

**MARMARA BÖLGESİ' NDE SOĞURULMA
YAPISININ İNCELENMESİ**

100734

DOKTORA TEZİ
Y. Müh. Ayşe KAŞLILAR-ÖZCAN
505910007012

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 4 Ekim 1999
Tezin Savunulduğu Tarih : 11 Şubat 2000

Tez Danışmanı:

Diğer Jüri Üyeleri

Doç. Dr. Aysun BOZTEPE-GÜNEY

Prof. Dr. Cemil GÜRBÜZ (BÜ)

Prof. Dr. Niyazi TÜRKELLİ (BÜ)

Doç. Dr. Argun KOCAOĞLU (İTÜ)

Doç. Dr. Berkan ECEVİTOĞLU (İTÜ)

EKİM 1999

ÖNSÖZ

Bu tez çalışmasına 15 Nisan 1994 günü kaybettiğimiz çok değerli hocam Prof. Dr. Nezihi Canıtez ile başlamıştık. Benim bu günlere gelmemde büyük payı olan sevgili hocamı saygı ve özlemle anıyorum.

Prof. Dr. Nezihi Canıtez'i kaybettikten sonra danışmanlığımı üstlenen, tez çalışmam sırasında fikir ve eleştirileriyle beni yönlendiren Doç.Dr. Aysun Boztepe-Güney'e teşekkür ederim.

Tez çalışmam sırasında çıkmaza girdiğimde bana fikir ve eleştirileriyle yol gösteren, Doç.Dr. Berkan Ecevitöğlü, Doç.Dr. Argun Kocaoğlu, Doç.Dr. Ruhi Saatçiler, Doç.Dr. Emin Demirbağ, Doç.Dr. Serdar Özalaybey ve Doç.Dr. Semih Ergintav' a katkılarından dolayı teşekkür ederim.

Bana düşünmeyi öğreten, her konuda rahatlıkla tartışabildiğim, gerek tez çalışmam sırasında bilgisayar ve programlama konularında, gerek manevi konularda desteğini eksik etmeyen, Yrd.Doç.Dr. Tuğrul Genç' e teşekkür ederim.

Tez çalışmam sırasında, sismik kesitlerin değerlendirilmesinde bilgisiyle katkıda bulunan, manevi desteğini her zaman gördüğüm ve odasını paylaştığım arkadaşım Yük.Müh. Hülya Kurt' a teşekkür ederim.

Tanıştığım günden bu yana, bıkmadan usanmadan dertlerimi dinleyen, elinden gelen her türlü desteği gösteren, Yük.Müh. Meliha Yazıcı' ya, gösterdiği sabırdan dolayı teşekkür ederim.

Tez çalışmam boyunca bana katkıda bulunan, bölümdeki Araştırma Görevlisi arkadaşlarıma ve haritaların çiziminde destek olan Yük.Müh. Onur Tan' a teşekkür ederim.

Beni her zaman düşünen, sıkıntılarımı, mutluluğumu, benimle yaşayan, maddi ve manevi desteğini hiçbir zaman esirgemeyen her iki aileme minnettarım.

Ve eşim. O' nun bana olan katkılarını, sınırlı satırlara sığdırmam mümkün değil. Varolduğu ve bana gösterdiği sabırdan dolayı kendisine minnettarım.

Ekim 1999

Ayşe Kaşlılar-Özcan

İÇİNDEKİLER

KISALTMALAR	vi
TABLO LİSTESİ	vii
ŞEKİL LİSTESİ	viii
SEMBOL LİSTESİ	xiv
ÖZET	xvi
SUMMARY	xx
1. GİRİŞ	1
2. MARMARA BÖLGESİ' NİN JEOLojİK VE JEOFİZİK VERİLERLE İNCELENMESİ	8
2.1. Marmara Bölgesi' nin Anadolu Levhası' nın Neotektoniğindeki Yeri	8
2.2. Marmara Bölgesi' nin Genel Jeolojisi	9
2.3. Marmara Bölgesi' nin Jeofizik Veriler ile İncelenmesi	12
3. DEPREM VERİLERİ İLE MARMARA BÖLGESİ SOĞURULMA YAPISININ İNCELENMESİ	18
3.1. Sismik Saçılma ve İlgili Büyüklüklerin Tanımlanması	19
3.2. Saçıcı Ortamlar için Geliştirilen Modeller	23
3.2.1. Koda Dalgalarının Özellikleri	24
3.2.2. Tekil Saçılma Modelleri	24
3.2.2.1. Tekil Geri Saçılma Modeli	25
3.2.2.2. Tekil İzotropik Saçılma Modeli	28
3.2.3. Çoklu Saçılma Modeli	32
3.2.4. Difüzyon Modeli	32
3.3. Koda Kestiriminde Kullanılan Verilerin Seçimi ve İşlenmesi	33
3.4. Sonuçlar ve Tartışmalar	40

4. ÇOK KANALLI SİSMİK YANSIMA VERİLERİ İLE MARMARA DENİZİ HAVZALARINDA SOĞURULMANIN İNCELENMESİ	45
4.1. Soğurulma ile İlgili Tanımlar	46
4.2. Soğurulmanın Bağlı Olduğu Parametreler	50
4.3. Soğurulma Mekanizmaları	52
4.4. Viskoelastisite ve Mekanik Tanımları	54
4.5. Soğurulma Dispersiyon İlişkileri	57
4.6. Kjartansson (1979) Sabit Q Varsayımı ile Q Parametresinin Hesaplanması	59
4.7. Q' nun Saptanmasında Kullanılan Yöntemler	64
4.7.1. Zaman Ortamı Yöntemleri	64
4.7.2. Frekans Ortamı Yöntemleri	66
4.8. Sabit Q Yaklaşımı ve Dalgacık Modelleme Yöntemi ile Marmara Denizi, Çok Kanallı Sismik Yansıma Verilerinden Q Parametresinin Saptanması	68
4.8.1. Çok Kanallı Sismik Yansıma Verisi	68
4.8.2. Çınarcık Havzası'nın Tektonik ve Jeolojik Özellikleri	71
4.8.3. Sabit Q Operatörü ile Q Kestiriminde İzlenen İşlem Aşamaları	73
4.8.4. Sismik Veriden Kestirilen Q Değerlerinin Yorumu	75
5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	84
KAYNAKLAR	88
EK A. ERZİNCAN VE ÇEVRESİNDE SOĞURULMA YAPISININ İNCELENMESİ	101
A.1. Veri	101
A.2. Erzincan Ve Çevresinin Tektonik Özellikleri	103
A.3. Erzincan ve Çevresinin Soğurulma Yapısının Koda Q Analizi ile İncelenmesi	105
EK B. ANELASTİK SOĞURULMANIN HESAPLANMASINDA KULLANILAN PROGRAMIN YAPAY VERİLERLE İNCELENMESİ	108
B.1.Kjartansson (1979) ile Görich ve Müller (1987) Sabit Q Bağlıntılarının İrdelenmesi	108
B.1.1. Referans Frekansının Dalgacık Üzerindeki Etkisi	120
B.2 Tek Tabakalı Modelde Yapay Veri ile Q Kestirimi	123

B.2.1. İlişki katsayısı, Semblance ve Karekök Ortalama Yöntemlerinin İncelenmesi	123
B.2.2. Yansıma Katsayısı İçermeyen Tek Tabakalı Modelde Yapay Veri ile Q Kestirimi	124
B.2.3. Yansıma Katsayısı ile Tek Tabakalı Modelde Yapay Veri ile Q Kestirimi	131
B.3. Üç Tabakalı Modelde Yapay Veri ile Q Kestirimi	142
EK C. ÇINARCİK HAVZASI' NIN 32 VE 33 NUMARALI SİSMİK HATLARI ÜZERİNDE YAPILAN Q KESTİRİMİ ÇALIŞMALARININ SONUÇLARI	147
ÖZGEÇMİŞ	155



KISALTMALAR

CDP	: Common Depth Point
DAF	: Doğu Anadolu Fayı
GPS	: Global Positioning System
ISC	: International Seismological Center
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
KDAF	: Kuzey Doğu Anadolu Fayı
KOERI	: Kandilli Observatory Earthquake Research Institute
KRDAE	: Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü
ODN	: Ortak Derinlik Noktası
TÜBİTAK–MAM	: Türkiye Bilimsel Araştırma Kurumu–Marmara Araştırma Merkezi
VSP	: Vertical Seismic Profiling

TABLO LİSTESİ

Sayfa No

Tablo 3.1	Şekil 3.10' da verilen haritada işaretli deprem istasyonları (MARNET) hakkında lokasyon ve zemin bilgileri	33
Tablo 3.2	Koda Q kestiriminde kullanılan depremler (KRDAE, 1994). (N parametresi her bir depreme ait Q_c kestiriminde kullanılan sismogram sayısını göstermektedir).....	35
Tablo 3.3	Marmara bölgesi için hesaplanan ortalama Q_c değerlerinin frekans ve kesme zamanlarına bağlı sonuçları ve standart sapma değerleri. Parantez içindeki değerler ortalama Q_c hesabında kullanılan sismogram sayısını göstermektedir. Farklı kesme zamanları için hesaplanan frekans bağımlı Q_c değerleri en alt satırda verilmektedir ...	43
Tablo 3.4	Marmara Bölgesi ve Erzincan civarında yapılan koda Q çalışmasında farklı kesme zamanları için elde edilmiş frekans bağımlılıkları.....	44
Tablo 3.5	Dünyanın farklı bölgelerinde yapılmış Q_c çalışmaları.....	44
Tablo A.1	Erzincan depremi art sarsıntılarının kayıt edilmesinde kullanılan istasyonların (TÜBİTAK-MAM, 1992) lokasyon ve zemin bilgileri. Koda Q analizinde kullanılamayan istasyonlar * işareti ile gösterilmiştir.....	103
Tablo A.2	Erzincan ve çevresinde Q_c kestiriminde kullanılan depremler (TÜBİTAK –MAM, 1992). (N parametresi her bir depreme ait Q_c kestiriminde kullanılan sismogram sayısını göstermektedir).....	104
Tablo A.3	Erzincan ve çevresi için hesaplanan ortalama Q_c değerlerinin frekans (1.5, 3, 6, ve 8 Hz) ve kesme zamanına (30, 40, 50, 60, 70, 80 s) bağlı sonuçları ve $\pm$ standart sapma değerleri. Parantez içindeki değerler ortalama Q_c hesabında kullanılan sismogram sayısını göstermektedir. Farklı kesme zamanları için hesaplanan frekans bağımlı Q_c değerleri en alt satırda verilmektedir.....	105
Tablo B.1	Üç tabakalı Q modelinde verilen (Şekil B.27) Q_a değerleri kullanılarak elde edilen Q_e değerleri. Elde edilen Q_e değerleri ile oluşturulan yapay veri üzerinde Q_e şablonları ile tabakaları temsil eden Q_e değerlerinin hesaplanması. Hesaplanan Q_e değerlerinden Q_a değerlerinin eldesi. Bu işlemler sonucunda başlangıçta kullanılan ve dalgacık modelleme yöntemi ile hesaplanan Q_e ve Q_a değerleri arasında elde edilen hata oranları	146
Tablo C.1	Bölüm 4.8.4, Şekil 4.13' de yer alan 32 numaralı kesitte Q_e kestirimi amacıyla kullanılan verilere ait bilgiler ve elde edilen sonuçlar. (Tabloda verilen t_1 ve t_2 , gidiş-geliş zamanını belirtmektedir).....	147
Tablo C.2	Bölüm 4.8.4, Şekil 4.12' de yer alan 33 numaralı kesitte Q_e kestirimi amacıyla kullanılan verilere ait bilgiler ve elde edilen sonuçlar. (Tabloda verilen t_1 ve t_2 , gidiş-geliş zamanını belirtmektedir).....	149

ŞEKİL LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 2.1 Anadolu levhası ve çevresindeki tektonik rejim, (McKenzie, 1972).....	10
Şekil 2.2 Marmara denizi çevresinde yer alan kenet kuşakları ve Kuzey Anadolu Fayı, (Görür, 1996).....	11
Şekil 2.3 Türkiye'nin sismisite haritası, (ISC Kataloğu, 1964-1995).....	13
Şekil 2.4 Marmara Bölgesi'nde meydana gelmiş büyük depremlerin odak mekanizması çözümleri, (17.08.1999 ve 13.09.1999 depremlerine ait olanlar Harvard GMT çözümlerinden, diğerleri Taymaz ve diğ., (1991)' den alınmıştır).....	14
Şekil 2.5 Ege Bölgesi için 1981-1988 ISC verilerinden yararlanılarak KRDAE tarafından hesaplanan; a) P_g (kabuk), b) P_n (üst manto) fazlarına ait görünür sismik dalga hızları. Siyah noktalar istasyon yerlerini, oklar ise azimutal doğrultuyu göstermektedir (Kuleli ve diğ., 1996)	16
Şekil 3.1 Dalga boyu (λ) ile saçıcı cismin boyutları (α) arasındaki ilişki, (Herraiz ve Espinosa, 1987)	21
Şekil 3.2 İleri ve geri saçılma, (Craig, 1990).....	22
Şekil 3.3 Tekil saçılma modeli, (Craig, 1990)	25
Şekil 3.4 Tekil geri saçılma modeli.....	26
Şekil 3.5 Tekil izotropik saçılma modeli	28
Şekil 3.6 Elips üzerinde kaynak (K), saçıcı (S) ve alıcı (A) ilişkisinden yola çıkılarak, elipsin uzun (a) ve kısa (b) eksenlerinin elde edilmesi.....	29
Şekil 3.7 Yarı elipsoidin düşey yöndeki kesidi.....	30
Şekil 3.8 Gerçek bir deprem için hesaplanmış $K(\alpha)$ fonksiyonu	31
Şekil 3.9 Çoklu saçılma modeli	32
Şekil 3.10 Marmara Bölgesi'nde Koda Q kestiriminde kullanılan istasyon ve depremlerin lokasyonları (KRDAE, 1994).....	34
Şekil 3.11 Sismogram üzerinde koda dalgasının seçimi	37
Şekil 3.12 Koda Q kestiriminde izlenen işlem aşamaları. a) Deprem verisi, b) 12Hz. Merkez frekanslı Butterworth filtre ile filtrelenmiş veri, c) Seçilen koda penceresi için hesaplanan koda zarfı, d) $\log_{10}[(A_c/A_s)K(\alpha)]$ değerlerinin doğrusal hale getirilerek elde edilen noktaları en iyi temsil eden doğrunun eğiminden Q değerinin ve ilişki katsayısının (r) hesaplanması	39
Şekil 3.13 Marmara Bölgesi için farklı kesme zamanlarında (40, 50, 60, 70 s) frekansın (1.5, 3, 6, 12, 24 Hz) fonksiyonu olarak hesaplanan ortalama Q_c değerleri	41

Şekil 4.1	Soğurulmanın sinüs dalgacığı üzerindeki etkisi.....	46
Şekil 4.2	Kaynaktan x_1 ve x_2 uzaklıklarında yer alan dalgacıklar.....	48
Şekil 4.3	Efektif (Q_e) ve ara Q (Q_a) parametrelerinin grafik üzerinde gösterimi....	50
Şekil 4.4	Viskoelastisitenin tanımlanmasında kullanılan mekanik modeller. a) Maxwell modeli, b) Kelvin-Voight modeli, c) Standart Lineer Katı (SLK) modeli. Modeller üzerinde, σ ; gerilme, ϵ ; deformasyon, μ ; yaya ait elastik modül, η ; viskozite katsayısı olarak tanımlanmıştır (Ben-Menahem ve Singh, 1981' den derlenmiştir)	56
Şekil 4.5	$t=500$ ms ve $Q=80$ için üretilmiş Kjartansson (1979) sabit Q operatörünün a) zaman ortamı b) frekans ortamında genlik spektrumu görüntüsü.....	63
Şekil 4.6	a) Yer içinde ilerleyen dalganın soğurulması sonucunda zaman ve frekans ortamındaki görüntüsü. b) Dalga modelleme, c) Yükselim zamanı ve d) Spektral oranlama yöntemlerinin şematik gösterimi (Meissner, 1986).....	65
Şekil 4.7	Farklı yöntemlerle, %25 doğrulukla saptanan Q değerlerinin gürültüye olan duyarlığı (Jannsen ve diğ., 1985).....	67
Şekil 4.8	İTÜ-MTA-Cambridge University grubunun Marmara denizinde, 1997 yılında, MTA Sismik-1 gemisi ile topladığı çok kanallı sismik yansıma verilerinin profilleri	69
Şekil 4.9	İTÜ-MTA-Cambridge University grubunun Marmara denizinde, 1997 yılında, MTA Sismik-1 gemisi ile topladığı çok kanallı sismik yansıma verilerinin, Marmara denizinin doğu kısmına ait olanlarının değerlendirilmesi sonucu elde edilen yapısal harita (Okay ve diğ.,2000). Düz kontur çizgileri deniz tabanı batimetrisini (m), noktalı konturlar sediman kalınlıklarını (s), numaralı düz çizgiler, sismik verilerin toplandığı hatları, kalın ok GPS vektörünü göstermektedir.....	70
Şekil 4.10	Zaman ortamında sismik göç uygulanmış 33 numaralı hatta (Şekil 4.9) ait kesitte, kuzeyden güneye doğru izlenen havzalar.....	72
Şekil 4.11	Sabit Q operatörü ile Q kestiriminde izlenen işlem aşamalarını gösteren akış diyagramı	74
Şekil 4.12	33 numaralı hattın (Şekil 4.9), Çınarcık Havzası' nı içeren bölümünde, zaman ortamında sismik göç işlemi uygulanmış sismik kesitinde, düşey ve yanal yönde efektif Q değerlerinde izlenen değişimler. X, hat 33 (A-B) ile hat 32 (C-D)' nin kesişme noktasını göstermektedir....	78
Şekil 4.13	32 numaralı hattın (Şekil 4.9), Çınarcık Havzası' nın bir kısmını içeren bölümünde, zaman ortamında sismik göç işlemi uygulanmış sismik kesitinde, düşey ve yanal yönde efektif Q değerlerinde izlenen değişimler. X, hat 33 (A-B) ile hat 32 (C-D)' nin kesişme noktasını göstermektedir	79
Şekil A.1	13 Mart 1992 Erzincan depremi ($M_s=6.8$) ardından TÜBİTAK – MAM tarafından kurulan istasyonlar ve koda Q analizinde kullanılan depremlerin episantr lokasyonları, Erzincan havzası (yeşil ile taralı alan) ve çevresindeki aktif faylar (KAF, KDAF ve Ovacık Fayı) ve 13 Mart 1992 Erzincan depremine ait fay mekanizması çözümü (Fay mekanizması çözümü Fuenzalida ve diğ.,1997' den alınmıştır).....	102

- Şekil A.2** Erzincan bölgesi Koda Q değerlerinin, farklı kesme zamanlarında (30, 40, 50, 60, 70, 80 s) frekansın (1.5, 3, 6, ve 8 Hz) fonksiyonu olarak değişimi..... 106
- Şekil B.1** Örnekleme aralığı 2 ms, yansıma zamanı 750 ms, referans frekansı 250 Hz ve Q değeri 20 için B.1 bağıntısından (Kjartansson, 1979) elde edilen grafikler. a) Genlik spektrumu, b) Faz spektrumu, c) Tepki yanıtı (Q operatörü), d) Tepki yanıtına ait köklerin birim çember üzerindeki durumu, e) Köklerin grafiklenmesi, f) Kaynak dalgacığı ve Q=20 seçilerek soğurulmaya uğratılmış kaynak dalgacığının normalize edilmiş görüntüleri..... 112
- Şekil B.2** Örnekleme aralığı 2 ms, yansıma zamanı 750 ms, referans frekansı 250 Hz ve Q değeri 50 için B.1 bağıntısından (Kjartansson, 1979) elde edilen grafikler. a) Genlik spektrumu, b) Faz spektrumu, c) Tepki yanıtı (Q operatörü), d) Tepki yanıtına ait köklerin birim çember üzerindeki durumu, e) Köklerin grafiklenmesi, f) Kaynak dalgacığı ve Q=50 seçilerek soğurulmaya uğratılmış kaynak dalgacığının normalize edilmiş görüntüleri..... 113
- Şekil B.3** Örnekleme aralığı 2 ms, yansıma zamanı 750 ms, referans frekansı 250 Hz ve Q değeri 100 için B.1 bağıntısından (Kjartansson, 1979) elde edilen grafikler. a) Genlik spektrumu, b) Faz spektrumu, c) Tepki yanıtı (Q operatörü), d) Tepki yanıtına ait köklerin birim çember üzerindeki durumu, e) Köklerin grafiklenmesi, f) Kaynak dalgacığı ve Q=100 seçilerek soğurulmaya uğratılmış kaynak dalgacığının normalize edilmiş görüntüleri..... 114
- Şekil B.4** Örnekleme aralığı 2 ms, yansıma zamanı 750 ms, referans frekansı 250 Hz ve Q değeri 200 için B.1 bağıntısından (Kjartansson, 1979) elde edilen grafikler. a) Genlik spektrumu, b) Faz spektrumu, c) Tepki yanıtı (Q operatörü), d) Tepki yanıtına ait köklerin birim çember üzerindeki durumu, e) Köklerin grafiklenmesi, f) Kaynak dalgacığı ve Q=200 seçilerek soğurulmaya uğratılmış kaynak dalgacığının normalize edilmiş görüntüleri..... 115
- Şekil B.5** Örnekleme aralığı 2 ms, yansıma zamanı 750 ms, referans frekansı 250 Hz ve Q değeri 300 için B.1 bağıntısından (Kjartansson, 1979) elde edilen grafikler. a) Genlik spektrumu, b) Faz spektrumu, c) Tepki yanıtı (Q operatörü), d) Tepki yanıtına ait köklerin birim çember üzerindeki durumu, e) Köklerin grafiklenmesi, f) Kaynak dalgacığı ve Q=300 seçilerek soğurulmaya uğratılmış kaynak dalgacığının normalize edilmiş görüntüleri..... 116
- Şekil B.6** Örnekleme aralığı 2 ms, yansıma zamanı 750 ms, referans frekansı 250 Hz ve Q değeri 500 için B.1 bağıntısından (Kjartansson, 1979) elde edilen grafikler. a) Genlik spektrumu, b) Faz spektrumu, c) Tepki yanıtı (Q operatörü), d) Tepki yanıtına ait köklerin birim çember üzerindeki durumu, e) Köklerin grafiklenmesi, f) Kaynak dalgacığı ve Q=500 seçilerek soğurulmaya uğratılmış kaynak dalgacığının normalize edilmiş görüntüleri..... 117
- Şekil B.7** Örnekleme aralığı 2 ms, yansıma zamanı 750 ms, referans frekansı 250 Hz ve Q değeri 600 için B.1 bağıntısından (Kjartansson, 1979) elde edilen grafikler. a) Genlik spektrumu, b) Faz spektrumu, c) Tepki yanıtı (Q operatörü), d) Tepki yanıtına ait köklerin birim çember üzerindeki durumu, e) Köklerin grafiklenmesi, f) Kaynak dalgacığı ve Q=600 seçilerek soğurulmaya uğratılmış kaynak dalgacığının normalize edilmiş görüntüleri..... 118

Şekil B.8	Örnekleme aralığı 2 ms, yansıma zamanı 750 ms, referans frekansı 250 Hz ve Q değeri 100 için B.2 bağıntısından (Görich ve Müller, 1987) elde edilen grafikler. a) Genlik spektrumu, b) Faz spektrumu, c) Tepki yanıtı (Q operatörü), d) Tepki yanıtına ait köklerin birim çember üzerindeki durumu, e) Köklerin grafiklenmesi, f) Kaynak dalgacığı ve Q=100 seçilerek soğurulmaya uğratılmış kaynak dalgacığının normalize edilmiş görüntüleri	119
Şekil B.9	Farklı referans frekanslarında (fref=50 Hz, 250 Hz) farklı Q değerleri (20, 50, 100, 200, 300, 500) kullanılarak soğurtulmuş kaynak dalgacığı ve orijinal kaynak dalgacığının normalize edilmiş genlikleri. 121	121
Şekil B.10	Farklı Q değerleri kullanılarak soğurulmaya uğratılmış dalgacıklar.....	122
Şekil B.11	Tek tabakalı Q modeli	124
Şekil B.12	Tek tabakalı Q modelinde a)Kaynak dalgacığı ve farklı Q değerleri için üretilmiş Q operatörleri. b) Q=100 için üretilmiş yapay dalgacık ve kaynak dalgacığı ile Q operatörlerinin evriştirilmesiyle oluşturulmuş şablonlar	126
Şekil B.13	Şekil B.11 ve B.12' de verilen tek tabakalı Q modelinde Q' nun 50, 100, ve 150 değerleri için üretilen şablonlar ile yapay yansıma dalgacığının farklı kayma indislerindeki (i) ilişki katsayısı (r) değerleri. Grafiklerde yatay eksen zaman (ms), düşey eksen genlik değerlerini göstermektedir	127
Şekil B.14	Şekil B.11 ve B.12' de verilen tek tabakalı Q modelinde Q' nun 50, 100, ve 150 değerleri için üretilen şablonlar ile yapay yansıma dalgacığının farklı kayma indislerindeki (i) semblance (s) değerleri. Grafiklerde yatay eksen zaman (ms), düşey eksen genlik değerlerini göstermektedir	128
Şekil B.15	Şekil B.11 ve B.12' de verilen tek tabakalı Q modelinde Q' nun 50, 100, ve 150 değerleri için üretilen şablonlar ile yapay yansıma dalgacığının farklı kayma indislerindeki (i) 1-rms değerleri. Grafiklerde yatay eksen zaman (ms), düşey eksen genlik değerlerini göstermektedir	129
Şekil B.16	Şekil B.11, B.12' de verilen tek tabakalı Q modelinin farklı Q değerleri için Şekil B.13, B.14 ve B.15' de izlenen üç farklı yöntem ile (ilişki katsayısı, semblance ve karekök ortalama) farklı kaymalardan elde edilen en iyi ilişki değerleri.....	130
Şekil B.17	Yansıma katsayılı, tek tabakalı Q modeli.....	131
Şekil B.18	Referans frekansı 100 Hz alınarak, Şekil B.17' de verilen model için yansıma katsayısı içeren yapay dalgacığın oluşturulması. a) Kaynak dalgacığı, b) Yansıma katsayısı, c) Kaynak dalgacığı ile yansıma katsayısının evriştirilmesi sonucu oluşan dalgacık, d) c' de oluşturulan dalgacık, e) Q operatörü, f) Kaynak dalgacığı, yansıma katsayısı ve Q operatörünün evriştirilmesiyle oluşan dalgacık	132
Şekil B.19	Şekil B.17' de verilen model için Şekil B.18' de anlatılan yöntem ile a) Kaynak dalgacığı ve yansıma katsayısı ile evriştirilmiş Q operatörleri. b) Q=100 için üretilmiş yansıma katsayısı içeren yapay dalgacık ile, kaynak dalgacığı, yansıma katsayısı ve Q operatörlerinin evriştirilmesiyle oluşturulmuş şablonlar. Q operatörleri, referans frekansı 100 Hz alınarak oluşturulmuştur	133

Şekil B.20	Şekil B.17' de verilen model için Şekil B.19' daki şablonlarda en iyi ilişkiyi bulma yöntemi olarak "ilişki katsayısı" nın incelenmesi. Yansıma katsayısı içeren tek tabakalı Q modelinde, Q' nun 50, 100 ve 150 değerleri için üretilen şablonlar ile yapay yansıma dalgacığının farklı kayma indislerindeki (i) ilişki katsayısı (r) değerleri. Grafiklerde yatay eksen zaman (ms), düşey eksen genlik değerlerini göstermektedir. Dalgacıklar normalize edilmiştir	135
Şekil B.21	Şekil B.17' de verilen model için Şekil B.19' daki şablonlarda en iyi ilişkiyi bulma yöntemi olarak "semblance" in incelenmesi. Yansıma katsayısı içeren tek tabakalı Q modelinde, Q' nun 20, 100 ve 150 değerleri için üretilen şablonlar ile yapay yansıma dalgacığının farklı kayma indislerindeki (i) semblance (s) değerleri. Grafiklerde yatay eksen zaman (ms), düşey eksen genlik değerlerini göstermektedir. Dalgacıklar normalize edilmiştir	136
Şekil B.22	Şekil B.17' de verilen model için Şekil B.19' daki şablonlarda en iyi ilişkiyi bulma yöntemi olarak "1-rms" in incelenmesi. Yansıma katsayısı içeren tek tabakalı Q modelinde, Q' nun 50, 100 ve 150 değerleri için üretilen şablonlar ile yapay yansıma dalgacığının farklı kayma indislerindeki (i) 1-rms değerleri. Yüksek ilişki değerleri dalgacığın son kısımlarına denk gelen kayma indislerinde elde edilmiştir. Grafiklerde yatay eksen zaman (ms), düşey eksen genlik değerlerini göstermektedir. Dalgacıklar normalize edilmiştir	137
Şekil B.23	Şekil B.20' de verilen dalgacıkların normalize edilmeden çizilmiş görüntüsü	138
Şekil B.24	Şekil B.21' de verilen dalgacıkların normalize edilmeden çizilmiş görüntüsü	139
Şekil B.25	Şekil B.22' de verilen dalgacıkların normalize edilmeden çizilmiş görüntüsü	140
Şekil B.26	Şekil B.17 ve B.18' de verilen yansıma katsayılı, tek tabakalı Q modelinin farklı Q değerleri için Şekil B.20, B.21 ve B.22' de izlenen üç farklı yöntem ile (ilişki katsayısı, semblance ve karekök ortalama) farklı kaymalardan elde edilen en iyi ilişki değerleri	141
Şekil B.27	Üç tabakalı Q modeli	142
Şekil B.28	Şekil B.27' de verilen üç tabakalı Q modeli için üretilmiş yapay sismogram ve kaynak dalgacığı ile evriştirilerek oluşturulmuş şablonlar	143
Şekil B.29	Şekil B.27' de verilen üç tabakalı Q modelinin a) birinci tabaka, b) ikinci tabaka, c) üçüncü tabakaların farklı Q değerleri için (Şekil B.28) farklı kaymalardan elde edilen en iyi ilişki katsayısı değerleri	144
Şekil C.1	33 numaralı hattın 3370, 3390, 3430 atış numaralarına ait sismik izler ve bu izler üzerinde seçilen yansıma seviyeleri ile en iyi ilişki katsayısı değerlerini veren efektif Q şablonları	151
Şekil C.2	Şekil C.1' de verilen, atış numarası 3370 (Kanal# 79, ODN# 1640) olan sismik iz üzerinde seçilen yansıma seviyeleri (1, 2, 3, 4, 5, 6) ile bu seviyeler için hesaplanan en iyi ilişki katsayısı (r) ve efektif Q_e değerleri	152

- Şekil C.3** Şekil C.1' de verilen, atış numarası 3390 (Kanal# 80, ODN# 1800) olan sismik iz üzerinde seçilen yansıma seviyeleri (1, 2, 3, 4) ile bu seviyeler için hesaplanan en iyi ilişki katsayısı (r) ve efektif Q_e değerleri..... 153
- Şekil C.4** Şekil C.1' de verilen, atış numarası 3430 (Kanal# 80, ODN# 2120) olan sismik iz üzerinde seçilen yansıma seviyeleri (1, 2, 3, 4, 5, 6) ile bu seviyeler için hesaplanan en iyi ilişki katsayısı (r) ve efektif Q_e değerleri..... 154



SEMBOL LİSTESİ

$A(t)$	: Dalga genliği
$A_c(t)$	: Koda dalgası genliği
$A_s(t)$	: S dalgası genliği
$B(\omega)$	: Q operatörü tepki yanıtı
$c(\omega)$	: Faz hızı
$E_s(\omega)$	: S dalgası ortalama enerji yoğunluğu
$E_{sc}(\omega)$	: Saçılmış dalga'nın ortalama enerji yoğunluğu
f	: Frekans
k	: Dalga sayısı
$K(\alpha)$	: Geometrik yayılım etkisi
M	: Elastik modül
n	: Frekans bağımlılığı
$P(\omega)$	: Güç yoğunluğu spektrumu
Q	: Kalite faktörü
Q_0	: 1Hz' deki koda kalite faktörü
Q_a	: Tabakaya ait kalite faktörü (ara Q)
Q_c	: Koda kalite faktörü
Q_e	: Efektif kalite faktörü
r	: İlişki katsayısı; Kaynak-alıcı uzaklığı
T	: Periyot
t	: Zaman
W	: Enerji

α	: İlişki uzaklığı; Soğurma katsayısı
β	: S dalga hızı
δ	: Logaritmik azalım
ε	: Deformasyon
Φ	: Yerdeğiştirme fonksiyonu; Faz açısı
η	: Viskozite katsayısı
λ	: Dalga boyu
μ	: Yayın elastik modülü
Φ	: Krip Fonksiyonu (creep compliance)
σ	: Etkin saçılma büyüklüğü; Gerilme
τ	: Yükselme zamanı
ω	: Açısal frekans
ψ	: Gevşeme Modülü (relaxation modulus)

MARMARA BÖLGESİ' NDE SOĞURULMA YAPISININ İNCELENMESİ

ÖZET

Bu çalışmanın amacı, aktif tektonik ve yüksek sismisiteye sahip Marmara Bölgesi'nde, kabuktaki sismik riskin ve litosfer reolojisinin anlaşılmasına katkıda bulunabilecek soğurulma yapısının incelenmesidir. Bir bölgeye ait sismik risk, deprem kaynağına, ortamın elastik ve anelastik özelliklerine yönelik çalışmalarla belirlenebilir. Sismik dalganın yayıldığı ortamın elastik özellikleri; P-, S- dalga hızları gibi elastik sabitler ile tanımlanırken, ortamın anelastik özellikleri soğurulma parametresi ile tanımlanır. Soğurulma, dalganın yayıldığı ortamın litolojisine, basınç, sıcaklık, frekans, akışkan ve gazı doygunluk gibi fiziksel özelliklerine, sismik dalga hızından daha duyarlı olan petrofiziksel bir parametredir.

Soğurulmanın etkisi kayıt edilen sismik dalga genliklerinde izlenir. Sismik dalga genliğinin uzaklıkla azalmasına neden olan faktörler ise sadece saçılma ve anelastisiteden kaynaklanan soğurulma olmayıp, geometrik yayılım ve tabaka ara yüzeylerinden gelen yansımaları da içerir. Saçılma olayı, ortamda ilerleyen sismik dalganın kırınması ve oluşan yeni dalgacıkların girişiminin sonucudur. Dalgacıkların girişimi, dalga enerjisini güçlendirici veya yok edici yönde gelişebilir. Anelastik soğurulma ise elastik dalga enerjisinin ısıya dönüşmesinin sonucudur. Soğurulma parametresinin sayısal büyüklüğünün önem kazandığı çalışmalarda, sismik dalga genliğinin azalmasına neden olan diğer etkilerin giderilmesi gerekir. Saçılma ve anelastisite ile ilişkili soğurulmanın frekans bağımlı bir özellik göstermesi, geometrik yayılımın ise bütün frekanslarda aynı özelliği göstermesi nedeni ile geometrik yayılımın etkisinin giderilmesi mümkün olmaktadır. Ancak diğer etkilerin giderilmesi oldukça zordur. Bu nedenle uygulamada çoğu kez kestirilen soğurulma değerleri diğer etkileride içerdiğinden görünür soğurulma olarak adlandırılır. Literatürde yaygın olarak soğurulmayı tanımlamak için kullanılan tanımlar: soğurulma katsayısı, α ; logaritmik azalım, δ ; kalite faktörü, Q dur. Bu çalışmada ise sismik dalganın bir dalga boyu ilerlemesi sırasında enerjisindeki azalmanın ölçüsü olarak tanımlanan boyutsuz bir büyüklük olan kalite faktörü Q kullanılmıştır. Tez kapsamında Marmara Bölgesi'ne ait saçılma ve anelastik kökenli soğurulma Q cinsinden sırası ile deprem ve çok kanallı sismik yansıma verileri kullanılarak incelenmiştir.

Saçılma kökenli soğurulmanın sebebi yer içinde, rasgele ve tekdüze dağılmış kırık, fay, mağma sokulumu, kama yapısı gibi heterojenitelerdir. Bu bölgelerden saçılan dalgaların girişimi sonucu oluşan ve birincil varışları takip eden salınımlar koda olarak adlandırılır. Bu çalışmada koda olarak adlandırılan dalgalar, S-dalga varışını takip eden salınımlardır. Koda dalgaları, rasgele bir olayın sonucu olduğundan, rasgele verilerin özelliklerini taşırlar. Bu nedenle rasgele ortam modellerini kullanan istatistiksel kavramlar ile incelenirler. Bu modeller; tekil saçılma, çoklu saçılma ve difüzyon olarak sınıflandırılır. Difüzyon modeli çok güçlü saçıcıları gerektirdiğinden yer ortamına uygulanamamaktadır. Çoklu saçılma modeli ise, episantr uzaklığı 100 km' nin üzerinde olan depremlerde önem kazanmaktadır. Tekil saçılma modeli, zayıf, ayırık saçıcı ortamları temsil eder.

Bu modele göre, kaynaktan yayılan dalga alanı, tek bir saçıcıya uğradıktan sonra ikinci bir dalga alanı üretmeden alıcıya varır. Koda dalgalarının oluşumu ile ilgili öne sürülen iki tekil saçılma modeli vardır: a) tekil geri saçılma modeli, b) tekil izotropik saçılma modeli. Tekil geri saçılma modelinde, saçılan dalga, birincil dalganın yayılma doğrultusu ile 180° lik açı yaparak geri döner. Tekil izotropik saçılma modelinde ise saçıcıya çarpan dalga enerjisi her yönde ve eşit miktarda saçılır. Tekil geri saçılma ve izotropik saçılma modellerinde yapılan ortak varsayımlar: a) koda dalgalarını oluşturan saçıcıların yer içinde rasgele fakat tek düze dağıldığı, b) dalga yayılımının küresel olduğu, c) birincil ve saçılan dalgaların aynı türde olup aynı hıza sahip olduğudur. Tekil geri saçılma modeli ve tekil izotropik saçılma modellerinin varsayımlarındaki fark, birinci modelde kaynak ve alıcıyı aynı noktada kabul edilirken, ikinci modelde kaynak-alıcı uzaklığı dikkate alınmaktadır. Tekil geri saçılma modelinin kullanımı, koda dalgası başlangıç zamanı için S-dalgası varış zamanının iki katı olan zaman değerinin seçilmesini gerektirir. Ancak sismik olarak gürültülü ortamlarda, küçük depremlere ait koda dalgası genlikleri, çoğu kez S-dalgası geliş zamanının iki katından sonra, ortamın gürültü seviyesinin altına düşer. Bazen veri, kayıt sorunları nedeniyle de kesilip atılabilir. Bu durumda, tekil geri saçılma modelinde koda başlangıcı olarak seçilen S-dalga varışının iki katı zaman değeri ve sonrasında koda genliklerini seçmek mümkün olmaz. Bu nedenle tekil geri saçılma modelinin uygulamaları veri kalitesinin yüksek olmasını gerektirir. Bu çalışmada kullanılan tekil izotropik saçılma modelinde ise S-dalgası varışını takip eden salınımlar koda başlangıcı olarak alınabilir.

Tez kapsamında Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) tarafından, Marmara Denizi çevresine yerleştirilmiş telemetrik istasyonlarla kayıt edilen depremlerin, 1994 yılına ait olan sayısal verileri kullanılarak, Marmara Bölgesi'ndeki saçılma kökenli soğurulma incelenmiştir. Marmara Bölgesi için, farklı kesme zamanlarında, frekansın fonksiyonu olarak hesaplanan ortalama Q_c değerleri, 40 s kesme zamanı için, $Q_c=26\pm1.09f^{1.19\pm0.04}$ ve 70 s kesme zamanı için, $Q_c=54\pm1.09f^{1.11\pm0.04}$ olarak bulunmuştur. Kesme zamanı yer içinde bilgi alınan hacim ile ilişkilidir. Marmara Bölgesi'nde düşük kesme zamanlarında, düşük Q_c değerlerinin elde edilmiş olması, sığ kabuğun derin kısımlara oranla daha saçıcı olduğunu göstermektedir. Bu sonuç, bölgede, üst kabukta yaygın olarak gözlenen Kuzey Anadolu Fay Zonu ve ona bağlı fay sistemleri ile ilişkilendirilmektedir. Bölgesel karşılaştırma amaçlı olarak Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun doğu ucunda yer alan Erzincan ve çevresinde, 13 Mart 1992 Erzincan depremi ($M_s=6.8$) art sarsıntıları kullanılarak elde edilen ortalama koda Q değerleri ve Batı Anadolu Bölgesi'nde, farklı araştırmacılar tarafından yapılan koda Q çalışmaları kıyaslandığında, 1994 yılına ait deprem verilerinden Marmara Bölgesi'nde elde edilen ortalama koda Q değerlerinin düşük ve koda Q' nun frekans bağımlılığının yüksek olduğu gözlenmektedir. Dünyanın farklı bölgelerinde yapılan koda Q çalışmalarında, depremlerden önce ve sonra koda Q değerlerinin düştüğü izlenmiştir. Yine, koda Q çalışması yapılan bölgenin alanı daraltıldıkça, olası bir depremin episantrına yaklaşım yapılabileceği, bazı araştırmacılar tarafından belirtilmiştir. Bu gözlemler dikkate alındığında, Marmara Bölgesi'nde elde edilen düşük Q değerlerinin deprem riskinin kestirilmesinde kullanılabilecek bir parametre olup olmadığı dikkatle araştırılmalıdır.

Bu çalışmada Marmara Bölgesi'nde incelenen saçılma kökenli soğurulmaya ek olarak anelastik kökenli soğurulmada incelenmiştir. Anelastik ortamlarda, sismik dalganın ilerlemesi sırasında, dalgayı oluşturan farklı frekans bileşenlerine sahip dalgacıklar, farklı faz ve grup hızlarıyla hareket ederler. Hızın, frekansa bağlı bu değişimi dispersiyon olarak tanımlanır. Anelastik ortamlarda, dalga yayılımını, doğrusal dalga denklemi ile tanımlamak için, dispersiyon özelliğinin dikkate alınması

gerekir. Nedensellik şartının korunabilmesi için gerekli olan soğurulma-dispersiyon ilişkileri, frekans ortamında "Kramers-Krönig" integral dönüşümlerinin uygulanmasıyla elde edilir. Frekans ortamında tanımlanan, dalgacığa ait genlik ve faz bilgilerinin, birbirlerinin Hilbert dönüşümü olması, nedensellik şartının sağlanması için gereklidir. Bu özellikteki dalgacıklar, minimum fazlı olarak tanımlanırlar. Soğurulma-dispersiyon ilişkilerinin sabit Q (soğurulma, frekansın birinci kuvveti) için çözümü yoktur. Soğurulma-dispersiyon ilişkilerinin çözüm verebilmesi için Q az da olsa frekans bağımlı kabul edilmek zorundadır.

Soğurulma, basınç, sıcaklık, frekans, akışkana doygunluk gibi birçok fiziksel parametreye bağımlı olduğundan, tek bir fiziksel mekanizma ile açıklanması mümkün değildir. Anelastik kökenli soğurulmayı açıklamak için kullanılan en basit model doğrusal elastisite ve viskosite mekanizmalarını birlikte içerir. Mekanik modellerden yola çıkarak, anelastisiteyi tanımlamak için ileri sürülen modellerin başlıcaları "Maxwell", "Kelvin-Voight" ve "Standart Lineer Katı" modelleridir. Bunlar içerisinde "Standart Lineer Katı" modeli, yerin kabuk ve mantosunda yer alan kayaçların davranışını açıklayabilen en uygun modeldir. "Standart Lineer Katı" modeli ile kayaçların hem lineer elastisite hem de krip ve relaksasyon özellikleri tanımlanabilmektedir. Anelastik kökenli soğurulmanın oluşum mekanizmasını açıklayabilmek için birçok laboratuvar çalışmaları yapılmaktadır. Farklı fiziksel koşullar altında yapılan çalışmalar sonucunda, sürtünme, akışkan (sıvı ve gaz) akışı ve sıcaklık, soğurulmaya neden olabilecek en belirgin mekanizmalar olarak belirlenmiştir. Ancak bunlardan hiçbirisi tek başına soğurulmayı açıklayabilecek yeterlilikte değildir ve araştırmalar halen sürmektedir.

Yapılan birçok araştırma sonucunda, sismolojinin ilgilendiği frekans aralığında soğurulmanın frekansla doğrusal veya yaklaşık doğrusal değiştiği izlenmiştir. Soğurulma-dispersiyon ilişkileri için tanımlanan integral ilişkilerinden ve mekanik modellerden yola çıkarak yaklaşık sabit Q ve sabit Q modelleri geliştirilmiştir. Yaklaşık sabit Q modelinde, Q veya Q ile ilişkili en az bir parametre, sadece belli frekans aralıklarında sabit tanımlanabilmiştir. Sabit Q modelinde ise Q tüm frekanslarda sabit olarak tanımlanmış olmakla birlikte, faz hızı az da olsa frekans bağımlı olmak zorunda kalmıştır. Yaklaşık sabit Q modellerinin, sabit Q modeline göre avantajları olmadığı gibi karmaşık matematiksel işlemleri gerektirmektedir. Sabit Q modelinde ise, belli bir referans frekansında tanımlı faz hızı ve Q olmak üzere iki değişken parametre tanımlanmıştır. Bu nedenle sabit Q modeli bu çalışmada olduğu gibi yaygın olarak diğer araştırmacılar tarafından da kullanılmıştır.

Literatürde, Q hesabında kullanılan çok çeşitli yöntemler vardır. Bunlar arasında spektral oranlama, yükselim zamanı ve dalgacık modelleme yöntemleri en sık kullanılan yöntemlerdir. Farklı araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalar sonucunda, dalga modelleme yönteminin, diğer yöntemlere göre daha yüksek gürültü seviyelerinde çalışabildiği saptandığından, bu çalışmada dalga modelleme yöntemi kullanılarak Q kestirimi yapılmıştır. Sismik veriler üzerinden kestirilen Q değerleri efektif Q olarak adlandırılır. Efektif Q, sismik dalganın ilerlediği yol boyunca, geçtiği tabakaların her birini temsil eden Q değerlerinin (ara Q) ortalamasıdır. Bir başka deyişle herhangi bir tabaka için hesaplanan efektif Q değeri, kendinden önceki tabakaların Q değerini de içerir.

Marmara Denizi'nde 1997 yılında İTÜ-MTA-Cambridge University grubu tarafından toplanan çok kanallı sismik yansıma verilerinden, Çınarcık Havzası'nda yer alan KB-GD ve K-G uzanımlı birbirini kesen iki hat boyunca (sırası ile hat-32 ve hat-33), sedimanter çökeller içerisinde efektif Q parametresinin yanal ve düşey yönde değişimi izlenmeye çalışılmıştır. Hat-33' e ait kesitin CDP-1800 ve CDP-1880 arasında, hat-32' de CDP-7020 noktası ile kesişmektedir. Düşey doğrultuda, hat-32

ve hat-33'e ait sismik kesitlerin genelinde yaklaşık 1.75 s gidiş-geliş zamanının üzerinde izlenen düşük efektif Q değerleri ($10 < Q < 90$), genç çökeller (Kuvaterner) ile ilişkilendirilmektedir. Düşük Q değerlerinin elde edilmesine neden olan fiziksel mekanizma, genç çökeller içerisindeki çatlaklı ve gözenekli yapılar ve bu yapılarda yer alan gözeneklerdeki su akışıdır. Hat-32 ve hat-33'de yaklaşık 1.75 s gidiş-geliş zamanının altında izlenen yüksek efektif Q değerleri ($Q > 100$), Miyosen(?) - Pliyosen yaşlı kumtaşı ve çamurtaşı çökelleri ile ilişkilendirilmektedir. Derinlere doğru inildikçe efektif Q değerlerinde meydana gelen artış, litolojideki farklılaşma ve derinde yer alan kayalar içindeki çatlak ve gözeneklerin, üzerlerindeki örtü tabakasının oluşturduğu basınç nedeniyle kapanmasından kaynaklanmaktadır. Yanal yönde efektif Q değerlerinin değişimi incelendiğinde, hat-33' de ODN-1800 ve ODN-1880 arasında ve ODN-2360 civarında ve hat-32' de ODN-7020 civarında düşey çizgiselliklerde izlenen düşük efektif Q değerleri, yine bu noktalar civarında izlenen ancak batimetriye yansımaya sahip doğrultu atımlı faylar ile ilişkilendirilmiştir. Çınarcık Havzası'nın zaman ortamı göç işlemi uygulanmış 33 numaralı kesiti incelendiğinde, havza içerisinde iki yerde çizgisel olarak düşey doğrultuda uzanan küçük atımlı olarak ince tabakalarda yer değiştirmeler gözlenmektedir. Batimetriye yansımaya sahip bu yer değiştirmelerin, havzanın genel tektonik rejimi içerisinde yer alan tali doğrultu atımlı faylarla ilişkili olduğu düşünülmektedir. Dik eğimli faylar düşey sismik yansıma kesitlerinde kolaylıkla izlenemez. Bu tür faylar, düşey sismik yansıma kesitlerinde fay yüzeyindeki küçük ölçekli heterojenitelerin sebep olduğu kırınma hiperbollerini ya da bitişik bloklardaki küçük ofsetli yer değiştirmeler ile dolaylı olarak saptanabilir. Faylanma sonucu, fay zonunun her iki tarafında yer alan kayalar parçalanıp ufalanmakta ve bu bölgelerde gözenekli ve çatlaklı yapılar oluşmaktadır. Bu zonlardaki, metan gazı çıkışı ve gözenekler içerisinde sıvı akışı nedeni ile kestirilen Q değerlerinde düşme izlenmektedir. Kestirilen efektif Q değerlerinden gözlemlendiği gibi belirli bölgelerdeki fayların etrafındaki zon içerisindeki bu tür değişimler sismik kesitlerde belirgin olarak izlenemez iken efektif Q değerleri bu değişimler izlenebilmektedir. Efektif Q değerlerinin kayacın fiziksel özelliklerindeki değişimlere neden olan bu duyarlılığı, inceleme alanında belirli zaman aralıkları ile toplanacak sismik verilerden kestirilen efektif Q değerlerindeki değişimlerden izlenebilir. Elde edilen bu bilgiler sismik riskin belirlenmesinde erken bilgi sisteminin bir parçası olarak kullanılabilir.

INVESTIGATION OF ATTENUATION STRUCTURE IN THE MARMARA REGION

SUMMARY

The purpose of this study is to estimate the attenuation structure of the crust in the Marmara region characterised by active tectonic and high level of seismicity. The estimates of attenuation structure are important to understand the seismic risk and rheology of the crust of a region. The seismic risk of a region can be estimated by the studies based on the earthquake source, elastic and anelastic properties of the medium. The elastic properties of the medium, travelled by the seismic wave are defined by the elastic constants such as P- and S- wave velocities. On the other hand, the anelastic properties of the medium are defined by the attenuation parameter. The attenuation is a petrophysical parameter, which is more sensitive to the lithology and physical properties of the medium such as pressure, temperature, frequency, saturation to fluid and gas, etc., than the seismic velocity.

The effect of attenuation can be observed on the amplitudes of recorded seismic waves. The attenuation parameters resulted from the scattering and anelasticity are not only parameters effecting on the decrease of the amplitudes with distance. The effect of geometrical spreading and the reflections from interfaces are also important. The scattering attenuation is a result of interference of diffracted waves created by the waves propagating in a heterogeneous medium. The interference of the wavelets results in either destructive or constructive way. Anelastic attenuation is a result of converging of elastic wave energy to heat. For the studies in which the quantitative values of the attenuation parameters are important, the effects of the secondary parameters such as geometrical spreading and the reflections from interfaces should be eliminated. From these secondary parameters, the effect of geometrical spreading can easily be eliminated since it shows a frequency independent behaviour in contrast to the frequency dependent characteristics of scattering and anelastic attenuation parameters. Nevertheless, the elimination of effects of other parameters is very difficult. Therefore, the estimates of attenuation parameters in most cases are referred to as the apparent attenuation parameters since they also include the effects of secondary parameters. In literature, the widely used attenuation definitions are: attenuation coefficient, α ; logarithmic decrement, δ and quality factor, Q . For this study, the quality factor, Q , defined as the loss of seismic energy in one cycle, which is a dimensionless quantity, is used. In the thesis, the scattering and anelastic attenuation parameters in terms of Q are estimated for the Marmara region by using the earthquake and multi-channel seismic reflection data, respectively.

The cause of scattering attenuation is the heterogeneity in the earth's crust such as fracture, fault, magma intrusion, and wedge shaped structure. The diffracted waves from the heterogeneities of the crust and the interference of the diffracted waves create the oscillations called coda waves that follow primary waves. In this study, the coda waves are the oscillations coming after the S-waves. Since the coda waves are the result of random process, they have the properties of random data.

Therefore, they are investigated by the statistical concepts by using the models of random medium. These are grouped as single scattering, multiple scattering and diffusion models. The diffusion model requiring very strong scatterers can not be applied to the earth. Multiple scattering model becomes important for the earthquakes with epicentral distances much greater than 100 km. In single scattering model, the medium is assumed to have weak and separate scatters. According to this assumption, the waves propagating from the source do not produce secondary waves after scattered from one scatter. Two single scattering models are used to define coda wave excitation: a) single back scattering model, b) single isotropic scattering model. In single back scattering model, the scattered wave makes a 180° angle with the propagation direction of the primary wave. In single isotropic scattering model, the energy of the scattered wave propagates in all directions and with equal quantity. The common assumptions in these scattering models are: a) the scatterers exciting the coda waves are distributed randomly and uniformly, b) wave propagation is spherical, c) primary and scattered waves are the same type and have the same velocities. The difference between the single back scattering and single isotropic scattering models is that the first model assumes that source and receiver are at the same point and the second model assumes that the distance between source and receiver is taken into account. In the single back scattering model, the arrival time of the coda wave is twice the arrival time of the S-wave. However, it is not always possible to select the arrival time of coda waves as twice the arrival time of S-wave. For example, in seismically noisy environments, the coda wave amplitudes from small events are often below the background noise level after twice of the S-wave lapse time. In some cases, the digital recording may be truncated due to data storage restrictions. Therefore, the application of the single back scattering model requires very high quality data. On the other hand, for the single isotropic model used in this study, the oscillations following the S-wave arrivals are used as coda waves.

In this thesis, the digital data recorded at the telemetric network by the Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute (KOERI) around the Marmara Sea were used to investigate the scattering attenuation in the Marmara region. The average Q_c (coda Q) values for Marmara region calculated as a function of frequencies at different lapse times are estimated as $Q_c = 26 \pm 1.09 f^{1.19 \pm 0.04}$ and $Q_c = 54 \pm 1.09 f^{1.11 \pm 0.04}$ for the lapse times 40 s and 70 s, respectively. The lapse time is related to the sampled volume by coda waves. The low Q_c values obtained at early lapse times in the region indicate that the upper crust is more heterogeneous than the lower crust. The dominant features controlling the heterogeneity of upper crust for the Marmara region are the North Anatolian Fault and relevant fault systems. For the purpose of the regional comparison, the estimated Q_c values for the Marmara region are evaluated together with the values for the eastern part of the North Anatolian Fault and Western Anatolia region. The average coda Q values estimated from the earthquake data (KOERI, 1994) for the Marmara region are low and the frequency dependencies are high compared to the estimated Q_c values for the eastern part of the North Anatolian Fault obtained from the aftershocks of the 13 March 1992 Erzincan earthquake with $M_s=6.8$ and for the western Anatolia obtained from the studies of different researchers. The estimated coda Q values from the studies done at different parts of the World indicated that the coda Q values are low before and after the major earthquakes. In addition, some researchers explained that it is possible to make an approximation to the epicentre of major earthquake by zoning the area, estimating Q_c values for each part of the area, and evaluating the results. In the light of these observations, it should be carefully investigated whether the low Q values obtained in the Marmara region can be used as the parameters for the estimates of the seismic risk or not.

In addition to the scattering attenuation of the Marmara region, the anelastic attenuation has also been investigated. In anelastic medium, the seismic waves having different frequencies propagate with the different phase and group velocities. The variation of velocities as a function of frequency is called dispersion. The linear wave equation and dispersion property must be taken into account to investigate the wave propagation in anelastic medium. The attenuation-dispersion relations are necessary to provide the causality obtained from the application of "Kramers-Krönig" integral transformations in the frequency domain. To prevent causality, amplitude and phase spectrum of a wavelet defined in the frequency domain must be Hilbert transform pairs. These kinds of wavelets have minimum phases. There is no solution of the attenuation-dispersion relations for constant Q (i.e. Attenuation is the first order power of frequency). To have a solution from these relations, slightly frequency dependency of Q should be assumed.

Since the attenuation is dependent on many physical properties such as pressure, temperature, frequency and saturation, it is not possible to define it with one physical mechanism. The simplest model to define anelastic attenuation involves both linear elasticity and viscosity mechanisms together. The main mechanical models that are used to define anelasticity are; "Maxwell", "Kelvin-Voigt" and "Standard Linear Solid". In these models, "Standard Linear Solid" model is appropriate to define the behaviour of the rocks making the Earth's crust and mantle. The linear elasticity, creep and relaxation properties of the rocks could be defined by "Standard Linear Solid" model. Many laboratory studies have been tested to define the mechanisms of anelastic attenuation in the different physical conditions such as friction, fluid flow and temperature. However, none of them is now adequate alone to describe the attenuation. Therefore, the problem is still under investigation.

In many studies, it is observed that the frequency dependency of attenuation is linear or approximately linear for the frequency range used in seismology. Nearly constant Q and constant Q models are developed from integral transformations of attenuation-dispersion relations and from mechanical models. For nearly constant Q models, Q or at least one parameter related with Q is defined as a constant for only some range of frequencies. For the constant Q model, Q is defined as a constant for all frequencies but the phase velocity is slightly dependent on frequency. Nearly constant Q models requiring complex mathematics do not have any advantages compared to the constant Q models defined by simple mathematics. The constant Q model is specified by two parameters, phase velocity at an arbitrary reference frequency and Q . Therefore, the constant Q model is used in this study.

In the literature, there are many methods to calculate the Q parameter. Among these methods, the spectral ratio, rise time and wavelet modelling are widely used methods. The results of different studies indicate that the wavelet modelling method gives better results since it works for the high noise levels. Therefore, we used the wavelet modelling method for Q estimation. The Q values estimated from seismic traces are called as effective Q . The effective Q is an average over the quality factors of the layers (interval Q) which have been travelled by the seismic wavelets. In other words, the calculated Q values for any layer include the Q values of the previous layers.

The vertical and horizontal variations of the effective Q parameters in the sediments of the Çınarcık Basin in the eastern Marmara Sea were investigated for the NW-SE and N-S aligning seismic lines crossing each other (line-32 and line-33) by using the multi-channel seismic reflection data collected by ITU-MTA-Cambridge University

group in 1997. CDPs between 1800 and 1880 of line-33 intersect with CDP-7020 of line-32. In the vertical direction, the low effective Q values ($10 < Q < 90$) estimated between the sea floor and 1.75 s two-way-travel-time interval of line-32 and line-33 are related with young sediments in the Quaternary age. The physical mechanisms decreasing the effective Q values are; the fractures, the fluid flow inside fractures and the pores of rocks nearby the sea bottom. The high effective Q values ($Q > 100$) below 1.75 s two-way-travel-time are related with the sandstone and mudstone deposits in Miocene (?) and Pliocene age. The increase of effective Q values in the deeper parts of the crust is due to the change of lithology and closure of the cracks and pores caused by overburden. In the horizontal direction, the low values of the effective Q parameters are observed between CDP-1800 and CDP-1880, and CDP-2360 of line-33 and CDP-7020 of line-32 could be related to the secondary strike slip faults which are not traced from the sea bottom bathymetry and multi-beam data. In the migrated section of line-33, the small offsets in thin layers in vertical direction are observed at two places. These displacements, which are not seen on the bathymetry and multi-beam map, are thought to be secondary strike-slip faults taking place in the general tectonic regime of the basin. These types of faults with vertical slope cannot be observed easily in 2-D seismic reflection sections. They can be identified indirectly by the diffraction hyperbolas in the vertical seismic section caused by a small heterogeneity or by small offset displacement on the fault plane. Because of faulting, the rocks at the each side of fault zone are broken into small pieces and they became rich in cracks and pores. In these zones; the discharge of methane gas and fluid flow inside pores are resulted in lowering Q values. While these physical variations cannot be seen on the regular seismic sections, they can be evaluated from the results of the estimated effective Q values. This observation indicates that Q parameter is very sensitive to the changes of physical properties of rocks and the estimates of Q values can be used as a part of early information system to determine the seismic risk in a region.

1. GİRİŞ

Bir bölgedeki güncel deformasyonun, dinamik yapısının anlaşılması, deformasyona uğrayan litosferin reolojisinin bilinmesini gerektirir. Bu tür bilgiler jeodetik ölçümlerle doğrudan, laboratuvar, sismik ve diğer jeofizik yöntemlerle dolaylı olarak elde edilebilir. Bu çalışma, Marmara Bölgesi' nin reolojisine ve sismik riskin anlaşılmasına katkıda bulunabilmek amacıyla yapılmıştır. Bir bölgede sismik riskin anlaşılması için yapılan çalışmalar iki aşamayı içerir. Bunlardan ilki, deprem oluşturabilecek potansiyel zonların belirlenmesi, büyük depremlerin oluş periyotlarının saptanması ve deprem oluşturan zonlardaki baskın mekanizmanın anlaşılması konularını kapsayan deprem kaynağına yönelik araştırmalardır. İkincisi ise sismik dalganın yayıldığı ortamın özelliklerinin anlaşılmasıdır. Sismik dalganın ilerlemesi sırasında iki fiziksel özellik önem kazanır. Bu fiziksel özellikler, sismik dalganın türüne ve yer içinde bulunduğu ortama bağlı olan sismik dalga hızı ve ortamın anelastik ve saçıcı özelliğinin sonucu olan sismik dalga soğurulmasıdır. Bu çalışmada, deprem ve sismik yansıma verilerinden yararlanılarak bölgenin soğurulma yapısı incelenmeye çalışılmıştır.

Soğurulma, sismik dalganın yayıldığı ortamın litolojisine ve fiziksel özelliklerine (basınç, sıcaklık, yoğunluk, akışkana doygunluk gibi), sismik dalga hızından daha duyarlı olduğundan, kayaçların içinde bulunduğu ortamın fiziksel koşulları hakkında bilgi edinmekte kullanılan önemli bir parametredir. Literatürde soğurulmanın en sık kullanılan tanımları, soğurulma katsayısı (α), logaritmik azalım (δ) ve kalite faktörüdür (Q). Soğurulma katsayısı (α), sismik dalganın ilerlemesi sırasında, genliğinde meydana gelen üstel azalımın sabitidir. Logaritmik azalım (δ), birbirinden bir dalga boyu uzaklıkta, iki noktanın genlik oranlarının logaritması olarak tanımlanır. Kalite faktörü (Q) ise sismik dalganın bir dalga boyu ilerlemesi sırasında enerjisinde meydana gelen azalımın ölçüsüdür. Q ' nun başka bir tanımı, yaklaşık elastik cisimler için gerilme ile deformasyon (stress-strain) arasındaki ilişkiden verilebilir. Gerilme, deformasyon oranı, elastik modül ile tanımlanır. Gerilme ile deformasyon arasındaki faz kayması ise malzemenin içsel sürtünmesinin ölçüsüdür ve dalganın bir devirde kaybettiği enerji ile ilişkilidir. Sismik dalganın soğurulma miktarı, ilgilenilen frekans bandına bağlı olarak farklı yöntemlerle hesaplanabilir.

Yüksek frekanslarda ($0.1 < f < 1$ MHz) soğurulma, laboratuvar ölçümleriyle elde edilir. Düşük frekanslarda ($f < 0.05$ Hz) soğurulma, yüzey dalgaları yayılımından hesaplanır. Kısa periyot sismoloji ve mühendislik amaçlı çalışmalarda kullanılan $0.75 < f < 25$ Hz frekans aralığındaki dalgalar, kabuk ve üst mantoda yer alan küçük ölçekli değişimlere çok duyarlı olduğundan, soğurulma deterministik yaklaşımlar yerine istatistiksel yöntemlerle hesaplanmaktadır (Toksöz ve Johnston, 1981).

Sismik dalganın yer içinde ilerlerken genliğinde meydana gelen azalım, sismik dalganın soğurulması sonucu oluşur. Soğurulma, temelde iki farklı fiziksel kökene dayanır. Bunlar, saçılma kökenli soğurulma ve anelastik kökenli soğurulmadır. Saçılma, yer içinde ilerleyen dalganın kırılması ve oluşan yeni dalgacıkların girişimi sonucu oluşur. Dalgacıkların girişimi, dalga enerjisini güçlendirici veya yok edici yönde gelişebilir. Ancak bu olay elastik enerjiyi, başka bir enerjiye dönüştürmez, sadece enerjinin farklı yönler'e yayılmasına ve dalgacığın varış zamanının gecikmesine neden olur. Anelastik soğurulma ise içsel sürtünme veya termodinamik olaylar sonucu elastik dalga enerjisinin ısıya dönüşmesi şeklinde oluşur.

Tezin ikinci bölümünde, Türkiye' nin güncel tektoniğı ve Marmara Bölgesi' nin bu güncel tektonikteki yeri anlatılmaktadır. Bu bölümün izleyen kısımlarında Marmara Bölgesi' nin kabuk yapısı ve deformasyonu ile ilgili yapılmış olan jeolojik ve jeofizik çalışmalardan bahsedilmektedir.

Tezin üçüncü bölümünde deprem verilerinden yararlanılarak Marmara Bölgesi' nde saçılma kökenli soğurulmanın incelenmesi ele alınmıştır. Saçılma kökenli soğurulmanın açıklanması için farklı saçıcı ortam tanımları kullanılmaktadır. Tekdüze hız ve yoğunluğa sahip bir ortamda, küçük ölçekli engeller (obstacles), sokulumlar (intrusive bodies), mağma cepleri, kırıklar, kama yapıları, ara yüzeyler gibi değişimler söz konusu ise ayrık saçıcılı ortamdan bahsedilir. Ortamın bu tür özellikleri rasgele ve sürekli değişim gösteriyorsa heterojen ortam söz konusudur ve saçılma alanı süreklidir. Yer içi, tanımlanan her iki ortamı da kapsamaktadır. Saçılma kökenli soğurulmanın kestirimi ile ilgili çalışmalar, amaca uygun ortam tanımları kullanılarak yapılmaktadır.

Sismolojinin ilk yıllarında yer içi, sabit hız ve yoğunluğa sahip yatay tabakalı ortamlar ile modellenmekteydi. Kısa periyot kayıtçıların gelişmesiyle, yer içinin sığ kesimlerini temsil eden kısa periyot sismogramların incelenmesinde, yatay tabakalı yer modeli yetersiz kalmıştır. Aki (1969), kısa periyot sismogramlarda, ilk varışları takip eden ve koda olarak adlandırdığı, S dalgasını izleyen salınımları incelemiş ve koda dalgalarının genlik azalımının, sabit frekans aralıklarında bütün depremler için

aynı olduğunu görmüştür. Buna bağlı olarak, koda dalgalarının deprem büyüklüğünden, kaynak - alıcı arası yolun özelliklerinden bağımsız olduğunu ve yer içinde rasgele dağılmış saçıcılardan oluştuğunu kabul etmiştir. Aki ve Chouet (1975), koda dalgalarının oluşumunu açıklamak için, ayrık saçıcılı ortam tanımına dayanan, tekil geri saçılma ve heterojen ortam tanımına dayanan, difüzyon modellerini kullanmışlardır. Zayıf saçıcılı ortamları temsil eden tekil saçılma modeline göre, kaynak-alıcı arası uzaklık, saçıcılar arası uzaklıktan kısa kabul edilir. Güçlü saçıcıları içeren ortamları temsil eden difüzyon modeline göre, dalga enerjisinin tamamen yitilmesi gerekmektedir. Yer içinde bu modeli temsil edebilecek güçlü saçıcıların bulunmadığını ve bu yüzden yer ortamına uygulanamayacağını Dainty ve Toksöz (1977, 1981) çalışmalarında göstermişlerdir.

Koda dalgalarının oluşumunu tanımlamak için çalışmalar yapan Sato (1977) yine zayıf saçıcılı ortamları temsil eden tekil izotropik saçılma modelini önermiştir. Bu modele göre kaynak-alıcı arası uzaklık dikkate alınmakta ve enerjinin her yönde eşit miktarda saçıldığı kabul edilmektedir. Aki ve Chouet (1975) ve Sato (1977) tarafından önerilen tekil saçılma modellerinden yola çıkarak koda dalgaları, yer kabuğundaki soğurulmanın araştırılması amacıyla bir çok araştırmacı tarafından farklı bölgeler için hesaplanmıştır (Chouet, 1979; Roecker ve diğ., 1982; Pulli, 1984; Rhea, 1984; Jin ve diğ., 1985; Novelo-Casanova ve Butler, 1986; Eck, 1988; Ambek ve Fairhead, 1989; Kvamme ve Havskov, 1989; Del Pezzo ve diğ., 1990; Ibanez ve diğ., 1990; Akıncı ve diğ., 1994; Woodgold, 1990, 1994; Horasan ve diğ., 1998). Bu çalışmaların sonuçları, soğurulmanın tektonik olarak aktif bölgelerde, daha durağan bölgelere kıyasla daha güçlü olduğunu göstermektedir.

Uygulamada elde edilen veriler, anelastisite ve saçılma kökenli soğurulmayı birlikte içerir. Sismik dalgayı etkileyen soğurulma olayında hangisinin, ne kadar etkin olduğunu araştırmak ve soğurulma mekanizmalarını daha iyi anlayabilmek için çalışmalar yapılmıştır. Dainty (1981), anelastik soğurulmanın frekans bağımsız, saçılma kökenli soğurulmanın frekans bağımlı olduğunu kabul ederek, iki farklı kökenli soğurulmayı birbirinden ayırmaya çalışmıştır. Gao ve diğ. (1983), Aki ve Chouet (1975) ve Sato, (1977)' nun varsayımlarını temel alarak çoklu saçılma modeli üzerinde çalışmıştır. Frankel ve Wennerberg (1987), enerji değişimi (energy flux) modelini kullanarak saçılma ve anelastik kökenli soğurulmayı ayırmaya çalışmıştır. Bu çalışmaların farklı bölgelerde uygulamaları, Del Pezzo ve diğ. (1985), Fehler ve diğ. (1992), Mayeda ve diğ. (1992), Jin ve diğ. (1994), tarafından yapılmıştır.

Kısa periyot sismogramlarda, kesme dalgalarının oluşturduğu L_g fazını takip eden salınımları kullanarak Nuttli (1973), Singh ve Herrman (1983), Mitchell ve Hwang (1987), Akıncı ve diğ. (1995), soğurulmanın bölgesel değişimlerini incelemişlerdir. S dalgalarının soğurulmasını inceleyerek, koda dalgaları soğurulması ile kıyaslayan çalışmalar, Aki, (1980a); Hatzidimitriou (1995); Horasan ve diğ., (1998) tarafından yapılmıştır. Koda dalgalarından yararlanılarak zemin etkisi çalışmaları yapılmaktadır. (Phillips ve Aki, 1986). Yine koda dalgalarının biçiminde meydana gelen geçici değişimler, depremlerin önceden kestirilmesinde kullanılabilecek olası bir yöntem olarak düşünülmekte ve üzerinde çalışılmaktadır (Chouet, 1979; Aki, 1985; Del Pezzo ve diğ., 1983; Jin ve Aki, 1986).

Tezin üçüncü bölümünde, sismik saçılma ve ilgili tanımlar yapıldıktan sonra, saçıcı ortamlar için geliştirilen modeller ve koda dalgalarının bu modellerle olan ilişkisinden bahsedilmiştir. Çalışmada, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) tarafından Marmara denizi çevresine yerleştirilen telemetrik istasyonlarla kayıt edilen depremlerin, 1994 yılı sayısal kayıtları kullanılarak, Sato (1977)'nin önerdiği tekil isotropik saçılma yöntemi ile aktif tektonik ve yüksek sismisiteye sahip Marmara kabuk yapısı için, koda Q analizi yapılmıştır. Elde edilen koda Q değerlerinin, frekans ve derinlik bağımlılığı incelenmiş ve sonuçlar daha önceki çalışmalar (Barış ve diğ., 1991; Akıncı ve diğ., 1994) ile karşılaştırılmıştır.

Tezin dördüncü bölümünde Marmara denizindeki çok kanallı sismik yansıma verileri kullanılarak, anelastik kökenli soğurulma incelenmiştir. Anelastik soğurulma, hidrokarbon ve gaz araştırmalarında, sert ve yumuşak zeminlerin belirlenmesinde, sedimanter ve metamorfik kayaların ayırt edilmesinde kullanılan önemli bir parametredir. Bu konuda sismik veriler üzerinde ve laboratuvarlarda farklı çalışmalar yapılmaktadır. Yapılan çalışmaların temelini, soğurulmanın, kayacın fiziksel özellikleri, frekans, deformasyon genliği ve sürtünme ile olan ilişkileri ve bu ilişkileri temsil edebilecek modellerin araştırılması oluşturmaktadır.

Laboratuvarda yapılan çalışmalarda, kayaçların soğurulma özellikleri farklı frekans aralıklarında ve ortam şartlarında incelenmektedir. Laboratuvarda yapılan çalışmalar sonucunda elde edilen soğurulma değerlerini, arazi çalışmaları sonucu elde edilen verilerle bire bir kıyaslamak mümkün olmamakla birlikte, soğurulmanın belli fiziksel şartlarda gösterdiği değişimi incelemek açısından önemlidir. Yapılacak araştırmanın amacına göre seçilen laboratuvar tekniğine bağlı olarak, soğurulma parametresinin hesaplanmasında farklı yöntemler kullanılır (Toksöz ve diğ., 1979a; Johnston ve Toksöz, 1980a,b; Frisillo ve Stewart, 1980). Laboratuvar deney teknikleri, serbest salınım yöntemleri, zorlanmış salınım yöntemleri, dalga yayılımı

yöntemleri ve gerilme–deformasyon eğrileri yöntemleri olarak temelde 4 grup altında toplanabilir. Salınım yöntemleri, 100 Hz–100 kHz; dalga yayılımı yöntemleri, 100 kHz ve üzerinde; gerilme – deformasyon eğrileri yöntemleri 1 Hz' in altındaki frekans değerlerinde bilgiler sağlamaktadırlar.

Yapılan deneysel çalışmalar sonucunda, soğurulmanın fiziksel tanımını iyi yapabilmek için farklı araştırmacılar tarafından farklı soğurulma mekanizmaları önerilmiştir. Stokes (1845), gerilme ile deformasyonun birbiriyle orantılı olduğu görüşünden yola çıkarak, elastik dalğanın soğurulmasına neden olan malzemenin (lossy solid) tam elastik Bulk modülüne sahip olduğunu, buna karşılık elastik kesme modülünün, viskoz akışkanlara benzer kesme viskozitesi gösterdiğini öne sürmüştür. Aynı görüş, birbirinden bağımsız olarak Kelvin (1875) ve Voight (1890) tarafından da ortaya atılmıştır. İleri sürülen bu modele göre, soğurulma, düşük frekanslarda, frekansın karesi ile orantılı değişmektedir. Bununla birlikte bir çok deney, soğurulmanın, frekansın birinci kuvvetiyle ilişkili olduğunu göstermiştir. Bir grup araştırmacı bu sonucu, malzemeyi oluşturan temas halindeki taneciklerin birbirlerine göre kayması sonucu oluşan katı–katı sürtünmesinin, soğurulmaya sebep olduğunu ileri sürmüştür (Walsh 1966;Johnston ve diğ., 1979; Mavko, 1979). Ancak bu görüş sınırlı aralıklarda geçerli olmuştur. Gözenekli kayacın katı kısmı ile gözenekler içerisinde yer alan akışkan arasındaki göreceli hareketin soğurulmaya neden olduğu konusundaki araştırmalar Biot (1956a,b; 1962a,b), Geertsma ve Smith (1961) tarafından yapılmıştır. Bu araştırmaları farklı akışkanlar, fiziksel şartlar ve frekans aralıklarında yapılan çalışmalar izlemiştir (Johnston ve diğ., 1979; O'Connel ve Budiansky, 1977). Bir başka grup araştırmacı ise sıcaklığa bağlı termoelastik soğurulma mekanizması konusunda çalışmalar yapmıştır (Savage, 1966; Kjartansson, 1979). Yapılan bir çok deney ve araştırma sonucunda önerilen soğurulma mekanizmalarından hiçbirisi tek başına, tüm kayaçlar ve fiziksel koşullar için, soğurulmanın fiziksel tanımını yapmak için yeterli olmamıştır. Bu konuda yapılan çalışmalar halen devam etmektedir.

Sismik dalğanın ilerlemesi sırasında soğurulma, zamana ve uzaklığa bağlı olarak değişim gösterir. Dalgayı oluşturan farklı frekans bileşenlerine sahip dalgacıklar, farklı faz ve grup hızlarıyla hareket eder. Soğurulmayı, frekansın fonksiyonu olarak aldığımızda dalgacığın dispersiyon (hızın frekansa bağlı değişimi) özellikleri; faz ve grup hızının frekans bağımlılığı, nedensellik (causality) koşulu korunarak hesaplanabilir. Anelastik ortamlar için, deneysel varsayımlardan yola çıkarak, sismik dalga yayılımı ve dispersiyon için yapılan iki yaklaşım vardır. Bunlardan biri, ortamın viskoelastik davranış gösterdiğinden yola çıkarak, sismik dalga üzerindeki

etkisini araştırır. (Kolsky, 1953, 1956; Ricker, 1953, 1977). İkinci yaklaşım ise, ortamı, sabit Q veya yaklaşık sabit Q ile tanımlar. Bir başka deyişle, soğurulmanın frekansla değişimi, doğrusal veya yaklaşık doğrusaldır (Futterman, 1962; Strick, 1967; Kjartansson, 1979). Futterman (1962), çalışmasında, verilen bir Q modelinden ortamın dispersif özelliklerinin hesaplanmasını ve dalgacıkta meydana gelen değişimi açıklamaktadır. Strick (1967), Q' nun, dalgacık üzerindeki genişleme ve başlangıç zamanındaki değişimi incelemiştir. Kjartansson (1979), soğurulmayı pratik matematiksel bağıntılarla tanımlamış, Q' nun derinlikle değiştiğini ancak frekansla değişmediğini göstermiştir. Bu çalışmalar sonucunda, sabit veya yaklaşık sabit Q yaklaşımının, yer kabuğunu temsil eden kayalar için uygun bir varsayım olduğu sonucu çıkarılmıştır.

Soğurulma kestirimi ile ilgili arazide yapılan çalışmalar, soğurulmanın kestirilmesi açısından zor ve önemlidir. Soğurulmanın kestirilmesinde kullanılan yöntemler, frekans ve zaman ortamı yöntemleri olarak sınıflandırılabilir. Kullanılan her bir yöntemin, verinin özelliğine, tabaka kalınlığına ve gürültü içeriğine bağlı olarak güvenilirliği değişmektedir (Tonn, 1991). Yöntemlerin kıyaslanması konusunda yapılan çalışmalar sınırlıdır (Newman ve Worthington, 1982; Jannsen ve diğ., 1985; Badri ve Mooney, 1987; Tonn, 1991). En sık kullanılan yöntemler ise, yükselim zamanı ve spektral oranlama yöntemleridir. Soğurulma kestirimi amacıyla yapılan sismik çalışmalarda genellikle, yüzeyde yer alan kaynak ve kuyu içine belli seviyelere yerleştirilmiş alıcılar, bir başka deyişle, VSP (Vertical Seismic Profiling) tekniği, basit geometrisi ve doğrudan varışları kayıt etmesi açısından tercih edilir. Böylece dalga genliği, saçılma, tekrarlı yansıma, geometrik yayılım, gürültü gibi sismik dalgayı bozan parametrelerden en az etkilenmektedir. Gerçek soğurulmanın elde edilmesi bu etkilerin giderilmesiyle mümkündür. Ancak bu etkilerin giderilmesi oldukça güçtür. Bu yüzden sismik çalışmalarda elde edilen soğurulma değerleri görünür soğurulma değerleridir. Sismik çalışmalarda, soğurulma ile ilgili bir başka tanım ise efektif soğurulmadır. Sismik çalışmalar sonucu elde edilen soğurulma değerleri bir önceki tabakanın soğurulma değerini içerir. Tabakalara ait ara Q değerlerinin elde edilmesi, kendinden önceki tabakanın soğurulma etkisinin giderilmesiyle mümkün olur. VSP tekniği ile dünyanın farklı bölgelerinde yapılan ve farklı Q kestirimi yöntemleri kullanılan çalışmalar sonucunda, soğurulmanın, frekansın doğrusal veya yaklaşık doğrusal fonksiyonu olduğu izlenmiştir (McDonal ve diğ., 1958; Tullos ve Reid, 1969; Hamilton, 1972; Ganley ve Kanasewich, 1980; Hauge, 1981; Stainsby ve Worthington, 1985; Badri ve Mooney, 1987; Tonn, 1991). Schoenberger ve Levin (1974) tabakalar arası tekrarlı yansımaların soğurulma

üzerindeki etkisini araştırmıştır. Soğurulmanın, frekansın doğrusal fonksiyonu olduğu ve tabakalar arası tekrarlı yansımaların her zaman anelastik soğurulmadan düşük olduğunu, ancak ihmal edilemeyeceğini belirtmişlerdir.

Sismik yansıma verileri üzerinde yapılan Q kestirimi çalışmaları henüz gelişme aşamasındadır (Dasgupta ve Clark, 1998). VSP kayıtlarından Q kestirimi çalışmaları, yansıma verilerinden yapılacak Q kestirimi çalışmaları için basamak oluşturmaktadır. Soğurulma etkisinin sismik kayıtlar üzerinden giderilip, düşey çözünürlüğün artırılması amacıyla ters Q filtre çalışmaları yapılmaktadır (Bickel ve Natarajan, 1985; Çoruh ve diğ., 1990; Hargreaves ve Calvert, 1991; Hargreaves, 1992; Bickel, 1993; Saatçılar, 1996). Bu çalışmanın yapılabilmesi için, ortamı temsil eden Q değerlerinin bilinmesi gerekmektedir.

Dördüncü bölümde, yapılan laboratuvar ve arazi çalışmaları sonucunda elde edilen soğurulma özelliklerinin ne tür mekanizmalardan kaynaklanabileceği konusundaki çalışmalardan bahsedildikten sonra, yine bu çalışmaların sonucu olan soğurulma-dispersiyon ilişkileri tanıtılmıştır. Bölümün izleyen kısımlarında, soğurulmanın hesaplanmasında kullanılan frekans ve zaman ortamı yöntemleri tanıtılmakta ve bu çalışmada kullanılan, Kjartansson (1979)' un sabit Q modeli ayrıntılı olarak incelenmektedir. Maden Tetkik Arama Enstitüsü (MTA)-İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ)- Cambridge Üniversitesi grubunun, 1997 yılında Marmara denizinde topladığı çok kanallı sismik yansıma verileri kullanılarak, Marmara denizinin doğusunda yer alan ve 17 Ağustos 1999 depremiyle ($M_w=7.4$) odak noktası haline gelen, Çınarcık Havzası içerisindeki iki hat üzerinde anelastik Q kestirimi yapılmış ve havzada yer alan kayaçların içinde bulundukları fiziksel koşullar cinsinden yorumlanmıştır. Bu çalışma, Marmara denizi Çınarcık Havzası' nda Q kestirimi amacıyla yapılan ilk çalışmadır.

2. MARMARA BÖLGESİ' NİN JEOLJİK VE JEOFİZİK VERİLERLE İNCELENMESİ

Marmara Bölgesi, Kuzey Anadolu Fay Zonu' nun (KAFZ) batı ucunda yer almaktadır. Bölge KAFZ' nin doğrultu atımlı hareketinin ve Güneybatı Anadolu' nun açılma rejiminin etkisi altındadır. Bu nedenle Marmara Bölgesi karmaşık tektonik bir yapıya sahiptir (Barka ve Kadinsky-Cade,1988). Bölgedeki güncel deformasyonun dinamik yapısının anlaşılması, deformasyona uğrayan litosferin reolojisinin bilinmesini gerektirmektedir (Reilinger ve diğ., 1997). Bölgenin deformasyonu ile ilişkili bilgileri doğrudan jeodetik ölçümler ile yapabilmemize rağmen, kabuk ve üst manto reolojisi hakkında bilgi dolaylı olarak, laboratuvar çalışmaları, sismik ve diğer jeofizik ölçümlerden elde edilebilir (Reilinger ve diğ., 1997). Bölgede daha önce yapılmış olan jeolojik ve jeofizik çalışmalar ve sonuçları aşağıda verilmektedir.

2.1 Marmara Bölgesi' nin Anadolu Levhasının Neotektoniğindeki Yeri

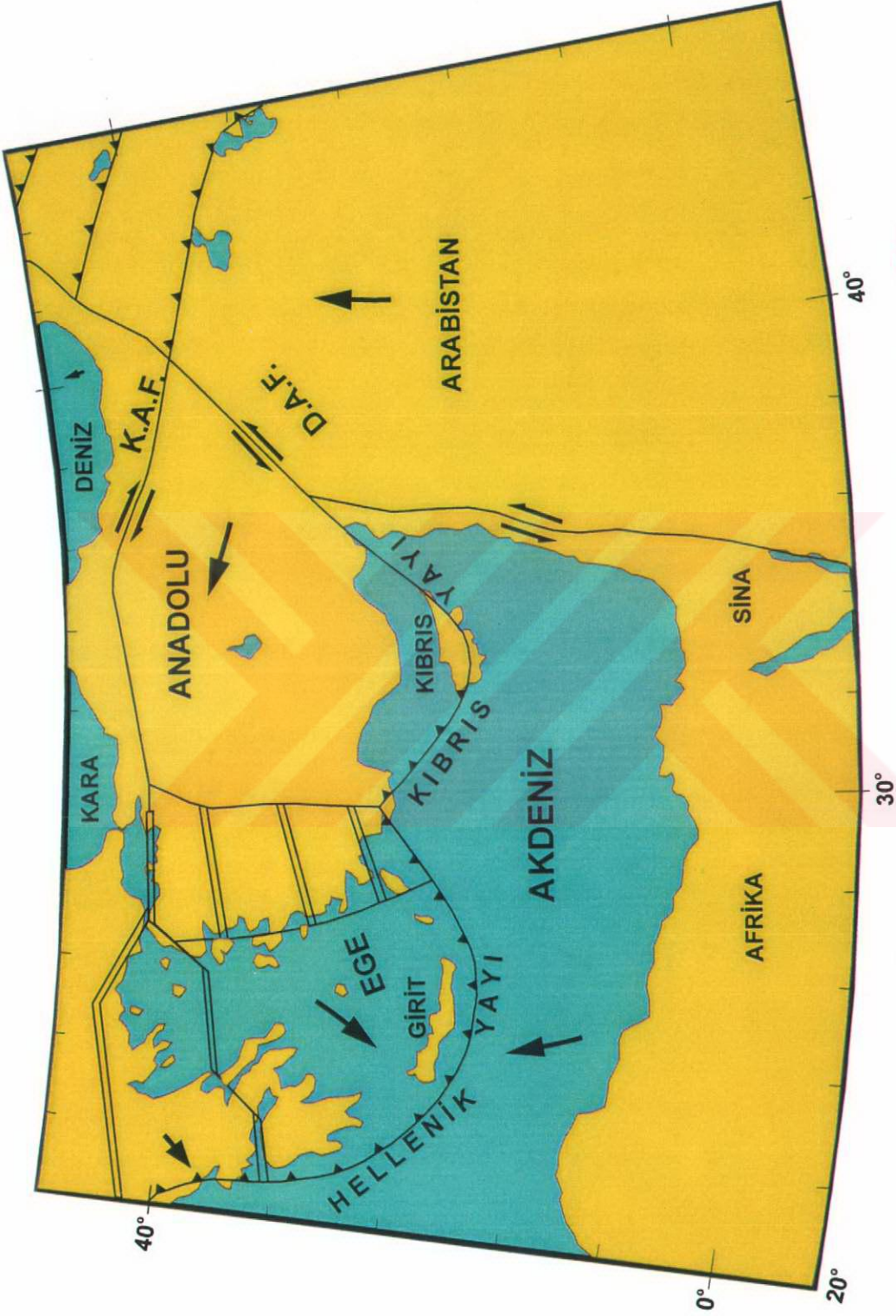
Bir bölgeyi etkileyen en son tektonik rejim, neotektonik olarak tanımlanır (Şengör, 1980). Anadolu' da neotektonik devre, Orta Miyosen' de Bitlis kenet kuşağı boyunca Anadolu ve Arap kıtalarının çarpışması ve bunun sonucu Güneydoğu Anadolu' da Neo-tetis Okyanusu' nun (Bitlis Okyanusu) kapanmasıyla başlar (Hempton, 1985; Görür, 1992; Yılmaz, 1992). Çarpışma ile birlikte Bitlis-Zagros hattının ardındaki kıta kabuğu kısalıp kalınlaşmıştır. Ancak kabuk kalınlığının artması ve buna bağlı olarak litostatik basıncın yükselmesi sonucunda yamulma güçleşmiş, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu transform fayları oluşmuştur. Tortoniyen sonu ve Pliyosen başı arasında (Messiniyen, 7-5 My) farklı bir tektonik hareketin olduğu ve bu hareketin KAF' ın hareketinde terslenmeler oluşturduğu kabul edilmiştir. Aynı zaman aralığında, Hellenik yayında oluşan kilitleme nedeniyle Ege' de bir sıkışma rejiminin olduğu (Mercier, 1981), Kızıl deniz ve Aden Körfezi' ndeki açılmanın durduğu (LePichon ve Francheteau, 1978; Girdler ve diğ., 1980), Ölü denizde mevcut olan sıkışma rejiminin yerini genişleme rejimine bıraktığı (Arthaud ve diğ.,

1978), ileri sürülmüştür. Aynı zamana rastlayan bu tektonik hareketler sonucunda Orta ve Batı Anadolu'yu kapsayan Anadolu levhası, Anadolu sıkışma bölgesinden batıya doğru, kolaylıkla dalabilen doğu Akdeniz litosferinin üzerine itilmeye başlamıştır (Ketin, 1948; McKenzie, 1972; Şengör, 1979, 1980, 1982). KAF'ın kuzey uzantısı olarak kabul edilen ve Saros Körfezi'nin batısına ulaşan kol, güneybatı-kuzeydoğu doğrultulu Yunan makaslama zonu ile birleşince, Anadolu levhasının batıya olan hareketine engel olmuştur. Bunun sonucunda Ege ve Batı Anadolu'da doğu-batı yönlü bir sıkışma rejimi gelişmiştir. Bu sıkışma sonucunda doğu-batı doğrultulu normal faylarla kuzey-güney yönünde açılma başlamış ve Ege graben sistemi oluşmuştur (Şekil 2.1). Jeolojik ve jeofiziksel çalışmalar, bölgenin oluşumundan bu yana %50 oranında bir genişleme geçirdiğini göstermiştir (Şengör, 1978; Dewey ve Şengör, 1979). Kuzey-güney yönlü gerilme, etkisini azaltarak doğuda Karlıova'ya kadar sürdürür. Orta Anadolu'daki ovalar bölgesi, Ege graben sisteminin doğuya doğru gittikçe zayıflayan gerilme etkisinin sonucu oluşmuşlardır. Orta Anadolu'da gerilme hızının Ege'ye oranla daha düşük olması buradaki gerilme etkisinin, yanal atımlı fay sistemleri nedeniyle oluştuğunu desteklemektedir (Şengör, 1979). Anadolu'daki neotektonik olaylar içerisinde Marmara Bölgesi'ni doğrudan etkileyen olaylar KAF'ın doğrultu atımlı hareketi ve kuzey-güney açılma rejimidir.

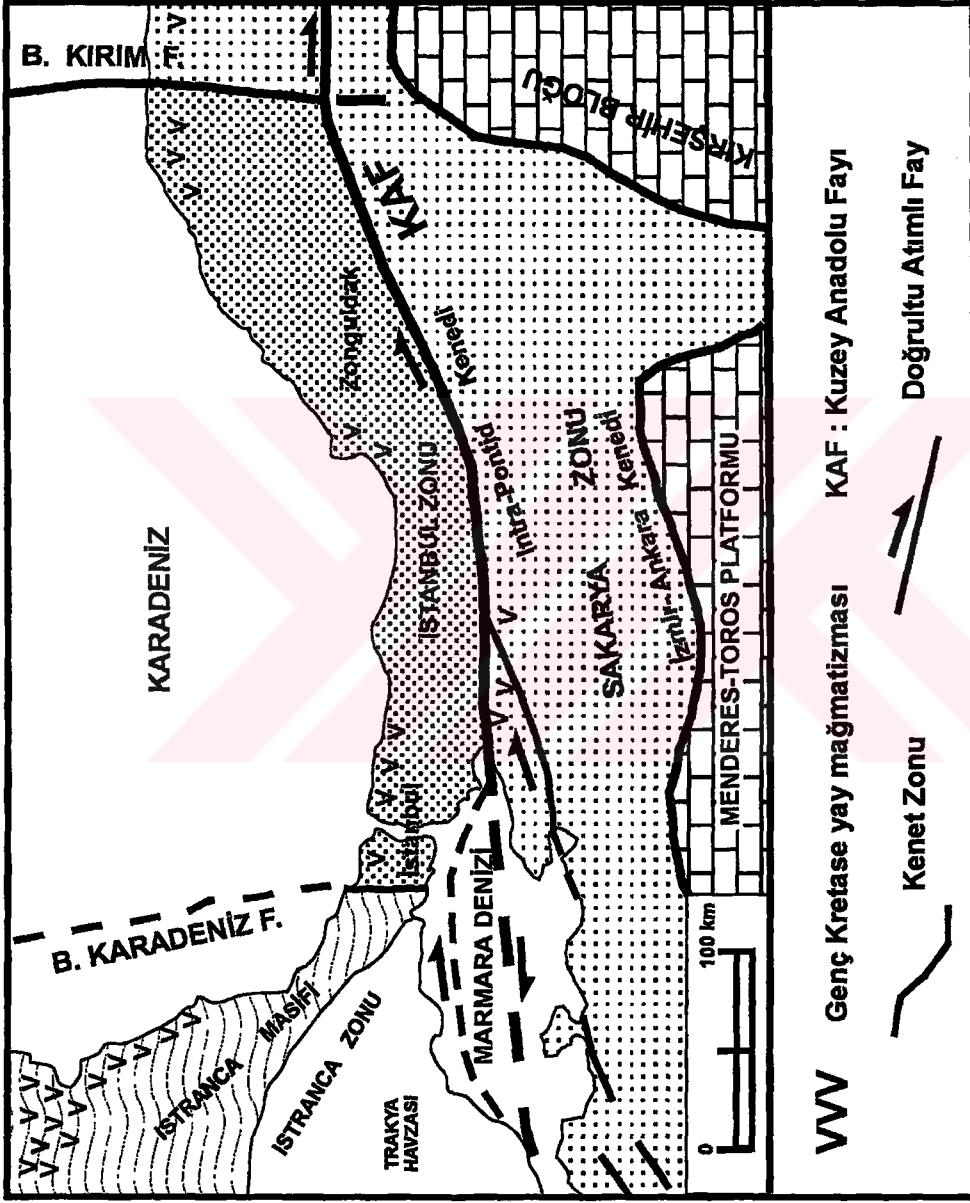
Marmara bölgesi, 1500 km uzunluğundaki KAFZ'nin üzerinde yer almaktadır. KAFZ, sağ yanal atımlı, sismik olarak aktif bir faydır (Ketin, 1948; Şengör, 1979). KAF, ilk olarak Miyosen sonları ve Pliyosen başlarında aktif hale gelmiştir (Ketin, 1976; Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1985; Barka, 1992a). Marmara denizinin doğusunda, KAFZ üç kola ayrılır (Şekil 2.2). Güney kolu Yenişehir ve Edremit arasında yer alır. Orta kolu, Güneydoğu Marmara kıyısını Geyve'den Bandırma'ya keserek Bayramiç'ten geçer ve Ege denizine girer. Kuzey kolu ise İzmit Körfezi'nden Marmara denizine dalar ve Saros Körfezi'nin güney sınırına kadar devam eder (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988).

2.2 Marmara Bölgesi'nin Genel Jeolojisi

Marmara Bölgesi, Pontidler, Sakarya Kıtası ve İntra-Pontid kenet kuşağı olmak üzere paleotektonik döneme ait üç bölgeye ayrılır (Şekil 2.2). Pontidler, İntra-Pontid kenet kuşağının kuzeyinde yer alır ve kendi içinde Istranca Masifi, İstanbul Paleozoyik istifi ve Armutlu-Almacık metamorfikleri olmak üzere üçe ayrılır.



Şekil 2.1 Anadolu levhası ve çevresindeki tektonik rejim, (McKenzie, 1972).



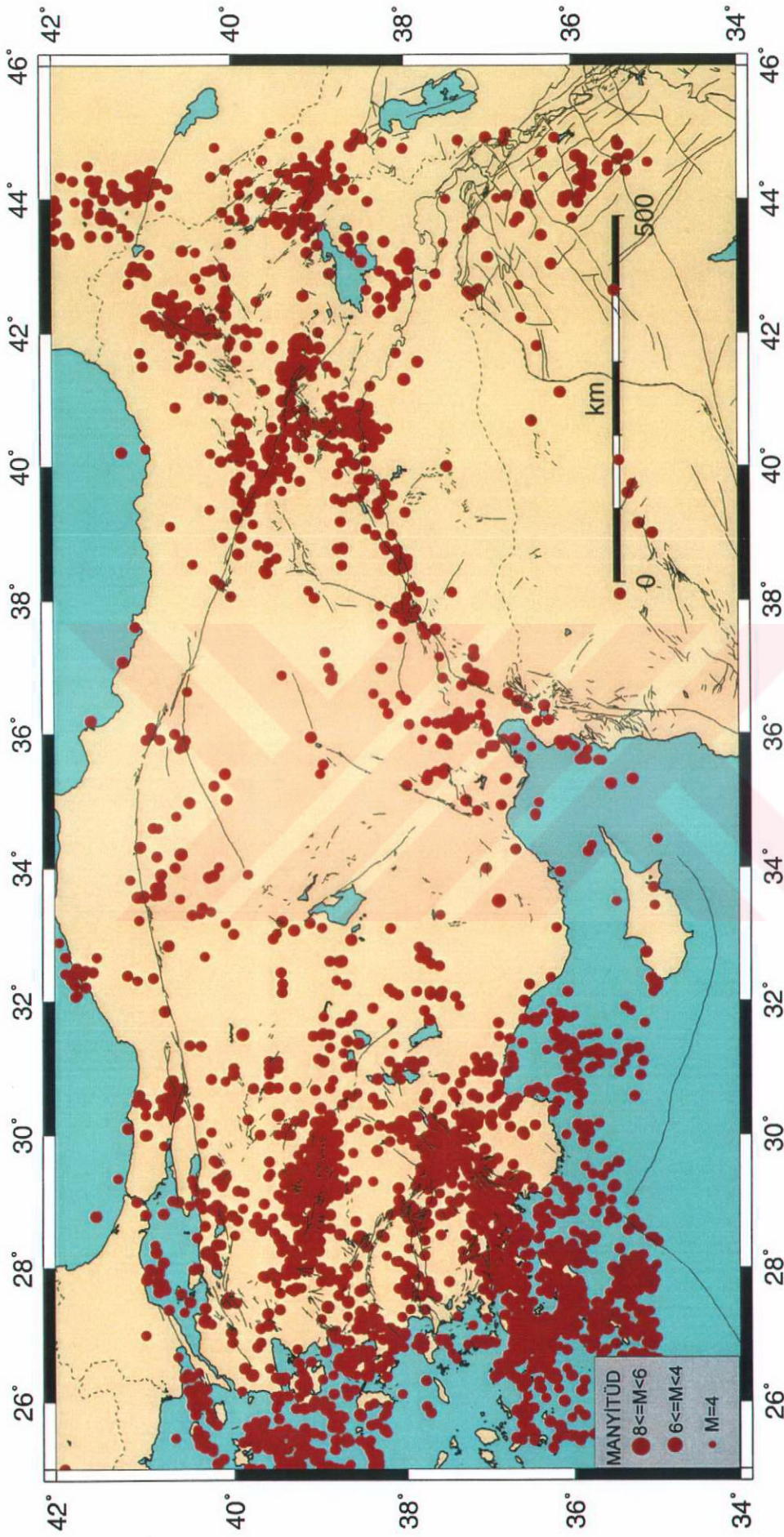
Şekil 2.2 Marmara denizi çevresinde yer alan kenet kuşakları ve Kuzey Anadolu Fayı, (Görür, 1996).

Bu kıta parçası Paleozoyik yaşlı metamorfik ve metamorfik olmayan kayalar ve Senozoyik yaşlı sedimanter ve volkanik istiflerden oluşmaktadır. Sakarya kıtası, güneyde İzmir-Ankara kenet kuşağı ile İntra-Pontid kenet kuşağı arasında yer alır. Temelde yer alan metamorfik ve metamorfik olmayan Paleozoyik yaşlı birimler, Mezozoyik ve Senozoyik yaşlı birimlerle örtülmüştür (Yılmaz, 1997). İntra-Pontid kenet kuşağı Sakarya kıtası ile Pontidler arasında yer almaktadır. Bu zon metamorfik ve magmatik kayalar tarafından temsil edilmektedir.

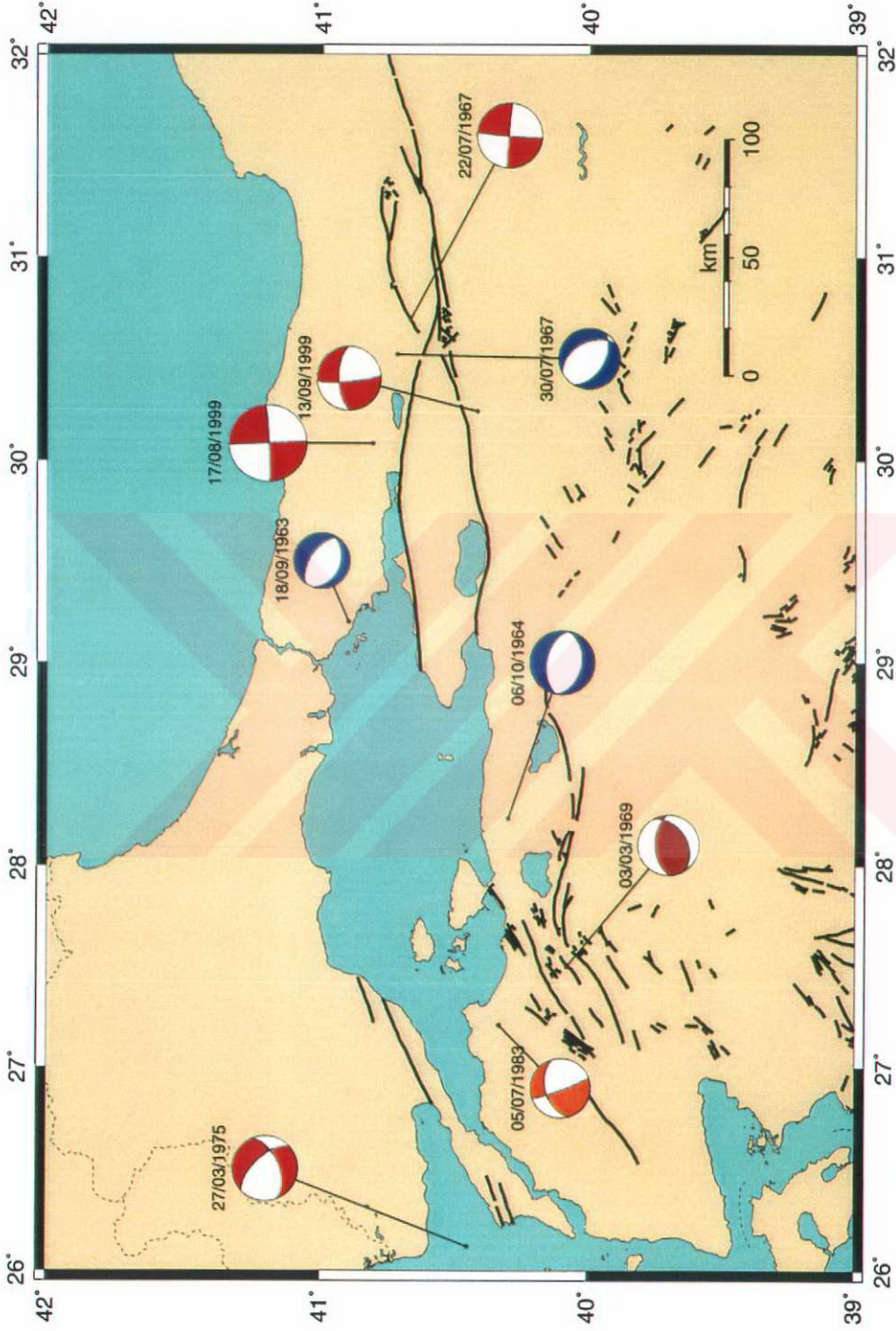
2.3 Marmara Bölgesi' nin Jeofizik Veriler ile İncelenmesi

Sismolojik veriler: Marmara Bölgesi KAF' ın etkisi nedeniyle sismik olarak aktif bir bölgedir. Türkiye' nin 1960-1995 yılları arasındaki sismisitesinden (Şekil 2.3) Batı Anadolu' nun yoğun sismik aktiviteye sahip olduğu görülmektedir. Marmara Bölgesi' nde meydana gelmiş büyük depremlerin fay mekanizmaları çözümleri incelendiğinde, ana fay üzerindeki büyük depremler doğrultu atım özelliği gösterirken, İzmit Körfezi' nde yer alan orta büyüklükteki depremler normal fay bileşenleri içermektedir (Şekil 2.4).

Necioğlu ve diğ. (1981) tarafından Maden Tetkik Arama Enstitüsü (MTA), Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) ve SRO-ANTO tarafından kayıt edilmiş 1979 yılı deprem verilerini kullanılarak Marmara Bölgesi ve çevresi için kabuk kalınlığı yaklaşık 28 ± 3 km, üst manto P_n dalga hızı 8km/s olarak hesaplanmıştır. Ege denizi ve çevresinde yer kabuğu ve mantoda sismik hız dağılımını araştırmak amacıyla KRDAE tarafından bir çalışma yapılmıştır (Kuleli ve diğ., 1996). Çalışmada International Seismological Center (ISC) verilerinin 1981-1986 yılları arasındaki deprem kayıtları kullanılarak sırası ile kabuk ve üst manto hızlarına karşılık gelen P_g ve P_n fazlarına ait görünür sismik dalga hızları, zaman-uzaklık grafikleri yardımıyla hesaplanmıştır. İstasyonlara belli azimutsal aralıklarda gelen varışlar (kuzey, doğu, güney, batı) sınıflanarak P_g ve P_n dalga hızları, ilgili azimut aralığına bağlı olarak grafiklenmiştir (Şekil 2.5a,b). Çalışmalarının sonucunda Marmara Bölgesi' nde sırası ile kabuk ve üst manto için görünür dalga hızları $P_g=5.9$ km/s ve $P_n=8$ km/s olarak hesaplanmıştır.



Şekil 2.3 Türkiye' nin sismisite haritası, (ISC Kataloğu, 1964-1995).

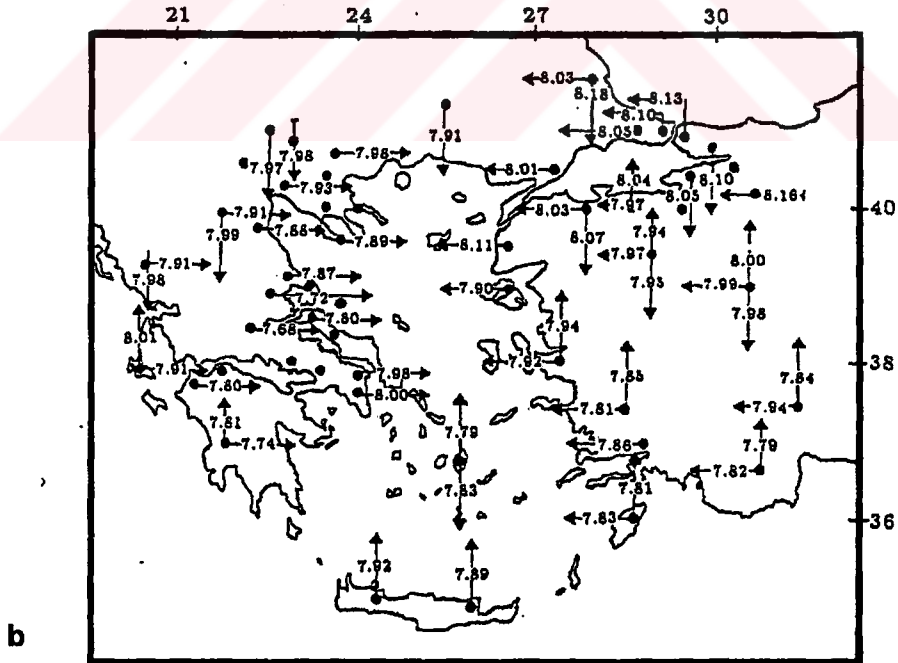
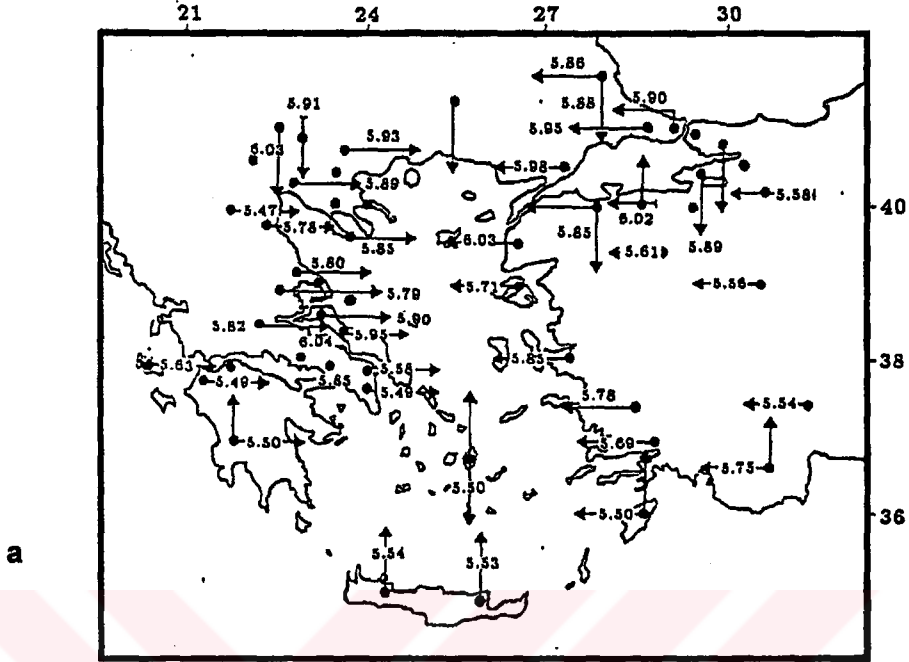


Şekil 2.4 Marmara Bölgesi'nde meydana gelmiş büyük depremlerin odak mekanizması çözümleri (17.08.1999 ve 13.09.1999 depremlerine ait olanlar Harvard GMT çözümlerinden, diğerleri Taymaz ve diğ., (1991)'den alınmıştır).

Sismik veriler: Marmara denizinde ekonomik, akademik ve askeri amaçlı sığ ve derin sismik yansıma amaçlı çalışmalar Marathon Oil Company(1975), Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) (1970-1980), Dokuz Eylül Üniversitesi (1990), Deniz Kuvvetleri Seyir ve Hidrografi Dairesi - İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ) - Cambridge Üniversitesi (1990), MTA (1993), MTA-İTÜ-Cambridge Üniversitesi (1997) tarafından yapılmıştır. Marathon Oil Company (1975) sismik yansıma çalışmalarına ek olarak denizde sondaj çalışması da yapmıştır (Barka ve diğ., 1998).

TPAO' nun derin ve çok kanallı sismik profillerini Kalkan (1993) değerlendirip yorumlamıştır. Sismik kesitlerde, Marmara denizinde KAF' ın üç kolunu izleyen Kalkan (1993), bunlardan orta kolun aktif olduğunu ileri sürmüştür. Smith ve diğ. (1995), yüksek çözünürlüğe sahip sparker verilerini kullanarak Marmara denizinde, KAF' ın batı ucunda yer alan aktif havzanın Geç Kuvaterner tektonizması ve sedimantasyonunu incelemişlerdir. Marmara denizinin güneyinde geniş bir şelfin yer aldığını, bunun akarsuların taşıdığı malzemelerden kaynaklandığını belirtmişlerdir. Yine bu bölgede DGD-BKB yönlü kuzeye dalan aktif normal fay sistemleri izlemişlerdir. Bunu yarı graben havzalarla ilişkilendirmişler ve akarsularla taşınan malzemenin birikmesinin nedeni olarak açıklamışlardır. Kuzeyde izledikleri derin havzaları, güneye göre daha aktif olan fay sistemi ile ilişkilendirmişlerdir. Marmara denizinin kuzeyinde toplanan sığ sismik yansıma verilerini değerlendirerek Wong ve diğ. (1995), Ergün ve diğ. (1995) bölgede 5 blok tanımlamışlardır. Bu blokları çek-ayır (pull-apart) havza, aralarındaki yükseltileri yukarı itme olarak yorumlamışlardır. MTA-İTÜ-Cambridge Üniversitesi (1997) grubunun topladığı çok kanallı sismik yansıma verilerinden Marmara denizinin batısına ait olan kısmı Okay ve diğ. (1999) tarafından kullanılarak Tekirdağ Havzası incelenmiştir. Havzanın kuzeyinin KAF ile, güneyinin birbirine paralel ana normal faylarla sınırlandığını izlemişlerdir. Havzanın, negatif çiçek yapısı (negative flower structure) gösterdiğini, 2.5 km kalınlığında Pliyosen-Kuvaterner yaşlı sedimanların havza içerisinde birikmiş olduğunu saptamışlardır. Aynı veri grubunun Marmara denizinin doğusuna ait olan kısmının üzerinde yapılan çalışmalar (Okay ve diğ., 2000) devam etmektedir.

GPS (The Global Positioning System) verileri: Levha hareketlerine ve deformasyonuna etki eden kuvvetleri belirlemek amacıyla son yıllarda GPS çalışmaları önem kazanmıştır. Straub (1996), çalışmasında KAF' deki sağ yönlü kayma hızını 22 mm/yıl olarak hesaplamıştır.



Şekil 2.5 Ege Bölgesi için 1981-1988 ISC verilerinden yararlanılarak KRDAE tarafından hesaplanan , a) P_g (kabuk), b) P_n (üst manto) fazlarına ait görünür sismik dalga hızları. Siyah noktalar istasyon yerlerini, oklar ise azimutal doğrultuyu göstermektedir (Kuleli ve diğ., 1996).

Reilinger ve diğ. (1997), çalışmalarında Batı Anadolu' nun saatin ters yönünde bir rotasyonla batıya doğru yer değiştirdiğini izlemişler ve KAF' daki sağ yönlü kayma hızını 30 ± 2 mm/yıl olarak hesaplamışlardır. Barka ve Reilinger (1997) ise KAF' daki kayma hızını 26 ± 3 mm/yıl olarak hesaplamışlardır.

Marmara Bölgesi' ndeki jeolojik ve jeofizik çalışmaların sonuçları, bölgedeki deformasyonun kinematik ve dinamik yapısının anlaşılmasına yardım ederek bölgenin deformasyon mekanizması, tektonik evrimi ve reolojisi ile ilgili model çalışmalarının gelişerek devam etmesini sağlamaktadır.



3. DEPREM VERİLERİ İLE MARMARA BÖLGESİ SOĞURULMA YAPISININ İNCELENMESİ

Sismolojinin ilk yıllarında, uzun periyotlu sismografların icadıyla elastik dalga yayılımının incelenmesi yönündeki çalışmalar hız kazanmıştır. Bu dönemde yer içi sabit hız ve yoğunluğa sahip yatay tabakalı ortamlar olarak modellenmiştir. Daha sonraları kısa periyotlu sismografların icadıyla yer içi daha ayrıntılı olarak modellenmiştir. Yatay tabakalı yer modeli uzun periyot dalgalar için uygun olmakla birlikte, yer kabuğunun sığ kesimlerini kontrol eden kısa periyot dalgalar için uygun değildir. Kısa periyotlu dalgalar, yer içinde saçılmanın kaynağı olan küçük ölçekli değişimlere duyarlıdır. Önceleri kısa periyot kayıtların ilk varışları kullanılmakta, geri kalanı gürültü olarak kabul edilmekteydi.

Aki (1969), sismogramlarda gürültü olarak algılanan ve ilk varışları takip eden bu salınımları "koda" olarak adlandırmıştır. Koda dalgalarının, yer içinde rasgele ve tekdüze dağılmış saçıcılardan kaynaklandığını düşünmüş, bu yüzden deterministik yaklaşım yerine istatistiksel yaklaşımlardan yola çıkarak koda dalgalarını incelemiştir. Koda dalgaları ile ilgili çalışmalar 1970' li yıllardan itibaren hız kazanmış ve heterojenitelerin neden olduğu saçılma olayı, anelastik soğurulmadan farklı bir soğurulma kaynağı olarak yerini almıştır. Yerel depremlerde S dalgasını takip eden koda dalgaları daha belirgindir. Bu çalışmada "koda" olarak adlandırılan dalgalar, yer içindeki heterojeniteler nedeniyle, S dalgalarının saçılımı sonucu oluşan salınımları kapsamaktadır.

Koda dalgaları, kaynak (sismik moment, manyitüd) ve ortam (soğurulma, diferansiyel saçılma katsayısı) parametrelerinin ve zemin etkisinin kestiriminde kullanılmaktadır (Aki,1969; Aki ve Chouet, 1975; Rautian ve Khalturin, 1978; Sato,1977; Bakun,1984; Phillips ve Aki, 1986). Koda dalgalarının biçiminde meydana gelen geçici değişimler, depremlerin önceden kestirilmesinde kullanılabilecek olası bir yöntem olarak düşünülmekte ve üzerinde çalışılmaktadır (Chouet, 1979; Aki, 1985; Del Pezzo ve diğ., 1983; Jin ve Aki, 1986).

Bu bölümde sismik saçılma ve sismik saçılmayı tanımlayan büyüklüklerden bahsedildikten sonra saçıcı ortamlar için geliştirilen modeller ve yöntemler tanıtılacaktır. Daha sonra koda dalgası yöntemiyle, koda kalite faktörü (Q_c) kestirimi yapılarak, Marmara Bölgesi soğurulma yapısı incelenecektir.

3.1 Sismik Saçılma ve İlgili Büyüklüklerin Tanımlanması

Sismik saçılma: Deprem kaynağı tarafından oluşturulan birincil dalganın yayıldığı ortamda, varolan heterojeniteler nedeniyle ikincil dalgaların oluşması olayı “sismik saçılma” olarak tanımlanır. Saçılma kökenli koda dalgalarının temelini P ve S dalgalarının oluşturduğu kabul edilir. Heterojenite nedeniyle dönüşmüş fazlar (PS, SP) oluşuyorsa da, Knopoff ve Hudson, (1964, 1967) yüksek frekanslarda çalışıldığı durumlarda bunların ihmal edilebileceğini göstermişlerdir.

Saçıcıların dağılımına göre ortam tanımlamaları: Tekdüze hız ve yoğunluğa sahip bir ortamda değişimler, kırıklar, faylar, yoğunluk değişimleri ve hız anomalileri gibi ayrı saçıcılarla tanımlanıyorsa, ortam ayrı saçıcıli homojen ortamdır. Homojen ortam içinde, birim hacim başına heterojenite n_v ile tanımlanır. İki boyutlu homojen ortamdaki bahsediliyorsa birim alan başına heterojenite sayısı n_s tanımlanır. Burada n_v ve n_s saçıcıların yoğunluğunu belirten parametrelerdir. Aki (1969), Aki ve Chouet (1975), Dainty (1981) bu yaklaşımdan yola çıkarak modeller geliştirmişlerdir.

Ortam rasgele ve sürekli değişim gösteriyorsa heterojen ortam söz konusudur. Bu durumda saçılma alanı sürekli ve inhomojen dalga denkleminin çözümünü gerektirir.

Ortalama bir değer ile tanımlanan ortamda, ortalama değeri bozan rasgele değişimler, rasgele heterojeniteyi, başka bir deyişle rasgele ortamı oluşturur. Ortamı temsil eden hız, yoğunluk ve Lamé sabitleri, farklılığın oluşmasına etki eden fiziksel büyüklüklerdir. Yer içindeki küçük ölçekli değişimleri tanımlamak amacıyla Chernov (1960) ve Karal ve Keller (1964)' in geliştirdiği modeller rasgele ortam tanımına dayanmaktadır.

Saçıcıların dağılımına göre ortamı tanımlayan fiziksel büyüklükler: Saçılımın gerçekleştiği ortam aynı zamanda dalgaların seyahat ettiği uzaklıktır (L) ve heterojen ortamı tanımlayan bir boyuttur. Dalganın seyahat ettiği ortamda saçıcı miktarının

fazla olması, dalganın seyahat ettiği yolun uzamasına neden olur. Saçılmada, dalga boyu (λ) ve heterojen ortamı tanımlayan boyut (L) arasındaki ilişki, saçılmanın biçimine etki eder.

İstatistiksel çalışmada değışintilerin birbirleri ile ilişkilendirilemez hale geldiği uzaklık parçası ilişki uzaklığı (α) olarak tanımlanır. İlişki uzaklığının seyahat uzaklığından küçük olduğu kabul edilir ($L \gg \alpha$). Normalize seyahat uzaklığı L/α ' dır. Dalga sayısı (k) ile ilişki uzaklığı (α) arasındaki ilişki ($k\alpha$) boyutsuz dalga sayısı olarak adlandırılır ve saçıcı cismin biçimi ile saçılmanın türünü belirleyen büyüklüktür. Saçıcı cismin şekli $k\alpha \ll 1$ olması durumunda önemli değildir ve "Rayleigh saçılımı" olarak tanımlanır. Saçılmanın gücü k^4 ile orantılıdır. Dalga, $k\alpha \ll 1$ ve $k\alpha \gg 1$ durumunda saçıcı cisimden etkilenmez, bu yüzden ortam homojen kabul edilebilir. Dalga, $1 < k\alpha < 10$ durumunda ise, heterojenite büyüklüğü ile dalga boyunun birbirine eşdeğer olduğu ortamda ilerlemektedir ve saçılma önem kazanır. Dalga boyu ile saçıcı cismin boyutları benzerse ($k\alpha \cong 1$) dalga enerjisi, dalganın geliş doğrultusundan farklı yönlerde ve büyük açılarda saçılır. Bu tür saçılmalar, "Mie saçılımı" olarak adlandırılır (Mie, 1908). Koda dalgaları analizi bu durumu kapsar. Dalga boyu ($\lambda=1/k$) ile saçıcı cismin boyutları (α) arasındaki ilişki Şekil 3.1' de verilmektedir.

Sismik dalganın saçıcıya geliş açısına bağlı olarak, saçılma etkisi farklılıklar gösterir. Koda dalgasının oluşumuyla ilgili başlangıç modelleri sadece yön bağımsız geri saçılma varsayımına dayanmaktadır. Ancak Sato, (1984), Wu ve Aki (1985) çalışmaları sonucunda açısal bağımlılık önem kazanmıştır. Sato, (1984), Wu ve Aki (1985) erken gelen koda dalgalarının, geç gelen koda dalgalarına oranla daha fazla açısal bağımlılık gösterdiğini ve erken gelen koda dalgalarının kaynak yayılım örüntüsüne daha duyarlı olduğunu göstermişlerdir.

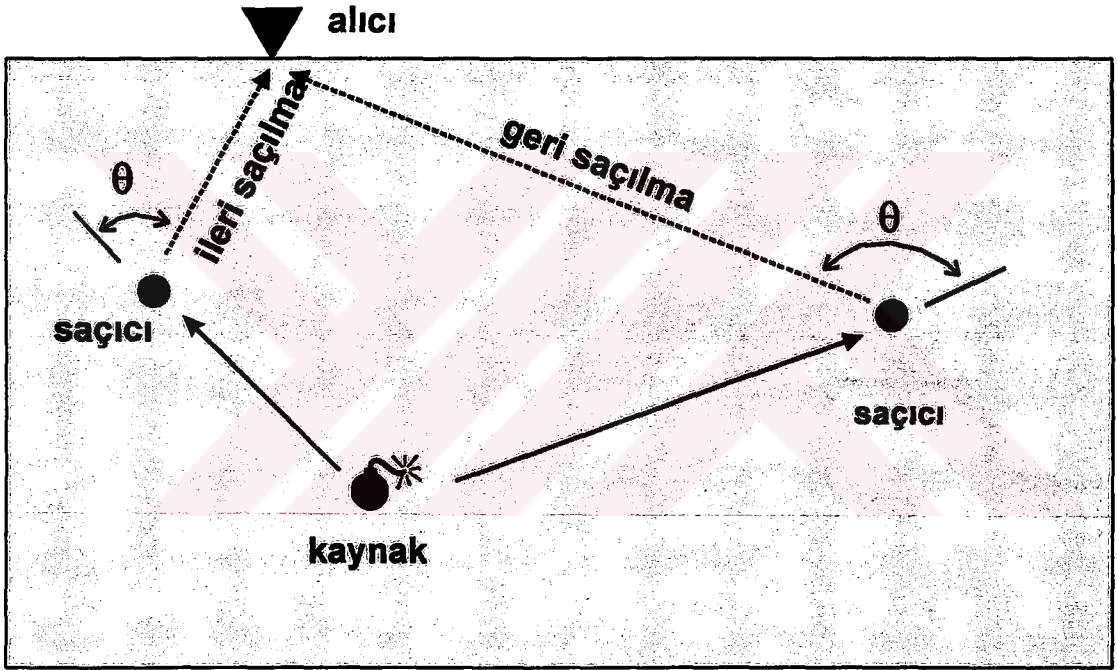
Birim zamanda saçılan dalga enerjisinin, zaman ortalamasının, gelen dalganın ortalama enerji yoğunluğuna oranı etkin saçılma büyüklüğü (σ) olarak tanımlanır (Landau ve Lifshitz, 1959).



Şekil 3.1 Dalga boyu (λ) ile saçıcı cismin boyutları (α) arasındaki ilişki, (Herraiz ve Espinosa, 1987).

Birincil dalga enerjisinin, saçılmış dalga enerjisine dönüşmesi için alınan yol ortalama serbest yol (l) olarak tanımlanır. Saçıcılar, gelen düzlem dalganın enerji yoğunluğunu e^{-x} oranında azaltır. Burada x , dalganın yayılma doğrultusunda alınan yolu ifade eder ve üstel azalım, birincil dalgadan, saçılan dalgalara olan enerji transferini tanımlar. Ortalama serbest yolu almak için geçen süre ortalama serbest zaman (τ)'dır. Ortalama serbest yol, yer içinde saçıcıların dağılımı ve bölgenin tektonik özellikleri hakkında bilgi verir.

Saçılmış enerjinin büyük bölümü, gelen birincil dalga doğrultusunda iletiliyorsa, ileri saçılma, ters yönde iletiliyorsa geri saçılma söz konusudur (Şekil 3.2).



Şekil 3.2 İleri ve geri saçılma, (Craig, 1990).

İleri saçılma, $\lambda \ll a$ durumunda (Morse ve Feshbach, 1953), geri saçılma ise $\lambda \gg a$ durumunda (Yamakawa, 1962; Morse ve Feshbach, 1953) güçlüdür. Sismik empedans (yoğunluk x hız) değişimleri geri saçılmayı, sismik empedansta değişiklik olmaksızın gerçekleşen hız değişimleri ileri saçılmayı tanımlar. Her iki durumda da, sonuçlar büyük ölçüde, anomalilerin göreceli işaretlerine, ka değerine, gelen dalga tipine ve diğer faktörlere bağlıdır. Birincil dalganın saçılma nedeniyle, aldığı birim yolda ve yayılma doğrultusunda birim açıda kaybettiği enerjinin 4π katı diferansiyel saçılım katsayısı ($g(\theta)$) olarak tanımlanır. Burada θ , saçılan dalganın, birincil

dalganın yayılma doğrultusuyla yaptığı açıdır. Birimi uzaklığın tersidir ve ortamın heterojenitesi hakkında bilgi verir. Örneğin 1.5-3 Hz frekans aralığında, $g(\pi)=0.02 \text{ km}^{-1}$ ifadesi, sismik dalganın 1 km ilerlemesi ile enerjisinin %2' sinin saçıldığını belirtir. $\theta < \pi/2$ ileri saçılmayı, $\theta = \pi$ ise geri saçılmayı ifade eder. Diferansiyel saçılım katsayısı $g(\theta)$ ' nın, θ açısı üzerinden ortalaması saçılma katsayısı g' yi verir. Yön bağımsız saçılma durumunda $g(\theta) = g$ olur. Ortamda ayırık heterojeniteler varsa saçılım katsayısı, saçıcıların yoğunluğu (n) ile etkin saçılma kesitinin (σ) çarpımına eşittir ($g = n\sigma$). Saçılım katsayısı türbidite (turbidity) katsayısı olarak ta adlandırılır ve Chernov (1960) tarafından $g=\Delta E/EL$ bağıntısıyla tanımlanır. ΔE , E enerjisine sahip dalganın L kalınlığında bir tabakadan geçerken saçılma nedeniyle kaybettiği enerjiyi tanımlamaktadır. Ayırık saçıcıli homojen ortamda yayılan birincil dalgada saçılma nedeniyle oluşan enerji kaybı $\Delta E/E$ çok küçükse zayıf saçılma, aksi durumda güçlü saçılma söz konusudur.

3.2 Saçıcı Ortamlar için Geliştirilen Modeller

Koda dalgaları, yer içinde rasgele dağılmış saçıcılardan kaynaklandığından, rasgele verilerin özelliklerini taşırlar. Rasgele veriler istatistik ve olasılık kavramları ile tanımlanır ve incelenirler. Rasgele verilerin özelliklerini belirleyen tanımlar arasında en çok kullanılanlar, zaman ortamı istatistikleri olan, ortalama, değişinti, olasılık yoğunluk fonksiyonları, özilişki fonksiyonları ve frekans ortamında güç yoğunluğu spektrumudur. Güç yoğunluğu spektrumu ve özilişki fonksiyonu bir Fourier çifti oluşturur. Her iki fonksiyon, zaman kayması ve frekans ortamlarında aynı bilgiyi içerir. Rasgele olaylarda spektrum tanımı yapabilmek için verinin durağan, ergodik ve Gauss tipi olasılık dağılımına uyduğu kabul edilir.

Koda dalgalarının rasgele bir olayın sonucu olduğu, sismogramların incelenmesi ile belirlenmiş ve bu rasgele olayı tanımlamak için rasgele ortam modelleri geliştirilmiştir. İlerleyen bölümlerde, sismogramların gözlenmesi ile ortaya çıkarılan koda dalgalarının özellikleri, bu özellikleri temsil edebilecek olası ortam modelleri ve koda kalite faktörünün kestiriminde kullanılan yöntemler anlatılacaktır.

3.2.1 Koda Dalgalarının Özellikleri

Aki ve Chouet (1975), çalışmalarında koda dalgaları ile ilgili önemli özellikler saptamışlardır. Bu özellikleri aşağıdaki şekilde sıralayabiliriz.

◆ Farklı yerel depremlerin koda dalgaları güç spektrumu, zamana bağlı olarak azalmaktadır. Ancak episantır-istasyon arası uzaklığa ve sismik dalğanın ilerlediği yola bağlı değildirler. Deprem büyüklüğünün $M < 6$ olması durumunda koda dalgaları güç spektrumu deprem büyüklüğünden de bağımsızdır (Aki, 1969, Aki ve Chouet, 1975).

◆ Kısa aralıklarla yerleştirilmiş sismograflarla yapılan koda çalışmaları, bu dalgaların episantırdan gelen düzgün düzlem dalgalar olmadığını göstermiştir (Aki ve Tsujiura, 1958).

◆ Episantır uzaklığı 100 km' den az olan yerel depremlerde, koda dalgaları yaklaşık olarak episantır uzaklığı ve azimuttan bağımsızdır ve deprem büyüklüğünün saptanmasında kullanılabilir (Soloviev, 1965; Tsumura, 1967).

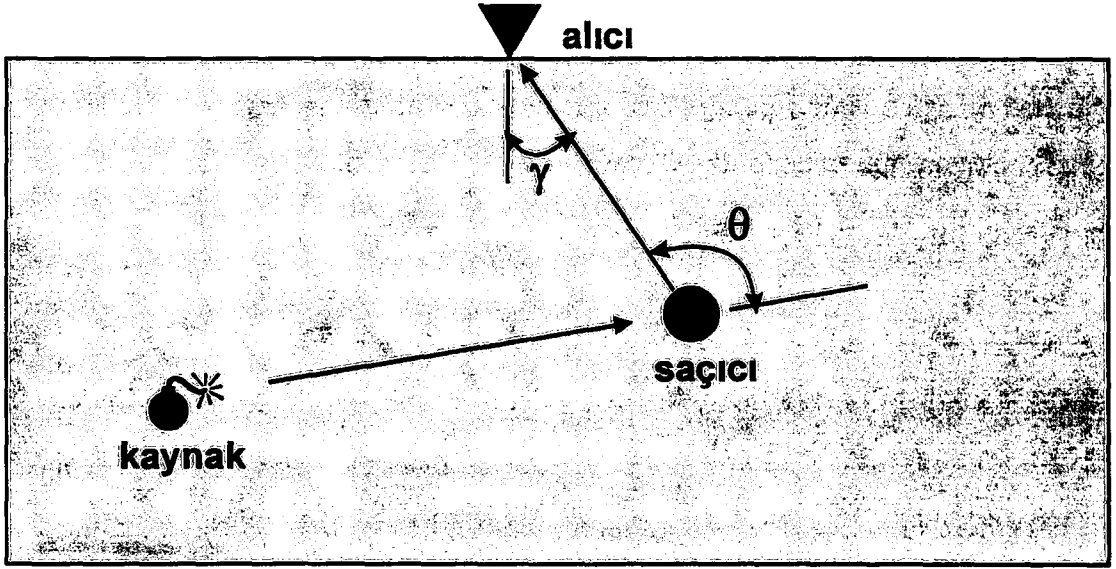
◆ Koda dalgalarının oluşumu, istasyonun yerleştiği jeolojik birime bağlıdır. Sedimentlerde, granit üzerinde olduğundan 5-8 kat daha büyük olabilir (Aki, 1969). Ancak yer gürültüsünün genliği, koda uyarımına sebep olan zemin etkisi ile orantılı olduğundan değişik zeminlerde kayıt edilen toplam süreyi yerel jeolojiden bağımsız kılar.

Koda dalgalarının bu özelliklerinden yola çıkarak, koda dalgalarının oluşumu ile ilgili modelleme yaklaşımları yapılmıştır. Bu modelleme yaklaşımlarını, zayıf saçıcı ortam ve güçlü saçıcı ortam varsayımları altında incelemek mümkündür.

3.2.2 Tekil Saçılma Modelleri

Zayıf saçılma varsayımıyla, Aki ve Chouet, (1975) ve Sato (1977) tarafından tekil saçılma modelleri geliştirilmiştir. Zayıf saçıcı ortamda tek bir saçıcının varlığı, dolayısı ile tekil saçılma söz konusudur. Bir başka deyişle, ortamda birden fazla saçıcı olması durumunda kaynaktan yayılan dalga alanı ikinci bir dalga alanı üretmez. Bu durumda "Born yaklaşımı" geçerlidir. Born yaklaşımında birincil dalga ve çoklu saçılma nedeniyle meydana gelen enerji kaybı dikkate alınmaz ve enerjinin korunumu prensibi sağlanmaz. Tekil saçılma modelinde saçıcılar arasındaki

ortalama serbest yol (l), saçıcı-istasyon arasındaki yoldan (r) küçük kabul edilir ($l < r$) (Şekil 3.3).



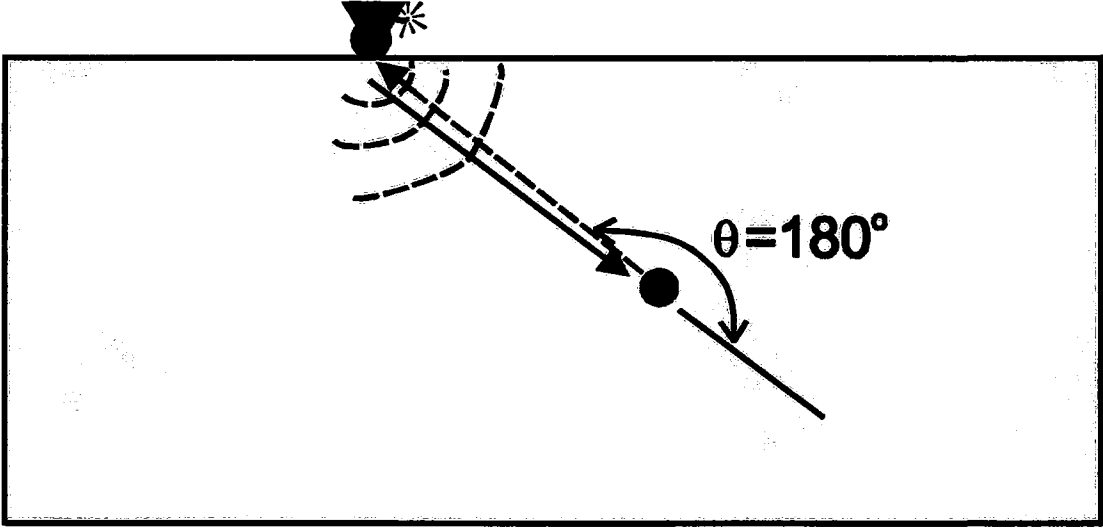
Şekil 3.3 Tekil saçılma modeli, (Craig, 1990).

3.2.2.1 Tekil Geri Saçılma Modeli

Aki ve Chouet (1975), koda dalgalarının oluşumuyla ilgili olarak tekil geri saçılma modelini geliştirmişler ve saçılan dalga'nın ortalama enerji yoğunluğunun sadece zaman bağımlılığını incelemişlerdir. Aki ve Chouet (1975)'nin geliştirdiği, cisim ve yüzey dalgaları saçılımını içeren tekil saçılma modelinin dayandığı varsayımlar aşağıda verilmektedir.

1. Koda dalgalarını oluşturan saçıcılar yer içinde rasgele fakat tekdüze dağılmıştır,
2. Kaynak ve alıcı aynı noktadadır,
3. Dalga yayılımı küreseldir,
4. Birincil ve saçılan dalgalar aynı türde olup aynı hıza sahiptirler.

Geri saçılma modelinde, saçılan dalga, birincil dalga'nın yayılma doğrultusundan 180° geri saçılarak (tam geri saçılma) alıcıya varır (Şekil 3.4).



Şekil 3.4 Tekil geri saçılma modeli.

Uzaklığı r olan tek saçıcıdan geri saçılan dalgacığın yer değiştirme fonksiyonunun Fourier Dönüşümü $\Phi(\omega|r)$ ile tanımlansın. İstasyonun r yarıçapı içinde yer alan saçıcıların sayısı $N(r)$ kabul edilirse, $(r, r+\Delta r)$ ile sınırlanan aralıkta yer alan saçıcı sayısı $(dN/dr)\Delta r$ olur.

Birincil ve ikincil (saçılmış) dalgaların aynı türde ve hızda olduğu varsayımıyla, $(r, r+\Delta r)$ uzaklığında yer alan saçıcılardan geri saçılan dalgalar istasyona $(t, t+\Delta t)$ aralığında ulaşacaklardır. Burada $t=2r/v$, $\Delta t=2\Delta r/v$ dir. Yeterince büyük Δr uzaklığına bağlı olan Δt zamanı, tek bir geri saçılan dalganın süresinden büyük olacaktır. Koda dalgaları rasgele dağılmış saçıcılardan saçılan dalgalardan oluştuğundan, rasgele bir olayın sonucudurlar. Bu nedenle istatistik yöntemlerle incelenirler. Rasgele sinyallerde birim zaman başına düşen enerji tanımı yapılır. Bu da sinyalin gücüne eşittir. Saçıcıların rasgele dağılımı durumunda $(t, t+\Delta t)$ aralığında geri saçılan dalgaların taşıdığı toplam enerji, güç yoğunluğu spektrumunun $P(\omega|t)$, Δt zamanıyla çarpımına eşit olacaktır;

$$P(\omega|t)\Delta t = \sum_{r < r_n < r+\Delta r} |\phi_n(\omega)|^2 = \frac{dN}{dr} \Delta r |\phi(\omega|r)|^2 \quad (3.1)$$

Bu bağıntıda $P(\omega|t)$, koda dalgalarının güç spektrumu yoğunluğu; r_n , istasyonla n . saçıcı arasındaki uzaklıktır. Birim hacimde bulunan saçıcıların yoğunluğunun n_v

olduğunu kabul edersek, $(r, r+\Delta r)$ uzaklık aralığında saçıcıların sayısı $(dN/dr) \Delta r = 4\pi n_v r^2 \Delta r$ olur. İlgili bilgiler 3.1 bağıntısında yerleştirilirse,

$$P(\omega|t) \Delta t = |\phi(\omega|r)|^2 4\pi n_v \pi r^2 \Delta r \quad (3.2)$$

bağıntısı elde edilir. İstasyon-saçıcı veya kaynak-saçıcı arası uzaklık r ve referans uzaklığı r_0 olmak üzere, yer değiştirme fonksiyonu bağıntısını, geometrik yayılım ve anelastik soğurulma etkilerini de katarak,

$$|\phi(\omega|r)| = |\phi(\omega|r_0)| \left(\frac{r}{r_0}\right)^2 e^{-\omega t/2Q} \quad (3.3)$$

şeklinde yazabiliriz.

Burada Q kalite faktörü olup birimsiz bir büyüklüktür. ω , açısal frekansı ve t zamanı temsil eder. Bağıntı 3.2 ve 3.3' den, geri saçılan cisim dalgalarından oluşan koda dalgaları güç yoğunluğu spektrumunu aşağıdaki şekilde yazabiliriz;

$$P(\omega|t) = |\phi(\omega|r_0)|^2 8r_0^4 \pi n_v v^{-1} t^{-2} e^{-\omega t/Q} \quad (3.4)$$

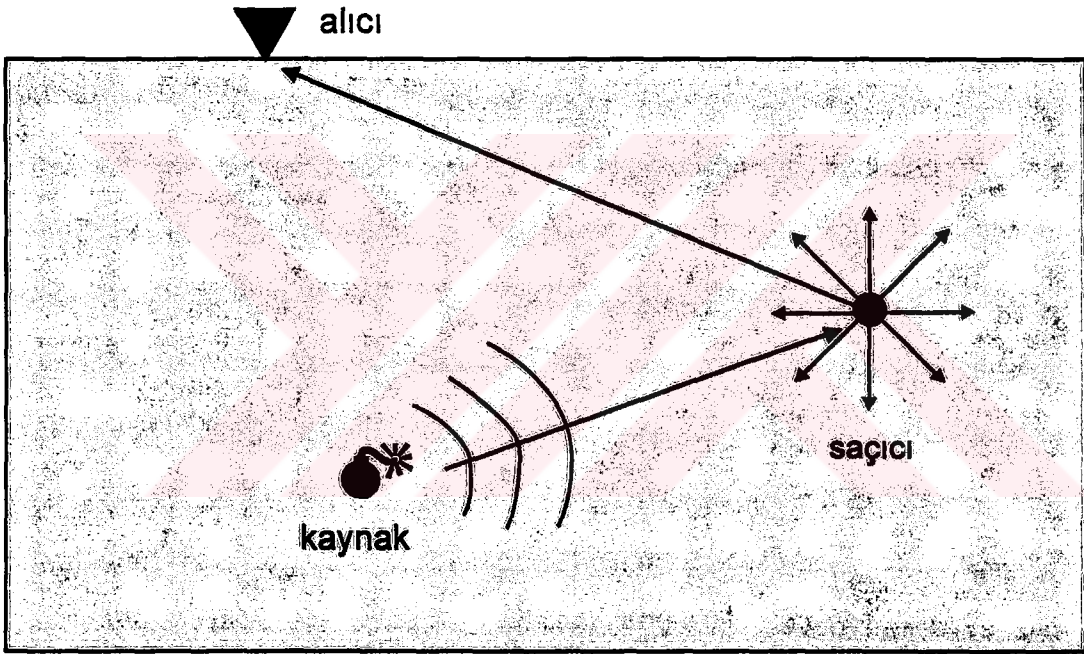
Bağıntıyı genelleştirsek,

$$P(\omega|t) = S t^{-m} e^{-\omega t/Q} \quad (3.5)$$

ifadesi elde edilir. Bağıntıda S birincil ve ikincil kaynakları içeren ve deprem büyüklüğüne bağlı olarak değişen kaynak etkisi, $m=1$ yüzey dalgaları için, $m=2$ cisim dalgaları için geometrik yayılım etkisidir. Aki ve Chouet (1975), koda dalgalarının 1 Hz civarında, yüzeye yakın heterojenitelerden geri saçılan yüzey dalgalarından, 10 Hz' den büyük frekanslarda ise litosferin derin bölgelerinden geri saçılan cisim dalgalarından oluştuğunu kabul etmektedir.

3.2.2.2 Tekil İzotropik Saçılma Modeli

Sato (1977), Aki ve Chouet (1975)' nin tekil geri saçılma modelinden yola çıkarak tekil izotropik saçılma modelini geliştirmiştir. İzotropik saçılmada, herhangi bir heterojeniteden saçılan enerji her yönde eşit miktarda yayılmaktadır (Şekil 3.5). Sato (1977), sadece cisim dalgaları saçılımından yola çıkarak, saçılan dalganın ortalama enerji yoğunluğunun zaman ve uzaklık bağımlılığını incelemiştir. Sato (1977)' nin geliştirdiği tekil izotropik saçılma modeline göre, Aki ve Chouet (1975)' nin yöntemindeki varsayımlar esas alınmakta ancak ikinci varsayımda bahsedilen (Bölüm 3.2.2.1) kaynak alıcı uzaklığı dikkate alınmaktadır. Bu yaklaşım, koda dalgaları başlangıç zamanını, S-dalga varışlarına yakın seçilmesini sağlamaktadır.



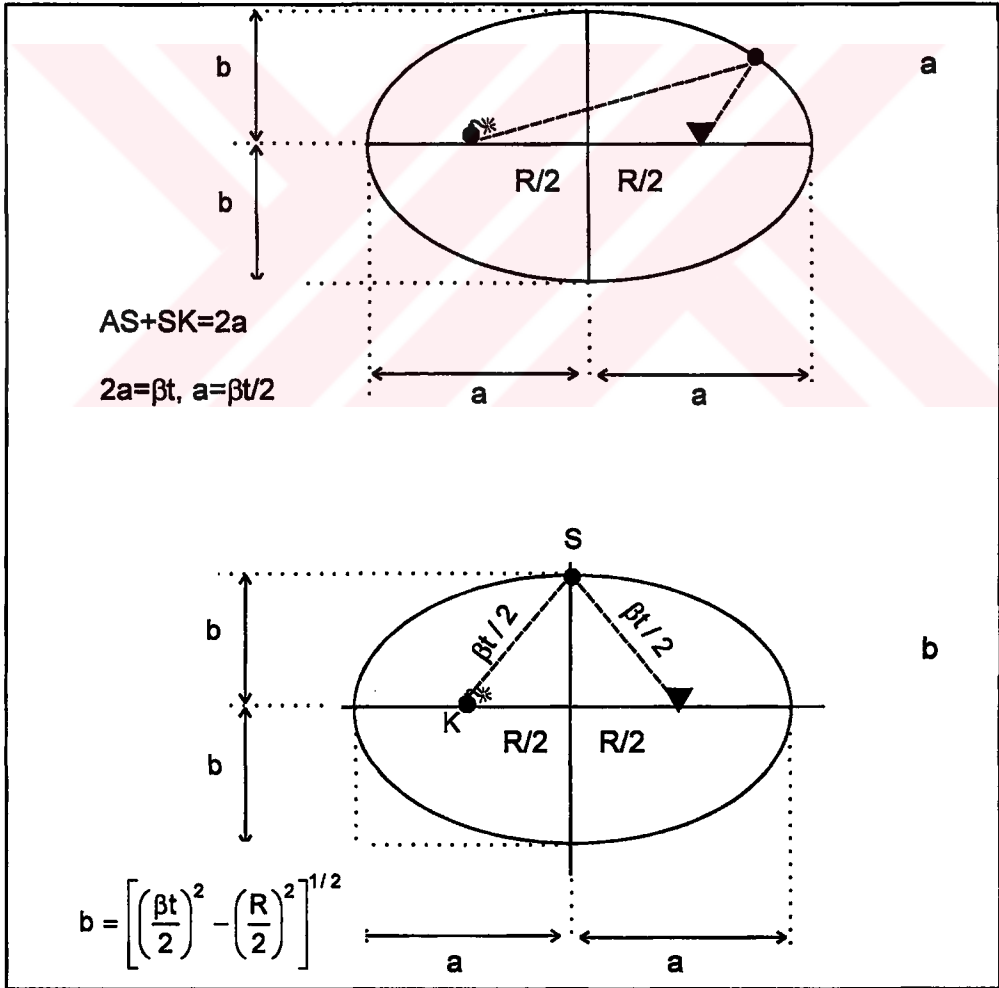
Şekil 3.5 Tekil izotropik saçılma modeli.

Tekil saçılma varsayımına göre, koda dalgalarını oluşturan saçıcılar, cisim dalgaları saçılımı söz konusu ise, odak noktaları kaynak ve alıcı olan elipsoidin yüzeyinde yer alırlar. Elipsoidin yüzey projeksiyonu elips denklemiyle ifade edilir. Elips üzerinde, kaynak (K), saçıcı (S), alıcı ilişkisi (A) ve buradan hareketle elipsin uzun (a) ve kısa (b) eksenlerinin, S dalga hızı (β), kesme zamanı (t) ve kaynak-alıcı arası mesafeye (R) bağlı olarak eldesi Şekil 3.6a ve b' de izlenmektedir. Elde edilen uzun (a) ve kısa (b) eksenlerin elips denkleminde yerine yerleştirilmesiyle 3.6 bağıntısı elde

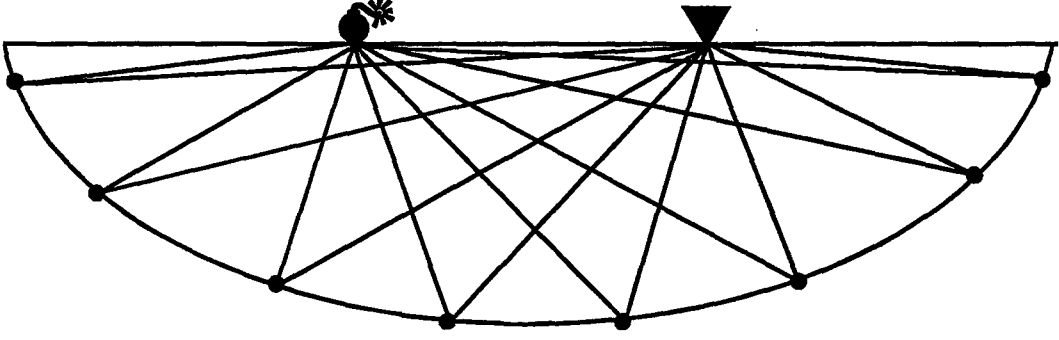
edilir. Bağıntıda x ve y elipsoidin yüzey koordinatlarını temsil etmektedir. Elipsoidin uzun eksenini $\beta t/2$ dir;

$$\frac{x^2}{(\beta t/2)^2} + \frac{y^2}{(\beta t/2)^2 - R^2/4} = 1 \quad (3.6)$$

Elips, sabit iki noktaya olan uzaklıklarının toplamı sabit olan noktaların geometrik yeridir. Tekil saçılma varsayımına göre kaynaktan çıkan dalga alanı, tek bir saçıcıya çarptıktan sonra alıcıya geri dönmektedir. Şekil 3.7, yarı elipsoidin düşey yöndeki kesitidir. Elipsoid üzerinde herhangi bir noktada yer alan saçıcılardan saçılan dalgalar, alıcıya eşit miktarda yol kat ederek varmaktadırlar. Bu dalgalar aldıkları mesafe_kadarlık bir hacim içerisinde bilgi taşımaktadırlar.



Şekil 3.6 Elips üzerinde kaynak (K), saçıcı (S) ve alıcı (A) ilişkisinden yola çıkılarak, elipsin uzun (a) ve kısa (b) eksenlerinin elde edilmesi.



Şekil 3.7 Yarı elipsoidin düşey yöndeki kesidi.

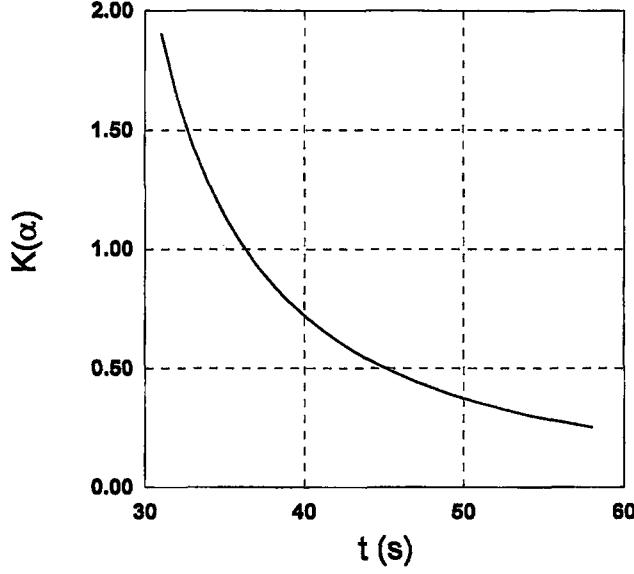
Sato (1977), odak noktaları kaynak ve alıcı olan elipsoidin yüzeyinde yer alan inhomojenitelerden saçılan dalgaların ω açısai frekansı civarında ortalama enerji yoğunluğunu,

$$E_{sc}(r, t/\omega) = \frac{n\sigma W_0(\omega)}{4\pi r^2} K(\alpha) e^{-\omega t/Q(\omega)} , \quad (3.7)$$

bağıntısıyla ifade etmiştir. Kaynaktan yayılan dalga saçıcıya ulaştığında, saçıcı yüzeyinin bir kısmıyla etkileşecektir. Saıcı ile dalga alanının etkileştiği alan σ' dir. Ortamda n sayıda saçıcı olması durumunda dalga alanı $n\sigma$ kadarlık bir saçıcı alanı ile etkileşmiş olacaktır. Başlangıçta enerjisi W_0 olan dalga, $n\sigma$ kadarlık bir saçıcı alanıyla etkileşince, enerjisinin $n\sigma W_0(\omega)/4\pi r^2$ lik kısmı saçılmış enerjiye dönüşmüş olacaktır. Dalganın yayılımı sırasında, genliği, geometrik azalım ve frekans bağımlı soğurulma etkileriyle azalırma uğrayacaktır. Frekans bağımlı soğurulma 3.7 bağıntısında üstel ifade ile temsil edilmektedir. Geometrik yayılım etkisini tanımlayan $K(\alpha)$ ise 3.8 bağıntısıyla ifade edilir;

$$K(\alpha) = \frac{1}{\alpha} \ln \frac{\alpha + 1}{\alpha - 1} . \quad (3.8)$$

Bağıntıda $\alpha = t/t_s$; t_s , S-dalgası seyahat süresi ve t deprem orijin zamanından itibaren geçen süredir. Gerçek bir deprem kaydı için hesaplanmış $K(\alpha)$ fonksiyonu Şekil 3.8' de izlenmektedir.



Şekil 3.8 Gerçek bir deprem için hesaplanmış $K(\alpha)$ fonksiyonu.

lik S-dalgası enerjisinin, E_s , kısa bir u süresi için nokta kaynaktan küresel olarak yayılan enerji olduğunu kabul edersek, r uzaklığındaki S-dalgalarının ortalama enerji yoğunluğu,

$$E_s(r/\omega) = \frac{W_0(\omega)}{4\pi r^2 \beta u} e^{-\omega t_s/Q}, \quad (3.9)$$

bağıntısıyla temsil edilir. β , S-dalga hızıdır.

Sato (1977)' ya göre, f merkez frekanslı, bant geçişli filtre ile filtrelenen sismogramda S-dalgası enerjisinin (E_s), saçılmış dalganın ortalama enerji yoğunluğuna (E_{sc}) oranı, genliklerinin kareleri oranı olarak $(A_s/A_c)^2$ temsil edilebilir;

$$\frac{E_s}{E_{sc}} = \frac{A_s^2}{A_c^2} = \frac{1}{C} K(\alpha)^{-1} e^{\frac{\omega}{Q_c}(t-t_s)}. \quad (3.10)$$

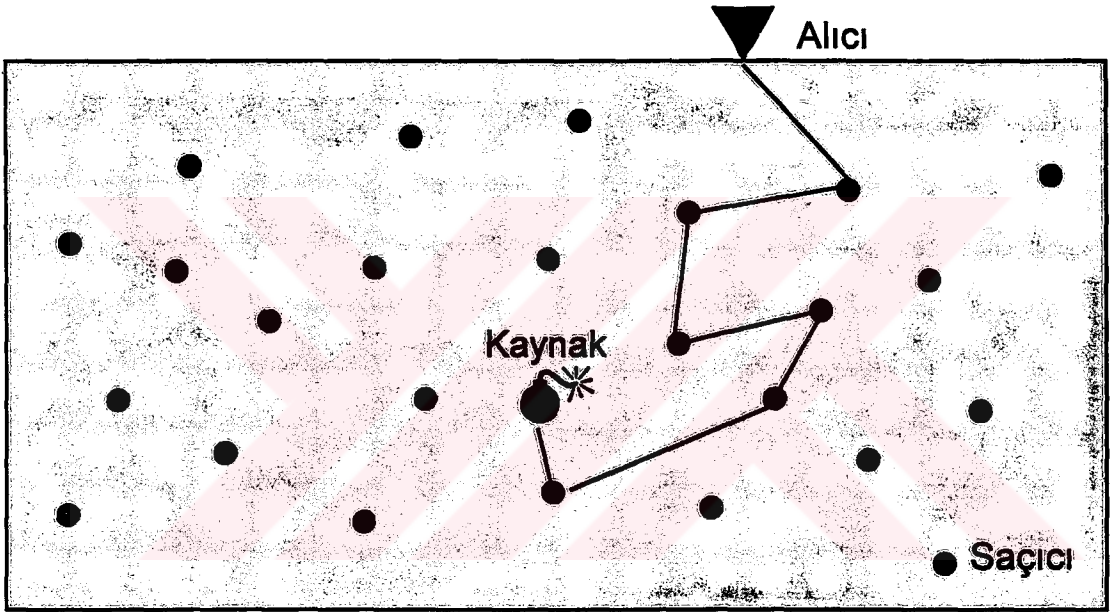
Bağıntıda A_s , S-dalgası genliği; A_c , koda dalgası genliği; $C = n\sigma\beta u$ olarak tanımlanır.

Phillips ve Aki (1986), Sato (1977)' nin geliştirdiği tekil saçılma modelini frekans ortamında incelemişler ve koda dalgaları genliğinin güç spektrumunu, aşağıdaki bağıntı ile tanımlamışlardır;

$$P(\omega, t) = C(\omega) K(\alpha) e^{-\frac{\omega t}{Q_c(\omega)}}. \quad (3.11)$$

3.2.3 Çoklu Saçılma Modeli

Tekil saçılma modelinde saçıcılar arasındaki ortalama serbest yol, saçıcı-istasyon arasındaki yoldan büyük ($l > r$) kabul edilir (Şekil 3.9). Bu varsayımın geçerli olmadığı durumda çoklu saçılma önem kazanır. Kopnichev (1977), iki ve üç boyutlu ortamlarda ikili ve üçlü saçılma problemini, Gao ve diğ. (1983), Aki ve Chouet, (1975)' nin modelinden yola çıkarak, iki boyutlu ortamda çoklu saçılmanın koda dalgaları üzerindeki etkilerini incelemişlerdir. Her iki çalışmanın sonuçları, erken koda dalgalarında tekil saçılmanın baskın olduğunu, buna karşılık geç koda dalgalarında çoklu saçılmanın önem kazandığını göstermiştir.



Şekil 3.9 Çoklu saçılma modeli.

3.2.4 Difüzyon Modeli

Episantır uzaklığı 100 km' den az olan depremlere ait sismik dalgalar, yer içindeki heterojenitelerden büyük ölçüde etkilenirler. Bu durumda, elastik dalga yayılımı difüzyon olayına benzetilebilir. Heterojen ortamı temsil eden sismik dalga birçok yansıma ve kırılma sonucu oluşur. Her bir kırılma ve yansıma, yeni bir sıkışma ve kesme dalgasının meydana gelmesine, olası tüm ışın yollarının hızla artmasına neden olur. Bu sonuç, dalga yayılımının, difüzyon olayına yakınsaması şeklinde düşünülebilir. Normalde dalga yayılımının en önemli özelliği, dalga enerjisinin, dalganın yayılım doğrultusunda olmasıdır. Ancak heterojen bir ortam nedeniyle güçlü saçılmaların olması, dalga enerjisinin, dalganın yayılma doğrultusunda

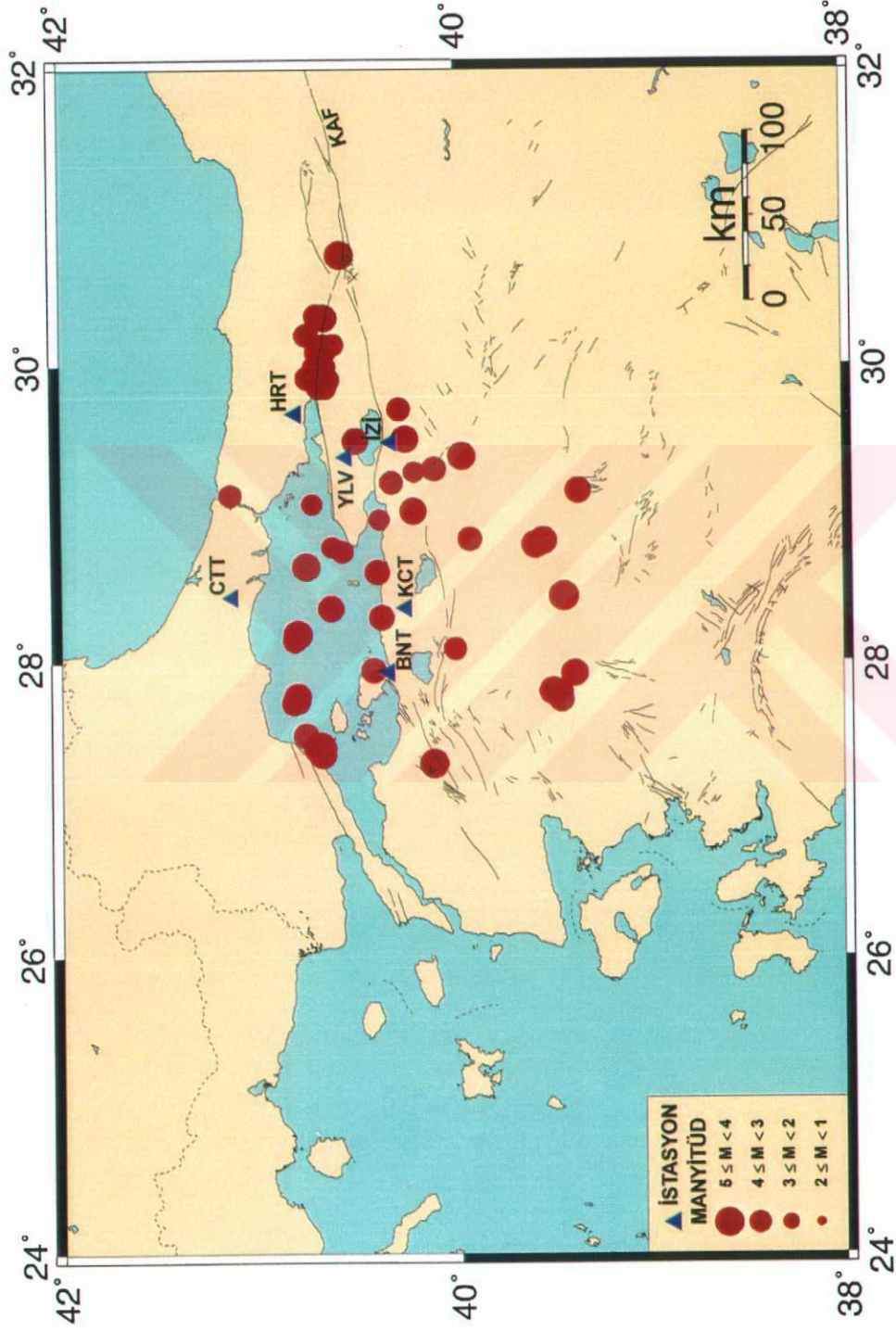
ilerlemesine engel olur. Bir başka deyişle dalga enerjisi farklı yönere saçılır ve aynı zamanda enerjisinin bir kısmı ısıya dönüşür. Yer içinde dalga yayılımının difüzyon olayı ile modellenebilmesi için çok güçlü saçıcıların olması ve ortam içinde ilerleyen birincil dalganın tüm enerjisinin çoklu saçılım nedeniyle yitirilmiş olması gerekir. Bu tür güçlü saçıcıların yer içinde olmadığı, bu yüzden difüzyon modelinin yer ortamına uygulanamayacağı Dainty ve Toksöz (1977,1981) tarafından belirtilmiştir.

3.3 Koda Q Kestiriminde Kullanılan Verilerin Seçimi ve İşlenmesi

Bu çalışmada, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) tarafından 1993 yılı ortalarında Marmara bölgesine yerleştirilen telemetrik sismik ağ (MARNET) ile toplanan verilerin, 1994 yılına ait olanları kullanılmıştır. Kayıtlar sayısal, kısa periyot, düşey bileşen hız sismometreleridir. Kullanılan verinin örnekleme s' 0.01 s' dir. Çalışmada koda Q kestirimine elverişli toplam 116 deprem kaydı kullanılmıştır. Seçilen depremlerin süre manyitüd aralığı 2.4-3.5, episantr uzaklıkları 20 ile 110 km arasındadır. Kullanılan istasyon ve depremlerin lokasyonları Şekil 3.10' da izlenmektedir. Koda Q kestiriminde kullanılan istasyonlar ve depremlerle ilgili bilgiler sırasıyla Tablo 3.1 ve Tablo 3.2' de verilmiştir.

Tablo 3.1 Şekil 3.10' da verilen haritada işaretli deprem istasyonları (MARNET) hakkında lokasyon ve zemin bilgileri.

İstasyon	Enlem (°K)	Boylam (°D)	Yükseklik (m)	Jeolojik Birim
YALOVA (YLV)	40.5667	29.3728	829	Kumtaşı
ÇATALCA (CTT)	41.1473	28.4297	324	Kumtaşı
MÜREFTE (MFT)	40.7867	27.2812	924	Kumtaşı
HEREKE (HRT)	40.8217	29.6680	645	Kalkerli şist
KARACABEY (KCT)	40.2655	28.3556	451	Kumtaşı
BANDIRMA (BNT)	40.3560	27.9200	353	Kalkerli şist
İZNİK (IZI)	40.3369	29.4728	910	-
ESKİYAYLA (EYL)	40.5660	30.1575	1160	-



Şekil 3.10 Marmara Bölgesi'nde koda Q kestiriminde kullanılan istasyon ve depremlerin lokasyonları (KRDAE, 1994).

Tablo 3.2 Koda Q kestiriminde kullanılan depremler (KRDAE, 1994). (N parametresi her bir depreme ait Q_c kestiriminde kullanılan sismogram sayısını göstermektedir.)

Sıra No	Tarih (yıl/ay/gün)	Olay (sa:dak:sn)	Enlem ($^{\circ}$ K)	Boylam ($^{\circ}$ D)	Derinlik (Km)	Süre Manyitüdü	N
1	94/01/06	02:48:06.19	40.118	29.299	7	2.9	1
2	94/01/09	18:13:45.33	40.675	29.912	9	2.8	3
3	94/01/09	18:15:05.00	40.672	29.866	8	2.8	2
4	94/01/11	03:23:51.97	40.680	29.854	7	2.8	2
5	94/01/11	10:40:54.61	40.703	30.008	5	2.8	2
6	94/01/11	22:35:53.66	40.693	29.899	9	2.7	3
7	94/01/26	12:42:49.22	40.594	28.740	6	2.7	2
8	94/02/03	16:36:53.57	40.675	30.113	24	2.6	2
9	94/02/04	19:14:19.14	40.767	30.205	6	2.8	1
10	94/02/08	07:55:07.61	40.630	30.140	3	2.6	2
11	94/02/10	16:53:02.52	40.402	28.958	6	2.5	2
12	94/02/12	00:53:21.03	40.647	28.771	9	2.5	2
13	94/02/23	10:05:42.15	40.223	29.278	9	2.5	2
14	94/02/24	11:17:38.06	40.437	27.940	9	3.0	1
15	94/03/24	13:48:54.97	40.015	28.086	12	2.7	2
16	94/03/25	08:57:09.72	39.556	28.812	7	3.3	2
17	94/03/26	16:41:23.56	40.823	27.766	11	3.2	2
18	94/04/15	23:42:54.99	40.745	29.060	15	2.5	4
19	94/04/18	17:31:13.80	39.935	28.825	1	2.9	3
20	94/04/20	09:03:24.71	40.776	28.639	14	3.3	3
21	94/04/21	13:39:21.00	41.154	29.122	21	2.7	2
22	94/04/28	02:25:24.35	39.398	27.921	7	3.2	1
23	94/05/07	23:58:38.90	39.511	27.798	10	3.3	1
24	94/05/10	01:26:55.91	39.975	29.384	13	3.3	2
25	94/05/13	10:37:36.89	40.825	27.734	7	3.0	3
26	94/05/17	12:30:17.00	40.594	30.747	8	3.4	1
27	94/05/25	03:01:05.00	39.476	27.790	10	3.2	1
28	94/05/25	07:25:14.00	39.467	27.742	1	3.0	1
29	94/06/05	14:50:27.97	40.761	29.914	7	2.9	3
30	94/06/07	14:12:51.35	40.714	27.418	8	3.8	3
31	94/06/12	11:01:44.33	40.674	29.903	11	3.4	1
32	94/06/14	13:29:49.99	40.732	29.985	9	2.6	2
33	94/06/15	00:15:52.91	40.673	29.842	13	2.6	3
34	94/06/15	02:08:51.60	40.676	29.869	5	2.9	2
35	94/06/15	10:53:45.18	40.684	29.988	7	3.1	3
36	94/06/16	07:49:02.61	40.678	30.321	11	3.2	1
37	94/06/16	09:18:16.03	40.266	29.499	13	3.2	1
38	94/06/24	07:58:26.88	40.298	29.700	8	2.8	2
39	94/06/25	21:16:58.47	40.653	28.358	18	3.1	1
40	94/06/30	15:27:41.04	39.373	29.150	9	3.1	2
41	94/07/03	01:06:56.86	40.521	29.487	6	3.1	1
42	94/07/06	16:55:18.09	40.708	29.846	12	2.7	2
43	94/07/14	21:17:52.30	40.821	28.184	11	3.4	1
44	94/07/27	22:51:05.98	40.693	29.845	5	2.4	4
45	94/08/09	02:24:12.25	40.227	29.012	10	3.2	6
46	94/08/17	21:14:50.06	39.597	28.786	8	3.2	2
47	94/09/07	06:02:23.42	40.130	27.312	9	3.4	2
48	94/09/09	21:26:32.75	40.416	28.601	10	3.0	3
49	94/09/17	09:30:51.40	39.450	28.438	16	3.5	2
50	94/10/01	04:35:09.12	40.694	29.885	11	2.6	2
51	94/10/16	06:05:39.52	40.844	27.722	7	2.9	2
52	94/10/17	10:33:02.00	40.701	27.371	9	3.2	1
53	94/10/19	04:16:32.13	40.680	30.115	7	3.4	1
54	94/11/06	20:26:43.02	40.784	27.502	14	3.0	1
55	94/11/08	07:32:24.78	40.717	30.334	7	2.8	1
56	94/11/11	10:43:59.65	40.395	28.296	10	3.0	1
57	94/11/12	07:56:43.92	40.837	28.143	5	2.8	2
58	94/11/30	11:02:59.12	40.339	29.207	20	2.8	2
59	94/12/25	23:00:58.41	40.708	30.090	5	3.1	1

Verilerin değerlendirilmesinde, Sato (1977)' nun geliştirdiği yöntem kullanılmıştır. Bu yöntemde, kaynak-alıcı arası uzaklık dikkate alındığından, S varışını izleyen yakın zamanlı salınımlar koda başlangıcı olarak alınabilir. Sismik olarak gürültülü ortamlarda, küçük depremlere ait koda dalgası genlikleri çoğu kez S-dalgası geliş zamanının 2 katından sonra (kesme zamanı) ortamın gürültü seviyesinin altına düşer. Bazen de veri kayıt sorunları nedeniyle kesilip atılır. Bu durumda Aki ve Chouet (1975)' nin tekil geri saçılma modelinde koda başlangıcı olarak seçilen S-dalga varışının iki katı zaman ve sonrasında koda genliklerini seçmek mümkün olmaz. Sato (1977) yöntemi, S varışını takip eden salınımların koda başlangıcı olarak seçilmesine olanak vermesi açısından önemlidir. Sato (1977)' nun modelini kullanarak koda kalite faktörünü hesaplamak amacıyla , DOS ortamında çalışan, etkileşimli (interaktif) bir program yazılmıştır. Sato (1977)' nun 3.10 bağıntısını kullanarak koda Q kestirimi işlem aşamalarını aşağıdaki şekilde özetleyebiliriz.

Koda Q hesabı için Sinyal/Gürültü (S/G) oranı 5 ve büyük olan depremler seçilmiştir.

S-dalgasının ardından düzenli olarak azalmaya başlayan kısım koda başlangıcı olarak alınmıştır. S/G oranının 2 veya altına düştüğü yer ise koda penceresinin sonu olarak seçilmiştir (Şekil 3.11).

Seçilen sismogram parçası, merkez frekansları 1.5,3,6,12 ve 24 Hz olan 8 kutuplu, sıfır fazlı Butterworth filtre ile filtrelenmiştir. (Şekil 3.12a ve b)

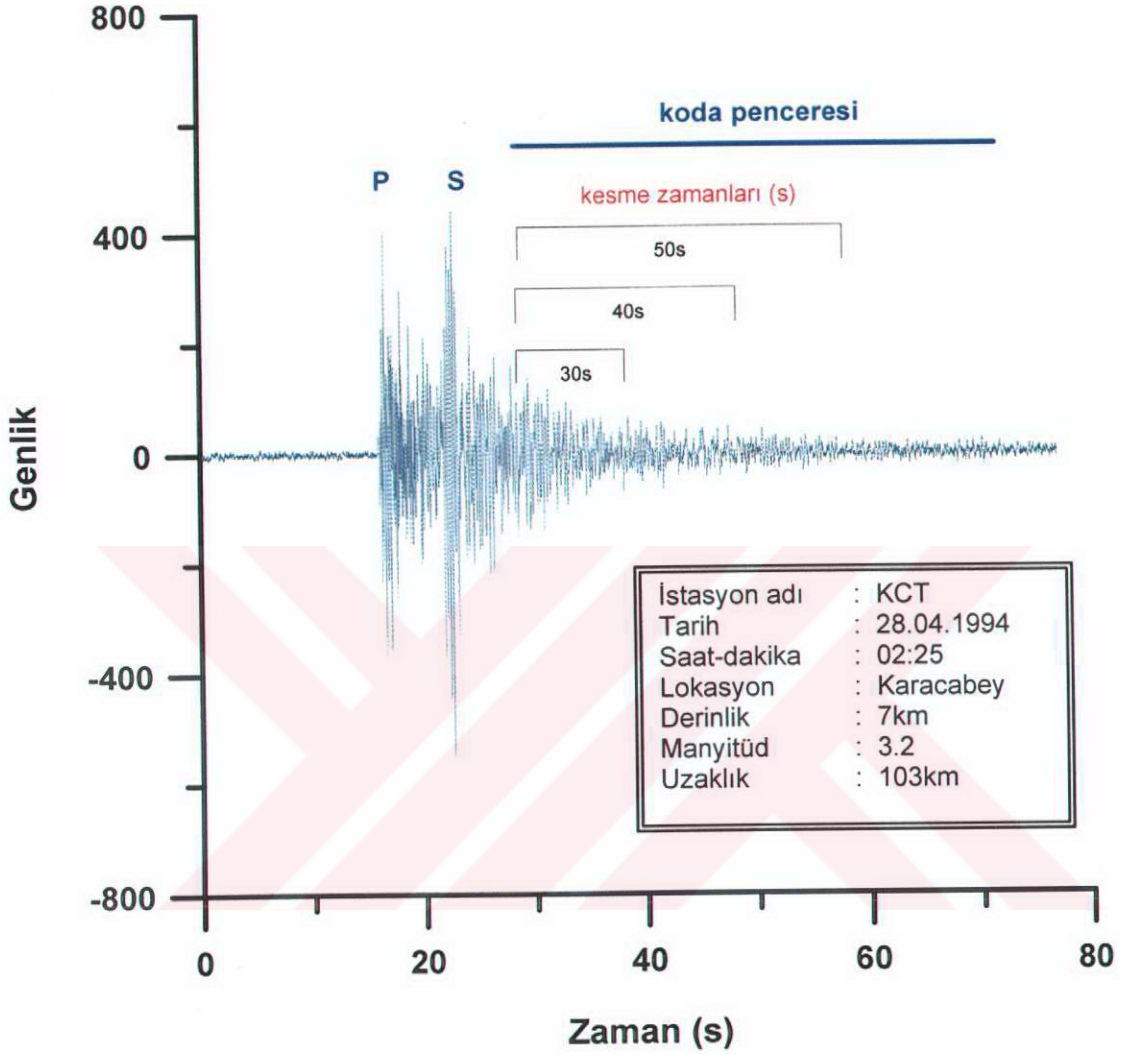
Ortalama değerle temsil edilen filtrelenmiş sismogramın koda zarfı, güç spektrumu ile özilişki fonksiyonu arasındaki ilişkiden yola çıkarak hesaplanır (Aki ve Chouet, 1975). Rasgele sinyalin güç yoğunluğu spektrumu ile zaman serilerinin karelerinin ortalaması arasındaki ilişki, 3.12 bağıntısında verilmiştir;

$$\phi(\tau) = \frac{1}{T} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) x(t + \tau) dt = \frac{1}{T} \int_{-\infty}^{\infty} P(\omega | t) e^{i\omega\tau} d\omega ,$$

$$\tau = 0 \quad \phi(0) = \langle x(t)^2 \rangle , \quad (3.12)$$

$$\lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} x(t)^2 dt = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} P(\omega) d\omega .$$

Bağıntıda "< >" simgesi ortalamayı temsil etmektedir.



Şekil 3.11 Sismogram üzerinde koda dalgasının seçimi.

Bant geçişli filtre ile filtrelenmiş sinyalde, $\omega_0 < |\omega| < \omega_1$ frekans aralığında $P(\omega t) = P$ (sabit) ve diğer frekanslarda $P(\omega t) = 0$ 'dır. Bu durumda zaman serisinin (genlik) ortalama karesi, güç spektrumu yoğunluğu ile frekans bandının çarpımına eşit olur ve aralarındaki ilişki 3.13 bağıntısıyla gösterilir;

$$\lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} x(t)^2 dt = 2P\Delta f \quad (3.13)$$

Bağıntıda $\Delta f = (\omega_1 - \omega_0)/2\pi$ 'dir.

Koda dalgası zarfı, yaklaşık olarak sinyalin karekök ortalamasının (root mean square-rms) iki katına eşit olduğundan (Aki ve Chouet, 1975),

$$A_c(\omega|t) = 2 \left[2P(\omega|t)\Delta f \right]^{1/2}, \quad (3.14)$$

bağıntısıyla hesaplanır (Şekil 3.12.c).

Bu çalışmada koda zarfı, pencere genişliği 2 s, kayma miktarı 1 s olan kayan pencereler içinde sinyalin karekök ortalaması (rms) alınarak elde edilmiştir.

Bağıntı 3.10' da $(A_s/A_c)^2$ oranı, $K(\alpha)$ düzeltme faktörüyle çarpıldıktan sonra, logaritması alınarak doğrusal hale getirilmiştir (Şekil 3.12d);

$$\log_{10} \left[\left(\frac{A_s}{A_c} \right)^2 K(\alpha) \right] = b(t - t_s) - C. \quad (3.15)$$

Bağıntıda b, koda kalite faktörünün hesaplandığı eğimi, C koda kaynak etkisini temsil etmektedir ve sırasıyla 3.16 ve 3.17 bağıntılarında gösterilmektedir. Bağıntı 3.15' de en küçük kareler (ekk) yöntemiyle hesaplanan koda zarfının eğimi, 3.16 bağıntısında yerleştirilerek Q_c değeri elde edilmiştir (Şekil 3.12d);

$$b = 2 \pi f (\log_{10} e) / Q_c(\omega), \quad (3.16)$$

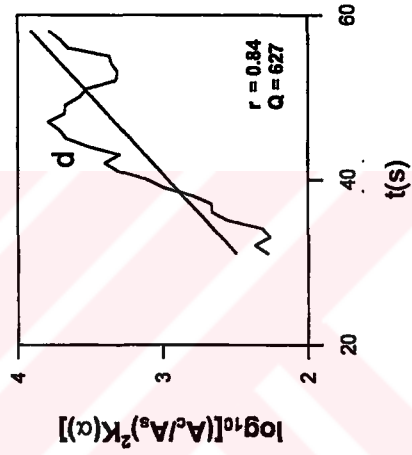
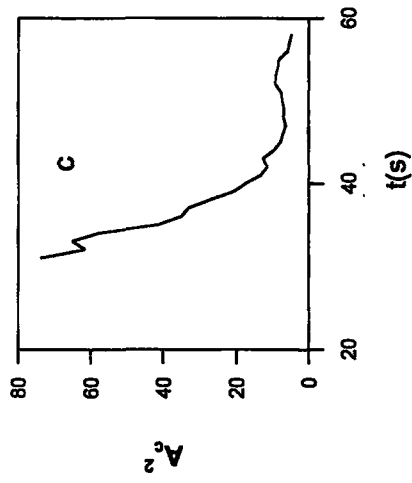
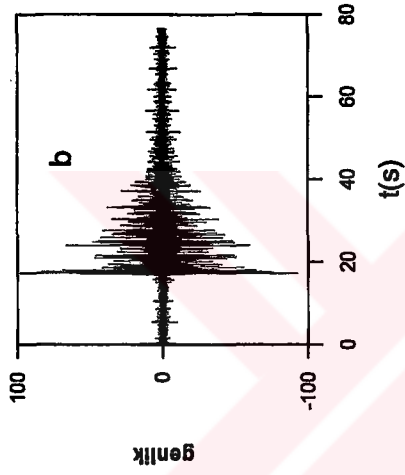
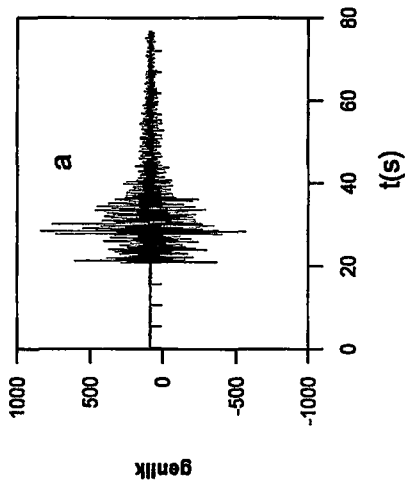
$$C = \log_{10} (n \sigma \beta_0 u). \quad (3.17)$$

Derinlik bağımlı koda Q değerlerini elde etmek için, koda zarfı ve eğim hesaplama işlemi, koda başlangıcı sabit olmak üzere 10 s' lik pencere artırımlarıyla hesaplanmıştır (Şekil 3.11).

Koda zarfı ile koda zarfını temsil eden doğru arasındaki uyum, 3.18' de verilen ilişki katsayısı bağıntısı ile hesaplanmıştır (Canitez ve diğ., 1987);

$$C_{xy} = r = \frac{1}{\sigma_x \sigma_y} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}). \quad (3.18)$$

Bağıntıda, $\bar{x}$ ve $\bar{y}$, x_i ve y_i zaman serilerinin ortalamalarını; σ_x ve σ_y ise x_i ve y_i zaman serilerini standart sapmalarını temsil etmektedirler. Hesaplanan koda Q değerlerinden mümkün olduğu kadar fazla ama güvenilir sonuçlar elde etmek için, ilişki katsayısı 0.8 ve üstü olan sonuçlar frekans ve kesme zamanına bağlı olarak gruplandıktan sonra ortalamaları alınmış, frekans ve kesme zamanının fonksiyonu



İstasyon adı	: BNT
Tarih	: 20.04.1994
Saat-dakika	: 09:03
Lokasyon	: Bandırma
Derinlik	: 14km
Manyitüd	: 3.3
Uzaklık	: 77km

Şekil 3.12 Koda Q kestiriminde izlenen işlem aşamaları. a) Deprem verisi, b) 12 Hz merkez frekanslı Butterworth filtre ile filtrelenmiş veri, c) Seçilen koda penceresi için hesaplanan koda zarfı, d) $\log_{10}[(A_c/A_s)^2 K(\alpha)]$ değerlerinin doğrusal hale getirilerek elde edilen noktaları en iyi temsil eden doğrunun eğiminden Q_c değerinin ve ilişki katsayısının (r) hesaplanması.

olarak grafiklenmiştir. Elde edilen sonuçlardan da koda Q' nun frekans bağımlılığı belirlenmiştir.

Koda Q' nun frekans bağımlılığı, $Q_c = Q_0 f^n$ bağıntısıyla tanımlanır. Burada Q_0 , Q_c ' nin 1 Hz' deki değeri; f, frekans; n, frekans bağımlılığının mertebesidir. Aki (1980b), Pulli ve Aki (1981) ve Roecker ve diğ. (1982), Q 'nun frekans bağımlılığı ile ilgili yaptıkları çalışmalarda, tektonik aktivite ile frekans bağımlılığının mertebesi arasında güçlü bir ilişki olduğunu görmüşlerdir.

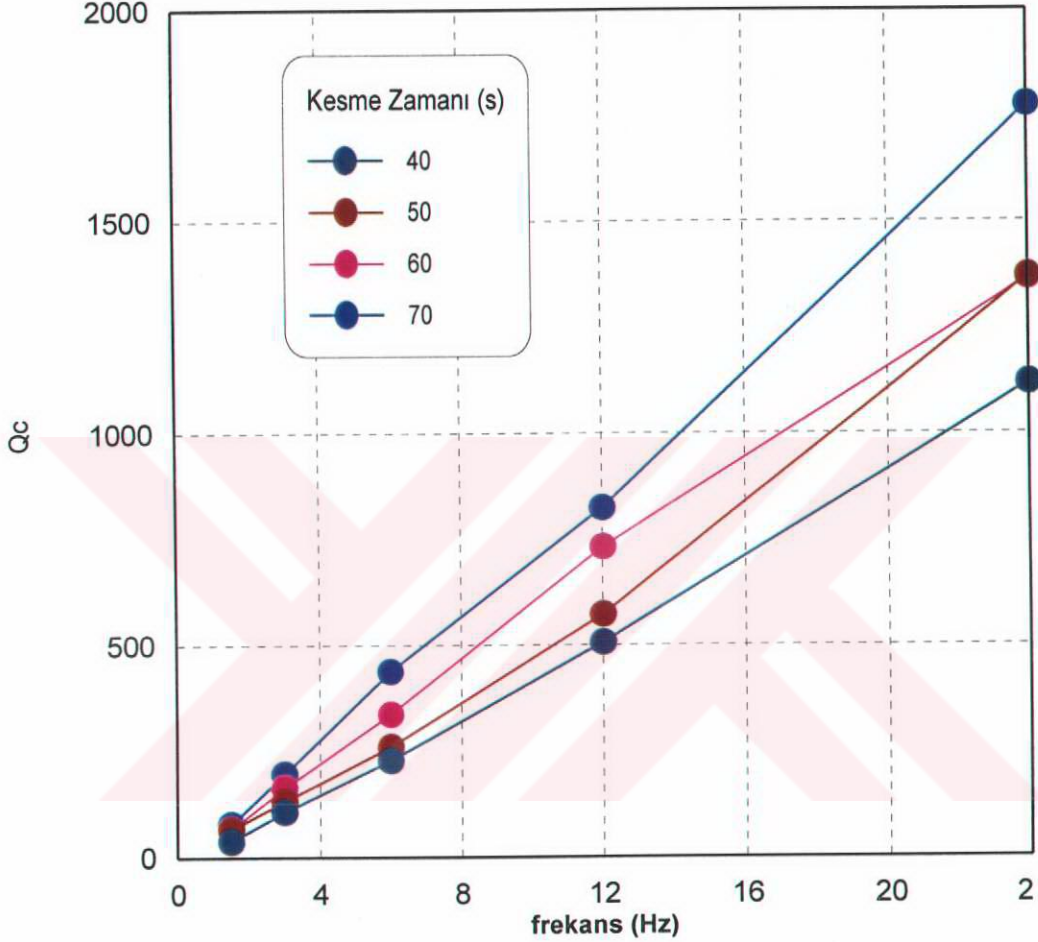
Çalışmaların yapıldığı frekans aralığında (1-25 Hz), tektonik olarak duraylı bir bölgede, Q yaklaşık frekans bağımsız iken; tektonik olarak aktif bir bölgede Q 'nun frekans bağımlı olduğu izlenmiştir. Aki (1980a), bu gözlemden yola çıkarak, Q 'nun frekans bağımlılığında en büyük etkenin sismik dalga saçılımı olduğu sonucuna varmıştır. Aktif tektoniğe sahip alanlarda litosfer yüksek oranda heterojen; buna karşılık eski ve duraylı bölgelerde litosfer genelde tekdüze olduğundan varılan sonuç mantıklıdır. Bu nedenle koda dalgalarında 1 Hz civarında izlenen değişimler, ortamın heterojenitesi ile ilişkili olup tektonik aktivite kestiriminde kullanılabilecek bir parametredir.

3.4 Sonuçlar ve Tartışmalar

Bölüm 3.3' deki işlem aşamaları uygulanarak Marmara Bölgesi' ne ait ortalama Q_c değerleri, frekansın fonksiyonu olarak, farklı kesme zamanları için hesaplanmıştır (Şekil 3.13 ve Tablo 3.3). Artan frekans ve kesme zamanlarına bağlı olarak, ortalama Q_c değerlerinin de arttığı Şekil 3.13' den izlenmektedir. Daha önce 3.6 bağıntısında tanımlandığı üzere tekil saçılma varsayımına göre koda dalgalarını oluşturan saçıcılar, odak noktaları kaynak ve alıcı olan elipsoidin yüzeyinde yer almaktadırlar. Elipsoidin uzun eksenini $\beta t/2$ ' dir. Marmara Bölgesi için S-dalga hızı (β) 3.4 km/s kabul edilirse, kullanılan veri için elipsoidin uzun eksenini, en küçük kesme zamanı 40 s' de 68 km, en büyük kesme zamanı 70 s' de 119 km olarak hesaplanır. Başka bir deyişle, büyük kesme zamanları için elde edilen ortalama koda Q değerleri, büyük bir hacmi temsil etmektedir. İlerleyen kesme zamanlarında Q_c değerlerinin artması, kabuğun derin kısımlarının, sığ kısımlara oranla daha homojen bir yapıya sahip olmasından kaynaklanmaktadır. Derinlere doğru inildikçe basınç etkisiyle çatlaklar kapanmakta, bu olay Q değerlerinin artmasına neden olmaktadır.

Barış ve diğ. (1991) KRDAE 1989-1990 dönemine ait deprem verilerini kullanarak Aki ve Chouet (1975), Sato (1977) ve Phillips ve Aki (1986) yöntemleri ile (Bkz.

Bölüm 3.2) Marmara Bölgesi için Q kestirimi yapmışlardır. Çalışmalarında koda Q' nun kesme zamanı ile olan değişimini dikkate almamışlardır. Kullandıkları yöntemlerden elde ettikleri Q değerlerinin ortalamasını alarak Marmara Bölgesi için $Q_c=107f^{0.97}$ ilişkisini hesaplamışlardır.



Şekil 3.13 Marmara Bölgesi için farklı kesme zamanlarında (40, 50, 60, 70 s) frekansın (1.5, 3, 6, 12, 24 Hz) fonksiyonu olarak hesaplanan ortalama Q_c değerleri.

Akıncı ve diğ. (1994), TÜBİTAK-MAM tarafından 1987-1992 yılları arasında kayıt edilen deprem verilerini kullanarak Batı Anadolu Bölgesi için koda Q kestirimi yapmışlardır. Bu araştırmacılar Batı Anadolu Bölgesi için Aki ve Chouet (1975)' nin yöntemini kullanarak, 30 ile 190 s kesme zamanı aralığında Q_c ' nin frekansla değişimini incelemiştir. Sonuç olarak 30 s için $Q_c=50.7f^{1.01}$ ve 190 s için $Q_c=183.2f^{0.76}$ hesaplamışlar ve kesme zamanı arttıkça koda Q değerlerinin de arttığını gözlemişlerdir. Tablo 3.3' de Marmara Bölgesi için verilen Q_c değerlerinin 40 s kesme zamanı için olan frekans bağımlılığı, Akıncı ve diğ. (1994)' nin Batı Anadolu için verdikleri 30 s kesme zamanındaki frekans bağımlılığı ile

kıyaslandığında, Marmara denizi ve civarı için Q_0 değerinin daha düşük ve frekans bağımlılığının daha yüksek olduğu izlenir. Jin ve Aki (1986) yaptıkları çalışma sonucunda Q_0 değerlerinin, büyük depremlerden önce düştüğünü ve koda Q incelemesi yapılan bölgenin alanı daraltıldıkça olası depremin episantrına yaklaşılabileceğini belirtmişlerdir.

Bu çalışmada incelenen bölge, Akıncı ve diğ. (1994)' nin inceledikleri bölgeye göre daha dar bir alanı kapsamakta ve düşük Q_0 değerleri elde edilmektedir. Bu sonuçların olası bir depremin habercisi olup olmadığının anlaşılabilmesi için bölgede koda Q çalışmalarının belli zaman aralıkları ve daha küçük bölgelendirmeler ile tekrarlanması ve zaman içinde Q_0 ve n (frekans bağımlılığı) değerlerinin değişiminin incelenmesi gerekir. Belli zaman aralıkları ile yapılan inceleme sonucunda Q_0 değerlerinin düştüğü izlenirse, bu sonuç olası deprem riskinin artmakta olduğunu göstermek amacıyla kullanılabilir. Koda Q değerlerindeki değişimler, ortamın heterojen yapısındaki değişimler ile ilişkilidir. Yapılan bir çok gözlem, Q_c değerlerinin volkanik patlamalardan, gayzer oluşumundan ve depremlerden önce düştüğünü göstermiştir (Herraiz ve Espinosa, 1987).

Tekil saçılma modeline dayanan koda Q yöntemi, normalize koda Q yöntemi ile birlikte, bir bölgenin soğurulma mekanizmasını anlamak için kullanılabilir. Horasan ve diğ. (1998), 1994 yılı KRDAE deprem verilerini kullanarak koda normalizasyon yöntemiyle 50 s kesme zamanı için $Q_s=50\pm 1.7f^{1.09\pm 0.05}$ ilişkisini hesaplamışlardır. Q_s ' in frekans bağımlılığı, Tablo 3.3' de verilen 50 s kesme zamanındaki $Q_c=41\pm 1.07f^{1.08\pm 0.03}$ sonucu ile benzerdir. Kesme zamanı 50 s' den başlayarak Q_c ve Q_s değerlerindeki benzerlik, tekil saçılma varsayımında kullanılan elipsoidin büyük ekseninin 50 s kesme zamanı için 85 km olacağı göz önüne alınırsa, saçılma kökenli soğurulmada azalma ve anelastik kökenli soğurulmada artma olarak yorumlanabilir. Benzer karşılaştırmalar farklı bölgeler için Aki (1980b), Roecker ve diğ. (1982) ve Hatzidimitriou (1995) tarafından da elde edilmiştir. Akıncı ve diğ. (1995) Batı Anadolu' da iki farklı kökenli soğurulmayı çoklu pencere analizi (multiple window analysis) yöntemi ile incelemişlerdir. Çalışmalarının sonuçlarını, 0-80 km hiposantır uzaklıklarında saçılma kökenli soğurulmanın, 80-170 km hiposantır uzaklıklarında anelastik kökenli soğurulmanın etkin olduğu şeklinde yorumlamışlardır. Bu sonuçlar Horasan ve diğ. (1998) sonuçları ile uyumludur.

Marmara Bölgesi' nde erken kesme zamanlarında gözlenen saçılma kökenli soğurulmaya sebep olan tektonik etken, bölgede üst kabukta yaygın olarak gözlenen KAF zonu ve ilişkili fay sistemlerinin varlığıdır. Marmara Bölgesi' ndeki sığ sismisitenin varlığı da saçılma kökenli soğurulmanın KAF ile ilişkili olabileceğine

işaret etmektedir. Ancak 50 s kesme zamanının üzerinde baskın olan anelastik kökenli soğurulma yüksek ısı akısı ile ilişkili olabilir. Hurtig ve diğ. (1990)' in yaptığı ısı akısı çalışmaları Türkiye' nin Avrupa' nın yüksek ısı akısı zonu üzerinde olduğunu göstermiştir.

Tablo 3.3 Marmara bölgesi için hesaplanan ortalama Q_c değerlerinin frekans ve kesme zamanlarına bağlı sonuçları ve standart sapma değerleri. Parantez içindeki değerler ortalama Q_c hesabında kullanılan sismogram sayısını göstermektedir. Farklı kesme zamanları için hesaplanan frekans bağımlı Q_c değerleri en alt satırda verilmektedir.

Frekans (Hz)	Q_c			
	40s	50s	60s	70s
1.5	38±7 (9)	67±23 (15)	68±27 (10)	78±18 (5)
3	107±37 (19)	133±54 (33)	165±46 (35)	197±51 (23)
6	229±66 (30)	262±106 (56)	339±99 (53)	438±115 (36)
12	506±164 (45)	573±197 (79)	732±198 (69)	823±195 (41)
24	1118±404 (29)	1370±742 (46)	1366±345 (36)	1775±591 (23)
$Q_0 f^n$	(26±1.09) $f^{1.19 \pm 0.04}$	(41±1.07) $f^{1.08 \pm 0.03}$	(47±1.08) $f^{1.08 \pm 0.04}$	(54±1.09) $f^{1.11 \pm 0.04}$

Bölgesel karşılaştırma amaçlı olarak Marmara Bölgesi gibi aynı fay zonunun (KAF) doğu ucunda yer alan Erzincan ve civarında Sato (1977) modeli kullanılarak, koda dalgalarının frekans ve kesme zamanı bağımlılığı incelenmiştir (EK A). Erzincan depremi (13 Mart 1992, $M_s=6.8$) artçıları kullanılarak yapılan çalışmada, 1.5, 3, 6 ve 8 Hz merkez frekansları ve 30 s ile 80 s kesme zamanları arasında Q_c değerleri hesaplanmıştır. 30 s kesme zamanı için $Q_c=24f^{0.94}$ ve 80 s kesme zamanı için $Q_c=74f^{0.78}$ olarak hesaplanmıştır. Yine Marmara Bölgesi' nde olduğu gibi yerin sığ kesimlerini temsil eden düşük kesme zamanlarında Q_c değerleri düşük, yerin derin kısımlarını temsil eden yüksek kesme zamanlarında Q_c değerleri yüksektir. Kesme zamanına bağlı olarak Q_c değerlerinin artması ortamın derinleştikçe homojen hale geldiğini göstermektedir. Q_c ' nin, tektonik olarak aktif bölgeleri temsil eden yüksek frekans bağımlılığı, Erzincan ve civarında da görülmektedir. Bu yüksek frekans bağımlılığı Erzincan havzasını çevreleyen KAF, KDAF ve Ovacık fayları ve bunlara bağlı diğer fay sistemleri ile ilişkilidir. Marmara Bölgesi ve Erzincan civarında etkin olan fay sistemleri nedeniyle Q_c ' nin frekans bağımlılığı benzerlik göstermektedir. Peng ve diğ., (1986) 23 Kasım 1984 California Round Valley depremi art sarsıntılarını kullanarak yaptıkları koda Q çalışmasında ana şokun episantrı civarındaki art sarsıntılardan elde ettikleri Q_c değerlerinde azalma, buna karşılık ana şokun episantrından uzaktaki art sarsıntılardan elde ettikleri Q_c değerlerinde artış izlemişlerdir. Erzincan depremi sonrasında yapılan koda Q çalışmasında Q_c değerlerinin normalden düşük olduğu gözlenmiştir. Ancak her iki bölge için ortak olan kesme zamanlarına ait Q_0 değerleri incelendiğinde (Tablo 3.4), Erzincan ve

civarı deprem geçirmiş bir bölge olmasına rağmen, Marmara Bölgesi'nde elde edilen Q_0 değerleri, Erzincan ve civarında elde edilen Q_0 değerlerine göre düşüktür. Yapılan çalışmalar, ortama ait Q_0 değerlerinin, deprem öncesi ve sonrasında düştüğünü göstermiştir. Bu nedenle Marmara Bölgesi için 1994 KRDAE verilerinden hesaplanan Q_0 değerlerinin düşük olması, Q_0 değerlerinin zaman içerisindeki değişiminin incelenmesi açısından, üzerinde daha fazla araştırma yapılması gereken bir konudur.

Tablo 3.4 Marmara Bölgesi ve Erzincan civarında yapılan koda Q çalışmasında farklı kesme zamanları için elde edilmiş frekans bağımlılıkları.

	Marmara Bölgesi	Erzincan ve çevresi
Kesme zamanı (s)	$Q_c=Q_0f^n$	$Q_c=Q_0f^n$
30	-	$25f^{0.94}$
40	$26f^{1.19}$	$37f^{0.82}$
50	$41f^{1.07}$	$49f^{0.85}$
60	$47f^{1.08}$	$57f^{0.88}$
70	$54f^{1.11}$	$66f^{0.79}$
80	-	$74f^{0.78}$

Tekil saçılma varsayımından yola çıkarak dünyanın farklı bölgelerinde, farklı araştırmacılar tarafında koda Q kestirimi yapılmıştır. Bu çalışmaların bazılarında yöntem aşamalarında kullanılan ara basamaklar ve uygulama şekilleri farklı olmakla birlikte hepsi Q_c ile tektonik aktivitenin değişimini incelemişler ve tektonik olarak aktif bölgelerde Q_c 'nin frekans bağımlılığının yüksek olduğunu saptamışlardır. Bu çalışmalar Tablo 3.5' de izlenmektedir.

Tablo 3.5 Dünyanın farklı bölgelerinde yapılmış Q_c çalışmaları

Araştırmacılar	İncelenen Bölge
Aki ve Chouet, 1975	Oishiyama-Japonya
Chouet, 1979	Stone Canyon-California
Roecker ve diğ, 1982	Orta Asya
Rhea, 1984	Güney Carolina
Pulli, 1984	New England
Jin ve diğ, 1985	Mariana adaları, İzlanda, Ekvator
Novelo-Casanova ve Butler, 1986	Kuzeybatı Pasifik
Eck, 1988	Ölü deniz
Ambah ve Fairhead, 1989	Cameroon Dağı-Batı Afrika
Kvamme ve Havskov, 1989	Güney Norveç
Del Pezzo ve diğ, 1990	Etna Dağı
Ibanez ve diğ, 1990	Kuzey İspanya
Barış ve diğ, 1991	Kuzeybatı Anadolu
Akıncı ve diğ, 1994	Batı Anadolu
Horasan ve diğ, 1998	Kuzeybatı Anadolu

4. ÇOK KANALLI SİSMİK YANSIMA VERİLERİ İLE MARMARA DENİZİ ÇINARCIK HAVZASINDA SOĞURULMANIN İNCELENMESİ

Deneysel olarak sismik dalga yayılımının özellikleri, tam elastik ortam varsayımına dayanır. Cisim dalgalarının yansıma ve kırılma modelleri ve yüzey dalgalarının dispersiyonu, elastik eşitliklerin, sınırları tanımlı yer ortamına uygulanmasıyla elde edilebilir. Ancak teorik çalışmalardan elde edilen sonuçlar ile gözlemsel veriler arasında farklılıklar vardır. Gözlemsel olarak kayıt edilen sismik dalga genliklerinde izlenen azalım, yer ortamının tam elastik olmayışından kaynaklanmaktadır. Sismik dalganın ilerlediği ortamın anelastik oluşu, dalga enerjisinin ısıya dönüşmesine, genliğinin zaman ve uzaklığa bağlı olarak azalmasına neden olur. Bu olay anelastik soğurulma olarak tanımlanır. Ortamın elastik özellikleri, elastik modüller, P ve S dalga hızlarıyla tanımlanırken, anelastik özellikleri soğurulma parametreleriyle tanımlanır. Soğurulmanın, kayacın litolojisi, fiziksel durumu ve akışkana doygunluk gibi özelliklerine, sismik hızdan daha duyarlı olması, ortamın elastik olmayan özellikleri hakkında bilgi edinmekte kullanılan önemli bir parametre olmasına neden olmuştur (White, 1965; Toksöz ve Johnston, 1981).

Soğurulmanın belirlenmesi amacıyla laboratuvar ve arazi çalışmaları yapılmaktadır. Laboratuvarda hesaplanan soğurulma değerleri ile arazi verisinden elde edilen soğurulma değerlerini birebir kıyaslamak mümkün olmamakla birlikte, soğurulmanın belli fiziksel şartlarda gösterdiği değişimi izlemek açısından önemlidir. Arazi çalışmalarında, VSP (Vertical Seismic Profiling) tekniği, basit geometrisi ve doğrudan varışların kaydını sağlaması nedeniyle soğurulma kestiriminde tercih edilmektedir. VSP tekniği ile kayıt edilen verilerden yapılan soğurulma kestirimleri, sismik yansıma verilerinin soğurulma açısından yorumlanmasında önemli bir basamak teşkil etmektedir. Sismik yansıma verileri ile yapılan soğurulma çalışmaları ise henüz gelişme aşamasındadır.

Bu çalışmada, MTA-İTÜ-Cambridge Üniversitesi grubunun 1997 yılında Marmara denizinde MTA-Sismik-1 gemisi ile topladığı çok kanallı sismik yansıma verileri

kullanılarak, soğurulma parametrelerinden biri olan kalite faktörü Q ile ortamın soğurulma yapısı incelenmiştir. İzleyen bölümlerde, soğurulmanın tanımları, mekanizmaları, dispersiyon ilişkileri ve soğurulma hesabında kullanılan yöntemlerden bahsedildikten sonra Marmara denizinin Çınarcık Havzası'nda yapılan Q çalışması ve sonuçları anlatılacaktır.

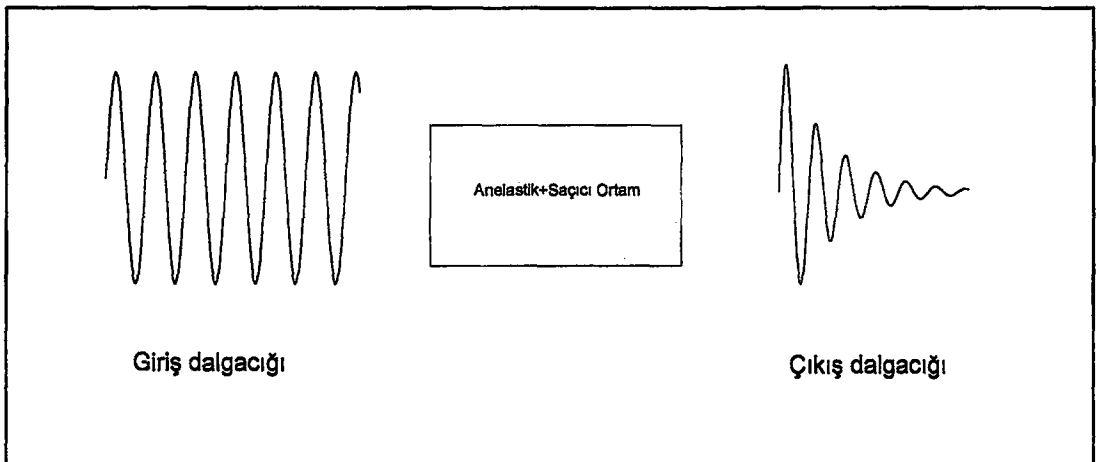
4.1 Soğurulma ile İlgili Tanımlar

Sismik dalganın yer içinde ilerlemesi sırasında enerjisinin saçılması ya da ısıya dönüşmesi sonucu genliğinde meydana gelen azalım soğurulma olarak tanımlanır (Şekil 4.1). Soğurulmanın, farklı tanımlamaları arasında, literatürde en sık kullanılanları, soğurulma katsayısı (α), kalite faktörü Q veya tersi Q^{-1} (internal friction veya dissipation factor) ve logaritmik azalım (δ) parametreleridir. Bu parametrelerin tanımları ve aralarındaki ilişkiler açıklandıktan sonra Q parametresine bağlı olarak efektif Q ve ara Q tanımları yapılacaktır.

Soğurulma katsayısı: Homojen ortamda ilerleyen düzlem dalga,

$$A(x,t) = A_0 e^{-i(kx - \omega t)} , \quad (4.1)$$

bağıntısıyla tanımlanır. Başlangıçta A_0 genliğine sahip dalganın genliği, ilerlediği yol ve zamana bağlı olarak üstel azalım gösterir. Bağıntıda ω , açısal frekans; k , dalga sayısı; x , uzaklık; t , zaman; A_0 , kaynaktaki genlik; $A(x,t)$, kaynaktan x uzaklık ve t zamandaki genliktir.



Şekil 4.1 Soğurulmanın sinüs dalgacığı üzerindeki etkisi.

Soğurulmayı tanımlamak için frekans veya dalga sayısı kompleks olarak ifade edilir. Frekans değerinin kompleks alınmasıyla zamanla değişen (temporal) soğurulma,

$$\omega = \omega_r + i\alpha \quad \rightarrow \quad A(\omega, t) = A_0 e^{-\alpha t} e^{i(kx - \omega_r t)} , \quad (4.2)$$

dalga sayısının kompleks alınmasıyla uzaklıkla değişen (spatial) soğurulma,

$$k = k_r + i\alpha \quad \rightarrow \quad A(x, t) = A_0 e^{-\alpha x} e^{i(k_r x - \omega t)} , \quad (4.3)$$

tanımları yapılır. Bağıntılarda α , homojen ortamda yayılan düzlem dalganın üssel azalımının sabiti olarak tanımlanan soğurulma katsayısıdır. Soğurulma birimi, açısal frekans ω' nın kompleks terim alınmasıyla, zamanın tersi, dalga sayısı k' nın kompleks alınmasıyla, uzaklığın tersi olarak ifade edilmiş olur (Aki ve Richards, 1980; Toksöz ve Johnston, 1981).

Logaritmik azalım: Homojen ortamda yayılan düzlem dalganın soğurulmasını temsil eden 4.4 bağıntısında, soğurulma katsayısı α' yı elde etmek için her iki tarafın logaritmasını ve uzaklığa (x) göre türevini alırsak,

$$A(x) = A_0 e^{-\alpha x} , \quad (4.4)$$

$$\alpha = -\frac{d}{dx} \ln A(x) , \quad (4.5)$$

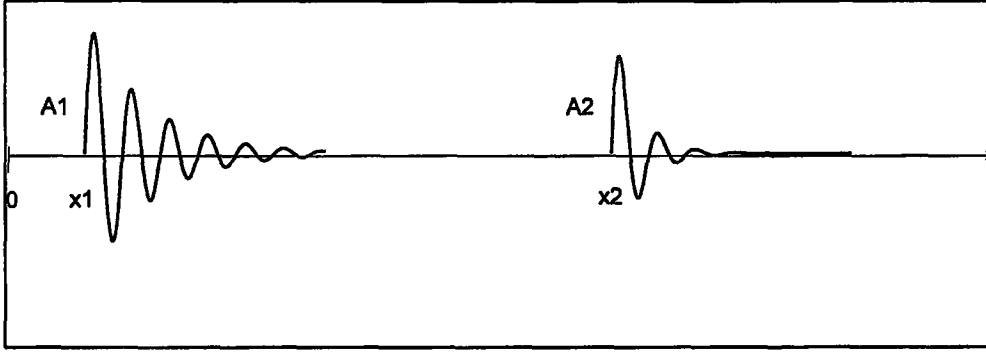
4.5 bağıntısını elde ederiz. Kaynaktan x_1 ve x_2 ($x_2 > x_1$) uzaklıktaki dalgaların genliklerinin, $A(x_1)$ ve $A(x_2)$ olduğunu kabul edersek (Şekil 4.2) 4.5 bağıntısı,

$$\alpha = \frac{1}{x_2 - x_1} \ln \left[\frac{A(x_1)}{A(x_2)} \right] , \quad (4.6a)$$

şeklinde ifade edilir. Burada soğurulmanın birimi uzaklığın tersi olarak nepers/birim uzunluk olur. Aynı parametreyi dB/birim uzunluk cinsinden tanımlamak için,

$$\alpha = \frac{1}{x_2 - x_1} 20 \log \left[\frac{A(x_1)}{A(x_2)} \right] , \quad (4.6b)$$

bağıntısı kullanılır. Tanımlanan iki soğurulma birimi arasında (4.6a ve 4.6b), $\alpha(\text{dB/birim uzunluk}) = 8.686 \alpha(\text{nepers/birim uzunluk})$ ilişkisi vardır.



Şekil 4.2 Kaynaktan x_1 ve x_2 uzaklıklarında yer alan dalgacıklar.

Serbest salınım yapan bir sistemde logaritmik azalım, 4.6a bağıntısından yola çıkarak 4.7 bağıntısıyla tanımlanır;

$$\delta = \ln \left[\frac{A_1}{A_2} \right] = \alpha \lambda = \frac{\alpha c}{f} \quad (4.7)$$

Burada A_1 ve A_2 , ardışık salınımların genliklerini; c , hızı; f , frekansı; λ , dalga boyunu temsil etmektedir. Logaritmik azalım δ ' nın birimi dB/λ veya $\text{dB}/T(\text{periyot})$ ' dir. Soğurulma katsayısı ile logaritmik azalım arasındaki ilişki, $\delta = \alpha (\text{dB} / \lambda) / 8.686$ bağıntısıyla tanımlanır.

Kalite faktörü Q: Soğurulmanın bir diğer ölçüsü kalite faktörü Q veya tersi (dissipation) $1/Q$ 'dur. Kayaçların içsel (intrinsic) özellikleriyle ilgili boyutsuz bir büyüklüktür.

Dalğanın, bir dalga boyu ilerlemesi sırasında enerjisinde meydana gelen azalımın ölçüsü olan Q izleyen bağıntı ile tanımlanır;

$$Q = \frac{2\pi W}{\Delta W} \quad (4.8)$$

Bağıntıda W , en büyük gerilme-deformasyon (stress-strain) şartlarında depolanan enerjiyi; ΔW , dalğanın bir dalga boyu ilerlemesi sonucunda enerjisinde meydana gelen azalımı göstermektedir (Aki ve Richards, 1980).

Q ' nun başka bir tanımı, yaklaşık elastik cisimler için gerilme-deformasyon arasındaki ilişkiden verilebilir. Bir çok kayaç örneğinde, doğrusal olmayan gerilme-deformasyon ilişkisi gözlenir. Gerilmenin bir devri boyunca oluşan kısmi enerji kaybı küçükse, sinüzoidal değişen gerilme, sinüzoidal değişen bir deformasyona neden

olur. Bu da yaklaşık olarak gerilme ile deformasyon arasında, frekanstan bağımsız küçük bir faz açısının oluşmasıyla sonuçlanır. Gerilme ile deformasyon arasındaki bu faz açısı (ϕ), malzemenin içsel sürtünmesinin ölçüsüdür ve dalganın bir devirde kaybettiği enerji ile ilişkilidir. Gerilme-deformasyon oranı, elastik modül M ile tanımlanır ($M=\sigma/\epsilon$). Gerilme, deformasyon veya yer değiştirme fonksiyonlarının, zamanın gerçel fonksiyonu olduğu kabulünden yola çıkarak bu ifadeleri frekans ortamında tanımlarsak, elastik modül kompleks olarak ifade edilmiş olur ($M=M_R+iM_I$). Bu durumda kalite faktörü Q , faz kayması ϕ ve elastik modül M arasındaki ilişki 4.9 bağıntısıyla verilir (White,1965);

$$\frac{1}{Q} = \frac{M_I}{M_R} = \tan \Phi = \Phi \quad (4.9)$$

Bağıntıda M_I ve M_R , sırasıyla kompleks elastik modülün gerçel ve sanal bileşenleridir. Soğurulmanın ölçümü için kullanılan dinamik sistemlerde ise Q ,

$$Q = \frac{f_r}{\Delta f} \quad (4.10)$$

bağıntısından hesaplanır. Burada f_r , rezonans frekansı; Δf , rezonans frekansının yarı büyüklüğündeki bant genişliğidir.

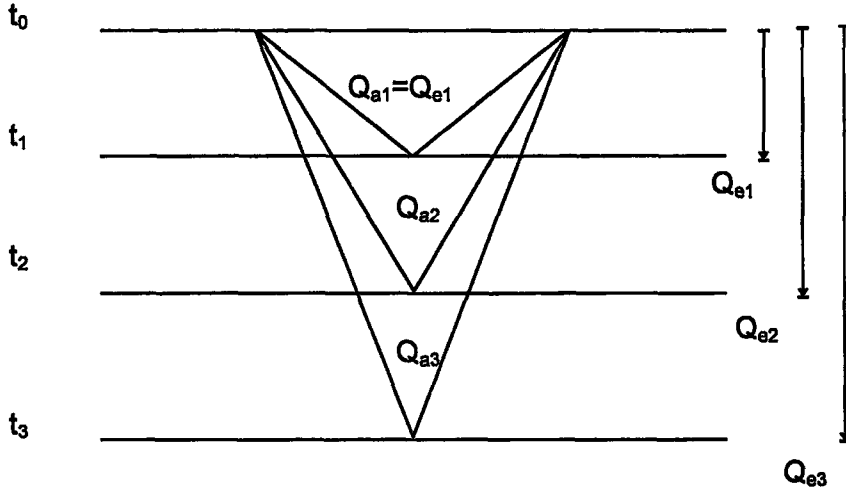
Buraya kadar tanımlanan bütün soğurulma tanımları birbiriyle aşağıdaki bağıntıyla ilişkilendirilebilir;

$$\frac{1}{Q} = \frac{M_I}{M_R} = \frac{\Delta f}{f} = \frac{\delta}{\pi} = \frac{\alpha c}{\pi f} = \frac{\alpha (dB/\lambda)}{8.686\pi} \quad (4.11)$$

Efektif Q ve Ara Q Tanımları: Sismik kayıtlar üzerinden elde edilen Q değerleri, sismik dalganın ilerlediği yol boyunca, geçtiği tabakaların her birini temsil eden Q değerlerinin ortalamasıdır. Bir başka deyişle n . tabaka için hesaplanan Q değeri, kendinden önceki tabakaların ($n-1$, $n-2$, ...0) Q değerini içerir (Şekil 4.3). Elde edilen ortalama Q değeri, “efektif Q ” olarak adlandırılır. Efektif Q değerlerinden “ara Q ” değerlerine geçiş, rms hızlardan ara hızların hesaplanmasına benzer şekilde aşağıdaki bağıntı ile elde edilir (Jannsen ve diğ, 1985; Dasgupta ve Clark, 1998);

$$Q_{a_n} = [t_n - t_{n-1}] / [t_n / Q_{e_n} - t_{n-1} / Q_{e_{n-1}}] \quad (4.12)$$

Bağıntıda Q_a , ara Q , Q_e , efektif Q , t zaman ve n tabaka indisidir.



Şekil 4.3 Efektif (Q_e) ve ara Q (Q_a) parametrelerinin grafik üzerinde gösterimi.

4.2 Soğurulmanın Bağlı Olduğu Parametreler

Sismik verilerden kestirilen soğurulma parametresinin kayacın içinde bulunduğu fiziksel koşullar cinsinden yorumlanması, laboratuvar çalışmalarında kayaçların elastik ve anelastik özelliklerinin belirlenmesiyle mümkündür. Kayaçların soğurulma özellikleri, bir çok farklı teknik kullanılarak geniş bir frekans aralığında ve çeşitli ortam şartlarında incelenmektedir. Laboratuvarında kullanılan soğurulma ölçümlerini, temelde 4 grup altında toplamak mümkündür (Zener, 1948; Kolsky, 1953; Schreiber ve diğ., 1973);

- Serbest salınım yöntemleri,
- Zorlanmış salınım yöntemleri,
- Dalga yayılımı yöntemleri,
- Gerilme – deformasyon eğrileri yöntemleri.

Her yöntem kendi içinde alt gruplara ayrılabilir. Laboratuvar ölçümlerinde yöntem soğurulmanın gerçek değerlerine, ilgilenilen frekans aralığına ve kayaç örneğinin inceleneceği fiziksel şartlara bağlı olarak seçilir. Salınım yöntemleri, 100 Hz-100 kHz' de; dalga yayılımı yöntemleri, ultrasonik frekans aralığı olan 100 kHz ve üzerinde, gerilme ve deformasyon eğrileri yöntemleri, 1 Hz' in altındaki frekans değerlerinde bilgiler sağlamaktadırlar. Yerin içinden alınan kayaç örneklerinin laboratuvarında saptanan soğurulma parametreleri kullanılan deney tekniklerine, ve frekans içeriğine bağlı olarak farklı sonuçlar verir. Yapılan bir çok deney sonucunda

soğurulmanın bağlı olduğu özellikleri genellemek mümkün olmuştur. Bu özellikler temelde aşağıdaki şekilde sınıflandırılabilir.

Frekans bağımlılığı: Laboratuvar deneyleri sonucu Q' nun 10^{-2} - 10^7 Hz aralığında özellikle bazı kuru kayalarda frekanstan bağımsız olduğu gözlenmiştir (Born, 1941; McDonal ve diğ., 1958; Nur ve Winkler, 1980; Tittmann ve diğ., 1981). Bununla birlikte belli kayaların belirli şartlarda frekans bağımlı özellik gösterdiği de gözlenmiştir (Mason ve diğ., 1970; Mason ve diğ., 1978). Soğurulmanın frekans bağımlılığı konusunda elde edilen farklı sonuçlar, farklı laboratuvar tekniklerinin sonucu olarak yorumlanmaktadır. Sıvılarda, Q frekans bağımlı olduğundan, sıvı içeren gözenekli kayalar frekans bağımlı bileşen içerebilir. Ancak bu frekans bağımlılığı, sismik çalışmalarda kullanılan frekans aralığında ve konsolide olmamış deniz sedimanlarında ihmal edilebilir düzeydedir (Hamilton, 1972).

Akışkan doygunluğu bağımlılığı: Akışkan içeren kayalarda soğurulma, doygunluk derecesine, akışkanın özelliğine ve frekansa bağlı olarak artış gösterir. Kuru kayalarla kıyaslandığında, soğurulmanın, akışkan içeren kayalarda daha fazla olduğu gözlenmiştir. Su içeren kayalarda soğurulmanın artma davranışı hemen hemen bütün kayalar için aynı olmakla birlikte, kimyasal tepkimeye girebilecek türden sıvı varlığı durumunda soğurulma farklı artış özellikleri gösterebilmektedir.

Basınç bağımlılığı: Yapılan basınç deneyleri sonucunda soğurulmanın artan basınçla azaldığı gözlenmiş, bu sonuç ise yüksek basınçlarda kayalar içindeki küçük ölçekli çatlakların kapanması şeklinde yorumlanmıştır (Gordon ve Davis, 1968; Toksöz ve diğ., 1979a). Soğurulmanın basınca bağlı azalım oranı, kayacın özelliğine, akışkana doygunluğuna, gözenek yapısı ve dağılımına bağlı olarak değişir (Johnston ve Toksöz, 1980a).

Deformasyon genliği bağımlılığı: Genellikle soğurulmanın deformasyon genliğinden bağımsız olduğu kabul edilmektedir. Bu kabul sismik dalgalarla ilişkilendirilebilecek düşük deformasyonlar için geçerlidir. Ancak yapılan laboratuvar çalışmaları soğurulmanın, 10^{-6} ve üzerindeki deformasyonlarda genliğe bağlı olduğunu göstermiştir. Bu sonuç, sürtünme kayması (frictional sliding) gibi doğrusal olmayan soğurulma mekanizmaları ile ilişkilendirilmiştir (Winkler ve diğ., 1979, Johnston ve Toksöz, 1980b).

Sıcaklık bağımlılığı: Bu konuda yapılan çalışmalar az olmakla birlikte Q' nun kuru kayalarda, 150° C altında, sıcaklıktan bağımsız olduğu gözlenmiştir (Gordon ve Davis, 1968). Yüksek sıcaklıklarda soğurulmanın artması, kayalarda sıcaklık

nedeniyle oluşan çatlaklarla ilişkilendirilmektedir. Sıvı içeren kayalarda ise, sıvının kaynama sıcaklığı civarında, soğurulmanın arttığı gözlenmiştir.

4.3 Soğurulma Mekanizmaları

Yer içerisinde soğurulmanın incelenmesi iki yolla yapılabilir: Doğrusal elastisitenin (Hooke kanunu) belirli bir düzeyde doğrusal olmamayı içeren genelleştirilmiş eşitliklerinin kullanılması; belirli soğurulma mekanizmalarının tanımlanmasında kullanılan fiziksel ve matematiksel yaklaşımların kullanılması. Bu çalışmada ikinci yol izlenerek sismik dalganın soğurulmasına neden olan mekanizmalardan bahsedilecektir (Toksöz ve Johnston, 1981).

Üst kabuk kayalarında gözlediğimiz soğurulma çok çeşitli mekanizmalar tarafından oluşturulmaktadır. Bu mekanizmalardan hangisinin etkin olduğu kayacın içinde bulunduğu fiziksel koşulların fonksiyonudur. Her bir mekanizma kayaç tipine, sıvıya doygunluk durumuna, basınca, sismik dalganın frekans ve genliğine ve diğer kayaç özelliklerine göre farklılık gösterir. Laboratuvar ve arazi verilerine dayanan çalışmalarda soğurulmaya sebep olan bu mekanizmaları göz ardı etmek olası değildir (Toksöz ve Johnston, 1981). Literatürde yaygın olarak tartışılan soğurulma mekanizmaları aşağıda incelenmektedir.

Çatlak yüzeyleri ve tane sınırlarındaki sürtünme ile oluşan kaymanın neden olduğu soğurulma: Coulomb sürtünme prensibine göre, gerilme-deformasyon eğrisi (stress-strain curve), deformasyon hızından (strain rate) bağımsızdır. Örneğin düz yüzey üzerinde kayan bir tuğla için yatay kuvvet T , normal kuvvet N ve sürtünme katsayısı K_d ile orantılıdır ($T=K_dN$). Kuvvetin doğrultusu, göreceli hızın doğrultusuna bağlı fakat hız ya da yer değiştirmenin büyüklüğüne bağlı değildir. Eğer tuğlaya salınım hareketi verilirse kuvvet-yer değiştirme eğrisi, dikdörtgen biçimli histerisis döngüsü (alanı, birim döngü için, enerji kaybının ölçüsüdür), salınım frekansından bağımsız olarak oluşur. Sismik dalgaların, katı yüzeylerin birbirine karşı kaydığı ortam için, gerilme-deformasyon diyagramı, yamulma hızından bağımsız kapalı bir eğri gösterir.

Katı sürtünmenin küresel paketler ve elipsoid için, çatlaklı kuvvet-yer değiştirme ilişkilerine nasıl etki ettiği, teorik ve deneysel olarak değişik araştırmacılar tarafından incelenmiştir (Johnson, 1955; Walsh, 1966; Johnston ve diğ., 1979; Mavko, 1979; Winkler ve diğ., 1979). Kayma sürtünmesi ile oluşan soğurulma, yamulmanın yaklaşık 10^{-6} seviyeleri ve üzerinde olduğu durumlarda önemli olmaktadır. Düşük

yamulma değerlerinde, kayma sürtünmesi ile oluşan mekanizma, gözlenen frekans bağımsız Q değerleri ile ilişkili değildir (White, 1983).

Sonuç olarak varılan nokta, sismoloji ya da arama sismiğinde söz konusu olan düşük yamulma genliklerinde sürtünme önemli değildir. Ancak belirli laboratuvar koşullarında (yüksek genlikli ultrasonik çalışmalarda ve sismik kaynağa yakın uzaklıklarda) sürtünme kaynaklı soğurulma baskın olabilir (Toksöz ve Johnston, 1981).

Gözeneklerdeki sıvı hareketinin neden olduğu soğurulma: Gözenekli kayacın katı kısmı ve gözenek boşluğunda yer alan akışkan arasındaki göreceli hareket ile ilişkili soğurulma mekanizmasıdır ve "Biot teorisi" ile tanımlanır (Biot, 1956 a,b; 1962 a,b; Geertsma ve Smith, 1961). Bu durumda soğurulma kayaç hacminin özelliklerine bağlı olarak tanımlanabilir. Suyu doygun kayaçlar için, Biot teorisinin düşük frekans sınırı, sismik prospeksiyon ve deprem sismolojisine uygulanır. Stoll ve Bryan (1970), soğurulmayı kompleks modüller ile tanımlayarak sıvıdaki kayıplar kadar katıdaki kayıpları da göz önüne almışlardır. Bu tür mekanizmalar düşük frekanslarda konsolide olmuş kayaçlarda göz ardı edilebilecek bir soğurulma üretmesine rağmen, ultrasonik frekanslarda ya da orta frekanslarda geçirgen ya da konsolide olmamış sedimanlarda önemli olabilir (Johnston ve diğ.,1979). Suyu doygun gözenekli kayaçların büyük bir hacminin gaza doygun küresel paketleri içermesi durumunda sıvı-gaz ara yüzeyindeki basınç farklılıklarının sıvı akışını büyük ölçüde artırarak, sismik frekanslarda önemli ölçüde soğurulmaya neden olduğu White ve diğ. (1975) tarafından incelenmiştir. Çalışmalar daha sonraları sadece gözenekli kayacın içinde sıvı akışı olarak alınmamıştır. Bunun yanı sıra, çatlaklar arası akış da göz önünde bulundurulmuştur. Ancak çatlaklar arası akışın çok hızlı olduğu ve soğurulmanın gözlemlendiği frekansların çok yüksek olduğu sonucuna varılmıştır (Walsh, 1968).

Termo elastik etkilerin sebep olduğu soğurulma: Sismik dalga homojen bir ortamda ilerlediği zaman, sıcaklık ve yamulmanın dilatasyonel kısmıyla orantılı olarak dalgalanmalara neden olur. Bu orantıyı tanımlayan sabit, termal genişleme (thermal expansion), Bulk modülü ve mutlak sıcaklıkla doğru; spesifik ısı (specific heat) ve yoğunlukla ters orantılıdır. Homojen katı için, verilen bir frekansta, en büyük pozitif ve negatif dalgalanmalar, yarım dalga boyu açıklıktadır ve aralarındaki sıcaklık artımı, ısı akısı ile kaybedilen enerji, tamamen göz ardı edilebilecek kadar küçüktür. Verilen frekansta, bir boyutlu ısı akısı, yüzeysel derinlik (skin depth) olarak tanımlanan (termal iletkenliğin, ısı kapasitesine oranına bağlı) uzaklıkta $1/e$ ye düşecektir. Sismik dalgalar, değerlendirmeye alınan katılar için söz konusu olan

yüzeysel derinliklerden çok büyüktür. Genelde, kayaçlar tane, çatlak ve mineral farklılıkları ile küçük ölçüde homojen değildir. Kayaçlardaki sismik dalgalar için, dilatasyonel deformasyon, bu ölçekte tekdüze değildir ve sıcaklık farklılıkları bir çok yüzeysel derinlikler tarafından ayrılamayan noktalar arasında oluşturulabilir. Her bir döngü için, kısmi sıcaklığın dengelenmesi, heterojenliğin yapısına bağlı olarak sismik dalgadan önemli bir miktarda enerji çıkarabilir. Savage (1966), çatlakları içeren kayaçlarda termo elastik soğurulmayı incelemiştir. Armstrong (1980) soğurulmanın frekanstan bağımsız olduğu, karmaşık, rasgele heterojen katı için termo elastik modeli öne sürmüştür. Kjartansson (1979), soğurulmadaki büyük değişimlerin küçük gaz saturasyonlarından oluştuğu kayaçta, termo elastik mekanizmayı kısmi olarak sıvıya doymun çatlaklar cinsinden tanımlamıştır. Ancak termo elastik mekanizma, sıcaklığa büyük ölçüde bağımlılık gösterir. Bu konu ile ilgili deneysel çalışmalar araştırılmaktadır (Toksöz ve Johnston, 1981).

Kristal düzensizliklerinin etkisi ile oluşan soğurulma: Çok kristalli metal ve minerallerin atomlarının dizilimindeki düzensizlikler, bu malzemelerdeki akustik dalgaların hız ve soğurulmasına etki eder. Mason (1976), gerilmelerin kristal yapısı düzensizliklerin konumlarını değiştirebildiği fikrini ortaya atmıştır. Ortamın, gerilme-deformasyon ilişkisindeki bu değişimleri, elastik modül büyüklüğünü artırarak ve ona sanal terim ekleyerek göstermiştir. Mekanik gerilme kadar, termal enerji de kristal yapısındaki değişimler için gerekli olabilir. Yamulmanın 10^{-4} e yaklaştığı durumlardaki soğurulma, kristal düzensizliklerindeki yer değiştirmeler ile açıklanabilir (White, 1983).

4.4 Viskoelastisite ve Mekanik Tanımları

Anelastik soğurulma, önceki bölümlerde de değinildiği gibi sıcaklık, basınç, frekans gibi birçok fiziksel özelliğe bağlı olduğundan, tek bir fiziksel mekanizma ile açıklanması mümkün değildir. Anelastisiteyi açıklamak için kullanılan en basit model lineer elastisite ve viskozite mekanizmalarını birlikte içerir. Bu tür malzemeler viskoelastik olarak adlandırılır. Malzemenin lineer viskoelastik olabilmesi için belli bir zamandaki gerilme bileşenlerinin, oluşan deformasyon ile lineer ilişkili ve farklı zamanlarda uygulanan iki ayrı gerilme sonucu oluşan toplam deformasyonun, bu gerilmelerin her birinin ayrı ayrı uygulanması sonucu oluşan deformasyonların toplamına eşit olması (süperpozisyon prensibi) gerekir. Viskoelastisite, elastik davranışta olmayan farklı tanımları içerir. Bunlar krip ve relaksasyon tanımlarıdır. Krip, sabit gerilme altında oluşan yavaş ve sürekli deformasyondur. Relaksasyon

ise, sabit deformasyon altında gerilmenin yavaş azalımıdır (Ben-Menahem ve Singh, 1981).

Lineer elastisite, lineer yay ile tanımlanır. Yaydaki uzama, yaya uygulanan kuvvetle doğru orantılıdır ve anlık gerilme karşısında anlık deformasyon oluşur. Kuvvet kaldırıldığında ise yay, hemen eski konumuna döner. Bu davranış elastik katılar için de geçerlidir. Gerilme, deformasyon ile doğru orantılıdır ve aralarındaki ilişki 4.13 bağıntısıyla temsil edilir;

$$\sigma = M\varepsilon \quad (4.13)$$

Bağıntıda σ , gerilme; ε , deformasyon ve M elastik modül olarak tanımlanır. Lineer viskosite ise içerisinde viskos akışkan bulunan silindir ile tanımlanır. Uzama oranı, silindirin pistonu ile uygulanan kuvvetle ilişkilidir;

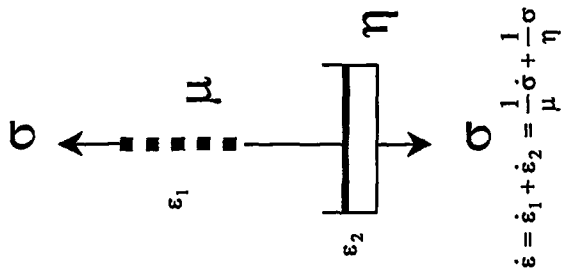
$$\sigma = \eta \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} \quad (4.14)$$

Bağıntıda η , viskozite katsayısı, $\partial \varepsilon / \partial t$, zamana bağlı deformasyon değişimidir. Sabit bir gerilme uygulandığında, malzeme sabit bir oranla ve sürekli olarak deformasyona uğrayacaktır. Viskoelastik malzemeyi tanımlamak için bir çok mekanik model geliştirilmiştir. Bunlar içinde en temel modeller "Maxwell", "Kelvin-Voight" ve "Standart Lineer Katı" modelleridir. Bu modeller, lineer yay ve içinde viskoz akışkan bulunan silindirlerin seri ve paralel bağlı kombinasyonlarından oluşmaktadır (Ben-Menahem ve Singh, 1981).

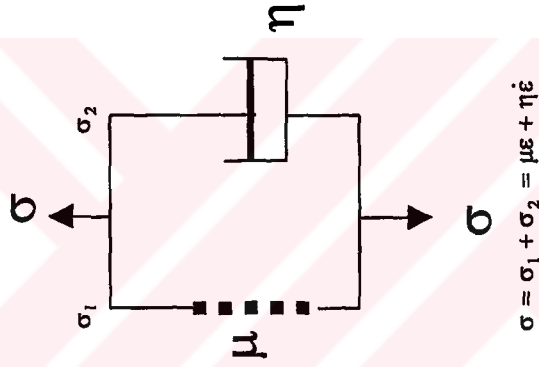
Maxwell Modeli: Bu modelde yay ve silindir seri olarak bağlanmıştır (Şekil 4.4a). Sistemi oluşturan elemanlara etkiyen gerilme kuvveti aynı olmakla birlikte, uzama miktarı zamanın fonksiyonudur. Sisteme bir kuvvet uygulandığında, sistemi oluşturan elemanlar aynı oranda etkilendiği halde, başlangıçta ilk uzama sadece yayda meydana gelecektir. Yay, anlık gerilmeye karşı anlık uzama gösterir. Belli bir zaman sonra yayın silindire olan etkisiyle tüm sistem harekete geçmiş olur. Maxwell sisteminde, sistemi oluşturan elemanlara uygulanan gerilme aynı, toplam deformasyon ise elemanlar üzerinde ayrı ayrı oluşan deformasyonların toplamıdır.

Kelvin-Voight Modeli: Bu modelde, yay ve silindir elemanları paralel olarak bağlanmıştır (Şekil 4.4b). Sisteme sabit bir gerilme kuvveti uygulandığında, Maxwell modelinde olduğu gibi yayda ani bir yer değiştirme oluşmayacaktır. Çünkü yay, silindire paralel bağlanmıştır ve silindirin hareketini beklemek durumundadır. Bu bekleme sırasında yay üzerinde daha fazla gerilme birikecek ancak deformasyon

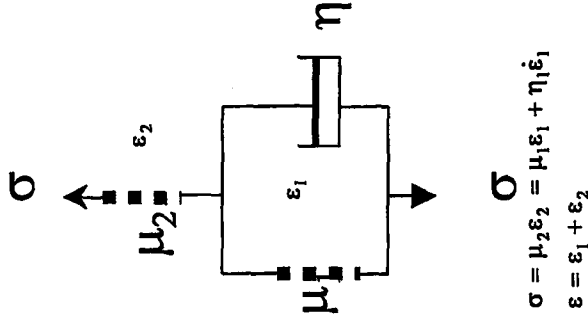
a) Maxwell



b) Kelvin-Voigt



c) SLK



Şekil 4.4 Viskoelastisitenin tanımlanmasında kullanılan mekanik modeller. a) Maxwell modeli, b) Kelvin-Voigt modeli, c) Standart Lineer Katı (SLK) modeli. Modeller üzerinde, σ ; gerilme, ϵ ; deformasyon, μ ; yaya ait elastik modül, η ; viskozite katsayısı olarak tanımlanmıştır. (Ben-Menahem ve Singh, 1981' den derlenmiştir).

yavaş yavaş oluşacaktır. Gerilmenin aniden kaldırılması durumunda, deformasyon, silindir nedeniyle üstel olarak azalarak tamamen ortadan kalkacaktır. Kelvin-Voight modelinde sistem elemanlarında oluşan deformasyonlar aynıdır. Toplam gerilme ise elemanlar üzerinde ayrı ayrı oluşan gerilmelerin toplamıdır.

Standart Lineer Katı Modeli: Maxwell ve Kelvin-Voight modeli bir çok viskoelastik malzemeyi temsil edecek özellikte değildir. Yerin kabuk ve mantosunu temsil eden kayaçlar, hem anlık gerilme karşısında anlık deformasyon, hem de sabit gerilme altında sürekli deformasyon göstermektedirler. Maxwell modeli krip olayını, Kelvin-Voight modeli ise lineer elastisiteyi tanımlayamamaktadır. Yer kabuğunu ve mantosunu temsil edebilecek uygun model Standart Lineer Katı modelidir. Bu model, paralel bağlanmış yay ve silindir elemanlarına seri bağlı bir yaydan oluşmaktadır (Şekil 4.4c). Sisteme bir gerilme kuvveti uygulandığında ilk olarak seri bağlı yay elemanı üzerinde anlık gerilme karşısında anlık deformasyon oluşacaktır. Paralel bağlı elemanlar Kelvin-Voight modeli özelliği göstereceklerdir. Böylece tüm sistem, lineer elastisite, krip ve relaksasyon özelliklerini tanımlayacaktır. Bu nedenle standart lineer katı modeli yer içindeki kayaçların davranışını en iyi temsil eden model olarak kabul edilmektedir (Ben-Menahem ve Singh, 1981).

4.5 Soğurulma Dispersiyon İlişkileri

Küçük deformasyonlarda, gerilme ve deformasyon arasındaki doğrusal ilişki, gerilme, deformasyon ve bunların zaman türevlerini içerecek şekilde, doğrusal diferansiyel eşitliklerle temsil edilebilir. Böylece sinüzoidal değişen gerilme, sinüzoidal değişen deformasyona neden olur. Gerilme ile deformasyon arasındaki küçük faz farkı, malzemenin içsel sürtünmesinin ölçüsüdür ve yaklaşık olarak frekanstan bağımsızdır.

Hızın frekansa bağlı olarak değişimi dispersiyon olarak tanımlanır. Tam elastik homojen ortamda dispersiyon gözlenmez (yüzey dalgalarında gözlenen dispersiyon konunun kapsamında değildir). Ancak anelastik ortamda, dalga yayılımını doğrusal dalga denklemi ile tanımlamak için, dispersiyon koşulunun göz önünde bulundurulması gerekir. Bir zaman fonksiyonunun nedenselliği, negatif zaman değerlerinde içerdiği bilginin sıfıra eşit olması şeklinde tanımlanır. Bir başka deyişle, bir sisteme etki vermeden tepki alınmaz. Dispersiyon ilişkileri, nedensellik şartının korunabilmesi için ortaya çıkarılmış bağıntılardır ve frekans ortamında integral dönüşümlerinin uygulanmasıyla elde edilir. Kramers-Krönig integral dönüşümleri olarak bilinen bu ilişkiler, ilgilenilen tüm frekans aralığında, ortamın dispersiyon özelliği gösteren kısmını, soğurulma özelliği gösteren kısmıyla ilişkilendirir. Ancak

bu ilişkilerin, soğurulmanın, frekansın birinci kuvvetiyle değiştiği koşulunu (sabit Q) sağlayan çözümü yoktur. Dispersiyon ilişkilerinin çözüm verebilmesi için, Q az miktarda frekans bağımlı kabul edilmek zorundadır (Aki ve Richards, 1980; Ben-Menahem ve Singh, 1981). Tanımsız aralıkta, x eksenini boyunca düzlem dalga zaman ortamında,

$$u(x,t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} U(0,\omega) e^{-\alpha x} e^{-i\omega x/c} e^{i\omega t} d\omega , \quad (4.15)$$

bağıntısı ile tanımlanır. Bağıntıda, yer değiştirme fonksiyonu u, yer değiştirme fonksiyonunun Fourier dönüşümü U, uzaklık x, zaman t, açısal frekans ω , soğurulma katsayısı α , faz hızı c parametreleriyle ifade edilmiştir. Soğurulma katsayısı α ve faz hızı c frekansın fonksiyonudur. Nedenselliğin sağlanabilmesi için, genlik (α) ile fazın (ω/c) 4.16 bağıntısında izlendiği üzere, birbirinin Hilbert dönüşümü ve birinci kuvveti olması gerekir (Strick, 1970; Aki ve Richards, 1980; Ben-Menahem ve Singh, 1981). Bu şartı sağlayan dalgacık veya sistemler, minimum fazlı olarak tanımlanır;

$$\frac{\omega}{c(\omega)} = \frac{\omega}{c} + H[\alpha(\omega)] . \quad (4.16)$$

Bağıntıda c sabittir ve herhangi bir referans frekansındaki faz hızıdır. Frekansın fonksiyonu olarak ölçülen soğurulma değeri bilinirse, 4.16 bağıntısından dispersif faz hızı hesaplanabilir.

Dispersiyon için tanımlanan integral ilişkilerinden ve mekanik modellerden yola çıkarak yaklaşık sabit Q ve sabit Q ilişkileri geliştirilmiştir. Lomnitz (1957), Futterman (1962), Strick (1967), Liu ve diğ. (1976), yaklaşık sabit Q modeli üzerinde çalışmalar yapmışlardır. Bu çalışmalarda Q belli frekans aralıklarında sabit olarak tanımlanabilmiştir. Q'yu sabit tanımlayabilmek için kurdukları modellerde, kullandıkları parametrelerden birini frekans bağımlı tanımlamak durumunda kalmışlardır. Bu araştırmacıların yaklaşık sabit Q tanımını yapabilmek için tanımladıkları modeller ve Q'yu sabit olarak tanımlayabildikleri sınırlar birbirinden farklıdır. Ayrıca sabit Q modeline göre avantajları olmadığı gibi karmaşık matematiksel işlemleri gerektirirler. Kjartansson (1979), matematiksel olarak Q'yu tüm frekans aralıklarında sabit olarak tanımlamıştır. Matematiksel olarak Q'yu frekans bağımsız (sabit Q) tanımlamış olmakla birlikte, aslında faz hızı az da olsa frekans bağımlı olmaktadır. Ancak, diğer yaklaşık sabit Q modelleriyle kıyaslandığında matematiği daha basit ve uygulaması kolaydır. Kjartansson (1979),

modelini, belli bir referans frekansında tanımlı faz hızı ve Q olmak üzere iki değişken parametre ile tanımlamıştır. İzleyen bölümde, bu çalışmada kullanılan Kjartansson (1979) sabit Q yaklaşımı incelenecektir.

4.6 Kjartansson (1979) Sabit Q Varsayımı ile Q Parametresinin Hesaplanması

Kjartansson (1979), sabit Q bağıntısını, viskoelastisitenin krip ve relaksasyon tanımlarından yola çıkarak geliştirmiştir. Doğrusal sistemlerde girdi-çıkı ilişkisi evrişim integrali ile tanımlanır. Gerilme ve deformasyon arasında da doğrusal bir ilişki olduğundan, bu ilişki evrişim ile ifade edilebilir;

$$\sigma(t) = m(t) * \varepsilon(t) , \quad (4.17)$$

$$\varepsilon(t) = s(t) * \sigma(t) . \quad (4.18)$$

Bağıntılarda $\sigma(t)$, zamanın fonksiyonu olarak gerilme, $\varepsilon(t)$, deformasyon, $m(t)$ ve $s(t)$ ise genelleştirilmiş¹ delta fonksiyonu $\delta(t)$ veya türevlerini içeren reel ve nedensel fonksiyonlardır. Bu durumda 4.17 ve 4.18 bağıntılarında yer alan $m(t)$ ve $s(t)$ fonksiyonlarının,

$$\delta(t) = m(t) * s(t) , \quad (4.19)$$

koşulunu sağlaması gerekir. Yukarıda verilen 4.17, 4.18 ve 4.19 bağıntılarının Fourier dönüşümü alınır, zaman ortamında evrişim işlemi, frekans ortamında çarpma işlemine dönüşür ve aşağıdaki ifadeler elde edilir;

$$\sigma(\omega) = M(\omega)\varepsilon(\omega) , \quad (4.20)$$

$$\varepsilon(\omega) = S(\omega)\sigma(\omega) , \quad (4.21)$$

$$M(\omega)S(\omega) = 1 . \quad (4.22)$$

Frekans ortamında, gerilme ve deformasyon arasındaki ilişki, tam elastik koşullarda olduğu gibi modül $M(\omega)$ veya ters modül (compliance) $S(\omega)$ ile tanımlanmış olur.

¹ Genelleştirilmiş fonksiyon: Tek başına integrali alınamayan fonksiyonlar, kendisi ve her mertebeden türevleri sürekli, enerjisi sonlu olan test fonksiyonları yardımıyla integrali alınabilir hale getirilir. Bu durumda önemli olan $\delta(t)$ fonksiyonunun tek başına değeri değil, $\delta(t)$ ' yi içeren integralin değeridir (Hsu, 1984).

Aradaki tek fark modülün kompleks ve frekans bağımlı olmasıdır. Bu tanım benzerlik prensibi² (correspondence principle) olarak bilinir.

Sabit gerilme sonucu krip ve sabit deformasyon sonucunda relaksasyon olduğu tanımlarından hareketle, sisteme birim basamak³ $H(t)$ fonksiyonu şeklinde gerilme veya deformasyon uygulandığını kabul edip, ifadeyi 4.17 ve 4.18 bağıntılarında yerine yerleştirirsek 4.23 ve 4.24 bağıntıları elde edilir;

$$\sigma(t) = \sigma_0 H(t) , \quad \varepsilon(t) = \Phi(t) * \sigma_0 H(t) , \quad (4.23)$$

$$\varepsilon(t) = \varepsilon_0 H(t) , \quad \sigma(t) = \Psi(t) * \varepsilon_0 H(t) . \quad (4.24)$$

Bağıntıda benzerlik prensibi kullanılarak, $s(t)$ fonksiyonu yerine $\Phi(t)$ (krip modülü tersi-creep compliance) ve $m(t)$ yerine $\psi(t)$ (gevşeme modülü-relaxation modulus) kullanılmıştır. Bağıntı 4.23' deki değişkenlerin Fourier dönüşümleri alınıp 4.21 bağıntısında yerine yerleştirilirse 4.25 bağıntısı elde edilir;

$$\begin{aligned} \sigma(\omega) &= \sigma_0 \int_0^{\infty} H(t) e^{-i\omega t} dt , & \sigma(\omega) &= \sigma_0 \frac{1}{i\omega} , \\ \varepsilon(\omega) &= \sigma_0 \int_0^{\infty} \phi(t) H(t) e^{-i\omega t} dt , & \varepsilon(\omega) &= \sigma_0 \int_0^{\infty} \phi(t) e^{-i\omega t} dt , \\ \sigma_0 \int_0^{\infty} \phi(t) e^{-i\omega t} dt &= S(\omega) \sigma_0 \frac{1}{i\omega} , \\ S(\omega) &= i\omega \int_0^{\infty} \phi(t) e^{-i\omega t} dt = \int_0^{\infty} \dot{\phi}(t) e^{-i\omega t} dt . \end{aligned} \quad (4.25)$$

Aynı işlemler 4.24 bağıntısına uygulanıp 4.20 bağıntısında yerleştirilirse 4.26 bağıntısı elde edilir;

$$M(\omega) = i\omega \int_0^{\infty} \Psi(t) e^{-i\omega t} dt = \int_0^{\infty} \dot{\Psi}(t) e^{-i\omega t} dt . \quad (4.26)$$

² Benzerlik prensibi (correspondence principle): Anelastik ortamlar için tanımlanan Navier denklemi ile doğrusal elastisiteyi tanımlayan denklemin Fourier dönüşümü alındığında formlarının benzer olduğu görülür. Aralarındaki fark, Lamé sabitlerinin kompleks olmasıdır. Bu nedenle doğrusal elastisite teorisinin çözümünde kullanılan elastik modülün kompleks alınmasıyla, lineer viskoelastisite teorisi için çözüm elde edilebilir (Ben-Menahem ve Singh, 1981)

³ Birim basamak fonksiyonu $H(t)$, $t > 0$ için 1, $t < 0$ için 0 değerini alır.

Son iki bağıntıdan (4.25 ve 4.26) izlendiği üzere 4.17 ve 4.18 bağıntılarına birim basamak fonksiyonu yerleştirilmesiyle $m(t)$ fonksiyonunun, relaksasyon fonksiyonunun birinci türevi ve $s(t)$ fonksiyonunun, krip fonksiyonunun birinci türevi olduğu izlenir (4.25 ve 4.26. bağıntılarında Fourier dönüşümünün türev özelliği kullanılmıştır). Krip fonksiyonu $\phi(t)$, birim basamak şeklinde gerilme sonucu elde edilen deformasyon; relaksasyon fonksiyonu $\psi(t)$, birim basamak şeklinde deformasyon sonucu elde edilen gerilmedir. Gerilme ve deformasyon ilişkisi, denge (equilibrium) eşitliği ile birleştirilirse, bir boyutlu dalga denklemi bilinen klasik ifadesiyle yazılabilir;

$$u(x, t) = e^{i(\omega t - kx)} . \quad (4.27)$$

Kjartansson (1979), yukarıda konusu geçen özelliklerden yola çıkarak özel krip ve relaksasyon fonksiyonları tanımlayıp geliştirdiği bağıntılar sonucunda elde ettiği ve 4.28 bağıntısıyla tanımlanan modülün faz kısmının, dolayısıyla Q parametresi ile ilişkilendirilen gerilme-deformasyon arasındaki faz açısının, frekanstan bağımsız olduğunu göstermiştir. Krip ve relaksasyon fonksiyonlarının negatif zamanlarda değeri olmadığını, başka bir deyişle, gerilme uygulanmadan deformasyon ve deformasyon uygulanmadan gerilme oluşamayacağını göstermiş ve malzemenin nedenselliğini sağlamıştır;

$$M(\omega) = M_0 \left| \frac{\omega}{\omega_0} \right|^{2\gamma} e^{i\pi\gamma \operatorname{sgn}(\omega)} , \quad (4.28)$$

$$\begin{aligned} \operatorname{sgn}(\omega) &= 1 & \omega > 0 \\ \operatorname{sgn}(\omega) &= -1 & \omega < 0 \end{aligned} ,$$

$$\tan(\pi\gamma) = \frac{1}{Q} , \quad \gamma = \frac{1}{\pi} \tan^{-1}\left(\frac{1}{Q}\right) \approx \frac{1}{\pi Q} . \quad (4.29)$$

Sabit Q ile tanımlı ortamda ilerleyen dalga denklemi, 4.28 bağıntısıyla tanımlanan modülün 4.27 bağıntısında yerleştirilmesiyle 4.30 şeklinde tanımlanır;

$$u(x, t) = e^{-\alpha x} e^{i\omega(t-x/c)} . \quad (4.30)$$

Bağıntı 4.30' da kullanılan parametrelerin açık ifadeleri izleyen bağıntılarda verilmektedir;

$$c = c_0 \left| \frac{\omega}{\omega_0} \right|^\gamma, \quad (4.31)$$

$$\alpha = \tan\left(\frac{\pi\gamma}{2}\right) \text{sgn}(\omega) \frac{\omega}{c}, \quad (4.32)$$

$$c_0 = \left(\frac{M_0}{\rho} \right)^{1/2} / \cos\left(\frac{\pi\gamma}{2}\right). \quad (4.33)$$

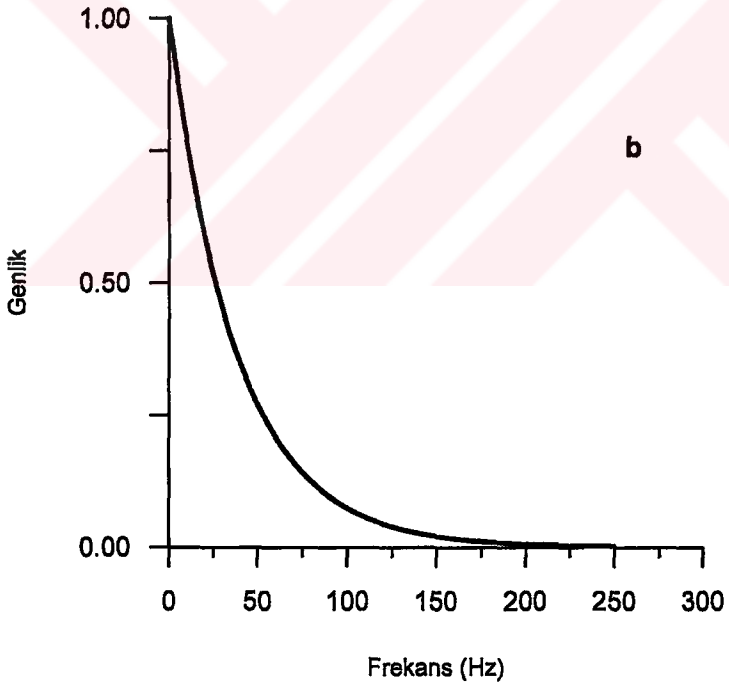
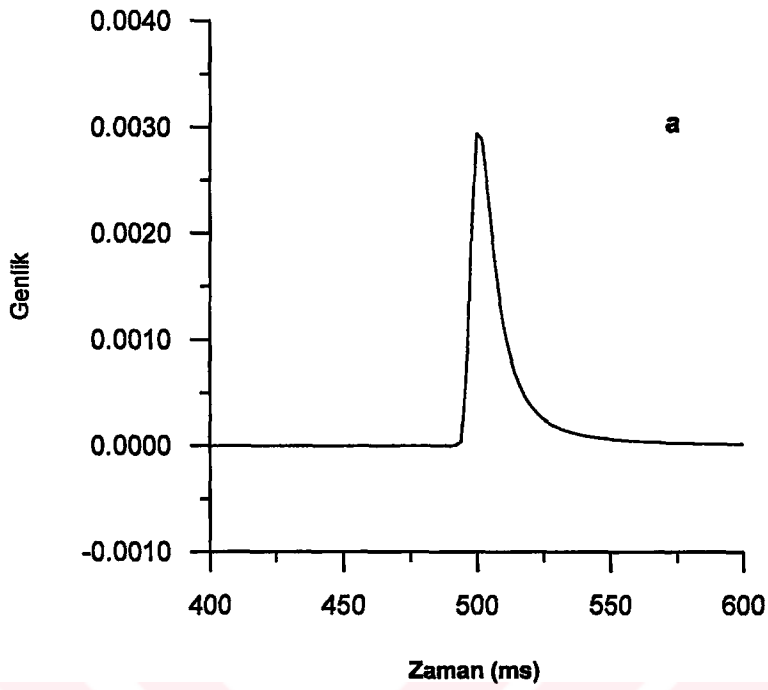
Bağıntıda ρ , malzemenin yoğunluğu, M_0 modül, $\omega_0=1/t_0$, $\text{sgn}(\omega)$ ise signum fonksiyonudur. Herhangi bir referans frekansı ω_0 da tanımlanan faz hızı c_0 dır.

Daha önce doğrusal sistemlere girdi-çıkı ilişkisinin evrişim integrali ile tanımlandığından bahsedilmişti. Doğrusal bir sistemin $e^{i\omega t}$ şeklindeki etkiye yanıtı, sistemin transfer fonksiyonu olarak tanımlanır. Girdi fonksiyonunun, delta fonksiyonu $\delta(t)$ olması durumunda sistemin transfer fonksiyonunun Fourier dönüşümü sistemin tepki yanıtını (impulse response) verir. Bu ilişkiden yola çıkarak Kjartansson (1979) sabit Q ile tanımlanan transfer fonksiyonunu 4.34 bağıntısı ile ifade etmiştir. Bağıntının ters Fourier dönüşümü alınarak, zaman ortamında tepki yanıtı elde edilebilir. Bağıntı 4.31 ve 4.32, 4.34 bağıntısında yerleştirilirse 4.35 bağıntısı elde edilir;

$$B(\omega) = e^{-\alpha(\omega)x} e^{i\beta(\omega)x}, \quad (4.34)$$

$$B(\omega) = e^{\underbrace{-\frac{x\omega_0}{c_0} \left| \frac{\omega}{\omega_0} \right|^{1-\gamma} \tan\left(\frac{\pi\gamma}{2}\right)}_{\alpha}} \underbrace{-i \frac{x\omega_0}{c_0} \left| \frac{\omega}{\omega_0} \right|^{1-\gamma} \text{sgn}(\omega)}_{\beta}. \quad (4.35)$$

Bu bağıntı, bundan sonra Q operatörü olarak tanımlanacaktır. Frekans ortamında tanımlı bağıntı 4.35' in Ters Fourier dönüşümü alınarak elde edilen tepki yanıtı ile kaynak dalgacığının evriştirilmesi sonucu, soğurulmaya uğratılmış dalgacık elde edilecektir. Bağıntıda $\alpha(\omega)$, frekans bağımlı soğurulma terimini, $\beta(\omega)$, frekans bağımlı faz terimini ifade etmektedir. Şekil 4.5a ve b' de $t=500\text{ms}$ ve $Q=80$ için üretilmiş sabit Q operatörünün zaman ve frekans ortamı görüntüleri izlenmektedir. Ek B' de Kjartansson (1979) Q operatörü farklı Q değerleri kullanılarak incelenmiş ve Görlich ve Müller (1987) minimum fazlı Q operatörü ile kıyaslanmıştır. Yine aynı bölümde ω_0 referans frekansının dalgacık üzerindeki etkisi incelenmiştir.



Şekil 4.5 $t=500\text{ms}$ ve $Q=80$ için üretilmiş Kjartansson (1979) sabit Q operatörünün a) zaman ortamı b) frekans ortamında genlik spektrumu görüntüsü.

4.7 Q' nun Saptanmasında Kullanılan Yöntemler

Kalite faktörü Q, kayaç örnekleri kullanılarak laboratuvar çalışmalarından (Christensen ve Wepfer, 1989; Johnston ve diğ., 1979; Toksöz ve diğ., 1979a), yüzey ya da kuyu içi sismik verilerden (McDonal ve diğ., 1958; Tullos ve Reid, 1969; Hamilton, 1972; Ganley ve Kanasewich, 1980; Hauge, 1981; Jannsen ve diğ., 1985; Stainsby ve Worthington, 1985; Badri ve Mooney, 1987; Tonn, 1991) saptanabilir. Q parametresinin saptanmasında kullanılan yöntemler, zaman ve frekans ortamında uygulanan yöntemler olarak, aşağıda incelenmiştir.

4.7.1 Zaman ortamı yöntemleri

Genlik azalım yöntemi: Q hesabında kullanılan en basit yöntemlerden biri, iki farklı uzaklıkta bulunan genliklerin oranlanmasıdır. Bu yöntem gerçek genlik kayıtlarının kullanılmasını gerektirir (Tonn, 1991).

Analitik sinyal yöntemi: Sismik iz $u(t)$; anlık genlik $a(t)$ ve anlık faz $\phi(t)$ ile tanımlanabilir (Taner ve diğ., 1979);

$$u(t) = a(t)\cos(\phi(t)) .$$

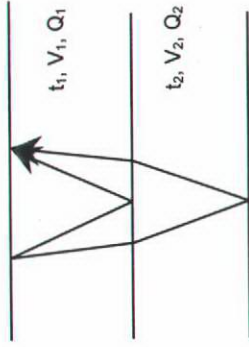
Bu bağıntıda $u(t)$ ' nin analitik sinyali ise,

$$z(t) = a(t)e^{i\phi(t)} = u(t) + iv(t) ,$$

ile verilir. Bağıntıda $v(t)$, $u(t)$ ' ye ortogonal sinyal olup, $u(t)$ ve $v(t)$ Hilbert dönüşüm çiftleridir. $u(t)$ ve $v(t)$ ' nin bilinmesi ile, anlık genlikler $a(t)$, anlık fazlar $\phi(t)$ ve anlık frekanslar $f(t)$ hesaplanabilir (Taner ve diğ., 1979; Engelhard ve diğ., 1986). Bu yöntemin uygulanabilmesi için gerçek genlik değerlerine ihtiyaç vardır.

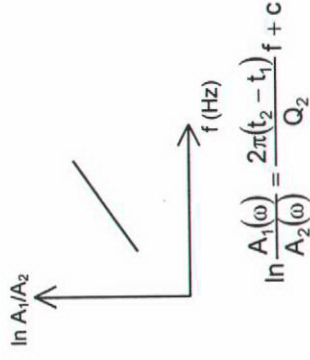
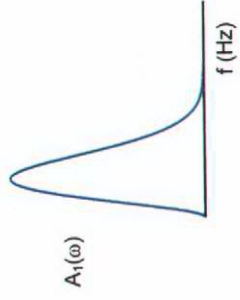
Dalga modelleme yöntemi: Sentetik sismogramların hesaplanmasında kullanılan programların yaygınlaşması ile (Fuchs ve Müller, 1971; Cerveny ve diğ., 1977) dalga modelleme yöntemleri sismik yansımada yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır. Yöntem esas olarak x_1 derinliğindeki bir referans sinyalinin, x_2 derinliğindeki gözlenen sinyale en uygun yaklaşımı sağlanıncaya kadar sentetik olarak Q değerlerinin değiştirilmesinden oluşturulur. Gözlenen ve hesaplanan sinyal arasındaki karşılaştırmada L_1 normu (dalgaçıkların genlikleri arasındaki fark) ya da L_2 normu (karelerinin farkı) kullanılır. Bu çalışmada, yansıma verilerinden Q hesabında kullanılan yöntem de bir tür dalga modellemesi yöntemidir (Şekil 4.6a). Bu yöntem ile ilgili test çalışmaları EK B' de verilmiştir.

a)



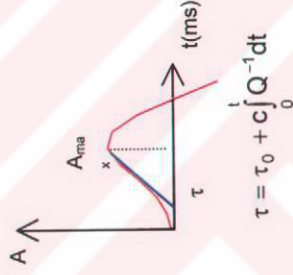
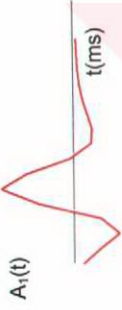
$A_1(t)$ referans dalgacığına farklı Q değerleri uygulanarak $A_2(t)$ dalgacığı elde edilmeye çalışılır.

b) Dalga Modelleme



$$\ln \frac{A_1(\omega)}{A_2(\omega)} = \frac{2\pi(t_2 - t_1)}{Q_2} f + c$$

d) Spektral Oranlama



c) Yükselim Zamanı

Şekil 4.6 a) Yer içinde ilerleyen dalganın soğurulması sonucunda zaman ve frekans ortamındaki görüntüsü. b) Dalga modelleme, c) Yükselim zamanı ve d) Spektral oranlama yöntemlerinin şematik gösterimi (Meissner, 1986).

Faz modelleme yöntemi: Bu yöntem dalga modelleme yöntemine eşdeğerdir. Ancak bu yöntemde, anlık faz modellenir. Referans sinyalinin anlık fazları, Q' 'yu değiştirerek ve dispersiyon bağıntısını uygulayarak sentetik olarak üretilir ve gözlemsel sinyal ile L_1 normuna göre karşılaştırılır.

Frekans modelleme yöntemi: Anlık frekanslar, anlık fazların türevleridir. Yaklaşım L_1 ve L_2 normları ile yapılır. Bu yöntem, yüksek frekanslara daha duyarlı olması nedeni ile soğurulmaya daha hassas olması beklenir.

Yükselme zamanı yöntemi: Bu yöntemin esası ilerleyen dalganın dispersiyonuna dayanır. Yükselme zamanı ve soğurulma arasındaki ilişkiyi tanımlayan deneysel elde edilmiş bir bağıntı kullanılır (Gladwin ve Stacey, 1974; Şekil 4.6b).

Pulse genlik yöntemi: Hem yükselme zamanı hem de ilk varışın en büyük genliği (Λ) soğurulma ile orantılıdır (Kjartansson, 1979);

$$\tau \propto \Lambda \propto \Delta t / Q ,$$

$$1 / \Lambda = c_1 \Delta t / Q .$$

Bağıntıda c_1 sabittir. Bu yöntem genlik azalımı yöntemi ile yakından ilişkilidir ve gerçek genlik kayıtlarını gerektirir.

4.7.2 Frekans Ortamı Yöntemleri

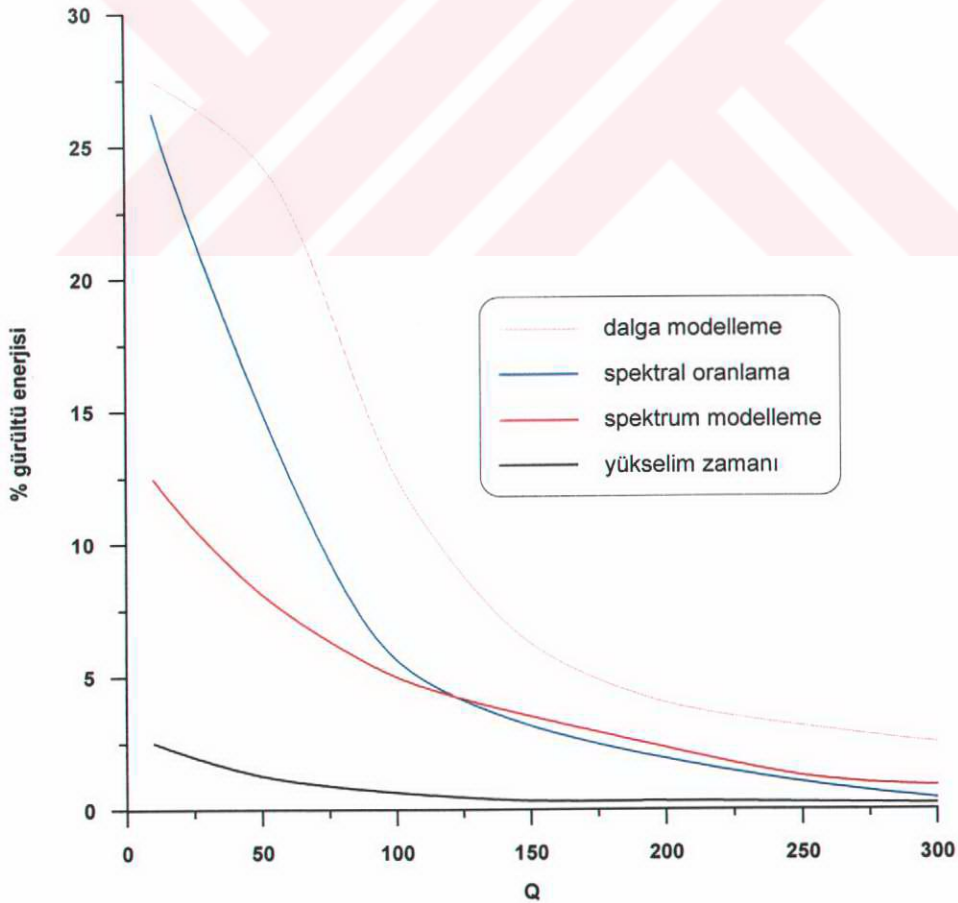
Karşılaştırma (matching) yöntemi: İki farklı derinlikteki sinyallerin karşılaştırmasına dayanır (Raikes ve White, 1984). Karşılaştırma işlemi için kullanılan yöntem, iki farklı derinlikteki sinyallerin birbirlerine göre çapraz güç spektrumu oranlarının logaritmik değerlerinden geçen doğrunun eğiminden Q' 'nun saptanmasıdır.

Spektrum modelleme yöntemi: Bir referans sinyalinin değişik Q değerleri için spektrumları üretilerek, Q parametresi saptanmaya çalışılan sinyal benzeştirilmeye çalışılır. Karşılaştırma işlemleri için L_1 ve L_2 normları kullanılır (Jannsen ve diğ., 1985).

Spektrum oranlama yöntemi: Bath (1974) tarafından tanımlanan yöntemde, iki farklı derinlikteki sinyallerin genlik spektrumlarının oranının logaritmik değerlerinden geçen doğrunun eğiminden Q saptanır. Frekans ortamında Q hesaplanması için verilen bu üç yöntemden en iyi bilinen ve yaygın olarak kullanılan spektrum oranlama yöntemidir (Şekil 4.6c). Spektrum oranlama yöntemi ve karşılaştırma (matching) yöntemleri benzer sonuçlar verir. Spektrum modelleme yöntemi ise

zaman ortamında uygulanan dalga biçimi modelleme yöntemine bir yaklaşım şeklidir. Ancak spektrum modellemede faz bilgisi kullanılmadığı için tam olarak dalga modellemesine eşdeğer değildir.

Frekans ve zaman ortamında Q parametresinin hesaplanmasında kullanılan yöntemler görüldüğü gibi çok çeşitlidir. Q parametresinin hesaplanmasında bu yöntemler arasında seçim yapmadan önce, verinin türü, gürültüsü ve kayıt özellikleri göz önünde bulundurulmalıdır. Bu çalışmada kullanılan veri türü çok kanallı deniz sismiği yansıma verileridir. Çalışmada hedeflenen Q' nun mutlak değeri değil göreceli değişiminin saptanmasıdır. Bu amaç doğrultusunda bakıldığında, mevcut Q hesaplama yöntemlerinden en iyi uygulanabilecek durumda olan dört yöntemin, (dalga modellemesi, spektral oranlama, spektrum modelleme ve yükselme zamanı) %25 güvenilirlikle değişik Q ve gürültü aralığının fonksiyonu olarak karşılaştırması yapıldığında, göreceli olarak yüksek Q değerlerinin ancak gürültünün düşük olduğu veriden saptanabileceği görülmüştür (Şekil 4.7). Gürültüye karşı duyarlılığı incelenen bu dört yöntem arasında en iyi sonuç veren dalga modellemesi yöntemi olduğundan, çalışmada tercih edilmiştir (Jannsen ve diğ., 1985).



Şekil 4.7 Farklı yöntemlerle, %25 doğrulukla saptanan Q değerlerinin gürültüye olan duyarlılığı (Jannsen ve diğ., 1985).

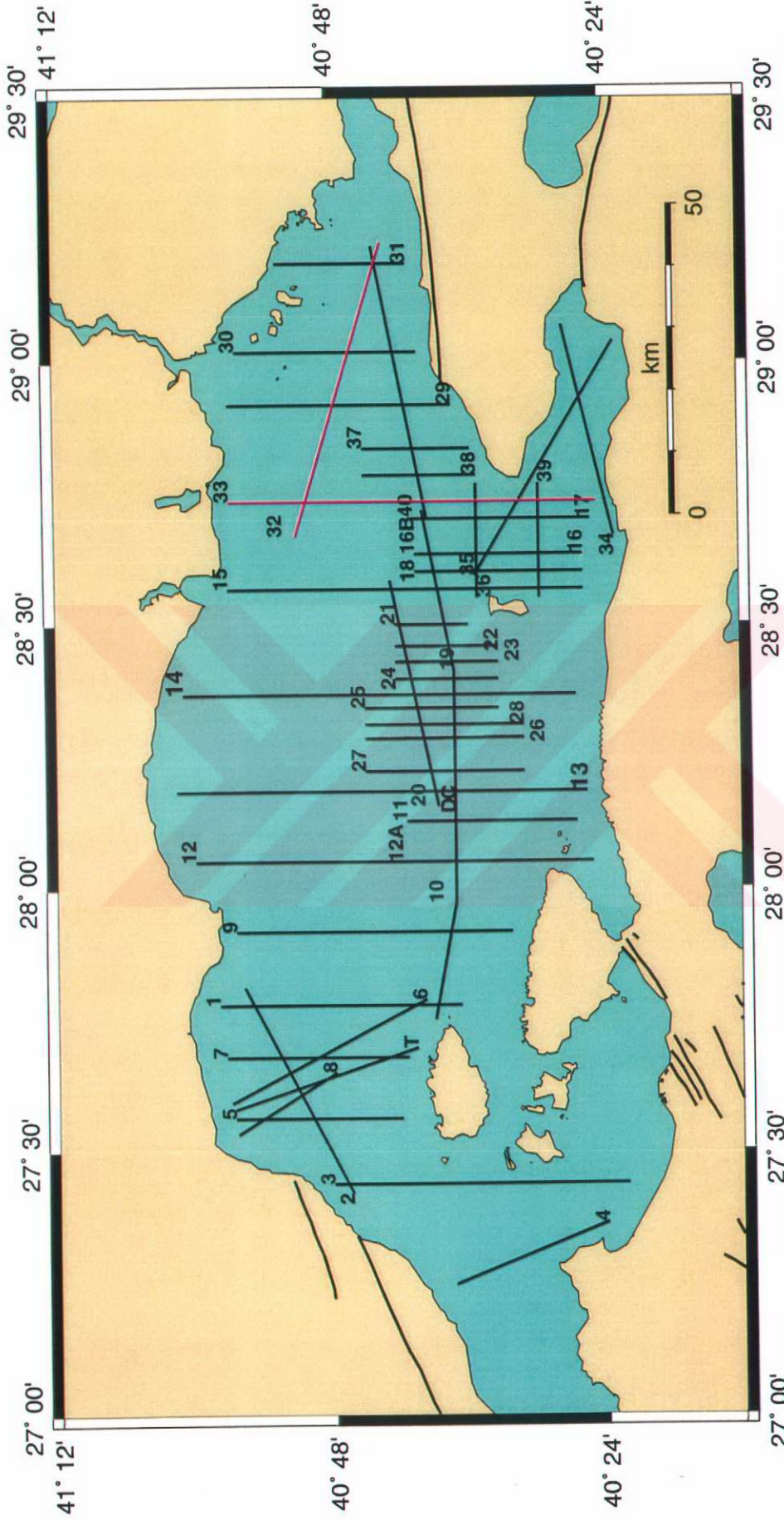
4.8 Sabit Q Yaklaşımı ve Dalgacık Modelleme Yöntemi ile Marmara Denizi Çok Kanallı Sismik Yansıma Verilerinden Q Parametresinin Saptanması

Kjartansson (1979), Q operatörü tanımlaması ve dalgacık modelleme yöntemlerinden yola çıkarak Çınarcık Havzası'nda yer alan iki hattın (32 ve 33) atış verileri üzerinde Q kestirimi çalışması yapılmıştır. İlerleyen bölümlerde, çok kanallı sismik yansıma verisi, Çınarcık Havzası'nın tektonik ve jeolojik özellikleri, kullanılan yöntemin işlem aşamaları ve elde edilen sonuçlar anlatılacaktır.

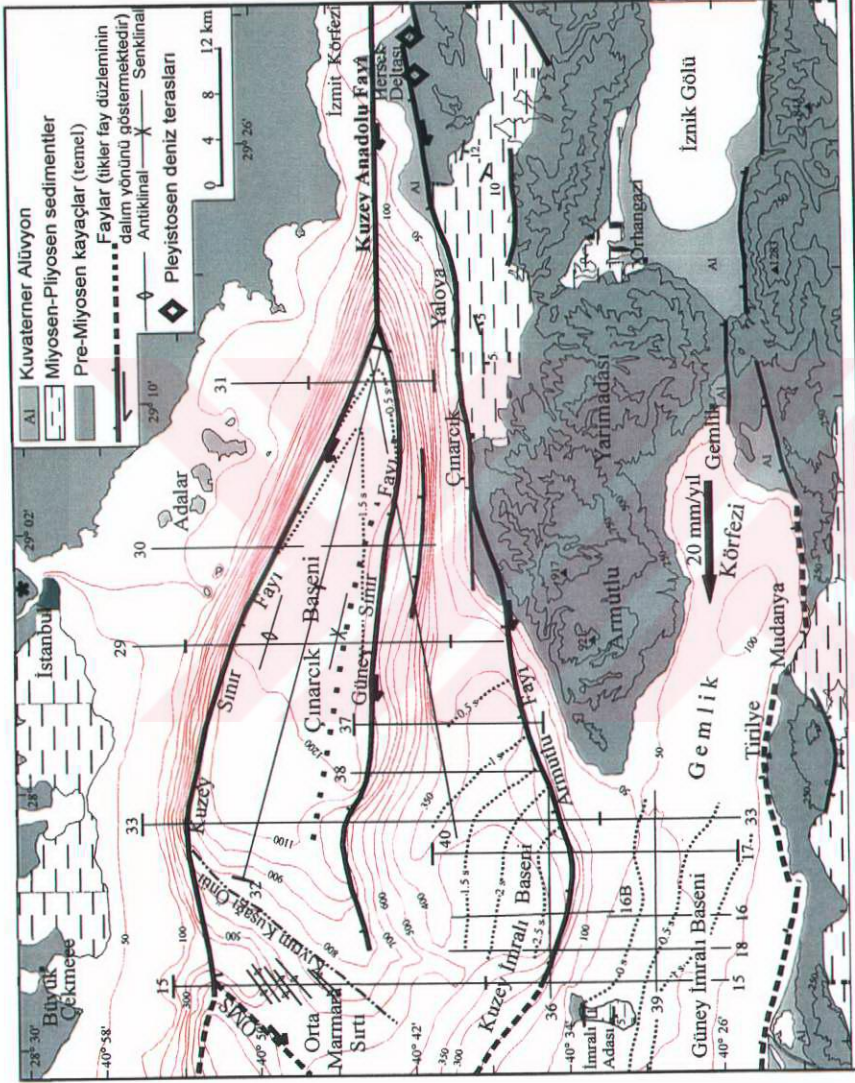
4.8.1 Çok Kanallı Sismik Yansıma Verisi

Çalışmada, MTA-İTÜ-Cambridge University grubunun, Marmara denizinde, 1997 yılında MTA-Sismik-1 ile topladığı, çok kanallı sismik yansıma verileri kullanılmıştır. Şekil 4.8' de verilen sismik hat haritasındaki 33 numaralı hattın doğusunda kalan tüm hatların sismik veri işlemi, Paradigm Geophysical Sismik Veri Analiz Şirketinin, DISCO-Focus sismik veri-işlem paketi ile SUN Unix ortamında yapılmıştır. Sismik kesitlerin oluşturulmasında izleyen veri-işlem aşamaları uygulanmıştır: Atışlar arasında bulunan bozuk izlerin ayıklanması (editing), geometri tanımlaması, atış-alıcı düzeltmesi, filtreleme, ortak derinlik izlerinin (ODN, CDP-Common Depth Point) oluşturulması, hız analizi, mute, filtreleme, yığma, filtreleme, mute ve zaman ortamı göç işlemi. Sismik kesitlerden elde edilen yapısal harita (Şekil 4.9), Marmara denizinin doğusunda, kuzeyden güneye doğru üç havzanın yer aldığını göstermektedir (Okay ve diğ., 2000). Bu havzalar içerisinde en kuzeyde olan Çınarcık Havzası, Q soğurulma parametresinin kestirilebileceği en uygun yerdir. Bunun nedenlerinin başında öncelikli olarak havza içinde çökelmiş sedimanların kalınlığının fazla olması (~3 km) ve dalgadaki soğurulma etkisinin düşey yönde izlenebilmesi gelmektedir. İkinci olarak su derinliğinin bölgede fazla olması nedeni ile deniz tabanı tekrarlı yansımalarının daha geç gelmesi ve Q kestiriminde problem olmamasıdır.

Marmara denizinin doğusunda, Çınarcık Havzası içerisinde yer alan 32 ve 33 numaralı hatlar üzerinde Q kestirimi yapılmıştır. Bu amaçla kullanılan verilerin örnekleme aralığı, 2 ms; kanal sayısı, 84; kanallar arası uzaklık 12.5 m; atışlar arası uzaklık, 50 m, ofset 40 m ve ODN' ler arası mesafe 6.25 m' dir.



Şekil 4.8 İTÜ-MTA-Cambridge University grubunun Marmara denizinde, 1997 yılında, MTA Sismik-1 gemisi ile toplanan çok kanallı sismik yansıma verilerinin profilleri.



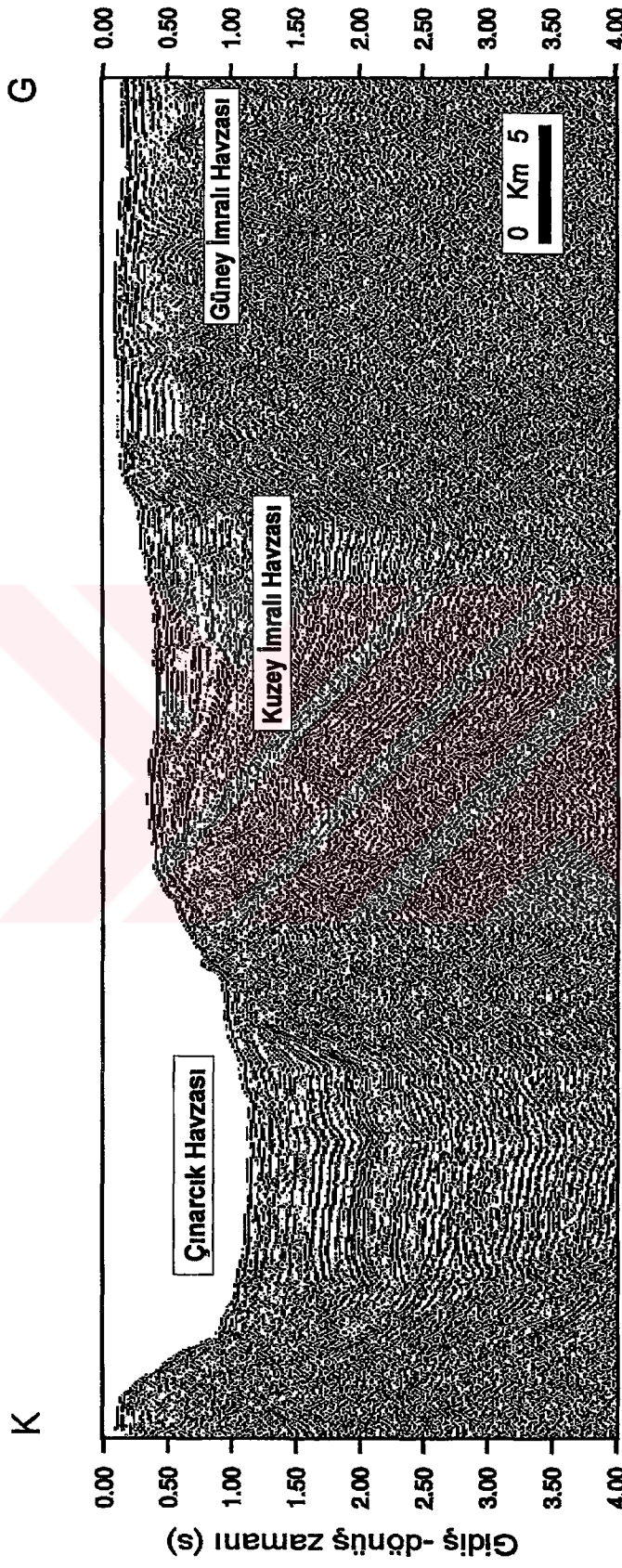
Şekil 4.9 İTÜ-MTA-Cambridge University grubunun Marmara denizinde, 1997 yılında MTA Sismik-1 gemisi ile topladığı çok kanallı sismik yansıma verilerinin, Marmara denizinin doğu kısmına ait olanlarının değerlendirilmesi sonucu elde edilen yapısal harita (Okay ve diğ., 2000). Düz kontur çizgileri deniz tabanı batimetrisini (m), noktalı konturlar sediman kalınlıklarını (s), numaralı düz çizgiler, sismik verilerin toplandığı hatları, kalın ok GPS vektörünü göstermektedir.

4.8.2 Çınarcık Havzası'nın Tektonik ve Jeolojik Özellikleri

Marmara denizi, etrafları faylarla çevrili üç büyük çukurluktan meydana gelmektedir: Tekirdağ, Orta Marmara ve Çınarcık Çukurlukları. Bu çalışmada incelenen Çınarcık Çukurluğu, Marmara denizinin doğusunda ve İstanbul' un güneyinde yer alan uzunluğu 50 km ve genişliği 20 km' ye varan kama şeklinde bir havzadır. Derinliği – 1276 m' ye ulaşan çukurluğun kuzey ve güneyi, İzmit Körfezi girişinde iki kola ayrılan KAF' ın aktif kolları ile sınırlanmıştır. Wong ve diğ. (1995), KAF' ın kuzeyinde yer alan kolunu Kuzey Sınır Fayı, güneyinde yer alan kolunu Güney Sınır Fayı olarak adlandırmıştır. Çukurluğun batısında ise, Orta Marmara Çukurluğu ile Çınarcık Çukurluğunu birbirinden ayıran kuzeydoğu yönlü fay sistemi ile kontrol edilen Orta Marmara Sırtı yer almaktadır. Aktif fayların varlığı, sismik kesitlerde çukurluğun kuzey ve güneyinde izlenen dik yamaçlardan anlaşılmaktadır. Kuzey kenar yamacının genişliği yaklaşık 3 km ve eğimi ortalama 17°, güney kenar yamacının genişliği 4-6 km, eğimi 7-10° arasındadır (Okay ve diğ., 2000). Çınarcık Çukurluğunun batısında yer alan 33 numaralı kesit, Kuzey ve Güney Sınır Fayları ile çevrili graben yapısı göstermektedir (Şekil 4.10).

Havza, yatay tabakalanmış sedimanlardan oluşmaktadır. Sedimanların KAF sisteminin, post Miyosen aktivitesi boyunca çökelindiği ve yaşının Pliyosen-Kuvaterner olduğu tahmin edilmektedir (Okay ve diğ., 2000). Tekrarlı yansımalar nedeniyle, havzanın tabanı izlenememektedir. İzlenen kısmın kalınlığı ise 3 km civarındadır. Havza içinde kuyu verisi bulunmamaktadır. İncelenen alana en yakın kuyu verisi İmralı Adası' nın kuzeybatısında yer almaktadır (Marathon Oil Company, 1975). Kuyu verisinden elde edilen bilgiye göre, üstte yaklaşık 40 m kalınlığında Kuvaterner yaşlı denizel kil, altta 2100 m kalınlığında Miyosen(?) -Pliyosen yaşlı karasal sedimanlar yer almaktadır. Karasal sedimanlarda kendi içinde iki formasyona ayrılabilir. Üstte yaklaşık 80 m. kalınlığında Alt Pliyosen yaşlı marn bulunmaktadır. Bunların altında 2022 m kalınlığında akarsu önünde oluşan delta ortamlarında çökelmiş, minor kireçtaşı, tuf ve lignit birimleri barındıran, Miyosen (?) -Pliyosen yaşlı kumtaşı ve çamurtaşı çökelleri yer almaktadır.

Armutlu Yarımadası' nın jeolojisi incelendiğinde, Paleozoyik-Eosen yaşlı metamorfik, magmatik ve sediman kayalardan oluşan karmaşık bir yapı oluşturduğu görülmektedir. Miyosen ve daha genç karasal sedimanlar, bu karmaşık temelin üzerine uyumsuz olarak yerleşmiştir. Armutlu Yarımadası' nın kuzeyinde Neojen birimler Triyas-Eosen yaşlı sediman ve volkanik kayalar üzerinde uyumsuz olarak durmaktadır. Neojen dizisinin altında, 700 m kalınlığında üst Miyosen marn ve



Şekil 4.10 Zaman ortamında sismik göç uygulanmış 33 numaralı hatta (Şekil 4.9) ait sismik kesitte, kuzeyden güneye doğru izlenen havzalar.

çamurtaşı yer almaktadır. Bu dizinin içinde kumtaşı ve jips birimleri izlenmektedir. Bu birim uyumsuz olarak Üst Miyosen' den Pliyosen' e marn, çamurtaşı, kireçtaşı, kumtaşı, konglomera ve lignit birimleriyle örtülmektedir (Akartuna, 1968; Sakıncı ve Bargu, 1989).

Kuyu verisi ile Armutlu Yarımadası' nın Üst Miyosen, Pliyosen birimleri kıyaslandığında ortam olarak benzerlik gösterdikleri görülür. Bu veriler Marmara denizinin Pliyosen döneminde kara olduğunu, Çınarcık Havzası' nın baskın olarak karasal çökellerden oluştuğunu belirtmektedir (Okay ve diğ., 2000).

4.8.3 Sabit Q Operatörü ile Q Kestiriminde İzlenen İşlem Aşamaları

Q kestiriminde, Kjartansson (1979) tarafından geliştirilen, 4.35 numaralı sabit Q operatörü bağıntısı kullanılmıştır. Bu amaçla Unix ortamında çalışan Fortran77 kodu ile yazılmış bir program hazırlanmıştır. Dalgacık modellemesi yöntemi temel alınarak, Q kestirimi atış verisi üzerinde yapılmış daha sonra zaman ortamında göç işlemi uygulanmış kesitler üzerine işlenmiştir. Çalışmada izlenen işlem aşamaları aşağıdaki şekildedir (Şekil 4.11).

- ◆ Her on atışta bir (500 m), Q kestiriminde kullanılacak atış verisinin ilk on kanalı içinde, yansıma sinyallerinin en iyi izlendiği kanal seçilir. İncelencek bölgenin yan al yönde Q değişiminin kestirilebileceği en uygun atış aralıkları, veri-işlem yapılmış kesitler üzerinde belirlenir. Bu çalışmada Çınarcık Havzası' nın atış aralığının 10 atışta bir olması Q parametresinin havza içi yan al değişiminin saptanmasında yeterli görülmüştür. İlk on kanalın seçilmesinin nedeni, olabildiğince düşey izler üzerinde Q değişimini elde etmek ve bu düşey Q değişimlerinin yan yana konması ile de yan al yöndeki Q değişimini izlemektir.

- ◆ Deniz sismiğinde, kaynak dalgacığı, patlatma sonucu oluşan baloncuklardan (bubbles) ve deniz tabanından gelen hayalet yansımalarından (ghost) etkilenir. Bu etkileri içeren deniz tabanı yansımasının kaynak dalgacığı olarak seçilmesi Q kestiriminde problem yaratmaz. Bu nedenle seçilen kanalın deniz tabanı yansıması, kaynak dalgacığı olarak alınabilir (Jannsen ve diğ., 1985).

- ◆ Sismik veri-işlemi yapılmış kesitteki tabaka seviyeleri dikkate alınarak, atış verisi üzerinde tabakaları temsil eden yansıma dalgacıklarının başlangıç ve bitiş zamanları belirlenir. Bu işlem yapılırken, dalgacık genliğinin sıfırı kestiği nokta, dalgacık başlangıcı olarak seçilir.

- ◆ Seçilen izin genlik spektrumundan, ize ait baskın frekans belirlenir. Baskın frekans 4.35 bağıntısında yer alan ω_0 referans frekansı olarak kullanılır.



Şekil 4.11 Sabit Q operatörü ile Q kestiriminde izlenen işlem aşamalarını gösteren akış diyagramı.

- ♦ Veri tabanı DISCO formatında oluşturulduğundan, verinin Q hesaplanmasında kullanılacak Fortran programına giriş verisi olabilmesi için, ilgilenilen atış ve kanal sayısına göre ASCII formatına dönüştürülmesi gerekir.
- ♦ Seçilen iz, kaynak ve yansıma dalgacıkları, baskın frekans ve taranacak Q aralığı ve Q artımı, programa giriş olarak verilir.
- ♦ Programa giriş verisi olarak verilen her bir yansıma zamanı için, belirtilen Q değerlerinde, 4.35 bağıntısı kullanılarak Q operatörleri hesaplanır ve zaman ortamına geçirilir.
- ♦ Tek bir yansıma seviyesi için elde edilen, farklı Q değerlerine sahip Q operatörleri, kaynak dalgacığı ile evriştirilerek soğurulmaya uğratılmış yapay dalgacık elde edilir.
- ♦ Farklı Q değerleri için elde edilmiş yapay dalgacıkların her biri, tek bir yansıma seviyesinden seçilen gerçek dalgacık üzerinde örnekleme aralığı kadar kaydırılarak her bir kaymadaki ilişki katsayısı hesaplanır (Bkz. bağıntı 3.18).
- ♦ Her bir kaymadaki ilişki katsayıları içinde, en büyük değere sahip olan seçilir. Her bir örnekleme aralığı kadarlık kayma için saptanan en büyük ilişki katsayıları kümesi içinden en büyük ilişki katsayısı değerine sahip olan yapay dalgacığın Q değeri, gerçek yansıma dalgacığının temsil ettiği tabakanın efektif Q değeri olarak belirlenir). İlişki katsayısı 0.9' un altında olan sonuçlar değerlendirme dışı bırakılır.
- ♦ Bu işlemler her bir yansıma seviyesi için tekrarlanır.

4.8.4 Sismik Veriden Kestirilen Q Değerlerinin Yorumu

Sismik izden hesaplanan ara Q, litolojinin türü, sıvıya ya da gaza doygunluğunu belirlemek için kullanılabilir. Ara Q parametresi, kayacın sıvıya doygunluğuna ya da gözenek basıncındaki değişmelere sismik hızlardan daha duyarlı olan petrofiziksel bir parametredir (Winkler ve Nur, 1979). Bu çalışmada hedef, tabakalara ait ara Q değerlerine karşılık gelen litolojinin türünü bulmak yerine, soğurulmaya neden olan göreceli değişimleri sismik izlerden kestirmektir. Sismik izlerdeki yansımalarından kestirilen Q değerlerinin efektif Q olarak adlandırıldığından daha önce Bölüm 4.1' de bahsedilmişti. Sismik izlerden kestirilen efektif Q kestiriminde yapılacak hataların, ara Q değerlerine yansıması ise aşağıda verilmektedir (Dasgupta ve Clark, 1998);

$$\left\{ \Delta(Q_i^{-1}) \right\}^2 = \left(\frac{t_{n-1}}{T} \right) \left\{ \Delta(Q_{n-1}^{-1}) \right\}^2 + \left(\frac{t_n}{T} \right) \left\{ \Delta(Q_n^{-1}) \right\}^2 . \quad (4.36)$$

Bağıntıda $T=t_n-t_{n-1}$ olarak tanımlanmıştır, n tabaka indisine karşı gelmektedir. Bu bağıntıda görüldüğü gibi ara Q parametresine yansıyan hata, iki yansıma seviyesi arasındaki zaman farkı ile ters, bu zaman aralığının mutlak derinliği ile doğru orantılı olarak artmaktadır. Ara Q değerlerinin yorumlanma aşamasında kullanılabilmesi için izleyen iki önemli faktörün göz önünde bulundurulması gerekir: 1) Ara Q ' nun hesaplanmasında kullanılan sismik izlerden kestirilen efektif Q değerlerinin hata analizinin yapılması; 2) Bağıntı 4.12' ten hesaplanan ara Q değerlerinin VSP verileri ya da laboratuvar gözlemleri ile ilişkilendirilmesi.

Bu çalışmada sismik yansıma verileri kullanılarak (Şekil 4.9) Marmara denizi içerisindeki Çınarcık Havzası' nda yer alan (hat 32-33) sediman çökeller içerisinde efektif Q parametresinin yanal ve düşey yönde değişintisi izlenmeye çalışılmıştır (Şekil 4.12 ve Şekil 4.13). Çalışma alanı içerisinde daha önce yapılmış olan VSP ya da kayaç örnekleri üzerinde Q analizi yapılmış laboratuvar çalışmaları olmadığından efektif Q değerleri kullanılarak değişimlerin izlenmesi hedeflenmiştir. Bölüm 4.8.3' de izlenen işlem aşamaları kullanılarak, KB-GD yönlü uzanan 32 numaralı hattın 2980-3090 atış numaraları (ODN no.:6460-7380) ve K-G yönlü uzanan 33 numaralı hattın 3310-3490 atış numaraları (ODN no.:1160-2600) arasında, 10 atışta bir (500 m) seçilen yansıma seviyelerinde yapılan Q kestirimi ile ilgili sonuçlar EK C' de Tablo C.1 ve Tablo C.2' de izlenebilir. Her bir atış izi üzerinden elde edilen efektif Q değerleri, zaman ortamında sismik göç uygulanmış kesitler üzerine işlendikten sonra 100' den küçük ve büyük değerler olarak iki sınıfa ayrılmıştır. Bu sınıflamada, gerçek veri uygulamalarından önce yapılan yapay test çalışmaları dikkate alınmıştır. Kaynak dalgacığı ve Q operatörünün evriştirilmesi ile oluşturulan yapay dalgacığın, yansıma seviyelerinden seçtiğimiz dalgacıklarla kıyaslanması amacıyla ilişki katsayısı (Özdemir, 1981; Canitez, 1984), semblance (Mayne, 1962; Kanasewich, 1975) ve ortalama karekök (rms) (Özdemir, 1981; Canitez, 1984) olmak üzere üç istatistik yöntem test edilmiş ve bunlar içinde ilişki katsayısı yönteminin bu çalışmanın amacına uygun olduğu saptanmıştır. Çalışmada kullandığımız yöntemin testlerinden elde edilen bilgiye göre, 100' den büyük efektif Q değerlerinin sağlıklı olarak saptanması mümkün olmamaktadır. EK B' de izlendiği üzere, Q ' nun 100' den büyük değerlerinden sonra ilişki katsayısı değerlerinin birbirine yakın değerler aldığı ve çözüm duyarlılığının azaldığı görülmüştür. Ayrıca efektif Q ' daki değişimler, ancak kestirildiği tabakaya ait ara Q değeri, bu tabakanın üzerinde yer alan tabakaların ortalama ara Q değerinden büyük ölçüde farklı ise izlenebilmektedir. Efektif Q değerlerinin zaman ortamı göç işlemi uygulanmış kesitlere işlenmesi ve yukarıda bahsedilen özelliklerin dikkate alınmasıyla yanal ve düşey yönde aşağıdaki gözlemler elde edilmiştir.

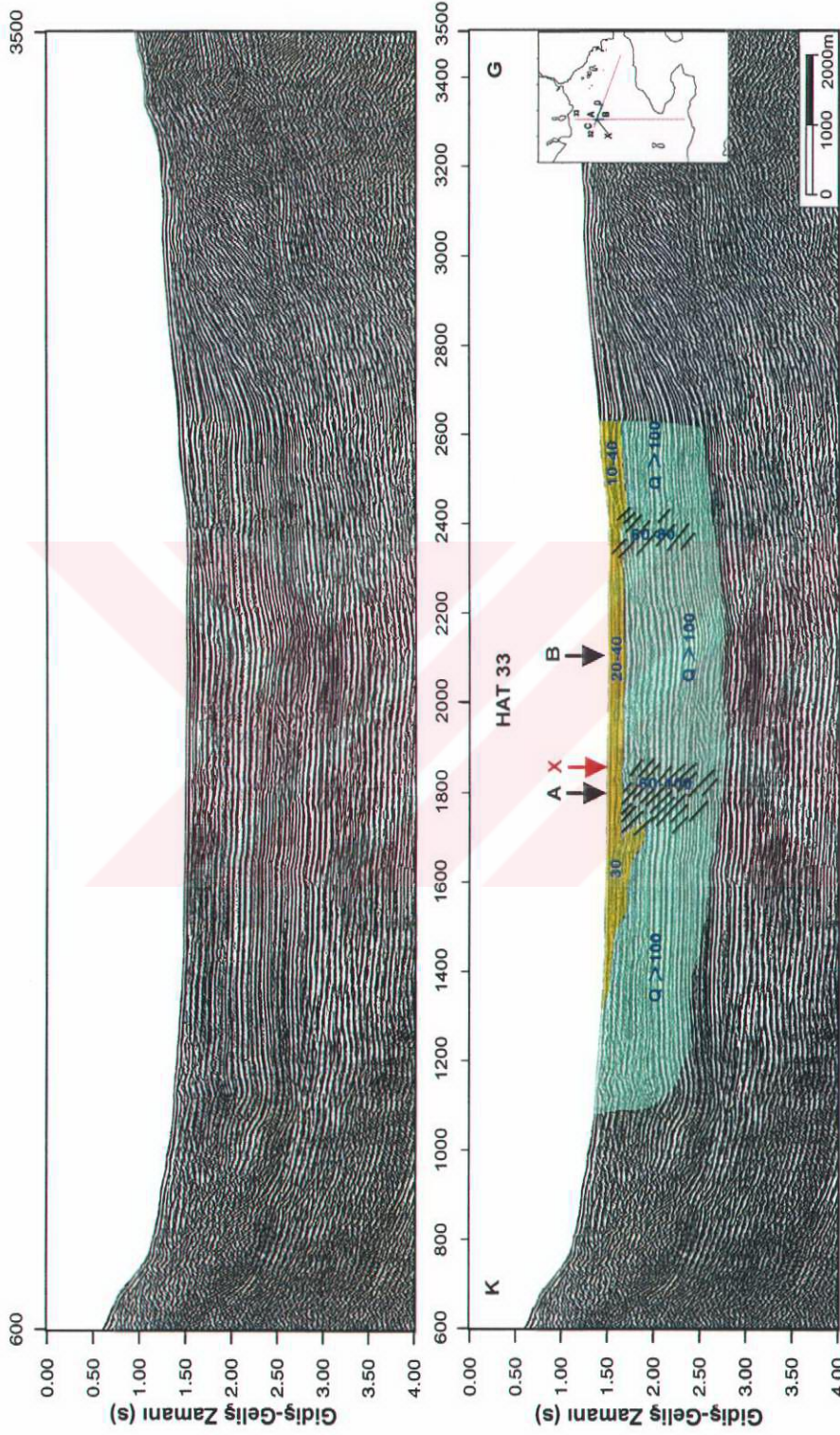
Çınarcık Havzası' nı K-G yönlü kesen hat 33' ün, havzanın 1160-2600 ortak derinlik noktaları arasında kalan kesiminde kestirilen (Şekil 4.12) efektif Q parametresi izleyen değişimleri göstermektedir:

- 1) Deniz tabanı ile yaklaşık 1.75 s gidiş-geliş zamanı arasında efektif Q 10-40 arasında değişmektedir.
- 2) Derinlere doğru efektif Q değerlerinde artış izlenmekte ve 100 den daha büyük değerler almaktadır.
- 3) Kestirilen efektif Q parametreleri iki yerde düşey doğrultudaki zonlar içerisinde düşük değerler almaktadır. Ortak derinlik noktası (ODN) 1800-1880 (atış no.:3390-3400) olan bölgede, yaklaşık 2.5 s gidiş-geliş zamanına kadar, değerleri 80' den küçük olan efektif Q değerleri izlenmektedir. Bu bölgenin iki yanında elde edilen efektif Q değerleri incelendiğinde, 1800-1880 ortak derinlik noktalarında 2.5 s gidiş-geliş zamanına kadar elde edilen değerlerin, yan civarlardaki ortak derinlik noktalarında elde edilen değerlere oranla düşük olduğu, bir başka deyişle, yanal yönde göreceli bir değişim izlendiği görülür. Aynı şekilde ortak derinlik noktası 2360 (atış no.:3640) olan bölgede, yaklaşık 2.0 s gidiş-geliş zamanına kadar, yan bölgelere oranla düşük efektif Q değerleri ($Q < 100$) gözlenmektedir.

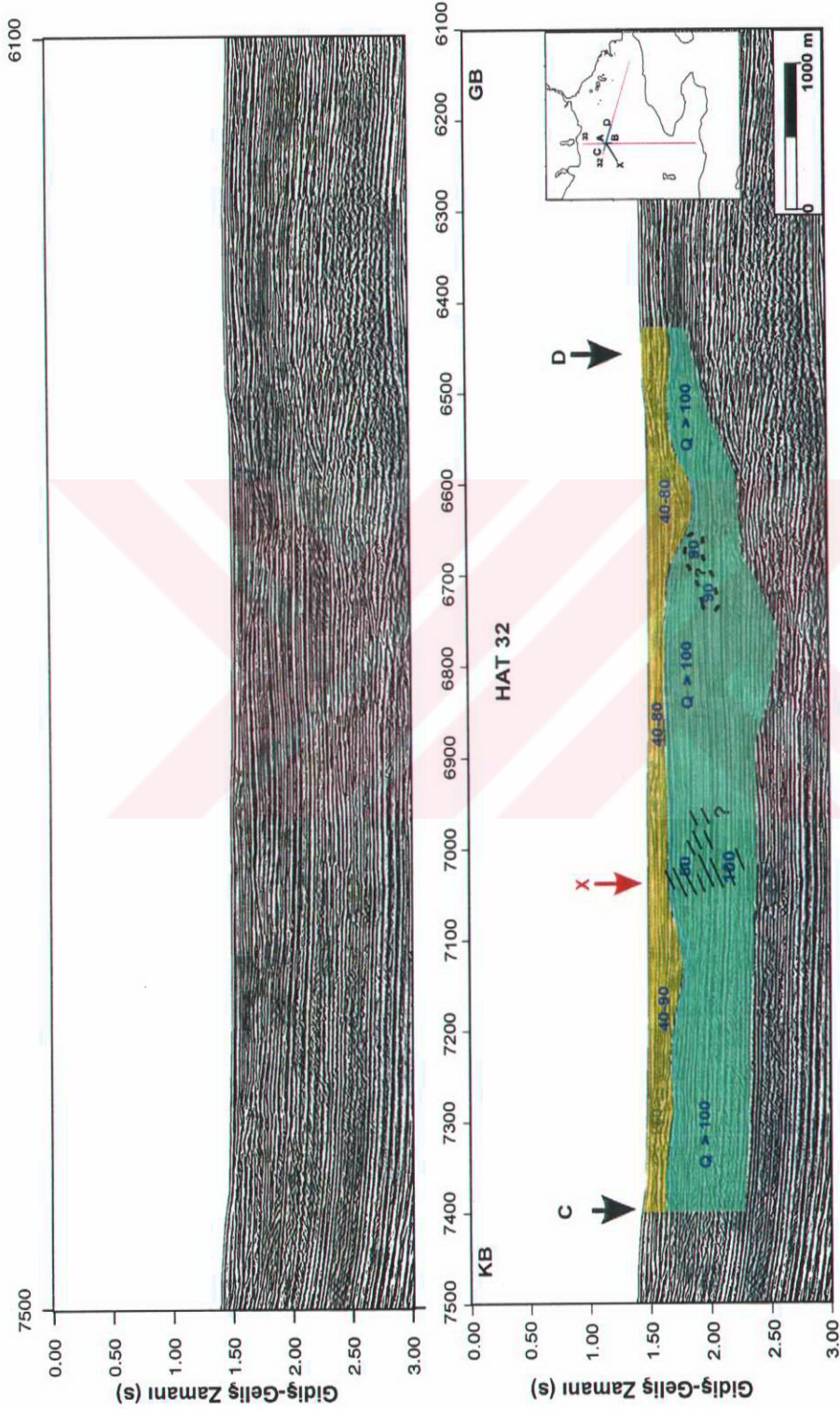
Hat 33' den kestirilen efektif Q değerlerini belirli bir kesimde de olsa ikinci bir sismik veri seti ile ilişkilendirmek için efektif Q hesaplamalarını hat 32' nin hat 33' u kesen bölgesinde izlenmeye çalışılmıştır. Çınarcık havzası içinde, 32 numaralı sismik kesitte C ve D ile etiketlenen bölgenin (Şekil 4.13), 33 numaralı kesit üzerindeki izdüşümü A ve B ile (Şekil 4.12), iki hattın kesiştiği bölge ise kesitler üzerinde X ile etiketlenmiştir (Şekil 4.12 ve 4.13). Çınarcık Havzası' nın 32 numaralı kesitte 6460-7380 ortak derinlik noktaları arasında izlenen kısmında (Şekil 4.13' de C ve D ile etiketlenen bölge) kestirilen efektif Q değerleri izleyen değişimleri vermektedir;

1. Deniz tabanı ile 1.75 s gidiş-geliş zamanı arasında kalan kısımda efektif Q değerleri 40-90 arasında değişmektedir.
2. Derinlere doğru inildikçe efektif Q değerleri 100 ün üzerinde değerler almaktadır.
3. Kesitin 7020 numaralı ortak derinlik noktasında, yaklaşık 2.2 s gidiş-geliş zamanına kadar düşük efektif Q değerleri izlenmektedir ($Q < 100$). Bu noktada elde edilen değerler, yan bölgelere oranla düşük değerler alarak, yanal yönde değişim göstermektedir.

Kesitler üzerinde elde edilen gözlemlerden ve bölüm 4.8.2' de bahsedilen jeolojik bilgilerden yola çıkarak, elde edilen gözlemler aşağıdaki şekilde değerlendirilmiştir.



Şekil 4.12 33 numaralı hattın, Çınarcık havzasını içeren bölümünde, zaman ortamında göç işlemi uygulanmış sismik kesitinde düşey ve yanal yönde efektif Q değerlerinde izlenen değişimler. X, hat 33 (A-B) ile hat 32 (C-D)'nin kesişme noktasını göstermektedir.



Şekil 4.13 32 numaralı hattın, Çınarcık havzasını içeren bölümünde, zaman ortamında göç işlemi uygulanmış sismik kesitinde düşey ve yanal yönde değışimlerde izlenen değışimler. X hat 33 (A-B) ile hat 32 (C-D)'nin kesişme noktasını göstermektedir.

1. Hat 32 ve 33' e ait kesitlerin genelinde yaklaşık 1.75 s gidiş-geliş zamanının üzerinde izlenen düşük efektif Q değerleri ($10 < Q < 90$), genç Kuvaterner yaşlı çökeller ile ilişkilendirilmektedir. Düşük Q değerlerinin elde edilmesine neden olan mekanizma, genç çökeller içerisindeki çatlaklı yapılar ve bu çatlaklı yapılar ile deniz tabanına yakın seviyelerdeki kayalar içerisinde yer alan gözeneklerdeki su akışıdır.
2. Hat 32 ve 33'e ait kesitlerde yaklaşık 1.75 s gidiş-geliş zamanının altında izlenen yüksek efektif Q değerleri ($Q > 100$), Miyosen(?)-Pliyosen yaşlı kumtaşı ve çamurtaşı çökelleri ile ilişkilendirilmektedir. Derinlere doğru inildikçe efektif Q değerlerinde meydana gelen artış, litolojideki farklılaşma ve derinde yer alan kayalar içindeki çatlak ve gözeneklerin, üzerlerindeki örtü tabakasının oluşturduğu basınç nedeniyle kapanmasından kaynaklanmaktadır. Birinci ve ikinci gözlemlerden elde edilen sonuçlar Winkler ve Nur (1979) ve Clark ve diğ., (1980) tarafından yapılan çalışmalardan elde edilen sonuçlar ile uyumludur.
3. Yanal yönde efektif Q değerlerinin değişimi incelendiğinde, hat 33' te 1800-1880, 2360 ve hat 32' de 7020 ortak derinlik noktaları civarında düşey yönde izlenen düşük efektif Q değerleri, yine bu noktalar civarında izlenen ancak batimetriye yansımaya uğramayan doğrultu atımlı faylar ile ilişkilendirilmiştir. Hat 33' e ait kesitin 1800-1880 ortak derinlik noktaları, hat 32' de 7020 numaralı ortak derinlik noktası civarında kesişmektedir (Şekil 4.12 ve 4.13' de X ile etiketlenen bölge). Her iki kesit üzerinde, kesişen bu bölgede düşey yönde izlenen düşük efektif Q değerlerinin aynı faya ait olduğu düşünülmektedir. Çınarcık Havzası' nın zaman ortamı göç işlemi uygulanmış kesiti incelendiğinde (Şekil 4.12), havza içerisinde iki yerde, çizgisel olarak düşey doğrultuda uzanan çok küçük atımlı yer değiştirmeler gözlenmektedir. Batimetriye yansımaya uğramayan bu yer değiştirmelerin, havzanın genel tektonik rejimi içerisinde yer alan ufak doğrultu atımlı faylar olduğu düşünülmektedir (Okay, 1999). Dik eğimli faylar düşey sismik yansıma kesitlerinde kolaylıkla izlenemez. Bu tür faylar, düşey sismik yansıma kesitlerinde fay yüzeyindeki küçük ölçekli heterojenitelerin sebep olduğu kırınma hiperbolları ya da bitişik bloklardaki küçük ofsetli yer değiştirmeler ile dolaylı olarak saptanabilir (Meissner, 1986). Faylanma sonucu, fay zonunun her iki tarafında yer alan komşu kayaç yüzeylerindeki kayalar parçalanıp ufalanmakta ve bu bölgelerde gözenekli ve çatlaklı yapılar oluşmaktadır. Bu zonlar, metan gazı çıkışı ve gözenekler içerisinde sıvı akışının oluşmasına ve dolayısıyla Q değerlerinin düşmesine neden olmaktadır. Kestirilen efektif Q değerlerinden gözlemlendiği gibi fayların etrafındaki belirli bir zon içerisindeki bu tür değişimler sismik kesitlerde belirgin olarak izlenemez iken efektif Q değerleri bu

bölgelerde düşmektedir. Bu gözlem, Q parametresinin kayacın fiziksel özelliklerindeki değişimlerine duyarlı olduğunu göstermektedir.

Soğurulmanın dalgacık üzerindeki etkisini izlemek amacıyla hat 33' de 1800 ortak derinlik noktası civarında (atış no: 3390) düşey yönde izlenen çizgiselliklerin üzerinde, sağında (ODN: 2120, atış no.:3430) ve solunda (ODN: 1640, atış no. 3370) alınmış izler ve seçilen yansıma seviyelerindeki dalgacıklarla en iyi uyumu sağlayan Q şablonları, EK C' de ilgili sismik izler üzerinde grafiklenmiştir (Şekil C.1). Her bir atış izinde seçilen yansıma seviyeleri ve çakışan Q şablonları, yakından izlenebilmesi açısından ayrı ayrı görüntülenmiştir (EK C, Şekil C.2, C.3 ve C.4). Yansıma seviyeleri ile en iyi uyumu veren şablonların Q değerleri ve ilişki katsayıları şekiller üzerinde izlenmektedir. Düşey yönde çizgiselliğin incelendiği 1800 numaralı ortak derinlik noktasında, düşük Q değerleri yaklaşık 2.5 s civarına kadar izlenirken, diğer izlerde bu seviyelerde yüksek Q değerlerinin izlendiği görülmektedir. Yine şekillerden izlendiği gibi ortak derinlik noktası 1800 olan izin 2.5 s civarında seçilen yansıma dalgacığının bant genişliğinin diğer izlere göre fazla olduğu görülmektedir. Bir başka deyişle bu seviyedeki dalgacık daha fazla soğurulmaya uğramıştır.

Dünyanın farklı bölgelerinde yapılan Q kestirimi çalışmaları daha çok VSP tekniği ile toplanmış veriler üzerinde yapılmıştır. Genelde Q kestiriminde en sık kullanılan yöntem, spektral oranlama yöntemidir. Q kestiriminde kullanılan verinin toplanma şekli, kullanılan kaynak dalgacığının frekans içeriği, verinin örnekleme aralığı ve Q hesabında kullanılan yöntemin farklı oluşu nedeniyle, farklı araştırmacılar tarafından elde edilen Q sonuçlarının birbirleriyle birebir kıyaslanması mümkün değildir. Ancak genel olarak bakıldığında, sonuçlar birbiriyle uyumludur.

McDonal ve diğ., (1958), Colorado'da homojen kabul edilebilecek 1216 m kalınlığındaki Pierre şeylinde VSP tekniği ile toplanmış veri üzerinde yaptıkları Q kestirimi çalışmasında, 50-450 Hz frekans aralığında, P dalgaları için $Q_p=32$ ve 20-125 Hz frekans aralığında S dalgaları için $Q_s=10$ olarak hesaplamışlardır. Hauge (1981), 125 Hz frekans değerine kadar VSP kayıtlarından yaptığı Q kestirimi çalışmasında, gözenekli kumda soğurulmanın, komşu şeyllere oranla daha fazla olduğunu saptamıştır. Ganley ve Kanasewich (1980), Beaufort denizi sediman havzalarında, VSP kayıtlarını kullanarak, 125 Hz frekans değerine kadar yaptıkları çalışmada 549-1193 m arasında $Q=43$ olarak hesaplamışlardır. Dasgupta ve Clark (1994), Kuzey denizi ve Güneydoğu Asya' da Q kestirimi çalışması yapmışlardır. Kuzey denizi için deniz tabanı ile yaklaşık 1500 ms gidiş-geliş zamanı arasında, Q değerlerini 50-150 arasında, Güneydoğu Asya' da ise deniz tabanı ile yaklaşık 1000 ms gidiş-geliş zamanı arasında Q değerlerinin 130-150 arasında, 1000-2000 ms

gidiş-geliş zamanı arasında Q değerlerinin 680-800 arasında değiştiğini hesaplamışlardır. Kuzey denizinde buldukları değerleri bölgeye ait sediman birimlerle ilişkilendirmişlerdir. Asya' da buldukları 130-150 arasında değişen Q değerlerini sediman birimler, 680-800 arasında değişen yüksek Q değerlerini volkanik/metamorfik birimler olarak yorumlamışlardır. Kuzey denizinde VSP ve yüzey sismiği ile toplanmış iki ayrı veri grubu üzerinden elde ettikleri Q değerlerini kıyasladıklarında, yüzey sismiği kayıtları ile VSP kayıtları sonucu elde edilen Q değerleri arasında %10-15 arasında değişen farklar olduğunu izlemişler ve iki ayrı veri grubundan elde edilen sonuçların uyumlu olduğunu belirtmişlerdir. Stainsby ve Worthington (1985), Kuzey denizi VSP kayıtlarını kullanarak, spektral oranlama yöntemiyle, 1489-1702 m' ler arasında Q değerini 25 olarak hesaplamışlar ve bu sonucun absorbe edilmemiş gazlardan kaynaklandığını belirtmişlerdir. Jannsen ve diğ. (1985), Baltık denizi VSP kayıtlarını kullanarak, deniz tabanı ile 150ms gidiş-geliş zamanı arasında Q değerlerinin 15 ile 100 arasında değiştiğini izlemişlerdir.

Bu aşamada, incelenen bölgede benzer amaca yönelik yapılmış farklı çalışmalar mevcut olmadığından, elde edilen bulguların farklı çalışmalarla kıyaslanması veya desteklenmesi mümkün değildir. Elde edilen bilgileri desteklemek amacıyla Marmara denizi Tekirdağ Çukurluğu'nda Okay ve diğ. (1999) tarafından yapılan çalışmada, varlığı kesin olarak izlenen doğrultu atımlı fayın (KAF) civarında aynı yöntem kullanılarak sonuçların kıyaslanması düşünülmektedir. Sonuçların desteklenmesi amacıyla üç boyutlu sismik çalışmalar yapılarak, sismik kesit üzerinde tam olarak izlenemeyen, ancak Q değerlerinin düştüğü bölgede, fayın varlığı araştırılabilir. VSP (Vertical Seismic Profiling) tekniği, basit geometrisi ve doğrudan varışların kaydını sağlaması nedeniyle soğurulma kestiriminde kontrollü sonuçlar verdiği için tercih edilmektedir. VSP tekniği kullanılarak toplanmış veriler üzerinde aynı yöntem uygulanarak daha sağlıklı Q değerleri elde edilebilir ve yansıma verisi ile elde edilmiş sonuçlarla kıyaslanıp, yansıma verisinden kestirilen Q değerleri üzerinde iyileştirme çalışmaları yapılabilir. Yine aynı bölgede kuyu çalışmaları ile alınacak kayaç örnekleri üzerinde laboratuvar testleri yapıp araziden elde edilen verilerle kıyaslanabilir. Bu yöntemlerden elde edilecek bilgilerle, efektif Q değerlerinden ara Q değerlerinin düşük hata oranlarıyla eldesi mümkündür. VSP ve kuyu çalışmaları uygulaması pahalı yöntemlerdir. Sismik yansıma verisi üzerinden elde edilen Q değerlerinin VSP ve kuyu verileri ile elde edilecek Q değerleri ile desteklenmesi durumunda bu yöntemlere gerek kalmadan, doğrudan sismik yansıma verisi üzerinden efektif Q değerlerinden ara Q değerlerine geçilip, litolojik yorumlar yapılabilir. Bunun dışında, Q değerlerinin, sıvı ve gaz varlığı

durumunda gösterdiği belirgin düşüşten hareketle, belli dönemlerde toplanacak sismik yansıma verileri üzerinde efektif Q kestirimi çalışmaları yapılarak, Q değerlerinin zaman içindeki değişimi periyodik olarak izlenebilir. Zaman içinde meydana gelen gerilme değişimleri, çatlaklı yapıların ve dolayısıyla çatlaklı yapılar içinde sıvı ve gaz miktarının artmasına neden olur. Bu nedenle Q değerlerinde oluşacak periyodik değişimler, deprem riski artışının izlenmesinde, erken bilgi sisteminin bir parçası olarak kullanılabilir.



5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada Marmara Bölgesi' ndeki sismik riskin ve yer içi dinamik yapısının anlaşılabilmesi için, yer içi reolojisine önemli katkılarda bulunabilecek soğurulma yapısı, deprem ve çok kanallı sismik yansıma verileri kullanılarak incelenmiştir. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü' nün 1994 yılı deprem verileri kullanılarak, ortamdaki saçıcıların neden olduğu saçılma kökenli soğurulma incelenmiştir. Ortalama koda Q değerleri, frekansın fonksiyonu olarak, farklı kesme zamanları (lapse time) için hesaplanmıştır. Sato (1977)' nun tekil saçılma modeli kullanılarak 40s kesme zamanı için $Q_c=26\pm1.09f^{1.19\pm0.04}$ ve 70 s kesme zamanı için $Q_c=54\pm1.09f^{1.11\pm0.04}$ frekans bağımlılıkları elde edilmiştir. $Q_c=Q_0f^n$ bağıntısıyla temsil edilen frekans bağımlılığı, çalışılan bölgenin tektonik aktivitesi hakkında bilgi verir. Frekans bağımlılığının yüksek, Q_0 değerinin düşük olması, ortamın tektonik olarak aktif olduğunu belirtir. Marmara Bölgesi' nde düşük kesme zamanlarında elde edilen yüksek frekans bağımlılığı, sığ kabuğun derinlere oranla daha heterojen olduğunu göstermektedir. İlerleyen kesme zamanlarında ortalama Q_c değerlerinin artması, derinlere doğru basınç etkisiyle çatlakların kapanması ve ortamın daha homojen hale gelmesiyle ilişkilidir. Marmara Bölgesi' nde sığ kesimlerde düşük ortalama Q_c değerlerinin elde edilmesi, bölgede üst kabukta yaygın olarak gözlenen KAF ve ilişkili fay sistemlerinin sonucudur.

Horasan ve diğ. (1998), aynı veri grubunu kullanarak, koda normalizasyon yöntemi ile 50s kesme zamanı için $Q_s=50\pm1.7f^{1.09\pm0.05}$ ilişkisini hesaplamışlardır. Q_s ' in frekans bağımlılığı, bu çalışmada 50 s kesme zamanı için elde edilen $Q_c=41\pm1.07f^{1.08\pm0.03}$ sonucu ile benzerdir. Koda normalizasyon ve koda Q yöntemleri birlikte kullanılarak incelenen ortamın soğurulma mekanizması hakkında bilgi edinilebilir. Her iki yöntemle elde edilen sonuca göre 50 s kesme zamanına kadar baskın olan saçılma kökenli soğurulma, 50 s kesme zamanından sonra yerini anelastik kökenli soğurulmaya bırakmaktadır. Bu sonuç ise bölgede izlenen yüksek ısı akısı ile ilişkilendirilmektedir.

Akıncı ve diğ. (1994), Batı Anadolu için koda Q kestirimi çalışması yapmışlardır. Bu çalışmaya göre daha geniş bir alanı incelemişler ve 30 s kesme zamanı için $Q_c=50.7f^{1.01}$ ve 190 s kesme zamanı için $Q_c=183.2f^{0.76}$ ilişkilerini hesaplamışlardır. Batı Anadolu için elde edilen sonuçlarla Marmara Bölgesi için elde edilen sonuçlar kıyaslandığında, Marmara Bölgesi' nde frekans bağımlılığının daha yüksek ve Q_0 değerlerinin daha düşük olduğu izlenir.

Bölgesel karşılaştırma amacıyla KAF zonunun doğu ucunda yer alan Erzincan ve çevresinde koda Q kestirimi çalışması yapılmıştır. 13 Mart 1992 Erzincan depremi art sarsıntıları ve Sato (1977) yöntemi kullanılarak yapılan çalışmada 30 s kesme zamanı için $Q_c=24f^{0.94}$ ve 80 s kesme zamanı için $Q_c=74f^{0.78}$ olarak hesaplanmıştır. Erzincan ve çevresinde düşük kesme zamanları için elde edilen yüksek frekans bağımlılığı, bölgede yer alan KAF, KDAF, Ovacık Fayı ve bunlara bağlı diğer fay sistemleri ile ilişkilidir. Ancak elde edilen sonuçlar, Marmara Bölgesi için elde edilen sonuçlarla kıyaslandığında, Marmara Bölgesi' nin frekans bağımlılığının yüksek olduğu gözlenir.

Dünya genelinde yapılan bir çok çalışmada, koda Q değerlerinin büyük depremlerden önce düştüğü gözlenmiştir. Koda Q incelemesi yapılan bölgenin alanı daraltıldıkça olası büyük depremin episantırına yaklaşılabileceği Jin ve Aki (1986) tarafından belirtilmiştir. Yine artçı sarsıntılar üzerinde yapılan çalışmalarda düşük koda Q değerleri elde edilmiştir. Bu çalışmada incelenen bölge, Batı Anadolu' da (Akıncı ve diğ., 1994) incelenen bölgeye göre daha dar bir alanı kapsamakta ve elde edilen Q_c değerleri düşük, frekans bağımlılığı yüksektir. Yine Erzincan ve çevresi 1992 yılında deprem geçirmiş bir bölge olmasına rağmen, 1994 KRDAE verileri kullanılarak Marmara Bölgesi' nde hesaplanan Q_c değerlerinde daha yüksek frekans bağımlılığı elde edilmiştir. Bu tezin yazımı sırasında meydana gelen 17 Ağustos İzmit depremi $M_w=7.4$ büyüklüğündedir. Bu deprem, Marmara Bölgesi için elde edilen yüksek frekans bağımlılığının, deprem riski artımının kestiriminde kullanılabilecek bir parametre olduğunu düşündürmektedir. Ancak bunun test edilebilmesi için, İzmit depremi öncesi deprem verileri kullanılarak belli zaman periyotları içerisinde Q_c ' nin değişiminin incelenmesi gerekir. İzmit depremi sonrası kayıtları da kullanılarak deprem sonrasındaki Q_c ' nin, deprem öncesine göre değişimi incelenmelidir. Ayrıca incelenen bölge, daha küçük bölgelere bölünerek yine Q_c ' nin bu bölgeler içinde değişimi incelenerek ve depremin episantırına yakın bölgelerde daha düşük Q_c değerlerinin elde edilip edilmediği de araştırılmalıdır. Bu çalışmalar sonucunda, eğer daha önce gözlemlendiği gibi, zaman periyotları içerisinde

ana depremin zamanına yaklaştıkça ve bölgelendirme çalışmasında da ana şokun episantırına yaklaştıkça düşük Q_c değerleri elde edilirse, aynı çalışma Marmara denizi içerisindeki deprem riskinin artış trendlerinin kestirimi amacıyla kullanılabilir.

Anelastik soğurulmanın incelenmesinde İTÜ-MTA-Cambridge University grubu tarafından MTA-Sismik-1 gemisi ile 1997 yılında toplanan çok kanallı sismik yansıma verileri kullanılmıştır. Marmara denizinin doğusunda yer alan Çınarcık Havzası' nı kesen 32 ve 33 numaralı hatların havza içinde kalan kesiminde efektif Q değerleri hesaplanmıştır.

Hat 32 ve 33' e ait kesitlerin genelinde, deniz tabanı ile yaklaşık 1.75 s gidiş-geliş zamanı arasında düşük efektif Q değerleri ($10 < Q < 90$) izlenmektedir. Genç Kuvaterner yaşlı çökeller ile ilişkilendirilen bu düşük Q değerlerinin elde edilmesine neden olan mekanizma, genç çökeller içerisinde yer alan çatlaklar ve gözenekler arasındaki su akışıdır. Yaklaşık 1.75 s gidiş-geliş zamanının altında izlenen yüksek efektif Q değerleri ($Q > 100$) Miyosen(?)-Pliyosen yaşlı kumtaşı ve çamurtaşı çökelleri ile ilişkilidir. Derinlere doğru üzerlerindeki örtü tabakasının oluşturduğu basınç nedeniyle kapanan çatlaklar ve litolojideki farklılaşma, yüksek efektif Q değerlerinin elde edilmesine neden olmaktadır.

Hat 33' de 1800-1880 ve 2360, hat 32' de 7020 numaralı ortak derinlik noktalarında, yan kayalara oranla düşey yönde düşük Q değerleri izlenmektedir. Bu noktalar civarında izlenen düşük efektif Q değerleri, sismik kesit üzerinde tam olarak izlenemeyen ve batimetriye yansımayan doğrultu atımlı faylar ile ilişkilendirilmektedir. Faylanma sonucu, fay zonunun iki yanında yer alan kayalar parçalanıp ufalanmakta, gözenekli ve çatlaklı yapılar oluşmaktadır. Bu zonlar etrafında oluşan çatlak ve gözenekler, içlerinde sıvı ve gaz dolaşımına izin vermekte ve dolayısı ile Q değerleri düşmektedir. Q değerleri, sismik kesitlerde belirgin olarak izlenemeyen fay zonlarının belirlenmesinde kullanılabilecek önemli bir parametredir. Yine zaman içerisinde oluşan gerilme değişimleri, çatlak yapıların artmasına yol açmaktadır. Çatlakların artmasıyla artan sıvı ve gaz akışı, Q değerlerinde belirgin düşüşlere neden olur. Bu nedenle Q kestirimi çalışmalarının belli periyotlarla tekrarlanması ile gözlenecek değişimler, deprem riskinin izlenmesi amacıyla kullanılabilir.

Çalışmada, düşey yönde izlenen efektif Q değerlerinin ilişkilendirildiği doğrultu atımlı fayların varlığının kesin olarak belirlenmesi için, ilgili bölgede üç boyutlu sismik çalışmalar yapılabilir. Bu çalışmalarla fayların varlığının kesinleşmesi durumunda, efektif Q değerleri, iki boyutlu sismik kesitler üzerinde gözle izlenemeyen doğrultu

atımlı fayların belirlenmesinde kullanılabilir. VSP (Vertical Seismic Profiling) tekniği ile alınan kayıtlar, tekniğin basit geometrisi ve doğrudan varışların kaydını sağlaması nedeniyle Q kestiriminde tercih edilmektedir. VSP kayıtları üzerinde yapılan Q kestirimi çalışmalarından elde edilen Q değęlerinin hata oranları düşüktür ve ara Q değęlerinin sağlıklı olarak hesaplanmasına olanak verir. Uygulaması pahalı ve zahmetli olan bu yöntem ile elde edilen kayıtlar üzerinden hesaplanacak Q değęleri ile sismik yansıma verilerinden elde edilecek Q değęleri kıyaslanıp aralarındaki uyum incelenebilir. Her iki yöntemle elde edilecek Q değęlerinin uyumlu olması veya sismik yansıma verisinden elde edilen Q değęlerinin ne kadar hata oranıyla elde edildiğinin hesaplanması durumunda, Q kestirimi çalışmaları doğrudan sismik yansıma verileri üzerinden yapılabilir.



KAYNAKLAR

- Akartuna, M., 1968. Armutlu Yarımadası' nın jeolojisi, *Istanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi Monografileri*, 20.
- Akıncı, A., Taktak, A.G. and Ergintav, S., 1994. Attenuation of coda waves in Western Anatolia, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 87, 155-165.
- Akıncı, A., Del Pezzo, E. and Ibanez, J.M., 1995. Separation of scattering and Intrinsic attenuation in southern Spain and Western Anatolia (Turkey), *Geophys. J. Int.*, 121, 337-353.
- Akıncı, A. and Eyidoğan, H., 1996. Frequency-dependent attenuation of S and Coda waves in Erzincan region (Turkey), *Phys. Earth Planet. Inter.*, 97, 109-119.
- Aki, K., 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves, *J. Geophys. Res.*, 74, 615-631.
- Aki, K., 1980a. Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz, *Phys. Earth. Planet. Int.*, 21, 50-60.
- Aki, K., 1980b. Scattering and attenuation of shear-waves in the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 85, 6496-6504.
- Aki, K., 1985. Theory of earthquake prediction with special reference to monitoring of the quality factor of the lithosphere by the coda method, *Earthq. Predict. Res.*, 3, 219-230.
- Aki, K. and Tsujiura, M., 1958. Correlation study of near earthquake waves, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. of Tokyo*, 37, 207-232.
- Aki, K. and Chouet, B., 1975. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects, *J. Geophys. Res.*, 80, 3322-3342.
- Aki, K. and Richards, P.G., 1980. Quantitative Seismology Theory and Methods, W.H. Freeman and Company, San Fransisco.
- Allen, C.R., 1969. Active faulting in northern Turkey, *Div. Geol. Sci. Calif. Inst. Tech.*, Contr. no. 1577.
- Ambeh, W.B. and Fairhead, J.D., 1989. Coda Q estimates in the mount Cameroon volcanic region, west Africa, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1589-1600.
- Armstrong, B.H., 1980. Frequency independent background internal friction in heterogeneous solids, *Geophysics*, 45, 1042-1054.

- Arthaud, F., Duberted, L., Masson, P. and Mercier, J., 1978.** Etats de contrainte successifs post-eocenes le long de failles libano-syriennes, in W. de Beyrouth: Reun, *Ann. Sci. Terre* 6e, Orsay 8.
- Badri, M. and Mooney, H.M., 1987.** Q measurements from compressional seismic waves in unconsolidated sediments, *Geophysics*, **52**, 772-784.
- Bakun, W.H., 1984.** Magnitudes and moments of duration, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 2335-2356.
- Barış, Ş., Pınar, A., Gürbüz, C., Üçer, S.B. and Nishigami, K., 1991.** The coda-Q estimation and its spatial distribution in the western part of the North Anatolian Fault, *The North Anatolian Fault Report*, Boğaziçi University Spec. Publ., **4**, 43-60.
- Barka, A.A., 1992a.** The North Anatolian Fault, *Annales Tectonicae*, **6**, 164-195.
- Barka, A.A., 1992b.** Surface cracks of the March 13, 1992 Erzincan earthquake, *March 13, 1992 Erzincan earthquake preliminary report*, Boğaziçi University Spec. Publ.
- Barka, A.A. and Kadinsky-Cade, K., 1988.** Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, **7**, 663-684.
- Barka, A.A. and Gülen, L., 1989.** Complex evolution of the Erzincan Basin (eastern Turkey), *J. Struct. Geol.*, **11**, 275-283.
- Barka, A.A. and Reilinger, R., 1997.** Active tectonics of the eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annali Di Geofisica XL*, 587-610.
- Barka, A.A., Sakiñ, M. ve Yaltırak, C., 1998.** Marmara Denizi' nin jeolojisi ve jeofiziği, *Türkiye Denizlerinin ve Yakın Çevresinin Jeolojisi*, 131-210 Ed. Görür, N., İstanbul.
- Bath, M., 1974.** Spectral analysis in geophysics developments in solid earth geophysics, Ed. Bath, M., 7, Elsevier Science Publishing Co.
- Ben-Menahem, A. and Singh S.J., 1981.** Seismic Waves and Sources. Springer-Verlag Inc. New York.
- Bickel, S.H., 1993.** Similarity and inverse Q-filter the Pareto-Levy stretch, *Geophysics*, **58**, 1629-1633.
- Bickel, S.H. and Natarajan, R.R., 1985.** Plane wave Q deconvolution, *Geophysics*, **50**, 1426-1439.
- Biot, M.A., 1956a.** Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. Low frequency range, *J. Acoust. Soc. Am.*, **28**, 168-178.
- Biot, M.A., 1956b.** Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. High frequency range, *J. Acoust. Soc. Am.*, **28**, 179-191.

- Biot, M.A.**, 1962a. Mechanisms of deformation and acoustic propagation in porous media, *J. Appl. Phys.*, **33**, 1482-1498.
- Biot, M.A.**, 1962b. Generalized theory of acoustic propagation in porous dissipative media, *J. Acoust. Soc. Am.*, **34**, 1254-1264.
- Born, W.T.**, 1941. Attenuation constant of earth materials, *Gophysics*, **6**, 132-148.
- Bracewell, R.**, 1965. The Fourier Transform and Its Applications, McGraw-Hill Inc. New York.
- Canitez, N.**, 1984. Jeofizikte Veri-İşlem, İTÜ Rektörlüğü, İstanbul.
- Canitez, N., Yaramancı, U. ve Özdemir, H.**, 1987. Spektral Analiz ve Jeofizik Uygulamaları, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları No:1, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Cerveny, V., Molotkov, J. and Psencik, I.**, 1977. Ray Methods in Seismology, Charles University, Prague.
- Chernov, L.A.**, 1960. Wave Propagation in a Random Medium, McGraw-Hill, New York.
- Chouet, B.**, 1979. Temporal variation in the attenuation of earthquake coda near Stone Canyon, California, *Geophys. Res. Lett.*, **6**, 143-146.
- Christensen, N.I. and Wepfer, W.W.**, 1989. Laboratory techniques for determining seismic velocities and attenuations, with applications to the continental lithosphere in *Geophysical Framework of the Continental United States* pp. 91-102, Eds. Pakiser, L.C. and Mooney, W.D., Geol. Soc. Am. Inc., Boulder, Colorado, USA.
- Clark, V.A., Tittmann, B.R. and Spencer, T.W.**, 1980. Effect of volatiles on attenuation and velocity in sedimentary rocks, *J. Geophys. Res.*, **85**, 5190-5198.
- Craig, M.S.**, 1990. A discrete-scatterer model of the seismic P coda, Ph.D. Thesis, Georgia Institute of Technology.
- Çoruh, C., Saatçiler, R., Demirbağ, E. and Costain, J.**, 1990. Estimation of Q factor for spectral whitening, *SEG 60th Annual International Meeting and Exposition*, San Fransisco, California, September 23-27.
- Dainty, A.M.**, 1981. A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz, *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 1126-1128.
- Dainty, A.M. and Toksöz, M.N.**, 1977. Elastic wave scattering in a highly scattering medium, a diffusion approach, *J. Geophys.*, **43**, 375-388.
- Dainty, A.M. and Toksöz, M.N.**, 1981. Seismic codas on the Earth and the Moon: A comparison, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **26**, 250-260.
- Dasgupta, R. and Clark, R.A.**, 1994. Successful estimation of Q from surface seismic data: Methodology and case studies, *Annual Meeting Abstracts*, Society of Exploration Geophysicists, 1602-1605.

- Dasgupta, R. and Clark, R.A., 1998.** Estimation of Q from surface seismic reflection data, *Geophysics*, **6**, 2120-2128.
- Del Pezzo, E., Ferulano, F., Giarrusso, A. and Martini, M., 1983.** Seismic coda Q and scaling law of the source spectra at the Aeolian Island, Southern Italy, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 97-108.
- Del Pezzo E., Rovelli, A. and Zonno, G., 1985.** Seismic Q and site effects on seismograms of local earthquakes in the Angona region (Central Italy), *Annales Geophysicae*, **5**, 629-636.
- Del Pezzo, E., De Martino, S., De Miguel, F., Ibanez, J.M. and Sorgente, S., 1990.** Charecteristics of the seimic attenuation in to tectonically active zones of the southern Europe, *Pure Appl. Geophys.*, **135**, 91-106.
- Dewey, J.W., 1976.** Seismicity of Northern Anatolia, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 843-868.
- Dewey, J.F. and Şengör, A.M.C., 1979.** Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continium tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. America Bull., Part I*, **90**, 84-92.
- Dewey, J.F., Hempton; M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. and Şengör, A.M.C., 1986.** Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia: A young collision zone, in *Collision Tectonics*, Spec. Publs. Geol. Soc., **19**, pp 3-36 Eds. Coward, M.P. and Rirs, A.C.
- Eck, V. T., 1988.** Attenuation of coda waves in the Dead Sea region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **2**, 770-779.
- Engelhard, L., Doan, D., Dohr, G., Drews, P., Gross, T., Neupert, F., Sattlegger, J. and Schönfeld, U., 1986.** Determination of the attenuation of seismic waves from actual field as well as considerations to fundamental questions from model and laboratuary measurements, *DGMK Report*, **254**, 83-119.
- Ergintav, S., Biçmen, F., Yörük, A., Kaplan, H., Aktar, M. ve Yalçın, M.N., 1992.** 13 Mart 1992 Erzincan depremi sonrası deprem etkinliği, *Erzincan depremi, dünü, bugünü, yarını ve Türkiye deprem sorunu sempozyumu*, Ed.Ercan, A., İTÜ, İstanbul, 15 Aralık , s. 52-55.
- Ergün, M., Özel, E. and Darı, Ç., 1995.** Structure of the Marmara Sea in the North Anatolian fault zone, in *rifted Ocean Continental boundaries*, pp. 309-326, Eds. Benda, E. et al., Kluver Academic Publishers.
- Fehler, M., Hoshiba, M., Sato, H. and Obara, K., 1992.** Seperation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto-Tokai region Japan, using measurements of S wave energy vs hypocentral distance, *Geophys. J. Int.*, **108**, 787-800.
- Frankel, A., 1991.** Mechanisms of seismic attenuation in the crust: Scattering and Anelasticity in New York State, South Africa and Southern California, *J. Geophys. Res.*, **96**, 6269-6289.

- Frankel, A.D. and Wennerberg, L., 1987. Energy-Flux model of seismic coda: Separation of scattering and intrinsic attenuation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1223-1251.
- Frisillo, A.L. and Stewart, T.J., 1980. Effect of partial gas/brine saturation on ultrasonic absorption in sandstone, *J. Geophys. Res.*, **85**, B10, 5209-5211.
- Fuchs, K. and Müller, G., 1971. Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **23**, 417-433.
- Fuenzalida, H., Dorbath, L., Cisternas, A., Rivera, L., Haessler, H., Philip, H., Eyidoğan, H. and Barka, A., 1997. Source mechanism of the 1992 Erzincan earthquake from detailed aftershock analysis and broadband body wave inversion: tectonics of the Erzincan basin and evidences of fault decoupling on the North Anatolian Fault, *Geophys. J. Int.*, **129**, 1-28
- Futterman, W.I., 1962. Dispersive body waves, *J. Geophys. Res.*, **67**, 5257-5291.
- Ganley, D.C. and Kanasewich, E.R., 1980. Measurement of absorption and dispersion from check shot surveys, *J. Geophys. Res.*, **85**, B10, 5219-5226.
- Gao, L.S., Lee, L.C., Biswas, N.N. and Aki, K., 1983. Comparison of the effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 377-389.
- Geertsma, J. and Smith, D.C., 1961. Some aspects of elastic wave propagation in fluid-saturated porous solids, *Geophysics*, **26**, 169-181.
- Girdler, R.W., Brown, C., Noy, D.J.M. and Styles, P., 1980. A geophysical survey of the west most Gulf of Aden, *Phil Trans. R. Soc. Lond.*, **298**, 1-43.
- Gladwin, M.T. and Stacey, F.D., 1974. Anelastic degradation of acoustic pulses in rock. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **8**, 332-336.
- Gordon, R.B. and Davis, L.A., 1968. Velocity and attenuation of seismic waves in imperfectly elastic rock, *J. Geophys. Res.*, **73**, 3917-3935.
- Görich, U. and Müller, G., 1987. Apparent and intrinsic Q: the one-dimensional case, *J. Geophys.*, **61**, 46-54.
- Görür, N., 1992. A tectonically controlled alluvial fan which developed into a marine fan delta at a complex triple junction: Miocene Gildirli Formation of the Adana Basin, Turkey, *Sediment. Geol.*, **81**, 243-253.
- Görür, N., 1996. Türkiye'yi Çevreleyen Denizler: Jeolojik Sorunları ve Mineral Kaynak Potansiyelleri, İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul.
- Gürbüz, C., Pınar, A., Barış, Ş. ve Işıkara, A.M., 1993. Erzincan earthquake of 13 March 1992 and its aftershocks, in *Proceeding of Second National Meeting on Earthquake Engineering*, İstanbul, 10-13 March, s. 300-309.

- Hamilton, E.L., 1972. Compressional wave attenuation in marine sediments, *Geophysics*, **37**, 620-646.
- Hargreaves, N.D., 1992. Similarity and the inverse Q-filter: Some simple algorithms for inverse Q-filtering, *Geophysics*, **57**, 944-947.
- Hargreaves, N.D. and Calvert, A.J., 1991. Inverse Q filtering by Fourier transform, *Geophysics*, **56**, 519-527.
- Hatzidimitriou, P.M., 1995. S-Wave attenuation in the Crust in Northern Greece, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1381-1387.
- Hauge, P.S., 1981. Measurements of attenuation from vertical seismic profiles, *Geophysics*, **46**, 11, 1548-1558.
- Hempton, M.R., 1985. Structure and deformation history of the Bitlis Suture near Lake Hazar, Southeastern Turkey, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **96**, 233-243.
- Herraiz, M. and Espinosa, A.F., 1987. Coda waves: A review, *Pure and Appl. Geophys.*, **125**, 499-577.
- Horasan, G., Kaşlılar-Özcan, A., Boztepe-Güney, A. and Türkelli, N., 1998. S-wave attenuation in the Marmara Region, Northwestern Turkey, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2733-2736.
- Hsu, H.P., 1984. Applied Fourier Analysis, Harcourt Brace Jovanovich Publishers, Orlando, Florida.
- Hurtig, E., Cermak, V., Haenel, R. and Zui, V., 1990. *Geothermal Atlas of Europa*, Sheet Sophia VEB Heimati Haack, Gotha.
- Ibanez, J.M., Del Pezzo, E., De Miguel, F., Herrera, M., Alguacil, G. and Morales, J., 1990. Depth dependent seismic attenuation in the Granada zone (southern Spain), *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 1222-1234.
- Jannsen, D., Voss, J. and Theilen, F., 1985. Comparison of methods to determine Q in shallow marine sediments from vertical reflection seismograms, *Geophys. Prosp.*, **33**, 479-497.
- Jin, A., Gao, T. and Aki, K., 1985. Regional change of coda Q in the ocean lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **80**, 8651-8659.
- Jin, A. and Aki, K., 1986. Temporal change in coda Q before the Tangshan earthquake of 1976 and the Hacheng earthquake of 1975, *J. Geophys. Res.*, **91**, 665-673.
- Jin, A., Mayeda, K., Adams, D. and Aki, K., 1994. Separation of intrinsic and scattering attenuation in southern California using TERRAScope data, *J. Geophys. Res.*, **99**, 17835-17848.
- Johnson, K.L., 1955. Surface interaction between elastically loaded bodies under tangential forces, *Proc. R. Soc. London Ser. A.*, **230**, 531-548.
- Johnston, D.H., Toksöz, M.N. and Timur, A., 1979. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks, part II, Theoretical models and mechanisms, *Geophysics*, **44**, 691-711.

- Johnston, D.H. and Toksöz, M.N., 1980a.** Ultrasonic P and S wave attenuation in dry and saturated rocks under pressure, *J. Geophys. Res.*, **85**, B2, 925-936.
- Johnston, D.H. and Toksöz, M.N., 1980b.** Thermal cracking and amplitude dependent attenuation, *J. Geophys. Res.*, **85**, 937-942.
- Johnston, D.H. and Toksöz, M.N., 1981.** Definitions and terminology, in *Seismic Wave Attenuation*, pp. 1-5, Eds. Toksöz, M.N. and Johnston, D.H., Geophysics Reprint Series, 2, SEG, Tulsa, Oklahoma.
- Kalkan, E., 1993.** The structure and stratigraphy of the Marmara Sea basin and its environs offshore, Turkey, *PhD Thesis*, Texas A&M University, Texas.
- Kanasewich, E.R., 1975.** Time Sequence Analysis in Geophysics, The University of Alberta Press, Canada.
- Karal, F.C. and Keller, J.B., 1964.** Elastic, electromagnetic and other waves in a random medium, *J. Math. Phys.*, **5**, 537-547.
- Kasapoğlu, E. and Toksöz, M.N., 1983.** Tectonic consequences of the collision of the Arabian and Eurasian plates: Finite element models, *Tectonophysics*, **100**, 71-96.
- Kelvin, L. (Thomson, W.), 1875.** Encyclopaedia Britannica, 9th ed.
- Ketin, İ., 1948.** Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums, *Geol. Rundsch.*, **36**, 77-83.
- Ketin, İ., 1976.** San Andreas ve Kuzey Anadolu Fayları arasında bir karşılaştırma, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **19**, 149-154.
- Kjartansson, E., 1979.** Constant Q-wave propagation and attenuation, *J. Geophys. Res.*, **84**, B9, 4737-4748.
- Knopoff L. and Hudson, J.A., 1964.** Scattering of elastic waves by small inhomogeneities, *J. Acoust. Soc. Am.*, **36**, 338-343.
- Knopoff, L. and Hudson, J.A., 1967.** Frequency dependence of scattered elastic waves, *J. Acoust. Soc. Am.*, **42**, 18-20.
- Kolsky, H., 1953.** Stress Waves in Solids, Oxford Univ. Press, London.
- Kolsky, H., 1956.** The propagation of stress pulses in viscoelastic solids, *Phyl. Mag.*, **1**, 693-710.
- Kopnichev, Y.F., 1977.** The role of multiple scattering in the formation of a Seismogram's tail, *Phys. Solid Earth*, **13**, 394-398.
- Kuleli, H.S., Gürbüz, C. ve Toksöz M.N., 1996.** Seismic velocity distribution in the Aegean Region, *Ege Denizi yerbilim araştırmaları güdümlü projeleri*, İstanbul, Türkiye.

- Kvamme, L.B. and Havskov, J., 1989. Q in southern Norway, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1575-1588.
- Landau, L.D. and Lifshitz, E.M., 1959. Fluid Mechanics, Pergamon Press, London.
- LePichon, X. and Francheteau, J., 1978. A plate tectonic analysis of the Red Sea-Gulf of Aden Area, *Tectonophysics*, **46**, 369-406.
- Liu, H.P., Anderson, D.L. and Kanamori, H., 1976. Velocity dispersion due to anelasticity; Implications for seismology and mantle composition. *Geophys. J. Astron. Soc.*, **47**, 41-58.
- Lomnitz, C., 1957. Linear dissipation in solids, *J. Appl. Phys.*, **28**, 201-205.
- Marathon Oil Company, 1975. Marmara No.1 well, Final well report, USA.
- Mason, W.P., 1976. Acoustical Properties of Solids, New Directions in Physical Acoustics LXIII Corso, Society Italiana di Fisica, Bologna.
- Mason, M.P., Beshers, D.N. and Kuo, J.T., 1970. Internal friction in westerly granite: Relation to dislocation theory, *J. Appl. Phys.*, **41**, 5206-5239.
- Mason, W.P., Marfurt, K.J., Beshers, D.N. and Kuo, J.T., 1978. Internal Friction in rocks, *J. Acoust. Soc. Am.*, **63**, 1596-1603.
- Mavko, G.M., 1979. Frictional attenuation: An inherent amplitude dependence, *J. Geophys. Res.*, **84**, 4769-4776.
- Mayeda, K., Koyanagi, S., Hoshihara, M., Aki, K. and Zeng, Y., 1992. A comparative study of scattering, intrinsic and coda Q^{-1} for Hawaii Long Valley, and central California, between 1.5 and 15 Hz, *J. Geophys. Res.*, **97**, 6661-6674.
- Mayne, W.H., 1962. Common reflection point horizontal data stacking techniques, *Geophysics*, **27**, 927-938.
- McDonal, F.J., Angona, F.A., Mills, R.L., Sengbush, R.L., Van Nostrand, R.G. and White, J.E., 1958. Attenuation of shear and compressional waves in Pierre shale, *Geophysics*, **23**, 421-439.
- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. Royal Astr. Soc. C.*, **30**, 109-185.
- Meissner, R., 1986. The Continental Crust, Academic Press Inc., New York, USA.
- Mercier J. L., 1981. Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean arc: Comparison with the Andean Cordillera of south Peru-North Bolivia Philos, *Trans. R. Soc. London*, **A300**, 337-355.
- Mie G., 1908. Beiträge zur Optik trüber Medien, Speziell holloider Metallösungen *Annalen der Physik*, **25**, 377.
- Mitchell, B.J. and Hwang, H.J., 1987. Effect of low Q sediments and crustal Q on Lg attenuation in the United States, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1197-1210.

- Morse, P.M. and Feshbach H., 1953. Methods of Theoretical Physics, Part 1., McGraw-Hill Book Company Inc., New York., USA.
- Necioğlu, A., Maddison, E. and Türkelli, N., 1981. A study of crustal and upper mantle structure of Northwestern Turkey, *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 33-35.
- Newmann, P.J. and Worthington, M.H., 1982. In-situ investigation of seismic body wave attenuation in heterogeneous media, *Geophys. Prosp.*, **30**, 337-400.
- Novelo-Casanova, D.A. and Butler, R., 1986. High frequency seismic coda and scattering in the northwest Pacific, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 617-626.
- Nur, A. and Winkler, K., 1980. The role of friction and fluid flow in wave attenuation in rocks (abst.), *Geophysics*, **45**, 591-592.
- Nuttli, O.W., 1973. Seismic wave attenuation and magnitude relations for eastern North America, *J. Geophys. Res.*, **78**, 876-885.
- O'Connell, R.J. and Budiansky, B., 1977. Viscoelastic properties of fluid saturated cracked solids, *J. Geophys. Res.*, **82**, 5719-5736.
- O'Doherty, R.F. and Anstey, A., 1971. Reflections on amplitudes, *Geophys. Prosp.*, **19**, 458-1971.
- Okay, A.I., 1999. Kişisel görüşme
- Okay, A.I., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N. and Kuşçu, İ., 1999. An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian fault in Turkey, *Tectonics*, **18**, 129-147.
- Okay, A.I., Kaşlılar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E. and Kuşçu, İ., 2000. Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: A multichannel seismic reflection study, *Tectonophysics* (in press).
- Özdemir, H., 1981. İstatistik Yöntemler, İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Kürsüsü ders Notları, İTÜ Maden Fakültesi Matbaası Maçka, İstanbul.
- Peng, J.Y., Aki, K., Lee, W.H.K., Chouet, B., Johnson, P., Marks, S., Newberry, J.T., Ryall, A.S., Stewart, S. and Tottingham, D.H., 1987. Temporal change in coda Q associated with the Round Valley, California earthquake of November 23, 1984, *J. Geophys. Res.*, **92**, 3507-3526.
- Phillips, W.S. and Aki, K., 1986. Site amplification of coda waves local earthquakes in Central California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 627-648.
- Pulli, J.J., 1984. Attenuation of coda waves in New England, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1149-1166.
- Pulli, J.J. and Aki, K., 1981. Attenuation of seismic waves in the lithosphere: comparison of active and stable areas in *Earthquakes and*

Earthquake Engineering-Eastern United States, pp. 129-141 Ed. Beavers, J., Ann Arbor Science Publishers Inc. Ann. Arbor. Michigan.

- Raikes, S.A. and White, R.E.**, 1984. Measurement of earth attenuation from downhole and surface seismic recordings, *Geophys. Prosp.*, **32**, 892-919.
- Rautian, T.G. and Khalturin, N.I.**, 1978. The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 923-943.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W. and Teksöz, M.N.**, 1997. Global Positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *J. Geop. Res.*, **102**, B5, 9983-9999
- Rhea, S.**, 1984. Q determined from local earthquakes in the South Carolina coastal plain, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 2257-2268.
- Ricker, N.**, 1953. The form and laws of propagation of seismic wavelets, *Geophysics*, **18**, 10-40.
- Ricker, N.**, 1977. *Transient Waves in Viscoelastic Media*, Elsevier, New York.
- Roecker, S.W., Tucker, B., King, J. and Hatzfeld, D.**, 1982. Estimates of Q in central Asia as a function of frequency and depth using the coda of locally recorded earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 129-149.
- Saatçılar, R.**, 1996. An algorithm for Q filtering, *J. Seismic Exp.*, **5**, 157-168.
- Sakıncı, M. ve Bargu, S.**, 1989. İzmit Körfezi güneyindeki Geç Pleyistosen (Tireniyen) çökel stratigrafisi ve bölgenin neotektonik özellikleri, *TJK Bülteni*, **32**, 51-64.
- Sato, H.**, 1977. Energy propagation including scattering effects, single isotropic scattering approximation, *J. Phys. Earth.*, **25**, 27-41.
- Sato, H.**, 1984. Attenuation of envelope formation of three-component seismograms of small local earthquakes in randomly inhomogeneous lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **89**, 1221-1241.
- Savage, J.**, 1966. Thermoelastic attenuation of seismic waves by cracks, *J. Geophys. Res.*, **71**, 3929-3938.
- Schoenberger, M. and Levin, F.K.**, 1974. Apparent attenuation due to intrabed multiples, *Geophysics*, **39**, 278-291.
- Schreiber, E., Anderson, O.L. and Soga, N.**, 1973. *Elastic Constants and Their Measurements*, McGraw-Hill Inc., New York.
- Seymen, I.**, 1975. Tectonic aspects of the North Anatolian fault zone with in the Kelkit valley, *Ph.D. Thesis*, Istanbul Technical University, Istanbul.
- Sheriff, R.E.**, 1975. Factors affecting seismic amplitudes, *Geophys. Prosp.*, **23**, 125-138.

- Sheriff, E.R.**, 1991. Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics. Society of Exploration Geophysics, Tulsa, USA.
- Singh, S.K. and Herrman, R.B.**, 1983. Regionalization of crustal coda Q in the continental United States, *J. Geophys. Res.*, **88**, 527-538.
- Smith, A.D., Taymaz, T., Oktay, F., Yüce, H., Alpar, B., Başaran, H. Jackson, J.A., Kara, S. and Şimşek, M.**, 1995. High resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (Northwest Turkey): Late quaternary sedimentation and sea-level changes, *GSA Bull.*, **107/8**, 923-936.
- Soloviev, S.L.**, 1965. Seismicity of Sakhalin, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **43**, 95-102.
- Stainsby, S.D. and Worthington, M.H.**, 1985. Q estimation from vertical seismic profile data and anomalous variations in the central North Sea, *Geophysics*, **50**, 4, 615-626.
- Stokes, G.G.**, 1845. Encyclopaedia Britannica, 9th edition.
- Stoll, R.D. and Bryan, G.M.**, 1970. Wave attenuation in saturated sediments, *J. Acous. Soc. Am.*, **47**, 1440-1447.
- Straub, C.**, 1996. Recent crustal deformation and strain accumulation in the Marmara Sea region, NW Anatolia inferred from GPS measurements, *Ph.D. Thesis*, Swiss Federal Institute of Technology, Zurich.
- Strick, E.**, 1967. The determination of Q, dynamic viscosity and transient creep curves from wave propagation measurements, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **13**, 197-218.
- Strick, E.**, 1970. A predicted pedestal effect for pulse propagation in constant-Q solids, *Geophysics*, **35**, 387-403.
- Şengör, A.M.C.**, 1978. Über die angebliche primaere Vertikaltektonik im Aegaeisraum, *N. Jb. Geol. Palaeont. Mh.*, **11**, 698-703.
- Şengör, A.M.C.**, 1979. The North Anatolian Transform Fault: Its age, offset and tectonic significance, *J. Geol. Soc. London*, **136**, 269-282.
- Şengör, A.M.C.**, 1980. Türkiye'nin neotektoniğinin esasları, *Konferanslar Serisi 2.*, Türkiye Jeoloji Kurumu, Ankara.
- Şengör, A.M.C.**, 1982. Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler, *Batı Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması paneli*, s. 59-72, Ed. Erol, O. ve Oygür, V., Türkiye Jeoloji Kurumu, Ankara.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F.**, 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in *Strike slip deformation, basin formation and sedimentation*, Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., **37**, p. 227-264, Eds. Biddle, K.T. and Christie-Blick, N.
- Taner, M.T. and Koehler, F.**, 1969. Velocity spectra-digital computer derivation and application of velocity functions, *Geophysics*, **34**, 859-881.

- Taner, M.T., Koehler, F. and Sheriff, R.E., 1979.** Complex seismic trace analysis, *Geophysics*, **44**, 1041-1063.
- Taymaz, T., Jackson, J. and Mc Kenzie, D., 1991.** Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, **106**, 433-490.
- Tittmann, B.R., Nadler, H., Clark, V.A., Ahlberg, L.A. and Spencer, T.W., 1981.** Frequency dependence of seismic dissipation in saturated rocks, *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 36-38.
- Toksöz, M.N., Johnston, D.H. and Timur, A., 1979a.** Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks, Part I: laboratory measurements, *Geophysics*, **44**, 681-690.
- Toksöz, M.N., Shakal, A.F. and Michael, S.J., 1979b.** Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian fault zone and seismic gaps, *Pure Appl. Geophys.*, **117**, 1258-1269.
- Toksöz, M.N. and Johnston, D.H., 1981.** Seismic Wave Attenuation, Eds. Toksöz, M.N. and Johnston, D.H., SEG, Tulsa, Oklahoma.
- Tonn, R., 1991.** The determination of the seismic quality factor Q from VSP data: A comparison of different computational methods, *Geophys. Prosp.*, **39**, 1-27.
- Tsumura, K., 1967.** Determination of earthquake magnitude from total duration of oscillation, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **45**, 7-18.
- Tullos, F.N. and Reid, A.C., 1969.** Seismic attenuation of gulf coast sediments, *Geophysics*, **34**, 4, 516-528.
- Voight, W., 1890.** Abhandl. Ges. Wiss. Göttingen Mathphysik. Kl., 36.
- Walsh, J.B., 1966.** Seismic wave attenuation in rock due to friction, *J. Geophys. Res.*, **71**, 2591-2599.
- Walsh, J.B., 1968.** Attenuation in partially melted material, *J. Geophys. Res.*, **73**, 2209-2216.
- White, J.E., 1965.** Seismic waves, in *Radiation mission and attenuation*, McGraw-Hill book Company Inc., New York, USA.
- White, J.E., 1983.** Underground Sound: Application of seismic waves, Elsevier, Amsterdam.
- White, J.E., Mikhaylova, N.G. and Lyakhovitskiy, F.M., 1975.** Low-frequency seismic waves in fluid-saturated layered rocks, *In Izvestiya Earth Physics*, **10**, 44-52.
- Winkler, K. and Nur, A., 1979.** Pore fluids and seismic attenuation in rocks, *Geophys. Res. Lett.*, **6**, 1-4.
- Winkler, K., Nur, A. and Gladwin, M., 1979.** Friction and seismic attenuation in rocks, *Nature*, **227**, 528-531.

- Wong, H.K., Ludmann, T., Uluğ, A., and Görür, N., 1995.** The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime, *Tectonophysics*, **244**, 231-250.
- Woodgold, C.R.D., 1990.** Estimation of Q in eastern Canada using coda waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 411-429.
- Woodgold, C.R.D., 1994.** Coda Q in the Charlevoix, Quebec region: Lapse time dependence and spatial and temporal comparisons, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1123-1131.
- Wu, R.S. and Aki, K., 1985.** Scattering characteristics of elastic waves by an elastic heterogeneity, *Geophysics*, **50**, 582-595.
- Yamakawa N., 1962.** Scattering and attenuation of elastic waves, *Geophys. Mag.*, **31**, 63-103.
- Yılmaz Y., 1992.** New evidence and model on the evolution of the Southeastern Turkey, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **105**, 251-271.
- Yılmaz, Y., 1997.** Geology of western Anatolia, in *Active tectonics of NW Anatolia-The Marmara Poly-project*, pp. 31-54, Eds. Schindler, C. and Pfister, VDF, ETH Zurich.
- Zener, C.M., 1948.** Elasticity and Anelasticity of Metals, University of Chicago Press., Chicago.

EK A. ERZİNCAN VE ÇEVRESİNDE SOĞURULMA YAPISININ İNCELENMESİ

Erzincan ve civarı Kuzey Anadolu Fay (KAF) zonu üzerinde yer almaktadır. Bu bölgede koda dalgaları soğurulmasını incelemek için 13 Mart 1992 depreminin art sarsıntılarına ait kayıtlar kullanılmıştır. 13 Mart 1992 Erzincan depremi $M_s=6.8$ büyüklüğünde olup odak mekanizması çözümleri sağ-yanal doğrultu atımlı karakterini göstermektedir (Fuenzalida ve diğ., 1997). Deprem, Erzincan Havzası'nın doğu yarısında etkin olmuştur. Depremın episantırı, KAF' ın, havzanın doğusunda bulunan bölgesi ile Ovacık fayının kesiştiği alanda yer almaktadır (Şekil A.1). Deprem sonrasında yapılan arazi çalışmalarında görülen yüzey kırıklarının çok azının fay hareketi ile ilgili olduğu düşünülmüştür. Meydana gelen çatlakların, yer hareketinin gevşek, suya doymuş, dolgu ve eğimli zeminlerde oluşturduğu sığ deformasyonlar olduğu sonucuna varılmıştır (Barka, 1992b). Erzincan depremini, 15 Mart 1992 Pülümür depremi ($M_s=6$) izlemiştir. Artçı depremler Erzincan ve Pülümür ana şoku arasında yoğunlaşmışlardır.

A.1 Veri

Bu çalışmada, Erzincan depreminin art sarsıntı kayıtlarından yararlanılarak koda Q analizi yapılmıştır. Bölgede deprem sonrası mikro deprem etkinliğini incelemek amacıyla Türkiye Bilimsel Araştırma Kurumu - Marmara Araştırma Merkezi (TÜBİTAK-MAM) Yer Bilimleri Grubu tarafından on istasyon yerleştirilmiştir. İstasyonların çalışma süresi 17 Mart - 4 Haziran 1992 arasındadır. Bölgeye yerleştirilen istasyonlardan üçü TÜBİTAK-MAM Yer Bilimleri tarafından geliştirilen üç bileşenli, modern kontrollü sayısal istasyonlardır. Diğer istasyonlar düşey bileşen REFTEK kayıtçılardır. Sismometreler, 1 Hz salınım frekanslı, kısa periyot sismometrelerdir. Örnekleme aralığı 0.04 s, Nyquist frekansı 12.5 Hz' dir. Çalışma boyunca 6000 kayıt alınmış bunlardan 1000 deprem için episantır tayini yapılabilmektedir (Ergintav ve diğ., 1992) Bu depremler içinden koda Q analizi için toplam 10 istasyondan ancak 7 istasyonda (Tablo A.1) kayıt edilen 100 deprem kullanılabilmektedir (Tablo A.2).

Koda Q analizinde, episantır çözümlerinde istasyon sayısı 4 ve üzeri olan depremler kullanılmıştır. Kullanılan depremlerin manyitüd aralığı 1.2-3.2, episantır uzaklıkları 20–110 km ve odak derinlikleri 2–25 km arasında değişmektedir. Deprem ve istasyon lokasyonları Şekil A.1’ de verilmektedir.

Tablo A.1 Erzincan depremi art sarsıntılarının kayıt edilmesinde kullanılan istasyonların (TÜBİTAK-MAM, 1992) lokasyon ve zemin bilgileri. Koda Q analizinde kullanılmayan istasyonlar * işareti ile gösterilmiştir.

İstasyon	Enlem (°K)	Boylam (°D)	Yükseklik (m)	Bileşen Sayısı	Jeolojik Birim
REFAHİYE	39.907	38.764	1590	3	Alüvyon
KEMAH *	39.611	39.038	1050	3	Alüvyon
TERCAN *	39.762	40.400	1480	3	Alüvyon
DEMİRÖZÜ *	40.150	39.892	1650	1	-
OĞULCUK	39.618	39.548	1320	1	-
ÇAĞLAYAN	39.592	39.698	1273	1	Alüvyon
PÜLÖMÜR	39.487	39.897	1665	1	-
K.KÖPRÜ	39.395	39.825	1268	1	Alüvyon
ÜZÜMLÜ	39.712	39.694	1256	1	-
HINZARO	39.648	39.871	1903	1	Kireçtaşı

A.2 Erzincan ve Çevresinin Tektonik Özellikleri

Bölüm 2.1’ de belirtildiği gibi Arap levhasının kuzey yönlü sıkıştırma hareketi Anadolu bloğunun batıya, Kuzeydoğu Anadolu bloğunun doğuya hareket etmesine sebep olmaktadır (Ketin, 1948; McKenzie, 1972; Kasapoğlu ve Toksöz, 1983; Dewey ve diğ., 1986). Anadolu bloğu kuzeyde KAF zonu, güneyde Doğu Anadolu Fay (DAF) zonu ile sınırlanmıştır. Sağ yanal doğrultu atımlı KAF zonu ile sol yanal doğrultu atımlı DAF zonu Karlıova noktasında kesişmektedir (Allen, 1969; McKenzie, 1972; Dewey, 1976; Toksöz ve diğ., 1979b; Dewey ve diğ., 1986).

Erzincan Havzası, Anadolu bloğunun doğu kısmını ikiye ayıran sol yanal doğrultu atımlı Ovacık fayı ile KKB yönlü sol yanal atımlı Kuzey Doğu Anadolu Fay (KDAF) zonu ile sınırlanmıştır. Erzincan havzası, birbirine zıt yönde hareket eden Anadolu ve Kuzey Doğu Anadolu bloklarının ortak sınırında ve KAF zonunun üzerinde yer alan çek-ayır türünde bir havzadır (Şekil A.1). Havzanın kuzeyinde 3000-3500 m yüksekliğe sahip Çimen ve Keşiş dağları, güneyinde 3500 m yüksekliğe sahip Munzur dağları yer almaktadır. Uzunluğu KB-GD yönünde 45-50 km, KD-GB yönünde 5-20 km arasında değişmektedir. Havzayı çevreleyen ana fay hatlarına eşlik eden çok sayıda fay yer almaktadır. KAF levha tektoniği açısından Türkiye’ de neotektonik dönemin başlangıcı olarak belirlenmiştir (Şengör,1980). Fayın yaşı kesin olarak bilinmemekle birlikte en erken Orta ve Üst Miyosen olabileceği tahmin edilmektedir (Seymen, 1975; Ketin, 1976). KDAF 350 km uzunluğunda olup

Tablo A.2 Erzincan ve çevresinde Q_c kestiriminde kullanılan depremler (TÜBİTAK – MAM, 1992). (N parametresi her bir depreme ait Q_c kestiriminde kullanılan sismogram sayısını göstermektedir.)

Sıra No	Tarih Yıl/ay/gün	Olay Sa:dak:sn	Enlem ($^{\circ}$ K)	Boylam ($^{\circ}$ D)	Derinlik (km)	Süre Manyitüdü	N
1	92/04/16	14:01:43.2	39.618	39.721	20	2.3	1
2	92/04/17	04:28:00.2	39.509	39.911	11	2.6	2
3	92/04/17	15:26:22.3	39.614	39.829	11	3.2	3
4	92/04/18	12:28:34.0	39.535	39.859	12	1.9	4
5	92/04/18	13:36:37.6	39.442	39.758	3.6	1.5	1
6	92/04/18	15:08:31.0	39.507	39.898	16	2.4	2
7	92/04/18	18:56:59.1	39.580	39.893	13	1.6	1
8	92/04/18	19:02:54.6	39.550	39.865	13	2.1	2
9	92/04/18	23:33:05.0	39.566	39.907	9	1.4	2
10	92/04/19	22:21:40.3	39.628	39.710	6	2.7	5
11	92/04/20	18:09:29.7	39.589	39.787	15	3.0	4
12	92/04/22	03:09:59.7	39.624	39.748	8	2.1	2
13	92/04/22	03:42:27.0	39.617	39.697	17	2.1	3
14	92/04/22	04:39:39.1	39.621	39.624	8	2.4	4
15	92/04/22	06:45:47.3	39.621	39.718	14	2.7	3
16	92/04/22	15:03:06.0	39.580	39.834	17	2.2	4
17	92/04/22	16:33:45.1	39.629	39.716	17	2.1	2
18	92/04/22	19:44:15.6	39.421	39.978	10	2.3	3
19	92/04/22	22:08:36.5	39.578	39.762	13	2.2	4
20	92/04/23	09:50:28.5	39.593	39.666	7	2.5	3
21	92/04/25	08:34:39.1	39.760	39.486	20	2.8	1
22	92/04/26	01:52:41.9	39.589	39.799	14	2.6	3
23	92/04/26	17:58:12.6	39.608	39.702	9	3.1	3
24	92/04/27	01:21:13.0	39.519	39.850	14	2.6	1
25	92/05/02	22:08:47.0	39.532	39.898	15	-	1
26	92/05/09	07:59:45.5	39.607	39.750	2	2.1	2
27	92/05/09	09:11:02.2	39.456	39.844	12	2.1	4
28	92/05/09	09:15:57.6	39.457	39.909	15	2.5	1
29	92/05/09	09:24:16.9	39.452	39.961	16	2.3	3
30	92/05/15	11:50:09.6	39.487	39.959	13	2.0	3
31	92/05/16	16:54:11.3	39.483	39.958	14	2.0	4
32	92/05/16	21:21:52.7	39.588	39.903	18	1.4	1
33	92/05/17	04:24:31.3	39.713	39.710	10	2.3	2
34	92/05/17	21:38:18.6	39.559	39.863	12	1.7	2
35	92/05/18	18:27:16.0	39.551	39.849	15	1.2	1
36	92/05/18	18:29:24.5	39.463	39.495	1	2.4	3
37	92/05/18	19:27:56.0	39.547	39.889	12	2.0	2
38	92/05/18	23:37:56.4	39.662	39.936	4	-	1
39	92/05/19	20:42:41.0	39.585	39.909	9	2.0	3
40	92/05/19	21:56:27.3	39.629	39.697	17	3.0	2
41	92/05/20	02:25:13.1	39.538	39.907	25	1.2	2
42	92/05/20	09:36:16.5	39.622	39.724	7	2.3	2

Erzincan bölgesi içindeki uzunluğu 70 km kadardır. Bindirme bileşenli sol-yanal atımlı harekete sahip olduğu kabul edilen fayın uzanımı K55D yönündedir. Ovacık kasabası ile Erzincan baseninin güneydoğu kenarı arasında uzanan Ovacık fayı sol-yanal atımlı bir faydır. Uzunluğu 120 km olup yönü KD-GB' dir.

GPS (Global Positioning System) çalışmaları ile bu faylar üzerinde elde edilen jeolojik kayma hızları Kuzey Anadolu Fay zone için yaklaşık 1 cm/yıl, Ovacık ve Kuzeydoğu Anadolu Fayları için 0.15-0.20 cm/yıl dır (Barka ve Gülen, 1989).

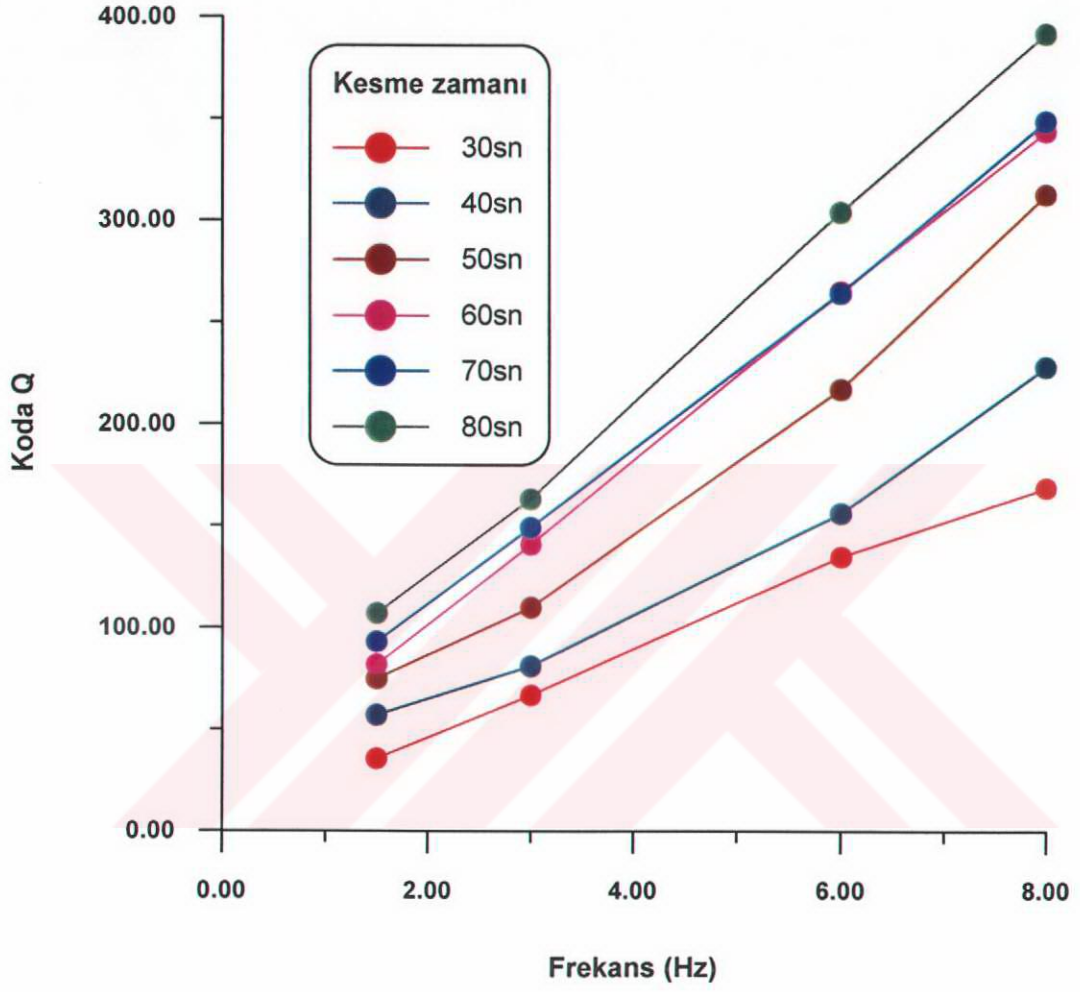
A.3 Erzincan ve Çevresinin Soğurulma Yapısının Koda Q Analizi ile İncelenmesi

Koda Q analizinde Bölüm 3.2.2.2' de incelenen, Sato (1977)' nun geliştirdiği yöntem kullanılarak, 1.5, 3, 6 ve 8 Hz merkez frekansları ve 30,40,50,60,70,80 s kesme zamanları için koda Q değerleri hesaplanmıştır. Frekans ve kesme zamanına bağlı olarak koda Q ve standart sapma değerleri Tablo A.3' de verilmektedir. Hesaplanan koda Q değerlerinin farklı kesme zamanları için frekansın fonksiyonu olarak değişimi, frekans ve kesme zamanı arttıkça, koda Q değerlerinin arttığına işaret etmektedir (Şekil A.2).

Tablo A.3 Erzincan ve çevresi için hesaplanan ortalama Q_c değerlerinin frekans (1.5, 3, 6, ve 8Hz) ve kesme zamanına (30, 40, 50, 60, 70, 80s) bağlı sonuçları ve $\pm$ standart sapma değerleri. Parantez içindeki değerler ortalama Q_c hesabında kullanılan sismogram sayısını göstermektedir. Farklı kesme zamanları için hesaplanan frekans bağımlı Q_c değerleri en alt satırda verilmektedir.

Frekans (Hz)	Q_c					
	30s	40s	50s	60s	70s	80s
1.5	36±14 (8)	57±21 (14)	75±24 (17)	82±17 (23)	93±18 (16)	107±24 (8)
3.0	67±37 (15)	81±28 (41)	110±32 (63)	141±34 (56)	149±30 (34)	163±17 (16)
6.0	135±68 (23)	156±59 (60)	217±69 (73)	265±60 (60)	264±45 (36)	304±83 (16)
8.0	169±73 (23)	228±106 (54)	313±115 (63)	344±68 (50)	349±70 (32)	392±134 (12)
$Q_c=Q_0f^{0.81}$	$Q_c=24f^{0.94}$	$Q_c=37f^{0.82}$	$Q_c=49f^{0.85}$	$Q_c=57f^{0.88}$	$Q_c=66f^{0.79}$	$Q_c=74f^{0.78}$

Tekil saçılma yöntemine göre ortalama Q_c ile temsil edilen hacim, cisim dalgaları için elipsoid ile tanımlanmaktadır (Sato,1977). S-dalga hızının bu bölge için $\beta=3.2$ km/s alırsak, 30 s kesme zamanı için elipsoidin uzun eksenini 48 km ve 80 s kesme zamanı için 128 km olacaktır. Kesme zamanı arttıkça örneklenen hacim arttığından ve yine kesme zamanı ile Q_c değeri arttığından, sığ kabuğun derinlere oranla daha fazla soğurucu özellikte olduğu gözlenmektedir. Koda Q' nun frekans bağımlılığı, en fazla sismogram sayısının olduğu 50 s kesme zamanı için $Q_c=49f^{0.85}$ olarak bulunmuştur.



Şekil A.2 Erzincan bölgesi Koda Q değerlerinin, farklı kesme zamanlarında (30, 40, 50, 60, 70, 80 s) frekansın (1.5, 3, 6, ve 8 Hz) fonksiyonu olarak değişimi.

Bu çalışmanın sonuçları aynı bölgede farklı veri grupları kullanılarak yapılan koda Q çalışmaları sonuçları ile uyumludur. Gürbüz ve diğ. (1993) çalışmasında Sato (1977)' nun yönteminden yola çıkarak derinlik bağımsız koda Q' yu incelemiş ve koda Q' nun frekans bağımlılığını $Q_c=82f^{0.87}$ bulmuştur. Akıncı ve Eyidoğan (1996) çalışmalarında koda normalizasyon ve Aki ve Chouet (1975) yöntemini kullanarak derinlik bağımlı koda Q' yu incelemişlerdir. Araştırmacıların 50 s kesme zamanı için hesapladıkları $Q_c=58f^{0.81}$ bu çalışmada 50 s kesme zamanı için verilen $Q_c=49f^{0.86}$ değeri ile uyumludur. Akıncı ve Eyidoğan (1996) bölge için yaptıkları bu çalışmada, 30 s kesme zamanı için Koda Q' nun frekans bağımlılığını $Q_c=47f^{0.86}$ ve S dalgası frekans bağımlılığını $Q_s=35f^{0.83}$ olarak hesaplamışlardır. Q_c ve Q_s değerlerinin benzer frekans bağımlılığı göstermesi enerji yoğunluğu (energy flux) modeline göre (Frankel, 1991) bölgede anelastik soğurulmanın etken olduğunu belirtir. Saçılma kökenli soğurulmanın baskın olabilmesi S dalgalarının, koda dalgalarından daha fazla soğurulmasını gerektirir. Akıncı ve Eyidoğan (1996), yüksek frekanslarda koda dalgalarındaki soğurulmanın S dalgasına göre daha az olduğunu izlemişler ve bölgede saçılma kökenli soğurulmanın baskın olduğunu vurgulamışlardır. Koda dalgaları frekans bağımlılığının yüksek oluşu bölgedeki aktif tektonizmanın ve çatlaklı yapının doğal sonucudur.

EK B. ANELASTİK SOĞURULMANIN HESAPLANMASINDA KULLANILAN PROGRAMIN YAPAY VERİLERLE İNCELENMESİ

Bu bölümde, Marmara denizi çok kanallı sismik yansıma verileri kullanarak, Çınarcık Havzası' nı kesen iki hat üzerinde yapılan anelastik Q kestirimi çalışmasında kullanılan program incelenecektir. Dalga modelleme yöntemi ile Q parametresinin kestirilmesinde yaygın olarak Kjartansson (1979) ve Görich ve Müller (1987) bağıntıları kullanılmaktadır. Q kestirimi amaçlı olarak bu çalışmada geliştirilen programda Kjartansson (1979) sabit Q modeli ve dalgacık modelleme yöntemi kullanılmıştır. Önce Kjartansson (1979) sabit Q operatörü bağıntısı kullanılarak, soğurulmanın dalgacık üzerindeki etkisi incelendikten sonra Görich ve Müller (1987) bağıntısı ile kıyaslanmıştır. Daha sonra dalgacıkların modellenmesi ve aralarındaki benzerliğin saptanması amacıyla tek tabakalı ortam modelinde, ilişki katsayısı, semblance ve karekök ortalama (root mean square-rms) olmak üzere üç istatistik yöntem test edilmiştir. Dalgacıkların modellenmesinde kullanılacak uygun istatistik yöntem olarak ilişki katsayısı belirlenmiştir. Üç tabakalı ortam modelinde ilişki katsayısı kullanılarak ara Q ve efektif Q ifadeleri incelenerek Q kestirimi yapılmış ve hata oranları hesaplanmıştır. İzleyen bölümlerde bu çalışmalar detaylı olarak verilmektedir.

B.1 Kjartansson (1979) ile Görich ve Müller (1987) Sabit Q Bağıntılarının İrdelenmesi

Kjartansson (1979), Görich ve Müller (1987), sistemin tepki yanıtını, dispersiyon özelliğini içerecek ve nedensellik şartını sağlayacak şekilde, frekans ortamında sırasıyla B.1 ve B.2 bağıntılarıyla tanımlamışlardır;

$$B(\omega) = \exp \left\{ - \underbrace{\frac{x\omega_0}{c_0} \left| \frac{\omega}{\omega_0} \right|^{1-\gamma} \tan\left(\frac{\pi\gamma}{2}\right)}_{\alpha} - \underbrace{\frac{x\omega}{c_0} \left| \frac{\omega}{\omega_0} \right|^{1-\gamma} i \operatorname{sgn}(\omega)}_{\beta} \right\} , \quad (B.1)$$

$$A(\omega, \tau) = \exp \left\{ \underbrace{-\frac{\tau\omega}{2Q}}_{\alpha} + i \underbrace{\frac{\tau\omega}{\pi Q} \ln \left(\frac{\omega}{\omega_0} \right)}_{\beta} \right\} . \quad (B.2)$$

Bağıntı B.1' de x/c_0 , bağıntı B.2' deki τ ifadesine karşı gelmektedir ve yansıma seyahat zamanını temsil etmektedir. Referans frekansı, ω_0 ile tanımlanmaktadır ve keyfi bir parametredir. Bağıntılarda α ile tanımlanan kısım genlik bilgisini, β ile tanımlanan kısım ise faz bilgisini içermektedir. Bu iki bağıntı arasındaki tek fark, B.1 bağıntısının tepki yanıtını (bundan sonra Q operatörü olarak bahsedilecektir), verilen yansıma zamanında oluşturmasıdır.

Çalışmada önce B.1 bağıntısı irdelenmiştir. Örnekleme aralığı 2ms, ω_0 referans frekansı 250Hz ve tabakaya ait yansıma zamanı 750ms alınarak, farklı Q değerleri için Q operatörleri üretilmiştir. Q operatörünün frekans ortamında genlik ve faz bilgileri oluşturulduktan sonra (Şekil B.1a, b), Ters Fourier Dönüşümü alınarak zaman ortamında tepki yanıtı elde edilmiştir (Şekil B.1c). Q operatörünü temsil eden dalgacığın minimum fazlı olup olmadığını izlemek amacıyla "z" ortamında kökleri incelenmiştir. Köklerin birim çembere göre durumu incelenmeden önce, B.1 bağıntısında yer alan faz bilgisi içerisinden Fourier Dönüşümünün kayma özelliği (shift theorem) kullanılarak (Bracewell, 1965) zaman gecikmesi etkisi giderilmiş daha sonra köklerin birim çembere göre konumu grafiklenmiştir (Şekil B.1d, e). Q operatörünün kaynak dalgacığında meydana getirdiği değişimi izlemek için 50Hz merkez frekanslı Ricker dalgacığı üretilip minimum fazlı hale getirildikten sonra farklı Q değerlerinde oluşturulan Q operatörü ile evriştirilmiştir (Şekil B.1f).

Operatörlerin üretilmesi amacıyla 20,50,100,200,300,500 ve 600 olmak üzere farklı Q değerleri seçilmiştir (Şekil B.1-B.7). Yukarıda bahsedilen işlem aşamaları uygulanarak aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

1) Düşük Q değerlerinden, yüksek Q değerlerine gidildikçe, frekans ortamında genlik spektrumu bandı genişlemektedir. (Şekil B.1a-B.7a). Q' nun 200 ve sonraki değerlerine ait genlik spektrumları incelendiğinde, üssel azalım şeklindeki spektrumun sıfır genlik değerine ulaşmadan (enerjisi sıfırlanmadan), örnekleme nedeniyle 250 Hz Nyquist frekansında kesildiği izlenmektedir (Şekil B.4a-B.7a).

2) Düşük Q değerlerinden, yüksek Q değerlerine doğru gidildikçe, faz gecikmesinin azaldığı izlenmektedir. Bir başka deyişle, soğurulmadaki hızlı değişimler (düşük Q) büyük faz gecikmelerine neden olmaktadır (Şekil B.1b - B.7b). Q=20 değerinde – 400° olan faz gecikmesi, Q=600 değerinde –13° değerine düşmüştür.

3) Frekans ortamında, düşük Q değerlerinden, yüksek Q değerlerine doğru gidildikçe genlik spektrumu bandının genişlediği ve Q=200 ve üzerindeki değerlerde spektrum değerlerinin sıfırlanmadığı izlenmiştir. Q operatörlerinin zaman ortamı görüntüleri incelendiğinde, Q operatörünü temsil eden dalgacığın bandının, yüksek Q değerlerine gidildikçe daraldığı izlenmektedir (Şekil B.1c-B.7c). Bu olay Fourier Dönüşümü Benzerlik Teoremi' ne karşı gelmektedir (Canitez ve diğ., 1987). Q=200 değeri ve sonrasında, genlik spektrumu enerjisinin sonlanmamış olmasından dolayı, zaman ortamı görüntüsünde, dalgacığın başlangıcında Gibbs etkisinden kaynaklanan (Canitez ve diğ., 1987) küçük salınımlar izlenmektedir (Şekil B.4c-B.7c).

4) Oluşturulan Q operatörlerinin kökleri birim çember üzerinde incelendiğinde, Q=20 operatörü hariç tüm Q operatörü köklerinin birim çember dışında yer aldığı yani minimum fazlı olduğu izlenmektedir (Şekil B.2d-B.7d). Q=20 değerine ait Q operatörünün kök değerleri incelendiğinde, köklerin büyük çoğunluğu birim çember içerisinde yer almaktadır (Şekil B.1d). Bunun sebebi soğurulma-dispersiyon ilişkilerinin belli frekans aralıklarında çözüm vermesinden kaynaklanmaktadır (Bkz Bölüm 4.5). Kök değerlerinin birim çembere göre konumunun daha iyi izlenebilmesi amacıyla, kök değerleri ayrıca grafiklenmiştir (Şekil B.1e-B.7e).

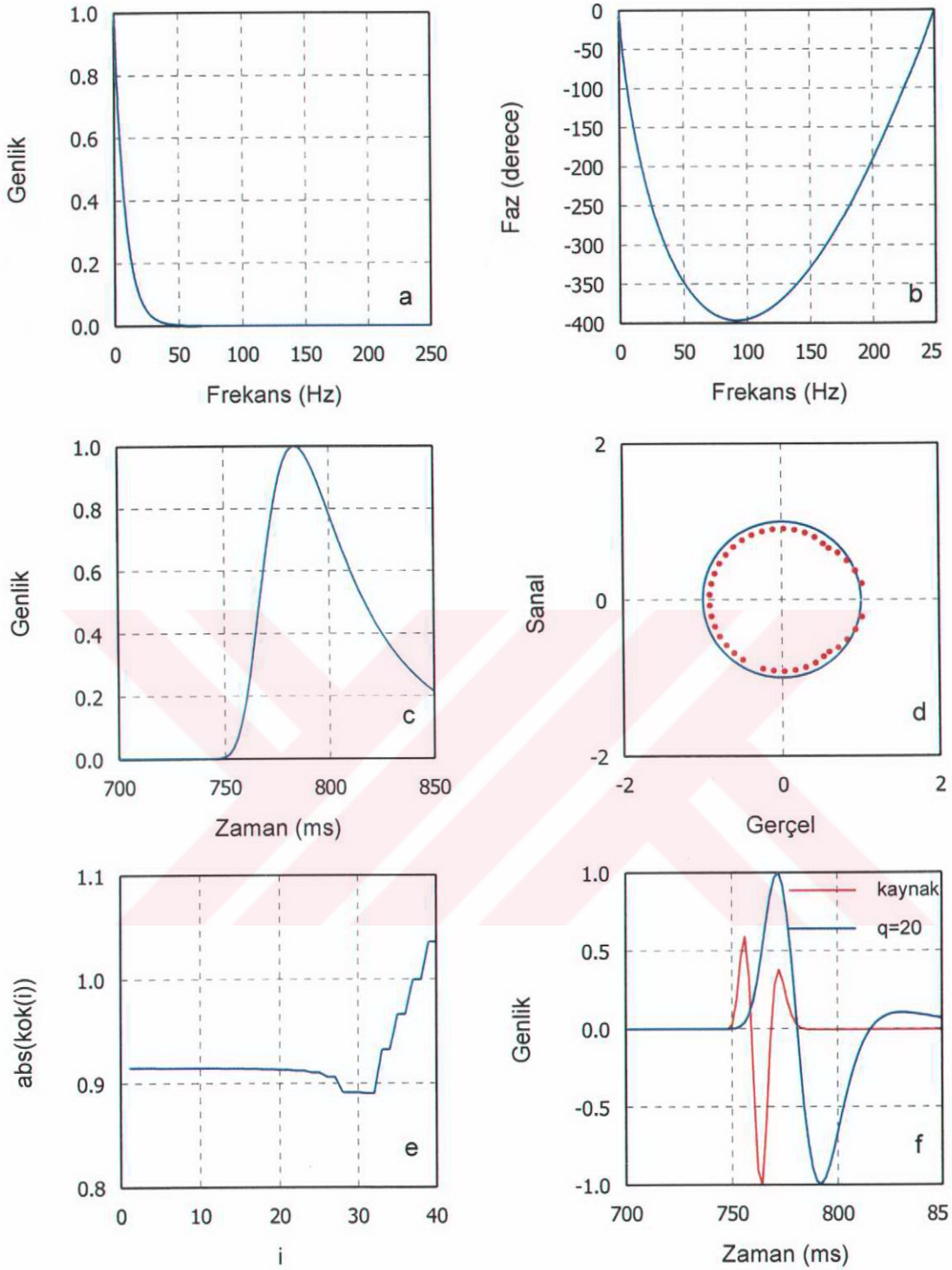
5) Q operatörlerinin kaynak dalgacığı ile evriştirilmesi sonucu oluşturulan soğurulmaya uğratılmış dalgacıklar Şekil B.1f-B.7f arasında izlenmektedir. Düşük Q değerlerinden, yüksek Q değerlerine doğru gidildikçe, kaynak dalgacığı ile soğurulmaya uğratılmış dalgacıklar arasındaki gecikme zamanının azaldığı, dalgacık bandının daraldığı görülmektedir. Q=200 ve sonraki yüksek Q değerlerinde, kaynak dalgacığı ile soğurulmaya uğratılmış dalgacıklar arasındaki fark azalmakta, başka bir deyişle dalgacığın çok az soğurulduğu ve kaynak dalgacığının şeklini fazla bozmadığı görülmektedir. (Şekil B.4f-B.7f).

Yukarıda verilen test çalışmasının aşamaları Görich ve Müller (1987) bağıntısı kullanılarak sırası ile tekrar yapılmıştır. Elde edilen sonuçlar aynı olduğundan burada sadece Q=100 değeri için elde edilen grafikler Şekil B.8' de görüntülenmiştir. Kjartansson (1979) bağıntısı kullanılarak Q=100 için elde edilen grafiklerle (Şekil B.3), Görich ve Müller (1987) bağıntısı kullanılarak Q=100 için elde edilen grafikler

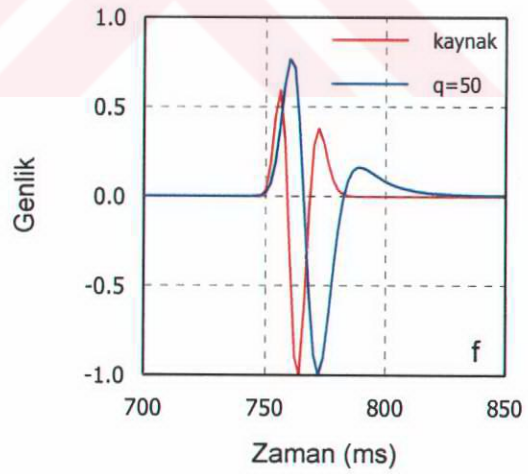
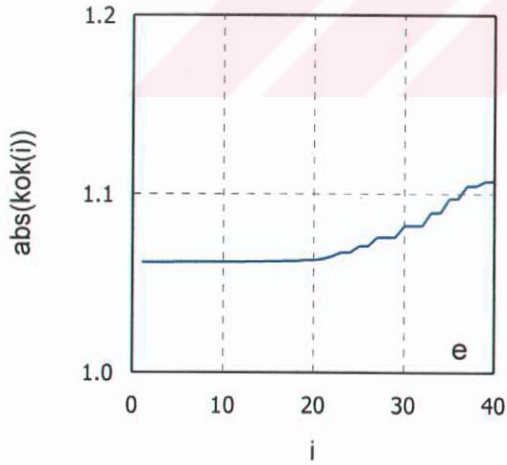
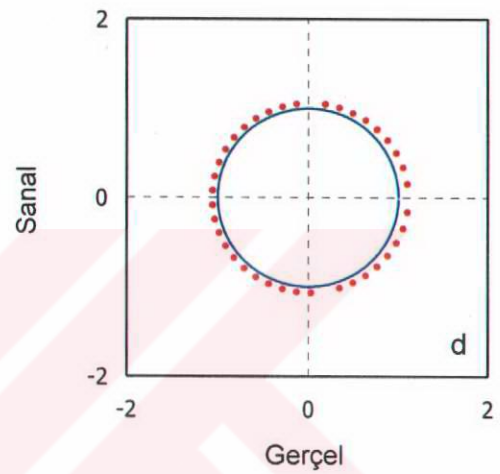
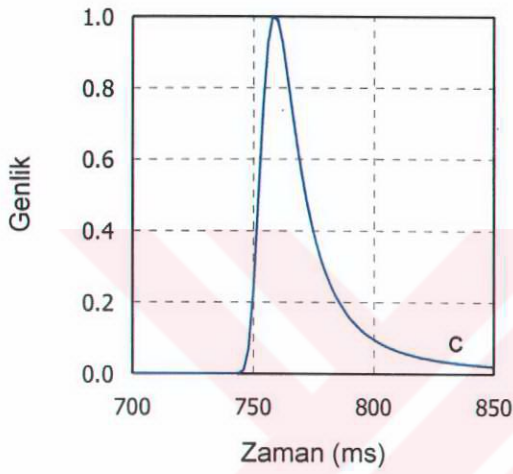
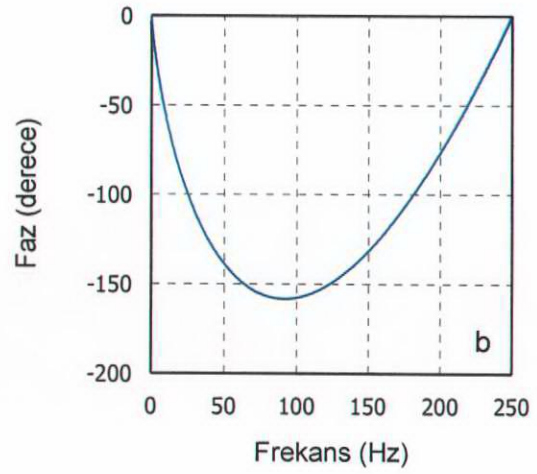
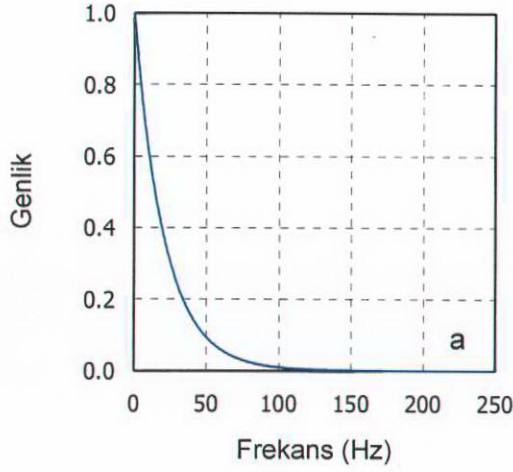
incelendiğinde (Şekil B.8) sonuçların aynı olduğu izlenmektedir. Daha önce de belirtildiği gibi iki bağıntı arasındaki tek fark Kjartansson (1979) bağıntısının, dalgacığı ilgili yansıma zamanında üretiyor olmasıdır. Bağıntıların aynı sonuçları ürettiğini göstermek açısından Görich ve Müller (1987) bağıntısına zaman gecikmesi uygulandıktan sonra grafiklenmiştir. Burada önemli olan her iki bağıntının da minimum fazlı olmasıdır.

Sonuç olarak dalgacık modelleme yöntemi ile Q kestirimi yaparken aynı özellikleri taşıyan farklı bağıntılar kullanılabilir. Bu çalışmada Kjartansson (1979) bağıntısı, dalgacığı verilen yansıma zamanında üretiyor olması nedeniyle tercih edilmiştir.

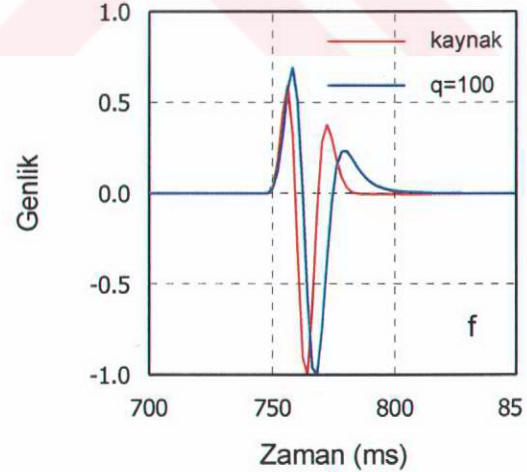
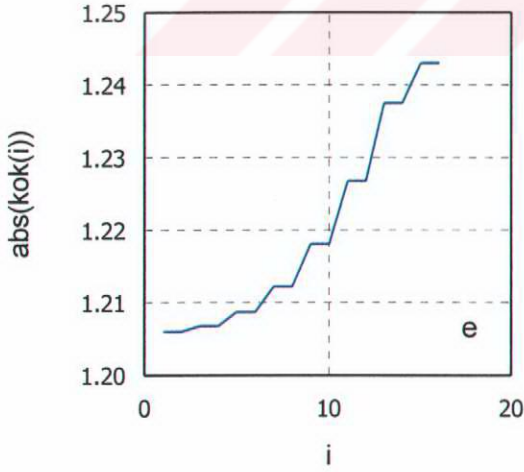
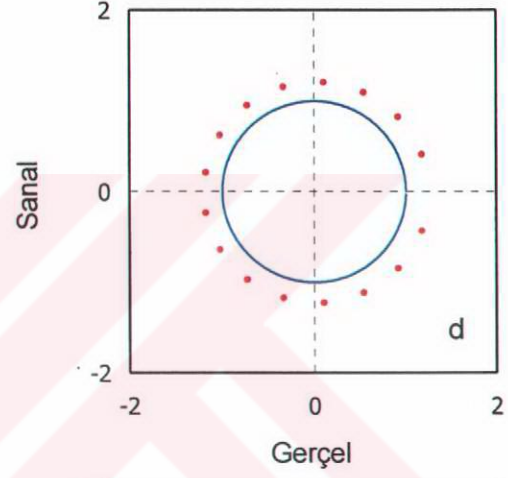
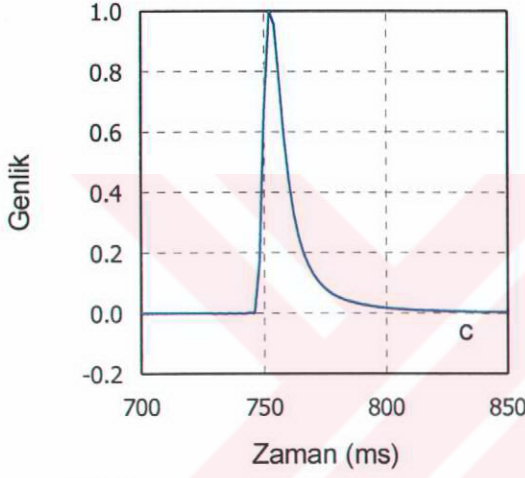
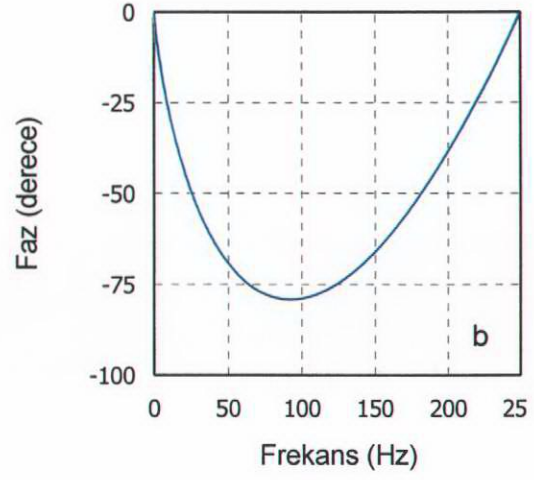
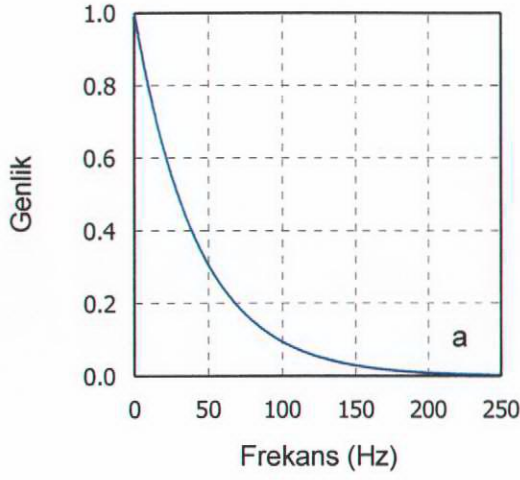




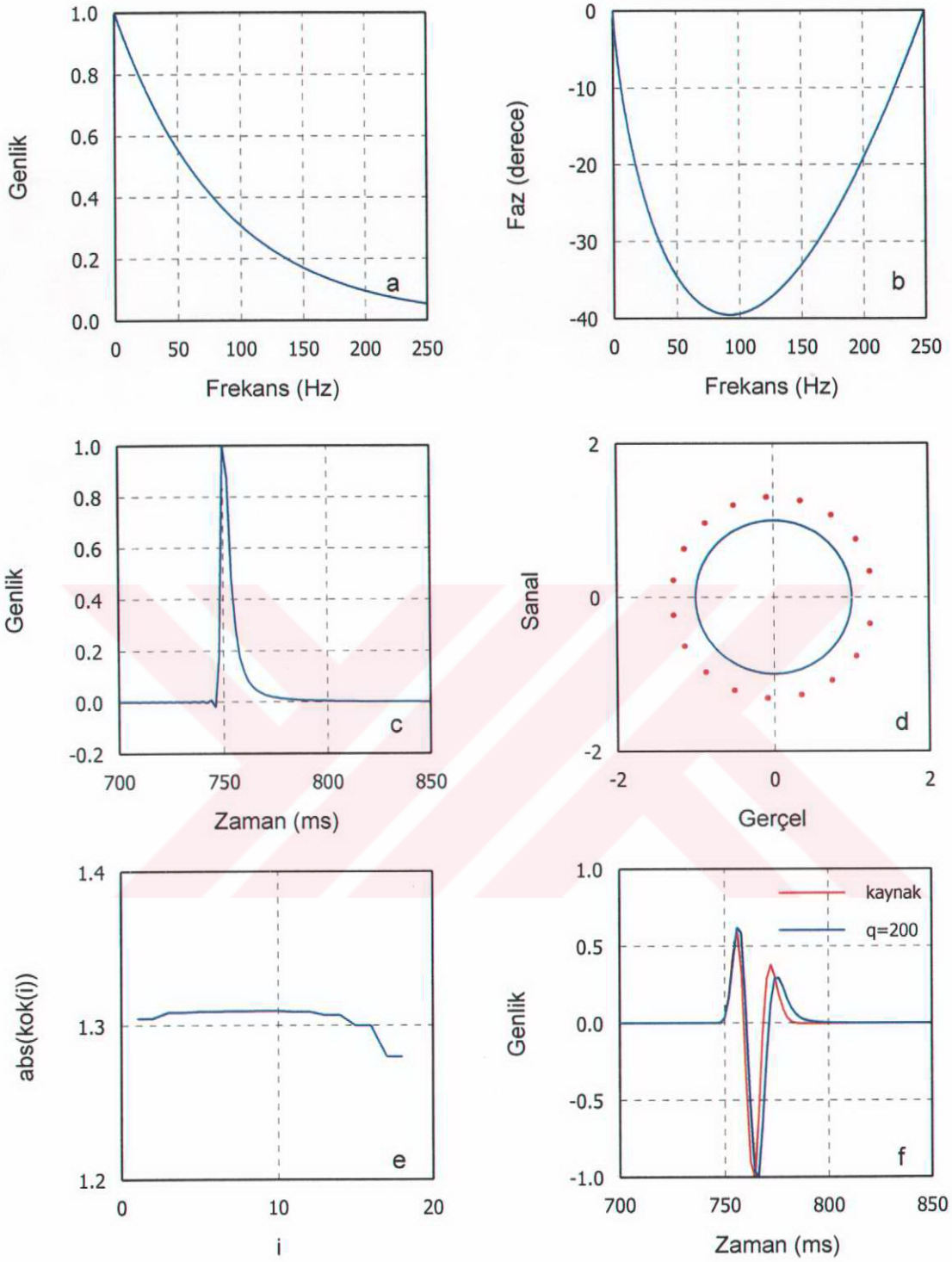
Şekil B.1 Örnekleme aralığı 2 ms, yansıma zamanı 750 ms, referans frekansı 250 Hz ve Q değeri 20 için B.1 bağıntısından (Kjartansson, 1979) elde edilen grafikler. a) Genlik spektrumu, b) Faz spektrumu, c) Tepki yanıtı (Q operatörü), d) Tepki yanıtına ait köklerin birim çember üzerindeki durumu, e) Köklerin grafiklenmesi, f) Kaynak dalgacı ve Q=20 seçilerek soğurtmaya uğratılmış kaynak dalgacığının normalize edilmiş görüntüleri.



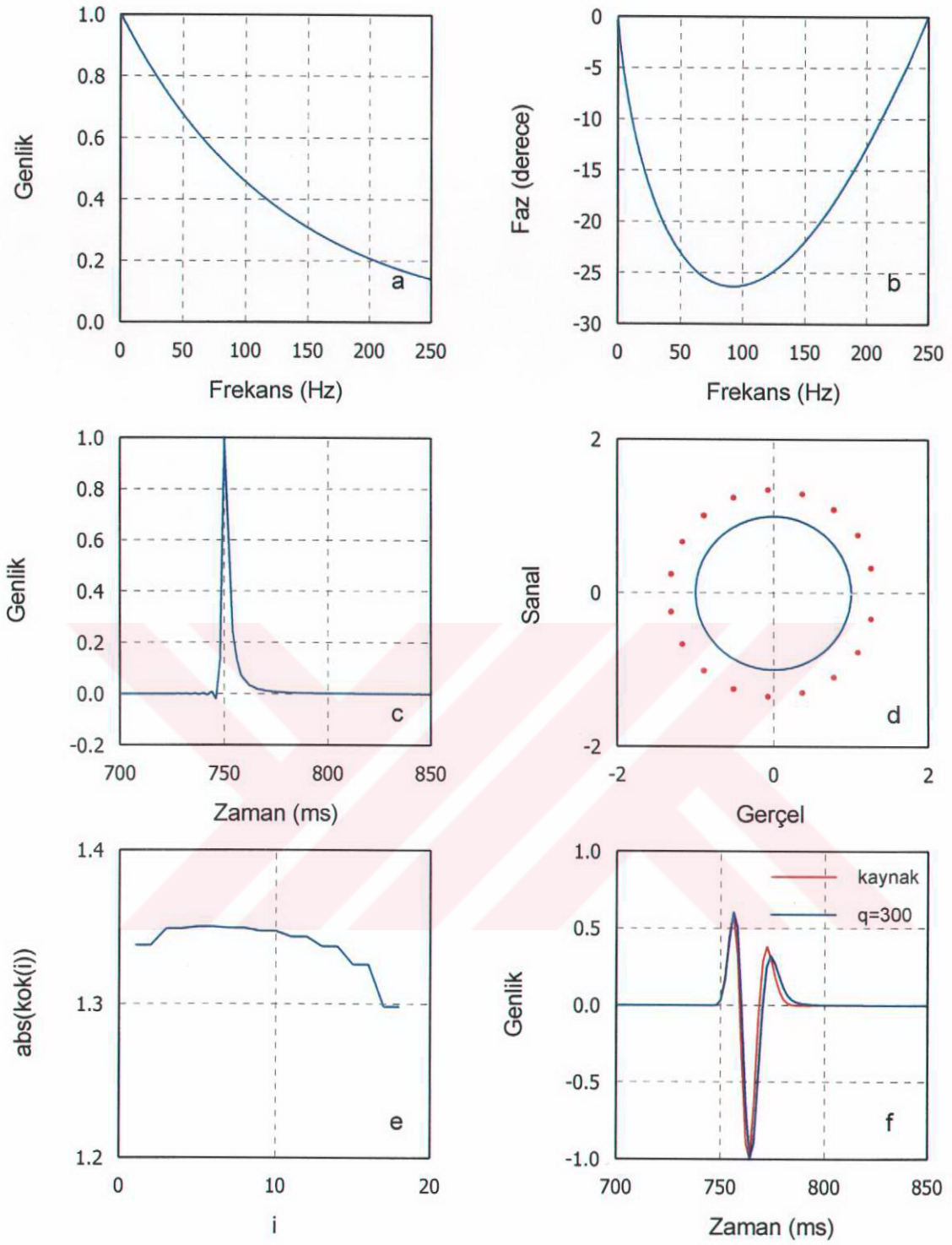
Şekil B.2 Örnekleme aralığı 2 ms, yansıma zamanı 750 ms, referans frekansı 250 Hz ve Q değeri 50 için B.1 bağıntısından (Kjartansson, 1979) elde edilen grafikler. a) Genlik spektrumu, b) Faz spektrumu, c) Tepki yanıtı (Q operatörü), d) Tepki yanıtına ait köklerin birim çember üzerindeki durumu, e) Köklerin grafiklenmesi, f) Kaynak dalgacı ve Q=50 seçilerek soğurulmaya uğratılmış kaynak dalgacığının normalize edilmiş görüntüleri.



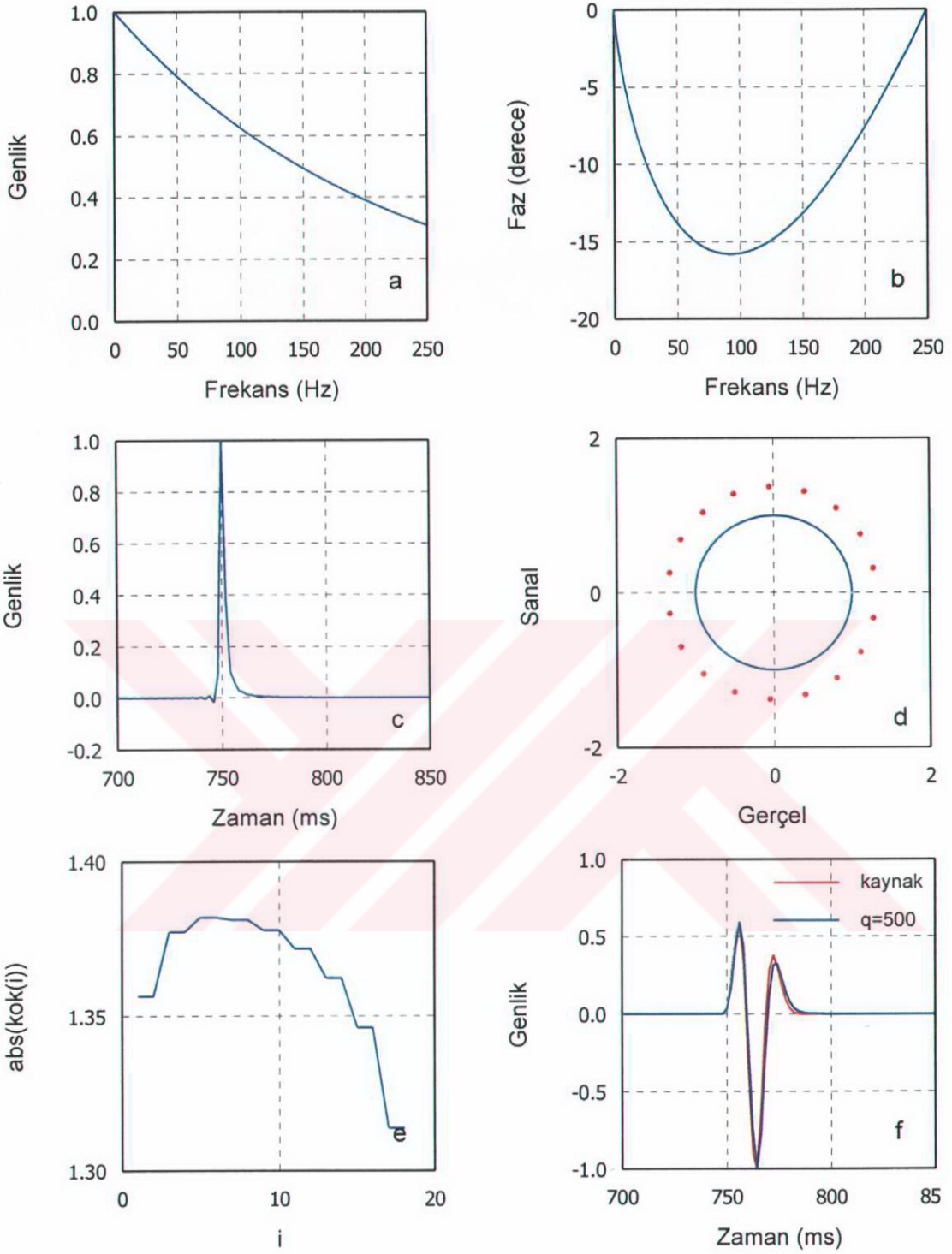
Şekil B.3 Örnekleme aralığı 2 ms, yansıma zamanı 750 ms, referans frekansı 250 Hz ve Q değeri 100 için B.1 bağıntısından (Kjartansson, 1979) elde edilen grafikler. a) Genlik spektrumu, b) Faz spektrumu, c) Tepki yanıtı (Q operatörü), d) Tepki yanıtına ait köklerin birim çember üzerindeki durumu, e) Köklerin grafikleştirilmesi, f) Kaynak dalgacığı ve Q=100 seçilerek soğurulmaya uğratılmış kaynak dalgacığının normalize edilmiş görüntüleri.



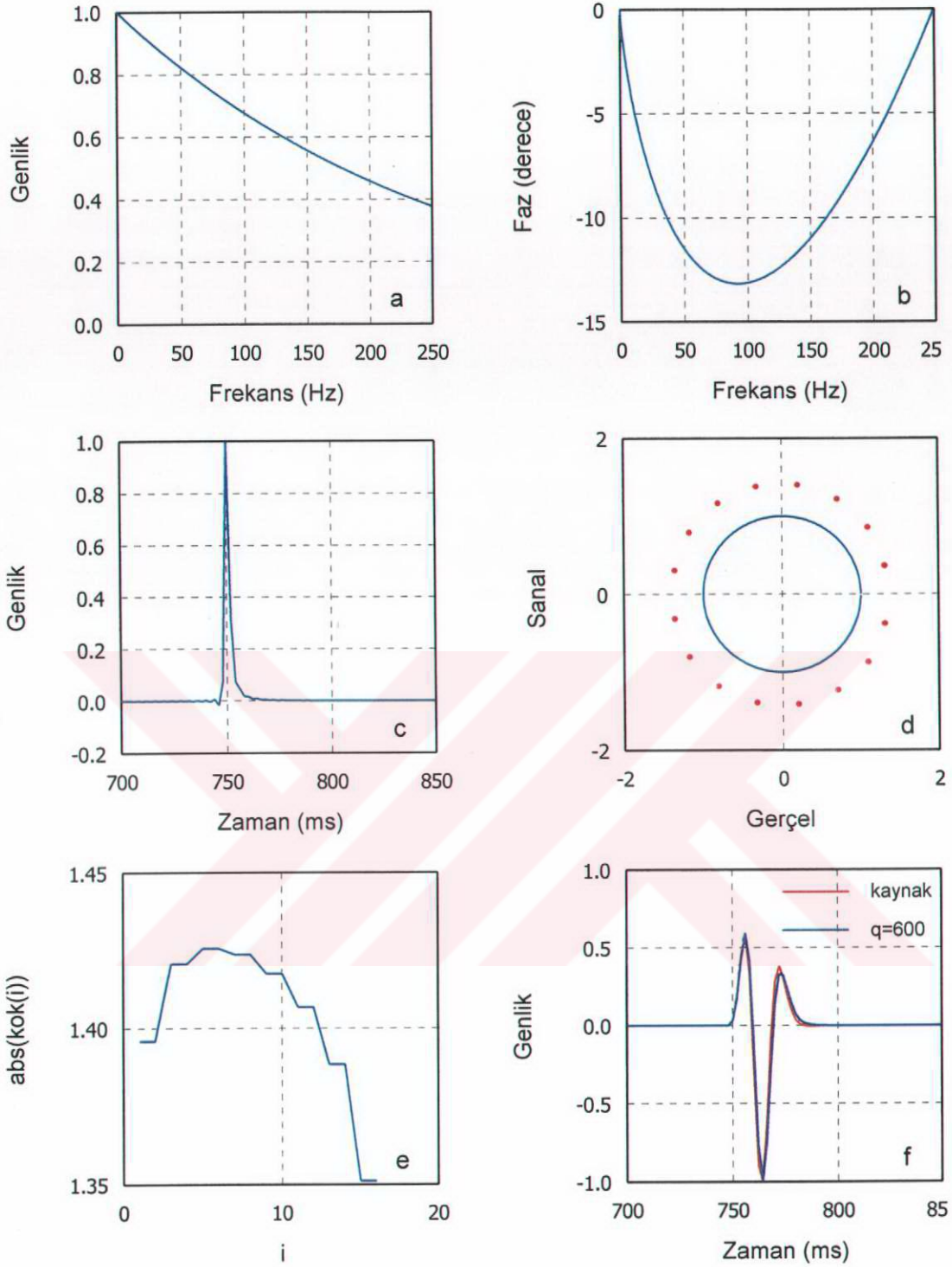
Şekil B.4 Örnekleme aralığı 2 ms, yansıma zamanı 750 ms, referans frekansı 250 Hz ve Q değeri 200 için B.1 bağıntısından (Kjartansson, 1979) elde edilen grafikler. a) Genlik spektrumu, b) Faz spektrumu, c) Tepki yanıtı (Q operatörü), d) Tepki yanıtına ait köklerin birim çember üzerindeki durumu, e) Köklerin grafikleşmesi, f) Kaynak dalgacığı ve Q=200 seçilerek söğürülmeye uğratılmış kaynak dalgacığının normalize edilmiş görüntüleri.



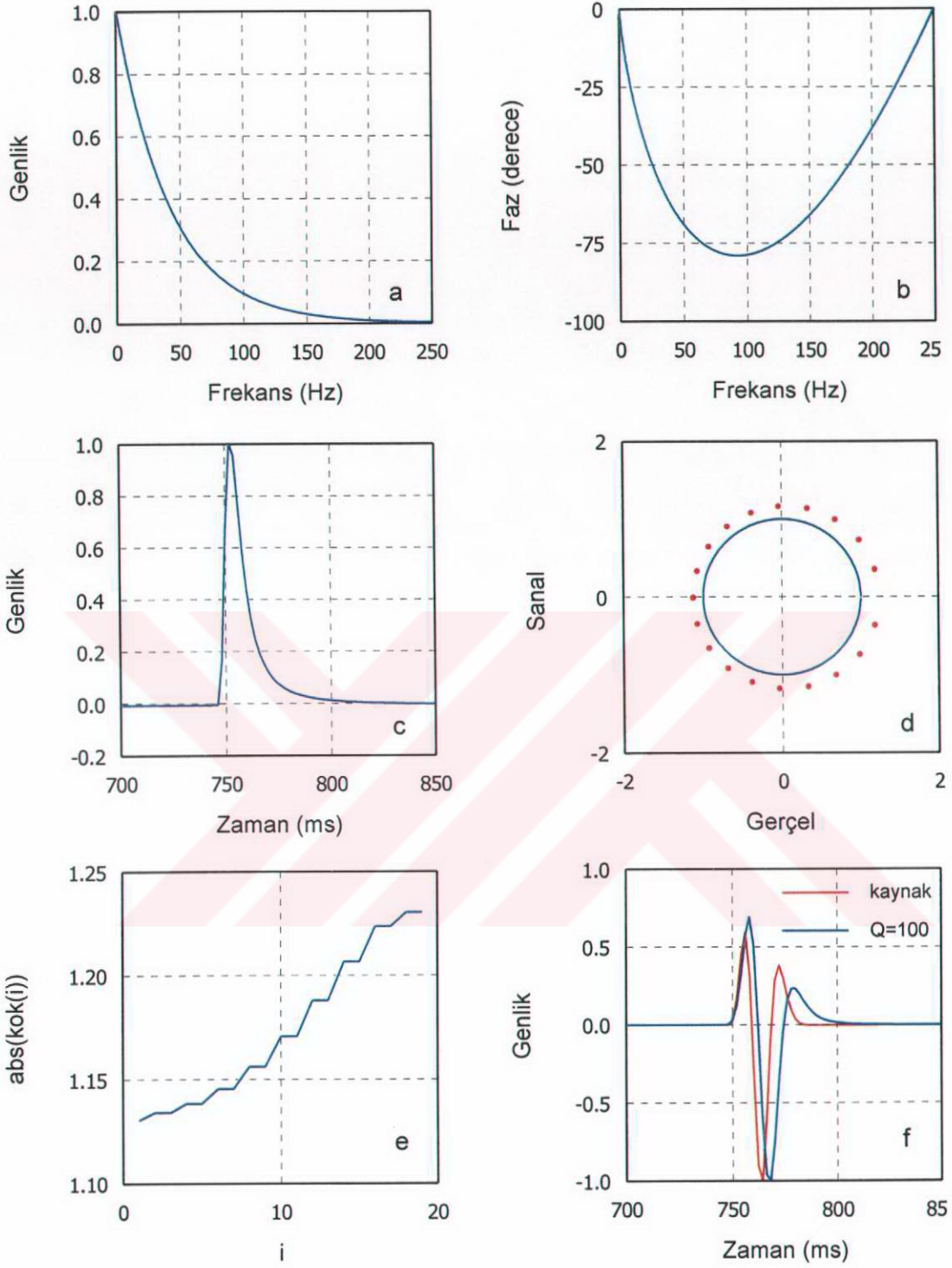
Şekil B.5 Örnekleme aralığı 2 ms, yansıma zamanı 750 ms, referans frekansı 250 Hz ve Q değeri 300 için B.1 bağıntısından (Kjartansson, 1979) elde edilen grafikler. a) Genlik spektrumu, b) Faz spektrumu, c) Tepki yanıtı (Q operatörü), d) Tepki yanıtına ait köklerin birim çember üzerindeki durumu, e) Köklerin grafiklenmesi, f) Kaynak dalgacığı ve Q=300 seçilerek soğurulmaya uğratılmış kaynak dalgacığının normalize edilmiş görüntüleri.



Şekil B.6 Örnekleme aralığı 2 ms, yansıma zamanı 750 ms, referans frekansı 250 Hz ve Q değeri 500 için B.1 bağıntısından (Kjartansson, 1979) elde edilen grafikler. a) Genlik spektrumu, b) Faz spektrumu, c) Tepki yanıtı (Q operatörü), d) Tepki yanıtına ait köklerin birim çember üzerindeki durumu, e) Köklerin grafikleşmesi, f) Kaynak dalgacığı ve Q=500 seçilerek söğürülmeye uğratılmış kaynak dalgacığının normalize edilmiş görüntüleri.



Şekil B.7 Örnekleme aralığı 2 ms, yansıma zamanı 750 ms, referans frekansı 250 Hz ve Q değeri 600 için B.1 bağıntısından (Kjartansson, 1979) elde edilen grafikler. a) Genlik spektrumu, b) Faz spektrumu, c) Tepki yanıtı (Q operatörü), d) Tepki yanıtına ait köklerin birim çember üzerindeki durumu, e) Köklerin grafiklenmesi, f) Kaynak dalgacığı ve Q=600 seçilerek soğurulmaya uğratılmış kaynak dalgacığının normalize edilmiş görüntüleri.

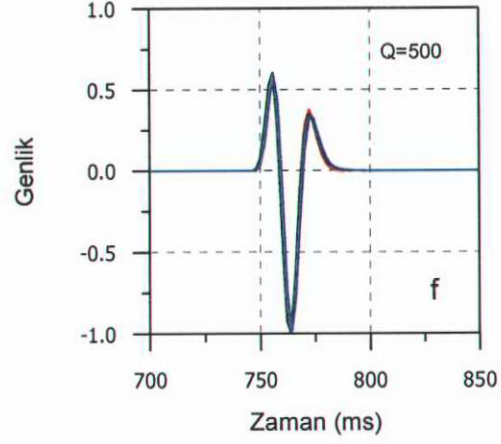
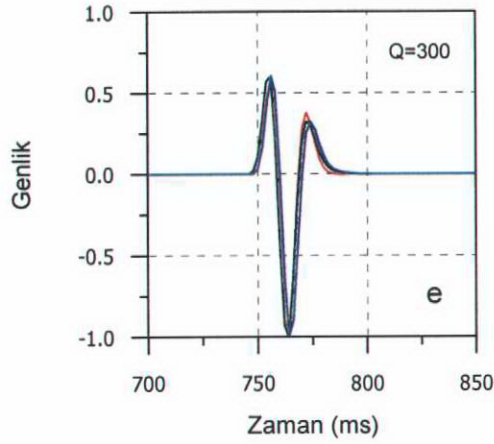
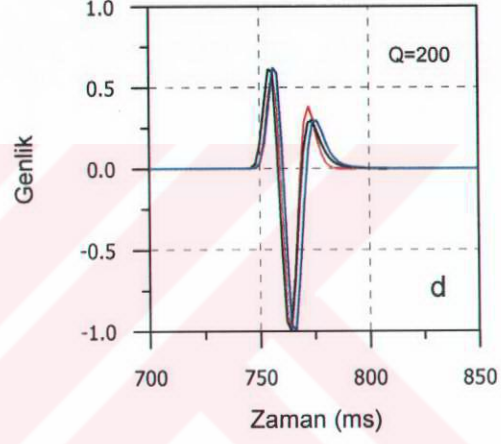
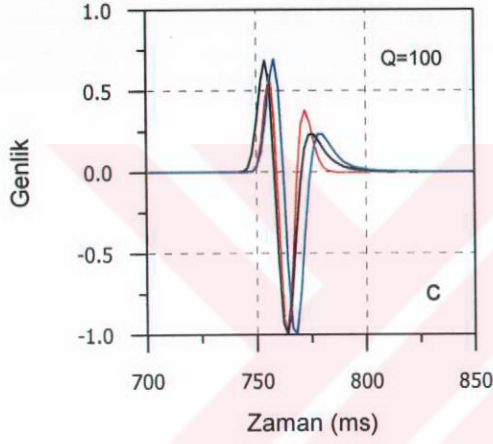
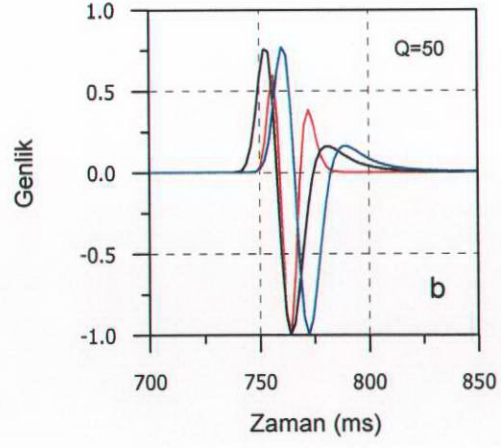
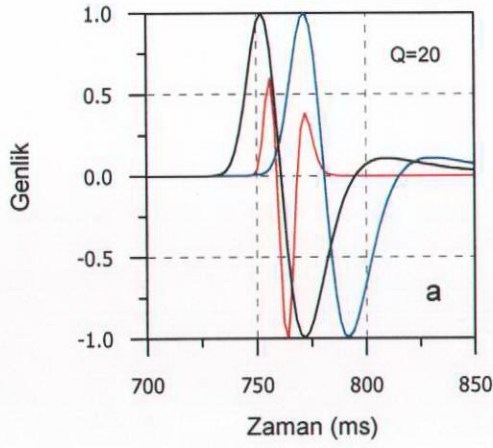


Şekil B.8 Örnekleme aralığı 2 ms, yansıma zamanı 750 ms, referans frekansı 250 Hz ve Q değeri 100 için B.2 bağıntısından (Görlich ve Müller, 1987) elde edilen grafikler. a) Genlik spektrumu, b) Faz spektrumu, c) Tepki yanıtı (Q operatörü), d) Tepki yanıtına ait köklerin birim çember üzerindeki durumu, e) Köklerin grafiklenmesi, f) Kaynak dalgacığı ve $Q=100$ seçilerek soğurulmaya uğratılmış kaynak dalgacığının normalize edilmiş görüntüleri.

B.1.1 Referans Frekansının Dalgacık Üzerindeki Etkisi

Bağıntı B.1' de (Kjartansson, 1979) geçen ω_0 referans frekansının dalgacık üzerindeki etkisini incelemek amacıyla, 50 Hz ve 250 Hz olmak üzere iki ayrı referans frekansı kullanılarak 20, 50, 100, 200, 300, ve 500 Q değerlerinde Q operatörleri üretildikten sonra, kaynak dalgacı ile evriştirilip, soğurulmaya uğratılmış dalgacıklar elde edilmiştir (Şekil B.9a-B.9f). Kaynak dalgacı olarak 50 Hz merkez frekanslı, minimum fazlı Ricker dalgacı kullanılmıştır. Normalize edilerek çizilen grafiklerin incelenmesiyle izleyen sonuçlar elde edilmiştir.

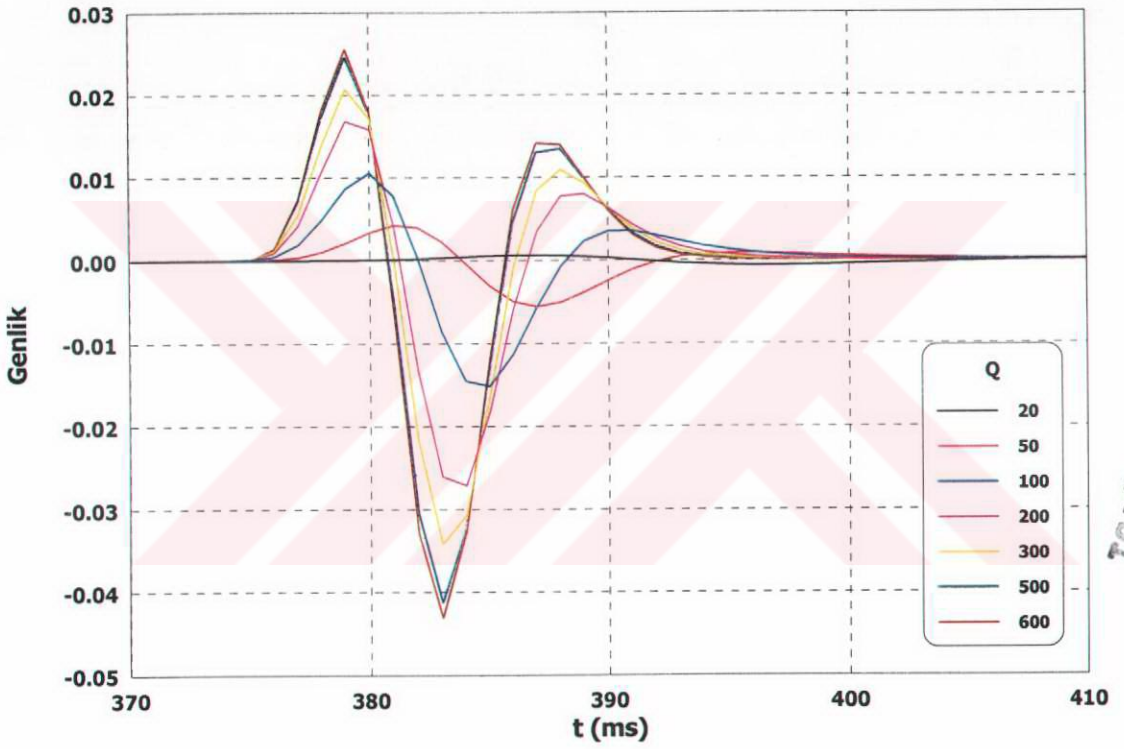
Q değeri 20 alınarak, 250 Hz referans frekanslı Q operatörüyle elde edilmiş dalgacığın varış zamanı, kaynak dalgacığına göre daha erken varışlıdır. Buna karşılık 50Hz referans frekansı ile üretilmiş Q operatörüyle elde edilen dalgacığın varış zamanı, kaynak dalgacığına göre gecikmelidir (Şekil B.9a). Q' nun 50 değerinden itibaren kaynak dalgacığı ile 50 Hz referans frekansı kullanılarak soğurulmaya uğratılmış dalgacığın varış zamanları çakışırken (Şekil B.9b-B.9f), 250 Hz referans frekansı kullanılarak soğurulmaya uğratılan dalgacığın varış zamanı tam olarak çakışmamakla birlikte, Q' nun 100 değerinden sonra kaynak dalgacığının varış zamanına yaklaşmaktadır. Q' nun 500 olduğu değerde üç dalgacıkta aynı dalga biçimine sahip olmaktadır. Bir başka deyişle dalgacık üzerinde soğurulma etkisi çok azdır. Referans frekansı, dalgacığın varış zamanı üzerinde etkili olmaktadır. Düşük Q değerlerinde yüksek referans frekansı değerlerinin kullanılması sonucunda, dalgacık beklenen zamandan önce gelmekte ve nedensellik şartı sağlanamamaktadır. Düşük Q değerlerinde, düşük referans frekansının kullanılması dalgacığın gecikmesine ve Strick, 1970 tarafından tanımlanan pedestal etkisinin (pedestal effect) oluşmasına neden olmaktadır. Dalgacığın beklenen zamandaki genlik değerleri sıfır olmamakla birlikte çok düşük değerler almaktadır. Bu durumda dalgacık üzerinde elastik davranış özelliğinin izlenemediği açıktır. Her ne kadar referans frekansı keyfi olarak tanımlanıyorsa da, seçiminde dikkate alınması gereken özellikler vardır. Bu çalışmada, gerçek veri uygulamalarında, üretilecek Q operatörünün referans frekansı olarak, gerçek yansıma dalgacığının baskın frekansı seçilmiştir. Bunun yerine, dalgacığın genlik spektrumunda, genlik değerlerinin azalmaya başladığı frekans değerleri de referans frekansı olarak seçilebilir.



— kaynak $f=50$ Hz
 — soğurulmuş dalgacık $f_{ref}=50$ Hz
 — soğurulmuş dalgacık $f_{ref}=250$ Hz

Şekil B.9 Farklı referans frekanslarında ($f_{ref}=50$ Hz, 250 Hz) farklı Q değerleri (20, 50, 100, 200, 300, 500) kullanılarak soğurulmaya uğratılmış kaynak dalgacığı ve orijinal kaynak dalgacığının normalize edilmiş genlikleri.

Örnekleme aralığı ve yansıma zamanı aynı, Q değerleri farklı alınarak oluşturulan Q operatörlerinin, dalgacığı nasıl etkilediğini görüntülemek amacıyla, 250 Hz referans frekansında üretilmiş Q operatörleri ile yukarıda bahsedilen kaynak dalgacığı evriştirilerek soğurulmaya uğratılmış dalgacıklar elde edilmiştir. Elde edilen dalgacıklar, zaman ortamında aynı grafik üzerinde görüntülenmiştir (Şekil B.10). Düşük Q değerlerinden, yüksek Q değerlerine doğru gidildikçe dalgacık bandının daraldığı ve genliğinin arttığı izlenmektedir. Düşük Q değerlerinde dalgacıkların biçimleri birbirlerinden oldukça farklı olmakla birlikte, yüksek Q değerlerine doğru dalgacık biçimlerinin birbirine benzediği izlenmektedir.



Şekil B.10 Farklı Q değerleri kullanılarak soğurulmaya uğratılmış dalgacıklar.

B.2 Tek Tabakalı Modelde Yapay Veri ile Q Kestirimi

Bu bölümde, ilişki katsayısı (r), semblance (s) ve karekök ortalama (rms) yöntemlerinin, dalgacık modelleme yöntemiyle Q kestiriminde çalışabilirliği test edilmiştir. Önce çalışmada kullanılan istatistik yöntemler hakkında kısaca bilgi verildikten sonra, arayüzeye ait yansıma katsayısı kullanılarak ve kullanılmadan üretilen yapay veri üzerinde istatistik yöntemlerle elde edilen Q sonuçları incelenmiştir.

B.2.1 İlişki Katsayısı, Semblance ve Karekök Ortalama Yöntemlerinin İncelenmesi

İlişki katsayısı (r): İki değişkenin birbiriyle olan uyumunun ölçüsü olup izleyen bağıntı ile verilir;

$$C_{ab} = r = \frac{1}{\sigma_x \sigma_y} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) . \quad (B.3)$$

İlişki katsayısı, değişkenlerin, ortalamaları civarında birlikte gösterdikleri değişimin, her birinin standart sapmalarının çarpımına oranı olarak tanımlanır. İlişki katsayısı değerleri -1 ile +1 arasında değişir. İlişki katsayısının 1 değerini alması, tam uyumu, -1 değerini alması ters yönlü uyumu ve 0 olması değişkenler arasında uyum olmadığını belirtir (Özdemir, 1981; Canitez, 1984).

Semblance (s): Sismik yansıma çalışmalarında, CDP yönteminin Mayne (1962) tarafından tanıtılmasıyla, tabakalara ait sismik hızların eldesi için, hız spektrumu hesaplama yöntemleri geliştirilmiştir. Hız spektrumu, farklı dik gidiş-geliş zamanlarında kayıt edilen dalgacıkların hız spektrumlarından hesaplanan ve dalgacıkların gücünü gösteren üç boyutlu bir grafikleme işlemidir. Hız spektrumu hesaplamalarında kullanılan yöntemlerden biri "semblance" dır (Taner ve Koehler, 1969). Hız bilgisi, yığma işlemi uygulanmış sismik izlerden elde edilir. Yer ortamının yatay tabakalardan oluştuğu varsayılarak, ortak yansıma noktalarına sahip izler toplanarak yığma (stack) işlemi gerçekleştirilir. Yığma işlemi uygulanan sismik izlerin enerjisinin, yığma işlemine katılan izlerin ortalama enerjisine oranı semblance olarak tanımlanır. Yapılan test çalışmasında tek bir iz söz konusu olduğundan semblance değeri B.4 bağıntısından hesaplanmıştır;

$$S = \frac{1}{2} + \frac{\sum_{i=1}^N x_i y_i}{\sum_{i=1}^N x_i^2 + \sum_{i=1}^N y_i^2} \quad (B.4)$$

Semblance yöntemi ile hesaplanan uyum değerleri 0 ile 1 arasında değişmektedir. Semblance değerinin 1 olması tam uyumu, 0 olması uyum olmadığını belirtir (Kanasewich, 1975; Sheriff, 1991).

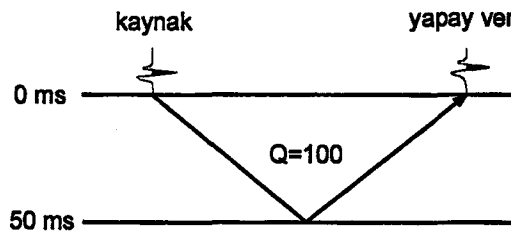
Karekök ortalama (root mean square-rms): İki değişkeni oluşturan elemanlardan her birinin birbirinden olan farklarının karelerinin toplamının karekökü, karekök ortalama olarak tanımlanır (Canitez, 1984);

$$rms = \left[\sum_{i=1}^N (x_i - y_i)^2 \right]^{1/2} \quad (B.5)$$

Karekök ortalama değerinin 0 yada çok küçük değerler alması, iki değişken arasındaki uyumun iyi olduğunu belirtir.

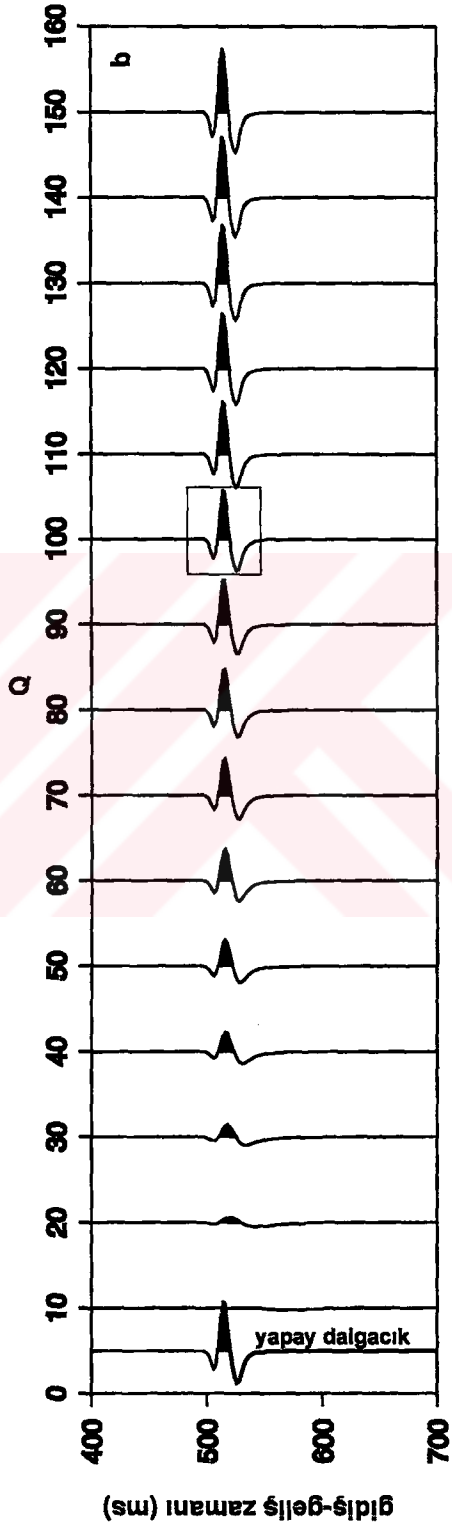
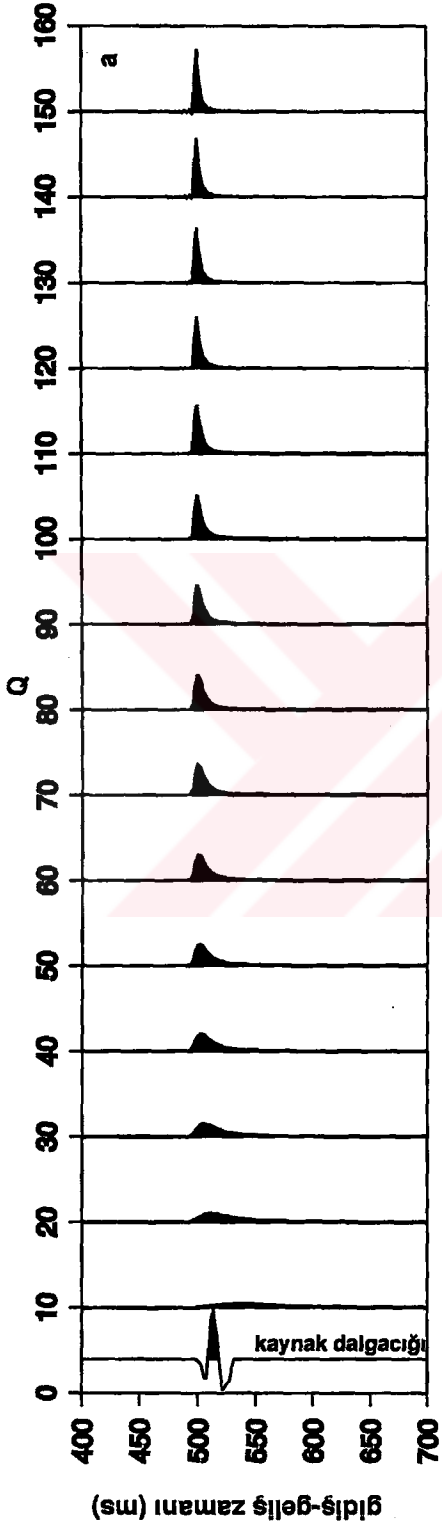
B.2.2 Yansıma Katsayısı İçermeyen Tek Tabakalı Modelde Yapay Veri İle Q Kestirimi

Çalışmada, gidiş-geliş zamanı 500ms ve tabakaya ait Q değeri 100 olan bir model seçilmiştir (Şekil B.11). Kaynak dalgacığı olarak gerçek veri üzerinden seçilen deniz tabanı yansıması alınmıştır. Verilen zaman ve Q değerlerine bağlı olarak, B.1 bağıntısı (Kjartansson, 1979) kullanılıp Q operatörü üretildikten sonra, kaynak dalgacığı ile evriştirilmiştir. Kaynak dalgacığı ve üretilen yapay veri Şekil B.12a ve b' nin ilk izlerinde izlenmektedir. Q kestiriminde kullanılan programa, önce üretilecek Q operatörlerinin değer aralığı ve artım miktarı tanıtılır. Bu örnekte aradığımız Q değeri 100 olduğu için, Q operatörlerinin değer aralığı 10 ile 150 arasında ve artım miktarı 10 olarak seçilmiştir.



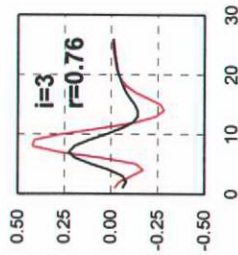
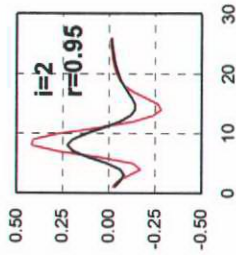
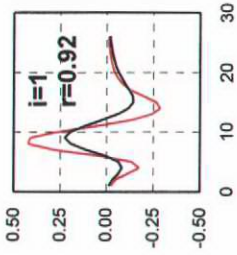
Şekil B.11 Tek tabakalı Q modeli.

Verilen Q değerlerinde üretilen operatörler Şekil B.12a' da izlenmektedir. Q operatörleri kaynak dalgacığı ile evriştirildikten sonra elde edilen dalgacıklar (Şekil B.12b), Q değerini bildiğimiz yapay veri ile kıyaslanır. Bu kıyaslama işleminde "ilişki katsayısı", "semblance" ve "rms" yöntemleri kullanılmıştır. Yapay verinin boyu sabit olmak üzere, üretilen dalgacıklar bir başka deyişle şablonlar yapay verinin boyu kadar seçilerek uyumlarına bakılır. Bu işlemde yapay veri sabit tutulur, şablon yapay veri üzerinde kaydırılır. En büyük benzerliğin elde edildiği kaymadaki değer seçilir. Bu işlem sırasıyla diğer şablonlarla uygulandıktan sonra, kaymalarda elde edilen en büyük değerler içindeki en büyük değer seçilir ve tabakaya ait Q değeri olarak atanır. Şekil B.13' de, değişimin izlenmesi amacıyla sadece Q=50, 100 ve 150 ile üretilen şablonların, ilişki katsayısı yöntemi için, yapay veri ile şablonların kayma değerlerindeki durumu ve sonuçları grafiklenmiştir. İlk kayma durumunda Q=50 ve Q=150 için üretilen şablonların yapay veri ile olan uyumu Q=100 şablonuna göre düşüktür. Yine şablonların yapay veri üzerinde kaydırılması durumunda uyum değerlerinin değiştiği izlenmektedir. Q=100 için ürettiğimiz yapay veri ile Q=100 şablonunun ilk kayma değerinde uyumu $r=1$ olarak bulunmuştur. Aynı aşamalar semblance ve rms yöntemleri ile de uygulanmış ve Şekil B.14 ve B.15' de grafiklenmiştir. Tabaka arayüzeyine ait yansıma katsayısı hesaplanmadığı durumda üç yöntem de en büyük uyumu Q=100 değerini taşıyan şablonda vermiştir. Burada dikkat edilmesi gereken rms değerleri yerine, diğer yöntemlerle sonuçların uyumlu olması amacıyla 1-rms (1-karekök ortalama) değerlerinin verilmiş olmasıdır. Farklı Q değerlerinde elde edilen ilişki değerlerinin grafiği Şekil B.16' da verilmektedir. İlişki katsayısı ve semblance değerlerinin Q=80' den sonra değişimin çok az olduğu buna karşılık 1-rms değerlerinin Q=100' de en büyük değeri aldığı, diğer Q değerlerinde uyumun azaldığı izlenmektedir. Ancak her üç yöntem de Q=100 değerini bulmaktadır.

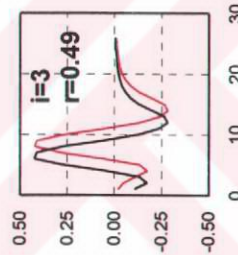
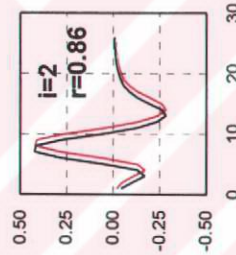
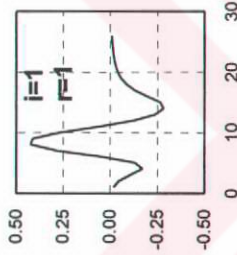


Şekil B.12. Tek tabakalı Q modelinde a) Kaynak dalgacığı ve farklı Q değerleri için üretilmiş Q operatörleri. b) $Q=100$ için üretilmiş yapay dalgacık ve kaynak dalgacığı ile Q operatörlerinin evriştirilmesiyle oluşturulmuş şablonlar.

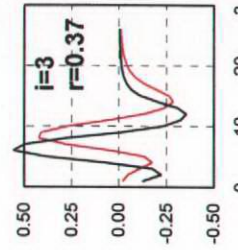
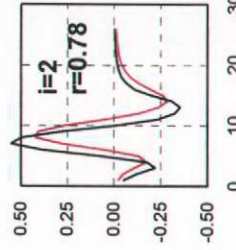
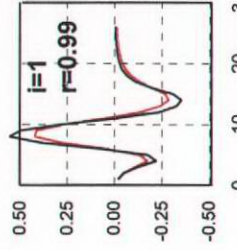
Q=50



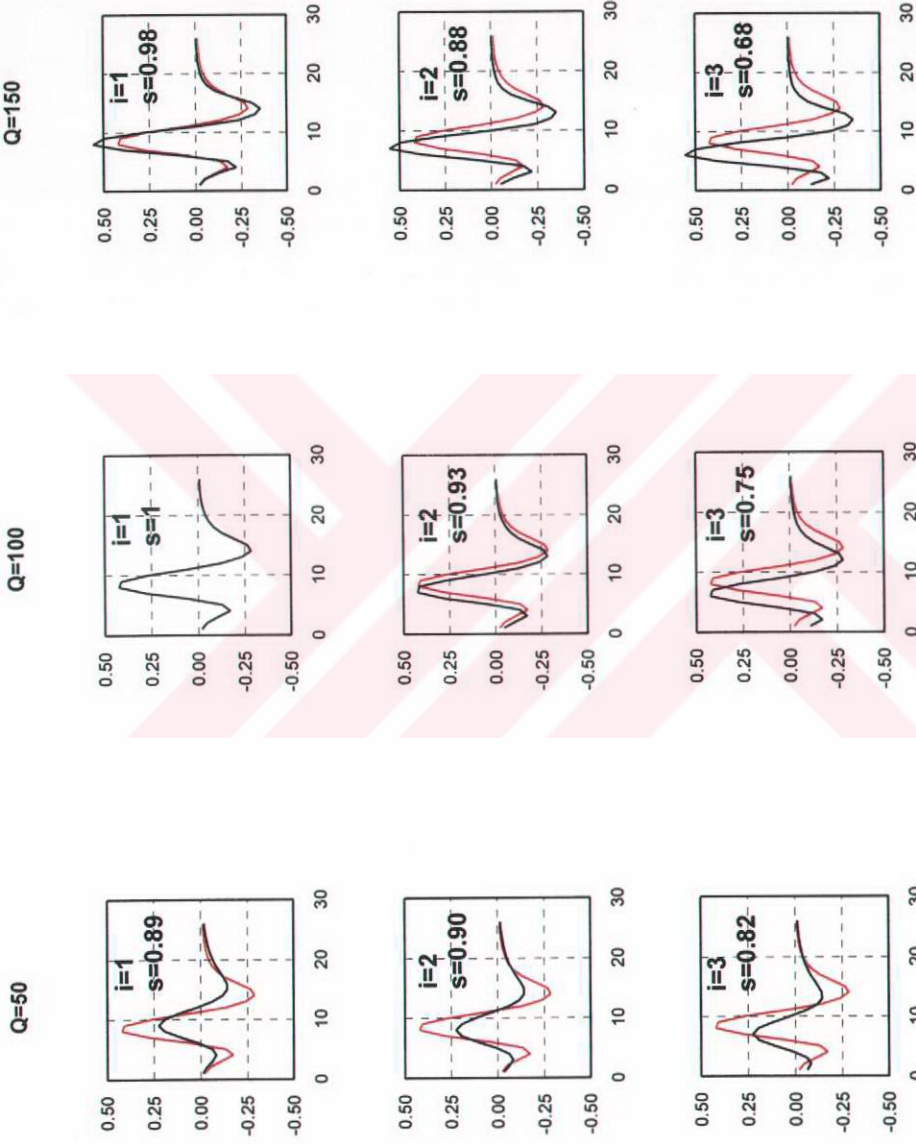
Q=100



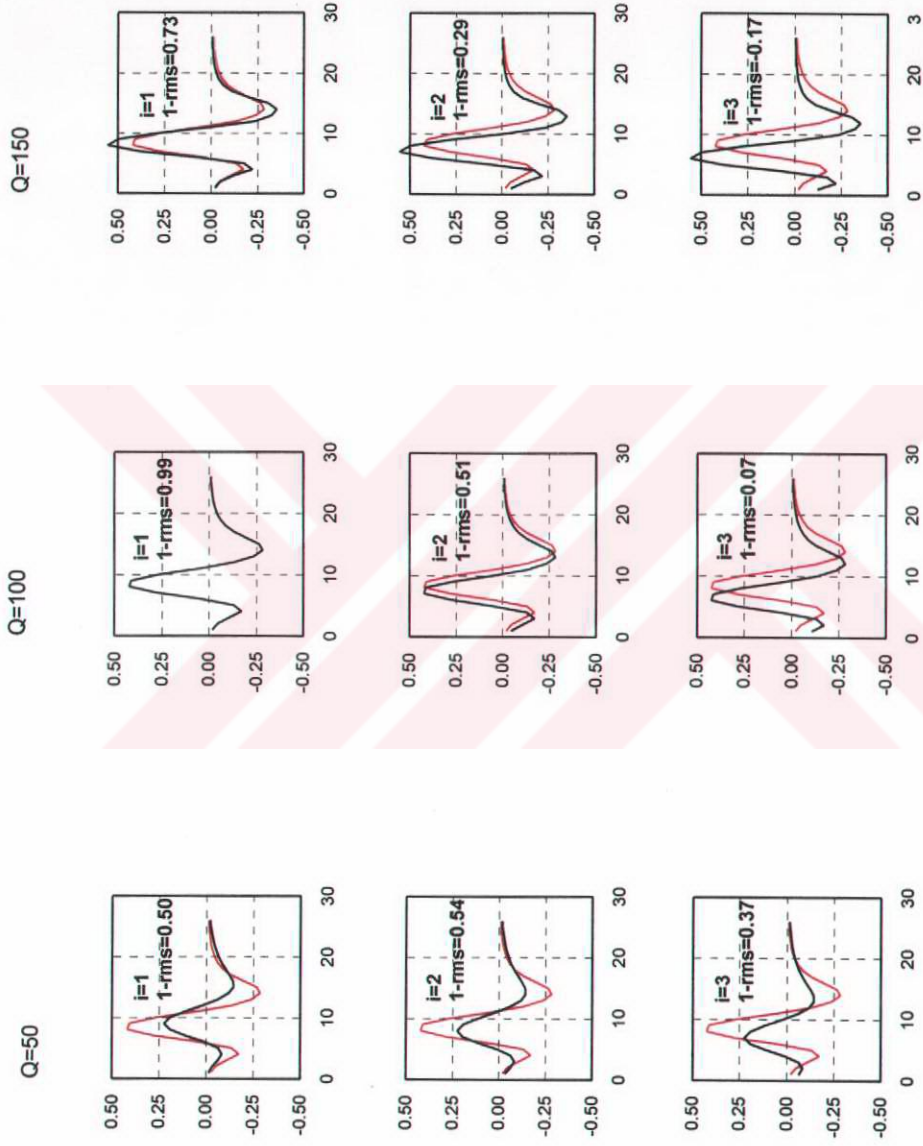
Q=150



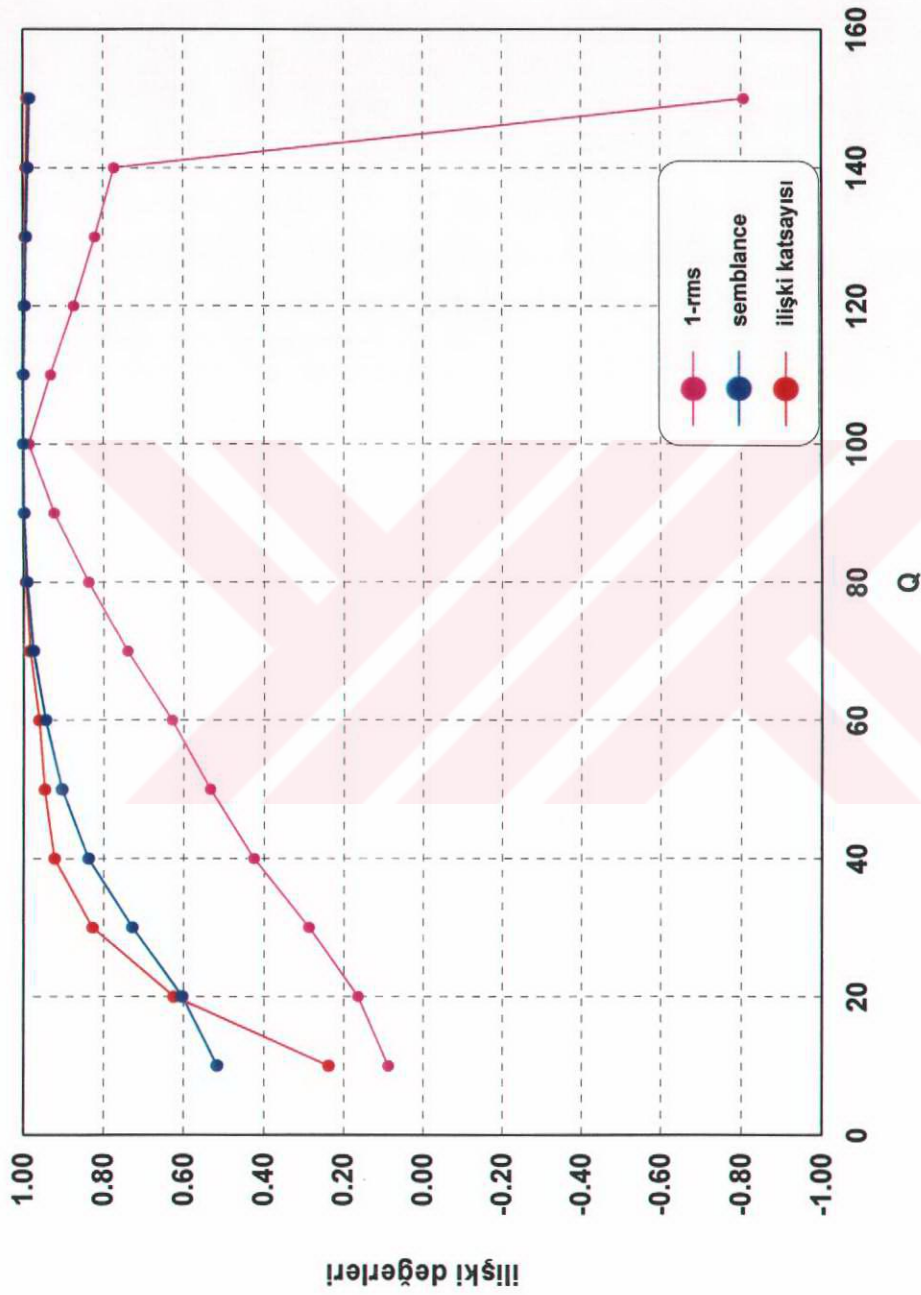
Şekil B.13 Şekil B.11 ve B.12' de verilen tek tabakalı Q modelinde Q' nun 50, 100, ve 150 değerleri için üretilen şablonlar ile yapay yansıma dalgacığının farklı kayma indislerindeki (i) ilişki katsayısı (r) değerleri. Grafiklerde yatay eksen zaman (ms), düşey eksen genlik değerlerini göstermektedir.



Şekil B.14 Şekil B.11 ve B.12' de verilen tek tabakalı Q modelinde Q' nun 50, 100, ve 150 değerleri için üretilen şablonlar ile yapay yansıma dalgacığının farklı kayma indislerindeki (i) semblance (s) değerleri. Grafiklerde yatay eksen zaman (ms), düşey eksen genlik değerlerini göstermektedir.



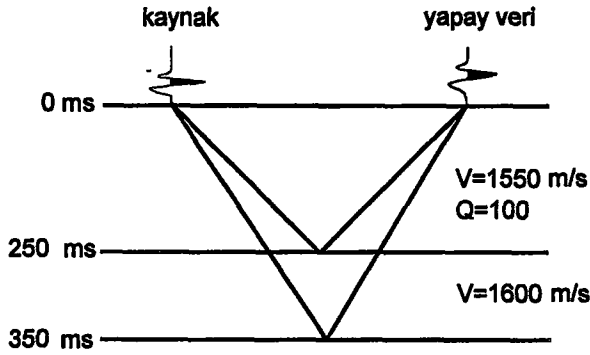
Şekil B.15 Şekil B.11 ve B.12' de verilen tek tabakalı Q modelinde Q' nun 50, 100, ve 150 değerleri için üretilen şablonlar ile yapay yansıma dalgacığının farklı kayma indislerindeki (i) 1-rms değerleri. Grafiklerde yatay eksen zaman (ms), düşey eksen genlik değerlerini göstermektedir.



Şekil B.16 Şekil B.11, B.12' de verilen tek tabakalı Q modelinin farklı Q değerleri için Şekil B.13, B.14 ve B.15' de izlenen üç farklı yöntem ile (ilişki katsayısı, semblance ve karekök ortalama) farklı kaymalardan elde edilen en iyi ilişki değerleri.

B.2.3 Yansıma Katsayısı ile Tek Tabakalı Modelde Yapay Veri ile Q Kestirimi

Tek tabakalı modelde ara yüzey yansıma katsayısı kullanılarak ilişki katsayısı, semblance ve rms yöntemlerinin sonuçları incelenmiştir. Ara yüzeye ait yansıma katsayısını elde etmek için Şekil B.17' de verilen model kullanılmıştır.

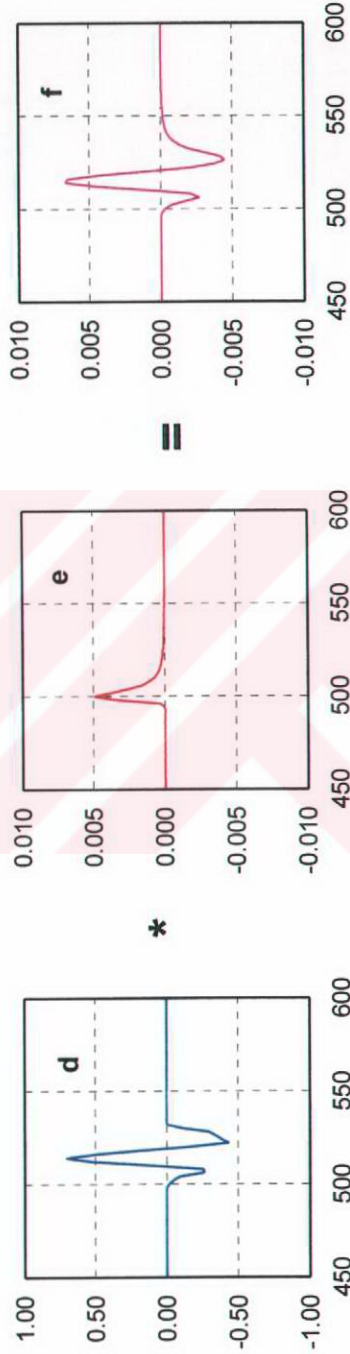
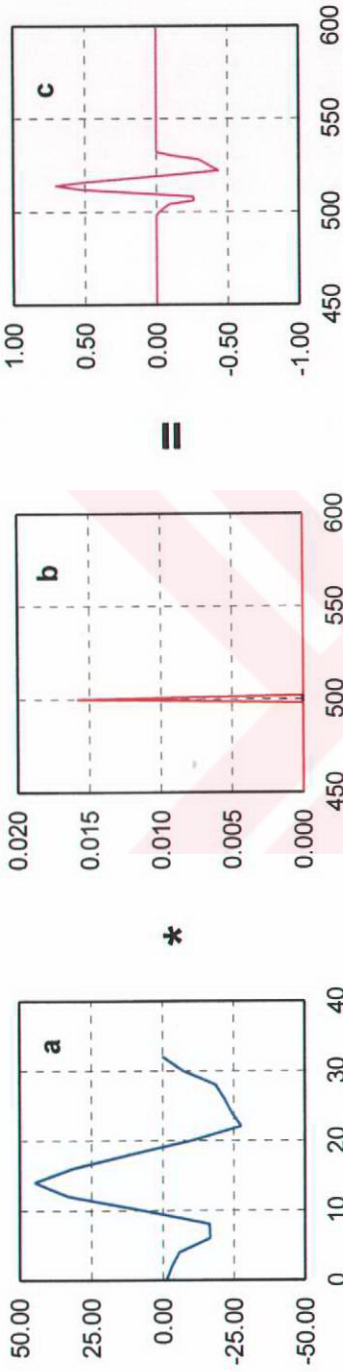


Şekil B.17 Yansıma katsayılı, tek tabakalı Q modeli.

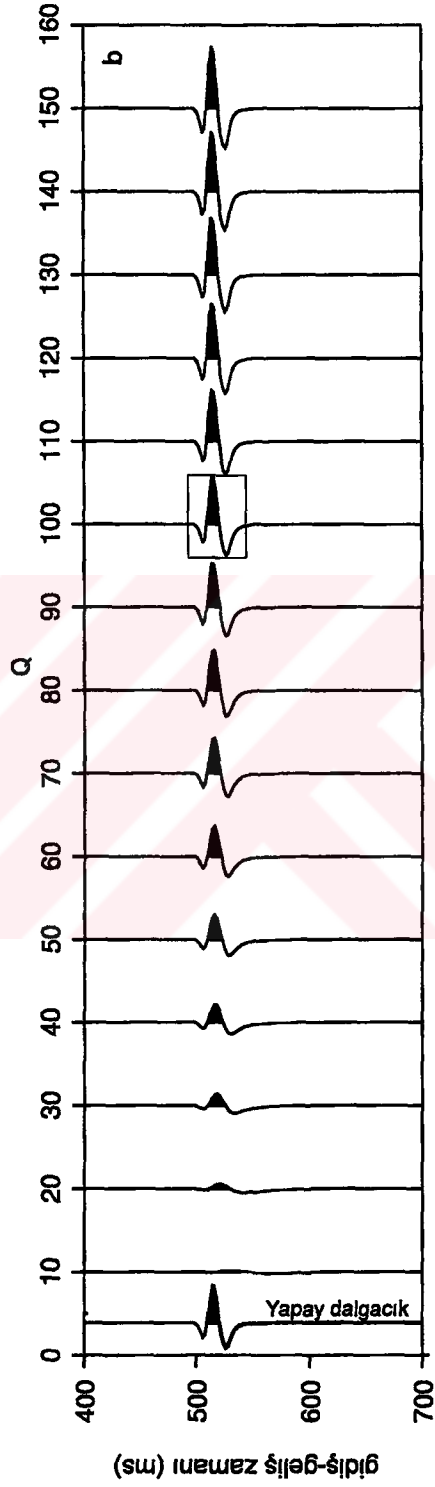
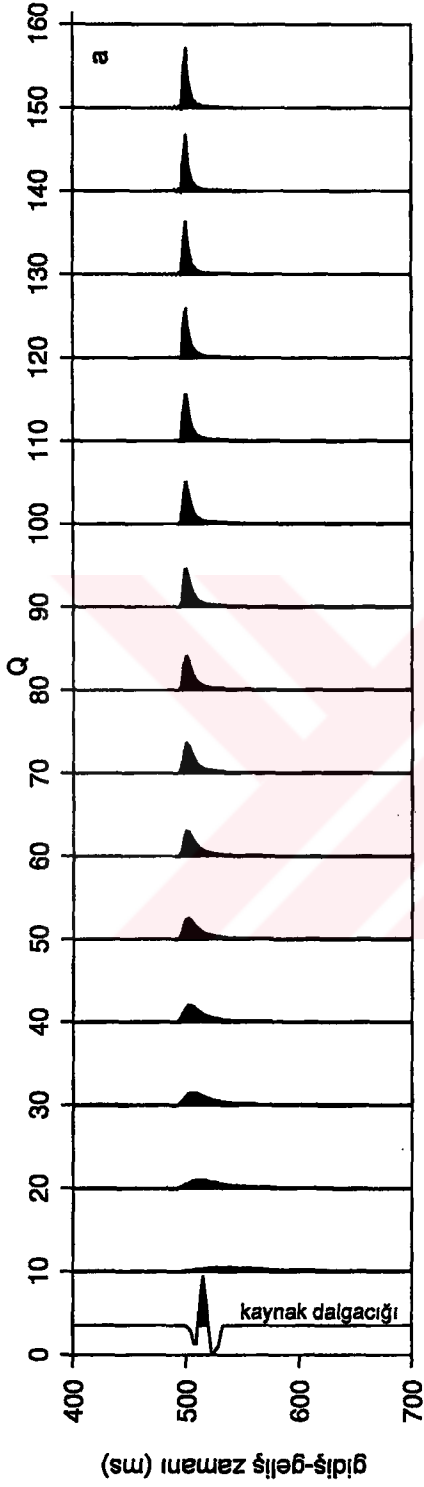
Yansıma katsayısı aşağıda verilen B.6 bağıntısından, modelde verilen hızlar kullanılarak hesaplanmıştır;

$$R = \frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1} \quad (B.6)$$

Yansıma katsayısının hesaplanmasında etkin parametre hız olduğundan, tabakalara ait yoğunluklar ihmal edilmiştir. Kaynak dalgacığı ile yansıma katsayısı evriştirildikten sonra oluşan dalgacık Q=100 için oluşturulan Q operatörü ile evriştirilmiştir (Şekil B.18). Böylece tek tabaka için yansıma katsayısı içeren yapay veri elde edilmiştir. Elde edilen yapay veriye ait Q değerini saptamak amacıyla yine Bölüm B.2.2' de izlenen işlem aşamaları uygulanmıştır. Şekil B.19a' da kaynak dalgacığı ve Q=10-150 arasında üretilmiş Q operatörleri, Şekil B.19b' de yansıma katsayısı kullanılarak oluşturulmuş yapay dalgacık ve Q operatörleri ile yansıma katsayısı ve kaynak dalgacığının evrişimi sonucu oluşmuş soğurulmaya uğratılmış yapay dalgacıklar izlenmektedir. Q=50,100 ve 150 için üretilen şablonların yapay veri ile farklı kaymalardaki uyumu incelenmiştir. Yansıma katsayısının işleme girmesi nedeniyle genlik değerleri arasındaki farkın izlenebilmesi amacıyla genlikler normalize edilerek ve edilmeyerek grafiklenmiştir.



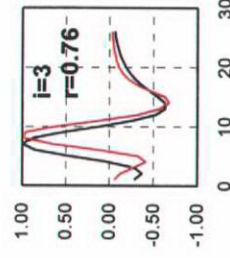
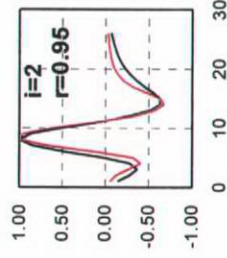
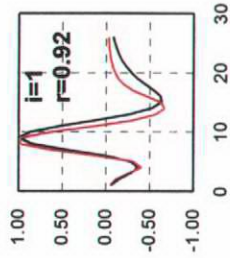
Şekil B.18 Referans frekansı 100 Hz alınarak, Şekil B.17' de verilen model için yansım katsayısı içeren yapay dalgacığın oluşturulması. a) Kaynak dalgacığı, b) Yansım katsayısı, c) Kaynak dalgacığı ile yansım katsayısının evriştirilmesi sonucu oluşan dalgacık, d) c' de oluşturulan dalgacık, e) Q operatörü, f) Kaynak dalgacığı, yansım katsayısı ve Q operatörünün evriştirilmesiyle oluşan dalgacık.



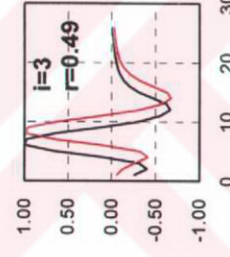
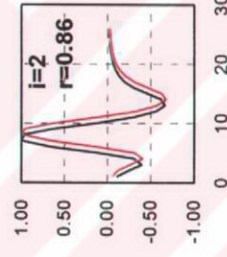
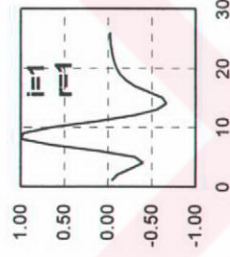
Şekil B.19. Şekil B.17' de verilen model için Şekil B.18' de anlatılan yöntem ile a) Kaynak dalgacığı ve yansıma katsayısı ile evrştirilmiş Q operatörleri. b) Q=100 için üretilmiş yansıma katsayısı içeren yapay dalgacık ile kaynak dalgacığı, yansıma katsayısı ve Q operatörlerinin evrştirilmesiyle oluşturulmuş şablonlar. Q operatörleri, referans frekansı 100Hz alınarak oluşturulmuştur.

Genliklerin normalize edildiği grafikler incelenirse, Şekil B.20' de ilişki katsayısının $Q=100$ değerinin ilk kaymasında en büyük değeri verdiği ve yapay veri ile $Q=100$ için oluşturulan şablonun bire bir çakıştığı görülmektedir. Şekil B.21' de semblance yönteminin sonuçları izlenmektedir. $Q=100$ için üretilen şablonla yapay verinin bire bir çakıştığı ilk kaymanın semblance değerinin $s=0.52$ olduğu buna karşılık $Q=20$ için oluşturulan şablonun dördüncü adım kaymasındaki semblance değerinin $s=0.56$ olduğu görülür. Yani program tabakaya ait Q değerini semblance yöntemiyle 20 olarak bulmuştur. Şekil B.22' de 1-rms sonuçları incelendiğinde yirmi dördüncü kayma adımı $Q=150$ değeri tabakaya ait Q değeri olarak bulunmuştur. Semblance ve rms yöntemleri verinin genlik değerlerine bağlı olarak uyuma bakarken, ilişki katsayısı dalgacığının şekil benzerliğinden yola çıkarak uyuma bakar. İlişki katsayısı yönteminde genlik değerlerinin hiç bir önemi yoktur. Gerçek veri kayıtlarında, kaynak, yansıma katsayısı, soğurulma, alet tepkisi, geometrik yayılım etkisi gibi faktörlerin hepsi dalgacığının genliğini etkiler (O'Doherty ve Anstey, 1975; Sheriff, 1975). Bu bilgiler olmadan gerçek anlamda yansıyan dalgacığının genliğinin hesaplanması mümkün değildir. Bu çalışmada hedeflenen yansıma genliğindeki mutlak değil göreceli değişimi izlemek olduğundan, Q hesabında kullanılabilecek en iyi yöntem ilişki katsayısıdır. Şekil B.23, B.24 ve B.25' de sırasıyla ilişki katsayısı, semblance, 1-rms yöntemlerinin farklı kayma durumlarında verdikleri sonuçlar, dalgacık genlikleri normalize edilmeden verilmiştir. Şekil B.23' de kırmızı renkle çizilmiş yapay dalgacık, genlik değerlerinin çok düşük olması nedeniyle düz bir çizgi şeklinde izlenmektedir. Ancak ilişki katsayısı yöntemi daha önce de belirtildiği gibi tabakaya ait $Q=100$ değerini bulmuştur. Şekil B.24' de ise semblance sonuçları izlenmektedir. $Q=20$ için dalgacık izlenebilmekte, diğer Q değerlerinde ise izlenememektedir. Semblance yöntemi genlik değerlerini dikkate aldığından düşük bir değerle en iyi uyumu $Q=20$ ' de vermiştir. Şekil B.25' de ise genlik farklarının en küçük olduğu yer dalgacığının son kısmında elde edilmiş ve rms yöntemiyle tabakaya ait $Q=150$ olarak bulunmuştur. Q değerlerine karşılık ilişki değerlerinin değişimi Şekil B.26' da izlenmektedir. İlişki katsayısı değerleri $Q=100$ ' de en büyük değerini almakta ve $Q=80$ ' den sonra değerler arasındaki değişimin az olduğu izlenmektedir. Semblance değerlerinin, tüm Q değerlerinde düşük olduğu ve $Q=20$ ' de en büyük değeri verdiği görülmektedir. 1-rms değerleri Q değerleri boyunca az değişim göstermektedir.

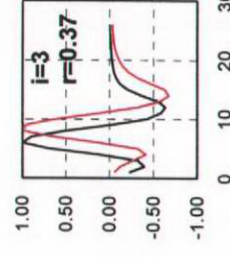
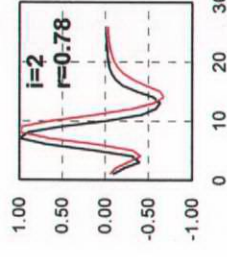
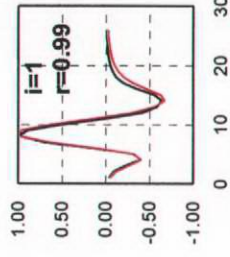
Q=50



Q=100

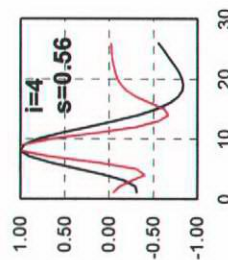
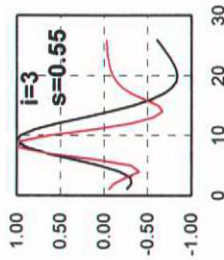
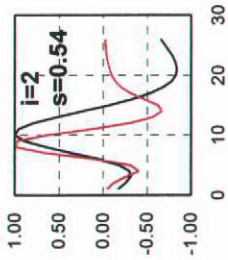


Q=150

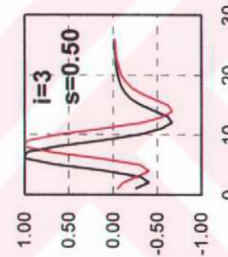
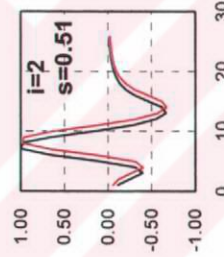
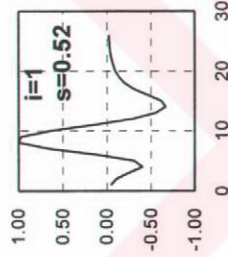


Şekil B.20 Şekil B.17' de verilen model için Şekil B.19' daki şablonlarda en iyi ilişkiyi bulma yöntemi olarak "ilişki katsayısı"nın incelenmesi. Yansıma katsayısı içeren tek tabakalı Q modelinde, Q' nun 50, 100 ve 150 değerleri için üretilen şablonlar ile yapay yansıma dalgacığının farklı kayma (i) ilişkisi (r) değerleri. Grafiklerde yatay eksen zaman (ms), düşey eksen genlik değerlerini göstermektedir. Dalgacıklar normalize edilmiştir.

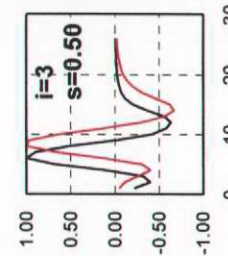
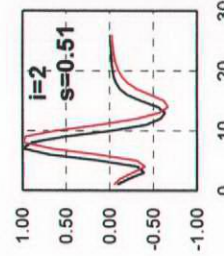
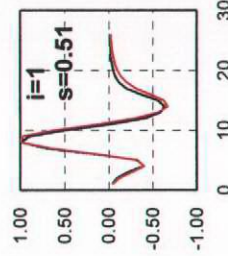
Q=20



Q=100

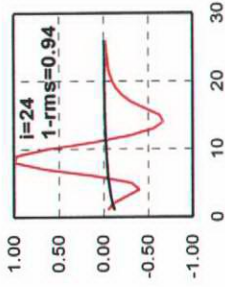


Q=150

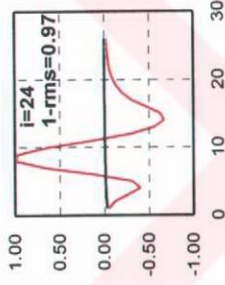


Şekil B.21 Şekil B.17' de verilen model için Şekil B.19' daki şablonlarda en iyi ilişkiyi bulma yöntemi olarak "semblance" in incelenmesi. Yansıma katsayısı içeren tek tabakalı Q modelinde, Q' nun 20, 100 ve 150 değerleri için üretilen şablonlar ile yapay yansıma dalgacığının farklı kayma indislerindeki (i) semblance (s) değerleri. Grafiklerde yatay eksen zaman (ms), dikey eksen genlik değerlerini göstermektedir. Dalgacıklar normalize edilmiştir.

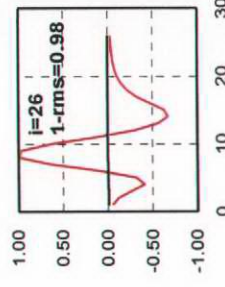
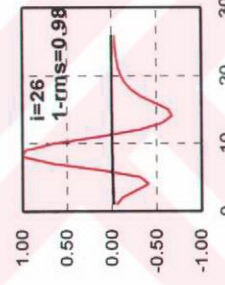
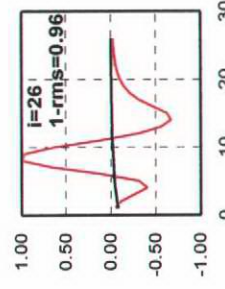
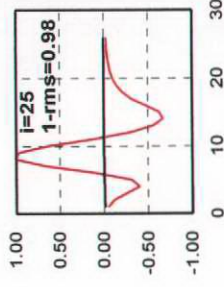
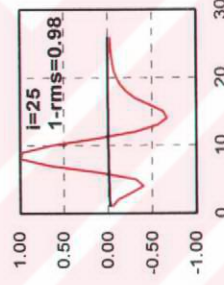
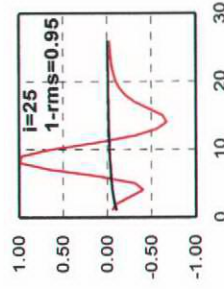
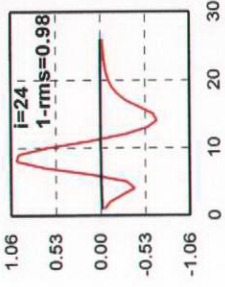
Q=50



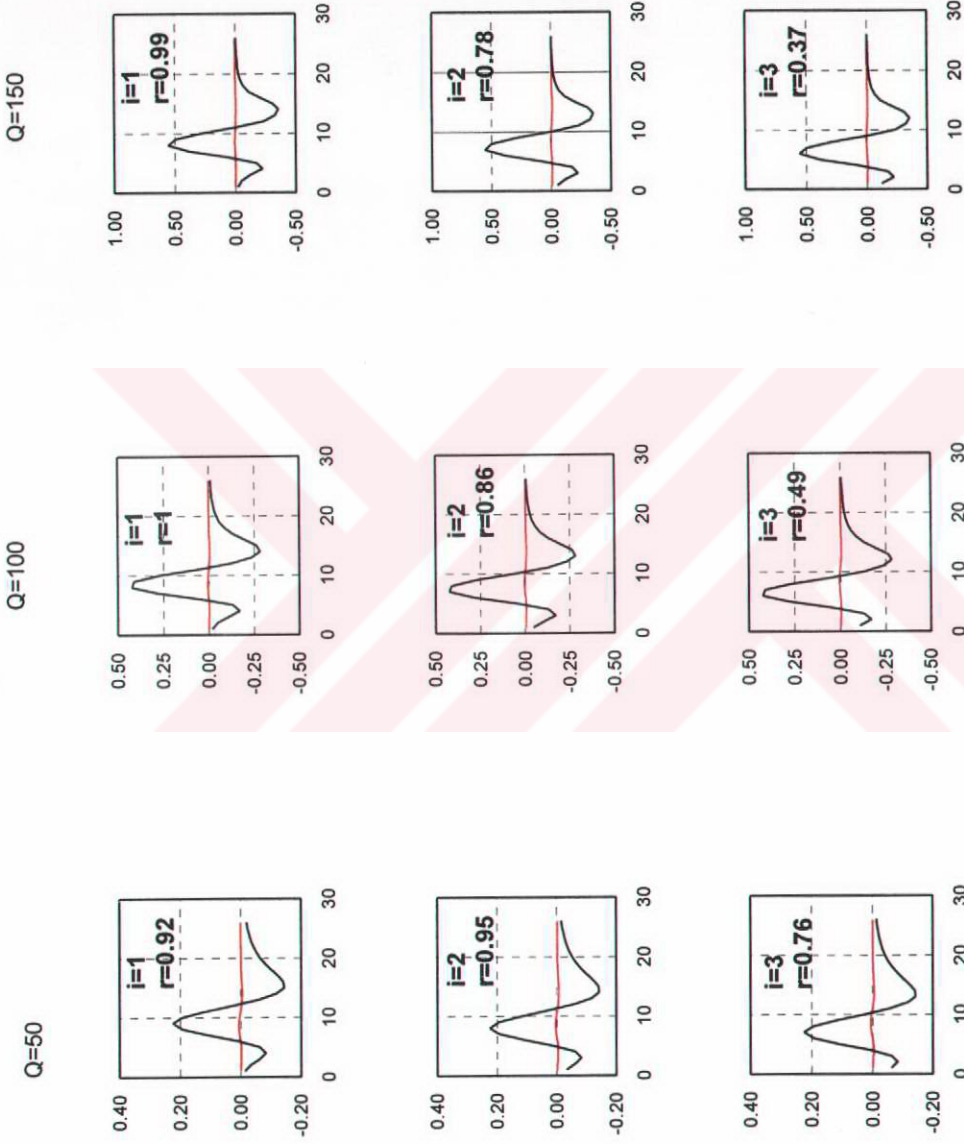
Q=100



Q=150

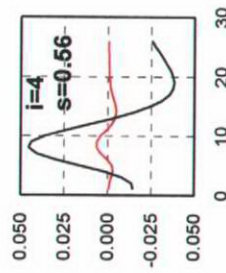
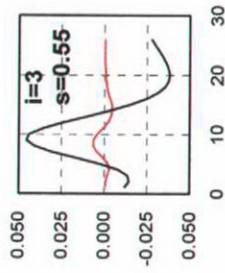
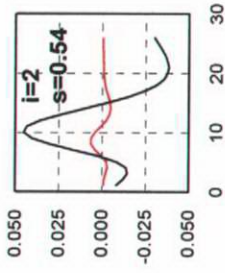


Şekil B.22 Şekil B.17' de verilen model için Şekil B.19' daki şablonlarda en iyi ilişkiyi bulma yöntemi olarak "1-rms" in incelenmesi. Yansıma katsayısı içeren tek tabakalı Q modelinde, Q' nun 50, 100 ve 150 değerleri için üretilen şablonlar ile yapay yansıma dalgacığının farklı kayma indislerindeki (i) 1-rms değerleri. Yüksek ilişki değerleri dalgacığın son kısımlarına denk gelen kayma indislerinde elde edilmiştir. Grafiklerde yatay eksen zaman (ms), düşey eksen genlik değerlerini göstermektedir. Dalgacıklar normalize edilmiştir.

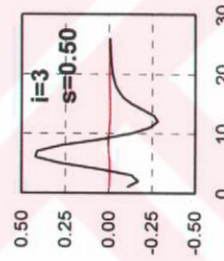
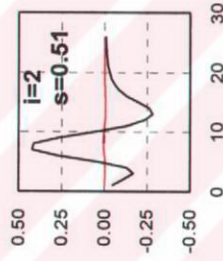
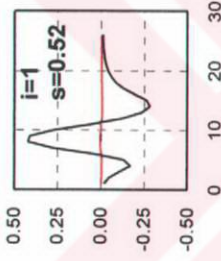


Şekil B.23 Şekil B.20' de verilen dalgacıkların normalize edilmeden çizilmiş görüntüsü.

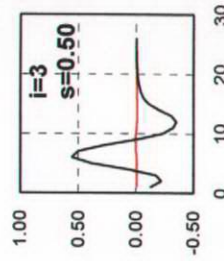
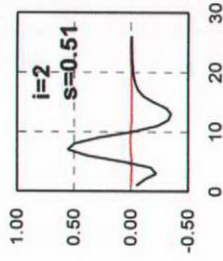
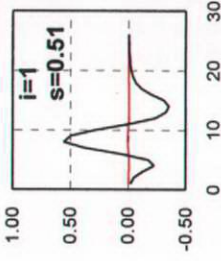
Q=20



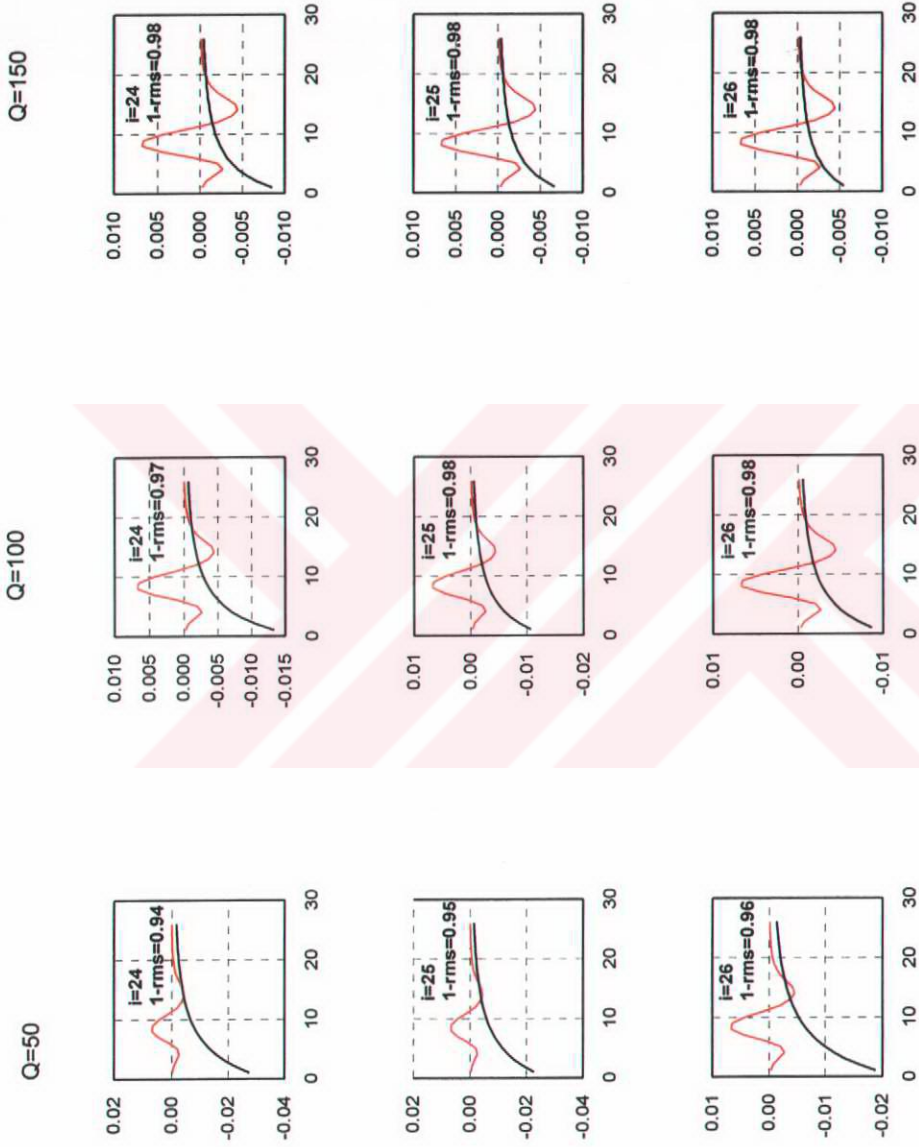
Q=100



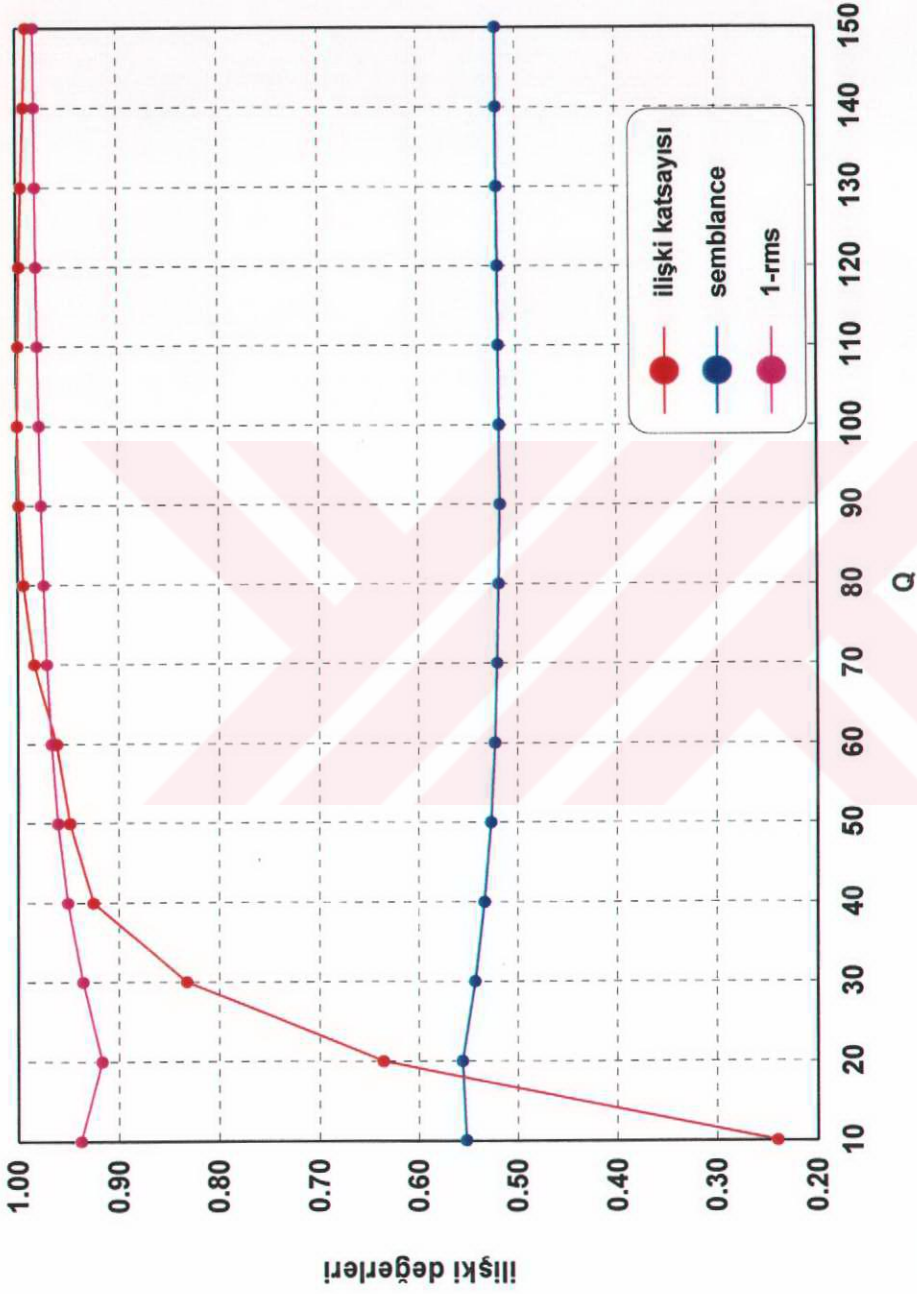
Q=150



Şekil B.24 Şekil B.21' de verilen dalgacıkların normalize edilmeden çizilmiş görüntüsü.



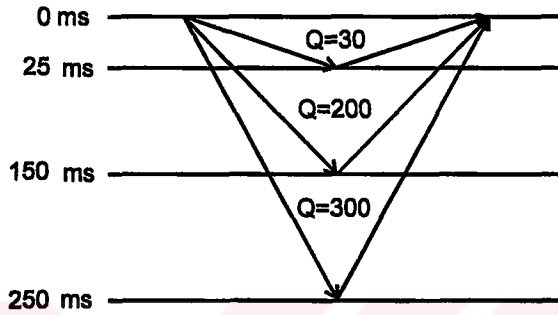
Şekil B.25 Şekil B.22' de verilen dalgacıkların normalize edilmeden çizilmiş görüntüsü.



Şekil B.26 Şekil B.17 ve B.18' de verilen yansıma katsayılı, tek tabakalı Q modelinin farklı Q değerleri için Şekil B.20, B.21 ve B.22' de izlenen üç farklı yöntem ile (ilişki katsayısı, semblance ve karekök ortalama) farklı kaymalardan elde edilen en iyi ilişki değerleri.

B.3 Üç Tabakalı Modelde Yapay Veri ile Q Kestirimi

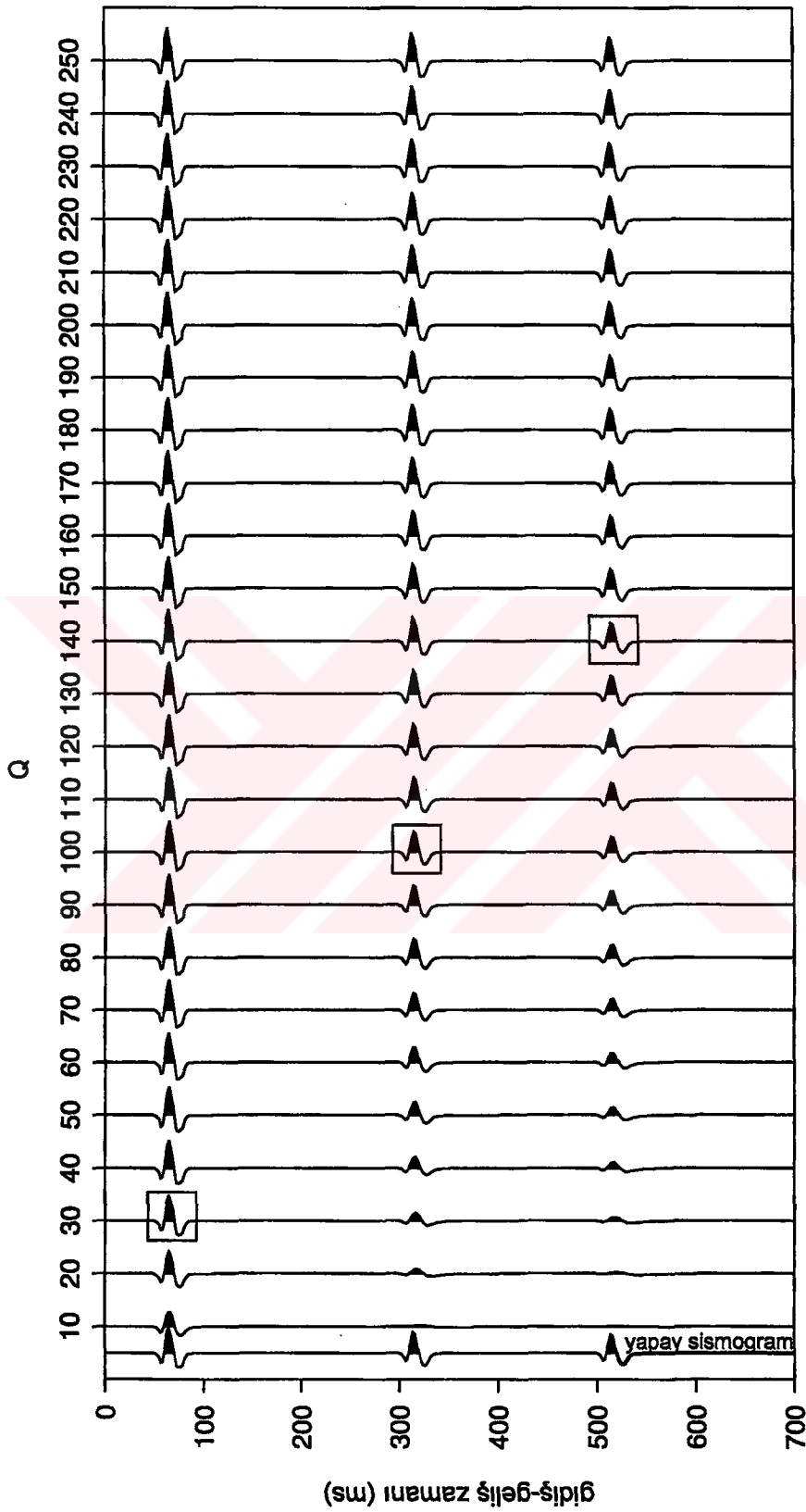
Çalışmada kullanılan model Şekil B.27' de izlenmektedir. Modelde tanıtılan Q değerleri ara Q değerleridir. Şablonlar ise Bölüm 4.1' de verilen 4.12 bağıntısından efektif Q değerleri hesaplanarak elde edilir (Tablo B.1). Tek tabakada ilk ara Q değeri efektif Q değerine eşit olduğundan bu işlem yapılmamıştır. Efektif Q değerleri kullanılarak elde edilen yapay sismogram ve $Q=10-250$ arasında Q artım miktarı 10 alınarak üretilen şablonlar Şekil B.28' de izlenmektedir.



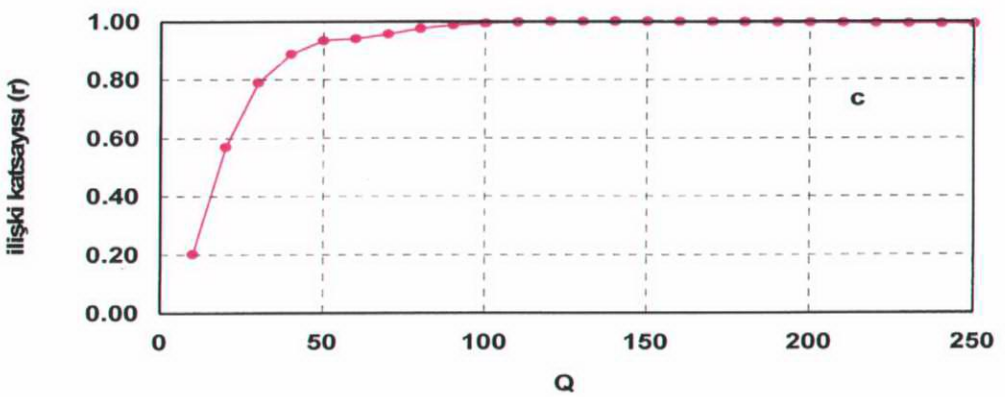
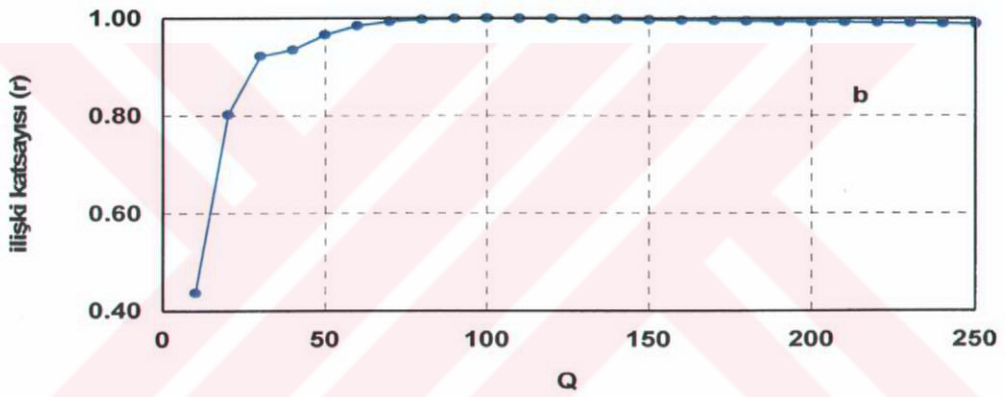
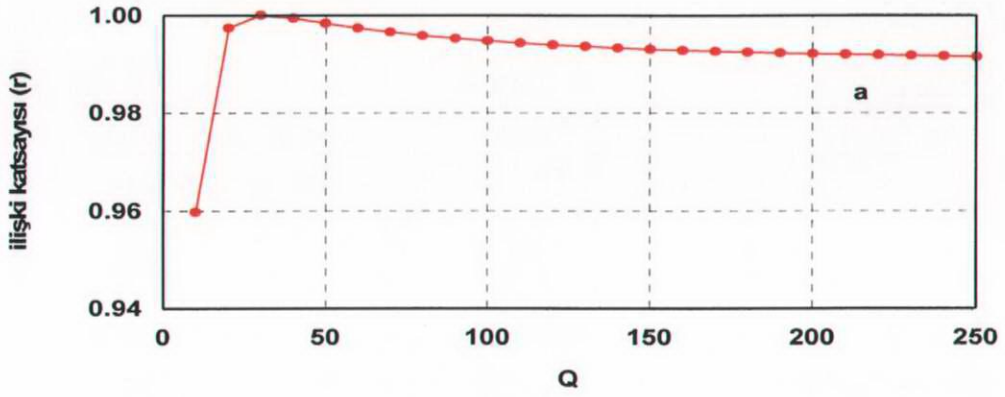
Şekil B.27 Üç tabakalı Q modeli.

Bölüm B.2.2' de izlenen işlem aşamaları uygulanarak tabakalara ait efektif Q değerleri elde edilmiştir. Her bir tabaka için Q değerlerine karşılık gelen ilişki katsayısı değerleri Şekil B.29' da grafiklenmiştir. Şekil B.29a' da verilen ilk tabakaya ait ilişki katsayısı değerlerinin değişimi izlenebilmektedir. İlk tabaka için en büyük ilişki katsayısı değeri $Q=30$ olarak bulunmuştur. İkinci tabaka için hesaplanan efektif Q değeri 100' dür ancak ilişki katsayılarının değişimi $Q=80$ ' den sonra birbirine yakın değerler vermektedir (Şekil B.29b). Aynı durum üçüncü tabakada da izlenmektedir (Şekil B.29c). Bu tabaka için elde edilen efektif Q değeri 140' tir.

Tabakalara karşı gelen ara Q değerleri, bu değerleri kullanarak şablonların oluşturulmasında kullanılan efektif Q değerleri, Q kestirimi yapan program sonucunda elde edilen efektif Q değerleri, hesaplanan efektif Q değerlerinden elde edilen ara Q değerleri ve hata miktarları Tablo B.1' de izlenmektedir. Yapay veri ile uyum işleminde kullanılan şablonların artım miktarı nedeniyle elde edilen efektif Q değerlerinde belli bir hata payı oluşmaktadır. Hata içeren efektif Q değerlerinden ara Q değerlerine geçişte ise bu hata miktarı hem tabaka kalınlıklarından hem de efektif Q' daki hata miktarından etkilenmekte ve artmaktadır. Ancak elde edilen efektif Q değerleri, Q artım miktarı göz önünde bulundurulursa yapay veri için hata payı %3' ün altında kalan bir doğrulukla hesaplanmaktadır.



Şekil B.28. Şekil B.27' de verilen üç tabakalı Q modeli için üretilmiş yapay sismogram ve kaynak dalgacığı ile evriştirilerek oluşturulmuş şablonlar.



Şekil B.29 Şekil B.27' de verilen üç tabakalı Q modelinin a) birinci tabaka, b) ikinci tabaka, c) üçüncü tabakaya ait farklı Q değerleri için (Şekil B.28) farklı kaymalardan elde edilen en iyi ilişki katsayısı değerleri.

Şekil B.29' da Q-ilişki katsayısı grafiklerinde izlendiği üzere, belli Q ($Q=100$) değerlerinden sonra ilişki katsayısı değerleri birbirine çok yakın değerler almaktadır. Yapay ve gürültüsüz veride bu şartlarda Q değerleri doğru olarak hesaplanmaktadır. Ancak verinin gürültülü olması durumunda ilişki katsayısının birbirine yakın değerler alıyor olması hesaplanacak Q değerlerinde hata payının artmasına neden olabilir. Bu nedenle gerçek veri uygulamalarında Q değerlerinin 100' den büyük olduğu durumlar, güvenilirliğin az olduğu kısımlar olarak kabul edilmiş ve Q değerlerinin sınıflamasında bu durum göz önüne alınmıştır. Yapılan çalışmanın amacı tabakalara ait Q değerlerini vermek değil yanal yönde göreceli Q değişimini incelemek olduğundan, aynı seviyeler benzer hata paylarını içerecek fakat yanal yönde bu hata paylarını içerecek şekilde değişim yinede izlenecektir. Yüksek Q değerlerinde, ilişki katsayısı değerlerinin birbirinden farklı değerler alabilmesi için, örnekleme aralığının sık seçilmesi ve kaynak olarak kullanılan dalgacığın yüksek frekans içeriğine sahip olması gerekir. Örnekleme aralığının sık seçilmesi, B.1 bağıntısıyla (Kjartansson, 1979) frekans ortamında hesaplanan Q operatörünün yüksek Nyquist frekanslarına kadar enerji içermesini sağlayacaktır. Q operatörünün yüksek frekanslar içeriyor olması, yüksek Q değerlerinde ($Q>100$) ilişki katsayısı değerlerinin birbirinden farklı değerler alabilmesi için tek başına yeterli değildir. Q operatörü üretildikten sonra kaynak dalgacığı ile evriştirilmektedir. Eğer kullanılan kaynak dalgacığı yüksek frekans içeriğine sahip değilse, Q operatörüyle evriştikten sonra oluşacak yapay dalgacık yine yüksek frekans içeriğine sahip olamayacaktır. Bu nedenle yine belli Q değerlerinden sonra ilişki katsayısı değerleri birbirine yakın değerler alacaktır. Gerçek veri kayıtlarında bu kadar sık veri örnekleme ve geniş frekans bandına sahip kaynak dalgacığı kullanımı mümkün olmamaktadır. Bu nedenle Q kestiriminde ilişki katsayısının kullanılıyor olması belli sınırlamaları yanında getirmektedir. Bu çalışmada testleri yapılan istatistik yöntemler arasında, bu sınırlamalara karşın en iyi sonucu ilişki katsayısı verdiği için, dalgacıkların modellenmesi aşamasında bu yöntem kullanılmıştır. İlerde çalışmanın geliştirilmesi sürecinde farklı yöntemlerin de test edilmesiyle dalgacıkların benzerliğini kıyaslayabilecek daha uygun bir yöntem bulunabilir veya geliştirilebilir. Gerçek uygulamalarda verinin örnekleme ve kaynak dalgacığı çalışmanın amacına ve kayıt aletinin özelliklerine göre belirlenir. Bu durumda Q çalışmalarında dikkat edilmesi gereken nokta, bu parametrelere bağlı olarak hangi Q değerlerine kadar hesaplanan Q' ların çalışmanın kabul edilebilir hata sınırlarının içinde kaldığının belirlenmesidir.

Tablo B.1 Üç tabakalı Q modelinde verilen (Şekil B.27) Q_a değerleri kullanılarak elde edilen Q_e değerleri. Elde edilen Q_e değerleri ile oluşturulan yapay veri üzerinde Q_e şablonları ile tabakaları temsil eden Q_e değerlerinin hesaplanması. Hesaplanan Q_e değerlerinden Q_a değerlerinin eldesi. Bu işlemler sonucunda başlangıçta kullanılan ve dalgacık modelleme yöntemi ile hesaplanan Q_e ve Q_a değerleri arasında elde edilen hata oranları.

Tabaka No	t (ms)	Q_a	Q_e	Hesaplanan Q_e	Hesaplanan Q_a	Q_e % Hata	Q_a % Hata
1	50	30	30	30	0	0	0
2	300	200	102.85	100	187.5	2.8	6.3
3	500	300	139.53	140	350	0.3	16.7

EK C. ÇINARCIK HAVZASI' NIN 32 VE 33 NUMARALI SİSMİK HATLARI ÜZERİNDE YAPILAN Q KESTİRİMİ ÇALIŞMALARININ SONUÇLARI

Bu bölümde, Bölüm 4.8.4' de Q_e (efektif Q) kestirimi sırasında ve sonuçların değerlendirilmesinde kullanılan bilgiler verilmektedir. Q_e kestiriminde kullanılan atış numarası, bu atış numarasına karşı gelen ortak derinlik noktası (ODP, Common Depth Point-CDP), ilgili atış üzerinde seçilen kanal numarası ve bu kanala ait sismik iz üzerinden seçilen yansıma seviyelerinin zaman bilgileri Tablo C.1 ve C.2' de izlenmektedir. Seçilen yansıma dalgacığının başlangıç zamanı t_1 , bitiş zamanı t_2 ile milisaniye (ms) cinsinden verilmiştir. Veriler üzerinde yapılan Q kestirimi sonucu elde edilen Q_e değerleri ve bu Q_e değerlerinin saptandığı ilişki katsayısı değerleri (r) yine tablolarda izlenmektedir. Ayrıca üç ayrı atış verisine ait sismik izlerde elde edilen sonuçlar görüntülenmiştir.

Tablo C.1 Bölüm 4.8.4, Şekil 4.13' de yer alan 32 numaralı kesitte Q_e kestirimi amacıyla kullanılan verilere ait bilgiler ve elde edilen sonuçlar. (Tabloda verilen t_1 ve t_2 , gidiş-geliş zamanını belirtmektedir).

ATİŞ #	ODN #	KANAL #	t_1 (ms)	t_2 (ms)	Q_e	r
2980	6460	74	1544	1556	30	0.98
			1674	1684	70	0.93
			2008	2018	360	0.98
2990	6540	79	1654	1664	50	0.98
			1980	1992	110	0.96
			2068	2084	130	0.91
			2130	2144	130	0.99
			1618	1632	40	0.95
3000	6620	82	1862	1878	80	0.92
			1906	1918	120	0.98
			2024	2036	190	0.98
			2110	2124	240	0.93
			1642	1656	60	-0.93
3010	6700	82	1696	1708	130	-0.93
			1830	1844	220	0.96
			1868	1884	90	-0.98
3020	6780	76	1638	1650	40	0.94
			1750	1764	150	0.93
			1788	1800	220	0.96

Tablo C.1 devam

ATIŞ #	ODN #	KANAL #	t ₁ (ms)	t ₂ (ms)	Q _o	r
3030	6860	76	1832	1850	130	0.94
			1892	1904	210	0.92
			1960	1974	90	0.92
			1642	1654	60	0.98
			1860	1878	110	0.96
			1898	1914	160	-0.95
			1986	2000	260	0.94
3040	6940	82	2382	2398	330	0.95
			1658	1672	60	0.91
			1696	1710	250	-0.97
3050	7020	76	1832	1842	100	0.90
			1582	1592	80	-0.95
			1804	1818	80	-0.99
3060	7100	76	2180	2202	100	-0.92
			1594	1608	40	0.95
			1622	1638	40	0.93
3065	7140	76	1948	1964	170	-0.95
			1664	1680	50	0.97
			1704	1718	80	0.91
			1778	1796	90	0.92
3075	7220	76	1840	1856	160	-0.91
			1974	1988	140	-0.97
			1592	1604	30	-0.96
			1644	1656	50	0.96
			1702	1716	130	0.99
			1780	1796	130	0.96
3085	7300	76	1808	1822	170	-0.98
			1548	1560	260	-0.96
			1616	1630	40	0.96
			1668	1684	80	-0.98
			1730	1748	150	0.93
3095	7380	82	1812	1828	220	-0.95
			1568	1580	70	0.90
			1736	1752	130	0.92
			2230	2238	160	0.93

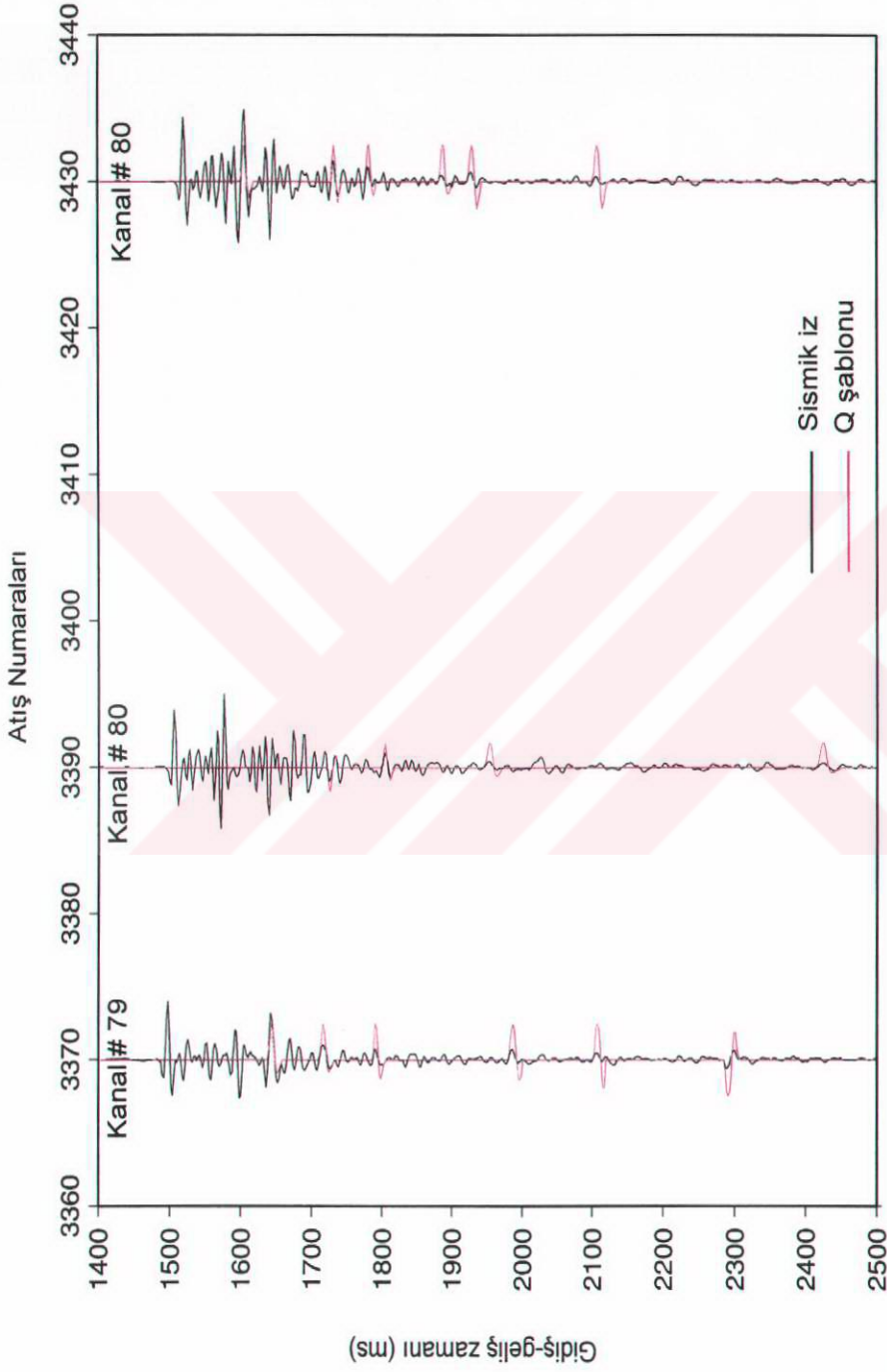
Tablo C.2 Bölüm 4.8.4, Şekil 4.12' de yer alan 33 numaralı kesitte Q_0 kestirimi amacıyla kullanılan verilere ait bilgiler ve elde edilen sonuçlar. (Tabloda verilen t_1 ve t_2 , gidiş-geliş zamanını belirtmektedir).

ATIŞ #	ODN #	KANAL #	t_1 (ms)	t_2 (ms)	Q_0	r
3310	1160	77	1666	1684	50	-0.94
			1734	1752	170	-0.94
			1744	1762	220	0.96
			1980	1998	350	0.98
3320	1240	77	1734	1752	120	-0.97
			2094	2108	450	-0.95
			2296	2310	450	0.96
3330	1320	76	1674	1698	40	0.95
			1778	1796	150	0.94
			2270	2292	100	0.94
			2406	2428	120	0.97
3340	1400	77	1568	1590	30	-0.93
			1736	1758	120	0.95
			1942	1958	450	0.98
			2070	2086	450	0.95
3350	1480	78	1766	1782	100	0.95
			1846	1862	120	0.93
			2098	2112	290	-0.90
			2398	2422	140	-0.96
3360	1560	80	1782	1798	120	0.96
			2122	2146	220	-0.96
			2400	2424	220	-0.98
			2610	2638	320	-0.90
3370	1640	79	1640	1656	30	0.97
			1712	1730	40	0.94
			1788	1806	120	0.97
			1982	1998	100	0.95
			2096	2118	300	0.91
			2284	2304	390	-0.94
3380	1720	81	1668	1680	70	-0.96
			1816	1832	70	0.90
			2004	2026	100	0.93
			2326	2346	100	0.96
			2426	2448	160	-0.96
			2682	2710	160	-0.96
3390	1800	80	1720	1736	70	-0.97
			1798	1818	120	0.96
			1946	1968	60	0.99
			2416	2446	80	0.91
3400	1880	77	1584	1598	30	0.94
			1694	1714	40	-0.99
			1728	1746	90	-0.96
			1802	1822	80	0.94
3410	1960	80	1948	1970	60	0.98
			1606	1626	30	-0.95

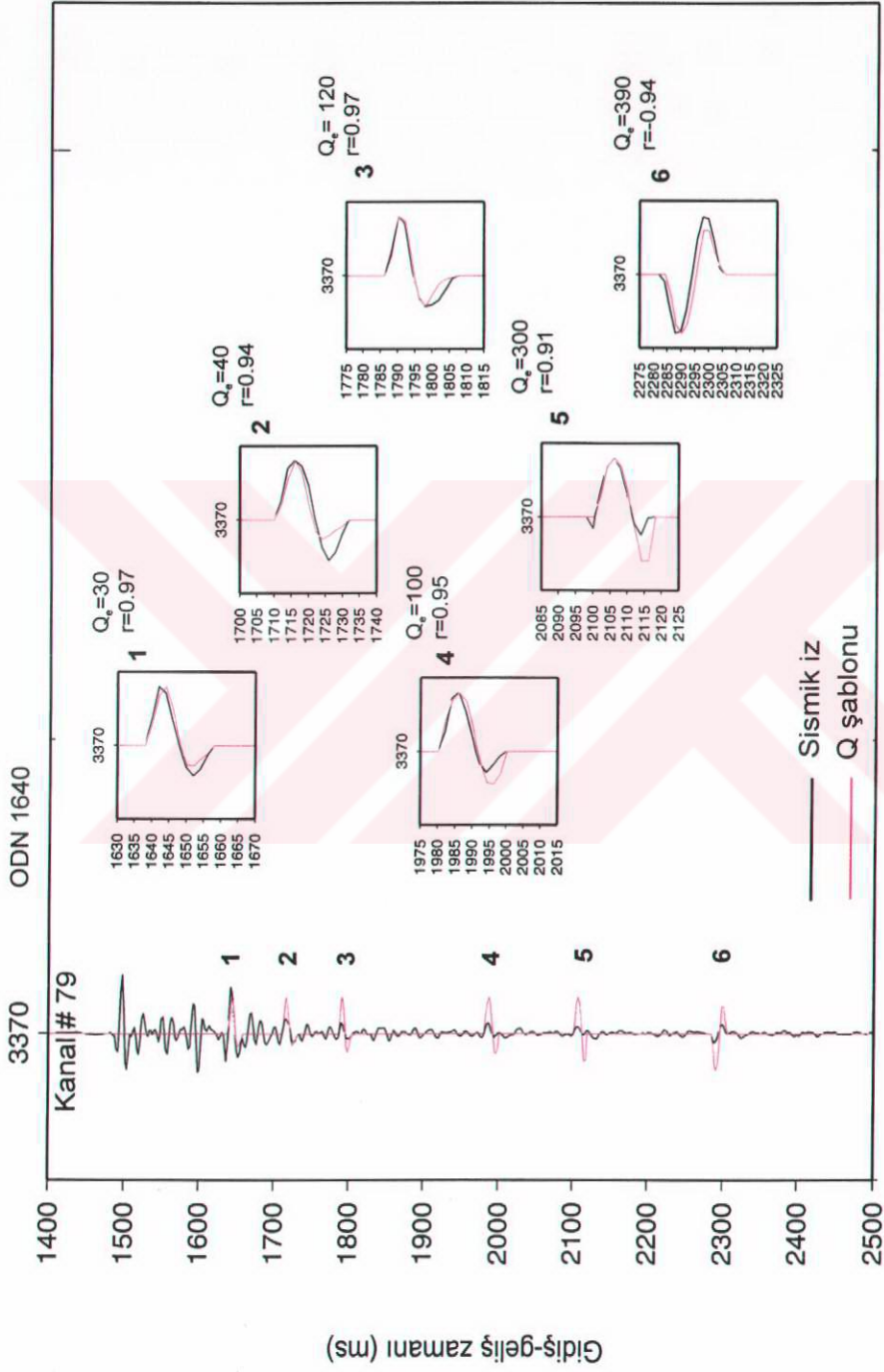
Tablo C.2 devam.

ATIŞ #	ODN #	KANAL #	t ₁ (ms)	t ₂ (ms)	Q _o	r
3430	2120	80	1702	1716	130	-0.97
			1752	1770	140	0.96
			1602	1616	20	0.99
			1728	1742	130	0.98
			1776	1792	50	0.96
			1882	1898	60	0.92
			1922	1940	200	0.99
			2104	2122	300	0.97
3440	2200	76	2102	2120	300	0.97
			1918	1934	100	0.95
			2138	2156	280	-0.99
			2386	2410	130	-0.92
3450	2280	81	1582	1594	110	-0.91
			1726	1742	140	0.92
			1816	1830	130	0.90
			1966	1988	270	-0.90
			2342	2364	320	-0.98
			2364	2390	130	-0.90
3460	2360	78	1582	1594	90	0.99
			1796	1814	60	0.95
			1838	1856	60	0.97
			1964	1982	60	0.96
			2306	2326	130	0.97
3470	2440	76	1538	1550	10	0.93
			1670	1686	40	0.91
			1850	1868	100	-0.94
3490	2600	81	1638	1654	130	-0.96
			1858	1878	180	0.93
			2098	2120	380	-0.92

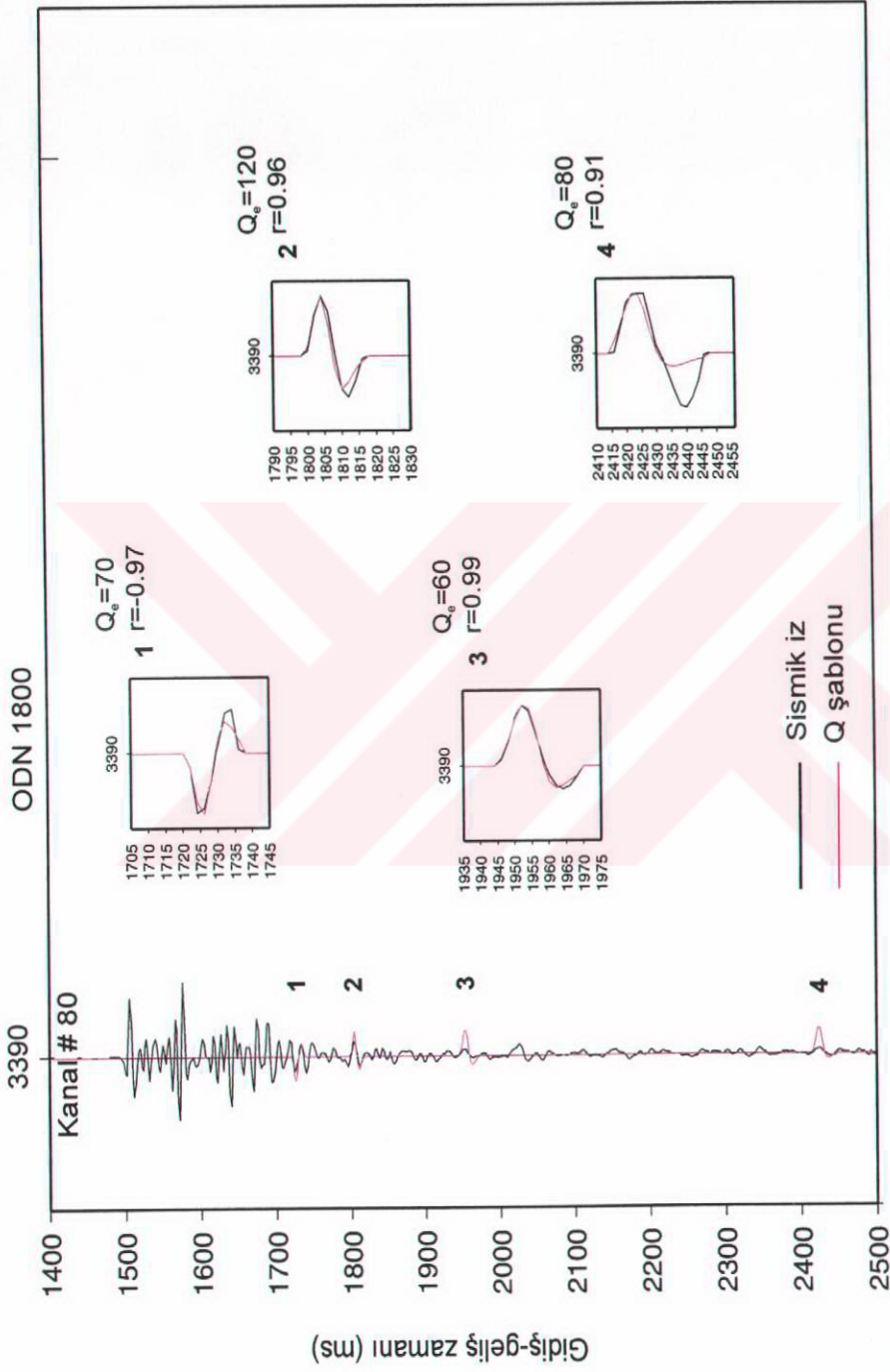
Bölüm 4.8.4' de anlatılan, hat 33' ün 1800 ortak derinlik noktası civarında (atış no: 3390), düşey yönde düşük efektif Q değerlerinin izlendiği bölgede, bu bölgenin sağında (ODN: 2120; atış no: 3430) ve solunda (ODN: 1640; atış no: 3370) seçilen izler ve seçilen yansıma seviyelerindeki dalgacıklarla en iyi uyumu sağlayan Q şablonları, Şekil C.1' de izlenmektedir. Seçilen yansıma seviyelerindeki dalgacıklar ve bu dalgacıkları en iyi ilişki katsayısı ile temsil eden Q şablonları, daha iyi izlenmesi için ayrı ayrı görüntülenmiştir (Şekil C.2, C.3 ve C.4). Şekillerde siyah çizgiler sismik izleri, pembe çizgiler en iyi uyumu sağlayan Q şablonlarını temsil etmektedir.



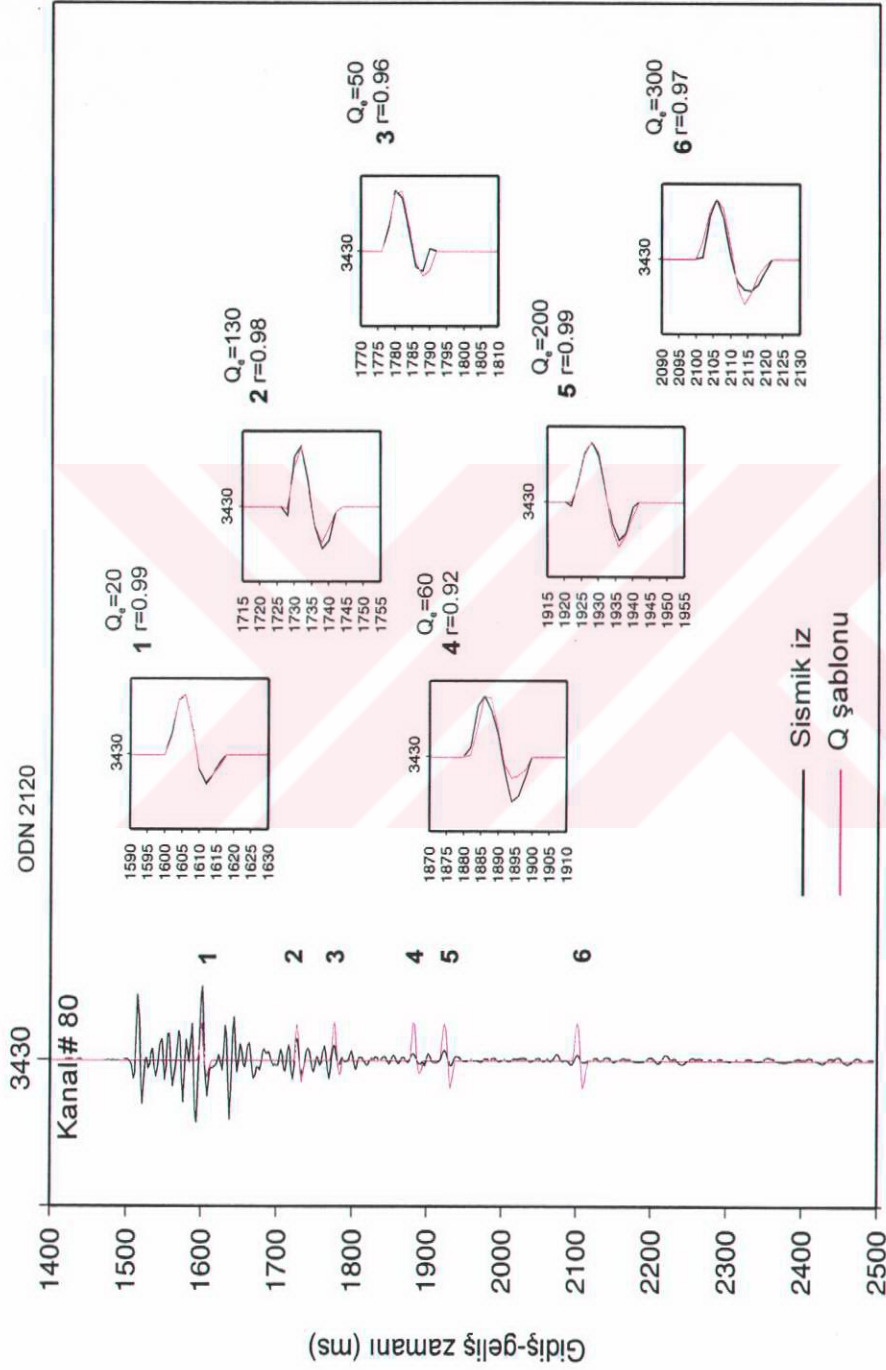
Şekil C.1 33 numaralı hattın 3370, 3390, 3430 atış numaralarına ait sismik izler ve bu izler üzerinde seçilen yansımalar seviyeleri ile en iyi ilişki katsayısı değerlerini veren efektif Q şablonları.



Şekil C.2 Şekil C.1' de verilen, atış numarası 3370 (Kanal # 79, ODN # 1640) olan sismik iz üzerinde seçilen yansıma seviyeleri (1, 2, 3, 4, 5, 6) ile bu seviyeler için hesaplanan en iyi ilişki katsayısı (r) ve efektif Q (Q_e) değerleri.



Şekil C.3 Şekil C.1' de verilen, atış numaraları 3390 (Kanal # 80, ODN # 1800) olan sismik iz üzerinde seçilen yansıma seviyeleri (1, 2, 3, 4) ile bu seviyeler için hesaplanan en iyi ilişki katsayısı (r) ve efektif Q (Q_e) değerleri.



Şekil C.4 Şekil C.1'de verilen, atış numarası 3430 (Kanal # 80, ODN # 2120) olan sismik iz üzerinde seçilen yansıma seviyeleri (1, 2, 3, 4, 5, 6) ile bu seviyeler için hesaplanan en iyi ilişki katsayısı (r) ve efektif Q (Q_e) değerleri.

ÖZGEÇMİŞ

10 Ekim 1967' de Almanya' da doğdu. 1974 yılında İstanbul Acıbadem İlkokulu' nda, ilköğrenimine başladı. Orta ve Lise öğrenimini 1979-1985 yılları arasında İstanbul Çamlıca Kız Lisesi' nde tamamladı. Aynı yıl girdiği İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü' nden 1989 yılında Jeofizik Mühendisi olarak mezun oldu. 1989 yılında İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Programı' nda Yüksek lisans öğrenimine başladı. 1989 yılı sonunda Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü' nde araştırma görevlisi olarak çalışmaya başladı. 1991' de Jeofizik Yüksek Mühendisi olarak mezun olduğu Jeofizik Programı' nda doktora öğrenimine başladı. 1994 yılı sonlarında araştırma görevlisi olarak bulunduğu görevinden ayrıldı. 1995 yılı ortalarına kadar EGM Limited Şirketi, Otomasyon Departmanı' nda endüstriyel otomasyon asistanı ve endüstriyel otomasyon ürünleri satış mühendisi olarak çalıştıktan sonra Doğu Otomotiv San. ve Tic. A.Ş., Porsche Satış Departmanı' nda, satış ve pazarlama uzmanı olarak göreve başladı. 1997 yılı sonunda bu görevinden ayrılarak, üç yıl ara verdiği doktora çalışmasına başladı. Yazarları arasında bulunduğu yayınlar, " S wave attenuation in the Marmara Region, northwestern Turkey " isimli uluslar arası bir yayın ve poster; aynı konuda, " Marmara Bölgesi' nde S dalgaları soğurulma yapısının incelenmesi " isimli yurt içi bildiri. "Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: A multichannel seismic reflection study " isimli çalışma ise uluslar arası süreli dergide yayınlanmak üzeredir.