

**KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**ORTA MARMARA BÖLGESİ'NİN KODA Q İLE SOĞURMA
KARAKTERİSTİĞİNİN BELİRLENMESİ**

EVİRİM YAVUZ

KOCAELİ 2015

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

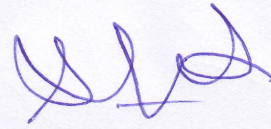
ORTA MARMARA BÖLGESİ'NİN KODA Q İLE SOĞURMA
KARAKTERİSTİĞİNİN BELİRLENMESİ

EVİRİM YAVUZ

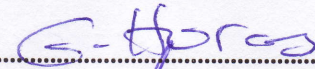
Prof.Dr. Şerif BARIŞ
Danışman, Kocaeli Üniv.

Prof.Dr. Gündüz HORASAN
Jüri Üyesi, Sakarya Üniv.

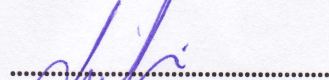
Doç.Dr. Fadime SERTÇELİK
Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv.



.....



.....



.....

Tezin Savunulduğu Tarih: 29.12.2015

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Marmara Bölgesi, bulunduğu konum itibariyle deprem tehlikesini çok yüksek seviyede barındıran bir alandır. Yakın zamanda meydana gelen 17 Ağustos 1999 Gölcük depremi ve 12 Kasım 1999 Düzce depremi bölgede maddi ve manevi ağır tahribata yol açmıştır. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) geçmiş yıllarda büyük depremler üretmesi ve İstanbul civarı için bu tehlikenin yüksek olması, bölgedeki bilimsel çalışmaları arttırmıştır. Bu nedenlerden dolayı Armutlu Yarımadası'ndaki mikro deprem aktivitesini incelemek amacıyla 2005 yılının son çeyreğinde Kocaeli Üniversitesi ve Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum (GFZ) ortaklığı ile Armutlu sismik ağı (ARNET) kurulmuştur. Çalışmada kullanılan veriler bu ağda bulunan istasyonlar tarafından kaydedilmiş verilerdir. Bu veriler kullanılarak Orta Marmara Bölgesi için sismik kalite faktörü (Q) belirlenmiştir. Koda dalgalarından elde edilen kalite faktörü, tektonik olarak aktif ve durağan bölgelerin değişkenliğini gösteren bir parametredir. Bölge ve civarı, önceden yapılan çalışmalara ek olarak daha lokal ve detaylı bir incelenmiştir. Bölge için hesaplanan kalite faktörünün gelecekte yapılacak çalışmalar için önemli katkılar sunması beklenmektedir.

Öncelikle tezimi yapabilmek için kullanmış olduğum bu verilerin kaynağını oluşturan ARNET'in kurulmasında emek sarf eden tüm hocalarıma en içten teşekkürlerimi sunarım.

Yüksek lisans eğitimim boyunca gerek bilgi, birikim ve tecrübesiyle desteğini esirgemeyen gerekse bir adım daha öne atabilmem için elinden gelenin en fazlasını yapan, yol gösteren çok değerli tez danışman hocam Prof. Dr. Şerif BARIŞ'a, lisans hayatımdan itibaren sismolojiye ilgi duyuma sebep olan, her konuda desteğini ve yardımlarını esirgemeyen Prof. Dr. Gündüz HORASAN'a ve tez çalışmamın daha iyi bir şekilde olması için hem bilgisi hem de tecrübesi ile bana desteklerini eksik etmeyen Doç. Dr. Fadime SERTÇELİK'e sonsuz şükranlarımı sunarım.

Çalışmalarımda bana elinden gelenin çok daha fazlasıyla yardımcı olan, büyük bir titizlikle hatalarımı ve eksikliklerimi gideren, sorularıma içtenlikle cevap veren, hayatta her daim yanımda olan Arş. Gör. Dr. Deniz ÇAKA'ya teşekkürlerimi bir borç bilirim.

Akademik hayatıma başladığım günden beri beni öz kardeşleriymiş gibi gören, akademik ve sosyal yaşantımda hep yanımda olduklarını bildiğim, yeri geldiğinde hocalarım yeri geldiğinde abilerim olan Arş. Gör. Emrah BUDAKOĞLU ve Arş. Gör. Ali SİLAHTAR'a teşekkürlerimi sunarım.

Üzerimdeki iş yoğunluğunu azaltıp tez çalışmalarımın aksamadan devam etmesini sağlayan, sevgili arkadaşlarım Arş. Gör. İsmail KAPLANVURAL'a ve Arş. Gör. Hamdullah LİVAOĞLU'na çok teşekkür ederim.

Beni büyüten, yetiştiren ve dualarını hiç eksik etmeyen sevgili anneannem Nebahat UZUNER'e, maddi manevi desteklerini esirgemeyen annem Öznur YAVUZ'a, babam Erdal YAVUZ'a ve canım kardeşim Ekin YAVUZ'a minnettarım.

Hayatımın her anını birlikte yaşadığım, hastalıkta sağlıkta yanımda bulunan, başarılarımın arkasına sığındığım, her daim mutluluğumun en büyük kaynağı olan ve birlikte büyüyüp birlikte yaşlanmak istediğim nefesime, eşime, Merve İpek YAVUZ'uma...

Aralık - 2015

Evrin YAVUZ

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR	i
İÇİNDEKİLER	iii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	iv
TABLolar DİZİNİ	vi
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	vii
ÖZET.....	ix
ABSTRACT	x
GİRİŞ	1
1. ORTA MARMARA BÖLGESİ'NİN TEKTONİĞİ VE DEPREM AKTİVİTESİ.....	3
2. SOĞURMA MEKANİZMALARI	7
2.1. Soğurma	7
2.1.1. Geometrik yayılma.....	8
2.1.2. Birden fazla yörünge izleme (Multipathing).....	8
2.1.3. İçsel sönümlenme.....	9
2.2. Kalite Faktörü (Q).....	9
2.3. Q'yu Etkileyen Faktörler	11
2.3.1. Q'nun ısı ve sıvı etkileriyle değişimi	11
2.3.2. Q'nun basınç ile değişimi	11
2.3.3. Q'nun frekans ile değişimi	12
2.3.4. Q'nun dokusal anelastisite ve sürtünme ile değişimi.....	12
2.4. Kalite Faktörü Belirleme Yöntemleri.....	13
2.5. Koda Dalgası Kalite Faktörü (Q _c).....	13
2.6. Koda Dalgası ile Q _c 'nin Belirlenmesi	15
2.6.1. Tekil geri saçılma modeli.....	16
2.6.2. Tekil saçılma modeli	17
2.6.3. Tekil izotropik saçılma modeli.....	17
2.6.4. Çoklu saçılma metodu.....	18
2.7. Koda Dalgasının Kökeni	18
3. ORTA MARMARA BÖLGESİ'NDE KODA DALGASI KALİTE FAKTÖRÜNÜN (Q _c) BELİRLENMESİ	20
3.1. Deprem İstasyonları Dağılımı	20
3.2. Kullanılan Deprem Verileri	22
3.3. Veri Analizi	24
3.4. Bulgular	28
4. SONUÇLAR VE TARTIŞMA	42
KAYNAKLAR	47
KİŞİSEL YAYINLAR VE ESERLER	51
ÖZGEÇMİŞ	52

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1.	Marmara Bölgesi'nde hakim olan tektonik unsurları gösterir harita.....	4
Şekil 1.2.	Marmara Bölgesi'nde aletsel dönemde meydana gelmiş M=6.0'dan büyük depremler ve 2000-2015 yılları arasındaki deprem etkinliğini gösterir harita.....	6
Şekil 2.1.	Bir sismogram üzerinde koda dalgasının gösterimi.....	18
Şekil 3.1.	ARNET'te bulunan deprem istasyonlarının konumları.....	21
Şekil 3.2.	Kalite faktörünün hesaplanması için SEISAN yazılım paketinde yapılan veri-işlem adımlarının akış şeması.....	26
Şekil 3.3.	16.05.2014, 15:17:15'te meydana gelen depremin, AVDN istasyonunun Z (düşey) bileşeninde 20 saniye kesme zamanı için farklı frekanslara göre koda dalgası analiz sonuçları.....	27
Şekil 3.4.	Çalışmada kullanılan depremlerin dış merkez dağılımları ve ışın yolları.....	28
Şekil 3.5.	ALTN istasyonunda farklı kesme zamanlarına bağlı Q_0 (A) ve n (B) değişimi.....	29
Şekil 3.6.	ALTN istasyonunda farklı frekans ve kesme zamanına bağlı ortalama Q_c değişimi.....	29
Şekil 3.7.	AVDN istasyonunda farklı kesme zamanlarına bağlı Q_0 (A) ve n (B) değişimi.....	30
Şekil 3.8.	AVDN istasyonunda farklı frekans ve kesme zamanına bağlı ortalama Q_c değişimi.....	30
Şekil 3.9.	DLMC istasyonunda farklı kesme zamanlarına bağlı Q_0 (A) ve n (B) değişimi.....	31
Şekil 3.10.	DLMC istasyonunda farklı frekans ve kesme zamanına bağlı ortalama Q_c değişimi.....	31
Şekil 3.11.	HYDR istasyonunda farklı kesme zamanlarına bağlı Q_0 (A) ve n (B) değişimi.....	32
Şekil 3.12.	HYDR istasyonunda farklı frekans ve kesme zamanına bağlı ortalama Q_c değişimi.....	32
Şekil 3.13.	KRSK istasyonunda farklı kesme zamanlarına bağlı Q_0 (A) ve n (B) değişimi.....	33
Şekil 3.14.	KRSK istasyonunda farklı frekans ve kesme zamanına bağlı ortalama Q_c değişimi.....	33
Şekil 3.15.	SDSN istasyonunda farklı kesme zamanlarına bağlı Q_0 (A) ve n (B) değişimi.....	34
Şekil 3.16.	SDSN istasyonunda farklı frekans ve kesme zamanına bağlı ortalama Q_c değişimi.....	34
Şekil 3.17.	SLMY istasyonunda farklı kesme zamanlarına bağlı Q_0 (A) ve n (B) değişimi.....	35
Şekil 3.18.	SLMY istasyonunda farklı frekans ve kesme zamanına bağlı ortalama Q_c değişimi.....	35

Şekil 3.19. TRML istasyonunda farklı kesme zamanlarına bağlı Q_o (A) ve n (B) değişimi	36
Şekil 3.20. TRML istasyonunda farklı frekans ve kesme zamanına bağlı ortalama Q_c değişimi	36
Şekil 3.21. TSVK istasyonunda farklı kesme zamanlarına bağlı Q_o (A) ve n (B) değişimi	37
Şekil 3.22. TSVK istasyonunda farklı frekans ve kesme zamanına bağlı ortalama Q_c değişimi	37
Şekil 3.23. Koda dalgalarını meydana getiren saçıcıların kaynağı	39
Şekil 3.24. Koda dalgalarının kaynağı olan saçıcı bölgeyi gösterebilmek için çizilen elipsoit	39
Şekil 3.25. Çalışma alanında farklı renkli yıldızlarla gösterilmiş deprem kümelenmelerine ait sinyallerin farklı istasyonlarda oluşturduğu saçıcı alanları kapsayan elipsoitler	41

TABLULAR DİZİNİ

Tablo 3.1. ARNET deprem istasyonlarının bilgileri	22
Tablo 3.2. Kalite faktörünün hesaplanması için kullanılan depremler	23
Tablo 3.3. Çalışma alanındaki depremlerin ilk konumlarının belirlenmesinde kullanılan bir boyutlu hız modeli	25
Tablo 3.4. ALTN istasyonu için farklı kesme zamanlarına ait Q_0 ve n değeri değişimi	29
Tablo 3.5. AVDN istasyonu için farklı kesme zamanlarına ait Q_0 ve n değeri değişimi	30
Tablo 3.6. DLMC istasyonu için farklı kesme zamanlarına ait Q_0 ve n değeri değişimi	31
Tablo 3.7. HYDR istasyonu için farklı kesme zamanlarına ait Q_0 ve n değeri değişimi	32
Tablo 3.8. KRKS istasyonu için farklı kesme zamanlarına ait Q_0 ve n değeri değişimi	33
Tablo 3.9. SDSN istasyonu için farklı kesme zamanlarına ait Q_0 ve n değeri değişimi	34
Tablo 3.10. SLMY istasyonu için farklı kesme zamanlarına ait Q_0 ve n değeri değişimi	35
Tablo 3.11. TRML istasyonu için farklı kesme zamanlarına ait Q_0 ve n değeri değişimi	36
Tablo 3.12. TSVK istasyonu için farklı kesme zamanlarına ait Q_0 ve n değeri değişimi	37
Tablo 3.13. Tüm istasyonlar kullanılarak hesaplanan farklı frekans ve kesme zamanına bağlı Q_c değişimi.....	38
Tablo 3.14. Tüm istasyonlar kullanılarak elde edilen farklı kesme zamanlarına ait Q_0 ve n değeri değişimi	38
Tablo 3.15. Belirlenen deprem kümeleri ve onlara ait deprem bilgileri	40

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

A	: Genlik
A_0	: Kaynaktaki dalga genliği
c	: Hız, (km/sn)
CO	: Korelasyon katsayısı
D	: Doğu
E	: Enerji, (Nm)
E_0	: Maksimum gerilme enerjisi
exp	: Exponansiyel (üstel)
f	: Frekans, (Hz)
f_0	: Referans frekansı
H	: Derinlik, (km)
Hz	: Hertz
K	: Kuzey
km	: Kilometre
ln	: Doğal logaritma
m	: Metre
M	: Magnitüd (Büyükük)
Ml	: Lokal magnitüd
n	: Frekans bağımlılığını ifade eden parametre
N	: Kullanılan veri sayısı
Q	: Kalite faktörü
Q^{-1}	: Kayıp faktörü
Q_c	: Koda dalgası kalite faktörü
Q_i	: İçsel sürtünmeden kaynaklanan soğurulma
Q_s	: Saçınımdan kaynaklanan soğurulma
Q_0	: 1 Hz frekans değerindeki koda dalgası kalite faktörü
r	: Yarıçap
RMS	: Root Mean Square (Karekök Ortalama)
S/N	: Sinyal/Gürültü
sn	: Saniye
TC	: Koda dalgası varış zamanı, (sn)
TP	: P dalgası varış zamanı, (sn)
t_s	: S dalgası seyahat zamanı, (sn)
V_p	: P dalga hızı, (km/sn)
V_s	: S dalga hızı, (km/sn)
$^{\circ}\text{C}$: Santigrat derece
α	: Soğurma katsayısı
σ	: Standart sapma
δ	: Logaritmik azalım değeri
ω	: Açısal frekans
π	: Pi sayısı (3,14)

Kisaltmalar

ARNET	: Armutlu Network (Armutlu Sismik Ağı)
BDTİM	: Bölgesel Deprem ve Tsunami İzleme Merkezi
GFZ	: Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KRDAE	: Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü
YUBAM	: Yer ve Uzay Bilimleri Araştırma ve Uygulama Merkezi

ORTA MARMARA BÖLGESİ'NİN KODA Q İLE SOĞURMA KARAKTERİSTİĞİNİN BELİRLENMESİ

ÖZET

Çalışmada, Orta Marmara Bölgesi'nde, Armutlu Yarımadası ve civarında sismik dalgaların soğurma karakteristiği Koda Q ile belirlenmiştir. Bölgede 2013-2014 yılları arasında ARNET sismik ağında kaydedilen 82 adet deprem verisinin 9 istasyona ait tüm bileşenlerinden faydalanılmıştır. Depremlerin büyüklükleri (Ml) 1.5 ile 3.7 arasında, derinlikleri ise 1,2 ile 16,9 km arasında değişmektedir. Hesaplamalar için dış merkez uzaklığı 90 km'ye kadar olan depremlere başvurulmuştur. Koda dalgası kalite faktörünün hesaplanabilmesi için 20 saniyeden 40 saniyeye kadar 5 saniye aralıklarla belirlenen kesme zamanları kullanılmıştır. Koda pencereleri ise 1,5, 3, 6, 9 ve 12 Hz merkez frekanslarında bant geçişli filtre ile süzgeçlenmiştir. Güvenilir sonuçlar elde edilebilmek için sinyal/gürültü oranı en az 5 olan ve korelasyon katsayısı da 0,7'den büyük olan veriler kullanılmıştır. Veri-işlem aşamasında SEISAN yazılım paketi ve bunun alt yazılımlarından biri olan CODAQ alt yazılımı kullanılmıştır. Çalışma bölgesi genelinde 20 saniye kesme zamanı için $Q_c=(51\pm4)f^{(0,91\pm0,04)}$, 30 saniye kesme zamanı için $Q_c=(77\pm7)f^{(0,80\pm0,04)}$ ve 40 saniye kesme zamanı için $Q_c=(112\pm13)f^{(0,72\pm0,06)}$ koda dalgası kalite faktörü elde edilmiştir. Bulunan kalite faktörünün frekansa ve kesme zamanına bağlı olduğu anlaşılmıştır. Bu da litosferin üst kısımlarının alt kısımlara nazaran daha heterojen ve sismik olarak aktif olduğunu göstermektedir. Bölgenin bu gibi karmaşık bir tektonik rejime sahip olması ise Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun etkisi olarak yorumlanmaktadır. Öte yandan, bölgede birbirine çok yakın olan depremler bir deprem kümesi olarak ele alınmıştır. Kümelenen depremlerin istasyonlarda oluşturduğu koda dalgaları belli bir alandan saçılarak gelmektedir. 20 saniye kesme zamanı için saçıcıların oluşturduğu alanlarda çizilen elipsoidlerin ortak bölgesine bakıldığında bu alanın tüm istasyonları çevreleyen bir alan olduğu gözlenmiştir. Bu alanda ortalama Q_0 değeri 50 ve ortalama n değeri 0,89 olarak bulunmuştur. Böylece tüm istasyonlar kullanılarak elde edilen değerler ile elipslerin ortak bölgesi için bulunan Q_0 ve n değerlerinin çok benzer olduğu sonucuna varılmıştır. Ayrıca Yalova ilinin Termal ilçesinde bulunan TRML istasyonunda kalite faktörü hesabına ayrıntılı olarak bakılırsa; 20 saniye kesme zamanı için $Q_c=(46\pm3)f^{(0,97\pm0,04)}$, 30 saniye kesme zamanı için $Q_c=(61\pm6)f^{(1,03\pm0,06)}$ ve 40 saniye kesme zamanı için $Q_c=(74\pm6)f^{(1,06\pm0,05)}$ değerleri bulunmuştur. Burada hem düşük olan hem de kesme zamanı ile birlikte artış gösteren Q_0 değerleri bölgenin yoğun bir tektonik aktivite içerisinde olduğunu göstermektedir. Öte yandan, n değerinin de kesme zamanı ile birlikte artış göstermesi TRML istasyonunun çok yakınında bulunan jeotermal kaynaklarla uyumaktadır.

Anahtar Kelimeler: Armutlu Yarımadası, ARNET, Jeotermal Kaynaklar, SEISAN, Soğurma.

DETERMINATION OF ATTENUATION CHARACTERISTIC OF THE MIDDLE MARMARA REGION USING CODA Q

ABSTRACT

In the study, the attenuation characteristic of seismic waves is determined using Coda Q in the Armutlu Peninsula and its vicinity, Middle Marmara Region. 82 earthquake data and the all components from 9 seismic stations which are recorded by ARNET in between 2013-2014 are used. The magnitude (Ml) range of the earthquakes are changed from 1.5 to 3.7 and the depths are between 1.2-16.9 km. The earthquakes which are up to 90 km epicenter distance are used. The lapse time, which from 20 seconds to 40 seconds at intervals of 5 seconds are used the calculation of coda wave quality factor. The coda windows are filtered at central frequencies 1.5, 3, 6, 9 and 12 Hz bandpass filter. Because of reaching the reasonable results, the data which have the signal/noise greater than 5 and the correlation coefficient higher than 0.7 are used. The SEISAN software and the CODAQ subroutine which is one of the subroutine of SEISAN software are used for data processing. In the whole study region, $Q_c=(51\pm4)f^{(0.91\pm0.04)}$ for 20 seconds, $Q_c=(77\pm7)f^{(0.80\pm0.04)}$ for 30 seconds and $Q_c=(112\pm13)f^{(0.72\pm0.06)}$ for 40 seconds lapse times are obtained for coda wave quality factor. The observed quality factor is dependent on frequency and lapse time. It indicates that the upper lithosphere is more heterogeneous and seismically more active than the lower lithosphere. This region which is tectonically complex refers that the effect of the North Anatolian Fault Zone. Otherwise, the earthquakes which are located so closely are taken like an earthquake cluster. The coda waves generated by earthquake clusters at stations come from scattered in specific area. Considering the intersection of the ellipsoids for 20 seconds lapse time which are drawn around the scattering area, is surrounding the all stations. In this intersection, the average Q_o and n values are calculated 50 and 0.89, respectively. Hence, the Q_o and n values which are calculated using the all stations and the both values of the intersection of the ellipsoids are similar to each other. Additionally, in the detailed review of TRML station which located in Yalova Province Termal District; $Q_c=(46\pm3)f^{(0.97\pm0.04)}$ for 20 seconds, $Q_c=(61\pm6)f^{(1.03\pm0.06)}$, for 30 seconds and $Q_c=(74\pm6)f^{(1.06\pm0.05)}$ for 40 seconds lapse times are obtained for coda wave quality factor. With these results, both the lower Q_o values and increasing with lapse times are remark that the high tectonic activity. Also, the increasing n value with lapse times is conformable with the geothermal sources which are near to TRML station.

Keywords: Armutlu Peninsula, ARNET, Geothermal Sources, SEISAN, Attenuation.

GİRİŞ

Marmara Bölgesi, gerek ekonomik gerekse nüfus yoğunluğu bakımından oldukça büyük öneme sahip bir bölgedir. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tektonik rejimi etkisinde kalmıştır ve bu fay zonunun 1999 yılında iki adet büyük deprem üretmesi bölgede maddi, manevi ağır hasarlara yol açmıştır. Bölgenin yüksek sismik aktivite içerisinde olması ve yakın zamanda beklenen büyük İstanbul depremi yapılan ve yapılacak bilimsel çalışma sayısını arttırmaktadır. Bu nedenlerden dolayı 2005 yılının son çeyreğinde kurulan Armutlu sismik ağı (ARNET), Armutlu Yarımadası ve yakın civarının mikro deprem aktivitesini 27 deprem istasyonu ile incelemekte ve bölgenin sismik aktivitesinin belirlenmesinde oldukça büyük öneme sahiptir. Çalışmada, ARNET verileri kullanılarak Orta Marmara Bölgesi için soğurma karakteristiği ortaya çıkarılmıştır.

Sismik tehlike çalışmaları yapılabilmesi için bölgede gerçekleşen depremlerin kaynağını oluşturan bilgilere ve deprem dalgalarının yayıldıkları ortamlardaki hız ve soğurma parametrelerine ihtiyaç vardır. Sismik kalite faktörü (Q), sismik dalga enerjisinin azalımının tanımlanmasında kullanılan boyutsuz bir parametredir (Knopoff, 1964). Q, incelendiği bölgenin kabuk yapısındaki gerilme hakkında önemli bilgiler vermektedir. Soğurma çalışmalarında koda dalgalarının oluşum mekanizmaları üzerindeki ilk çalışmalar Aki (1969) ile başlamış Aki ve Chouet (1975) tarafından devam etmiştir. Koda dalgalarının oluşumu üzerine modeller Sato (1977) ve Aki (1980) tarafından geliştirilmiştir. Koda dalgalarından elde edilen sismik kalite faktörü Q, tektonik olarak aktif ve durağan bölgelerin ayırımını en iyi şekilde gösteren bir parametredir. Q değerlerinin düşük elde edilmesi (<200) bölgenin aktif bir rejime sahip olduğuna işaret ederken; Q değerlerinin yüksek olması (600<) ise durağan bölgeleri temsil etmektedir.

İlk olarak Sato (1977) tarafından önerilen tek geri saçılma modeli lokal alanda çalışılan bölgeler için oldukça yaygın olarak kullanılan bir yöntemdir. Bu yöntem koda dalgası kalite faktörününün (Q_c) belirlenmesinde oldukça başarılıdır.

Çalışmada, Orta Marmara Bölgesi'nin soğurma karakteristiği Koda Q ile belirlenmiştir. Bu yöntem kullanılarak, bölgenin aktif tektonik yapısı ve genel soğurma parametresi hakkında oldukça önemli sonuçlar elde edilmiştir. Bölge için geçmişte yapılan çalışmalara ek olarak bölgenin daha lokal ve ayrıntılı bir incelemesi yapılmıştır. Bölge için hesaplanan kalite faktörünün gelecekte yapılacak çalışmalar için önemli katkılar sunması beklenmektedir.

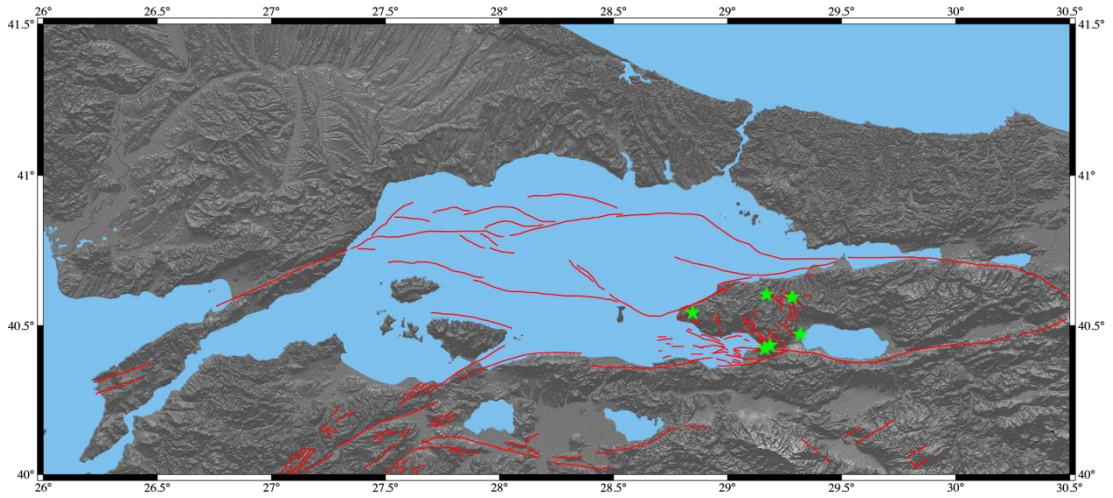
1. ORTA MARMARA BÖLGESİ'NİN TEKTONİĞİ VE DEPREM AKTİVİTESİ

Çalışma bölgesini içeren Armutlu Yarımadası ve Bursa ilinin kuzey kısmı, Marmara Denizi'nin doğusunda ve Marmara Bölgesi'nin orta kısmında yer almaktadır. Sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olan Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) Marmara Bölgesi'nin güncel tektonizmasını kontrol edilmektedir. Doğuda Karlıova üçlü ekleminden başlayan KAFZ, Anadolu Levhası'nın kuzey sınırını oluşturarak Marmara Denizi öncesinde kollara ayrılp Türkiye sınırları içerisinde Saroz Körfezi'ne ve oradan da Yunanistan'a doğru devam eder. Son dönemlerdeki çalışmalar göstermiştir ki, Kuzey Anadolu fay rejiminden önce Miyosen-Erken Pliyosen döneminde Marmara Bölgesi'ndeki tektonik rejim sağ yanal atımlı faylar olan iki ana unsur; Ganos Fay Sistemi ve Trakya-Eskişehir Fay Sistemi tarafından kontrol edilmekteydi (Yalıtırak, 1996; Tapırdamaz ve Yalıtırak, 1997). KAFZ, bir doğrultu atımlı faylanma mekanizması ile batı Anadolu'da kuzey-güney yönlü açılma mekanizması olan iki farklı tektonik sistemin geçiş bölgesi olan Marmara Bölgesi'nde üç kola ayrılır (Gürer ve diğ., 2003) (Şekil 1.1).

KAFZ, Dokurcun'da kuzey ve orta kol olmak üzere iki kola ayrılarak devam eder. Kuzey kol; Sapanca Gölü, İzmit Körfezi, Marmara Denizi'nde sırasıyla Çınarcık çukuru, Orta Marmara çukuru, Batı Marmara çukurlarını geçer ve batıda Gaziköy civarında tekrar karada gözlemlenerek Saroz Körfezi'nde Ege Denizi'ne girer (Şekil 1.1) (Çaka, 2012). Kuzey kol yakın dönemde, Türkiye ve dünyayı ekonomik ve sosyolojik olarak derinden sarsan İzmit Depremi'ni (17 Ağustos 1999; M=7.4) ve Düzce Depremi'ni (12 Kasım 1999; M=7.2) üretmiştir. Yakın gelecekte KAFZ'ın genel karakteristiği olan deprem göçü nedeni ile bu kol üzerinde Türkiye'nin en yoğun nüfusuna sahip olan İstanbul ili ve yakın civarında büyük bir deprem olması muhtemeldir.

KAFZ'ın orta kolu ise İznik Gölü'nün batısından gelip aynı gölün güneyini takip ederek Gemlik Körfezi'nde denize girer. Bandırma civarında tekrar karada

gözlemlenerek Ezine'ye doğru devam eder ve Biga Yarımadası'ndan tekrar denize girer (Şekil 1.1). Orta kol, Yenişehir Ovası'nda güney kola ayrılmaktadır. Bursa, Balıkesir ve Çanakkale illerinin güneyinden Uluabat, Kemalpaşa, Manyas, Gönen ve Yenice hattında devam eden güney kol Edremit Körfezi'nden Ege Denizi'ne girer (Şekil 1.1) (Çaka, 2012). Orta ve güney kolların tarihsel dönemde oldukça aktif olduğu bilinmesine rağmen yakın dönemde bu kollar üzerinde büyük olarak kabul edilebilecek sadece 20 Ekim 2006 Manyas (M=5.2) ve 24 Ekim 2006 Gemlik (M=5.2) depremleri meydana gelmiştir.



Şekil 1.1. Marmara Bölgesi'nde hakim olan tektonik unsurları gösterir harita. Kırmızı çizgiler, bölgedeki fayları; yeşil yıldızlar, çalışma bölgesi civarındaki jeotermal kaynakları göstermektedir. (Eisenlohr, 1997; Kuşçu ve diğ., 2009; Pınar ve diğ., 2003; Çaka, 2012)

KAFZ'ın kollara ayrılması, yanal atım üzerinde batıya doğru artan açılma rejiminin bir sonucudur (Şengör ve diğ., 1985). Bölgenin tektonizması KAFZ'ın kuzey, orta ve güney kolları tarafından kontrol edilmektedir. Güney Marmara'da doğu-batı yönlü normal bileşenli doğrultu atımlı faylarla çevrelenmiş yine doğu-batı yönlü horst ve grabenler mevcuttur (Gürer ve diğ., 2003).

Kuzeybatı Türkiye'nin güncel tektoniği Batı Anadolu ve Ege Denizi'ndeki kuzey-güney yönlü açılmaya neden olan açılma rejimi ve KAFZ'ın neden olduğu doğrultu atımlı tektonizma ile temel olarak iki farklı mekanizma tarafından kontrol edilmektedir (Gürer ve diğ., 2003).

Başlarda bu tektonik sistem kuzeyde Bulgaristan'dan başlayan ve güneyde Helenik yaya kadar devam eden geniş bir bölgede hakimiyet göstermiştir (McKenzie, 1972). Batı Anadolu'daki açılma rejiminin miyosende başladığı ve halen devam ettiği ileri sürülmüştür (Seyitoğlu ve Scott, 1991). Bunun aksine açılma rejiminin sürekli olmadığı ve erken miyosende başlayan açılma, erken pliyosende başlayan sıkışma mekanizması ile kesilmiştir düşüncesi de öne sürülmüştür (Koçyiğit ve diğ., 1999; Bozkurt, 2002). Kuzey-güney grabenlerin, doğu-batı yönündeki grabenlerden daha yaşlı oldukları ve kuzey-güney yönelimli grabenlerin erken miyosende başlayan doğu-batı yönlü açılma rejimi ile oluştukları, şimdiki doğu-batı yönelimli grabenlerin ise geç miyosende başlayan bir başka kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu açılma rejimi tarafından meydana getirildikleri de önerilmiştir (Yılmaz ve diğ., 2000).

KAFZ'in aktivitesinin 5,7 milyon yıl önce başladığı öne sürülmüştür (Armijo ve diğ., 1999). Bunun aksine, Gelibolu Yarımadası'nda yapılan arazi çalışmalarına göre bu yaşın 3,7 milyon yıldan daha fazla olmadığı düşünülmektedir (Yaltırak, 2000). Ayrıca KAFZ'in başlangıç yaşının orta-geç pliyosen olduğu da yapılan çalışmalarla ortaya çıkarılmıştır (Koçyiğit, 1991; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988).

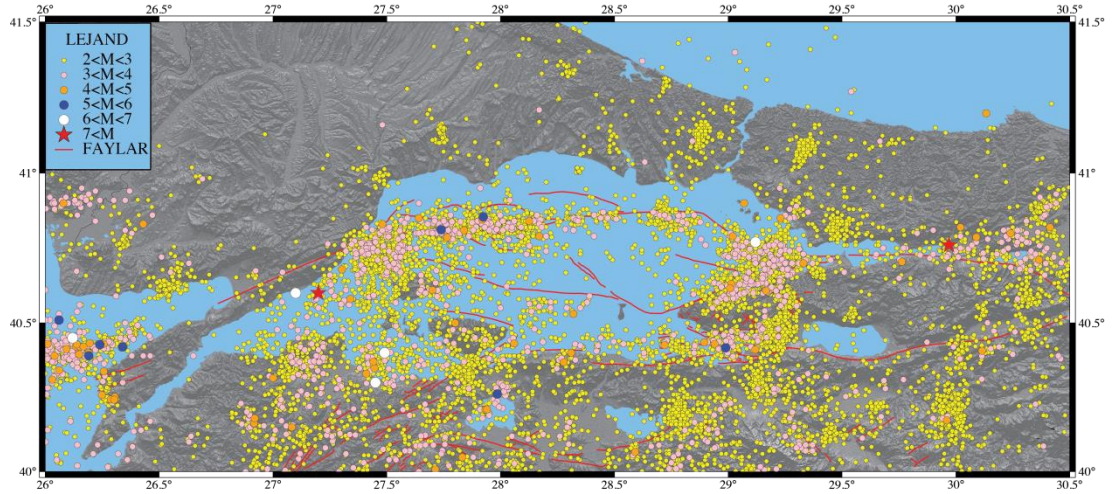
Marmara Denizi yapısal unsuruyla, kuzey ve güney bölüm olmak üzere iki bölüm şeklinde görülebilir. Kuzey bölümde KAFZ'in kuzey kolu hakimiyeti bulunurken burada her birinin derinliği en az 1100 metre olan üç geniş çukur (Çınarcık Çukuru, Orta Marmara Çukuru ve Batı Marmara Çukuru) bulunmaktadır (Gürer ve diğ., 2003). Marmara Denizi içerisinde bulunan KAFZ'in basamak şeklinde çek-ayır havzalardan oluşarak ilerlediği tespit edilmiştir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Bununla birlikte doğuda Çınarcık Çukuru'ndan başlayan, batıda Marmara Denizi'nin batı kıyılarına kadar uzanan, Orta ve Batı Marmara Çukurları tarafından kesilen tek bir fay önerilmiştir (Le Pichon ve diğ., 2001a; 2001b).

Marmara Bölgesinin güney kısmında, KAFZ'in orta ve güney kolunun hakim olduğu görülmektedir. Orta kolun Gemlik Körfezi'nde denize girmesinden dolayı bu bölge içerisinde genellikle normal bileşenli doğu-batı doğrultulu faylardan söz edilmektedir (Kurtuluş, 1985).

Çalışma bölgesi içerisinde bulunan Armutlu Yarımadası, KAFZ'in iki kolu arasında kalmaktadır ve yüksek mikro-deprem aktivitesine sahiptir. Bölgede sismik aktivite

ile birlikte termal aktivitenin egemenliği de yapılacak çalışmalar için oldukça önem arz etmektedir. Bölgedeki en sıcak termal kaynağın Yalova iline bağlı Termal ilçesinde olduğu ve kaynağın yzeeye yakın sıcaklığının 60-70°C arasında olduğu bilinmektedir. Ayrıca yarımada çevresinde bulunan Gemlik, Orhangazi, Keramet ve Soğucak bölgelerinde 20-30°C su sıcaklığına sahip termal kaynaklardan da söz edilmektedir (Eisenlohr, 1997) (şekil 1.1). Bu termal kaynakların KAFZ ile ilişkisi ise bölgedeki deprem aktivitesi ile çok yakından ilişkilendirilmektedir.

Marmara Bölgesi nüfus ve sanayi yoğunluğu bakımından ülkede önemli bir yere sahiptir. 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi'nin ($M=7.4$) ardından açığa çıkan enerjinin civar faylara dağılması, bölgedeki gerilimi arttırmış ve 12 Kasım 1999 Düzce Depremi'ni ($M=7.2$) meydana getirmiştir. Günümüzde tartışılan en önemli konu bu iki depremden sonra batıda meydana gelecek büyük bir depremin muhtemel yeri ve zamanıdır (aka, 2012). Marmara Bölgesi'nde birçok fay bulunmakta ve bunların deprem üretme potansiyelleri bazı bölgelerde düşük, bazı bölgelerde ise yüksek riskli olabilmektedir. Bölgenin yoğun deprem aktivitesi içerisinde olması ve böylece bölgedeki çalışmaların arttırılması, ileride oluşabilecek depremlerin istatistiksel olarak tahmini için büyük önem arz etmektedir (şekil 1.2).



şekil 1.2. Marmara Bölgesi'nde aletsel dönemde meydana gelmiş $M=6.0$ 'dan büyük depremler ve 2000-2015 yılları arasındaki deprem etkinliğini gösterir harita (Depremler KRDAE-BDTİM kataloglarından alınmıştır.)

2. SOĞURMA MEKANİZMALARI

2.1. Soğurma

Sismoloji çalışmalarında en önemli parametrelerden biri olan soğurma karakteristiği, belirli bir bölgenin tektoniği ve deprem aktivitesi ile birebir ilişki içerisinde. Deprem dalgalarının soğurma özellikleri yer içine ait fiziksel veya kimyasal özellikler ile birlikte geçtiği ortamın tektonik kuvvetleri tarafından kontrol edilmektedir.

Basitçe tarif edilecek olursa; bir su birikintisine atılan çakıl taşı, suya ilk girdiği yerden itibaren bir dalga yayılımına neden olmaktadır. Su ile ilk temas anındaki dalga en yüksek genlikli olarak kabul edilir ve ilerleme doğrultusunda bu genlik azalmaya uğrar. Dalganın genliğindeki azalım soğurma (atenüasyon) diye adlandırılmaktadır. Depremin kaynağından yayılan sismik dalgalar için de aynı düşünce geçerlidir.

Cisim ve yüzey dalgaları, yer içerisinde yayıldıkça dalga cephesinin birim alana düşen enerjisi uzaklığın karesi ile ters orantılı olduğu için bu dalgaların genliği uzaklık arttıkça azalmaktadır. Enerji ve genlik azalımı cisim dalgalarında, uzaklık r kabul edildiğinde sırasıyla $1/r^2$ ve $1/r$ olarak ifade edilmektedir.

Sismik soğurma, yayıldığı ortamın fiziksel şartlarının değişmesiyle birlikte tek bir model veya mekanizma ile ifade edilemez. Böylece yer kürede enerji azalımını meydana getiren birçok mekanizmadan söz edilmektedir. Sismik dalgaların yer içerisinde kırılma, yansıma ve girişimlerden dolayı enerjisinin azalmasının yanı sıra geometrik yayılma, birden fazla yörünge izleme (multipathing) ve içsel sönümlenme gibi kavramlardan söz edilmektedir. Bu enerji kaybı ise elastik dalgaların soğurulması olarak tanımlanmaktadır.

Yer içerisindeki özellikleri, yayılmakta olan sismik dalgaların frekans ve genliklerindeki değişimlerle belirlenebilmektedir. Sismolojide, yer içerisindeki

soğurma karakteristiğini anlamak amacıyla yapılan çalışmalarda kalite faktörü-Q veya buna paralel olarak kayıp faktörü-Q⁻¹ hesabı yapılmaktadır.

Literatürde soğurmanın en yaygın ölçümleri; yer içerisinde yayılan bir düzlem dalganın genliğinin üstel azalım katsayısı olan α (soğurma katsayısı), kalite faktörü Q ile bunun tersi Q⁻¹, logaritmik azalım δ ve ışın yolu boyunca soğurma t'dir (Kumar ve diğ., 2015; Brandt, 2015; Akyol, 2015; Tripathi ve diğ., 2012) çıkarılmaktadır. Ancak sismik dalgaların yer içerisinde yayılırken taşıdıkları enerjinin soğurulmadan kaynaklanan kayıplarına ait bilgiler sınırlıdır.

Kalite faktörü-Q;

$$Q = \frac{\pi f}{\alpha V} = \frac{\pi}{\delta} \quad (2.1)$$

şeklinde ifade edilir. Burada V, kesme dalgası hızını; α , soğurma katsayısını; δ , logaritmik azalımı ve f ise frekansı ifade etmektedir.

2.1.1. Geometrik yayılma

Sismik dalgaların genliklerinin uzaklık ile azalmasının en önemli nedeni geometrik yayılma'dır. Etkisi, cisim ve yüzey dalgalarında değişiklik göstermektedir. Sismik dalgaların en büyük genliği kaynaktan ölçülmektedir. Homojen bir ortamda dalga yayılımı sonucu uzaklık ile enerjinin ve genliğin azaldığı gözlenmektedir. Bu azalım enerji için $1/r^2$ genlik için $1/r$ olarak kabul edilmektedir. Fakat cisim dalgalarının yer altı kabuk yapısındaki hız değişimine bağlı olarak genliklerinin değiştiği ve bu değişimin homojen olmayan yer içerisinden dolayı olduğu anlaşılmaktadır. Bu genlik değişiminin geometrik yayılma ile ilgili olduğu içgüdüsel olarak anlaşılmış olsa da etkisinin nicel olarak ortaya koyulması çok karmaşık bir işlemdir (Stein ve Wyssession, 2009).

2.1.2. Birden fazla yörünge izleme (Multipathing)

Sismik dalgalar süreksizliklerden kaynaklı olarak hız değişimine uğrayarak enerji kaybı yaşamaktadır. Düşey yönlü süreksizliklerin yanı sıra yatay yöndeki süreksizliklerin de etkisini işin içine katmak kaçınılmazdır. Dalgaların farklı hızlara sahip tabakalar arasında düşey ve yatay ekseninde uğramış olduğu ardışık yansımalar

sonucu enerjisini kaybetme olayı birden fazla yörünge izleme (multipathing) olarak adlandırılmaktadır (Stein ve Wysession, 2009).

2.1.3. İçsel sönümlenme

Bazı kaynaklarda anelastisite olarak da adlandırılan içsel sönümlenme; sismik enerjinin yer içerisinde ilerlemesi nedeniyle ısıya dönüşümünden meydana gelen ve sismik dalğanın genliğinde azalıma neden olan bir sönümlenme çeşididir (Stein ve Wysession, 2009). Homojen olmayan yer içi yapısında sismik dalgaların enerjisinin bir kısmı ortamın titreşen tanecikleri arasında yer alan sürtünme kuvvetleri nedeni ile ısıya dönüşmektedir. Bu açıklamaya göre; iyi ayrılmış ve iyi sıkışmış bir jeolojik formasyon zayıf olarak ayrılmış ve sıkışmamış bir jeolojik formasyondakinden daha az enerji kaybı gösterecektir (Sertçelik, 1996).

2.2. Kalite Faktörü (Q)

Sismolojide, yer içerisindeki soğurma karakteristiğini anlamak amacıyla yapılan çalışmalarda kalite faktörü-Q kullanılmaktadır. Birimsiz olarak elde edilen Q, bu nedenden dolayı çalışmalarda oldukça kullanışlı bir parametredir. Harmonik salınım yapan bir yayın durağan konuma gelmesi sonucu hesaplanan Q değeri bir sistemin veya bir ortamın fiziksel içeriğini tarif etmesi için kullanılan en önemli parametredir.

Sismolojide, hem cisim hem de yüzey dalgalarının soğurulma karakteristiği incelenerek ortamın kalite faktörü bulunabilmektedir. Q, ortamda bulunan malzemenin genel bir özelliğidir ve bu değer büyük olması enerji kaybının da az olmasına işaret eder. Böylece çalışılan bölgenin tektonik yapısı hakkında bilgi sağlayan bir parametredir.

Kalite faktörü-Q için yapılan birçok tanımın yanı sıra en genel ifade, her bir devirde kaybolan enerjinin toplam enerjiye oranı olarak kabul edilmiştir.

$$\frac{1}{Q(\omega)} = \frac{\Delta E}{2\pi E_0} \quad (2.2)$$

Burada E_0 , maksimum gerilme enerjisi; ω , açısal frekans ve ΔE ise her bir devirdeki (periyoddaki) enerji kaybıdır. Sismik dalğanın bir devir sonrasındaki genliği

incelenecek olursa, enerjinin genlik ile arasındaki ilişkiye bakılması gerekir. Bir devirdeki enerji, genliğin karesi ile orantılıdır.

$$\Delta E = A^2 \left[1 - \exp\left(-\frac{2\pi}{Q}\right) \right] \quad (2.3)$$

Böylece Denklem (2.2)'de enerji, genliğe dönüştürülürse;

$$\frac{1}{Q(\omega)} = \frac{\Delta A}{\pi A_0} \quad (2.4)$$

denklemini elde edilir.

Kalite faktörü ile ortamın soğurulması arasındaki ilişkiden yola çıkılırsa Q değerinin birden büyük olması yapılacak çalışmalar için daha doğru yaklaşımlar sağlayacaktır (Shearer, 2009).

Bir dalganın genliği Denklem (2.5)'teki gibi açıklanmaktadır.

$$A(x) = A_0 e^{-\omega x / 2cQ} \quad (2.5)$$

Burada x, yayılım doğrultusu boyunca ölçülmektedir. A₀, dalganın başlangıç anındaki genliği ve c ise hızdır. P dalga soğurulması için c=α, S dalga soğurulması için c=β olarak verilmektedir. Harmonik dalgaların genlikleri Denklem (2.6)'daki gibi, soğurmaya bağlı olarak üstel bir şekilde azalan gerçek kısma ve salınımına bağlı olarak gelişen üstel imajiner kısma ile ifade edilmektedir.

$$A(x,t) = A_0 e^{-\omega x / 2cQ} e^{-i\omega(t-x/c)} \quad (2.6)$$

Bazen Denklem (2.6)'daki üstel ifade tek bir bütün halinde birleşir ve hıza ait değer değişmesi ile imajiner kısmın çok küçük olması sağlanabilir. Bu da homojen katman tekniklerinin belirlenmesi için yapılan çalışmalarda (sismik yansıma; vb.) kullanılan sentetik sismogramların elde edilmesi için soğurma değerinin kolaylıkla kullanılmasını sağlayan ve frekans ortamında çalışılan bir yöntemdir (Shearer, 2009).

Q'nun bir sismik ışına etkisini hesaplayabilmek için;

$$t^* = \int_{\text{path}} \frac{dt}{Q(r)} \quad (2.7)$$

denklemini kullanılmaktadır. Burada t^* , bir ışın yolu boyunca kalite faktörünün tersinin (Q^{-1}) zamana göre integrali; r , konum vektörüdür.

Böylece Denklem (2.5);

$$A(x) = A_0(\omega) e^{-\omega t^*/2} \quad (2.8)$$

halini alır. Her frekanstaki genlik azalımı $e^{-\omega t^*/2}$ ifadesi ile çarpılarak elde edilmektedir. Burada açısal frekans- ω 'nın anlamı; yüksek frekanslı dalgaların düşük frekanslılara nazaran soğurulma miktarlarının daha fazla oranda olmasıdır.

Deprem kayıtları kullanılarak bölgeye ait soğurma karakteristiğini belirlemek için sinyal, kaydedildiği aletin tepkisinden ve çevresel gürültünün etkisinden arındırılmalıdır. Böylece ortama ait soğurmanın gerçek değerleri elde edilmiş olur.

2.3. Q'yu Etkileyen Faktörler

2.3.1. Q'nun ısı ve sıvı etkileri nedeniyle değişimi

Kayaçlar içerisindeki çatlaklar ve sıvı yoğunluğu gibi faktörler Q değeri için büyük etkilerde bulunmaktadır. Özellikle çatlaklar içerisindeki sıvı doygunluğu ve bununla birlikte gelişen sıvı basıncı ortamın veya kayacın soğurma karakteristiğini belirlemek için oldukça önemli bir etkidir. Çatlaklar içerisindeki sıvının akışkanlığı, katının anelastik ve viskoelastik davranmasından dolayı sismik enerjinin soğurulmasına neden olmaktadır.

Jeotermal bölgelerde yer içindeki sıvının soğurma mekanizmaları üzerinde büyük etkisi vardır. Kalite faktörü bu gibi bölgelerde sıcaklık ve sıvı yoğunluğu ile birebir ilişki içerisinde olup bu tip alanlardaki soğurma oldukça aktiftir.

2.3.2. Q'nun basınç ile değişimi

Kayaçların maruz kaldığı basınç, soğurma üzerinde oldukça etkili bir parametredir. Kalite faktörü ile doğru bir orantı içerisinde. Tabaka kalınlığının artmasıyla

yüksek frekanslardaki soğurmada görülen büyük değişik düşük frekanslara kayar. Bütün frekanslarda soğurma, basıncın artması ile azalırken, yüksek basınç bölgelerinde sabit bir değerde kaldığı ortaya konulmuştur (Basa, 2003).

Artan basınç ile birlikte kayacın elastik ve anelastik özellikleri değişmektedir. Basınç ile birlikte porozitenin değişimi ve bununla birlikte ince çatlaklı yapının yok olması sismik hızlardaki değişimlerin en önemli nedenleri arasındadır.

2.3.3. Q'nun frekans ile değişimi

Kalite faktörü ile yapılan ilk çalışmalar sonucunda kalite faktörü-Q'nun frekanstan bağımsız olduğu söylene de ilerleyen çalışmalar soğurma ile frekans arasındaki ilişkinin genelde doğru orantılı olarak değiştiğini göstermiştir. İlk olarak Mason (1969) tarafından soğurma katsayısının frekansa bağılı olarak arttığı ispatlanmıştır. Bununla birlikte ilerleyen çalışmalarda kalite faktörünün koda penceresi uzunluğu ve frekans ile kuvvetli bir ilişki içerisinde olduğu ortaya çıkmıştır (Kurtulmuş, 2013). Ayrıca frekans ile artış gösteren Q değeri yerin derinliklerine doğru azalan heterojenite ile de yakından ilişkilidir (Sertçelik, 2012).

2.3.4. Q'nun dokusal anelastisite ve sürtünme ile değişimi

Kayaçlardaki anelastik davranış ile enerji kaybı, dokuyu oluşturan minerallerin anelastik yapısı ve kayacın çatlak yüzeylerindeki tanecik sınırları boyunca gelişen bağıl kayma hareketleri ile açıklanır (Walsh, 1966).

Laboratuvar deneyleri sonucunda dokuyu oluşturan minerallerin anelastik yapısı ile meydana gelen soğurma çok küçük düzeydedir. Buna bağılı olarak kalite faktörü değerlerinin ise çok yüksek olduğu belirlenmiştir. Bu nedenden dolayı bünyesel (içsel) anelastisite soğurma çalışmalarında ihmal edilmektedir (Sertçelik, 1996).

Bağıl kayma hareketi yani sürtünme kökenli soğurma, taneseli elemanların ve çatlak yüzeylerinin sismik dalgaların enerjisinin azalmasında etkin olduğu ve bu kayma hareketleri sonucunda sürtünmesel bir kayba yol açtığı belirlenmiştir. Sürtünmesel kökenli kayıplar söz konusu olduğunda kalite faktörü genellikle frekanstan bağımsızdır.

2.4. Kalite Faktörü Belirleme Yöntemleri

Geçmişten günümüze kalite faktörünün belirlenebilmesi için hem cisim dalgaları hem de yüzey dalgaları kullanılmıştır. Sismik dalgalar zaman ve frekans ortamlarında analizlere tabi tutulmuş çalışma yapılan bölgeler için soğurma değerleri hesaplanmıştır. Q'nun birçok parametreden etkilenmesi ve hesaplanması için kullanılan yöntemlerin sayıca fazla olması çalışmaların bir takım problemlerle karşı karşıya olduğunu ortaya çıkarmıştır.

Sismik dalgaların yer içerisinde yayılmaları sonucu hesaplanan soğurma değerleri bir kenarda tutulursa saçıcılardan kaynaklanan bir bölge içerisinde de hakim olduğunu göz önünde bulundurmak gerekmektedir. Soğurma çalışmaları için ortamdaki saçıcılardan meydana gelen modeller ve bunlara bağlı olarak geliştirilen yöntemlere başvurulmuştur.

Qc'nin belirlenebilmesi için kullanılan koda dalgası ile Q_p ve Q_s gibi sırasıyla P dalgası ve S dalgası kalite faktörlerini belirlemek amacıyla en yaygın olarak koda normalizasyon yöntemi kullanılmaktadır (Aki, 1980). Bu yöntemde hesaplanması istenen kalite faktörüne ait dalganın spektral genliğinin koda dalgası spektral genliğine oranı hesaplanmaktadır.

Kalite faktörünün belirlenmesi için kullanılan diğer yöntemler ise, spektral oran, frekans oran, istasyon oran, dalga oranı, iki istasyon, tek istasyon, karşılaştırma, spektral modelleme, analitik sinyal, pulse genliği, yükselme zamanı, frekans modellemesi, dalgacık modellemesi, faz modellemesi ve genlik azalımı yöntemleridir.

Bu çalışmada tekil geri saçılma modeli ile oluşan koda dalgaları kullanılmıştır. Bu model ile birlikte çalışma bölgesinin soğurma karakteristiği koda dalgası kullanılarak belirlenmiştir.

2.5. Koda Dalgası Kalite Faktörü (Q_c)

Koda dalgaları ilk olarak yüzey dalgalarının ardından gelen dalgalar olarak kullanılmıştır. Bu dalgalar, çalışmalar arttıkça S dalgalarından sonra gelen, genlikleri

zaman ile üstel olarak azalan ve süreksizlikler nedeniyle ortamın saçıcılarından gelen dalgalar olarak isimlendirilmektedir.

Genel olarak, küçük ve yerel depremler sonucunda dalgaların kabuk içerisindeki farklı heterojenitelerden geriye saçılmasıyla ve elastik olmayan ortamda yayılmasıyla meydana gelen dalgalara koda dalgaları denmektedir. Bu dalgalar iki çeşit model ile açıklanmaktadır. İlk modelde, dalganın enerjisindeki azalım heterojenitelerden kaynaklı saçılmadan (Q_s); ikinci modelde ise bu azalımın içsel sürtünme (Q_i) nedeniyle ısı enerjisine dönüşümünden olduğu kabul edilmiştir (Aki ve Chouet, 1975).

Enerjinin azalımı için kabul edilen her iki etken odağa yakın bir alanda ortaya çıkmaktadır. Koda dalgası kalite faktörü- Q_c ise çalışma yapılan bölge için bu iki etken sonucunda hesaplanan toplam soğurmayı vermektedir.

$$\frac{1}{Q_c} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_s} \quad (2.9)$$

Saçınımdan kaynaklanan soğurma denklemi Dainty (1981) tarafından verilmiştir.

$$\frac{1}{Q_s} = \frac{gr}{\omega} \quad (2.10)$$

Bu denklemde ω , açısal frekans; g ise dispersiyon katsayısıdır. g , enerji miktarındaki toplam değişimin heterojen bir ortamdaki tabaka kalınlığı ve hesaplanması istenilen enerji miktarının oranına eşittir.

Koda dalgası kalite faktörünün belirlenmesi için hem aneastisiteden (Q_i) hem de heterojeniteden (Q_s) kaynaklı soğurma değerlerinin bilinmesi gerekmektedir. Fakat Q_c 'ye neden olan bu iki etkinin ayırt edilmesi kolay değildir.

Koda dalgası genliği özellikle zamana bağlı olarak azalmaktadır. Genliklerin zamana bağlı olarak azalması;

$$A(\omega,t) = A_0 \exp\left(-\frac{\omega t}{2cQ}\right) \quad (2.11)$$

şeklinde ifade edilmektedir. Bu denklemde ω , açısal frekans; t, zaman ve Q, kalite faktörü; c ise hızdır. Koda dalgalarının genlikleri önceden de belirtildiği gibi uzaklık, zaman ve frekans ile yakın bir ilişki içerisindeydir.

Frekansla bağılı olarak değişen koda dalgası kalite faktörü- Q_c 'nin denklemi;

$$Q_c(f) = Q_0 \left(\frac{f}{f_0} \right)^n \quad (2.12)$$

şeklinde verilmektedir. Burada f_0 , referans frekansı; Q_0 , 1 Hz frekans değerindeki koda kalite faktörü ve n, frekans bağımlılığını ifade etmektedir.

2.6. Koda Dalgası ile Q_c 'nin Belirlenmesi

İlk olarak Aki ve Chouet (1975) tarafından ortaya çıkan ve ardından Sato (1977) tarafından geliştirilen tekil saçılma modeli esas alınırsa koda dalgasının genlik azalımı zamana ve frekansla bağılı olarak Denklem (2.11) verilmektedir. Bu denklem merkez frekans belirtilerek;

$$A(f,t) = ct^{-\alpha} \exp\left(-\frac{\pi ft}{2Q_c}\right) \quad (2.13)$$

şeklinde yazılabilir. Burada $A(f,t)$, belirli merkez frekansta süzölmüş koda dalga genliği; t, kayma zamanı; Q_c , koda dalgası kalite faktörü; α , soğurma katsayısı ve c ise hızdır. Hız; $c = 2\sqrt{(2\Delta f)}$ değerine eşittir. Soğurma katsayısı- α , cisim dalgaları için 1, yüzey dalgaları için 0,5 ve saçılan dalgalar 0,75 olarak kabul edilmektedir (Fehler ve Sato, 2003). Cisim dalgalarının saçılması ele alındığı için Denklem (2.13)'te $\alpha=1$ olarak kabul edilip her iki tarafında logaritması alınırsa;

$$\ln A(f,t) = \ln c(f) - \ln(t) - \left(-\frac{\pi ft}{Q_c(f)}\right) \quad (2.14)$$

denklemleri elde edilir.

Her bir saçıcıdan gelen ışın yolu dikkate alındığında hesaplanan koda dalgası soğurma değeri ise frekansla bağımlı olarak;

$$Q_c(f) = \frac{\pi f}{b} \quad (2.15)$$

şeklinde bulunur. Burada b, eğimi ifade etmektedir. Koda dalgası kalite faktörünün hesaplanmasında sinyalin koda dalgasını ifade ettiği bölümün genlikleri kullanılmaktadır. Koda dalga penceresinin uzunluğu depremin büyüklüğü, istasyonun depremin dış merkezine olan uzaklığı, vb. gibi etkiler göz önünde bulundurulur ve seçilmelidir. Buna bağlı olarak koda dalgasının başlangıç zamanı ise yine depremin büyüklüğü ve uzaklığı gibi parametreler göz önünde bulundurulur ve seçilmelidir. Yapılan çalışmalarda bu zaman S dalgasının varış zamanının oluş zamanı ile arasındaki farkın genelde iki katı ile belirlenmektedir. Bunun nedeni ise koda dalgalarının kaynaktan etkilenmesini engellemektir (Rautian ve Khalturin, 1978). Ayrıca Denklem (2.15)'e bakıldığında kalite faktörünün frekans ile ilişkisi de göz önündedir. Böylece frekans ile kalite faktörünün arasında doğru orantının olduğu anlaşılmaktadır. Yapılan çalışmalar sonucunda koda dalgası kalite faktörü- Q_c 'nin frekans ile ilişkisi Denklem (2.16)'da verilmiştir.

$$Q_c = Q_0 f^n \quad (2.16)$$

Burada Q_c , koda dalgası kalite faktörünü; Q_0 , 1 Hz frekanstaki Q_c değerini; f, frekansı ve n ise Q_c 'nin frekans bağımlılık derecesini ifade etmektedir.

$Q < 200$ olduğunda bölgenin tektonizması aktif kabul edilirken $Q > 600$ olduğunda pasif bir tektonizmadan bahsedilmektedir. $200 < Q < 600$ arasında kalan kalite faktörü ise bölgenin orta derece tektonizmaya sahip olduğu anlamını taşımaktadır. Frekans bağımlılığını gösteren n değerinin ise aktif tektonizmayı tanımlamak için genelde 0,8 değerinden büyük olduğu önerilmiştir. Bunun aksine 0,5 değerinden küçük n değerleri için pasif bir tektonizmadan söz edilmektedir.

Yapılan çalışmalarda koda dalgası kalite faktörünün belirlenmesi için bir çok model kullanılmaktadır. Kullanılan modellerden bazıları aşağıdaki şekilde verilmektedir.

2.6.1. Tekil geri saçılma modeli

Hem cisim hem de yüzey dalgalarının saçılımını içeren bu modelde depremin kaynağı ile istasyonun aynı noktada olduğu kabul edilmektedir. Bundan dolayı da

saçılan dalga ilk dalganın yayılma doğrultusundan 180° geriye geriye saçılarak istasyona ulaştığı kabul edilir (Güleroğlu, 2015). Tekil geri saçılma modeli ile ilgili ilk çalışma Aki ve Chouet (1975) tarafından yapılmıştır. Bu model, $M < 6$ büyüklüğündeki depremler için kaynak zaman fonksiyonu süresinin çok az olduğu ilkesine dayanmaktadır. Böylece küçük depremlerden meydana gelen koda dalgalarının yer içindeki heterojenitelerden kaynaklı saçılarak geriye geldiği anlaşılmaktadır. Ayrıca 1 Hz civarındaki koda dalgalarının yüzeye yakın kısımda bulunan heterojenitelerden geriye saçılan yüzey dalgalarının, 10 Hz ve daha büyük frekanslardaki koda dalgalarının ise litosferin derin bölgelerinden geriye saçılan cisim dalgalarından oluştuğu kabul edilmektedir.

2.6.2. Tekil saçılma modeli

Koda dalgaları yer içinde rastgele dağılım gösteren birçok saçıcıdan geriye saçılarak meydana gelen dalgaların birleşimi olduğu önerilmiştir (Aki, 1969). Yer içerisindeki yanal ve düşey yönlü farklı heterojeniteler sonucunda saçılma gösteren dalgaların yapıcı veya bozucu girişimi ile oluşan koda dalgalarını meydana getiren modele tekil saçılma modeli adı verilmektedir. Bu modelde ortamın zayıf saçıcı özelliğine sahip olduğu önerilir. Böylece dalga tek bir saçıcıya bağlı olarak saçılma gösterir ve bu saçılan dalga zayıf enerjili bir dalga olduğu için başka bir saçılmaya uğramaz.

2.6.3. Tekil izotropik saçılma modeli

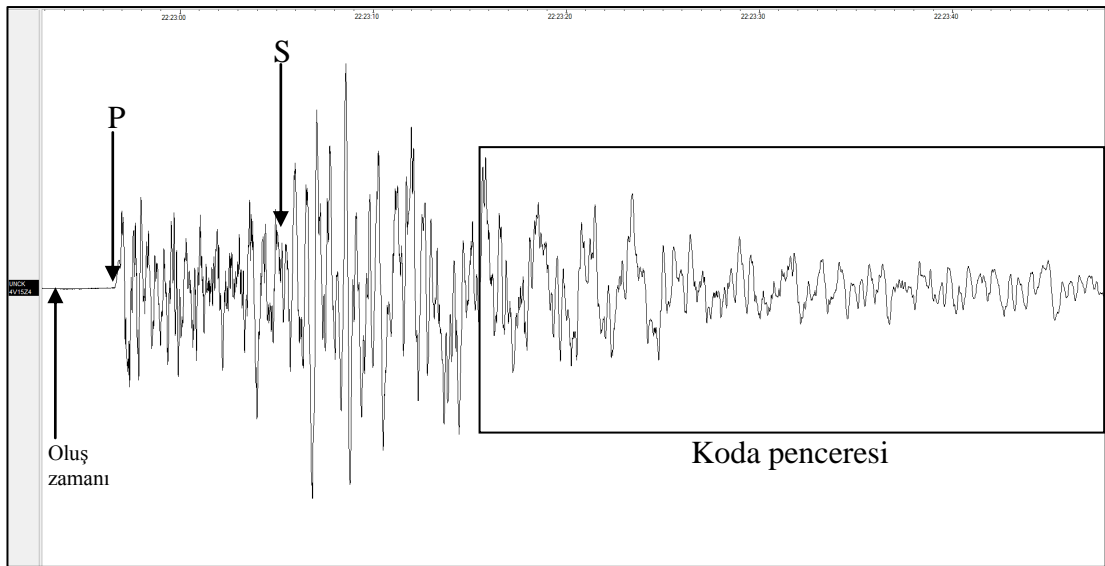
Bu model Aki ve Chouet (1975)'te bahsedilen tekil geri saçılma modelinden geliştirilerek Sato (1977) tarafından özellikle dış merkez uzaklığı 100 km'den daha fazla olan depremler için kullanılmaktadır. Aynı çalışmada saçılmaya uğrayan elastik dalgaların enerjisinin üç boyutlu olarak yer içinde yayıldığı öne sürülmektedir. Enerjinin uzaklığa bağlı olarak değişmesi yer içerisindeki yatay ve düşey heterojenitelerden kaynaklıdır. Bu modele göre elastik bir ortamın dispersif olmadığı düşünüldüğünde enerjinin ısıya dönüşmediği de ortaya çıkmaktadır. Böylece dalgalar herhangi bir şekil deformasyonuna uğramadan ilerlerken geometrik yayılmadan dolayı genlik azalmasına uğradığı söylenmektedir (Sato, 1977).

2.6.4. Çoklu saçılma metodu

İçsel sönümlenmeyi saçılma etkisinden ayırabilmek için çoklu saçılma metoduna ihtiyaç duyulmaktadır. Bu modelde sismik dalga yayılımında yeri belli olmayan heterojenitelerden saçılmış olan dalgalar kullanılmaktadır. Büyük heterojenitelerden yayılmış kısa periyodlu dalgalarının enerji değişimine odaklanılır. Bundan dolayı da içsel sönümlenme ile saçılmanın birbirinden ayrılması zorlaşır. Fakat saçılma sonucu soğurma, izotropik saçılma sonucu oluşan kayıptan az ise saçılma sonucu oluşan soğurma değerine ait sonuçların ayırt edilmesi mümkündür (Wu, 1985). Koda dalga uzunluğunun fazla olması ile birlikte çoklu saçılma modeli de çalışmalarda kullanılmaktadır.

2.7. Koda Dalgasının Kökeni

Yapılan ilk çalışmalarda yüzey dalgalarından sonra gelen dalga olarak tanımlanan koda dalgaları günümüzde S dalgalarından sonra gelen ve ortamın heterojenitesinden dolayı saçılarak oluşan dalgalar olarak adlandırılmaktadır. Yer içindeki saçıcılardan rastgele dağılmış olan koda dalgalarının P ve S dalgalarından meydana geldiği kabul edilmiştir. Ayrıca koda dalgalarının sadece saçılan cisim dalgalarından olmadığı aynı zamanda saçılan yüzey dalgalarının da bu dalgaları oluşturabildiği üzerine incelemeler yapılmıştır (Aki ve Chouet, 1975). Koda dalgaları için kısaca S dalgası varışından sonra gelen zarfi oluştururlar denilebilmektedir (Şekil 2.1).



Şekil 2.1. Bir sismogram üzerinde koda dalgasının gösterimi

Ayrıca koda dalgalarının oluşum mekanizmaları için odakta meydana gelen artçı sarsıntılar tarafından oluştuğu veya düşük hızlı sedimanlarda ya da sulu ortamlarda oluşan dalgalara bağlı modeller geliştirilmiştir. Bu oluşumun istasyonların kurulmuş olduğu jeolojik birim ile yakın ilişki içinde olduğu belirlenmiştir (Aki, 1969). Yani yerin kendi salınımasının genliği, koda dalgası oluşumuna sebep olan zemin etkisi ile yakından ilişkilidir.

Koda dalgalarının genel özellikleri için 100 km'nin altında dış merkez uzaklığına sahip yerel depremlerde sismogramın toplam uzunluğu (P dalgası başlangıcı ile koda dalgası bitişi arasındaki zaman) dış merkez uzaklığından ve azimuttan bağımsız olduğu söylenmiştir (Bisztricsany, 1958; Soloviev, 1965; Tsumura, 1967; Sato, 1977). Bu özellik deprem büyüklüğünün (süreye bağlı büyüklük) belirlenmesinde yaygın olarak kullanılmaktadır.

Ayrıca kısa aralıklarla yerleştirilmiş sismograflar ile yapılan koda çalışmaları, koda dalgalarının dış merkezden gelen düzgün düzlem dalgalar olmadığını göstermektedir (Aki ve diğ., 1958; Aki ve Tsujiura, 1959).

Farklı lokal depremlerin koda dalgalarının güç spektrumları zamanın bir fonksiyonu olarak azalmaktadır. Bu azalım deprem dış merkezi ve istasyon arasında yayılan ışının geçtiği çevre şartlarından ve uzaklıktan bağımsızdır (Aki, 1969; Aki ve Chouet, 1975).

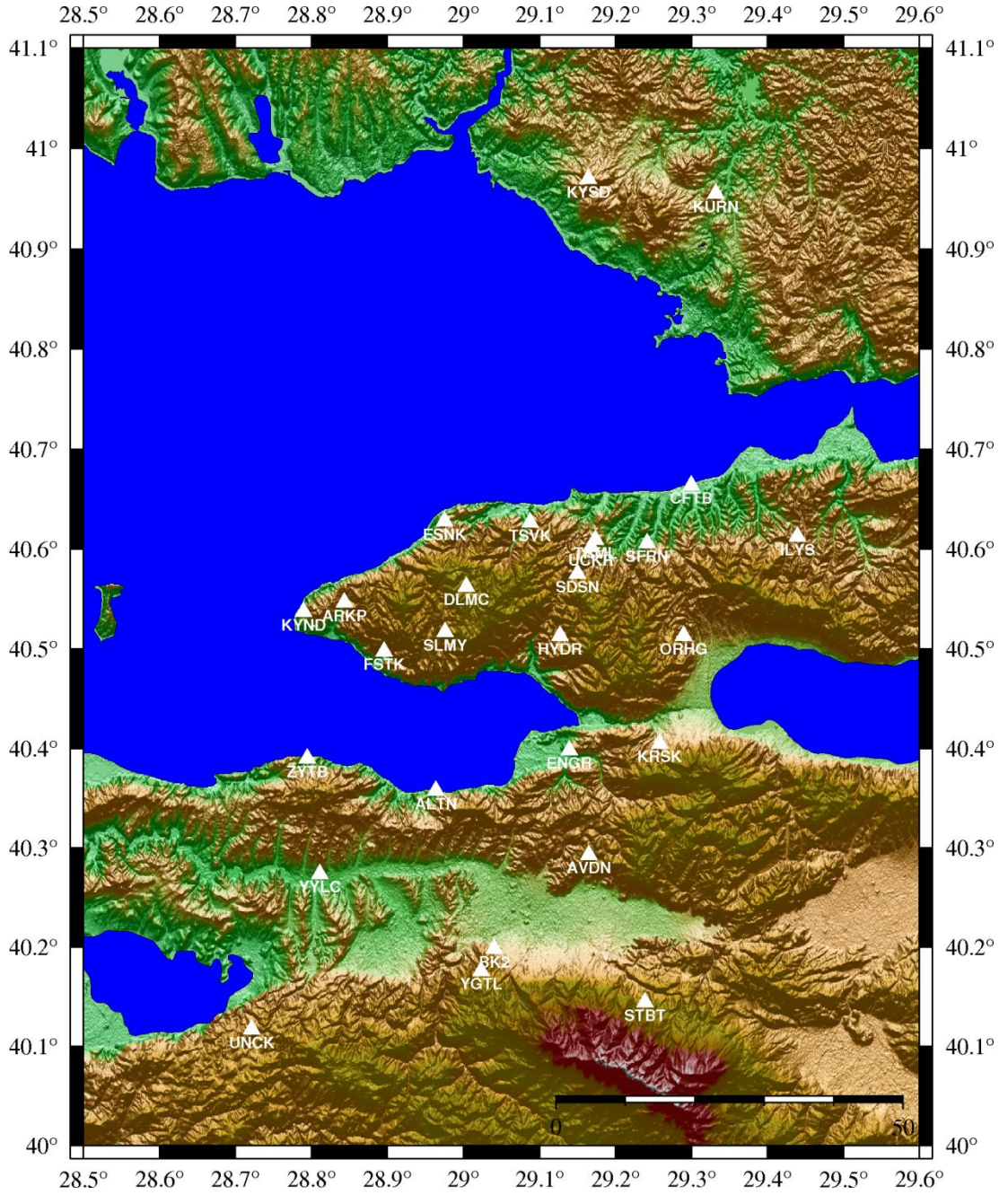
Bu yaklaşımlardan sonra geliştiren modellere bağlı olarak koda dalgalarının oluşum süreçleri zaman içerisinde incelenmiştir.

3. ORTA MARMARA BÖLGESİ'NDE KODA DALGASI KALİTE FAKTÖRÜNÜN (Q_c) BELİRLENMESİ

3.1 Deprem İstasyonları Dağılımı

Depremlerin özellikleri ve bir bölgenin gerilme dağılımı ile deprem oluşturma potansiyelinin anlaşılması ancak yerel mikro deprem ağlarının kurulması ve buradaki yer sarsıntılarının sürekli izlenmesi ile elde edilecek bilgiler sonucunda anlaşılabilir. 1999 yılında yaşanan iki büyük depremin ardından beklenen olası Marmara depremini üretebilecek KAFZ'ın kuzey kolu Armutlu Yarımadası'nın kuzey kenarından geçmektedir. Yarımada'nın güney kenarından geçen KAFZ'ın güney kolu ise çok uzun süredir büyük bir deprem üretmemiştir. Her iki fay zonu arasında kalan ve kuzey kol ile güney kol arasındaki hız farkından dolayı sürekli deformasyona uğrayan Armutlu Yarımadası, Marmara'da beklenen olası depreme en yakın bölge veya depremi üretecek bölge olarak tanımlanmaktadır.

Bu amaçla Kocaeli Üniversitesi Yer ve Uzay Bilimleri Araştırma ve Uygulama Merkezi (YUBAM) tarafından Yalova'da Armutlu Yarımadası'nın ve yakın civarının mikro deprem aktivitesini izlemek amacı ile Almanya'da yer alan Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum (GFZ) kurumu ile birlikte 2005 yılının Ekim ayında Armutlu sismik ağı (ARNET) kurulmuştur (Şekil 3.1). ARNET, 27 deprem istasyonu ile özellikle Armutlu Yarımadası olmak üzere İstanbul'un güneydoğusu ve Bursa'nın kuzeyinde oldukça sık bir ağa sahiptir (Tablo 3.1).



Şekil 3.1. ARNET’te bulunan deprem istasyonlarının konumları

Tablo 3.1. ARNET deprem istasyonlarının bilgileri

İstasyon Kodu	Enlem (°K)	Boylam (°D)	Yükseklik (m)	Sismometre Tipi	Konum
ORHG	40.51333	29.28967	170	Kısa Periyod	Orhangazi-BURSA
KRSK	40.40500	29.25817	170	Geniş Periyod	Karsak Köyü-BURSA
ZYTB	40.39000	28.79483	70	Kısa Periyod	Zeytinbağı-BURSA
ENGR	40.39850	29.13867	75	Geniş Periyod	Engürücük Köyü-BURSA
ALTN	40.35783	28.96383	30	Geniş Periyod	Altıntaş Köyü-BURSA
UNCK	40.11589	28.72224	508	Geniş Periyod	Unçukuru Köyü-BURSA
STBT	40.14451	29.23842	721	Geniş Periyod	Saitabat Köyü-BURSA
YYLC	40.30364	28.81688	242	Geniş Periyod	Yaylacık Köyü-BURSA
YGTL	40.17620	29.02328	476	Geniş Periyod	Yiğitalı Köyü-BURSA
AVDN	40.29327	29.16459	476	Geniş Periyod	Avdancık Köyü-BURSA
HYDR	40.51317	29.12700	390	Kısa Periyod	Haydariye Köyü-BURSA
KURN	40.95500	29.33167	150	Geniş Periyod	Kurna Köyü-İSTANBUL
KYSD	40.96965	29.16430	429	Kısa Periyod	Kayışdağı-İSTANBUL
ESNK	40.62800	28.97517	200	Kısa Periyod	Esenköy-YALOVA
ARKP	40.54650	28.84300	85	Geniş Periyod	Armutlu-YALOVA
TRML	40.60950	29.17350	204	Kısa Periyod	Termal-YALOVA
CFTB	40.66417	29.29933	-98	Kısa Periyod	Çiftlikköy-YALOVA
SFRN	40.60617	29.24183	115	Kısa Periyod	Safran Köyü-YALOVA
TSVK	40.62667	29.08733	70	Geniş Periyod	Teşvikiye-YALOVA
ILYS	40.61283	29.43900	240	Geniş Periyod	İlyasköy-YALOVA
FSTK	40.49750	28.89550	60	Geniş Periyod	Fıstıklı Köyü-YALOVA
KYND	40.53700	28.78967	48	Kısa Periyod	Armutlu-YALOVA
DLMC	40.56256	29.00388	728	Kısa Periyod	Delmece Yaylası-YALOVA
SLMY	40.51757	28.98584	460	Kısa Periyod	Selimiye Köyü-YALOVA
SDSN	40.57531	29.14996	204	Kısa Periyod	Termal-YALOVA
BK2	40.19861	29.04041	120	Kısa Periyod	Kültürpark-BURSA
UCKR	40.60234	29.16798	200	Kısa Periyod	Termal-YALOVA

Çalışmada; depremlerin ilk konumlarının belirlenebilmesi için ARNET'in sahip olduğu tüm deprem istasyonları kullanılmıştır. Fakat kalite faktörü hesabında, 9 adet birbirinden ayrı konumlanmış, kaydettiği veri sayısı en fazla ve sinyal/gürültü oranı en yüksek olan ALTN, AVDN, DLMC, HYDR, KRSK, SDSN, SLMY, TRML ve TSVK istasyonları kullanılmıştır. İstasyon seçiminde azimutal dağılım ve istasyonların depremlere göre uzaklıkları da önemli kriterlerdendir.

3.2. Kullanılan Deprem Verileri

Orta Marmara Bölgesi'nde koda dalgası kalite faktörünün belirlenebilmesi için 2013-2014 yılları arasında meydana gelen 82 adet deprem verisi kullanılmıştır (Tablo 3.2).

Büyüklikleri 1.5 ile 3.7 arasında değişen bu depremlerin derinlik dağılımı ise 1,2 ile 16,9 km arasında değişmektedir. Hesaplamalar için depremlerin istasyonlara uzaklıkları en fazla 90 km olarak belirlenmiştir.

Tablo 3.2. Kalite faktörünün hesaplanması için kullanılan depremler

No	Tarih	Oluş Zamanı	Enlem (°K)	Boylam (°D)	Derinlik (km)	Büyüklik (Ml)
1	10.04.2013	21:40:30.06	40.312	29.203	16,9	2.8
2	15.04.2013	03:09:31.29	40.304	29.266	15,0	2.4
3	10.05.2013	01:59:15.12	40.676	29.160	11,1	2.0
4	10.05.2013	23:57:19.10	40.675	29.152	10,9	2.8
5	12.05.2013	23:43:35.13	40.674	29.312	9,5	1.7
6	21.05.2013	10:05:23.59	40.429	28.983	11,1	3.1
7	30.05.2013	23:26:23.33	40.411	29.164	7,7	2.4
8	11.06.2013	06:54:50.87	40.494	29.164	5,0	2.2
9	13.06.2013	10:24:49.86	40.458	19.192	3,8	2.7
10	20.06.2013	20:43:29.88	40.460	19.149	9,3	2.3
11	03.07.2013	02:48:45.55	40.575	28.989	4,9	1.9
12	11.07.2013	14:37:33.04	40.450	29.153	8,5	2.4
13	13.07.2013	02:42:30.01	40.713	28.981	9,0	2.3
14	14.07.2013	07:55:39.11	40.709	28.989	8,0	3.1
15	15.07.2013	23:11:43.01	40.285	29.326	5,0	2.0
16	16.07.2013	12:54:24.18	40.475	29.174	7,7	2.0
17	25.07.2013	06:10:44.15	40.463	29.159	8,4	2.6
18	25.07.2013	16:21:53.82	40.769	28.976	7,7	2.1
19	01.08.2013	11:01:25.53	40.610	29.260	13,8	1.6
20	25.08.2013	10:02:51.84	40.210	28.588	16,2	2.2
21	28.08.2013	01:11:05.92	40.370	28.936	7,5	2.7
22	28.08.2013	21:18:58.58	40.625	29.136	8,5	2.1
23	29.08.2013	09:03:24.97	40.436	29.126	4,1	3.3
24	29.08.2013	13:20:22.07	40.435	29.127	4,7	3.1
25	03.09.2013	23:08:38.32	40.463	29.157	8,3	2.2
26	04.09.2013	09:05:29.90	40.099	29.190	2,0	2.2
27	05.09.2013	17:44:33.92	40.437	29.124	4,1	2.4
28	18.09.2013	03:16:54.47	40.422	29.002	2,5	2.6
29	25.09.2013	10:52:46.38	40.641	29.281	15,3	1.8
30	03.10.2013	10:26:07.77	40.080	28.737	13,4	3.7
31	16.10.2013	15:34:10.15	40.438	29.250	3,0	2.8
32	24.10.2013	22:44:20.35	40.406	29.014	2,9	2.6
33	26.10.2013	16:43:03.63	40.418	29.122	0,9	2.3
34	20.11.2013	18:29:24.53	40.613	29.168	9,4	2.4
35	11.12.2013	01:29:54.77	40.973	29.251	13,1	1.9
36	21.12.2013	13:22:01.31	40.421	28.761	12,9	2.1
37	16.01.2014	05:58:22.53	40.299	28.299	15,0	2.3
38	18.01.2014	13:31:24.77	40.631	29.011	11,0	2.1
39	21.01.2014	01:34:03.67	40.767	29.246	15,1	2.7
40	23.01.2014	15:53:48.09	40.421	29.142	9,9	2.5
41	24.01.2014	02:59:38.15	40.619	29.028	8,7	1.9
42	30.01.2014	02:54:33.56	40.674	29.296	8,0	3.1
43	02.02.2014	00:48:18.71	40.735	29.117	15,0	2.1
44	02.02.2014	18:37:08.90	40.421	28.999	4,4	2.3
45	06.02.2014	14:11:59.77	40.630	29.123	9,2	2.2
46	16.02.2014	01:15:21.47	40.559	28.950	1,4	1.8
47	20.02.2014	09:54:37.24	40.389	28.919	8,5	2.1
48	10.03.2014	10:17:48.67	40.583	29.031	7,6	2.8
49	10.03.2014	11:15:28.81	40.576	29.019	1,2	2.1
50	22.03.2014	10:03:06.88	40.616	29.049	10,2	2.9
51	02.04.2014	09:34:48.44	40.421	29.014	12,8	2.9
52	04.04.2014	02:52:05.89	40.621	29.056	9,5	2.6
53	04.04.2014	05:18:03.85	40.116	28.901	10,3	2.9
54	13.04.2014	04:44:24.63	40.206	28.973	6,4	2.5
55	13.04.2014	17:12:39.90	40.408	28.651	8,8	2.5
56	18.04.2014	22:13:12.79	40.409	28.652	10,8	2.0
57	05.05.2014	06:35:38.22	40.181	28.913	10,0	2.0
58	06.05.2014	16:46:44.19	40.231	29.125	7,4	2.1
59	07.05.2014	22:53:29.94	40.710	29.090	6,8	2.7

Tablo 3.2.(Devam) Kalite faktörünün hesaplanması için kullanılan depremler

No	Tarih	Oluş Zamanı	Enlem (°K)	Boylam (°D)	Derinlik (km)	Büyüklik (Ml)
60	08.05.2014	08:58:14.94	40.437	28.758	10,1	2.5
61	09.05.2014	13:01:03.08	40.615	29.082	4,5	2.0
62	16.05.2014	15:17:40.25	40.404	29.118	4,0	2.8
63	16.06.2014	02:34:59.38	40.383	29.023	5,8	2.0
64	30.06.2014	18:32:23.98	40.116	28.926	16,6	3.4
65	01.07.2014	21:35:00.65	40.607	28.985	5,3	1.5
66	04.07.2014	12:34:14.04	40.444	29.061	9,2	2.1
67	22.07.2014	04:18:03.88	40.346	29.123	1,2	2.5
68	24.07.2014	06:35:28.08	40.763	29.080	9,6	2.0
69	25.07.2014	09:11:12.96	40.780	29.076	4,5	2.3
70	29.07.2014	18:33:19.56	40.448	28.939	7,3	1.9
71	06.08.2014	06:48:41.69	40.590	29.017	8,0	2.5
72	10.08.2014	22:24:01.56	40.608	29.159	2,7	2.9
73	10.08.2014	22:36:26.81	40.595	29.017	8,3	1.5
74	12.08.2014	01:44:46.95	40.598	29.173	1,2	1.6
75	12.08.2014	06:22:39.30	40.586	29.014	8,0	1.7
76	13.08.2014	10:06:55.11	40.587	29.281	3,5	1.7
77	13.08.2014	11:21:13.91	40.490	29.285	7,3	1.7
78	15.08.2014	10:10:56.25	40.594	29.021	8,3	2.0
79	15.08.2014	10:35:29.60	40.597	29.018	8,7	2.4
80	22.08.2014	00:46:43.28	40.413	28.845	4,5	2.1
81	27.08.2014	06:42:59.08	40.591	29.037	8,0	2.0
82	27.08.2014	22:13:13.40	40.432	29.093	8,5	2.7

3.3. Veri Analizi

Çalışmada SEISAN yazılım paketi (Havskov ve Ottemöller, 1999) kullanılmıştır. Bu yazılım depremlerin konumlarının belirlenmesinde, mekanizma çözümlerinde ve depremsellik çalışmalarında yaygın olarak kullanılmaktadır. Bununla birlikte, kalite faktörünün belirlenmesinde, bir boyutlu hız modelinin modellenmesinde, çeşitli büyüklük hesaplarının yapılmasında, vb. oldukça kullanışlı alt yazılımları olan bir yazılım paketidir.

Bu çalışmada, öncelikle tüm deprem verilerinin SEISAN yazılım paketinde ilk konumları tespit edilmiştir. Bu hesaplamaların yapılabilmesi için tüm istasyonların kalibrasyon dosyaları ve koordinat bilgileri tanımlanmıştır; ayrıca bir boyutlu hız modeli olarak Özalaybey ve diğ. (2002)'ye başvurulmuştur (Tablo 3.3). İlk konumların iyi bir şekilde belirlenebilmesi için her bir depremde azimutal dağılımı iyi olan en az 5 istasyon kullanılmıştır; bununla birlikte hata miktarlarının (RMS) en fazla 0,5 olması göz önünde bulundurulmuştur.

Tablo 3.3. Çalışma alanındaki depremlerin ilk konumlarının belirlenmesinde kullanılan bir boyutlu hız modeli (Özalaybey ve diğ., 2002)

Derinlik (km)	V _p (km/sn)	V _s (km/sn)
0	2,9	1,68
1	5,7	3,29
6	6,1	3,53
20	6,8	3,93
33	8,05	4,65

Kalite faktörü (Q_c) hesabında ise güvenilir sonuçlar alınabilmesi için sinyal/gürültü oranı en az 5 olan sinyaller işleme alınmıştır (Ottemöller ve diğ., 2014). Bu oranın hesaplanabilmesi için depremin her bir istasyon bileşenleri için P dalgası varış zamanından 15 saniye öncesine gidilip 5 saniyelik bir pencere alınmıştır. Bu pencerenin genliğinin koda penceresindeki genliklere oranı bulunduğu istasyonun ve bileşenin gürültü hacmini vermektedir. Her bir kesme zamanı ve merkez frekans için bu oranın hesaplamaları yapılmıştır. Buna göre kullanılabilir veri sayısının yüksek olduğu 9 adet istasyonun verileri hesaplamalara katılmıştır.

Q_c hesaplamasında koda dalgasının başlangıç anının iyi bir şekilde belirlenmesi gerekmektedir. Bu koşul altında depremlerin istasyonlara göre dağılımı göz önünde bulundurulmuştur ve koda dalgası başlangıç zamanı, S dalgası seyahat zamanının iki katı olarak belirlenmiştir. Bu zaman kesme zamanının başlangıcı olarak isimlendirmektedir (Havskov ve diğ., 1989).

Hesaplamalar için kullanılan koda penceresi uzunluğu güvenilir sonuçlar alabilmek için en az 20 sn olarak belirlenmiştir (Ottemöller ve diğ., 2014). Bu parametre yer içinde bilgi alınan hacim ile ilişkilidir. Pencere uzunluğunun arttırılması ise sonuçların daha istikrarlı olmasını sağlamaktadır. Ayrıca bölgede depremlerin istasyonlara yakın olması da koda penceresinin uzunluğunu etkileyen faktörlerdendir. Bu nedenlerden dolayı pencere uzunlukları 20, 25, 30, 35 ve 40 saniye olarak belirlenmiştir.

Tüm sismogramların belirlenen koda pencereleri 8 kutuplu Butterworth band-geçişli filtre ile 1,5, 3, 6, 9 ve 12 Hz merkez frekanslarında ve sırasıyla 1-2, 2-4, 4-8, 6-12 ve 8-16 köşe frekans aralıklarında süzgeç uygulanmıştır. Burada merkez frekansları

belirlemektense kendilerine ait köşe frekansları belirlemek önemli bir aşamadır. Çünkü her bir merkez frekansa ait köşe frekansların farkının merkez frekansa bölünmesinden elde edilen sonuçların birbirine eşit olması gerekmektedir. Bunun nedeni ise sinyalin içerisinde barındırmış olduğu enerji yoğunluğu ile ilişkilendirilmektedir (Ottmölller ve diğ., 2014). 1,5 Hz gibi düşük merkez frekans kullanmasının amacı herhangi bir depremi kaydeden uzak bir istasyonda meydana gelen yüksek periyodlu verinin kaybını önlemektir. Öte yandan 12 Hz gibi yüksek frekans filtresi de çok yakında meydana gelen depremi kaydeden istasyonlarda görülecek düşük periyodlu dalgaların elimine olmasını engellemektir.

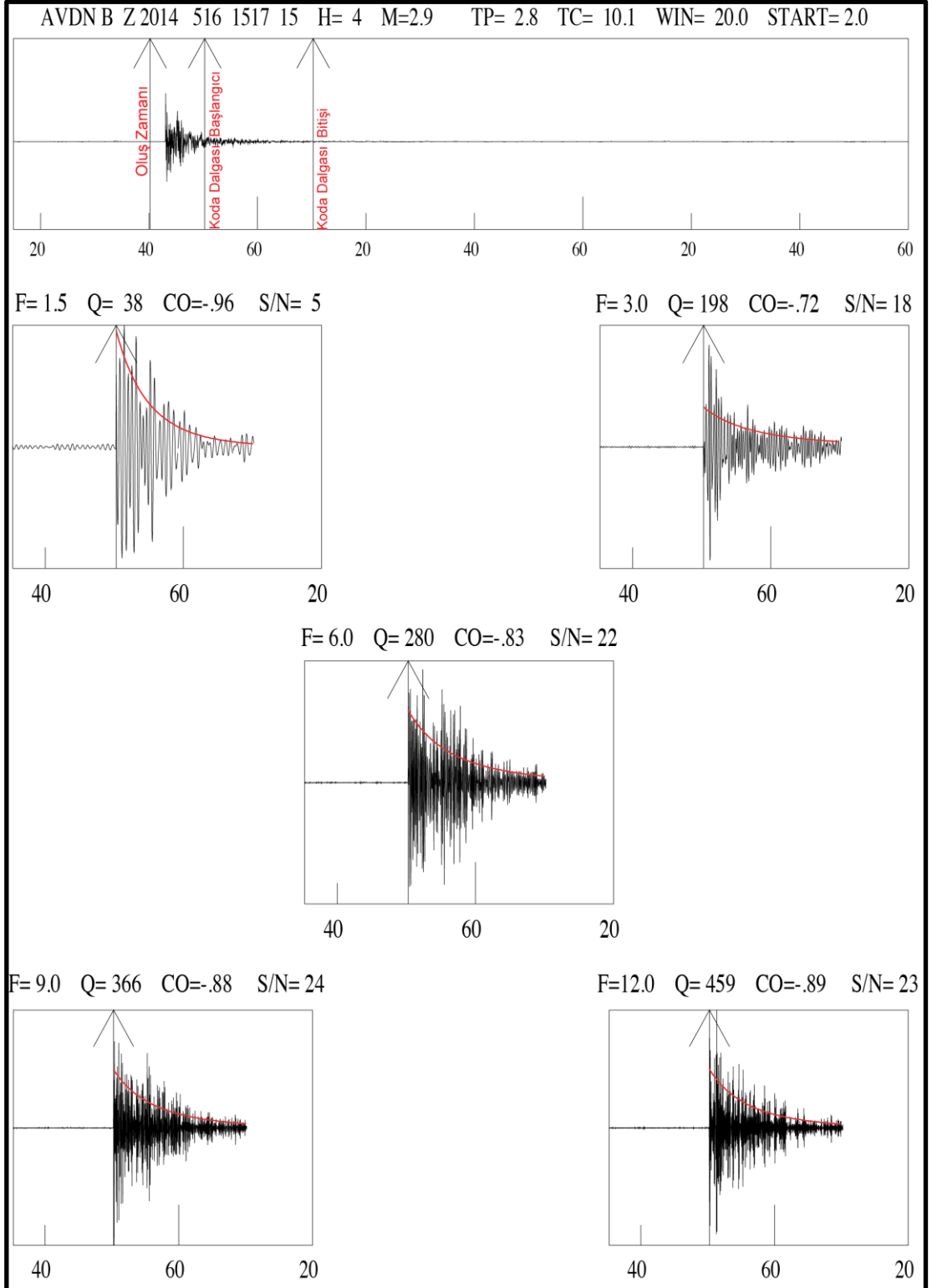
Tüm bu kabuller çerçevesinde kalite faktörünün hesaplanabilmesi için SEISAN yazılım paketinin içinde bulunan CODAQ alt yazılımı kullanılmaktadır (Ottmölller ve diğ., 2014). Q_c hesaplamasında belirlenen 9 adet deprem istasyonunun tüm bileşenleri kullanılmıştır ve her istasyona ait bileşenlerin ortalamaları alınmıştır. Ayrıca, hesaplamalar sonucunda bulunan korelasyon katsayısının bire yakın olması sonucun güvenilirliğini arttırmaktadır; bundan dolayı en düşük korelasyon katsayısı ise 0,7 olarak belirlenmiştir.

Şekil 3.2’de kalite faktörünün hesaplanabilmesi için izlenen veri-işlem adımları akış şeması ile gösterilmiştir.



Şekil 3.2. Kalite faktörünün hesaplanması için SEISAN yazılım paketinde yapılan veri-işlem adımlarının akış şeması

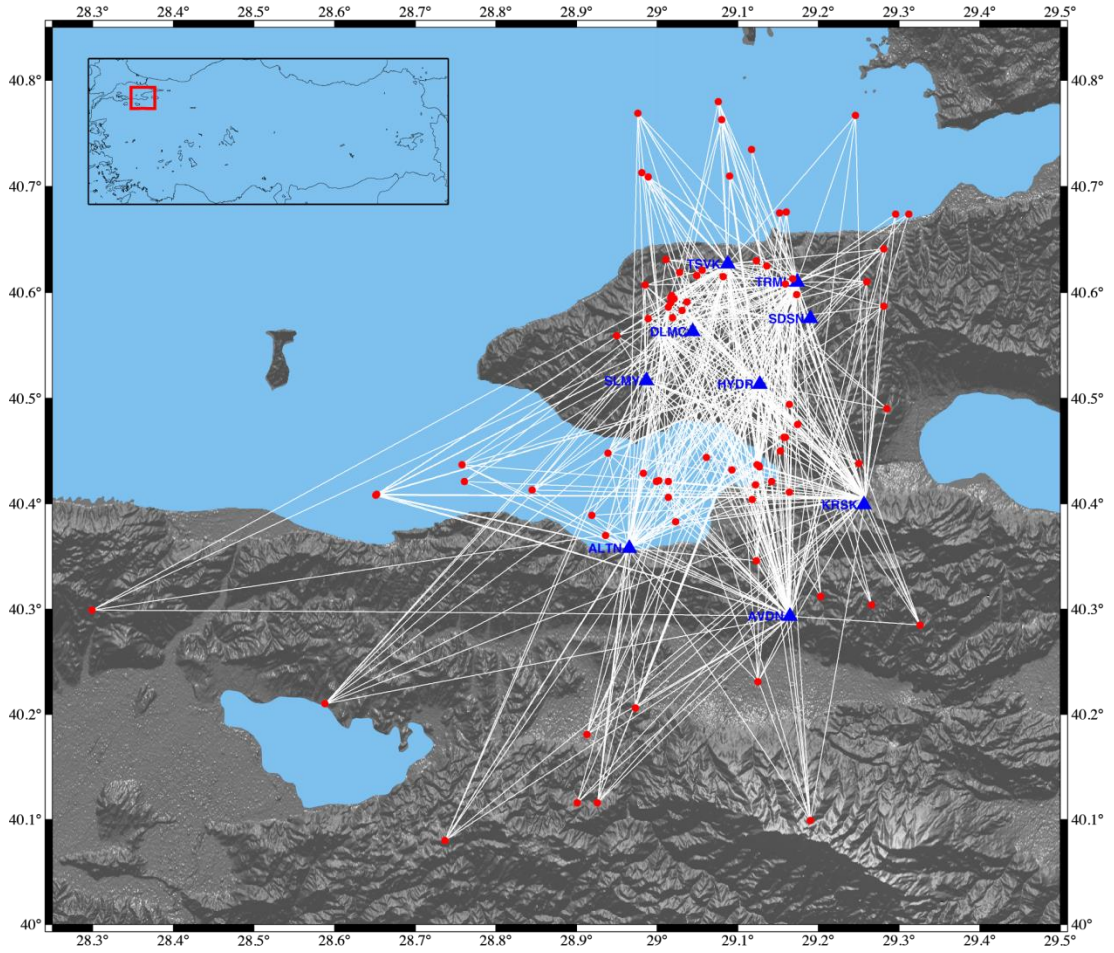
Örnek olarak Şekil 3.3’te bir depremin AVDN istasyonunun Z (düşey) bileşeni için SEISAN yazılım paketinden elde edilen koda dalga analizi gösterilmektedir.



Şekil 3.3. 16.05.2014, 15:17:15'te meydana gelen depremin, AVDN istasyonunun Z (düşey) bileşeninde 20 saniye kesme zamanı için farklı frekanslara göre koda dalgası analiz sonuçları. Burada H, depremin derinliğini; M, depremin büyüklüğünü; TP, P dalgası varış zamanını, TC, koda dalgası varış zamanını; F, frekansı; Q, kalite faktörünü; CO, korelasyon katsayısını ve S/N, sinyal/gürültü oranını göstermektedir

3.4. Bulgular

Soğurulmanın belirlenebilmesi için gerek depremlerin gerekse istasyonların bölgeyi çevrelemesi gerekmektedir. Deprem dalgalarının istasyonlarda kaydedilebilmesi için izlemiş olduğu yol, ilerlediği her bir noktadan kabuğun fiziksel yapısı ve sürtünme nedeniyle enerji kaybına uğrayarak soğurma hakkında bilgi verir. Buna göre çalışmada kullanılan depremlerin ışın yolları da kalite faktörü hesabı için önemlidir (Şekil 3.4).



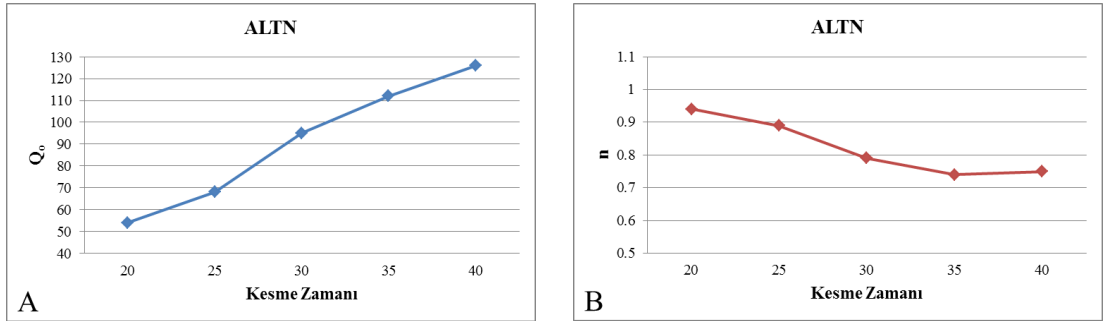
Şekil 3.4. Çalışmada kullanılan depremlerin dış merkez dağılımı ve ışın yolları. Kırmızı noktalar depremlerin dış merkezlerini göstermektedir

Çalışmada her bir istasyon için farklı kesme zamanlardaki Q_0 ve n değerleri bulunmuştur. Buna bağlı olarak bu istasyonlara ait farklı frekans ve kesme zamanlarındaki Q_c değerlerine ulaşılmıştır. Bölge için genel olarak 9 istasyon kullanılarak yine farklı frekans ve kesme zamanlarına bağlı Q_c değerleri hesaplanmıştır.

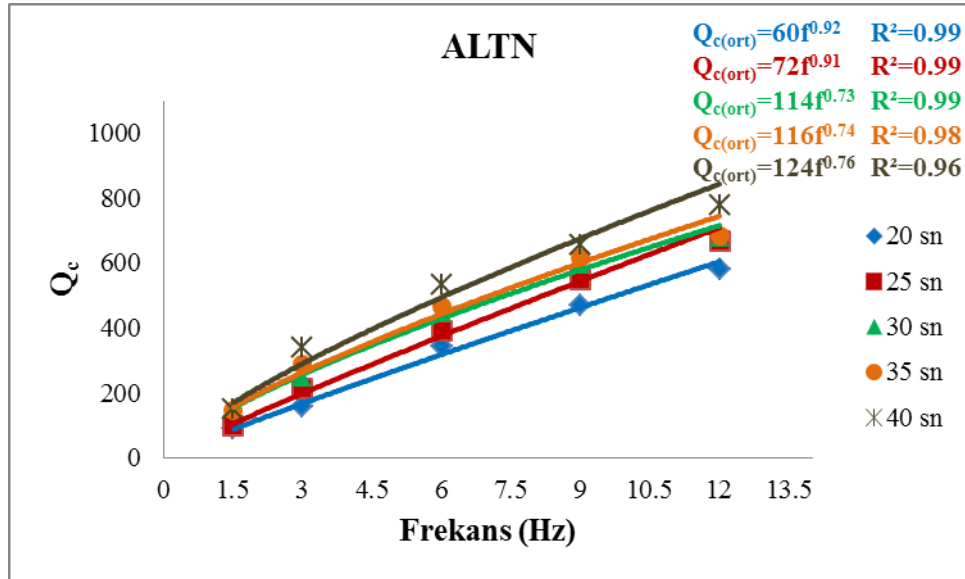
Tablo 3.4. ALTN istasyonu için farklı kesme zamanlarına ait Q_o ve n değeri değişimi

Kesme Zamanı (sn)	ALTN		
	Q_o	n	N^*
20	54±5	0,94±0,04	237
25	68±8	0,89±0,06	204
30	95±9	0,79±0,05	168
35	112±8	0,74±0,04	137
40	126±18	0,75±0,07	105

* N , hesaplamalarda kullanılan veri sayısını göstermektedir.



Şekil 3.5. ALTN istasyonunda farklı kesme zamanlarına bağlı Q_o (A) ve n (B) değişimi

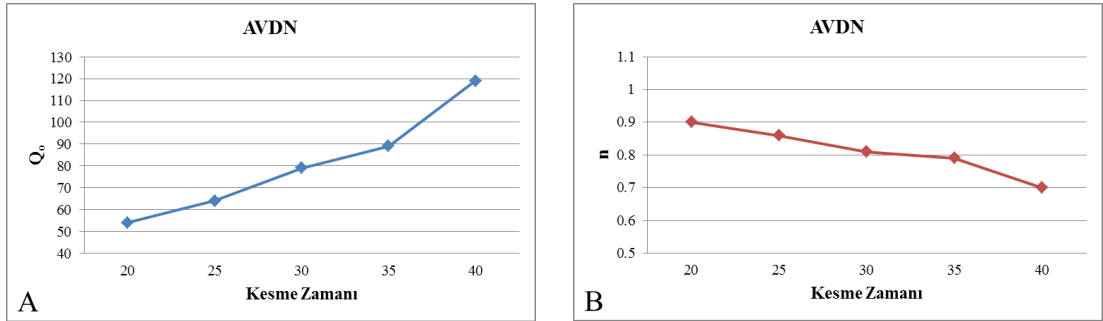


Şekil 3.6. ALTN istasyonunda farklı frekans ve kesme zamanına bağlı ortalama Q_c değişimi

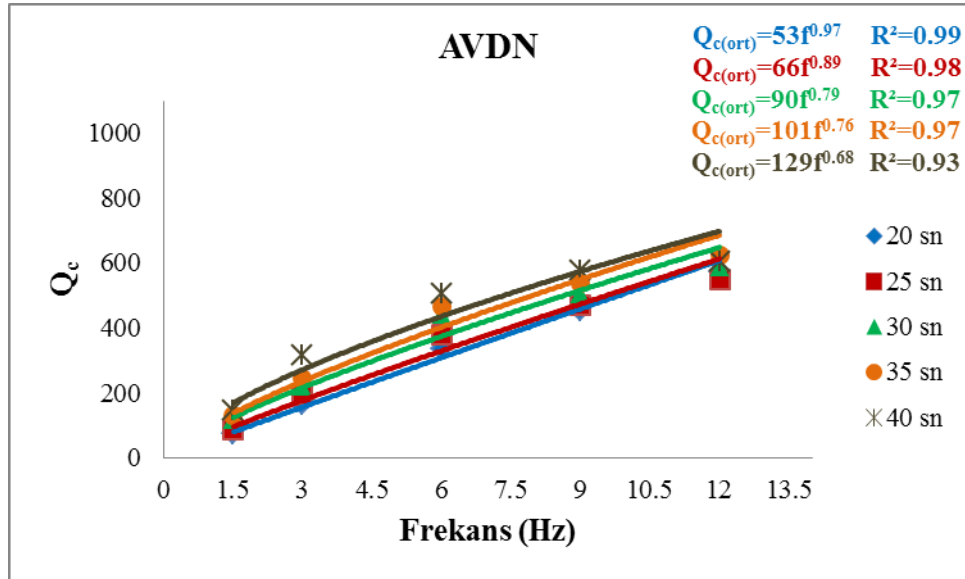
Tablo 3.5. AVDN istasyonu için farklı kesme zamanlarına ait Q_o ve n değeri değişimi

Kesme Zamanı (sn)	AVDN		
	Q_o	n	N^*
20	54±8	0,90±0,06	327
25	64±9	0,86±0,06	255
30	79±12	0,81±0,07	199
35	89±12	0,79±0,07	143
40	119±22	0,70±0,09	105

* N , hesaplamalarda kullanılan veri sayısını göstermektedir.



Şekil 3.7. AVDN istasyonunda farklı kesme zamanlarına bağlı Q_o (A) ve n (B) değişimi

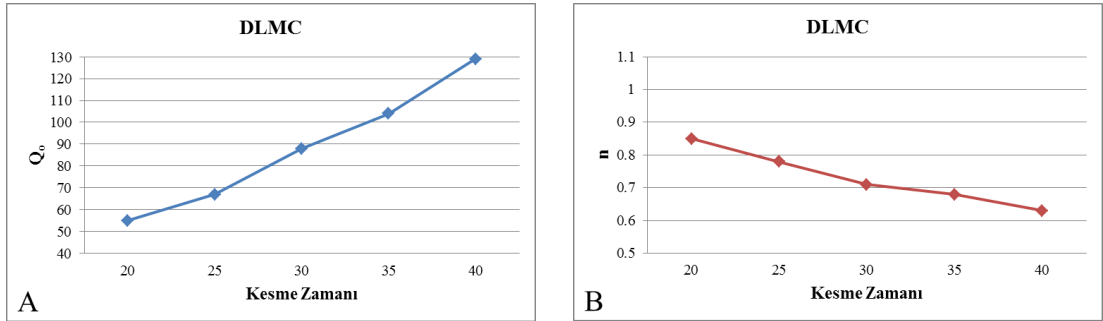


Şekil 3.8. AVDN istasyonunda farklı frekans ve kesme zamanına bağlı ortalama Q_c değeri değişimi

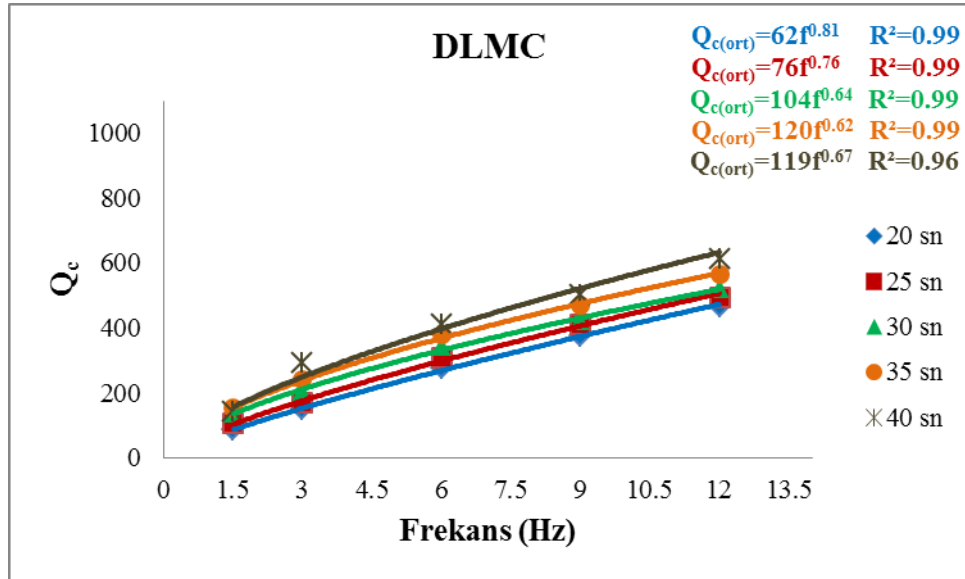
Tablo 3.6. DLMC istasyonu için farklı kesme zamanlarına ait Q_o ve n değeri değişimi

Kesme Zamanı (sn)	DLMC		
	Q_o	n	N^*
20	55±2	0,85±0,02	242
25	67±3	0,78±0,02	207
30	88±5	0,71±0,03	172
35	104±8	0,68±0,04	147
40	129±22	0,63±0,08	116

* N , hesaplamalarda kullanılan veri sayısını göstermektedir.



Şekil 3.9. DLMC istasyonunda farklı kesme zamanlarına bağlı Q_o (A) ve n (B) değişimi

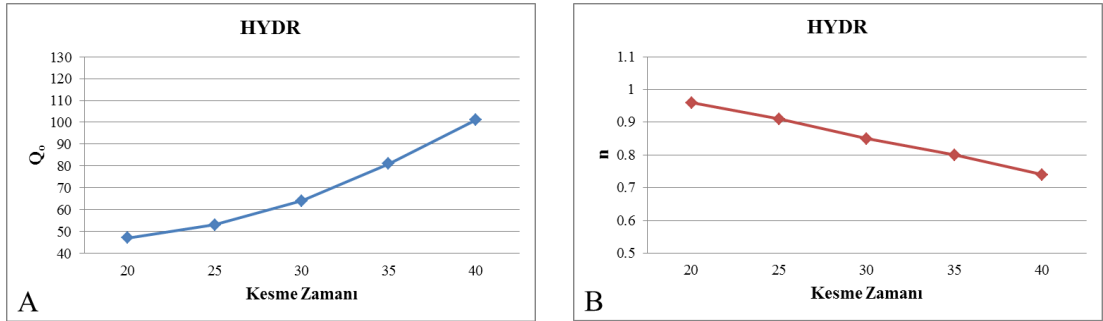


Şekil 3.10. DLMC istasyonunda farklı frekans ve kesme zamanına bağlı ortalama Q_c değişimi

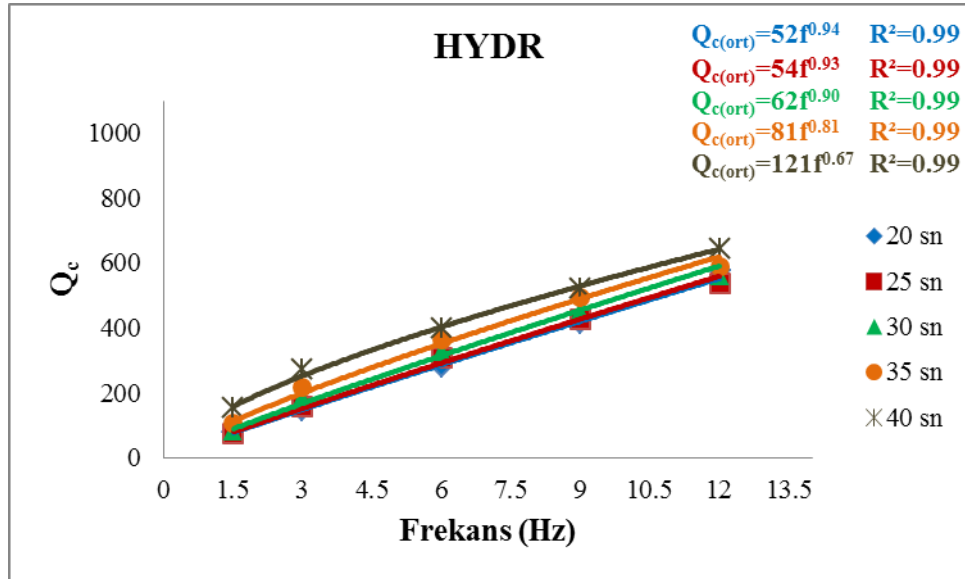
Tablo 3.7. HYDR istasyonu için farklı kesme zamanlarına ait Q_o ve n değeri değişimi

Kesme Zamanı (sn)	HYDR		
	Q_o	n	N^*
20	47±2	0,96±0,02	358
25	53±5	0,91±0,04	315
30	64±6	0,85±0,04	269
35	81±10	0,80±0,06	225
40	101±9	0,74±0,04	177

* N , hesaplamalarda kullanılan veri sayısını göstermektedir.



Şekil 3.11. HYDR istasyonunda farklı kesme zamanlarına bağlı Q_o (A) ve n (B) değişimi

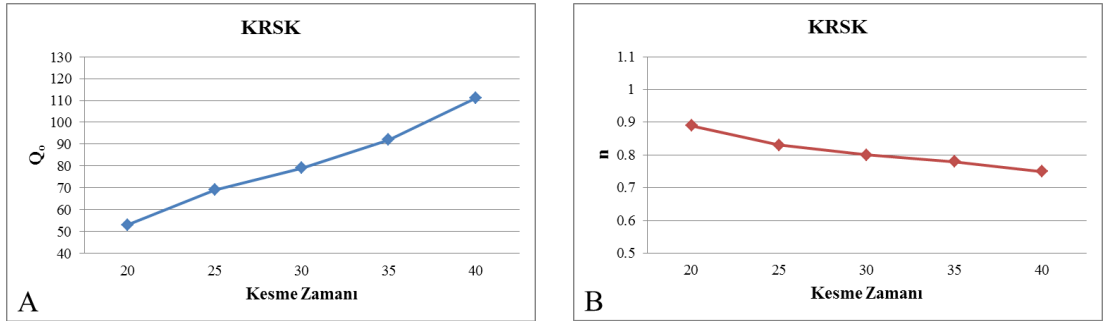


Şekil 3.12. HYDR istasyonunda farklı frekans ve kesme zamanına bağlı ortalama Q_c değişimi

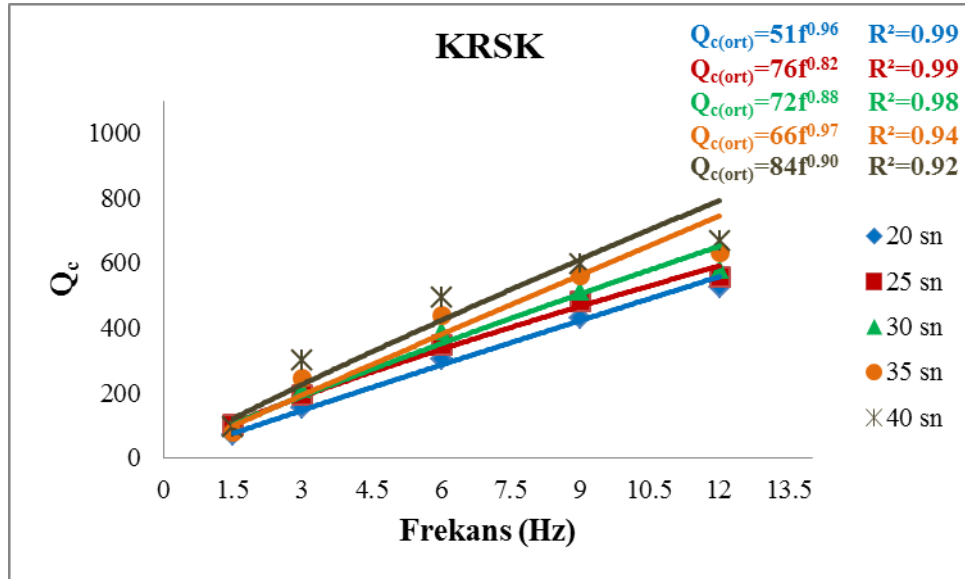
Tablo 3.8. KRSK istasyonu için farklı kesme zamanlarına ait Q_o ve n değeri değişimi

Kesme Zamanı (sn)	KRSK		
	Q_o	n	N^*
20	53±8	0,89±0,07	319
25	69±9	0,83±0,06	243
30	79±16	0,80±0,09	195
35	92±23	0,78±0,11	130
40	111±29	0,75±0,12	98

* N , hesaplamalarda kullanılan veri sayısını göstermektedir.



Şekil 3.13. KRSK istasyonunda farklı kesme zamanlarına bağlı Q_o (A) ve n (B) değişimi

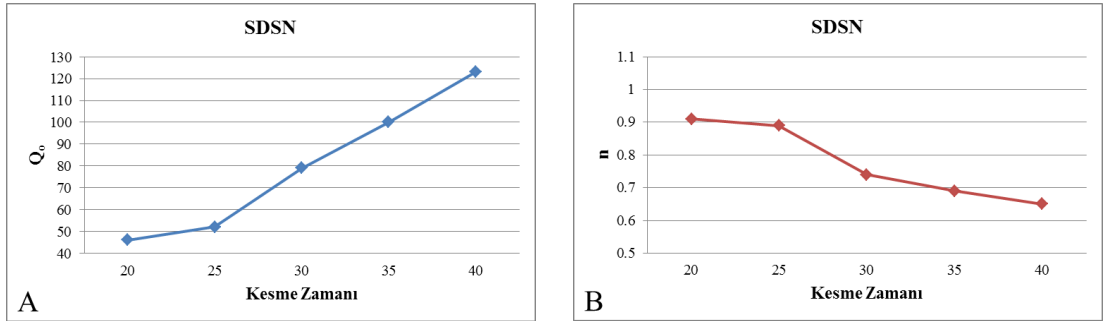


Şekil 3.14. KRSK istasyonunda farklı frekans ve kesme zamanına bağlı ortalama Q_c değişimi

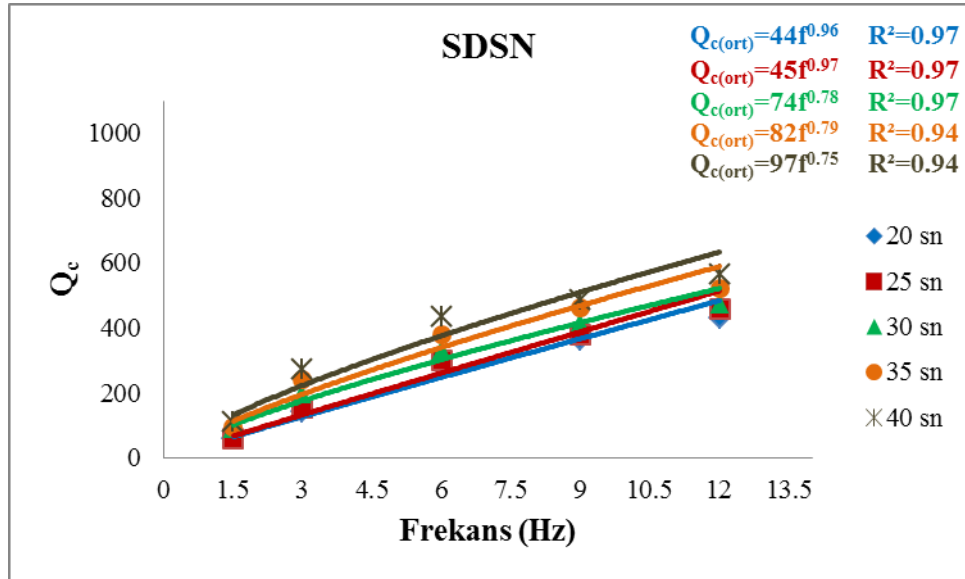
Tablo 3.9. SDSN istasyonu için farklı kesme zamanlarına ait Q_o ve n değeri değişimi

Kesme Zamanı (sn)	SDSN		
	Q_o	n	N^*
20	46±6	0,91±0,06	157
25	52±9	0,89±0,07	137
30	79±9	0,74±0,05	109
35	100±15	0,69±0,07	97
40	123±21	0,65±0,08	62

* N , hesaplamalarda kullanılan veri sayısını göstermektedir.



Şekil 3.15. SDSN istasyonunda farklı kesme zamanlarına bağlı Q_o (A) ve n (B) değişimi

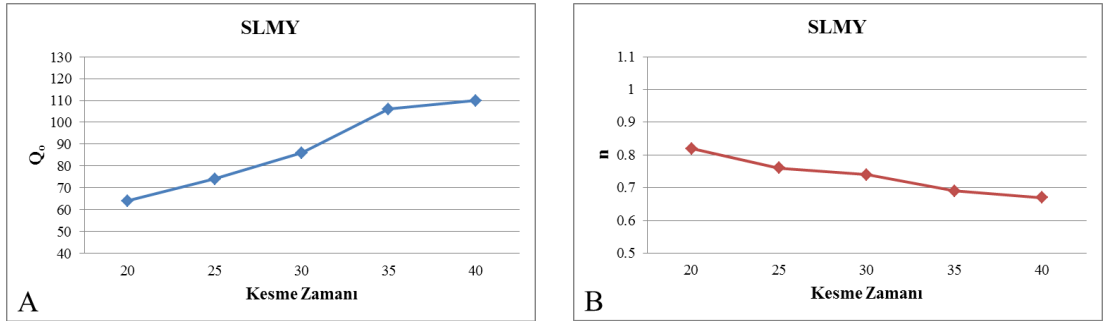


Şekil 3.16. SDSN istasyonunda farklı frekans ve kesme zamanına bağlı ortalama Q_c değişimi

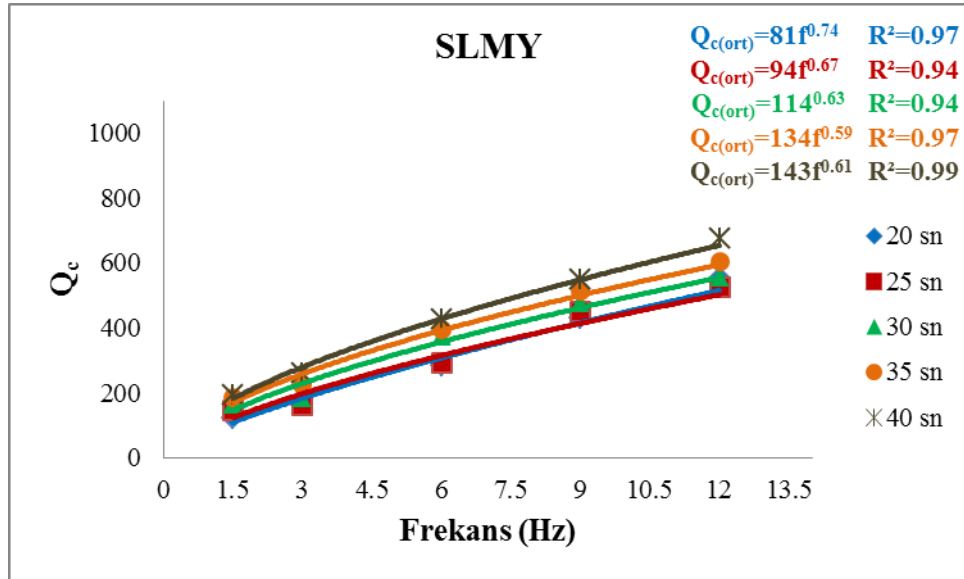
Tablo 3.10. SLMY istasyonu için farklı kesme zamanlarına ait Q_o ve n değeri değişimi

Kesme Zamanı (sn)	SLMY		
	Q_o	n	N^*
20	64±5	0,82±0,04	196
25	74±9	0,76±0,06	165
30	86±12	0,74±0,06	138
35	106±11	0,69±0,05	129
40	110±9	0,67±0,04	110

* N , hesaplamalarda kullanılan veri sayısını göstermektedir.



Şekil 3.17. SLMY istasyonunda farklı kesme zamanlarına bağlı Q_o (A) ve n (B) değişimi

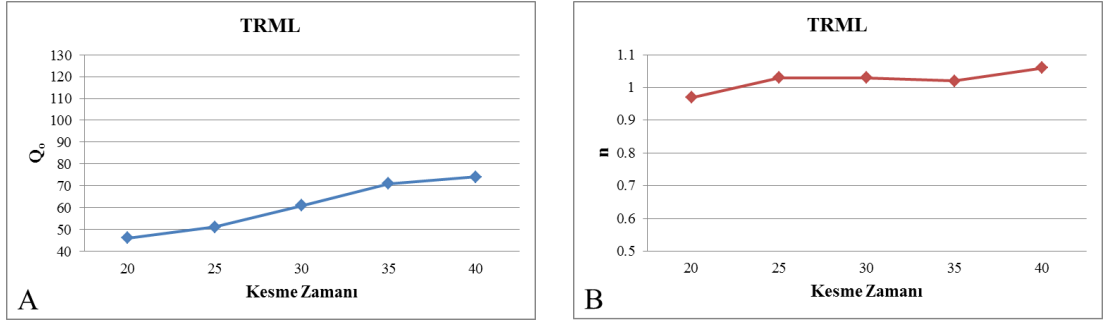


Şekil 3.18. SLMY istasyonunda farklı frekans ve kesme zamanına bağlı ortalama Q_c değişimi

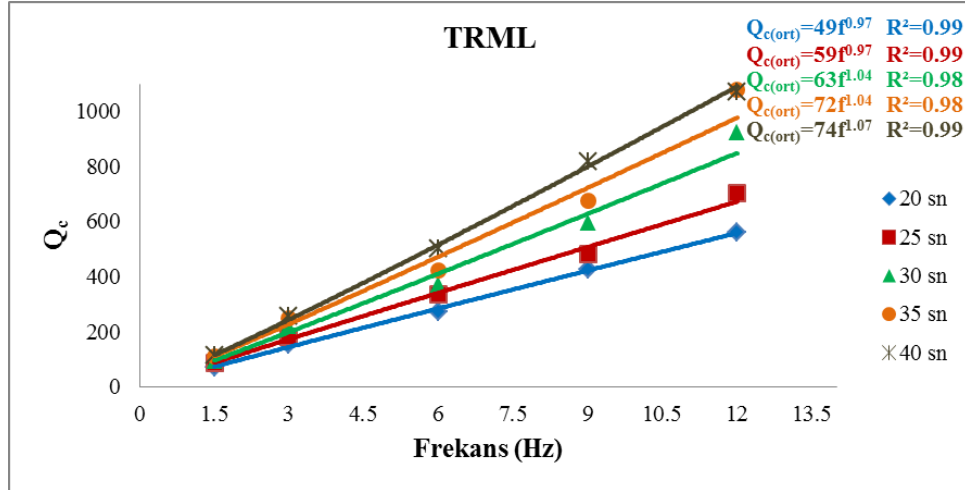
Tablo 3.11. TRML istasyonu için farklı kesme zamanlarına ait Q_o ve n değeri değişimi

Kesme Zamanı (sn)	TRML		
	Q_o	n	N^*
20	46±3	0,97±0,04	137
25	51±3	1,03±0,04	123
30	61±6	1,03±0,06	90
35	71±6	1,02±0,06	64
40	74±6	1,06±0,05	45

* N , hesaplamalarda kullanılan veri sayısını göstermektedir.



Şekil 3.19. TRML istasyonunda farklı kesme zamanlarına bağlı Q_o (A) ve n (B) değişimi

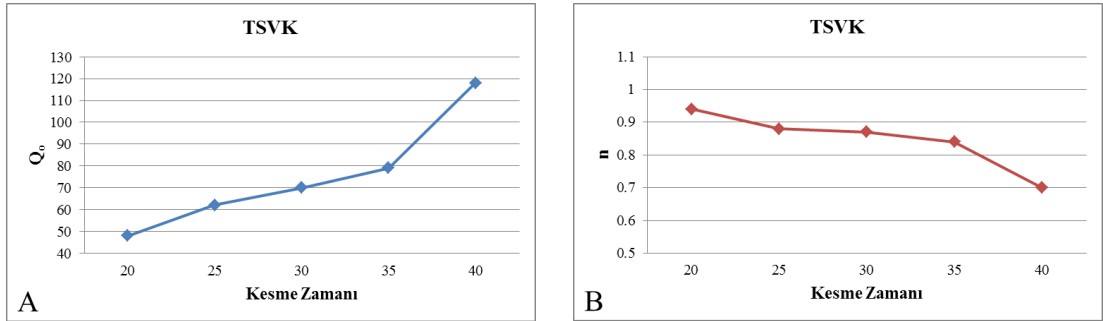


Şekil 3.20. TRML istasyonunda farklı frekans ve kesme zamanına bağlı ortalama Q_c değişimi

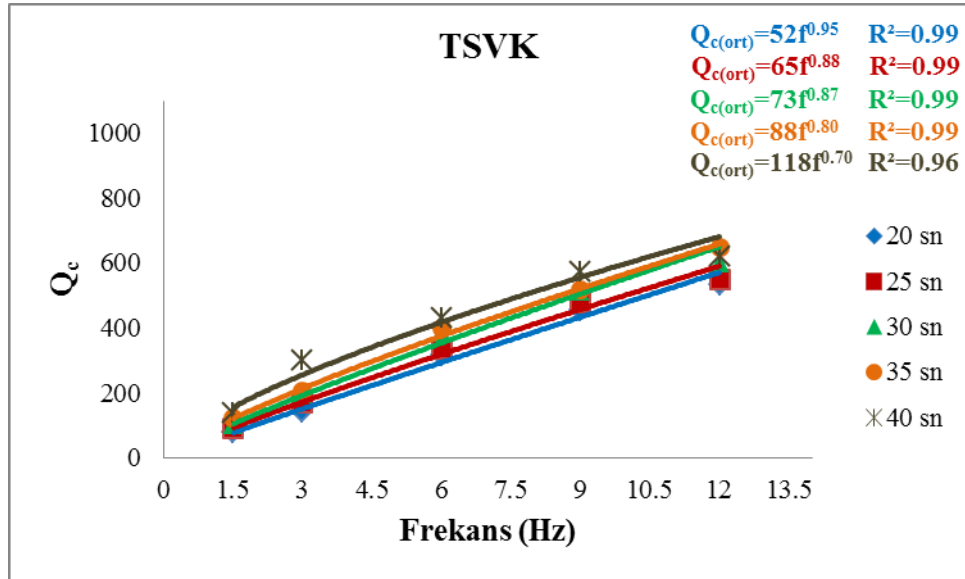
Tablo 3.12. TSVK istasyonu için farklı kesme zamanlarına ait Q_o ve n değeri değişimi

Kesme Zamanı (sn)	TSVK		
	Q_o	n	N^*
20	48±8	0,94±0,07	181
25	62±6	0,88±0,05	131
30	70±8	0,87±0,05	85
35	79±11	0,84±0,07	48
40	118±9	0,70±0,04	37

* N , hesaplamalarda kullanılan veri sayısını göstermektedir.



Şekil 3.21. TSVK istasyonunda farklı kesme zamanlarına bağlı Q_o (A) ve n (B) değişimi



Şekil 3.22. TSVK istasyonunda farklı frekans ve kesme zamanına bağlı ortalama Q_c değişimi

Tablo 3.13. Tüm istasyonlar kullanılarak hesaplanan farklı frekans ve kesme zamanına bağlı Q_c değişimi. σ , standart sapmayı ifade etmektedir

Kesme Zamanı (sn)	1,5 Hz (1-2) $Q_c \pm \sigma$	N^*	3 Hz (2-4) $Q_c \pm \sigma$	N^*	6 Hz (4-8) $Q_c \pm \sigma$	N^*	9 Hz (6-12) $Q_c \pm \sigma$	N^*	12 Hz (8-16) $Q_c \pm \sigma$	N^*
20	83±40	146	153±55	358	302±97	458	427±132	449	540±171	425
25	94±45	116	178±69	313	336±115	403	461±154	403	553±164	352
30	115±55	85	208±83	268	382±132	370	493±143	329	580±152	267
35	128±63	59	240±86	241	412±115	319	527±143	264	615±149	187
40	141±62	43	288±97	199	454±124	254	563±143	210	662±165	123

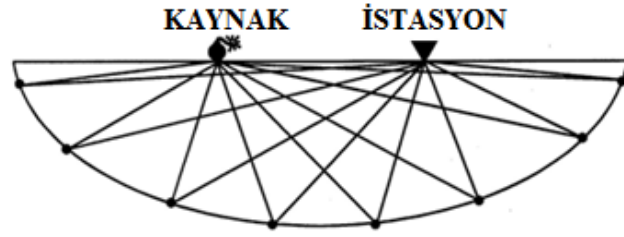
* N , hesaplamalarda kullanılan veri sayısını göstermektedir.

Tablo 3.14. Tüm istasyonlar kullanılarak elde edilen farklı kesme zamanlarına ait Q_o ve n değeri değişimi

Kesme Zamanı (sn)	Tüm İstasyonlar		
	Q_o	n	N^*
20	51±4	0,91±0,04	2154
25	62±5	0,86±0,04	1170
30	77±7	0,80±0,04	1425
35	92±9	0,76±0,05	1120
40	112±13	0,72±0,06	855

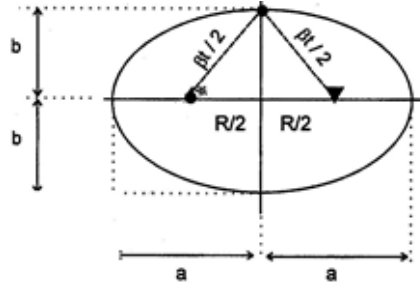
* N , hesaplamalarda kullanılan veri sayısını göstermektedir.

Bu hesaplamalardan sonra, bölge ve çevresi daha detaylı olarak ele alınmıştır. Meydana gelen depremlerin dış merkez dağılımına bakıldığında birbirine yakın olan depremler bir deprem kümesi olarak düşünülmüştür. Deprem kümelerindeki her bir depremden tek bir istasyona gidecek ışınların yolları birbiri ile çok benzer olacaktır. Bu da seyahat yolu, koda dalgalarını oluşturan saçıcılar ve saçıcıları oluşturan bölge hakkında bilgi vermektedir (Şekil 3.23). Koda dalgalarının nereden geldiğini kestirmek oldukça zor bir işlemdir. Bundan dolayı koda dalgalarını meydana getiren saçıcıların hakim olduğu alan incelenmek istenmiştir. Bu alanın belirlenmesinde Kaşlılar-Özcan (1999)'a başvurulmuştur.



Şekil 3.23. Koda dalgalarını meydana getiren saçıcıların kaynağı

Koda dalgalarını oluşturan saçıcıların kapsadığı alan kesme zamanı ile doğrudan ilişkilidir ve buna bağlı olarak cisim dalgaları için elipsoit şeklinde olmaktadır (Barış ve diğ., 1992). Bu elipsoidi oluşturan etmenler ise deprem kümelenmesinin iç merkezi ile bu depremleri kaydeden deprem istasyonunun koordinatlarıdır (Kaşlılar-Özcan, 1999). Buna bağlı olarak elipsoidin alanı Şekil 3.24'teki gibi hesaplanmaktadır.



Şekil 3.24. Koda dalgalarının kaynağı olan saçıcı bölgeyi gösterebilmek için çizilen elipsoit

Burada β (km/sn), bölgeye ait S dalgası hızını vermektedir. Elipsoidin yarıçapları ise;

$$a = \frac{\beta t}{2} \quad (3.1)$$

$$b = \sqrt{\left[\left(\frac{\beta t}{2}\right)^2 + \left(\frac{R}{2}\right)^2\right]} \quad (3.2)$$

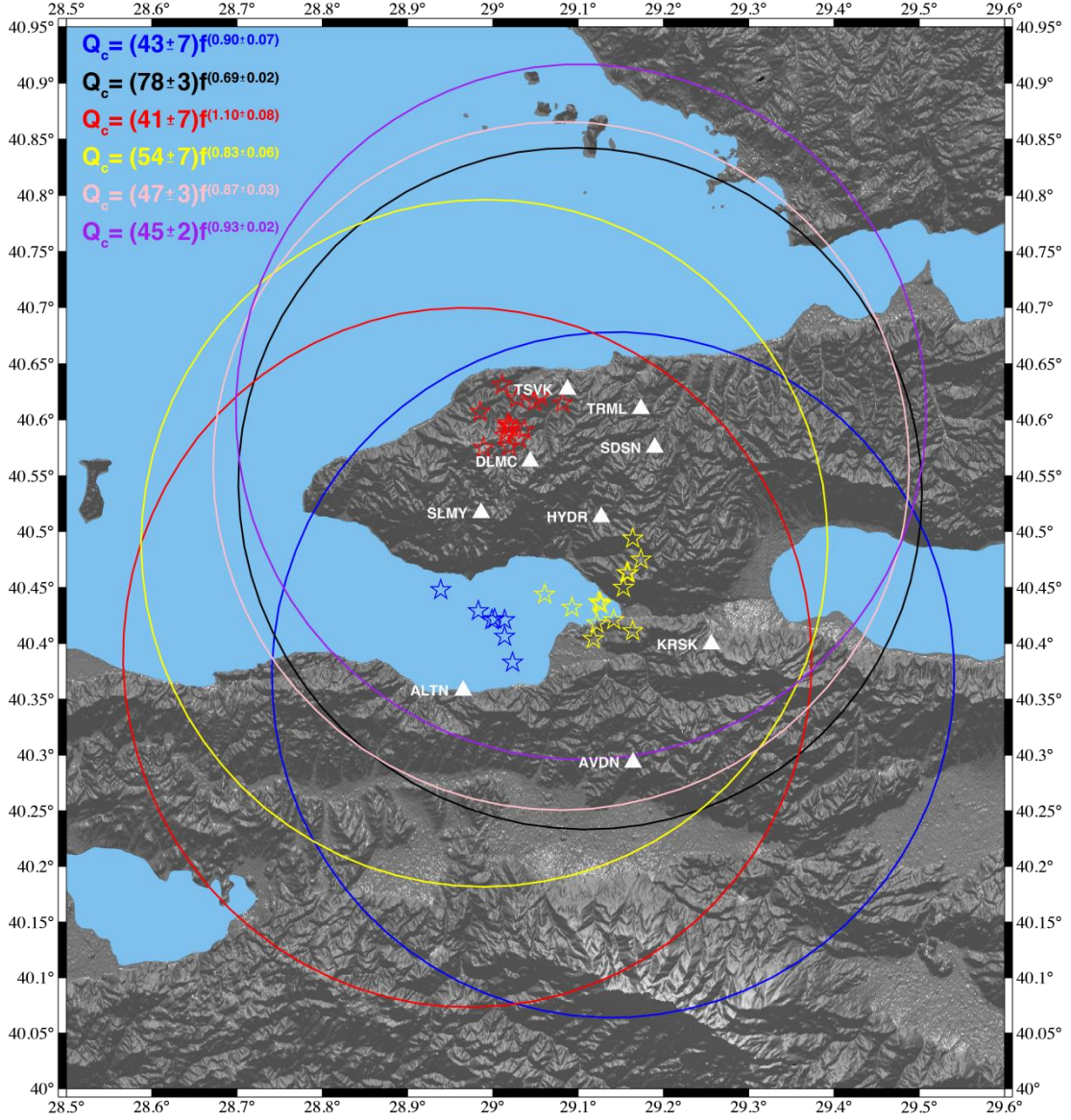
Denklem (3.1) ve Denklem (3.2)'de verilmektedir. Burada t (sn), kesme zamanını belirtmektedir.

Tablo 3.3'e göre bölge için S dalga hızlarının ortalaması, $\beta=3,41$ km/sn olarak hesaplanmıştır. Kesme zamanı ise 20 saniye olarak belirlenmiştir. Bunun nedeni ise depremlerin ve istasyonların dağılımının birbirine çok yakın olmasıdır.

Bölgede meydana gelen depremler arasından 3 adet kümelenme belirlenmiştir. Bu kümelenmenin belirlenmesi için depremlerin birbirine yakın olmasına ve derinlik dağılımına bakılmıştır. Sarı renkli yıldızlar 1., mavi renkli yıldızlar 2. ve kırmızı renkli yıldızlar ise 3. deprem kümesini göstermektedir (Tablo 3.15). Buna göre mavi elipsoit 1. deprem kümesinin AVDN istasyonu ile, siyah elipsoit 1. deprem kümesinin TSVK istasyonu ile, kırmızı elipsoit 2. deprem kümesinin ALTN istasyonu ile, sarı elipsoit 2. deprem kümesinin DLMC istasyonu ile, pembe elipsoit 3. deprem kümesinin HYDR istasyonu ile ve mor elipsoit 3. deprem kümesinin TRML istasyonu ile arasındaki koda dalgalarının saçıldığı alanını göstermektedir.

Tablo 3.15. Belirlenen deprem kümeleri ve onlara ait deprem bilgileri

Küme No ve Renk	Tarih	Oluş Zamanı	Enlem (°K)	Boylam (°D)	Derinlik (km)	Büyüklik (M)
1 – Sarı	30.05.2013	23:26:23.33	40.411	29.164	7,7	2.4
	11.06.2013	06:54:50.87	40.494	29.164	5,0	2.2
	11.07.2013	14:37:33.04	40.450	29.153	8,5	2.4
	16.07.2013	12:54:24.18	40.475	29.174	7,7	2.0
	25.07.2013	06:10:44.15	40.463	29.159	8,4	2.6
	29.08.2013	09:03:24.97	40.436	29.126	4,1	3.3
	29.08.2013	13:20:22.07	40.435	29.127	4,7	3.1
	03.09.2013	23:08:38.32	40.463	29.157	8,3	2.2
	05.09.2013	17:44:33.92	40.437	29.124	4,1	2.4
	26.10.2013	16:43:03.63	40.418	29.122	0,9	2.3
	23.01.2014	15:53:48.09	40.421	29.142	9,9	2.5
	16.05.2014	15:17:40.25	40.404	29.118	4,0	2.8
	04.07.2014	12:34:14.04	40.444	29.061	9,2	2.1
27.08.2014	22:13:13.40	40.432	29.093	8,5	2.7	
2 – Mavi	21.05.2013	10:05:23.59	40.429	28.983	11,1	3.1
	18.09.2013	03:16:54.47	40.422	29.002	2,5	2.6
	24.10.2013	22:44:20.35	40.406	29.014	2,9	2.6
	02.02.2014	18:37:08.90	40.421	28.999	4,4	2.3
	02.04.2014	09:34:48.44	40.421	29.014	12,8	2.9
	16.06.2014	02:34:59.38	40.383	29.023	5,8	2.0
	29.07.2014	18:33:19.56	40.448	28.939	7,3	1.9
3 - Kırmızı	03.07.2013	02:48:45.55	40.575	28.989	4,9	1.9
	18.01.2014	13:31:24.77	40.631	29.011	11,0	2.1
	24.01.2014	02:59:38.15	40.619	29.028	8,7	1.9
	10.03.2014	10:17:48.67	40.583	29.031	7,6	2.8
	10.03.2014	11:15:28.81	40.576	29.019	1,2	2.1
	22.03.2014	10:03:06.88	40.616	29.049	10,2	2.9
	04.04.2014	02:52:05.89	40.621	29.056	9,5	2.6
	09.05.2014	13:01:03.08	40.615	29.082	4,5	2.0
	01.07.2014	21:35:00.65	40.607	28.985	5,3	1.5
	06.08.2014	06:48:41.69	40.590	29.017	8,0	2.5
	10.08.2014	22:36:26.81	40.595	29.017	8,3	1.5
	12.08.2014	06:22:39.30	40.586	29.014	8,0	1.7
	15.08.2014	10:10:56.25	40.594	29.021	8,3	2.0
	15.08.2014	10:35:29.60	40.597	29.018	8,7	2.4
27.08.2014	06:42:59.08	40.591	29.037	8,0	2.0	



Şekil 3.25. Çalışma alanında farklı renkli yıldızlarla gösterilmiş deprem kümelenmelerine ait sinyallerin farklı istasyonlarda oluşturduğu saçıcı alanları kapsayan elipsoitler

Bölge için belirlenen elipsoitler içerisindeki koda dalgası soğurma değerlerine bakıldığında 20 saniye kesme zamanında; mavi elipsoit için $Q_c = (43 \pm 7)f^{(0,90 \pm 0,07)}$, siyah elipsoit için $Q_c = (78 \pm 3)f^{(0,69 \pm 0,02)}$, kırmızı elipsoit için $Q_c = (41 \pm 7)f^{(1,10 \pm 0,08)}$, sarı elipsoit için $Q_c = (54 \pm 7)f^{(0,83 \pm 0,06)}$, pembe elipsoit için $Q_c = (47 \pm 3)f^{(0,87 \pm 0,03)}$, mor elipsoit için $Q_c = (45 \pm 2)f^{(0,93 \pm 0,02)}$ değerleri elde edilmiştir.

4. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Çalışma bölgesi Armutlu Yarımadası ve Bursa ilinin kuzey kısmını kapsamaktadır. Çalışmada, çok sık deprem istasyonları ile donatılmış bir ağ olan ARNET verileri kullanılmıştır. KAFZ'ın yüksek etkisi altında kalan bu bölge jeolojik yapısı itibariyle oldukça karmaşık bir tektonizmaya sahiptir. Bölgenin kabuğa ait soğurulma karakteristiğini belirlemek için tek geri saçılma metodu ile Koda Q kullanılarak koda dalgası kalite faktörü (Q_c) belirlenmiştir. Soğurulma değerlerinin hesaplanması için SEISAN yazılım paketinden (Havskov ve Ottemöller, 1999) faydalanılmıştır.

Ele alınan bölgede 2013-2014 yılları arasında meydana gelen 82 adet deprem verisi kullanılmıştır. Öncelikle tüm depremler her bir istasyon için sonrasında da tüm istasyonlar için veri-işlem aşamasına sokulmuştur.

Koda dalgası kalite faktörünün hesaplanması için koda penceresinin başlangıç zamanı $2t_s$ olarak belirlenmiştir. Bu kriter, koda penceresinden önce gelen S dalgasının etkisinin giderilmesi için belirlenmiştir. Ayrıca kesme zamanları 20 saniyeden başlayıp 5 saniye aralıklarla 40 saniyeye kadar çıkarılmıştır. En düşük koda penceresi 20 saniye seçilmesi ise içinde bulunduğu pencerede en az düzeyde yeterli miktarda veri olmasından dolayıdır. 40 saniyelik bir koda penceresinin belirlenmesi ise koda dalgasının sönümlenme anını en iyi şekilde tespit edebilmektir.

Koda pencerelerine uygulanan band geçişli filtrelerin merkez frekansları 1,5, 3, 6, 9 ve 12 Hz olarak belirlenmiştir. 12 Hz gibi yüksek frekans filtresi çok yakın episantır mesafesinde meydana gelen depremi kaydeden istasyonlarda görülecek düşük periyodlu dalgaların elimine olmasını engellemektir; öte yandan 1,5 Hz gibi düşük merkez frekans kullanılmasının amacı ise biraz daha uzak episantır mesafelerinde kaydedilecek yüksek periyodlu deprem dalgalarının kaybını önlemektir.

Kullanılan depremler ve istasyonların konumları dikkate alındığında kesme zamanlarının en fazla 40 saniye, merkez frekansın ise en fazla 12 Hz alınmasına karar verilmiştir. Bunun nedenleri, depremlerin büyüklükleri ve dış merkez

uzaklıklarıdır. 40 saniye kesme zamanından daha fazla ya da 12 Hz merkez frekansından daha fazla değerler için hesaplamalar yapıldığında veri sayısının yeterli olmaması sonuçların güvenilirliği açısından şüphelidir. Ayrıca hesaplamalarda sinyal/gürültü oranı 5 olarak belirlenmiştir. Bu parametrenin artırılması belki hesaba katılan veri sayısını düşürmek olarak algılanmaktadır fakat sonuçların güvenilirliğini arttırmak açısından oldukça önemlidir.

Buna göre, her bir istasyon için yapılan koda dalgası kalite faktörü hesaplamasında elde edilen 1 Hz frekans değerindeki koda dalgası kalite faktörü (Q_0) değerlerinin düşük çıkması ve bununla ters orantılı olan frekansa bağlı parametre (n) değerlerinin yüksek çıkması bölgenin aktif bir tektonizma etkisi altında kaldığını göstermektedir. Her bir istasyon için hesaplanan Q_c değerlerine bakıldığında 200'den küçük sonuçlar bulunması da yine bölgenin aktif tektonizmaya sahip olduğunu işaret etmektedir.

Bölge içerisinde önemli bir jeotermal kaynağa sahip olan Yalova'nın Termal ilçesi, tam da bu kaynağa çok yakın olarak çalışan TRML istasyonunu da barındırmaktadır. TRML istasyonu için koda dalgası kalite faktörü hesaplandığında, elde edilen Q_0 değerlerinin çok düşük çıktığı anlaşılmıştır. 20 ile 40 saniye kesme zamanları arasında değişen Q_0 değerlerinin 46 ile 74 arasında değişmesi bölgenin yoğun bir tektonik aktivite içerisinde olduğunu göstermektedir. Öte yandan, n değeri ise yine aynı kesme zamanlarında 0,94 ile 1,06 arasında değişmektedir. Genel olarak, artan kesme zamanı nedeniyle Q_0 değerinin artması ve n değerinin ters orantılı olarak azalması beklenmektedir. Fakat hem Q_0 değerlerinin çok düşük olması hem de n değerlerinin artan kesme zamanı ile artması, bölgedeki termal aktivite ile birebir uyumaktadır.

ALTN, AVDN ve KRSK istasyonları çalışma bölgesinin güney kısmında yani Bursa ilinin kuzeyinde ve KAFZ'ın orta koluna çok yakın bir mesafede konumlanmaktadır. Bu istasyonlar için 20 ile 40 saniye kesme zamanı arasında değişen Q_0 değerlerine bakıldığında, ALTN istasyonu için 54 ile 126, AVDN istasyonu için 54 ile 119 ve KRSK istasyonu için 53 ile 111 arasında değişen değerler elde edilmiştir. Aynı kesme zamanlarındaki n değerlerine bakıldığında ise ALTN istasyonu için 0,94 ile 0,75, AVDN istasyonu için 0,90 ile 0,70 ve KRSK istasyonu için 0,89 ile 0,75 arasında değişen değerler hesaplanmıştır. Sonuçların benzer değerler çıkması bu

birbirine çok yakın istasyonlara gelen koda dalgalarının bölgedeki benzer saçıcılardan meydana geldiğini doğrulamaktadır. Ayrıca Q_c değerlerinin düşük olması yine bölgede hakim tektonizma olan KAFZ ile birebir uyumaktadır.

Armutlu Yarımadası'na bakıldığında; bölgenin KAFZ'ın kuzey ve orta kolları arasında kalan karmaşık bir tektonizmaya sahip olduğu net bir şekilde görülmektedir. Yarımada'da birbirine çok yakın olarak konumlanmış DLMC, HYDR, SDSN, SLMY ve TSVK istasyonları ele alındığında, bu istasyonlara ait 20 ile 40 saniye kesme zamanında değişen Q_o değerleri sırasıyla DLMC istasyonu için 55 ile 129, HYDR istasyonu için 47 ile 101, SDSN istasyonu için 46 ile 123, SLMY istasyonu için 64 ile 110 ve TSVK istasyonu için 48 ile 118 arasında değişen değerler elde edilmiştir. Yine aynı kesme zamanlarındaki frekans bağımlı parametre olan n değerlerine bakıldığında DLMC istasyonu için 0,85 ile 0,63, HYDR istasyonu için 0,96 ile 0,74, SDSN istasyonu için 0,91 ile 0,65, SLMY istasyonu için 0,82 ile 0,67 ve TSVK istasyonu için 0,94 ile 0,70 arasında değişen değerler hesaplanmıştır. Q_o değerlerinin birbirine yakın sonuçlarda bulunması bölgenin karmaşık bir tektonizmanın etkisi altında kaldığını göstermektedir.

Bölgede her biri tek tek de kullanılan 9 adet deprem istasyonu için toplu olarak frekans bağımlı koda dalgası kalite faktörü hesaplaması yapılmıştır. Hesaplamalar 20 saniye kesme zamanı ile başlayıp 40 saniye kesme zamanına kadar 5 saniye aralıklarla yapılmıştır. Her bir kesme zamanında veriye, merkez frekansları 1,5, 3, 6, 9 ve 12 Hz olan ve sırasıyla 1-2, 2-4, 4-8, 6-12 ve 8-16 Hz köşe frekans aralığına sahip bant geçişli filtre uygulanmıştır. Sonuçlar Tablo 3.13'te verilmiştir.

Elde edilen sonuçlara göre, bölge için 40 saniye kesme zamanına ve 12 Hz merkez frekansına kadar sağlıklı sonuçlar verilebilmektedir. Bunun nedeni ise önceden belirtildiği gibi dış merkez mesafelerinin yakın olması ve deprem büyüklükleridir. Veri sayısının en fazla olduğu ($N=458$) 20 saniye kesme zamanı ve 6 Hz merkez frekansında süzölmüş koda dalgası için Q_c değeri 302 ± 97 olarak hesaplanmıştır.

Tüm bu genellemelerden sonra, bölge ve civarı için daha detaylı bir saçıcı alan incelemesi yapılmıştır. Meydana gelen depremlerin dış merkez dağılımlarına ve derinlik değişimine bakıldığında birbirine yakın olarak konumlanmış depremler bir deprem kümesi olarak ele alınmıştır. Deprem kümelerinden her bir istasyona gidecek

ışınların yolları birbiri ile çok benzer olacaktır. Bu da koda dalgalarını oluşturan saçıcıların etkili olduğu alan hakkında bilgiler vermektedir. Bu nedenden dolayı bölgede meydana gelen depremler arasından 3 adet kümelenme belirlenmiştir. Bu kümelenmelerin belirlenmesi için önceden de bahsedildiği gibi depremlerin birbirine yakınlığına ve derinlik dağılımına bakılmıştır. Koda dalgalarını oluşturan saçıcı alanların bölgeyi çevrelemesi amacıyla deprem kümelerine karşılık gelen istasyonların yerleri belirlenmiştir. Deprem dış merkezlerinin belirlenen istasyonlara çok yakın mesafede olmasından dolayı koda dalgası kalite faktörü 20 saniye kesme zamanı için hesaplanmıştır. Bu değerler, kümelenme ve bu kümelenmeyi kaydeden deprem istasyonu arasında, saçıcılardan kaynaklanan ve elipsoidal bir alana karşılık gelen koda dalgası kalite faktörü değerleridir.

Yapılan hesaplamalar sonucunda her bir elipsoitin birbirine çok yakın olduğu ve buna bağlı olarak saçıcıların ise birbirine çok benzer olduğu görülmektedir. Saçıcı alanlardan kaynaklı oluşan bölgeyi gösteren her bir elipsoit için Q_0 değerlerine bakıldığında bölgenin KAFZ'ın etkisi altında kalan aktif bir tektonizmaya sahip olduğunu sonucuna varılmaktadır.

Saçıcıların etkili olduğu alanlarda çizilen elipsoitlere bakıldığında, tüm elipsoitlerin kesişim kümesinin kalite faktörü hesaplaması yapılan istasyonları barındırdığı ve inceleme bölgesini kapsadığı görülmektedir. Bu nedenden dolayı, 6 adet elipsoitlerden bulunan Q_0 ve n değerlerinin ortalaması alınmıştır. 20 saniye kesme zamanı için çizilen elipsoitlerin kesişim kümesindeki ortalama Q_0 değeri 50 ve ortalama n değeri 0,89 olarak hesaplanmıştır. Tüm depremler ve tüm istasyonlar kullanılarak hesaplanan 20 saniye kesme zamanına ait Q_0 ve n değeri sırasıyla 51 ve 0,91'dir. Hem saçıcı alanı oluşturan elipsoitlerin kesişim kümesine karşılık gelen hem de tüm depremlerin tüm istasyonlara göre koda dalgası kalite faktörü değerlerinin birbiriyle tam uyum içerisinde olduğu görülmektedir.

Bölge ve civarında yapılan geçmiş çalışmalar incelendiğinde Q_0 değerlerinin bu çalışmada olduğu gibi düşük çıktığı gözlenmektedir. Ayrıca soğurmanın frekans bağımlı parametresi olan n değerlerinin de yakın sonuçlar içerisinde olduğu belirlenmiştir. Doğu Marmara Bölgesi'nde yapılan çalışma sonucunda 25 saniye kesme zamanı için $Q_c=115f^{0,90}$ sonucu elde edilmiştir (Barış ve diğ., 1992). Horasan

ve Boztepe-Güney (2004)'te Marmara Denizi'nde yapılan S dalgası soğurulması çalışmasında tüm Marmara Denizi için ortalama $Q_s=(40\pm 5)f^{(1,03\pm 0,06)}$ elde etmiştir. Aynı çalışmada Orta ve Doğu Marmara için ise $Q_s=(54\pm 18)f^{(1,05\pm 0,19)}$ sonuçlarına ulaşılmıştır. Marmara Bölgesi genelinde yapılan soğurma çalışmasında ise 50 saniye kesme zamanı için $Q_c=(41\pm 1,07)f^{(1,08\pm 0,03)}$ değeri elde edilmiştir (Horasan ve diğ., 1998). Adapazarı-Yalova bölgesi civarında yapılan soğurma değeri çalışmasında 20 saniye kesme zamanı için Q_o değeri 212 ve n değeri 0,86 olarak, Yalova-Saroz Körfezi bölgesi civarında yapılan çalışmada ise yine 20 saniye kesme zamanı için Q_o değeri 188 ve n değeri 0,88 olarak hesaplanmıştır (Güleroğlu, 2015). Sismik veri kullanılarak yine tüm Marmara Bölgesi'de 40 saniye kesme zamanı için $Q_c=(26\pm 1,09)f^{(1,18\pm 0,04)}$ değeri bulunmuştur (Kaşlılar-Özcan, 1999). Bursa ve çevresi için ivme kayıtçıları ile yapılan bölgesel soğurma çalışmasında da kısa kesme zamanları için $Q_c=41f^{0,84}$ olarak bulunmuştur (Eyidoğan ve Akıncı, 1997).

Bölgede ve civarında yapılan önceki çalışmalar baz alındığında soğurma değerlerinin düşük olması, litosferin üst kısımlarının alt kısımlara nazaran daha heterojen ve sismik olarak aktif olduğunu göstermektedir. Bölgenin bu gibi karmaşık bir tektonik rejime sahip olması ise Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun etkisi olarak yorumlanmaktadır.

KAYNAKLAR

Aki K., Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves, *J. Geophys. Res.*, 1969, **74**, 615-631.

Aki K., Chouet B., Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects, *J. Geophys. Res.*, 1975, **80**, 3322-3342.

Aki K., Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 1980, **85**, 6496-6504.

Aki K., Tsujiura M., Correlation study of near earthquake waves, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. of Tokyo*, 1959, **37**, 207-232.

Aki K., Tsujiura M., Hori M., Goto K., Spectral study of near earthquake waves, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 1958, **36**, 71-98.

Akyol N., Lapse time dependence of coda wave attenuation in Central West Turkey, *Tectonophysics*, 2015, **659**, 53-62.

Armijo R., Meyer B., Hubert A., Barka A., Westwards Propagation of the North Anatolian Fault into the Northern Aegean: Timing and kinematics, *Geology*, 1999, **27**, 267-270.

Barış Ş., Pınar A., Gürbüz C., Üçer S. B., Nishigami K., The Coda Q estimation and its spatial distribution in the western part of the North Anatolian Fault Zone, Turkey, *Boğaziçi Üniversitesi Yayınları*, 1992, **501**, 43-60.

Barka A. A., Kadinsky-Cade K., Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, 1988, **7**, 663-684.

Basa S. H., Uzak alan cisim dalgalarının soğurulması, Doktora Tezi, Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Kocaeli, 2003, 135968.

Bisztricsany E., A new method for the determination of the magnitude of earthquakes, *Geofiz. Kozlemen*, 1958, **7**, 69-96.

Bozkurt E., Discussion on the extensional folding in the Alaşehir (Gediz) Graben, Western Turkey, *Journal of the Geological Society London*, 2002, **159**, 105-109.

Brandt M. B. C., Q_c and Q_s wave attenuation of South African earthquakes, *Journal of Seismology*, 2015, **19**, 1-9.

Çaka D., Armutlu Yarımadası ve civarında makaslama dalgası ayrımlaşması analizi, Doktora Tezi, Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Kocaeli, 2012, 323152.

Dainty M., A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz, *Geophys Res. Lett.*, 1981, **8**, 1126-1128.

Eisenlohr T., The thermal springs of the Armutlu Peninsula (NW Turkey) and their relocation geology and tectonic, *Active Tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly-project*, ETH-Zurich, 197-228, 1997.

Eyidoğan H., Akıncı A., Bursa ve çevresindeki küçük depremlerin ivme kayıtları kullanılarak bölgesel ve yerel soğurma özelliklerinin incelenmesi, *4. Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı*, Ankara, Türkiye, 17-19 Eylül 1997.

Fehler M., Sato H., Coda, *Pure App. Geophys.*, 2003, **160**, 541-554.

Güleroğlu M., Kuzey Anadolu Fay Zonu boyunca P, S ve koda dalgalarının frekans bağımlı soğurulması, Yüksek Lisans Tezi, Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Kocaeli, 2015, 379736.

Gürer Ö. F., Kaymakçı N., Çakır Ş., Özburan M., Neotectonics of the southeast Marmara region, NW Anatolia, Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2003, **21**, 1041-1051.

Havskov J., Malone S., McClury D., Crosson R., Coda-Q for the state of Washington, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 1989, **79**, 1024-1038.

Havskov J., Ottemöller L., SeisAn Earthquake analysis software, *Seis. Res. Lett.*, 1999, **70**, 532-534.

Horasan G., Kaşlılar-Özcan A., Boztepe-Güney A., Türkelli N., S-wave attenuation in the Marmara Region, northwestern Turkey, *Geophys. Res. Lett.*, 1998, **25**, 2733-2736.

Horasan G., Boztepe-Güney A., S-wave attenuation in the Sea of Marmara, Turkey, *Phys. Earth Planetary Int.*, 2004, **142**, 215-224.

Kaşlılar-Özcan A., Marmara Bölgesi'nde soğurulma yapısının incelenmesi, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 1999, 100734.

Knopoff L., Q, *Reviews of Geophysics*, 1964, **2**, 625-660.

Koçyiğit A., An example of an accretionary forearc basin from north Central Anatolia and its implications for the history of subduction of neotethys in Turkey, *Geological Society of America Bulletin*, 1991, **103**, 22-36.

Koçyiğit A., Yusufoglu H., Bozkurt E., Evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey, *J. Geo. Soc. London*, 1999, **156**, 605-616.

Kumar A., Sinchal A., Joshi A., Kumar D., Sandeep, Kumar P., Coda wave attenuation characteristics for Kumaon and Garhwal Himalaya, India, *Natural Hazards*, 2015, **75**, 1057-1074.

Kurtulmuş T. Ö., Akyol N., Crustal attenuation characteristics in western Turkey, *Geophysical Journal International*, 2013, **195**, 1384-1394.

Kurtuluş C., Gemlik Körfezi yüksek ayrımlı sığ sismik etüdü raporu, *MTA Jeofizik Etüdler Dairesi*, 735, 6, 1985.

Kuşçu I., Okamura M., Matsuoka H., Yamamori K., Awata Y., Özalp S., Recognition of active faults and step over geometry in Gemlik bay, Sea of Marmara, NW Turkey, *Marine Geology*, 2009, **260**, 90-101.

Le Pichon X., Şengör A. M. C., Demirbağ E., Rangin C., İmren C., Problems posed by active fault system across the sea of Marmara, *Symp. on Seismotectonics of the North-Western Anatolia-Aegean and Recent Turkish Earthquakes Proceedings*, Istanbul, Turkey, 8 May 2001a.

Le Pichon X., Şengör A. M. C., Demirbağ E., Rangin C., İmren C., Armijo R., Görür N., Çağatay N., Lepinay B.M., Mayer B., Saatçılar R., Tok B., The active Main Marmara Fault, *Earth and Planetary Science Letters*, 2001b, **192**, 595-616.

Mason W. P., Internal friction mechanism that produces an attenuations in the Earth's crust proportional to the frequency, *J. Geophys. Res.*, 1969, **71**, 4963-4966.

McKenzie D. P., Active tectonics of the Mediterranean Region, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1972, **30**, 109-185.

Ottmöller L., Voss P., Havskov J., Seisan earthquake analysis software for Windows, Solaris, Linux and MacOSX, 2014.

Özalaybey S., Ergin M., Aktar M., Tapırdamaz C., Biçmen F., Yörük A., The 1999 İzmit Earthquake Sequence in Turkey: Seismological and Tectonic Aspects, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 2002, **92**, 376-386.

Pınar A., Kuge K., Honkura Y., Moment tensor inversion of recent small to moderate sized earthquakes: implications for seismic hazard and active tectonics beneath the Sea of Marmara, *Geophys. J. Int.*, 2003, **153**, 133-145.

Rautian G., Khalturin I., The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 1978, **680**, 923948.

Sato H., Energy propagation including scattering effects: single isotropic scattering approximation, *J. Phys. Earth*, 1977, **25**, 27-41.

Sertçelik F., Marmara Bölgesi'nde sismik dalgaların soğurulması, Doktora Tezi, Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Kocaeli, 1996, 56209.

Sertçelik F., Estimation of coda wave attenuation in the east Anatolia fault zone, Turkey, *Pure App. Geophy.*, 2012, **169**, 1189-1204.

Seyitoğlu G., Scott B., Late Cenozoic crustal extension and basin formation in West Turkey, *Geological Magazine*, 1991, **128**, 155-166.

Shearer P. M., *Introduction to seismology*, Cambridge University Press, United Kingdom, 113-114, 2009.

Soloviev S. L., Seismicity of Sakhalin, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 1965, **43**, 95-102.

Stein S., Wysession M., *An Introduction to seismology, earthquakes and earth structure*, Blackwell Publishing, United Kingdom, 185-193, 2009.

Şengör A. M. C., Görür N., Şaroğlu F., Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, *Special Publication Society of Economic Paleontology and Mineralogy*, 1985, **37**, 227-264.

Tapırdamaz C., Yaltırak C., Trakya'da Senozoyik volkaniklerinin paleomanyetik özellikleri ve bölgenin tektonik evrimi, *Bull. Min. Res. Exp. Turk*, 1997, **119**, 27-42.

Tripathi J. N., Singh P., Sharma M. L., Variation of seismic coda wave attenuation in the Garhwal Region, Northwestern Himalaya, *Pure App. Geophy.*, 2012, **169**, 71-88.

Tsumura K., Determination of earthquake magnitude from total duration of oscillation, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 1967, **45**, 7-18.

URL-1: <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/tr/>, (Ziyaret tarihi: 25 Kasım 2015)

Walsh J. B., Seismic wave attenuation in rock due to friction, *J. Geophy. Res.*, 1966, **71**, 2591-2599.

Wu R. S., Multiple scattering and energy transfer of seismic waves-separation of scattering effect from intrinsic attenuation-I. Theoretical modelling, *Geophysical Journal International*, 1985, **82**, 57-80.

Yaltırak C., Tectonic history of the Ganos Fault system, *Bull. Turk. Assoc. Pet. Geol.*, 1996, **8**, 137-156.

Yaltırak C., Kuzey Anadolu fayının Marmara kolları ve bölgenin tektonik yapısı, *Güney Marmara Depremleri ve Jeofizik Toplantısı*, Bursa, Türkiye, 22 Eylül 2000.

Yılmaz Y., Genç Ş. C., Gürer Ö. F., Bozcu M., Yılmaz K., Karacık Z., Altunkaynak Ş., Elmas A., When did the Western Anatolian grabens begin to develop, *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area Special Publications Geological Society London*, 2000, **173**, 353 – 384.

KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

- [1] **Yavuz E.**, Çaka D., Tunç B., Irmak T. S., Woith H., Cesca S., Lühr B. G., Barış Ş., Seismological and Seismotectonical Interpretation of August 2014, Termal Earthquake Swarm, 5. *International Earthquake Symposium*, Kocaeli, Turkey, 10-12 June 2015.
- [2] **Yavuz E.**, Budakoğlu E., Çaka D., 10 June 2012 Offshore of Fethiye Dead Sea Earthquake and Aftershock Activity, 5. *International Earthquake Symposium*, Kocaeli, Turkey, 10-12 June 2015.
- [3] **Yavuz E.**, Çaka D., Tunç B., Irmak T. S., Woith H., Cesca S., Lühr B. G., Barış Ş., Earthquake Swarm in Armutlu Peninsula, Eastern Marmara Region, Turkey, *European Geosciences Union General Assembly 2015*, Vienna, Austria, 12-17 April 2015.
- [4] Horasan G., Yıldırım E., Budakoğlu E., **Yavuz E.**, Küyük H. S., Sakarya Üniversitesi Esentepe Kampüsü ve Yakın Çevresinde Mikrotremor Yöntemi ile Zemin Baskın Frekanslarının Belirlenmesi, *Türkiye 20. Uluslararası Jeofizik Kongre ve Sergisi*, Antalya, Türkiye, 25-27 Kasım 2013.
- [5] **Yavuz E.**, Budakoğlu E., Utkucu M., 23 Ekim 2011 Van Depremi'nin (Mw:7.1) P Dalgası İlk Hareket Verilerinden Bulunan Odak Mekanizma Çözümü, *Türkiye 20. Uluslararası Jeofizik Kongre ve Sergisi*, Antalya, Türkiye, 25-27 Kasım 2013.
- [6] **Yavuz E.**, Altun G., Horasan G., Sakarya Üniversitesi Deprem Kayıt İstasyonuna Ait Süreye Bağlı Büyüklük Hesabı, 2. *Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı*, Hatay, Türkiye, 25-27 Eylül 2013.

ÖZGEÇMİŞ

1988 yılında İstanbul'da doğdu. İlköğretim ve lise eğitimini 2006 yılında İstanbul'da tamamladı. 2007 yılında Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümüne girdi. 2011 yılında jeofizik mühendisi olarak mezun oldu. 2012 yılında Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümünde araştırma görevlisi olarak çalışmaya başladı. 2013 yılında Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümünde yüksek lisans eğitimine başladı ve aynı tarihten bu yana Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümünde araştırma görevlisi olarak çalışmaktadır. Ayrıca 2015 kasım ayı itibarıyla Kocaeli Üniversitesi bünyesinde C sınıfı İş Güvenliği Uzmanı olarak görevlendirilmiştir.