

**YILDIZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**SİSMİK BÖLGELEME VE İSTANBUL'UN
DEPREM ZARARLARININ TAHMİNİ**

İnşaat Yük. Müh. Gökçe Çiçek İNCE

**F. B. E. İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalı Geoteknik Programında
Hazırlanan**

DOKTORA TEZİ

Tez Savunma Tarihi : 27.10.2005
Tez danışmanı : Prof. Dr. Kutay ÖZAYDIN (YTÜ)
Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Sönmez YILDIRIM (YTÜ)
: Prof. Dr. Mustafa YILDIRIM (YTÜ)
: Prof. Dr. Atilla ANSAL (BÜ)
: Doç. Dr. Ayfer ERKEN (İTÜ)

İSTANBUL, 2005

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
SİMGE LİSTESİ	vi
KISALTMA LİSTESİ	x
ŞEKİL LİSTESİ	x1
ÇİZELGE LİSTESİ	xvi
ÖNSÖZ	xviii
ÖZET	xix
ABSTRACT	xx
1. GİRİŞ	1
1.1 Yerel Zemin Koşullarının Deprem Hasarları Üzerindeki Etkileri	1
1.2 İnceleme Alanının Tanıtılması	6
2. ZEMİN DAVRANIŞI AÇISINDAN SİSMİK MİKROBÖLGELEMENİN TEMEL İLKELERİ	13
2.1 Sismik mikrobölgeleme	13
2.1.1 Birinci Derece: Genel Bölgeleme	15
2.1.2 İkinci Derece: Ayrıntılı Bölgeleme	16
2.1.3 Üçüncü Derece: Kapsamlı Bölgeleme	16
2.2 Yer Hareketi Özelliklerine Göre Bölgeleme	17
2.2.1 Birinci Derece Yöntemler	19
2.2.1.1 Sismik Tehlike Haritaları	19
2.2.1.2 Yer Hareketi Şiddet Azalımı Haritaları	19
2.2.1.3 Yüzeysel Jeoloji İlişkisi	25
2.2.2 İkinci Derece Yöntemler	26
2.2.2.1 Zemin Sınıflandırması	28
2.2.2.2 Deprem Kayıtları ve Çevresel Gürültü Ölçümlerinin Yorumlanması	32
2.2.2.3 Kayma Dalgası Hızının Kullanımı	33
2.2.3 Üçüncü Derece Yöntemler	33
2.2.3.1 Tek Boyutlu Analizler	36
2.2.3.2 İki ya da Üç Boyutlu Analizler	41
2.3 Zemin Sıvılaşmasına Göre Bölgeleme	41
2.3.1 1. Derece Yöntemler	43
2.3.1.1 Sıvılaşma şüphesi olan alanın maksimum uzaklığının tespit edilmesi	43
2.3.1.2 Varolan verilerden sıvılaşma şüphesinin değerlendirilmesi	46
2.3.2 İkinci derece yöntemler	46
2.3.2.1 Sıvılaşma potansiyelinin değerlendirilmesi için jeolojik ve jeomorfolojik kriter ..	47
2.3.2.2 Detaylı arazi incelemeleri yaparak jeolojik ve jeomorfolojik özelliklerin tespit edilmesi	47
2.3.3 Üçüncü derece yöntemler	47

2.3.3.1	Geliştirilmiş Çin Kriterleri.....	50
2.3.3.2	Örselenmemiş Numuneler Üzerinde Laboratuvar Deneyleri Yapılması.....	51
2.3.3.3	Arazi Deneyleri İle Korelasyona Dayanan Amprik Bağıntılarının Kullanılması.....	51
2.3.3.4	Standart Penetrasyon Deneyi Verilerine Dayanan Yöntemler	51
2.3.3.5	Koni Penetrasyon Deneyi Verilerine Dayanan Yöntemler.....	59
2.3.3.6	Vs (Kayma Dalgası Hızı) verilerine dayanan yöntemler.....	61
2.3.3.7	Sıvılaşma Etkilerinin Değerlendirilmesi	62
2.4	Şev Stabilitesine Göre Bölgeleme	64
2.4.1	1. Derece Yöntemler	66
2.4.2	2.Derece Yöntemler	70
2.4.3	3.Derece Yöntemler	74
3.	MİKROBÖLGELEME İÇİN SİSMİK TEHLİKE	78
3.1	Sismik Tehlike	78
3.1.1	Deterministik Deprem Tehlikesi Analizi.....	78
3.1.2	Probabilistik Deprem Tehlikesi Analizi	80
3.1.2.1	Deprem Kaynak Bölgelendirmesi	81
3.1.2.2	Tekrarlama İlişkileri	82
3.1.2.3	Azalım İlişkileri	83
3.1.2.4	Deprem Oluşumu Modellemesi.....	84
3.1.3	İnceleme alanının probabilistik yönteme göre sismik tehlikesinin değerlendirilmesi	88
3.2	Deprem Hareketinin Simülasyonu.....	94
4.	VERİLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ VE GÖRÜNTÜLENMESİNDE KULLANILAN YÖNTEMLER.....	104
4.1	CBS.....	104
4.1.1	CBS'nin Bileşenleri	106
4.1.1.1	Donanım (hardware).....	106
4.1.1.2	Yazılım (software)	107
4.1.1.3	Veri (Data).....	107
4.1.1.4	İnsanlar	111
4.1.1.5	Metotlar	111
4.1.2	CBS'nin Fonksiyonları	111
4.2	Tez Çalışmasında Kullanılan CBS Yazılımları	113
4.2.1	Arcview 3.1 Programının Özellikleri	113
4.2.2	MapInfo Professional	114
4.2.3	ArcInfo.....	114
5.	İNCELEME ALANI VE ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ.....	116
5.1	İnceleme Alanının Yeri	116
5.2	İnceleme Alanının Topoğrafik ve Morfolojik Durumu	116
5.2.1	Topoğrafya.....	116
5.2.2	Morfoloji.....	117
5.3	Genel Jeoloji	117
5.4	İnceleme Alanının Jeolojisi	122
5.4.1	Trakya Formasyonu	124
5.4.2	Gülpınar Formasyonu.....	124
5.4.3	Çukurçeşme Formasyonu	131
5.4.4	Bakırköy Formasyonu	131

5.4.5	Alüvyon	132
5.5	İnceleme Alanının Mühendislik Jeolojisi	133
5.5.1	İnceleme Alanında Yer Alan Formasyonların Geoteknik Özellikleri	137
5.5.1.1	Trakya Formasyonu'nun Geoteknik Özellikleri	137
5.5.1.2	Gürpınar Formasyonu'nun Geoteknik Özellikleri	137
5.5.1.3	Çukurçeşme Formasyonu'nun Geoteknik Özellikleri	138
5.5.1.4	Bakırköy Formasyonu'nun Geoteknik Özellikleri	138
5.5.2	İnceleme Alanının Yeraltı Suyu Durumu	138
6.	İNCELEME ALANININ YEREL ZEMİN ÖZELLİKLERİ	141
6.1	Zemin Sınıflarının Belirlenmesi	141
6.1.1	Mikrobölgeleme Amaçlı Geoteknik Değerlendirmeler	141
6.1.2	Kayma Dalgası Hız Profilleri (Vs-Derinlik)	141
6.1.3	Zemin Sınıflandırması (TDY'ye göre)	142
6.1.4	Zemin Sınıflandırması (NEHRP 2001'e göre)	142
7.	İNCELEME ALANININ YER HAREKETİ ÖZELLİKLERİNE GÖRE BÖLGELEMESİ	151
7.1	Zemin Davranış Analizleri	151
7.1.1	Analizde Kullanılan Deprem kaydı	151
7.1.2	Zemin profili ve malzeme parametreleri	152
7.1.3	Elde Edilen Analiz Sonuçları	155
7.2	Yer Sarsıntısı Haritası	159
7.2.1	Ortalama spektral ivmelere göre bölgeleme	159
7.2.1.1	İnceleme alanının ortalama spektral ivme ve spektral hızlara göre bölgelemesi	159
7.2.2	Ortalama spektral büyütmelere göre bölgeleme	165
7.2.2.1	İnceleme alanının ortalama spektral büyütmelere göre bölgelemesi	165
7.2.3	Yer sarsıntısına göre mikrobölgeleme	167
7.2.3.1	İnceleme alanının yer hareketi özelliklerine göre mikrobölgelemesi	167
8.	İNCELEME ALANININ YAMAÇ KAYMASI TEHLİKESİNE GÖRE BÖLGELEMESİ	171
8.1	Yamaç Kayması Tehlikesi Analizi	171
8.2	Yamaç Kayması Tehlikesi Analizinde Kullanılan Bilgisayar Programı : KOERISLOPE V 1.0	171
8.2.1	Yamaç Kayması Tehlikesi Analizinde Girdi Olarak Kullanılan Zemin Parametreleri	171
8.3	İnceleme Alanının KOERISLOPE V 1.0 ile Yamaç Kayması Tehlikesi Analiz Sonuçları	179
9.	İNCELEME ALANININ SIVILAŞMA OLASILIĞINA GÖRE BÖLGELEMESİ	188
9.1	İnceleme Alanının Sıvılaşma Tehlikesinin Araştırılması	188
9.1.1	Sıvılaşma Kriterleri	188
9.1.2	Sıvılaşma Analizleri	189
9.1.2.1	Eşdeğer Tekrarlı Kayma Gerilmesi Oranı (CSR)'nin hesaplanması	189
9.1.2.2	SPT Deneyi Verilerinden CRR'nin Bulunması	190
9.1.3	Sıvılaşmaya Karşı Güvenlik Sayısının Hesaplanması	190
9.2	İnceleme Alanının Sıvılaşma Tehlikesi Haritası	193

10.	SİSMİK MİKROBÖLGELEME HARİTALARININ GEÇMİŞ DEPREMLERDEKİ HASAR BİLGİLERİ İLE BİRLİKTE DEĞERLENDİRİLMESİ	196
10.1	Geçmiş Depremlerde Meydana Gelmiş Hasarlar	196
10.1.1	1894 Depremi hasar verileri ile mikrobölgeleme haritalarının karşılaştırılması ..	196
10.1.2	İnceleme alanındaki tarihi yapılarda çeşitli depremlerde meydana gelmiş hasar bilgileri ile mikrobölgeleme haritalarının karşılaştırılması	211
10.2	İnceleme Alanının Elde Edilen Sismik Mikrobölgeleme Haritalarının 17 Ağustos 1999 Kocaeli Depremi Sonrası Hasar Verileri ile Karşılaştırılması.....	220
10.3	SONUÇLAR.....	224
10.4	ÖNERİLER	227
	KAYNAKLAR.....	229
	EKLER	240
Ek 1	Eski İstanbul'un 1/5000'lik Mühendislik Jeolojisi Haritası	241
Ek 2	Eminönü İlçesi Kumkapı-Sirkeci arası Zemin Kesiti	242
Ek 3	Eminönü İlçesi Yenikapı-Unkapanı arası Zemin Kesiti.....	243
Ek 4	Fatih İlçesi Samatya-Fener arası Zemin Kesiti.....	244
Ek 5	Fatih İlçesi Sancaktar Hayrettin Mahallesi-Balat arası Zemin Kesiti	245
Ek 6	Fatih-Eminönü İlçeleri Mevlanakapı-Eminönü arası Zemin Kesiti	246
	ÖZGEÇMİŞ.....	247

SİMGE LİSTESİ

I_{MM}	Modifiye Merkalli Şiddeti
I_{JMA}	Japon Meteoroloji Dairesi Şiddeti
X	Hiposantır uzaklığı (km)
d	Episantır uzaklığı (km)
A	Pik ivme (g)
V	Pik zemin hızı (cm/sn)
M_W	Sismik moment magnitüdü
M_s	Yüzey dalgası magnitüdü
M_j	Japon Meteoroloji Magnitüdü
D	Fay kırığının yüzeye en yakın mesafesi (km)
R	Fay kırığının en kısa mesafesi (km)
D	Episantır uzaklığı(km)
S_1	Katı ve derin zemin depozitleri için 0 ve sığ zemin depozitleri için 1
S_2	Kaya için 0 ve zemin için 1
S_3	Katı zeminler için 0 ve sığ ve derin zemin depozitleri için 1
S_4	Sert zeminler için 0.54 ve ortalama zeminler için 0.71 ve yumuşak zeminler için ise 0.81
V_s	Kayma dalgası hızı
N	SPT-N darbe sayısı
F_a	Ortalama kısa periyot faktörü
F_v	Uzun periyot faktörü
S_u	Drenajsız Kayma Mukavemeti (kPa)
A	Pik yüzey hızı için relatif büyütme faktörü
$AHSA$	0.2-0.4 sn periyot aralığı için ortalama yatay spektral büyütme
V_1	30 m derinlik için ortalama kayma dalgası hızı (m/sn)
V_2	Yarım periyot dalgası için bir çeyrek dalga boyunun ortalama kayma dalgası hızı (m/sn)
τ	Kayma gerilmesi
γ	Kayma şekil değiştirmesi
γ'	Şekil değiştirme hızı
G	Kayma modülü
η	Viskosite
D_{10}	Yüzde on dane çapı
z	Yatay mesafe
R_γ	Deprem magnitüdüne bağlı bir katsayı
M_L	Richter (1935) tarafından tanımlanmış olan deprem magnitüdü
R	Sıvılaşma bölgesine en uzak episantır mesafesi
R_e	Episantıra en uzak sıvılaşabilen alan uzaklığı
R_f	Deprem fay alanından sıvılaşma bölgesine en uzak mesafe
LSI	Sıvılaşma şiddet indeksi
$N_{1,60}$	Düzeltilmiş SPT N sayısı
CSR_{eq}	Ağırlıklı eşdeğer üniform tekrarlı gerilme oranı
a_{max}	Yüzeydeki maksimum yatay ivme
g	Yerçekimi ivmesi
σ_v	İncelenen derinlikteki toplam düşey gerilme
σ_v'	İncelenen derinlikteki efektif düşey gerilme
r_d	Gerilme azaltma katsayısı

z	Derinlik (m)
C_N	N değerini ortak bir referans olarak alınan efektif düşey gerilmeye göre normalize etmek için bir katsayı
C_R	Tij boyu düzeltmesi
C_S	Standart olmayan numune alıcılar için düzeltme
C_B	Kuyu çapı düzeltmesi
C_E	Tokmak enerji oranı için düzeltme
FC	İnce dane yüzdesi
$V_{s,40}^*$	Zemin esnekliği ft/sn (40 ft'in (12.2 m), kayma dalgası hızının bu mesafeden geçiş zamanına bölünerek elde edilen, üst 40 ft (12.2 m) için ortalama kayma dalgası hızı
DWF_M	Süre Ağırlık Katsayısı
CSR_N	Süre için (veya eşdeğer tekrar sayısı için) düzeltilmiş CSR_{eq} değeri
DWF_M	$N_{1,60}$ değerlerinin bir fonksiyonudur
P_L	Plastik limit
q_c	Uç direnci
C_Q	Koni penetrasyon direncini normalize etmek için bir sayı
P_a	σ_v' ile aynı birimde 1 atmosfer basıncı, n; zemin türüne göre değişen σ_v' ve q_c ise koni penetrasyon uç direncidir
q_{c1N}	Boyutsuz uç direnci oranı
I_c	Zemin davranış türü endeksi
CRR	Zeminin sıvılaşmaya karşı koyma direnci
CSR	Bir zemin tabakasında oluşan tekrarlı gerilme oranı
MSF	Deprem büyüklüğüne bağlı bir düzeltme faktörüdür
V_{s1}	Düşey gerilmeye göre düzeltilmiş kayma dalgası hızı
V_{s1}^*	V_{s1} durumu sıvılaşmanın gerçekleşebileceği üst sınır
H_1	Yüzeyin hemen altındaki sıvılaşmamış tabakanın kalınlığı
H_2	Sıvılaşabilir tabaka
P_L	Sıvılaşma tehlikesi indisi
$F(z)$	Sıvılaşmaya karşı güvenlik katsayısı F_L 'nin bir fonksiyonudur
V_s	Kayma dalgası hızı
D_f	Faydan pek çok şev kaymasının meydana geldiği bölge sınırına kadar olan mesafe
d_f	Faydan bir kaç şev kaymasının meydana geldiği bölge sınırına kadar olan mesafe
D_p	Episantırdan pek çok şev kaymasının meydana geldiği bölge sınırına kadar olan mesafe
d_p	Episantırdan bir kaç şev kaymasının meydana geldiği bölge sınırına kadar olan mesafe
W	Kaymaya karşı hassaslık değeri
W_1	Max. yüzey ivmesi (gal)
W_2	Kontur çizgisi uzunluğu (m)
W_3	Bölgedeki en düşük kot ile en yüksek kot arasındaki fark (m)
W_3	Kayanın sertliği
W_5	Fay uzunluğu (m)
W_6	Yapay şev uzunluğu (m)
W_7	Şevin topoğrafyası
S_R	Relatif eğim indeksi
S_l	Litolojinin etkisi
S_h	Zeminin doğal nemliliğine bağlı bir indeks
T_s	Sismik şiddetin etkisi
T_p	Yağış miktarına bağlı bir değer
H_L	Şev kayması tehlike endeksi

a_c	Şevdeki kritik ivme
c	Kohezyon
ϕ	Zeminin sürtünme açısı
γ	Zeminin birim hacim ağırlığı
θ	Şevin açısı
H	Kayan tabakanın kalınlığı
M_E	Eşdeğer deprem kuvvetlerinden dolayı oluşan moment
M_R	Zeminin kayma mukavemetinden dolayı oluşan moment
F	Güvenlik faktörü
N_1	Stabilite sayısı
N_2	Stabilite sayısı
β	Şev açısı
M	Magnitüd
λ_m	Magnitüdü M olan depremin yılda ortalama aşılma oranı
10^a	Büyüklüğü sıfır veya sıfırdan büyük depremlerin yıllık ortalama sayısı
b	Büyük ve küçük depremlerin göreceli oluş ihtimallerini ifade eden katsayı
PGA	Pik yüzey ivmesi
$\sigma_{\log PGA}$	Standart sapma
b_1	Regresyon sabiti
b_2	Regresyon sabiti
b_3	Regresyon sabiti
b_4	Regresyon sabiti
$P_A(n/m,t)$	t zaman aralığında, $M=m$ büyüklüğüne eşit veya daha büyük , n sayıda depremlerin meydana gelme olasılığı
$-\lambda_A (m)$	Depremlerin meydana gelme hızının ortalaması
$RI_A(m)$	Bir depremin ortalama tekrarlama aralığı
v_z	Bir sahada z seviyesi üstünde gerçekleşen yer hareketinin yıllık oranıdır
RP	Kuvvetli yer hareketi seviyesi için ortalama dönüşüm periyodu
t_e	En son deprem yaratan segmentin kırılmasından bu yana kadar geçen süre
$f_T(t)$	Karakteristik depreme neden olan segmentteki kırığın süresi (T) nin log normal olasılık yoğunluk fonksiyonu
T_m	Karakteristik depremin T tekrar aralığının en iyi ortalama değeri
s	Meydana gelme zamanının doğal logaritmasındaki ($\ln T$) standart sapma
S_s	Kısa periyotlardaki spektral ivme parametresi
S_1	1 sn periyottaki spektral ivme parametresi
γ_n	Doğal Birim Hacim Ağırlığı
γ_s	Dane Birim Hacim Ağırlığı
γ_k	Kuru Birim Hacim Ağırlığı
w_n	Doğal Su Muhtevası
w_L	Likit Limit
w_P	Plastik Limit
I_p	Plastisite İndisi
CH	Yüksek plastisiteli kil
C_c	Ödometre deneyi ile elde edilen sıkışma indeksi
k	Permeabilite katsayısı
q_u	Serbest basınç dayanımı
SM, SC	Kötü derecelenmiş, siltli, killi kumlar
GC	Killi çakıl
E	Elastisite modülü
n	Porozite

σ_B	Ortalama tek eksenli basınç direnci
σ_C	Çekme direnci
μ	Poisson oranı
Z_1	Türkiye Deprem Yönetmeliği'ne göre zemin sınıfı
Z_2	Türkiye Deprem Yönetmeliği'ne göre zemin sınıfı
Z_3	Türkiye Deprem Yönetmeliği'ne göre zemin sınıfı
Z_4	Türkiye Deprem Yönetmeliği'ne göre zemin sınıfı
h_1	En üst tabaka kalınlığı
V_{smin}	Kayma dalgası hızlarının minimum değeri
V_{smax}	Kayma dalgası hızlarının maksimum değeri
V_{sort}	Kayma dalgası hızlarının ortalama değeri
γ	Birim deformasyon
G	Kayma modülü
D	Sönüm oranı
S_{si}	Ortalama spektral ivme değeri
A_s	Ortalama spektral ivmelere göre belirlenen bölge
B_s	Ortalama spektral ivmelere göre belirlenen bölge
C_s	Ortalama spektral ivmelere göre belirlenen bölge
V_{sei}	Eşdeğer kayma dalgası hızı
S_{vi}	En büyük spektral büyütme
A_v	Ortalama spektral büyütme için belirlenen bölge
B_v	Ortalama spektral büyütme için belirlenen bölge
C_v	Ortalama spektral büyütme için belirlenen bölge
A_{GS}	A_s ile A_v ve A_s ile B_v ve B_s ile A_v bölgelerinin örtüştüğü bölge
B_{GS}	A_s ile C_v ve C_s ile A_v ve B_s ile B_v bölgelerinin örtüştüğü bölge
C_{GS}	B_s ile C_v ve B_v ile C_s ve C_s ile C_v bölgelerinin örtüştüğü bölge
F_s	Kaymaya karşı güvenlik faktörü
A_{SL}	Yamaç kayması tehlikesine göre mikrobölge
B_{SL}	Yamaç kayması tehlikesine göre mikrobölge
C_{SL}	Yamaç kayması tehlikesine göre mikrobölge
A_L	Sıvılaşma tehlikesine göre mikrobölge
B_L	Sıvılaşma tehlikesine göre mikrobölge
C_L	Sıvılaşma tehlikesine göre mikrobölge
$D1$	Avrupa makrosismik ölçeğine (ESM, 1998) göre hafif hasar seviyesi
$D2$	Avrupa makrosismik ölçeğine (ESM, 1998) göre orta hasar seviyesi
$D3$	Avrupa makrosismik ölçeğine (ESM, 1998) göre ağır hasar seviyesi
$D4$	Avrupa makrosismik ölçeğine (ESM, 1998) göre çok ağır hasar seviyesi
$D5$	Avrupa makrosismik ölçeğine (ESM, 1998) göre göçme seviyesi

KISALTMA LİSTESİ

NEHRP	Ulusal Deprem Tehlikesini Azaltma Programı
JMA	Japon Meteoroloji Dairesi Skalası
MM	Modifiye edilmiş mercalli şiddeti
MSK	Medvedev-Sponheuer-Karnik şiddet skalası
RF	Rossi-Forel skalası
SPT	Standart Penetrasyon Deneyi
CPT	Koni Penetrasyon Deneyi
TDY	Türkiye Deprem Yönetmeliği
DRM	Afet Risk Yönetimi Dünya Enstitüsü
MERM	Deprem Risklerini Azaltmak için Mikrobölgeleme
ISSMFE	Uluslar arası Zemin Mekaniği ve Temel Mühendisliği Birliği
NOAA	Ulusal okyanus ve atmosfer yönetimi
EERA	Eşdeğer Lineer Deprem Tepki Analizi
NERA	Nonlinear Deprem Tepki Analizi
LSI	Şiddet İndeksi
GSHAP	Küresel Sismik Tehlike Değerlendirme Programı
CBS	Coğrafi Bilgi Sistemleri
SQL	Yapısal Sorgulama Dili
KB	Kuzeybatı
GD	Güneydoğu
TCR(%)	Toplam Karot Verimi
RQD(%)	Kaya Kalitesi Göstergesi
JICA	Japon Uluslar arası İşbirliği Acentası
IMM	İstanbul Büyükşehir Belediyesi
BSSC	Yapı Sismik Güvenlik Konseyi
FEMA	Federal Acil Yönetim Acentası
PGA	Pik yüzey ivmesi
LL	Likit limit
ESM	Avrupa makrosismik ölçeği

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 1.1	Deprem dalgasının yapılara gelinceye kadar izlediği yol (JICA ve IMM, 2002) .. 2
Şekil 1.2	17 Ağustos 1999 Depremi sonrasında Bolu Dağı otoyolunda gözlenen yamaç kayması (Boğaziçi Üniversitesi Sismoloji bölümünden alınmıştır) 3
Şekil 1.3	Adapazarı'nda farklı oturmalarından dolayı yan yatmış bir bina (Ansal vd., 1999) .. 3
Şekil 1.4	Apartmanın garaj kapısının girişinde deprem esnasında siltli zeminin yüzeye fışkırması ve kaldırımın binaya doğru çökmesi (Ansal vd., 1999) 4
Şekil 1.5	Bina temel derinliğinin yetersiz olması dolayısıyla binanın yan yatması (Ansal vd., 1999) 4
Şekil 1.6	Adapazarı'nda farklı zemin koşullarının bina göçmeleri üzerindeki etkileri (Ansal vd., 1999) 5
Şekil 1.7	Marmara'daki tarihsel depremler (Barka, 1991) 8
Şekil 1.8	Ağaç oyma sanatı ile yapılmış bu resim 10 Eylül 1509 Marmara Denizi depreminin İstanbul'da yaptığı hasarı göstermektedir (Ambresseys ve Finkel, 1990) 8
Şekil 1.9	İstanbul'da meydana gelen 1894 Depremi eş şiddet eğrileri (Eginitis, 1895) 10
Şekil 1.10	İstanbul'da meydana gelen Hareketi Arz'a ait resim (Atatürk Kitaplığı Arşivi) .. 11
Şekil 1.11	İstanbul'da meydana gelen Hareketi Arz'a ait resim (Atatürk Kitaplığı Arşivi) .. 11
Şekil 1.12	İstanbul'un Tarihi Yapılarında Deprem Hasarı (Erdik, M. vd., 2001) 12
Şekil 2.1	Yer sarsıntısı etkilerine göre bölgeleme yapılmasında izlenen akış şeması (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993) 18
Şekil 2.2	Yer sarsıntısı etkilerine göre bölgeleme yapılmasında izlenen akış şeması (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993) 20
Şekil 2.3	Modifiye edilmiş Merkalli şiddetine göre azalım ilişkileri (Barosh, 1969) 21
Şekil 2.4	J.M.A., M.M., M.S.K. ve R.F. skalaları arasındaki karşılaştırmalar (J.M.A., 1971) 23
Şekil 2.5	Farklı magnitüd skalalarının karşılaştırılması (Utsu, 1982) 24
Şekil 2.6	Yerel zemin koşullarına bağlı genel spektral şekiller (Seed vd., 1976) 34
Şekil 2.7	Mikrotremor ölçümleri kullanılarak zeminlerin sınıflandırılması için bir öneri (Kanai ve Tanaka, 1961) 35
Şekil 2.8	Anakaya ile yüzey tabakalarının kayma dalgası hızlarının oranları ile lineer olarak büyütme faktörü ilişkisi (Shima, 1978) 34
Şekil 2.9	Relatif büyütme faktörlerinin karşılaştırılması (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993) 36
Şekil 2.10	Yumuşak zemin ve kayada ivmenin değişimi (Idriss, 1990) 38
Şekil 2.11	Eşdeğer lineer metoda kullanılan gerilme-Şekil değiştirme modeli (Bardet vd., 2000) 40
Şekil 2.12	Yüzey dalgası magnitüdü M_s ile en uzak sıvılaşma bölgesine episantr mesafesi R arasındaki ilişki (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993) 45
Şekil 2.13	Yüzey dalgası magnitüdü M_s ile deprem fay alanından sıvılaşma bölgesine en uzak mesafe R_f arasındaki ilişki (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993) 45
Şekil 2.14	Sismik enerji kaynağından uzaklık ile sıvılaşma şiddet indeksi (LSI) arasındaki ilişki (Youd ve Perkins, 1987a) 46
Şekil 2.15	Geliştirilmiş Çin Kriterleri (Finn vd., 1994'den alınmıştır) 50
Şekil 2.16	$M_w = 7.5$ büyüklüğündeki depremler ve farklı ince dane oranları için eşdeğer tekrarlı gerilme oranı ve SPT-N 1,60 değeri arasındaki ilişki (Seed vd., 1984; 1985'den) 52
Şekil 2.17	$M_w = 7.5$ büyüklüğündeki depremler için, farklı ince dane oranlarına göre NCEER çalışma grubu tarafından önerilen düşük tekrarlı gerilme oranı

	düzeltilmesi yapılarak elde edilen eşdeğer tekrarlı gerilme oranı ve SPT-N 1,60 değeri arasındaki ilişki (Seed vd., 1986'den düzenlenmiştir).	55
Şekil 2.18	Önerilen deprem büyüklüğü ilişkili süre ağırlık faktörünün $N_{1,60}$ değerinin bir fonksiyonu olarak gösterilmesi (Seed vd., 2001'den)	57
Şekil 2.19	$\sigma_v' > 2$ atm için önerilen K_σ değerleri (Seed vd., 2001)	58
Şekil 2.20	Önerilen SPT'ye dayanan sıvılaşmanın tetikleme ilişkisi (Seed vd., 2001'den) .	58
Şekil 2.21	Sıvılaşma direncini CPT verilerinden hesaplamak için Robertson ve Wride (1998) tarafından önerilen eğri.....	61
Şekil 2.22	Sıvılaşma direncini V_s verilerinden elde etmek için Andrus ve Stokoe, 2000 tarafından önerilen eğri.....	63
Şekil 2.23	Sıvılaşma ile zemin yüzeyinde meydana gelen hasarın oluşumunu belirlemek için sınır eğrileri (Ishihara, 1985)	63
Şekil 2.24	Yüzeydeki sıvılaşmayan ve altındaki sıvılaşabilir zemin tabakalarının tanımları (Ishihara, 1985).....	64
Şekil 2.25	Genel şev hareketi (Siyahi, 2004)	65
Şekil 2.26	Şev kayma tipleri (Siyahi, 2004)	65
Şekil 2.27	Japonya'da magnitüd ve şev kayma bölgesi mesafesi (Tamura, 1978)	67
Şekil 2.28	Japonya'da deprem magnitüdü ve şev kaymalarının görüldüğü mesafenin deprem dış merkezine uzaklığı (Yasuda ve Sugitani, 1988)	67
Şekil 2.29	Her kategorideki şev göçmelerinin fay kırık zonundan olan mesafesi (Keefer vd., 1989).....	68
Şekil 2.30	Ekvator ve Costa Rica'da deprem magnitüdü ile şev göçme bölgelerinin maksimum episantır mesafesi arasındaki ilişki (Ishihara ve Nakamura, 1987; Mora ve Mora, 1992).....	69
Şekil 2.31	Depremlerde meydana gelen şev göçmesi olaylarının Modifiye edilmiş Merkalli şiddet skalasına göre değerlendirilmesi (Keefer ve Wilson 1989)	70
Şekil 2.32	Eğim topoğrafyası sınıfları (Kanagawa Bölgesi Yönetimi, 1986).....	71
Şekil 2.33	Siyahi ve Ansal (1993) yönteminde tipik şev kesiti.....	75
Şekil 2.34	Minimum N_1 stabilite sayısının değişimi	77
Şekil 3.1	Deterministik sismik tehlike analizinin dört aşaması (Kramer, 1996).....	79
Şekil 3.2	Probabilistik sismik tehlike analizinin dört aşaması (Kramer, 1996)	81
Şekil 3.3	Farklı kaynak geometrilerine örnekler (a) nokta kaynak olarak modellenabilir kısa fay; (b) çizgisel kaynak olarak modellenebilir sığ bir fay; (c) üç boyutlu kaynak zonu (Kramer, 1996)	82
Şekil 3.4	(a) a ve b parametrelerinin anlamlarını gösteren Gutenberg-Richter tekrarlama yasası ve (b) Gutenberg-Richter yasasının küresel depremsellik verilerine uygulanması (Esteve, 1970'den)	83
Şekil 3.5	Poisson Yöntemi için farklı parametreler arasındaki ilişki (MERM, 2003)	86
Şekil 3.6	Bağıl olasılığın, olasılık yoğunluk fonksiyonu ile hesaplanmasını gösteren bir diyagram. Burada ilgilenilen zaman aralığı (oluş zamanı) taralı bölge ile, katılım fonksiyonu ise koyu renkli alanın tamamı ile gösterilmiştir (MERM, 2003). Bağıl olasılık bu iki bölgenin oranıdır.....	87
Şekil 3.7	Türkiye yakın çevresini etkileyen tektonik plakalar (Erdik vd., 1999).....	89
Şekil 3.8	Ana tektonik sistemlerle birlikte tarihsel aktivite (Erdik vd., 1999).....	90
Şekil 3.9	Ana tektonik sistemlerle birlikte aletsel aktivite (Erdik vd., 1999).....	91
Şekil 3.10	GSHAP projesi kapsamında elde edilen kaynak bölgeleri (Erdik vd., 1999)	92
Şekil 3.11	İnceleme alanının hücrelere ayrılması (250m*250m).....	95
Şekil 3.12	50 yılda %10 aşılma olasılığına göre SEISRISKIII ile hesaplanmış anakaya pik ivme değerleri	96
Şekil 3.13	50 yılda %40 aşılma olasılığına göre SEISRISKIII ile hesaplanmış anakaya pik ivme değerleri	97

Şekil 3.14	50 yılda %10 aşılma olasılığına göre SEISRISKIII ile hesaplanmış S_s spektral değerleri	98
Şekil 3.15	50 yılda %10 aşılma olasılığına göre SEISRISKIII ile hesaplanmış S_1 spektral değerleri	99
Şekil 3.16	50 yılda %40 aşılma olasılığına göre SEISRISKIII ile hesaplanmış S_s spektral değerleri	100
Şekil 3.17	50 yılda %40 aşılma olasılığına göre SEISRISKIII ile hesaplanmış S_1 spektral değerleri	101
Şekil 3.18 a)	A18 Hücresi için TARSCHTS programı ile elde edilmiş deprem kaydı	102
Şekil 3.18 b)	A18 Hücresi için TARSCHTS programı ile elde edilmiş Spektrum ile NEHRP Spektrumu Karşılaştırılması	103
Şekil 4.1	Konumsal veri işleme teknikleri ve CBS arasındaki ilişkiler (Yomralıoğlu, 2000)	106
Şekil 4.2	Coğrafi bilgi sistemlerinde verilerin integrasyonu (Batuk, 2001)	106
Şekil 4.3	CBS'nin temel bileşenleri (Batuk, 2001)	108
Şekil 4.4	Grafik ve Grafik olmayan bilgilerin basit bir gösterimi (Yomralıoğlu, 2000)	109
Şekil 4.5	Coğrafi veri modellerinin gösterimi (Yomralıoğlu, 2000)	110
Şekil 4.6	Vektör gösterim (Yomralıoğlu, 2000)	111
Şekil 4.7	Gerçek modelin hücresel (raster) gösterimi (Yomralıoğlu, 2000)	111
Şekil 4.8	Coğrafi bilgi sistemlerinin temel fonksiyonları (Yomralıoğlu, 2000)	112
Şekil 5.1	Eski İstanbul (Fatih-Eminönü İlçeleri) Bölgesi topoğrafik haritası	118
Şekil 5.2	İstanbul ve çevresinin genel jeoloji haritası (Yıldırım, M., 2003)	119
Şekil 5.3	İstanbul ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti (Yıldırım, M., 2003)	120
Şekil 5.4	Eski İstanbul (Fatih-Eminönü İlçeleri) Bölgesi sondaj yerleri	123
Şekil 5.5	Eski İstanbul (Fatih-Eminönü İlçeleri) mühendislik jeolojisi haritası	125
Şekil 5.6	Eminönü İlçesi Kumkapı-Sirkeci arası Zemin Kesiti (1-1')	126
Şekil 5.7	Eminönü İlçesi Yenikapı-Unkapanı arası Zemin Kesiti (2-2')	127
Şekil 5.8	Fatih İlçesi Samatya - Fener arası Zemin Kesiti (3-3')	128
Şekil 5.9	Fatih İlçesi Sancaktar Hayrettin Mahallesi - Balat arası Zemin Kesiti (4-4')	129
Şekil 5.10	Fatih-Eminönü İlçeleri Mevlanakapı-Eminönü arası Zemin Kesiti (5-5')	130
Şekil 5.11	Eski İstanbul (Fatih-Eminönü İlçeleri) Bölgesi dolgu kalınlık haritası	135
Şekil 5.12	Eski İstanbul (Fatih-Eminönü İlçeleri) Bölgesi anakaya derinlik haritası	136
Şekil 5.13	Eski İstanbul (Fatih-Eminönü İlçeleri) Bölgesi yeraltı suyu haritası	140
Şekil 6.1 a)	İnceleme alanında bulunan A18 hücresi için kayma dalgası hızı profili	143
Şekil 6.1 b)	İnceleme alanında bulunan A19 hücresi için kayma dalgası hızı profili	144
Şekil 6.2	JICA B18 sondajı PS logging ölçümü ile amprik eşitliklerle hesaplanmış kayma dalgası değerlerinin karşılaştırılması	145
Şekil 6.3	JICA B19 sondajı PS logging ölçümü ile amprik eşitliklerle hesaplanmış kayma dalgası değerlerinin karşılaştırılması	146
Şekil 6.4	JICA B20 sondajı PS logging ölçümü ile amprik eşitliklerle hesaplanmış kayma dalgası değerlerinin karşılaştırılması	147
Şekil 6.5	TDY'ye göre zemin sınıfları	148
Şekil 6.6	NEHRP'e göre zemin sınıfları	150
Şekil 7.1	A18 hücresi için EERA programında hazırlanmış deprem girdisi	152
Şekil 7.2 a)	A18 hücresi için EERA (Bardet vd., 2000) programında hazırlanmış zemin profil girdisi	154
Şekil 7.2 b)	A18 hücresi için EERA (Bardet vd., 2000) programında hazırlanmış zemin profil girdisi	154
Şekil 7.3	A18 hücresi için EERA (Bardet vd., 2000) programında hazırlanmış malzeme profil girdisi	155

Şekil 7.4	A18 hücresi için EERA (Bardet vd., 2000) programında yapılan iterasyon.....	156
Şekil 7.5	A18 hücresi için dinamik analiz sonucu elde edilen yüzey ivme kaydı.....	156
Şekil 7.6	A18 hücresi için dinamik analiz sonucu elde edilen gerilme ve şekil değiştirmeler	157
Şekil 7.7	A18 hücresi için dinamik analiz sonucu elde edilen büyütme oranı.....	157
Şekil 7.8	A18 hücresi için dinamik analiz sonucu elde edilen Fourier dönüşüm spektrumu.....	158
Şekil 7.9	A18 hücresi için dinamik analiz sonucu elde edilen spektral ivme, hız ve yer değiştirmeler	158
Şekil 7.10	50 yılda %10 aşılma olasılığına göre ortalama spektral ivmeler (0.1-1.0 sn) (Zemin Büyütme Analizleri)	161
Şekil 7.11	50 yılda %10 aşılma olasılığına göre ortalama spektral hızlar (0.1-1.0 sn) (Zemin Büyütme Analizleri)	162
Şekil 7.12	50 yılda %40 aşılma olasılığına göre ortalama spektral ivmeler (0.1-1.0 sn) (Zemin Büyütme Analizleri)	163
Şekil 7.14	Eşdeğer kayma dalgası hızına göre inceleme alanının bölgelemesi.....	166
Şekil 7.15	İnceleme alanının spektral büyütme oranına göre bölgelemesi	168
Şekil 7.16	50 yılda %10 aşılma olasılığına göre yer hareketine göre mikrobölgeleme	169
Şekil 7.17	50 yılda %40 aşılma olasılığına göre yer hareketine göre mikrobölgeleme	170
Şekil 8.1	İnceleme alanının 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre yamaç tehlikesine göre mikrobölgeleme haritası	186
Şekil 8.2	İnceleme alanının 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre yamaç tehlikesine göre mikrobölgeleme haritası	187
Şekil 9.1	50 yılda %10 aşılma olasılığına göre zemin dinamik analizi sonucunda elde edilmiş yüzey ivmesi değerleri.....	191
Şekil 9.2	50 yılda %40 aşılma olasılığına göre zemin dinamik analizi sonucunda elde edilmiş yüzey ivmesi değerleri.....	192
Şekil 9.3	İnceleme alanının 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre sıvılaşma tehlikesine göre mikrobölgeleme haritası	194
Şekil 9.4	İnceleme alanının 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre sıvılaşma tehlikesine göre mikrobölgeleme haritası	195
Şekil 10.1	1894 depreminde gözlenen hasar durumu (Lav,1994).....	197
Şekil 10.2	1894 depreminde gözlenen hasar (Lav,1994) ile 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre hazırlanan yer sarsıntısı tehlikesi haritasının karşılaştırılması	202
Şekil 10.3	1894 depreminde gözlenen hasar (Lav,1994) ile 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre hazırlanan yer sarsıntısı tehlikesi haritasının karşılaştırılması	203
Şekil 10.4	1894 depreminde gözlenen hasar (Lav,1994) ile 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre hazırlanan sıvılaşma tehlikesi haritasının karşılaştırılması	204
Şekil 10.5	1894 depreminde gözlenen hasar (Lav,1994) ile 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre hazırlanan sıvılaşma tehlikesi haritasının karşılaştırılması	205
Şekil 10.6	1894 depreminde gözlenen hasar (Lav,1994) ile 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre hazırlanan yamaç kayması tehlikesi haritasının karşılaştırılması.....	206
Şekil 10.7	1894 depreminde gözlenen hasar (Lav,1994) ile 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre hazırlanan yamaç kayması tehlikesi haritasının karşılaştırılması.....	207
Şekil 10.8	1894 depremi basitleştirilmiş hasar dağılımı (Öztin ve Bayülke; 1990)' dan yararlanılarak Barka A. (1991) tarafından çizilmiştir.	209
Şekil 10.10	Eski İstanbul (Fatih-Eminönü ilçeleri) Bölgesi'nde bulunan tarihi yapılarda meydana gelen deprem hasarları (Erdik, vd., 2001).....	212
Şekil 10.11	İnceleme alanının 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre hazırlanmış yer sarsıntısı haritası ile tarihi yapılarda çeşitli depremlerde meydana gelmiş hasar seviyelerinin karşılaştırılması	214

Şekil 10.12	İnceleme alanının 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre hazırlanmış yer sarsıntısı haritası ile tarihi yapılarda çeşitli depremlerde meydana gelmiş hasar seviyelerinin karşılaştırılması	215
Şekil 10.13	İnceleme alanının 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre hazırlanmış yamaç tehlikesi mikrobölgeleme haritası ile tarihi yapılarda çeşitli depremlerde meydana gelmiş hasar seviyelerinin karşılaştırılması	216
Şekil 10.14	İnceleme alanının 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre hazırlanmış yamaç tehlikesi mikrobölgeleme haritası ile tarihi yapılarda çeşitli depremlerde meydana gelmiş hasar seviyelerinin karşılaştırılması	217
Şekil 10.15	İnceleme alanının 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre hazırlanmış sivilaşma tehlikesi mikrobölgeleme haritası ile tarihi yapılarda çeşitli depremlerde meydana gelmiş hasar seviyelerinin karşılaştırılması	218
Şekil 10.16	İnceleme alanının 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre hazırlanmış sivilaşma tehlikesi mikrobölgeleme haritası ile tarihi yapılarda çeşitli depremlerde meydana gelmiş hasar seviyelerinin karşılaştırılması	219
Şekil 10.17	17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminde inceleme alanında meydana gelen az hasarlı bina sayısı dağılımı (mahallelere göre).....	221
Şekil 10.18	17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminde inceleme alanında meydana gelen orta hasarlı bina sayısı dağılımı (mahallelere göre).....	222
Şekil 10.19	17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminde inceleme alanında meydana gelen ağır hasarlı bina sayısı dağılımı (mahallelere göre).....	223
Şekil Ek 1	Eski İstanbul'un 1/5000'lik Mühendislik Jeolojisi Haritası	ek dosyada
Şekil Ek 2	Eminönü İlçesi Kumkapı-Sirkeci arası Zemin Kesiti	ek dosyada
Şekil Ek 3	Eminönü İlçesi Yenikapı-Unkapanı arası Zemin Kesiti	ek dosyada
Şekil Ek 4	Fatih İlçesi Samatya-Fener arası Zemin Kesiti.....	ek dosyada
Şekil Ek 5	Fatih İlçesi Sancaktar Hayrettin Mahallesi-Balat arası Zemin Kesiti...	ek dosyada
Şekil Ek 6	Fatih-Eminönü İlçeleri Mevlanakapı-Eminönü arası Zemin Kesiti.....	ek dosyada

ÇİZELGE LİSTESİ

Çizelge 1.1	İstanbul'daki tarihsel depremler (İstanbul Deprem Sempozyumu, 1991)	7
Çizelge 2.1	Bölgelemenin 3 Aşaması İçin Kullanılacak Veriler (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993)	17
Çizelge 2.2	Sismik şiddet için önerilmiş bazı azalım ilişkileri (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993)	21
Çizelge 2.3	Modifiye Merkalli Şiddet Skalasının tarifi (Richter, 1958)	22
Çizelge 2.4	Pik ivme ve hız için önerilmiş azalım ilişkileri (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993)	24
Çizelge 2.5	Her bir jeolojik oluşum için şiddet artışları (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993)	26
Çizelge 2.6	SPT-N darbe sayısı ile Kayma Dalgası Hızı arasında geliştirilmiş olan amprik bazı eşitlikler (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993).	28
Çizelge 2.7	1998 Türkiye Deprem Yönetmeliği'deki zemin grupları	29
Çizelge 2.8	1998 Türkiye Deprem Yönetmeliği'ndeki Yerel Zemin Sınıfları	29
Çizelge 2.9	NEHRP 2000 hükümlerindeki zemin sınıfları	31
Çizelge 2.10	Yerel zemin sınıfı ve spektral büyütmenin fonksiyonu olarak Fa değerleri	31
Çizelge 2.11	Yerel zemin sınıfı ve spektral büyütmenin fonksiyonu olarak Fv değerleri	32
Çizelge 2.12	Ortalama kayma dalgası hızı ile relatif büyütme faktörü arasındaki ilişkiler (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993)	35
Çizelge 2.13	J.M.A. V veya M.M.S. VIII şiddetine göre jeomorfolojik olarak sınıflama şüphesi (Wakamatsu, 1992)	48
Çizelge 2.14	Kuvvetli yer sarsıntıları esnasında sediment tabakalarının sınıflama potansiyelleri (Youd ve Perkins, 1978)	49
Çizelge 2.15	Siltli ve killi kumların sınıflama olasılığı (Andrews ve Martin 2000'den alınmıştır)	50
Çizelge 2.16	Robertson ve Wride (1998) tarafından oluşturulan SPT düzeltmeleri (Youd vd., 2001)	54
Çizelge 2.17	Şev göçmeleri ile ilgili faktör ağırlıklarının belirlenmesi (Kanagawa Bölgesi Yönetimi, 1986)	71
Çizelge 2.18	Şev göçme sınıfının belirlenmesi (Kanagawa Bölgesi Yönetimi, 1986)	72
Çizelge 2.19	Potansiyel şev kaymalarının tehlike sınıflandırması (Mora vd., 1991)	72
Çizelge 2.20	Relatif eğim indeksi (Mora vd., 1991)	72
Çizelge 2.21	Litolojinin etkisi (Mora vd., 1991)	73
Çizelge 2.22	Aylık ortama yağış değerleri (Mora vd., 1991)	73
Çizelge 2.23	Yığılımlı değerleri sınıflandırma (Mora vd., 1991)	73
Çizelge 2.24	Şev kaymalarını başlatan deprem şiddeti(Mora vd., 1991)	74
Çizelge 2.25	Şev kaymalarını başlatan maksimum yağışın etkisi(Mora vd., 1991)	74
Çizelge 3.1	GSHAP projesi kapsamında elde edilen yineleme ilişkileri (GSHAP, 1999)	93
Çizelge 5.1	İnceleme alanı pafta numaraları	116
Çizelge 7.1	Formasyonlar için seçilen G/Gmax ve sönüm ilişkileri	153
Çizelge 7.2	Ssi değerlerine göre bölgeler	159
Çizelge 7.3	Svi değerine göre bölgeler	165
Çizelge 8.1	Yamaç kayması tehlikesi analizinde kullanılan formasyonların kayma mukavemeti açıları (ϕ')	172
Çizelge 8.2	İnceleme alanındaki tüm hücrelere ait Yamaç Kayması Tehlikesi Analizinde Kullanılan Kayma Mukavemeti Açıları (ϕ'), Şev açıları (α) ve %10 ve %40 aşılma olasılığına göre pik yüzey ivmesi (PGA) değerleri	172
Çizelge 8.3	İnceleme alanının KoeriSlope programı kullanılarak %10 ve %40 aşılma olasılığı ile elde edilen güvenlik sayısı (Fs) değerleri	179
Çizelge 9.1	Sınıflama Potansiyel İndeksine Göre Sınıflama Potansiyeli	193

Çizelge 10.1	1894 depremi hasar kayıtları (Lav, 1994)	198
Çizelge 10.2	Eski İstanbul (Fatih-Eminönü ilçeleri) Bölgesi'nde bulunan tarihi yapıların yapım yılları ve hasar seviyeleri (Erdik, vd., 2001)	213

ÖNSÖZ

Bayındırlık ve İskan Bakanlığı tarafından 1996 yılında hazırlanmış olan Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası ülkemiz sınırları içerisindeki deprem tehlikelerini dikkate alarak hazırlanmış 1/1.800.000 ölçekli bir sismik bölgeleme haritasıdır. Bu harita ölçek olarak çok kaba olmasının yanında yerel zemin koşullarının etkisini de dikkate almamaktadır. Oysaki yerel zemin koşullarının deprem karakteristiklerini değiştirdiği ve sıvılaşma, büyütme, yamaç kaymaları ve farklı oturmalar gibi pek çok hasara neden olduğu yapılan pek çok araştırma ile ortaya konulmuştur. Sismik mikrobölgeleme çalışmaları ile incelenen bölgenin zemin koşullarını da dikkate alınmakta ve 1/5000 ile 1/25000 arasında değişen ölçeklerde çok daha detaylı ve gerçekçi mikrobölgeleme haritalarından oluşmaktadır. Bu tez çalışması kapsamında İstanbul'un tarihi, kültürel ve hem de ticari açıdan önemli yerlerinden biri olan Eski İstanbul (Fatih-Eminönü ilçeleri) Bölgesi'nin olacak bir deprem karşısında zemin davranışı açısından değerlendirilmesi yapılmış ve sismik mikrobölgeleme haritaları hazırlanmıştır.

Bu çalışmanın gerçekleştirilmesinde ilk başta değerli Hocam Sayın Prof. Dr. Kutay ÖZAYDIN'a yol göstericiliği, büyük destekleri ve yardımlarından dolayı sonsuz teşekkürlerimi sunuyorum. Yine engin bilgisi ve dinamizmi ile çalışmalarım bana büyük yardımları olan, her zaman bilgi ve tecrübesinden yararlandığım, akademik kariyerimde önemli bir yeri olan hocam, Sayın Prof. Dr. Mustafa YILDIRIM'a teşekkür etmeyi değerliliğimin bir ölçüsü olarak görüyorum.

Mikrobölgeleme konusunda yapmış olduğu çalışmalarla bana ışık tutan, bilgi ve tecrübelerinden yararlandığım ve derslerine katılarak bilgilendiğim Sayın Prof. Dr. Atilla ANSAL'a ve yine bilgi ve tecrübelerinden yararlandığım Sayın Prof. Dr. Sönmez YILDIRIM hocalarıma teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmalarım sırasında her konuda yardımlarını esirgemeyen Sayın Arş. Gör. Pelin TOHUMCU' ya, bilgisayar konusunda destek aldığım Sayın Arş. Gör. Şenol ADATEPE'ye yardım ve desteklerini esirgemeyen Sayın Yrd. Doç. Dr. Mehmet BERİLGİN'e, Sayın Yrd. Doç. Dr. Havva Nur KILIÇ'a, Sayın Arş. Gör. Saadet BERİLGİN'e, Sayın Arş. Gör. Murat TONAROĞLU'na, Sayın Arş. Gör. Niyazi Terzi'ye ve oda arkadaşım Sayın Doç. Dr. Erkan GÖKAŞAN'a teşekkür ederim.

Coğrafi bilgi sistemleri konusunda değerli bilgilerini ve vaktini esirgemeyen Sayın Doç. Dr. Fatmagül BATUK'a ve Sayın Arş. Gör. Melih BAĞARANER'e bu konudaki yardım ve desteğinden dolayı teşekkürler. Teknik bilgisayar desteği konusunda her yardım istediğimde bahanesiz koşan Sayın Öğr. Gör. Dr. Ersun YALÇIN'a teşekkür ederim. Bilgi ve destekleriyle yardımlarını aldığım Sayın Arş. Gör. Karın ŞEŞETİYAN ve Sayın Arş. Gör. Mine DEMİRCİOĞLU'na teşekkür ederim.

Fatih ve Eminönü Belediyesi İmar Müdürlüğü, Demiryolları, Havayolları ve Limanlar Müdürlüğü ve İstanbul Afet Yönetim Merkezi Müdürlüğü tüm çalışanlarına ilçelere ait sondaj ve diğer bilgilere ulaşmam konusundaki yardımlarından dolayı teşekkür ederim.

Canım kızım Aybüke Doğa İNCE ve eşim Osman Erol İNCE'ye anlayışlarından ve desteklerinden dolayı sonsuz teşekkürlerimi sunuyorum. Hayatımda bana olan ilgi ve desteği ile her zaman yanımda olan canım babam Halit AFAT'a en zor zamanlarımda yanımda olduğu ve gösterdiği sabır ve desteğinden dolayı sonsuz teşekkürler...

ÖZET

Bu tez çalışmasında Eski İstanbul (Fatih ve Eminönü ilçeleri) Bölgesi'nin zemin koşulları açısından sismik mikrobölgeleme haritaları hazırlanmıştır. Sismik mikrobölgeleme bölgenin depremselliği ile jeolojik ve faylanma özelliklerinin belirlenmesi ve geoteknik yerel zemin koşullarının etkilerinin belirlenmesi olmak üzere üç aşamadan oluşmaktadır. Geoteknik yerel zemin koşullarının etkisi ise zemin büyütmesi, şev stabilitesi ve sıvılaşma tehlikesi olmak üzere üç kısımda değerlendirilebilmektedir.

İnceleme alanının deprem tehlikesi probabilistik olarak SEISRISKIII (Bender vd., 1987) programı ile GSHAP (1999) çalışmasından yararlanılarak 50 yılda %10 ve %40 aşılma olasılığına göre hesaplanmıştır. Deprem yer hareketini ifade etmek için spektrum uyumlu yarı stokastik bir yöntem kullanan Tarschts (Papageorgiou vd., 2000) programından yararlanılmıştır. İnceleme alanının jeoloji ve faylanma haritaları ile enine kesitleri 125 adet sondaj bilgisi, arazi gözlemleri ve topoğrafik bilgiler ışığı altında hazırlanmıştır. Çalışma bölgesi, 250m*250m'lik hücrelere bölünmüş ve her bir hücre için temsili zemin profilleri jeoloji haritası ve enine kesitlerden yararlanılarak oluşturulmuştur.

Dinamik deprem yükü etkisi altında zemin davranışının analizi için yarı sonsuz tabakalı viskoelastik bir ortamda dalga yayılması esasına dayanarak hazırlanmış olan EERA programı (Bardet vd., 2000) kullanılmış ve zemin yüzünde oluşacak deprem hareketi özellikleri belirlenmiştir. Zemine ait büyütme değerleri ayrıca amprik olarak Midorikawa (1987) eşitliği ile hesaplanmıştır. Bölgenin yamaç kayması tehlikesi Siyahi ve Ansal (1993) tarafından önerilen şev stabilitesi analiz yöntemine göre hazırlanmış KoeriSlope V 1.0 (Fahjan, Y.M. vd., 2003) programı ile değerlendirilmiştir. Sıvılaşma tehlikesi analizi Seed vd., (1984, 1985) tarafından önerilen Geliştirilmiş Basitleştirilmiş Yöntem ile yapılmıştır. Elde edilen veriler Coğrafi Bilgi Sistemi'ne (CBS) aktarılarak inceleme alanının yer sarsıntısı, sıvılaşma tehlikesi ve heyelan tehlikesi haritaları hazırlanmış ve bölgede geçmişte olmuş depremlerde meydana gelen hasarlarla birlikte değerlendirilmiştir. Geçmiş depremlerde oluşan hasarların yer sarsıntısı haritaları ile oldukça uyumlu olduğu, bazı bölgelerde oluşan hasarlarda sıvılaşma etkilerinin katkısının olabileceği sonucuna ulaşılmıştır.

Anahtar kelimeler: Sismik mikrobölgeleme, probabilistik deprem tehlikesi, deprem simülasyonu, dinamik zemin analizi, zemin büyütmesi, sıvılaşma, şev stabilitesi, coğrafi bilgi sistemleri

ABSTRACT

In this study, seismic microzonation maps of Old Istanbul (Eminönü and Fatih Provinces) are prepared in terms of local site effects. Seismic microzonation studies generally involve three stages: the assessment of regional seismicity, identification of geologic structure and fault features, and determination of local geotechnical conditions. The geotechnical local site effects are generally evaluated with respect to soil amplification, landslide hazard and liquefaction potential.

The seismicity of the region is determined for the probabilities of exceedance of 10% and 40% in 50 years with a probabilistic approach, utilizing the studies performed within the scope of GSHAP (1999) project and by using the computer code SEISRISK III (Bender vd., 1987).

For the simulation of earthquake motions, a computer code TARSCETHS (Papageorgiou, A. vd., 2000) which is capable of producing spectrum compatible earthquake time histories is utilized. The detailed geology and the fault maps, and geological sections of the study area are prepared utilizing the data from 125 soil borings, geological observations and topographical features. The study area is divided into 250m*250m cells and representative soil profiles are defined for each cell based on the geology map and cross sections.

The one dimensional behavior of soil layers under earthquake loading is analysed using the computer code EERA (Bardet, J.P et.al., 2000) which is based on the propagation of waves in a viscoelastic halfspace, and the earthquake characteristics at the ground surface are determined for each cell. The soil amplification values for each cell are also computed from equivalent shear wave velocity using the empirical relationship proposed by Midorikawa (1987). The landslide hazard of the region is evaluated using the computer code KoeriSlope V1.0 (Fahjan, Y.M. vd., 2003) which based on the slope stability analysis method proposed by Siyahi ve Ansal (1993). The liquefaction hazard of the region is assessed based on modified simplified procedure recommended by Seed et. al. (1984, 1985). The results of analysis are processed utilizing GIS techniques in order to produce microzonation maps in terms of ground shaking intensity, liquefaction potential and landslide hazard. The microzonation maps produced are compared with the damages that took place in the study area during the past earthquakes. Generally, the damages that occurred during the past earthquakes are observed to be compatible with the ground shaking maps, and it is also concluded that in some regions liquefaction effects, might have contributed to the damage level, whereas no correlation could be established between landslide hazard and earthquake damage.

Keywords: Seismic microzonation, probabilistic earthquake hazard, earthquake simulation, dynamic site response analysis, soil amplification, liquefaction, landslide, geographic information systems

1. GİRİŞ

1.1 Yerel Zemin Koşullarının Deprem Hasarları Üzerindeki Etkileri

Üzerinde bulunduğumuz yeryüzü tamamen sağlam kaya olarak adlandırdığımız masif, homojen ve dalga iletme özelliği her yerde aynı olan bir malzeme ile kaplanmış olsa idi ve depremin yeri ve zamanı tam olarak tespit edilebilseydi, sismik mikrobölgeleme çalışmalarının yapılmasına gerek olmayabilirdi. Oysaki yeryüzünün zemin adı verilen ve kayaçların rüzgar, yağmur, kar v.s gibi dış etkiler sonucunda parçalanması ve taşınması sonucunda yeniden bir araya gelerek oluşturduğu taneli bir yapıyla örtülü olduğu ve bu malzemenin özelliklerinin de bulunduğu yer, oluşum koşulları, gerilme tarihçesi v.s gibi pek çok parametreden etkilenen değişken bir yapıya sahip olduğu bilinmektedir. Bu durumda bir deprem neticesinde ortaya çıkan dalgalar yeryüzüne ulaşana kadar sadece kaya ortamından değil aynı zamanda dalganın genlik ve frekanslarında çok çeşitli değişikliklere neden olabilen bir zemin ortamından da geçmektedir. Aynı deprem dalgasının farklı zemin türlerinde çok farklı şekillerde değişime uğraması sonucu, yapılara gelen deprem kuvvetleri de önemli ölçüde değişebilmektedir. Şekil 1.1’de deprem dalgasının kaynağından yapılara ulaşınca kadar izlediği yol temsili olarak gösterilmiştir. Şekilden de görüldüğü gibi depremler sırasında oluşan yer hareketleri depremi oluşturan kaynağın özellikleri, deprem dalgasının izlediği yol ve zemin tabakalarının özelliklerinden etkilenmektedir. Depremin yapılarımıza ulaşınca kadar izlemiş olduğu bu yolda her aşamada belirtilmiş özellikler gerçeğe yakın olarak tespit edilebilirse bulunan sonuçlar gerçeğe daha yakın olabilecektir.

Depremler sırasında zeminden dolayı ortaya çıkan ve yapıları etkileyen çeşitli zemin problemleri bulunmaktadır. Örneğin, gevşek yerleşimli daneli zeminler yer sarsıntısı sonucu sıkışarak zemin yüzünde toplam ve farklı oturmalara ve böylece taşıdıkları yapılarda büyük yapısal hasarlara neden olabilmektedirler. Yine gevşek yerleşimli daneli zemin tabakalarının suya doymuş olması halinde ise boşluk suyundaki basınç artışı zeminin sıvılaşmasına ve üzerindeki yapıların oturmasına, yatmasına veya batmasına neden olabilmektedirler. Depremler sırasında oluşan dinamik gerilmeler ve boşluk suyu basıncı artışlarının yumuşak kil ve kum tabakalarında büyük toprak kaymalarına ve şev göçmelerine yol açabildikleri de bilinmektedir.

Genel olarak, depremlerden dolayı zemin koşullarının yapısal hasara etkisi şu başlıklar altında toplanabilmektedir (Özaydın, K., 2001):

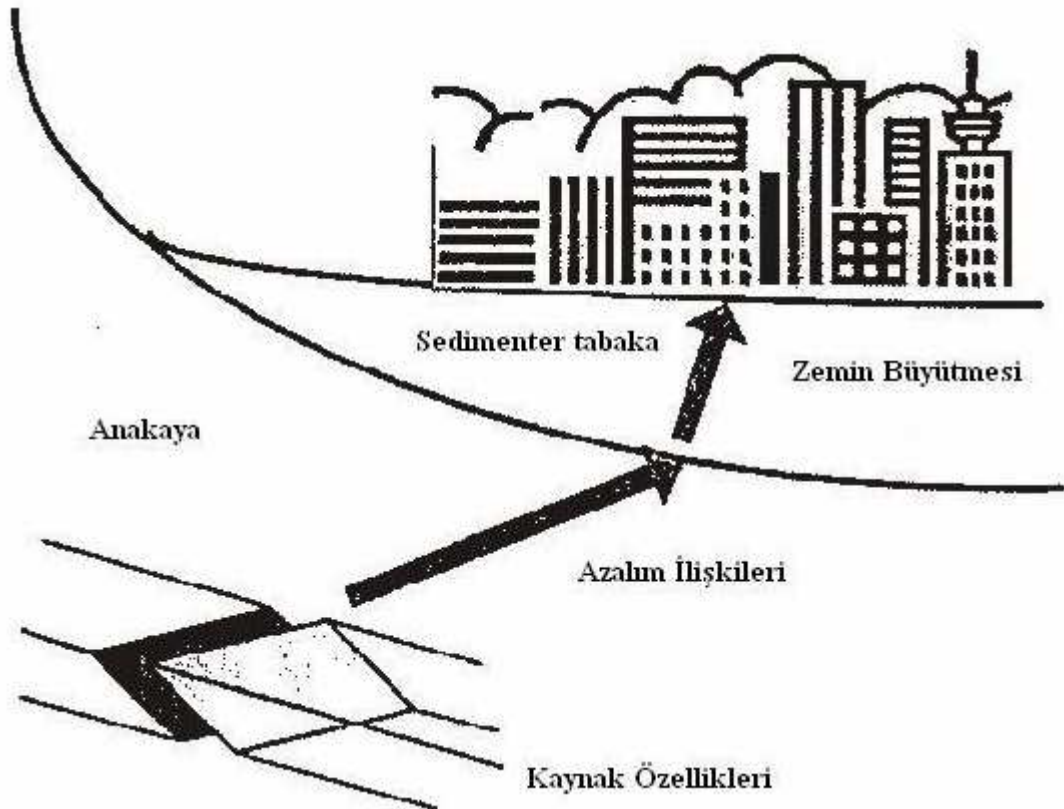
- 1-) Yer hareketleri üzerinde zemin koşullarının etkisi ve büyütme
- 2-) Zemin oturmaları

3-) Zemin sıvılaşması

4-) Toprak kaymaları ve şev stabilitesi

Şekil 1.2’de 17 Ağustos 1999 depremi sonrasında Bolu Dağı otoyolunda gözlenen şev kayması ve otoyola verdiği zarar görülmektedir. Bu resimden de anlaşılacağı üzere depremler esnasında sadece içerisinde yaşadığımız binalar değil aynı zamanda köprü, otoyol, tünel vs. gibi diğer inşaat yapılarının da büyük risk altında oldukları görülmektedir.

Şekil 1.3’de 17 Ağustos 1999 Adapazarı depremi sonrasında zeminden dolayı binada meydana gelen farklı oturmalar gözlenmektedir (Ansal vd., 1999). Şekil 1.4’de sıvılaşma sonucunda siltli zeminin yüzeye doğru çıkması ve Şekil 1.5’de temel tasarımının yetersizliğinden dolayı binanın yana devrilmesi gözlenmektedir. Şekil 1.6’da ise farklı zemin koşullarının bina göçmeleri üzerindeki etkisi görülmektedir (Ansal vd., 1999).



Şekil 1.1 Deprem dalgasının yapılara gelinceye kadar izlediği yol (JICA ve IMM, 2002)



Şekil 1.2 17 Ağustos 1999 Depremi sonrasında Bolu Dağı otoyolunda gözlenen yamaç kayması (Boğaziçi Üniversitesi Sismoloji bölümünden alınmıştır)



Şekil 1.3 Adapazarı'nda farklı oturmalarından dolayı yan yatmış bir bina (Ansal vd., 1999)



Şekil 1.4 Apartmanın garaj kapısının girişinde deprem esnasında siltli zeminin yüzeye fıskırması ve kaldırımın binaya doğru çökmesi (Ansal vd., 1999)



Şekil 1.5 Bina temel derinliğinin yetersiz olması dolayısıyla binanın yan yatması (Ansal vd.,1999)



Şekil 1.6 Adapazarı'nda farklı zemin koşullarının bina göçmeleri üzerindeki etkileri (Ansal vd., 1999)

Yerel zemin koşullarının depremin yol açtığı hasara etkisi yıllardan beri bilinmesine rağmen bu konudaki önemli gelişmeler, son 50 yıl içerisinde aletsel kayıtların alınması ve hesap yöntemlerinin gelişmesi sonucunda olmuştur. Bu konuda ilk önemli bilgiler 1957 San Fransisco depreminde alınan kayıtlarda ortaya çıkmıştır. Ölçümlerde birbirine çok yakın yerlerde alınan kayıtlar arasında bazen birbirinden %100'e varan farklılıklar gözlemlendiği ve bunun nedeninin ölçüm istasyonları altındaki zemin koşullarından ileri geldiği belirtilmiştir. Birbirine yakın istasyonlardaki benzer farklılıklar 1965 Osaka depreminde de gözlemlenmiştir (Özaydın, K., 1982).

Yine 1985 Mexico City depreminde meydana gelen hasar dağılımı, sismik davranış üzerinde yerel zemin koşullarının etkisini açıkça ortaya koymuştur. Genellikle 0.04 g değerinden düşük olan taban kayası pik ivme değerleri, eski bir göl yatağında yer alan kalın kil tabakalarında yaklaşık 5 kat büyümeye maruz kalmış ve periyotları arazi periyoduna yakın yapılarda çok büyük hasarlara yol açmıştır. 1989 Loma Prieta depreminde de hasarın büyük çoğunluğu yumuşak zemin tabakalarının yer aldığı San Fransisco-Oakland bölgesinde meydana gelmiş ve buralarda spektral ivmelerin yakınlardaki kayalık bölgelere göre 2-4 defa büyüdüğü gözlemlenmiştir.

Geçmiş depremlerdeki yapısal hasar gözlemleri ve aletsel kayıtlar yerel zemin koşullarının önemli bir faktör olarak dikkate alınması gerektiğini ortaya koymuştur. Bu nedenle gerek yeni

alanların yerleşime açılmasında gerekse mevcut yerleşim alanlarında sismik tehlikenin belirlenmesinde, zemin koşullarının ve olası bir deprem sırasında zemin koşullarından kaynaklanan etkilerin dikkate alınması gerekmektedir.

1.2 İnceleme Alanının Tanıtılması

Bu tezin konusu olarak seçilen sismik mikrobölgeleme çalışması kapsamında, çalışma alanı olarak tarihi İstanbul Yarımadası'nın (Fatih ve Eminönü İlçeleri) seçilmesine karar verilmiştir. İstanbul, konut sayısı, sanayi yapılaşması ve nüfus yoğunluğu açısından Türkiye'nin ve hatta dünyanın en önemli şehirlerinden birisidir. Bunun bir bölgesi olan tarihi yarımada ise, aynı zamanda çok önemli tarihi yapıların bulunduğu, ticari olarak ülkemizin can damarı olan bir bölgedir. Bölgede geçmişte yaşanmış depremlerde meydana gelen yapısal hasarlar, tarihi kayıtlardan ve yüzyıllardır ayakta kalmayı başarmış tarihi eserlerde oluşmuş hasarların incelenmesi sonucunda ortaya çıkarılmıştır. Böylesine değerli bir bölgenin sismik mikrobölgeleme çalışması yapılarak ileride olabilecek bir depremde meydana gelebilecek hasarların tahmini ve alınabilecek önlemlerin belirlenmesinde zeminle ilgili belirsizliklere açıklık getirilmesi amaçlanmıştır.

Eski İstanbul'un yerleşim alanı nispeten küçük bir yarımada olmasına karşın, farklı zemin profillerinin yakın mesafelerde karşılaştığı bir bölgedir. Örneğin, Fatih Camii kalın kil tabakaları üzerinde yer almakta iken, yakın mesafelerdeki Süleymaniye Camii ayrışmış veya az ayrışmış grovak tabakaları üzerine oturmaktadır. Fatih Camii depremlerde çeşitli derecelerde hasarlar görmüş ve tamir edilmiş olmasına karşın, Süleymaniye Camii hasar görmemiş ve bu bakımdan Muhteşem Süleymaniye adı yakıştırılmıştır (Lav, A., 1994). Bu durumda yerel zemin koşullarının deprem hasarları üzerinde etkili olabileceğinin açık bir örneği olarak düşünülebilmektedir. Fakat Eski İstanbul'da büyük depremlerin sebep olduğu hasarların belirli bazı yerlerde yoğunlaşmasında, yerel zemin koşullarının ne derece etkili olduğunun daha belirgin bir şekilde ortaya konulması gerekmektedir.

Tarihi surlarla çevrili olan ve İstanbul'un batı yakasında yer alan Eski İstanbul (Tarihi Yarımada) Fatih ve Eminönü İlçeleri'nden meydana gelmektedir. Bunlardan Fatih İlçesi yaklaşık 10.6 km²'lik bir alanı kaplamaktadır. İlçe Kuzeyde Haliç, doğuda Eminönü İlçesi, güneyinde Marmara Denizi ve batısında ise Zeytinburnu İlçesi ile çevrilidir. Bina ve nüfus yoğunlu açısından İstanbul'un yoğun yerleşim yerlerinden birisi olan ilçe, tarihsel yapılar açısından da oldukça zengindir. Tarihi eserlerden bazıları Fatih Camii ve Külliyesi, Bozdoğan Kemer, Yedikule Zindanı, Blahernai Sarayı, Fethiye Camii ve Kariye Camii'dir. İlçenin 69 adet mahallesi bulunmaktadır. Bu mahallelerden kapladığı alan ve nüfus yoğunluğu açısından

en büyük olanı ise İmrahor'dur. İlçeye ait bu tez çalışması kapsamında kullanılmış olan 1/5000'lik paftalar ise sırasıyla şunlardır: F21c24b, F21c24c, F21c24d, F21c25d, G21b04a ve G21b04b'dir.

Eminönü ilçesi ise kuzeyden Haliç, güneyden Marmara Denizi, doğudan İstanbul Boğazı, batıdan ise Fatih ilçesi ile çevrilidir. Yüzölçümü 5 km²'dir. İlçe bütünüyle İstanbul kentinin tarihi çekirdeği olan Suriçi'nde yer alır ve merkezi alanın en canlı bölgelerinden birisidir. Bizans, Osmanlı ve Cumhuriyet dönemlerinde cazibesinden hiçbir şey kaybetmeyen ilçe, sınırları içinde çok önemli tarihi ve turistik eser barındırmaktadır. Sadece ülkemizde değil dünyada da eşine az rastlanan bu eserlerden bazıları şunlardır: Sultanahmet ve Beyazıt Meydanları, Dikilitaş, Burmalı ve Örmeli Sütun, Çemberlitaş, Aya İrini Kilisesi, Yerebatan Sarnıcı, Topkapı Sarayı, Süleymaniye, Sultanahmet, Ayasofya, Küçük Ayasofya, Beyazıt, Şehzade, Yeni (Valide), Nuruosmaniye, Laleli Camii gibi camiler, Mısır Çarşısı, Kapalıçarşı, Gülhane Parkı, İstanbul Üniversitesi. İlçenin 35 adet mahallesi bulunmaktadır. İlçeye ait bu tez çalışması kapsamında kullanılmış olan 1/5000'lik paftalar ise sırasıyla şunlardır: F21c25c ve F21c24d'dir.

İstanbul'da Olan Tarihi Depremler (1509, 1766 ve 1894 depremleri)

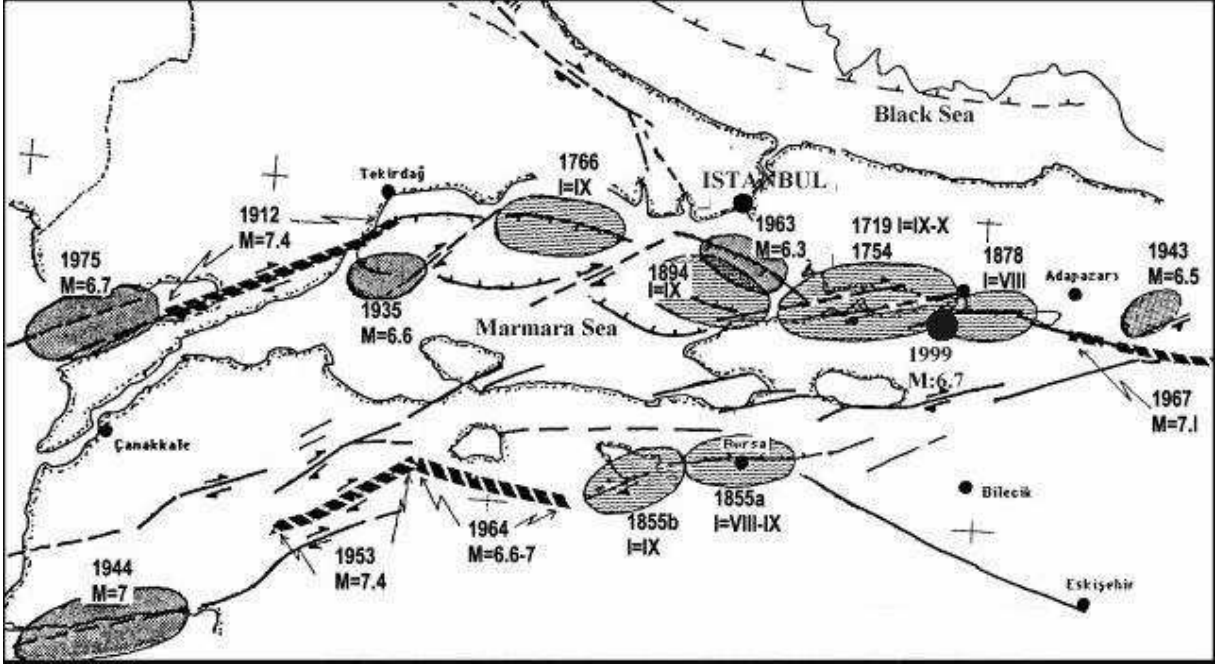
İstanbul' da tarihsel kayıtlar incelendiğinde 325 yılından itibaren 12 şiddetli deprem meydana gelmiştir. Çizelge 1.1'de tarihsel depremler ve şiddetleri gösterilmektedir.

Çizelge 1.1 İstanbul'daki tarihsel depremler (İstanbul Deprem Sempozyumu, 1991)

Tarih	Şiddeti
325	9
427	9
478	9
553	10
865	9
986	9
1344	9
1462	9
1509	9
1659	9
1766	9
1894	10

Buna göre depremler arasındaki en kısa zaman aralığı 47 sene, en uzun zaman aralığı 358 sene ve ortalama zaman aralığı ise 143 sene olarak bulunmuştur. Tarihte adı geçen ve İstanbul'u etkileyen en önemli depremler ise 1509, 1766 ve 1894 depremleridir. Marmara'da

meydana gelen tarihsel depremler Şekil 1.7’de (Barka, 1991) tarafından yapılan çalışmada gösterilmektedir. Bunlardan 1509 depremi, tarihte küçük kıyamet olarak anılmaktadır. Bu depremi tasvir eden bir resim Şekil 1.8’de gösterilmektedir (Ambresseys ve Finkel, 1990).



Şekil 1.7 Marmara’daki tarihsel depremler (Barka, 1991)



Şekil 1.8 Ağaç oyma sanatı ile yapılmış bu resim 10 Eylül 1509 Marmara Denizi depreminin İstanbul’da yaptığı hasarı göstermektedir (Ambresseys ve Finkel, 1990)

Eylül 1509 depremi hemen Adalar önünde oluşmuş ve İstanbul’da büyük hasarlar yapmıştır.

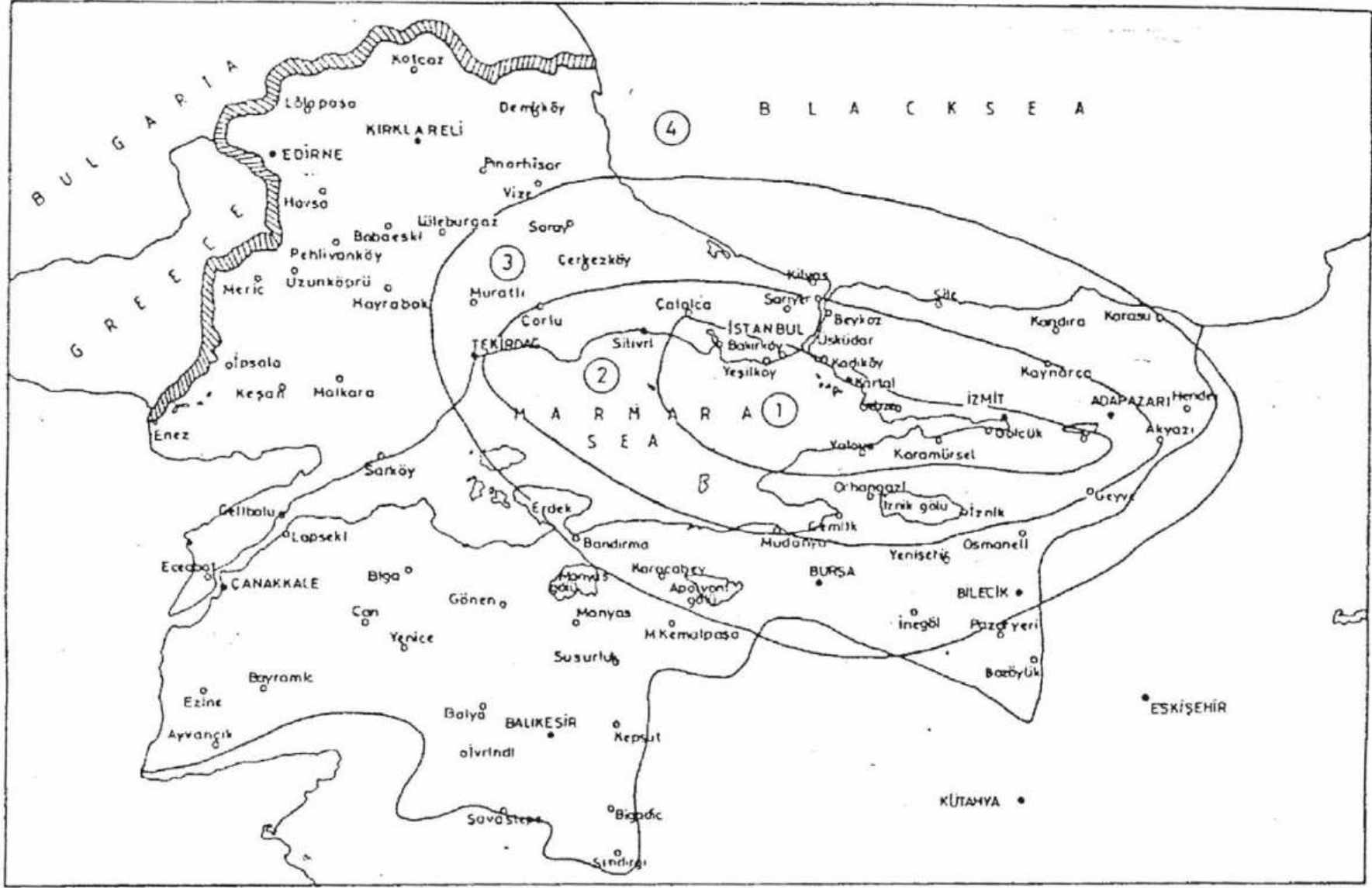
Bu deprem halk arasında Küçük Kıyamet olarak adlandırılmıştır. Küçük kıyametten 257 yıl sonra 1766 Büyük İstanbul Depremi olmuştur. İzmit'ten Gelibolu'ya uzanan ve Marmara Fay Hattı'nı kıran depremde tsunamilerin oluştuğu ve camilerin, Topkapı Sarayı ve anıtların büyük zarar gördüğü yine tarihsel kayıtlardan öğrenilmiştir.

İncelenen süreçler içerisinde olmuş tarihsel depremlerden en iyi bilineni ise 10 Temmuz 1894 depremidir. Depremin episantrının 40.8 gözlemsel enlem ve 29.0 merkez boylam olduğu ve şiddetinin X olduğu kaydedilmektedir (Gündoğdu vd. 1991). Fakat Eginitis (1895) Öztin ve Bayülke (1990) en büyük şiddetin VIII olarak hissedildiğini belirtmişlerdir. Bu deprem sonrasında devrin padişahı Sultan Abdülhamit tarafından depremlerle ilgili inceleme yapması için davet edilen Atina Rasathane Müdürü D. Eginitis elde ettikleri bilgilere göre bir eş şiddet haritası hazırlamışlardır. Şekil 1.9'da Eginitis'in hazırlamış olduğu harita ve Şekil 1.10 ve Şekil 1.11'de ise depremde meydana gelmiş hasarlardan bazıları görülmektedir.

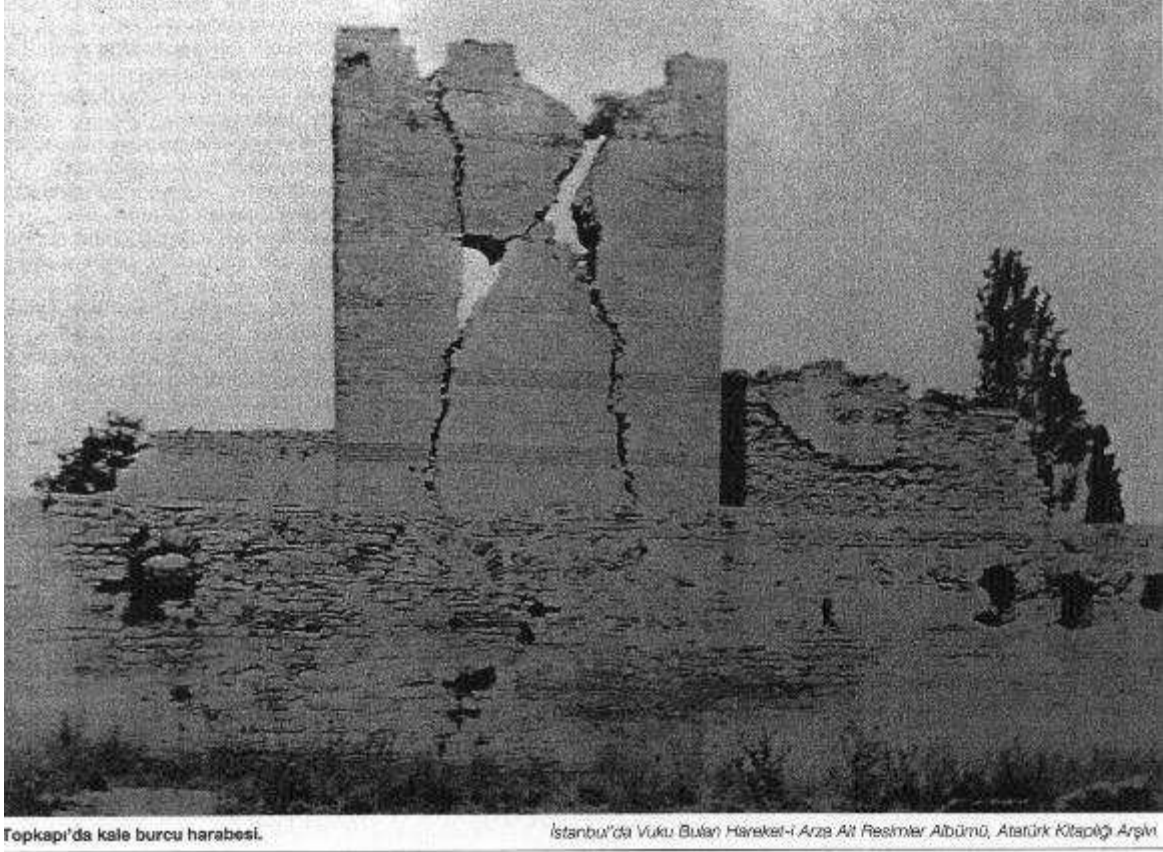
1894 depreminde hasarın önemli kısmının Fatih ve Beyazıt sırtlarında meydana geldiği belirtilmektedir (Barka, A., 1991). Yine Eminönü'nde dolgu malzemesinde bazı göçüklerin meydana geldiği (Eginitis, 1895) ve Kapalıçarşı'nın da yine dolgu zemine oturmasından dolayı büyük hasar gördüğü ve toplam 280 ölüm olayının 135'inin Kapalıçarşı'nın yıkılmasından kaynaklandığı (Öztin ve Bayülke 1990) belirtilmiştir.

Tüm bu çalışmalardan İstanbul'un tarihinde büyük depremler yaşadığı ve özellikle Tarihi Yarımada'da bulunan tarihi eserlerin bu depremlerde yer yer büyük hasarlar gördükleri anlaşılmaktadır.

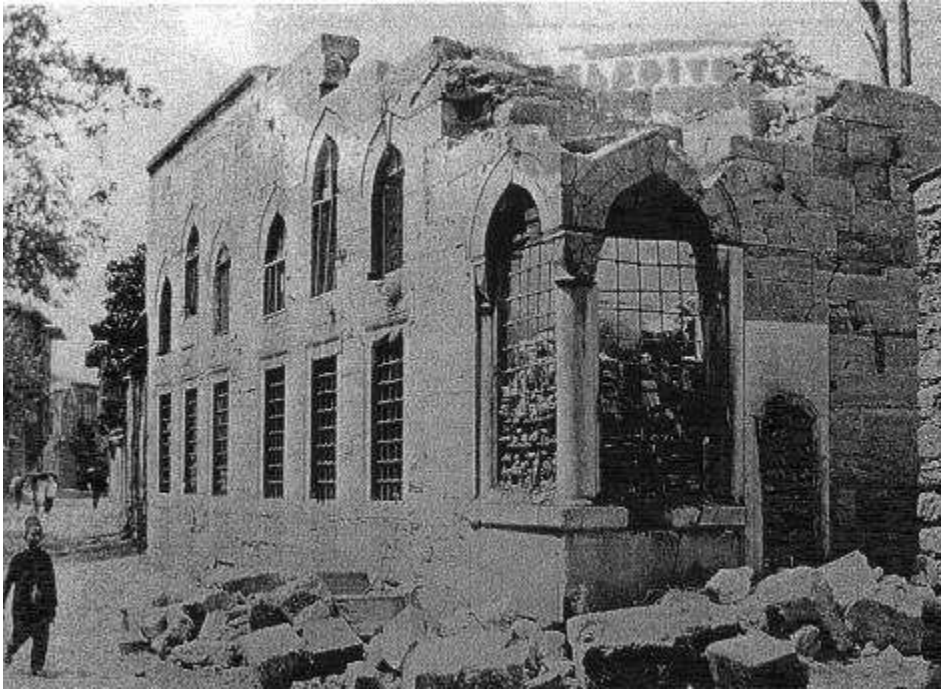
Marmara'da tarihsel depremlerde tarihi yapılarda oluşan hasarlar Erdik, vd. (2001) tarafından bir araya getirilmiştir. Şekil 1.12'de 3 boyutlu olarak elde edilen veriler gösterilmiştir. Bu veriler tez çalışması kapsamında elde edilen sonuçların değerlendirilmesi aşamasında kullanılmıştır.

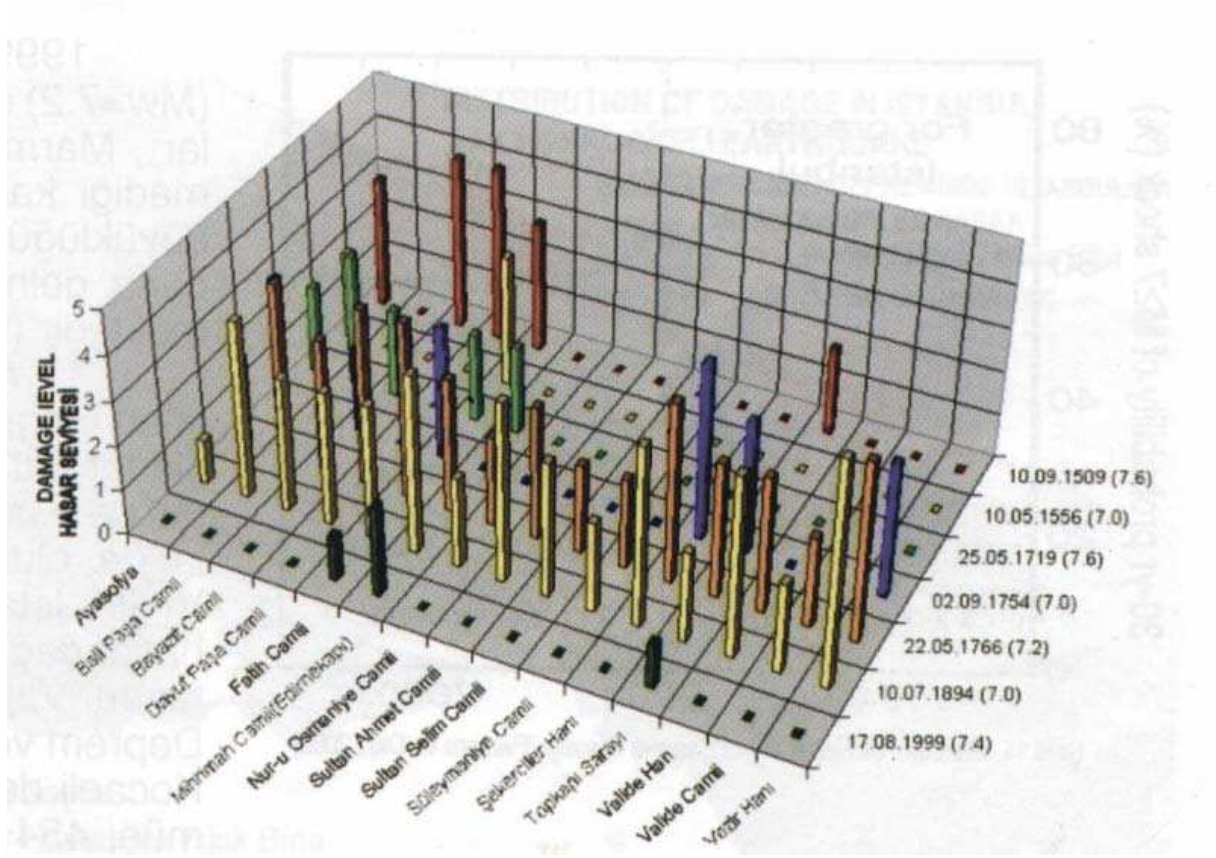


Şekil 1.9 İstanbul’da meydana gelen 1894 Depremi eş şiddet eğrileri (Eginitis, 1895)



Şekil 1.10 İstanbul'da meydana gelen depreme ait resim (Atatürk Kitaplığı Arşivi)





Şekil 1.12 İstanbul'un tarihi yapılarında deprem hasarı (Erdik, vd., 2001)

2. ZEMİN DAVRANIŞI AÇISINDAN SİSMİK MİKROBÖLGELEMENİN TEMEL İLKELERİ

2.1 Sismik mikrobölgeleme

Sismik mikrobölgeleme konusunda literatürde pek çok tanım bulunmaktadır. Sharma ve Kovaks (1980) sismik mikrobölgelemeyi sismik etkiye maruz kalan bölgelerde zemin davranışı etkilerinin değişimi olarak modellerken, Nigg (1982) ise sismik mikrobölgelemenin amacının depremden sonra hasarı en aza indirgeyebilecek doğru plan ve politikaların uygulanması için riskli bölgelerin küçük parçalara bölünmesi olarak tanımlamışlardır. Levson vd. (2000) Kanada'nın güney sahillerinde yapılan büyüme, sıvılaşma ve şev kayması tehlikesi haritalarının bölgesel acil durum planlarının geliştirilmesi, arazi kullanımının planlanması ve ekonomik olarak zararların tahmin edilmesinde kullanılmasının uygun olduğu fakat noktasal olarak arazi değerlendirilmesinde uygun olmayacağını belirtmektedirler.

Sismik mikrobölgeleme, olumsuz deprem etkilerinden zemin açısından farklı oranda etkilenebilecek bölgelerin belirlenmesidir. Sismik bölgeleme ise, deprem tehlikesinin geniş bir bölge ya da ülke çapında dağılımını dikkate almaktadır. 1/1.800.000 ölçekli Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası bir sismik bölgeleme haritasıdır ve genel olarak yerleşimin planlanmasında kullanılabilir. Fakat, bina tasarımı için zeminle alakalı ivme parametrelerinin belirlenmesi konusunda yetersiz kalmaktadır. Çünkü zemin koşulları bölgesel olarak çok değişkenlikler gösterebilmekte ve bu durumda Türkiye Deprem Şartnamesinde tanımlanmış olan 4 tip zemin için verilen ivme tasarım spektrumları her zaman için geçerli olmamaktadır. Bu nedenle sismik mikrobölgeleme yapılarak zemin koşullarının etkisinin gerçekçi bir şekilde ifade edilmesi gerekmektedir.

Bu tez çalışması Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü yönetiminde DRM projesi kapsamında hazırlanmış olan sismik mikrobölgeleme şartnamesindeki kriterler temel alınarak hazırlanmıştır (MERM, 2003). Yöntemin esaslarından bu bölümde bahsedilmeden evvel sismik mikrobölgeleme konusunda daha önce yapılmış olan çalışmalardan bahsedilerek konunun daha iyi açıklanması amaçlanmaktadır.

Sismik Mikrobölgeleme İle İlgili Daha Önce Yapılmış Bazı Çalışmalar

Tarihte insanın kaydettiği ilk şiddetli deprem kaydı 1940 yılında El Centro'da alınmıştır (Ohsaki, 1979). Daha öncesinde ise bir deprem olduğunda ivme sismografları olmadığı için kuvvetli yer hareketi kayıt edilememiştir. Aletsel döneme geçilmeden evvel deprem olayını tanımlamak amacıyla halen de kullanılan şiddet kavramı kullanılmaktaydı. Fakat bu kavram çok göreceli bir ifade olduğu için ortak bir görüş belirtilmesi oldukça zordu. Aletsel döneme

geçilerek depremlerin kayıtları alınmaya başlandıktan sonraki yıllarda deprem konusunda daha hızlı bir gelişme meydana gelmiştir. Sismik mikrobölgeleme ile alakalı olarak yapılan çalışmaların başlangıcı bundan yaklaşık 40 yıl öncesine dayanmaktadır. Sismik mikrobölgeleme ile ilgili ilk konferans Amerika'da Washington eyaletinde 1972 yılında gerçekleştirilmiştir.

Sismik mikrobölgeleme çalışmalarının büyük çoğunluğu deprem tehlikesi açısından yüksek risk taşıyan yerlerde yapılmıştır. Abeki vd. (1995) Japonya'nın küçük bir şehri için zeminin dinamik özelliklerine bağlı olarak hazırladıkları bir sismik mikrobölgeleme haritası yapmışlardır. Çalışmanın birinci aşamasında yüzey altı zemin koşulları sondaj verilerine dayanarak sınıflandırılmış, ikinci aşamasında çoklu yansıma teorisi kullanılarak zemin titreşim iletkenlik katsayısı belirlenmiş, üçüncü aşamada ise çalışma alanı 200m*200m hücrelere ayrılarak mikrotremor ölçümleri yapılmış ve hakim periyotlar ve spektral oranlar sabit bir ölçüm noktasına göre hesaplanmıştır. İlave olarak, küçük bir deprem sonrasındaki arazi inceleme sonuçları, şehrin izo-sismik haritasının oluşturulmasında kullanılmıştır. Sonuçta titreşim iletkenlik katsayıları, büyütme faktörü ve ikinci adımda bulunan spektrumlar arasındaki benzerliğe dayanarak başlangıçta tanımlanan 34 zemin türü 5'e indirilerek sismik mikrobölgeleme haritalarında sunulmuştur. Lungu vd. (2000) Bükreş şehrinin sismik mikrobölgeleme çalışmasını yapmışlar ve sismik mikrobölgeleme çalışmasını sırası ile 1977, 1986 ve 1990 depremleri esnasında şehirde kaydedilen 17 adet 3 boyutlu kayıtlara ve sismik istasyonların etrafındaki zemin tabakalarının karakteristiklerine dayandırmışlardır. Efektif pik ivme ve tepki spektrumu periyodunun görüntülenmesinde CBS teknolojisinden yararlanmışlardır. Ansal, vd. (1997) Afyon ili Dinar İlçesi'nin zemin büyütme özelliğine göre sismik mikrobölgelemesini yapmışlardır. Bu amaçla bölgede SPT, CPT ve PS logging deneyleri yapmışlardır. Zemin büyütme ve periyot özelliklerinin belirlenmesi için geniş çapta mikrotremor ölçümleri yapmışlar ve elde edilen geoteknik veriler ve idealleştirilen zemin profilleri kullanılarak zeminlerin dinamik davranışı Shake programı kullanılarak analiz edilmiştir. Elde edilen sonuçları görüntülenmesinde CBS teknolojisinden yararlanmışlardır. Yine Ansal vd. (2000) İstanbul ili Bağcılar ilçesinin sismik mikrobölgeleme çalışması çerçevesinde sismik tehlikenin ve tasarım deprem parametrelerinin belirlenmesi amacıyla, Bağcılar İlçesi'nin etrafındaki 100 km yarıçaptaki bir bölge içindeki tekil kaynak bölgelerini seçmiş ve olasılıksal değerlendirme yöntemleri kullanılarak 50 yıllık bir yapı ömründe %10 aşılma olasılığı için $M=7,3$ 'lük bir depremin olabileceği sonucuna varmışlardır. Diğer yandan ilçedeki önemli yapılar için daha küçük bir aşılma olasılığı seçilmiş ve %5 aşılma olasılığı için $M= 7.8$ olarak bulunmuştur. Anakaya seviyesindeki en büyük ivme, Ambrasseys (1995)

tarafından Avrupa için geliştirilmiş azalım ilişkisinin Ansal (1998) tarafından Türkiye için yeniden değerlendirilen ilişkisi ile bulunmuştur. Yerel jeolojik koşullar, arazi ve sondaj çalışmalarından elde edilen bulgular ışığında detaylı olarak değerlendirilmiş ve detaylı jeoloji haritası çıkartılmış ancak jeolojik birimlerin kendi içlerinde çok homojen olmadıkları görüldüğünden bölgenin geoteknik özellikleri de araştırılmış ve Türkiye Deprem Bölgeleri Şartnamesi'ne göre ilçenin zemin sınıflandırma haritası yapılmıştır. Zemin büyütmesi ve hakim periyodunun bulunması için 500 m aralıklarla mikrotremor kayıtları alınmış ve spektral ivme ile zemin hakim periyodu değişimlerinin birlikte değerlendirilmesi ile sismik mikrobölgeleme haritaları elde edilmiştir. Marinou vd. (2001) Atina kentinin sismik mikrobölgelemesini şehrin hasar gören kısımlarındaki zemin koşullarını sismik riske göre sınıflandırarak yapmışlardır. Zemin koşullarının değerlendirilmesinde geoteknik verilerin eksikliği nedeniyle Yunan sismik yönetmeliği verileri kullanılmıştır. Bu şekilde zemin kategorileri oluşturularak bir haritalama yapılmıştır. Bu şekilde önerilen bölgeleme haritası, yerel hasar haritası ve sismik zemin davranış analizleri olmak iki şekilde kontrol edilmiştir. Hasar ile karşılaştırmada bölgeler arasındaki sınırların genellikle farklı hasara sahip alanlar arasındaki sınırlar ile çakıştığı gözlenmiştir. Yapılan dinamik analiz sonuçlarının ise zemin koşullarının jeolojik özellikleri dikkate alınarak yapılan sınıflandırma ile uyumlu sonuçlar verdiğini ifade etmişlerdir.

Sismik mikrobölgeleme özellikle 1985 Mexico ve 1989 Loma Prieta Depremleri'nden sonra artarak kullanılmaya başlanmıştır. Bu konudaki çalışmalara yardım teşkil etmesi açısından 1985 yılında Uluslararası Zemin Mekaniği ve Temel Mühendisliği (ISSMFE) tarafından yetkilendirilen Deprem Geoteknik Mühendisliği Teknik Komitesi (TC4) tarafından 1993 yılında "Sismik Geoteknik Tehlikelerin Bölgelemesi El Kitabı" hazırlanmıştır (Manual For Zonation On Seismic Geotechnical Hazards, 1993). Kitapta genel olarak Zemin Büyütmesi, Sıvılaşma ve Şev Stabilitesi olarak 3 temel geoteknik olaya göre sismik mikrobölgelemenin yapılma esasları 1., 2. ve 3. derece olmak üzere genelden detaylandırılmışa kadar ifade edilmiştir. Aşağıda sırası ile bu aşamalardan kısaca bahsedilecektir.

2.1.1 Birinci Derece: Genel Bölgeleme

1. derece bölgelemenin ilk adımı, bölgeye ait depremle alakalı tarihi dökümanlar, yayınlamış raporlar ve diğer ulaşılabilecek tüm bilgilerin derlenmesi ve yorumlanmasına dayanmaktadır. Lokal yer hareketlerinin bölgelemesi için, aletsel olarak izlenmiş deprem bilgilerinden de yararlanılabilmektedir. Bu bilgi katalogları dünyanın hemen tüm alanları için yakın geçmişte olmuş büyük depremler için elde edilebilmektedir. Geçmiş deprem bilgileri, sismik kaynak bölgelerinin kaba bir şeklini çizmekte ve gelecek depremlerin sıklığı ve magnitüdlerinin

değerlendirilmesinde kullanılabilmektedir. Varolan bu yer hareketi verileri ile zayıf korelasyonlar kullanılarak yer hareketi için ilk haritalar üretilebilmektedir.

Yine varolan jeolojik ve jeomorfolojik haritalar, potansiyel zemin göçmelerinin tespit edilmesinde kullanılabilecek önemli kaynaklardır. Yine bölgede büyük inşaat projeleri için yapılmış olan arazi araştırma raporları da bölgenin jeolojik ve zemin durumları hakkında bilgi edinilmesinde kullanılabilmektedir. Farklı tehlike seviyeleri ile bölgesel jeoloji ve jeomorfolojinin korelasyonu ile, şev stabilitesi ve sıvılaşma tehlikesi için haritalar hazırlanabilmektedir. Bu tip bölgeleme haritalarının kalitesi, verilerin kalitesine bağlı olarak belirgin bir şekilde değişebilmektedir. Bölgelemenin bu seviyesinde haritalarda kullanılan ölçek genellikle 1:1000.000 ile 1:50.000 arasındadır.

2.1.2 İkinci Derece: Ayrıntılı Bölgeleme

1.derece bölgeleme haritalarının kalitesi, çok yüksek olmayan maliyetlerle, ilave veri kaynaklarının eklenmesi ile gözle görülür bir şekilde iyileştirilebilmektedir. Örneğin; hava fotoğrafları, bölgenin jeolojik durumu ve fay yapısının daha iyi tanımlanmasına yardım edebilmektedir. Bazı durumlarda, daha eski fotoğraflar eğer bölge kentleşme gelişmesini önceden tamamlamışsa, lokal jeolojik birimlerin yapısını anlamak için daha faydalı olabilmektedir. İlave arazi çalışmaları, lokal yer hareketi büyütmesi, şev stabilitesi potansiyeli ve sıvılaşma duyarlılığı ile ilgili olarak jeolojik birimlerin tanımlanmasında yararlı olabilmektedir. Valilikten, yerel yönetim veya devlet kuruluşlarından veya özel şirketlerden alınan geoteknik mühendislik raporları, arazi ve laboratuvar test sonuçları ilave arazi bilgisi sağlayabilmektedir. Bölgede yaşayan yerel sakinler, geçmiş depremde meydana gelmiş sıvılaşma ve şev kaymaları hakkında detaylı bilgiler verebilmektedir. Mikrotremor ölçümleri de arazinin statigrafisi veya yer hareketinin büyütme karakteristiklerinin daha detaylı bilgisinin elde edilmesinde kullanılabilmektedir. Bu bölgeleme yaklaşımı makul maliyetlerle gerçekleştirilebilmektedir. Elde edilen harita ölçekleri 1/10.000 ile 1/100.000 arasında değişebilmektedir.

2.1.3 Üçüncü Derece: Kapsamlı Bölgeleme

Ölçek aralığının 1/25.000 ile 1/5000 arasında değiştiği, oldukça detaylı olan bu bölgeleme seviyesinde ilave arazi araştırmalarına ihtiyaç duyulabilmektedir. Bu tip arazi araştırmalarından elde edilen sonuçlar, büyütme, şev stabilitesi ve sıvılaşma analizleri için bilgisayar programlarında değerlendirilmektedir. Detaylı bir arazi araştırması gerektiren bu bölgeleme maliyet açısından oldukça pahalı olmaktadır. Bu nedenlerle tehlike potansiyelinin oldukça yüksek olduğu yerlerde bu tip bölgeleme yapılması uygun olmaktadır.

Geoteknik deprem mühendisliğinde 3 tip geoteknik olayı için 3 derecede yapılacak değerlendirmeler ve yararlanılabilecek veriler Çizelge 2.1’de özetlenmiştir.

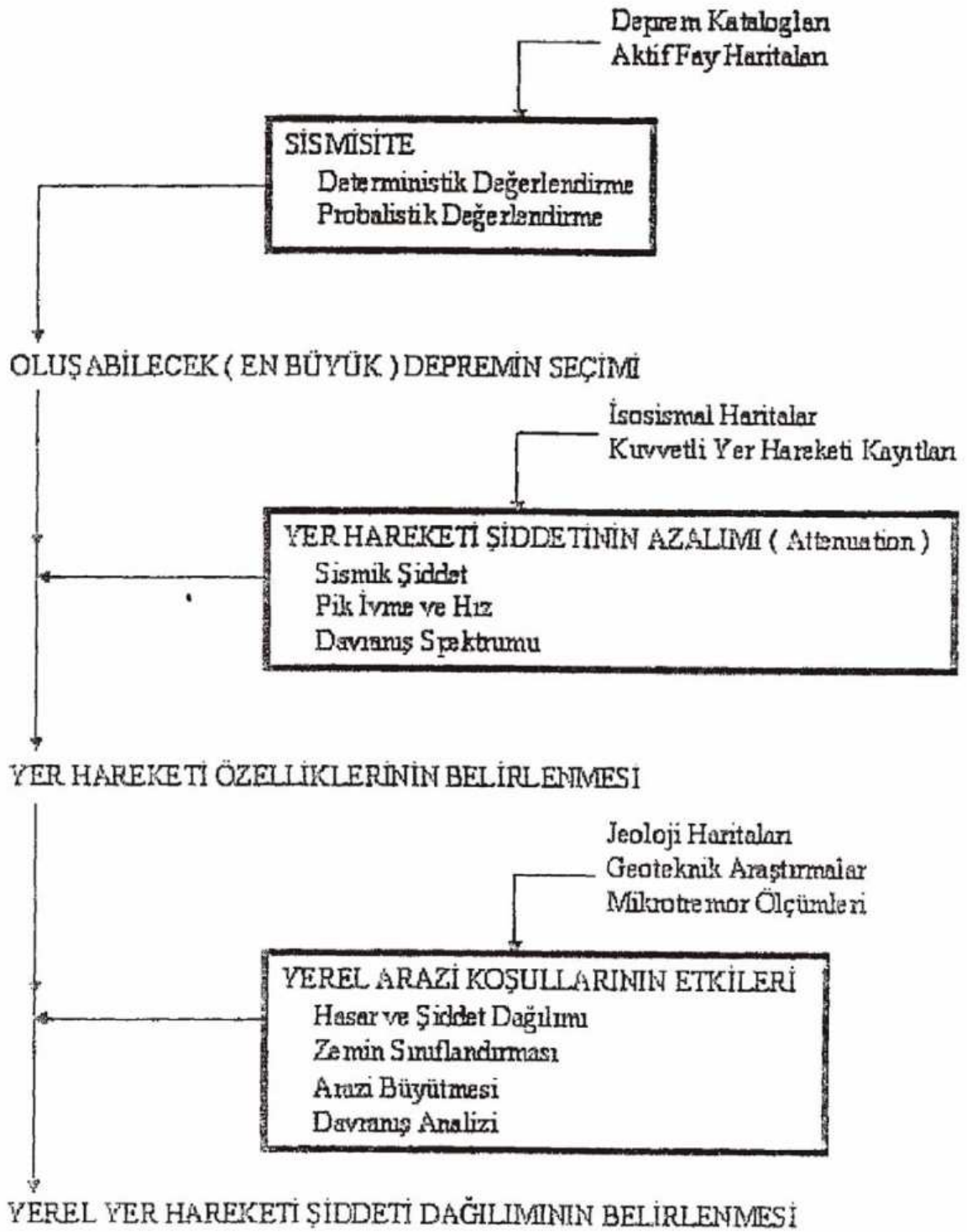
Çizelge 2.1 Bölgelemenin 3 aşaması için kullanılacak veriler (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993)

	1.Derece Sismik mikrobölgeleme (Genel Bölgeleme)	2.Derece Sismik mikrobölgeleme (Ayrıntı Bölgeleme)	3.Derece Sismik mikrobölgeleme (Kapsamlı Bölgeleme)
Zemin Büyütmesi	- Tarihi Depremler - Bölgenin jeolojik ve tektonik yapısını gösteren haritalar - Bölge halkı ile görüşmeler	- Geoteknik İncelemeler - Mikrotremor Ölçümleri	- Detaylı geoteknik incelemeler - Zemin davranışının analizi - Zemin tabakalarının 1 ve 2 boyutlu analizi
Şev Stabilitesi	- Tarihi depremler - Bölgenin jeolojik ve tektonik yapısını gösteren haritalar - Bölge halkı ile görüşmeler	- Hava fotoğrafları ve uzaktan algılama - Arazi çalışmaları - Bölgenin hidrolojik özellikleri ve bitki örtüsü	- Detaylı geoteknik incelemeler - Şev stabilitesi analizleri
Sıvılaşma	- Tarihi Depremler - Bölgenin jeolojik ve tektonik yapısını gösteren haritalar - Bölge halkı ile görüşmeler	- Hava fotoğrafları ve uzaktan algılama - Arazi çalışmaları - Bölge halkı ile görüşmeler	- Detaylı geoteknik incelemeler - Sıvılaşma analizleri
Harita Ölçeği	1/1000000-1/50000	1/100000-1/10000	1/25000-1/5000

2.2 Yer Hareketi Özelliklerine Göre Bölgeleme

Sismik mikrobölgeleme çalışmalarının ilk aşaması, incelenen bölgenin deprem tehlikesinin araştırılarak deprem riski açısından değerlendirildiği aşama olmaktadır. Bölgesel olarak deprem tehlikesinin belirlenmesi aşamasından sonra bölgede oluşacak deprem pik ivme dağılımının hesaplanmasında azalım ilişkilerinden yararlanılmaktadır. Bölgeleme çalışmalarında üçüncü aşama ise yerel zemin koşullarının yer hareketi üzerindeki etkilerinin araştırılmasıdır. Bu aşamada, çalışmanın hassaslığı eldeki verilerin doğruluğu, yeterliliği ve yeni yapılacak arazi ve laboratuvar çalışmalarının maliyetine bağlı olarak değişebilmektedir.

Genel olarak yer hareketi özelliklerine göre bölgeleme yapılmasında takip edilmesi gereken yol Şekil 2.1’de bir akış şeması ile özetlenebilmektedir.



Şekil 2.1 Yer sarsıntısı etkilerine göre bölgeleme yapılmasında izlenen akış şeması (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993)

Yer hareketinin bölgesel değişimini belirlemekte kullanılan yöntemler kapsam açısından giderek daha çok veri gerektirmelerine ve doğruluk açısından giderek daha güvenilir sonuçlar vermelerine göre üç derecede incelenmektedir (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical

Hazards, 1993). Aşağıda sırası ile zemin büyütmesi, sıvılaşma ve şev stabilitesi için bu 3 derece yöntemlerden bahsedilecektir.

2.2.1 Birinci Derece Yöntemler

Birinci aşama bölgelemede, bölgesel sismisite ve aktif fay mekanizmaları da dikkate alınarak hazırlanan sismik tehlike haritaları, yer hareketi şiddet azalımı haritaları ve yerel zemin etkileri (ki bunlar yüzeysel jeoloji haritası ile hasar ve tehlike araştırmalarının yapıldığı haritalardan meydana gelmektedir) haritaları kullanılmaktadır.

2.2.1.1 Sismik Tehlike Haritaları

Öncelikle incelenen alanın sismisitesini tanımlamak için bölgedeki kuvvetli yer hareketi potansiyelinin tespit edilmesi gerekmektedir. Kuvvetli yer hareketi tahminleri, sismik hareketten dolayı önemli bir büyütmenin olmadığı sert zemin ya da yüzeye çıkmış kaya referans alınarak yapılmaktadır. Lokal ya da bölgesel sismoloji, varolan sismolojik ve bölgesel veriler kullanılarak değerlendirilebilmektedir. Sismolojik veriler, bölgeye ait aletsel deprem katalogları ve tarihsel (ama aletsel olmayan) deprem verilerinden elde edilebilmektedir. Her iki tip veri, National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, 1978; Ganse ve Nelson, 1981) tarafından tüm dünya da olan depremler için derlenmiş ve yayınlanmıştır. Jeolojik veriler ise, hemen hemen tüm alanlar için elde edilebilen aktif fay haritalarıdır. Şekil 2.2’de Japonya için hazırlanmış olan 3 farklı sismisite haritası gösterilmektedir.

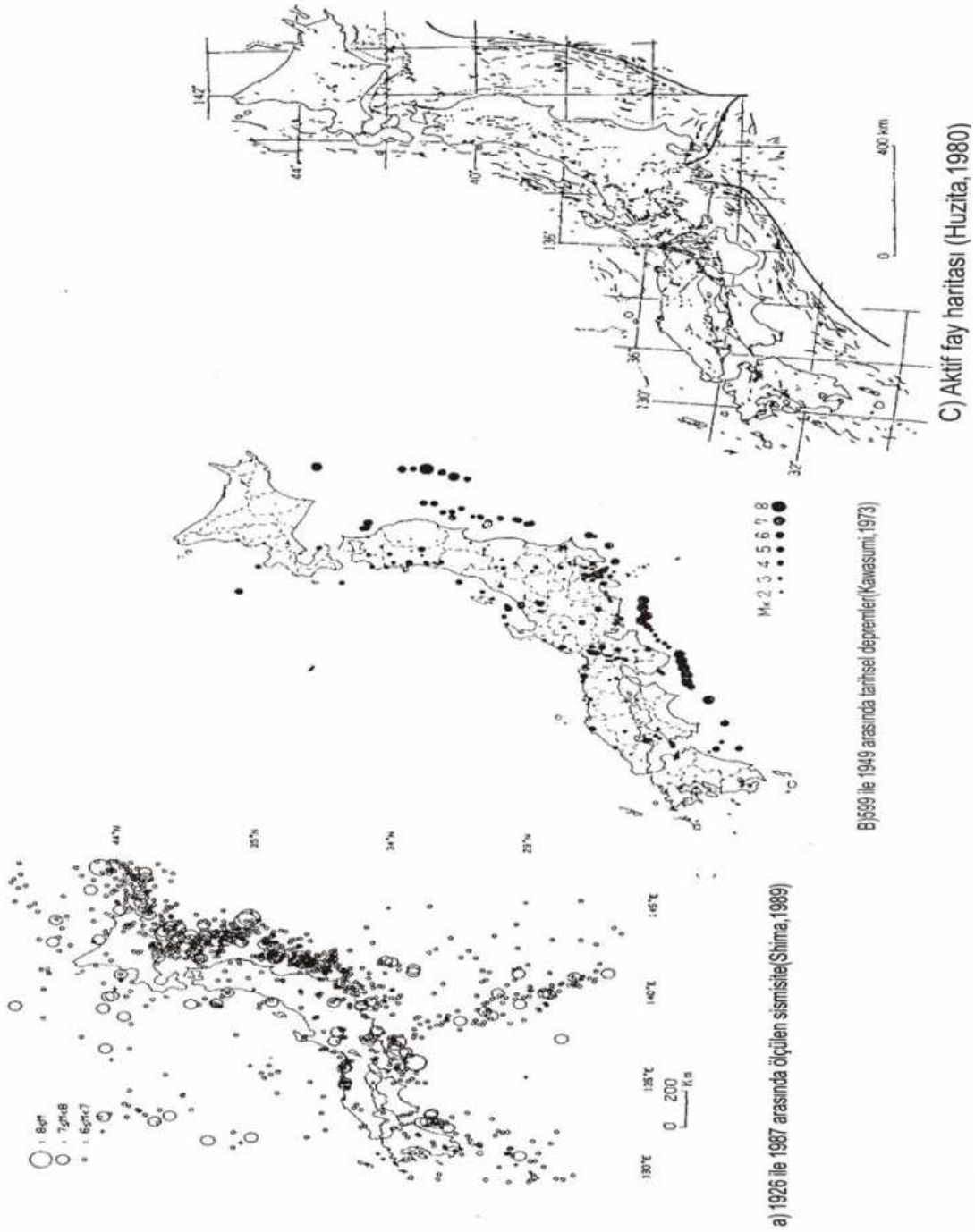
Tarihsel depremlerin yerleri ve magnitüd değerleri, aletsel deprem kayıtları kadar güvenilir olmasa da, tarihsel depremler aletsel depremlerden çok daha uzun periyotlar için sismisite bilgisi üretmekte kullanılabilmektedir. Her iki kaynaktan elde edilen verilerin doğruluğu ve güvenilirliğinin 3. derece bölgeleme yapılırken çok daha detaylı bir şekilde araştırılarak ortaya konulması gerekmektedir.

Jeolojik fay haritaları, özellikle tarihsel deprem kayıtlarının sınırlı sayıda olduğu alanlarda sismolojik potansiyeli değerlendirmede önemli olmaktadır. Jeolojik veriler genellikle fayın kayma hızı, yinleme aralığı, en son sismik aktiviteden sonra geçen zaman, her sismik aktivitede meydana gelen yerdeğiştirme miktarı ve fay geometrisinden meydana gelmektedir. Bu bilgiler, olabilecek maksimum depremin tespit edilmesi ve deprem yinleme modellerinin kurulması (Schwartz, 1988) gibi uzun süreli deprem potansiyelinin tespit edilmesinde kullanılmaktadır.

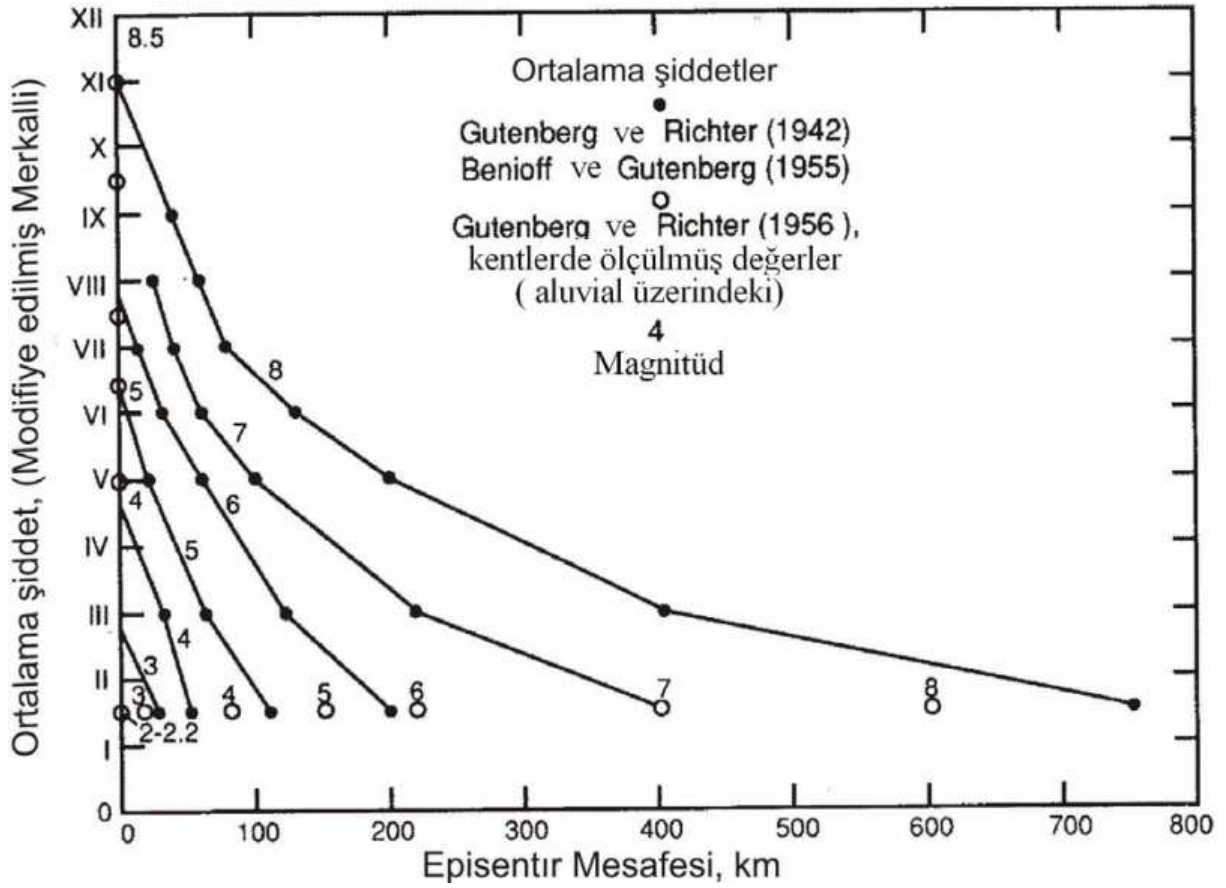
2.2.1.2 Yer Hareketi Şiddet Azalımı Haritaları

Yer hareketinin şiddetinin azalımı, muhtemel kuvvetli yer sarsıntısının tespitinde önemli bir

rol oynamaktadır. Sismik şiddete dayanan azalım ilişkileri, tarihsel depremlerin eş şiddet dağılımları kullanılarak geliştirilebilmektedir. Örneğin Güney Kaliforniya verilerinden elde edilen azalım ilişkileri Şekil 2.3'de gösterilmektedir. Azalım ilişkileri ile ilgili diğer bazı örnekler ise Çizelge 2.2'de verilmiştir.



Şekil 2.2 Japonya için hazırlanmış olan 3 farklı sismisite haritası (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993)



Şekil 2.3 Modifiye edilmiş Merkalli şiddetine göre azalım ilişkileri (Barosh, 1969)

Çizelge 2.2 Sismik şiddet için önerilmiş bazı azalım ilişkileri (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993)

Araştırmacılar	Eşitlikler
Evernden vd., (1973)	$I_{MM}=10.8+1.05*M-6*\log (X+25)$
Crespellani vd.,(1991)	$I_{MM}=8.6+1.48*M-6.4*\log (d+14)$
Kawasumi, (1951)	$I_{JMA}=-0.3+2*M-4.6*\log d-0.0018d$ $(d>100km)$ $I_{JMA}=-4.0+2*M-2.0*\log X-0.0167X$ $(d<100km)$

Burada I_{MM} ; Modifiye Merkalli Şiddeti, I_{JMA} , Japon Meteoroloji Dairesi Şiddeti; X, hiposantır uzaklığı (km); d, episantır uzaklığı (km) olmaktadır.

Dünyanın farklı bölgelerinde uygulanmış farklı şiddet skalaları bulunmaktadır. Kuzey ve Güney Amerika ve Batı Avrupa, Çizelge 2.3’de gösterildiği gibi Modifiye Merkalli Şiddet

skalasını kullanmaktadır (www.yapiworld.com/deprem'den alınmıştır).

Çizelge 2.3 Modifiye Merkalli şiddet skalasının tarifi (Richter, 1958)

Şiddeti	Tanımı
I	Hissedilmez
II	Ancak yüksek binaların üst katındaki kişilerce hissedilebilir
III	Binaların içindeki insanlar tarafından hissedilir. Asılı cisimler hareket eder. Dışardakiler tarafından hissedilmez
IV	İçerideki çoğu kişi hisseder, pencereler, kapılar titrer. Büyük bir kamyonun binaya çarpma etkisine benzer bir etki hissedilir. Dışarıda az kişi hisseder, park etmiş arabalar birbirine vurabilir.
V	Herkes hareketi hisseder. Uyuyanlar uyanır. Kapı ve pencereler çarpar. Tabaklar kırılabilir. Duvara asılı resimler hareket eder. Küçük cisimler devrilir. Ağaçlar sarsılır. Açık kaplardaki sıvılar dökülebilir.
VI	Herkes tarafından hissedilir. Yürümek güçtür. Raflardaki cisimler yere düşer. Duvardaki resimler aşağı iner. Mobilyalar hareket eder. Sıva duvarlar çatlayabilir. Ağaç ve çalılar sarsılır. Kötü inşa edilmiş binalarda az hasar meydana gelse de taşıyıcı sistemde hasar meydana gelmez.
VII	Ayakta durulması güçtür. Arabalar sarsılır. Bazı mobilyalar kırılabilir. Gevşek yapı elemanları binalardan düşebilir. İyi inşa edilmiş binalarda az hasar oluşurken, düşük kaliteli yapılarda kayda değer hasar meydana gelebilir.
VIII	Sürücüler direksiyon hakimiyetini kaybedebilir. Zemine iyi sabitlenmemiş yapıların temelleri yer değiştirebilir. Kaliteli yapılarda az hasar olurken, kalitesiz yapılarda ciddi hasar meydana gelir. Ağaçların dalları kırılabilir. Yamaçlarda çatlaklar meydana gelebilir. Kuyulardaki su seviyesi değişebilir.
IX	İyi inşa edilmiş binalarda kayda değer hasar görülebilir. Zemine sabitlenmemiş yapılar temellerinde ayrılabilir. Zeminde çatlaklar meydana gelir. Rezervuarlarda ciddi hasar oluşur
X	Binaların çoğu hasar görür. Bazı köprüler yıkılabilir. Barajlar ciddi hasar görür. Büyük heyelanlar meydana gelebilir. Kanal, nehir ve göllerdeki sular dışarı sıçrar. Arazide geniş alanlarda çatlaklar meydana gelir. Demiryolu rayları bir miktar bükülebilir.
XI	Binaların çoğu yıkılır. Bazı köprüler yıkılır. Zeminde geniş çatlaklar meydana gelir. Yeraltı boru hatları hasar görür. Demiryolu rayları kötü şekilde bükülür.
XII	Hemen her şey yıkılmıştır. Zemin dalga veya kabarcıklar şeklinde hareket eder. Kaya zeminler yerinden oynar.

Medvedev-Sponheuer-Karnik (M.S.K) şiddet skalası yaygın bir şekilde Doğu Avrupa için kullanılmaktadır. Çin'in kendine ait skalası varken, Rossi-Forel (R.F.) skalası halen çeşitli ülkeler tarafından kullanılmaktadır. Tüm bu skalalar 12 dereceden meydana gelirken, Japon Meteoroloji Dairesi Skalası (J.M.A.) 8 dereceden meydana gelmektedir. Şekil 2.4 J.M.A., M.M., M.S.K. ve R.F. skalaları arasındaki karşılaştırmayı göstermektedir.

Sismik şiddet, yer hareketinin fiziksel parametreleri ile tam olarak tariflenememesine rağmen, bir kaç yer hareketi parametresi ile şiddet arasında korelasyonlar bulunmaktadır. Örneğin, PGA ve J.M.A. şiddeti arasındaki korelasyon Midorikawa ve Fukuoka (1988) tarafından ortaya konulmuştur.

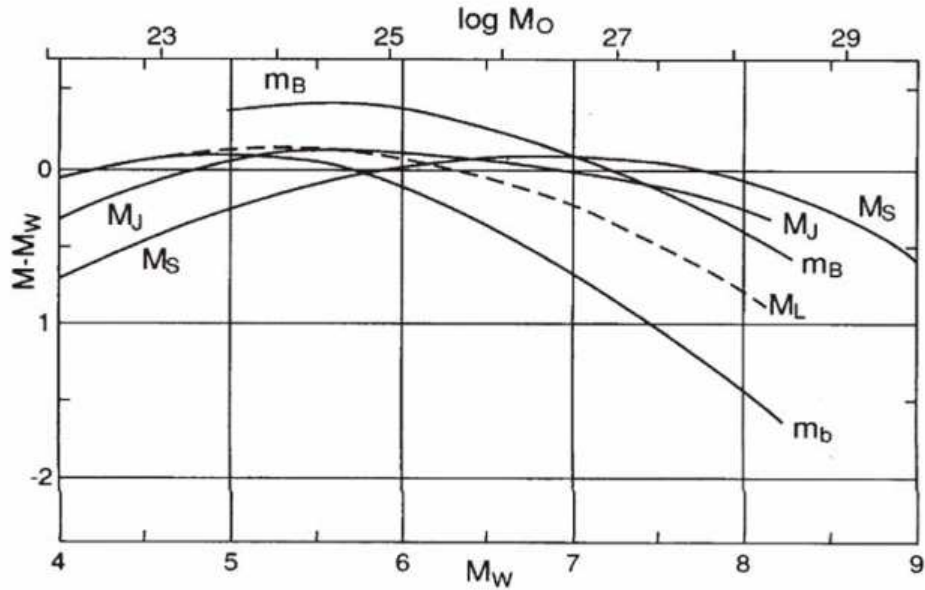
VII	XII	XI XII	X
	XI	X	
	X		
VI	IX	IX	
V	VIII	VIII	IX
IV	VII	VII	VIII
	VI	VI	VII
III	V	V	VI
			V
II	IV	IV	IV
	III	III	III
I	II	II	II
0	I	I	I
J.M.A. scale	M.M. scale	M.S.K. scale	R.F. scale

Şekil 2.4 J.M.A., M.M., M.S.K. ve R.F. skalaları arasındaki karşılaştırmalar (Seismological Division, J.M.A., 1971)

Pik ivme ve hız gibi aletsel olarak ölçülebilen değerler, sismik şiddet skalasından daha güvenilir olmaktadır. Pik yüzey ivmesi en yaygın olarak kullanılan ölçü olmasına rağmen, son zamanlarda pik hız ve spektral büyütme değerleri de kullanmaya başlanmıştır. Pik yüzey ivmesi ve pik hız değerleri için önerilmiş azalım ilişkilerinin bazıları Çizelge 2.4’de gösterilmektedir. Burada A, pik ivme (g), V, pik zemin hızı (cm/sn), M_w , moment magnitüdü, M_s , yüzey dalgası magnitüdü, M_j , Japon Meteoroloji Magnitüdü, D, fay kırığının yüzeye en yakın mesafesi (km), R, fay kırığının en kısa mesafesi (km), d, episentir uzaklığı(km), S_1 , katı ve derin zemin depozitleri için 0 ve sıg zemin depozitleri için 1, S_2 , kaya için 0 ve zemin için 1, S_3 , katı zeminler için 0 ve sıg ve derin zemin depozitleri için 1, S_4 , sert zeminler için 0.54 ve ortalama zeminler için 0.71 ve yumuşak zeminler için ise 0.81 olarak alınmaktadır.

Çizelge 2.4 Pik ivme ve hız için önerilmiş azalım ilişkileri (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993)

Pik İvme	
Araştırmacılar:	Joyner ve Boore (1981)
Veri:	182 Kuzey Amerika Kaydı
Denklem:	$\log A = 0.249 M_w - \log r - 0.00255 r - 1.02 \pm 0.26$
	$r = \sqrt{(D^2 + 7.3^2)} \quad 5.0 \leq M_w \leq 7.7$
Araştırmacılar:	Sabetta ve Pugliese (1987)
Veri:	190 İtalyan kaydı
Denklem:	$\log A = 0.306 M_s - \log \sqrt{(D^2 + 5.8^2)} + 0.169 S_1 - 1.56 \pm 0.17$
	$4.6 \leq M_s \leq 6.8$
Araştırmacılar:	Fukushima ve Tanaka (1990)
Veri:	486 Japon kaydı
Denklem:	$\log A = 0.41 M_s - \log (R + c(M_s)) - 0.0034 R - 1.69 \pm 0.21$
	$c(M_s) = 0.032 \cdot 10^{0.41 M_s} \quad 6.0 \leq M_s \leq 7.9$
Pik Hız	
Araştırmacılar:	Joyner ve Boore (1981)
Veri:	62 Kuzey Amerika Kaydı
Denklem:	$\log V = 0.49 M_w - \log r - 0.00256 r + 0.17 S_2 - 0.67 \pm 0.22$
	$r = \sqrt{(D^2 + 4.0^2)} \quad 5.3 \leq M_w \leq 7.4$
Araştırmacılar:	Sabetta ve Pugliese (1987)
Veri:	190 İtalyan kaydı
Denklem:	$\log V = 0.455 M_s - \log \sqrt{(D^2 + 3.6^2)} + 0.133 S_3 - 0.71 \pm 0.22$
	$4.6 \leq M_s \leq 6.8$
Araştırmacılar:	Kawashima vd., (1984)
Veri:	197 Japon kaydı
Denklem:	$\log V = 0.37 M_l - 1.17 \log(d+30) + S_4 \pm 0.24$
	$5.0 \leq M_l \leq 7.9$



Şekil 2.5 Farklı magnitüd skalalarının karşılaştırılması (Utsu, 1982)

Önerilen azalım ilişkilerinde farklı deprem magnitüd değerleri kullanılmıştır. Yüzey dalgası magnitüdü, M_s , en yaygın olarak kullanılmasına rağmen diğer magnitüdüler de kullanılmaktadır. Magnitüd skalaları arasındaki sistematik farklılıklar Şekil 2.5’de gösterilmektedir. Burada M_w , moment magnitüdü, M_s , yüzey dalgası magnitüdü, M_j , Japon Meteoroloji Enstitüsü Magnitüdüdür.

2.2.1.3 Yüzeysel Jeoloji İlişkisi

İncelenen alanın yüzeysel jeolojisi, bir bölgede gözlenmiş sismik tehlike artışlarını yorumlamakta sık kullanılan bir yöntemdir. Yüzeysel jeoloji ile sismik tehlike artışı arasındaki amprik korelasyonlar pek çok araştırmacı tarafından ortaya konulmuştur. Çizelge 2.5’de bu ilişkiler gösterilmektedir.

Medvedev (1962), Evernden ve Thomson (1985), Kagami vd. (1988) ve Astroza ve Monge (1991) tarafından önerilen ilişkiler sırası ile Orta Asya, Kaliforniya, Japonya ve Çin’deki depremler esnasındaki gözlemlere dayanmaktadır. Bölgeleme için yüzey jeolojisinin kullanımı jeoloji haritalarının geniş uygulanabilirliğinden dolayı pratik olmaktadır.

Relatif büyütme kavramı, Borchardt ve Gibbs (1976) tarafından arazi jeolojisinin etkilerini daha niceliksel olarak ifade etmek için kullanılmıştır. Borchardt ve Gibbs (1976) değişik jeolojik koşullara sahip arazilerde nükleer patlamalar tarafından üretilmiş yer hareketlerini, granit kayasına göre spektral büyütmesini elde etmek için ölçmüşler ve yüzey jeolojisi ile ortalama yatay spektral büyütme arasında kuvvetli bir korelasyon bulmuşlardır. Shima (1978) tarafından önerilen farklı zeminler için relatif büyütme faktörleri, zeminin sismik tepkisinin analitik olarak hesaplanmasına dayanmaktadır. Midorikawa (1987) benzer bir prosedür kullanarak daha kaba biçimde jeolojik birimler için büyütme faktörleri önermiştir.

Hasar ve Tehlike İncelemeleri

Lokal arazi etkilerini değerlendirmek için en direkt ve basit yaklaşım, geçmiş yıkıcı depremler esnasında hasar dağılımına ilişkin derlenen veriler olmaktadır. Imamura (1913) bu yaklaşımı Tokyo’nun mikrobölgelendirmesi için kullanmıştır. Şehir 1854 Tokyo depreminin hasar verileri kullanılarak farklı tehlike seviyelerine göre 3 bölgeye ayrılmıştır. Yine Lasterico ve Lasterico ve Monge (1972), Kuroiwa (1982), Siro (1982, 1982a) ve Iglesias (1988) hasar araştırmalarını dünyanın çeşitli sismik kısımlarında bölgelendirme çalışmalarında kullanmışlardır.

Yıkıcı depremlerin detaylandırılmış hasar verileri her zaman elde edilemeyebilir. Alternatif yöntemler çeşitli araştırmacılar tarafından geliştirilmiştir. Şiddet araştırması için hazırlanan anketlerle incelenen alanın şiddet dağılımı elde edilebilmekte ve daha sonra şiddet artış

haritaları hazırlanabilmektedir (Murakami ve Kagami, 1991).

Çizelge 2.5 Her bir jeolojik oluşum için şiddet artışları (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993)

Jeolojik Birim	Şiddet Artışı
Medvedev (1962)	(M.S.K. Skalası)
Granit	0
Kireçtaşı, Kumtaşı, Şeyl	0.2-1.3
Jips, Marn	0.6-1.4
Kaba daneli zemin	1-1.6
Kumlu zemin	1.2-1.8
Killi zemin	1.2-2.1
Dolgu	2.3-3
Nemli zemin (çakıl,kum,kil)	1.7-2.8
Nemli dolgu ve zemin (bataklık)	3.3-3.9
Evernden ve Thomson (1985)	(M.M. Skalası)
Granit ve Metamorfik Kayaçlar	0
Paleozoik Kayaçlar	0.4
Erken Mesozoik	0.8
Kretase-Eosen	1.2
Tanımlanmamış Tersiyer	1.3
Oligosen-Orta Pliosen	1.5
Pliosen- Pleistosen kayaçlar	2.0
Tersiyer Volkanik	0.3
Kuaterner Volkanik	0.3
Alüvyon (su seviyesi < 30 ft)	3.0
(30 ft < su seviyesi < 100 ft)	2.0
(100 ft < su seviyesi)	1.5
Kagami vd. (1988)	(J.M.A. Skalası)
Talk	0
Andezit	0
Çakıl	0.2
Dere yatakları	0.4
Volkanik kül	0.5
Kumlu silt	0.7
Killi silt	0.8
Silt	1.0
Turba	0.9
Astroza ve Monge (1991)	(M.S.K. Skalası)
Granit kaya	0
Volkanik pomza külleri	1.5-2.5
Çakıl	0.5-1
Kollovial	1-2
Gölsel depozitler	2-2.5

2.2.2 İkinci Derece Yöntemler

Birinci derece yöntemlerle elde edilen veriler, ilave veri ve bilgi eklenmesi ile daha da geliştirilebilmektedir. Yüzey jeolojisi ile geoteknik özellikler arasında birebir bir ilişkinin olmamasından dolayı, yüzey jeolojisine dayanan bölgeleme haritaları, arazinin spesifik

değerlendirmeleri için yeterli olmamaktadır. Hasar ve tehlike incelemelerine dayanan yöntem için de aynı şey geçerli olmaktadır. Bu durumda ilave araştırmalar yapmak gerekli olmaktadır.

İkinci aşama bölgeleme, bölgenin geoteknik parametreler açısından incelendiği ve zemin büyütmesinin değerlendirilmesinde önemli bir parametre olan kayma dalgası hızı dağılımına göre oluşturulan haritalar, zemin sınıflarına göre bölgenin haritalanması ve deprem kayıtları ve çevresel gürültü ölçümlerinin yorumlanması ile oluşturulan haritalardan oluşmaktadır.

Geoteknik Araştırmalar

Geoteknik araştırmalar, anakaya derinliğine ya da yüzey tabakalarının kayma dalgası hızlarından daha yüksek hıza sahip olan kayaya benzer katmana kadar yapılmaktadır. Genellikle anakaya kayma dalgası hızı 600 m/sn veya daha büyük olan tabakalar olarak tanımlamak yaygındır. Bununla birlikte daha tutucu durumlarda anakaya olarak kayma dalgası hızı 3000 m/sn olan tabakalar alınabilmektedir (Shima, 1977).

Zemin profillerini belirlemenin en uygun yollarından birisi penetrasyon deneylerinin kullanılmasıdır. SPT deneyi nispeten katı zeminlerde daha yaygın olarak kullanılırken, CPT deneyi yumuşak zemin tabakalarının özelliklerinin saptanmasında tercih edilmektedir. SPT deneyinden elde edilen N darbe sayısı, zeminin yoğunluğu ve 2. derece yöntemlerde anahtar parametrelerden birisi olan kayma dalgası hızının değerlendirilmesinde kullanılmaktadır. Çizelge 2.6'da SPT-N darbe sayısı ile kayma dalgası hızı arasında geliştirilmiş olan amprik bazı eşitlikler gösterilmektedir. CPT deneyinde zemin yoğunluğu ve zemin tanımlaması, uç direnci ve sürtünme oranı kullanılarak tespit edilmektedir. Koni uç direnci ile SPT-N değerleri arasında ve aynı zamanda kayma dalgası hızı arasında amprik ilişkiler Robertson vd. (1983) tarafından önerilmektedir.

Kayma dalgası, daha direkt olarak sismik araştırmalar veya jeofiziksel metodlarla ölçülebilmektedir. Aşağı kuyu (Down-Hole) ve karşıt kuyu (Cross-Hole) bunlardan ikisidir ve yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Aşağı kuyu metodunda bir sondaj kuyusu boyunca, zemin içerisindeki kaynaktan yüzey alıcısına gelen kayma dalgalarının düşey doğrultuda yayılmaları sırasında geçen seyahat zamanı ölçülmektedir. Karşıt kuyu metodunda ise, komşu kuyulardaki kaynaklardan alıcılara gelen yatay kayma dalgası yayılımlarının seyahat etme zamanları ölçülmektedir.

Nonlineer analizler kullanılarak detaylandırılmış çalışmalar yapmak için şekil değiştirmeye bağlı zemin özelliklerinin bilinmesi gerekmektedir. Bunun için ise mümkün olduğu kadar bozulmamış (örselenmemiş) numuneler üzerinde laboratuvar deneyleri yapmak gerekmektedir. Eğer laboratuvar deneyleri yapılamıyorsa literatürde geçen Ishihara (1982) ve Kokusho (1987)

tarafından yayınlanmış ilişkilerden de faydalanılabilmektedir.

İkinci derece yöntemler ise sırası ile zemin sınıflandırması, mikrotremorların kullanımı ve kayma dalgası hızının kullanımı olmak üzere 3 kısma ayrılabilir.

Çizelge 2.6 SPT-N darbe sayısı ile kayma dalgası hızı arasında geliştirilmiş olan amprik bazı eşitlikler (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993)

Araştırmacılar	Eşitlikler
Imai ve Yoshimura (1970)	$V_s = 76 N^{0.33}$
Ohba ve Toriumi (1970)	$V_s = 84 N^{0.31}$
Ohta ve Goto (1978)	$V_s = 69 N^{0.17} D^{0.2} E F$ $E = 1.0 \text{ (H)}$ $F = 1.00 \text{ (kil)}$ $= 1.3 \text{ (P)}$ $F = 1.09 \text{ (ince kum)}$ $F = 1.07 \text{ (orta kum)}$ $F = 1.14 \text{ (kaba kum)}$ $F = 1.15 \text{ (çakıllı kum)}$ $F = 1.45 \text{ (çakıl)}$
Imai (1977)	$V_s = a N^b$ $a = 102$ $b = 0.29 \text{ (holosen kil)}$ $a = 81$ $b = 0.33 \text{ (holosen kum)}$ $a = 114$ $b = 0.29 \text{ (Pleistosen kil)}$ $a = 97$ $b = 0.32 \text{ (Pleistosen kum)}$
Okamoto vd. (1989)	$V_s = 125 N^{0.3} \text{ (Pleistosen kum)}$

* V_s , kayma dalgası hızı (m/sn), N, SPT-N darbe sayısı

2.2.2.1 Zemin Sınıflandırması

Zemin sondajları ya da jeolojik verilere dayanan zemin sınıflandırması, yerel arazi etkilerinin değerlendirilmesi için 1.derece yöntemlerde kullanılan yüzey jeolojisinden daha doğru ve direkt bir yaklaşım olmaktadır. 1950’de yasallaşan Japon Bina Yönetmeliği’ne göre zemin durumları dört grupta sınıflandırılmıştır. Tip I, II, III ve IV sırası ile katı zemin, orta zemin, orta-yumuşak zemin ve yumuşak zemini ifade etmektedir.

Ülkemizde 1998 yılında kullanılmaya başlayan Türkiye Deprem Yönetmeliği’ne göre ise zeminler dört gruba ve yerel zemin sınıfı olarak ise tabaka kalınlıkları da dikkate alınarak dört sınıfa ayrılmıştır. Çizelge 2.7’de 1998 Türkiye Deprem Yönetmeliği’ndeki zemin grupları ve Çizelge 2.8’de 1998 Türkiye Deprem Yönetmeliği’ndeki zemin sınıfları gösterilmektedir.

Çizelge 2.7 1998 Türkiye Deprem Yönetmeliği’deki zemin grupları

Zemin Grubu	Zemin Grubu Tanımı	Standart Penetrasyon (N/30)	Reelatif Sıkılık(%)	Serbest Basınç Direnci (kPa)	Kayma Dalgası Hızı(m/sn)
(A)	1. Masif volkanik kayalar ve ayrılmamış sağlam metamorfik kayalar, sert çimentolu tortul kayalar.... 2. Çok sıkı kum, çakıl... 3. Sert kil ve siltli kil...	- >50 >32	- 85-100 -	>1000 - >400	>1000 >700 >700
(B)	1. Tüf ve aglomera gibi gevşek volkanik kayalar, süreksizlik düzlemleri bulunan ayrılmış çimentolu tortul kayalar.... 2. Sıkı kum, çakıl... 3. Çok katı kil ve siltli kil....	- 30-50 16-32	- 65-85 -	500-1000 - 200-400	700-1000 400-700 300-700
(C)	1. Yumuşak süreksizlik düzlemleri bulunan çok ayrılmış metamorfik kayalar ve çimentolu tortul kayalar... 2. Orta sıkı kum, çakıl.. 3. Katı kil ve siltli kil..	- 10-30 8-16	- 35-65 -	<500 - 100-200	400-700 200-400 200-300
(D)	1. Yeraltı su seviyesinin yüksek olduğu yumuşak, kalın alüvyon tabakaları.... 2. Gevşek kum... 3. Yumuşak kil, siltli kil....	- <10 <8	- <35 -	- - <100	<200 <200 <200

Çizelge 2.8 1998 Türkiye Deprem Yönetmeliği’ndeki yerel zemin sınıfları

Yerel Zemin Sınıfı	Çizelge 2.5’e göre zemin grubu ve en üst zemin tabakası kalınlığı (h_1)
Z1	(A) grubu zeminler $h_1 \leq 15$ m olan (B) grubu zeminler
Z2	$h_1 > 15$ m olan (B) grubu zeminler $h_1 \leq 15$ m olan (C) grubu zeminler
Z3	$15 \text{ m} < h_1 \leq 50$ m olan (C) grubu zeminler $h_1 \leq 10$ m olan (D) grubu zeminler
Z4	$h_1 > 50$ m olan (C) grubu zeminler $h_1 > 10$ m olan (D) grubu zeminler

Çizelge 2.7’de görüldüğü gibi zemine ait SPT-N değerleri, relatif sıkılık, serbest basınç direnci ve kayma dalgası hızı değerleri kullanılarak öncelikle zemin grupları belirlenmekte ve daha sonra Çizelge 2.8’de en üstteki tabaka kalınlıklarına bağlı olarak yerel zemin koşulları sınıflandırılabilir.

Zemin tabakalarının tasarım depremi üzerindeki etkilerini belirlemek için bir diğer seçenek ise zemin profilinin üst 30 m’inde yer alan zemin ve kaya tabakalarının kayma dalgası hızlarının ortalaması olarak tanımlanan eşdeğer kayma dalgası hızını kullanmaktır. Eşdeğer kayma dalgası hızı, tasarım depreminin zemin yüzeyindeki özelliklerini değerlendirmek amacıyla deprem yönetmeliklerinde kullanılabilir. Kuvvetli yer hareketi kayıt istasyonlarındaki zemin koşullarını tanımlamak için bir parametre olarak kullanılabilir. Gözlenmiştir (Borcherdt, 1992, Anderson vd. 1996). Buna bağlı olarak, yerel zemin sınıflarını birbirinden ayırmak için üç kriter belirlenmiştir: fiziksel özellikler, üst 30 metredeki ortalama kayma dalgası hızı ve en küçük kalınlık. Bu kriterler, zemin sınıflarının haritalama amaçları için kullanılabilir. Görünen büyütme özelliklerini tanımlamaktır (Borcherdt, 1991, Borcherdt vd. 1991, Borcherdt, 1994). Sahaya özel serbest yüzey davranış spektrumu, kısa periyot (ivme, I_a) ve orta periyot (hız, I_v) bantları için yer hareketi spektral seviyelerinin belirlenmesinde referans alınan zemin özelliklerine bağlı olarak ortalama kısa periyot (F_a) ve orta periyot (F_v) büyütme faktörlerinin fonksiyonu olarak ifade edilmiştir (Crouse ve McGuire, 1996).

Amerika Birleşik Devletleri’de yapılacak olan yeni binalar ve diğer yapıların depreme dayanıklı tasarım ve inşası için uyulması gereken koşulları belirleyen bir yönetmelik olan NEHRP’e göre ise A, B, C, D, E ve F olmak üzere 6 tip zemin tanımlanmaktadır. Zeminin sınıflandırılması için üst 30 m’deki ortalama kayma dalgası hızı değerleri hesaplanmakta ve bu kayma dalgası hızı değerlerine bağlı olarak Çizelge 2.9’da gösterildiği gibi zemin sınıfları belirlenebilir. Çizelge 2.9’daki V_s ve N değerleri üst 30 m için ortalama değerler, N_{ch} ve S_u ’da üst 30 m’deki kaba taneli ve ince taneli zemin tabakaları için ortalama değerler olmaktadır.

NEHRP hükümlerinde, kısa (F_a) ve uzun periyotlar (F_v) için genliğe bağlı iki zemin büyütme faktörünü esas olan bir sınıflandırma sistemi kullanılmaktadır. Beklenen yer sarsıntısı şiddetini ve bununla ilgili zemin tabakalarının lineer olmayan davranışını hesaba katmak amacı ile , kısa periyotlardaki spektral ivmelere göre Çizelge 2.10’da verilen kısa periyot, (S_s), faktörü (F_a) ve 1 saniye periyotlardaki, (S_1), spektral ivmelere göre ise Çizelge 2.11’de verilen uzun periyot faktörü (F_v) tanımlanmıştır.

Çizelge 2.9 NEHRP 2000 hükümlerindeki zemin sınıfları

Zemin Sınıfı	Açıklama	Üst 30 m için ortalama V_s (m/sn)	Stan. Pen. Sayısı N veya N_{ch} (vuruş/30cm)	Drenajsız Kayma Muk. S_u (kPa)
A	Sert Kaya	>1500		
B	Kaya	760-1500		
C	Çok sıkı zemin veya yumuşak kaya	360-760	>50	>100
D	Sert zemin	180-360	15-50	50-100
E	Yumuşak zemin	<180	<15	<50
F	1. Sismik yüklemeler altında potansiyel çökme veya göçme duyarlılığı olan zeminler, sıvılaşılabilen zeminler, hızlı ve yüksek derecede hassas killeri ve zayıf çimentolanmış zeminler, vb.			
	2. Turbalar ve/veya yüksek derecede organik killeri ($H>3$ m kalınlığında turba ve/veya organik kil)			
	3. Çok yüksek plastisiteli killeri ($H>8$ m ve $PI>75$)			
	4. Çok kalın yumuşak/orta sert killeri ($H>36$ m)			

Çizelge 2.10 Yerel zemin sınıfı ve spektral büyütmenin fonksiyonu olarak F_a değerleri

Zemin Sınıfı	Tahmin Edilen Deprem için Kısa Periyotlardaki En Büyük Spektral İvme Davranışı Katsayısı				
	$S_S \leq 0.25$	$S_S = 0.50$	$S_S = 0.75$	$S_S = 1.00$	$S_S \geq 1.25$
A	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8
B	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
C	1.2	1.2	1.1	1.0	1.0
D	1.6	1.4	1.2	1.1	1.0
E	2.5	1.7	1.2	0.9	0.9
F	Sahaya özel geoteknik araştırmalar ve dinamik saha davranış analizleri ile				

Çizelge 2.11 Yerel zemin sınıfı ve spektral büyütmenin fonksiyonu olarak Fv değerleri

Zemin Sınıfı	Tahmin Edilen deprem için 1 sn periyotlardaki En Büyük Spektral İvme Davranışı Katsayısı				
	$S_1 \leq 0.10$	$S_1 = 0.20$	$S_1 = 0.30$	$S_1 = 0.40$	$S_1 \geq 0.50$
A	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8
B	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
C	1.2	1.2	1.1	1.0	1.0
D	1.6	1.4	1.2	1.1	1.0
E	2.5	1.7	1.2	0.9	0.9
F	Sahaya özel geoteknik araştırmalar ve dinamik saha davranış analizleri ile				

2.2.2.2 Deprem Kayıtları ve Çevresel Gürültü Ölçümlerinin Yorumlanması

Bölgenin sismik davranışının belirlenebilmesi için zayıf ve kuvvetli yer hareketi kayıtları ve çevresel gürültü kayıtlarından yararlanılabilmektedir. Son yıllarda kuvvetli yer hareketi kayıt istasyonlarının sayısındaki artış sonucu deprem hareketi veri tabanlarında da artış olmuştur. Buna bağlı olarak bu veri tabanlarının kullanılması ekonomik ve daha mümkün bir hale gelmiştir.

Zayıf ve Kuvvetli Yer Hareketi Kayıtlarının Kullanılması

Kuvvetli ve zayıf depremlerde elde edilen kayıtlar, yerel zemin etkilerinin genel karakteristiklerinin ortaya çıkartılması ve benzer olan bölgelerin ayrılmasında kullanılabilmektedir. Seed vd. (1976) 23 depremde elde edilmiş 100'den fazla kaydın ivme davranış spektrumlarını incelemişler, gözlenen ivme spektrumlarını en büyük ivme değerine göre normalize etmişler ve Şekil 2.6'da gösterildiği gibi zeminleri 4 ana grupta toplayarak bunların ortalamalarını ve standart hatalarını hesaplamışlardır.

Yerel şartların en büyük ivme, hız ve yerdeğiştirme üzerindeki etkilerinin farklı olduğu çeşitli araştırmacılar tarafından ortaya konulmuştur. Trifunac (1971) kayıt alınan bölgelerdeki yerel zemin koşullarının en büyük ivme değeri üzerindeki etkisinin anlamsız olduğu, ancak en büyük hız ve yerdeğiştirme değerleri için daha etkili olduğu sonucuna varmıştır.

Mikrotremor Ölçümleri

Sismik özellikleri araştırılan bölge için eğer arazi verileri elde edilemiyorsa, mikrotremor ölçümleri aracılığı ile yerel zeminin büyütme ve periyot özellikleri belirlenebilmektedir. Mikrotremorlar, yerin doğal ya da yapay olarak örneğin rüzgar, deniz dalgası, trafik ya da

endüstriyel dalgalar tarafından üretilen titreşimleridir. Mikrotremorun genlik seviyesi tipik olarak birkaç mikron mertebelerindedir. Yüksek hassaslık derecesine sahip sismometreler mikrotremor ölçümleri için kullanılmaktadır. Zemin sınıflandırmasında mikrotremor ölçümlerinin kullanımı için çeşitli yöntemler önerilmektedir. Kanai ve Tanaka (1961) bu konuda iki öneride bulunmuşlardır.

- a) mikrotremorun en büyük periyot ve ortalama periyotları arasındaki ilişkiye dayanan öneri
- b) Şekil 2.7’de gösterildiği gibi mikrotremorun hakim periyodu ve en büyük genliği arasındaki ilişkiye dayanan öneridir.

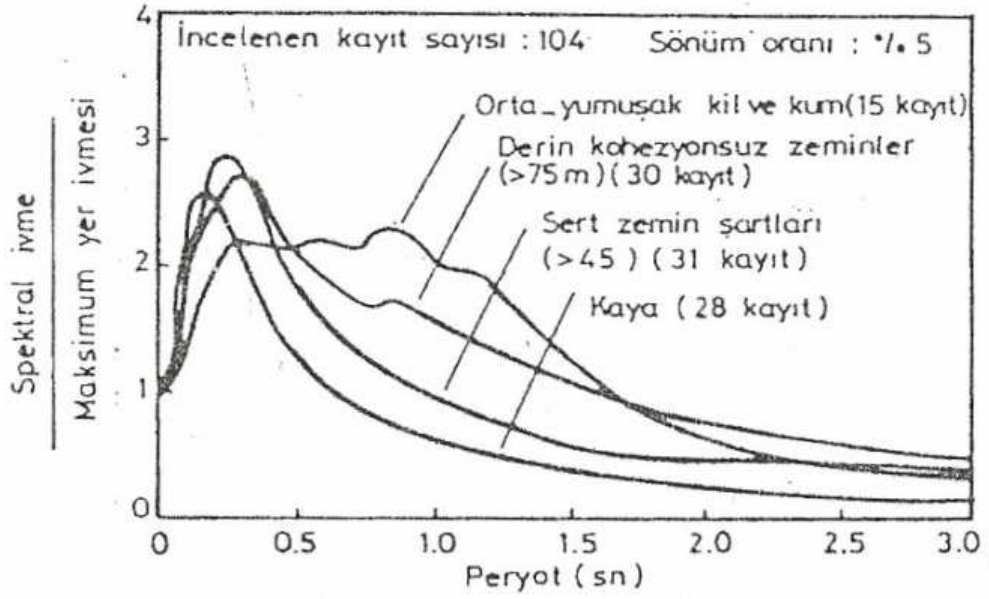
Bu iki öneri, daha yumuşak zeminlerde daha uzun periyot ve daha geniş yer titreşim genliklerinin gözlemlenmesi sonucunda ortaya çıkmıştır. Mikrotremorlar ile sismik mikrobölgeleme için diğer bir çalışma Finn (1991) tarafından önerilmiştir.

2.2.2.3 Kayma Dalgası Hızının Kullanımı

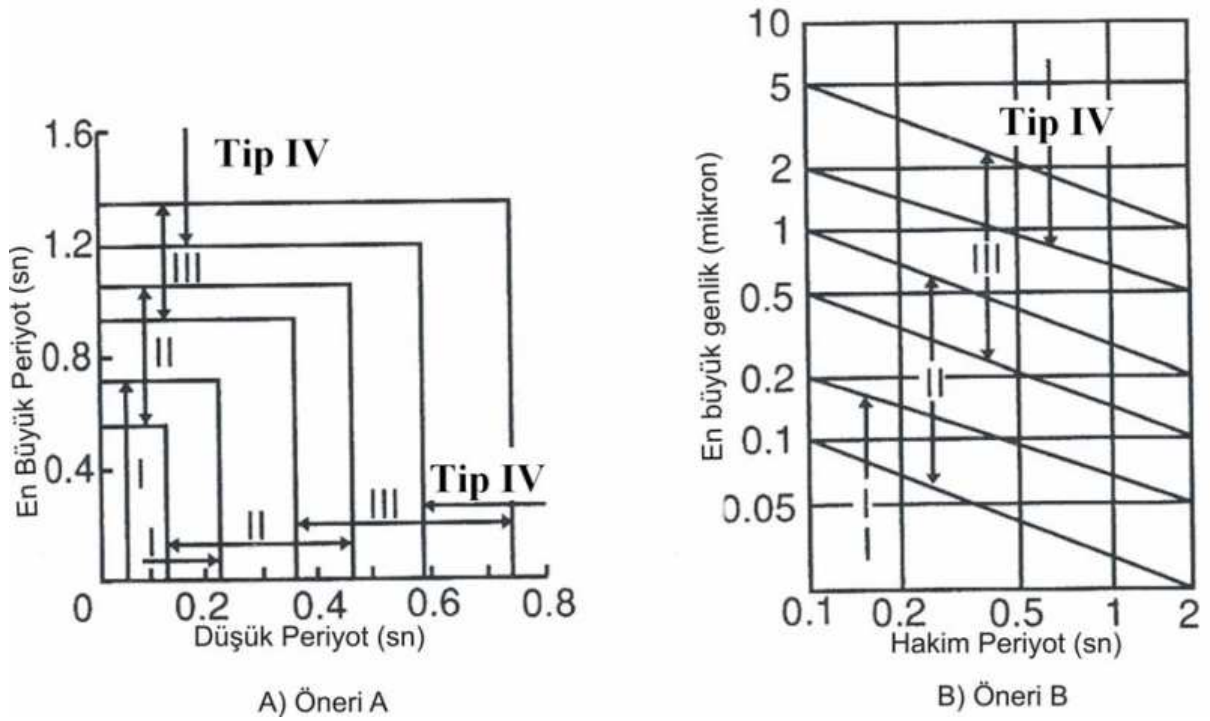
Yüzey tabakalarının kayma dalgası hızı zemin büyütmesinin değerlendirilmesinde faydalı bir endeks özelliğidir. Shima (1978) Şekil 2.8’de gösterildiği gibi anakaya ile yüzey tabakalarının kayma dalgası hızlarının oranları ile lineer olarak ilişkilendirilen büyütme faktörünü bulmuştur. Shima (1978) ana kaya kayma dalgası hızı eğer genişçe bir alan için nispeten değişmiyorsa, her bir bölgedeki relatif büyütmenin, yüzey tabakasının kayma dalgası hızından elde edilebileceğini belirtmiştir. Belirli bir derinlikteki sık zemin tabakalarının ortalama kayma dalgası hızının relatif büyütme ile kuvvetli bir ilişkisi olduğu diğer bazı araştırmacılar tarafından ortaya konulmuştur (Midorikawa, 1987, Joyner ve Fumal 1988, Borchardt vd. 1991). Önerilen bu ilişkiler Çizelge 2.12’de özetlenmiş ve Şekil 2.9’da karşılaştırılmıştır.

2.2.3 Üçüncü Derece Yöntemler

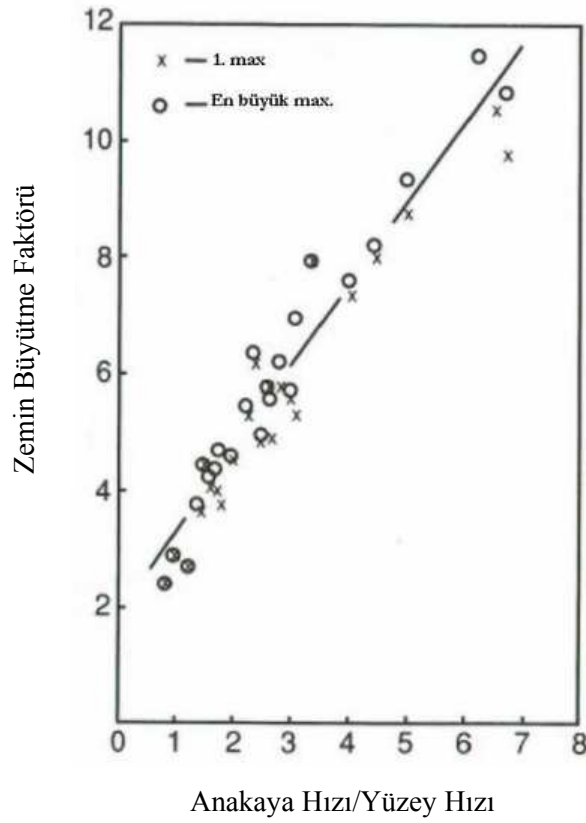
İkinci derece bölgelemede tanımlanmış lokal arazi incelemelerine dayandırılmış olan bölgelemenin doğruluğu, zemin tepkisinin analiz edilmesi ile araştırılabilmektedir. Tek boyutlu dinamik analizler veya iki ya da üç boyutlu analizler gerçekleştirebilen bilgisayar programları kullanılarak üçüncü derece bölgeleme yapılabilir. Eğer nonlineer analiz yapıyorsa, ilave laboratuvar deneyleri yapılması gerekli olmaktadır. İkinci derece yöntemler ile üçüncü derece yöntemler arasındaki ana farklılık, üçüncü derece metod için bünyesel modeller ve nümerik analizlerin gerekli olması ve bunların derinlemesine anlaşılmasının gerekli olduğudur. Bu gibi analizlerin yanlış ve uygunsuz kullanımı, yanlış bir bölgeleme yapılmasına neden olabilmektedir. Üçüncü derece bölgeleme yöntemleri uzmanlık isteyen bir değerlendirme gerektirmektedir ve mümkünse geçmiş deprem tecrübeleri ile de doğrulanmalıdır.



Şekil 2.6 Yerel zemin koşullarına bağlı genel spektral şekiller (Seed vd., 1976)



Şekil 2.7 Mikrotremör ölçümleri kullanılarak zeminlerin sınıflandırılması için bir öneri (Kanai ve Tanaka, 1961)

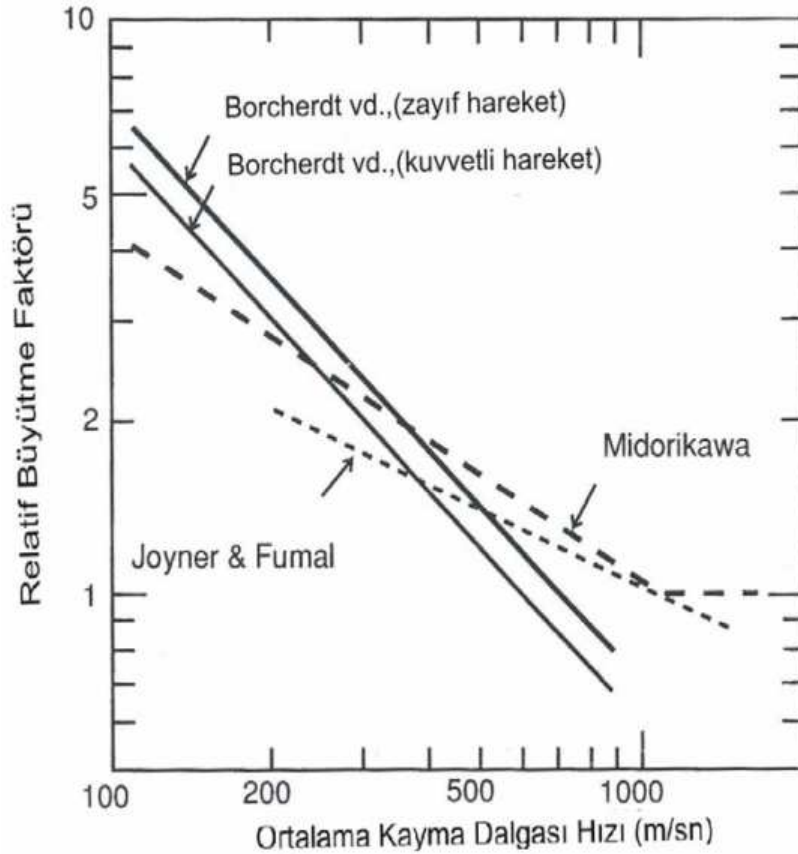


Şekil 2.8 Anakaya ile yüzey tabakalarının kayma dalgası hızlarının oranları ile lineer olarak büyütme faktörü ilişkisi (Shima, 1978)

Çizelge 2.12 Ortalama kayma dalgası hızı ile relatif büyütme faktörü arasındaki ilişkiler (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993)

Araştırmacılar	Eşitlikler
Midorikawa (1987)	$A=68 V_1^{-0,6}$ ($V_1 < 1100$ m/sn) $A=1.0$ ($V_1 > 1100$ m/sn)
Joyner ve Fumal (1984)	$A=23 V_2^{-0.45}$
Borcherdt vd.,(1991)	$AHSA=700/ V_1$ (zayıf deprem için) $AHSA=600/ V_1$ (kuvvetli deprem için)

Burada A: pik yüzey hızı için relatif büyütme faktörü, AHSA: 0.2-0.4 sn periyot aralığı için ortalama yatay spektral büyütme, V_1 : 30 m derinlik için ortalama kayma dalgası hızı (m/sn), V_2 : Yarım periyot dalgası için bir çeyrek dalga boyunun ortalama kayma dalgası hızı (m/sn)



Şekil 2.9 Relatif büyütme faktörlerinin karşılaştırılması (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993)

2.2.3.1 Tek Boyutlu Analizler

Tek boyutlu dinamik analizlerde en yaygın olarak kullanılan yöntem, bir zemin içindeki S dalgası yayılımının çoklu yansıma modelleridir (Haskell 1953, Lida vd. 1978). Bu yöntemde zemin kolonu yatay tabakalar olarak modellenmektedir. Bu zemin tabakaları, ilgilenilen bölgede ortaya çıkması muhtemel temel hareketlerine tabi tutulmaktadır. Alanın haritalanmasında, büyütme faktörleri, 0.5 km*0.5 km ya da 1 km*1 km boyutlarındaki hücreler için hesap edilmektedir. Kayma dalgası hızı ölçümleri ya da sondajlardan elde edilen veriler, her bir hücre için zeminin modellenmesinde kullanılmaktadır. Bu analizler için gereken spesifik parametreler; kayma dalgası hızı, yoğunluk, sönüm faktörü ve tabakaların kalınlıklarıdır. Sondaj verileri incelen bölgedeki tüm hücreler için kullanılamıyorsa, hücreler genel zemin koşullarına göre gruplandırılmaktadır. Örneğin; Japonya'nın Saitama kentinin bölgeleme çalışmasında, bölge jeolojik ve jeomorfolojik koşullara dayanan 60 zemin profiline göre sınıflandırılmıştır (Shima ve Imai, 1982). Her bir zemin tabakası için dinamik zemin özellikleri kullanılarak 60 tip zemin profili için arazi büyütme hesaplanmıştır. Benzer büyütme veren zemin profilleri tekrar gruplandırılmış ve 60 tip genel zemin durumu, 15 temel zemin büyütme örneğine azaltılmıştır. Her bir eleman için pik ivme azalım ilişkileri ile

birlikte büyütme faktörleri kullanılarak sismik tehlike bölgeleme haritası oluşturulmuştur.

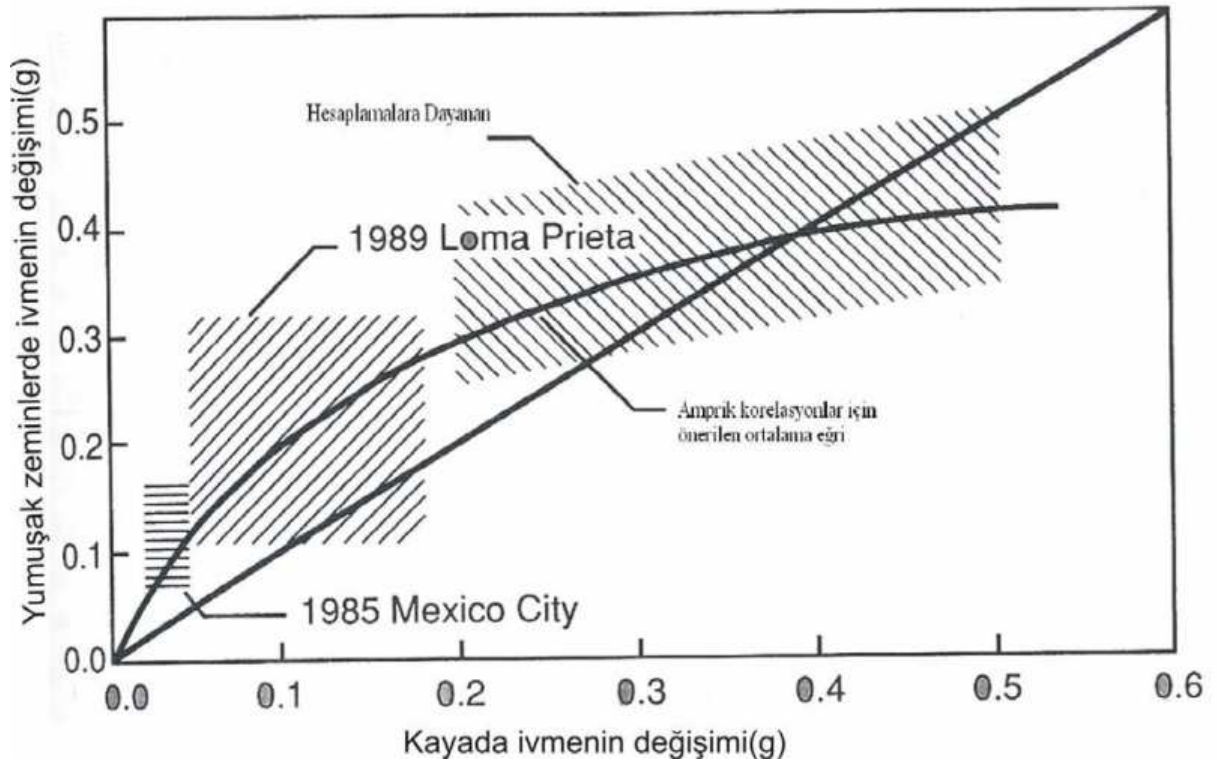
Genellikle bir deprem sırasında, zemin yüzünde oluşan yer hareketleri zemin tabakaları altında yer alan kaya da meydana gelen titreşimlerin zemin yüzüne doğru dalgaların yayılması sonucu iletilmesi ile ortaya çıkmaktadır. Son yıllarda bu koşullar altında zemin davranışını inceleyen hesap yöntemleri geliştirilmiştir. Bu hesap yöntemleri şu şekilde sıralanabilmektedir (Özaydın, 1982):

- a) Dalga denkleminin çözümü esasına dayanan ve zeminin yatay, birbirine paralel, üniform ve viskoelastik özellikleri olan tabakalardan oluştuğu ve dalgaların taban kayadan zemin yüzüne doğru sinüzoidal hareketler halinde yayılmasını kabul eden yöntemler
- b) Yatay zemin tabakalarını birbirlerine kayma yayları ile bağlı toplu kütleler olarak ele alan ve tabanında yaratılan bir hareket sonucu bu sistemin davranışını klasik dinamik analiz yöntemleri ile inceleyen yöntemler
- c) Karmaşık tabakalaşma ve sınır koşulları olan zemin problemlerinde, zemini sonlu elemanlar olarak idealize eden ve iki yönlü toplu kütlelerin dinamik davranışı olarak inceleyen yöntemler

Bu yöntemlerde genellikle zemin tabakalarının davranışının esas olarak taban kayadan yukarı doğru yayılan kayma dalgaları tarafından etkilendiği varsayımı geçerli sayılmaktadır. Bu kavrama dayanan ve non-lineer davranışı göz önüne alan hesap yöntemleri ile elde edilen sonuçların bir çok arazi gözlemleri ile uyumlu sonuçlar verdiği görülmüştür.

Zeminlerin yüksek derecede lineer olmayan özellikleri olması nedeni ile, saha özelliklerinin belirlenmesinde ve analizlerde lineer olmayan özelliklere önem verilmesi gerekmektedir (MERM, 2003). Zemin tabakalarının lineer olmayan davranışlarını hesaba katmak için Schnabel vd. (1972) tarafından günümüzde en çok kullanılmakta olan bilgisayar programı SHAKE geliştirilmiştir. Programda lineer olmayan çözüm için eşdeğer lineer analiz yaklaşımı kullanılarak, düşey yönde hareket eden kayma dalgalarının etkisi altındaki yatay zemin tabakalarının davranışı hesaplanmaktadır. Şekil 2.10'da Loma Prieta ve Mexico City depremi verileri kullanılarak yumuşak zemin tabakalarının davranışlarının SHAKE programı ile analiz sonuçları verilmiştir (Idriss,1990).

Burada, yumuşak zeminlerinde büyütme faktörlerinin kuvvetli deprem hareketlerinde daha küçük olduğu görülmektedir.



Şekil 2.10 Yumuşak zemin ve kayada ivmenin değişimi (Idriss, 1990)

SHAKE programı yatay çok tabakalı ortamda dalga yayılması probleminin çözümüne dayanan bir bilgisayar programıdır. Programda zeminin nonlinear davranışının sınımlandırılmış lineer elastik model ile yaklaşık olarak temsil edilebileceği kabul edilmektedir. Zeminlerin gerilme-şekil değiştirme özellikleri ise, deformasyon seviyelerine bağlı olarak değişen kayma modülü ve eşdeğer sönüm oranları ile ifade edilmektedir. Programda yapılan diğer kabuller ise sırası ile şöyledir (Schnabel vd. 1972):

- 1) Zemin tabakalarının yatay yönde sonsuz uzanan tabakalardan oluştuğu,
- 2) Her bir tabakanın kayma modülü, kritik sönüm oranı, yoğunluk ve kalınlıkları ile tanımlenebilecekleri ve bu değerlerin frekanstan bağımsız olduğu,
- 3) Zeminde meydana gelen tepkinin sadece anakayadan yukarı doğru düşey yönde yayılan kayma dalgaları sebebiyle olduğu,
- 4) Kayma dalgalarının eşit zaman aralıklarındaki ivme değerleri şeklinde ifade edilebileceği,
- 5) Kayma modülü ve sönümün deformasyona bağlılığının her tabaka için hesaplanan ortalama efektif deformasyonlara dayanan bir eşdeğer lineer yöntem ile dikkate alınabileceği.

Eşdeğer lineer analiz metodu kesin limitleri olan bir metoddur, örneğin kalın zemin tabakaları üzerinde kısa periyotlu yüksek genlik hareketi için gerçekçi sonuçlar vermemektedir (Joyner

ve Chen, 1975). Dahası boşluk suyu basınçlarını hesaba katmayan bir toplam gerilme analizi kullanılmaktadır. Buna bağlı olarak sismik yüklemeler sonucu meydana gelen boşluk suyu basınçlarının mukavemet ve rijitlik üzerindeki etkileri, analiz sırasında sürekli olarak dikkate alınamamaktadır. Ayrıca analiz elastik olduğu için kalıcı deformasyonları hesaba katmak mümkün olmamaktadır. Bunlara rağmen üçüncü derece yöntemler için Shake gibi nonlinear analiz önemli bir yaklaşım olmaktadır.

Shake programının ilk versiyonu (1972) çıktıktan sonra, arazi dinamik analizi için çeşitli programlar önerilmiştir. Bu programlardan bazıları ise şunlardır: SHAKE90 (Schnabel vd. 1990); SHAKE91 (Idriss ve Sun, 1992); Dyna1D (Prevost, 1989); TESS1 (Pyke, 1985); DESRA2 (Lee ve Finn, 1978); EERA (Bardet vd. 2000); ve NERA (Bardet ve Tobita, 2001).

Bu tez çalışması kapsamında EERA dinamik analiz programı kullanılmıştır. Aşağıda bu programın özelliklerinden kısaca bahsedilecektir.

EERA programı ve özellikleri

1998 yılında Shake'le benzer kabuller yapılarak Fortran 90 ile EERA programı geliştirilmiştir. EERA eşdeğer lineer deprem tepki analizinin modern bir şeklidir. EERA harfleri Equivalent Earthquake Linear Response Analisis kelimelerinin baş harflerinden meydana gelmektedir. EERA, Fortran 90 dili ile hazırlanmış olan eşdeğer lineer deprem tepki analizi programının Excel'de uygulanmasıdır ve EERA'nın input ve output file'ları Excel programıyla birleştirmiştir. Bu nedenle uygulaması DOS ortamında çalışan Shake programına göre son derece kolay olmaktadır.

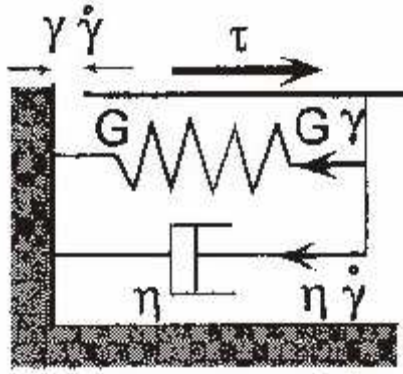
Programda zemin bir yay ve ona paralel bağlı bir amortisörden oluşan Kelvin-Voit modeli ile ifade edilmekte ve gerilme-şekil değiştirme ilişkileri bu kabule dayanarak yapılmaktadır. Kayma gerilmesi τ , kayma şekil değiştirmesi γ , ve şekil değiştirme hızı $\dot{\gamma}$ ne bağlı olarak aşağıdaki şekilde ifade edilmektedir:

$$\tau = G\gamma + \eta \dot{\gamma} \quad (2.1)$$

Burada G kayma modulünü ve η viskoziteyi temsil etmektedir. Tek boyutlu kayma kirişi kolonunda kayma gerilmesi ve onun hızı, yatay mesafe z ve zamana bağlı olarak aşağıdaki gibi tanımlanabilmektedir:

$$\gamma = \frac{\partial u(z,t)}{\partial z} \quad \text{ve} \quad \dot{\gamma} = \frac{\partial \gamma(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial^2 u(z,t)}{\partial z \partial t} \quad (2.2)$$

Şekil 2.11’de eşdeğer lineer metotta kullanılan gerilme-şekil değiştirme modeli şematik olarak gösterilmiştir.



Şekil 2.11 Eşdeğer lineer metoda kullanılan gerilme-şekil değiştirme modeli (Bardet vd. 2000)

Shake programında yapılan kabuller bu programda da aynen geçerli olmaktadır. Zemin tabakalarının sadece kayma deformasyonu yapacağı varsayıldığı için, düşey bir zemin kolonu kayma kirişi gibi düşünülerek analizler yapılmaktadır. Hareket halindeki viskoelastik elementer bir parça üzerinde kayma dalgalarının oluşturduğu kayma gerilmeleri artımları, eşit ve ters yönlü elastik ve viskoz kayma gerilmeleri artımlarına neden olacağından bu durumu ifade eden diferansiyel denklem (hareket denklemi) kurulmuş ve yerdeğiştirmeler harmonik fonksiyonlarla temsil edilerek çözüm elde edilmiştir. Tabakaların ara yüzeylerinde yer değiştirmelerin ve kayma gerilmelerinin eşitliği şartı, çözümün sürekliliğini sağlamaktadır. İki tabaka arasında transfer ya da amplifikasyon fonksiyonu, çeşitli frekanslardaki dalgaların bu tabakaların yüzeyinde oluşturduğu yerdeğiştirmelerin oranı şeklinde ifade edilmektedir. Frekans ortamında yapılan çözümlerde, öncelikle anakaya ivme kaydının Fourier dönüşümü ile kayıt frekans ortamına taşınmaktadır. Bu dönüşüm zemin tabakalarının transfer ya da amplifikasyon fonksiyonları ile çarpılarak, yüzeydeki kaydın Fourier transformu elde edilmektedir. Yüzey kaydının ters Fourier dönüşümü ile tekrar zaman ortamında, zemin davranışının etkilerini de taşıyan, ivme kaydı elde edilmektedir. Yüzeydeki ivme kaydı ya da bunun frekans ortamındaki hali, diğer parametre ya da fonksiyonların hesaplanmasında kullanılmaktadır.

Zemin davranış analizinde, önce kayma modülü ve sönümün başlangıç değerleri düşük deformasyon seviyelerine karşı gelecek şekilde seçilmekte ve tüm deprem süresi için bir elastik analiz yapılmaktadır. Bu başlangıç çözümlerinde her tabaka için efektif deformasyon seviyesi hesaplanmaktadır. Bunun için R_y olarak ifade edilen deprem magnitüdüne bağlı bir

katsayı ile maksimum deformasyon çarpılarak efektif şekil değiştirme bulunabilmektedir. Daha sonra bu efektif deformasyon seviyeleri ile uyumlu kayma modülü ve sönüm oranları seçilmekte ve bir sonraki iterasyonda kullanılmaktadır. Eşdeğer lineer analiz tüm tabakalarda şekil değiştirme ile uyumlu kayma modülü ve sönüm oranı değerleri oluşuncaya kadar devam etmektedir.

2.2.3.2 İki ya da Üç Boyutlu Analizler

Doğal zeminin homojen olmayan durumunu hesaba katmak için sonlu elemanlar metodu, sonlu farklar metodu, sınır elemanlar metodu ve Aki –Larner metodu gibi iki ve üç boyutlu analiz metodları geliştirilmiştir. Horike vd. (1990) tarafından yapılan sınıflandırma aşağıdaki şekilde özetlenebilmektedir: dalga fonksiyonu genişleme yöntemi (Sanchez-Sesma,1985); sonlu elemanlar yöntemi (Lysmer ve Drake, 1971), sonlu farklar yöntemi (Boore, 1972, Virieux, 1984), ayrık dalga sayısı yöntemi (Aki ve Larner,1970; Bouchon ve Aki,1977; Bard ve Bouchon, 1980a,1980b, 1985), sınır integral yöntemi (Wong ve Jennings,1975; Sanchez-Sesma ve Esquivel, 1979), ayrık dalga sayısı sınır eleman yöntemi (Bouchon,1985; Kawase,1988), ışın izleme ve ışın kirişi yöntemleri (Hong ve Helmberger,1978; Lee ve Langston, 1983; Nowack ve Aki, 1984).

2.3 Zemin Sıvılaşmasına Göre Bölgeleme

Tekrarlı yükler altında zemin içerisindeki boşluk suyu basıncının sürekli artması ve toplam gerilme değerine eşit olması durumunda efektif gerilme sıfır olmakta ve zeminin kayma dayanımının sıfır olmasına neden olmaktadır. Bunun neticesinde zemin elemanında sürekli olarak artan şekil değiştirmeler meydana gelmekte ve zemin tıpkı bir sıvı gibi davranmaktadır. Bu olaya zemin mekaniğinde ‘sıvılaşma’ denilmektedir. Martin vd. (1975) Marcuson (1978), Castro ve Poulos. (1977) ise sıvılaşmayı boşluk suyundaki artış ve efektif gerilmedeki azalma sonunda daneli malzemenin katı durumdan sıvı hale geçmesi olarak tanımlamaktadırlar. Depremler sırasında meydana gelmiş zemin sıvılaşmasının en çok bilinen örneği 1964 Niigata Depremi, Japonya’da gözlenmiştir. Deprem sonucunda şehrin alçak bölgelerindeki kum tabakalarının sıvılaşması sonucu yapılarda büyük hasar meydana gelmiş, zemin yüzünde ortaya çıkan çatlaklardan su ve kum kaynakları fışkırmıştır. Bir çok yapılar 1 m kadar zemin içine batmış ve aynı zamanda yana yatmıştır. Ayrıca sıvılaşmanın klasik örnekleri arasında 1920 California Calveras, 1938 Montana Fort Peck, 1971 California San Fernando (S.F.) barajlarında gözlenen hidrolik dolgu gövdelerinin akmaları ile 1964 Alaska Anchorage’daki zemin akmaları ve kaymalar gösterilebilmektedir (Özaydın, 1982).

Arazide gözlenen zemin sıvılaşmalarının ana nedenleri uzun zamandan beri anlaşılmıştır.

Genellikle suya doymun gevşek kum tabakası deprem titreşimlerine uğradığı zaman sıkışmaya ve hacmini azaltmaya eğilim göstermekte, fakat eğer drenaj mümkün değilse hacim azalması eğilimi boşluk suyu basıncı artması sonucunu doğurmakta, boşluk suyu basıncındaki bu artış ortalama çevre basıncına eşit olacak mertebeye ulaştığı zaman efektif gerilmeler sıfır olmakta, kum tabakası mukavemetini tamamen kaybetmekte ve sıvılaşmış bir duruma gelmektedir.

Deprem titreşimleri sonucu zeminlerde sıvılaşmayı ortaya çıkaran faktörler, sıvılaşmanın gözlemlendiği arazilerdeki zemin koşullarının incelenmesi ve laboratuvar deneyi sonuçlarının değerlendirilmesi ile ortaya konulmaya çalışılmaktadır. Bu çalışmalar sonucunda sıvılaşma nedeni ile en şiddetli hasarın gözlemlendiği bölgelerde temel zemininin genellikle kalın, üniform, suya doymun kum tabakalarından oluştuğu gözlenmiştir. Bu bölgelerde kumların granülometrilere bakıldığında bunların yüzde on dane çapının, D_{10} , 0.01 ile 0.25 mm arasında olduğu ve uniformluk katsayısının da 2 ile 10 arasında değiştiği görülmüştür. Sıvılaşmanın olduğu kum tabakalarında SPT-N darbe sayılarının da genelde 25'in altında kaldığı gözlenmiştir (Özaydın, 2001).

Diğer yandan sıvılaşma olarak nitelendirilen durumun depremler esnasında arazide oluşumunu etkileyen başlıca faktörler ise şöyle sıralanabilmektedir: sarsıntının şiddeti ve süresi, yer altı su seviyesinin durumu, zemin cinsi, zeminin sıkılık derecesi, çökme yaşı, çimentolanma, sismik tarihçe ve arazi gerilme durumlarıdır. Deprem sarsıntısının şiddeti ve süresi arttıkça sıvılaşma tehlikesi artmaktadır. Yer altı su seviyesinin zemin yüzeyine yakın olması sıvılaşma için uygun ortamı oluşturmaktadır. Zemin cinsi açısından üniform derecelenmiş ince orta kumlar ve plastik olmayan siltler sıvılaşmaya en elverişli zeminleri oluşturmaktadırlar. Zeminin sıkılık derecesi arttıkça sıvılaşma riski azalmaktadır. Diğer bir değişle gevşek yerleşimli zeminlerde sıvılaşma riski çok daha yüksek olmaktadır. Çökme ortamı, yaş, çimentolanma ve sismik tarihçe açısından değerlendirildiğinde su içinde çökmüş hidrolik dolgular ve genç alüvyonlarda sıvılaşma riski daha yüksek olmaktadır. Jeolojik yaşı daha eski ve daneler arası çimentolanma görülen zemin çökelleri ile geçmişte kuvvetli deprem sarsıntılarına maruz kalmış zeminlerde sıvılaşma direncinin daha yüksek olduğu belirtilmektedir.

Bir bölgedeki sıvılaşma tehlikesinin tanımlanması için bazı parametrelere ihtiyaç duyulmaktadır. Bu parametreler ise sırası ile yüzeydeki yer sarsıntı şiddeti, zemin tabakalaşması ve zemin cinsleri, zemin tabakalarının özellikleri ve sıkılık dereceleri, yer altı su seviyesinin durumu ve tekrarlı gerilmeler altında zeminin kayma mukavemeti olmaktadır. Bu parametreler beraber değerlendirilerek zemin sıvılaşma potansiyeli tespit edilebilmektedir.

(MERM, 2003).

Böylece zemin sıvılaşması, yukarıda da anlatıldığı gibi geçmiş depremlerde zemin yapıları, bina temelleri ve alt yapı sistemlerine zarar veren başlıca sebep olmuştur ve gelecekte olacak depremlerde de yapıları tehdit eden bir unsur olmaktadır. Bu nedenle sıvılaşma için bölgeleme, son zamanlarda çok önemli bir hale gelmiştir.

Sıvılaşma için bölgeleme de yine 3 derecede yapılabilmektedir.

2.3.1 1. Derece Yöntemler

Birinci derece yöntemler sıvılaşma şüphesi bulunan alanın maksimum boyutunun magnitüd-maksimum uzaklık kriteri veya şiddet kriteri kullanılarak tespit edilmesini ve varolan veriler kullanılarak sıvılaşma şüphesinin jeolojik veya jeomorfolojik kriter veya Sıvılaşma Şiddet İndeksi (LSI) kullanılarak tespit edilmesini kapsamaktadır.

2.3.1.1 Sıvılaşma şüphesi olan alanın maksimum uzaklığının tespit edilmesi

Sıvılaşma şüphesi olan alanın maksimum uzaklığının tespit edilmesi için ya magnitüd ile maksimum uzaklık kriteri veya şiddete bağlı kriterden yararlanılmaktadır. Kuribayashi ve Tatsuoka (1975) 32 tarihsel Japon depremi üzerinde yapmış oldukları araştırma sonucunda Japon Meteoroloji Dairesi ölçülerine göre tanımlanmış deprem magnitüd değeri, M_L ile sıvılaşma bölgesine en uzak episantır mesafesi, R arasındaki ilişkiyi (2.3)'deki bağıntıyla ortaya koymuşlardır.

$$\text{Log } R = 0.77 * M_L - 3.6 \quad (2.3)$$

Youd (1977), Davis ve Berrill (1983, 1984) ve Seed vd. (1984) dünyanın diğer taraflarındaki depremlerden ilave noktalar eklemişler, Liu ve Xie (1984) Çin sıvılaşmasına dayanan ortalama sınırı geliştirmiş ve (2.4)'deki gibi ortaya koymuşlardır.

$$R = 0.82 * 10^{0.862 * (M_L - 5)} \quad (2.4)$$

Burada tanımlanan M_L , Richter (1935) tarafından tanımlanmış olan deprem magnitüdüdür ve R ise sıvılaşma bölgesine episantırdan en uzak mesafe olarak tanımlanmaktadır.

Ambrassey (1988) 70 adet ilave çalışmaya ek olarak deprem araştırmaları için bir seri veriden analizler yapmıştır. Sığ depremler ve orta derinlikteki depremler için ayrı ayrı tanımlanan M_W sismik moment magnitüdü kullanarak verileri bir standarda getirmiş ve sığ odaklı depremler için sıvılaşma sınırını (2.5) bağıntısı ile ifade etmiştir.

$$M_W = 4.64 + 2.65 * 10^{-3} * R_e + 0.99 * \log R_e \quad (2.5)$$

Burada R_e , episantıra en uzak sıvılaşabilen alan uzaklığı olarak tanımlanmaktadır.

Kuribayashi ve Tatsuoka (1975)'nin çalışması Wakamatsu (1991) tarafından geçmiş 106 yıl içerisinde olmuş 67 Japon depreminden elde ettikleri yeni verileri kullanılarak yapılan çalışma ile desteklenmiştir. Çalışmanın sonucunda Wakamatsu M_J ile R ($M_J > 5.0$ için) (2.6)'deki gibi bir üst sınır tanımlamışlardır.

$$\text{Log } R = 2.22 * \log(4.22 * M_J - 19.0) \quad (2.6)$$

Tariflenmiş olan tüm üst sınır ilişkileri Şekil 2.12'de yüzey dalgası magnitudüne göre gösterilmiştir. Wakamatsu tarafından önerilen ilişki pratik maksatlar için en tutucu olanıdır. Bu nedenle sadece 46 Japon depremi göz önüne alınarak daha az tutucu olan bir ilişki yine Wakamatsu (1993) tarafından (2.7)'deki gibi geliştirilmiştir.

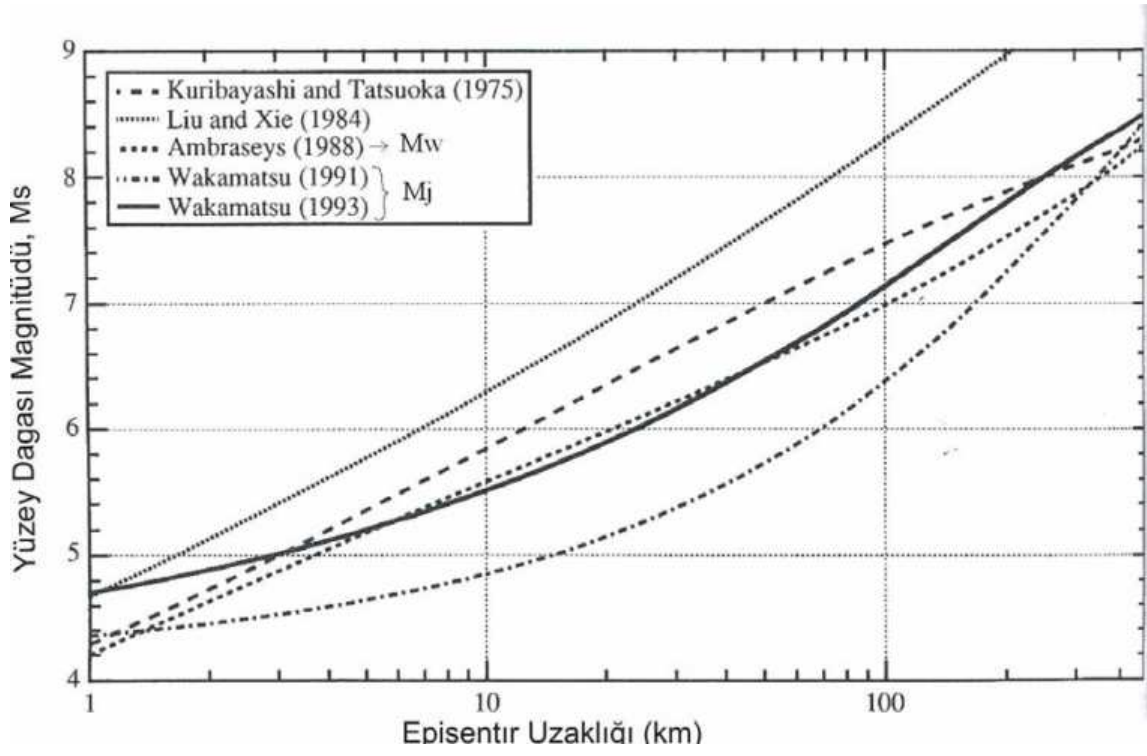
$$\text{Log } R = 3.5 * \log(1.4 * M_J - 6.0) \quad (2.7)$$

Bu tip ilişkiler Holosen sedimentlerin sıvılaşma potansiyellerinin maksimum alanının tahmin edilmesi için kullanılabilir.

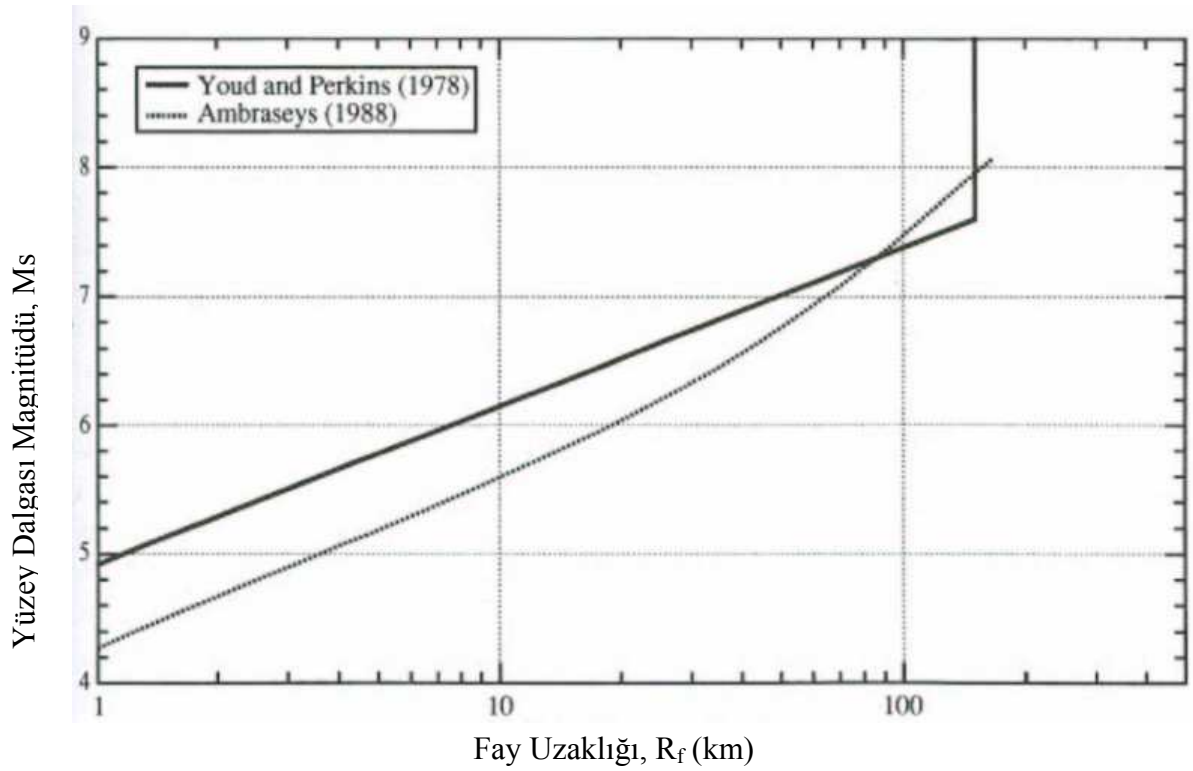
Episantr mesafesi olan R 'yi belirlemek sismik enerji kaynağı mesafesi R_f 'yi belirlemekten daha kolay olsa da R_f 'yi fay mekanizmasının iyi tariflendiği daha büyük depremler için kullanmanın daha iyi olacağı belirtilmektedir. Youd ve Perkins (1978) Şekil 2.13'de sismik enerji kaynağından yatay mesafe ile önemli sıvılaşmanın olduğu bölgeye en uzak mesafe arasındaki ilişkiyi göstermişlerdir. Burada sismik enerji kaynağı R_f fay kırılma mekanizmalarının yüzeydeki iz düşümlerine göre tanımlanmaktadır. Eğer ikincil kum kaynamaları ve çatlakların olduğu tüm sıvılaşma olayları göz önünde bulundurulursa sıvılaşabilecek bölgenin alanının çok daha büyük olacağı ifade edilmektedir. Örneğin, Ambrassey (1988) yatay mesafe R_f ile moment magnitudü (M_w) arasındaki ilişkiyi (2.8) bağıntısı ile ifade etmiştir.

$$M_w = 4.68 + 9.2 * 10^{-3} R_f + 0.90 * \log R_f \quad (2.8)$$

Şiddet kriteri kullanılarak da sıvılaşacak bölgenin sınırlarını tespiti yapılabilir. Kuribayashi ve Tatsuoka (1975) ve Wakamatsu (1991) geçmişte sıvılaşmış bölgelerin sismik şiddetlerini analiz etmişler ve sıvılaşan bölgelerin ya Japon Meteoroloji Dairesi standardına göre V ve büyük şiddet değeri, veya Modifiye edilmiş Merkalli skalasına göre VIII ve daha büyük şiddetin görüldüğü Holosen çökellerinde olduğunu ifade etmişlerdir. Şekil 2.4'de kullanılan çeşitli şiddet skalalarının birbirlerine göre değişimleri gösterilmektedir.



Şekil 2.12 Yüzey dalgası magnitudü M_s ile en uzak sivilaşma bölgesine episentir mesafesi R arasındaki ilişki (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993)

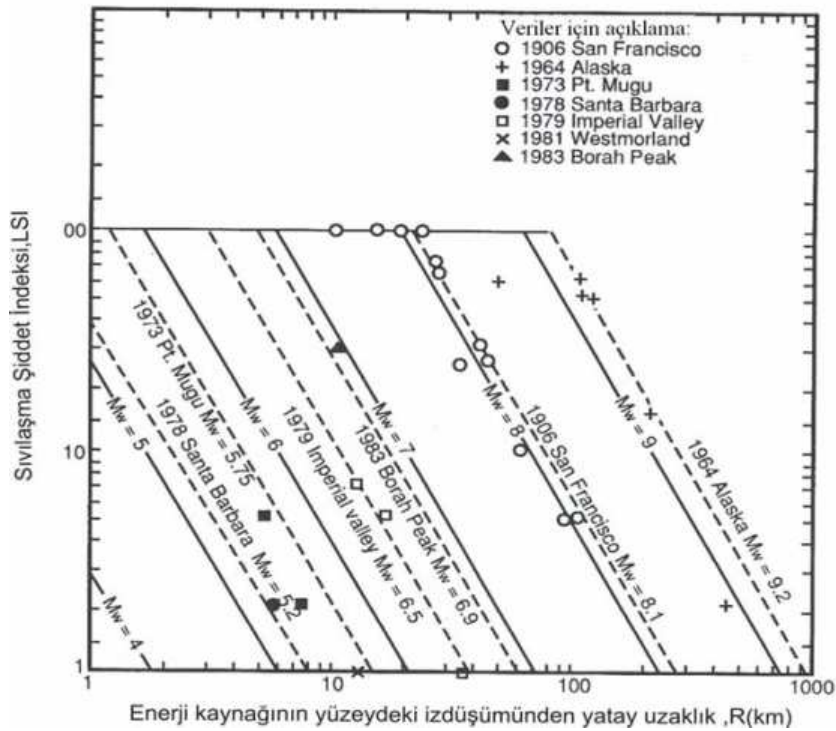


Şekil 2.13 Yüzey dalgası magnitudü M_s ile deprem fay alanından sivilaşma bölgesine en uzak mesafe R_f arasındaki ilişki (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993)

2.3.1.2 Varolan verilerden sıvılaşma şüphesinin değerlendirilmesi

Varolan jeolojik ve jeomorfolojik veriler kullanılarak veya sıvılaşma şiddet indeksine göre bölgelemeler yapılabilmektedir. Kuribayashi ve Tatsuoka (1975), Yasuda ve Tohno (1988) ve Wakamatsu (1991) sıvılaşmanın daha önce olan yerlerde tekrar edeceğini düşünerek bir değerlendirme yapmışlardır. Özellikle geçmişte meydana gelmiş sıvılaşma olayları ile jeolojik ve jeomorfolojik özellikler arasındaki korelasyon kurulabilirse, bu bölgelerin gelecekteki bir depremde de sıvılaşabileceği söylenebilmektedir. Bu konuda Iwasaki vd. (1982) tarafından birkaç düzine Japon depremi analiz edilmiş ve jeomorfolojik özelliklere göre sıvılaşma potansiyelini değerlendirmişlerdir.

Sıvılaşma etkilerinin şiddetini belirlemek için, Youd ve Perkins (1987a) LSI ile ifade ettikleri bir sıvılaşma şiddet indeksi tanımlamışlardır. LSI ifadesi sıvılaşmanın yayılmasının maksimum mesafesine göre tarıflenebilmektedir. Amerika'da olmuş depremler için deprem enerji kaynağından yatay uzaklık ile LSI arasındaki ilişkiyi Şekil 2.14'de göstermişlerdir.



Şekil 2.14 Sismik enerji kaynağından uzaklık ile sıvılaşma şiddet indeksi (LSI) arasındaki ilişki (Youd ve Perkins, 1987a)

2.3.2 İkinci derece yöntemler

İkinci aşama, sıvılaşma potansiyelinin değerlendirilmesi için jeolojik ve jeomorfolojik özelliklere bağlı olarak oluşturulmuş tablolar vasıtasıyla (Youd ve Perkins, 1978; Wakamatsu, 1992) bölgenin değerlendirilmesi veya sıvılaşma potansiyelinin özel arazi jeolojik

ve jeomorfolojik araştırmalarına dayandırılarak değerlendirilmesini içermektedir.

2.3.2.1 Sıvılaşma potansiyelinin değerlendirilmesi için jeolojik ve jeomorfolojik kriter

Çizelge 2.13 ve Çizelge 2.14’de belirtilen özellikler sıvılaşma potansiyelinin tespit edilmesi için kullanılabilmektedir.

2.3.2.2 Detaylı arazi incelemeleri yaparak jeolojik ve jeomorfolojik özelliklerin tespit edilmesi

Maliyet açısından daha pahalı olan bu yöntemle arazi araştırmaları yardımı ile sıvılaşma potansiyeli daha güvenilir olarak belirlenebilmektedir. Youd ve Perkins (1987) sıvılaşma şüphesi için jeolojik özelliklere göre yapılan harita ile jeomorfolojik özelliklere göre yapılan haritaları birleştirmişler ve varsayımsal bir harita elde etmişlerdir. Bu tip haritalar 1989 Loma Prieta depremi oluncaya kadar geçerli olmuştur.

2.3.3 Üçüncü derece yöntemler

Üçüncü derece yöntemler sıvılaşma potansiyelinin tespit edilmesinde aşağıda sıralanan üç adımda belirtilen araştırmaların yapılmasının gerektiği, 2. ve 3. derece yöntemlere göre daha fazla arazi ve laboratuvar deneylerinin yapılmasına ihtiyaç duyulan yöntemlerdir. Yapılması gereken adımlar ise şöyledir:

- 1) Zemin çökelinin sıvılaşma direncinin tespit edilmesi;
- 2) Zemin çökeline deprem esnasında oluşan maksimum ya da eşdeğer tekrarlı kayma gerilmesinin tespit edilmesi;
- 3) 1) ve 2)’de elde edilen sonuçlara dayanarak zemin çökelinin sıvılaşma potansiyelinin tespit edilmesi;

Bu aşamada sıvılaşma potansiyelinin tespit edilmesi için Standart Penetrasyon Deneyi, Koni Penetrasyon Deneyi sonuçlarının kullanılabildiği gibi, arazi deneyleri ile korelasyona dayanan amprik bağıntılar kullanılarak veya örselenmemiş numuneler üzerinde laboratuvar deneyleri yapılarak, ya da Geliştirilmiş Çin Kriterleri yöntemiyle incelenen bölgenin sıvılaşma potansiyeli tespit edilebilmektedir. SPT deneyi ile elde edilen SPT-N darbe sayısı kullanılarak bulunan zeminin kayma direncinin, uygulanan kayma gerilmesine oranı (Seed vd.,1985) bulunabilmekte ve zeminin sıvılaşmaya karşı güvenlik faktörü hesaplanabilmektedir. Diğer bir yaklaşım ise, Iwasaki vd. (1978) tarafından geliştirilen ve basit geotekniksel analiz olarak özetlenen metoda dayanan Japon Köprü şartnamesi’ne göre sıvılaşma kapasitesi faktörünün tespit edilmesidir. Bir başka yaklaşım ise sıvılaşmanın değerlendirilmesi için Taiping vd. (1984) ve Ishihara (1985) tarafından geliştirilen bir

Çizelge 2.13 J.M.A. V veya M.M.S. VIII şiddetine göre jeomorfolojik olarak sınıflaştırma şüphesi (Wakamatsu, 1992)

Jeomorfolojik koşullar		Sınıflaştırma potansiyeli
Sınıflandırma	Özel Durumlar	
Düz Vadi	Çakıl ve iri kayadan oluşan	Mümkün değil
	Kumlu zeminden oluşan	Mümkün
Alüviyal yelpaze	Düşey derecelenme %0.05'den büyük	Mümkün değil
	Düşey derecelenme %0.05'den küçük	Mümkün
Doğal çökel tabakası	Çökelin en üstü	Mümkün
	Çökelin kenarı	Belki
Bataklık		Mümkün
Terkedilmiş dere yatağı		Mümkün
Kurumuş dere yatağı	Çakıldan oluşan	Mümkün değil
	Kumlu zeminden oluşan	Mümkün
Delta		Mümkün
Bar	Kum barı	Mümkün
	Çakıl barı	Mümkün değil
Kumul	Kumulun en üstü	Mümkün değil
	Kumulun eğimli yerleri	Mümkün
Sahil	sahil	Mümkün değil
	Yapay sahil	Mümkün
Düz ova		Mümkün
Drenajla kullanılabilir hale getirilmiş alan		Mümkün
Kullanılabilir hale getirilmiş alan		Mümkün
Kaynak		Mümkün
Dolgu	Ovada bulunan dolgu	Mümkün
	Uçurumda bulunan dolgu	Mümkün
	Bataklık üzerinde	Mümkün
	Drenajla kullanılabilir hale getirilmiş alan üzerinde	Mümkün
	diğer	Mümkün

Çizelge 2.14 Kuvvetli yer sarsıntıları esnasında sediment tabakalarının sıvılaşma potansiyelleri (Youd ve Perkins, 1978)

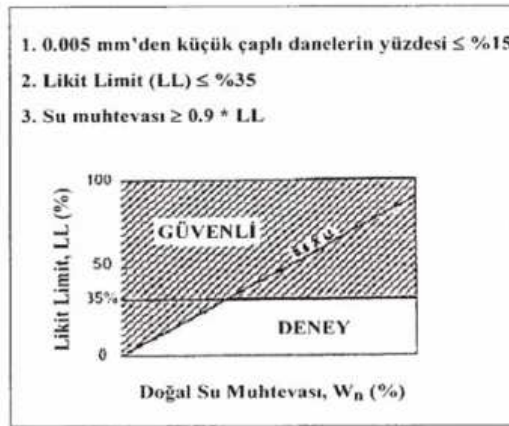
Depozit tipi	Depozitteki kohezyonsuz sedimentlerin dağılımı	Eğer suya doygunsa kohezsuz zeminlerin sıvılaşma ihtimali			
		<500 yıl	Holosen	Pleistosen	Prepleistosen
Kıtasal Depozit					
Dere kanalı	Bölgesel değişen	Çok yüksek	Yüksek	Düşük	Çok düşük
Taşkın yatağı	Bölgesel değişen	Yüksek	Orta	Düşük	Çok düşük
Alüvial fan ve yatağı	Yaygın	Orta	Düşük	Düşük	Çok düşük
Kıyı taraçası ve yatağı	Yaygın		Düşük	Çok düşük	Çok düşük
Delta ve fan-delta	Yaygın	Yüksek	Orta	Düşük	Çok düşük
Gölsel çökeller	Değişen	Yüksek	Orta	Düşük	Çok düşük
Kollovial	Değişen	Yüksek	Orta	Düşük	Çok düşük
Talksal çökeller	Yaygın	Düşük	Düşük	Çok düşük	Çok düşük
Kumul	Yaygın	Yüksek	Orta	Düşük	Çok düşük
Lösler	Değişen	Yüksek	Yüksek	Yüksek	Çok düşük
Buzullara ait	Değişen	Düşük	Düşük	Çok düşük	Çok düşük
Tüf	Nadir	Düşük	Düşük	Çok düşük	Çok düşük
Tefra	Yaygın	Yüksek	Yüksek	?	?
Rezidüel zemin	Nadir	Düşük	Düşük	Çok düşük	Çok düşük
Sebka	Bölgesel değişen	yüksek	orta	Düşük	Çok düşük
Kıyı zone					
Delta	Yaygın	Çok yüksek	Yüksek	Düşük	Çok düşük
Haliç çökeli	Bölgesel değişen	Yüksek	Orta	Düşük	Çok düşük
Sahil					
Düşük dalga enerjisi	Yaygın	Orta	Düşük	Çok düşük	Çok düşük
Yüksek dalga enerjisi	Yaygın	Yüksek	Orta	Düşük	Çok düşük
Lagün	Bölgesel değişen	Yüksek	Orta	Düşük	Çok düşük
Kıyı önü	Bölgesel değişen	Yüksek	Orta	düşük	Çok düşük
Yapay Dolgu					
Sıkıştırılmamış Dolgu	Değişen	Çok yüksek			
Sıkıştırılmış Dolgu	Değişen	Düşük			

yöntemle SPT-N darbe sayısına bağlı olarak kritik bir penetrasyon direnci hesaplanmaktadır. Koni penetrasyon deneyi sonuçları kullanılarak kumlar ve siltli kumlar için sıvılaşma direnci Seed ve Alba (1986) tarafından geliştirilen formüller yardımıyla hesaplanabilmektedir.

Üçüncü derece yöntemler olarak Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü yönetiminde DRM projesi kapsamında hazırlanmış olan sismik mikrobölgeleme şartnamesinde (MERM, 2003) kabul edilen 6 farklı yöntemden kısaca bahsedilecektir.

2.3.3.1 Geliştirilmiş Çin Kriterleri

Şekil 2.15'te gösterildiği gibi Finn vd. (1994) tarafından yapılan çizelge kullanılarak zeminin sıvılaşma potansiyeli araştırılabilmektedir.



Şekil 2.15 Geliştirilmiş Çin kriterleri (Finn vd., 1994'den alınmıştır)

Çizelge 2.15 Siltli ve killi kumların sıvılaşma olasılığı (Andrews ve Martin 2000'den alınmıştır)

	Likit Limit ¹ < 32	Likit Limit ¹ ≥ 32
Kil içeriği ² < 10%	Sıvılaşmaya hassas	İleri çalışmalar gerektirmektedir. (Mika gibi plastik olan ancak kil boyutunda olmayan daneler göz önüne alınmalıdır)
Kil içeriği ² ≥ 10%	İleri çalışmalar gerektirmektedir. (Maden ve taş ocak atıkları gibi plastik olmayan ancak kil boyutundaki daneler göz önüne alınmalıdır)	Sıvılaşma tehlikesi yok

*1. Casagrande deney aleti ile belirlenen likit limit, 2. Kil dane boyutu 0.002 mm'den küçük malzeme olarak tanımlanmıştır.

Andrews ve Martin (2000) geliştirilmiş Çin kriterlerini Amerika'daki geleneksel kabullere göre, yani kil boyutunu 0.002 mm'den küçük kabul ederek yeniden değerlendirmişlerdir. Andrews ve Martin, %10'dan az kil içeren ve 40 no'lu elek altına geçen bölümünün likit limit (LL) değeri %32'nin altında olan zeminleri potansiyel sıvılaşabilir olarak nitelemişler, bu koşulların aksi durumları sağlayan zeminlerde tekrarlı gerilmelerle meydana gelen klasik sıvılaşmasının gerçekleşmesinin mümkün olmadığı sonucuna varmışlardır. Bu iki tür arasında kalan zeminlerde ise, numuneler alınarak, deney yöntemleri ile sıvılaşma potansiyellerinin belirlenmesi gerektiğini belirtmişlerdir. Şekil 2.14'de bu kriterlerin özeti verilmiştir.

2.3.3.2 Örselenmemiş Numuneler Üzerinde Laboratuvar Deneyleri Yapılması

Örselenmemiş numuneler üzerinde laboratuvar deneyleri yapılması, numunenin alınması, taşınması ve laboratuvarda tekrar konsolide edilmesi sırasındaki örselenmelerden dolayı güçlükler içermekte ve sonuçlarının güvenilirliği de tartışılır hale gelmektedir. Ayrıca, dinamik basit kesme deneyinin yapılmasının zor ve pahalı bir yöntem olması, dinamik üç eksenli deneylerin ise sismik problemlerin çoğunun ilgilendiği temel yükleme durumlarını tam olarak ifade edememesi gibi sorunlar bulunmaktadır. Uygun “donmuş” numune alma tekniklerinin kullanılması ve ardından yapılan basit kesme veya burkulmalı kesme deneyleri bir seviyeye kadar yardımcı olabilmekte, ancak yöntemlerin uygulamadaki zorlukları ve maliyetleri bu yöntemlerinin kullanılabilirliğini kısıtlamaktadır (Seed vd., 2001).

2.3.3.3 Arazi Deneyleri İle Korelasyona Dayanan Amprik Bağlılıkların Kullanılması

Arazi deneyleri, sıvılaşma potansiyelinin sayısal olarak değerlendirilmesi için mühendislik uygulamalarında yaygın olarak kullanılan bir yöntemdir. Zeminlerin sıvılaşma direncinin değerlendirilmesi için iki değişkenin hesaplanması veya tahmin edilmesi gerekli olmaktadır (Seed vd., 2001; Youd vd., 2001):

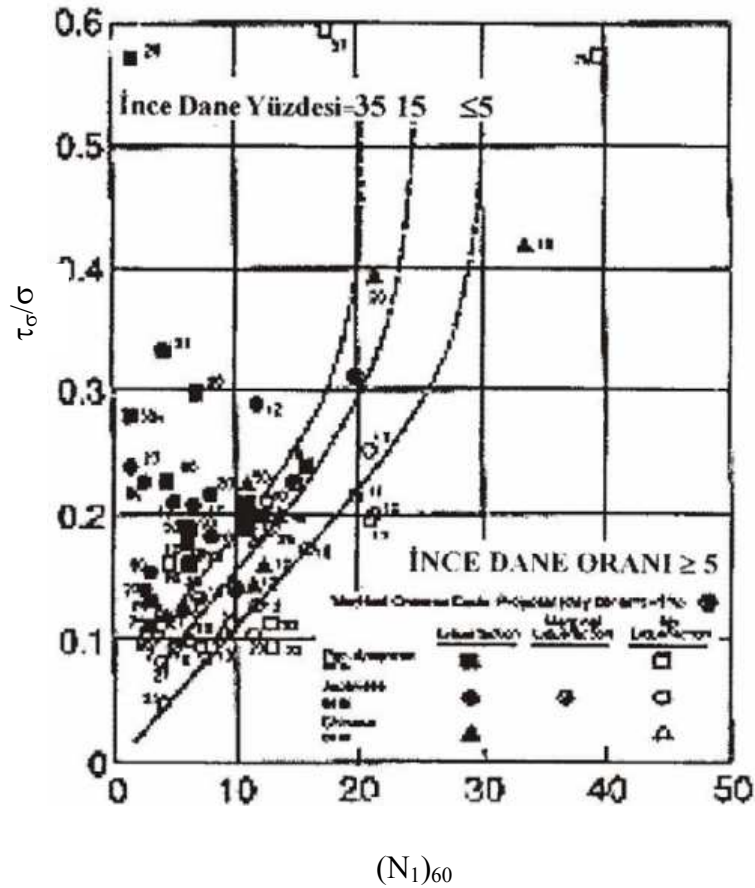
- 1) CSR olarak ifade edilen , bir zemin tabakasında deprem sırasında oluşan tekrarlı gerilme oranı
- 2) CRR olarak ifade edilen, bir zeminin sıvılaşmaya karşı koyma kapasitesi

2.3.3.4 Standart Penetrasyon Deneyi Verilerine Dayanan Yöntemler

Bu kapsamda Seed vd. (1984, 1985) tarafından geliştirilmiş olan Basitleştirilmiş Yöntem, ile NCEER (1997) ve Youd vd. (2001) tarafından geliştirilen Geliştirilmiş Basit Yöntem tekniklerinden bahsedilecektir.

Basitleştirilmiş Yöntem

Bu yöntem, SPT deney sonuçlarını etkileyen düşey gerilme ve enerji faktörleri ile ekipman ve deney uygulanmasına bağlı faktörlere göre düzeltilmiş $N_{1,60}$ değerleri ile tekrarlı yüklemelerin şiddetini deprem büyüklüğünün ağırlıklı eşdeğer üniform tekrarlı gerilme oranı (CSR_{eq}) arasındaki ilişkiyi esas almaktadır. Şekil 2.16'da gösterildiği üzere, düzeltilmiş $N_{1,60}$ değerleri ve sıvılaşmayı tetiklemek için gerekli tekrarlı gerilmenin büyüklüğü arasındaki korelasyon aynı zamanda ince dane oranının da bir fonksiyonu olmaktadır (Seed vd., 2001).



Şekil 2.16 Mw= 7.5 büyüklüğündeki depremler ve farklı ince dane oranları için eşdeğer tekrarlı gerilme oranı ve SPT-N 1,60 değeri arasındaki ilişki (Seed vd.,1984;1985'den)

CSR_{eq} , Seed ve İdriss (1971) basitleştirilmiş yönteminden aşağıdaki gibi tahmin edilebilmektedir,

$$CSR_{peak} = \frac{a_{max}}{g} \frac{\sigma_v}{\sigma_v'} r_d \quad (2.9)$$

$$CSR_{eq} = 0.65 * CSR_{peak} \quad (2.10)$$

Burada $a_{\max}$, yüzeydeki maksimum yatay ivme; g , yerçekimi ivmesi; σ_v , incelenen derinlikteki toplam düşey gerilme; σ'_v , incelenen derinlikteki efektif düşey gerilme; r_d , gerilme azaltma katsayısı olmakta, r_d değerleri

$$r_d = 1 - 0.015 * z \quad (2.11)$$

bağıntısı ile bulunabilmektedir. Burada z , metre cinsinden yüzeyden derinliktir.

Geliştirilmiş Basit Yöntem (NCEER, 1997; Youd vd., 2001)

Basitleştirilmiş yöntemin iyileştirilmiş hali olan bu yöntem Youd vd. (2001)'den özetlenmiştir. Buna göre yöntem 5 adımdan oluşmaktadır. 1.adımda CSR Seed ve Idriss (1971)'den alınarak,

$$CSR = \frac{\tau_{av}}{\sigma_v} = 0.65 * \frac{a_{\max}}{g} \frac{\sigma_v}{\sigma'_v} r_d \quad (2.12)$$

eşitliği ile hesaplanmaktadır. Burada $a_{\max}$, yüzeydeki maksimum yatay ivme; g , yerçekimi ivmesi; σ_v , toplam düşey gerilme; σ'_v , efektif düşey gerilme; r_d , gerilme azaltma katsayısı olmakta, r_d değerleri Liao ve Whitman (1986b)'dan tahmin edilerek,

$$z \leq 9.15 \text{ m için} \quad r_d = 1.0 - 0.00765 * z \quad (2.13)$$

$$9.15 < z \leq 23 \text{ m için} \quad r_d = 1.174 - 0.0267 * z \quad (2.14)$$

şeklinde bulunabilmektedir.

İkinci adımda düzeltilmiş $N_{1,60}$ değerlerini hesaplamak için

$$N_{1,60} = N * C_N * C_R * C_S * C_B * C_E \quad (2.15)$$

Burada N , ölçülen standart penetrasyon direnci; C_N , N değerini ortak bir referans olarak alınan efektif düşey gerilmeye göre normalize etmek için bir katsayı; C_R , tij boyu düzeltmesi; C_S , standart olmayan numune alıcılar için düzeltme; C_B , kuyu çapı düzeltmesi; C_E , tokmak enerji oranı için düzeltme olmaktadır.

C_N , Liao ve Whitman (1986b)'dan hesaplanmaktadır.

$$C_N = \left(\frac{P_a}{\sigma'_v} \right)^{0.5} \quad (2.16)$$

Burada σ_v' , efektif jeolojik gerilmeyi ifade etmektedir. $P_a = 100$ kPa (1 atm)'dir. C_N değerinin 1,7 değerini aşmaması gerektiği ifade edilmektedir. C_N , Kayen vd. (1992) tarafından önerilen ve C_N değerini 1,7 olarak sınırlayan bağıntıya göre de hesaplanabilmektedir.

$$C_N = \frac{2.2}{\left(1.2 + \sigma_v' / P_a\right)} \quad (2.17)$$

Çizelge 2.16'da (2.15) bağıntısında kullanılan diğer düzeltme sayılarının değerleri özetlenmektedir.

3. adımda $N_{1,60}$ değerleri ince dane oranlarını (FC) hesaba katmak için aşağıdaki bağıntı ile düzeltilmelidir,

$$N_{1,60,CS} = \alpha + \beta * N_{1,60} \quad (2.18)$$

Burada α ve β aşağıdaki ilişkilerden hesaplanan katsayılardır:

$$FC \leq \% 5 \text{ için} \quad \alpha = 0, \quad \beta = 1.0 \quad (2.19a)$$

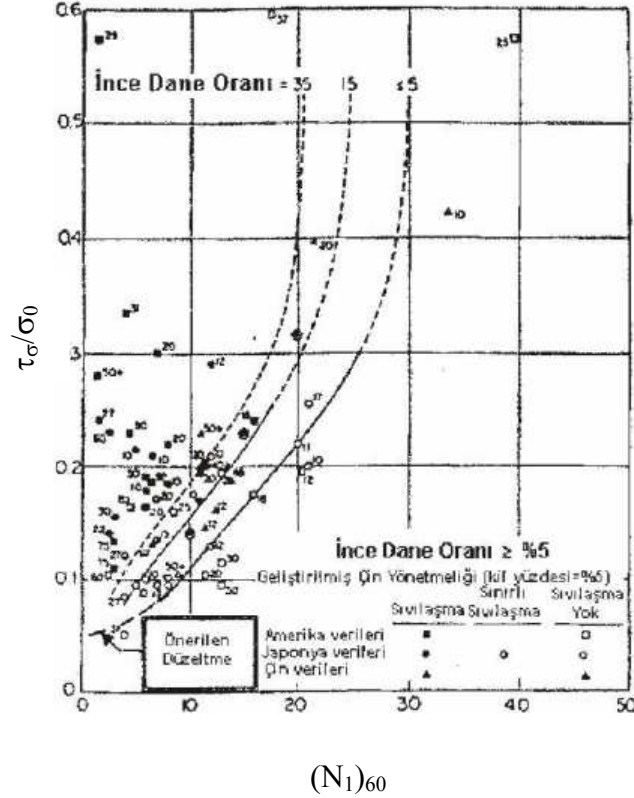
$$\%5 < FC < \%35 \text{ için} \quad \alpha = \exp[1.76 - (190/FC^2)], \quad \beta = [0.99 + (FC^{1.5}/1000)] \quad (2.19b)$$

$$FC \geq \%35 \text{ için} \quad \alpha = 5.0, \quad \beta = 1.2 \quad (2.19c)$$

Çizelge 2.16 Robertson ve Wride (1998) tarafından oluşturulan SPT düzeltmeleri (Youd vd., 2001)

Faktör	Ekipmana Bağımlılık	Terim	Düzeltilme
Mevcut düşey basınç	Tamburlu	C_N	$(P_A/\sigma_v')^{0.5}$
Mevcut düşey basınç	tokmak	C_N	$C_N \leq 1.7$
Enerji oranı	Güvenlik kilitli	C_E	0.5-1.0
Enerji oranı	tokmak	C_E	0.7-1.2
Enerji oranı	Tamburlu	C_B	0.8-1.3
Enerji oranı	otomatik	C_B	1.0
Enerji oranı	tokmak	C_B	1.05
Kuyu çapı	65-115 mm	C_R	1.15
Kuyu çapı	150 mm	C_R	0.75
Kuyu çapı	200 mm	C_R	0.8
Tij boyu	<3 m	C_R	0.85
Tij boyu	3-4 m	C_S	0.95
Tij boyu	4-6 m	C_S	1.0
Tij boyu	6-10 m	C_S	1.0
Tij boyu	10-30 m	C_S	1.1-1.3

Numune alma yöntemi	Standart numune alıcı		
Numune alma yöntemi	İç kılıfsız numune alıcı		



Şekil 2.17 Mw = 7.5 büyüklüğündeki depremler için, farklı ince dane oranlarına göre NCEER çalışma gurubu tarafından önerilen düşük tekrarlı gerilme oranı düzeltmesi yapılarak elde edilen eşdeğer tekrarlı gerilme oranı ve SPT-N 1,60 değeri arasındaki ilişki (Seed vd.,1986'den düzenlenmiştir)

4. adımda elde edilen $N_{1,60,CS}$ değerleri sıvılaşma direncini değerlendirmek için Seed vd. (1985) tarafından önerilen %5 veya daha düşük ince dane oranı eğrilerine göre Şekil 2.17'de gibi düzenlenir.

Bu eğrinin denklemi aşağıdaki gibi yaklaşık olarak hesap edilebilmektedir,

$$CRR_{7.5} = \frac{1}{34 - N_{1,60}} + \frac{N_{1,60}}{135} + \frac{50}{(10N_{1,60} + 45)^2} - \frac{1}{200} \quad (2.20)$$

Bu bağıntı $N_{1,60} < 30$ için geçerli olmaktadır. $N_{1,60} \geq 30$ için temiz kaba daneli zeminler sıvılaşma açısından çok sıkıdır ve sıvılaşmayan zeminler olarak nitelendirilebilmektedir (Youd vd., 2001).

5. adımda ise deprem büyüklüğü düzeltilmesi yapılmaktadır. Bunun nedeni ise Şekil 2.17'de

verilen eğrilerin sadece 7,5 büyüklüğündeki bir deprem için geçerli olmasıdır. Deprem büyüklüğü katsayısı için MSF kullanılarak güvenlik sayısı aşağıdaki gibi hesaplanabilmektedir,

$$FS = (CRR_{7.5} / CSR) * MSF \quad (2.21)$$

$$MSF = 10^{2.24 / M_w^{2.56}} \text{ (Idriss, 1995)} \quad (2.22)$$

Çetin vd. (2000) ve Seed vd. (2001) Tarafından Geliştirilen Yeni Yöntem

Bu yöntem altı adımdan meydana gelmektedir. 1. adımda ölçülen N değerleri (2.13) bağıntısına göre $N_{1,60}$ değerlerine dönüştürülmekte ve C_N değeri ise 2.16 bağıntısı kullanılarak hesaplanmaktadır.

2. adımda elde edilen $N_{1,60}$ değerleri ve ince dane oranına (FC) göre aşağıdaki bağıntı kullanılarak $N_{1,60,CS}$ değerleri bulunacaktır.

$$N_{1,60,CS} = N_{1,60} C_{FC} \quad (2.23)$$

burada C_{FC} ise

$$FC \geq \%5 \text{ ve } FC < \%35 \text{ arasında } C_{FC} = (1 - 0.004FC) + 0.005 \left(\frac{FC}{N_{1,60}} \right) \quad (2.24)$$

burada FC: ince dane yüzdesi (0.0074 mm'den küçük danelerin ağırlıkça yüzdesi) olmakta ve tam sayı ile ifade edilmektedir.

3. adımda eşdeğer tekrarlı gerilme oranının CSR_{eq} , Seed ve Idriss (1971)'den yararlanılarak aşağıdaki bağıntılarla hesaplanan r_d değeri kullanılarak tahmin edilebileceği belirtilmektedir.

$d < 65$ ft (19.8 m) için

$$r_d(d, M_w, a_{max}, V_{s,40}^*) = \frac{\left[1 + \frac{-23.013 - 2.949a_{max} + 0.999M_w + 0.016V_{s,40}^*}{16.258 + 0.201e^{0.104(-65 + 0.0785V_{s,40}^* + 24.888)}} \right]}{\left[1 + \frac{-23.013 - 2.949a_{max} + 0.999M_w + 0.016V_{s,40}^*}{16.258 + 0.201e^{0.104(0.0785V_{s,40}^* + 24.888)}} \right]} = \pm \sigma_{\varepsilon_d} \quad (2.25)$$

$d \geq 65$ ft (19.8 m) için

$$r_d(d, M_w, a_{max}, V_{s,40}^*) = \frac{\left[1 + \frac{-23.013 - 2.949a_{max} + 0.999M_w + 0.016V_{s,40}^*}{16.258 + 0.201e^{0.104(-65 + 0.0785V_{s,40}^* + 24.888)}} \right]}{\left[1 + \frac{-23.013 - 2.949a_{max} + 0.999M_w + 0.016V_{s,40}^*}{16.258 + 0.201e^{0.104(0.0785V_{s,40}^* + 24.888)}} \right]} - 0.0014(d - 65) \pm \sigma_{\varepsilon_d} \quad (2.26)$$

$$\text{burada } d < 40 \text{ ft (12.2 m) için } \sigma_{\sigma_d}(d) = d^{0.850} 0.0072 \text{ ve} \quad (2.27)$$

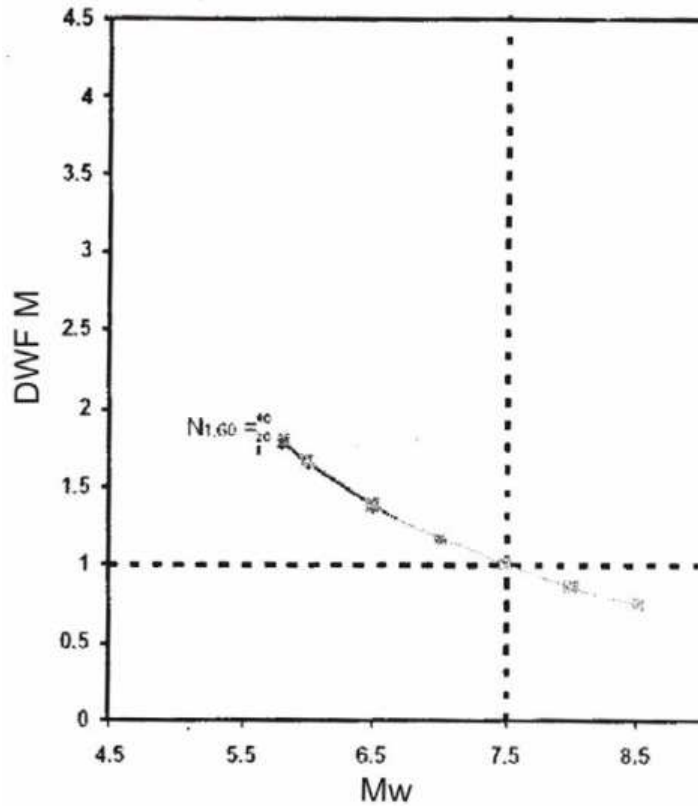
$$d \geq 40 \text{ ft (12.2 m) için } \sigma_{\sigma_d}(d) = 40^{0.850} 0.0072 \quad (2.28)$$

burada $a_{\max}$, yüzeydeki en büyük ivme; M_w , deprem büyüklüğü ; $V_{s,40}^*$, zemin esnekliği ft/sn (40 ft'in (12.2 m), kayma dalgası hızının bu mesafeden geçiş zamanına bölünerek elde edilen, üst 40 ft (12.2 m) için ortalama kayma dalgası hızı) olarak tanımlanmaktadır.

4.adımda elde edilen CSR_{eq} değerleri, deprem büyüklüğü ile ilişkilendirilen Süre Ağırlık Katsayısı (DWF_M) kullanılarak CSRN değerlerine aşağıdaki gibi çevrilebilmektedir,

$$CSRN = CSR_{eq,M=7.5} = CSR_{eq} / DWF_M \quad (2.29)$$

Burada CSRN süre için (veya eşdeğer tekrar sayısı için) düzeltilmiş CSR_{eq} değeridir ve $M_w=7.5$ büyüklüğünde eş süreye sahip ortalama bir depremin eşdeğer CSR değerini temsil etmektedir. Şekil 2.18'de DWF_M , $N_{1,60}$ değerlerinin bir fonksiyonu olarak gösterilmektedir.



Şekil 2.18 Önerilen deprem büyüklüğü ilişkili süre ağırlık faktörünün $N_{1,60}$ değerinin bir fonksiyonu olarak gösterilmesi (Seed vd., 2001'den)

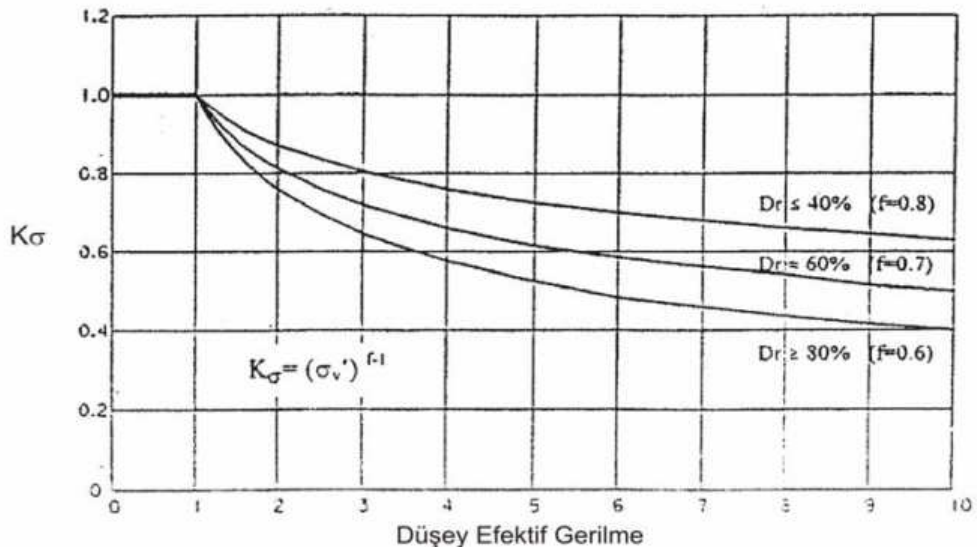
5.adımda yeni CSRN efektif düşey basınca göre düzeltilmektedir.

$$CSR^* = CSR_{eq,M=7.5,1atm} = CSRN / K_\sigma \quad (2.30)$$

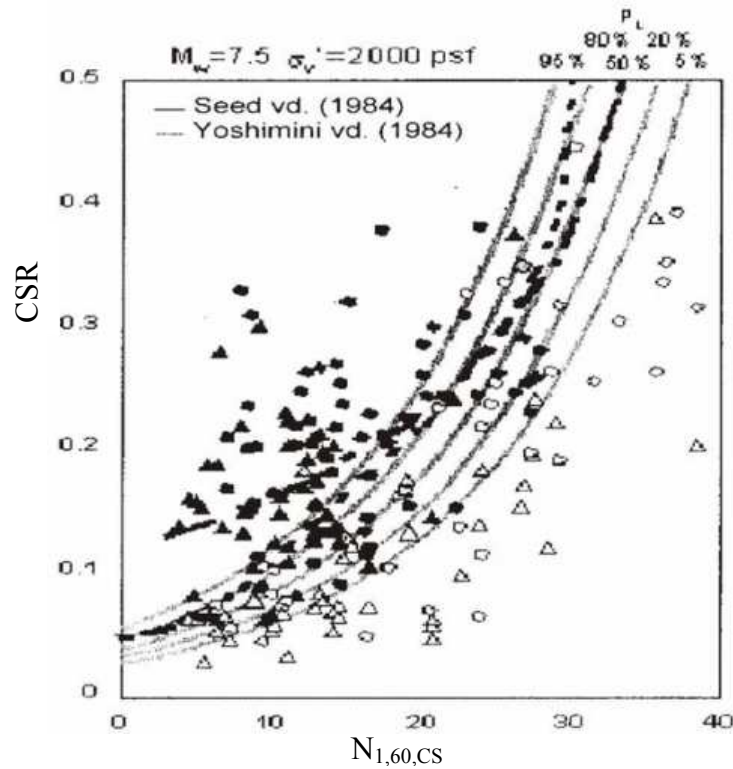
$$K_{\sigma} = (\sigma_v')^{f-1} \quad (2.31)$$

Yukarıdaki bağıntıda $f \approx 0.6-0.8$ ($N_{1,60,CS}$ 1 ile 40 arasında olmak üzere) olmaktadır. $\sigma_v' > 2$ atm için Şekil 2.19'in kullanılması Seed vd., (2001) tarafından önerilmektedir.

6.adımda ise elde edilen tam düzeltilmiş ve normalize edilmiş $N_{1,60,CS}$ ve $CSR_{eq,M=7.5,1atm}$ değerlerinin sıvılaşmanın başlangıç olasılığını değerlendirmek için Şekil 2.20 ile beraber kullanılması önerilmektedir (Seed vd., 2001). Şekilde P_L , sıvılaşma meydana gelme olasılığını ifade etmektedir.



Şekil 2.19 $\sigma_v' > 2$ atm için önerilen K_{σ} değerleri (Seed vd., 2001)



Şekil 2.20 Önerilen SPT'ye dayanan sıvılaşmanın tetikleme ilişkisi (Seed vd., 2001'den)

2.3.3.5 Koni Penetrasyon Deneyi Verilerine Dayanan Yöntemler

Robertson ve Wride (1998) Yöntemi

Bu yöntem 5 adımdan meydana gelmektedir. Birinci adımda CSR, Seed ve Idriss (1971)'den Geliştirilmiş Basit Yöntem'e göre hesaplanması önerilmektedir.

İkinci adımda, uç direnci q_c , yaklaşık olarak 100 kPa (1 atm)'e göre aşağıdaki bağıntı ile boyutsuz bir orana dönüştürülmektedir.

$$q_{c1N} = C_Q (q_c/P_a) \quad (2.32)$$

burada

$$C_Q = \left(\frac{P_a}{\sigma_v'} \right)^n \quad (2.33)$$

ve C_Q , koni penetrasyon direncini normalize etmek için bir sayı; P_a , σ_v' ile aynı birimde 1 atmosfer basıncı; n , zemin türüne göre değişen üs ve q_c ise koni penetrasyon uç direncidir. Yüzeye yakın derinliklerde C_Q düşük jeolojik basınçtan dolayı küçülmektedir, ancak yine de bu parametre için 1.7'den daha büyük değer kullanılmaması önerilmektedir (Youd vd., 2001). n üssünün değerinin zemin cinsine bağlı olarak 0,5-1.0 arasında değiştiği, killi zeminler için 1.0, temiz kumlar için 0.5, siltler ve kumlar için 0.5-1 arasında değişen değerlerin uygun olacağı (Youd vd., 2001) belirtilmektedir.

Üçüncü adımda boyutsuz uç direnci oranı q_{c1N} , ince dane oranını hesaba katmak için aşağıdaki bağıntı ile düzeltilerek $q_{c1N,CS}$ değeri elde edilmektedir,

$$q_{c1N,CS} = K_c q_{c1N} \quad (2.34)$$

burada K_c Robertson ve Wride (1998) tarafından dane özelliğine bağlı olarak tanımlanan düzeltme katsayısı olmaktadır,

$$I_c \leq 1.64 \text{ için} \quad K_c = 1.0 \quad (2.35a)$$

$$I_c > 1.64 \text{ için} \quad K_c = -0.403I_c^4 + 5.581 I_c^3 - 21.63 I_c^2 + 33.75 I_c - 17.88 \quad (2.35b)$$

bu bağıntıda

$$I_c = \left[(3.47 - \log Q)^2 + (1.22 + \log F)^2 \right]^{1/2} \quad (2.36)$$

ve

$$Q = \left[\frac{(qc - \sigma_v)}{Pa} \right] * \left[\left(\frac{Pa}{\sigma_v'} \right)^n \right], \quad F = \frac{fs}{q_c - \sigma_v} * 100 \quad (2.37)$$

fs ise sürtünme direnci olmaktadır. Robertson ve Wride (1998) zemin davranış türü endeksi I_c 'yi hesaplamak için ise aşağıdaki işlemi önermektedir:

I. Eğer $Q = \left[\frac{(qc - \sigma_v)}{Pa} \right] * \left[\left(\frac{Pa}{\sigma_v'} \right) \right]^{1.0}$ bağıntısından hesaplanan $I_c < 2.6$ ise, zemin killi ve

sıvılaşmayan olarak sınıflandırılmakta ve analiz tamamlanmaktadır.

II. Eğer $Q = \left[\frac{(qc - \sigma_v)}{Pa} \right] * \left[\left(\frac{Pa}{\sigma_v'} \right) \right]^{1.0}$ bağıntısından hesaplanan $I_c > 2.6$ ise, zemin daneli

olarak sınıflandırılmakta, C_Q ve Q , $n=0.5$ alınarak tekrar hesaplanmakta ve I_c değeri (2.36) bağıntısı ile tekrar hesaplanmaktadır.

a. Eğer tekrar hesaplanan $I_c < 2.6$ ise, zemin plastik olmayan ve daneli kabul edilerek, yeni I_c değeri sıvılaşma analizlerinde kullanılmaktadır.

b. Eğer tekrar hesaplanan $I_c > 2.6$ ise, zemin siltli kabul edilmekte ve $n=0.7$ alınarak I_c tekrar hesaplanmakta ve bu şekilde bulunan I_c değerinin sıvılaşma analizlerinde kullanılması önerilmektedir.

$I_c > 2.4$ olan bütün zeminlerde zemin türünü doğrulamak ve sıvılaşabilirliği başka kriterlere göre belirlemek için numune alınarak laboratuarda deney yapılması önerilmektedir (Youd vd., 2001)

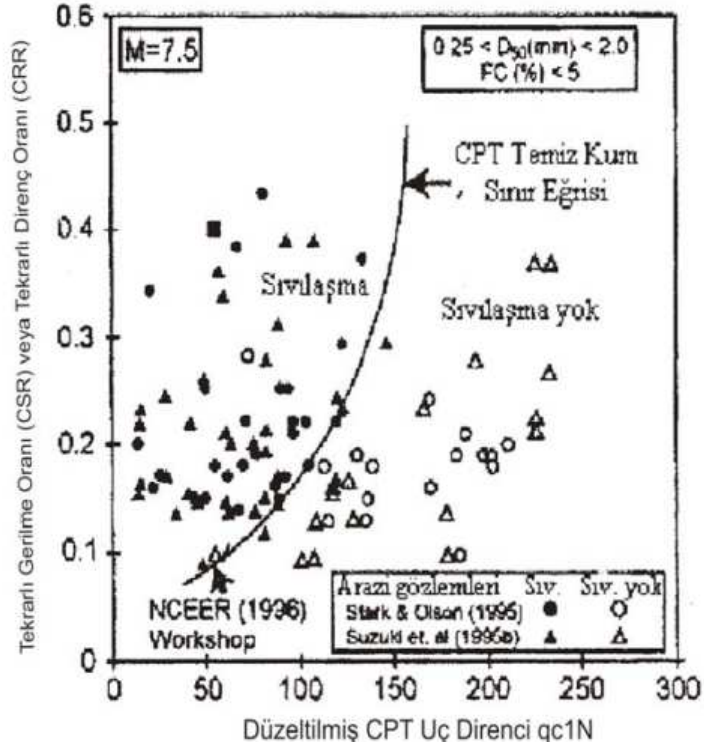
Dördüncü adımda elde edilen $q_{c1N,CS}$ değerleri Robertson ve Wride (1998) tarafından geliştirilen eğri ile beraber kullanılarak sıvılaşma direnci CRR tahmin edilmektedir. Şekil 2.21'de buna ait grafik görülmektedir.

Bu eğrinin denklemi ise yaklaşık olarak aşağıdaki şekilde ifade edilmiştir,

$$q_{c1N,CS} < 50 \text{ için} \quad CRR_{7.5} = 0.833 * (q_{c1N,CS}/1000) + 0.05 \quad (2.38a)$$

$$50 \leq q_{c1N,CS} < 160 \text{ için} \quad CRR_{7.5} = 93 * (q_{c1N,CS}/1000)^3 + 0.08 \quad (2.38b)$$

Beşinci adımda ise iyileştirilmiş basitleştirilmiş yöntemin 5. adımı uygulanarak, CRR değerleri, $M_w=7.5$ 'dan farklı deprem büyüklükleri için düzeltilmekte ve sıvılaşmaya karşı güvenlik sayısının bu şekilde bulunması önerilmektedir.



Şekil 2.21 Sıvılaşma direncini CPT verilerinden hesaplamak için Robertson ve Wride (1998) tarafından önerilen eğri

2.3.3.6 Vs (Kayma Dalgası Hızı) verilerine dayanan yöntemler

Bu yöntem Youd vd. (2001) tarafından özetlenmiş olan ve Andrus ve Stokoe (1997,2000) tarafından önerilmiş olan yöntemdir. Yöntem dört adımdan meydana gelmektedir. Birinci adımda CSR değerinin Seed ve Idriss (1971)'ten geliştirilmiş basit yöntemdeki gibi hesaplanması önerilmektedir.

İkinci adımda ölçülen V_s değerleri aşağıdaki gibi düzeltilerek V_{s1} değerleri elde edilmektedir (Kayen vd., 1992; Robertson vd., 1992),

$$V_{s1} = (P_a / \sigma_v')^{0.25} \quad (2.39)$$

Burada V_{s1} , düşey gerilmeye göre düzeltilmiş kayma dalgası hızı; P_a , σ_v' ile aynı birimde 1 atmosfer basıncına karşılık gelen değer ve σ_v' , efektif düşey gerilmeyi ifade etmektedir.

Üçüncü adımda sonuç olarak elde edilen V_{s1} değerleri ile Andrus ve Stokoe (1997) tarafından geliştirilmiş ilişki kullanılarak sıvılaşma direnci CRR elde edilmektedir (Şekil 2.22).

Bu eğrinin denklemi ise yaklaşık olarak aşağıdaki şekilde ifade edilmiştir,

$$CRR_{7.5} = 0.022 * \left(\frac{V_{s1}}{100} \right)^2 + 2.8 * \left(\frac{1}{V_{s1}^* - V_{s1}} - \frac{1}{V_{s1}^*} \right) \quad (2.40)$$

Burada $V_{s1}^* = V_{s1}$ durumu sıvılaşmanın gerçekleşebileceği üst sınır olarak ifade edilmektedir. V_{s1}^* değerinin ince dane oranı $\leq 5\%$ ve 35% arasında değişen zeminler için doğrusal olarak 215 m/sn ile 200 m/sn arasında değiştiği ifade edilmektedir.

Dördüncü adımda ise Geliştirilmiş Basitleştirilmiş Yöntem'in 5. adımı uygulanarak, CRR değerleri, $M_w = 7.5$ 'ten farklı deprem büyüklükleri için düzeltilmekte ve sıvılaşmaya karşı güvenlik sayısı hesaplanmaktadır.

2.3.3.7 Sıvılaşma Etkilerinin Değerlendirilmesi

Bir zemin tabakasının sıvılaşması durumunda sıvılaşmanın yapılar üzerindeki etkisinin değerlendirilmesi gerekmektedir. Bu etkinin genel olarak değerlendirilmesi için (Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, 1993) tarafından önerilen ve kullanılan iki yöntem bulunmaktadır. Bu yöntemler aşağıda sırası ile açıklanmaktadır.

Ishihara Yöntemi, (1985)

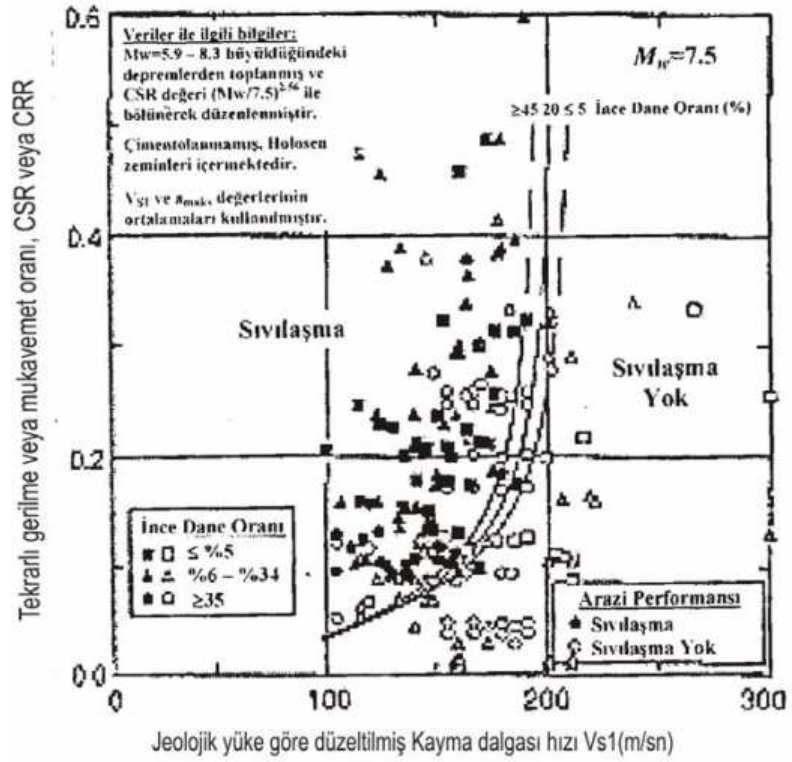
Sıvılaşan zemin tabakasının zemin yüzeyinde hasara neden olup olmayacağına Şekil 2.23'de gösterilen kriterler kullanılarak, bu tabakanın kalınlığının, bu tabakanın üstünde kalan sıvılaşmamış zemin tabakalarının kalınlığı ile karşılaştırılarak karar verilmesi gerektiği belirtilmektedir. Eğer yüzeyin hemen altındaki sıvılaşmamış tabakanın kalınlığı, H_1 , aşağıda kalan sıvılaşabilir tabakanın kalınlığından büyükse, zemin yüzeyinde meydana gelecek hasarın önemsiz olduğu belirtilmektedir. Eğer yer altı suyu zemin yüzeyinin altında ise, H_1 'in tanımlanması için Şekil 2.24'te gösterildiği gibi yüzey tabakalarının özellikleri dikkate alınmaktadır. Kumlu zemin çökellerinde, H_1 kalınlığının yeraltı suyu derinliğine eşit alınabileceği belirtilmektedir.

Iwasaki vd. (1982) Tarafından Önerilen Yöntem

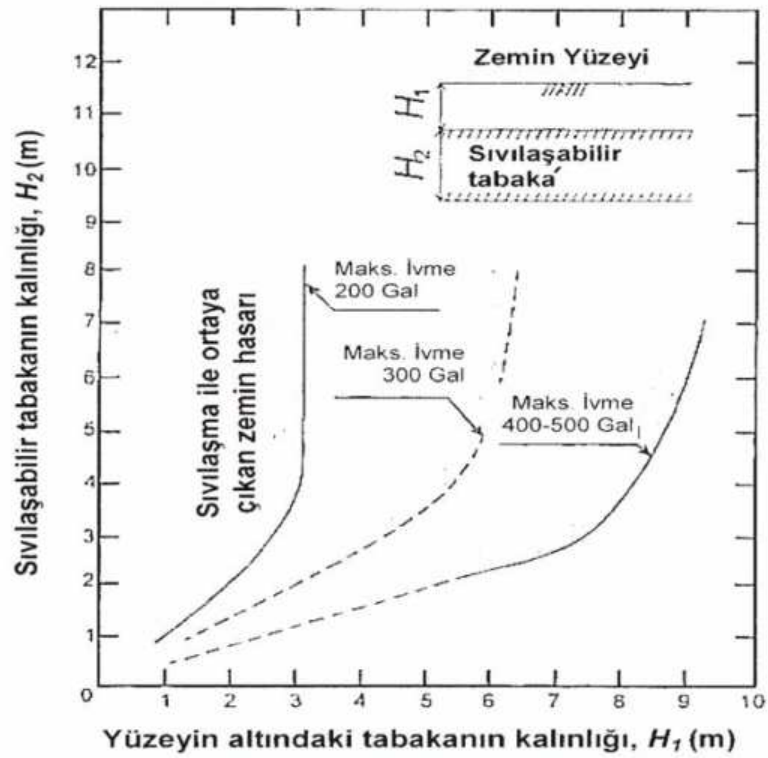
Iwasaki vd. (1982) herhangi bir sahadaki olası sıvılaşma şiddetini, sıvılaşma tehlikesi indisi, P_L , isimli bir parametre ile sayısal olarak aşağıdaki şekilde ifade etmişlerdir,

$$P_L = \int F(z) w(z) dz \quad (2.41)$$

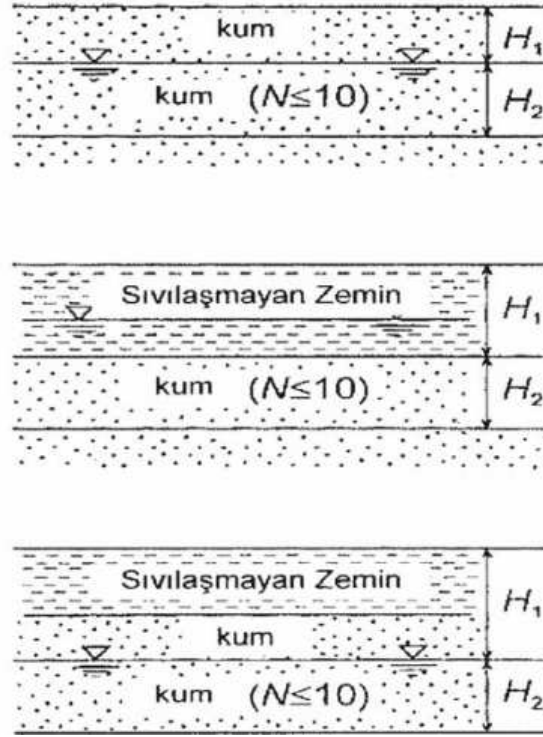
Burada z , metre cinsinden yer altı su seviyesinin altındaki derinlik; $F(z)$, sıvılaşmaya karşı güvenlik katsayısı F_L 'nin bir fonksiyonu olarak $F(z) = 1 - F_L$ 'e eşit, ancak $F_L > 1.0$ durumunda $F(z) = 0$ ve $w(z) = 10 - 0.5 \cdot z$ 'dir. (2.35) bağıntısı 0 ile 100 arasında değişen P_L değerleri vermektedir. Bu endeksi Japonya'da 63 sıvılaşma gözlenen ve 22 sıvılaşma gözlenmeyen sahada hesaplayan Iwasaki vd. (1982) P_L değerinin yaklaşık olarak 15'den büyük olduğu sahalarda sıvılaşmaya bağlı şiddetli etkiler olduğu, P_L değerinin yaklaşık olarak 5'den küçük



Şekil 2.22 Sıvılaşma direncini Vs verilerinden elde etmek için Andrus ve Stokoe, 2000 tarafından önerilen eğri



Şekil 2.23 Sıvılaşma ile zemin yüzeyinde meydana gelen hasarın oluşumunu belirlemek için sınır eğrileri (Ishihara, 1985)



Şekil 2.24 Yüzeydeki sıvılaşmayan ve altındaki sıvılaşabilir zemin tabakalarının tanımları (Ishihara, 1985)

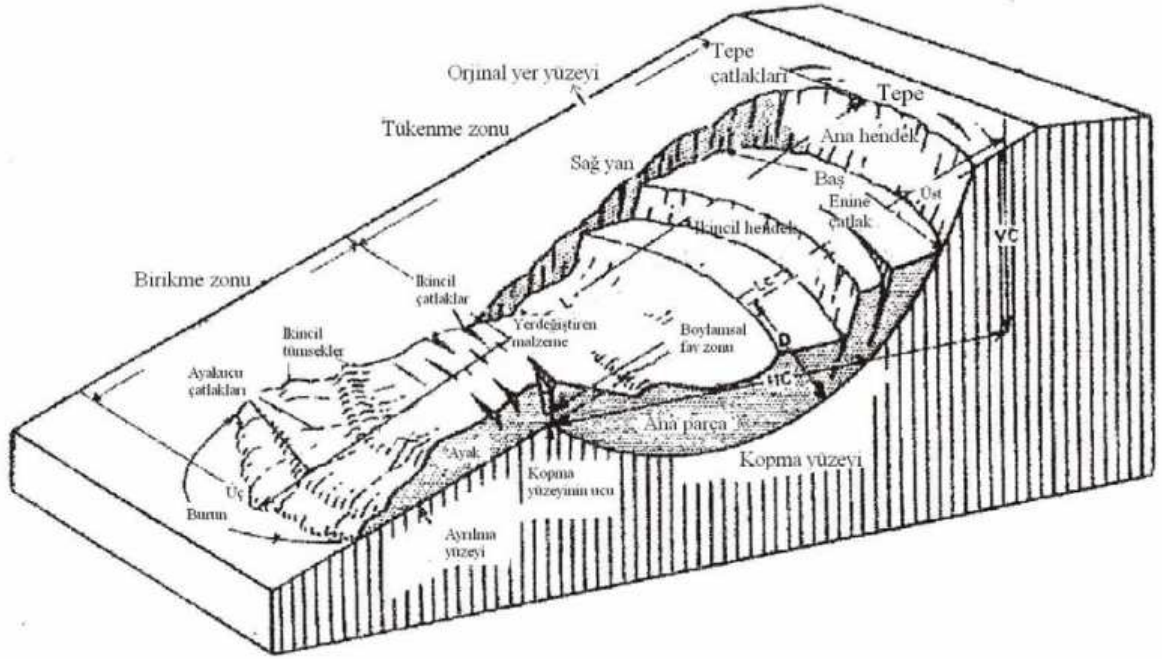
olduğu sahalarda ise sıvılaşmaya bağlı hafif etkiler meydana geldiği sonucuna varmışlardır (ISSMFE/TC4, 1999).

2.4 Şev Stabilitesine Göre Bölgeleme

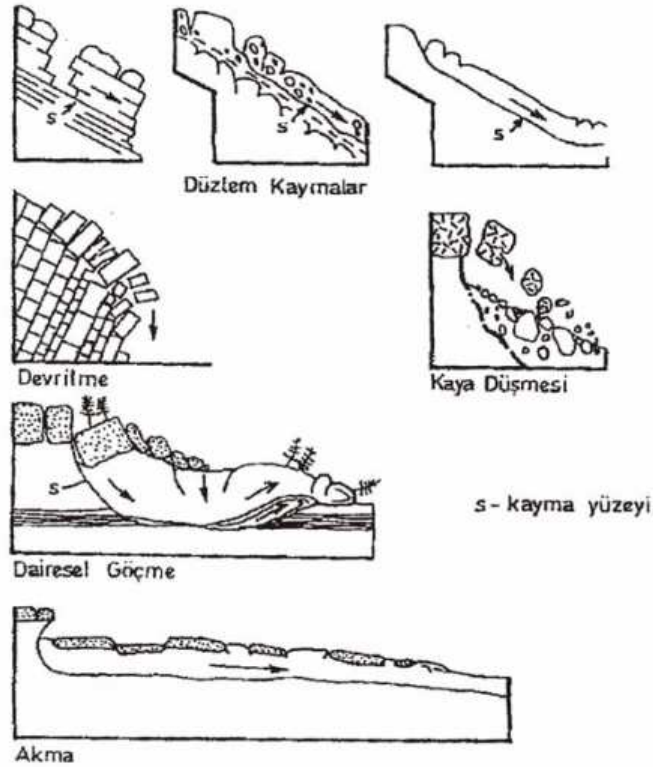
Yatayla veya mevcut arazi yüzeyi ile bir açı yapan arazi yüzeylerine şev denilmektedir. Şev terimi; dikeye yakın meyilli yüzeyler, orta derecede meyilli yüzeyler, değişik eğimlere sahip düzlemler serisi veya tek tek belirsiz fakat genel olarak bakıldığında eğimli yüzeyleri belirtmek için kullanılmaktadır.

Her şev kendini düzeltmeye yönelik olarak doğal kuvvetlerin etkisi altındadır. Doğal ve sürekli kuvvetlerin şevler üzerinde yaptığı değişiklikler ya çok yavaş ve fark edilmeden ya da ani toprak kaymaları şeklinde olmaktadır. Şekil 2.25’de genel bir şev hareketi görülmektedir.

Depremler esnasındaki şev göçmeleri, pek çok kayba sebep olmuş ve şevin çevresinde veya üzerindeki pek çok yapının da zarar görmesinin başlıca sebebi olmuşlardır. Doğal şev açısındaki bir şevin göçmesi, köy ya da kasabaların tamamının birden perişan olmasına neden olabilmektedir. Şev açısı çok küçük de olsa, insan yapımı şevlerin göçmesi yapılarda ciddi hasarlara yolaçabilmektedir. Böylece, şev stabilitesi potansiyelinin tespit edilmesi sismik bölgeleme çalışmasında göz önünde bulundurulması gereken önemli konulardan birini



Şekil 2.25 Genel şev hareketi (Siyahi, 2003)



Şekil 2.26 Şev kayma tipleri (Siyahi, 2003)

oluşturmaktadır. Genel olarak depremlerde meydana gelen şev göçmelerini kendi içinde üç grupta toplamak mümkün olabilmektedir (Keefer ve Wilson, 1989): 1.kategori: düşmeler, kaymalar ve heyelanlar, 2. kategori : çökmeler, blok olarak kaymalar ve yüzey akışları, 3. kategori : ikincil yayılmalar ve akmalar olarak ifade edilmektedir. Şekil 2.26’da çeşitli kayma tipleri görülmektedir.

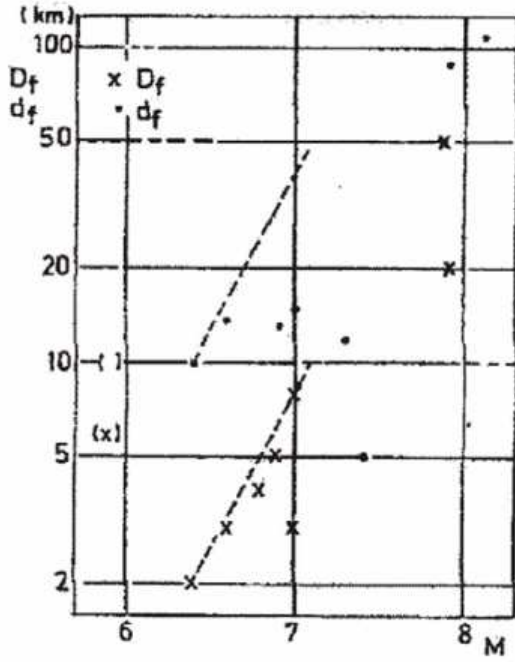
Şev stabilitesi başlıca iki temel faktöre bağlıdır. Bunlar; dış kaydırıcı kuvvetler ve malzemenin harekete olan direncidir. Malzemenin direnci jeolojik ve geoteknik koşullardan etkilenirken, hareketi sağlayan dış kuvvetler yerçekimi ve sismik kuvvetlerden meydana gelmektedir. Bu faktörlerin hesaplanması için standart yaklaşımlar yerine bölgeleme çalışmasına uygun birkaç yöntem geliştirilmiştir. Bunun nedeni, oldukça geniş bir bölge için jeolojik ve topoğrafik bilgilerin yetersizliği ve arazi araştırması yapmanın oldukça zor olmasıdır.

2.4.1 1. Derece Yöntemler

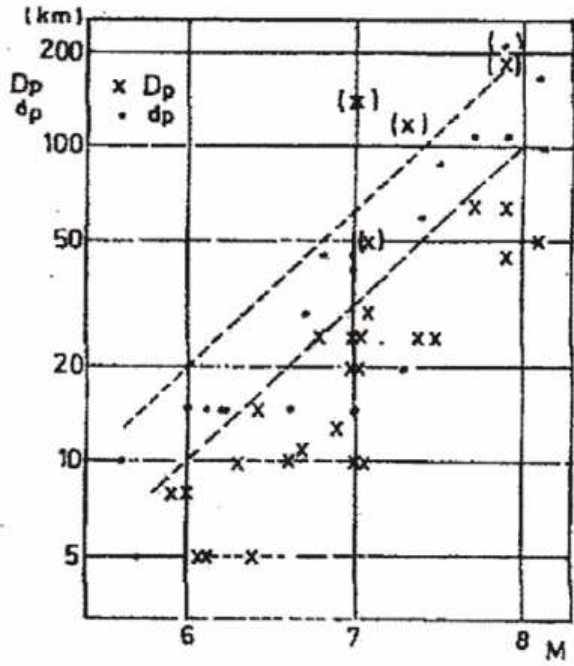
Şev stabilitesi için bölgeleme de yine üç farklı seviyede yapılabilmektedir. Birinci derece bölgeleme depremin magnitüdü ve şiddeti ile incelenen bölgenin deprem kaynağına olan mesafesi (dışmerkez uzaklığı veya faya uzaklık) göz önüne alınarak geliştirilmiş maliyeti düşük bir yöntemdir. Şev göçmelerinin sismik kaynaktan uzaklaştıkça azaldığı kabul edilmektedir. Oysa, magnitüd ve şiddet değerlerinin yerel jeolojik ve zemin koşullarına direkt olarak bağlı olmadığı bilinmektedir. Buna ek olarak şev stabilitesinde yer altı suyunun durumu çok etkili bir parametredir ve bu nedenle bölgeye düşen yağış miktarı da bu nedenle önemlidir. Yayınlanmış topoğrafik, jeolojik ve hidrolojik haritalarından yararlanarak şev stabilitesi için bölgeleme yapmak biraz daha maliyeti artırmasına rağmen daha güvenli bir bölgeleme yapılmasını sağlamaktadır.

Tamura (1978) Japonya’da geçmiş 100 yıl içerisinde olmuş 37 depremde oluşmuş şev kaymalarını incelemiştir. Bulgularını iki ayrı grafik halinde vermiştir. Birincisinde şev göçmelerinin olduğu bölgenin faya olan mesafesine göre, ikincisinde ise deprem episantırı (dışmerkez ya da merkezüssü) mesafelerine göre düzenlemiştir. Şekil 2.27a ve Şekil 2.27b’de bu grafikler gösterilmektedir. Burada D_f , faydan pek çok şev kaymasının meydana geldiği bölge sınırına kadar olan mesafe; d_f , faydan bir kaç şev kaymasının meydana geldiği bölge sınırına kadar olan mesafe; D_p , episantırdan pek çok şev kaymasının meydana geldiği bölge sınırına kadar olan mesafe; d_p , episantırdan bir kaç şev kaymasının meydana geldiği bölge sınırına kadar olan mesafe olarak tanımlanmaktadır.

Yasuda ve Sugitani (1988) yine Japonya’da geçmiş 100 yıl içerisinde olmuş depremlerde

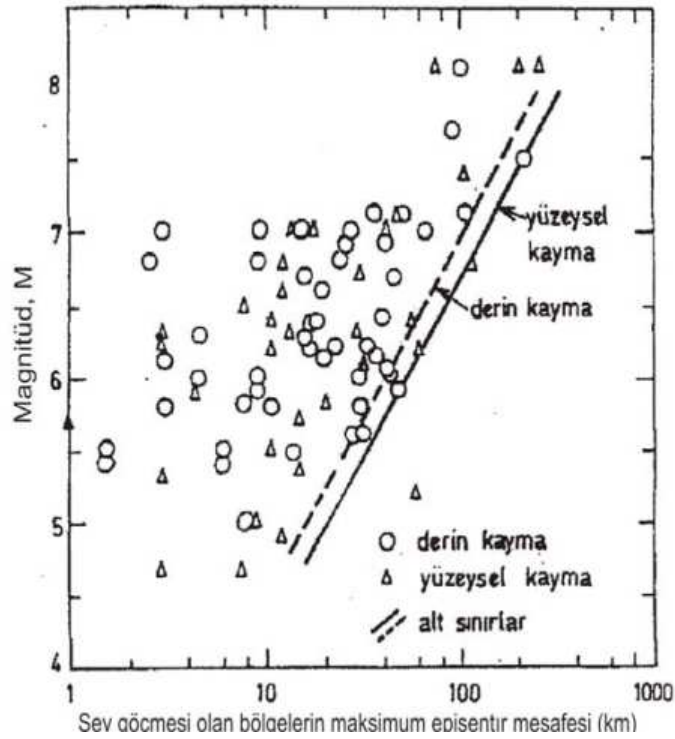


(a)



(b)

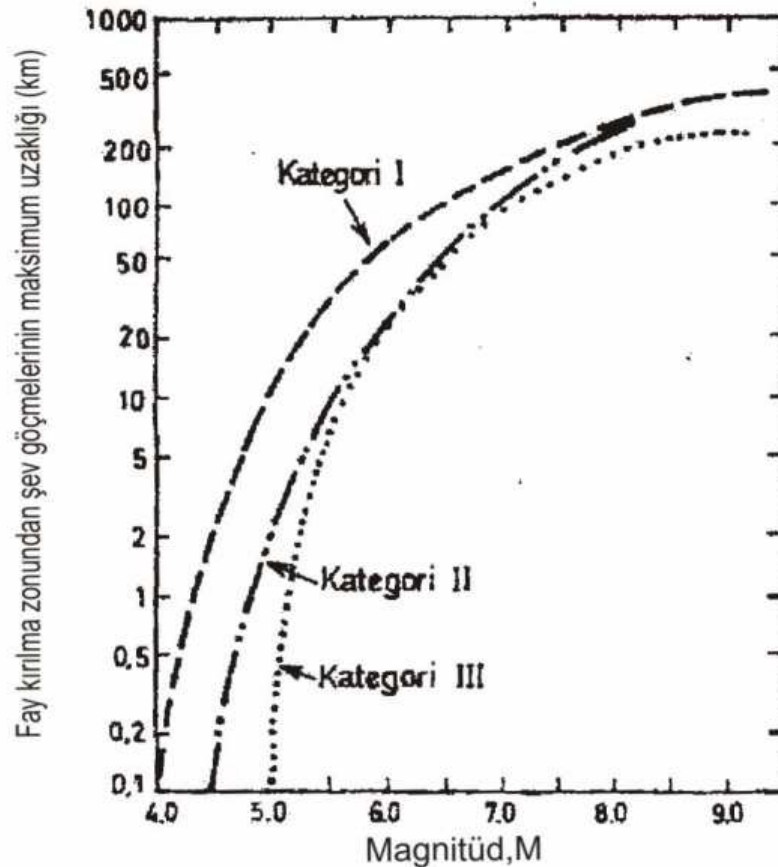
Şekil 2.27 Japonya’da magnitüd ve şev kayma bölgesi mesafesi (Tamura, 1978)



Şekil 2.28 Japonya’da deprem magnitüdü ve şev kaymalarının görüldüğü mesafenin deprem dış merkezine uzaklığı (Yasuda ve Sugitani, 1988)

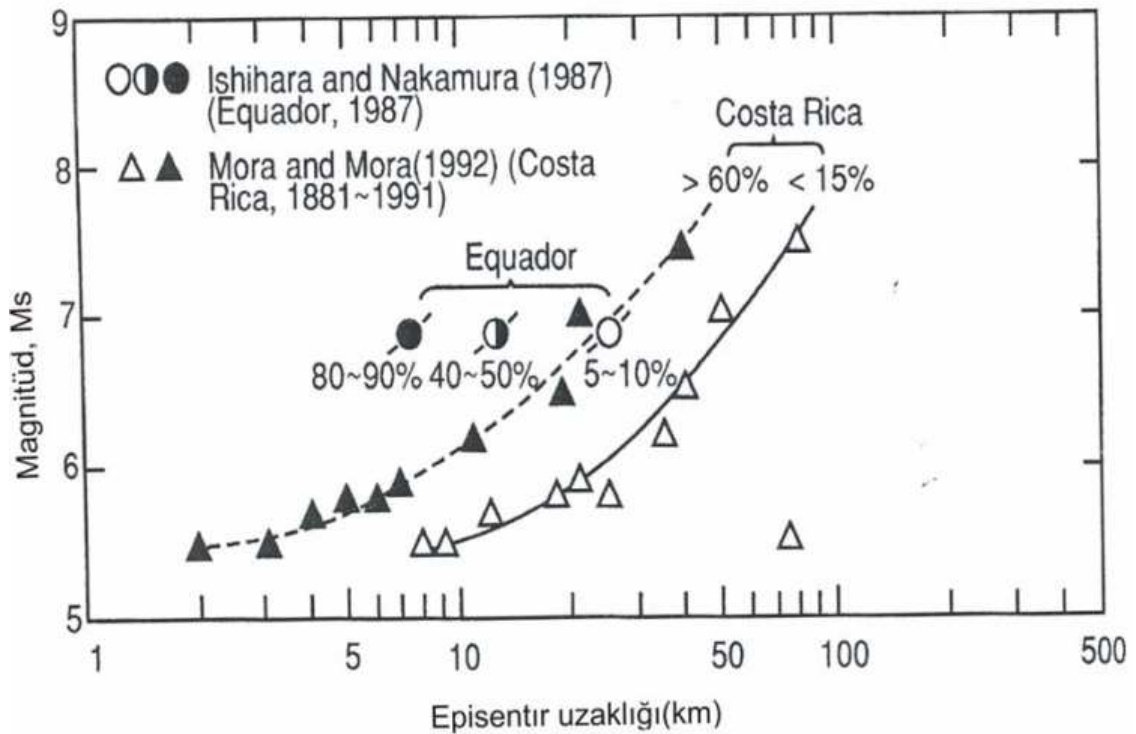
meydana gelen şev göçmelerini incelemişlerdir. Şev göçmesiyle alakalı 105 durum belirlemişler ve bu 105 olayı da kendi içinde yüzey kaymaları ve derin kaymalar olmak üzere iki gruba ayırmışlardır. Depremin magnitüdü ile şev göçmelerinin maksimum episantr mesafesine uzaklığına göre grafikler elde etmişlerdir. Şekil 2.28'de elde ettikleri grafik görülmektedir. Şekilde maksimum episantr mesafesine uzaklık sınırının yüzeysel kaymalarda derin kaymalardan daha büyük olduğu görülmektedir.

Keefer ve Wilson (1989) dünya çapında 1811 yılından beri meydana gelen 47 tipik şev göçmesi olayını incelemişlerdir. Şev göçmelerini 3 kategoride değerlendirmişlerdir. 1.kategori: düşmeler, kaymalar ve heyelanlar, 2. kategori : çökmeler, blok olarak kaymalar ve yüzey akışları, 3.kategori: ikincil yayılmalar ve akmalar olarak ifade etmişlerdir. Şekil 2.29'da fay kırılma zonundan şev göçme bölgelerine olan maksimum mesafe ile deprem magnitüdü arasındaki ilişki gösterilmektedir. Şekilden görüldüğü gibi birinci kategoride olan şev göçmelerinin en uzak mesafeler içinde olduğu görülmektedir.



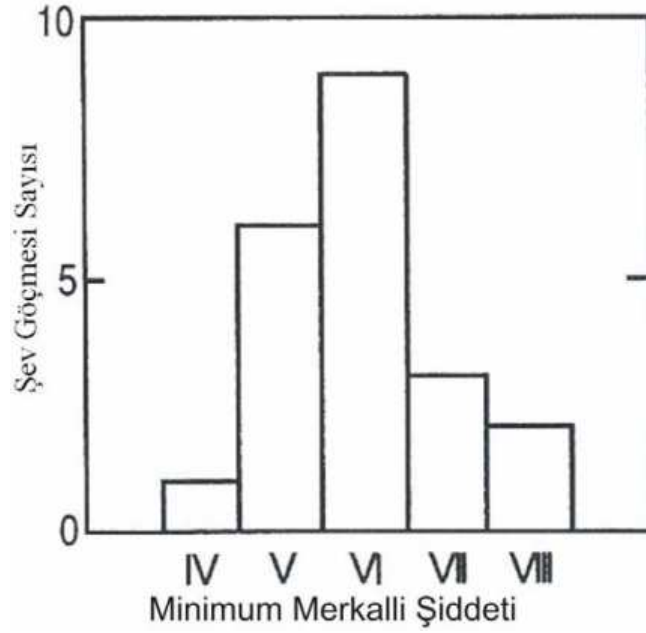
Şekil 2.29 Her kategorideki şev göçmelerinin fay kırık zonundan olan mesafesi (Keefer vd., 1989)

Ishihara ve Nakamura (1987) 1987 Ekvator depremi esnasında meydana gelmiş şev göçmelerinin dağılımı üzerine bir çalışma yapmışlar ve deprem magnitüdü ile şev göçmelerinin farklı yüzdeleri için episentir mesafesine olan uzaklık arasında ilişkiler elde etmişlerdir. Mora ve Mora (1992) ise Kosta Rika'da 1888 ile 1991 yılları arasında olmuş 11 depremde meydana gelen şev göçmesi olayını incelemişler ve episantırdan uzaklığa göre ayrılan iki bölge tespit etmişlerdir. Bu bölgeler, kilometrekareye düşen göçme olayı en az 1 olmak üzere, %60 ve daha büyük olan alanlar ve %15'den daha küçük alanlardır. Şekil 2.30'da yapılan bu iki çalışma bir arada gösterilmektedir.



Şekil 2.30 Ekvator ve Costa Rica'da deprem magnitüdü ile şev göçme bölgelerinin maksimum episentir mesafesi arasındaki ilişki (Ishihara ve Nakamura, 1987; Mora ve Mora, 1992)

Yine 1.derece yöntemlerde kullanılan kriterlerden biri olan şiddet kriterine göre de şev göçmeleri açısından değerlendirmeler yapılabilir. Keefer ve Wilson (1989) 47 tip şev göçmesi üzerine yapmış oldukları araştırma sonucunda, şev göçmelerini Modifiye edilmiş Merkalli Şiddet skalasına göre değerlendirerek ayırt etmişler ve Şekil 2.31'de olduğu gibi göstermişlerdir.



Şekil 2.31 Depremlerde meydana gelen şev göçmesi olaylarının Modifiye edilmiş Merkalli şiddet skalasına göre değerlendirilmesi (Keefer ve Wilson 1989)

2.4.2 2.Derece Yöntemler

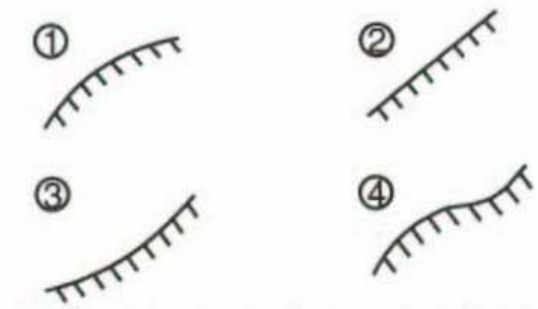
İkinci derece yöntemlerde, bölgede olması muhtemel depremin büyüklüğü yanında jeolojik ve topoğrafik özelliklerinde hesaba katılması gerekmektedir. Kanagawa Bölgesi Yönetimi (1986) yöntemi ile Mora ve Vahrson (1991) yöntemi bu kategoriye alınabilen yöntemler olmaktadır. Kanagawa Bölgesi Yönetimi (1986) yamaç kaymalarının olabileceği bölgeleri 500m*500 m'lik karelere bölerek her bir kare içerisinde kalan bölgenin deprem, yamaç geometrisi ve malzeme açısından değerlendirilmesini yapmaktadır. Karelaj içerisinde kalan bölgede belirlenmesi gereken faktörler ise şunlardır: en büyük yüzey ivmesi, ortalama yüksekliği veren kontur çizgisi uzunluğu, en büyük yükseklik farkı, yamaçtaki kayanın sertliği, fayın uzunluğu, suni dolguların ve yarmaların uzunluğu ve yamaç tipi. Bu faktörlerden her biri kendi kategorisinde değerlendirilerek,

$$W = W_1 + W_2 + W_3 + W_4 + W_5 + W_6 + W_7 \quad (2.42)$$

formülü ile kaymaya karşı hassaslık değeri W belirlenmiş olmaktadır. Daha sonra her bir karelaj içerisinde kalan hassaslık değerlerine karşılık gelen ağırlıklı değerden gene her bir kare içinde beklenen şev göçme sayıları elde edilmektedir. Bu sayılar haritada işaretlendiğinde ise heyelana hassas bölgeler haritalanmış olmaktadır. Çizelge 2.17'de her bir kare içerisinde alınması gereken değerler tablo halinde gösterilmektedir. Çizelge 2.18'de ise toplam hassaslık değeri W 'ye göre göçme sınıfının belirlenmesinde kullanılacak değerler görülmektedir.

Çizelge 2.17 Şev göçmeleri ile ilgili faktör ağırlıklarının belirlenmesi (Kanagawa Bölgesi Yönetimi, 1986)

Faktör	Kategori	Ağırlık
Max. Yüzey İvmesi (gal), W_1	0-200	0
	200-300	1.004
	300-400	2.306
	400-	2.754
Kontur çizgisi uzunluğu (m), W_2	0-1000	0
	1000-1500	0.071
	1500-2000	0.32
	2000-	0.696
Bölgedeki en düşük kot ile en yüksek kot arasındaki fark (m), W_3	0-50	0
	50-100	0.55
	100-200	0.591
	200-300	0.814
	300-	1.431
Kayanın sertliği, W_3	Zemin	0
	Yumuşak kaya	0.169
	Sert kaya	0.191
Fay uzunluğu (m), W_5	Fay yok	0
	0-200	0.238
	200-	0.71
Yapay şev uzunluğu (m), W_6	0-100	0
	100-200	0.539
	200-	0.845
Şevin topoğrafyası, W_7 (kategoriler Şekil 2.32'de gösterilmiştir)	1	0
	2	0.151
	3	0.184
	4	0.207



Şekil 2.32 Eğim topoğrafyası sınıfları (Kanagawa Bölgesi Yönetimi, 1986)

Mora ve Vahrson (1993) yönteminde ise yamaç kaymalarına hassas bölgeleri belirlemek için iki ayrı faktörün birlikte değerlendirilmesi gerektiği düşünülmektedir. Bu faktörlerden biri heyelan hassaslığıdır ki bu hassaslık kendi içerisinde eğim (S_R), litolojik koşullar (S_I) ve zemin nemi (S_h) olarak üç ayrı etkene bağlı olmaktadır. İkinci faktör ise yamaç kaymasını başlatan mekanizma olmaktadır. Başlatıcı mekanizma olarak depremsellik (T_S) ve yağış şiddetleri (T_P) alınmaktadır. Bütün faktörler değerlendirildiğinde sonuçta heyelan tehlike endeksi

$$H_L = (S_R * S_I * S_h) * (T_S * T_P) \quad (2.43)$$

Formülü yardımıyla hesaplanabilmektedir. Burada H_L , şev kayması tehlike endeksidir ve Çizelge 2.19'da bu değere bağlı olarak tehlike dereceleri belirtilmektedir.

Çizelge 2.18 Şev göçme sınıfının belirlenmesi (Kanagawa Bölgesi Yönetimi, 1986)

W	2.93 3.53 3.68			
Sınıf	A	B	C	D
Bir karedeki şev kayması sayısı	0	1-3	4-8	9-

Çizelge 2.19 Potansiyel şev kaymalarının tehlike sınıflandırması (Mora vd., 1991)

$(S_R * S_I * S_h) * (T_P + T_S)$	Sınıf	Tehlike sınıflandırması
0-6	I	çok düşük
7-32	II	düşük
33-162	III	az
163-512	IV	orta
513-1250	V	yüksek
>1250	VI	çok yüksek

S_R , relatif eğim indeksidir ve değişen değerleri Çizelge 2.20'de gösterilmiştir.

Çizelge 2.20 Relatif eğim indeksi (Mora vd., 1991)

Relatif eğim	Sınıflama	Sr parametresi
1-75 m/km ²	çok düşük	0
76-175	düşük	1
176-300	ılımlı	2
301-500	orta	3
501-800	yüksek	4

>800	çok yüksek	5
------	---------------	---

S_L litolojinin etkisidir ve değişen değerleri Çizelge 2.21’de gösterilmiştir.

Çizelge 2.21 Litolojinin etkisi (Mora vd., 1991)

Litoloji	Sınıflama	S_L parametresi
Geçirgen kireçtaşı, az fisürlü bazalt, gnays, çok az aşınma, düşük yer altı suyu, yüksek kayma direnci	Düşük	1
Az aşınmış set masif sedimenter kayalar, düşük kayma dirençli, kırılabilir çatlaklı	İlımlı	2
Aşınmış çökeller, metamorfik ve volkanik kayalar, sıkı kum, yüksek su seviyesi	Orta	3
Çatlaklı yapı, fisürlü killer, gevşek zeminler, yüzeyde su seviyesi	Yüksek	4
Tamamen bozuşmuş kayalar, düşük kayma direnci, alüvyon ve residüel zeminler ve yüzeyde su seviyesi	Çok yüksek	5

S_h , zeminin doğal nemliliğine bağlı bir indekstir ve Çizelge 2.22 ve Çizelge 2.23’de alınabilecek değerler gösterilmektedir.

Çizelge 2.22 Aylık ortalama yağış değerleri (Mora vd., 1991)

Aylık ortalama yağış değerleri (mm/ay)	Belirli sınırlar
<125	0
125-250	1
>250	2

Çizelge 2.23 Yıgışımli değeri sınıflandırma (Mora vd., 1991)

Aylık ort.yıgışımli değeri	Sınıflama	S _h parametresi
0-4	çok düşük	1
5-9	düşük	2
10-14	ılımlı	3
15-19	orta	4
20-24	yüksek	5

T_s, sismik şiddetin etkisidir ve Çizelge 2.24’de alınabilecek değeri gösterilmektedir.

Çizelge 2.24 Şev kaymalarını başlatan deprem şiddeti (Mora vd., 1991)

Şiddetler (MM) Tr=100 yıl	Sınıflama	T _s değeri
III	Hafif	1
IV	Çok düşük	2
V	Düşük	3
VI	Az	4
VII	Orta	5
VIII	Hissedilebilir	6
IX	Önemli	7
X	Kuvvetli	8
XI	Çok kuvvetli	9
XII	Tamamen kuvvetli	10

T_p, yağış miktarına bağlı bir değerdir ve alınabilecek değeri Çizelge 2.25’de verilmiştir.

Çizelge 2.25 Şev kaymalarını başlatan maksimum yağışın etkisi(Mora vd., 1991)

Maksimum yağış n>10 yıl, Tr=100 yıl	Maksimum yağış N<10 yıl, ortalama	Sınıflama	T _p değeri
<100 mm	<50 mm	Çok düşük	1
101-200	51-90	Düşük	2
201-300	91-130	Orta	3
301-400	131-175	Yüksek	4
>400	>175	Çok yüksek	5

2.4.3 3.Derece Yöntemler

Şev göçmeleri ile alakalı olarak yapılan bölgeleme çalışmalarının üçüncü derecesi diğerlerine göre daha kapsamlı olarak gerçekleştirilen çalışmalardan oluşmaktadır. Bu kategoride yamaç

Zeminin kendi ağırlığından dolayı oluşan moment, M_W , eşdeğer deprem kuvvetlerinden dolayı oluşan moment, M_E , zeminin kayma mukavemetinden dolayı oluşan moment, M_R 'dir. Şekil 2.33'de verilen potansiyel kayma dairesi merkezine göre bu moment dengesi yazılırsa,

$$M_W = \frac{\gamma H^3}{12} \{1 - 2\cot^2\beta - 3\cot\alpha\cot\beta + 3\cot\beta\cot\lambda + 3\cot\lambda\cot\alpha - 6n\cot\beta - 6n^2 - 6n\cot\alpha + 6n\cot\lambda\} \quad (2.45)$$

$$M_E = \frac{A\gamma H^3}{12} \{\cot\beta + \cot^3\lambda + 3\cot\alpha\cot^2\lambda - 3\cot\alpha\cot\beta\cot\lambda - 6n\cot\lambda\cot\alpha\} \quad (2.46)$$

$$M_R = \left(\frac{a_o H^3}{4\sin^2\alpha\sin^2\lambda} \right) \{\alpha(1 - \cot\lambda\cot\alpha) + \cot\lambda\} + \frac{c_o H^2 \alpha}{2\sin^2\alpha\sin^2\lambda} \quad (2.47)$$

Güvenlik faktörü, F, kaymayı engelleyen momentin, kaydırmaya çalışan momente oranı olarak tanımlanmış ve

$$F = \frac{M_R}{(M_W + M_E)} = \left\{ \frac{3a_o(\alpha + \cot\lambda - \alpha\cot\alpha\cot\lambda)}{DEN} \right\} + \left\{ \frac{c_o 6\alpha}{\gamma H DEN} \right\} \quad (2.48)$$

bağıntısı elde edilmiştir. Burada,

$$DEN = \sin^2\alpha \sin\lambda (D_1 + D_2) \quad (2.49)$$

$$D_1 = 1 - 2\cot^2\beta - 3\cot\alpha\cot\beta + 3\cot\beta\cot\lambda + 3\cot\lambda\cot\alpha - 6n\cot\beta - 6n^2 - 6n\cot\alpha + 6n\cot\lambda \quad (2.50)$$

$$D_2 = A(\cot\beta + \cot^3\lambda + 3\cot\alpha\cot^2\lambda - 3\cot\alpha\cot\beta\cot\lambda - 6n\cot\lambda\cot\alpha) \quad (2.51)$$

Bu işlemden sonra güvenlik faktörünü,

$$F = \frac{a_o}{\gamma} N_1 + \frac{c_o}{\gamma H} N_2 \quad (2.52)$$

olarak bulmuşlar ve eşitlikteki N_1 ve N_2 stabilite sayılarını

$$N_1 = \frac{3(\alpha + \cot\lambda - \alpha\cot\alpha\cot\lambda)}{DEN} \quad (2.53)$$

$$N_2 = \frac{6n}{DEN}$$

şeklinde ifade etmişlerdir. Normal konsolide zeminlerde ise yüzeyde sıfır olan ve derinlikle artan bir mukavemet değeri varsayılarak $a_o \neq 0$ ve $c_o = 0$ alınarak güvenlik faktörünü

$$F = \frac{a_0}{\gamma} N_1 \quad (2.54)$$

şeklinde hesaplamışlardır. Buradan granüler zeminlerde kayma mukavemeti için $\tau = \sigma \cdot \tan \phi = \gamma z \tan \phi$ olarak ifade etmişler ve

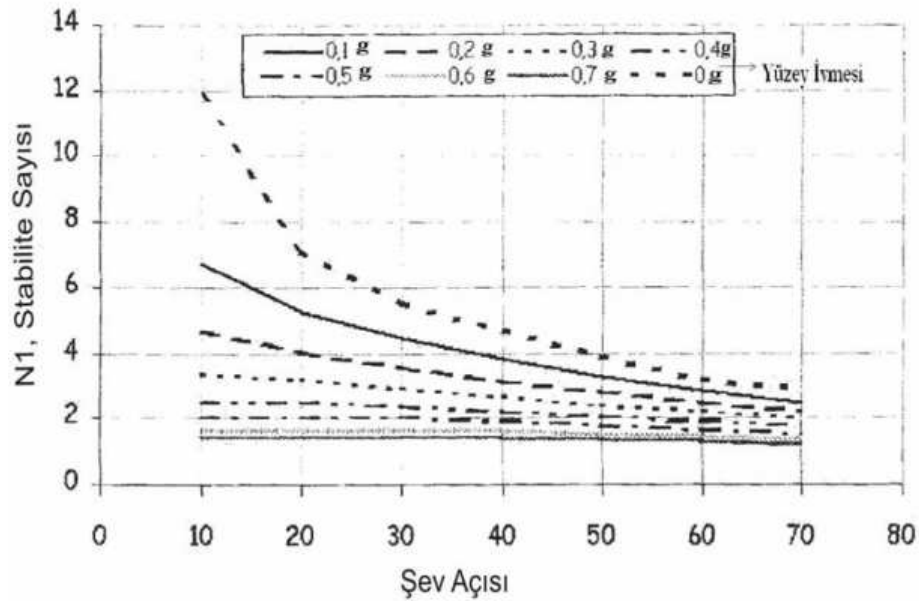
$$\gamma z \tan \phi = a_0 z \quad (2.55)$$

$$\tan \phi = \frac{a_0}{\gamma} \quad (2.56)$$

Güvenlik faktörünü ise

$$F = \tan \phi N_1 \quad (2.57)$$

olarak tanımlamışlardır. N_1 stabilite sayısının şev açısına göre değişiminin deprem ivmesine göre değişimi Şekil 2.34’de grafik olarak vermişlerdir. Bu grafikten bölgede beklenen yüzey ivmesi a , şev açısı β ve şev zeminin kayma mukavemeti açısı, ϕ , biliniyorsa şevin kaymaya karşı güvenlik faktörü hesaplanabilmektedir.



Şekil 2.34 Minimum N_1 stabilite sayısının değişimi (Siyahi ve Ansal, 1993)

Şekil 2.34 kullanılarak stabilite katsayıları bulunduktan sonra 500 m*500 m’lik karelere bölünmüş olan bölgenin yamaç stabilitesi açısından yüksek, orta ve düşük tehlike seviyelerine göre bölgelemesi yapılabilmektedir.

3. MİKROBÖLGELEME İÇİN SİSMİK TEHLİKE

3.1 Sismik Tehlike

Yapılar üzerinde depremlerin yıkıcı ve zarar verici etkisi nedeni ile yapı tasarımında depremlerin dikkatli bir şekilde göz önünde bulundurulması gerekmektedir. Depreme dayanıklı yapı tasarımının amacı, belirli bir düzeydeki sarsıntıyı, aşırı hasar meydana gelmeden atlatabilecek yapı ve tesisleri inşa etmektir. Sarsıntının düzeyi ise belirli yer hareketi parametreleri ile karakterize edilebilen tasarım yer hareketi ile tanımlanmaktadır. Tasarım yer hareketinin belirlenmesi ise geoteknik deprem mühendisliğinin en zor ve önemli problemlerinden birini oluşturmaktadır.

Deprem ile ilgili çalışmalar yapılırken öncelikli olarak yapılması gereken, çalışılan bölgeyi etkileyebilecek, deprem oluşturabilecek tüm tektonik unsurların göz önüne alınarak değerlendirmenin yapılmasıdır. Böyle bir çalışma için yer bilimi ile ilgili olan bilim dallarının bir arada çalışması, yapılan çalışmanın doğruluğu ve güvenilirliği için gerekli olmaktadır. Tasarım yer hareketinin belirlenmesi için öncelikli olarak geçmişte bölgede olmuş sismik aktiviteye ait aletsel ve tarihsel bilgiler derlenmeli, bölge jeolojik ve morfolojik olarak araştırılarak depremi yaratan kaynakların varlığı tespit edilmeli ve kaynağın özellikleri ortaya konularak gelecekte olabilecek deprem tehlikesi matematiksel olarak ifade edilmelidir.

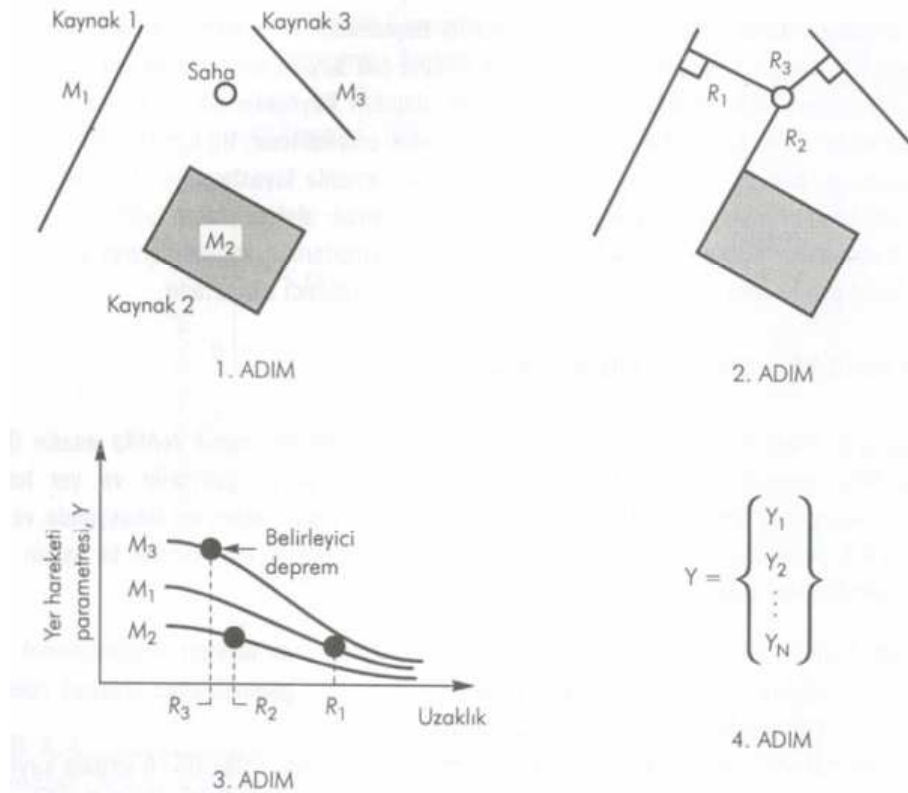
Deprem tehlikesinin belirlenmesinde yaygın olarak kullanılan iki yöntem bulunmaktadır. Bunlardan birincisi incelenen sahayı etkileyebilecek tüm deprem senaryolarını dikkate alan probabilistik deprem tehlike analizidir. Bu analizin sonucunda elde edilen tehlike, referans zemin koşullarında en büyük yer ivmesi ve spektral ivme gibi yer hareketi parametreleri ile ifade edilmektedir. Diğer bir yöntem ise deterministik deprem tehlike analizidir. Deterministik deprem tehlike analizi genellikle probabilistik çalışmayı takiben yapılmaktadır. Bunun nedeni deterministik hesaplamada kullanılan deprem senaryolarının bileşik probabilistik tehlikenin ayrıştırılarak (deaggregation) belirli bir bölgedeki deprem tehlikesine en fazla katkı sağlayan deprem kaynaklarının belirlenmesi ile elde edilebilmesidir. Deterministik analiz sonucunda yer hareketi parametreleri veya yapay kuvvetli yer hareketi akselerogramları elde edilebilmektedir (Erdik vd., 2003).

3.1.1 Deterministik Deprem Tehlikesi Analizi

Deprem tehlikesinin belirlenmesinde deterministik sismik tehlike analizi, deprem mühendisliğinin ilk zamanlarında kullanılan bir yöntemdir. Bu yöntemde belirli bir sismik senaryo geliştirilmekte ve yer hareketi tehlikesinin değerlendirilmesi buna göre yapılmaktadır. Senaryo deprem, genellikle oluşması beklenen depremlerden en riskli olanlarının seçilmesi

şeklinde olmaktadır. Deterministik tehlike analizi dört adımdan oluşmaktadır. Şekil 3.1’de deterministik sismik tehlike analizinin aşamaları gösterilmiştir (Kramer, 1996). İlk adımda inceleme alanında önemli ölçüde bir yer hareketi oluşturabilecek tüm deprem kaynakları tespit edilmekte ve bu kaynakların özellikleri ortaya konulmaktadır. Bu özellikler, kaynağın geometrisi, yeri, derinliği gibi unsurlardan oluşmaktadır. İkinci adımda seçilen deprem kaynaklarının inceleme alanına olan uzaklıkları belirlenmekte ve kaynağın özelliklerine uygun azalım ilişkisi bağıntıları kullanılarak yaratacakları sarsıntı düzeyleri tespit edilmektedir. Üçüncü adımda, bulunan sarsıntı düzeylerinden en kuvvetli sarsıntıyı üreten deprem seçilmektedir. Bu deprem genellikle magnitüd şeklinde ifade edilmektedir. Dördüncü ve son adımda ise inceleme alanındaki deprem tehlikesi pik ivme, pik hız ve tepki spektrumları şeklinde ifade edilmektedir.

Deterministik sismik tehlike analizinde potansiyel deprem tehlikesinin seçilmesi aşaması en önemli aşamadır. Sismologlar, deprem sismologları, mühendisler, risk analizcileri gibi farklı disiplinlerin bir arada karar verdiği bu aşamada bu farklı disiplinlerin amaçlarının farklılık göstermesi nedeni ile ortak bir karara varmakta güçlük çekilmektedir.



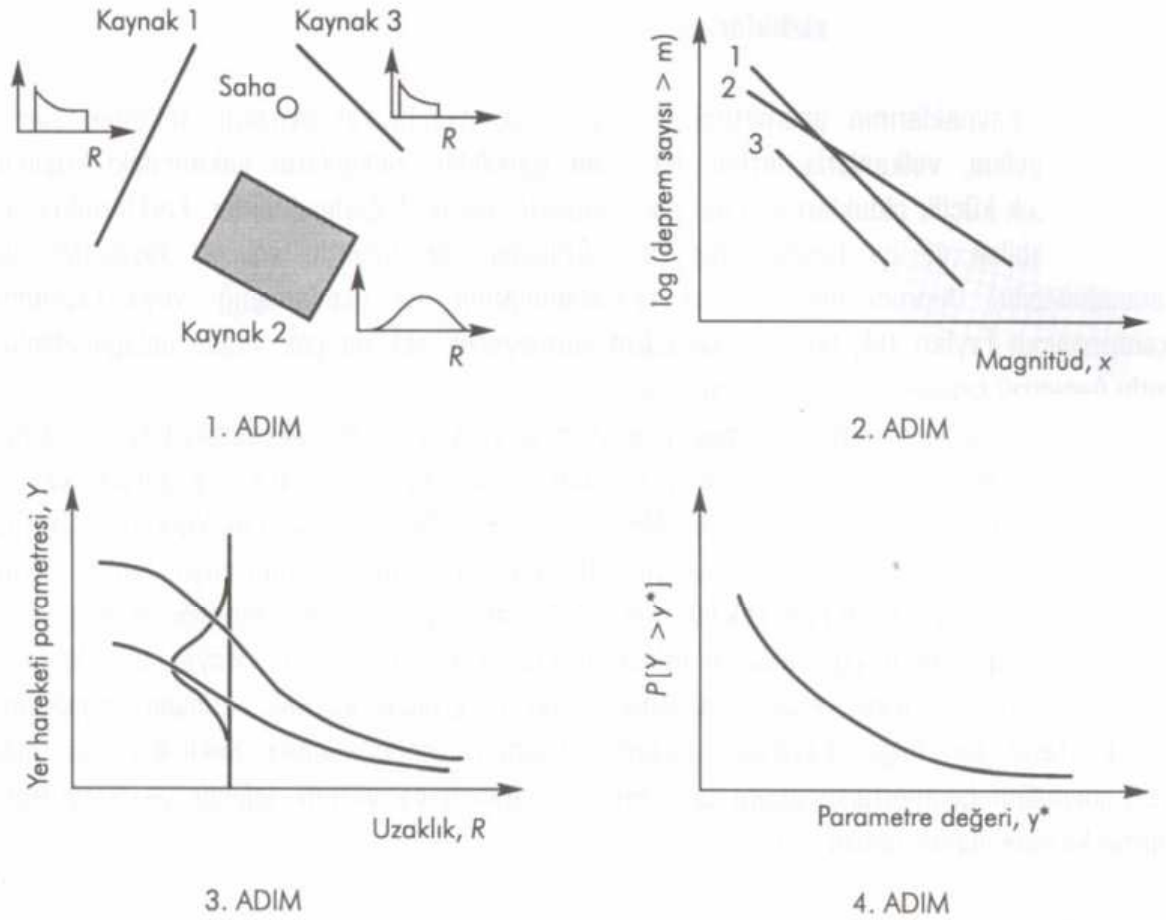
Şekil 3.1 Deterministik sismik tehlike analizinin dört aşaması (Kramer, 1996)

3.1.2 Probabilistik Deprem Tehlikesi Analizi

Probabilistik deprem tehlike analizi, incelenen bölgeyi etkileyebilecek tüm deprem kaynaklarını dikkate almakta ve her bir senaryo depremi için yıllık aşılma ihtimalleri göz önüne alınarak istenilen aşılma olasılığına göre hesaplamalar yapılabilmektedir. Ortalama olarak bir yapı ömrünün 50 yıl olduğu düşünülerek %10 aşılma olasılığına göre değerlendirme yapıldığında konutlar için yeterli güvenlik sağlanmış olmaktadır. Fakat stratejik olarak önem arz eden hastane, okul gibi yapılar için ayrıca değerlendirme yapılarak aşılma ihtimali daha düşük olan büyük depremlerin de dikkate alınması gerekli olmaktadır. Deprem kaynağındaki büyük depremlerin ortalama tekrarlama periyodundan daha kısa yinelenme süreleri için deprem tehlikesi, aşılma olasılığına bağlı olarak artmaktadır. Bu artımın ana sebebi büyük aşılma olasılıklarında büyük depremlerin olma ihtimalinin artmasıdır. Büyük depremlerin ortalama tekrarlama periyodundan daha uzun yinelenme süreleri için deprem tehlikesi yine , aşılma olasılıklarına bağlı olarak artmaktadır. Bu durumda artımın ana sebebini azalım ilişkilerindeki istatistiki hatalar (standart sapma) oluşturmaktadır. İstatistiki olarak kaynak bölgesindeki büyük depremler ne kadar çok sayıda oluşursa ortalama değerlerin üstünde deprem yer hareketlerinin oluşma ihtimali de o kadar artmaktadır. Diğer bir deyişle, üretebilecekleri en büyük depremlerin büyüklükleri aynı olsa bile, deprem aktivitesi yüksek bölgedeki probabilistik deprem tehlikesi, deprem aktivitesi daha düşük bölgelerden daha fazla olmaktadır. Bu durum ise deterministik deprem tehlikesi belirlemeleri ile çelişki yaratmaktadır (Erdik vd., 1999).

Probabilistik deprem tehlike analizi de deterministik yöntemle benzer şekilde dört aşamada ifade edilebilmektedir. Bu aşamalar Şekil 3.2’de genel olarak gösterilmektedir (Kramer, 1996). İlk aşamada, bölgeyi etkileyebilecek deprem kaynakları (deprem kaynak bölgelendirmesi) tespit edilmektedir. Bir sonraki adımda, deprensellik veya deprem tekrarlanmasının zamansal dağılımı (yinenenme ilişkileri) ortaya konulmaktadır. Üçüncü adımda, kaynak alanının herhangi bir noktasında oluşabilecek herhangi bir büyüklükteki depremin inceleme alanında üreteceği yer hareketi, azalım ilişkileri kullanılarak belirlenmektedir. Dördüncü ve son adımda ise deprem lokasyonu, deprem büyüklüğü ve yer hareketinin kestirilmesi ile ilgili belirsizlikler birleştirilerek, belirli bir zaman aralığında yer hareketi parametresinin aşılma ihtimali deprem oluşum modelleri ile elde edilmektedir.

Probabilistik deprem tehlike analizinin doğruluğu, kaynak özellikleri ve yer hareketi parametresinin belirlenmesi ve probabilitate hesaplarının mekaniğinin iyi kurulmuş olmasına bağlıdır.

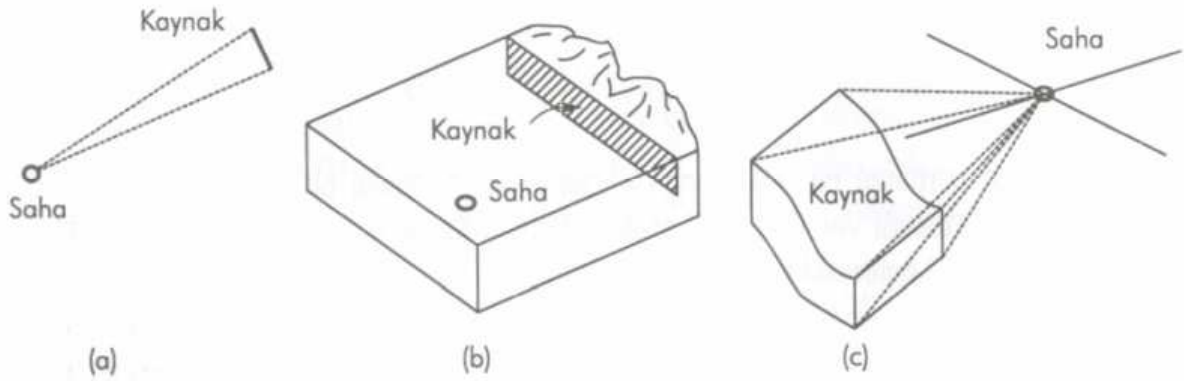


Şekil 3.2 Probabilistik sismik tehlike analizinin dört aşaması (Kramer, 1996)

3.1.2.1 Deprem Kaynak Bölgelendirmesi

Deprem kaynak özelliklerinin belirlenmesi için kaynağın alansal özellikleri ile o kaynaktaki depremlerin dağılımı, her kaynaktaki deprem büyüklüğü dağılımı ve depremlerin zamana göre dağılımına gereksinim duyulmaktadır. Bu özelliklerin her birinin belirlenmesinde az ya da çok belirsizlikler bulunmaktadır.

Deprem kaynaklarının geometrisi, bunların oluşumunda rol oynayan tektonik süreçlere bağlı olmaktadır. Örneğin volkanlarla ilişkili olan depremler çok küçük oldukları için nokta kaynak olarak değerlendirilirken farklı noktalarında deprem oluşabilen ve iyi tanımlanmış fay düzlemleri, iki boyutlu alansal kaynaklar olarak değerlendirilmektedir. Deprem mekanizması tanımlamalarının iyi yapılamadığı veya faylanmanın mekanizmasının fayları tek tek ayırmaya izin vermeyecek şekilde çok yoğun olduğu alanlar üç boyutlu hacimsel kaynaklar olarak değerlendirilmektedir. Şekil 3.3’de farklı kaynak geometrilerine örnekler verilmiştir (Kramer, 1996).



Şekil 3.3 Farklı kaynak geometrilerine örnekler (a) nokta kaynak olarak modellenebilir kısa fay; (b) çizgisel kaynak olarak modellenebilir sığ bir fay; (c) üç boyutlu kaynak zonu (Kramer, 1996)

3.1.2.2 Tekrarlama İlişkileri

Deprem kaynağı tespit edilip kaynak zonu özellikleri de belirlendikten sonra kaynak zonunun üretebileceği depremin boyutunun değerlendirilmesi gerekmektedir. Kimi küçük, kimi büyük olmak üzere tüm kaynak zonlarının aşılamayan bir maksimum deprem büyüklüğü vardır. Deprem boyutlarının belirli bir zaman aralığındaki dağılımı tekrarlama yasası olarak tanımlanmaktadır. Probabilistik deprem tehlike analizinin temel varsayımı ise, geçmişteki depremsellikten bulunan tekrarlama yasasının gelecekteki depremselliği kestirmede kullanılabileceğidir.

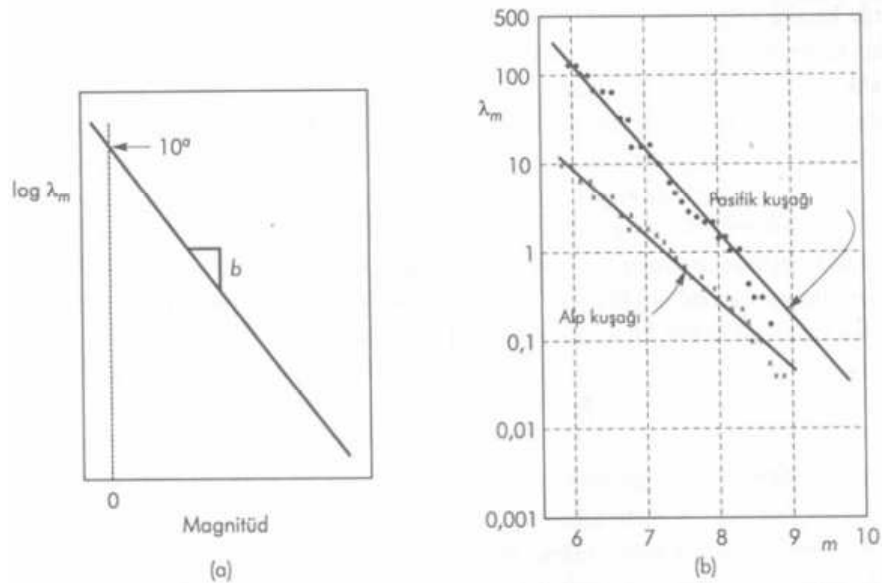
Depremlerin meydana gelme sıklığı, depremlerin yenilenmesinin değerlendirilmesi ile elde edilmektedir. Yenilenme eğrileri, belirli bir deprem büyüklüğüne eşit veya büyük depremlerin meydana gelme sıklığını ifade etmektedir.

Kaynak bölgelerindeki deprem yinleme ilişkilerinin belirlenmesi için, farklı büyüklük gruplarının meydana gelme sıklığı her büyüklük grubu için verilerin eksiksiz olarak toplandığı zaman aralığı belirlenerek düzenlenmektedir. Depremler için amprik yinelenme ilişkisi Gutenberg ve Richter (1944) tarafından Güney Kaliforniya depremlerine ait veriler kullanılarak geliştirilmiştir. Toplanan bu veriler farklı magnitüdleri aşan depremlerin sayısına göre düzenlenerek, her magnitüdün aşılma sayıları zamana bölünerek M magnitüdündeki depremlerin yıllık aşılma oranı λ_m 'yi tanımlamışlardır. Tahmin edilebileceği gibi, küçük depremlerin yılda ortalama aşılma oranları büyük depremlerinkinden daha büyük olmaktadır. Belirli bir büyüklükteki depremlerin ortalama aşılma oranının tersi, genellikle o büyüklüğü aşan depremin dönüş periyodu olarak tanımlanmaktadır. Güney Kaliforniya depremlerinin

yılda ortalama aşılımlarının logaritması alınarak deprem büyüklüğüne göre grafiği çizildiğinde doğrusal bir ilişki bulunmuş ve deprem tekrarlaması için bulunan Gutenberg-Richter (1944) yasası aşağıdaki şekilde ifade edilmiştir:

$$\text{Log } \lambda_m = a - bm \quad (3.1)$$

Burada λ_m = magnitüdü M olan depremin yılda ortalama aşılma oranı; 10^a = büyüklüğü sıfır veya sıfırdan büyük depremlerin yıllık ortalama oluş sayısı ve b = büyük ve küçük depremlerin göreceli oluş ihtimallerini ifade eden katsayı olmaktadır. Gutenberg-Richter (1944) yasası Şekil 3.4a'da şematik olarak gösterilmektedir. b değeri artarken küçük depremlere kıyasla büyük depremlerin sayısı azalmaktadır. Gutenberg-Richter yasasındaki belirleyici parametre deprem büyüklüğü ile sınırlı değildir; şiddetin kullanıldığı durumlar olmuştur. Küresel tekrarlamaya verileri Şekil 3.4 b'de gösterilmiştir.



Şekil 3.4 (a) a ve b parametrelerinin anlamlarını gösteren Gutenberg-Richter tekrarlamaya yasası ve (b) Gutenberg-Richter yasasının küresel depremsellik verilerine uygulanması (Esteva, 1970'den)

3.1.2.3 Azalım İlişkileri

Probalistik deprem tehlike analizinin önemli aşamalarından biri de yer hareketi azalım modelleri kullanılarak incelenen bölgedeki deprem yer hareketinin bulunmasıdır. Sonlu elemanlar ve sonlu farklar yöntemlerinin kullanıldığı azalım modellerinde kaynak, ilerleme çizgisi ve bölge özellikleri kullanılmaktadır.

Sismik tehlike çalışmalarında en çok kullanılan yer hareketi belirleyicisi, maksimum yer ivmesinin yatay bileşenidir. Bunun nedeni, yatay bileşeninin yer hareketinin durumunu belirleyen en iyi parametre olması ve yapı davranışını kontrol etmesidir. Kullanılan azalım

ilişkilerinin çoğunda maksimum yer ivmesi, magnitüd (M), mesafe(R) ve lokal zemin koşullarına bağlı olarak ifade edilmektedir. Magnitüd yer deplasmanının sınırlı bir ölçüsüdür. Magnitüd için kullanılan tarif, azalım ilişkisinde, frekans-magnitüd verilerinin toplanmasında ve maksimum magnitüdün tespitinde kendi içinde tutarlı olması gerekmektedir. Maksimum yer ivmesi azalım ilişkileri genellikle lokal magnitüd kavramına dayanmaktadır. Azalım ilişkilerinde kullanılan mesafe parametresi (R), odak noktasına, episantra, enerji boşalma merkezine, fay yüzeyine ve fay episantrına olan mesafe olabilmektedir. Mesafenin tanımı bilhassa faya yakın bölgelerde çok önemli rol oynamakta ve bu tanımın lokal özelliklerle uyum göstermesi gerekmektedir. Ülkemizde meydana gelen depremler genellikle sığ odaklı depremler olup, yüzeysel yırtılmalar göstermektedir. Bu tip bölgelerde lokal bölgeden fay çizgisine olan mesafenin kullanılması daha uygun olmaktadır. Maksimum yer ivmesinin M ve R'ye göre değişimini veren azalım bağıntılarının çoğunda maksimum yer ivmesi log-normal dağılım göstermekte ve ortalama değeri

$$PGA=b_1 \exp (b_2 M) (R+b_4)^{b_3} \quad (3.2)$$

ile ifade edilmektedir. Standart sapma $\sigma_{\log PGA}$ ve bu denklemde b_1, b_2, b_3, b_4 katsayıları regresyon sabitleridir. Faydan orta uzaklıktaki depremler (20-30 km) için pek çok azalım bağıntısı geliştirilmiştir. Bunlar arasında McGuire (1978), Donovan (1973), Ambraseys (1975), Esteva (1973) ve Cornel (1979) tarafından geliştirilenler sayılabilir.

3.1.2.4 Deprem Oluşumu Modellemesi

Probabilistik deprem tehlikesi hesaplarında deprem oluşumlarının zaman boyutunda tamamen olasılıksal ve hafızasız olarak (zaman bağımsız) ve belirli bir periyodisite (zaman bağımlı) ile meydana geldiği kabul edilmektedir. Zaman bağımlı modellerde, aktif fay üzerinde oluşmuş olan son büyük (karakteristik, yani bir fay segmentinin tamamının kırıldığı) depremlerden sonra geçen süre arttıkça yeni bir büyük (karakteristik) depremin oluşum olasılığı artmaktadır. Zaman bağımlı modelin diğer modellerden ayırıcı özelliği karakteristik depremlerin yineleme aralığına ait olasılık yoğunluğu fonksiyonlarıdır. Zaman bağımlı modelleme için gerekli bilgilerin olmadığı tektonik birimler veya büyük bölgesel sismik kaynaklar için homojen Poisson modeli gibi zaman bağımsız yöntemler kullanılabilir. Poisson modelinde bir sonraki depremin oluşum olasılığı önceki depremin oluşum zamanına bağlı değildir. Kuzey Anadolu Fay hattının da dahil olduğu bir çok tektonik element üzerinde yürütülen yoğun paleosismik ve tarihsel deprem araştırmaları bu faylardaki büyük (karakteristik) depremlerin hemen hemen periyodik olarak oluştuklarını (Schwartz ve Coppersmith, 1984) ve bu nedenle probabilistik deprem tehlikesi belirlemelerinde zaman bağımlı modelleme (Yenilenme

Modeli) yönteminin daha uygun olacağını göstermektedir.

Homojen Poisson Modeli

Depremelerin meydana gelmesi üzerine geliştirilmiş olan modellerden en basit olanı Homojen Poisson Modeli'dir (Cornell, 1968). Depremelerin bu modelin kurallarına uyabilmesi için mekansal ve zamansal bağımsızlık şartının olması gerekmektedir. İstatistiksel Poisson yönteminde belirli bir sismik kaynak için depremlerin meydana gelmesi aşağıdaki bağıntı ile ifade edilebilmektedir:

$$P_A(n/m,t) = [\exp (-\lambda_A (m) t)^n] / n! \quad (3.3)$$

Burada $P_A(n/m,t)$, t zaman aralığında, $M=m$ büyüklüğüne eşit veya daha büyük , n sayıda depremlerin meydana gelme olasılığıdır. Meydana gelme hızının ortalaması ise $-\lambda_A (m)$ ile ifade edilmektedir. T zaman diliminde meydana gelmesi beklenen $M=m$ büyüklüğüne eşit veya daha büyük depremlerin sayısı aşağıdaki gibi verilmektedir:

$$E_A (n/m,t) = \lambda_A (m) \quad (3.4)$$

T zaman aralığında, $M=m$ büyüklüğüne eşit veya daha büyük en az bir depremin meydana gelme olasılığı:

$$P (n>0|m,t) = 1.0 - \exp[-\lambda_A (m) t] \quad (3.5)$$

ile ifade edilmiştir. Bir depremin ortalama tekrarlama aralığı, $RI_A(m)$, meydana gelme hızının tersi ile ifade edilmektedir:

$$RI_A(m) = 1/\lambda_A (m) \quad (3.6)$$

Basit Poisson Yöntemi kullanılarak, t sene içerisinde, z seviyesi üstünde en az bir depremin meydana gelme olasılığı $P_E (A>z,t) = 1 - \exp[-v (A>z)t]$

veya

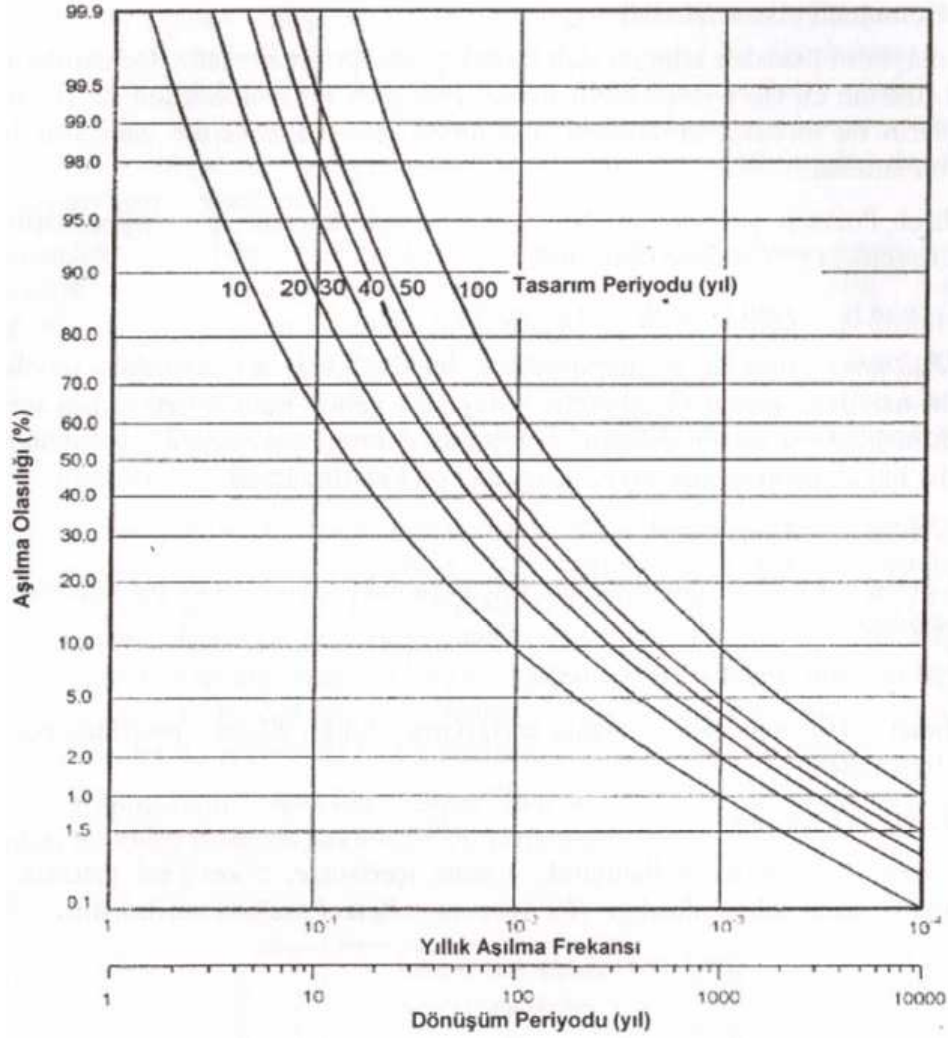
$$P_E(z) = 1 - \exp [-v_z t] \quad (3.8)$$

Burada $v_z = v(A>z)$ bir sahada z seviyesi üstünde gerçekleşen yer hareketinin yıllık oranıdır (frekansıdır). Kuvvetli yer hareketi seviyesi için ortalama dönüşüm periyodu (RP), v_z 'nin tersi olarak tanımlanmaktadır:

$$RP = 1/v_z \quad (3.9)$$

Uygulamada probabilistik sismik tehlike analizi sonuçları, $P_E(z)$, RP ve v_z parametrelerinden biri veya birkaçı ile ifade edilmektedir. Bu parametreler arasındaki ilişki ise Şekil 3.5'de

gösterilmiştir (MERM, 2003).



Şekil 3.5 Poisson Yöntemi için farklı parametreler arasındaki ilişki (MERM, 2003)

Bağıl Olasılık (Yenilenme) Modeli

Bu modelde ana bir fay, tekil veya birbirini ardına basamaklı şekilde kırılabilir parça grupları ile tanımlanmaktadır. Bir fay parçası, atım oranı ve depremlerin olasılık yoğunluk fonksiyonu ile ifade edilmektedir. t_e , $t_e + \Delta t$ zaman aralığındaki segmen kırılması olasılığı aşağıdaki şekilde ifade edilmektedir:

$$P(t_e \leq T \leq t_e + \Delta t) = \int_{t_e}^{t_e + \Delta t} f_T(t) \cdot dt \quad (3.10)$$

Burada t_e en son deprem yaratan segmentin kırılmasından bu yana kadar geçen süreyi ve $f_T(t)$ karakteristik depreme neden olan segmentteki kırığın süresini (T) log normal olasılık yoğunluk fonksiyonu olarak ifade edilmektedir.

$$f_T(t) = 1/(t \cdot s \cdot \sqrt{2\pi}) \cdot e^{-[\ln(1/m)/2s^2]} \quad (3.11)$$

Burada T_m karakteristik depremin T tekrar aralığının en iyi ortalama değeri ve s ise meydana gelme zamanının doğal logaritmasındaki $(\ln T)$ standart sapmadır. Kesin olarak bilinmemesi durumunda, s değeri $\ln(m)$ 'nin üçte birine eşit olarak kabul edilmektedir. Tekrar aralığının medyan değeri, T_m , bir önceki depremi yaratan fay kırığının yer değiştirmesi ve bölgesel atım oranı (V) tahmininin en iyi ortalamasının oranlanması ile elde edilebilmektedir.

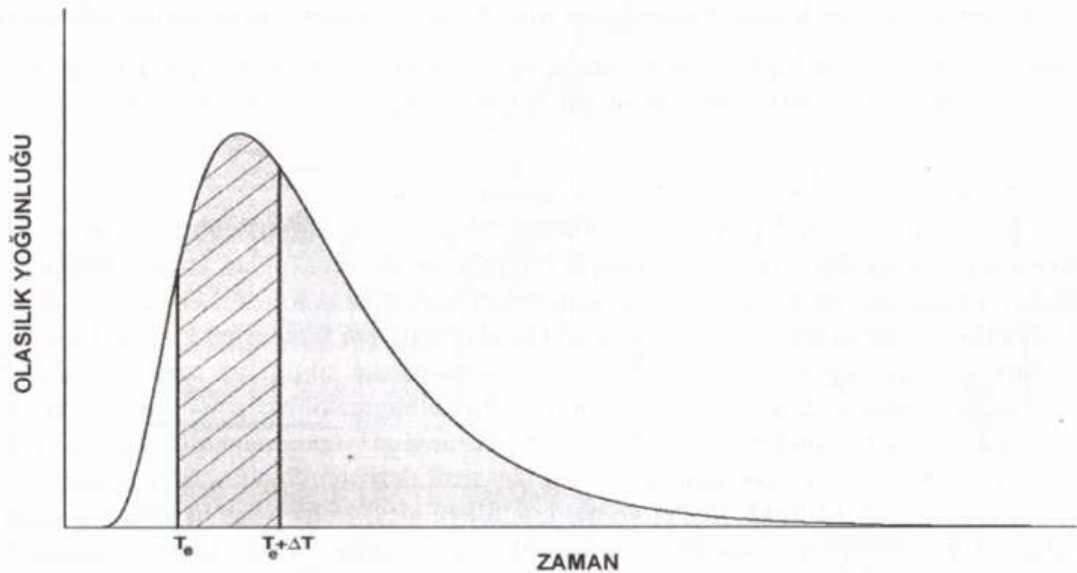
$$T_m = D/V \quad (3.12)$$

Fay parçasının kırılmasına neden olabilecek ve t_e 'den önce meydana gelmemiş karakteristik depremin t_e , $t_e + \Delta t$ aralığında meydana gelme olasılığı aşağıdaki şekilde ifade edilmektedir:

$$P(t_e \leq T \leq t_e + \Delta t | T > t_e) = P(t_e \leq T \leq t_e + \Delta t) / P(t_e \leq T \leq \infty) \quad (3.13)$$

Bu ifadenin payı, Şekil 3.6'da şematik olarak gösterilen olasılık yoğunluk fonksiyonunun altında kalan taranmış alana, paydası ise koyu renkli alanının tümüne karşı gelmektedir (MERM, 2003).

Karakteristik depremlerin tekrar aralıklarını modellemek için log-normal, Weibull ve Gamma dağılımları kullanılmıştır. Bunlar arasından, aritmetik ortalama ve varyasyon katsayıları ile tanımlanan log-normal dağılım yaygın olarak kullanılmaktadır. Varyasyon katsayısı, karakteristik depremlerin periyodikliğinin bir ölçüsüdür. Bu katsayıya özgü değerler 0.4 ve 0.6 aralığında değişmektedir. Küçük varyasyon karakteristik depremler için daha yüksek periyodikliğe işaret etmektedir (Şekil 3.6).



Şekil 3.6 Bağıl olasılığın, olasılık yoğunluk fonksiyonu ile hesaplanmasını gösteren bir diyagram. Burada ilgilenilen zaman aralığı (oluş zamanı) taralı bölge ile, katılım fonksiyonu ise koyu renkli alanın tamamı ile gösterilmiştir (MERM, 2003). Bağıl olasılık bu iki bölgenin oranıdır.

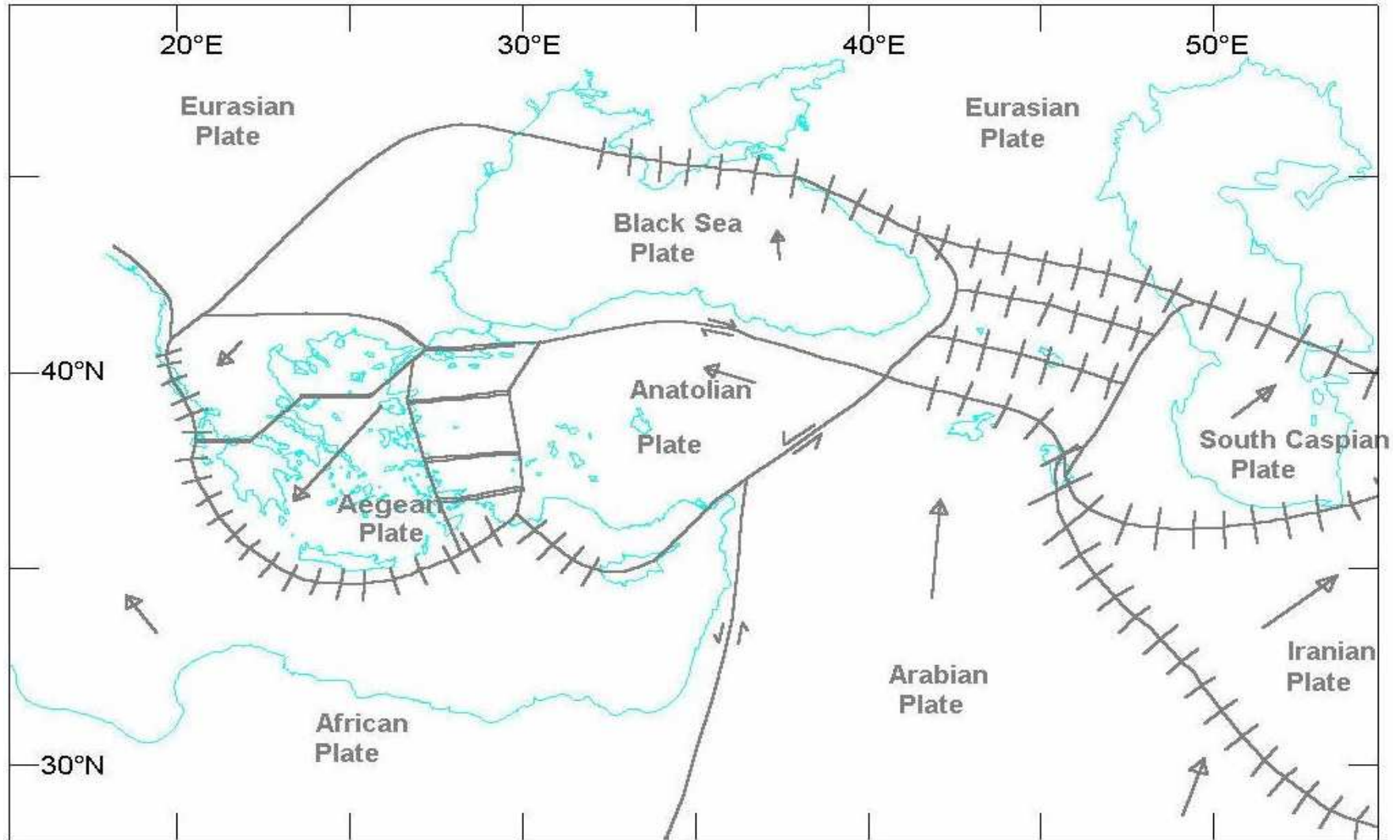
3.1.3 İnceleme alanının probabilistik yöntemle göre sismik tehlikesinin değerlendirilmesi

Bu tez çalışmasında İstanbul'un tarihi yarımadası (suriçi bölgesi) inceleme alanı olarak seçilmiş ve sismik mikrobölgelemede yapılması amaçlanmıştır. Fatih ve Eminönü ilçelerinden oluşan bu bölgenin probabilistik olarak deprem tehlikesinin hesaplanmasında SEISRISK III (Bender vd., 1987) programı kullanılmıştır. Programda deprem zonları ve inceleme alanının koordinatları tanımlanmakta, her bir zonun deprem oluşum parametreleri, yani magnitüde bağıllı yıllık oluşum ilişkileri Gutenberg-Richter (1944) ilişkisi kullanarak ifade edilmekte, zonların inceleme alanında yaratacağı sismik tehlikenin belirlenmesi amacıyla uygun azalım ilişkileri kullanılmakta ve olasılıksal değerlendirme ile istenilen aşılma olasılığında toplam yer hareketi şiddeti belirlenebilmektedir. Yer hareketi pik ivme ve spektral ivme ile tanımlanabilmektedir.

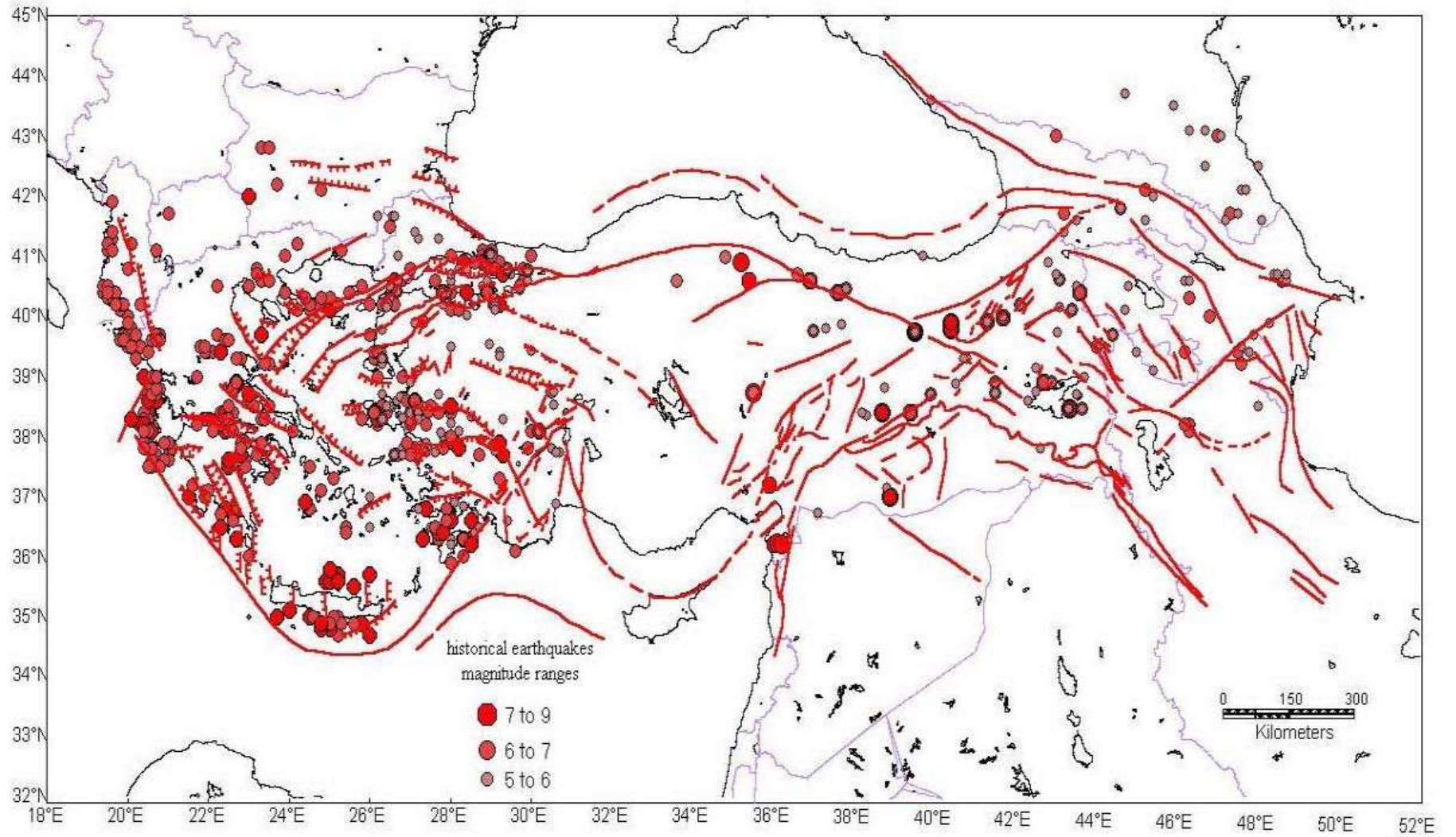
İnceleme alanının probabilistik olarak değerlendirilmesi çalışmasında kaynak bölgelendirilmesi olarak Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) (Erdik vd., 1999) kapsamında Türkiye ve komşu bölgeler için yapılmış olan deprem tehlikesi çalışmasında elde edilen bilgiler kullanılmıştır. Bu proje kapsamında öncelikle bölgenin deprenselliği değerlendirilmiştir. Bilindiği gibi Türkiye Akdeniz-Himalaya deprem kuşağında bulunmaktadır. Türkiye'nin bulunduğu bölgede büyük levhalar arasında küçük bir çok levhanın olması, Türkiye'nin büyük bir bölümünün deprem kuşağı içerisinde yer almasına neden olmaktadır. Türkiye tarihsel deprem kayıtlarına göre M.Ö 2000 yılından beri sürekli olarak hasar yapıcı ve yıkıcı depremlerin etkisi altında kalmıştır. Şekil 3.7'de gösterildiği gibi Türkiye, Avrasya, Afrika ve Arap levhalarından oluşan üç büyük levhanın etkisi altındadır. Anadolu'nun büyük bir kısmını yer aldığı Anadolu levhası, Avrasya levhasının küçük bir bölümünü oluşturmaktadır.

Yine GSHAP projesi kapsamında bölgeye ait aletsel ve tarihsel sismisite kayıtları derlenmiş ve Şekil 3.8 ve Şekil 3.9'da gösterilmiştir. Proje kapsamında bölgenin sismisitesi ve tektonik durumu beraber değerlendirilerek sismik tehlike için bölgeler oluşturulmuş (Şekil 3.10) ve bu bölgelere ait yineleme ilişkileri de Gutenberg-Richter bağıntısı kullanılarak tanımlanmıştır (Çizelge 3.1).

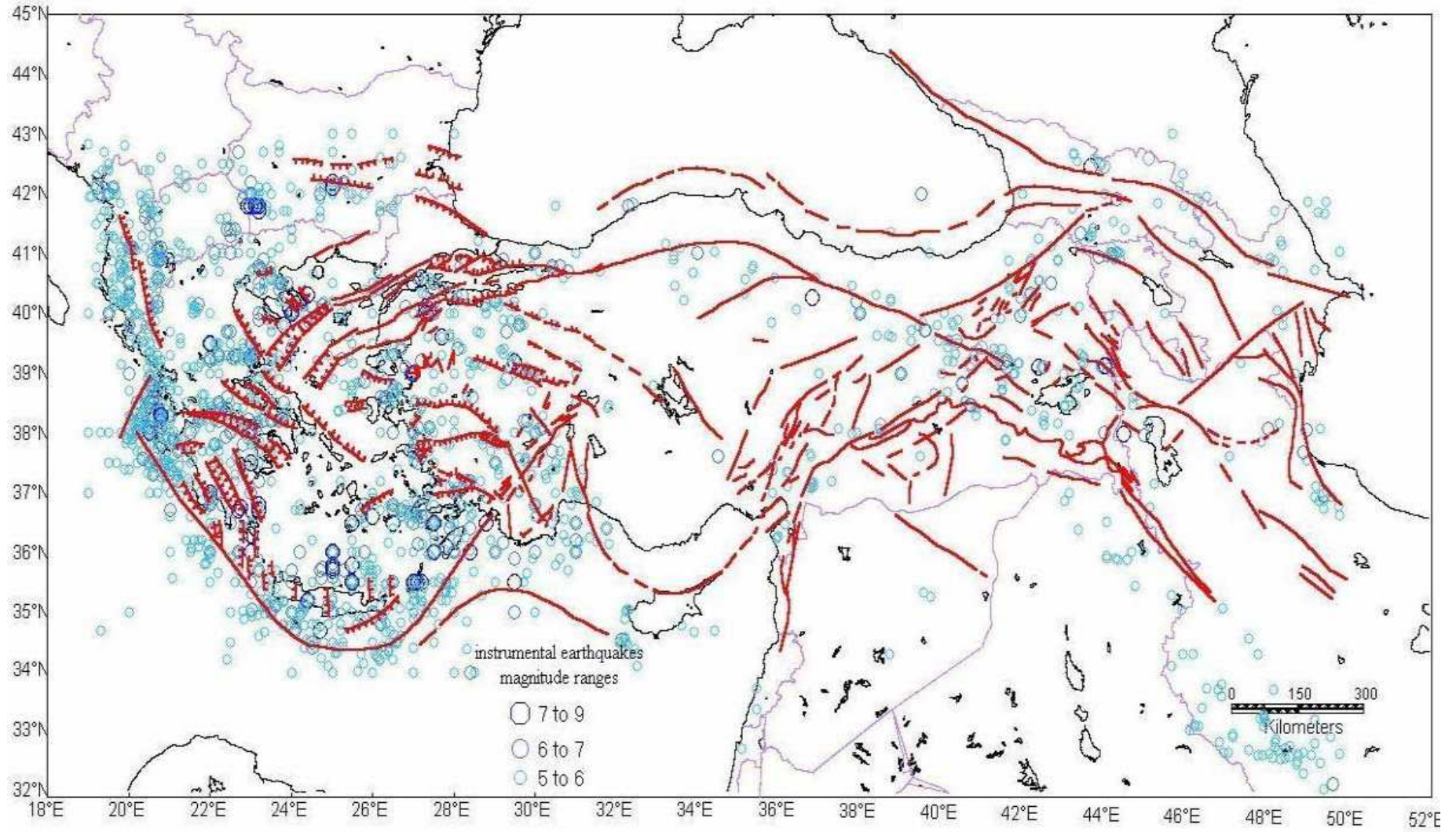
GSHAP projesinden alınan kaynak bilgileri kullanılarak bu tez çalışması kapsamında Fatih ve Eminönü ilçelerini etkileyebileceği düşünülen Zon 18, Zon 19, Zon 20 ve Zon 27 deprem kaynak bölgeleri analizlerinde hesaba katılmıştır.



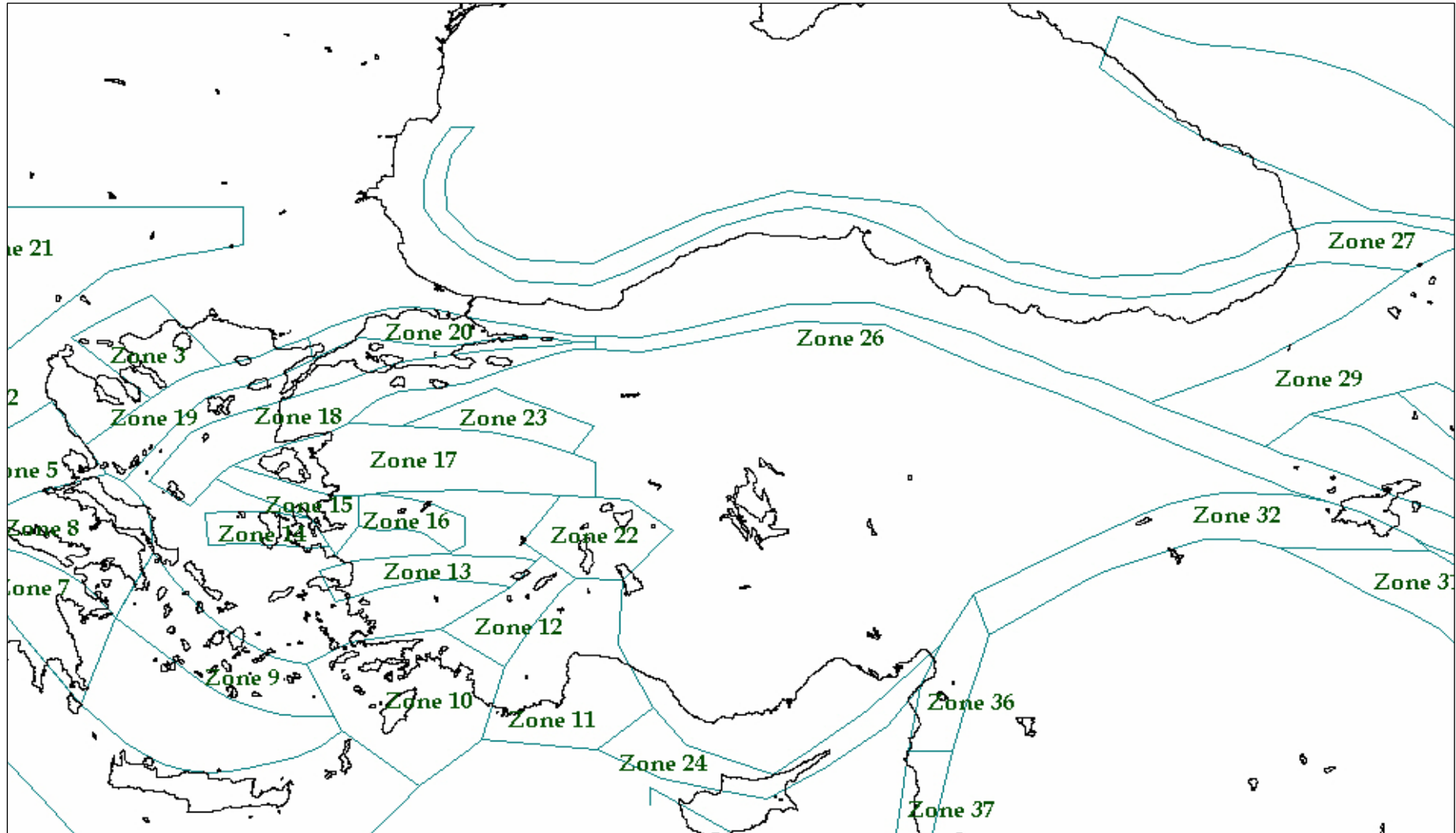
Şekil 3.7 Türkiye yakın çevresini etkileyen tektonik plakalar (Erdik vd., 1999)



Şekil 3.8 Ana tektonik sistemlerle birlikte tarihsel aktivite (Erdik vd., 1999)



Şekil 3.9 Ana tektonik sistemlerle birlikte aletsel aktivite (Erdik vd., 1999)



Şekil 3.10 GSHAP projesi kapsamında elde edilen kaynak bölgeleri (Erdik vd., 1999)

İnceleme alanında bulunan deprem kaynakları genellikle yakın odaklı depremlerden oluşmaktadır. Bu duruma uygun olarak yatay pik ivmenin hesaplanmasında azalım ilişkileri olarak Boore vd., (1997), Campbell (1997) ve Sadigh vd., (1997) ilişkileri kullanılarak ivme değerleri bulunmuş ve 3 değer in ortalaması kullanılmıştır. S_s ve S_1 spektral ivme parametrelerinin hesaplanması için ise Boore (1997) ve Sadigh (1997) azalım ilişkileri kullanılmış ve iki değer in ortalaması spektral ivme parametresi olarak kullanılmıştır.

Çizelge 3.1 GSHAP projesi kapsamında elde edilen yineleme ilişkileri (GSHAP, 1999)

Source Seisrisk				Source Seisrisk			
Name	input name	a	b	Name	input name	a	b
Zone 1 Zy1:		5.8521	1.1594	Zone 2 Zy2:		4.4251	-0.8650
Zone 2 Zy2:		4.4251	-0.865	Zone 3 Zy3:		2.6939	-0.6062
Zone 3 Zy3:		2.6939	-0.6062	Zone 4 Zy4:		6.1213	-1.1882
Zone 4 Zy4:		6.1213	-1.1882	Zone 5 Zy5:		3.9053	-0.7619
Zone 5 Zy5:		3.9053	-0.7619	Zone 6 Zy6:		5.5049	-0.9418
Zone 6 Zy6:		5.5049	-0.9418	Zone 7 Zy7:		4.0583	-0.8670
Zone 7 Zy7:		4.0583	-0.867	Zone 8 Zy8:		5.2318	-1.0250
Zone 8 Zy8:		5.2318	-1.025	Zone 9 Zy9:		3.1790	-0.7129
Zone 9 Zy9:		3.179	-0.7129	Zone 10 Zy10:		4.5746	-0.8500
Zone 10 Zy10:		4.5746	-0.85	Zone 11 zt09:		3.7872	-0.8252
Zone 12 Zy12:		4.558	-0.9841	Zone 12 Zy12:		4.5580	-0.9841
Zone 13 Zy13:		3.6793	-0.7743	Zone 13 Zy13:		3.6793	-0.7743
Zone 14 Zy14:		4.4392	-1.032	Zone 14 Zy14:		4.4392	-1.0320
Zone 15 Zy15:		5.7888	-1.2275	Zone 15 Zy15:		5.7888	-1.2275
Zone 16 Zy16:		3.9567	-1.0405	Zone 16 Zy16:		3.9567	-1.0405
Zone 17 Zy17:		3.7801	-0.7517	Zone 17 Zy17:		3.7801	-0.7517
Zone 18 Zy18:		3.318	-0.684	Zone 18 Zy18:		3.3180	-0.6840
Zone 19 Zy19:		3.9734	-0.8138	Zone 19 Zy19:		3.9734	-0.8138
Zone 20 Zy20:		2.3912	-0.5755	Zone 20 Zy20:		2.3912	-0.5755
Zone 21 Zy22:		2.6969	-0.5663	Zone 21 Zy22:		2.6969	-0.5663
Zone 26 Zt02:		5.054	-0.8457	Zone 22 zt14:		3.8156	-0.8965
Zone 27 Zt03:		2.172	-0.574	Zone 23 zt15:		0.9396	-0.4326
Zone 36 Zt07:		4.3361	-0.8428	Zone 24 zt08:		3.1791	-0.9013
Zone 24 zt08:		3.1791	-0.9013	Zone 25 Zg1:		2.1065	-0.6295
Zone 11 zt09:		3.7872	-0.8252	Zone 26 Zt02:		5.0540	-0.8457
Zone 22 zt14:		3.8156	-0.8965	Zone 27 Zt03:		2.1720	-0.5740
Zone 23 zt15:		0.9396	-0.4326	Zone 28 z005		5.2203	-0.8190
Zone 32 zk21:		3.8508	-0.7757	Zone 29 z006		4.8601	-0.7978
Zone 31 zk22:		4.842	-0.8504	Zone 30 z009		3.8522	-1.0050
Zone 33 z004		4.574	-0.85	Zone 31 zk22:		4.8420	-0.8504
Zone 28 z005		5.2203	-0.819	Zone 32 zk21:		3.8508	-0.7757
Zone 29 z006		4.8601	-0.7978	Zone 33 z004		4.5740	-0.8500
Zone 34 z007		3.1325	-0.7511	Zone 34 z007		3.1325	-0.7511
Zone 35 z008		0.1922	-0.345	Zone 35 z008		0.1922	-0.3450
Zone 30 z009		3.8522	-1.005	Zone 36 Zt07:		4.3361	-0.8428
Zone 37 znek		4.4147	-0.8423	Zone 37 znek		4.4147	-0.8423

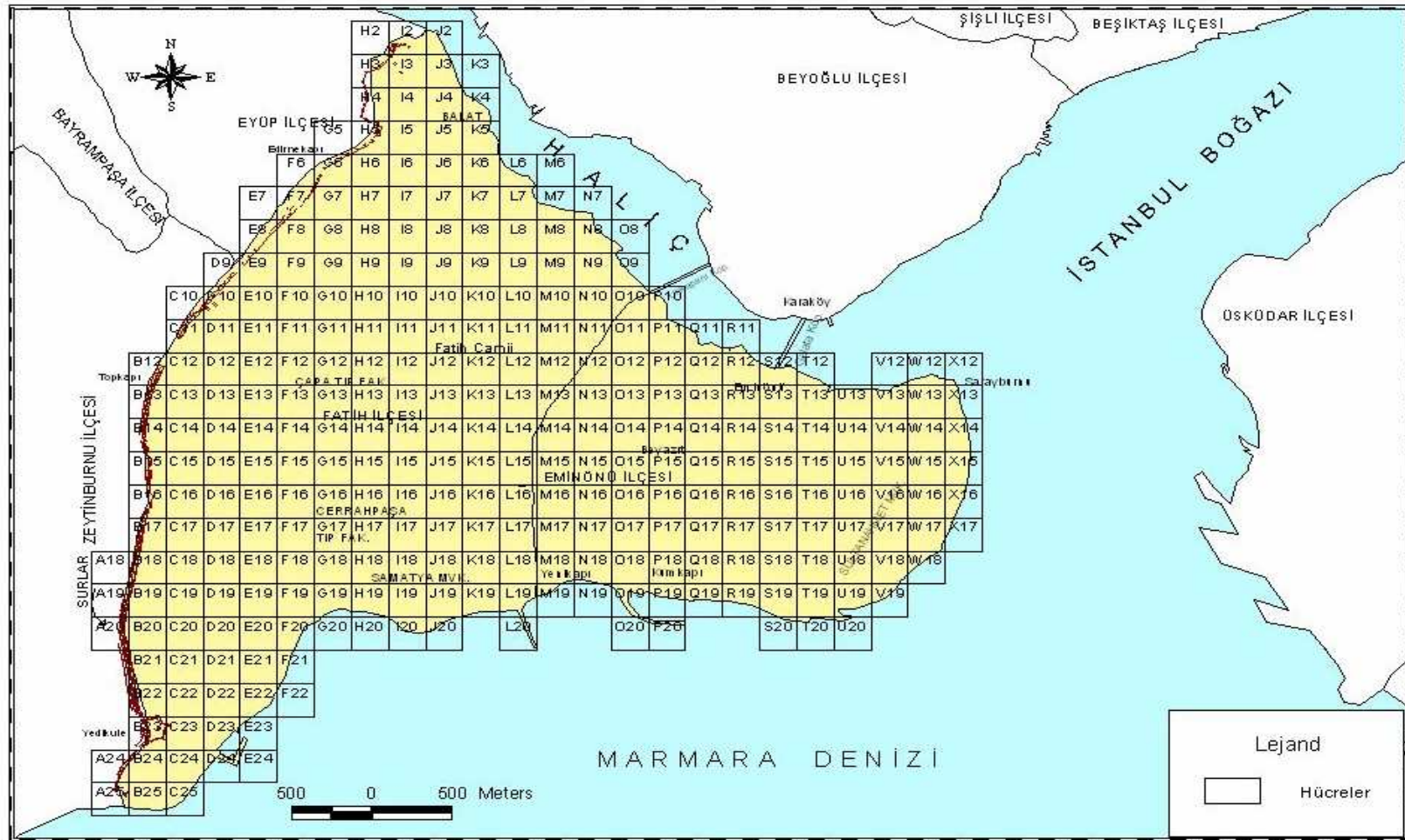
Depremelerin yapılar üzerindeki etkileri belirlenirken ortalama olarak bir yapı ömrü boyunca meydana gelebilecek en riskli depremlerin dikkate alınması gerekmektedir. Genel kabul olarak 50 yıllık bir yapı ömrü içerisinde % 10 aşılma ihtimali olan bir deprem 475 yıllık bir periyotta meydana gelmektedir. Bu ise normal yapıların tasarımı için yeterli olabilecek bir kriter olarak kabul edilmektedir. İncelenen bölgenin deprem tehlikesi açısından hassaslığına bağlı olarak daha çok risk taşıyan bölgelerde %40 aşılma ihtimali olan 98 yıl periyotlu bir depremin dikkate alınması da düşünülebilmektedir. Bu çalışmada 50 yıllık bir yapı ömrü içerisinde %10 ve %40 aşılma ihtimali ile hesaplamalar yapılmıştır.

İnceleme alanının deprem tehlikesinin belirlenmesi ve anakaya ivme parametrelerinin oluşturulması, zemin profillerinin oluşturulması ve sismik mikrobölgelerinin oluşturulması amacı ile öncelikle bölge 250 m*250 m'lik hücrelere bölünmüş ve numaralandırılmıştır (Şekil 3.11).

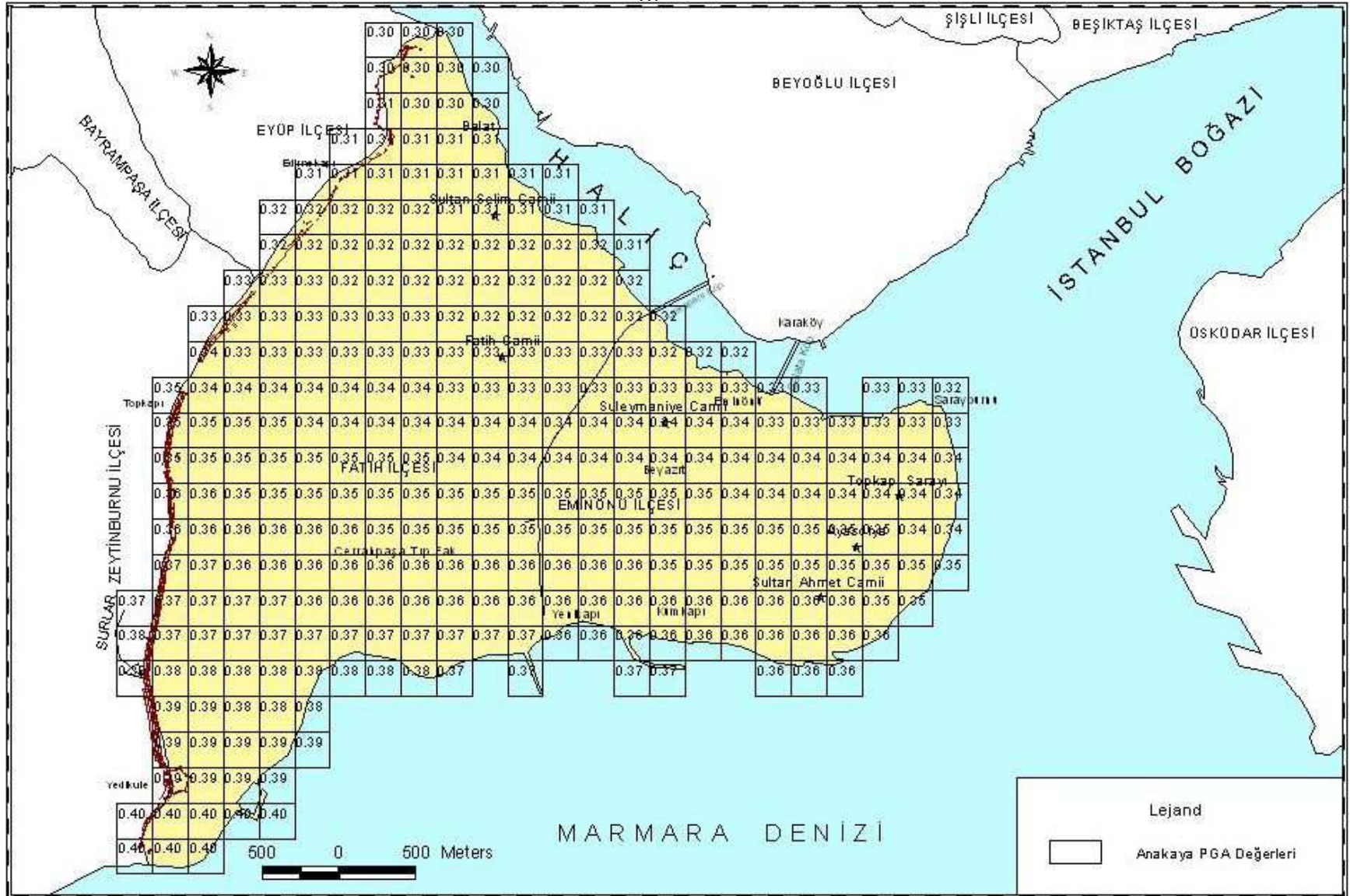
Beklenen yer sarsıntısı şiddetini ve bununla ilgili zemin tabakalarının lineer olmayan davranış üzerindeki etkilerini dikkate almak amacı ile, kısa periyotlardaki spektral ivme (S_s) ve 1 saniye periyotlardaki spektral ivme (S_1) parametreleri tanımlanmaktadır. İvme-zaman kaydının en büyük değeri olan pik ivme değeri de bir diğer parametre olarak dikkate alınmaktadır. Yapılan deprem tehlikesi analizi sonucunda anakayaya ait pik ivme ve spektral ivme parametreleri elde edilmiştir. Şekil 3.12'de 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre hesaplanmış olan anakaya pik ivme değerleri verilmiştir. Şekil 3.13'de ise 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre hesaplanmış olan anakaya pik ivme değerleri verilmiştir. Şekil 3.14 ve Şekil 3.15'de 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre hesaplanmış olan S_s ve S_1 spektral ivme parametreleri verilmiştir. Şekil 3.16 ve Şekil 3.17'de ise 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre hesaplanmış olan S_s ve S_1 spektral ivme parametreleri verilmiştir.

3.2 Deprem Hareketinin Simülasyonu

Deprem yer hareketinin ivme parametreleri belirlendikten sonra tasarım davranış spektrumu ile uyumlu yapay deprem kaydının üretilmesi gerekmektedir. Bunun için analitik yaklaşımlar, analitik Green fonksiyonları, stokastik benzeşim veya hibrit yöntemler kullanılabilir. Bu yöntemlerden stokastik yöntem, esasen istatistikler yöntemlere ve amprik değerlendirmelere dayanması açısından, deprem yer hareketinin benzeşiminde kullanılan bir mühendislik yöntemidir. Burada ilk olarak Gauss tipi beyaz gürültü olarak kabul edilen yer ivmeleri filtrelenmekte ve amprik verilere dayanarak oranlanan bir zaman fonksiyonu ile çarpılmaktadır. Uygulanacak filtre parametreleri, ya hesaplanan yer hareketinin özellikleri amprik yöntemlerle saptanan Fourier genlik spektrumuna uyum sağlayacak şekilde veya bazı

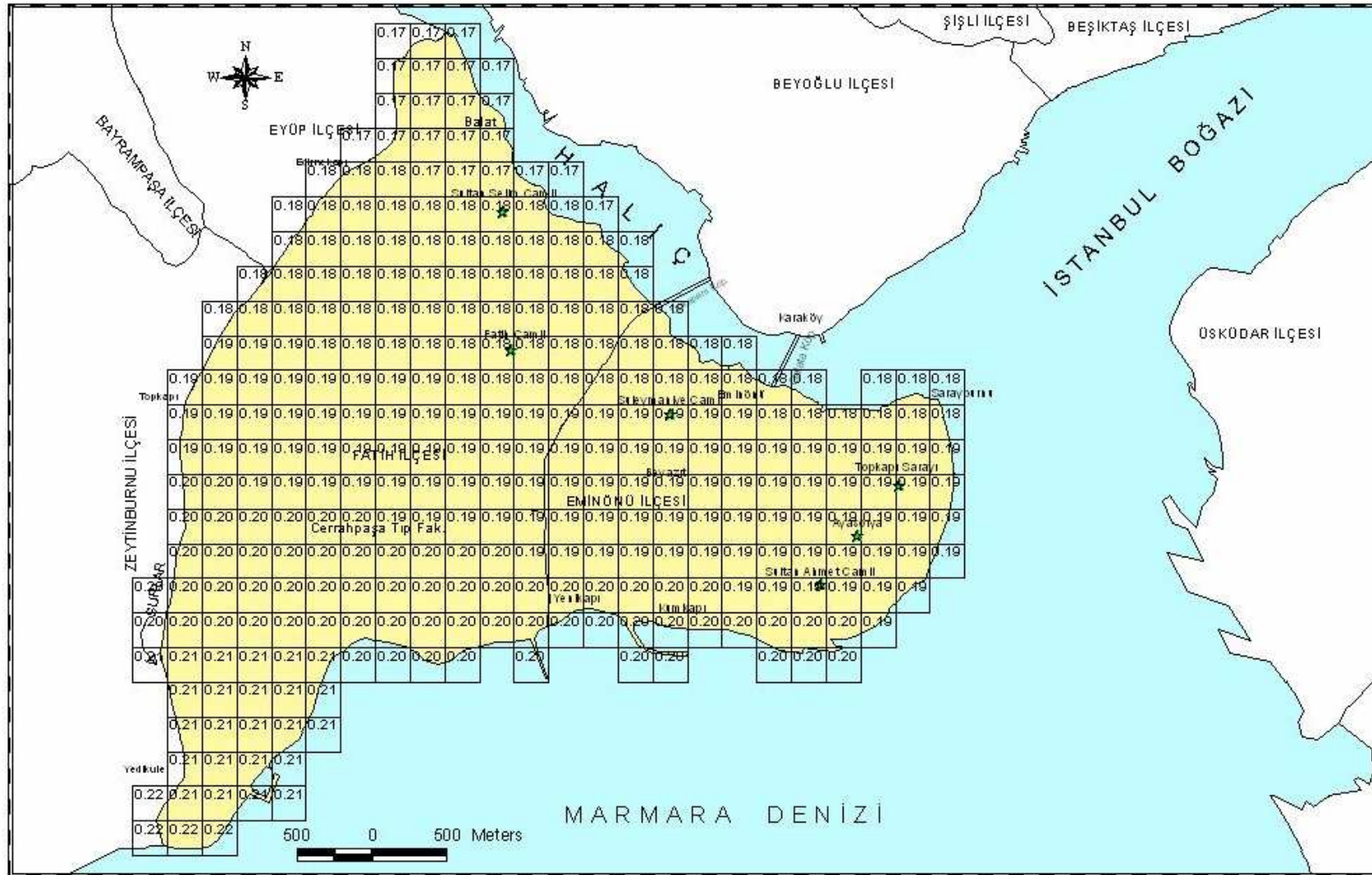


Şekil 3.11 İnceleme alanının hücelere ayrılması (250m*250m)

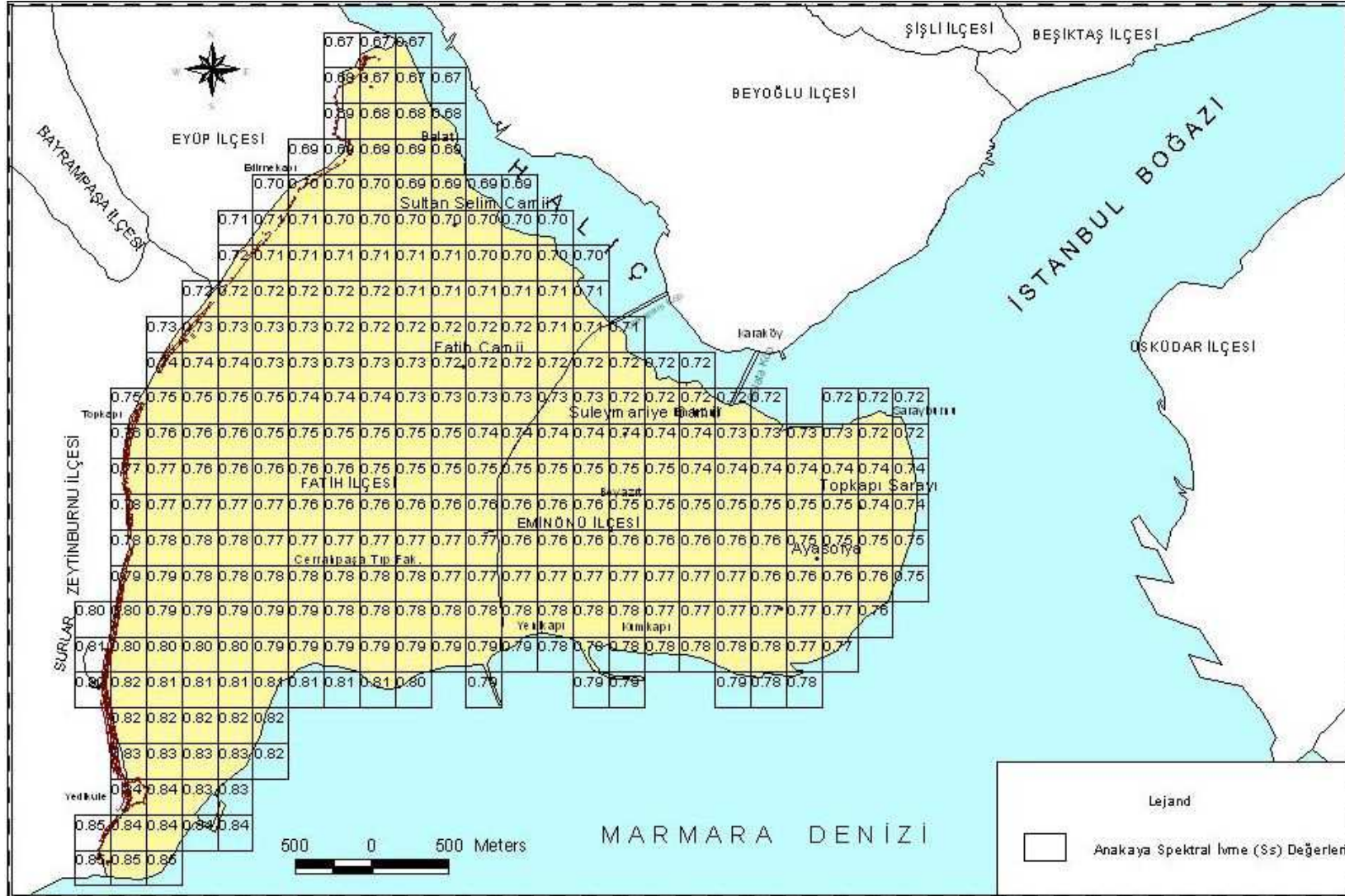


Şekil 3.12

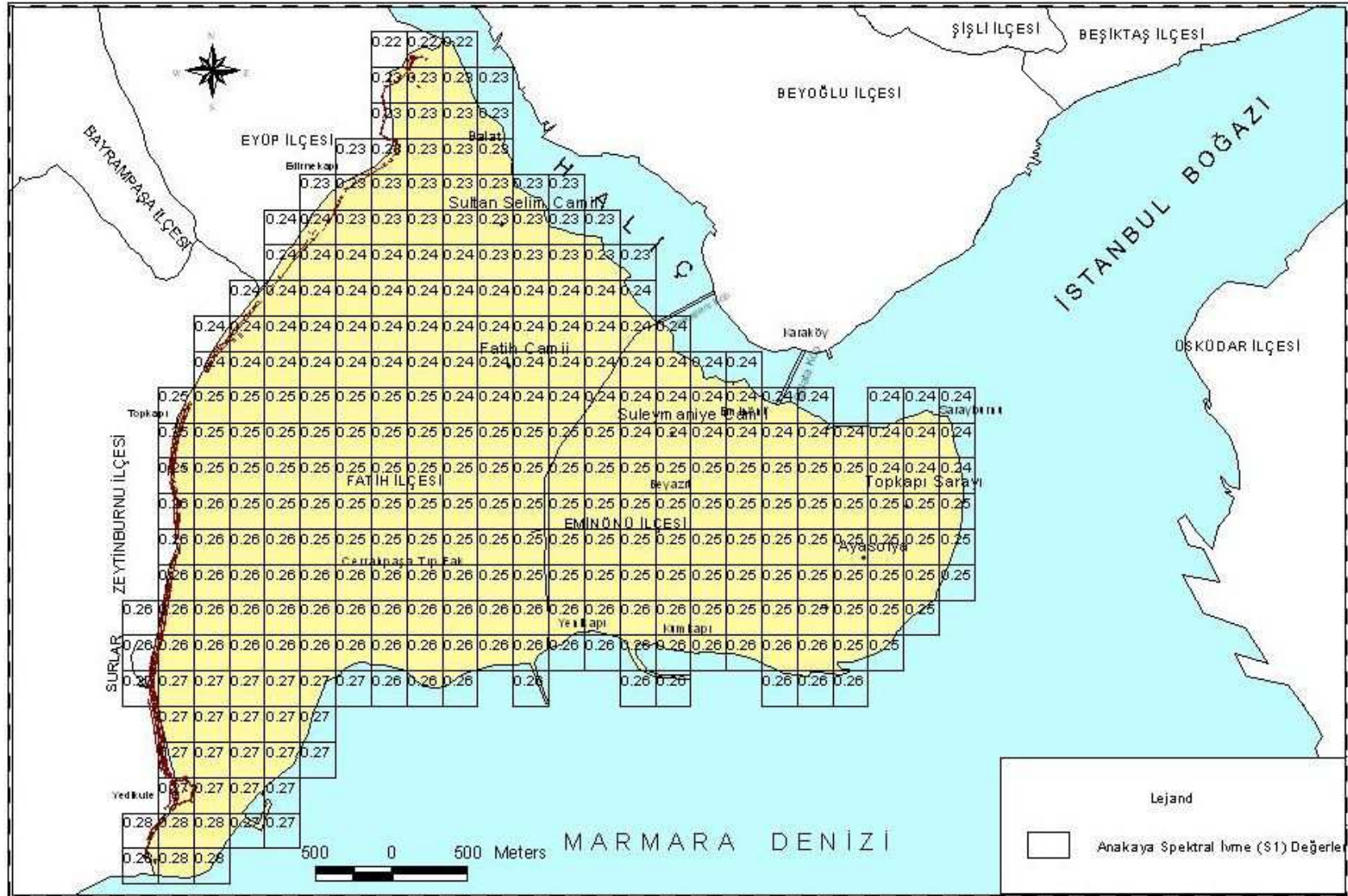
50 yılda %10 aşılma olasılığına göre SEISRISKIII ile hesaplanmış anakaya pik ivme değerleri



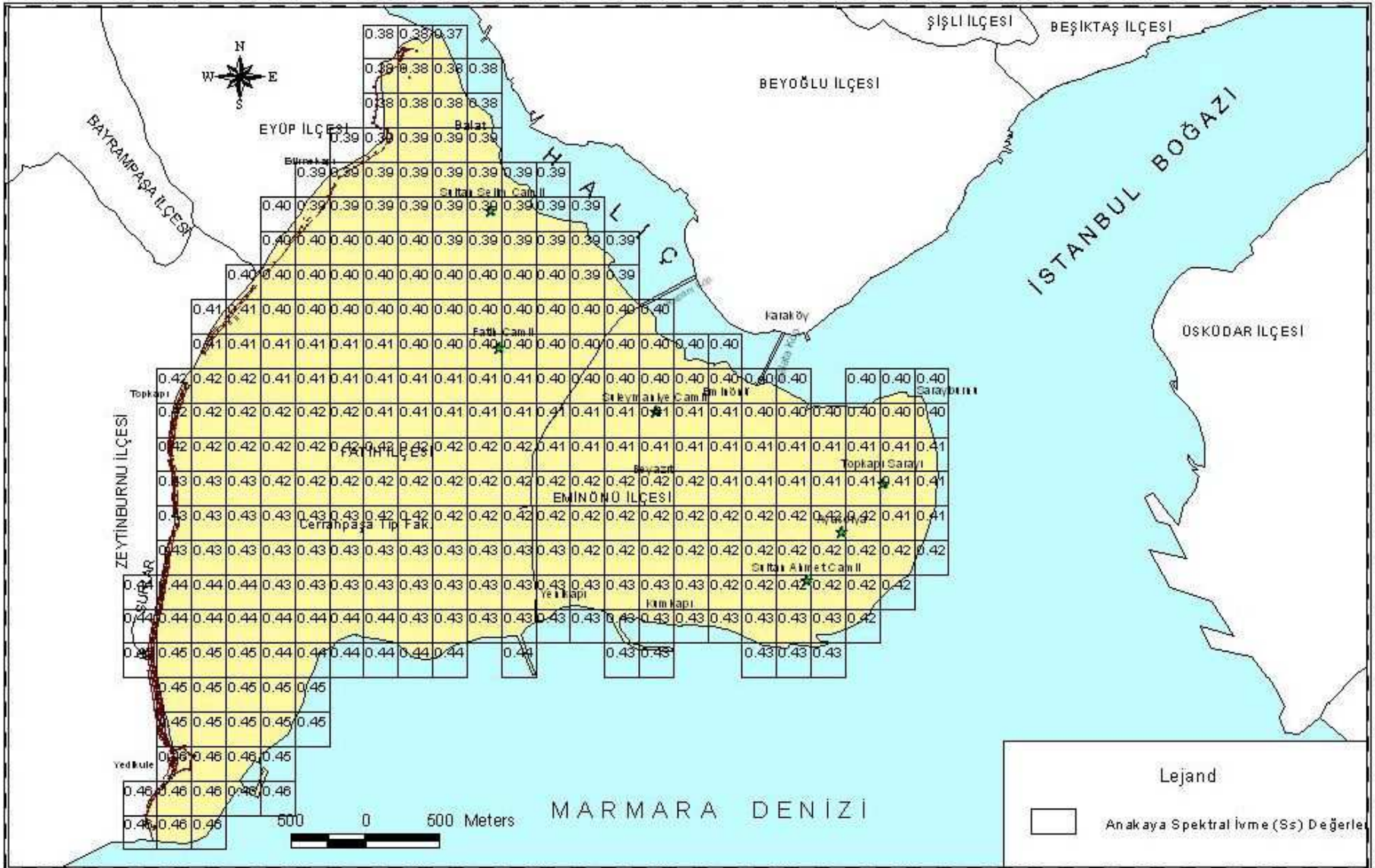
Şekil 3.13 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre SEISRISKIII ile hesaplanmış anakaya pik ivme değerleri



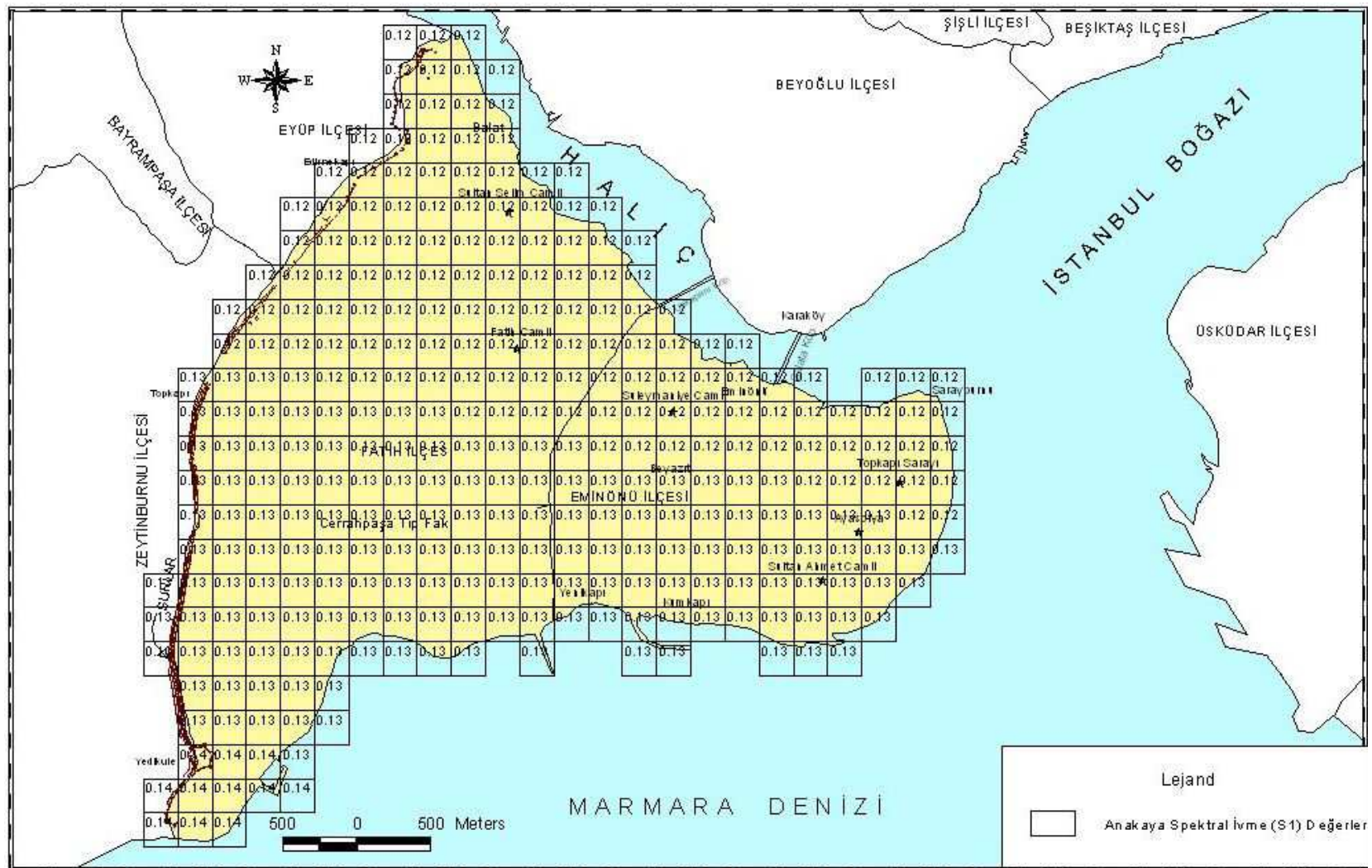
Şekil 3.14 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre SEISRISKIII ile hesaplanmış Ss spektral değerleri



Şekil 3.15 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre SEISRISKIII ile hesaplanmış S_1 spektral değerleri



Şekil 3.16 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre SEISRISKIII ile hesaplanmış Ss spektral değerleri



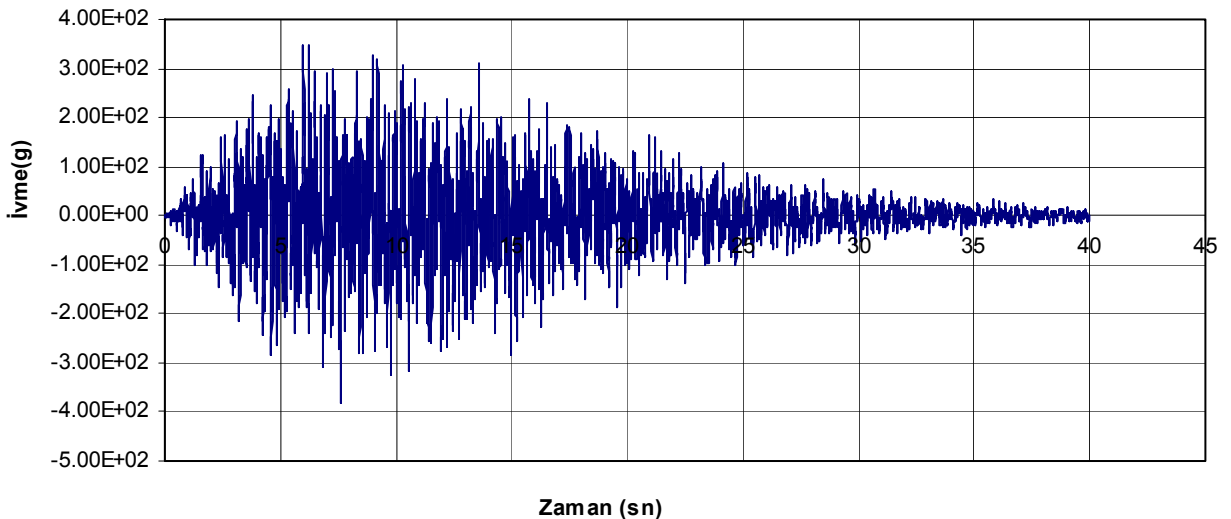
Şekil 3.17 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre SEISRISKIII ile hesaplanmış S_1 spektral değerleri

teorik spektrumlara uygun sonuçlar verecek şekilde belirlenmekte, ya da eğer varsa bölgesel deprem kaynağı, dalga yayılım ortamı özellikleri ve yerel zemin koşullarına göre belirlenmektedir. FINSIM (Beresnev ve Atkinson, 1997) ve TARSCHTS (Deodatis 1996; Papageorgiou vd., 2000) deprem hareketi simülasyonu için üretilmiş stokastik yöntemlerdir. FINSIM stokastik yönteminde fay düzleminin alt fay düzleminden meydana geldiği kabul edilmektedir. Her bir fay parçası noktasal bir fay kaynağı olarak düşünülmekte ve her birinden yayılım Boore (1983) yöntemi ile hesaplanmaktadır. Bu yöntemde yırtılmanın merkezde başladığı kabul edilmekte ve fay düzlemi boyunca sabit hızla yayılmaktadır. Yırtılmanın ulaştığı alt fay parçacıkları birbiri ardına dalga yayılımına katılmaktadırlar. Gözlem noktasındaki yer hareketi, her bir alt faydan yayılan dalgaların toplanması ile bulunmaktadır.

NEHRP davranış spektrumu ile uyumlu zaman ortamındaki yer hareketini elde etmek için Deodatis (1996) tarafından geliştirilen ve Papageorgiou vd. (2000) tarafından bilgisayar programına dönüştürülen TARSCHTS ise, hedeflenen ivme spektrumu ile uyumlu yer hareketinin yapay ivme-zaman kayıtlarını üreten bir bilgisayar simülasyon programıdır. Zaman ortamındaki simülasyonlar kararlı olmayan rastgele fazlıdır.

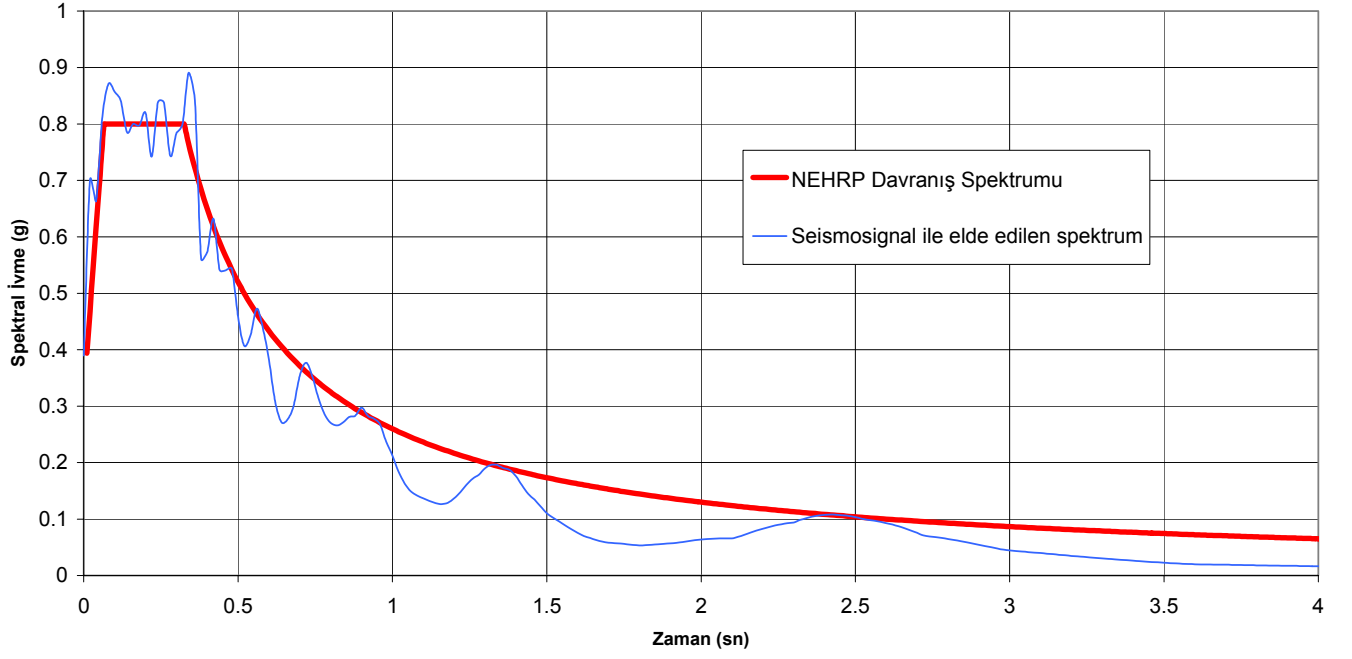
Bu tez çalışması kapsamında yer hareketi simülasyonunu üretmek için TARSCHTS programı kullanılmış ve inceleme alanına ait toplam 307 adet 250m*250 m'lik hücreler bazında yapay kayıtlar üretilmiştir. Üretilen kaydın Seismosignal programı ile elde edilen ivme-zaman kaydının davranış spektrumunun NEHRP davranış spektrumu ile uyumu ve elde edilen ivme-zaman kaydı örnek bir hücre için Şekil 3.18 a ve b'de gösterilmiştir.

TARSCHTS programı ile A18 hücresi için elde edilmiş ivme-zaman kaydı



Şekil 3.18 a) A18 Hücresi için TARSCHTS programı ile elde edilmiş deprem kaydı

A18 HÜCRE İÇİN ÜRETİLEN KAYDIN SEISMOSIGNAL İLE ELDE EDİLMİŞ SPEKTRUMU İLE NEHRP DAVRANIŞ SPEKTRUMU KARŞILAŞTIRILMASI



Şekil 3.18 b) A18 Hücresi için üretilen kaydın Seismosignal programı ile elde edilmiş spektrumu ile NEHRP spektrumu karşılaştırılması

4. VERİLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ VE GÖRÜNTÜLENMESİNDE KULLANILAN YÖNTEMLER

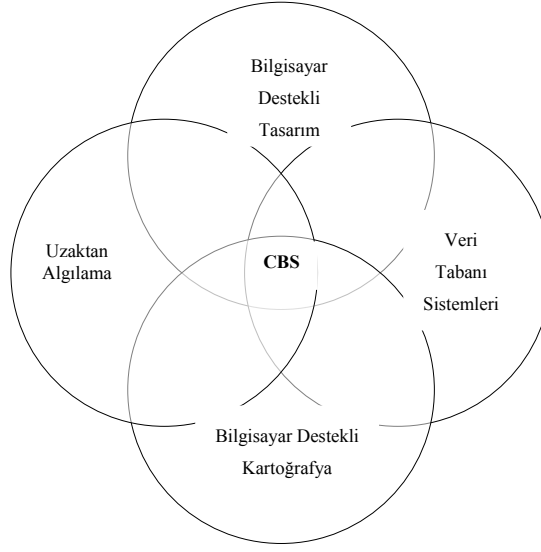
4.1 CBS

Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) İngilizce Geographical Information Systems (GIS) ifadesinin Türkçe'ye çevrilmiş halidir. Coğrafi Bilgi Sistemlerinin tanımı ile ilgili bir çok farklı tanımlar yapılmıştır. Burrough, (1998) CBS'yi belirli bir amaç ile yeryüzüne ait verilerin toplanması, depolanması, sorgulanması, transferi ve görüntülenmesi işlevini yerine getiren araçların tümü olarak tanımlamaktadır. Diğer bir tanım Dale ve McLaughlin (1988) tarafından "CBS genel harita bilgilerini görüntülemeye yarayan bilgi yönetimi sisteminin bir şeklidir" olarak yapılmıştır. Yomralıoğlu, (2000) ise "Coğrafi Bilgi Sistemleri konuma dayalı gözlemlerle elde edilen grafik ve grafik olmayan verilerin toplanması, saklanması, işlenmesi ve kullanıcıya sunulması işlevlerini bir bütünlük içerisinde gerçekleştiren bir bilgi sistemidir" şeklinde tanımlamaktadır. CBS'lerinde grafik olan (harita) ve grafik olmayan (tanımsal/tablosal) bilgiler arasında etkili bir iletişim yapısı mevcuttur. Coğrafi Bilgi Sistemlerini diğer bilgi sistemlerin ayıran en önemli özellik *coğrafi analiz*, diğer bir ifade ile *konumsal analitik işlemleri* gerçekleştirebilme yeteneğidir. Genellikle bilgisayar destekli sistemler yapılan işlemlerde tam otomasyonu tesis etmek üzere geliştirilmişken, CBS bu sistemlerden farklı olarak gereğinde konum verilerinden yeni bilgiler üretme yeteneğine sahiptir. Bilhassa grafik ve grafik olmayan veri tabanlarının birbirleri ile olan etkileşimi kullanıcıya çok yönlü çözümler sunarak CBS'yi diğer klasik sistemlerden farklı kılmaktadır. Sözü edilen sistemlerle CBS arasındaki ilişki Şekil 4.1'de gösterilmektedir (Yomralıoğlu, 2000). Şekilden görüleceği gibi bu sistemlerin CBS ile bir çok ortak yönleri vardır. Coğrafi Bilgi Sistemleri bir anlamda bu sistemlerin evrimlerini tamamlamaları ile ortaya çıkmış, dolayısı ile CBS bir çok yönü ile bu sistemlerden esinlenmiştir (Yomralıoğlu, 2000). Şekil 4.2'de ise CBS'de verilerin integrasyonu şematik olarak gösterilmektedir (Batuk, 2001).

Coğrafi bilgi sistemlerinin sağlıklı bir şekilde çalışması için dört temel ilkenin yerine getirilmesi gerekmektedir. Bunlar; veri depolama, veri yönetimi, veri işlem ve veri sunumudur.

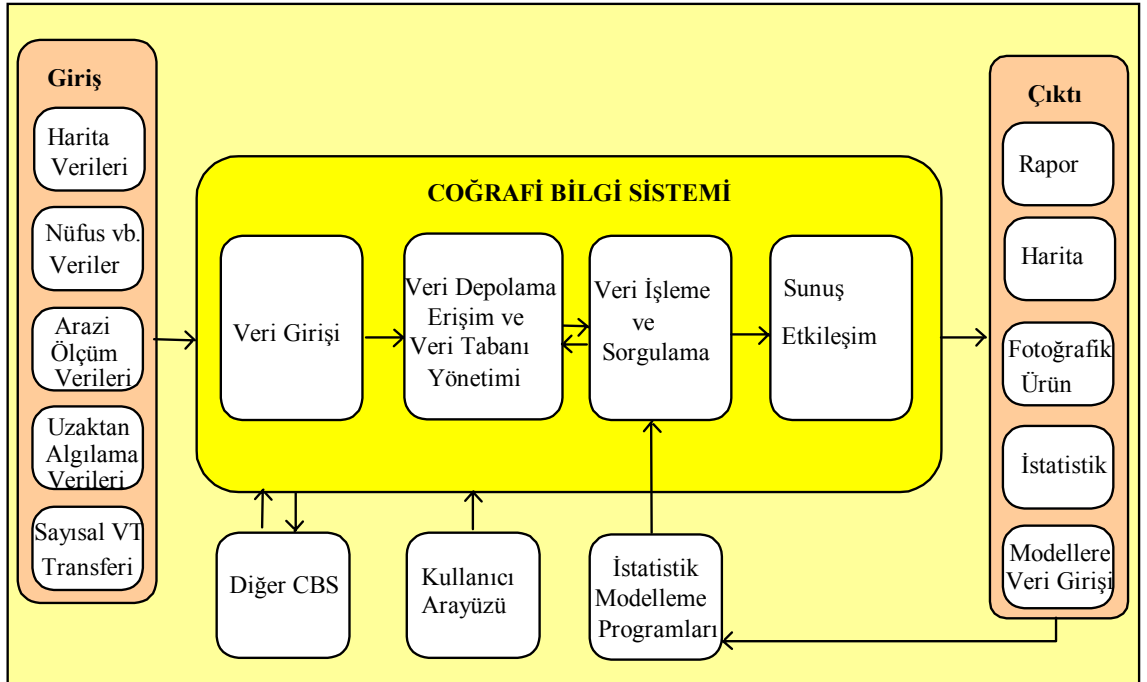
Veri depolama

Coğrafi veriler CBS'de kullanılmadan önce mutlaka dijital forma dönüştürülmelidir. Verilerin kağıt ya da harita ortamından bilgisayar ortamına dönüştürülmesi işlemine *sayısallaştırma* denilmektedir. Büyük boyutlu projelerde bu tür işlemler tarama tekniği kullanılarak otomatik olarak gerçekleştirilirken, küçük boyutlu projelerde daha çok masa tipi sayısallaştırıcılar



Şekil 4.1 Konumsal veri işleme teknikleri ve CBS arasındaki ilişkiler (Yomralıoğlu, 2000)

Şekil 4.1 Konumsal veri işleme teknikleri ve CBS arasındaki ilişkiler (Yomralıoğlu, 2000)



Şekil 4.2 Coğrafi bilgi sistemlerinde verilerin integrasyonu (Batuk, 2001)

kullanılarak elle sayısallaştırma yapılabilir.

Veri Yönetimi

Küçük boyutlu CBS projelerinde coğrafi bilgilerin küçük boyuttaki dosyalarda saklanması mümkün olmaktadır. Ancak, veri hacimlerinin geniş ve kapsamlı olması durumunda Veri Tabanı Yönetim Sistemleri ile verilerin saklanması, organize edilmesi ve yönetilmesi mümkün olmaktadır. Veri Tabanı Yönetim Sistemleri bir bilgisayar yazılımı olup veri tabanlarını yönetmekte veya birleştirmekte kullanılabilmektedir. Bir çok yapıda tasarlanmış Veri Tabanı Yönetim Sistemleri vardır ancak CBS için en kullanışlı ilişkisel veri tabanı sistemleridir. Bu sistem tasarımı veriler tablo bilgilerinin elde edilme mantığına uygun olarak bilgisayar belleğinde saklanmaktadır. Farklı bilgilerin birbiri ile ilişkilendirilmesinde bu tablodaki ortak sütunlar kullanılmaktadır.

Veri İşlem

CBS projeleri içerisinde verilerin birbirine dönüştürülmesi veya irdelenmesi gerekebilmektedir. Örneğin konumsal bilgiler farklı ölçeklerde olabilir ve bilgiler birleştirilmeden önce bu ölçeklerin aynı ölçeğe dönüştürülmesi gerekmektedir. Bu dönüşüm geçici olarak görüntü üzerinde olabileceği gibi analiz yapılarak kalıcı bir hale de getirilebilmektedir. CBS teknolojisi konumsal verilerin sorgulanması ve analizinde, yazılımlar sayesinde bir çok veriyi her türlü geometrik ve mantıksal işleme tabi tutabilmektedir.

Veri Sunumu

Yapılan birçok coğrafi işlemin sonuçları harita ve grafik gösterimlerle CBS’de görsel hale getirilebilmektedir. Elde edilen bu haritalarla coğrafi bilgilerin değerlendirilmesi mümkün olmaktadır.

4.1.1 CBS’nin Bileşenleri

Coğrafi Bilgi Sistemlerinin temel fonksiyonlarını yerine getirebilmesi için Şekil 4.3’de gösterildiği gibi en az beş ana unsurun bir arada olması gerekmektedir (Batuk, 2001). Bu unsurlar CBS’nin bileşenleri olarak isimlendirilen, donanım, yazılım, veri, insanlar ve metotlardır.

4.1.1.1 Donanım (hardware)

CBS’nin işlemlerini mümkün kılan bilgisayar ve buna bağlı yan ürünlerin tümüne donanım denilmektedir. Sisteme içerisinde en önemli araç bilgisayar olarak gözüktüğü de yan donanımlarda onun kadar önemlidir. Örneğin, yazıcı (printer), çizici (plotter), tarayıcı (scanner), sayısallaştırıcı (digitizer) ve veri kayıt üniteleri (data collector) gibi cihazlar bilgi

teknolojisi araçları olarak CBS için önemli sayılabilecek donanımlardır.

4.1.1.2 Yazılım (software)

Yazılım, diğer bir deyişle bilgisayarda koşabilen programlar, coğrafi bilgileri depolamak, analiz etmek ve görüntülemek gibi ihtiyaç ve fonksiyonları kullanıcıya sağlamak üzere, yüksek düzeyli programlama dilleri ile gerçekleştirilen algoritmalardır. Ticari amaçlı olarak



Şekil 4.3 CBS'nin temel bileşenleri (Batuk, 2001)

firmalarca geliştirilen programların yanında üniversiteler ve benzeri araştırma kurumlarınca eğitim amaçlı olarak geliştirilen yazılımlar da mevcuttur. En popüler CBS yazılımları Arc/Info, Arcview, MapInfo, Intergraph, MapInfo, Smallworld, Genesis, Idrisi, Grass vb. verilebilmektedir.

4.1.1.3 Veri (Data)

CBS'nin en önemli bileşenlerinden biri de "veri"dir. Grafik yapıdaki coğrafi veriler ile tanımlayıcı nitelikteki öznitelik veya tablo verileri gerekli kaynaklardan toplanabilmektedir. CBS konumsal verileri diğer türdeki yani konumsal olmayan (tablo vb) verilerle birleştirmektedir. Böylece bir çok kurum ve kuruluşa ait veriler organize edilerek konumsal verilerle birleştirilmektedir. Veri kaynaklarının dağınıklığı, çokluğu ve farklı yapılarda yapılarda olması bu verilerin kullanılmasını zorlaştırmaktadır. Bu nedenle CBS'de harcanan zamanın %50'si verileri aynı çatı altında toplamak için geçmektedir.

CBS temel olarak iki tür veri grubundan oluşmaktadır. Bunlar; Grafik ve/veya Mekansal

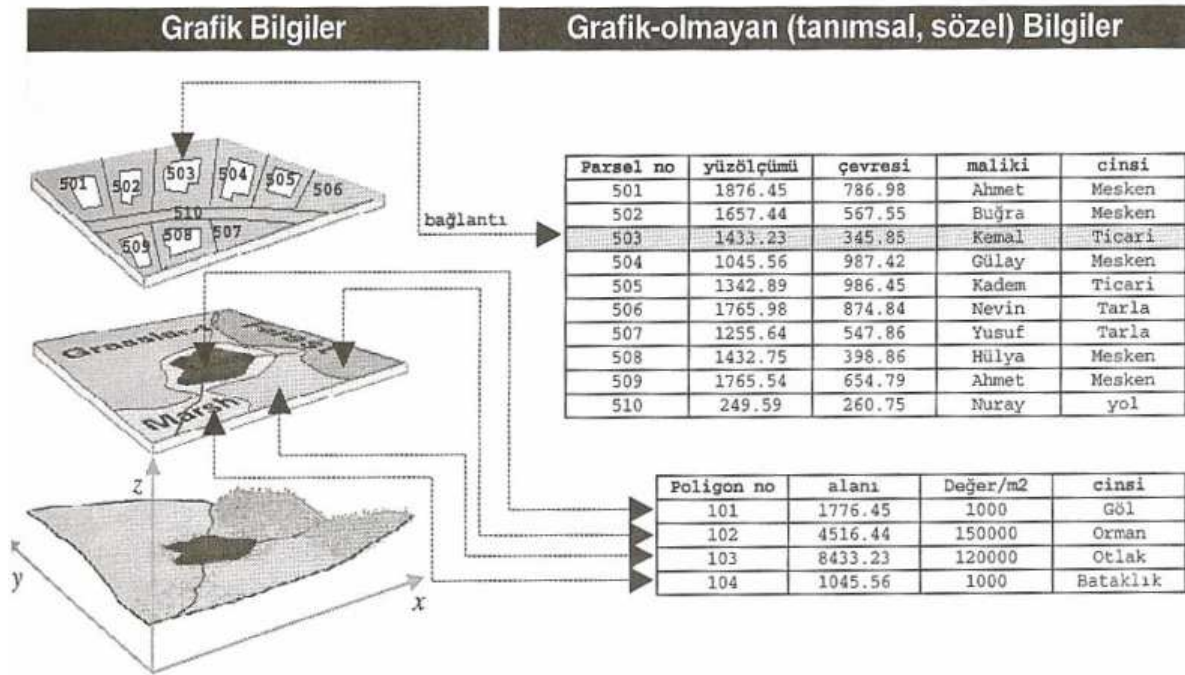
Veriler ve Öznitelik veya Grafik Olmayan Verilerdir. Şekil 4.4’de Grafik ve Grafik olmayan bilgilerin basit bir gösterimi sunulmuştur (Yomralıoğlu, 2000).

Grafik Bilgiler

Grafik bilgiler, belli bir koordinat sistemini referans kabul ederek, sistem uzayında koordinatla ifade edilen bilgilerdir. Grafik bilgiler koordinatlarla ifade edildiğinden detayın büyüklüğü hakkında da bilgi verirler. Böylece grafik bilgiler ,değişik ortamlarda, örneğin kağıt ortamında gerçekte oldukları gibi görünürler. Buna en iyi örnek haritalardır. Haritalar, koordinat bilgisine dayalı olarak, coğrafik detayların belli ölçeklerdeki gösterim şeklidir ve bu bakımdan CBS’de grafik bilgi olarak algılanmaktadırlar.

Grafik Olmayan Bilgiler

Coğrafi varlıkların koordinat bilgilerinin yanında bu varlıkların diğer özelliklerini belirten bilgiler de CBS’de kullanılmaktadır. Bu bilgiler genellikle tanımlayıcı nitelikteki yazılı bilgiler olup coğrafi varlıkların *öznitelik* bilgilerinden oluşmaktadır. Öznitelik bilgisi, grafik olarak ifade edilemeyen bilgilerin metin olarak ifade edilmeleridir. Örneğin nokta şeklinde grafik bilgisi olan bir varlığın tam olarak tanımlanabilmesi için o noktanın adı, numarası, işlevi gibi grafik olmayan bilgilerine ihtiyaç duyulmaktadır. CBS ile örneğin nokta şeklinde koordinat bilgisine sahip bir varlığın diğer grafik olmayan bilgileri birbirleriyle ilişkilendirilebilmekte ve istenilen sorgulamalar yapılarak, yapılan bu sorgulamalar görsel olarak izlenebilmektedir.



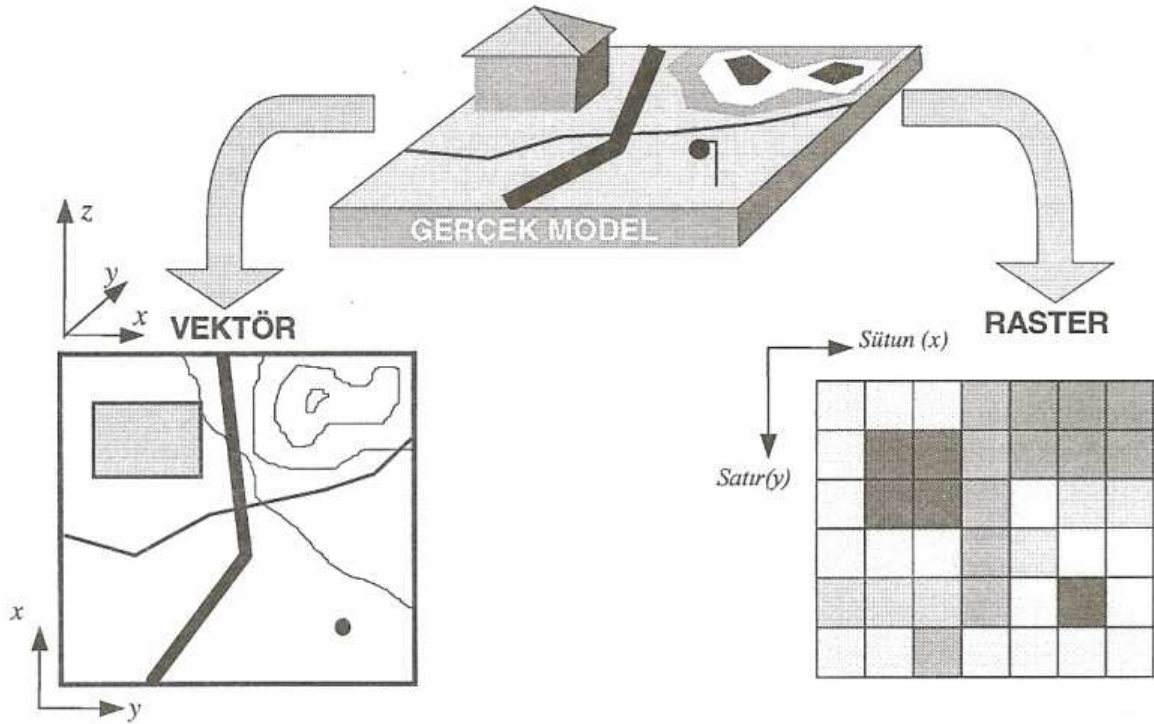
Şekil 4.4 Grafik ve Grafik olmayan bilgilerin basit bir gösterimi (Yomralıoğlu, 2000)

CBS’de Kullanılan Veri Yapıları

Coğrafi verilerin bilgisayara aktarılması, bilgisayarda işlenmesi ve görüntülenmesi için öncelikle verilerin bilgisayarda anlaşılır bir hale dönüştürülmesi gerekmektedir. Bu dönüşüm, verilerin sayısal diğer bir deyişle dijital forma getirilmeleri ile mümkün olmaktadır. Ayrıca dijital şekle dönüştürülen verilerin, bilgisayarda gerçek modeli yansıtabilmesi için konumsal veri modellerinden birinin tercih edilmesi ve veri yapısının buna göre tasarlanması gerekmektedir. Coğrafi bilgi sistemlerinde konumsal veri modelleri Şekil 4.5’de görüldüğü gibi ikiye ayrılmaktadır (Yomralıoğlu, 2000). Bunlar; Vektör Veri Modeli ve Raster Veri Modeli’dir.

Vektör Veri Yapısı

Coğrafi veriler, vektör veri modelinde tıpkı bir harita görünümüne sahiptirler. Bu görünümde, noktalar; sabit alanların çok küçük boyutlu şekillerini, çizgiler; süreklilik ve alan özelliği gösteren yine çok küçük boyutlu coğrafik varlıkları, poligonlar ise; homojen yapıya sahip bütünlük gösteren coğrafik varlıkları temsil etmektedir. Şekil 4.6’da vektörel gösterimle ilgili

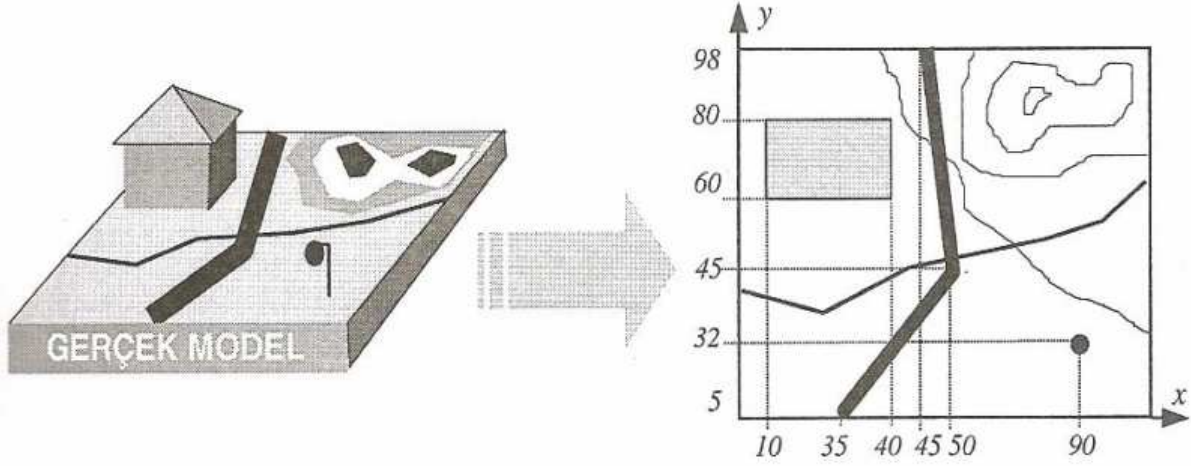


Şekil 4.5 Coğrafi veri modellerinin gösterimi (Yomralıoğlu, 2000)

bir örnek bulunmaktadır (Yomralıoğlu, 2000).

Vektör verilerin bilgisayar ortamında daha az bellek kullanılarak saklanması için uygulanan çizgi-düğüm veri yapısının, veri tabanına özgü dinamik yapıda olabilmesi, bilhassa

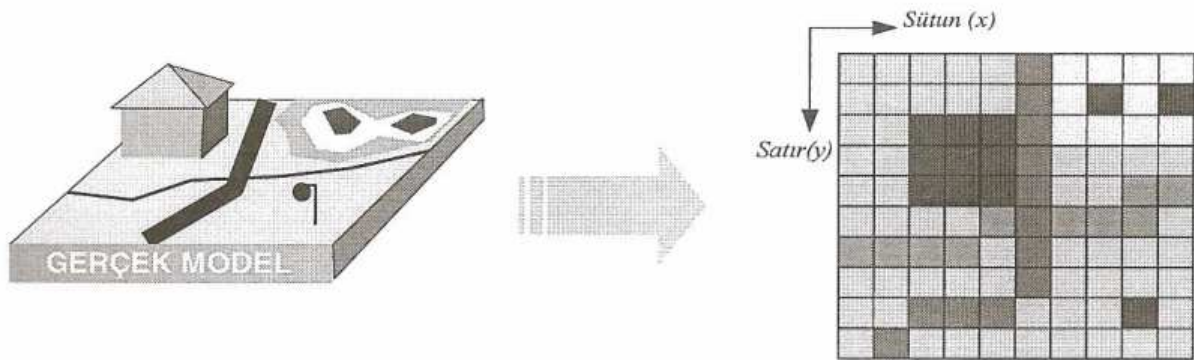
kullanıcıların veri sorgulamasında daha esnek olabilmeleri için bu tür veriler iki değişik şekilde bilgisayar ortamında saklanabilmektedir. Bu veri yapıları ise şunlardır; Spagetti veri yapısı ve Topolojik veri yapısı



Şekil 4.6 Vektör gösterim (Yomralıoğlu, 2000)

Raster Veri Yapısı

Coğrafik özelliklerin gösteriminde kullanılan diğer bir veri modeli ise hücresel diğer bir deyişle raster veri modelidir. Vektör gösterim daha çok harita üzerinde özelliklerin çizgisel gösterimi şeklinde olurken, raster gösterim, aynı coğrafi özelliklerin çekilmiş bir fotoğrafı gibi olmaktadır. Bu fotoğraf çok küçük boyutta farklı renklere sahip kare biçimindeki kutucukların bir araya gelmesi ile oluşmaktadır. Fotoğraf özelliğine sahip raster veri modelinde herhangi bir görüntü bütünü piksel veya hücre adı verilen seri haldeki küçük boyutlu kutulardan ya da diğer deyişle gridlerden meydana gelmektedir. Gridler aynı boyutta olup, farklı renklerde olabildikleri gibi, birbirini izleyen herhangi bir rengin tonları şeklinde de olabilmektedir. Şekil 4.7’de gerçek şeklin raster şekilde gösterimine örnek verilmiştir (Yomralıoğlu, 2000).



Şekil 4.7 Gerçek modelin hücresel (raster) gösterimi (Yomralıoğlu, 2000)

4.1.1.4 İnsanlar

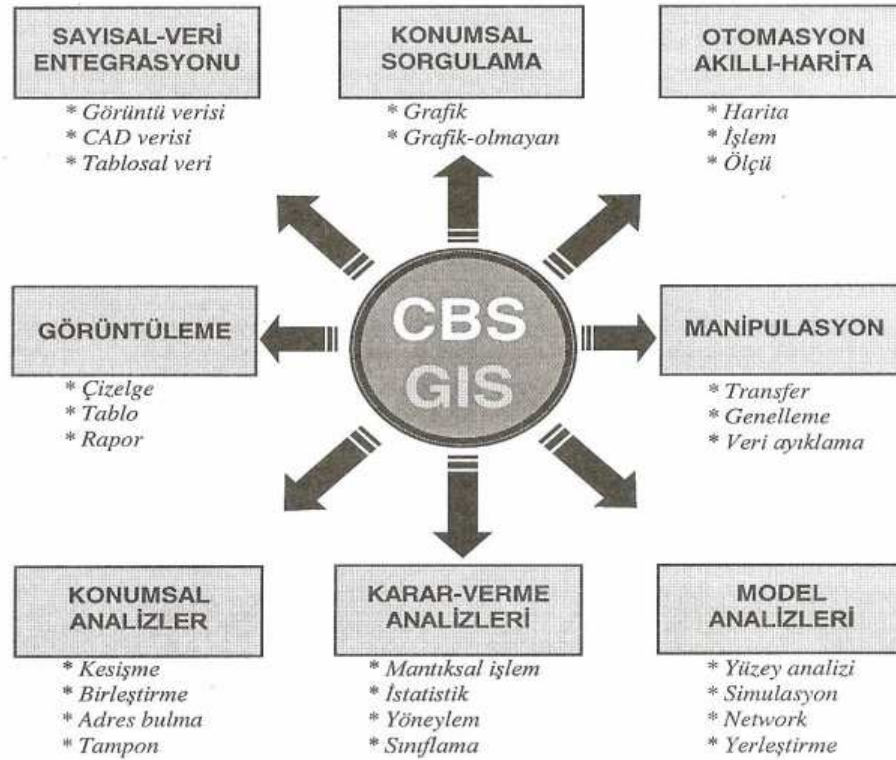
CBS kullanıcıları, sistemleri tasarlayan ve koruyan uzman teknisyenler ile günlük işlerdeki performanslarını arttırmak için bu sistemleri kullanan kişilerden oluşan geniş bir kitleden oluşmaktadır. CBS'nin gelişmesi mutlak surette insanların yani kullanıcıların ona sahip çıkması ve konuma bağlı her türlü analiz için CBS'yi kullanabilme yeteneklerini arttırmaya ve değişik disiplinlerin CBS'yi kullanması ile mümkün olmaktadır.

4.1.1.5 Metotlar

CBS'lerinin başarısı yapılacak işin çok iyi planlanmasında yatmaktadır. CBS'nin kullanılan kurum içerisindeki birimler veya kurumlar arasındaki konumsal bilgi akışının verimli bir şekilde sağlanabilmesi için gerekli metotların geliştirilerek uygulanıyor olması gerekmektedir.

4.1.2 CBS'nin Fonksiyonları

Coğrafi bilgi sistemleri yeryüzü şekillerini haritaya dönüştürmek ve bunları analiz etmek için gerekli bilgisayar destekli araçlardan oluşan bir sistemdir. CBS teknolojisi ortam veri ve tabanlarını birleştirme özelliğine sahiptir. CBS'nin en büyük özelliği, bir veriyi bağlı olduğu coğrafi lokasyon ile ilişkilendirerek mekansal veya coğrafi analiz yapabilmesidir. Şekil 4.8'de CBS'nin temel fonksiyonlarını gösteren şema verilmiştir (Yomralıoğlu, 2000). Aşağıda CBS'nin analiz yeteneklerinden kısaca bahsedilmiştir.



Şekil 4.8 Coğrafi bilgi sistemlerinin temel fonksiyonları (Yomralıoğlu, 2000)

Konumsal Sorgulama(Query)

CBS veri tabanının sahip olduğu grafik ve grafik olmayan bilgilerinin değişik istek ve koşullarda sorgulanmasıdır. Bu işlem çok hızlı bir biçimde gerçekleştirilmekte ve yüksek sayıda veri içeren bir veri tabanında araştırması çok uzun zaman alabilecek sorgulamalar, CBS ile saniyelerle ölçülen zamanda yapılabilir. Yapılan bu sorgulamalar özel sorgulama dillerinde gerçekleştirilebilmektedir. Bu program dillerinden en yaygın olarak kullanılanı SQL (Structural Query Language) dir. Bu dil ilişkisel ($>$, $<$, $=$, $\geq$, $\leq$ gibi), aritmetik ($=$, $-$, $*$, $/$) ve Boolean mantığı(and , or , and/or , not) işlemlerini kullanarak etkili veri analizleri yapabilmektedir.

Sayısal Verilerin Entegrasyonu

CBS farklı ortamlarda oluşturulan sayısal ve sözel verilerle entegre bir şekilde çalışma özelliğine sahiptir. Örneğin CAD yazılımı ile üretilen veriler CBS’de kullanılabileceği gibi CBS’de üretilen verilerde diğer sistemler tarafından kullanılabilmektedir. Bunun için verilerde dönüşüm yapılarak istenilen sisteme aktarılabilmektedir.

Otomasyon

CBS grafik özelliği ile ölçü ve hesap gerektiren işlemlerde kullanıcıya bilgisayar destekli kullanım kolaylığı sağlamaktadır. Böylece gerek hesap işlemleri gerekse grafiksel çizimler aynı ortamda hızlı bir şekilde yapılabilir. CBS’nin bu özelliği sayısal haritaların gelişmesine önemli katkılarda bulunarak bu haritaların akıllı haritalar olarak adlandırılmalarına neden olmuştur. Cetvel vb gibi ölçü aletleri ile kağıt haritalar üzerinde yapılan klasik ölçümler yerini CBS’de doğrudan imleç yardımıyla bilgisayar ekranında ölçmeye bırakmıştır. Böylece bir harita üzerinde noktanın konumu, noktalar arası uzaklık veya alan bilgileri imlecin işaretlenmesiyle anında bulunabilmektedir.

Görüntüleme

CBS’nin en önemli özelliklerinden biriside görüntü özelliğine sahip olmasıdır. CBS kullanılarak sadece grafik olmayan veriler değil aynı zamanda grafik bilgiler, video görüntüsü, ses, fotoğraf, istatistiksel grafik ve benzeri gösterimler birbiriyle bağlantılı olarak gösterilebilmektedir. Ayrıca sunumlar için klasik kağıt ortamı yerine bilgiler dijital ortamda internet, CD, ekran gibi ortamlarda kullanılarak bilgi alış-verişi de sağlanabilmektedir.

Manipulasyon

Mevcut verilerle gereğinde güncelleme, ayıklama, ekleme, transfer manipulasyonu CBS ile hızlı ve sağlıklı bir şekilde gerçekleştirilebilmektedir. Bu sayede mevcut bilgilerden yeni

bilgiler elde edilerek istenen formatta bilgi üretilerek değişik sistemlere bilgi transferi yapılabilmektedir.

Konumsal Analizler

Grafik ve grafik olmayan bilgilerin amaca yönelik olarak modellenerek sonuçlarının irdelenip, yorumlanması gibi işlemlerin tümüne konumsal analiz denilmektedir. Konumsal analiz işlemlerinde, mevcut veri/bilgi kümelerinden yararlanılarak yeni bilgi kümeleri üretilerek, coğrafik özellik gösteren alanların potansiyel kullanımlarının değerlendirilmesi, konumsal olayların çevreye etkilerinin tahmin edilmesi gibi uygulamalar bulunmaktadır. Konumsal analizlere örnek olarak farklı özellikteki harita bilgilerinin üst üste bindirilmesi, bir akarsu boyunca su akış sahalarının tampon bölge olarak tespit edilmesi gibi konuma dayalı analizlerin gerçekleştirilmesi verilebilmektedir.

Karar Verme Analizleri

Temel istatistiksel analizlere ilave olarak mevcut verilerden yararlanılarak ileriye dönük tahminlerin yapılması, yatırım amaçlı mekanların tespit edilmesi, planlama için gerekli donatıların en uygun alanlara yerleştirilmesi, yığılı verilerin istatistiksel olarak değerlendirilmesi, yöneylem analizleri, zamana göre konum özelliklerinin değişiminin izlenmesi gibi bir çok neden, niçin sorularına cevap aranacak nitelikteki karar verme analizleri CBS ile çok daha çabuk ve dinamik bir şekilde yapılabilmektedir.

Model Analizleri

Planlanan bazı projelerin veya doğa olaylarının gerçekleşmesi halinde meydana gelecek durumun daha önceden gerçekleşmiş gibi gözlenebilmesi işlemlerine simülasyon denilmektedir. CBS coğrafik varlıkların çevreleri ile olan ilişkilerini de dikkate alarak bilgisayar ortamında oluşturacağı gerçek modellerle simülasyon işlemini gerçekleştirme imkanına sahiptir.

4.2 Tez Çalışmasında Kullanılan CBS Yazılımları

Bu tez çalışması kapsamında Arcview 3.1, Arc/Info, MapInfo Professional ve Microstation programlarından yararlanılmıştır. Aşağıda bu programların özelliklerinden kısaca bahsedilecektir.

4.2.1 Arcview 3.1 Programının Özellikleri

Arcview programı Ağ Analizleri (Network Analyst), Konumsal Analizler (Spatial Analyst), Üç Boyutlu Analizler (3D Analyst) ve Görüntü Analizleri (Image Analyst) modüllerinden oluşmaktadır.

Arcview Konumsal Analizler (Spatial Analyst)

Arcview Konumsal Analiz, geniş bir dizi konumsal modelleme olanağı ve masaüstü bilgisayarlarda daha önce kullanılmayan analiz özelliklerinin gerçekleştirilmesine olanak sağlamaktadır. Bu modül hücre tabanlı raster verilerinin üretilmesi, sorgulanması, analiz edilmesi ve bütünleştirilmiş raster-vektör analizlerinin görüntülenmesini sağlamaktadır.

Üç Boyutlu Analizler (3D Analyst)

Üç Boyutlu Analizler, yüzey verisinin üretilmesi, analiz edilmesi ve görüntülenmesini sağlamaktadır. Arcview Üç Boyutlu Analizin kendine özgü özellikleri, etkileşimli perspektif görüntülemenin yanı sıra basit üç boyut vektör geometri ve TIN desteği içermesidir.

Ağ Analizleri (Network Analyst)

Ağ Analizleri; caddeler, yollar, nehirler, boru hatları, elektrik hatları gibi coğrafi ağlarla ilgili çeşitli problemlerin çözümüne olanak sağlamaktadır. Bu problemler; iki nokta arasında en kısa yolun bulunması, birçok nokta arasında uygun güzergahın belirlenmesi, en yakın olanakların bulunması ve seyahat zamanına bağlı servis alanlarının belirlenmesi şeklinde sıralanabilmektedir.

Görüntü Analizleri (Image Analyst)

Bu analiz masaüstü kullanıcılarına gelişmiş coğrafi görüntüleme araçları sağlamaktadır. Dijital görüntüler, veri canlandırması, veri üretimi/çıkartılması ve analizleri için kullanılabilir. Bu modül çeşitli CBS uygulamalarına ek olarak popüler uydu görüntüleri, hava fotoğrafları, orto-foto ve diğer uzaktan algılama verilerini içeren çeşitli görüntü verilerini kullanabilmektedir.

4.2.2 MapInfo Professional

MapInfo Professional; haritacılık ve coğrafi analiz işlevleri için kullanılan etkili bir analiz yeteneğine sahiptir. Windows işletim sistemiyle rahatlıkla çalışabilmektedir. Programın öne çıkan özellikleri; internet desteği, tablo/grafik hazırlama işlevleri, üç boyutlu görüntüleme esnekliği, tematik harita ve şablonlar, raster görüntü desteği, harita objelerine veri eklenmesi ve ilişkilendirilmesi, SQL sorgulamalar, nesneler etrafında tampon bölgeler oluşturma, coğrafik aramalar, sunum geliştirmek için farklı yazılımlara dönüşüm (MS Word, Excel, Photoshop) dönüşüm, server tabanlı depolama ve veri yönetimi, bir çok CBS yazılımı formatına dönüşüm sağlaması şeklinde sıralanabilmektedir.

4.2.3 ArcInfo

ArcInfo, harita otomasyonu, veri dönüşümü, veri tabanı yönetimi, harita çakıştırma, konumsal

analiz, etkileşimli görüntüleme ve sorgulama, grafik, tanımsal veri girişi ve düzeltme, adres haritalama ve kodlama, ağ analizi, niteliklerin harita üzerine yazılması ve topoğrafik analiz işlemlerinde etkin çözümler sunmaktadır. Bu tez çalışması kapsamında ArcInfo v.8 versiyonu verilerin değerlendirilmesi aşamasında kullanılmıştır. Bu versiyonun üç temel uygulaması bulunmaktadır. Bu uygulamalar ise ; ArcMap, ArcCatalog ve ArcToolbox'dır.

Programın ArcMap fonksiyonu ile konumsal verilerin görüntülenmesi, sorgulanması ve analizi yapılabilmektedir. Konumsal verilerin yönetimi, harita dosyalarının yerleştirilmesi, bulunması ve organizasyonu gibi işlevler ise ArcCatalog'un temel görevleri olmaktadır. 120 civarındaki analiz işlemi menüsü ile bindirme, tampon, dönüşüm, konum analizleri gibi her türlü analiz için ise ArcToolbox fonksiyonu kullanılabilmektedir.

5. İNCELEME ALANI VE ÇEVRESİNİN JEOLojİSİ

5.1 İnceleme Alanının Yeri

İnceleme alanı Fatih ve Eminönü ilçelerini içine alan tarihi yarımada (suriçi) bölgesidir. Bölgenin toplam yüzey alanı; 10,6 km²'lik Fatih ve 5 km²'lik Eminönü İlçeleri'nin toplamı olmak üzere 15,6 km²'dir. Bölge kuzeyde Haliç, batıda Zeytinburnu ve Eyüp İlçeleri, güneyde Marmara Denizi ve doğuda İstanbul boğazı ile çevrilidir. Fatih İlçesi'ne ait toplam 69 mahalle ve Eminönü İlçesi'ne ait toplam 35 mahalle olmak üzere bölgede toplam 104 mahalle bulunmaktadır. İnceleme bölgesini gösteren 1/5000 ölçekli toplam 8 adet paftanın numaraları Çizelge 5.1'de gösterilmiştir.

Çizelge 5.1 İnceleme alanı pafta numaraları

1/5000 ölçekli paftalar	Ait Olduğu İlçe Adı
İSTANBUL-F21-c-24-b	FATİH
İSTANBUL- F21-c-24-c	FATİH
İSTANBUL- F21-c-24-d	FATİH
İSTANBUL -F21-c-25-d	FATİH
İSTANBUL -G21-b-04-a	FATİH
İSTANBUL- G21-b-04-b	FATİH
İSTANBUL- F21-c-25-c	EMİNÖNÜ
İSTANBUL-F21-c-24-d	EMİNÖNÜ

5.2 İnceleme Alanının Topoğrafik ve Morfolojik Durumu

5.2.1 Topoğrafya

İnceleme alanı kuzeyde Haliç, doğuda İstanbul Boğazı ve güneyde Marmara Denizi ile çevrili bir yarımada şeklindedir. Bu yarımada üç sırttan meydana gelmektedir. Bunlardan ikisi Edirnekapi-Fatih-Beyazıt ve Topkapı-Aksaray sırtları olup, KB-GD doğrultuludurlar. Edirnekapi-Fatih-Beyazıt sırtının en yüksek kısmı Edirnekapi civarlarında +75m'ye ulaşmaktadır. Topkapı-Aksaray sırtı ise +55 m yüksekliğindedir. Üçüncü sırt ise Sarayburnu-Sultanahmet sırtıdır. KD-GB doğrultulu bu sırtın en yüksek kısmı ise Sarayburnu civarlarında +45 m'dir. Aynı doğrultulu olan Edirnekapi-Fatih-Beyazıt sırtı ile Topkapı-Aksaray sırtları birbirlerinden Yenibahçe Deresi yatağı (Vatan Caddesi) ile ayrılmaktadırlar.

Bölgede Trakya Formasyonu'na ait grovak kayalarının bulunduğu yerlerde dik bir topoğrafya gözlenirken, Bakırköy formasyonu marn-kireçtaşlarının bulunduğu yerlerde ise formasyonunun aşınmaya karşı kısmi direnci nedeni ile yayvan ve yataya yakın sırt düzlükleri yeralmakta, yeşil killerden oluşan Gürpınar formasyonunun yüzeylendiği bölgelerde ise eğimler artmaktadır.

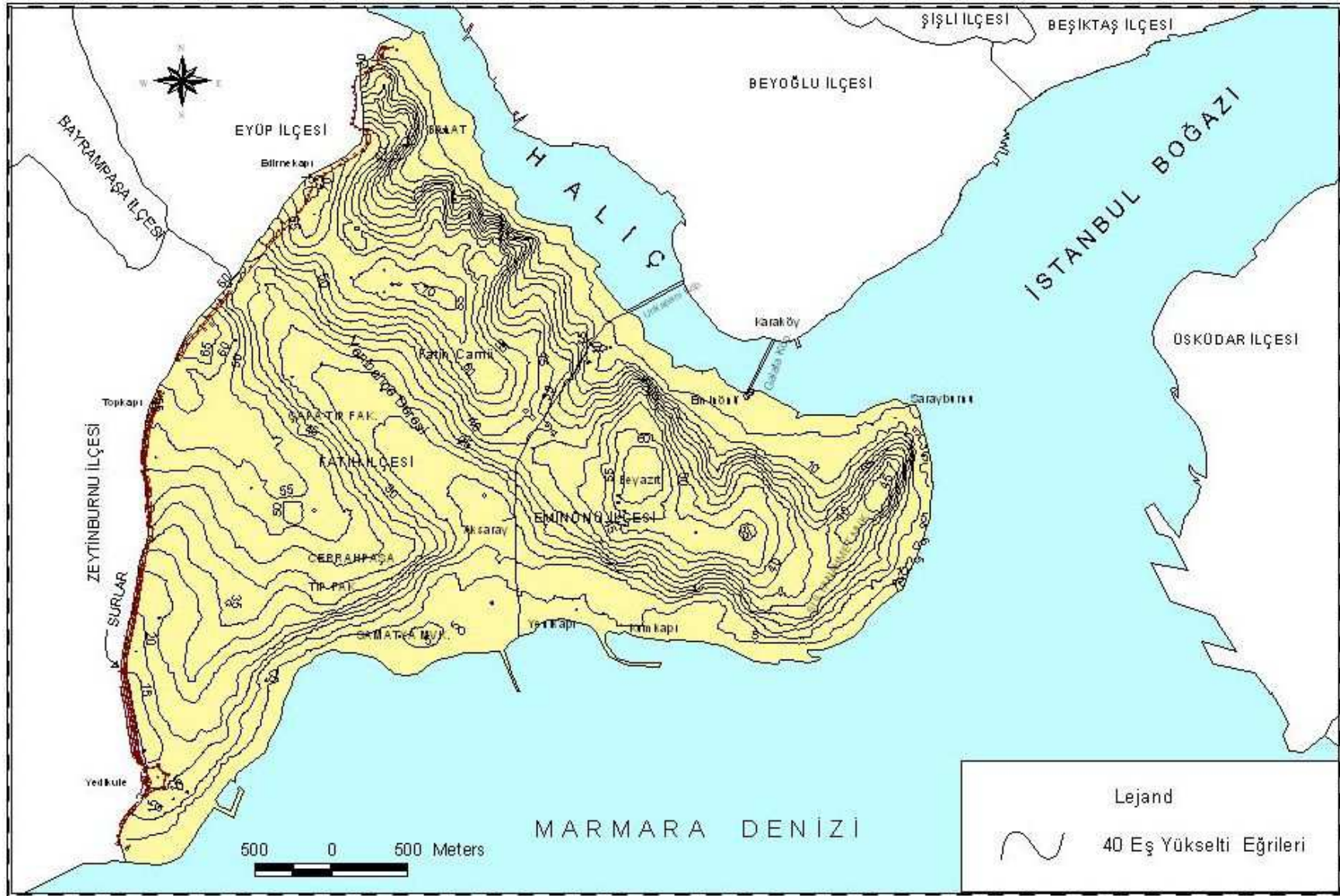
İnceleme alanına ait eş yükselti eğrileri haritası JICA çalışması kapsamında hazırlanmış 50 m aralıklı yükseklik bilgileri kullanılarak Arcview programı ile üretilmiştir (Şekil 5.1).

5.2.2 Morfoloji

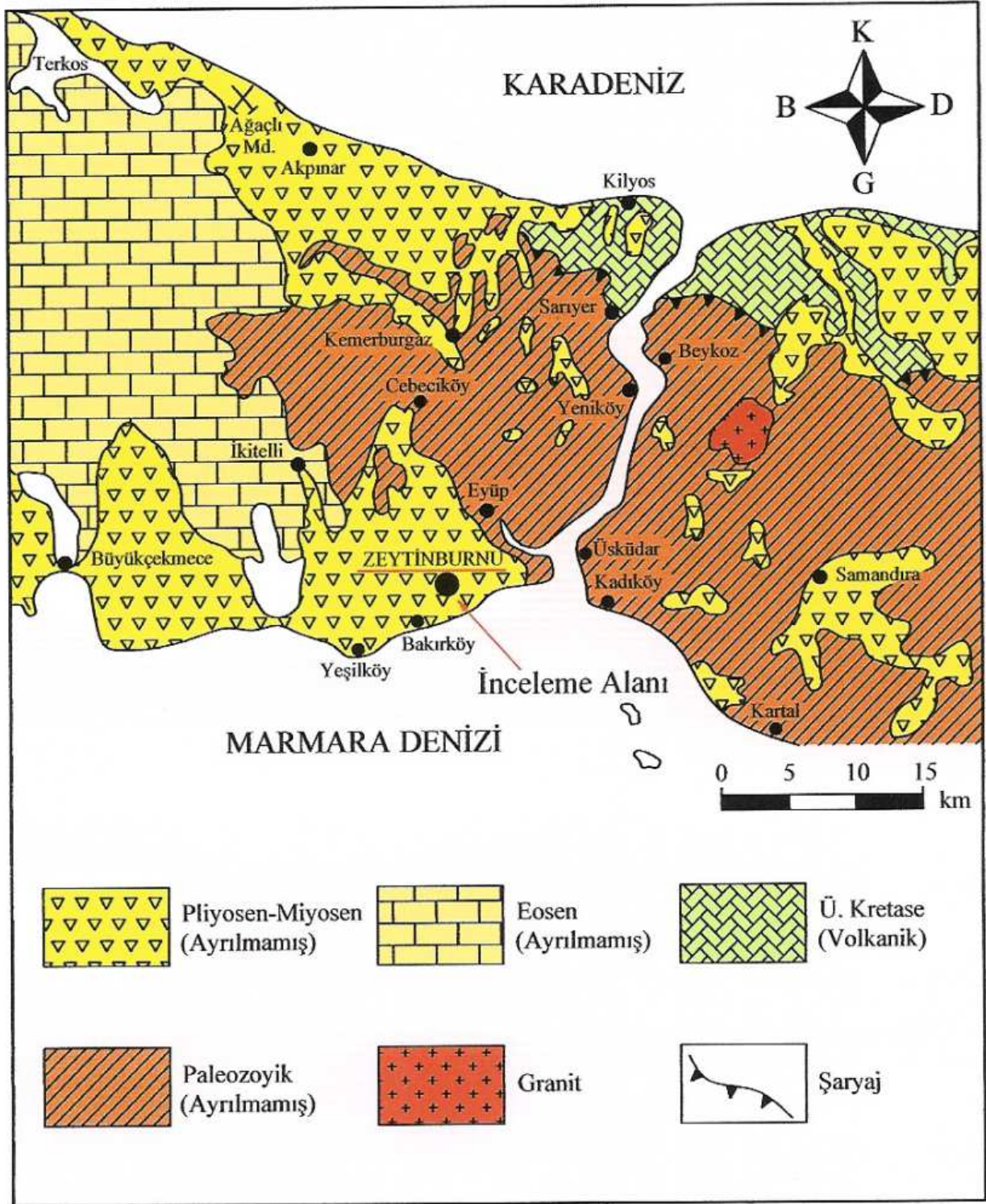
İnceleme alanı, deniz seviyesindeki sahil şeritleri ile +45 m, +55 m ve +75 m kotlarındaki sırt düzlükleri arasında yer almaktadır. Bu sırtlardan KB-GD doğrultulu Topkapı-Aksaray sırtının üst kotları yatay ve ya da yataya yakın yayvan düzlükleri oluşturmakta ve güneye ve Yenibahçe Deresi'ne doğru oluşan eğimleri 3-5 derece arasında değişmektedir. Morfolojinin bu şekli alması, yapısal unsurların yanında bu bölgede yüzeylenmüş olan Bakırköy formasyonu marn-kireçtaşı formasyonunun mukavemeti ile yakından ilgilidir. Formasyonun aşınmaya karşı oldukça dirençli olması nedeni ile eğimler çok fazla değildir. Yatay tabakalanmalı Bakırköy formasyonu marn-kireçtaşları merceklerinin bitip Gürpınar formasyonu killerin hakim olduğu kesimlerde (Edirnekapı-Fatih-Beyazıt sırtı) eğimler aşınmaya bağlı olarak giderek artmaktadır. Sırtın güney kesimlerinde yüzeylenen Gürpınar formasyonu kolay aşınması nedeni ile daha eğimli yamaçları oluşturabilmektedir. Bu bölgelerde eğim 10 dereceye kadar çıkmaktadır. Sırtın Haliç'e bakan kuzey kesimlerinde yüzeylenen dayanımlı, anakaya özelliği gösteren Trakya formasyonu litolojilerinin bulunduğu bölgelerde ise eğim tektonik etkenlere bağlı olarak çok daha fazla artmakta ve 30-60 derece arasında olabilmektedir. KD-GB doğrultulu diğer bir sırt olan Sarayburnu- Sultanahmet sırtında ise yine dayanımlı Trakya formasyonu grovakları yüzeylenmektedir.

5.3 Genel Jeoloji

Marmara bölgesinin temelinde Paleozoyik yaşlı formasyonlar yer almaktadır (Şekil 5.2 ve Şekil 5.3 (Yıldırım, 2003)). Paleozoyik yaşlı bu formasyonlar yakından incelendiklerinde, bunların kumtaşı, silttaşı ve kilaşlarından oluştukları gözlenmektedir. Genellikle grovak olarak adlanan bu litolojiler çoğunlukla İstanbul Boğazı'nın doğusunu oluşturan Kocaeli Yarımadası'nın büyük bir kısmında mostra vermektedir. Kocaeli Yarımadası'ndaki Paleozoyik istifi, Ordoviziyen dönemiyle başlayıp, Alt Karbonifer-(Permiyen?) dönemi boyunca kesiksiz olarak çökelen bir istifdir. İstif en altta Ordoviziyen yaşlı mor renkli "Arkoz Serisi" olarak adlandırılan (Kurtköy Fm., Aydos Fm.) kırıntılı kayalardan oluşmaktadır. İstif üste doğru



Şekil 5.1 Eski İstanbul (Fatih-Eminönü İlçeleri) Bölgesi topoğrafik haritası



Şekil 5.2 İstanbul ve çevresinin sadeleştirilmiş genel jeoloji haritası (Yıldırım, M., 2003)

Silüryen yaşlı grovak-alacalı şeyl-subarkoz (Gözdağ Fm), Üst Silüryen yaşlı kumlu-mercanlı kireçtaşı (Dolayoba Fm.), Alt Devoniyen yaşlı, iri yumrulu mavi kireçtaşı- pembe şeyller (İstinye Fm.), Alt-Orta Devoniyen yaşlı kireçtaşı mercekli grovak-şeyller ile daha üst seviyelerinde çapraz tabakalı kireçtaşı-kumtaşı ve şeyl ardalanmalarından (Kartal Fm.), Üst Devoniyen dönemi ise gri kireçtaşı-kahverengi şeyller ile başlayıp radyolaria'lı çört-silisli şeyl ve üstte ince yumrulu kireçtaşları (Tuzla Fm.), Alt Karbonifer dönemi ise Radiolaria'lı çört ve silisli şeyllerle başlayıp (Baltalimanı Fm.) gri-kahverengi grovak ve şeyl ardalanmasıyla (Trakya Formasyonu) devam ederek son bulmaktadır. Bu istifte, Alt Karbonifer öncesi dönemde oluşan kayalar yer yer granitler (Çavuşbaşı graniti) tarafından kesilmektedir. Paleozoyik istifini kırmızı renkli bir konglomera-kumtaşı serisiyle başlayan Triyas yaşlı formasyonlar diskordan örtmektedir. Triyas üzerine ise açılı uyumsuzlukla transgresif olarak konglomera (Hereke Pudingleri) ve kireçtaşları gelmektedir. Üst Kretase yaşlı bu oluşukların üst seviyeleri fliş, marn ve kireçtaşlarıyla devam etmektedir. Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı formasyonlar, Senozoyik yaşlı genç çökeller tarafından diskordan örtülmektedir. Tersiyer yaşlı genç çökeller genellikle İstanbul Boğazı batısında Trakya Havzası'nda oluşmuşlar ve bu bölgede geniş mostra yayılımlarıyla dikkati çekmektedirler. Edirne-İstanbul arasında yer alan bu sedimentlerin kalınlıkları yer yer ikibin metreyi geçmektedir. Trakya Havzası'nın Orta Eosen döneminde çökelmeye başlayan sedimentlerinde birbirini izleyen dönemlerde transgresyon oluşmuş ve Alt Oligosen döneminde regresyonla sonlanarak gelişmişlerdir. Çökelme önce sığ deniz tortularıyla başlamış, bunu derinleşen deniz tortuları izlemiş, daha sonra tekrar sığ deniz ve karasal tortularla sonuçlanmıştır. Bunun sonucu, ya kireçtaşı ve sığ deniz kırıntıları, ya da mikalı kum ve killerden oluşan tortullar çökelmişlerdir. Neojen yaşlı genç çökeller ise, Orta Eosen-Alt Oligosen yaşlı formasyonlar üzerinde diskordan olarak gelişen ve birbirleriyle yanal-düşey yönde geçişli sığ denizel karasal-gölsel oluşuklardır (Yıldırım 2003). Neojen (Üst Oligosen-Üst Miyosen) yaşlı bu çökeller, alttan üste doğru aşırı konsolide kil (Gürpınar Formasyonu), çakıllı siltli kum mercekleri (Çukurçeşme Formasyonu), organik kil mercekleri (Güngören Formasyonu) marn-kireçtaşı mercekleri (Bakırköy Formasyonu) ve kumlu çakıl merceklerinden oluşmaktadırlar (Belgrad formasyonu). Bölgenin daha genç birimini oluşturan Pliyosen yaşlı ve Samandıra Formasyonu olarak adlandırılan yataya yakın katmanlı istif ise, kızılımsı kahverengi rengiyle diğer formasyonlardan ayırt edilebilmekte, bol iri grovak ve kuvarsit çakıllı, karbonatsız, sıkı tutturulmuş katı-çok katı zemin özelliğinde siltli ve çakıllı killerden oluşmaktadır (Yıldırım, 2003). Tüm bu formasyonlar dere yataklarında güncel alüvyal çökeller tarafından diskordan olarak örtülmektedirler.

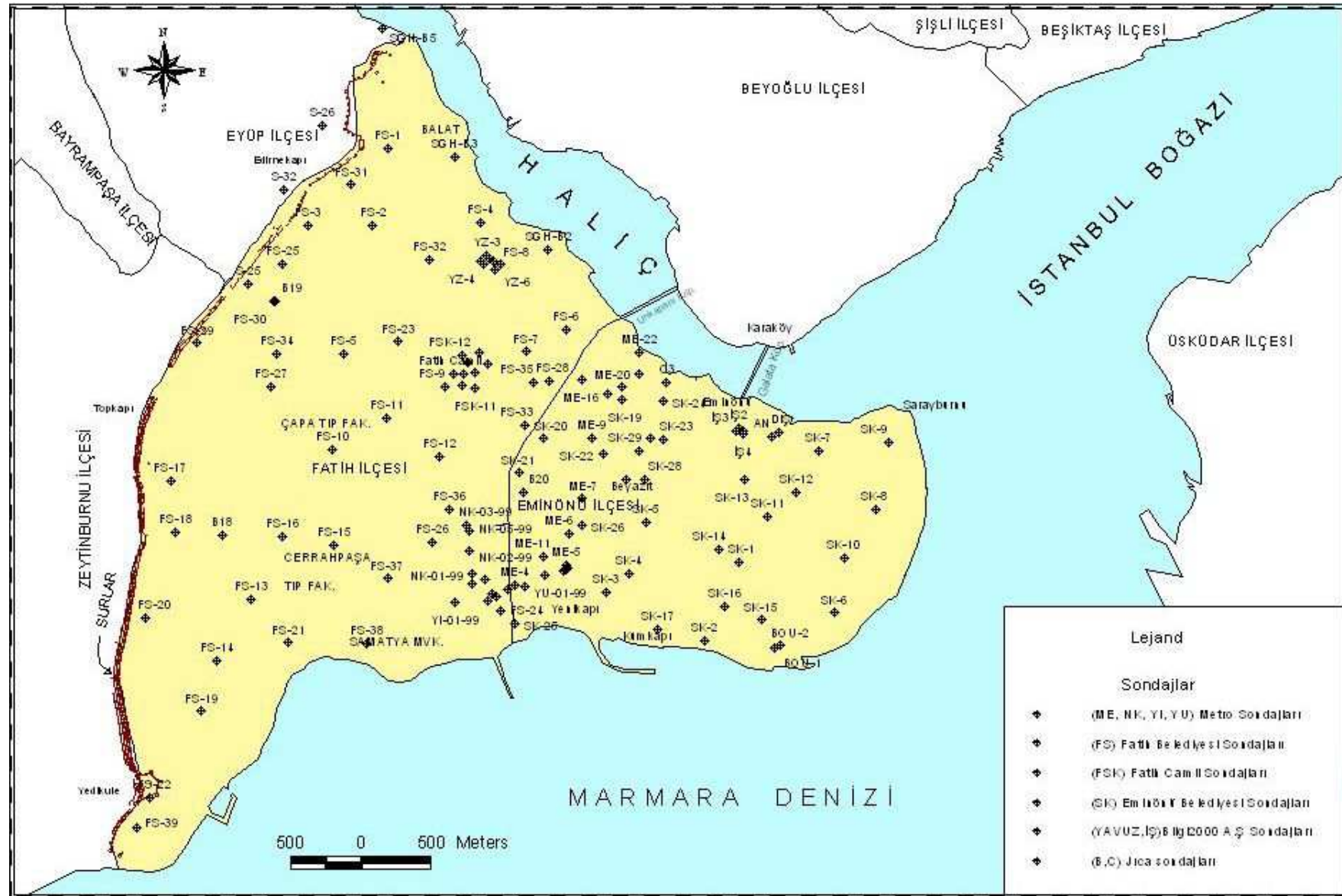
5.4 İnceleme Alanının Jeolojisi

Fatih ve Eminönü ilçelerinde arazide yapılan jeolojik incelemeler yanında, İstanbul Büyükşehir Belediyesi, Fatih, Eminönü Belediyeleri, DSİ, JICA tarafından yörede yol-dere-yerleşim güzergahları için yapılmış araştırma çukurları ile 125 adet sığ ve derin sondajın tamamı detaylı değerlendirilerek yörenin jeolojik yapısı ve zemin profili ortaya çıkarılmıştır. Kullanılan sondajlar ve yerleri Şekil 5.4’de gösterilmiştir. Arazi gözlemleri ile araştırma çukurları ve sondajlardan elde edilen numunelerin incelenmesi sonucunda, yörede temelde ana kayayı oluşturan Paleozoyik (Alt Karbonifer) yaşlı Trakya formasyonu olarak adlandırılan grovaklar (kumtaşı-silttaşı) ve kilaşları yer almakta olduğu belirlenmiştir. Trakya Formasyonu grovakları üzerinde Üst Oligosen-Üst Miyosen yaşlı gevşek tutturulmuş çökeller diskordan olarak oturmaktadır. İnceleme alanında yaygınca gözlenen bu istif, Üst Oligosen döneminde bir transgresyonla tabanda çakıl-çakıltaşı seviyeleri ile başlayan üste doğru yeşil renkli aşırı konsolide kil, kum aralanmalarıyla devam edip, en üst seviyelerde ise, Miyosen dönemi sonuna kadar giderek sığlaşan lagüner ortamda, gri-yeşil renkli kum - organik kil – beyaz/krem renkli marn – Maktra’lı kireçtaşı (Bakırköy Fm.) aralanmasıyla kesiksiz devam ederek son bulan bir istiftir. Her iki ilçede de zemin yüzeyinde çoğu yerde, genellikle değişik güncel tarihi dönemleri de karakterize eden, çoğunlukla 5m-10m kalınlıklar arasında değişen kontrolsüz yapay dolgu yer almaktadır.

İnceleme alanında bulunan faylar geçmişte aktif halde olan ve bölgenin mevcut şeklini almasında etkili olmuş faylardır. İnceleme alanının en kuzeyinde bulunan iki fay KB-GD doğrultulu olup hemen hemen tüm kuzey sahili boyunca devam etmektedir. Bu faylar Haliç körfezinin bir graben şeklinde oluşmasını sağlayan faylardır (Yıldırım, M. vd., 1992) ve Paleozoik yaşlı istifi ve yer yer genç çökelleri kesmektedirler.

İnceleme alanında Üst Oligosen-Üst Miyosen dönemine ait Gürpınar, Çukurçeşme ve Bakırköy formasyonlarının oluşmasında etkili olan faylar ise yine KB-GD doğrultulu üç faydan oluşmaktadır. Bu faylar, Edirnekapı-Fatih Camii-Aksaray-Beyazıt hattı boyunca bölgenin aşağı inmesini sağlamış ve böylece sığ denizel ortamda formasyonların oldukça kalın çökelimine neden olmuştur. Yine Topkapı-Yedikule-Aksaray hattı boyunca uzanan bölgede, fayların denetimin etken olduğu Üst Oligosen-Üst Miyosen dönemine ait Gürpınar, Çukurçeşme ve Bakırköy formasyonları gelişmiştir.

İnceleme alanında KD-GB doğrultulu üç adet fay bulunmaktadır. Bu faylardan ikisi, Sarayburnu-Sultanahmet hattı boyunca devam etmektedir ve Paleozoik yaşlı istifin



yüzeylemesini sağlamışlardır. KD-GB doğrultulu üçüncü fay ise Vatan Caddesi'nin bitiminden başlamakta ve bir miktar güney batıya doğru devam etmektedir. Bu fay Aksaray'da grovağın tekrar yüzeylemesinde etken olmuştur.

İnceleme alanının mühendislik jeolojisi haritası, 1/45000 ölçekli olarak Şekil 5.5'de ve 1/5000 ölçekli olarak ise Ek 1'de gösterilmiştir. İnceleme alanına ait KD-GB doğrultulu 4 adet ve KB-GD doğrultulu, bölgeyi doğu-batı doğrultusunda boydan boya kesen 1 adet olmak üzere 5 adet zemin kesiti Şekil 5.6, Şekil 5.7, Şekil 5.8, Şekil 5.9'da gösterilmiş ve 1/1000 ölçekli olarak ise Ek 2, Ek 3, Ek 4, Ek 5, Ek 6'da verilmiştir.

5.4.1 Trakya Formasyonu

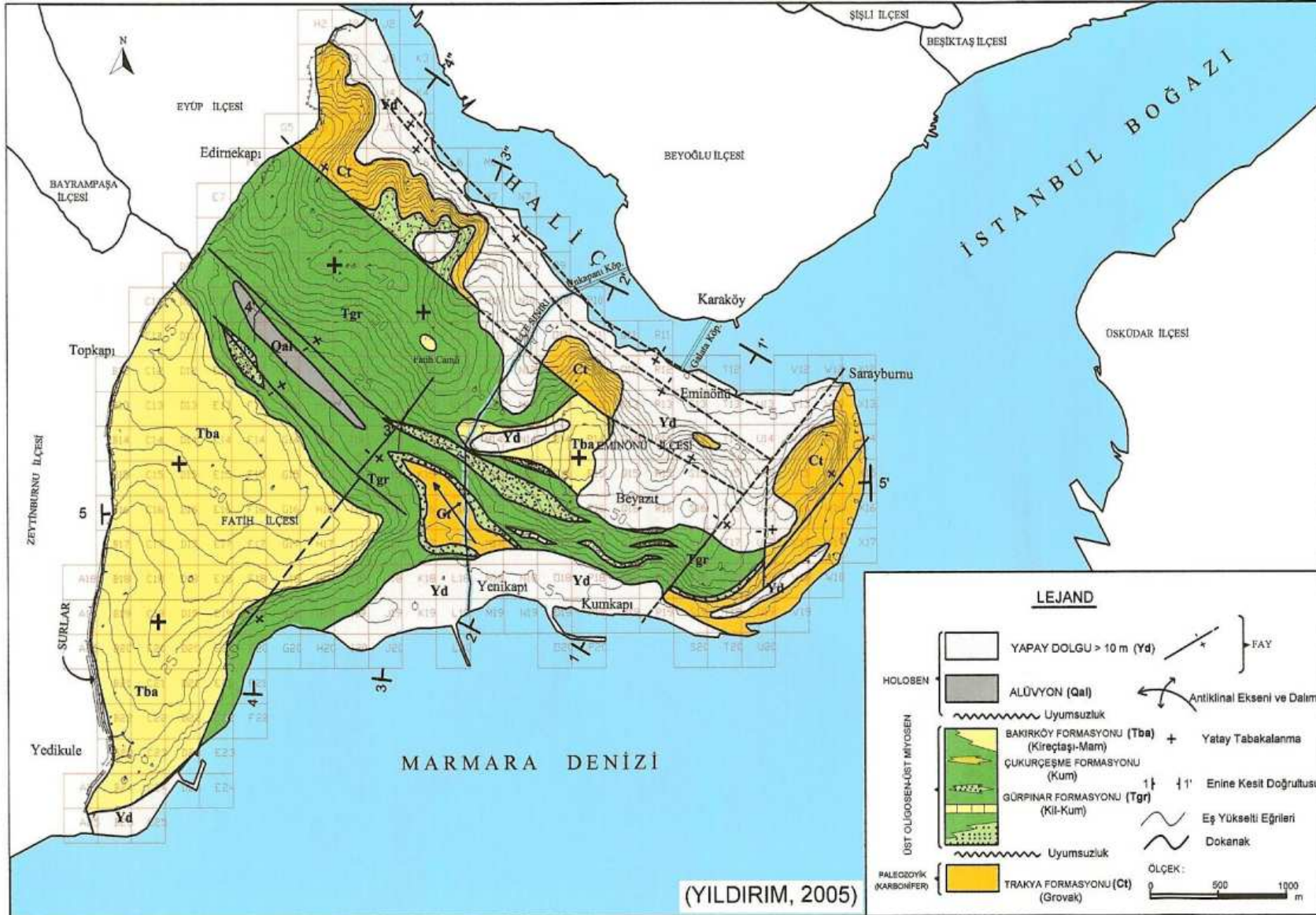
İnceleme alanı ve çevresinde bölgenin temel kayasını oluşturan Alt Karbonifer yaşlı ve Trakya formasyonu olarak adlandırılan litolojiler, gri, kahverenkli, çok çatlaklı, ince-orta katmanlı kumtaşı, silttaşı, kiltası ve şeyllerden oluşmaktadır. Derin denizel ortamda çökelen bu istifin yüzeylendikleri yerlerde genellikle üst seviyelerinin 2m-3m'si aşırı derecede ayrılmıştır ve 20m-30m arasında değişen derinliklere kadar, ayrışma nedeni ile kahverengi grovaklar, daha alt seviyelere doğru inildikçe ise, mavimsi gri renkleri ile belirginleşen ayrışmamış sert, dayanıklı grovaklara geçilmektedir. İnceleme alanında yüzeylendikleri tüm mostralarda grovaklar kahverengi olup, kaya özellikleri tanınabilmektedir.

İnceleme alanında aşınmış dere yataklarında ya da paleofaylarla yüzeylenen kahverengi grovaklar (Şekil 5.5) Haliç'e bakan kuzey yamaçlar ile Sarayburnu-Cankurtaran arası sahil şeridinde mostra vermektedirler. Bu yerler Aksaray, Balat-Unkapanı güney yamaçları, Cağaloğlu, Sarayburnu, Topkapı Sarayı ve Cankurtaran sahilleridir.

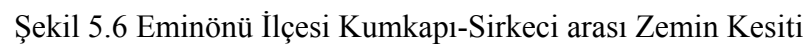
5.4.2 Gürpınar Formasyonu

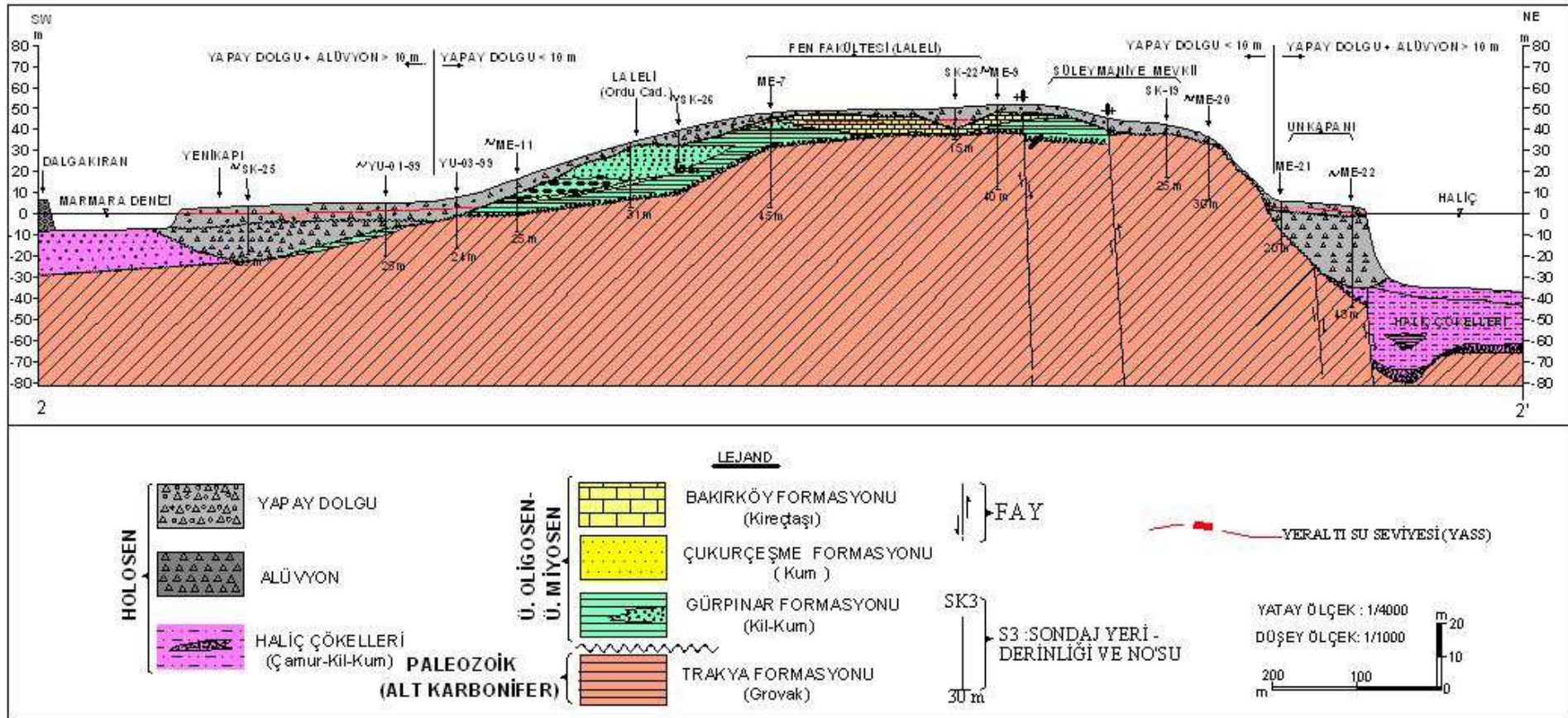
Trakya Formasyonu üzerine diskordan oturan Gürpınar formasyonu, bol fissürlü, aşırı konsolide kil, kiltaları ve kum merceklerinden oluşmaktadır. İstifin hakim litolojisi yeşil renkli killerdir.

Gürpınar formasyonunun ana litolojisi grimsi yeşil renkli aşırı konsolide killerden oluşmaktadır. İstif tabanda killi kum-çakıl düzeyi ile başlamaktadır. Kum, çakıl ve siltten oluşan bu düzeylerin, bağlayıcı hamuru sarımsı kahverengi kil olup, iri daneleri düzensiz, kötü boylanmış, yuvarlak ve az yuvarlaktır. Tabanda yer alan çakıl-kum düzeylerinin hemen üst seviyelerinde kolay dağılan kil/kiltası ve silt/silttaşları yer almaktadır. İstif daha üstte ise, aşırı konsolide yeşil, kahverengi, kahverengimsi yeşil renkli kolay dağılan lamine, ince orta tabakalı, fissürlü killerden oluşup, arada silt, çapraz tabakalı mercekli kum ve yer yer ince marn ve kömür bantları içermektedir. İnceleme alanında formasyon, eğimin arttığı yamaçlarda mostra vermektedir.

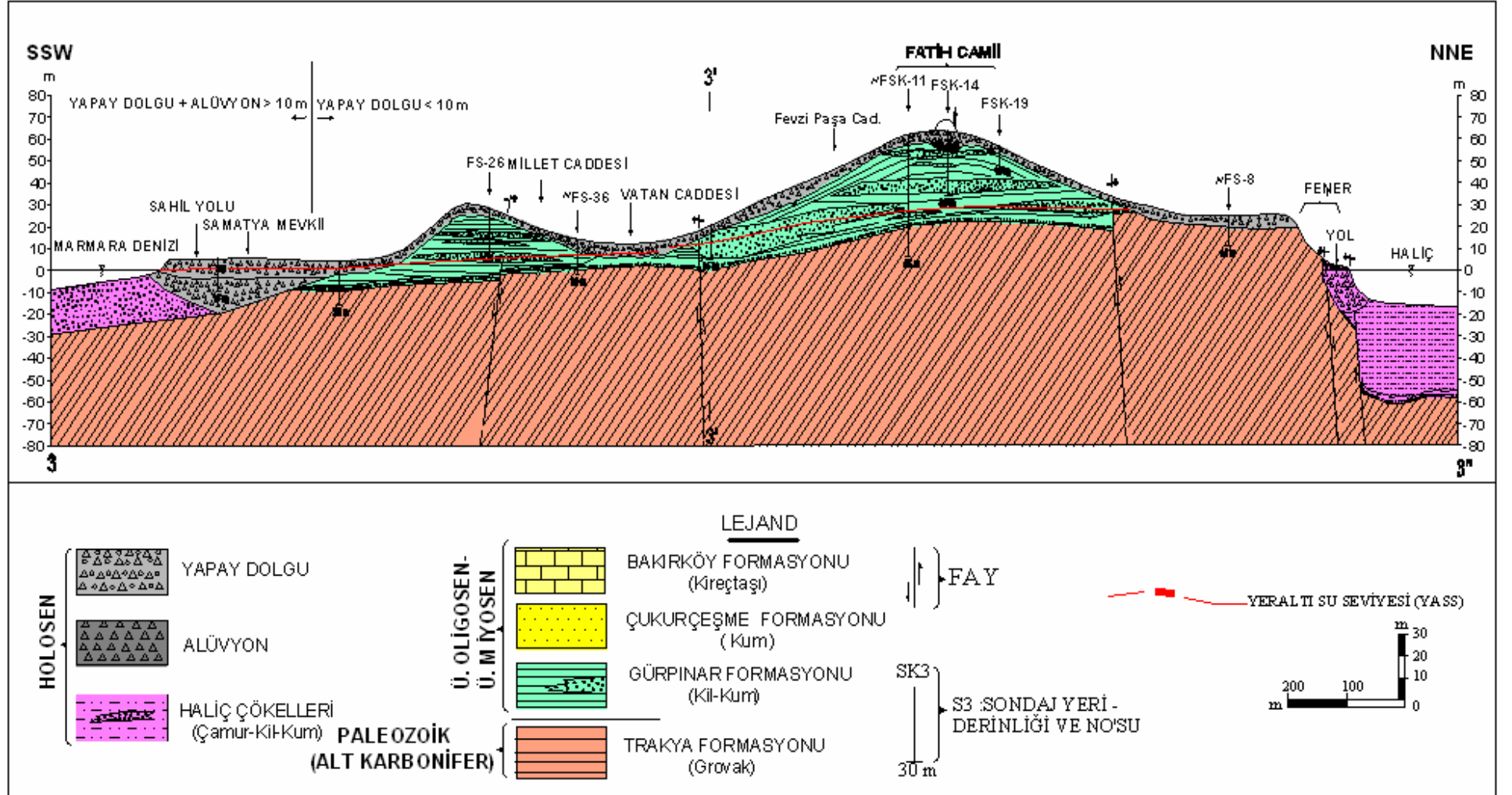


Şekil 5.5 Eski İstanbul (Fatih-Eminönü İlçeleri) mühendislik jeolojisi haritası

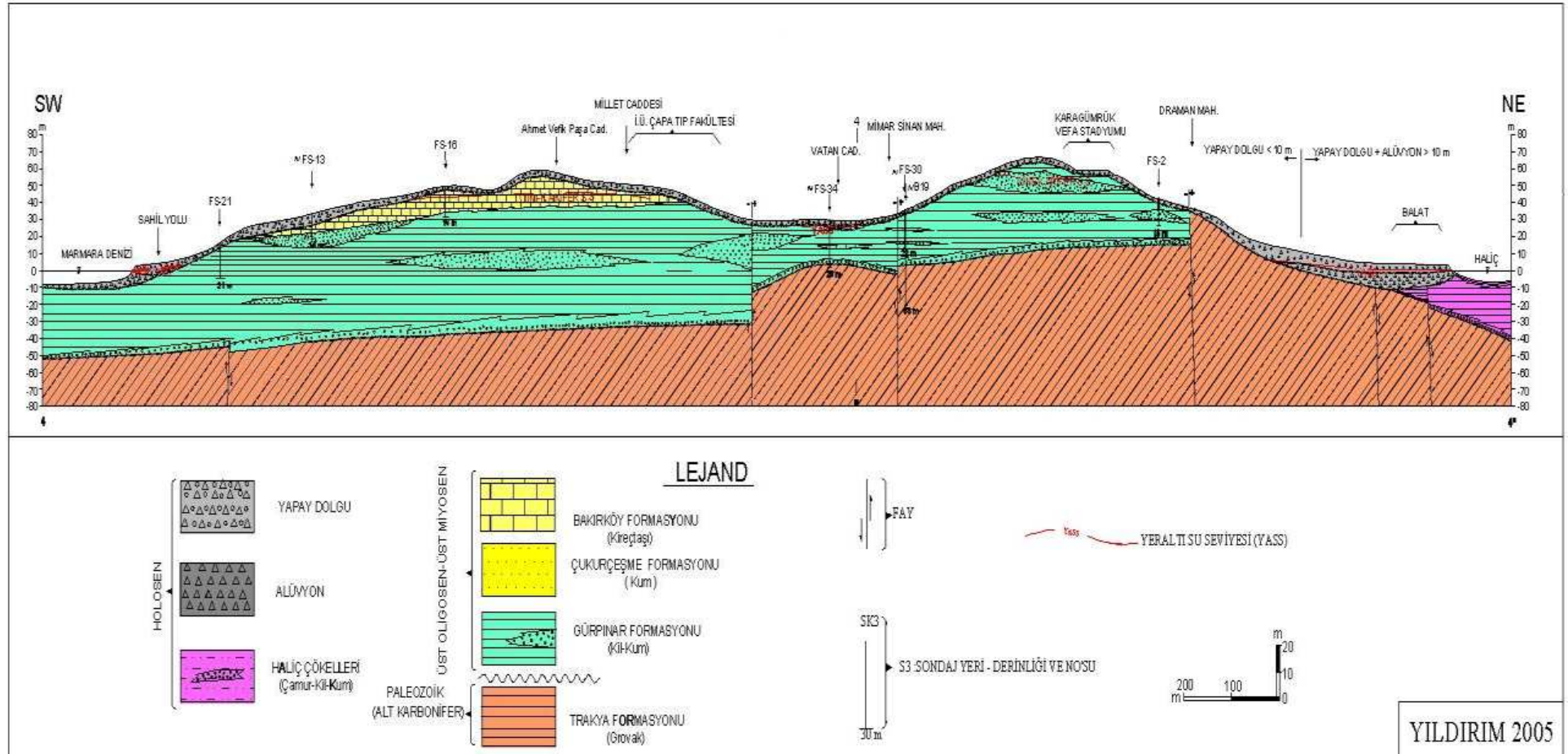




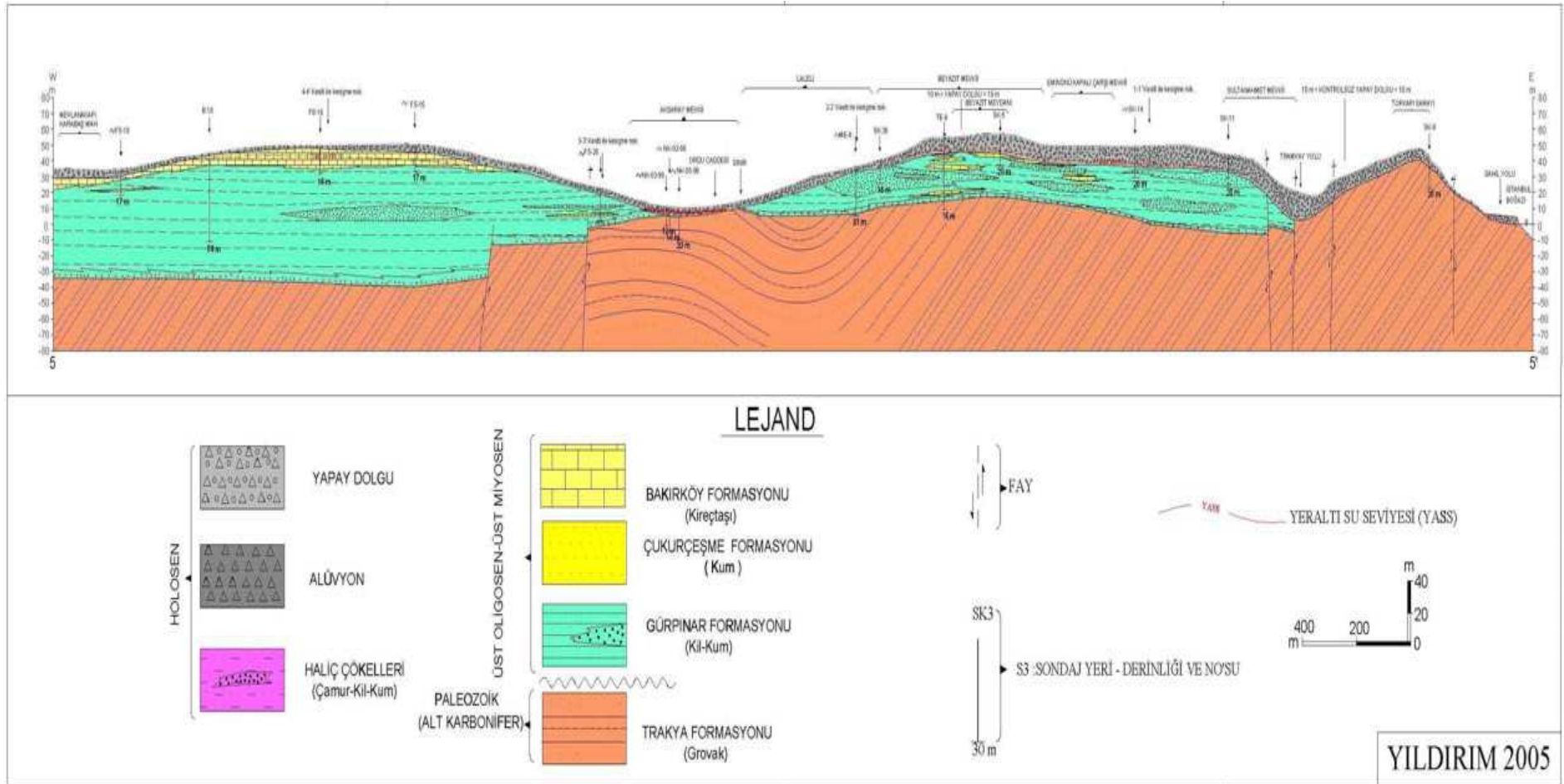
Şekil 5.7 Eminönü İlçesi Yenikapı-Unkapanı arası Zemin Kesiti



Şekil 5.8 Fatih İlçesi Samatya - Fener arası Zemin Kesiti



Şekil 5.9 Fatih İlçesi Sancaktar Hayrettin Mahallesi - Balat arası Zemin Kesiti



Şekil 5.10 Fatih-Eminönü İlçeleri Mevlanakapı-Eminönü arası Zemin Kesiti

İnceleme alanında Gürpınar formasyonu Edirnekapı-Fatih Camii arasında ve Beyazıt ile Yenikapı ve Topkapı Sarayı-Kumkapı arasındaki bantta mostra vermektedir. Formasyon içerisinde açık sarı renkli kum bantlarına ve kireçtaşı bantlarına rastlanabilmektedir.

Aşınmalar nedeni ile Gürpınar formasyonu kil seviyelerinin kaybolduğu ve formasyonun taban seviyeleri olan kum-çakıl seviyelerinin yüzeylendiği yerler ise Aksaray Mevkii ve Fener'in güney sırtları üzerinde yer almaktadır.

Güngören formasyonu olarak tanınan ve haritalanan litolojilerin aslında Gürpınar formasyonu organik kil mercekleri, Çukurçeşme formasyonu kum merceklerinin de çoğunlukla yine Gürpınar formasyonu taban ve ara düzeylerinde yer alan litolojiler olduğu tespit edilmiş ve haritalanmıştır. Ayrıca, Güngören formasyonu olarak adlandırılan litolojilerin çok seyrek olarak Gürpınar formasyonunun değişik düzeylerinde yer alan organik içeriği yüksek killi seviyelerden oluştuğu düşünülmektedir.

5.4.3 Çukurçeşme Formasyonu

Gürpınar formasyonunun üst seviyelerini oluşturan, yanal sürekliliği sınırlı, mercekler halinde ve çok seyrek gözlenen, çakıllı kumlardan oluşan litolojiler Çukurçeşme formasyonu olarak adlandırılmaktadır (Yıldırım, 2003). Çukurçeşme formasyonunun hakim litolojisi açık gri, kirli beyaz, krem renkli kumdur. Gürpınar formasyonu üst seviyelerini oluşturan ince kum bantları ve mercekleri şeklinde rastlanmakta olup, kalınlıkları ortalama 10 m'dir. Çukurçeşme Formasyonu kumları yer yer çakıl ve yeşil renkli kil mercek ve ara katmanlarını içerebilmektedir. Çukurçeşme formasyonu sıkı kum, sıkı çakıl niteliğinde olup, içerdiği kil katkıları ve bantları birime düşük kohezyonlu birim özelliği vermektedir. Kum ocaklarında açılan oldukça dik şevler, içerdiği silt/kil oranına bağlı olarak stabilitesini koruyabilmektedir.

İnceleme alanında Çukurçeşme formasyonu Beyazıt'ın güney kesimlerinde çok az bir kesimde mostra vermektedir. İnceleme alanının diğer kesimlerinde bu formasyona haritalanabilir ölçekte rastlanmamakta ya da kalınlığı 1 m'den az bantlar halinde Gürpınar formasyonu üst seviyelerini oluşturan killi litolojiler içinde yer almaktadır.

5.4.4 Bakırköy Formasyonu

Gürpınar formasyonunun üst seviyelerini oluşturan Bakırköy formasyonu hakim litolojisi gölsel ortamda çökelmiş, kirli beyaz – krem renkli, yatay katmanlı, genellikle yeşil kil ara tabakalı, zayıf-orta dayanımlı, *Macra*'lı kireçtaşları ile marnlardan oluşmaktadır. Üst seviyelerde yer alan ve Üst Miyosen yaşlı bu litolojiler, bazen kalınlıkları 15m–20m arasında değişen kil ya da kum tabakaları ile bir kaç düzeyde aralanmalı olabilmektedir.

İnceleme alanında Bakırköy formasyonu marn ve kireçtaşı düzeyleri oldukça dayanımlı yapılarıyla morfolojiyi etkilemiş, tepe ve tepe düzlüklerinin oluşmasında neden olmuştur. Bakırköy formasyonu Fatih İlçesi’de Topkapı-Aksaray-Yedikule üçgeni arasında genişçe bir alanda mostra vermektedir. Eminönü ilçesinde ise Beyazıt ve Laleli Mevkii’de Bakırköy formasyonuna rastlanmaktadır.

İstanbul ve civarında tabandan tavana gözlenen Gürpınar-Çukurçeşme-Güngören-Bakırköy-Belgrad formasyonları, Trakya formasyonu (ya da Kırklareli formasyonu) üzerinde diskordan başlayan ve çökelişini kesiksiz devam ettirmiş, birbirleriyle yanall ve düşey yönde geçişli, ardalımalı litolojileri içeren formasyonlardır. Bu formasyonlar, Üst Oligosen döneminde yeni bir transgresyonla çökelmeye başlayıp, Üst Miyosen’de yaygınca çökelişini sürdürerek, Üst Miyosen sonunda da regresif nitelikli Belgrad formasyonu kumlu litolojileriyle son bulmaktadır. Pliyosen dönemi (Samandıra fm) karasal çökelleri ise, daha yaşlı formasyonlar üzerinde diskordan oturmaktadır (Şekil 5.2).

Bu stratigrafi dikkate alındığında, Trakya ve Kırklareli formasyonları üzerinde Gürpınar formasyonunun tabanını oluşturan çakıllı-kumlu tabanların gözlemlendiği seviyeler ile, daha üstte killerle birkaç düzeyde ardalanan çakıllı-kumlu seviyelerin yüzeyde görüldüğü yerlerin her zaman Çukurçeşme ve Belgrad formasyonu kumları olarak haritalanması ve aşırı konsolide kil-kıltaşı düzeylerinin Güngören formasyonu içinde gösterilmesi zorlanmasına gerek kalmamaktadır. Ayrıca, formasyonların yer yer kalınlıklarının abartılması veya heyelan/faylarla açıklama zorunluluğu da ortadan kalkmaktadır. Aslında Çukurçeşme formasyonu kumları, istifin taban seviyesi oluşturan kumları olmayıp, üst seviyelere yakın kesimlerde tek bir düzeyde yer almayan, değişik seviyelerde killerle ardalanan, Üst Miyosen yaşlı kum mercekleridir (Yıldırım, 2003).

Bu yeni stratigrafik yapı kabul edildiğinde, bölgenin jeolojik yapısı ve dolayısı ile mühendislik jeolojisi ve geoteknik özelliklerinin buna göre değerlendirilmesi ve literatüre uyma gereksinmesi duyularak ayırtılan yapay formasyon sınırlarının yarattığı karışıklığın giderilmesi mümkün olmaktadır.

5.4.5 Alüvyon

İnceleme alanında alüvyal çökellere Edirnekapı-Fatih-Beyazıt sırtı ile Topkapı-Aksaray sırtları arasında bulunan ve düşük kotlarda yamaçların bitip düzlük alanların yer aldığı Yenibahçe Deresi yatağı (Vatan Caddesi) boyunca rastlanmaktadır. Derenin devamında Yenikapı sahil kesimlerinde ise alüvyal çökeller yapay dolgularla karışık halde bulunmaktadır.

5.5 İnceleme Alanının Mühendislik Jeolojisi

İnceleme alanına ait dolgu kalınlıkları ve anakaya derinliklerinin belirlenmesi amacı ile öncelikle alan 250 m*250 m’lik hücelere bölünmüş (Şekil 3.11) ve mühendislik jeolojisi haritası, enine kesitler ve 125 adet sondaj bilgisi kullanılarak her bir hücre için temsili zemin profilleri oluşturulmuştur.

Yüzyıllardır yerleşim alanı olması sebebi ile inceleme alanının tüm yüzeyi yer yer kalınlaşan yapay dolgu tabakası ile örtülüdür. Bu dolgular içerik bakımından 3 kısma ayrılabilir. Bunlar yapay dolgular, alüvyon ve Haliç çökelleridir. Yapay dolgular, bölgede hüküm sürmüş Roma, Bizans ve Osmanlı imparatorlukları döneminde yüzyıllardır süren onarım, yangın, depremler sonucunda ortaya çıkan malzemelerin dökülmesi sonucu ortaya çıkmıştır. Bu tip dolgular içerik bakımından granit, mermer gibi parçalar ile tuğla ve beton parça ve blokları da içermektedir. Yapay dolgulara daha çok tarihi yapıların yoğun olarak bulunduğu Sarayburnu, Sultanahmet ve Beyazıt civarları ile Haliç sahillerinde rastlanılmaktadır. Haliç çökelleri ise erozyon sonucu yamaçlardan ve Alibey ile Kağıthane dereleri ile taşınan ve bölgede gelişen sanayileşme sonucu fabrika atıklarının Haliç’e atılması neticesinde kirlenerek biriken koyu siyah renkli, bol organik madde içeren, yüksek plastisiteli killi silt/siltli killerden meydana gelmektedir (Özaydın vd., 1999). Bu çökeller, çok yüksek su muhtevaları, düşük permeabilite özellikleri ve sıfıra yakın kayma mukavemetleri ile tanımlanmaktadır (Özaydın vd., 1999). Alüvyon ise eskiden Yenibahçe Deresi yatağı (Vatan Caddesi) boyunca ile devamında Yenikapı ve Kumkapı sahil kesimlerinde görülmektedir.

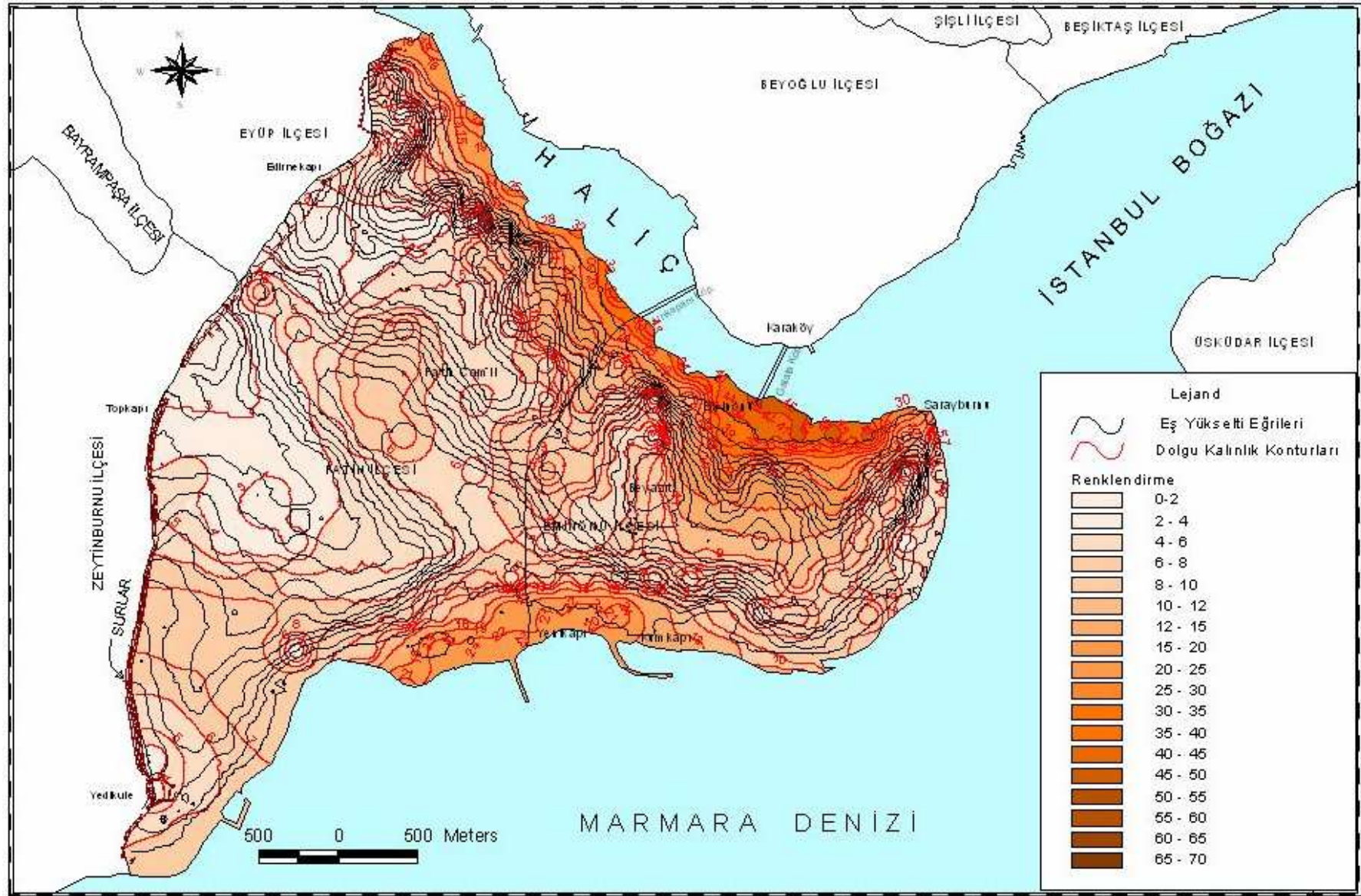
Haliç’e bakan sahil kesimlerinde, Haliç çökelleri ve yapay dolguların birlikte kalınlıkları 20 m ile 50 m arasında değişmektedir. Balat’tan Fener’e kadar olan kesimlerle yaklaşık olarak 20-30 m arasında olan dolgu kalınlıkları, daha güney-doğuya doğru inildiğinde Unkapanı ile Sirkeci’de yaklaşık olarak 50-60 m arasında derinliklere ulaşmaktadır. Doğuda Sarayburnu civarlarında, boğaz akıntısı nedeni ile dolgu kalınlıklarının derinlikleri 5 m’nin altına düşmektedir.

İnceleme alanının güneyinde Marmara Denizi’ne bakan sahil kesimlerindeki dolgular, daha çok eskiden dere yatağı olan Yenibahçe Deresi’nin getirmiş olduğu alüvyon dolgular ve yapay dolgulardan oluşmaktadır. Samatya Mevkii ve Yenikapı bölgelerinde 25-30 m olan dolgu kalınlıkları, daha doğuda Kumkapı civarlarında 15-20 m arasında olmaktadır.

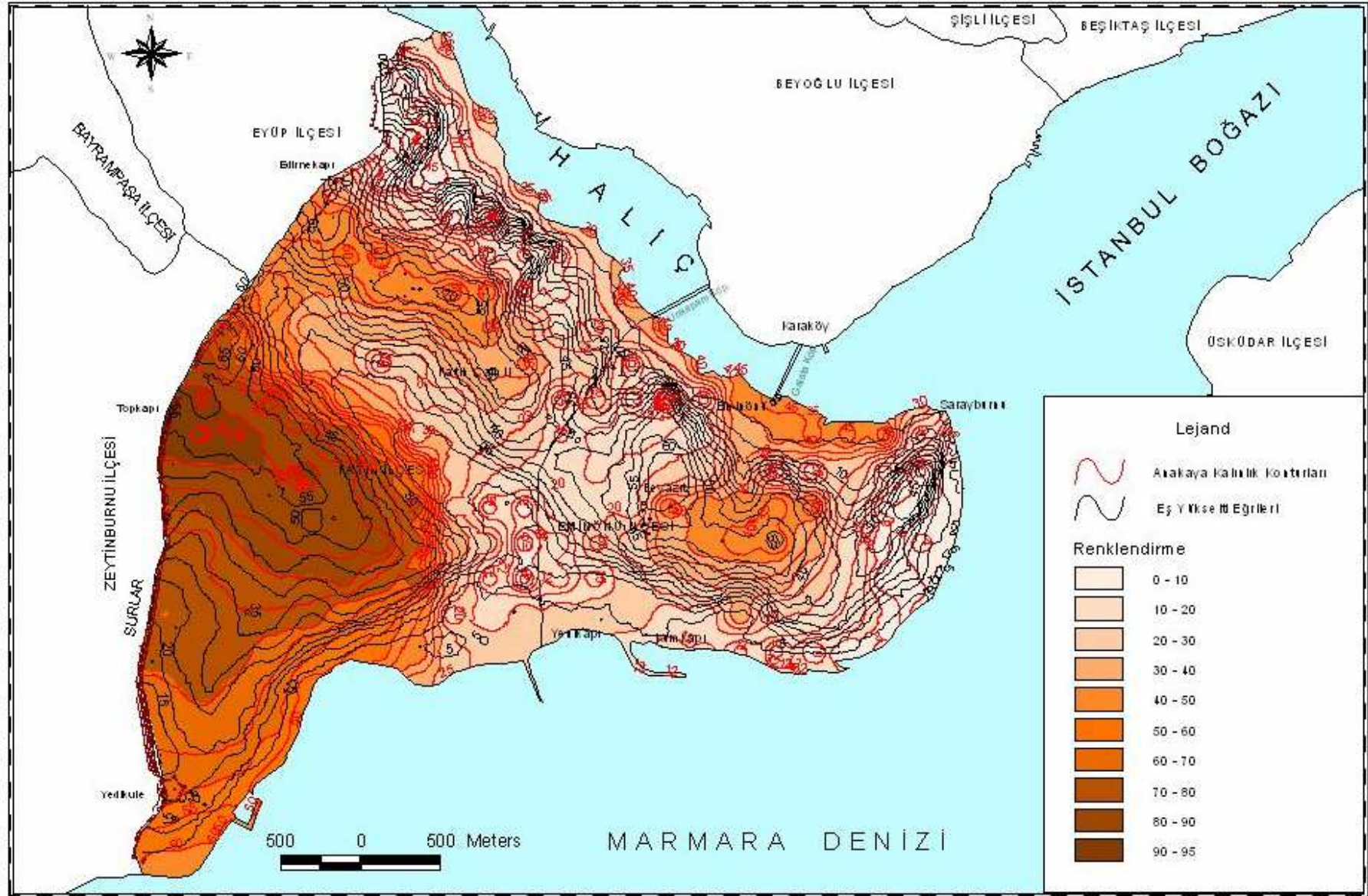
İnceleme alanının diğer kesimlerinde bulunan dolgu kalınlıkları yer yer değişkenlik göstermekle birlikte genellikle kıyılarda 10 m’nin üstünde, tepe düzlüklerinde ise 10 m’nin altındadır.

İnceleme alanının arcview programı kullanılarak üretilmiş dolgu kalınlık haritası Şekil 5.11’de gösterilmiştir.

Dinamik zemin davranışı analizi yapılırken en önemli parametrelerden biri de anakaya derinliğidir. Sağlam zemin tabakasının derinliği ve üzerindeki tabakaların özellikleri deprem dalgasının zemin yüzeyine ulaşmaya kadar ne gibi değişikliklere uğrayacağını ve zemin yüzeyinde alacağı özellikleri belirlemektedir. Bu nedenle bölgeye ait anakaya derinlik haritası, yine Arcview programı ile enterpolasyon yolu ile elde edilmiştir (Şekil 5.12). Burada anakaya olarak Karbonifer yaşlı ve Trakya formasyonu olarak adlandırılan kumtaşı, silttaşı (Grovak) ve kil taşından oluşan birim kabul edilmiştir. İnceleme alanındaki anakaya bazı bölgelerde yüzeylenmekle birlikte, 95m derinliklere kadar inebilmektedir. Anakaya derinliğinin değişkenliğinde inceleme bölgesindeki faylar etkili olmaktadır. Topkapı Sarayı’nın bulunduğu bölgede 5-10 m’lik dolgu kalınlıklarından sonra anakayaya (grovak) rastlanırken, Sultanahmet ve Eminönü Kapalı Çarşı civarında dolgu kalınlıkları 10 m’nin üzerine çıkmakta ve 40m’lere varan kalın kil tabakalarından sonra anakayaya rastlanmaktadır. Aksaray civarında anakaya tekrar yüzeye yaklaşmakta ve 5-6 m’lik dolgu tabakasından sonra başlamaktadır. Topkapı-Aksaray arasında kalan bölgede anakayanın tekrar derinlere indiği, anakaya üzerinde 75 m’lere varan kalınlıklarda kil tabakaları ile 10-15 m arasında Bakırköy formasyonu olarak adlandırılan kireçtaşı tabakası ve onun üzerinde 5-8 m’lik dolgu tabakaların yer aldığı görülmektedir. Topkapı’da anakaya derinliği 95 m’ye ulaşmaktadır. İnceleme alanının kuzeyinde bulunan Balat’ın sahil kesimlerinde anakaya en fazla 30 m’lik dolgu tabakasından hemen sonra yer almakla beraber, sahilden içeri doğru gidildiğinde dolgu tabakasının kalınlığı giderek azalarak 2-3 m’ye kadar düşmekte ve anakaya yüzeylenmektedir. Daha güneye doğru, Karagümrük Vefa Stadı ve Fevzi Paşa Caddesi’nin bulunduğu bölgeye gelindiğinde anakaya derinlere inmekte ve üzerinde 50 m’lere varan kalınlıkta kil tabakaları ile 3-5 m’lik dolgu tabakaları yer almaktadır. Vatan Caddesi’nin bulunduğu bölgede ise tekrar 30 m’lerde anakayaya rastlanabilmektedir. Haliç sahil kesiminde bulunan Fener’de anakaya yüzeylenmektedir. Bunun nedeni ise Haliç’in oluşmasını sağlayan KB-GD doğrultulu faylardır. Fatih Camii’nin bulunduğu bölgede anakaya yine fayların etkisi ile derinlere dalmakta ve 35-40 m’ye varan kalın kil tabakaların altında ortaya çıkmaktadır. İnceleme alanının güneyinde, Samatya ve Yenikapı sahil kesimlerinde 28 m dolgudan sonra anakayaya rastlanmakta, bu derinlik Kumkapı’da biraz azalarak yaklaşık 17 m’ye düşmektedir. En yüksek dolgu kalınlığının bulunduğu Unkapanı’nda anakaya 50 m kalınlığında dolgulardan hemen sonra başlamaktadır. Sahilden içerilere doğru gelindiğinde ise anakaya yüzeye yaklaşmakta, Süleymaniye Mevkii’nde en fazla 15 m derinlikte anakayaya ulaşabilmektedir.



Şekil 5.11 Eski İstanbul (Fatih-Eminönü İlçeleri) Bölgesi dolgu kalınlık haritası



Şekil 5.12 Eski İstanbul (Fatih-Eminönü İlçeleri) Bölgesi anakaya derinlik haritası

Laleli (Fen Fakültesi) civarında 5-10 m'lik Bakırköy formasyonundan sonra ince bir kil tabakası ve daha sonra anakayaya rastlanmaktadır.

5.5.1 İnceleme Alanında Yer Alan Formasyonların Geoteknik Özellikleri

5.5.1.1 Trakya Formasyonu'nun Geoteknik Özellikleri

İnceleme alanında bulunan formasyonların en yaşlı olanı kumtaşı, silttaşı, kiltası, şeylerden oluşan Karbonifer yaşlı Trakya formasyonudur. İstifin yüzeye yakın yaklaşık 15-20 m kalınlığa ulaşan üst seviyeleri oldukça ayrıışmış kahverengi grovaplardan, daha alt seviyeleri ise grimsi mavi renkli ayrıışmamış, dayanımlı grovaplardan oluşmaktadır. İstanbul'daki kahverengi grovaplarda yapılan bir çalışmada grovaplarda mühendislik özellikleri laboratuvar deneyleri ile bulunmuştur. Buna göre, kahverengi grovaplarda ortalama özellikleri olarak basınç dayanımı 20 MPa, kohezyon değeri 4,5 MPa, içsel sürtünme açısı 40-45°, elastisite modülü 10-15 MPa değeri verilmiştir (Yıldırım, 2000).

İstanbul Metrosu çalışmaları esnasında rastlanan kahverengi çatlaklı yer yer killeşmiş grovaplarda yapılan incelemelerde TCR= %20-33 ve RQD= %0 olduğu gözlenmiştir. Genel olarak kahverengi grovaplarda TCR değeri daha yüksek olabilmekte, ancak RQD değeri %30'u geçmemektedir. Ancak, grovaplarda bilhassa Haliç ve boğaz sahil şeridine paralel uzana faylar nedeni ile gelişen, taşıma gücü açısından zayıf, killeşmiş ezik zonlarda, TCR= %0-10, RQD =%0 olup, milonitik kesimlerin zemin olarak değerlendirilmesi gerektiği belirtilmektedir (Yıldırım, 2000).

Kahverengi grovaplarda altındaki daha az ayrıışmış gri renkli grovaplarda bazı mühendislik özellikleri Yıldırım., vd. (1999) tarafından verilmiştir. Bu çalışmada basınç dirençleri değerlerinin kumtaşı için 42-65 MPa, silttaşı için 15-50 MPa, kiltası için ise 9-35 MPa, elastisite modülü değerlerinin kumtaşı için 85-90 MPa, silttaşı için 25-60 MPa, kiltası için ise 20-50 MPa, deformasyon modülünün kumtaşı için 600-2600 MPa, silttaşı için 500-2500 MPa, kiltası için ise 200-1500 MPa arasında olduğu belirtilmektedir.

5.5.1.2 Gürpınar Formasyonu'nun Geoteknik Özellikleri

Casagrande sınıflamasına göre Gürpınar formasyonu çoğunlukla yüksek plastisiteli kil (CH) sınıfına girmektedir. Aşırı konsolide kil özelliği taşıdığı bilinen Gürpınar formasyonu, SPT darbe sayılarına göre "Katı-Çok Katı-Sert" bir zemin niteliğindedir. İçinde kalınlığı yer yer 20m'yi aşan mercerler halinde bulunan kum ve çakıl seviyelerinin SPT darbe sayısı N= 45 civarındadır. 20m derinlikten sonraki killi seviyelerin çok sert kıvamda ve N>50 olduğu görülmüştür. Bu değer, yüzeye yakın seviyelerde ise N= 30 civarındadır. Ödometre deneyi ile elde edilen sıkışma indeksi C_c değerinin $C_c = 0.15$ mertebesinde olduğu görülmüştür. Bu

killerde tesbit edilen serbest şişme= %2.83-%5.66, şişme basıncı 280-430 kPa arasındadır. İstif kum mercikleri haricinde yeraltı suyu içermeyip, permeabilite katsayısı $k = 1 \times 10^{-7}$ ile $k = 1 \times 10^{-8}$ cm/sn arasında değişmektedir. Serbest basınç dayanımı genellikle 150-400 kPa değerleri arasındadır. Kil-kum araldanmaları, zaman zaman değişik yörelerde zayıf kaya niteliğine dönüşebilmektedir (Yıldırım, 2000).

5.5.1.3 Çukurçeşme Formasyonu'nun Geoteknik Özellikleri

Birim "Kötü derecelenmiş, siltli, killi kumlar (SM, SC) ve killi çakıl (GC)" sınıfına girmektedir. Kil-kum-çakıl oranlarına göre SPT değerleri $N=20-50$ arasında değişmektedir (Eroskay ve Kale, 1986).

Kum katmanları arasında yer yer bantlar halinde gözlenen 10-30cm arasında değişen killi seviyelerin likit limitleri % 30-80, plastik limitleri % 15-35, kil-kum-çakıl oranına göre SPT değerleri $N= 10-40$ arasında değişim göstermektedir.

5.5.1.4 Bakırköy Formasyonu'nun Geoteknik Özellikleri

Beyazımsı krem renkli, boşluklu, kil ara katmanlı, ince-orta tabakalı bol Maktra'lı killi kireçtaşlarından oluşan istifin değişik düzeylerinden alınan kireçtaşı örneklerinde, ortalama olarak porozite, $n = \% 5-22$, doğal su muhtevası, $w_n = \% 5-10$ arasında, SPT darbe adedi $N > 50$ dir. İstanbul, İncirli Tüneli güzergahında yer alan Bakırköy kireçtaşlarında yapılan deney sonuçlarına göre bu kayalarda, tek eksenli basınç direnci $\sigma_B = 5-50$ MPa çekme direnci $\sigma_C = 1.3-4.0$ MPa arasında, ortalama kohezyon değeri $c = 3.5$ MPa, kayma mukavemeti açısı $\phi = 35^\circ-50^\circ$ arasında bulunmuştur. Genel olarak Bakırköy kireçtaşları "Kötü-Orta" kaya kalite özelliğinde ve "Yumuşak-Orta" sertliktedir (Yüzer ve Eyüpoğlu, 1998). Zemin araştırma sondaj verilerinin derlenmesi sonucunda, kireçtaşlarında karot yüzdesinin $TCR = \% 50-60$, $RQD = \% 15-20$ arasındaki değerlerde yoğunlaştığı saptanmıştır. Kireçtaşları ile araldanan ve yer yer görülen fissürlü ve aşırı konsolide kil ara katkılarının ortalama olarak doğal su muhtevası, % 30; likit limit % 70; plastik limit, % 25; serbest basınç dayanımı, 150-250 kPa arasında sıkışma indeksi ise, 0.10-0.80 gibi geniş bir aralık içinde değişmektedir (Yüzer v.d., 1977).

5.5.2 İnceleme Alanının Yeraltı Suyu Durumu

Tarihi Yarımada yeraltı suyu açısından oldukça fakirdir. Gürpınar formasyonu aşırı konsolide killer içindeki kum mercikleri haricinde yeraltı suyu bulunmamaktadır. Tepe düzlüklerinde yer alan Bakırköy formasyonu kireçtaşları ise, havalanma bölgesinde yer aldıklarından akifer özelliği taşımamakta ya da yersel olarak killerle araldanan kumlu seviyelerde tünak akiferlere rastlanılmaktadır. Ancak, çoğunlukla geçirimsiz Trakya formasyonu grovakları üzerindeki

Gürpınar formasyonu tabanını oluşturan çakıllı kumlu kesimlerde, havalanma bölgesinde yüzeylememesi durumunda yeraltı suyuna rastlanabilmektedir. Düşük kotlarda yer alan ve Vatan Caddesi'nin geçtiği vadi düzlüğü ile Yenikapı-Kumkapı ve Haliç sahil şeridini oluşturan kıyı düzlüklerinde alüvyon ve yapay dolgularda yüzeyden itibaren 2-5m derinlikler arasında yeraltı suyu gözlenmektedir. İnceleme alanına ait yeraltı suyu durumu Şekil 5.13'de gösterilmiştir.

Şekil 5.13 Eski İstanbul (Fatih-Eminönü İlçeleri) Bölgesi yeraltı suyu haritası

6. İNCELEME ALANININ YEREL ZEMİN ÖZELLİKLERİ

6.1 Zemin Sınıflarının Belirlenmesi

İnceleme alanının zemin sınıflarının belirlenmesinde toplam 125 adet sondaj bilgisinden (Şekil 5.4) faydalanılmıştır. Bu sondajlar Metro Sondajları (ME), Fatih Belediyesi Sondajları (FS), Fatih Camii Sondajları (FSK), Eminönü Belediyesi Sondajları (SK), Bilgi 2000 A.Ş. Sondajları (İŞ, YZ, BOU., DIŞ., ER) ve JICA Sondajları (B,C)'dir. Sondajlarda zemin tabakaları ve kalınlıkları belirtilmiş olup, Standart Penetrasyon Deneyi (SPT) sonuçları da bulunmaktadır. İstanbul İli Sismik Mikro-Bölgeleme Dahil Afet Önleme/Azaltma Temel Planı çalışmaları (JICA ve IMM, 2002) çalışması kapsamında Fatih ve Eminönü ilçelerinde yapılmış olan 4 adet derin sondaj ve PS logging deneyleri de bu çalışma kapsamında değerlendirilmiştir.

6.1.1 Mikrobölgeleme Amaçlı Geoteknik Değerlendirmeler

İnceleme alanı mikrobölgeleme çalışması kapsamında 250*250 m'lik toplam 307 adet hücreye bölünmüş (Şekil 3.11) ve her bir hücre için tipik zemin profilleri anakayaya kadar tanımlanmıştır. Zemin profillerinin oluşturulması için detaylı olarak hazırlanmış olan mühendislik jeolojisi haritası (Ek1) ve 5 adet jeolojik kesit (Ek2, Ek3, Ek4, Ek5, Ek6) ile en yakın sondaj bilgilerinden yararlanılmıştır. Jeolojik kesitlerinin geçtiği hücrelerde profiller kesite göre oluşturulurken, kesitlerin geçmediği hücrelerde sondaj bilgilerinden yararlanılarak enterpolasyonla profiller oluşturulmuştur.

Her ne kadar hücre bazında zemin cinsleri tanımlanarak profiller oluşturulsa da, deprem çalışmalarında önemli bir parametre olarak dikkate alınan kayma dalgası hızı (V_s)'e göre profillerinin oluşturulması değerlendirme açısından çok yararlı olmaktadır. Bu nedenle her bir hücre için ayrıca kayma dalgası hızı profilleri oluşturulmuştur.

6.1.2 Kayma Dalgası Hız Profilleri (V_s -Derinlik)

Kayma dalgası hızı profillerinin oluşturulması için SPT N darbe sayısı ile kayma dalgası hızı arasındaki korelasyonlardan yararlanılmıştır. İyisan (1996), Ohsaki-Iwasaki (1973), İmai (1977), Ohta-Goto (1978), Seed-İdriss (1970) bu konuda yapmış oldukları çalışmalardan yararlanılarak SPT-N değerlerinden kayma dalgası hızları bulunmuş ve hepsinin ortalaması alınarak ortalama kayma dalgası değerleri bulunmuştur.

Dinamik zemin analizinde her bir zemin tabakası için kayma dalgası hızının tanımlanması gerekmektedir. Bu nedenle her bir hücre için SPT-N sonuçlarından korelasyon yolu ile elde edilen değerlerden her bir tabaka için kayma dalgası hızları ve kayma dalgası hızı profilleri

tanımlanmıştır. Şekil 6.1 a ve b’de 307 adet hücre için yapılmış olan çalışmadan örnek olarak iki hücre için çıkarılmış olan kayma dalgası hız profilleri gösterilmiştir.

İnceleme alanında JICA projesi kapsamında yapılmış olan PS logging ölçümleri ile elde edilmiş olan kayma dalgası hızı (V_s) ile amprik eşitlikler neticesinde bulunan ortalama kayma dalgası hızı değerleri karşılaştırılmış ve Şekil 6.2, Şekil 6.3, Şekil 6.4’da gösterilmiştir.

6.1.3 Zemin Sınıflandırması (TDY’ye göre)

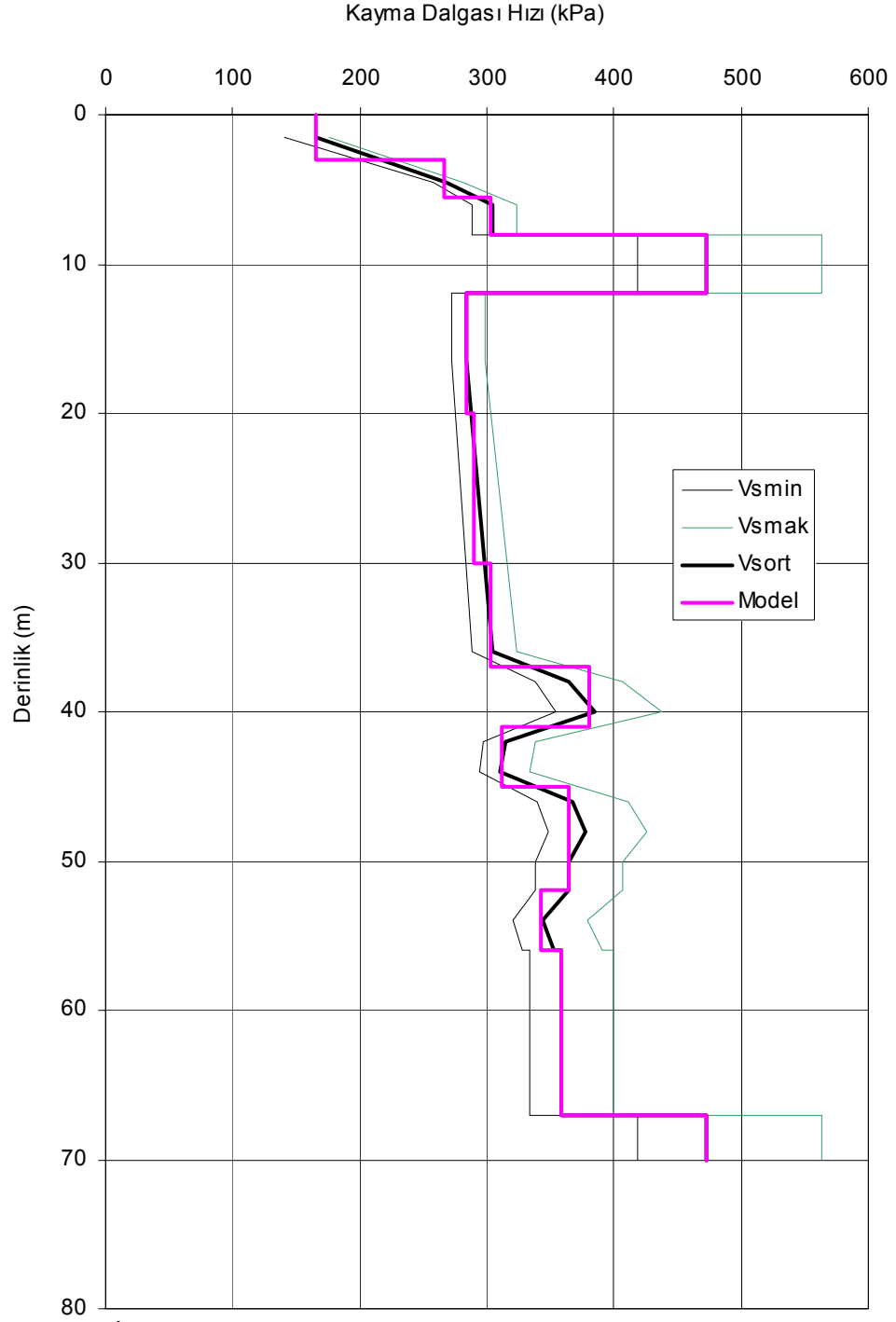
Türkiye Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında Yönetmelik (TDY)’ye göre zemin sınıflandırılması iki aşamada yapılmaktadır. Öncelikle zemine ait Standart Penetrasyon Sonuçları (SPT N/30), kayma dalgası hızları, killi zeminler için serbest basınç deneyi sonuçları ve kumlu zeminler için relatif sıkılık değerleri göz önünde bulundurularak A, B, C, D şeklinde zemin grupları tanımlanmaktadır. Daha sonra en üst tabaka kalınlığı (h_1)’na bağlı olarak zemin dört ana zemin sınıfına (Z1, Z2, Z3, Z4) ayrılmaktadır. h_1 ’in 3 m’den az olması durumunda ise, bir alttaki zemin tabakası en üst tabaka olarak dikkate alınmaktadır. Türkiye Deprem Yönetmeliği’ne göre zemin grupları ve zemin sınıflamalarına ait tablolar Bölüm 2’de verilmiştir.

İnceleme alanında, SPT N darbe sayıları ve kayma dalgası hızı değerleri değerlendirilerek bölge sınıflandırılmıştır. Şekil 6.5’de her bir hücre için zemin sınıflandırması gösterilmiştir.

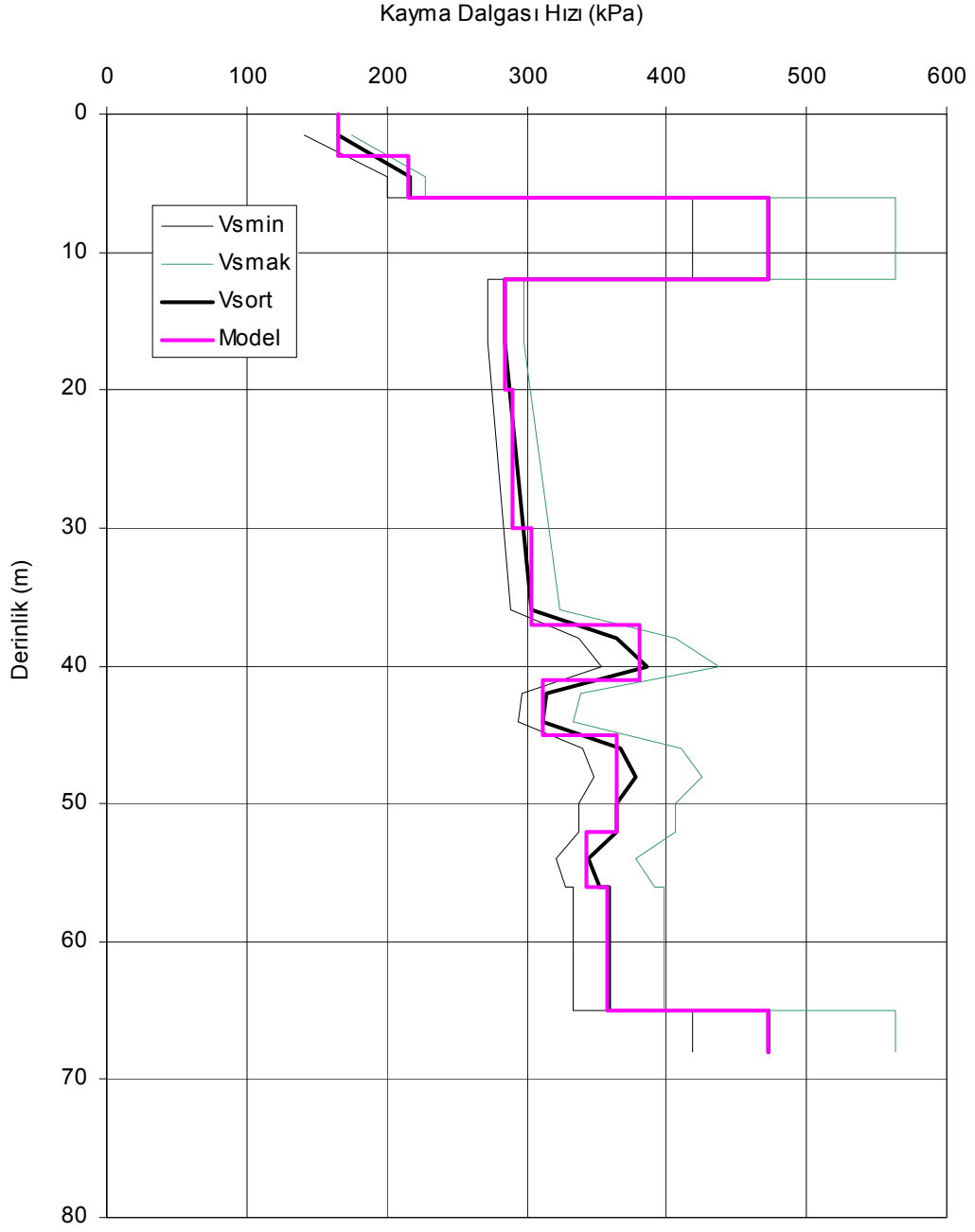
Yapılan bölgeleme çalışması sonucunda inceleme alanında genel olarak Z2-Z3 zemin sınıflarının hakim olduğu görülmektedir. Zemin sınıflandırma haritası ile jeoloji haritası beraber değerlendirildiğinde, Yapılan bölgeleme çalışması sonucunda genel olarak, Trakya formasyonu olarak belirlenen yerlerin Z1-Z2 zemin sınıflarından oluştuğu, Bakırköy formasyonu olarak belirlenen yerlerin Z2 zeminlerinden oluştuğu, Gürpınar formasyonunun bulunduğu bölgelerin Z2-Z3 zeminlerden oluştuğu ve alüvyon ve yapay dolguların yer aldığı sahil kesimlerinde ise zemin sınıflarının Z3-Z4 olduğu görülmektedir. Sonuç olarak yapılan sınıflandırma ile jeoloji haritasının birbiri ile uyum içinde olduğu görülmüştür.

6.1.4 Zemin Sınıflandırması (NEHRP 2001’e göre)

İnceleme alanı, Amerika Birleşik Devletleri’de yapılacak olan yeni binalar ve diğer yapıların depreme dayanıklı tasarım ve inşası için uyulması gereken koşulları belirleyen ve BSSC (Building Seismic Safety Council) tarafından FEMA (Federal Emergency Management Agency) için hazırlanmış bir yönetmelik olan NEHRP (National Earthquake Hazard Reduction Program)’a göre de bölgenmiştir.

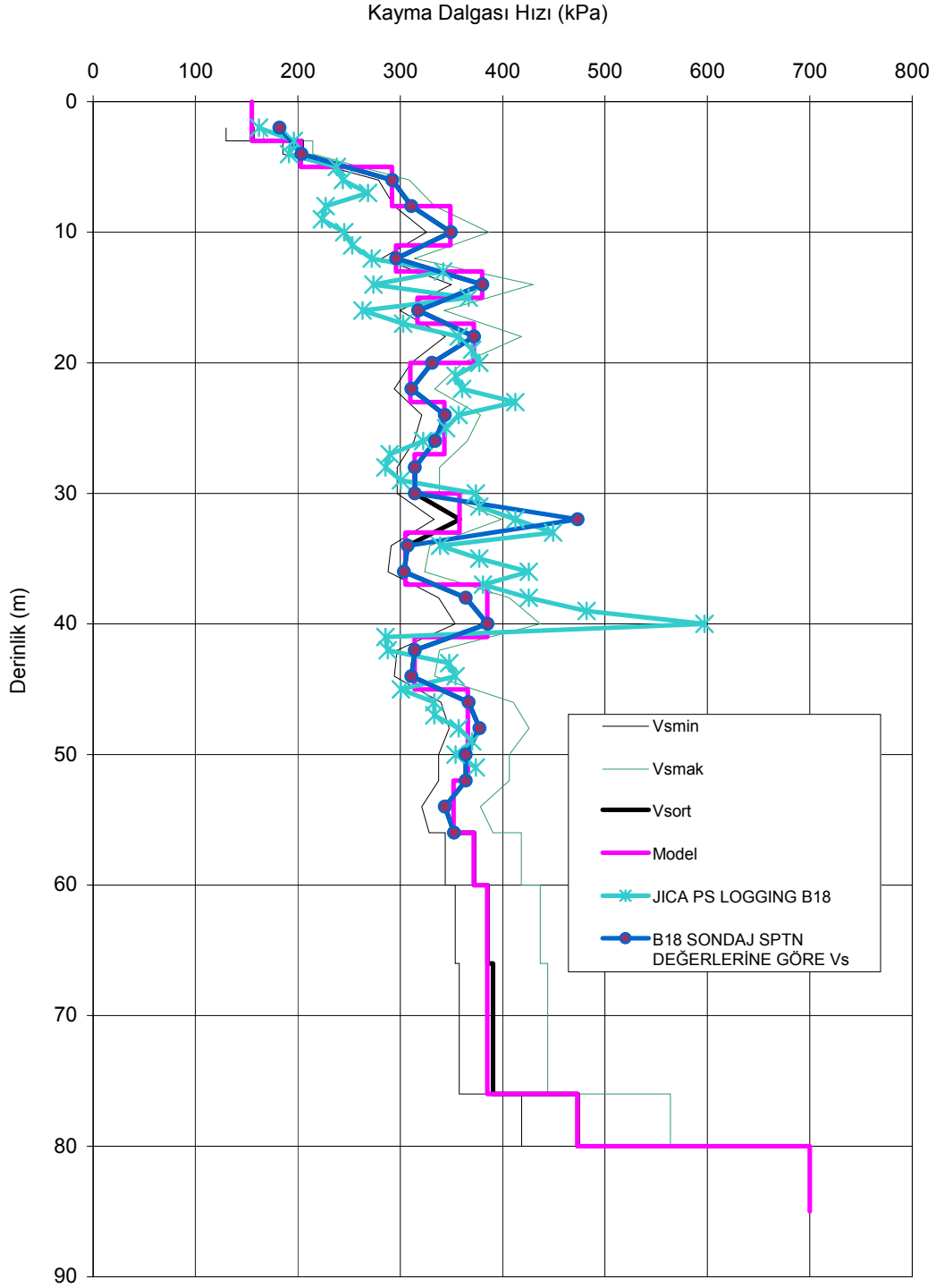


Şekil 6.1 a) İnceleme alanında bulunan A18 hücresi için kayma dalgası hızı profili



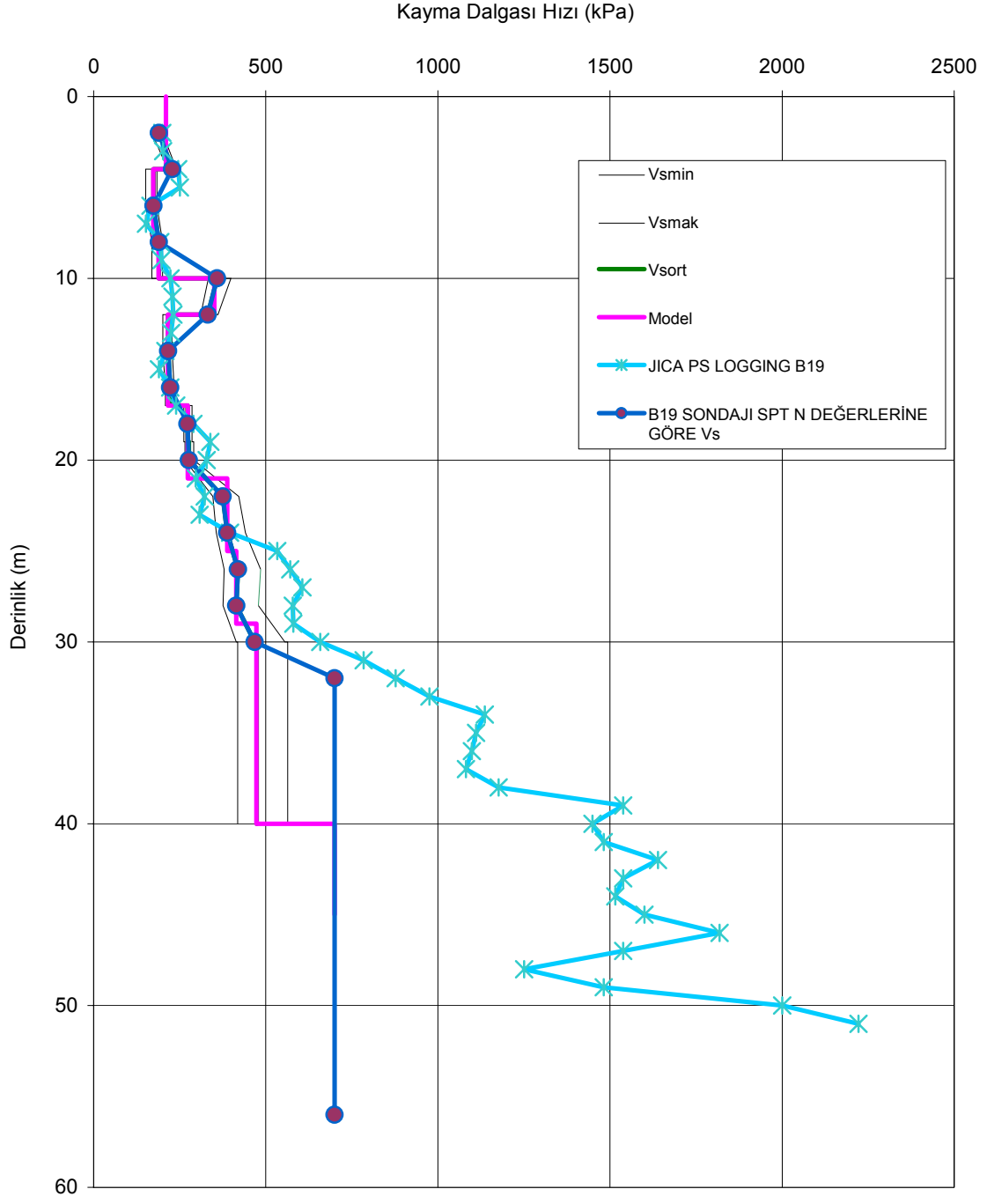
Şekil 6.1 b) İnceleme alanında bulunan A19 hücresi için kayma dalgası hızı profili

HÜCRE NO: 15D



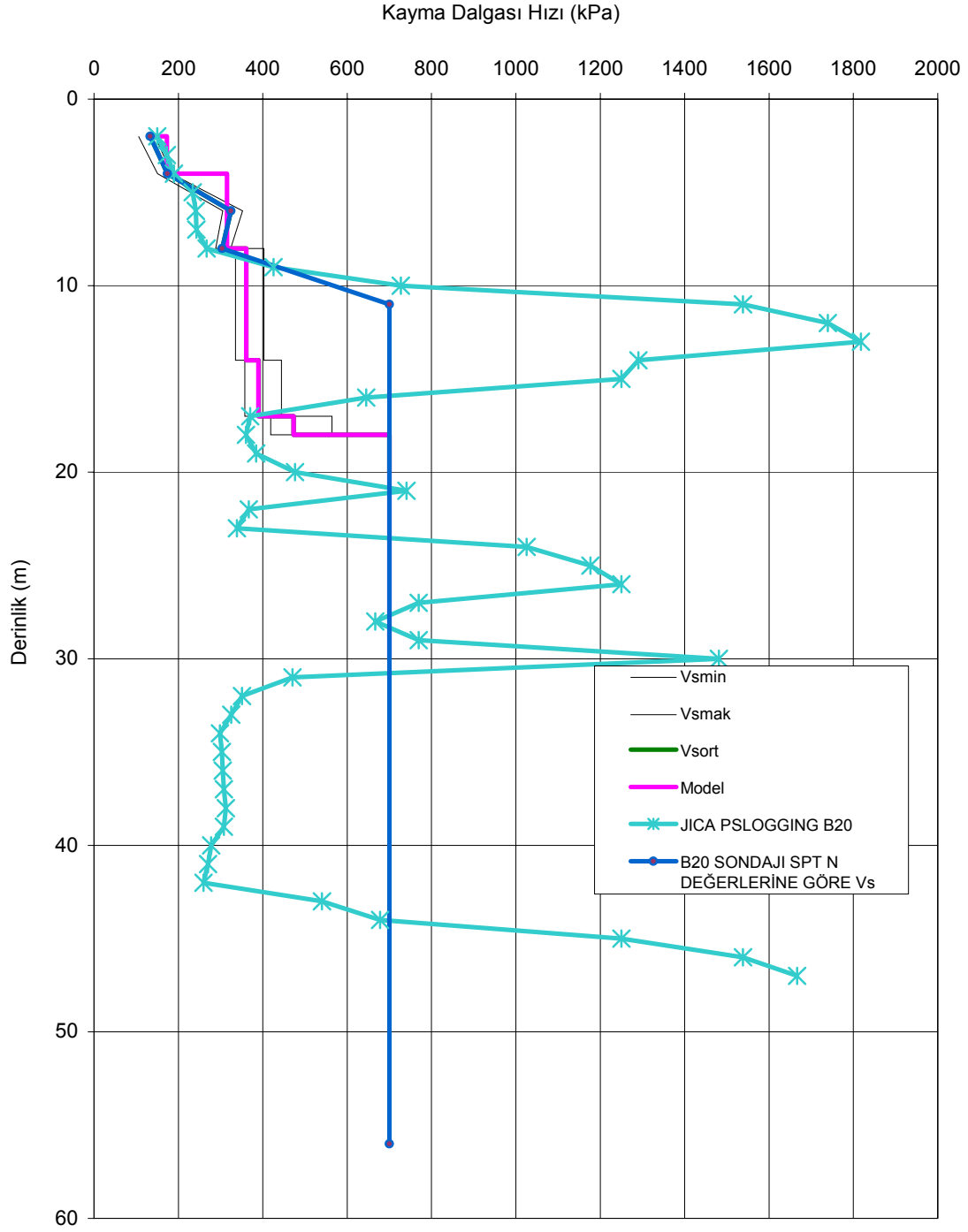
Şekil 6.2 JICA B18 sondajı PS logging ölçümü ile amprik eşitliklerle hesaplanmış kayma dalgası değerlerinin karşılaştırılması

HÜCRE NO:8F



Şekil 6.3 JICA B19 sondajı PS logging ölçümü ile amprik eşitliklerle hesaplanmış kayma dalgası değerlerinin karşılaştırılması

HÜCRE NO= 14L



Şekil 6.4 JICA B20 sondajı PS logging ölçümü ile amprik eşitliklerle hesaplanmış kayma dalgası değerlerinin karşılaştırılması

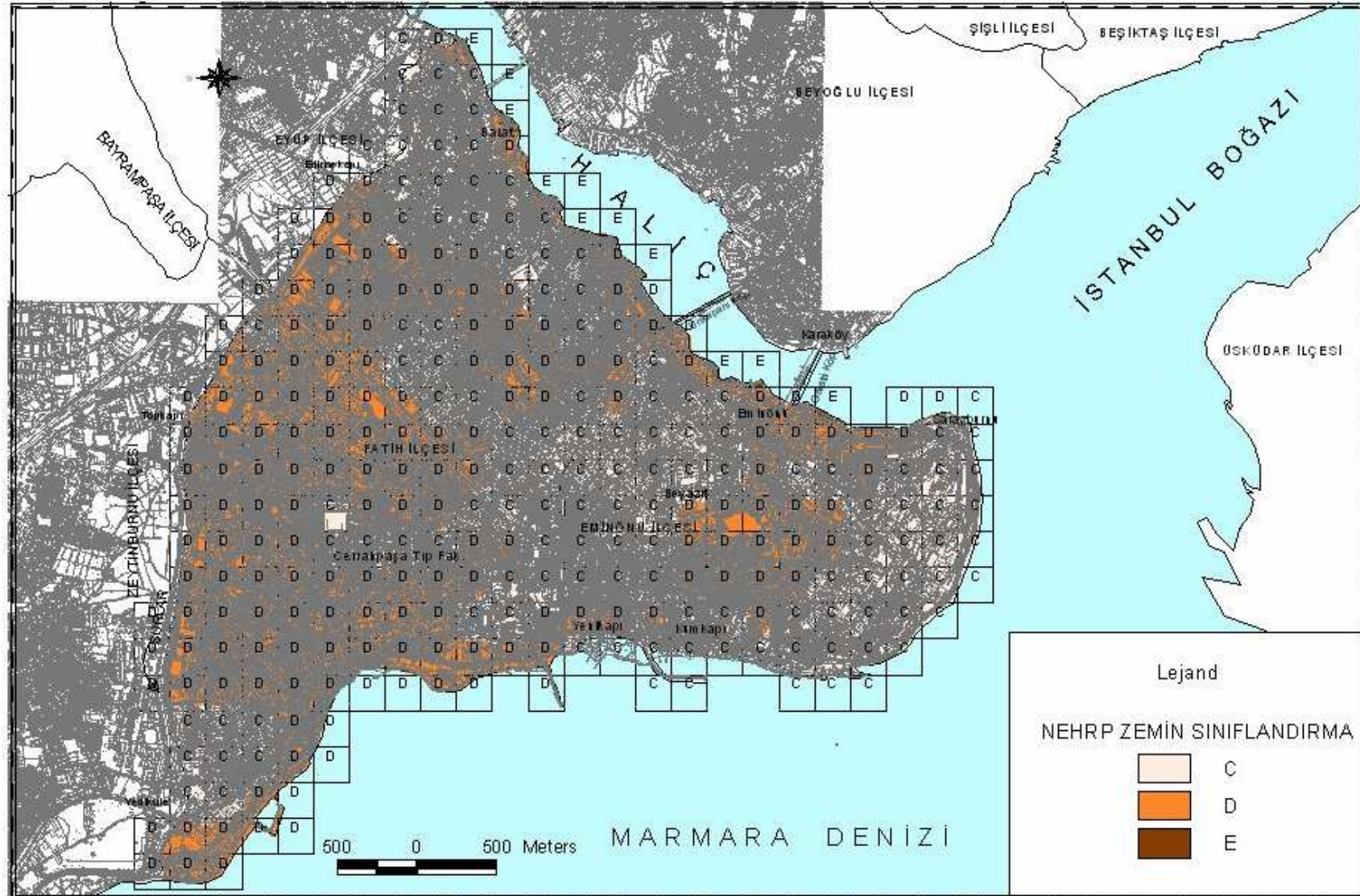
Şekil 6.5 TDY'ye göre zemin sınıfları

Yönetmelik özellikle deprem riski yüksek olan bölgelerde inşa edilecek yapıların ve inşa edilmiş olan yapıların maruz kalabilecekleri tehlikeleri en aza indirmek ve önemli yapıların herhangi bir deprem sırasında veya sonrasında beklenen performansı arttırmayı amaçlamaktadır.

NEHRP'a göre zemin sınıfı tanımlamaları için zemin profilinin ilk 30 m'lik derinliği dikkate alınmakta ve zemin A, B,C,D,E, ve F olmak üzere ortalama kayma dalgası hızı, SPT-N değeri ve drenajsız kayma mukavemetine göre 6 sınıfa ayrılmaktadır. Bu zemin sınıflandırma sistemi Bölüm 2'de verilmiştir.

İnceleme alanının NEHRP'e göre sınıflandırılması yapılmış ve Şekil 6.6'da gösterilmiştir. Yapılan bölgeleme çalışması sonucunda genel olarak, Trakya formasyonu olarak belirlenen yerlerin C bölgesi, Bakırköy formasyonu olarak belirlenen yerlerin C ve D bölgesi, Gürpınar formasyonunun bulunduğu yerlerin C ve D bölgesi ve alüvyon ve yapay dolguların yer aldığı sahil kesimlerinde ise D ve E bölgesi olduğu görülmüştür.

İnceleme alanının TDY'ye göre ve NEHRP'e göre sınıflandırılması beraber değerlendirildiğinde genel olarak Yapılan bölgeleme çalışması sonucunda genel olarak, Trakya formasyonu olarak belirlenen yerlerin Z1-Z2/C zemin sınıflarından oluştuğu, Bakırköy formasyonu olarak belirlenen yerlerin Z2/C-D zeminlerinden oluştuğu, Gürpınar formasyonunun bulunduğu bölgelerin Z2-Z3/C-D zeminlerden oluştuğu ve alüvyon ve yapay dolguların yer aldığı sahil kesimlerinde ise zemin sınıflarının Z3-Z4/D-E olduğu görülmektedir. İnceleme alanının jeoloji haritası, TDY zemin sınıflandırması ve NEHRP zemin sınıflandırmalarının birbirleri ile uyumlu oldukları sonucuna varılmıştır.



Şekil 6.6 NEHRP'e göre zemin sınıfları

7. İNCELEME ALANININ YER HAREKETİ ÖZELLİKLERİNE GÖRE BÖLGELEMESİ

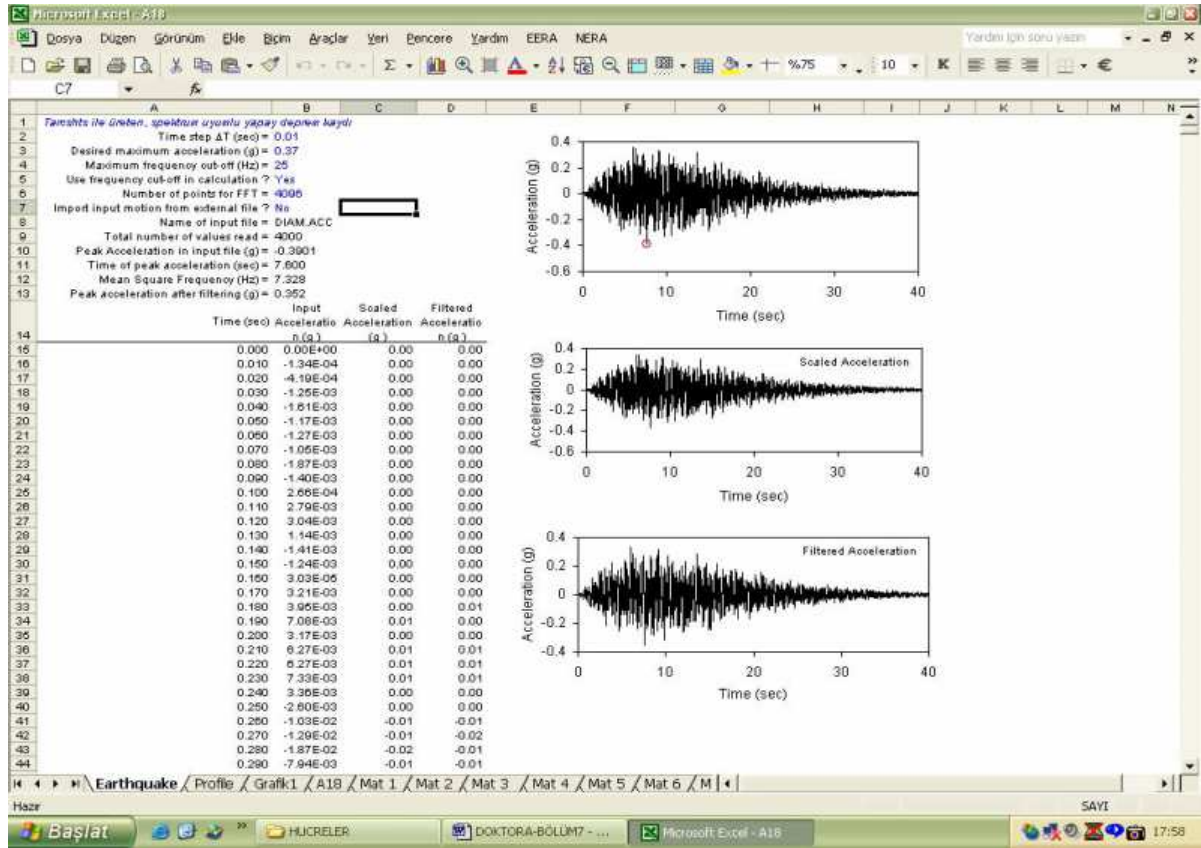
7.1 Zemin Davranış Analizleri

İnceleme alanı zemin tabakalarının deprem hareketi etkisindeki davranışı tek boyutlu olarak analiz edilmiştir. Analizlerde geoteknik deprem mühendisliğinde çok yaygın olarak kullanılan bilgisayar programı Shake (Schnabel vd., 1972) içeriğine göre Excel’de hazırlanmış olan EERA (Equivalent-Linear Earthquake Response Analysis) (Bardet vd., 2000) bilgisayar programı kullanılmıştır. Bu analiz yönteminde zeminlerin non-lineer davranışları sönümlendirilmiş lineer elastik model ile yaklaşık olarak temsil edilebileceği kabul edilmektedir. Zeminlerin gerilme-şekil değiştirme özellikleri ise, birim deformasyon seviyesine (γ) bağlı olarak değişen kayma modülü (G) ve eşdeğer sönüm oranları (D) ile tanımlanmaktadır. Davranışın anakayadan yüzeye doğru düşey yönde yayılan kayma dalgası nedeni ile olduğu kabul edilmektedir. Kayma modülü ve sönümün deformasyona bağlılığı, her bir tabaka için hesaplanan ortalama efektif birim deformasyonlara dayanan bir eşdeğer lineer yöntem ile dikkate alınmaktadır.

7.1.1 Analizde Kullanılan Deprem kaydı

İnceleme alanının bölgesel deprem tehlike analizi 50 yılda %10 ve %40 aşılma olasılığına göre yapılmış ve anakaya deprem hareketi ivme parametreleri bulunmuştur (Bölüm 3). Her bir hücre için belirlenen spektral ivme değerlerine göre NEHRP ivme davranış spektrumu ile uyumlu olarak sentetik deprem kayıtları TARCSTHS (Papageorgiou vd., 2000) programı ile üretilmiştir. Program 10. iterasyona kadar çalıştırılarak spektruma en uyumlu kayıt seçilmiştir. 307 adet hücre için üretilmiş olan deprem kayıtlarına örnek olarak A18 hücresi için üretilen kayıt ve spektrumu Şekil 3.19a ve Şekil 3.19b’de verilmiştir.

Tarcsths (Papageorgiou vd., 2000) programı ile üretilen yapay deprem kaydının EERA (Bardet vd., 2000)’de kullanımı A18 hücresi için Şekil 7.1’de verilmiştir. Burada “desired max. acc.” olarak girilen değer Tarschts programı ile elde edilen kaydın maksimum değeridir yani farklı bir ivme değeri kullanılmamış spektruma uyumlu oranlama yapılmıştır.



Şekil 7.1 A18 hücresi için EERA programında hazırlanmış deprem girdisi

7.1.2 Zemin profili ve malzeme parametreleri

İnceleme alanı için tanımlanan 250 m*250 m'lik hücreler için hazırlanmış olan temsili zemin profilleri, her bir zemin tabakasına ait kalınlık, birim hacim ağırlık, kayma dalgası hızı ve birim hacim ağırlık değerleri ile birlikte EERA (Bardet vd., 2000) programı zemin profil sayfasında tanımlanmıştır. Burada anakaya rijit olarak kabul edilmiş ve G kolonunda "1" olarak kabul edilmiştir. 307 adet hücre için excelde hazırlanan bu profillere örnek olarak A18 hücresi için yapılan profil Şekil 7.2a'da gösterilmiştir. Şekil 7.2b'de ise derinlik boyunca elde edilen kayma dalgası hızı, birim hacim ağırlık ve maksimum kayma modülü değişimi grafikleri gösterilmektedir.

Zemin cinslerine bağlı olarak literatürden seçilmiş olan G/G_{max} ve sönüm ilişkileri tanımlanmıştır (Çizelge 7.1). Killi zeminler için plastisite indisi (I_p) göz önüne alınarak Vucedic ve Dobry (1991) tarafından önerilen G/G_{max} ve sönüm ilişkileri kullanılırken, Çukurçeşme ve Gürpınar kumlu çökelleri için Seed ve Idriss (1970) tarafından önerilen ilişkiler kullanılmıştır. Gürpınar ve Bakırköy kireçtaşları için ise kaya için önerilmiş olan Idriss (1990) ilişkileri kullanılmıştır. Programda yine her bir hücre için gerilme-şekil değiştirme ve sönüm oranı-şekil değiştirme eğrileri A18 hücresi için örnek olarak Şekil 7.3'de

gösterilmiştir.

Zemin davranışının analizinde, önce sönüm ve modülün başlangıç değerleri, düşük deformasyon seviyelerine karşı gelecek şekilde seçilmekte ve tüm deprem süresi için bir elastik analiz yapılmaktadır. Bu başlangıç çözümünde her tabaka için ortalama bir deformasyon seviyesi hesaplanmakta (max. deformasyonun %65'i alınarak) ve modül ile sönüm oranları, bu ortalama deformasyon seviyeleri ile uyumlu olarak seçilmekte ve bir sonraki iterasyonda kullanılmaktadır. Bu işlemler modül ve sönümde önemli değişimlere gerek kalmayana kadar tekrarlanmakta ve son iterasyon esnasında saptanan davranış, nonlineer davranışa uygun bir yaklaşımı olarak dikkate alınmaktadır (Lav, A., 1994). Programda yapılan hesaplama örneği olarak A18 hücresi için yapılan hesaplar Şekil 7.4'de verilmiştir.

Çizelge 7.1 Formasyonlar için seçilen G/G_{max} ve sönüm ilişkileri

FORMASYON	γ_n (kN/m ³)	TİP	ŞEK.DEĞ.BAĞLI ALINAN DEĞERLER
Dolgu 1(Haliç ve yapay dolgular)	18	Mat 1	G/G_{max} : Vucetic ve Dobry (1991), I_p =%25 Sönüm oranı: Vucetic ve Dobry (1991), I_p =%25
Dolgu 2(Alüvyon)	18	Mat 2	G/G_{max} : Vucetic ve Dobry (1991), I_p =%30 Sönüm oranı: Vucetic ve Dobry (1991), I_p =%30
Bakırköy Kili	19	Mat 3	G/G_{max} : Vucetic ve Dobry (1991), I_p =% 45 Sönüm oranı: Vucetic ve Dobry (1991), I_p =% 45
Bakırköy Kireçtaşı ve Gürpınar Kireçtaşı	24	Mat 4	Kaya için sönüm oranı ve azalım için ortalama değerler Idriss (1990)
Gürpınar Kili	20	Mat 5	G/G_{max} : Vucetic ve Dobry (1991), I_p =% 40 Sönüm oranı: Vucetic ve Dobry (1991), I_p =% 40
Çukurçeşme ve Gürpınar Kumu	20	Mat 6	G/G_{max} : Seed ve Idriss (1970), Üst aralık Sönüm oranı: (Idriss 1990)
Gürpınar Tabanı (kumlu çakıllı)	21	Mat 7	G/G_{max} : Seed ve Idriss (1970), Üst aralık Sönüm oranı: Seed ve Idriss (1970), ortalama
Trakya Formasyonu (Anakaya)	25	-	Idriss (1990)

Microsoft Excel - A18

Örnek - 150-ft katman, input Diam @ 1g

Fundamental periyot (s) = 0.85

Average shear wave velocity (m/sec) = 330.81

Total number of sublayers = 14

Layer Number	Soil Material Type	Number of sublayers in layer	Thickness of layer (m)	Maximum shear modulus G_{max} (MPa)	Initial critical damping ratio (%)	Total unit weight (kN/m^3)	Shear wave velocity (m/sec)	Location and type of earthquake input motion	Location of water table	Depth at middle of layer (m)	Vertical effective stress (kPa)
Surface	1	1	3.0	49.95		18.00	165			1.5	27.00
	2	1	2.5	130.81		18.00	267			4.3	76.50
	3	1	2.5	168.46		18.00	303			6.8	121.50
	4	4	4.0	547.35		24.00	473		W	10.0	192.00
	5	5	8.0	164.44		20.00	284			16.0	280.76
	6	5	10.0	171.46		20.00	290			25.0	372.47
	7	5	7.0	187.17		20.00	303			33.5	459.08
	8	5	4.0	294.39		20.00	380			39.0	515.13
	9	5	4.0	198.46		20.00	312			43.0	555.89
	10	5	7.0	271.61		20.00	365			48.5	611.93
	11	5	4.0	239.86		20.00	343			54.0	667.98
	12	5	11.0	261.29		20.00	358			61.5	744.40
	13	7	3.0	478.93		21.00	473			68.5	817.23
Bedrock	14	0		1248.73	1	25.00	700	Outcrop		70.0	834.02

Earthquake / Profile / Grafik1 / A18 / Mat 1 / Mat 2 / Mat 3 / Mat 4 / Mat 5 / Mat 6 / M

Hazır

Başlat

HÜCRELER

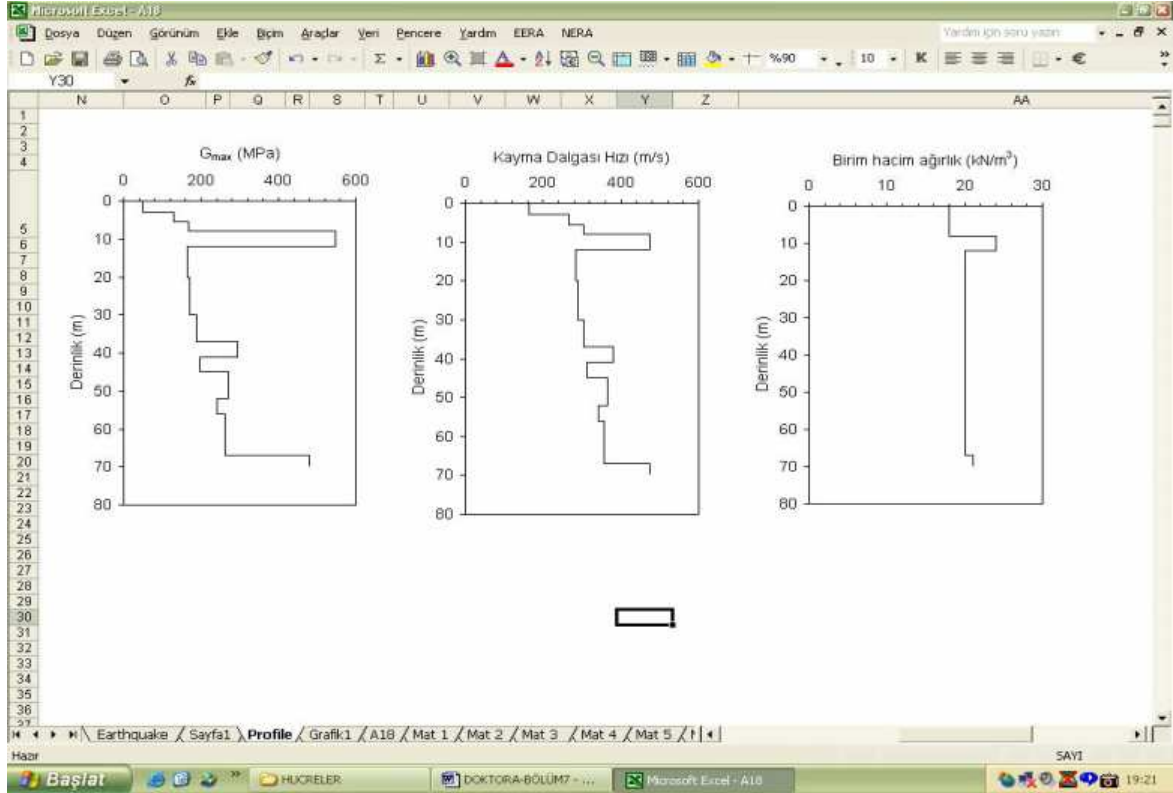
DOKTORA-BÖLÜM7 - ...

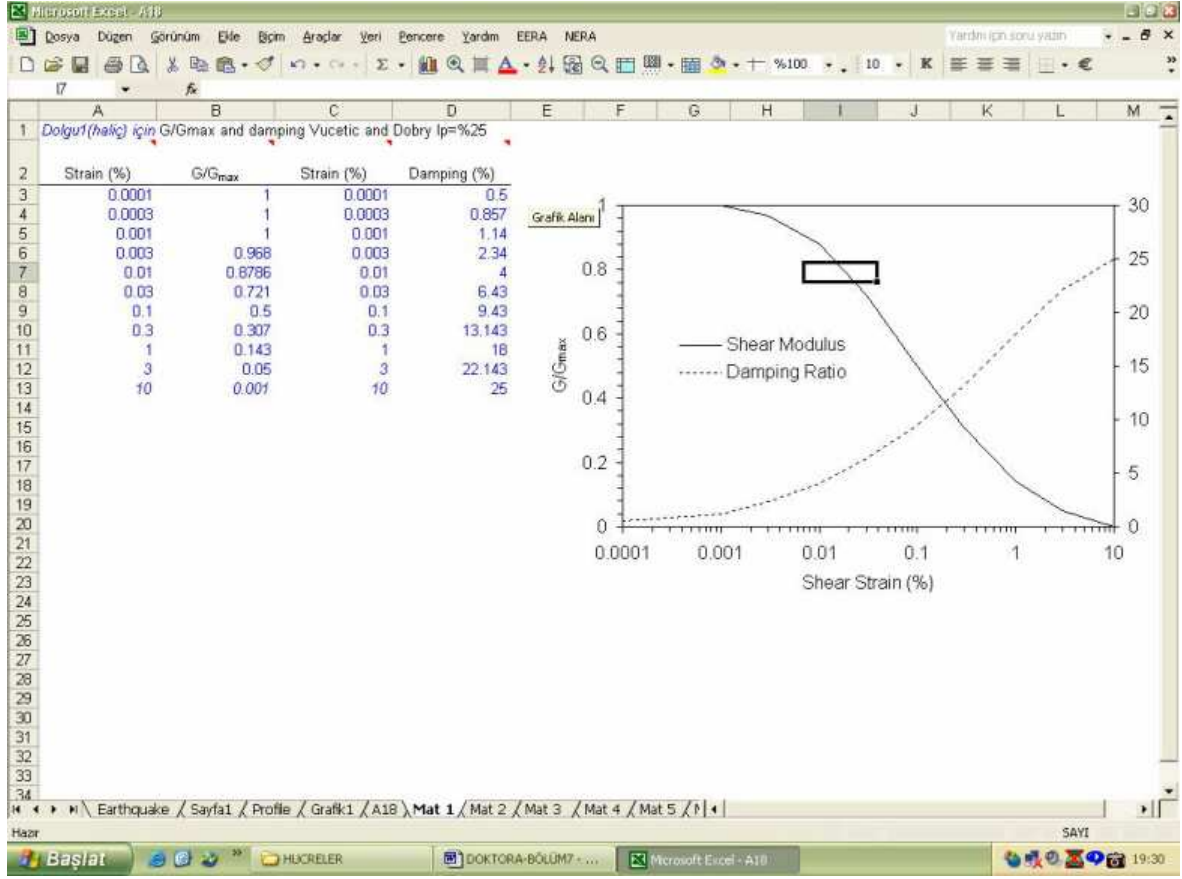
Microsoft Excel - A18

SAYI

18:16

Şekil 7.2 a) A18 hücresi için EERA (Bardet vd., 2000) programında hazırlanmış zemin profil girdisi



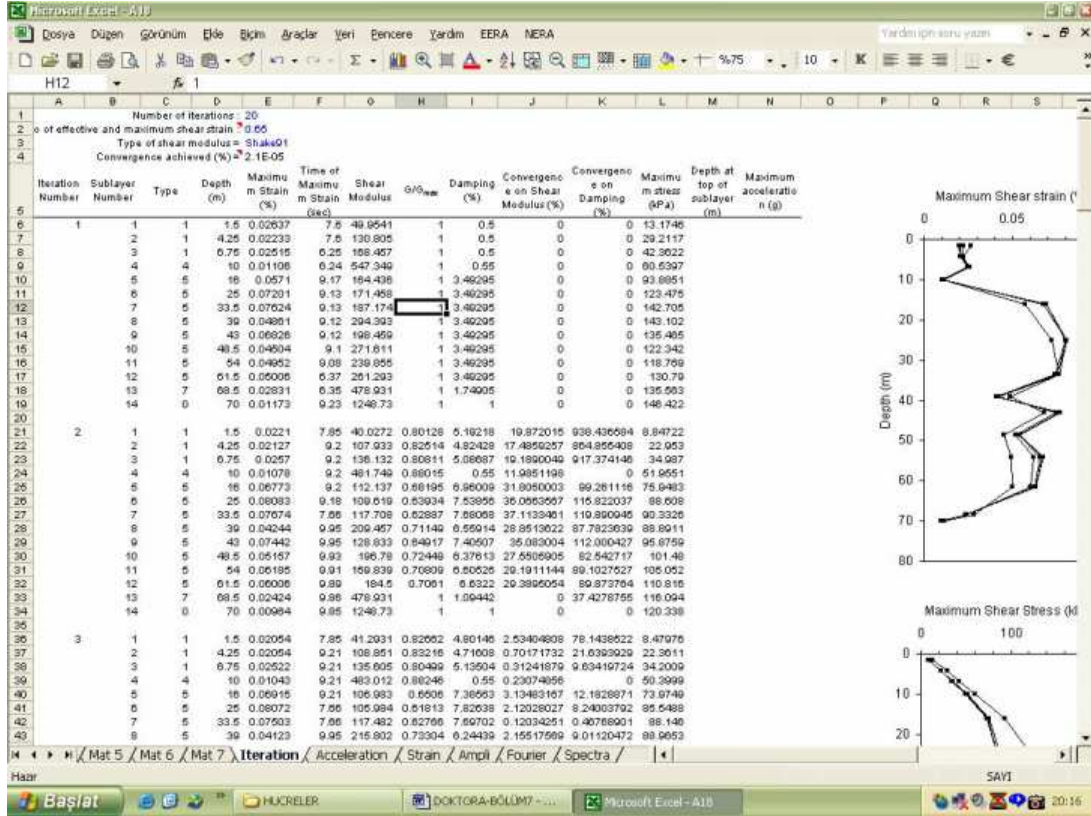


Şekil 7.3 A18 hücresi için EERA (Bardet vd., 2000) programında hazırlanmış malzeme profil girdisi

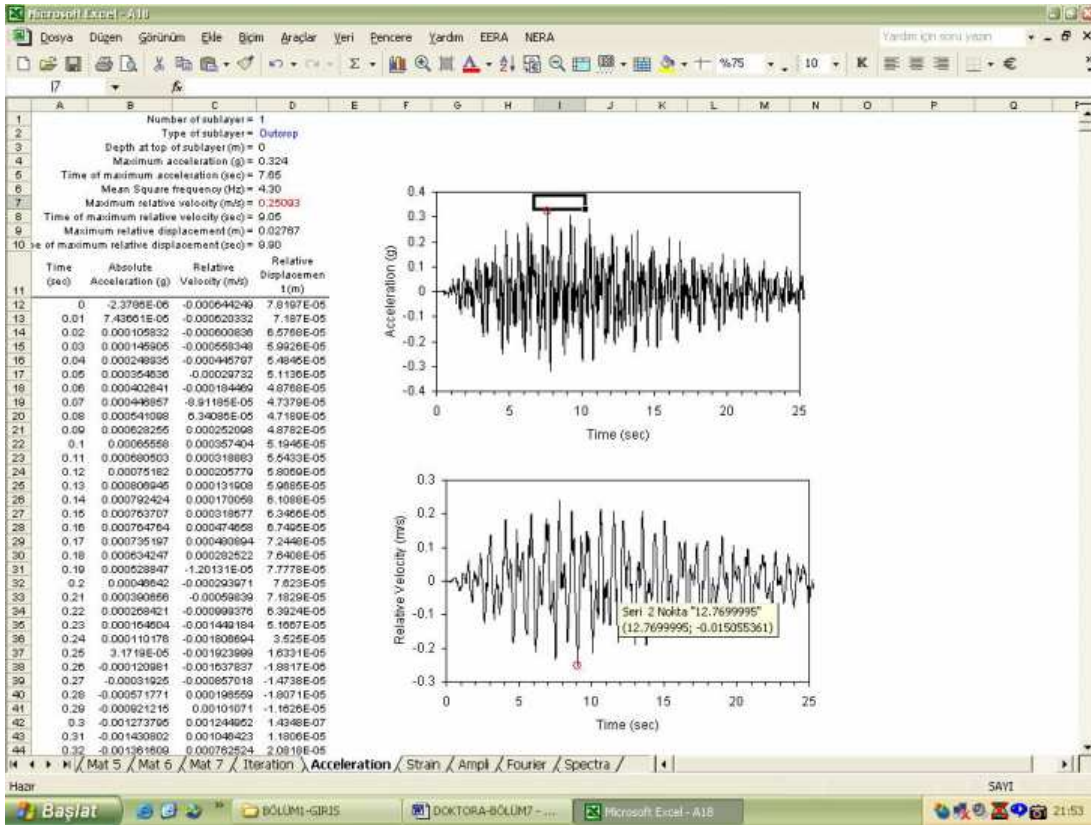
7.1.3 Elde Edilen Analiz Sonuçları

EERA (Bardet vd., 2000) dinamik analizi sonucunda deprem ivme kaydı anakayadan yüzeye kadar her bir zemin tabakası için elde edilebilmektedir. Yine zamana bağlı olarak her bir tabakada meydana gelen gerilme ve şekil değiştirmeler, seçilen iki zemin tabakası arasında meydana gelen büyütme oranı, Fourier dönüşüm spektrumu ve periyoda bağlı spektral ivme grafikleri de elde edilebilmektedir.

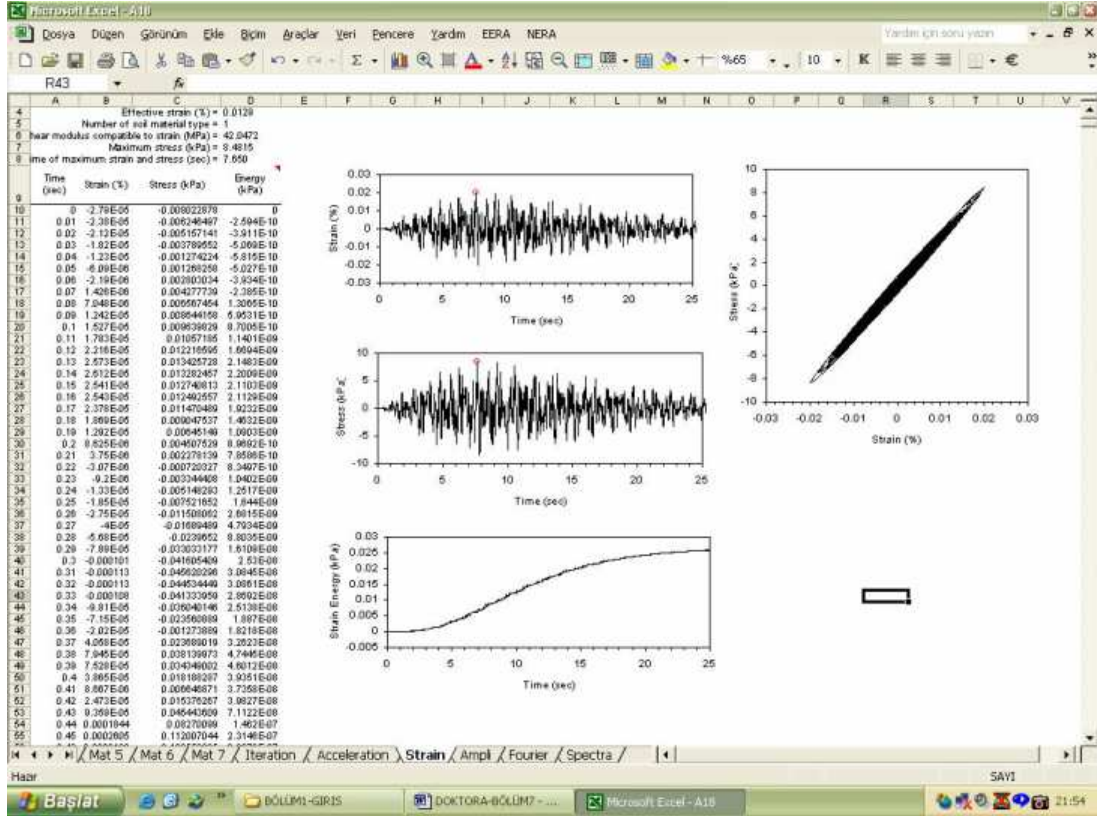
Bu tez çalışması kapsamında analiz sonucu zemin yüzeyindeki deprem ivme kaydı, gerilme ve şekil değiştirmeler, büyütme oranı, Fourier dönüşüm spektrumu ve spektral ivme grafikleri her bir hücre için elde edilmiştir. 307 adet hücre için yapılan analiz sonuçlarına örnek olarak A18 hücresi için elde edilen sonuçlar sırası ile Şekil 7.5, Şekil 7.6, Şekil 7.7, Şekil 7.8, Şekil 7.9’da gösterilmiştir.



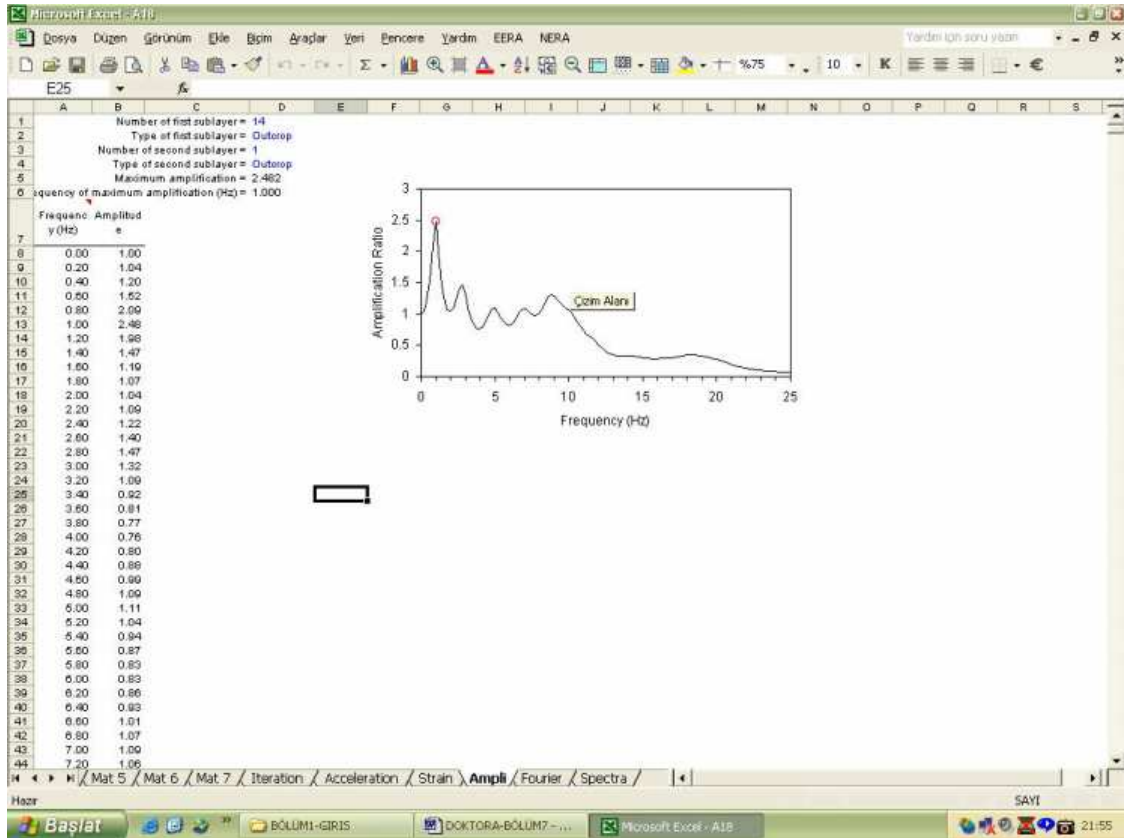
Şekil 7.4 A18 hüresi için EERA (Bardet vd., 2000) programında yapılan iterasyon



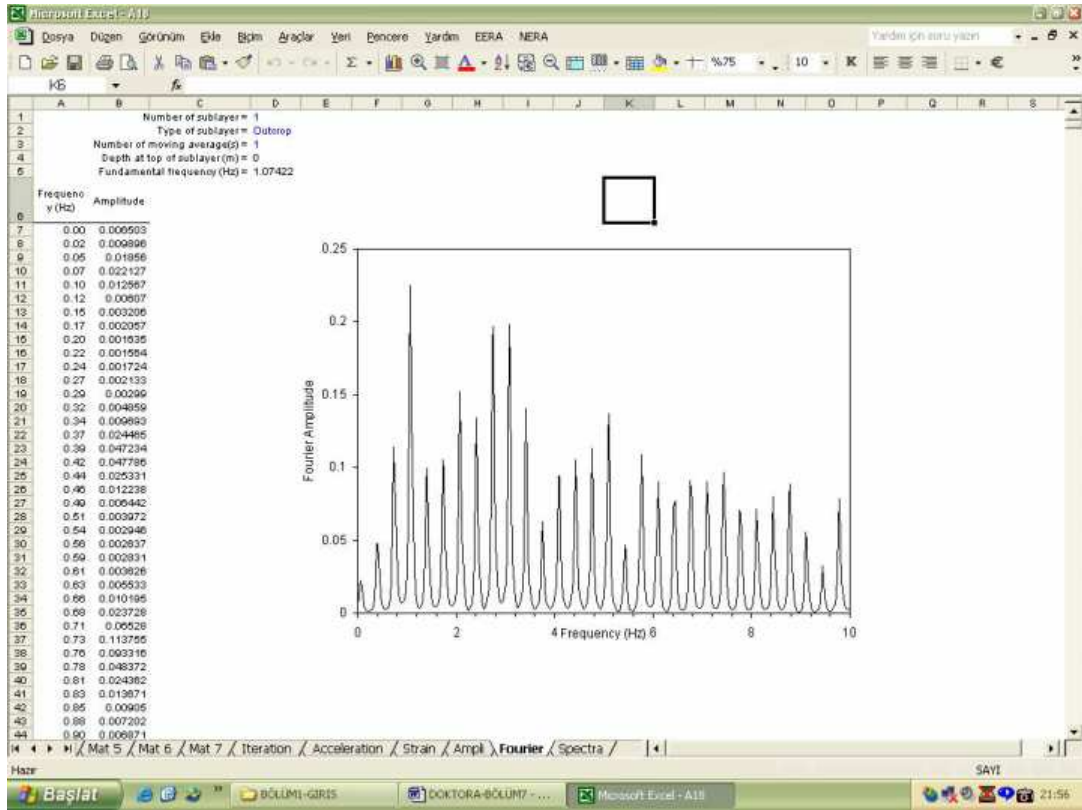
Şekil 7.5 A18 hüresi için dinamik analiz sonucu elde edilen yüzey ivme kaydı



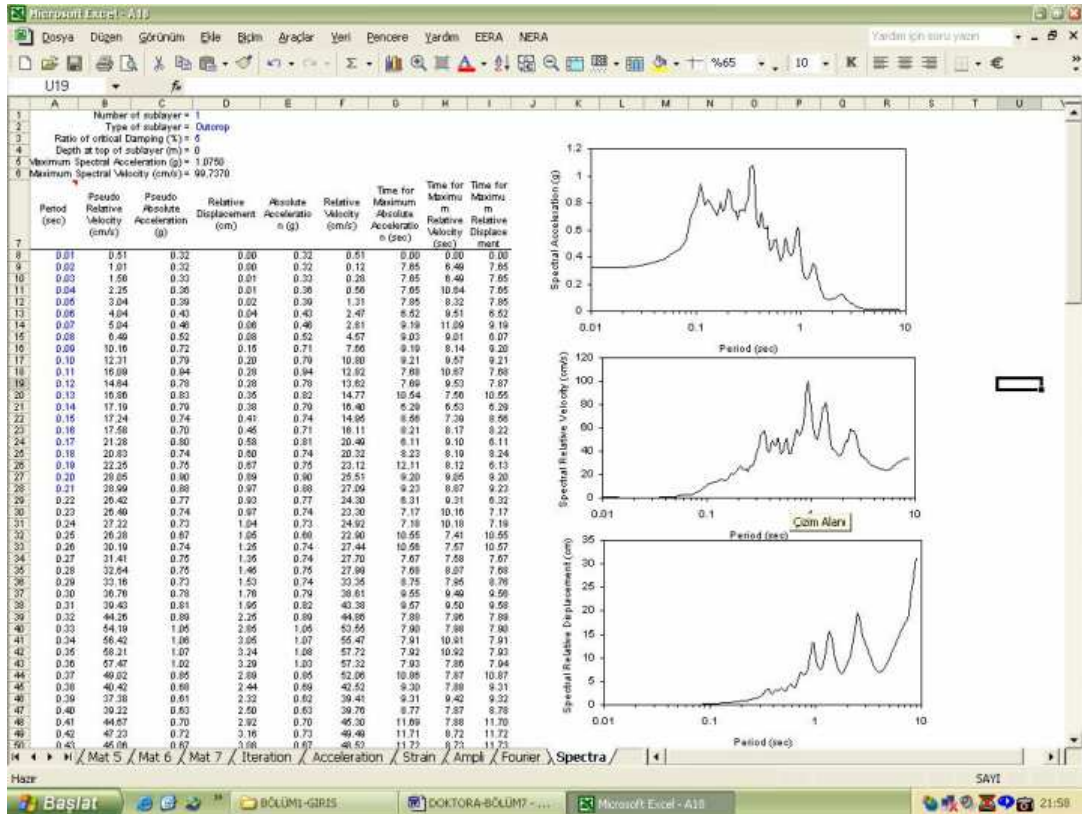
Şekil 7.6 A18 hücresi için dinamik analiz sonucu elde edilen gerilme ve şekil değiştirmeler



Şekil 7.7 A18 hücresi için dinamik analiz sonucu elde edilen büyütme oranı



Şekil 7.8 A18 hüresi için dinamik analiz sonucu elde edilen Fourier dönüşüm spektrumu



Şekil 7.9 A18 hüresi için dinamik analiz sonucu elde edilen spektral ivme, hız ve yer değiştirmeler

7.2 Yer Sarsıntısı Haritası

Yer sarsıntısı şiddetine göre yapılan mikrobölgeleme iki bileşkeden oluşmaktadır. Sonuçta elde edilecek mikrobölgeleme parametresi bu iki bileşkeden elde edilen değerlere bağlı olarak yapılmaktadır. Bu şekilde yapılan bir mikrobölgelemede kullanılan parametrelerin mutlak değerleri bir anlam taşımamakta ancak elde edilecek üç farklı bölge için incelenen bütün saha genelinde göreceli olarak yer sarsıntısı tehlikesini göstermektedir.

7.2.1 Ortalama spektral ivmelere göre bölgeleme

Zemin davranış analizlerinden hesaplanan ortalama spektral ivme değerlerine göre incelenen alan üç bölgeye ayrılmaktadır. Bunun için öncelikle deprem çalışmalarından elde edilen ivme-zaman kaydı için ivme davranış spektrumları hesaplanmakta ve elde edilen ivme davranış spektrumlarının ortalaması alınarak “ortalama ivme davranış spektrumu” elde edilmektedir. Daha sonra ortalama ivme davranış spektrumunun 0.1 sn ve 1.0 sn periyotları arasında kalan spektral ivme değerlerinin aritmetik ortalaması hesaplanarak her bir hücre (i) için Ssi olarak tanımlanan ortalama spektral ivme değerleri bulunmaktadır. İnceleme alanındaki tüm ortalama spektral ivme değerleri büyükten küçüğe doğru sıralanarak %33 ve %67 değerleri bulunmakta ve bu değerler Ss (%33) ve Ss (%67) olarak adlandırılmaktadır. Son olarak ise elde edilen Ssi değerlerine göre inceleme alanı üç bölgeye ayrılmaktadır. Çizelge 7.2’de Ssi değerlerine bağlı bölgeler gösterilmiştir.

Çizelge 7.2 Ssi değerlerine göre bölgeler

Bölge	Kriter
As	$Ssi \geq Ss (\%67)$
Bs	$Ss (\%67) > Ssi > Ss (\%33)$
Cs	$Ssi \leq Ss (\%33)$

Ancak bu şekilde yapılan ayırım sadece $Ss (\%67) > 1.3 Ss (\%33)$ olması için geçerli olmaktadır. Bu durum sağlanmadığı takdirde ise, benzer yaklaşım ile As ve Cs olmak üzere iki bölgeli ayırım yapılmaktadır. Bu ayırimda, As değeri $Ssi > \%50$ durumuna ve Cs değeri $Ssi < \%50$ durumuna karşı gelmektedir.

7.2.1.1 İnceleme alanının ortalama spektral ivme ve spektral hızlara göre bölgelemesi

İnceleme alanı 50 yılda %10 ve %40 aşılma olasılığına göre hesaplanmış yer hareketi ivme parametreleri kullanılarak ortalama spektral ivme değerleri hesaplanmış ve haritalanmıştır.

%10 aşıma olasılığına göre

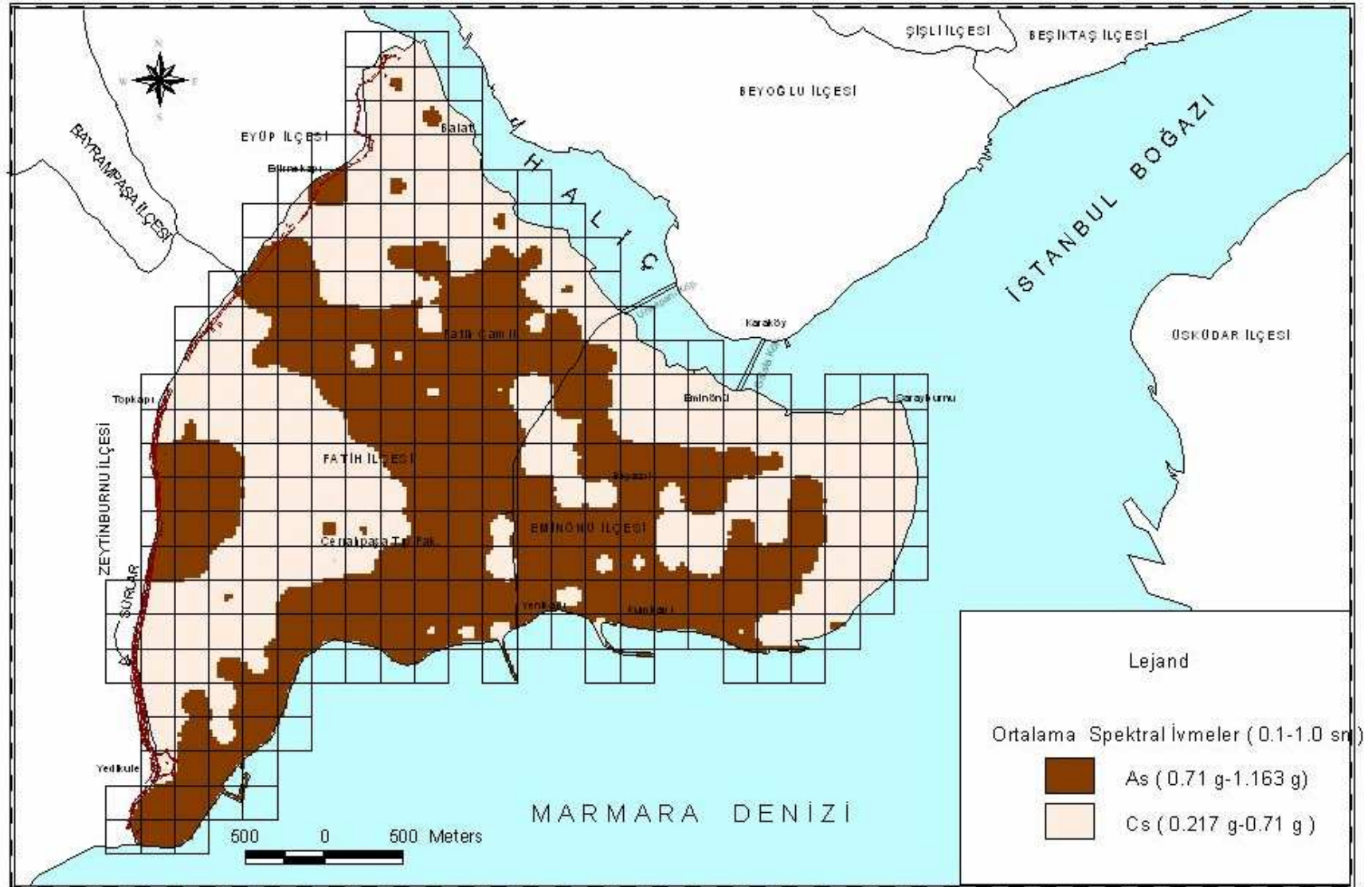
50 yılda %10 aşıma olasılığına göre zemin dinamik analizi sonucunda elde edilen spektral ivmelerin her bir hücre için aritmetik ortalaması hesaplanarak $S_s (\%33) = 0.61 \text{ g}$ ve $S_s (\%67) = 0.78 \text{ g}$ olarak bulunmuştur. $S_s (\%67) > 1.3 S_s (\%33)$ şartı bu durumda sağlanmadığından $S_s (\%50) = 0.71 \text{ g}$ değeri kullanılarak inceleme alanı As ve Cs olmak üzere iki bölgeye ayrılmıştır. As alanları ortalama spektral ivmelerin 0.71 g 'den büyük olduğu alanları, Cs alanları ise, ortalama spektral ivmelerin 0.71 g 'den küçük olduğu alanları gösterecek şekilde bölgeleme yapılmış ve Şekil 7.10'da gösterilmiştir.

İnceleme alanı, zemin dinamik analizi sonuçlarından elde edilen spektral hızlara göre de bölgenmiştir. Spektral hızların her bir hücre için aritmetik ortalaması hesaplanarak $S_s (\%33) = 39.08 \text{ m/sn}$ ve $S_s (\%67) = 49.74 \text{ m/sn}$ olarak bulunmuştur. $S_s (\%67) > 1.3 S_s (\%33)$ şartı bu durumda sağlanmadığı için inceleme alanı As ve Cs olmak üzere iki bölgeye ayrılmış ve $S_s (\%50) = 44.02 \text{ m/sn}$ değeri kullanılmıştır. As alanları ortalama spektral hızların 44.02 m/sn 'den büyük olduğu alanları ve Cs alanları ortalama spektral hızların 44.02 m/sn 'den küçük olduğu alanları gösterecek şekilde bölgeleme yapılmış ve Şekil 7.11'de elde edilmiş olan spektral hız haritası gösterilmiştir.

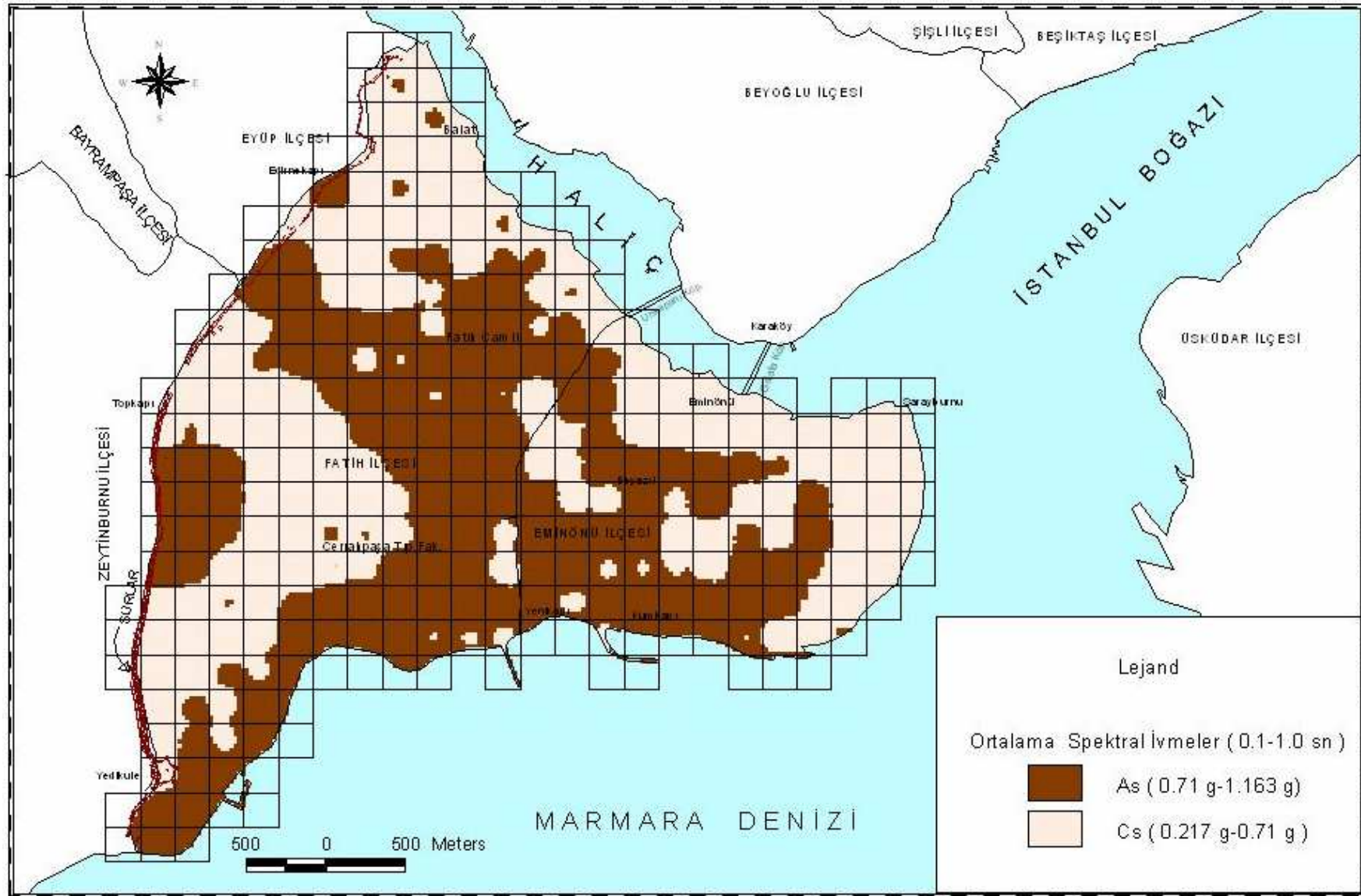
%40 aşıma olasılığına göre

50 yılda %40 aşıma olasılığına göre zemin dinamik analizi sonucunda elde edilen spektral ivmelerin her bir hücre için aritmetik ortalaması hesaplanarak $S_s (\%33) = 0.34 \text{ g}$ ve $S_s (\%67) = 0.42 \text{ g}$ olarak bulunmuştur. $S_s (\%67) > 1.3 S_s (\%33)$ şartı bu durumda sağlanmadığı için inceleme alanı As ve Cs olmak üzere iki bölgeye ayrılmış ve $S_s (\%50) = 0.38 \text{ g}$ değeri kullanılmıştır. As alanları ortalama spektral ivmelerin 0.38 g 'den büyük olduğu alanları ve Cs alanları ortalama spektral ivmelerin 0.38 g 'den küçük olduğu alanları gösterecek şekilde bölgeleme yapılmış ve Şekil 7.12'de gösterilmiştir.

İnceleme alanı, zemin dinamik analizi sonuçlarından elde edilen spektral hızlara göre de bölgenmiştir. Spektral hızların her bir hücre için aritmetik ortalaması hesaplanarak $S_s (\%33) = 21.42 \text{ m/sn}$ ve $S_s (\%67) = 26.07 \text{ m/sn}$ olarak bulunmuştur. $S_s (\%67) > 1.3 S_s (\%33)$ şartı bu durumda sağlanmadığı için inceleme alanı As ve Cs olmak üzere iki bölgeye ayrılmış ve $S_s (\%50) = 23.7 \text{ m/sn}$ değeri kullanılmıştır. As alanları ortalama spektral hızların 23.7 m/sn 'den büyük olduğu alanları ve Cs alanları ortalama spektral hızların 23.7 m/sn 'den küçük olduğu alanları gösterecek şekilde bölgeleme yapılmış ve Şekil 7.13'de elde edilmiş olan spektral hız haritası gösterilmiştir.



Şekil 7.10 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre ortalama spektral ivmeler (0.1-1.0 sn) (Zemin Büyütme Analizleri)



Şekil 7.11 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre ortalama spektral hızlar (0.1-1.0 sn) (Zemin Büyütme Analizleri)

Şekil 7.12 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre ortalama spektral ivmeler (0.1-1.0 sn) (Zemin Büyütme Analizleri)

7.2.2 Ortalama spektral büyütme göre bölgeleme

Zemin davranış analizi yapılan her bir hücre için benzer şekilde en büyük spektral büyütme göre de inceleme alanı üç bölgeye ayrılmaktadır. Bunun için her bir hücre için kayma dalgası hızının derinlikle değişimi bulunmakta ve bulunan bu kayma dalgası hızı profilleri için üst 30 m'lik kısmında, tabaka kalınlıklarına göre ağırlıklı ortalama alınarak her bir hücre için eşdeğer kayma dalgası hızları

$$V_{sei} = \Sigma(H_i) / \Sigma(H_i / V_{si}) \quad (7.1)$$

hesaplanmaktadır. Bu şekilde hesaplanan V_{sei} kullanılarak Midorikawa (1987) tarafından önerilen amprik eşitlik kullanılarak en büyük spektral büyütme S_{vi} ,

$$S_{vi} = 68 * V_{sei}^{-0.6} \quad (7.2)$$

bağıntısı ile hesaplanmaktadır. Yine inceleme alanına ait tüm en büyük spektral büyütme değerleri büyüktür küçüğe doğru sıralanarak %33 ve %67 değerleri bulunmakta ve alan üç bölgeye ayrılmaktadır. Çizelge 7.3'de S_{vi} değerine bağlı bölgeler gösterilmiştir.

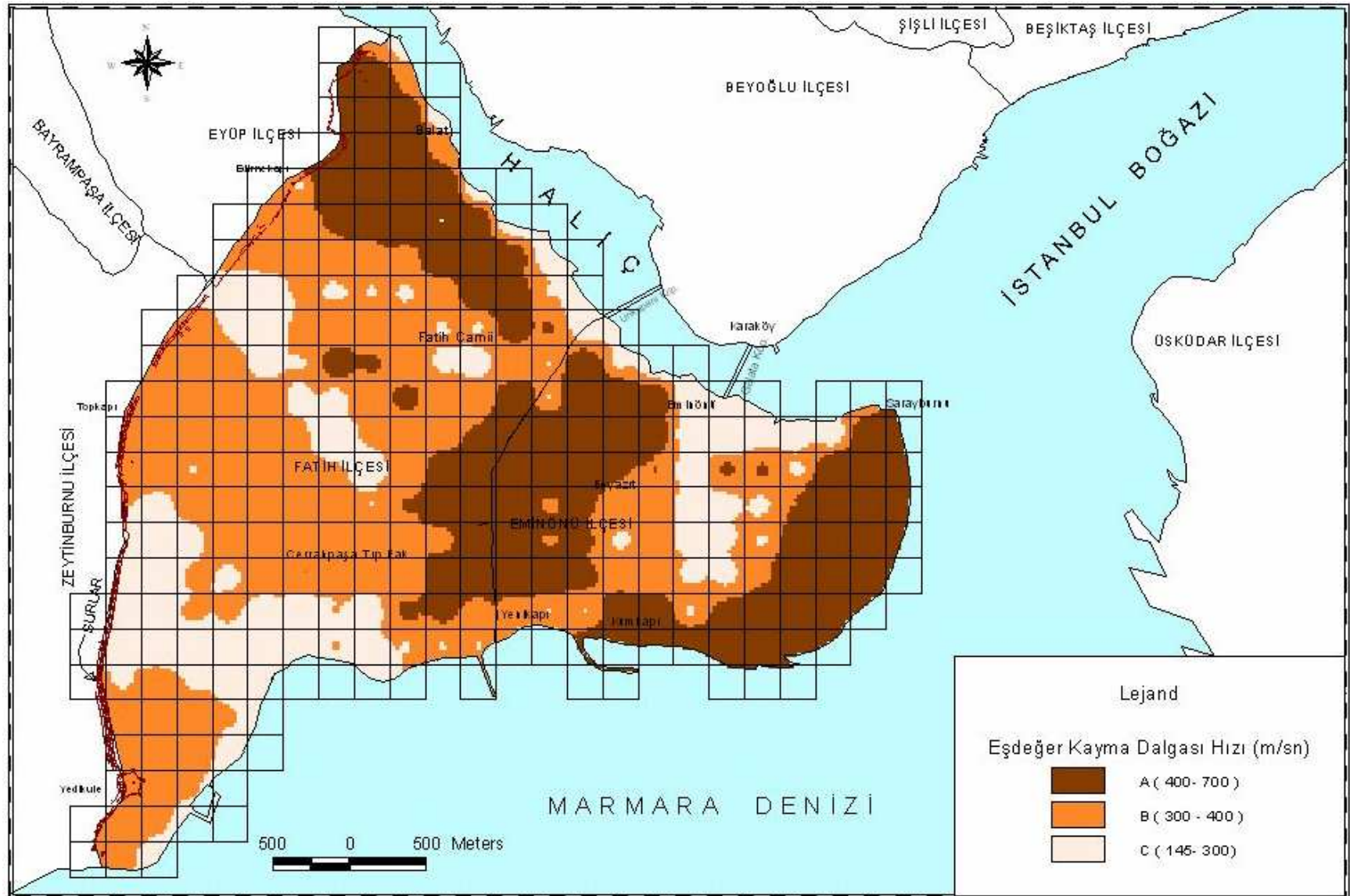
Ancak bu şekilde yapılan ayırım sadece S_v (%67) > 1.3 S_v (%33) olması için geçerli olmaktadır. Bu durum sağlanmadığı takdirde ise, A_v ve C_v olmak üzere iki bölgeyi ayırım yapılmaktadır. Bu ayırımda, A_v değeri $S_{vi} > \%50$ durumuna ve C_v değeri $S_{vi} < \%50$ durumuna karşı gelmektedir.

Çizelge 7.3 S_{vi} değerine göre bölgeler

Bölge	Kriter
A_v	$S_{vi} \geq S_v (\%67)$
B_v	$S_v (\%67) > S_{vi} > S_v (\%33)$
C_v	$S_{vi} \leq S_v (\%33)$

7.2.2.1 İnceleme alanının ortalama spektral büyütme göre bölgelemesi

İnceleme alanının eşdeğer kayma dalgası hızına göre bölgelemiş ve Şekil 7.14'de gösterilmiştir. Her bir hücre için eşdeğer kayma dalgası hızlarının aritmetik ortalaması hesaplanarak S_s (%33) = 314.98 m/sn ve S_s (%67) = 411.04 m/sn olarak bulunmuştur. S_s (%67) > 1.3 S_s (%33) şartı bu durumda sağlandığı için inceleme alanı A, B ve C olmak üzere üç bölgeye ayrılmıştır. A alanları eşdeğer kayma dalgası hızının 411.04 m/sn'den



Şekil 7.14 Eşdeğer kayma dalgası hızına göre inceleme alanının bölgelemesi

büyük olduğu alanları, Bs alanları eşdeğer kayma dalgası hızının 314.98-411.04 m/sn arasında olduğu bölgeleri ve Cs alanları eşdeğer kayma dalgası hızının 314.98 m/sn'den küçük olduğu bölgeleri gösterecek şekilde bölgeleme yapılmıştır.

Eşdeğer kayma dalgası hızına bağlı olarak pik spektral büyütme Midorikawa (1987) eşitliği ile hesaplanmıştır. Tüm hücreler için hesaplanan büyütme değerlerinden %33 ve %67'e karşı gelen değerler 1.84 ve 2.16 olarak bulunmuştur. S_v (%67) >1.3 S_v (%33) şartı sağlanmadığından S_v (%50) =2.04 değeri kullanılarak inceleme alanı A_v ve C_v olmak üzere iki bölgeye ayrılmıştır. A_v alanları 2.04'den büyük olan alanları, C_v alanları ise 2.04'den küçük olan alanları göstermektedir. Şekil 7.15, elde edilmiş spektral büyütme haritasını göstermektedir.

7.2.3 Yer sarsıntısına göre mikrobölgeleme

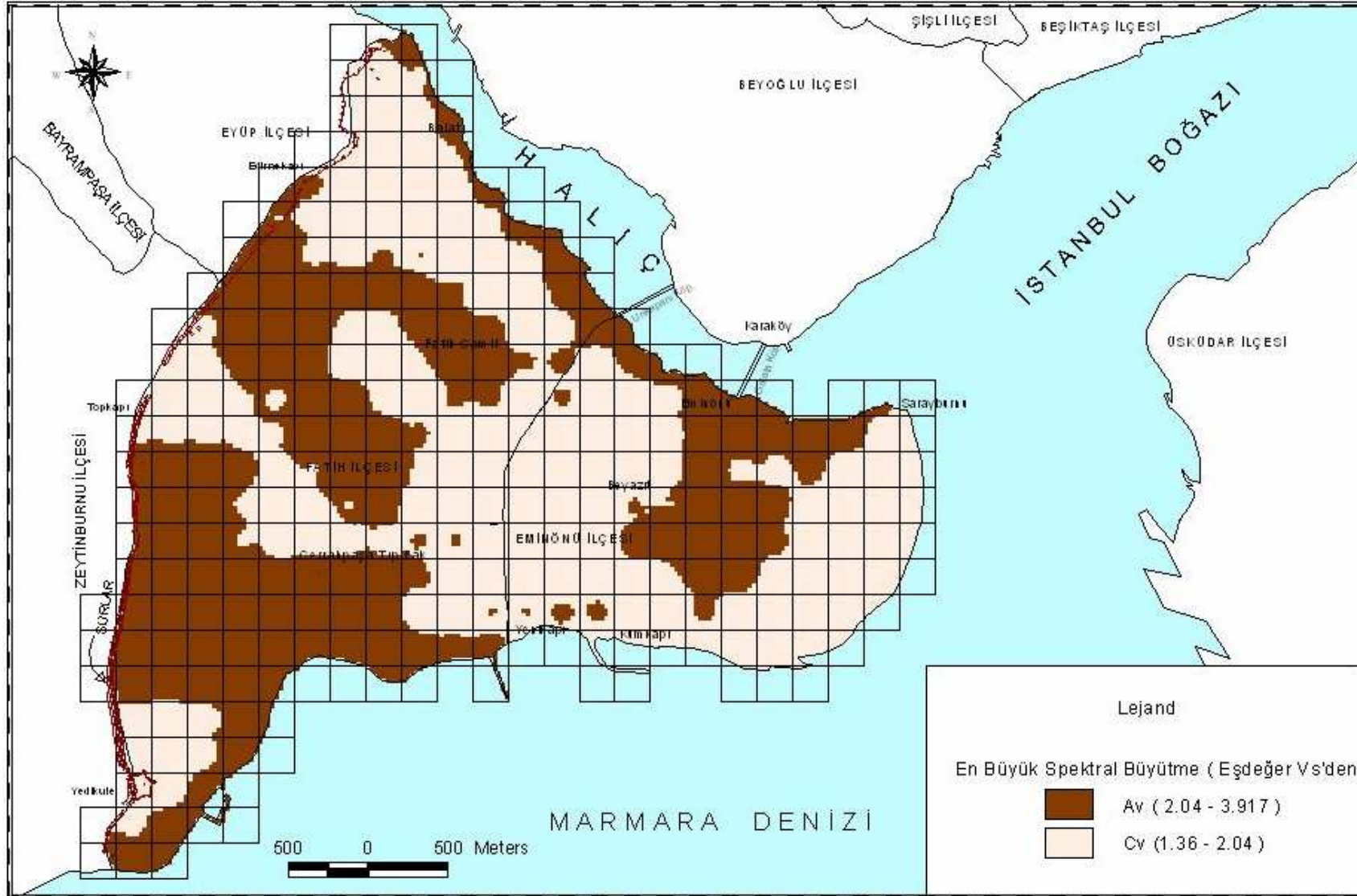
Yer sarsıntısına göre mikrobölgeleme sonuç haritaları, zemin davranış analizlerinden elde edilen ortalama spektral ivmeler ile eşdeğer kayma dalgası hızından hesaplanan spektral büyütme birliktedir değerlendirilerek elde edilmektedir. Zemin davranış analizlerinden bulunan ortalama spektral ivme değerlerine karşı gelen bölgeler (A_s , B_s ve C_s) ve eşdeğer kayma dalgası hızlarından hesaplanan spektral büyütme karşı gelen bölgeler (A_v , B_v ve C_v) arasında aşağıdaki şekilde bir değerlendirme yapılarak sonuçta A_{GS} , B_{GS} ve C_{GS} şeklinde mikrobölgeler oluşturulmaktadır.

- A_{GS} bölgesi, A_s ile A_v ve A_s ile B_v ve B_s ile A_v bölgelerinin örtüştüğü bölgelere karşı gelmektedir.
- B_{GS} bölgesi, A_s ile C_v ve C_s ile A_v ve B_s ile B_v bölgelerinin örtüştüğü bölgelere karşı gelmektedir.
- C_{GS} bölgesi, B_s ile C_v ve B_v ile C_s ve C_s ile C_v bölgelerinin örtüştüğü bölgelere karşı gelmektedir.

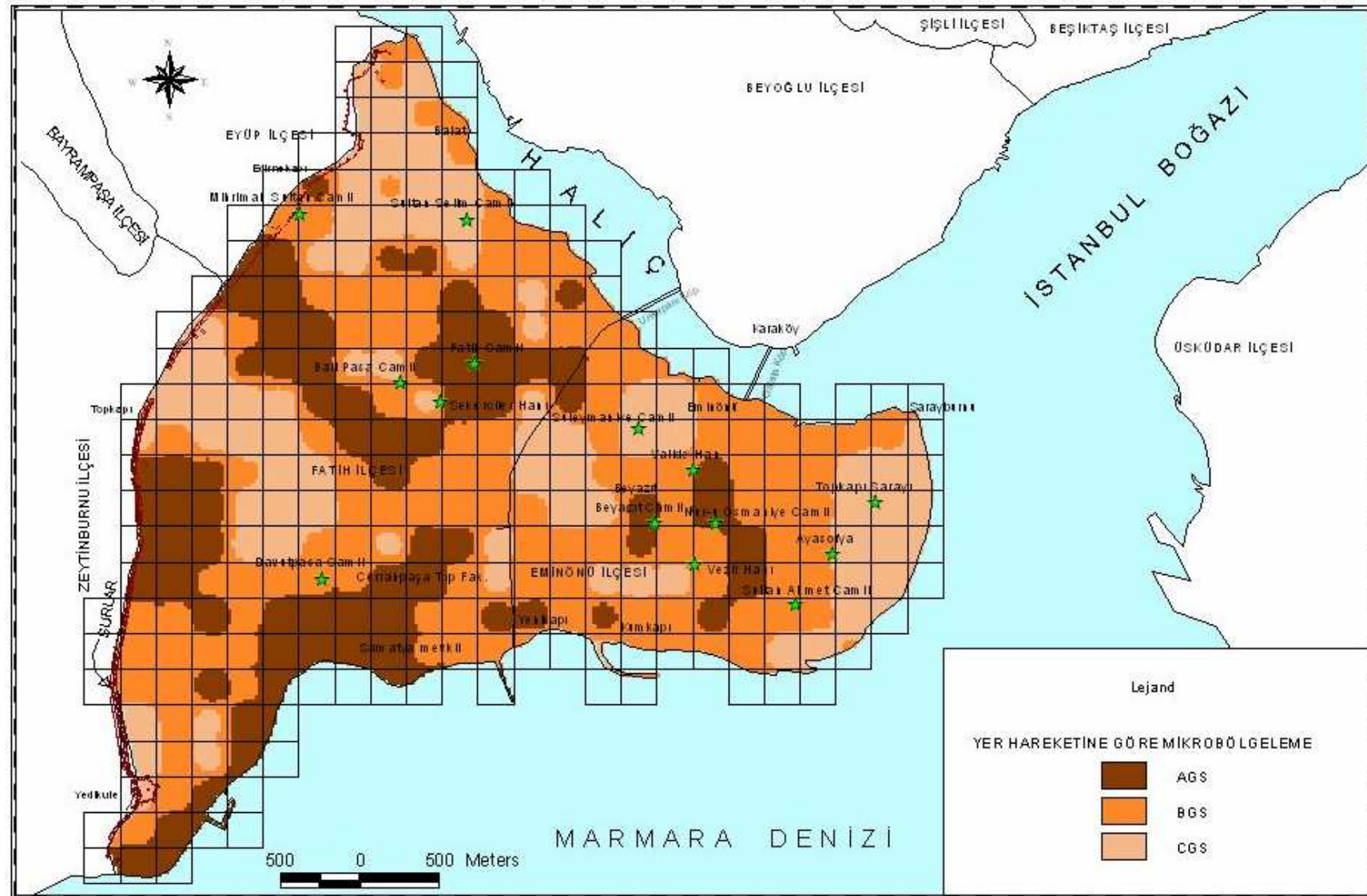
7.2.3.1 İnceleme alanının yer hareketi özelliklerine göre mikrobölgelemesi

Yer hareketine göre bölgeleme için, ortalama spektral ivme ve eşdeğer kayma dalgası hızından elde edilen spektral büyütme haritaları beraber değerlendirilmiş inceleme alanı A_{GS} , B_{GS} ve C_{GS} olmak üzere bölgelere ayrılmıştır.

Şekil 7.16'da 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre elde edilmiş olan yer hareketi haritası verilmiştir. Şekil 7.17'de ise 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre elde edilmiş olan yer hareketi haritası verilmiştir.



Şekil 7.15 İnceleme alanının spektral büyütmelelere göre bölgelemesi



Şekil 7.16 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre yer hareketine göre mikrobölgeleme

Şekil 7.17 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre yer hareketine göre mikrobölgeleme

8. İNCELEME ALANININ YAMAÇ KAYMASI TEHLİKESİNE GÖRE BÖLGELEMESİ

8.1 Yamaç Kayması Tehlikesi Analizi

İnceleme alanının yamaç tehlike analizinde Siyahi ve Ansal (1993) tarafından mikrobölgeleme için geliştirilen şev stabilitesi analiz yöntemi kullanılmıştır. Bu çalışmanın detaylı anlatımı Bölüm 2’de sunulmuştur. Yöntemde kaymaya karşı güvenlik faktörü F_s , aşağıdaki şekilde tanımlanmaktadır,

$$F_s = \frac{a_0}{\gamma} N_1 = \frac{\gamma \tan \phi}{\gamma} N_1 = N_1 * \tan \phi \quad (9.1)$$

Burada ϕ kayma mukavemeti açısı ve N_1 ise stabilite sayısıdır. Stabilite sayısının şev açısına ve pik yüzey ivmesine bağlı olarak değişimini veren grafik ise Şekil 2.34’de verilmiştir.

8.2 Yamaç Kayması Tehlikesi Analizinde Kullanılan Bilgisayar Programı : KOERISLOPE V 1.0 (2003)

Mikrobölgeleme amaçlı yamaç stabilitesi hesaplama programı olan KOERISLOPE V 1.0 (Fahjan, vd., 2003), Siyahi ve Ansal (1993) yaklaşımına dayanmakta olup, Fahjan, Siyahi ve Ansal (2003) tarafından üretilmiştir. Program MapInfo programında çalışan standart arayüzlü bir MapBasic uygulamasıdır. Program coğrafi hücre sistemi (gridler) üzerinde çalışmaktadır. Programda girdi olarak şev açısı β , zeminin kayma mukavemeti açısı ϕ ve dinamik analiz sonucu bulunan pik yüzey ivmesi (PGA) değerleri kullanılmakta ve analiz sonucunda N_1 stabilite sayısı ve F_s güvenlik faktörü elde edilmektedir.

8.2.1 Yamaç Kayması Tehlikesi Analizinde Girdi Olarak Kullanılan Zemin Parametreleri

Şev stabilitesi analizinde kullanılan zemin parametreleri, kayma mukavemeti açısı, pik yüzey ivmesi ve incelenen bölgenin şev açısı değerleridir. İnceleme alanındaki şev açısı değerleri her bir hücrede en büyük açı değerleri alınarak hesaplanmıştır. İnceleme alanında bulunan formasyonlara ait kayma mukavemeti açısı değerleri Yıldırım (2000) çalışmasından yararlanılarak tespit edilmiş ve Çizelge 8.1’de gösterilmiştir. Bu değerler kullanılarak bölgede bulunan formasyonlara göre her bir hücre için kayma mukavemeti açıları belirlenmiştir. Zemine ait pik yüzey ivmesi değerleri ise %10 ve %40 aşılma olasılıklarına göre yapılan dinamik analiz sonucu bulunmuştur.

İnceleme alanına ait her bir hücre için kayma mukavemeti açısı, pik yüzey ivmesi ve şev açısı değerleri Çizelge 8.2’de toplu olarak verilmiştir.

Çizelge 8.1 Yamaç kayması tehlikesi analizinde kullanılan formasyonların kayma mukavemeti açıları (ϕ^r)

FORMASYON	γ_n kN/m ³	ϕ^r
Dolgu1 (alüvyon ve yapay dolgu)	18	20
Dolgu2 (haliç çökelleri)	18	18
Bakırköy Kili	19	17
Bakırköy Kireçtaşı ve Gürpınar Kireçtaşı,20	24	23
Gürpınar Kili	20	20
Çukurçeşme ve Gürpınar Kumu	20	25
Gürpınar Tabanı (kumlu çakıllı)	21	25
Trakya Formasyonu (Anakaya)	25	25

Çizelge 8.2 İnceleme alanındaki tüm hücrelere ait yamaç kayması tehlikesi analizinde kullanılan kayma mukavemeti açıları (ϕ^r), şev açıları (β) ve %10 ve %40 aşılma olasılığına göre pik yüzey ivmesi (PGA) değerleri

HÜCRE	NOPGA	%10	PGA	%40	ϕ^r	Şev açısı (β)
A18	0.32		0.2		23	2
A19	0.29		0.22		23	3
A20	0.3		0.18		23	3
A24	0.61		0.32		23	3
A25	0.6		0.32		20	3
B12	0.54		0.29		23	2
B13	0.46		0.3		23	4
B14	0.53		0.34		23	3
B15	0.66		0.41		23	3
B16	0.67		0.27		23	4
B17	0.59		0.32		23	2
B18	0.3		0.22		23	2
B19	0.26		0.2		23	3
B20	0.36		0.19		23	3
B21	0.51		0.3		23	4
B22	0.65		0.29		23	2
B23	0.44		0.26		23	2
B24	0.68		0.31		23	3
B25	0.53		0.31		20	1

C10	0.27	0.16	23	4
C11	0.26	0.17	23	5
C12	0.41	0.31	23	1
C13	0.54	0.25	23	2
C14	0.52	0.4	23	2
C15	0.57	0.34	23	3
C16	0.58	0.39	23	2
C17	0.49	0.26	23	3
C18	0.32	0.19	23	2
C19	0.38	0.25	23	2
C20	0.46	0.27	23	3
C21	0.56	0.39	23	1
C22	0.63	0.35	23	3
C23	0.49	0.28	23	9
C24	0.5	0.36	20	8
C25	0.5	0.28	20	2
D10	0.26	0.18	23	12
D11	0.31	0.19	23	5
D12	0.26	0.19	23	2
D13	0.45	0.28	23	1
D14	0.61	0.35	23	3
D15	0.57	0.3	23	2
D16	0.5	0.28	23	3
D17	0.32	0.21	23	2
D18	0.45	0.25	23	2
D19	0.35	0.24	23	4
D20	0.49	0.26	23	4
D21	0.52	0.33	23	8
D22	0.45	0.36	23	7
D23	0.6	0.3	23	8
D24	0.75	0.39	20	2
D9	0.33	0.22	20	7
E10	0.48	0.24	20	8
E11	0.55	0.35	20	7
E12	0.25	0.19	23	6
E13	0.3	0.19	23	1
E14	0.5	0.28	23	1
E15	0.4	0.26	23	2
E16	0.54	0.27	23	1
E17	0.4	0.25	23	2
E18	0.39	0.28	23	4
E19	0.36	0.19	23	10
E20	0.35	0.21	23	10
E21	0.68	0.31	20	4
E22	0.4	0.3	20	3
E23	0.64	0.41	20	0
E24	0.63	0.37	20	0
E7	0.39	0.23	20	3
E8	0.47	0.25	20	6

E9	0.53	0.31	20	6
F10	0.47	0.24	20	2
F11	0.61	0.31	20	9
F12	0.33	0.22	20	12
F13	0.31	0.16	23	9
F14	0.32	0.23	23	2
F15	0.32	0.2	23	8
F16	0.31	0.2	23	2
F17	0.35	0.22	23	3
F18	0.54	0.32	23	2
F19	0.56	0.25	20	11
F20	0.61	0.33	20	4
F21	0.67	0.32	20	2
F22	0.66	0.33	20	0
F6	0.51	0.27	20	4
F7	0.42	0.28	20	6
F8	0.54	0.28	20	11
F9	0.54	0.32	20	7
G10	0.56	0.27	20	11
G11	0.56	0.36	20	4
G12	0.49	0.3	20	6
G13	0.32	0.21	20	7
G14	0.34	0.23	23	6
G15	0.28	0.25	23	4
G16	0.44	0.29	23	3
G17	0.33	0.29	23	2
G18	0.46	0.32	23	20
G19	0.52	0.31	20	9
G20	0.54	0.32	20	0
G5	0.6	0.31	20	3
G6	0.54	0.41	20	8
G7	0.39	0.24	20	8
G8	0.38	0.23	20	6
G9	0.37	0.24	20	9
H10	0.5	0.29	20	7
H11	0.49	0.27	20	4
H12	0.53	0.4	20	1
H13	0.48	0.29	20	5
H14	0.39	0.24	20	6
H15	0.31	0.23	23	7
H16	0.51	0.27	23	2
H17	0.33	0.23	23	3
H18	0.59	0.33	23	15
H19	0.63	0.33	20	5
H2	0.52	0.28	20	13
H20	0.89	0.4	20	0
H3	0.39	0.32	25	13
H4	0.59	0.34	25	8
H5	0.54	0.41	25	8

H6	0.52	0.25	25	12
H7	0.48	0.28	20	10
H8	0.34	0.21	20	11
H9	0.35	0.25	20	4
I10	0.46	0.32	20	7
I11	0.48	0.26	20	4
I12	0.71	0.29	20	4
I13	0.63	0.31	20	1
I14	0.4	0.25	20	4
I15	0.32	0.19	20	7
I16	0.29	0.2	23	6
I17	0.51	0.37	23	13
I18	0.54	0.34	20	10
I19	0.62	0.32	20	1
I2	0.33	0.19	20	1
I20	0.68	0.31	20	1
I3	0.51	0.26	25	17
I4	0.46	0.26	25	14
I5	0.34	0.19	25	24
I6	0.52	0.3	25	17
I7	0.6	0.33	25	7
I8	0.44	0.27	20	9
I9	0.35	0.25	20	5
J10	0.39	0.26	20	7
J11	0.6	0.36	20	7
J12	0.51	0.24	20	5
J13	0.62	0.42	20	6
J14	0.53	0.34	20	1
J15	0.74	0.37	20	7
J16	0.61	0.34	20	9
J17	0.54	0.39	20	15
J18	0.51	0.3	20	8
J19	0.35	0.2	20	3
J2	0.2	0.16	20	0
J20	0.5	0.25	20	0
J3	0.18	0.14	20	2
J4	0.46	0.33	20	19
J5	0.44	0.25	20	26
J6	0.51	0.29	25	17
J7	0.52	0.28	25	22
J8	0.49	0.29	21	4
J9	0.44	0.2	20	4
K10	0.42	0.24	20	8
K11	0.45	0.25	20	8
K12	0.51	0.29	20	8
K13	0.5	0.27	20	8
K14	0.68	0.4	20	10
K15	0.68	0.37	25	1
K16	0.58	0.36	25	6

K17	0.55	0.32	25	7
K18	0.73	0.44	20	1
K19	0.3	0.18	20	1
K3	0.24	0.19	20	0
K4	0.25	0.14	20	1
K5	0.19	0.11	20	1
K6	0.4	0.25	20	24
K7	0.3	0.19	25	18
K8	0.56	0.27	25	12
K9	0.41	0.28	20	13
L10	0.52	0.28	20	8
L11	0.52	0.26	20	6
L12	0.38	0.27	20	6
L13	0.49	0.32	20	6
L14	0.65	0.42	20	9
L15	0.45	0.28	25	5
L16	0.41	0.25	25	2
L17	0.47	0.23	25	3
L18	0.39	0.24	20	1
L19	0.26	0.18	20	1
L20	0.54	0.29	20	0
L6	0.15	0.12	18	1
L7	0.55	0.3	21	29
L8	0.46	0.29	25	21
L9	0.56	0.24	25	17
M10	0.53	0.31	20	12
M11	0.52	0.31	20	7
M12	0.39	0.27	20	5
M13	0.5	0.27	20	20
M14	0.43	0.31	20	5
M15	0.63	0.34	20	7
M16	0.9	0.38	25	5
M17	0.53	0.33	25	8
M18	0.37	0.23	20	2
M19	0.36	0.17	20	1
M6	0.23	0.15	18	0
M7	0.15	0.1	18	11
M8	0.55	0.28	25	25
M9	0.44	0.3	25	9
N10	0.45	0.27	20	18
N11	0.45	0.28	20	17
N12	0.52	0.28	20	20
N13	0.47	0.28	20	6
N14	0.51	0.27	20	4
N15	0.39	0.24	20	4
N16	0.64	0.33	20	7
N17	0.53	0.38	20	10
N18	0.29	0.19	20	2
N19	0.54	0.34	20	0

N7	0.19	0.16	18	1
N8	0.25	0.15	18	4
N9	0.34	0.22	20	9
O10	0.27	0.15	20	4
O11	0.58	0.25	20	6
O12	0.36	0.26	25	11
O13	0.55	0.33	20	8
O14	0.72	0.38	20	6
O15	0.3	0.22	23	8
O16	0.63	0.34	20	11
O17	0.56	0.29	20	20
O18	0.33	0.2	20	1
O19	0.39	0.22	20	1
O20	0.59	0.25	20	0
O8	0.2	0.16	18	4
O9	0.18	0.13	18	5
P10	0.21	0.12	18	1
P11	0.21	0.14	20	18
P12	0.46	0.27	25	26
P13	0.21	0.15	25	11
P14	0.48	0.31	23	0
P15	0.48	0.26	23	4
P16	0.43	0.26	20	7
P17	0.38	0.27	20	13
P18	0.53	0.28	20	8
P19	0.7	0.37	20	4
P20	0.42	0.3	20	0
Q11	0.12	0.1	18	2
Q12	0.35	0.26	25	17
Q13	0.49	0.25	25	16
Q14	0.51	0.28	20	9
Q15	0.49	0.25	23	6
Q16	0.36	0.23	20	6
Q17	0.42	0.26	20	7
Q18	0.65	0.41	20	15
Q19	0.72	0.35	20	1
R11	0.23	0.16	18	1
R12	0.2	0.18	20	1
R13	0.26	0.24	20	8
R14	0.42	0.23	20	12
R15	0.49	0.29	20	10
R16	0.31	0.17	20	2
R17	0.38	0.25	20	12
R18	0.49	0.23	20	15
R19	0.54	0.38	20	3
S12	0.16	0.13	18	1
S13	0.34	0.18	20	4
S14	0.42	0.24	25	17
S15	0.35	0.23	20	10

S16	0.42	0.25	20	5
S17	0.39	0.27	20	10
S18	0.52	0.29	20	17
S19	0.55	0.28	20	6
S20	0.5	0.29	20	0
T12	0.19	0.13	18	2
T13	0.34	0.2	20	2
T14	0.45	0.25	25	14
T15	0.3	0.18	20	18
T16	0.36	0.19	20	4
T17	0.39	0.19	20	4
T18	0.59	0.25	20	12
T19	0.43	0.23	20	13
T20	0.39	0.25	20	0
U13	0.23	0.13	20	2
U14	0.41	0.23	20	4
U15	0.64	0.3	20	12
U16	0.64	0.37	20	14
U17	0.53	0.3	20	8
U18	0.45	0.27	20	15
U19	0.61	0.3	25	9
U20	0.57	0.34	25	0
V12	0.26	0.18	20	3
V13	0.26	0.21	20	4
V14	0.14	0.21	25	14
V15	0.47	0.28	25	16
V16	0.52	0.32	20	10
V17	0.56	0.26	25	9
V18	0.48	0.26	20	10
V19	0.6	0.37	25	2
W12	0.41	0.22	20	4
W13	0.44	0.29	25	14
W14	0.44	0.26	25	28
W15	0.43	0.22	25	30
W16	0.32	0.17	25	14
W17	0.45	0.22	25	10
W18	0.46	0.25	25	6
X12	0.6	0.28	25	4
X13	0.43	0.22	25	27
X14	0.42	0.24	25	32
X15	0.45	0.24	25	6
X16	0.43	0.23	25	7
X17	0.45	0.26	25	6

8.3 İnceleme Alanının KOERISLOPE V 1.0 ile Yamaç Kayması Tehlikesi Analiz

Sonuçları

İnceleme alanının KORISLOPE V 1.0 (Fahjan, vd., 2003) programı kullanılarak yamaç kaymasına karşı güvenlik faktörleri (Fs) 50 yılda %10 ve %40 aşılma olasılığına göre elde edilmiştir (Çizelge 8.3). Bu güvenlik faktörlerine göre A_{SL} , B_{SL} ve C_{SL} olmak üzere üç bölge tanımlanmıştır. A_{SL} alanları güvenlik faktörünün 1'den küçük olduğu yerleri, B_{SL} alanları güvenlik faktörünün 1 ile 2 arasında değer aldığı yerleri ve C_{SL} alanları ise güvenlik faktörünün 2'den büyük olduğu yerleri göstermektedir.

Şekil 8.1, 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre ve Şekil 8.2 ise, 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre elde edilmiş yamaç kayması tehlikesi haritalarını göstermektedir. Elde edilen haritalarda riskli bölgelerin oluşmasında şev açısı ve pik yüzey ivmesi değerlerinin etkili olduğu, 50 yılda %10 aşılma için şev açısının 10 dereceden büyük ve pik yüzey ivme değerlerinin 0.21 g-0.68 g arasında bulunduğu bölgelerde, 50 yılda %40 aşılma için ise şev açısının 10 dereceden büyük ve pik yüzey ivme değerlerinin 0.23 g-0.41 g arasında bulunduğu bölgelerde şev kayması riskinin yüksek olduğu görülmüştür.

Çizelge 8.3 İnceleme alanının KoeriSlope V 1.0 (Fahjan, vd., 2003) programı kullanılarak %10 ve %40 aşılma olasılığı ile elde edilen güvenlik sayısı (Fs) değerleri

HÜCRE	NOFs (%10)	Fs(%40)
A18	3.5	3.5
A19	3.5	3.5
A20	3.5	3.5
A24	3.5	3.5
A25	3.5	3.5
B12	3.5	3.5
B13	3.5	3.5
B14	3.5	3.5
B15	3.5	3.5
B16	3.5	3.5
B17	3.5	3.5
B18	3.5	3.5
B19	3.5	3.5
B20	3.5	3.5
B21	3.5	3.5
B22	3.5	3.5
B23	3.5	3.5
B24	3.5	3.5
B25	3.5	3.5
C10	3.5	3.5
C11	3.5	3.5
C12	3.5	3.5
C13	3.5	3.5

C14	3.5	3.5
C15	3.5	3.5
C16	3.5	3.5
C17	3.5	3.5
C18	3.5	3.5
C19	3.5	3.5
C20	3.5	3.5
C21	3.5	3.5
C22	3.5	3.5
C23	3.5	3.5
C24	3.5	3.5
C25	3.5	3.5
D10	1.616	2.095
D11	3.5	3.5
D12	3.5	3.5
D13	3.5	3.5
D14	3.5	3.5
D15	3.5	3.5
D16	3.5	3.5
D17	3.5	3.5
D18	3.5	3.5
D19	3.5	3.5
D20	3.5	3.5
D21	3.5	3.5
D22	3.5	3.5
D23	3.5	3.5
D24	3.5	3.5
D9	3.5	3.5
E10	3.5	3.5
E11	3.5	3.5
E12	3.5	3.5
E13	3.5	3.5
E14	3.5	3.5
E15	3.5	3.5
E16	3.5	3.5
E17	3.5	3.5
E18	3.5	3.5
E19	1.206	2.075
E20	1.242	1.93
E21	3.5	3.5
E22	3.5	3.5
E23	3.5	3.5
E24	3.5	3.5
E7	3.5	3.5
E8	3.5	3.5
E9	3.5	3.5
F10	3.5	3.5
F11	3.5	3.5
F12	1.117	1.567

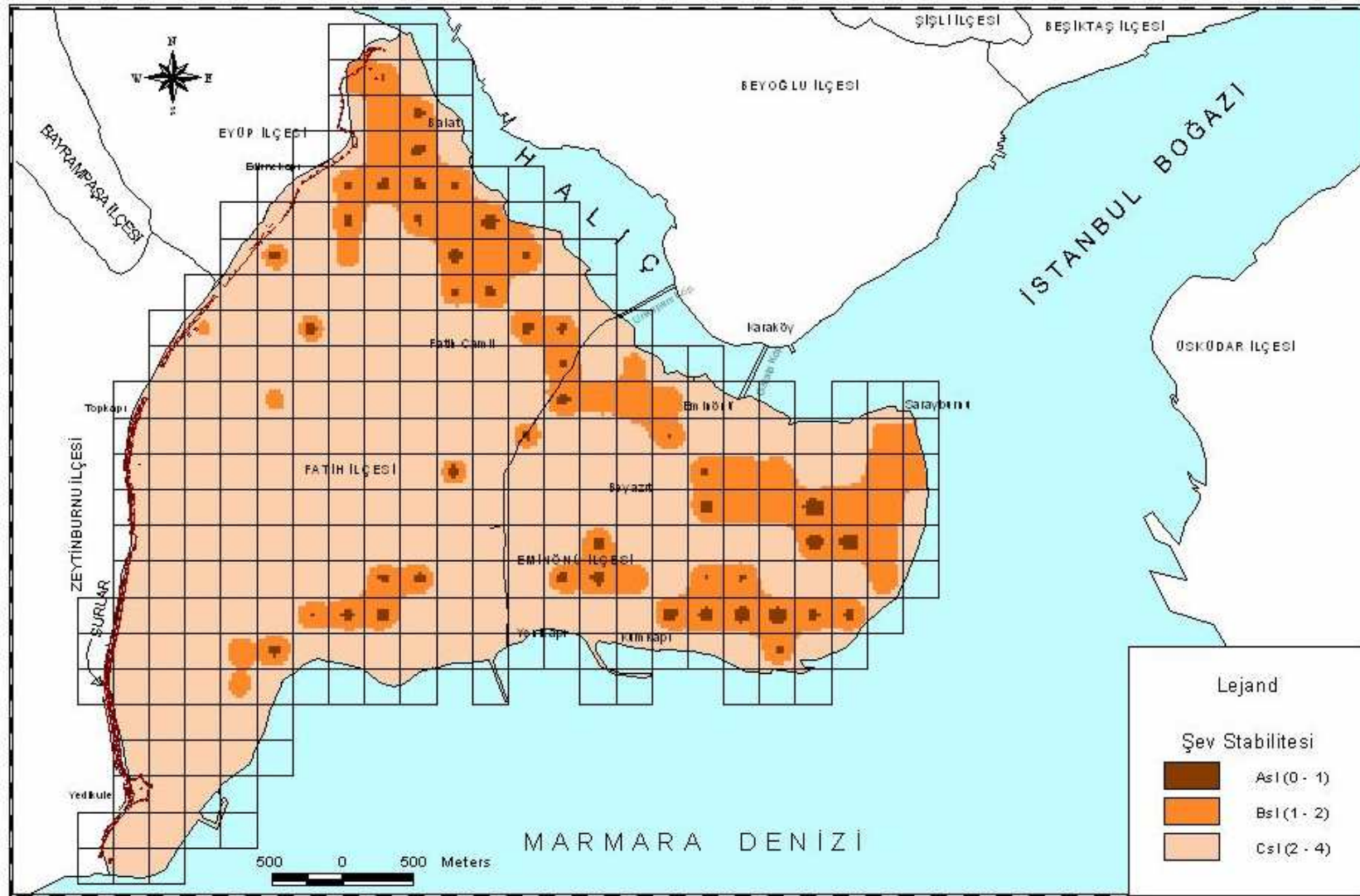
F13	3.5	3.5
F14	3.5	3.5
F15	3.5	3.5
F16	3.5	3.5
F17	3.5	3.5
F18	3.5	3.5
F19	0.657	1.445
F20	3.5	3.5
F21	3.5	3.5
F22	3.5	3.5
F6	3.5	3.5
F7	3.5	3.5
F8	0.682	1.304
F9	3.5	3.5
G10	0.657	1.351
G11	3.5	3.5
G12	3.5	3.5
G13	3.5	3.5
G14	3.5	3.5
G15	3.5	3.5
G16	3.5	3.5
G17	3.5	3.5
G18	0.938	1.296
G19	3.5	3.5
G20	3.5	3.5
G5	3.5	3.5
G6	3.5	3.5
G7	3.5	3.5
G8	3.5	3.5
G9	3.5	3.5
H10	3.5	3.5
H11	3.5	3.5
H12	3.5	3.5
H13	3.5	3.5
H14	3.5	3.5
H15	3.5	3.5
H16	3.5	3.5
H17	3.5	3.5
H18	0.723	1.29
H19	3.5	3.5
H2	0.707	1.286
H20	3.5	3.5
H3	1.207	1.463
H4	3.5	3.5
H5	3.5	3.5
H6	0.906	1.834
H7	0.768	1.313
H8	1.092	1.633
H9	3.5	3.5

I10	3.5	3.5
I11	3.5	3.5
I12	3.5	3.5
I13	3.5	3.5
I14	3.5	3.5
I15	3.5	3.5
I16	3.5	3.5
I17	0.839	1.165
I18	0.682	1.095
I19	3.5	3.5
I2	3.5	3.5
I20	3.5	3.5
I3	0.921	1.696
I4	1.031	1.744
I5	1.322	1.846
I6	0.906	1.509
I7	3.5	3.5
I8	3.5	3.5
I9	3.5	3.5
J10	3.5	3.5
J11	3.5	3.5
J12	3.5	3.5
J13	3.5	3.5
J14	3.5	3.5
J15	3.5	3.5
J16	3.5	3.5
J17	0.682	0.941
J18	3.5	3.5
J19	3.5	3.5
J2	3.5	3.5
J20	3.5	3.5
J3	3.5	3.5
J4	0.804	1.091
J5	0.827	1.232
J6	0.921	1.555
J7	0.905	1.538
J8	3.5	3.5
J9	3.5	3.5
K10	3.5	3.5
K11	3.5	3.5
K12	3.5	3.5
K13	3.5	3.5
K14	0.538	0.914
K15	3.5	3.5
K16	3.5	3.5
K17	3.5	3.5
K18	3.5	3.5
K19	3.5	3.5
K3	3.5	3.5

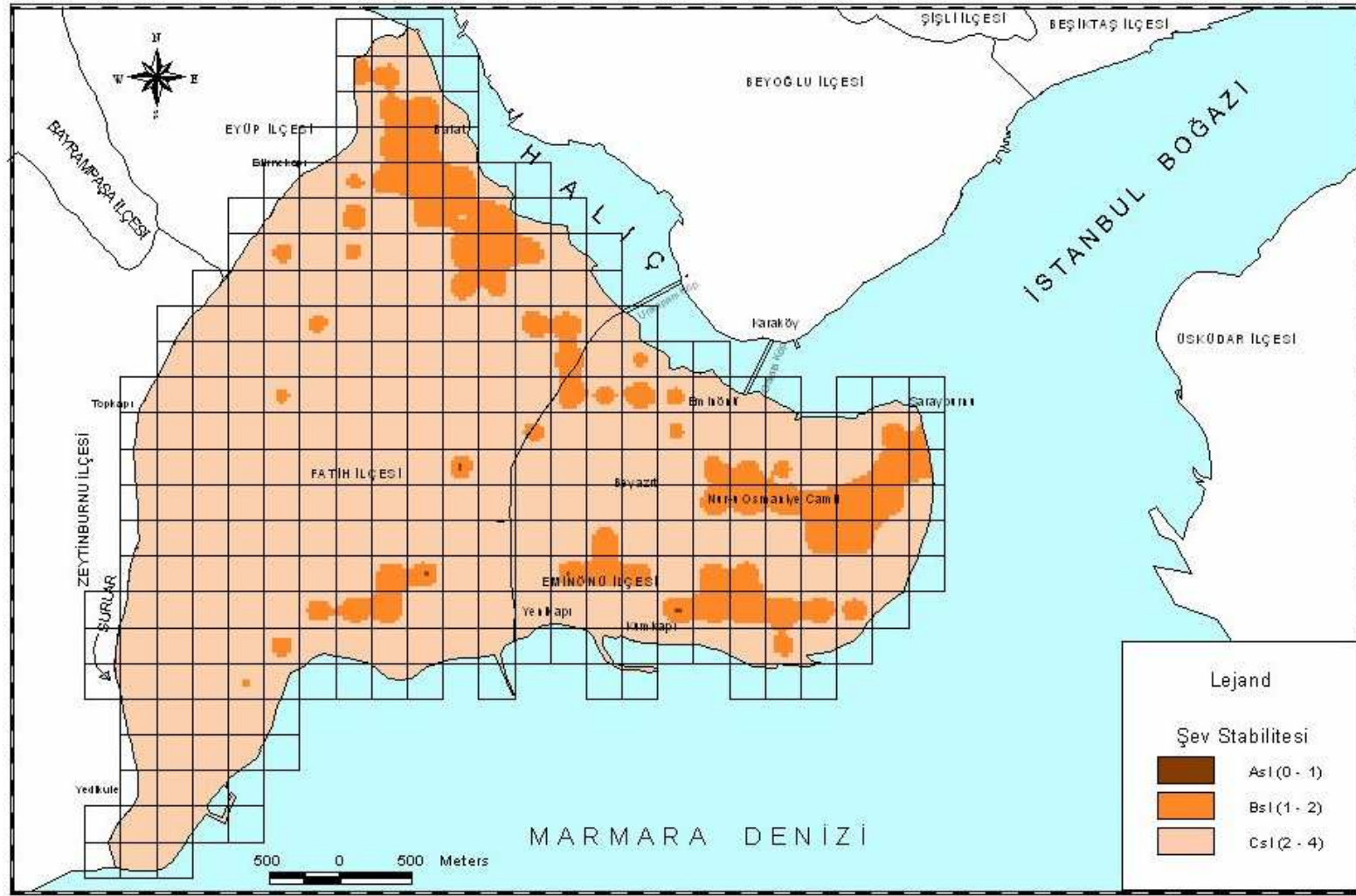
K4	3.5	3.5
K5	3.5	3.5
K6	0.899	1.261
K7	1.502	2.012
K8	0.842	1.718
K9	0.895	1.286
L10	3.5	3.5
L11	3.5	3.5
L12	3.5	3.5
L13	3.5	3.5
L14	3.5	3.5
L15	3.5	3.5
L16	3.5	3.5
L17	3.5	3.5
L18	3.5	3.5
L19	3.5	3.5
L20	3.5	3.5
L6	3.5	3.5
L7	0.705	1.128
L8	1.028	1.514
L9	0.842	1.789
M10	0.694	1.176
M11	3.5	3.5
M12	3.5	3.5
M13	0.732	1.255
M14	3.5	3.5
M15	3.5	3.5
M16	3.5	3.5
M17	3.5	3.5
M18	3.5	3.5
M19	3.5	3.5
M6	3.5	3.5
M7	1.824	2.148
M8	0.857	1.492
M9	3.5	3.5
N10	0.823	1.276
N11	0.823	1.251
N12	0.707	1.224
N13	3.5	3.5
N14	3.5	3.5
N15	3.5	3.5
N16	3.5	3.5
N17	0.694	0.974
N18	3.5	3.5
N19	3.5	3.5
N7	3.5	3.5
N8	3.5	3.5
N9	3.5	3.5
O10	3.5	3.5

O11	3.5	3.5
O12	1.322	1.791
O13	3.5	3.5
O14	3.5	3.5
O15	3.5	3.5
O16	0.582	1.092
O17	0.657	1.192
O18	3.5	3.5
O19	3.5	3.5
O20	3.5	3.5
O8	3.5	3.5
O9	3.5	3.5
P10	3.5	3.5
P11	1.485	1.822
P12	1.018	1.511
P13	2.093	2.618
P14	3.5	3.5
P15	3.5	3.5
P16	3.5	3.5
P17	0.971	1.33
P18	3.5	3.5
P19	3.5	3.5
P20	3.5	3.5
Q11	3.5	3.5
Q12	1.339	1.696
Q13	0.961	1.761
Q14	3.5	3.5
Q15	3.5	3.5
Q16	3.5	3.5
Q17	3.5	3.5
Q18	0.564	0.895
Q19	3.5	3.5
R11	3.5	3.5
R12	3.5	3.5
R13	3.5	3.5
R14	0.877	1.522
R15	0.75	1.264
R16	3.5	3.5
R17	0.972	1.431
R18	0.75	1.469
R19	3.5	3.5
S12	3.5	3.5
S13	3.5	3.5
S14	1.124	1.789
S15	1.065	1.557
S16	3.5	3.5
S17	0.944	1.362
S18	0.707	1.214
S19	3.5	3.5

S20	3.5	3.5
T12	3.5	3.5
T13	3.5	3.5
T14	1.054	1.797
T15	1.172	1.621
T16	3.5	3.5
T17	3.5	3.5
T18	0.62	1.431
T19	0.859	1.504
T20	3.5	3.5
U13	3.5	3.5
U14	3.5	3.5
U15	0.573	1.205
U16	0.573	0.998
U17	3.5	3.5
U18	0.823	1.308
U19	3.5	3.5
U20	3.5	3.5
V12	3.5	3.5
V13	3.5	3.5
V14	2.549	2.011
V15	1.007	1.614
V16	0.707	1.155
V17	3.5	3.5
V18	0.768	1.411
V19	3.5	3.5
W12	3.5	3.5
W13	1.077	1.583
W14	1.053	1.511
W15	1.066	1.596
W16	1.458	2.307
W17	1.054	2.057
W18	3.5	3.5
X12	3.5	3.5
X13	1.077	1.659
X14	1.071	1.504
X15	3.5	3.5
X16	3.5	3.5
X17	3.5	3.5



Şekil 8.1 İnceleme alanının 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre yamaç tehlikesine göre mikrobölgeleme haritası



Şekil 8.2 İnceleme alanının 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre yamaç tehlikesine göre mikrobölgeleme haritası

9. İNCELEME ALANININ SIVILAŞMA OLASILIĞINA GÖRE BÖLGELEMESİ

9.1 İnceleme Alanının Sıvılaşma Tehlikesinin Araştırılması

9.1.1 Sıvılaşma Kriterleri

Bir bölgede sıvılaşma potansiyelinin tanımlanması için çeşitli verilere ihtiyaç duyulmaktadır. Bunlar sırası ile,

- Yüzeydeki yer sarsıntısı şiddeti (yüzey seviyesi için zemin büyütme analizlerinden elde edilen en büyük yatay ivme değerleri)
- Zemin tabakalaşması ve zemin cinsleri
- Zemin tabakalarının özellikleri ve sıkılık dereceleri
- Yer altı suyu seviyesi
- Tekrarlı gerilmeler altında kayma mukavemeti (sıvılaşma direnci)

Mikrobölgeleme amaçlı olarak sıvılaşma tehlikesinin araştırılmasında, yer sarsıntı şiddetinin zemin tabakalarında yol açtığı çevrimsel kayma gerilmeleri ile zemin tabakalarının çevrimsel kayma direncinin (sıvılaşma direnci) karşılaştırılması gerekmektedir.

Sıvılaşmaya elverişli zeminler genel olarak kohezyonsuz zeminler olup özellikle üniform derecelenmiş temiz ince-orta kum ($D_{10} = 0.01 - 0.25$ mm arası, $D_{50} = 0.02 - 0.40$ mm arası ve $C_u = 2 - 10$ arası) zeminlerin yüksek risk grubunda olduğu bilinmektedir. Kohezyonsuz zeminlerin ince dane (silt/kil) oranı arttıkça sıvılaşma direncinin arttığı kabul edilmektedir. İnce daneli zeminlerin sıvılaşma riskinin genel olarak düşük olduğu bilinmektedir. Bununla birlikte, düşük plastisiteli siltlerin ve killi siltlerin sıvılaşabileceği de bilinmektedir. İnce daneli zeminlerin sıvılaşması için aşağıdaki üç kriterin tamamının sağlanması gerekmektedir.

1. 0.005 mm'den küçük dane oranı $< \%15$
2. likit limit $LL < 35$
3. Tabii su muhtevası $W_n > 0.9$ (LL)

Yukarıdaki kriterler göz önüne alındığında inceleme alanında sıvılaşma potansiyeli olabilecek bölgeler yapay dolgu ve alüvyon zeminlerin yoğun olarak bulunduğu Fatih ilçesi sınırları içerisindeki Vatan Caddesi çevresi (Yenibahçe Deresi yatağı), Haliç sahil kesimi ile Kumkapı ve Yenikapı sahil kesimlerinin olduğuna ve bu bölgelerde bulunan toplam 108 adet hücrede sıvılaşma analizinin yapılmasına karar verilmiştir.

9.1.2 Sıvılaşma Analizleri

İnceleme alanının sıvılaşma olasılığına göre mikrobölgeleme haritasını oluşturmak için, bölgenin sıvılaşma potansiyeli Seed vd. (1984, 1985) tarafından geliştirilmiş olan Basitleştirilmiş Yöntemin NCEER (1997) ve Youd vd. (2001) tarafından iyileştirilmiş hali olan Geliştirilmiş Basit Yöntem kullanılarak belirlenmiştir. Yöntemin detaylı anlatımı Bölüm 2’de sunulmuştur. Bu yöntemde;

- 1) CSR olarak ifade edilen bir zemin tabakasında oluşan tekrarlı gerilme oranı, zemin dinamik davranış analizleri neticesinde zemin yüzeyinde elde edilen en büyük yüzey ivmesi (PGA) kullanılarak hesaplanmakta ,
- 2) CRR olarak ifade edilen zeminin sıvılaşmaya karşı koyma direnci ise arazi SPT N değerlerine bağlı olarak hesaplanmaktadır.

Sıvılaşmaya karşı güvenlik sayısı,

$$FS = (CRR_{7.5}/CSR)MSF \quad (9.1)$$

Burada MSF deprem büyüklüğüne bağlı bir düzeltme faktörüdür ve $M_w=7.5$ ’dan farklı olması durumunda uygulanan bu düzeltme

$$MSF=10^{2.24/M_w^{2.5}} \quad (9.2)$$

ile ifade edilebilmektedir.

Tabakalar boyunca toplam sıvılaşma indisi ise

$$P_L = \int F(z).w(z)dz \quad (9.3)$$

Bağıntısı ile hesaplanmaktadır. Burada z, metre cinsinden yer altı su seviyesinin altındaki derinlik, $F(z)$ sıvılaşmaya karşı güvenlik sayısı, F_L ’nin bir fonksiyonu olarak

$$F(z) = (1-F_L) \quad (9.4)$$

şeklinde ifade edilmekte, ancak $F_L > 1$ olması durumunda $F(z) = 0$ alınmakta ve $w(z) = 10-0.5z$ şeklinde ifade edilmektedir. Sonuç olarak 0 ile 100 arasında değişen P_L değerleri elde edilmektedir.

9.1.2.1 Eşdeğer Tekrarlı Kayma Gerilmesi Oranı (CSR)’nin hesaplanması

Sıvılaşmaya karşı elverişli olduğu düşünülen zemin tabakalarında yapılacak olan sıvılaşma analizinin ilk adımı yer sarsıntı şiddetinin zemin tabakalarında yol açtığı çevrimsel kayma gerilmelerinin hesaplanması olmaktadır. Arazide herhangi bir derinlikteki tabakada deprem esnasında oluşacağı varsayılan eşdeğer tekrarlı kayma gerilmesi oranı CSR (2.9) bağıntısı kullanılarak hesaplanabilmektedir.

İnceleme alanında her bir hücre için gerçekleştirilen arazi davranış analizlerinden 50 yılda %10 ve %40 aşılma olasılıklarına göre zemin yüzeyinde hesaplanmış olan yüzey ivmesi değerlerinin dağılımı Şekil 9.1 ve Şekil 9.2’de gösterilmiştir. Yüzey pik ivme değerleri kullanılarak sıvılaşma potansiyeli bulunan 108 adet hücre için CSR değerleri hesaplanmıştır.

Deprem yer hareketinden dolayı oluşan CSR tekrarlı kayma gerilmesi oranının zemin tabakalarının çevrimsel kayma direncine oranı CRR ile karşılaştırılması ile zemin tabakasının sıvılaşma tehlikesi değerlendirilebilmektedir.

Zemin tabakalarının çevrimsel kayma direnci oranı CRR arazi veya laboratuvar deneyleri ile elde edilebilmektedir. Sıvılaşmaya eğilimli zeminler genellikle kohezyonsuz zeminler olduğundan ve bu tip zeminlerden arazide numune almakta büyük zorluklar çekilmesi ve maliyetli olması nedeni ile arazi deneylerinin daha sağlıklı olduğuna inanılmaktadır. Arazi deneylerinden SPT ve CPT deney sonuçları kullanılarak sıvılaşma analizlerinin üst 20 m için yapılması gerekmektedir.

9.1.2.2 SPT Deneyi Verilerinden CRR’nin Bulunması

Sıvılaşmaya karşı zemin tabakalarının çevrimsel kayma direnci oranı CRR, SPT N darbe sayısı ve ince dane oranına bağlı olarak bağıntı (2.20) kullanılarak hesaplanmaktadır. Bağıntıda geçen düzeltilmiş $N_{1,60}$ değerleri SPT N değerlerine uygulanan enerji, ekipman ve deney uygulamalarına bağlı etkilerden oluşmakta ve denklem (2.15)’de olduğu gibi hesaplanabilmektedir.

Bu tez çalışması kapsamında kabul edilen SPT N düzeltme faktörleri Türkiye’de yapılan sondajlar dikkate alınarak MERM (2003)’de önerildiği gibi $C_R=1$, $C_S=1.1$, $C_B=1$ ve $C_B \cdot C_E=0.5$ olarak alınmıştır.

Sıvılaşmaya karşı direncin hesaplanmasında ince dane oranının etkisi (2.18) bağıntısı kullanılarak belirlenebilmektedir. İnceleme alanında bulunan alüvyon ve yapay dolgulardan alınan örnekler üzerinde yapılmış laboratuvar deney sonuçları mevcut olmadığı için, içerikleri dikkate alınarak $FC=\%15$ alınmasına karar verilmiş ve düzeltilmiş $N_{1,60}$ değerleri ince dane etkisine göre tekrar düzeltilmiştir.

İnceleme alanında sıvılaşma potansiyeli bulunan toplam 108 adet hücre için zemin çevrimsel kayma direnci oranları (CRR) düzeltilmiş $N_{1,60}$ değerleri kullanılarak hesaplanmıştır.

9.1.3 Sıvılaşmaya Karşı Güvenlik Sayısının Hesaplanması

Zemin profili derinliği boyunca sıvılaşma tehlikesi bulunan tabakalarda SPT N darbe sayıları ve arazi davranış analizlerinden hesaplanan yüzeydeki en büyük ivme değerleri kullanılarak

FS güvenlik sayısı (9.1) bağıntısı ile hesaplanmakta ve sıvılaşma indisi P_L ise ilk 20 m'lik derinlik için bağıntı (9.3) kullanılarak hesaplanmaktadır. Sıvılaşma tehlikesinin değerlendirilmesinde P_L sıvılaşma indisi kullanılmakta ve bu indise bağlı olarak Çizelge 9.1'de olduğu gibi üç bölge tanımlanabilmektedir.

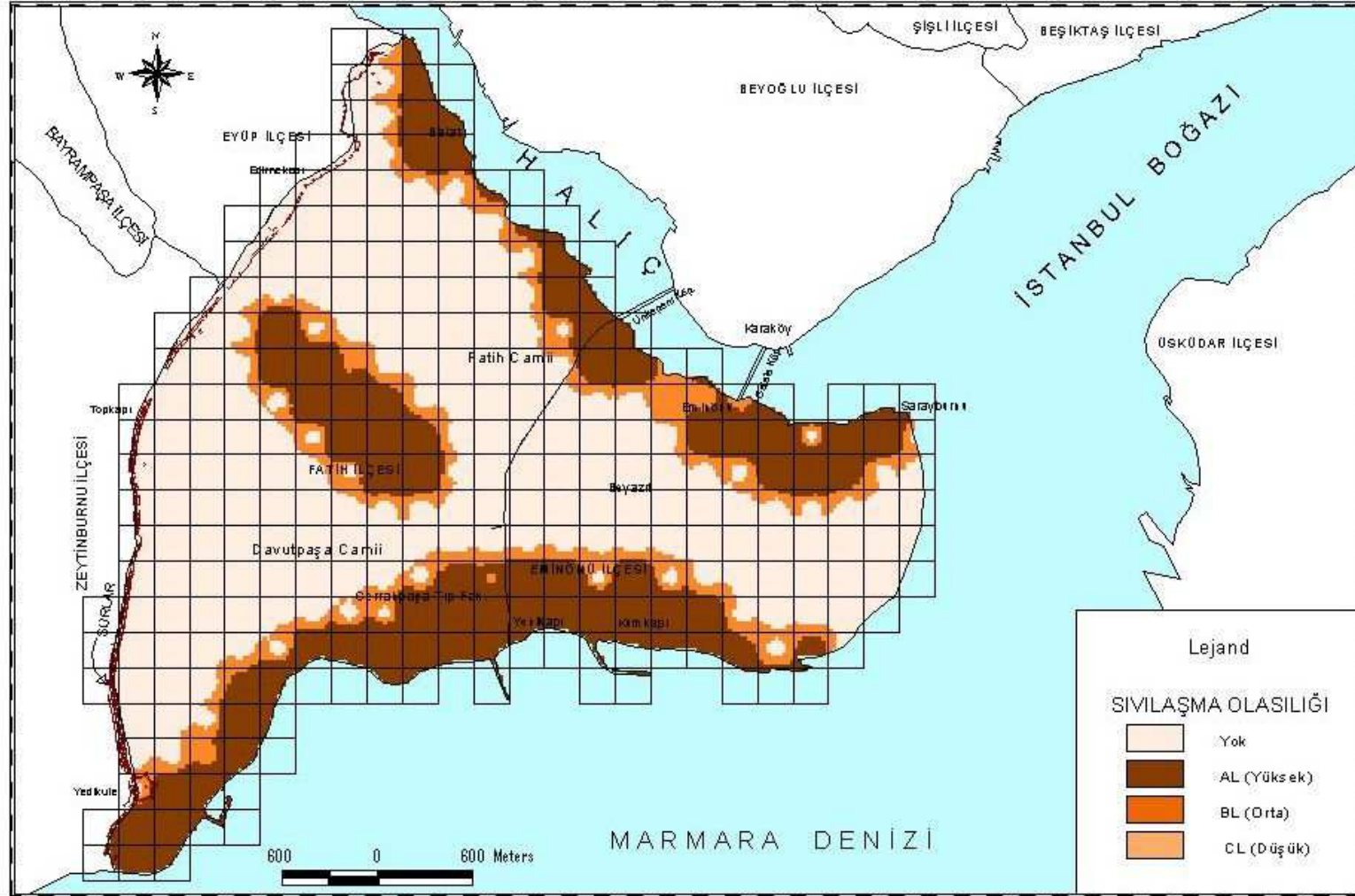
Çizelge 9.1 Sıvılaşma potansiyel indeksine göre sıvılaşma potansiyeli

Bölge	Kriterler
-	0
A_L : Düşük olasılık	$0 < P_L < 5$
B_L : Orta	$5 < P_L < 15$
C_L : Yüksek	$P_L > 15$

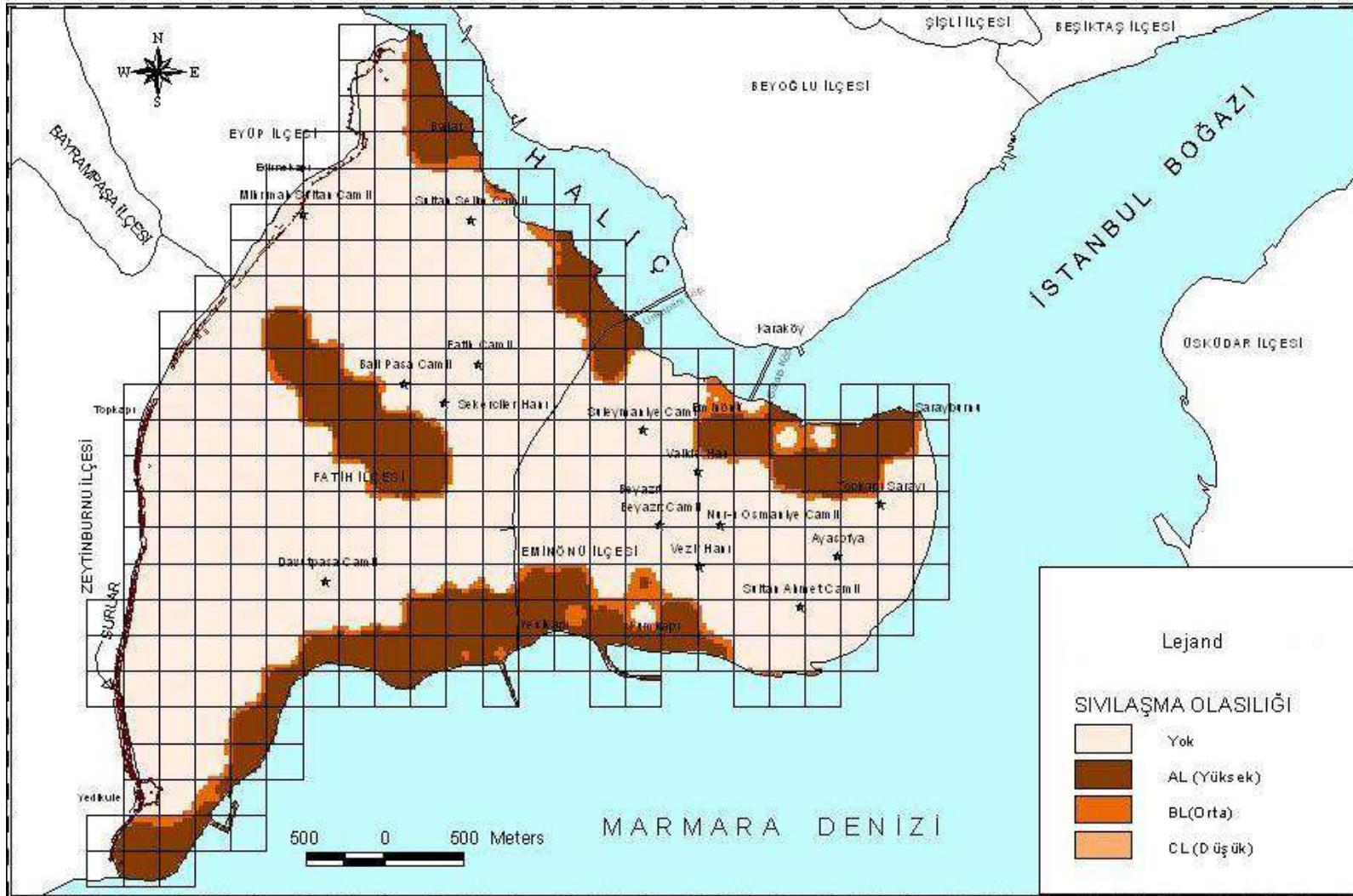
9.2 İnceleme Alanının Sıvılaşma Tehlikesi Haritası

İnceleme alanında sıvılaşma açısından kritik derinlik olarak kabul edilen üst 20 m'lik derinlik için sıvılaşma analizi yapılarak P_L değerleri elde edilmiştir. P_L değerine bağlı olarak inceleme alanı A_L , B_L ve C_L olmak üzere üç bölgeye ayrılmıştır. A_L bölgesi $P_L > 15$ olan alanları, B_L bölgesi $5 < P_L < 15$ olan alanları ve C_L bölgesi ise $P_L < 5$ olan alanları göstermektedir. 50 yılda %10 ve %40 aşılma olasılıklarına göre elde edilen sıvılaşma potansiyeli haritaları Şekil 9.3 ve Şekil 9.4'de gösterilmiştir.

Elde edilen haritalar incelendiğinde yer altı suyu seviyesinin akifer durumunda olduğu (Bkz. Şekil 5.13) ve eskiden dere yatağı olan alüvyon ve yapay dolguların bulunduğu Vatan Caddesi boyunca ve kalın yapay dolgu tabakalarının yer aldığı Haliç sahil kesimi ve Kumkapı-Yenikapı sahilinde bulunan hücrelerde yapılan analiz sonucunda sıvılaşma açısından riskli olarak görülen ve analiz yapılan bölgelerde sıvılaşma oluşabileceği sonucuna varılmıştır.



Şekil 9.3 İnceleme alanının 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre sivilaşma tehlikesine göre mikrobölgeleme haritası



Şekil 9.4 İnceleme alanının 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre sivilaşma tehlikesine göre mikrobölgeleme haritası

10. SİSMİK MİKROBÖLGELEME HARİTALARININ GEÇMİŞ DEPREMLERDEKİ HASAR BİLGİLERİ İLE BİRLİKTE DEĞERLENDİRİLMESİ

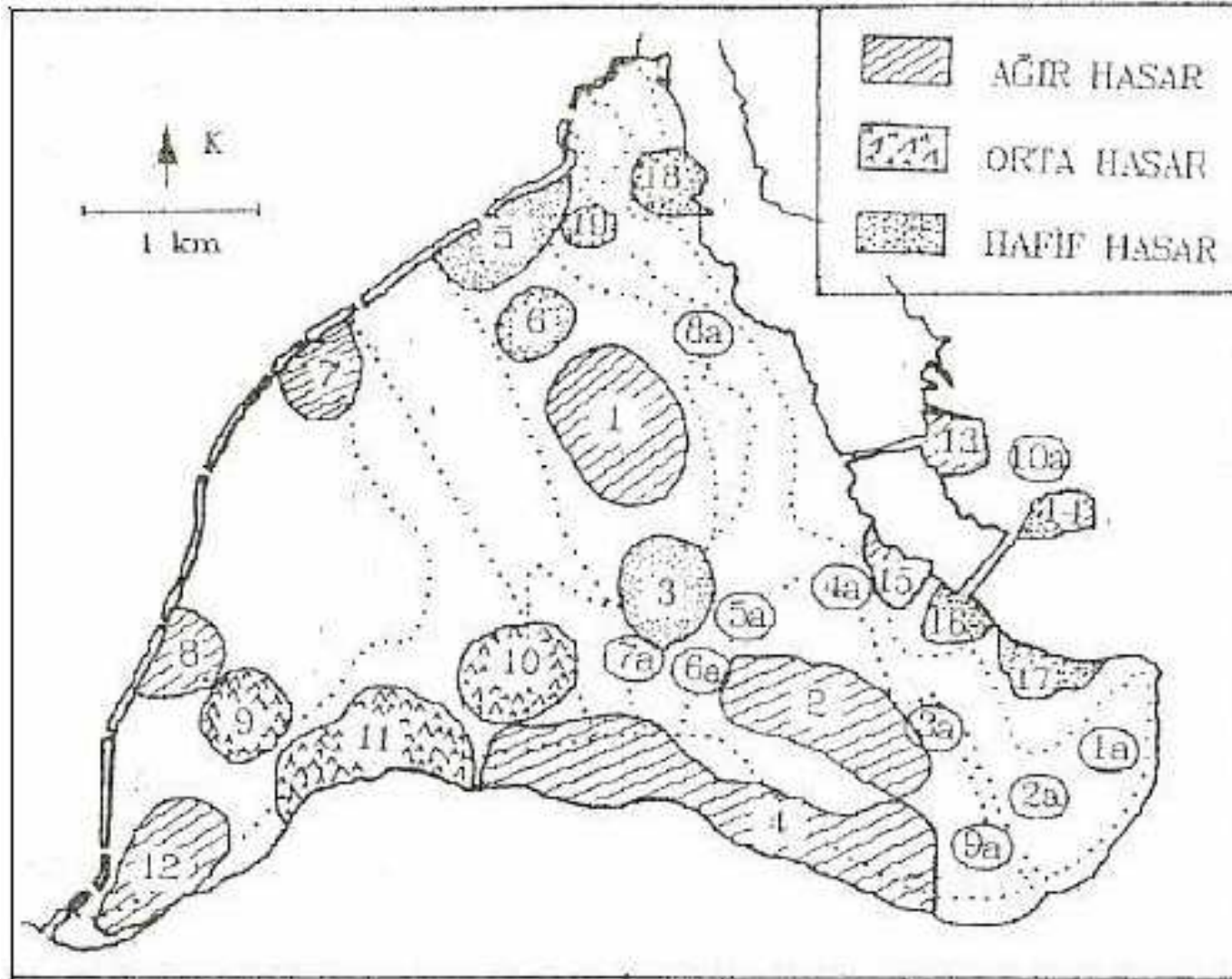
10.1 Geçmiş Depremlerde Meydana Gelmiş Hasarlar

Osmanlı imparatorluğunun başşehri olan ve her zaman yoğun yerleşime sahne olmuş Eski İstanbul Bölgesi'nin tarihinde defalarca kuvvetli depremlerin etkisinde kaldığı ve ağır hasarlar gördüğü bilinmektedir. Günümüzde de ticari, kültürel ve nüfus yoğunluğu açısından İstanbul şehrinin en yoğun yerleşim yerlerinden biri olan bu bölge en son 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminden etkilenmiştir.

10.1.1 1894 Depremi hasar verileri ile mikrobölgeleme haritalarının karşılaştırılması

10 Temmuz 1894 depremi, 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminden önce bölgeyi etkileyen en son büyük depremdir. Depremin episantırının 40.8 N ve 29 E olduğu ve inceleme alanına yaklaşık 60 km uzaklıkta olup MSK ölçeğine göre bölgeyi X şiddetinde etkilediği belirlenmiştir. Depremin D.Eginitis (1894) tarafından hazırlanmış eş şiddet haritası Şekil 1.9'da verilmiştir. Şekil 1.9'da birden dörde kadar verilmiş olan eş şiddet bölgelerinin şiddet değerleri konusunda çeşitli belirsizlikler bulunmaktadır. Barka (1991) 1894 depreminin $M=6.7$ magnitudünde olduğunu ve İstanbul ve çevresinde VIII şiddetinde hissedildiğini belirtirken, Gündoğdu, vd. (1991) ise bölgede hissedilen şiddetin X olduğunu belirtmişlerdir. Şiddetin değeri konusunda böyle bir belirsizlik olmasına rağmen değerler gözlenen hasarlara göre belirlendiğinden yerel zemin şartlarının etkilerini de kapsamaktadır.

İnceleme alanında olmuş depremlerde meydana gelen hasarlar çeşitli araştırmacılar tarafından incelenmiştir. Bunlardan 1894 depreminde meydana gelen hasar bilgileri Lav (1994) tarafından çeşitli araştırmacıların yapmış oldukları çalışmalardan derlenmiştir. Bu çalışmada çeşitli derecelerde hasar gözlenen yapılar 1'den 19'a kadar numaralandırılmış, yapılara ait hasar bilgileri numaraları ile birlikte Çizelge 10.1'de de verilmiş ve Şekil 10.1'de gösterilmiştir. Hasar derecelerinin ağır, orta ve hafif şeklinde sınıflandırılması, bir bölgede hasar tanımlamalarına dayanarak, her tanım için, sıfırla bir arası verilen değerler toplanıp hasar tanım sayısına bölündükten sonra elde edilen değerlere göre sıralanarak yapılmıştır (Lav, A., 1994).



Şekil 10.1 1894 depreminde gözlenen hasar durumu (Lav,1994)

Çizelge 10.1 1894 depremi hasar kayıtları (Lav, 1994)

1	Fatih'te Bali Paşa Camii'nin kubbeleri ve duvarları çökmüş Fatih'te hanlar, camiler yıkılmış Darüşşafaka'da duvarlar yıkılmış
2	Laleli'de bir hamamın kubbe ve duvarları çökmüş Çemberlitaş'ta Vezirhan'ın büyük bir kısmı yıkılmış Büyük Kapalı Çarşı yer yer çökmüş, büyük bir bölümü tamamen harap olmuş Büyük Kapalı Çarşı civarındaki hamamlar artık ikamet edemeyecek hale gelmiş Divanyolu'nda Süleyman Paşa Hamamı tamamen yıkılmış Tavuk Pazarı'nda bir çok yer yıkılmış Yemeniciler Çarşısı baştanbaşa yıkılmış Kapalı Çarşı'da bazı hanlar yıkılmış Beyazıt'ta bir han tamamen yıkılmış Koska'da Papazoğlu Camii'nin minaresinin üst kısmı yıkılmış Koska'da Papazoğlu Camii'nin medresesinin çatısı yıkılmış Sultanahmet Peykhane'de Uzun Şücaaddin Camii'nin minaresi yıkılmış
3	Saraçhanebaşı'nda Mimar Ayas Camii'nin minaresinin üst kısmı yıkılmış Amcazade Medresesi'nin bazı odalarının kubbeleri çökmüş, mektep kısmen yıkılmış Saraçhanebaşı'nda Dülgeroğlu Camii'nin minaresi üst yıkılmış

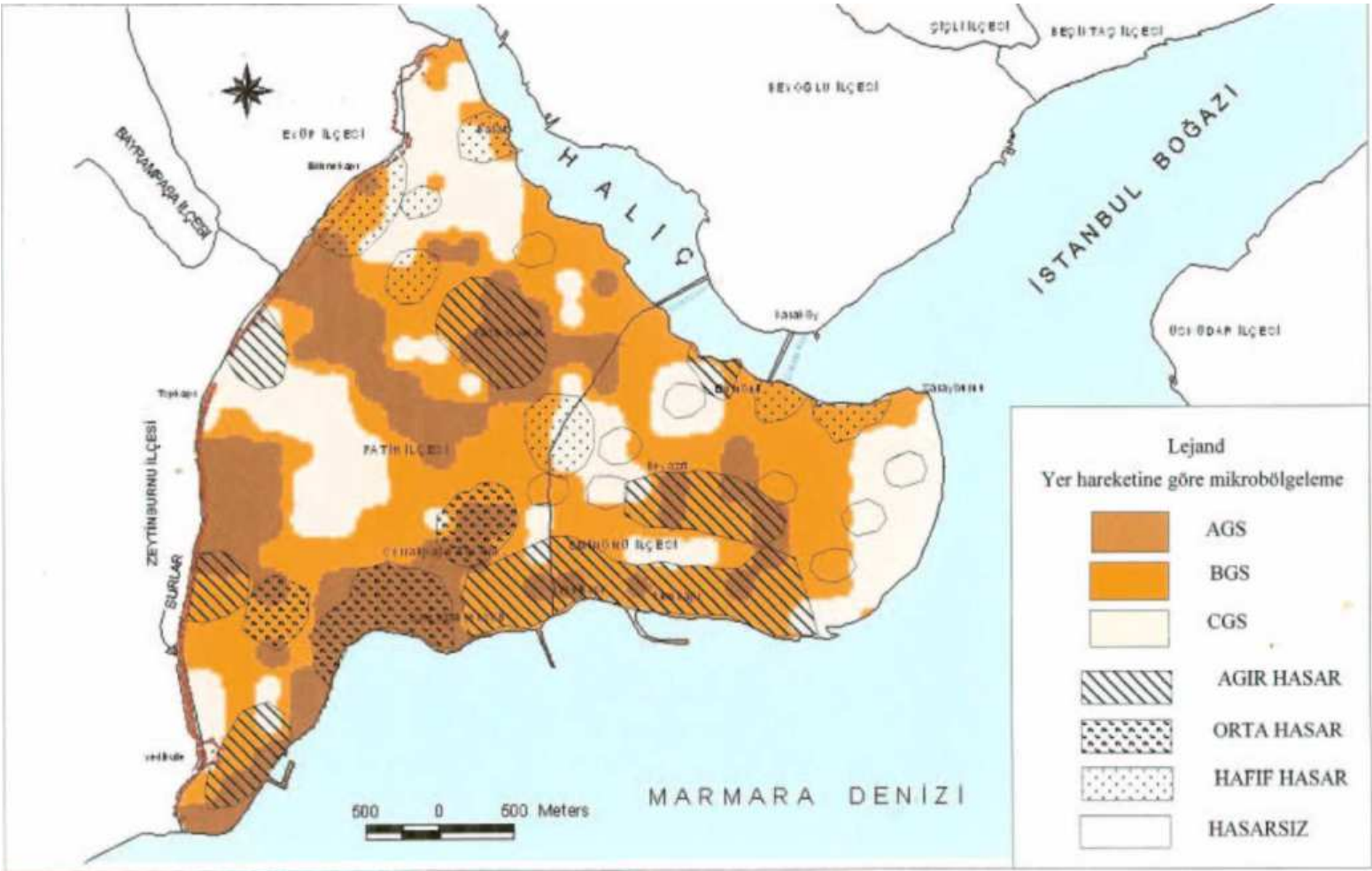
4	Gedikpaşa'da çok sayıda ev yıkılmış Kadırga'da çok sayıda ev yıkılmış Kumkapı'da çok sayıda ev yıkılmış Yenikapı'da çok sayıda ev yıkılmış Langa'da çok sayıda ev yıkılmış Samatya'da pek çok ev dükkan yıkılmış
5	Edirnekapı'da Mihrimah Sultan Camii'nin minaresi yıkılmış Edirnekapı surları çökmüş Edirnekapı'da Mihrimah Sultan hamamı kapı bölümü yıkılmış Kariye Camii'nin minaresinin yarısı yıkılmıştır
6	Karagümrük Camii'nin minaresi yıkılmış
7	Topkapı'da Ahmet Paşa Camii ağır hasara uğramış
8	Silivrikapı'da mescid ve türbe harap olmuş
9	Koca Mustafa Paşa Camii'nin kubbesi çökmüş
10	Hasaeki'deki Haseki Sultan Camii'nin kubbesi yıkılmış Horhor hamamının külhanı yıkılmış
11	Cerrah Paşa Camii'nin bazı kubbeleri çökmüş
12	Abid Çelebi Camii ve dergahı yıkılmış İmrahor Camii harap olmuş ve uzun seneler kapalı kalmış

13	Azapkapı'da Sokulu Mehmet Paşa Camii harap olarak uzun süre kapalı kalmış
14	Galata'da Yer altı Camii'nin minaresi kısmen yıkılmış
15	Zindankapı'da Hacı Mustafa Paşa Camii yıkılmış Zindankapı'da Ahi Çelebi Camii hasar görmüş Uzun Çarşı, Tahtakale, Kutucular, Kantarcılar baştanbaşa bir harabe olmuş
16	Yeni Camii'nin Külhanı yıkılmış Eminönü'nde İzzet Mehmet Paşa Camii'nin minaresi yıkılmış
17	Sirkeci'de İstasyon civarındaki caminin minaresi şerefesine kadar yıkılmış Sirkeci iskelesi önünde yer uzunlamasına 42 m yarılmış
18	Balat'ta ağaçlar devrilmiş
19	Draman'da Hoca Kasım Camii'nin minaresi yıkılmış

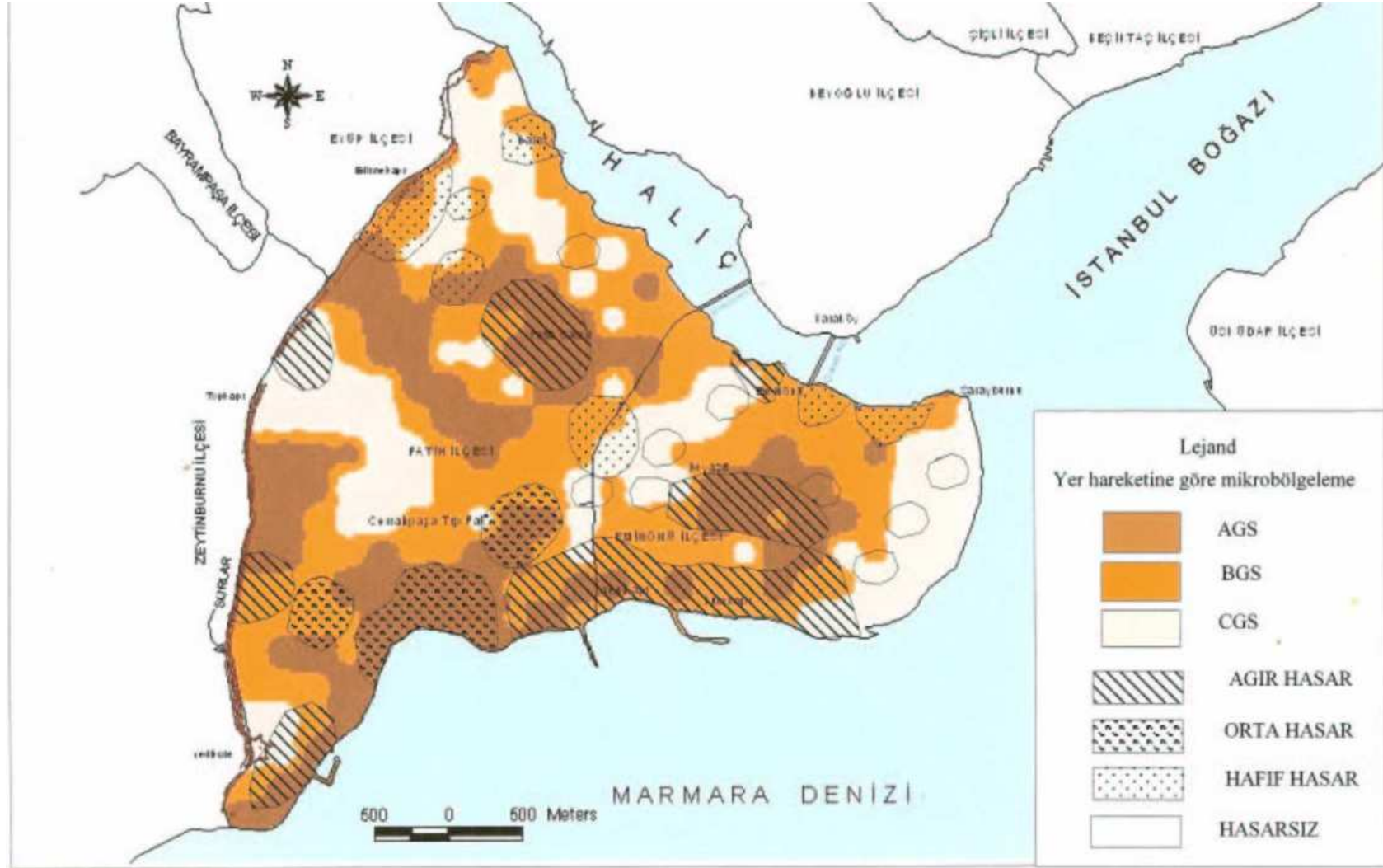
Şekil 10.2 ve Şekil 10.3’de 1894 depremi hasar dağılımları ile 50 yılda %10 ve %40 aşılma olasılıklarına göre yer sarsıntısı tehlikesi haritaları birlikte gösterilmiştir. Bu haritalar değerlendirildiğinde Fatih Camii’nin bulunduğu bölgede ve Beyazıt’ta bulunan ağır hasarlı bölgelerin yer sarsıntısı tehlikesi haritasında A_{GS} ve B_{GS} bölgeleri içerisinde olduğu görülmektedir. İnceleme alanının güney sahillerinde bulunan Yenikapı ve Kumkapı’da ağır hasarların yine A_{GS} ve B_{GS} bölgelerinde olduğu ancak çok az bir bölgenin C_{GS} bölgesi içerisinde bulunduğu görülmektedir. Topkapı civarında bulunan ağır hasarlı bölge C_{GS} bölgesi içerisinde bulunmakta ve yer sarsıntısı haritası ile uyum sağlamamaktadır. Yedikule’de meydana gelmiş ağır hasarların yer sarsıntısı tehlikesi haritasında A_{GS} , B_{GS} ve çok az bir bölgenin C_{GS} bölgeleri içerisinde oldukları görülmektedir. Fatih İlçesi’nde bulunan diğer ağır hasarlı bölge ise A_{GS} ve B_{GS} bölgeleri içerisinde bulunmaktadır. Eminönü sahilinde bulunan ağır hasarlı bölge yer sarsıntısı tehlikesi haritasında B_{GS} ve C_{GS} bölgeleri içerisinde yer almaktadır. 1894 depreminde meydana gelmiş orta hasarlı bölgeler Fatih İlçesi sınırlarında bulunmakta ve bu bölgeler yer sarsıntısı haritasında A_{GS} ve B_{GS} bölgeleri içerisinde bulunmaktadır. İnceleme alanında hafif hasarlı bölgeler A_{GS} , B_{GS} ve C_{GS} bölgeleri olmak üzere her üç bölgede de gözlemlenmektedir.

Şekil 10.4 ve Şekil 10.5’de 1894 depremi hasar dağılımları ile 50 yılda %10 ve %40 aşılma olasılıklarına göre yamaç kayması tehlikesi haritaları birlikte gösterilmiştir. Genel olarak yamaç kayması tehlikesi haritaları ile hasar haritasının uyumlu olmadığı söylenebilir.

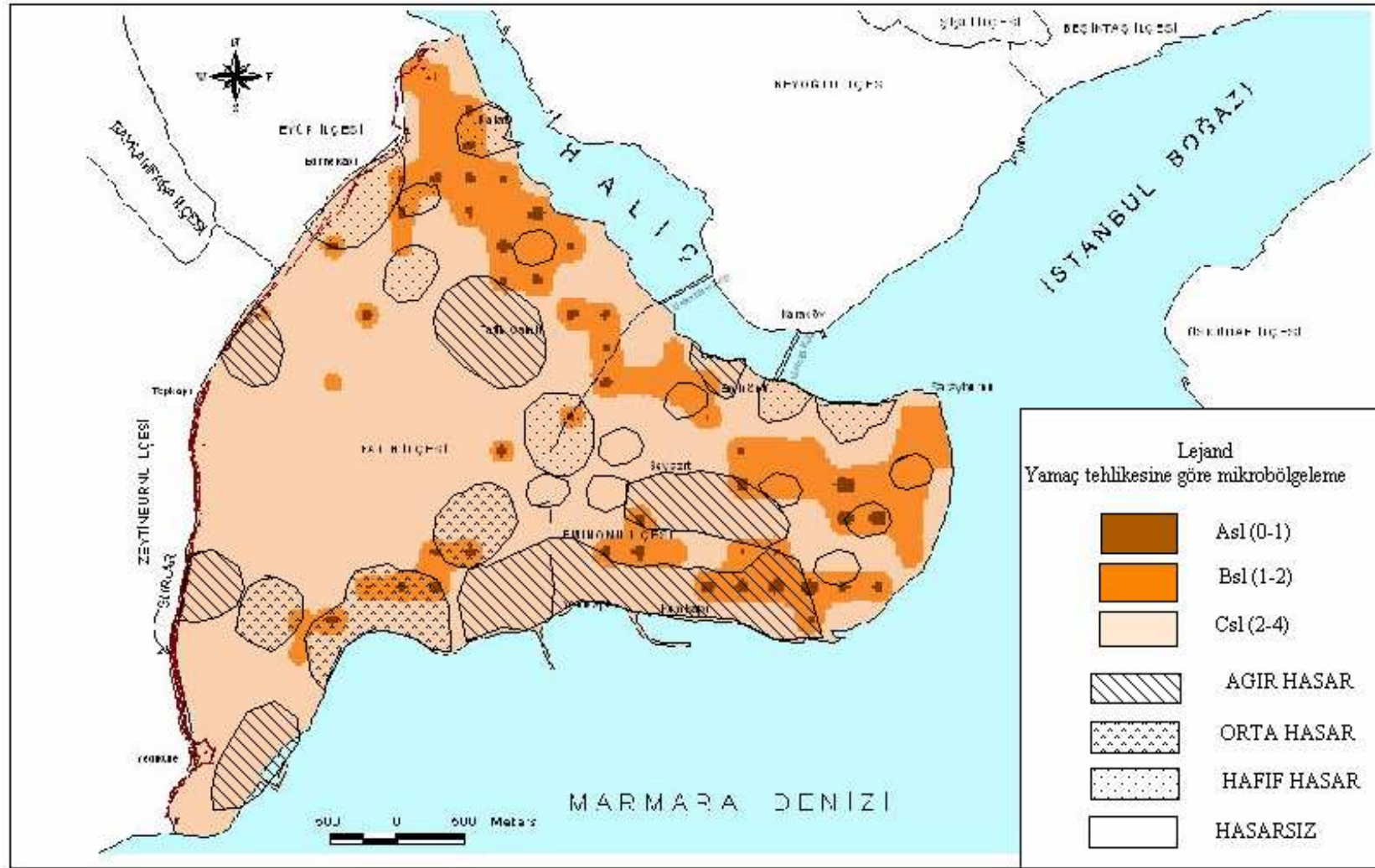
Şekil 10.6 ve Şekil 10.7’de ise 50 yılda %10 ve %40 aşılma olasılıklarına göre sıvılaşma tehlikesi haritaları ile hasar dağılım haritası birlikte gösterilmiştir. Sıvılaşma tehlikesinin yüksek olduğu Yenikapı ve Kumkapı sahil şeridinde ağır hasarların meydana geldiği görülmektedir. Yine sıvılaşma tehlikesinin yüksek olduğu Yedikule civarında da ağır hasarlara rastlanmaktadır. Eminönü İlçesi Haliç sahilinde bulunan ağır hasarlı bölge sıvılaşma tehlikesi haritasında A_L ve B_L bölgeleri içerisinde yer almaktadır. Fatih İlçesi’nin sahil kenarı hariç yüksek sıvılaşma riski içeren bölgelerinde genel olarak ağır/orta hasar oluşmamıştır. Hafif hasarlı bölgelerden Haliç sahil şeridinde bulunanlar A_L ve B_L bölgeleri içerisinde yer alırken, diğer hafif hasarlı bölgeler sıvılaşma tehlikesi açısından düşük riskli C_L bölgesi içerisinde olduğu görülmektedir. İnceleme alanında 1894 depreminde Marmara Denizi ve Haliç sahilindeki bölgelerde oluşan hasarlarda sıvılaşma etkisinin katkısı olmuş olabileceği gözlenirken, Vatan Caddesi civarında beklenebilecek sıvılaşma tehlikesinin hasara neden olmadığı anlaşılmaktadır.



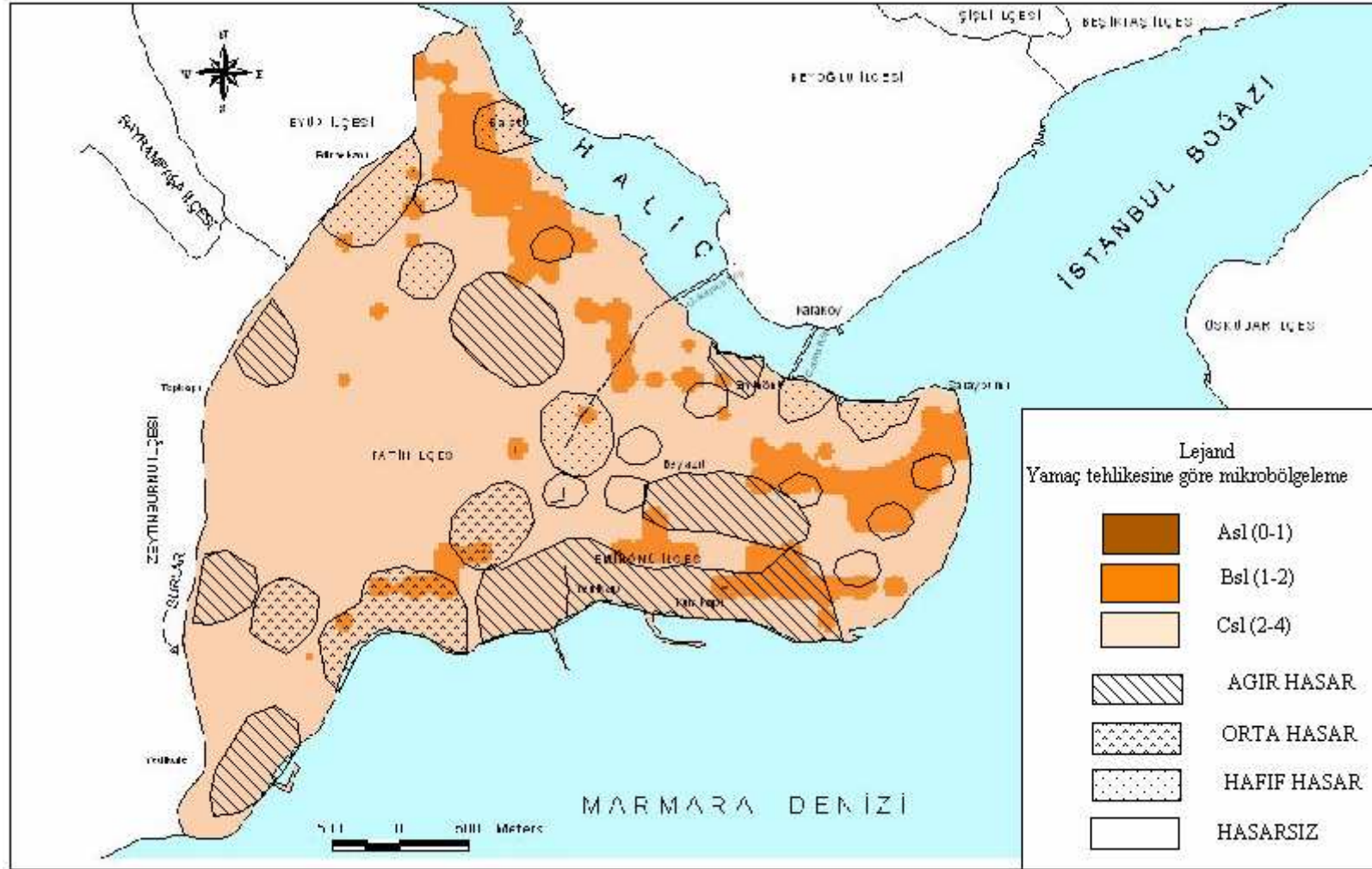
Şekil 10.2 1894 depreminde gözlenen hasar (Lav,1994) ile 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre hazırlanan yer sarsıntısı tehlikesi haritasının karşılaştırılması



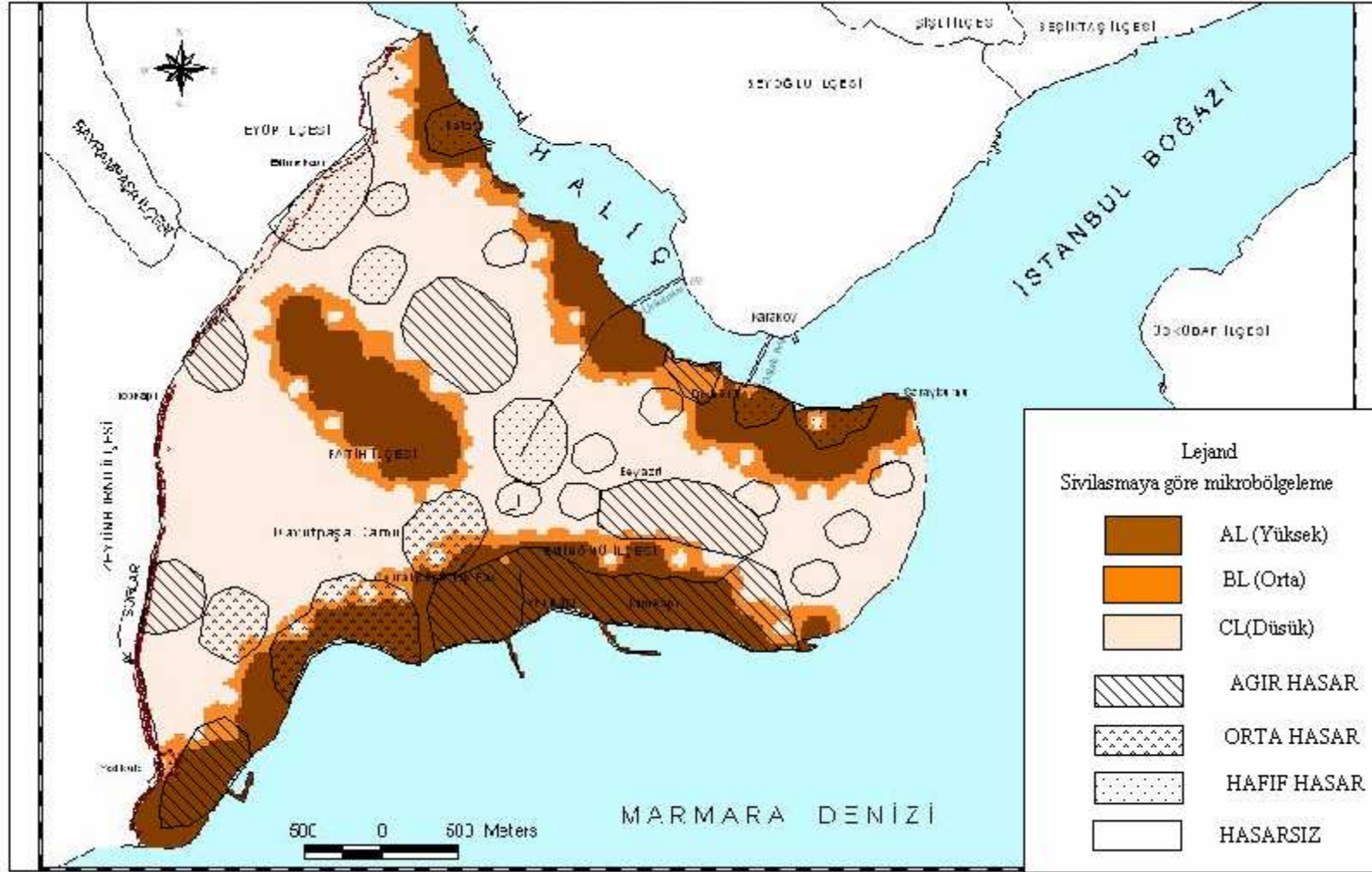
Şekil 10.3 1894 depreminde gözlenen hasar (Lav,1994) ile 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre hazırlanan yer sarsıntısı tehlikesi haritasının karşılaştırılması



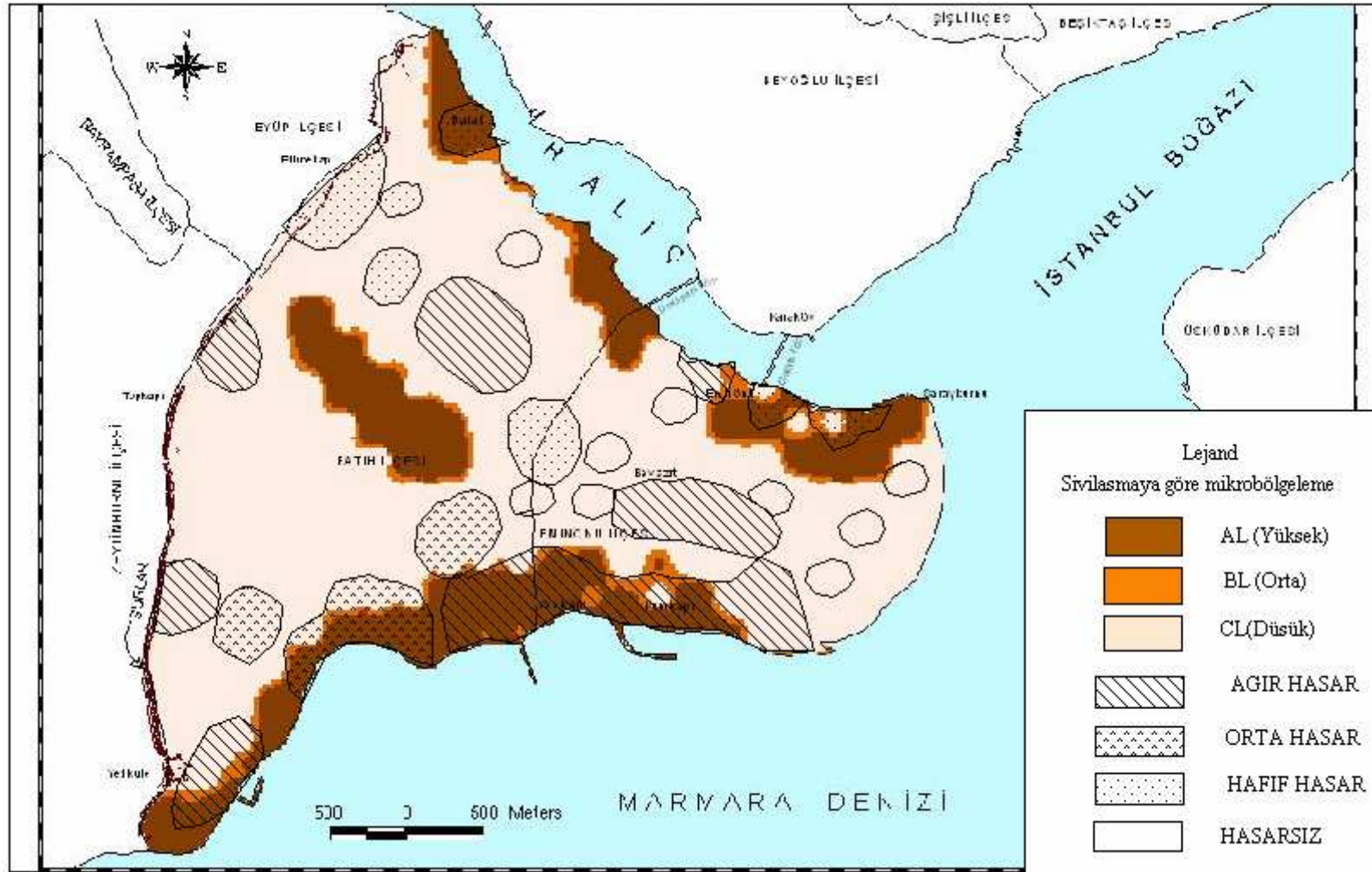
Şekil 10.6 1894 depreminde gözlenen hasar (Lav,1994) ile 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre hazırlanan yamaç kayması tehlikesi haritasının karşılaştırılması



Şekil 10.7 1894 depreminde gözlenen hasar (Lav,1994) ile 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre hazırlanan yamaç kayması tehlikesi haritasının karşılaştırılması



Şekil 10.4 1894 depreminde gözlenen hasar (Lav,1994) ile 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre hazırlanan sivilaşma tehlikesi haritasının karşılaştırılması



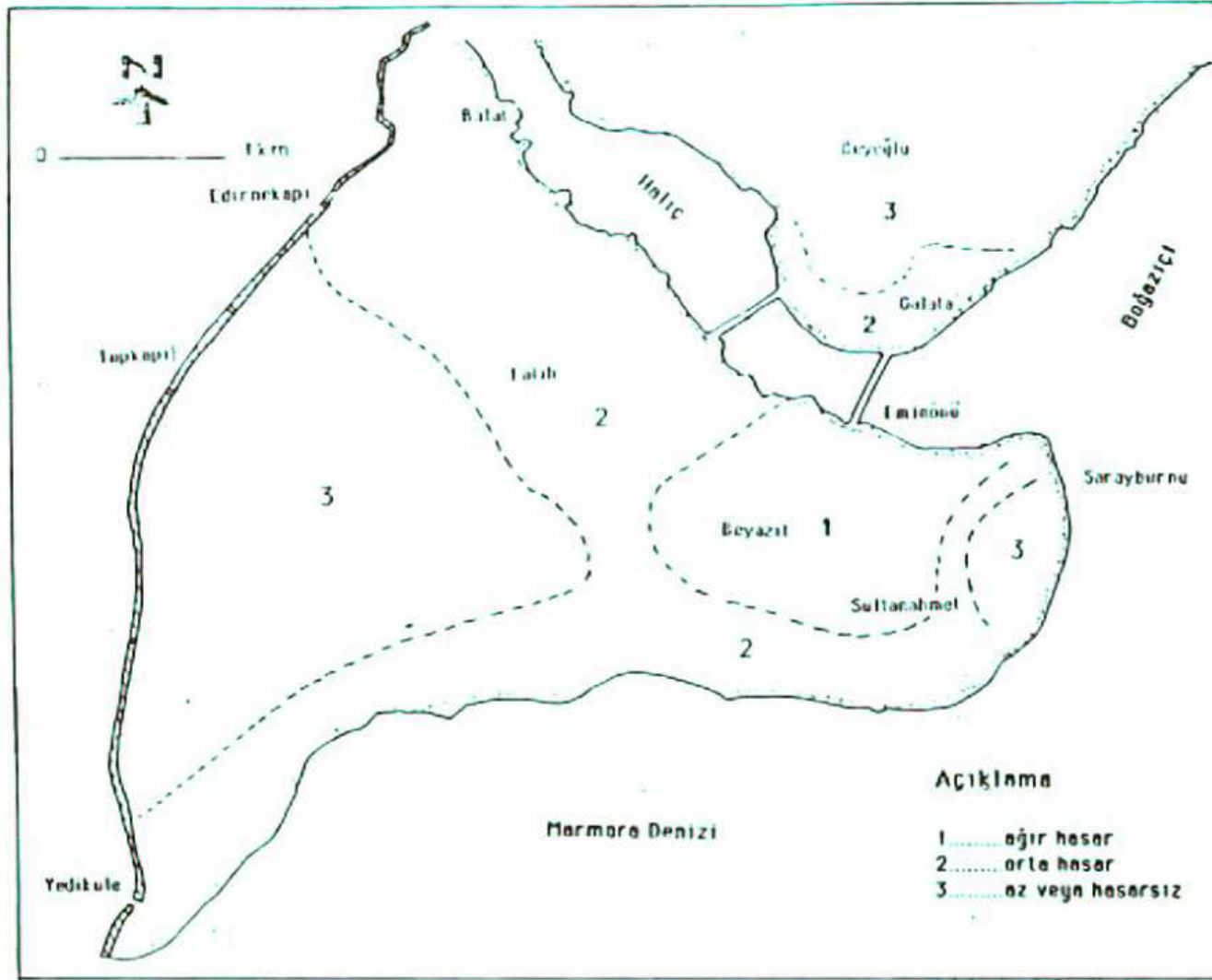
Şekil 10.5 1894 depreminde gözlenen hasar (Lav,1994) ile 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre hazırlanan sivilaşma tehlikesi haritasının karşılaştırılması

Genel olarak bir değerlendirme yapıldığında ağır hasar gözlenen bölgelerin yer sarsıntısı haritalarında A_{GS} ve B_{GS} bölgeleri olarak ve/veya sıvılaşma tehlikesi haritalarında yüksek riskli bölgeler olarak gösterildiği ve jeolojik formasyon olarak kalın kil tabakalarının (Gürpınar formasyonu) ve Marmara Denizi sahil kesimlerinde kalın dolguların bulunduğu bölgeler ile Bakırköy formasyonunun yüzeylendiği bazı bölgelerde olduğu görülmektedir. Orta hasarlı bölgelerin yine Gürpınar formasyonunun bulunduğu bölgeler ile Bakırköy formasyonunun bulunduğu bazı bölgelerde yer aldığı görülmektedir. Kalın dolguların yer aldığı Haliç sahili kesimleri ile kalın kil tabakalarının (Gürpınar formasyonu) bulunduğu Edirnekapı civarlarındaki bazı bölgelerde de hafif hasar meydana geldiği anlaşılmaktadır. Hasar bulunmayan bölgelerin Trakya formasyonunun yüzeylendiği bölgeler olduğu görülmektedir. Genel olarak hasar dağılımı ile yer sarsıntısı haritaları, sıvılaşma riski haritaları ve jeoloji haritasının, bazı bölgeler hariç uyum içerisinde oldukları görülmektedir. Bölgede meydana gelen hasarlarda genel olarak yerel zemin koşullarının etkili olduğu ve zemin büyütme etkisi ile sıvılaşma etkilerinin katkılarından söz edilebilir. Yamaç tehlikesi açısından bölgenin fazla riskli olmadığı ancak bazı kesimlerde daha ayrıntılı incelemeler gerektiği düşünülmektedir.

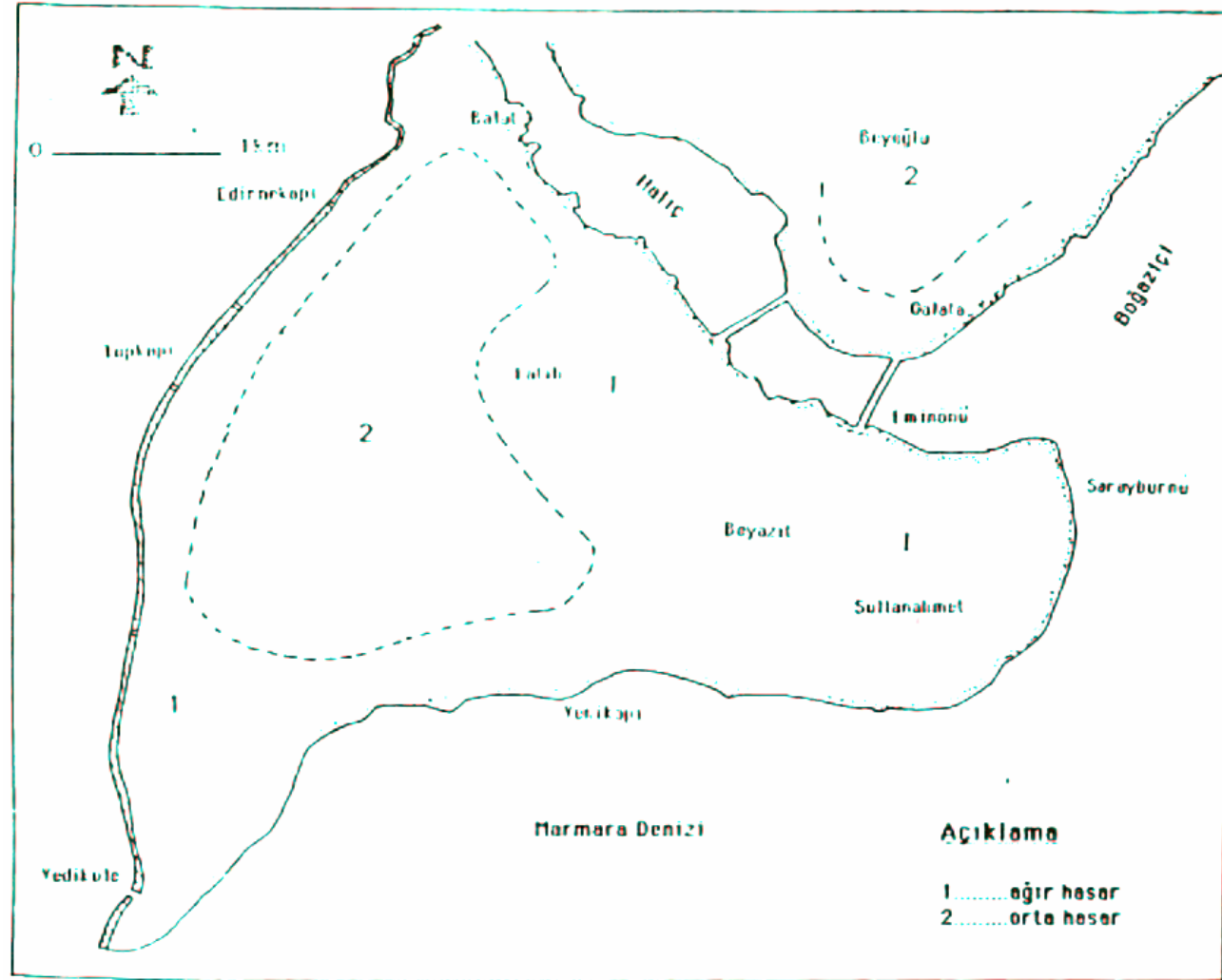
1894 depreminde inceleme alanında meydana gelen hasarlarla ilgili yapılan bir diğer çalışma ise Barka (1991) tarafından hazırlanan basitleştirilmiş hasar dağılımı haritasıdır. Şekil 10.8’de verilmiş olan bu harita bölgede oluşmuş hasarların dağılımı hakkında genel bir fikir edinmeye olanak sağlamaktadır.

Şekil 10.8’de verilen 1894 hasar haritası ile yer sarsıntısı haritaları (Şekil 10.2 ve 10.3) karşılaştırıldığında, 1 bölgesi olarak tanımlanan ağır hasarlı bölgelerinin A_{GS} ve B_{GS} bölgelerinden oluşan riskli bölgeler olduğu, 3 numara ile tanımlanan az hasarlı bölgenin ise göreceli olarak daha düşük riskli C_{GS} bölgesini temsil ettiği görülmektedir. 2 ve 3 numaralı bölgelerin Fatih ilçesi sınırları içinde kalan kısımları ise yer sarsıntısı haritaları ile tam bir uyum göstermemektedir.

Barka (1991) ayrıca 1509 İstanbul depreminde oluşan hasarlara göre inceleme alanında iki ayrı bölge tanımlamıştır (Şekil 10.9). Kısıtlı bilgiler ile hazırlanan bu hasar dağılımı haritası ile mikrobölgeleme haritaları arasında bir karşılaştırma yapmak pek mümkün görünmemekle birlikte kabaca bir uyumdan söz edilebilir.



Şekil 10.8 1894 depremi basitleştirilmiş hasar dağılımı (Öztin ve Bayülke; 1990)' dan yararlanılarak Barka A. (1991) tarafından çizilmiştir.

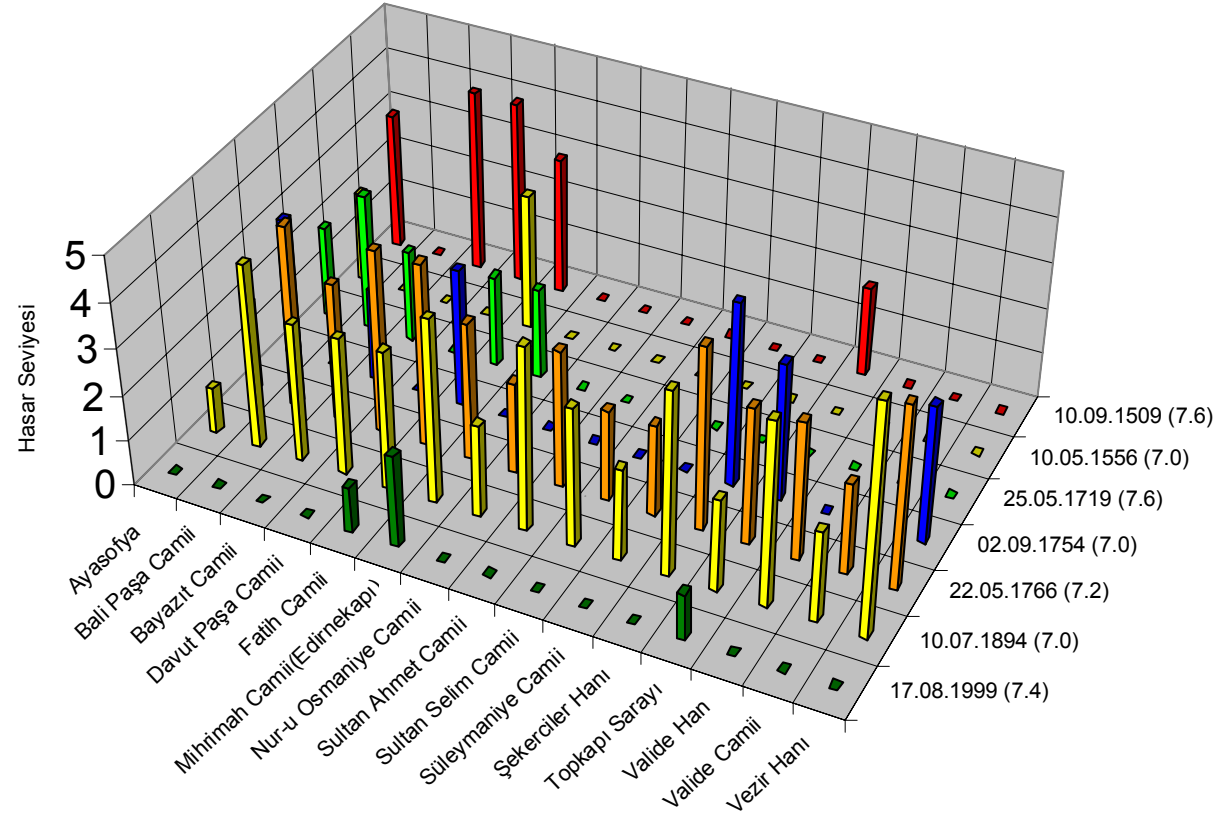


Şekil 10.9 1509 depremi basitleştirilmiş hasar dağılımı (Ambraseys ve Finkel, 1990)'dan yararlanılarak Barka A. (1991) tarafından çizilmiştir.

10.1.2 İnceleme alanındaki tarihi yapılarda çeşitli depremlerde meydana gelmiş hasar bilgileri ile mikrobölgeleme haritalarının karşılaştırılması

İnceleme alanı Eski İstanbul (Fatih ve Eminönü ilçeleri) Bölgesi tarihi yapılar açısından oldukça zengin bir bölgedir. Bölgede bulunan önemli tarihi yapılardan bazıları Ayasofya, Topkapı Sarayı, Beyazıt Camii, Fatih Camii, Nur-u Osmaniye Camii, Sultan Ahmet Camii, Süleymaniye Camii, Mihrimah Sultan Camii, Şekerciler Hanı, Valide Han, Valide Camii, Bali Paşa Camii, Vezir Hanı'dır. Adı geçen tarihi yapılara ait çeşitli tarihi depremlerde meydana gelmiş hasar bilgileri Erdik, vd. (2001) tarafından değerlendirilmiştir. Bu çalışmada tarihi yapılarda çeşitli depremlerde oluşan hasarlar üç boyutlu bir matris yardımı ile gösterilmiştir (Şekil 10.10). Ayrıca tarihi yapıların yapım yılları ve meydana gelen hasarlar Çizelge 10.2'de gösterilmiştir. Hasarı tanımlamak için kullanılan D1, D2, D3, D4 ve D5 kodlamaları Avrupa makrosismik ölçeğine (ESM, 1998) uygun olarak sırası ile hafif hasar, orta hasar, ağır hasar, çok ağır hasar ve göçmeyi ifade etmektedir. Yapılan çalışmada Fatih ve Edirnekapi Mihrimah Sultan Camileri'nin depremlerden sürekli olarak olumsuz etkilendikleri görülmüştür. Erdik, vd. (2001) tarafından derlenen tarihi yapılara ait hasar bilgileri yer sarsıntısı mikrobölgeleme haritaları üzerinde ArcView 3.1 programında görüntülenerek değerlendirilmiştir. Şekil 10.11 ve Şekil 10.12'de tarihi yapılardaki hasar bilgileri %10 ve %40 aşılma olasılığına göre hazırlanan yer sarsıntısı haritaları üzerinde gösterilmiştir. Tüm depremlerde hasar gören Fatih Camii'nin bulunduğu bölgenin yer sarsıntısı haritalarında A_{GS} bölgesi olarak tanımlanan en riskli bölge içerisinde kaldığı ve jeoloji haritasında da bu bölgenin 55-60 m'ye varan kalın kil tabakalarının bulunduğu bölgede yer aldığı görülmektedir. Yine aynı şekilde Davut Paşa Camii, Beyazıt Camii ve Nur-u Osmaniye Camii de yer sarsıntısı haritalarında A_{GS} bölgeleri içerisinde kalmaktadır. Bali Paşa Camii, Şekerciler Hanı, Vezir Hanı, Sultan Ahmet Camii ve Ayasofya Camii yer sarsıntısı haritalarında B_{GS} bölgesi içerisinde kalmaktadır. Sultan Selim Camii, Süleymaniye Camii ve Topkapı Sarayı C_{GS} bölgesi içerisinde kaldıkları halde bazı depremlerde hafif-orta hasar görmüştür. Tarihi yapılardaki hasarlar yamaç tehlikesi haritaları ile beraber değerlendirildiğinde (Şekil 10.13 ve Şekil 10.14) ise bu üç caminin şev açısından orta derecede risk taşıyan B_{Sl} bölgesi içerisinde yer aldıkları görülmektedir. İnceleme alanındaki diğer camiler yamaç tehlikesi açısından risksiz bölgeler içerisinde yer almaktadırlar.

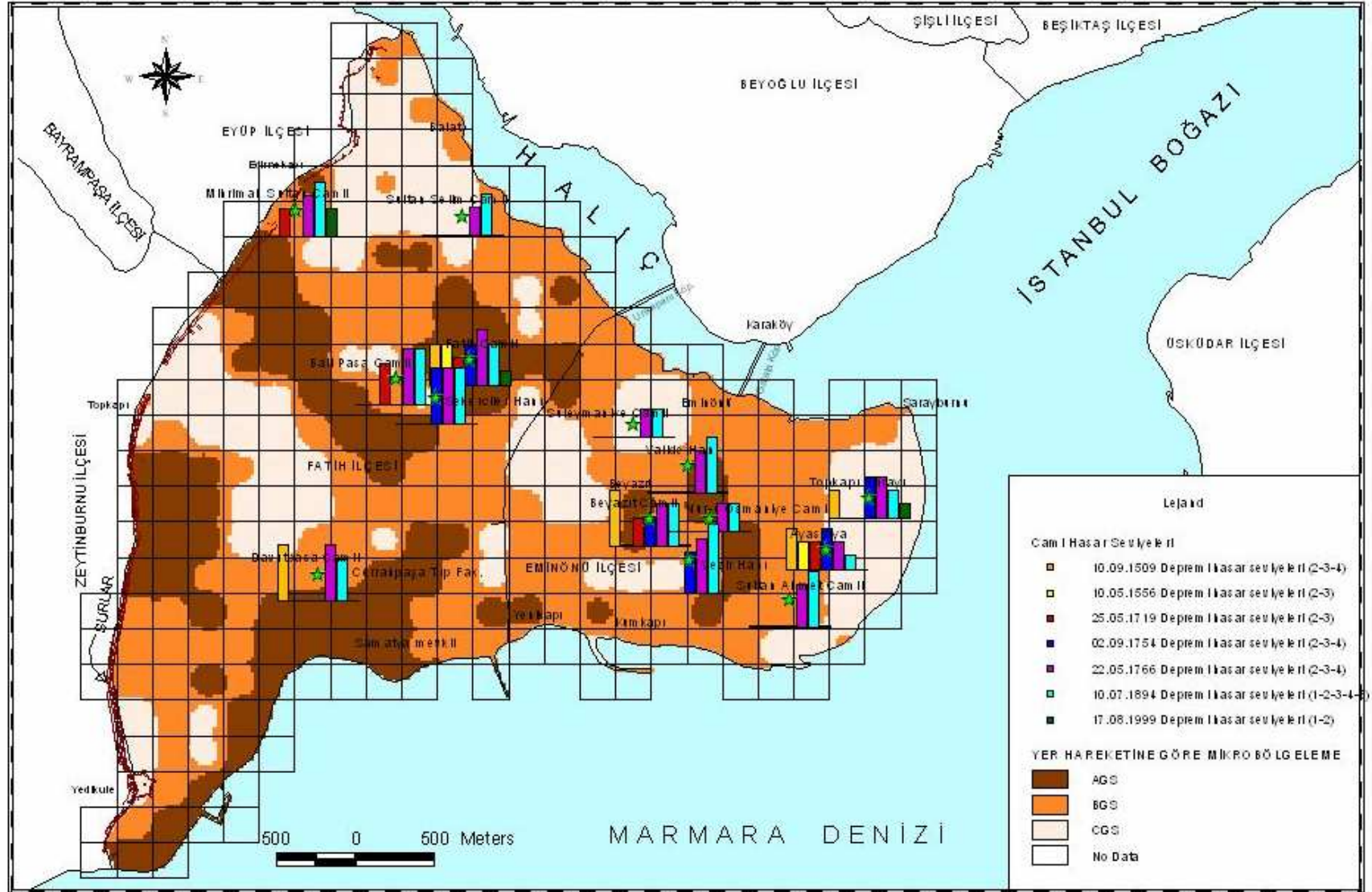
Tarihi yapıların hasarları ile sınılaşma haritaları karşılaştırıldığında (Şekil 10.15 ve Şekil 10.16) camilerin genel olarak sınılaşma açısından risksiz veya çok az risk taşıyan bölgeler içerisinde yer aldıkları görülmektedir. Tarihi yapılarda meydana gelen hasarlarda sınılaşma etkisinin katkısı olmadığı söylenebilir.



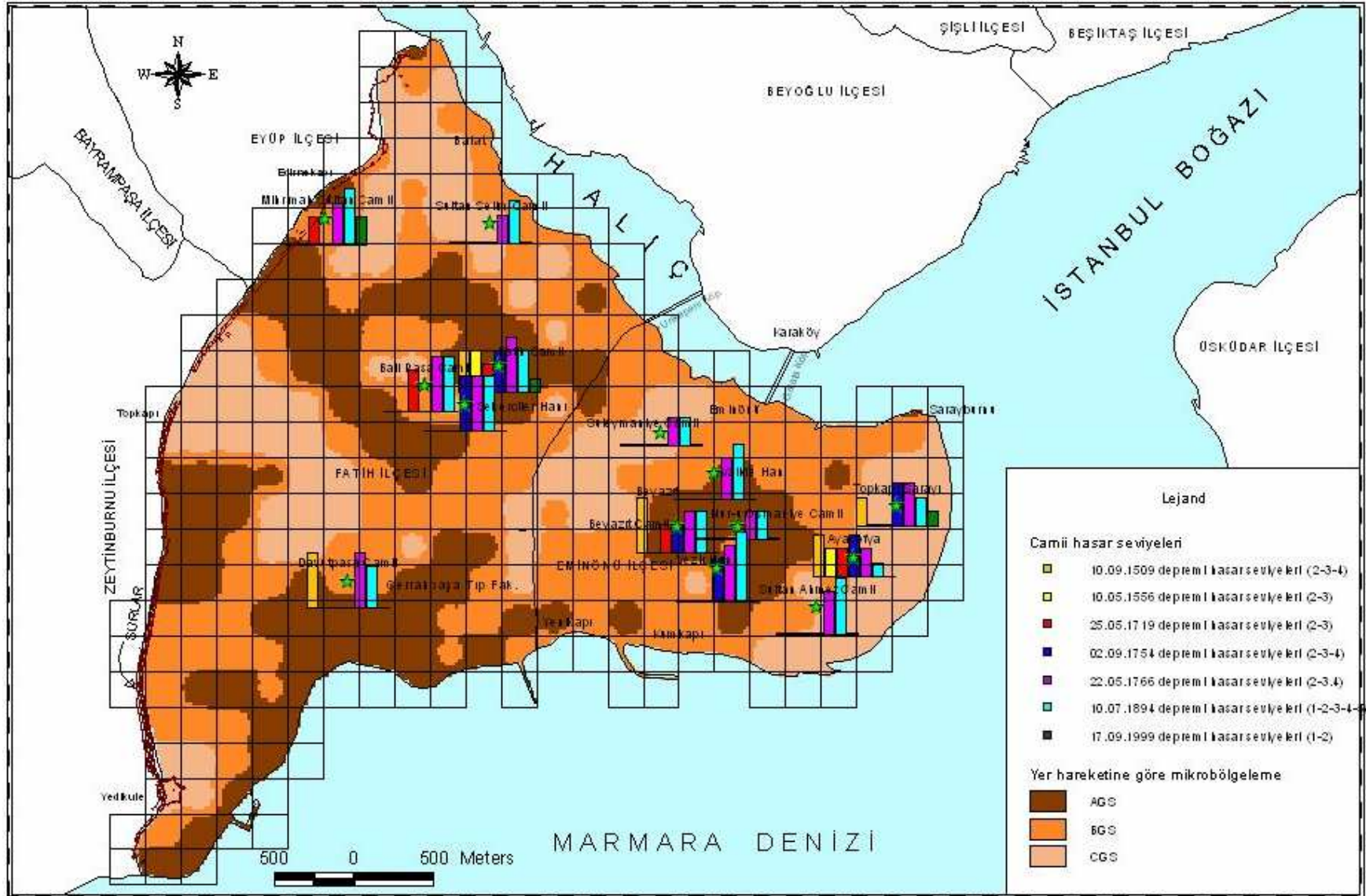
Şekil 10.10 Eski İstanbul (Fatih-Eminönü ilçeleri) Bölgesi'nde bulunan tarihi yapılarda meydana gelen deprem hasarları (Erdik, vd., 2001)

Çizelge 10.2 Eski İstanbul (Fatih-Eminönü ilçeleri) Bölgesi'nde bulunan tarihi yapıların yapım yılları ve hasar seviyeleri (Erdik, vd., 2001)

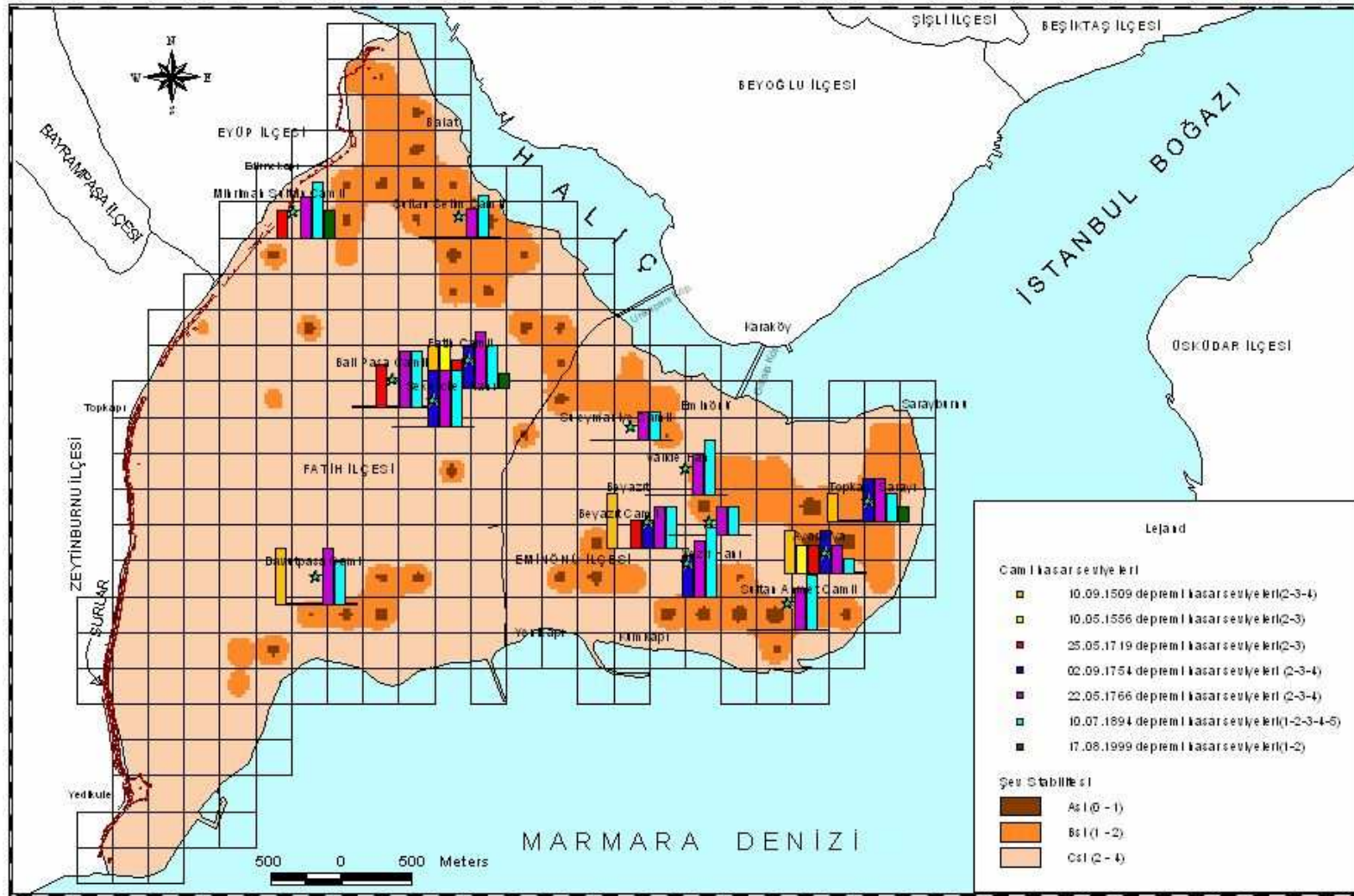
		Tarihi depremler						
Tarihi yapı adı	Yapım yılları	10.09.1509 (7.6)	10.05.1556 (7.0)	25.05.1719 (7.6)	02.09.1754 (7.0)	22.05.1766 (7.2)	10.07.1894 (7.0)	17.08.1999 (7.4)
Ayasofya	360	3	2	2	3	2	1	0
Bali Paşa Camii	1504	0	0	3	0	4	4	0
Beyazıt Camii	1506	4	0	2	2	3	3	0
Davut Paşa Camii	1485	4	0	0	0	4	3	0
Fatih Camii	1463-1470	3	3	2	3	4	3	1
Mihrimah Sultan Camii	16.yy sonları	0	0	2	0	3	4	2
Nur-u Osmaniye Camii	1755	0	0	0	0	2	2	0
Sultan Ahmet Camii	1609-1616	0	0	0	0	3	4	0
Sultan Selim Camii	1522	0	0	0	0	2	3	0
Süleymaniye Camii	1550-1557	0	0	0	0	2	2	0
Şekerciler Hanı	-	0	0	0	4	4	4	0
Topkapı Sarayı	1461-1468	2	0	0	3	3	2	1
Valide Han	-	0	0	0	0	3	4	0
Valide Camii	1871	0	0	0	0	2	2	0
Vezir Hanı	1661	0	0	0	3	4	5	0



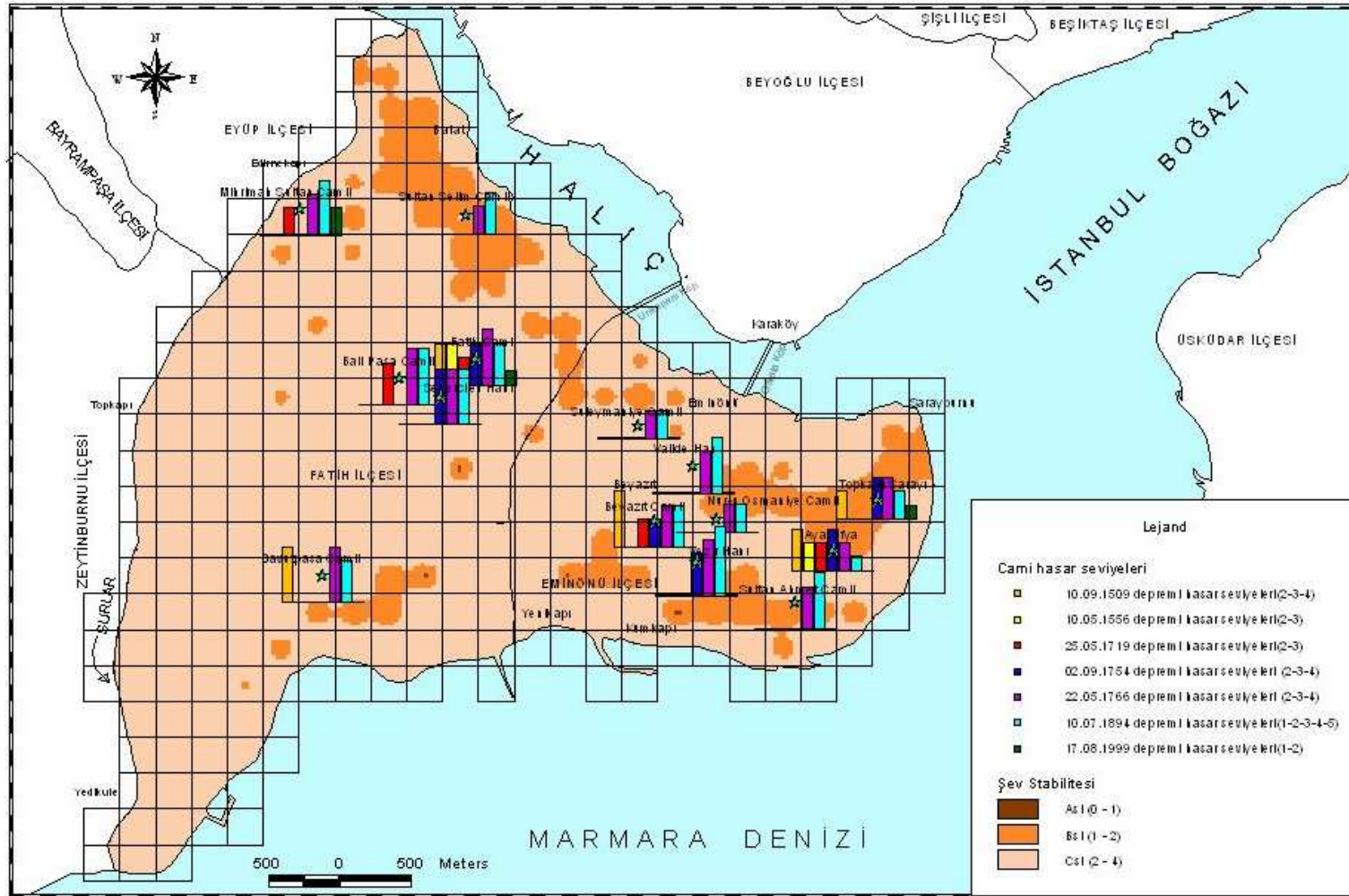
Şekil 10.11 İnceleme alanının 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre hazırlanmış yer sarsıntısı haritası ile tarihi yapılarda çeşitli depremlerde meydana gelmiş hasar seviyelerinin karşılaştırılması



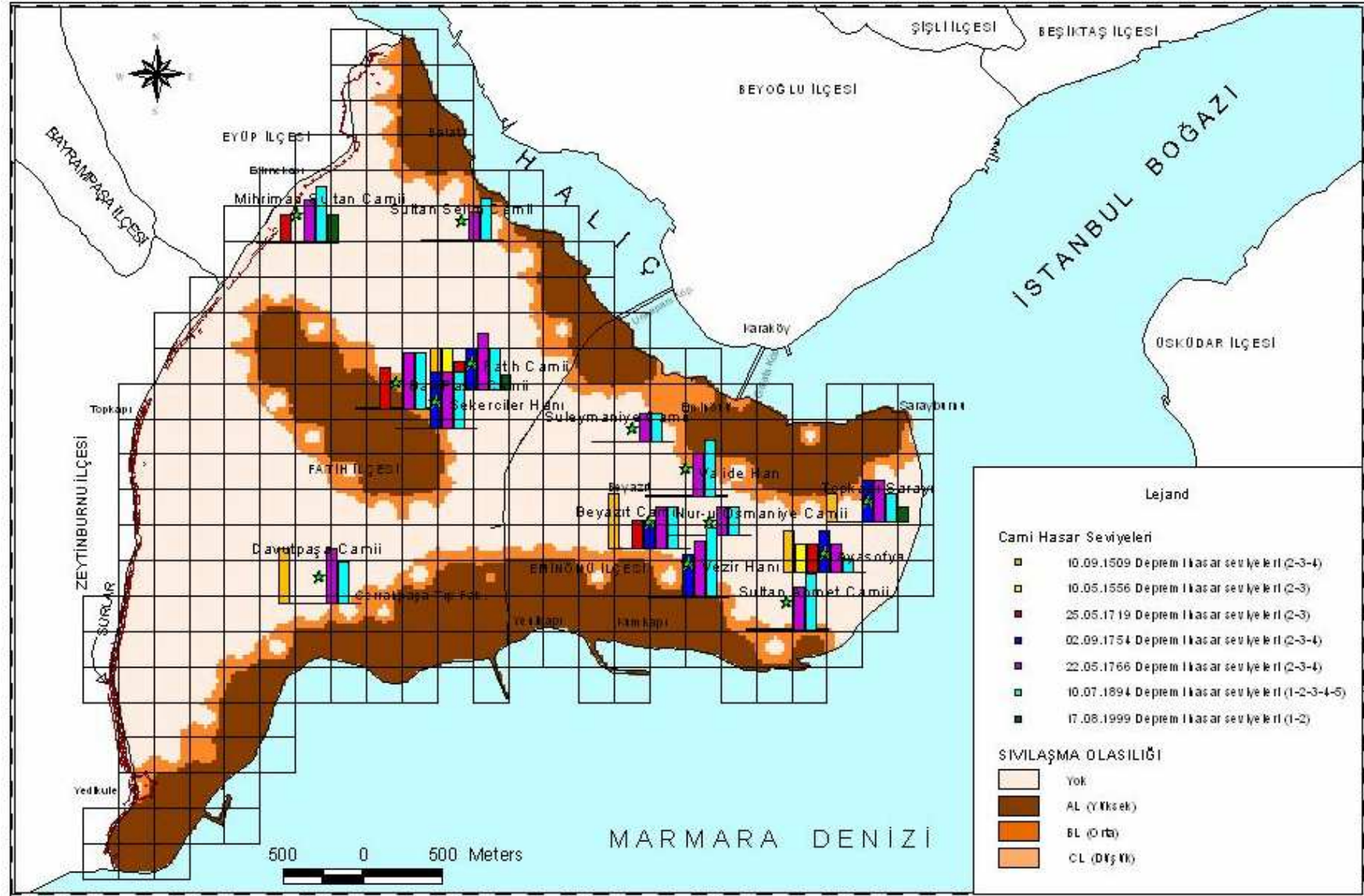
Şekil 10.12 İnceleme alanının 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre hazırlanmış yer sarsıntısı haritası ile tarihi yapılarda çeşitli depremlerde meydana gelmiş hasar seviyelerinin karşılaştırılması



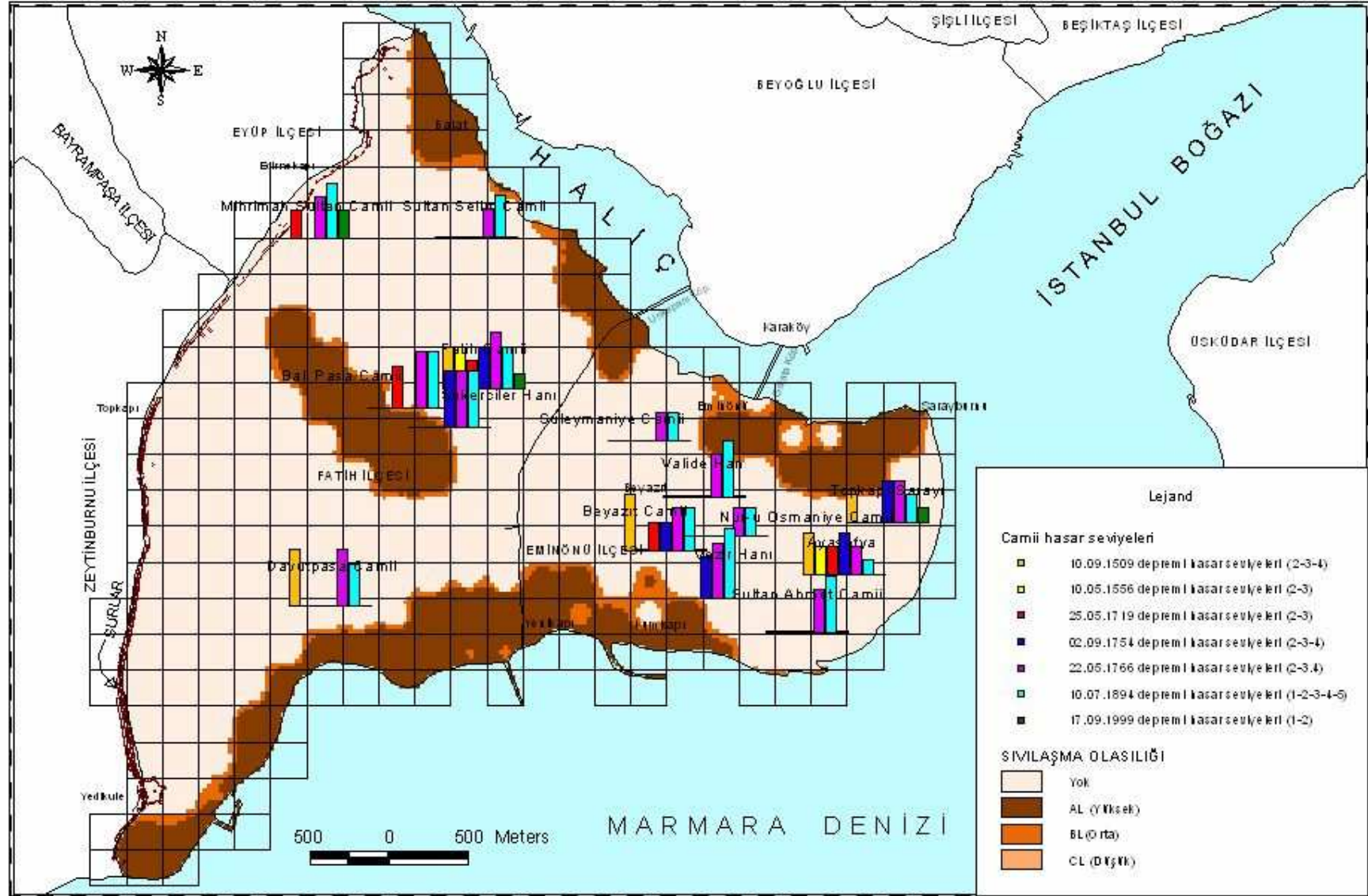
Şekil 10.13 İnceleme alanının 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre hazırlanmış yamaç tehlikesi mikrobölgeleme haritası ile tarihi yapılarda çeşitli depremlerde meydana gelmiş hasar seviyelerinin karşılaştırılması



Şekil 10.14 İnceleme alanının 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre hazırlanmış yamaç tehlikesi mikrobölgeleme haritası ile tarihi yapılarda çeşitli depremlerde meydana gelmiş hasar seviyelerinin karşılaştırılması



Şekil 10.15 İnceleme alanının 50 yılda %10 aşılma olasılığına göre hazırlanmış sivilaşma tehlikesi mikrobölgeleme haritası ile tarihi yapılarda çeşitli depremlerde meydana gelmiş hasar seviyelerinin karşılaştırılması



Şekil 10.16 İnceleme alanının 50 yılda %40 aşılma olasılığına göre hazırlanmış sivilaşma tehlikesi mikrobölgeleme haritası ile tarihi yapılarda çeşitli depremlerde meydana gelmiş hasar seviyelerinin karşılaştırılması

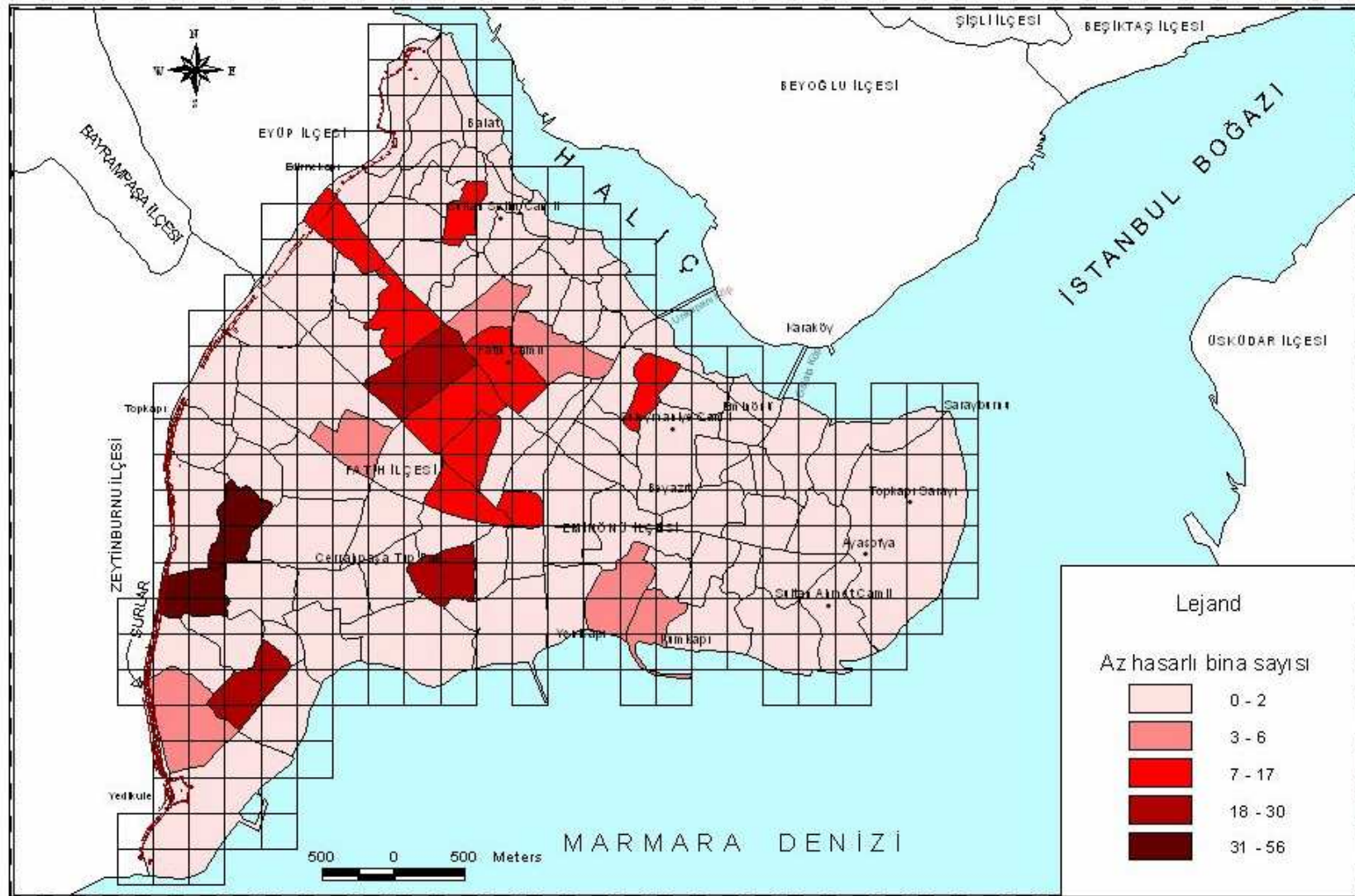
Genel olarak bir değerlendirme yapıldığında yer zemin koşullarından kaynaklanan etkiler arasında zemin büyütmesinin tarihi yapılarda meydana gelmiş hasarlarda etkili olduğu düşünülebilir. Deprem hareketini büyütme özelliği gösteren kalın kil tabakalarında, dolgu tabakalarında ve Bakırköy formasyonunun bulunduğu bazı bölgelerde hasarın yoğunlaştığı gözlenmektedir.

Yamaç kayması tehlikesi açısından inceleme alanının sınırlı bazı bölgelerinde geçmişte oluşmuş deprem hasarlarında yamaç hareketlerinin kısmen etkili olmuş olabileceği düşünülmektedir. Yamaç kayması tehlikesi için seçilen analiz yöntemi şev eğimi, formasyon özellikleri ve pik yüzey ivmesine dayanan basit bir yöntemdir. Daha yüksek güvenilirlikte değerlendirme yapılması için ayrıntılı arazi ve laboratuvar araştırmalarına ihtiyaç duyulmaktadır.

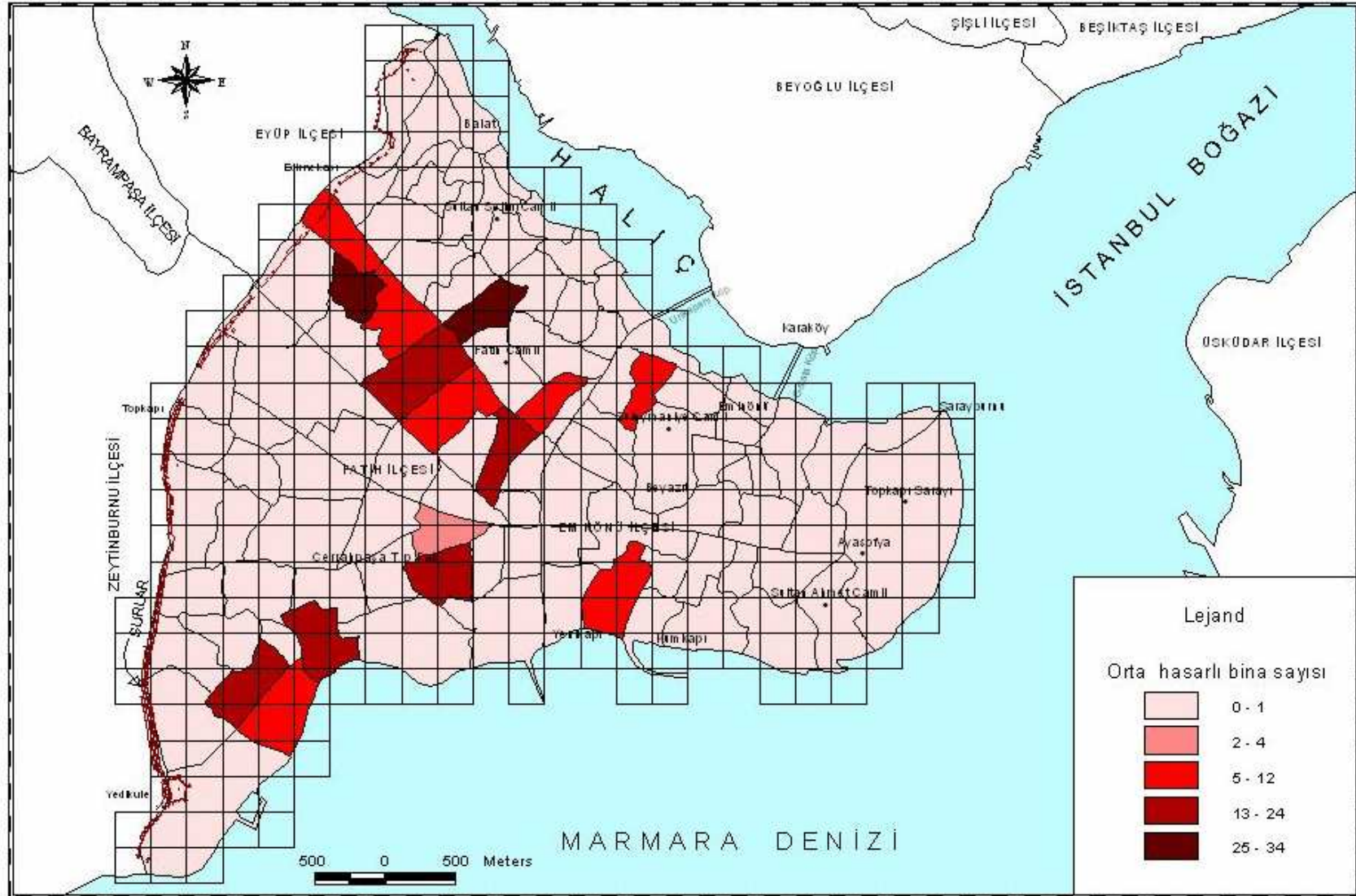
10.2 İnceleme Alanının Elde Edilen Sismik Mikrobölgeleme Haritalarının 17 Ağustos 1999 Kocaeli Depremi Sonrası Hasar Verileri ile Karşılaştırılması

Bu tez çalışması kapsamında Eski İstanbul (Fatih-Eminönü ilçeleri) Bölgesi'nin 50 yıllık bir yapı ömrü içerisinde olması beklenen deprem tehlikesi GSHAP (1999) projesi kapsamında Marmara bölgesinde bulunan sismik kaynakların bölgenmesi ile oluşturulmuş olan deprem kaynaklarından yararlanılarak probabilistik bir yaklaşım ile %10 ve %40 olasılıkla belirlenmiştir. 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminin bölgeye olan uzaklığı, kırılan fayın yönü ve özelliklerinin bölgede yarattığı etki ile bu çalışmada kullanılan deprem özelliklerinin birbirinden farklı olması gözönüne alındığında, bu depremde meydana gelen hasar dağılımları ile hazırlanan sismik mikrobölgeleme haritalarının birbirleri ile tam uyum göstermesi beklenmemelidir.

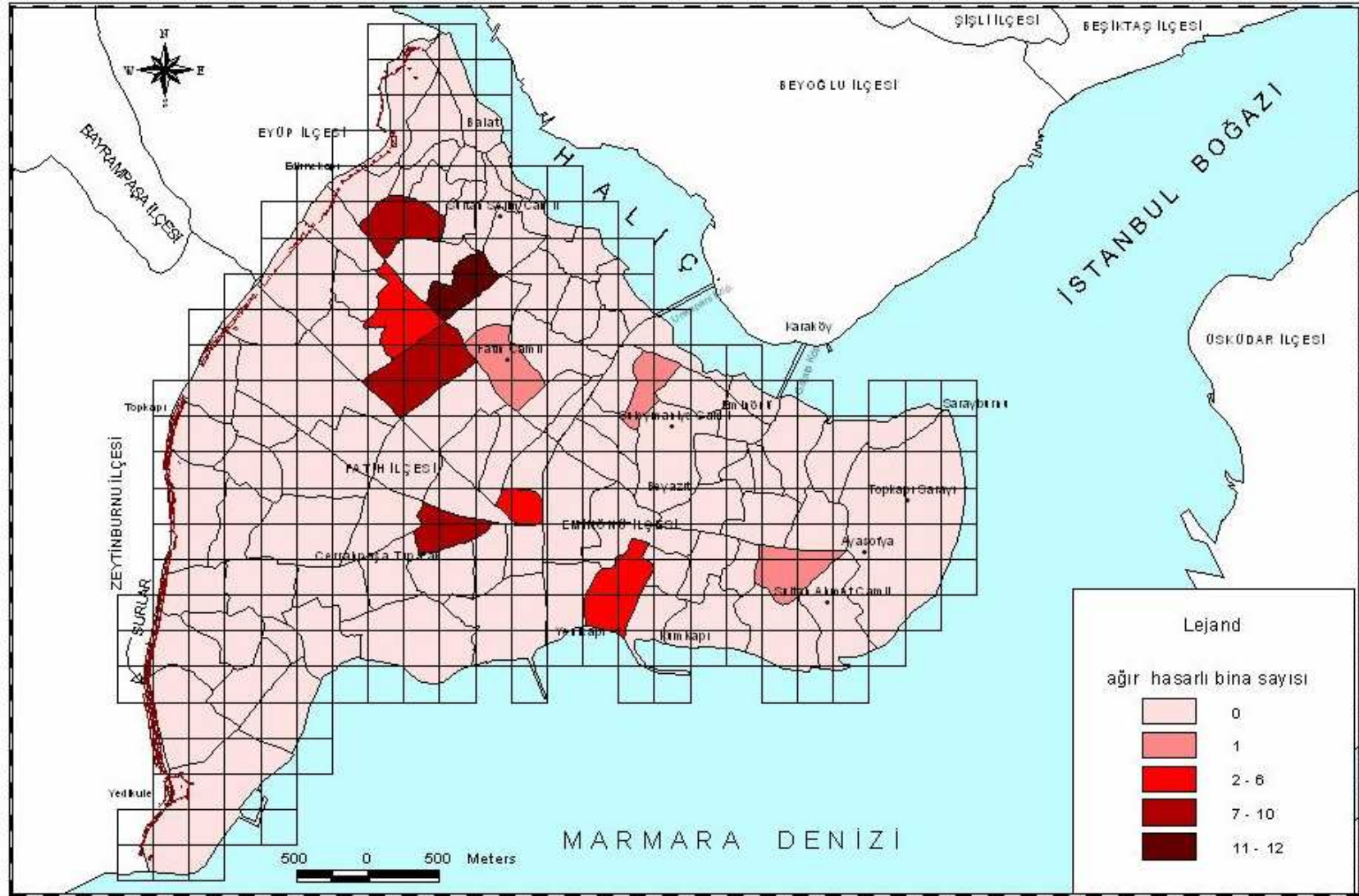
İnceleme alanı 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi episantrına yaklaşık olarak 85 km uzaklıkta yer almaktadır. Deprem sonrası bölgede meydana gelen bina hasarları İstanbul Afet Yönetim Merkezi Müdürlüğü tarafından tespit edilmiştir. Hasar tespit çalışmaları neticesinde mahalleler bazında hafif, orta ve ağır hasarlı olmak üzere bina hasar bilgileri hazırlanmış ve coğrafi bilgi sistemleri kullanılarak görüntülenmiştir. Şekil 10.17'de az hasarlı, Şekil 10.18'de orta hasarlı ve Şekil 10.19'da ağır hasarlı bina sayısı dağılımları mahalleler bazında gösterilmiştir. Bölgede az hasarlı bina sayısı 329, orta hasarlı bina sayısı 243 ve ağır hasarlı bina sayısı 57, toplam hasarlı bina sayısı ise 629 olarak tespit edilmiştir. Ağır, orta ve az hasarlı bina dağılımlarının genel olarak aynı bölgelerde yoğunlaştıkları görülmektedir. Eminönü ilçesinde pek fazla hasara rastlanmazken Fatih ilçesi sınırlarında bulunan Edirnekapi



Şekil 10.17 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminde inceleme alanında meydana gelen az hasarlı bina sayısı dağılımı (mahallelere göre)



Şekil 10.18 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminde inceleme alanında meydana gelen orta hasarlı bina sayısı dağılımı (mahallelere göre)



ile Fatih Camii arasında kalan bölgede hasarın yoğunlaştığı gözlenmektedir. Bu çalışma kapsamında hazırlanan yer hareketi haritaları (Şekil 10.2 ve Şekil 10.3) ile hasar dağılımları karşılaştırıldığında genel olarak hasarlı bölgelerin A_{GS} ve B_{GS} bölgelerinde yoğunlaşmış oldukları görülmektedir. Jeoloji haritası ile hasar haritaları karşılaştırıldığında ise Gürpınar formasyonunun kalın kil tabakaları ile kaplı olan bölgeler ile, kalın dolguların bulunduğu Haliç Sahili ve Yenikapı-Kumkapı arasındaki bölgelerde hasarların meydana geldiği görülmektedir. Hasar haritaları ile yamaç tehlikesi haritaları karşılaştırıldığında ise, hasarların genel olarak yamaç tehlikesi açısından risksiz bölgelerde meydana gelmiş olduğu görülmektedir.

Sonuç olarak 17 Ağustos depreminde inceleme alanında meydana gelen hasarlarda yerel zemin koşullarının etkili olduğunu ve özellikle de zemin büyütme özelliğinin oluşan hasarlarda payı olabileceğini söylemek mümkündür. Bölgede bu deprem esnasında meydana gelen hasarlarda yamaç tehlikesi ve sıvılaşmanın etkisinden söz etmek mümkün değildir.

10.3 SONUÇLAR

Deprem etkileri altında yapılarda meydana gelen hasarlar üç faktörden etkilenmektedir. Bunlar; yapı özellikleri, deprem özellikleri ve yerel zemin özellikleridir. Depremi yapılar da meydana getirdiği etkileri tam olarak anlamak için bu üç bileşenin birbirleri ile olan etkileşiminin dikkate alınması gerekmektedir. Deprem dalgalarının özellikleri zemin tabakalarından geçerken değişime uğramakta ve buna ilave olarak zemin özellikleri de bu tekrarlı hareketler nedeni ile değişmektedir. Yerel zemin özellikleri dikkate alınmadan yapılan deprem tehlikesi çalışmaları bu nedenle yetersiz ve eksik kalmaktadır. Sismik mikrobölgeleme haritaları hazırlanırken zeminlerin büyütme, yamaç tehlikesi ve sıvılaşma etkileri incelenerek hesaba katılmaktadır. Bu haritalar yeni yerleşimler için güvenli yer seçimi ve deprem kayıplarının azaltılması çalışmalarının yanında, mevcut yerleşim bölgelerinde göreceli risklerin tanımlanması ve rehabilitasyon çalışmalarında önceliklerin belirlenmesi açısından yararlı görülmektedir.

Sismik mikrobölgeleme haritalarının kentsel gelişme dokularının göreceli olarak daha güvenli alanlara taşınması, göreceli deprem tehlikeleri bölgelerinin planlamacılar tarafından fark edilmesi ve farklı tehlikeler için farklı önlemler alınması çalışmalarına ışık tutacağına inanılmaktadır.

Bu çalışmada İstanbul'un Tarihi Yarımadasında yeralan Eminönü ve Fatih bölgelerini etkileyebilecek deprem tehlikesi probabilistik olarak belirlenmiş ve yerel zemin koşullarının

etkisini dikkate alan sismik mikrobölgeleme haritaları elde edilmiştir. Eski İstanbul'da geçmişte yaşanmış depremlerde gözlenen hasar dağılımlarının incelenmesi, yerel zemin koşullarının ve özellikle zemin büyütmesinin hasarlar üzerinde etkili olduğunu göstermektedir. Zeminin büyütme etkisinin jeolojik yaş, Holosen ve Kuvarterner yaşlı tabakaların kalınlığı, yeraltı su seviyesi, anakaya derinliği ve ortalama kayma dalgası hızı gibi parametrelerden etkilendiği (Rogers, vd., 1984) bilinmektedir. Gerçekleştirilen çalışmalar ve elde edilen sonuçlar aşağıda maddeler halinde özetlenmiştir.

1. Öncelikle inceleme alanı, yerel zemin özelliklerinin mikrobölgeleme amaçlı tanımı ve değerlendirilmesi için 250m*250 m'lik toplam 307 adet hücreye bölünmüştür. Toplam 125 adet sondaja ait veriler, topografik yapı ve arazi gözlemleri ile bir arada değerlendirilerek jeoloji/mühendislik jeolojisi haritaları ve 5 adet jeolojik kesitler oluşturulmuştur. Bölgenin jeolojik yapısının oldukça değişken olduğu ve bunda bölgede tespit edilen fayların etkili olduğu görülmüştür.
2. İnceleme alanının yerel zemin koşullarının sismik davranış açısından tanımlanması amacı ile bölgenin dolgu (alüvyal dolgu+yapay dolgu) kalınlık haritası ve anakaya derinlik haritası hazırlanmıştır. Bölge yüzyıllardır yerleşime sahne olması nedeni ile yer yer oldukça kalın yapay dolgu tabakaları ile, sahil kesimleri ise kalın alüvyal çökeller ve üzerinde yapay dolgu ile kaplıdır. Bölgede 10 m'yi aşan dolgu kalınlıkları belirlenerek mühendislik jeolojisi haritasında gösterilmiştir. Bölgede anakaya derinliğinin değişiminde faylar etkilidir. Anakaya derinliği Topkapı civarında en fazla 95 m derinliğe kadar inebilmektedir. Şekil 5.7'de dolgu kalınlıkları Şekil 5.8'de ise anakaya derinlikleri gösterilmiştir.
3. Her bir hücre için, jeoloji haritası, enine kesitler, dolgu kalınlıkları ve anakaya derinlikleri birlikte değerlendirilerek temsili zemin profilleri oluşturulmuş ve yerinde yapılan ölçümler yanında sondajlarda ölçülen SPT N değerlerinden de yararlanılarak deprem dalgası yayılmasında önemli bir zemin parametresi olan kayma dalgası hızı profilleri oluşturulmuştur.
4. İnceleme alanının zemin sınıflandırılması, Türkiye Deprem Yönetmeliği (TDY, 1998) ve Amerika Birleşik Devletleri Ulusal Deprem Tehlikesini Azaltma Programı (NEHRP, 1997)'e göre yapılmıştır. TDY'ye göre elde edilen zemin sınıflandırması haritasının jeoloji haritası ile genel olarak uyumlu olduğu ve jeoloji haritasında grovak ve Bakırköy formasyonu olarak gösterilen yerlerde zemin sınıfının TDY göre Z1-Z2 ve NEHRP'e göre C sınıfı olduğu, Gürpınar formasyonu bulunan yerlerde zemin

sınıfının TDY'ye göre Z2-Z3 ve NEHRP'e göre D sınıfına girdiği ve kalın yapay ve alüvyal dolgu ile kaplı olan Haliç sahili ile güneyde Kumkapı ve Yenikapı bölgelerinde ise TDY'ye göre Z3-Z4 sınıfı ve NEHRP'e göre D ve E sınıfı zeminler olduğu görülmüştür. Şekil 6.5'de TDY'ye ve Şekil 6.6'da NEHRP'e göre zemin sınıfları gösterilmiştir.

5. İnceleme alanının deprem tehlikesi probabilistik olarak değerlendirilmiştir. Bu amaçla deprem kaynak ve yineleme özellikleri GSHAP (1999) projesi kapsamında yapılan çalışmalar kullanılarak belirlenmiş ve uygun azalım ilişkileri ile SEISRISKIII (Bender vd., 1987) programı kullanılarak 50 yılda %10 ve %40 aşılma olasılıklarına göre her bir hücre için anakaya yatay pik ivme değerleri ve spektral ivme değerleri hesaplanmıştır. Bölgenin %10 aşılma olasılığına göre hesaplanmış anakaya pik ivme değerleri 0.30g-0.40g arasında değişirken, %40 aşılma olasılığına göre hesaplanmış ivme değerleri 0.17g-0.22 g arasında değişmektedir. %10 aşılma olasılığına göre hesaplanmış S_s spektral ivme parametresi 0.67g-0.85g arasında değişmekte, S_1 spektral ivme parametresi ise 0.22g-0.28g arasında değişmektedir. %40 aşılma olasılığına göre hesaplanmış S_s spektral ivme parametresi 0.38g-0.46 g arasında değişmekte, S_1 spektral ivme parametresi ise 0.12 g-0.14 g arasında değişmektedir.
6. İnceleme alanında her bir hücre için dinamik zemin analizlerinde kullanmak maksadı ile yapay deprem kayıtları NEHRP spektrumu ile uyumlu olarak TARSHTS (Papageorgiou, A. vd., 2000) programı kullanılarak elde edilmiştir.
7. İnceleme alanının deprem etkileri altındaki davranışı bir boyutlu olarak incelenmiş ve % 10 ve %40 aşılma olasılıklarına göre üretilen deprem kayıtları kullanılarak zemin yüzeyindeki maksimum ivme, spektral hız ve spektral ivmelerin değişimi ile zemin büyütmesi değerleri her bir hücre için hesaplanmıştır.
8. İnceleme alanının yer hareketine göre bölgelemesi % 10 ve %40 aşılma olasılıklarına göre yapılmıştır. Bunun için dinamik analizlerden elde edilen spektral ivme değerleri ile eşdeğer kayma dalgası hızı kullanılarak Midorikawa (1987) amprik eşitliği ile hesaplanmış zemin büyütme değerleri birlikte değerlendirilerek A_{GS} , B_{GS} ve C_{GS} ile gösterilen ve göreceli risk bölgelerinin ayırtlandığı sarsıntı şiddeti haritaları hazırlanmıştır (Şekil 7.16 ve Şekil 7.17). Elde edilen haritaların gelen olarak jeoloji haritası ile uyumlu olduğu gözlenmiştir.
9. İnceleme alanının yamaç tehlikesine göre mikrobölgeleştirilmesi amacı ile

KOERISPOPE V1.0 (Fahjan, Y.M. vd., 2003) programı kullanılarak şevlerin kaymaya karşı güvenlik faktörleri her bir hücre için hesaplanmıştır. Oluşturulan yamaç kayması tehlikesi haritalarında A_{sl} olarak bölgelenen yerler güvenlik faktörünün 1'den küçük olduğu yerleri, B_{sl} olarak bölgelenen yerler güvenlik faktörünün 1-2 değerleri arasında kalan yerleri ve C_{sl} ise güvenlik faktörünün 2'den büyük olduğu yerleri göstermektedir. Elde edilen harita, topoğrafik koşullarla beraber değerlendirildiğinde eğimin ve pik yüzey ivmesi değerlerinin yüksek olduğu yerlerde riskin arttığı görülmekle birlikte, incelenen bölgede depremler sırasında yamaç kayması riskinin çok yüksek olmadığı sonucuna varılmıştır (Şekil 8.1 ve Şekil 8.2).

10. İnceleme alanında sıvılaşma riskinin tanımlanması için 108 adet hücrede inceleme yapılmıştır. Hücreler seçilirken sıvılaşma olasılığı bulunan bölgeler olarak, alüvyon ve yapay dolguların yer aldığı Haliç sahil kesimleri, Yenikapı ve Kumkapı sahil kesimleri ile eski Yenibahçe deresi yatağının bulunduğu Vatan Caddesi ve civarı dikkate alınmıştır. Yapılan analizler neticesinde sıvılaşma açısından riskli görülen bu bölgelerde sıvılaşma potansiyelinin bulunduğu sonucuna varılmıştır. Sıvılaşma tehlikesi haritaları Şekil 9.3 ve Şekil 9.4'de gösterilmiştir.
11. İnceleme alanında 1894 depreminde meydana gelen hasar bilgileri ile sismik mikrobölgeleme haritaları beraber değerlendirildiğinde gözlenen hasarlar ile mikrobölgeleme haritalarının genel olarak uyum olduğu ve hasarların genel olarak sarsıntı şiddeti haritalarında A_{GS} ve B_{GS} bölgelerinde yoğunlaştıkları görülmüştür (Şekil 10.5 ve Şekil 10.6). Bölgede bulunan tarihi yapılarda meydana gelen hasarlar incelendiğinde ise yine hasarların birkaç cami dışında A_{GS} ve B_{GS} bölgelerinde yoğunlaştıkları görülmektedir. Hasarlı bölgeler jeoloji haritası ile beraber değerlendirildiğinde ise kalın kil tabakalarının ve dolguların yoğun olduğu bölgelerde hasarların yoğunlaştıkları görülmektedir. Bazı bölgelerde oluşmuş hasarlarda sıvılaşma etkisinin katkısı da olabileceği sonucuna varılmıştır.
12. Deprem zararlarının tahmini çalışmalarında yerel zemin özelliklerinin etkilerini ortaya koyan mikrobölgeleme çalışmalarından sonra, incelenen bölgedeki yapıların depreme dayanım özelliklerinin belirlenmesi gerekmektedir. Bu tez kapsamında inceleme bölgesindeki yapıların özelliklerini belirlemeye yönelik herhangi bir çalışma gerçekleştirilmemiştir. Bununla birlikte, bu çalışmada ortaya konan sismik mikrobölgeleme haritalarının, İstanbul'un Tarihi Yarımada'sında yakın gelecekte gerçekleşmesi umulan deprem zararlarının tahmini ve kentsel dönüşüm projeleri için

gerekli altyapı bilgilerini içerdğine inanılmaktadır.

10.4 ÖNERİLER

Bu çalışmada kullanılan sondaj bilgileri çeşitli kurumların yapmış oldukları çalışmalardan derlenmiştir. Sondajlar bölgenin çeşitli bölgelerinde değişik yoğunluklarda bulunmakta ve bazı bölgelerde yetersiz sayıda sondaj yapıldığı, bazı bölgelerde ise daha çok sayıda sondaj yapıldığı görülmektedir. Her bir 250m*250m'lik hücrelerin orta noktalarında sondajların yapılması sonuçların daha sağlıklı irdelenmesini sağlayacaktır. Ayrıca sondajların anakayaya ulaşınca kadar devam ettirilmesi uygun olacaktır.

Zeminin dinamik davranışının modellenmesi için yapılan bir boyutlu analiz yöntemi, fayların yarattığı süreksizlikleri dikkate almamakta ve zemini tam olarak modellemek mümkün olamamaktadır. Zemin tabakalarının yatay ve üniform olduğunu kabul eden bu model ile düzgün tabakalı olmayan ortamların ve topoğrafik etkilerin dikkate alınmasında zorluklar bulunmaktadır. Ayrıca, EERA (Bardet vd., 2000) dinamik analiz programı anakayanın çok derinlerde olduğu bölgeleri modellemekte zorlanmaktadır. Dinamik analizlerde kullanılan zeminin deformasyona bağlı kayma modülü ve sönüm oranı eğrileri literatürde yapılmış çalışmalardan örneklenerek kullanılmıştır. Bu değerlerin laboratuvar deneyleri ile bulunarak analizlerde hesaba katılması daha doğru bir yaklaşımdır. Ancak bunun için yeni sondaj bilgilerine ve dinamik laboratuvar deney sonuçlarına ihtiyaç duyulmaktadır.

İnceleme alanına ait kuvvetli deprem kayıtları olmaması nedeni ile dinamik analizlerde kullanılan deprem kaydı yarı stokastik bir yöntemle Tarchtsh (Papageorgiou, A., vd., 2000) elde edilmiştir. Bu yöntemde benzeşim yapılacak nokta için önceden belirlenen NEHRP tasarım ivme spektrumunu tanımlayan uzun ve kısa periyot spektral ivme değerleri, depremin büyüklüğü, uzaklığı ve kuvvetli yer hareketinin süresi kullanılmaktadır. Sonuçların gerçek deprem kayıtları ile karşılaştırılabilmesi yararlı olacaktır.

Bu çalışmada elde edilen haritalar planlama amacına yönelik olarak değerlendirilmeli ve yapı tasarımı için parsel bazında inceleme yapılarak gerekli zemin parametreleri elde edilmelidir. Ülkemize geçmişte olmuş depremlerde binalarda meydana gelen hasarlar incelendiğinde birbirine çok yakın binalardaki hasarların farklılığı zeminin değişkenliğini ve tasarımda bu hususun gözönünde bulundurulması gerektiğini ortaya koymaktadır. Sismik mikrobölgeleme amaçlı haritalar hazırlanırken coğrafi bilgi sistem'li zonlamaların yapılması, sağladığı kolaylıklar açısından uygun bir yöntemdir. Mikrobölgeleme çalışmalarında büyük hacimli veri tabanları ile çalışmakta ve bu veri tabanlarının hızlı bir şekilde değerlendirilmesi, görüntülenmesi ve sorgulamaların yapılması ancak coğrafi bilgi sistemleri ile sağlanabilmektedir.

KAYNAKLAR

- Abeki, A., Matsuda, I., Enomoto, T., Shigyo, V., Watanabe, K., Tanzawa, Y. Ve Nakajima, Y. (1995) “ A Study of Seismic Microzonation Based on the Dynamic Characteristics of Subsurface Ground Conditions” Proc. 5th International Conference on seismic Zonation, Nice, France, (3): 2187-2194.
- Aki, K. ve Larner, K.L. (1970) “ Surface Motion of a Layered Medium Having an Irregular Interface Due to Incident Plane SH Waves”, Journal of Geophysics, Res., (75):933-954.
- Ambrassey, N.N. (1988), “ Engineering Seismology”, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol.17, sayfa 1-105.
- Ambrassey, N.N ve Finkel, C.F. (1990), “The Marmara Sea earthquake of 1509 Terra Nova”, vol. 2, 167-174.
- Ambrassey, N.N. (1995) “ The Prediction of Earthquake Peak Ground Acceleration in Europe” , Earthquake Engineering and Structural Dynamics, (24):467-490.
- Anderson, J.G., Lee, Y., Zeng, Y. ve Day, S. (1996) “ Control of Strong Motion by the Upper 30 Meters” BSSA, (86):1749-1759.
- Andrews, D.C.A ve Martin, G.R. (2000) “ Criteri for Liquefaction of Silty Soils”, Proc. 12th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand.
- Andrus, R.D. ve Stokoe, K.H. (1997) “ Liquefaction Resistance of Soils from Shear-Wave Velocity”, Proc. NCEER Workshop on Evaluation of Liquefaction Resistance of Soils, National Centre for Earthquake Engineering Research, Buffalo, 89-128.
- Andrus, R.D. ve Stokoe, K.H. (2000) “ Liquefaction Resistance Based on Shear-Wave Velocity”, Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, (126)11:1015-1025.
- Ansal, A.M., İyisan, R ve Özkan, M. (1997) “ A Microzonation Study for the Town of Dinar”, Proceedings of Special Technical Session on Earthquake Geotechnical Engineering During 14th ICSMFE, Hamburg, Germany, 3-9.
- Ansal, A.M. (1998) “ Zeminlerin tekrarlı gerilmeler altında davranışları ve depremlerde yerel zemin koşullarının etkisi”, Hamdi Peynircioğlu Konuşması, Zemin Mekaniği ve Temel Mühendisliği Yedinci Ulusal Kongresi, Yıldız Teknik Üniversitesi, İstanbul.
- Ansal, A.M. (1998) “ Seismic Hazard and Earthquake Characteristics for İstanbul”, Keynote Lecture, Seismic Safety of Big Cities, İstanbul, Balkema, Rotterdam.
- A. Ansal, N. Abrahamson, J.P. Bardet, A. Barka, M. B.Baturay, B. M. Berilgen, R. Boulanger, J. Bray, O. Çetin, L. Cluff, T. Durgunoğlu, D. Erten, M. Erdik, D. Frost, I. M. Idriss, T. Karadayılar, A. Kaya, W. Lettis, J. Martin, J. Mitchell, G. Olgun, T. O'Rourke, W. Paige, E. Rathje, C. Roblee, R. Sancio, W. Savage, R. Seed, P. Somerville, J. Stewart, B. Sunman, B. Swan, S. Toprak, D. Ural, M. Yashinski, T. Yılmaz, L. Youd, (1999), “Initial Geotechnical Observations of the August 17, 1999, Kocaeli Earthquake”.
- Ansal, A., Biro. Y., Erken. A., İyisan. R., Gülerce. Ü., Özçimen. N. vd., (2000) “ İstanbul’da Bir Sismik Bölgeleme Uygulaması” İkinci İstanbul ve Deprem Sempozyumu, TMMOB İnşaat Mühendisleri Odası, İstanbul Şubesi Yayınları, İstanbul.
- Ansal, A., Springman, S., Studer, J., Demirbaş, E., Önalp, A., Erdik M., Giardini, D., Şeşetyan, K., Demircioğlu, M., Akman, H., Fäh, D., Christen, A., Laue, J., Bucheister, J., Çetin, Ö., Siyahi, B., Fahjan, Y., Gülkan, P., Bakır, S., Lestuzzi, P., Elmas, M., Köksal D., and Gökçe, O., (2003) “Adapazarı ve Gölcük için mikrobölgeleme çalışmaları” 5. Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı, İstanbul.
- Astroza, M. ve Monge, J. (1991) “ Regional Seismic Zonation in Central Chile” Proc. Fourth

Intern'l Conf. On Seismic Zonation, Vol.3, sayfa 487-494.

Atatürk Kitaplığı Arşivi, İstanbul'da Vuku Bulan Hareket-i Arza Ait Resimler Albümü.

Bard, P.Y. ve Bouchon, M. (1980a) "The Seismic Response of Sediment-Filled Valleys. Part 1: The Case of Incident SH Waves", (70):1263-1286.

Bard, P.Y. ve Bouchon, M. (1980b) "The Seismic Response of Sediment-Filled Valleys. Part 1: The Case of Incident SH Waves", (70):1921-1941.

Bard, P.Y. ve Bouchon, M. (1985) "The Two-Dimensional Resonance of Sediment-Filled Valleya", BSSA, (75):519-541.

Bardet, J.P., Ichii, K., and Lin, C. H., (2000), "EERA: A computer program for equivalent-linear earthquake site response analyses of layered soil deposits", University of Southern California, Los Angeles.

Bardet, J.P. ve Tobita, T. (2001) "NERA: A computer program for Nonlinear earthquake site response analyses of layered soil deposits", University of Southern California, Los Angeles.

Barka, A., (1991), "İstanbul'un Depremselliğini Oluşturan Tektonik Yapılar ve İstanbul için bir Mikrobölgeleme Denemesi", İstanbul Deprem Sempozyumu, İMO İstanbul Şubesi, sayfa. 35-56.

Barosh, P.J. (1969) "Use of Seismic Intensity Data to Predict the Effects of Earthquakes and Underground Nuclear Explosions in Various Geologic Setting" Geological Survey Bulletin 1279, sayfa 93.

Batuk, (2001), Coğrafi Bilgi Sistemleri Ders Notları, Yıldız Teknik Üniversitesi, www.yildiz.edu.tr/~batuk/dersler.html, İstanbul.

Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü, AIGM (1998) "Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında Yönetmelik, Türkiye Deprem Yönetmeliği (TDY)".

Bender, B., and D. M. Perkins, (1987) "SEISRISK III: A Computer Program for Seismic Hazad Estimation," USGS Bulletin 1772, U. S. Government Printing Office, Washington, 1987.

Beresnev, I. ve Atkinson, G. (1997) "Modeling Finite Fault Radiation from the n Spectrum", Bull.Seism. Soc. Am., Vol.87, 67-84.

Borcherdt, R.D. ve Gibbs, J.F. (1976) "Effects of Local Geological Conditions in the San Francisco Bay Region on Ground Motions and the Intensities of the 1906 Earthquake" Bull. Seism. Soc. Am. Vol.66, sayfa 467-500.

Borcherdt, R.D. (1991) "On the Observation, Characterization, and Predictive GIS Mapping of Strong Ground Shaking for Seismic Zonation-A Study for San Fransisco Bay Region", Pasific Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand, (a keynote address), Proc. (1): 1-24 and in Bulletin New Zealand National Society of Earthquake Engineering, (24):287-305.

Borcherdt, R.D., Wentworth, C.M., Glassmoyer, G., Fumal, T., Mork, P. ve Gibbs, J. (1991) "On the Observation, Characterization, and Predictive GIS Mapping of Strong Ground Response in the San Fransisco Bay Region, California", Proc. 4th International Conference on Seismic Zonation, Standford, Vol.3, sayfa 545-552.

Borcherdt, R.D., Wentworth, C.M., Janssen, A., Fumal, T. ve Gibbs, J.(1991) "Methodology for Predictive GIS Mapping of Special Study Zones for Strong Ground Shaking in the San Fransisco Bay Region", Proc. 4th International Conference on Seismic Zonation, Standford,

California,(3):545-552.

Borcherdt, R.D. (1992), "Simplified Site Classes and Empirical Amplification Factors for Site-Dependent Code Provisions", Proceedings NCEER, SEAOC, BSSC Workshop on Site Response During Earthquakes and Seismic Code Provisions, Los Angeles, California.

Borcherdt, R.D. (1994) "Estimates of Site Dependent Response Spectra for Design (Methodology and Justification)", Earthquake Spectra, (10)4:617-653.

Boore, D.M. (1972) "Finite Difference Methods for Seismic Wave Propagation in Heterogeneous Materials", Methods in Computational Physics, (11):1-37, Seismology, Surface Waves and Earth Oscillations, B.A. Bolt, editor, Academic Press, New York..

Boore, D.M. "Stochastic Simulation of High-Frequency Ground Motions Based on Seismological Models of the Radiated Spectra", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.73, sayfa 1865-1884.

Boore, D. M., Joyner, W. B. And Fumal, T.E. (1997), "Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from Western North American earthquakes: A summary of recent work", Seismological Research Letters, Vol.68, No.1, pp.128-153.

Bouchon, M. ve Aki, K. (1977) "Discrete Wave Number Representation of Seismic Source Wave Fields", BSSA, (67):259-277.

Bouchon, M. (1985) "A Simple, Complete Numerical Solution to the Problems of Diffraction of SH Waves by an Irregular Surface", J. Acoust. Soc. Am., (77):1-5.

Burrough, P. A. (1998) "Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment", Oxford University Press, 2. ed., 1998.

Campbell, K. W., (1997), "Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity and pseudo-absolute acceleration response spectra" Seism, Res. Lett., Vol.68, No.1, 154-179.

Castro, G. ve Poulos, J.J. (1977) "Factors Affecting Liquefaction and Cyclic Mobility", Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, (103)GT6:501-516.

Cornell, C.A (1968) "Engineering Seismic Risk Analysis", Bulletin of Seismological Society of America, Vol.58, sayfa 1583-1606.

Crespellani, T., Vannuuchi, G. Ve Zeng, X. (1991) "Seismic Hazard Analysis, Seismic Hazard and Site Effects in the Florence Area" X ECSMFE, sayfa 11-31.

Crouse, C.B. ve McGuire, J.W. (1996) "Site Response Studies for Purposes of Revising NEHRP Seismic Provisions", Earthquake Spectra, (12)3:407-440.

Çetin, K.O., Seed, R.B., Der Kiureghian, A., Tokimatsu, K., Harder, L.F. ve Kayen, R.E., (2000) "SPT-Based Probabilistic and Deterministic Assessment of Seismic Soil Liquefaction Initiation Hazard", Research Report No.2000/05, Pacific Earthquake Engineering Research Center.

Dale, P.F. ve McLaughlin J. D. (1988) "Land Information Management", Clarendon Press, Oxford, 1988.

Davis, R.O. ve Berrill, J.B. (1983) "Comparison of Liquefaction Theory with Field Observations", Geotechnique, Vol.33, No.4, sayfa 455-460.

Davis, R.O. ve Berrill, J.B. (1984) "Comparison of Liquefaction Theory with Field Observations", by Davis, R.O. and Berrill, J.B., Geotechnique, Vol.33, No.4, sayfa 627-629.

Deodatis, G., (1996), "Non-stationary stochastic vector processes : Seismic ground motion

applications” Probabilistic Engineering Mechanics, 11, pp. 145-168.

Eginitis, M.D., (1894), Depremi Raporu, Başbakanlık Arşivi, No:626 (Osmanlıca), 1894.

M.Erdik, Y.Alpay Biro, T.Onur, K.Sesetyan and G. Birgoren., (1999) “ Assessment of Earthquake Hazard in Turkey and Neighboring Regions”, Bogazici University Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, GSHAP Proce

Erdik, M., Durukal, E., Albay, Y., Birgören, G., (2001), “İstanbul’da Binalar için Deprem Riski ve Risk Azaltımına yönelik Somut Bir Öneri”, İnşaat Mühendisleri Odası, Sayı:52, İstanbul.

Erdik, M., Durukal, E., Siyahi, B.G., Fahjan, Y., Şeşetyan, K., Demircioğlu, M. Ve Akman, H., (2003) “ Depreme Dayanıklı Yapı Tasarımında Deprem Yer Hareketinin Belirlenmesi”, 5th Ulusal Deprem Konferansı, İstanbul.

ESM (1998), European Macroseismic Scale 1998, European Seismological Commission, Luxembourg, 1998.

Esteva, L. (1970) “ Seismic Risk and Seismic Design Decisions”, in R.J. Hansen, ed., Seismic Design of Alto, California, Vol.1, sayfa (8-1)-(8-692).

Evernden, J., Hibbard, R. Ve Schneider, J. (1973) “ Interpretation of Seismic Intensity Data” Bull. Seism. Soc. Am., Vol.63, sayfa 399-422.

Evernden, J.F. ve Thomson, J.M. (1985) “ Predicting Seismic Intensities” U.S. Geological Survey Profes. Paper 1360, sayfa 151-202.

Fahjan, Y.M., Siyahi, B.G. ve Ansal, A. (2003), KoeriSlope V1.0: Mikrobölgeleme Amaçlı Şev Stabilitesi Hesaplama Programı, Boğaziçi Üniversitesi, Deprem Mühendisliği Bölümü, Kandilli, İstanbul.

Finn, W.D.L. (1991) “ Geotechnical Engineering Aspects of Microzonation”, Proc. Fourth Intern’l Conf. On Seismic Zonation, Vol.1, sayfa 199-259.

Finn, W.D.L., Ledbetter, R.H. ve Wu, G. (1994) “ Liquefaction in Silty Soils: Design and Analysis”, Ground Failures under Seismic Conditions, Geotechnical Special Publication 44, ASCE, 51-76.

Fukushima, Y. ve Tanaka, T. (1990) “A new Attenuation Relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake Ground Motion in Japan” Bull. Seism. Soc. Am. Vol.77, sayfa 1491-1513.

Ganse, R.A. ve Nelson, J.B. (1981) “ Catalog of Significant Earthquakes 2000 B.C -1979” World Data Center A for Soil Earth Geophysics Report SE-27, sayfa 154.

Seismic Hazard Program (GSHAP) (1999), <http://seismo.ethz.ch/GSHAP/>

Gutenberg, B. ve Richter, C.F. (1944) “ Frequency of Earthquakes in California”, Bulletin of Seismological Society of America, Vol.34, No.4, sayfa 1985-1988.

Gündoğdu, O., Altınok, Y., Özer, N., ve Kolçak, D., (1991) “1894 Depremi ve İstanbul”, Türkiye 12. Jeofizik Kurultayı Bildiri Özetleri. 41.

Haskell, N.A. (1953) “ The Dispersion of Surface Waves on Multi-layered Media”, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.43, sayfa 17-34.

Hong, T.L. ve Helmberger, D.V. (1978) “Glorified Optics and Wave Propagation in Nonplanar Structure”, BSSA, (68):2013-2032.

Horike, M., Uebayashi, H. ve Takeuchi, H. (1990) “Seismic Response in Three-Dimensional Sedimentary Basin Due to Plane S Wave Incidence, Journal of Physics of the Earth, Vol.38,

sayfa 261-284.

Idriss, I. M. (1990) "Response of soft soil sites during earthquakes", Proceedings of the Symposium to Honor Professor Harry Bolton Seed, Berkeley California, Vol. II, pp.273-289.
Iglesias, J. (1988) " Seismic Microregionalization of Mexico City after the 1985 Earthquake" Proc. Ninth World Conf. On Earthquake Eng., Vol.2, sayfa 127-132.

Idriss, I.M. ve Sun, J.I (1992) " User's Manual for Shake91, A Computer Program for Conducting Equivalent Linear Seismic Response Analysis of Horizontally Layered Soil Deposits Modified Based on Original SHAKE Program Published in December 1972 by Schnabel, Lysmer and Seed"

Imai, T. ve Yoshimura, Y. (1970), Elastic Wave Velocity and Soil Properties in Soft Soil, Tsuchi-to-Kiso, Vol.18, no.1, sayfa 17-22.

Imai, T., (1977), "P and S wave velocities of the ground in Japan", Proc. of IX. International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Vol.2, pp. 257-260.

Imamura, A., (1913) " Seismic Intensity Distribution in Tokyo and Osaka" Report of the Imperial Earthquake Investigation Committee, No.77, sayfa 17-42.

Ishihara, K. (1982) "Evaluation of Soil Properties for Use in Earthquake Response Analysis in Dungan" R. and Studer, J.A. eds, Geomechanical Modelling in Engineering Practice, Balkema, sayfa 241-276.

Ishihara, K. (1985) " Stability of Natural Deposits During Earthquakes", Proc. 11th Int. Conf. On Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Francisco, Vol.1, sayfa 321-376.

Ishihara, K. ve Nakamura, S. (1987) " Landslide in Mountain Slopes During the Ecuador Earthquake of March 5, 1987", US-Asian Conference on Engineering for Mitigating Natural Hazards Damage.

Iwasaki, T, Tatsuoka, F., Tokida, K. ve Yasuda, S. (1982) "Microzonation of soil liquefaction potential using simplified methods", Proc. 3rd Int. Conf. on microzonation, Seattle, 3:1319-1330.

Iwasaki, T, Tokida, K., Tatsuoka, F., Watanabe, S., Yasuda, S. ve Sato, H. (1982) " A Practical Method for Assessing Soil Liquefaction Potential Based on Case Studies at Various Sites in Japan", Proc. 2nd. Int. Conf. On Microzonation, San Francisco, Vol.2, sayfa 885-896.

İstanbul Deprem Sempozyumu (1991), TMMOB İnşaat Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi Yayınları.

JICA and IMM (2002) "The Study on A Disaster Prevention/Mitigation Basic Plan in İstanbul Including Seismic Microzonation in the Republic of Turkey", Main Report.

JICA and IMM (2002) "The Study on A Disaster Prevention/Mitigation Basic Plan in İstanbul Including Seismic Microzonation in the Republic of Turkey", Interim Report.

Joyner, W.B. ve Chen, A.T.F. (1975) " Calculation of Nonlinear Ground Response in Earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.65, sayfa 1315-1336.

Joyner, W.B. ve 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. Vol.71, sayfa 2011-2038.

Joyner, W.B. ve Fumal, T. (1988) " Use of Measured Shear Wave Velocity for Predicting Geological Site Effects on Strong Motion, Proc. Eighth World Conf. on Earthquake Eng., Vol.2, sayfa 777-783.

Kagami, H., Okada, S. Ve Ohta, Y. (1988) " Versatile Application of Dense and Precision

Seismic Intensity Data by Advanced Questionnaire Survey” Proc. Ninth World Conf. On Earthquake Eng., Vol.8, sayfa 937-942.

Kanagawa Prefectural Government (1986) “ Prediction of Seismic Damage in Kanagawa Prefecture, sayfa 13-63.

Kanai ve Tanaka, (1961) “ On Mikrotremors”, VIII, Bull. Earthq. Res. Inst., University of Tokyo, Vol.39, sayfa 97-114.

Kawase, H. (1988) “ Time Domain Response of a Semicircular Crayon for Incident SV, P and Rayleigh Waves Calculated by Discrete Wave Number Boundary Element Method”, BSSA, (78):1415-1437.

Kawashima, K., Aizawa, K. ve Takahashi, K. (1984) “ Attenuation of Peak Ground Motion and Absolute Response Spectra” Proc. Eighth World of Conf. On Earthquake Eng., Vol.80, sayfa 757-783.

Kawasumi, H., (1951) “Measures of The Earthquake Danger and Expectancy of Maximum Intensity Throughout Japan as Inferred from the Seismic Activity in Historical Times” Bull. Earthq. Res. Inst., University of Tokyo, Vol.29, sayfa 469-482.

Kayen, R.E., Mitchell, J.K., Seed, R.B., Lodge, A., Nishio ve Coutinho, R. (1992) “ Evaluation of SPT-, CPT-, and Shear-Wave-Based Methods for Liquefaction Potential Assessment Using Loma Prieta Dta”, Proc. 4th Japan-US Workshops on Earthquake-Resistant Design of Lifeline Facilities and Countermeasures for Soil Liquefaction, (1):177-204.

Keefer, D.K. ve Wilson, R.C. (1989) “ Predicting Earthquake-Induced Landslides with Emphasis on Arid and Semi-Arid Environments”, Pub. Of Inland Geological Society, (2):71-79.

Kokusho, T. (1987) “In-situ Dynamic Soil Properties and Their Evaluations” Proc. Eighth Asian Regional Conf., ISSMFE, sayfa 215-240.

Kramer, S.L. (1996) “ Geotechnical Earthquake Engineering”, Prentice Hall Press.

Kuribayashi, E. ve Tatsuoka, F. (1975) “ Brief Review of Soil Liquefaction During Earthquakes in Japan”, Soils and Foundations, Vol.15, No.4, sayfa 81-82. Youd (1977)

Kuroiwa, J. (1982) “ Simplified Microzonation Method for Urban Planning” Proc. Third Intern’l Conf. on Microzonation, Vol.2, sayfa 753-764.

Lasterico, R. ve Monge, J. (1972) “Chilean Experience in Seismic Microzonation” Proc. Intern’l Conf. On Seismic Zonation, Vol.1, sayfa 231-248.

Lav, A., (1994), “İstanbul ve Erzincan Şehirlerinde Zemin Büyütme Etkilerine Göre Mikrobölgeleme”, İstanbul Teknik Üniversitesi, Doktora Tezi, İstanbul.

Lee, M.K.W. ve Finn, W.D.L. (1978) “ DESRA-2, Dynamic Effective Stress Response Analysis of Soil Deposits with Energy Transmitting Boundary Including Assessment of Liquefaction Potential”, Soil Mechanics Series No. 38, University of British Columbia, Vancouver.

Lee, J.-J. ve Langston, C.A. (1983) “ Three-Dimensional Ray Tracing and the Method of Principle Curvature for Geometric Spreading”, BSSA, (73):765-780.

M, Levson. P, Monahan. E, McQuarrie, S, Bean. P, Henderson. And A. Sy., (2000), “ Mapping Amplification, Liquefaction and Earthquake-Induced Landslide Hazards on the West Coast of Canada” Sixth International Conference on Seismic Zonation, California, USA.

Liao, S., and Whitman, R. V. (1986b), “Catalog of Liquefaction and Non-Liquefaction Occurrences during Earthquakes”, Research Report, Department of Civil Engineering, MIT,

Cambridge, Mass.

Lida, K., Masaki, K., Taniguchi, H. ve Tsuboi, T. (1978) "Seismic Characteristics of the Ground and Earthquake Risk in Nagoya Area, Proc. Fifth Japan Earthquake Eng. Sympo, sayfa 1415-1422.

Liu, Y. ve Xie, J.F. (1984) " Seismic Liquefaction of Sand", Earthquake Pres, China.

Lysmer, J. ve Drake, L.A. (1971) " The Propagation of Love Waves Across Non-Horizontally Layered Structures", BSSA, (61):1233-1252.

Medvedev, J. (1962), Engineering Seismology, Academia Nauk Press, Moscow, sayfa 260.

Lungu, D., Aldea, A., Cornea, T. Ve Aricon, C. (2000) "Seismic Microzonation of the City of Bucharest" 6th International Conference on Seismic Microzonation, California, USA.

Manual for zonation on seismic geotechnical hazards., (1993), TCA of ISSMFE.

Marcuson., W.F.III. (1978) " Definition of Terms Related to Liquefaction", Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, (104)9:1197-1200.

Martin, G.R, W.D.L. ve Seed H.B. (1975) " Fundamentals of Liquefaction Under Cyclic Loading", Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, (101)GT5:423-438.

Marinos, P., Bouckovalas, G., Tsambaos, G., Sabatakis, N. ve Antoniou, (2001) " Ground Zonning against Seismic Hazard in Athens, Greece", Engineering Geology, (62):343-356.

MERM (2003), Microzonation Manual, World Institute for Disaster Risk Management.

Midorikawa, S.,(1987), " Prediction of isoseismal map in the Kanto plain due to hypothetical earthquake.(In Japanese with English Abstract) Journal of Structural Engineering. Vol.33b, pp.43-48.

Midorikawa, S. ve Fukuoka, T. (1988) " Correlation of Japan Meteorological Agency Intensity Scale with Physical Parameters of Earthquake Ground Motion" J. Seism. Soc. Japan, Vol.41, sayfa 233-233.

Mora, S. ve Mora, R. (1992) " Landslides Triggered by the Limon-Telire, Costa Rica Earthquake and Comparison with Other Events in Costa Rica, U.S. Geological Survey Professional Paper, in press.

Mora, S. ve Vahrson, W. (1993) " Macrozonation Methodology for Landslide Hazard Determination", Bull. Intl. Ass. Eng. Geology, in Press.

Murakami, H.O. ve Kagami, H. (1991) "Application of High-precision Questionnaire Intensity Survey Method to the Modified Mercalli Intensity Scale" J. Seism. Soc. Japan, Vol.44, sayfa 271-281.

NCEER (1997) " Proceedings of the NCEER Workshop on Evaluation of Liquefaction Resistanse of Soils", Youd., Idriss, I.M., eds., Technical Report No.NCEER-97-2002.

NEHRP (1997), Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings and Other Structures, FEMA-303, Prepared by the Building Seismic Safety Council for the Federal Emergency Management Agency, Washington, DC.

Nigg, J. (1982). Microzonation and public prepareeness: A viable approach. Proceedings of the 3th International Earthquake Microzonation Conference, Seattle.

NOAA (1978), Earthquake Data File Summary, U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Athmospheric Administration.

Nowack, R. ve Aki, K. (1984) " The Two-Dimensional Gaussian Beam Syththetic Method: Testing and Aplication", Journal of Geophysical Research, (89):7797-7819.

- Ohba, S. ve Toriumi, I. (1970), Dynamic Response Characteristics of Osaka Plain, Proc. Annual Meeting A.I.J.
- Ohsaki, Y., (1979) “ Guideline for evaluation of basic desing earthquake ground motions”, Appendix to Regularity Guide for Aseismic Desing of Nuclear Powe Facilities, Japan.
- Ohta, Y. and Goto, N. (1978), “Empirical shear wave velocity equations in terms of characteristic soil indexes”, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 6., pp.167-187.
- Okamoto, T., Kokusho, T., Yoshida, Y. ve Kusunoki, K. (1989), Comparison of Surface vs. Subsurfac Wave Source for P-S Logging in Sand Layer, Proc. 44th Annual Conf. JSCE, Vol.3, sayfa 996-997.
- Özaydın, K., (1982), “ Zemin Dinamiği”, Deprem Mühendisliği Türk Milli Komitesi Yayınları.
- Özaydın, K., Yıldırım, S., Yıldırım, M., (1999) “ İstanbul İli, Kartal İlçesi, Samandıra Köyü, İkibinelli Üçüzler Alışveriş Merkezine ait Geoteknik Rapor”, YTÜ Vakfı Müh. Ve Teknik Danışmanlık İktisadi İşletmesi, Yıldız, İstanbul.
- Özaydın, K., (2001), “ Kurs Notları” İnşaat Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi Yayınları.
- Öztin, F., ve Bayülke, N., (1990), İstanbul,Kayseri ve Elazığ Tarihsel Depremleri, Deprem Araştırma Enstitüsü Raporu, Ankara, Türkiye, sayfa 22.
- Papageorgiou, A., Halldorsson, B. and Dong, G. (2000), TARSCHTS: “Target acceleration spectra compatible time histories” University of Buffalo, Dept. of Civil, Structural and Environmental Engrg., NY.
- Prevost, J.H. (1989), DYNA 1D: A Computer Program for Nonlinear Seismic Site Response Analysis-Technical Documentation, ReportNCEER-89-0025, National Center for Earthquake Engineering Research, Buffalo, New York..
- Pyke, R.M. (1985), TESS1: AComputer Program for Nonlinear Ground Response Analysis, User’s Manual, TAGA Engineering Software Services, Lafayette, California.
- Richter, C.F., (1935) “ An Instrumental Magnitude Scale”, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.25, sayfa 1-32.
- Richter, C.F., (1958), Elementary Seismology , W.H. Freeman and Company, Inc., sayfa 768.
- Robertson, R., Campanella, R.G. ve Wightman, A. (1983), SPT-CPT Correlations, Proc. ASCE, Vol.109, GT11, sayfa 1449-1459.
- Robertson P.K.ve Wride, C.E. (1998) “ Evaluationing Cyclic Liquefaction Potential Using the Cone Penetration Test”, Canadian Geotechnical Journal, (35)3:442-459.
- Robertson P.K., Woeller, D.J. ve Finn, R.D. (1992) “ Seismic Cone Penetration Test for Evaluating Liquefaction Potential under Cyclic Loading”, Cnadian Geotechnical Journal, (29):686-695.
- Rogers, A.M., Borchardt, R.D., Cavington, P.A.ve Perkins, D.M (1984) “ A Comparative Ground Response Study Near Los Angeles Using Recordings o Nevada Nuclear Tests and the 1971 San Fernando Earthquake”, Bull. Seism. Soc. Amer., 74, sayfa 1925-1949.
- Sabetta, F. ve Pugliese, A. (1987) “ Attenuation of Peak Horizontal Acceleration and Velocity from Italian Strong-motion Records” Bull. Seism. Soc. Am. Vol.77, sayfa 1491-1513.
- Sadigh, K., Chang, C. Y., Egan, J. A., Makdisi, F. And Youngs, R. R. (1997) “Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data”,

Seismological Research Letters, Vol.68, No.1, pp.180-189.

Sanchez-Sesma, F J. ve Esquivel, (1979) “ Ground Motion on Alluvial Valleys under Incident Plane SH Waves”, BSSA, (69), 4:1107-1120.

Sanchez-Sesma, F J. (1985) “ Diffraction of Elastic SH Waves by Wedges”, BSSA, (75)5:1435-1446.

Schnabel, P.B., Lysmer, J. Ve Seed, H.B. (1972) “ SHAKE- A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontal Layered Sites, Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley, sayfa 88.

Schwartz, D.P. (1988) “ Geologic Characterization of Seismic Sources: Moving into the 1900s” Earthquake Engineering and Structural Dynamics II, Geotechnical Special Publication No.20, ASCE, Sayfa 1-42.

Schwartz, D.P. ve Coppersmith, K.J. (1984) “ Seismic Hazards: New Trends in Analysis Using Geologic Data”, in R.E. Wallace, ed., Active Tectonics, Academic Pres, Orlando, Florida, sayfa 215-230.

Seed H.B., ve İdriss, I.M. (1970) “ Soil Moduli and Damping Factors for Dynamic Response Analyses”, Report No:EERC 70-10, EERC, University of California, Berkley.

Seed H.B., ve İdriss, I.M. (1971) “ Simplified Procedure for Evaluation Soil Liquefaction Potential”, Journal of Soils and Foundations, ASCE, (97)SM9:1249-1273.

Seed, H.B., Ugas, C. Ve Lysmer, J. (1976) “ Site-dependent Spectra for Earthquake-resistant design” Bull. Of the Seism. Soc. Of America, V.66, sayfa 221-223.

Seed, H. B., Tokimatsu, K., Harder, L. F. and Chung, R. M. (1984), “Influence of SPT procedures in soil liquefaction resistance evaluations”, Earthquake Engineering Research Center Report No.UCB/EERC-84/15, University of California at Berkeley.

Seed, H. B., Tokimatsu, K., Harder, L. F. And Chung, R. M. (1985), “Influence of SPT procedures in soil liquefaction resistance evaluations”, Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, 111 (12), 1425-1445.

Seed, H.B. ve De Alba, P. (1986) “Use of SPT and CPT Tests for Evaluating the Liquefaction Resistance of Sands”, Proc., In Situ’86, ASCE, 281-302.

Seed, H.B., Wong, R.T., Idriss, M.T. ve Tokimatsu, K. (1986) “ Soil Moduli and Damping Factors for Dynamic Analyses of Cohesionless Soils”, Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, (112)11:1016-1032.

Seed, H.B., Cetin, K.O., Moss, R.E.S., Kammerer, A.M., Wu, J., Pesatana, J.M.. ve Riemer, M.F. (2001) “ Recent Advenced in Soil Liquefaction Engineering and Seismic Site Response Evaluation”, 15th ICSMFE, Geotechnical Engineering and Microzonation Seminar, İstanbul, Turkey.

Seismological Division, J.M.A., (1971) “ The Records of Seismic Intensity Observed in Japan” Technical Report of the Japan Meteorological Agency, No.76, sayfa 222 (Japonca).

Sharma, S. and Kovaks, W. D., (1980), Microzonation of the Memphis, Tennessee area. A report on research sponsored by The U.S.G.S., No:14-08-0001-17752.

Shima, E. (1977) “On the Base Rock of Tokyo Metropolis” Proc. Sixth World Conf. On Earthquake Eng., Vol.2, sayfa 161-166.

Shima, E. (1978) “Seismic Microzoning Map of Tokyo” Proc. Second Intern’l Conf. On Microzonation, Vol.1, sayfa 433-443.

- Shima, E. ve Imai, T. (1982) “ Estimation of Strong Ground Motions due to the future Earthquakes- A Case Study for Saitama Prefecture, Japan, Proc. Third Intern’l Conf. on Microzonation, Vol.1, sayfa 519-530.
- Siro, L. (1982,1982a), Emergency Microzonations by Italian Geodynamics Project after November 23, 1980 Earthquake: A short Technical Report, Proc. Third Intern’l Conf. on Microzonation, Vol.3, sayfa 1417-1427.
- Siyahi, B.G. (2003), Sismik Mikrobölgeleme Eğitim Kurs Notları, Afet Yönetim Dünya Enstitüsü-DRM ve İsviçre Kalkınma ve İşbirliği Teşkilatı-DEZA ve Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü “ Deprem Riskini Azaltmak için Mikrobölgeleme” projesi, Kandilli, İstanbul.
- Siyahi, B. G. And Ansal, A. M (1993) “Microzonation for slope failures during earthquakes” Proc. of 2nd Turkish National Earthquake Engineering Conf. 563-572.
- Taiping, Q., Chenchun, W., Linuan, W. Ve Hoishan. (1984) “Liquefaction Risk Evaluation During Earthquakes”, Proc. Int. Conf. On Case Histories in Geotechnical Engineering, Vol.1, sayfa 445-454, St. Louis.
- Tamura, T. (1978) “ An Analysis of the Relationship between the areal distrubition of Earthquake Induced Landslides and Earthquake Magnitude”, Geographical Review of Japan. 51-8:662-672.
- TDY (1998), Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında Yönetmelik, IMO Yayınları, İzmir Şubesi, Yayın No:25.
- Trifunac, M.D. (1971) “ Surface Motion of a Semi-Cylindrical Alluvial Valley for Incident Plane SH Waves”, BSSA, (61):1755-1770.
- Utsu, T. (1982) “ Relationships between Earthquake Magnitude Scales” Bull. Earthq. Res. Inst., University of Tokyo, Vol.57, sayfa 465-497.
- Virieux, J. (1984) “SH-Wave Propagation in Heterogeneous Media: Velocity-Stress Finite-Difference Method”, Geophysics, (49)11, 1933-1957.
- Vucetic, M., Dobry, R., (1991), “Effect of soil plasticity on cyclic response”, American society of Civil Engineering , Journal of Geotechnical Engineering,(117):89-107.
- Wakamatsu, K. (1991) “ Maps for Historical Liquefaction Sites in Japan”, Tokai University Pres, Japan, sayfa 341.
- Wakamatsu, K. (1992) “ Evaluation of Liquefaction Susceptibility Based on Detailed Geomorphological Classification”, Proc., Technical Papers of Annual Meeting Architectural Institute of Japan, Vol.B, sayfa 1443-1444.
- Wakamatsu, K. (1993) “ Historical of Soil Liquefaction in Japan and Assessment of Liquefaction Potential Based on Geomorphology”, A thesis in the Department of Architecture Presented in Partial Fulfillment of the Requirements for the degree of Doctor of Engineeringi Waseda Univ. Tokyo, Japan, sayfa 245.
- Wilson, R., Wiczorek, G. ve Harp, E. (1979) “ Development of Criteria for Regional Mapping of Slope Stability”, Annual Meeting of the Geological Society of America.
- Wong, H.L. ve Jennings, P.C. (1975) “ Effects of Canyon Topograpy on Strong Ground Motion”, BSSA, (65):1239-1258.
- Yasuda, S. ve Tohno, I. (1988) “ Site of Reliquefaction caused by the 1983 Nihonkai-Chubu Earthquake”, Soils and Foundations, Vol.28, No.2, sayfa 61-72.
- Yasuda, S. ve Sugitani, T. (1988) “ Case Histories of Slope Failures During Past Earthquakes

in Japan”, Proc. Of the 23rd JSSMFE. 891-892.

Yıldırım, M., Özaydın, K., Erguvanlı, A. (1992), "İstanbul Boğazı Güneyi ve Haliç'in Jeolojik Yapısı ve Geoteknik Özellikleri", Jeoloji Mühendisliği TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayın Organı, Sayı 40, Sayfa No: 5-14, Ankara.

Yıldırım, M., Koçak, A., Vardar, M., (1999), "Çatlaklı Grovokların Kayma Mukavemetinin Belirlenmesi", YTÜD, Sayı: 1999-1, Sayfa: 43-53, ISSN: 1300-2120, İstanbul.

Yıldırım, M., (2000), "İstanbul Bölgesi Kayaçlarının Mühendislik Özellikleri", YTÜD, Sayı: 2000-3, Sayfa: 9-23, ISSN: 1300-2120, İstanbul.

Yıldırım, M. ve Savaşkan, E., (2002), "İstanbul Tersiyer Çökellerinin Stratigrafisi ve Mühendislik Özellikleri", Uluslararası Mühendislik Jeolojisi Türk Milli Komitesi (MJTMK) Bülteni, 25. Yıl, sayı 18, sayfa 48-62, İstanbul.

Yıldırım, M.; Savaşkan, E., (2003), "İstanbul Bölgesi Tersiyer Çökellerinin Stratigrafisine Yeni Bir Yaklaşım ve Çökellerin Mühendislik Özellikleri", İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, Sayfa: 87-102, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası - İstanbul Şubesi, Yer: Kadir Has Üniversitesi-Konferans Salonları, Cibali-İstanbul.

Yomralıoğlu, T. (2000) "Coğrafi Bilgi Sistemleri Temel Kavramlar ve Uygulamalar", DGN Bilgi Sistemleri Yayını, 1. Baskı.

Youd, T.L. (1977) "Discussion of Brief Review of Soil Liquefaction During Earthquakes in Japan", by Kuribayashi, E. AND Tatsuoka, F., Soils and Foundations, Vol.17, No.1, sayfa 83-85.

Youd, T.L.ve Perkins, D.M. (1978) "Mapping of Liquefaction Induced Ground Failure Potential", J. GED, ASCE, Vol.104, No.4, sayfa 433-446.

Youd, T.L.ve Perkins, D.M. (1987) "Mapping of Liquefaction Severity Index", Journal of Geotechnical Engineering, (11):1374-1392.

Youd, T.L.ve Perkins, D.M. (1987a) "Mapping of Liquefaction Severity Index", J.GED, ASCE, Vol.113, No.11, sayfa 1374-1392.

Youd, T.L., Idriss, I.M., Andrus, R.D., Arango, I., Castro, G., Christian, C.D., Dobry, R., Finn, W.D.L., Harde, L.F.Jr., Hynes, M.E., Ishihara, K., Koester, J.P., Liao, S.S.C., Marcuson, W.F.III., Martin, G.R., Mitchell, J.K., Moriwaki, Y., Power, M.S., Robertson, P.K., Seed, R.B. ve Stokoe, K.H.II. (2001) "Liquefaction Resistance of Soils: Summary Report from the 1996 NCEER and 1998 NCEER/NSF Workshops on Evaluation of Liquefaction Resistance of Soils", Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, (127)10:817-833.

Yüzer. E., Eyüpoğlu. R., (1998) "Kenstsel yerleşim planlamasında genelleştirilmiş bir mühendislik jeolojisi yaklaşımı (Avcılar-İstanbul)", Kentleşme ve Jeoloji Sempozyumu, Uluslar arası Müh. Jeolojisi Türk Milli Komitesi, TMMOB Jeoloji Müh. Odası İstanbul Şubesi, Avcılar Belediye Başkanlığı, sayfa:233-248, İstanbul.

Yüzer. E., Öztaş. T., Vardar. M., (1977) "İstanbul-Avcılar Belediyesi Yoğun Yapılaşma Alanlarının Yerleşime Uygunluk Amaçlı Mühendislik Jeolojisi ve Jeomekanik Araştırma Projesi", İTÜ Vakfı AR-GE İşletmesi Rapor No: 96/020, 3 cilt, 141 s., İstanbul.

INTERNET KAYNAKLARI

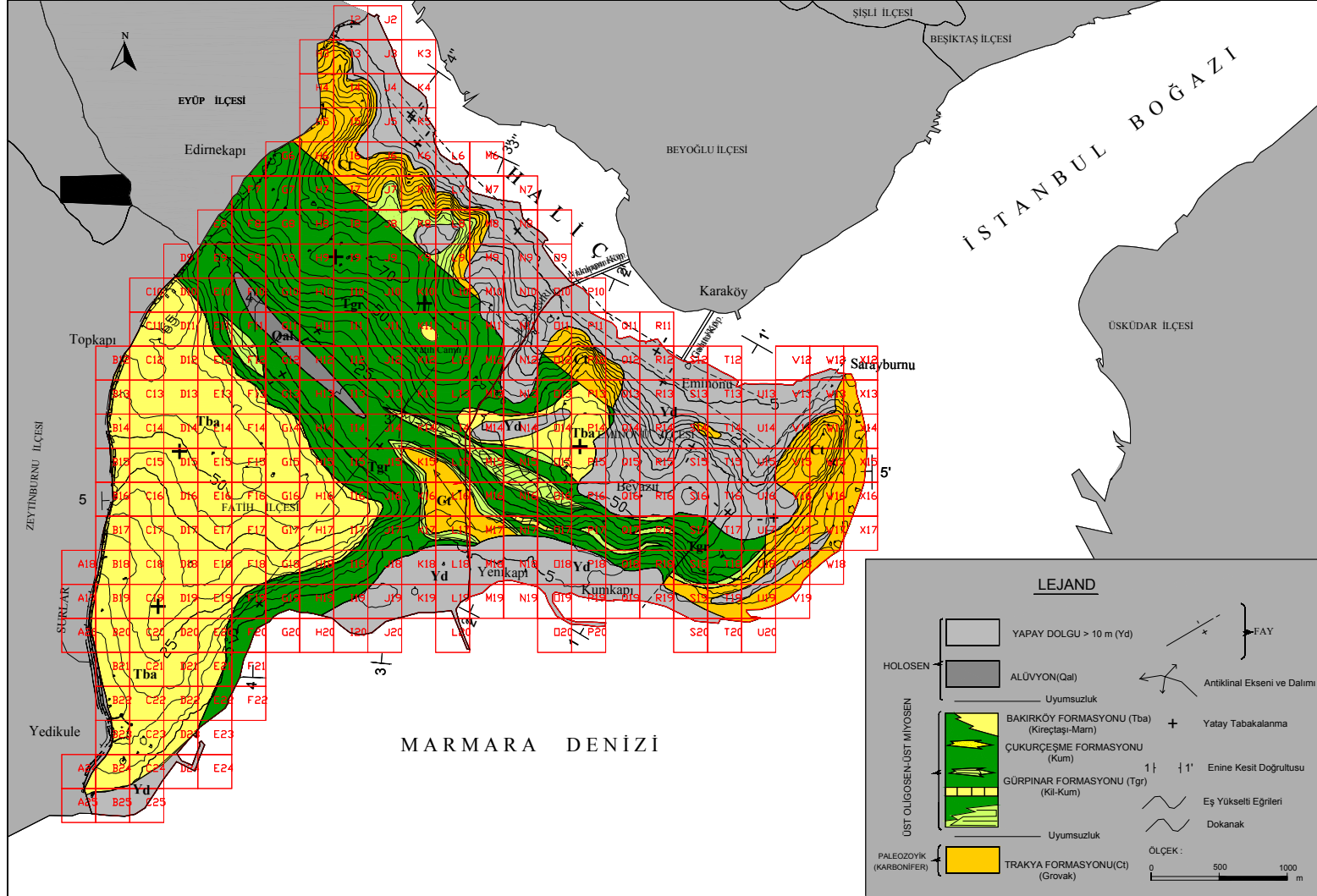
[1] www.yapiworld.com/deprem/

[2] <http://www.seismo.ethz.ch/gshap/turkey/>

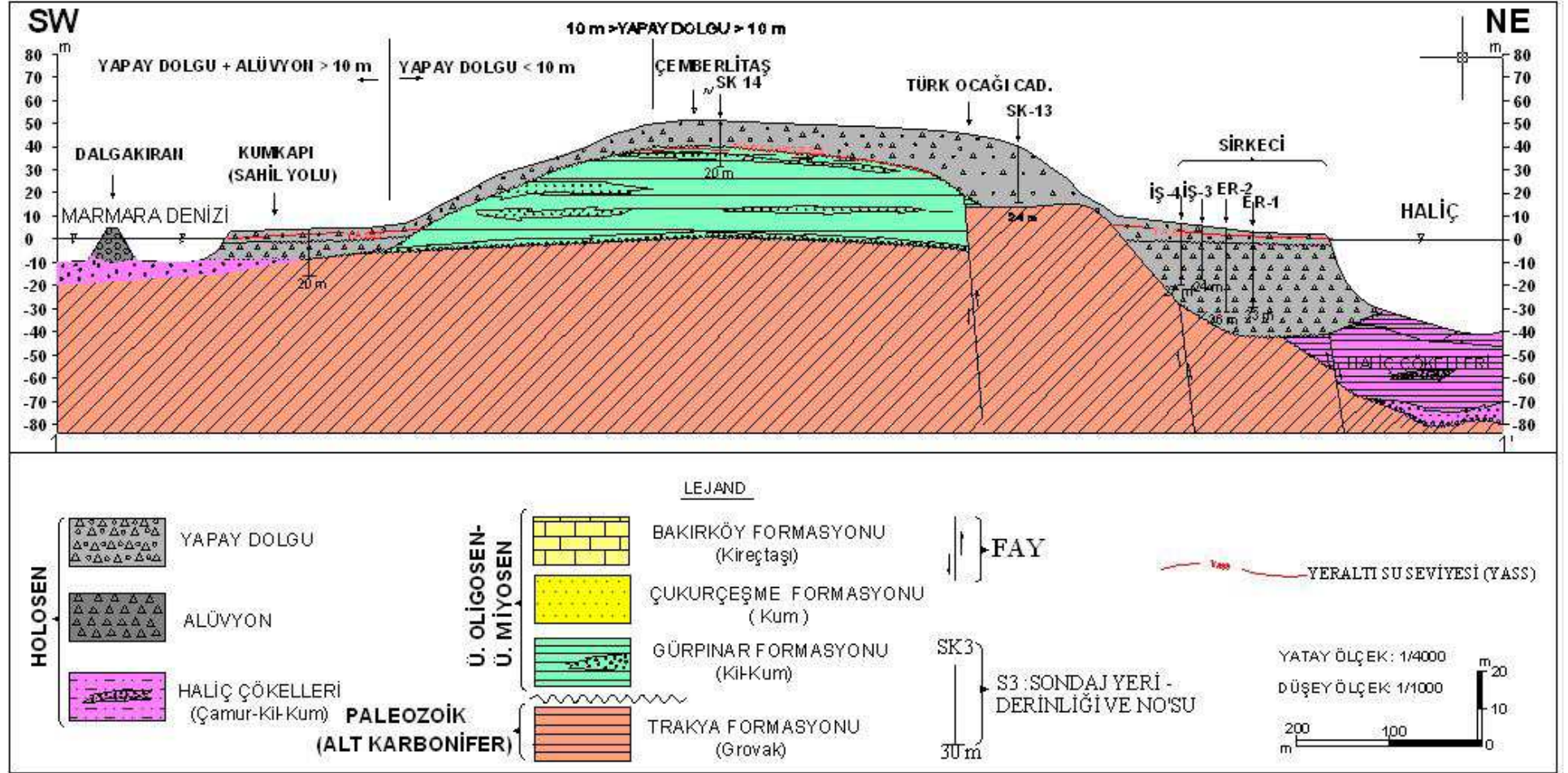
[3] www.yildiz.edu.tr/~batuk/dersler.html

EKLER

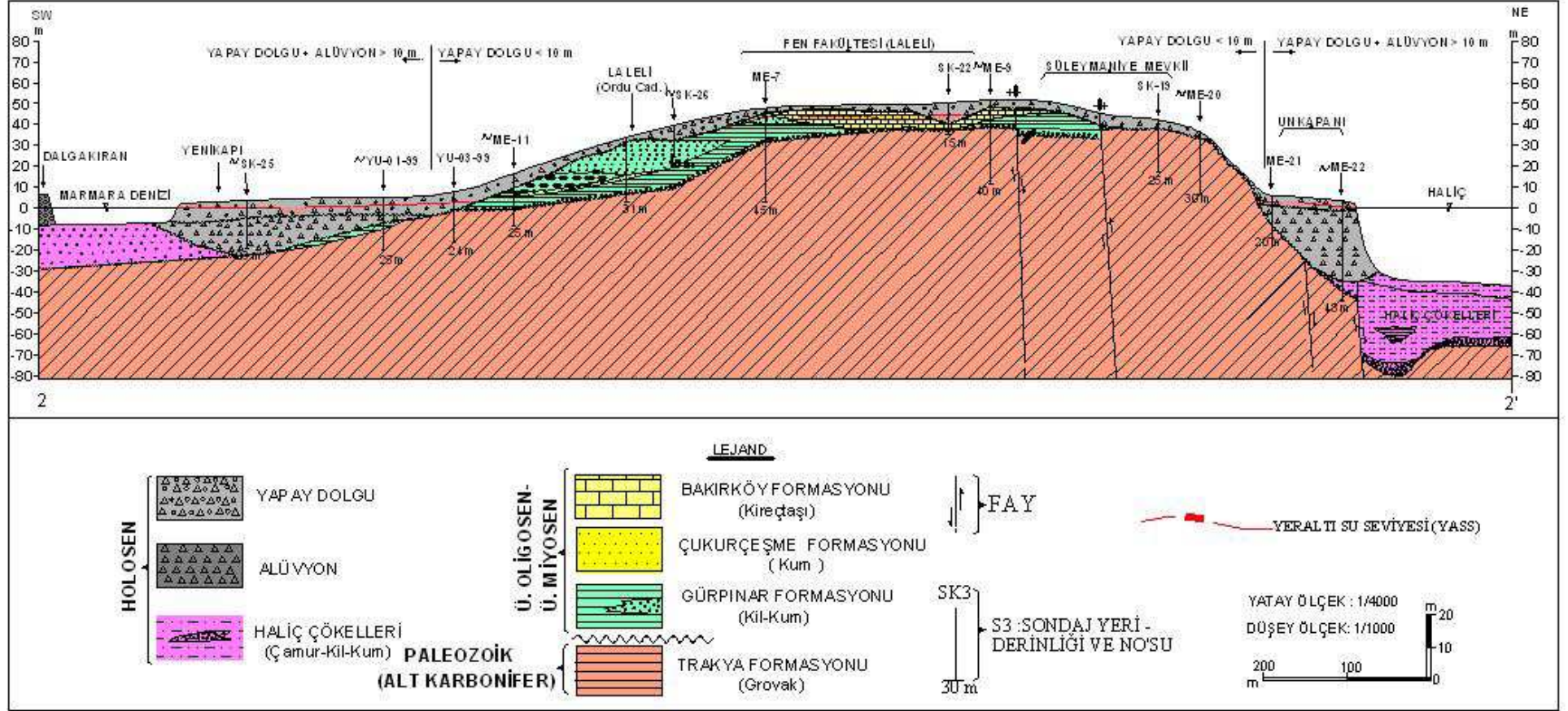
- EK 1 Eski İstanbul'un 1/5000'lik Mühendislik Jeolojisi Haritası (bkz.ek dosya)
- Ek 2 Eminönü İlçesi Kumkapı-Sirkeci arası Zemin Kesiti (bkz.ek dosya)
- Ek 3 Eminönü İlçesi Yenikapı-Unkapanı arası Zemin Kesiti (bkz.ek dosya)
- Ek 4 Fatih İlçesi Samatya-Fener arası Zemin Kesiti (bkz.ek dosya)
- Ek 5 Fatih İlçesi Sancaktar Hayrettin Mahallesi-Balat arası Zemin Kesiti (bkz.ek dosya)
- Ek 6 Fatih-Eminönü İlçeleri Mevlanakapı-Eminönü arası Zemin Kesiti (bkz.ek dosya)



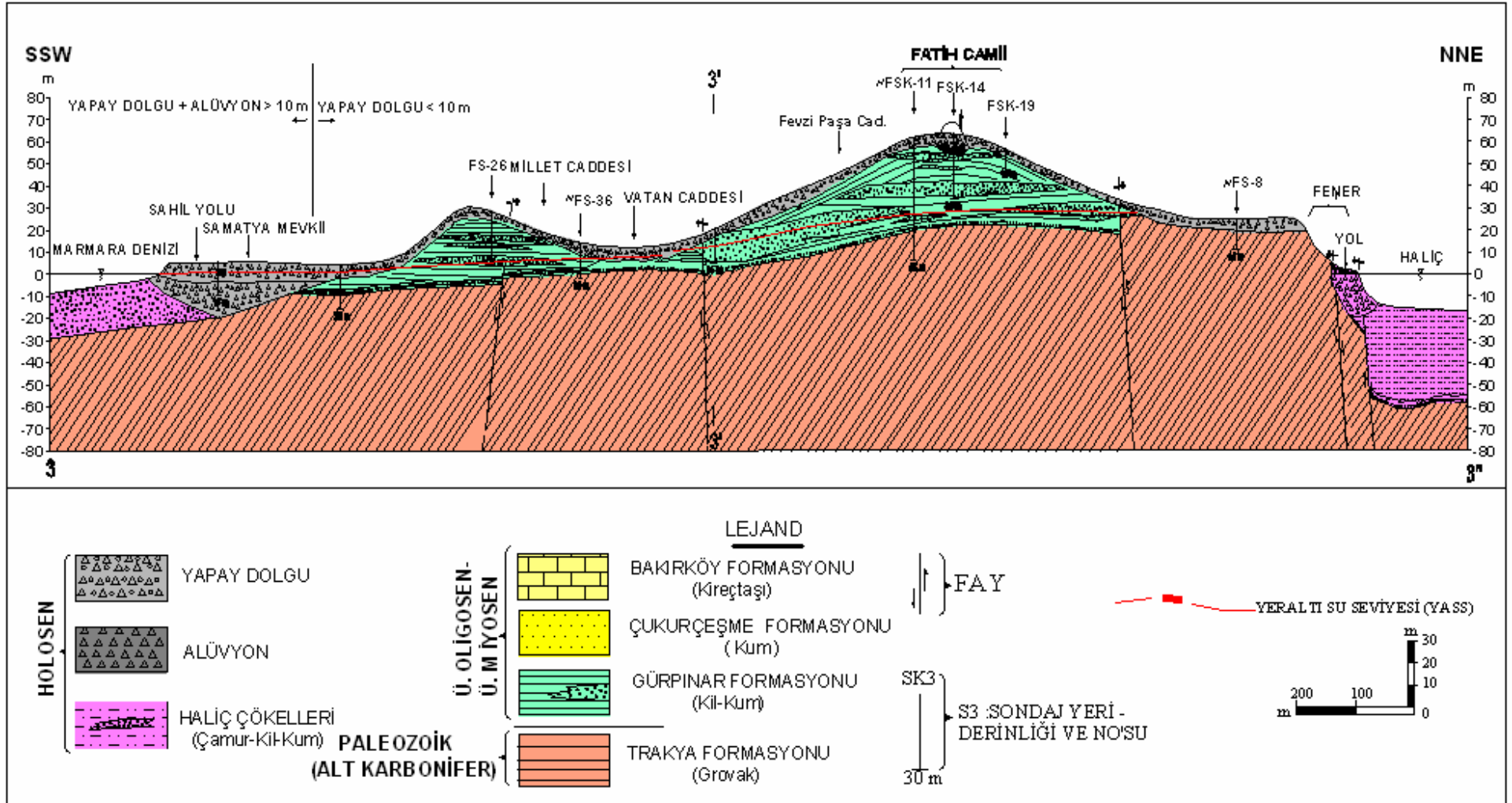
Şekil EK 1- Tarihi Yarımada'nın Mühendislik Jeolojisi Haritası



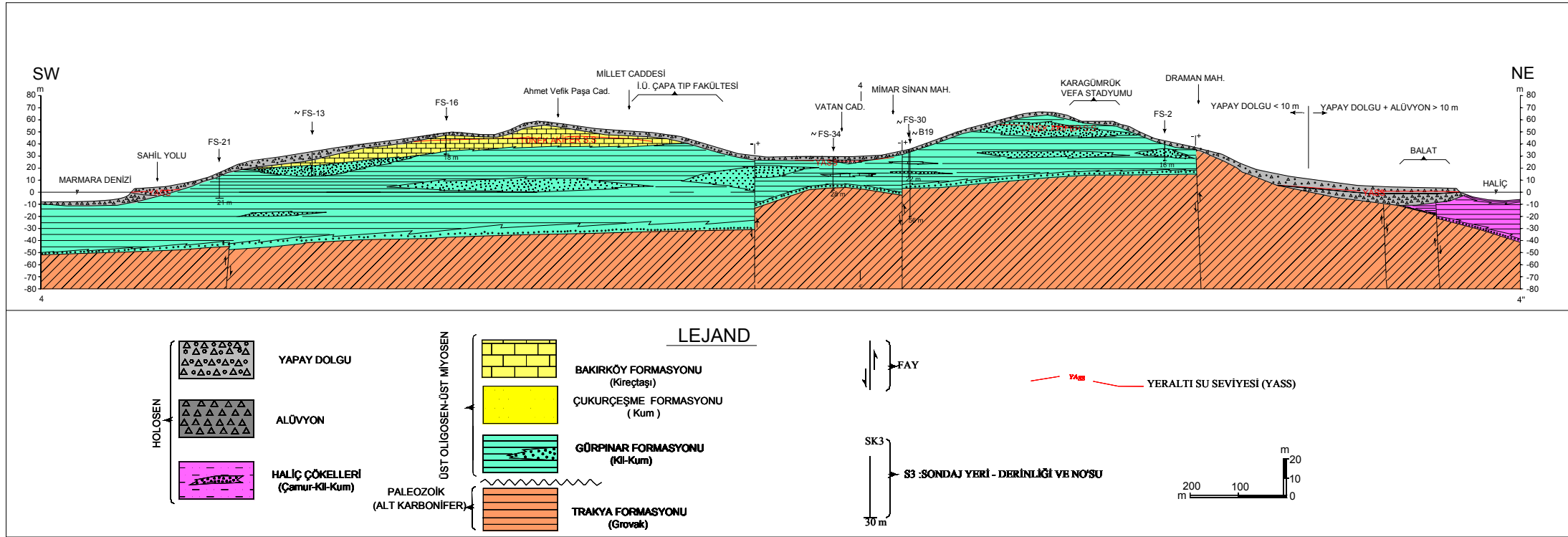
Şekil EK 2- Eminönü İlçesi Kumkapi-Sirkeci arası Zemin Kesiti



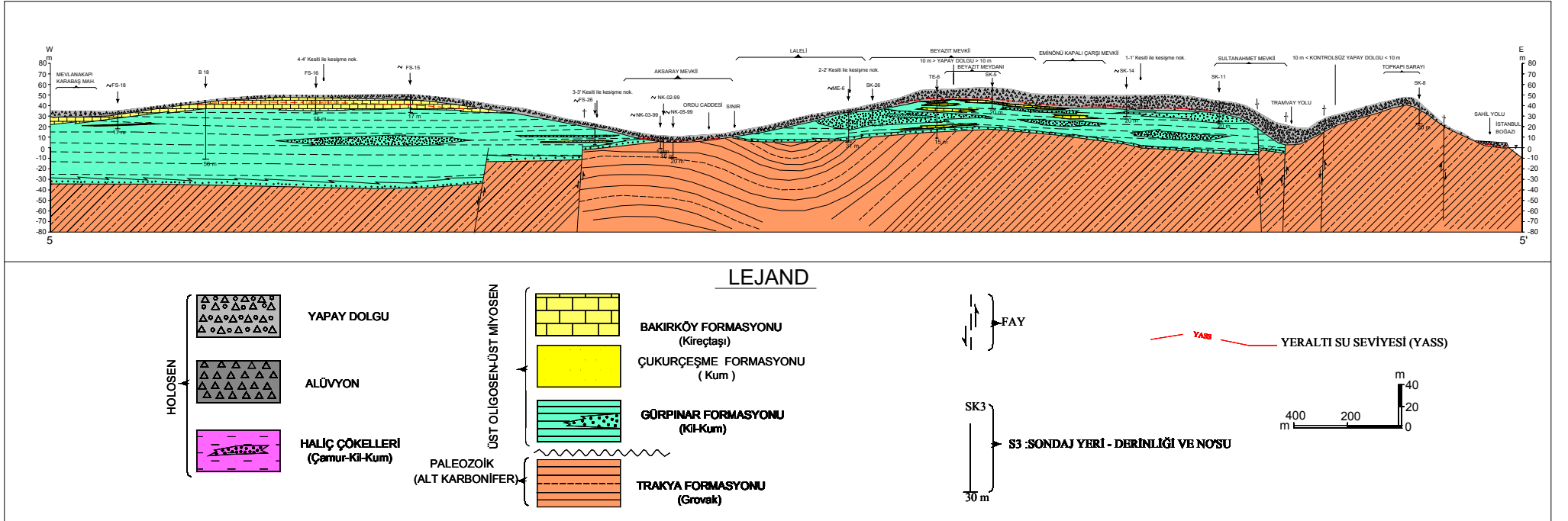
Şekil EK 3- Eminönü İlçesi Yenikapı-Unkapanı arası Zemin Kesiti



Şekil EK 4- Fatih İlçesi Samatya - Fener arası Zemin Kesiti



Şekil EK 5- Fatih İlçesi Sancaktar Hayrettin Mahallesi - Balat arası Zemin Kesiti



Şekil EK 6- Fatih-Eminönü İlçeleri Mevlanakapı-Eminönü arası Zemin Kesiti

ÖZGEÇMİŞ

Doğum tarihi 14. 04. 1974

Doğum yeri Yerköy

Lise 1986-1990 Nevşehir Lisesi

Lisans 1990-1994 Süleyman Demirel Üniversitesi Müh. Mim. Fak.
İnşaat Müh. Bölümü

Yüksek Lisans 1995-1998 Yıldız Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
İnşaat Müh. Anabilim Dalı, Geoteknik Programı

Çalıştığı kurum(lar)

1994-1998 Erciyes Üniversitesi Yozgat Müh. Mim. Fak. İnşaat
Müh. Böl. Araştırma Görevlisi

1998-Devam ediyor Niğde Üniversitesi Aksaray Müh. Mim. Fak. İnşaat
Müh. Böl. Araştırma Görevlisi