

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**ALÜVYONAL ZEMİNLERDE MİKROTREMOR
VE MASW YÖNTEMLERİYLE ELDE EDİLEN
HVSr DEĞERLERİNİN İNCELENMESİ**

Sibel PARLAK

Kasım, 2014
İZMİR

**ALÜVYONAL ZEMİNLERDE MİKROTREMOR
VE MASW YÖNTEMLERİYLE ELDE EDİLEN
HVSr DEĞERLERİNİN İNCELENMESİ**

**Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Yüksek Lisans Tezi
Jeofizik Mühendisliği Bölümü**

Sibel PARLAK

Kasım, 2014

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

SİBEL PARLAK, tarafından PROF. DR. MUSTAFA AKGÜN yönetiminde hazırlanan “ALÜVONAL ZEMİNLERDE MİKROTREMOR VE MASW YÖNTEMLERİYLE ELDE EDİLEN HVSR DEĞERLERİNİN İNCELENMESİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Mustafa AKGÜN

Yönetici

Prof. Dr. Talip GÜNGÖR

Jüri Üyesi

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Ayşe OKUR

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŐEKKÖR

Yüksek lisans öğrenim sürecim ve tez çalışmalarım boyunca bilgisini ve tecrübesini benden esirgemeyen, her zaman desteğini hissettiğim değerli hocam Prof. Dr. Mustafa AKGÜN'e, tez çalışmalarım için gereken arazi verilerini sağlayan TÜBİTAK KAMAG 106G159 no'lu proje ekibine, çalışmalarına katkılarından dolayı Arş. Gör. Aykut TUNÇEL'e, Arş. Gör. Eren PAMUK'a ve öğrenim hayatım boyunca hep yanımda olan, her zaman arkamda duran aileme sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Sibel PARLAK

ALÜVYONAL ZEMİNLERDE MİKROTREMOR VE MASW YÖNTEMLERİYLE ELDE EDİLEN HVSR DEĞERLERİNİN İNCELENMESİ

ÖZ

Bu tez çalışması kapsamında, deprem – yapı - zemin etkileşiminin incelenmesi için gözlemsel ve kuramsal zemin transfer fonksiyonlarının belirlenmesi amacıyla, Bornova Ovası içerisinde seçilen alanda çalışmalar yapılmıştır. Çalışmalar için TÜBİTAK KAMAG 106G159 No'lu proje sürecinde elde edilen Mikrotremor ve MASW verileri kullanılmıştır.

İlk olarak, Mikrotremor verileri Nakamura (1989) yaklaşımı ile değerlendirilerek elde edilen HVSR spektrumları ve senaryo deprem kullanılarak gözlemsel zemin transfer fonksiyonları elde edilmiştir. Gözlemsel zemin transfer fonksiyonları kullanılarak, bölge zemin yapısını tanımlayan PGA değerleri, hasar endeks katsayıları ve deprem sırasında deprem – zemin - yapı ilişkisini tanımlayan hız, ivme ve yer değiştirme duyarlılık değerleri dağılımlarına ulaşılmıştır. Kuramsal zemin transfer fonksiyonlarının elde edilmesi amacıyla ise MASW yöntemi ile elde edilen veriler kullanılmıştır. MASW ölçümleri ile elde edilen Vs30 hızları ile çalışma alanının Vs30 hız dağılım bilgisine ulaşılmıştır. MASW ölçümleri sonucu elde edilen S-dalga hızı, P-dalga hızı, tabaka kalınlıkları ve yoğunluk değerleri, Herak (2008) yaklaşımı ile optimize edilerek kuramsal zemin fonksiyonlarına ulaşılmıştır. Gözlenen HVSR eğrileri ve hesaplanan HVSR eğrileri arasında bir uyum olup olmadığı araştırılmıştır.

Ulaşılan sonuçlar, deprem – zemin – yapı ilişkisinde zeminin önemine işaret etmekte ve depreme dayanıklı bina tasarımları öncesinde, muhakkak jeofizik, jeoloji ve inşaat mühendislerinin ortak bir çalışma yapması önerilmektedir.

Anahtar Kelimeler: HVSR, gözlemsel zemin transfer fonksiyonu, kuramsal zemin transfer fonksiyonu, MASW, mikrotremor, duyarlılık, PGA, hasar endeks katsayısı.

THE EXAMINATION OF HVSR VALUES OBTAINED IN ALLUVIAL GROUNDS BY USING MICROTREMOR AND MASW METHODS

ABSTRACT

Within the scope of this study, in order to determine observational and theoretical ground transfer functions for examination of earthquake – ground – building interaction, studies have been conducted in selected areas in Bornova Plain. For the studies, MASW and microtremor data which obtained during the No.0106G159 TUBITAK KAMAG project were used.

First, observational ground transfer functions obtained by evaluating microtremor data with Nakamura (1989) approach and using scenario earthquake. By using the observational transfer functions, PGA values that define the area's ground, earthquake damage index coefficients and speed, acceleration and displacement distribution of sensitivity values that describing the relationship between earthquake-ground-building were reached. In order to obtain the theoretical ground transfer function, data were used which obtained by MASW method. The knowledge of the workspace's Vs30 velocity distribution was reached by using Vs30 velocities that obtained by MASW measurements. S-wave velocity, P-wave velocity, the layer thickness and density values which obtained by MASW measurements were optimizing by Herak (2008) approach were used for reach to the theoretical ground transfer functions. The match between the observed and calculated HVSR curves investigated.

The results indicate the importance of ground in earthquake – ground – building relationship and it's recommend that before the earthquake-resistant building design, geophysics, geology and civil engineers definitely conduct a study together.

Keywords: HVSR, observational ground transfer function, theoretical ground transfer function, MASW, microtremor, sensitivity, PGA, damage index coefficients.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT.....	v
ŞEKİLLER LİSTESİ	viii
TABLolar LİSTESİ.....	ix
BÖLÜM BİR – GİRİŞ	1
BÖLÜM İKİ – KURAMSAL GELİŞME	4
2.1 Zemin Transfer Fonksiyonu	5
2.1.1 Zemin Transfer Fonksiyonu Lineer Sistem Kuramı	6
2.2 Zemin Transfer Fonksiyonunun Jeofizik Çalışmalarla Elde Edilmesi İçin Uygulanan Yöntemler	7
2.2.1 Mikrotremor Yöntemi.....	7
2.2.1.1 Mikrotremorların Tanımı ve Mikrotremorları Oluşturan Dalgalar.....	7
2.2.1.2 Mikrotremor Değerlendirme Aşamaları.....	10
2.2.1.3 Nakamura (H/V) Yöntemi.....	11
2.2.1.4 Mikrotremor Verilerinin Kullanım Amaçları.....	13
2.2.1.5 Mikrotremor Verilerinin Değerlendirilmesi.....	14
2.2.1.5.1 Geopsy Programı ile Nakamura Tekniği'nin Uygulanması	14
2.2.1.5.2 Nakamura Hasar İndeks Hesabı	15
2.2.3 Çok Kanallı Yüzey Dalgaları Yöntemi (MASW).....	18
2.2.3.1 MASW Veri Değerlendirme Aşamaları.....	19
2.3 Senaryo Depremi	20
2.4 Zemin Hâkim Periyodu-Yapı Yüksekliği İlişkisi ve Periyot Duyarlılık Bölgeleri	22
2.4.1 Zemin Hâkim Periyodu - Yapı Yüksekliği İlişkisi	22
2.4.2 Periyot Duyarlılık Bölgeleri.....	23

BÖLÜM ÜÇ – ARAZİ ÇALIŞMALARI.....	25
3.1 Çalışma Alanı Genel Özellikleri	25
3.1.1 İzmir ve Yöresinin Genel Jeolojisi	25
3.1.2 Bornova İlçesi Jeolojisi.....	26
3.1.3 Bornova İlçesi Depremselliği	28
3.2 Deprem – Yapı - Zemin Parametrelerinin Etkileşiminin Araştırılmasına Yönelik Yapılan Çalışmalar	30
3.2.1 Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonunun Elde Edilmesi (Mikrotremor Çalışmaları).....	32
3.2.1.1 Mikrotremor Veri Değerlendirmeleri Sonucunda Yapılan Çalışmalar	32
3.3 Kuramsal Zemin Transfer Fonksiyonlarının Elde Edilmesi (MASW Çalışmaları)	38
3.3.1 MASW Veri Değerlendirmeleri Sonucu Yapılan Çalışmalar.....	39
BÖLÜM DÖRT – SONUÇ VE ÖNERİLER.....	43
KAYNAKLAR	46

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 2.1 Duyarlılık bölgeleri	5
Şekil 2.2 Zemin transfer fonksiyonunun şematik gösterimi	6
Şekil 2.3 Zemin transfer fonksiyonunun filtre sistemi olarak gösterilmesi	7
Şekil 2.4 Nakamura (1989) tarafından ikrotremor ölçümlerini açıklamak için önerilen basit model	11
Şekil 2.5 Zemin Deformasyonu	16
Şekil 3.1 İzmir ve yöresinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası	26
Şekil 3.2 Bornova Ovası'nın alüvyal jeomorfoloji haritası D-B yönlü jeoloji kesiti.	28
Şekil 3.3 İzmir ve yöresinin jeoloji haritası	29
Şekil 3.4 Yer bulduru haritası	31
Şekil 3.5 Çalışma alanı detaylı görünümü	31
Şekil 3.6 İvme duyarlılık haritası	33
Şekil 3.7 Hız duyarlılık haritası	34
Şekil 3.8 Yer değiştirme duyarlılık haritası	34
Şekil 3.9 Pik periyot dağılım haritası	36
Şekil 3.10 Hasar endeks katsayı dağılımı haritası	37
Şekil 3.11 PGA değerleri dağılım haritası	38
Şekil 3.12 Vs30 hız dağılım haritası	39
Şekil 3.14 Çalışma alanı içerisindeki 167 no'lu noktadan elde edilen MASW verileri ile oluşturulan kuramsal HVSR eğrisi (siyah eğri), MASW verilerinden gözlenen HVSR eğrisi (mavi eğri) ve mikrotremor ile elde edilen gözlemsel HVSR eğrisi (kırmızı eğri)	40
Şekil 3.15 Çalışma alanı içerisindeki 181 no'lu noktadan elde edilen MASW verileri ile oluşturulan kuramsal HVSR eğrisi (siyah eğri), MASW verilerinden gözlenen HVSR eğrisi (mavi eğri) ve mikrotremor ile elde edilen gözlemsel HVSR eğrisi (kırmızı eğri)	41
Şekil 3.16 Çalışma alanı içerisindeki 190 no'lu noktadan elde edilen MASW verileri ile oluşturulan kuramsal HVSR eğrisi (siyah eğri), MASW verilerinden gözlenen HVSR eğrisi (mavi eğri) ve mikrotremor ile elde edilen gözlemsel HVSR eğrisi (kırmızı eğri)	42

TABLÖLAR LİSTESİ

Tablo 2.1 NEHRP Zemin Sınıflama Kriterleri	19
--	----

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Alüvyonal bir zemin yapısına sahip olan İzmir Bornova Ovası, deprem riski açısından en tehlikeli bölgeler arasında yer almaktadır. Dolayısı ile bu bölgede depremin bir felakete dönüşmesini önlemek, gerekli önlemlerin doğru bir şekilde alınabilmesi için deprem sırasında zeminle ilişkili olarak yapıların nasıl davranacağını tahmin etmek, bu doğrultuda depreme dayanıklı yapılar tasarlamak ve depremin neden olabileceği hasarları asgari seviyede tutmak için deprem ile ilgili mühendislik disiplinlerinin kullanılması gerekmektedir. Bir deprem ülkesi olan Türkiye’de, jeofizik, jeoloji ve inşaat mühendisleri tarafından yapılan çalışmaların, depremin neden olacağı hasarları önlemede son derece etkili olduğu görülmektedir. Bu sebeple, yaşam alanlarının bu çalışmalar dikkate alınarak belirlenmesi ve inşa edilecek yapıların depreme dayanıklı olarak tasarlanması, olası can ve mal kayıplarını en aza indirecektir.

Son zamanlarda yapılan çalışmalar, aynı özellikteki binaların, farklı zeminlerin ivme, hız ve yer değiştirme parametrelerine karşı farklı duyarlılıklara sahip olduğunu göstermektedir (Tuğsal, Kara, Taşkın ve Sezen, 2007). Bu da, binaların inşa edilecekleri zeminlerin iyi tanımlanması ve olası bir depremde zemin ve bina davranışının nasıl olacağını tahmin edilmesi gerektiğine işaret etmektedir.

Gelen deprem dalgaları hiçbir zaman tek bir harmonikten oluşmaz, genelde hasar yapıcı özelliğe sahip dalga grubu 0,1 Hz ile 10 Hz arasında bileşenlere sahiptir. Deprem dalgalarının frekans içeriğini kaynaktaki kırılmanın özellikleri belirler, daha sonra yayıldıkları ortamın özellikleri bunu şekillendirir. Yumuşak zemin tabakaları, bu farklı genlik ve frekanslardan oluşan deprem dalgalarının tümüne aynı tepkiyi vermez. Yani; büyütme frekans bağımlıdır, bazı frekanslar daha çok, bazı frekanslar ise daha az büyütülür. En fazla büyütmenin ne olacağına, empedans oranı ve sönüm oranı karar verirken, bunun hangi frekansla dalgada olacağına yumuşak zemin tabakasının kalınlığı ve sismik dalga hızı karar verir (Yalçınkaya, 2010).

Zemini oluşturan katmanların S-Hızı değerleri, yoğunlukları, kalınlıkları ve sönüm katsayıları ile mühendislik ana kayasının sıklığına bağlı olarak oluşturulan zemin modelinin iyi seçilmiş olması, yüzeydeki yatay deprem ivmesinin doğru tahminini sağlamaktadır. Zemin ve mühendislik ana kayası ile ilgili olan bu parametreler zemin transfer fonksiyonunun hesaplanmasında kullanılmaktadır. Zemin transfer fonksiyonu, mühendislik ana kayası üzerinde yer alan zeminin, deprem dalgası üzerindeki etkisini tanımlar. Eğer mühendislik ana kayası ortalama 30 metre gibi sığ bir derinlikte ise, dinamik zemin parametreleri deprem yönetmeliklerine göre hesaplanabilir. Ancak, zemin kalınlığı 30 metreden fazla ise bu yönetmelikler uygulanamaz. Bu gibi durumlarda zemin transfer fonksiyonunu tanımlamak için yerinde (In-Situ) ölçümlerin kullanılması gerekir (Akgün, Gönenç, Pamukçu, Özyalın ve Özdağ, 2013).

Bu tez çalışması kapsamında, gözlemsel ve kuramsal zemin transfer fonksiyonlarının belirlenmesi amacıyla, Bornova Ovası içerisinde seçilen alanda çalışmalar yapılmıştır. Seçilen alanında fay ve dere yatakları mevcuttur. Bu nedenle yapılacak çalışmalarda zemin içerisindeki P ve S dalga hızları ile yoğunluk değerlerinde ani değişimler olabileceği ihtimali öngörülmektedir. Tez çalışması için İzmir-Aliğa-Menemen Bölgeleri'nde, 2009-2012 tarihleri arasında gerçekleştirilen TÜBİTAK KAMAG 106G159 No'lu proje kapsamında, Mikrotremor ve MASW ölçümlerinden elde edilen veriler kullanılmıştır. Mikrotremor yöntemi ile elde edilen X-Y-Z yönündeki zaman ortamı mikrotremor verileri Nakamura (1989) yaklaşımı ile değerlendirilerek HVSR spektrumları elde edilmiştir. Pik periyot değerleri Teves ve Costa (1996) yaklaşımı ile ele alındığında, zemin kalınlıkları hakkında ön kestirim yapılmasını sağlayacağı anlaşılmıştır. Pik periyot değerleri kullanılarak deprem sırasında zemin yüzeyinde oluşacak hız, ivme ve yer değiştirme parametrelerine duyarlı etkin alanlar belirlenmiş ve yapı-zemin ilişkisini tanımlamak için hız, ivme ve yer değiştirme duyarlılık haritaları hazırlanmıştır. Ayrıca, Nakamura (1989) yaklaşımı ile HVSR spektrumlarından elde edilen pik periyotlar ile bu değerlere karşılık gelen genlik değerleri kullanılarak olası deprem yapısal hasar endeks katsayıları hesaplanmıştır. Herak (2008) yaklaşımı ve senaryo depremi kullanılarak oluşturulan zemin yüzey spektrumlarından, Parseval Teoremi ile PGA değerleri

hesaplamaları yapılmış ve çalışma alanı için PGA dağılım haritası çizdirilmiştir. MASW çalışmalarından ise V_p ve V_s hızları, Keçeli (2012) kabulü ile hızlardan elde edilen yoğunluk değerleri ve tabaka kalınlıkları elde edilmiştir. Bu değerler Herak (2008) yaklaşımı ile kuramsal zemin transfer fonksiyonlarının hesaplanmasında kullanılmıştır. Ayrıca, yine Herak (2008) çalışması ile gözlemsel ve kuramsal zemin transfer fonksiyonları arasında uyum olup olmadığı araştırılmıştır.

Elde edilen sonuçlara bakılarak, çalışma alanında zemin kalınlığı, P ve S dalga hızlarında ani değişimler gözlenmiştir. Buna bağlı olarak Nakamura hasar endeks katsayısı ve pik periyot değerlerinde de yanal yönde ani değişimler söz konusudur. Ancak MASW verilerinden elde edilen verilerin değişimleri tamamlamakta yetersiz kaldığı, muhakkak mikrotremor ölçümlerinin de yapılması gerektiği anlaşılmıştır. Ayrıca, araştırma derinliğinin artırılması gerektiği kanaatine varılmıştır. Çalışma alanı içerisindeki binaların, zemin yapısına bağlı olarak hız, ivme ve yer değiştirme parametrelerine de farklı duyarlılık gösterebileceği, bu durumda alüvyonal zeminlerin gevşek zeminlere tekabül etmesinin ve bölge içerisindeki fay ve dere yataklarının etkili olduğu görülmüştür. Bu da göstermektedir ki, aynı tür zeminler bile tek tip olarak ele alınmamalı, zeminin olası bir deprem sırasındaki davranışlarının ön kestirimi için jeofizik çalışmalar yapılmalı ve elde edilen sonuçların jeoloji ve inşaat mühendisleri ile paylaşılıp depreme dayanıklı bina tasarımlarında kullanılması sağlanarak, depremin bir felakete dönüşmesinin önüne geçilmelidir.

BÖLÜM İKİ

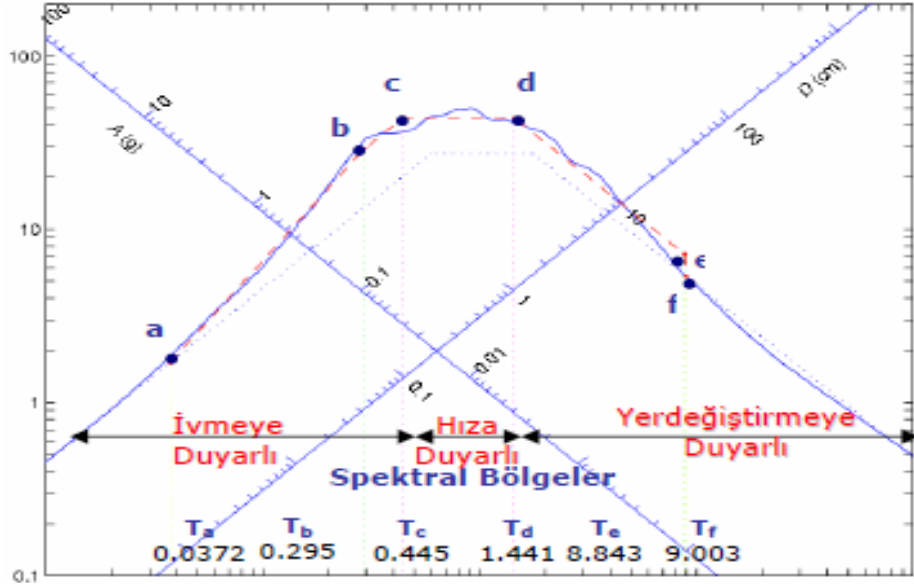
KURAMSAL GELİŞME

Depremlerin binalar üzerindeki hasar verici etkilerinin daha belirgin olduğu alüvyonal zeminlerde, depreme dayanıklı bina tasarımlarının gerçekleştirilmesi ve oluşabilecek deprem hasarlarının en aza indirgenmesi için deprem – zemin – yapı ortak davranışının irdelenmesi, yani Kramer (1996) çalışmasında tanımlanan, ana kayadan çıkan deprem dalgasının hangi parametrelerinin zemin yüzeyine değişerek çıktığını, zemin içi deformasyonların kaç metreye kadar etkilenebileceğini ve deprem sırasındaki zemin içi deformasyonların araştırılması gerekmektedir. Bunun için, ana kaya özelliklerine, zemin transfer fonksiyonuna ve zeminin dinamik parametrelerine ihtiyaç duyulmaktadır.

Depreme dayanıklı bina tasarımı yapılırken, binanın, küçük ölçekli depremler sırasında hasar meydana getirmemesi, orta ölçekli depremler sırasında üzerinde oluşabilecek hasarların onarılabilir düzeyde olması, büyük ölçekli depremler sırasında ise can kaybına yol açmaması hedeflenmektedir. Depreme dayanıklı bina tasarımının akılcı ve güvenilir bir şekilde gerçekleştirilebilmesi için bölgenin depremselliği de göz önüne alınarak, deprem – zemin – yapı ortak davranışına uygun modelleme yapılması gerekmektedir. Deprem dalgalarının periyotlarına bağlı olarak, deprem hareket parametrelerine karşı farklı duyarlılıklar gösteren zemin, bu doğrultuda üzerlerinde bulunan yapıların da deprem sırasındaki davranışlarını etkilemekte, yapı hasar oluşumunda önemli bir rol oynamaktadır.

Deprem hareket parametrelerinin incelenebilmesi için gözlemsel ve kuramsal zemin transfer fonksiyonlarına ihtiyaç duyulmaktadır. Gözlemsel zemin transfer fonksiyonlarının hesaplanması için mikrotremor yöntemi kapsamında Nakamura Tek İstasyon ölçümleriyle elde edilen HVSR spektrumları ve senaryo deprem kullanılırken, kuramsal zemin transfer fonksiyonlarının hesaplanması için MASW ölçümleriyle elde edilen Vs ve Vp hızları, tabaka kalınlıkları ve yoğunluk değerleri Herak (2008) yaklaşımıyla değerlendirilerek oluşturulan HVSR eğrileri kullanılmaktadır.

Deprem sırasında oluşacak zemin – yapı ortak hareket sonuçlarının yapı yüksekliğine bağlı olarak irdelenebilmesi için, Tuğsal ve diğer. (2007) kabulü (Şekil 2.1) ile gözlemsel zemin transfer fonksiyonlarından elde edilen pik periyot değerleri kullanılarak çizdirilen duyarlılık haritalarına ihtiyaç duyulmaktadır.

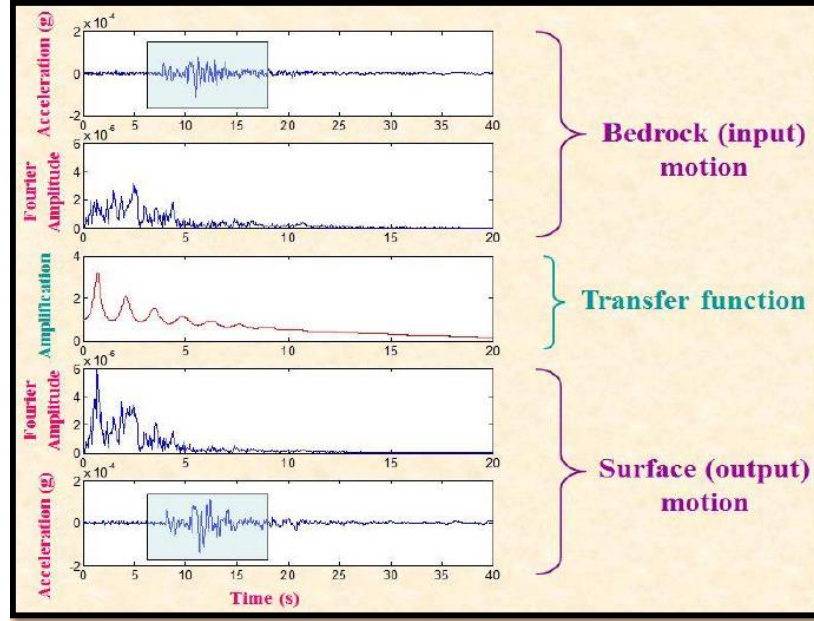


Şekil 2.1 Duyarlılık Bölgeleri (Tuğsal ve diğer., 2007)

2.1 Zemin Transfer Fonksiyonu

Zemin transfer fonksiyonu, HVSR fonksiyonu olarak bildiğimiz, frekans ortamında yatay/düşey oran olarak tanımlanmaktadır. Örneğin, mikrotremor yöntemi uygulaması ile elde edilen 3 bileşenli (K-G, D-B ve Düşey) kayıtlar kullanılarak HV spektrumları hesaplanmaktadır.

Bu hesaplamalar yapılırken Nakamura (1989) yaklaşımları kullanılır. Bu yaklaşımların temelinde yatay yarı sonsuz homojen bir zemin ($V_s < 760$ m/sn) altında mühendislik ana kayası ($V_s > 760$ m/sn) olduğu kabul edilir. Ayrıca HVSR hesabı yapılırken tüm f değerleri için büyütme spektrumunu ifade eden $AMP_p(f)$ değeri 1 kabul edilir. Bu durumda, $HVSR(f)$ değeri $AMP_s(f)$ değerine eşit olur. Böylece, depreme dayanıklı yapı tasarımında kullanılacak olan $AMP_s(f)$ spektrumuna ulaşılmış olur (Nakamura, 2000).



Şekil 2.2 Zemin transfer fonksiyonunun şematik gösterimi (Akgün, 2013)

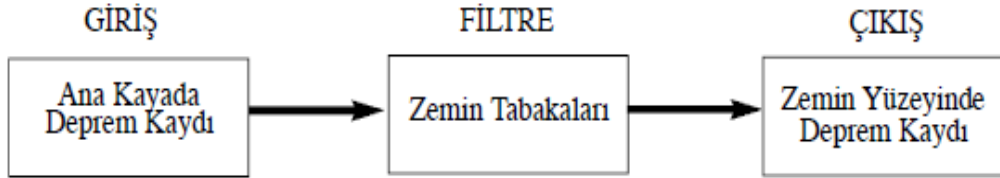
Zemin transfer fonksiyonu, zemin profilleri kullanılarak kuramsal yollarla, tek yatay yarı sonsuz zemin altında mühendislik ana kayasının olduğu varsayımı (Kramer, 1996) ile mikrotremor yöntemi uygulamalarıyla gözlemsel olarak elde edilebilmektedir. Zemin transfer fonksiyonları, zemin tabakalarının V_p , V_s , kalınlık, yoğunluk ve sönüm oranları, V_s ve V_p hızlarına bağlı olan empedans oranı, mühendislik ana kayasının rijitliği, havza kenarlarında oluşan yüzey dalgaları ve rezonans gibi pek çok parametrenin etkisi altındadır.

2.1.1 Zemin Transfer Fonksiyonu Lineer Sistem Kuramı

Zemin davranış analizi tekniklerinin önemli bir kısmı transfer fonksiyonlarının kullanımına dayanmaktadır. Süper pozisyon tekniğine dayalı olduğu için bu yaklaşım lineer sistemlerin analizi ile sınırlıdır. Nonlineer davranış, eşdeğer lineer zemin özellikleri ile iteratif prosedür kullanılarak tahmin edilebilir.

Transfer fonksiyonu yaklaşımının matematiksel yönüne ait hesaplar karışık sayısal işlemler içerse de yaklaşım oldukça basittir. Ana kayadaki zamana bağlı hareket Fourier serisi olarak temsil edilir. Ana kaya hareketinin Fourier serisindeki her bir terim transfer fonksiyonu ile çarpılarak yüzeydeki hareketin Fourier serisi üretilir.

Daha sonra ters teknik kullanılarak yüzeydeki hareket zamana bağlı olarak tanımlanır. Bu tanıma göre transfer fonksiyonu; ana kaya hareketindeki her bir frekans değerinin zemin tabakası tarafından nasıl büyütüldüğünü ya da küçültüldüğünü belirlemektedir. Transfer fonksiyonlarının değerlendirilmesi lineer yaklaşımın esasını oluşturmaktadır (Yağcı, 2014).



Şekil 2.3 Zemin transfer fonksiyonunun filtre sistemi olarak gösterilmesi (Yalçınkaya, 2004)

Bu tez çalışması kapsamında, gözlemsel ve kuramsal zemin transfer fonksiyonlarının elde edilmesi amaçlanmış ve bu amaçla gözlemsel zemin transfer fonksiyonu eldesi için mikrotremor, kuramsal zemin transfer fonksiyonu eldesi için ise MASW yöntemleri kullanılmıştır.

2.2 Zemin Transfer Fonksiyonunun Jeofizik Çalışmalarla Elde Edilmesi İçin Uygulanan Yöntemler

2.2.1 Mikrotremor Yöntemi

Mikrotremor yöntemi, Nakamura (1989) yaklaşımı temel alındığında, zemin transfer fonksiyonunun gözlemsel olarak elde edilebilmesini sağlamaktadır. Bu süreç, Mikrotremor Yöntemi başlığı altında tanımlanmıştır.

2.2.1.1 Mikrotremorların Tanımı ve Mikrotremorları Oluşturan Dalgalar

Yüzey tabakaları genellikle doğal kaynaklar (fırtına, deniz dalgaları) ve yapay kaynaklarla titreşim açığa çıkarırlar (Nakamura, 1989). Mikrotremorlar, farklı kaynaklardan yayılan yeryüzündeki sürekli titreşimlerdir. Bu titreşimlerin genlikleri 0,1-1 mikron arasında, periyotları ise 0,05-2 sn arasında değişir. Mikrotremorların kaynağı da çeşitlilik gösterir. Araştırmacılara göre mikrotremorlar doğal kaynaklı

çevresel titreşimler veya insan aktivitesi sonucu oluşurlar. 0,1-1 sn arası periyotlardaki mikrotremorların, rüzgâr, trafik, tren ve diğer endüstriyel aktivitelerle oluştuğu, orta periyotlu (0,3-0,5 Hz ve 1 Hz arasında) mikrotremorların deniz dalgalarının kıyıdaki yayılımından kaynaklandığı, daha uzun periyotlu hareketlerin ise atmosferdeki alçak basınç-okyanus etkileşmesi ile ilgili olduğu belirtilmiştir. Bu tür mikrotremorlar 6-8 saniyelik periyotlarla yayılırlar ve çok uzaklara ulaşabilirler. Okyanusların oluşturduğu titreşimler 12 sn, durağan dalgaların oluşturduğu periyotlar ise 6 saniyede maksimum verir. Bütün bu etkenler yeryüzünde titreşim olarak algılanabilir. Mikrotremorların en önemli özelliği, bu tür titreşimlerin noktadan noktaya belirgin değişimler göstermesidir. Bu değişimler ölçülen yerin jeolojik özellikleri ile ilişkilidir.

1 saniye ve altındaki (1 Hz üzeri) periyotlarda ve kültürel kaynaklarca (trafik, insan faaliyetleri, vb. gibi) oluşturulan titreşimlere kısa periyotlu titreşimler buna karşın, 1 saniye ve üzerindeki (1 Hz altı) periyotlarda ve doğal olaylarca (okyanusal gel-gitler, rüzgâr ve atmosferik değişimler, vb. gibi) oluşturulan titreşimlere uzun periyotlu titreşimler denilir. Kimi araştırmacılar 0,01–0,5 sn periyot aralığındaki titreşimleri kısa periyot, 0,5–1 sn periyot aralığındaki titreşimleri orta periyot ve 2 saniyeye kadar olan titreşimlere de uzun periyot derken, 2 sn üzerindeki titreşimleri ‘mikroseism’ olarak adlandırmaktadır (Dikmen, 2006).

Genel olarak mikrotremorlar, cisim ve yüzey dalgalarının girişimi ile oluşur ve enerjisinin büyük bir kısmı yüzey dalgası olarak yayılır (Toksöz ve Lacoss, 1968). Mikrotremorların içerdiği cisim ve yüzey dalgaları çeşitli mekanizmalarla zamansal ve uzaysal rastgele kaynaklar tarafından oluşur ve değişik jeolojik birimlerde ilerlerler. Sonuç olarak, mikrotremor kayıtları basit matematiksel işlemlerle tanımlanamayan çok karmaşık bir dalga formuna sahiptirler. Böylece belli bir zaman ve konumda mikrotremorların genlikleri kestirilemez. Bu aslında stokastik (rastgele) bir olaydır. Şöyle ki mikrotremorların genliği belirsiz ve tekrarlanamazdır (Okada, 2003).

Mikrotremor gözlemleri zemin koşullarının etkilerinin saptanmasında yaygın olarak kullanılır (Bour, Fouissac, Dominique ve Martin, 1998). Mikrotremor kayıtları, mikrotremorların zamansal ve uzaysal, çok değişken ve düzensiz doğal titreşimler olduğunu ortaya koymuştur. Bununla birlikte, elastisite teorisine göre mikrotremorlar cisim ve yüzey dalgalarından oluşurlar (Toksöz ve Lacoss, 1968). Mikrotremor kaynaklarının çoğu deniz tabanı veya yer yüzeyi üzerindeki hareket olarak tanımlanabilir. Bundan dolayı yüzey dalgaları, cisim dalgalarına göre mikrotremorların baskın bileşeni olarak düşünülür. Bu yüzey dalgaları çeşitli mekanizmalarla ve çeşitli jeolojik birimlerde yayılmalarına göre zamansal ve uzaysal duyarlıkta rastgele oluşurlar. Doğal olarak, mikrotremorlar sadece cisim ve yüzey dalgalarından değil, aynı zamanda saçılan ve kırılan dalgaları da içeren elastik dalgaların çok karmaşık biçimde bir araya gelmesinden oluşurlar (Okada, 2003).

Başlangıçta araştırmacılar mikrotremorların tanımı hakkında farklı görüşleri savunmuşlardır. Kanai ve Tanaka (1961), mikrotremorların zemin tabakalarındaki S dalgasının tekrarlı yansımaları sonucunda ortaya çıktığını belirtmiştir. Kanai (1983), mikrotremorların düşey düzlemde polarize olmuş S dalgalarından oluştuğu kabulü ile yapmış olduğu çalışmalar sonucunda deprem kayıtları ile benzerlikler yakalamıştır. Aki (1957), mikrotremorların kaynağının büyük bölümünün yüzey dalgalarından oluştuğunu ortaya koymuştur.

Nogoshi ve Igarashi (1971) çalışmalarında mikrotremorlardan elde edilenlerle Rayleigh dalgalarının H/V (yatay/düşey) değerlerini karşılaştırmışlar ve mikrotremorların çoğunlukla Rayleigh dalgalarından oluştuğu sonucuna varmışlardır. H/V deki dorukların ana mod Rayleigh dalgasıyla açıklanabileceğini içeren bazı kuramsal çalışmalar yapılmıştır (Lachet ve Bard, 1994; Konno ve Ohmachi, 1998; Bard, 1998). Eğer bu yaklaşımın doğru olduğu düşünülürse mikrotremorun sadece Rayleigh dalgasından oluştuğu düşünülebilir. Diğer taraftan, Nogoshi ve Igarashi'nin (1971) çalışmasında verilen örnekler dikkatlice incelenirse açıkça görülebilir ki Rayleigh dalgasının H/V oranının pik yaptığı (maksimum) frekansında Rayleigh dalga enerjisi çok küçüktür, neredeyse sıfırdır. Rayleigh dalgası H/V oranının en küçük olduğu (minimum) frekans civarında maksimum enerjiye sahiptir. Bundan

dolayı, mikrotremorun H/V oranlarının pik (maksimum) değeri Rayleigh dalga enerjisiyle açıklanamaz. Nakamura (1989) tarafından açıklandığı gibi, pik frekans aralığında mikrotremorun H/V'si düşey gelen SH dalgasıyla açıklanabilir (Beker, 2013).

2.2.1.2 Mikrotremor Değerlendirme Aşamaları

Gerçekte mikrotremorların periyot dağılım eğrileri büyük ölçüde yerin ilk katmanının özelliklerinin etkisinde kalmaktadır. Titreşimcik özellikleriyle, en büyük genlik, ortalama, baskın ve en büyük periyotlarla, yer sınıflaması yapılmaktadır.

Genel olarak spektral analiz yöntemleri kullanılarak sismik dalga karakteristikleri tanımlanmaya çalışılır. Bu amaçla Fourier dönüşüm tekniği ile kayıtların spektrumları elde edilir. Veriler değerlendirilirken dört teknik kullanılır:

1. Sert zeminde veya kaya üzerinde bulunan bir referans istasyonuna göre spektral oranların elde edilmesi
2. Fourier genliklerinin ya da güç spektrumlarının doğrudan değerlendirilmesi,
3. Yatay hareket bileşenlerinin düşey hareket bileşenine göre spektral oranlarının belirlenmesi (Nakamura Yöntemi) yöntemi
4. Sıfır kesme yöntemi (Kanai Yöntemi)

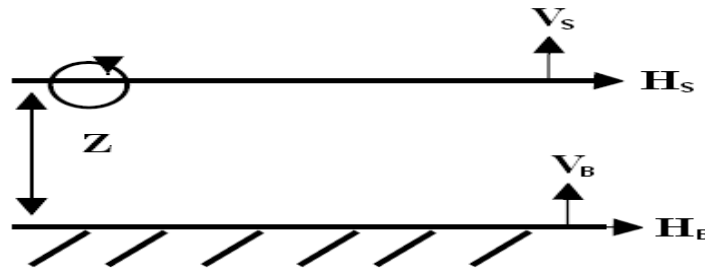
İlk üç yöntemin ortak özelliği, yerel zemin etkisinin elastik yarı sonsuz ortam üzerinde yer alan tek bir yumuşak zemin tabakasından kaynaklandığını kabul etmeleridir (Dindar, 2010).

Fourier genliklerinin ya da güç spektrumlarının doğrudan değerlendirilmesi sonucu zemin hâkim periyodunun bulunması ve referans istasyonuna göre spektral oranların elde edilmesi veya yatay hareket bileşenlerinin düşey hareket bileşenlerine göre spektral oranların belirlenmesi sonucunda zeminlerdeki büyütme seviyelerinin belirlenmesi mümkün olmaktadır. Bu durumda iki boyutlu ve üç boyutlu yerel zemin etkileri ihmal edilmiştir (Lermo ve Chavez-Garcia, 1994).

Bu çalışmada, yatay hareket bileşenlerinin düşey hareket bileşenlerine göre spektral oranlarının belirlenmesi, yani Nakamura Tek İstasyon Yöntemi ele alınmıştır.

2.2.1.3 Nakamura (H/V) Yöntemi

Yatay/Düşey spektral oran yöntemi, Japonya’da çeşitli yerlerde alınan güçlü hareket kayıtları kullanılarak bulunmuştur. Yöntemin temeline bakıldığında Nakamura’ya göre mikrotremorları oluşturan Rayleigh türü dalgalardır ve bunlar yüzey kaynakları tarafından yaratılır. Bu dalga türü tabakalı bir ortamda hem yatay hem de düşey hareketlerden eşit şekilde etkilenmektedir. Nakamura (1989), mikrotremorların derinden değil, yüzeyden ve yüzeye yakın yersel, sismometreye yakın noktalardan gelen titreşimlerden (trafik, şehir gürültüleri vb.) oluştuğunu varsaymakta ve derinden kaynaklanan katkıları ihmal etmektedir. Nakamura yöntemine göre gürültü titreşimlerinin düşey bileşenleri zemin tabakalarından etkilenmezler. Buna karşılık yatay bileşenler, zemin tabakalarının sahip olduğu düşük hız ve yoğunluğa bağlı olarak önemli büyütmeleme uğrarlar. Böylece yatay bileşen kayıtların spektrumlarının düşey bileşen kayıtların spektrumlarına oranlanması zemin transfer fonksiyonunun elde edilmesini sağlar. Yöntem mikrotremorları, yarı sonsuz ortam üzerine uzanan tek tabakalı bir ortamda yayılan Rayleigh dalgaları yaklaşımı ile açıklamaya çalışmıştır (Şekil 2.4). Fourier frekans bölgesinde dört adet genlik spektrumu tanımlanmaktadır. Bunlar yüzeydeki hareketin yatay ve düşey doğrultudaki bileşenlerine (H_S , V_S) ait genlik spektrumları ve üstteki yüzey tabakasının tabanındaki hareketin yatay ve düşey doğrultudaki bileşenlerine (H_B , V_B) ait genlik spektrumlarıdır (Beker, 2013).



Şekil 2.4 Nakamura (1989) tarafından mikrotremor ölçümlerini açıklamak için önerilen basit model. (Z: zemin tabakasının kalınlığı) (Beker, 2013)

Nakamura (1989), bu kabulleri yaptıktan sonra VS yüzeydeki, VB yüzey tabakasının tabanındaki hareketlerin düşey bileşenleri olmak üzere; mikrotremor hareketlerini frekansın bir fonksiyonu olarak şöyle tanımlar (Dikmen, 2005):

$$AS(\omega) = \frac{VS(\omega)}{VB(\omega)} \quad (2.1)$$

Gözlem noktasındaki transfer fonksiyonu, temel ve yüzeydeki yatay bileşenlerin spektral oranı olarak tanımlanır (2.2):

$$SE(\omega) = \frac{HS(\omega)}{HB(\omega)} \quad (2.2)$$

Nakamura (1989) bu şekilde ölçüm noktasının (2.2) bağıntısında verilen transfer fonksiyonu $SE(\omega)$ 'nın, (2.1) bağıntısında verilen kaynak etkisini gösteren $AS(\omega)$ 'a oranlanarak, kaynak etkisinin ölçüm değerlerinden uzaklaştırılabileceğini göstermiştir. Bu orana $SM(\omega)$ denirse;

$$\begin{aligned} SM(\omega) &= \frac{SE(\omega)}{AS(\omega)} = \left(\frac{HS(\omega)}{HB(\omega)} \right) / \left(\frac{VS(\omega)}{VB(\omega)} \right) \\ &= RS(\omega) \times RB(\omega) \end{aligned} \quad (2.3)$$

(2.3) bağıntısı elde edilir.

Nakamura'ya göre mühendislik amaçlı çalışmalarda ilgilenilen frekans aralığında (1-20 Hz), $RB(\omega)$ yaklaşık 1'e eşittir. Böylece $RS(\omega)$ olarak verilen transfer fonksiyonu yüzeyde ölçülen mikrotremor verisinden elde edilebilir.

$$RB(\omega) = \frac{VB(\omega)}{HB(\omega)} = 1 \quad (2.4)$$

(2.4) eşitliğinin kullanılması ile yer etkisi, hareketin yüzeydeki yatay ve düşey bileşenleri cinsinden tanımlanmış olur. Nakamura yöntemi referans noktası gerektirmeyen bir yöntem olarak, sismik yoğunluğun az olduğu veya temel kayanın bulunmadığı alanlarda kolayca uygulanabilen bir yöntemdir (2.5).

$$SM(\omega) = \frac{HS(\omega)}{VS(\omega)} \quad (2.5)$$

Nakamura (1989) tarafından önerilen Yatay/Düşey spektral oran yönteminin geçerliliği ile ilgili sayısal modeller Lermo ve Chavez-Garcia (1994) tarafından yapılmıştır. Lermo ve Chavez-Garcia (1994) Mexico City, Oaxaca ve Acapulco' da jeolojik özellikleri birbirinden farklı olan bölgelerde mikrotremor ve kuvvetli yer hareketi kayıtları almışlardır. Elde edilen mikrotremor ve kuvvetli yer hareketi kayıtlarına Standart Spektral Oran (SSO) ve Yatay/Düşey Oran (H/V) yöntemini uygulayarak elde edilen oranların sonuçlarını ve genlik spektrumlarını karşılaştırmışlardır (Beker, 2013).

2.2.1.4 Mikrotremor Verilerinin Kullanım Amaçları

Bir bölgedeki titreşimler, o bölgelerde yerin doğal gürültüsünü oluştururlar. Farklı yer koşullarına ait yerin doğal gürültüsü de farklı olacaktır. Yerin doğal gürültüsünün genlik ve frekans içeriklerini, yerin litolojisi ve geometrisi gibi faktörler etkileyecektir. Yerin çok küçük genlikli doğal salınımları incelenerek yerin etkin salınım periyotları saptanabilir. Bu şekilde yerin davranış özellikleri belirlenebilir. Bu durumda yerin bu doğal titreşimlerinden yararlanılarak elde edilecek parametrelere göre bölgesel olarak yer sınıflamaları yapılabilir.

Bu görüşü ilk savunan ve uygulamasını yapan, yeri dört ana gruba ayırarak bu sınıflamanın Japon bina yönetmeliğinde kullanılmasını sağlayan araştırmacılar Kanai ve arkadaşları olmuştur (Kanai, 1961). Mikrotremor verilerinden ve kuvvetli yer hareketi verilerinden elde edilen genlik spektrumlarına bakıldığında zaman spektrumların benzerlik gösterdiği görülür. Deprem kayıtlarına ve mikrotremor kayıtlarına bakıldığında görülen farklılık ise genellikle genlik değerlerinde gözlenirken, etkin frekansların çok fazla farklılık göstermediği görülmektedir (Kanai

ve Tanaka, 1965). Bu kavramdan yola çıkılarak basit homojen yatay tabakalı ortam kabulü yapılarak; zemin hakim periyodunun, doğrudan mikrotremor ölçümleri ile belirlenerek bölgede kuvvetli yer hareketi verisi olmaması durumunda da saptanması olanaklı olmaktadır (Dindar, 2010).

Mikrotremor aygıtı ile çeşitli bölgelerde ölçümler yapılarak yer etkin periyodu ve bir yaklaşım olarak etkin periyottaki büyültme katsayısı gibi parametreler bulunabilir ve bu veriler ışığında bölgesel olarak parametrelerin değişimi saptanarak pratik sınıflandırmalar yapılabilir.

Yerin özellikleri saptandıktan sonra bu özellikler kesinlikle yapı tasarımına katılmalı, alt yapı ve üzerine yapılacak üstyapı ilişkileri hiçbir proje safhasında göz ardı edilmemelidir. Etkin titreşim periyodu saptanan yer üzerine olan yapının da, kendisine has bir doğal periyodu olacaktır. Yerin etkin periyodunun saptanması kadar üstyapının da periyodunun saptanması önemlidir. Yapılaşmada yerin ve yapının periyotlarının aynı olmamasına dikkat edilmelidir. Zira, bu iki periyodun uyuşması durumunda rezonans ortaya çıkabilir ve aslında sağlam ve ayrı ayrı uygun olan iki faktör, yer ve yapı, olumsuz yönde etkilenebilir. Bu olaya ülkemizden bir örnek verecek olursak, 28 Mart 1970 yılında Gediz depremi, Bursa'da Tofaş Fabrikası'nda etkili olmuş ve yıkıma neden olmuştur. Daha sonra yapılan araştırmalarla fabrikanın üzerine kurulduğu yerin ve üzerindeki yapıların doğal periyotlarının uyuştugu saptanmıştır (Gül, 1972).

2.2.1.5 Mikrotremor Verilerinin Değerlendirilmesi

2.2.1.5.1 Geopsy Programı ile Nakamura Tekniği'nin Uygulanması. İzmir ili Bornova ilçesi sınırları içerisinde belirlenen bölgede, zemin hakim periyodu ve büyütme parametrelerinin belirlenmesi amacıyla yapılan rejyonel çalışma bünyesinde oluşturulan profillerde 1,1 km aralıklı 31 noktada Nakamura Tek İstasyon ölçüm tekniği ile elde edilen veriler, Geopsy paket programı kullanılarak değerlendirilmiştir.

Geopsy, SESARRAY projesi kapsamında bulunan ve sismometre yardımı ile alınan verilerin değerlendirilmesi için kullanılan bir programdır. SESARRAY projesi, içerisinde birçok zemin hareketlerine yönelik programı barındıran bir projedir. Bu proje Sesame European, Universite Joseph Fourier (Grenoble, Fransa) ve Universitat Potsdam (Potsdam, Almanya) işbirliğiyle ortaya çıkmıştır (Beker, 2013).

Çalışma alanında zemin kalın olduğu için ($T_0 > 1$ sn), pencere boyu uzun tutulmak zorundadır (Teves-Costa, 1996). Bunun nedeni ise düşük frekans (yüksek periyot) değerlerindeki genlik değişimlerini daha iyi bir şekilde gözlemleyebilmektir. Geopsy programı üzerinde zaman ortamından frekans ortamına aktarılan verilere FFT (Fast Fourier Transform) uygulanacağından, veri sayısını 2^n 'e tamamlamak amacıyla pencere boyu 81,92 saniye olarak kullanılmıştır.

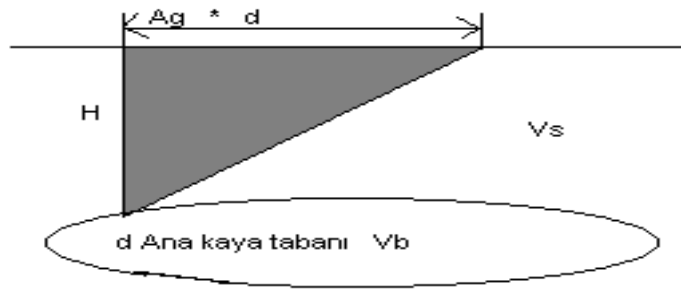
Frekans ortamında, yatay bileşenler spektrumunun, dikey bileşen spektrumuna oranlanması ile mikrotremor verilerinden elde edilen HVSR(f) (Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio) spektrumları, Nakamura (1989) kabulüne göre zemin transfer fonksiyonu olarak ele alınmıştır. Senaryo depremleri kullanılarak oluşturulan ana kaya yatay bileşen ivme spektrumu (Herak, 2009), aynı frekans değerlerine karşılık gelmek koşulu ile her bir noktadaki 8192 veri için gözlemsel zemin transfer fonksiyonları ile çarpılarak, zemin yüzey fonksiyonları elde edilmiştir.

2.2.1.5.2 Nakamura Hasar İndeks Hesabı. Deprem sırasında yapısal hasara neden olan üç ana faktör deprem özellikleri, yerel zemin koşulları ve yapı özellikleridir. Bir bölgedeki deprem kaynak özelliklerinin aynı ve yapı kalitesinin de benzer olması durumunda yerel zemin koşulları depremlerde oluşacak hasarın belirlenmesinde etkin bir faktör olacaktır. Bu nedenle bölgedeki yerel zemin koşullarının bilinmesi, zemin tabakalarının dinamik davranışının belirlenmesi ve bu özelliklerin bölgedeki yapı özellikleriyle birlikte değerlendirilmesi ile deprem hasarları hakkında bilgi edinilebilmektedir.

Bölgede yapılacak hasar görebilirlik analizleri, deprem zararlarının azaltılmasında önemli bir adımdır ve disiplinlerarası bir çalışma gerektirmektedir. Yapıların dayanıklılığı farklı olaylar karşısında azalabilmekte, hava koşullarına, sismik aktivitelere bağlı olarak değişebilmektedir. Nakamura (1989), geliştirmiş olduğu yöntemle mikrotremorları H/V spektral oranlar yöntemine göre değerlendirmekte ve Quasi Transfer Fonksiyonları'ndan zemin dinamik davranış parametreleri elde edilmektedir. Nakamura geliştirmiş olduğu bu yöntemden yararlanarak bir bölge içindeki hasar dağılımının tahminine yönelik bir teknik geliştirmiştir. Bu teknik yardımıyla çalışma sahası içindeki tehlikeli bölgeler tespit edilmekte gerekli önlemler alınarak deprem öncesi ve sonrası hasar dağılımı değerlendirilebilmektedir.

Yöntem temel olarak deprem nedeniyle oluşacak birim kayma deformasyonunun zemin hâkim frekansı ve bu frekanstaki büyütme ile ilgili olduğunu göstermektedir. Birim kayma deformasyonunun yüksek oluşu hasarı doğrudan etkileyecektir. Ana kayanın kayma dalgası hızı sabit olduğu için bu durumda hasarı başka bir deyişle oluşacak birim kayma deformasyonunu ana kayadaki ivme ve üstündeki zeminin hakim frekansı ve büyütme değeri belirleyecektir (Nakamura, 2000).

Nakamura (1997 ve 2000) tarafından zemin ve yapıların olası bir deprem anında hasarını tam olarak hesaplamak için K Değeri önerilmiştir. K_g hesaplaması için kesme gerilmesi düşünülmüştür. Şekil 2.5'te kesme deformasyonu basitçe görülmektedir.



Şekil 2.5 Zemin Deformasyonu (Nakamura, 2000)

Kesme Deformasyonu γ ;

$$\gamma = \frac{Ag.d}{h} \quad (2.6)$$

Ag : Yüzey tabakasının büyütme faktörüdür.

h : Yüzey tabakasının kalınlığıdır.

d : Sismik yer değiştirmedir.

Anakaya ve yüzey tabakasının S dalga hızları (C_b ve C_f) yukarıdaki formülde yerine konulunca, yüzey tabakasının frekansı F aşağıdaki gibi gösterilir:

$$Fg = \frac{Vb}{4.Ag.h} \quad (2.7)$$

Ana kayadaki ivme değeri γ yazılacak olursa:

$$\begin{aligned} \gamma &= \left(\frac{Ag.\alpha b}{(2\pi Fg)^2} \right) \cdot \left(4.Ag.\left(\frac{Fg}{C_b} \right) \right) \\ &= \left(\frac{Ag^2}{Fg} \right) \cdot \left(\frac{\alpha b}{\pi^2 C_b} \right) \\ &= c.Kg.\alpha \end{aligned} \quad (2.8)$$

$\alpha b = (2\pi Fg)^2$ ve kesme gerilmesinin γ olduğu varsayıldığında,

$$\begin{aligned} c &= \frac{1}{\pi^2 Vb} \\ Kg &= \frac{Ag^2}{Fg} \text{ olur.} \end{aligned} \quad (2.9)$$

c' nin, birçok yerde yaklaşık olarak sabit olduğu varsayılır. Efektif kesme gerilmesi denklemde ($\gamma = Ag.d / h$) e % olarak tanımlanır. Ve $e = 60\%$ ve $C_b = 600$ m/sn kabul edildiğinde Kg ve αb çarpımı neredeyse birbirine eşit olmaktadır. Kg , zeminin dayanıksız bölgelerinin belirlenmesinde kullanışlı olmakta, hasar olasılığı

hesaplama doğru olduğu düşünölen ve zemini uygun olarak temsil eden bir değerdir (Dindar, 2010).

2.2.3 Çok Kanallı Yüzey Dalgaları Yöntemi (MASW)

Bir yüzey boyunca yayılan dalgaya yüzey dalgası adı verilmektedir. Yüzey dalgası, cisim dalgası ile birlikte oluşturduğu sismik dalğanın yaklaşık %70'ini oluşturmaktadır. Aktif ve pasif kaynaklarla üretilebilen yüzey dalgaları, düşük frekans, düşük hız ve yüksek genlikle tanımlanır. Yüzey dalgalarının partikül hareketleri ters lokomotif hareket olarak bilinen retrogarde şeklindedir. Yüksek enerjiye sahip oldukları için deprem sırasında yıkıcı etkileri bulunmaktadır.

Yüzey dalgası analiz yöntemlerinde, yeraltındaki tabakalı yapıların kesme dalgası hızının (V_s) derinlikle değişiminin hesaplanması amacıyla Rayleigh dalgasının dispersif özelliğinden faydalanılır. Yüzey dalgası yöntemleri aktif kaynaklı ve pasif kaynaklı yöntemler olmak üzere iki ana grup altında toplanabilir. Pasif kaynaklı yöntemler daha derin nüfus gücüne sahiptir. Özellikle ana kaya derinliğine ulaşılması gereken sahalarda etkin olarak kullanılabilir. Arazide ilk bakışta kolay uygulanabilir olması yöntemin avantajları olarak görülmesinin yanında, veri eldesi sırasında geometriden kaynaklanan problemler ve yüzeye yakın tabakaların tespitinde yanlış payının olması dezavantajları olarak karşımıza çıkmaktadır. Bunun yanında, MASW yöntemi daha sınırlı nüfus derinliğine sahip olmasının yanında, etkin kaynak kullanılması ile daha başarılı sonuçlar alınmaktadır. Özellikle V_s30 çalışmalarında ilk 30 metrenin önemi ve ince tabakaların tespitinde oldukça sağlıklı sonuçlar vermesi nedeniyle etkin kullanıma sahiptir. Tüm farklılıklarına rağmen, yüzey dalgası analiz yöntemleri üç adımda gerçekleştirilir:

- 1- Yüzey dalgalarının alıcılar ile kaydedildiği arazi aşaması,
- 2- Veri işlem ve dispersiyon eğrilerinin eldesi,
- 3- Dispersiyon eğrisinin farklı yöntemlerle ters çözümlenmesinden elde edilen V_s değerlerinin derinlikle değişimi.

Dispersiyon eğrisinin elde edilmesi kritik bir adımdır. Ters çözümleme ile elde edilen Vs hız profilinin doğruluğu büyük oranda frekansa ve faz hızına bağlı olan dispersiyon eğrisinin doğruluğuna ve özelliklerine bağlıdır (Dindar, 2010).

Vs30, UBC ve Eurocode-8 uluslararası standartlarında kullanılan temel parametrelerden en önemlisidir. NEHRP kriterlerine göre zeminler Vs 30 ortalama değerine göre, A ile F sınıfı arasında 6 sınıfa ayrılmıştır. NEHRP'e göre en yüksek kalitedeki A tipi zemin, Vs30 hızı 1500 m / sn veya daha yüksek olan, en düşük kalitedeki E tipi zemin Vs30 hızı 180 m / sn veya daha düşük olan zeminler olarak tanımlanmıştır. F sınıfı zeminler ise, kalınlığı 36 metreden daha fazla olan ve Vs30 hızı < 180 m / sn olan zeminlerdir (Bozkurt ve Kurtuluş, 2010).

Tablo 2.1 NEHRP Zemin Sınıflama Kriterleri

NEHRP Zemin Sınıfı	Tanımlama	30 m derinliğe kadar ortalama S-dalga hızı
A	Sert ana kaya	>1500 m/sn
B	Sağlam, dayanıklı ile sert kaya arası birimler	760-1500 m/sn
C	Yoğun toprak, yumuşak kaya	360-760 m/sn
D	Sert toprak	180-360 m/sn
E	Yumuşak killer	<180 m/sn

2.2.3.1 MASW Veri Değerlendirme Aşamaları

Çok kanallı verinin dispersiyon analizi için en çok kullanılanlar f-k ve f-p dalga alanı dönüşüm teknikleridir. Her iki yöntemin uygulama temelini uzaklık-zaman ortamından elde edilen verilerin farklı ortamlara ileri ve geri dönüşüm özellikleri oluşturmaktadır ve bu iki yöntem uygulamada çoğunlukla benzer sonuçlar üretirler. Bununla birlikte bu dönüşümlerin farklılığı çoğunlukla onların dönüşüm parametrelerinden ve uygulama kriterlerindeki farklılıklarından kaynaklanmaktadır (Nolet ve Panza, 1976). Çok istasyon verisinin f-k dönüşüm temeline dayalı uygulaması için, kaydedilen atış verisi, $U(x,t)$, 2 Boyutlu Hızlı Fourier Dönüşümü

(2B-HFD) ile uzaklık-zaman (x,t) ortamından frekans-dalgasayısı (f,k) ortamına aktarılır. 2BFD'in uygulamada hesaplanması çok fazla zaman ve veri depolama gerektirdiği için pratikte 1 boyutlu hızlı Fourier (1B-HFD) algoritmaları kullanılarak hesaplanabilir (Buttkus, 2000). Bu dönüşüm sabit bir frekans ve dalga sayısında orjinal dalga alanını bileşenlerine ayırıştırır. Kaydedilen verinin dispersiyon modları, frekansın ve dalga sayısının bir fonksiyonu olarak haritalanır. Sonra f-k spektral ortamında haritalanmış veri üzerinde yüzey dalgaları ile ilişkili maksimumların lokasyonundan aşağıdaki ilişki (2.10) kullanılarak dispersiyon eğrisi (frekansa karşılık yüzey dalgası faz hızı eğrisi) elde edilir.

$$C_m(f) = \frac{2\pi f}{k_m(f)} \quad (2.10)$$

Yüzey dalgalarının dispersiyon analizinde çok kullanışlı olan diğer dalga alanı dönüşüm yöntemi f-p dönüşüm yöntemidir. F-k dönüşüm tekniğine benzer olarak sismik veri işlemede, eğimli yağma, sismik hızların analizi ve süzgeçleme, sinyal/gürültü oranını artırmak ve tekrarlıların bastırılması, göç, ters çözüm ve ters dönüşümde uzaysal örnekleme oranını artırarak izlerin interpolasyonu gibi çok geniş bir kullanım alanına sahiptir (Buttkus, 2000; Yılmaz, 1987). Yöntemin yüzey dalgası dispersiyon analizinde kullanılmasının en önemli avantajı, kaydedilen verinin doğrudan frekans-hız ortamına aktarılmasını sağlamasıdır (Dindar, 2010).

Bu tez kapsamında, Bornova Ovası içerisindeki çalışma alanında uygulanan MASW yöntemi ile elde edilen Vs30 hızları ile bölge tanımlanmış, S-dalga hızı, P-dalga hızı, tabaka kalınlıkları ve yoğunluk değerleri de Herak (2008) yaklaşımı ile optimize edilerek gözlenen HVSR ile hesaplanan HVSR eğrileri incelenmiştir.

2.3 Senaryo Depremi

Deprem hasar senaryolarının hazırlanması kapsamında kentsel deprem tehlikesinin deterministik olarak belirlenmesi için "Senaryo Depremi" olarak adlandırılan ve kenti makul bir süre zarfında ve makul bir olasılıkla etkileyebileceği varsayılan deprem veya depremler kullanılmaktadır. Bu amaçla, senaryo depremleri

kullanılarak oluşturulan ana kaya yatay bileşen ivme spektrumu (Herak, 2009), aynı frekans değerlerine karşılık gelmek koşulu ile her bir mikrotremor ölçüm noktası için zemin transfer fonksiyonları ile çarpılarak, zemin yüzey fonksiyonları elde edilmiştir.

Zemin yüzeyindeki PGAs değerine ulaşmak için mühendislik ana kayasındaki PGAb değerinin önkestiriminin yapılması gerekmektedir. Bunun için çoğunlukla; magnitudü “M”, episantr uzaklığı “E”, hiposantir uzaklığı “H” ve ortamın deprem dalgası yayılım özelliğini yansıtan “r” faktörü parametreleri ile tanımlanan bir senaryo depremi kullanılarak PGAb kestirimi yapmak oldukça önemlidir. PGA değerleri zaman ve frekans ortamında birbirine bağlı olarak tanımlanabileceği için PGA değeri A(f) spektrumu içerisinde tanımlıdır. A(f)’ten zaman ortamındaki PGA değerine ulaşmak için Parseval Teoremi ve Rastgele Titreşim Kuramı’ndan yararlanılır (Akgün ve diğer., 2013).

Parseval teoremine göre frekans ortamındaki genliklerin karekök ortalamasının, zaman ortamındaki genliklerin karekök ortalamasına özdeş olduğu yaklaşımı yapılarak, (2.11) bağıntısı elde edilir:

$$rms[A(f)] \propto rms[a(t)] \quad (2.11)$$

Genelleştirilmiş bu yaklaşım S dalgası için kullanıldığında (2.12) elde edilir.

$$A_s(f) = A_b(f)AMP_s(f), \quad rms[A_s(f)] = rms[A_b(f)AMP_s(f)] \propto rms[a_s(t)] \quad (2.12)$$

Rasgele titreşim kuramından (McGuire ve Hanks, 1980) bilindiği üzere, zaman serilerinin maksimum değerleri karekök ortalama değerleri ile orantılıdır ve bu sonuçtan hareketle PGAs ve PGAb değerlerine ulaşmak için (2.13) bağıntısı kullanılır.

$$PGA_s \propto rms[a_s(t)] \propto rms[A_b(f)AMP_s(f)], \quad PGA_b \propto rms[a_b(t)] \propto rms[A_b(f)] \quad (2.13)$$

Frekans ortamında PGAs ve PGAb parametrelerinin birbirleri ile ilişkilendirilmesi sonucu olarak, DAF parametresi, (2.14) bağıntısı ile hesaplanır (Trifunac 1993, Lee ve Trifunac 1995).

$$DAF = \frac{PGA_s}{PGA_b} = \frac{\text{rms}[Ab(f)AMPs(f)]}{\text{rms}[Ab(f)]} \quad (2.14)$$

DAF değerini veren (2.14) bağıntısı irdelendiğinde herhangi iki parametrenin bilinmesi durumunda üçüncü parametrenin kolaylıkla hesaplanabileceği görülmektedir (Akgün ve diğer., 2013).

2.4 Zemin Hâkim Periyodu-Yapı Yüksekliği İlişkisi ve Periyot Duyarlılık Bölgeleri

2.4.1 Zemin Hâkim Periyodu - Yapı Yüksekliği İlişkisi

Zeminler, genel olarak ana kayadaki yüksek periyotlu spektral ivmeyi, düşük periyotlu spektral ivmeye göre daha fazla büyütmektedir (NEHRP, 1994). Maksimum büyütmenin görüldüğü pik periyot T_0 ise zemin hakim periyodudur. Ana kaya üzerinde yer alan zemin tabakasının kalınlığı ne kadar büyük olursa, zemin hâkim periyodu da o kadar büyük olmaktadır (Yalçınkaya, 2004).

Zeminlerin olduğu gibi, üzerindeki yapıların da bir hâkim periyodu vardır. Yapıların hâkim periyodunu, inşa edildiği malzemelerin özellikleri ve yapının boyutları belirler. Kaba bir hespla “kat sayısı / 10” şeklinde bulunabilir. Yani 7 katlı bir bina için; bina hâkim periyodu; $7 / 10 = 0,7$ saniye olur.

Zeminin hâkim periyodunu değiştirmek zor ve masraflı bir iş olması nedeniyle, genellikle yapının hâkim periyodunun zemin hâkim periyodundan farklı dizayn edilmesi yoluna gidilir. Bunun için elbette öncelikle zeminin hâkim periyodunun doğru tespit edilmesi gereklidir (Yalçınkaya, 2010).

2.4.2 Periyot Duyarluluk Bölgeleri

Yer hareketinin tanımlanması için, ivme, hız ve yer değiştirme parametreleri kullanılmaktadır. Bu parametrelerin zamana bağlı değişimlerinde, baskın frekanslarda farklılıklar görülmektedir.

Belirli bir yer hareketinin genliğini belirlemede en yaygın ölçü olarak pik yatay ivme (PGA) alınmaktadır. Bir hareket bileşeni için PGA, çok basit olarak o bileşenin akselerogramından elde edilen yatay değerlerin en büyüğüdür. Düşey ivmeler deprem mühendisliğinde yatay ivmelerden daha az ilgi çekmiştir. Bunun nedeni, yapılarda yerçekiminin neden olduğu statik düşey kuvvetlerin depremler sırasındaki düşey ivmelerin neden olduğu dinamik kuvvetlere karşı emniyet payının yüksek olmasıdır. Yüksek pik ivmeler içeren yer hareketleri her zaman olmamakla beraber genellikle düşük pik ivmeli hareketlerden daha yıkıcı olmaktadır. Çok kısa süren yüksek pik ivmeler çok değişik yapı türlerinde az hasara neden olabilir. Pik ivmeler çok yüksek frekanslarda olduğundan ve deprem süresi de uzun olmadığından, çok sayıda deprem 0.5g'den daha büyük pik ivmeler ürettiği halde yapılarda önemli bir hasara yol açmamıştır. Pik ivme çok yararlı bir parametre olsa da, hareketin frekans, hareketin frekans içeriği ve süresi hakkında herhangi bir bilgi içermez; bir yer hareketini doğru şekilde karakterize edebilmesi için ilave bilgi ile birlikte kullanılmalıdır (Kutaniş, 2005).

Yer hareketi genliğinin tanımlanmasında bir diğer faydalı parametre de pik yatay hızdır (PGV). Hız, yer hareketinin yüksek frekans içeriğine daha az duyarlı olduğundan, orta frekanslardaki yer hareketinin genliğini doğru bir şekilde tanımlama işlemi PGA'ya göre PGV ile daha iyi yapılmaktadır. Bu orta frekans aralığındaki yüklemelere karşı duyarlı yapı ve tesisler (örnek; yüksek veya esnek binalar, köprüler vb.) için potansiyel hasarı sağlıklı bir şekilde belirlemede PGV çok daha üstündür.

Pik yer değiştirmeler bir deprem hareketinin genellikle düşük frekanslı bileşenleri ile ilişkilidir. Ancak, filtreleme ve akselerogramların integrali sırasındaki sinyal

proses hataları ve uzun periyotlu gürültüden dolayı doğru bir şekilde tanımlanmaları genellikle zor olmaktadır. Yer değiştirme sonuçta yer hareketinin bir ölçüsü olarak pik ivme veya pik hıza göre daha az kullanılmaktadır (Kutunis, 2005).

Zemin, ivme, hız ve yer değiştirmeye parametrelerine farklı seviyelerde duyarlılık gösterebilmektedir. Şekil 2.1’de deprem toplumu için ivme, hız ve yer değiştirmeye duyarlı spektral bölgeleri içeren üç parçalı elastik karşıtlık spektrumu verilmiştir. Buradan ivmeye ve hıza duyarlı bölgelerin birbirinden $T_c=0,445$ saniyede ayrıldığı görölmektedir. Benzer değer, hıza ve yer değiştirmeye duyarlı bölgeler için $T_d=1,441$ saniye olmaktadır (Tuğsal ve diğer., 2007).

Bu çalışmada, frekans ortamında incelemeler yapıldığı için verilen değerler frekansa çevrilmiş ve $f_c=2,25$, $f_d=0,69$ olarak hesaplanmıştır. Buradan, $0,1 - 0,69$ Hz arası yer değiştirmeye, $0,69 - 2,25$ Hz arası hıza ve $2,25$ Hz’ten daha büyük değerler ivmeye duyarlı olarak ele alınmıştır.

BÖLÜM ÜÇ

ARAZİ ÇALIŞMALARI

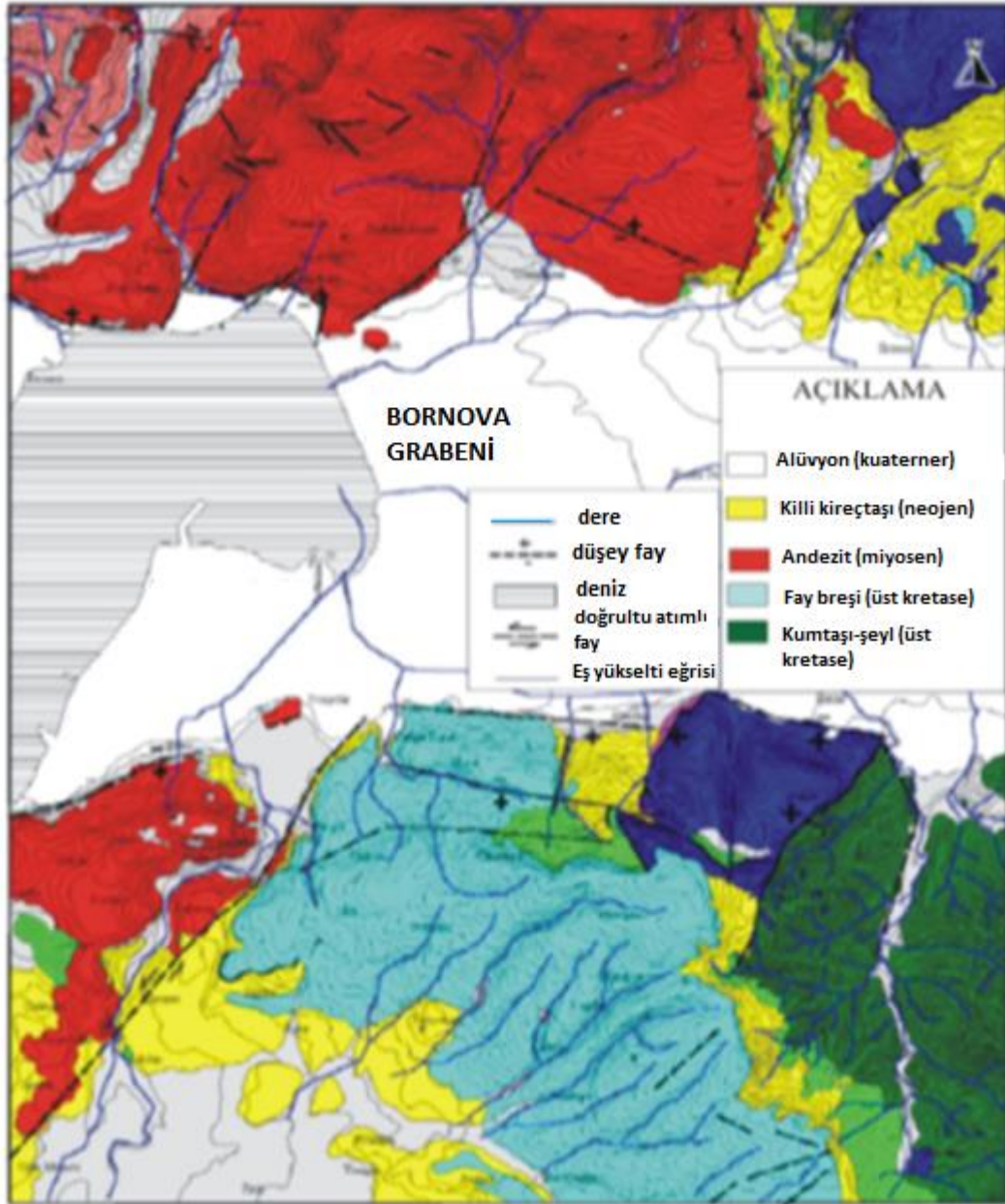
3.1 Çalışma Alanı Genel Özellikleri

Çalışma alanı, İzmir ili Bornova ilçesi sınırları içerisindedir. Çalışma alanının genel jeolojisi, tektonik yapısı ve depremselliği, İzmir ve yöresinin jeolojik özellikleri ile ilişkili olduğundan, ilk olarak İzmir ve yöresinin genel jeolojisi, takiben Bornova ilçesi jeolojisi tanıtılmıştır.

3.1.1 İzmir ve Yöresinin Genel Jeolojisi

İzmir ve yöresinde temeli, Üst Kretase yaşlı Bornova Melanjı oluşturur (Özbek, 1981). Melanjın matriksinden daha yaşlı kireçtaşı mega-olistolitleri Bornova Melanjı'nın matriksi içinde gelişigüzel bir düzen içinde bulunurlar. Bahsedilen kireçtaşları, Altındağ ve yöresinde Işıklar kireçtaşı olarak bilinir (Özer ve İrtəm, 1982). Bornova Melanjı (karmaşığı), kumtaşı/şeyl-kalkerli şeyl ar dalanmasından oluşmuş matriks içerisinde yüzen platform türü kireçtaşı ve diyabaz bloklarından ve çakıltaşı mercek/kanal dolgularından meydana gelmiştir (Erdoğan, 1990). Neojen yaşlı gölsel tortullar Bornova Melanjı'nın üzerine açısız uyumsuz olarak gelir. Yamanlar volkanitleri de mevcut birimleri uyumsuz olarak örter. Kuvaterner yaşlı alüvyon alanda mevcut tüm birimleri uyumsuz olarak üstler (Kıncal, 2005).

Yamaç molozları, temel kayalardan türeme blok ve çakılların silt ve kil içerikli olarak kum matriks içinde bulunduğu bir malzeme özelliğı sunmaktadır. Bu zeminin özelliğı, üzerinde bulunduğu ana kayanın özelliklerine göre de değişmektedir. Marnlar üzerinde yer alan yamaç molozlarının matriksi silt-kil içerikliyken, çakıltaşlarının üzerinde yer alanların matriksi ince-orta kum boyutuna sahip malzemelerden oluşmaktadır. Yamaç molozları arazi genelinde, topografyanın şekiller oluşturduğu ve eğimin nispeten düşük olduğu alanlarda ve derelerle sınırlı alanlarda gözlenmiştir (Kıncal, 2005) (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 İzmir ve yöresinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Kıncal, 2005'ten değiştirilmiştir.)

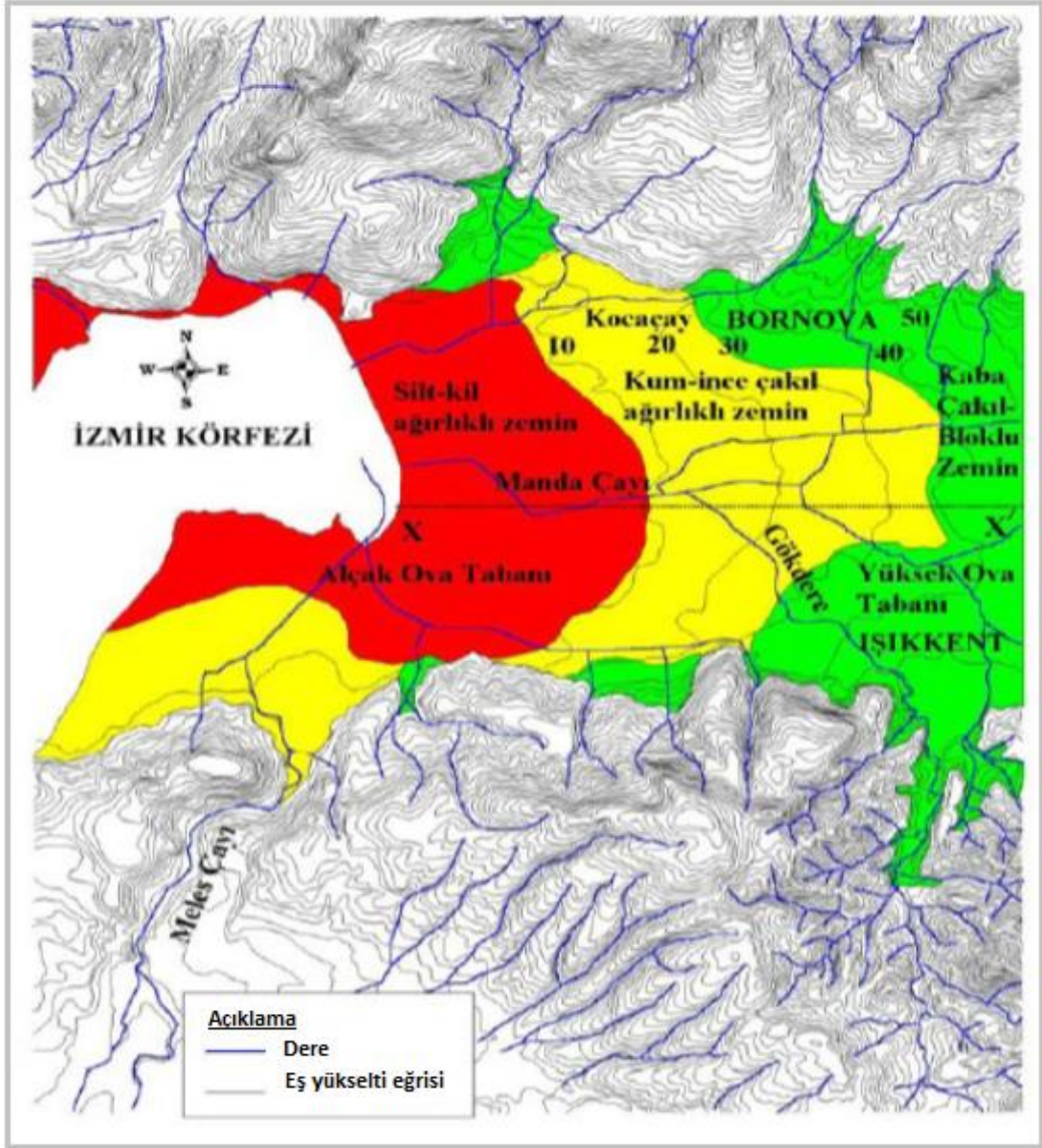
3.1.2 Bornova İlçesi Jeolojisi

Çalışma alanı İzmir ili Bornova ilçesi sınırlarında yer almaktadır. İlçe genel olarak Neojen yaşlı kireçtaşı ve marn aralanmasından oluşmuş geniş bir çökeller tabakası üzerinde bulunur. Kuzeyde, andezitlerin bu formasyonları keserek, üstüne geldiği ve arızalı yerleri meydana getirdiği görülür. İlçenin güney tarafları, dere ve çay birikintilerinden ibarettir. Kalınlığı yaklaşık 40 metre civarındadır. İlçedeki andezit

ve kireçtaşı çatlaklarında memba sularına ve güneyde alüvyon zeminlerde 1 – 6 metre derinlikte yer altı suyu seviyesine rastlanır.

Kemalpaşa' nın güneyinde, İzmir - Ankara zonunun Bornova bölümünü oluşturan filiş fasiyesinde bir matriks ile boyları 20 kilometreye erişen platform türü kireçtaşı blokları içeren karmaşık birimdir. Bornova ovası alüvyonlardan oluşmuş bir ovadır. Bu alüvyonlar genelde killi, siltli kumlu ve yersel olarak çakıllı seviyeler içermektedir. Bornova ovası bir tektonik depresyon görünümündedir. Ege denizinin çökmesine yaşıt olan bu depresyon sonraki aşamada alüvyonel malzemeler ile doldurulmuş ve böylece alüvyonal bir ova halini almıştır. Nitekim ovanın denize yakın olan kısımları bataklık ve sığ göller ile kaplı olması dolgunun bu kısımlarında henüz tamamlanmamış olduğunu gösterir. Akarsuların taşıdıkları malzeme, aşınma artıkları ve kıyını dolması ile oluşan alüvyonlar Bornova Ovası, Balçova ve Karşıyaka düzlüklerinde geniş alanlar kaplamaktadır. Kalınlığı değişken olan bu birikintiler, Bornova Ovası'nın ortalarında 100 metre dolaylarındadır ve körfeze doğru artış göstermektedir.

Bornova düzlüğü, kıyıdan başlamakla birlikte, tipik bir delta düzlüğü değildir. Bunun nedeni, öncelikle Bornova'dan denize ulaşan büyük bir akarsuyun bulunmamasıdır. Gerçekten, Bornova'ya inen dağ derelerinin su bölümü çizgisi ovaya çok yakındır (Kayan, 2000).

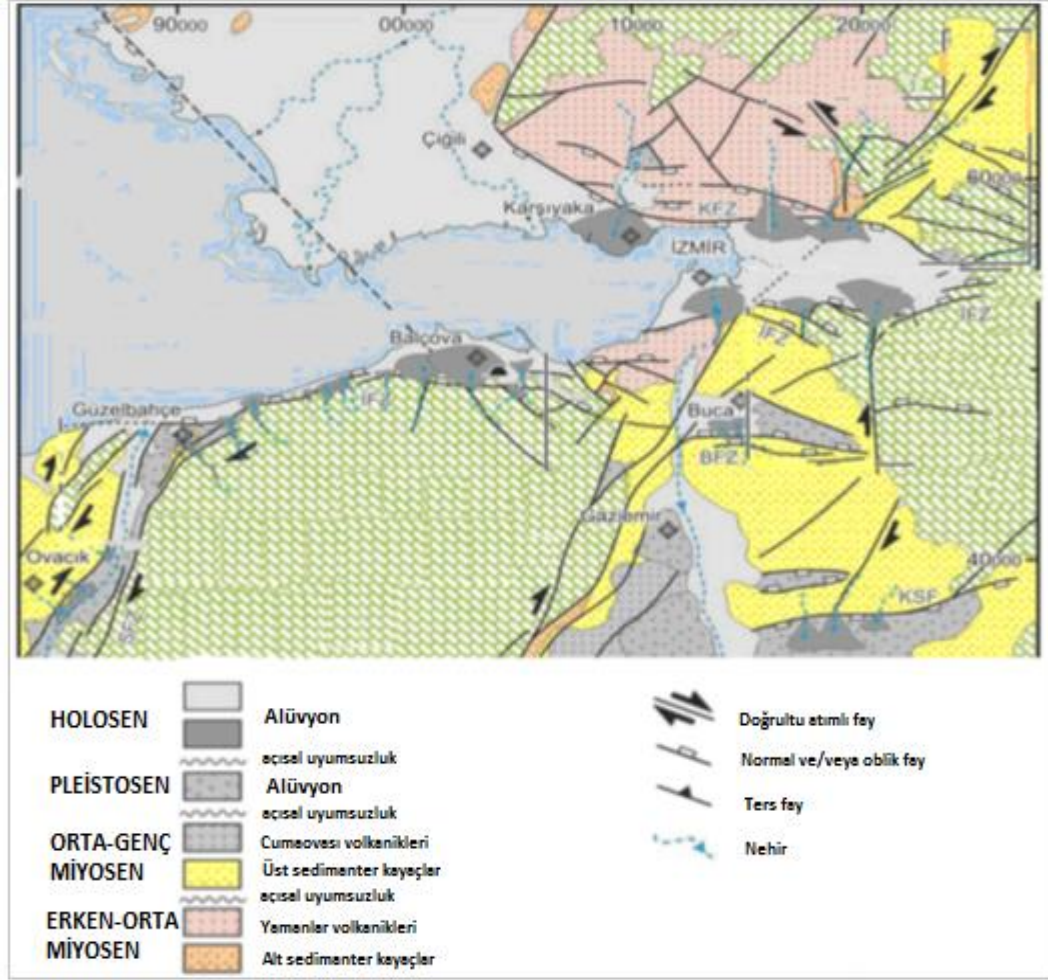


Şekil 3.2 Bornova Ovası'nın alüvyal jeomorfoloji haritası D-B yönlü jeoloji kesiti (Kıncal, 2005'ten değiştirilmiştir.)

3.1.3 Bornova İlçesi Depremselliği

İzmir kent merkezi ve çevresi aktif olan graben fayları ve bu fayları keser konumunda bulunan doğrultu atımlı faylarla iç içedir. Graben fayları normal fay özelliğinde olup, genellikle KB-BKB uzanımlıdır. Doğrultu atımlı faylar ise K20-30D uzanımlıdır (Kıncal, 2005). Bu faylar, Geç Pliyosen-Kuvaterner dönemde çalışmışlar ve morfolojiyi şekillendirmişlerdir. Grabenler, kenarlarında normal

faylarla sınırlıdır. Grabenlerin kenar fay zonları 100-150 km devamlılık göstermekle birlikte, bu zon uzunlukları çoğunlukla 5-10 km'yi geçmeyen kısa faylardan oluşmuş bir fay demeti halindedir. Bu faylar, Orta-Geç Miyosen-Pliyosen boyunca gelişmiş olup, Erken Miyosen'de karasal bir ortamda çökelmeye başlamış Neojen yaşlı tortulları kesmektedir (Şekil 3.3).



Şekil 3.3 İzmir ve yöresinin jeoloji haritası (Uzel, Sözbilir ve Özkaymak 2010'dan değiştirilmiştir.)

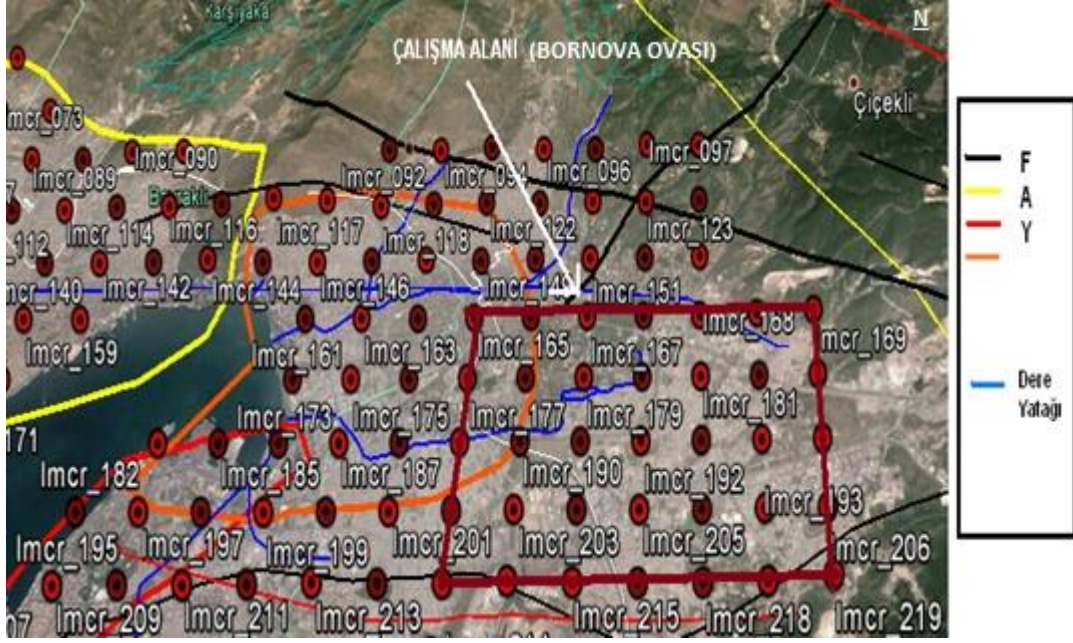
Bornova, 1. derecede tehlikeli deprem bölgesindedir. İzmir' in kuzeydoğusunda Karşıyaka ile Kemalpaşa batısındaki Ulucak arasında KB – GD geniş doğrultusunda biri birine paralel uzanan faylardan oluşan çizgisellik Bornova fayı olarak adlanmıştır. Fayın Bornova' nın batısında kalan kesimi Miyosen yaşlı Yamanlar dağı volkanitleri üzerinde doğrusal uzanımlı iki çizgisellikten oluşur. Neotektonik dönem yapısı olmalarına karşın bu iki fayın Kuvaterner aktivitesini gösterir herhangi bir veri

toplanamamış ve bunlar çizgisellik olarak haritalanmıştır. Fayın Bornova – Ulucak arasında yine birbirine paralel uzanan 2 faydan oluşan doğu kesimi ise Miyosen çökel kayalar ile Mezozoyik yaşlı temel kayaları keser.

Bu iki fay Gediz grabeni batısındaki Kemalpaşa fayının kuzeybatı devamında bulunur. Bunlardan güneydeki fay boyunca olan akarsu vadileri ile sırtlarda sistematik sağ yönde dirseklenmeler gelişmiştir. Bu vadilerdeki yanal ötelenme miktarı 300 metreyi aşar. Kuzeydeki çizgisellik ise kuzey bloğu aşağıda olan normal fay morfolojisi sunar. Bu iki faydan güneyde yer alan Kuvaterner drenajını etkilemiş olması nedeniyle sağ yönlü doğrultu atımlı diri fay, kuzeydeki ise neotektonik dönem çizgiselliği olarak değerlendirilmiştir (Emre ve Sözbilir, 2005).

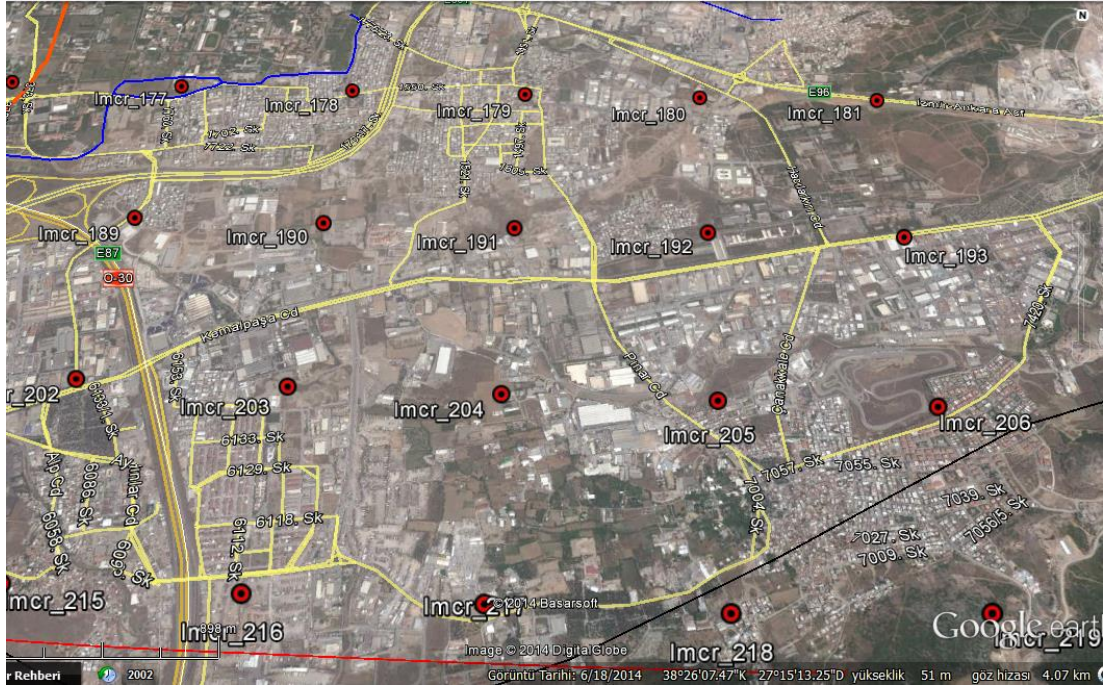
3.2 Deprem – Yapı - Zemin Parametrelerinin Etkileşiminin Araştırılmasına Yönelik Yapılan Çalışmalar

Bu çalışma kapsamında, deprem - zemin – yapı etkileşiminin incelenebilmesi ve bu amaçla gözlemsel ve kuramsal zemin transfer fonksiyonlarının belirlenmesi için İzmir ili Bornova ilçesi sınırları içerisinde belirlenen çalışma alanında (Şekil 3.4), TÜBİTAK KAMAG 106G159 Projesi kapsamında, 1,1 km aralıklarla yer alan 31 noktada elde edilen MASW ve Mikrotremor verileri değerlendirilmiştir.



Şekil 3.4 Yer bulduru haritası

Çalışma alanına daha yakından bakıldığında, yaşam alanlarının ve yeni yapılaşmanın yoğunlukta olduğu bir bölge olduğu anlaşılmaktadır.



Şekil 3.5 Çalışma alanı detaylı görünümü

3.2.1 Gözlemsel Zemin Transfer Fonksiyonun Elde Edilmesi (Mikrotremor Çalışmaları)

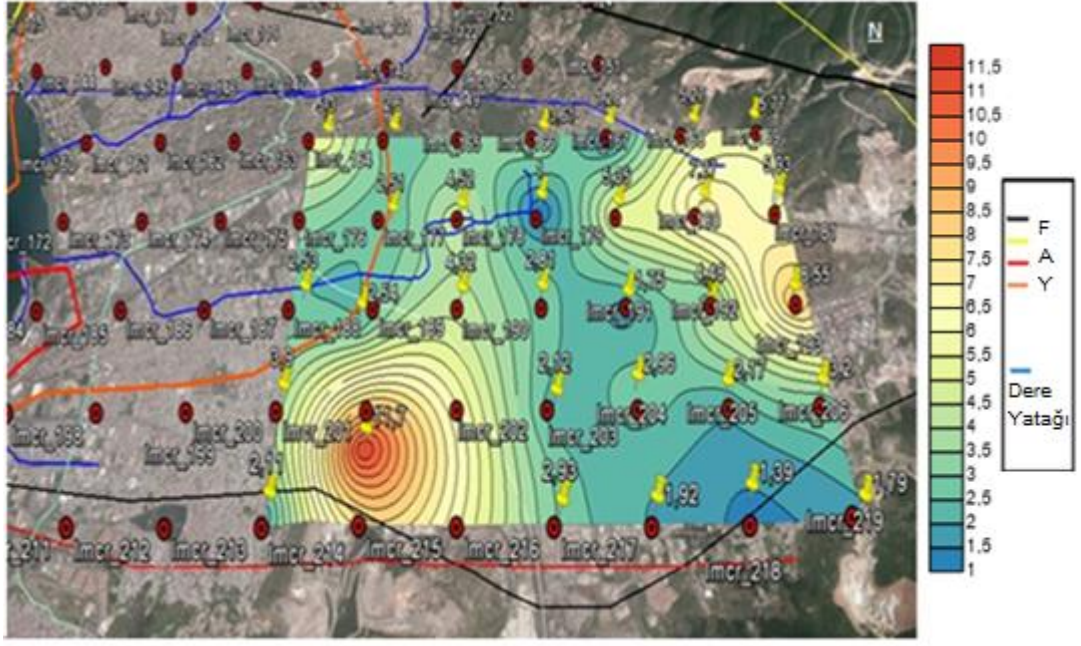
Mikrotremor ölçümleri sonucunda elde edilen verilere, Geopsy paket programı üzerinde Nakamura Tekniği uygulanmıştır. Çalışma alanında zemin kalın olduğu için, yüksek periyot değerlerindeki genlik değişimlerini daha iyi gözlemleyebilmek adına pencere boyunu uzun tutmak gerektiğinden, pencere boyu 80 saniye olarak belirlenmiştir. Ancak, verilere FFT (Fast Fourier Transform) uygulanması sebebiyle, veri sayısını 2^n 'e tamamlamak için pencere boyu 81,92 saniye olarak kullanılmıştır.

Her bir nokta için ayrı ayrı değerlendirilen mikrotremor verilerine, Geopsy programı üzerinde logaritmik ölçekte sabit band genişliği kullanan Konno&Ohmachi fonksiyonu ile yuvarlatma işlemi uygulanmıştır. Yatay bileşenler spektrumunun, düşey bileşen spektrumuna oranlanması ile HVSR(f) (Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio) spektrumları elde edilmiştir. Elde edilen HVSR (f) spektrumları, Nakamura (1989) kabulüne göre zemin transfer fonksiyonu olarak ele alınmıştır.

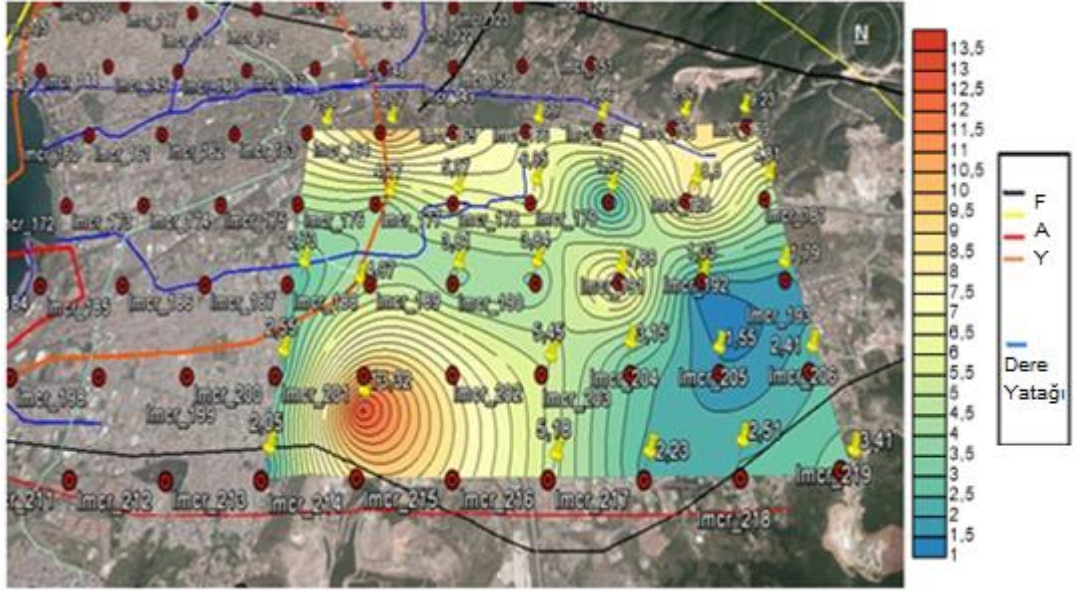
Hasar endeks katsayılarını belirleme ve yapı duyarlılık bölgeleri haritalama çalışmalarının gerçekleştirilebilmesi için, her bir mikrotremor ölçüm noktası için elde edilen H/V – frekans grafiklerinde pik genlikler belirlenmiştir. HVSR (f) spektrumunda 0,1 Hz- 25 Hz aralığındaki verilere karşılık gelen genlik değerleri ile senaryo depremi kullanılarak oluşturulan ana kaya yatay bileşen ivme spektrumu, aynı frekans değerlerine karşılık gelmesi koşulu ile, her bir noktadaki 8192 veri için gözlemsel zemin transfer fonksiyonları ile çarpılarak, zemin yüzey spektrumları elde edilmiştir.

3.2.1.1 Mikrotremor Veri Değerlendirmeleri Sonucunda Yapılan Çalışmalar

Bilindiği gibi yapılar, yer hareket parametrelerine farklı duyarlılıklar gösterebilmektedir. Mikrotremor veri değerlendirmeleri sonucunda yapı periyot duyarlılık sınıflamalarının belirlenebilmesi amacıyla, ivmeye ve hıza duyarlı bölgelerin birbirinden $T_c=0,445$ saniyede, hıza ve yer değiştirmeye duyarlı bölgelerin



Şekil 3.7 Hız duyarlılık haritası



Şekil 3.8 Yer değiştirme duyarlılık haritası

Duyarlılık haritalarında görüldüğü üzere, zemin aynı türde olmasına rağmen, yer değiştirme, hız ve ivme parametrelerine epey farklı duyarlılıklar göstermektedir.

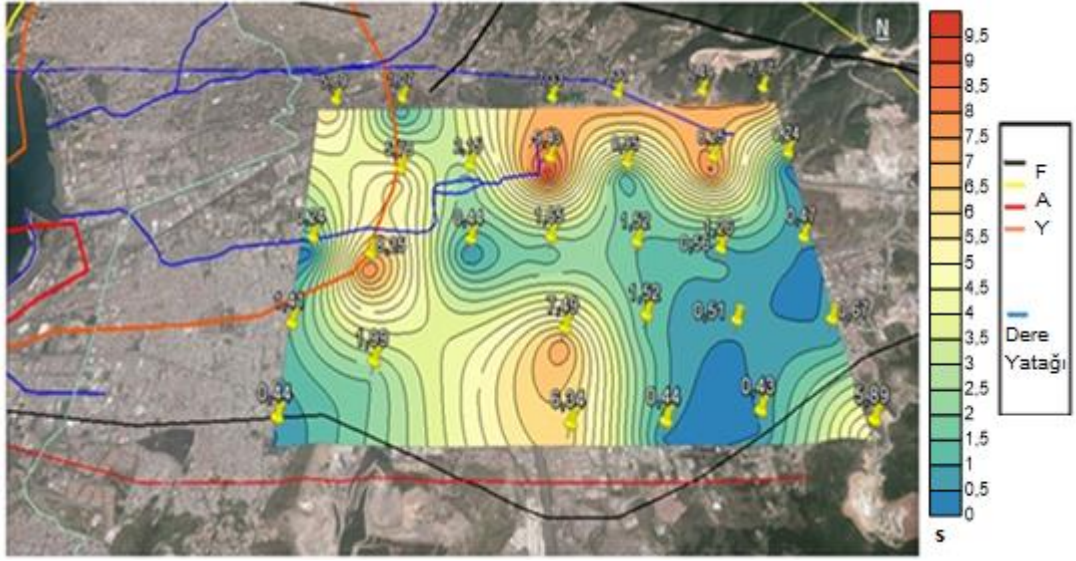
Sismik dalgaların seyahatlerini sert ana kayadan yumuşak zemin tabakalarına doğru yaptığını hatırlarsak, yeryüzüne doğru sismik dalga hızının ve bununla beraber

ortam yoğunluğunun giderek azaldığını görürüz. Sismik dalga enerji akısının başka hiçbir nedenle değişmediğini ve dalga frekansının seyahat sırasında sabit olduğunu kabul edersek, enerjinin korunması ilkesine göre; azalan ortam dalga hızı ve yoğunluğunun, artan genlik ile karşılanması gerekir. Bu nedenle, sert ana kayadan yumuşak zemin tabakalarına geçen deprem dalgalarının genliği büyür (Yalçınkaya, 2010). Ayrıca, yapıların sahip olduğu hâkim titreşim frekanslarına yakın frekanslardaki deprem dalga genliklerinin, zemin tabakaları tarafından büyütüldüğü bilinmektedir.

Yapılan çalışmada pik genliklerin en az 0,10 Hz, en fazla 4,1 Hz frekanslarına karşılık geldiği görülmüştür. Yani, 0,24 sn ve 10 sn aralığında periyot değişimi gözlenmektedir.

İvme duyarlılık haritası (3.6) ve yapılan çalışmalar ele alındığında, pik genliğin en yüksek değerini aldığı noktaların yüksek periyot değerlerine karşılık geldiği anlaşılmaktadır. Benzer şekilde hız duyarlılık (Şekil 3.7) ve yer değiştirme duyarlılık (Şekil 3.8) haritaları da yapılan çalışmalarla değerlendirildiğinde, pik genliklerin yüksek periyot değerlerine karşılık geldiği görülmektedir. Burada önemli olan her bir yer hareket parametresinin, aynı zemin üzerinde farklı periyotlarda, farklı genlik değerlerine duyarlılık göstermesidir.

Mikrotremor verilerinin tamamı, yani 0,1 – 25 Hz aralığındaki tüm veriler için, pik genliklere karşılık gelen frekans değerlerinden hesaplanan, bir bakıma maksimum büyütmenin görüldüğü periyot olarak nitelendirilebileceğimiz zemin hakim periyodu değerlerinden elde edilen pik periyot dağılım haritası (Şekil 3.9) ise aşağıdaki şekildedir:

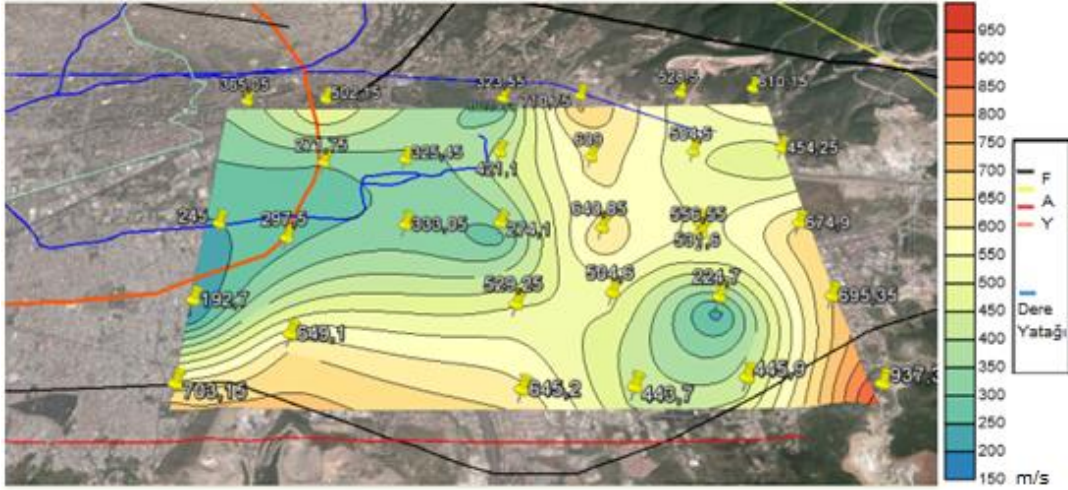


Şekil 3.9 Pik periyot dağılım haritası

Harita (Şekil 3.9) incelendiğinde, özellikle dere yataklarına yakın alüvyonal zeminlerde $T > 1$ sn ve pik periyot değerlerinin yüksek olduğu görülmektedir. Bu durum ise deprem etkisinin, yüksek katlı binalarda yer değiştirme etkisi ile baskın olacağını işaret etmektedir.

Mikrotremor veri değerlendirmeleri sonucunda yapılan bir diğer çalışma ise hasar endeks hesaplarının (Nakamura, 1989) gerçekleştirilmesi olmuştur.

(2.9) bağıntısıyla yapılan hesaplamalar sonucu her bir nokta için hasar endeks katsayısı hesaplanmış ve elde edilen katsayı değerleri ile hasar endeks katsayı dağılımı haritası (Şekil 3.10) elde edilmiştir.



Şekil 3.12 Vs30 hız dağılım haritası

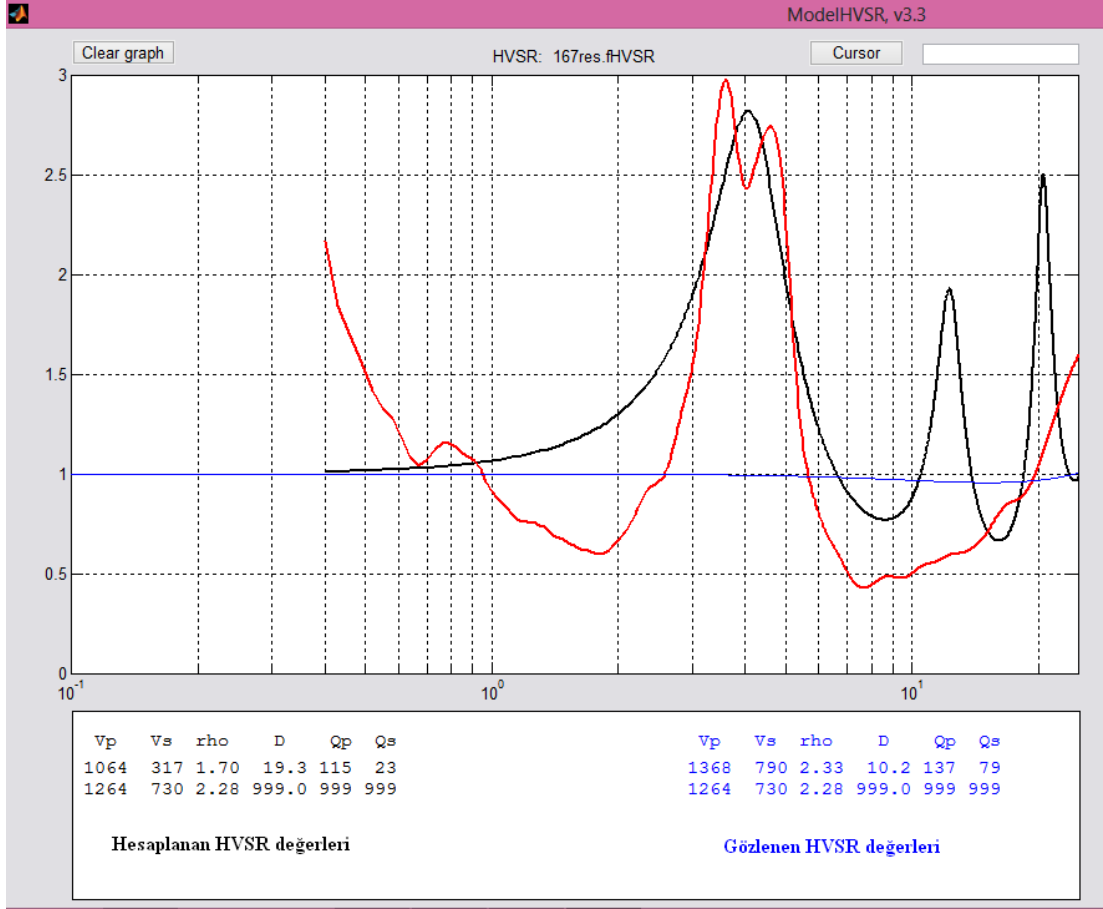
3.3.1 MASW Veri Değerlendirmeleri Sonucu Yapılan Çalışmalar

MASW verilerinin, Surface Wave Analysis Wizard programı ile değerlendirilip, S hızı – derinlik modellerinin oluşturulmasını takiben, bu modellerden gözlenen S-dalga hızı, P-dalga hızı, tabaka kalınlık değerleri ve (3.1) bağıntısı (Keçeli, 2012) kullanılarak tabaka yoğunluklarına ulaşılmıştır.

$$\rho = 0,44 * V_s^{0,25} \quad (3.1)$$

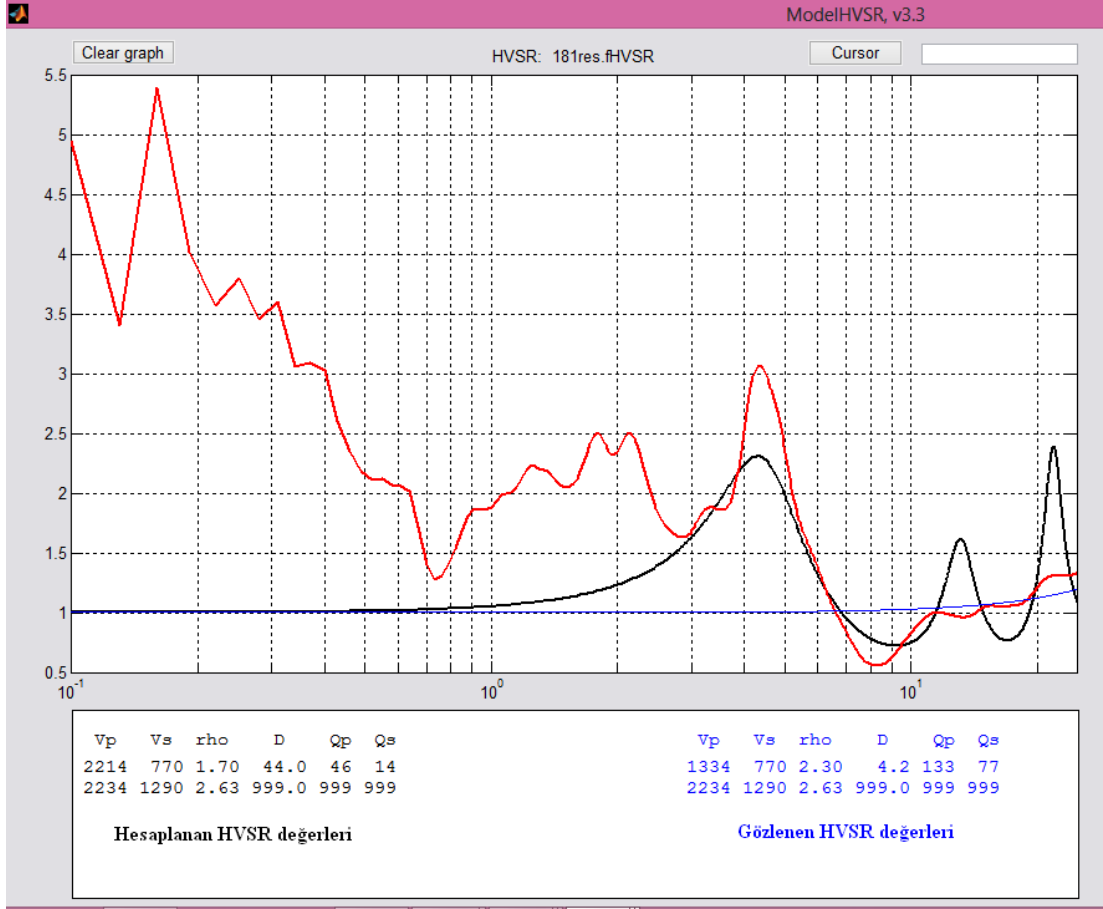
Gözlenen Vs ve kalınlık değerleri ile hesaplanan Vp ve yoğunluk değerleri (ρ), Herak (2008) yaklaşımı ile optimize edilmiş ve Model HVSR programı üzerinde iteratif yöntemler kullanılarak, gözlemsel HVSR eğrilerine en uygun kuramsal HVSR eğrileri elde edilmiştir.

Bornova Ovası üzerindeki çalışma alanında (Şekil 3.4), faylanmalar ve dere yatakları gibi zemin özelliklerini etkileyebilecek yapılar bulunmaktadır. Yapılan değerlendirmelerden örnek olarak, bu yapılara yakın ve uzak seçilen noktalardan elde edilen kuramsal HVSR eğrileri (Şekil 3.13), (Şekil 3.14), (Şekil 3.15) zemin yapısının anlaşılmasında etkili olacaktır.



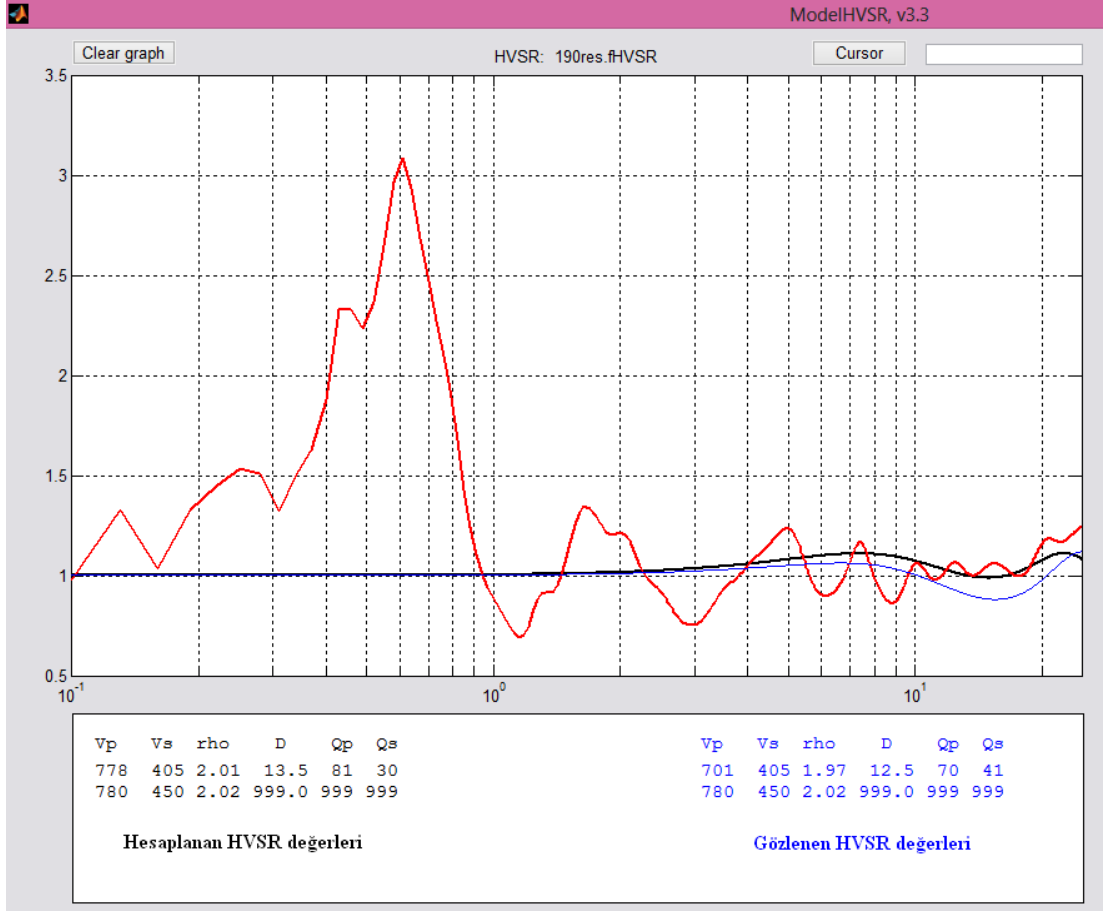
Şekil 3.14 Çalışma alanı içerisindeki 167 no'lu noktadan elde edilen MASW verileri ile oluşturulan kuramsal HVSR eğrisi (siyah eğri), MASW verilerinden gözlenen HVSR eğrisi (mavi eğri) ve mikrotremor ile elde edilen gözlemsel HVSR eğrisi (kırmızı eğri)

Şekil 3.4'te görüldüğü üzere 167 no'lu ölçüm noktası, dere yatağında bulunmaktadır. Kuramsal HVSR eğrisine bakıldığında, gözlenen HVSR eğrisi ve hesaplanan HVSR eğrisinin uyumsuz olduğu görülmektedir. Mikrotremor verilerinden elde edilen sonuçlara bakıldığında da bu noktada yüksek periyot ve düşük frekans değerlerine sahip bir ortam olduğu anlaşılmaktadır. Mikrotremor ölçümleriyle oluşturulan HVSR eğrisi, zemin yüzeyine yakın ince bir tabaka olduğunu ve derinlere inildikçe sismik empedans olabileceğini gösterirken, MASW ile elde edilen kuramsal HVSR eğrilerinin yetersiz kaldığı görülmekte ve araştırma derinliğinin artırılması önerilmektedir.



Şekil 3.15 Çalışma alanı içerisindeki 181 no'lu noktadan elde edilen MASW verileri ile oluşturulan kuramsal HVSr eğrisi (siyah eğri), MASW verilerinden gözlenen HVSr eğrisi (mavi eğri) ve mikrotremor ile elde edilen gözlemsel HVSr eğrisi (kırmızı eğri)

181 no'lu nokta, yer bulduru haritasında (Şekil 3.3) incelendiğinde, dere yatağı ve faylanmaya uzak bir alanda yer almaktadır. Vs hızları da göz önünde bulundurduğunda zeminin mühendislik ana kayasına tekabül ettiği görülmektedir. Kuramsal HVSr eğrilerine bakıldığında ise gözlenen HVSr eğrisi ile hesaplanan HVSr eğrisi arasında bir uyumsuzluk bulunmaktadır. Buna karşın bazı noktalarda hesaplanan HVSr eğrisi ile mikrotremor verilerinden elde edilen HVSr eğrisinin uyumlu olduğu gözlenmektedir. Bu da, zemin özelliklerini ve deprem sırasında zemin davranışını belirlemede MASW ölçümlerinin tek başına yetersiz olacağını göstermekte ve mutlaka mikrotremor ölçümleri yapılması gerektiğini işaret etmektedir.



Şekil 3.16 Çalışma alanı içerisindeki 190 no'lu noktadan elde edilen MASW verileri ile oluşturulan kuramsal HVSr eğrisi (siyah eğri), MASW verilerinden gözlenen HVSr eğrisi (mavi eğri) ve mikrotremor ile elde edilen gözlemsel HVSr eğrisi (kırmızı eğri)

190 no'lu çalışma noktası ise, Şekil 3.5'te görüldüğü üzere faylanmaya yakın, ancak dere yatağına uzak bir ortamda yer almaktadır. Gözlenen HVSr eğrisi ile hesaplanan HVSr eğrisi uyumlu görünmektedir. Ancak mikrotremor ile elde edilen HVSr eğrisi ile karşılaştırıldıklarında, MASW verileri ile elde edilen kuramsal HVSr eğrilerinin yalnızca zemin yüzeyine yakın olayları tanımlayarak yetersiz kaldığı, MASW verileri ile zemin - ana kaya ayrımı yapmanın sakıncalı olduğu ve muhakkak mikrotremor ölçümlerinin yapılması gerektiği anlaşılmaktadır.

BÖLÜM DÖRT

SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu tez çalışması kapsamında, gözlemsel ve kuramsal zemin transfer fonksiyonlarının belirlenmesi amacıyla, Bornova Ovası içerisinde belirlenen bölge içerisinde çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalarda, MASW ve Mikrotremor jeofizik yöntemleri ele alınmış ve TÜBİTAK KAMAG 106G159 no'lu proje sürecinde elde edilen veriler kullanılmıştır.

Gözlemsel zemin transfer fonksiyonlarının elde edilmesi amacı ile Mikrotremor uygulama tekniklerinden Nakamura Tek İstasyon Yöntemi ile elde edilen HVSR spektrumları kullanılmış ve senaryo depremi ile ilişkilendirilmiştir. Elde edilen gözlemsel zemin transfer fonksiyonları ile bölge zemin yapısını tanımlayan PGA değerleri, hasar endeks katsayıları ve deprem sırasında yapı-zemin-bina ilişkisini tanımlayan hız, ivme ve yer değiştirme duyarlılık değerleri dağılımlarına ulaşılmıştır. Ulaşılan sonuçlara göre, öncelikle çalışma alanı içerisindeki fay ve dere yataklarının zemin hâkim periyodu değerlerini etkilediği anlaşılmıştır. Zemin hâkim periyodu değerleri bölge içerisinde düzensiz artma ve azalmalar göstermiştir. Özellikle bölgenin kuzeydoğusunda periyot değerlerinin yükseldiği ve $T_0 > 1\text{sn}$ olduğu görülmüştür. Bölgenin güneyine inildikçe ise periyot değerleri düşmekte ve bazı noktalarda $T_0 < 1\text{sn}$ değerini almaktadır. Bölge içerisindeki PGA değerleri dağılımına bakıldığında ise PGA değerlerinin de farklılık gösterdiği, özellikle bölgenin güneybatısında yükseldiği görülmüştür. Hasar endeks katsayı hesaplamaları ile çalışma alanı içerisindeki noktalarda yine farklı değerlere ulaşılmıştır. Katsayı değerleri, pik periyot değerleri dağılımına benzer olarak bölgenin kuzeydoğusuna doğru artış göstermektedir. Gözlemsel zemin transfer fonksiyonları ile ulaşılan en önemli bilgi ise, deprem-zemin- yapı ilişkisini tanımlamak için frekansa bağlı hesaplanan hız, ivme ve yer değiştirme duyarlılık değerlerinin birbirlerinden farklı olmaları ve bölge içerisindeki farklı dağılımlarının, olası bir deprem sırasında zeminin hız, ivme ve yer değiştirme parametrelerine farklı duyarlılıklar göstereceğini işaret etmesidir.

Kuramsal zemin transfer fonksiyonlarının elde edilmesi amacıyla ise MASW yöntemi ile elde edilen veriler kullanılmıştır. MASW ölçümleri ile elde edilen V_{s30} hızları ile çalışma alanının V_{s30} hız dağılım bilgisine ulaşılmıştır. Buradan elde edilen sonuçlar, V_{s30} hız değerlerinin genellikle $V_{s30} < 700$ m/sn olduğunu, ancak çalışma alanının güneydoğu ve kuzeybatı köşeleri ile kuzeyinde bir noktada $V_{s30} > 700$ m/sn değerini taşıdığını göstermektedir. Çalışma alanı içerisindeki $V_{s30} > 700$ m/sn olan bölgelerde zeminin mühendislik ana kayası değerlerine ulaştığı, ana kaya üzerinde ince bir zemin tabakası bulunabileceği, $V_{s30} < 700$ m/sn olan bölgelerde ise kısmen daha yumuşak bir zeminin varlığı öngörülmektedir. Yine MASW ölçümleri sonucu elde edilen S-dalga hızı, P-dalga hızı, tabaka kalınlıkları ve yoğunluk değerleri, Herak (2008) yaklaşımı ile optimize edilerek kuramsal zemin fonksiyonlarına ulaşılmıştır. Gözlenen HVSR eğrileri ve hesaplanan HVSR eğrileri arasında bir uyum olup olmadığı araştırılmış ve çalışma bölgesinde genelinde bir uyumsuzluk olduğu görülmüştür.

Gözlemsel ve kuramsal zemin transfer fonksiyonları birlikte incelendiğinde, yalnızca kuramsal zemin transfer fonksiyonlarının zemini tanımlamada yetersiz kalacağı, mutlaka gözlemsel zemin transfer fonksiyonları ile desteklenmesi gerektiği anlaşılmıştır. Kuramsal zemin transfer fonksiyonlarının araştırma derinliği açısından yetersiz kaldığı görüldüğünden, araştırma derinliğinin artırılması önerilmektedir. Gözlemsel zemin transfer fonksiyonları ile yapılan çalışmalarda gözlenen periyot değişimleri ile kuramsal zemin transfer fonksiyonları çalışmalarında elde edilen V_{s30} hız değerleri ortak değerlendirildiğinde de $T_0 < 1$ sn ve $V_{s30} > 700$ m/sn olan bölgelerde zeminin mühendislik ana kayası üzerindeki ince bir zemini tanımladığı, $T_0 > 1$ sn ve $V_{s30} < 700$ m/sn olan bölgelerde ise daha yumuşak bir zeminin varlığı öngörülmektedir. Gözlemsel zemin transfer fonksiyonu çalışmalarından ulaşılan PGA ve hasar endeks katsayı değerlerindeki değişimler, depreme dayanıklı yapı tasarımlarının yerinde (in-situ) çalışmalarla desteklenmesi gerektiğini göstermektedir. Hız, ivme ve yer değiştirme duyarlılık değerlerindeki farklılıklardan ise, olası bir deprem sırasında, zemin ve bina davranışlarının deprem dalgalarının periyoduna göre değişeceği anlaşılmakta ve bu nedenle depreme dayanıklı bina

tasarımları öncesinde, muhakkak jeofizik, jeoloji ve inşaat mühendislerinin ortak bir çalışma yapması önerilmektedir.

KAYNAKLAR

- Akgün, M., Gönenç, T., Pamukçu, O., Özyalın, Ş. ve Özdağ, Ö. C. (2013). Mühendislik ana kayasının belirlenmesine yönelik jeofizik yöntemlerin bütünleşik yorumu: İzmir yeni kent merkezi uygulamaları. *Jeofizik Bülteni*, 18, 67-80.
- Akgün, M. (2013). *Deprem – yapı – zemin soru ve cevaplar*. Ders Notları. Dokuz Eylül Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İzmir.
- Bard, P.Y. (1998). microtremor measurement: a tool for site effect estimation. *The Effects of surface Geology on Seismic Motion*, 1251-1279. Rotterdam: Balkema.
- Bozkurt, A. ve Kurtuluş, C. (2009). Alikahya bölgesinde birleştirilmiş jeolojik, jeofizik ve jeoteknik araştırmalarla zemin incelemesi. *Uygulamalı Yerbilimleri*, 1, 1-17.
- Buttkus, B. (2000). Spectral analysis and filter theory in applied geophysics. Berlin: Springer-Verlag.
- Dindar, H. (2010). *İzmir metropoliten alanına yerleştirilecek olan kuvvetli yer istasyonlarının zemin özelliklerini tanımlamaya yönelik jeofizik çalışmalar*. Doktora Bitirme Tezi. Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.
- Emre, T. ve Sözbilir, H. (2005). Geology, geochemistry and geochronology of the Baflova andesite, eastern end of the Küçük Menderes Graben. *Mineral Research and Exploration Institute (MTA) of Turkey Bulletin* 131, 1–19.
- Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara zonunun İzmir ile Seferihisar arasındaki bölgede stratigrafik özellikleri ve tektonik evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 2/1, 1-20.

- Gül, A. (1972). Mikrobölgelendirme etüdüleri ilke ve yöntemleri. *Türkiye' de Deprem Sorunu ve Deprem Mühendisliği Sempozyumu*, Ankara.
- Herak, M., (2008). Model HVSR-A Matlab® tool to model horizontal-to-vertical spectral ratio of ambient noise. *Computer and Geosciences*, 34, 1514-1526.
- Kanai, K. ve Tanaka, T. (1961). On microtremors, 8. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 39, 97–114.
- Kanai, K., Tanaka, T. ve Yoshizawa, S. (1965). On microtremors, 9. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 43, 577–588.
- Kanai, K. (1983). Engineering seismology. *University of Tokyo*, 251.
- Kayan, İ. (2000). İzmir çevresinin morfolotektonik birimleri ve alüvyonal jeomorfolojisi. *Batı Anadolu Depremselliği Sempozyumu*, 103.
- Keçeli, A. (2012). Soil parameters which can be determined with seismic velocities. *Jeofizik Bülteni*, 16, 17-29.
- Kıncal, C. (2005). *İzmir iç körfezi çevresinde yer alan birimlerin coğrafi bilgi sistemleri ve uzaktan algılama teknikleri kullanılarak mühendislik jeolojisi açısından değerlendirilmesi*. Doktora Bitirme Tezi. Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.
- Koca, M.Y., Yavuz, A. B. ve Türk, N. (2005). Material properties of the Menderes massif marbles from SW Turkey. *Engineering Geology*, 82, 91-106.
- Konno, K. ve Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin Seismological Society of America*, 88, 228–241.

- Kramer, S. L., (1996). *Geotechnical earthquake engineering*. Prentice Hall.
- Kutunis, M., (2005). *Yer hareketi parametreleri*. 16.04.2014, http://www.kutunis1.sakarya.edu.tr/lectures/struc_eqe/Pdf/5a%20Strong%20Ground%20Motion%20PARAMETERS.pdf
- Lachet, C. ve Bard, P.Y. (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of the Nakamura's technique. *Earth*, 42, 377-397.
- Lermo, J. ve Garcia, F. J. (1994). Area microtremors useful in site response evaluation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 1350 – 1364.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *QR of RTRI*, 30, 25-33.
- Nakamura, Y. (1997). Seismic vulnerability indices for ground and structures using microtremor. *World Congress on Railway Research*, Florence.
- Nakamura, Y. (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. *Proceeding 12th World Conference on Earthquake Engineering*, 2656.
- NEHRP (1994). *Recommended provisions for seismic regulations of new buildings: part 1 provisions*. Federal Emergency Management Agency, Washington D.C.
- Nogoshi, M. ve Igarashi, T. (1970). On the propagation characteristics of microtremor. *Journal of the Seismology Society of Japan*, 23, 264– 280.
- Nolet, G. ve Panza, G.F. (1976). Array analysis of seismic surface waves: limits and possibilities. *Pure and Applied Geophysics*, 114, 776–790.

- Okada, H. (2003). The microtremor survey method, geophysical monograph series. *Society of Exploration Geophysicists (SEG), 12.*
- Özbek, D. (1981). *Altındağ Köyü (İzmir) çevresinin jeoloji ve Altındağ taş ocaklarının mühendislik jeolojisi.* Bitirme Ödevi. Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir.
- Özer, S. ve İrtem, O. (1982). Işıklar-Altındağ (Bornova-İzmir) Üst Kretase kireçtaşlarının jeolojik konumu, stratigrafisi ve fasiyes özellikler. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 25, 41-47.*
- Teves-Costa, P., L. Matias, L. ve Bard, P. Y. (1996). Seismic behaviour estimation of thin alluvium layers using microtremor recordings. *American Geophysical Union, 15, 201-209.*
- Tuğsal, Ü.M., Kara, F.İ., Taşkın B. ve Sezen, A. (2007). Türkiye deprem kayıtları kullanılarak hedef yer değiştirmelerin hesabı için iki ampirik formül. *6. Ulusal Deprem Mühendisliği Kongresi, İTÜ Süleyman Demirel Kültür Merkezi, İstanbul.*
- Uzel, B., Sözbilir, H. ve Özkaymak, C. (2010). Neotectonic evolution of an actively growing superimposed basin in Western Anatolia: the inner bay of Izmir, Turkey. *Turkish Journal of Earth Science, 10, 9-11.*
- Yağcı, B. (2014). *Zemin davranış analizleri.* 20 Haziran 2014, <http://insaat.balikesir.edu.tr/dokumanlar/gdm/geo5.pdf>
- Yalçınkaya, E. (2004). Bir boyutlu modeller için zemin büyütmesine etki eden parametrelerin incelenmesi. *İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, 17, 47-56.*
- Yalçınkaya, E. (2010). Zemin neden bu kadar önemli. *Jeofizik Bülteni, 63, 77-80.*