



İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

121777

DOKTORA TEZİ

**ZEMİN ÖZELLİKLERİNİN DEPREM YER HAREKETİNE
ETKİSİ : 1 EKİM 1995 DİNAR ve 27 HAZİRAN 1998
ADANA-CEYHAN DEPREMİ ÖRNEKLERİ**

**T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ**

Eşref YALÇINKAYA

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman

Prof. Dr. Ömer ALPTEKİN

MAYIS 2002

İSTANBUL

İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

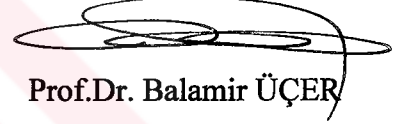
Bu çalışma 22 / 05 / 2002 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeofizik Mühendisliği
Anabilim Dalı Jeofizik Mühendisliği programında Doktora Tezi olarak kabul edilmiştir.



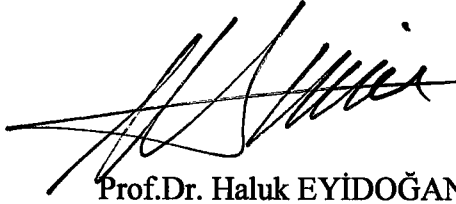
Prof.Dr. Ömer ALPTEKİN
Danışman



Prof.Dr. Yıldız ALTINOK



Prof.Dr. Balamir ÜÇER



Prof.Dr. Haluk EYİDOĞAN



Doç. Dr. Ali PINAR

ÖNSÖZ

Öncelikle, bu tezin oluşmasında en az benim kadar emeği olan, çalışma hayatımın her aşamasında tecrübesi ve bilgisi ile bana yol gösteren değerli hocam Prof. Dr. Ömer ALPTEKİN'e teşekkürlerimi sunarım. Tezin her aşamasında değerli görüşleri ile bana ufuklar açan Tez İzleme Komitesi üyeleri değerli hocalarım Prof. Dr. Yıldız ALTINOK ve Prof. Dr. Balamir ÜÇER'e teşekkür ederim. Kullandığım verilerin toplanmasında ve araştırmacılara açılmasında emeği olan B.Ü. KRDAE Deprem Mühendisliği Anabilim Dalı ve Afet İşleri Genel Müdürlüğü Sismoloji Bölümü çalışanlarına ve özellikle sayın Engin İNAN'a ve Jeof. Müh. Aydın MERT'e teşekkür ederim. Çalışmam sırasında bilgilerine başvurduğum ve beni hiçbir zaman geri çevirmeyen Prof. Dr. Haluk EYİDOĞAN'a, Dr. Kemal BEYEN'e, Doç. Dr. Recep İYİSAN'a emeklerinden dolayı teşekkürlerimi borç bilirim. Bunun yanında her tür problemimde bana destek olan başta Bölüm Başkanım Prof. Dr. Mustafa ÖZDEMİR'e, Doç. Dr. Ali PINAR'a, Yard. Doç. Dr. Oğuz GÜNDOĞDU'ya, ve çalışma arkadaşlarım Araş. Gör. Murat UTKUCU'ya, Araş. Gör. Şakir ŞAHİN'e, Araş. Gör. Zakir KANBUR'a ve tüm İ.Ü. Jeofizik Mühendisliği ailesine teşekkür ederim.

Tezim ile birlikte büyüyen sevgili kızım EYLÜL'e.....

İÇİNDEKİLER

Önsöz.....	I
İçindekiler.....	II
Şekil Listesi.....	IV
Tablo Listesi.....	IX
Özet.....	X
Summary.....	XII
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Lokal Jeoloji Etkisinin Tanımı.....	1
1.1.1. Empedans Oranı ve Rezonans Etkisi.....	1
1.1.2. Basen Altı Topografyasına Bağlı Olarak Oluşan Odaklanma.....	3
1.1.3. Basen Kenarlarından Oluşan Yüzey Dalgaları.....	6
1.1.4. Doğrusal Olmayan Zemin Davranışı.....	6
1.1.5. Topografya Etkisi.....	9
1.2. Lokal Jeoloji Etkisinin Önemi.....	9
1.3. Lokal Jeoloji Etkisinin Belirlenmesinde Kullanılan Veri ve Yöntemler.....	13
1.4. Amaç.....	17
2. MATERYAL ve METOD.....	19
2.1. Kullanılan Yöntemler.....	19
2.1.1. Klasik Spektral Oran (KSO) Yöntemi.....	19
2.1.2. Yatay/Düşey Spektral Oran (YDSO) Yöntemi.....	20
2.2. Kullanılan Veri.....	22
2.2.2. 1 Ekim 1995 Dinar Depremi Verisi.....	22
2.2.3. 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan Depremi Verisi.....	26
2.3. Verilere Uygulanan İşlemler.....	28
3. BULGULAR.....	37
3.1. 1 Ekim 1995 Dinar Depremi Artçı Şoklarından Elde Edilen Bulgular.....	37
3.1.1. Lokal Jeoloji ve Hasar İlişkisi.....	46
3.1.2. Doğrusal Olmayan Zemin Davranışının İncelenmesi.....	48
3.2. 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan Depremi Artçı Şoklarından Elde Edilen Bulgular.....	52
3.2.1. Büyütme Fonksiyonları ile Hasar ve Şiddet Arasındaki İlişki.....	59
3.3. Gözlemsel ve Teorik Sonuçların Karşılaştırılması.....	62
3.3.1. Bir Boyutlu Lokal Jeoloji Etkisinin Teorisi.....	62
3.3.1.1. Tek Tabaka Problemi.....	62
3.3.1.2. Çok Tabaka Problemi.....	66
3.3.2. Eşdeğer Doğrusal Analiz.....	67
3.3.3. Dinar Bölgesi İçin Teorik Lokal Jeoloji Etkileri.....	70
4. SONUÇLAR.....	79

5. KAYNAKLAR	83
EK-A	94
A.1. Ara Yüzeyde Yansıyan ve İletilen Dalgalar.....	94
ÖZGEÇMİŞ	98



ŞEKİL LİSTESİ

	Sayfa
Şekil 1.1. Zemin büyütmesini etkileyen faktörler: 1- Empedans oranı ve rezonans etkisi, 2- Basen altı topografyasına bağlı olarak oluşan odaklanma, 3- Basen kenarlarından oluşan yüzey dalgaları, 4- Doğrusal olmayan zemin davranışı, 5- Topografya etkisi (Şafak [1]'in çalışmasından geliştirildi).	2
Şekil 1.2. Yatay tek tabaka durumunda dalga yansımalarının gösterimi (solda) ve bu parametreler kullanılarak düşey yayılan S dalgası için elde edilen büyütme fonksiyonu grafiği.	3
Şekil 1.3. Farklı zemin tabakası kalınlıkları (H) için hesaplanan büyütme fonksiyonları.	4
Şekil 1.4. Farklı zemin tabakası hızları (V_{S1}) için hesaplanan büyütme fonksiyonları.	5
Şekil 1.5. Basen altı topografyasına bağlı olarak oluşan odaklanmanın grafiksel gösterimi. Üstte 650 m aralığı bulunan ağır hasar ve hafif hasar bölgesine karşılık gelen hız kayıtları gösterilmektedir [9].	7
Şekil 1.6. Coachella Valley'de (California) gözlenen basen kenarından oluşan dalgalar. Hız sismogramları S dalgaları ile başlar ve görüldüğü gibi en büyük genlikler düşey vadi kenarından giren enerji tarafından üretilir [9].	7
Şekil 1.7. Tekrarlı kayma deformasyonu içindeki zeminin tipik gerilme-deformasyon ilişkisi. Başlangıç yükleme eğrisi (kesikli çizgi) hiperbolik bir şekle sahiptir. Takip eden boşaltma ve yeniden yükleme fazları bir histerizis yol izler [20].	8
Şekil 1.8. Kohezyonlu zeminlerin kayma modüllerinin ve sönüm oranının deformasyon genliğine bağlılığını gösteren tipik eğriler [20].	8
Şekil 1.9. UNAM ve SCT istasyonlarında kaydedilen hareketlerden hesaplanan yanıt spektrumları [3].	10
Şekil 1.10. Tablo 1.4'te tanımlanan kaya ve diğer zemin türlerine bağlı olarak değişen maksimum ivme grafikleri [48].	15
Şekil 1.11. Yer bağımlı yanıt spektrumları [48].	15
Şekil 2.1. Güneybatı Türkiye'nin yalınlaştırılmış fay haritası ve Ege ile Göller Bölgesi horst-graben sistemi [97].	23

Şekil 2.2.	Dinar ve çevresinin neotektonik haritası. 1)Plio-Kuvaterner yaşlı, gevşek alüvyon dolgusu, 2)Talus, 3)Temel kayaları, 4)Alüvyon yelpazesi, 5)Fay, 6)Deprem yüzey kırığı, 7)Alüvyon sınırı, 8)Akarsular, 9)Yerleşim alanı [93].	23
Şekil 2.3.	Dinar ve çevresinin jeolojik özellikleri ve çalışmada kullanılan istasyon yerleri.	24
Şekil 2.4.	SSA-320 sismometrelerin genlik ve faz tepki spektrumları.	25
Şekil 2.5.	Çalışmamızda kullanılan Dinar depremi artsarsıntılarının episantırlarını (içi boş daireler) ve kayıt istasyonlarının yerlerini (içi dolu üçgenler) gösteren harita. Ana şok episantırı yıldız ile gösterilmektedir.	26
Şekil 2.6.	Adana-Ceyhan depreminin meydana geldiği bölge ve yakın çevresinin tektonik özellikler [106].	27
Şekil 2.7.	Adana-Ceyhan depreminin etkilediği bölgenin jeolojik özellikleri ve çalışmada kullanılan istasyonların yerleri.	28
Şekil 2.8.	Çalışmamızda kullanılan Adana-Ceyhan depremi artsarsıntılarının episantırlarını (içi boş daireler) ve kayıt istasyonlarının yerlerini (içi dolu üçgenler) gösteren harita. Ana şok episantırı yıldız ile gösterilmektedir.	31
Şekil 2.9.	Örnek bir deprem kaydının üç bileşeninden seçilen S dalgası pencereleri.	33
Şekil 2.10.	Örnek bir istasyon için S dalgasını ve tüm sinyali seçen pencereler kullanılarak YDSO yöntemi ile hesaplanan büyütme fonksiyonları.	33
Şekil 2.11.	İki farklı band genişliği kullanılarak örnek bir istasyonda YDSO yöntemi ile hesaplanan büyütme fonksiyonları.	35
Şekil 2.12.	Örnek bir istasyonda KG, DB ve ortalama yatay bileşen (H) için ayrı ayrı hesaplanan büyütme fonksiyonları.	35
Şekil 2.13.	Örnek bir veri için S dalgası spektrumu ve P dalgası öncesinden seçilen gürültü spektrumu.	35
Şekil 3.1.	Dinar depremi verilerinden 5 istasyonda Yatay/Düşey Spektral Oran (YDSO) (sürekli eğriler) yöntemi ve DSI istasyonu referans seçilerek diğer 4 istasyonda Klasik Spektral Oran (KSO) yöntemi (kesikli eğriler) ile elde edilen ortalama yatay bileşen büyütme fonksiyonları. Gölgeli alanlar ± 1 standart sapmaları göstermektedir.	38

- Şekil 3.2.** Dinar depremi verilerinden DSI istasyonu referans seçilerek Klasik Spektral Oran (KSO) yöntemi ile elde edilen ortalama düşey bileşen büyütme fonksiyonları. Gölge alanlar ± 1 standart sapmaları göstermektedir. 40
- Şekil 3.3.** Dinar depremi verileri için düşey bileşen spektrumlarından ortalama bir lokal jeoloji etkisi giderildikten sonra YDSO yöntemi ile elde edilen sonuçlar (sürekli eğri) ve KSO yöntemi sonuçları (kesikli eğri-Şekil 3.1 ile aynı). Gölge alanlar ± 1 standart sapmaları göstermektedir. 41
- Şekil 3.4.** Dinar depremi verileri için farklı referans istasyonları seçilerek 3 istasyonda KSO yöntemi sonuçlarının karşılaştırılması. Sürekli eğri: DDH istasyonu referans seçilerek KSO yöntemi ile hesaplanan büyütme fonksiyonu, Kesikli eğri: DSI istasyonu referans seçilerek KSO yöntemi ile hesaplanan büyütme fonksiyonu (Şekil 3.1'deki kesikli eğri ile aynı). Gölge alanlar ± 1 standart sapmaları göstermektedir. 42
- Şekil 3.5.** Dinar depremi verilerinden KG (mavi eğri) ve DB (kırmızı eğri) bileşenler için tüm sinyali içeren pencere seçilerek YDSO yöntemi ile hesaplanan büyütme fonksiyonlarının, sadece S dalgası seçilerek ve ortalama yatay bileşen için (H, siyah eğri) yine aynı yöntem ile hesaplanan büyütme fonksiyonlarının karşılaştırılması. Kesikli eğriler ± 1 standart sapmaları göstermektedir. 43
- Şekil 3.6.** Dinar depremi verilerinden KG (mavi eğri) ve DB (kırmızı eğri) bileşenler için tüm sinyali içeren pencere seçilerek KSO yöntemi ile hesaplanan büyütme fonksiyonlarının, sadece S dalgası seçilerek ve ortalama yatay bileşen için (H, siyah eğri) yine aynı yöntem ile hesaplanan büyütme fonksiyonlarının karşılaştırılması. Kesikli eğriler ± 1 standart sapmaları göstermektedir. 44
- Şekil 3.7.** (a) 11.10.1995-06:44:58 tarih ve saatli Dinar depremi artsarsıntısının 5 istasyonda kaydedilen ortalama yatay bileşen (H) spektrumları. (b) Aynı spektrumların lokal jeoloji etkisi giderilmiş hali. 45
- Şekil 3.8.** 1 Ekim 1995 Dinar depreminde Dinar ilçesinde gözlenen 3 farklı hasar bölgesi: I. Bölge: Hafif hasar bölgesi, II. Bölge: Orta hasar bölgesi, III. Bölge: Ağır hasar bölgesi. Kat sayısına göre hasar (ağır hasar veya tamamen çökme) oranı yüzdeleri Erşahin [91]'in çalışmasından yararlanılarak grafiklenmiştir. 47
- Şekil 3.9.** Dinar depremi ana şok (kalın eğri) ve artçı depremleri (ince eğri) için (Tablo3.2'de gösterilen) YDSO yöntemi ile elde edilen büyütme fonksiyonları. Kesikli eğri artçı deprem grubu için ± 1 standart sapmaları göstermektedir. 51

- Şekil 3.10.** Dinar depremi ana şok (kalın eğri) ve en küçük ivme değerlerine sahip 28.09.1995 tarihli (Tablo 3.2) artçı depreme ait (ince eğri) YDSO yöntemi ile elde edilen büyütme fonksiyonları. 51
- Şekil 3.11.** Adana-Ceyhan depremi verilerinden 15 istasyonda Yatay/Düşey Spektral Oran (YDSO) (sürekli eğriler) yöntemi ve NAC istasyonu referans seçilerek diğer 14 istasyonda Klasik Spektral Oran (KSO) yöntemi (kesikli eğriler) ile elde edilen ortalama yatay bileşen büyütme fonksiyonları. Gölge alanlar ± 1 standart sapmaları göstermektedir. 53
- Şekil 3.12.** Adana-Ceyhan depremi verileri için NAC istasyonu referans seçilerek diğer 14 istasyonda KSO yöntemini kullanarak her üç bileşende (KG: mavi, DB: kırmızı, Düşey: siyah) hesaplanan büyütme fonksiyonları. 56
- Şekil 3.13.** Adana-Ceyhan depremi verilerinden $f=1, 2$ ve 4 Hz için hazırlanan eş büyütme grafikleri (üstte). 5 ve üzeri maksimum büyütmeye sahip istasyonlar kırmızı renkli barlar ile gösterilmiştir. Gündoğdu ve diğ. [119] çalışmasından yararlanılarak hazırlanan eş şiddet haritası (altta). 60
- Şekil 3.14.** Yeryüzüne yakın tabakalarda sismik dalga hızlarının daha küçük olması nedeni ile aşağıdan gelen dalgalar düşeye yakın kırılırlar. 63
- Şekil 3.15.** Sonsuz derinliğe sahip elastik kaya tabakası üzerinde yer alan H kalınlığına sahip homojen zemin tabakası (s : zemin tabakası indisi, r : kaya indisi). 63
- Şekil 3.16.** Bir boyutlu tabakalanmış zemin sistemi. 66
- Şekil 3.17.** Çevrimsel yüklemde secant kayma modülü, G_{sec} ve tanjant kayma modülü, G_{tan} . 68
- Şekil 3.18.** Eşdeğer doğrusal analizde kayma deformasyonuna bağlı olarak sönüm oranı ve kayma modülünün iterasyonu. 70
- Şekil 3.19.** EERA [121] programı içinde yer alan kil (üstte), kum (ortada) ve kaya (altta) için kayma modülü ve sönüm oranı eğrileri. 71
- Şekil 3.20.** Çalışmada kullandığımız Dinar'daki sondajların ve istasyonların yerleri. 73
- Şekil 3.21.** MTR istasyonu ana şok KG bileşen kaydı (üstte), EERA programı ile SK-3 sondaj verileri kullanılarak hesaplanan 42. m'deki kayıt (ortada) ve EERA ile SK-3 sondajı için hesaplanan teorik büyütme fonksiyonu (altta). 75

Şekil 3.22.	SK-2, SK-5, SK-6, SK-9 ve SK-15 sondaj verileri kullanılarak EERA ile hesaplanan yüzey ivme kayıtları.	76
Şekil 3.23.	SK-2, SK-5, SK-6, SK-9 ve SK-15 sondaj verileri kullanılarak EERA ile hesaplanan teorik büyütme fonksiyonları.	77
Şekil 3.24.	Teorik (sürekli eğriler) ve deprem verilerinden (kesikli eğriler) elde edilen büyütme fonksiyonlarının karşılaştırılması.	78
Şekil A.1.	Materyal ara yüzeyinde bir boyutlu dalga yayılımı. Gelen ve yansıyan dalgalar birinci materyal içinde karşı yönlerde seyahat ederler. İletilen dalga ikinci materyal içinde gelen dalga ile aynı yönde seyahat eder.	94



TABLO LİSTESİ

	Sayfa
Tablo 1.1. Yüzey jeolojisi ve şiddet artımı arasındaki ilişkiler.	11
Tablo 1.2. Yüzey jeolojisi ve rölatif büyütme faktörü arasındaki ilişkiler.	12
Tablo 1.3. S dalga hızı ve rölatif büyütme faktörü arasındaki ilişkiler.	12
Tablo 1.4. Lokal jeoloji etkisi için önerilen zemin sınıflama sistemi [48].	14
Tablo 2.1. Çalışmamızda kullanılan Dinar depremi artsarsıntılarına ait parametreler ve kaydedildikleri istasyonlar.	25
Tablo 2.2. Çalışmamızda kullanılan Adana-Ceyhan depremi artsarsıntılarına ait parametreler ve kaydedildikleri istasyonlar.	29
Tablo 2.3. Adana-Ceyhan depremi artsarsıntılarını kayıt eden istasyonların yerleri, kullanılan aletlerin ve buldukları zeminlerin özellikleri.	31
Tablo 3.1. Dinar depremi verilerinden 5 istasyonda YDSO ve KSO yöntemi ile elde edilen lokal jeoloji etkilerinin hakim frekans (periyot) ve maksimum büyütme cinsinden özetlenmesi.	49
Tablo 3.2. Doğrusal olmayan zemin davranışının araştırılmasında kullanılan MTR istasyonu tarafından kaydedilen depremlere ait parametreler. Ana şok koyu yazı ile gösterilmiştir.	50
Tablo 3.3. Şekil 3.20’de gösterilen ve çalışmada kullandığımız sondajlara ait hız ve yoğunluk profilleri [122].	74
Tablo A.1. Yansıyan ve iletilen dalgaların yerdeğiştirme ve gerilme genlikleri üzerinde empedans oranının etkisi [3].	97

ÖZET

ZEMİN ÖZELLİKLERİNİN DEPREM YER HAREKETİNE ETKİSİ : 1 EKİM 1995 DİNAR VE 27 HAZİRAN 1998 ADANA-CEYHAN DEPREMİ ÖRNEKLERİ

Bu çalışmada 1 Ekim 1995 Dinar ve 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan depremlerinin art sarsıntıları kullanılarak, Dinar'da 5 istasyonda, Adana-Ceyhan bölgesinde 15 istasyonda lokal jeoloji etkileri belirlenmeye çalışılmıştır. Kullanılan yöntemler, araştırmacılarca en güvenilir kabul edilen ve en yaygın olarak kullanılan Klasik Spektral Oran (KSO) yöntemi ile kolay uygulanabilirliği nedeni ile giderek güncelliği artan Yatay/Düşey Spektral Oran (YDSO) yöntemleridir.

Çalışmanın sonuçları göstermiştir ki, KSO yöntemi, seçilen referans istasyonunun özelliklerinden etkilenmektedir. Referans istasyonu her ne kadar sağlam kaya üzerinde seçilmeye çalışılıyor ise de muhtemelen kaya yüzeyinde meydana gelen aşınmalar veya çatlaklı yapılar nedeni ile kendisine özgü lokal jeoloji etkilerine sahip olabilmektedir. Bu çalışmada, seçilen referans istasyonları, incelenen frekans aralığında ortalama 2 katı büyütmeleme sahiptirler. Referans istasyonlarının sahip oldukları bu etkiler, KSO yöntemi sonuçlarının büyütmeleme eksik belirlenmesine neden olmaktadır. Bu nedenle referans istasyonu seçimine büyük önem gösterilmeli ve sonuçlar yorumlanırken bu etkiler mutlaka göz önünde bulundurulmalıdır. YDSO yöntemi, teorik eksikliğine rağmen zemin hakim frekansının belirlenmesinde oldukça başarılıdır. Fakat, düşey bileşen kayıtların lokal jeolojiye karşı duyarsızlığı her zaman geçerli olamamaktadır. Çalışmamızın sonuçları göstermiştir ki bazı istasyonlarda düşey bileşen kayıtlar hemen hemen yatay bileşen kayıtlar kadar lokal jeolojiden etkilenmektedirler. Düşey bileşen kayıtların sahip olduğu bu büyütmeleme, YDSO yöntemi sonuçlarının genel olarak büyütmeleme belirlenmesinde eksik kalmasına, bazı istasyonlarda ise hakim frekansın yanlış belirlenmesine ya da hiç belirlenmemesine neden olmaktadır. Doğrusal olmayan zemin davranışı sonucu oluşan, büyük ivmeli yer hareketlerinde zemin hakim frekansının daha küçük frekanslara doğru kayması ve büyütmeleme azalması, Dinar ana şokunu kaydeden istasyonda incelenmiş ve yaklaşık 0.3 g değerinden daha büyük ivmelerde bu etkinin oluşabileceği tespit edilmiştir. Dinar bölgesi için hesaplanan tek boyutlu teorik büyütme fonksiyonları, deprem verilerinden elde edilen büyütme fonksiyonlarına göre daha küçük büyütmeleme sahiptirler ve hakim frekanslar daha küçük frekanslarda görülmektedir.

Çalışmamızın sonuçlarına göre her iki depremde de oluşan hasar ile zemin özellikleri arasında önemli ilişkiler vardır. Her iki depremde de ağır hasarlı bölgeler, yüksek büyütmeleme sahip istasyonların bulunduğu yerler ile örtüşmektedir. Alüvyon ova içindeki istasyonlarda ana kayaya göre 15 katına varan büyütmeleme tespit edilmiştir.

Ayrıca, yapı ve zemin hakim periyotlarının uyuşması nedeni ile oluşan rezonans etkisi bu tür yapılara gelen deprem yüklerini artırmış ve hasarın büyümesinde önemli rol oynamıştır.



SUMMARY

EFFECT OF SOIL CONDITIONS TO EARTHQUAKE GROUND MOTION : 1 OCTOBER 1995 DİNAR AND 27 JUNE 1998 ADANA-CEYHAN EARTHQUAKES CASE STUDIES

In this study, the local geology effects on earthquake ground motion have been determined at 5 and 15 stations in Dinar and Adana respectively using after shocks of 1 October 1995 Dinar and 27 June 1998 Adana-Ceyhan earthquakes. The methods used in this study are the Classical Spectral Ratio (CSR) method which is considered to be the most reliable and common approach, and the Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio (HVSr) method which is gaining popularity in recent years, because of its ease in application.

Results of this study have shown that the CSR method is affected from the characteristics of reference station. Although the reference stations are usually located on rock, they can have their own site responses because the surface rocks are usually weathered. In this study, the selected reference stations have about average 2 times amplifications in examined frequency band. These amplifications lead to an underestimation of the soil response. Therefore, selection of the reference station should be made with care and its own site response should be taken into account. Despite the lack of theoretical explanations, the HVSr method is suitable in determining of the soil fundamental frequency. The assumption which requires the vertical component record is being free of near surface influences is not always justified. Results of this study have shown that vertical component records are also affected by amplifications in the same order of magnitude as the horizontal component records at some stations. These effects on the vertical component record can cause the HVSr method to underestimate the amplifications, and the soil fundamental frequency may be determined wrong or can not be determined at all. Nonlinear soil response where the degree of amplification generally decreases, and soil resonances shift to lower frequencies, as the level of ground motion increases, has been examined at MTR station which has recorded the main shock of the Dinar earthquake. An evidence of nonlinear soil response above 0.3 g have been observed at this station. 1-D theoretical amplification functions estimated for Dinar have lower amplifications relative to the amplifications obtained from earthquake data and the soil fundamental frequencies occur at lower frequencies.

Results of this study have shown that for the both earthquakes studied there is an important relation between the degree of damage and the site conditions. Highly damaged regions observed in each of the two earthquakes correspond with the sites of stations which have high amplifications. At stations located in alluvial basins

amplifications up to 15 times have been observed. Because the fundamental periods of soil and structure were close to each other, the resonance effect has been important to increase the degree of damage in structures significantly.



1. GİRİŞ

1.1. LOKAL JEOLJİ ETKİSİNİN TANIMI

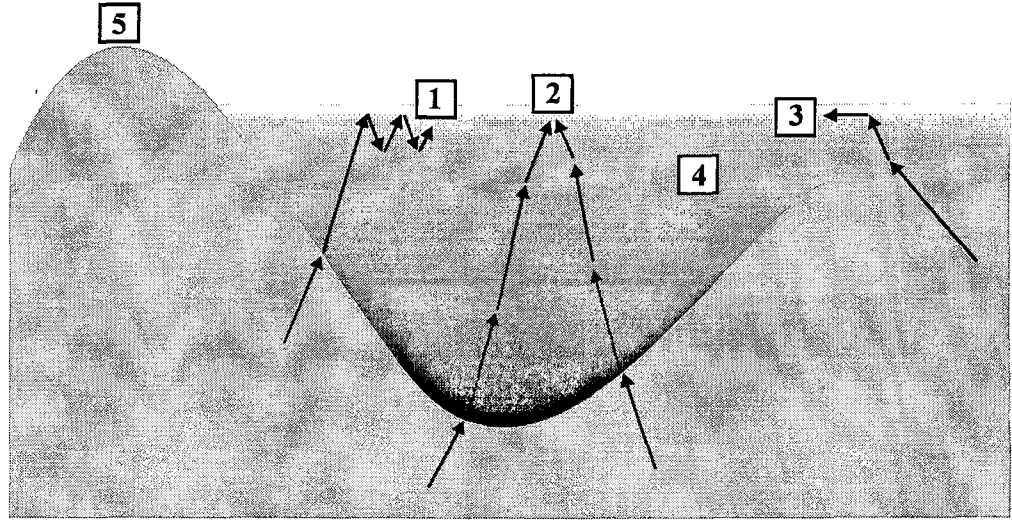
Yer içinde bir deprem meydana geldiğinde, sismik dalgalar kaynaktan yola çıkarlar ve yer içinde hızla yayılırlar. Bu dalgalar yer yüzeyine eriştiklerinde birkaç saniyeden dakikalara varan sürelerde titreşimler üretirler. Belirli bir yerdeki titreşimin süresi ve şiddeti, deprem kaynağına olan uzaklığa, depremin büyüklüğüne ve o yerin zemin özelliklerine bağlıdır. Sismik dalgalar kaynaktan yer yüzüne kadar olan seyahatlerinin büyük bir bölümünü yer kabuğunu oluşturan sert kaya içinde geçirmelerine karşın, seyahatlerinin son bölümü özellikleri kayaya göre oldukça farklı olan yumuşak zemin tabakaları içinde geçer ve bu zemin tabakalarının özellikleri yer yüzünde gözlenen titreşimin doğasını büyük ölçüde belirler. Zemin tabakaları, sismik dalgalar için adeta bir süzgeç gibidir. Bazı frekanslardaki sismik dalgalar sönmümlendirilirken bazıları da büyütülür. Sismik dalgaların zemin tabakaları içinde geçirdiği değişimlerin tümüne lokal jeoloji etkisi adı verilir. Genellikle bu değişim genliklerin artması şeklinde gözlemlendiğinden lokal jeoloji etkisi terimi zemin büyütmesi veya zemin transfer fonksiyonu, zemin tepkisi olarak da adlandırılır. Teoride zemin büyütmesi terimi, sismik dalgaların yer yüzüne yakın yumuşak zemin tabakaları içinden geçerken genliklerinin artmasına karşılık gelir. Bunun nedeni zemin tabakalarının sahip olduğu düşük hız ve yoğunluk, yani düşük empedans değeridir. Pratikte ise zemin büyütmesi terimi, sismik dalgaların iki yakın yer arasında gösterdiği, nedeni empedans farkı olsun olmasın, herhangi bir farkı temsil etmek için kullanılır. Zemin büyütmesini etkileyen faktörler şöyle sıralanabilir [1] (Şekil 1.1): 1- Empedans oranı ve rezonans etkisi, 2- Basen altı topografyasına bağlı olarak oluşan odaklanma, 3- Basen kenarlarından oluşan yüzey dalgaları, 4- Doğrusal olmayan zemin davranışı, 5- Topografya etkisi. Bu etkileri aşağıda kısaca açıklanacaktır.

1.1.1. Empedans Oranı ve Rezonans Etkisi

Yumuşak zeminlerde deprem hareketinin genliğinin artmasının başlıca nedeni zemin ile onun altındaki ana kaya arasındaki empedans farkıdır. Empedans, tanecik hareketine karşı ortam direncinin bir ölçümü olarak düşünülebilir [2]. Bir zemin tabakası içinde yayılan düşey S dalgası için empedans (z), yoğunluk (ρ) ve S dalga hızının (V_s) çarpımıdır:

$$z = \rho V_s \quad (1.1)$$

Genellikle yer yüzüne yakın materyallerin derinlerdeki materyallere göre dalga hızları ve yoğunlukları daha küçüktür. Eğer saçılmalar ve sönmüm nedeni ile oluşan kayıplar ihmal edilirse, enerjinin korunması ilkesine göre elastik dalga enerjisinin yer yüzüne kadar sabit kalması gerekir. Sismik enerji akısını ($E(t)$);



Şekil 1.1. Zemin büyütmesini etkileyen faktörler: 1- Empedans oranı ve rezonans etkisi, 2- Basen altı topografyasına bağlı olarak oluşan odaklanma, 3- Basen kenarlarından oluşan yüzey dalgaları, 4- Doğrusal olmayan zemin davranışı, 5- Topografya etkisi (Şafak [1]'in çalışmasından geliştirildi).

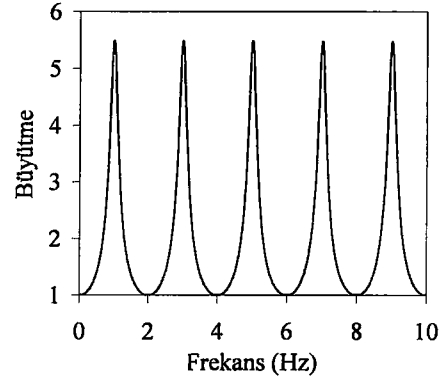
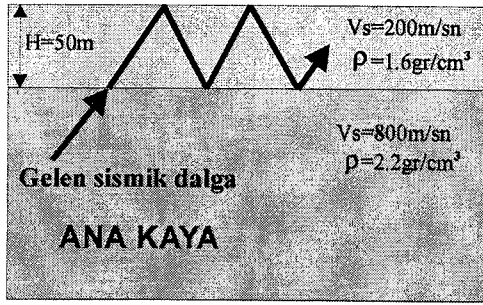
$$E(t) = \frac{1}{2} (\rho V_s) v^2(t) \quad (1.2)$$

formülü ile gösterirsek, dalgalar yer yüzüne yaklaşırken ortam yoğunluğunun (ρ) ve dalga hızının (V_s) azalması, yani empedansın küçülmesi nedeni ile enerjinin korunması için tanecik hızının ($v(t)$) artması gerekir [3]. EK-A'da ara yüzeye gelen bir dalganın empedans oranına bağlı olarak iletilen ve yansıyan dalgalara dönüşmesi ayrıntılı olarak incelenmektedir.

Kaya ve zemin arasındaki empedans farkı sismik dalgaların zemin tabakaları içinde kapanlanmasına neden olur. Zemin tabakaları yatay olarak tabakalanmış ise (yani 1 boyutlu, Şekil 1.2) bu kapanlanma sadece zemin tabakası içinde yukarı aşağı giden cisim dalgalarını etkiler. Eğer yapı 2 veya 3 boyutlu ise yani yanıl süreksizlikler mevcut ise (örneğin kalınlık değişimleri) kapanlanma aynı zamanda bu süreksizliklerden doğan yüzey dalgalarını da etkiler. Kapanlanan bu dalgalar arasındaki girişimler rezonans piklerinin oluşmasına yol açar. Rezonans piklerinin genliğini ve frekansını yapının mekanik ve geometrik özellikleri belirler. Rezonans piklerinin frekansı ana kaya üzerindeki zemin tabakasının kalınlığı ve hızıyla, aynı zamanda yapı 2 veya 3 boyutlu ise genişliği ile ilişkilidir. Bir boyutlu tek tabaka için bu ilişki çok basittir (Şekil 1.2);

$$f_0 = V_s / 4H \quad (\text{temel pik}) \quad (1.3)$$

$$f_n = (2n+1) f_0 \quad (n=1,2,3,\dots) \quad (\text{harmonikler}) \quad (1.4)$$



Şekil 1.2. Yatay tek tabaka durumunda dalga yansımalarının gösterimi (solda) ve bu parametreler kullanılarak düşey yayılan S dalgası için elde edilen büyütme fonksiyonu grafiği.

Burada V_S ; zemin tabakasının S dalga hızı ve H ; ana kaya üzerindeki zemin tabakasının kalınlığıdır. Temel frekansın değeri 0.2 Hz (çok kalın çökellerin bulunduğu örneğin Los Angeles veya Tokyo'da, ya da aşırı yumuşak materyallerin bulunduğu örneğin Mexico City'de olduğu gibi) ile 10 Hz veya daha yüksek (çok ince zemin tabakaları örneğin aşınmış kayaların bulunduğu ortamlarda) değerler arasında değişir [4]. Rezonans piklerinin genliği asıl olarak zemin tabakası ve ana kaya arasındaki empedans farkına ve zemin tabakasının sönümlenme özelliğine, ikinci derecede ise gelen dalga alanının özelliklerine (dalga tipi, geliş açısı, yakın veya uzak alan oluşu) ve üç boyutlu yapılar için yapının geometrisine bağlıdır. Düşey düzlem S dalgası tarafından uyarılan bir boyutlu tek tabaka için maksimum büyütme (A_0) (Şekil 1.2);

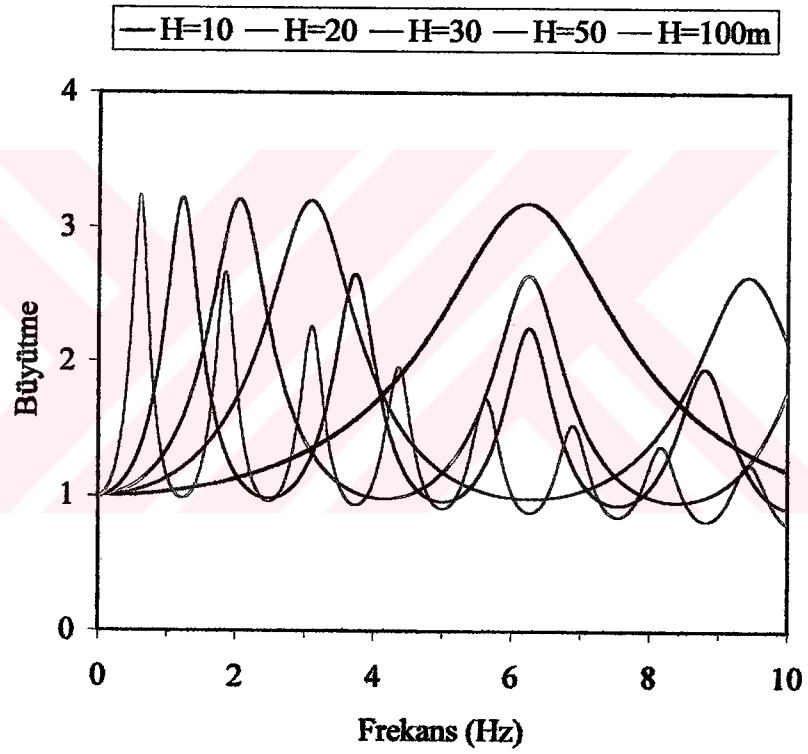
$$A_0 = 1 / (1 / \alpha + 0.5 \pi \zeta) \quad (\text{temel pik için}) \quad (1.5)$$

hesaplanabilir [5]. Burada α ; empedans oranı $\rho_2 V_{S2} / \rho_1 V_{S1}$ (ρ ; yoğunluk, 1 ve 2 indisleri sırası ile zemin ve kaya ortamı temsil eden indisler) ve ζ ; zemin sönümüdür. Bu bağıntıdan görüldüğü gibi çok küçük sönüm değerlerinde ($\zeta=0$), maksimum büyütme empedans oranına karşılık gelir. Teorik ve deneysel çalışmalar göstermiştir ki A_0 değeri çoğu zaman 6-10 değerlerine erişir, seyrek olarak da (Mexico City ve San Francisco körfezinde olduğu gibi) 20 değerini aşar [6]. Şekil 1.3 ve 1.4'te sırası ile zemin tabakası kalınlığına ve hızına bağlı olarak, bir boyutlu düşey yayılan S dalgası için hesaplanan rezonans frekanslarının ve büyütmelerin değişimi gösterilmektedir.

1.1.2. Basen Altı Topografyasına Bağlı Olarak Oluşan Odaklanma

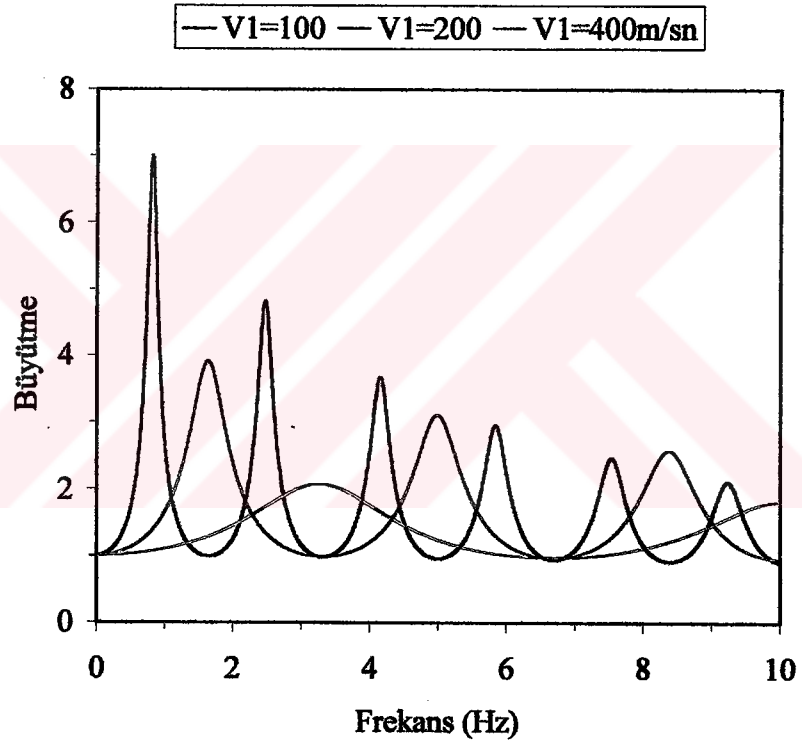
Basen altı topografyasına ve dalga geliş yönlerine bağlı olarak bazen sismik dalgalar yer yüzünde küçük bölgelerde odaklanabilirler ve bu noktalarda yüksek hasarlara neden olabilirler. Bu olayın en belirgin örneği Northridge depremi sırasında Santa Monica'da gözlenmiştir [7]. 650 m aralığı olan iki istasyonda artçı şok kayıtlarının genlikleri arasında 5 katına varan farklar gözlenmiştir ve bu farklar ana şokun neden olduğu hasar

Zemin tabakası
H (m) $V_{s1} = 250$ m/sn $\rho_1 = 1.9$ gr/cm ³ $Q_1 = 25$
Ana kaya
$H_2 = \infty$ $V_{s2} = 700$ m/sn $\rho_2 = 2.4$ gr/cm ³ $Q_2 = 70$



Şekil 1.3. Farklı zemin tabakası kalınlıkları (H) için hesaplanan büyütme fonksiyonları.

Zemin tabakası
$H_1 = 30 \text{ m}$ $V_{S1} \text{ (m/sn)}$ $\rho_1 = 1.9 \text{ gr/cm}^3$ $Q_1 = 25$
Ana kaya
$H_2 = \infty$ $V_{S2} = 700 \text{ m/sn}$ $\rho_2 = 2.4 \text{ gr/cm}^3$ $Q_2 = 70$



Şekil 1.4. Farklı zemin tabakası hızları (V_{S1}) için hesaplanan büyütme fonksiyonları.

ile ilişkilidir [7]. Gao ve diğ. [7], Santa Monica'daki bu yüksek şiddet farkını açıklayabilmek için farklı yollardan gelen dalgaları odaklayan mercek şeklinde bir yer altı modeli önermişlerdir. Graves ve diğ. [8]'den esinlenerek çizilen benzer bir model Şekil 1.5'te görülmektedir [9]. Hartzell ve diğ. [10], California Sherman Oaks bölgesinde benzer bir odaklanma örneğinden bahsetmişlerdir. Bütün bu çalışmalardan anlaşılacağı gibi odaklanma için kaynak yerinin büyük önemi vardır.

1999 İzmit-Gölcük depremi sırasında kaynaktan 100 km uzakta olmasına karşın ağır hasar meydana gelen İstanbul Avcılar ilçesi için benzer odaklanma problemlerinin ve bir sonraki başlıkta inceleyeceğimiz basen kenarı etkilerinin göz önünde tutulmasının uygun olacağı görüşündeyiz. Bilindiği gibi Avcılar, Marmara denizinin hemen kenarında yer alır ve ağır hasar çok dar bir bölgede toplanmıştır.

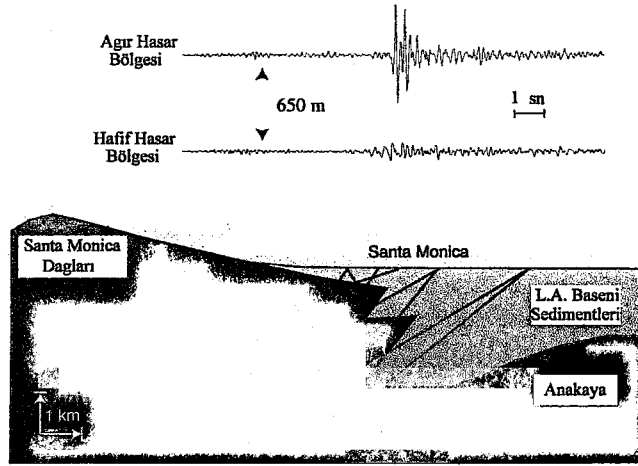
1.1.3. Basen Kenarlarından Oluşan Yüzey Dalgaları

Basen kenarı süreksizliklerinde cisim dalgalarının yüzey dalgalarına dönüşmesi ve bu dalgaların zemin tabakaları içinde kapanlanması yer yüzündeki hareket genliğinin ve süresinin artmasına neden olabilir [11]. Bu dalgaların genliklerinin doğrudan gelen S dalgalarından daha büyük olduğu bir çok çalışmada gözlenmiştir [12-14]. Basen süreksizliklerinden oluşan yüzey dalgaları için iyi bir örnek 1992 Landers depremi artçı şoklarından Coachella Vadisi'nde gözlenmiştir [15] (Şekil 1.6). İlk S dalgaları ana kayaya göre büyütülmesine rağmen en büyük genlikli dalgalar vadinin kuzey kenarından gelir [15].

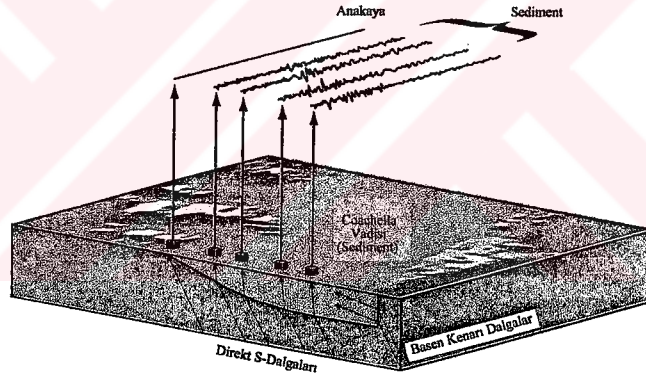
Bu gözlemlerin çoğu büyük boyutlu vadilere rastlamaktadır (temel periyodu 1 sn'den daha büyük, bazen 6 sn'ye kadar). Bu nedenle buralarda oluşan yüzey dalgaları yüksek periyotlara ve seyahat zamanlarına sahiptirler ve kayıtlarda ayrı bir faz olarak kolayca görülebilirler. Fakat küçük boyutlu vadilerde (kalınlık 100 m'den genişlik 10 km'den daha küçük) bu fazlar S dalgaları ile karışır ve ayırt etmek güçleşir.

1.1.4. Doğrusal Olmayan Zemin Davranışı

Deprem dalgaları ile dinamik olarak yüklenen zeminlerde doğrusal olmayan zemin davranışının önemi sismologlar ve geoteknik mühendisleri arasında yıllardır süren bir anlaşmazlık konusudur. Tartışmanın merkezindeki soru zemin büyütmesinin genlik bağımlı olup olmamasıdır. Zemin davranışının deformasyon genliğine bağımlılığı geoteknik alanda standart bir varsayım olmasına karşın [16], sismologlar güçlü yer hareketi gözlemlerinden direkt bir kanıtın olmaması nedeni ile doğrusal olmayan zemin davranışını seyrek olarak düşünmüşlerdir [2, s.9].



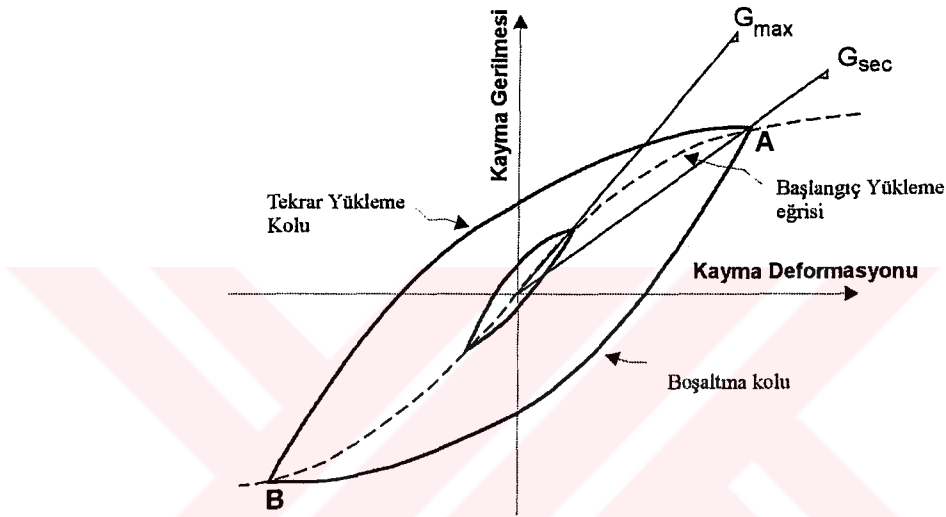
Şekil 1.5. Basen altı topografyasına bağlı olarak oluşan odaklanmanın grafiksel gösterimi. Üstte 650 m aralığı bulunan ağır hasar ve hafif hasar bölgesine karşılık gelen hız kayıtları gösterilmektedir [9].



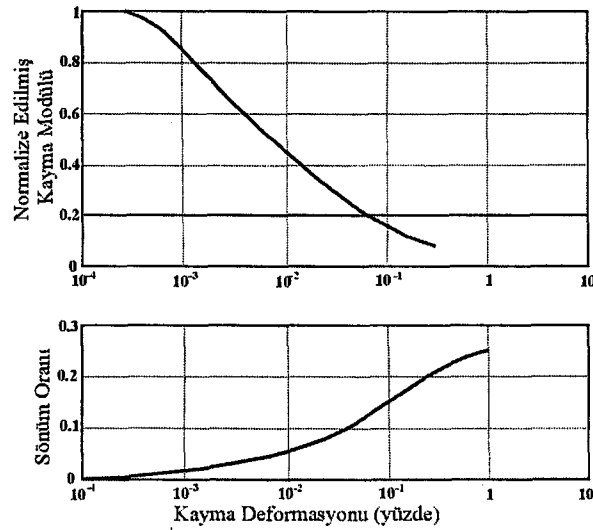
Şekil 1.6. Coachella Valley'de (California) gözlenen basen kenarından oluşan dalgalar. Hız sismogramları S dalgaları ile başlar ve görüldüğü gibi en büyük genlikler düşey vadi kenarından giren enerji tarafından üretilir [9].

Önce doğrusal olmayan zemin davranışının altında yatan temel kavramlara bakalım: Zemin örnekleri üzerinde yapılan çevrimsel yükleme deneyleri doğrulamıştır ki büyük depremler tarafından üretilen kayma deformasyonu seviyeleri için gerilme-deformasyon ilişkisi doğrusal değil histerizis eğrisi şeklindedir [17, 18]. Tipik bir çevrimsel kayma yüklemesi için gerilme-deformasyon ilişkisi Şekil 1.7'de görülmektedir. Histerizis materyal davranışı kabul edildiğinde bunun iki önemli sonucu vardır. Birincisi, Şekil 1.7'de görüldüğü gibi tekrarlama sırasında daha büyük maksimum deformasyon daha küçük kayma modülüne (G_{sec}) karşılık gelir. G_{sec} , orijin noktası ile histerizis eğrisinin dönüm noktasını birleştiren doğrunun eğiminden hesaplanır. Bu şunu ifade eder: kayma

modülü tarafından belirlenen efektif kayma dalga hızı ($V = \sqrt{G/\rho}$, ρ ; yoğunluk) deformasyon artarken azalır. İkincisi, histerizis eğrisi her bir tekrarlama için bir enerji kaybına sahiptir. Bu enerji kaybı, eğri içinde kalan alan ile orantılıdır. Şekil 1.7’te görüldüğü gibi maksimum deformasyondaki bir artma eğri alanının genişlemesine neden olur ve bu da artan sönüme karşılık gelir: $D/D_{max}=1-G_{sec}/G_{max}$, burada D ; G_{sec} ’e tekabül eden deformasyondaki sönüm oranı, D_{max} ; onun maksimum asimtotik değeridir [18]. Şekil 1.8’de görüldüğü gibi deformasyon bağımlı sönüm, büyük deformasyonlarda doyuma ulaşır.



Şekil 1.7. Tekrarlı kayma deformasyonu içindeki zeminin tipik gerilme-deformasyon ilişkisi. Başlangıç yüklemesi eğrisi (kesik çizgi) hiperbolik bir şekle sahiptir. Takip eden boşaltma ve yeniden yüklemesi fazları bir histerizis yol izler [20].



Şekil 1.8. Kohezyonlu zeminlerin kayma modüllerinin ve sönüm oranının deformasyon genliğine bağımlılığını gösteren tipik eğriler [20].

Görüldüğü gibi doğrusal olmayan histerizis modeli için kayma dalga hızı ve sönüm genlik bağımlıdır. Bunun sismolojik açıdan karşılığı ise şu şekildedir: (1.3) numaralı denklemde gösterdiğimiz gibi zemin tabakasının temel rezonans frekansı dalga yayılım hızı ile orantılıdır ($f = V_S/4H$). Artan deformasyon ile V_S dalga hızı azalacak böylece temel rezonans frekansı daha küçük frekanslara doğru kayacaktır. Ayrıca, artan sönüm nedeni ile zayıf yer hareketine göre kuvvetli yer hareketi sırasında zemin büyütmesi azalacaktır.

Artan veri sayısına bağlı olarak, doğrusal olmayan zemin davranışının sismolojik kanıtları da elde edilmeye başlanmıştır [19 - 21]. Fakat tersi sonuçlar [22 - 24] doğrusal olmayan zemin davranışının henüz tam olarak açıklığa kavuşmadığını göstermektedir.

1.1.5. Topografya Etkisi

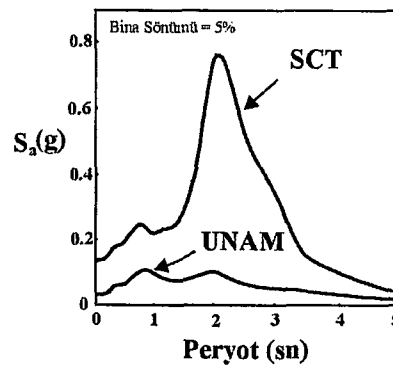
Dağlık bölgelerde meydana gelen yıkıcı depremlerden sonra sık sık rapor edilmiştir ki tepeler üzerinde yer alan binalar düz yerlerdeki binalara göre çok daha fazla hasara uğramışlardır [25 - 27]. Aynı zamanda yüzey topografyasının yer hareketinin frekans içeriğini ve genlikleri önemli ölçüde etkilediğini gösteren aletsel kayıtlarda mevcuttur [28, 29]. Bu konuda en son örnek 1994 Northridge depremi sırasında Tarzana'da gözlenmiştir. Tepe üzerinde elde edilen kayıtlar diğer yerlere göre oldukça büyük ivme değerlerine sahiptir (1.78g). Büyütme değerleri 3 Hz civarında yaklaşık 5 katıdır [30, 31]. Bununla birlikte topografya etkisi çalışmaları oldukça az sayıdadır. Gözlemsel ve teorik çalışma sonuçlarına göre genel olarak gözlenen, tepe yerlerde deprem dalgalarının büyüdüğü vadi tabanlarında ise küçüldüğü şeklindedir. Bu büyütme yatay bileşenlerde daha belirgin ve topografyanın eğimi, dalga geliş açısı ve yönü ile ilişkilidir [32].

1.2. LOKAL JEOLJİ ETKİSİNİN ÖNEMİ

Yumuşak zemin tabakalarının gelen deprem dalgalarını önemli oranda büyüttüğü ve yeryüzünde meydana gelen hasarda önemli rol oynadığı uzun süredir bilinmektedir [33 - 36]. Fakat bu konudaki önemli gelişmeler 1985 Michoacan Meksika, 1989 Loma Prieta, 1994 Northridge ve 1995 Kobe depremlerinden alınan derslerle olmuştur [37, 38].

Lokal jeoloji etkisinin önemini daha iyi anlayabilmek amacı ile 1985 Michoacan depremine daha yakından bakalım. 19 Eylül 1985 Michoacan depremi ($M_S=8.1$) episantır civarında orta derecede hasar yaratırken, 350 km uzakta Mexico City şehrinde

ağır hasara neden olmuştur. Şehir içinde farklı yerlerde elde edilen kayıtlar, yüksek ivme değerlerinin lokal jeoloji ile önemli ilişkilere sahip olduğunu göstermiştir. Mexico City şehri üç farklı jeolojik birim üzerinde yer almaktadır: dağlık kesimi oluşturan sert zemin, eski göl yatağının oluşturduğu yumuşak zemin ve bunların arasında yer alan geçiş bölgesi. Sert zemin üzerinde kaydedilen maksimum ivmeler 0.03 ile 0.04 g arasındadır. Geçiş bölgesinde kaydedilen ivmeler sert zemine göre biraz daha yüksek olmasına karşın yine de düşüktür. Yumuşak zeminde kaydedilen maksimum ivmelerin ise sert zemine göre 5 katı daha büyük olduğu gözlenmiştir. Ayrıca, yumuşak zemin kayıtlarının frekans içeriği ve süresi sert zemin kayıtlarına göre oldukça farklıdır. Yumuşak zeminde yer alan SCT istasyonu 2 saniyelik hakim bir periyoda sahiptir ve bu periyottaki spektral ivme sert zemine göre yaklaşık 10 katı daha büyüktür (Şekil 1.9). Bu istasyon 35-40 m kalınlığında ortalama S dalgası hızı 75 m/sn olan yumuşak kil üzerinde yer alır. (1.3) numaralı bağıntıdan zemin hakim periyodu; $T=4H/V_S=4(37.5)/75=2$ sn bulunur ve bu değer kayıtlarda görülen hakim periyot ile aynıdır. Mexico City şehrinde gözlenen hasar özellikle belli noktalarda toplanmıştır. Dağlık bölgede ve geçiş bölgesinde hasar oldukça düşüktür. En büyük hasar yumuşak zeminin 38-50 m kalınlığa sahip olduğu alanlarda gözlenmiştir. Bu alanların zemin hakim periyodu 1.9 ile 2.8 sn arasında hesaplanmıştır. Bu alan içinde 5 kattan düşük 30 kattan büyük yapılarda hasar oldukça azdır. Oysa 5 ile 20 kata sahip yapıların çoğu ya tamamen çökmüş ya da ağır hasara uğramışlardır. N katlı bir binanın hakim periyodu kabaca $N/10$ saniyedir. Buna göre, hasar gören yapıların hakim periyotları zemin hakim periyodu ile eşit veya biraz daha küçüktür. Sonuç olarak, önce gelen deprem dalgaları yumuşak zemin tarafından büyütülmüş, daha sonra yapı ve zemin hakim periyotlarının uyuşması nedeni ile (rezonans etkisi) zeminden gelen hareket yapı tarafından büyütülmüştür. Bu da hasar gören binaların kendi hakim periyotlarına yakın periyotlarda bir çok kez tekrarlayan büyük dinamik yüklere uğradığını göstermektedir [3, s. 313].



Şekil 1.9. UNAM ve SCT istasyonlarında kaydedilen hareketlerden hesaplanan yanıt spektrumları [3].

Mexico City depreminden sonra lokal jeoloji etkisi çalışmaları büyük bir ivme kazanmış ve artan gözlem sonuçları ile birlikte geliştirilen teorik hesaplamalar yardımı ile konu hakkında önemli gelişmeler elde edilmiştir. Değişik araştırmacılar zemin büyütmesi ile diğer parametreler arasında ilişkiler önermişlerdir. Bunlardan Medvedev [39] ve Evernden ve Thomson [40] tarafından önerilen jeolojik birim ve şiddet ilişkileri Tablo 1.1'de verilmiştir. Yine, jeolojik birim ve büyütme arasında Borcherdt ve Gibbs [41], ve Midorikawa [42] tarafından önerilen ilişkiler Tablo 1.2'de verilmiştir. S dalgası hızı ve büyütme arasında Midorikawa [42], Joyner ve Fumal [43] ve Borcherdt ve diğ. [44] tarafından önerilen ilişkiler Tablo 1.3'te verilmektedir.

Tablo 1.1. Yüzey jeolojisi ve şiddet artımı arasındaki ilişkiler.

Jeolojik Birim	Şiddet Artımı
Medvedev (1962) [39]	(MSK skalası)
Granitler	0
Kireçtaşı, Kumtaşı, Şeyl	0.2-1.3
Jips, Marn	0.6-1.4
Kaba materyalli zemin	1-1.6
Kumlu zemin	1.2-1.8
Killi zemin	1.2-2.1
Dolgu	2.3-3
Nemli zemin	1.7-2.8
Nemli dolgu ve toprak	3.3-3.9
Evernden ve Thomson (1985) [40]	(MM skalası)
Granitik ve Metamorfik kayalar	0
Palezoyik kayalar	0.4
Erken mesozoyik kayalar	0.8
Kretase-Eosen kayalar	1.2
Ayrışmamış Tersiyer kayalar	1.3
Oligosen-Orta Pliyosen kayalar	1.5
Pliyosen-Pleyistosen kayalar	2.0
Tersiyer volkanik kayalar	0.3
Kuvaterner volkanik kayalar	0.3
Alüvyon (su tablası < 30 ft)	3.0
(su tablası > 100 ft)	1.5
Diğerleri	2.0

Tablo 1.2. Yüzey jeolojisi ve göreceli büyütme faktörü arasındaki ilişkiler.

Jeolojik Birim	Göreceli Büyütme Faktörü
Borcherdt ve Gibbs (1976) [41]	
Körfez çamuru	11.2
Alüvyon	3.9
Santa Clara Formasyonu	2.7
Great Valley dizisi	2.3
Franciscan Formasyonu	1.6
Granit	1.0
Midorikawa (1987) [42]	
Holosen	3.0
Pleyistosen	2.1
Kuvaterner volkanik kayalar	1.6
Miyosen	1.5
Tersiyer öncesi	1.0

Tablo 1.3. S dalga hızı ve göreceli büyütme faktörü arasındaki ilişkiler.

Araştırmacılar	İlişki
Midorikawa (1987) [42]	$A = 68V_1^{-0.6}$ ($V_1 < 1100$ m/sn) $A = 1$ ($V_1 > 1100$ m/sn)
Joyner and Fumal (1984) [43]	$A = 23V_2^{-0.45}$
Borcherdt ve diğ. (1991) [44]	$AHSA = 700/V_1$ (zayıf hareket için) $AHSA = 600/V_1$ (kuvvetli hareket için)

A : maksimum yer hızı için göreceli büyütme faktörleri

$AHSA$: 0.4 - 2.0 sn periyot aralığı içinde ortalama yatay spektral büyütme

V_1 : 30 m bir derinlik için ortalama S dalgası hızı

V_2 : bir saniyelik bir dalga için çeyrek dalga uzunluğu bir derinliğe karşılık gelen ortalama S dalgası hızı.

Lokal jeoloji etkisinin yapı yönetmeliklerindeki yeri, oldukça geniş bir zemin sınıflaması şeklindedir. Genellikle bu sınıflama kaya zeminler, sıkı-sert zeminler, derin kohezyonsuz zeminler, ve orta-yumuşak kil ve kum zeminler olmak üzere dört sınıfa ayrılır. Bu sınıflamanın temeli jeolojik, jeofizik ve geoteknik parametrelere dayanır (Standart Penetrasyon Değeri, Relatif Sıklık, Serbest Basınç Direnci, Kayma Dalgası Hızı, Zemin Tabakalarının Kalınlığı ve Jeolojik Yaşı gibi). Ülkeler için bu sınıflamalar küçük farklılıklar gösterse de genelde çok benzerdir. Ülkemiz için bu sınıflama Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında Yönetmelik [45] kitapçığında yer almaktadır. Yönetmelik bu zeminler için karakteristik periyotlar önermekte ve yapı periyoduna bağlı olarak Tasarım İvme Spektrumları belirlemektedir [45]. Genel sorun bu

yönetmeliklerde büyütme değerinin 2.5’u aşmaması ve ülkemiz yönetmeliğinde olduğu gibi Z4 türü zemin için zemin doğal titreşim periyodunun 0.9 sn’nin altında kalmasıdır. Bunun yanında, zemin ve yapı doğal periyotlarının uyuşması sonucu oluşan rezonans etkisi yönetmelikte yeterince göz önünde bulundurulmamıştır [46]. Lokal jeoloji etkisi ve yönetmelikler hakkında son gelişmeler Dobry ve diğ. [47] tarafından yapılan çalışmada irdelenmiştir. Seed ve diğ. [48]’nin çalışmasından alınan ayrıntılı bir zemin sınıflaması Tablo 1.4’te, zemin bağımlı maksimum ivme değişimi Şekil 1.10’da, ve zemin bağımlı yanıt spektrumları Şekil 1.11’de gösterilmektedir.

Özet olarak lokal jeoloji etkisi çalışmalarının amacı büyük bir deprem olursa hangi bölgeler en kötü oranda etkilenecek hangi frekanslardaki dalga genlikleri zemin tarafından büyütülecek sorularına yanıt aramaktır. Bu soruların cevapları inşaat yönetmeliklerinin hazırlanmasına, şehir planlamacılarına, güvenli bina yapmak isteyen mühendislere yardım edecektir. Özellikle yapılaşmaların, potansiyel büyütme etkileri taşıyan düz ova bölgelerde gelişmesi göz önünde bulundurulursa konunun önemi daha açık anlaşılabilir.

1.3. LOKAL JEOLJİ ETKİSİNİN BELİRLENMESİNDE KULLANILAN VERİ ve YÖNTEMLER

Lokal jeoloji etkisinin belirlenmesi, kullanılacak veri ve yöntemle bağlı olarak değişir. Kullanılacak veriyi daha çok ekonomik koşullar belirler. En çok istenilen doğrudan deprem kayıtlarının kullanılmasıdır. Lokal jeoloji etkisi kuvvetli veya zayıf hareket kayıtları kullanılarak değişik yöntemler ile belirlenebilir. Fakat bu veriyi toplamak zaman gerektirir ve deprenselliği, sinyal-gürültü oranı yüksek bölgeler için uygundur. Diğer bir veri türü sondaj ve/veya sismik profil çalışmaları ile lokal jeolojinin fiziksel özelliklerini belirleyen veri türüdür. Ölçülen parametreler teorik modeller yardımı ile lokal jeoloji etkisinin belirlenmesinde kullanılabilir. Fakat bu yolla veri toplamak hem zaman hem de maliyet açısından pek uygun değildir. Üçüncü bir veri türü mikrotremor (gürültü) kayıtlarının kullanılmasıdır. Veri toplamanın kolaylığı ve düşük maliyeti gürültü kayıtlarının kullanılmasını cazip kılar. Fakat gürültü kayıtlarının kaynağı ve doğrusal olmayan zemin davranışı nedeni ile verinin güvenilirliği tartışılmaktadır [49].

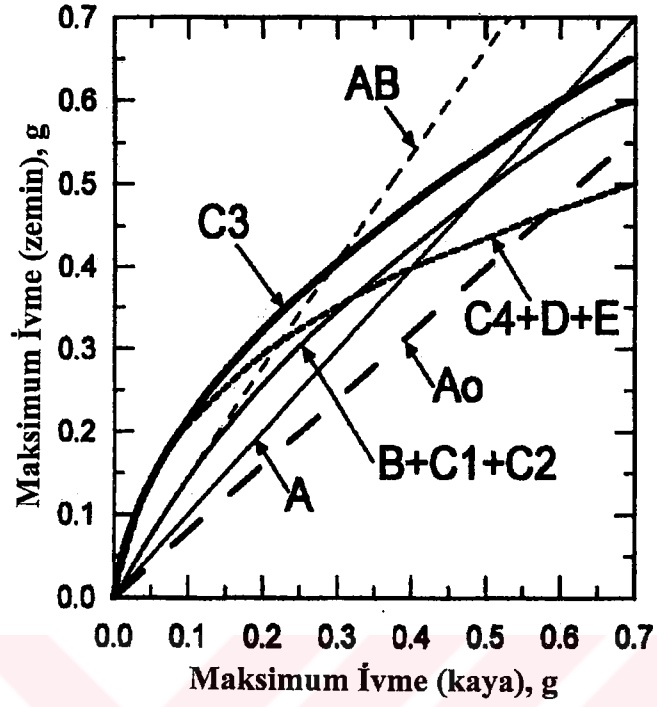
Kuvvetli ve zayıf hareket kayıtlarından lokal jeoloji etkisini belirleyebilmek için kaynak ve yol etkisinin kayıtlardan giderilmesi gerekir. Kullanılan yöntemlerde başlıca üç yaklaşım mevcuttur. Birinci yaklaşım, yumuşak zemini temsil eden bir istasyon kaydı ile referans istasyonunu (tercihen kaya üzerindeki bir istasyon) temsil eden bir kaydın karşılaştırılmasını içerir. En önemli zorunluluk lokal jeoloji etkisi taşımayan bir referans istasyonu ihtiyacıdır. Genellikle, ana kaya mostrası üzerindeki istasyonlar referans istasyonu olarak düşünülür. Fakat son çalışmalar göstermiştir ki bu tür istasyonlar dahi ana kaya yüzeyindeki aşınmalar ve çatlaklar nedeni ile lokal jeoloji etkisi taşımaktadırlar [50]. Ayrıca kayıtlar üzerindeki kaynak ve yol etkisinin yaklaşık

Tablo 1.4. Lokal jeoloji etkisi için önerilen zemin sınıflama sistemi [48].

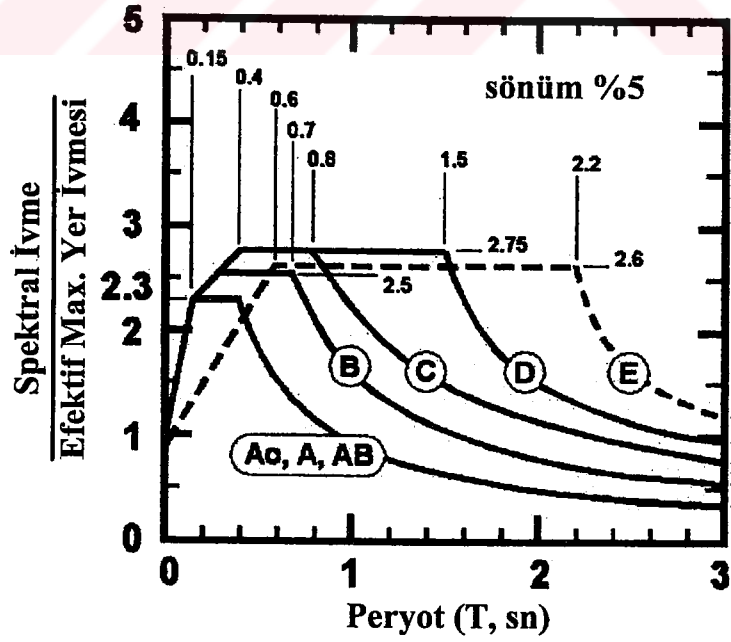
Zemin Grubu	Zemin Sınıfı	Genel Tanımlama	Zemin Karakteristikleri
(A ₀)	A ₀	Çok sert kaya	$V_s(\text{ort.}) > 1524$ m/sn üst 15 m içinde
A	A ₁	Az veya hiç zemin örtüsüz ve/veya ayrılmış kaya örtülü sıkı kaya	762 m/sn $\leq V_s(\text{kaya}) \leq 1524$ m/sn, $H_{\text{zemin+ayrışmış kaya}} \leq 12$ m ve $V_s > 244$ m/sn (üst birkaç m hariç tüm örtü için ³)
AB	AB ₁	Yumuşak, çatlaklı ve/veya ayrılmış kaya	Hem AB ₁ hem de AB ₂ için: 12 m $\leq H_{\text{zemin+ayrışmış kaya}} \leq 46$ m ve $V_s > 244$ m/sn (üst birkaç m hariç tüm örtü için ³)
	AB ₂	Kaya veya aşınmış kaya üzerinde çok sıg ve sıkı zemin örtü	
B	B ₁	Derin, başlıca kohezyonsuz ⁴ zeminler ($H_{\text{zemin}} \leq 91$ m)	“yumuşak kil” (5 nolu dip nota bak) yok ve $H_{\text{kohezyonlu zemin}} > 0.2 H_{\text{kohezyonsuz zemin}}$
	B ₂	Orta derinlikli sıkı kohezyonlu zeminler ve/veya sıkı kohezyonlu ile kohezyonsuz karışımı zeminler; “yumuşak kil” yok	$H_{\text{tüm zeminler}} \leq 61$ m ve $V_s(\text{kohezyonlu zeminler}) > 183$ m/sn (5 nolu dip nota bak)
C	C ₁	Orta derinlikli sıkı kohezyonlu zeminler ve/veya sıkı kohezyonlu ile kohezyonsuz karışımı zeminler; ince yumuşak kil tabakası	0 m $< H_{\text{yumuşak kil}} \leq 3$ m hariç yukarıdaki B ₂ ile aynı (5 nolu dip nota bak)
	C ₂	Çok derin, başlıca kohezyonsuz zeminler	$H_{\text{zemin}} > 91$ m hariç yukarıdaki B ₁ ile aynı
	C ₃	Derin, sıkı kohezyonlu zeminler ve/veya sıkı kohezyonlu ile kohezyonsuz karışımı zeminler; “yumuşak kil” yok	$H_{\text{zemin}} > 61$ m, ve $V_s(\text{kohezyonlu zeminler}) > 183$ m/sn
	C ₄	Küçük-orta sarsıntı seviyelerinde yumuşak, kohezyonlu zemin	3 m $< H_{\text{yumuşak kil}} \leq 27$ m, ve $A_{\text{max, kaya}} \leq 0.25$ g
D	D ₁	Orta-güçlü sarsıntı seviyelerinde yumuşak, kohezyonlu zemin	3 m $< H_{\text{yumuşak kil}} \leq 27$ m, ve 0.25 g $< A_{\text{max, kaya}} \leq 0.45$ g, veya $(0.25$ g $< A_{\text{max, kaya}} \leq 0.55$ g and $M \leq 7-1/4)$
(E) ⁶	E ₁	Çok derin, yumuşak kohezyonlu zemin	$H_{\text{yumuşak kil}} > 27$ m (5 nolu dip nota bak)
	E ₂	Yumuşak, kohezyonlu zemin ve çok güçlü sarsıntı	$H_{\text{yumuşak kil}} > 3$ m ve $A_{\text{max, kaya}} > 0.55$ g veya $A_{\text{max, kaya}} > 0.45$ g ve $M > 7-1/4$
	E ₃	Çok yüksek plastisiteli killer	$H_{\text{kil}} > 9$ m, $PI > \%75$ ve $V_s < 244$ m/sn
(F) ⁷	F ₁	Oldukça organik ve/veya humuslu zeminler	$H > 3$ m
	F ₂	Zemin sıvılaşması veya diğer potansiyel duraysızlıklar nedeni ile zemin bozulmasına uğrayabilecek yerler	Sıvılaşma ve/veya diğer tip zemin bozulması analizleri gerektirir.

Notlar:

- H : Belirtilen tip veya tiplerdeki zeminlerin toplam düşey kalınlığı.
- V_s : Küçük kayma deformasyonlarında (kayma deformasyonu $\approx 10^{-4}\%$).
- Yüzeydeki zeminler kohezyonsuz ise V_s ilk 3 m’de 244 m/sn’den daha küçük olabilir.
- “Kohezyonsuz zeminler” = kuru ağırlık ile $\%30$ ’dan daha az ince daneli zeminler. “Kohezyonlu zeminler” = kuru ağırlık ile $\%30$ ’dan daha çok ince daneli zeminler, ve $\%15 \leq PI(\text{ince dane}) \leq \%90$. İnce danesi $\%30$ ’dan daha çok olan ve $PI(\text{ince dane}) < \%15$ zeminler burada “siltli” zeminler olarak düşünülür ve bunlar bu tabloda kohezyonlu zeminler olarak ele alınmalıdır.
- “Yumuşak Kil” kohezyonlu zeminler olarak belirlenir: (a) İnce dane içeriği $\geq \%30$, (b) $PI(\text{ince dane}) \geq \%20$, ve (c) $V_s \leq 183$ m/sn.
- Bu koşullar için yere özel geoteknik araştırmalar ve dinamik yer cevabı analizleri önemle önerilir.
- Bu koşullar için yere özel geoteknik araştırmalar ve dinamik yer cevabı analizleri gereklidir.



Şekil 1.10. Tablo 1.4'te tanımlanan kaya ve diğer zemin türlerine bağlı olarak değişen maksimum ivme grafikleri [48].



Şekil 1.11. Yer bağımlı yanıt spektrumları [48].

olarak aynı olabilmesi için istasyonlar arasındaki mesafenin yeterince küçük ve benzer azimutlarda yer almaları gerekir. Böylece karşılaştırma sonucunda ortaya çıkan fark lokal jeoloji etkisini verir. Karşılaştırma yaklaşımında en çok kullanılan yöntem, Klasik Spektral Oran (KSO) yöntemi olarak adlandırılan, zemin kayıtlarının Fourier Genlik Spektrumlarının referans istasyonu Fourier Genlik Spektrumlarına oranlanmasıdır [51]. Karşılaştırmada kullanılan diğer yöntemler çapraz spektral oranları [52, 53], yanıt spektrumu oranları [54], rms veya efektif ivme piklerinin oranı [55] olarak sayılabilir. Lokal jeoloji etkilerini belirlemek amacıyla kullanılan ikinci yaklaşım, genelleştirilmiş ters çözüm tekniklerinin kullanılmasıdır. Bu yaklaşımda kaynak, yol ve lokal jeoloji etkileri birçok istasyondan elde edilen kayıtların eş zamanlı olarak analiz edilmesi ile belirlenir [56, 57, 58]. Üçüncü bir yaklaşım, giderek popüler olan Tek İstasyon veya Yatay/Düşey Spektral Oran (YDSO) yöntemidir. Bu yöntemde ise lokal jeoloji etkisi belirlenecek istasyondaki kayıtların yatay bileşen spektrumları lokal jeolojiden etkilenmediği düşünülen düşey bileşen spektrumlarına oranlanır [59, 60]. Lokal jeoloji etkisini belirlemek için tek istasyon kaydının yeterli olması yöntemi oldukça kullanışlı kılar. Fakat teorik temelindeki eksiklikler nedeni ile güvenilirliği hala tartışılmaktadır [61, 62].

Bunun yanında teorik referans istasyonu modelleri [63] ve teorik kaynak ve yol modelleri [57, 64] kullanarak lokal jeoloji etkisi belirleyen yöntemler de mevcuttur.

Ayrıca, sondaj ve/veya sismik profil verileri kullanılarak lokal jeoloji etkisi sayısal analizler yardımı ile hesaplanabilir. Yöntemler (1.3) numaralı bağıntıda verilen en basit bağıntılarla başlayıp [65] çok daha fazla parametre, güçlü bilgisayar ve zaman gerektiren yöntemlere doğru değişir [66, 67].

Yukarıda belirttiğimiz veri ve yöntemler birçok araştırmacı tarafından çalışılmış ve karşılaştırmaları yapılmıştır. Fakat ne tür veri ve hangi yöntemin daha uygun olduğu konusunda tartışmalar hala devam etmektedir.

Lachet ve Bard [61], Yatay/Düşey Spektral Oran (YDSO) yöntemini yapay gürültü verileri ile incelediler ve yöntemin zemin hakim frekansını başarı ile belirlemesine karşın büyütmelelerde eksik kaldığını belirlediler. Steidl ve diğ. [50] referans istasyonlarını sorguladıkları çalışmalarında, kaya yüzeyinde oluşan aşınmalar ve çatlaklar nedeni ile lokal jeoloji etkisi taşıdıklarını ve dolayısı ile büyütme miktarını 2-5 Hz'in üzerinde 2-4 katı küçük belirlediğini tespit ettiler ve referans istasyonu seçiminde çok dikkatli olunmasını, referans istasyonu kullanmayan yöntemlerin daha detaylı incelenmesi gerektiğini belirttiler. Bonilla ve diğ. [68] yaptıkları çalışmada, YDSO yönteminin temel pik frekansının belirlenmesinde diğer yöntemler ile uyumlu olduğunu fakat düşey bileşenlerin lokal jeoloji etkisi taşıması nedeni ile büyütme miktarının belirlenmesinde başarısız kaldığını belirttiler. Lachet ve diğ. [69], Klasik Spektral Oran

(KSO) ve Yatay/Düşey Spektral Oran (YDSO) yöntemini hem deprem hem de gürültü verileri ile karşılaştırdılar. Zemin hakim frekansının belirlenmesinde her iki yöntem benzer sonuçlar vermesine karşın büyütme YDSO yönteminin KSO yöntemine göre küçük belirlediğini tespit ettiler. Field ve Jacob [62] KSO yöntemi ile değişik genelleştirilmiş ters çözüm yöntemlerini ve referans istasyonu gerektirmeyen değişik yöntemleri karşılaştırdılar. KSO ve genelleştirilmiş ters çözüm yöntemleri ile büyütme fonksiyonunun oldukça benzer belirlendiğini fakat genelleştirilmiş ters çözüm yönteminde kullanılan veri ağırlıklandırma türlerine göre belirsizliklerin önemli oranda değiştiğini tespit ettiler. Ayrıca, teorik kaynak ve yol modelleri ile belirledikleri lokal jeoloji etkilerinin KSO yöntemi ile uyum içinde olduğunu belirttiler. YDSO yönteminde düşey bileşenlerin nispeten lokal jeolojiye duysız olduğunu bu nedenle büyütme daha küçük belirlediğini gösterdiler. Reipl ve diğ., [70] yaptıkları deneysel çalışmalarında 5 yöntemi test ettiler. Ters çözüm teknikleri ile KSO yöntemi arasında iyi bir uyum tespit ettiler. Düşey bileşenlerdeki büyütme nedeni ile YDSO yönteminin KSO yöntemine göre büyütme değerlerini 8 kata varan değerlerde düşük belirlediğini belirttiler.

Bunlara benzer bir çok çalışma literatürde mevcuttur. Genel olarak, veri türünü ve kısmen buna bağlı olarak uygulanacak yöntemi, işin önemi ve kullanılacak olan maddi kaynak belirler. Eğer yapılacak iş kaba bir yerleşime açılacak bölge çalışması ise sahip olunan detaylı jeolojik bilgiler yeterli olabilir. Biraz daha ilerisi çok az maliyet ile yapılabilecek olan gürültü verilerinin değerlendirilmesi şeklinde olabilir. İşin önemi arttıkça sondaj bilgileri, deprem kayıtlarının değerlendirilmesi işin içine girer. Yöntemler açısından genel görüş YDSO yönteminin büyütme belirlemede yetersiz kaldığı, zemin ana titreşim periyodunu kabaca belirlediği şeklindedir. Fakat kolay uygulanabilirliği ve düşük maliyeti nedeni ile önemli bir yere sahiptir. KSO yöntemi en çok kullanılan ve en güvenilir yöntem olmasına karşın uygun bir referans istasyonu gereksinimi nedeni ile her zaman kullanılamaz. Teorik yöntemlerin güvenilirliği ise elde edilen veri ile sıkı sıkıya bağlıdır. Basit bir boyutlu çözümler için her ne kadar zemin derinliği ve hızı gibi parametreler yeterli olsa da bu uygulamaların çok basit tekdüze yerler hariç ihtiyacı karşılamadığı giderek anlaşılmaktadır [71 - 74]. Daha karmaşık basenleri modellemek için ise basen yapısını açık ortaya koyan ayrıntılı çalışmalara ihtiyaç vardır. Ne yazık ki bu tür veri bazı test bölgeleri hariç dünyanın çoğu yerinde yoktur.

1.4. AMAÇ

Kaynaktan yayılan sismik dalgalar zemin tabakalarına erişinceye kadar kaya içinde kilometrelerce yol alırlar. Zemin tabakaları içinde aldıkları yol genellikle 100 m'den daha azdır. Fakat zemin, yeryüzündeki hareketin karakteristiklerini belirlemede önemli bir rol oynar. Bu yüzden lokal jeoloji etkisinin belirlenmesi, kaynak ve soğurulma çalışmaları açısından büyük önem taşır. Ayrıca, depreme dayanıklı yapı tasarımı büyük ölçüde yerel zemin şartlarına bağlıdır. Yerleşime uygunluk ve yapı yönetmelikleri

çalışmalarının mutlaka yerel zemin koşulları göz önünde bulundurularak yapılması gerekir.

Bu çalışmanın amacı deprem hareketi üzerindeki lokal jeoloji etkisini en yaygın olarak kullanılan KSO ve YDSO yöntemleri ile iki ayrı veri seti kullanarak incelemektir. Veri setlerinden birincisi 1 Ekim 1995 Dinar depremi artçı şoklarından oluşmaktadır. Bu deprem Dinar ve çevresinde önemli derecede hasara neden olurken, ilçenin farklı jeolojik birimler üzerinde kurulu yerleşim birimlerinde oldukça farklı hasar dereceleri görülmesi nedeni ile oluşan hasarda lokal jeoloji etkilerinin önemli rol oynadığı hemen göze çarpmıştır [75]. Depremden sonra lokal jeoloji etkilerinin araştırılması amacı ile bölgede değişik çalışmalar yapılmıştır. Bunlardan ilki Afet İşleri Genel Müdürlüğü koordinatörlüğünde Süleyman Demirel Üniversitesi tarafından yapılan Dinar ve çevresinin zemin özelliklerini belirlemeye yönelik çalışmadır [76]. Özkan [77], mikrotremor verilerinden yararlanarak Dinar için lokal jeoloji etkilerini belirlemeye çalışmıştır. Erşahin [78], SHAKE programı yardımı ile Dinar içinde açılan sondaj kuyusu bilgilerini kullanarak bir boyutlu teorik zemin transfer fonksiyonlarını belirlemeye çalışmıştır. Benzer bir çalışma Kayabalı [79] tarafından yapılmıştır. Yine mikrotremor verilerinden yararlanılarak hasar ve lokal jeoloji arasındaki ilişkiler İyisan ve diğ. [80], Ansal ve diğ. [81], Güllü ve diğ. [82], Ansal ve diğ. [83] çalışmalarında değerlendirilmeye çalışılmıştır.

İkinci veri seti, tüm Çukurova bölgesini etkileyen 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan depremi artçı şoklarından oluşmaktadır. Bölgedeki yerleşimin büyük bir kısmı Seyhan ve Ceyhan nehirlerinin oluşturduğu alüvyon ovada olması nedeni ile potansiyel lokal jeoloji etkisinin önemi açıktır. Deprem sonrası yapılan gözlemler de lokal jeoloji etkisinin gözlenen hasarda önemli rol oynadığının ilk işaretleridir [84, 85]. Aydan [86], yaptığı çalışmada oluşan hasar ile zemin ilişkilerini incelemiştir. Wenk ve diğ. [87], bölgede topladıkları mikrotremor verileri ile lokal jeoloji etkilerini belirlemeye çalışmışlardır. Çelebi [88], ana şok kaydını kullanarak rezonansa bağlı oluşan hasarı irdelemiştir.

Çalışmanın ilerleyen bölümlerinde önce yöntemler ve veriler hakkında bilgi verilecektir. Daha sonra hesaplanan lokal jeoloji etkileri hem yöntemler hem de bölgede gözlenen hasar açısından tartışılacaktır. Ayrıca, Dinar bölgesi için teorik lokal jeoloji etkileri belirlenmeye çalışılacak ve sonuçlar deprem verilerinden elde edilenler ile karşılaştırılacaktır.

2. MATERYAL VE METOD

2.1. KULLANILAN YÖNTEMLER

Çalışmada kullandığımız yöntemler, lokal jeoloji etkilerinin belirlenmesinde en güvenilir olarak kabul edilen Klasik Spektral Oran (KSO) yöntemi ve kolay uygulanabilirliği nedeni ile oldukça popüler olan Yatay/Düşey Spektral Oran (YDSO) yöntemidir. Aşağıda bu yöntemlerin teorik temelleri anlatılacaktır.

2.1.1. Klasik Spektral Oran (KSO) Yöntemi

Klasik Spektral Oran yöntemi (KSO), Borchardt [51] tarafından sunulduğundan beri lokal jeoloji etkisinin belirlenmesinde en yaygın olarak kullanılan yöntemdir. Bu yöntem belirli bir yerdeki lokal jeoloji etkisini yakın bir referans yerine göre belirler. Lokal jeoloji etkisi, analiz edilen yerdeki bir kaydın genlik spektrumunun referans yerindeki aynı bileşen kaydın genlik spektrumuna bölünmesi ile hesap edilir. Referans yerinin lokal jeoloji etkisi taşımadığı düşünülür. Diğer bir deyimle referans istasyonu kaydının zemin tabakaları altından giriş yapan ana kaya kaydına eşit olduğu düşünülür. Genellikle ana kaya mostrası üzerinde yer alan istasyonlar referans olarak seçilirler.

KSO yönteminin matematiksel ifadesi şu şekilde yazılabilir [68]: Yer yüzünde j . istasyonda kaydedilen bir i . depremin genlik spektrumu, $A_{ij}(f)$, frekans ortamında kaynak, ortam, zemin ve alet etkilerinin çarpımı olarak yazılabilir;

$$A_{ij}(f) = K_i(f)O_{ij}(f)Z_j(f)I_j(f) \quad (2.1)$$

Burada $K_i(f)$; i . olayın kaynak etkisi, $O_{ij}(f)$; i . olay ile j . istasyon arasındaki ortam etkisi, $Z_j(f)$; j . istasyon altındaki zemin etkisi ve $I_j(f)$; j . istasyondaki alet etkisidir. Her bir istasyon için alet etkisi giderildikten sonra, i . olayın j . istasyondaki ve bir k referans istasyonundaki genlik spektrumları oranlanırsa;

$$\frac{A_{ij}(f)}{A_{ik}(f)} = \frac{K_i(f)O_{ij}(f)Z_j(f)}{K_i(f)O_{ik}(f)Z_k(f)} \quad (2.2)$$

denklemini elde ederiz. Her iki istasyonda da kaydedilen aynı depremi kullanmamıza rağmen kaynak mekanizması ve yönelim etkisi nedeni ile kayıtlardaki kaynak etkisi maalesef aynı değildir. Fakat, birçok deprem kullanılarak ortalaması alındığı için bu etkinin en aza indirgendiği düşünülebilir. Böylece (2.2) denklemini tekrar yazarsak;

$$\frac{A_{ij}(f)}{A_{ik}(f)} = \frac{O_{ij}(f)Z_j(f)}{O_{ik}(f)Z_k(f)} \quad (2.3)$$

olur. Her iki kayıta da ortam etkilerinin aynı olabilmesi için deprem dalgalarının lokal jeolojiye kadar aynı yolu izlemeleri gerekir. Bunun için istasyonlar arasındaki mesafenin odak uzaklığına göre küçük olması gerekir. Bu nedenle referans istasyonunun mümkün olduğunca lokal jeoloji etkisi belirlenecek olan istasyona yakın olması istenir. Fakat bu gerçekleşmezse kayıtlara bir ortam düzeltmesinin uygulanması gerekir. Bunun için her bir veri o istasyondaki S-P zaman farkı ile veya odak uzaklığı ile çarpılır [50].

$$\frac{A_{ij}(f)}{A_{ik}(f)} = \frac{T_{ij}Z_j(f)}{T_{ik}Z_k(f)} \quad (2.4)$$

Burada T_{ij} ; j . istasyonda i . olay için S-P zaman farkıdır. S-P zaman farkı geometrik yayılma düzeltmesi için kullanılır. Kaynak koordinatlarında yapılabilecek hatalardan dolayı odak uzaklığı yerine S-P zaman farklarının kullanılması daha güvenilirdir [50]. Eğer varsayıldığı gibi referans istasyonu kayıtları lokal jeoloji etkisi taşıyorlarsa, yani $Z_k(f) = 1$ ise, oran j . istasyondaki lokal jeoloji etkisini verir.

Görüldüğü gibi, bu yöntemin en büyük gereksinimi zemin etkisi taşımayan yakın bir referans istasyonu bulunmasıdır. Genellikle, ana kaya mostraları üzerindeki istasyonların referans istasyonu olarak alınması uygundur. Fakat, son zamanlardaki araştırmalar göstermiştir ki bu istasyonlarda yüzeydeki ayrışmalar ve çatlaklar nedeni ile zemin etkisi taşıyor olabilirler [50]. Ayrıca, büyük boyutlu basenler düşünüldüğünde böyle yakın bir istasyon yeri bulmak oldukça zordur.

2.1.2. Yatay/Düşey Spektral Oran (YDSO) Yöntemi

Bu yöntem ilk olarak Langston [89] tarafından telesismik kayıtlardan kabuk ve üst manto çalışmaları için kullanılmıştır. Daha sonra, Nakamura [59] mikrotremor kayıtları ile sediment tabakalardan kaynaklanan büyütmeleri aynı yöntem ile hesapladı. Lermo ve Chavez-Garcia [60] aynı yöntem ile S dalgaları üzerindeki lokal jeoloji etkisinin hesaplanabileceğini gösterdiler. Yöntemin teorik temeli şu şekildedir [90]: Ana kaya üzerinde düşük hızlı bir zemin tabakasının bulunduğunu düşünelim ve frekans ortamında bu tabakanın etkisini yani transfer fonksiyonunu $H(f)$ ile gösterirsek;

$$H(f) = [h_v(f)^2 + h_u(f)^2]^{1/2} \quad (2.5)$$

şeklinde yazabiliriz. Burada $h_v(f)$ ve $h_u(f)$ sırası ile transfer fonksiyonu $H(f)$ 'nin düşey ve yatay bileşenleridir. $h_v(f)$ yüzeydeki hareketin düşey bileşeninin ($V_s(f)$) ana kayadaki hareketin düşey bileşenine ($V_b(f)$) oranıdır;

$$h_v(f) = \frac{V_s(f)}{V_b(f)} = \frac{K_v(f)O(f)Z_v(f)}{K_v(f)O(f)} \quad (2.6)$$

Burada $K_v(f)$ kaynak etkisini, $O(f)$ kaynak ile ana kayanın üst sınırı arasındaki ortam etkisini ve $Z_v(f)$ sediment tabakanın etkisini temsil etmektedir. Aynı şekilde transfer fonksiyonunun yatay bileşeni $h_u(f)$;

$$h_u(f) = \frac{U_s(f)}{U_b(f)} = \frac{K_u(f)O(f)Z_u(f)}{K_u(f)O(f)} \quad (2.7)$$

şeklinde yazılabilir. Burada $U_s(f)$ ve $U_b(f)$ sırası ile hareketin yüzeydeki ve ana kayadaki yatay bileşenleridir.

(2.6) ve (2.7) denklemlerini kullanarak transfer fonksiyonunun yatay ve düşey bileşenlerini oranlarsak;

$$\frac{h_u(f)}{h_v(f)} = \frac{Z_u(f)}{Z_v(f)} = \frac{U_s(f)V_b(f)}{U_b(f)V_s(f)} \quad (2.8)$$

elde ederiz. Hareketin düşey bileşen S dalgalarının lokal jeolojiden etkilenmediği varsayılırsa (2.8) denkleminde;

$$Z_v(f) = 1 \quad (2.9)$$

olur. Buna ek olarak zemin tabakasının altında hareketin genliğinin her iki bileşende de eşit olduğu varsayılırsa $[U_b(f) = V_b(f)]$ yatay bileşen zemin tabakası etkisi;

$$Z_u(f) = \frac{U_s(f)}{V_s(f)} \quad (2.10)$$

şeklinde elde edilir.

Görüldüğü gibi bu yöntemin iki önemli kabulü vardır. Bunlar, düşey bileşenin lokal jeolojiden etkilenmemiş olması ve ana kaya içinde hareket genliğinin yatay ve düşey bileşenlerde aynı olmasıdır. Bu kabuller birçok araştırmacı tarafından tartışılmaya devam etmektedir. Michoacan 1985 depremi sırasında lokal jeolojiden kaynaklanan 50 katına varan büyütmeler tespit edilirken [37], düşey bileşenlerin lokal jeolojiye aldirmaksızın bütün istasyonlarda benzer karaktere ve genliğe sahip oldukları gözlenmiştir [74]. Lermo ve Chavez-Garcia [60] teorik modeller ile, Castro ve diğ. [90] kaynak ve ortam etkisini giderdikleri deprem verileri ile düşey bileşenin lokal jeolojiden etkilenmediğini göstermişlerdir. Sediman tabakanın altında yatay ve düşey bileşenlerde

hareket genliğinin aynı olması kuyu içi verileri ile doğrulanması gereken bir olaydır. Bu tür veri ile yapılan son bir çalışma göstermiştir ki eğer yüzeye yakın hız yapısı nispeten basit ise düşey bileşen S dalgalarının lokal jeolojiden etkilenmediği kabul edilebilir [92].

2.2. KULLANILAN VERİ

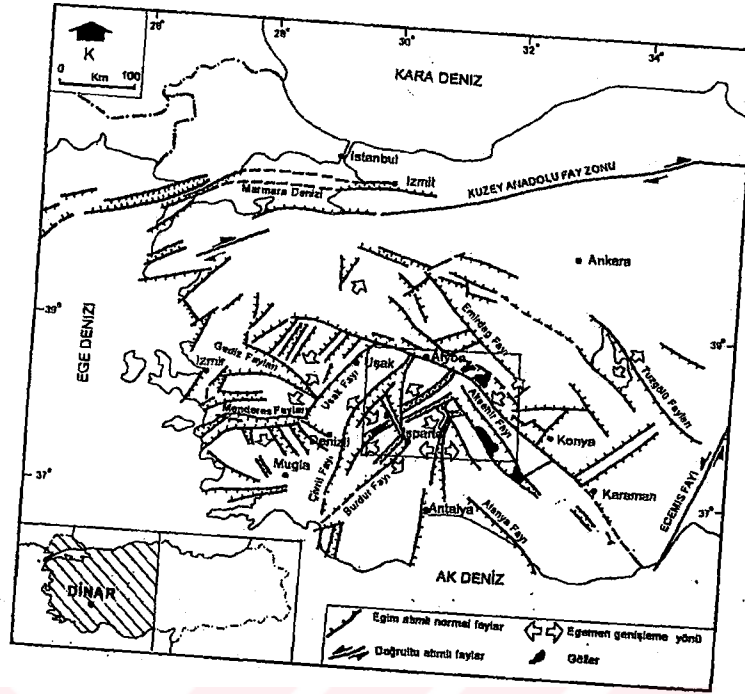
Çalışmada kullanılan veriler iki ayrı bölgeden toplanmıştır. Bunlardan birincisi 1 Ekim 1995 Dinar depremi artçı şoklarından, ikincisi ise 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan depremi artçı şoklarından oluşmaktadır. Devam eden bölümlerde her iki veri grubu ayrı ayrı incelenecek ve uygulanan veri işlem adımları anlatılacaktır.

2.2.1. 1 Ekim 1995 Dinar Depremi Verisi

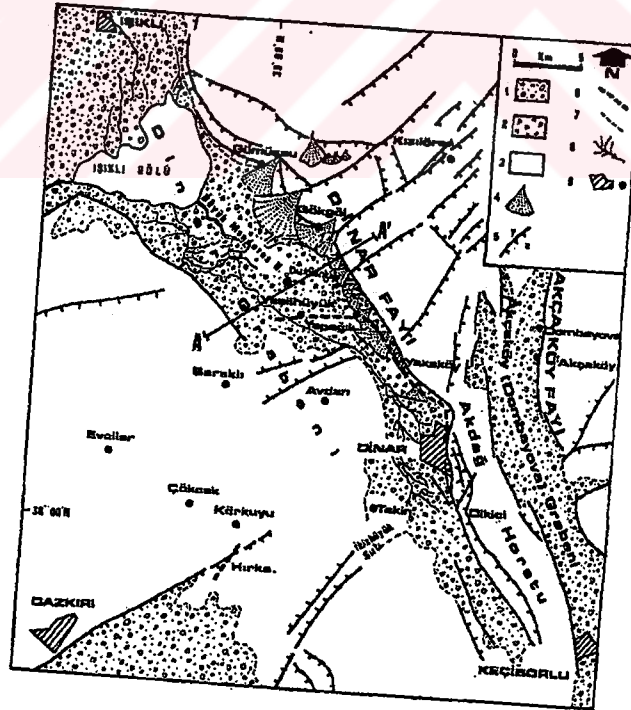
1 Ekim 1995 Dinar depremi ($M_L=6.0$, $M_S=6.1$, $M_W=6.2$) 90 kişinin ölümüne 260 kişinin yaralanmasına ve 1000 civarında binanın yıkılmasına yada ağır hasar görmesine neden olmuştur [93]. Episantırdan birkaç kilometre uzakta bulunan MTR istasyonunda KG, DB ve Düşey bileşenlerde kaydedilen maksimum ivmeler sırası ile 0.28g, 0.33g ve 0.15g'dir.

Bölge, açılma rejimi altındaki horst ve grabenlerden oluşan güneybatı Anadolu'da yer alır (Şekil 2.1) [94, 95]. Dinar ilçesi ve yakın çevresinde KB-GD ve KKD-GGB doğrultulu iki ana fay sistemi yer alır. Bunlar Dinar ve Akdağ fay sistemleridir (Şekil 2.2). Bu faylar nedeni ile Dinar ve çevresi iki büyük çöküntü (gaben) ve onları birbirinden ayıran bir yapısal yükselim alanına (horst) bölünmüştür. Grabenlerden doğuda yer alanı Dombayova, batıdaki ise Dinar Grabeni olarak adlandırılmıştır [96, 97]. Dinar grabeni KB-GD uzanımlıdır ve kuzeybatıya doğru genişliği 1.5 km den 15 km ye değin artar. Dinar Grabeninin doğu-kuzeydoğu kenarını Dinar Fayı sınırlar. Dinar fayı çok az yatay bileşeni olan eğim atımlı normal bir faydır ve yaklaşık uzunluğu 75 km'dir. Dinar fayı güney batıya eğimli olup batı bloğu düşen, doğu bloğu ise yükselen bloktur. Bu nedenle Dinar fayının batı bloğu bir grabene (Dinar Grabeni) doğu bloğu ise bir horsta (Akdağ Horstu) karşılık gelmektedir. Deprem, Dinar fayının yaklaşık 10 km'lik bir kısmını kırmıştır [98]. Ana şok küçük bir doğrultu atıma sahip normal faylanma karakteri taşımaktadır [99]. Anderson ve diğ. [100] kırılmanın Dinar içinden başlayıp K-KB'ya doğru ilerlediğini belirtmişlerdir.

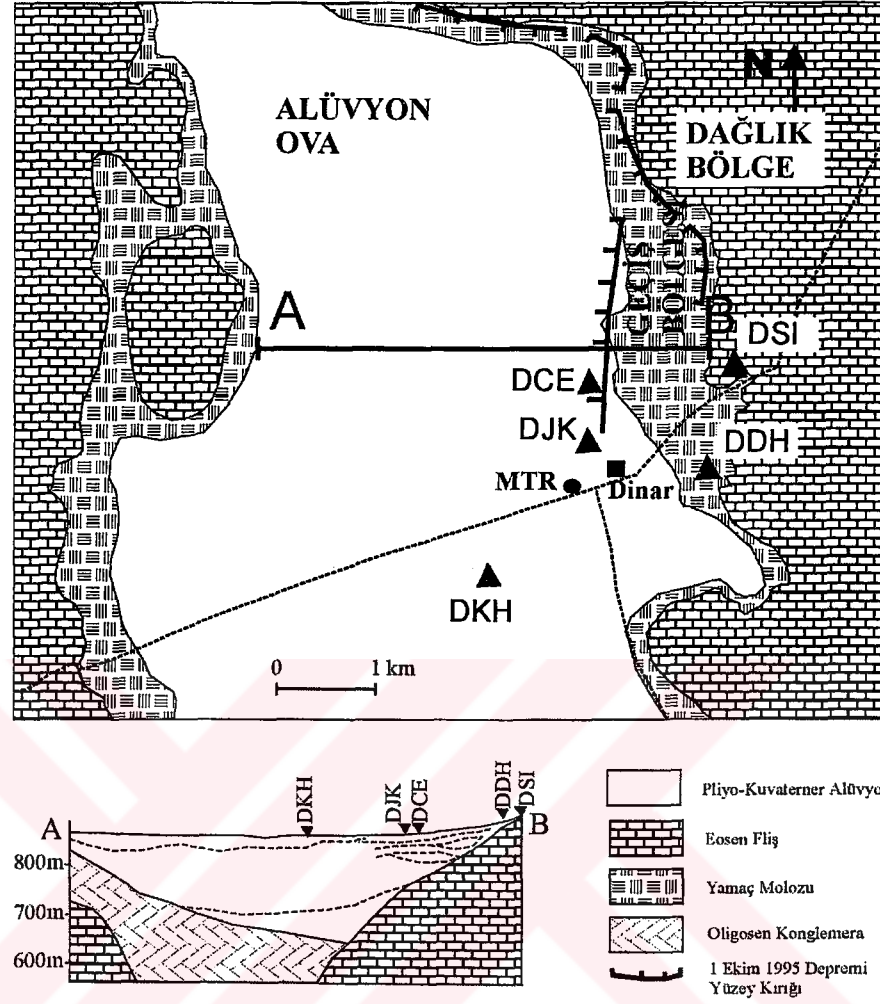
Dinar ve çevresi zemin özellikleri açısından 3 farklı bölgeye ayrılabilir (Şekil 2.3). Bunlardan birincisi kasabanın doğu bölümünde yer alan orta-sert kaya özelliği taşıyan dağlık kesimdir. Eosen ve Kretase yaşlı kireçtaşı, marn ve şistlerden oluşur. Bu bölge içinde yer alan yerleşim birimlerinde hasar oranı oldukça düşüktür. Kasabanın yoğun



Şekil 2.1. Güneybatı Türkiye'nin yalınlaştırılmış fay haritası ve Ege ile Göller Bölgesi horst-graben sistemi [97].



Şekil 2.2. Dinar ve çevresinin neotektonik haritası. 1)Plio-Kuvaterner yaşlı, gevşek alüvyon dolgusu, 2)Talus, 3)Temel kayaları, 4)Alüvyon yelpazesi, 5)Fay, 6)Deprem yüzey kırığı, 7)Alüvyon sınırı, 8)Akarsular, 9)Yerleşim alanı [93].

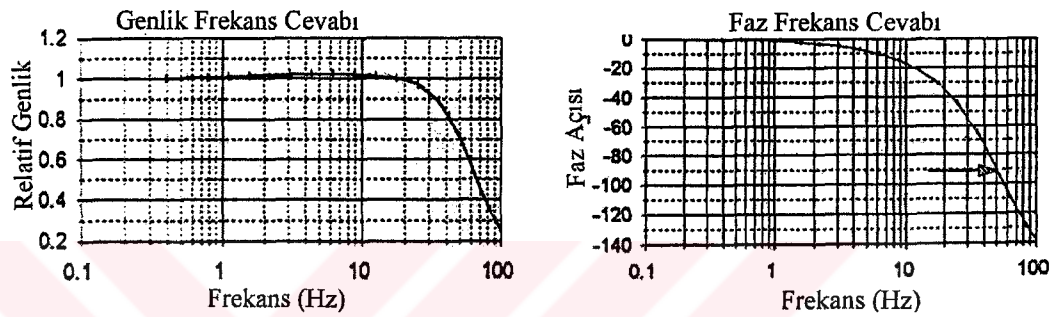


Şekil 2.3. Dinar ve çevresinin jeolojik özellikleri ve çalışmada kullanılan istasyon yerleri.

yerleşim alanı dağlık kesimin batısında bulunan alüvyon ova içinde yer alır. Bu bölge içinde yer alan kasaba merkezinden 3 km uzaktaki Küçük Sanayi Sitesi bölgesinde yapılan bir sondaj çalışması sonucunda ana kaya derinliğinin 103 m'de olduğu tespit edilmiştir [101]. Sondaj bilgilerine göre yüzeyden konglemeradan oluşan ana kayaya kadar kil/killi kum/çakıl/çakıllı kumlu kil dizilimi gözlenmiştir. Tüm ovanın başlıca kum, kil ve çakıldan oluşan Kuvaterner alüvyon ile kaplı olduğu düşünülmektedir. Ovanın merkezine doğru alüvyon kalınlığının 150-200 m'ye ulaştığı rezistivite ve sondaj sonuçları ile belirlenmiştir [102]. Bu bölgede yer altı su seviyesi 2 m civarındadır. Dağlık kesim ve ova arasında karasal çökeller ve yamaç molozları ile kaplı geçiş bölgesi yer alır. Kalınlığı 0.5 ile 2 m arasında değişmektedir.

Ana şoktan sonra B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Deprem Mühendisliği Anabilim Dalı tarafından Dinar kasabası içine hem artçı şokları izlemek

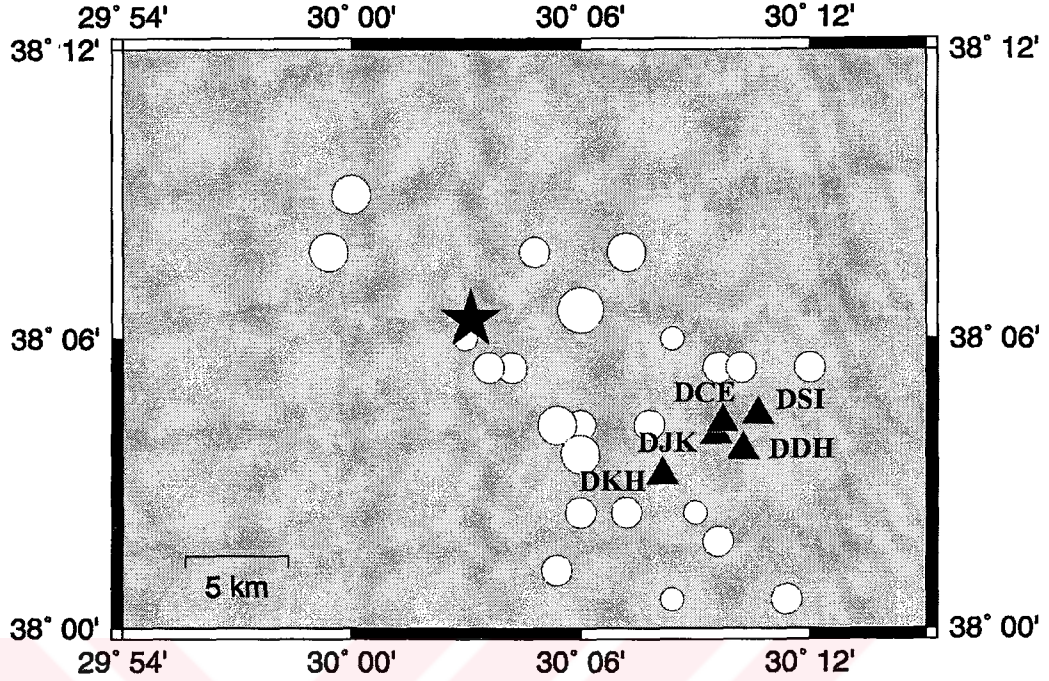
hem de hasar oranları ile lokal jeoloji etkisini araştırmak amacıyla 5 adet ivmeölçer yerleştirilmiştir (şekil 2.3). İstasyonlardaki aletler SSA-320 üç bileşen sismometre ve GSR-16 kayıtçılardan meydana gelmektedir. şekil 2.4'te sismometrelerin genlik ve faz tepki spektrumları gösterilmektedir. Kayıt istasyonlarımızdan DSI istasyonu dağlık bölge içinde, DDH istasyonu geçiş bölgesinde, DCE, DJK ve DKH istasyonları ise alüvyon ova içinde yer alırlar (şekil 2.3). DJK istasyonu en ağır hasarın meydana geldiği bölge içine konumlandırılmıştır. En az iki istasyon tarafından kaydedilen artçı şoklar çalışmamıza kaynak oluşturmuşlardır. Tablo 2.1'de kullanılan depremlerin episantr koordinatları, büyüklükleri, oluş zamanları ve hangi istasyonlar tarafından kaydedildikleri gösterilmektedir. şekil 2.5'te ise istasyonlar ve episantr dağılım haritası yer almaktadır.



şekil 2.4. SSA-320 sismometrelerin genlik ve faz tepki spektrumları.

Tablo 2.1. Çalışmamızda kullanılan Dinar depremi artsarsıntularına ait parametreler ve kaydedildikleri istasyonlar.

Tarih (Gün.Ay.Yıl)	Zaman (Saat:Dak:Sn)	Enlem-Boylam (°N-°E)	Büyükük (M_L)	İstasyonlar				
				DDH	DKH	DJK	DCE	DSI
08.10.1995	21:26:49	38,09-30,07	3,3	x	x			
08.10.1995	22:00:32	38,13-30,08	3,3	x	x			
08.10.1995	23:08:21	38,07-30,10	3,1	x	x	x		
08.10.1995	23:39:59	38,13-29,99	3,6	x	x	x		
09.10.1995	00:16:49	38,02-30,09	3,1	x	x	x		
09.10.1995	00:55:32	38,07-30,13	3,3	x	x	x		
09.10.1995	06:43:04	38,04-30,10	3,3	x	x	x		
09.10.1995	10:34:14	38,15-30,00	3,6		x	x		
09.10.1995	17:50:50	38,09-30,06	3,2	x	x	x	x	
09.10.1995	18:34:33	38,10-30,14	2,5	x	x			
09.10.1995	21:37:02	38,03-30,16	3,2	x	x		x	
10.10.1995	00:22:55	38,04-30,12	3,3	x	x	x	x	x
10.10.1995	04:14:42	38,13-30,12	3,6	x	x	x	x	
10.10.1995	17:24:31	38,09-30,16	3,3	x	x			x
10.10.1995	17:33:53	38,01-30,19	3,2	x	x	x		
11.10.1995	00:07:43	38,09-30,20	3,1	x			x	
11.10.1995	01:13:16	38,09-30,17	2,9	x	x	x	x	
11.10.1995	02:26:09	38,04-30,15	2,9	x	x	x	x	
11.10.1995	06:44:58	38,11-30,10	4,1	x	x	x	x	x
11.10.1995	08:40:20	38,09-30,17	3,1	x	x	x		x
11.10.1995	17:12:51	38,07-30,10	3,1	x	x	x	x	
11.10.1995	17:59:55	38,10-30,05	2,7	x	x			
12.10.1995	02:28:45	38,07-30,09	3,5	x	x			
12.10.1995	03:07:14	38,01-30,14	2,5	x	x			
12.10.1995	08:30:17	38,06-30,10	3,7	x	x	x		x

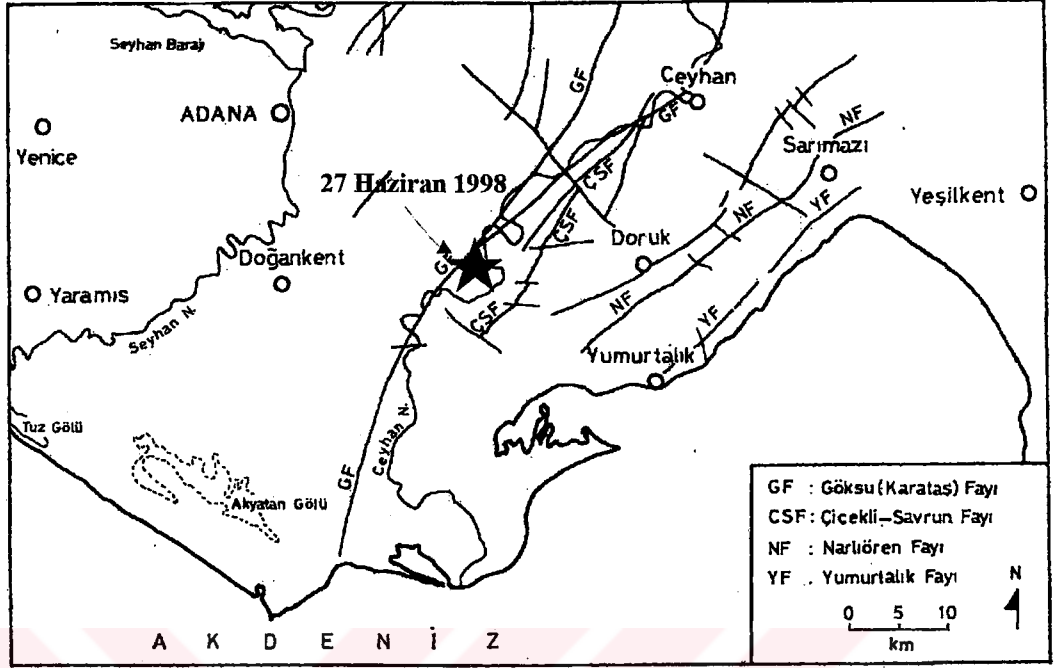


Şekil 2.5. Çalışmamızda kullanılan Dinar depremi artsarsıntılarının episantırlarını (içi boş daireler) ve kayıt istasyonlarının yerlerini (içi dolu üçgenler) gösteren harita. Ana şok episantırı yıldız ile gösterilmektedir.

2.2.2. 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan Depremi Verisi

27 Haziran 1998 günü yerel saat ile 16:56'da meydana gelen $M_L=5.9$ ($M_S=6.2$, $M_W=6.3$) büyüklüğündeki Adana-Ceyhan depremi (36.85K-35.55E) 145 kişinin ölümüne ve binlerce kişinin yaralanmasına ve evsiz kalmasına neden olmuştur (Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi). Deprem kaynağına en yakın istasyon olan (yaklaşık 32 km) Ceyhan ilçesindeki kuvvetli yer hareketi kayıtçısında gözlenen maksimum ivmeler KG bileşende 0.27 g, DB bileşende 0.22 g ve düşey bileşende 0.087 g'dir. Deprem sonrası gözlemler, depremin yapılar üzerinde neden olduğu ağır hasarda, yapım hatalarının yanısıra bölgedeki kalın alüvyon ve yüksek yer altı su seviyesinin deprem sırasında oluşturduğu zemin büyütmesi ve sıvılaşmanın da önemli rol oynadığını göstermektedir [84].

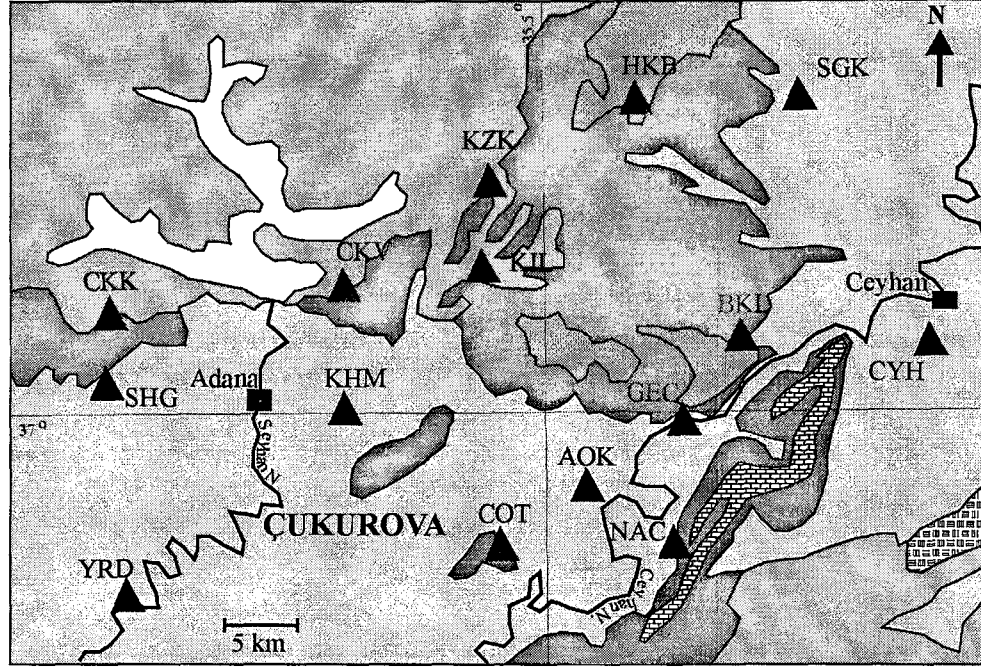
Deprem tektonik açıdan oldukça karmaşık bir bölgede meydana gelmiştir. Deprem bölgesi, batıda Ecemiş fay zonunun, doğuda ise Bitlis bindirmesi ve Doğu Anadolu fay zonlarının devamları niteliğindeki fay zonları arasında tektonik açıdan bir geçiş zonunda bulunmaktadır (Şekil 2.6). Böylece, hem güneydoğu Anadolu'nun hem de doğu Torosların tektonik özelliklerini taşımaktadır. İnceleme alanı içinde gözlenen önemli tektonik yapılar; Yumurtalık bindirmesi, Narlıören fay zonu, Çiçekli-Savrın fay zonu



Şekil 2.6. Adana-Ceyhan depreminin meydana geldiği bölge ve yakın çevresinin tektonik özellikler [106].

ve Göksu fay zonudur. KD-GB uzanımlı Yumurtalık bindirmesi İskenderun Baseni ile Misis-Andırın Baseni'ni birbirinden ayıracak şekilde gelişmiştir. Narlıören fayı ters fay karakterinde olup Yumurtalık fayına paralel uzanmaktadır. KD-GB uzanımlı Çiçekli-Savrun fayı oblik karakterli (eğim atımlı normal, çok az sol doğrultu atım bileşenine sahip) bir faydır. Göksu fay zonu KD-GB doğrultusunda genellikle sol yönlü doğrultu atımlı fay karakterinde olup inceleme alanı içinde alüvyon örtü altında devam etmektedir. Adana-Ceyhan depreminin episantır koordinatları ve odak mekanizma çözümleri depreme bu fay zonunun neden olduğunu göstermektedir [103 - 105].

Adana-Ceyhan bölgesi jeolojik açıdan büyük bir alüvyon basen ile karakterize edilir (Şekil 2.7). Çukurova olarak adlandırılan bu basenin boyutları yaklaşık olarak K-G yönünde 70 km, D-B yönünde 100 km'yi aşmaktadır. Basen hakim olarak çakıl, kum, silt ve kil tabakalarının oluşturduğu Kuvaterner alüvyon ile kaplıdır. DSI raporlarına göre Ceyhan ilçesi yakınlarında Mercimekli köyünde alüvyonun maksimum kalınlığı 320 m'ye Ceyhan ilçesinde ise yaklaşık olarak 170 m'ye erişmektedir [86]. Basenin güneydoğusunda Miyosen, Oligosen ve Eosen yaşlı kireçtaşları yüzeyde görülebilir. Basenin kuzeyinde, Adana ve Ceyhan arasında traverten formasyonları yer alır.



Şekil 2.7. Adana-Ceyhan depreminin etkilediği bölgenin jeolojik özellikleri ve çalışmada kullanılan istasyonların yerleri.

Depremden hemen sonra Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi öncülüğünde çeşitli kuruluşlar tarafından bölgeye aletler yerleştirilmiş ve artçı şoklar kaydedilmiştir. Bu çalışmaya kaynak oluşturan veri 15 istasyonda toplanan ve yine aynı kurum tarafından araştırmacılara açılan 69 adet artçı şok kaydından oluşmaktadır (Tablo 2.2). Yüzeysel jeolojisi ve çalışmada kullandığımız 15 ivme ölçerin yerleri Şekil 2.7’de gösterilmiştir. Artçı şokların episantr dağılımları ve kayıt istasyonlarının yerleri Şekil 2.8’de gösterilmiştir. İstasyonlardaki aletler ve konumlandırıldıkları zeminler hakkında bilgi Tablo 2.3’te yer almaktadır.

2.3. VERİLERE UYGULANAN İŞLEMLER

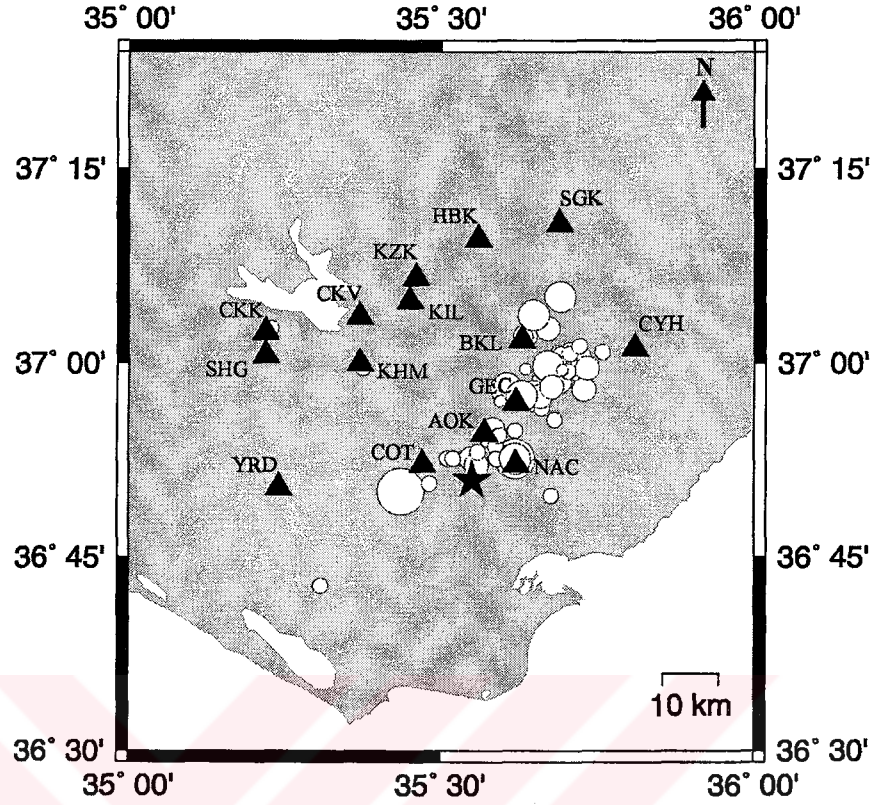
Spektral oranlar alınmadan önce veriler bir dizi veri işlem adımlarından geçirildi. Şimdi bunları ayrıntılı olarak inceleyelim. Lokal jeoloji etkisi çalışmalarında genellikle daha fazla büyütmeye uğradıklarından ve yapısal hasara neden olduğundan kayıtların S dalgası kısımları kullanılır [62, 107]. Fakat bunun yanında sinyalin P fazını, Coda

Tablo 2.2. Çalışmamızda kullanılan Adana-Ceyhan depremi artsarsıntılarına ait parametreler ve kaydedildikleri istasyonlar.

No	Tarih	Zaman	Enlem	Boylam	M	BKL	NAC	KIL	CYH	GEC	HKB	KHM	CKK	SHG	CKV	YRD	KZK	COT	SGK	AOK	
1	7/3/98	11:09:48.93	36.972	35.665	3.1	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
2	7/3/98	15:35:08.65	36.877	35.619	2.3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
3	7/3/98	16:58:44.88	37.012	35.708	3.3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
4	7/3/98	19:02:06.71	37.016	35.686	2.3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
5	7/3/98	19:35:48.65	36.993	35.635	2.3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
6	7/3/98	20:28:17.33	36.9	35.574	2.3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
7	7/3/98	21:32:26.37	36.877	35.536	2.8	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
8	7/3/98	22:10:38.41	36.877	35.619	2.7	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
9	7/3/98	22:40:25.25	37	35.688	2.8	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
10	7/3/98	22:56:21.98	37.035	35.635		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
11	7/3/98	23:30:09.70	36.983	35.68		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
12	7/4/98	01:00:24.99	37.035	35.635	3.1	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
13	7/4/98	01:33:02.57	37.012	35.692		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
14	7/4/98	02:15:47.73	36.835	35.436	5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
15	7/4/98	02:25:58.02	36.877	35.619	3.2	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
16	7/4/98	09:23:44.39	36.977	35.69	3.2	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
17	7/4/98	09:24:28.19	36.877	35.619	4.5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
18	7/4/98	18:46:04.86	36.845	35.482	2.6	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
19	7/4/98	19:09:26.90	36.909	35.593	2.5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
20	7/5/98	01:39:52.94	37.035	35.635	2.6	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
21	7/5/98	04:54:19.01	36.989	35.678	2.6	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
22	7/5/98	06:31:26.21	36.877	35.619		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
23	7/5/98	14:32:15.64	36.968	35.605	3.9	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
24	7/7/98	17:08:25.70	36.893	35.588	2.9	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
25	7/8/98	02:00:49.23	36.713	35.308		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
26	7/8/98	13:15:41.47	36.877	35.545	2.6	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
27	7/9/98	02:12:15.66	36.975	35.681	2.3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
28	7/9/98	07:01:35.39	36.952	35.595	2.3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
29	7/10/98	20:59:49.59	36.964	35.667		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
30	7/10/98	22:46:50.79	37.011	35.727	2.6	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
31	7/10/98	23:53:50.31	36.877	35.521		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
32	7/11/98	00:38:31.47	36.877	35.511		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
33	7/11/98	11:26:06.92	36.877	35.549	3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
34	7/11/98	14:28:40.21	36.877	35.589	2.9	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
35	7/11/98	20:45:03.09	37.013	35.706	2.2	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*

Tablo 2.2. Devami.

No	Tarih	Zaman	Enlem	Boylam	M	BKL	NAC	KIL	CYH	GEC	HKB	KHM	CKK	SHG	CKV	YRD	KZK	COT	SGK	AOK
36	7/13/98	09:22:59.26	36.994	35.375																
37	7/13/98	09:28:01.76	37.045	35.671	3.4			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
38	7/13/98	10:44:09.50	37.086	35.691	3.5			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
39	7/14/98	01:58:04.15	36.987	35.719	2.9			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
40	7/14/98	20:43:24.05	36.979	35.665	3.3		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
41	7/15/98	03:32:33.21	36.958	35.647	3.7		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
42	7/15/98	03:47:31.01	36.993	35.667	2.2		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
43	7/15/98	18:02:05.25	36.913	35.619	2.5		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
44	7/16/98	22:34:12.60	36.63	35.676	2.6		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
45	7/17/98	00:43:34.15	36.997	35.671	3.5		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
46	7/17/98	18:14:20.18	37.015	35.759	2.6		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
47	7/17/98	18:15:23.95	36.877	35.619	3.9		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
48	7/17/98	21:09:31.71	36.958	35.629			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
49	7/18/98	00:24:51.98	36.958	35.629			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
50	7/18/98	04:51:39.99	36.915	35.583	3.1		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
51	7/18/98	21:04:05.12	36.943	35.661	2.9		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
52	7/18/98	22:20:24.04	36.958	35.629	2.2		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
53	7/19/98	13:23:36.71	36.869	35.557	3		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
54	7/19/98	22:59:01.68	36.958	35.658	2.3		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
55	7/20/98	06:07:26.00	36.958	35.659	3.2		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
56	7/20/98	06:15:33.34	36.97	35.677	3.2		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
57	7/21/98	17:23:31.00	36.99	35.703	2.7		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
58	7/22/98	20:12:51.11	36.927	35.682	2.9		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
59	7/22/98	23:55:24.31	36.887	35.52	2.6		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
60	7/23/98	02:33:59.48	36.907	35.593	2.6		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
61	7/23/98	07:28:03.69	36.958	35.629	2.7		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
62	7/23/98	07:36:13.33	36.967	35.729	3.1		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
63	7/24/98	02:13:17.30	36.992	35.694	2.4		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
64	7/24/98	02:15:28.59	37.022	35.722	2.5		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
65	7/27/98	04:46:18.55	37.062	35.648	3.7		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
66	7/27/98	23:47:09.85	36.886	35.56	2.5		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
67	7/31/98	18:23:46.09	36.994	35.734	3		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
68	8/3/98	00:17:58.51	36.958	35.629	3.5		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
69	8/6/98	08:48:41.10	37.045	35.228			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*



Şekil 2.8. Çalışmamızda kullanılan Adana-Ceyhan depremi artsarsıntılarının episantırlarını (içi boş daireler) ve kayıt istasyonlarının yerlerini (içi dolu üçgenler) gösteren harita. Ana şok episantırı yıldız ile gösterilmektedir.

Tablo 2.3. Adana-Ceyhan depremi artsarsıntılarını kayıt eden ivme ölçerlerin yerleri, kullanılan aletlerin ve buldukları zeminlerin özellikleri.

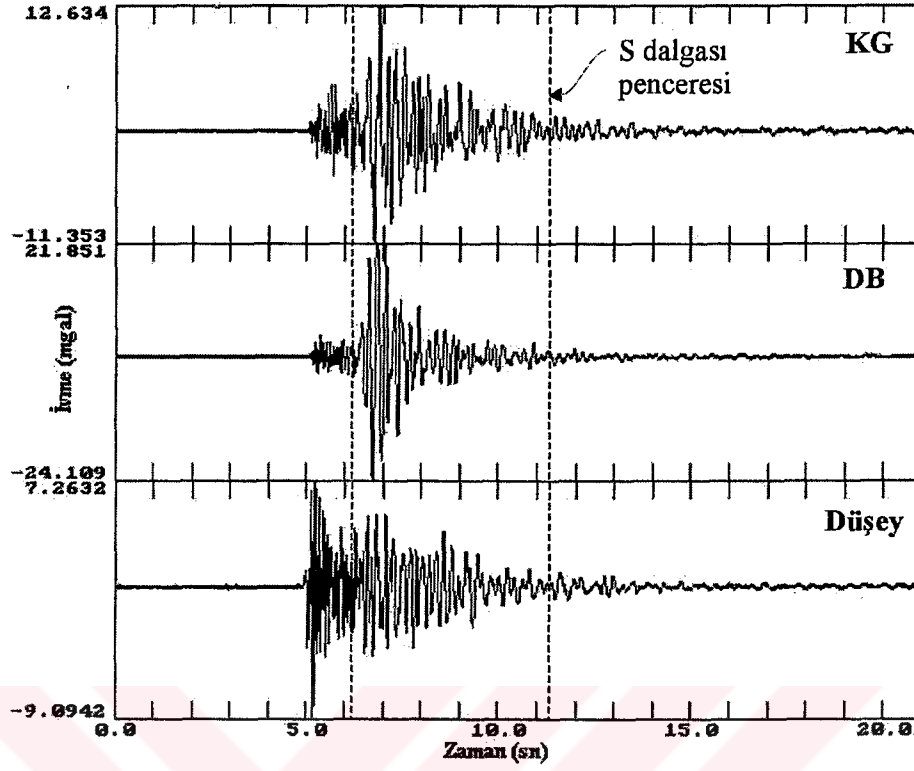
İstasyonlar	Enlem	Boylam	Alet	Zemin Özellikleri
BKL(Baklalı)	35.63	37.03	Akashi-JEP6A3	toprak örtü ve kalış
NAC(Nacarlı)	35.62	36.87	Akashi-JEP6A3	yamaç molozu ve kireçtaşı
KIL(Kılıçlı)	35.45	37.08	Akashi-JEP6A3	kumlu kil ve kilitaşı
CYH(Ceyhan)	35.81	37.02	GeoSys GSR-16	nehir çökelleri
GEC(Geçitli)	35.62	36.95	Kinematics K-2	kalış ve kumlu çakıl
HKB(Hakkıbeyli)	35.56	37.16	Kinematics K-2	kalış ve siltli kil
KHM(Köy Hizm.)	35.37	37	Akashi-JEP6A3	killi veya siltli çakıl
CKK(Çakalkuyusu)	35.22	37.04	Kinematics K-2	toprak örtü ve kalış
SHG(Sarıhuğlar)	35.22	37.01	Kinematics K-2	çakıllı kum kil ve kalış
CKV(Çukuova Üniv.)	35.37	37.06	Akashi-JEP6A3	killi kum çakıl
YRD(Yerdelen)	35.24	36.84	Kinematics K-2	toprak örtü ve killi kum
KZK(Kızılkış)	35.46	37.11	Kinematics K-2	kumlu kil ve kilitaşı
COT(Çotlu)	35.47	36.87	Kinematics K-2	toprak örtü ve kalış
SGK(Sağkaya)	35.69	37.18	Kinematics K-2	killi ve kumlu çakıl
AOK(Abdioğlu)	35.57	36.91	Kinematics K-2	nehir çökelleri

dalgası kısmını veya tüm sinyali kullanan çalışmalarda mevcuttur [68]. Bizde bu çalışmada zemin büyütmelerini hesaplamak için S dalga fazlarını kullandık.

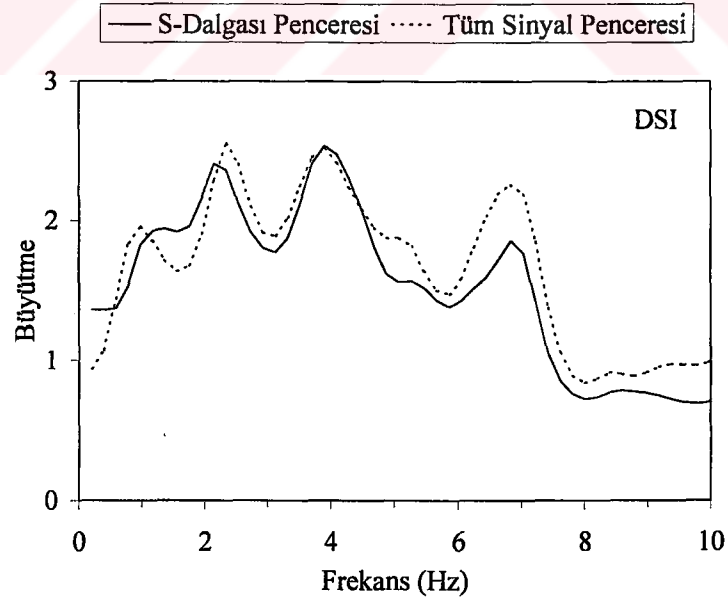
Faz seçimi için kullanılan pencere uzunluğu, enerjinin sönümlenmesine bağlı olarak değişir. Fakat spektral oranlarda rezonans piklerini iyi görebilmek için yeterince uzun olması gerekir. Buna karşın daha uzun pencere boyu sinyalin daha fazla saçılmış ve yansımış dalgalar içermesi demektir. Bu, sabit bir geliş açısı, dalga tipi ve azimut için hesaplanan zemin büyütmesi modellerinin başarısız kalmasına neden olabilir. Bununla birlikte sismik tehlike değerlendirmeleri için bu bir avantaj da sayılabilir. Çünkü bu durumda spektral oran tüm bu parametrelerin etkilerini taşıyan ortalama bir değer taşır. Yinede, tüm sinyali kullanmak, sönüm düzeltilmesinin yapılması açısından zordur. Çünkü farklı dalga tiplerinin birleşimi sönüm parametresinin belirlenmesini güçleştirir. Eğer sönüm düzeltilmesi yapılmayacak ise farklı pencere boyları kullanmak sonuçları pek fazla değiştirmeyecektir [68]. Steidl ve diğ. [50] ve Dimitriu ve diğ. [108] sadece S dalgasını ve hem P hem de S dalgasını içeren iki farklı pencere boyu kullanmanın sonuçlarını karşılaştırdıklarında, uzun pencere kullanımının uzun peryotlardaki rezonans piklerinin daha iyi belirlenmesi dışında önemli bir fark göstermediğini buldular. Bu çalışmada yaptığımız inceleme sonucunda, Dinar verilerinden S dalgalarını seçmek için 5.12 sn'lik bir pencerenin yeterli olabileceğini gördük. Bu pencere boyu, kullandığımız artçı şokların dar bir büyüklük aralığında (2.5 ile 4.1) toplanmaları nedeni ile tüm S dalgası enerjisini içine alabiliyordu. Şekil 2.9'da örnek bir depremin üç bileşen kaydında S dalga penceresinin seçimi gösterilmektedir. Adana-Ceyhan depremi verilerinde ise S dalgalarını seçmek için kullandığımız pencere boyu 10.24 sn'dir. Çünkü, genelde bu kayıtlarda S dalgasının sönümlenmesi daha uzun zaman almaktadır. Ayrıca, artçı depremlerin büyüklük aralığı (2.2 ile 5.0) Dinar verilerine göre daha geniştir. Dinar veri seti için farklı pencere boyu kullanılmasının sonuçlarını gösteren bir uygulama Bulgular bölümünde tartışılacaktır. Örnek bir istasyon için sadece S dalgasını seçerek ve tüm sinyali seçerek hesaplanmış büyütme fonksiyonları Şekil 2.10'da görülmektedir. Görüldüğü gibi büyütme fonksiyonları arasında önemli bir fark yoktur. Sadece, tüm sinyali içine alan pencere sonuçlarında rezonans pikleri daha belirgindir.

Her üç bileşenden seçilen S dalgası pencerelerinin standart bir işlem olan %10 kosinüs pencere ile uçları kesildikten sonra Fast Fourier Dönüşümü ile spektrumları hesaplanmıştır.

Bir sonraki adım spektrumların yuvarlatılması işlemidir. Yuvarlatma işlemi spektrumlardaki ani sıçramalar nedeni ile spektral oranların çok aykırı değerler vermesini önler. Yuvarlatma penceresinin seçimi sonuçları etkilemez. Bu çalışmada kullandığımız yuvarlatma penceresi Parzen penceresidir. Asıl önem arz eden yuvarlatma penceresinin band genişliğinin seçimidir. Çok büyük band genişliği kullanmak spektrumlardaki piklerin kaybolmasına, çok küçük band genişliği kullanmak ise hemen hemen hiç yuvarlatma yapılmamasına yol açar. Genel olarak, yuvarlatma



Şekil 2.9. Örnek bir deprem kaydının üç bileşeninden seçilen S dalgası pencereleri.

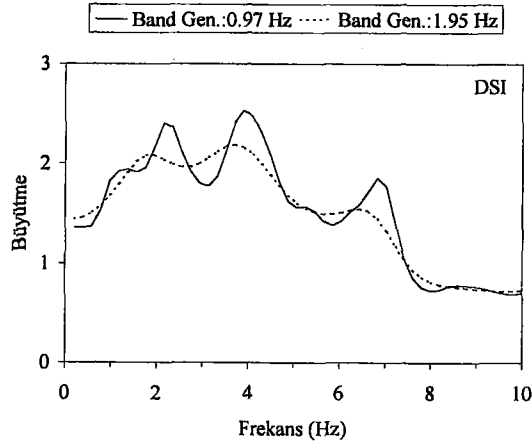


Şekil 2.10. Örnek bir istasyon için S dalgasını ve tüm sinyali seçen pencereler kullanılarak YDSO yöntemi ile hesaplanan büyütme fonksiyonları.

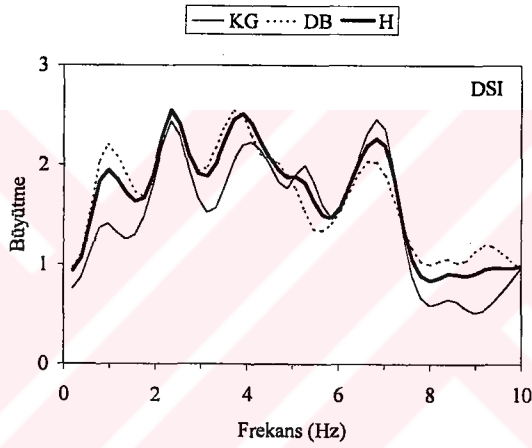
penceresinin band genişliği deneme yolu ile bulunur. Bunun yanında optimum band genişliği için önerilen yöntemler de mevcuttur [109]. Şekil 2.11'de iki farklı band genişliği için hesaplanan büyütme fonksiyonları görülmektedir. Görüldüğü gibi, daha geniş band kullanımı rezonans piklerinin kaybolmasına neden olabilir. Her iki veri grubu için, yani hem Dinar hem de Adana-Ceyhan, belirlediğimiz optimum band genişliği örnekleme frekansının 5 katıdır. Dinar verileri için bu değer yaklaşık olarak 0.97 Hz, Adana-Ceyhan verileri için ise 0.48 Hz'tir.

Bir diğer konu, spektral oranlarda hangi bileşenlerin kullanılacağı, yani yönelim etkisidir. Spektral oranlarda direkt KG ve DB bileşenleri kullanan çalışmalar, azimut açısından faydalanarak Radyal ve Transvers bileşenleri kullanan çalışmalar veya ortalama yatay bileşeni kullanan çalışmalar literatürde mevcuttur. Bazı çalışmalarda lokal jeoloji etkisinin kaynak lokasyonundan bağımsız olduğu bulunmuştur [110]. Dimitriu ve diğ. [108] yaptıkları çalışmada iki farklı azimut grubunda yer alan verilerden elde ettikleri zemin büyütme oranları arasında önemli farkların olmadığını görmüşlerdir. Yine Lermo ve Chavez-Garcia [60] ve Lachet ve diğ. [65] yaptıkları çalışmalarda KG ve DB bileşenler için elde edilen zemin büyütme oranlarının çok farklı olmadığını görmüşlerdir. Fakat, azimutal etkinin spektral oranlarda saçılmalara neden olacağı da açıktır. Ayrıca, basen yapısı da bileşenler üzerinde etkin olabilir. Yanal süreksizliklere sahip bir basenin farklı yönlerden gelebilecek dalgalara tepkisi farklı olabilir [9]. Yakın bir deprem kullanıldığında yönelim etkisi istasyonlarda farka neden olabilir. Fakat, bunların hepsi ortalama bir lokal jeoloji etkisi hesaplandığı düşünülürse makul saçılmalar olarak ta kabul edilebilir. Bu çalışmada spektral oranlarda ortalama yatay bileşenleri kullandık [111]. Bunun için her bir frekanstaki KG ve DB bileşen spektrum genliklerinin kareleri alınarak toplanıp ikiye bölünür ve karekökleri alınır [112]. Sismometrelerin yönelim etkisini taşımayan spektrumu, maksimum yatay genlik spektrumudur [113]. Fakat amaçlarımız açısından ortalama yatay bileşen spektrumunu veya maksimum yatay bileşen spektrumunu kullanmak sonuçlarımızı önem arz edecek şekilde değiştirmez [112]. Şekil 2.12'de örnek bir istasyonda KG ve DB bileşenler için ayrı ayrı ve ortalama yatay bileşen (H) için hesaplanmış büyütme fonksiyonları görülmektedir. Ayrıca, KG ve DB bileşen olarak hesaplanan spektral oranlar arasındaki farklar Bulgular bölümünde tartışılacaktır.

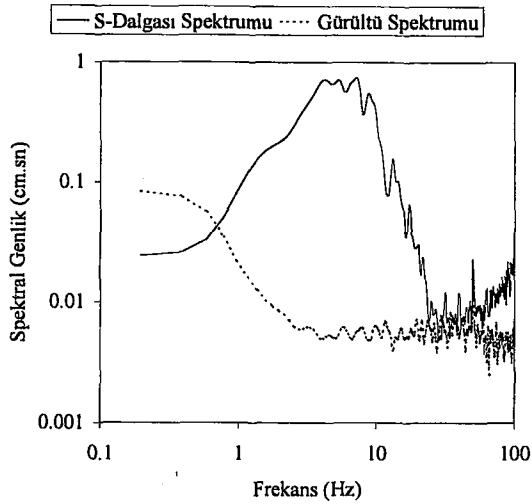
Adana-Ceyhan verilerine Dinar verilerinden farklı olarak bir geometrik yayılma düzeltmesi uygulanmıştır. Bunun nedeni, buradaki istasyonlar arası mesafenin, yani lokal jeoloji etkisi belirlenecek istasyon ile referans istasyonu arasındaki mesafenin fazla olması nedeni ile doğabilecek farklılıkları en aza indirmektir. Dinar verilerinde kullandığımız istasyonlar arasındaki mesafe kaynak uzaklığına göre oldukça küçüktür. Geometrik yayılma düzeltmesi aslında kaynak uzaklığına bağlı olarak yapılır. Fakat kaynak lokasyonlarının doğruluğu hakkında şüphe varsa S-P zaman farklarının kullanılması doğrudur [68]. Bu amaçla Klasik Spektral Oran yöntemine göre spektral oranlar alınmadan önce her bir spektrumun sahip olduğu S-P zaman farkı ile çarpılmıştır.



Şekil 2.11. İki farklı band genişliği kullanılarak örnek bir istasyonda YDSO yöntemi ile hesaplanan büyütme fonksiyonları.



Şekil 2.12. Örnek bir istasyonda KG, DB ve ortalama yatay bileşen (H) için ayrı ayrı hesaplanan büyütme fonksiyonları.



Şekil 2.13. Örnek bir veri için S dalgası spektrumu ve P dalgası öncesinden seçilen gürültü spektrumu.

Her bir istasyon için birçok spektral oran hesaplandığından o istasyon için ortalama bir zemin büyütmesi fonksiyonuna ihtiyaç vardır. Farklı ortalama alma işlemleri sonuçları çok fazla etkilemeyecektir. Biz bu çalışmada Field ve Jacob [62] çalışmasını referans olarak spektral oranların geometrik ortalamasını ve standart sapmalarını aşağıdaki bağıntılar ile hesapladık:

$$\ln Z_j = \frac{1}{I} \sum_{i=1}^I \ln \left(\frac{A_{ij}}{A_{ik}} \right) = \frac{1}{I} \sum_{i=1}^I (\ln A_{ij} - \ln A_{ik}) \quad (2.11)$$

$$std \sigma_{Z_j} = \left\{ \frac{1}{I-1} \sum_{i=1}^I [(\ln A_{ij} - \ln A_{ik}) - \ln Z_j]^2 \right\}^{0.5} \quad (2.12)$$

Burada Z_j ; j . istasyondaki zemin etkisini, A_{ij} ; i . depremin j . istasyondaki genlik spektrumunu, A_{ik} ; i . depremin bir k referans istasyonundaki genlik spektrumunu, I ; kullanılan toplam deprem sayısını ve $std \sigma_{Z_j}$; standart sapmayı temsil etmektedir.

Formüllerde karmaşıklığı engellemek açısından frekans indisi gösterilmemiştir. Ayrıca, bu gösterim Klasik Spektral Oran yöntemi için tasarlanmıştır. Yatay/Düşey Spektral Oran yöntemi için referans istasyonu temsili yerine düşey bileşen temsili gelecektir.

Spektral oranlarda hangi frekans aralığının kullanılacağı diğer bir inceleme konusudur. Genellikle, spektrumların mühendislik çalışmaları için yeterli olan 10 Hz'e kadar bölümü kullanılır. Fakat burada asıl belirleyici sinyalin gürültü içeriğidir. Genel olarak, sinyal/gürültü oranının 3'ten büyük olması istenir. Bunu belirlemek için, sinyalin P dalgası varışından önce bir gürültü penceresi seçilir. Aynı veri işlem aşamalarından geçirilerek S dalgası spektrumu oranlarına bakılır. Bizde bu çalışmada, S dalgası ve gürültü spektrumlarının oranlarını inceleyerek sinyal gürültü oranının genel olarak 3'ten büyük olduğu ve mühendislik çalışmaları için yeterli olan, spektrumların 10 Hz'e kadar olan bölümünü kullandık. Bazı depremlerde bu oran 1 Hz'in altında daha düşük değerlere düşmesi nedeni ile bazı grafiklerde alt sınır 1 Hz olarak alınmıştır. Şekil 2.13'te örnek bir gürültü ve S dalgası spektrumu gösterilmektedir.

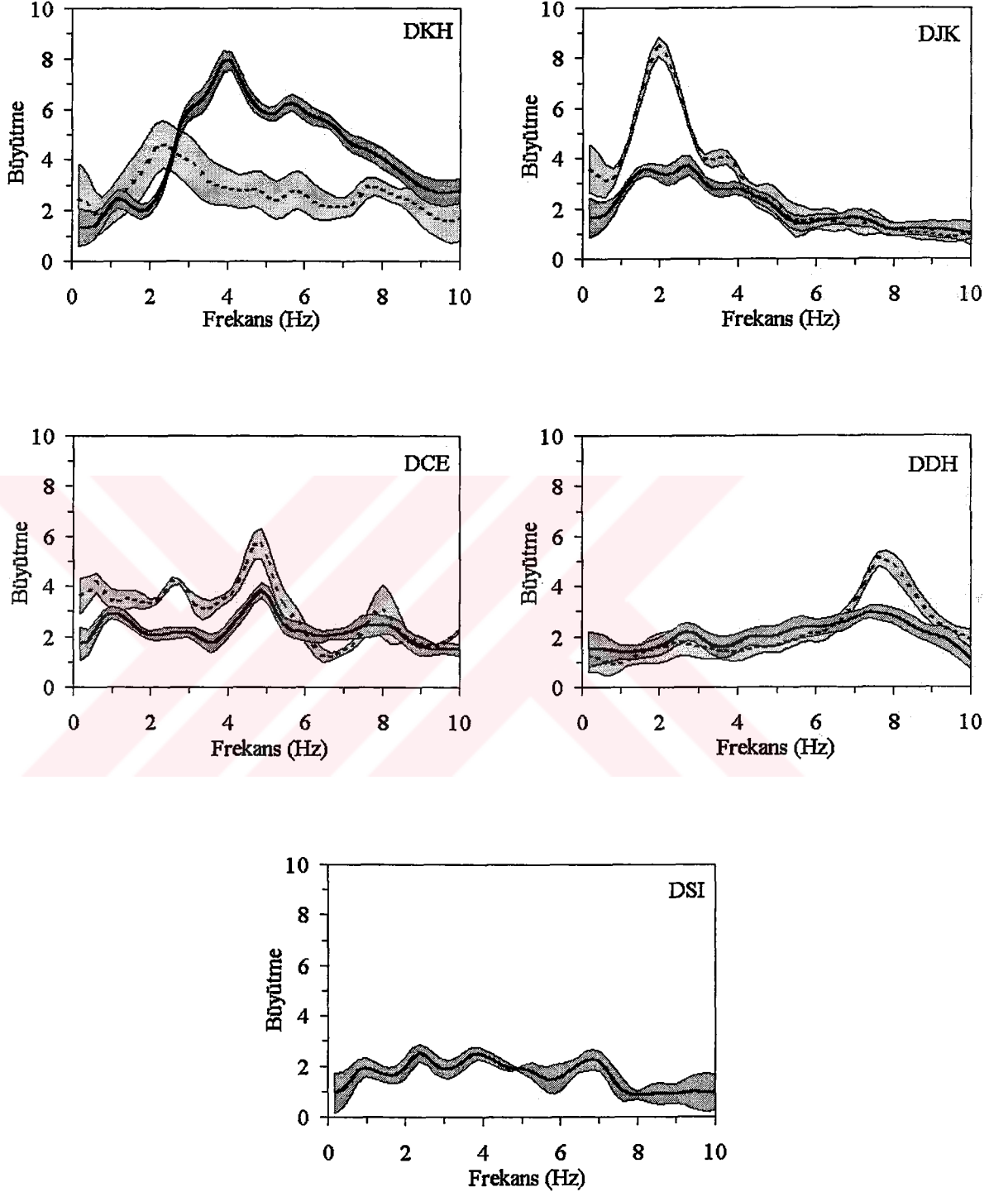
3. BULGULAR

3.1. 1 EKİM 1995 DİNAR DEPREMİ ARTÇI ŞOKLARINDAN ELDE EDİLEN BULGULAR

5 istasyon için Yatay/Düşey Spektral Oran (YDSO) yöntemi ile elde edilen ortalama yatay bileşen büyütme Şekil 3.1'de sürekli eğri ile gösterilmektedir. Klasik Spektral Oran (KSO) yöntemi için bilindiği gibi öncelikle ana kaya üzerinde yer alan bir referans istasyonuna ihtiyaç vardır. DSI istasyonumuz bölgenin en sağlam formasyonu olarak bilinen dağlık bölge içinde yer alır (Şekil 2.3). Ayrıca, Şekil 3.1'de görüldüğü gibi YDSO yöntemi sonuçlarına göre lokal jeolojiden en az etkilenen bu istasyondur. Fakat ideal bir referans istasyonu değildir. Çünkü incelenen frekans aralığında büyütme genelde 1'den büyüktür. Muhtemelen kaya yüzeyinde meydana gelen aşınmalar, çatlaklar veya yüzeyi kaplayan ince toprak örtü bu büyütme neden olmuş olabilir. Dolayısı ile bulunan büyütme mutlak değil DSI istasyonuna göre farklıdır. DSI istasyonu referans seçilerek KSO yöntemi ile elde edilen ortalama yatay bileşen büyütme yine aynı Şekil 3.1'de kesikli eğri ile gösterilmektedir. Şekil 3.1'de gölgeli alanlar ± 1 standart sapmaları göstermektedir.

Her iki yöntem sonuçlarının karşılaştırıldığı DKH, DJK, DCE ve DDH istasyonlarında, KSO yöntemi YDSO yöntemine göre DKH istasyonu hariç daha büyük büyütme vermektedir. Yine DKH istasyonu hariç iki yöntemin de tespit ettiği maksimum büyütmenin görüldüğü frekanslar uyumludur. DKH istasyonunda YDSO yöntemine göre baskın frekans 4 Hz civarında iken, KSO yöntemi sonuçlarına göre bu değer 2.3 Hz civarındadır. Ayrıca, YDSO yönteminin belirlediği maksimum büyütme KSO yöntemi sonuçlarına göre yaklaşık iki kat daha fazladır. DJK istasyonunda her iki yöntem sonucuna göre de maksimum büyütme 2 Hz civarındadır. Yaklaşık 4 Hz'e kadar YDSO yöntemi büyütme belirlemede eksik kalmaktadır. Maksimum büyütme KSO yöntemine göre 8 katı civarında iken, YDSO yönteminde bu değer 3 katı civarındadır. DCE istasyonunda düşük frekanslarda belirgin bir hakim frekans belirlemek güçtür. 4.8 Hz'te her iki yöntem sonuçları da maksimum büyütme vermektedir. Yine KSO yöntemi ile elde edilen büyütme yaklaşık 6 Hz'e kadar daha büyüktür. DDH istasyonunda ise hakim frekansın görüldüğü 7.8 Hz civarında büyütme arasında bir fark görülse de genel de iki yöntem sonuçları oldukça benzerdir.

Şekil 3.1'de görülmüştür ki YDSO yöntemi özellikle hakim frekans civarında büyütme belirlemede eksik kalmaktadır. Bilindiği gibi YDSO yönteminin ana kabulü düşey bileşen kayıtların lokal jeolojiden etkilenmediği varsayımdır. Hem bu kabulü kontrol etmek hem de büyütmenin neden küçük belirlendiğini araştırmak amacı ile bu kez KSO yöntemi ile düşey bileşen büyütme hesapladık. Şekil 3.2'de yine DSI istasyonu referans seçilerek hesaplanan ortalama düşey bileşen büyütme ve

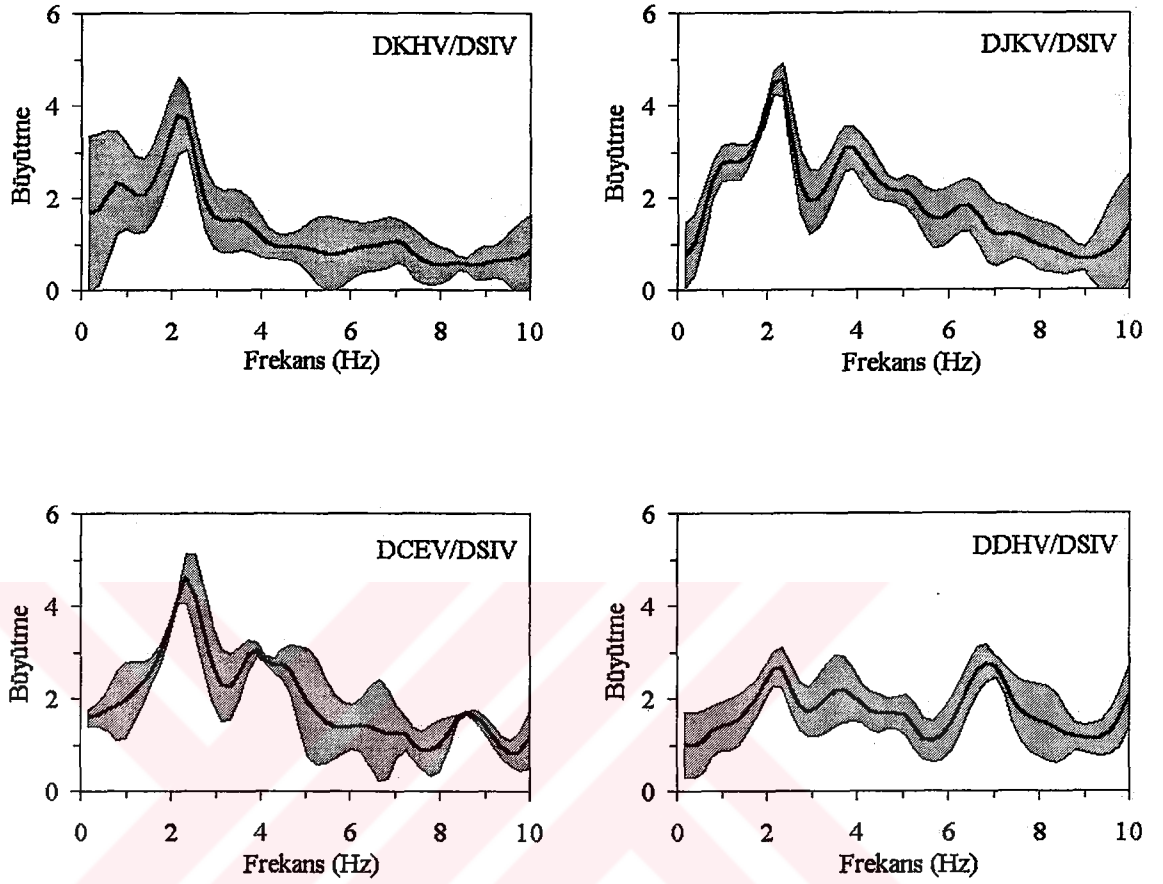


Şekil 3.1. Dinar depremi verilerinden 5 istasyonda Yatay/Düşey Spektral Oran (YDSO) (sürekli eğriler) yöntemi ve DSI istasyonu referans seçilerek diğer 4 istasyonda Klasik Spektral Oran (KSO) yöntemi (kesikli eğriler) ile elde edilen ortalama yatay bileşen büyütme fonksiyonları. Gölge alanlar ± 1 standart sapmaları göstermektedir.

standart sapmalar görülmektedir. Normal de beklenen, eğer ortamdan kaynaklanan bir fark yok ise, ortalama düşey bileşen spektral oranların 1 civarında çıkmasıdır. Fakat şekilde görüldüğü gibi yatay bileşenler kadar olmasa da düşey bileşenler de önemli büyütme sahtiptir. Genelde düşey bileşen büyütme fonksiyonları dört istasyon için de çok benzerdir. DKH, DJK ve DCE istasyonlarında zemin hakim frekansı 2.3 Hz civarındadır. DDH istasyonunda ise 2.3 Hz'teki pike ek olarak 6.8 Hz'te ikinci bir pik görülmektedir. Ayrıca, DJK ve DCE istasyonlarında 4 Hz civarında ikinci bir pik görülmektedir. Büyütmeler genel de bu hakim frekanslar civarında toplanmış olup DKH, DJK ve DCE istasyonlarında maksimum yaklaşık 4 katı, DDH istasyonun da ise 2.5 katı civarındadır. Düşey bileşen büyütme fonksiyonlarının benzerliği istasyonların benzer lokal jeolojik koşullara sahip olduklarının bir göstergesi olabilir. DKH, DJK ve DCE istasyonlarının hepsi alüvyon ova içinde yer almalarına karşın, ana kaya derinliği veya tabaka dizilimlerinin ve özelliklerinin aynı olduğu konusunda ayrıntılı bir çalışma mevcut değildir. Ayrıca düşey bileşen büyütme fonksiyonlarında görülen benzerlik yatay bileşen büyütme fonksiyonlarında açık olarak görülmemektedir. DDH istasyonu ise dağlık bölge ile ova arasındaki geçiş bölgesinde yer alır. Bu istasyonun yatay bileşen büyütme fonksiyonunda 7.8 Hz'te, düşey bileşen büyütme fonksiyonunda ise 6.8 Hz'te görülen pik, muhtemelen yamaç molozlarından oluşan örtüden kaynaklanıyor olabilir. Diğer bir neden topografik etki olabilir. Çünkü bu istasyon yerleşim biriminin hemen güney doğusunda bir yamaç üzerinde kurulmuştur.

Görüldüğü gibi YDSO yönteminin özellikle büyütmelerde başarısız kalması, büyük oranda varsayılanın aksine düşey bileşenlerin lokal jeolojiye karşı duyarsız kalmamasından kaynaklanmaktadır. Şekil 3.3'te düşey bileşen spektrumlarından ortalama lokal jeoloji etkisi giderildikten sonra YDSO yönteminin tekrar uygulanması ile elde edilen sonuçlar gösterilmektedir (sürekli eğri). Bunun için ortalama düşey bileşen büyütme fonksiyonları o istasyonda kaydedilen düşey bileşen spektrumların herbirine oranlanmış ve YDSO yöntemi bu spektrumlar kullanılarak tekrar uygulanmıştır. Bu şekilde düşey bileşen spektrumlarından ortalama bir lokal jeoloji etkisi giderilmeye çalışılmıştır. Aynı şekil üzerinde KSO yöntemi sonuçları da tekrar çizdirilmiştir (kesikli eğri). Görüldüğü gibi, düşey bileşen spektrumlarından lokal jeoloji etkileri giderildikten sonra YDSO yöntemi sonuçlarında büyütmelerde önemli artışlar meydana gelmiştir. Zemin hakim frekansları da hem daha belirgin hem de KSO yöntemi sonuçları ile kabaca uyumludur. İlk sonuçların aksine (Şekil 3.1) bu kez büyütme değerleri KSO yöntemine göre daha yüksektir. Daha öncede bahsettiğimiz gibi DSI referans istasyonun sahip olduğu büyütme nedenleri ile KSO yöntemi sonuçları mutlak değil DSI istasyonundan olan farklıdır. Şekil 3.1'de DKH istasyonunda iki yöntemin belirlediği rezonans frekansları arasındaki farklılık Şekil 3.2'de hemen hemen kalkmıştır. Bu istasyonda düşey bileşenlerdeki lokal jeoloji etkisi büyütme ek olarak rezonans frekansının da yanlış belirlenmesine neden olmuştur.

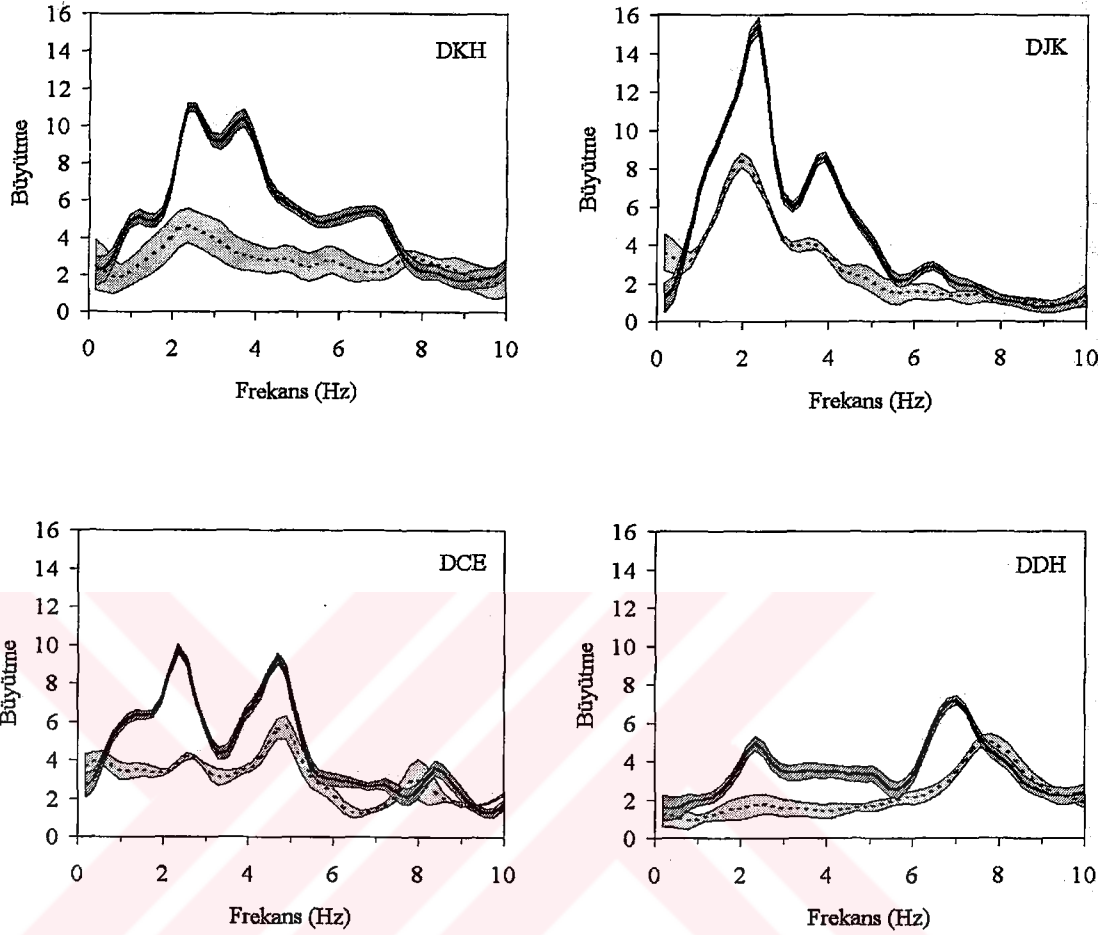
KSO yöntemi ile ilgili bir diğer sorun DSI istasyonundaki karşılaştırılabilecek kayıt sayısının azlığıdır (Tablo 2.1). Sonuçlarımızın güvenilirliğini arttırmak amacıyla bu kez DDH istasyonu referans seçilerek KSO yöntemi ile DKH, DJK ve DCE istasyonlarında büyütme hesapladık. Şekil 3.4'te her iki referans istasyonu kullanılarak elde edilen



Şekil 3.2. Dinar depremi verilerinden DSI istasyonu referans seçilerek Klasik Spektral Oran (KSO) yöntemi ile elde edilen ortalama düşey bileşen büyütme fonksiyonları. Gölge alanlar ± 1 standart sapmaları göstermektedir.

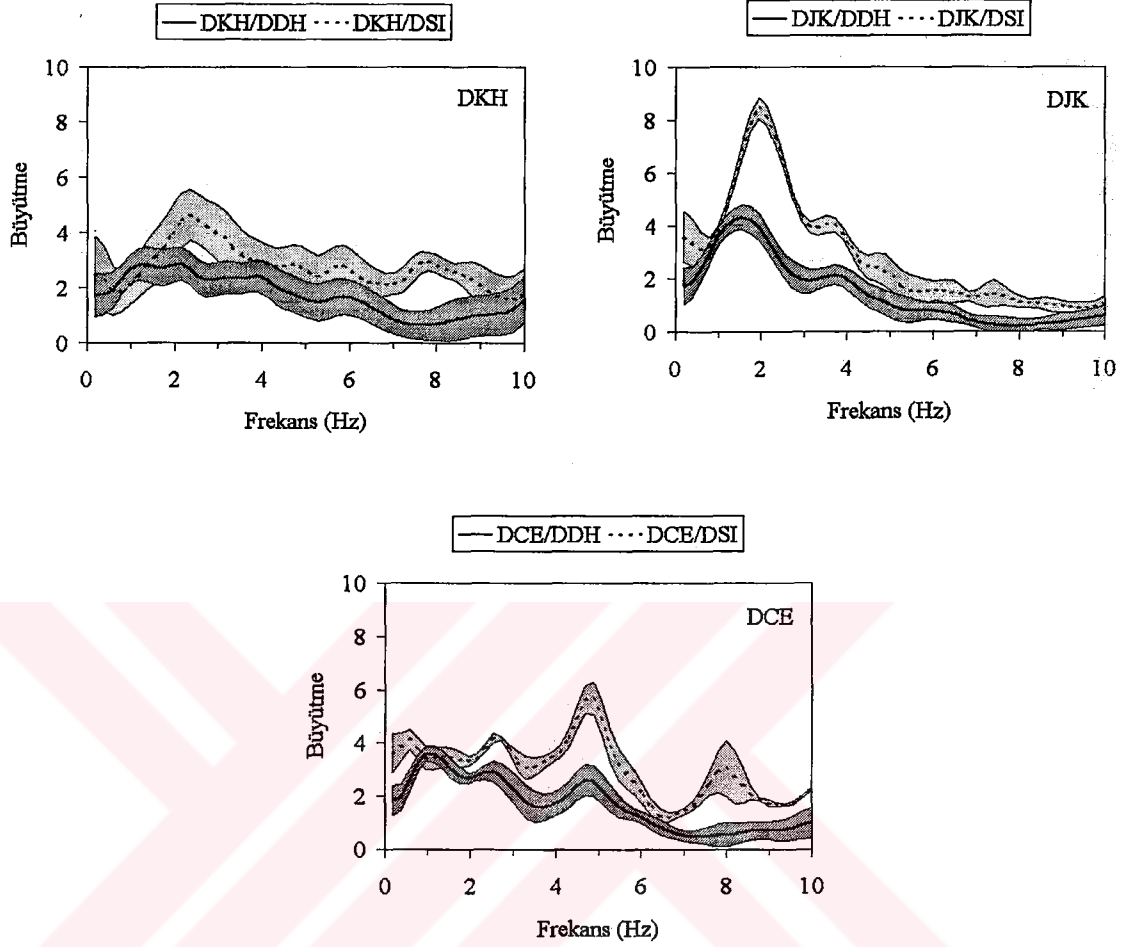
sonuçlar karşılaştırılmaktadır. DDH istasyonu her ne kadar DSI istasyonu kadar sert zemin üzerinde yer almasa da alüvyon ovaya göre daha sağlam olan geçiş bölgesinde yer alır (Şekil 2.3). Ayrıca bu istasyon karşılaştırılabilecek yeterince kayda sahiptir (Tablo 2.1). Şekil 3.4'te görüldüğü gibi DDH istasyonu referans seçilerek hesaplanan büyütme daha küçüktür. Fakat rezonans frekansları arasında önemli bir fark yoktur. DDH istasyonunun kendisinin sahip olduğu büyütme göz önüne alınırsa DSI istasyonu kayıt sayısının azlığına rağmen lokal jeoloji etkisini belirlemekte yeterli güvene sahiptir.

Pencere genişliği ve yönelim etkisini görmek amacı ile bu kez YDSO ve KSO yöntemleri, tüm sinyali içeren pencere ve her iki yatay bileşen için ayrı ayrı hesaplanmıştır. Kullanılan pencere 10.24 sn uzunluğunda P dalgası hemen öncesinde başlayan ve çoğu depremde tüm sinyali içine alan bir penceredir. Daha uzun pencere



Şekil 3.3. Dinar depremi verileri için düşey bileşen spektrumlarından ortalama bir lokal jeoloji etkisi giderildikten sonra YDSO yöntemi ile elde edilen sonuçlar (sürekli eğri) ve KSO yöntemi sonuçları (kesikli eğri-Şekil 3.1 ile aynı). Gölge alanlar ± 1 standart sapmaları göstermektedir.

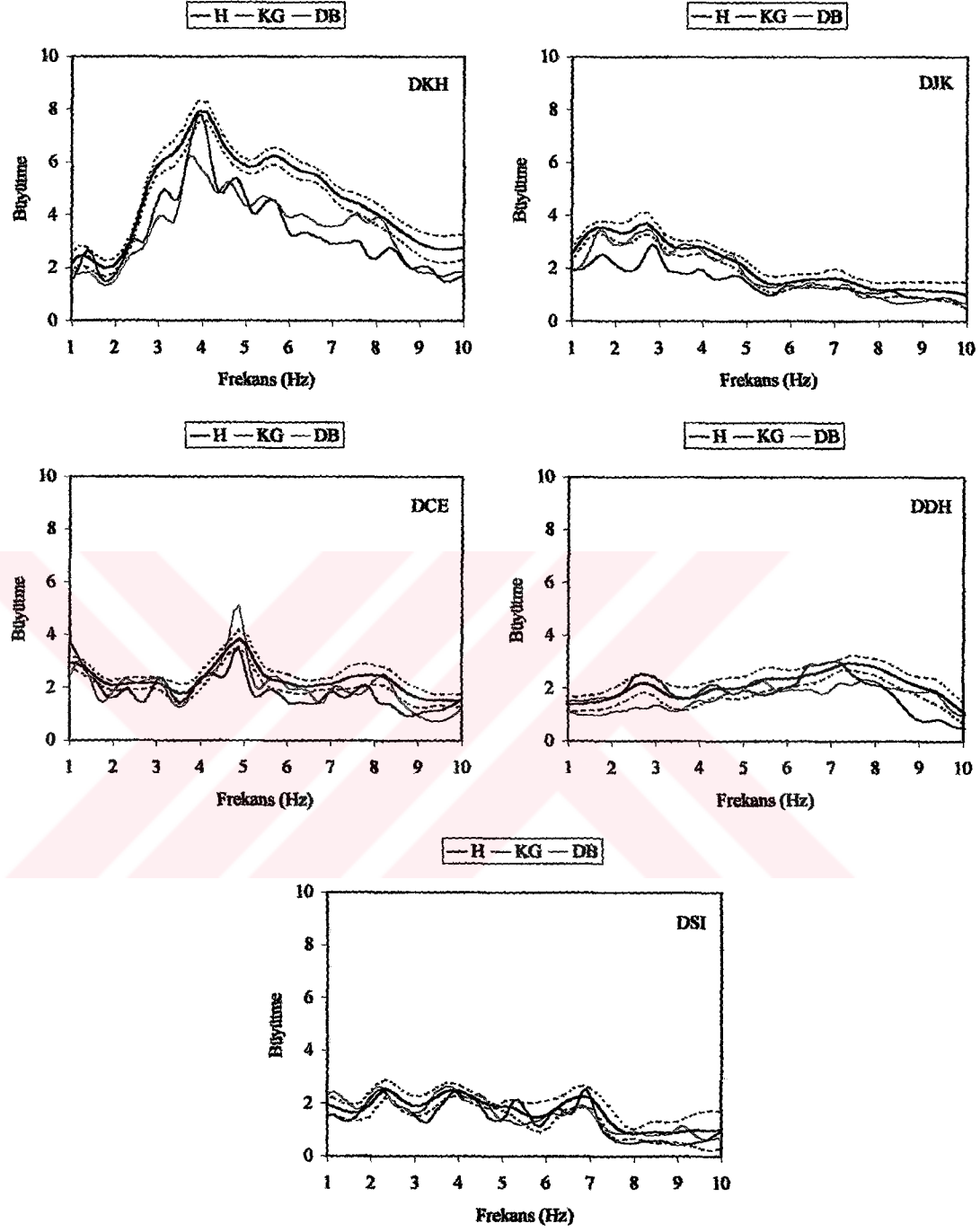
kullanmak düşük frekanslardaki duyarlılığı artırmanın yanında diğer fazlardan kaynaklanan büyütme görmek için de önemlidir. KG ve DB bileşen kayıtların spektrumlarını kullanmak ise yöne bağımlı bir etkinin araştırılmasında önemli olabilir. Şekil 3.5'te tüm sinyali içeren ve KG (mavi eğri)-DB (kırmızı eğri) bileşenler için ayrı ayrı YDSO yöntemi ile belirlenen büyütme fonksiyonları, Şekil 3.1 sonuçları ile yani sadece S dalgası penceresi ve ortalama yatay bileşen için hesaplanan büyütme fonksiyonları ile karşılaştırılmaktadır. Şekil 3.6'da ise aynı karşılaştırma KSO yöntemi sonuçları ile yapılmaktadır. Şekilleri daha açık görebilmek amacı ile KG ve DB bileşenler için standart sapmalar çizdirilmemiştir. Şekillerden görüldüğü gibi KG ve DB bileşen büyütme arasında önemli bir fark görülmemektedir. Ayrıca, sadece S dalgaları ve tüm sinyali içeren pencereler arasında da önemli bir fark yoktur. Kaynak azimutlarının istasyonlara göre dağınık halde bulunması nedeni ile yöne bağımlı etkilerin dağıtıldığı veya ortalaması alındığı düşüncesi ile her iki yatay bileşende benzer



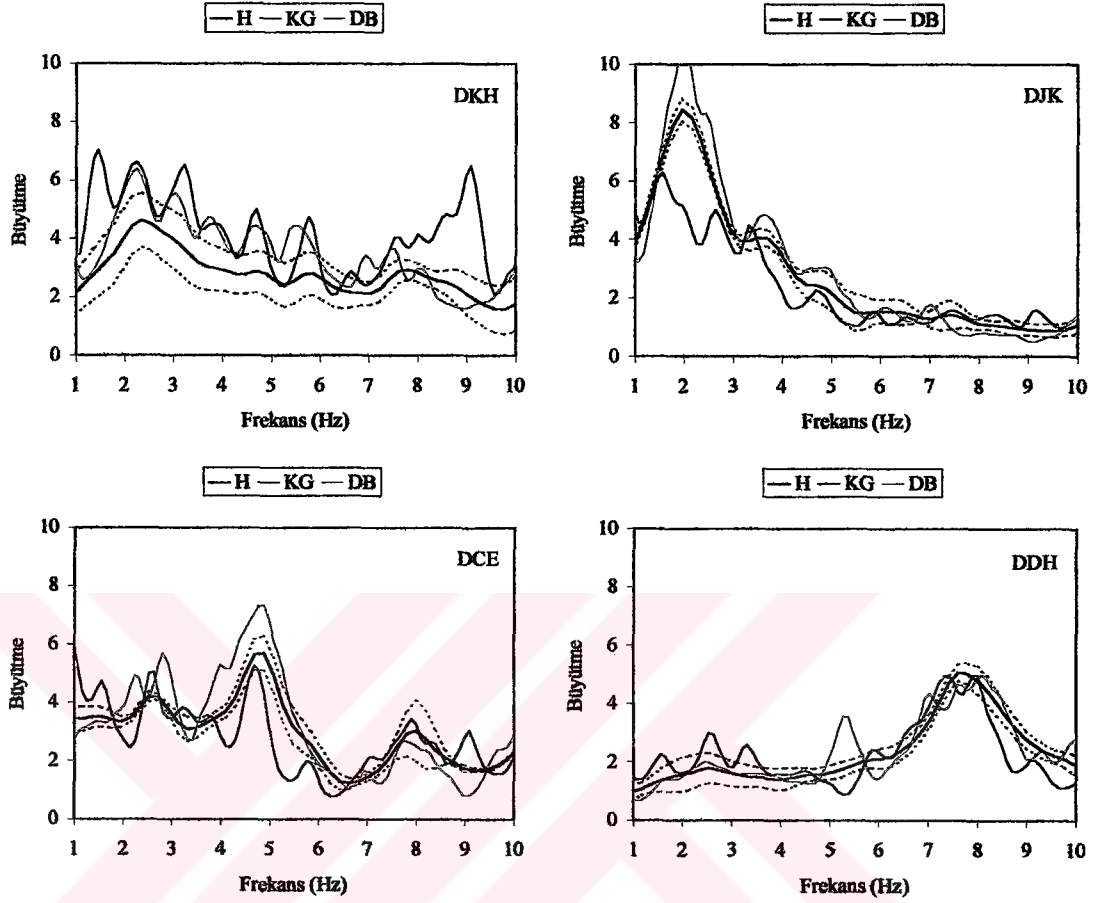
Şekil 3.4. Dinar depremi verileri için farklı referans istasyonları seçilerek 3 istasyonda KSO yöntemi sonuçlarının karşılaştırılması. Sürekli eğri: DDH istasyonu referans seçilerek KSO yöntemi ile hesaplanan büyütme fonksiyonu, Kesikli eğri: DSI istasyonu referans seçilerek KSO yöntemi ile hesaplanan büyütme fonksiyonu (Şekil 3.1'deki kesikli eğri ile aynı). Gölge alanlar ± 1 standart sapmaları göstermektedir.

büyütme fonksiyonlarının bulunması doğaldır. Diğer bir sonuç ise dalga farkı gözetmeksizin tüm sinyalin benzer büyütmelelere uğramasıdır. Kullandığımız depremlerin hem büyüklükleri küçük hem de yakın depremlerdir. Buna ek olarak Dinar basen genişliğinin de oldukça dar olması (5-8 km) nedeni ile yüzey dalgaları ya S dalgaları içinde kalmış ya da gürültü içinde kalmıştır. Bu nedenle sonuçlarımızdan bir basen kenarı yüzey dalgası etkisi çıkarmak mümkün olamamıştır.

Son olarak hesapladığımız büyütme fonksiyonlarından birisini örnek bir deprem kaydından gıderdik. Şekil 3.7.(a)'da 11.10.1995 tarihli ve saat 06:44:58'de meydana gelmiş olan örnek bir depremin 5 istasyonda elde edilmiş ortalama yatay bileşen S

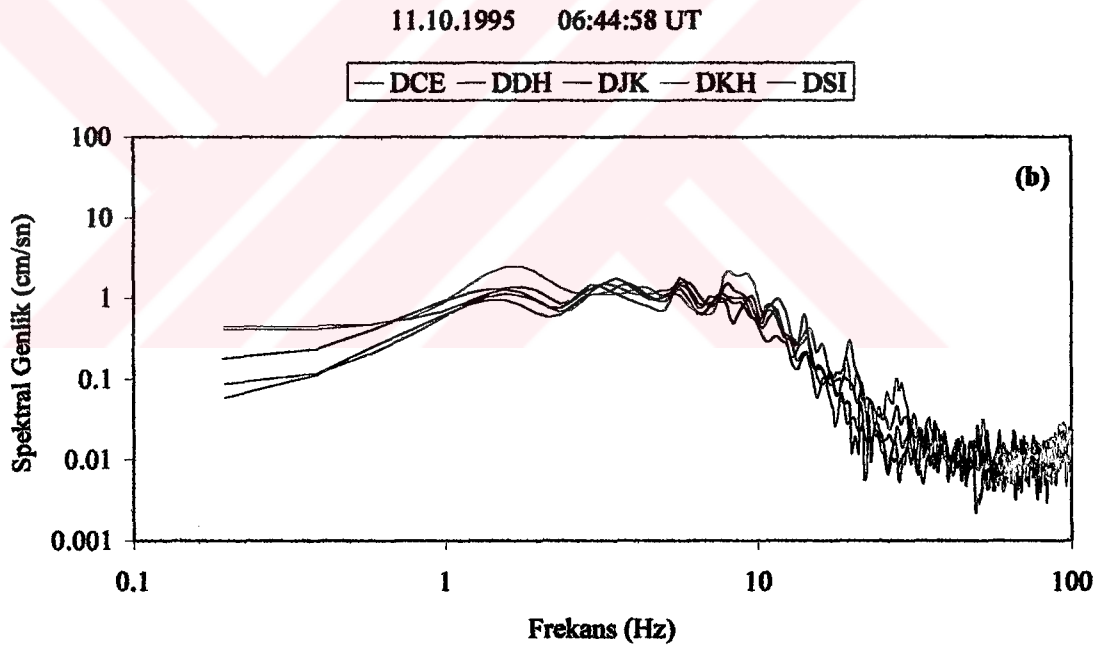
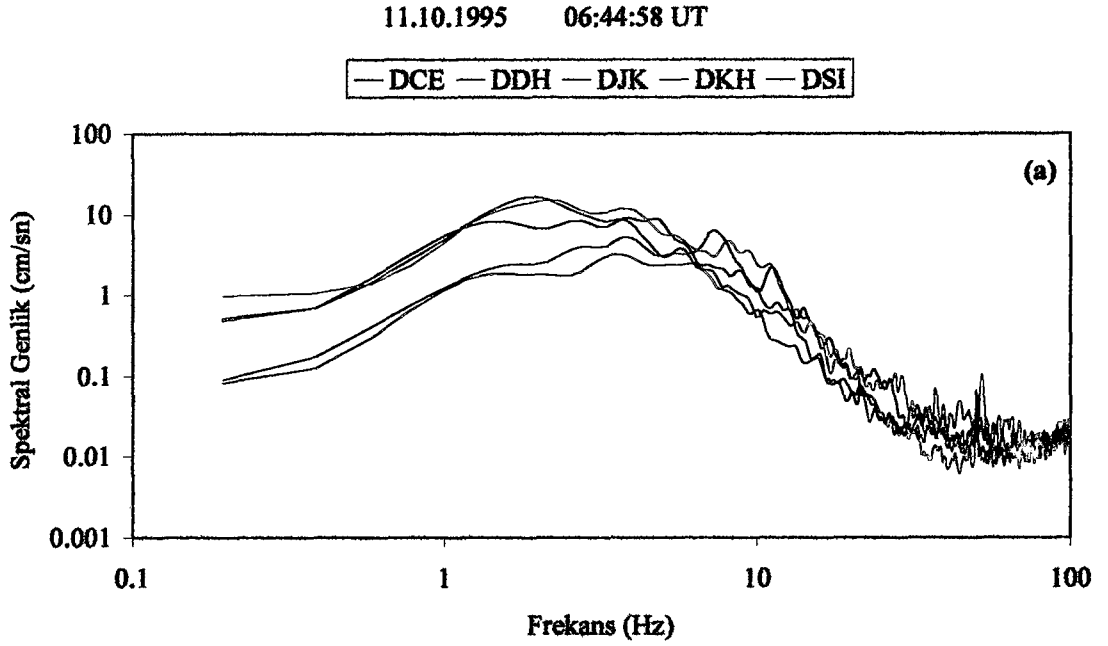


Şekil 3.5. Dinar depremi verilerinden KG (mavi eğri) ve DB (kırmızı eğri) bileşenler için tüm sinyali içeren pencere seçilerek YDSO yöntemi ile hesaplanan büyütme fonksiyonlarının, sadece S dalgası seçilerek ve ortalama yatay bileşen için (H, siyah eğri) yine aynı yöntem ile hesaplanan büyütme fonksiyonlarının karşılaştırılması. Kesikli eğriler ± 1 standart sapmaları göstermektedir.



Şekil 3.6. Dinar depremi verilerinden KG (mavi eğri) ve DB (kırmızı eğri) bileşenler için tüm sinyali içeren pencere seçilerek KSO yöntemi ile hesaplanan büyütme fonksiyonlarının, sadece S dalgası seçilerek ve ortalama yatay bileşen için (H, siyah eğri) yine aynı yöntem ile hesaplanan büyütme fonksiyonlarının karşılaştırılması. Kesikli eğriler ± 1 standart sapmaları göstermektedir.

dalga spektrumları görülmektedir. Spektrumların her biri o istasyona ait büyütme fonksiyonu ile bölünmüştür. Kullandığımız büyütme fonksiyonları Şekil 3.3'te sürekli eğri ile gösterilen, YDSO yöntemi ile elde edilen fonksiyonlardır. DSI istasyonu kaydı için ise, kullandığımız büyütme fonksiyonu Şekil 3.1'de sürekli eğri ile gösterilen, YDSO yöntemi ile elde edilen fonksiyondur. Şekil 3.7. (a)'da gösterilen spektrumların, ait oldukları istasyon için elde edilen büyütme fonksiyonlarına bölünmüş hali, yani bir nevi lokal jeoloji etkisi giderilmiş hali Şekil 3.7.(b)'de gösterilmektedir. Aynı depremi kullandığımız için ve istasyonlar yaklaşık benzer azimutlarda buldukları için kayıtlar üzerinde kaynak etkisi aynı kabul edilebilir. İstasyonlar arası mesafenin küçük olması nedeni ile ortam etkilerinin de benzer kabul edilmesi doğrudur. O zaman, spektrumlarda farklılığa neden olabilecek tek etki istasyonlar altındaki lokal jeolojideki farklılıklardır. Şekil 3.7.(b)'de görüldüğü gibi lokal jeoloji etkisi giderildikten sonra spektrumlar arasındaki benzerlik artmıştır. Özellikle 1-10 Hz arasındaki spektral değerlerin birbirine



Şekil 3.7. (a) 11.10.1995-06:44:58 tarih ve saatli Dinar depremi artsarsıntısının 5 istasyonda kaydedilen ortalama yatay bileşen (H) spektrumları. (b) Aynı spektrumların lokal jeoloji etkisi giderilmiş hali.

çok yaklaşması istasyonlar için hesaplanan büyütme fonksiyonlarının doğruluğunu gösterir. (a) ve (b) şekillerinin karşılaştırılmasının bir diğer önemli sonucu lokal jeoloji etkilerinin spektrumları ne denli değiştirebileceğidir. Özellikle spektrumlardan kaynak çalışmaları yapıldığı düşünülürse (kaynak yarıçapı, sismik moment v.b. bilgilerin elde edilmesi gibi) lokal jeoloji etkilerine mutlaka dikkat edilmelidir. Spektrumlar

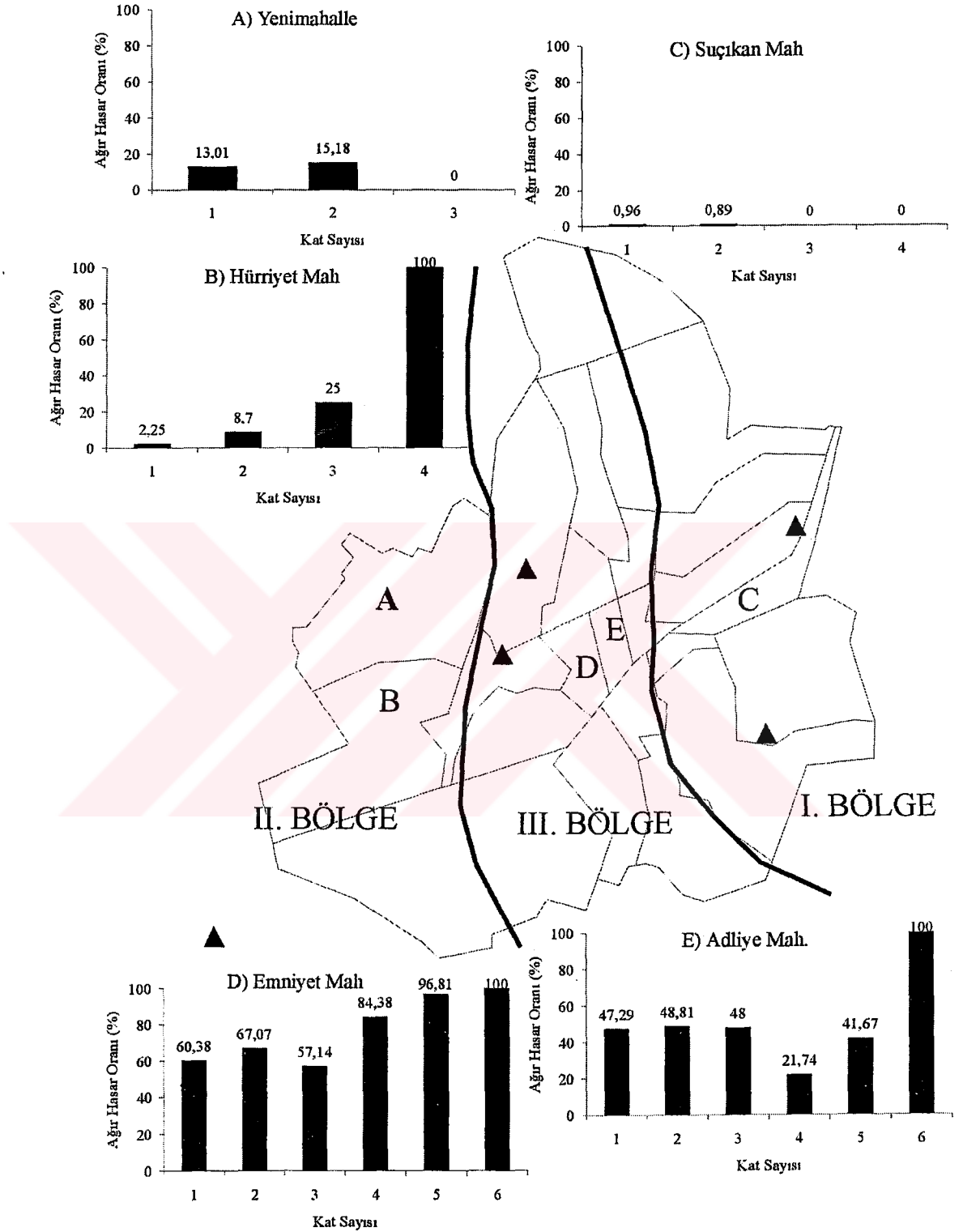
üzerindeki farklı frekanslardaki büyütmeler spektral parametrelerin (köşe frekansı, düşük frekans seviyesi [114]) yanlış değerlendirilmesine neden olabilir.

3.1.1. Lokal Jeoloji ve Hasar İlişkisi

1 Ekim 1995 depremi 35 000 nüfuslu Dinar ilçesinde 90 kişinin ölmesine 260 kişinin yaralanmasına neden olmuştur. Deprem sonrası hem Afet İşleri Genel Müdürlüğü hem de Boğaziçi Üniversitesi KRDAE Deprem Mühendisliği Anabilim Dalı tarafından hasar tespit çalışmaları yapılmıştır [115, 78]. Bu çalışmaların sonuçlarına göre, ilçe içinde yaklaşık 1000 bina ya tamamen çökmüş ya da ağır hasar görmüştür. İlçe genel olarak 1-3 katlı betonarme yapılardan oluşmaktadır. Bundan yüksek yapılar genel olarak ilçe merkezinde toplanmış olup homojen bir dağılım göstermezler. 4 ve 5 katlı yapıların çoğu ya tamamen çökmüş yada ağır hasara uğramışlardır. Bazı 3 katlı yapılar da benzer hasarlar görmüşlerdir. 1-2 katlı binalar seyrek olarak çökmüştür. Yakın çevredeki köy ve kasabalarda hasar oranı hafif veya orta derecede olup Dinar ilçe merkezinden uzaklaştıkça hızla azalmaktadır.

Dinar ilçesi, 1 Ekim 1995 Dinar depreminde gözlenen hasar oranlarına bakılarak genel olarak üç farklı bölgeye ayrılabilir [75, 78] (Şekil 3.8). Bunlardan birincisi hafif hasar bölgesi, kasabanın doğusunda dağlık bölge üzerinde yer alan yerleşim birimlerini kapsar. Bu bölgede kat sayısı düşük ve yapılar genelde eski tip binalardan oluşmaktadır. Bu bölge içinde yer alan Suçukan mahallesi için kat sayısına göre hasar oranı (tamamen çökmüş ya da tamir edilemeyecek hasar oranı) Erşahin [78]'den yararlanılarak Şekil 3.8'de gösterilmiştir. İkinci bölge, Orta Hasar bölgesidir. Demiryolunun batısında kalan alüvyon üzerindeki yerleşim birimlerini kapsar. Bölge içinde yer alan Yenimahalle ve Hürriyet mahalleri için hasar istatistikleri Şekil 3.8'de görülmektedir. Üçüncü bölge ise, Ağır Hasar bölgesi olup batıda demiryolu doğuda ise alüvyon ile kaya arasındaki sınırı oluşturan çizgi arasında kalan alanı kapsar. Yerleşim yeri olarak en yoğun ve bina olarak yüksek katlı binaların toplandığı şehrin merkezini oluşturur. Bu bölge içinde yer alan Emniyet ve Adliye mahalleri için ağır hasar oranları yine aynı Şekil 3.8'de görülmektedir.

Görüldüğü gibi hasar bölgeleri ile Şekil 2.3'te gösterdiğimiz jeolojik bölgeler hemen hemen aynıdır. Sert zemini oluşturan dağlık bölgede hasar oranları çok düşük iken alüvyon ova içinde oldukça yüksektir. En ağır hasar dağlık bölge ile ova arasında kalan geçiş bölgesine düşmektedir. Fay kırığının da bu bölge içinde olması ve bölgenin tam basen kenarında yer alması muhtemelen hasarın yüksek çıkmasına neden olmuştur. Başka depremlerde de basen kenarında yüksek hasar oranlarının gözlemlendiği Tertulliani [116]'un çalışmasında belirtilmiştir.



Şekil 3.8. 1 Ekim 1995 Dinar depreminde Dinar ilçesinde gözlenen 3 farklı hasar bölgesi: I. Bölge: Hafif hasar bölgesi, II. Bölge: Orta hasar bölgesi, III. Bölge: Ağır hasar bölgesi. Kat sayısına göre hasar (ağır hasar veya tamamen çökme) oranı yüzdeleri Erşahin [91]'in çalışmasından yararlanılarak grafiklenmiştir.

Tablo 3.1’de önceki bölümde elde ettiğimiz büyütme fonksiyonları, hakim frekans ve maksimum büyütme şeklinde özetlenmiştir. Daha önce bahsedildiği gibi alüvyon ova içinde yer alan istasyonlarımız DKH, DJK ve DCE istasyonlarıdır. Tablo 3.1’de görüldüğü gibi bu istasyonlardaki hakim peryot genel olarak 0.43-0.5 sn civarında belirlenmiştir. Bu peryot değeri, ilçenin bu bölümü için zemin hakim peryodu olarak kabul edilebilir. Binaların hakim peryotlarına gelince, her kat için 0.1 sn düşünülürse 4-5 katlı bir binanın hakim peryodu 0.4-0.5 saniyedir. Deprem sırasında ki peryot uzaması da dikkate alınırsa bölgedeki 3, 4 ve 5 katlı yapıların hakim peryotları zemin hakim peryodu ile çakışmaktadır. Bu çakışma rezonans etkisini ortaya çıkarır. Hasar sonuçları da göstermiştir ki 3, 4 ve 5 katlı binalar en fazla hasara uğrayan yapı türleridir. Bu nedenle, bina ve zemin hakim peryotlarının çakışması bu binaların deprem sırasında çok büyük ve tekrarlı yükler altında kaldığını ve bu nedenle büyük hasarlara uğradığını aklı getirir. Fakat unutulmamalıdır ki gözlenen hasarda bu tek neden değildir. Ülkemizde pek çok bina oldukça düşük kalitede inşaa edilmesi ve yumuşak kat nedeni ile daha rezonansa erişmeden yıkılmaktadır.

3.1.2. Doğrusal Olmayan Zemin Davranışının İncelenmesi

Deprem sinyallerinin genliklerinin yeryüzüne yakın düşük hız ve yoğunluğa sahip zemin tabakaları tarafından önemli oranda büyütüldükleri uzun zamandır bilinmektedir. Günümüzde tartışılan konulardan biri, büyütmenin genlik bağımlı olup olmadığıdır. Geoteknik mühendislerinin yaptıkları laboratuvar deney sonuçları göstermiştir ki belirli bir deformasyon seviyesinin üzerinde zemin davranışı doğrusal değildir [117]. Yani, artan genlik ile zemin büyütmesi azalır ve zemin hakim frekansı daha küçük frekanslara doğru kayar. Sismologlar açısından bu, sismolojik veriler ile kanıtlanması gereken bir konudur. Sismologların laboratuvar sonuçlarının arazi koşullarını yansıtabileceği konusunda kuşkuları vardır. Çünkü, sismologların kullandığı doğrusal modeller, örneğin Green Fonksiyonları, oldukça başarılı sonuçlar vermektedir [118]. Ayrıca, küçük ve büyük depremlerden bulunan büyütme fonksiyonlarının benzerliği doğrusal zemin davranışının bir göstergesidir [51]. Diğer taraftan, son zamanlarda doğrusal olmayan zemin davranışını kanıtlar sismolojik gözlemler de elde edilmeye başlanmıştır [22]. Doğrusal olmayan zemin davranışının sismolojik gözlemlerde en önemli kanıtları deprem hareketinin genliği artarken büyütmenin azalması ve zemin hakim frekansının daha küçük frekanslara doğru kaymasıdır.

Çalışmamızın bu bölümünde, yukarıda kullandığımız veri setinden farklı bir veri seti ile 1 Ekim 1995 Dinar depreminde doğrusal olmayan zemin davranışının kanıtlarını araştıracağız. Kullandığımız veri, Dinar MTR istasyonu (Şekil 2.3) tarafından kaydedilen biri ana şok olmak üzere 12 deprem verisinden oluşmaktadır (Tablo 3.2). Çalışmamızda ana şok hariç diğer depremleri ayrı bir grup olarak değerlendirdik ve ana şok ile bu gruba ait büyütme fonksiyonlarını karşılaştırdık. Ana şokun maksimum ivmesi DB bileşende 330 mG, KG bileşende 282 mG iken artçı şok grubu olarak adlandırabileceğimiz grup içinde maksimum ivmeler 12 ile 218 mG arasında değişmektedir.

Tablo 3.1. Dinar depremi verilerinden 5 istasyonda YDSO ve KSO yöntemi ile elde edilen lokal jeoloji etkilerinin hakim frekans (peryot) ve maksimum büyüme cinsinden özetlenmesi.

İstasyonlar	YDSO		KSO (referans DSI)		KSO (Düşey Bileşen)		YDSO*		KSO (referans DDH)	
	Hakim frekans (Peryot)	Maks. Büyüme	Hakim frekans (peryot)	Maks. Büyüme	Hakim frekans (peryot)	Maks. Büyüme	Hakim frekans (peryot)	Maks. Büyüme	Hakim frekans (peryot)	Maks. Büyüme
DKH	4 Hz (0.25 sn)	7.9	2.3 Hz (0.43 sn)	4.5	2.2 Hz (0.45 sn)	3.8	2.3 Hz (0.43 sn)	11	**	2.8
DJK	**	3.6	2 Hz (0.5 sn)	8.5	2.3 Hz (0.43 sn)	4.6	2.2 Hz (0.45 sn)	15	1.6 Hz (0.63 sn)	4.2
DCE	4.8 Hz (0.21sn)	3.7	4.8 Hz (0.21 sn)	5.5	2.3 Hz (0.43 sn)	4.6	2.2 Hz (0.45 sn)	9.5	1 Hz (1 sn)	3.5
DDH	7.4 Hz (0.14 sn)	2.8	7.6 Hz (0.13 sn)	5	6.8 Hz (0.15 sn)	2.8	6.8 Hz (0.15 sn)	7		
DSI	**	2.4								

* Düşey bileşen spektrumlarından ortalama bir lokal jeoloji etkisi giderildikten sonra YDSO yönteminin tekrar uygulanması ile elde edilen sonuçlar

** Belirgin bir hakim frekans görülüyor, büyütme geniş bir frekans bandı aralığında dağılmış durumda.

Tablo 3.2. Doğrusal olmayan zemin davranışının araştırılmasında kullanılan MTR istasyonu tarafından kaydedilen depremlere ait parametreler. Ana şok koyu yazı ile gösterilmiştir.

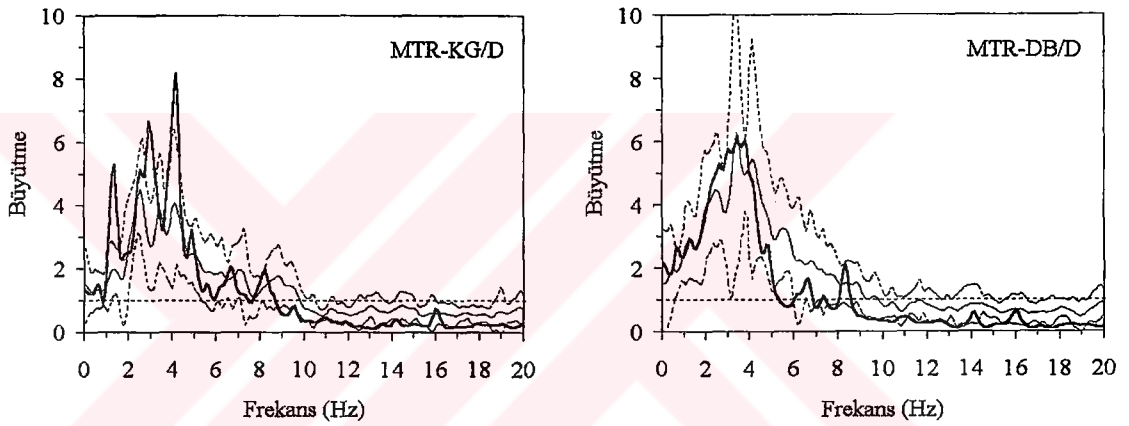
Tarih	Saat (GMT)	Enlem	Boylam	M	Maks. İvme(mG)		
					KG	DB	D
26.09.1995	14:58:09	38.04	30.03	4.7	106	183	76
26.09.1995	15:18:23	38.09	30.01	4.2	54	81	49
27.09.1995	14:15:54	38.11	30.02	4.7	87	180	72
28.09.1995	13:26:46	38.56	30.47	4.0	39	38	12
01.10.1995	15:57:13	38.11	30.05	5.9	282	330	151
01.10.1995	16:28:53	38.09	30.12	3.8	34	93	26
01.10.1995	18:02:56	38.10	30.02	5.0	218	127	41
01.10.1995	21:14:42	38.04	30.09	4.3	91	172	38
03.10.1995	07:38:11	38.01	30.05	4.4	69	146	98
04.10.1995	19:26:56	38.08	30.11	3.9	23	60	41
05.10.1995	16:15:21	38.04	30.10	4.6	104	129	80
06.10.1995	16:15:58	38.03	30.09	4.5	99	168	45

MTR istasyonundaki zemin davranışını belirlemek için kullandığımız yöntem Yatay/Düşey Spektral Oran yöntemidir. Bu amaçla her üç bileşenden 10.24 sn uzunluğunda bir pencere ile S dalgaları seçildi. %10 kosinüs pencere ile FFT spektrumları hesaplandı ve 0.97 Hz band genişliğine sahip Parzen pencere ile spektrumlar yuvarlatıldı. Her iki yatay bileşen için ayrı ayrı spektral oranlar hesaplandı ve ana şok hariç ortalamaları alınıp standart sapmalar hesaplandı.

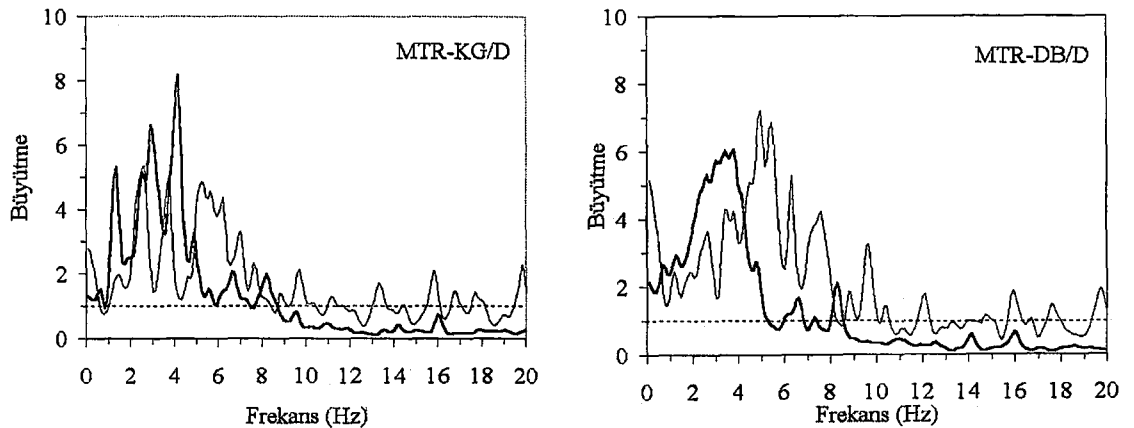
Şekil 3.9'da ana şok (kalın eğri) ve diğer depremlere ait (ince eğri) KG ve DB bileşen büyütme fonksiyonları görülmektedir. Doğrusal olmayan zemin davranışının kanıtı ana şok büyütme fonksiyonunun diğer depremlere göre daha küçük büyütme değerlerine sahip olması ve hakim frekansın daha küçük frekanslarda görülmesidir. Şekil 3.9'da görüldüğü gibi her iki bileşende de maksimum büyütme görüldüğü frekanslar arasında önemli bir fark yoktur. Sadece KG bileşende 9 Hz, DB bileşende 5 Hz'ten sonra ana şok büyütme fonksiyonunun değerleri diğer depremlere göre daha küçüktür. Bu nedenle açık bir doğrusal olmayan zemin davranışı kanıtı görülmemektedir.

Şekil 3.10'da ise ana şok büyütme fonksiyonu (kalın eğri) diğer depremler içinde en küçük ivme değerlerine sahip 28.09.1995 tarihli (Tablo 3.2) depreme ait büyütme fonksiyonu ile (ince eğri) karşılaştırılmaktadır. KG bileşen için görünen Şekil 3.9'dan çok farklı değildir. Fakat DB bileşende maksimum büyütmenin görüldüğü frekans ana şokta 3.5 Hz'te iken en küçük olayda 5 Hz civarındadır. Ayrıca bu frekanslardaki büyütme ana şokta 6 iken en küçük olayda 7'dir.

Literatüre göre 100-200 mG ivme değerleri doğrusal olmayan zemin davranışı için başlangıç değerleridir. Hatta, geoteknik deneylere göre bu sınır daha da düşüktür [20]. Bizim kullandığımız depremlerin çoğu bu değerlerin üzerindedir. Dolayısı ile Şekil 3.9'da doğrusal olmayan zemin davranışının kanıtlarını göremeyişimiz bundan kaynaklanıyor olabilir. En büyük ve en küçük ivme değerlerine sahip depremlerden elde edilen büyütme fonksiyonlarını karşılaştırdığımız Şekil 3.10 DB bileşende ise doğrusal olmayan zemin davranışı açıktır. Yüksek ivmeli hareket hem daha küçük büyütmeğe uğramış hem de zemin hakim frekansı daha küçük frekanslara doğru kaymıştır. KG bileşende bunu göremeyişimiz ana şok KG bileşen maksimum ivmenin DB bileşene göre daha küçük olmasından kaynaklanıyor olabilir. Bu nedenle, yaklaşık 300 mG ivme değerine kadar doğrusal olmayan zemin davranışının sadece yüksek frekanslarda etkin olduğu söylenebilir. 300 mG değerini aşan DB bileşende ise hem hakim frekans daha küçük değerlere kaymış hem de maksimum büyütme değeri daha küçüktür.



Şekil 3.9. Dinar depremi ana şok (kalın eğri) ve artçı depremleri (ince eğri) için (Tablo3.2'de gösterilen) YDSO yöntemi ile elde edilen büyütme fonksiyonları. Kesikli eğri artçı deprem grubu için ± 1 standart sapmaları göstermektedir.



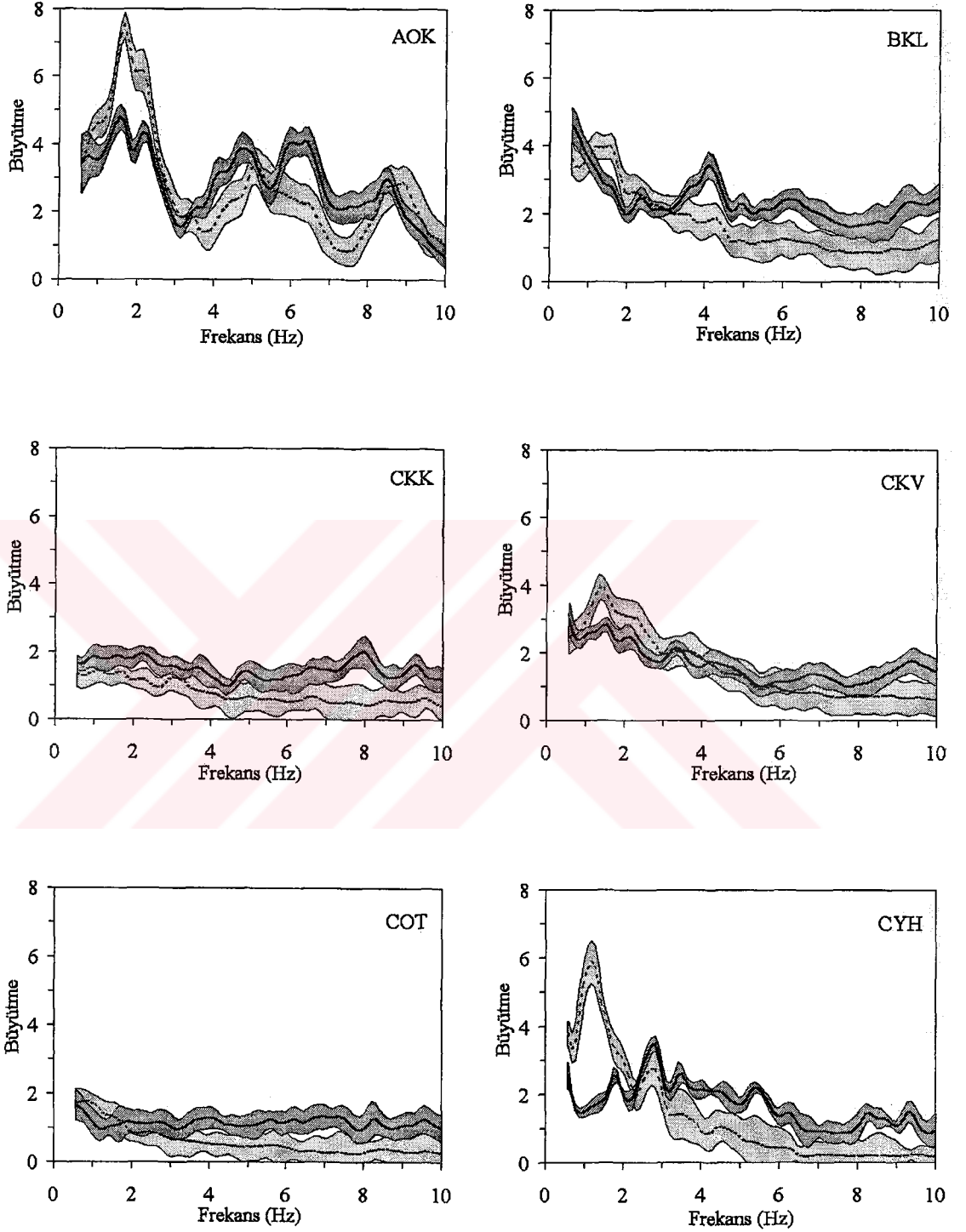
Şekil 3.10. Dinar depremi ana şok (kalın eğri) ve en küçük ivme değerlerine sahip 28.09.1995 tarihli (Tablo 3.2) artçı depreme ait (ince eğri) YDSO yöntemi ile elde edilen büyütme fonksiyonları.

3.2. 27 HAZİRAN 1998 ADANA-CEYHAN DEPREMİ ARTÇI ŞOKLARINDAN ELDE EDİLEN BULGULAR

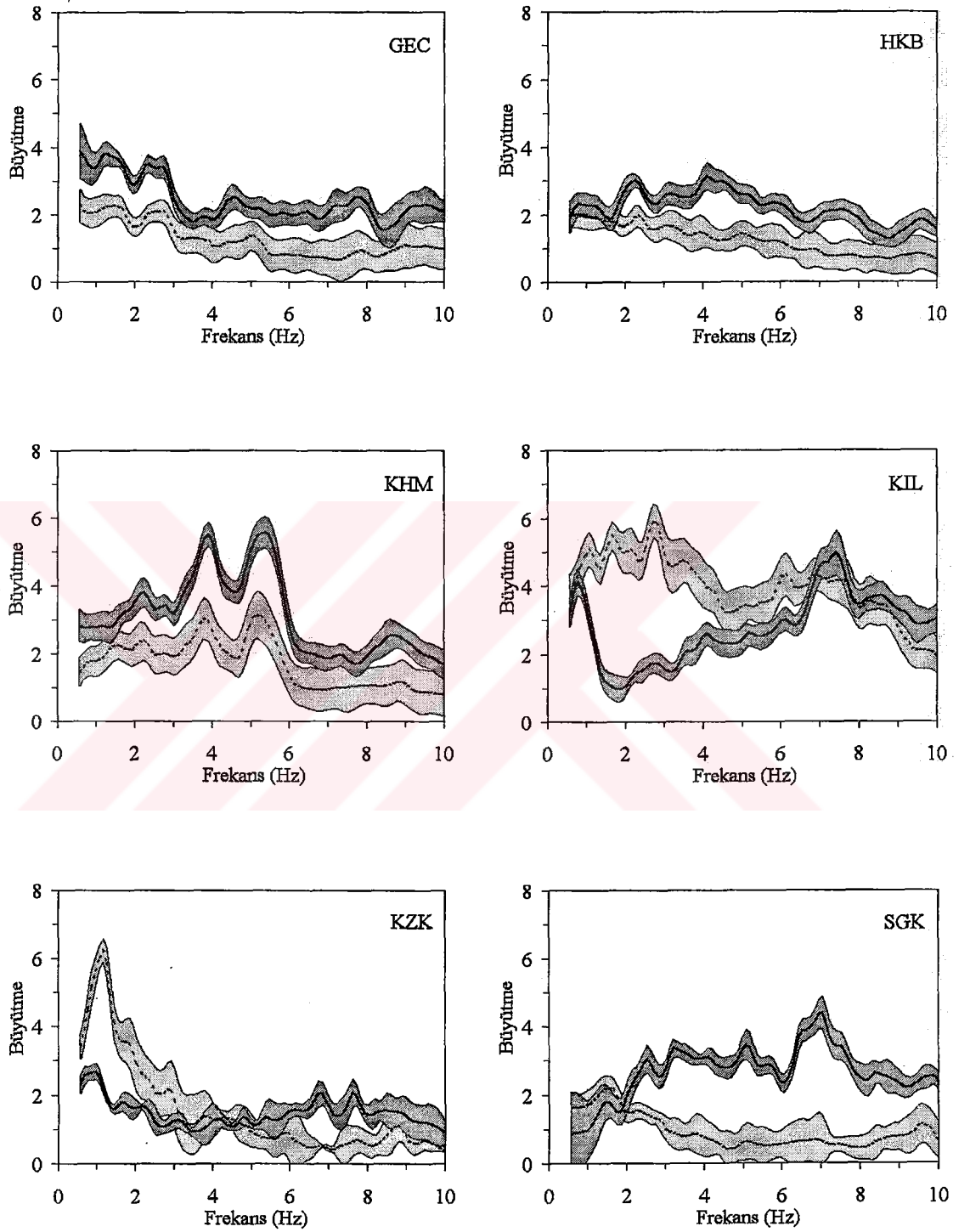
15 istasyondaki lokal jeoloji etkileri önce YDSO yöntemi ile belirlendi. Bunun için istasyonlardaki her kaydın ortalama yatay bileşen genlik spektrumu düşey bileşen genlik spektrumuna bölünerek ve daha sonra geometrik ortalaması alınarak her istasyon için ortalama bir büyütme fonksiyonu ve standart sapması hesaplandı. Sonuçlar Şekil 3.11'de sürekli eğriler ile gösterilmektedir. KSO yöntemi için bilindiği gibi öncelikle bir referans istasyonunun belirlenmesi gerekir. Çalışmamızda hem karşılaştırılabilecek yeterince kayda sahip olması nedeni ile hem de kaya zemin üzerinde yer alması nedeni ile NAC istasyonunu referans istasyonu olarak seçtik (Şekil 2.7 ve Tablo 2.3). Şekil 3.11'de YDSO yöntemi sonuçları göstermiştir ki, Dinar depremi verilerini incelerken referans istasyonu seçtiğimiz DSI istasyonuna benzer şekilde bu istasyonda da büyütme genelde 1'den büyüktür. Fakat, incelenen frekans aralığında büyütme fonksiyonu yaklaşık 2 civarında düzdür. Bu nedenle, KSO yöntemi ile bulunan sonuçların gerçeğinden yaklaşık 2 katı küçük bulunacağı söylenebilir. 14 istasyonda KSO yöntemi ile belirlenen ortalama yatay bileşen büyütme fonksiyonları Şekil 3.11'de kesikli eğriler ile gösterilmektedir. Şekil 3.11'de gölgeli alanlar ortalamadan ± 1 standart sapmaları temsil etmektedirler.

Önce sonuçlarımızı yöntemler açısından inceleyelim. Şekil 3.11'de üç farklı durum söz konusudur. Bunlardan birincisi, her iki yöntem bazı istasyonlarda hem hakim frekansların belirlenmesinde hem de büyütme uyum içerisindedirler. Örneğin, AOK, BKL, CKK, CKV ve COT istasyonlarında her iki yöntemin belirlediği hakim frekanslar ve büyütme çok benzerdir. İkincisi, bazı istasyonlarda her iki yöntem tarafından belirlenen hakim frekanslar benzer fakat büyütme farklıdır. Örneğin, GEC, KHM, SHG ve YRD istasyonlarında hakim frekanslar benzer fakat büyütme arasında önemli farklar vardır. Üçüncüsü, bazı istasyonlarda büyütme farklarına ek olarak hakim frekanslar da farklıdır. Örneğin, CYH, KIL ve KZK istasyonlarında özellikle düşük frekanslarda KSO yönteminin belirlediği hakim frekanslar YDSO yöntemi sonuçlarında görülmemektedir.

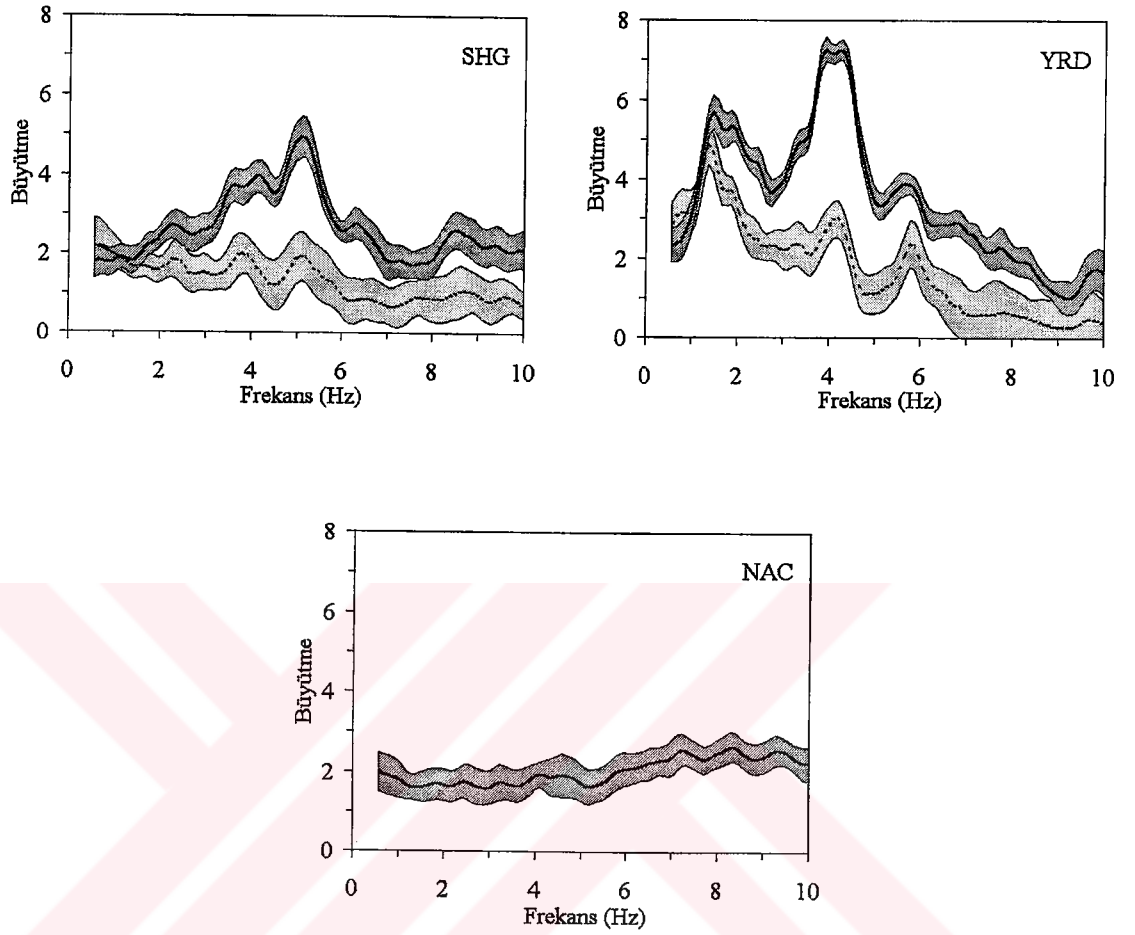
Genel olarak yöntemlerin herhangi birinin büyütme küçük veya büyük belirlediğini saptayamadık. Bazı istasyonlarda KSO yöntemi sonuçları daha büyük büyütme sahip iken (CYH, KIL, KZK, AOK istasyonlarında olduğu gibi), bazı istasyonlarda ise YDSO yöntemi daha büyük büyütme vermiştir (GEC, HKB, KHM, SGK, SHG, YRD istasyonlarında olduğu gibi). Yukarıda da bahsedildiği gibi referans istasyonunun sahip olduğu lokal jeoloji etkisi KSO yöntemi sonuçlarını etkilemektedir. Bunun yanında, Dinar depremi verilerinde gözlemlediğimiz gibi düşey bileşenlerin lokal jeolojiden etkilenmesi de YDSO yöntemi sonuçlarını etkileyecektir.



Şekil 3.11. Adana-Ceyhan depremi verilerinden 15 istasyonda Yatay/Düşey Spektral Oran (YDSO) (sürekli eğriler) yöntemi ve NAC istasyonu referans seçilerek diğer 14 istasyonda Klasik Spektral Oran (KSO) yöntemi (kesikli eğriler) ile elde edilen ortalama yatay bileşen büyütme fonksiyonları. Gölge alanlar ± 1 standart sapmaları göstermektedir.

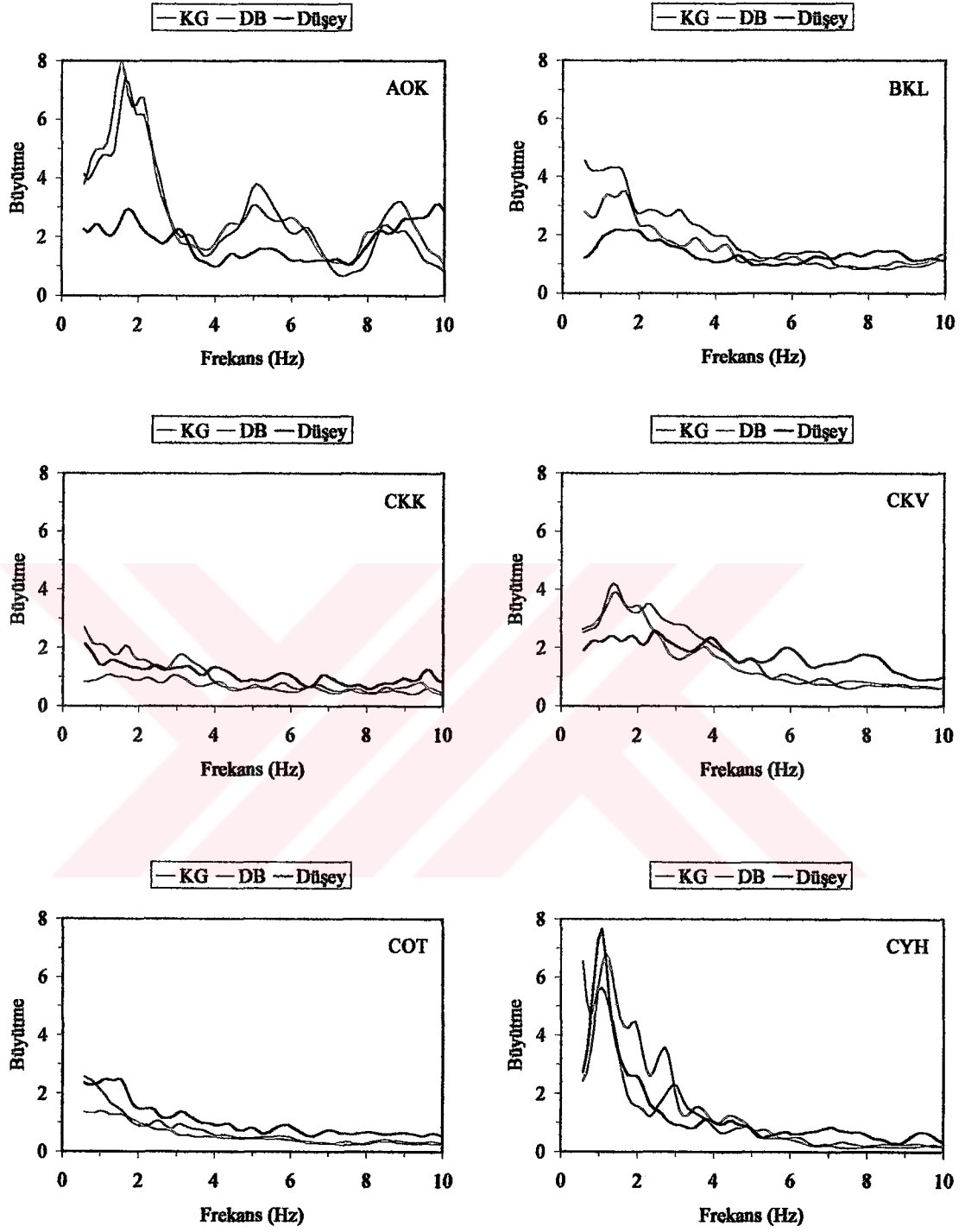


Şekil 3.11. Devam.

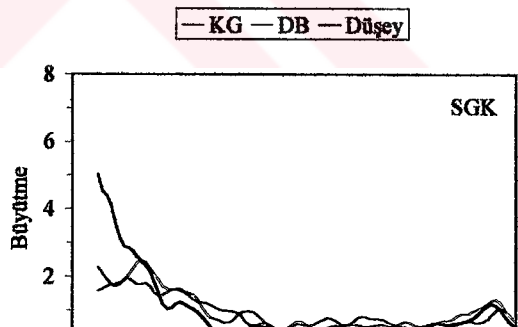
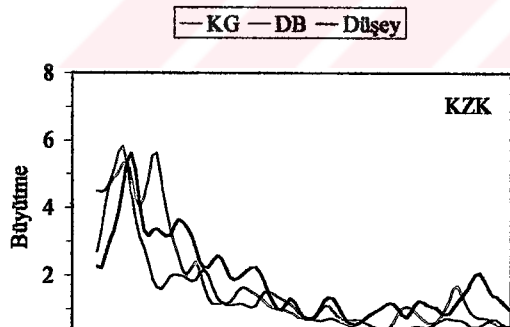
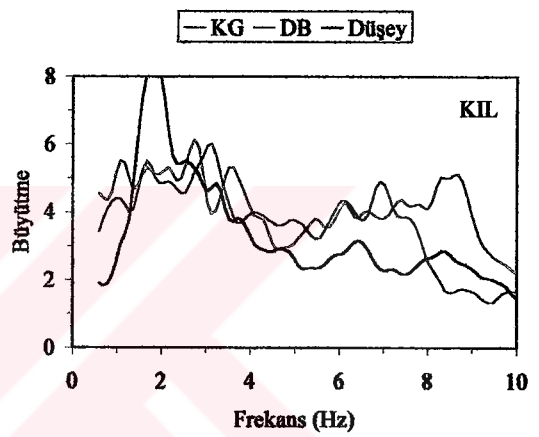
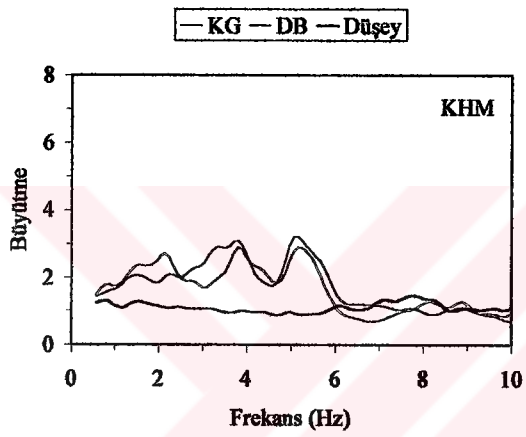
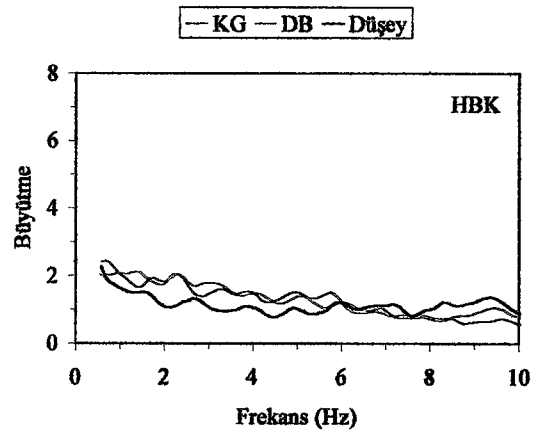
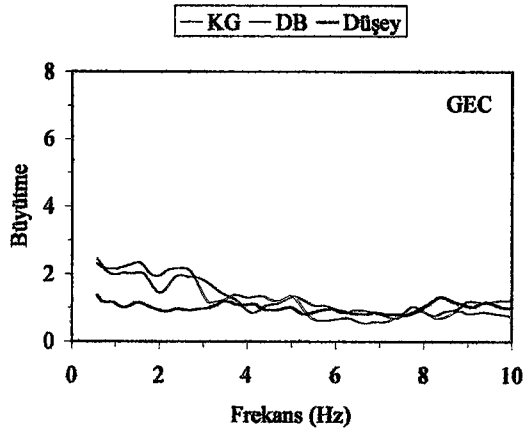


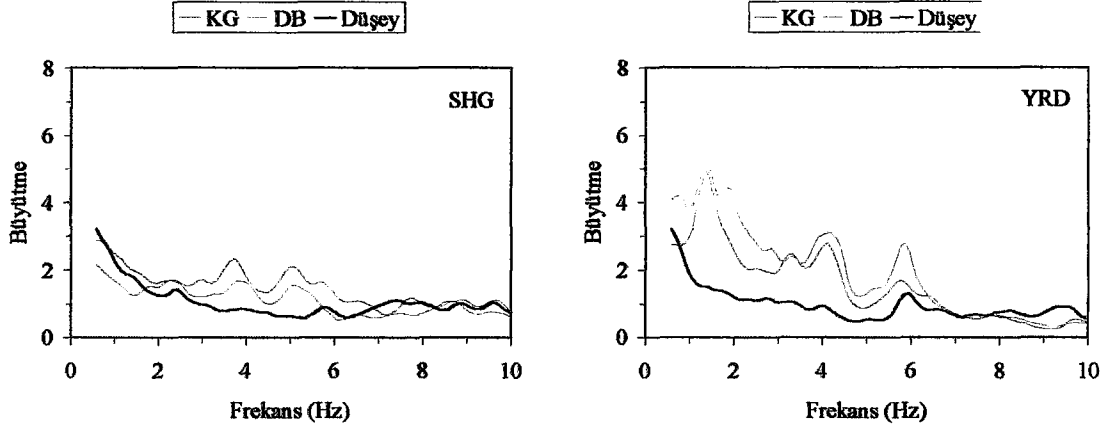
Şekil 3.11. Devam.

Şekil 3.12’de 3 bileşen için (KG, DB ve Düşey) ayrı ayrı KSO yöntemi ile hesaplanan büyütme fonksiyonları görülmektedir. Öncelikle, KG ve DB bileşen büyütme fonksiyonları arasında önemli bir fark görülmediği Şekil 3.12’den açıktır. Asıl dikkat çeken bazı istasyonlarda düşey bileşende görülen büyütmelelerdir. AOK, BKL, CKK, CKV, COT, GEC, HBK, KHM, SGK, SHG ve YRD istasyonlarında düşey bileşendeki büyütmeleler ihmal edilecek kadar küçüktür. Bu istasyonların bazılarında yatay bileşendeki büyütmeleler de çok küçüktür. Fakat AOK, KHM ve YRD gibi istasyonlarda yatay bileşenlerdeki büyütmeleler düşey bileşende görülmemektedir. Diğer taraftan CYH, KIL ve KZK istasyonlarında düşey bileşen büyütmeleler yatay bileşen büyütmeleler ile aynı veya daha fazladır. Bu istasyonlarda yatay ve düşey bileşen büyütme fonksiyonları arasındaki benzerlik düşey bileşen kayıtların da lokal jeolojiden aynı oranda etkilendiğinin bir göstergesidir. Dolayısı ile YDSO yönteminin bu istasyonlarda başarısız kalmasını beklemek doğaldır. Bu üç istasyonda, yani CYH, KIL ve KZK istasyonlarında, maksimum düşey bileşen büyütmeleler sırası ile 1.1 Hz, 1.7 Hz ve 1.3 Hz’te görülmektedir. Şekil 3.11’e dönersek, aynı istasyonlarda bu frekanslarda YDSO yöntemi sonuçlarının KSO yöntemi sonuçlarına göre hemen hemen hiç büyütme vermediği görülmektedir. Düşey bileşenlerin özellikle zemin hakim frekanslarında



Şekil 3.12. Adana-Ceyhan depremi verileri için NAC istasyonu referans seçilerek diğer 14 istasyonda KSO yöntemini kullanarak her üç bileşende (KG: mavi, DB: kırmızı, Düşey: siyah) hesaplanan büyütlme fonksiyonları.





Şekil 3.12. Devam.

önemli büyütme sahip olması, bu istasyonlarda YDSO yönteminin zemin hakim frekansını belirleyememesine neden olmuştur.

Şimdi sonuçlarımızı büyütme fonksiyonları ile lokal jeolojik özellikler arasındaki ilişkiler açısından inceleyelim. Şekil 3.11 ve 3.12'de görüldüğü gibi en düşük büyütme BKL, CKK, CKV, COT, GEC, HKB ve NAC istasyonlarında görülmektedir. Bu istasyonların hepsi kaya veya sert zemin olarak adlandırabileceğimiz formasyonlar üzerinde yer alırlar (Şekil 2.7 ve Tablo 2.3). Ayrıca, bu istasyonların büyütme fonksiyonlarında belirgin bir hakim frekans seçilememektedir. AOK, CYH ve YRD istasyonları Seyhan ve Ceyhan nehirlerinin oluşturduğu alüvyonlar üzerinde yer alırlar. En büyük büyütme bu istasyonlarda rastlanır. AOK istasyonunda zemin hakim frekansı 1.6 Hz'te ve maksimum büyütme yaklaşık 7 katıdır. Bu istasyonda ikinci ve üçüncü modlar açık bir şekilde 5 ve 8.5 Hz civarlarında görülmektedir. (1.3) nolu bağıntıdan faydalanarak basit bir hesap ile hakim frekansı 1.6 Hz olan bir zemin için ikinci ve üçüncü modlar sırası ile 4.8 ve 8 Hz olarak belirlenir. Görüldüğü gibi yarı sonsuz homojen bir tabaka için hesaplanan bu mod frekansları AOK istasyonunda gözlenen ile çok yakın değerlere sahiptir. Bu nedenle AOK istasyonu altındaki zemin yapısı muhtemelen tek boyutlu homojen bir tabaka şeklindedir. Alüvyon için ortalama S dalgası hızını 200 m/sn kabul edersek, doğal frekansı 1.6 Hz olan bir zemin için kalınlık 31 m civarında hesaplanır. Benzer bir durum YRD istasyonunda gözlenmektedir. Bu istasyonda temel frekans 1.4 Hz'te, ikinci mod 4.2 Hz'te ve üçüncü mod 6 Hz civarında görülmektedir. Yine, tek boyutlu homojen bir tabaka hesabı ile birinci ve ikinci mod frekansları doğrulanmakta fakat üçüncü mod yeri 7 Hz olarak çıkmaktadır. CYH istasyonunda sadece temel frekans 1.1 Hz'te gözlenmektedir. Bu istasyonun altındaki yapının AOK ve YRD istasyonlarına göre daha karmaşık yapıda olduğu düşüncesindeyiz.

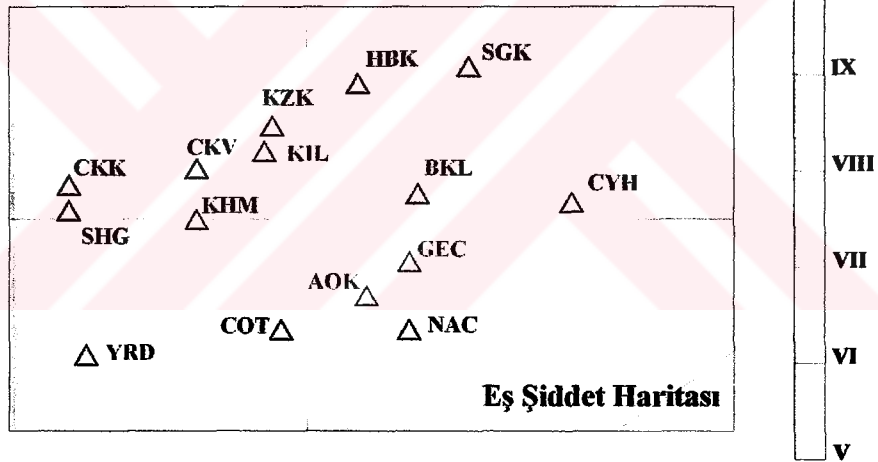
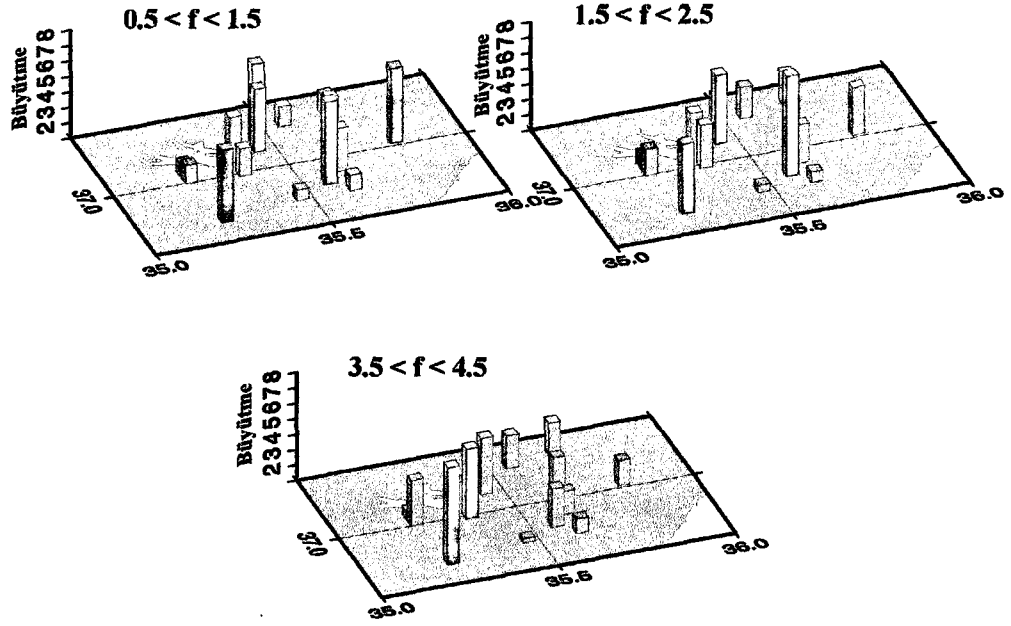
KHM, SHG ve SGK istasyonları alüvyon birim üzerinde yer almalarına rağmen büyütme fonksiyonları AOK, CYH ve YRD istasyonlarından oldukça farklıdır. Bu istasyonlardaki büyütme fonksiyonları daha çok yüksek frekanslarda görülmektedir. KHM ve SHG istasyonlarında büyütme fonksiyonları çok benzerdir ve her iki istasyonda da hakim frekanslar 3.9 ve 5.2 Hz civarlarında görülmektedir. SGK istasyonunda YDSO yöntemi sonuçlarına göre büyütme fonksiyonları 2-8 Hz aralığında toplanmaktadır. Yüksek frekanslarda gerçekleşen bu büyütme fonksiyonları bu istasyonların daha sıkı zeminler üzerinde yer aldıklarını göstermektedir. Muhtemelen nehir yataklarından olan uzaklıkları bu sonucu doğurmuştur.

İlginç bir durum KIL ve KZK istasyonlarına ait büyütme fonksiyonlarında ortaya çıkmıştır. Bu istasyonlar sıkı veya sert zemin olarak sınıflayabileceğimiz kumtaşı-kiltaşı ve kalış formasyonları üzerinde yer almalarına karşın büyütme fonksiyonları alüvyon üzerinde yer alan CYH veya AOK istasyonları büyütme fonksiyonlarına çok benzerdir. KZK istasyonunda zemin hakim frekansı 1.2 Hz'te ve maksimum büyütme 6 katı civarındadır. KIL istasyonunda ise yatay bileşenlerde maksimum büyütme 1-3 Hz arasında görülmekle birlikte düşey bileşen büyütme fonksiyonunda 1.7 Hz'te zemin hakim frekansı açık olarak görülmektedir. Bu istasyonda maksimum büyütme yatay bileşenlerde 5 katı, düşey bileşende 8 katını aşmaktadır. Bu istasyonlardaki hem yüksek büyütme değerleri hem de hakim frekanslar, bilinen yüzey jeolojisi ile uyumsuzdur. Muhtemelen bu istasyonların altındaki zemin düşünüldüğü gibi sıkı bir zemin değildir veya yüzey jeolojisinden farklı olarak derinlere doğru zemin yapısı oldukça kötü olabilir. Büyütme fonksiyonlarının yüksek çıkmasının bir diğer nedeni ise bu istasyonların kotlarının yüksek olması nedeni ile topografik bir etki rol oynamış olmasıdır. İlerideki bölümde bahsedileceği gibi bu istasyonlar çevresinde hasar oranları ve şiddet değerleri de yüksektir.

3.2.1. Büyütme Fonksiyonları İle Hasar ve Şiddet Arasındaki İlişki

Şekil 3.13'de farklı frekanslar için, $f = 1, 2$ ve 4 Hz ($T = 1, 0.5$ ve 0.25 sn), hazırlanan eş büyütme grafikleri ile 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan depremi eş şiddet haritası karşılaştırılmaktadır. Eş büyütme grafikleri, $f-0.5$ ve $f+0.5$ Hz frekans aralığına düşen, yöntem farkı gözetmeksizin maksimum büyütme fonksiyonları belirlenerek hazırlanmıştır. Eş şiddet haritası ise Gündoğdu ve diğ. [119]'den yararlanılarak Güncelleştirilmiş Mercalli skalasına göre hazırlanmıştır.

Eş şiddet ve eş büyütme grafikleri arasında bazı önemli benzerlikler vardır. Yüksek şiddet değerlerinin gözlemlendiği bölgeler içinde kalan istasyonlar genelde yüksek büyütme fonksiyonları sahip istasyonlardır. Maksimum şiddet AOK istasyonu civarında IX olarak belirlenmiştir. Ana şok episantrınının bu bölgede yer alması şiddetin maksimum



Şekil 3.13. Adana-Ceyhan depremi verilerinden $f=1, 2$ ve 4 Hz için hazırlanan eş büyütme grafikleri (üstte). 5 ve üzeri maksimum büyütmeye sahip istasyonlar kırmızı renkli barlar ile gösterilmiştir. Gündoğdu ve diğ. [119] çalışmasından yararlanılarak hazırlanan eş şiddet haritası (altta).

gözlenmesine neden olmuştur. Bunun yanında AOK istasyonunda belirlenen 7 katı aşan büyütme muhtemelen şiddet değerlerinin yüksek çıkmasına katkıda bulunmuştur. Şiddet değerleri episanırdan güneydoğuya, NAC istasyonuna doğru gittikçe hızla azalmaktadır. NAC istasyonu KD-GB uzanımlı Misis dağlarının eteklerinde Üst Kretase yaşlı kireçtaşları üzerinde yer alır. Şekilde görüldüğü gibi bu istasyon en düşük büyütmeyle sahip istasyonlardan biridir. Buna karşın şiddet değerleri CYH, KZK, KIL ve KHM istasyonlarına doru gidildikçe çok yavaş oranda azalır. Şekil3.13'te görüldüğü gibi şiddet konturları bu istasyon bölgelerine doğru bir genişleme gösterir. Eş büyütme grafiklerinde görüldüğü gibi bu istasyonlar değişik

frekanslarda önemli büyütmelemelere sahip istasyonlardır. COT istasyonu episantra çok yakın bir yerde olmasına rağmen şiddet değeri çok küçüktür. Aynı zamanda bu istasyonda incelenen frekans aralığında büyütme değerleri çok küçük, 1 civarındadır. Farklı bir durum YRD istasyonunda gözlemlenir. Bu istasyon değişik frekanslarda önemli büyütmelemelere sahip olmasına karşın yer aldığı bölgede şiddet değeri oldukça küçüktür (VI). Bunun nedenleri; şiddet haritasının hazırlanması sırasındaki bir eksiklikten kaynaklanıyor olabilir, kırılma mekanizmasının özelliklerinden olabilir (örneğin yönelim etkisi gibi) veya bu bölgedeki yapı türlerinin bir şekilde hasardan uzak kalması olabilir (biraz sonra bahsedeceğimiz rezonans etkisi gibi).

Şekil 3.13'ün incelenmesinden görüldüğü gibi yüksek şiddet değerleri ile lokal jeoloji etkileri arasında belirgin bir ilişki mevcuttur. Yüksek şiddet değerlerinin en önemli göstergesi meydana gelen hasar miktarıdır. Depremde en fazla hasar Ceyhan nehrinin alüvyonları üzerine kurulu olan Ceyhan ilçesinde meydana gelmiştir. Adana'da ise en fazla hasar Tepebağ tepesi üzerine kurulmuş olan Tepebağ ve Kayalıbağ mahalleleri ile Seyhan nehri alüvyonları üzerine kurulmuş Sucuzade, Alidede, Beşocak, Havuzlubahçe, Dağlıoğlu, Bey, Gülbahçesi, Hürriyet, Kiremithane, PTT Evleri mahallelerinde meydana gelmiştir. Ayrıca, topografik yükseklikleri şapka şeklinde kaplayan ve ikincil bir oluşuk olan kalış üzerine kurulmuş olan Suluca, Yürekli, Dağcı, Kılıçlı gibi köylerde ve Organize Sanayi Sitesinde hasar büyük olmuştur [120].

Wenk ve diğ. [98] bölgede yaptıkları çalışmada Ceyhan ilçesinde depremden en fazla 5 ve 6 katlı binaların etkilendiğini tespit etmişlerdir. Yaptıkları çalışmada bu binaların hakim frekanslarının 5 katlı bina için 0.9-1.3 Hz ve 6 katlı bina için 0.7-1.1 Hz aralığında olduğunu hesaplamışlardır. Ceyhan ilçesinde alüvyon üzerinde yer alan CYH istasyonunda belirlediğimiz zemin hakim frekansı 1.1 Hz'tir (Şekil 3.11) ve 5-6 katlı binaların hakim frekansları ile çakışmaktadır. Bir diğer ağır hasar gören bölge yaklaşık Adana ve Ceyhan'a eşit uzaklıkta bulunan Organize Sanayi Bölgesi'dir. Organize Sanayi Bölgesi çoğunluğu modern, betonarme, çelik çatılı, tek katlı prefabrik 314 yapıdan oluşmaktadır. Yerleşim alanı daha sıkı zemin özelliklerine sahip bir tepe üzerine kuruludur. Bu bölgedeki yapılarda meydana gelen hasar diğer yerlere göre çok daha fazladır [85]. Ne yazık ki bu bölge içinde bir istasyonumuz yoktur. Fakat KHM istasyonumuz hem bu bölgeye yakın hem de benzer zemin koşullarına sahiptir. Şekil 3.11, 3.12, ve 3.13'de görüldüğü gibi KHM istasyonu 3-6 Hz arasında 6 katına varan büyütmelemelere sahiptir. Hakim frekanslar 3.8 ve 5.2 Hz civarında görülmektedir. Muhtemelen, Organize Sanayi Bölgesi içindeki yapılarda tek katlı ve rijit olmaları nedeni ile zemin ile benzer hakim frekanslarına sahiptirler. Ayrıca, Adana içinde meydana gelen hasar nispeten daha sıkı zeminler üzerinde yer alan az katlı yapılardadır.

Görüldüğü gibi zemin ve üzerindeki yapıların benzer hakim frekansa sahip olması yapıların deprem sırasında aşırı yüklere uğradıklarının bir göstergesidir. Dolayısı ile bölgede meydana gelen hasarlarda yetersiz inşaatçılık kalitesinin yanı sıra rezonans etkisinin de önemli rol oynamış olabileceği açıktır.

3.3. GÖZLEMSEL ve TEORİK SONUÇLARININ KARŞILAŞTIRILMASI

Sismik dalgalar kaynaktan istasyonun bulunduğu yerdeki lokal jeolojiye ya da ana kaya sınırına kadar yer içinde onlarca kilometre yol almalarına karşın seyahatlerinin son bölümünü kalınlığı genelde 100 m'den küçük olan zemin tabakaları içinde geçirirler ve zemin tabakaları yeryüzündeki hareketin karakteristiklerini belirlemekte çok önemli bir rol oynar. 1920'lerden beri sismologlar ve daha sonraları geoteknik ile uğraşan inşaat ve deprem mühendisleri, lokal jeolojik koşulların yer hareketine etkilerini teorik modellerle açıklamaya çalıştılar. Geliştirilen modeller genelde problemin boyutları ile ilgili olarak bir boyutlu, iki boyutlu ve üç boyutlu şeklinde gruplandırılabilir. Aşağıda ayrıntılarını vereceğimiz bir boyutlu (1D) modeller basit bağıntılar içermekle birlikte boyut arttıkça bağıntılar karmaşıklaşmakta ve daha ayrıntılı çalışmalara, daha güçlü bilgisayarlara ihtiyaç duyulmaktadır. Değişik çalışmalarda bir boyutlu modellerin ne kadar yeterli olduğu veya ne zaman iki veya üç boyutlu modellere ihtiyaç olduğu tartışılmıştır [73]. Bu bir bakıma modellenen olan basenin yapısı ile de ilgilidir. Genelde yeterli basitliğe sahip yanal süreksizlikler içermeyen basenlerde bir boyutlu modeller oldukça iyi sonuçlar vermiştir.

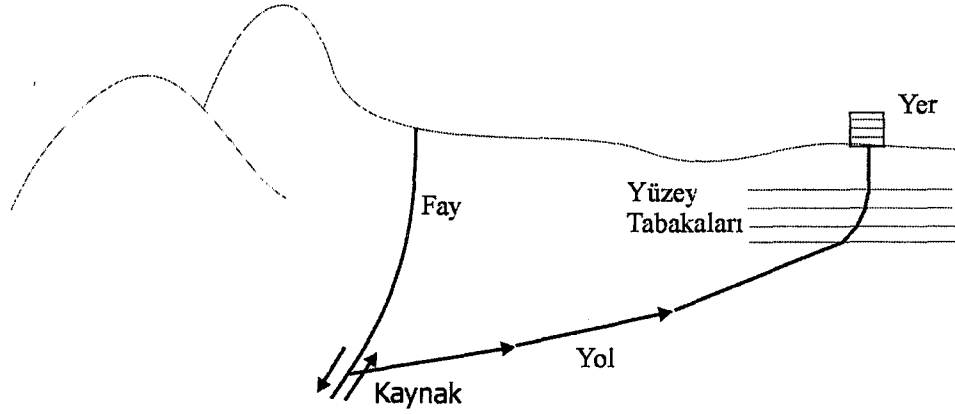
Çalışmamızın bu bölümünde teorik bir boyutlu modeller yardımı ile Dinar için büyütmeye fonksiyonları hesaplanmaya çalışılacaktır. Dinar bölgesi için yapılmış bazı çalışmalarda sondaj verilerine ve gerekli parametrelere ulaşmak mümkün olmuştur. Fakat Adana bölgesi için henüz böyle bir veri elde edilememiştir.

3.3.1. Bir Boyutlu Lokal Jeoloji Etkisinin Teorisi

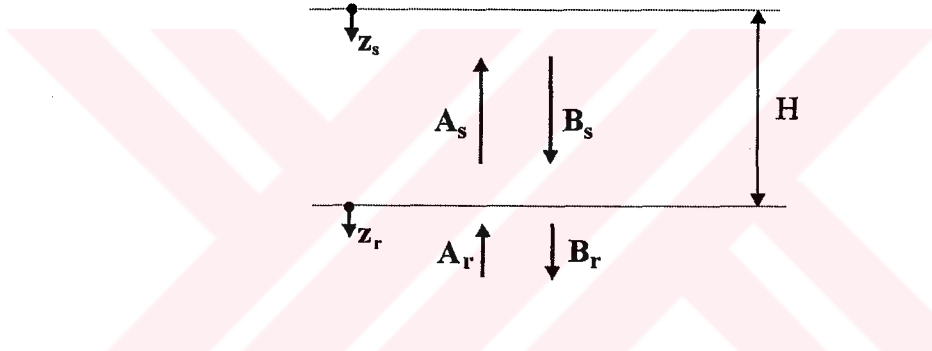
Yer içinde bir deprem meydana geldiğinde cisim dalgaları kaynaktan tüm yönlerde yayılmaya başlarlar. Farklı jeolojik birimler arasındaki sınırlara eriştiklerinde ya kırılarak bir üst birime geçerler ya da yansyarak aynı birim içine geri dönerler. Genel olarak yer yüzüne yakın materyallerin dalga yayılım hızları derinlerdekine göre daha düşük olduğundan dalgalar yeryüzüne yaklaştıkça dike daha yakın olarak kırılırlar (Şekil 3.14). Bir boyutlu lokal jeoloji etkisi analizleri, tüm zemin tabaka sınırlarının yatay olduğu ve asıl etkilerin düşey yayılan SH dalgalarından kaynaklandığı varsayımları üzerine kurulmuştur [3].

3.3.1.1. Tek Tabaka Problemi

Şekil 3.15'te gösterildiği gibi sonsuz derinliğe sahip elastik bir ana kaya üzerinde H kalınlığına sahip homojen bir zemin tabakası düşünelim. s ve r indisleri sırası ile zemin ve ana kayayı temsil etmek üzere her bir tabaka içindeki, düşey yayılan harmonik S dalgalarının oluşturduğu yatay yerdeğiştirmeler;



Şekil 3.14. Yeryüzüne yakın tabakalarda sismik dalga hızlarının daha küçük olması nedeni ile aşağıdan gelen dalgalar düşeye yakın kırılırlar.



Şekil 3.15. Sonsuz derinliğe sahip elastik kaya tabakası üzerinde yer alan H kalınlığına sahip homojen zemin tabakası (s: zemin tabakası indisi, r: kaya indisi).

$$u_s(z_s, t) = A_s e^{i(\omega t + k_s^* z_s)} + B_s e^{i(\omega t - k_s^* z_s)} \quad (3.1)$$

$$u_r(z_r, t) = A_r e^{i(\omega t + k_r^* z_r)} + B_r e^{i(\omega t - k_r^* z_r)} \quad (3.2)$$

yazılabilir. Burada ω harmonik dalganın dairesel frekansı, k^* ise kompleks dalga sayısıdır:

$$k^{*2} = \frac{\rho \omega^2}{G + i\omega \eta} = \frac{\rho \omega^2}{G^*} \quad (3.3)$$

Kritik sönüm oranı $\xi = \omega \eta / 2G$ kullanılarak kompleks kayma modülü G^* ;

$$G^* = G + i\omega \eta = G(1 + 2i\xi) \quad (3.4)$$

şeklinde yazılabilir (η : Viskosite). Serbest yüzeyde ($z_s=0$) kayma gerilmesinin (τ) sıfır olması nedeni ile;

$$\tau(0,t) = G_s^* \gamma(0,t) = G_s^* \frac{\partial u_s(0,t)}{\partial z_s} = 0 \quad (3.5)$$

yazılabilir (γ : Kayma deformasyonu). (3.1) denklemini (3.5)'te yerine koyup türevleri alırsak;

$$G_s^* i k_s (A_s e^{i k_s(0)} - B_s e^{-i k_s(0)}) e^{i \omega t} = G_s^* i k_s (A_s - B_s) e^{i \omega t} = 0 \quad (3.6)$$

denklemini elde ederiz. Bu denklem ancak $A_s=B_s$ olduğunda doğrulanır. Ana kaya/zemin ara yüzeyinde gerilmelerin ve yerdeğiştirmelerin sürekliliği;

$$u_s(z_s = H) = u_r(z_r = 0) \quad (3.7)$$

$$\tau_s(z_s = H) = \tau_r(z_r = 0) \quad (3.8)$$

koşullarını gerektirir. (3.1) ve (3.2) denklemlerini (3.7)'da yerine koyarsak;

$$A_s (e^{i k_s^* H} + e^{-i k_s^* H}) = A_r + B_r \quad (3.9)$$

elde ederiz. Kayma gerilmesi ($\tau = G_s^* \partial u / \partial z$) ve (3.8) nolu denklemden;

$$A_s i G_s^* k_s^* (e^{i k_s^* H} - e^{-i k_s^* H}) = i G_r^* k_r^* (A_r - B_r)$$

veya

$$\frac{G_s^* k_s^*}{G_r^* k_r^*} A_s (e^{i k_s^* H} - e^{-i k_s^* H}) = A_r - B_r \quad (3.10)$$

elde ederiz. Bu denklemdeki oran;

$$\frac{G_s^* k_s^*}{G_r^* k_r^*} = \alpha_z^*$$

kompleks empedans oranı olarak bilinir. (3.9) ve (3.10) denklemlerini birlikte çözersek;

$$A_r = \frac{1}{2} A_s \left[(1 + \alpha_z^*) e^{i k_s^* H} + (1 - \alpha_z^*) e^{-i k_s^* H} \right] \quad (3.11a)$$

$$B_r = \frac{1}{2} A_s \left[(1 - \alpha_z^*) e^{i k_s^* H} + (1 + \alpha_z^*) e^{-i k_s^* H} \right] \quad (3.11b)$$

elde ederiz.

A genliğine sahip düşey olarak kaya içinde yukarı doğru yayılan bir kayma dalgası eğer zemin tabakaları yok ise kaya yüzeyinde serbest yüzey etkisi nedeni ile $2A$ genliğinde bir hareket üretecektir. Eğer zemin tabakaları mevcut ise o zaman yüzeydeki hareketin genliği;

$$2A_s = \frac{4A}{(1 + \alpha_z^*)e^{ik_z^*H} + (1 - \alpha_z^*)e^{-ik_z^*H}} \quad (3.12)$$

olacaktır. Transfer fonksiyonu veya lokal jeoloji etkisi, $F(w)$, zemin yüzeyindeki hareket genliğinin kaya yüzeyindeki hareket genliğine oranıdır;

$$F(w) = \frac{2}{(1 + \alpha_z^*)e^{ik_z^*H} + (1 - \alpha_z^*)e^{-ik_z^*H}} \quad (3.13)$$

Görüldüğü gibi transfer fonksiyonu kompleks bir fonksiyondur. Euler Kanunu kullanılarak aşağıdaki şekilde de yazılabilir:

$$F(w) = \frac{1}{\cos k_z^*H + i\alpha_z^* \sin k_z^*H} \quad (3.14)$$

Transfer fonksiyonu zemin yüzeyindeki hareket genliğinin kaya yüzeyindeki hareket genliğine oranı şeklinde belirlendiğinden dolayı zemin yüzeyindeki genlik, kaya yüzeyindeki genlik ile transfer fonksiyonunun çarpımı şeklinde elde edilebilir. Bu yüzden ana kayadan zemin tabakalarına giren periyodik bir hareket için zemin tabakalarının etkisi şu şekilde belirlenebilir:

- Ana kaya üzerinde elde edilmiş bir kayıt zemin tabakalarının altından giriş yapan bir dalga olarak düşünülür. Bu dalga hareketi frekans ortamında farklı genlik, frekans ve faz açılarına sahip bir seri sinüs dalgalarının toplamı şeklinde ifade edilir. Bu Fourier serileri sanal ve gerçel kısımlardan oluşur.
- (3.14) denklemini yardımı ile Transfer Fonksiyonu belirlenir. Yine aynı şekilde transfer fonksiyonu da sanal ve gerçel kısımlara sahiptir.
- Giriş hareketi ile Transfer Fonksiyonu frekans ortamında çarpılarak çıkış hareketi yani zemin yüzeyindeki hareket frekans ortamında elde edilir.
- Ters Fourier dönüşümü ile zemin yüzeyindeki hareket zaman ortamında elde edilir.

3.3.1.2. Çok Tabaka Problemi

Tek tabaka probleminde kullanılan yaklaşım aynı şekilde çok tabaka problemi için de kullanılır. Tek fark, Transfer Fonksiyonu çok tabaka için daha karmaşıktır. Şekil 3.16'da gösterildiği gibi m adet yatay tabakadan oluşan bir zemin düşünelim. N . tabaka zemin altındaki ana kayadır. m . tabakadaki yatay yerdeğiştirmeler;

$$u_m(z_m, t) = (A_m e^{ik_m^* z_m} + B_m e^{-ik_m^* z_m}) e^{i\omega t} \quad (3.15)$$

denklemleri ile verilebilir. m ve $m+1$ arasındaki sınırdaki yerdeğiştirmelerin sürekliliğinden;

$$A_{m+1} + B_{m+1} = A_m e^{ik_m^* h_m} + B_m e^{-ik_m^* h_m} \quad (3.16)$$

ve kayma gerilmelerinin sürekliliğinden;

$$A_{m+1} - B_{m+1} = \frac{G_m^* k_m^*}{G_{m+1}^* k_{m+1}^*} (A_m e^{ik_m^* h_m} - B_m e^{-ik_m^* h_m}) \quad (3.17)$$

elde edilir. Görüldüğü gibi (3.16) ve (3.17) denklemleri (3.9) ve (3.10) denklemleri ile benzerdir. m ve $m+1$ arasındaki sınırdaki kompleks empedans oranını α_m^* ile gösterirsek $m+1$. tabakadaki genlikler (3.16) ve (3.17) denklemlerinden faydalanarak m . tabakadaki genliklerden bulunabilir:

$$A_{m+1} = \frac{1}{2} A_m (1 + \alpha_m^*) e^{ik_m^* h_m} + \frac{1}{2} B_m (1 - \alpha_m^*) e^{-ik_m^* h_m} \quad (3.18a)$$

$$B_{m+1} = \frac{1}{2} A_m (1 - \alpha_m^*) e^{ik_m^* h_m} + \frac{1}{2} B_m (1 + \alpha_m^*) e^{-ik_m^* h_m} \quad (3.18b)$$

Tabaka	Koordinat	Özellikler	Kalınlık
1	z_1	$G_1 \xi_1 \rho_1$	h_1
2	z_2	\vdots	\vdots
\vdots	\vdots	\vdots	\vdots
m	z_m	$G_m \xi_m \rho_m$	h_m
$m+1$	z_{m+1}	$G_{m+1} \xi_{m+1} \rho_{m+1}$	h_{m+1}
$m+2$	z_{m+2}	\vdots	\vdots
\vdots	\vdots	\vdots	\vdots
N	z_N	$G_N \xi_N \rho_N$	$h_{N=\infty}$

Şekil 3.16. Bir boyutlu tabakalanmış zemin sistemi.

Yer yüzünde ($z_1=0$) kayma gerilmesinin sıfır olma zorunluluğu $A_1=B_1$ koşulunu ifade eder. (3.18) denklemlerinin $m=1, 2, 3, \dots, N$ tabakaları için ardı sıra uygulanması A_{m+1} ve B_{m+1} ile A_m ve B_m parametreleri;

$$A_{m+1} = a_{m+1}(w)A_1 \quad (3.19a)$$

$$B_{m+1} = b_{m+1}(w)B_1 \quad (3.19b)$$

şeklinde ilişkilendirilebilir. Burada $a_{m+1}(w)$ ve $b_{m+1}(w)$ fonksiyonları $m+1$. tabaka üzerindeki tüm tabakaların ara yüzeylerinde oluşan dalga girişim etkilerini temsil eder. O zaman her hangi iki tabaka üzerindeki, örneğin i ve j tabakaları, hareketleri ilişkilendiren bir Transfer Fonksiyonu;

$$F_{ij}(w) = \frac{a_i(w) + b_i(w)}{a_j(w) + b_j(w)} \quad (3.20)$$

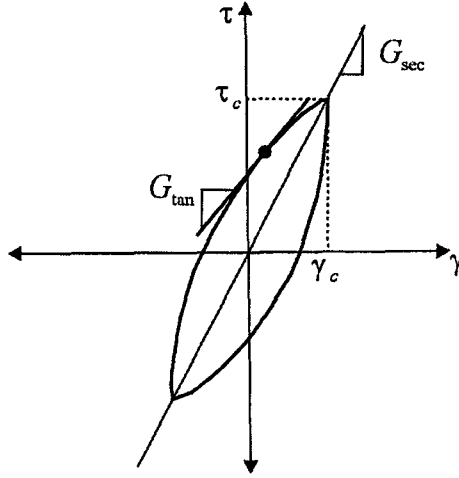
bağıntısı ile ifade edilebilir.

Bu Transfer Fonksiyonu oldukça karmaşık olabilir fakat tek tabaka için geliştirilen basit Transfer Fonksiyonu ile aynı şekilde kullanılır. (3.20) denkleminde görüldüğü gibi her hangi bir tabakadaki hareket, başka bir tabakadaki hareketten belirlenebilir. Böylece zemin profili içindeki her hangi bir noktada hareket bilinirse istenilen başka bir nokta için hareket elde edilebilir.

3.3.2. Eşdeğer Doğrusal Analiz

Doğrusal olmayan zemin davranışının iyi anlaşılması ile birlikte güvenilir lokal jeoloji etkisi hesaplamak için eşdeğer doğrusal yaklaşımı geliştirmek zorunluluğu doğdu. Doğrusal yaklaşım her bir zemin tabakası için sabit kayma modülü (G) ve sönüm oranı (ξ) gerektirir. Oysa doğrusal olmayan zemin gerilme-deformasyon ilişkisine göre kayma modülü ve sönüm oranı sürekli değişmektedir. SHAKE [66] ve bu çalışmada kullandığımız EERA [121] türü programlarda kullanılan analiz yöntemi doğrusal olmayan gerilme-deformasyon davranışını hesaba katamaz. Çünkü, bu programlarda giriş hareketinin Fourier serileri ile temsil edilmesi ve dalga denkleminin çözümü için transfer fonksiyonlarının kullanımı süperpozisyon prensibine dayanır ve süperpozisyon prensibi sadece doğrusal durumlar için geçerlidir.

Çevrimsel olarak yüklenen zeminlerin doğrusal olmayan histeritik gerilme-deformasyon davranışına eşdeğer doğrusal zemin özellikleri ile yaklaşılabilir. Simetrik çevrimsel yüklemeye uğrayan tipik bir zemin Şekil 3.17'de gösterilen tipte bir histerizis eğrisi sergiler. Bu eğri iki şekilde tanımlanabilir; birincisi eğrinin kendisi ile, ikincisi de bu



Şekil 3.17. Çevrimsel yüklemde secant kayma modülü, G_{sec} ve tanjant kayma modülü, G_{tan} .

eğrinin genel şeklini temsil eden parametreler ile. Genel terminolojide bir histerizis eğrisinin şekli iki önemli parametre ile karakterize edilir; bunlar eğrinin eğimi ve genişliğidir. Eğrinin eğimi zeminin sıklığı ile ilişkilidir ve yükleme işlemi boyunca her hangi bir noktada tanjant kayma modülü, G_{tan} , ile tanımlanabilir. G_{tan} eğri boyunca değişir fakat tüm eğriyi temsil edecek bir secant kayma modülü, G_{sec} , tanımlanabilir:

$$G_{sec} = \frac{\tau_c}{\gamma_c} \quad (3.21)$$

Burada τ_c ve γ_c sırası ile kayma gerilmesi ve kayma deformasyonu genlikleridir. Böylece G_{sec} histerizis eğrisinin genel eğimini temsil eder. Histerizis eğrisinin genişliği, enerji tüketiminin bir ölçümü olan ve sönüm oranı (ξ) ile tanımlanan eğri alanı ile ilişkilidir:

$$\xi = \frac{W_D}{4\pi W_S} = \frac{1}{2\pi} \frac{A_{loop}}{G_{sec} \gamma_c^2} \quad (3.22)$$

Burada W_D tüketilen enerji, W_S maksimum deformasyon enerjisi, ve A_{loop} eğri içinde kalan alanı temsil etmektedir. G_{sec} ve ξ parametreleri eşdeğer doğrusal materyal parametreleri olarak bilinir.

Lokal jeoloji etkisi analizlerinin belirli tiplerinde, örneğin SHAKE [66] ve EERA [121], eşdeğer doğrusal materyal parametreleri zemin davranışını tanımlamak için doğrudan kullanılır. Diğer tip analizlerde ise yani doğrusal olmayan modellerde histerizis eğrisinin kendisi kullanılır. Eşdeğer doğrusal modeller çok yaygın kullanılmasına

karşın unutulmamalıdır ki eşdeğer doğrusal model gerçek doğrusal olmayan model için sadece bir yaklaşımdır.

Eşdeğer doğrusal modellerin lokal jeoloji etkilerinin belirlenmesinde yaygın olarak kullanılmaya başlanmasıyla birlikte G_{sec} ve ξ parametrelerinin önemi giderek artmıştır. Farklı zemin türleri için kayma deformasyonu genliğine bağlı olarak kayma modülü azalım eğrileri ve sönüm eğrileri geliştirilmiştir (Şekil 1.8).

Eşdeğer doğrusal analizde kayma modülü ve sönüm oranı değerleri, her bir tabakaya tatbik olunan deformasyon seviyesi ile uyumlu olabilmesi için iterasyonlar ile belirlenir. Şekil 3.18'e bağlı olarak iterasyon işlemi aşağıdaki adımlarda anlatılmaktadır:

1. Her bir tabaka için G_{sec} ve ξ başlangıç değerleri hesaplanır. Başlangıç değerleri genellikle aynı deformasyon seviyesine tekabül eder: küçük deformasyon değerleri başlangıç hesabı için sık kullanılır.
2. Hesap edilen G_{sec} ve ξ değerleri, her bir tabaka için zaman ortamı kayma deformasyonu değerlerini içeren lokal jeoloji etkisini hesaplamak için kullanılır.
3. Hesaplanan zaman ortamı kayma deformasyonları içindeki maksimum kayma deformasyonundan her bir tabaka içindeki efektif kayma deformasyonu belirlenir. j . tabaka için bu;

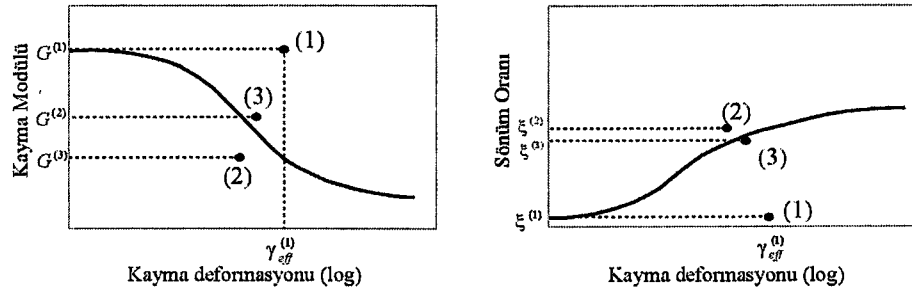
$$\gamma_{eff,j}^{(i)} = R_\gamma \gamma_{max,j}^{(i)} \quad (3.23)$$

denkleminde belirlenir. Burada üst indis iterasyon sayısını gösterir ve R_γ efektif kayma deformasyonunun maksimum kayma deformasyonuna oranıdır. R_γ deprem büyüklüğüne bağlıdır ve,

$$R_\gamma = \frac{M-1}{10} \quad (3.24)$$

denkleminde elde edilir.

4. Bu efektif kayma deformasyonundan yeni eşdeğer doğrusal değerler, $G^{(i+1)}$ ve $\xi^{(i+1)}$, yeni iterasyon için seçilir.
5. 2-4 adımlar, hesaplanan kayma modülü ve sönüm oranı arasındaki fark tüm tabakalarda peş peşe gelen iki iterasyon arasında önceden belirlenen bir değerin altına düşene kadar tekrarlanır. Yaklaşma mutlak olarak garanti edilmemesine rağmen 3-5 iterasyon sonrasında genellikle farklar %5-10'un altına düşer.



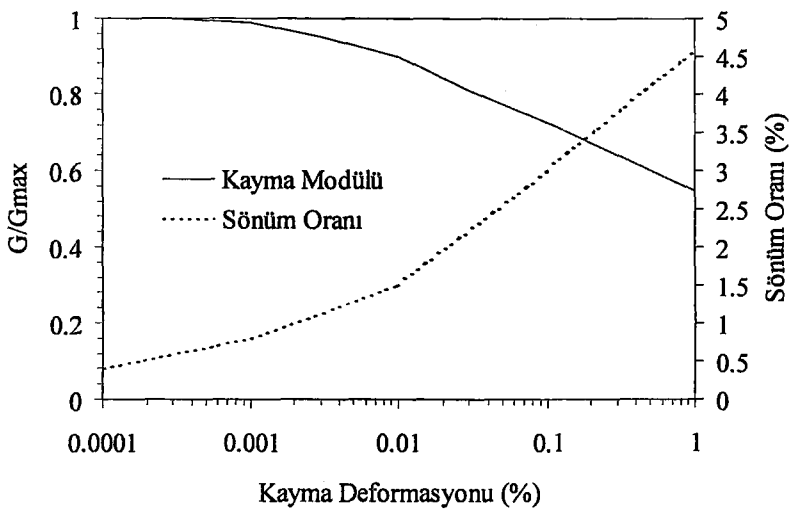
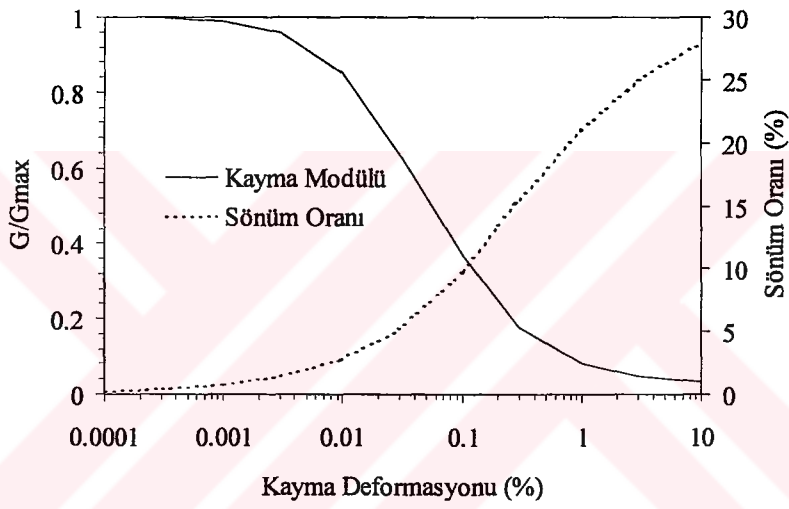
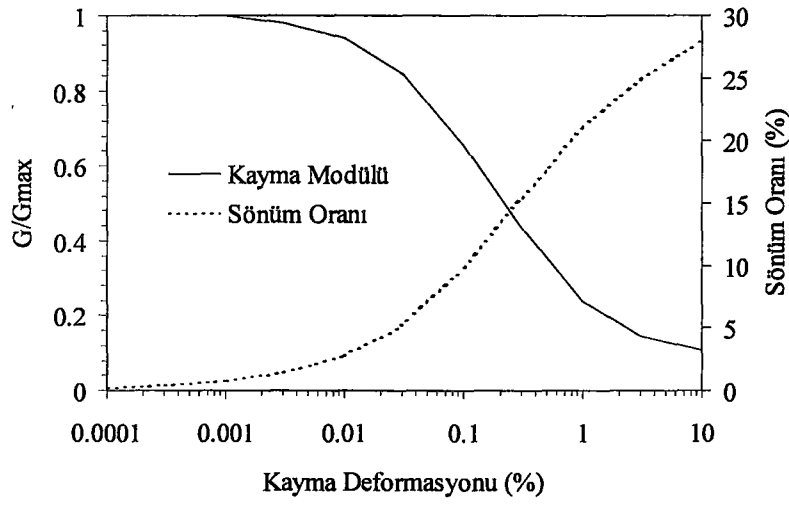
Şekil 3.18. Eşdeğer doğrusal analizde kayma deformasyonuna bağlı olarak sönüm oranı ve kayma modülünün iterasyonu.

3.3.3. Dinar Bölgesi İçin Teorik Lokal Jeoloji Etkileri

Çok tabakalı ortamlarda bir boyutlu lokal jeoloji etkisi analizlerinde eşdeğer doğrusal model ile en çok kullanılan programlardan birisi SHAKE [66] programıdır. Bizim bu çalışmada kullandığımız Equivalent-linear Earthquake Site Response Analyses of Layered Soil Deposits (EERA) programı [121], SHAKE'in daha modern bir versiyonudur. Program kaya üzerinde alınmış bir deprem kaydını zemin tabakalarının en altından giriş verisi olarak kullanır ve yukarıda teorisini anlattığımız eşdeğer doğrusal analiz yardımı ile zemin tabakalarının transfer fonksiyonunu giriş verisi ile frekans ortamında çarparak ve tekrar ters Fourier dönüşümünü alarak istenilen tabakadaki kaydı elde eder. Aynı zamanda yumuşak zemin üzerinde alınmış bir kayıttan transfer fonksiyonu yardımı ile zemin tabakalarının etkisi giderilerek ana kaya kaydı da elde edilebilir.

Görüldüğü gibi program zemin tabakalarını tanımlayacak parametrelere ihtiyaç duyar. Örneğin zemini oluşturan tabakaların kalınlıkları, yoğunlukları, S dalga hızları, kayma modülü azalım eğrisi ve sönüm oranı eğrisi gibi. Kendi içinde bazı özel tabakalar için (örneğin kil, kum, ve ana kaya) kayma modülü ve sönüm oranı eğrileri taşımakla birlikte kullanıcı tarafından da bu bilgiler girilebilir. Şekil 3.19'da program içinde yer alan ve bu çalışmada kullanılan kil, kum ve kaya için kayma modülü ve sönüm oranı grafikleri gösterilmektedir.

1 Ekim 1995 Dinar depreminden sonra Afet İşleri Genel Müdürlüğü koordinatörlüğünde Ortadoğu Teknik Üniversitesi, Süleyman Demirel Üniversitesi ve İller Bankası Genel Müdürlüğü tarafından bölgede zemin araştırmaları yapılmıştır. Yapılan işlemler dört ana başlık altında toplanabilir: Sismik kırılma analizleri, sondaj, öz direnç analizleri ve gözlem çukurları. Süleyman Demirel Üniversitesi tarafından yapılan sismik kırılma analizlerinde kullanılan kaynak nedeni ile erişilebilen derinlik çok sığdır [76]. Bu nedenle bir ana kaya derinliği veya ana kaya olarak kabul edilen bir hıza erişmek (genellikle S dalga hızı 700 m/sn) mümkün olmamıştır. Yine aynı kurum



Şekil 3.19. EERA [121] programı içinde yer alan kil (üstte), kum (ortada) ve kaya (altta) için kayma modülü ve sönüm oranı eğrileri.

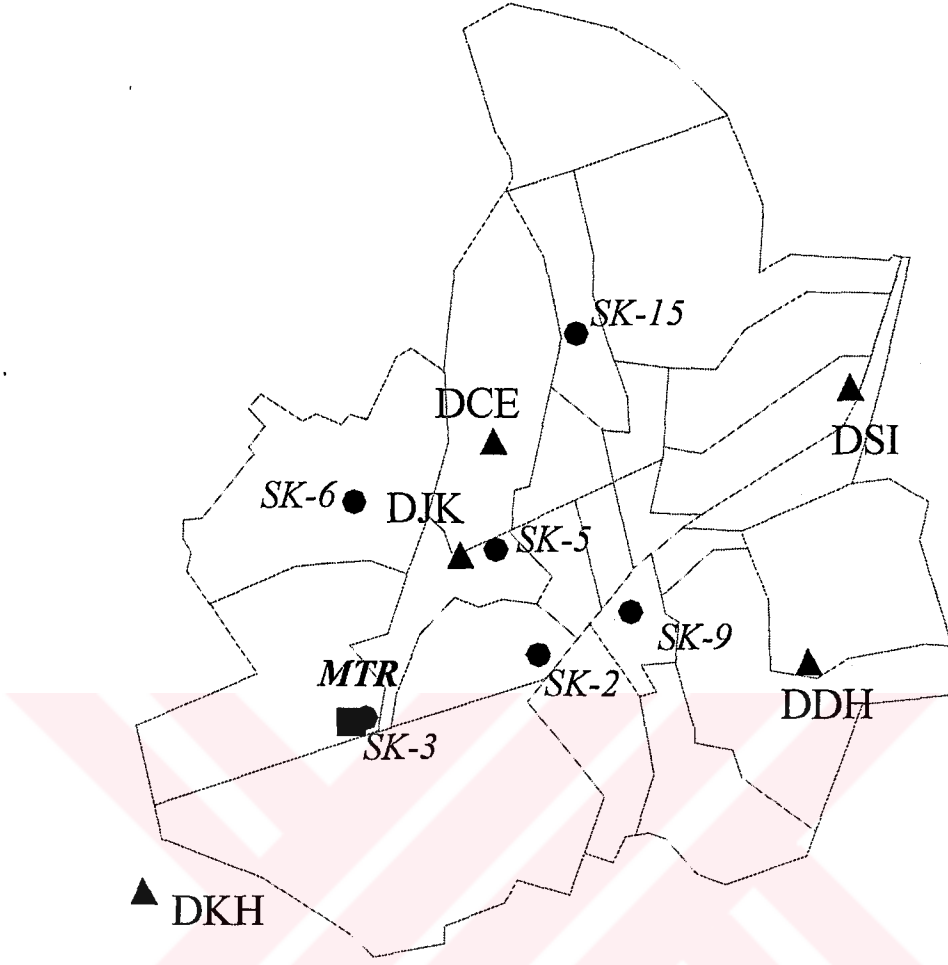
tarafından yapılan ve Özpınar [102] verilerinden yararlanılan özdirenç testlerinden Dinar baseninin kesiti çıkarılmaya çalışılmıştır. Bu verilerden yararlanarak elde ettiğimiz AB kesiti Şekil 2.3'te gösterilmiştir. 1-1.5 m derinliğindeki gözlem çukurlarından zemin profili ve yer altı su seviyesi belirlenmeye çalışılmıştır. Bunların yanında İller bankası tarafından zemin araştırması için açtırılan birkaç sondaj mevcuttur. Bu sondajların derinlikleri genellikle 30 m'dir ve SPT deneylerine sahiptir [78]. Ayrıca Devlet Su İşleri tarafından su temini amaçlı açılan 163 ve 100 m derinliğe sahip sadece zemin profilinin görülebileceği iki kuyu da bölgede mevcuttur [78].

Araştırma sonuçlarına göre Dinar'da yer altı su seviyesi yüzeye çok yakın, topografyaya bağlı olarak 80 cm ile 5 m arasında değişmektedir. Ova içinde zemin formasyonları çoğunlukla kumlu çakıl, siltli kum, siltli kumlu kil, killi ve siltli kum birimlerinden oluşmaktadır. Sondaj bilgilerinden alüvyonun yapısının hem yatay hem de düşey yönde çok kısa mesafelerde önemli oranda değiştiği anlaşılmaktadır.

Çalışmamızda teorik büyütme fonksiyonlarını hesaplamak için kullandığımız veriler Güllü [122]'nin çalışmasına dayanmaktadır. Bu çalışmada Dinar içinde açılan sondaj verileri ve mikrotremor ölçümleri mikrobölgeleme amacı ile kullanılmıştır. Sondaj derinlikleri 20-40 m arasında değişmekte olup hepsi SPT deneylerine sahiptir. Çalışmacı tarafından SPT değerlerinden faydalanarak her bir sondaj için hız profilleri elde edilmiştir. Ayrıca iki kuyuda (SK-2 ve SK-3) kuyu içi ölçüm yapılmıştır. Bu verilerden bizim seçtiğimiz sondajlar aynı isim ile Şekil 3.20'de gösterilmektedir. Sondajlara ait hız ve yoğunluk profilleri Tablo 3.3'te gösterilmektedir.

Görüldüğü gibi bu sondajlarda da ana kayaya veya ana kaya olarak kabul edilebilecek bir hıza ($V_s > 700$ m/sn) erişilememiştir. Özpınar [102] tarafından yapılan özdirenç çalışmasında ana kaya derinliğinin 100-200 m arasında değiştiği belirtilmiştir. Ne yazık ki bu derinliğe sahip bir çalışma bölgede mevcut değildir. Anderson ve diğ. [123] yaptıkları çalışmada sismik dalgaların en fazla son 30 m içinde değişikliklere uğradıklarını belirtmişlerdir. Bu görüş doğrultusunda, biz de bu çalışmada sondajların sahip oldukları derinlikten sonra hızların 700 m/sn'ye eriştiği kabulünü yaptık ve en alta hızı 700 m/sn olan bir ana kaya tabakası ekledik.

SK-3 sondajı ana şoku kaydeden MTR istasyonunun hemen yanında yer alır. Bu nedenle öncelikle bu sondaj kullanılarak ana şok KG bileşen kaydın 42. m'deki kaydı elde edilmiştir. Şekil 3.21'de MTR istasyonu KG bileşen yüzey kaydı, program ile hesaplanan 42. m'deki kaydı ve bu sondaj için yine program ile hesaplanan teorik büyütme fonksiyonu görülmektedir. Daha sonra bu 42. m'deki kayıt, diğer sondajlar için giriş verisi olarak kullanılmış ve her bir sondaj için yüzey kaydı ve büyütme fonksiyonu hesaplanmıştır. Sondajlara ait yüzey ivme kayıtları Şekil 3.22'de, büyütme fonksiyonları ise Şekil 3.23'te gösterilmektedir.



Şekil 3.20. Çalışmada kullandığımız Dinar'daki sondajların ve istasyonların yerleri.

Şekil 3.22'de görüldüğü gibi SK-2 hariç diğer sondaj yerlerinde maksimum ivme değerleri MTR istasyonunda kaydedilen ivme değerine göre daha yüksektir. Büyütme fonksiyonlarına baktığımızda ise 7 katına varan büyütme dikkat çekicidir. Bölgede lokal jeolojinin oldukça heterojen olması nedeni ile büyütme fonksiyonları da farklılıklar göstermektedir. Fakat, teorik sonuçlarımıza göre genel olarak zemin hakim frekansı 1-2 Hz arasında değişmektedir. Her ne kadar sondaj yerleri istasyon yerlerimizi tam karşılamasa da, bir karşılaştırma yapmak amacı ile teorik ve deprem verilerinden elde edilen büyütme fonksiyonları Şekil 3.24'te birlikte çizdirilmiştir. Şekilde sadece ova içindeki DKH, DJK ve DCE istasyonları düşey bileşenlerden ortalama lokal jeoloji etkisi giderildikten sonra YDSO yöntemi ile elde edilen büyütme fonksiyonları (Şekil 3.3 sürekli eğri ile aynı) kesikli eğriler ile farklı renklerde çizdirilmiştir. Teorik büyütme fonksiyonları ise daha iyi uyum gösteren SK-5, SK-6, SK-9 ve SK-15 sondajları için sürekli eğriler ile farklı renklerde çizdirilmiştir.

Şekil 3.24'te görüldüğü gibi teorik büyütme fonksiyonları, deprem verilerinden elde edilen büyütme fonksiyonlarına göre daha küçük büyütme değerlerine sahiptirler.

Tablo 3.3. Şekil 3.20’de gösterilen ve çalışmada kullandığımız sondajlara ait hız ve yoğunluk profilleri [122].

SK-2		
Derinlik (m)	Vs (m/sn)	Yoğ. (gr/cm ³)
0-2	160	1.90
2-8	180	1.96
8-9.5	210	2.01
9.5-11	170	1.94
11-18	300	2.14
18-19.5	280	2.09
19.5-22	310	2.23
22-24.5	170	1.94
24.5-25.5	320	2.24
25.5-27	260	2.07
27-28	300	2.14
28-33	170	1.94
33-34	220	2.01
34-36	250	2.05
36-38	150	1.88
38-40	180	1.96
40-	700	2.43

SK-3		
Derinlik (m)	Vs (m/sn)	Yoğ. (gr/cm ³)
0-7	140	1.87
7-10.5	410	2.21
10.5-14	150	1.93
14-16	180	1.96
16-20	230	2.03
20-23	170	1.94
23-25	270	2.09
25-26	150	1.93
26-33	220	2.02
33-35	290	2.11
35-37	180	1.96
37-42	225	2.02
42-	700	2.43

SK-5		
Derinlik (m)	Vs (m/sn)	Yoğ. (gr/cm ³)
0-3	150	1.89
3-6	700	2.43
6-12	210	2.01
12-18	200	2.00
18-24	210	2.01
24-	700	2.43

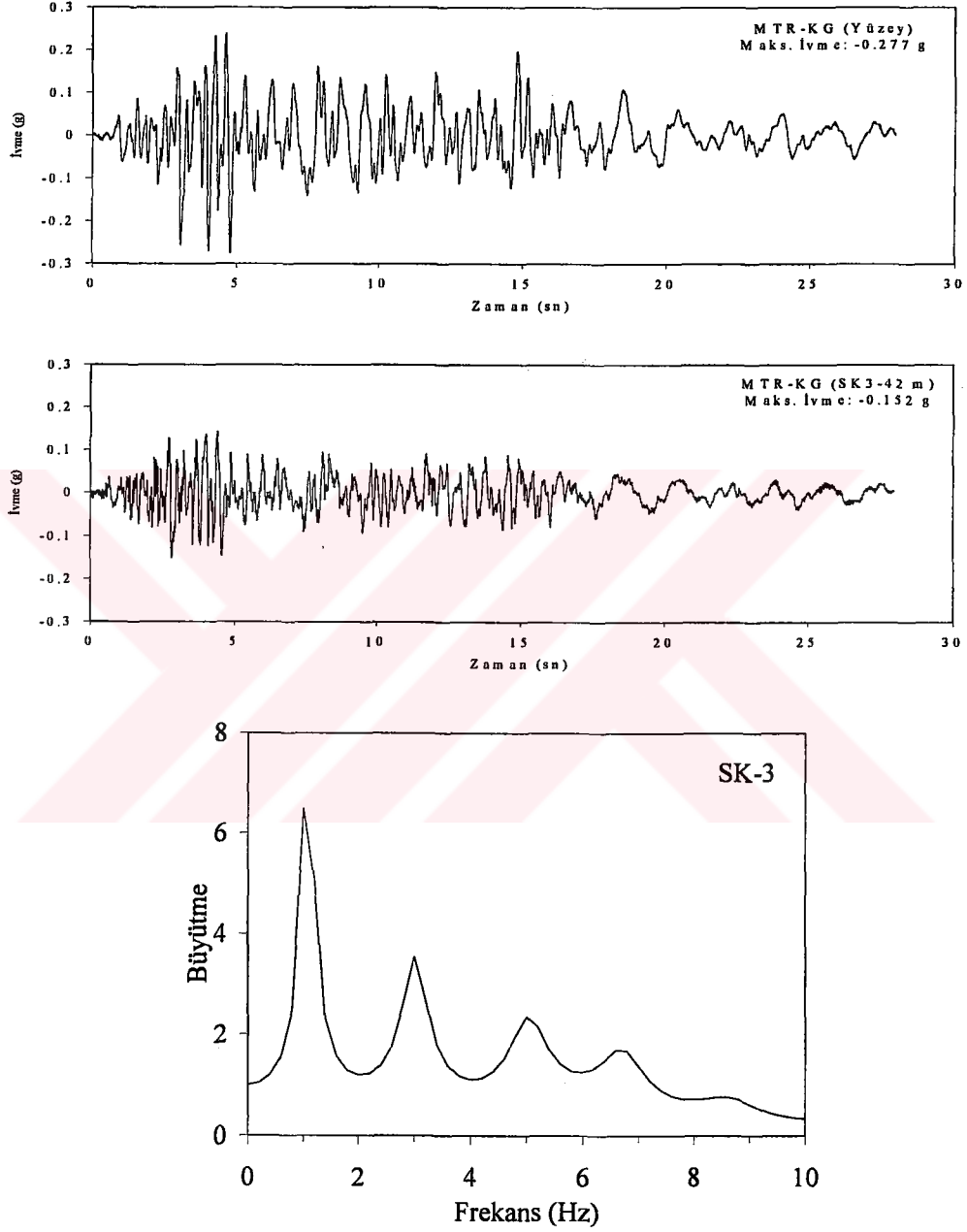
SK-6		
Derinlik (m)	Vs (m/sn)	Yoğ. (gr/cm ³)
0-6.5	180	1.96
6.5-12.5	140	1.87
12.5-15.5	190	1.98
15.5-22	250	2.05
22-25	210	2.01
25-	700	2.43

SK-9		
Derinlik (m)	Vs (m/sn)	Yoğ. (gr/cm ³)
0-6.5	100	1.84
6.5-9.5	160	1.90
9.5-12	320	2.24
12-18	330	2.26
18-25	220	2.01
25-	700	2.43

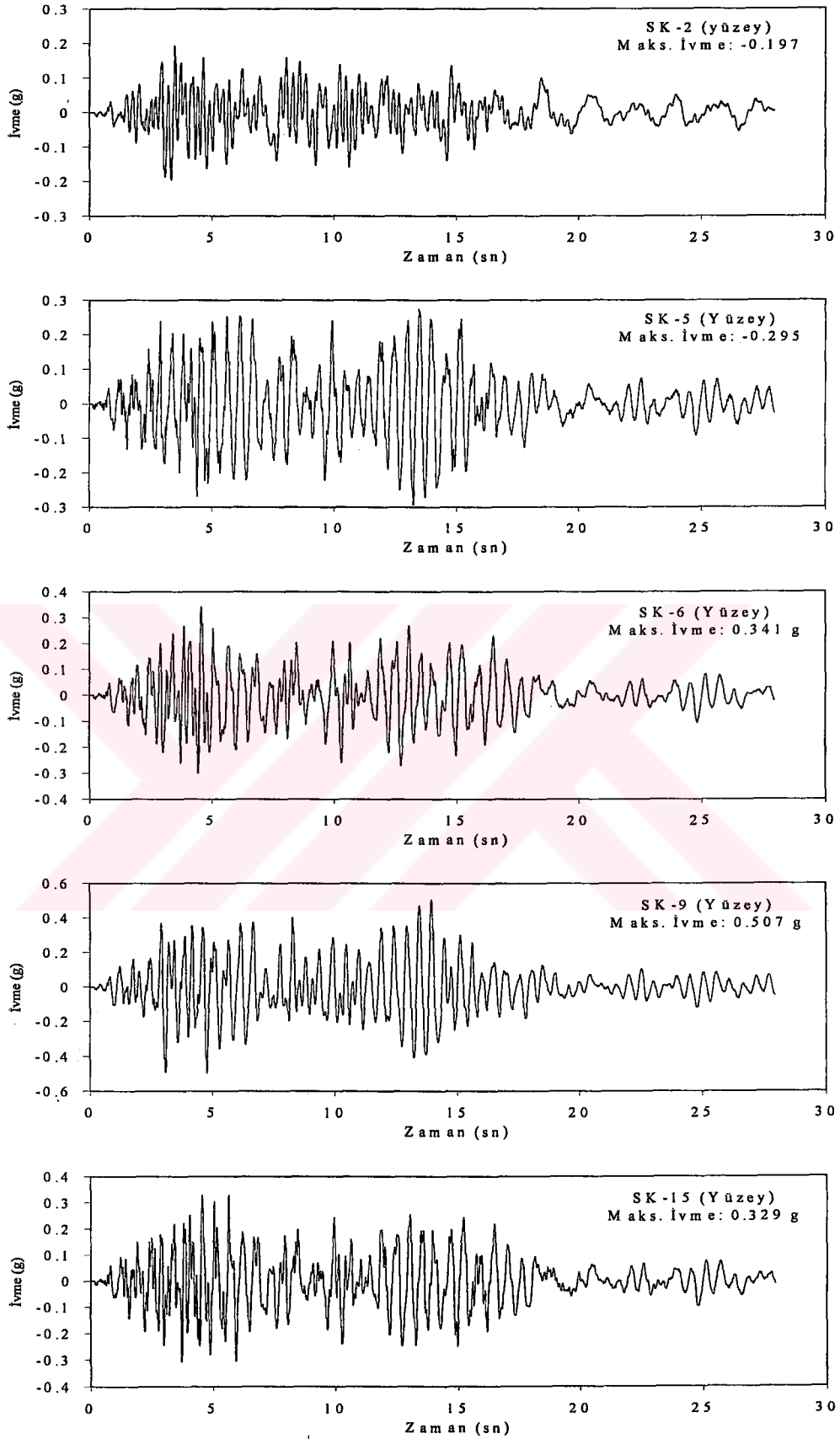
SK-15		
Derinlik (m)	Vs (m/sn)	Yoğ. (gr/cm ³)
0-6	120	1.86
6-12	200	1.99
12-15	170	1.94
15-17	180	1.96
17-24	280	2.09
24-	700	2.43

Ayrıca, zemin hakim frekansları daha küçük frekanslarda görülmektedir. Bunun birinci nedeni, teorik bir boyutlu analizin yetersiz kalması veya sondaj bilgilerinin yapıyı tam olarak yansıtmamasından kaynaklanıyor olabilir. Dinar baseni gibi oldukça heterojen bir yapıya ve yanal süreksizliklerin var olduğu bir basen için bir boyutlu analizin eksik kalması doğaldır. Ne yazık ki, bir boyutlu analizler basen kenarlarındaki süreksizliklerden oluşabilecek yüzey dalgalarını içermezler [73, 74, 124, 125]. İkinci neden, doğrusal olmayan zemin davranışının etkisi olabilir. Gözlemsel sonuçlar için kullandığımız deprem verileri zayıf hareket kayıtlarından oluşmaktadır. Bu nedenle

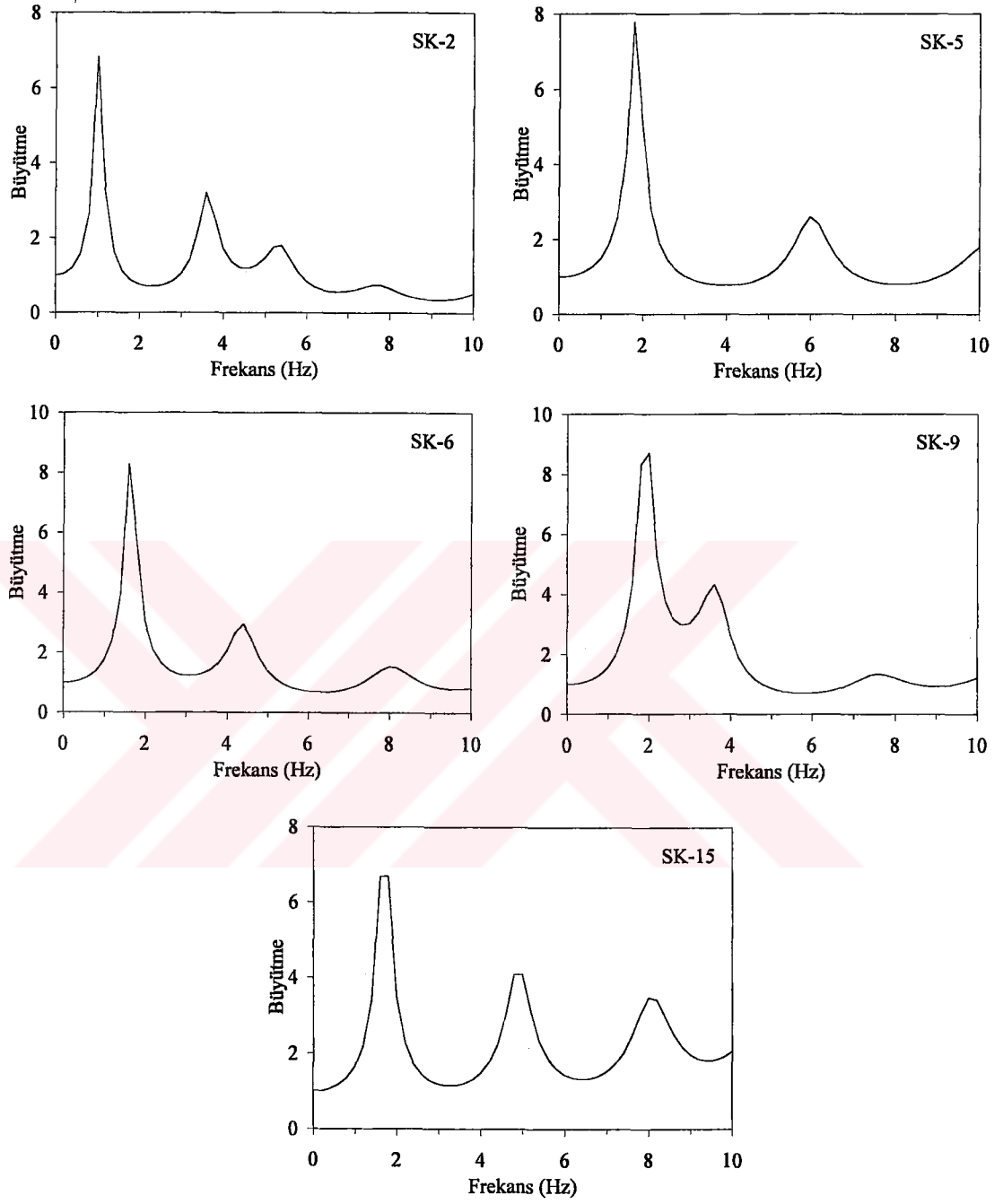
gözlemsel sonuçlarda büyütme daha yüksek ve hakim frekanslar daha yüksek frekanslarda gözüküyor olabilir.



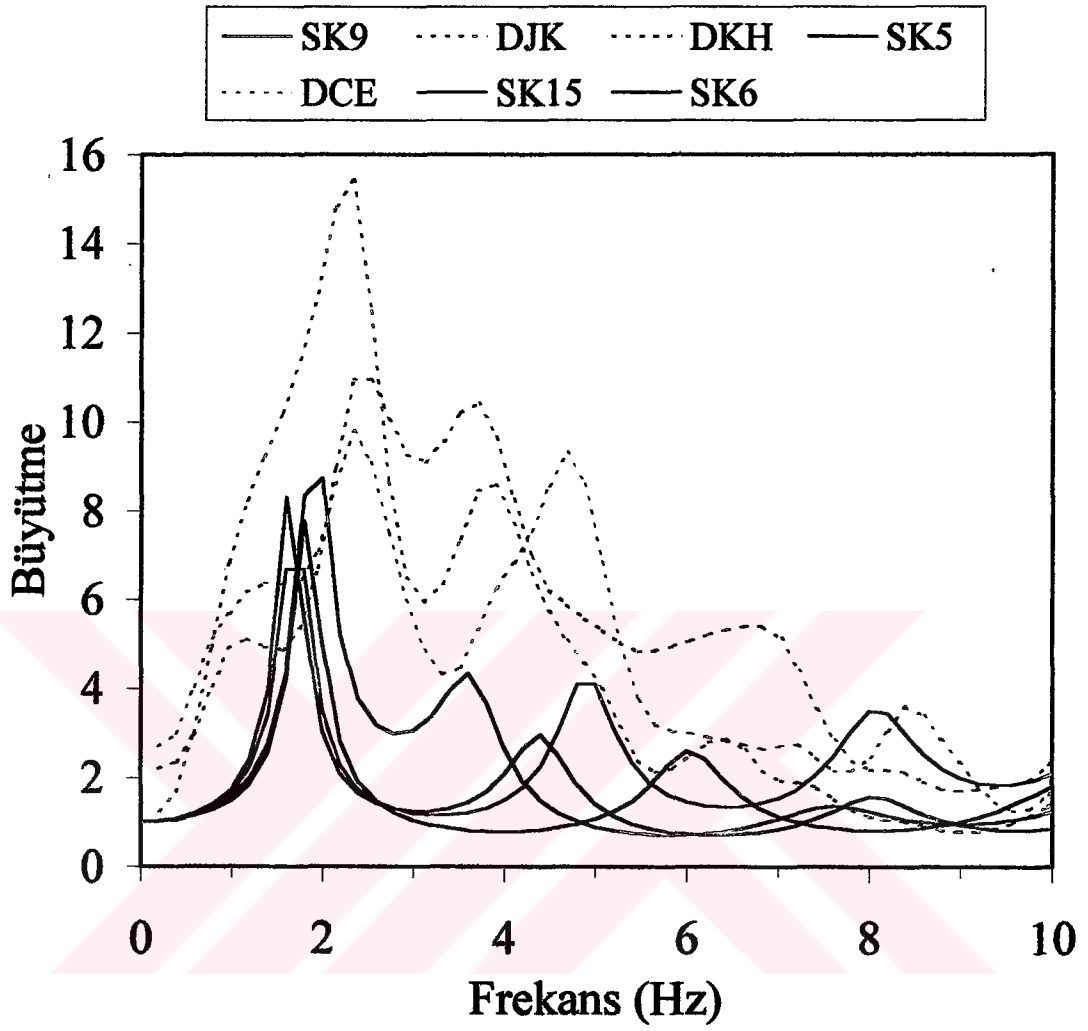
Şekil 3.21. MTR istasyonu ana şok KG bileşen kaydı (üstte), EERA programı ile SK-3 sondaj verileri kullanılarak hesaplanan 42. m'deki kayıt (ortada) ve EERA ile SK-3 sondajı için hesaplanan teorik büyütme fonksiyonu (altta).



Şekil 3.22. SK-2, SK-5, SK-6, SK-9 ve SK-15 sondaj verileri kullanılarak EERA ile hesaplanan yüzey ivme kayıtları.



Şekil 3.23. SK-2, SK-5, SK-6, SK-9 ve SK-15 sondaj verileri kullanılarak EERA ile hesaplanan teorik büyütme fonksiyonları.



Şekil 3.24. Teorik (sürekli eğriler) ve deprem verilerinden (kesikli eğriler) elde edilen büyütme fonksiyonlarının karşılaştırılması.

4. SONUÇLAR

Bu çalışmada 1 Ekim 1995 Dinar depremi ve 1998 Adana-Ceyhan depremi artçı şokları kullanılarak Dinar'da 5 istasyonda, Adana'da ise 15 istasyonda lokal jeoloji etkileri belirlenmeye çalışılmıştır. Lokal jeoloji etkilerini belirlemek için kullandığımız yöntemler Klasik Spektral Oran (KSO) ve Yatay/Düşey Spektral Oran (YDSO) yöntemleridir. KSO yöntemi lokal jeoloji etkilerini belirlemede en sık kullanılan ve en güvenilir olarak kabul edilen yöntemdir. YDSO yöntemi ise kolay ve ucuz uygulanabilirliği nedeni ile son zamanlarda giderek popülaritesi artan bir yöntemdir. Her iki yöntem sonuçları karşılaştırılmış ve aralarındaki benzerlikler ve farklar tartışılmıştır. Bulunan lokal jeoloji etkileri bu depremlerde oluşmuş hasarlar ile karşılaştırılmış ve aralarındaki ilişkiler belirlenmeye çalışılmıştır. Dinar depremi verileri ile doğrusal olmayan zemin davranışı incelenmiştir. Ayrıca, Dinar bölgesinde elde edilen sondaj verileri kullanılarak teorik büyütme fonksiyonları hesaplanmış ve deprem verilerinden elde edilen sonuçlar ile karşılaştırılmıştır. Elde edilen sonuçlar şu şekilde özetlenebilir:

1. Dinar'da kullandığımız 5 istasyondan DSI istasyonu sağlam zemin olarak bilinen dağlık bölgede, DDH istasyonu alüvyon ova ve dağlık bölge arasındaki geçiş bölgesinde ve DKH, DJK, DCE istasyonları ise alüvyon ova içinde yer almaktadırlar. Referans istasyonu olarak seçtiğimiz DSI istasyonu ideal bir referans istasyonu değildir. Çünkü, bu istasyon için YDSO yöntemi ile hesapladığımız büyütme fonksiyonu incelenen frekans aralığında genelde 1'den büyük büyütmeleme sahiptir. Muhtemelen kaya yüzeyinde meydana gelen ayrışma bu büyütmeleme neden olmaktadır. Bu nedenle KSO yöntemi ile hesaplanacak lokal jeoloji etkilerinde, referans istasyonun seçimine büyük dikkat gösterilmelidir.
2. DKH istasyonu hariç her iki yöntem tarafından belirlenen hakim frekanslar kabaca uyumludur. Fakat özellikle hakim frekanslarda büyütmeleme arasında önemli farklar görülmektedir. KSO yöntemi ile hesaplanan büyütmeleme, YDSO yöntemi ile hesaplanan büyütmeleme göre yaklaşık 2-3 katı daha fazladır.
3. YDSO yönteminin büyütmeleme küçük belirlemesindeki en önemli neden düşey bileşen kayıtların da lokal jeolojiden etkilenmiş olmasıdır. KSO yöntemi ile hesaplanan düşey bileşen büyütmeleme fonksiyonlarında görülmüştür ki yatay bileşenler kadar olmasa da düşey bileşenler de lokal jeolojiden önemli oranda etkilenmektedirler. Düşey bileşenlerin bu etkilenmesi bazen, DKH istasyonunda olduğu gibi, YDSO yönteminin zemin hakim frekansı da yanlış belirlemesine neden olabilmektedir.
4. Her bir istasyondaki (DSI hariç) düşey bileşen kayıtlardan ortalama bir lokal jeoloji etkisi giderdikten sonra YDSO yöntemi ile hesaplanan büyütmeleme önemli artışlar görülmüştür. Ayrıca, rezonans frekansları da çok daha belirgindir. Bu nedenle YDSO yöntemi kullanılırken düşey bileşenlerin sahip olabileceği büyütmeleme mutlaka göz önünde bulundurulmalı veya araştırılmalıdır.
5. Bu veri setinde, tüm sinyali içeren veya sadece S dalgasını içeren pencereler kullanımı arasında sonuçları etkileyecek bir fark görülmemiştir. Ayrıca, KG ve DB bileşen için hesaplanan büyütmeleme arasında da önemli bir fark yoktur. Fakat

unutulmamalıdır ki pencere boyunu genişletmek daha fazla saçılmış veya daha farklı dalga fazlarının işin içine girmesi demektir. Bu nedenle yorumlamada çok dikkatli olunmalıdır. Bu veri setinde depremler istasyonlar etrafında dağılmış durumdadır, dolayısı ile hesaplanan lokal jeoloji etkileri bir ortalama şeklindedir. Uygun veri setlerinde dalga geliş yönüne bağlı değişimler mutlaka göz önünde bulundurulmalıdır.

6. Lokal jeoloji etkisinin mühendislik açısından öneminin yanında bir diğer önemi de sismik kaynak ve soğurulma çalışmalarıdır. Bulduğumuz sonuçlar göstermiştir ki lokal jeoloji etkileri kaynak ve soğurulma çalışmalarında kullanılan dalga spektrumunu önemli oranda değiştirir. Bu nedenle lokal jeoloji etkileri değerlendirilmeden kullanılacak köşe frekansı, düşük frekans seviyesi ve yüksek frekansların azalımı gibi parametreler önemli hatalara yol açabilir.
7. Ova içindeki istasyonlardan belirlediğimiz zemin hakim periyodu 0.43-0.5 sn aralığındadır. Bu frekanslarda hesaplanan maksimum büyütme 15 katına kadar çıkabilmektedir. Dinar depreminde maksimum hasar geçiş bölgesinde ve ova içindeki yapılarda meydana gelmiştir. Özellikle 3-4-5 katlı yapıların tamamına yakını ağır hasar görmüştür. Bu binaların doğal periyotlarını 0.3-0.5 sn aralığında kabul edersek (kat sayısına bağlı olarak), zemin ve yapı periyotlarının birbiri ile çakıştığını görürüz. Bu nedenle, kötü inşaatçılığın yanı sıra rezonans etkisinin ve zemin büyütme etkilerinin gözlenen hasarda etkin olduğu açıktır.
8. Doğrusal olmayan zemin davranışını incelediğimiz MTR istasyonunda, kullanılan depremlerin ivme değerlerinin birbirine yakın olması nedeni ile net bir sonuç elde edilememiştir. Ancak, 0.33 g ivme değerine sahip ana şok DB bileşen kaydı ile 0.038 g ivme değerine sahip en küçük olay kaydından elde edilen büyütme fonksiyonları arasında, doğrusal olmayan zemin davranışının kanıtları olan hakim frekanslar ve büyütme arasında farklar gözlenmiştir. Bu nedenle 0.3 g değerinin aşıldığı durumlarda doğrusal olmayan zemin davranışı mutlaka incelenmelidir.
9. Adana'da kullandığımız istasyonlar farklı yüzey jeolojilerine sahip 15 istasyondan oluşmaktadır. Referans istasyonu olarak seçilen NAC istasyonu, YDSO yöntemi sonuçlarına göre incelenen frekans aralığında ortalama 2 katı büyütme sahiptir. Dinar verileri için seçtiğimiz DSI referans istasyonu gibi NAC istasyonu da kendine özgü büyütme sahiptir. Bu nedenle KSO yöntemi ile hesaplanan büyütme mutlak değil referans istasyonlarına göre farkları göstermektedir.
10. Adana verilerinde, her iki yöntem, hem frekanslar hem de büyütme açısından bazı istasyonlarda iyi bir uyum gösterirken, bazı istasyonlarda farklılıklar göstermektedir. Yöntemlerin herhangi birisinin genel olarak büyütme küçük veya büyük belirlediği tespit edilememiştir. Bazı istasyonlarda KSO yöntemi daha fazla büyütme verirken, bazı istasyonlarda YDSO yöntemi daha büyük büyütme vermiştir.
11. Benzer şekilde bazı istasyonlarda düşey bileşen büyütme ihmal edilecek kadar küçük iken, bazı istasyonlarda yatay bileşen büyütme aşmaktadır. Özellikle CYH, KIL ve KZK istasyonlarında düşey bileşen büyütme YDSO yönteminin hakim frekansları belirlemesini engellemiştir.
12. Adana-Ceyhan depremi eş şiddet haritası ile farklı frekanslar için hazırlanan eş büyütme grafikleri önemli benzerlikler göstermektedir. Şiddet değerlerinin yüksek görüldüğü bölgeler, genelde yüksek büyütme hesaplanan istasyonlar ile çakışmaktadır. Buna karşın sağlam zemin üzerinde yer alan istasyonlar çevresinde, hem hesaplanan büyütme değerleri hem de gözlemlenen şiddet değerleri oldukça küçüktür. Bu nedenle meydana gelen hasarda kötü zemin koşullarının etkisi açıktır.

13. KIL ve KZK istasyonları yüzey jeolojisine göre sıkı zemin özelliği taşımalarına rağmen ova içindeki istasyonlarla benzer frekanslarda önemli büyütmeleme sahiptir. Bu bölgede hasar oranı da yüksektir. Bu nedenle detaylı zemin incelemesine ve diğer etkenlerin (topografik etki gibi) araştırılmasına ihtiyaç vardır. Tam tersi olarak, alüvyon üzerinde yer alan YRD istasyonunda ise yüksek büyütmelemeleme karşın hasar oranı düşüktür. Muhtemelen yapı özellikleri (örneğin düşük kat sayısı) hasar oluşmasını engellemiştir. Fakat, zamanla gelişebilecek yapı türlerinde lokal jeoloji etkileri mutlaka göz önünde bulundurulmalıdır.
14. Adana-Ceyhan depreminde önemli hasar, Ceyhan'da alüvyon üzerindeki 5-6 katlı yapılarda ve sıkı zemin özelliklerine sahip Organize Sanayi Bölgesi'nde ise prefabrik yapılarda meydana gelmiştir. Ceyhan'da 5-6 katlı yapılar için belirlenen yapı hakim frekansı 0.7-1.3 Hz aralığındadır. Ceyhan'da bulunan CYH istasyonu için bizim hesapladığımız zemin hakim frekansı 1.1 Hz'tir ve bu frekansta yaklaşık 6 katı büyütmeleme görülmektedir. Görüldüğü gibi bina hakim frekansı ile zemin hakim frekansı çakışmaktadır. Organize Sanayi Bölgesinde istasyonumuz olmaması nedeni ile benzer zemin koşullarına sahip olduğunu düşündüğümüz KHM istasyonunda maksimum büyütmeleme 3-6 Hz aralığında görülmektedir. Muhtemelen Organize Sanayi Bölgesi'ndeki yapıların hakim frekansları da bu aralıktadır. Bu nedenlerden dolayı gözlenen hasarda zemin büyütmeleme ve rezonans etkisi önemli rol oynamış olabilir.
15. Dinar ilçesinde elde ettiğimiz sondaj verilerini kullanarak EERA programı yardımı ile hesaplanan ivme değerleri ilçenin bazı noktalarında 0.5 g değerlerine erişmektedir. MTR istasyonunda kaydedilen ana şokun ivmesi 0.33 g'dir. Dolayısı ile ilçenin bazı noktaları, zemin koşullarına bağlı olarak ana şok sırasında daha büyük ivmelere maruz kalmışlardır. Teorik büyütmeleme fonksiyonlarından belirlenen zemin hakim frekansları ve büyütmeleme deprem verilerinden elde edilenlere göre daha küçüktür. Deprem verilerimizin zayıf hareket kayıtları olmaları nedeni ile doğrusal olmayan zemin davranışından veya bir boyutlu analizin yetersiz kalması nedeni ile bu farklılığın oluştuğunu düşünmekteyiz.

Özet olarak lokal jeoloji etkilerini belirlemek için kullandığımız KSO yöntemi, seçilen referans istasyonun özelliklerinden çok etkilenmektedir. Bu nedenle bu tür araştırmalar için kurulacak referans istasyonu yeri, detaylı olarak incelendikten sonra karar verilmelidir. YDSO yöntemi ise kolay uygulanabilirliğine karşın, bazı istasyonlarda düşey bileşen kayıtların lokal jeolojiden etkilenmeleri nedeni ile eksik sonuçlar verebilmektedir. Yöntem uygulanmadan önce düşey bileşen büyütmelemeleme mutlaka incelenmelidir. Yapı-zemin hakim periyodlarının çakışması nedeni ile oluşan rezonans etkisi ve yumuşak zemin tabakaları nedeni ile oluşan zemin büyütmelemeleme yer yüzünde gözlenen hasarda önemli role sahiptirler. Bu nedenle, depreme dayanıklı yapı tasarımında bu etkiler mutlaka araştırılmalıdır.

Yukarıda sonuçlarını tartıştığımız çalışmamız açıkça göstermektedir ki, zemin koşulları yer yüzünde kaydedilen hareket kayıtlarında ve gözlenen hasarlarda önemli etkilere sahiptir. Özellikle oldukça gevşek yapıya sahip alüvyon ovalar yüksek zemin büyütmelemelemelemeleme nedeniyle potansiyel tehlike alanlarıdır. Ülkemizde yerleşim yerlerinin

giderek verimli ova bölgelere genişlemesi göz önünde bulundurulursa ve bu bölgelerin çoğunun gelecekte büyük bir depremle karşılaşabileceği düşünülürse konunun önemi daha açık anlaşılabilir. Ülkemizin bu konudaki en önemli sorununun inşaat kalitesi olduğu bilinmektedir. Ancak, zemin özellikleri göz önünde bulundurulmadan bu kalitenin de sağlanabileceği düşünülemez. Zemin etkileri çalışmaları çok genç olmasına rağmen, gelişmiş ülkelerde depreme dayanıklı yapı tasarımında ve deprem tehlike analizlerinde hem önemli yere sahiptir hem de önemi giderek artmaktadır. Bu konuda hem teorik hem de deneysel çalışmalar artarak devam etmektedir. Çalışmalar genel olarak iki ve üç boyutlu basen etkilerine doğru yönelmiştir. Dolayısı ile çalışmamızın bir ileri ki adımı artan veri sayısına bağlı olarak sonuçların iki ve üç boyutlu modeller ile doğrulanmasıdır. Teorik hesaplamaların en büyük eksikliği basen yapı özelliklerinin yeterli derecede tanımlanamamasıdır. Unutulmamalıdır ki sığ zemin araştırmalarından elde edilen zemin hakim periyodları ve büyütmeler önemli hatalar taşıyabilirler. Sınırlı süreye sahip bu çalışmada değinemediğimiz bir konu deprem hareketinin süresidir. Basen içindeki kayıtlarda deprem enerjisinin çok daha uzun zamanda sönmüldüğü bir çok çalışmada görülmüştür. Basen kenarlarından oluşan yüzey dalgalarının sinyale eklenmesinin buna neden olduğu bilinmektedir. Benzer durum Dinar baseni içindeki kayıtlarda da gözlenmektedir. Ancak, bu dalgaların modellenmesi, ayrıntılı basen yapısı çalışmalarını gerektirir.

5. KAYNAKLAR

- [1] ŞAFAK, E. (2001). Local site effects and dynamic soil behavior, *Soil Dyn. and Earth. Eng.*, 21, 453-458.
- [2] AKI, K. and RICHARDS, P.G. (1980). *Quantitative Seismology*, Vol. 1, Page 137, W.H. Freeman and Co., San Francisco, California, ISBN 0-7167-1058-7.
- [3] KRAMER, S.L. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*, Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, USA, ISBN 0-13-374943-6.
- [4] DURVILLE, J.-L., MENEROUD, J.-P., MOUROUX, P., and SIMON, J.-M. (1985). *Evaluation de l'alea sismique local Microzonage, in Genie Parasismique*, V. Davidovici ed., Presses des Ponts-et-Chaussees, 239-264.
- [5] ROESSET, J.M. (1977). Soil amplification in earthquakes, *Numerical Methods in Geotechnical Engineering*, C.S. Desai and J.T. Christian, eds., McGraw Hill, New York, Chapter 19, 639-682, ISBN 0-07-016542-4.
- [6] BARD, P.-Y., CAMPILLO, M., CHAVEZ-GARCIA, F.J., and SANCHEZ-SESMA, F.J. (1988). A theoretical investigation of large-and small-scale amplification effect in the Mexico City valley, *Earthquake Spectra*, 4-3, 609-633.
- [7] GAO, S., LIU, H., DAVIS, P.M., and KNOPOFF, L. (1996). Localized amplification of seismic waves and correlation with damage due to the Northridge earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 85, 209-230.
- [8] GRAVES, R.W., PITARKA, A., and SOMERVILLE, P.G. (1998). Ground motion amplification in the Santa Monica area: effects of shallow basin edge structure, *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, 1224-1242.
- [9] FIELD, E.H., and THE SCEC PHASE III WORKING GROUP (2000). Accounting for site effects in probabilistic seismic hazard analyses of Southern California: Overview of the SCEC Phase III Report, *Bull. Seism. Soc. Am.* 90, S1-S31.
- [10] HARTZELL, S., CRANSWICK, E., FRANKEL, A., CARVER, D., and MEREMONTE, M (1997). Variability of site response in the Los Angeles urban area, *Bull. Seism. Soc. Am.* 87, 1377-1400.
- [11] LIU, H.-L., and HEATON, T.H. (1984). Array analysis of the ground velocities and accelerations from the 1971 San Fernando, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 1951-1968.
- [12] KINOSHITA, S., FUJIWARA, H., MIKOSHIBA, T., and HOSHINO, T. (1992). Secondary Love waves observed by a strong motion array in the Tokyo Lowlands, Japan, *J. Phys. Earth*, 40, 99-116.

- [13] PHILLIPS, S.W., KINOSHITA, S., and FUJIWARA, H. (1993). Basin-induced Love waves observed using the strong motion array at Fuchu, Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.* 83, 64-84.
- [14] HISADA, Y., AKI, K., and TENG, T.-L. (1993). 3-D simulations of surface-wave propagation in the Kanto sedimentary basin, Japan. Part 2: application of the surface wave BEM. *Bull. Seism. Soc. Am.* 83, 1700-1720.
- [15] FIELD, E.H. (1996). Spectral amplification in a sediment-filled valley exhibiting clear basin-edge induced waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 991-1005.
- [16] FINN, W.D.L. (1991). Geotechnical engineering aspects of microzonation, *Proc. of the Fourth International Conference on Seismic Zonation*, Stanford, California, Vol. 1, 199-259.
- [17] HARDIN, B.O. and DRNEVICH, V.P. (1972a). Shear modulus and damping in soils: measurement and parameter effects, *J. Soil Mech. Foundations Div. ASCE* 98, 603-624.
- [18] HARDIN, B.O. and DRNEVICH, V.P. (1972b). Shear modulus and damping in soils: design equations and curves, *J. Soil Mech. Foundations Div. ASCE* 98, 667-692.
- [19] AKI, K. (1993). Local site effects on weak and strong ground motions, *Tectonophysics* 218, 93-111.
- [20] BERESNEV, I.A., and WEN, K.L. (1996). Nonlinear soil response-A reality?, *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 1964-1978.
- [21] FIELD, E.H., ZENG, Y., JOHNSON, P.A., and BERESNEV, I.A. (1998). Nonlinear sediment response during the 1994 Northridge earthquake: Observations and finite source simulations, *J. of Geophysical Research*, Vol. 103, 26869-26883.
- [22] CHIN, B.-H. and AKI, K. (1991). Simultaneous study of the source, path, and site effects on strong ground motion during the 1989 Loma Prieta earthquake: A preliminary result on Pervasive nonlinear site effects, *Bull. Seism. Soc. Am.* 81, 1859-1884.
- [23] CHIN, B.-H. and AKI, K. (1996). Reply to "Comment on Simultaneous study of the source, path, and site effects on strong ground motion during the 1989 Loma Prieta earthquake: A preliminary result on pervasive nonlinear site effects" by L. Wennerberg, *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 268-273.
- [24] WENNERBERG, L. (1996). Comment on "Simultaneous study of the source, path, and site effects on strong ground motion during the 1989 Loma Prieta earthquake: A preliminary result on pervasive nonlinear site effects" by B.-H. Chin and K. Aki, *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 259-267.

- [25] LEVRET, A., LOUP, C., and GOULA, X. (1986). The provence earthquake of June 11th. 1909 (France): New assessment of near-field effects, *Proceedings of the 8th European Conference of Earthquake Engineering*, Lisbon, Vol.2, p.4.2.79.
- [26] SIRO, L. (1982). Southern Italy November 23, 1980 earthquake, *Proceedings of the 7th European Conference of Earthquake Engineering*, Athens, Greece.
- [27] ÇELEBİ, M. (1987). Topographical and geological amplifications determined from strong-motion and aftershock records of the 3 March 1985 Chile earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.* 77, 1147-1157.
- [28] GELI, L., BARD, P.-Y., and JULLIEN, B. (1988). The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results, *Bull. Seism. Soc. Am.* 78, 42-63.
- [29] FACCIOLI, E. (1991). Seismic amplification in the presence of geological and topographic irregularities, *Proceedings of the Second International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, March 11-15, St. Louis, Missouri, 2, 1779-1797.
- [30] ÇELEBİ, M. (1995). Northridge (California) earthquake: Unique ground motions and resulting spectral and site effects, *Proceedings of the Fifth International Conference on Seismic Zonation*, October 17-19, Nice, France, II, 988-995.
- [31] BOUCHON, M. and BARKER, J.S. (1995). Seismic response of a hill: the example of Tarzana, California, *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 66-72.
- [32] PEDERSEN, H., LEBRUN, B., HATZFELD, D., CAMPILLO, M., and BARD, P.-Y. (1994). Ground motion amplitude across ridges, *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, 1786-1800.
- [33] MILNE, J. (1898). *Seismology*, first Ed., Kegan Paul, Trench, Trube, London.
- [34] WOOD, H.D. (1908). Distribution of apparent intensity in San Francisco, in the California earthquake of April 18, 1906, *report of the State Earthquake Investigation Commission*, Carnegie Institute, Washington, D.C., Publ. 87, 220-245.
- [35] WOOD, H.D. (1933). Preliminary report on the Long Beach earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 23, 42-56.
- [36] GUTENBERG, B. (1957). Effects on ground on earthquake motion, *Bull. Seism. Soc. Am.* 47, 221-250.
- [37] SINGH, S.K., LERMO, J., DOMINGUEZ, T., ORDAZ, M., ESPINOSA, J.M., MENA, E., and QUAAS, R. (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985- A study of amplification of seismic waves in the valley of Mexico with respect to a hill zone site, *Earthquake Spectra* 4, 653-674.

- [38] IRIKURA, K., IWATA, T., SEKIGUCHI H., and PITARKA A. (1996). Lessons from the 1995 Hyogo-Ken Nanbu earthquake: why where such destructive motions generated to buildings? *J. of Nat. Dis. Sci.* 17, N 2, 99-127.
- [39] MEDVEDEV, J. (1962). *Engineering Seismology*, Science Academy Press, Moscow.
- [40] EVERNDEN, J.F. and THOMSON, J.M. (1985). Predicting seismic intensities, *USGS Professional Paper 1360*, 151-202.
- [41] BORCHERDT, R.D. and GIBBS, J.F. (1976). Effects of local geological conditions in the San Francisco bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 66, 467-500.
- [42] MIDORIKAWA, S. (1987). Prediction of isoseismal map in the Kanto Plain due to Hypothetical Earthquake, *J. Struc. Eng.* 33B, 43-48.
- [43] JOYNER, W.B., and FUMAL, T. (1984). Use of measured shear wave-velocity for predicting site effects on strong motion, *Proceedings of the Eighth World Conference on Earthquake Engineering*, San Francisco, 2, 777-783.
- [44] BORCHERDT, R.D., WENTWORTH, C.M., JANSSEN, A., FUMAL, T., and GIBBS J.F. (1991). Methodology for predictive GIS mapping of special study zones for strong ground shaking in the San Francisco bay region, *Proceedings of the Fourth International Conference on Seismic Zonation*, August 25-29, Stanford, California, 3, 545-552.
- [45] *Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında Yönetmelik*, (1998). Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Ankara.
- [46] AYTUN, A. (2001). Olası deprem hasarını en aza indirmek amacıyla yapıların “doğal” salınım periyodlarının yerin “baskın” periyodundan uzak kılınması, *Uşak İli ve Dolayı (Frigya) Depremleri Jeofizik Toplantısı*, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Ankara.
- [47] DOBRY, R., BORCHERDT, R.D., CROUSE, C.B., IDRİSS, I.M., JOYNER, W.B., MARTIN, G.R., POWER, M.S., RINNE, E.E., and SEED, R.B. (2000). New site coefficients and site classification system used in recent building seismic code provisions, *Earthquake Spectra*, Vol. 16, No. 1, 41-67.
- [48] SEED, R.B., CETIN, K.O., MOSS, R.E.S., KAMMERER, A.M., WU, J., PESTANA, J.M., and REIMER, M.F. (2001). Recent advances in soil liquefaction engineering and seismic site response evaluation, *Fourth International Conference and Symposium On Recent Advances In Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, Paper SPL-2, March 26, San Diego, CA USA.
- [49] KUDO, K. (1995). Practical estimates of site response. State-of-art report. *Fifth International Conference on Seismic Zonation*, Nice, France, III, 1878-1907.

- [50] STEIDL, J.H., TUMARKIN, A.G., and ARCHULETA, R.J. (1996). What is a reference site?, *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 1733-1748.
- [51] BORCHERDT, R.D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, *Bull. Seism. Soc. Am.* 60, 29-61.
- [52] ŞAFAK, E. (1991). Problems with using spectral ratios to estimate site amplification, *Proc. of the Fourth int. Conf. On Seismic Zonation*, Aug. 26-29, Stanford University, Stanford, California, Vol. 2, 227-284.
- [53] STEIDL, J.H. (1993). Variation of site response estimates at the UCSB dense array of portable accelerometers, *Earthquake Spectra* 9-2, 289-302.
- [54] KITAGAWA, Y., OKAWA, I., and KASHIMA, T. (1992). Observation and analyses of dense strong ground motions at sites with different geological conditions in Sendai, *Proc. of the Int. Symp. on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Association of Earthquake Disaster Prevention, March 25-27, 1992, Odawara, Japan, Vol. 1, 311-316.
- [55] BORCHERDT, R.D. and WENTWORTH, C.M. (1995). Strong ground motion by the Northridge earthquake of January 17, 1994: Implications for seismic design coefficients and seismic zonation, *Proceedings of the Fifth International Conference on Seismic Zonation, October 17-19, 1995, Nice, France*, II, 964-971.
- [56] ANDREWS, D.J. (1986). Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size, in *Earthquake Source Mechanics*, S. Das, J. Boatwright, and C.H. Scholz (Editors), American Geophysical Union, Washington, D.C., 259-268.
- [57] BOATWRIGHT, J., FLETCHER, J.B., and FUMAL, T.E. (1991). A general inversion scheme for source, site and propagation characteristics using multiply recorded sets of moderate-sized earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 81, 1754-1782.
- [58] HARTZELL, S.H. (1992). Site response estimation from earthquake data, *Bull. Seism. Soc. Am.* 82, 642-659.
- [59] NAKAMURA, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *QR of RTRI* 30, 25-33.
- [60] LERMO, J. and CHAVEZ-GARCIA, F.J. (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seism. Soc. Am.* 83, 1574-1594.
- [61] LACHET, C.D. and BARD, P.-Y. (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique. *J. Phys. Earth* 42, 377-397.

- [62] FIELD, E.H. and JACOB, K.H. (1995). A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent, *Bull. Seism. Soc. Am.* 85, 1127-1143.
- [63] SOKOLOV, V.Y. (1997). Empirical model for estimating Fourier-amplitude spectra of ground acceleration in the Northern Caucasus (Racha seismogenic zone), *Bull. Seism. Soc. Am.* 87, 1401-1412.
- [64] AKYOL, N. (2001). Source, site and propagation characteristics of multiply recorded micro and moderate sized earthquakes, *Doktora Tezi*, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bil. Enst., İzmir.
- [65] DOBRY, R., OWEIS, I., and URZUA, A. (1976). Simplified procedures for estimating the fundamental period of a soil profile, *Bull. Seism. Soc. Am.* 66, 1293-1321.
- [66] SHNABEL, P.B., LYSMER, J., and SEED, H.B. (1972). SHAKE: a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, Report No. UCB/EERC 72/12 Earth. Eng. Res. Center, University of California, Berkeley.
- [67] FINN, W. D. L. (1988). Dynamic analysis in geotechnical engineering, in *Earthquake Engineering and Soil Dynamics, II: Recent Advances in Ground-Motion Evaluation*, J. Lawrence Von Thun (Editor), *Am. Soc. Civil Eng. Geotechnical Special Publication* 20, 523-591.
- [68] BONILLA, L.F., STEIDL, J.H., LINDLEY, G.T., TUMARKIN, A.G., and ARCHULETA, R.J. (1997). Site amplification in the San Fernando Valley, California: variability of site-effect estimation using the S-wave, coda, and H/V methods, *Bull. Seism. Soc. Am.* 87, 710-730.
- [69] LACHET, C., HATZFELD, D., BARD, P.-Y., THEODULIDIS, N., PAPAIOANNOU, C., and SAVVAIDIS, A. (1996). Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece) comparison of different approaches, *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 1692-1703.
- [70] REIPL, J., BARD, P.-Y., HATZFELD, D., PAPAIOANNOU, C., and NECHTSCHHEIN, S. (1998). Detailed evaluation of site-response estimation methods across and along the sedimentary valley of Volvi (EURO-SEISTEST), *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, 488-502.
- [71] SEMBLAT, J.-F., DUVAL, A.-M., and DANGLA, P. (2000). Numerical analysis of seismic wave amplification in Nice (France) and comparisons with experiments, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 19, 347-362.
- [72] TRIANTAFYLLIDIS, P., HATZIDIMITRIOU, P.M., and ŞUHADOLC, P. (2001). 1-D theoretical modeling for site effect estimations in Thessaloniki: comparison with observation, *Pure and Applied Geophysics*, 158, 2333-2347.

- [73] REIPL, J., ZAHRADNIK, J., PLICKA, V., and BARD, P.-Y. (2000). About the efficiency of Numerical 1-D and 2-D modeling of site effects in basin structures, *Pure and Applied Geophysics*, 157, 319-342.
- [74] MAKRA, K., RAPTAKIS, D., CHAVEZ-GARCIA, F.J., and PITILAKIS, K. (2001). Site effects and design provisions : the case of Euroseistest, *Pure and Applied Geophysics*, 158, 2349-2367.
- [75] ERDİK, M., AYDINOĞLU, N., PINAR, A., and KALAFAT, D. (1995). October 1, 1995 Dinar (Turkey) earthquake (Ms=6.1): preliminary reconnaissance report, *Proceedings of the 5th International Conference on Seismic Zonation*, 17-19 October, Nice, France, Invited Papers Volume, 1995.
- [76] Dinar Deprem Bölgesi Geoteknik Etüd Raporu, (1996). *Afet İşleri Genel Müdürlüğü*, Ankara.
- [77] ÖZKAN, M. (1997). Dinar'da yapılan mikrotremor ölçümleri ile arazi deneylerinin karşılaştırılması, *Yüksek Lisans Tezi*, İstanbul Teknik Üniv. Fen Bil. Enst.
- [78] ERŞAHİN, B. (1997). Assessment of the effects of local soil conditions on earthquake damage distribution case study: 1 October 1995 Dinar earthquake, *Thesis for the Degree of Master of Science*, Graduate School of Natural and Applied Sciences, Middle East Technical University.
- [79] KAYABALI, K. (1997). The role of soil behavior on damage caused by the Dinar earthquake (Southwestern Turkey) of October 1, 1995, *Environmental & Engineering Geoscience*, Vol. III, No. 1, 111-121.
- [80] İYİSAN, R., ANSAL, A., SEZEN, A., ve ÖZKAN, M. (1997). Dinar'da yapılan mikrotremor ölçüm sonuçları, *Dördüncü Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı*, 17-19 Eylül 1997, Ankara.
- [81] ANSAL, A., İYİSAN, R., ve ÖZKAN, M. (1997). A preliminary microzonation study for the town of Dinar, *Seismic Behaviour of Ground and Geotechnical Structures*, Seco e Pinto (ed.), 1997 Balkema Rotterdam, ISBN 90 54108878.
- [82] GÜLLÜ, H., İYİSAN, R., ve ANSAL, A. (2000). A study of local soil conditions effect on structural damage, *Proceedings of the Third Japan Turkey Workshop on Earthquake Engineering*, Vol. 2, 21-25 February 2000, Istanbul.
- [83] ANSAL, A., İYİSAN, R., and GÜLLÜ, H. (2001). Microtremor measurements for the microzonation of Dinar, *Pure and Applied Geophysics*, 158, 2525-2541.
- [84] ÇELEBİ, M. (1998). The Adana-Ceyhan earthquake of June 27. Learning from Earthquakes, *EERI Special Report, Earthquake Engineering Research Institute Newsletter*, vol. 32, no 9. Oakland, CA.

- [85] EQE (1998). The Adana-Ceyhan (Turkey) earthquake of 26 June 1998, *EQE Summary Report*.
- [86] AYDAN, Ö. (1998). The site investigation of the June 27 earthquake of Adana-Ceyhan, Turkey, *International Report, JSCE*, 92 pages.
- [87] WENK, T., LACAVE, C., and PETER, K. (1998). The Adana-Ceyhan earthquake of June 27, 1998, *Report on the Reconnaissance Mission from July 6-12, 1998 of the Swiss Society of Earthquake Engineering and Structural Dynamics (SGEB)*.
- [88] ÇELEBİ, M. (2000). Revelations from a single-motion record retrieved during the 27 June 1998 Adana (Turkey) earthquake, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 20, 283-288.
- [89] LANGSTON, C.A. (1979). Structure under Mount Rainer, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.* 84, 4749-4762.
- [90] CASTRO, R.R., MACCIARELLI, M., and PETRUNGARO, C. (1997). S-wave site-response estimation using horizontal-to-vertical spectral ratios, *Bull. Seism. Soc. Am.* 87, 256-260.
- [91] CAMPILLO, M., GARIEL, J.C., AKI, K., and SANCHEZ-SESMA, F.J. (1989). Destructive strong ground motion in Mexico City: source, path, and site effects during great 1985 Michoacan earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 79, 1718-1735.
- [92] TSUBOI, S., SAITO, M., and IHIHARA, Y. (2001). Verification of horizontal-to-vertical spectral-ratio technique for estimation of site response using borehole seismographs, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 499-510.
- [93] TÜBİTAK (1995). 1 Ekim 1995 Dinar depremi, *TÜBİTAK İnşaat Teknolojileri Araştırma Grubu, Ankara*.
- [94] ALPTEKİN, Ö. (1973). Focal mechanism of earthquakes in western Turkey and their tectonic implications, *Ph.D. thesis*, New Mexico Inst. of Min. and Tech., Socorro, New Mexico, 190p.
- [95] ŞENGÖR, A.M.C. (1980). Principles of Turkey's Neotectonics, *Turkish Geological Association Conf. Ser. No.2* pp.40.
- [96] ÖZTÜRK, A. (1982). Tectonics of Dinar-Sandıklı-Işıklı region, *Communications, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Seri C*, v.25, p.1-58.
- [97] KOÇYİĞİT, A. (1984). Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 27, 1-6.
- [98] ÖNCEL, A.O., KORAL, H., and ALPTEKİN, Ö. (1998). The Dinar Earthquake of October, 1995 (Mw=6.2) in Southwestern Turkey and Earthquake Hazard of Dinar-Çivril Fault, *Pure and Appl. Geophys.* 152, 91-105.

- [99] EYİDOĞAN, H. ve BARKA, A. (1996). 1 Ekim 1995 Dinar depremi: kaynak özellikleri ve sismotektonik yorumu, *Süleyman Demirel Üniv. IX. Mühendislik Sempozyumu, Bildiriler kitabı*, 51-56.
- [100] ANDERSON, J.G., ZENG, Y.H., and SUCUOĞLU, H. (2001). Analysis of accelerations from the 1 October 1995 Dinar, Turkey, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 1433-1445.
- [101] ODTÜ ve TMMOB (1995). 1 Ekim 1995 Dinar depremi mühendislik raporu, *ODTÜ İnşaat Mühendisliği Bölümü Deprem Araştırma Merkezi ve TMMOB İnşaat Mühendisleri Odası Ankara Şubesi*, Ankara.
- [102] ÖZPINAR, B. (1978). Geophysical resistivity investigation report on the Afyon-Dinar plain, *18th District of the State Hydraulic Works*, Isparta, Turkey, 8 p.
- [103] DEMİRTAŞ, R. (1998). 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan depremi ön raporu, *Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı*, Ankara.
- [104] ERGİN, M. (1999). Kilikya bölgesinin güncel sismisitesi ve sismotektoniği, *Doktora Tezi*, İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yer Bil. Enst., İstanbul.
- [105] UTKUCU, M., PINAR, A., ve ALPTEKİN, Ö. (2001). Finite-source modelling of the June 27, 1998, Adana, Turkey earthquake ($M_w=6.4$) from broadband teleseismic P and SH waveforms, AGU 2001, Fall Meeting, San Francisco, paper number S52E-0691.
- [106] EFE, R. ve SEKİN, S. (1998). 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan depremi, Fatih Üniversitesi Yayınları:2, ISBN 975-303-000-2, Çantay Kitabevi.
- [107] BARD, P.-Y. (1995). Effects of surface geology on ground motion: recent results and remaining issues, *Proc. of 10th European Conference on Earthquake Engineering*, Balkema, Rotterdam, 305-323.
- [108] DIMITRIU, P.P., PAPAIOANNOU, CH.A., and THEODULIDIS, N.P. (1998). EURO-SEISTEST strong-motion array near Thessaloniki, Northern Greece: a study of site effects, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 862-873.
- [109] ŞAFAK, E. (1997). Models and methods to characterize site amplification from a pair of records, *Earthquake Spectra*, 13, 97-129.
- [110] GUTIERREZ, C. and SINGH, S.K. (1992). A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico: comparison of results from strong-motion and microtremor data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 642-659.
- [111] HUANG, M. (1982). On the characteristics of 3-dimensional ground motion, in *Proceedings of the Second International Conference on Earthquake Microzonation*, Vol.2, Seattle, Washington, 435-446.

- [112] JARPE, S.P., CRAMER, C.H., TUCKER, B.E., and SHAKAL, A.F. (1988). A comparison of observations of ground response to weak and strong ground motion at Coalinga, California, *Bull. Seism. Soc. Am.* 78, 421-435.
- [113] SHOJA-TAHERI, J., and BOLT, B.A. (1977). A generalized strong-motion accelerogram based on spectral maximization from two horizontal components, *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 863-876.
- [114] YALÇINKAYA, E. (1997). 1 Ekim 1995 Dinar depremi artsarsıntılarının kaynak parametreleri, *Yüksek Lisans Tezi*, İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü.
- [115] DURUKAL, E., ERDİK, M., AVCI, J., YÜZÜGÜLLÜ, Ö., ALPAY, Y., AVAR, B., ZÜLFİKAR, V., BİRO, T., and MERT, A. (1998). Analysis of the strong motion data of the 1995 Dinar, Turkey earthquake, *Soil Dyn. and Earthquake Eng.*, 17, 557-578.
- [116] TERTULLIANI, A. (2000). Qualitative effects of local geology on damage pattern, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 1543-1548.
- [117] ERDİK, M. (1987). Site response analysis, in *Strong Ground Motion Seismology*, M.O. Erdik and M.N. Toksöz (Editors), D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 479-534.
- [118] HARTZELL, S. (1978). Earthquake aftershocks as Green functions, *Geophys. Res. Lett.* 5, 1-4.
- [119] GÜNDOĞDU, O., ÖZER, N., AKKARGAN, Ş., ve BAKİ, M. (1999). Adana-Ceyhan depreminde ne oldu?, *11. Mühendislik Sempozyumu*, Bildiriler Kitabı, Isparta 1999.
- [120] ÇETİN, H. ve DEMİRTAŞ, R. (1998). Jeolojik ve topografik faktörlerin 27 Haziran, 1998 Adana depremi hasar dağılımı üzerindeki etkisi, *Kentleşme ve Jeoloji Sempozyumu*, 19-20 Kasım 1998, İstanbul, 141-150.
- [121] BARDET, J.-P., ICHII, K., and LIN, C.H. (2000). A computer program for equivalent-linear earthquake site response analysis of layered soil deposits, *University of Southern California, Department of Civil Engineering*.
- [122] GÜLLÜ, H. (2001). Dinar'ın zemin büyütmelerine göre coğrafik bilgi sistemleri ile mikrobölgelenmesi, Doktora Tezi, *İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü*, 289 sayfa.
- [123] ANDERSON, J.G., LEE, Y., ZENG, Y., and DAY, S. (1996). Control of strong motion by the upper 30 meters, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1749-1759.
- [124] RAPTAKIS, D., CHAVEZ-GARCIA, F.J., MAKRA, K., and PITILAKIS, K. (2000). Site effects at Euroseistest-I. Determination of the valley structure and confrontation of observation with 1D analysis, *Soil Dyn. and Earthquake Eng.* 19, 1-22.

- [125] CHAVEZ-GARCIA, F.J., RAPTAKIS, D., MAKRA, K., and PITILAKIS, K. (2000). Site effects at Euroseistest-II. results from 2D numerical modeling and comparison with observations, *Soil Dyn. and Earthquake Eng.* 19, 23-39.



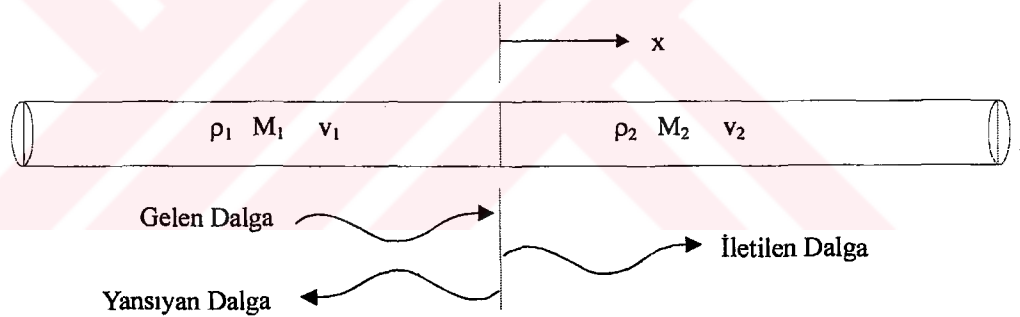
EK-A

A.1. Ara Yüzeyde Yansıyan ve İletilen Dalgalar

Sınırlı bir çubuk üzerinde +x yönünde, iki farklı materyal arasındaki ara yüzeye yaklaşan harmonik bir gerilme dalgası düşünelim (Şekil A.1). Ara yüzeye yaklaşan dalgaya *gelen dalga* ismini verelim. Birinci materyal içinde hareket eden ve dalga uzunluğu $\lambda_1=2\pi/k_1$ olan gerilme dalgası;

$$\sigma_G(x,t)=\sigma_g e^{i(\omega t-k_1 x)} \quad (\text{A.1a})$$

şeklinde yazılabilir [3]. Gelen dalga ara yüzeye eriştiğinde enerjisinin bir bölümü diğer tarafa iletilecek ve +x yönünde ikinci materyal içinde seyahat etmeye devam edecektir. *İletilen dalga* ismini verdiğimiz bu dalga $\lambda_2=2\pi/k_2$ dalga uzunluğuna sahip olacaktır. Kalan kısım ara yüzeyden yansıyacak ve -x yönünde birinci materyal içinde geri doğru seyahat etmeye devam edecektir. Bu dalgaya da *yansıyan dalga* diyeceğiz.



Şekil A.1. Materyal ara yüzeyinde bir boyutlu dalga yayını. Gelen ve yansıyan dalgalar birinci materyal içinde karşı yönlerde seyahat ederler. İletilen dalga ikinci materyal içinde gelen dalga ile aynı yönde seyahat eder.

İletilen ve yansıyan dalgaları şu şekilde tanımlayabiliriz;

$$\sigma_I(x,t)=\sigma_i e^{i(\omega t-k_2 x)} \quad (\text{A.1b})$$

$$\sigma_Y(x,t)=\sigma_y e^{i(\omega t-k_1 x)} \quad (\text{A.1c})$$

Bu denklemleri yerdeğiştirme şeklinde yazarsak;

$$u_G(x,t)=A_g e^{i(\omega t-k_1 x)} \quad (\text{A.2a})$$

$$u_Y(x,t)=A_y e^{i(\omega t-k_1 x)} \quad (\text{A.2b})$$

$$u_I(x,t) = A_I e^{i(\omega t - k_2 x)} \quad (\text{A.2c})$$

Gerilme-deformasyon ve deformasyon-yerdeğiştirme ilişkileri, gerilme genlikleri ile yerdeğiştirme genliklerini ilişkilendirmek için kullanılabilir:

$$\sigma_G(x,t) = M_1 \frac{\partial u_G(x,t)}{\partial x} = -ik_1 M_1 A_g e^{i(\omega t - k_1 x)} \quad (\text{A.3a})$$

$$\sigma_Y(x,t) = M_1 \frac{\partial u_Y(x,t)}{\partial x} = +ik_1 M_1 A_y e^{i(\omega t + k_1 x)} \quad (\text{A.3b})$$

$$\sigma_I(x,t) = M_2 \frac{\partial u_I(x,t)}{\partial x} = -ik_2 M_2 A_i e^{i(\omega t - k_2 x)} \quad (\text{A.3c})$$

Bu denklemlerden gerilme genlikleri yerdeğiştirme genlikleri ile ilişkilendirilebilir:

$$\sigma_g = -ik_1 M_1 A_g \quad (\text{A.4a})$$

$$\sigma_y = +ik_1 M_1 A_y \quad (\text{A.4b})$$

$$\sigma_i = -ik_2 M_2 A_i \quad (\text{A.4c})$$

Arayüzeyde hem yerdeğiştirmeler hem de gerilmeler sürekli olmak zorundadır. Bu da aşağıdaki denklemleri gerektirir:

$$u_G(0,t) + u_Y(0,t) = u_I(0,t) \quad (\text{A.5})$$

$$\sigma_G(0,t) + \sigma_Y(0,t) = \sigma_I(0,t) \quad (\text{A.6})$$

(A.2) ve (A.1) denklemlerini sırası ile (A.5) ve (A.6) nolu denklemlerde yerine koyarsak, arayüzeyde aşağıdaki denklemleri elde ederiz:

$$A_g + A_y = A_i \quad (\text{A.7})$$

$$\sigma_g + \sigma_y = \sigma_i \quad (\text{A.8})$$

(A.4) nolu denklemleri (A.8) denkleminde yerine koyarsak ve $kM = \omega \rho v$ bağıntısını kullanırsak;

$$-\rho_1 v_1 A_g + \rho_1 v_1 A_y = -\rho_2 v_2 A_i = -\rho_2 v_2 (A_g + A_y) \quad (\text{A.9})$$

yazabiliriz. Bu denklem yansıyan dalganın yerdeğiştirme genliği ile gelen dalganın genliğini ilişkilendirmek için tekrar düzenlenirse;

$$A_y = \frac{\rho_1 v_1 - \rho_2 v_2}{\rho_1 v_1 + \rho_2 v_2} A_g = \frac{1 - \rho_2 v_2 / \rho_1 v_1}{1 + \rho_2 v_2 / \rho_1 v_1} A_g \quad (\text{A.10})$$

elde ederiz. A_y ve A_g 'nin bilinmesi ile (A.7) nolu denklem, A_i 'nin belirlenmesi için kullanılabilir:

$$A_i = \frac{2\rho_1 v_1}{\rho_1 v_1 + \rho_2 v_2} A_g = \frac{2}{1 + \rho_2 v_2 / \rho_1 v_1} A_g \quad (\text{A.11})$$

Bilindiği gibi dalga yayılım hızı ile yoğunluğun çarpımı ortamın empedansını verir. (A.10) ve (A.11) denklemleri gösterir ki ara yüzeyde enerjinin paylaşımı yalnızca, ara yüzeyin her iki tarafındaki ortamın empedans oranlarına bağlıdır. *Empedans oranını* $\alpha_z = \rho_2 v_2 / \rho_1 v_1$ olarak gösterirsek yansıyan ve iletilen dalgaların yedeğiştirme genlikleri;

$$A_y = \frac{1 - \alpha_z}{1 + \alpha_z} A_g \quad (\text{A.12})$$

$$A_i = \frac{2}{1 + \alpha_z} A_g \quad (\text{A.13})$$

olur. Yansıyan ve iletilen yedeğiştirme dalgalarının genlikleri üzerindeki ara yüzey etkisini değerlendirdikten sonra şimdi gerilme genlikleri üzerindeki etkisini araştırabiliriz. (A.4) denklemden;

$$A_g = -\frac{\sigma_g}{ik_1 M_1} \quad (\text{A.14a})$$

$$A_y = \frac{\sigma_y}{ik_1 M_1} \quad (\text{A.14b})$$

$$A_i = -\frac{\sigma_i}{ik_2 M_2} \quad (\text{A.14c})$$

yazabiliriz. (A.14) denklemlerini (A.12) ve (A.13) denklemlerinde yerine yazarsak ve tekrar düzenlersek;

$$\sigma_y = \frac{\alpha_z - 1}{1 + \alpha_z} \sigma_g \quad (\text{A.15})$$

$$\sigma_i = \frac{2\alpha_z}{1 + \alpha_z} \sigma_g \quad (\text{A.16})$$

elde ederiz.

Ara yüzeylerde yansıma ve iletimin doğasını belirlemekte empedans oranının önemini yukarıdaki denklemlerde açıkça görmekteyiz. (A.12), (A.13) ve (A.15), (A.16) denklemleri gösterir ki temel olarak empedans oranının 1'den küçük veya büyük olması

durumunda farklı davranış tipleri oluşur. Empedans oranının 1'den küçük olması gelen dalganın daha yumuşak bir materyale yaklaşması olarak düşünülebilir. Bu durumda yansıyan dalga, gelen dalgadan daha küçük bir gerilme genliğine sahip olacak ve işaretleri birbirinin tersi olacaktır (gelen bir kompresyon pulsu ise, yansıyan dilatasyon pulsu olacak ya da tam tersi). Empedans oranı 1'den büyük ise gelen dalganın daha sıkı bir ortama yaklaştığı düşünülebilir. Bu durumda iletilen dalganın gerilme genliği gelen dalgadan daha büyük olacak ve yansıyan dalganın gerilme genliği daha küçük fakat işaretleri aynı olacaktır. Yerdeğiştirme genlikleri de empedans oranından etkilenir. Farklı empedans oranlarına sahip ara yüzeyler için gerilme ve yerdeğiştirme genliklerinin değişimi Tablo A.1'de gösterilmektedir.

Tablo A.1. Yansıyan ve iletilen dalgaların yerdeğiştirme ve gerilme genlikleri üzerinde empedans oranının etkisi [3].

Empedans Oranı α_z	Yerdeğiştirme Genlikleri			Gerilme Genlikleri		
	Gelen	Yansıyan	İletilen	Gelen	Yansıyan	İletilen
0	A_g	A_g	$2A_g$	σ_g	$-\sigma_g$	0
$\frac{1}{4}$	A_g	$3A_g/5$	$8A_g/5$	σ_g	$-3\sigma_g/5$	$2\sigma_g/5$
$\frac{1}{2}$	A_g	$A_g/3$	$4A_g/3$	σ_g	$-\sigma_g/3$	$2\sigma_g/3$
1	A_g	0	A_g	σ_g	0	σ_g
2	A_g	$-A_g/3$	$2A_g/3$	σ_g	$\sigma_g/3$	$4\sigma_g/3$
4	A_g	$-3A_g/5$	$2A_g/5$	σ_g	$3\sigma_g/5$	$8\sigma_g/5$
∞	A_g	$-A_g$	0	σ_g	σ_g	$2\sigma_g$

$\alpha_z=0$ ve $\alpha_z=\infty$ durumları özel ilgi çeken durumlardır. Empedans oranının sıfır olması, gelen dalganın *serbest bir sona* (free end), gerilmenin iletilmeyeceği ($\sigma_i=0$) bir sınıra yaklaştığının göstergesidir. Bu sınır koşulunun sağlanabilmesi için sınırdaki yerdeğiştirmenin (iletilen yerdeğiştirme), gelen dalga yerdeğiştirme genliğinin iki katı olması gerekir ($A_i=2A_g$). Yansıyan dalga gelen dalga ile aynı genliğe sahip fakat polariteleri farklıdır ($\sigma_y=-\sigma_g$). Sonsuz empedans oranı ise, gelen dalganın hiç yerdeğiştirmenin olmadığı *sabit bir sona* (fixed end) yaklaştığını ifade eder ($u_i=0$). Bu durumda sınırdaki gerilme, gelen dalganın iki katı ($\sigma_i=2\sigma_g$) ve yansıyan dalga, gelen dalga ile aynı genliğe ve polariteye sahiptir.

$\alpha_z=1$ olması sınırın her iki tarafında da empedans oranlarının aynı olduğunu gösterir ve bu durumda yansıma oluşmaz ve beklendiği gibi iletilen dalga gelen dalga ile aynı genlik ve polariteye sahiptir.

ÖZGEÇMİŞ

30.09.1969 Yalova doğumluyum. İlkokul ve ortaokuldan sonra 1986 yılında Yalova Endüstri Meslek Lisesi Elektrik bölümünü bitirdim. 1987-1992 yılları arasında Dokuz Eylül Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümünde lisans eğitimimi yaptım. 1993-1994 yıllarında yedek subay olarak askerlik görevimi tamamladım. 1995-1997 yılları arasında İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümünde Yüksek Lisans Eğitimimi tamamladım. 1997 yılından bu yana İ. Ü. Jeofizik Mühendisliği bölümünde Doktora eğitimim devam etmektedir. Aynı zamanda 1996 yılından bu yana İ.Ü. Jeofizik Mühendisliği bölümünde Araştırma Görevlisi olarak görev yapmaktayım. Evli ve bir çocuk babasıyım.

