

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

135968

**UZAK ALAN CİSİM DALGALARININ
SOĞURULMASI**

DOKTORA TEZİ

Y. Müh. Süleyman Hasan BASA

Anabilim Dalı: Jeofizik Mühendisliği

Danışman: Prof. Dr. Özer KENAR

135968

**TC. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
EKÜMANTASYON MERKEZİ**

NİSAN 2003

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

UZAK ALAN CİSİM DALGALARININ SOĞURULMASI

DOKTORA TEZİ

Yük. Müh. Süleyman Hasan BASA


Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 06 Şubat 2003

Tezin Savunulduğu Tarih : 11 Nisan 2003

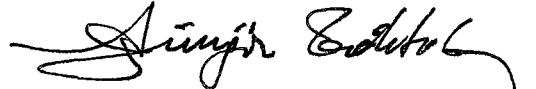
Tez Danışmanı


Prof. Dr. Özer KENAR


Üye


Prof. Dr. Selçuk TOKER

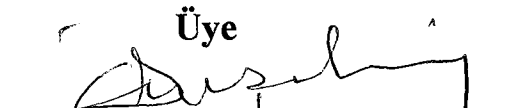
Üye


Prof. Dr. Güngör TAKTAK

Üye


Prof. Dr. Yıldız ALTINOK

Üye


Prof. Dr. İlhan OSMANŞAHİN

ŞUBAT 2003

**TC. TÜRKİYE KURULTAYI
KURUMSAL MERKEZİ**

UZAK ALAN CİSİM DALGALARININ SOĞRULMASI

Süleyman Hasan BASA

Anahtar Kelimeler : Soğurma, Cisim Dalgaları, Kalite Faktörü, Normalizasyon, Spektral Oran, Uzak Alan.

Özet : Uzak alan sismik dalgalarının soğurulması, manto yapısının belirlenmesinde bir çok sismolog için araştırma konusu olmuştur. Bu çalışmada sismik dalgaların kalite faktörü ve mantonun soğurma özellikleri, uzaklığın ve derinliğin fonksiyonu olarak incelenmiştir. Çalışmada 1980-1987 döneminde, 140° D boylamı civarında ve 10-45° K enlemleri arasında oluşmuş, 19 adet depremin 20-98° episantr uzaklıklarındaki on iki istasyonda kaydedilmiş 131 adet düşey bileşen kaydı kullanılmıştır. Kullanılan depremlerin büyüklükleri 5.5-6.5 aralığında, odak derinlikleri ise 100 km'den azdır. Kayıtlarından yararlanılacak istasyonlar belirlenirken belirli bir hat üzerinde konumlanmalarına dikkat edilmiştir. Kayıtlardan seçilen ilk gelen P-dalgası genliklerinde kaynak, alet ve geometrik saçılımdan meydana gelen etkiler giderilmiştir. Farklı magnitüdüdeki depremleri aynı kategoride değerlendirmek amacıyla $m_b = 6.0$ 'a göre magnitüd normalizasyonu yapılmıştır.

0-0.1 Hz frekans aralığında, uzak istasyon/yakın istasyona (referans istasyonu) göre düzeltilmiş genlik spektrumlarının spektral oranları oluşturulmuştur. Spektral oranlar uzaklık ve frekans ortamlarında değerlendirilerek Kalite Faktörü Q'nun derinlikle değişimi saptanmıştır. Yerin üst kısımlarında 500 civarında bir değere sahip olan Q, mantonun tabanında 2600 değerine ulaşmaktadır. Kullanılan frekans bandında soğurma katsayısı- α 'nın frekansla önemli bir değişme göstermediği belirlenmiştir.

ATTENUATION OF FAR FIELD BODY-WAVES

Süleyman Hasan BASA

Keywords : Attenuation, Body waves, Quality factors, Normalization, Spectral ratio, Far-field.

Abstract : Determination of the attenuation of seismic waves in the Earth through which they propagate has been studied for a long time by many seismologists. The purpose of this study is to investigate the quality factor, Q and the attenuation properties of the mantle with respect to epicentral distance and depth. 19 earthquakes occurred along the longitude 140° E and between the latitudes 10° - 45° N, between the years 1980-1987 have been used, and these earthquakes were recorded at 12 stations. The total member of our data consists of 131 vertical component seismograms. The magnitudes of the earthquakes are in the range of 5.5-6.5 and the focal depths are less than 100 km. The stations of which seismograms used were tried to be on a line. Source, geometrical spreading and instrument effects were removed on the P-wave signal. Besides, the magnitudes of the events have been normalized for a reference magnitude of 6.0.

Spectral amplitudes were computed for the 0-0.1 Hz frequency band and the amplitudes of 0.04 Hz were plotted against epicentral distance. The slope of the decay line was used to obtain the quality factor, Q values. Then Q values have been obtained as a function of depth. Same procedure has been applied to spectral ratio (far station/nearer station) as a function of epicentral distance and depth. Q values obtained by both ways agree well with each other. For the upper parts of the Earth (down to depths of about 500 km) Q has a value of 600 while it is about 2500 at 2600 km. Q increases more rapidly in the upper mantle than the lower mantle. We have also observed that the attenuation coefficient did not change with frequency in the range we studied.

ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR

Günümüzde teknolojinin geldiği inanılmaz noktalara rağmen yerkürenin derinlikleri, halen gizemini korumaktadır. Maalesef bu bölgelerle ilgili ayrıntılı doyurucu bilgiler elde edilememiştir. Yerküre yapısının deprem kayıtları yardımıyla belirlenmeye başlandığından beri, bir çok araştırmacı yer kürenin elastik olmayan özelliklerinden kaynaklanan soğurma ve bunun tersi Kalite faktörü-Q ile ilgili çalışmalar yapmaktadır. Tüm çaba, bu etkiye bir model geliştirebilmektir. Bu çalışmada belirlenen bölgede seçilen depremlerin uzak alan kayıtları yardımıyla, soğurmanın derinlikle değişimi ile ilgili bir ilişki bulunmaya çalışılmıştır. Bu çalışmamın ileride yapılacak olan çalışmalara yardımcı olmasını dilerim.

Çalışmamın her aşamasında titizlikle ilgilenen, eleştirileri, önerileri ve desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen her türlü bilgi birikimleriyle yanımda olan, tez danışmanım değerli hocam Prof. Dr. Özer KENAR ve Prof. Dr. M.Fırat ÖZER'e içtenlikle teşekkür eder, şükranlarımı sunarım. Yine Kocaeli Üniversitesi Yer-Uzay Bilimleri Araştırma ve Uygulama Merkezi çalışanları ve Yük. Müh. Hasan ENDEŞ'e teşekkür ediyorum. Ayrıca doktora yapmam için beni teşvik eden ve destek olan, doktora çalışması sırasında kaybettiğim rahmetli babam Macit Fikret BASA'ya, manevi desteklerinden dolayı eşim Başak BASA, kardeşim A. Berat BASA ve oğlum M. Barın BASA'ya teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	ii
ABSTARCT.....	iii
ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR.....	iv
İÇİNDEKİLER.....	v
SİMGELER DİZİNİ ve KISALTMALAR.....	viii
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	xi
TABLolar LİSTESİ.....	xiv
BÖLÜM 1. GİRİŞ.....	1
1.1 Amaç ve Kapsam	2
1.2 Soğurma Çalışmaları	2
BÖLÜM 2. SOĞURMA MEKANİZMALARI.....	10
2.1 Soğurma.....	10
2.2 Soğurma Katsayısı (α).....	12
2.3 Kalite Faktörü (Q).....	14
2.4 Q'yu Etkileyen Faktörler.....	20
2.4.1 Q'nun ısı ve sıvı etkileri nedeniyle değişimi.....	20
2.4.2 Q'nun basınçla değişimi	21
2.4.3 Q'nun frekansla değişimi	22
2.4.4 Q'nun dokusal anelastisite ve sürtünmeyle değişimi.....	23
2.5 Q Belirleme Yöntemleri.....	24
2.5.1 Frekans ortamı yöntemleri.....	25
2.5.1.1 Spektral Oran Yöntemi.....	25
2.5.1.1.1 Frekans oran yöntemi.....	29
2.5.1.1.2 İstasyon oranı yönetimi.....	31
2.5.1.1.3 Dalga oranı yöntemi.....	34
2.5.1.1.4 Spektral oran yönteminin pratikte uygulanışı....	36

2.5.1.1.4.1 İki istasyon yöntemi.....	36
2.5.1.1.4.2 Tek istasyon yöntemi.....	37
2.5.1.2 Karşılaştırma yöntemi.....	38
2.5.1.3 Spektral modelleme yöntemi.....	39
2.5.2 Zaman Ortamı Yöntemleri.....	39
2.5.2.1 Analitik Sinyal Yöntemi.....	39
2.5.2.2 Pulse Genliği Yöntemi.....	41
2.5.2.3 Yükselme Zamanı Yöntemi.....	41
2.5.2.4 Frekans Modellemesi Yöntemi.....	42
2.5.2.5 Dalgacık Modellemesi Yöntemi.....	42
2.5.2.6 Faz Modellemesi Yöntemi.....	43
2.5.2.7 Genlik Azalımı Yöntemi.....	43
BÖLÜM 3. YERYUVARININ FİZİKSEL YAPISI.....	44
3.1 Yerkürenin Yapısı.....	44
3.2 Yanal Heterojenite.....	49
3.3 Q'nun Yerküre İçerisindeki Değişimleri.....	51
BÖLÜM-4 VERİLERİN ANALİZİ.....	54
4.1 Veriler.....	54
4.2 Verilerin İşlenmesi.....	56
4.3 Verilere Uygulanan Düzeltmeler.....	64
4.3.1 Magnitüd normalizasyonu.....	64
4.3.2 Kaynak etkisinin giderilmesi.....	65
4.3.3 Geometrik yayılma etkisinin giderilmesi.....	66
4.3.4 Alet tepkisinin giderilmesi.....	68
4.3.5 Kabuk tabakası etkisinin giderilmesi.....	69
4.4 Spektral Analiz Sonuçlarından Kalite Faktörü Q Hesaplanması.....	71
4.4.1. Genlik azalımdan Q hesabı.....	71
4.4.2. Spektral oranlardan Q' hesabı.....	84
BÖLÜM- 5 SONUÇ VE ÖNERİLER.....	89

KAYNAKLAR.....	94
ÖZGEÇMİŞ.....	105



SIMGELER DİZİNİ ve KISALTMALAR

$A(\omega)$: Cisim dalgası spektrumu
$A(x,t)$: Dalga genliği
A,q	: Sütun vektörleri
$A_{CR}(\omega)$: Kabuksal transfer fonksiyonu
$A_{INS}(\omega)$: Aletsel transfer fonksiyonu
A_j, A_i	: Gözlemsel sinyallerin genlik spektrumu
$A_{MC}(\omega)$: Mantonun genlik azalım transfer fonksiyonu
A_o	: Kaynaktaki genlik
$A_o(\omega;\theta,\phi)$: Kaynak spektrumu
$A_s(\theta,\phi)$: Kaynak fonksiyonu imajiner kısmı
$A_i(\omega)$: Kaynak fonksiyonu Gerçek kısmı
c	: Faz hızı
C	: Sabit
c_l	: bir frekans sabiti
D	: Derinlik
dE/dt	: Enerji kayıp oranı
Dip	: Dalım
D_s	: Işın yolu elementi
E	: Anlık enerji, Young Modülü
E_0	: Maximun stress enerjisi
e_o	: Enerji yoğunluğunun genliği
f	: Frekans
$f(t)$: Anlık frekans
F_r	: Rezonans frekansı
G	: Geometrik yayılma
H	: Tabaka kalınlığı
k	: Dalga sayısı
K	: Dalga Sayısı, Tabaka sayısı, Bulk Modülü
M	: Magnitüd, Elastik Modül, Mantonun soğurması
m_b	: Cisim dalgası magnitüdü
M_I	: Elastik Modülün gerçek Bileşeni
M_R	: Elastik Modülün sanal bileşeni
N	: Gözlem sayısı
P	: P- dalgası
P_g	: Granit tabakasından geçerek gelen P dalgası
P_n	: Mohoda kırılarak gelen P dalgası
Q	: Kalite Faktörü
Q^{-1}	: Soğurma Faktörü
Q_E	: Young modülünün elastisitesi olan soğurma katsayısı.
Q_k	: Basınç deneylerinden elde edilen soğurma katsayısı
Q_{ScS}	: Çekirdek sınırından yansıyan dalgalar için kalite faktörü.
Q_{SH}	: SH dalgalarından hesaplanan kalite faktörü

Q_{SV}	:SV dalgalarından hesaplanan kalite faktörü
Q_{α}, Q_p	: P-dalgası kalite faktörü
Q_{β}, Q_s	: S-dalgası Kalite faktörü
$R(f)$: İndirgenmiş Spektral oran
r_1, r_2	: km cinsinden Episantr uzaklığı
R_c	: Çekirdekdeki Yansıma Katsayısı
r_0, a	: Yerkürenin Yarıçapı
R_s	: Yüzeydeki Yansıma Katsayısı
S	: S dalgası
ScS	: Çekirdek sınırından yansıyan S dalgası
$Slip$: Kayma
Sn	: Mohodan kırılarak gelen S dalgası
$Strike$: Doğrultu
t	: Zaman
T	: Peryot, Toplam seyahat zamanı, Seyahat zaman matrisi
t^*	: Diferansiyel soğurma
u	: Grup Hızı
$u(t)$: Sismik izin Hilbert çifti
V	: Hız
$v(t)$: Sismik izin ortogonal sinyali
W	: Maksimum basınç ve gerilmedeki elastik enerji
x	: Uzaklık
$z(t)$: Sismik izin analitik sinyali
ΔE	: Bir peryotta kaybedilen enerji
Δe	: Kinetik enerji yoğunluğunun dağılımı
Δf	: Frekans genişliği
Δt	: Kayıt zamanı
ΔW	: Herbir devirde kaybedilen enerji
Δx	: Işının seyahat yolu
ϕ	: İstasyonun kaynağa göre azimutu, faz
τ	: Yükselme zamanı
Δ, r	: Episantr uzaklığı
ω_r	: Referans frekansı
\mathcal{P}	: Poisson oranı
i_h	: Işının odağı terkediş açısı
α	: Soğurma katsayısı, P-dalgası hızı
β	: S-dalgası hızı
δ	: Logaritmik azalım
λ	: Dalga boyu
ρ	: Yoğunluk
ϕ	: Faz gecikmesi
ω	: Açısal frekans
IDA	: Uluslar arası ivmeölçer
NEIC	: National Earthquake Information Center
SRO	: Seismic Resource Observatory
WWSN	: World Wide Standardized Seismograph Network

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 2.1	İdeal ortamda dalga yayılımı (Lee ve Balch, 1984).....	11
Şekil 2.2	Soğurucu ortamda dalga yayılımı (Lee ve Balch, 1984).....	11
Şekil 2.3	Çeşitli t^* değerleri için soğurma operatörünün frekans ortamında davranışı (Leong, 1976).....	19
Şekil 2.4.	Frekans bağımlı Q_β (Sipkin ve Jordan, 1979).....	23
Şekil 2.5	İstasyon oran yöntemi uygulanış şekli (Anstey,1977).....	32
Şekil 2.6	T, Δt , ve t tanımlamaları (Tonn, 1991).....	40
Şekil 2.7	Yükselme zamanı kavramı. t, dalgacığının başlangıç zamanı, τ , yükselme zamanıdır.....	42
Şekil 3.1.	Mantodaki farklı ışın yolları ve derinlikle hız değişimi. (LeFevre and Helmberger, 1989).....	47
Şekil 3.2.	Alt mantoda sismik hız ve yoğunluk yapısı. (Lay, 1989).....	48
Şekil 3.3	Yerçerisinde Q_α 'nın derinlikle değişimini gösteren modeller (Lundquist ve Cormier, 1980).....	52
Şekil 4.1	Deprem ve istasyonların lokasyon haritası, deprem odakları, odak mekanizması çözümleri ile birlikte verilmiştir.....	57
Şekil 4.2.	Veri işleme akış diyagramı.....	58
Şekil 4.3.	8 nolu depremin TATO, KMI, WMQ, KEV, ANTO ve GRFO istasyonlarındaki düşey bileşen sismogramları (Parantez içinde derece cinsinden episantr uzaklığı verilmiştir).....	59
Şekil 4.4.	13 nolu depremin TATO, KMI, WMQ, KEV, ANTO ve GRFO istasyonlarındaki düşey bileşen sismogramları (Parantez içinde derece cinsinden episantr uzaklığı verilmiştir)	60
Şekil 4.5	8 nolu depreme ait LZH, CHTO, KONO ve GRFO istasyon kayıtlarından seçilen orijinal ilk gelen P- dalgası (Parantez içinde derece cinsinden episantr uzaklığı verilmiştir).....	62
Şekil 4.6	13 nolu depreme ait LZH, CHTO, KONO ve GRFO istasyon kayıtlarından seçilen ilk gelen P-dalgası (Parantez içinde derece cinsinden episantr uzaklığı verilmiştir)	63
Şekil 4.7.	Magnitüd normalizasyonu yapılan iki deprem kaydı örneği. a) $m_b=5.5$ ve b) $m_b=6.3$ için orijinal ve $m_b=6.0$ 'a göre normalize edilmiş kayıtlar.....	64

Şekil 4.8.	Yeryuvarında bükülmüş ışın yolu.....	65
Şekil 4.9	Geometrik yayılımın ortogonal sistemde gösterimi (Aki ve Richards, 1980).....	68
Şekil 4.10	Uzun periyod sayısal sismografların, değişik şebekelerdeki kuvvetli yer hareketi tepki fonksiyonları (Shearer, 1991).....	69
Şekil 4.11	ANTO, CHTO, KEV, KONO, TATO ve SHIO istasyonları büyütme eğrileri.....	70
Şekil 4.12	Dört tabakalı 38 km kalınlıktaki kabuk modeli ile $i=10^\circ$ ve $i=20^\circ$ lik geliş açıları için hesaplanmış P dalgaları kabuk transfer fonksiyonu (Kanamori, 1967c).....	71
Şekil 4.13	8 nolu deprem ANTO ve BJI istasyonları, genlik ve düzeltilmiş genlik spektrumları (magnitüd normalizasyonu, alet, kaynak ve geometrik açılma düzeltmesi yapılmış spektrum).....	73
Şekil 4.14	13 nolu deprem ANTO ve TATO istasyonları, genlik ve düzeltilmiş genlik spektrumları (magnitüd normalizasyonu, alet, kaynak ve geometrik açılma düzeltmesi yapılmış spektrum).....	74
Şekil 4.15	4.04.87, 06.02.87, 16.04.87 depremlerinin, 0.04, 0.05, 0.06, 0.07, 0.08, 0.09 Hz frekanslarına ait düzeltilmiş genliklerinin, episantr uzaklığı ile değişimi.....	75
Şekil 4.16	28.11.86, 22.04.87, 20.02.82 depremlerinin, 0.04, 0.05, 0.06, 0.07, 0.08, 0.09 Hz frekanslarına ait düzeltilmiş genliklerinin, episantr uzaklığı ile değişimi.....	76
Şekil 4.17	Çalışmada kullanılan 19 depremin seçilen istasyonlarda, $f=0.04$ Hz frekansındaki düzeltilmiş genliklerinin episantr uzaklığı ile değişimi.....	77
Şekil 4.18	$20^\circ < \Delta < 40^\circ$ episantr aralığında, $f=0.04$ Hz frekansına ait düzeltilmiş genliklerin episantr uzaklığı ile değişimi (bu episantr uzaklıklarında dalgalar üst mantoda yayılmaktadır).....	79
Şekil 4.19	$40^\circ < \Delta < 98^\circ$ episantr aralığında, $f=0.04$ Hz frekansına ait düzeltilmiş genliklerin episantr uzaklığı ile değişimi (bu episantr uzaklıklarında dalgalar alt mantoda yayılmaktadır).....	80
Şekil 4.20	Genlik azalımı yöntemi ile hesaplanan Q- kalite faktörünün episantr uzaklığına göre değişimi.....	81
Şekil 4.21	Değişik episantr uzaklıkları için mantoda ışın yolları (Uluğ ve Helmberger, 1984).....	82
Şekil 4.22	Genlik azalımı yöntemi ile hesaplanan Q-kalite faktörünün derinlikle değişimi.....	83
Şekil 4.23	Spektral genlik oranlarının ($f=0.04$ Hz) episantr uzaklığı ile değişimi).....	85

Şekil 4.24	Spektral oran yöntemi ile hesaplanan Q değerlerinin episantr uzaklığı ile değişimi.....	86
Şekil 4.25	Spektral oran yönteminden hesaplanan Q'nun derinlikle değişimi.	88
Şekil 5.1	Genlik azalımı ve spektral oran yöntemleri ile hesaplanan Q-kalite faktörünün derinlikle değişimi.....	90
Şekil 5.2	Soğurma Katsayısının hata limitlerinde episantr uzaklığı ile değişimi.....	92
Şekil 5.3	Soğurma Katsayısının frekans ile değişimi	93



TABLULAR LİSTESİ

Tablo 2.1.	Değişik kaya tipleri için Kalite Faktörü-Q değerleri.....	18
Şekil 4.1	Kayıtlarından yararlanılan istasyon parametreleri.....	54
Tablo 4.2	Çalışmada kullanılan depremlerin parametreleri.....	55
Tablo 4.3.	Depremlere ait odak mekanizması parametreleri. (Δ = episentr uzaklığı, i_h =ışının odağı terk ediş açısı, az = azimut).....	67



1. GİRİŞ

Sismik dalgalar yerküre tarafından tam bir elastikiyetle iletilememekte, dalga enerjisini azaltan anelastik kayıplar meydana gelmektedir. Dispersiyona sebep olan bu durumun sonucu olarak, dalga şekilleri değişmekte ve dalgaların genlikleri etkilenmektedir.

Yerkürede basit katmanlı bir soğurma yapısı bulunmamaktadır. Soğurmanın meydana geliş sebeplerinden biri, kristal dislokasyonlar, sürtünme ve yarıklardaki sıvıların hareketiyle birleşen içsel anelastikiyet; diğeri ise ortamdaki düzensizliklerden yansıma, kırılma ve saçılma etkisiyle dalga enerjisinin dağılması olarak tanımlanan saçılma soğurmasıdır.

Soğurma yapısına ilişkin yerküre modellerinin geliştirilmesinde ve ölçümlerinin yapılmasında, anelastik etkiler, kaynak mekanizması, dalga saçılımı, dalga cephesinin geometrik yayılımı gibi iyi anlaşılmamış jeofizik problemlerin işin içine girmesi nedeniyle sonuçların yorumu genellikle zordur.

Sismik kayıtlara baktığımızda kayıt zamanının artması ile yüksek frekanslı genliklerde sürekli bir kayıp görülür. Diğeri bir deyişle, bir sismik dalgacık yer içerisinde yayılırken, kayaçların fiziksel özellikleri ve çeşitli soğurma mekanizmalarından dolayı enerjisinde azalım meydana gelir. Bu azalım ilişkisinden yararlanarak yerkürenin soğurma mekanizmalarının belirlenebilmesi pek çok araştırmacının ilgi konusu olmuştur.

Sismik dalgaların çözümlemeleri yardımıyla yerkürenin yapısını belirlemeye yönelik çalışmalardan biri de Q'nun uzaklıkla dağılımını ölçmektir. Q, kalite faktörü, yerkürede nicelik olarak enerjideki azalım mekanizmasını temsil eden bir gösterge olarak tanımlanmıştır. 1943'lerden beri cisim dalgaları için Q değerleri, çeşitli yöntemlerle değerlendirilmiştir. Ancak bunların çoğu sismik ışınlar boyunca

ortalama değerlerdir. Derinliğin fonksiyonu olarak içsel Q değerlerinin elde edilebildiği çalışmalar ise 1960'larda başlar.

Soğurma kalite faktörü Q, belirli bir derinlikte pek çok farklı değeri alabilir. Genellikle üst manto, alt mantoya göre daha düşük Q değerlerine (daha yüksek soğurma) sahiptir.

Bu nedenle uzak alan deprem verileri ile yerkürenin soğurma niteliklerinin belirlenmesi önemli bir problem olarak ortaya çıkmaktadır.

1.1. Amaç ve Kapsam

Bu çalışmanın amacı; uzak alan cisim dalgalarından yararlanarak, mantonun soğurma özelliklerinin belirlenmesidir.

Bu alışmada USGS'in dünya çapında standart özelliklerdeki sismograf istasyonlarında kaydedilmiş uzun peryotlu sayısal kayıtlarından yararlanılmıştır. Uzak alan cisim dalgaları ilk gelen P dalgalarından yararlanarak kalite faktörü Q'nun uzaklıkla ve derinlikle ilişkisi hesaplanmaya çalışılmıştır.

Çalışmanın birinci bölümünde genel soğurma ile ilgili genel kuramsal bilgiler sunulmuş ve bu konuda geçmişte yapılan çalışmalar özetlenmiştir. İkinci bölümünde soğurma, soğurma katsayısı- α , kalite faktörü-Q tanımları yapıldıktan sonra, soğurmayı etkileyen faktörler hakkında bilgi verilmiş ve Q-kalite faktörünü belirlemede kullanılan yöntemler anlatılmıştır. Çalışmanın nc bölümünde yerkürenin fiziksel özellikleri hakkında bilgiler verilmiştir. Dördüncü bölümünde, uzak alan cisim dalgası kayıtlarından yararlanarak Q'nun derinlikle değişimi incelenmiştir. Beşinci bölümünde çalışmanın sonuçları değerlendirilmiştir.

1.2. Soğurma alışmaları

Cisim dalgaları kullanılarak kalite faktörü-Q ile ilgili çalışmalar 1945 yılında Gutenberg (1945) tarafından başlatılmıştır.

Poselnick ve Zietz (1959)'da enine ve boyuna dalgalar için pulse-yansıma tekniğini kullanarak üç ayrı kireçtaşı örneğinin soğurma katsayılarını ölçmüşlerdir.

Soğurma çalışmalarında, çok sayıda yansımış çekirdek fazlarının spektral genlik oranlarının kullanılması Press (1956) ile başlar. Benzer yöntemler Steinhart (1963), Anderson ve Kovach (1964), Kovach ve Anderson (1964), Kanamori (1967a) ve Sato ve Espinose (1967) tarafından da uygulanmıştır. Bugüne kadar yapılan araştırmaların sonucu olarak manto için elde edilen tüm ortalama Q değerleri, bu yöntemin başarı kazanmasında önemli bir yer tutmaktadır. Araştırmalar basamak basamak artmış ve elde edilen sonuçların oldukça tatminkar olduğu görülmüştür. Bu şekilde elde edilen Q değerleri yukarıda sözü edilen Sato ve Espinosa'un çalışmalarında detaylarıyla özetlenmiştir.

Öte yandan cisim dalgası genliğinin uzaysal azalımına dayanan yerküredeki soğurma mekanizmasını elde etme girişimleri Wadati ve Hirino (1956)'ya kadar dayanmaktadır. Bu araştırmacılar 400 km'den daha sığ bölgede α Soğurma katsayısının derinlikle dağılımını elde etmişlerdir.

Ulomov (1962) üç tabakadan oluşan kabuk ve mantodaki α -soğurma katsayısını elde etmiştir. Fedotov (1963)'de yaklaşık 130 km'den daha sığ derinliklerde soğurma katsayısı- α 'yı elde etmiştir. Soğurma katsayısı α 'yı belirleme konusunda her iki araştırmacı da kendi yöntemleri ile sonuca ulaşmışlardır.

Yerkürenin elastik olmayan özelliğinden kaynaklanan, dalgaların uzaklıkla periyotlarının aşamalı olarak büyüyeceği olgusu, Macelvane (1963) tarafından yapılan gözlemlerle de onaylanmış ayrıca bu olgunun, viskoelastik ortamda dalga yayılımı ile ilişkisi araştırılmıştır.

Dar bir frekans aralığı göz önüne alındığında Q'nun frekanstan bağımsız olduğu varsayımı ile uzun periyotlu P-dalgaları için derinlikle kalite faktörü-Q değişimi bazı araştırmacılarca tartışılmıştır (Teng, 1966; Kurita, 1966a, b; Hirasawa 1964; Mikuma ve Kurita, 1968; Takano, 1966). Bu araştırmacılar esas olarak üst mantonun yaklaşık

1000 km den daha sığ kesimlerinde Q'yu saptama yönteminin tam anlamıyla başarılı olamaması nedeniyle gözle görülür şekilde farklı sonuçlar bulmuşlardır.

Gözlemlerden yararlanarak elde edilen genlik-uzaklık ilişkisinden, Q-derinlik ilişkisini değerlendirmek bir çok araştırmacı tarafından ilgi konusu olmuştur. Zaman ortamında bu ilişki yardımıyla, bazı yazarlar tarafından, Wadati ve Hirino (1956), Ulomov (1962), Fedotov (1963), kısa episantr uzaklıkları için üst mantoda derinlikle-soğurma katsayısının değişimleri değerlendirilmiş olup, burada $\alpha = \omega/2QV$ (V dalga hızı, ω =açısal frekans) formülü elde edilmiştir. Ayrıca bu işlem Kurita (1966b) de gözden geçirilmiştir.

O'connel ve Budiansky (1978) literatürde kullanılmış birçok farklı Q tanımlarını karşılaştırdılar. Bu araştırmacılar aynı zamanda yayılan enerjinin ortalama depolanmış enerji ile ilişkisinin tanımını önermişlerdir. Bu tanımın avantajı Q'nun M kompleks modülünün gerçek ve sanal bileşenlerinin oranı olarak ifade edilebilir olmasıdır. Woodhouse (1976)'a göre kompleks modül $M(\omega) = M_0 E^{\alpha(\omega)+i\theta(\omega)}$ şeklinde ifade edilmiştir. Burada $Q^{-1} = \tan\theta$ 'dır.

Randall (1976)'ın yaptığı çalışmaların sonuçlarında, soğurmada ileri gelen hız saçılmasının 1 saniyeden 1 saat'e kadar alınan periyot bandında dikkate alınması gerektiği belirtilmektedir. Liu, ve diğ. (1976) bu problemi doğrusal viskoelastik malzemenin tepkisiyle ilişkili farz etmişlerdir. Buna göre $10^{-4} - 10^{-2}$ Hz frekans bandında Q'nun sabit kaldığı bir model önermişlerdir. Ayrıca saçılımın değerlendirilebileceği bir varsayımla, bir referans frekans kavramını kullanmışlardır.

Kanomori ve Anderson (1977) yayınlarında geniş frekans bandında, Q-sabitse, bu bant aralığında hızın aşağıdaki gibi tanımlanabileceğini göstermişlerdir;

$$v(\omega) = V(\omega_r) \left[1 + \frac{1}{\pi \cdot Q} \ln(\omega / \omega_r) \right] \quad (1.1)$$

Burada ω_r , referans frekanstır. Bu bağıntı Q^{-1} 'in birinci mertebesine kadar belirgin bir soğurma modelinden bağımsız olarak geçerlidir. Bu frekans aralığı dışındaki Q^{-1} frekanstan bağımsızdır.

Liu ve diğ. (1976) kalite faktörü Q 'yu, ω frekanslı bir normal mode'un, ω_r , referans frekanslı yer modeline alttaki düzeltmenin eklenmesi ile indirgenebileceğini göstermişlerdir:

$$\delta\omega = \frac{1}{\pi Q} \ln(\omega / \omega_r) \quad (1.2)$$

Anderson ve Hart (1978,b), Anderson ve diğ. (1977) 1 Hz referans frekansında yeryüzü modellerini türetmek için yukarıdaki bağıntıyı kullanmışlardır.

Futterman (1962)'in cisim dalgalarına ilişkin teorisi, her ne kadar kısa peryodlu yapay sismogramların hesaplamalarında belli bir süre kullanılmış olsa da, genliklerin soğurulması ve cisim dalgalarının seyahat sürelerinin ölçümlerinden elde edilen bilgide bu teorinin önemli rolleri vardır.

Mitchell (1975,1976), Mitchell ve diğ.(1976), Herrman ve Mitchell (1975) kıtasal ve okyanusal yapılar için 20-120 saniyeler arası değişen bir yelpazede Rayleigh ve Love dalgalarının soğurulmasını incelemişlerdir. Veriler okyanus astenosferi için çok düşük bir Q vermekte olup, etkinin çok daha uzun sürelerle yayılacağını açıklamaktadır. Bu tespitler, Avustralya'da Mills (1977) ve Japonya'da Nakanishi (1978)'in çalışmaları ile doğrulanmıştır. Aynı zamanda, okyanus litosferi boyunca yayılan P_n ve S_n fazları için olağan dışı yüksek Q değerlerine ilişkin raporlar mevcuttur (Walker, 1977; Sutton ve diğ, 1978).

Lee ve Solomon (1978) hız ve Q için bir ters çözümleme işlemi yaparak Birleşik Devletlerin batısı için Q modelleri elde etmişlerdir. Hız saçılması etkisini düzelttikten sonra Love dalgalarının karmaşık hızlı ortamda yayılım problemini çözmüşler ve bu çözümlere uygun diferansiyel artıklarını elde etmişlerdir. Böylece

Q^{-1} 'de ikinci derecede hatalara yol açan klasik yaklaşımlardan kaçınmışlardır (Liu ve Archambeau, 1975, 1976). Birleşik Devletlerin batısında Q değerleri 10 gibi düşük bir değere sahip olduğundan bu yapılar için ters çözüm önem kazanmaktadır.

Sailor ve Dziewonski (1976, 1978), Sailor (1978), Buland ve Gilbert (1978) ve Buland (1976), normal modlarda uzun peryotlu Q 'nun ölçümlerini rapor etmektedirler. Buland ve Gilbert normal modların kalite faktörünün bulunmasında yeni yöntemler önermişlerdir. Zaman serilerini $\exp(\alpha t)$ ile çarparak ve $a=\omega/2Q$ değişimi ile spektral pikin en dar olduğu yerde Q değerini belirlemektedirler. Bu yöntem sinyal/gürültü oranı düşük olan kayıtlara uygulandığında hatalı sonuçlar vermektedir.

Buland ve diğ. (1978) Ağustos-1977 Endonezya depreminden altı adet IDA (Uluslar arası İvmeölçer) kaydı işlemişlerdir. Buradan oSo ve iSo salınımları için elde ettikleri Q değerleri daha önce bu modlar için Buland ve Gilbert'in elde ettikleri değerlerden farklı olup, Sailor ve Dziewonski'nin değerlerine ise oldukça yakındır.

Gilbert ve Dziewonski (1975) Anderson ve Hart (1978 a,b) Sailor ve Dziewonski (1978) ve Sailor (1978) yerin serbest salınımlarının çeşitli modları için Q modelleri önermişlerdir.

Jordan ve Sipkin (1977) faz eşitleme teknikleri kullanarak sismogramlardan 16-100 saniye periyot aralığında ScS_2 / ScS spektral oranını oluşturdular. Orta Pasifikte ScS_2 'nin yüzey yansıma noktalarından, genlik oranının güç spektrumunun logaritmasının $Q_{ScS} = 156 \pm 13$ değerine karşı gelecek düz bir doğrunun eğimi ile temsil edilebileceğini göstermişlerdir.

Normal mod verilerinin ters çözümlenmesinden elde edilen Q modellerinden, Q_{ScS} için hesaplanan değerlerin 230-240 arasında olduğunu Anderson ve Hart (1978), Sailor ve Dziewonski (1978) belirlemişlerdir. Brune (1977) S-SS spektral oranlarından çıkardığı sonuçların Jordan ve Sipkin (1977)'inkilerle tutarlı olduğunu rapor etmektedir.

Burdick (1978) ve Hart ve Butler (1978) uzun peryotlu S-dalgaları için t^* parametresini önermişlerdir, t^* uzaklıktan bağımsızdır. Genelde Burdick, Hart ve Butler'in t^* değerleri, normal mod verileri kullanılarak oluşturulan modeller için belirlenen değerlerle uyumludur.

Sipkin ve Jordan (1979) yine Q'deki hızlı artışı gösteren, S-dalgalarının soğurulmasına ilişkin bulgular elde etmişlerdir. 0,25-1Hz arasındaki frekanslar için ScS' fazının Q değerinin 500'e kadar yükseldiğini ve daha yüksek frekanslarda daha da fazla olacağını tahmin etmektedirler. Eğer böyleyse, bu göreceli dar frekans bandındaki (0.1-1 Hz) Q (ω)'deki değişiklik, üst mantodaki düşük Q bölgesi için olduğu gibi, belli bir bölge ile sınırlandırılmamakta, bu durum tüm manto için geçerli olmaktadır.

Kısa peryotlu veriler için, Q'daki artış, bu frekanslarda elastik saçılımın etkisi çok fazla olduğundan daha da önem kazanmaktadır (Aki ve Chouet, 1975; Choudhury ve Frasier, 1978).

Sismik frekans bandı, jeofiziğin ilgilendiği frekans aralıklarının yalnızca küçük bir bölümünü içine alır. Anderson ve Minster (1979) üst mantonun düşük hız bölgesindeki sismik ve reolojik özelliklerin dislokasyon hareketleri ile anlaşılabilirliğini belirtmektedirler. Araştırmacıların önerdiği modelde, yüksek frekanslarda düşük hız ve yüksek soğurmanın varlığı belirtilmektedir.

Karato (1980), yerkürenin alt mantosundaki sıcaklık değişimlerinin, Q değerlerini kullanarak tahmin edilebileceğini ortaya koymuştur. Ayrıca bu yöntemi kullanarak, mantonun tabanında sıcaklıkların hızla yükseldiği termal bir katman sınırı bulmuştur. Bu katman Anderson ve Hart (1978a,b)'ın tanımladığı düşük Q-zonuna karşılık gelmektedir. Böyle bir katmanın varlığı alt mantoda konveksiyon olaylarına katkı sağlamakta ve konveksiyon olayını, çekirdekten gelen enerjinin arttırdığının göstergesi olarak nitelendirilmektedir.

Aki (1981), Japonya civarında odak derinlikleri 0-150km civarında değişen 900 adet depremin sismogramlarını 1-25Hz frekans bandında süzüp S-dalgaları için $1/Q_B$ 'nin frekansa şiddetle bağlı olduğunu saptamıştır.

Engin (1981) ve Ganley (1981) hızın gerçek ve sanal bileşenine ait yeni eşitlikler elde ettiler ve bu eşitlikleri kullanarak soğurma ve saçılma etkisi içeren yapay sismogramlar yapılabileceğini göstermişlerdir.

Jannsen ve diğ. (1985) dört adet Q-belirleme yöntemini, denizel sedimanlardaki Q'nun elde edilebilmesi için karşılaştırmışlardır.

Badri ve Mooney (1987) gerek zaman ve gerekse frekans ortamında çeşitli yöntemler kullanarak suya doğun sedimanlardaki soğurmayı hesapladılar. Kullanılan yöntemler ile aynı tip materyaller için 26 ile 207 arasında değişen çok çeşitli Q değerleri elde ettiler. Spektral oran yönteminde elde edilen soğurma etkisinin, Q değeri, diğer yöntemlerden daha güvenilir olduğunu ileri sürdüler.

Patton (1988) çeşitli modeller için, değişik en küçük kareler yöntemlerini kullanarak Q'yu elde etmeye çalıştı.

Tonn (1995) soğurmanın hesaplanması için 10 ayrı yöntem bulmuştur. Bunlar, Genlik Düşüşü, Çözümsel Sinyal, Dalgacık Modellemesi, Faz Modellemesi, Frekans Modellemesi, Yükselme Zamanı, Pulse Genliği, Uyum Tekniği, Spektrum Modellemesi ve Spektral Oran yöntemleridir.

Günümüze kadar yapılmış çalışmalar göstermektedir ki, Q'nun frekans bağımlılığı veya bağımsızlığı hala kesinlik kazanmamış bir konudur. Her ne kadar yazarların bir çoğu Knopoff (1964), Grant ve West (1965), Attwell ve Ramana (1966), Badri ve Mooney (1987), Q'nun frekans bağımsız olduğunu yazıyorlarsa da, Mavko ve Nur (1979), frekans bağımlı Q'nun varlığını belirtmişlerdir.

Castro ve Munguia (1991) Oaxaca, Meksika'daki dalma batma zonunda meydana gelen depremlerin P ve S-dalgalarının spektral genliklerini kullanarak, Q kalite faktörünü belirlemeye çalışmışlardır. Kaynak ve Site etkileri kaynak-istasyon çiftlerinin spektral oranları alınarak elimine edilmiştir. Ayrıca araştırmacılar kuzey Avustralya'da magnitüdü $3.4 < M < 4.4$ arasında değişen 31 adet S ve 23 adet P-dalgası kombinasyonu üreterek kısa peryod t^* tahmininin, Q modellerinin serbest salınımlarının tahmininden çok daha kolay olduğunu belirtmektedirler. Burada Q değeri için boyuna ve enine dalga hızları frekansa bağlıdır. Bulunan serbest salımlı Q modelleri ve t^* değerlerinden, bazı kabullerle $Q = Q_0(1 + \tau\omega)$ formülünü hesapladılar. Burada Q_0 ve τ sabittir.

Castro ve diğ. (1999) P ve S dalgalarının uzaklıkla bozulan genliklerin tanımlanması için ampirik bir formül geliştirmişlerdir. Çalışmanın amacı Q kalite faktörü ile dalga yayılım doğrultuları arasındaki değişimlerin irdelenmesidir. Araştırmada; P, SV ve SH dalgalarının düşey bileşenlerinden yararlanarak $1 < f < 25$ Hz'lik geniş bir frekans bandında analizler kullanarak yaklaşık bir soğurma modeli oluşturmuşlardır. Frekans bağımlı Q için İtalya Marca bölgesinde, $Q_P = 108.4 * f^{0.7}$ P-dalgası, $Q_{SV} = 105.6 * f^{0.65}$ SV-dalgası ve $Q_{SH} = 86.1.4 * f^{0.7}$ SH dalgaları için değişik yaklaşımlar geliştirmişlerdir.

Warren ve Shearer (2000) dalga oran yöntemi ile uzun peryotlu P ve PP fazlarını kullanarak manto içerisinde soğurma hesaplamışlardır. Bu çalışmada Q'nun üst mantoda alt mantoya göre daha düşük değerlere sahip olduğu ortaya konulmuştur.

Ayrıca verilerden Q değerinin elde edilmesi konusunda son yıllarda çok yoğun çalışmalar olmasına karşın hiç bir yöntemin her koşulda diğer yöntemlere kesin üstünlük sağlamış olduğu ispat edilememiştir. Her yöntem kendisi için uygun olan en iyi koşullarda en iyi sonucu vermiştir.

2. SOĞURMA MEKANİZMALARI

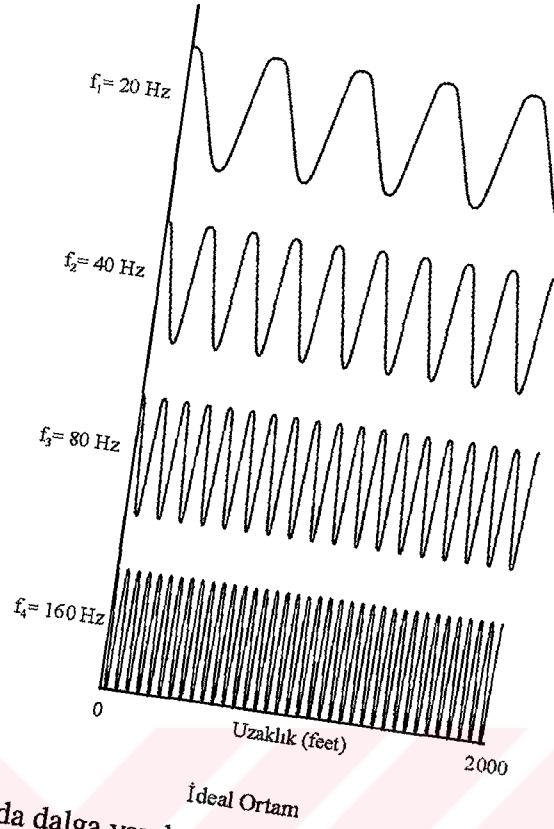
2.1 Soğurma

Sismik dalgaların soğurulmasında yer içinin ısısı ve fiziksel durumunun önemli etkisi vardır. Soğurma fiziksel şartların değişmesiyle karmaşıklaşır ve olası tek bir model veya mekanizma ile açıklanamaz.

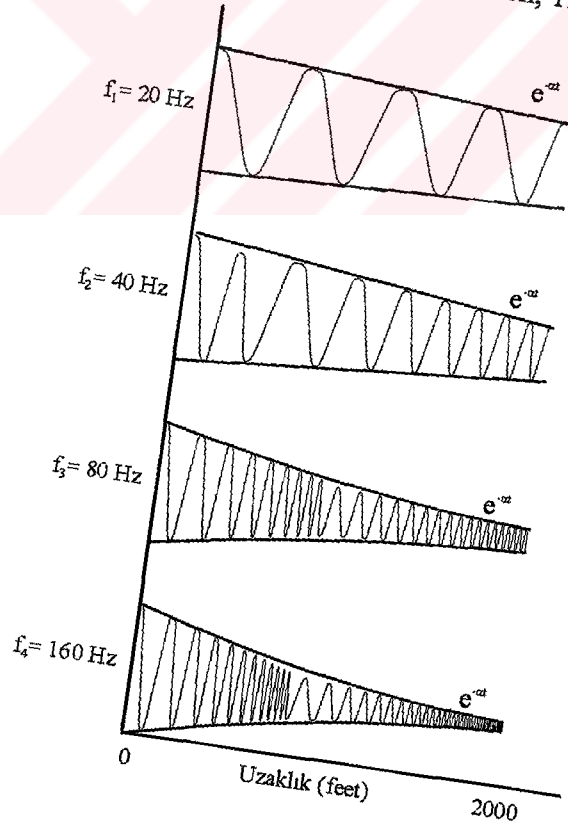
Yer kürede enerji kayıplarını meydana getiren bir çok mekanizma vardır. Yer içerisinde yayılarak istasyonda kaydedilen elastik dalgalar kaynaktan çıkıp istasyona gelene kadar; uzaklığa bağlı geometrik saçılma, yanal yansımalar, kırılmalar, birden fazla yörünge izleme, dalga modlarının girişimi ve ortamın anelastik özelliğinin bir sonucu olarak enerjilerinin bir kısmını kaybederler. Bu etki, geometrik açılım bir yana bırakılırsa, yerin elastik olmamasının bir sonucudur. Yer yuvarının elastik olmayan özellikleri sonucu bu enerji kaybı 'elastik dalgaların soğurulması' olarak tanımlanır.

Yerküre içerisinde yayılan sismik dalgaların frekans içeriklerinde ve genliklerinde önemli değişikliklere sebep olan bu etki sayesinde yer yuvarının elastik olmayan özellikleri belirlenebilir. Sismik dalgalar yardımıyla yer kürenin yapısını çözmek için en kullanılışlı yöntemlerden bir tanesi soğurma ve bununla bağlantılı olarak Q kalite faktörünü ölçmektir. Sismolojide soğurmanın en çok kullanılan ölçüsü kalite faktörü Q ve kayıp faktörü Q^{-1} dır.

Soğurmaya basit bir örnek verirsek, eğer bir düzlem sinüzoidal dalga ideal bir ortamda uzaklığın fonksiyonu olarak yayılırsa, sinüzoidal bir dalga şekli verir (Şekil 2.1). Ancak aynı dalga yukarıda bahsedilen anelastik bir ortamda yayılırsa dalga treninin genliğı kaynaktan uzaklaştıkça azalır. Sinüzoidal, dalga $y=[\sin(\omega t)]e^{-\alpha x}$ ile ifade edilir (Lee ve Balch 1984).



Şekil 2.1. İdeal ortamda dalga yayılımı (Lee ve Balch, 1984).



Şekil 2.2. Soğurucu ortamda dalga yayılımı (Lee ve Balch, 1984).

Yer içerisindeki malzemenin soğurma özelliğine ilişkin bilgiler, enerjiyi yutan alanlardan geçip gelen sismik dalgaların genliklerinin incelenmesinden çıkarılmaktadır. Ancak sismik dalgaların yer içerisinde yayılırken taşıdıkları enerjinin soğurulmadan kaynaklanan kayıplarına ait bilgiler sınırlıdır.

Yakın zamanda bu sınırlı bilgileri daha da geliştirmek için pek çok teknik geliştirilmiştir.

Literatürde soğurmanın en yaygın ölçümleri; homojen bir ortamda yayılan bir düzlem dalganın genliğinin üstel azalım katsayısı olan α , kalite faktörü Q ile bunun tersi Q^{-1} , logaritmik azalım δ ve ışın yolu boyunca soğurma t^* dir.

2.2 Soğurma Katsayısı (α)

Yer içerisinde soğurma ölçmede kullanılan kriterlerin başında soğurma katsayısı gelmektedir. Soğurma katsayısı α , homojen bir ortamda yayılan düzlem dalga genliğindeki azalım miktarıdır. Dalgaların genliklerinin incelenmesiyle soğurma katsayısının derinlikle nasıl değiştiği saptanabilir.

Homojen bir ortamda ilerleyen ve x yolunu t zamanda kateden bir düzlem dalganın genliği $A(x,t)$, yolun ve zamanın fonksiyonu olarak aşağıdaki gibi verilir:

$$A(x,t) = A_0 e^{i(kx-\omega t)} \quad (2.1)$$

Burada A_0 , $x=0$ ve $t=0$ anındaki dalga genliği yani kaynaktaki genlik, ω açısal frekans, k dalga sayısıdır. Kompleks bir terim gibi düşünüldüğünde karmaşık dalga sayısı (k) şu şekilde yazılabilir (Johnton ve Toksöz, 1981):

$$k = k_r + i \alpha \quad (2.2)$$

Bu tanımı (2.1) bağıntısında yerine koyarsak.

$$A(x,t) = A_0 e^{i(k_r x + \alpha x - \omega t)} \quad (2.3)$$

$$A(x,t) = A_0 e^{(-\alpha x)} e^{i(k_r + \alpha \omega t)} \quad (2.4)$$

Burada ortamın soğurma özelliğini simgeleyen parametre, α -soğurma katsayısıdır ve uzunluğun tersine eşit bir birime sahiptir (km^{-1}). $k=(\omega / c)$; v , faz hızıdır. Soğurma katsayısı, ω açısal frekansı cinsinden tanımlandığında zamanın tersi boyutuna sahip olacaktır(sn^{-1}).

(2.4) bağıntısını yolun ve zamanın fonksiyonu olarak ayrı ayrı yazarsak.

$$A(t) = e^{i(k_r x - \omega t)} \quad (2.5)$$

$$A(x) = A_0 e^{(-\alpha x)} \quad (2.6)$$

Şeklinde yalnızca yer içerisinde soğurulma özelliğinden kaynaklanan üstel genlik azalmasının analitik ifadesi elde edilir. Buradan soğurma katsayısı

$$\alpha = -\frac{1}{A(x)} \cdot \frac{dA(x)}{dx} = -\frac{d}{dx} \ln A(x) \quad (2.7)$$

şeklinde yazılabilir.

Burada $A(x_1)$ ve $A(x_2)$, x_1 ve x_2 uzaklıklarındaki ($x_1 > x_2$) genlikler için,

$$\alpha = -\frac{1}{x_2 - x_1} \ln \left[\frac{A(x_1)}{A(x_2)} \right] \quad (2.8)$$

bu durumda soğurma katsayısının birimi neper (doğal log)/birim uzunluk (uzunluk^{-1}) olacaktır. Eğer soğurma aşağıdaki şekilde yazılırsa;

$$\alpha = -\frac{1}{x_2 - x_1} 20 \ln \left[\frac{A(x_1)}{A(x_2)} \right] \quad (2.9)$$

burada α , dB/Birim uzunluk (km) boyutundadır.

Serbest salınım yapan bir sistem için logaritmik azalım $-\delta$ ve soğurma katsayısı $-\alpha$ arasında (2.8) denklemi yardımıyla,

$$\delta = \ln[A_1/A_2] = \alpha * \lambda = (\alpha V) / f \quad (2.10)$$

şeklinde bir ilişki verilebilir. Burada, A_1 ve A_2 ardışık salınım genliğidir λ ; dalga boyu, δ ; logaritmik azalım; V ; hız ve f ; frekanstır.

2.3 Kalite Faktörü (Q)

Sismolojide soğurma üzerinde yapılan çalışmalarda ve literatürde soğurmanın standart ölçüsü olarak boyutsuz kalite faktörü Q ve bunun tersi olan kayıp faktörü Q^{-1} ile karşılaşırız.

Q esasen malzemenin bir özelliğidir ve ne kadar büyük ise enerji kaybı o derece az olur. Ayrıca kaynaktan uzak mesafelerde sismik dalgaların soğurma mekanizmasının lineer olduğuna ilişkin kanıtlar bulunmaktadır. Yapılan araştırmalar neticesinde periyodu 10 sn'den büyük olan cisim dalgaları ile yerin serbest titreşimlerinde Q 'nun frekansa pek az bağlı olduğu görülmüştür. Buna karşılık periyodu 10 sn'den küçük olan dalgalarda ve özellikle sismik prospeksiyonda rastlanan frekanslarda Q , frekansın fonksiyonudur. Bu periyotlarda Q , frekans arttıkça azalmaktadır.

Günümüze değin pek çok araştırmacı tarafından sismik kalite faktörünün birçok tanımı yapılmıştır. En genel tanım, kayacın bir fiziksel özelliği olarak Q her bir devirde kaybolan enerjinin toplam enerjiye oranıdır.

Knopoff ve McDonald (1958) sinüzoidal dalgalar için Q değerini

$$Q = -2\pi \frac{E_0}{\Delta E} \quad (2.11)$$

olarak belirlemişlerdir. E_0 maksimum gerilme enerjisidir ve ΔE her bir periyoddaki enerji kaybıdır.

Enerjideki kayıp miktarının azalması, ortamın homojen bir yapıya yakın olması anlamına gelir. Bu durum yeryuvarının derin kısımlarında mümkündür. Çünkü yeryuvarının fiziksel ve kimyasal yapısı derinliklere inildikçe homojenleşmektedir.

Gerçek Q, bazı koşullar altında çeşitli işlemlerle türetilen Q'dan farklıdır. Q faktörünün diğer bir tanımı ise, ω frekansında basınç altında her bir devirde kaybedilen enerji miktarının, depolanmış enerjiye oranının bir ölçüsüdür:

$$Q = \frac{\omega E}{-dE/dt} \quad (2.12)$$

Burada, dE/dt , enerji kayıp oranı; E, anlık enerjidir.

Q'nun bir başka tanımı gerilme-deformasyon ilişkisinden yararlanılarak yapılmıştır. Eğer bir cisme sinüzoidal olarak değişen bir gerilme uygulanırsa cismin deformasyon tepkisi de sinüzoidal olacaktır. Q, uygulanan gerilmeye karşı oluşan deformasyonun faz gecikmesi (ϕ) ve uygun bir elastik modülden (M) yararlanılarak ifade edilebilir. Elastik modül $M = M_R + M_I$ şeklinde karmaşık olarak ifade edilebilir:

$$Q_M^{-1} = M_I / M_R \quad (2.13)$$

veya

$$Q = 1 / \tan \phi \quad (2.14)$$

Şeklinde yazılabilir (White, 1965). Burada M_I ve M_R , M modülünün gerçel ve sanal kısımlarıdır. Bu ilişki sinüzoidal yükleme altında eliptik bir gerilme deformasyon eğrisi çizer. Elipsin alanı bir salınımında kaydedilen enerji ile orantılıdır ve depolanan enerji, yükleme eğrisi altında kalan alana eşittir. Boyuna, hidrostatik, makaslama ve burulma gerilmeleri Winkler ve diğ. (1979) tarafından hesaplanmıştır.

Boyuna gerilme için elastik modül, Young Modülü E'dir. Hidrostatik gerilme için elastik modül ise bulk modülü K'dır. Makaslama ve burulma için $M = K + 4/3 \mu$ 'dür.

Bu modüller (2.13) formülünde yerine konulursa değişik gerilme durumları için soğurma ölçümlerine ilişkin üç denklem elde edilir:

$$\frac{(1-\vartheta)(1-2\vartheta)}{Q_P} = \frac{1+\vartheta}{Q_E} - \frac{2V(2-\vartheta)}{Q_S}$$

$$\frac{3}{Q_E} = \frac{1-2\vartheta}{Q_K} + \frac{2(\vartheta+1)}{Q_S} \quad (2.15)$$

$$\frac{1+\vartheta}{Q_K} = \frac{3(1-\vartheta)}{Q_P} - \frac{2(1-2\vartheta)}{Q_S}$$

Burada ϑ , poisson oranıdır. (2.15) denklemi, farklı deneysel yöntemler kullanılarak elde edilen kalite faktörü-Q değerlerinin karşılaştırılması için kullanılır.

Johnston ve Toksöz (1981)'e göre Q'nun tanımı ise;

$$Q = f_r / \Delta f \quad (2.16)$$

dir. Burada f_r , rezonans frekansı; Δf , frekans genişliğidir.

Sınırsız bir ortamda düzlem dalga yayını için logaritmik azalım δ , kalite faktörü Q nun α soğurma katsayısı ile ilişkisi Futterman (1962) tarafından yapılmıştır.

$$Q = \frac{\pi f}{\alpha V} = \frac{\pi}{\delta} \quad (2.17)$$

Burada f, frekanstır. Logaritmik azalım faktörü δ aşağıdaki gibi tanımlanabilir.

$$\delta = \frac{\ln(A_1/A_2)}{(t_2 - t_1)f} = \frac{\alpha V}{f} \quad (2.18)$$

Burada logaritmik azalım, bir dalga boyu mesafede genlik azalmasını; V, hızı ifade eder.

Sismik dalgalar için Futterman (1962) altta verilen hesabı yapmıştır:

$$Q_s = 2\pi \frac{e_0}{\Delta e} \quad (2.19)$$

Burada e_0 , enerji yoğunluğunun genliğidir ve Δe kinetik enerji yoğunluğunun dağılımıdır. Q_s ve Q arasındaki ilişki,

$$Q_s = 2\pi \left[1 - \exp\left(-4\pi\left(\sqrt{Q^2 + 1} - Q\right)\right) \right]^{-1} \quad (2.20)$$

şeklinde (O'Connell ve Budiansky, 1978): Bu durumda soğurma katsayısı α ve kalite faktörü Q arasındaki ilişki aşağıdaki şekilde verilebilir (Futterman, 1962):

$$Q = \frac{2\pi}{1 - \exp(-2\alpha\lambda)} \quad (2.21)$$

Genellikle kullanılan soğurma ölçüleri ve bunlar arasındaki ilişkiler aşağıdaki gibi özetlenebilir:

$$Q = \frac{M_R}{M_I} = \frac{f}{\Delta f} = \frac{\pi}{\delta} = \frac{\pi f}{\alpha V} = \frac{8.686\pi}{\alpha(db/\lambda)} \quad (2.22)$$

Burada, Δf , frekans bandı genişliğidir.

Q 'nun hesaplanmasına ilişkin laboratuvar çalışmalarında, genellikle zorunlu titreşimlerden, dalga yayınından ve gerilme-deformasyon eğrilerinden yararlanılır. Laboratuvarlarda bunların kombinasyonundan oluşan yöntemlerin uygulandığı değişik kayaç örneklerinin soğurma özellikleri ve soğurma mekanizması hakkında önemli bilgiler elde edilmektedir. Tablo2.1'de bazı kaya tipleri için hesaplanan Q değerleri verilmektedir.

Tablo 2.1 Değişik kaya tipleri için Kalite Faktörü-Q değerleri.

Kaya –Materyal tipi	Q	Kaynaklar
Kum	35	Hamilton(1971a)
Silt	104	Hamilton(1971a)
Kil	104	Hamilton(1971a)
Kireçtaşı	165	Poselnick and Zeitz (1959)
Silis	1.25	Geman ve Jackson (1937)
Seyl	32	McDonald ve diğ. (1958)
Kumtaşı	52	Born (1941)
Dolomit	90	Buruckshav ve Mahanta (1954)
Diorit	125	Buruckshav ve Mahanta (1954)
Granite	57	Buruckshav ve Mahanta (1954)
Orta Manto	360	Wu (1989)
Alt Manto	1200	Wu (1989)
Dış Çekirdek	8000	Wu (1989)

Düzeltilmiş dalga genliği, $dA/dx = -(\omega/2VQ)A$

$$A = A_0(w) \exp\left[\frac{-\omega t}{2Q}\right] \quad (2.23)$$

şeklinde yazılabilir. Q'nun pratikte hesaplanması için kullanılan yöntemler (2.23) formülüne dayanmaktadır. Bu şekilde α -soğurma katsayısına bağımlı Q hesaplanabilmektedir.

Q'nun bir sismik ışına etkisini hesaplayabilmek için kaynak spektrumunu $e^{-\pi t^*}$ ile çarpmak gerekecektir. Burada t^* , bir ışın yolu boyunca ortalama kalite faktörü, yada kalite faktörünün tersinin (Q^{-1}) ışın yolu boyunca zamana göre integrali olarak tanımlanır.

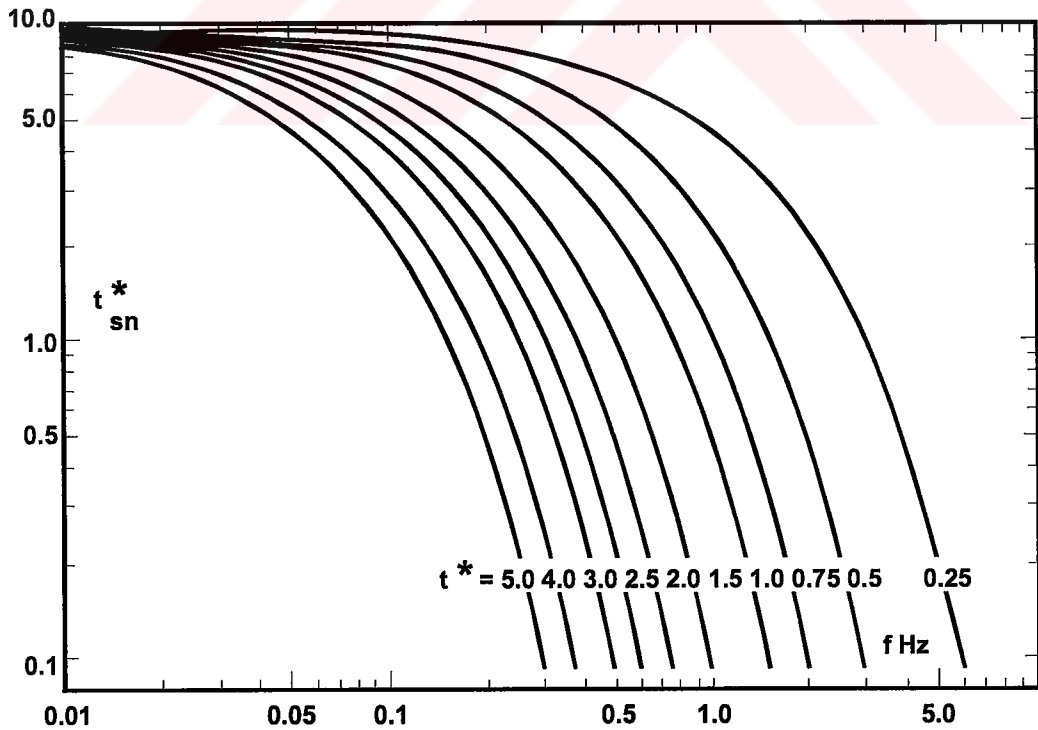
$$t^* = \frac{T}{Q} \quad (2.24)$$

Işın yolu boyunca t^* elde etmek için yukarıdaki bağıntının ışın yolu boyunca integralinin alınması gerekmektedir:

$$t^* = \int_{path} \frac{dt}{Q} = \sum_{i=1}^N \frac{t_i}{Q_i} \quad (2.25)$$

Deprem kayıtlarından soğurmayı hesaplamak için kaynak, geometrik yayılma, saçılma ve gürültü gibi bir çok faktörden ayrılmalı ve gerçek yer hareketi ile hesaplamalar yapılmalıdır. Burada T, toplam yayılma zamanıdır. t^* , P ve S dalgaları için α , β alt indisleri ile verilir. Cisim dalgalarının yayılma zamanı çok iyi bilindiği için bu iki parametrenin birinden diğeri elde edilebilir.

$e^{-\pi t^* f}$ frekans ortamında, artan t^* değerleri için, kesme frekansları, azalan alçak geçişli bir süzgeç gibi davranır. Fonksiyon bu özelliğinden dolayı iki işleve sahiptir. Birincisi, yerin elastik olmayan özellikleri nedeniyle oluşan soğurma fonksiyonu olarak üstel azalım faktörü; ikincisi, sistem transfer fonksiyonunun şekillendirilmesi nedeniyle saçılma etkisini azaltan bir süzgeç fonksiyonudur (Şekil 2.3).



Şekil 2.3 Çeşitli t^* değerleri için soğurma operatörünün frekans ortamında davranışı (Leong 1976).

2.4 Q'yu Etkileyen Faktörler

2.4.1 Q'nun ısı ve sıvı etkileri nedeniyle değişimi

Günümüze kadar soğurma-ısı ilişkisini inceleyen çok az deneysel çalışma yapılmıştır. Isı akısından kaynaklanan soğurma, viskoz kuvvetler ve ataletin birleşimi olan iki fazın relatif hareketi ile bağıntılıdır. Isı akısı ile ilgili soğurma hesaplanmasında su ile doymuş bir kabuksal kristalin kayaç modeli alınır.

Gordon ve Davis (1968) kuru kayaçlarda 1500°C den daha düşük ısılarda Q'nun genellikle ıstıdan bağımsız olduğunu, ancak 1500°C den daha yüksek sıcaklıklarda soğurmada bir artma olduğunu göstermişlerdir.

Bir kayaç dokusundaki çatlakların varlığı, kayaç içinde küçük bir hacim kaplasalar dahi, kayacın elastik özelliklerini oldukça büyük ölçüde etkiler. Özellikle çatlakların sıvılara doygunluk koşulları çok önemli bir etkidir. Sıvılara doymuş katılar içindeki çatlakların birbiriyle olan ilişkilerine göre de kayacın elastik davranışı değişir.

Sıvı basıncı veya çatlak yoğunluğu gibi faktörler Q'yu etkiler, bu tür etkilerde Q değerinde artış meydana getirir. Suyu doymun kayaçlarda soğurma, sıvı akış tipine bağılı bir mekanizma sonucu genelde frekansa bağımlıdır. Tuzlu su veya suya doymun kayaçlarda soğurma, kuru yada gaza doymun kayaçlardakinden daha büyüktür. Hidrokarbona doymun kayaçlardan elde edilen soğurma değerleri yüksektir. Sıvıya doymun ve hidrokarbona doymun kayaçlarda soğurma, gaza doymun kayaçlardakinden daha fazladır.

Jeotermal bölgelerde gözeneklerdeki sıvının kaynama sıcaklığı civarında büyük olasılıkla termal kökenli soğurma mekanizmaları çok etkili olmakta ve soğurma değerleri sıcaklığa güçlü bir şekilde bağımlı olmaktadır. Bu etkiler aynı zamanda kısmen ergimiş sistemler için de gözlenmiştir (Gordon ve Davis, 1968).

Sıvı akış etkileri, 1-10 Hz frekans aralığında gerçek soğurulmaya eşit veya daha büyüktür. 10-200 km uzaklık sınırında 1-5 Hz frekans aralığında deprem kayıtlarının

saçılma analizleri güçlü saçılmaya karşılık gelir.

2.4.2 Q'nun basınçla değişimi

Basınç soğurma üzerinde etkili bir parametredir. Basınç arttıkça Q artar. Bununla beraber kristalen kayalarda 2 kilobar veya daha yüksek basınçlardaki laboratuarda hesaplanan Q değerleri genelde 1000'den daha azdır (Mason ve diğ., 1970). Kayaçlarda gaz çıkışı durumunda Q değeri 2000'in üzerindedir (Tittman ve diğ., 1974).

Tabaka kalınlığının artmasıyla yüksek frekanslardaki soğurmada görülen büyük değişiklik düşük frekanslara kayar. Bütün frekanslarda soğurma basıncın artmasıyla azalırken, yüksek basınç bölgelerinde sabit bir değerde kaldığı pek çok araştırmacı tarafından ortaya konulmuştur (Gordon ve Davis., 1968; Toksöz ve diğ., 1979; Winker ve diğ., 1979)

Soğurmanın basınçla değişme oranı aynı zamanda kayaçların fiziksel özelliklerine de bağlı olarak değişim gösterir. Bu değişme kayaç matrisindeki çatlakların kapanması nedeniyle olduğu tahmin edilmektedir, Toksöz ve diğ. (1979), Johnston ve Toksöz (1980a) ultrasonik frekanslarda, dağılmış ve çatlak poroziteli kayaç tiplerinde Q'nun basınçla arttığını göstermişlerdir.

Basınca bağımlı soğurma genellikle pek çok araştırmacı tarafından ihmal edilmektedir. Ancak, artan basınçla kayacın elastik ve anelastik özellikleri değişmektedir. Hızda değişimlerin en önemli nedeni, basınç ile porozitenin değişimidir ve özellikle ince çatlakların kapanmasıdır. Sonuç olarak, soğurma artan basınçla azalmakta, Q değeri ise artmaktadır (Toksöz ve diğ., 1976).

2.4.3 Q'nun frekansla değişimi

Soğurma ile ilgili ilk çalışmalarda yapılan ortak varsayım Q'nun frekanstan bağımsız bir büyüklük olarak kabul edilmesidir. Laboratuar verilerinin çoğu göstermiştir ki, en azından kuru kayaçlar için Q frekanstan bağımsızdır (Titman, 1981; Badri ve Money, 1987; Tonn 1991). Johnston ve Toksöz (1980a) Q'nun 0.2-

0.8 Hz bandında frekanstan bağımsız olduğunu göstermişlerdir.

Ancak, Q ile ilgili çalışmalar arttıkça, bazı sismik verilerden, soğurmada frekansa bağlı bir etkinin varlığı gözlenmiştir ve Q'nun frekans ile artış gösterdiğine ilişkin düşünce ve bulgular giderek artmıştır. Mason (1969), soğurma katsayısı α 'nın frekansla arttığını bulmuşlardır.

Mantoda Q'nun frekansa bağımlı olduğu, ilk olarak derinlik bağımlı Q modelleri arasındaki farklılıklardan ortaya çıkarılmıştır (Uluğ, 1984). Ayrıca Uluğ (1983), 0,05-1,5Hz frekans aralığında P ve S dalgalarının spektral oranlarından mantoda Q'nun frekans bağımlılığını incelemiştir. Q spektrumlarında frekans arttıkça $Q \sim f^{-\alpha}$ bağıntısı ile bir artış gösterdiğini gözlemlemiştir.

McDonald ve diğ. (1958) boyuna dalgalar için soğurma katsayısının 100-600 Hz frekans aralığında, doğrusal bir fonksiyon olduğunu gözlemlediler. Aynı durumda enine dalgalar için geçerli olduğunu tespit ettiler. Yüzeğe yakın kesimlerde enine dalgaların soğurulmasının boyuna dalgalardan daha fazla olduğunu buldular.

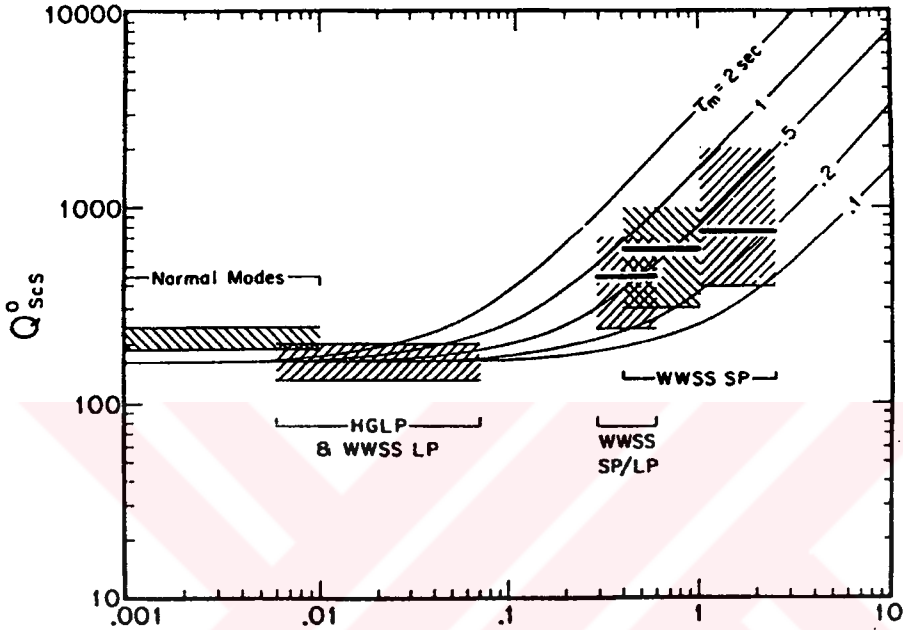
Kayaçlarda varolan frekans bağımlılığının ne ölçüde olduğu ve diğer faktörlerin bunu nasıl etkilediği henüz yeterince belirlenememiştir. Ancak bazı araştırmalar kayaçlarda Q'nun frekansa bağlı olduğunu göstermiştir (Johnston ve Toksöz,1981; Uluğ, 1983; Mörig ve diğ, 1990).

Q, kuru kayaçlarda frekanstan bağımsız olmasına rağmen kısmen sıvıya doymun kayaçlarda, sıvı akış tipine bağlı olarak frekansa bağımlıdır (Winkler ve diğ, 1979; Spencer, 1984). Satürasyon etkisi nedeniyle belli frekanslarda zayıf pikler oluşabilir ve bir pikin iki tarafında Q değerlerinde azalma veya artma olabilir. Nur ve Winkler (1980) suya doymun kumtaşı örnekleri üzerine yaptıkları çalışmalarda belirli frekans aralığında soğurmanın değiştiğini gözlediler.

Q'nun frekansa bağımlılığı manto kayaçları üzerinde yüksek sıcaklıklarda yapılan çalışmalarla Berckhemer ve diğ. (1979, 1982) tarafından gözlenmiştir. Q ölçümleri, periyodu 10 sn den küçük olan dalgalarda (özellikle cisim dalgalarında) Q'nun frekansa bağımlı olduğunu ve frekans arttıkça azaldığını göstermiştir (Anderson ve Hart, 1976; Solomon, 1972). Buna karşılık 10 sn'den büyük periyotlarda Q frekansa

çok az bağımlıdır.

Mantoda Q 'nun frekans bağımlılığı üzerine ayrıntılı çalışma Sipkin ve Jordan (1979) tarafından yapılmıştır. Bu araştırmacılar yer kürede sismik dalga gözlemleri ile frekans bağımlı Q_β değerlerinin 1-1000 sn arasındaki gözlem aralığındaki bantta Q 'nun hemen hemen sabit olduğunu hesaplamışlardır (Şekil 2.4).



Şekil 2.4. Frekans bağımlı Q_β (Sipkin ve Jordan, 1979).

2.4.4 Q 'nun dokusal anelastisite ve sürtünme ile değişmesi

Kayaçlardaki anelastik davranışa dayandırılan bu modelde enerji kaybı iki nedene bağlıdır. Birincisi; dokuyu oluşturan minerallerin anelastisitesi nedeniyle gelişen kayıp, ikincisi ise kayaçtaki çatlak yüzeylerindeki tanecik sınırları boyunca gelişerek göreceli kayma hareketleri nedeniyle oluşan sürtünmeye bağlı kayıptır.

Minerallerdeki bünyesel anelastisiteden kaynaklanacak soğurmayı ihmal etmek ve sadece taneseli sınırlardaki ve ince çatlak yüzeylerdeki göreceli hareketlerden kaynaklanan sürtünmeye bağlı kayıplardan gelişen enerji kaybını dikkate alınması gerekmektedir.

Johnston ve diğ. (1979) çok yüksek frekanslı elastik dalgaların soğurulmasını saptamak için basınca bağlı modellerinde geliştirilmiş, Walsh (1966) formüllerini

kullanarak kuru ve gözeneksiz kayaçlardaki soğurmayı incelediler.

Sürtünmeye bağlı kayıpların soğurma mekanizmasında Q kalite faktörü genellikle frekanstan bağımsızdır. Q faktörünün frekanstan olan bu bağımsızlığı üstelik çok geniş bir frekans bandı içinde geçerlidir. Sürtünmesel kayıplara bağlı soğurma özellikle çatlaklar içeren kuru kayaçlar ve sıvılara tamamen doygun kayaçlar için düşünülebilecek bir modeldir.

2.5 Q Belirleme Yöntemleri

Kalite faktörü Q birçok araştırmacı tarafından çeşitli yöntemler kullanılarak belirlenmeye çalışılmıştır. Bu çalışmalar hem frekans, hem de zaman ortamında yapılabilmektedir. Bu durum problemin zorluğunun bir göstergesidir. Zira Q'yu bir çok parametre etkilemektedir.

Bu çalışmada uzak-alan cisim dalgası ilk hareketlerinden Q hesaplamak için frekans ortamı genlik azalımı ve spektral oran yöntemi kullanılmıştır. Aşağıda bu yöntemler ayrıntılı olarak anlatılmaktadır. Soğurma çalışmalarında kullanılan diğer yöntemlere ise ana hatları ile değinilmiştir.

2.5.1 Frekans ortamı yöntemleri

2.5.1.1 Spektral oran yöntemi

Spektral oran yöntemi ilk olarak Teng ve Ben Menahem (1965) ve Teng (1966) tarafından tartışılmıştır. Bath (1974) tarafından tanımlanan spektral oran yöntemi Q hesaplamasında en çok bilinen ve uygulanan yöntemdir. Bu yöntemler içsel veya saçılma soğurması değil, toplam soğurmanın belirlenmesinde kullanılır. Spektral oran yöntemi ile tek ışın yolu veya birkaç ışın yolu ile birkaç kaynaktan soğurma hesaplamaya olanak sağlar. Bu metodun uygulamasına bağlı olarak, Frekans-Oran, İstasyon-Oran ve Dalga-Oran teknikleri birbirinden ayrılabilir.

Spektral oran yönetimi hem laboratuvar verilerine, hem de gözlemsel verilere uygulanabilmektedir. Laboratuarda spektral oran yöntemi ile Q hesabı Sarma ve Ravikumar (2000) tarafından kullanılmıştır.

Herhangi bir istasyonda kaydedilen sismik dalganın genliği $A(\omega)$, bir kaynak fonksiyonu $A_o(\omega;\theta,\phi)$ ile dalganın yayıldığı ortamının bir dizi transfer fonksiyonları ile çarpımı şeklinde gösterilebilir. Cisim dalgaları için:

$$A(\omega) = A_o(\omega;\theta,\phi) A_{INS}(\omega) A_{CR}(\omega) A_{MC}(\omega) \quad (2.26)$$

Burada;

$A(\omega)$: Cisim dalgası genlik spektrumu

$A_o(\omega;\theta,\phi)$: Kaynak spektrumu

$A_{INS}(\omega)$: Aletsel transfer fonksiyonu

$A_{CR}(\omega)$: Kabuksal transfer fonksiyonu

$A_{MC}(\omega)$: Çekirdek yada mantonun içine doğru yayılan sinyalin genlik azalım transfer fonksiyonudur.

Buradan, $A_{MC}(\omega)$ faktörü aşağıdaki gibi yazılabilir:

$$A_{MC}(\omega) = G * \exp(-f t^*) \quad (2.27)$$

Burada

$$t^* = \pi \int_s ds / QV \quad (2.28)$$

f , $\omega/2\pi$; G , bir dalga cephesinin geometrik yayılımını tanımlayan frekans bağımsız faktör; ds , ışın yolu elementidir.

Magnitudü 7'den küçük ve dalga peryodları birkaç saniyeden büyük bir deprem için kaynak fonksiyonunu, sanal ve gerçel kısımlar olarak göstermek yararlı olacaktır (Kishimoto, 1964; Teng ve Ben-Menahem, 1965; Teng, 1966).

$$A_o(\omega;\theta,\phi) = A_s(\theta,\phi) A_t(\omega) \quad (2.29)$$

Fiziksel olarak bu ayırım, aynı zaman fonksiyonunun kaynak tarafından yön bağımsız olarak yayıldığını gösterir. Bu da esas olarak ilk varsayımın dile getirilmesidir.

Bir depremin i ve j istasyon kayıtlarından, iki P dalga spektrumlarının oranını alırsak ortak faktör $A(\omega)$ devre dışı kalır ve (2.26), (2.27) ve (2.29) denklemlerinden yararlanılarak aşağıdaki bağıntılar yazılabilir:

$$\exp[R(f)] = c_1 \exp[f(t_j^* - t_i^*)] \quad (2.30)$$

$$R(f) \equiv \ln \frac{A_{CR_j}(\omega) A_{INS_j}(\omega) A_j(\omega)}{A_{CR_i}(\omega) A_{INS_i}(\omega) A_i(\omega)} \quad (2.31)$$

$$c_1 \equiv \frac{G_i A(\theta_i, \phi_i)}{G_j A(\theta_j, \phi_j)} \quad (2.32)$$

$$t_j^* - t_i^* \equiv \pi \left(\int_j \frac{ds}{Q_a \alpha} - \int_i \frac{ds}{Q_a \alpha} \right) \quad (2.33)$$

(2.30) formülünün sol tarafı bilinen bir sayısal fonksiyonudur. $A_i(\omega)$ ve $A_j(\omega)$ gözlemsel sinyallerin genlik spektrumlarıdır. Kabuksal transfer fonksiyonunun $A_{CR}(\omega)$, ve alet etkisi $A_{INS}(\omega)$; nin hesabı Teng ve Ben Menahem (1965) tarafından tartışılmıştır. Kayıt istasyonu altında kabuk yapısı ile aletin karakteristikleri ve sinyalin faz hızı verildiğinde $A_{CR}(\omega)$ ve $A_{INS}(\omega)$ fonksiyonları bilinen fonksiyonlardır.

Bu aşamada artık $R(f)$ 'yi indirgenmiş spektral-oran olarak tanımlamak uygun olacaktır. c_1 , bir frekans sabiti olup, çözümlenelerde önemli değildir. (2.30) formülünden

$$R(f) = \ln c_1 + (t_j^* - t_i^*)f \quad (2.34)$$

Bu basit sonuç, indirgenmiş spektral oranın frekansın sabit bir fonksiyonu olduğunu gösterir. Sabit terim $\ln c_1$, dikkate alınmamaktadır. Diferansiyel soğurma diye

adlandırdığımız δA_i eğimi, iki farklı ışın boyunca dalga soğurma farkını ilgilendiren her türlü bilgiyi içerir. δA_i ile Q yapısı aşağıdaki gibi ilişkilidir:

$$\delta A_i = (t_j^* - t_i^*) \equiv \pi \left(\int_j \frac{ds}{Q_\alpha} \alpha - \int_i \frac{ds}{Q_\alpha} \alpha \right) \quad (2.35)$$

Pratikte indirgenmiş spektral oran (2.31) formülüne göre hesaplanır ve sonra da en küçük karelerle düz bir doğruya yaklaştırılır. Bu doğrusal terimin katsayısı diferansiyel soğurmadır. Doğruya yaklaştırma işlemi ile mikrosismik titreşimler, sayısallaştırma ve Fourier dönüşümünden ileri gelebilecek hatalar minimuma indirilmektedir.

Diferansiyel soğurma verisinden Q bilgisini çıkarmak için 3 yöntem geliştirilmiştir.

a) İntegralin doğrudan değerlendirilmesi:

Bu en çok kullanılan yöntemdir. (2.35) denklemindeki integrallerin seyahat zamanları sayısal olarak değerlendirilebilir. Bu yöntemin bir başlangıç modeli alınır ve bu model δA gözlenmiş değerlere uyum sağlayana kadarmodeli değiştirmeye dayanır. Bununla birlikte Q değerleri fiziksel olarak makul seviyelerde olmalıdır.

b) Seyahat zamanı matrisinin doğrudan dönüşümü :

P-dalgalarının N-sayıdaki istasyon gözleminden diferansiyel soğurmanın N-1'nci bağımsız veri noktaları hesaplanabilir. (2.35) denklemini N-1 tane denklemden oluşan bir sistemdir.

$$\int_j \frac{dt}{Q_\alpha} - \int_i \frac{dt}{Q_\alpha} = \frac{1}{\pi} \delta A_i \quad (2.36)$$

(j=sabit, i=1,2,...,N-1)

(2.30) denklemindeki integraller, eğer manto her biri Q_k sabit değerine sahip M tane katmanla gösterilirse, aşağıdaki toplamlarla yaklaşık olarak temsil edilebilir ($k=1,2,\dots,M$):

$$\sum_{k=1}^M \frac{\Delta t_k^j}{Q_k} - \sum_{k=1}^M \frac{\Delta t_k^i}{Q_k} = \frac{1}{\pi} \delta A_i \quad (2.37)$$

Burada t_k , i 'inci (veya j 'inci) ışının, k 'inci tabakadan geçiş zamanıdır. Bu ışın k tabakasından geçmezse Δt_k^i (yada Δt_k^j) sıfır değerini alır. Seyahat zaman matrisi T 'yi aşağıdaki gibi tanımlar:

$$T = \begin{vmatrix} \Delta t_1^i - \Delta t_1^1 & \dots & \Delta t_2^i - \Delta t_2^1 & \dots & \Delta t_M^i - \Delta t_M^1 \\ \Delta t_1^i - \Delta t_1^2 & \dots & \Delta t_2^i - \Delta t_2^2 & \dots & \Delta t_M^i - \Delta t_M^2 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \Delta t_1^i - \Delta t_1^{N-1} & \dots & \Delta t_2^i - \Delta t_2^{N-1} & \dots & \Delta t_M^i - \Delta t_M^{N-1} \end{vmatrix} \quad (2.38)$$

ve q ve a sütun vektörlerini de tanımlarsak;

$$q \equiv \left(\frac{1}{Q_1}, \frac{1}{Q_2}, \dots, \frac{1}{Q_M} \right) \quad (2.39)$$

$$a \equiv \frac{1}{\pi} (\delta A_1, \delta A_2, \dots, \delta A_{N-1}) \quad (2.40)$$

Böylece (2.30) denklemi aşağıdaki gibi yazılır.

$$Tq = a \quad (2.41)$$

Mantonun tabaka sayısı bağımsız veri sayısından fazla değilse yada $M=N-1$ ise, (2.41) denklemi aşağıdaki çözümü verir.

$$Q = T^{-1} a \quad (2.42)$$

c) Ardışık Rölaksasyon Yöntemi

Bu yöntem deneme-yanılma yaklaşımı ile seyahat zamanı matris fikrinin karışımına dayanır. Hesaplama zamanı bakımından ekonomiktir ve Q 'nun fizik olarak mantıksız bir değer almasını önler.

Bu yöntemle T önce kabul edilmiş bir hız modeli için hesaplanır. Sonra a_0 ilk yaklaşımını elde etmek için, (2.39) denklemi varsayılan bir q_0 değeri ile kullanılır. $\delta_a = a - a_0$ hata vektörü temel alınarak geliştirilmiş q_1 oluşturulur sonra bu q_1 bir sonraki iterasyon için (2.41) denklemine yerine konur. Burada şuna dikkat etmek gerekir, δ_a 'nın l'inci bileşeni büyükse, l'inci ışının tabanı civarında Q değerlerini düzenlemek yeterli olacaktır.

Q'nun hesaplanmasında kullanılan genlik spektrumu orantı yöntemleri; frekans oran, istasyon oran ve dalga oran yöntemleridir

2.5.1.1.1 Frekans-oran yöntemi

Burada Q, bir istasyonda kaydedilen sismik sinyalin ω_1 ve ω_2 frekanslarındaki spektral genliklerinin $A(\omega_1)$ ve $A(\omega_2)$ oranları ile hesaplanır. Bu yöntemle sabit Q değerleri pek çok araştırmacı tarafından hesaplanmıştır (Choudhury, 1972; Burdick, 1978; Sipkin ve Jordan, 1979; Hasegawa 1985; Shih ve diğ., 1994).

Yer içerisinde bir yörünge boyunca soğurma değişken olacağından, ışın yolu boyunca soğurma

$$\exp\left[-\frac{\omega}{2} \int \frac{dr}{Q(\omega, r)v(r)}\right] \quad (2.43)$$

şeklinde yazılır (Kurita, 1968).

Burada integrasyon ışın yolu boyuncaadır. A_0 kaynak, alet, manto geometrik yayılma faktörlerinin tümünü ifade eder,

$$|A(\omega)| = |A_0(\omega)| \exp\left[-\frac{\omega}{2} \int \frac{dr}{Q(\omega, r)v(r)}\right] \quad (2.44)$$

$$|A(\omega)| = |A_0(\omega)| \exp\left(-\frac{\omega}{2} \cdot \frac{t}{Q}\right) \quad (2.45)$$

olur.t, seyahat zamanıdır.

İki ayrı frekans ω_1 ve ω_2 için genlik spektrumlarının oranının doğal logaritmasını alırsak:

$$\ln \frac{|A(\omega_1)|}{|A(\omega_2)|} = \ln \frac{|A_0(\omega_1)|}{|A_0(\omega_2)|} - \frac{\omega_1 - \omega_2}{2} \cdot \frac{t}{Q} \quad (2.46)$$

Eşitliğin sol tarafı zamanın fonksiyonu olarak bir dizi istasyon için çizilirse, bir doğru elde ederiz. Bu doğrunun eğiminden Q'yu bulabiliriz.

$$\tan \alpha = \frac{\omega_1 - \omega_2}{2} \cdot \frac{1}{Q} \quad (2.47)$$

Bu yöntemin esası spektral eğimler'e bağlı olmasından kaynaklanır. Fakat yöntem kolayca spektrumun tüm şeklini kapsayacak biçimde genişletilebilecektir.

Bu şekilde, bir istasyonda kaydedilen veriler ile bir dalganın spektral şekilleri karşılaştırılabilir.

Bu gözlenmiş ve hesaplanmış spektrumlar arasında iyi bir karşılaştırma yapma olanağı sağlar ve belirli bir varsayıma bağlı olarak soğurmayı da içeren yapısal özellikler belirlenir.

Clowes ve Kanasewich (1970) düşeye yakın geliş açılarında Conrad ve Moho süreksizliklerinde yansıyan dalgaların güç spektrumlarını kullandıkları başarılı çalışmalar yapmışlardır.

Frekans-oran yöntemi yüzey dalgalarının soğurulması çalışmalarına da kolayca uygulanabilir.

Ancak bu durumda, cisim dalgası hızı değil, grup hızı kullanılmalıdır (Shih ve diğ., 1994; Hasegawa, 1985).

Bu yöntemde kaynak ve alet transfer fonksiyonları, ya spektral oran oluşturulurken düzeltilmekte, yada yapılan basit sismik varsayımlarla elimine edilmektedir.

2.5.1.1.2 İstasyon-oran yöntemi

Bu yöntem, sismik kaynaktan r_1 ve r_2 uzaklığında yer alan iki ayrı istasyonda ve aynı frekans bantlarında ölçülmüş sinyallerin spektral genliklerinin oranlarına dayanır. Aynı zamanda bu yöntem, tek istasyonda kaydedilmiş farklı uzaklıktaki olayların kayıtlarına da uygulanabilir. Yöntem daha genel bir ifade ile uzaklık-oran yöntemi adını alır. Bu yöntemle Q 'nun yanal değişimleri iyi bir şekilde incelenebilmektedir.

Pek çok araştırmacı bu yöntemi kullanarak Q 'nun derinlik ve uzaklıkla değişimini hesaplamışlardır. (Kurita, 1966 a, 1968; Mikumo ve Kurita, 1968; Teng, 1968; Solomon ve Toksöz, 1970).

$|A(\omega)|_1$ ve $|A(\omega)|_2$ aynı depreme ait farklı iki istasyonun genlik spektrumunu göstermektedir. Aletsel düzeltmeler yapıldıktan sonra formül aşağıdaki şekilde basitleştirilebilir.

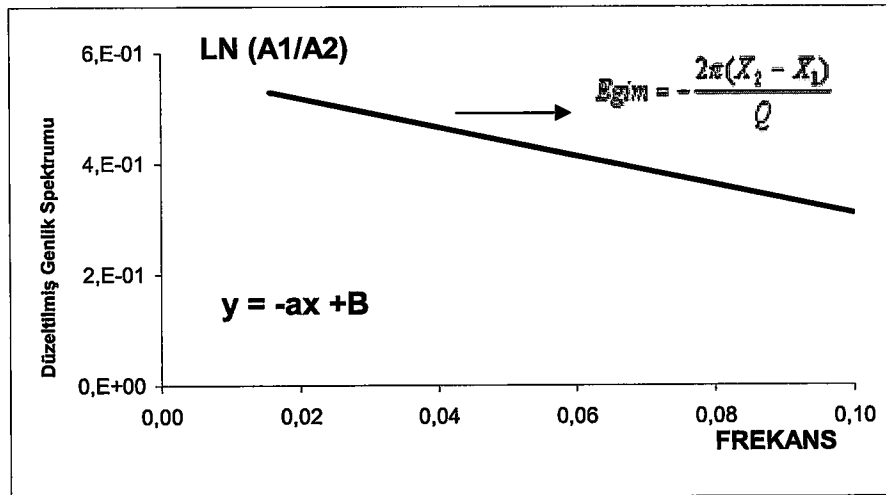
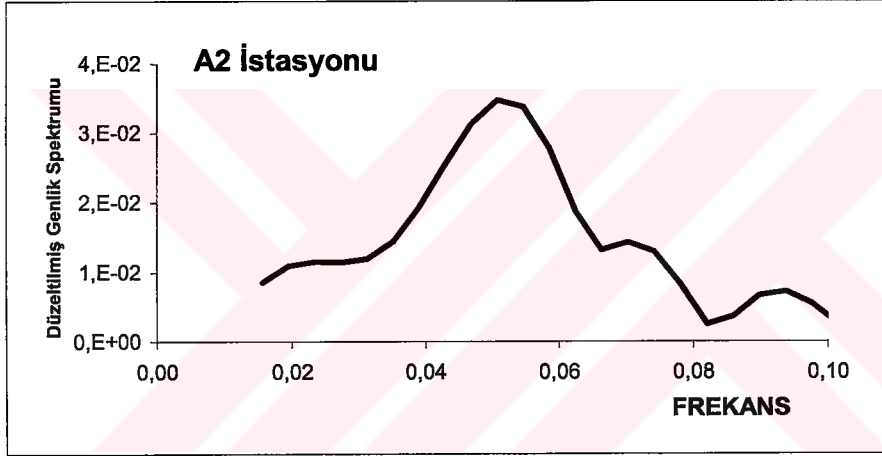
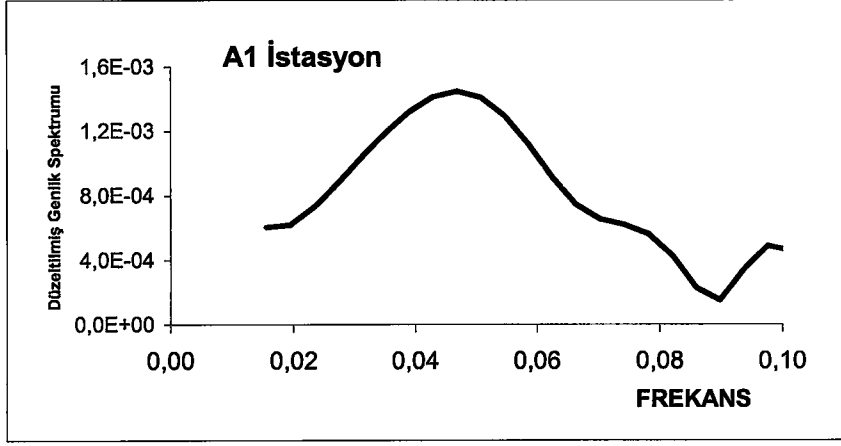
$$\ln \frac{|A(\omega)|_1}{|A(\omega)|_2} = \ln \frac{|A_{CR_1}(\omega)|}{|A_{CR_2}(\omega)|} + \ln \frac{G_1}{G_2} - \frac{\omega}{2Q} \cdot (t_1^* - t_2^*) \quad (2.48)$$

Eşitliğin sol tarafı indirgenmiş spektral oran; $(t_1^* - t_2^*)$ ise diferansiyel soğurma olarak adlandırılır. (2.48) eşitliğinin sol tarafının frekansın fonksiyonu olarak çizilmesiyle yaklaşık bir doğru elde edilir. Bu doğrunun eğimi diferansiyel soğurmayı verir (Şekil 2.5).

İki istasyon arasında bir ortalama Q değeri düşünülürse formül daha da basitleşir.

$$\ln \frac{|A(\omega)|_1}{|A(\omega)|_2} = \ln \frac{G_1}{G_2} \cdot \frac{|A_{CR_1}(\omega)|}{|A_{CR_2}(\omega)|} + \frac{\omega(t_2 - t_1)}{2Q} = \ln \frac{G_1}{G_2} \frac{|A_{CR_1}(\omega)|}{|A_{CR_2}(\omega)|} + \frac{\omega(t_2 - t_1)}{2QV} \quad (2.49)$$

(2.49) eşitliği geometrik yayılma ve yerküre etkileri için düzeltilmesi durumunda formül (2.50) deki gibi yazılabilir (Toksöz ve diğ., 1979):



Şekil 2.5. İstasyon oran yöntemi uygulanış şekli (Anstey, 1977).

$$\ln \frac{|A(\omega)|_1}{|A(\omega)|_2} = \frac{G_1}{G_2} e^{-(r_1-r_2)\omega} \quad (2.50)$$

$$\ln \frac{|A(\omega)|_1}{|A(\omega)|_2} \cdot \ln \frac{G_1 |A_{CR_1}(\omega)|}{G_2 |A_{CR_2}(\omega)|} = \frac{\omega(r_1 - r)}{2QV} \quad (2.51)$$

Eşitliği iki istasyona uygulamak için, $|A(\omega)|_1 / |A(\omega)|_2$ açısal frekansın (ω) fonksiyonu olarak çizilirse düz bir doğruya yaklaşır. Bu doğrunun eğiminden Q kalite faktörü bulunur. Bu Q değeri iki istasyon arasındaki ortalama değerdir. (2.51) denklemi, episantrları bir doğru şeklinde uzanan profil boyunca yer alan çeşitli sayıdaki istasyona uygulanabilir. Genlik oranları, her bir frekans için birer çizgi ile uzaklığın $x(r)$, fonksiyonu olarak çizilirse, bu çizgilerin eğimi Q'yu verir.

Summer (1967), And dağları sırasınca istasyon-oran yöntemini, P dalgalarına uygulamış ve jeolojinin çok fazla değiştiği bu bölgede istasyonun altındaki etkinin çok önemli olduğunu vurgulamıştır.

Kabuk ve mantoda yatay heterojenite, soğurmadaki yanal değişimlerle kendisini gösterir. Bu yöntemle Q'nun yanal değişimlerini hesaplayabiliriz. Buna göre, (2.48) formülü:

$$t^* = \int dr/QV \quad \text{ve} \quad \delta t^* = \int dr/(\delta QV) \quad (2.52)$$

ile tanımlanabilir. Burada δQ , Q'nun yanal değişimini gösterir. Buna göre

$$\ln \frac{|A(\omega)|_1}{|A(\omega)|_2} + \frac{\omega}{2} (t_1^* - t_2^*) = \ln \frac{G_1 |A_{CR_1}(\omega)|}{G_2 |A_{CR_2}(\omega)|} + \frac{\omega}{2} (\delta t_2^* - \delta t_1^*) \quad (2.53)$$

şeklini alır. Formülün sol tarafı ω 'ın fonksiyonu olarak çizilirse, eğim $(\delta t_2^* - \delta t_1^*)$ ' in yani soğurmanın göreceli olarak yanal bir ölçüsünü verir. Özellikle ada yayları civarında büyük yanal değişimler beklendiği için bu tür araştırmaların çoğu bu bölgelerde yoğunlaşmıştır. Bu çalışmaların neticesine bakıldığında, dalma-batma

zonlarında yüksek Q değerleri, üst mantonun komşu bölgelerinde daha düşük Q değerleri gözlenmektedir.

2.5.1.1.3 Dalga oranı yöntemi:

Bu yöntemde aynı istasyonda aynı depreme ait iki farklı dalganın spektral genliklerinin oranından yararlanmıştır. Aynı tip dalgaların kullanılması prensipte kaynak spektrumu problemini otomatik olarak ortadan kaldırır. Ancak geometrik yayılma faktörü, yansıma katsayıları gibi hacimsel büyüklükler çok önemli rol oynar. (Kanamori, 1967 a,b,c; Jordan ve Sipkin, 1977; Uluğ, 1983).

Bu yöntemde soğurma belirlemek için, genellikle çekirdekte yansımış dalgalar tercih edilir. Press (1956)'in normal gelişler için çekirdekten yansıyan dalgalara uyguladığı yöntem budur. Araştırmacı, normale yakın gelişler için 2ScS/Scs oranının zaman ortamı ölçümlerini kullanmıştır. Pres, Q'yu:

$$\ln \frac{|A(\omega)|_1}{|A(\omega)|_2} = \ln \frac{G_1}{G_2} + \ln \frac{A_{0_1}}{A_{0_2}} \cdot \ln \frac{A_{CR_1}}{C_{CR_2}} + \ln \frac{R_{s1}}{R_{s2}} + \ln \frac{R_{c1}}{R_{c2}} - \omega \int_M \frac{dr}{QV} \quad (2.54)$$

karmaşık formülü ile ifade etmiştir. Burada A_0 kaynak mekanizması; A_{CR} , kabuksal parametre; R_s , yüzeydeki yansıma katsayısı; R_c , çekirdekteki yansıma katsayısı; M , mantonun soğurmasıdır.

2.54 bağıntısında, eğer çekirdek ve yansıyan dalgaların oranları hesaba katılırsa,

$$\ln \frac{|A(\omega)|_1}{|A(\omega)|_2} = \ln \frac{G_1}{G_2} - \omega \int_M \frac{dr}{QV} = \ln \frac{G_1}{G_2} - 2\alpha h \quad (2.55)$$

şeklini alır. Burada h , kalınlıktır.

Eğer episantr uzaklığı küçükse kaynak ve kabuk etkileri eşit varsayımı yapılabilir. Çekirdekten tek bir yansıma olduğu kabul edilirse, eşitlik;

$$\ln \frac{|A(\omega)|_1}{|A(\omega)|_2} = \ln \frac{G_1}{G_2} \ln |R_{c2}(\omega)| - \frac{\omega}{2} \int_1 \frac{dr}{QV} + \frac{\omega}{2} \int_2 \frac{dr}{QV} \quad (2.56)$$

şeklini alır. Yukarıdaki formül, Kanamori (1967a) tarafından, çekirdek-manto sınırının yapısına bağlı olan değişik R katsayısı varsayımı ile, kısa periyotlu P-PcP dalgalarının karşılaştırılmasında kullanılmıştır.

Warren ve Shearer (2000) uzun periyot P ve PP dalga fazları ile bu yöntemi kullanarak manto içerisinde soğurma çalışması yapmışlardır. Bu çalışma sonucunda üst mantoda soğurmanın alt mantoya göre oldukça yüksek olduğunu belirtmişlerdir. PP/P oranı dikkate alınarak (2.53) formülü aşağıdaki şekilde yazılabilir.

$$\ln \frac{|A_{PP}(\omega)|_1}{|A_P(\omega)|_2} = \frac{|A_{0_{PP}}(\omega)|}{|A_{0_P}(\omega)|} |R(\omega, i)| \frac{|A_{CR_{PP}}(\omega, i)|}{|A_{CR_P}(\omega, i)|} \exp \left[\int_{PP} \alpha dr + \int_P \alpha dr \right] \quad (2.57)$$

Yüzey-dalgaları için soğurma belirlenirken dalga oran yöntemi de kullanılabilir. Burada kullanılan formül;

$$\ln \frac{|A(\omega, \Delta_1)|_1}{|A(\omega, \Delta_2)|_2} = \frac{\omega}{2} \frac{\Delta_2 - \Delta_1}{QU} \quad (2.58)$$

şekindedir. Burada U, grup hızıdır. Bu bağıntı,

$$\ln \frac{|A(\omega, t_1)|_1}{|A(\omega, t_2)|_2} = \frac{\omega}{2} \frac{t_2 - t_1}{Q} \quad (2.59)$$

şeklinde de yazılabilir.

2.5.1.1.4 Spektral oran yönteminin pratikte uygulaması

2.5.1.1.4.1 İki istasyon yöntemi

Bir depremin kendisiyle aynı büyük daire üzerinde bulunan ve aynı kayıt sistemi ile donatılmış iki istasyona ait kayıtlarının spektral genliklerinin oranından yararlanarak

soğurma katsayısı veya kalite faktörü Q hesaplanabilir. Aynı azimutlu ve deprem kaynağı aynı olan uzaklıkları Δ_1 ve Δ_2 olan iki istasyonda hesaplanan genlikler A_1 ve A_2 olsun, 2.53 formülünde mantonun etkisi dışında tüm etkiler elimine edileceğinden genlikler, frekans cinsinden yazılırsa,

$$A(f, \Delta_1, 0) = A_o(f) A_{INS}(f) A_{CR}(f) \cdot \frac{a}{\sqrt{\sin \Delta_1}} \cdot e^{-\alpha(f) \cdot r_1} \quad (2.60)$$

$$A(f, \Delta_2, 0) = A_o(f) A_{INS}(f) A_{CR}(f) \cdot \frac{a}{\sqrt{\sin \Delta_2}} \cdot e^{-\alpha(f) \cdot r_2} \quad (2.61)$$

şeklinde yazılabilir Burada r_1 ve r_2 km cinsinden episantr uzaklığıdır. $a/\sqrt{\sin \Delta}$, geometrik yayılım faktörü, a , yer yarıçapı (km) dir. Bu iki bağıntı birbirlerine oranlanırsa

$$\frac{A_1}{A_2} = \frac{\sqrt{\sin \Delta_1}}{\sqrt{\sin \Delta_2}} \cdot e^{-\alpha(r_1 - r_2)} \quad (2.62)$$

veya

$$\ln \left[\frac{A_1}{A_2} \cdot \frac{\sqrt{\sin \Delta_1}}{\sqrt{\sin \Delta_2}} \right] = -\alpha(r_1 - r_2) \quad (2.63)$$

buradan soğurma katsayısı α ,

$$\alpha(f) = \frac{\ln \left[\frac{A_1}{A_2} \cdot \frac{\sqrt{\sin \Delta_1}}{\sqrt{\sin \Delta_2}} \right]}{(r_1 - r_2)} \quad (2.64)$$

sonucuna ulaşılır. Burada soğurma katsayısı $\alpha(f)$ in birimi km^{-1} , Δ_1 ve Δ_2 radyan cinsinden episantr uzaklığı, r_1 ve r_2 km cinsinden episantr uzaklığıdır (Ekşi, 1994).

Q aşağıdaki gibi hesaplanabilir.

$$Q(f) = \frac{\pi f \ln(r_1 - r_2)}{V \cdot \ln \left[\frac{A_1 \cdot \sqrt{\sin \Delta_1}}{A_2 \cdot \sqrt{\sin \Delta_2}} \right]} \quad (2.65)$$

2.1.1.4.2. Tek istasyon yöntemi

Bu yöntemde kaynak ve istasyon aynı azimutta olmalıdır. Deprem kaynağına ilişkin bazı bilgilerin önceden bilinmesine ihtiyaç vardır. Tek istasyon kaydındaki sismik dalga spektral genliğini kullanmak için (2.53) bağıntısındaki genliklerden birini kaynağa diğerini istasyona indirgemek gerekmektedir; o zaman kaynaktaki spektral genliğin bilinmesine gerek vardır.

Bu koşullarda kaynaktan Δ kadar uzakta bir istasyondaki dalga genliği $A(\Delta)$, kaynaktaki A_0 genliğine bağlı olarak aşağıdaki gibi verilmektedir (Kovach, 1978):

$$A(\Delta) = \frac{A_0}{\left[\frac{\sin \Delta}{a} \right]^{1/2}} e^{-\alpha(f) \cdot r} \quad (2.66)$$

buradan

$$\alpha(f) = \frac{\ln \left[\frac{A(\Delta)}{A_0} \cdot \left(\frac{\sin \Delta}{a} \right)^{1/2} \right]}{r} \quad (2.67)$$

bağıntısından yararlanarak $\alpha(f)$ hesaplanabilir. Tek istasyon yönteminde soğurma katsayısı belirlenirken kaynağına ilişkin parametrenin bilinmesi gerekmektedir.

2.5.1.2 Karşılaştırma yöntemi

Bu yöntemin esası frekans ortamında hesaplanan transfer fonksiyonuna dayanmaktadır. White (1992), frekans ortamında hesaplanan transfer fonksiyonuna bir yaklaşım olarak çapraz güç spektrumunun, güç spektrum oranı ile ilişkisini geliştirmiştir. Bu şekilde belirli bir D_1 derinliğindeki sinyalinin transfer fonksiyonunu D_2 derinliğindeki ile karşılaştırarak D_{12} ve tersi D_{21} transfer fonksiyonun elde edileceğini Raikes ve White (1984) tarafından ortaya koymuşlardır.

$$D_{12}(f) = \frac{D_1(f) \cdot D_2^*(f)}{D_1(f) \cdot D_1^*(f)} \quad (2.68)$$

$$D_{1,2}(f) = \frac{\text{ÇaprazGüçSpektrumu}(1,2)}{\text{GüçSpektrumu}(1,1)} \quad (2.69)$$

ile verilmektedir.

Bu şekilde hesaplanan transfer fonksiyonlarının oranı

$$\ln \left[\frac{D_{21}(\omega)}{D_{12}(\omega)} \right] = (\text{sabit}) - m\omega \quad (2.70)$$

dır. Burada eğim;

$$m = \frac{x_2 - x_1}{VQ} = \frac{\Delta t}{Q} \quad (2.71)$$

olarak hesaplanabilir. Bu yöntemin ve spektral oran yönteminin aynı sonuçlara ulaşması beklenir.

2.5.1.3 Spektral modelleme yöntemi

Bu yöntemde referans olarak seçilen bir sinyalin genlik spektrumu, yapay olarak bir Q değerler aralığı için değiştirilir. Bu sinyal alınan sinyal spektrumuna bir yaklaşım elde edilene kadar işlemin devamına dayanır. Bu yöntem Janssen ve diğ. (1985) tarafından çalışılmıştır. Bu yöntemde de genlikler ve genliklerin kareleri karşılaştırılmıştır.

2.5.2 Zaman ortamı yöntemleri

2.5.2.1 Analitik sinyal yöntemi

Bu yöntemin temeli karmaşık iz analizine dayanır. Yöntemin detayları Engelhard, 1990'da tartışılmıştır. Bir sismik iz anlık genlik $A(t)$ ve anlık faz $\phi(t)$ ile gösterilebilir:

$$u(T)=A(t) \cos(\phi(t)) \quad (2.72)$$

$$z(T)=A(t) \exp[i\phi(t)] =u(t)+iv(t) \quad (2.73)$$

şeklinde yazılır. Burada $z(t)$, $u(t)$ 'nin analitik sinyali; $v(t)$, $u(t)$ 'nin ortogonal sinyalidir. $v(t)$ ve $u(t)$, Hilbert dönüşüm çiftleridir. Burada $u(t)$ ve $v(t)$ yi bilmek kaydıyla, anlık genlik $A(t)$, anlık faz $\phi(t)$ ve $f(t)$ anlık frekans hesaplanabilir (Taner ve diğ., 1979; Tonn, 1991).

Bu bağıntılar yardımı ile Q-kalite faktörü aşağıdaki şekilde bulunur.

$$\frac{1}{Q} = -2 \frac{d}{d(\Delta x/c)} \left[\ln \frac{A(T)}{G} \right] \frac{1}{2\pi f(t)} \quad (2.74)$$

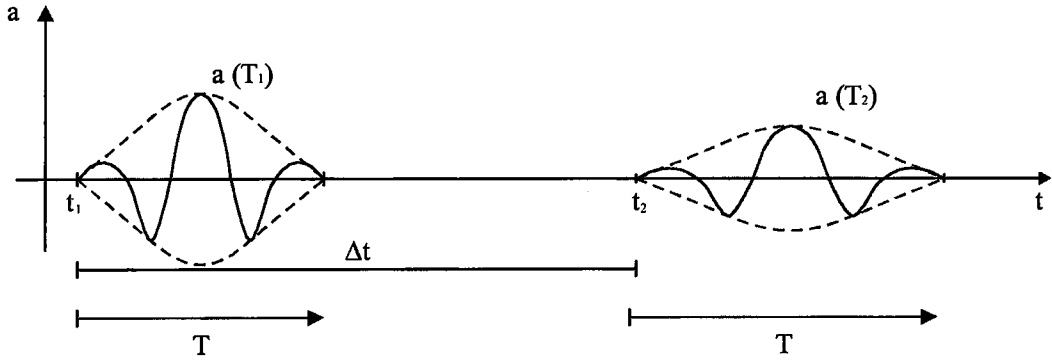
burada;

Δx : Işının seyahat yolu,

G : Geometrik açılım,

T : Peryod'dur.

Şekil 2.6'da periyot T, seyahat zamanı farkı $\Delta t = \Delta x/v$ ve kayıt zamanı t gibi farklı kavramlar gösterilmektedir.



Şekil 2.6. T, Δt , ve t, tanımlamaları (Tonn,1991).

Sonlu tabakalar için, diferansiyel soğurma operatörü, aşağıdaki farkın verilmesi ile hesaplanabilir.

$$\frac{1}{Q} = -2 \frac{d}{2\pi f(T)\Delta t} \Delta \left[\ln \frac{A(T)}{G} \right] \quad (2.75)$$

veya

$$\ln \left[\frac{A_2(T)}{A_1(T)} \right] = \ln \left[\frac{G_2}{G_1} \right] - \frac{\pi \Delta t}{Q} \frac{f_1(T) + f_2(T)}{2} \quad (2.76)$$

dir. Yukarıdaki formülün analizi için üç yöntem tartışılmıştır.

- 1) Ortalama Yöntem: Dalgacığın her örnekleme aralığı göz önüne alınıp bir Q tahmini yapılır. Bu tahminler ortalama kalite faktörünü verir.
- 2) Maksimum Yöntem: Sadece anlık genliklerin max değerleri analize tabi tutulur. Δt bu maksimumlar arasında zaman farkıdır.

- 3) Lineer Yaklaşım: (2.76) nolu bağıntı bir doğrusal denklem olarak düşünülebilir. Bu durumda Q saptaması, en küçük kareler yaklaşımıyla yapılır. Bu yaklaşımda genlik ve açılım faktörlerinin bilinmesine gerek kalmayacaktır.

2.5.2.2 Pulse genliği metodu.

Bu yöntemin ilk varışların maksimum genliği, soğurma ile orantılıdır (Kjartansson, 1979).

$$\tau \propto \frac{1}{A} \propto \frac{\Delta t}{Q} \quad (2.77)$$

$$\frac{1}{A} = c_1 \frac{\Delta t}{Q} \quad (2.78)$$

Burada A, ilk varışın genliği; c_1 , sabittir. Bu yöntemde genliğin doğru ve duyarlı bir şekilde kaydedilmesi gerekecektir. Bu yöntem Stainsby ve Worthington (1985) tarafından gerçek yer hareketine uygulanmış ve genlik azalım metodu sonuçları ile karşılaştırılmıştır. Her iki sonucun da birbiriyle uyumlu olduğu gözlenmiştir.

2.5.2.3 Yükselme zamanı yöntemi

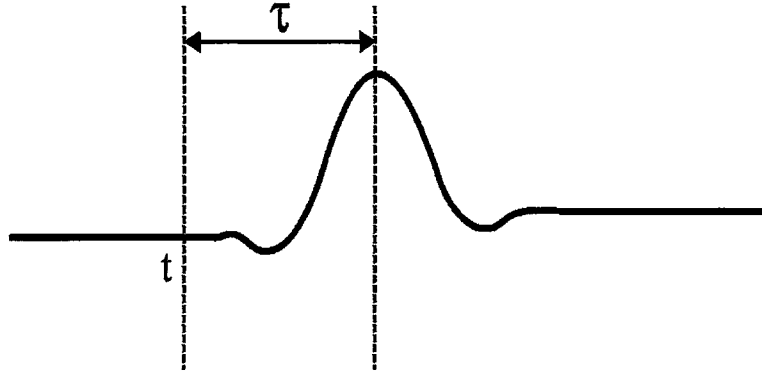
Bu yöntemin esası bir dalgacığın yayılma sırasında uğradığı dağılımın ölçülmesine dayanmaktadır. Yükselme zamanı ve soğurma arasında ampirik bağıntılar kullanılarak Q'ya ulaşılabilir.

$$\tau = \tau_0 + c \int_0^1 Q^{-1} dt \quad (2.79)$$

$$\tau = \tau_0 + cQdt \quad (2.80)$$

Burada τ_0 , kaynağın yükselme zamanı miktarı, t, yayılma zamanı; c, sabittir.

$Q > 20$ değerleri için c sabittir, diğer durumlar için Q 'nun bir fonksiyonudur. Yükselme zamanı kavramı şematik olarak Şekil 2.7'da gösterilmiştir.



Şekil 2.7 Yükselme zamanı kavramı. t , dalgacığın başlangıç zamanı; τ , yükselme zamanıdır.

2.5.2.4 Frekans modellemesi yöntemi

Anlık frekanslar anlık fazların türevidir. Bu yaklaşımda genellikle genliklerin karelerinin karşılaştırması yapılır. Bu yöntem yüksek frekanslara duyarlı olduğundan, sonuçları da soğurma çalışmalarına için daha duyarlıdır.

2.5.2.5 Dalgacık modellemesi yöntemi

Bu yöntemde yayılma zamanlarından ve dispersiyon bağıntısından yararlanır. Z_1 derinliğinde bir sinyal, değişik Q değerleri için yapay olarak değiştirilir ve bu işleme Z_2 derinliğinde gözlenmiş bir diğer sinyale optimum yaklaşım sağlanıncaya kadar devam edilir. Modellenmiş sinyal ve gerçek sinyalin genlikleri veya genliklerinin kareleri arasında karşılaştırma yapılır (Tonn, 1991).

2.5.2.6 Faz modellemesi yöntemi

Bu yöntem dalgacık modellemesi yöntemine benzetilebilir. Burada anlık fazların modellemesi söz konusudur.

2.5.2.7 Genlik azalımı yöntemi

Q'nun saptanmasında en basit yöntemlerden biri genliklerin uzaklıkla azalması temeline dayanmaktadır. İki farklı x_1 ve x_2 episantr uzaklığı, t_1 ve t_2 gibi iki farklı zaman için genliklerin oranı;

$$Q = \frac{\omega \Delta x}{2c} \left[\ln \left(\frac{A(x_1)}{A(x_2)} \right) \right]^{-1} \quad (2.81)$$

dir.

Bu yöntemin uygulanabilmesi için genliklerin sıhhatli bir şekilde kaydedilebilmesi gerekir.



3. YERYUVARININ FİZİKSEL YAPISI

Yerkürenin yapısının belirlenmesi amacıyla, sığ tortul tabakalarındaki yansımalarından, yerkürenin derin katmanlarından yayılan cisim dalgalarına kadar, pek çok farklı sismik dalga fazlarından yararlanılmıştır.

Soğurmanın ana kaynağı olan ve soğurma çalışmalarının en önemli konusu yeriçi yapısının ve fiziksel parametrelerin belirlenmesidir. Bu amaçla bu bölümde yer kürenin iç yapısı ile ilgili yapılan çalışmalar ve elde edilen sonuçlarla ilgili bilgiler verilecektir.

3.1 Yerkürenin Yapısı

Mantonun içinde her seviyede yatay heterojenite söz konusu olup, bu durum yer içinin duyarlı yapısının incelenmesinde belirlenmesi gereken bir olgudur. Küresel yerküre simetrisi kavramı, birçok durumda çok kullanışlı olsa da, matematik bir soyut kavram olduğu açıktır. Mantodaki ortalama P ve S-hız dağılımı bölgedeki yatay heterojenite seviyesi hakkında bilgiler içerse de, çekirdeğin yapısının belirlenmesi hala birinci derecede önemli bir problem oluşturur.

Gilbert ve Dziewonski (1975), 800 adetden daha fazla normal mod üzerindeki eigen frekanslarının oluşturduğu veri grubunu kullanarak yerküre modelleri oluşturmuşlardır. Bu araştırmacılar, iki yerküre modeli; 1066A ve 1066B modeli önermişlerdir. Bu model 1064 adet normal mod verisi ile yerkürenin kütle ve eylemsizlik momentine dayanmakta olup, gözlemlerle çok iyi bir uyum göstermektedirler. Üst manto yapısının tanımlanması bu modeller arasındaki başlıca farkı oluşturmaktadır. A-modelinde hızlar ve yoğunluk Moho'da manto-çekirdek sınırına kadar düzgün bir şekilde değişirken, B-modelinde üst mantoda 420 ve 670 km'lerde keskin süreksizlikler bulunmaktadır (Bu çalışmalar için yukarıdaki

modeller oluşturulurken Jordan ve Anderson'un B1 modeli başlangıç modeli olarak kullanılmıştır.). Bu modeller için hesaplanan uzak alan S-dalgası seyahat zamanları Hales ve Roberts (1970)'in gözlemleri ile uyum göstermektedir. Dziewonski ve diğ. (1975) yarıçap boyunca hızların ve yoğunluğun parçalı sürekli analitik fonksiyonlarla tanımlandığı yer küre modelleri (PEM) oluşturmuşlardır. Örneğin alt mantodaki hızlar, üçüncü derece polinomlarla tanımlanmışlardır. Bu modeller, eldeki normal mod verileri ve seyahat zamanı eğrilerinin bazı önemli dalları ile tatminkar bir uyum göstermektedirler.

Bolt ve Urhammer (1975) hızların ve yoğunluğun dağılımlarının kübik kama'larla (splines) temsil edilmesini teklif etmişlerdir. Anderson ve Hart (1978a) hem serbest salınım hem de cisim dalgası verilerine uyum gösteren C2 modelini oluşturmuşlardır. 1066, PEM ve C2 modelleri kısa dalga boylarında farklılıklar göstermekle birlikte bunlar genel özellikleri ile dikkate değer bir uyum halindedirler.

Bu modeller için hesaplanan uzak alan S-dalgalarının seyahat zamanları, cisim dalgaları için elde edilenlerden, 3-5sn kadar pozitif farklar göstermektedir. Bazı araştırmacılar bu farkı, okyanus altındaki üst mantoda düşük enine dalga hızları ile açıklamaya çalışmaktadırlar. Hız saçılmasının etkisi giderildiğinde baz çizgisinden olan sapmalar giderilmekte ve hatta işaret değişimi bile ortadan kalkmaktadır. Bu durum Hart ve diğ., (1977) tarafından kanıtlanmıştır; bu yazarlar tüm gözlemleri 1 Hz referans frekansına indirgeyerek yer yuvarı modelleri önermişlerdir. Hız saçılmasını dikkate almayan bu modellerde büyük değişimler yapıldığında ise üst mantoda enine dalga hızları % 2 kadar değişmektedir. Q-değerlerinin çok yüksek olduğu alt mantoda hız saçılmaları minimum düzeydedir.

Butler ve Anderson (1978) sonlu burulma denklemlerinin ve iki atom teorisinin 4Q2-N yerküre modelinin dış çekirdek ve manto yapılarına uyum sağladığını belirtmektedirler. Tüm bu bölgelerin, (alt manto ve dış çekirdek) çeşitli heterojen zonlardan oluştuğu sonucuna varmışlardır. Manto için sonlu burulma parametreleri Burdick ve Anderson (1975) tarafından da türetilmiştir.

Bessonova ve diğ. (1976) Tau metodu uygulamasının bir örneğini telesismik seyahat zaman verilerinin yorumu ile tanımlamıştır. Burada vurgulanan, geniş $T(\Delta)$ veri grubu için $\tau=T-p\Delta$ bağıntısının istatistiksel olarak elde edilmesidir.

Jordan ve Frazer (1975) derinlerdeki süreksizliklerin belirlenmesi için S_p fazlarının kullanılabilceğini göstermişlerdir. Bu araştırmacılar özellikle 220 km derinlikte dönüşüme uğrayan bir faza işaret etmektedirler. Dönüşmüş fazlar, süreksizliklerin bölgesel etütleri veya yüksek hız gradyentlerinin olduğu bölgelerin incelenmesinde büyük önem kazanmaktadır. Bu konuda, Sacks ve Snoke (1977), Snoke ve diğ. (1977), Ward(1978) ve Sovyetler Birliğinde Vinnik (1977) tarafından elde edilen sonuçlar çok cesaret vericidir. Sacks ve Snoke, Güney Amerika'nın altındaki litosferin 400 km kadar kalınlıkta olduğunu belirtmektedirler. Bu yorumun nedeni dönüşmüş fazların bu derinlikte keskin bir hız azalımı göstermesidir.

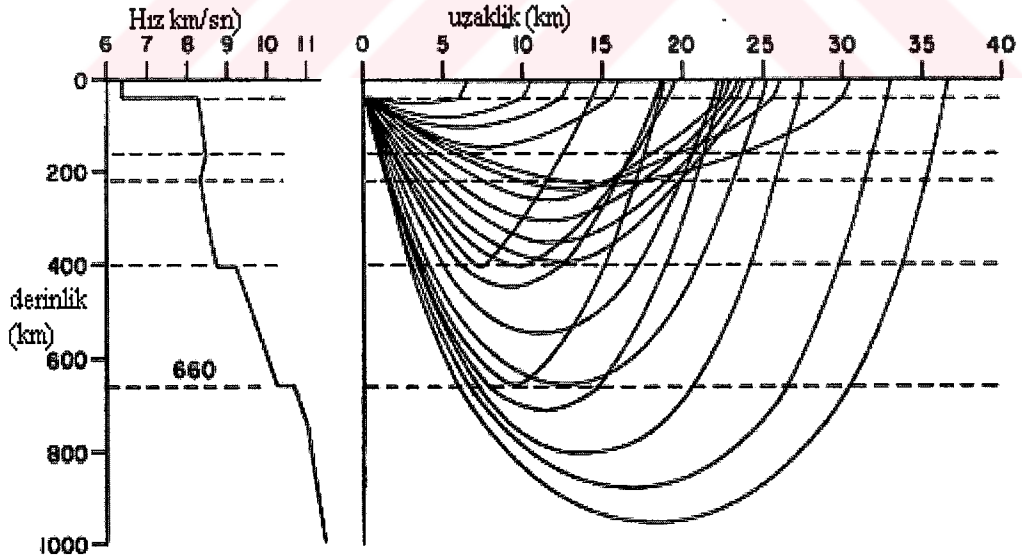
İçsel yüzeylerdeki dalga yayılım değişiminin nasıl olacağı, yerküre model fonksiyonları ile tanımlanmıştır. Dziewonski and Anderson (1984), 1 s referans periyodundaki P hızını; S hızını; α - soğurma katsayısını; (Q_μ) , bulk modülü (Ks)'yi, rijidite (μ)'yü, basınç ve gravite'yi kapsayan PREM (Preliminary Reference Earth Model) modelini oluştururken çok sayıda cisim dalgası seyahat zamanı, serbest salınım eigen frekansı, yüzey dalgası ve normal soğurma ölçümü modellenmiştir. Yalnızca birkaç katmanlı bir modelin çözümlenmesinde soğurma katsayısının derinliğe bağlı değişimi kolayca belirlenebilir. Çekirdekte hemen hemen hiç sismik dalga soğurması olmaması sebebiyle Q değerleri çok yüksektir. Üst mantoda cisim ve yüzey dalgalarının ve serbest salınımın soğurması, daha düşük Q değerlerinin olmasını gerektirmektedir. PREM modelinde verilen Q değeri tüm yerküre için ortalama değerdir. Bu ortalama değerler, cisim ve yüzey dalgalarında görülen özel ışın yolları için soğurma hesabında ancak bir ön bilgi sağlayabilir.

Ayrıca okyanusal ve kıtasal litosfer için ayrı PREM modelleri hazırlanmıştır. PREM modeli, halen küresel heterojenitenin üç boyutlu tanımından yoksundur ve üst mantonun yapısına ait bazı detayların düzenlenmesi gerekmektedir. Sonunda sismoloji eksiksiz üç boyutlu anelastik, anizotropik bir yerküre modeline sahip

olacaktır ancak bu denli eksiksiz bir model için pek çok soru halen çözümlenmeye çalışılmaktadır. Bu kadar detaylı bir model elde etmek, yerküre içerisindeki bileşimi ve dinamik süreçleri tam anlamıyla çözebilmek çok önemli olacaktır.

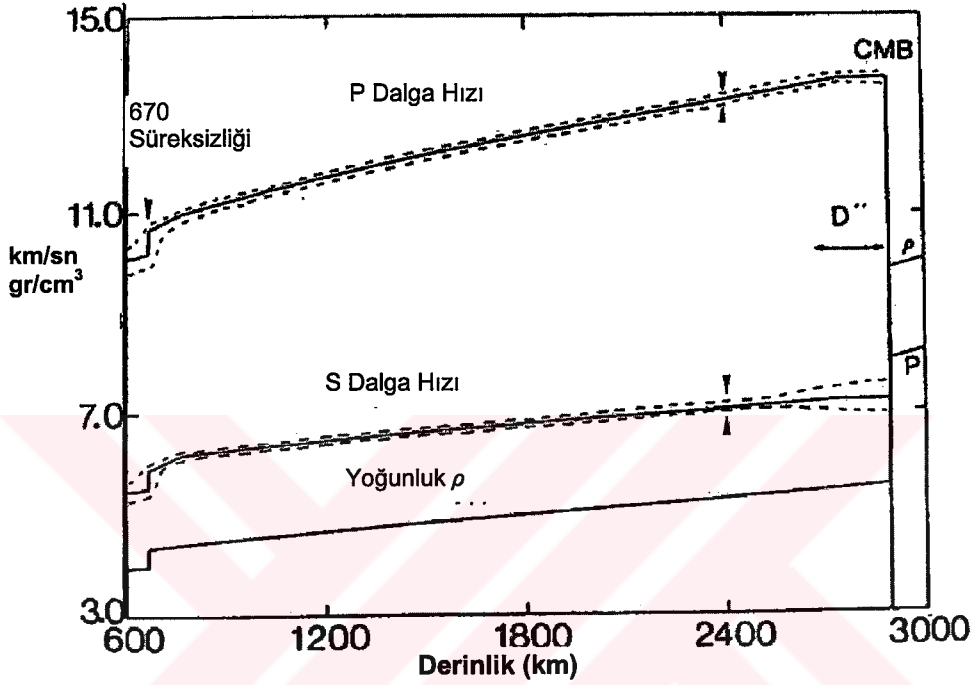
Burdick ve Helmberger (1978) Batı Amerika için üst mantodaki P-dalgası hızları için yeni bir model üretmişlerdir; bu model daha önce teklif edilen profillerden daha basittir ve 400-660 km derinlikleri arasındaki kesimde doğrusal bir hız artışı ile karakterize edilir.

Üst mantoda sismik dalgaların izledikleri ışın yollarındaki karmaşıklık, bu bölgedeki derinlikle hız değişiminden meydana gelmektedir. Bir dalga için ışının izlediği yol bir bölgenin yapısal özelliklerine bağlıdır. Kalın sağlam yapılar yüksek hızlı, zayıf yapılar ise alçak hızlı zonlardır. Tektonik aktiviteye sahip kıtasal yapılar, kendi içlerinde farklı ışın yollarına sahip olacaklardır. Aynı noktaya karşılık gelen tekrarlı varışlar (odaklanma) üst mantoda dalga hızlarının, hızlı bir şekilde artışına neden olmaktadır. Bu durum LeFevre ve Helmberger (1989) tarafından ortaya konulmuştur (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 Mantodaki farklı ışın yolları ve derinlikle hız değişimi. (LeFevre ve Helmberger,1989)

Ayrıca alt mantoda, 1000-2600km arasında sismik hız ve yoğunluğun değişimi çok büyük değildir. Mantonun tabanındaki 200-300km kalınlığındaki geçiş bölgesinde kuvvetli yatay heterojenite mevcuttur. Alt mantoda P ve S-dalga hızları ve yoğunluk değişimi Lay (1989) tarafından da ayrıntılı çalışılmıştır Şekil-3.2.



Şekil 3.2 Alt mantoda sismik hız ve yoğunluk yapısı. (Lay, 1989)

Choy (1978), dalga teorisini sıvı çekirdeğin en dış bölge yapısı ve iç çekirdek-dış çekirdek sınırlarının yapısının belirlenmesi çalışmalarına uygulamıştır. Araştırmacı bazı yeni yerküre modellerinde (1066 b) sıvı çekirdeğin en dış 200 km kısmında hızın çok yüksek olduğunu tespit etmiştir.

Yer içinin daha derin kısımları incelenirken, bazı bölgelere özel bir dikkat göstermek gerekir, 670–1000 km arasındaki bölge bunlardan birisidir. Bu derinlikleri kapsayan bölgede birçok faz değişimleri meydana gelmektedir. P-dalga verilerinden bu durum bir dereceye kadar tahmin edilebilmekteyse de, ayrıntılar hakkında hala bazı kuşku bulunmaktadır (Datt ve Muirhead, 1977).

Alt mantonun tabanında 200–300 km’lik bölge, özel araştırma isteyen bölgelerden bir diğeridir. Jeanloz (1979) bu bölgenin ısısal sınır tabakası oluşturabileceğini belirtmektedir ayrıca alt mantonun üstünde veya tabanında kimyasal bir süreksizliğin bulunması olasılığından söz etmektedirler.

Yerkürenin çekirdeği henüz manto kadar ayrıntılı bilinmeyen, tam keşfedilmemiş bir katmanı temsil eder. Dünyanın yarıçapının yarısından fazlasını oluşturan bu bölgenin özelliklerinin incelenmesinde 1939’da Jeffreys’in ortaya koyduğu modelden sonra fazla bir ilerleme kaydedilmemiştir.

3.2 Yanal Heterojenite

Son yıllarda mantonun yerel veya global 3 boyutlu hız yapısı ile ilgili sorunları çözmek için bir çok girişim başlatılmıştır. Ayrıca kıtasal ve okyanusal yapılar arasındaki farklılıkların getirdiği derinlik sorunu, sismolojide en çelişkili ve yoğun incelenmesi gereken problemlerden biri olmaya devam etmektedir. 700 km den büyük derinlere kadar yayılan yanal hız değişimleri çeşitli sismologlar tarafından araştırılmıştır. Powell (1975) yerel sismik örü verilerinden; Engdahl (1975) aynı sismik bölgedeki odak derinliğine bağlı olarak seyahat zamanı rezidüellerindeki ani değişimlerden. Jordan (1977) litosferin manto içinde yitimi olayından yanal hız değişimlerini araştırmışlardır. Engdahl ve diğ. (1977), uzak alan P-dalgalarının göreceli rezidüellerinin değerlendirilmesi için çok ilginç bir tartışma sunmuşlardır.

Üç boyutlu hız dönüşümleri üzerine yayınlanan tüm raporların her birinde, yerküre hızların bir sabitle karşılaştırılabileceği çok sayıda bloklara bölünmüştür. Ayrıca bu çalışmalarda Fermat ilkesi de kullanılmıştır. Farklı azimutlarda ve episantr uzaklıklarında gelen dalgaların ölçülen seyahat zamanı farklılıkları, ayrı ayrı bloklardaki hız probleminin çözülmesiyle en aza indirgenmiştir. Bu yaklaşım litosfer ve kabuk çalışmalarında yoğun olarak kullanılmıştır.

Husebye ve diğ. (1976), Kaliforniya’da, Aki ve lee (1976) ve Ellsworth ve Kovanagi (1977) Hawai adasında; Menke (1977) Pakistan’daki istasyonlar için elde ettikleri

sonuçları sunmuşlardır. Sonuçlar Aki (1977) tarafından bir makalede toplanmıştır. Gözlenmiş seyahat zamanı anomalilerinden yararlanarak kaynağının araştırılması, yapılarla sınırlandırılması varsayımı güçlü bir varsayımdır. Haddon ve Husebye (1978), P-Seyahat zamanı ve genlik anomalilerini 130 ve 200 km derinlik aralığında bulunan tekil 2 boyutlu homojen olmayan tabakayla temsil etmeyi başarmıştır.

Sengupta ve Toksöz (1976) yerküreyi 3888 bloğa bölmüşler ve 1490 adet P ve PcP-seyahat zaman rezidüellerini kullanarak yaklaşık 2000 ayrı blok için hız karışıklıklarını saptamışlardır. Alt mantonun çekirdeğe yakın kısımlarının mantonun diğer yerlerindeki karmaşıklık seviyesinden çok daha yüksek karmaşıklık gösterdiğini rapor etmişlerdir. Dziewonski ve diğ. (1977) 150 bloktaki hız karışıklıklarını bulmak için 700,000 P-dalga rezidueli kullanmıştır. Bu çalışmanın amacı geniş dalga boylu anomalileri saptamaktır. Alt mantodaki hız anomalileri jeopotansiyel alanın ikinci ve üçüncü derece harmonikleri ile açıklanmaya çalışılmıştır. Bu yorum için hız ve yoğunluktaki değişimlerin birbiriyle $\Delta V/\Delta\rho = -6(\text{km/sn})/(\text{gr/m}^3)$ bağıntısı ile ilişkili olduğu varsayılmıştır.

Üç boyutlu hız yapısının belirlenmesi ile ilgili girişimler bu problemin çözümünde sadece bir başlangıç teşkil eder. Yerkürenin jeodinamik yapısının belirlenmesi ancak, sismologların derinlikle yerkürenin yatay değişimlerini çözme kabiliyetlerine bağlıdır.

Üç boyutlu hız modellerinin uygulamalarından biri, depremin yerinin belirlenmesidir. Buland (1976) ile Engdahl ve Lee (1976) Kaliforniya depremlerinin yerlerini belirlemek için üç boyutlu ışın yolu metodunu uygulamışlardır. Julian ve Gubbins (1977) üç boyutlu hız değişimleri için seyahat zamanı ve genliklerin ışın yolu hesaplanması yöntemini teklif etmişlerdir.

Sipkin ve Jordan (1975) Okyanus ada istasyonlarında ve kıtalarda gözlenmiş ScS seyahat zamanları arasında büyük farklar olduğunu rapor etmişlerdir. Jordan (1975) uzun peryodlu yüzey dalga verilerinden yararlanarak, 400 km.'yi aşan derinliklerde

kıtasal ve okyanusal yüzey dalgası hız yapıları arasındaki belirgin farklılıkların ortaya konulması gerektiğini söylemiştir.

Okal ve Anderson (1975) diferansiyel ScS₂-ScS seyahat zamanlarının ölçüm sonuçlarını yayınlamışlardır. Okyanus tabanındaki yüzey yansımalarının yerini seçerek volkanik ada yapısı nedeniyle gelişen potansiyel anomali etkilerini önlemeyi başarmışlardır. 100 milyon yıldan daha yaşlı litosferli ve gölge bölgelerdeki manto ile okyanusal manto boyunca oluşan geçiş zamanları arasında belirgin farklılık olmadığı sonucunu çıkarmışlardır.

Sipkin ve Jordan (1976), bir çok ScS yansımalarının diferansiyel seyahat zamanlarını araştırmışlardır. Fakat bu yeni veriler daha önceki bulgularını güçlendirmiştir.

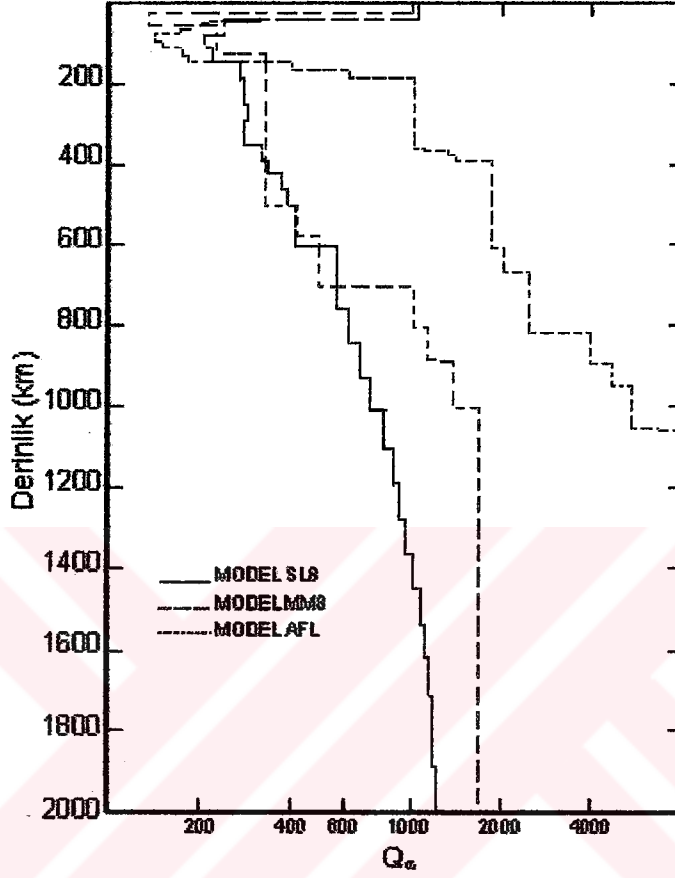
3.3 Q'nun Yerküre İçerisindeki Değişimleri.

Sismik dalgaların soğurulması yerkürenin anelastisitesinin bir sonucudur. Bu konuda türetilen yerküre modelleri, cisim ve yüzey dalgalarının ve yerin serbest salınımlarının gözlemsel genliklerine dayanılarak yapılmaktadır.

Hem Love, hem de Rayleigh türü yüzey dalgaları için Q faktörü 0-20 saniye periyod aralığında hızla yükselerek (α soğurma katsayısı da o denli düşerek) 25 saniye civarında en büyük değere $Q=1000$ ulaşmaktadır (bu kabuk için ortalama değerdir). 25-40 saniye periyodları arasında ise hızla düşüş gösterip $Q=100$ değerine kadar azalmaktadır. Bu değer 200 km derinliklere, yani üst mantoya karşılık gelmektedir.

Anderson ve Hart'ın yüzey dalgalarıyla oluşturduğu SL8 modelinde, üst mantoda Q faktörünün, 45-79 km derinlikler arasında $Q=200$, 79-128 km derinlikler arasında $Q=85$ (çok şiddetli soğurma zonu) olduğunu, 148-353 km derinlikler arasında Q faktörünün yeniden yükselerek, $Q=110-150$ değerlerine ulaştığını ve 353 km derinlikten itibaren alt mantoya doğru 2235 km derinliğe kadar $Q=1515$ değerine ulaştığını belirtilmektedir.

Özetle söylemek gerekirse, kabuk tabanından 200 km derinlere doğru düşük Q 'lu yüksek atenuasyonlu bir üst manto malzemesi ve derinlere doğru gittikçe artan yüksek Q 'lu ve zayıf atenuasyonlu bir alt manto malzemesi vardır (Şekil 3.3).



Şekil 3.3 Yer içerisinde Q_α 'nın derinlikle değişimini gösteren modeller (Lundquist ve Cormier, 1980)

Yer içerisinde kalite faktörünün derinlikle değişimi için çeşitli araştırmalar yapılmış ve çeşitli modeller önerilmiştir. Şekil 3.3'te üç farklı Q modeli gösterilmiştir. Buradaki SL8 modeli (Anderson ve Hart, 1978a), yerin serbest salınımlarından; MM8 modeli yüzey dalgası verilerinden (Anderson ve diğ., 1965); AFL modeli ise kısa periyodlu P-dalgası verilerinden elde edilmiştir (Lundquist ve Cormier, 1980). Şekilde görüldüğü gibi, üst mantoda 100 km derinliğe kadar SL8 ve MM8 modelleri birbirleriyle büyük bir uyum içinde olup, 700 km'den daha derinlerde de önemli bir fark göstermemektedirler. AFL modeli ise bu iki modelden oldukça farklıdır.

Her ne kadar 150km ye kadar SL8 ve MM8 modeliyle uyum gösteriyorsa da, 150-1000 km'ler arasında çok daha yüksek Q değerlerine sahiptir. Bunun yanında bu modelde (AFL) 150-1000km de derinlikler arasında gradyent ($\Delta Q/\Delta d$) daha yüksektir.



4. VERİLERİN ANALİZİ

4.1 Veriler

Devamlı tektonik hareketlerin meydana geldiği yer yuvarında elastik dalgaların yayılım mekanizmasının belirlenmesi büyük önem taşımaktadır. Elastik dalgalar üzerinde yer yuvarının en önemli ve belirgin etkisi dalgaların enerjisinde meydana gelen azalmadır. Bu olay, özellikle yüksek sismik aktiviteye sahip bölgeler için önemlidir.

Yer içinin soğurma mekanizmasını belirlemek için yapılan bu çalışmada seçilen 19 depremin 12 istasyona ait toplam 131 kaydı kullanılmıştır. Kayıtları kullanılan istasyonların koordinatları ve bağlı oldukları şebekeler Tablo 4.1’de verilmektedir.

Uzak alan P- dalgalarının soğurulma özelliklerini incelemek için seçilen bölge yüksek sismik aktiviteye sahip Pasifik Okyanusu ve civarıdır (11-45° Kuzey; 140-151° Doğu). Depremlerin magnitüdüleri 5.5-6.5 aralığında olup, odak derinlikleri 100 km’nin altındadır. Depremlerle ilgili parametreler Tablo 4.2’de gösterilmektedir.

Tablo 4.1. Kayıtlarından yararlanılan istasyon parametreleri.

No	İstasyonlar	İstasyon Yerleri	Enlem (Kuzey)	Boylam (Doğu)	Ş e b e k e
1	BJI	Baijiatuan (China)	40.018	116.168	CDSN
2	TATO	Taipei (Taiwan)	24.975	121.488	SRO
3	LZH	Lanzhou (China)	36.087	103.844	CDSN
4	KMI	Kunming (China)	25.12	102.74	CDSN
5	WMQ	Xinjiang (China)	43.821	87.695	CDSN
6	CHTO	Chiang Mai (Thailand)	18.79	98.977	SRO
7	SHIO	Shillong (India)	25.567	91.883	SRO
8	KA AO	Kabul (Afghanistan)	34.541	69.043	SRO
9	KEV	Kevo (Finland)	69.755	27.067	WWSSN
10	KONO	Konsberg (Norway)	59.649	9.598	SRO
11	ANTO	Ankara (Turkey)	39.869	32.794	SRO
12	GRFO	Grafenberg (Germany)	49.692	11.222	SRO

Tablo 4.2. Çalışmada kullanılan depremlerin parametreleri ve odak mekanizma çözümleri (Harvard CMT kataloglarından alınmıştır).

no	Oluş Yeri	Enlem ^o (Kuzey)	Boylam ^o (Doğu)	Der. (km)	Tarih	Oluş Zamanı	m _b	Odak Mek.
1	West Caroline İsland	11.152	140.227	33.0	11.08.1985	00.19.147	5.7	
2	Mariana İsland	18.780	146.920	48.9	14.04.1987	02.08.160	5.7	
3	Bonin İsland	30.630	140.850	82.0	19.12.1980	23.32.418	6.2	
4	South of Hanshu (Japan)	27.839	142.760	33.0	05.04.1980	16.23.812	5.5	
5	Coast Hanshu (Japan)	34.490	140.420	62.0	08.05.1980	08.03.370	5.8	
6	South of Hanshu (Japan)	33.579	140.999	18.0	20.02.1982	19.18.202	6.2	
7	Coast Hanshu (Japan)	38.861	141.971	62.2	30.11.1986	20.15.332	5.9	
8	South of Hanshu (Japan)	36.883	141.711	36.4	06.02.1987	12.23.477	6.0	
9	Hanshu (Japan)	39.786	141.615	97.5	09.01.1987	06.14.478	6.2	
10	Kuril İslands	43.269	146.845	42.0	27.02.1980	12.44.267	5.9	
11	Mariana İsland	12.285	144.280	36.8	31.05.1985	07.24.347	5.5	
12	Coast Hanshu (Japan)	36.934	141.791	40.2	06.02.1987	13.16.667	6.1	
13	Kuril İslands	44.671	150.932	42.4	13.06.1987	14.00.393	5.8	
14	Coast Hanshu (Japan)	37.085	141.394	48.9	22.04.1987	20.13.252	6.1	
15	Coast Hanshu (Japan)	37.016	141.437	46.3	16.04.1987	19.23.249	5.6	
16	Coast Hanshu (Japan)	42.524	142.122	116	23.01.1981	04.58.314	6.3	
17	Coast Hanshu (Japan)	36.313	141.014	48.8	28.11.1986	22.29.360	5.7	
18	Hakkoido (Japan)	42.558	142.879	99.4	14.01.1987	11.03.483	6.5	
19	Coast Hanshu (Japan)	40.623	145.320	37.1	10.03.1987	16.14.530	5.7	

Soğurma çalışmalarında iyi sonuç elde edebilmek için sinyal/gürültü oranının yüksek olduğu kayıtlar kullanılmalıdır. Bu nedenle odak parametreleri iyi bilinen depremler seçilmeli ve özellikleri net olarak tanımlı sismogramların kayıtları kullanılmalıdır. Kullanılan depremlerin kaydedildikleri dönem 1980-1990 yıllarını kapsamaktadır. İstasyonlardaki sismografların bağlı oldukları şebekeler WWSSN,SRO ve CDSN'dir.

Kullanılan depremlere ve kayıtlarından yararlanılan istasyonları gösteren harita Şekil 4.1'de verilmektedir.

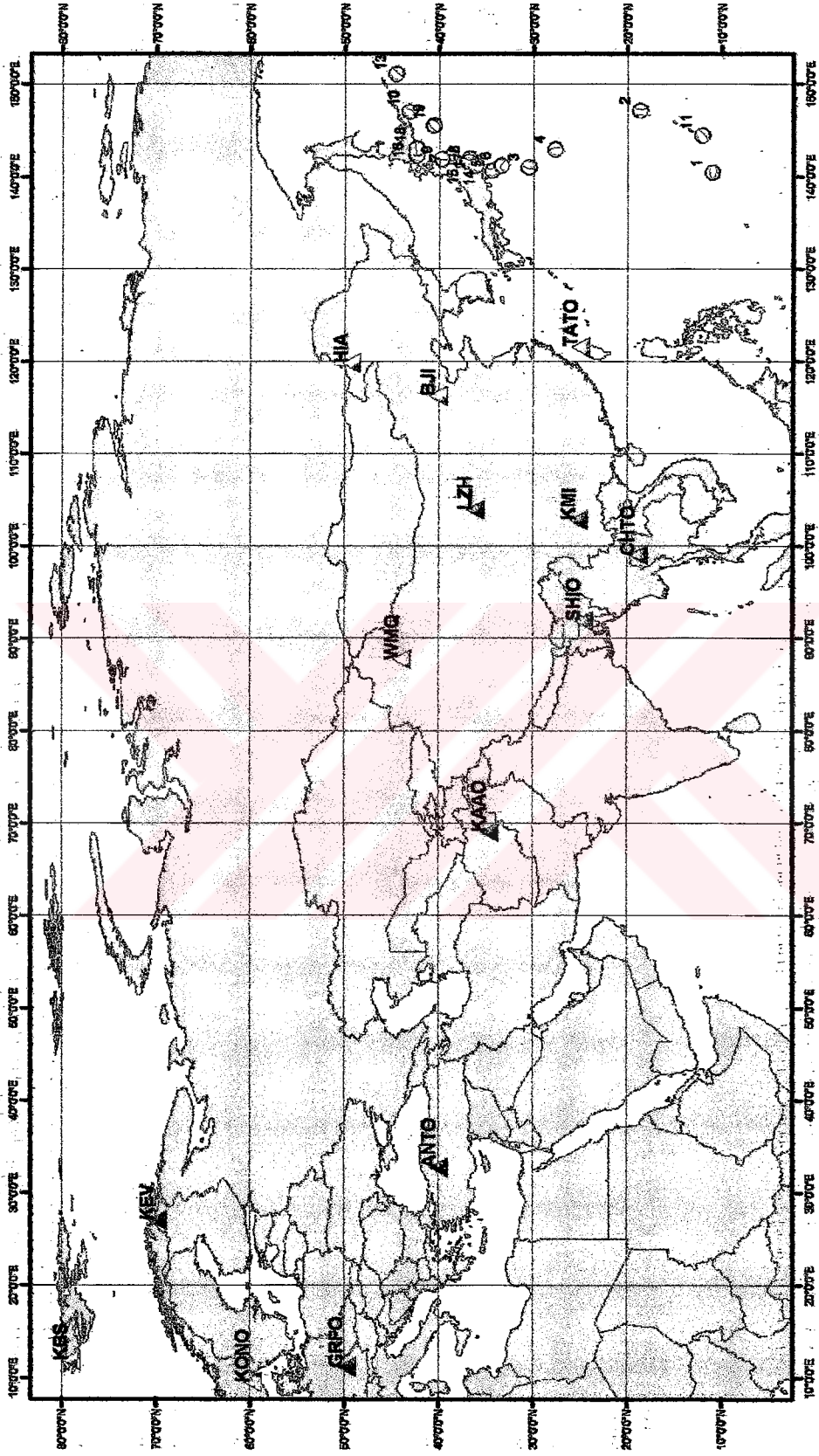
4.2 Verilerin İşlenmesi

Bir istasyonda kaydedilen P-dalgalarının genlik spektrumları kaynak, yapı, yer kabuğu ve sismograf etkilerini içermektedir. Yer içi yapısını ve soğurma özelliklerini belirlemek için bu parametrelerin etkilerinin giderilmesi gerekir. Çalışmada, yukarıdaki etkiler hesaplanarak sinyallerden giderilmiştir. Veri işlem aşamaları kısaca özetlenmiş ve bir akış diyagramı şeklinde Şekil 4.2'de verilmiştir.

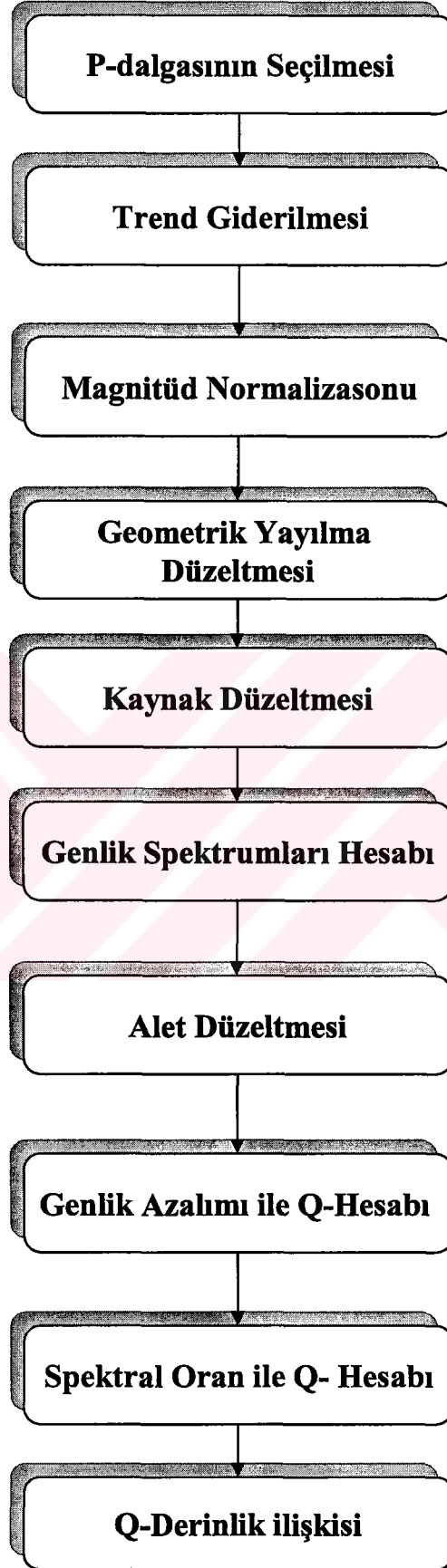
Birinci aşama verilerin seçilmesidir. Soğurma çalışmasında kullanılacak depremlerin yaklaşık aynı bölgede (depremler 11-45°Kuzey enlemleri ile 140-151°Doğu boylamları arasındaki bölgeden seçilmiştir) ve magnitüdlerinin 5.5'den büyük olmasına dikkat edilmiştir (depremlerin magnitüd aralığı 5.5-6.5 m_b aralığındadır). Seçilen depremlerin derinliği yaklaşık 100 km'den sığdır. Sonuç olarak yukarıdaki kriterlere uygun olarak USGS(NEIC) kataloglarından 1980 ile 1990 yılları arasında oluşmuş 19 deprem ve bu depremlere ait 12 değişik istasyonun toplam 131 adet kaydı seçilmiştir.

Depremlere ait sismogram örnekleri Şekil 4.3 ve Şekil 4.4'de verilmektedir. Kullanılan istasyonlar belirli bir hat üzerinde ve kuzey yarım kürede seçilmiştir. Soğurma çalışmasında düşey bileşen uzun-periyot kayıtları kullanılmıştır.

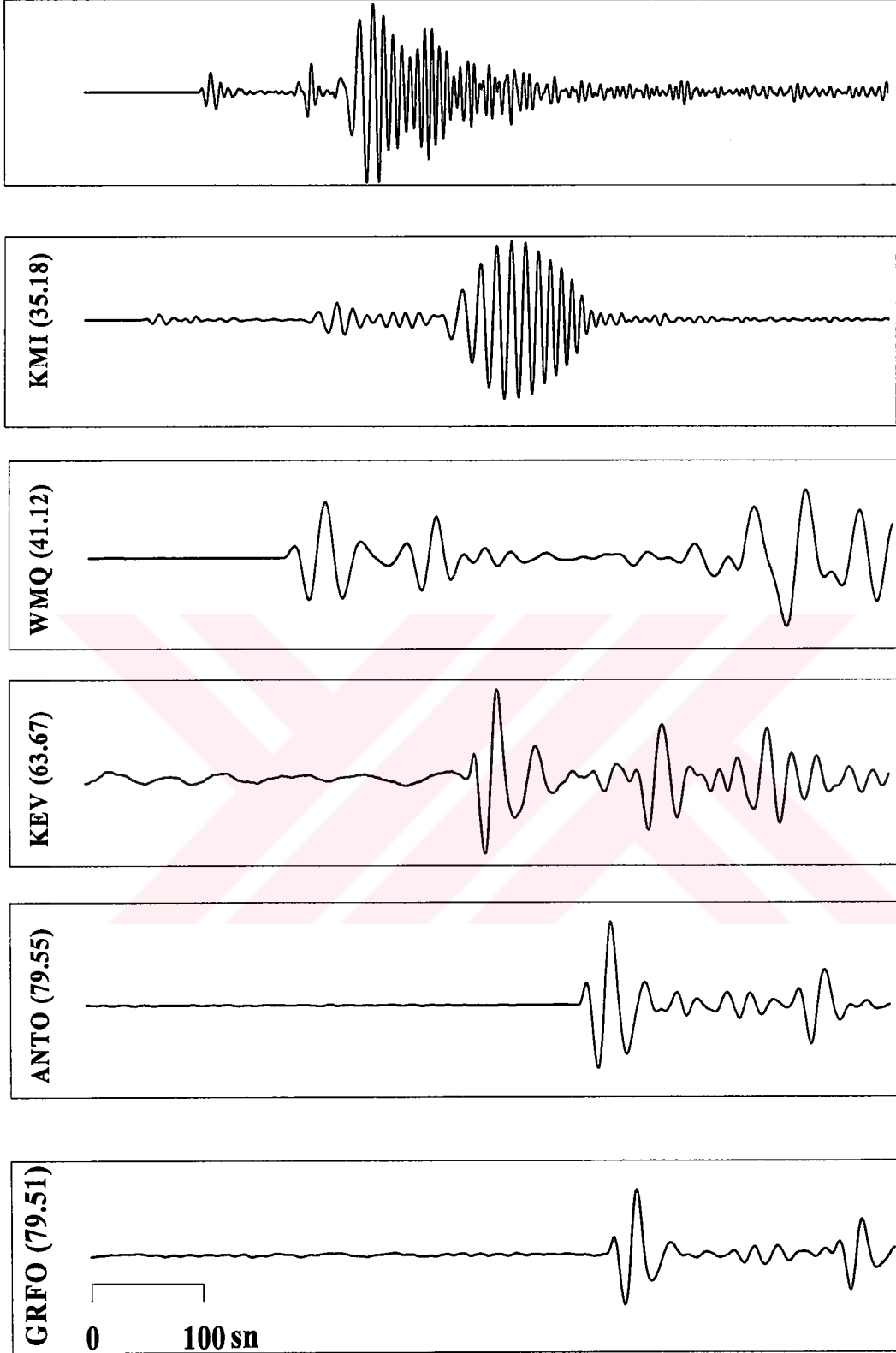
Depremlerin odak mekanizma parametreleri ve odak mekanizması çözümleri Harvard deprem kütüğünden seçilmiştir. Deprem kayıtlarının azimut değerleri USGS (NEIC) katalogundan, ışının odağı terkediş açıları Nuttli (1972) tarafından hazırlanan tablolardan okunmuştur.



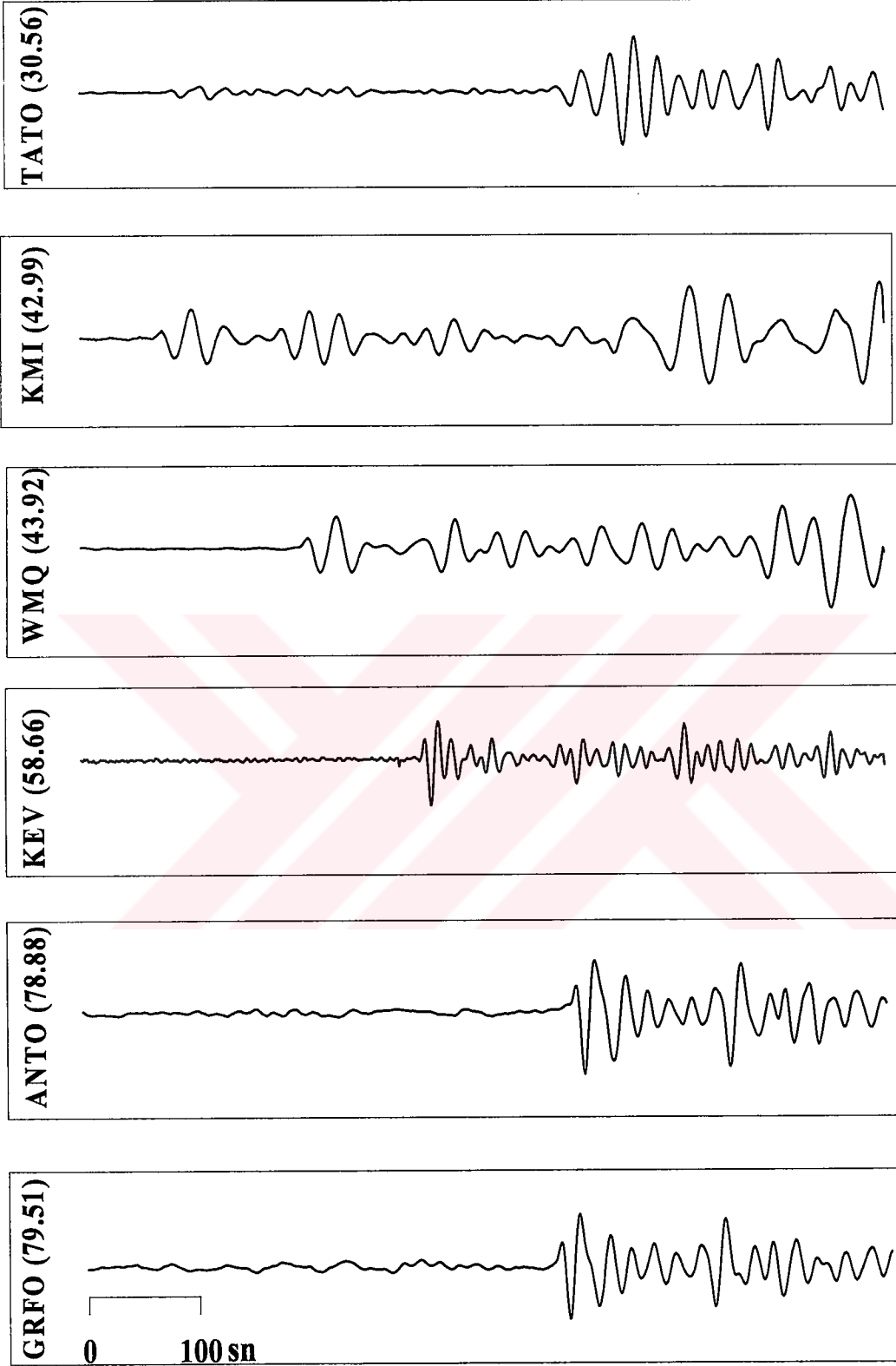
Şekil 4.1 Depremler ve istasyonların lokasyon haritası (deprem odaklarına ait odak mekanizması çözümleri ile birlikte işaretlenmiştir).



Şekil 4.2. Veri işleme akış diyagramı



Şekil 4.3. 8 nolu depremin TATO, KMI, WMQ, KEV, ANTO ve GRFO istasyonlarındaki düşey bileşen sismogramları (Parantez içinde derece cinsinden episantr uzaklığı verilmiştir).



Şekil 4.4. 13 nolu depremin TATO, KMI, WMQ, KEV, ANTO ve GRFO istasyonlarındaki düşey bileşen sismogramları (Parantez içinde derece cinsinden episantr uzaklığı verilmiştir).

İkinci aşamada, kayıtlar sıfır ortalamaya getirilmiştir. Sismogramlarda genlik değerleri çok büyük sayılarla kaydedildiğinden genlikleri sıfıra göre belirleyebilmek için seçilen sinyalin ilk genlik değeri tüm genlik değerinden çıkarılarak genlikler sıfırdan itibaren değerlendirilmiştir.

Üçüncü aşamada, ilk gelen P dalgasına ait 20-60sn'lik kısmı seçilerek deprem kayıtlarından ayrılmıştır. Veri işlem aşamalarında seçilen bu kayıtlar kullanılmıştır. Seçilen sinyallerden bazı örnekler Şekil 4.5 ve Şekil 4.6'da gösterilmektedir.

Dördüncü aşamada, değişik büyüklüklere sahip depremlerin magnitüdüden doğan genlik değişimlerini gidermek amacıyla $m_b=6.0$ magnitüdüne göre depremler normalize edilmiştir. Bu şekilde farklı büyüklüklerdeki depremlerin genliklerdeki etkileri düzeçlenmiştir (Bölüm 4.2.1).

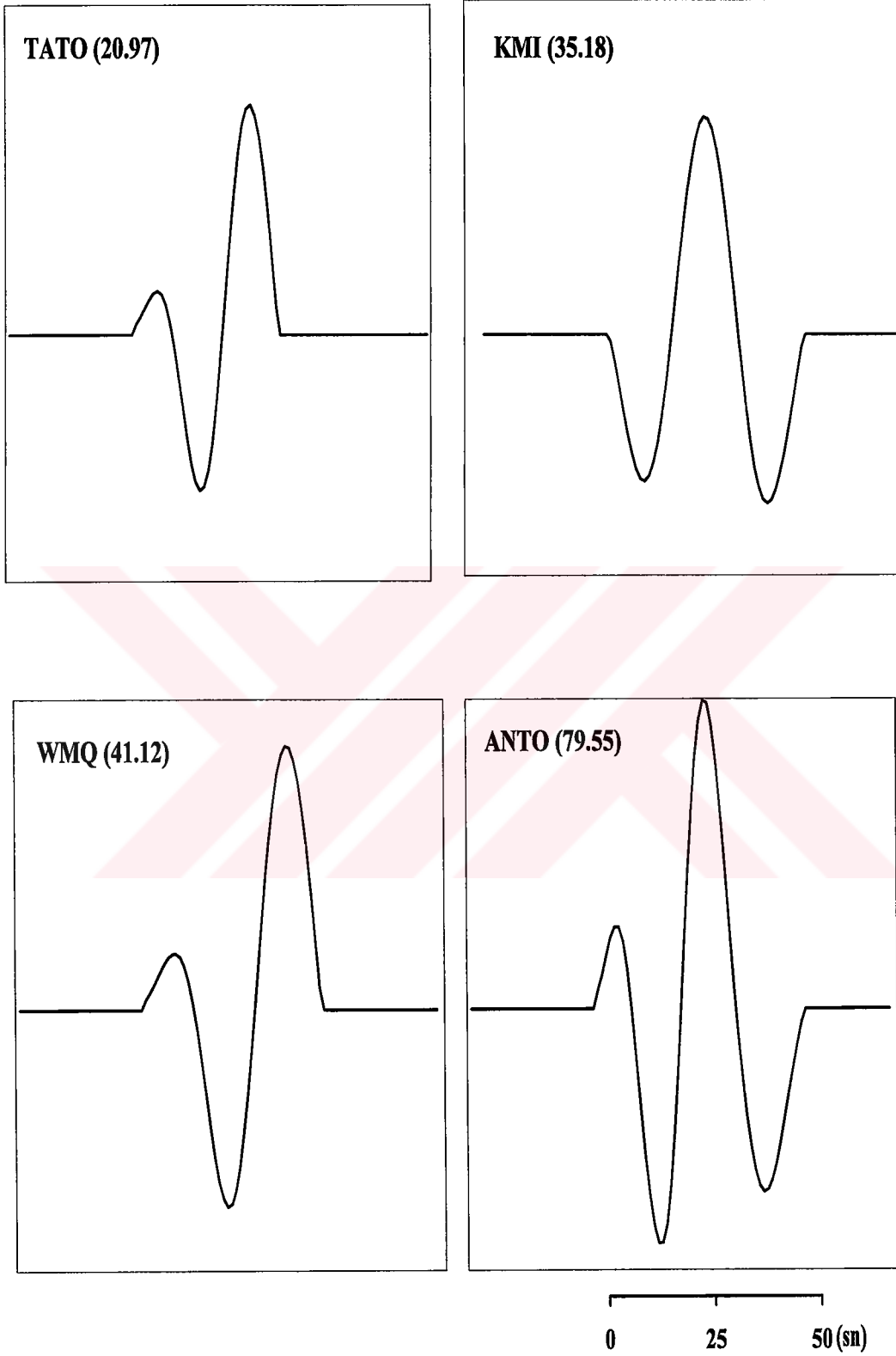
Beşinci aşamada, uzaklığa bağlı geometrik açılım etkisini gidermek için genlikler $1/r$ ile çarpılmıştır (r , episantr uzaklığıdır (km)). Geometrik yayılma etkisi frekanstan bağımsız bir etkidir (Bölüm 4.2.3).

Altıncı aşamada, kaynak düzeltmesi yapılabilmesi için ışının odağı terk ediş açısı; kaynağa göre azimutu ve Harvard odak mekanizması çözümlerinden alınan parametreler kullanılarak kaynak etkisi giderilmiştir (Bölüm 4.2.2).

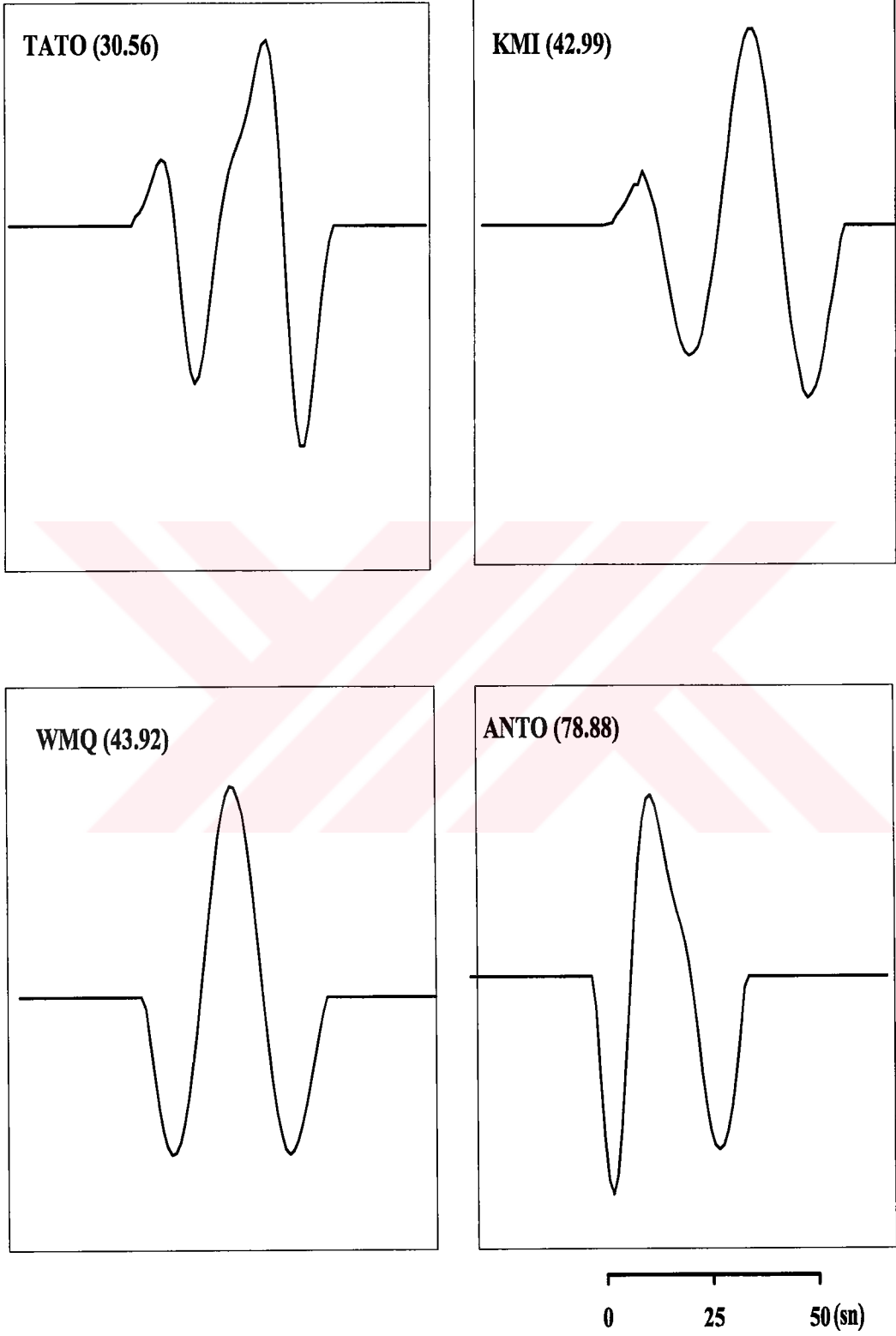
Yedinci aşamada frekans ortamında spektral genlikler hesaplanmıştır.

Sekizinci aşamada sismografin büyütme etkisinin giderilmesi için veri kütüklerinden okunan alet transfer fonksiyonlarının kutup ve sıfır değerleri yardımıyla alet tepki fonksiyonları hesaplanmıştır. P-dalgalarının genlik spektrumları büyütme değerlerine bölünerek bu etki giderilmiştir (Bölüm 4.2.4).

Dokuzuncu aşamada kaynak, yapı, yer kabuğu ve sismograf etkileri giderilen düzeltilmiş genlik spektrumlarından yararlanarak a) Genlik azalımı yönteminden ve b) Spektral Oran yönteminden hesaplanan kalite faktörü Q episantr uzaklığının ve derinliğin fonksiyonu olarak çizdirilerek yorumlanmıştır (Bölüm 4.3).



Şekil 4.5 8 nolu depreme ait LZH, CHTO, KONO ve GRFO istasyon kayıtlarından seçilen orijinal ilk gelen P-dalgacıkları (Parantez içinde derece cinsinden episantr uzaklığı verilmiştir)

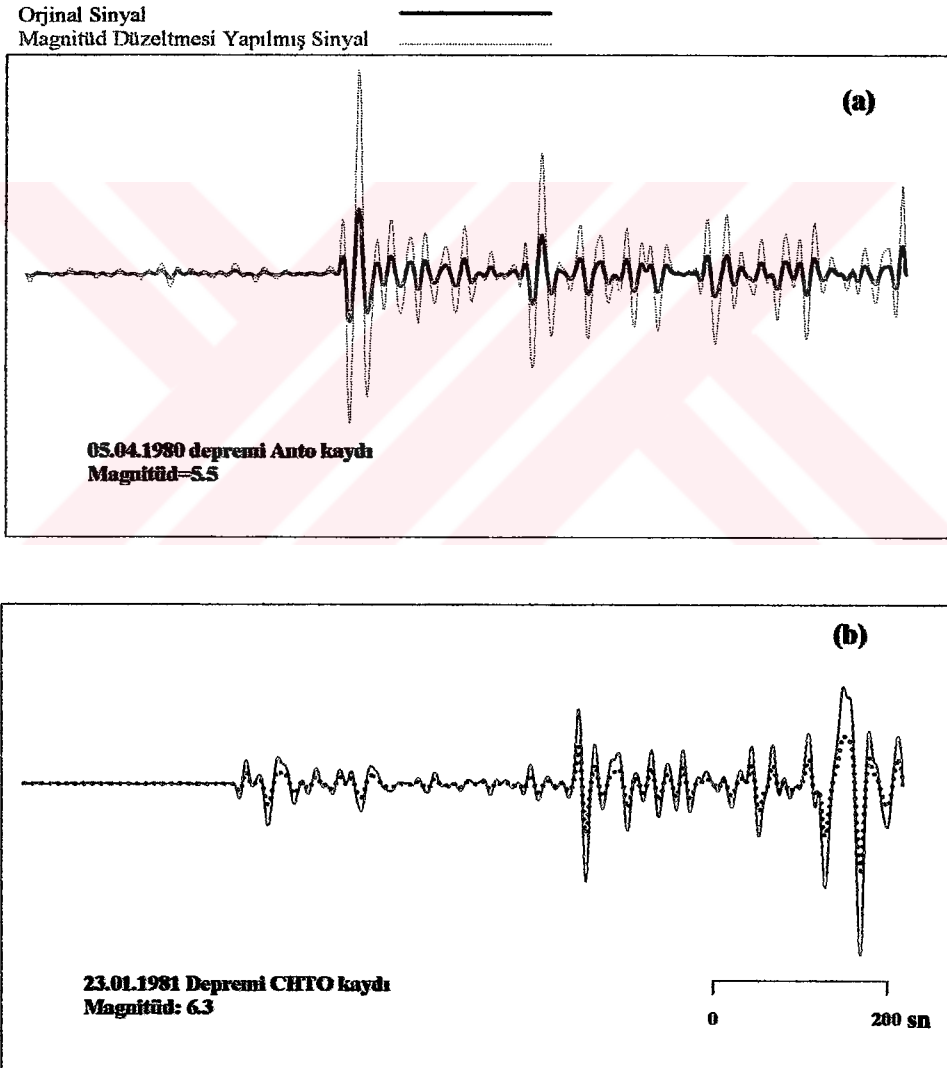


Şekil 4.6 13 nolu depreme ait LZH, CHTO, KONO ve GRFO istasyon kayıtlarından seçilen orijinal ilk gelen P-dalgacıkları (Parantez içinde derece cinsinden episantr uzaklığı verilmiştir)

4.3 Verilerin Uygulanan Düzeltmeler

4.3.1 Magnitüd normalizasyonu

Soğurma çalışması için genlikler kullanılacağından farklı magnitüdlere sahip depremlerin tek bir referans magnitüdüne indirgenmesi gerekir. Bunun için tüm depremlerin magnitüdüleri $m_b = 6.0$ magnitüdüne indirgenmiştir. $\Delta m_b = \log_{10} A$ olmak üzere genliklere $A = A_0 10^{\Delta m_b}$ işlemi uygulanmıştır. Burada Δm_b ; Referans Magnitüdü ile Deprem Magnitüdü arasındaki farktır. Bu şekilde magnitüd normalizasyonu yapılmış iki istasyona ait sismogram örnekleri Şekil 4.7'de gösterilmektedir.



Şekil 4.7. Magnitüd normalizasyonu yapılan iki deprem kaydı örneği. a) $m_b=5.5$ ve b) $m_b=6.3$ için, orijinal ve $m_b = 6.0$ 'a göre normalize edilmiş kayıtlar.

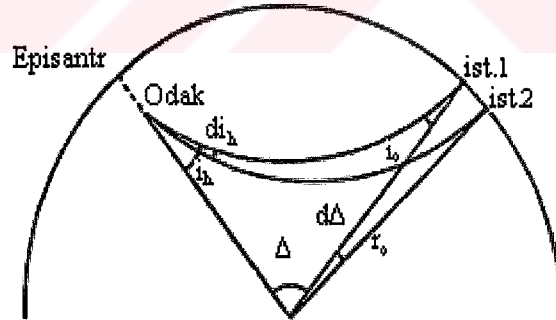
4.3.2 Kaynak etkisinin giderilmesi

Bir depremin odak mekanizması çözümü yapıldığında, A ve B düğüm düzlemlerini göstermek üzere P-dalgasının odaktaki genliği 'a' şu bağıntı ile verilmektedir (Kurita, 1966b):

$$a = \prod_{i=1}^2 (l_i \sin i_h \cos \phi + m_i \sin i_h \sin \phi + n_i \cos i_h) \quad (4.1)$$

$$\begin{aligned} l_1 &= \pm \sin(\text{dip}A) \sin(\text{strike}A), \\ m_1 &= \pm \sin(\text{dip}A) \cos(\text{strike}A), \\ n_1 &= \cos(\text{dip}A) \end{aligned} \quad (4.2)$$

Burada i_h ışının odağı terk ediş açısı; ϕ , istasyonun kaynağa göre azimutudur. Kullanılan depremlerin odaklarından çıkan dalgaların odağı terk ediş açıları Nuttli (1972) çizelgelerinden alınmıştır. Kayıtlara ait ışının i_h , odağı terk ediş açısı; ϕ , istasyonun kaynağa göre azimutu ve episantır uzaklıkları Tablo 4.3'de verilmektedir. Tabakalı yeryuvarında bükülmüş ışın yolu Şekil 4.8'de gösterilmektedir.



Şekil 4.8. Yeryuvarında bükülmüş ışın yolu.

Çalışmamızda kullanılan depremlerin odak mekanizmalarının çözümleri HARVARD CMT kataloğundan sağlanmıştır. Bu çözümlerden odağa ait doğrultu (strike), dalım

Tablo 4.3 Depremlere ait odak mekanizması parametreleri. Δ = episantr uzaklığı, i_k =ışının odağı terk ediş açısı, az = azimut.

DEPREM TARİHLERİ	ANTO		CHTO		GRFO		TATO		KONO		KAAO		KEV		LZH		SHIO		WMQ		KMII		BJI							
	A	az	A	az	A	az	A	az	A	az	A	az	A	az	A	az	A	az	A	az	A	az	A	az						
11.08,1985	95,9	20,0	70,3	46,5	37,0	94,8	104,8	18,0	52,1	22,4	48,3	124,4	99,1	49,0			47,8	32,0	98,3											
14.04,1987	95,4	19,7	60,3						24,4	42,7	99,6	94,5	19,8	40,1	41,6	36,8	102,8							33,8	39,0					
19.12,1980	83,1	2,0	55,8	39,4	38,0	64,5	88,3	20,6	41,8	81,5	23,0	41,1	59,3	30,6	72,1		43,1	37,0	71,8											
05.04,1980	86,6	20,0	56,6	40,9	35,0	69,0	91,5	19,0	41,7	84,6	21,0	40,6	62,0	28,6	74,1		43,1	35,0	75,4											
08.05,1980	70,3	23,3	53,1	39,7	37,4	58,5	84,9	21,3	40,2	77,8	24,0	39,9	57,5	31,0	68,1															
20.02,1982										85,9	18,0	40,0	19,0	45,0	58,8	78,8	20,0	39,7												
30.11,1986	78,4	24,7	48,8	42,2	36,7	52,5	81,7	22,6	36,7	22,2	48,0	46,6	74,3	25,3	36,8	30,2	40,5	73,2	40,4	37,5	77,7									
06.02,1987	79,6	22,0	50,5	41,5	36,0	55,2				21,0	51,0	50,8	76,0	24,0	37,8	63,7	28,5	54,4	30,3	40,0	77,1	41,1	36,0	80,6	35,2	38,0	61,1	20,2	54,0	90,8
09.01,1987	77,6	24,4	48,3	42,2	37,0	51,0	80,8	23,3	36,5	22,4	46,0	44,0				60,9	30,0	53,3	39,8	38,0	76,6									
27.02,1980	78,1	23,5	43,0	46,9	34,0	47,9	79,6	23,2	31,3	27,3	40,7	42,5							44,3	35,7	54,5									
31.05,1985	98,1	19,5	66,7	44,0	39,6	91,7	105,9	19,2	47,9	25,0	42,5	116,3				87,6	20,5	60,4												
06.02,1987				41,5	36,6	55,2				21,0	51,0	50,6				63,6	28,9	54,4	30,3	40,2	77,0	41,1	36,8	80,5	35,2	38,9	61,0	20,2	54,2	90,7
13.06,1987	78,9	23,5	40,1	49,8	33,4	46,9	79,4	23,5	28,3	30,6	40,2	42,7	71,2	26,3	28,5	58,7	30,4	44,2	36,1	38,4	61,6	43,9	35,7	66,1	43,0	36,0	50,7			
22.04,1987				41,3	36,9	54,9	83,3	22,0	38,0	20,9	40,0	49,9	75,2	24,8	38,0	62,4	29,0	54,6	30,0	40,5	76,8	40,8	36,9	80,5	35,0	39,0	60,7			
16.04,1987	79,3	23,4	50,5	41,3	36,9	55,0	83,1	22,1	38,0	20,8	50,9	50,1	75,8	24,6	38,0				30,0	40,5	76,9	40,9	36,9	80,6	35,0	39,0	60,8			
23.01,1981	76,0	25,0	46,0	43,4	36,7	47,4	78,6	24,2	34,8	24,4	44,3	39,1	71,0	26,8	35,2	56,1	32,0	58,4	24,4	36,5	39,1									
28.11,1986	79,5	23,3	51,3	40,8	37,0	55,9			20,2	54,0	51,4								39,9	40,4	78,4	40,9	37,0	81,8						
14.01,1987	76,4	24,8	45,6						24,9	42,3	39,9	71,2	26,7	34,6								39,6	37,8	72,0				20,2	59,3	74,1
10.03,1987	79,1	23,5	45,7	45,1	35,3	51,0	81,4	22,6	33,1	25,3	42,0	46,1	73,6	25,3	33,6				32,6	39,6	69,3	42,1	36,4	73,7	38,6	37,6	5,7	22,2	48,3	79,0

(dip) ve kayma (slip) değerleri kullanılarak her bir kayıt için (4.1) bağıntısındaki a değerleri hesaplanmıştır. Sismogram üzerinde seçilen P-dalgalarının genlik değerleri (4.1) bağıntısı ile elde edilen a değerleri ile çarpılarak kaynak etkisi giderilmiş sismogramlar elde edilmiştir.

4.3.3 Geometrik yayılma etkisinin giderilmesi

Bir kaynaktan çıkıp yer içerisinde yayılan sismik dalgaların enerjisi, yer içinin hız yapısı ile kat ettikleri ışın yolunun uzunluğuna bağlıdır. Genelde dalga genliği uzaklıkla azalmaktadır. Bu olay geometrik yayılma olarak adlandırılır.

Geometrik yayılma faktörü, sismik dalga genliklerinin yayılan küresel dalga cephelerinin büyümesi nedeniyle azalmasını gösterir. Geometrik yayılma frekanstan bağımsızdır. Yani hem frekans ortamında, hem de zaman ortamında geometrik yayılma etkisi giderilebilir. Bir düzlemde birim yüzeydeki enerji miktarı şu bağıntı ile verilmektedir:

$$E(X) = \left(\frac{K}{2\pi} \right) c_0 \left(\frac{\tan i_0}{XC \cos i_0} \right) \left(\frac{d^2 T}{dX^2} \right) \quad (4.3)$$

Ancak homojen ve küresel bir yer yuvarı için (4.3) bağıntısı biraz değişikliğe uğrayacaktır. Işın demetinin oluşturduğu halka şeklindeki dalga cephesi

$$2\pi r_0^2 \sin \Delta |d\Delta| \cos i_0 \quad (4.4)$$

bağıntısı ile verilmektedir. Burada r_0 , yer yuvarının yarı çapı; Δ , episantr uzaklığıdır. Buna göre (4.3) bağıntısı şu şekli alacaktır:

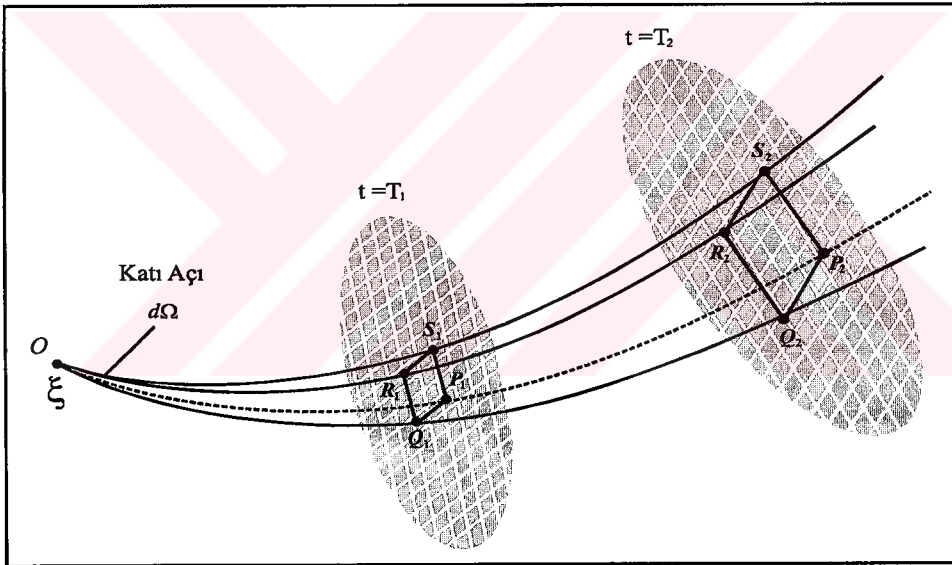
$$E(\Delta) = E_0 \left(\frac{v_0}{r_0^3} \right) \left(\frac{\tan i_0}{\cos i_0} \right) \left(\frac{1}{\sin \Delta} \right) \left(\frac{d^2 T}{d\Delta^2} \right) \quad (4.5)$$

Gerekli işlemler yapıldıktan sonra sismik dalgaların enerjisi için aşağıdaki bağıntı elde edilecektir (Lay ve Wallace, 1988):

$$E(\Delta) = \left(\frac{E_0}{r_0^2} \right) \left(\frac{v_0}{r_0} \right) \times \left(\frac{1}{2 \sin(\Delta/2) \cos(\Delta/2)} \right) \times \left(\frac{\cos(\Delta/2)}{\sin^2(\Delta/2)} \right) \left(\frac{r_0}{2v_0} \right) \sin(\Delta/2) = \frac{E_0}{4r_0^2 \sin^2(\Delta/2)} \quad (4.6)$$

yukarıdaki bağıntıda paydadaki terim odak istasyon arasındaki ışın yolunun uzunluğudur. Bu da enerjinin $1/R^2$ ile azaldığını göstermektedir.

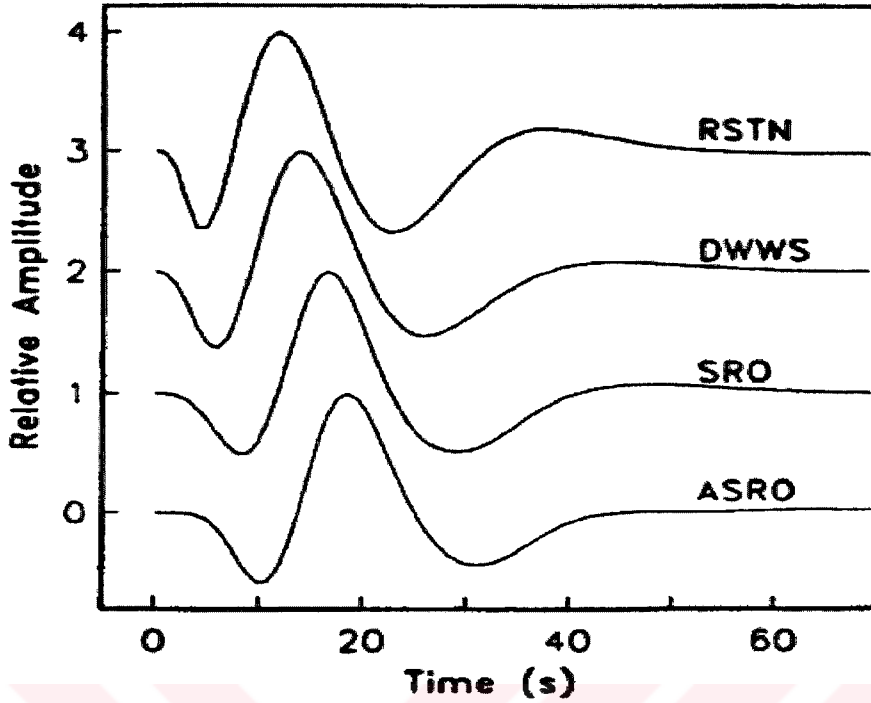
Sismik dalgalarının yayılımı sırasında geometrik yayılma etkisinden bağımsız olarak sismik dalga genliklerindeki azalmı, soğurma olarak tanımlamıştık. Dolayısı ile geometrik yayılma etkisinin genlikler üzerinden giderilmesi gerekmektedir. Bu bilgiler ışığında kullanılan P-dalgası sinyalinin genlikleri episantr uzaklığına bölünerek geometrik yayılmanın etkisi giderilmiştir. Geometrik açılma üç boyutlu olarak Şekil 4.9 da gösterilmektedir (Aki ve Richards, 1980).



Şekil.4.9 Geometrik yayılımın ortogonal sistemde gösterimi (Aki ve Richards, 1980).

4.3.4 Alet tepkisinin giderilmesi

Bu çalışmada. WWSSN, SRO ve CDSN şebekelerine dahil olan 12 adet istasyonun düşey bileşen kayıtları kullanılmıştır. Şekil 4.10 da GDSN uzun-periyodlu sayısal sismografların değişik şebekelerdeki yer hareketine tepki örnekleri verilmektedir (Shearer, 1991).



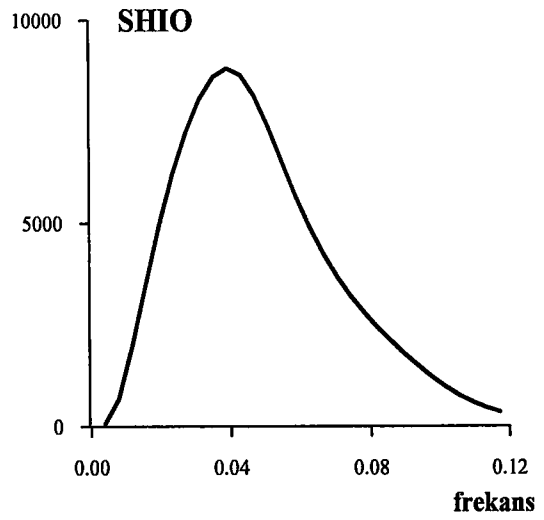
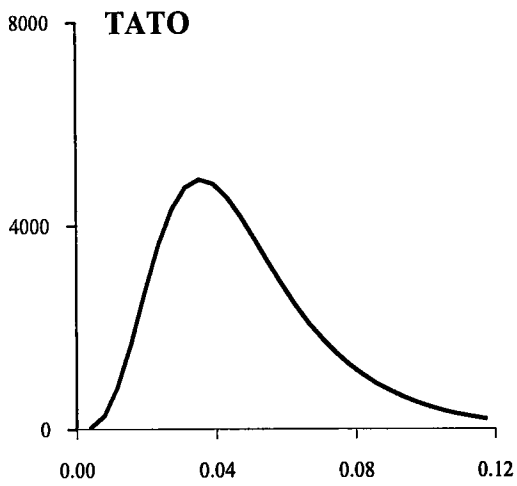
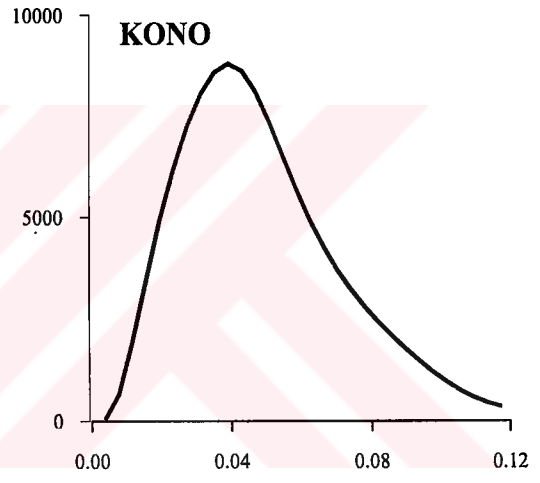
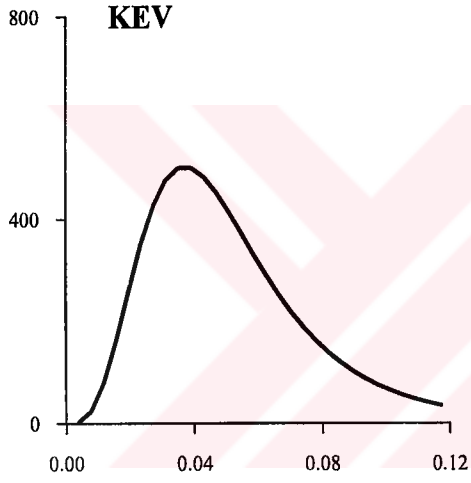
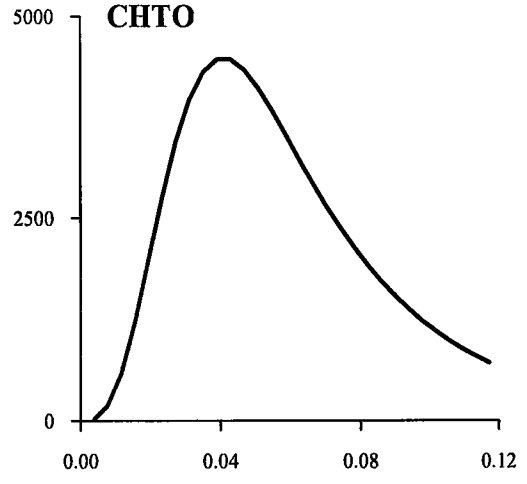
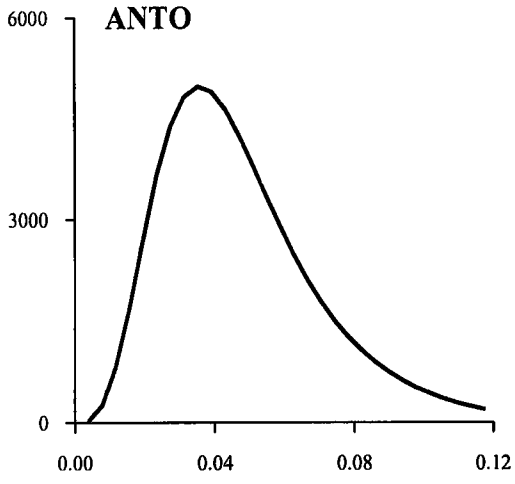
Şekil 4.10. Uzun peryod sayısal sismografların, değişik şebekelerdeki kuvvetli yer hareketi tepki fonksiyonları (Shearer, 1991).

Sismografin frekans özelliklerinin denklenmesi için USGS tarafından yayınlanan büyütme eğrileri kullanılmıştır. İstasyonların yayınlanan parametreleri yardımıyla hesaplanan büyütme eğrileri örnekleri Şekil-4.11'de gösterilmektedir. Aletlerin transfer fonksiyonları 0.01-0.12 Hz frekans aralığında hesaplanmıştır. Yani bu frekanslar dışındaki veriler alınmamaktadır. Bu etki, yapılan bir program yardımıyla seçilen ilk gelen P dalgasına ait genlik spektrumuna bölünerek alet etkisi giderilmiştir.

4.3.5 Kabuk tabakası etkisinin giderilmesi

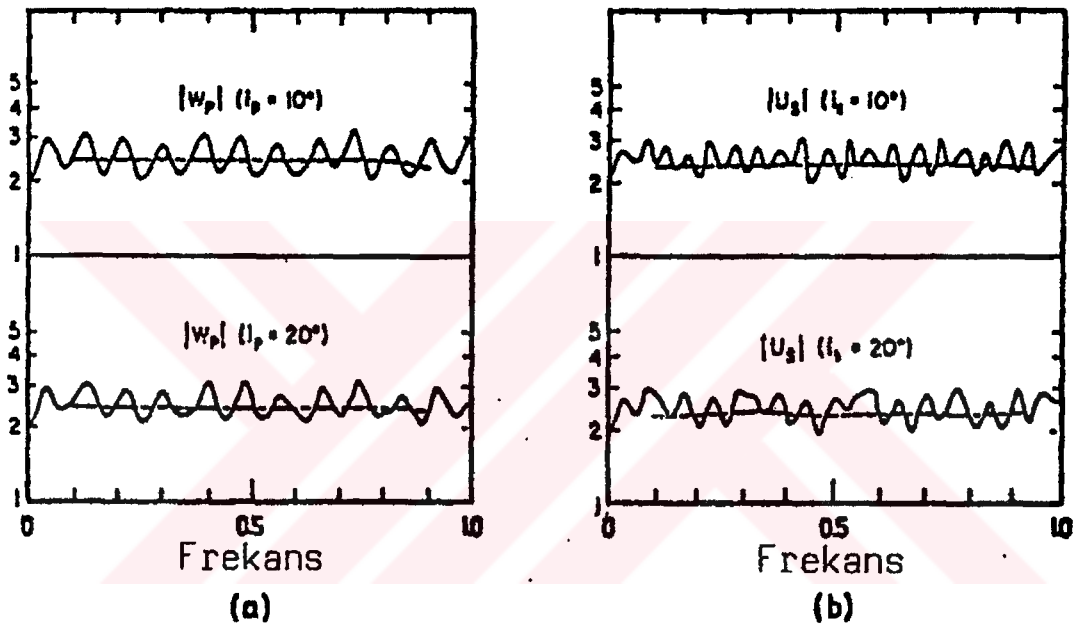
Yerkabuğu yapısı sismik dalgaları, bir sismik frekans süzgeci gibi etkiler. Bu amaçla Thomson-Haskell matris formülü (Haskell, 1962) kullanılarak hesaplanabilecek kabuksal genlik tepkisi ile spektrumun ayrılması gerekir. Bu hesap kabaca kabuk transfer fonksiyonu, serbest yüzeydeki hareketin genliğinin tabakalı kabuğun tabanındaki dalga hareketinin genliğine oranıdır.

Kabuk transfer fonksiyonu bugüne kadar pek çok araştırmacı tarafından farklı kabuk modelleri için çeşitli dalga geliş açıları ve frekans aralıkları için hesaplanmıştır.



Şekil 4.11. ANTO, CHTO, KEV, KONO, TATO ve SHIO istasyonları büyütme eğrileri

Kurita (1966a) toplam 38 km kalınlığında bir kabuk ve dik geliş açıları için ($20^\circ < i < 30^\circ$) serbest yüzeydeki düşey hareket ve P-dalgası ilk hareketinin spektral genlik oranının 0-2Hz'lik frekans bandında 2-2.5 değerinde bir düzeyde sabit olduğunu bulmuştur. Leblanc (1967) farklı kabuk modelleri ile elde ettiği kabuk transfer fonksiyonlarından yirmi tanesinin ortalamasının 0.4-1.6 Hz'lik frekans aralığında, frekans bağımsız bir ana değer etrafında +1db kadar değiştiğini göstermiştir. Bu iki yaklaşım; dik geliş açıları için kabuk transfer fonksiyonları iyi bir yaklaşımla sabit kabul edilebileceğini göstermiştir.



Şekil 4.12 Dört tabakalı 38 km kalınlıktaki kabuk modeli ile $i=10^\circ$ ve $i=20^\circ$ lik geliş açıları için hesaplanmış P dalgaları kabuk transfer fonksiyonu (Kanamori, 1967c).

İstasyonların episantr uzaklıkları yirmi dereceden büyük olması ve dalga istasyona küçük geliş açısı ile geldiği için kabuğun sinyal üzerinde önemli bir etkisinin olmayacağı varsayılarak kabuk etkisi giderme işlemi uygulanmamıştır.

4.4 Spektral Analiz Sonuçlarından Kalite Faktörü Q hesaplanması.

4.4.1 Genlik azalımından Q hesabı.

İlk olarak Q değerini elde edebilmek için episantr uzaklığı ile spektral genliklerin azalım ilişkisinden yararlanılmıştır.

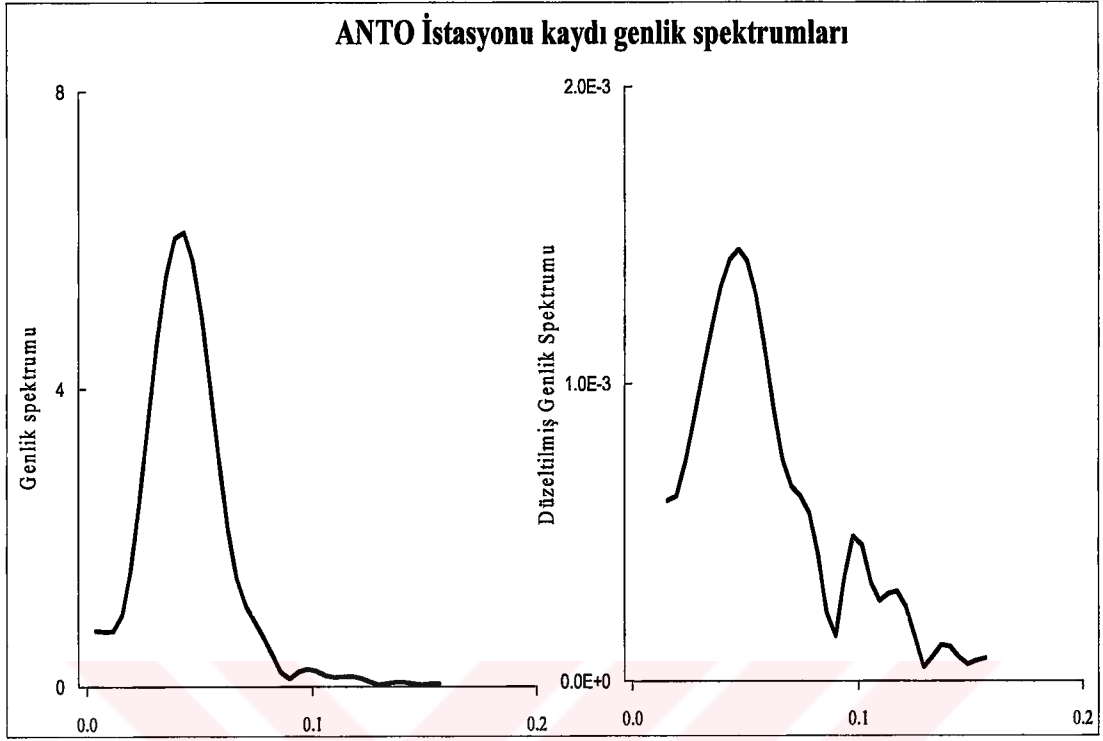
Japonya'nın doğusunda Pasifik Okyanusunda meydana gelen 19 adet depremin toplam 12 istasyondaki kayıtları kullanılmıştır. İstasyonlar Asya ve Avrupa kıtalarında yer almakta olup, bunlar her bir deprem için büyük daire üzerinde kombinasyon oluşturacak şekilde seçilmeye dikkat edilmiştir.

Her bir depremin her bir istasyondaki genlik spektrumları episantr uzaklığına bağlı olarak tek tek çizilmiştir. Ancak, episantr uzaklıkları, dalgaların nüfuz derinlikleri, azimut, vb. gibi faktörlerin farklı olması nedeniyle bu eğrilerden hesaplanan Q değerleri birbiriyle pek uyumlu olmayacaktır. Bu nedenle tüm genlik spektrumlarında maksimum genliklere ait $f=0.04\text{Hz}$ frekansındaki genlikler alınıp, episantr uzaklığının fonksiyonu olarak grafiklenmiştir. $f=0.04\text{Hz}$ frekansında sismograflar maksimum büyütme sahiptir.

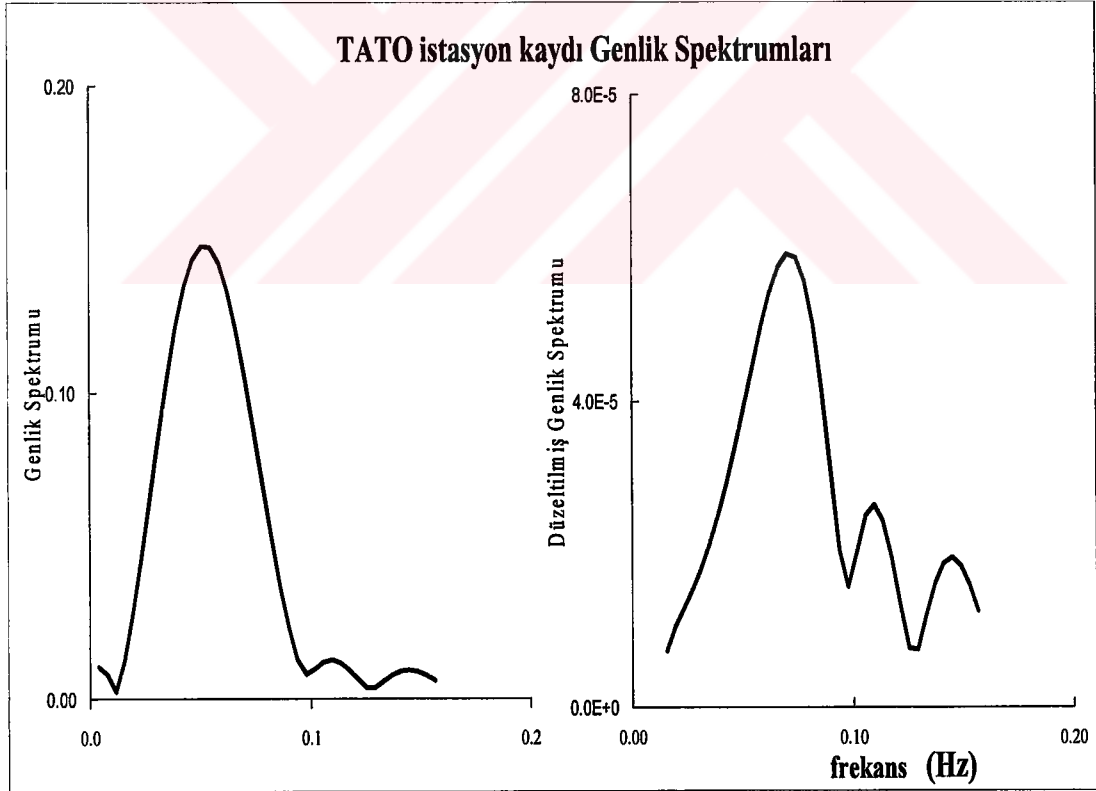
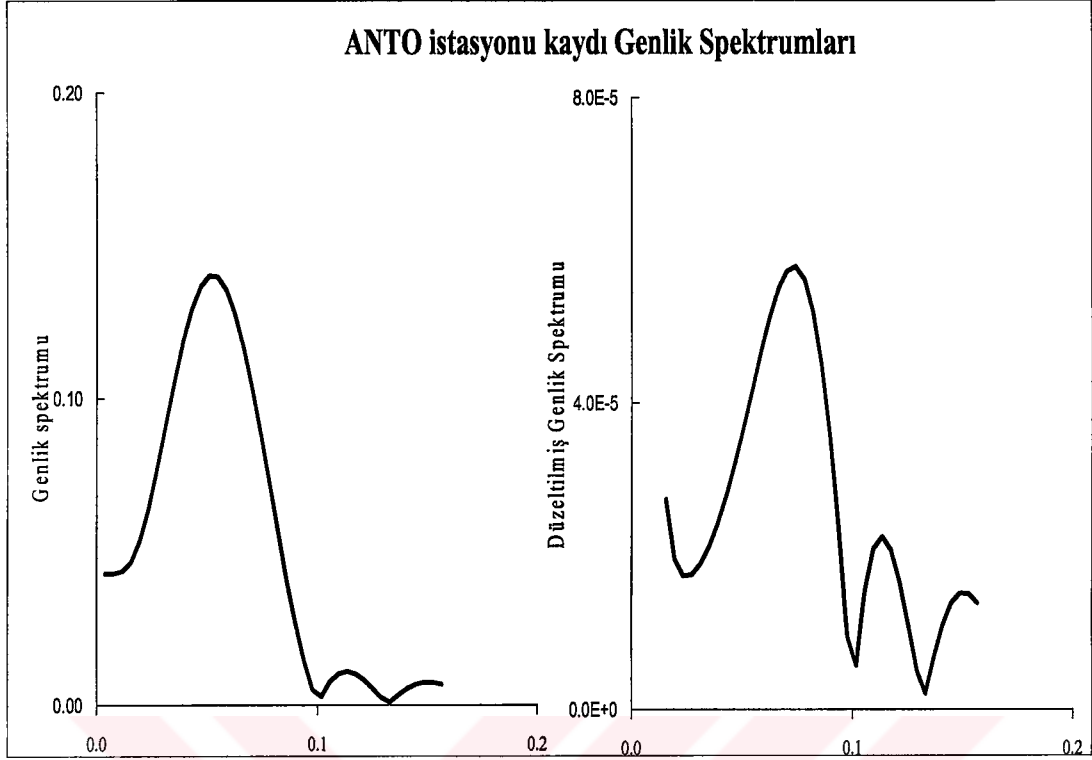
Şekil 4.13 ve Şekil 4.14'de 8'nolu ve 13'nolu depremlere ait genlik spektrumu ve düzeltilmiş genlik spektrumu (magnitüd normalizasyonu, kaynak düzeltmesi, alet düzeltmesi, geometrik açılım etkisi düzeltmesi yapılmış verinin genlik spektrumu) örnekleri gösterilmektedir. Bazı depremlere ait değişik frekanslardaki düzeltilmiş genlik değerlerinin episantr uzaklığı ile değişimini gösteren grafik örnekleri Şekil 4.15 ve Şekil 4.16'da verilmektedir. Ancak tek tek her bir deprem için Q hesaplamasının hatalara sebebiyet vereceğinden. Tüm depremlerin tüm kayıtlarının aynı anda değerlendirebilmek için 19 depremin değişik istasyonlardaki kayıtları için P-dalgalarının düzeltilmiş genlikleri 20o-98o aralığında episantr uzaklığının fonksiyonu olarak çizilmiştir (Şekil 4.17).

Şekil 4.17'de görüldüğü gibi 20-40° episantr uzaklıkları arasında oldukça yüksek genlikler yer almaktadır. $\Delta=40^\circ$ 'den itibaren ani bir düşüşle genlikler hemen hemen sabit bir değerde seyretmektedir. $\Delta=40^\circ$ episantr uzaklığı yaklaşık 1000 km derinliğe karşılık gelmektedir. Bu derinlikte gözlenen genliklerdeki ani düşüş, alt mantodan üst mantoya geçişin bir göstergesi olmaktadır.

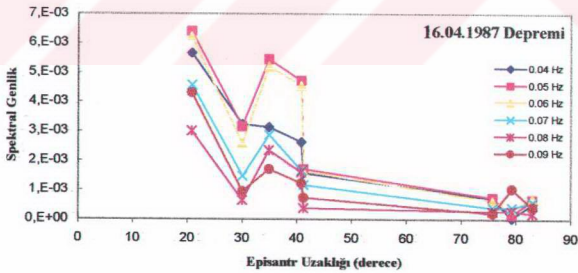
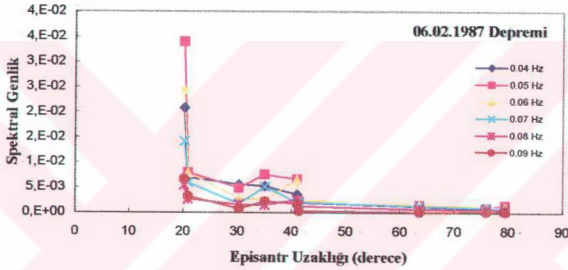
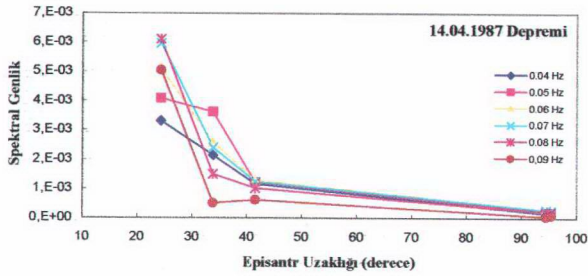
Genlik-episantr uzaklığı ilişkisini bir bağıntıyla ifade edebilmek için Şekil-4.17 değişik episantr uzaklıkları için ($20<\Delta<40^\circ$ ve $40<\Delta<98^\circ$) iki kısımda incelenmiştir.



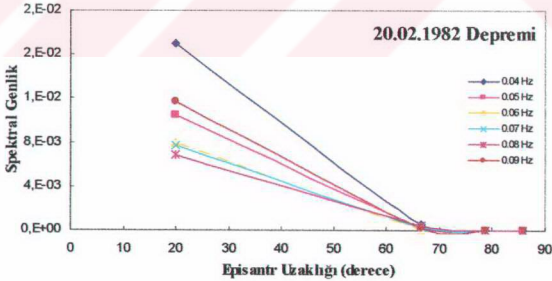
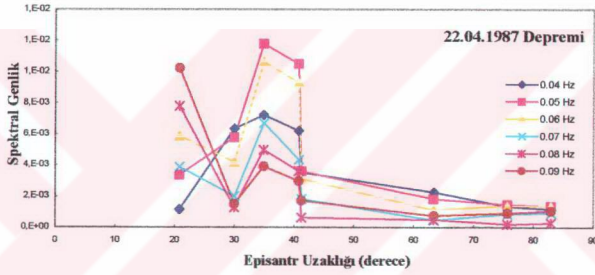
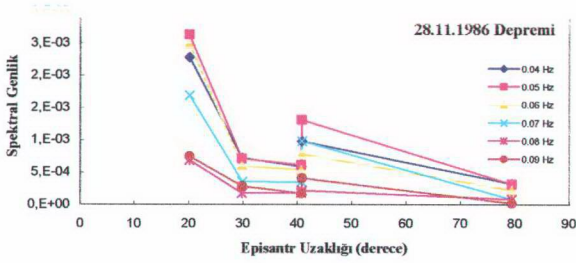
Şekil 4.13 8 nolu deprem ANTO ve BJI istasyonları, genlik ve düzeltilmiş genlik spektrumları (magnitüd normalizasyonu, alet, kaynak ve geometrik açılma düzeltmesi yapılmış spektrum).



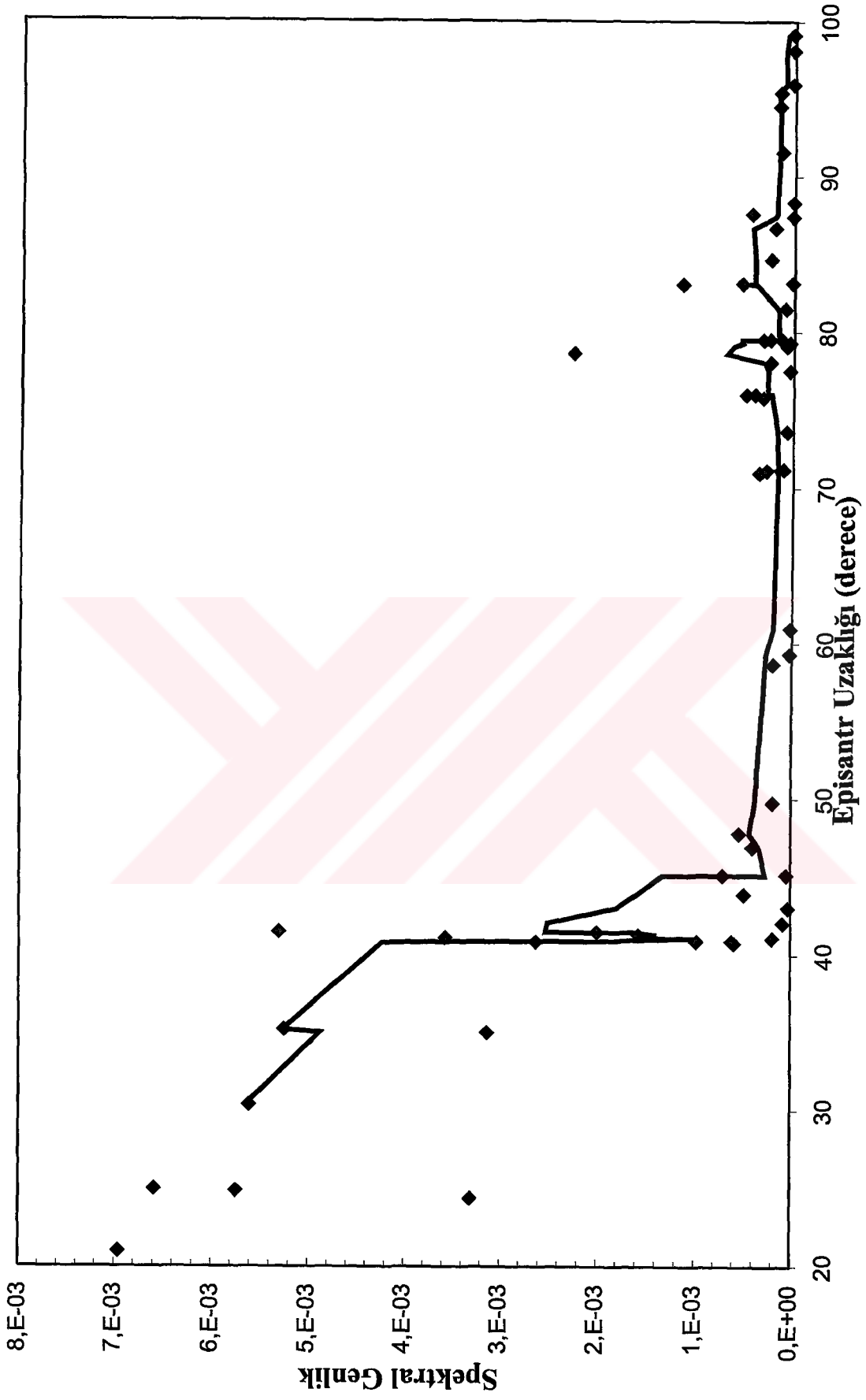
Şekil 4.14. 13 nolu deprem ANTO ve TATO istasyonları, genlik ve düzeltilmiş genlik spektrumları (magnitüd normalizasyonu, alet, kaynak ve geometrik açılıma düzeltilmesi yapılmış spektrum).



Şekil 4.15 14.04.87, 06.02.87, 16.04.87 depremlerinin, 0.04, 0.05, 0.06, 0.07 ve 0.08, 0.09 Hz frekanslarına ait düzeltilmiş genliklerinin, episantr uzaklığı ile değişimi.



Şekil 4.16 28.11.86, 22.04.87, 20.02.82 depremlerinin, 0.04, 0.05, 0.06, 0.07, 0.08 ve 0.09 Hz frekanslarına ait düzeltilmiş genliklerinin, episantr uzaklığı ile değişimi.



Şekil 4.17 Çalışmada kullanılan 19 depremin seçilen istasyonlarda $f=0.04$ Hz frekansındaki düzeltilmiş genliklerinin episantr uzaklığı ile değişimi

$20^\circ < \Delta < 40^\circ$ ve $40^\circ < \Delta < 98^\circ$ için elde edilen eğriler (Şekil 4.18) ve (Şekil 4.19)'de gösterilmektedir. Genlik-episantr uzaklığı ilişkisi için gözlemsel spektral genlikler $A=A_0e^{\alpha X}$ şeklinde bir bağıntıya yaklaştırılmıştır. Üstel terimdeki α -parametresi soğurma katsayısını temsil etmektedir.

$20^\circ < \Delta < 40^\circ$ aralığı için $A=0.0163e^{-0.0516\Delta}$, $40^\circ < \Delta < 98^\circ$ aralığı için ise $A=0.0024e^{0.0361\Delta}$ bağıntıları elde edilmiştir.

Bağıntılarda yer alan α parametreleri soğurma katsayısını temsil ettiğinden:

$$Q = \frac{\pi f}{\alpha V} \quad (4.7)$$

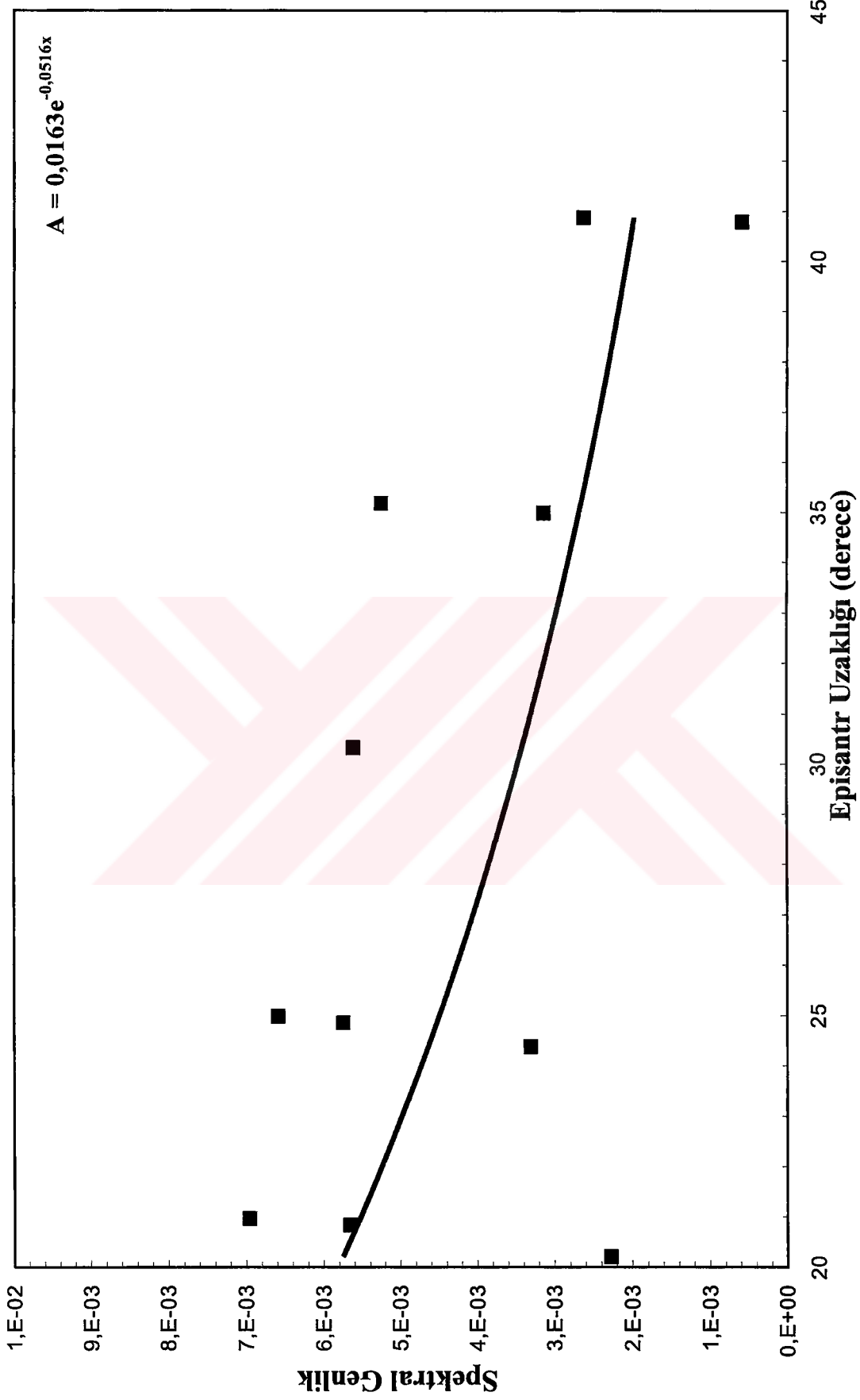
bağıntısı ile Q değerleri hesaplanmıştır. Bağıntıda $f=0.04$ Hz dir. Her iki bölge için (4.7) formülünden hesaplanan Q değerlerinin episantr uzaklığı ile değişimi Şekil 4.20'de verilmiştir.

Her bir istasyonda kaydedilen genliklerin ait olduğu depremlerin episantr uzaklıkları için ortalama bir episantr uzaklığı belirlenmiştir.

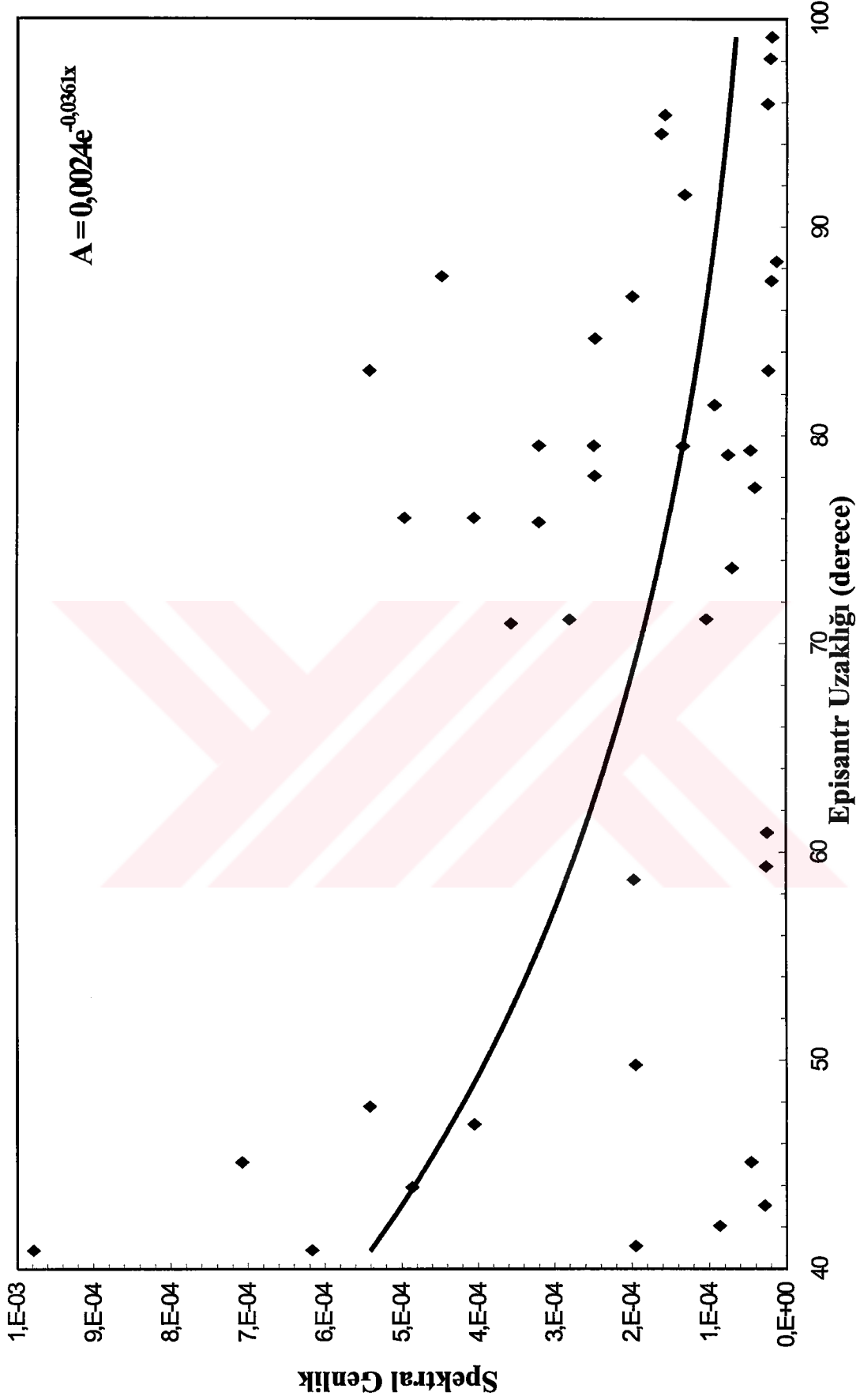
Ortalama episantr uzaklığını belirlerken *i.* istasyonda saçılmaya neden olacak en büyük ve en küçük episantr uzaklıkları hesaba katılmamıştır. Bu işlemin uygulanmasının nedeni ışın yolunun en derin noktası için yaklaşık bir hız değeri elde edilebilmektir. Her bir episantr uzaklığına karşı gelen ışınların en derin noktasının derinlik değerleri Kurita (1966a)'nın çizelgelerinden alınmıştır.

Buradan elde edilen derinliklere karşılık gelen hız değerleri Jeffreys-Bullen hız-derinlik modelinden okunmuştur. Bu hız değeri Q'yu elde edebilmek için (4.7) bağıntısında kullanılmıştır.

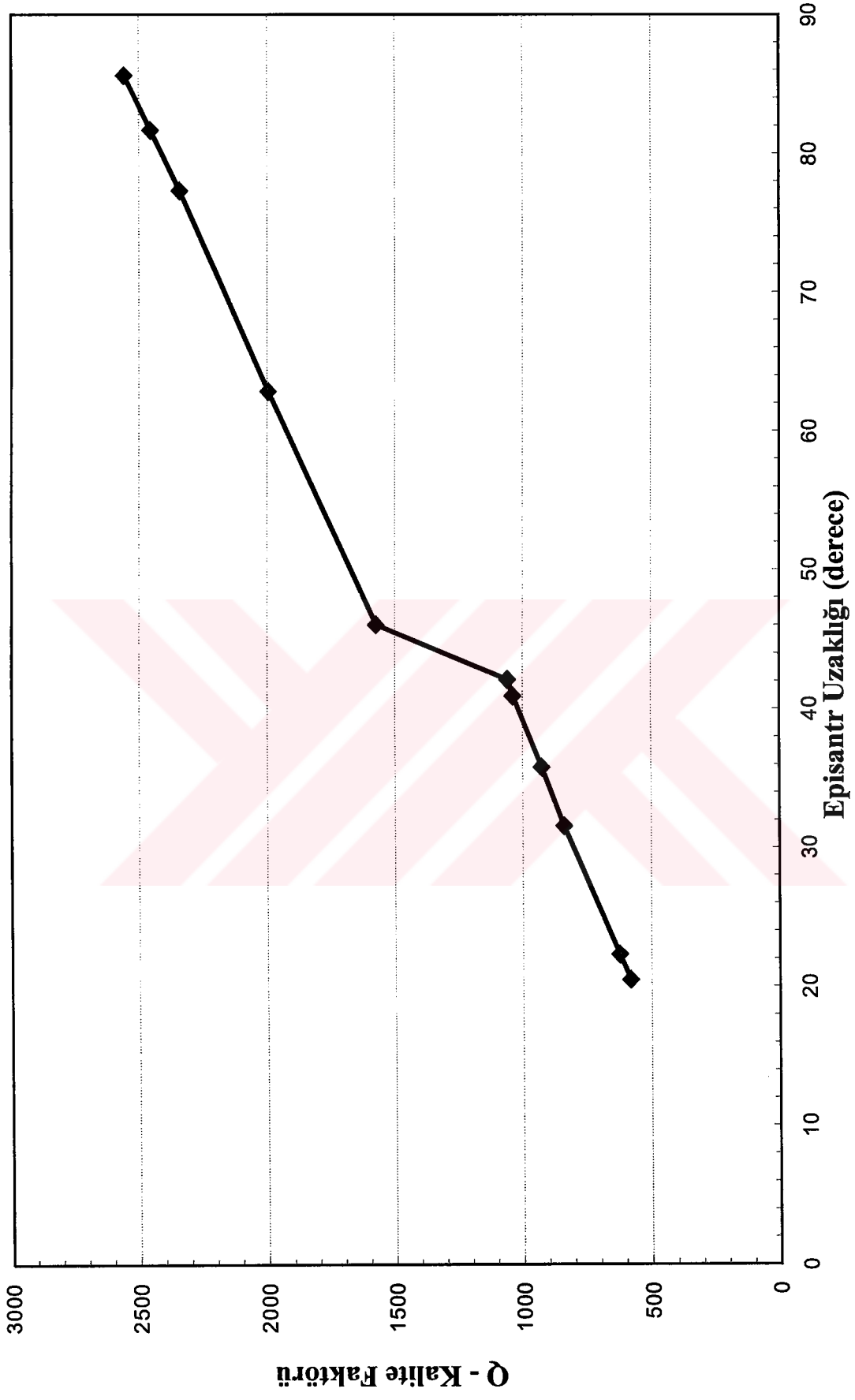
Değişik episantr uzaklıklarında yer küre içerisindeki ışın yolları ve bunlara karşılık gelen episantr uzaklıkları Şekil 4.21'de verilmektedir (Uluğ ve Helmberger, 1984).



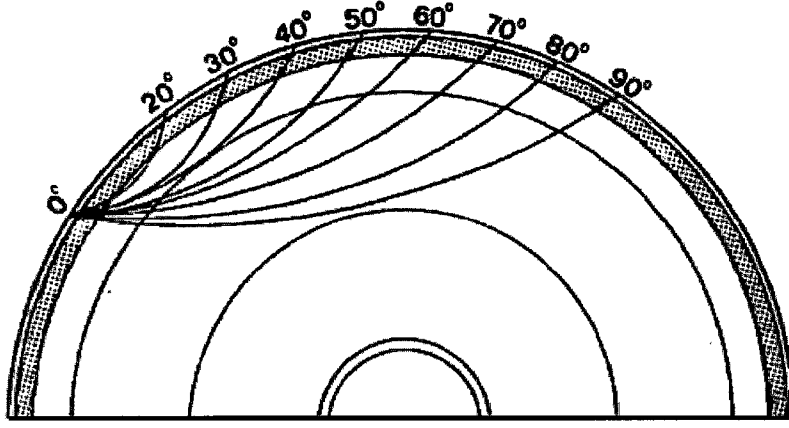
Şekil 4.18 20 $\Delta$$40$ aralığında $f=0.04$ Hz frekansına ait düzeltilmiş genliklerin episantr uzaklığı ile değişimi (Bu episantr uzaklığında dalgalar üst mantoda yayılmaktadır.).



Şekil 4.19 $40^\circ < \Delta < 98^\circ$ aralığında $f=0.04$ Hz frekansına ait düzeltilmiş genliklerin episantr uzaklığı ile değişimi (Bu episantr uzaklığında dalgalar alt mantoda yayılmaktadır.).



Şekil 4.20 Genlik azalımı yöntemi ile hesaplanan Q kalite faktörünün episantr uzaklığına göre değişimi

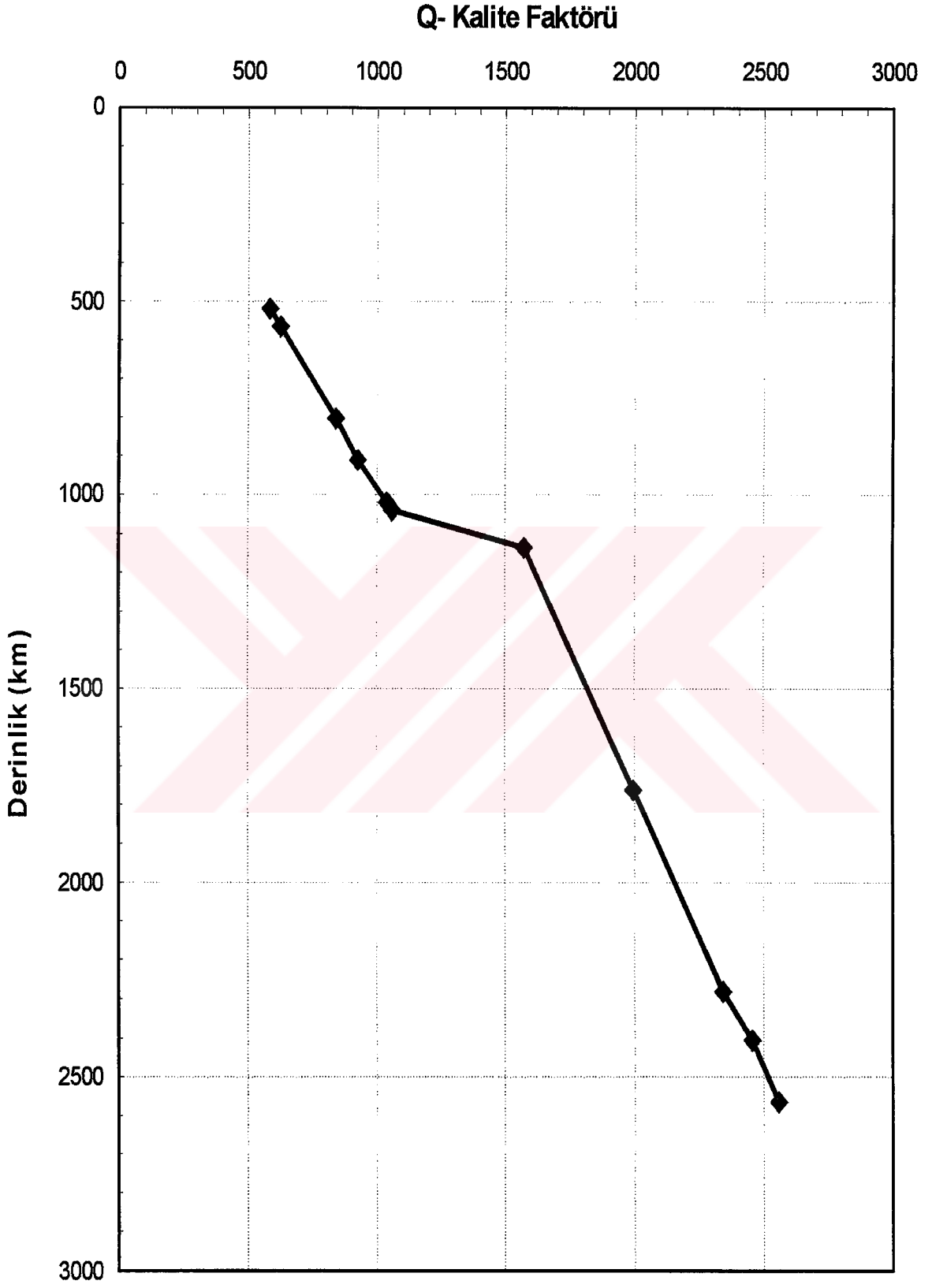


Şekil 4.21. Değişik episantr uzaklıkları için mantoda ışın yolları (Uluğ ve Helmberger, 1984).

Şekil 4.20'deki $\Delta=40^\circ$ civarında görülen ani sıçrama üst mantodan alt mantoya geçiş nedeniyledir. Çalışmanın ana amacı, tüm jeofizik problemlerinde olduğu gibi fiziksel parametrelerin derinliğe bağlı olarak belirlenmesidir. Bu nedenle biz de Q-kalite faktörünün derinliğe bağlı olarak değişimini elde etmeye çalışacağız. Şekil 4.20'de çeşitli episantr uzaklıkları için elde edilen Q değerleri bu uzaklıklara karşılık gelen ışın yollarının en derin noktalarına atfedilmiştir.

Bu şekilde elde edilen kalite faktörü Q'nun derinlikle değişimini gösteren grafik Şekil 4.22'de verilmektedir. Şekilde de görüldüğü gibi Q-kalite faktörü değerleri 500 km'de yaklaşık $Q=600$ değerinde, 1050 km derinlikte ise $Q=1150$ değerine kadar ulaşmaktadır. Burada kalite faktörü Q ani bir sıçrama yaparak 1136 km derinlikte yaklaşık 1600 değerini almakta. Bu sıçramanın nedeni üst mantodan alt mantoya geçiş olarak değerlendirilmektedir. 2565 km derinlikte kalite faktörü Q, 2600 değerine ulaşmaktadır.

Kullanılan depremler $\Delta>20^\circ$ olduğundan, 500 km'den daha sığ derinlikler için veri bulunmamaktadır. $1136>d>2565$ km'ye kadar olan derinliklerde Q-değerleri üst mantoya göre daha hızlı bir şekilde artmaktadır. Bu durumu elastik dalgaların soğurulması yönünden değerlendirirsek, alt mantoda Q derinlikle hızlı bir şekilde arttığından sismik dalgaların soğurulması da azalmaktadır. Nitekim bu durum uzak alan sismogramlarında ve tüm soğurma çalışmalarında gözlenen bir olgudur.



Şekil 4.22. Genlik azalımı yöntemi ile hesaplanan Q-kalite faktörünün derinlikle değişimi.

4.4.2 Spektral oranlardan Q hesabı.

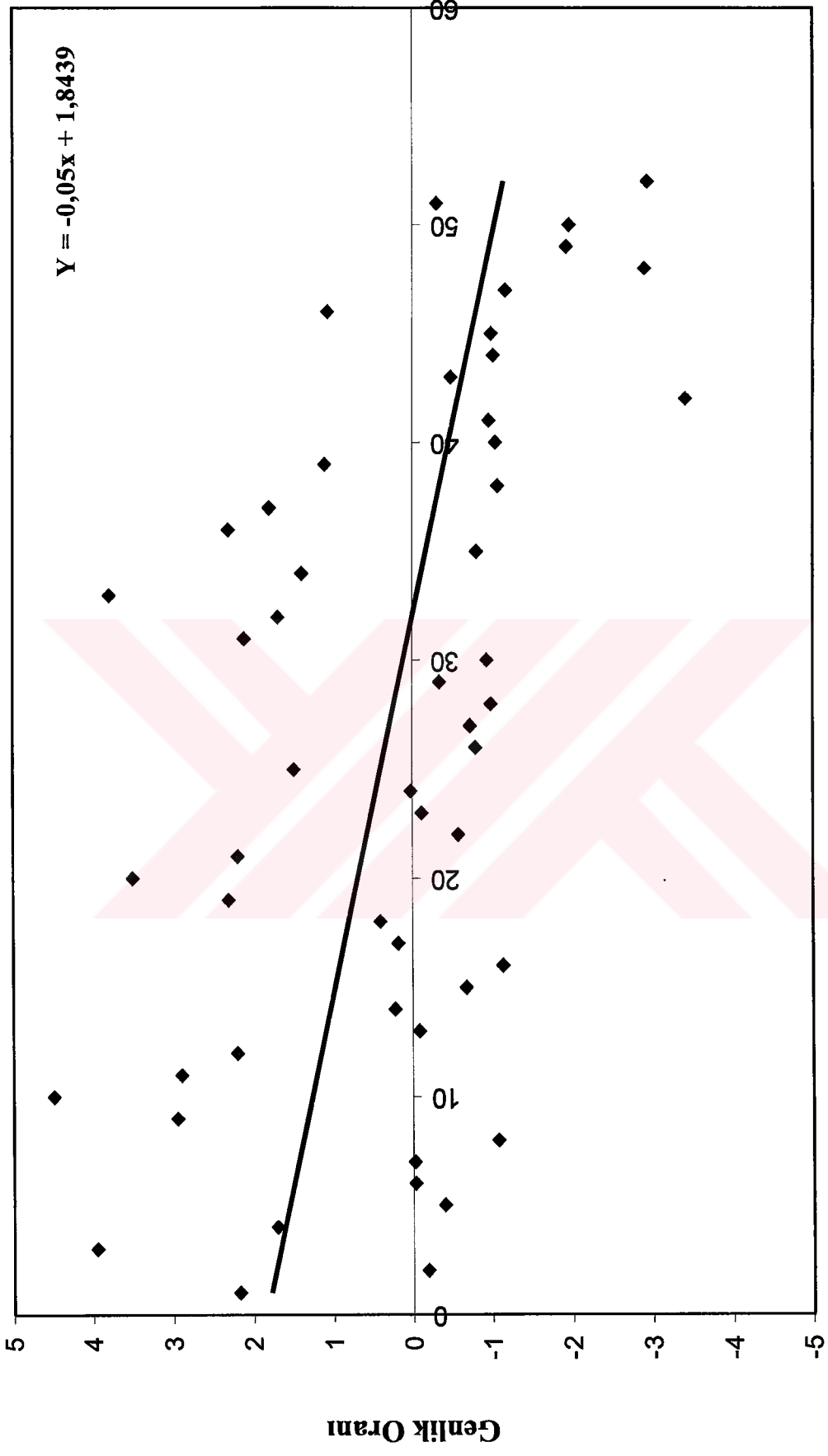
Bölüm 4.4.1’de uzak alan P-dalgalarının soğurulmasını episantr uzaklığı ile genlik azalımı ilişkisi belirlemeye çalışmıştık. Bu bölümde 19 adet depremin kaydedildiği istasyonlardaki P-dalgalarının spektral oranları oluşturulmuştur. P-dalgalarının hakim frekansı yaklaşık 0.04-0.06 Hz aralığındadır. Düzeltilmiş genlik spektrumları frekans bandı 0-0.5 Hz aralığındadır. Spektral genliklerin oranı alındığında 0.1 Hz’den daha yüksek frekanslarda yorumu etkileyecek dalgalanmalar gözlenmektedir.

Spektral oran oluşturulurken her bir deprem için uzaktaki istasyonun spektral genliği seçilen bir referans istasyonundaki spektral genliğe oranlanmıştır. Depremlerin meydana geldiği bölgeye en yakın istasyon TATO istasyonudur. Referans istasyonunun kaynak bölgesine uzaklığı yaklaşık 20° civarındadır.

İstasyonlarda kaydedilen P-dalgalarına gerekli düzeltmeler uygulandıktan sonra hesaplanan spektral genlikler Uzak/Referans istasyon oran değerleri elde edilmiştir $Y = \ln (A_i/A_{ref})$ Spektral oranlarda hakim frekanslar olan $f = 0,044$ Hz’deki genlik oran değerleri alınarak bu değerler $d\Delta$ (istasyonlar arasındaki episantr uzaklıkları farkı) ‘nın fonksiyonu olarak çizilmiştir (Şekil 4.23).

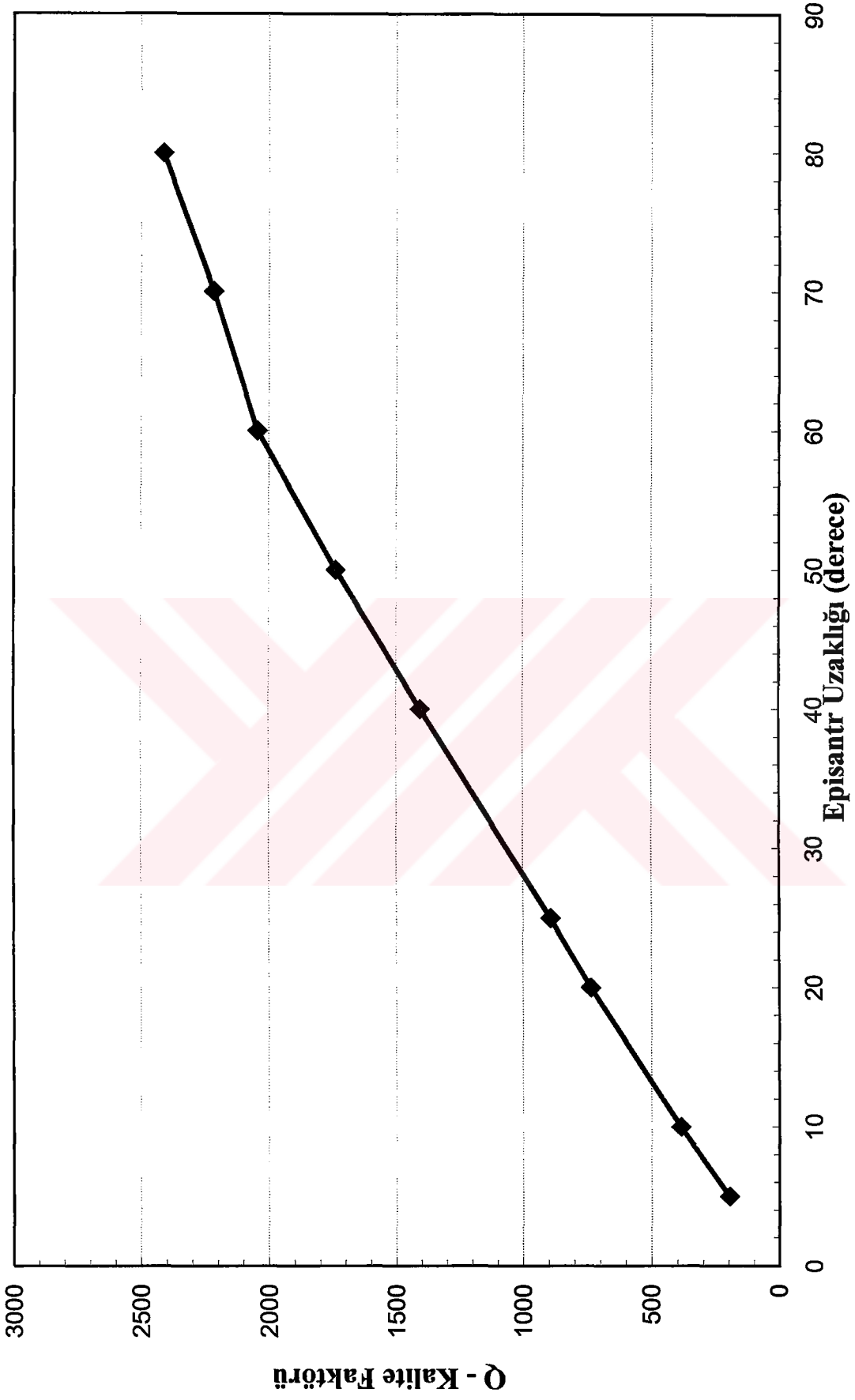
Bu grafikteki veri noktaları arasından geçen $Y = \alpha\Delta + B$ doğru denklemi hesaplanmıştır. Bu doğrunun eğimi (α) soğurma katsayısını temsil etmektedir. Bu işlem (2.51) bağıntısına göre yapılmaktadır. Elde edilen doğrunun eğiminden ($\alpha = 0,05$) 2.51 bağıntısı yardımıyla her bir uzaklık için Q-değerleri hesaplanmıştır. Bu şekilde hesaplanan Q-episantr uzaklığı grafiği (Şekil 4.24)’de gösterilmektedir. İstasyonlar için spektral oran alındığından artık episantr uzaklığı iki istasyonun episantr uzaklıkları farkı olmaktadır. Bu işlemle kaynak referans istasyona taşınmış olmaktadır.

İki istasyon arasındaki ışın yolunun en derin noktaları hesaplanarak kalite faktörü Q değerlerinin derinliğin fonksiyonu olarak çizilmiştir (Şekil 4.25). Işın yollarının en derin noktalarının derinlik değerleri Bölüm 4.4.1 de olduğu gibi belirlenmiştir.



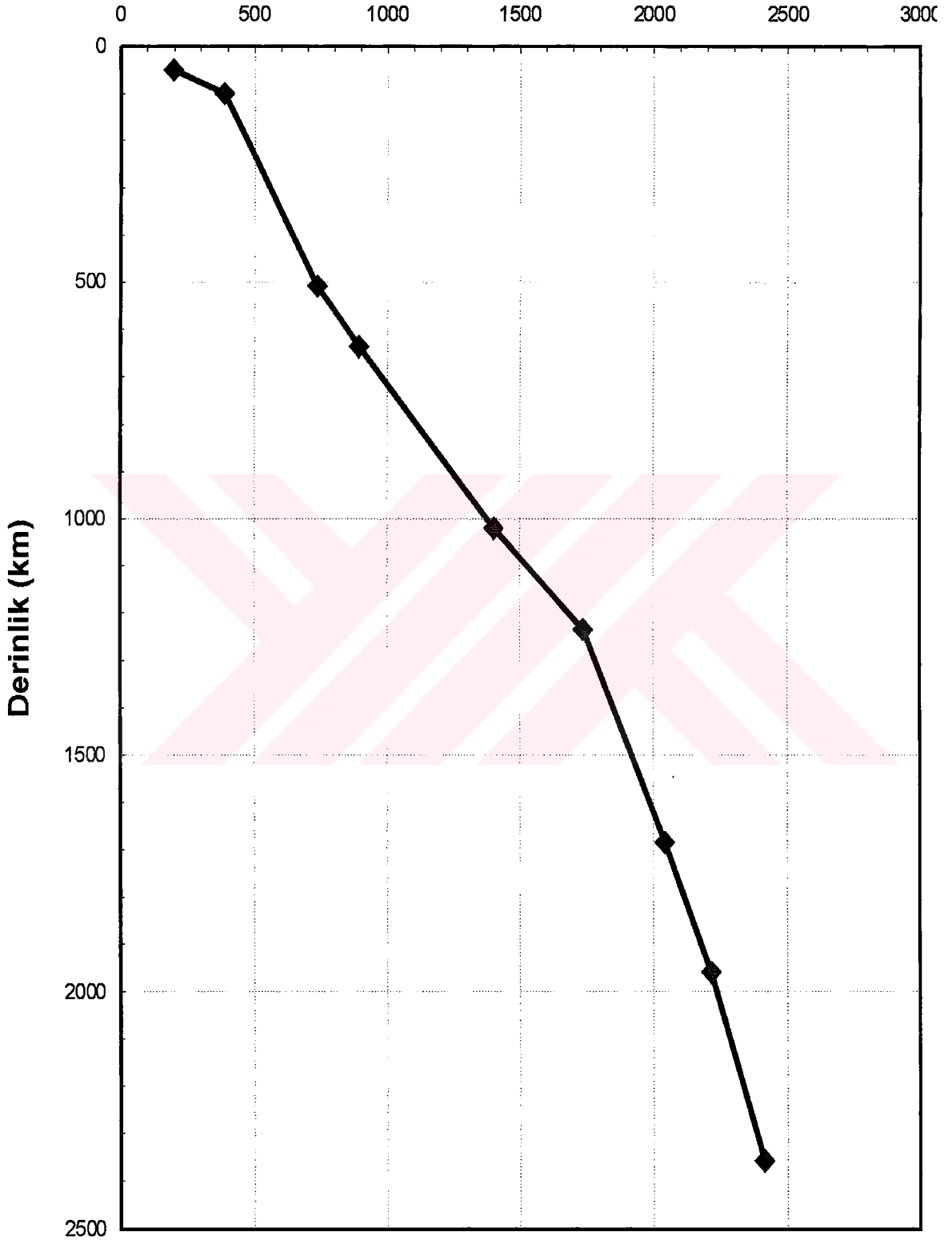
Episantr Uzaklığı (derece)

Şekil 4.23 Spektral genlik oranlarının ($f=0.04$ Hz) episantr uzaklığı ile değişimi



Şekil 4.24 Spektral oran yöntemi ile hesaplanan Q değerlerinin episantr uzaklığı ile değişimi

Q- Kalite Faktörü



Şekil 4.25. Spektral oran yönteminden hesaplanan Q'nun derinlikle değişimi.

Şekilde görüldüğü gibi, yerkabuğunun hemen altında $Q=200$, $d=100$ km'de $Q=387$; $d=500$ km'de $Q=730$; $d=1020$ km'de $Q=1400$; $d=2350$ km'de $Q=2400$ değerlerini almaktadır. Üst mantoda Q değerleri alt mantoya göre daha hızlı (yaklaşık iki kat gradyentle) artmaktadır.

Genlik azalımından elde edilen Q değerleri yaklaşık 500 km'de elde edilmeye başlanmaktadır. Spektral genlik oranlarından elde edilen Q değerleri ise ~50 km den başlamaktadır. Bunun nedeni, genlik azalımın da veriler $\Delta > 20^\circ$ den itibaren; spektral genlik azalımı yönteminde referans istasyona göre episantr uzaklıklarının farkları alındığından daha sık bölgelere ait Q değerleri elde edilebilmesidir.



5. SONUÇ ve ÖNERİLER

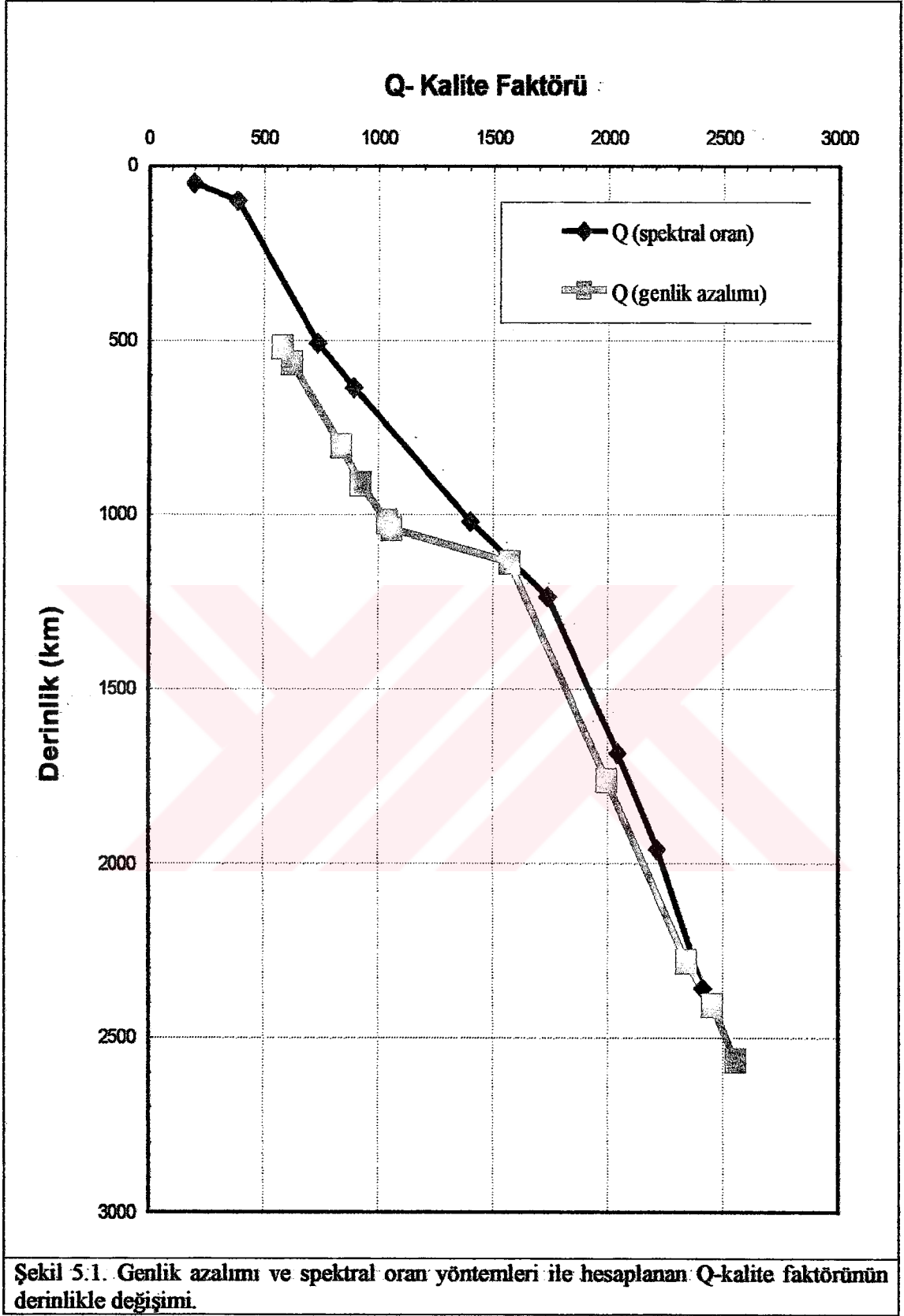
Yer içinde sismik dalgaların yayılım mekanizmasının açıklığa kavuşturulması uzun zamandan beri sismologların başlıca uğrası alanı olmuştur. Sismik dalgaların genliklerini etkileyen faktörler, kaynak parametreleri yanında, yer içinin fiziksel ve kimyasal yapısıdır.

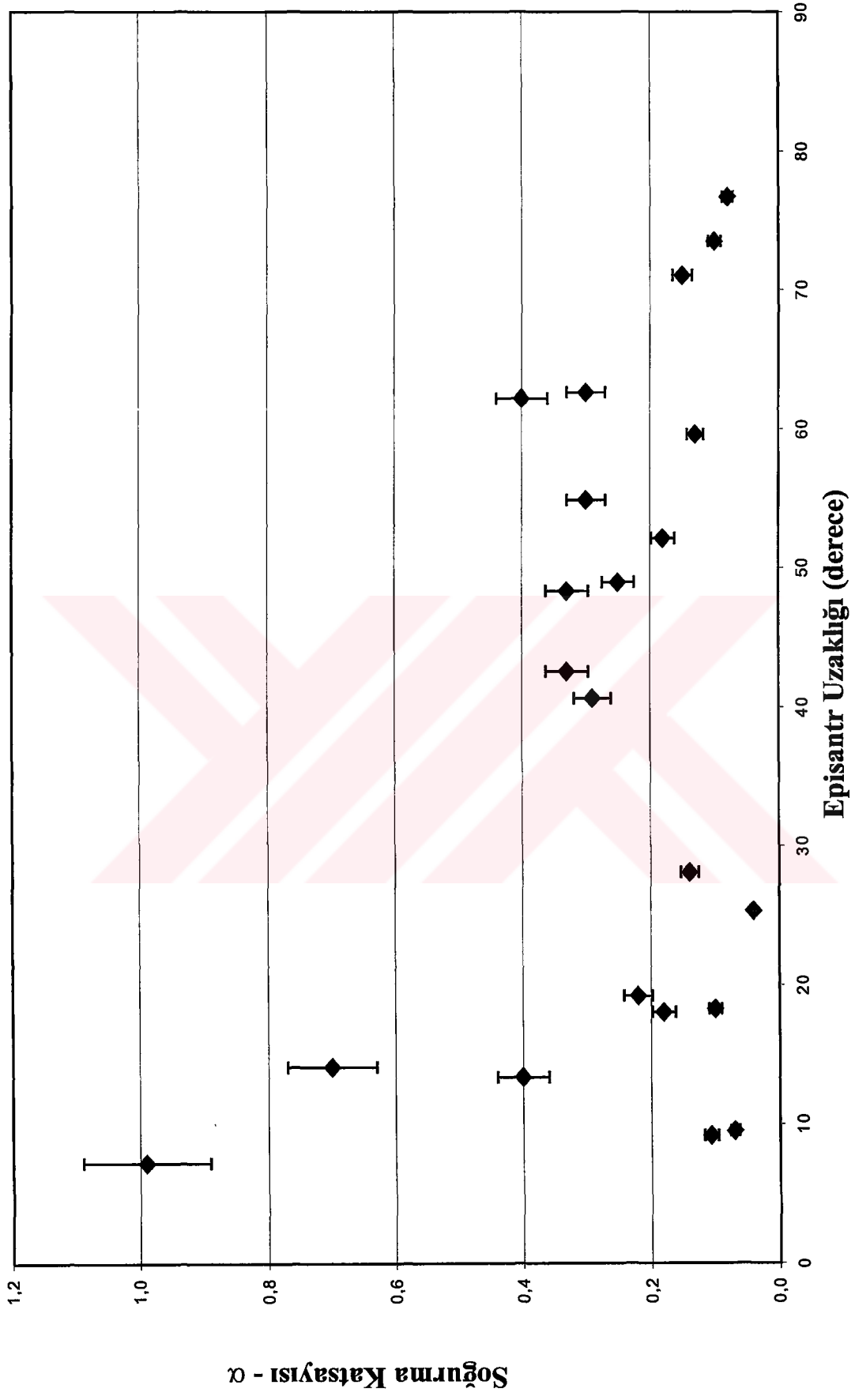
Bu çalışmada amaç, sismik dalgaların yayılımını etkileyen soğurma mekanizması ve buna bağlı olarak Kalite Faktörü Q'nun belirlenmesidir. Elde edilen Q değerlerinin ait olduğu bölge Asya ve Avrupa'nın altındaki yapıyı kapsamaktadır.

Burada iki farklı yöntemle Q değerleri hesaplanmıştır. 1) Genlik Azalımı; 2) Spektral Genlik Oranı. Genlik azalım yöntemi ile elde edilen Q değerleri, spektral genlik oranı yöntemiyle elde edilenlerle her ne kadar çok az farklılıklar gösteriyorsa da, Q'nun derinlikle değişim miktarı ($\Delta Q/\Delta z$) bilhassa alt manto için her iki yöntemde de büyük benzerlik göstermektedir (Şekil 5.1).

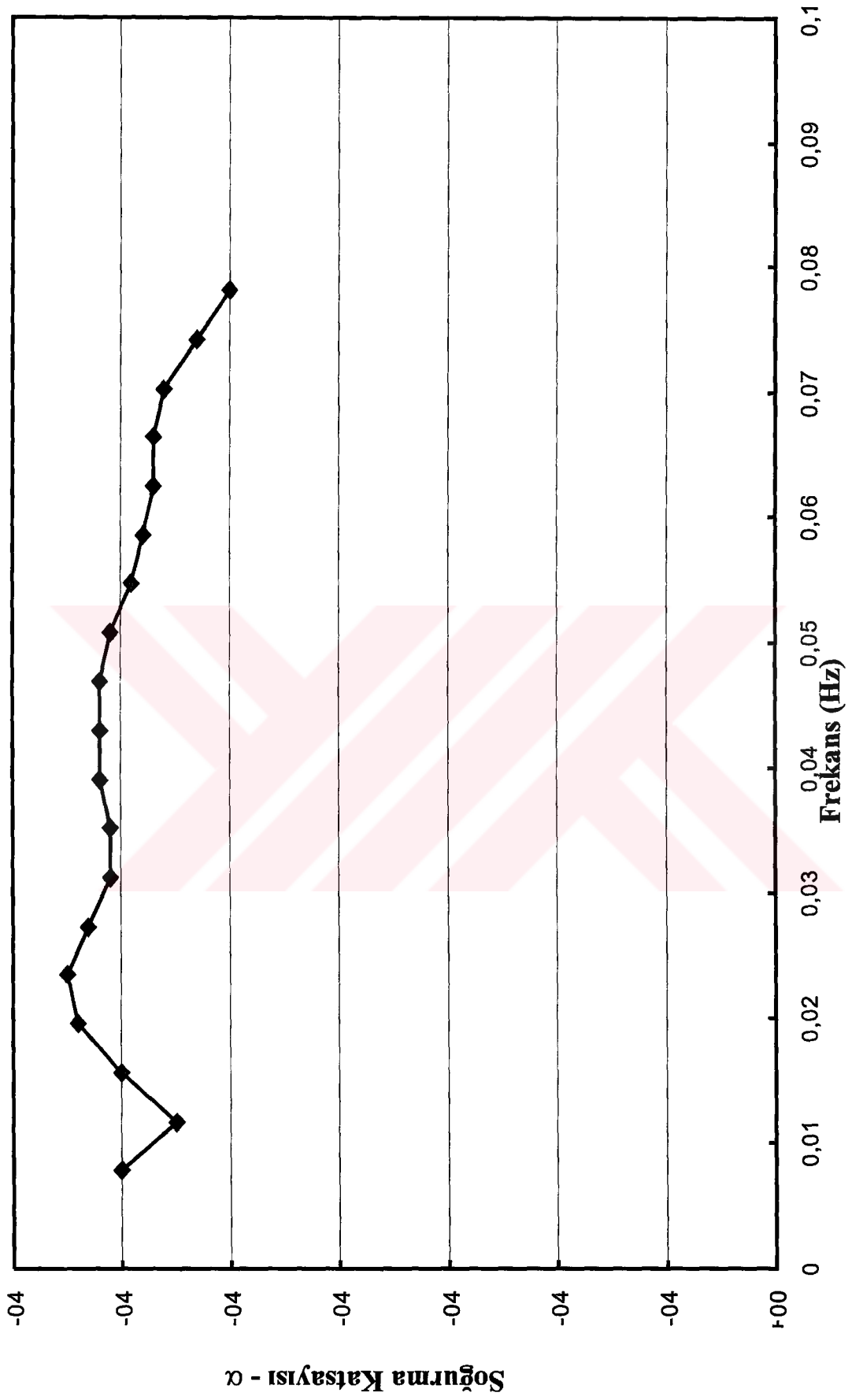
Şekil 5.1 incelendiğinde yerin sığ kısımlarında yaklaşık 300 civarında seyreden Q değerleri üst mantoda derinlere doğru artarak 1000 km de 1000-1400 değerine ulaşmaktadır. 1000 km'de Q değerleri arasındaki fark yöntemlerin farklı olmasından kaynaklanmaktadır. Ancak bu Q değerleri diğer araştırmacılar tarafından elde edilenlerle uyumludur. Alt mantoda ise hem genlik azalımı, hem de spektral oran yöntemiyle bulunan Q değerleri birbirine oldukça yakındır. Alt manto yapısının üst mantoya göre çok daha homojen olması, bu uyumun bir nedeni olarak değerlendirilmektedir.

Genlik azalımından elde edilen Q değerleri yaklaşık 500 km' derinlikten itibaren elde edilmeye başlanmaktadır. Spektral genlik oranlarından elde edilen Q değerleri ise ~50 km derinlikten itibaren başlamaktadır. Bunun nedeni genlik azalımında verilerin $\Delta > 20^\circ$ den itibaren olması iken; spektral genlik azalım yönteminde referans istasyona göre episantr uzaklıklarının farkları alındığından daha sığ bölgelere ait Q değerleri hakkında bilgi elde edilebilmektedir.





Şekil 5.2 Soğurma katsayısının hata limitlerinde episantr uzaklığı ile değişimi



Şekil 5.3 Soğurma katsayısının frekans ile değişimi

Q'nun derinlikle değişim miktarları üst ve alt manto için farklıdır. Üst mantodaki düşük Q-değerleri sismik dalgaları daha fazla soğururken, alt mantoda ilerleyen dalgalarındaki enerji kaybı daha azdır.

Soğurmanın en önemli göstergesi olan soğurma katsayısının episantr uzaklığı ile değişimi de hesaplanmış ve hata limitleri ile Şekil 5.2'de verilmiştir. Şekilde $10^{\circ} < \Delta < 40^{\circ}$ arasındaki noktalar üst mantoya ait değerler olup soğurma katsayısının hata limitlerinde fazla saçılmalar olmaktadır. Alt mantoda ise hata limitleri daha duraylı bir görünüm arz etmektedir.

Soğurma çalışmalarının en önemli konularından bir tanesi de Q'nun frekansa bağımlı olup olmadığıdır. Literatürde Q ile ilgili bağıntılarda her ne kadar frekans parametre olarak yer alıyorsa da, bu konu henüz açıklığa kavuşmamıştır.

Çalışmamızda kullandığımız frekans bandında ($0 < f < 0.1$ Hz) Q'nun frekansa bağımlılığı konusunda her hangi bir bilgi edinilememiştir. Bu konuda sadece, alçak frekanslarda Q'nun frekansa bağımlı olmadığını söyleyebiliriz. Bu olayı vurgulamak için soğurma katsayısının frekans cinsinden gösteren grafik Şekil 5.3'te verilmektedir. Görüldüğü gibi soğurma katsayısı frekansla önemli bir değişim göstermemektedir.

KAYNAKLAR

1. ADAMS, R.D. and BARAZANGI, M., 1984. Seismotectonics and seismology in the Arab Region a brief summary and future plans. Bull. Seism. Soc. Am., Vol.74, No.3, pp.1011-1030.
2. AKI, K., and CHOUET, B., 1975. Origin of source, attenuation, and scattering effects J. Geophys Res. Vol.80, pp.3322-3342.
3. AKI, K. and LEE, W.H.K., 1976. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival local earthquakes 1.A homogeneous initial model, J. Geophys. Res., Vol.81, pp.4381-4399.
4. AKI, K., 1977. Three dimensional seismic anomalies in the lithosphere. Method and summary of results, J. Geophys. Res., Vol.43, pp.235-242.
5. AKI, K., CHRISTOFFERSON, A. and HUSEBYE, E. S., 1977. Determination of the three-dimensional structure of the lithosphere,. J. Geophys. Res., Vol.82, pp.277-296.
6. AKI, K. and RICHARDS, P.G., 1980. Quantitative Seismology, Theory and Methods. A series of books in geology. W.H. Freeman and Company. San Francisco. pp.168-169
7. AKI, K., 1981. Scattering and attenuation of high-frequency body waves (1-25Hz) in the lithosphere. Physics of the Earth and Planetary Int., Vol.26, pp.241-243.
8. ANDERSON, D.L., and KOVACH, R.L, 1964. Attenuation in the mantle and rigidity core from multiply reflected core phases, Proc. Natl. Acad. Sci. U.S., Vol.51, pp.168.
9. ANDERSON, D.L, BEN-MENACHEM, A. and ARCHAMBEAU, C.B., 1965. Attenuation of seismic energy in the upper mantle, J. Geophys. Res. Vol.70, No.6, pp 1441-1448.
10. ANDERSON, D.L., 1976. The 650 km mantle discontinuity, Geophys Res. Lett. Vol.3, pp.347-349
11. ANDERSON, D.L. and HART, R.S. , 1976. An earth model based on free oscillations and body waves, J. Geophys. Res., Vol.81, pp.5348
12. ANDERSON, D.L., KANAMORI, H., HART, R.S. and LIU, H.P., 1977. The Earth as a seismic absorption band, Science, Vol.196, pp.1104-1106.
13. ANDERSON, D.L. and HART, R.S. 1978a. Attenuation models of the earth, Phys Earth Planet. Int. Vol.16, pp.299-306

14. ANDERSON, D.L. and HART, R.S. 1978b. Q of the earth, *J. Geophys. Res.* Vol.83, n.812, pp5869-5882
15. ANDERSON, D.L. and MINSTER, J.B., 1979. The frequency dependence of Q in the earth and implications for mantle rheology and chandler wobble, *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, Vol.58, pp.431-440.
16. ANSTEY, N., 1977. *Seismic interpretation: The physical aspects*: International Human Resources Development Corp. Boston.
17. ASADA, T. and TAKANO, K., 1963. Attenuation short period P waves in the mantle, *J. Phys. Earth*, Vol.11, pp.25.
18. ATTWELL, P.B., and RAMANA, Y.V., 1966. Wave attenuation and internal friction as function of frequency in rocks. *Geophysics*, Vol.31, pp.1049-1056.
19. BADRI, M. and MOONEY, H.M., 1987. Q measurements from compressional waves in unconsolidated sediments. *Geophysics*, Vol.52, pp.772-784.
20. BATH, M., 1974. *Spectral analysis in geophysics. Developments in solid Earth. Geophysics*, M.Bath (ed.), Vol.7, Elsevier Science Publishing Co.
21. BERCKHEMER, H., AUER, F. and DRISLER, B., 1979. High-temperature anelasticity and elasticity of mantle peridotite, *Phys. Earth Planet. Int.*, Vol.20, pp.48-59.
22. BERCKHEMER, H., KAMPFMANN, W., AULBACH, E. and SCHMELING, H., 1982. Shear modulus and Q of forsterite and dunite near partial melting from forced-oscillation experiments, *Phys. Earth Planet. Int.*, Vol.29, pp.30-41
23. BESENOVA, E.N., FISHMAN, V.M., SHNIRMAN, M.G., SITNIKOVA, G.A. and JONSON, L.R., 1976. The tau method for inversion of travel times earthquakes data, *Geophys. J. R. Astronom. Soc.*, Vol.46, pp.87-108
24. BOLT, L. A., and URHAMMER, R., 1975. Resolution techniques for density and heterogeneity in the Earth *Geophys. J. R. Astronom.*, Vol. 42, pp.419-435
25. BORN, W.T., 1941. Attenuation constant of earth materials. *Geophysics*. Vol.6, pp.132-148.
26. BRUCKSHAW, J. And MAHANTA, P., 1954. The variation of constants of rock with frequency, *petroleum*, Vol.17, pp.14-18.
27. BRUNE, J. N., 1977. Q of shear waves estimated from SS spectral ratios, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.4, pp.179-181.
28. BUCHBINDER G. G. R., 1968. Amplitude spectra of PcP and P phases, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.58, no. 6, pp.1797-1819
29. BULAND, R., 1976. The mechanics of locating earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 66, pp.173-187.
30. BULAND, E., BERGER, J. and GILBERT, F., 1978. Observation of attenuation and splitting from the IDA network, submitted to *Nature*.

31. BULAND, R, and GILBERT, F., 1978. Improved resolution of complex eigenfrequencies in analytically continued seismic spectra, *Geophys. J. R. Astronom.*, Vol. 52, pp. 457-470.
32. BURDICK, L. and ANDERSON, D.L., 1975. Interpretation of velocity profiles of the mantle, *J. Geophys. Res.*, Vol.80, pp.1070-1074.
33. BURDICK, L.J., 1978. t^* for S waves with a continental ray path, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 68, pp.1013-1030.
34. BURDICK, L.J., and HELMBERGER, D.V., 1978. The upper mantle P velocity structure of the Western United States, *J. Geophys. Res.*, Vol. 83, pp. 1699-1712.
35. BUTTLER, R., and ANDERSON, D.L., 1978. Equation of state fits to the lower mantle and outer Core, *Physics Earth Planet Inter*, Vol.17, pp.147-162.
36. CASTRO R. R. and MUNGUIA L., 1991. Attenuation of P and S waves in the Oaxaca, Mexico, subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Int.*, Vol.69, pp.101-111.
37. CASTRO R.R., REBOLLAR C., INZUNZA L. ORAZCO L., SANCHES J., GALVEZ O., FARFAN F.J. and MENDEZ I., 1998. Direct body-wave Q estimates in northern Baja California, Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Int.*, Vol.26, pp.367-374.
38. CASTRO R.R., MONACHESI G., MUCCIARELLI M., TRAJANI L. and PACOR F., 1999. P and S-wave attenuation in the region of Matcha, Italy. *Tectonophysics.*, Vol.302, pp.123-132.
39. CHOY, G.L., 1978. Comments on pulse distortion and its effect of differential travel times of travel times of SKKS- SKS, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 68, pp.531-534
40. COUDHURY, M.A., 1972. P-wave attenuation in the mantle, *Z.Geophys*, Vol.38, pp.447-453.
41. CHOUDHURY, D.K., AND C.W. FRASIER, 1978. Evidence for anisotropic scattering of short-period P-phases in the upper mantle, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 68, pp.609-618.
42. CLOWES R.M. and KANASEWICH, E.R., (1970) Seismic attenuation and the nature of reflecting horizons within the crust. *J. Geophys. Res.* Vol.75. pp.6693-6705.
43. DATT, R., and MUIRHEAD K. J., 1977. Evidence for a sharp increase in P-wave velocity at about 770km depth, *Phys. Earth. Planet. Inter.*, Vol.13, pp.37-46.
44. DZIEWONSKI, A.M., HALES, A.L. and LAPWOOD, E.R. 1975. Parametrically simple earth models consistent with geophysical data, *Phys. Earth. Planet. Inter.*, Vol.10, pp.12-48

45. DZIEWONSKI, A.M., HAGER, B.H. and O'CONNELL, R.J., 1977. Large-scale heterogeneities in the lower mantle. *J. Geophys. Res.*, Vol.82, pp.239-255.
46. DZIEWONSKI, A.M., ANDERSON, D.L., 1984. Seismic tomography of the Earth's interior. *Am. Sci.* Vol.72, pp.483-494.
47. EKŞİ, F., 1994. Türkiye ve Çevresinde Cisim Dalgalarının Soğrulması. Doktora Tezi, I.Ü. Fen bilimleri Enstitüsü.
48. ELLSWORTH, W.L., and KOVANAGI, R.Y., 1977. Three-dimensional crust and mantle structure of Kilanese volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, Vol. 82, pp.5379-5394.
49. ENGDAHL, E.R., 1975. Effects of plate structure and dilatancy on relative teleseismic P-wave residuals, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.2 pp.420-422.
50. ENGDAHL, E.R., and LEE, W. H. K., 1976. Relocation of local earthquakes by seismic ray tracing, *J. Geophys. Res.*, Vol.81, pp.4400-4406.
51. ENGDAHL, E.R., SINDORF, J.G. and EPPLEY, L.A., 1977. Interpretation of relative teleseismic P wave residuals, *J. Geophys. Res.* Vol.82, pp.5671-5682.
52. ENGELHARD, L., DOAN, G., DREWS, P., NEUPERT, F., SATTLEGGER, J. and SCHONFELD, U., 1986. Determination of the attenuation of seismic waves from actual field data, as well as consideration to fundamental questions from model and laboratory measurements. *DGMK Report*, Vol.254, pp.83-119.
53. ENGELHARD, L., 1990. Determination of the seismic wave attenuation by complex trace Analysis. *Geoph. Journ.* in press.
54. ENGIN, K., 1981. Jeofizik verilerine göre yer kabuğunun ve üst mantonun yapısı, I.Ü. Yerbilimleri Fakültesi Yayın Organı, Cilt 2, No.3-4.
55. FEDOTOV, S. A., 1963. The absorption of transverse seismic waves in the mantle and energy classification of near earthquakes of intermediate focal depth. *Izv. Akad. Nauk. SSSR, Ser. Geophys.*, pp. 509-520.
56. FUTTERMAN, W.I., 1962. Dispersive body waves: *J. Geophys. Res.* Vol.67, pp.5279-5291.
57. GANLEY, D.C., 1981, A method for calculating. Synthetic seismograms which include the effects of absorption and dispersion. *Geophysics*, Vol.46, No.8, pp.1100-1107.
58. GEMAN, A., and JACKSON, W., 1937 Measurement of internal friction in some dielectric materials. *Phil. Mag.* Vol.23, pp.960-983.
59. GILBERT, F., and DZIEWONSKI, A.M., 1975. An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A278, pp.187-269.
60. GORDON, R.B. and DAVIS, L.A., 1968. Velocity and attenuation of seismic waves in imperfectly elastic rock, *J. Geophys. Res.*, Vol.73, pp.3917-3935.

61. GRANT, F. S., and WEST, G. F., 1965, Interpretation theory in applied geophysics. McGraw-Hill Book Co., Inc.
62. GUTENBERG, B., 1945. Amplitude of P, PP, and S and magnitude of shallow earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.35, pp.4147-4150
63. HADDON, R.A.W., and HUSEBYE, E. S., 1978. Joint interpretation of P-wave time and amplitude anomalies in terms of lithospheric heterogenities. Geophys. J. R. Astronom. Soc., Vol.55, pp.19-43..
64. HALES, A.L. and ROBERTS, J.L., 1970. Shear velocities in the lower mantle and the radius of the core. Bull. Seism. Soc. Am. Vol.60, pp.1427-1436.
65. HAMILTON, E.L., 1971 (a). Elastic properties of marine marine sediments. J. Geophys Res. Vol.76, pp.579-604.
66. HART, R.S., 1975. Shear velocity in the lower mantle from explosion data, J. Geophys. Res., Vol.80, pp 4889-4894.
67. HART, R.S., ANDERSON, D.L. and KANAMORI, H., 1977. The effect of attenuation on gross earth models, J. Geophys. Res., Vol.82, pp1647-1654.
68. HART, R. S., and BUTLER, R., 1978. Shear-wave travel times and amplitudes for two well-constrained earthquakes, . Bull. Seism. Soc. Am., Vol.68, pp.973-985.
69. HASEGAWA, H.S., 1985. Attenuation of Lg waves in the Canadian Shield. Bull. Seism. Soc. Am., Vol.75, No.6, pp.1569-1582.
70. HASKELL, N.A. (1962). Crustal reflection of plane P and SV waves, J. Geophys. Res., Vol.67, 12, pp.4751-4767.
71. HERRIN, E. 1968 Seismological tables for P phases, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.58, pp1193-1351.
72. HERRMANN, R.B., and MITCHELL, B.J., 1975. Statistical analysis and interpretation of surface-wave anelastic attenuation data for the stable interior of North America, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.65, pp.1115-1128.
73. HIRASAWA, T., 1964. Elastic Waves From a Spherical Source: A Periodic Solution for Scholte's Model, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 54, pp. 3, 897-908.
74. HUSEBYE, E.S., CHRISTOFFERSSON, A., AKI, K. and POWELL, C., 1976. Preliminary results on the 3- dimensional seismic structure of the lithosphere under the USGS Central California seismic array, Geophys. J. R. Astronom. Soc., Vol. 46, pp. 319340.
75. JANNSEN, D., VOSS, J. and THEILEN, F., 1985. Comparison of methods to determine Q in shallow marine sediments from vertical reflection seismograms. Geoph. Prosp. Vol.29, pp.479-497.
76. JEANLOZ, R., 1979, Properties of iron at high pressures and the state of the core, J. Geophys. Res., Vol.84, pp.6059-6069.

77. JOHNSTON, D.H., TOKSÖZ M.N. ve TIMUR A., 1979. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks, II, mechanisms. *Geophysics*, Vol.44, pp.691-711.
78. JOHNSTON, D.H. and TOKSÖZ, M.N., 1980a. Ultrasonic P and S wave attenuation in dry and saturated rocks under pressure, *J. Geophys. Res.*, Vol.85, pp.925-936.
79. JOHNSTON, D.H. and TOKSÖZ, M.N., 1980b. Thermal cracking and amplitude dependent attenuation, *J. Geophys. Res.*, Vol.85, pp.937-942.
80. JOHNSTON, D.H. and TOKSOZ, M.N., 1981. Definition and terminology: Seismic wave attenuation. *S.E.G. Geophys. Rep. Series*. Vol.2, pp.1-5.
81. JORDAN, T.H., 1975. The continental tectosphere, *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol.13, pp. 1-12.
82. JORDAN, T.H., and FRAZER, L. N., 1975. Crustal and upper mantle structure from S_p phases, *J. Geophysics*. Vol.10, pp.1504-1518.
83. JORDAN, T.H., 1977. Lithospheric slab penetration into the lower mantle beneath the sea of Okhotsk, *J. Geophysics*. Vol.43., pp.473-496.
84. JORDAN, T.H. and SIPKIN, S.A., 1977. Estimation of the attenuation operator for multiple ScS waves, *Geophys. Res. Letters*, Vol.4, pp.167170.
85. JULIAN, B.R. and GUBBINS, D., 1977. Three-dimensional seismic ray tracing, *J. Geophysics*, Vol. 43, pp.49-113.
86. KANAI, K., 1951. Possibility of the period of P-waves becoming smaller than those of S-waves, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol.29, pp.529-537.
87. KANAMORI, H., 1967a. Spectrum of P and PcP in relation to the mantle core boundary and attenuation in the mantle. *J. Geophys. Res.* Vol.72, pp.559-571.
88. KANAMORI, H., 1967b. Seismological evidence for a lithosphere normal faulting-the Sanriku earthquake of 1933. *Phys. Earth Planet. Inter.* Vol.4, pp.289-300.
89. KANAMORI, H., 1967c. Spectrum of short-period core phase in relation to the attenuation in the mantle, *J. Geophys. Res.*, Vol.72, pp.2181-2186.
90. KANAMORI, H., and ANDERSON, D.L., 1977. Importance of physical dispersion in surface wave and free oscillation problems: Review. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 15, 105-112
91. KARATO S., 1980. Low Q zone the base of the mantle: Evidence for lower mantle. *Physics of the Earth and Planetary Int.*, Vol.22, pp.155-161.
92. KASAHARA K., 1963. Waveform analysis of S-pulse from deep focus earthquakes, part 1, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol.41, pp.209-216.
93. KISHIMOTO, Y., 1964 Investigation on the origin mechanism of earthquakes by the Fourier analysis of seismic body waves, *Bull. Disaster Prevent. Res. Inst* Vol.67, pp.2.

94. KJARTANSSON, E., 1979. Constant Q-wave propagation and attenuation. *J.Geophys.Res.* Vol.84, pp.4737-4748.
95. KNOPOFF, L and MCDONALD, G.J.F., 1958. Attenuation of small amplitude stress waves in solids, *Rev. Mod. Phys.* Vol.30, pp.1178.
96. KNOPOFF, L., 1964. Q, *Reviews of Geophysics.* Vol.2, pp.625-660,
97. KOVACH, R.L. and ANDERSON, D.L., 1964. Attenuation of shear waves in the upper and lower mantle, *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol.6, pp.1855-1864.
98. KOVACH, R.L. and ANDERSON, D.L., 1965. Higher mode surface waves and their bearing on the structure of the earth's mantle, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.54, pp.161.
99. KOVACH, R.L., 1978. Seismic surface waves and crustal and upper mantle structure. *Rev. Geophys. And Phy.* Vol.16, pp.1-13.
100. KURITA, T., 1966a. Attenuation of long-period P waves and Q in the mantle, *J.Phys. Earth*, Vol.14, No.1, pp.1-14.
101. KURITA, T., 1966b. Attenuation of short-period P waves and Q in the mantle, *J. Phys. Earth*, Vol.16, No.2, pp.61-78,
102. KURITA, T., 1968. Spectral analysis of seismic waves, Part 1. Data windows for the analysis of transient waves, *Spec. Contrib. Geophys. Inst. Kyoto Univ.*, Vol.9, pp.97-122.
103. LAY, T., and WALLACE, T.C., 1988. Multiple ScS attenuation and travel times beneath western North America. *Bull. Seismol. Soc. Am.* Vol.78, pp. 2041-2061.
104. LAY, T., 1989. Mantle, lower structure. In "The Encyclopedia of Solid Earth Geophysics" (D. James, ed.), pp.770-775. Van Nostrand-Reinhold, New York.
105. LEBLANC, G., 1967. Truncated crustal transfer function and fine crustal structure determination. *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol.57, pp.719-733.
106. LEE, W.B. and SOLOMON, S.C., 1975. Inversion schemes for surface wave attenuation and Q in the crust and the mantle, *Geophys. J., Roy. Astron. Soc.*, Vol. 43, pp. 47-71.
107. LEE, W.B. and SOLOMON, S.C., 1978. Simultaneous inversion of surface wave phase velocity and attenuation Love waves in Western North America. *J. Geophys., Res.*, Vol. 83, pp.3389-3400.
108. LEE, M.W., BALCH, A.H., 1984. Vertical seismic profiling technique, applications and case histories. D.Reidel publication, Co. Boston.
109. LEFEVRE, L. V. and HELMBERGER, D.V., 1989. Upper mantle P velocity structure of the Canadian shield. *J. Geophys. Res.* Vol.94, pp.17,749-17,765
110. LEONG L.S., 1976. Sp converted phases, synthetic long period waveforms and crustal structure at Umea, Sweden. *Seism. Enst. Report*, pp.4-76.

111. LIU, H. P. and ARCHAMBEAU, C.B., 1975. The effect of anelasticity on periods of the Earth's free oscillations (toroidal modes), *Geophys. J. R. Astronom. Soc.*, 43, 795-814.
112. LIU, H. P., and ARCHAMBEAU, C.B., 1976. Correction to "The effect of anelasticity on periods of the Earth's free oscillations (toroidal modes) *Geophys. J. R. Astronom. Soc.*, Vol.47, pp.1-7.
113. LIU, H. P., D.L. ANDERSON, and H. KANAMORI, 1976. Velocity dispersion due to anelasticity; implications for seismology and mantle composition. *Geophys. J. R. Astronom. Soc.*, Vol.47, pp.41- 58.
114. LUNDQUIST, G.M. and CORMIER V.N., 1980. Constraints on the absorption band model of Q. *J. Geophys. Res.* Vol.85, No.B10, pp.5244-5256.
115. MACELVANE J.B., 1963. A study of the relation between the periods of elastic waves and distance travelled. By them, based upon the seismographic records of the California earthquake. January 31, 1962. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.13, pp.13-69.
116. MASON, W.P., 1969. Internal friction mechanism that produces an attenuations in the Earth's crust proportional to the frequency, *J. Geophys. Res.* Vol.71, pp.4963-4966.
117. MASON, W.P., BESHERS, D.N., and KUO. J.T., 1970. Internal friction in Westerly granite: Relation to dislocation theory: *J. Appl. Phys.*, Vol.41, pp.5206-5209.
118. MAVKO, C.M. and NUR, A., 1979. Wave attenuation in partially saturated rocks, *Geophysics*, Vol.44, pp.161-178.
119. MC DONALD F. J., ANGONA F. A., MILLES, R. L. SENGBUSH, R.L., VAN NOSTRAND, R.G. and WHITE, J.E., 1958 Attenuation of shear and compressional waves in Pierre Shales. *Geophysics*. Vol. 23, pp.421-439.
120. MENKE, W. H., 1977. Lateral inhomogeneities in P velocity under the Tarbala array of the lesser Himalayas of Pakistan. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.67, pp.725-734
121. MIKUMO, T. and KURITA, T. 1968. Q distribution for long-period P waves in the mantle, *J. Phys. Earth.*, Vol.16, pp.11-29.
122. MILLS, J.M., 1977. Rayleigh wave group velocities and attenuation coefficients, Ph.D. thesis, Australian National University.
123. MITCHELL, B.J. 1973. Surface wave attenuation and crustal anelasticity in central North America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.63, pp.1057-1071.
124. MITCHELL, B.J., 1975. Regional Rayleigh wave attenuation in North America, *J. Geophys. Res.*, Vol.80, pp.4904-4916.

125. MITCHELL, B.J., 1976. Anelasticity of the crust and upper mantle beneath the Pacific Ocean from the inversion of observed surface wave attenuation, *Geophysics. J. R. Astronom. Soc.*, 46, 521-533.
126. MITCHELL, B.J., LEITE, L.W.B, YU, Y.K., and HERRMAN, R.B. 1976. Attenuation of Love and Rayleigh waves across the Pacific at periods between 15 and 110 seconds, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1189-1202.
127. MORIG, R., SCHUTT, R., AND BURKHARDT, H., 1990. Velocity and absorption in sedimentary rocks at seismic and ultrasonic frequencies. (Extended abstract). EAEG/SEG Research Workshop "Estimation and practical use of seismic velocities". Cambridge.
128. NAKANISHI, I., 1978. Phase velocity and Q of mantle Rayleigh waves, *Geophys., J. R. Astronom.*
129. NUR, A., and WINKLER, K. 1980. The role of friction and fluid flow in wave attenuation in rocks. *Geophysics*, Vol.45, pp.83
130. NUTTLI, O. W., 1972. Introduction to special papers on tables of angles of incidence of body waves. *Bull. Seism. Soc. Am*, Vol. 62, pp.883-918.
131. O'CONNELL, R.J. and BUDIANSKY, B., 1977. Viscoelastic properties of fluid saturated rock solids, *J. Geophys. Res.*, 82, Vol.36, pp. 5719-5735.
132. O'CONNELL, R.J. and BUDIANSKY, B., 1978. Measure of dissipation in viscoelastic media. *Geophys. Res. Lett.*, Vol.5, pp.5-8.
133. OKAL, E.A., and ANDERSON, D.L., 1975. A study of lateral inhomogeneities in the upper mantle by multiple ScS travel-time residuals, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.2, pp.313-316.
134. OSMANŞAHİN, İ, EKŞİ, F. ve ALPTEKİN, O., 1986. Doğu Anadolu ve Kafkasya bölgesinin depremselliği ve aktif tektoniği, *Deprem Araştırma Bülteni*, Vol.52, pp5-41.
135. OTSUKA, M., 1964. On Kasahara's expression for the wave form of S-pulse from deep focus earthquakes, *Zeits. G. Seism. Soc. Ser.2*, Vol.17, pp.225-115.
136. PATTON H.J., 1988. Source models of the Harzer explosion from regional observations of fundamental-mode and higher mode surface waves. *Bull. Seism. Soc. Am*. Vol.78, pp.1137-1157.
137. PRESS, F., 1956. Rigidity of the earth's core. *Science*, Vol.124, p.1204.
138. POSELNICK, L., and ZIETZ, I., 1959. Internal friction of fine grained limestones at ultrasonic in rocks; *J. Geophys.*, Vol.24, pp.285-296.
139. POWELL, C., 1975. Evidence for mantle heterogeneity from two large seismic arrays, *Nature*, Vol.254, pp.40-42.
140. QAMAR, A. and EISENBERG, A., 1974. The damping of Core waves, *J. Geophys. res*. Vol.79, pp.758

141. RAIKES, S. A. and WHITE, R.E., 1984. Measurements of earth attenuation from downhole and surface seismic recordings. *Geoph. Pros.* Vol.32, pp.892-919.
142. RANDALL, M. J., 1976. Attenuative dispersion and frequency shifts of the earth's free oscillations, *Phys. Earth. Planet. Intere.*, Vol.12., pp.1-4.
143. SACKS, I. S., 1971a. Anelasticity of the outer core. Annual Report of the Director. Dept. of Terrestrial Magnetis, p.414, Garneqie Inst. Washington, D.C
144. SACKS, I. S., 1971b. Alelasticity of the inner core, annual report of the Director, Dept of Terrestrial magnetism, p.416, Garneqie Inst. Washington, D.C
145. SACKS, I. S., and SNOKE, J.A., 1977. The use of converted phases to under the depth of the lithosphere-asthenosphere boundary beneath South America, *J. Geophys. Res.* Vol.82, pp.2011- 2017.
146. SAILOR, R., and DZIEWONSKI, A., 1976. Attenuation of shear energy in the mantle from normal mode analysis, *Seismic Discription, Semiannual Technical Report*, December 31, 1975; Lincoln Laboratory, M.I.T., pp.23-25.
147. SAILOR, R. V., 1978. Attenuation of low frequency seismic energy, Ph.D. thesis, Harvard University.
148. SAILOR, R.V., and DZIEWONSKI, A.M., 1978. Measurements and interpretation of normal mode attenuation, *Geophysics. J. R. Astronom. Soc.* Vol.53., pp.559-581.
149. SARMA, L.P. and RAVIKUMAR, N., 2000. Q-factor by spectral ratio technique for strata evaluation. *Eng. Geol.* Vol.57, pp.123-132.
150. SATO R., and ESPINOSE A.F., 1967. Dissipation in the earth's mantle and rigidity and viscosity in the earth's core determined from waves multiply reflected from the mantle-core boundary. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.57, pp.829-856.
151. SENGUPTA, M.K., and TOKSÖZ, M.N., 1976. Three dimonsional model of seismic velocity variation in the Earth's mantle, *J. Geophys.,Res. Let.*, Vol.3, pp.84-86.
152. SHEARER, P., 1991. Constraints on upper mantle discontinuities from obsevation of long-period reflected and converted phases. *J.Geophys. Res.* Vol.96, pp. 18.147-18.182.
153. SHIH, X.R., CHUN, K.Y. and ZHU, T., 1994. Attenuation of 1-6 s Lg wave in Eurasia. *J.Geophys.Res.* Vol.99, No.B12, pp.23859-23874.
154. SIPKIN, S.A., and JORDAN, T.H., 1975. Lateral heterogeneity of the upper mantle determined from the travel times of ScS, *J. Geophysic. Res.*, Vol.80, pp.1474-1484.

155. SIPKIN, S.A., and JORDAN, T.H., 1976. Lateral heterogeneity of the upper mantle determined from the travel times of multiple ScS, *J. Geophys. Res.*, Vol.81, pp.6307-6320.
156. SIPKIN, S.A., and JORDAN, T.H., 1979. Frequency dependence of Q_{ScS} , *Bull. Seismol., Soc. Am.*, Vol.69, pp.1055-1079.
157. SNOKE, J.A., SACKS, I.S. and OKADA, H., 1977. Determination of the subducting lithosphere boundary by use of converted phases, *Bull Seism. Soc. Am.*, Vol.67, pp.1051-1060.
158. SOLOMON, S.C. and TOKSÖZ, M.N. 1970. Lateral variation of attenuation of P and S waves beneath the United States, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.60, pp.819-838.
159. SOLOMON, S.C., 1972. Shear wave attenuation and melting beneath the mid-Atlantic ridge; *Geophys*, Vol.78, pp.6044-6059.
160. SPENCER, T.W., 1984. Measurement and interpretation of seismic attenuation *Developments in Geophysical. Methods*, G. edited by Fich, pp.71-109.
161. SUTTON, G.H., MCCREERY, C.S., DUENNEBIER, F.K., and WALKER, D.A. 1978. Spectral analyses of high frequency PN, SN phases recorded on ocean bottom seismographs, *Geophys. Res. Lett.* Vol.5, pp.745-747.
162. STAINSBY, S.D. and WORTHINGTON, M.H., 1985. Q estimation from vertical seismic data and anomalous variations in the central North Sea. *Geophys.* Vol.50, pp.615-626.
163. STEINHART, J., 1963. *Carnegie Inst. Wash. Yr. Book*, Vol.62, pp.286.
164. STILLER H., FRANK S., and SCHMIT U., 1980. On the attenuation of seismic waves in the Earth's core. *Physics of the Earth and Planetary Int.*, Vol.22, pp.216-220.
165. SUMMER R.D., 1967. Attenuation of body waves and the Q-structure of the mantle. *J. Geophys. Res.* Vol.73, pp.173-190.
166. TAKANO, K., 1966. Attenuation of short period S waves in the mantle. pp.-246-254.
167. TANER, M.T., KOEHLER, F. and SHERIFF, R.E., 1979. Complex seismic trace analysis. *Geophysics*, Vol.44, pp.1041-1063.
168. TENG, T.L. and BEN-MENACHEM, A., 1965. Mechanism of deep earthquakes from spectrums of isolated body-wave signals, *J. Geophys. Res.*, Vol.70, pp.5157-5170.
169. TENG T. L., 1966. Body-wave and earthquake source studies, Ph.D. thesis, California Institute of technology, Pasadena.
170. TENG, T.L., 1968. Attenuation of body waves and Q-structure of the mantle. *Geophys. Res.* Vol.73, 6, pp.2195-2208.

171. TITMANN, B.R., HOUSLEY, R.M., ALERS, G.A. and CİRLİN, E.H., 1974. Internal friction in rocks and its relationship to volatiles on the moon, in Lunar Science Conf., 5th Proc., Geochim. Et Cosmochim Acta, suppl. 5, Vol.3, pp.2913-1918
172. TITMANN, B.R., 1981. Internal Friction measurements and their implication in seismic Q structure of the crust, Seismic Wave Attenuation, Geophysics reprint series Vol.2, pp.81-97.
173. TOKSÖZ, M.N., CHANG, C.H. and TIMUR, A., 1976. Velocities of seismic waves in porous rocks, Geophysics, Vol.41, pp.621-645.
174. TOKSÖZ, M.N., JOHNSTON, D.H. and TIMUR, A., 1979. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks. 1. laboratory measurements, Geophysics, Vol.44, pp.681-690.
175. TONN, R., 1989 Comparison of seven methods for the computation of Q, Phys. Earth Planet. Inter., Vol.55, pp.3-4.
176. TONN, R. 1991. The determination of the seismic quality factor Q from VSP data: a comparison of different computational methods. Geophysical Prospecting, Vol.39, pp.1-27.
177. TONN, R., 1995. The determination of the seismic quality factor Q from VSP data: a comparison of different computational methods. Geoph. Pros. Vol.39, pp.1-27
178. ULOMOV, V. L., 1962. Result of resource on deep structure of the earth's crust in Central Asia from seismological data, Izv. Akad. Nauk. SSSR, Ser. Geophys, pp.816-822.
179. ULUĞ, A., 1983. Frequezabhaenqıqkeit von Q seismischer Raunwellen im Erdmantel, Ber. Inst. Meteorol. Und. Geophys. Univ. Frankfurt/M., Vol.49, pp.133.
180. ULUĞ, A., 1984. Manto hacim dalgalarının soğurulması ve frekans bağımlılığı. Jeofizik., Vol.9, No.1, pp99-139.
181. ULUĞ, A., and BERCKHEMER, H., 1984. Frequence dependence of Q for seismic body waves in the Earth's mantle. J. Geophys, Vol.d6, pp. 9-19.
182. VINNIK, L.P., 1977. Detection of waves converted from P to SV in the mantle, Phys. Earth Planet. Inter., Vol.15, pp.39-45.
183. WADATI K and HIRINO T., 1956. Magnitude of Earthquakes-espically of near, deep-focus earthquakes, Geophys Mag., Vol.27, pp.1-10.
184. WALKER, D.A., 1977. High-frequency P_n and S_n phases recorded in the western Pacific, J. Geophysics. Res., Vol.82, , Vol.3350-3360.
185. WALSH, J. B., 1966. Seismic wave attenuation in rock due to friction. J. Geophy.Res. Vol.71, pp.2591-2599.

186. WARD, S.N., 1978. Long-period reflected and converted upper-mantle phases, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.68, pp.133-153.
187. WARREN, M.L. and SHEARER, M.R., 2000. Investigating the frequency dependence of mantle Q by stacking P and PP spectra. *J.Geophys. Res.* Vol.105, No.B11, pp.25391-25402.
188. WHITE, J.E. 1965. *Seismic Waves, Radiations, Transmission* New york, McGraw-Hill Book Con. Inc.
189. WHITE, R.E., 1992. The accuracy of estimating Q from seismic data. *Geophysics*, Vol.57, pp.1508-1511.
190. WIGGINS, R.A., 1976. A fast, new computational algorithm for free oscillations and surface waves, *Geophysics. J. R. Astronom. Soc.*, Vol.47, pp.135-150.
191. WINKLER, K., NUR, A. and GLADWIN, M., 1979. Friction and seismic attenuation in rocks, *Nature*, Vol.6, pp.528-531 .
192. WOODHOUSE, J.H. 1976. On Rayleigh's principle. *Geophysics. J. R. Astronom. Soc.*, Vol.46, pp.11-22.
193. WOODHOUSE, J.H., and DAHLEN, F.A., 1978. The effect of a general aspherical perturbation on the free oscillations of the Earth, *Geophysics. J. R. Astronom. Soc.*, Vol.53., pp.335-354.
194. WU, R.S., 1989. Multiple scattering and energy transfer of seismic waves, seperation of scattering effect from intrinsic attenuation, I, *Theoretical modelling Geophy. J. R. Astr. Soc.*, Vol.82, pp.57-80.

ÖZGEÇMİŞ

1968 yılında Rize-Pazar'da doğdu. İlk öğrenimi Pazar 50. Yıl İlk Öğretim okulunda, orta öğrenimini Pazar orta okulunda, Lise eğitimini Pazar lisesinde tamamladı. 1986 yılında girdiği Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümünden 1990 yılında Jeofizik Mühendisi olarak mezun oldu. 1991-1994 yılları arasında, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsünde, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans Eğitimi aldı. Özel ve Devlet kurumlarında değişik görevlerde bulunduktan sonra, 2001 yılından beri Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığında danışman olarak çalışmaktadır. Evli ve bir çocuk babasıdır.

