

TERS ÇÖZÜM YÖNTEMİ İLE BURSA İLİ VE ÇEVRESİNDE ZEMİN BÜYÜTMESİ VE SÖNÜM PARAMETRELERİNİN ELDE EDİLMESİ^(*)

Determination of Amplification and Attenuation Parameters in the Bursa City and Its Vicinity Using Inversion Scheme

Nihal AKYOL¹, Aybige AKINCI^{1,2} ve Haluk EYİDOĞAN³

ÖZET

Beklenen yer hareketinin depremin büyüklüğüne ve kaynaktan olan uzaklığına bağlı olarak elde edilmesi sismik risk çalışmalarında temel teşkil etmektedir. Genel olarak problem, meydana gelen bir depremde değişik uzaklıklarda beklenen yer hareketi etkisinin ne olacağı, bölgede beklenen maksimum yer hareketinin, periyoda ve depremin süresine, deprem büyüklüğüne bağlı olarak en doğru ve sağlıklı şekilde modellenebilmesi üzerinedir. Deprem kaynağının özellikleri, deprem dalgalarının gözlem noktasına gelinceye kadar geçtiği ortamın fiziksel parametreleri, gözlem noktasındaki sığ yer yapısının fiziksel ve jeolojik özellikleri bir deprem kaydını oluşturan ve sismik risk çalışmaları için öncelikle tanımlanması gereken önemli parametrelerdir. Özellikle son yıllarda yapılan çalışmalar yeryüzünde kaydedilmiş kuvvetli yer hareketleri ile zeminin hemen altında yer alan kayada kaydedilmiş yer hareketlerinin, genlik ve frekans içeriklerinin farklı olduğunu göstermektedir. Genellikle daha genç ve yumuşak olan zeminler, pekleşmiş zeminlere veya taban kayaya kıyasla yer hareketini büyütmetedirler. Deprem

ABSTRACT

Estimation of ground motion at a given distance and a magnitude is an important issue for earthquake hazard assessments in a region. A general problem is to know the expected response of ground motion at different distances and accurate modelling of expected ground motion as a function of period, duration as well as magnitude. The amounts of radiated energy from source, anelastic attenuation and near site amplification strongly effect the high frequency strong ground motion and are required to assess for seismic hazard study. Recently, many studies have demonstrated the ability of surface geologic conditions to alter observed ground motions. The younger softer soils generally amplify the ground motion relative to older and more competent soils or bedrock. All these parameters affected to seismograms give us the important knowledge about earthquake, estimation of earthquake beforehand and minimize the damage of earthquakes.

For this purpose, the non-parametric inversion scheme was applied to the digital seismograms from

¹ DEÜ, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Buca-İzmir

² Istituto Nazionale di Geofisica, Via di Vigna Murata 605, 00143 Roma-İtalya

³ İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Müh. Böl., 80626, Maslak-İstanbul

^(*) Ulusal Jeofizik 2000 Ankara Toplantısı'nda sunulmuştur.

kaydını etkileyen bu unsurlar bize; deprem, depremi önceden belirleme ve deprem hasarlarını en aza indirgeme çalışmalarında önemli bilgiler sağlar.

Bu amaç doğrultusunda, sismik aktivitesi yüksek ve hızla büyümekte olan Bursa ili ve çevresinde farklı jeolojik birimler üzerine kurulmuş, 6 adet ivme kayıtcı tarafından kaydedilen, 69 adet deprem (120 ivme kaydı) verisine parametrik olmayan ters çözüm yöntemi uygulanmıştır. Ters çözümün ilk aşamasında, spektral genliklerin uzaklıkla azalması analiz edilerek, bölgesel elastik olmayan sönümü ifade eden kalite faktörü, $Q_S=46.59f^{0.67}$ olarak elde edilmiştir. İkinci aşamada; ortam etkisi giderilmiş S-dalgası spektral genliklerine, kaynak fonksiyonu ve zemin büyütme ayırt etmek için, tekrar ters çözüm yöntemi uygulanmıştır. Farklı istasyonlardaki zemin büyütme değerleri incelendiğinde, alüvyon üzerine kurulmuş Çukurca (SCKR) istasyonunda bu değer 1.8 Hz de 4.0 ile maksimum değere ulaştığı görülmektedir. Uludağ masifinin derin kireçtaşı birimleri üzerinde bulunan Kaplıkaya (SKAY) ve Iğdır (SIGD) istasyonlarında ise büyütme minimum değerlere ulaşmakta ve 0.6 ile 1.4 arasında değişmektedir. Ayrıca, çalışmada her bir istasyon için yüksek frekanslardaki eğimin denetlediği, yerel soğurma (κ_0) parametresi hesaplanmıştır. Sonuçlar literatürdeki sonuçlar ile uyum içerisindedir. Paleozoik yaşlı kireçtaşları üzerinde bulunan Iğdır (SIGD) istasyonu için κ_0 değeri 0.004, Neojen yaşlı genç çökeller üzerinde bulunan Hamitler (SHMT) istasyonunun da ise 0.02 olarak elde edilmiştir.

69 local earthquakes (120 acceleration records) recorded by six seismic stations each of them deployed in a different geological site in tectonically active Bursa region. At the first step of inversion, we determined attenuation functions by analyzing the distance dependence of the spectral amplitudes and retrieved values of $Q_S=46.59f^{0.67}$. The attenuation functions including anelasticity of heterogeneous medium and geometrical spreading effect were used to correct the S-wave spectral records. At the second step, the corrected amplitudes were inverted to separate source and site response for 21 different frequencies selected between 0.5 and ~25 Hz. When we look at the amplification values at different stations, Çukurca (SCKR) deployed at young sedimentary unit, is the most important site having about 4.0 amplification value at 1.8 Hz. However, stations located on the Uludağ Mountain Massif (SKAY and SIGD), which correspond to a deep Limestone geological unit, have the smallest amplification, that values between 0.6 and 1.4. The near surface attenuation, defined κ_0 as a frequency-independent attenuation factor was also estimated and the results are consistent with literature. The high frequency spectral decay parameter κ_0 is found as smaller for stations located on rock, Iğdır, (SIGD, $\kappa_0\sim 0.004$) compared to stations located on Neogene sediment, Hamitler, (SHMT, $\kappa_0\sim 0.02$).

GİRİŞ

Deprem mühendisliğinin temel ve önemli konularından birisi, depremler nedeniyle yeryüzünde oluşan sismik hareketin ve buna bağlı olarak bulunan spektrumların genlik ve frekans içeriklerinin gerçeğe yakın olarak kestirilmesidir. Beklenen yer hareketinin depremin büyüklüğüne ve kaynaktan olan uzaklığına bağlı olarak elde edilmesi sismik risk çalışmalarına temel teşkil etmektedir. Deprem kaynağının özellikleri, deprem dalgalarının gözlem noktasına gelinceye kadar geçtiği ortamın fiziksel parametreleri, gözlem noktasındaki sığ yer yapısının fiziksel ve jeolojik özellikleri bir deprem kaydını

oluşturan temel öğelerdir. Bir bölgede var olan sismik riskin ortaya çıkartılması bu üç önemli olayın detaylı olarak incelenmesine bağlıdır. Kaynağa ait parametrelerin bilinmesi (kinematik; fay alanı, boyutu ve dinamik; sismik moment, stres düşümü), deprem kaynağının doğasının araştırılmasında, bölgedeki tektonik hareketin ve aktif fay hatlarının ortaya çıkartılmasında, dolayısı ile sismotektonik olarak bölgenin incelenmesi konusunda yararlı bilgiler sağlar. Ortama ait parametreler kendi içinde ortamın hız yapısı ve soğurma özellikleri olarak sınıflandırılan, iki önemli bölüme ayrılır. Sismik dalgaların bir ortamdaki soğurulması, hem yerici malzemesi-

nin elastik olmayan davranışı sonucu ortamda ilerleyen dalganın enerjisinin ısıya dönüşümünün, hem de ortamdaki saçıcı kütlelerin oluşturduğu karmaşanın bileşimi şeklinde tanımlanabilir ve dolayısı ile ortam ile ilgili önemli bilgiler içerir. Yeryüzünde kaydedilmiş kuvvetli yer hareketleri ile zeminin hemen altında yer alan kayada kaydedilmiş yer hareketleri, genlik ve frekans içerikleri bakımından farklı özellik göstermektedirler (Abercrombie 1997). Son yıllarda yapılan çalışmalar farklı zeminlerin deprem sırasında yerin sismik hareketini belirleyen önemli bir unsur olarak dikkatle incelenmesi gerektiğini ortaya koymuştur (Triantafyllidis ve diğ. 1999, Frankel ve diğ. 1999, Cultrera ve diğ. 1999, Hartzell ve diğ. 1998, Bonilla ve diğ. 1997, Harmsen 1997, Abercrombie 1997, Drawinski ve diğ. 1996, Lachet ve diğ. 1996, Theodulidis ve diğ. 1996).

Bu çalışmada; parametrik olmayan ters çözüm tekniği (Andrews 1986, Iwata ve Irikura 1986, 1988, Anderson ve Quass 1988, Bonamassa ve Muller 1988, Anderson 1991, Boatwright ve diğ. 1991, Hartzell 1992, Kato ve diğ. 1992 ve Castro ve diğ. 1990, 1995, 1996, 1997) ivme kayıtlarına uygulanmış, kaynak, ortam ve gözlem noktasındaki sığ yer yapısı, zemin özellikleri tanımlanmıştır. İlk adımda, spektral genliklerin uzaklığa bağlı değişimleri incelenerek her bir frekans için sönüm fonksiyonları elde edilmiştir. İkinci aşamada, spektral kaynak şekli ve zemine ait büyütme, ortam etkisi giderilmiş spektrumlarından elde edilmiştir, (Joyner ve Boore 1981, Castro ve diğ. 1990, Fletcher ve Boatwright 1991).

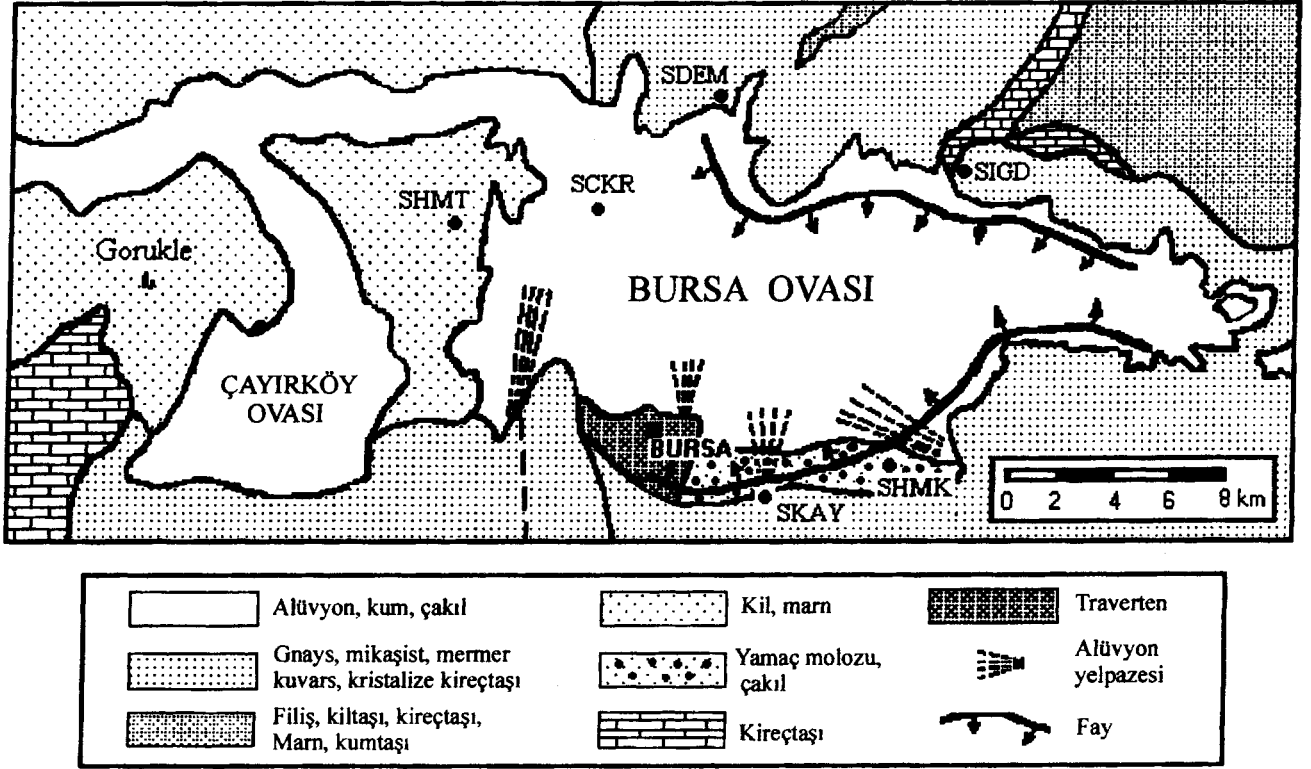
Güncel ve tarihsel veriler incelendiğinde (Sellami ve diğ. 1997, Ambraseys ve Finkel 1991) Bursa ve çevresinin deprem aktivitesinin yüksek olduğu görülmektedir. Bölge, 28 Şubat 1855'de büyük bir deprem etkisinde kalmış ve 2000'den fazla insan yaşamını yitirmiştir (Soysal ve diğ. 1981). Son yıllarda bölgede konut ve sanayi yatırımlarının Kuvaterner ve Neojen yaşlı tortul havzalar üzerinde yoğunlaştığı ve hızla arttığı gözlenmektedir. Bu olgular oluşacak büyük bir depremin bölgede yaratacağı hasarın ve kaybın büyük boyutlara varabileceği endişesini beraberinde taşımaktadır. Bu çalışmada, Bursa ve yakın çevresinde farklı jeolojik ve zemin özelliklerinin deprem sırasında ortaya çıkartacağı zemin büyütme, ortama ve kaynağa ait bilgiler ters çözüm yaklaşımı ile hesaplanmıştır. Bölgede 1992 yılında İTÜ

ve ETH işbirliği ile kurulmuş olan (Sellami ve diğ. 1997) 6 adet deprem istasyonunda kaydedilmiş 69 mikro depreme ait 120 adet ivme kaydı analiz edilmiştir. Hesaplanan değerler, bölge için hazırlanacak istatistiksel veya deterministik sismik risk haritalarında doğrudan kullanılacak ve bu amaç doğrultusunda yapılacak çalışmalara temel teşkil edecektir.

BURSA VE ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ

Bursa yöresi, Türkiye'nin tektonik birliklerinden biri olan Sakarya kıtasının Batı Anadolu'ya ait bölümünün kuzeyindedir. Bursa ve çevresinin jeolojik özelliklerini belirleyen en önemli jeolojik birim Karakaya kompleksidir. Uludağ masifi Karakaya kompleksi içinde açılan bir tektonik pencere olarak yer alır (Ketin 1947). Uludağ masifinin kuzey batı eteğinde kalan bölge Permian, Mesozoik, Senozoik yaşlı kırıntı sediment ve fosilli kireçtaşlarıyla kaplıdır. Uludağ masifinin temel yapısını, farklı derecelerde başkalaşım geçirmiş metamorfik serilerle, bunlar içerisine sokulmuş granit plütonları oluşturur. Bursa ovası, alüvyonlarla doldurulmuş tektonik bir çukurdur. Kuvaterner yaşlı alüvyonlar, tamamen graben tipi bir yapıda olan Bursa havzasını kaplamıştır. Ovanın güney kenarındaki yan dere ağzlarında alüvyon iri blok ve çakılların egemen olduğu birikinti konileri halindedir. Ovadaki çöküntü, güney ve kuzeyinde meydana gelen iki büyük fay boyunca olmuştur. Ova, Uludağ'ın kuzey eteklerinde 95-150 m rakımında, 208 km² büyüklüğünde ve D-B yönünde yer almaktadır. 30 km uzunluğunda ve 10 km genişliğinde olan Bursa ovasının güneyinde Uludağ, kuzeyinde Katırlı dağları, batısında ise Çayırköy ovası yer alır. Ovanın sadeleştirilmiş genel jeolojik haritası, Şekil 1'de verilmiştir. Bölgedeki en yaşlı formasyon temel kaya olan Paleozoik şistler, kuvarsitler, mermerler ve kristalize kireçtaşlarıdır. Bu formasyonlar, ovanın kuzey, güney ve doğusunda yer alır. Bu birimler üzerinde Jura ve Kretase yaşlı kireçtaşı ile fliş formasyonları yer almaktadır. Ovanın kuzeybatısında Neojen yaşlı kalın kil ve marn seviyeleri mevcuttur. Bu seviyelerin içinde yer yer ince kumtaşı ve siltaşı bantları bulunmaktadır.

İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ), Zürih Teknoloji Enstitüsü (ETH), Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi



Şekil 1. Bursa ovası genel jeoloji haritası (D.S.İ. 1974'den sadeleştirilmiş) ve istasyon lokasyonları.

Figure 1. General geology map of the Bursa basin (simplified after D.S.İ. 1974) and location of stations.

Yer Bilimleri Bölümü tarafından 1992 yılından beri yürütülmekte olan ortak proje kapsamında, Bursa ve çevresine 6 adet SM2 ivme-ölçer sismografi yerleştirilmiştir (Şekil 2) (Sellami ve diğ. 1997). İTÜ-ETH'ye ait deprem istasyonları ile ilgili bilgiler Çizelge 1'de verilmiştir. İstasyonların üzerinde buldukları zeminlerin jeolojik özellikleri şu şekilde özetlenebilir:

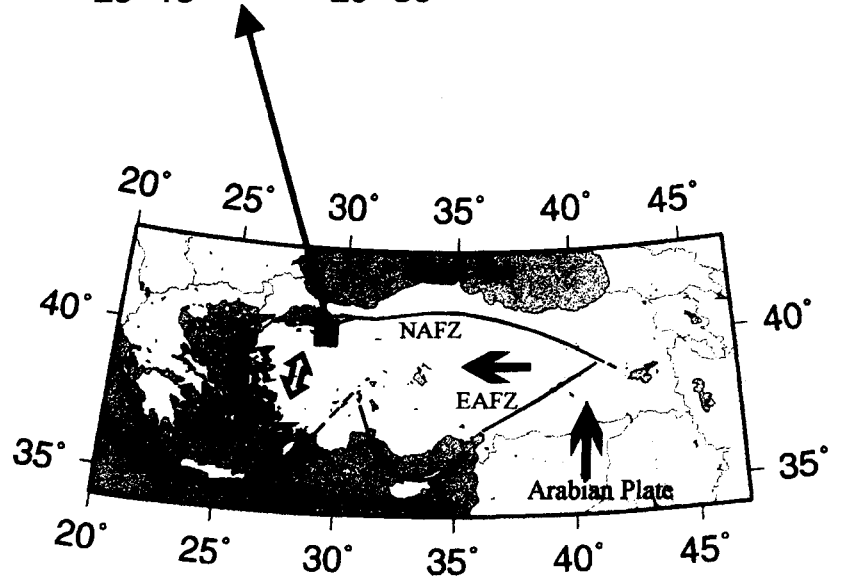
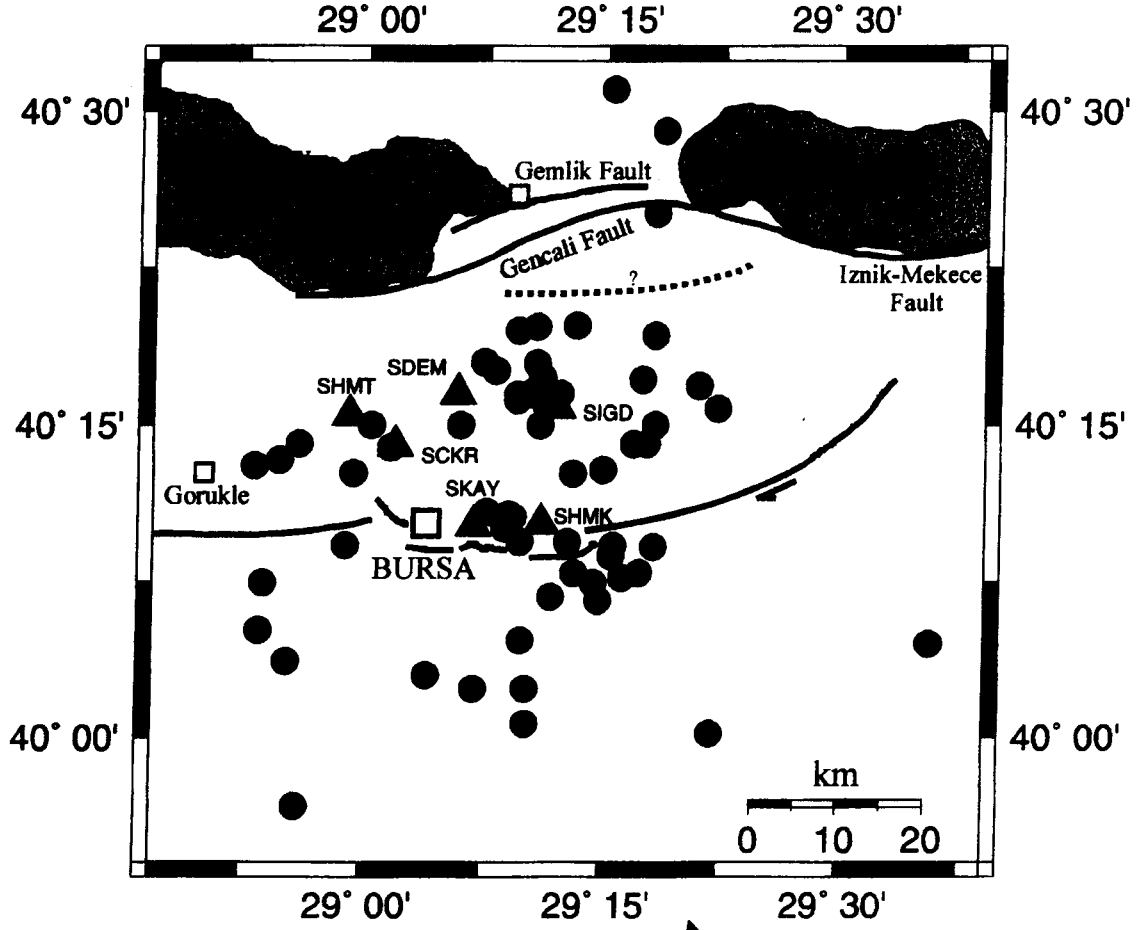
İğdır Deprem İstasyonu (SIGD):

Ovanın kuzeydoğusunda, Gürsu ilçesine bağlı İğdır köyünde kurulu bir istasyondur. Köy Paleozoik yaşlı kireçtaşları ile genç alüvyonlar arasında yer alır. Deprem istasyonu, kalınlığı bilinmeyen temel kaya Paleozoik yaşlı kireçtaşları üzerinde kurulmuştur.

Çizelge 1. Çalışmada kullanılan deprem istasyonlarına ait koordinatlar ve zemin bilgileri.

Table 1. List of coordinates and site characteristics of stations using in this study.

İstasyon Adı	Kod	Enlem (N)	Boylam (E)	Yükseklik (m)	Formasyon
İğdır	SIGD	40.264	29.202	110	Kireçtaşı
Kaplıkaya	SKAY	40.170	29.114	350	Mermer
Demirtaş	SDEM	40.275	29.097	110	Kumtaşı
Hamamlıkızık	SHMK	40.172	29.185	140	Yamaç molozu
Hamitler	SHMT	40.258	28.984	350	Alüvyon
Çukurca	SCKR	40.234	29.033	75	Alüvyon



Şekil 2. Bursa ve çevresi tektonik özellikleri ile çalışmada kullanılan deprem episantrları (daire) ve istasyonların (üçgen) dağılımları.

Figure 2. Regional map showing location of the epicenters (circles), recording sites (triangular) and tectonic features.

Kaplıkaya Deprem İstasyonu (SKAY):

Merkez ilçede Uludağ'ın şehire bakan yamaçları üzerinde yer alan Bursa Su ve Kanalizasyon İdaresi (BUSKİ) binası içine kurulmuş bir istasyondur. Bina, Permiyen yaşlı kristalize kireçtaşları üzerinde bulunmaktadır.

Demirtaş Deprem İstasyonu (SDEM):

Ovanın kuzeyinde, İstanbul yolu üzerinde bulunan Osmangazi ilçesine ait Demirtaş nahiyesine kurulu bir istasyondur. İlçe genç alüvyonlar, Paleozoik yaşlı alüvyal çökeller ve Neojen örtü birimleri arasında yer alır. Deprem istasyonu Neojen yaşlı kumtaşı üzerinde bulunmaktadır. Daha batıya doğru yer yer Eosen yaşlı flişler görülür. Doğuda ise Paleozoik yaşlı gnays, şist ve mermer vardır.

Hamamlıkızık Deprem İstasyonu (SHMK):

Ovanın güneydoğusunda, Yıldırım ilçesine bağlı Hamamlıkızık köyünde kurulu bir istasyondur. Deprem istasyonu, karışık taneli yamaç molozları üzerine kurulmuştur. Yamaç molozlarının altında Permiyen kireçtaşları bulunmaktadır.

Hamitler Deprem İstasyonu (SHMT):

Ovanın batısında yer alan Hamitler ilçesinde kurulmuş olan bir istasyondur. Hamitler ovanın batısını kaplayan, Neojen yaşlı genç çökeller üzerinde bulunmaktadır. Neojen formasyonları oldukça kalındır ve üst seviyelerinde ayrışmamış kil-kum vardır. Alt seviyeler, çakıltası-kıltası-kumtaşı ardalanması şeklinde derinlere doğru devam eder. İstasyon, bu örtü katmanı üzerinde yer alan Hamitler Asri Mezarlığında, tek katlı bir yapı içerisinde yer almaktadır.

Çukurca Deprem İstasyonu (SCKR):

Bursa'nın Osmangazi ilçesinde Çukurca köyü yakınlarında Kuvaterner yaşlı alüvyonlar üzerine kurulmuş bir istasyondur. Alüvyon kalınlığı 100 m civarındadır. Yeraltı su seviyesi 10 m den daha aşağıdadır. Kum, silt

ve çakıl ardalanmalarından oluşan bir zemin kesiti vardır. Kuvaterner yaşlı alüvyonun altında Neojen yaşlı formasyonlar vardır.

İVME KAYITÇILARININ VE KULLANILAN VERİLERİN ÖZELLİKLERİ

Çalışmada kullanılan istasyonlardaki sayısal ivmeölçerlerin örnekleme frekansı 128 Hz'dir. İvme ölçerler, kuvvetli yer hareketinin 15 sn. öncesini ve eşik değerinden sonra 20 sn.'ye kadar kayıt almaya devam edecek şekilde ayarlanmışlardır. Kaydetmiş olduğu deprem sinyallerini ve o anda kayıtçının genel durumunu, saat senkronizasyon bilgilerini bir başlıkla birlikte 1 Mb'lık bellek kartında (SRAM) saklarlar. Kayıtçılar 0.2-30 Hz. arasında düz alet transfer fonksiyonuna sahiptirler. Bursa ve çevresine yerleştirilmiş olan kayıtçılar 200 mgal ivmeye sahip deprem sinyallerini alabilecek şekilde ayarlanmıştır. Çalışmada magnitüdüleri 1.8 ile 4.1 arasında, hiposantr mesafeleri ise 5 ile 60 km arasında değişen toplam 69 adet depreme ait 120 ivme verisi kullanılmıştır (Şekil 2). Bu depremlere ait parametreler Çizelge 2'de verilmektedir. Analiz edilen depremlerin çoğu sığ odaklı olup, derinlikleri 5-15 km arasında değişmektedir.

ZEMİN BÜYÜTMELERİNİN TERS ÇÖZÜM YÖNTEMİ İLE BULUNMASI

Deprem kayıtlarındaki S-dalgalarının spektral genlikleri kullanılarak zemin hakkında bilgi elde edilebilir. Mayeda ve diğ. (1991) ve Koyanagi ve diğ. (1992), S-dalgalarının genlik spektrumunu zamana ve frekansa bağlı olarak şu şekilde vermişlerdir:

$$G_{ij}(f,t) = S_i(f) \cdot Z_j(f) \cdot A(f,t) \quad (1)$$

Burada;

$G_{ij}(f,t)$: S-dalgasının i'ninci depremde ve j'ninci istasyondaki genlik spektrumu,

$S_i(f)$: i'ninci depremdeki kaynak ile ilgili terim,

$Z_j(f)$: j'ninci istasyondaki zemine ait terim,

Çizelge 2. Çalışmada kullanılan depremlere ait parametreler.**Table 2. The parameters for each earthquake used in this study.**

NO	TARİH	ZAMAN	ENLEM	BOYLAM	DERİNLİK	MAG	KAYDEDİLEN İSTASYONLAR
1	18.11.9	08:20	40.154	29.261	13.69	2.51	SKAY, SHMK
2	19.01.93	13:50	40.086	28.892	14.36	2.80	SKAY
3	23.04.93	02:02	39.945	28.932	7.77	2.34	SKAY, SHMK
4	01.05.93	08:08	40.132	29.22	9.97	2.63	SKAY
5	21.05.93	09:01	39.786	28.945	14.6	3.08	SKAY, SHMK, SIGD, SDEM, SHMT
6	08.06.93	03:02	40.113	29.196	12.48	2.66	SKAY, SHMT
7	26.06.93	00:27	40.168	29.147	6.60	2.26	SKAY, SHMK
8	26.06.93	01:16	40.171	29.150	5.12	2.08	SKAY, SHMK
9	27.06.93	11:41	40.179	29.151	5.98	2.29	SKAY, SHMK, SIGD
10	27.06.93	11:56	40.177	29.145	5.26	2.17	SKAY, SHMK, SIGD
11	29.06.93	19:00	40.157	29.163	5.04	1.85	SKAY, SHMK
12	29.06.93	23:15	40.177	29.155	7.97	1.75	SHMK
13	05.07.93	03:34	40.274	29.159	10.00	2.55	SKAY, SHMK, SIGD, SDEM, SHMT
14	20.07.93	06:21	40.413	29.005	20.90	2.75	SDEM
15	21.07.93	13:56	40.181	29.128	5.35	2.42	SKAY
16	23.07.93	20:36	40.124	29.241	15.57	2.34	SKAY, SHMK
17	25.07.93	16:19	40.215	29.250	10.00	2.22	SIGD
18	31.07.93	21:35	40.110	29.246	14.53	2.37	SHMK
19	06.08.93	01:15	40.061	28.921	14.56	2.65	SKAY, SHMK
20	26.08.93	11:47	40.039	29.170	14.69	2.65	SKAY, SHMK
21	22.09.93	08:53	40.128	29.271	7.71	2.44	SHMK, SIGD
22	02.10.93	03:04	40.266	29.189	12.57	1.75	SIGD
23	09.10.93	11:04	40.422	29.072	18.29	1.95	SDEM
24	19.10.93	23:18	40.171	29.150	5.12	2.08	SHMK
25	23.10.93	07:58	40.263	29.371	11.76	2.74	SIGD, SDEM
26	30.10.93	21:34	40.286	29.291	11.80	2.20	SIGD, SDEM
27	17.11.93	02:19	40.275	29.204	14.82	2.31	SKAY, SHMK, SIGD, SHMT
28	17.11.93	04:34	40.270	29.188	13.32	1.75	SIGD
29	23.11.93	17:05	40.157	29.213	14.27	2.34	SHMK
30	14.12.93	22:05	40.270	29.159	10.00	2.29	SIGD
31	14.12.93	22:59	40.275	29.172	2.08	2.80	SIGD
32	06.01.94	02:47	40.132	29.289	12.01	2.94	SHMK
33	06.02.94	19:03	40.146	29.259	10.84	1.85	SHMK
34	10.02.94	16:53	40.398	28.974	14.12	2.45	SDEM
35	20.02.94	04:23	40.235	29.296	12.72	3.01	SKAY, SHMK, SIGD
36	21.02.94	04:36	40.250	29.305	11.84	3.92	SKAY, SIGD, SDEM, SHMT
37	23.02.94	10:05	40.235	29.282	12.65	2.46	SIGD
38	06.03.94	00:22	40.299	29.179	10.98	1.93	SIGD

39	14.03.94	17:33	40.402	28.927	15.88	3.52	SDEM, SHMT
40	10.05.94	01:26	40.003	29.366	11.64	3.43	SKAY
41	14.05.94	11:31	40.078	29.165	10.89	3.10	SKAY, SHMK
42	09.08.94	2:24	40.232	29.027	11.54	3.28	SHMT
43	04.12.94	01:04	40.325	29.160	11.65	2.32	SIGD
44	01.01.95	08:56	40.434	29.090	14.53	3.23	SDEM
45	02.01.95	17:22	40.039	29.116	14.80	3.26	SIGD, SDEM
46	21.03.95	04:28	40.293	29.136	14.02	2.44	SIGD, SDEM
47	10.05.95	22:35	40.050	29.067	13.81	2.99	SKAY
48	05.06.95	07:06	40.418	29.304	13.82	4.09	SHMK, SIGD, SDEM
49	19.06.95	15:52	40.300	29.124	21.49	2.75	SIGD, SDEM
50	07.07.95	18:15	40.484	29.312	5.10	3.95	SIGD
51	30.07.95	05:44	40.212	28.989	14.68	2.14	SHMT
52	19.08.95	19:57	40.075	29.594	4.78	2.72	SHMK
53	19.08.95	20:05	40.321	29.304	32.01	2.49	SHMK
54	25.08.95	13:48	40.154	28.981	11.16	2.39	SHMT
55	19.09.95	03:54	40.250	29.183	14.43	3.62	SHMK, SIGD, SDEM, SHMT
56	25.03.96	11:31	40.281	29.351	14.08	3.71	SHMK, SIGD
57	26.01.97	12:16	40.288	29.185	13.64	2.28	SIGD
58	01.02.97	10:39	40.517	29.257	14.87	3.40	SDEM
59	04.04.97	10:03	40.212	29.218	17.83	3.85	SKAY
60	04.04.97	10:06	40.153	29.304	14.34	4.00	SKAY
61	22.05.97	22:09	40.235	28.932	20.47	2.72	SHMT
62	08.06.97	01:53	40.011	29.171	6.90	2.98	SKAY
63	15.07.97	02:04	40.250	29.007	12.54	3.37	SKAY, SDEM
64	17.04.98	05:38	40.124	28.896	13.72	2.70	SCKR
65	25.09.98	16:20	40.218	28.886	14.40	4.12	SIGD, SHMT, SCKR
66	01.10.98	21:08	40.222	28.912	14.13	3.10	SHMT, SCKR
67	02.10.98	15:21	40.250	29.100	28.84	3.07	SHMT, SCKR
68	05.10.98	00:26	40.328	29.179	14.27	3.71	SIGD, SHMT, SCKR
69	17.10.98	18:35	40.329	29.221	14.94	2.91	SIGD, SCKR

A(f,t): Kaynak veya zeminden bağımsız, ortama ait soğurma terimidir.

(1) eşitliğindeki S-dalgasına ait i'ninci ve j'ninci istasyondaki genlik spektrumunu etkileyen zemin yanıtını bulmak için, diğer etkilerin elimine edilmesi veya tüm parametrelerin hesaplanması gerekir.

Çalışmada ilk olarak, sinyal/gürültü (S/G) oranı 3'ten büyük olan üç bileşenli deprem kayıtları Radyal (SV-Işımsal) and Transverse (SH-Çapraz) bileşenlerine dönüştürülmüştür. Her bileşende S dalga fazı 3 sn'lik

pencere aralığında seçilmiş ve fazların hızlı Fourier dönüşümleri (FFT) alınarak genlik spektrumları elde edilmiştir. Dikdörtgen pencere ile kesilmiş olan verinin FFT' sini alırken, süreksizlikten kaynaklanan spektral bozuklukları gidermek için, veri FFT öncesi, 0.1 sn'lik bir periyoda sahip kosinüs fonksiyonu ile törpülenmiştir. Kosinüs fonksiyonu ile törpülenmiş, S-dalgasının yatay (D-B) ve düşey bileşenli ivme spektrumları 11 işleçli yuvarlatma işlemcisi ile yumuşatılmış ve gözlemsel verilerin içindeki hızlı değişimler giderilerek eğriler düzleştirilmiştir.

Soğurma Fonksiyonu

Soğurma fonksiyonları, seçilen her bir frekans için uzaklığın fonksiyonu olarak gözlenen genlik azalımı değerlerinden geçirilen en uygun eğrilerle tanımlanmıştır. Spektral genlik değerleri uzaklığın fonksiyonu olarak aşağıda şekilde ifade edilebilir;

$$U_i(f,r)=M_i(f)A(f,r) \quad (2)$$

Burada; f frekansında ve r hiposantr uzaklığındaki i 'nci deprem kaydı için, $A(f,r)$ soğurma fonksiyonu, $M_i(f)$ kaynağın büyüklüğüne bağlı olan skaler, ve $U_i(f,r)$ ise

Çizelge 3. Spektral genlik $U_{ij}(f,r)$, kalıntı spektral genlik $R_{ij}(f)$ ve frekans bağımlı $Q(f)$ hesaplamalarındaki ortalama kare yanılığın değerleri.

Table 3. RMS values for spectral amplitude $U_{ij}(f,r)$, residual spectral amplitude $R_{ij}(f)$ and frequency dependent $Q(f)$.

Frekans	Log $U_{ij}(f,r)$ için RMS	Log $R_{ij}(f)$ için RMS	$Q(f)$ için RMS $*10^{-1}$
0.5	0.130	0.132	-
0.625	0.126	0.119	-
0.75	0.128	0.118	-
0.875	0.131	0.113	0.084
1	0.139	0.112	0.155
1.25	0.146	0.109	0.132
1.5	0.168	0.124	0.102
1.75	0.174	0.128	0.093
2	0.185	0.132	0.123
2.5	0.215	0.150	0.137
3	0.201	0.155	0.081
3.5	0.217	0.175	0.006
4	0.224	0.174	0.008
5	0.182	0.286	0.082
6	0.187	0.195	0.065
7.8125	0.195	0.222	0.092
9	0.161	0.196	0.322
12.5	0.149	0.165	0.125
15	0.195	0.195	0.046
17.5	0.187	0.173	0.007
25.3125	0.220	0.188	0.046

spektral seviyedir. Elastik olmayan sönüm ve geometrik yayılma etkileri tanımlanmadığı için, eşitlik (2) yer hareketi spektrumunun parametrik olmayan ifadesidir. Sönüm fonksiyonu geometrik yayılma ve elastik olmayan sönüm (Q) etkisini birlikte içerdiği için, depremin büyüklüğünden bağımsızdır. Burada ayrıca, $A(f,r)$ 'nin, $r=0$ için 1 değerini aldığı veya normalize edildiği ve hiposantr uzaklık r 'nin yuvarlatılmış bir fonksiyonu olduğu kabulü yapılmaktadır. Bu yaklaşım ilk olarak, Brillinger ve Preisler (1984) tarafından ivme piklerinin soğurma bağıntılarının analizinde ve daha sonraları Anderson ve Quaa (1988), Castro ve diğ. (1990, 1996) ve Anderson (1991) tarafından uzaklığa bağlı yuvarlatılmış soğurma fonksiyonlarının belirlenmesinde kullanılmıştır.

Logaritması alınarak eşitlik (2) doğrusallaştırıldığında, seçilen bir f frekansı için;

$$u_{ij}=m_i+a_j \quad (3)$$

bağıntısına ulaşılır. Burada $u_{ij}=\log U_i(f,r)$, j 'nci uzaklıktaki i 'nci deprem için spektral seviye, $m_i=\log M_i(f,r)$, i 'nci olay için skaler ve, j uzaklığındaki soğurmadır. Eşitlik (3)'ün matris formu Castro ve diğ., (1990,1996) tarafından aşağıdaki şekilde verilmektedir;

$$\begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & \dots & \dots \\ 0 & 1 & 0 & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \omega_1 & 0 & 0 & \dots & \dots \\ -\omega_2/2 & \omega_2 & -\omega_2/2 & 0 & \dots \\ 0 & -\omega_2/2 & \omega_2 & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} a_1 \\ \dots \\ a_j \\ m_1 \\ \dots \\ m_i \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_{11} \\ \dots \\ u_{ij} \\ 0 \\ 0 \\ \dots \end{pmatrix} \quad (4)$$

Burada $\omega_1, r=0$ için $a_1=0$ eşitliğini gerçekleyen katsayıdır. Çözümde deneme-yanılma ile seçilen ω_2 ise, soğurma fonksiyonunun yuvarlatma derecesini kontrol eden, ikinci türev ağırlık faktörüdür.

Seçilen her bir frekans değerinde eşitlik (4)'ün çözümü için, tekil değer ayrışım yöntemi (Singular Value Decomposition - SVD) algoritması kullanılmıştır. Sonuç olarak her bir deprem için soğurma fonksiyonu ve ölçek-

lendirme faktörü M_i değerleri elde edilmiştir. Ters çözüme ait ortalama kare yanılığı (RMS) değerleri Çizelge 3' de verilmektedir. 5'inci ve 13'üncü depremlere ait, gözlenen ve ters çözüm ile elde edilen spektral genlik değerleri arasındaki fark ise Şekil 3'de görülmektedir. Soğurma fonksiyonu $A(f,r)$ 'nın şeklinin tüm depremler için aynı olduğu kabulü nedeni ile Şekil 3'de görülen fonksiyonlar tüm kayıtlar için, en küçük kareler yaklaşımıyla elde edilen en uygun eğriyi ifade etmektedir. Bu nedenle şekilde görülen fonksiyonlar yalnızca 5'inci ve 13'üncü deprem genliklerine değil, kullanılan diğer tüm deprem genliklerine de uymalıdır. Zemin etkisini gidermek için, gözlem değerlerinin genel trendine uygun, yeterince yuvarlatılmış bir soğurma fonksiyonu elde edilmeye kadar artırılan ω_2 değeri ile verideki dalgalanmalar bastırılır. Bu yaklaşımda, eşitlik (3)'ün çözümünden elde edilen kalıntılar, zemin yanıtını ifade etmektedir.

$$z_j = u_{ij} - (m_i + a_j) \quad (5)$$

Bu bağıntıda; a_j genlik azalımını, m_i kaynak büyüklüğünü ve u_{ij} spektral seviyeyi ifade etmekte olup, z_j zemin yanıtını tanımlayan kalıntı değeridir.

Kalite faktörü Q'nun tanımlanması

Elastik olmayan sönüm (Q) ve geometrik yayılma etkisini birlikte içeren soğurma fonksiyonundan Q değerine ulaşmak için geometrik yayılmayı tanımlamamız gerekmektedir. Soğurma fonksiyonu $A(f,r)$ aşağıdaki şekilde ifade edilebilir:

$$A(f,r) = G(r) e^{-\pi f r / v Q} \quad (6)$$

veya,

$$\log A(f,r) = \log G(r) - \pi \log e \frac{f}{v Q} r \quad (7)$$

Burada $G(r)$ geometrik yayılma fonksiyonunu ifade etmektedir ve kayıtlarımızda belirgin herhangi bir yüzey dalgası gözlenmediği için bu katsayı $1/r$ olarak alınmış-

tır. Soğurma fonksiyonundan bu geometrik yayılma etkisi giderildikten sonra, her bir frekanstaki Q değeri hesaplanmıştır. Q değerlerini hesaplamadan önce soğurma fonksiyonları 5 km'ye göre normalize edilmiş ve hesaplamalarda üst kabuktaki ortalama S dalgası hızı $v = 3.5$ km/s olarak alınmıştır. Q değerinin eldesindeki doğrusal ters çözüme ait ortalama kare yanılığı değerleri Çizelge 3' de verilmektedir. Frekansa bağlı olarak elde edilen Q değerleri Şekil 4'de görülmektedir ve Q'nun frekans bağımlılığı;

$$Q(f) = 46.59 f^{0.67} \quad (8)$$

olarak elde edilmiştir.

Yerel soğurma parametresi, κ

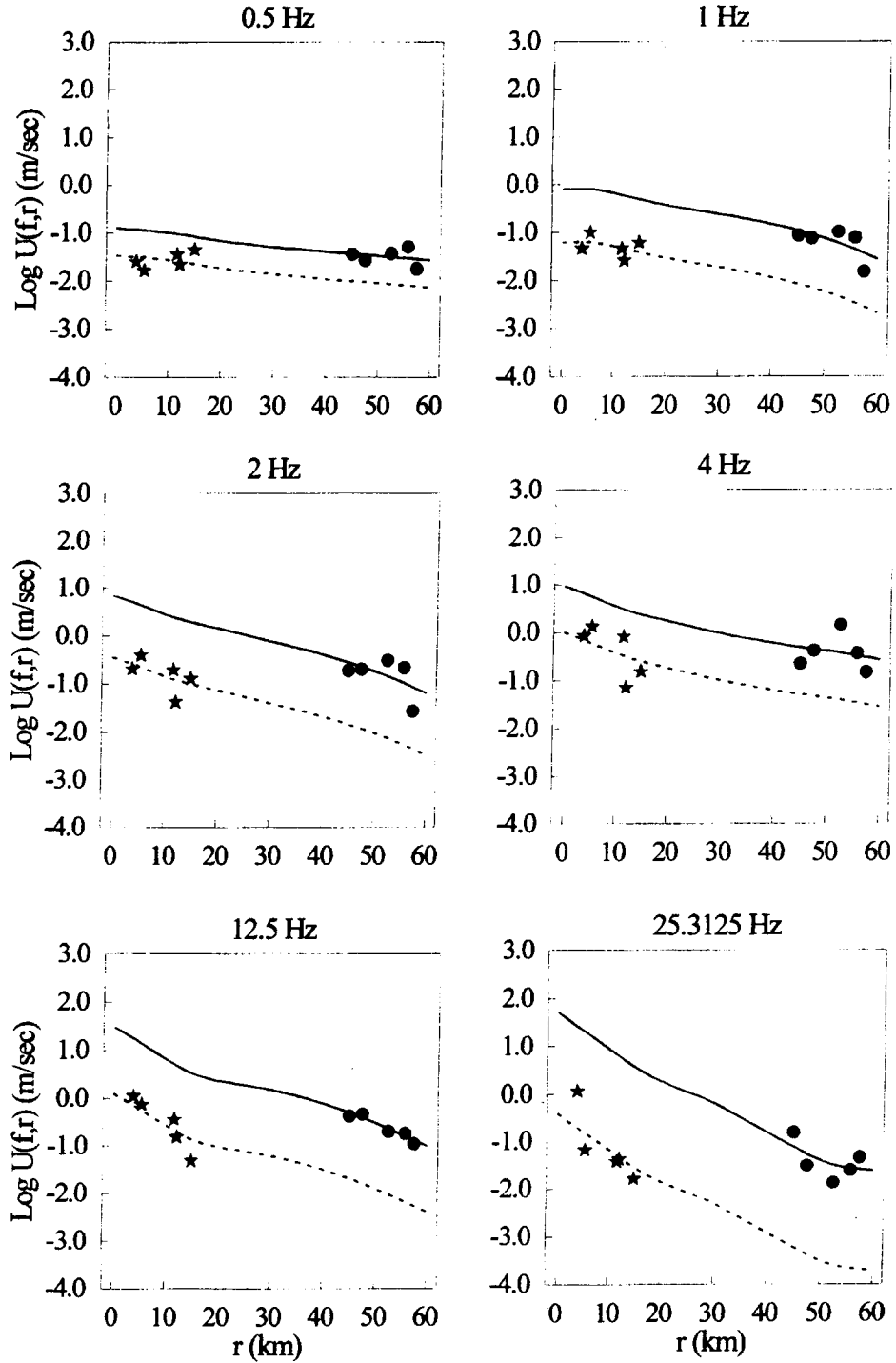
Elde edilen soğurma fonksiyonları (Şekil 3), ortalama zemin sönümünü içermekle birlikte, kayıt istasyonları altındaki jeolojik koşullardaki değişiminin nedeni olduğu, yüzeye yakın genlik azalımını ifade etmemektedir. Bununla birlikte, her bir zemindeki ivme spektrum şeklinin, Anderson ve Hough (1984) tarafından önerilen, aşağıdaki bağıntıyı sağladığı kabulü ile istasyonlardaki yerel soğurma parametresine ulaşmak mümkündür.

$$a(f) = A_0 e^{-\pi \kappa f} \quad f > f_E \quad (9)$$

Burada, A_0 genliği, kaynağın, uzaklığın ve ortamın etkilerini taşır. κ , kayıtcının altındaki yakın yüzey sönümünü ifade eden yerel soğurma parametresi ve f_E ise spektral genliklerin üssel olarak azalmaya başladığı frekansdır. Bu modelde κ aşağıdaki şekilde tanımlanmaktadır.

$$\kappa = \int \frac{dr}{Q \kappa \beta} \quad (10)$$

Geometrik yayılma ve elastik olmayan sönüm (Q), etkisi giderilmiş spektral genliklerdeki f_E ve gürültünün sinyali bozmaya başladığı seviye arasındaki eğim oranı ölçülerek κ değerlerine ulaşılmıştır (Çizelge 4).



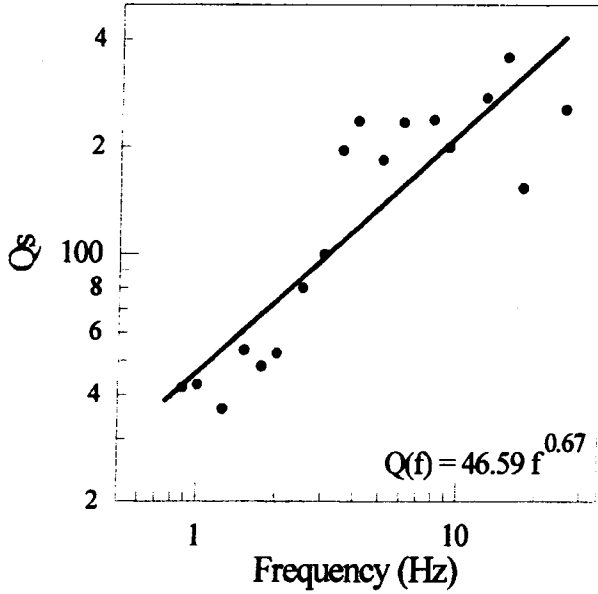
Şekil 3. Ters çözüm tekniği ile, $M_L=3.08$ magnitüdü 5'inci (düz çizgi) ve $M_L=2.55$ magnitüdü 13'üncü (kesikli çizgi) depremler için elde edilen soğurma fonksiyonları ve gözlenen genlik değerleri (daireler 5'inci ve yıldızlar 13'üncü deprem için).

Figure 3. Attenuation functions obtained using a non-parametric inversion scheme for different frequency values (solid lines for event 5 and dashed lines for event 13). Observed amplitudes are from event 5 with $M_L=3.08$ (solid circles) and event 13 with $M_L=2.55$ (stars).

Çizelge 4. Bursa bölgesindeki her bir istasyon için elde edilen, standart sapma değerleri ile spektral eğim parametresi κ , f_B değerleri, Q_κ ve ortalama kare yanılğı değerleri ile yerel sönüm parametresi κ_0 .

Table 4. Average values of spectral decay parameter κ with standard deviation, f_B values, Q_κ and κ_0 with RMS for each site in the Bursa region.

İstasyon	Kayıt sayısı	Ortalama f_B	κ \pm standart sapma	Q_κ	κ_0	RMS for κ_0 $*10^{-4}$
SIGD	21	8.7	.006 \pm .0033	987.96	.004	.146
SKAY	26	7.6	.009 \pm .0033	616.78	.010	.136
SHMK	28	7.5	.016 \pm .0049	253.95	.015	.183
SDEM	17	9.6	.016 \pm .0030	330.83	.015	.270
SHMT	14	5.7	.017 \pm .0026	297.90	.012	.100
SCKR	6	5.0	.012M0036	372.21	.018	.387



Şekil 4. Bursa bölgesi ivme kayıtları kullanılarak RMS=0.148 ortalama kare yanılğı ile elde edilen, kalite faktörü, $Q_s=46.59f^{0.67}$.

Figure 4. Quality factor, $Q_s=46.59f^{0.67}$ with RMS=0.148 obtained using the acceleration records of the region of Bursa.

Toplam sönüm, Q_t , frekans bağımsız ($Q_\kappa = r/\beta \kappa$) ve frekans bağımlı ($Q(f) = Q_0.f^n$) sönümün toplamı ola-

rak $1/Q_t = 1/Q_\kappa + 1/Q(f)$ olarak ifade edilebilir. Frekans bağımsız κ değerlerinin uzaklıkla değişimi;

$$\kappa_{ij}(r) = \kappa_{0j} + (d\kappa/dr)r_{ij} \quad (11)$$

şeklinde (Anderson ve Hough 1984) incelenerek, istasyonun bulunduğu zemin için yerel sönüm parametresi, κ_0 elde edilmiştir. Burada j'ninci istasyon ve i'ninci deprem için kappa değeri κ_{ij} 'dir. Bu yaklaşımda, her bir istasyon için bulunduğu yerel zeminin sönümünü ifade eden κ_0 parametresi, hesaplanan kappa değerlerinin uzaklıkla değişimlerinden geçirilen en uygun doğrunun sıfır uzaklık için elde edilen değeridir. Her bir istasyon için hesaplanan ortalama κ , Q_κ ve κ_0 değerleri Çizelge 4' de verilmektedir.

Kaynak ve Zemin Fonksiyonları

Küçük ve orta büyüklükteki depremlerde, küçük ve basit olan kaynak, S dalgası spektral genlik modellemesi için nokta kaynak olarak düşünülebilir. Elde edilen soğurma fonksiyonlarını kullanarak spektral genlikler normalize edildiğinde, kayıtlarımızdan ortam etkisini gidermiş oluruz.

$$R_{ij}(f) = S_i(f)Z_j(f) = U_i(f,r)/A(f,r) \quad (12)$$

Burada, $S_i(f)$ i'ninci depremin f frekansındaki kaynak fonksiyonu değeridir. $Z_j(f)$ j'ninci istasyondaki zemin yanıtı ve $R_{ij}(f)$ ise ortam etkisi giderilmiş spektral genlik değeridir. Eşitlik (12) aşağıdaki şekilde doğrusal bir denklem sistemi olarak tanımlanabilir;

$$d_{ij}=s_i+z_j \quad (13)$$

Burada, $d_{ij}=\log R_{ij}(f)$, $s_i=\log S_i(f)$ ve $z_j=\log Z_j(f)$ 'dir.

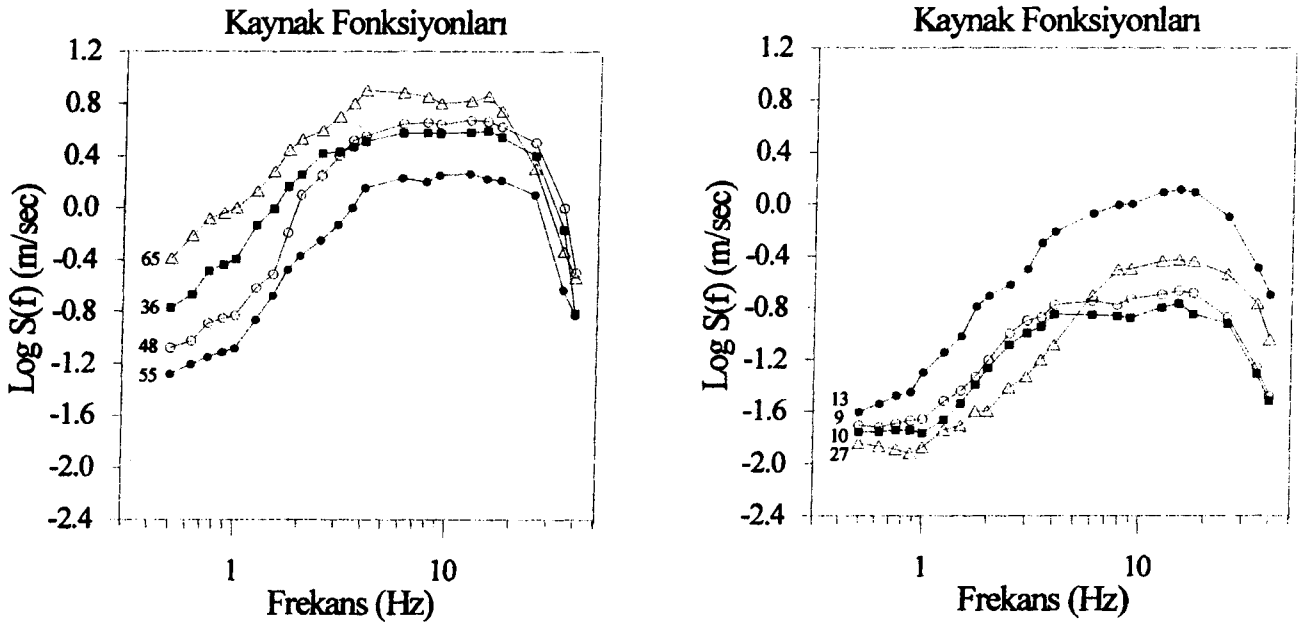
Eşitlik (13)'nin çözümü için SVD algoritması kullanılırken, kaynak ve zemin fonksiyonları arasındaki doğrusal bağımlılığı gidermek amacıyla aşağıdaki koşul tanımlan

$$\sum_{j=1}^z \log Z_j(f) = 0 \quad (14)$$

Burada N sağlam zemin üzerine yerleştirilmiş istasyon sayısıdır. Bu çalışmada Iğdır (SIGD) ve Kaplıkaya (SKAY) istasyonları, sağlam zemin üzerinde bulunmaktadır. Elde edilecek kaynak ve zemin fonksiyonlarına ait çözünürlüğü artırmak amacı ile, ters çözümün bu aşamasında sadece ikiden fazla kaydı bulunan depremler kullanılmıştır. Elde edilen kaynak fonksiyonlarına ait örnekler Şekil 5'de verilmektedir. Bu şekilde, kaynak fonksiyonlarının sağında ve solunda yer alan numaralar Çizelge 2'de verilen deprem numaralarını ifade etmektedir. Ters çözüm sonucunda elde edilen zemin fonksiyonları ise Şekil 6 ve 7'de görülmektedir.

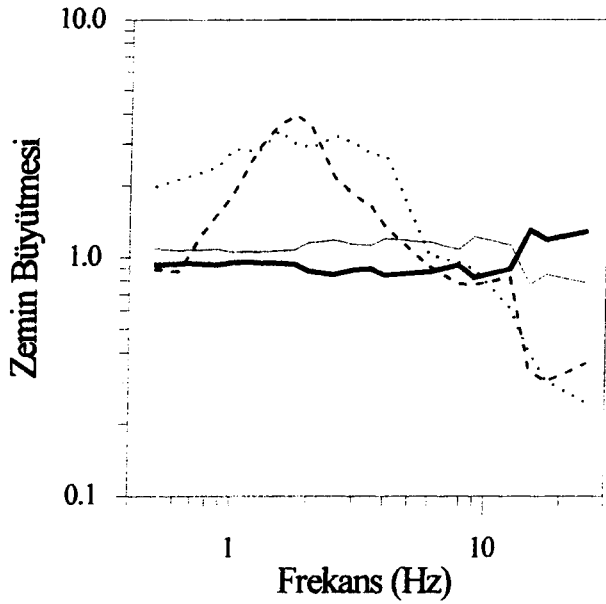
SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Çalışmada, farklı istasyonlardan elde edilen mikro deprem, ivme kayıtlarındaki SH dalgası kullanılarak, Q , kalite faktörü, spektral kaynak şekli ve bölgedeki değişik zemin büyütme ters çözüm yaklaşımı ile elde



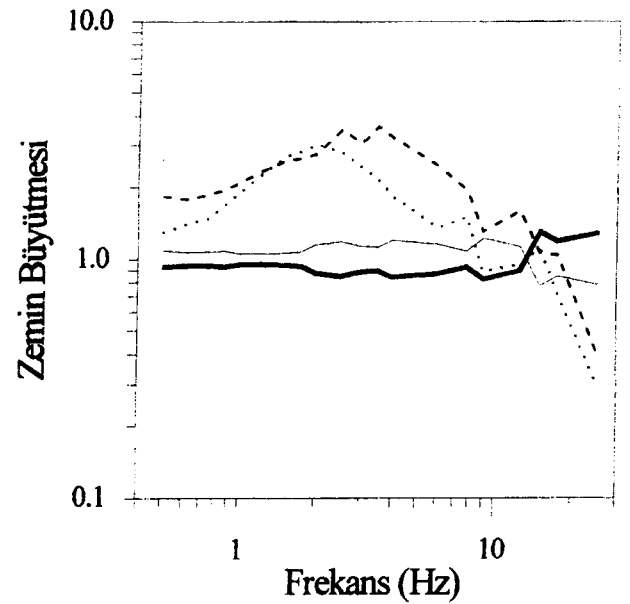
Şekil 5. Ters çözüm yöntemiyle elde edilen ivme kaynak fonksiyonları. Fonksiyonların sağ ve solundaki numaralar Çizelge 2'de verilen deprem numaralarıdır. Sağda magnitudü 2.1-2.5 civarında ve solda ise magnitudü 3.6-4.1 civarında olan depremlerin kaynak fonksiyonları yer almaktadır.

Figure 5. Acceleration source functions obtained as a result of the inversion. The numbers on the left and right correspond to the event number used in Table 2. The events with magnitude around 2.1+2.5 are on the right and around 3.6-4.1 are on the left.



Şekil 6. SIGD (kalın-sürekli çizgi), SKAY (ince-sürekli çizgi), SHMT (kısa-kesikli çizgi) ve SCKR (uzun-kesikli çizgi) istasyonları için ters çözüm yöntemi ile elde edilen frekansa bağlı zemin büyütmeleri.

Figure 6. Frequency dependent site amplification functions, obtained with inversion, for SIGD (thick solid line), SKAY (thin solid line), SHMT (shord dashed line) and SCKR (long dashed line) stations.



Şekil 7. SIGD (kalın-sürekli çizgi), SKAY (ince-sürekli çizgi), SDEM (kısa-kesikli çizgi) ve SHMK (uzun-kesikli çizgi) istasyonları için ters çözüm yöntemi ile elde edilen frekansa bağlı zemin büyütmeleri.

Figure 7. Frequency dependent site amplification functions, obtained with inversion, for SIGD (thick solid line), SKAY (thin solid line), SDEM (shord dashed line) and SHMK (long dashed line) stations.

edilmiştir. Geometrik yayılma ve elastik olmayan sönüm değerlerini içeren soğurma fonksiyonları 0.5 ve 25 Hz frekansları arasında 21 frekans değeri için oluşturulmuştur. Çizelge 2'deki 5'inci ve 13'üncü olaylar için uzaklığın fonksiyonu olarak hesaplanan soğurma fonksiyonlarının, altı farklı frekans bandındaki değişimleri Şekil 3'de görülmektedir. Hesaplamalardaki ortalama kare yanılığın değerleri frekansa bağlı olarak Çizelge 3'de verilmiştir. Bu yaklaşımda, soğurma fonksiyonları şeklinin depremin büyüklüğünden bağımsız olduğunu ancak büyüklüğe uygun bir şekilde ölçeklendiğini kabul etmekteyiz. Daha küçük olan $M_L=2.6$ magnitudlü 13'üncü depreme ait soğurma fonksiyonunun daha küçük değerli olduğu ancak fonksiyonun şeklinin ve eğiminin değişmediğini Şekil 3'de açıkça görmekteyiz. Soğurma fonksiyonlarından geometrik yayılma etkisini, $G(r) = 1/r$, gi-

derdikten sonra her bir frekans için doğrusal ters çözüm ile elde edilen kalite faktörü, Q değerlerinin frekans bağımlılığı, 0.148 ortalama kare yanılığın ile $Q_S(f) = 46.59 f^{0.67}$ olarak elde edilmiştir (Şekil 4). Elde edilen bu küçük Q değeri, Eyidoğan ve Akıncı (1997) tarafından, aynı bölge için, Tekli Saçılma Modeli uygulayarak hesaplanan Koda Q , $Q_C(f) = 40 f^{0.84}$ değeri ile uyumludur. Daha önce yapılmış çalışmalardan da görüldüğü üzere, tektonik olarak aktif bölgeler de düşük Q değerleri ile karşılanmaktadır. Örneğin, Akıncı ve diğ. (1994), Akıncı ve Eyidoğan (1996), Q değerlerini sırasıyla Batı Anadolu için $Q_C(f) = 29 f^{1.03}$ ve Kuzey Anadolu Fayının doğu kısmı, Erzincan bölgesi için ise $Q_C(f) = 50.7 f^{1.01}$ olarak hesaplamışlardır. Singh ve diğ. (1982), California Bölgesi, Imperial vadisi için $Q(f) = 20f$ ve Castro ve diğ.

(1996) iki farklı veri grubu ile İtalya'da Fruli bölgesi için $Q(f) = 20.4f$ ve $Q(f) = 16.1f^{0.92}$ değerlerine ulaşmışlardır.

Ters çözüm sonucu elde edilen kaynak fonksiyonları Brune' nun ω^2 modeline uymakta olup Şekil 5'de kaynak spektrumlarından örnekler verilmektedir. Bu şekilde, kaynak fonksiyonlarının sağında ve solunda yer alan sayılar Çizelge 2'de verilen deprem numaralarını ifade etmektedir. Sağ tarafta bulunan kaynak fonksiyonlarının magnitüdüleri 2.1-2.5 arasında değişmekte iken, sol tarafta bulunanların magnitüdüleri 3.6-4.1 arasında değişmektedir. Burada dikkat edilmesi gereken husus, ters çözüm algoritmasında kaynak fonksiyonlarına ait herhangi bir kısıtlama olmayışı ve bu nedenle bu fonksiyonların, en küçük kareler yaklaşımı ile, hatayı minimum yapacak herhangi bir şekli alacak olmasıdır.

Elde edilen zemin büyütmesi değerleri, Iğdır-SIGD, Kaplıkaya-SKAY, Demirtaş-SDEM, Hamamlıkızık-SHMK, Hamitler-SHMT ve Çukurca-SCKR istasyonları için ayrı ayrı gruplandırılmış ve frekansın fonksiyonu olarak Şekil 6 ve 7'de verilmiştir. Şekil 6'da SIGD (kalın-sürekli çizgi), SKAY (ince-sürekli çizgi), SHMT (kısa-kesikli çizgi) ve SCKR (uzun-kesikli çizgi) istasyonlarına ait zemin büyütme değerlerinin frekansa bağlı değişimleri görülmektedir. Burada paleozoik kireçtaşı (sağlam zemin) üzerine kurulmuş istasyonlar SIGD ve SKAY olup, Neojen bozuşmuş, gevşek veya kötü zemin üzerindeki istasyonlar ise SHMT ve SCKR'dır. SHMT'nin bulunduğu zeminin büyütmesi, SIGD'nin yaklaşık 3.0 katı, SCKR'nin ki ise yaklaşık 4.0 katı kadardır. SIGD istasyonunda büyütme değerleri yaklaşık her frekansta 1'e yaklaşırken, SHMT istasyonunda bu değerler 1.5 ve 4 Hz arasında yaklaşık 3.0, SCKR'de ise 1.8 frekansında 4.0 gibi bir büyütme değerine ulaşmaktadır. Aynı durum yine Permian yaşlı kristalize kireçtaşları üzerine kurulu SKAY istasyonunun, SHMT ve SCKR istasyonlarındaki büyütme değerlerinin karşılaştırılması sırasında açıkça görülmektedir. Neojen kumtaşı üzerine kurulmuş SDEM (kısa-kesikli çizgi) ve yamaç molozu üzerine kurulmuş SHMK (uzun-kesikli çizgi) istasyonlarındaki zeminin büyütme değerleri, SKAY (ince-sürekli çizgi) ve SIGD (kalın-sürekli çizgi)'deki zemin büyütme değerleri ile birlikte Şekil 7'de verilmiştir. Burada da SDEM ve SHMT'nin zemin büyütme değerleri SIGD ve SKAY'ya göre, sırasıyla, 2 Hz de yaklaşık 3 kat ve 2.5 ve 3.5 Hz arasında, yaklaşık 3.5 kat daha büyüktür.

SCKR ve SHMT için yüksek frekans zemin büyütme değerlerindeki ani sönüm, yüzeye yakın yerel soğurma parametresinin ve yüzeye yakın dolgu malzemesinin, SDEM ve SHMK istasyonlarının jeolojik birimlerinden farklı olduğunun bir göstergesidir. Tüm istasyonlardaki SH kayıtlarındaki yüksek frekansların spektral eğim değeri, κ_0 , yerel soğurma parametresi, Çizelge 4'de hata değerleri ile verilmektedir. Zemin gevşekleştikçe (parametresinin büyüdüğü, yüksek frekanslardaki eğimin arttığı dolayısı ile yerel soğurmanın daha belirgin olduğu anlaşılmaktadır.

Elde edilen bu parametreler, bölgenin sismik risk haritalarının hazırlanması ve olası bir depremde meydana gelebilecek maksimum yer ivmesi değerlerinin hesaplanması doğrultusunda kullanılmaktadır. Bu ve bu çalışmanın devamında ortaya çıkacak sonuçlar, yukarıdaki uygulamaların benzerlerinin özellikle deprem riski yüksek olan diğer tüm büyük şehirlerde yapılması gerekliliğini açıkça göstermektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma TUBİTAK, Proje No: 557-INTAG ve Dokuz Eylül Üniversitesi, A.F.S. Proje No: 0922.98.01.25 tarafından desteklenmiştir.

KAYNAKLAR

- Abercrombie, R. E. 1997, Near surface attenuation and site effects from comparison of surface and deep borehole recordings, Bull. Seism. Soc. Am., 87, 731-744.
- Akıncı, A., Taktak, G. ve Ergintav, S. 1994, Attenuation of Coda waves in Western Anatolia, Phys. Earth Planet. Inter., 87, 155-165.
- Akıncı, A. ve Eyidoğan, H. 1996, Frequency dependent attenuation of S and Coda waves in Erzincan region (Turkey), Phys. Earth Planet Inter., 97, 109-119.
- Ambraseys, N. N. and Finkel, C. F. 1991, Long-term seismicity of İstanbul and of the Marmara sea region, Terra Nova, 3, 527-539.
- Anderson, J. G. and Hough, S. E. 1984, A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of accele-

- ration at high frequencies, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1969-1993.
- Anderson, J. G. and Quaa, R. 1988, Effect of magnitude on the character of strong ground motion: An example from the Guerrero, Mexico, strong motion network, *Earthquake Spectra*, 4, 635-646.
- Anderson, J. G. 1991, A preliminary descriptive model for the distance dependence of the spectral decay parameter in southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 2186-2193.
- Andrews, D. J. 1986, Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size, *Earthquake Source Mechanics*, Geophys. Monogr. Ser., 37, American Geophysical Union, Washington, D.C., 259-267.
- Boatwright, J., Seekins, T., Fumal, L., Liu Hsi-Ping. and Mueller C. S. (1991), Ground motion amplification in the marina district, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 1980-1997.
- Bonamassa, O. and Mueller, C. S. 1988, Source and site response spectra from the aftershock seismograms of the 1987 Whittier Narrows, California, earthquake, *Seism. Res. Lett.*, 59, 23.
- Bonilla, F., Steidl, J. H., Grant, T. L., Alexei, G. T. and Ralph, J. A. 1997, Site amplification in the San Fernando Valley, California: variability of site-effects Estimation using the S-wave, coda, and H/V methods, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 710-730.
- Brilinger, D. R. and Preisler, H. K. 1984, An exploratory analysis of the Joyner-Boore attenuation data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1441-1450.
- Castro R. R., Anderson, J. G. and Singh, S. K. 1990, Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, Mexico, subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1481-1503.
- Castro R. R., Mungunia, L. and Brune, J. N. 1995, Source spectra and site response from P and S waves of local earthquakes in the Oaxaca, Mexico, subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 923-936.
- Castro, R. R., Pacor, F., Sala, A. and Petrunğaro, C. 1996, S-wave attenuation and site effects in the region of Friuli, Italy, *J. Geophys. Res.* 101-10, 22.335-22.369.
- Castro R. R., Pacor, F. and Petrunğaro, C. 1997, Determination of S-wave energy release of earthquakes in the region of Friuli, Italy, *Geophys. J. Int.*, 128, 339-408.
- Cultrera, G., Boore, D. M., Joyner, W. B. and Dietel, C. M. 1999, Nonlinear soil response in the vicinity of the Van Norman Complex following the 1994 Northridge, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, NO:5, 1214-1231.
- Drawinski, M., Ding, G. and Wen, K. L. 1996, Analysis of Spectral ratios for Estimating ground motion in deep basins, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 646-654.
- D.S.İ. (1974). Bursa ve Çayırköy ovaları hidrojeoloji haritası. T.C. Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı, D.S.İ. Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Eyidoğan, H. ve Akıncı, A. 1997, Bursa ve çevresindeki küçük depremlerin ivme kayıtları kullanılarak bölgesel ve yerel soğurma özelliklerinin incelenmesi. Dördüncü Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı Bildirileri Kitabı, 63-71.
- Fletcher, J. B. and Boatwright, J. 1991, Source parameters of Loma Prieta aftershocks and wave propagation characteristics along the San Francisco Peninsula from a joint inversion of digital seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 1783-1812.
- Frankel, A., Carver, D., Cranswick, E., Meremonte, M., Bice, T. and Overturf, D. (1999), Site response of Seattle and source parameters of earthquakes in the Puget Sound region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, NO:2, 468-483.
- Harmsen, S. C. 1997, Determination of site amplification in the Los Angeles urban area from inversion of strong motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 866-887.
- Hartzell S. H. 1992, Site response estimation from earthquake data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 2308-2327.
- Hartzell, S. H., Harmsen, S., Frankel A., Carver, D., Cranswick, E., Meremonte, M. and Michael, J. 1998, First-generation site-response maps for the Los Angeles region based on earthquake ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, NO:2, 463-472.

- Iwata, T. and Irikura, K. 1986, Separation of source, propagation and site effects from observed S-waves, *J. Seism. Soc. Jpn.*, 39, 579-593.
- Iwata, T. and Irikura, K. 1988, Source parameters of the 1983 Japan Sea earthquake sequence, *J. Phys. Earth.*, 36, 155-184.
- Joyner, W. B. and Boore, D. M. 1981, Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 2011-2038.
- Kato, K., Takemura, M., Ikeura, T., Urao, K. and Uetake, T. 1992, Preliminary analysis for evaluation of local site effect from strong motion spectra by an inversion method, *J. Phys. Earth.*, 40, 175-191.
- Ketin, İ. 1947, Uludağ masifinin tektoniği hakkında, *TJK Bül.*, cilt: 1, sayı: 1, Ankara
- Koyanagi, S., Mayeda K. and Aki, K. 1992, Frequency-dependent site amplification factors using the S-wave coda for the island of Hawaii, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1151-1185.
- 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.
- Mayeda, K., Koyanagi, S. and Aki, K. 1991, Site amplification from S-wave coda in the Long Valley Caldera region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 2194-2213.
- Sellami, S., Pavoni, N., Mayer-Rosa, D., Mueller, S., Eyidoğan, H., Aktar, M., Gürbüz, C., Barış, Ş., Polat, O. and Yalçın, N. 1997, Seismicity and seismotectonics of the Bursa region, In *Active Tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly-Project*, (Eds. C. Schindler and M. Pfister), ISBN 3 7281 2425 7, Hochschulverlag AG an der ETH Zurich, 449-486.
- Singh, S. K., Apsel, R. J., Fried, J. and Brune, J. N. 1982, Spectral attenuation of SH waves along the Imperial fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 2003-2016.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Koçak, D. ve Altınok, Y. 1981, Türkiye ve çevresinin tarihsel deprem katalogu, TÜBİTAK, Proje no: TBAG, 341 s.
- Theodulidis, N., Bard, P. Y., Archuleta, R. and Bouchon, M. 1996, Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: The case of Garner Valley down hole array in Southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 306-319.
- Triantafyllidis, P., Hatzidimitriou, Theodulidis, N., Sutherland, P., Papazachos, C., Raptakis, D. and Lonze-tidis, K. 1999, Site effects in the city of Thessaloniki (Greece) estimated from acceleration data and 1D local soil profiles, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, NO:2, 521-537.