

**DOGU MARMARA'DA KABUK KALINLIGININ
VE HIZ YAPISININ BELIRLENMESI**

Mehmet KAPLAN

Danisman

Yrd. Doç. Dr. Sakir SAHIN

**YÜKSEK LISANS TEZİ
JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

ISPARTA 2006

**DOGU MARMARA'DA KABUK KALINLIGININ
VE HIZ YAPISININ BELIRLENMESI**

Mehmet KAPLAN

**YÜKSEK LISANS TEZİ
JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
ISPARTA 2006**

T.C.
SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DOĞU MARMARA'DA KABUK KALINLIĞININ
VE HIZ YAPISININ BELİRLENMESİ

Mehmet KAPLAN

YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
ISPARTA 2006

İÇİNDEKİLER

	Sayfa No
İÇİNDEKİLER	i
ÖZET	iii
ABSTRACT	iv
ÖNSÖZ VE TESEKKÜR	v
SEKİLLER DİZİNİ	vi
ÇİZELGELER DİZİNİ	viii
1. Giriş	1
1.1. Çalışmanın amacı	1
1.2. İnceleme alanının tanıtılması	2
2. Kuramsal Temeller	3
3. Materyal ve Yöntem	6
3.1. Bölgenin jeolojisi	6
3.1.1. Adapazari-Akyazi arasının jeolojisi	6
3.1.2. Düzce Ovası ve civarının jeolojisi	7
3.2. Tektonik özellikler	8
3.2.1. Doğu Marmara Bölgesi'nin tektoniği	9
3.2.2. Doğu Marmara Bölgesi'nin sismotektoniği	10
3.3. Doğu Marmara Bölgesi'nin depremselliği	11
3.3.1. Odak derinliğinin dağılımı ve frekans -magnitüd ilişkisi	12
3.3.2. 17 Ağustos 1999 Gölcük Depremi'nin karakteristik özellikleri	16
3.4. Kaynak bilgisi	17
3.4.1. Turknet projesi	18
3.4.2. Sabonet projesi	19
3.5. Yöntem	24
3.5.1. İki istasyon yönteminde yerin tepki fonksiyonu ile yüzey dalgası çözümleri	25
3.5.2. Ağırlıklı ters çözüm yöntemi	38
3.5.3. Seyahat zamanı yöntemi	42
4. Bulgular	46
5. Tartışma ve Sonuç	56

Kaynaklar.....	58
Özgeçmiş.....	67

ÖZET**DOGU MARMARA'DA KABUK KALINLIGININ
VE HIZ YAPISININ BELIRLENMESI****Mehmet KAPLAN**

Bu çalısmada, Dogu Marmara Bölgesinde özellikle Bayındirlik ve Iskan Bakanligi Afet Isleri Genel Müdürlüğü Deprem Arastırma Dairesi bünyesinde faaliyet gösteren, Turknet (TÜRKIYE ULUSAL TELEMETRIK DEPREM KAYIT AGI) ve Sabonet (SAKARYA - BOLU YÖRESI MIKRODEPREM ÇALISMALARI) projelerinde çalıstırılan, toplam 17 adet deprem kayıt istasyonlarınca kaydedilen yaklaşık 6250 adet deprem verisi kullanılmıstır. Kabuktaki cisim dalgalarının varis zamanları kullanılarak elde edilen seyahat zamanları yardımı ile bölgedeki kabuk yapısı araştırılmıstır. 0-500 km uzaklıklar arasındaki deprem verilerinden yararlanılarak seyahat zamanı-uzaklık grafikleri oluşturulmuş ve istasyonların altındaki tabaka kalınlıkları ve hızları bulunmuştur.

V1, V2 ve V3 sırasıyla kabuk kalınlıklarını ve V4 Moho süreksizliği altındaki hızı göstermektedir. Kabuk hızlarının sırasıyla 4.5, 6.2 ve 7.2 km/sn tabaka kalınlıklarının ise 3.8, 14.7 ve 20.0 km olduğu tespit edilmiştir. Manto sınırındaki hız değerlerinin ise 8.0 km/sn ve derinliğinin de 38.5 km olduğu belirlenmiştir.

ANAHTAR KELIMELER: Cisim dalgaları, Dogu Marmara, Kabuk, Sismik hız.

ABSTRACT**DEFINING THE CRUST THICKNESS
AND VELOCITY STRUCTURE IN EASTERN MARMARA****Mehmet KAPLAN**

In this study, as a data approximately 6250 earthquakes' events collected from 17 stations operated in the TURKISH NATIONAL TELEMETRIC EARTHQUAKES NETWORK and SAKARYA-BOLU MICRO EARTHQUAKES RECORD NETWORK (SABONET) projects in East Marmara Region were used. In this region, pattern of crust was examined with travel time of body waves recorded in these networks. The graphics of the travel time-epicentral distances were plotted with the data recorded in distance between 0 and 500 km, and under the stations the thickness and velocity of layers were determined.

V_1 , V_2 , V_3 and V_4 are velocities of upper crust, lower crust and Moho transitoriness, respectively. The velocities of upper crust layers were determined as 4.5, 6.2 and 7.2 km/sec and thickness of layers of crust were also obtained as 3.8, 14.7 and 20.0 km respectively. In the border of mantle, the velocity was determined as 8.0 km/sec and thickness of crust is 38.5 km.

KEY WORDS: Body waves, Eastern Marmara, Crust, Velocity.

ÖNSÖZ VE TESEKKÜR

Tez çalısmasını yöneten, katkı ve yardımlarını esirgemeyen Yrd. Doç. Dr. Sakir SAHİN'e, her zaman desteğini gördüğüm Jeofizik Mühendisliği Bölümü Başkanı Prof. Dr. Ergün TÜRKER'e, beni her zaman destekleyen esime ve aileme sonsuz teşekkür ederim.

02/06/2006

Mehmet KAPLAN

SEKILLER DIZINI

	Sayfa No
Sekil 1.1. Kabuk yapisi arastirilan bölge.....	2
Sekil 3.1. Dogu Marmara Bölgesi'nin yalinlastirilmis tektonik haritasi.....	11
Sekil 3.2. Dogu Marmara'da olusan depremlerin odak derinligi dagilimi.....	12
Sekil 3.3. Dogu Marmara'da olusan depremlerin episantir dagilimi.....	13
Sekil 3.4. Dogu Marmara'daki depremlerin deprem sayisi- magnitud iliskisi..	13
Sekil 3.5. Dogu Marmara'da meydana gelen depremlerin yillara göre dagilimleri.....	18
Sekil 3.6. Turknet (Türkiye Ulusal Gözlem ve Kayit Agi) istasyonlari.....	19
Sekil 3.7. Sabonet projesi (Sakarya Bolu Network) deprem kayit istasyonlari ve 1997-2002 yillari arasinda bölgede meydana gelen depremler.....	22
Sekil 3.8 Izmit depremi artçilarinin episantir dagilimi ve odak derinligi kesitleri (18 Agustos-13 Eylül 1999 ve 22 Ekim-11 Kasim 1999 arasi) (A: Yüzey kirigina paralel, B: Yüzey kirigina dik, Akyazi Bölgesi, C: Yüzey kirigina dik, Gölyaka Bölgesi).....	23
Sekil 3.9. 19 Agustos 1999 Izmit depremi artçilarından Sabonet'in örü alanı içine düşen (Akyazi, Hendek ve Gölyaka) büyük artçilarin ($M_d > 4.0$) odak mekanizmasi çözümleri.....	23
Sekil 3.10. 19 Agustos - 6 Eylül 1999 tarihleri arasındaki Izmit artçilarinin yogunlasma alanı olan Akyazi ve Gölyaka bölgelerine ait birlesik odak mekanizmasi çözümleri.....	24
Sekil 3.11. Rayleigh dalgasi yapay sismogramlarından A spektral oran genligi ve B frekans ortamı Wiener dekonvolüsyonu ile hesaplanan ortam tepki fonksiyonu (Osmansahin ve Alptekin 1990).....	37
Sekil 3.12. Sabonet (Sakarya Bolu Network) istasyon dagilim haritasi.....	45
Sekil 4.1. ULDT istasyonundaki 35-400 km arasi episantir uzakligi için zaman-uzaklik degisimi.....	47
Sekil 4.2. ELDT istasyonundaki 35-400 km arasi episantir uzakligi için zaman-uzaklik degisimi.....	47

Sekil 4.3. KAR istasyonunun 0-220 km arasi episantir uzakligi için zaman-uzaklik degisimi.....	48
Sekil 4.4. AKC istasyonunun 0-220 km arasi episantir uzakligi için zaman-uzaklik degisimi.....	48
Sekil 4.5. GOK istasyonunun 0-220 km arasi episantir uzakligi için zaman-uzaklik degisimi.....	49
Sekil 4.6. HEN istasyonunun 0-220 km arasi episantir uzakligi için zaman-uzaklik degisimi.....	49
Sekil 4.7. CAY istasyonunun 0-200 km arasi episantir uzakligi için zaman-uzaklik degisimi.....	50
Sekil 4.8. TAS istasyonunun 0-220 km arasi episantir uzakligi için zaman-uzaklik degisimi.....	50
Sekil 4.9. CND istasyonunun 0-240 km arasi episantir uzakligi için zaman-uzaklik degisimi.....	51
Sekil 4.10. DOK istasyonunun 0-240 km arasi episantir uzakligi için zaman-uzaklik degisimi.....	51
Sekil 4.11. EKI istasyonunun 0-240 km arasi episantir uzakligi için zaman-uzaklik degisimi.....	52
Sekil 4.12. YUT istasyonunun 0-240 km arasi episantir uzakligi için zaman-uzaklik degisimi.....	52
Sekil 4.13. HENT istasyonu sag-200 profili 0-220 km arasi episantir uzakligi için zaman-uzaklik degisimi.....	53
Sekil 4.14. HENT istasyonu sol-200 profili 0-220 km arasi episantir uzakligi için zaman-uzaklik degisimi.....	53
Sekil 4.15. Inceleme alaninda hesaplanan hiz ve derinlik degisimi.....	55

ÇİZELGELER DIZINI

	Sayfa No
Çizelge 2.1. Önceki çalışmalardan Türkiye için hesaplanan kabuk modelleri...	5
Çizelge 3.1. Dogu Marmara'da 1900-2005 yıllari arasında olusmus depremlerin magnitüdülerine göre dagilimi.....	15
Çizelge 3.2 Sabonet projesi istasyon bilgileri.....	21
Çizelge 3.3. Izmit artçilarından Sabonet'in örü alani içine düşen (Akyazi, Hendek ve Gölyaka) büyük artçilarin (Md.>4.0) odak mekanizmasi çözümlerine ait kaynak parametreleri.....	25
Çizelge 3.4. Türkiye için kullanılan hiz ve derinlik parametreleri (Herrin Modeli).....	24
Çizelge 3.5. Dogu Marmara'da tespit edilen kabuk, üst manto hiz ve derinlik degerleri.....	43
Çizelge 3.5. Dogu Marmara'da 1910-2005 yıllari arasında olusmus depremlerin magnitüdülerine göre dagilimi.....	44
Çizelge 4.1. Deprem kayit istasyonlari altındaki tabaka kalinliklari ve hizlari.....	54
Çizelge 4.2. Incelenen alan için hesaplanan model.....	54

1. Giriş

1.1. Çalışmanın amacı

Türkiye ve çevresi, dünya üzerindeki önemli deprem kusaklarından biri olan Alp-Himalaya deprem kusagi üzerinde yer almaktadır. Yakın geçmişte oluşan büyük depremler nedeniyle, Türkiye ve çevresinin depremselliği ve tektoniğinin araştırılması önemli hale gelmiştir. Marmara Bölgesi tektonik açıdan oldukça aktif bir bölgedir. Yakın zaman öncesine kadar durgun görünen Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda, 17 Ağustos 1999 İzmit Gölçük Depremi ve 12 Kasım 1999 Düzce Depremlerinin oluşması, Marmara Bölgesi'nde depremsellik çalışmalarının ne kadar önemli olduğunu açıkça ortaya koymaktadır. Bu nedenle bölgede depremsellikle ilgili ayrıntılı çalışmalara ihtiyaç vardır.

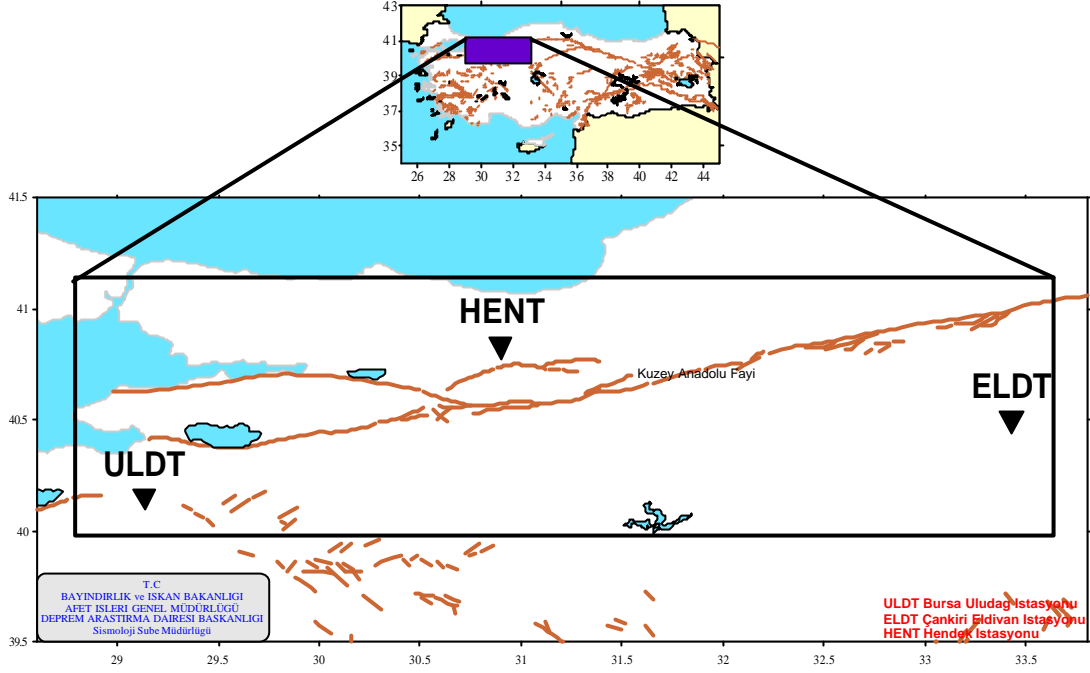
Yer kabuğu yapısının belirlenmesi için gravite, manyetik, elektromanyetik, manyetotellürik, ispi akisi ve sismik yöntemler kullanılmaktadır. Bunlardan en yaygın olanı sismik yöntemdir. Yer içinin heterojen ve anizotrop oluşu deprem dalgalarının buralarda farklı hızlarla yayılmalarına, dolayısıyla periyot ve genliklerinin değişmesine yol açmaktadır. Bu deprem dalgaları yerin çeşitli derinliklerinden bilgi edinmemize yardımcı olmaktadır. Doğu Marmara ve İç Anadolu Bölgesi'nin bir kısmını içine alan bu çalışmada, (39.50 - 41.00 K enlemleri ile 29.00 - 34.00 D

boylamları) aktif tektonik ve kabuk yapısının belirlenmesi amaçlanmıştır. Bunun için 17 Ağustos 1999 Gölcük Depremi, 12 Kasım 1999 Düzce Depremi ve 6 Haziran 2000 Orta Çankiri depremleri episantrlarının dağılımları incelenmiş, P ve S dalgaları hız-zaman grafiklerinden yararlanılarak bölgenin kabuk yapısı ortaya konulmuştur.

Kitasal ve okyanusal kabuğun bölge içindeki dağılımı, kabuk yapısının isostasi modellerine uygunluğu ve efektif elastik kalınlığının bilinmesi; sismolojik modelleme, tektonik levha hareketlerinin yorumlanması, fay modelleme ve jeodezik çalışmalar için önemlidir. Arap levhasının kuzey yönlü sıkıştırması sonucu Doğu Anadolu'da kabuğun kalınlaştığı, Ege Bölgesi'nde ise genişleme rejiminin etkisi ile kabuğun incelendiği bilinmektedir.

1.2. İnceleme alanının tanıtılması

Bu çalışmada kullanılan verilerle kabuk hızı ve yapısı çıkarılırken episantr uzaklığı, odak derinliği ve kayıt kalitesine bakılmıştır. Çok sayıda deprem verisinde belirli hata sınırları içerisinde olan deprem verileri alınarak, Doğu Marmara'daki kabuk ve üst manto yapısı, hızdaki değişimler araştırılmıştır. Şekil 1.1.'de inceleme sahası görülmektedir. ULDT, HENT ve ELDT istasyonları arasındaki mesafe yaklaşık 500 kilometredir. Kuzey Anadolu Fayı'nın en aktif olduğu yer Doğu Marmara Bölgesi'dir. 17 Ağustos 1999 Gölcük Depremi, 12 Kasım 1999 Düzce depremi ve 6 Haziran 2000 Çankiri depremi Şekil 1.1'de gösterilen bölge (39.50-41.00 K enlemleri ile 29.00-34.00 D boylamları) içinde meydana gelmiştir. Ayrıca Deprem Araştırma Dairesi'nin (DAD) deprem kayıt istasyonları, bu bölge içerisinde oldukça yoğundur.



Sekil 1.1. Kabuk yapısı araştırılan bölge.

2. Kuramsal Temeller

Çok sayıda araştırmacı (Ketin, 1973; Sengör 1979; Barka 1992) tarafından incelenen Kuzey Anadolu Fayı Zonu (KAFZ), Türkiye'nin en önemli tektonik yapıları arasında yer almaktadır. Türkiye'de meydana gelen ve önemli oranda can ve mal kaybına neden olan depremlerin büyük bir kısmının bu faya bağlı olarak geliştiği gözlenmektedir. KAF ilksel olarak Paleotektonik dönemde Anadolu ve Arap plakalarının sıkışması sonucunda ortaya çıkmıştır. Neotektonik dönem ve sonrasındaki hareketlerle ortaya çıkan ve KAF'nin ilksel konumuna paralel olarak gelişen bir çok fay segmentinden oluşan kırıklar topluluğu da bu fay zonunu oluşturmusedir. Genel fay karakteristiği açısından sağ yönlü doğrultu atımlı fayi gösteren KAF zonu doğuda Mus İli Varto ilçesi yakınlarından başlayarak batıda Saroz Körfezine kadar uzanmaktadır. Neotektonik dönem ve sonrası hareketlerle açıkladığımız KAF zonu, çok geniş bir deformasyon zonuna sahip olup bu

deformasyon zonunun genisligi doguda 25 km civarindayken, batida 80 km'ye kadar ulasmaktadir. KAFZ'nun genel morfolojik özelliklerine bakildiginda; zonun kuzeyinde kalan bölgelerin güneye oranla topografik açıdan daha yüksekte kaldigi, dogrultu atimli fay zonlarının karakteristik özelliklerinden olan 'S' biçimli dere yataklarının olustugu kısımların ötelendigi, çok sayıda kütleli hareketlerin ve su kaynaklarının ortaya çıktığı gözlenmektedir. Bu fay zonu üzerinde çok sayıda sedimanter basenlerin varlığı bilinmektedir.

Türkiye jeoloji haritasi baz alındığında bölgenin Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yasli çok çeşitli litolojik birimlerden olustugu görülmektedir. Özellikle Senozoyik döneme ait birimlerden Pliyosen ve Kuvaterner yasli oluşumlar üzerinde depremin hasar açısından daha etkili olduğu gözlenmiştir. Jeolojik açıdan bir diğer önemli hususda, depremin etkilediği afet bölgesindeki basenlerin varlığıdır. Kuvaterner yasli bu basenler Izmit-Sapanca gölü arasında, Adapazari baseni, Düzce baseni, Bolu baseni olarak KAF zonunun batı kesiminde bir sıra boyunca dizilmiştir. Çoğunlukla bu basenlerin sınırları tektonik yapılarla sınırlandırılmıştır.

Yer kabuğu içerisindeki sismik dalgaların yayınımları ile ilgili ilk bilimsel bulgular Mohorovicic (1919) tarafından ileri sürülmüştür. Yugoslavya'da Zagreb yakınlarında meydana gelen bir depremin sismogramlarını inceleyen Mohorovicic, hızları farklı olan iki P ve S fazının varlığını tespit etmiştir. Yakın mesafeden gelen depremlerde daha düşük hızlara sahip Pg ve Sg fazlarının yerini, daha uzak mesafelerden gelen depremlerde daha yüksek hızda sahip olan Pn ve Sn dalgaları yer almaktadır. Kabuğun alt sınırı olarak tanımlanan yerde hız süreksizliğinin olduğu, Mohorovicic tarafından tespit edilmiştir. Bu sınıra moho sınırı adı verilmiştir. Ayrıca 1923'de Avusturya'nın Tanern bölgesinde meydana gelen deprem kayıtlarında Conrad (1924), bilinen iki P fazının arasında bir üçüncü P fazının varlığını tespit etmiştir. Bu fazın Moho süreksizliği ile yer yüzeyi arasındaki süreksizlik bölgesinden ileri geldiğini ileri sürmüştür ve genel olarak Pb ve Sb olarak tanımlamıştır. Granit tabakası ile bazalt tabakası arasındaki geçiş zonuna da Conrad sınırı adı verilmiştir.

Türkiye’de yer kabuğu çalışmaları ile ilk olarak Canitez (1962) tarafından yapılmıştır. Anadolu Yarımadası’nda yer kabuğunun ortalama kalınlığının 31 km olduğu hesaplanmıştır. Canitez (1975) 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 tespit etmiştir. Kenar (1977) İstanbul ve civarında P dalgalarının genlik spektrumlarından yararlanarak yer kabuğunun, 4 km tortul, 10 km granitik, 16 km bazaltik tabakalardan oluştuğunu ve bu tabakalardaki P hızlarının sırasıyla 4.0, 6.0, 7.0 ve 8.1 km/sn olduğunu belirlemiştir. Ulusan (1978) yerel seyahat zamanı-uzaklık çalışması yaparak Batı Anadolu’daki P ve S dalgalarının kabuk içerisindeki hızlarını ve kabuk kalınlığını ortaya koymuştur. 3 tabakalı bir yer kabuğu modeli benimsemiş ve her bir tabakanın kalınlığını sırasıyla 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 (1980) Love dalgalarının grup ve faz hızlarından yararlanarak, İstanbul-Tebriz arasında 41 km kalınlığında ve 3 tabakalı bir yer kabuğu modeli saptamışlardır. Tabaka hızlarını sırasıyla 4.6, 5.8, 7.0, Pn hızını da 8.0 km/sn bulmuşlardır. Çizelge 2.1’de Türkiye için hesaplanan kabuk modelleri verilmiştir.

Çizelge 2.1. Önceki çalışmalardan Türkiye için hesaplanan kabuk modelleri

	H1(km)	H2(km)	H3(km)	V1(km/sn)	V2(km/sn)	V3(km/sn)	V4(Pn) (km/sn)
Kenar (1977)	4.0	10.0	16.0	4.0	6.0	7.0	8.1
Ulusan (1978)	5.2	9.3	17.4	5.9	6.1	6.7	8.0

3. Materyal ve Yöntem

3.1. Bölgenin jeolojisi

17 Agustos 1999 Gölcük depreminden özellikle Izmit Körfezi'nin güneyi ve Izmit ile Düzce arasında B-D uzanimli genis bir bölge etkilenmistir. Depreme maruz kalan bölgede; bu incelemenin gerçekleştirildiği Izmit Körfezi'nin güney bölümü ile Izmit ve Düzce arasındaki koridorun genel jeolojik karakteristikleri ve önemli yerlesim birimlerinin bulunduğu ovalardaki yeralti suyu kosullari mevcut kaynaklardan yararlanilarak özetlenmistir.

Izmit Körfezi, KAFZ ve Marmara Graben sistemleri tarafından etkilenen D-B uzanimli aktif bir çöküntü alanı konumundadır. Bu çöküntü alanı, kuzeyde Kocaeli Yarımadası ve güneyde Armutlu Yarımadası olarak adlandırılan iki yükselti ile

sinirlanmistir. Incelenen bölgenin jeolojisi, Adapazari-Akyazi arasi ve Düzce Ovasi olmak üzere iki alt baslikta sunulmustur.

3.1.1. Adapazari-Akyazi bölgesinin jeolojisi

Sakarya ili ve çevresinde gözlenen stratigrafik istifte en yasli birim, özellikle sahanin kuzeydogusunda yaygin bir sekilde mostra veren Alt Ordovisiyen yasli, sig deniz ortaminda çökelmis ve 1500 - 2000 m kalinliga sahip seyl ve kumtasi ardalanmasindan, üste dogru kumtasi arakatikli seyllerden olusan formasyondur (Sariaslan ve dig., 1998). Sakarya il merkezinin kuzeyindeki Taskisigi bölgesinde yüzeylenen Orta Devoniyen-Alt Karbonifer yasli self kireçtaslari, yer yer rekrystalize ve dolomitik özelliktedir. Sahanin orta kesimlerindeki tepeleri olusturan ve Tepemüslim ile Kömürlük köylerinin kuzeyindeki çakiltasi, kumtasi ve çamurtasi ardalanmasindan olusan karasal çökeller Permiyen-Triyas yaslidir. Sahanin güneydogu ve dogusunda (Akyazi güneyi ve Altundere Köyü dogusu) küçük alanlarda yüzlekler veren self-yamaç çökelleri olistostromlardan olusmaktadır. Alt-Orta Eosen'e ait volkanik seri andezit ve bazaltlarla temsil edilmekte ve Sakarya'nin batisi ile Sapanca Gölü'nün kuzeydogusu arasinda ve sahanin dogusundaki Yagbasan köyünün kuzeydogusunda küçük, sahanin güneydogusunda ise genis alanlarda gözlenmektedir. Sahanin batisinda, Sapanca Gölü'nün kuzeydogusu ile Karaman köyü civarinda gözlenen killi kireçtasi, marn, kiltasi, silttasi, kumtasi, çakiltasi, resifal kireçtasi ve volkanitlerden olusan formasyon Maestrihtiyen-Alt Eosen yaslidir. Sahanin güneyinde ise, D-B dogrultusunda ve düzensiz bir serit halinde uzanan Pliyosen yasli çakiltasi, kumtasi, çamurtasi ardalanmasindan olusan karasal çökeller yer almaktadır.

Sahanin genelinde hem D-B, hem de K-G yönlerinde çok genis bir alan kaplayan ve Adapazari, Akyazi ve Hendek Ovalarini olusturan alüvyonlar yer almaktadır. Ova kenarlarinda kalinligi azalan alüvyon, ovanin ortasinda 300 m kalinliga kadar ulasmaktadır (DSI, 1983). Pekismemis kum, silt ve kil tane boyundan olusan alüvyonlar, Sakarya Nehri, Çark Suyu ve Mudurnu Çayi tarafından Kuzey Anadolu Fay Zonu ve güneyindeki kayaclardan tasinmistir (Sariaslan ve dig., 1998). Bölgede

alüvyonun yanisira 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 şekilleri mevcuttur. Bölgenin güneyindeki yükseltilerin ovaya açılan kısımlarında ise, eski alüvyonlar ve alüvyon yelpazeleri yer almaktadır. Bunlardan eski alüvyonlar Sapanca Gölü'nün güneydogusu ile Akyazı ilçesinin güneybatısında, alüvyon yelpazesi ise, sahanın güneyindeki Kamisli ve Kayalar köylerinin arasında yer almaktadır.

3.1.2. Düzce Ovası ve civarının jeolojisi

Düzce ve yakın civarını içine alan bölgenin önemli bir bölümünü Düzce ovası 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 kayalar birimler mostra vermektedir. Kayalar birimler yaşlıdan gence doğru; güneyde Paleozoyik yaşlı Dingini Granitoidleri ile KB'da seyl, kumtaşı ve silttaşıyla temsil edilen Eregli Formasyonu ovanın temelini oluşturmaktadır (Simsek ve Dalgiç, 1997). GB'da Dikmen volkanitlerinin gözlemlendiği sahada Tersiyer, Kusuri Formasyonu ile temsil edilmektedir. Bu birimleri, ovanın kenarlarında gevsek çimentolu, yarı yuvarlak çakıl-kum ve siltten oluşan Örencik formasyonu üzerlemektedir. Kuvaterner çökelleri ise, Büyükmelen, Küçükmelen ve Ugursuyu 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 malzemeden 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 yanıl 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 (Simsek ve Dalgiç, 1997). Ovanın batısından alınmış GB-KD yönlü jeoloji kesitinden, bu çökellerdeki kil düzeylerinin kalınlığının yer yer 40 m'ye ulaştığı ve havza kenarlarında çakıllı çökellerle geçişli oldukları anlaşılmaktadır (Simsek ve Dalgiç, 1997).

3.2. Tektonik özellikler

Türkiye, Akdeniz'den Asya'ya B-D doğrultusunda uzanan Alp-Himalaya orojenik sisteminin Akdeniz'deki bir parçasıdır. Alp orojenezi, Avrupa ve Asya arasındaki sıkışma hareketinin, Himalaya orojenezi ise Hindistan-Asya çarpışmasının birer sonucudur. Türkiye'nin tektonik gelişim modeli konusunda yapılan çalışmalar arasında başlıcaları McKenzie (1972), Dewey ve diğ. (1973) ve tarafından ayrıntılı çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalara göre Türkiye; Afrika, Avrasya ve Arap plakalarıyla sınırlanmış olup, Ege ve Anadolu mikroplakaları olarak adlandırılan iki plakacıktan oluşmaktadır.

Türkiye'nin tektonik gelişimi, Afrika kıtasının kuzeye doğru olan hareketi sonucu Afrika ve Avrasya plakaları arasındaki Levantin Okyanusunun kapanıp kara haline gelmesiyle ilişkilidir (Ketin, 1973). Arap plakasının Afrika plakasına göre kuzeye doğru devam eden göreceli hareketi, Avrasya Plakasının güney bölümünde kışılma ve daralmaya neden olmuş ve Doğu Anadolu plakasının gelişmesine yol açmıştır. Bu hareketin yarattığı kışılma-daralma, Avrasya plakasının güney kesiminin Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) olmak üzere iki büyük kırık boyunca parçalanarak Anadolu plakacığının oluşmasına neden olmuştur. Anadolu plakacığı, yaklaşık 4 milyon yıldır KAFZ ve DAFZ boyunca 1-3 cm/yıl'lık bir hızla B-GB'ya doğru hareketini sürdürmektedir. Dolayısıyla bu iki fay zonu, günümüze değin ülkemizde meydana gelen pek çok deprem için birer kusak rolü oynamıştır (Demirtaş ve Yılmaz, 1996).

3.2.1. Doğu Marmara Bölgesi'nin tektoniği

Basta İzmit Körfezi olmak üzere, Marmara Bölgesi'nin tektoniğinin araştırılmasına yönelik bugüne değin çok sayıda çalışma yapılmıştır (Barka ve Cadinsky-Cade, 1988; Sakiç ve Barga, 1989; Barga ve Yüksel, 1993; Koral ve Eryılmaz, 1995; Barka, 1992 ve 1997; Okay ve diğ., 1999a). Bölgenin tektonizmasıyla ilgili pek çok husus açıklığa kavuşturulmuş olmakla birlikte, halen tartışmaya açık olan konular

bulunmaktadır. Marmara Bölgesi'nin güncel tektonigini incelediği çalışmasında Barka (1997), bölgeye ait önceki araştırmaları özetleyerek, Kuzey Anadolu Fayı'nın Mudurnu Vadisi civarında üç kola ayrıldığını belirtmektedir. Bu kollar; İzmit'ten geçip Marmara Denizi ve Saros Körfezi boyunca Yunanistan'a kadar uzanan kuzey kol, Geyve, İznik, Mudanya, Bandırma ve Biga'yi izleyen bir hat boyunca merkezi kol ve Bursa, Manyas Gölü, Balıkesir üzerinden Edremit Körfezi'ne kadar uzanan güney koldur. Marmara Denizindeki çukurluklar ile Sapanca, İznik ve Manyas gölleri, KAFZ'na ait kolların doğrultu atımlı hareketiyle ilişkili olan çek-ayır (pull-apart) mekanizmasının ürünleri olarak değerlendirilmektedir.

Kuzey Anadolu Fay Zonu, çok sayıda segment ile bu segmentleri oluşturan kademeli ve sağ yanal atımlı faylar tarafından temsil edilmektedir. KAFZ'nun Doğu Marmara Depremi'nde rol oynayan kuzey kolu, biri Sapanca-Gölcük segmenti, diğeri ise Karamürsel segmenti veya fayı olmak üzere iki segmentten oluşmaktadır (Koral ve Eryılmaz, 1995; Barka, 1997). Sapanca-Gölcük segmenti, Sapanca Gölü ile İzmit Körfezi arasında yaklaşık D-B doğrultusunda uzanırken, İzmit Körfezinden itibaren Gölcük civarında GB'ya doğru yön değiştirmektedir. Hava fotoğraflarından yapılan değerlendirmeler (Barka, 1997) ve Gölcük ile Hersek deltası arasında kalan kıyı çizgisinin çok düzgün olması (Koral ve Eryılmaz, 1995), KD-GB doğrultulu Karamürsel segmentinin Gölcük'ten itibaren kıyının çok yakınından geçtiği, ancak Hersek deltasının batısına kadar devam etmediği şeklinde değerlendirilmektedir. Karamürsel segmentinin kuzeyinde, Hereke'den başlayıp Marmara Denizi'nin içinden ve Hersek deltasının kuzeyinden Çınarcık'a doğru geçen, KD-GB doğrultulu Yarımca-Yalova segmenti yer almaktadır (Barka, 1997).

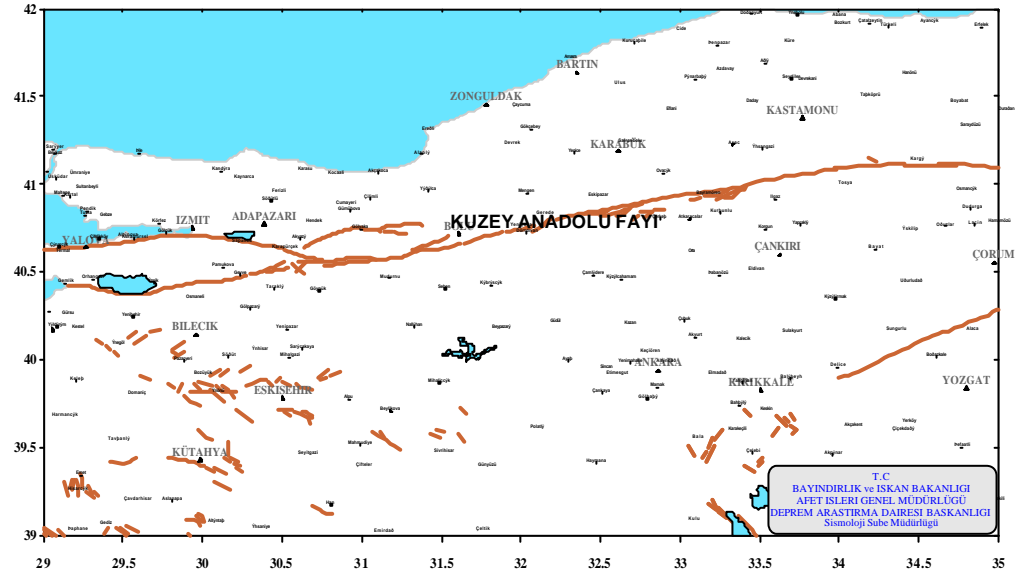
Bargu ve Yüksel (1993), Hersek Burnu ve Darıca'dan alınan K-G yönlü sismik profiller üzerinde yaptıkları değerlendirme sonucunda, bölgedeki fayların derinde tek bir ana fayla birleşerek tek bir fay düzlemi halinde devam etmeleri gerektiğini belirtmişlerdir. Buna göre, doğrultu atımlı ana fayın yukarıya doğru çatallanan kesimleri arasında kalan bloklar çökmüş ve buna bağlı negatif çiçek yapısı (negative flowering structure) oluşmuştur. KAFZ'nu oluşturan ve Marmara Denizi'ne giren segmentlerin konumlarıyla ilgili çok sayıda araştırma ve görüş bulunmakla birlikte,

gerek fayın batıda Tekirdağ civarında tekrar karaya çıkan kuzey kolunun, gerekse fay zonundaki diğer segmentlerin deniz tabanında izledikleri güzergahın halen TÜBİTAK'ın koordinasyonunda sürdürülmekte olan sismik çalışmalardan (Okay ve diğ., 1999) sağlanacak sonuçlarla açıklığa kavuşması beklenmektedir.

3.2.2. Doğu Marmara Bölgesi'nin sismotektoniği

1997 yılında Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi tarafından yeniden düzenlenen Türkiye Sismik Risk Haritası'na göre, Marmara Bölgesi önemli ölçüde I. ve II. derecede riskli alanları içermektedir. İzmit Körfezi ve yakın civarının sismik aktivitesi Yüksel (1995)'in yaptığı çalışmada genel hatlarıyla verilmiştir.

Marmara Bölgesi'nin doğu ve batı kesimlerinde meydana gelmiş olan bazı önemli depremlerin değişik araştırmacılarca yapılan fay düzlemi çözümleri Barka (1992) ve Barka (1997) tarafından derlenmiş olup, bu çözümler, bölgedeki depremlerin önemli bir bölümünün sağ yanal atımlı bir faylanmayla meydana geldiğini göstermektedir.



Sekil 3.1. Doğu Marmara Bölgesi'nin yalınlaştırılmış tektonik haritası.

Yüksel (1995), 1900 - 1986 yılları arasında Marmara Bölgesi'nde büyüklüğü $M \geq 4.5$ olan toplam 119 adet deprem için yaptığı değerlendirmeye göre, bölgede

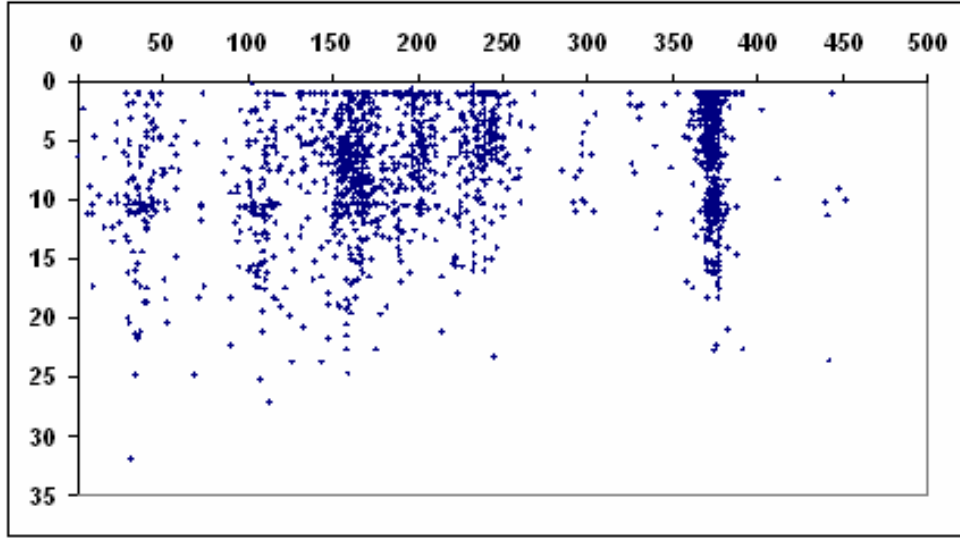
meydana gelebilecek olası bir depremin açığa çıkaracağı enerjinin, büyüklüğü 6.5'ten yüksek bir depremin enerjisine esit olacağını belirtmiştir. Barka (1997) ve Üçer ve diğ. (1997), Marmara Bölgesi'nde düşük sismisiteye sahip üç alanın sismik boşluk olabileceğini belirtmişlerdir. Bunlardan en doğuda bulunan alanda 17 Ağustos 1999 Gölcük Depremi meydana gelmiştir. Ayrıca, Toksöz ve diğ. (1979)'nin aletsel dönemde meydana gelen depremlerin dağılımını ve en son Stein ve diğ. (1997)'nin iki boyutlu elastik sınır eleman yöntemini esas alarak yaptıkları modelleme çalışmalarının sonuçları da KAFZ boyunca Sapanca ile Yalova arasındaki bölgede bir sismik boşluğun varlığını göstermiştir. Şekil 3.1'de incelenen bölgenin tektonik haritası verilmiştir.

3.3. Doğu Marmara Bölgesi'nin depremselliği

DAD ve National Earthquake Information Center (NEIC) tarafından ülkemize ait deprem kayıtlarından derlenen ve 1975 - 2005 dönemini kapsayan veriler çerçevesinde büyüklüğü 3'ten fazla olan depremlerin merkez üsleri ve derinliklerini incelendiğinde deprem merkez üslerinin özellikle KAFZ ile Batı Türkiye'deki graben sistemi ve kısmen de DAFZ üzerinde yoğunlaştığı anlaşılmaktadır. Gerek KAFZ boyunca, gerekse Batı Anadolu'daki graben havzalarında deprem odaklarının 10 ile 20 km arasında değişen derinliklerde yer alması, bunların sig odaklı olduklarını göstermektedir. Buna karşın, DAFZ boyunca meydana gelen depremler diğer bölgelerdekine oranla biraz daha derin odaklı olup, bu durum Arap plakası ve Anadolu plakası arasındaki bir yitim (dalım) zonu varlığıyla ilişkilidir.

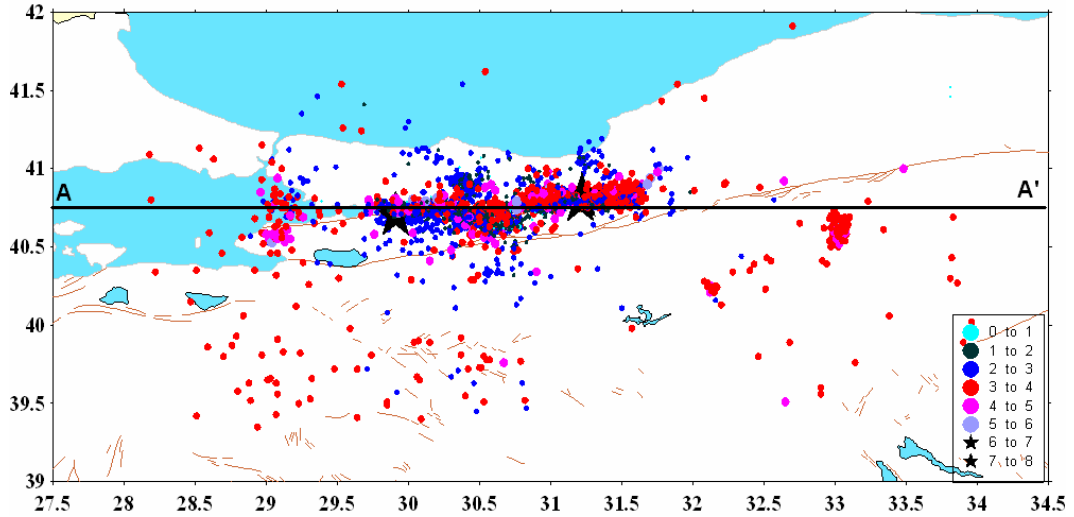
3.3.1 Odak derinliklerinin dağılımı ve frekans-magnitüd ilişkisi

Depremsellik çalışmalarında odak derinliklerinin dağılımını saptamak, deprem zonu derinlik derecesinin tanımlanması açısından oldukça önemlidir. Çalışılan bölge için derinlik kesiti çıkarılmıştır. Bu kesitte deprem odaklarının yoğun olduğu derinlik 2-20 km. arasındadır. Derinlik kesitinde de görüldüğü gibi Doğu Marmara Bölgesi'nde meydana gelen depremler sig odaklı depremlerdir (Şekil 3.2).



Sekil 3.2. Dogu Marmara’da olusan depremlerin odak derinligi dagilimi (A-A’ derinlik kesiti Sekil 3.3).

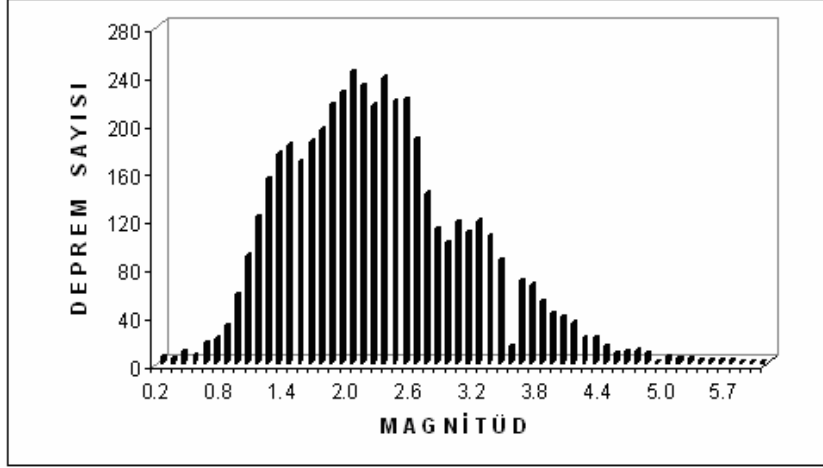
1900 - 2004 yıllari arasinda bölgede olusan depremlerin episantir dagilimlari Sekil 3.3’deki haritada gösterilmistir. Episantir haritasinin hazirlanmasinda ISC (International Seismological Centre) ve DAD (Bayindirlik ve Iskan Bakanligi Afet Isleri Genel Müdürlüğü Deprem Arastirma Dairesi) verilerinden yararlanilmistir.



Sekil 3.3. Dogu Marmara’da olusan depremlerin episantir dagilimi.

Elde edilen depremsellik haritasinda, episantirlarin Sekil 3.3’de gösterilen faylar civarinda kümelandikleri görülmektedir. Bu kümelenme özellikle, büyük depremlerin

yer aldığı Kuzey Anadolu Fayı boyunca belirgindir. Deprem sayısı-magnitüd ilişkisi incelendiğinde depremlerin genellikle 2.0 ile 2.6 (Md) arasında kümелendiği görülmektedir (Sekil 3.4).



Sekil 3.4. Dogu Marmara'daki depremlerin deprem sayısı-magnitüd ilişkisi.

Magnitüd-frekans bagintilari deprem istatistiginin temelini olusturur. Magnitüdü fonksiyonu olarak depremlerin olus frekansi incelendiğinde, genellikle dogrusal bir iliski izlenir ve bu iliski,

$$\text{Log}N = a + bM \quad (25)$$

sekinde ifade edilir. Burada N birikimli (kümülatif) deprem sayisini, M magnitüdü göstermektedir. a ve b ise sabit parametrelerdir. a sabiti gözlem periyoduna, çalisilan alanin büyüklüğüne ve sismik aktivitenin seviyesine bagli olarak degisir. b katsayisi ise daha kararlidir ve bu katsayinin fiziksel anlami ile istatistiksel kullanimi günümüzde de tartisilmaktadır. Gutenberg ve Richter (1954), dünya ölçüsünde istatistiksel sonuçlara dayanarak, sig depremler için $b=0.90\pm 0.02$, orta ve derin depremler için $b=1.2\pm 0.2$ bulmuslardir. Türkiye için ise $b=0.90\pm 0.2$ degerini vermektedirler. a degerinin kayaçlarin deformasyonu ve dolayisiyla deprem olusumunun fizigi ile ilgili, b degerinin bölgeye ve zamana göre degisimleri sismologlarin ilgisini çekmesine neden olmustur. b degerlerindeki degisimler,

sismotektonik bölgelendirme ve depremlerin önceden haber alınması problemlerinde kullanılmaktadır.

a ve b değerleri istenen veri grubu için değişik yöntemlerle hesaplanabilir. Bu sabitler bölgeye ve zamana bağlı değişimlerinin yani sıra hesaplama yöntemine ve kullanılan veri grubuna bağlı olarak da değişim gösterirler. Her bir yöntem birbirine yakın da olsa farklı sonuçlar verir. İnceleme alanımızdaki magnitüd-frekans ilişkisinin saptanması için, a ve b parametrelerinin hesaplanmasında en yaygın yöntem olan en küçük kareler yöntemi kullanılmıştır. Hesaplamalarda $M = 4.0$ olan bölgedeki tüm depremler kullanılmıştır. 0.1 birim magnitüd aralıklarında sıralanan depremlerin oluş sayıları belirlenmiştir. Sonra magnitüdü 0.5 birim aralık içeren sınıflara ayrılarak her bir aralığa karşılık gelen birikimli frekanslar hesaplanmıştır (Çizelge 3.1).

Çizelge 3.1. Doğu Marmara'da 1900-2005 yılları arasında olmuş depremlerin magnitüdüne göre dağılımı.

Magnitüd	Frekans	Birikimli		Aralık		
		Frekans (Ni)	Log(Ni)	Ortasi (Mi)	Mi**2	Mi*Log(Ni)
4.0 - 4.4	212	383	2.5831988	4.2	17.64	10.8494350
4.5 - 4.9	98	172	2.2355284	4.7	22.09	10.5069840
5.0 - 5.4	46	74	1.8692317	5.2	27.04	9.7200049
5.5 - 5.9	17	28	1.4471580	5.7	32.49	8.2488008
6.0 - 6.4	4	11	1.0413927	6.2	38.44	6.4566346
6.5 - 6.9	2	7	0.8450980	6.7	44.89	5.6621569
7.0 - 7.5	5	5	0.6989700	7.2	51.84	5.0325840
		Toplam	10.7205800	39.9	234.43	56.4766000

Magnitüd-frekans ilişkisini belirleyen a ve b parametreleri, en küçük kareler yöntemine göre aşağıdaki bağıntılardan yararlanılarak elde edilir:

$$\text{SlogN} = a_n + b \text{ SM} \quad (26)$$

$$SM \log N = a SM + b SM^2 \quad (27)$$

burada n grup sayisidir. Diger parametreler (26) bagintisinda tanimlanmistir. Çizelge 3.1'deki degerler (26) ve (27) bagintilarinda yerlerine koyularak $a=5.27$ ve $b=0.66$ bulunur. Bu degerlere göre (25)'deki bagintisindaki magnitud-frekans iliskisi

$$\log N = 5.27 - 0.66 M \quad (28)$$

olur. Küçük magnitudlü depremlerin kayıt edilmemeleri ve aletsel sorunlardan dolayı kayıtlarda eksiklikler olduğu bilinmektedir. Bu eksiklikler kullandığımız veri grubunda etkili olabilmektedir.

Inceleme periyodu içinde bölgede oluşmuş depremlerin yıllara göre dağılımları Şekil 3.5'de gösterilmiştir. b değeri sismik aktivite ile doğru orantılıdır. b değerindeki bu değişim son yıllardaki deprem sayısındaki artışlardan kaynaklanmaktadır.

3.3.2 17 Ağustos 1999 Gölcük Depremi'nin karakteristik özellikleri

17 Ağustos 1999 Gölcük depremine neden olan ana sok, yerel saatle 03.02'de meydana gelmiştir. Koordinatları 40.68 N - 29.82 E ve odak derinliği 175 km olan ana sokun moment büyüklüğü 7.4'tür. Değişik kuruluşlarca belirlenen merkez üssü lokasyonları İzmit Körfezi'nin doğu ucunda yer almaktadır. Bununla birlikte, deprem bölgesinde gözlenen hasar dikkate alındığında, T.C. Bayındırlık Bakanlığı Deprem Araştırma Dairesi (DAD) ve Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KOERI) tarafından belirlenen lokasyonların daha kabul edilebilir olduğu anlaşılmaktadır. Depremin meydana geldiği bölgede herhangi bir öncü sok kaydedilmemiştir.

Ana sok, D-B, K-G ve Z bileşenleriyle birlikte, İzmit, Düzce, Adapazarı, Bursa-Iznik, Gebze ve İstanbul'daki çeşitli istasyonlarda kurulu olan SMA ve GSR-16 tipi ivme ölçerlerle kaydedilmiştir. En büyük yer ivmesi gevsek ve zayıf zeminler üzerinde yer alan Sakarya ve Düzce'deki istasyonlarda kaydedilmiştir. Depreme

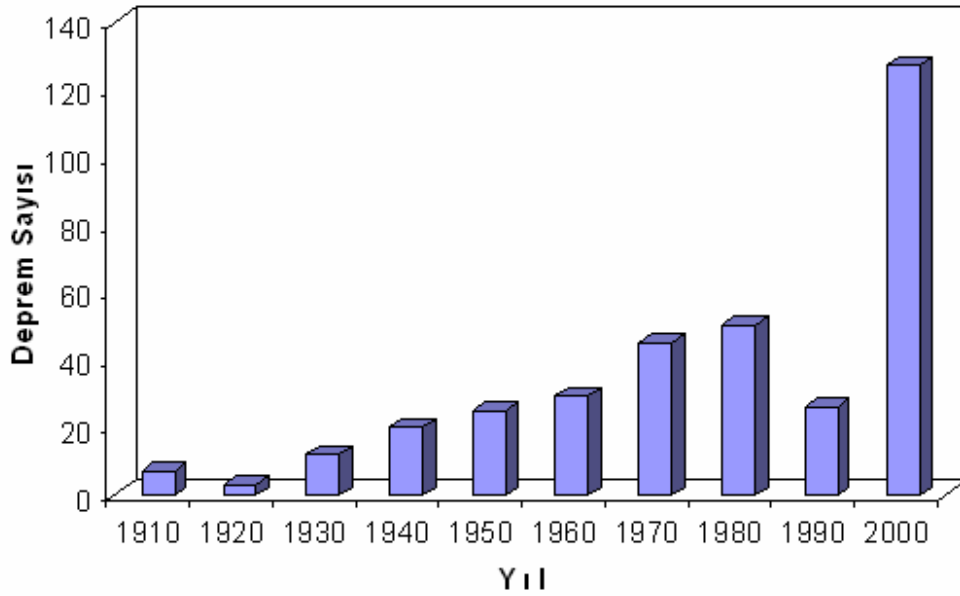
neden olan fayın Adapazari il merkezinin 5-6 km kadar güneyinden geçmesine rağmen, ana sok Adapazari Bölgesi'nde 407 mG'e ulaşan bir en büyük yatay yer ivmesiyle (DB) oldukça tahrip edici olmuştur. Diğer istasyonlarda alınan DB, KG ve Z bileşenlerine ait kayıtlar incelendiğinde, depremin merkez üssüne daha yakın olmalarına karşın (örneğin, İzmit Meteoroloji İstasyonu'ndaki kayıt), bu istasyonlarda Adapazari ve Düzce'de kaydedilenlere oranla daha düşük yer ivmelerinin elde edilmesi, bu istasyonların sağlam kaya üzerinde kurulu olmalarıyla ilişkilendirilmiştir. Ana soka ait ivme kayıtlarında pek çok istasyon için gözlenen ortak eğilim, sokun DB bileşeninin daha yüksek olmasıdır. Bu durum, yıkılan veya hasara uğrayan binalarda doğu ve batı olarak belirlenen devrilme ve yana yatma yönleriyle uyum göstermektedir. DAD'nin kayıtlarına göre, 17 Ağustos 1999 Gölcük depreminden sonra 15 Eylül 1999 tarihine kadar deprem bölgesinde 2669 adet artçı sok meydana gelmiştir.

Artçı soklar özellikle fay zonunun Çınarcık ve Akyazı tarafındaki batı ve doğu uçlarında yoğunlaşmaktadır. En büyük artçı soklar 17 Ağustos 1999'da Akyazı civarında ($M_s=5.5$) ve 13 Eylül 1999'da Gölcük'te ($M_s=5.7$) meydana gelmiştir. Gölcük'te meydana gelen artçı sok, ana sok sırasında hasar gören bazı yapıların yıkılmasına yol açmıştır.

Zaman zaman artçı soklarda ani artışlar olmakla birlikte, artçı depremlerin büyüklüklerinin giderek azaldığı izlenmektedir. Ana sok fay bloklarının göreceli hareketi sırasında en büyük pürüzlülüğü yenmesiyle ilişkiliyken, artçı depremler ise daha küçük çaptaki pürüzlülüklerin yenilmesiyle oluşmaktadır. Bu nedenle, bundan önceki depremlerde (Dinar, Adana-Ceyhan vb.) olduğu gibi, artçı depremlerin azalarak da olsa, bir süre daha devam etmesi beklenmelidir. Ayrıca, Türkiye'deki aktif faylar boyunca gelecekte oluşabilecek depremlerin önceden kestirilebilmesi için, fay düzlemi morfolojisinin belirlenmesini sağlayacak yöntem ve teknolojilerin geliştirilmesi büyük önem taşımaktadır.

3.4. Kaynak bilgisi

Çalışmada kullanılan veriler, ülke genelinde meydana gelen depremleri gözlemek amacıyla 1989 yılında Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Arastırma Dairesi Başkanlığı Sismoloji Subesi bünyesinde kurulan TURKNET (Türkiye Ulusal Deprem Gözlem ve Kayıt Ağı) projesinden ve Türk ve Alman araştırmacılar tarafından "Depremlerin Önceden Belirlenmesi Türk-Alman Ortak Projesi" kapsamında Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nin Sakarya - Bolu kesiminde, yürütülen SABONET projesinden alınmıştır. Her iki proje ilerleyen bölümlerde ayrıntılı olarak tanıtılmaktadır.

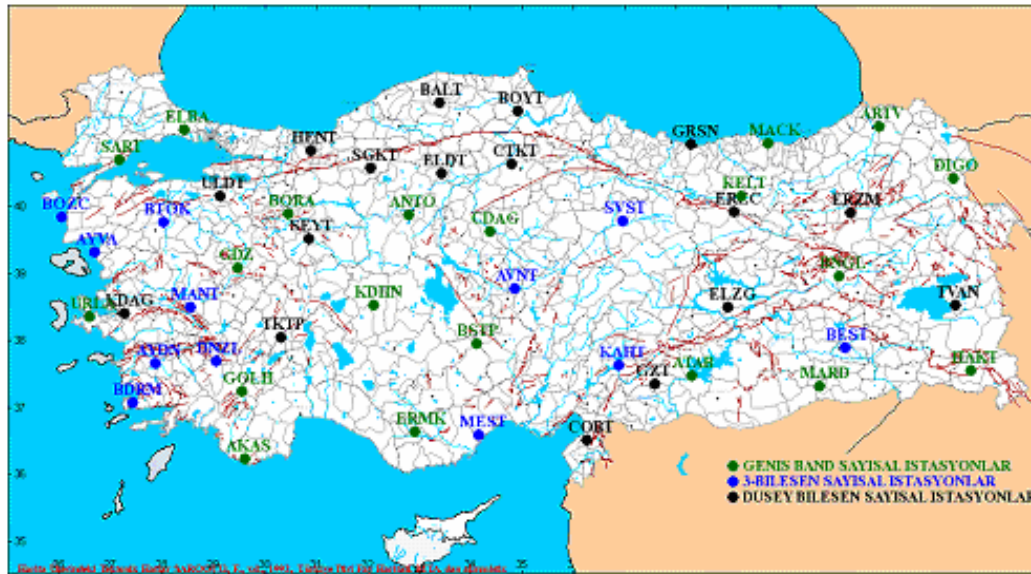


Sekil 3.5. Dogu Marmara'da meydana gelen depremlerin yıllara göre dağılımları.

3.4.1. Turknet projesi

TURKNET (Türkiye Ulusal Deprem Gözlem ve Kayıt Ağı), ülke genelinde meydana gelen depremleri gözlemek amacıyla 1989 yılında Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Arastırma Dairesi Başkanlığı Sismoloji Subesi bünyesinde kurulmuştur. İlk aşamada, Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nin Adapazarı-Sivas arasında kalan bölümünde 12 istasyon ile kurulan ağ daha sonra genişletilerek (Aralık - 2005 itibarıyla) 50 istasyona çıkarılmıştır (Sekil 3.6).

Türkiye Ulusal Deprem Gözlem ve Kayıt Ağı kapsamında bulunan tek bileşen istasyonların her birinde 1 adet kısa periyot dikey bileşen sismometre; 3-bileşen istasyonların her birinde ise 1 adet kısa periyot dikey bileşen ve 2 adet de Kuzey-Güney ve Dogu-Bati yönlü kısa periyot yatay bileşen sismometre bulunmaktadır. Veri, istasyonlardan data kanali aracılığı ile Ankara'daki merkeze, 24 saat kesintisiz olarak iletilmektedir.



Sekil 3.6. Turknet (Türkiye Ulusal Gözlem ve Kayıt Ağı) istasyonları

2006 yılı için, özellikle Türkiye'nin dogu kısmına 20 adet broadband istasyon kurma çalışmaları devam etmektedir. Böylece ülkemizin tamamının sismik aktivitesi gözlem altında alınabilecektir.

3.4.2. Sabonet projesi

1984 yılından bu yana, Türk ve Alman araştırmacılar tarafından "Depremlerin Önceden Belirlenmesi Türk-Alman Ortak Projesi" kapsamında Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nin İzmit-Bolu kesiminde, çok disiplinli, deprem araştırma faaliyetleri yürütülmektedir. Bu proje çerçevesinde depremselliğin görüntülenmesi çalışmaları ise 1985 yılından beri yörede sürdürülmektedir. Sismolojik çalışmalar 1985 - 1996

tarihleri arasında MLR (Manyetik Bant Kayıçılı sistem) mikrodeprem kayıt istasyonlari ve veri islem sistemleri ile sürdürülmüştür.

Kasim - 1996 tarihinde yöreye MLR (Manyetik Bant Kayıçıları) kayıt istasyonlarının yerine daha gelişmiş 15 adet sayısal telemetrik mikrodeprem kayıt istasyonlari kurulmuş ve Sakarya Bayındirlik ve Iskan Müdürlüğü binasında da veri toplama-islem merkezi SABONET oluşturulmuştur. SABONET'de bulunan (Çizelge 3.2 ve Sekil 3.7) telemetrik mikrodeprem kayıt istasyonlari, ilgili donanimlar ve veri toplama-isleminde kullanılan yazılımlar Nanometrics-Kanada firmasınca üretilmiştir.

Deprem verileri; İstasyonlardan Adapazari veri toplama ve islem merkezine direkt veya aktaricilar araciligi ile ulasmaktadır. Ankara-Adapazari arasi veri iletisimi çevirmeli modem bağlantisi (off line) ile sağlanmaktadır.

"Türk-Alman Ortak Deprem Arastirmalari (1997 - 2004)" kapsamında yöredeki sismolojik çalısmalar halen sürdürülmektedir. Projenin amacı ve kapsamı; Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nun Kocaeli, Sakarya, Düzce ve Bolu kesiminde, deprem aktivitesinin gözlenmesi, yörede meydana gelen deprem parametrelerini (olus zamanı, yeri, derinligi ve magnitüdünü) doğru ve sağlıklı bir şekilde en kısa zamanda belirlemektir.

Ülkemizde olan bir depremde Türknet istasyon verileri ile birlikte değerlendirilerek depremin parametrelerini daha hassas bir şekilde belirlemek, depremlerin olus nedenleri, sonuçlari ve etkilerini sürekli izleyerek elde edilen sonuçlardan, bölgenin depremselligini ortaya çıkarmaktır. Bölgede, deprem potansiyeli taşıyan aktif faylari ayrıntili olarak belirlemek, alüvyonlarla örtülü gömülü diri faylari ve yapılaşmaya yasak edilecek koruma bölgelerinin belirlenmesinde fay zonlarının genişligini tespit etmektir.

Yöreye ilişkin deprem kataloglari ve deprem tehlike haritalarini hazırlamak ve geliştirmek, güvenli yapılaşmayla ilgili risk hesaplarında ve kentsel planlamalardaki

yapılma alanlarının tespitinde kullanmak üzere gerekli deprem verisini sağlamak amaçlanmıştır.

Dünya ölçeğinde Amerika, Japonya, Almanya gibi ülkeler tarafından çalıştırılan sistemlerle koordineli olarak kayıt ağı çalıştırma ve deprem verisi alması yapması ve Üniversitelerimizdeki bilimsel çalışmalara veri desteği sağlamak hedefleri arasındadır.

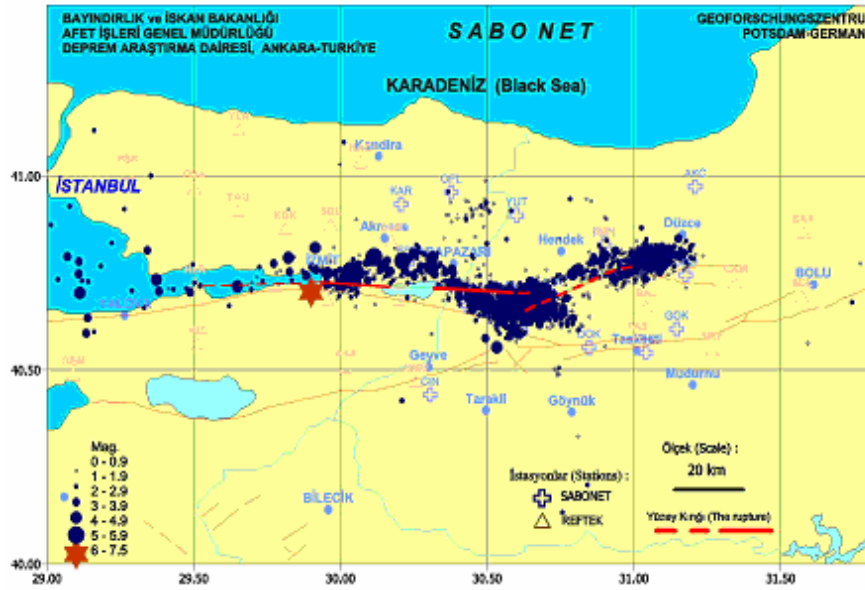
Çizelge 3.2. Sabonet projesi istasyon bilgileri.

Istasyon	Enlem	Boylam	Yükseklik(m.)
CAY	40.6665	30.4315	290
ASA	40.6915	30.7199	230
TAS	40.6006	30.6147	400
YUT	40.8978	30.6001	150
DOK	40.5579	30.8467	635
CIN	40.4360	30.3057	1100
KAR	40.9270	30.2065	260
OFL	40.9573	30.3771	350
ESE	40.7729	30.2275	437
HEN	40.8214	30.8986	590
CND	40.7445	31.1771	950
GOK	40.6052	31.1453	1090
EKI	40.5440	31.0412	890
AKC	40.9723	31.2089	680

Izmit artçı depremlerinin dağılımları, Sabonet'in kapsama alanı içinde yer alan Akyazı ve Gölyaka'da yoğunlaşmaktadır (Şekil 3.7 ve Şekil 3.8). Akyazı bölgesi, Sapanca-Akyazı segmentinin sonlandığı ve yüzey kırığının KD'ya doğru yön değiştirdiği Karadere segmentinin başlangıç kesimine karşılık gelmekte olup, Gölyaka'daki yoğunluk ise Karadere segmentinin sonlandığı bölgeye karşılık

gelmektedir. Bu kismda 12 Kasim 1999 Düzce depremi meydana gelmiş ve bu segmentin sonlandığı yerden başlayan (Gölyaka'dan) Kaynaslı'ya kadar uzanan 40 km'lik bir yüzey kırığı olmuştur (Sekil 3.7 ve Sekil 3.8)

Düzce depremi sonrasındaki, artçı depremlerin episantir dağılımı yüzey kırığının kuzey blogunda yoğunlaşma göstermektedir (Sekil 3.8). Deprem sonucu oluşan yüzey kırığı tek bir parçadan oluşmakta ve doğuda Bolu'nun kuzeyine, batıda ise Gölyaka'ya kadar devam etmektedir. Genelde artçı depremler ana sok episantirinin batı ve doğu ucunda yoğunluk göstermektedir. Bu da kırılmanın ana sok episantirinden doğuya ve batıya doğru iki yönlü yayılarak gittiğini göstermektedir. Artçı depremlerin derinlik-deprem sayısı dağılımına göre, artçılar, 5–15 kilometreler arasında yoğunluk göstermektedir.

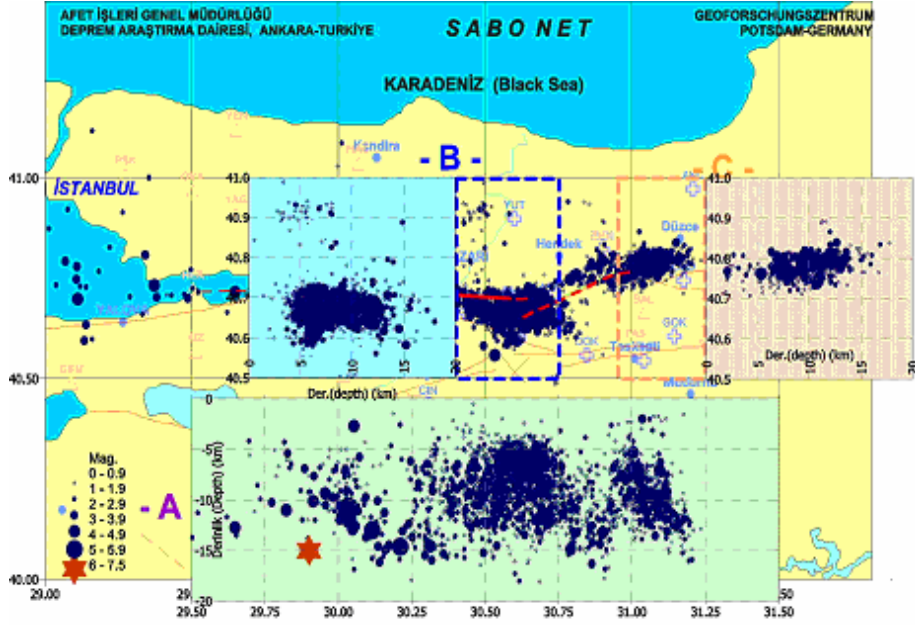


Sekil 3.7. Sabonet projesi (Sakarya Bolu Network) deprem kayıt istasyonları ve 1997 - 2002 yılları arasında bölgede meydana gelen depremler.

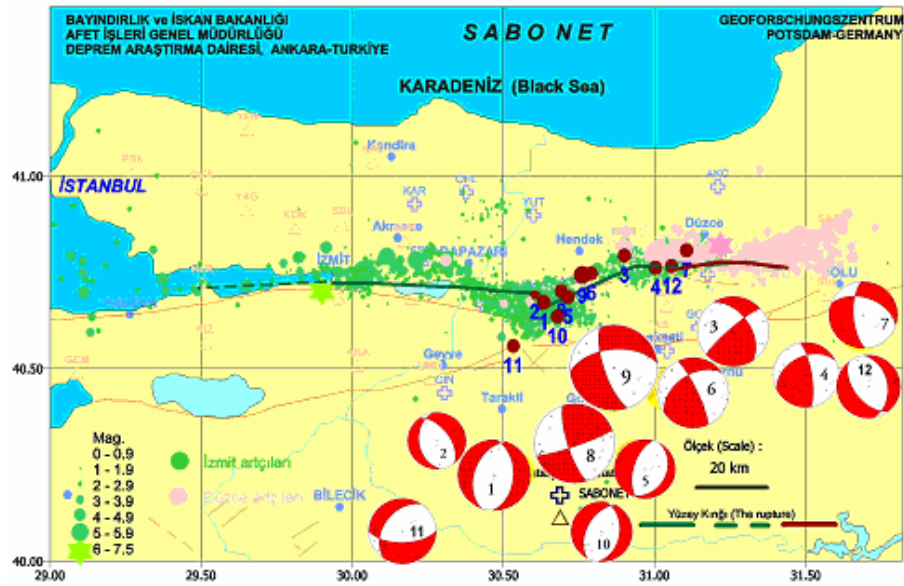
Yöredeki artçı deprem aktiviteleri, çoğunlukla Akyazi, Gölyaka, Bolu'nun Kuzeyi ve Yigilca civarındaki yoğunlaşma bölgelerinde azalarak devam etmektedir.

Kırığın sonlandığı ve yön değiştirdiği Akyazi bölgesindeki odak mekanizması çözümleri Normal faylanma şeklinde, Karadere kolunda ise sağ yönlü doğrultu atımlı

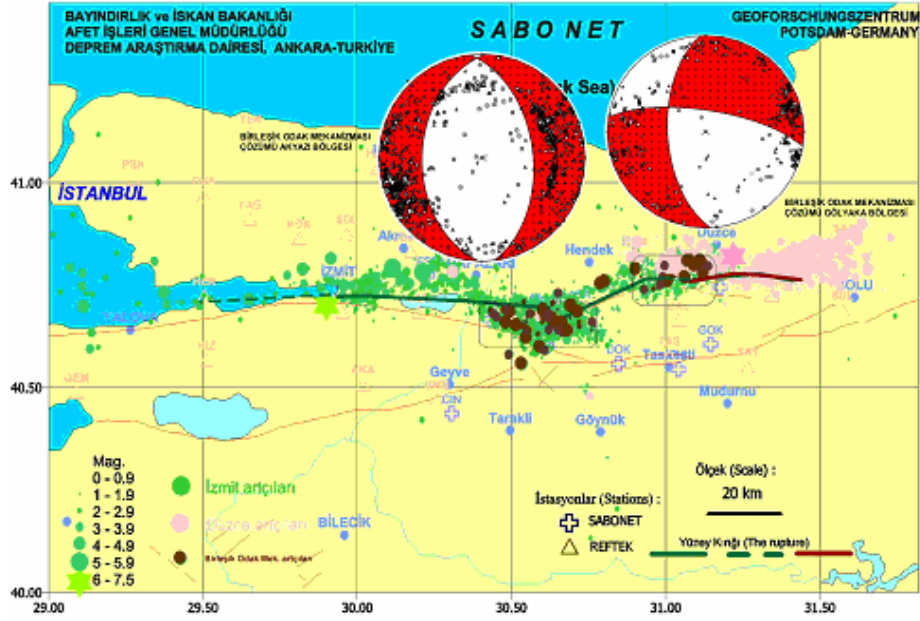
faýlanma (normal fay bileşenli) gösteren çözümler vermiştir (Şekil 3.9 ve Çizelge 3.3).



Şekil 3.8. Izmit depremi artçılarının episantr dağılımı ve odak derinliği kesitleri (18 Ağustos-13 Eylül 1999 ve 22 Ekim-11 Kasım 1999 arası) (A: Yüzey kırığına paralel, B: Yüzey kırığına dik, Akyazi Bölgesi, C: Yüzey kırığına dik, Gölyaka Bölgesi).



Sekil 3.9. 19 Agustos 1999 Izmit depremi artçilarından Sabonet'in örü alani içine düşen (Akyazi, Hendek ve Gölyaka) büyük artçilarin ($M_d > 4.0$) odak mekanizmasi çözümleri



Sekil 3.10. 19 Agustos - 6 Eylül 1999 tarihleri arasındaki Izmit artçilarinin yoğunlasma alanı olan Akyazi ve Gölyaka bölgelerine ait birlesik odak mekanizmasi çözümleri

3.5. Yöntem

Bu arastirmada kullanılan veriler simpleks yöntemi ile elde edilmiş veriler olup simpleks metodunda Herrin kabuk modeli kullanılmaktadır (Çizelge 3.3).

Çizelge 3.3. Deprem çözümlerinde Türkiye için kullanılan (DAD tarafından) hız ve derinlik parametreleri (Herin Modeli).

HIZ (km/sn)	DERINLIK (km)
6.0	00.0

6.75	15.0
8.049	40.0
8.0642	50.0
8.1513	125.0
8.6762	300.0

Çizelge 3.3. Izmit depremi artçılarında Sabonet'in ölü alanı içine düşen (Akyazi, Hendek ve Gölyaka) büyük artçılarının ($M_d > 4.0$) odak mekanizması çözümlerine ait kaynak parametreleri.

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

3.5.1. İki istasyon yönteminde yerin tepki fonksiyonu ile yüzey dalgası çözümleri

Deprem kaynağı ile aynı büyük daire üzerinde yer alan iki istasyona ait kayıtlar bulunduğunda, istasyonlar arasındaki ortamın bir impuls etkisine karşılık gelen tepki fonksiyonu (Green) belirlenebilmektedir. Tepki fonksiyonunun fazi ortamın faz farkını, şekil ise ortamın dispersiyonunu yansıtır. Dolayısıyla kaynak fonksiyonunun genliği ve fazi ile ilgili herhangi bir ön bilgiye gerek kalmaksizin direkt olarak tepki fonksiyonunun fazından faz hızları, yine bu fonksiyona ardışık filtre tekniği uygulanarak grup hızları belirlenebilir.

Kaynaga daha yakın olan istasyonlardaki dalga, istasyonlar arasındaki ortama bir giriş olarak düşünülürse bu giriş, sistem olarak ele alınan istasyonlar arasındaki ortam içerisinde yayıldıktan sonra ikinci istasyonda kaydedilen çıkışı oluşturacaktır. Yerin tepki fonksiyonu, giriş, çıkış ve sistem arasındaki ilişkilerden yararlanılarak hesaplanmaktadır.

Istasyonlar arası ortamın tepki fonksiyonunun hesaplanması

X giriş (kaynaga yakın olan istasyondaki kayıt), h_1 sistem (istasyonlar arası ortamın tepki fonksiyonu) ve y_t çıkış olsun;

$$\begin{aligned} x_t &= (x_0, x_1, x_2, \dots, x_n) \\ h_t &= (h_0, h_2, h_3, \dots, h_m) \\ y_t &= (y_0, y_1, y_3, \dots, y_{n+m}) \end{aligned} \quad (1)$$

Bunlar arasındaki ilişki zaman ortamında

$$y_t = x_1 * h_t \quad (2)$$

ve ayrık olarak

$$y_t = \sum_{r=0}^m h_r x_{t-r} ; \quad t = 0,1,2,\dots, n + m \quad (3)$$

sekinde konvolüsyon islemi ile tanimlanir. Bu iliski frekans ortaminda

$$Y(w). \exp [i\mathbf{f}_y(w)] = X(w).H(w). \exp \{i[\mathbf{f}_x(w) + \mathbf{f}_h(w)]\} \quad (4)$$

sekindedir. Burada $X(w)$, $H(w)$ ve $Y(w)$ sirasiyla x_t , h_t ve y_t fonksiyonlarinin genlik spektrumlarini, $\phi(w)$ lar ise alt simgeleme ile belirtilen her bir fonksiyonun faz spektrumu göstermektedir. Amaç sistem fonksiyonunun, diger bir deyişle h_t filtresinin hesaplanmasidir. Bu bir dekonvolüsyon islemidir ve bu amaçla kullanilabilecek çeşitli konvolüsyon yöntemleri vardır (Osmansahin ve Alptekin, 1990).

Yukarida verilen (4) esitligi ile girisin Fourier spektrumuna oranlanarak dekonvolüsyon islemi kolayca yapılabilir:

$$H(w). \exp [i\mathbf{f}_h(w)] = \frac{Y(w)}{X(w)} \exp \{i[\mathbf{f}_y(w) - \mathbf{f}_x(w)]\} \quad (5)$$

Esitligin sag tarafinda görüldüğü gibi, klasik iki istasyon yönteminde faz hizlari hesaplanirken her iki istasyona ait kayitlarin faz farklarinin alınmasi olayi dekonvolüsyon isleminin dogasinda vardır. Ancak direk olarak spektral oranin alınmasiyla uygulanan bu basit dekonvolüsyon islemi, özellikle süzgeç parametrelerinin tanimsiz olacağı spektral bosluklar bulundugunda çok duraysizdir. Ayrica rasgele gürültü, çok yol izleme ve ana mod üzerine binen yüksek mod girisimleri gibi nedenlerden dolayi dekonvolüsyon sonuçlari hatali olabilmektedir. Yapilan çalismalar en küçük kareler dekonvolüsyonu veya Wiener dekonvolüsyonu olarak adlandırilan yöntemin sistem fonksiyonunu belirlemek için basarili bir sekilde uygulanabileceğini göstermektedir (Osmansahin ve Alptekin, 1990).

En küçük kareler (Weiner) dekonvolüsyonu

Sismik yüzey dalgası çalışmalarında iki istasyon yöntemi için istasyonlar arasındaki ortamın tepki fonksiyonu en küçük kareler dekonvolüsyonu (Wiener 1949, Treitel ve Robinson 1966, Jenkins ve Watts, 1968, Peacock ve Treitel 1969) ile duyarlı olarak tespit edilebilmektedir (Taylor ve Toksöz 1982, Hwang ve Mitchell 1986, Osmansahin 1989). Bu dekonvolüsyon işlemi esas olarak giriş ve çıkış sinyallerinin bilinmesi halinde, girişe uygulandığında çıkışa en yakın sonucu verecek olan bir sistem fonksiyonu belirleme problemi. Yani gerçek çıkış ile istenen çıkış arasındaki fark minimum olacak şekilde bir filtre fonksiyonu hesaplamaya çalışılır. İstenen çıkış;

$$z_t = (z_0, z_1, z_2, \dots, z_{n+m}) \quad (6)$$

ile gerçek çıkış y_t arasındaki hata ve enerjisi, sırayla

$$e_t = z_t - y_t \quad (7)$$

$$E = \sum_{t=0}^{n+m} (z_t - y_t)^2 \quad (8)$$

olarak verilir. (2) ve (6) eşitliklerinden matris şeklinde

$$\begin{bmatrix} x_0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ x_1 & x_0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ x_n & x_{n-1} & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & x_n & \cdot & \cdot & \dots & x_0 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ 0 & 0 & \cdot & \cdot & \dots & x_n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} h_0 \\ h_1 \\ h_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ h_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} y_0 \\ y_1 \\ y_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ y_{n+m} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} e_0 \\ e_1 \\ e_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ e_{n+m} \end{bmatrix} \quad (9a)$$

yazılabilir, yani

$$x.h = y + e \quad (9b)$$

dir. Hata enerjisinin minimum olması koşulundan hareketle en küçük kareler kuramından normal denklemler matris gösteriminde

$$x^T .x.h = x^T .y \quad (10)$$

seklindedir. Burada x^T , x 'in devridir. $x^T .x$, x girişinin öz ilişki fonksiyonuna, $x^T .y$ ise x girişi ile y çıkışı arasındaki karşıt-iliski fonksiyonuna karşılık gelir. Öz ilişki ve karşıt-iliski fonksiyonları sırasıyla

$$a_t = \sum_t^n (x_t - x_{t+t})^2 \quad ; \quad t = 0, 1, 2, \dots, n$$

$$c_t = \sum_{t=0}^n (x_t - y_{t+t})^2 \quad ; \quad t = 0, 1, 2, \dots, m$$

şeklinde tanımlıdır. Böylece, m boyutlu bir Wiener filtresi

$$\begin{bmatrix} a_0 & a_1 & a_2 & \cdot & \cdot & a_m \\ a_1 & a_0 & a_1 & \cdot & \cdot & a_{m-1} \\ a_2 & a_1 & a_0 & \cdot & \cdot & a_{m-2} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ a_m & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & a_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} h_0 \\ h_1 \\ h_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ h_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} c_0 \\ c_1 \\ c_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ c_m \end{bmatrix} \quad (11)$$

formunun normal denklemlerinin çözümünden elde edilebilir. Bu denklemlerin genel ifadesi aşağıdaki gibidir:

$$\sum_{r=0}^m h_r .a(k - r) = c(k) , \quad k = 0, 1, 2, \dots, m \quad (12a)$$

dekonvolüsyon islecinin m+1 denklemi ise;

$$\begin{aligned} h_0 a_0 + h_1 a_1 + h_2 a_2 + \dots + h_m a_m &= c_0 \\ h_0 a_1 + h_1 a_0 + h_2 a_1 + \dots + h_m a_{m-1} &= c_1 \\ h_0 a_m + h_1 a_{m-1} + h_2 a_{m-2} + \dots + h_m a_0 &= c_m \end{aligned} \quad (12b)$$

şeklinde yazılabilir. Bu denklemler (11) bağıntısında matris formunda normal denklemlerdir.

Zaman ortamında yapılan bu işlemler frekans ortamına taşındığında dekonvolüsyon oldukça basitleşmektedir (Jenkins ve Watts, 1968). Dikkat edilecek olursa zaman ortamı işlemlerinde her iki ilişki fonksiyonu için alınmış sadece m nokta vardır. Bu 2n noktali öz ilişki fonksiyonunu ve n+m noktali karsit-iliski fonksiyonunu m noktali bir dikdörtgen pencere ile pencerelemek demektir. Zaman ortamında pencereleme işlemi frekans ortamında düzgünleştirme ile sonuçlandığından m boylu ilişki fonksiyonlarının dönüşümden elde edilen spektrumlar 2n ve n+m öz ilişki ve karsit-iliski fonksiyonlarının orijinal spektrumlarının düzeltilmiş halleridir.

Ortamin tepki fonksiyonunu tanımlayan (12a) bağıntısının Fourier dönüşümü alınır;

$$C(w) = A(w).H(w) \quad (13)$$

olur ve dekonvolüsyon

$$H(w) = C(w) / A(w) \quad (14)$$

sekinde yapilir. Burada $H(w)$, $C(w)$ ve $A(w)$ sirasiyla sistem (h), karsit-iliski (c_t) ve öz iliski (a_t) fonksiyonlarinin Fourier spektrumlaridir. Dolayisiyla frekans ortaminda tepki fonksiyonu karsit-iliski fonksiyonuna ait düzeltilmis spektrumun öz iliski fonksiyonunun düzeltilmis spektrumuna oranidir.

Burada bir kiyaslama yapacak olursak pencereleme islemi sonucu gürültü giderilmesi bakımından Wiener dekonvolüsyonu, (5) bagintisinda oldugu gibi direkt olarak spektral oran alınmasiyla uygulanan dekonvolüsyon islemine göre daha avantajlidir. Ayrica Wiener dekonvolüsyonu islemi frekans ortaminda yapildiginda öz iliski fonksiyonunun sifir fazli olmasi nedeniyle genellikle karsit-iliski fonksiyonuna göre daha kisa süreli oldugu göz önünde bulundurularak bu fonksiyona daha kisa süreli bir pencere uygulanmasiyla gürültü giderilmesi artirilabilir.

Faz ve grup hizlarinin çözümlenmesi

Jeofizik yöntemlerde her biri yer yapisinin bir fonksiyonu olarak degisen ve sürekli veya sayisal olarak elde edilen ölçümlerin fiziksel anlamindan yararlanmak suretiyle yapı kesitinin görüntülenmesine çalisilir. Bu amaçla çoğu kez çözümleri daha basite indirgemek için kullanılan yöntemin gerektirdigi biçimde cebirsel veya geometrik yaklasimlar kullanilir. Önceden belirlenen çözüm araliklari içerisinde yer alan olasi degerlerin olusturdugu parametre gruplarinin her biri için ilgili fizik yasa ve kurallari uygulanarak gözlenen degerlerle kiyaslanmak üzere kurumsal degerler hesaplanır. Kurumsal parametre degerlerinin degistirilmesi ile elde edilen farklı çözümler arasında gözlemsel verilere en yakin olanini veren parametreler grubu belirlenmek istenir. Bu sekilde olasi sinirlar içerisindeki kuramsal parametre degerlerinden yola çıkarak yapı belirleme çalismalarına “ters çözümleri” (inversiyon) islemi denir (Osmansahin ve Alptekin, 1990).

Sismolojide ters problem çözümleri için genel olarak iki yaklasim izlenmektedir: Bunlarda birincisinde herhangi bir dalga fazinin ayrimi yapilmadan zamaninin bir fonksiyonu olarak sismik kayitlar veya bu kayitlarin belli parçalari ele alinir. Ikinci yaklasimda ise tek bir dalga fazinin yayinimindaki fizik yasalarini

karakterize eden yayılma zamanları sığurmanın faz ve grup hızlarının frekansa bağlı değişimleri gibi fonksiyonlardan yararlanılır. Her iki yaklaşım için iki ayrı yöntem uygulanabilir. Lineer ve doğrusal çözümleme olarak adlandırılan ilk yöntemde tanımlanan bir parametre grubundan başlayıp bunları her defasında küçük değişimlerle yenileyerek yukarıda örneklendirilen karakteristik fonksiyonlara sayısal olarak yaklaşılmaya çalışılır. İstenen yaklaşım sağlandığında irdelenen fonksiyon yapıya dönüştürülür (Backus ve Gilbert, 1968, 1970, Wiggins, 1972). Diğer yöntem ise deneme yanılma yöntemidir. Bu yöntemde gözlemsel verilere uygun kuramsal sonuçları veren yapı kesiti aranır. Lineer çözümleme yönteminde olduğu gibi deneme yanılma yönteminde de parametrelerin başlangıç için bir ön tanımlanması yapılmalıdır. Bu noktada iki yöntem arasındaki fark lineer ters çözümlemede karakteristik eğriyi belirleyen parametreler tanımlanırken deneme yanılma yönteminde yapıyı belirleyen parametreler tanımlanmaktadır. Ayrıca deneme yanılma yönteminde her bir parametre için çözüm aranacak olası sınırların da saptanması gerekir. Bu olası sınırlar içerisinde her defasında denenecek olan yapısal kesite ait parametre grupları “Hedgehog Yöntemi” (Valyus ve diğ., 1969, Valyus, 1972, Knopoff, 1972, Biswas ve Knopoff 1974, Panza, 1981) ile veya “Monte Karlo” gibi rastgele erişim yöntemi (Keilis-Borok ve Yanovskaya, 1967, Press, 1968) ile belirlenebilir.

Deneme yanılma yönteminden yapılması gereken ilk işlem başlangıç parametrelerinin belirlenmesi yani yer içindeki hız ve yoğunluk dağılımlarının elde ki bilgilere göre tanımlanmasıdır. Ayrıca bu parametrelerin beklenen alt ve üst sınırları ile bu sınırlar içerisinde her bir adım için uygulanacak değişim miktarının kararlaştırılması gerekir. Ters çözümleme işleminin sonuçları esas olarak bu ön bilgilere bağlı olacaktır.

Bilinmeyen parametrelerin sayısı yapı içerisinde tanımlanan katmanların sayısına bağlıdır. Hızlar genellikle her bir tabaka için sabit olarak alınır veya derinliğe bağlı olarak doğrusal parabolik gibi fonksiyonel ilişkilerden biri kullanılabilir. Çok basit veya çok karmaşık bir yapı yaklaşımı anlamsız sonuçlar verebileceğinden parametrelerin seçilmesi ters çözümleme işlemini doğruluğu bakımından büyük

önem tasimaktadır. Ters çözümleme sonuçlarının kolay anlaşılması için parametre sayısının olabildiğince az tutulması gerekir. Fakat parametre sayısının çok az alınması halinde sonuç çok kaba olacaktır ve dolayısıyla bazı yapısal özellikler yitirilecektir. Bu nedenle ter çözümlemenin fiziki ile parametrelerin seçimi arasındaki ilişkinin iyi kurulmasına dikkate edilmelidir. Örneğin herhangi bir bölgenin yapısında hız süreksizliği veya düşük hız zonu gibi bazı durumların olup olmadığı araştırılıyorsa, belirlenen sistem parametreleri ile bu durumlar olsa da olmasa da doğru sonuca ulaşılmalıdır. Böyle bir durumun rastgele bir seçim yapılarak elde edilmesi olasılığını %50 civarında olması gerekir (Panza, 1981). Bir başka seçenek olarak daha basit modellerden başlayıp gittikçe ayrintilama yolu seçilebilir. Böylece daha ayrintili modele geçerken bir öncekinden elde edilen ipuçları yararlı olacaktır.

Faz ve grup hızlarının ters çözümlenmesinde belirlenmek istenen yapı kesiti bilinmeyen parametrelerin sınırlı aralıklarda tanımlanan farklı değerleri arasında aranır. Her adımda değiştirilmek üzere seçilen parametre grubu ile tanımlı kurumsal modelden hesaplanan faz ve grup hızları gerçek verilerden elde edilenlerle kıyaslanarak aradaki fark test edilir. Bu fark yeterince küçük olduğunda aranan yapı kesitine ait parametreler bulunmuş olur (Osmansahin ve Alptekin, 1990).

Ters çözümleme işlemi ile sonucunda, genellikle aynı çözümü veren birkaç parametre grubu elde edilebilir. Fakat eldeki genel bilgilerden yararlanılarak bunlar arasındaki sınırlamalar yapma olanakları vardır. Sadece faz hızlarının ters çözümleme sonuçları grup hızlarına göre yapısal parametrelere daha dayanıklı olmalarına rağmen hız ve tabaka kalınlığı gibi parametreler arasındaki farklı kombinasyonların aynı sonucu vermesinden dolayı birden çok olabilir. Sadece grup hızlarını ters çözümlenmesi ise faz ve grup hızları arasındaki türev ilişkiden dolayı daha duyarlıdır. Integral sabitinden dolayı farklı faz hızlarından elde edilen iki ayrı yapı aynı grup hızı değerlerini verebilir. Faz ve grup hızlarının birbirinden tam bağımsız değişkenler olmamalarına rağmen verilen bir yapı için farklı duyarlılık gösterebilmeleri söz konusudur. Bu nedenle ters çözümleme işleminde ayrımlılığı

artirabilmek için bagimsiz degiskenler olarak birlikte kullanilabilirler (Wiggins, 1972, Der ve Landisvan, 1972).

Hedgehog yöntemiyle ters çözümleme islemi

Yapısal parametrelerin belirlenmesiyle aranan kesit, bilinmeyen parametreler uzayında tanımlı bir nokta olarak gösterilmiş olur. Bu parametrelerin sınırları ise noktanın yani aranan kesite ait parametrelerin yer aldığı bölgeyi belirler. Ters çözümleme isleminin amacı gözlemlerin olası kıldığı ölçüde bu bölgeyi sınırlamaktır.

Belirli aralıklar içerisinde tanımlanan parametrelerin oluşturduğu çok boyutlu alanın bir ağ şeklinde bölündüğü düşünülürse her bir kesime noktasındaki karşılık gelen değerlerden oluşan parametreler grubu ters çözümleme isleminin bir adımında kullanılan yapı kesitini tanımlar. Bu ağın oluşturulmasında en basit yol kesime noktalarının eşit aralıklarla yerleştirmektir. Her bir kesime noktası ayrı bir kesiti tanımladığına göre bunların sayısı denenecek model sayısını verir. Bu durumda ele alınan parametrelerin sayısı n , her bir parametre için kullanılacak değer sayısı x ise x^n tane model için hesap yapılacak demektir. Ayrıca parametrelerin sayısı, yani denenmek istenen yapı modelindeki katmanların sayısı arttıkça işlem sayısı da artacaktır. Bundan dolayı parametrelerin alt ve üst sınırları belirlenirken elde edilen verilerden yararlanılarak ve beklenen değerler göz önünde bulundurularak denenecek olan model sayısı mümkün mertebe az tutulmaya çalışılır. Yine kesime noktalarının arası yani parametrelerdeki değişim miktarı ayrımlılığı etkilemeyecek şekilde büyük tutulmalıdır. İşlem sayısını azaltmak için dikkat edilmesi gereken bir başka nokta parametreler arasındaki fiziksel ilişkilerin hesaba katılmasıdır. Örneğin aynı yapı içerisinde P ve S dalgaları arasında $a = \sqrt{3b}$ şeklindeki hız ilişkisi ile zıt düşen hız değerlerinin yer aldığı modeller için çözüm aramak anlamsız olacaktır. Benzer şekilde tabaka kalınlıkları olarak kullanılacak değerler zincirinin uçta olanları toplam olarak beklenen rakamlara göre anormal olduğunda bu noktalar iptal edilerek işlem indirgenebilir (Osmansahin ve Alptekin, 1990).

Çözümleri denenecek olan olası yapı modellerine ait parametre grupları belirlendikten sonra her adımda bir model için faz ve grup hızları hesaplanır. Bu hızlar, gözlemsel verilerden hesaplanmış olan faz ve grup hızlarıyla kıyaslanarak hata testi yapılır. Burada amaca göre, hata enerjisi, mutlak değer farkları v.b gibi nitelikler test edilebilir. Yapılan test sonucunda hata miktarı istenen sınırlar içine düşüyorsa, çözümlemede kullanılan kuramsal yapı gözlemsel verileri türeten yapı olarak seçilir. Hata miktarı istenen duyarlılık sınırını aşıyorsa bir sonraki modelin çözümlenmesine geçilir (Osmansahin ve Alptekin, 1990).

Yöntemin yapay veriler üzerinde denenmesi

Yapay veriler, dalga şekli çözümlemelerinde kullanılmalarının yanı sıra, deneme çalışmaları yapılarak sonuçların doğruluğunun anlaşılmasında, dolayısıyla hesaplamalarda kullanılan programlara son şekillerinin verilebilmesinde ve farklı yöntemlerden elde edilen sonuçların kıyaslanabilmesinde yararlı olmaktadır (Osmansahin ve Alptekin 1990). Bu amaçla ortam tepki fonksiyonunun belirlenmesi ve bu fonksiyondan faz ve grup hızlarının hesaplanması işlemlerinin uygulanmasında, kaynaktan çeşitli uzaklıklarda yer alan istasyonlar için belirli bir yapı modelinden elde edilen yapay sismogramlardan yararlanılabilir. Bunun için, yapay sismogramlardan ortam tepki fonksiyonu belirlenir ve bu fonksiyon üzerinden hesaplanan faz ve grup hızı değerleri kuramsal değerlerle kıyaslanır. Doğal olarak, aynı hız değerleri elde edilmelidir. Pekeris (1948), tekdüze ve katmanlı bir ortamda dalga yayını problemi için iki ayrı yaklaşımla; hem isin kuramına hem de normal mod çözümüne dayalı olarak açıklamıştır. Pekeris'in araştırmalarında bu yana, her iki yaklaşım üzerine çok sayıda çalışma yapılmıştır. Katmanlı ortamlarda sismik dalga yayını çalışmalarında elde edilen sonuçların modern bir derlemesini Kennett (1983) vermiştir. Çok katmanlı ortamlarda nokta kaynak için yer değiştirme bileşenlerinin hesaplanması ile ilgili işlemler Ben-Menehem ve Harkrider (1964) tarafından Haskel (1953)'in yüzey dalgası dispersiyon ölçmelerine yönelik çalışmaları temel alınarak geliştirilmiştir. Hesaplamalarda kullanılan çeşitli türlerde faylanma modellerinin ayrıntılarını Panza ve diğ. (1973, 1975a, 1975b) vermiştir. Bu çalışmalarda, kaynak mekanizmasındaki farklılıkların yer değiştirmesinin faz ve

genliklerini dolayısıyla faz ve grup hızlarını açık bir şekilde etkilediği belirtilmektedir (Osmansahin ve Alptekin 1990).

Yapay sismogramların hesaplanmasında, bir nokta kaynak yapı modeli kullanılmaktadır. Wiener dekonvolüsyonu işleminde kullanılan, kaynaga daha yakın istasyona ait sismogramın öziliski fonksiyonu ve her iki sismogramın karsit-iliski fonksiyonu her iki yöntemde elde edilen tepki fonksiyonları, yapay sismogramlar herhangi bir şekilde gürültü içermediğinden dolayı birbirine çok yakındır. Wiener dekonvolüsyonu ile hesaplanan ortam tepki fonksiyonu spektral oran tekniği ile elde edilene göre daha düzgündür. Burada dikkat edilmesi gereken önemli bir nokta; verinin boyu yani nokta sayısı arttığında dekonvolüsyon sonuçlarının duraysizlikler gösterebileceğidir (Taylor ve Toksöz 1982, Hwang ve Mitchell 1986). Böyle bir durumda, yapılan işlemin sonuçlarını duraylı bir hale getirebilmek için, iliski fonksiyonlarının spektrumları cinsinden (14) bağıntısı ile tanımlı frekans ortamı Wiener dekonvolüsyonunda

$$H'(w) \approx \frac{C(w)}{A(w) + q^2} \quad (15)$$

şeklinde tepki fonksiyonunun spektral değerlerini düzenli olarak azaltan bir yol izlenebilir. Burada yapılan işlem “sönümlü en küçük kareler dekonvolüsyonu” (damped least-square deconvolution) işlemi olarak bilinmektedir. Sönüm faktörü olan q^2 bir sabit olup $A(w)$ nin en büyük değerinin küçük bir yüzdesi ölçüsündedir. Bu işlem, (11) ilişkisiyle verilen zaman ortamı Wiener dekonvolüsyonunda öziliski fonksiyonunun değerlerinden oluşan matrisin yanıl elemanlarına yani sifir gecikmedeki öziliski değerine küçük bir sönüm sabiti eklenmesine esdeğerdır. Tepki fonksiyonunun gerçek değerleri (15) bağıntısı

$$(A(w) + q^2) / A(w)$$

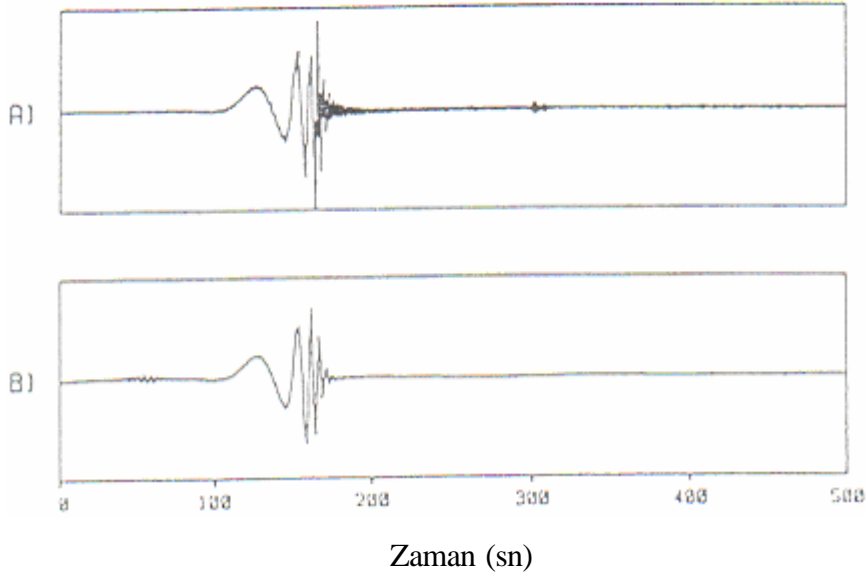
ile

$$H(w) = H'(w) \frac{A(w) + \mathbf{q}^2}{A(w)} = \frac{C(w)}{A(w)} \quad (16)$$

sekinde ölçeklenerek elde edilir. Sönüm faktörü θ^2 nin seçilmesinde dikkatli olma gerekir (Taylor ve Toksöz, 1982). θ^2 büyüdükçe frekans ayirirliligi artacaktır. Fakat sonuçların doğruluğu bakımından deneme yoluyla yeterli düzgünleşmeyi sağlayabilen en küçük θ^2 değeri seçilmelidir. θ^2 için $A(w)$ 'nin % 0.5 'i kadar bir değer Şekil 3.11 de görüldüğü gibi düzgün bir tepki fonksiyonunun elde edilmesinde yeterli olmuştur. Bununla birlikte verilerin gürültülü olması halinde bu oran artacaktır (% 5 ve üzerinde). Ortam tepki fonksiyonu belirlendikten sonra istasyonlar arası ortam için grup hızları ardışık süzgeç tekniği ile faz hızları tepki fonksiyonunun faz spektrumundan yararlanmak suretiyle

$$c(f) = \frac{f \cdot \mathbf{d}_x}{f \cdot \mathbf{d}_t + \mathbf{f}(f) \pm N} \quad (17)$$

bağıntısından hesaplanabilir. Burada δ_x , δ_t ve $\phi(f)$ sırasıyla istasyonlar arasındaki uzaklık (km) varis zamanı farkı (sn) ve devir sayısı olarak ortam tepki fonksiyonunun fazıdır. N ise bir tam sayı olup beklenen faz hızı değerlerine göre belirlenebilir. Şekil 3.8.'de görüldüğü üzere yapay veriler gürültü içermediğinden dolayı hesaplanan faz ve grup hızı değerleri beklendiği gibi kuramsal değerlerle iyi bir uyum içerisindedir (Osmansahin ve Alptekin 1990).



Sekil 3.11. Rayleigh dalgasi yapay sismogramlarından A spektral oran genliği ve B frekans ortamı Wiener dekonvolüsyonu ile hesaplanan ortam tepki fonksiyonu (Osmansahin ve Alptekin 1990).

3.5.2. Ağırlıklı ters çözüm yöntemi

Yapay alıcı fonksiyon, sabit bir ϵ parametresiyle, sismik istasyona düseye yakın gelen düzlemsel uzak-alan P dalgalarının kabuksal tepkisinden hesaplanmaktadır. Alıcı fonksiyonun doğrusal olmayan kuramsal ifadesi, yansıma yönteminden uyarlanmıştır (Kennet, 1983). Alıcı fonksiyon kuramı, Erduran ve Çakır (2001) tarafından verilmiş olup, burada bahsedilmemiştir.

Aşağıda verilen ters çözüm kuramı kullanılarak, alıcı fonksiyon izleri ve yüzey dalgası dispersiyon eğrileri birlikte çözülmüştür. Böyle bir ters çözüm yöntemi için düzenlenen doğrusallaştırılmış esitlikler sistemi Esitlik (18)'deki gibi ifade edilebilir. Esitlik (18)'de verilen sistem alıcılara gelmiş benzer bir sistemden (örneğin, Erduran ve Çakır, 2001) daha uygundur. Çünkü içerdigi ağırlık çarpanlarının sayesinde alıcı fonksiyon ya da yüzey dalgasına gerektiği kadar ağırlık verilebilmektedir.

$$\begin{bmatrix} \mathbf{kR} \\ \mathbf{IS} \\ \mathbf{Y\Delta} \end{bmatrix} m \approx \begin{bmatrix} \mathbf{kr} \\ \mathbf{IS} \\ 0 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \mathbf{kR} \\ \mathbf{IS} \\ 0 \end{bmatrix} m_0 \quad (18)$$

Burada; $N \times M$ boyutlu R dizini, makaslama dalgasi hizlarina göre alici fonksiyonun kısmi türevlerini içermektedir. Sismik tabakaların sayısı M ve ters çözümde kullanılan gözlemsel alici fonksiyon frekanslarının sayısı ise, N 'dir (Erduran ve Çakir, 2001). $K \times M$ boyutlu S dizini dispersiyonun kısmi türevlerini tanımlamaktadır. K ise, yüzey dalgasi periyotlarının sayısını göstermektedir. Δ dizini ters çözüm hizlari (m) arasındaki farklılığı sınırlayan pürüzlülük dizidir. Gözlemlere olan yaklaşım ile ters çözüm yapısının pürüzsüzlüğü arasındaki ödünleşme ise, negatif olmayan sönüm parametresi ($Y \geq 0$) tarafından kontrol edilmektedir. Esitlik (18)'deki doğrusal sistem matematiksel olarak asiri boyutludur ve m_0 başlangıç yapısı kullanılarak en küçük kareler yöntemiyle çözülebilir. Gözlemsel ile kuramsal alici fonksiyon spektral genlikleri arasındaki fark r diziniyle

ve gözlemsel ile kuramsal dispersiyon eğrileri arasındaki fark ise, s diziniyle temsil edilmektedir. r ve s dizinleri, L_2 normu kullanılarak, ardışık adımlarla küçültülmektedir. Esitlik (18)'deki büyük koyu harfler iki boyutlu dizinleri, küçük koyu harfler bir boyutlu dizinleri ve diğer karakterler ise boyutsuz değerleri göstermektedir.

Esitlik (18)'deki sistem aşağıda tanımlanan ağırlık faktörleri ile çarpılmaktadır.

$$\mathbf{I}^2 = \frac{p}{K \mathbf{s}_s^2} \quad (19a)$$

$$\mathbf{k}^2 = \frac{1-p}{N \mathbf{s}_r^2} \quad (19b)$$

Burada; $\overline{\mathbf{s}}_r^2$ ve $\overline{\mathbf{s}}_s^2$ sırasıyla, alici fonksiyon ve yüzey dalgasi dispersiyon eğrisi için ortalama değisebilirlik (varyans) değerleridir. Esitlik (19a) ve (19b)'deki ağırlık

faktörleri (I ve k), ters çözüme katılan her iki veri grubunun katkisini dengelemek için kullanılan parametrelerdir. Bu parametrelerde, K ve N veri sayılarını kontrol etmekte ve \bar{s}_r^{-2} ile \bar{s}_s^{-2} ise, varyansları farklı fiziksel birimlerin etkisini esitlemektedir. Ağırlık tanımlarındaki etki faktörü ($0 \leq p \leq 1$) ise, her bir veri grubunun göreceli etkileri arasındaki ödünleşmeyi sağlamaktadır; örneğin, $p=0$ 'da dispersiyonun etkisi sifirdir, $p=1$ 'de alici fonksiyonun etkisi sifirdir ve $p=0.5$ 'de ise, alici fonksiyon ile yüzey dalgası eşit etkiye sahiptir. Ters çözülen yeraltı yapısının ve mevcut verinin özelliklerine bağlı olarak, değişik p değerlerinde çözüm yapılabilir ve bunların arasından uygun p değeri (örneğin, $p=0.25$) seçilebilir (Julia ve diğ. 2000).

Love dalgaları yeraltının sadece S dalgası hız yapısına, buna karşın Rayleigh dalgaları, alici fonksiyonda olduğu gibi, yeraltının P ve S hız yapısına duyarlıdır. Rayleigh dalgaları, bu özelliklerinden dolayı, alici fonksiyonlar ile birlikte yeraltı hız yapısını ters çözmek için uygun bir araçtır. Bununla birlikte, yayılım ortamının fiziksel özelliklerine bağlı olarak sismik dalgalar yön bağımlilik (anizotropi) şeklinde adlandırılan bir özellik daha gösterirler. Son zamanlarda yapılan çalışmalar (örneğin; Levin ve Park, 1997; Frederiksen ve Bostock, 2000) sonucunda, kabuksal hız yapısındaki yön bağımliliğin alici fonksiyonlar ile araştırılabileceği ortaya çıkmıştır. Bu nedenle; yüzey dalgaları ile alici fonksiyonların birlikte ters çözümü esnasında, Rayleigh dalgalarının yani sıra, Love dalgalarının kullanımı önemli katkı sağlamaktadır (Tarantola 1987).

Dispersiyon eğrilerindeki sapmaların doğal bir sonucu olarak, yüzey dalgasından elde edilen ters çözüm hız yapıları belli oranda sapmalar içermektedir. Genel olarak sapmanın miktarı derinlikle azalır göstermektedir (Erduran ve Çakır, 2001). Yüzey dalgaları dikey yönde duran ve yatay yönde yayılan normal modlardan oluşurlar (Chen, 1993). Duran dalgaların nüfuz derinliği periyotla artar ve normal mod genlikleri ise, üstel olarak derinlikle azalır. Bu üstel azalım nedeniyle, ters çözüm sismik hızları derinlikle artan belirsizlikler gösterirler. Alici fonksiyonların ortalama standart sapması (σ_r) pek çok izin yığılması ile hesaplanabilir (Owens ve diğ., 1984). Yüzey dalgası ile alici fonksiyonun birlikte çözüm esnasında yanıtlanması gereken diğer bir soru ise, kullanılması gereken en büyük yüzey dalgası periyodunun hangi

degerde seçilmesi gerektigidir. Öncelikle, yüzey dalgalarını olabildiginde derin yeraltı yapısını örneklemesi gerekir. Bunu yapabilmeyen tek yolu ise, deprem odagi ile istasyon arasındaki uzakligın olabildiginde büyük alınabilmesidir. Böylece, büyük dalga boylu veya büyük periyotlu yüzey dalgaları olarak derin yeraltı yapılarının örneklenmesi sağlanılmaktadır. Ancak, istasyon-odak uzakligının büyük seçilmesi alici fonksiyon ile yüzey dalgasının örneklediği bölgelerin birbirinden gittikçe artan miktarda farklılık göstermesine neden olabilir. Böyle bir olasılığı engellemek için istasyon-odak uzakligına bir sınırlama getirmek gerekir. Alici fonksiyon yeraltında yaklaşık 70 km derinligi uygun bir şekilde örneklemektedir (Julia ve diğ., 1998; Du ve Foulger, 2001). Yüzey dalgasının da, bu derinlige uygun bir en büyük periyot veya odak uzakligını içermesi gerekmektedir. Çözünürlük eğrileri üzerindeki rakamlar çözünürlük derinliklerini (km) göstermekte olup, eğrilerin bu derinlikler etrafında küçük veya büyük dağılım göstermesi çözünürlüğün duyarlı veya duyarsız olmasıyla orantılıdır. Örneğin, 23 km'deki çözünürlük 55 km'deki çözünürlükten daha yüksektir, çünkü çözünürlük eğrisinin 23 km'deki dağılımı 55 km'deki dağılımından daha düşüktür. Ayrıca, eğrilerin en büyük pik yaptığı derinlik seviyelerinin dikey eksenindeki derinlik (km) değerleriyle çakışması gerekir. Bütün çözünürlük eğrilerinden görüleceği üzere, çözünürlüğün en uygun maksimum derinligi 75 km civarındadır ve bu derinligin altında ise (örneğin 125 km), çözünürlük eğrileri giderek belirleyici özelliklerini yitirmektedir. Yüzey dalgalarının 75 km'lik çözünürlük derinligi, en büyük periyodu 50 s civarında olan dispersiyon eğrilerinden elde edilmiştir (Erduran ve Çakır, 2001). Deneme amacıyla yapılan pek çok yapay sismogram hesabından sonra, 50 s'lik en büyük yüzey dalgası periyoduna yaklaşık 600 km ve daha yüksek istasyon-odak uzaklıkları ile kolayca erişilebildiği görülmüştür. Esitlik (18)'deki sistemin çözümü esnasında yüzey dalgalarının dispersiyon eğrileri bilgisinden yararlanılmaktadır. Dolayısıyla söz konusu yapısal farklılıkların dispersiyon eğrileri üzerinde nasıl göründüklerinin tartışılması gerekmektedir (Erduran ve Çakır, 2001). Esitlik 18'deki sistem aslında doğrusal olmayan bir sistemin, Taylor seri açılımının yardımıyla doğrusallaştırılmış bir halidir. Sözü edilen doğrusallaştırma işleminin amacı ise, aslında doğrusal olmayan bir işlemi daha kolay ve hızlı bir şekilde çözmektir. Bu şekilde bir yöntem izlemenin başka bir nedeni ise, bilgisayarda sayısal hesap olanaklarının kısıtlı olmasıdır.

Dogrussallastirma islemi, çözüme pek çok küçük ve ardisik adimlarla yaklasma olanagi vermektedir. Esitlik 18'de verilen sistem tam tanimli, baska bir deyisle, yüzey dalgalari ortalama hizin yani sira hiz süreksizliklerine ve alici fonksiyonda hiz süreksizliklerinin yani sira, ortalama hiza duyarli olmasi halinde, kuramsal olarak sönüm parametresine gerek kalmayacakti ($Y = 0$). Sözü edilen fiziksel veri eksiklikleri nedeniyle, çözüm uzayinda yerel bosluklar olusmakta ve ardisik adimlarla yaklasan çözüm dizini (m) çoğu zaman bu bosluklarda kalmaktadır (Erduran ve Çakir, 2001). Sönüm parametresinin sifirdan büyük ($Y > 0$) seçilmesi bu bosluklardan sakinilmasina yardimci olmaktadır. Bu durumda, sönüm parametresinin ne kadar büyük seçilecegi gibi baska bir sorun ortaya çikmektedir (Erduran ve Çakir, 2001).

3.5.3. Seyahat zamani yöntemi

Seyahat zamani olarak adlandirdigimiz zaman deprem meydana geldikten sonra istasyon tarafından kaydedilen ana kadar geçen süredir. Istasyon ile kaynak arasi ortamda herhangi bir depremin seyahat zamani;

$$t_i = t^a - t^o \quad (20)$$

t^a = kayit zamani

t^o = orijin zamani

Orijin zamani ve kayit zamani bilinen depremler için P_n dalgasi seyahat zamani hesaplanabilir. Odak derinligi farklarindan dolayi meydana gelen zaman farklarini elemine etmek için, t^d zamani kadar düzeltme yapilmasi gerekmektedir.

$$t_i^d = (h - d) * (V_p^2 - V_i^2)^{1/2} / V_p V_i \quad (21)$$

bagintisi herbir deprem için hesaplanır. (20) numaralı bagintida h odak derinligi olmak üzere d alınacak olan referans derinligidir. Episantir noktası olarak bulunan bütün derinliklerin bu referans derinligine indirgenmesi gerekmektedir. V_p ve V_i kabuk ve üst mantonun hızlarıdır. Bu işlemden sonra derinlik düzeltmeleri yapılan seyahat zamanı değerleri episantir uzaklığına göre grafiklenir. Elde edilecek olan doğrunun eğiminden P_n dalgasının hızı bulunur.

Bunun için önce her istasyon için indirgenmiş seyahat zamanı-uzaklık grafikleri çizilmiştir (Şekil 4.1-4.14). Bu grafikler aşağıda verilen bagintiye göre hesaplanmıştır.

$$T_r = T_i - X_i / V_{in} \quad (22)$$

Burada T_r , indirgenmiş zaman, T_i gözlenmiş seyahat zamanı, X_i episantir uzaklığı ve V_{in} indirgenme hızıdır.

İndirgenmiş zaman-uzaklık grafiklerinin yardımıyla; hem

- hatalı olan verilen ayıklanması hem de
- her tabakaya ait seyahat zamanlarının belirlenmesi mümkün olmaktadır.

Hatalı olan verilerin ayıklanmasında rezüdüellerin ortalama kareköklerine (RMS) bakılmış ve RMS değeri 1.0'den küçük olan depremler alınmıştır. Seyahat zamanlarının farklı tabakalara göre ayıklanmasının nedeni bu seyahat zamanlarına çakıştırılacak eğrinin belirli bir tabakaya ait olmasını sağlamak için yapılmıştır. Ayrıca kesime uzaklıkları ve gecikme zamanları bulunarak değerlendirme için gerekli parametreler bulunmuş olmaktadır. Böylece deprem verileri 0-220 km, ve 0-240 km olarak iki grupta toplanmış, bu şekilde ayıklanan seyahat zaman-uzaklık verilerine en küçük kareler yöntemi (EKKY) uygulanarak gecikme zamanları, tabaka eğimleri ve tabaka hızları hesaplanmıştır (Şekil 4.1-4.14).

Dogu Marmara’da olusan depremlerin genelde odak derinligi 0-20 km arasinda degismektedir. Bu nedenle özellikle 10 km altinda odak derinligine sahip deprem verilerinden yararlanilarak kabuk kalinligi ve kabuk-üst manto sinirlarindaki Pn hizi hesaplanmaya çalisilmistir. Bu sekilde deprem verilerinin siniflandirilmesi ve degerlendirilmesi yapilmistir.

Kabuk, üç tabakali olarak düşünölmüştür. Kabuk kalinliklari H1, H2 ve H3 toplam kabuk kalinligi ise H olarak verilmistir. V1, V2, V3 sirasi ile üst kabugun alt kabugun ve V4 Moho süreksizligi altidaki hizlari göstermektedir (Çizelge 3.5).

$$h(1) = (t(1)*V2*V1) / [2*(V2^2-V1^2)^{1/2}] \quad (23)$$

$$h(2) = \{t(2) - [2*h(1)*(V3^2-V1^2)^{1/2}] / (V3*V1)\} * \{(V3*V2) / [2*(V3^2-V2^2)^{1/2}]\} + h(1) \quad (24)$$

Çizelge 3.5. Dogu Marmara’da kullanılan kabuk, üst manto hiz ve referans derinlik degerleri.

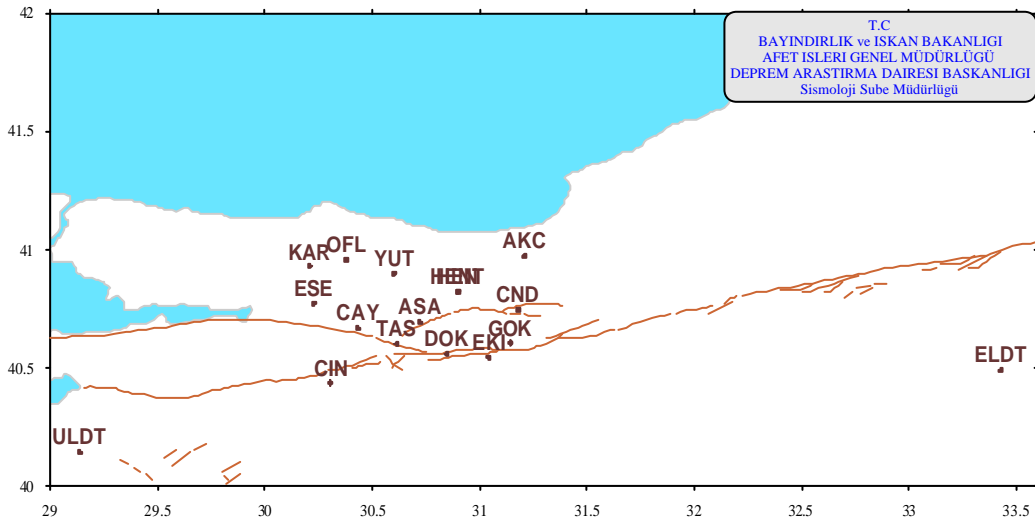
HIZ (km/sn)	DERINLIK (km)
3.6	1.7
5.9	12.4
6.5	24.7
7.0	38.7
8.05	

Çalışma alanında iki farklı istasyon grubu kullanılmistir. Turknet’e bağlı ULDT ve ELDT istasyonlari için; 1997 - 2004 yıllari arasında 39.50 - 41.00 K Enlemleri ile 29.00 - 34.00 D Boylamlari arasında meydana gelen 499 adet deprem verisi degerlendirilmistir. Kullanılan tüm depremler her iki istasyon tarafından kaydedilen verilerden olusmaktadır. Deprem sinyalinin ilk göröldüğü yer isaretleterek Pn gelisleri bulunmustur. Her iki istasyon için de aynı işlemler yapılarak seyahat zamanlari hesaplanmistir. İki istasyon arasındaki mesafe yaklaşık 500 km’dir. HENT istasyonu için farklı bir yok izlenmiş ve bu istasyonun bulunduğu nokta merkez kabul edilerek; kuzey ve güneye doğru 20 km’lik genişlik sabit kalmak üzere saga ve

sola dogru, 40 km, 80 km, 120 km ve 200 km'lik açilimler gerçekteştirilmiştir. İlk 40 km'lik mesafeden sonraki her adımda bir önceki alan içersine giren deprem verileri de kullanılmıştır. HENT istasyonu için 200 km'lik sag yönlü açilim ile kullanılan deprem sayisi 843, sol yönlü açilim için kullanılan deprem sayisi 674'dir. Kullanılan tüm depremlerde verinin ortalama sinirlar içersinde kalmasına özen gösterilmiş, ortalama sinirlar içersinde olmayan tüm veriler atılmıştır.

Çalışma alanı içersinde kalan bölgede ULDT-ELDT ortak profili ve HENT profili için deprem sayilari yukarıda verilmiştir. Kullanılan depremlerde büyükle ilgili herhangi bir sinirlama getirilmemiş olup, amaca uygun görülen tüm depremler kullanılmıştır.

Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Arastırma Dairesi'nce yürütülen Sabonet projesi çerçevesinde 1997 ile 2002 yıllari arasında bölgede meydana gelen depremlerden yararlanarak 14 istasyon için seyahat zamani-yol grafikleri çizilmiş buradan kabuk yapisi arastırılmıştır. Bunun için kullanılan deprem sayisi yaklaşık 4300 adettir. Şekil 3.12.'de çalışma sahasi içersindeki Sabonet İstasyonlari (KAR, OFL, YUT, HEN, AKC, ESE, CAY, ASA, CND, TAS, DOK, GOK, EKI ve CIN) ve Turknet istasyonlari (ULDT, HENT ve ELDT) görülmektedir



Sekil 3.12. Sabonet (Sakarya Bolu Network) istasyon dagilim haritasi.

4. Bulgular

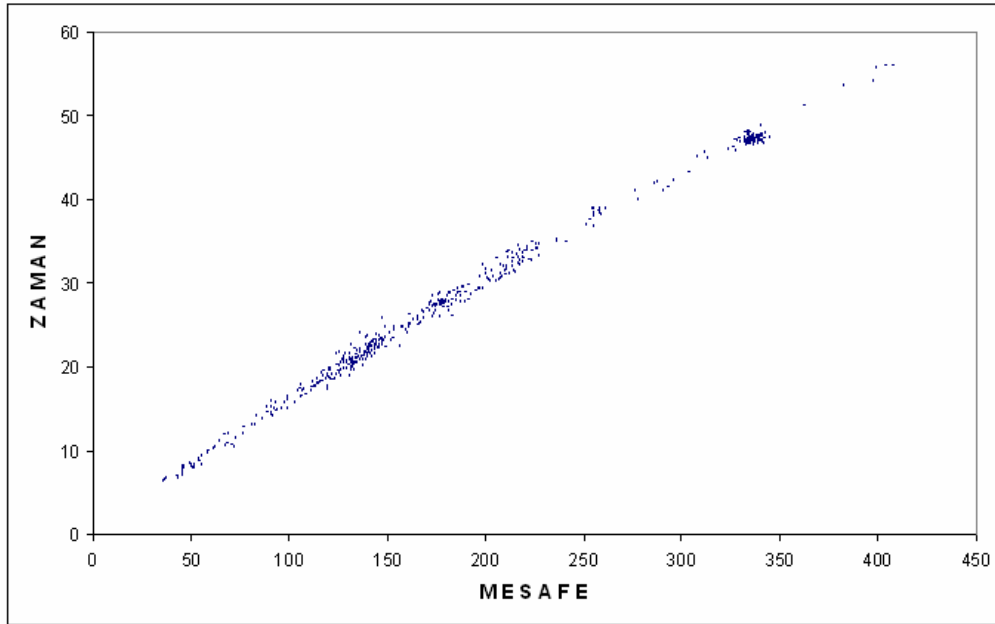
Bu çalısmada Afet Isleri Genel Müdürlüğü Deprem Arastırma Dairesi'ne ait 17 adet deprem kayıt istasyonundan kaydedilen yaklaşık 6250 adet deprem verisi kullanılmıstır. Gerek istasyon dagiliminin, gerekse veri birikiminin fazla olmasından dolayı çalıma alanı Marmara Bölgesi'nin doğusu olarak seçilmiştir.

Çalısmada 1997 - 2004 tarihleri arasında kaydedilen depremlerin episantir çözümleri data seti olarak kullanılmıstır. Deprem verileri seçilirken; depremlerin episantir uzaklıkları 0 - 500 km. arasında alınmıştır. Odak derinlikleri 0-40 km'ye kadar olan depremler kullanılmis olup, özellikle sediment tabakasının hizinin hesaplanmasında kullanılan depremlerin, istasyonlara çok yakın ve sig depremler olmasına dikkat edilmiştir. Kullanılan deprem kayıt sistemleri bir kısmı sayısal kayıt, bir kısmı da analog kayıt olup hizi 60 mm/dakikadır.

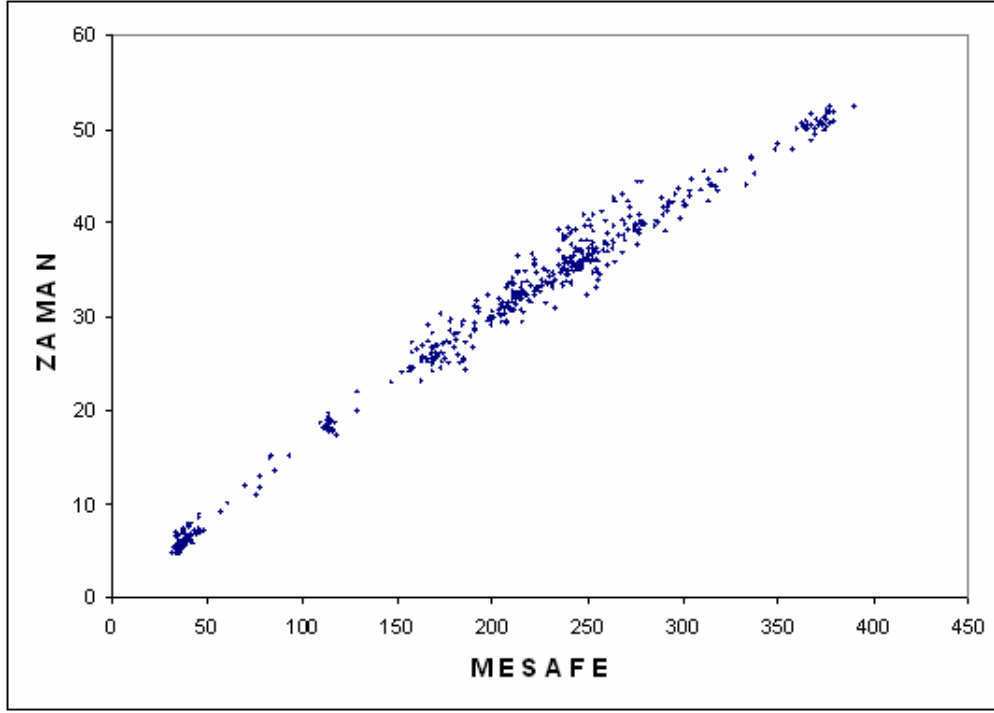
Depremlerin magnitüdüleri 1.0 - 7.4 (Md) arasında degismekte olup, aynı depremin çalıma alanının içeresine giren tüm istasyonlar tarafından kaydedilmesine özen gösterilmiştir (22) bagintisinden her istasyon için indirgenmiş seyahat zamani-

uzaklık grafikleri çizilmiştir. Çizelge 4.1'de her istasyon için hesaplanan hız ve kalınlıklar verilmiştir.

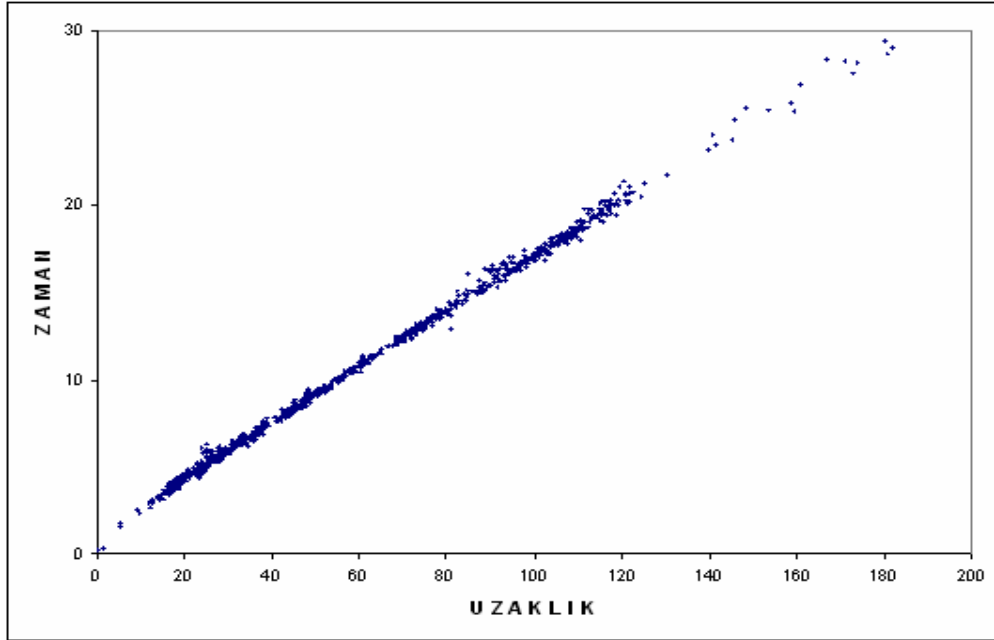
Hatalı verilerin ayıklanmasında rezidüellerin ortalama kareköklerine bakılmış ve RMS değeri 1.0'dan küçük olan depremler seçilmiştir. Seyahat zamanlarının farklı tabakalara göre ayıklanmasının nedeni, seyahat zamanlarına çakıştırılacak eğrinin belirli bir tabakaya ait olmasını sağlamak içindir. Ayrıca kesime uzaklıkları ve gecikme zamanları bulunarak, değerlendirme için gerekli parametreler bulunmuş olmaktadır. Böylece deprem verileri gruplara ayrılmış, bu şekilde ayıklanan seyahat zamanı-uzaklık verilerine En küçük Kareler Yöntemi (EKKY) uygulanarak gecikme zamanları, tabaka eğimleri ve tabaka hızları hesaplanmıştır (Şekil 4.1.-4.14).



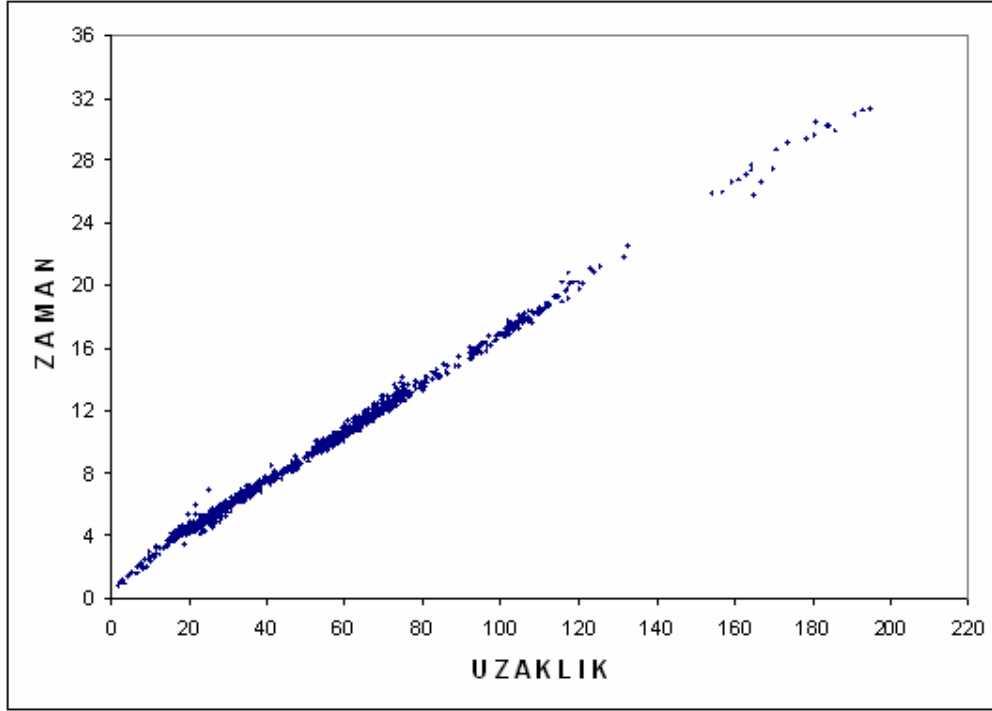
Şekil 4.1. ULDT istasyonundaki 35-400 km arası episantr uzaklığı için zaman-uzaklık değişimi.



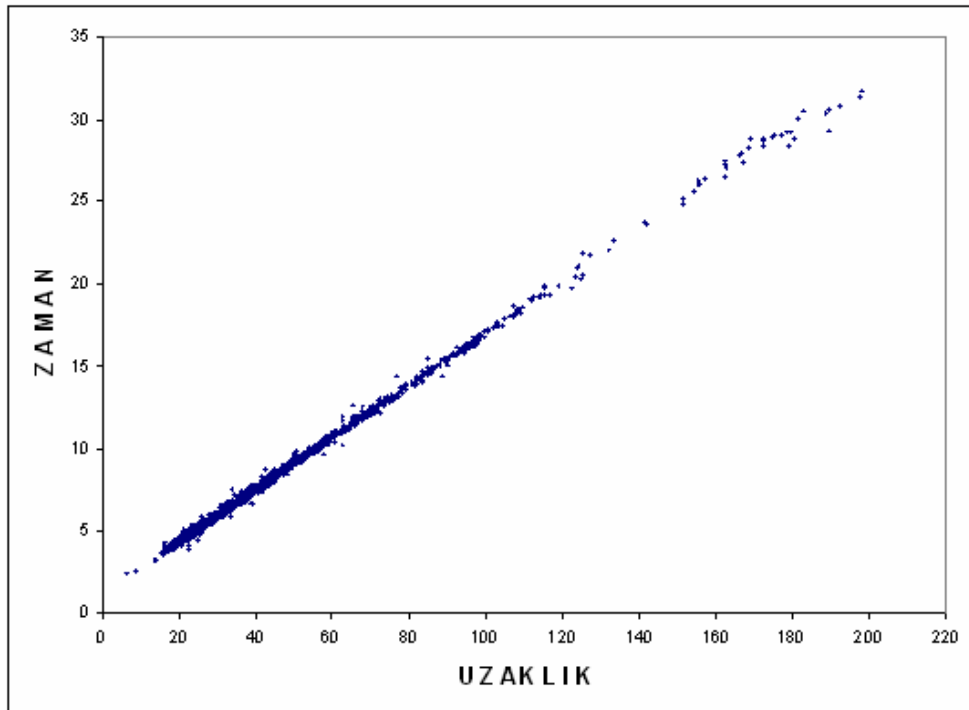
Sekil 4.2. ELDT istasyonundaki 35-400 km arasi episantir uzakligi için zaman-uzaklık degisimi.



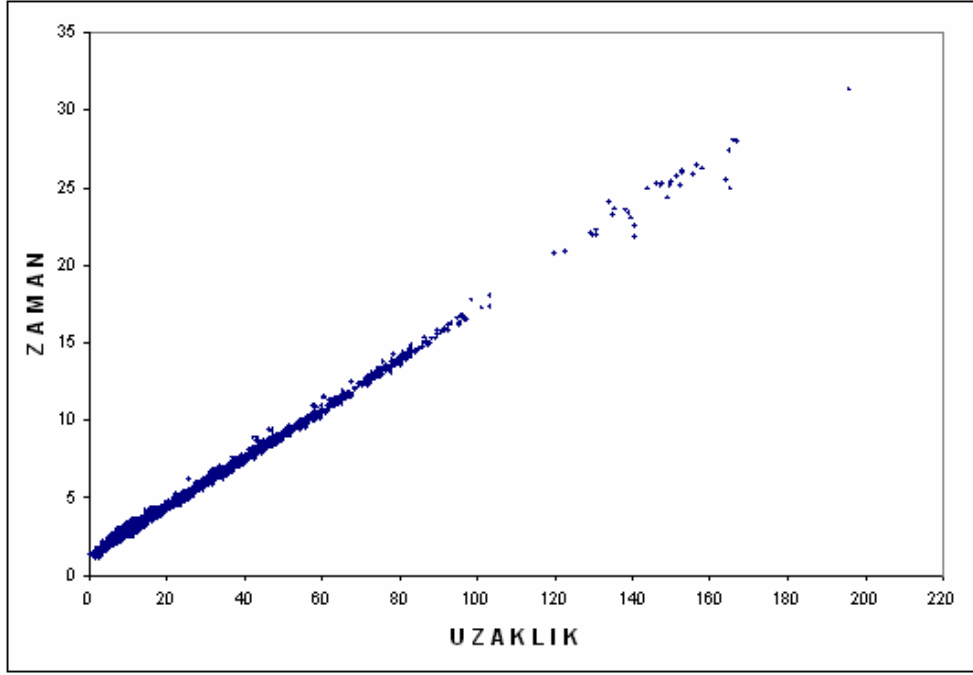
Sekil 4.3. KAR istasyonununun 0-220km episantir uzakligi için zaman-uzaklık degisimi.



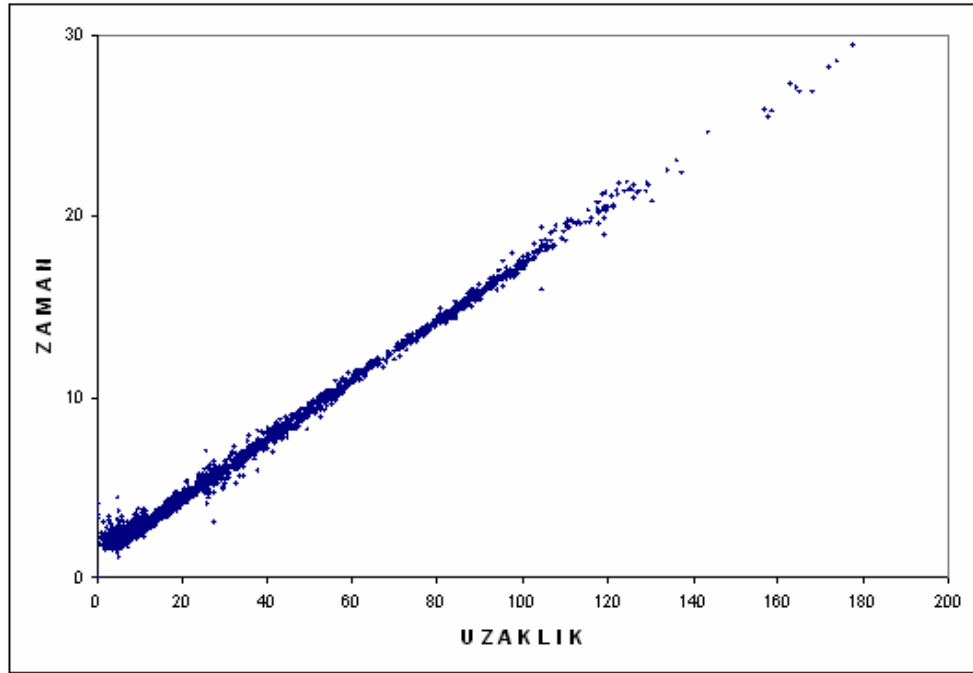
Sekil 4.4. AKC istasyonunun 0-220km episantir uzakligi için zaman-uzaklik deęisimi.



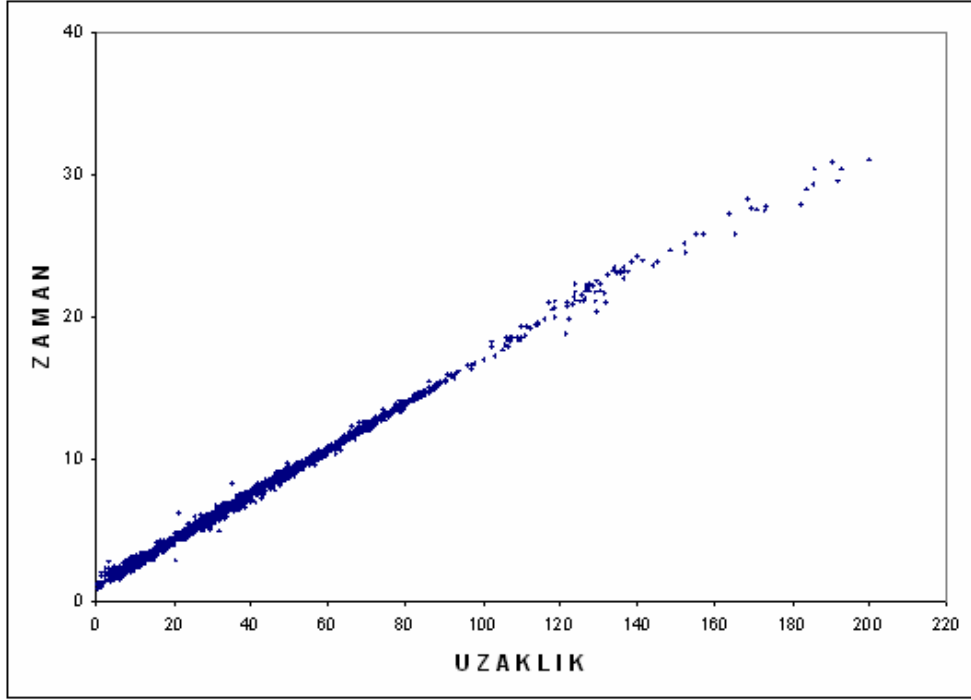
Sekil 4.5. GOK istasyonunun 0-220km episantir uzakligi için zaman-uzaklik deęisimi.



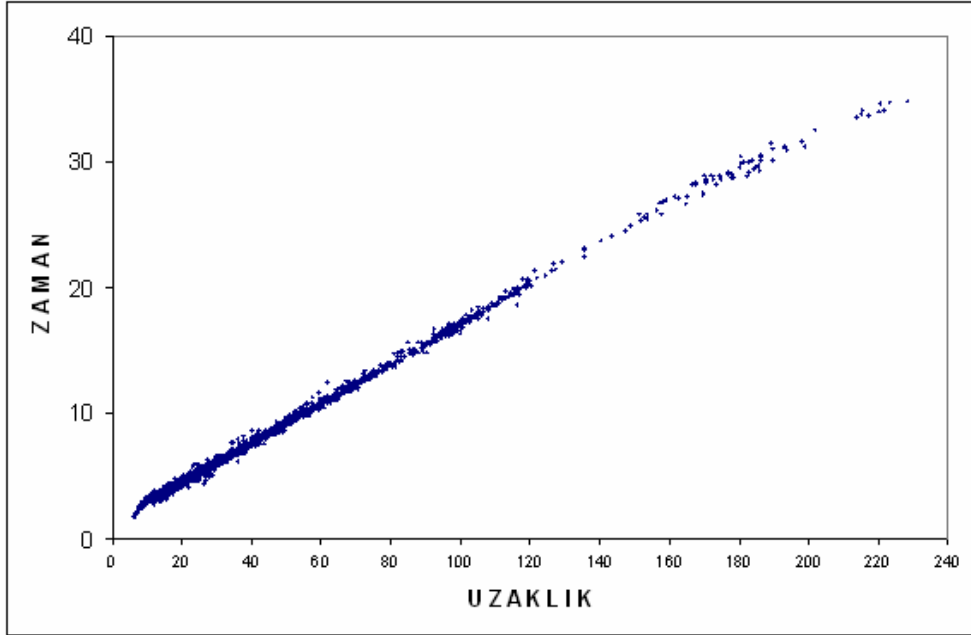
Sekil 4.6. HEN istasyonunun 0-220km episantir uzakligi için zaman-uzaklik degisimi.



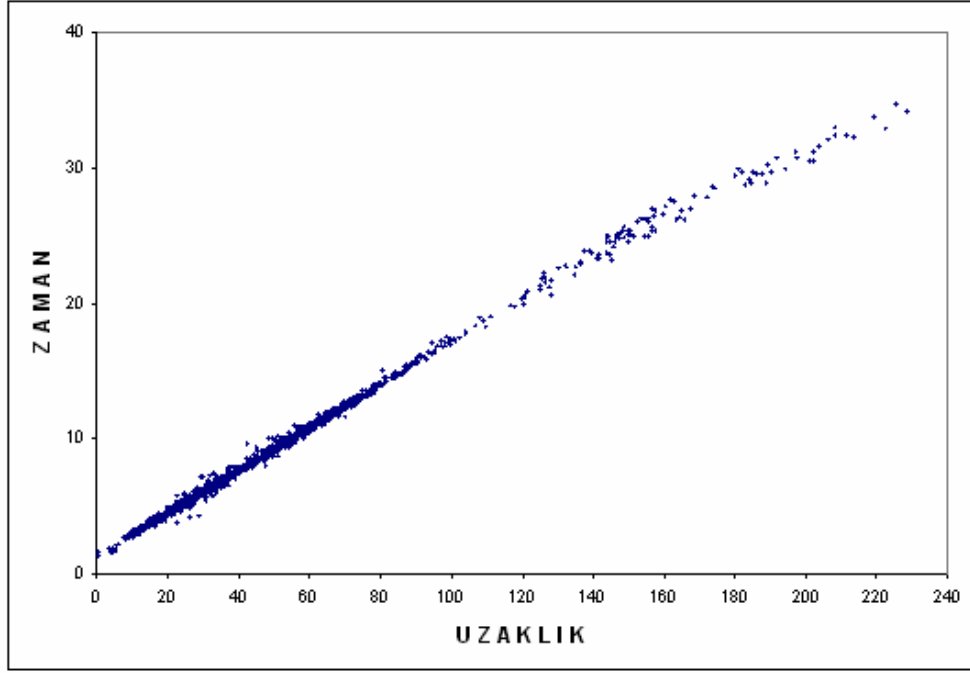
Sekil 4.7. CAY istasyonunun 0-220km episantir uzakligi için zaman-uzaklik degisimi



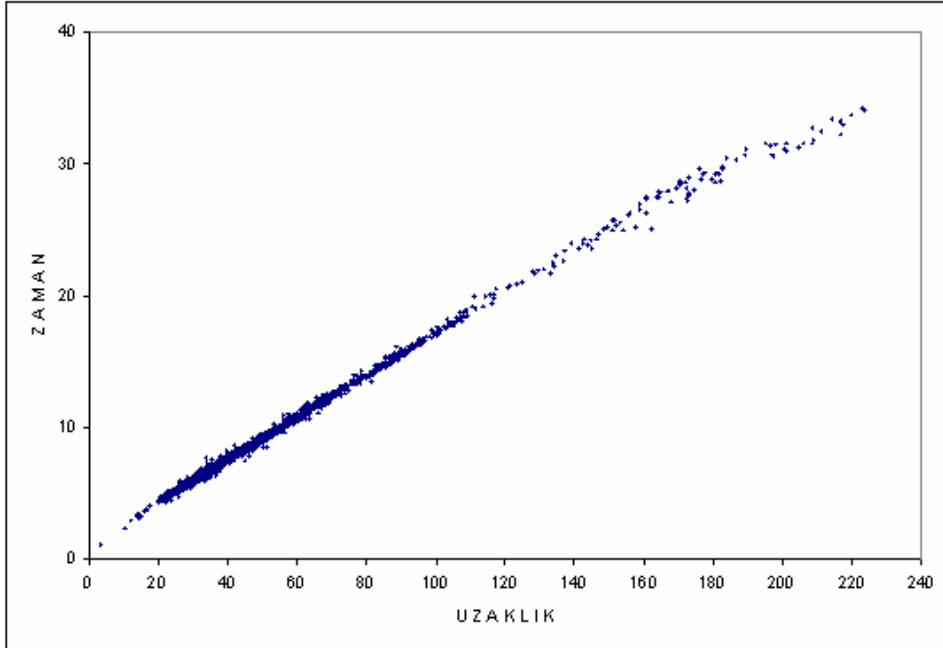
Sekil 4.8. TAS istasyonunun 0-220km episantik uzakligi için zaman-uzaklik degisimi.



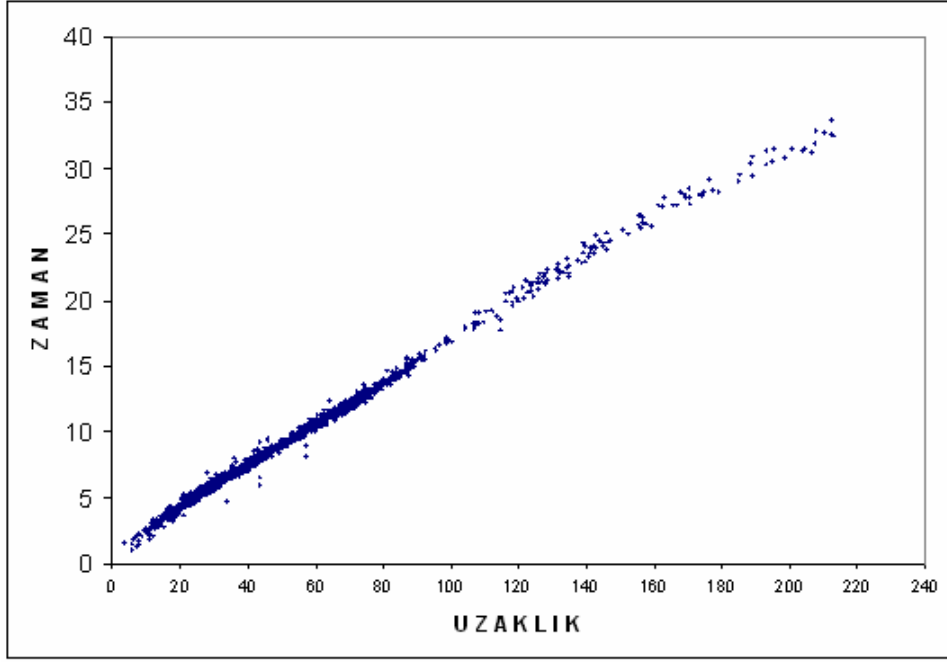
Sekil 4.9. CND istasyonunun 0-240km episantik uzakligi için zaman-uzaklik degisimi



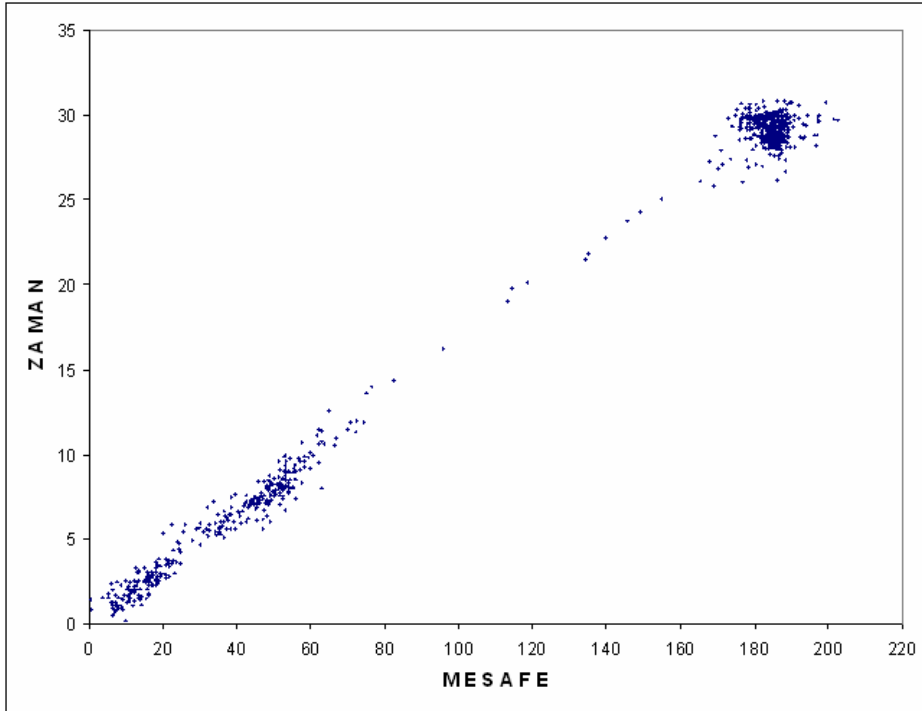
Sekil 4.11. DOK istasyonunun 0-240km episantir uzakligi için zaman-uzaklik degisimi



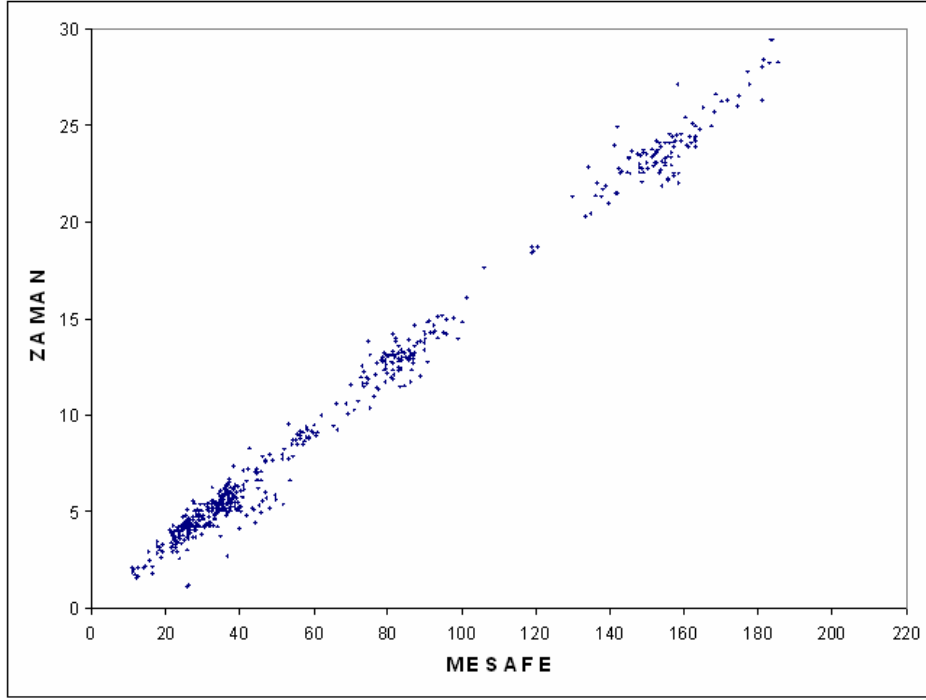
Sekil 4.11. EKI istasyonunun 0-240km episantir uzakligi için zaman-uzaklik degisimi



Sekil 4.12. YUT istasyonunun 0-240km episantir uzakligi için zaman-uzaklik degisimi



Sekil 4.13. HENT istasyonu sag-200 profili 0-220 km arasi episantir uzakligi için zaman-uzaklik degisimi.



Sekil 4.14. HENT istasyonu sag-200 profili 0-220 km arasi episantr uzakligi için zaman-uzaklik degisimi.

Çizelge 4.1. Deprem kayıt istasyonlari altındaki tabaka kalinliklari ve hizlari.

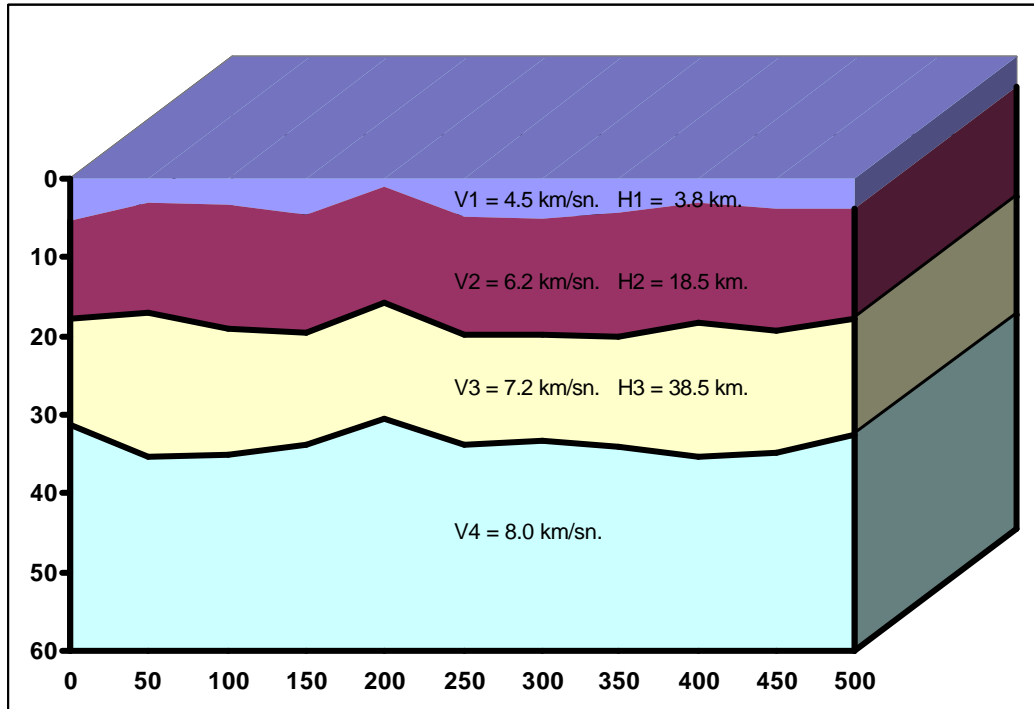
Istasyon	V1(km/sn)	V2(km/sn)	V3(km/sn)	V4(km/sn)	H1(km)	H2(km)	H3(km)
KAR	5.1	6.1	7.7	8.0	5.2	17.6	38.5
AKC	4.2	6.2	6.8	8.0	3.1	16.9	38.5
HEN	3.9	6.4	6.8	8.0	3.2	18.9	38.5
TAS	5.0	6.3	7.1	8.0	4.5	19.5	38.5
CAY	4.4	5.8	7.0	8.0	1.0	15.7	38.5
DOK	4.8	6.3	7.4	8.0	4.7	19.8	38.5
EKI	5.0	6.3	7.4	8.0	5.0	19.8	38.5
YUT	4.8	6.3	7.3	8.0	4.4	19.9	38.5
CND	3.5	6.4	7.2	8.0	3.0	18.1	38.5
ULDT	4.5	6.3	7.4	7.9	3.8	19.3	38.6
ELDT	4.5	6.1	7.4	8.1	3.8	17.8	38.4

Çalışmada kullanılan istasyon sayısı 17 olmasına rağmen, 11 istasyon istenilen sonuçlara ulaşılmıştır. 6 istasyondan ise yeterli sayıda veri bulunmadığından yararlanılamamıştır. ULDT ve ELDT istasyonlari için çizilen grafiklerden

hesaplanan hiz ve zamanlarda ilk 30 kilometrelik mesafede yeterli sayıda veri bulunmaması nedeniyle ilk katman hesaplanamamaktadır. AKC, HEN, TAS, CND, YUT, CAY, DOK, KAR ve EKI istasyonlarında ise 250 km den uzak mesafede deprem olmaması nedeniyle moho süreksizliği görülmemektedir. Dogu Marmara için hesaplanan hiz ve derinlik modeli Çizelge 4.2 ve Sekil 4.15’de verilmistir.

Çizelge 4.2. Incelenen alan için hesaplanan model.

HIZ (km/sn)	DERINLIK (km)
4.5	3.8
6.2	18.5
7.2	38.5
8.0	



Sekil 4.15. Inceleme alanında hesaplanan hiz ve derinlik degisimi.

5. Tartisma ve Sonuçlar

Bu alısmada Dogu Marmara'da bulunan yerlesik 17 adet deprem kayıt istasyonlarından elde edilen P ve S dalgalarının gelis zamanları kullanarak yerkabuğunun hiz yapisi arastirilmistir. 6250 adet deprem verisi kullanarak önerilen kabuk modelinde 3 tabakali yapı benimsenmis ve istasyonların altındaki tabaka kalınlıkları, tabaka hızları ve kabuk-üst manto sinirindeki hiz dağılımı belirlenmiştir. Üst kabuktaki tortul tabakanın hızı, kayıt istasyonlarına sig odaklı depremlerden gelen P ve S dalgalarının gelis zamanlarından yararlanılarak bulunmuştur. AKC, HEN, TAS, CND, YUT, CAY, DOK, KAR, GOK, EKI, ULDT, ELDT ve HENT istasyonları için yeterli veri sağlanmış ancak ASA, CIN, AFL ve ESE istasyonlarına ait az sayıda deprem verisi bulunabilmiştir. Bunun nedeni bu istasyonlara ait 0-20 km uzaklıkta deprem verisi olmamasıdır.

V1, V2 ve V3 sirasiyla tabaka hızlarını ve V4 ise Moho süreksizliği altındaki hızı göstermektedir. Tabaka hızları sirasiyla 3.8 km/sn, 6.2 km/sn, 7.2 km/sn ve kabuk-

üst manto sinirindeki hiz degerlerinin ise 8.0 km/sn olduğu tespit edilmiştir. Veri birikimin olmadığı istasyonlar için hiz degeri ortalama degerlerden yararlanarak $V_1=4.5$ km/sn, $H_1= 3.8$ km, $H_2=18.5$ km, $H_3=38.5$ km $V_4=8.0$ km/sn ve olarak alınmıştır.

Istasyonların altındaki toplam kabuk kalınlığı ve Moho sinirindeki Pn hızları Şekil 4.15’de verilmiştir. Buradan da görüldüğü gibi, Moho hızı ortalama olarak 8.0 km/sn olup, kuzeye doğru ULDT’de 7.9 km/sn, ELDT’de arttığı 8.1 km/sn olduğu gözlenmektedir. Seyahat zaman-uzaklık grafikleri 0-220 ve 0-240 km arasında çizilmiştir. Kesime uzaklıklarından, seyahat zamanı-uzaklık eğrilerinden ve bunların eğimlerinden yaklaşık kabuktaki tabaka kalınlıkları hesaplanmıştır. Eğrilerin eğimleri hesaplanırken korelasyon katsayısı degerlerinin 1’e yakın çıktığı gözlenmiştir.

Çalışma alanında bulunan V_p/V_s oranı ortalama olarak 1.73’tür. Bilindiği V_p/V_s oranı bölgedeki kayaların elastik parametrelerine, porozitesine, kuru olmamalarına, sivi ve gaz ile dolu bulunmalarına bağlı olarak değişmektedir. V_p/V_s oranındaki ani değişim ve bunun takibi, deprem olma olasılığı yüksek olan bölgelerin belirlenmesinde ve depremlerin önceden tespiti çalışmalarında önemli katkılar sağlayacaktır. Bölgedeki kabuk yapısının sağlıklı olarak ortaya çıkarılması, yerel sismik ağlarda kullanılan episanter programlarında değerli katkılar sağlayacaktır. Böylece deprem parametrelerinin daha sağlıklı belirlenmesi mümkün olacaktır.

Kaynaklar

Arpat, E., Bingöl, E., 1998, Ege Bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler MTA Dergisi 73, 1-9s.

Backus, G. E. and Gilbert, J. F. 1968, The resolving power of gross earth data, Geophys. J. R. Astr. Soc. 16, 169-205.

Backus, G. E. and Gilbert, J. F. 1970, Uniqueness in the inversion of inaccurate gross Earth data, phil. Trans. Roy. Soc. London, ser, A, 266, 123-192.

Bargu, S., 1993, Sapanca Gölü çevresindeki Orta Pleyistosen çökellerinin stratigrafisi, yakın dolayındaki çökellerle karşılaştırılması ve tektonik özellikleri. İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 8 (2-3), 35-49.

Bargu, S., 1997, İzmit Körfezindeki Pleyistosen taraçaları ve tektonik özellikler. İstanbul Üniv. Müh. Fak., Yerbilimleri Dergisi, 10 (1-2),1-27.

- Bargu, S. ve Yüksel, F.A., 1993, Izmit Körfezi 'nin Kuvaterner deniz dibi çökellerinin dagilimi ve özellikleri (KB Türkiye). Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni 8, 169-187.
- Barka, A., 1992, The North Anatolian Fault. *Annales Tectonicae*, 6, 164-199.
- Barka, A., 1997, Neotectonics of the Marmara region. In *Active Tectonics of NW Anatolia-The Marmara Poly-project*, Schindler and Pfister (eds.), VDF, ETH Zurich, 55-87.
- Barka, A., and Cadinsky-Cade, K., 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-684.
- Ben-Menahem, A. and Harkrider D. G. 1964, Radiation patterns of seismic surface waves from buried dipolar point sources in a flat stratified Earth, *J. Geophys. Res.* 69, 2605-2620.
- Biswas, N. N. and Knopoff, L. 1974, The structure of uppermantle under the United States from dispersion of Rayleigh waves *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 36, 515-539.
- Canitez, N., 1962, Gravite Anomalileri ile sismolojiye gore Kuzey Anadolu'da araz kabugunun yapisi, Doktora Tezi, I.T.Ü.M.F.
- Canitez, N., 1969, Türkiye ve civarindaki depremlere ait fundamental moddan yüzey dalgaları üzerine incelemeler, TÜBİTAK Pro. no.- MAG.150.
- Canitez, N., 1975, Ege Bölgesi'nde yer kabugu yapisi, I.T.Ü.M.F. rept.
- Canitez, N., and Toksöz, M.N., 1980, Crustal Structure beneath Turkey, *EOS TRANS. AGU.*, 61, 290.

- Chen, X., 1993. A systematic and efficient method of computing normal modes for multilayered half-space. *Geophysical Journal International*, 115, 391-409.
- Crampin S., Üçer, S.B., 1975, The seismicity of the Marmara Sea Region of Turkey, *Geophys.J. R. Astron. Soc.*, 40, 269-288.
- Deer, Z. A. and Landisvan, M. 1972, Theory for errors, resolution and separation of unknown variables in inverse problems, with application to the mantle and the crust in southern Africa and Scandinavia, *Geophys. J. R.* 27, 137-178.
- Demirtas, R., ve Yılmaz, R., 1996, Türkiye'nin sismotektonigi. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, 91s.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F., and Bonnin, J., 1973, Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 3137-3180.
- DSI, 1983, Asagi Sakarya Ovasi hidrojeolojik etüt raporu. DSI Eskisehir Bölge Müdürlüğü, 52s.
- Du, Z., and Folulger, G. R., 2001. Variation in the crustal structure across central Iceland. *Geophysical Journal International*, 145, 246-264.
- Erdik, M., Biro, Y.A., Onur, T., Sesetyan, K., and Birgoren, G., 1999, Assessment of earthquake hazard in Turkey and neighboring regions. 14s ([http:// www.koeri.boun.edu.tr/earthqk/gshap.htm](http://www.koeri.boun.edu.tr/earthqk/gshap.htm))
- Erduran, M. Ve Çakir, Ö. 2001, Kabuk ve üst manto hiz yapisinin saptanmasinda alici fonksiyonun çok çözümlülüğü, *Yerbilimleri*, 23, 99-112.
- Erken, A., 1999, The effect of soil condition during Kocaeli Earthquake (<http://193.140.203.8/eathqk/liq.htm>).

- Eyidogan, H., 1988, Rates of crustal deformation in Western Turkey as deduced from major earthquakes, *Tectonophysics*, 148, 83-92.
- Ezen, Ü., 1983, Kuzey ve dogu Anadolu'da love dalgalarının dispersiyonu ve yerkabugu yapisi, *DAEB* 43, 42-62.
- Frederiksen, A. W., and Bostock, M. G., 2000. Modelling teleseismic waves in dipping anisotropic structures. *Geophysical Journal International*, 141, 401-412.
- Gürbüz, C., Üçer, S.B., Özdemir, H., 1979, Adapazari yöresinde yapılan yapay patlatma ile ilgili ön degerlendirme sonuçlari, *DAEB* 31, 73-88.
- Gürbüz, C., Üçer, S.B., 1980, Anadolu Kavagi'nda yapılan tas ocagi patlatmalarinda elde edilen sismik kayitlarin degerlendirilmesi, *DAEB* 49, 39-49.
- Hamada, M., and Aydan, Ö., 1992, The Site Investigation of the March 13 Earthquake of Erzincan, Turkey. *ADEP, Association for Development of Earthquake Prediction*, 86p.
- Haskell, N. A. 1953, The Dispersion of surface-waves on multi-layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.* 43, 17-34.
- Hosgören, M.Y., 1995, Izmit Körfezi Havzasi 'nin jeomorfolojisi. *Izmit Körfezi 'nin Kuvaterner Istifi*, E. Meriç (ed.), 343-348.
- Hwng, H. J. And Mithchell, B. J. 1986, Interstation surface wave analysis by frequency-domain Wiener deconvolution and modal isolation, *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 847-864.
- Inan, H.E., 1999, Preliminary analysis of acceleration record obtained from Sakarya station (<http://angora.deprem.gov.tr/preskr.htm>)

- Jenkins, G. M. And Watts, D. G. 1968, Spectral Analysis and its Applications, Holden-Day, San Francisco, Cambridge, London, Amsterdam.
- Julia, J., Vila, J., and Macia, R., 1998. The receiver structure beneath the Ebro Basin, Iberian Peninsula. Bulletin of the Seismological Society of America, 88, 1538-1547.
- Kalafat, D., Gürbüz, C., Üçer, S.B., 1987, Batı Türkiye’de kabuk ve üst manto yapısının araştırılması, DAEB 59, 43-64.
- Keilis-Borok, V. I. and Yanovskaya, T. B. 1967, Inverse problems of seismology, Geophys, J. R. Astr. Soc. 13, 223-234.
- Kenar, Ö., 1977, Sismik P dalgalarının genlik spektrumlarından yararlanılarak İstanbul ve civarında yer kabuğu yapısı, I.T.Ü. Doktora Tezi.
- Kenar, Ö., Toksöz, N., 1989, Anadolu Yarımadası’nda yüzey dalgalarının dispersiyonu ve ortamın sığurma özellikleri, Jeofizik 3, 92-106.
- Kennett, B. L. N. 1983, Seismic Wave Propagation in Stratified Media Cambridge University Press, Cambridge.
- Ketin, I., 1973, Umumi Jeoloji. İTÜ Yayınları, 4. Baskı.
- Koçyigit, A., 1984, Güneybatı Türkiye’de tektonik gelişim, TJKB C.2 1, 1-15.
- Knopoff, L. 1972, Observation and inversion of surface wave dispersion, Tectonophysics 13, 497-519.
- Koral, H. ve Eryılmaz, M., 1995, İzmit Körfezi 'nin tektoniği. İzmit Körfezi 'nin Kuvaterner İstifi, E. Meriç (ed.), 277-283.

- McKenzie, D. P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*,30, 109-185.
- Necioglu, A., Maddison, B., Türkelli, N., 1981, A study of crustal and upper mantle structure of Northwestern Turkey, *Geophys. Res. Letters*, 8, 1, 33-35.
- Okay, A., Demirbag, E., Kurt, H., Okay, N., and Kuşçu, I., 1999^a, An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian Fault in Turkey. *Tectonics*, 18, 129-148.
- Okay, A., Kazlılar, A., Boztepe, A., and Kuşçu, I., 1999^b, Marmara Denizinde İstanbul 'u tehdit eden kırıklar. *Cumhuriyet Gazetesi Bilim Teknik Özel Deprem Sayısı*, Sayı 649, 8-10.
- Osmansahin, I. 1989, Yüzey Dalgası Ortam Tepki Fonksiyonlarından Yararlanılarak Anadolu ve Civarında Kabuk ve Üst-Manto yapısının belirlenmesi, Doktora Tezi, I.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Osmansahin, I. Ve Alptekin, Ö. 1990, Love ve Rayleigh Dalgalarının istasyonlar arası ortam tepki fonksiyonlarından Anadolu ve Civarında Kabuk ve Üst-Manto yapısının belirlenmesi, *Jeofizik* 4, 123-146.
- Özer, M.F., Kenar, Ö., 1992, Dönüsmüş fazlarla İstanbul civarında yer kabuğu yapısının modellenmesi, *Jeofizik* 6, 113-124.
- Özhan, G. ve Bayrak, D., 1998, İzmit Körfezi Plio-Kuvaterner çökellerinin sismik irdelenmesi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 41(2), 151-164.
- Panza, G. F. 1981, The resolving power of seismic surface with respect to crust and upper mantle structural models, The solution of the Inverse problem in

Geophysical Interpretation, Ed, R. Cassinis, Plenum Publishing Cororation, 39-77.

Panza, G. F., Schwab, F. and Knopoff, L. 1973, Multimod surface waves for selected focal mechanisms, I, Dip-slip sources on a vertical fault plane, Geophysis. J. R. Astr Soc. 34, 265-278.

Panza, G. F., Schwab, F. and Knopoff, L. 1975a, Multimod surface waves for selected focal mechanisms, II, Dip-slip sources, Geophysis. J. R. Astr Soc. 42, 931-943.

Panza, G. F., Schwab, F. and Knopoff, L. 1975b, Multimod surface waves for selected focal mechanisms, II, Dip-slip sources, Geophysis. J. R. Astr Soc. 42, 945-955.

Peacock, K. L. And Treitel, S. 1969, Predictive deconvolution, Theory and practice, Geophysics 34, 155-169.

Pekeris, C. L. 1948, Theory of propagation of explosive sound in shallow water, Geol. Soc. Amer. Mem. 27.

Press, F. 1968, Earth models obtained by Monte-Carlo inversion, J. Geophys. Res. 73, 5223-5234.

Sakinç, M. ve Bargu, S., 1989, Izmit Körfezi güneyindeki Geç Pleyistosen (Tireniyen) çökel stratigrafisi ve bölgenin neotektonik özellikleri. Türkiye Jeoloji Bülteni, 32(1-2), 51-64.

Sariaslan, M.M., Yurdakul, M.E., Keçer, M., Sentürk, K., Osmañealebioglu, R. ve Basa, F., 1998, Sakarya Ilinin çevre jeolojisi ve dogal kaynaklari. MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Rapor No. 10195, 143s.

- Seymen, I., 1995, Izmit Körfezi ve çevresinin jeolojisi. Izmit Körfezi 'nin Kuvaterner Istifi, E. Meriç (ed.), 1-21.
- Stein, R.S., Barka, A., and Dieterich, J.H., 1997, Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, 128, 594-604.
- Sengör, A.M.C., 1979, The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonics significance. *J. Geol. Soc. London*, 136, 269-282.
- Simsek, O. ve Dalgıç, S. 1997, Consolidation properties of the clays at Düzce plain and their relationship with geological evaluation. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 40(2), 29-38.
- Taylor, S. R. And Toksöz, N. 1982, Measurement of interstation phase and group velocities and Q using Wiener filtering, *Bull. Seism. Soc. Am.* 72, 73-91.
- Toksöz, M.N., Shakal, A.F., and Michael, A.J., 1979, Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian Fault zone and seismic gaps. *Pageoph*, 117, 1258-1270.
- Treitel, S. and Robinson, E.A. 1996, The desing of high resolution digital filters, *IEEE Trans. Geoscience Electronics* 4, 25-38.
- Ulusan, N., 1978, Bati Anadolu'daki kabuk hizlarinin arastirilmesi, Lisans Üstü Tezi, I.Ü.F.F.
- Üçer, B., Eyidogan, H., Gürbüz, C., Barka, A., and Baris, S., 1997, Seismic investigations of the Marmara region. In *Active Tectonics of NW Anatolia-The Marmara Poly-project*, Schindler and Pfister (eds.), VDF, ETH Zurich, 89-99.

- Valyus, V. P., Keilis-Borok, V. I. and Levshin, A. 1969, Determination of the upper mantle velocity cross-section for Europe, *proc. Acad. Sci., USSR*, 185,n3(in Russian).
- Valyus, V. P. 1972, Determining seismic profiles from a set of observations, *Computationas Seismolgy*, Ed. V. I. Keilis-Borok Consult. Bureau, New York.
- Wiener, N. 1949, *Time Series*, M.I.T. Pres, Cambridge.
- Wiggins, N. 1972, The general linear inverse problem: Implication of surface waves and free oscilations for Earth structure, *Rev. Geophys. Space Phys.* 10, 251-285.
- Yüksel, F.A., 1995, Izmit Körfezi ve yakin çevresinin sismik aktivitesi. *Izmit Körfezi 'nin Kuvaterner Istifi*, E.Meriç (ed.), 259-267.
- Zarif, I.H., 1995, Anadolu Otoyolu Kazancı-Gümüşova kesimi arasinda yer alan zeminlerin konsolidasyon davranisi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 38(1), 1-10.

Özgeçmiş

1971 yılında Gaziantep'te doğdu. İlköğretim, Ortaöğretim ve Lise öğrenimini Ankara'da tamamladı. 1990 yılında Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nü kazandı ve 1994 yılında bu bölümden Jeofizik Mühendisi olarak mezun oldu. 1996-1997 yılları arasında askerlik görevini Van ilinde Jandarma Tegmen olarak tamamladı. 1997 yılında Isparta İli Bayındırlık ve İskan Müdürlüğü'ne Jeofizik Mühendisi olarak atandı. 2000 yılında Afet İşleri Genel Müdürlüğü'ne tayin oldu. Halen bu kurumda Jeofizik Mühendisi olarak görev yapmaktadır. Evli ve bir çocuk babasıdır.