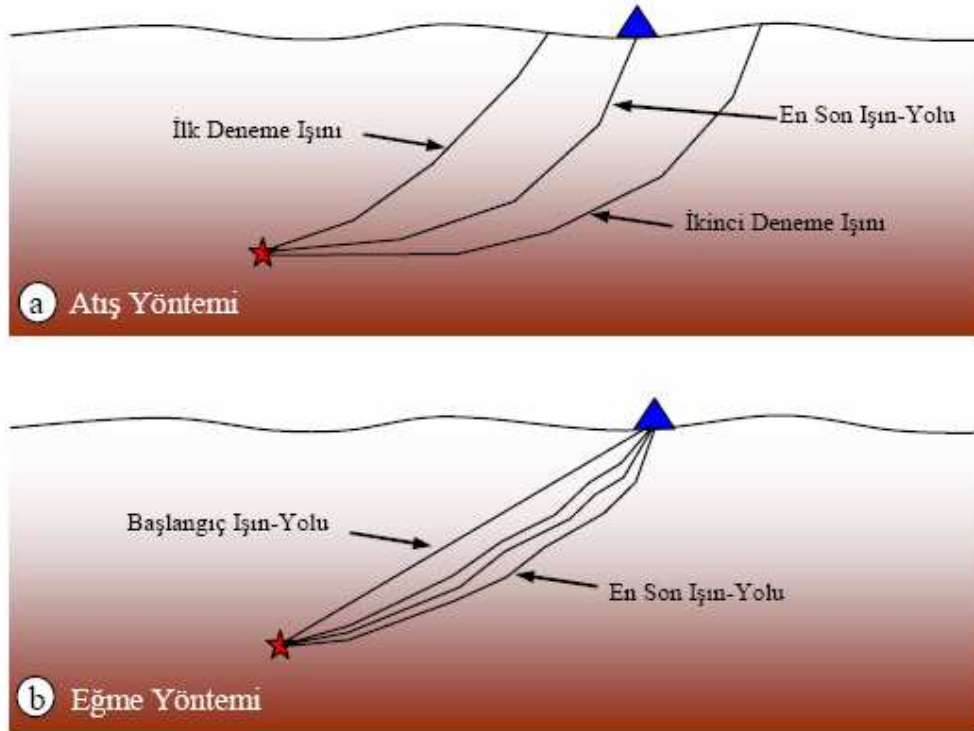
4.2.2. Işın izleme

Yerel deprem tomografisinde çözülmesi gereken problemlerden biri de her bir kaynak ve alıcı çifti için en hızlı kat edilecek 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 çözümü 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. 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 ulaşınca kadar yinelemeli olarak çözülür (Şekil 4.3a). Atış yönteminde ışın yörüngesinin hesaplanacağı kaynak çıkış açısını belirlemek ve belirlenen çıkış açısı aralığında birçok 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 4.3b). Genelde yeni yörünge hesaplanırken ışın denklemi sonlu farklar kullanılarak çözülür. Hız yapısının çok karmaşık olmadığı durumlarda, eğme yöntemi atış yöntemine göre daha doğru sonuçlar vermektedir.

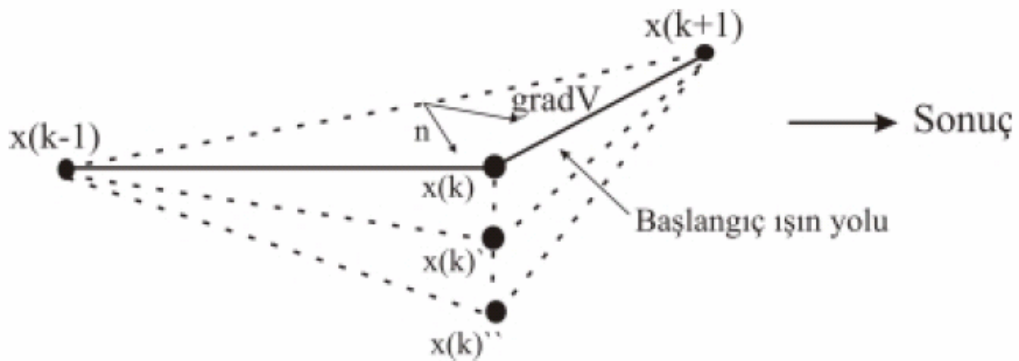


Şekil 4.3 Atış yönteminde odakta çıkan ışın istasyona ulaşana kadar farklı yollar denir (a), Eğme yönteminde ise istasyon ile odak arasında düz bir ışın yolu oluşturulur ve seyahat zamanını azaltacak şekilde bu doğru muhtelif yerlerinden çekiştirilerek en kısa seyahat zamanı üreten yörünge hesaplanır (b), (Thurber, 1993).

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 4.4a). 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 4.4). 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)



Şekil 4.4 Alıcı ve kaynak arasında en kısa seyahat zamanını üretecek yolun üç-boyutlu yaklaşık ışın izleme ve yalancı eğme yöntemleri Um ve Thurber (1987).

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

$$V(x, y, z) = \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 V(x_i, y_j, z_k) \left[\left(1 - \frac{|x-x_i|}{|x_2-x_1|} \right) \left(1 - \frac{|y-y_j|}{|y_2-y_1|} \right) \left(1 - \frac{|z-z_k|}{|z_2-z_1|} \right) \right] \quad (4.1)$$

Şeklinde verilen Lagrange fonksiyonu kullanılmaktadır. Denklem (4.1)'de x_i, y_j, z_k , hız değeri bilinen düğüm noktalarının koordinatlarını, (x, y, z) hızın enterpolasyonla elde edileceği noktanın koordinatlarını ifade etmektedir.

4.2.3. Yerel deprem tomografisi kuramı

Yerel deprem tomografisi (LED), ışın yolu izleme teoremi ile ifade edilen, deprem odağından istasyona gelen cisim dalgalarının seyahat zamanı ile başlar. Ters çözüm kuramında, seyahat zamanı türevleri değerlendirilir ve geliştirilmiş bir yer modeli ve bu modele bağlı olarak daha doğru deprem lokasyonları hesaplanır (Thurber, 1993).

Sismik dalganın kaynaktan çıkıp alıcıya ulaşması için geçen seyahat zamanı T ,

$$T_{ij} = \int_{source}^{receiver} u ds, \quad (4.2)$$

Çizgisel ışın izleme integraliyle hesaplanır. Burada u ortamın hızını, i deprem sıra numarasını ve j istasyon numarasını göstermektedir. Gerçekte gözlenen seyahat zamanı t_{ij}

$$t_{ij} = \tau_i + T_{ij} \quad (4.3)$$

bağıntısıyla verilir. Burada τ_i , depremin oluş zamanını, T_{ij} , odaktan alıcıya kadar geçen seyahat zamanını gösterir. Yerel deprem tomografisinde bilinen parametreler istasyon koordinatları ve gerçek seyahat zamanlarıdır. Varış zamanlarını t_{ij} hesaplamak için kullanılan (4.2) ve (4.3) deki formülleri ile hesaplanmış eşitlikler kullanılarak seyahat zamanı artışı rezidüeller hesaplanabilir,

$$r_{ij} = t_{ij}^{göz} - t_{ij}^{teo} \quad (4.4)$$

Ayrıca sismik dalganın istasyona varış zamanı, odak parametrelerinin ve dalganın yayılım doğrultusundaki hız alanının doğrusal olmayan bir fonksiyonu olarak

$$t_{göz} = F(t_0, x_0, y_0, z_0, V(x, y, z)) \quad (4.5)$$

ifade edilebilir. Bu denklemden, $t_{göz}$ 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. Varsayılan kaba bir hız modeli kullanılarak, öncelikle kaynak alıcı arasında, yaklaşık ışın izleme yöntemine göre ışınlar gönderilip teorik geliş zamanları hesaplanabilir.

$$t_{teo} = F(t_0^*, x_0^*, y_0^*, z_0^*, V^*(x, y, z)) = F(h_j^*, m_k^*) \quad (4.6)$$

Burada h_j^* varsayılan odak parametrelerini ve m_k^* varsayılan hız modeli parametrelerini belirtmektedir. Rezidüeller, odak düzensizlikleri ve hız parametrelerinin standart hataları ile ilişkilidir.

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial X_k} \Delta X_k + \Delta \tau_i + \int_{kaynak}^{istasyon} u ds \quad (4.7)$$

(4.7) deki eşitlik P ve S varış zamanlarının ikisi içinde geçerlidir. Eğer hız yapıları için sınırlı parametreler kabul edilmesi durumunda (4.7) denkleminin, (Thurber, 1986)

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial X_k} \Delta X_k + \Delta \tau_i + \sum_{l=1}^L \frac{\partial T_{ij}}{\partial m_l} \Delta m_l \quad (4.8)$$

Şekline dönüştürülür. Burada $m_l=1,2, \dots,L$ ayırık hız modelinin parametrelerini göstermektedir. Denklem (4.8)'nin çözülebilmesi için matris gösteriminde yazılması gerekmektedir. Tek bir deprem için denklem (4.8),

$$r = Ad \quad (4.9)$$

şeklinde yazılabilir. Burada r , artık seyahat zamanlarını, A kısmi türevler matrisini, 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 e olarak tanımlarsak, artık seyahat zamanları,

$$r = Ad + e \quad (4.10)$$

şeklinde yazılabilir. Denklem (4.10)'da verilen kısmi türevlerden oluşan A matrisi açık bir şekilde

$$A = \begin{bmatrix} \frac{\partial t_i}{\partial h_{1,j}} & 0 & 0 & \frac{\partial t_i}{\partial m_1} & \dots & \frac{\partial t_i}{\partial m_n} \\ 0 & \dots & 0 & \frac{\partial t_i}{\partial m_1} & \dots & \frac{\partial t_i}{\partial m_n} \\ 0 & 0 & \frac{\partial t_i}{\partial h_{ndep,j}} & \frac{\partial t_i}{\partial m_1} & \dots & \frac{\partial t_i}{\partial m_n} \end{bmatrix} \quad (4.11)$$

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 (4.11)'da verilen matrisin ilk bölümü odak parametrelerine ait kısmi türevleri, ikinci bölümü 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 (4.10)' 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 (4.10) denklemi

$$r = Ad + e = HAh + MAm + e \quad (4.12)$$

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

Bu çalışmada kullanılan tomografi programı SIMULPS14, denklem (4.12)' in hesaplanmasında, Tekil Değer Ayrışımına (Singular Value Decomposition, SVD) benzeyen, ancak parametre ayrımı yapılmaksızın iki matrisin çarpımı şeklinde bir ayrışım şeklinde kullanılmaktadır. QR ayrışımı olarak da adlandırılan bu ayrışım kullanılarak odak parametrelerinden oluşan H matrisinin "QR" ayrışımı yapıldığında, QH çarpımı üst-üçgen sistemine dönüşür. Şöyle ki,

$$QH_i = \begin{pmatrix} \mathbf{r}_{11} & \mathbf{r}_{12} & \mathbf{r}_{13} & \mathbf{r}_{14} \\ 0 & \mathbf{r}_{22} & \mathbf{r}_{23} & \mathbf{r}_{24} \\ 0 & 0 & \mathbf{r}_{33} & \mathbf{r}_{34} \\ 0 & 0 & 0 & \mathbf{r}_{44} \\ 0 & 0 & 0 & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad (4.13)$$

elde edilir. Q' nun 4. satırından sonraki değerlerinin tümünün sıfır olduğu göz

önüne alınır, sıfır olmayan kısımlar kullanılarak,

$$Q_0 r_i = r_i' = Q_0 H_i \Delta h_i + Q_0 M_i \Delta m = M_i' \Delta m \quad (4.14)$$

denklemi elde edilir. Burada $Q_0 H_i = 0$ özelliği kullanılmıştır. Denklem (4.14)' ü, Δm ' yi hesaplamak üzere, sönümlü en küçük kareler yöntemine göre düzenlersek,

$$\Delta m = [(M')^T M' + \varepsilon^2 I]^{-1} (M')^T r' \quad (4.15)$$

elde edilir. Ters problemi denklem (4.15) 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 kullanılacak en uygun sönümleme katsayısı olarak önerilmiştir. Bu aşamada, ters çözüm sonuçlarının güvenilirliği, büyük ölçüde kullanılan başlangıç modeline ve sönümleme katsayısına bağlı olduğunu söyleyebiliriz.

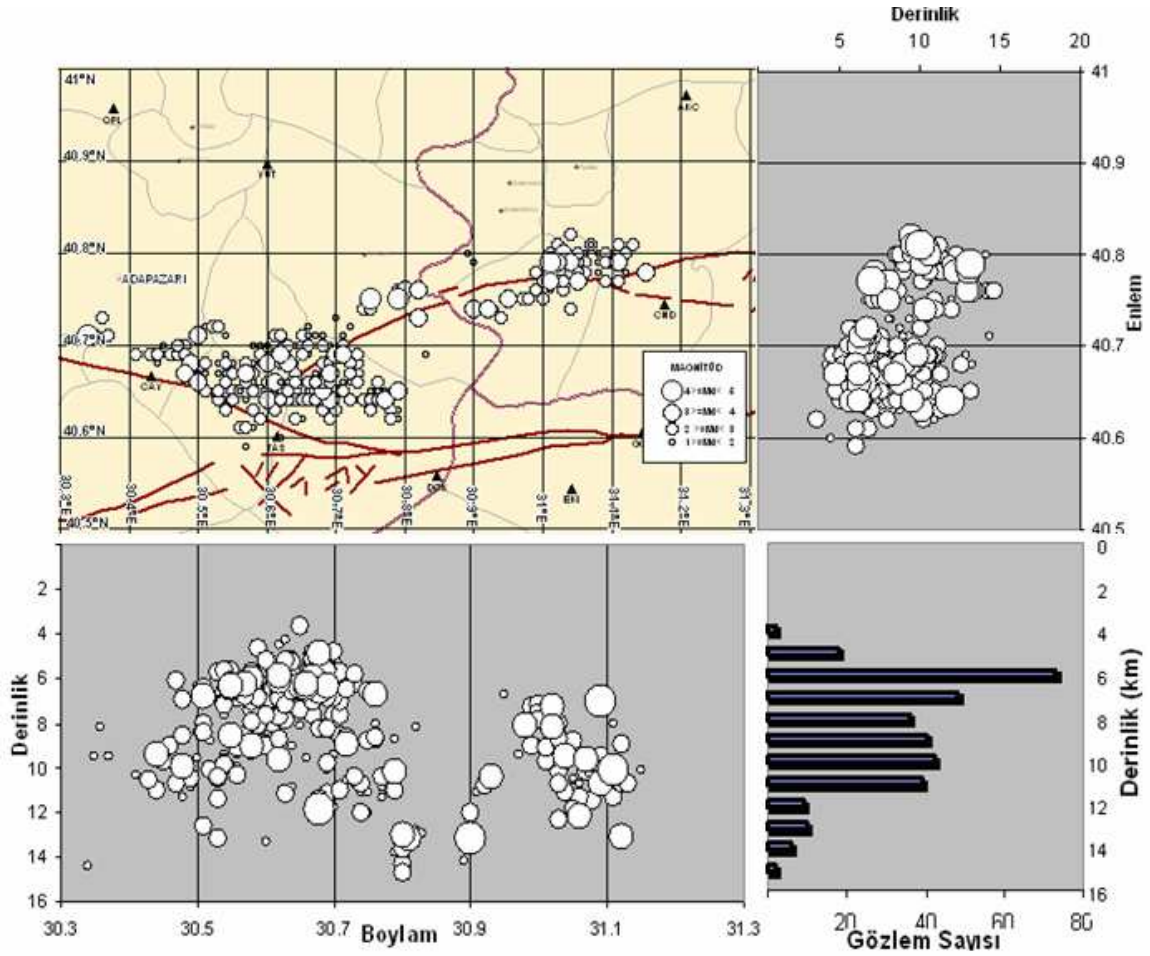
Denklem (4.15) çözüldükten sonra, hız parametrelerindeki değişimler hız modeline uygulanır, yeni model kullanılarak depremler teker teker yinelemeli olarak konumlandırılır ve eş zamanlı ters çözüm işlemi yineleme sayısı kadar tekrarlanır. Gerekli yineleme sayısını seçmek için serbestlik derecesini (number of degrees of freedom) temel alan F-test kriteri kullanılabilir (De Groot, 1975).

BÖLÜM 5. BÖLGENİN TOMOGRAFİK MODELLEMESİ

5.1. Bir-Boyutlu Başlangıç Hız Modelinin Oluşturulması

Bir-boyutlu hız yapısının çıkarılabilmesi için yüksek kalitede verilerin seçilmesi gerekmektedir. Bunun için P ve S okuması yapılmış 1574 depremden, azimutal boşluğu 180° den küçük olan ve bir istasyonda en az 10 P fazı okuması yapılmış 311 deprem seçilmiştir. Referans istasyon olarak DOK istasyonu seçilmiştir. Referans istasyon seçimi ve tomografide kullanılacak dataların seçim kriterlerinden daha önce bahsedilmiştir. Seçilen artçı depremlerin yatay ve düşey düzlemdeki dağılımları ve derinlik dağılımı histogramı Şekil 5.1' de gösterilmektedir.

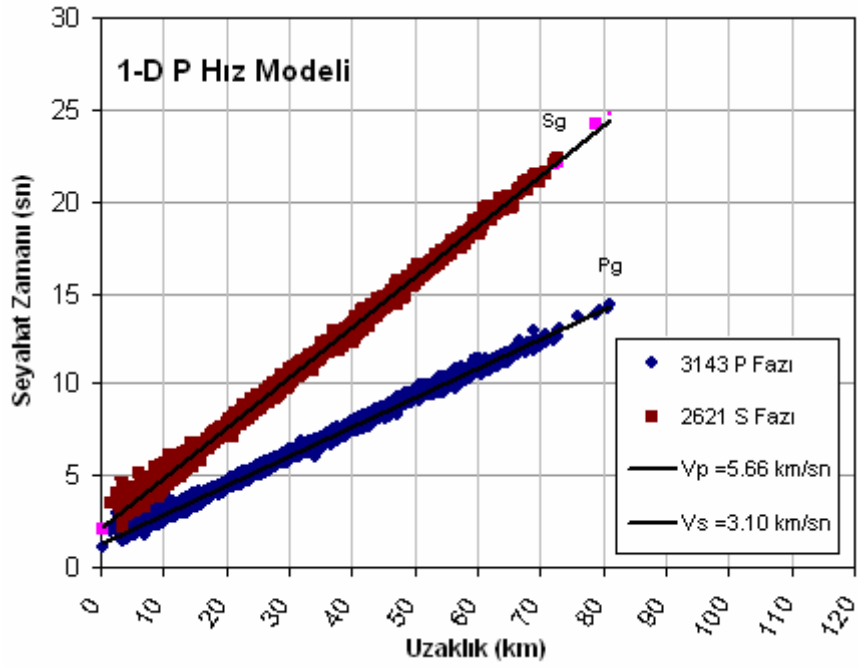
Depremlerin meydana geldiği derinlik ortalaması 8.3 km.dir. Şekilden de görüleceği üzere seçilen artçı depremler, azimutal dağılım koşulundan dolayı genellikle istasyon ağının içerisine düşmekte ve çok fazla bir saçılım göstermemektedirler. Ayrıca, seçilen artçı depremlerin hem enlem hem de boylamdaki düşey kesitleri çıkarılarak odak noktalarının derinlik dağılımları elde edilmiştir (Şekil 5.1). Bu kesitlere göre, seçilen artçı depremlerin ortalama 6–7 km gibi sığ bir derinlikte meydana geldiği ve en derin odak noktasının 16 km'yi geçmediği görülmüştür.



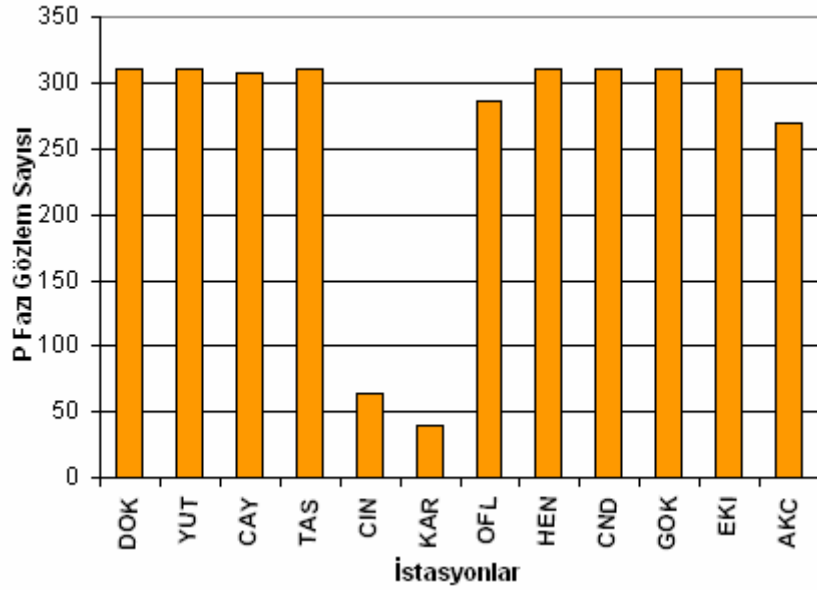
Şekil 5.1. Minimum bir-boyutlu hız modelinin elde edilmesi için kriterlere uygun seçilen 311 artçı depremin yatay ve düşey düzlemdeki dağılımları ve derinlik dağılım grafiği

Ters çözümde kullanılmak üzere seçilen verilerle bölgenin ortalama bir sismik hız yapısı hakkında bilgi edinmek için artçı depremin zaman uzaklık grafiği çıkarılmıştır.. Şekil 5.2’de verilen zaman-uzaklık grafiğine göre, $V_p = 5.66$ km/sn ve $V_s = 3.10$ km/sn olarak hesaplanmıştır. Bu hızlardan V_p/V_s oranı ise 1.83 olarak bulunmuştur.

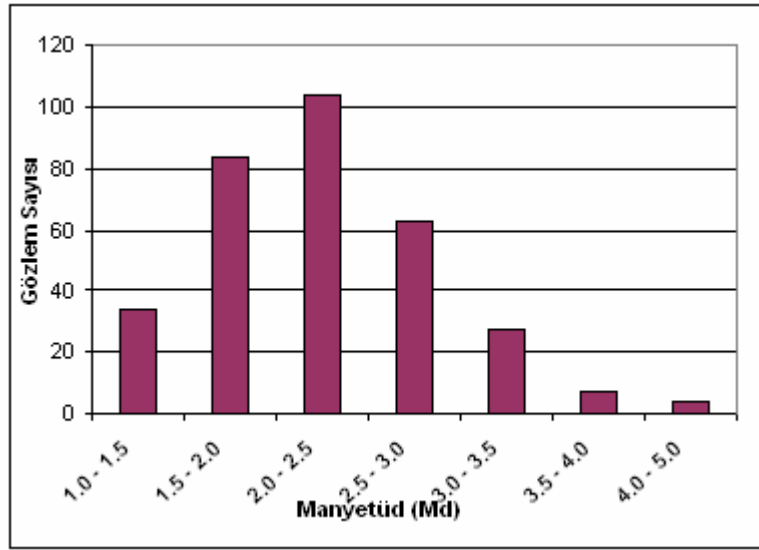
Bölgeye yerleştirilmiş 12 adet istasyonunun kaydettiği ve ters çözüm için seçilen artçı depremlerin her bir istasyondaki P-fazı sayısı çizelgesi Şekil 5.3’de gösterilmektedir. Deprem sırasında ve sonrasında 2 istasyon arızalı olduğu için onlardan veri alınamamış ve okuma yapılamamıştır.



Şekil 5.2. P- ve S- fazı zaman-uzaklık grafikleri



Şekil 5.3. Ters çözüm için seçilen artçı depremlerin her bir istasyondaki P- fazı için gözlem sayısı çizelgesi



Şekil 5.4. Ters çözüm için seçilen artçı depremlerin sarsıntılarının her büyüklüklerine göre sayılarını gösteren çizelge

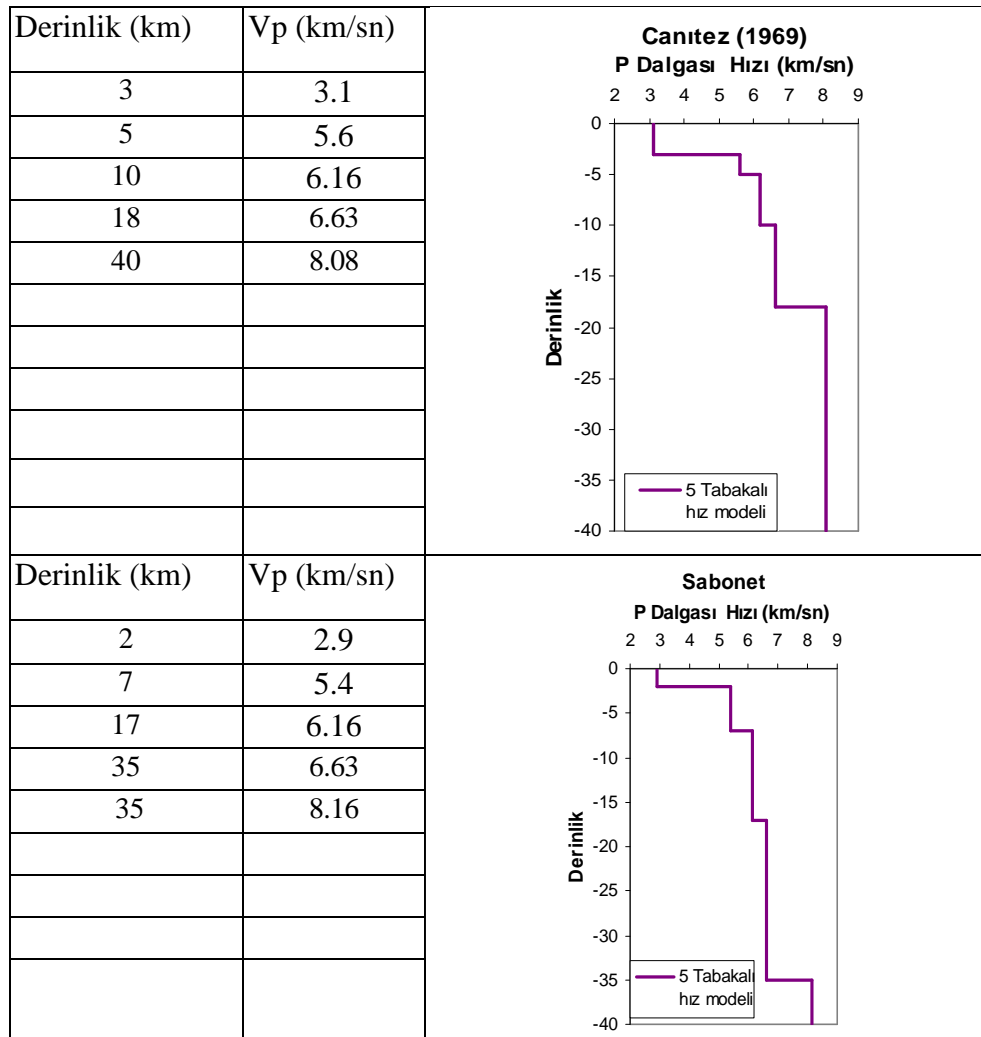
Kaliteli 1-D P- dalga hızı modeli elde edebilmek için, verilerin GAP ve rezidüllerinin küçük değerlerde olmaları önemlidir. Bu nedenle veri seçimi yapılırken bu ölçütlerde göz önünde bulundurulmuş ve seçilen depremlerin ortalama GAP değerlerinin 88° olduğu görülmüştür. Minimum 1-D P- dalga hızı modeli için kullanılan verinin rezidülleri incelendiğinde, bunların genellikle -1 sn ile +1 sn arasında değiştiği belirlenmiştir.

Çalışma alanında ve bu alanı da kapsayan Marmara Bölgesi ve civarında daha öncede birçok kabuk çalışması yapılmış olduğundan, bir boyutlu P dalgası hız modelini oluşturabilmek için bu çalışmalardan alınan kabuk hızları kullanılmıştır. Yeni kabuk modelini oluşturmak için önceden elde edilmiş kabuk hızlarını kullanmamızın nedeni daha kısa zamanda ve daha doğru bir kabuk yapısı elde edebilmektir. Ancak kabuk hızlarının tam olarak çalışılan bölge için hazırlanmadıklarından dolayı bu bölgeyi tam olarak temsil etmemektedirler. Ayrıca çok sığ ve çok derinlerde fazla depremler olmadığından seçilen modeller buralardaki hızları daha iyi yansıtabileceğinden ilk hızlar önceki yapılan çalışmalardan seçilmiştir.

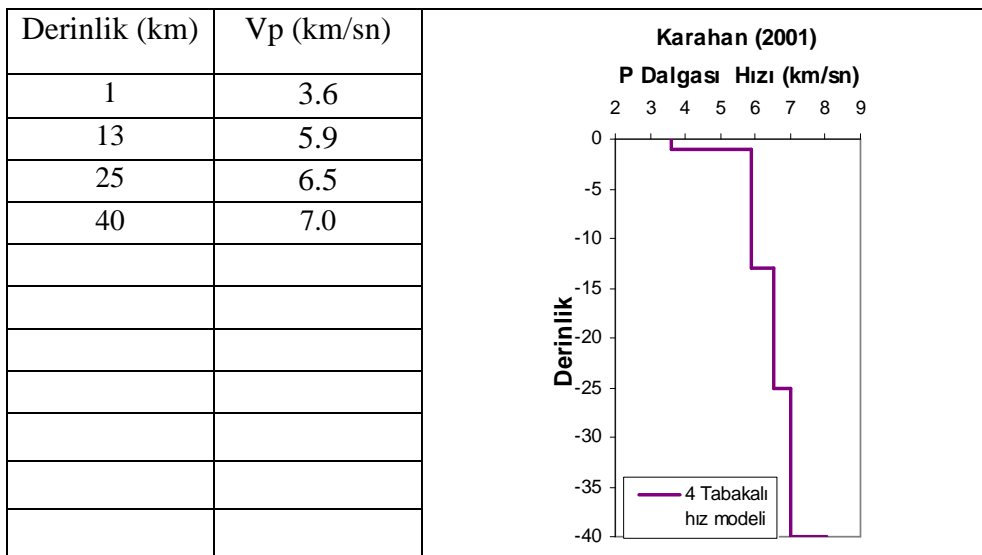
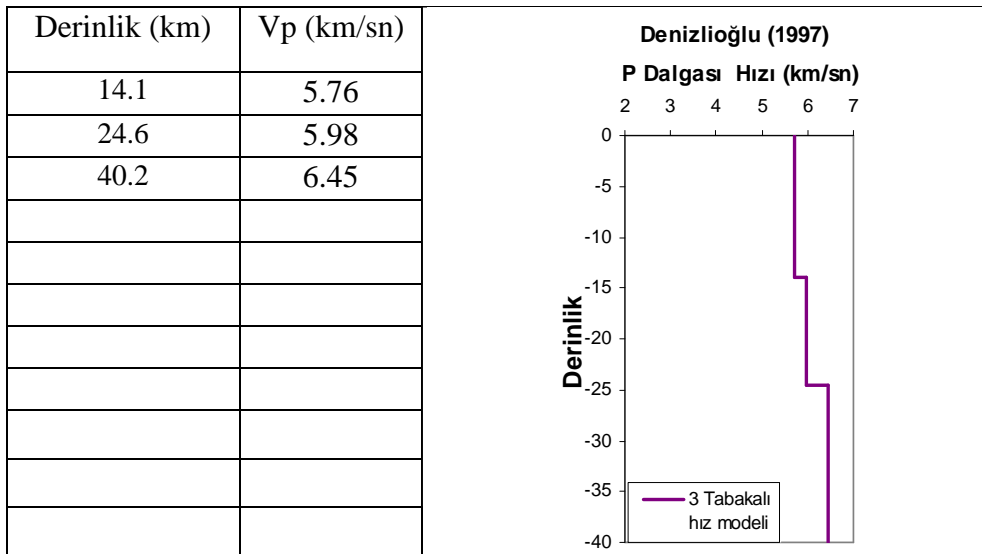
Seçilen hız modellerinden ilki Canitez'in (1969) Love dalgaları grup hızından elde ettiği hız modelidir. Bu modelin kullanılmasının nedeni ülkemizde yapılmış olan ilk

hız çalışmalarından biri olmasıdır.(Tablo 5.1). İkinci model bu çalışmada kullanılan depremlerin çözümünde kullanılan kabuk hız modelidir. Bu model aynı zamanda SABONET Projesinde depremlerin çözümünde kullanılan hız modelidir. Üçüncü model ise Denizlioğlu'nun (1997) sismik kırılma ve yansıma kullanarak yapmış olduğu tez çalışmasından alınmıştır. Bu hız modelinin kullanılmasının nedeni, hesaplanan kabuk hızlarının diğerlerine göre daha düşük hızlara sahip olmasıdır. Dördüncü model ise Karahan'ın (2001) Akyazı ile Kocaeli arasındaki 120 km'lik alanda yapmış oldukları sismik çalışma sonucu hesaplanmış olan kabuk modelidir. Bu hız modelinin seçilmesinin nedeni ise hesaplanan hız modelinin bu çalışmada seçilen alana çok yakın olmasından dolayıdır. Bu modeller yinelemeli ve eş zamanlı ters çözüm yapan VELEST programına sokulmuştur.

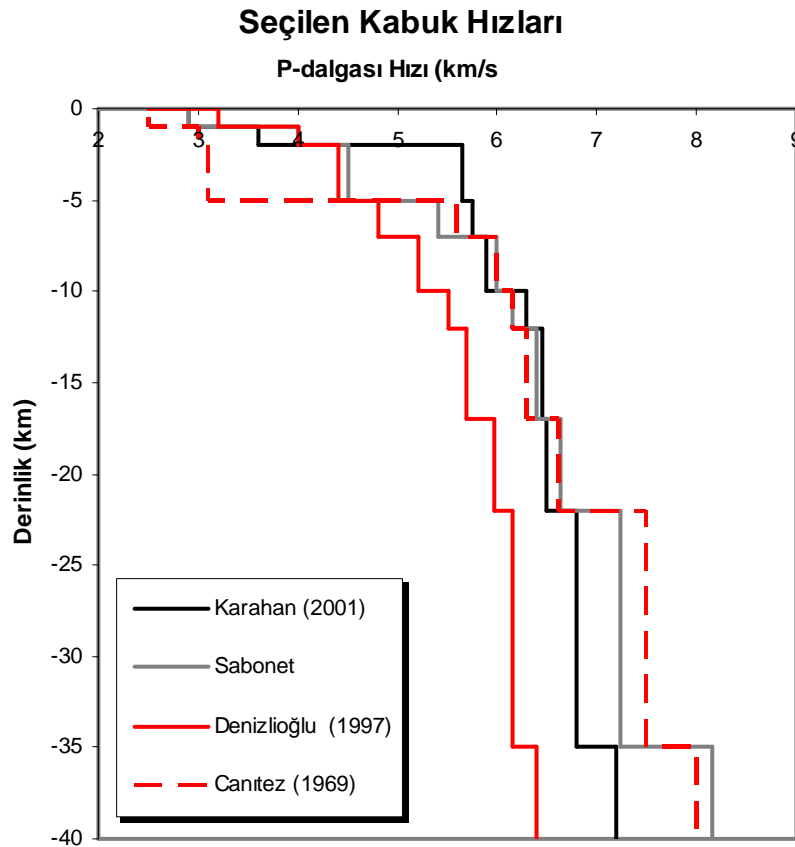
Tablo 5.1. 1-D P- dalgası başlangıç hız modelini belirleyebilmek için seçilen hız modellerinin tablo ve diyagramları



Tablo 5.1. Devamı

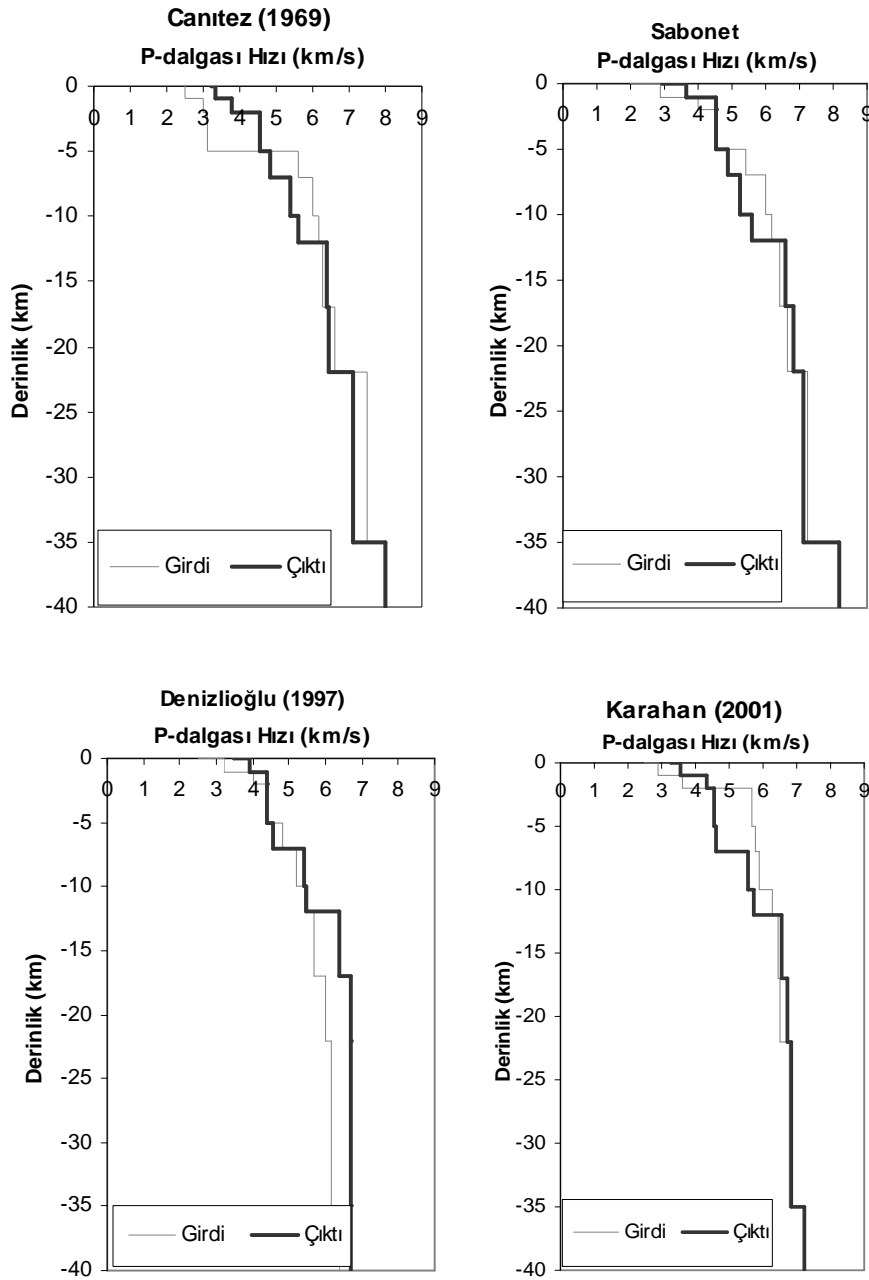


Seçilen bu hız modellerinden daha düzgün ve detaylı sonuçlar alabilmek amacıyla onbir tabakalı hız modellerine dönüştürülmüştür. Bu işlemler yapılırken orijinal hızlara ve derinliklere bağlı kalınmış kalın katmanlar arasına yeni katmanlar ve hızlar eklenmiştir (Şekil 5.5). Hız ve tabaka sayılarının artırılmasının nedeni VELEST programına girilen hızların çok olması durumunda programın bu hızları daha kolay yorumlayıp düzeltebilmesini sağlamaktır.



Şekil 5.5. 1-D P- dalgası başlangıç hız modelini belirleyebilmek için seçilen hız modellerinin 11 tabakalı hız modelleri

Her bir model VELEST programı ile dokuz yinelemeden oluşan ters çözüm işlemine tabi tutulmak suretiyle yeni modeller türetilmiştir. Ve Şekil 5.6' da gösterilen bir-boyutlu hız modelleri elde edilmiştir. Şekildeki açık renkli çizgiler başlangıç hız modellerini, koyu renkli çizgiler ise ters çözüm sonrası elde edilen hız modellerini ifade etmektedir. Ters çözüm sonucu elde edilen modellerin, sığ derinliklerde yüzey jeolojisinin etkisinden dolayı, ortalama bir modele yakınsadıkları, depremlerin yoğun olduğu 5–10 km derinliklerde ortalama bir modele yakınsadıkları ve bu veri grubunda 16 km'den daha derin depremler olmadığından dolayı, bu derinliğin altındaki yapıların çözülmediği dikkat çekmektedir. Bu dört ayrı modelin dokuz yineleme adımı tek tek incelendiğinde hepsinin birbirlerine yakınlaştıkları görülmektedir, bu da yapılan işlemin doğruluğunu ispatlar niteliktedir.

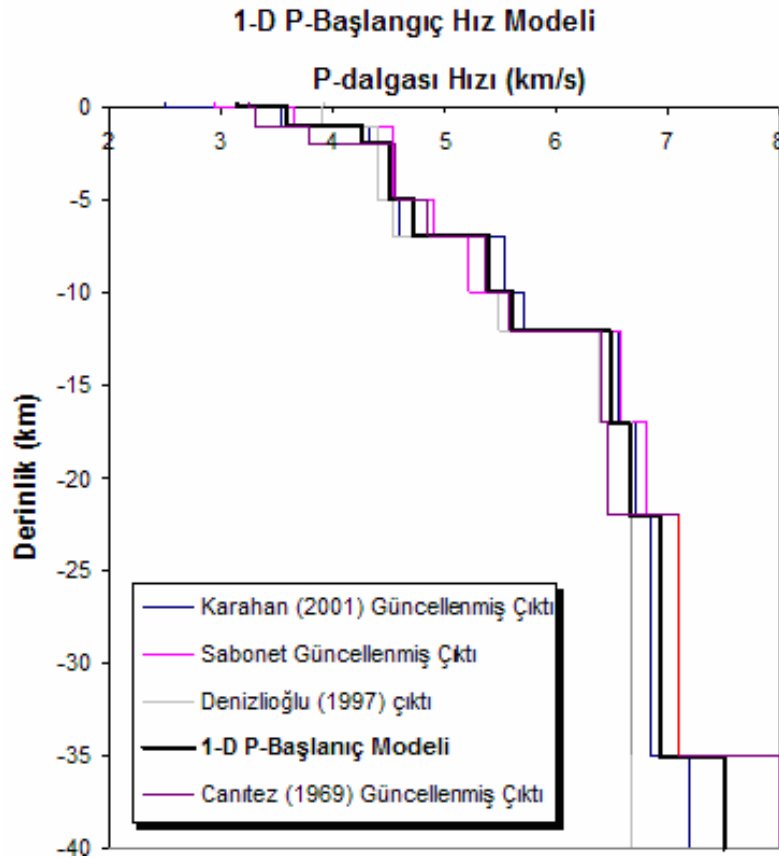


Şekil 5.6. 1-D P- dalgası başlangıç hız modelinin değişim aralığının belirlenebilmesi için seçilen dört farklı hız modeli (açık renkli çizgiler) ve belirli bir yineleme sayısı sonrası ters çözümle elde edilen sonuç modeller (koyu renkli çizgiler)

5.2. Minimum Bir-Boyutlu P-Dalgası Hız Modelinin Hesaplanması

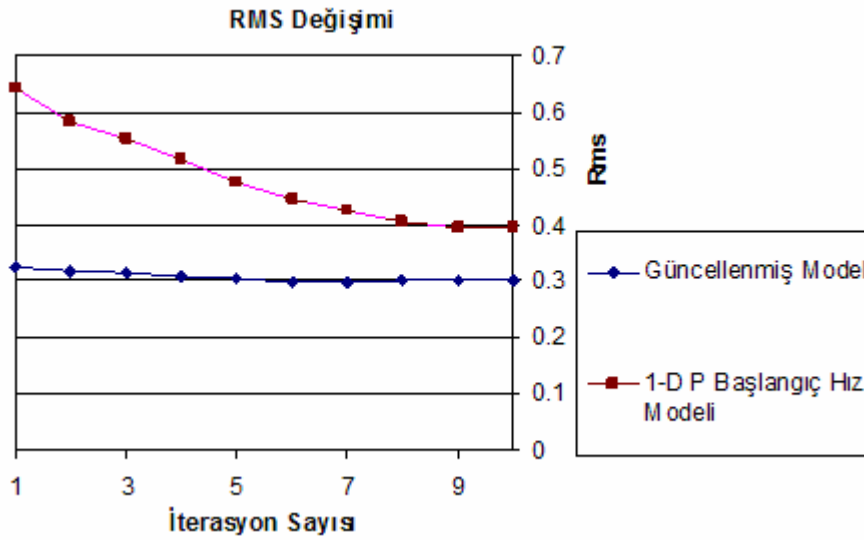
Ters çözüm işlemlerine başlamadan önce, hesaplanan minimum 1-D P- dalga hızı modeli ve istasyon düzeltmeleri kullanılarak, VELEST yazılımı yardımıyla yeni bir

deprem yer bulma işlemi yapılmış ve bunun sonucunda yeni P- fazı okumaları seçilmiştir. Burada, yer bulma işlemi için, HYPO2000 yerine VELEST yazılımının kullanılmasının nedeni, VELEST'in istasyon yüksekliklerini dikkate almasından dolayı, en son bulunacak olan koordinat ve derinliklerin olabildiğince gerçeğe yakın istenmesidir. Aksi durumda odak derinlikleri, gerçek pozisyonlarından daha sığ bir yerlerde olacaktır. Esasında bu ön işlemleri yapmanın tek amacı, en iyi model yaklaşımı ve istasyon düzeltmeleriyle daha çok verinin seçimini sağlamaktır. Elde edilen bu sonuçlara göre, aynı hız aralıkları içerisinde kalan ve hemen hemen benzer değerlere sahip bir 1-D P-dalgası başlangıç hız modeli hazırlanabilir. Şekil 5.7'de siyah çizgi ile gösterilen model, diğer dört modelin çözüm sonuçlarına göre hazırlanmış 1-D P- dalgası başlangıç hız modelidir. Böylece yeni model, seçilen dört modelin çözümlenmesi sonucu bulunmuş modellerin hız ve kalınlık değerleri arasında yer almaktadır.

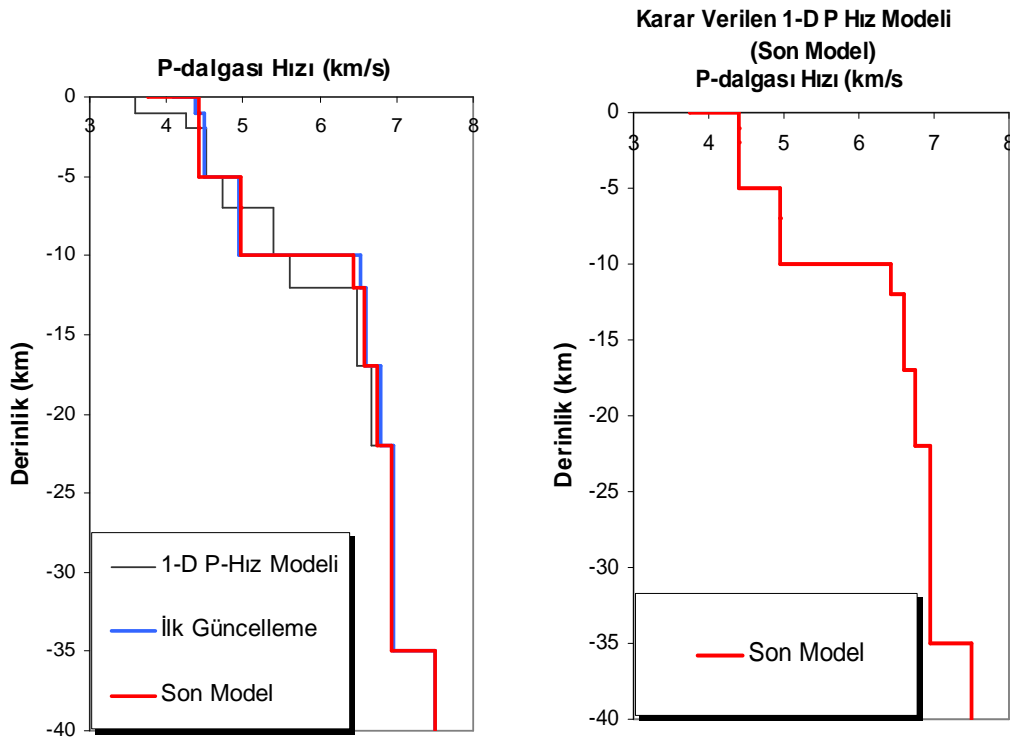


Şekil 5.7 Dört farklı hız modelinin 1-D ters çözümü sonucu elde edilen sonuç modelleri (renkli çizgiler). Bu sonuç modellerden oluşturulan yeni 1-D P dalgası başlangıç hız modeli ise kalın siyah çizgi ile gösterilmektedir.

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 iki ters çözüm işlemi sonrasında yakın hız değerlerine sahip katmanlardaki hız değerlerinin farklı katmanlarda daha da detaylı olarak değiştiği ve 16 km den daha derinlerde deprem olmadığından dolayı hızların değişmediği görülmektedir (Şekil 5.9). Son elde edilen hız modeli kullanılarak, depremlerin tekrar yer bulma işlemi yapılmış ve RMS değerlerinde azalmalar gözlenmiştir.(Şekil 5.8)



Şekil 5.8 1-D P Başlangıç hız modeli ve güncellenmiş hız modeli ile yapılan çözümlelerde her iterasyondaki ortalama rms değerlerinin değişimini gösteren grafik.

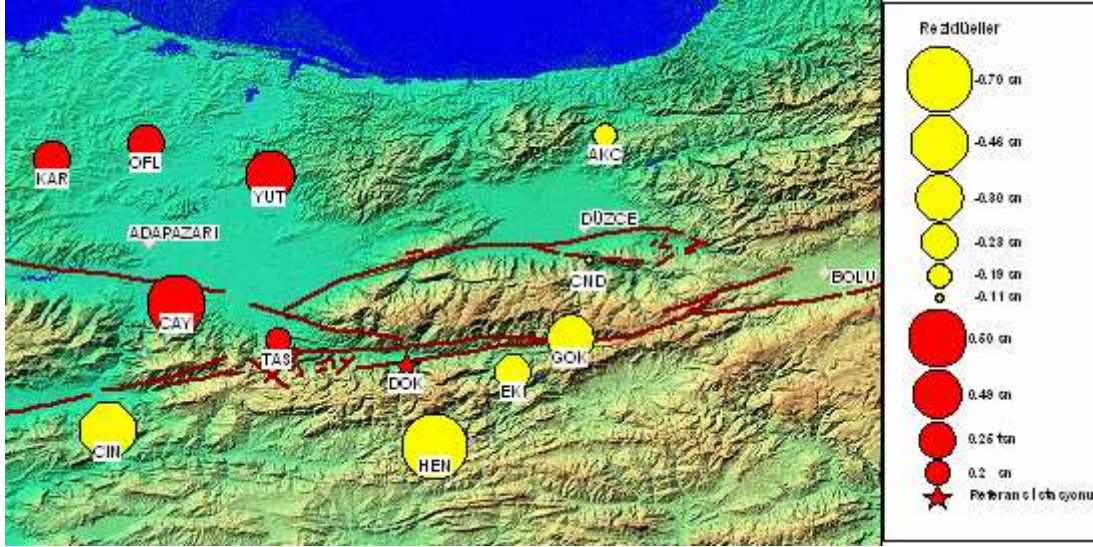


Şekil 5.9 Seçilen başlangıç modelinin belirli bir yineleme sayısı sonrası elde edilen hesaplanmış modelleri ve karar verilen son model (siyah çizgi), ve soldaki hesaplanan son modelin yer bulma işlemine sokulması sonucu elde edilen güncellenmiş model(sağda)

Elde edilen bu minimum bir-boyutlu hız modeli kullanılarak Şekil 5.9' da gösterilen istasyon gecikmeleri hesaplanmış ve bölgenin yüzey jeolojisi de göz önünde bulundurularak değerlendirilmiştir.

Şekil 5.10' dan izlenebileceği üzere, referans istasyonu DOK'a göre, daha sağlam yani daha hızlı bir zemin üzerinde bulunan istasyonlar için negatif artık seyahat zamanları elde edilmişken, alüvyonlar üzerinde bulunan istasyonlar için ise pozitif artık seyahat zamanları hesaplanmıştır. Yıldızla gösterilen istasyon referans istasyonudur. İstasyon gecikmelerinin sayısal değerleri Ek-A'da verilmiştir.

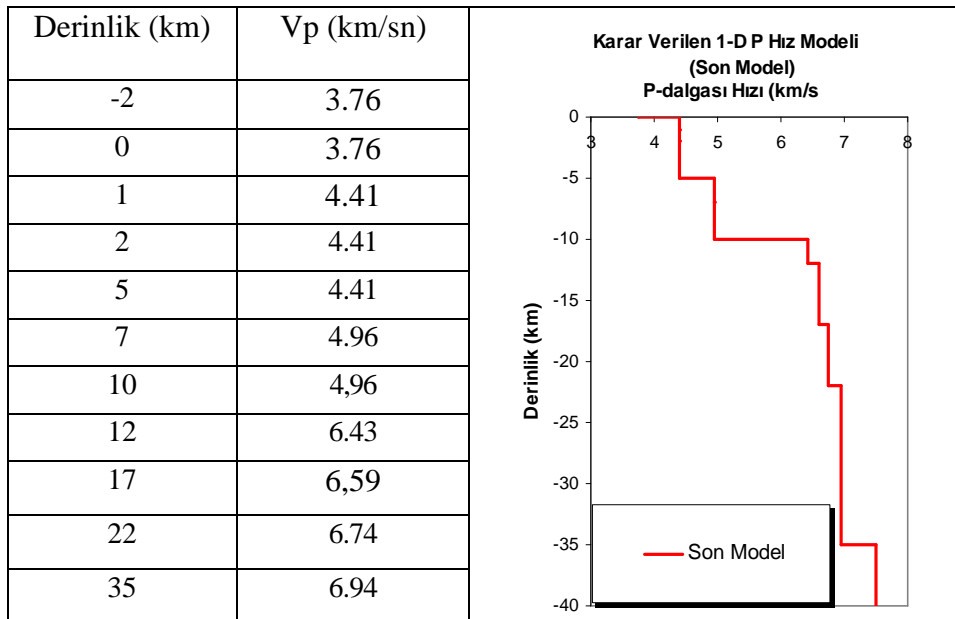
Tüm bu değerlendirmeler sonrasında, Tablo 5.2'de gösterilen hız yapısının güvenilir ve makul sayılabilecek doğrulukta olduğuna karar verilmiş ve toplam yerleşim hatalarını en küçük yapan ve bölgeyi en iyi temsil eden minimum bir-boyutlu P-dalgası hız modeli olduğuna karar verilmiştir.



Şekil 5.10. Minimum bir-boyutlu hız modeliyle hesaplanan istasyon gecikmelerinin haritada gösterimi

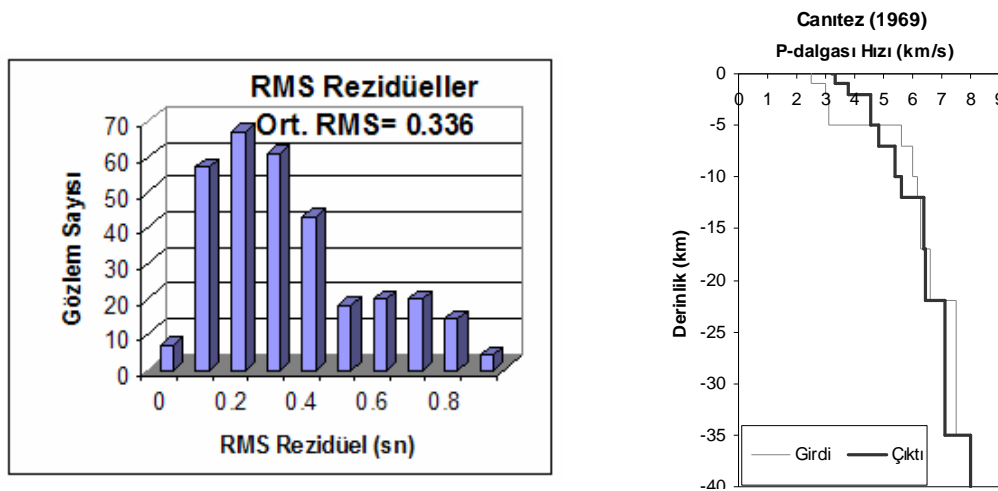
Hesaplanan hız yapısının sayısal değerleri ayrıca Tablo 5.2' de verilmiştir. Tabloda gösterilen negatif yükselti, referans düzlemden itibaren topografyayı temsil etmektedir.

Tablo 5.2. İki ters çözüm sonucu elde edilen minimum bir-boyutlu hız modeli

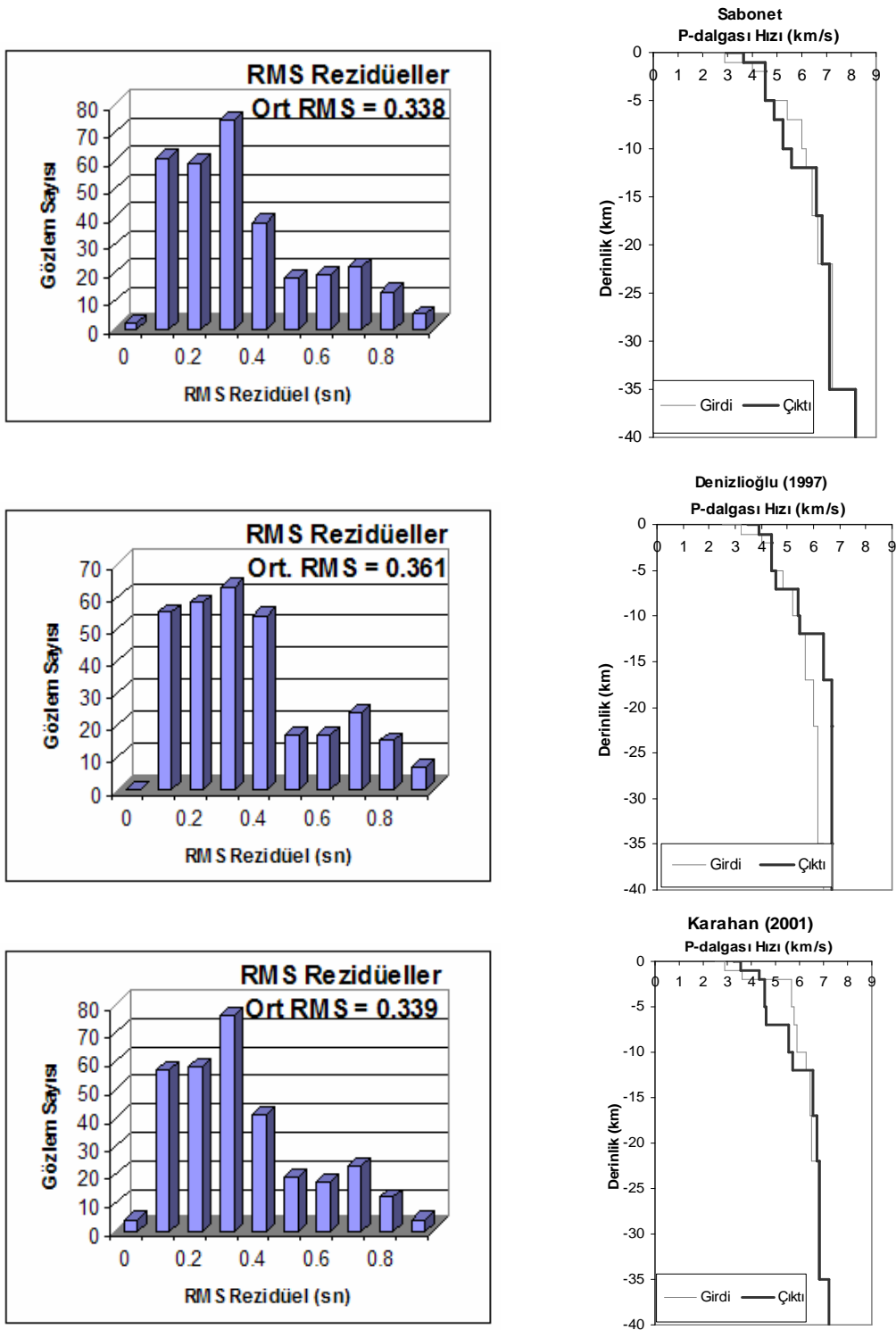


5.2.1. Model karşılaştırma testi

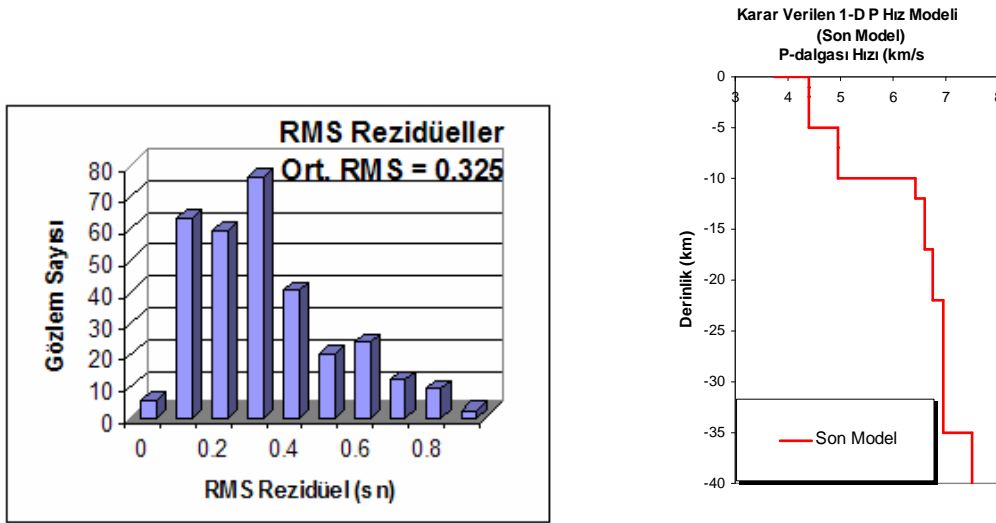
Çalışma alanına ait hesaplanan 1-D hız yapısının doğruluk derecesini belirlemek amacıyla uygulanabilecek testlerden biri karşılaştırma testidir. Bu testte, farklı 1-D P-dalga hızı modelleri ile hesaplanan RMS rezidüel değerleri birbirleri ile karşılaştırılmıştır. Bu işlem adımını gerçekleştirebilmek için başlangıç kabuk hız modelini çıkarabilmek amacıyla için girdi olarak kullanılan hız modelleri ile en son elde edilen güncellenmiş 1-D P-dalga hız modelinin ayrı ayrı VELEST programında işleme sokulup RMS değerlerine bakılmıştır. Karşılaştırma işlemi için tüm artçı sarsıntılar, her bir hız modeliyle ayrı ayrı olarak yer bulma işlemine sokulmuş ve sonuçta elde edilen odaksal koordinatlar, hesaplanan ortalama RMS'ler ve varyans değerleri birbirleri ile karşılaştırılmıştır. Ayrıca her bir model için seyahat zamanı rezidülerinin histogramı çıkarılarak hangi modelin gerçeğe daha yakın olduğu saptanmaya çalışılmıştır. Şekil 5.11'de her modelin 1-D P-hızları (sağda) ve bu hız yapılarının kullanılmasıyla hesaplanan her bir model için RMS değerleri (solda) görülmektedir. Hesaplanmış değerlere göre; bu çalışma sonucu elde edilmiş hız yapısının, diğer modellere göre bölgenin gerçek hız yapısına çok daha yakın olduğu anlaşılmaktadır. Çünkü diğer modeller daha büyük ortalama RMS rezidüel değerleri verirken, bu çalışma sonucu bulunan hız modeli ise 0.325 sn gibi ortalama Rms değeri vermektedir



Şekil 5.11. Çalışma alanına ait 1-D P- dalgası hız modelinden elde edilmiş RMS rezidüel değerlerinin, aynı bölge için kullanılan diğer modellerin RMS rezidüel değerleriyle karşılaştırılması



Şekil 5.11. Devamı



Şekil 5.11. Devamı

5.3. Çalışma Alanının 3-D Tomografi Uygulamaları

Çalışma alanına ait 3-D P- hızı yapısının elde edilmesi için iki farklı blok boyutu ve SIMULPS14 yazılımı kullanılarak tomografik ters çözümlere başlanmıştır. 5 yineleme adımından oluşan çözümler, her bir model için ayrı ayrı uygulanarak sonuçlar elde edilmiştir. İzleyen bölümlerde, ilgili modellere ait ters çözüm aşamaları tartışılmaktadır.

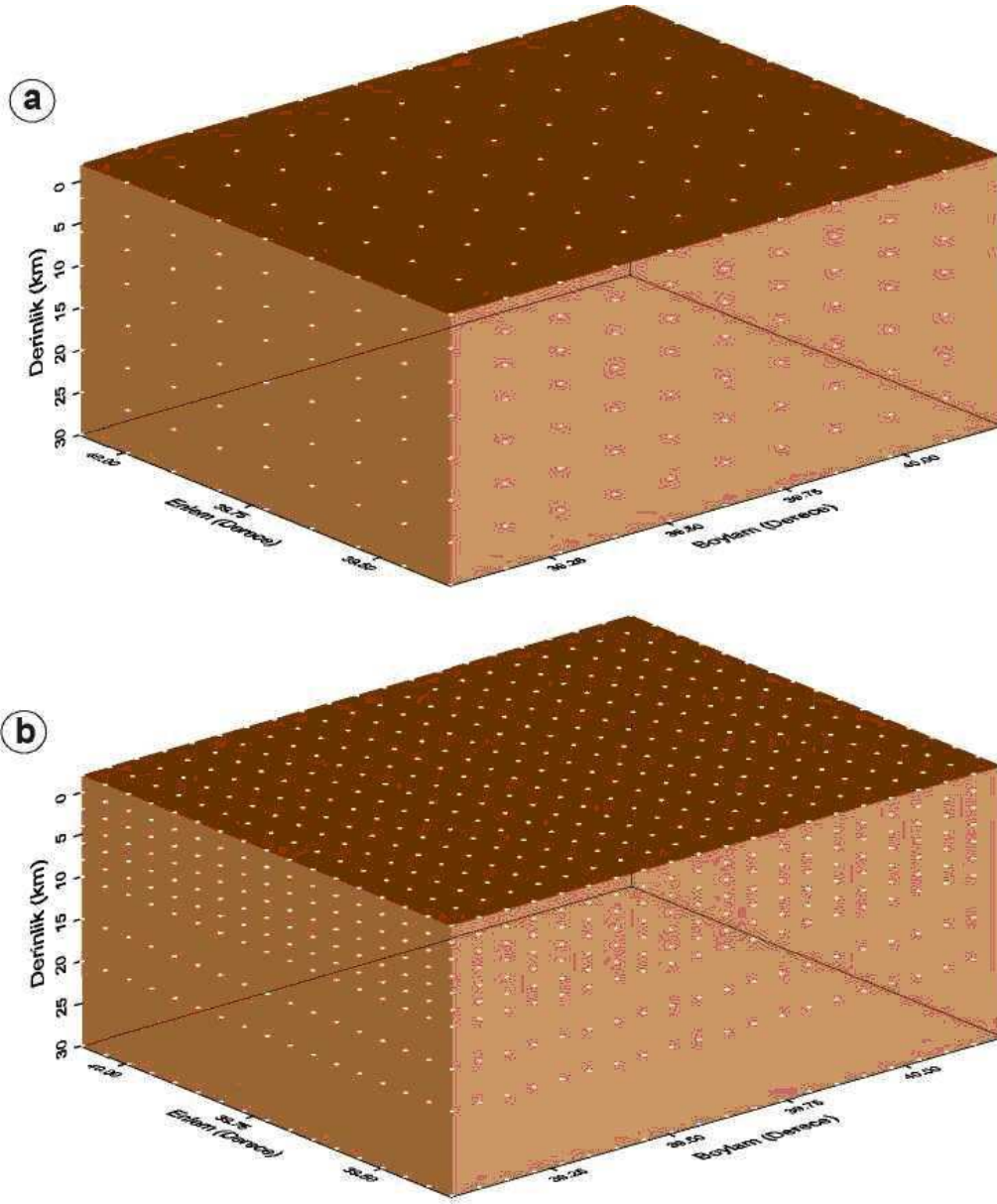
3-D tomografi için, gerçek veriye uygulanmak üzere, daha önce elde edilen minimum 1-D P hız modeli ve istasyon düzeltmeleri kullanılarak, toplam 311 depremin yeniden yer bulma işlemi (VELEST yazılımı kullanılarak) yapılmış ve bunun sonucunda 311 depreme ait odaksal parametreler belirlenmiştir. 3-D yerel deprem tomografisi için kullanılan genel modelleme teknikleri Bölüm 4.2.1'de anlatılmıştır. 3-D ters çözüm için kullanılan SIMULPS14 yazılımı model yapı olarak, ayrık model yaklaşımı içerisinde yer alan düğüm noktaları yöntemini kullanmaktadır. İstasyon ağı ve deprem dağılım biçimine göre yapılan modellemede amaç uygun modeli belirlemektir.

3-D tomografi çalışması kapsamında, grid aralığına göre değişen iki farklı modelleme yapılmıştır. Bunlar 10x10 km yatay grid aralığına sahip model, diğeri

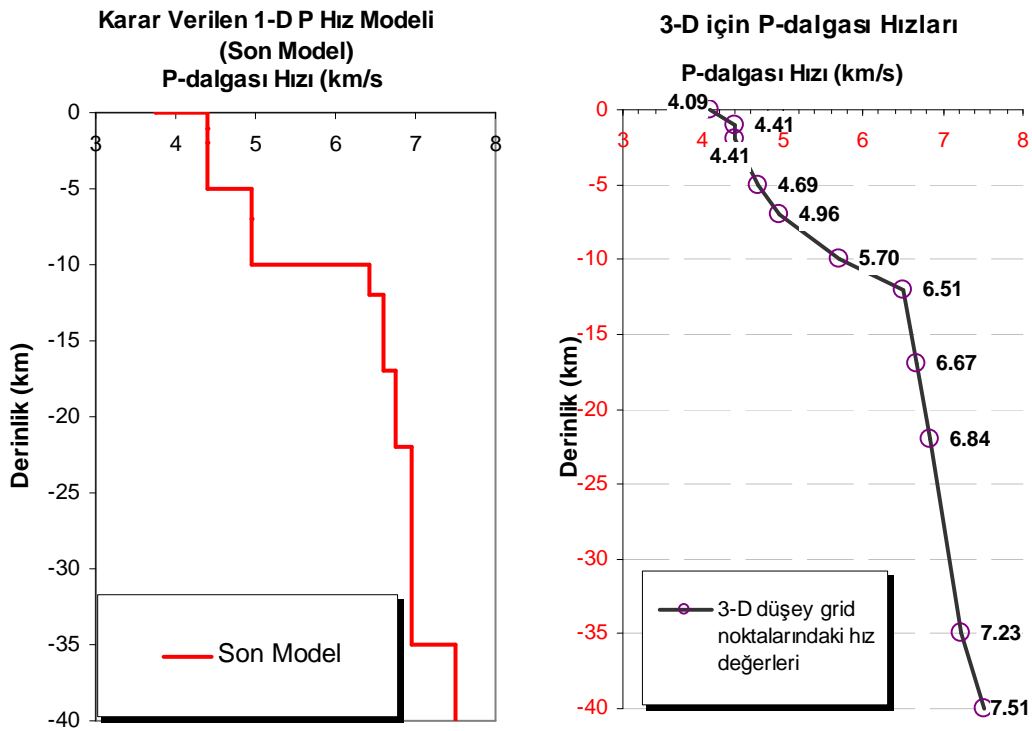
büyük grid aralığına sahip, 15x15 km yatay grid aralıklı “kaba modelleme” olarak adlandırılan model grid aralığı kullanılmıştır. 10x10 grid aralığına sahip modellemede çözünürlük değerleri çok iyi olmadığından bu çalışma sonuçlarına eklenmemiştir.

Modellemeye, istasyonlar arası uzaklık dikkate alınarak, 10x10 km’lik bir blok boyutu ile başlanmıştır. Blok boyutu büyüdüğü için doğal olarak çözülmesi gereken parametre sayısı da azalacaktır. Bu da doğrudan ters çözüm için hesaplama süresini kısaltacaktır. Kaba modellemede bloklar içerisinde geçen ışın miktarı daha çok olduğundan dolayı her bir bloktan yeterince bilgi taşınmakta ve böylece ters çözüm ile daha güvenilir sonuçlar elde edilebilmektedir. Ancak kaba modelleme ile yer içine ait ayrıntılı bir hız yapısı elde etmek ise mümkün değildir.

3-D hız modellemelerinde, gerek düşey yöndeki katman kalınlıkları gerekse bu katmanlara ait hız değerleri, minimum 1-D P- hız modelinin referans alınmasıyla oluşturulmuştur. Önce, kaba model için Şekil 5.13’de (1-D hız modeli) verilen minimum 1-D P- hızı modelinin iç değer bulma yöntemi ile 3-D düşey grid noktalarındaki hız değerleri bulunmuş (Tablo 5.3) ve doğrudan 1-D hız modelinden 3-D ters çözüme geçilmiştir.



Şekil 5.12 Farklı düğüm noktası aralıkları için oluşturulmuş blok modelleri. a) kaba model (10 x 10km), b) ince model (5 x 5 km)



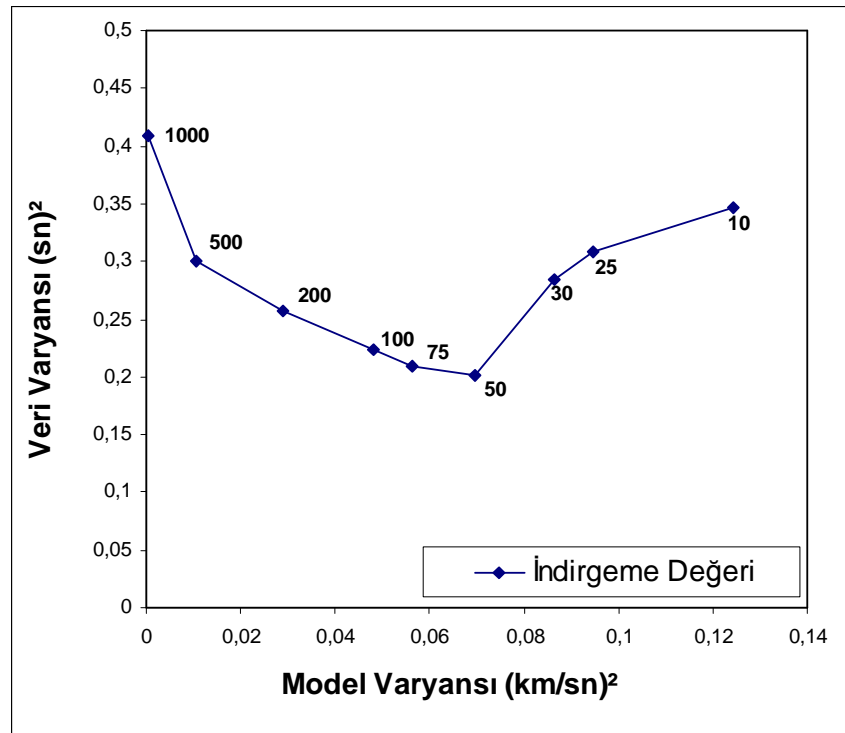
Şekil 5.13 Soldaki Minimum 1-D P- hızı modeli ve sağdaki iç değer bulma yöntemi ile hesaplanan 3-D P- hızı ters çözüm için referans başlangıç modeli. Yuvarlak noktalar 3-D ters çözüm için belirlenen derinliklere karşılık gelmektedir

Tablo 5.3. 1-D P- hızı modelinin iç değer bulma yöntemi ile hesaplanmış 3-D düşey grid noktalarındaki hız değerlerini gösteren tablo.

Derinlik (km)	Hızlar (km/sn)
0	4.09
-1	4.41
-2	4.41
-5	4.69
-7	4.96
-10	5.70
-12	6.51
-17	6.67
-22	6.84
-35	7.23
-40	7.51

5.3.1. Programda kullanılan kontrol parametreleri

Yerel deprem tomografisinde kullanılan kontrol parametrelerinden en önemlisi hız değerlerine uygulanacak olan indirgeme değeridir. Daha önce de açıklandığı gibi küçük indirgeme değerleri, yüksek veri varyansına (değişintisine) sahip karmaşık modellerin elde edilmesine neden olurken, yüksek indirgeme değerleri ise veri varyansı küçük daha yumuşak modellerin elde edilmesini sağlayacaktır. Bu nedenle en uygun indirgeme değerini saptamak amacıyla, farklı indirgeme değerleri için, tek yineleme adımından oluşan bir dizi ters çözüm işlemi yapılmıştır. Bu işlemler sonucunda, her bir indirgeme değeri için veri varyansının model (çözüm) varyansına karşılık çizdirilmesiyle en uygun indirgeme değeri belirlenmiştir. Bu çalışma için en uygun indirgeme değeri, 50 olarak belirlenmiştir.



Şekil 5.14. 3-D ters çözümünde kullanılacak olan indirgeme değerini belirlemek için hazırlanan grafik.

Diğer bir önemli kontrol parametresi ise bloklar içerisinde geçen ışın sayısıdır. Bu parametre ile blok içerisinde geçen ışın sayısı için bir alt sınır belirlenmektedir. Böylece bu sınır değerinin altında ışın sayısına sahip bloklar, ters çözüme girmeyecektir. Blok içerisinde geçen ışın miktarı ne kadar fazla ise o blok için çözüm gücü o kadar yüksek olacaktır. Gerek yapay gerekse gerçek veriler için yapılan ters çözümlerde bu değer 5 olarak alınmıştır.

5.3.2. 3-D modelleme ve çözünürlüğün değerlendirilmesi

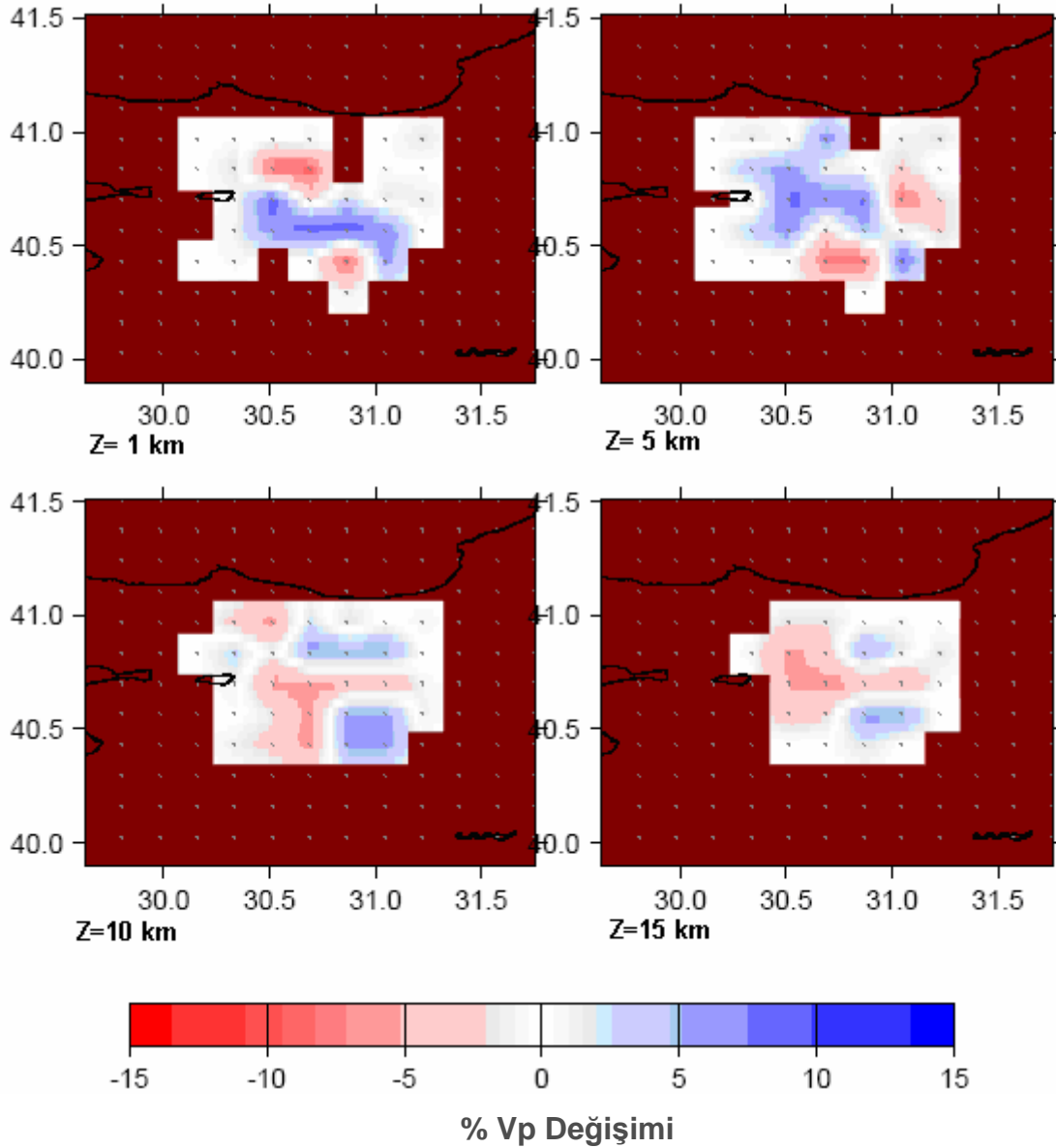
3-D modelleme için yatayda ve düşeyde 15x15 km aralıklı model kullanılmıştır, indirgenme değeri 50 olarak alınmış ve 5 iterasyonla ters çözüm işlemi yapılmıştır. Tablo 5.3’de görüleceği üzere ilk iterasyonda, konumlandırılan depremlerin ortalama RMS’i 0.40 iken 5. iterasyon sonunda bu değer %30 azalarak 0.28 ‘e düşmüştür. Başlangıç modeline göre verideki değişinti 0.313sn iken, 5. ,iterasyondan sonra güncellenen hız modeli ve deprem lokasyonlarından dolayı bu değer 0.20 sn (%36) olarak azalmıştır. Buna karşın modeldeki değişinti 0.015 iken, 5 iterasyon sonunda yaklaşık 6 kat artarak 0.72 olmuştur. Bu değerlerin göreceli ve kullanılan sönümlenme katsayısına bağlı olduğunu vurgulamak gerekir. Model ve veri değişintileri göz önüne alındığında 5. iterasyonda hesaplanan hız yapısı kabul edilebilir bir yapıdır.

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

	RMS	Veri Değişintisi	Model Değişintisi
Başlangıç Model	0,405	0.313	0.015
Final Model	0,284	0.201	0.072
İndirgeme	30%	36%	

Her biri 5 km’lik kalınlığa sahip 4 hız katmanından oluşan modelin ters çözümü sonucu sadece 25 km’lik derinliğe kadar olan üst kısımlarının hız yapısı elde edilebilmiştir. 25 km’ den sonraki katmanlar yeterli veri olmaması nedeniyle tam olarak çözülememiştir. Hız değişimlerini görebilmek amacıyla her 5 km de 1. 5. 10. ve 15. km’ler de birer kesit alınmıştır. Hemen hemen tüm katmanlarda, özellikle KAF ve civarının altındaki yapıya ait mutlak hız değerleri elde edilebilmiş ve

özellikle fayın geçtiği alanlardaki hız değişimleri çok net olarak görülebilmektedir (Şekil 5.15). Hız değişim oranlarının %15 ile %-15 arasında değiştiği görülmektedir. Hızdaki büyük değişimlerin daha çok fayın civarında olduğu görülmektedir.

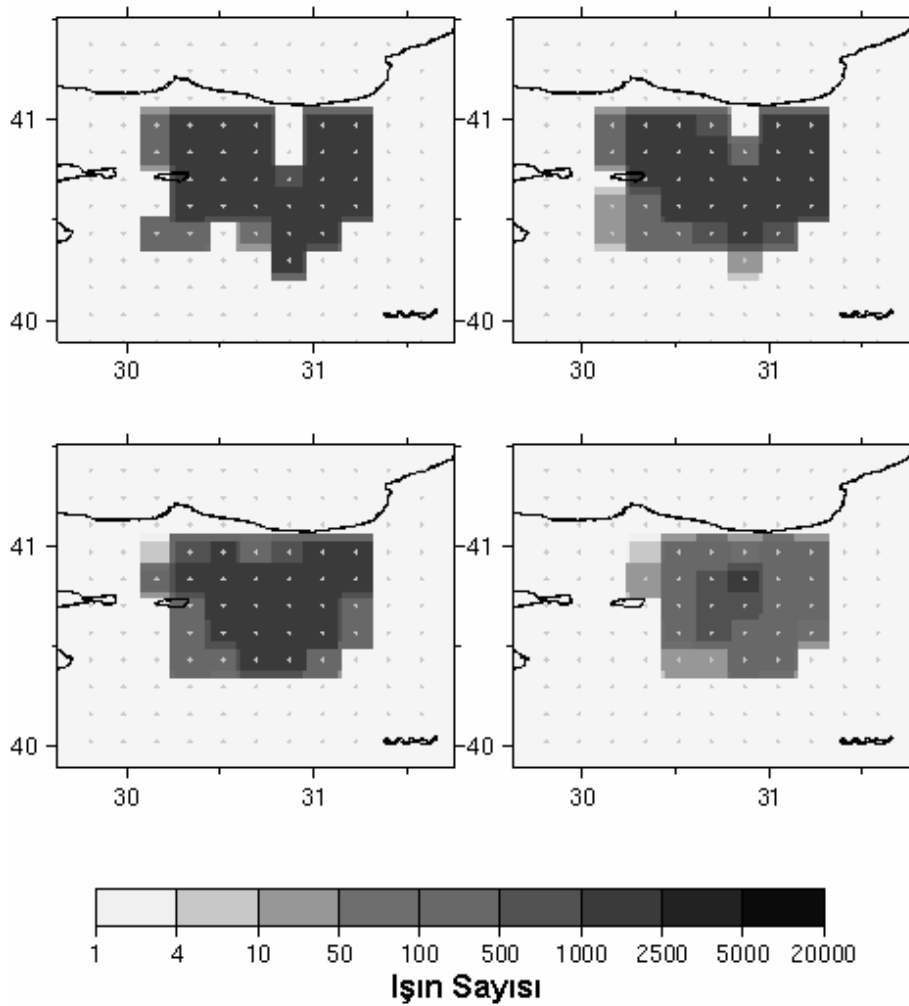


Şekil 5.15. P Dalga hızı değişim oranlarını gösteren kesit

Elde edilen tomografik sonuçlarda yapılan işlemlerin doğruluk derecesini ve kalitesini belirleyebilmek amacıyla belirlenmesi gereken kriterlerden biriside çözünürlük analizidir. Bu şekilde tomografik kesitler daha doğru bir şekilde yorumlanabilir. Her biri 5 yinelemeden oluşan iki ters çözüm işlemi sonunda elde edilen sonuçlar, çözünürlük ölçütleri açısından incelenmiş ve her 5 km de bir yatay

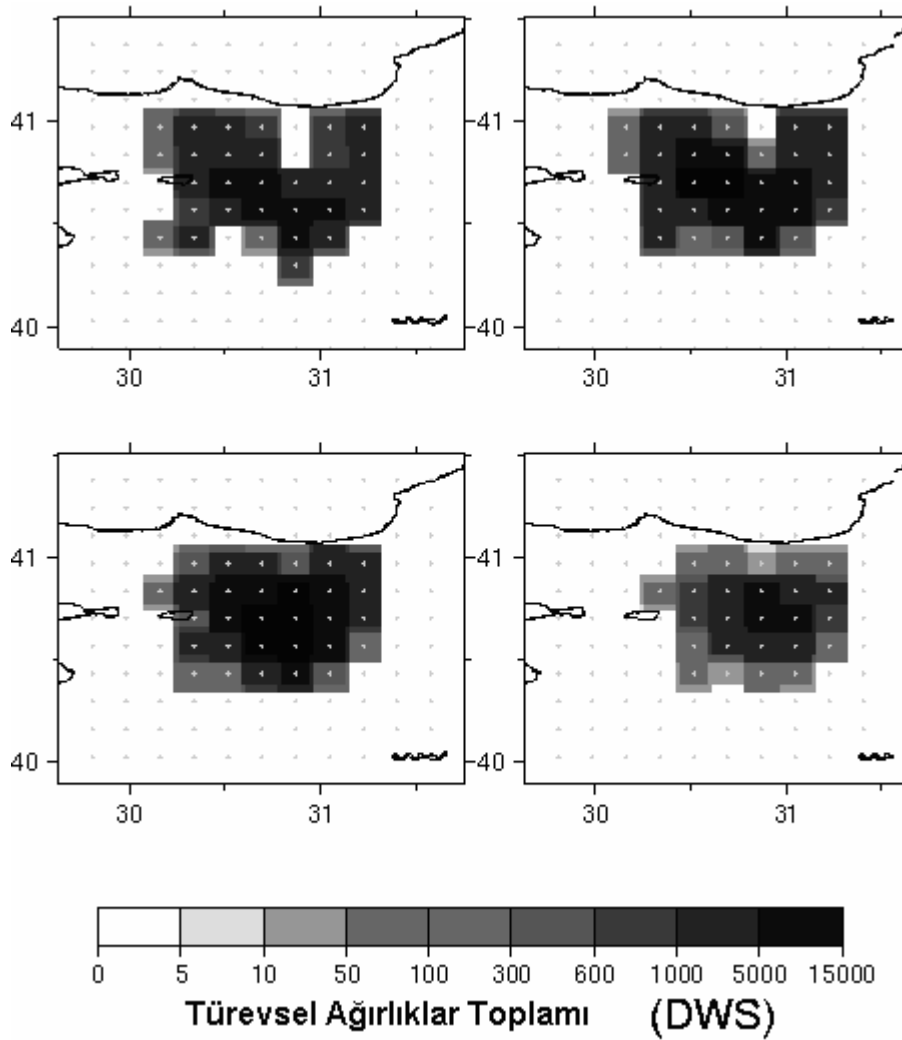
kesitler almak üzere çizdirilmiştir. Bu saptamadan yola çıkarak ışın sayısı çözünürlük analizi ve türevsel ağırlıklar toplamı DWS (derivative weight sum) çözünürlük analizi yapılmıştır.

Bunlardan ilki olan ışın sayısı analizi isminden de anlaşıldığı üzere bloklar içinden geçen ışın sayısı değerini göstermektedir. 1. km ve 5. km'lerdeki kesitlerden de görüldüğü üzere buralarda ışın sayısı 20000 ler civarındadır, bu derinliklerde hemen hemen her bloktan ışın geçtiği için ve bölgenin orta kısımlarında daha fazla sayıda ışın olduğundan buralar daha koyu renklidir. Bu nedenle bu bölgelerdeki elde edilen sonuçlar daha güvenilirdir diyebiliriz. 15. km civarındaki derinliklerde ise daha az deprem olduğundan ve ışın sayısının az olması nedeniyle blokların renkleri daha açıktır. Burada bloklardan geçen ışın sayıları da 500 ün altındadır (Şekil 5.16).



Şekil 5. 16. 1., 5., 10., 15. km'lere ait kesitlerdeki blokların içinden geçen ışın sayısının gösterilmesi

diğer bir çözümlülük analizi türevsel ağırlıklar toplamı (DWS)'dır. Şekil 5.17'de, 15x15 km'lik model için ters çözüm sonucu elde edilmiş, her bir katmanın DWS değerlerinin dağılımını görmektedir. Daha koyu renkli ve büyük değerli güvenilir alanları belirlemektedir. BU yöntem ışın doğrultularının dağılımını hesap etmektedir. Bu yöntemde de ışın sayısı belirleme yöntemindeki gibi yüksek değerler içeren bloklarda ki çözünürlüğün ve kalitenin iyi olduğu anlaşılmaktadır. 1., 5., ve 15. km'ler deki kesitlerde daha yüksek DWS değerleri (>1500) hesaplandığından bu katmanların çözünürlüklerinin güvenilir olduğu söylenebilir.



Şekil 5.17. DWS değerlerinin 1., 5., 10., 15., km'lere ait kesitlerin gösterimi

BÖLÜM 6. SONUÇ VE ÖNERİLER

6.1. Elde Edilen Hız Yapılarının Tartışılması

Çalışma bölgesini en iyi temsil eden minimum bir-boyutlu hız yapısı 16 km derinliğe kadar hesaplanmıştır. Yapılan analizler sonucunda bu hız modelinin yerleşim hatalarını minimum yaptığı gözlenmiştir. Bu modelde 16 km'den daha derinlerde elde edilen hızlar, bu derinliklerden ışın geçmemesi nedeniyle başlangıçta verilen hız değerlerinde kalmıştır. Çözülebilir ilk 16 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 değerlendirildiğinde, istasyon gecikmelerinin çok büyük değerler almadığı, ortalama ± 0.5 sn'yi geçmediği gözlenmiştir.

Beklenildiği üzere kaya üzerindeki istasyonlar negatif değerler alırken, alüvyon üzerindeki istasyonlar pozitif değerler almıştır. Elde edilen minimum 1-D hız modeli ve istasyon düzeltmeleri kullanılarak tüm artçı depremler tekrar konumlandırıldığında, toplam yerleşim hataları 0.6'dan 0.32'lere düşmüştür. Böylece hesaplanan minimum bir-boyutlu hız modelinin, çalışma alanı için kullanılan diğer modellerden çok daha güvenilir olduğu belirlenmiştir. Bu tez çalışmasında hesaplanan 1-D hız modeli, güvenilirliği yüksek bir model olarak bundan sonra bu bölgede yapılacak tüm sismolojik ve jeofizik çalışmalarda kullanılabilir.

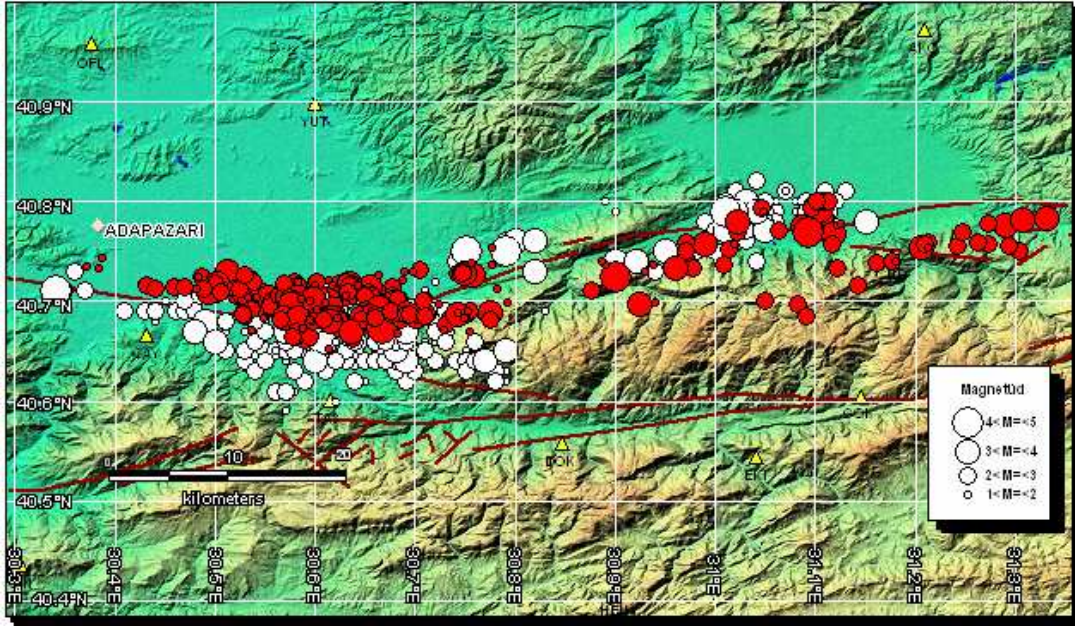
6.2. 1-D ve 3-D Hız Modellerin, Sismolojik ve Tomografik Sonuçların Tartışılması

Tomografik ters çözüm yöntemleri ile bölgeye ait sismik hız yapısının bulunması, artçı sarsıntıların konumlarının daha doğru bir şekilde saptanmasını sağlamaktadır. Önce basit bir hız yapısı ile odaksal yerleri bulunan artçı sarsıntılar, daha sonra minimum 1-D hız yapısının hesaplanması için 1-D ters çözümde kullanılmıştır. Hesaplanan bu 1-D hız modeli ile artçı sarsıntılar, tekrar konumlandırılarak ilkinde oranla daha doğru odak pozisyonları elde edilmeye çalışılmıştır. Daha sonra ise en son hesaplanan 1-D hız yapısının başlangıç modeli olarak alınması ve yine en son hesaplanan daha doğru odak koordinatlarının kullanılmasıyla, yanal yöndeki değişimlerin de hesaba katıldığı, 3-D hız modeli elde edilmeye çalışılmıştır. Gerçek yer yapısına daha yakın olarak hesaplanmış 3-D hız modeli, odak koordinatlarının 1-D göre daha sağlıklı saptanmasını sağlamaktadır.

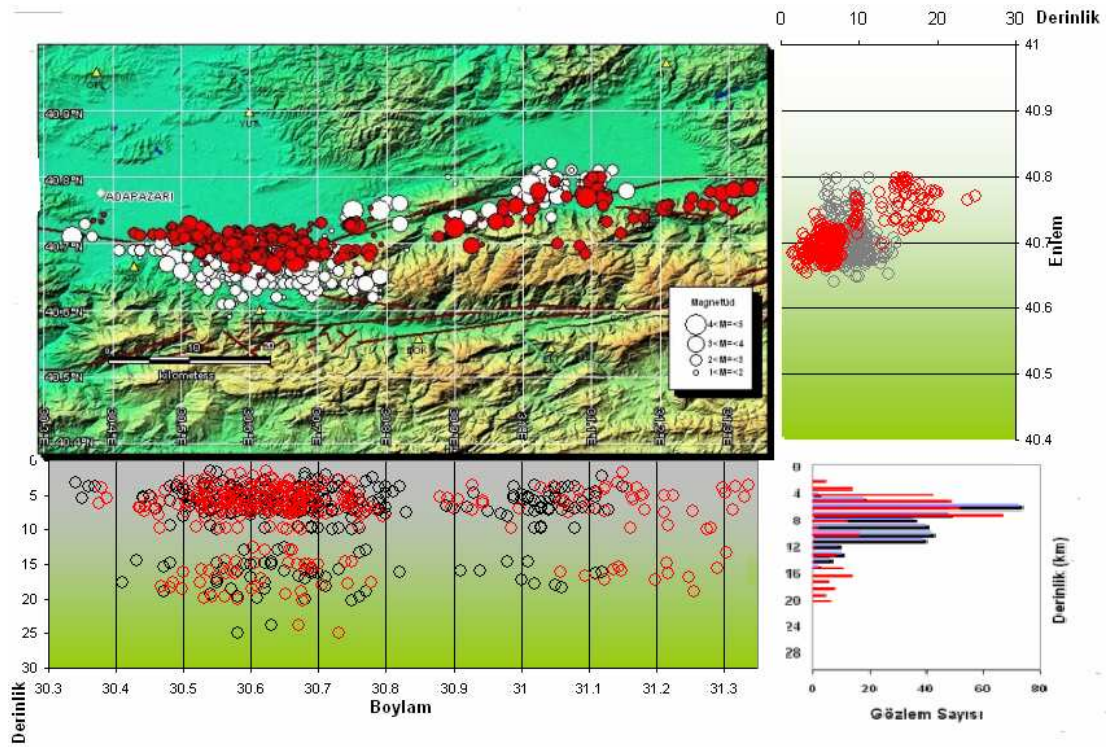
Artçı şoklar dikkatle incelendiğinde inceleme alanında iki farklı yoğunlaşmanın olduğu görülür. Bu yoğunlaşmalardan biri Akyazı dan İzmit'e kadar uzanan fay hattı üzerinde meydana gelen depremler olup 4-12 km arası derinliklerde yoğunlaşma gözlenmektedir. Diğer yoğunlaşmanın gözlemlendiği Düzce fayında ise diğerine göre daha derinlerde 6-15 km'de depremler kümelenmişlerdir.

Şekil 6.1'de 1-D ters çözüm sonrası elde edilen seçilmiş depremlere ait odak koordinatları görülmektedir. Beyaz daireler ters çözüme başlamadan önceki deprem lokasyonlarını kırmızı ile gösterilen daireler ise 1-D ters çözüm sonucu bulunan odak koordinatlarını, göstermektedir. Böylece deprem lokasyonları biraya toplanmış ve fay çizgisine daha yakın hale gelmiştir. 1-D ters çözüm sonunda hemen hemen tüm koordinatlar, doğal olarak yatay ve düşey yönde bir miktar kayma göstermektedir.

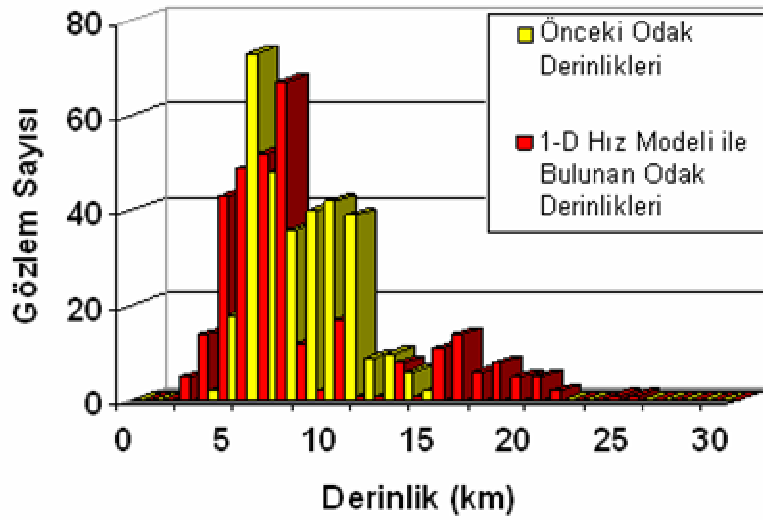
Özellikle çalışma alanının kuzeydoğusuna düşen ve KAF boyunca sıralanan odak noktaları, 1-D ters çözüm sonucu yatay yönde faylara daha yakın bir hale gelmiş ve dağınık olan lokasyonlar bir araya toplanarak daha güvenilir çözümler elde edilmiştir. Çözümlere başlamadan önceki depremlerin odak derinlikleri daha dağınık bir halde iken çözümler sonucunda, daha sığ derinliklerde yoğunlaştıkları görülmektedir (Şekil 6.2).



Şekil 6.1. 1-D ters çözüm sonrası elde edilen seçilmiş depremlere ait odak koordinatları görülmektedir. Beyaz daireler ters çözüme başlamadan önceki deprem lokasyonlarını kırmızı ile gösterilen daireler ise 1-D ters çözüm sonucu bulunan odak koordinatlarını, göstermektedir.

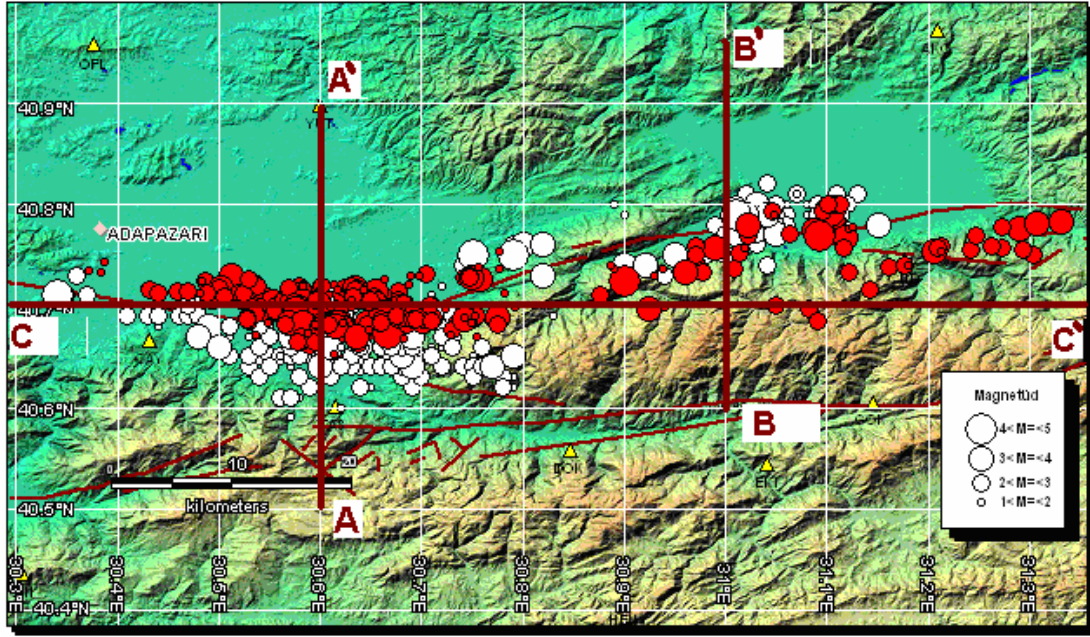


Şekil 6.2. Ters çözüme sokulan depremler 1-D ters çözüm sonrası elde edilen depremlere ait odak koordinatları ile yatay ve düşey düzlemdeki derinlik dağılımları. Beyaz daireler ters çözüme başlamadan önceki deprem lokasyonlarını kırmızı ile gösterilen daireler ise 1-D ters çözüm sonucu bulunan odak koordinatlarını, göstermektedir.



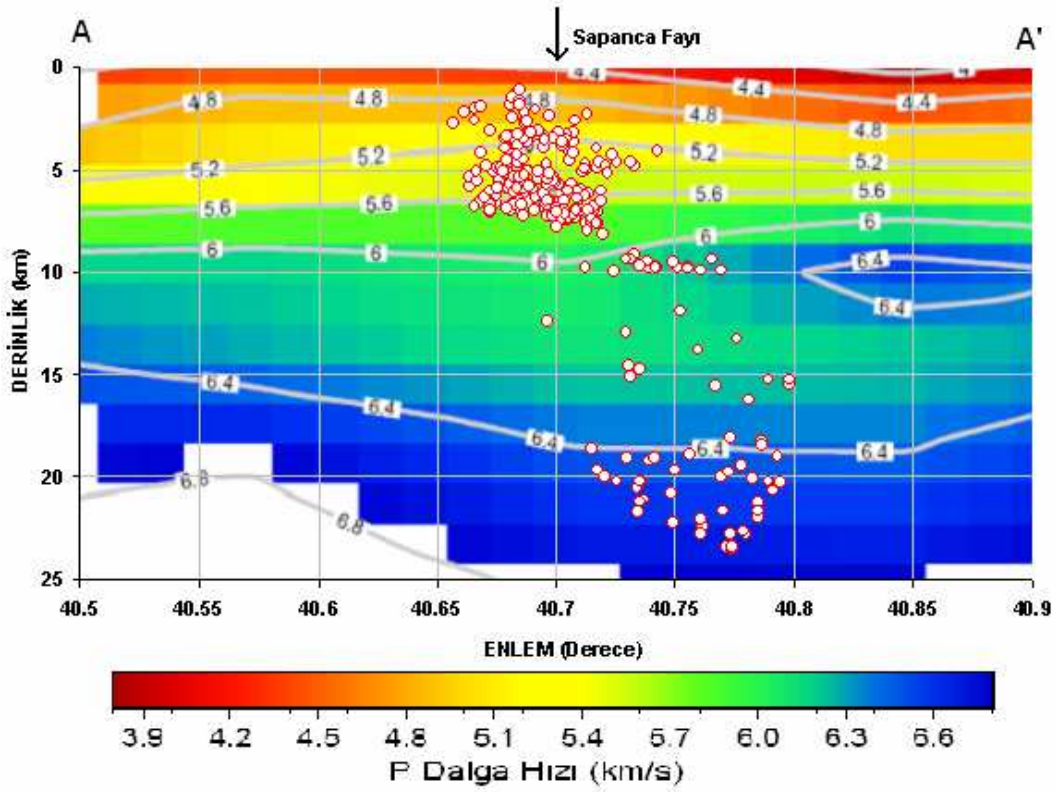
Şekil 6.3. 1-D ters çözümüne başlamadan önceki ve bulunan hız modeli ile hesaplanan depremlere ait odak derinliklerinin dağılım grafiği görülmektedir.

Bir boyutlu hız yapısının belirlenmesi ve doğruluğunun saptanmasından sonra üç boyutlu modellemeye geçilmiştir. Üç boyutlu modellemeden amaç çalışılan bölgeden düşey hız kesitleri alıp bunların çizdirilmesidir. Üç boyutlu modellerinin karşılaştırılması ve yorumlanması amacıyla alınan bu kesitlerin yeryüzündeki izdüşümleri şekil 6.4 'de gösterilmiştir, bundan sonraki tüm anlatım ve yorumlar bu alınan üç kesit üzerinde yapılacaktır. Bu kesitlerden ilki, depremlerinde üzerinde yoğunlaştığı, Sapanca Fay'ını dik kesecek şekilde (A-A') alınmıştır. İkinci kesit ise (B-B') yine fayı dik kesmesi açısından kuzey güney yönde ve Düzce Fayı üzerinde alınmıştır. Seçilen üçüncü kesit (C-C') ise çalışılan bölgeyi boylamasına görebilmek için KAF'a paralel şekilde alınmıştır.



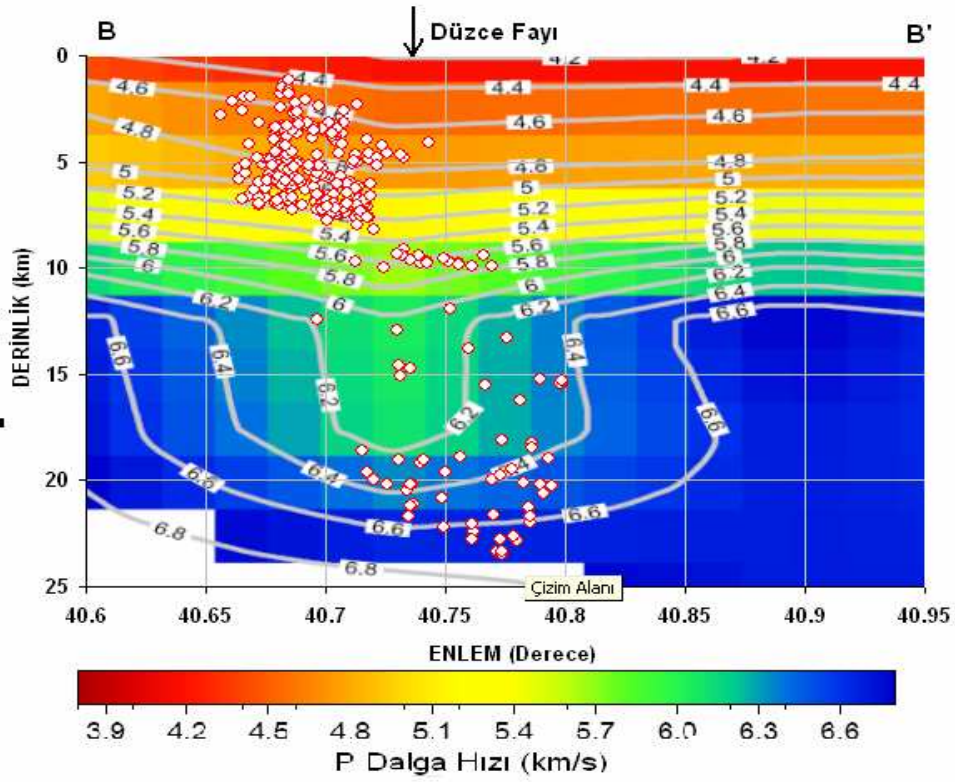
Şekil 6.4. Düşey kesitleri alınan profillerin yer yüzündeki izdüşümlerinin gösterilmesi

A-A' kesiti (Şekil 6.5) incelendiğinde, kesitin kuzey kısmının üst katmanlarının güney kısmına göre daha düşük hıza sahip olduğu buranında Adapazarı ovasını oluşturan alüvyon yelpazeye karşılık geldiği görülmektedir. Kesitin orta kısımlarındaki 10. km ile 15. km'ler arasındaki hızların kesitin kenarlarındaki hızlara göre düşük olmasının nedeni de KAFZ'dan kaynaklandığı düşünülmektedir.

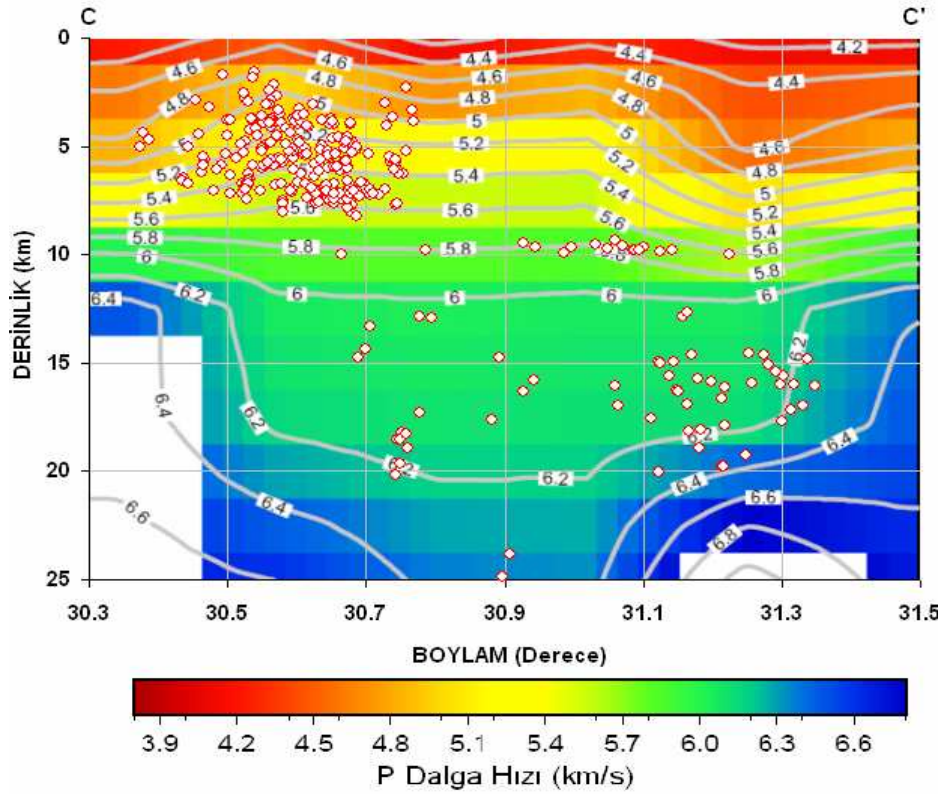


Şekil 6.5. A-A' profili boyunca P dalgası hız değişimini gösteren derinlik kesiti

B-B' kesitinde (Şekil 6.6) KAFZ 10.km'ler ile 20. km'ler arasında daha net bir şekilde görülmektedir. Şeklin güney kısmının kuzeye göre daha hızlı yapıya sahip olmasının nedeni ise bu bölgedeki dağların varlığıdır. Şekillerdeki hız anomalileri geometrik olarak topografya ile oldukça iyi bir uyum göstermektedir. En belirgin hız anomalisi, çevre birimlere ve başlangıç modeline göre daha düşük hız değerleri sergileyen Adapazarı ve Düzce havzasıdır. Ayrıca dağlık alanlar havzaya göre daha yüksek hız değerleri sergilemektedir. Profiller boyunca alınan derinlik kesitlerinde, Kuzey Anadolu Fay Zonu'na denk gelen alanlarda, hız değerlerinin ani düşüşü ve depremlerin daha çok hız kontrastının olduğu alanlarda dağılım göstermeleri normal karşılanacak bir sonuçtur.



Şekil 6.6. B-B' profili boyunca P dalgası hız değişimini gösteren derinlik kesiti



Şekil 6.7. C-C' profili boyunca P dalgası hız değişimini gösteren derinlik kesiti

6.3. Sonuçlar

Belirli bir akış dzenini içerisinde uygulanan tomografik yntemlerin ilk basamağını oluşturan veri toplama aşamasını, veri derleme ve dzenleme işlemleri oluşturmaktadır. Sonrasın da ise, basit bir hız modeli ile deprem yer bulma işlemine geçilmiştir.

Kaliteli veri seçimi ve u farklı başlangıç modeli oluşturulması ile başlanılan 1-D ters çözümün ilk aşamasını, VELEST algoritması kullanılarak yapılan çözümsel yinelemeli işlemler izlemiştir. Bu işlemler sonucunda çalışma alanına ait V_p hızları elde edilmiştir. Verinin izin verdiği ölçüde, yaklaşık 16 km derinliğe kadar, 1-D hız yapısı özümlemesi yapılmış, daha derinlere ait hız yapısının ise, başlangıç modelinde verilen değerlerde sabit kaldığı görülmüştür. Bu aşamada tabakalara ait P dalgası değerlerinin 4.41 km/sn den başlayarak 7.23 km/sn'ye kadar artarak devam ettiği izlenmektedir.

1-D hız yapısının hesaplanmasından sonra, bölgenin daha ayrıntılı hız yapısını elde etmek amacıyla 3-D yerel deprem tomografisi uygulaması yapılmıştır. 3-D tomografik çözümlerde duyarlılığı saptamak ve ayrıntıdaki farklılıkları yakalayabilmek için farklı düğüm noktası aralıklarına sahip iki model (10x10 km ve 15x15km) kullanılmıştır. Ancak 10x10 km'lik modelin özünürlüğu düşük olduğundan kesitlerin şekillerine bu çalışmada yer verilmemiştir ancak, yorumlaması yapılmıştır. İstasyonlar arası ortalama uzaklıklardan, bilgisayar hesaplama kapasitesine kadar çeşitli parametrelerin etkili olduğu modelleme işleminde kullanılan başlangıç hız değerleri, 1-D ters çözüm sonucu bulunan hız modelinden i değerleme yntemi ile hesaplanmıştır. SIMULPS14 algoritması kullanılarak yapılan yinelemeli ardışık ters çözüm işlemleri sonucu, bölgenin 20 km derinliğe kadar olan sismik hız yapısı ve önemli yapısal unsurları ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır. Bu sonuçlara göre, çalışma alanı için farklı hız anomalilerinin varlığı tespit edilirken özellikle Kuzey Anadolu Fayı'na denk gelen kısımlarda düşük hız zonları gözlenmiştir. Yine elde edilen kesitlerin bölgenin jeolojisi ve tektonizmasıyla uyum içinde olduğu görülmektedir.

Bu tür çalışmaların yapılabilmesi için yüksek kalitede deprem veri setine ihtiyaç vardır. Bu itibarla, sağlıklı deprem verilerinin elde edilebilmesi, yüksek sismisiteye sahip bölgelerde kurulacak yerel sismik ağların miktarı ile doğrudan ilişkilidir. Böylece hem ana şok ve hem de artçı şok kayıtlarından bölgenin sismotektonik analizleri daha sağlıklı yapılabilecektir.

KAYNAKLAR

AKI, K., and 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

AMBRASEYS, N.N., ZATOPEK, A., TAŞDEMIROĞLU, M. and AYTUN, A. 1968. The West Anatolian earthquake of 22 July 1967. UNESCO Publ. Ser., 622p. Paris.

AMBRASEYS, N.N., 1975. Studies in historical seismicity and tectonics, in Geodynamics of Today, pp. 7-16, The Royal Society of London Publication, London.

BARKA, A., AKYÜZ, S. and ALTUNEL E. 1999. The August 17, 1999 İzmit Earthquake M=7.4 and November 12,1999 Düzce Earthquake M=7.2 Eastern Marmara Sea Region Int. Conference on Earthquake Hazard and Risk into Mediranean Region. 13-22. NE Univ., Cyprus.

BARIS, Ş., NAKAJIMA, J., HASEGAWA, A., HONKURA, Y., Ito, A. and UÇER, S. BALAMIR, 2005. 3-D Upper Crust Structure Of The Marmara Region, Earth Planets Space, 57, 1019–1038.

BELPAŞ A.Ş. 2000. Adapazarı revizyon imar planına esas jeolojik ve jeoteknik etüt raporu, Adapazarı Belediyesi Planlama Müdürlüğü, Şubat-2000, Sakarya.

CANITEZ, N., 1962. Gravite Anomalileri ile sismolojiye göre Kuzey Anadolu'da araz kabuğunun yapısı, Doktora Tezi, İ.T.Ü.M.F.

CANITEZ, N., 1969. Türkiye ve civarındaki depremlere ait fundamental moddan yüzey dalgaları üzerine incelemeler, TÜBİTAK Pro. no.- MAG.150.

CLAYTON, R.W. ve Comer, R.P., 1983. A tomographic analysis of mantle heterogenities 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.,

DEMİRTAŞ, R., ERKMEN C., YAMAN M. 2000. 12 Kasım 1999 Düzce depremi: yüzey kırık geometrisi, atım miktarı dağılımı ve gelecek deprem potansiyeli. Deprem Araştırma Dairesi, 12 Kasım 1999 Düzce- Kaynaşlı depremi raporu. Basımda

DEMİRTAŞ, R., ve YILMAZ, R., 2000, Türkiye'nin sismotektoniği. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, 91s.

DENİZLIOĞLU, Ali Z., Bolu-Adapazarı yöresi yer kabuğu yapısının araştırılması. Ankara Üniv. Fen Bil. Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 1997

DİNÇ, A. N., HAZIRAN 2003, Afyon-Sultandağı bölgesi hız yapısının Yerel deprem tomografisi yöntemi ile Belirlenmesi Doktora Tezi, İ.T.Ü.F.B.E.

DSİ, 1983, Aşağı Sakarya Ovası hidrojeolojik etüt raporu. DSİ Eskişehir Bölge Müdürlüğü, 52s.

DZIEWONSKI, A.M. ve ANDERSON, D.L., 1984. Seismic tomography of Earth's interior, Am. Sci., 721, 394-483.

EBEHART-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.

ERDIK, M., BIRO, Y.A., ONUR, T., SESETYAN, K., and BİRGÖREN, G., 1999, Assessment of earthquake hazard in Turkey and neighboring regions. 14s (<http://www.koeri.boun.edu.tr/earthqk/gshap.htm>).

EZEN, Ü., 1983, Kuzey ve doğu Anadolu'da love dalgalarının dispersiyonu ve yer kabuğu yapısı, DAEB 43, 42-62.

GURBÜZ, C., S. PUSKULCU and S.B. UCER, 1992. A study of crustal structure in the Marmara region using earthquake data. In A.M. Isıkara and Y Honkura (eds.), Multidisciplinary research on fault activity in the western part of the NAF, B.U, Report 4, 29-41.

GÜRBÜZ, C., ÜÇER, S.B., ÖZDEMİR, H., 1979, Adapazarı yöresinde yapılan yapay patlatma ile ilgili ön değerlendirme sonuçları, DAEB 31, 73-88.

GÜRBÜZ, C., M. AKTAR, H. EYİDOĞAN, A. C. İSTERNAS, H. HAESSLER, A. BARKA, M. ERGİN, N. TURKELLI, O. POLAT, S. B. ÜÇER, S. KULELİ, S. BARIS, B. KAYPAK, T. BEKLER, E. ZOR, F. BİCMEN, and A. YORUK, 2000. Sismotektonics of the Marmara region (Turkey): results from a microseismic experiment, Tectonophysics, 316, 1-17.

GÜRBÜZ, C., T. BEKLER, MN. TOKSÖZ, S. KULELİ, D. KALAFAT and C. A. SCHULTZ, 2003. Seismic refraction studies and crustal structure in Anatolia. Commission on Controlled-Source Seismology, 12th International Workshop, Mountain Lake, Virginia, October 7-11, 2003. P 74-78.

HAGER, B.W., R.W. CLAYTON, M.A. RICHARDS, R.P. COMER, and A. DZIEWONSKI, 1985. Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid, *Nature*, 313 (6003), 541-545.

HAWLEY, J. W., and LOVE, D. W., 1981, Overview of geology as related to environmental concerns in New Mexico; in Wells, S. G., and Lambert, P. W., eds., *Environmental geology and hydrology in New Mexico: New Mexico Geological Society, Special Publication 10*, pp.1-10

HARVARD Web Sayfası <http://www.harvard.edu>

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.

HORASAN, G., GÜLEN, L., PINAR, A., KALAFAT, D., ÖZEL, N., H. KULELİ, S., and ISIKARA, A. M., 2002. Lithospheric Structure of the Marmara and Aegean Regions, *Western Turkey Bulletin Of The Seismological Society Of America* 2002 92: 322-329.

KARABULUT, H., KULELİ, S., TUNA EKEN, C. GURBUZ, S. BAYRAKTUTAN, D. SEBER, M. BARAZANGI, 2003, Seismogenic zones in Eastern Turkey, *Geophysical Research Letters*, Vol. 30, No. 24, 8039.

KARAHAN, ALI E. vd., February 2001. Crustal Structure at the western end of the North Anatolian Fault Zone from deep seismic sounding. *Annali Di Geofisica*, Vol. 44 N. 1

KAYPAK, B., EYIDOĞAN, H., Aralık 2002. Erzincan havzası ve dolayının üst-kabuk hız yapısının (1-B) Belirlenmesi. *İTÜ Dergi/d mühendislik Cilt:1, Sayı:2*, 107-122

KENAR, Ö., TOKSÖZ, N., 1989, Anadolu Yarımadası'nda yüzey dalgalarının dispersiyonu ve ortamın soğurma özellikleri, *Jeofizik* 3, 92-106

KENAR, Ö., 1977, Sismik P dalgalarının genlik spektrumlarından yararlanılarak İstanbul ve civarında yer kabuğu yapısı, *İ.T.Ü. Doktora Tezi*.

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.

KISSLING, E., 1995. This short introduction corresponds to the VELEST Version 3.1 (10.4.95), Institute of Geophysics, ETH Zuerich

MCKENZIE, D. 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *geophys. Journal of Royal Astronomical Society*. 30, 109-185.

MILKEREIT, C., ZÜNBL, S., KARAKISA, S., IRAVUL, Y., ZSCHAU, J., BAUMBACH, M., GROSSER, H., GÜNTHER E., UMUTLU, N., KURU, T., ERKUL, E., KLINGE, K., SEHT, M., KARAHAN, A. 2000. Preliminary aftershock analysis of the Mw=7.4 İzmit and Mw=7.1 Duzce earthquake in Western Turkey. In: *The 1999 İzmit and Düzce Earthquakes: preliminary results*. (Ed. Barka, A., Kozaci, Ö., Akyüz, S.) , pp. 179-187. Istanbul Technical University, ISBN 975-561-182-7.

Neic Web Sayfası, "<http://neic.usgs.gov>"

NOLET, G., 1985. Solving or resolving inadequate and noisy tomographic systems, *J. Comput. Phys.*, 61, 463-482.

ÖZMEN, B., BAĞCI, G., KASIM 2000.12 Kasım 1999 Düzce depremi raporu. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Ankara.

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.

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.

SARIASLAN, M.M., YURDAKUL, M.E., KEÇER, M., ŞENTÜRK, K., OSMANÇELEBİOĞLU, R. ve Basa, F., 1998, Sakarya İlinin çevre jeolojisi ve doğal kaynakları. MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Rapor No. 10195, 143s

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.

ŞİMŞEK, O. ve DALGIÇ, S. 1997, Consolidation properties of the clays at Düzce plain and their relationship with geological evaluation. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 40(2), 29-38.

TAYMAZ, T., JACKSON, J.A., MCKENZIE, D., 1991. Active tectonics of the North and Central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.* 106, 433– 490.

TAYMAZ, T., 1999. Seismotectonics of the Marmara Region: source characteristics of 1999 Gölcük–Sapanca–Düzce earthquakes. Proceedings of ITU-IAHS, International Conference On The Kocaeli Earthquake 17 August 1999, Istanbul-Turkey, 2–5 December 1999, pp. 55–78.

THURBER, C.H., 1983. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in CoyoteLake area, central California., *J. Geophys. Res.*, 88, 8226-8236.

THURBER, C.H., 1985. Nonlinear earthquake location: Theory and examples, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 779-790.

THURBER, C.H., 1986. Analysis methods for kinematic data from local earthquakes., *Rev. Geophys.*, 24, 793-805.

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.

THURBER, C.H. and Eberhart-Phillips, D., 1999. Local earthquake tomography with flexible gridding, *Computers & Geosciences*, 25, 809-818.

TOKSÖZ, M.N., S. KULELİ, C. GURBÜZ, D. KALAFAT, T. BEKLER, E. ZOR, M. YILMAZER, Z. OGUTCU, C.A. SCHULTA, and D.B. HARRIS, 2003. Calibration of regional seismic stations in the Middle East with shots in Turkey, 25th Seismic Research Review Mtg., NNSA/AFRL, Tucson, Arizona.

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.

ULUSAN, N., 1978, Batı Anadolu'daki kabuk hızlarının araştırılması, Lisans Üstü Tezi, İ.Ü.F.F.

UM, J. ve THURBER, C., 1987. A fast algorithm for two point ray tracing., *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77, 792-986.

USGS web Sayfası , www.usgs.gov

VAROL, B., KIVANC, N., GÖKTEN, E., KILIÇ, R., ÇEMEN, İ., KAYABALI, K., ALÇIÇEK, M.C., SÖZERİ, K., İLERİ, Ö., KOÇBAY, A., BILGEHAN, R.P., 61 KIRMAN, E., ULAMIŞ, K. ve MTA Gn. Md. 1999. 17 Ağustos 1999 depremi sonrası Düzce(Bolu) ilçesi alternatif yerleşim alanlarının jeolojik incelemesi. TÜBİTAK Yer Deniz Atmosfer Bilimleri ve Çevre Araştırma Grubu. 59s.

ZELT, C.A., 1998. Lateral velocity resolution from three-dimensional seismic refraction data, *Geophys. J. Int.*, 135, 1101-1112.

ZÜNBL, S., KARAKISA, S., ÜRETÜRK, N., ALTIN, N., ÖZDEMİR, S., BAYÜLKE, H., DEMİR, M., FENERCI, C., 2000a. Deprem Öncesi Sismisite, Bolu-Sakarya-Kocaeli Yöresinin Mikrodeprem ve 17 Ağustos 1999 İzmit Körfezi Depremi Artçıdeprem Çalışmaları. 17 Ağustos 1999 İzmit Körfezi Depremi Raporu, (Ed.:Ramazan Demirtaş). B.İ.B., AİGM, DAD Başkanlığı, Ankara, Ocak-2000, s.39-48.

EKLER

Ek A. İstasyon Düzeltmelerinin Sayısal Değerleri

Tablo A.1. İstasyon düzeltmelerinin sayısal değerleri

İstasyon	Enlem	Boylam	Yükseklik (m)	İstasyon Düzeltilmesi (sn)
DOK	40.5579N	30.8467E	630	0.00
YUT	40.8978N	30.6001E	150	0.49
CAY	40.6665N	30.4315E	290	0.60
TAS	40.6006N	30.6147E	400	0.20
CIN	40.4360N	30.3057E	900	-0.46
KAR	40.9279N	30.2065E	260	0.25
OFL	40.9573N	30.3771E	350	0.26
HEN	40.4082N	30.8986E	590	-0.70
CND	40.7445N	31.1771E	950	-0.11
GOK	40.6052N	31.1453E	950	-0.30
EKI	40.5440N	31.0412E	890	-0.23
AKC	40.9723N	31.2089E	680	-0.19

Ek B. Velest Programı İçin Gereken Giriş Dosyaları

Programın koşturulabilmesi için oluşturulması gereken giriş dosyaları; ters çözümü kontrol eden parametrelerin girildiği CMN dosyası, bir-boyutlu hız modelinin tanımlandığı MOD dosyası, istasyon bilgilerinin girildiği STA dosyası ve deprem bilgilerinin, P-fazı ve S-fazı okumalarının girildiği CNV dosyasıdır.

Tablo B.1. Örnek CMN-kontrol dosyası

```

***** CONTROL-FILE FOR PROGRAM V E L E S T (28-SEP1993) *****
***
*** ( all lines starting with * are ignored! )
*** ( where no filename is specified,
***   leave the line BLANK. Do NOT delete! )
***
*** next line contains a title (printed on output):
Aftershock Observation for 1999 Golcuk Eartquake Mw=7.4 in TURKEY
***   starting model
***   olat      olon   icoordsystem      zshift   itrial  ztrial   ised
      40.706    -30.770      0          0.000     0     10.00     0
***
***   negs     nshot   rotate
      311       0     0.0
***
***   isingle   iresolcalc
           0         1
***
***   dmax     itopo    zmin     veladj    zadj    lowveloclay
      500       0     0.2     0.20     2       1
***
***   nsp      swtfac   vpvs      nmod
           1     0.00   0.000     1
***
***   othet    xythet   zthet    vthet    stathet
           0.01   0.01    0.01     1.0     0.10
***
***   nsinv    nshcor   nshfix    iuseelev  iusestacorr
           1       0       0         1         1
***
***   iturbo   icnvout   istaout   ismpout
           1       1       1         1
***
***   irayout  idrvout   ialeout   idspout   irflout   irfrout   iresout
           0       0       0         0         0         0         0
***
***   delmin   ittmax   invertratio
           0.010   9         1

```

Tablo B.2. Örnek MOD-model dosyası

```

Initial Model for 17 August Golcuk Eartquake
11      vel,depth,vdamp,phase (f5.2,5x,f7.2,2x,f7.3,3x,a1)
3.530   -2.000   1.000   P-VOLECITY MODEL
3.830    0.000   1.000
4.430    1.000   1.000
4.490    2.000   1.000
4.620    5.000   1.000
5.300    7.000   1.000
5.780   10.000   1.000
6.560   12.000   1.000
7.000   17.000   1.000
7.320   22.000   1.000
7.320   35.000   1.000

```

Tablo B.3. Örnek STA-istasyon dosyası

```

(a4,1x,f7.4,a1,1x,f8.4,a1,1x,i4,1x,i1,1x,i3,1x,f5.2,2x,f5.2,3x,i1)
DOK 40.5579N 30.8467E 0630 1 199 0.00 0.00 1
YUT 40.8978N 30.6001E 0150 1 003 0.00 0.00 1
CAY 40.6665N 30.4315E 0290 1 004 0.00 0.00 1
ASA 40.6915N 30.7199E 0230 1 005 0.00 0.00 1
TAS 40.6006N 30.6147E 0400 1 006 0.00 0.00 1
CIN 40.4360N 30.3057E 0900 1 007 0.00 0.00 1
KAR 40.9279N 30.2065E 0260 1 008 0.00 0.00 1
OFL 40.9573N 30.3771E 0350 1 009 0.00 0.00 1
ESE 40.7729N 30.2275E 0437 1 010 0.00 0.00 1
HEN 40.4082N 30.8986E 0590 1 011 0.00 0.00 1
CND 40.7445N 31.1771E 0950 1 012 0.00 0.00 1
GOK 40.6052N 31.1453E 0950 1 013 0.00 0.00 1
EKI 40.5440N 31.0412E 0890 1 014 0.00 0.00 1
AKC 40.9723N 31.2089E 0680 1 015 0.00 0.00 1

```

Tablo B.4. Örnek CNV-okuma dosyası

```

990819 00 1 28.26 40.6500N 30.7600E 8.31 1.70 0
CAY P1 5.62CND P1 7.21DOK P1 3.21EKI P1 5.41GOK P1 6.35HEN P1 4.95
OFL P1 8.75TAS P1 3.01YUT P1 6.36AKC P1 9.50CAY S1 9.77CND S1 12.25
DOK S1 5.57EKI S1 9.22GOK S1 10.79HEN S1 8.51OFL S1 14.96TAS S1 5.29
YUT S1 10.40AKC S1 16.38

990819 00 9 12.97 40.7100N 30.6200E 6.86 2.73 0
AKC P1 10.04CAY P1 3.83CND P1 8.84DOK P1 5.27EKI P1 7.66GOK P1 8.47
HEN P1 5.51OFL P1 6.66TAS P1 2.93YUT P1 4.63AKC S1 18.03CAY S1 6.47
CND S1 15.05DOK S1 8.96EKI S1 13.06GOK S1 14.24HEN S1 9.30OFL S1 11.46
TAS S1 5.17YUT S1 7.73

990819 0011 37.96 40.6900N 30.6200E 8.70 2.30 0
AKC P1 10.54CAY P1 3.65CND P1 8.96DOK P1 4.99EKI P1 7.39GOK P1 8.36
HEN P1 5.71OFL P1 6.98TAS P1 2.65YUT P1 5.20AKC S1 18.15CAY S1 6.34
CND S1 15.18DOK S1 8.54EKI S1 12.93GOK S1 14.32HEN S1 9.58OFL S1 11.88
TAS S1 4.69YUT S1 8.76

990819 0025 7.65 40.6400N 30.6500E 7.41 2.13 0
AKC P1 10.61CAY P1 4.09CND P1 8.74DOK P1 4.23EKI P1 6.42GOK P1 7.85
HEN P1 5.93OFL P1 7.90TAS P1 2.03YUT P1 5.93AKC S1 18.66CAY S1 7.09
CND S1 14.75DOK S1 7.31EKI S1 11.52GOK S1 13.03HEN S1 9.99OFL S1 13.65
TAS S1 3.51

990819 0027 14.51 40.6800N 30.5500E 8.59 2.07 0
AKC P1 11.40CAY P1 2.83CND P1 10.04DOK P1 5.86EKI P1 8.37GOK P1 9.38
HEN P1 6.71OFL P1 6.05TAS P1 2.71YUT P1 5.30AKC S1 19.96CAY S1 4.92
CND S1 16.82DOK S1 9.91EKI S1 14.24GOK S1 15.82HEN S1 11.26OFL S1 11.36
TAS S1 4.61

990819 0032 27.72 40.6500N 30.6700E 4.90 2.31 0
AKC P1 10.39CAY P1 4.44CND P1 8.49DOK P1 4.25EKI P1 6.76GOK P1 7.81
HEN P1 5.68OFL P1 8.08TAS P1 2.10YUT P1 5.86AKC S1 18.05CAY S1 7.67
CND S1 14.49DOK S1 6.91EKI S1 11.61GOK S1 13.52HEN S1 9.49OFL S1 13.96
TAS S1 3.58YUT S1 9.86

```

ÖZGEÇMİŞ

Mehmet Akif ALKAN, 21.12.1971'de İstanbul'da doğdu. İlkokul eğitimini Kırklareli'de, orta ve lise eğitimini Sivas'ta tamamladı. 1995 yılında Yıldız Teknik Üniversitesi, Kocaeli Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümünden mezun oldu. 1999 yılında öğretmen olarak Urfa ilinde göreve başladı, bir yıllık hizmetinden sonra 2000 yılında Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi'nde Sismoloji Şubesi'nde göreve başladı. Halen bu şubede Kuvvetli Yer Hareketi projesi kapsamında görevine devam etmektedir.