

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**DOĞU MARMARA SİSMİK BÖLGELEME, KOCAELİ İL SINIRLARI VE
İZMİT YERLEŞİM ALANININ SİSMİK MİKROBÖLGELEMESİ**

DOKTORA TEZİ

Jeofizik Yük. Müh. Ergin ULUTAŞ

Anabilim Dalı : Jeofizik Mühendisliği

Tez Danışmanı : Prof. Dr. M. Fırat ÖZER

HAZİRAN 2006

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**DOĞU MARMARA SİSMİK BÖLGELEME, KOCAELİ İL
SINIRLARI VE İZMİT YERLEŞİM ALANININ SİSMİK
MİKROBÖLGELEMESİ**

DOKTORA TEZİ

Jeofizik Yük. Müh. Ergin ULUTAŞ

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 11 Mayıs 2006

Tezin Savunulduğu Tarih : 23 Haziran 2006

Tez Danışmanı

Prof.Dr. M.Fırat ÖZER

(.....)

Üye

Prof.Dr. Haluk KONAK

(.....)

Üye

Prof.Dr. Tuncay TAYMAZ

(.....)

Üye

Doç.Dr. Oğuz ÖZEL

(.....)

Üye

Yrd.Doç. Dr. Özkan CORUK

(.....)

HAZİRAN 2006

DOĞU MARMARA SİSMİK BÖLGELEME, KOCAELİ İL SINIRLARI ve İZMİT YERLEŞİM ALANININ SİSMİK MİKROBÖLGELEMESİ

Ergin ULUTAŞ

Anahtar Kelimeler: Sismik Mikrobölgeleme, Coğrafi Bilgi Sistemi, Olasılıksal Sismik Tehlike Çözümlemesi, Kuvvetli Yer Hareketi, Pik Yer İvmesi, Spektral İvme, İvme-Uzaklık Azalım İlişkisi, Mühendislik Jeolojisi, Mikrotremor, Yer Baskın Titreşim Peryodu, Yer Büyütmesi, Sıvılaşma, Topografik Eğim, S Dalga Hızı.

Özet: Bu tez çalışmasında, farklı ölçeklerde Doğu Marmara Bölgesi için sismik bölgeleme, Kocaeli il sınırları ve İzmit yerleşim alanı için sismik mikrobölgeleme çalışması yapılmıştır. Çalışmada, kapsamlı bir sismik bölgeleme çalışması için Coğrafi Bilgi Sistemi (CBS)'nden yararlanılmıştır. Sismik bölgeleme haritalarının hazırlanmasında, olasılıksal sismik tehlike çözümlemesi (OSTÇ) ve bölgesel yer etkilerine bağlı sismik tehlike unsurları hesaba katılarak CBS tabanlı entegrasyon sağlanmış ve buna yönelik yöntem önerilmiştir. Bölgesel coğrafik, jeolojik, jeofizik ve geoteknik bilgileri içeren haritalar üst üste çakıştırılmış ve bu haritaların öznetelikleri sonuç haritaların oluşturulmasında kullanılmıştır. Tüm sismik tehlike etkileri bir katman olarak ele alınmış ve CBS ortamında etki derecesine göre yeniden sınıflandırılarak ağırlıklandırılmış ve toplam tehlike etkisi belirlenmiştir.

Doğu Marmara Bölgesinde OSTÇ için sismik kaynaklar belirlenmiş, bu kaynaklardaki deprem oluşumları modellenmiş ve bu çalışma kapsamında üretilen pik ivme ve spektral ivme azalım ilişkilerinden yararlanılmıştır. Sismik kaynaklarda deprem oluşumlarının modellenmesi için en önemli faktör deprem bilgilerinin güvenilir olmasıdır. Bu amaçla, Türkiye ve diğer ülkelerin sismoloji merkezlerinin deprem kataloglarından yararlanılarak yeni bir deprem kataloğu oluşturulmuştur. Farklı tür magnitüdler arasında dönüşüm bağıntıları hesaplanarak olabildiğince tek düze veri tabanı oluşturulmuş ve tamamlılık çözümlemeleri ile ne kadar yıl için tamam oldukları belirlenmiştir.

1:500.000 ölçekli Doğu Marmara Bölgesine ait genel sismik bölgeleme haritası, CBS ortamında iki haritanın üst üste çakıştırılmasıyla oluşturulmuştur. Bunlardan biri 50 yılda % 10 olasılıklı Pik Yer İvmesi (PYİ) aşılma olasılığı haritası ve diğeri NEHRP (1993) kriterlerine göre sınıflandırılan jeolojik birimlere ait zemin büyütme haritasıdır. 1:25.000 ölçekli ikinci çalışma alanına ait ayrıntılı sismik mikrobölgeleme haritasının oluşturulmasında dört farklı sismik tehlike etkisini tanımlayan harita CBS ortamında üstüste çakıştırılmıştır. Bu haritalar 50 yılda % 10 olasılıklı PYİ aşılma olasılığı, mühendislik jeolojisi, topografik eğim ve çizgisellik dağılımı haritalarıdır. 1:5.000 ölçekli üçüncü çalışma alanına ait ayrıntılı sismik mikrobölgeleme haritasının oluşturulmasında yedi farklı sismik tehlike etkisini tanımlayan harita üst üste CBS ortamında çakıştırılmıştır. Bu haritalar; mühendislik jeolojisi, S dalga hızı, yer baskın titreşim periyodu, topografik eğim, yeraltı su derinliği, sıvılaşma potansiyeli ve yer büyütmesi haritalarıdır. 17 Ağustos 1999 Kocaeli Depremi ($M_w:7.4$)'ne ait her bir mahallenin hasar dağılımı CBS ortamına aktarılmış, oluşturulan sismik mikrobölgeleme haritası ve bu haritayı oluşturan katmanlarla karşılaştırılmıştır.

Sonuç olarak, Doğu Marmara Bölgesi için sismik bölgeleme haritası 1, 2, 3, ve 4. derecede deprem bölgeleri olmak üzere beklenen ivmeye göre dört sınıfı kapsamaktadır. Kocaeli il sınırlarını ve İzmit yerleşim alanını kapsayan sismik mikrobölgeleme haritaları ise dört alt bölgeye ayrılmıştır. Mikro ölçekteki bu bölgelemede zemin özellikleri belirleyici olmuştur.

SEISMIC ZONATION OF EASTERN MARMARA REGION, SEISMIC MICROZONATION OF KOCAELİ PROVINCE and İZMİT URBAN AREA

Ergin ULUTAŞ

Keywords: Seismic Microzonation, Geographic Information Systems, Probabilistic Seismic Hazard Analysis, Strong Ground Motion, Peak Ground Acceleration, Spectral Acceleration, Attenuation Relationship, Engineering Geology, Microtremor, Soil Amplification, Dominant Period of Ground, Liquefaction, Topographic Slope, S Velocity.

Abstract: In this thesis, a seismic zonation study has been conducted for Eastern Marmara Region and seismic microzonation study has been conducted for Kocaeli Province and İzmit urban area at different scales. A Geographic Information System (GIS) has been used for conducting a comprehensive seismic zonation. A GIS based methodology has been proposed for integrating the seismic hazards associated with the local site effects for preparing the seismic zonation maps. Maps representing regional geographic, geologic, geophysics and geotechnics information are overlaid and their attributes have been combined to produce final microzonation maps. All the maps have been reclassified in GIS format and based on a weighted average combination of the hazards associated with each effect.

Development of probabilistic seismic hazard assessment for the Eastern Marmara Region involved the specification of all seismic sources, modelling the occurrences of earthquakes on these sources and estimating a new attenuation of peak ground acceleration and spectral acceleration at different distances. The most important factor for modeling the occurrences of earthquakes are accuracy and reliability of the earthquake information. For this purpose, the new earthquake catalog has been compiled by using different earthquake catalogs that prepared in different countries and in Turkey. Different correlations are developed using these collected catalog data to homogenize earthquake magnitudes. The data completeness of the earthquake catalogue is examined. Time periods in which the data are complete are identified for each magnitude.

Within the area of 1:500.000 scale Eastern Marmara Region two maps have been overlaid for general zonation. One of them is PGA Hazard Map %10 probability of exceedance in 50 year exposure time and the other is soil amplification map due to reclassified geological map associated with NEHRP (1993) provisions. Within the area of 1:25.000 scale Kocaeli province, four maps have been overlaid for detailed microzonation. These maps are PGA Hazard Map %10 probability of exceedance in 50 year exposure time, engineering geology map, slope map and fault rupture map. Third study area is 1:5.000 scale İzmit urban area. Within the area of this seven maps have been overlaid for more detailed microzonation. These maps are engineering geology map, S velocity map, dominant frequency of ground map, topographic slope map, ground amplification map, under ground water level map, liquefaction potential map. The structural damage inventories associated with the 17 August 1999 Kocaeli Earthquake ($M_w:7.4$) have been listed in GIS format and compared with the result microzonation map and discussed the conclusions of damage by using this microzonation map.

Seismic zonation map of Eastern Marmara Region classified due to expected acceleration values. This area has involved 1st, 2nd, 3rd and 4th degree earthquake zone. Kocaeli province and İzmit urban area has involved four subarea due to results of the seismic macrozonation study in GIS format. Basically, this subarea has been prepared by using ground conditions characteristics.

TEŞEKKÜR

Lisans, yüksek lisans ve doktora tez çalışmalarımda danışmanlığımı yürüten, Kocaeli Üniversitesi (KOÜ) Yer ve Uzay Bilimleri Araştırma ve Uygulama Merkezi (YUBAM) Müdürü Prof. Dr. Mithat Fırat ÖZER'e, bilgi ve deneyimlerinden yararlandığım KOÜ Rektör Yardımcısı ve Jeofizik Müh. Bölüm Başkanı Prof. Dr. Özer KENAR'a, Coğrafi Bilgi Sistemi, projeksiyon sistemleri ve olasılık teoremleri hakkında bilgi edindiğim KOÜ Jeofizik Müh. Böl. Öğretim Üyesi Prof.Dr. Haluk KONAK'a, Çalışma alanlarının sınıflandırılmış jeolojisinin hazırlanmasında yardım eden KOÜ Jeoloji Müh. Böl. Öğretim Üyesi Yrd. Doç.Dr. Özkan CORUK'a, Tezin çeşitli aşamalarında fikir danıştığım ve bilgilerinden yararlandığım KOÜ Jeofizik Müh.Böl. Öğretim Üyesi ve YUBAM Müdür Yardımcısı Prof.Dr. Şerif BARIŞ'a, Temel geoteknik bilgiler ve Spektral ivme konusunda bilgi aldığım KOU İnşaat Müh. Böl. Öğretim Üyesi Yrd.Doç.Dr. Şevket ÖZDEN ve Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyesi Yrd.Doç.Dr. Yasin FAHJAN'a, sıvılaşma konusunda bilgilerinden yararlandığım KOÜ Jeofizik Müh.Böl. Öğretim Üyesi Yrd.Doç.Dr. Metin AŞÇI'ya teşekkür ederim.

Coğrafi Bilgi Sistemi temelli haritaların hazırlanmasında yardımlarını gördüğüm KOÜ Jeoloji Mühendisliği'nden Arş.Gör.Dr. Ahmet KARAKAŞ'a ve KOU. YUBAM'dan Arş.Gör. Taciser ÇETİROL'a, teorik bilgi içeren şekillerin hazırlanmasında yardım eden KOÜ YUBAM'dan Uzman İ. Talih GÜVEN'e, Fortran programlarının hazırlanmasında yardımlarını gördüğüm, KOÜ. YUBAM'dan Arş.Gör. Türker YAS ve KOÜ Jeofizik Müh. Bölümünden Arş.Gör. Nur DEMİR'e, tezin çeşitli aşamalarında yardımlarını gördüğüm, fikirlerinden yararlandığım KOU YUBAM'dan çalışma arkadaşlarım Arş.Gör.Dr. T.Serkan IRMAK, Arş.Gör. Berna TUNÇ, Öğr.Gör. Süleyman TUNÇ, Arş.Gör. Nuray ALPASLAN ve Arş.Gör. Deniz ÇAKA'ya teşekkür ederim.

Çalışmalarım boyunca bana inanan zor dönemlerimde moral desteğini hiç bir zaman esirgemeyen, tezdeki yazım hatalarını titizlikle kontrol edip düzelten, hayat

arkadaşım, sevgili eşim Yrd.Doç.Dr. Yücel TÜRKER ULUTAŞ'a, o güzel gülüşüyle bana tarif edilmez mutluluk veren biricik oğlum İlke ULUTAŞ'a, hayatımın her aşamasında yanımda olduklarını bildiğim, gösterdikleri özveri ile benimde oğluma bir şeyler vermem gerektiğini anlatan sevgili annem Şeker ULUTAŞ ve babam M.Erdoğan ULUTAŞ'a teşekkür ederim.

Bu tez çalışması Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) 100Y-064 ve Devlet Planlama Teşkilatı (DPT) 2001K 120-870 numaralı proje tarafından desteklenmiştir. Desteklerinden dolayı TUBİTAK ve DPT'ye, projenin hazırlanmasında emeğİ geçen herkese teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

ÖZET	ii
ABSTRACT	iii
TEŞEKKÜR	iv
İÇİNDEKİLER	vi
SİMGELER DİZİNİ ve KISALTMALAR	xi
ŞEKİLLER DİZİNİ	xv
TABLOLAR DİZİNİ	xxi
1. GİRİŞ	1
2. ÇALIŞMA ALANININ JEOLojİK ÖZELLİKLERİ	7
2.1. Giriş	7
2.2. Doğu Marmara Bölgesi'nin Jeolojisi	7
2.3 Kocaeli İli Jeolojisi	10
2.4. İzmit Yerleşim Alanının Jeolojisi	12
2.4.1. İzmit formasyonu (Tri)	13
2.4.2. Peksimet formasyonu (Kp)	14
2.4.3. Akveren formasyonu (Ka)	15
2.4.4. Korucu formasyonu (Tk)	16
2.4.5. Şirintepe formasyonu (Qş)	17
2.4.6. Alüvyonlar(Qal)	18
2.4.6.1. Alüvyon(Qal1)	18
2.4.6.2. Körfez çökelleri (Qal2)	18
2.4.6.3. Yapay dolgu (Qd)	19
3. ÇALIŞMA ALANININ TEKTONİĞİ	20
3.1. Marmara Bölgesi'nin Aktif Tektoniği	20
3.2. İzmit Körfezi ve Orta Marmara'nın Aktif Tektoniği	23

4. SİSMİK BÖLGELEME ve COĞRAFI BİLGİ SİSTEMİ	26
4.1. Giriş	26
4.2. Sismik Bölgeleme İçin Haritalama Ölçeği ve Veri Kullanım Aşamaları	28
4.2.1. Sismik bölgeleme için birinci aşama: Genel bölgeleme	28
4.2.2. Sismik bölgeleme için ikinci aşama: Ayrıntılı bölgeleme	30
4.2.3. Sismik bölgeleme için üçüncü aşama: Çok ayrıntılı bölgeleme	31
4.3. Coğrafi Bilgi Sistemi Yöntembilimi	33
4.3.1. CBS veri türleri ve veri tabanı yönetimi	34
4.3.2. CBS de veri çözümleme, veri ilişkilendirme ve katman oluşturma işlemleri	38
4.3.2.1. Konumsal çözümleme	39
4.3.2.2. Konumsal birleştirme	40
4.3.2.3. Yakınlık çözümlemesi	41
4.3.2.4. Sınır işlemleri	47
4.3.3. CBS’de kullanılan koordinat ve projeksiyon sistemi	48
4.3.3.1. UTM projeksiyon koordinat sistemi	49
4.3.3.2. Üç boyutlu yer merkezli koordinat sistemleri	52
4.3.4. CBS yazılımları	52
4.3.4.1. ArcView 3.2 CBS yazılımı	53
4.3.4.2. ArcGIS 8.0 CBS yazılımı	54
5. SİSMİK TEHLİKE ÇÖZÜMLEMESİ	55
5.1. Sismik Kaynakların Belirlenmesi	58
5.2. Deprem Oluşumlarının Modellenmesi	62
5.2.1. Poisson modeli	62
5.2.2. Gutenberg-Richter tekrarlanma modeli	64
5.2.3. Deprem verilerinin tamamlılık çözümlemesi	67
5.3. Kuvvetli Yer Hareketi Etkisinin Modellenmesi	68
5.3.1. Kuvvetli yer hareketlerinin ölçülmesi	68
5.3.2. Kuvvetli yer hareketi verilerinin işlenmesi	71
5.3.3. Kuvvetli yer hareketi parametreleri	73

5.3.3.1. Genlik parametreleri	73
5.3.3.2 Frekans parametreleri	73
5.3.3.3. Kuvvetli yer hareketinin süresi	74
5.3.4. Tepki spektrumları	75
5.3.5. Azalım ilişkileri	83
5.3.5.1 Azalım ilişkilerinde magnitüd türünün seçilmesi	85
5.3.5.2 Azalım ilişkilerinde tektonik rejimin ve faylanma türünün etkisi (seçimi)	85
5.3.5.3 Azalım ilişkilerinde uzaklığın belirlenmesi	86
5.3.5.4 Azalım ilişkilerinde yerel zemin koşullarının belirlenmesi (seçimi)	87
5.4 Çalışma Alanı için Kuvvetli Yer Hareketi Azalım İlişkisi Model Seçilmesi	88
5.5 Sismik Tehlike Olasılık Hesapları	91
5.6 SEISRISK III Programı	94
5.7. Türkiye Deprem Yönetmeliği ve Sismik Tehlike Çözümleme İlişkisi	97
5.8 Sismik Tehlike İçin Yerel Yer Etkilerinin Modellenmesi	100
5.8.1. Zemin büyütmesi	101
5.8.2. Sıvılaşma	101
5.8.3. Yüzey faylanması	103
5.8.4. Yamaç duraysızlığı	104
6.DOĞU MARMARA OLASILIKSAL SİSMİK TEHLİKE ÇÖZÜMLEMESİ	105
6.1. Giriş	105
6.2. Deprem Oluşumlarının Derlenmesi ve Modellenmesi	107
6.2.1. Aletsel dönem deprem kataloğu magnitüd türü tekdüzeleştirilmesi	107
6.2.2. Aletsel dönem depremlerin tamamlılık çözümlemesi	110
6.3. Sismik Kaynak Bölgelendirilmesi	111
6.3.1 Alan sismik kaynaklar	112
6.3.1.1. 1 numaralı alansal sismik kaynak	112

6.3.1.2. 2 numaralı alansal sismik kaynak	113
6.3.1.3. 3 numaralı alansal sismik kaynak	113
6.3.1.4. 4 numaralı alansal sismik kaynak	115
6.3.1.5. 5 numaralı alansal sismik kaynak	115
6.3.1.6. 6 numaralı alansal sismik kaynak	115
6.3.1.7. 7 numaralı alansal sismik kaynak	116
6.3.1.8. 8 numaralı alansal sismik kaynak	116
6.3.1.9. 9 numaralı alansal sismik kaynak	116
6.3.2. Çizgi sismik kaynaklar	117
6.3.3. Alan sismik kaynaklarda magnitüd-sıklık ilişkisi	118
6.4. Marmara Bölgesi için Kuvvetli Yer Hareketi Azalım	
İlişkinin Belirlenmesi	121
6.4.1. Kuvvetli yer hareketi veri tabanı	121
6.4.2. Magnitüd türünün seçilmesi	124
6.4.3. Uzaklığın belirlenmesi	125
6.4.4. Zemin koşullarının belirlenmesi	127
6.4.5. Verilerin düzenlenmesi ve filtrelenmesi	128
6.4.6. Modelin uygulanması	129
6.5. Dünya genelinde yaygın azalım ilişkileri ile karşılaştırma	134
6.6 Olasılıksal deprem tehlikesi çözümlemesi ve eş ivme haritaları	139

7.CBS İLE SİSMİK BÖLGELEME HARİTALARININ

OLUŞTURULMASI	145
7.1. Giriş	145
7.2. Doğu Marmara Sismik Bölgeleme Haritası	148
7.2.1. Yer hareketi etki katmanı	148
7.2.2. Zemin büyütmesi etki katmanı	149
7.2.3. Sonuç katmanının oluşturulması	151
7.3. Kocaeli İli Sismik Mikrobölgeleme Haritası	154
7.3.1. Yer hareketi etki katmanı	154
7.3.2. Topografik eğim etki katmanı	154
7.3.3. Faylara uzaklık etki katmanı	156
7.3.4. Sınıflandırılmış jeoloji etki katmanı	157

7.3.5. Sonuç katmanının oluşturulması	159
7.4. İzmit Yerleşim Alanı Sismik Mikrobölgeleme Haritası	162
7.4.1. Sınıflandırılmış jeoloji etki katmanı	162
7.4.2. İkinci tabaka V_{s2} hızı etki katmanı	164
7.4.3. Zemin büyütmesi (Y/YR) etki katmanı	165
7.4.4. Yer baskın titreşim periyodu etki katmanı	167
7.4.5. Topografik eğim etki katmanı	168
7.4.6. Sıvılaşma potansiyeli etki katmanı	169
7.4.7. Yer altı su derinliği etki katmanı	179
7.4.8. Sonuç katmanının oluşturulması	180
7.4.9. İzmit yerleşim alanı 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi hasar envanteri.	181
 SONUÇLAR ve TARTIŞMA	 185
 KAYNAKLAR	 200
 ÖZGEÇMİŞ	 212

SİMGELER DİZİNİ ve KISALTMALAR

ATC	: Applied Technology Council
BDF	: Birikimli Dağılım Fonksiyonu
CBS	: Coğrafi Bilgi Sistemi
CPT	: Konik Penetrasyon Test
COSMOS	: Consortium of Organizations for Strong Motion Observation Systems
DAD	: Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi
DSTÇ	: Deterministik Sismik Tehlike Çözümlemesi
ERI	Earthquake Research Institute
EPRI	: Electric Power Research Institute
ESRI	: Environmental Systems Research Institute
ESD	: European Strong Motion Database
FICC	: Federal Interagency Coordinating Committee
GSR	: Geodetic Reference System
ISC	: International Seismological Center
ISESD	: Internet Site for European Strong Motion Data
ISSMFE	: International Society for Soil Mechanics and Foundation Engineering
İTÜ	: İstanbul Teknik Üniversitesi
KAFK	: Kuzey Anadolu Fay Kuşağı
KRDAE	: Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü
LDEO	: Lamont Doherty Earth Observatory
NEHRP	: National Earthquake Hazards Reduction Program
MTA	: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
NEIC	: National Earthquake Information Center
ODF	: Olasılık Dağılım Fonksiyonu
PEER	: Pasific Earthquake Engineering Research Center
OSTÇ	: Olasılıksal Sismik Tehlike Çözümlemesi
PYİ	: Pik Yer İvmesi
PSİ	: Pik Spektral İvme
PYH	: Pik Yer Hızı

PYY	: Pik Yer Yerdeğiştirmesi
RMT	: Regional Moment Tensor
RQD	: Rock Quality Design
SPT	: Standart Penetrasyon Test
TSD	: Tek Serbestlik Dereceli
TIN	: Triangulated Irregular Network
UTM	: Universal Transverse Mercator
UJF	: Universite Joseph Fourier
WGS	: World Geodetic System
USGS	: United States Geological Survey
GHT	: Geological Hazards Team (United States Geological Survey)
EHT	: Earhquake Hazards Team (United States Geological Survey)
a	: Magnitüd-sıklık ilişkisi regresyon katsayısı
b	: Magnitüd-sıklık ilişkisi regresyon katsayısı
N(m)	: m magnitüdü bir depremin yılda aşılma oranı
N _c (m)	: m magnitüdü bir depremin birikimli oluş sayısı
λ_m	: t birim zamanda m magnitüdü depremin ortalama oluş sayısı
m _{max}	: En büyük deprem magnitüdü
m _o	: En küçük deprem magnitüdü
ν	: En küçük magnitüdü depremin yılda ortalama oluş oranı
F _M (m)	: m'e bağlı kümülatif dağılım fonksiyonu
f _M (m)	: Olasılık yoğunluk fonksiyonu
F _A (a)	: a'ya bağlı kümülatif dağılım fonksiyonu
k _i	: i'inci örnek grubuna ait depremlerin oluşma oranı
A	: Yatay bileşen pik ivme değeri
a(t)	: Zamana bağlı ivme
R	: İnceleme alanı-sismik kaynak arası uzaklık
L	: Fay boyu
W	: Fay genişliği
f _R (r)	: Uzaklığa bağlı olasılık yoğunluk fonksiyonu
f _L (ℓ)	: Fay boyuna bağlı olasılık yoğunluk fonksiyonu
λ	: Birim zamanda ortalama deprem sayısı

λ_m	: m veya daha büyük magnitüd için yılda ortalama aşılma oranı
t	: Zaman
T	: Gözlem süresi
u	: Sismograf iz değiştirmesi
u_g	: Zemindeki yerdeğiştirme
ω_g	: Açısal frekans
β	: Sönümlenmiş doğal dairesel frekans
k	: Yay sabiti
k_b	: Taşıyıcı blokların katılık sabiti
m	: Kütle
Z_i	: Zaman ortamında düzeltilmemiş, eşit örneklendirilmiş ivme kaydı
$\dot{Z}_i$	: Z_i 'nin birinci türevi
$\ddot{Z}_i$	: Z_i 'nin ikinci türevi
ξ	: İvme ölçerin kritik sönümlemesi
ω	: İvme ölçerin doğal frekansı (radyan/saniye)
g	: Yerçekimi ivmesi
S_y	: Yerdeğiştirme tepki spektrumu
S_h	: Hız tepki spektrumu
S_i	: İvme tepki spektrumu
M_w	: Moment magnitüdü
m_b	: Cisim dalgası magnitüdü
m_l	: Yerel magnitüd
m_d	: Süre magnitüdü
R_{jb}	: Joyner-Boore uzaklığı
h	: Faylanma alanının karekökü
C_1	: Pik yer ivmesi azalım ilşkisi regresyon katsayısı
C_2	: Pik yer ivmesi azalım ilşkisi regresyon katsayısı
C_3	: Pik yer ivmesi azalım ilşkisi regresyon katsayısı
N_s	: Olasılık hesabında kullanılan kaynak sayısı
N_M	: Olasılık hesabında kullanılan magnitüd aralığı sayısı

N_R	: Olasılık hesabında kullanılan uzaklık aralığı sayısı
ν	: Eşik magnitüd aşılma oranı
A_0	: 1998 Türkiye Deprem Yönetmeliği etkin ivme katsayısı
$A(T)$	: 1998 Türkiye Deprem Yönetmeliği spektral ivme katsayısı
$S(T)$	: 1998 Türkiye Deprem Yönetmeliği spektrum katsayısı
I	: 1998 Türkiye Deprem Yönetmeliği bina önem katsayısı
F_S	: Sıvılaşma potansiyeli güvenlik faktörü

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1.	1/500.000 ölçekli çalışma alanının jeoloji haritası (MTA jeoloji haritalarından derlenerek sayısal hale getirilmiştir).	9
Şekil 2.2.	Kocaeli İlinin jeoloji haritası (Özer ve diğ., 2005).	12
Şekil 2.3a.	Saraybahçe yerleşim alanının genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti (Coruk ve diğ., 2001)	14
Şekil 2.3b.	Bekirpaşa yerleşim alanının genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti (Coruk ve diğ., 2001)	14
Şekil 2.4.	İzmit yerleşim alanı mühendislik jeolojisi haritası (Özer ve diğ., 2005).	19
Şekil 3.1.	Marmara Bölgesinin tektonik haritası (Şarağlu ve diğ., 1992; Koçyiğit, A., 2002; Komut ve Ikeda, 1999; Le Pichon ve diğ., 2001'den derlenerek sayısallaştırılmıştır).	21
Şekil 3.2.	17 Ağustos 1999-24 Mart 2001 tarihleri arasında oluşan bazı depremlerin ilk hareket odak mekanizması çözümleri (Özalaybey ve diğ., 2002).	25
Şekil 3.3.	27 Ağustos 1999-16 Eylül 1999 tarihleri arasında oluşan bazı depremlerin ilk hareket odak mekanizması çözümleri (Karabulut ve diğ., 2002).	25
Şekil 4.1.	Bölgesel sismik tehlike ve yerleşime uygunluk çözümlemelerinde kullanılan ayrık modeller (King ve Kremidjian, 1994).	27
Şekil 4.2.	CBS oluşturulması için gerekli bilgi sistemleri (Frost ve diğ., 1992).	33
Şekil 4.3.	Nokta, çizgi ve alan vektörel verilerin CBS ortamında kodlanması.	34
Şekil 4.4.	Vektörel gösterimdeki nokta, çizgi ve alan özelliğindeki unsurların CBS ortamında hücre modeliyle gösterimi.	35
Şekil 4.5.	CBS ortamında grafik veriler ve bu verileri tanımlayan çizelge veriler arasında ilişkilendirme.	37

Şekil 4.6.	Jeoloji haritası baz alınan veri katmanı yapısı.	39
Şekil 4.7.	CBS ortamında veri katmanlarının üst üste çakıştırılması (overlay).	42
Şekil 4.8.	Nokta detayların alan detaylarla birleştirilmesi.	43
Şekil 4.9.	Çizgi detayların alan detaylarla birleştirilmesi.	44
Şekil 4.10.	Alan detayların birleştirilmesi.	45
Şekil 4.11.	Nokta grafik veri tabanlı, 2 km aralıklı 3 adet tampon bölge oluşturma.	46
Şekil 4.12.	Çizgi grafik veri tabanlı, 2 km'lik tampon bölge oluşturma.	46
Şekil 4.13.	Alan grafik veri tabanlı, 2 km'lik tampon bölge oluşturma.	46
Şekil 4.14.	UTM koordinat sisteminde dilimler	50
Şekil 4.15.	UTM projeksiyonu	50
Şekil 4.16.	6 derecelik UTM projeksiyon sistemi	51
Şekil 5.1.	Olasılıksal Sismik Tehlike Modeli (Reiter, 1990).	57
Şekil 5.2.	Deprem oluşumlarından ve tektonikten yararlanarak sismik kaynakların belirlenmesi. (Perkins ve diğ, 1988)	59
Şekil 5.3.	Farklı kaynak geometrileri (Kramer, 1996).	60
Şekil 5.4.	Farklı kaynak geometrileri için kaynak-inceleme alanı uzaklıklarındaki değişime örnekler (Kramer, 1996).	61
Şekil 5.5.	Basit harmonik taban hareketli bir TDS sistem için ivme tepki oranı.	71
Şekil 5.6.	Köşe frekansı f_c ve kesme frekansı f_{max} 'ın etkisini ortaya koyan düzleştirilmiş Fourier genlik spektrumunun idealleştirilmiş şekli.	74
Şekil 5.7.	$a(t)$ ile verilen yatay yer ivmesi tepkisine maruz kalan, basit bir sarkaç gibi düşünülen bina (m : kütle, k : taşıyıcı blokların katılık sabiti, c : sönüm katsayısı)	76
Şekil 5.8.	Δt aralıklarla örneklendirilmiş $a(t)$ temel ivme girdisi	78
Şekil 5.9.	Bir TDS sistemin $a(t)$ ivme girdi hareketine bağlı olarak binaların doğal periyodu ve sönümleme oranına bağlı olarak hesaplanabilen PSA'nın şematik gösterimi	81
Şekil 5.10.	17.08.1999 Kocaeli Depremi DAD'ye ait DZC, SKR, İZT ve ÇEK istasyonları kuvvetli yer hareketi kaydı ivme tepki spektrumları	82

Şekil 5.11.	PYİ azalım ilişkilerinde kullanılan uzaklık ölçütleri	87
Şekil 5.12.	Bir M magnitüdü ve R uzaklığı için kuvvetli yer hareketi değerinin belirli bir değeri (a^*) şartlı aşma olasılığı	94
Şekil 5.13.	SEISRISK III (Bender and Perkins, 1987) ile olasılıksal yer hareketi belirlenmesine yönelik akış şeması	96
Şekil 5.14.	1998 Türkiye Deprem Yönetmeliği bina önem derecesi 1 olan (konut, işyerleri, endüstri yapıları) yapılar için yönetmelikte belirtilen zemin koşullarına göre tasarım ivme spektrumları.	98
Şekil 6.1.	Olasılıksal Sismik Tehlike Çözümlemesi için izlenen akış diyagramı	106
Şekil 6.2.	Tekdüzeleştirilmiş deprem kataloğunun oluşturulmasında kullanılan $m_b > 2.0$ depremlerin dışmerkez dağılımları (1900-2002).	109
Şekil 6.3.	Çalışma alanında önerilen alan sismik kaynaklar	117
Şekil 6.4.	Çalışma alanında önerilen parçalı faylanma modeli.	118
Şekil 6.5.	M_w ile m_b arasındaki regresyon ilişkisi.	119
Şekil 6.6.	Çalışma alanında aletsel dönemde oluşan ($m_b > 3.0$) depremlerin dış merkezlerinin sismik kaynaklara göre dağılımı.	120
Şekil 6.7.	Kuvvetli yer hareketi kayıt istasyonlarının dağılımı	123
Şekil 6.8.	Pik ivme uzaklık azalım ilişkisinin belirlenmesinde kullanılan depremlerin dışmerkez dağılımları	124
Şekil 6.9.	$M_w > 5.0$ depremlerin odak mekanizması çözümleri ve faylanma alanlarının yüzeydeki izdüşümleri	127
Şekil 6.10.	Çalışma alanında kaydedilen 804 adet gözlemsel PYİ ve hesaplanan PYİ (ivme-uzaklık) azalım ilişkisi eğrileri ($\sigma = 0.3922$)	130
Şekil 6.11.	Çalışma alanında 91 adet kaya zeminde (B sınıfı) kaydedilen pik yatay ivme değerleri ve hesaplanan ivme-uzaklık azalım ilişkisi eğrileri ($\sigma = 0.3889$)	131
Şekil 6.12.	Çalışma alanında 337 adet zayıf kaya (C sınıfı) zeminde kaydedilen pik yatay ivme değerleri ve hesaplanan ivme-uzaklık azalım ilişkisi eğrileri ($\sigma = 0.4030$)	131

Şekil 6.13.	Çalışma alanında 114 adet sıkı zeminde (D sınıfı) zeminde kaydedilen pik yatay ivme değerleri ve hesaplanan ivme-uzaklık azalım ilişkisi eğrileri ($\sigma = 0.3776$)	132
Şekil 6.14.	Çalışma alanında 205 adet yumuşak zeminde (E sınıfı) zeminde kaydedilen pik yatay ivme değerleri ve hesaplanan ivme-uzaklık azalım ilişkisi eğrileri ($\sigma = 0.3982$)	132
Şekil 6.15.	Çalışma alanında $T=0.2$ sn periyodlu 509 adet pik spektral ivme değerleri ve hesaplanan spektral ivme-uzaklık azalım ilişkisi eğrileri ($\sigma = 0.4119$)	133
Şekil 6.16.	Çalışma alanında zemin bağımsız $T=1.0$ sn periyodlu 509 adet pik spektral ivme değerleri ve hesaplanan spektral ivme-uzaklık azalım ilişkisi eğrileri ($\sigma = 0.5125$)	133
Şekil 6.17.	$M_w:7.4$ magnitüdlü bir deprem için kayada pik ivme-uzaklık azalım ilişkisi eğrileri	137
Şekil 6.18.	$M_w:7.4$ magnitüdlü bir deprem için zayıf kayada pik ivme-uzaklık azalım ilişkisi eğrileri	137
Şekil 6.19.	$M_w:7.4$ magnitüdlü bir deprem için sıkı zeminde pik ivme-uzaklık azalım ilişkisi eğrileri	138
Şekil 6.20.	$M_w:7.4$ magnitüdlü bir deprem için yumuşak zeminde pik ivme-uzaklık azalım ilişkisi eğrileri	138
Şekil 6.21.	İnceleme alanı için 10 yılda % 10 aşılma olasılığı ile PYİ haritası	140
Şekil 6.22.	İnceleme alanı için 50 yılda % 10 aşılma olasılığı ile PYİ haritası	140
Şekil 6.23.	İnceleme alanı için 250 yılda % 10 aşılma olasılığı ile PYİ haritası	141
Şekil 6.24.	İnceleme alanı için 50 yılda % 10 aşılma olasılığı ile $T=0.2$ sn için S_I haritası	141
Şekil 6.25.	İnceleme alanı için 50 yılda % 10 aşılma olasılığı ile $T=1.0$ sn için S_I haritası	142
Şekil 6.26.	Kocaeli il sınırları için 10 yılda % 10 aşılma olasılığı ile PYİ haritası	142
Şekil 6.27.	Kocaeli il sınırları için 50 yılda % 10 aşılma olasılığı ile PYİ haritası	143

Şekil 6.28.	Kocaeli il sınırları için 250 yılda % 10 aşılma olasılığı ile PYİ haritası	143
Şekil 6.29.	Kocaeli il sınırları için 50 yılda % 10 aşılma olasılığı ile $T=0.2s_n$ için Sİ haritası	144
Şekil 6.30.	Kocaeli il sınırları için 50 yılda % 10 aşılma olasılığı ile $T=1.0s_n$ için Sİ haritası	144
Şekil 7.1.	Sismik bölgeleme haritalarının belirlenmesi için genelleştirilmiş akış şeması	146
Şekil 7.2.	Doğu Marmara Bölgesi için sınıflandırılmış jeoloji ile ilişkilendirilen zemin büyütmesi haritası	151
Şekil 7.3.	Doğu Marmara Bölgesi sismik bölgeleme için CBS işleyiş şeması	152
Şekil 7.4.	Doğu Marmara Bölgesi için 50 yılda %10 aşılma olasılığı PYİ katmanı ve sınıflandırılmış jeoloji (zemin büyütmesi) ile ilişkilendirilen sismik bölgeleme haritası	153
Şekil 7.5.	Kocaeli ili topografik eğim etki katmanı	155
Şekil 7.6.	Kocaeli ili çizgisellik dağılım haritası (MTA)	156
Şekil 7.7.	Kocaeli ili faylara uzaklık etki katmanı	157
Şekil 7.8.	Kocaeli il sınıflandırılmış jeoloji etki katmanı.	159
Şekil 7.9.	Kocaeli il sınırlarında sismik mikrobölgeleme için CBS işleyiş şeması	160
Şekil 7.10.	Kocaeli ili sismik mikrobölgeleme haritası	161
Şekil 7.11.	İzmit yerleşim alanı jeolojik etki katmanı	163
Şekil 7.12.	İzmit yerleşim alanı ikinci tabaka V_{S2} hızı etki katmanı	165
Şekil 7.13.	İzmit yerleşim alanı yer büyütmesi etki katmanı	166
Şekil 7.14.	İzmit yerleşim alanı yer baskın titreşim periyodu etki katmanı	168
Şekil 7.15.	İzmit yerleşim alanı topografik eğim etki katmanı	169
Şekil 7.16.	İzmit yerleşim alanı 1.5m için sıvılaşma potansiyeli	171
Şekil 7.17.	İzmit yerleşim alanı 3.0m için sıvılaşma potansiyeli	172
Şekil 7.18.	İzmit yerleşim alanı 4.5m için sıvılaşma potansiyeli	172
Şekil 7.19.	İzmit yerleşim alanı 6.0m için sıvılaşma potansiyeli	173
Şekil 7.20.	İzmit yerleşim alanı 7.5m için sıvılaşma potansiyeli	173
Şekil 7.21.	İzmit yerleşim alanı 9.0m için sıvılaşma potansiyeli	174

Şekil 7.22.	İzmit yerleşim alanı 10.5m için sıvılaşma potansiyeli	174
Şekil 7.23.	İzmit yerleşim alanı 12.0m için sıvılaşma potansiyeli	175
Şekil 7.24.	İzmit yerleşim alanı 13.5m için sıvılaşma potansiyeli	175
Şekil 7.25.	İzmit yerleşim alanı 15.0m için sıvılaşma potansiyeli	176
Şekil 7.26.	İzmit yerleşim alanı 16.5m için sıvılaşma potansiyeli	176
Şekil 7.27.	İzmit yerleşim alanı 18.0m için sıvılaşma potansiyeli	177
Şekil 7.28.	İzmit yerleşim alanı 19.5m için sıvılaşma potansiyeli	177
Şekil 7.29.	İzmit yerleşim alanı 21.0m için sıvılaşma potansiyeli	178
Şekil 7.30.	İzmit yerleşim alanı sıvılaşma potansiyeli etki katmanı	178
Şekil 7.31.	İzmit yerleşim alanı yer altı su derinliği etki katmanı	180
Şekil 7.32.	İzmit yerleşim alanı sismik mikrobölgeleme için CBS işleyiş şeması	182
Şekil 7.33.	İzmit yerleşim alanı sismik mikrobölgeleme haritası	183

TABLolar DİZİNİ

Tablo 4.1.	Üç aşamada sismik mikrobölgeleme için veri kullanımı (ISSMFE, 1993)	28
Tablo 5.1.	NEHRP (1993) zemin sınıflamaları.	88
Tablo 5.2.	1998 Türkiye Deprem Yönetmeliği ivme katsayıları.	97
Tablo 5.3	1998 Türkiye Deprem Yönetmeliği zemin grubu.	99
Tablo 5.4	1998 Türkiye Deprem Yönetmeliği yerel zemin sınıflamaları.	99
Tablo 5.5.	F_s 'e göre sınıflama risk seviyeleri.	103
Tablo 6.1.	ISC kataloğunda (1964-1995) yer alan ve verilerinden yararlanılan gözlemleri.	109
Tablo 6.2.	1964-1995 ISC kataloğu kullanılarak farklı gözlemlerinin vermiş olduğu farklı magnitüd türlerinin ISC'nin vermiş olduğu m_b ile olan dönüşüm bağıntısı.	110
Tablo 6.3.	Aletsel dönemde oluşan depremlere ait tamamlılık çözümlemesi verileri (T:yıl. N:deprem sayısı. σ :standart sapma).	111
Tablo 6.4.	Sismik kaynaklara ait yıllık deprem oluşum ilişkileri.	120
Tablo 6.5.	İnceleme alanı içerisinde kuvvetli yer hareketi kayıt istasyonları olan kuruluşlar.	122
Tablo 6.6.	Kocaeli ve Düzce depremleri ana ve artçışok kaynak parametreleri.	126
Tablo 6.7.	Kocaeli ve Düzce depremleri ana ve artçışok fay boyu (L) ve fay genişlikleri (W).	126
Tablo 6.8.	Çalışma alanı içerisinde ivme kaydı alan aletlerin türleri, harici sensörleri ve ait oldukları kuruluşlar.	129
Tablo 6.9.	Yatay bileşen PYİ ve Sİ için azalım ilişkisi katsayıları.	130
Tablo 7.1.	Yer hareketi etki katmanı için sınıf aralıkları.	149
Tablo 7.2.	Zemin büyütmesi etki katmanı için sınıf aralıkları.	151
Tablo 7.3.	Topografik eğim etki katmanı için sınıf aralıkları.	155
Tablo 7.4.	Faylara uzaklık etki katmanı sınıf aralıkları.	156

Tablo 7.5.	Jeolojik etki katmanı sınıf aralıkları.	158
Tablo 7.6.	Kocaeli il sınırlarına ait sismik mikrobölgelemenin belirlenmesinde etki katmanları ve ağırlık dağılımları.	159
Tablo 7.7.	Jeolojik birimlerin Mühendislik Jeolojisi verilerine yöre sınıflandırılması (Özer ve diğ, 2005) ve CBS için yeniden sınıflandırma.	163
Tablo 7.8.	V _{s2} etki katmanı sınıf aralıkları.	164
Tablo 7.9.	Yer büyütmesi etki katmanı sınıf aralıkları	166
Tablo 7.10.	Çalışma alanı için zemin sınıfı-yer titreşim peryodu sınıf aralıkları	167
Tablo 7.11.	Topografik eğim etki katmanı sınıf aralıkları.	169
Tablo 7.12.	Sıvılaşma etki katmanı sınıf aralıkları.	170
Tablo 7.13	Yer altı su seviyesinin sınıflandırılması.	179
Tablo 7.14.	İzmit yerleşim alanına ait sismik mikrobölgelemenin belirlenmesinde etkisi olan katmanların ağırlık dağılımı.	181
Tablo 7.15.	Saraybahçe Belediye sınırları içinde oluşan hasarlı yapıların sismik mikrobölgeleme haritasındaki tehlike derecelerine göre dağılımı.	183
Tablo 7.16.	Bekirpaşa Belediye sınırları içinde oluşan hasarlı yapıların sismik mikrobölgeleme haritasındaki tehlike derecelerine göre dağılımı.	184

1. GİRİŞ

Depremlere karşı alınacak önlemler ve depremden doğabilecek zararlara karşı mücadele, öncelikle bir doğa olayı olan depremden kaynaklanacak etkilerin iyi bilinmesini gerektirir. Bu etkilerin iyi bilinmesi, depremin yol açabileceği can kayıpları, yaralanmalar, ekonomik, sosyal ve psikolojik sorunları azaltabilmek açısından da çok önemlidir.

Dünya’da 1960’lı yıllardan sonra deprem zararlarının azaltılmasına yönelik “Yara sarma yöntemi” olarak adlandırılan, depremin hemen öncesinde yapılan hazırlık ve olaya müdahale yöntemlerine ek olarak, bu faaliyetlerden bağımsız “Zarar azaltma yöntemi” geliştirilmiştir. Yöntemdeki temel esas deprem olasılığı yüksek bölgelerde, tektonik etkinliğe bağlı olarak, yerel zeminin dinamik ve jeolojik özelliklerine göre, yerleşime uygun alanların belirlenmesidir. Böylece her zemine uygun depreme dayanıklı yapıım ilkeleri oluşturulabilir ve uygulanması sağlanabilir. Şüphesiz bu yöntem, deprem etkilerini en aza indirmede ilk yönteme göre çok daha etkilidir. Ülkemizde ise 17 Ağustos 1999 depremine kadar “Zarar azaltma yöntemi” yerine depremlerden sonra, arama-kurtarma, acil yardım, iyileştirme ve yeniden yapılanma gibi faaliyetlere ağırlık veren “Yara sarma yöntemi” uygulanmıştır. Zarar azaltma amacıyla yapılan çalışmalar ise gerek merkezi ve gerekse yerel düzeyde sürekli ihmal edilmiştir. 17 Ağustos 1999 günü yapılan bu yanlış uygulamalara ve ihmellere adeta “dur” dercesine Doğu Marmara bölgesinde $M_w:7.4$ büyüklüğünde büyük bir deprem oluşmuştur. Kocaeli, İstanbul, Adapazarı, Yalova, Bursa, Eskişehir, Düzce ve Bolu illeri ile bu illere bağlı birçok ilçe ve köyü etkileyen bu deprem yol açtığı can kayıpları ve ekonomik zararlar açısından Cumhuriyet tarihimizin en büyük depremidir. Depremde 17.450 kişi hayatını kaybetmiş, 44.000 kişi yaralanmış, 80.160 konut hafif, 67.250 konut orta 66.500 konut ise ağır veya tamamen yıkılarak hasar görmüştür. Bu depremin üzerinden 87 gün geçtikten hemen sonra henüz depremin yaraları sarılmadan 12 Kasım 1999 günü Doğu Marmara Bölgesini ikinci kez etkileyen başta Düzce ili olmak üzere Bolu ili ile Kaynaşlı, Gölyaka ve Gümüşova ilçelerinde can kaybı ve hasara yol açan $M_w:7.2$ büyüklüğünde bir deprem

daha olmuştur. Bu depremde de 980 kişi hayatını kaybetmiş, 8836 kişi yaralanmış, 12.730 konut hafif, 10.680 konut orta ve 16.666 konut ise ağır veya tamamen yıkılarak hasar görmüştür.

Ülkemizde bugüne kadar oluşan büyük depremlerin hiçbiri can kaybı, ekonomik, sosyal ve psikolojik yönden bu iki deprem kadar ülkemizi etkilememiştir. Bundaki en büyük etken her iki depremin de yerleşimin ve yapılaşmanın çok yoğun olduğu bölgeleri etkilemiş olmasından kaynaklanmaktadır.

Bu iki depremde de oluşan hasar ve dolayısıyla can kaybının temel nedenleri deprem parametrelerine, zemin özelliklerine ve yapı özelliklerine bağlı etkiler olarak üç grupta toplanabilir. Depremlerin aletsel büyüklükleri, depremin kaynak parametreleri ačíısından hasarda başta gelen etkindir. Bunun yanı sıra odak derinliklerinin sıklığı da hasarı artıran unsurlardan biridir. Deprem bölgesinde yapılan saha gözlemleri yapı hasarlarında zeminin dinamik ve jeolojik özelliklerinin de belirleyici olduğunu ortaya koymuştur. Bu etki özellikle depremin yüzey kırığının gözlendiği, fiziksel deformasyon bölgesi olarak adlandırılan bölgelerde ve dayanımsız alüvyon zeminlerde gözlenmiştir. Yüzey kırığının üzerinde bulunmasına rağmen, depremi az hasarla atlatan binalara da rastlanmıştır. Bununla birlikte fiziksel deformasyon bölgesinden uzakta olup, toplu ölümlle sonuçlanan hasarlar da olmuştur. Bu tür alanlarda hasarın büyük olmasının sebebi, zeminin büyütme etkisi ve suya doymun gevek zeminlerde sıvılaşmanın oluşmasıdır. Bu etkilere ek olarak bölgede, bugüne kadar uygulanan plansız yerleşim ve yapılaşma politikaları ile inşaat kalitesinden ve zemine uygun projelendirilmeden yoksun binaların yapılması kaçınılmaz sonu hazırlamıştır.

Sonuç olarak 17 Ağustos 1999 ve 12 Kasım 1999 depremlerinde oluşan can kaybı ve hasar, farklı birçok etkinin birleşiminden kaynaklanmıştır. Bu nedenle depremlerden etkilenme potansiyeli yüksek olan Marmara Bölgesinde deprem tehlikesine yönelik yapılacak her tür çalışma, depremlerin farklı tür etkilerinin bir arada irdelenmesi temeline dayandırılmalıdır. Ülkemizde 17 Ağustos 1999 ve 12 Kasım 1999 depremlerine kadar bir bölgenin deprem tehlikesinin belirlenmesinde ve depreme dayanıklı yapıların tasarlanmasında bölgenin depremselliğinin, kabaca

sınıflandırılmış zemin türlerinin ve yapılaşmaya ait bazı tekniklerin bilinmesi yeterli görülmekteydi. Ancak her iki deprem, 1993 yılında Bayındırlık ve İskan Bakanlığı tarafından hazırlanan ve ülkemizi beş ayrı deprem bölgesine ayıran, sismik makro bölgeleme haritasından çok daha ayrıntılı mühendislik uygulamalarına yönelik çalışmaların yapılması gerekliliğini ortaya çıkarmıştır. Ülke düzeyinde deprem tehlikesinin gösterildiği bu haritadaki amaç, yapı tasarımı için gereken ivme katsayısının seçimini yapabilmektir. Ayrıca bu haritalar arazi kullanım planlamasına yönelik çalışmalarda yer seçimi aşamalarında da kullanılmaktadır. Ancak ülke düzeyinde ve küçük ölçekte (1/1.800.000) hazırlanan bu harita, bölgesel ölçekte hazırlanmadığı ve daha ayrıntılı verilerle desteklenmeden kullanıldığı sürece, arazi kullanım planlarının çok sağlıklı olamayacağı açıktır. Bunun için bölgesel ölçekte deprem zararlarının azaltılmasına yönelik deprem tehlike haritalarının hazırlanması çok daha sağlıklı olacaktır. Bölgesel amaçlı hazırlanacak haritalardaki amaç, bölge ve/veya kent planlaması yapılırken depremsellik ile yerel jeolojik yapı ve zemin özellikleri arasındaki ilişkileri daha ayrıntılı biçimde tanımlayarak, yerel koşullar açısından yerleşime uygun alanları belirlemek, tasarım ilkelerine yönelik kodların hazırlanmasına ve deprem riskine yönelik haritalara girdi sağlamaktır. Ayrıca bu haritalar bölgesel olarak yapılacak sismik mikrobölgeleme çalışmalarında da temel harita niteliği taşırlar.

Bölgesel ölçekte deprem zararlarının azaltılmasına yönelik deprem tehlike haritalarının yapılabilmesi ancak birçok verinin bir araya getirilmesi ile mümkündür. Bu etkilerin bir araya getirilerek her bir etkinin ağırlığı oranında birleştirilmesi ve bu işlemin istenen ölçekte bir bölgeye uygulanması sismik bölgeleme çalışmasını oluşturur. Büyük ölçekli sismik bölgeleme haritaları (> 1:100.000) sismik mikrobölgeleme haritaları olarak adlandırılırlar. Bu ölçeklerde yapılan çalışmalarla yerleşime uygunluğu belirlenen alanlarda, depreme dayanıklı yapıların inşa edilmesiyle hem ek maliyetler azaltılarak ülke ekonomisine katkıda bulunulur hem de deprem hasarlarının azaltılması sağlanmış olur. Bu anlamda sismik mikrobölgeleme çalışmaları, arazi kullanım çalışmalarının da en önemli ayaklarından birini oluşturmaktadır.

Doğu Marmara Bölgesi gibi İstanbul, Kocaeli ve Bursa olmak üzere üç büyük metropol şehrin yer aldığı bir bölgede deprem riski nüfus artışı, yerleşime uygun olmayan alanlarda yapılaşma, zemin-bina etkileşimi gözardı edilerek yapılan tasarımlar gibi nedenlere bağlı olarak giderek artmaktadır. Bölgede etkin bir afet yönetim sistemi oluşturulmadıkça, deprem tehlikesi ile karşılaşma olasılığı yüksek olan bu bölgede oluşacak hasar, belki de 17 Ağustos 1999 ve 12 Kasım 1999 depremlerinin etkilerinden çok daha fazla olacaktır. Hatta bölgenin ülke ekonomisindeki öncü etkisi düşünüldüğünde, telafisi mümkün olmayan sonuçlara yol açabilecektir.

Bu amaçla tez çalışması kapsamında, ülkemizin yakın tarihinde iki büyük depremin etkisinde kaldığı ve gelecekte de potansiyel depremlerden etkilenme olasılığı yüksek olan Doğu Marmara Bölgesinde, İzmit yerleşim alanı temel hedef olmak üzere makro ölçekten mikro ölçeğe doğru CBS (Coğrafi Bilgi Sistemi) tabanlı sismik bölgeleme çalışması yapılmıştır. Çalışma; zarar azaltma, önceden hazırlık, kurtarma, ilk yardım, iyileştirme ve yeniden inşaat gibi aşamalardan oluşan afet yönetim sisteminin deprem tehlikesine yönelik ilksel aşamasını oluşturmaktadır.

Çalışmada bölgesel anlamda makro ölçek olarak niteleyeceğimiz 39.5-42.0°K ve 28.0-31.5°D coğrafi koordinatları ile sınırlı Doğu Marmara Bölgesi 1:500.000 ölçekte, Kocaeli İl sınırlarını kapsayan alan 1:25.000 ölçekte ve Kocaeli İli Saraybahçe ve Bekirpaşa Belediye sınırlarını kapsayan İzmit yerleşim alanı 1:5000 ölçekte çalışılmıştır.

Doğu Marmara Bölgesi için 1:500.000 ölçekte MTA (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü) tarafından Türkiye geneli için oluşturulan jeolojik harita, inceleme alanı sınırlarında sayısal hale getirilmiş ve önceki çalışmalardan yararlanılarak bölge için yeni bir tektonik harita oluşturulmuştur. Jeolojik haritadaki birimler mühendislik jeolojisi ve NEHRP (1993)'in oluşturduğu uluslararası standartlara uygun olarak sınıflandırılarak, Doğu Marmara Bölgesinin mühendislik jeolojisi haritası oluşturulmuştur. Yine bu ölçekte sismik bölgeleme haritalarının oluşturulması amacıyla deprem etkisinin bilinen en nicel ölçütü olan deprem dalgalarının oluşturduğu ivmeden yararlanılmıştır. Deprem dalgaları içinden geçtikleri zemin

tabakalarının özelliklerinden etkilenir ve aynı zamanda içinden geçtikleri zeminin mukavemet (dayanım) ve şekil değiştirme özelliklerini etkilerler. Bu etkinin en nicel ölçütü olan ivme; depremin büyüklüğüne, kırılan faydaki yırtılma mekanizmasının özelliklerine, faylanma alanına, dışmerkez uzaklığına ve azimutuna, deprem dalgalarının odaktan gelirken geçtikleri ortama ve yerel zemin koşullarına bağlıdır. Zemin koşulları kuvvetli yer hareketi ivmesi olarak da adlandırılan bu ölçütün frekans içeriğini de etkiler. Deprem ivmesinin frekans içeriğini gösteren spektral ivme veya ivme tepki spektrumu olarak adlandırılan bu özellik, binaların tasarımlarında ve yapı tekniklerinde kullanılır.

Ülkemizde ulusal ölçekte ivme çalışmaları yapılmakla birlikte yerel ölçekte yapılan çalışmalar sınırlıdır. Özellikle mikro ölçekte çalışıldığında (mikro bölgeleme çalışmalarında), bölgesel ölçekte ivme uzaklık azalım ilişkisinin bilinmesi önemlidir. 17 Ağustos 1999 Kocaeli ve 12 Kasım 1999 Düzce depremlerinin ardından bir çok ulusal ve uluslar arası kuruluş tarafından ivme kayıtları alınmıştır. Bu sayede, Doğu Marmara Bölgesinde $M_w \geq 4.0$ için 89 depreme ait 804 ivme kaydına ulaşılabilmiş ve çok sayıda gözlemsel veriye dayalı pik yatay ivme uzaklık azalım ilişkisi ile 0.2 sn, 1.0 sn peryodlarda spektral ivme uzaklık azalım ilişkisi bu çalışma kapsamında geliştirilmiştir. Azalım ilişkilerinin her biri NEHRP (1993) standartlarına uygun farklı zeminler için yapılmıştır.

Doğu Marmara Bölgesi içinde yerleşim alanlarını etkileyebilecek 9 sismik kaynak belirlenmiştir. İnceleme alanındaki depremlerin yineleme peryodları (oluşum sıklıkları) her bir kaynak için ayrı ayrı hesaplanmıştır. Hesaplamalarda Poisson modeli kullanılmıştır. İnceleme alanının tamamına ait olasılıksal sismik tehlike çözümlemesinde (OSTÇ) ise depremin büyüklüğü, dışmerkezi, oluşum sıklığı, oluşan kırıkların uzunlukları ve uzaklığa bağlı deprem ivmesi etkilerinin birleştirilmesi temeline dayalı olasılıksal deprem tehlikesi çözümlemesi, SEISRISK III (Bender and Perkins, 1987) Fortran yazılımı kullanılarak hesaplanmıştır. Çalışma alanında, 10 km aralıklı her bir grid için 10, 50, 250 yılda % 10 aşılma olasılığı ile pik ivme haritaları ve 50 yılda 0.2, ve 1.0 sn peryodlar için spektral ivme haritaları oluşturulmuştur.

Yine tez çalışması kapsamında 1:25.000 ölçekte, Doğu Marmara Bölgesi içinde yeralan Kocaeli İl Sınırları için ayrıntılı sismik bölgeleme (mikrobölgeleme) ve 1:5000 ölçekte İzmit (merkez)'te yerleşimin en yoğun olduğu Saraybahçe ve Bekirpaşa Belediye sınırları için çok ayrıntılı sismik bölgeleme (mikrobölgeleme) çalışması yapılmıştır. Kocaeli il sınırları ve İzmit yerleşim alanının seçilmesinin iki nedeni vardır. Birincisi, Kocaeli 17 Ağustos 1999 depremini yaşamış ve depremin faturasını ağır bir biçimde ödemiştir. Depremden önce bölgede uygulanan yanlış arazi kullanımı ve yapılaşmaya karşı gerekli önlemlerin alınmaması korkunç sonuç hazırlamıştır. Kentte yoğun sanayi kuruluşlarının bulunduğu da düşünüldüğünde bundan sonra gerekli önlemler alınmazsa, olası bir deprem sonucu oluşacak hasar, sadece İzmit kentini etkilemeyecek, tüm ülke ekonomisini derinden sarsacaktır. Bu nedenle depremin etkileri unutulmadan önlem almayı sağlayıcı çalışmalar yapmak, son derece önemlidir. İkincisi, bu deprem, başlangıcı gelişimi ve sonuçları açısından yer bilimlerine yönelik hemen hemen her araştırmacıyı ilgilendiren çalışma alanı yaratmıştır. Böylece bölgede yerbilimlerine yönelik çalışılan her konu, ileride kullanılabilecek yararlı bilgilerin önceden toplanmasına izin vermiştir. Bu depremten sonra Kocaeli ilinde ve İzmit yerleşim alanında üniversiteler, kamu kuruluşları, belediyeler ve özel kuruluşlar olmak üzere birçok kurum tarafından jeolojik, jeofizik ve geoteknik çalışmalar yapılmış ve kente ait sismik mikrobölgelemenin belirlenmesi için yeterli veri tabanı oluşmuştur.

Sismik bölgelemenin belirlenmesinde CBS'de kullanılmak üzere hem bu çalışma kapsamında üretilen verilerden hem de daha önce çeşitli kuruluşlarca üretilmiş verilerden yararlanılmıştır. 1:500.000 ölçekte sismik bölgeleme için 50 yıllık periyot için %10 aşılma olasılıklı pik ivme dağılım haritası ile 1/500.000 ölçekli sınıflandırılmış bölgesel jeoloji haritası CBS ortamında birleştirilmiştir. 1:25.000 ölçekte Kocaeli il sınırlarına yönelik sismik mikrobölgeleme için 50 yılda % 10 olasılıkla ivme dağılımı, NEHRP (1993) standartlarına göre sınıflandırılmış jeolojik harita, topografik eğim haritası ve çizgisellik dağılım haritası kullanılmıştır. 1:5000 ölçekte İzmit yerleşim alanı sınırlarına yönelik sismik mikrobölgeleme için sınıflandırılmış mühendislik jeolojisi katmanı, ikinci tabaka V_{s2} hız dağılımı, yer baskın titreşim periyodu, topografik eğim, yer altı su derinliği, sıvılaşma potansiyeli ve yer büyümesi CBS ortamında birleştirilerek sonuç harita üretilmiştir.

2. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİK ÖZELLİKLERİ

2.1. Giriş

Tez çalışması kapsamında sismik bölgeleme haritaları oluşturulurken, üç ayrı ölçekte üç ayrı jeoloji haritası kullanılmıştır. 1:500.000 ölçeğe ait jeoloji haritası, MTA tarafından hazırlanan 1:500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasından derlenmiş ve sayısal hale getirilmiştir (Şekil 2.1). 1:25.000 ölçekli jeolojik harita, Coruk ve diğ., (2001) ve 1:5000 ölçekli jeolojik harita ise Özer ve diğ., (2005) tarafından hazırlanan haritalardır (Şekil 2.2 ve Şekil 2.3).

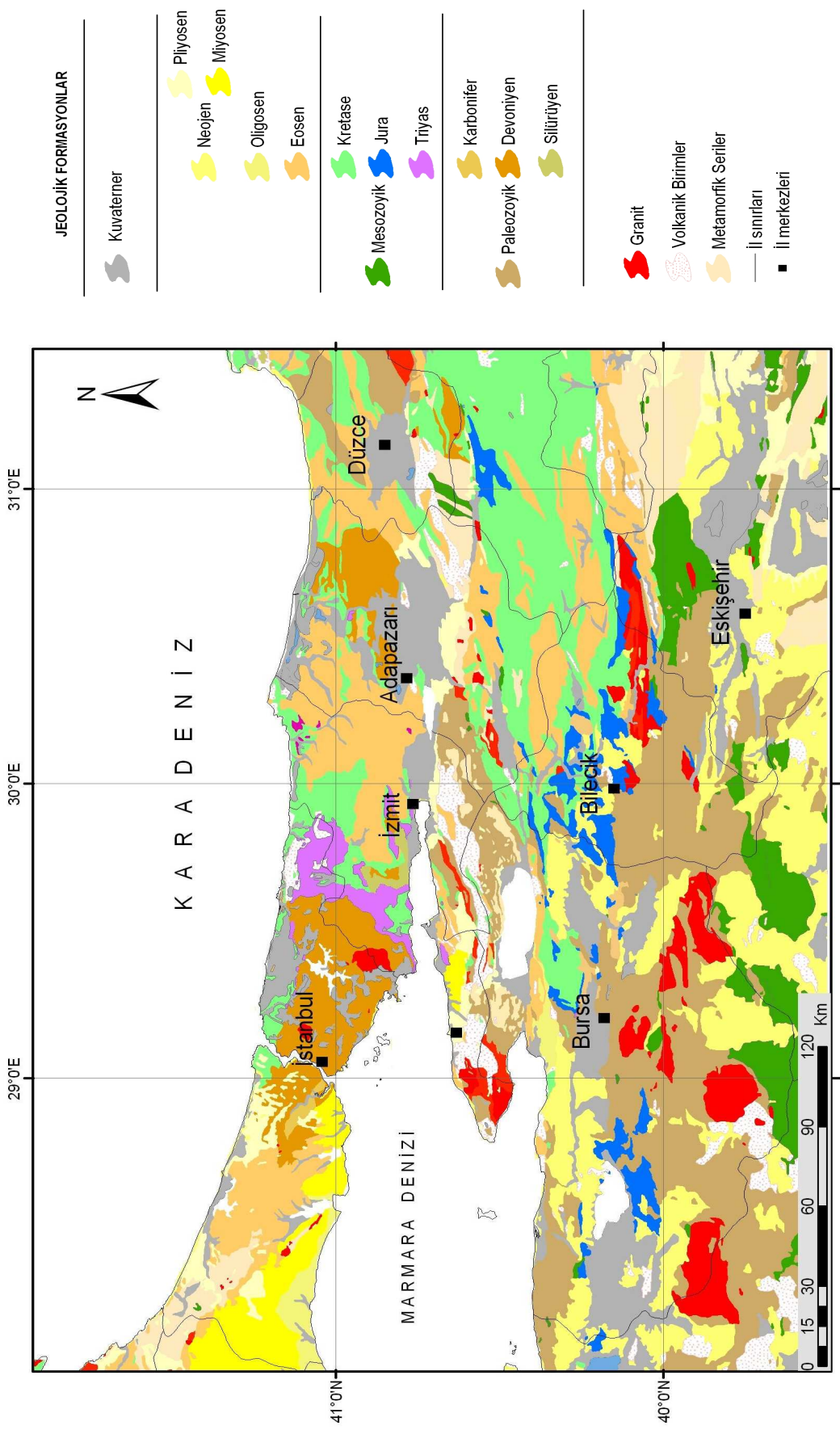
2.2. Doğu Marmara Bölgesi'nin Jeolojisi

Özer ve diğ. (2005) tarafından yapılan çalışmada hazırlanan Doğu Marmara Bölgesinin jeolojisi aşağıda sunulmuştur:

Çalışma alanında kuzeyden güneye genel çizgileri ile üç tektonik birlik vardır. En kuzeydeki birlikte, temelde İstanbul Paleozoyik istifli veya Istranca masifi metamorfikleri vardır. Bu temel birimler üzerinde, Triyas'tan Kretase sonuna kadar olan zaman aralığında çökelmiş ve kırıntılılarla başlayıp karbonatlarla devam eden Mesozoyik istif izlenir. Üst Kretase Alt Eosen yaşlı kumtaşı, çamurtaşı ve kireçtaşı ardalanmasından oluşan fliş özelliğindeki birim bölgede geniş yayılım sunar. Eosen'de yer yer resifal özellikler sunan çoğunlukla Karadeniz kıyı şeridinde yüzeylenen karbonat düzeyleri çökelmiştir. Miyosen'den itibaren bölge karasal fasiyes kazanmış ve yerel alanlarda gölSEL ve flüvyal çökelimler oluşmuştur. Bu çökeller güneyde Bakırköy havzasında, batıda Ergene havzasında ve kuzeyde ise Şile-Terkos hattında geniş yayılımlar sunar. Akarsu vadi tabanlarında, İzmit-Sapanca-Sakarya boyunca Kuzey Anadolu Fay Kuşağı'nın (KAFK) oluşturduğu çöküntü havzasında ve kıyılar boyunca genç alüvyal çökeller yüzeylenir. Bu tektonik birliği kesen Permiyen yaşlı granitler ve Tersiyer yaşlı volkanik birimler vardır. KAFK'nın kuzey kolundan güneye Uludağ yükseliminin güney eteklerine kadar

uzanan tektonik birliğin temelinde metamorfik kaya toplulukları vardır. Bu tektonik kuşağın en kuzeyindeki Armutlu yarımadası boyunca temel metamorfik birimler üzerinde kısıtlı alanlarda Mesozoyik yaşlı karbonatlar ve daha geniş alanlarda yayılım sunan Tersiyer yaşlı volkanosedimenter, genç plütonik ve volkanik birimler izlenir. Daha genç Tersiyer birimler genelde karasal ortam çökelleri şeklindedir. İznik-Mekece hattında devam eden KAFK güney kolu boyunca ve vadi tabanlarında yer yer kalınlaşan genç alüvyal çökeller vardır. Bu hattın güneyinde temelde granit (Söğüt graniti) ve metamorfik karmaşığın (Karakaya karmaşığı) olduğu zon vardır. Bu zonanın üzerinde Mesozoyik yaşlı kırıntılılar ve karbonatlardan oluşan sedimenter birimler izlenir. Uludağ yükselimi metamorfik kaya toplulukları ve bunları kesen yine Tersiyer yaşlı karasal ortam birimleri bölgede yerel kesiklikler sunarak yayılım gösterir. Yenişehir, Bursa ve Karacabey ovaları ile vadi tabanları genç alüvyal çökelleri ile örtülüdür.

En güneyde Anadolu platosunun karbonat istifi ve metamorfik kaya topluluğu ile Üst Kretase yaşlı ofiyolitik kayalar yüzeylenir. Porsuk çayının açtığı vadi boyunca genç alüvyal çökeller daha güneyde ise Neojen yaşlı gölsel ortam çökelleri vardır.



Şekil 2.1. 1/500.000 ölçekli çalışma alanının jeoloji haritası (MTA haritalarından derlenerek sayısal hale getirilmiştir).

2.3. Kocaeli İli Jeolojisi

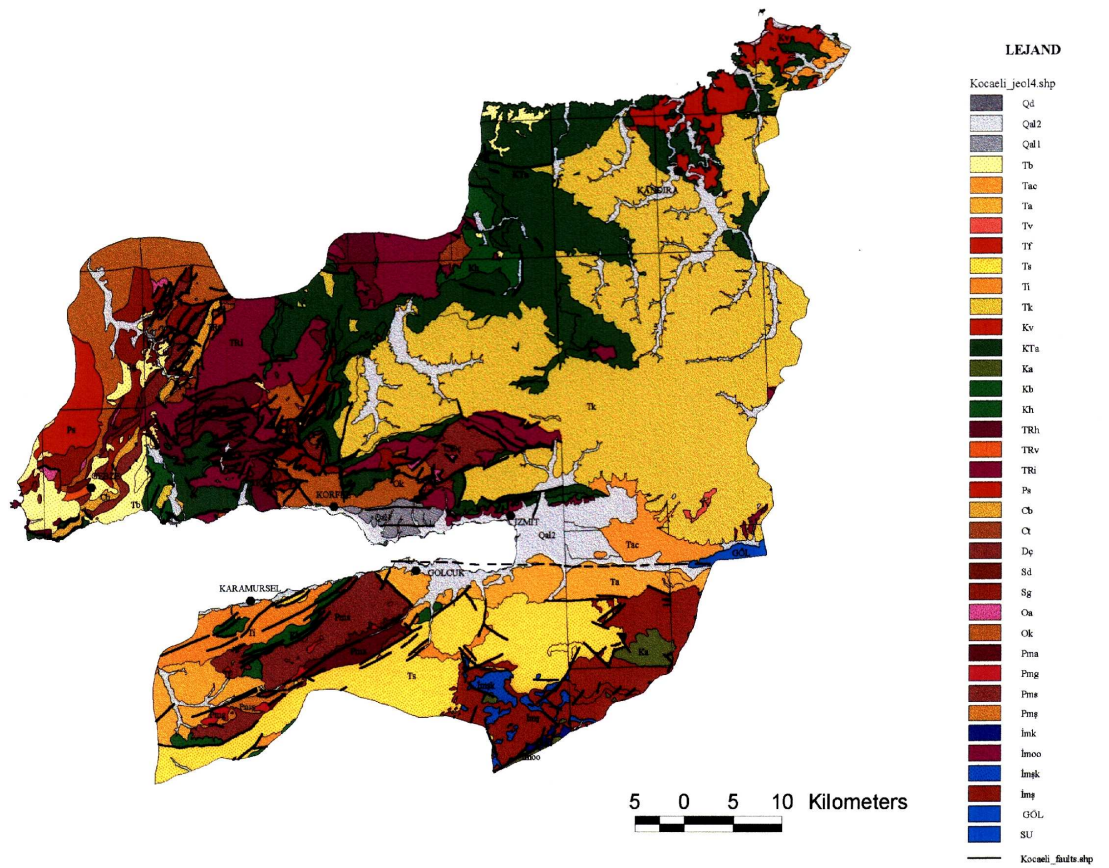
Coruk ve diğ., (2001) tarafından yapılan çalışmada hazırlanan Kocaeli İli jeolojisi aşağıda sunulmuştur.

Kocaeli İl sınırları içerisinde farklı iki tektonik birlik yer alır. Sapanca gölü-İzmit körfezi doğrultusu boyunca uzanan KAFK'nın kuzey ve güneyinde yer alan bu iki tektonik birlikteki jeolojik istif birbirlerinden farklı litolojik özellikler sunar. Kuzeydeki Kocaeli yarımadası yükseliminde, Paleozoyik-Tersiyer zaman aralığında çökelen sedimanter kaya topluluğu yer yer kesiklikler sunarak yüzeylenir. Güneydeki Armutlu yarımadası yükseliminde ise metamorfik kaya toplulukları ve bunları örten volkano-sedimanter birimler vardır. Aşağıdaki bölümlerde farklı bu iki tektonik birliğin litostratigrafi özellikleri yaşlıdan gence doğru sıralanacaktır.

Kocaeli yarımadası yükseliminde temel kayalar, Paleozoyik yaşlı kumtaşı-kireçtaşı ardalanmasından oluşur. İstanbul Paleozoyik serisi olarak da tanımlanan bu ardalanma İzmit kuzeyinden başlayarak batıya doğru daha geniş alanlarda yüzeylenir. İstif tabanda Ordovisyan yaşlı arkoz ve konglomera (Ok) düzeylerinden oluşur. Bu litoloji üzerinde Çene dağ, Gebze Gazi dağ gibi yükselimlerde izlenen kuvars arenitler (Oa) vardır. Silüriyen, Devoniyen ve Karbonifer'e kadar devam eden zaman aralığında çökelen kumtaşı, kireçtaşı ardalanması ve çört arakatıkları Paleozoyik istifin litolojik dizilimini oluşturur (Sg, Sd, Dç, Ct, Cb). Paleozoyik yaşlı kayaları, Gebze kuzeyi Şekerpınar dolayında yüzeylenen Permien yaşlı granit kesmiştir (Ps). Paleozoyik istifi üzerinde konglomera düzeyi ile başlayan ve daha ince kırıntılılarla devam eden Triyas çökelleri (TRi) uyumsuz olarak yer alır. Hereke ve İzmit dolaylarında yüzeylenen bu birimi kesen andezit daykları vardır (TRv). Triyas çökelleri üste doğru kilaşı (Şeyl), kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve marn (TRh) düzeylerine geçer. Bölgede Jura çökelleri yoktur. Triyas çökelleri üzerinde, Üst Kretase yaşlı kireçtaşı uyumsuz olarak izlenir (Kh). Hereke, Yarımca kuzeyinde yüzeylenen Üst Kretase kireçtaşı, kilaşı ve marn ara katkılarıyla Paleosen'e geçer (KTa). Kandıra dolayında Üst Kretase yaşlı birimleri kesen andezit ve bazalt daykları vardır (Kv). Kilaşı, marn, kireçtaşı ve kumtaşı (Tk) ardalanmasından oluşan ve yer yer volkanik ara katkılı (Tv) Üst Kretase-Paleosen istifi İzmit kuzey ve kuzey

doğusunda geniş yayılımlar sunar. Tüm bu birimler üzerinde topoğrafik çukurluklarda genç çökeller (Tac, Tb) ve vadi tabanlarında alüvyal çökeller ile kıyılar boyunca dolgular vardır (Qal, Qd).

Armutlu yarımadası yükseliminde yüzeyleyen temel metamorfik kayalar iki farklı seriden oluşur. Pamukova ve İznik metamorfikleri olarak tanımlanan bu serilerden Pamukova metamorfit topluluğu göreceli olarak daha yaşlıdır. Her iki seride düşük, yer yer orta derece metamorfizma geçirmiştir. Pamukova metamorfikleri, İstanbul Paleozoyik istifi ile deneştirilebilen granit sokulumlarıyla kesilmiş çeşitli kırıntılı, karbonat ve volkanik kayalardan oluşmuş düşük dereceli metamorfik bir istif niteliğindedir. Triyas ve öncesi yaş aralığında çökeldiği ve Kretase döneminde Metamorfizma geçirdiği kabul edilen bu kaya topluluğu metakumtaşı, metagranit, metasilttaşı ve rekristalize kireçtaşı litolojilerinden oluşur (Pmş, Pms, Pmg, Pma). Gölcük, Karamürsel kuzeyinde kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı bir kuşak boyunca yüzeyleyir. İznik metamorfikleri Triyas-Alt Kretase yaşlı volkano-sedimenter veya olistostromal bir karmaşık özelliğindedir. Pamukova metamorfiklerine oranla daha ileri derece metamorfizma geçirmiştir. Sapanca güneyinde, Kartepe yükselimi boyunca doğu-batı doğrultu boyunca yüzeyleyir. Şist, mermer, rekristalize kireçtaşı, metaolistostrom, metaofiyolit ve metabazit litolojilerinden oluşur (İmş, İmşk, İmoo, İmk). İznik metamorfikleri üzerinde Üst Kretase yaşlı karbonat istifi izlenir (Ka). Fliş-olistostrom özelliğindeki Bakacak formasyonu temel metamorfik kaya toplulukları üzerindeki Üst Kretase yaşlı diğer bir sedimenter örtüdür (Kb). Armutlu yükseliminde Paleosen-Eosen yaşlı fliş ve volkanik kaya toplulukları kuzeye bakan yamaçta doğu-batı doğrultuda geniş yayılımlar sunar (Ti, Ts, Tf). Bu yamaç eteklerinde, gevşek tutturulmuş Pliyosen kırıntılıları (Ta), eski alüvyonlar (Qal) ve yamaç molozları paleotopoğrafyanın kontrolünde depolanmıştır.



Şekil 2.2. Kocaeli İlının jeoloji haritası (Özer ve diğ., 2005).

2.4. İzmit Yerleşim Alanının Jeolojisi

Coruk ve diğ., (2001) tarafından yapılan çalışmada, Kocaeli İli Saraybahçe ve Bekirpaşa Belediye sınırlarını kapsayan İzmit yerleşim alanı jeolojisi aşağıda sunulmuştur.

Bu yerleşim batıda Çınarlı dere, doğuda Peksimet tepe, güneyde İzmit körfezi, kuzeyde ise Tepeköy ve Üçtepeler doğrultusunu izleyen doruk hattı ile sınırlanan 32 km²'lik alanı kapsar. Yerleşim alanı, bölüm 2.3'de tanımlanan iki farklı istiftten kuzeyde bulunan Kocaeli yarımadası yükseliminde yer alır. Bu alanda Mesozoyik ve Senozoik yaşlı birimler yüzeylenir. Bölgenin genel stratigrafik dizilimi içinde yeralan, Triyas yaşlı İzmit formasyonu ve Kretase yaşlı Peksimet ve Akveren formasyonları, Tersiyer yaşlı Korucu ve Şirintepe formasyonları ile genç Alüvyal çökeller çalışma alanında yüzeylenmektedir. Bu birimlerin stratigrafik dizilimi genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesitinde sunulmuştur (Şekil 2.3a,b). Coruk ve diğ.

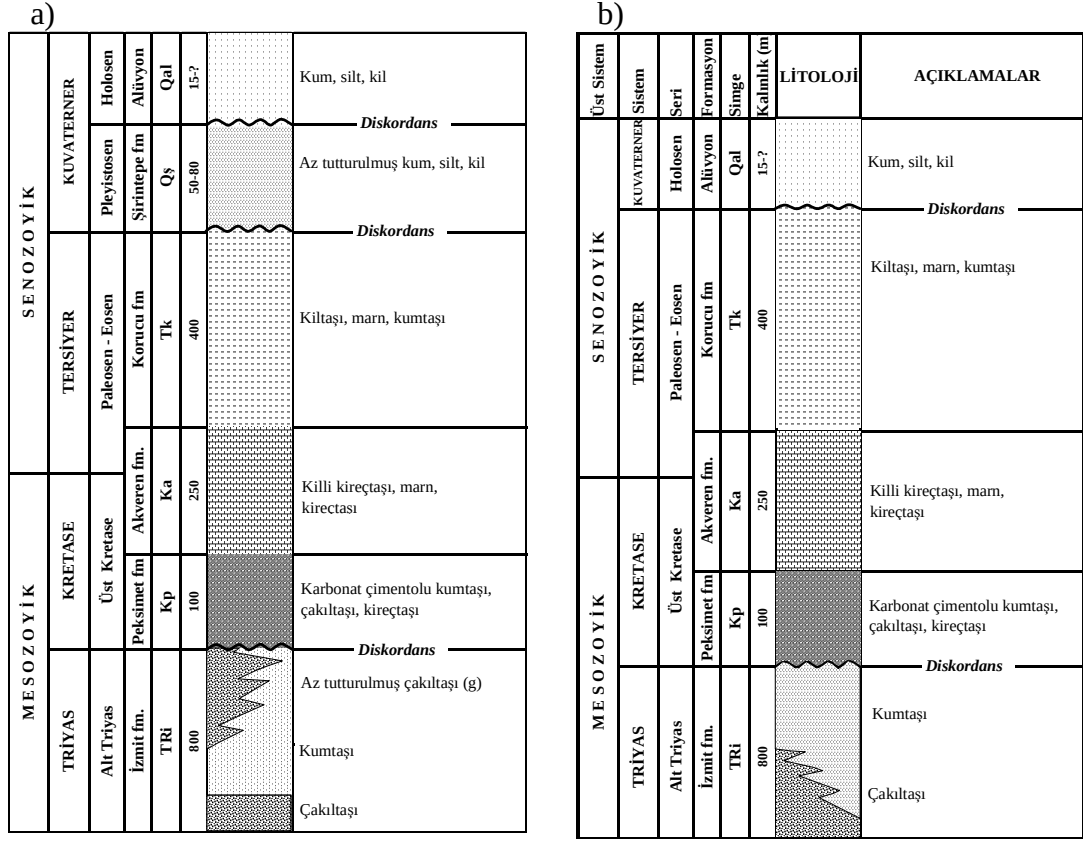
(2001) tarafından bölgede mühendislik jeolojisi özelliklerine dayalı 8 ayrı formasyon belirlenmiştir. Bu formasyonların jeolojisi alt başlıklarda açıklanmaktadır.

2.4.1. İzmit formasyonu (Tri)

İzmit formasyonu adlaması ilk defa Çakır (2000) tarafından kullanılmıştır. Aynı birimi Altınlı (1968) Kapaklı formasyonu, Baykal (1943) Ballıkaya formasyonu olarak tanımlamıştır. Formasyon, çalışma alanının güneye bakan yamacında doğu batı doğrultusunda yüzeylenir. Bu yamacı kuzey güney yönlü kesen süreksizlikler boyunca açılan yer yer derin kazılmış vadi yamaçlarında tipik olarak izlenir. En doğuda Şehitlik tepe güney ve doğu yamacında geniş yayılım sunar. Daha batıda Yenidoğan mahallesi dolayında yamaç eteklerinde az engebeli, genelde ise litolojik özellikleri etkisiyle sarp ve eğimli bir morfoloji oluşturur. Formasyon, mor, kırmızı veya alacalı görüntüsüyle tipiktir. Alt düzeyleri genelde çakıltası, daha üst seviyeleri yer yer çamurtaşı (şeyl) arakatkılı kumtaşı litolojilerinden oluşur. Bu genelleme yanında çakıltası, kumtaşı ve şeyl düzeyleri çoğun aralanmalar şeklinde izlenir. Çakıltası ve kumtaşını oluşturan taneler Paleozoik yaşlı birimlerden türemiştir. Bu kırıntılar genelde kuvars ve grovak kökenlidir. Çimento çoğunlukla silislidir. Mikroskobik değerlendirmede kumtaşı düzeyleri arkoz ve süblitarenit ve litarenit bileşimidir. Sarpça tepe dolayında bu genel özellikleri farklılıklar sunar. Bu kesimde taneler silis çimento yerine killi ve siltli matriksle tutturulmuştur. Ayrıca kumtaşı ve çakıltasını oluşturan taneler daha yuvarlaklaşmıştır. Bu litolojik farklılık birimin mühendislik özelliklerini olumsuz etkiler. Birimin ortalama kalınlığı 800 m dolayındadır.

Çalışma alanında görünür kalınlık 250 m kadardır. İzmit formasyonu sığ denizel bir ortamda çökelmiştir. Üste doğru tane boylarının küçülmesi çökelme ortamının derinleştiğini işaret eder. İnceleme alanı batısında Paleozoik yaşlı birimler üzerinde, diskordan olarak izlenir. Üzerinde yeralan Peksimet formasyonu ile arasında diskordans yüzeyi vardır. Birime daha önceki araştırmacılar elde ettikleri fosil bulgularından Triyas (Skitiyen) yaşını vermişlerdir (Baykal 1943, Altınlı 1968, Çakır 2000). Formasyon, yer yer zenginleşen silis çimentolanma etkisiyle sert ve sağlam

bir özellik sunar. Yüzeydeki ayrışma kalınlığı arazi kullanımına bağlı olarak en fazla 1 m dolayındadır.



Şekil 2.3. a). Saraybahçe yerleşim alanı ve b) Bekirpaşa yerleşim alanının genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti (Coruk ve diğ., 2001).

2.4.2. Peksimet formasyonu (Kp)

Peksimet formasyonu adlanması ilk defa Çakır (2000) tarafından kullanılmıştır. Ali Kahya beldesi kuzeyindeki Peksimet tepe birim için tipik alandır. Çalışmada, Üst Kretase istifinin tabanını oluşturan karbonat çimentolu kumtaşı düzeyi Peksimet formasyonu olarak ayırtlanmıştır. Formasyon, doğuda Deve Bağırta tepe (Saraybahçe toplu konutlarının yer aldığı tepe) batısında ve daha batıda Şehitlik tepe ve Huzurevinin bulunduğu yükselilerde yüzeylenir. Batıya doğru incelerek aşınma veya çökelmezlik etkisiyle Akveren formasyonu altında kaybolur. Sarpça tepe dolayında Akveren Formasyonu altında devamlılığı olmayan ince düzeyler halinde yer yer izlenir. Turgut mahallesi kuzeyinde üzerindeki Akveren formasyonu ile dokanak ilişkisi arazi ve bu kesimde yapılan sondajlarda tipik olarak izlenir.

Genelde az engebeli bir morfoloji oluşturur. Birim kumtaşı, çakıltaşı, kireçtaşı ve marn litolojilerinden oluşmakla birlikte kumtaşı egemen litolojidir.

akıltaşı genelde tabanda izlenir ve kalınlığı fazla değildir. Üste doğru orta kum boyutundaki tanelerden oluşan kumtaşı hakimdir. akıl ve kum boyutundaki kırıntılar karbonat imento ile tutturulmuştur. Daha üst düzeylerinde Kireçtaşı ve Marn ara düzeyleri izlenir. Açık sarı, kirli beyaz ve turuncu tipik rengidir. Tabakalanma az belirgindir. Peksimet formasyonu İzmit formasyonu üzerinde diskordan olarak yer alır. Aradaki bu ilişki Alikahya beldesinde Peksimet tepesinin güneye bakan yamacının eteğinde tipik olarak izlenir.

Üstten Akveren formasyonu ile konkordanslıdır. Konkordan ilişki yer yer dereceli geçişler halinde izlenir. İnceleme alanında Ankara-İstanbul otoyolu ile eski İstanbul yolunun keşiştiği kesimde bu ilişkiler belirgin olarak izlenir, kalınlığı 100 m dolayındadır. Üst Kretase istifinin tabanını oluşturan Peksimet formasyonundaki Kireçtaşı ara yüzeylerinden derlenen fosiller, birimin Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşında olduğunu belirtir (akır, 2000).

İnceleme alanında birim içinde açılan araştırma sondajlarında karot verimi %30 üzerindedir. Kaya kalitesi değerleri ise ortalama %40 dolayında ölçölmüştür. Mostrada genelde az-orta ayrışmış ve ayrışma derinliği en fazla 2 m dolayındadır.

2.4.3. Akveren formasyonu (Ka)

Batı ve Orta Karadeniz’de geniş yayılım sunan kireçtaşı düzeylerine Akveren formasyonu tanımlaması, ilk defa Ketin ve Gümüş (1963) tarafından kullanılmıştır. Aynı birimi Altınlı (1968), şemsettin kireçtaşı olarak ayırtlamıştır. Birim litolojik özelliklerine bağlı olarak engebeli bir topografya oluşturur. İnceleme alanında şehitlik Tepe’den Sarpça Tepe’ye uzanan yükselimin kuzeyinde yüzeylenir. Sarpça Tepe’deki TV verici istasyonlarının bulunduğu yükselim, bu birimle kaplıdır. Kireçtaşı düzeylerinin zenginleşiştiği alanlarda sert bir morfoloji sunar.

Akveren formasyonu, killi kireçtaşı, marn, kireçtaşı ve kısmen karbonatlı kumtaşı düzeylerinden oluşur. Egemen litoloji killi kireçtaşıdır. İnce ve orta tabakalanma yaygındır. Kireçtaşı yüzeyleri yer yer masif veya kalın tabakalanma sunar. Beyaz, kirli beyaz veya krem tipik rengidir. Yer yer kalsit damar veya kalsit dolguludur. Altta Peksimet formasyonu ile üstte ise Korucu formasyonu ile konkordanslıdır. Yer yer dereceli geçiş ve üst düzeyleri izlenir. Bölgede 200-250m kalınlık sunar. İnceleme alanında kalınlığı 150-200m dolayındadır. Birim şelf ortamı çökelidir. Killi kireçtaşı ve mikritik kireçtaşı düzeyleri yanında kumtaşı ve marn düzeyleri türbiditik akıntıların ve hareketli bir deniz tabanının tipik işaretidir. Birimde önceki araştırmalarda ayrıntılı paleontolojik incelemeler yapılmıştır (Altınlı, 1968; Çakır, 2000). Bu araştırmalarda elde edilen fosil bulgular Akveren formasyonunun Kampaniyen-Alt Lütesiyen (Üst Kretase-Eosen) zaman aralığında çökeldiğini işaret eder.

Birim içinde açılan araştırma sondajlarında karot yüzdesi ve RQD (Rock Quality Design) değerleri orta ve iyidir. Bu değerler ve arazi gözlemleri birimin genelde iyi mühendislik özellikleri sunduğunu gösterir. Yüzeyde ayrışma zonu kalınlığı en fazla 1 m dolayındadır.

2.4.4. Korucu formasyonu (Tk)

İnceleme alanını doğu-batı kat eden Ankara-İstanbul otoyolunun kuzeyi genelde bu formasyon ile kaplıdır. Korucu formasyonu ilk defa Altınlı (1968) tarafından kullanılmıştır. Batı ve orta Karadeniz’de geniş yayılım sunan bu birim, hafif engebeli Bad-lands topoğrafyası ile tipik bir morfolojik görünüm sunar. Bu görünüm birimin heterojen yapılı olmasının topoğrafyaya tipik yansımasıdır. Geçirimsiz litolojilerden oluşması birimde Dendritik bir drenaj ağının gelişmesine neden olmuştur. Korucu formasyonu çalışma alanında Ağaköy dolayında geniş yayılımlar sunar.

Birim kiltası, marn ve kumtaşı ardalanmalarından oluşur, ince ve orta kalın tabakalanmalıdır. Kumtaşı düzeylerinin iyi çimentolandığı kesimlerde dayanımlı olması topoğrafyada dişler ve yükselimler oluşturmasını sağlamıştır. Kiltası, yeşilimsi gri, marn düzeyleri gri krem ve kumtaşı düzeyleri sarı-kirli sarı

görünümündedir. Kumtaşları yer yer karbonat çimentolu, Grovak bazen çamurtaşı bileşimlidir. Özellikle kıltaşı ve marn düzeyleri aşınmaya karşı dayanımsız, yamaç eğiminin arttığı kesimlerde duraysızdır. Kumtaşı düzeyi diğerlerine oranla daha dayanımlı ve duraylıdır. Kıltaşı düzeylerinde yer yer karbonat çamurları ve karbonat ara düzeyleri izlenir. Kumtaşından çamurtaşı düzeylerine geçişte mika (muskovit-serizit) zenginleşmesi izlenir.

Korucu formasyonu, Akveren formasyonu ile yanal ve düşey derece derece geçiş gösterir. Üzerinde genç alüvyal çökeller vardır. Bölgede kalınlığı 400 m dolayındadır. İnceleme alanında 250-300 m dolayında kalınlık sunar. Litolojik özelliklerine bağlı olarak sık kıvrımlı bir yapı kazanması kalınlığı hakkında kesin bir sonuç verilmesini engellemektedir.

Birim içerisindeki karbonat düzeylerinden derlenen fosiller ve litolojik özellikler derin deniz ortamı çökeli olduğunu işaret eder. Fliş özelliği sunan birim türbiditik akıntılarının etkin olduğu kıta yamacı çökeldir. Birim içerisinden derlenen fosiller Korucu formasyonunun alt-orta Lütisiyen (Eosen) yaşında olduğunu işaret eder (Çakır, 2000).

Yapılan sondajlarda karot yüzdesi ve RQD ölçüleri orta-iyi değerler sunar. Buna bağlı olarak taşıma gücü açısından bir sorun oluşturmayan birimin yüzeylendiği alanlarda yamaç eğimine bağlı duraylılık sorunları vardır. Özellikle su etkisiyle bu sorun daha da artar.

2.4.5. Şirintepe formasyonu (Qş)

Şirintepe adlaması ilk defa Altınlı (1968) tarafından kullanılmıştır. Derince ve Körfez ilçesi dolayındaki Pleyistosen yaşlı traça çökellerini Altınlı (1968), Şirintepe kumu olarak ayırt etmiştir. Aynı birimi Çakır (2000) Şirintepe formasyonu olarak haritalamıştır. Birim genelde kum düzeylerinden oluşmasına karşın yer yer kil ve silt ara düzeyleri de içerir. Formasyon, çalışma alanında adını aldığı Şirintepe dolayında yüzeyletir. Birimin tipik kesiti, Şirintepe mahallesinin güneyinde Koruma Tarım tesislerine bakan dik veya dike yakın falezde izlenir. Bu falezin doğu ve batı uzanımı

dışında morfolojide hafif engebeli bir görünüm sunar. Bu yükselim ve kot farkı birimin alüvyon düzeylerinden ayrılmasını sağlar.

Şirintepe formasyonu tutturulmamış, gevşek kum ve silt ve kil ara düzeylerinden oluşur. Birim genelde iyi boylanmış kum ve çakıl düzeylerinden oluşur. Kil düzeyleri yumuşak, orta katı ve katı kıvamdadır.

Şirintepe formasyonu tipik bir taraça çökelidir. Kuvaternar döneminde deniz seviyesinin alçalıp yükselmesine bağlı olarak bazen aşınma bazen depolanmanın gerçekleştiği şekillerde oluşmuştur. Kalınlığı 50-80 m arasında değişir. Daha yaşlı birimler üzerinde diskordanstır. Üzerinde genç alüvyal çökeller vardır.

2.4.6. Alüvyonlar(Qal)

Vadi tabanlarında ve körfez çöküntü alanında genç alüvyal çökeller yüzeylenir. Yapılan araştırma sondajlarından elde edilen veriler yardımıyla alüvyon iki farklı düzeyde incelenmiştir.

2.4.6.1. Alüvyon(Qal1)

Kocaeli yükseliminin güney eteğinde ve vadi tabanlarındaki genç çökeller bu simge ile ayırt edilmiştir. Genelde kil, silt ve kum düzeylerinden oluşan birim yeraltısuyu etkisine bağlı olarak sert ve orta sert kıvamda veya orta sıkılıktadır. Değişik tane boylarının dağılımı yakın aralıklarla değişmektedir. Kil, silt ve kum tane boyları bazı kesimlerde karma halindedir. Qal1 simgesi ile ayırt edilen alüvyonun SPT- N_{30} değerleri, 10 ve üzerinde ölçülmüştür. Bu sınır, alüvyonun ayırt edilmesinde dikkate alınmıştır.

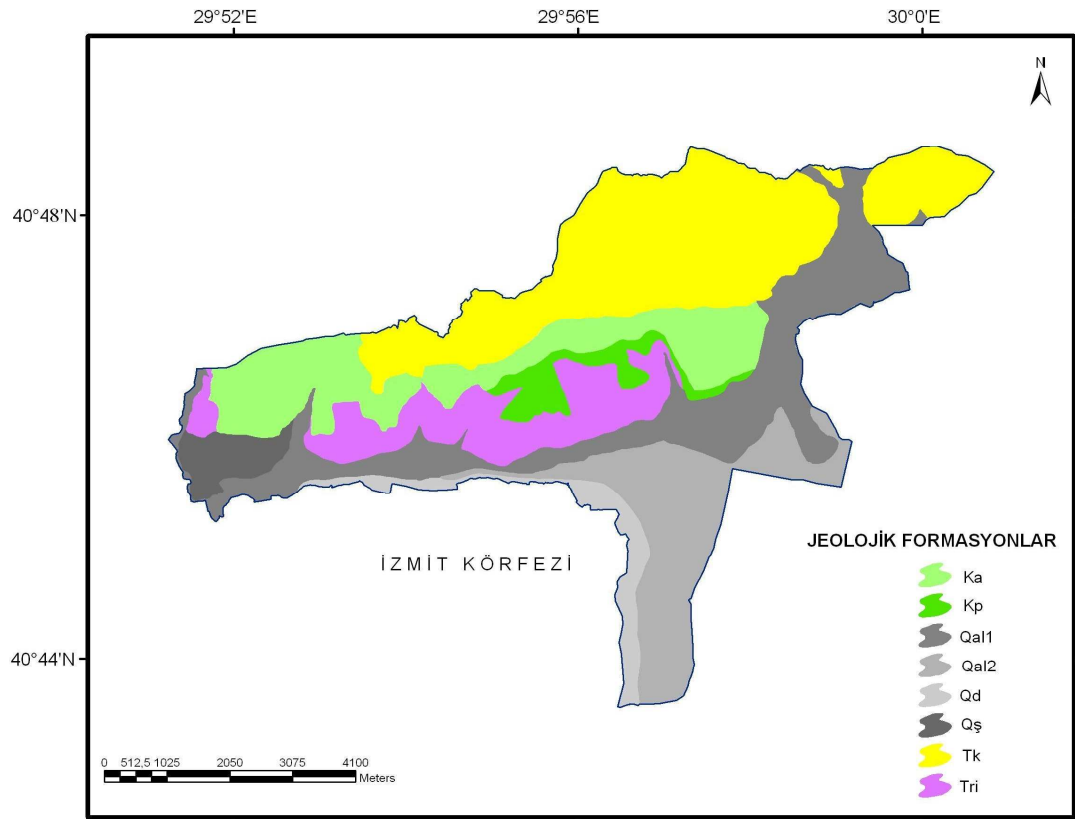
2.4.6.2. Körfez çökelleri (Qal2)

Körfez çöküntü havzasında kalınlığı 200 m den fazla genç alüvyal çökeller körfez çökelleri olarak tanımlanmıştır. Bu çökeller yüzeyden itibaren 1-3 m katı killerden oluşan zon 3-35 m arasında çok yumuşak kil ve daha derinde siltli kum ve kabuklu

kum dūşey istifinden oluşur. Çok yumuşak kil düzeyinin SPT- N_{30} değeri 2 ile 5 arasında değişmektedir.

2.4.6.3. Yapay dolgu (Qd)

Saraybahçe belediyesi sınırları içerisinde, Körfez kıyı çizgisi boyunca izlenen kontrolsüz dolgular, Qd simgesi ile ayırt edilmiştir.



Şekil 2.4. İzmit yerleşim alanı mühendislik jeolojisi haritası (Özer ve diğ., 2005).

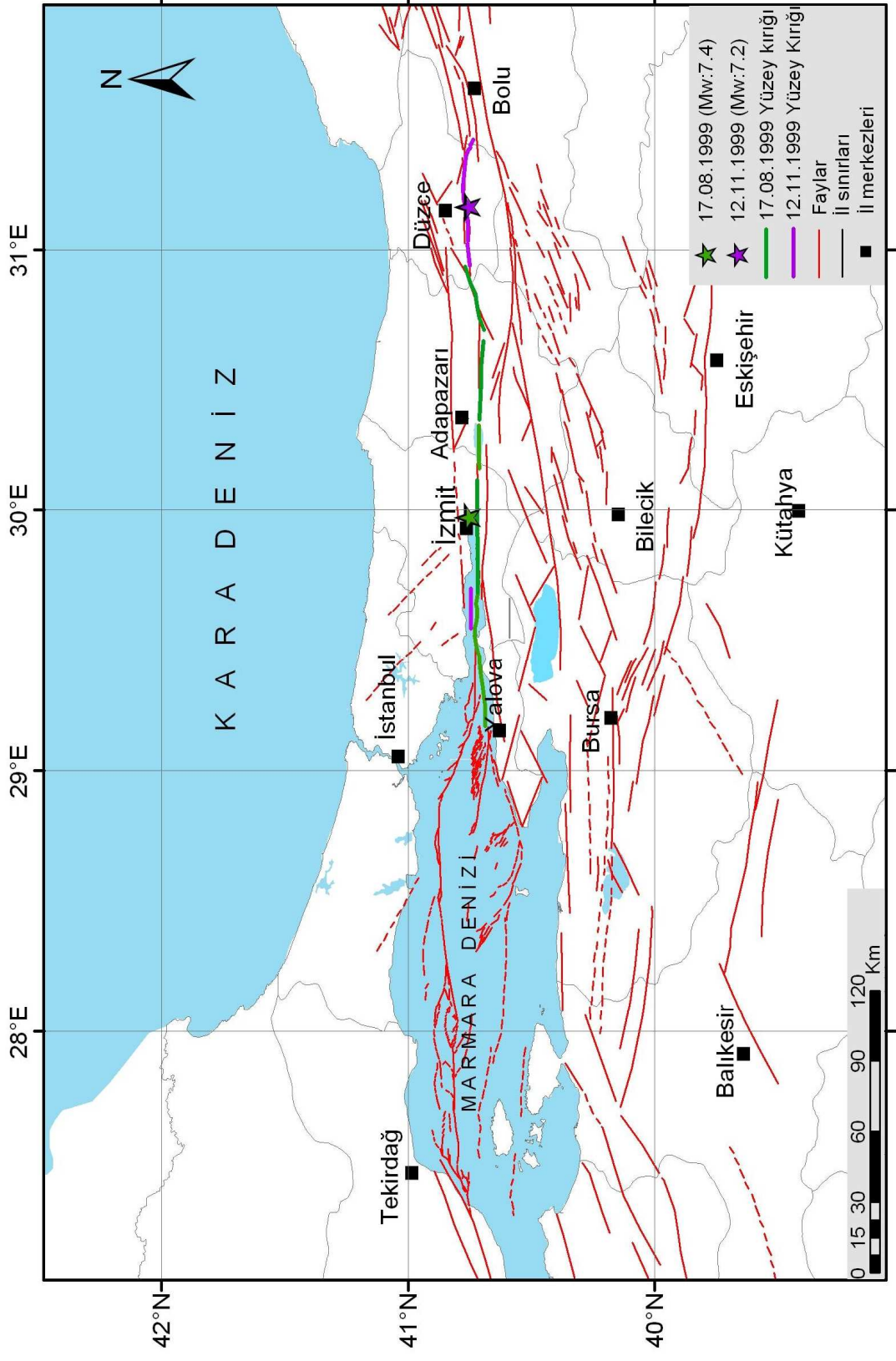
3. ÇALIŞMA ALANININ TEKTONİĞİ

Üç farklı ölçekte yapılan çalışmanın en küçük ölçekli olanı Doğu Marmara Bölgesi'ni kapsayan alandır. Daha büyük ölçekte yapılan çalışmalar ise, Kocaeli il sınırları ile İzmit yerleşim alanını kapsamaktadır. Bu nedenle bu bölümde Marmara Bölgesi'nin genel tektonik yapısı ile Orta Marmara ve İzmit Körfezi'nin aktif tektoniği anlatılmıştır.

3.1. Marmara Bölgesi'nin Aktif Tektoniği

Marmara Bölgesinin aktif tektoniği, genel karakteristiği sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma olan Kuzey Anadolu Fay Kuşağı (KAFK) ile kontrol edilmektedir. KAFK 50 yıl önce tanımlanmış (Ketin, 1948), daha sonra yapılan bilimsel çalışmalarla jeolojik ve tektonik özellikleri kapsamlı olarak araştırılmıştır (Şengör, 1979). KAFK, doğuda Varto civarından başlar, batıya doğru Karlıova, Erzincan, Ladik, Tosya, Ilgaz, Gerede, Bolu, Mudurnusuyu vadisi boyunca Adapazarı'nın Dokurcun beldesine kadar uzanır. Dokurcun'dan sonra iki ana kola ayrılan KAFK, güneyde Geyve, Pamukova, İzmit, Gemlik, Bursa, Manyas, Yenice, Gönen üzerinden Orta Ege denizine, kuzeyde ise Arifiye, Sapanca, İzmit Körfezi, Adalar güneyi (Kuzey Marmara), Tekirdağ güneyi ve Ganos Dağı güneyinden Saros Körfezine (Kuzey Ege) uzanır. En doğuda Varto'dan, en batıda Orta Ege ve Saros Körfezi'ne değin yaklaşık 1400 km uzunluğunda, 0.3-40 km genişliğinde olan KAFK, çok sayıda segment ve segmentleri temsil eden faylardan oluşur.

KAFK, 31° boylamının batısında Marmara Bölgesinde, Anadolu Levhasının saat ibresinin tersi yönde dönmeye başlamasının etkisi ile birbirine paralel devam eden üç kola ayrılmaktadır (Şekil 3.1). Kuzey kol, Sapanca Gölü içerisinden geçerek Marmara Denizi'ne girmekte ve İzmit Körfezi'nin güney sınırını izleyerek batıya doğru devam etmektedir. Güney kol, İzmit Gölü ve Bursa doğrultusunda devam ederek, 30° boylamı civarında iki kola ayrılmakta ve en güneyde kalan kol Apolyont ve Manyas Gölü boyunca devam ederek Ege Bölgesine girmektedir.



Şekil 3.1. Marmara Bölgesinin tektonik haritası (Şaraglu ve diğ., 1992; Koçyiğit, A., 2002; Komut ve Ikeda, 1999; Le Pichon ve diğ., 2001'den derlenerek sayısallaştırılmıştır).

KAFK'nın en batı ucunda bulunan Marmara Denizi, Ege Denizi ve Karadeniz'i birleştiren 275 km uzunluğunda 80 km genişliğinde güney kısımları daha sığ fakat yer yer derinlikleri 1250 metre'ye kadar ulaşan, derin çukurlukları içeren denizel bir çökeltme ortamıdır. Bu çökeltme ortamında KAFK'nın karakterini değiştirerek, çizgiselliğini birbirlerine paralel olarak gelişmiş bir takım fay kuşaklarına bıraktığı ve deformasyonun oldukça geniş bir alanda (~120 km) etkinliğini sürdürdüğü gözlenmektedir (Taymaz, 1999a).

KAFK'nın Marmara Denizi içindeki davranışı ve geometrisi karasal bölgede gözlemlendiği gibi açık değildir. Bir başka deyişle Anadolu levhasının batıya doğru hareketi, Marmara Denizi içindeki birtakım kırık sistemleri boyunca oldukça karmaşık bir mekanizma ile Kuzey Ege'ye iletilmektedir (Taymaz, 1999a). Yapılan çalışmalar, Marmara Denizi'nde çok fazla kırık kuşağının varolduğunu göstermiştir (McKenzie, 1972; Barka ve Kadinsky, 1988; Taymaz ve diğ. 1990; 1991; Smith ve diğ. 1995; LePichon, 1996; 2001; Stein ve diğ. 1997; Armijo, 2002; Okay ve diğ. 1999; Taymaz, 1999b).

Marmara Denizi'ni oluşturan derin çukurlar, Tekirdağ Baseni, Orta Basen, Çınarcık Baseni, Karamürsel Baseni ve İzmit Baseni'dir. Marmara basenlerinin bir graben veya sağ-yönlü harekete bağlı olarak oluştuğu düşünülmektedir (Barka ve Kadinsky, 1988). Ancak Le Pichon ve diğ., (2001) Marmara Denizi Basenlerinin İzmit Körfezi'nden Gelibolu Yarımadası'na kadar uzanan doğrultu atımlı faylanma tarafından kontrol edildiğini öne sürmüştür. Bununla birlikte, batimetri, sismik yansıma ve depremin odak mekanizması (Ambraseys ve Jackson, 2000) çalışmaları, çek-ayır basenlerin nispeten kısa doğrultu atımlı ve normal faylanmalar ile çevrelendiğini ortaya koymaktadır. Marmara baseninin batısında hareket tekrar doğrultu atımlı harekete dönüşmektedir.

Marmara Bölgesinde KAFK dört tip tektonik yapı ile tanımlanmıştır (Yılmaz ve diğ., 1981). Birinci tip tektonik yapılar, KB-GD doğrultulu bindirme fayları ile doğrultuları ana bindirme fayları ile uyumlu birçok küçük ölçekteki kıvrımlardır. Bu yapılar Batı Pontidler ile Sakarya bloğunun GD-KB doğrultusunda çarpışmaları sonucunda oluşmuştur. İkinci tip tektonik yapılar, KAFK'na ait olan doğrultu atımlı

fay sistemleridir. Bu faylar, genellikle genişliği 2–5 km arasında değişen birbirine paralel birkaç koldan oluşan normal bileşenli doğrultu atımlı sistemlerdir ve topografyayı kontrol etmektedirler. Bu faylar boyunca çöküntü gölcükleri, basınç sırtları, çizgisel vadiler, dere ötelenmeleri, fay şevleri, sıcak ve soğuk su kaynakları ile heyelanlar açık bir şekilde görülmektedir. Üçüncü tip tektonik yapılar, basit kesme mekanizması sonucu gelişmiş ve KAFK'na ait doğrultu atımlı faylanmaları kesen çok genç kesme yapılarıdır. Dördüncü tip yapılar ise, bölgede tarihsel ve alelsel dönem depremleri sonucu oluşmuş taze fay şevleri şeklinde gözlenen yüzey kırıklarıdır.

KAFK'nın bölgedeki genişliği değişken olup 2 ile 6 km arasında değişmektedir. KAFK'nın paralel kırıklardan oluşan bir yapıya dönüşmesi, Anadolu Levhasının batıya doğru kayma hızının bu kollar üzerine dağılmasına ve oldukça kısa zaman aralıkları içerisinde depremlerin oluşmasına neden olmaktadır. Bölgede arazide izlenebilen ve deprem üretebilecek potansiyele sahip faylar; D–B doğrultulu yaklaşık 25 km uzunluğunda olan Mudurnu Çayı Fayı, KD–GB doğrultulu ve yaklaşık 6 km uzunluğunda olan Seymen-Elmacık Fayı, Bolatça-Karaçomak Fayı ve Karamurat Gölü Fayı'dır. Bu faylardan Seymen-Elmacık ve Karamurat Fayları 1957 ve 1967 depremlerinde çalışmışlardır.

3.2. İzmit Körfezi ve Orta Marmara'nın Aktif Tektoniği

Mudurnu Vadisi'nde kollara ayrılan KAFK'nın, kuzey kolu Sapanca Gölünün güneyini takip ederek İzmit Körfezi boyunca devam ederek Armutlu Yarımadası'nın kuzeyinden Marmara Denizi'ne girer (Şekil3.1). Ortadaki kol ise İznik-Mekece hattını takip ederek İznik Gölü'nün güneyinden devam ederek Gemlik Körfezi'nden Marmara Denizi'ne girmektedir. Bu bölgede, Mudurnu Vadisi'nin batısından başlayarak Armutlu Yarımadası'na ve buradan da Marmara Denizi'ne devam eden KAFK, yaklaşık olarak 20 km genişliğe ve 120 km uzunluğa sahiptir.

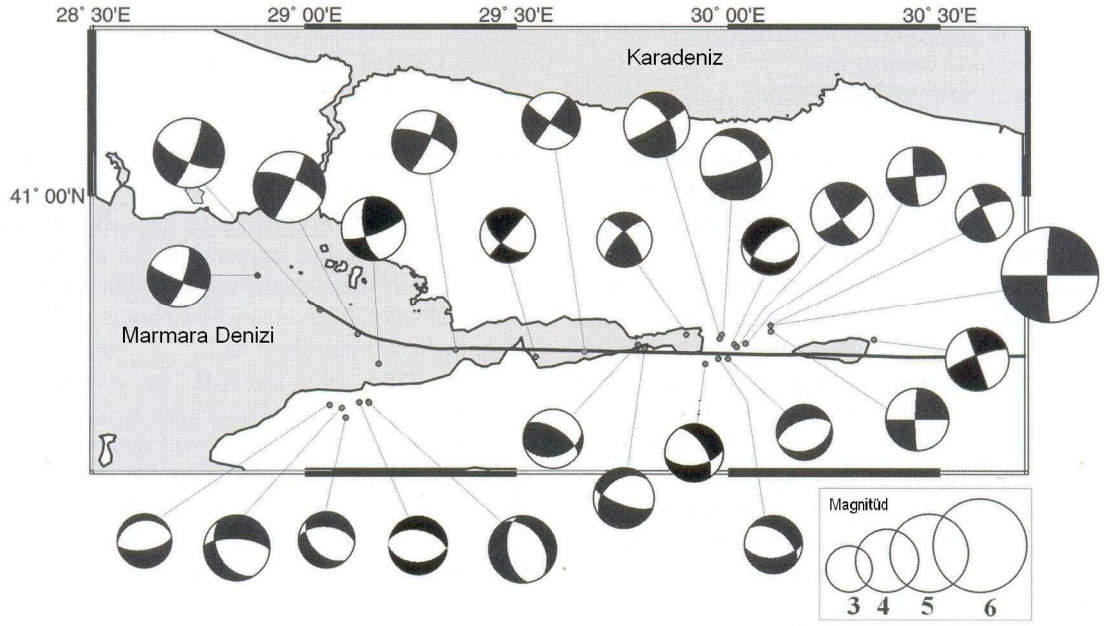
İzmit Körfezi ve Orta Marmara'ya ait aktif tektonik, Karabulut ve diğ., (2002) ve (Özalaybey ve diğ., 2002) tarafından yapılan çalışmalara bağlı olarak açıklanmıştır. Bu çalışmalara göre Mudurnu Vadisi ve İzmit Körfezi arasındaki depremlerin odak

mekanizması çözümleri oldukça farklılık göstermektedir. Burada da, Mudurnu Vadisi'nde olduğu gibi birbirine paralel doğrultu atımlı ve normal bileşene sahip faylanmalar hakimdir. Bunun yanı sıra az sayıda da olsa ters faylanmalara rastlanmaktadır (Şekil 3.2 ve Şekil 3.3). Bu bölgede oluşan depremlerin odak derinlikleri, yaklaşık 10 km genişliğinde bir kuşak boyunca 5-18 km arasında yoğunlaşmaktadır. Sapanca Gölü ile İzmit Körfezi arasında oluşan depremler genel karakteristiğine uygun olarak sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma özelliği gösterirken, kuşağın kenarlarında oluşan depremlerde ise eğim atım bileşeni artmaktadır.

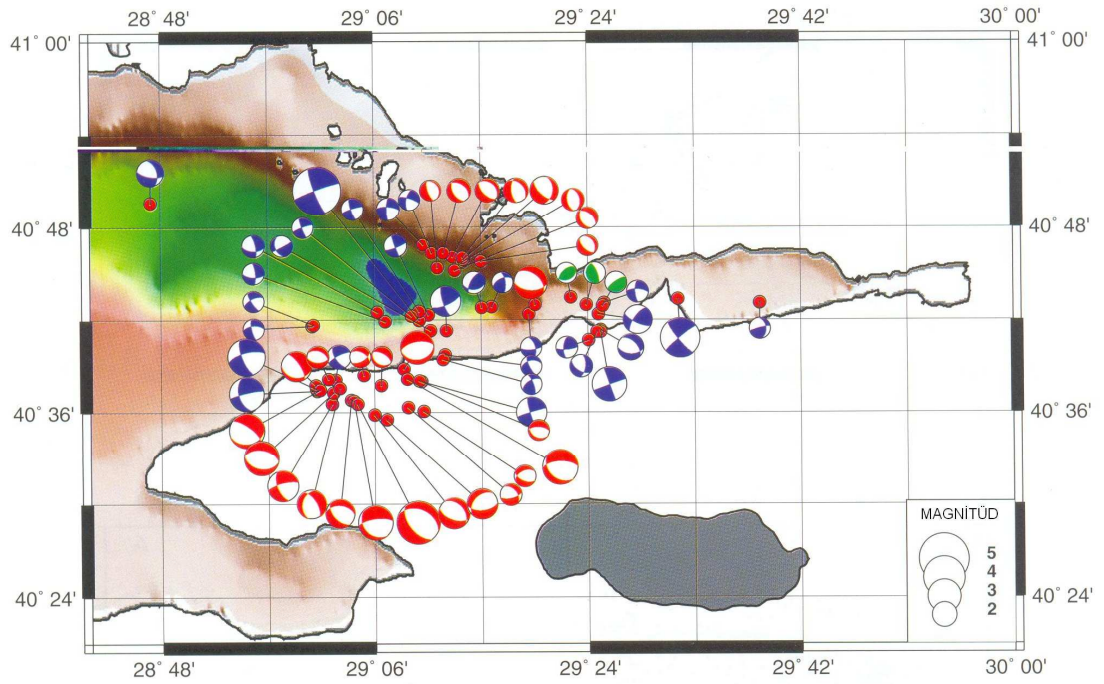
İzmit Körfezi ile Hersek Burnu arasında kalan ve Çınarcık Baseni'ne doğru devam eden bölümdeki depremlerin odak derinlikleri 5-12 km arasında yoğunlaşmaktadır. Hersek yarımadasının birkaç km batısında, İzmit körfezi ile Çınarcık Baseni'nin karşılaştığı yerde ters faylanma veren mekanizma çözümlerine rastlanılmaktadır.

Armutlu Yarımadası'nda oluşan depremlerin odak derinliklerine bakıldığında yine aynı şekilde sık bir sismik aktivite görülmektedir. Bölgedeki depremlerin odak mekanizması çözümleri, genellikle D-B doğrultulu normal bileşene sahip doğrultu atımlı faylanmalar ve KB-GD normal faylanmalar olmak üzere iki farklı mekanizma modeli göstermektedir. Bunun yanı sıra, bölgede hidrotermal alanların varlığı ve odak mekanizması çözümlerindeki normal bileşenler, bölgedeki etkin gerilme sistemlerinin KAFK' nın genel görüntüsünden farklı olduğunu göstermektedir.

Çınarcık Baseni'nin hemen kuzeyindeki Tuzla açıklarında oluşan depremlerde ise, iki farklı sonuç göze çarpmaktadır. Birincisi, 5-10 km derinliklerinde yoğunlaşan depremlerde normal faylanmalar ve ikincisi daha derin depremlerde doğrultu atımlı faylanma veren depremler.



Şekil 3.2. 17 Ağustos 1999-24 Mart 2001 tarihleri arasında oluşan bazı depremlerin ilk hareket odak mekanizması çözümleri (Özalaybey ve diğ., 2002).



Şekil 3.3. 27 Ağustos 1999-16 Eylül 1999 tarihleri arasında oluşan bazı depremlerin ilk hareket odak mekanizması çözümleri (Karabulut ve diğ., 2002)

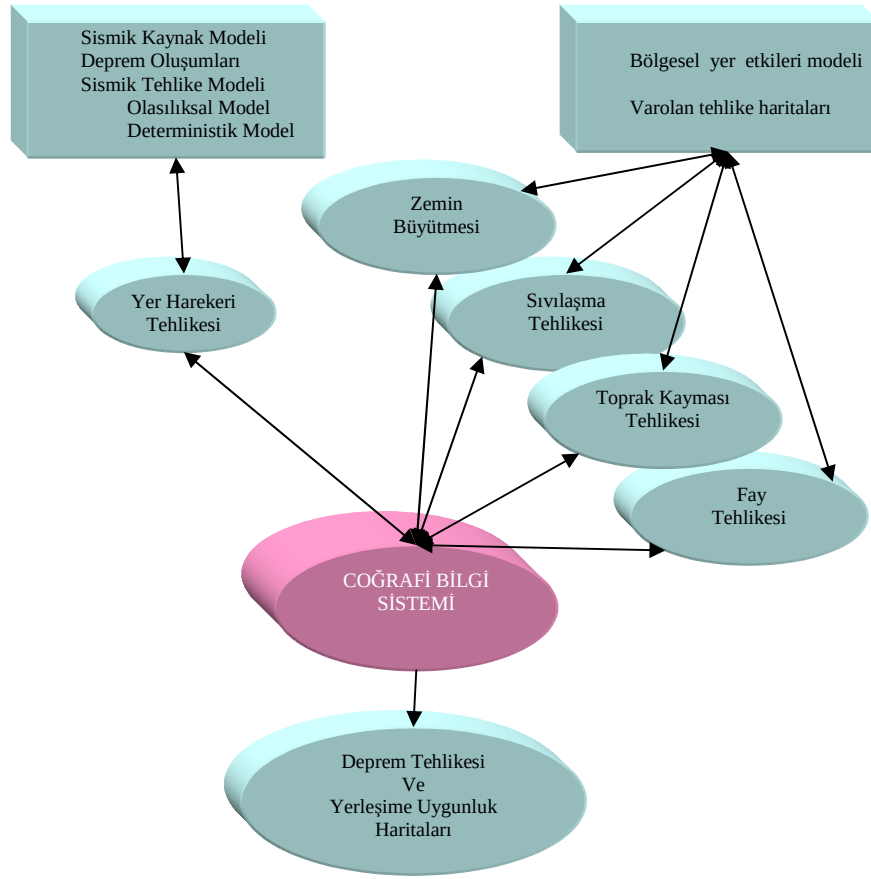
4. SİSMİK BÖLGELEME ve COĞRAFI BİLGİ SİSTEMİ

4.1. Giriş

Bir bölgede uygun yerleşim alanlarını belirlemek, güvenli binalar yapmak ve yaşam güvenliğini sağlamak için deprem tehlikesinin belirlenmesi gereklidir. Bu amaçla, son yıllarda depremle birlikte oluşabilecek yıkıcı dinamik kuvvetler, yüzey faylanması, zemin büyütmesi, sıvılaşma ve toprak kayması gibi doğal olayların etkilerini azaltmak için sismik bölgeleme çalışmaları yapılmaktadır. Sismik bölgeleme çalışmalarındaki en önemli nokta, deprem tehlikesini belirlemeye yönelik farklı etkilerin nasıl birleştirileceği ve her bir etkinin ağırlıklarının birbirine göre hangi oranda olacağıdır. Bu işlemlerin gerçekleştirilmesine yönelik kapsamlı bir sismik tehlike ve sismik bölgeleme çalışmaları için Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ideal bir ortam oluşturur. CBS ile sismik tehlike, Şekil 4.1’de gösterilen her bir adımın birbirlerinden bağımsız ele alınarak birleştirilmesiyle belirlenebilir (King ve Kremidjian, 1994).

Bu tez çalışması, sismik bölgeleme çalışmalarında çoklu tehlike çözümlemesi (multi-hazard analysis) için CBS kullanımını kapsamaktadır. Çoklu tehlike çözümlemesi sözcüğü, depremin oluşturduğu sarsıntı ile birlikte zemin büyütmesi, toprak kayması, sıvılaşma ve var olan faylar boyunca enerji yönlenmesi gibi ikinci dereceden etkilerin birlikte değerlendirilmesinde kullanılmaktadır.

Kapsamlı bir sismik bölgeleme çalışmasında, pek çok faktörün etkisinin birleştirilmesi standart bir işlemdir. Bu faktörlerin her biri uzaysal ve tablosal verilerin modellenmesini ve çözümlemesini kapsar. Bu anlamda CBS, afet planlaması, deprem tehlikesi ve riskinin azaltılmasına yönelik çok miktarda verinin saklı tutulduğu, işlendiği ve modellendiği bir arayüz oluşturmaktadır.



Şekil 4.1. Bölgesel sismik tehlike ve yerleşime uygunluk çözümlemelerinde kullanılan ayrık modeller (King ve Kremidjian, 1994).

Son yıllarda bilgisayar donanımı ve CBS yazılımlarındaki gelişmeler, pek çok faktörün bir arada değerlendirildiği, sismik tehlikeye yönelik bölgeleme çalışmalarının artmasına sebep olmuştur. Bu tür çalışmalarda, çözümleme ölçütü, veri tabanı bilgisi ve analitik modelleme büyük ölçüde araştırmacıların kişisel deneyimlerine bağlıdır.

Yer hareketleri hem yerleşim alanlarındaki yapılar üzerine doğrudan hem de zemin büyütmesi, yamaç duyarlılığı, sıvılaşma ve yüzey faylanması gibi zemin dayanımının yenilmesine yönelik etki yapar. Bu etkiler sismik bölgeleme çalışmalarında farklı ölçekler için genel bölgeleme, ayrıntılı bölgeleme ve çok ayrıntılı bölgeleme olarak üç aşamada kullanılırlar (ISSMFE, 1993). Ayrıntılı bölgeleme ve çok ayrıntılı bölgeleme sismik mikrobölgeleme olarak da adlandırılır.

Her bir etkiye ait ayrıntılar ve bu etkilerin farklı ölçekler için kullanıldığı aşamalar Tablo 4.1’de gösterilmiştir.

Tablo 4.1. Üç aşamada sismik bölgeleme için veri kullanımı (ISSMFE, 1993)

	GENEL BÖLGELEME (1. AŞAMA)	AYRINTILI BÖLGELEME (2. AŞAMA)	ÇOK AYRINTILI BÖLGELEME (3. AŞAMA)
YER HAREKETİ	•Aleltsel ve tarihsel deprem katalogları •Kuvvetli yer hareketi kayıtları •Jeolojik haritalar •Bölge halkı ile bilgi alış verışı	•Kuvvetli yer hareketi kayıtları •Mikrotremör ölçümleri •Geoteknik çalışmalar	•Geoteknik araştırmalar •Yer tepki çözümlemesi
YAMAÇ DUYARSIZLIĞI	•Aleltsel ve tarihsel deprem katalogları •Jeolojik ve jeomorfolojik haritalar	•Hava fotoğrafları ve uzaktan algılama •Arazi çalışmaları •Bitki örtüsü ve yağış bilgisi	•Geoteknik araştırmalar •Laboratuar analizleri
SIVILAŞMA	•Aleltsel ve tarihsel deprem katalogları •Jeolojik ve jeomorfolojik haritalar	•Hava fotoğrafları ve uzaktan algılama •Arazi çalışmaları •Bölge halkı ile bilgi alış verışı	•Geoteknik araştırmalar •Laboratuar analizleri
HARİTA ÖLÇEĞİ	1:1.000.000 – 1:50.000	1:100.000 – 1:10.000	1:25.000 – 1:5.000

4.2. Sismik Bölgeleme İçin Haritalama Ölçeği ve Veri Kullanım Aşamaları

4.2.1. Sismik bölgeleme için birinci aşama: Genel bölgeleme

Bölgelemenin bu düzeyi için haritalama 1:1.000.000-1:50.000 ölçek aralığında yapılabilir. Bu ilk aşama tarihsel kaynaklar, yayınlanmış raporlar ve inceleme alanına ait önceki çalışmalardan elde edilen verilerin sayısal ortama aktarılıp yorumlanması temeline dayanmaktadır. Bu yaklaşım genellikle ülke sınırlarının tamamı, ülkenin büyük bir bölümü veya kent sınırlarının tümünü kapsayacak şekilde hazırlanan en genel ve en düşük maliyetli bir bölgeleme yaklaşımıdır.

Bu aşamada, yer hareketi tehlikesinin bölgelendirilmesi için aleltsel ve tarihsel döneme ait kataloglar kullanılabilir. Bu kataloglar, her bir depreme ait magnitüd ve dışmerkez dağılımlarını içermelidir. Özellikle büyük depremler için kataloglardan elde edilen bilgiler, odak mekanizması çözümlerini ve depremlerin kayma

dağılımlarını da içermelidir. Böylece kuvvetli yer hareketine etkileyen kaynak etkisi ve fay geometrisi hesaba katılabilir. Kuvvetli yer hareketi azalım ilişkileri, olası yer hareketinin değerlendirilmesinde önemli rol oynamakta ve inceleme alanını etkileyecek pik ivmenin belirlenmesinde kullanılmaktadır. İnceleme alanı için eğer kuvvetli yer hareketi dağılım haritaları oluşturulamıyorsa tarihsel depremlerin yol açtığı hasar verisi kullanılarak sarsıntı şiddetinin alansal dağılımı yer hareketi etkisini belirlemede kullanılabilir. Ayrıca geçmiş deprem bilgisi, sismik kaynak bölgelerinin doğru değerlendirilmesi ve bu bölgelerin gelecekteki deprem etkinliğinin kestirilmesi açısından da önemlidir. Sismik kaynak bölgelerinin belirlenmesinde, bölgenin tektonik aktivitesinden de yararlanılabilir. Belirlenen sismik kaynaklar, deprem oluşum modelleri ile bir arada değerlendirilerek, inceleme alanının gelecek deprem etkinliğine yönelik deterministik veya olasılıksal modeller oluşturulur ve inceleme alanı için yer hareketi etkisi belirlenebilir.

Genel bölgelemenin belirlenmesinde zemin büyütme etkisi için yüzey jeolojisine bağlı çeşitli yöntemlerden yararlanılır. Borchardt ve Gibbs (1976), nükleer denemeler sırasında oluşan yer hareketinin, değişik zemin yapısına sahip bölgelerde neden olacağı büyütme etkisini, granit zemin üzerinde belirledikleri referans noktasına göre belirlemeye çalışmışlardır. Sonuç olarak yer hareketinin etkisinde zemin yapısına bağlı meydana gelen artışın, ortaya çıkacak bağıl büyütme faktörü ile yakından ilgili olduğunu belirtmişlerdir. Shima (1978) ve Midorikawa (1987) yaptıkları benzer çalışmalarda, farklı yüzey jeolojisi nedeniyle görülebilecek bağıl büyütme faktörü değerlerini, zeminin sismik davranışını dikkate alarak yaptıkları analitik hesaplamalar ile belirlemeye çalışmışlardır. Zemin büyütme etkisinin belirlenmesine yönelik kullanılan bir diğer yöntem de kuvvetli yer hareketi kayıtları kullanılarak belirlenen deneysel büyütme yöntemidir (Kremidjian ve diğ., 1991). Bu yöntemle göre farklı zeminlerde alınan pik yer ivmesi (PYİ) değerleri birbirine oranlanarak yüzeydeki zemin büyütme etkisi için PYİ artış oranı belirlenebilir.

Bu aşamada sismik bölgeleme için kullanılan bir diğer etki yamaç duraysızlığıdır. Yamaç duraysızlığının belirlenmesinde tarihsel depremlerden ve bölgede yapılan daha önceki çalışmalardan yararlanılabilir. Bu, daha önceki depremlerin hangi

uzaklıklarda ve ne tür jeolojik koşullarda depremlerin yamaç duraysızlığına yol açtığı belirlenmesi şeklinde olabilir.

Genel bölgelemenin belirlenmesinde bir diğer önemli etki de sıvılaşma etkisidir. Bu etkinin belirlenmesinde tarihsel depremlerden, bölge için daha önce oluşturulmuş jeolojik ve jeomorfolojik haritalardan yararlanılır. Özellikle bu tür haritalarda kuvaterner yaşlı sedimentlerin jeolojik karakteristikleri üzerine ne kadar ayrıntıya gidilebilirse, bölgeleme haritaları da o kadar başarılı olacaktır. Çünkü bu aşamada geoteknik parametreler kullanılamıyorsa, sıvılaşmaya ve zemindeki yenilmeye yol açan kuvaterner yaşlı sedimentlerin dağılımından yararlanılabilir.

Sismik bölgeleme çalışmalarında hesaba katılan bir diğer yerel etki, fay etkisidir. Bu etki, faylanmayla oluşan yerdeğiştirme etkisini hesaba katmak için yapılır. İnceleme alanında deterministik veya olasılıksal tehlike çözümleri yapılarak aktif faylar etrafında özel tampon (buffer) kuşaklar oluşturulur ve verilen farklı magnitüdler için yerdeğiştirme etkisi mikrobölgeleme çalışmalarına dahil edilir (ATC, 1985). Bu yöntem gerçekte fayın bir parçasının kırılması temeline oturtulmuş çalışmalara göre daha iyi bir yaklaşımdır. Çünkü inceleme alanının herhangi bir bölgesinde depreme bağlı bir faylanma oluşabilir ancak bölgede bulunan diğer tali faylar süreksizlik kuşağı olduğundan dolayı salınımına bağlı olarak etkileneceklerdir. Bu yaklaşım sismik bölgeleme çalışmalarında fay tehlikesine bağlı bir etki olarak kullanılır.

4.2.2. Sismik bölgeleme için ikinci aşama : Ayrıntılı bölgeleme

Bölgelemenin bu düzeyi için haritalama 1:100.000 ile 1:10.000 ölçek aralığında yapılabilir. Birinci aşamada kullanılan bölgeleme haritasının yeterliliği ek veri kaynakları ile önemli oranda geliştirilebilir. İkinci aşama yöntemleri için birinci aşamadan daha fazla zemin bilgisine gerek vardır. Bu nedenle yerel alanlar için geoteknik özellikler değerlendirilmelidir.

Yer hareketinin belirlenmesinde, bu aşamada kuvvetli yer hareketi verileri kullanılabildiği gibi mikrotremor ölçümleri de kullanılabilir. Genel bölgelemede olduğu gibi bölgelemenin bu aşamasında da kuvvetli yer hareketi çalışmaları ile

bölgenin maksimum yer ivmesi dağılımı belirlenebilir. Mikrotremör ölçümleri ile bölgeye ait yer hakim titreşim periyodu belirlenerek, zeminin olası yer hareketlerine karşı frekans tepkisi hesaba katılabilir.

Zemin büyütmesinin belirlenmesinde, farklı zeminlerde alınan kuvvetli yer hareketi kayıtları, birbirine oranlanarak göreceli olarak zeminler arasında yaklaşık bir büyütme oranı belirlenebilir (King ve Kiremidjian, 1994). Yine bu ölçekte mühendislik jeolojisinden yararlanılarak jeolojik birimlerin yer büyütmesi ile ilgili tehlike etkileri belirlenebilir. Fakat bu ölçekte daha ayrıntılı ölçümlere gerek vardır. Bunun için mikrotremör ölçümleri ve geoteknik araştırmalar kullanılabilir.

Ayrıntılı bölgelemede yamaç duyarsızlığı etkisi uzaktan algılama teknikleri, hava fotoğrafları, geçmiş depremlerde oluşan yamaç duyarsızlıkları bilgisi, bitki örtüsünün türü, inceleme alanına düşen ortalama yağış bilgisi, eğim, yükseklik, faylanma alanına uzaklık, dolgu yamaç boyu, yamacı oluşturan kayacın sertlik derecesi gibi ayrıntılı çalışmalara bağlıdır.

Sıvılaşma etkisi ise uzaktan algılama teknikleri, hava fotoğrafları, ayrıntılı jeolojik ve jeomorfolojik haritaların oluşturulması, sıvılaşmaya uygun birimlerin sınıflandırılmasına yönelik arazi çalışmaları, geçmiş depremlerde sıvılaşma oluşmuş alanlar üzerine yöre halkı ile görüşmeler yapılarak belirlenebilir.

Bu aşamada hava fotoğrafları ve uzaktan algılama çalışmaları, fayları ve jeolojik formasyonları tanımlamada da yardımcı olabilir. Böylece inceleme alanı içerisindeki ana fay kuşaklarına ek olarak, tali faylar da bölgeleme haritalarına dahil edilerek süreksizlik oluşturan bölgelerde tehlike etkisi belirlenebilir.

4.2.3. Sismik bölgeleme için üçüncü aşama : Çok ayrıntılı bölgeleme

1:25.000 ile 1:5.000 ölçek arasında çok ayrıntılı olarak belirlenen yerel zemin etkilerine dayalı mikrobölgeleme çalışmalarıdır. Bu aşamada, birinci ve ikinci aşamalarda tanımlanan yöntemlere ek olarak, geoteknik ölçümlerin birleşimi sonucu daha ayrıntılı bir bölgeleme yapılabilir. Diğer iki aşamada olduğu gibi yer hareketi,

zemin büyütmesi, yamaç duyarsızlığı, fay etkisi ve sıvılaşma potansiyeli gibi etkenler bir arada değerlendirilerek mikrobölgeleme yapılabilir. Ayrıntılı saha incelemesi bazlı özel bilgiye gereksinim duyulan bu bölgeleme seviyesi, diğer aşamalara göre hem daha zaman alıcı hem de daha pahalıdır. Ancak deprem tehlike potansiyelinin çok yüksek olduğu alanlar için bu seviyede mikrobölgeleme yapılmalıdır.

Yer hareketini etkisinin ve zemin büyütmesinin belirlenmesinde mikrotremor ölçümlerinden, geoteknik araştırmalardan ve yer tepki çözümlemesi (ground response analyses) çalışmalarından yararlanılır.

Çok ayrıntılı bölgelemede yamaç duyarsızlığı etkisi, genellikle arazi çalışmalarıyla yürütülür. Bu etki, kaymayı oluşturacak kritik ivme, yerçekimi, zeminin kohezyonu, tabakanın içsel sürtünme açısı, zeminin birim hacim ağırlığı, yamacın eğimi, zemin taşıma gücü, kayma yüzeyi gibi geoteknik faktörlere bağlı olarak belirlenir.

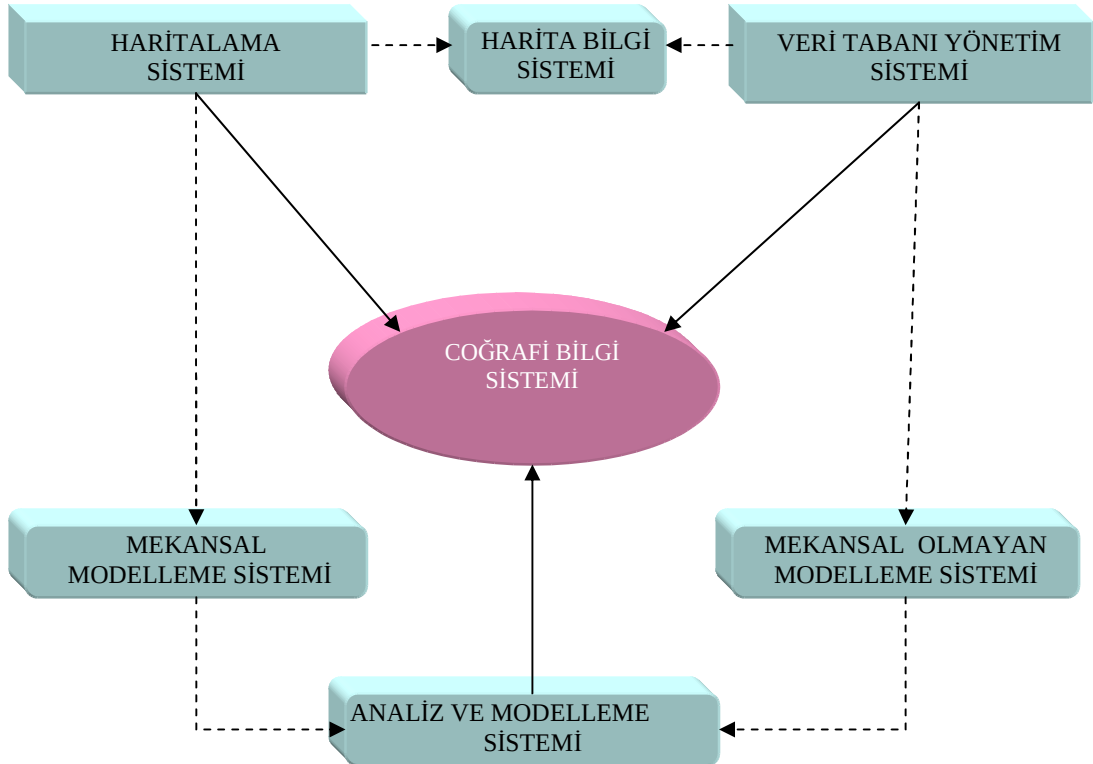
Bu aşamada sıvılaşma etkisinin belirlenmesi, diğer aşamalara göre daha ayrıntılı zemin bilgisi gerektirir. Zeminin sıvılaşma potansiyelinin belirlenmesinde sıvılaşma direncinin ve depremle birlikte zeminde oluşan en büyük yada eşdeğer tekrarlı (cyclic) kayma gerilmesinin kestirilmesi gereklidir. Ayrıca bu iki parametreye bağlı olarak zeminin sıvılaşma potansiyeli ile ilgili güvenlik katsayısı belirlenmelidir. Sıvılaşma direnci, zemine ait çeşitli örnekler kullanılarak laboratuvar testleri yada yerinde yapılan testler kullanılarak belirlenebilir. Bu testlerden en yaygın kullanılanları Standart Penetrasyon Testi (SPT) ve Konik Penetrasyon Testidir (CPT). Yine sıvılaşma etkisinin belirlenmesinde S dalga hız ölçüm değerleri kullanılan yöntemlerden biridir.

Fay etkisinin belirlenmesi için bu aşamada da daha önceki aşamada olduğu gibi uydu görüntülerinden ve hava fotoğraflarından yararlanılabilir.

4.3. Coğrafi Bilgi Sistemi (CBS) Yöntembilimi

CBS için en genel tanım FICC (1988) tarafından “Şehir planlaması ve yönetim planlarının çözümü için mekansal verilerin işlenmesi, görüntülenmesi, modellenmesi ve çözümlenmesi için bir bilgisayar donanım ve yazılım sistemidir” şeklinde verilmiştir. Şekil 4.2’de CBS’nin oluşturulması için gerekli bilgi sistemi fonksiyonları gösterilmektedir (Frost ve diğ., 1992).

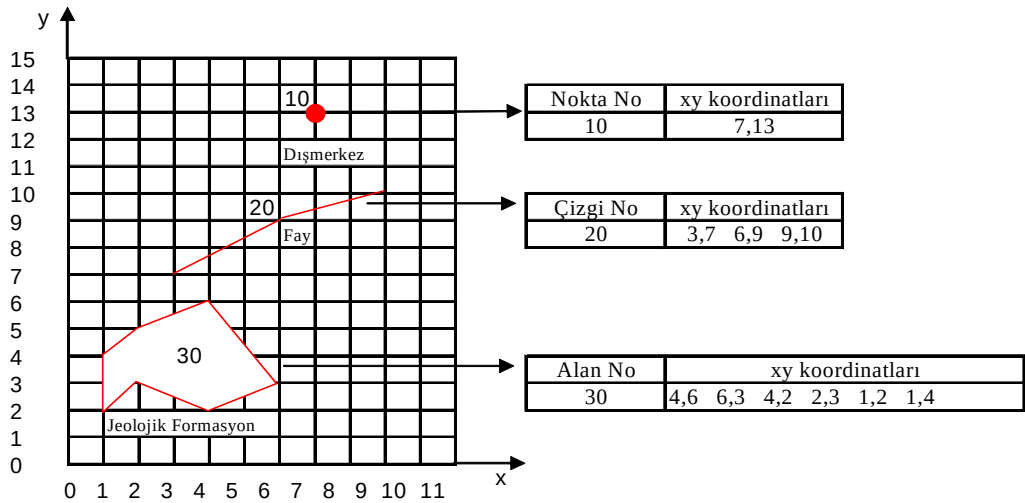
CBS teknolojisi, bilgisayarların işlemci kapasitelerindeki artış, çözümleme tekniklerindeki gelişmeler, sosyal ve çevresel olaylara karşı sorumluluk bilincinin oluşmasına bağlı olarak görüntüsel (tematik) kartografiden gelişmiştir. Kartografi kavramı, haritaları ilgilendiren matematiksel verilerin işlenmesi, harita yapım sanatı, bilim ve teknolojisi şeklinde tanımlanır (Bilgin, 1996). Kartografyadaki gelişmeye bağlı olarak oluşturulan CBS teknolojisindeki ana amaç, bir veri tabanına sahip çeşitli görüntüsel verileri analitik operatörler kullanarak üst üste çakıştırıp mikrobölgeleme çözümlemelerinde kullanılabilir hale getirmektir.



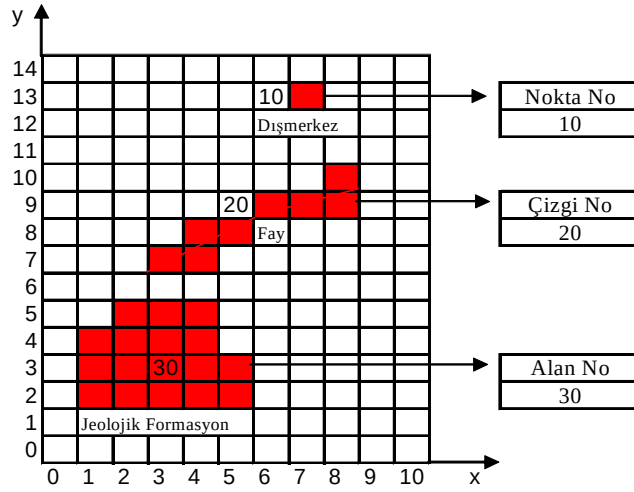
Şekil 4.2. CBS oluşturulması için gerekli bilgi sistemleri (Frost ve diğ., 1992).

4.3.1. CBS veri türleri ve veri tabanı yönetimi

CBS ile ilgili veri iki genel sınıfa ayrılabilir. Bunlar grafik veri ve grafik olmayan veridir (Antenucci ve diğ., 1991). Grafik veri genellikle nokta, çizgi ve alan olarak tanımlanan haritaya ait özelliklerin sayısal olarak gösterilmesidir. Grafik özellikler vektör ve hücre (raster) modeli olarak iki şekilde depolanır. Vektörel veri modelinde, nokta, çizgi ve alanlar (poligon), (x,y) koordinat değerleri ile kodlanarak CBS veri tabanında depolanırlar. Örneğin nokta özelliğindeki bir depremin dışmerkezi (x,y) koordinatı ile tanımlanırken, çizgi özelliği gösteren bir fay birbirini izleyen bir dizi (x_1, y_1) (x_2, y_2) (x_3, y_3) $(x_{...}, y_{...})$ (x_n, y_n) koordinat serisi şeklinde saklanır. Alan özelliğine sahip jeolojik formasyonlar başlangıç ve bitişinde aynı koordinat olan (x_1, y_1) (x_2, y_2) (x_3, y_3) $(x_{...}, y_{...})$ (x_n, y_n) (x_1, y_1) dizi koordinatlar ile depolanır (Şekil 4.3). Hücre veriler ise pikseller olarak adlandırılan aynı boyutlu gridlerdir. Haritaların taranarak (scanning) bilgisayar ortamına aktarılması ve bilgisayar ortamındaki fotoğraf görüntüleri, hücre görüntü özelliğine sahiptir. Çoğu modern CBS yazılımı grafik verilerin hücre ve vektör gösteriminin her ikisini de bir arada bulundurabilir. Şekil 4.3’de gösterilen nokta, çizgi ve alan özelliğindeki vektörel unsurlar, hücre modeliyle de gösterilebilir. Bir harita üzerinde nokta özelliği gösteren depremlerin dışmerkezleri CBS ortamında hücre modelinde tek bir piksel ile çizgi özelliği gösteren faylar, doğrusal durumdaki bir dizi piksel serisiyle alan özelliği gösteren jeolojik formasyonlarda, birbirine komşu olan gruplar halinde piksellerle gösterilir (Şekil 4.4).



Şekil 4.3. Nokta, çizgi ve alan vektörel verilerin CBS ortamında kodlanması



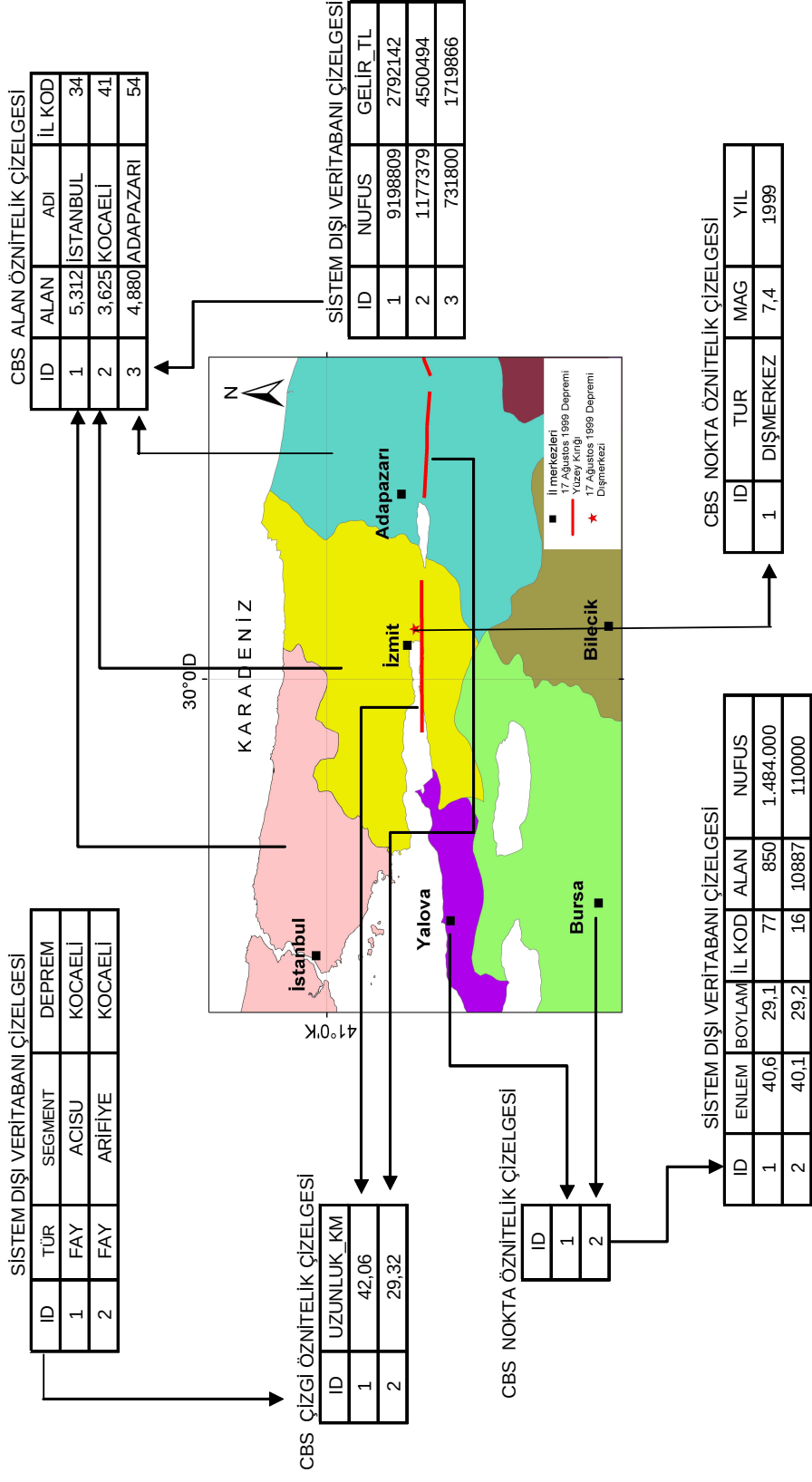
Şekil 4.4. Vektörel gösterimdeki nokta, çizgi ve alan özelliğindeki unsurların CBS ortamında hücre modeliyle gösterimi.

Grafik olmayan veriler ise grafik verilerle ilişkili olup, grafik veri özelliği gösteren coğrafi nesnelerin öznitelik (attribute) bilgilerini içerirler. Öznitelik bilgisi CBS ortamında gösterilen bir coğrafi nesneye ait özelliklerin alfa-sayısal olarak gösterilmesidir. Ayna zamanda alfa-sayısal gösterimler, coğrafi nesneden bağımsız grafik olarak açıklanamayan özelliklerin metinsel olarak ifade edilmeleridir. Örneğin harita üzerinde bir nokta koordinatıyla tanımlanmış olsa dahi, bu noktanın adı ve numarası gibi öznitelik bilgileri veri tabanında ilişkilendirilmelidir (Yomralıoğlu, 2000). CBS ortamında nokta olarak harita üzerindeki bir görünüm eğer bir depremin dışmerkezine ait bir nokta ise bu durumda bu noktaya ait veri tabanında saklı tutulan depremin dışmerkez enlem ve boylam değeri, büyüklüğü, derinliği, oluşum yılı ve zamanı gibi özniteliklerin her biri bu noktanın grafik olmayan bilgileridir.

Çoğu modern CBS programı, yukarıda anlatılan grafik ve grafik olmayan veriler arasında ilişki kurabilme ve bu verilere ait öznitelik bilgilerini, sistem dışı bir yüksek seviyeli veri tabanı yönetim programında saklayabilme ve çizelgelendirme özelliğine sahiptir. Şekil 4.5’de Çeşitli öznitelik bilgileri kullanılarak, CBS ortamında grafik veriler ve bu verileri tanımlayan öznitelik veriler arasındaki ilişkilendirme görülmektedir. Burada harita üzerindeki vektörel grafik verilerin, özniteliklerini belirten veri tabanı gösteriminin yanında, verinin özniteliği ile ilişkilendirilen, sistem dışı veri ilişkilendirilmesi de görülmektedir. Bu tür ilişkilendirmeler sistem

dışı farklı bilgisayar programları kullanarak yapıldığı gibi farklı CBS sistemlerinden yararlanarak da yapılabilir. Ancak başka sistemlerden veya programlardan yapılacak veri aktarımlarında sistemin farklı formatta veri girişini destekleyip desteklemediğine dikkat edilmelidir. Eğer gerek görülürse grafik veri ile doğrudan ilişkili olmayan, grafik veriye ait bilgilerin, sistem dışı bir veri tabanında saklı tutulduğu öznitelik veriler, grafik verinin öznitelik tablosuna eklenebilir. Sonuç olarak bu yöntemle grafik veriye ait bütün bilgileri içeren tek bir veri tabanı oluşturulabilir.

Grafik olmayan veriler sayısallaştırılarak (digitizing) yada taranarak (scanning) CBS ortamına grafik veri olarak girilebilir. Bu işlem yapılırken grafik hale getirilmiş farklı nitelikli her bir özelliğin ilişkisel verilerinin ayrı ayrı CBS veri tabanına yerleştirilmesi gerekir. Örneğin, tarandıktan sonra bir taslak halinde bilgisayar ortamına aktarılan ve sayısal hale getirilen bir haritada yeralan nokta, çizgi ve alan özellikler ayrı ayrı sınıflandırılarak CBS ortamına aktarılır. Bu işlem genellikle çok uzun zaman alır. Ancak CBS ile yapılacak olan çözümlemelerin kontrolü ve doğruluğu açısından son derece önemlidir. Burada, grafik olmayan verilerin sayısal hale getirilerek grafik veri formatına dönüştürülmesi işleminde, tarayıcının çözünürlüğüne, tarama programlarının kalitesine ve kişisel dikkate bağlı olarak bir miktar veri kaybının olabileceğine dikkat edilmelidir.



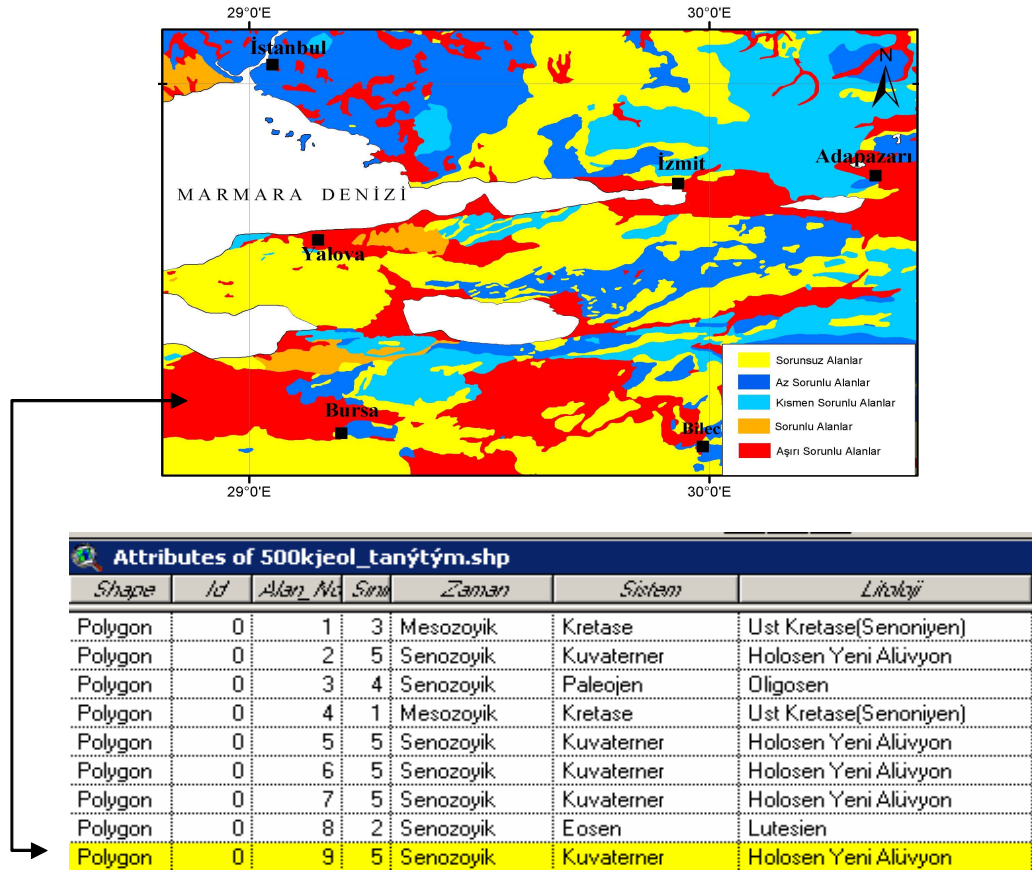
Şekil 4.5. CBS ortamında grafik veriler ve bu verileri tanımlayan öznitelik veriler arasında ilişkilendirme.

4.3.2. CBS de veri çözümlleme, veri ilişkilendirme ve katman oluşturma işlemleri

CBS'nin en önemli özelliklerinden biri; grafik (konumsal), grafik olmayan (öznitelik) verilerin ilişkilendirilmesi ve işlevsel hale getirilmesidir. Bu ilişkilendirme grafik ve grafik olmayan veriler arasında bağ kurulmasıdır. Aralarında bağ kurulan verilerin bir arada tutulması CBS'de veri katmanlarıyla gerçekleştirilir. Katman bir haritanın grafik ve grafik olmayan verilerinin toplandığı sayısal biçimdir. Bir katmanda grafik veriler, nokta, çizgi ve alan özellikler ile grafik olmayan öznitelik verilerin sistem dışı verilerle bağlantıları, harita üzerine işlenen harfler (text bilgileri) ve katmanın dış sınırlarının tanımlanması, topolojik veri tabanında saklı tutulur (Yomralıoğlu, 2000). CBS'de bir veya birden fazla katmanın bir araya gelmesiyle de veri tabakaları (data layer) oluşur. Veri tabakası yaklaşımı ile birbirleriyle ilişkili ayrıntıların organize edilmesi sağlanır ve katmandaki detaylara ait öznitelik sayıları azalır. Bu yaklaşım ile ayrıca detayların çizilmesi ve sembolize edilmesi, farklı katmanlar yerine tek bir veri tabakasında gerçekleşeceğinden dolayı harita, görüntü olarak daha basit, veri tabanı olarak ayrıntılı bir durum almış olur. Şekil 4.6'de Jeoloji haritası baz alınan Arc View 3.2 (ESRI, 1997) yazılımı ile oluşturulmuş veri katmanı yapısı görülmektedir. Burada farklı özniteliklere sahip farklı grafik veriler, tek bir veri katmanında ve bu grafik verilere ait tanımsal bilgiler, grafik olmayan tek bir öznitelik veride gösterilmektedir. Şekilde ayrıca "SHAPE" ve "ID" ile gösterilen sütun bilgileri grafik verinin türüne göre (nokta, alan, çizgi) otomatik olarak oluşturulmaktadır. Sütünlara veri girişi, CBS kullanıcıları tarafından haritaların akıllı hale getirilmesi olarak adlandırılır. Oluşturulan öznitelik veri, veri katmanına ait bilgi içeren bir veri tabanıdır ve detay öznitelik tablosu (feature attribute table) olarak adlandırılır. Veri katmanlarına ait detay öznitelik tablolarının her bir satırı kayıt, her bir sütunu da alan bilgisi içerir. Bir kayıt için birden fazla alan bilgisi girilebilir.

CBS'de veri katmanları kavramı, bir haritaya ait farklı özellikli verilerin (nokta, çizgi, alan) ayrı ayrı sınıflandırılması ve gerektiğinde bir arada gösterilmesi açısından son derece önemli bir kavramdır. Şekil 4.7'de depremler, il merkezleri, faylar ve il sınırlarından oluşan veri katmanları ve bu katmanların CBS ortamında üst üste çakıştırılarak (overlay), tek bir katman şeklinde gösterimi görülmektedir. Bu işlemde

konumsal analiz (spatial analysis) yoktur. Sadece görüntüde veri katmanları üst üste çakıştırılmıştır. Oysaki CBS'nin en önemli ve mikrobölgeleme çalışmalarında kullanılan en yaygın özelliği konumsal çözümleme (spatial analysis) özelliğidir.



Şekil 4.6. Jeoloji haritası baz alınan veri katmanı yapısı.

4.3.2.1. Konumsal çözümleme

Grafik ve grafik olmayan tablosal bilgilerin belirli bir koordinat sistemi uzayında modellenmesi ve model sonuçlarının irdelenip yorumlanması işlemlerinin tümü konumsal çözümleme olarak adlandırılır. Bu tür çözümlerler, konuma bağlı varolan bilgilerin istenen mantıksal yapıda sorgulanmasına olanak verdiği gibi, değişik amaçlı ve farklı özellik gösteren yeni bilgilerin türetilmesine de imkan verir. (Yomralıoğlu, 2000). Konumsal çözümlemedeki amaç, farklı veri katmanlarına ait varolan her tür bilgiyi kullanarak, konumsal bazda her bir veri katmanının bilgilerini içinde barındıran, yeni bilgi üretmektir. Konumsal çözümlerler genel olarak üç türe ayrılır (Taştan, 1994).

- a) Konumsal Birleştirme (Spatial Join)
- b) Yakınlık çözümlemesi (Proximity Analysis)
- c) Sınır işlemleri (Boundary Operations)

4.3.2.2. Konumsal birleştirme

Konumsal birleştirme çözümlemeleri, aynı koordinat sisteminde farklı veri tabanları olan grafik verilerin, koordinat noktalarının eş olduğu bölümlerinin birleştirilmesi sistemine dayanır. Bu işlemle iki farklı veri katmanı tek bir veri katmanı şeklinde birleştirilir ve öznitelik bilgileri de tek bir veri tabanında gösterilir. CBS’de nokta çizgi ve alan grafik veriler farklı biçimlerde birbirleri ile birleştirilebilirler.

- a) Nokta grafik verilerin alan grafik verilerle birleştirilmesi
- b) Çizgi grafik verilerin alan grafik verilerle birleştirilmesi
- c) Alan grafik verilerin alan grafik verilerle birleştirilmesi

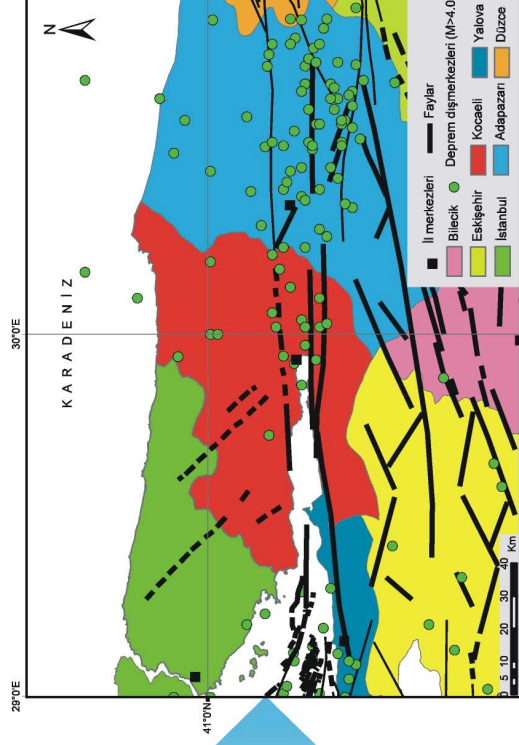
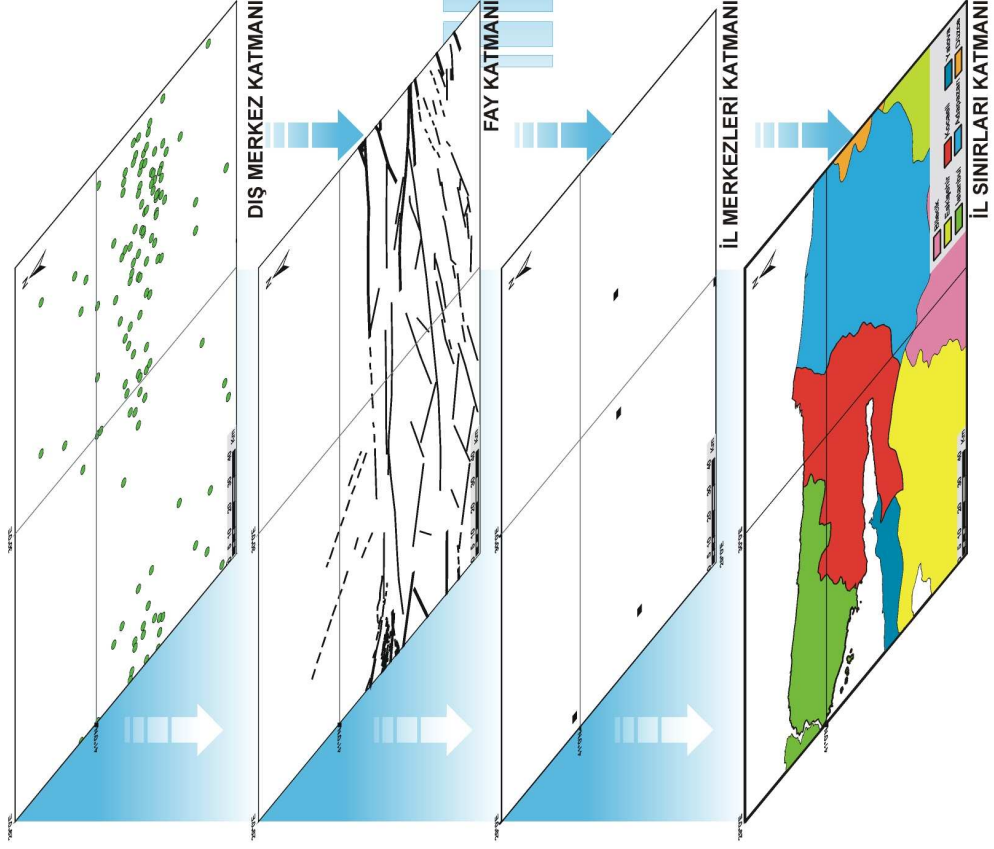
CBS’de bir nokta grafik verinin, alan grafik veri ile birleştirilmesi üst üste çakıştırılarak gerçekleşir. Ancak bu çakıştırma işlemi daha önce anlatılan üst üste çakıştırma işlemlerinden farklıdır. Çünkü konumsal çözümlemede, nokta grafik veri alan grafik veri üzerine çakıştırılır. Aksi taktirde konumsal çözümleme kullanmadan sadece çakıştırma işlemi yapılırsa, alan grafik veri nokta grafik veriyi örter ve görünmesini engeller. Şekil 4.8’de deprem dışmerkezlerinin, jeolojik oluşumlarla konumsal çözümleme kullanılarak birleştirilmesi görülmektedir. Bu işlemle sadece görüntü olarak çakışma değil, her veri katmanının ilişkili olduğu veri tabanları da birleşir.

Çizgi grafik veri ile alan grafik verinin birleştirilmesi de yukarıda anlatılan işleme benzer bir işlemdir. Alan ayrıntıları içerisinde, çizgi ayrıntılarının ne kadarlık bölümünün yer aldığı belirlenmesine yönelik, çok önemli bir birleştirme yöntemidir. Şekil 4.9’da faylar ile jeolojiye karşılık gelen detayların konumsal çözümleme ile birleştirilmesi görülmektedir.

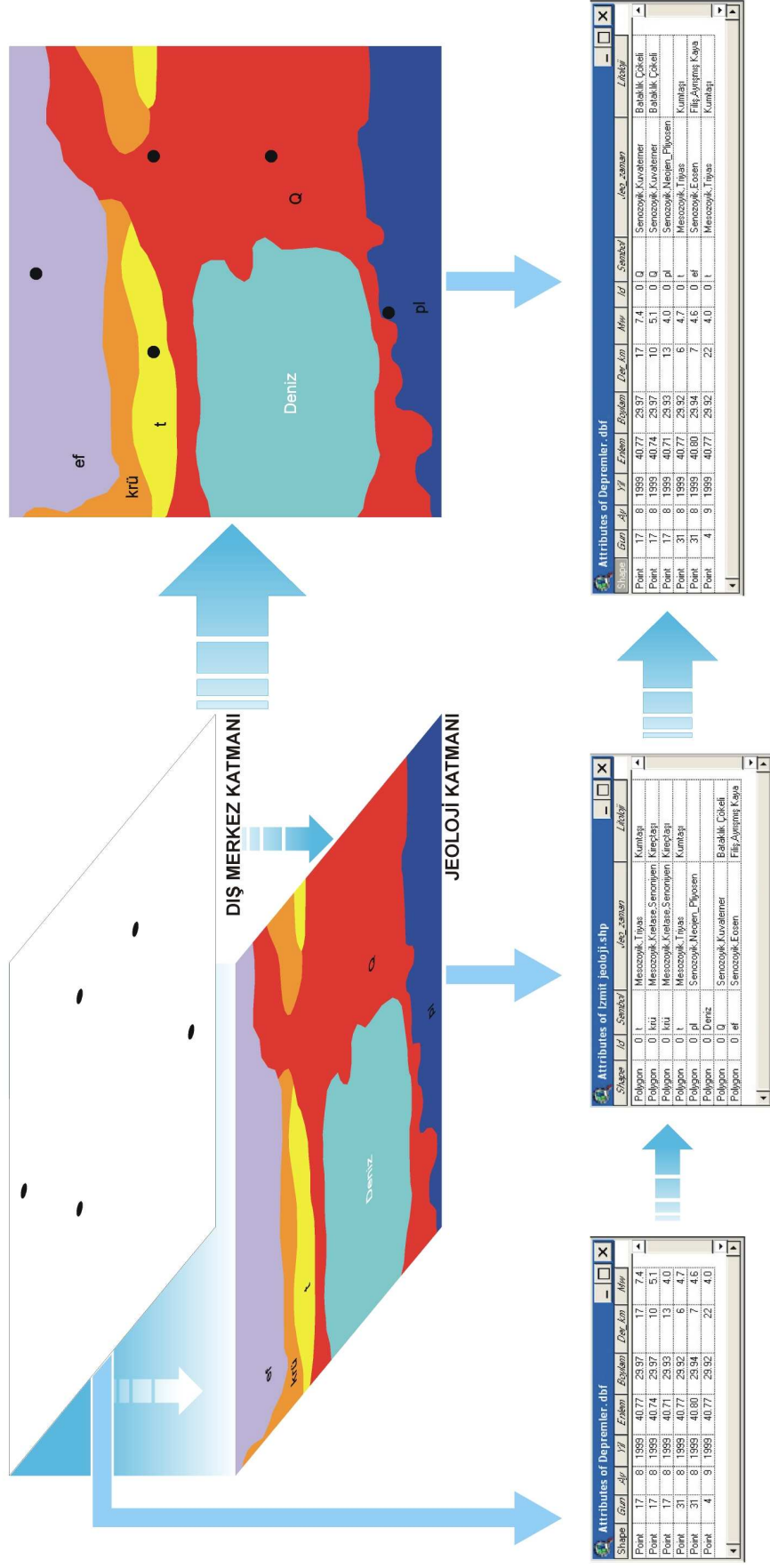
Konumsal çözümleme yöntemlerinin birleştirme çözümlemelerine ait bir diğer işlem, iki alan grafik verinin üst üste çakıştırılmasıdır. Bu işlemin sonucunda oluşan yeni veri katmanı her iki veri katmanına ait yeni öznitelik bilgileri içerir. Alan grafik verilerin birleştirilmesi, CBS ile mikrobölgeleme çalışmalarında en çok kullanılan birleştirme biçimidir. Çünkü farklı veri katmanlarına ait, alan detayların birleştirilmesiyle oluşan sonuç haritalarda, haritayı kapsayan her bir noktada, tüm veri katmanlarının bilgilerine ulaşılabilir. Şekil 4.10'da fay etrafında oluşturulan tampon kuşak ile jeolojiye karşılık gelen detayların, konumsal çözümleme birleştirilmesi görülmektedir. Veri katmanlarının çakıştırılmasıyla ortaya çıkan sonuç katmanında alan sayısı artmış ve buna bağlı olarak da sonuç katmanının öznitelik tablosunda satırların olduğu kayıt ve sütunların olduğu alan sayısı artmıştır.

4.3.2.3. Yakınlık çözümlemesi

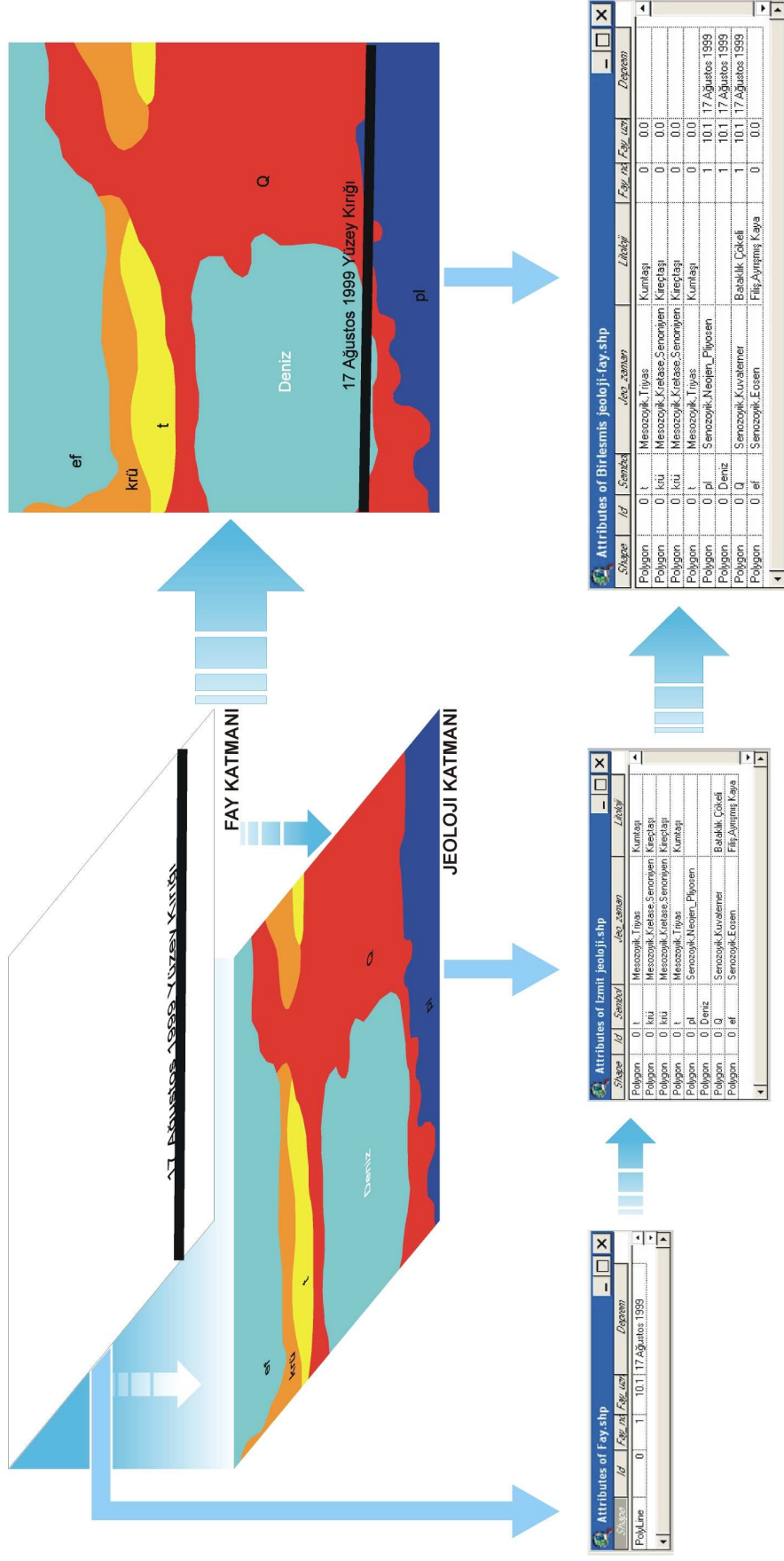
Yakınlık çözümlemesi herhangi bir coğrafi ayrıntının çevresindeki diğer coğrafi ayrıntılara olan uzaklıklarının irdelenmesini temel alan konumsal bir çözümleme türüdür (Yomralıoğlu, 2000). Bu çözümleme de baz kabul edilen herhangi bir nokta, çizgi ya da alan etrafında isteğe bağlı eşit uzunluklu tampon (buffer) bölgeler oluşturulur. Oluşturulan bu tampon bölge alan özelliği gösterir. Ayrıca bu tampon bölge içine giren, veri katmanına ait öznitelik bilgileri sorgulanabilir, veri katmanlarının çakıştırılması işlemlerinde kullanılabilir ve yeni bir veri tabanı olarak atanabilir. Şekil 4.11, 4.12 ve 4.13'de sırasıyla nokta, çizgi ve alan grafik veri sınırlarından itibaren oluşturulan 2 km'lik tamponlar görülmektedir. Yakınlık çözümlemeleri özellikle ilgili grafik verinin etki alanını belirlemede kullanılan son derece yararlı bir CBS çözümleme yöntemidir.



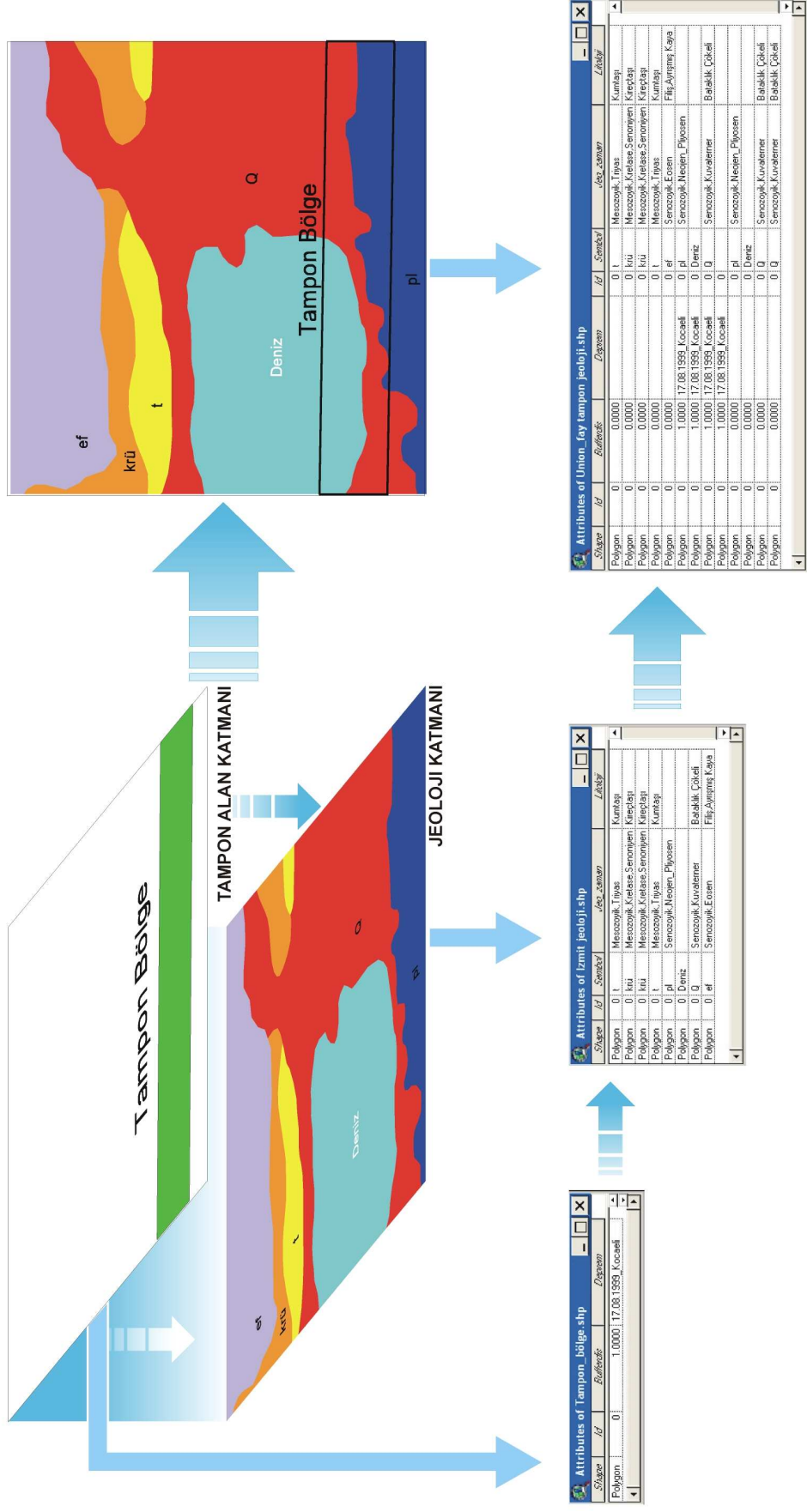
Şekil 4.7. CBS’de veri katmanları ve bu katmanların üst üste çakıştırılması (overlay).



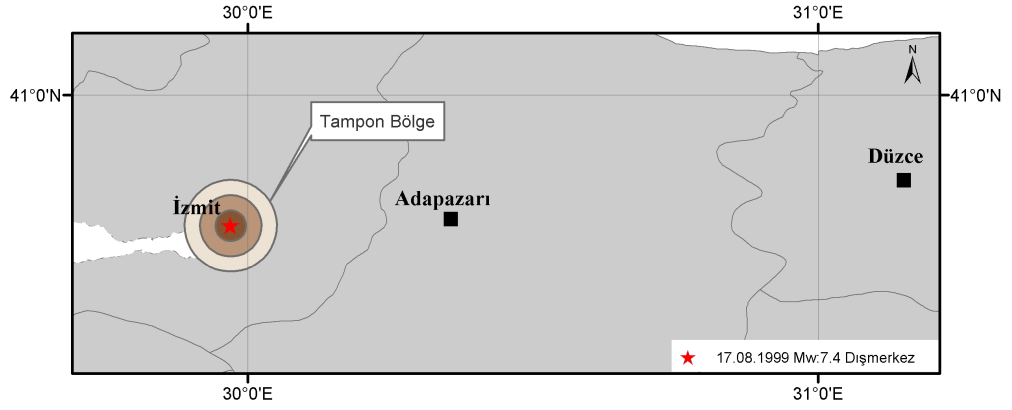
Şekil 4.8. Nokta detayların alan detaylarla birleştirilmesi.



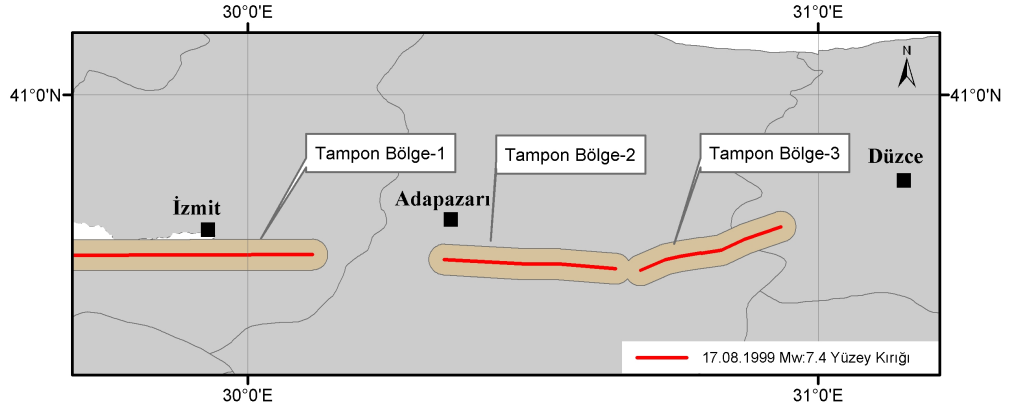
Şekil 4.9. Çizgi detaylarla alan detayların birleştirilmesi.



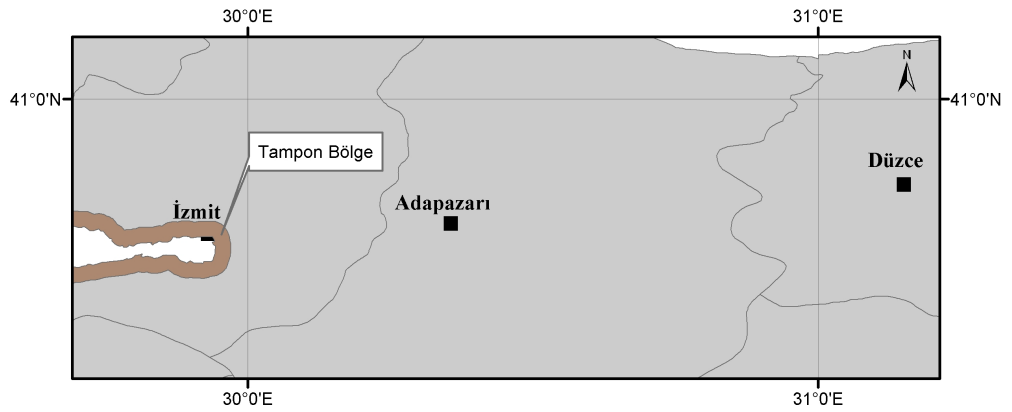
Şekil 4.10. Alan detayların birleştirilmesi.



Şekil 4.11. Nokta grafik veri tabanlı, 2 km aralıklı 3 adet tampon bölge oluşturma.



Şekil 4.12. Çizgi grafik veri tabanlı, 2 km'lik tampon bölge oluşturma.



Şekil 4.13. Alan grafik veri tabanlı, 2 km'lik tampon bölge oluşturma..

4.3.2.4. Sınır işlemleri

Sınır işlemleri CBS’de harita üzerinde değişiklik yapılacak bölgelerin, haritanın genel yapısı korunarak sadece konumsal bilgilerde değişiklik yapma temeline dayanır. Değişiklikler, grafik ve grafik olmayan veriler için uygulanabilir. CBS’de sınır işlemleri beş değişik şekilde yapılabilir (Taştan, 1994).

- a) Ayırma (clipping)
- b) Silme (deleting)
- c) Güncelleştirme (ubdating)
- d) Kenarlaştırma-birleştirme (edge-matching)
- e) Sınır Kaldırma (dissolving)

Ayırma işlemi CBS’de oluşturulan bir veri tabanına sahip haritalar üzerinde herhangi küçük bir bölgenin haritadan alınarak farklı bir veri tabanı oluşturma yöntemine dayanan konumsal bir çözümlemedir. Örneğin, tüm Türkiye için hazırlanmış jeoloji haritasından sadece belirli bir kente ait jeolojik bilgiye ihtiyaç duyuluyorsa, bu kenti kapsayan paftanın tüm harita üzerinden çıkartılarak yeni bir grafik ve grafik olmayan verilere ilişkin veri katmanı oluşturulabilir. Böylelikle hem bellekte daha az yer kaplanacak hem de işlem yoğunluğu azalacağından zamandan tasarruf sağlanacaktır.

Silme işlemi, harita üzerinde değişiklik yapılacak alanların yenilenmesinde çok yaygın olarak kullanılan bir konumsal çözümlemedir. Örneğin büyük bir depremle birlikte oluşan yüzey faylanması neticesinde, fayın atımından dolayı bir kente, kişilere ait parsellerde kadastral değişiklikler oluşabilir. Bu durumda tüm kente ait kadastral haritaları değiştirmektense sadece değişiklik yapılması gereken küçük alanlarda silme işlemi yapılarak, bu bölgeler yeniden oluşturulabilir.

Güncelleştirme işlemi, CBS’nin kullanıcılara sağladığı en önemli yararlarından biridir. Çünkü bir coğrafi bölge için oluşturulan çeşitli türdeki haritalar, gerek doğal afetlerin yol açtığı değişiklikler ve gerekse insanların planlamayla ilgili uygun gördükleri değişikliklere bağlı olarak aynı kalmamaktadır. Bunun, zaman zaman oluşan değişikliklere bağlı olarak güncelleştirilmesi gerekmektedir. Sınırları belli olan grafik verilerin ve bu verilerle ilişkili grafik olmayan tablosal veri tabanlarının haritadan ve

veri tabanından çıkartılarak yerlerine yeni grafik verilerin ve veri tabanlarının eklenmesiyle güncelleştirme işlemleri gerçekleştirilir.

Kenarlaştırma ve birleştirme işlemi, farklı grafik yapıda ve farklı veri tabanına sahip, ancak harita sınırlarında ortak özelliklere sahip iki ayrı haritanın birleştirilmesi temeline dayanır. Bu işlem için en iyi örnek bir coğrafi bölgedeki ayrıntıyı paftalar şeklinde gösteren haritaların birleştirilmesidir. Bazı durumlarda farklı paftaların sınırlarındaki grafik veriler, birleştirme işlemi sırasında tam olarak birbirleriyle çakışmamaktadırlar. Ancak çoğu modern CBS yazılımı, kullanıcının belirleyeceği kriterlere uygun olarak bu sınırları birleştirebilmektedirler.

Sınır kaldırma işlemi, ortak özniteliklere sahip birbirine komşu sınırlardaki farklı alanları ayıran sınırların kaldırılarak, tek bir alan oluşturulmasına yönelik konumsal çözümleme işlemidir.

4.3.3. CBS’de kullanılan koordinat ve projeksiyon sistemi

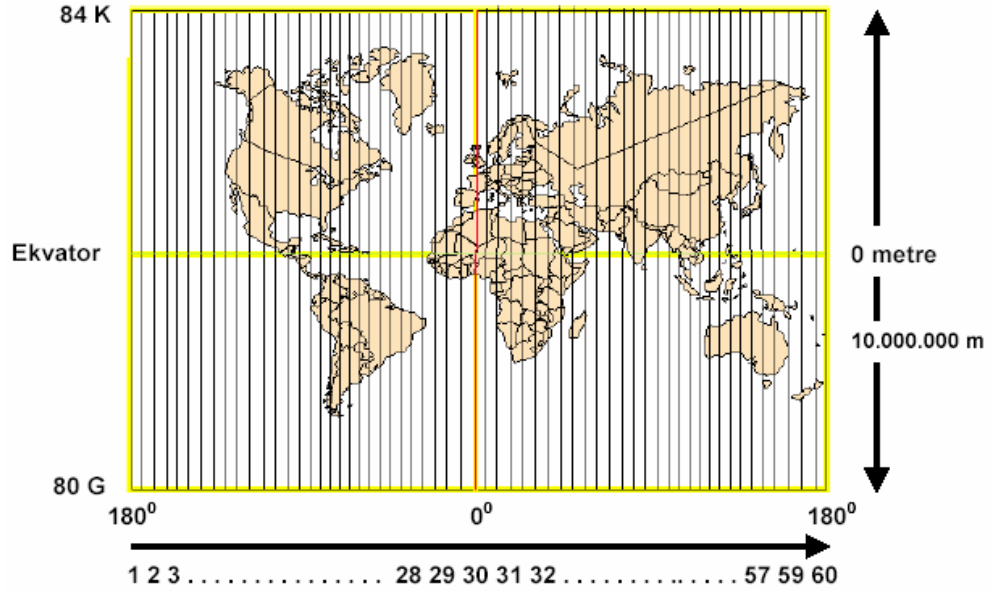
CBS’de coğrafi (mekansal) olarak tanımlanan her bir nokta, çizgi ya da alansal ayrıntılar yer yüzeyinde belirli bir konumda bulunurlar. Bu ayrıntıların yer yüzeyi üzerindeki konumunun belirlenebilmesi için önceden tanımlanmış bir koordinat sistemi gereklidir. Bu koordinat sistemi yer yüzeyinin fiziksel şeklini temsil eden dönel bir elipsoide göre tanımlanmıştır. Bu elipsoit üzerindeki konum bilgilerinin ya da ayrıntıların bir harita düzlemine aktarılması için uygun düzlemler seçilir. Bu düzlemler çok küçük alanlar için yerel bir noktada çakıştırılabilen düzlemler olabileceği gibi, büyük alanlar için enlem ya da boylam daireleri boyunca çakıştırılabilen kesik koniler, silindirik yüzeyler olarak seçilebilmektedir. Burada yer yüzeyine iz düşürülen bir şeklin alanının olabildiğince korunması ya da belli koşullara göre şekil değiştirilmesi amaçlanır. Haritalar oluşturmada önce, haritayı temsil eden veri tabanında depolanacak ve kullanılacak bir koordinat sistemi ve bir de projeksiyon yöntemi seçilir. CBS çalışmalarında farklı koordinat sistemlerinden ve projeksiyon yöntemlerinden elde edilecek veriler, seçilen ortak bir projeksiyon sistemine dönüştürülür. Bu işlem, CBS yazılımları kullanarak yapılan konumsal çözümlemeler için mutlak gerekli bir aşamadır.

Projeksiyon sistemleri ele alınan haritanın dayandığı bir elipsoide, bu elipsoidi tanımlayan datum elemanlarına, standart enlemler ve merkez olarak kabul edilen boylamlara bağlıdır. Bir noktanın herhangi bir projeksiyon sistemine göre üretilen haritadaki koordinatları, projeksiyon sisteminin başlangıç noktasından (merkezinden) olan uzaklığın, açının ya da doğrultunun bir fonksiyonu ile elde edilebilmektedir. Ülkemiz için kullanılmakta olan projeksiyon (iz düşüm) sistemi 6^0 ve 3^0 dilimler halinde tasarlanmış Transversal konumlu bir Silindirik Projeksiyon (UTM: Universal Transverse Mercator) projeksiyon sistemidir. Ayrıntı noktaların iki boyutlu konum bilgileri (Y:SAĞA, X:YUKARI) olmak üzere 1/25.000 ve daha büyük ölçekli haritalar, bu projeksiyon sisteminin kurallarına göre elde edilir.

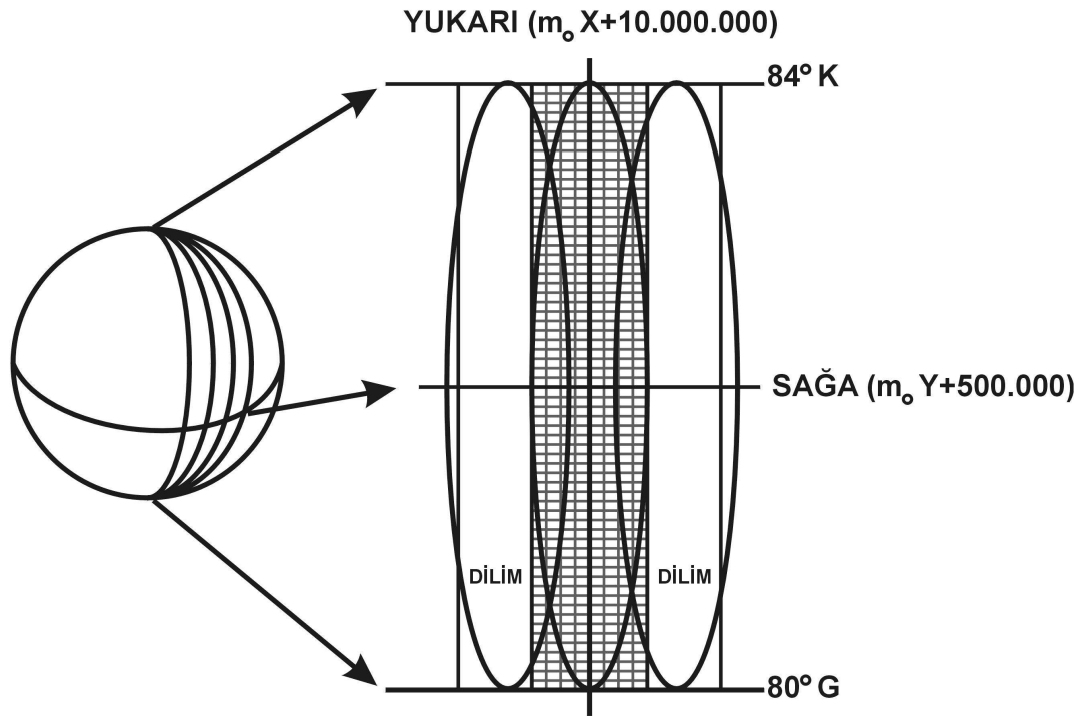
4.3.3.1. UTM projeksiyon koordinat sistemi

UTM (Universal Transverse Mercator) projeksiyonu, Gauss-Kruger projeksiyonu baz alınarak ikinci dünya savaşından sonra bütün dünya ülkeleri için ortak bir projeksiyon sisteminin geliştirilmesi düşüncesi ile oluşturulmuştur (Koçak, 1984). UTM projeksiyon koordinat sistemi, dikdörtgen şeklindeki gridleri içeren düzlemsel bir koordinat sistemidir. 180^0 'inci boylam başlangıç kabul edilerek, 84 derece kuzey ve 80 derece güney enlemleri arasındaki dünya yüzeyinin 6^0 'lik dilimlere bölünmesiyle oluşturulmuştur. 180^0 'den doğuya doğru her dilim, 1-60 rakamları ile tanımlanmıştır ve bu rakamlar UTM sisteminin dilimlerini oluşturur (Şekil 4.14). Örneğin Dilim-1, 180^0 Batı ve 174^0 Batı boylamları arasındadır. Çalışma alanı UTM koordinat sisteminde Dilim-35'de yer almaktadır.

Her bir UTM grid diliminin başlangıcı, ekvator ile dilimin ortasından geçen boylamın kesiştiği yerdir. Dilimlerin orta boylamlarının solundaki Y değerleri ve güney yarım küredeki X değerleri eksidir. Bu eksi değerlerden kurtulmak için Y değerine doğulama adı verilen (500.000) ve X değerine kuzeyleme adı verilen (10.000.000) değeri eklenir (Şekil 4.15). Burada m_0 , 6^0 'lik dilim genişlikleri için 0.9996 olarak alınır. UTM koordinat sistemi bir kartezyen koordinat sistemidir.



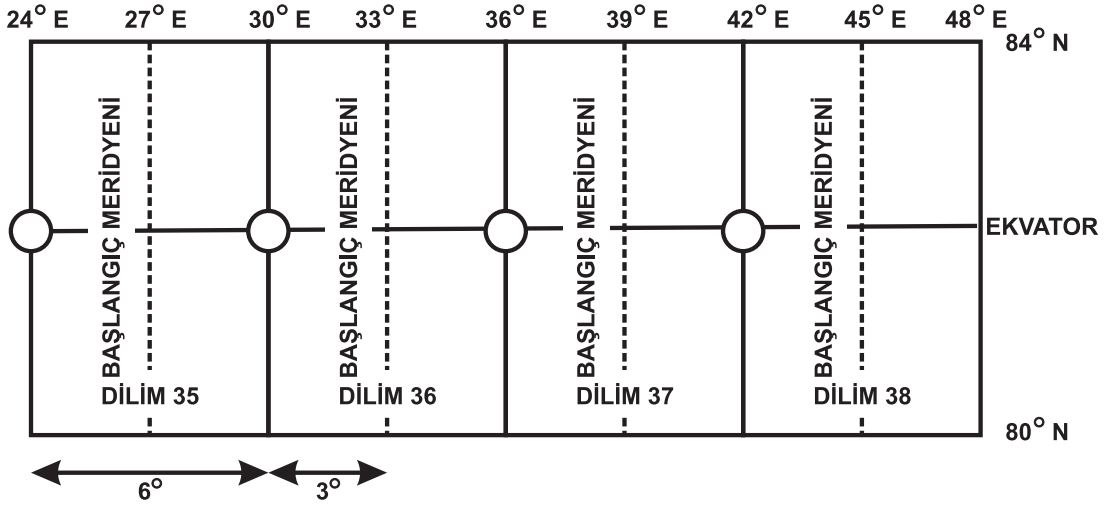
Şekil 4.14. UTM koordinat sisteminde dilimler.



Şekil 4.15. UTM Projeksiyonu.

Ülkemiz 26° - 45° doğu boylamları ve 36° - 42° kuzey enlemleri arasındadır. Bu koordinatlar arasında UTM koordinatları 4 farklı dilimde tanımlanmıştır. 6° 'lık boylamları içeren dilimler için orta boylamlar, 27° , 33° , 39° ve 45° 'dir (Şekil 4.16). Ülkemizde 1:25.000 ve daha büyük ölçekli haritalar bu 6° 'lık boylamları içeren

UTM koordinat sistemine göre üretilmektedir (Yomralıoğlu, 2000). Bu haritaların üretilmesinde UTM projeksiyonu için Hayford Elipsoidi (International Ellipsoid) baz elipsoid olarak kabul edilmekte ve Avrupa Datumu (ED50) kullanılmaktadır (T.C. Başbakanlık Yönetim Bilişim Sistemi Merkezi, 2000).



Şekil 4.16. 6 derecelik UTM Projeksiyon Sistemi.

UTM koordinatları sadece bir dilim içinde anlamlıdır ve her bir bölgenin koordinatı bağımsız olarak oluşturulmuştur. Bu nedenle birbirine bitişik UTM bölgelerinin koordinatlarının kıyaslanması anlamsızdır. Bu durum UTM koordinat sisteminin sorunlarından biridir. Eğer bir çalışma alanı iki komşu UTM bölgesini içeriyorsa UTM koordinatları başka bir koordinat sistemine dönüştürülmelidir. Çoğu CBS yazılımı, koordinat sistemlerini yazılımın izin verdiği ölçüde birbirlerine dönüştürülebilmektedir.

Çalışma alanında, Kocaeli İl sınırlarını kapsayan 1:25.000 ve daha büyük ölçekli haritalar için UTM projeksiyon sistemi, baz elipsoid olarak Hayford Elipsoidi (International Ellipsoid) ve datum olarak Avrupa Datumu (ED50) kullanılmıştır. Bu sistemin kullanılmasının amacı, Kuzey Atlantik Paktı (NATO)'na üye ülkelere ait haritaların üretiminde UTM projeksiyon sisteminin ortak bir harita projeksiyonu olarak kabul edilmesinden ve T.C. Başbakanlık Yönetim Bilişim Sistemi Merkezi (2000)'nin yayınlamış olduğu Ulusal Bilgi Sistemine yönelik haritaların UTM'de hazırlanmasını istemesinden kaynaklanmaktadır. Böylece Ülkemize ait haritalama

standardına uygun bir projeksiyon sistemi seçilmiş ve haritalar, gerektiğinde Ulusal Bilgi Sistemine dahil edilecek hale getirilmiştir.

4.3.3.2. Üç boyutlu yer merkezli koordinat sistemleri

1980’den itibaren dünya yüzeyini tanımlamaya yönelik GPS ve uydu teknolojisinin gelişmesine bağlı olarak, deniz yüzeyi ve dünyanın elipsoid biçimini dikkate alan yeni hesaplamalar yapılmış ve iyileştirilmiş yeni bir elipsoide dayalı Jeodezik Referans Sistemi (Geodetic Reference Systems, GSR80) kabul edilmiştir. Bu sistem, A.B.D Silahlı kuvvetleri tarafından yeniden düzenlenmiş ve 1984 yılında Dünya Jeodezi Sistemi oluşturulmuştur. Bu sistem halihazırda dünyanın herhangi bir yerindeki ölçümler için de kullanılmaktadır. Avrupa, 1950 datumu sadece Avrupayı ve Orta Doğuyu kapsamaktadır. Başlangıç noktası ise Almanya’nın Potsdam kentidir. Oysaki WGS-1984 (World Geodetic System)’ün kapsadığı alan küreseldir ve datum başlangıç noktası, yerin kütle merkezidir.

4.3.4. CBS yazılımları

Günümüzde varolan, çözümleme kapasitesi, veri tabanları arası iletişim, diğer yazılımlara uyumluluk, gerekli bilgisayar donanımı, hız ve fiyata bağlı olarak yüzlerce tür CBS yazılım paketi vardır. CBS yazılım teknolojisi hızla değişen bir alandır. Bunun en iyi kanıtı günümüzde kullanılan yazılımların neredeyse her yıl yeni eklentilerle piyasaya sürülmesidir. CBS yazılımının seçimi kullanılacak bilgisayar donanımı ile de ilgilidir. Halen mevcut kullanılan CBS yazılımlarının çoğu mikro bilgisayarlar için tasarlanmıştır. Birden çok kullanıcıya imkan sağlayan “Workstation” teknolojisi de CBS’de yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu sistem diğerlerine göre pahalı olmasına rağmen çözümleme kapasitesi, veri depolama ve hız açısından diğerlerinden üstündür. CBS çözümlemelerinde yaygın olarak kullanılan yazılımlardan bazıları; ArcInfo (ESRI, 1994), Arc View (ESRI, 1997), ArcGIS (ESRI, 2000), Geomedia (INTERGRAPG, 2000), MapInfo (Clarke, 1999), LandMarks Graphics (Korte, 1997), Grass (AGI, 1991), Idrisi (Clarke, 1999) gibi yazılımlardır. Bu çalışma kapsamında bir Amerikan şirketi ESRI (Enviromental

Systems Research Institute) tarafından geliştirilen Arc View 3.2 ve “workstation” kullanımı için tasarlanmış ArcGIS 8.2 (ESRI, 2000) CBS yazılımları kullanılmıştır.

4.3.4.1. ArcView 3.2 CBS yazılımı

ESRI tarafından üretilen Arc View 3.2 (ESRI,1997) yazılımı grafik (nokta, çizgi, alan) veri oluşturma, grafik veriyle ilişkilendirilen grafik olmayan (öznitelik) veri tabanı hazırlama ve hem grafik hemde grafik olmayan verileri sorgulayabilme özelliğine sahip bir CBS yazılımıdır. Yazılımda, grafik veri ile ilişkili veri tabanı olarak adlandırılan tanımsal veriler öznitelik veri tablosu (feature attribute table) olarak adlandırılır ve istendiğinde aynı ekranda görüntülenebilmektedir. Öznitelik veri tabanları, alan (field) adı verilen sütünlardan ve kayıt (record) adı verilen satırlardan oluşur. Gerektiğinde grafik veri ile ilişkili öznitelik veri tabanlarına yeni alan ve kayıtlar eklenebilir veya istenmeyen veriler silinebilir. Oluşturulan katmanlarla ilgili öznitelik verilere ek olarak, sistem dışı bir programda oluşturulan farklı veri tabanları (Dbase, Info, Oracle, vb.), kolayca Arc View 3.2 tarafından oluşturulan veri tabanına aktarılabilir. Arc View 3.2 yazılımı, bir haritalama ve bu haritalarla ilişkilendirilecek veri tabanı oluşturma yazılımıdır. Bu nedenle tek başına konumsal çözümleme yapmada yeterli değildir. CBS çözümlemelerinde yoğun olarak kullanılan konumsal çözümleme işlemleri için ArcView 3.2 yazılımına eklenebilen ArcView Spatial Analyst yazılımı kullanılmalıdır. Bu modül sayesinde, her tür konumsal çözümleme yapılabildiği gibi hücre (grid) özelliği gösteren verilerin (fotoğraf görüntüleri) oluşturulması ve sayısallaştırılarak akıllı hale getirilmesi de yapılabilir.

4.3.4.2. ArcGIS 8.0 CBS yazılımı

ESRI tarafından üretilen ArcGIS 8.0 (ESRI, 2000) yazılımı, ArcView 3.2’den farklı olarak “GeoDatabase” olarak adlandırılan veri tabanı yönetimi geliştirilmiş profesyonel bir CBS yazılımıdır. Bu veri tabanı yönetimi ile oluşturulan her bir katman nesne tabanlı hale dönüştürülmekte ve Arc View 3.2’nin aksine farklı veri tabanları yerine tek bir veri tabanı ile ilişkilendirilmektedir. ArcGIS 8.0’da üç temel modül vardır: ArcMap, ArcCatalog ve ArcToolbox. ArcMap’de görüntüleme,

sorgulama ve çözümlleme işlemleri yapılır. ArcView 3.2’de yapılan tüm işlemler burada yapılabilir. ArcCatalog modülünde, grafik verilerin yönetimi, grafik verileri görüntülemeden öznitelik verilerinin düzenlenmesi ve diğer katmanlara aktarılması, katmanlara ait öznitelik verilerinin düzenlenmesi gerçekleşmektedir. ArcToolbox modülünde ise, çakıştırma, tampon oluşturma, dönüştürme gibi konumsal çözümlemeler menü tabanlı seç-tıkla-koştur anlayışına dönüştürülmüştür ve böylece konumsal çözümleme işlemlerinde hızlı erişim sağlanmıştır.

5. SİSMİK TEHLİKE ÇÖZÜMLEMESİ

Bir bölge için sismik tehlike, depremlerin zaman, uzay ve büyüklük boyutundaki dağılımlarının, uzaklık-yer hareketi azalım ilişkisi modelleriyle birlikte değerlendirilerek belirlenebilir. Sismik tehlike çözümlemelerindeki amaç, geçmişte oluşan depremlere ait eldeki verileri jeolojik, sismolojik, istatistiksel ve diğer bilgilerle birleştirilerek, belirlenen bir bölgede ileride olası sismik etkinliğin olasılık yöntemleriyle saptanmasıdır. Sismik tehlike çözümlemelerinin sonucu, belirli bir yer hareketi parametresinin, istenen periyotlarda aşılma olasılığıdır. Eğer inceleme alanı genişse sismik tehlike, o bölgeyi tarayan bir ağın, düğüm noktalarında yapılan ayrıntılı deprem tehlikesi çalışmaları sonucunda, değişik zaman ve değişik olasılık düzeylerine ilişkin bir yer hareketi parametresinin, eş değerlerini gösteren eğriler şeklindedir.

Sismik tehlikenin belirlenmesinde kullanılan unsurlar, depremlerle birlikte oluşması olası ve insan hayatını etkileyen unsurlardır. Bu unsurların tanımlanmasındaki güçlükler, çözümlemelerin başarısında etkin rol oynarlar. Sismik olarak tehlikeli bir bölgede, bir bina inşa edilirken, her zaman o bölge için en kötü oluşabilecek senaryoyu düşünmek ekonomik olmayabilir. En kötü senaryo düşünülerek yapılacak bir bina hem çok pahalıya malolacak hem de çok zaman alacaktır. Bu nedenle o bölgenin sismik tehlike çözümlemeleri yapılarak, tasarım yer hareketlerini belirlemek, binanın inşaatına karar vermede en uygun yöntem olacaktır. Elde edilecek olası sismik tehlike çözümlemeleri sonuçlarına göre ya binanın yapım tekniğinde değişiklikler yapılabilir ya da binanın yeri birkaç yüz metre değiştirilerek daha az tehlikeli bir yer belirlenebilir. Böylece maliyet ve zamandan tasarruf sağlanmış olur.

Sismik tehlikeler, özel bir senaryo depremin varsayıldığı deterministik sismik tehlike çözümleme (DSTÇ) yöntemleriyle veya depremin büyüklüğü, yeri ve oluş zamanıyla ilgili belirsizliklerin açık bir şekilde göz önüne alındığı olasılıksal sismik tehlike çözümleme (OSTÇ) yöntemleriyle çözümlenebilir (Kramer, 1996). Bu anlamda

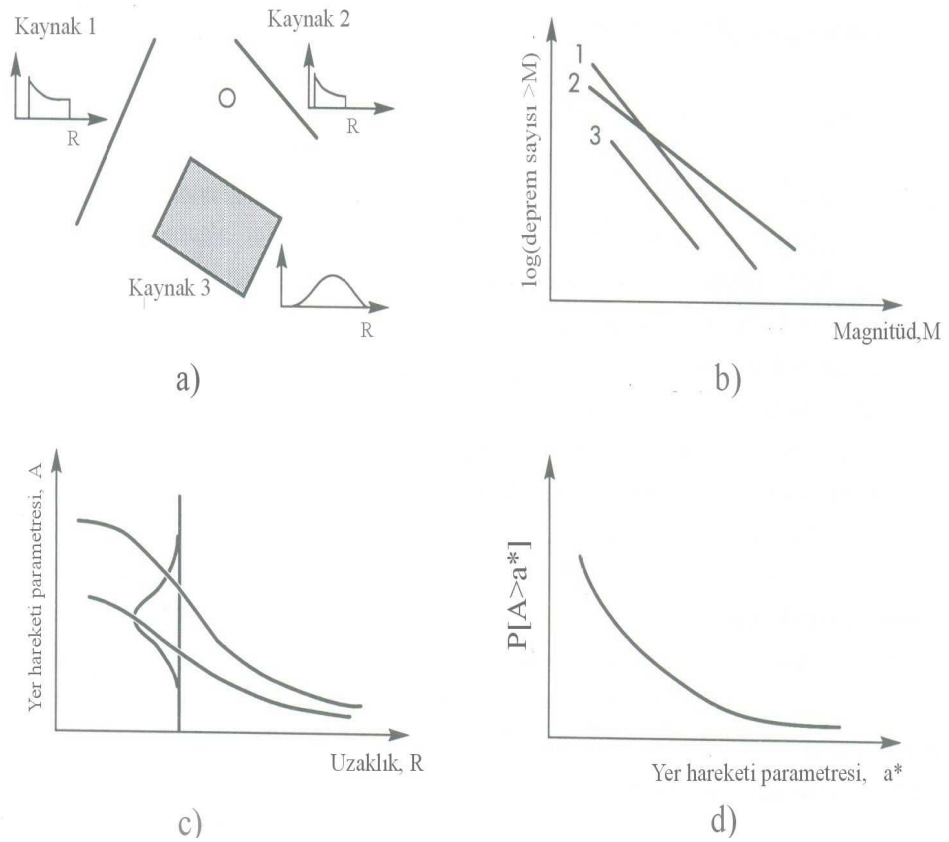
sismik tehlike çözümlmeleri bir bölge için tasarım yer hareketi geliştirmenin de önemli bir aşamasını oluşturmaktadır. Deterministik yöntemler deprem tehlikesinin belirlenmesinde ayrıık tek değerli olay (en büyük magnitüd) ve modelleri kullanmasına rağmen olasılık yöntemler çok değerli ve devamlılık gösteren olay ve modelleri kullanırlar. Olasılık deprem tehlikesi yöntemleri bir bölgeyi etkileyebilecek büyüklükteki tüm depremlerin etkilerinin birleştirilmesi temeline dayanır. Bu yöntemin bir diğeri avantajı da ilgilenilen alanda oluşacak yer hareketi olasılığının belirlenmesidir. Bu durum deprem tehlikesinden yararlanarak deprem riskinin de belirlenmesini sağlar ve bu yaklaşımla depremlerden korunmanın geliştirilmesi sağlanabilir. OSTÇ'lerinde DSTÇ'lerinin aksine depremin büyüklüğü, yeri ve inceleme alanını etkileyebilecek sismik kaynakların konumlarındaki belirsizlikler, temel olasılık yöntemleri kullanılarak belirlenebilmekte ve sismik tehlikenin değeri lenmesinde hesaba katılabilmektedir. Bu durum OSTÇ'sini, DSTÇ'sine göre sağlıklı bir sismik tehlike çözümlmesi için daha üstün kılmaktadır. Bütün bunlar dikkate alınarak çalışma alanı içersinde deprem tehlikesi açısından deterministik yöntemle göre daha doğru sonuçlar vereceğine inanılan OSTÇ kullanılmıştır.

OSTÇ depremlerin zaman, uzay ve büyüklük boyutundaki dağılımlarının, uzaklık-kuvvetli yer hareketi azalımı ilişkisi modelleriyle irdelenerek, ilgilenilen bir periyod için belirlenen bir yer hareketi değeri ni aşma olasılığı olarak açıklanır. Bu yöntemde gelecekte oluşabilecek deprem oluşumlarına ilişkin modeller, incelenecek alanın tektoniğı, jeolojisi, sismotektonik açıdan diğeri bölgelerle ilişkisi ile oluşturulur.

Bir bölgede OSTÇ için gerekli aşamalar aşağıdaki dört adımda tanımlanabilir (Reiter,1990).

- i) Bu adımda, inceleme alanında önemli yer hareketi oluşturabilecek deprem kaynakları belirlenir, her bir kaynağın geometrisi ve deprem potansiyeli tanımlanır (şekil 5.1a). Genellikle her bir kaynağı tekdüze olasılık dağılımı uygulanır. Bunun anlamı, sismik kaynak alanında deprem oluşma olasılığının her yerde aynı olmasıdır.
- ii) Bu adımda, depremlerin magnitüd-sıklık ilişkisi, her bir sismik kaynak alanının depremselliğini belirleme de kullanılır (şekil 5.1b).

- iii) İnceleme alanını etkileyecek sismik kaynak alanlarının herhangi bir noktasında oluşabilecek, herhangi bir büyüklükteki depremin, inceleme alanında üreteceği yer hareketi, kuvvetli yer hareketi kayıtlarından hesaplanan azalım ilişkileri kullanılarak belirlenir. Bu aşamada azalım ilişkisinde ve sismik kaynak sınırlarındaki belirsizlikler de olasılık hesabına katılır (Şekil 5.1c).
- iv) Son olarak sismik kaynaklardaki magnitüd-sıklık ilişkileri, kuvvetli yer hareketi azalım ilişkileri ile birlikte değerlendirilerek, belirli bir zaman aralığında yer hareketi parametresinin aşılma olasılığı elde edilir (Şekil 5.1d).



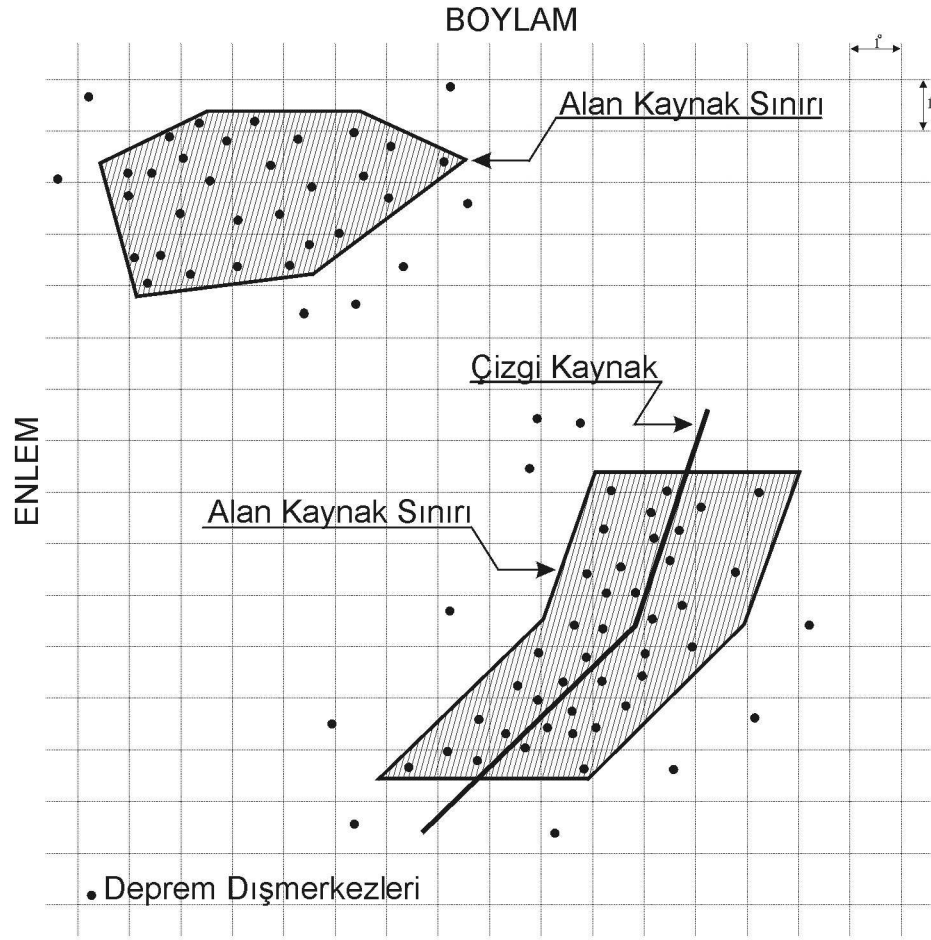
Şekil.5.1. Olasılıksal sismik tehlike modeli (Reiter, 1990).

5.1. Sismik Kaynakların Belirlenmesi

Bir bölge için deprem tehlikesinin belirlenmesindeki en önemli unsurlardan biri, içinde zaman ve uzaysal dağılımları bilinen depremlerin olduğu ve gelecekte yüksek depremselliğe sahip olacağı düşünülen kaynak alanlarının saptanmasıdır. Bir bölgenin sismik aktivitesinin potansiyel kaynağı olan tektonik özellikler (fay, rift, v.s.) sismik kaynakların saptanmasında etkin rol oynarlar. Bu işlemin yapılmasında tektonik haritalar ve geçmiş depremlerin dışmerkez dağılımını gösteren haritalardan yararlanılır.

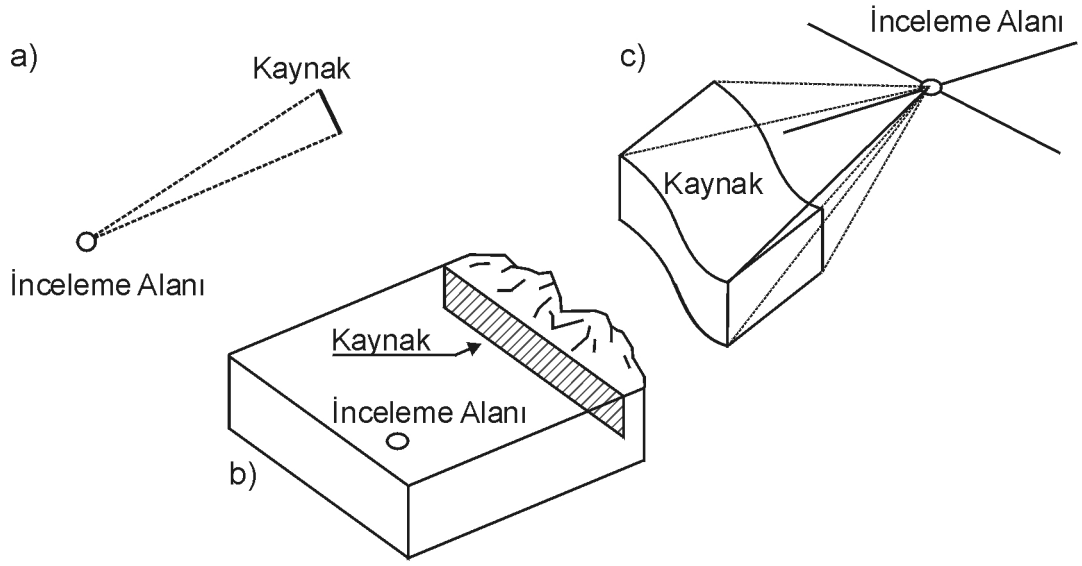
Sismik kaynakların geometrilerinin belirlenmesi iki temel adım içerir. Birinci adım, kaynak içindeki aktif tektonik özelliklerin saptanması ya da kaynak alanının aktif olduğunu belirleyen diğer unsurların ortaya çıkarılmasıdır. Örneğin bir tektonik oluşum deprem üretiyorsa diri olduğu düşünülür. Tektonik oluşumların sismik etkinlik durumu, deprem tehlikesinin belirlenmesi için de çok önemlidir. Çünkü tektonik oluşumlardan yararlanarak sismik kaynakların belirlenmesi, deprem tehlikesi modeli için başlıca girdiyi oluşturmaktadır (Şekil 5.2). Bu yaklaşım bir sismik kaynağın geometrisine ve etkinliğine bağlı olarak da deprem oluşturma olasılığının belirlenmesini sağlar.

Sismik kaynakların geometrilerinin belirlenmesindeki ikinci adım, deprem kümelenmelerine bakılarak tanımlanan kaynağın içine, tektonik yapının oturtulmasıdır. Bu durum, özellikle parçalı fay sistemlerinin olduğu yerlerde uygulanabilir. Bir fay sisteminin tek bir uzun faydan yada parça parça fay segmentlerinden oluşması deprem tehlikesi modellemesinde ki girdilerin de farklı olmasına yol açacaktır. Bu nedenle bu tür fay sistemlerinin olduğu bölgelerde, fayları çevreleyecek olan kaynakların tek bir kaynak mı yoksa parça parça kaynaklar olarak mı alınmasına karar verilmelidir.



Şekil 5.2. Deprem oluşumlarından ve tektonikten yararlanarak sismik kaynakların belirlenmesi (Perkins ve diğ., 1988).

Jeolojik, jeofizik ve sismolojik verilere bağlı olarak tanımlanan kaynaklar birkaç farklı şekilde olabilir. Bu kaynaklar nokta, çizgi ve alan biçimindedir. Örneğin, herhangi bir fay ile ilişkilendirilemeyen, volkanik aktiviteye bağlı olarak oluşan depremler bir nokta kaynak sayılabilirler. Her bir noktasında deprem oluşma ihtimali olan faylar çizgisel kaynak, kümelenme şeklinde deprem oluşumlarının bulunduğu ya da fayların, deprem mekanizmasının yeterli derecede tanımlanamamasından dolayı tek tek ayrılmaya yeterli olmadığı alanlar, alansal kaynaklar olarak düşünülebilir. Eğer çizgisel bir kaynak olarak düşünülen bir fayın fay düzlemi iyi biliniyorsa iki boyutlu alansal kaynak olarak da düşünülebilir. İki boyutlu bir alansal kaynaktan oluşan depremlerin iç merkezleri biliniyor ya da kaynağa ait sismojenik bölge biliniyorsa, bu tür kaynaklar üç boyutlu hacimsel kaynak olarak ele alınabilir. (Şekil 5.3).



Şekil 5.3. Farklı kaynak geometrileri (Kramer, 1996).

Sismik kaynakların geometrisinin tanımlanması, gelecekte belirlenen kaynak içinde oluşabilecek depremlerin inceleme alanına olan uzaklıklarını belirlemek için gereklidir. Bir kaynakta belirli bir magnitüde deprem oluşumu düşünüldüğünde kaynaktan bölgeye olan uzaklık yer sarsıntısının etkisini belirleyecektir.

Depremlerin kaynak içindeki dağılımı tekdüze kabul edilir (EPRI, 1988). Yani depremlerin kaynağın tüm noktasında oluşma olasılığı aynıdır. Şekil 5.4a'daki nokta kaynak için inceleme alanı ile kaynak arasındaki uzaklık R 'nin, en yakın uzaklık r_s 'ye eşit olma ($R = r_s$) olasılığı 1 ve $R \neq r_s$ olma olasılığı sıfırdır. Şekil 5.4b'deki çizgisel kaynak için fayın $L = \ell$ ve $L = \ell + d\ell$ arasındaki küçük bölümde bir depremin oluşma olasılığı, $R = r$ ve $R = r + dr$ arasında oluşma olasılığı ile aynıdır (Kramer, 1996). Yani,

$$f_L(\ell)d\ell = f_R(r)dr \quad (5.1)$$

dır. Burada $f_L(\ell)$ ve $f_R(r)$ sırasıyla, L ve R değişkenlerinin olasılık yoğunluk fonksiyonlarıdır. Buradan,

$$f_R(r) = F_L(\ell) \frac{d\ell}{dr} \quad (5.2)$$

olur. Fay boyunca depremlerin tekdüze bir biçimde dağıldığı varsayıldığında,

$$f_L(\ell) = \frac{\ell}{L_f} \quad (5.3)$$

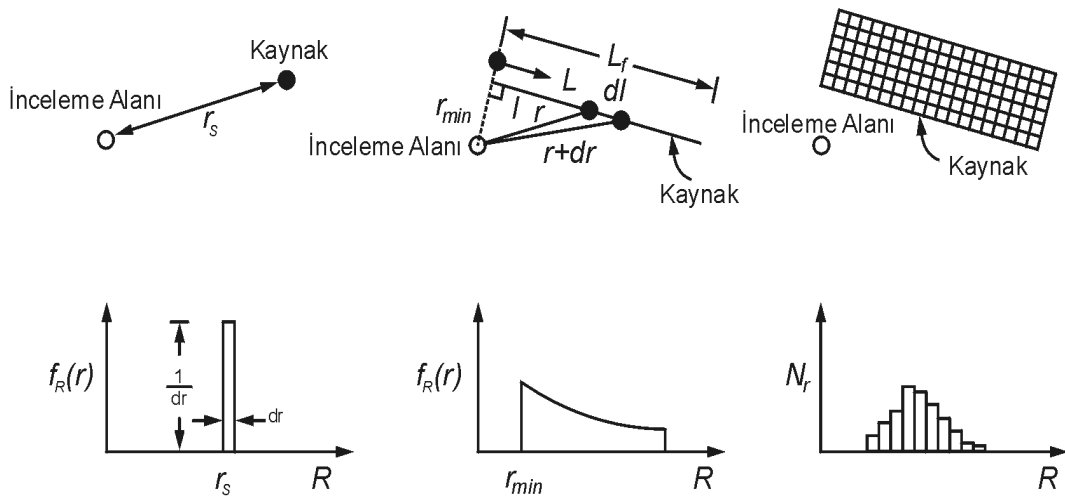
Elde edilir.

$$\ell^2 = r^2 - r_{\min}^2 \quad (5.4)$$

olduğundan, R'nin olasılık yoğunluk fonksiyonu,

$$f_R(r) = \frac{r}{L_f \sqrt{r^2 - r_{\min}^2}} \quad (5.5)$$

olur. Şekil 5.4c'deki alansal kaynağın olasılık yoğunluk fonksiyonu ise kaynak alanının eşit boyutta çok sayıda hücreye bölünmesiyle, her bir hücrenin merkezine karşılık gelen R değerleri bulunarak, elde edilen histogramdan yaklaşık olarak bulunur.



Şekil 5.4. Farklı kaynak geometrileri için kaynak-inceleme alanı uzaklıklarındaki değişime örnekler (Kramer, 1996).

5.2. Deprem Oluşumlarının Modellenmesi

Bir bölgeyi etkileyebilecek deprem kaynakları belirlendikten sonra, sismik tehlike çözümlemesi için bu kaynaklarda oluşan depremlerin oluş zamanı, dışmerkez koordinatları, magnitüdü veya şiddeti, odak derinliği gibi parametrelerin bilinmesi gerekir. Araştırmacılar, deprem oluşumuyla ilgili yukarıda sözü edilen parametreleri kullanarak çeşitli istatistiksel modellerle sismik tehlikenin belirlenmesine yönelmişlerdir. Bu modellerin başlıcaları Poisson ve Markov modelleridir. Markov modelinde, gelecekte olacak deprem oluşumları geçmişte olanlara bağlıdır. Poisson modelinde ise deprem olaylarının birbirinden bağımsız oldukları varsayılarak depremlerin oluşumu, zaman uzayında bir Poisson süreci olarak alınır. Her iki modelden elde edilen sonuçlar farklı çıkmaktadır. Markov modeli, depremlerin oluşumu için Reid (1911) tarafından, 1906 San Francisco depreminden sonra geliştirilen elastik yenileme (elastic rebound theory) kuramına uymakta, ancak elde edilmesi güç bazı ek bilgileri (örneğin geçiş olasılıkları) ve daha fazla sayısal değerlendirmeyi gerektirmektedir. Öte yandan Poisson modeli, küçük magnitüdlü depremler için elde edilen gözlemsel verilerle her zaman uyumlu olmamaktadır. Bunun başlıca nedeni, küçük magnitüdlü depremlerin çoğunlukla ana şoka bağlı olarak ortaya çıkan artçı depremler niteliğinde olmalarıdır (Merz ve Cornell, 1973; Shlien ve Toksöz, 1970). Bununla birlikte araştırmacılar, Poisson modelinin büyük magnitüdlü ana şokların oluşumu için geçerli bir model olduğunu ve mühendislik amaçları için yeterli kabul edilebileceği belirtilmişlerdir (Lomnitz ve Epstein, 1966; Kallberg, 1969; Lomnitz, 1974; Gürpınar, 1977). On yıldan daha büyük aralıklarla oluşan depremler için, Poisson modelinin Markov modelinden elde edilen sonuçlara yakın değerler verdiği gözlenmiştir (Shah ve diğ., 1975).

5.2.1. Poisson modeli

Olasılık deprem tehlikesi çözümlemelerinde en çok kullanılan olasılık modellerinden biri Poisson modelidir. Modelin temel özelliği, depremlerin uzay ve zaman içindeki oluşumlarının birbirinden bağımsız kabul edilmesidir. Deprem oluşumlarının zaman uzayında bir Poisson süreci oluşturabilmeleri için aşağıdaki varsayımları içermesi gerekir:

- i) Deprem oluşumları zaman uzayında istatistiksel olarak birbirlerinden bağımsızdırlar.
- ii) Bir depremin olma olasılığı, zaman aralığının uzunluğu ile orantılıdır.
- iii) Belirli bir kaynakta oluşan deprem, diğer bir kaynakta oluşan depremden etkilenmez.
- iv) Belirli küçük bir zaman aralığında birden çok deprem olma olasılığı, tek bir depremin olma olasılığına oranla ihmal edilebilir küçüklüktedir.
- v) Belirli bir kaynakta oluşan deprem, diğer bir kaynakta oluşan depremden etkilenmez.

Birinci varsayıma göre, belirli bir peryod içerisinde herhangi bir anda olabilecek bir deprem, geçmiş depremlere bağımlı olmadığı gibi gelecekteki depremleri de etkileyemez. Diğer bir deyişle sismik olayların belleksiz (memoryless) oldukları kabul edilir. İkinci varsayıma göre, en son depremden sonra ne kadar zaman geçmişse, deprem olma olasılığı o kadar yüksektir. Üçüncü varsayıma göre, herhangi bir kaynak içinde oluşan bir depremin diğer kaynak içinde oluşan başka bir depremle ilgisi yoktur. Dördüncü varsayım ise, Δt gibi küçük bir zaman aralığında birden çok deprem olamayacağını belirtmektedir. Bu gerçekçi bir varsayım olup gözlem sonuçları ile de uyumludur (Shah ve diğ., 1975). Yukarda anlatılan özellikler Poisson sürecinin rastgele oluştuğunu gösterir. Bir Poisson süreci için verilen bir t zamanında belirli bir olayın oluş sayısını gösteren rastgele değişken N 'in olasılığı aşağıdaki gibidir.

$$P[N = n] = \frac{\mu^n e^{-\mu}}{n!} \quad (5.6)$$

Burada; μ , olayın verilen zamandaki ortalama oluş sayısıdır. OSTÇ'de depremlerin tekrarlılıklarının zaman dağılımını göstermede Poisson süreci,

$$P[N = n] = \frac{(\lambda t)^n e^{-\lambda t}}{n!} \quad (5.7)$$

şeklinde verilir. Burada λ , incelenen bölgede birim zamanda (genellikle bir yıl) ortalama deprem sayısı, t herhangi bir zaman aralığıdır. t zamanında en az bir depremin olma olasılığı;

$$P[N \geq 1] = P[N = 1] + P[N = 2] + P[N = 3] + \dots + P[N = \infty] = 1 - P[N = 0] = 1 - e^{-\lambda t} \quad (5.8)$$

şeklinde verilir. Bu, depremin belirli bir büyüklükteki aşılma olasılığı olarak düşünülürse, Poisson modeli için t zaman aralığında en az bir aşılmanın olasılığı;

$$P[N \geq 1] = 1 - e^{-\lambda_m t} \quad (5.9)$$

olur. Burada λ_m , magnitudü m 'e eşit ve daha büyük bir depremin yılda ortalama aşılma oranıdır.

5.2.2. Gutenberg-Richter deprem tekrarlanma modeli

Deprem büyüklüklerinin belirli bir zaman aralığındaki dağılımı, tekrarlanma yasası ile tanımlanır. Deprem magnitudlerinin olasılık dağılımı, magnitudler ile bunların oluş sıklıkları arasındaki ilişkiyi gösteren tekrarlanma (recurrence) bağıntılarından çıkarılır. Bu tekrar ilişkileri genellikle en küçük kareler yönteminin geçmiş deprem verilerine uygulanması ile elde edilir. Buna göre, yeryüzünün herhangi bir bölgesinde ve belirli bir zaman aralığında oluşan depremlerden, m magnitudlü bir depremin yılda aşılma oranı $N(m)$ ile m (magnitud) arasında Gutenberg ve Richter (1944) tarafından verilen ilişki şöyledir;

$$\log N(m) = a - bm \quad (5.10)$$

burada a ve b , ilgili bölge için en küçük kareler yöntemi ile belirlenen regresyon katsayılarıdır. Bu denklem şu şekilde de yazılabilir:

$$N(m) = 10^{a-bm} = e^{\alpha-\beta m} \quad (5.11)$$

burada $\alpha = a \ln 10$ ve $\beta = b \ln 10$ ’dır. (5.11) eşitliği, deprem magnitüdlerinin Gutenberg ve Richter (1944) tekrarlanma modeline göre üssel dağılım gösterdiğini açıklamaktadır. Bu model, $-\infty$ ile $+\infty$ aralığındaki tüm depremleri kapsar. Oysaki sismik tehlike açısından etkisi çok küçük olan depremler çoğu zaman sismik tehlike çözümlemelerinde dikkate alınmamaktadır. Bundan dolayı, m_0 alt eşik değerinden daha düşük magnitüdlü depremlerin sismik tehlike çözümlemelerine dahil edilmemesi durumunda, $N(m)$ ile açıklanan yılda ortalama aşılma oranı aşağıdaki gibi yazılabilir (McGuire ve Arabasz, 1990).

$$N(m) = \nu e^{[-\beta(m-m_0)]} \quad m > m_0 \quad (5.12)$$

burada,

$$N(m) = \nu e^{[-\beta(m-m_0)]} \quad (5.13)$$

dır. Bu denklemde ν , m_0 büyüklüğünde alt eşik kabul edilen deprem için yılda ortalama oluş oranıdır. Çoğu OSTÇ’de magnitüd için alt eşik değer 4.0 ile 5.0 civarında alınmaktadır. Bu değerlerin seçilmesi, daha küçük depremlerin hasara yol açmamasından kaynaklanmaktadır. Buna göre alt eşik değeri verilen Gutenberg ve Richter (1944) tekrarlanma bağıntısının, birikimli dağılım fonksiyonu (BDF)

$$F_M(m) = P[M < m | M > m_0] = \frac{N(m_0) - N(m)}{N(m_0)} = 1 - e^{-\beta(m-m_0)} \quad (5.14)$$

veya olasılık yoğunluk fonksiyonu (OYF)

$$f_M(m) = \frac{d}{dm} F_M(m) = \beta e^{-\beta(m-m_0)} \quad (5.15)$$

şeklinde verilebilir. Yukardaki denklemlerde (5.14) ve (5.15) bağıntıları için magnitudün üst sınırı alınmamış ve sonsuz enerjinin açığa çıkabileceği varsayılmıştır. Ancak geçmiş deprem kayıtları kullanılarak kuramsal incelemeler yapıldığında sonsuz enerjinin açığa çıkmasının olanaksız olduğu görülmüştür (Rosenblueth, 1964; Rosenblueth ve Esteva, 1966). Yani magnitud için bir üst sınır vardır. Deprem magnitudlerinin üst sınırı, o bölgede beklenebilecek en büyük deprem magnitudü $m_{\max}$ ile belirlenir. Magnitud için bir üst sınırın ($m_{\max}$) olduğu varsayılırsa denklem (5.12) ile verilen yılda ortalama aşılma oranı

$$N(m) = \nu \frac{e^{-\beta(m-m_0)} - e^{-\beta(m_{\max}-m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_{\max}-m_0)}} \quad m_0 \leq m \leq m_{\max} \quad (5.16)$$

şeklinde olacaktır. Bu durumda alt ve üst sınır magnitudler kullanılarak Gutenberg ve Richter (1944) tektarlama bağıntısının BDF ve OYF sırasıyla,

$$F_M(m) = P[M < m | m_0 \leq m \leq m_{\max}] = \frac{1 - e^{-\beta(m-m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_{\max}-m_0)}} \quad (5.17)$$

ve

$$f_M(m) = \frac{\beta e^{-\beta(m-m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_{\max}-m_0)}} \quad (5.18)$$

şeklinde olacaktır.

5.2.3. Deprem verilerinin tamamlılık çözümlemesi

Deprem magnitüdlerinin olasılık dağılımını belirlemede dikkate alınması gereken en önemli aşamalardan biri, deprem verilerinin çalışılan peryod içerisinde tamam olup olmadıklarının belirlenmesidir. Stepp (1972), Erdik ve diğerleri (1985), Işıkara ve Üçer (1986) yapmış oldukları çalışmalarda belirli bir magnitüd ve makrosismik şiddet değerinin altındaki deprem verilerinin, gerek tarihi gerekse 1900 yılından sonraki aletsel dönemde mevcut kataloglarda tam olarak verilmediğine değinmişlerdir. Belirli bir gözlem süresi içerisinde, herhangi bir magnitüdeki depremlerin, t birim zaman diliminde, birikimli oluş sayıları $N_c(m)$ ile tanımlanan λ_m ortalama değerlerinin,

$$\lambda_m = N_c(m) / t \quad (5.19)$$

toplam gözlem süresi boyunca aynı olduğunu kabul etmek olanaksızdır. Bununla beraber toplam gözlem süresini kısa tutarak, küçük magnitüdlü deprem verilerinin tam olabileceği düşünülecek olursa, bu durumda oluşum periyodu (return period) çok uzun olan büyük depremlerin veri grubuna dahil edilmesi önlenmiş olur. Bu durumun ortadan kaldırılmasında λ 'nın kararlılık (stability) gösterebileceği zaman dilimlerini belirlemek daha yararlı olacaktır (Stepp,1972). Bu yöntemde her magnitüd grubunun zaman içerisinde bir nokta işlemi (point process) olarak temsil edilebildiği ve deprem oluşumlarının Poisson dağılımına uydukları varsayılmaktadır. Böylece birim zaman aralığında olayların ortalama değerinin yanlı tahmini;

$$\lambda = 1 / N_{ci} \sum_i k_i \quad (5.20)$$

ile verilmektedir. Burada N, örnek gruplarının sayısını, k_i ise i'inci örnek grubunun birim zaman dilimindeki depremlerin oluşma oranını ifade etmektedir. Ortalama oranın varyansı ise

$$\sigma^2 = \lambda_m / N_c(m) \quad (5.21)$$

dır. Birim zaman aralığı 1 yıl olursa, toplam T gözlem süresi boyunca örnek ortalamasının standart sapması:

$$\sigma = [\lambda_m / T]^{1/2} \quad (5.22)$$

şeklinde verilmektedir. Bu durumda standart sapmanın zamana göre değişimini veren eğri, $1/\sqrt{T}$ ile gösterilebilir. Böylece deprem verilerinin, T gözlem süresi boyunca tamam sayılabilmesi için $1/\sqrt{T}$ eğrisine uyum gösteren bir eğime sahip olması gerekecektir. Bu eğimden ayrılan verilerin, ayırımı gösterdiği süreye kadar depremlerin tamam ve yeterli olduğu kabul edilir.

5.3. Kuvvetli Yer Hareketi Etkisinin Modellenmesi

Bir bölgedeki OSTÇ'nin belirlenmesindeki aşamalardan üçüncüsü, kuvvetli yer hareketi etkisinin (Strong Ground Motion) belirlenmesidir. Kuvvetli yer hareketleri, insanların doğrudan hissedebileceği ve etkilenebileceği yer hareketleridir. Bu nedenle sismik tehlike çalışmalarında kullanılırlar. Kuvvetli yer hareketi bir bölgede şu üç unsura bağlıdır; deprem kaynağı, kaynak bölge arası uzaklık, bölgesel zemin koşulları. Bunların ilki, deprem dalgalarının oluşmasını sağlayan kaynağın boyutunu, ikincisi yerin, kaynak ile inceleme alanı arasında hareket eden deprem dalgalarına etkisini, üçüncüsü de bölgenin altındaki birkaç yüz metrelik zemin (soil) yada kaya (rock) koşulları ile yüzey topografyasını açıklar.

5.3.1. Kuvvetli yer hareketlerinin ölçülmesi

Bir yer hareketi ile oluşan sismik dalgalar temelde iki gruba ayrılır: uzak mesafelerden yada küçük magnitüdlü depremlerden kaynaklanan zayıf yer hareketi (weak ground motion), büyük magnitüdlü veya yakın depremlerden kaynaklanan büyük magnitüdlü kuvvetli yer hareketi (strong ground motion). Kuvvetli yer hareketleri ivmeölçer (akselerograf) ile ölçülür ve kayıtlarına akselerogram denir.

Çok zayıf yer hareketlerini büyütecek şekilde tasarlanmış sismografların aksine ivme ölçerler, insanlar tarafından hemen hemen hissedilen bir depremden, bir şehri yerle bir edebilecek büyüklükte ki bir depreme kadar yer hareketlerini kaydederler. Bu nedenle, ivme ölçerler yakın depremlerden kaynaklanan ivmeyi kaydedebilen sismograflardır. Bir ivme ölçer aynı zamanda geniş bir frekans bandında yer hareketi ile doğru orantılı yüksek frekans sismografıdır.

Bir sismograf, kütle yay sönümleyici tek serbestlik dereceli (TSD) bir sistemden oluşur (Spring-Mass Single Degree of Freedom). TSD bir sarkaçın (oscillator) hareket denklemi aşağıdaki gibidir.

$$m\ddot{u} + c\dot{u} + ku = -m\ddot{u}_g \quad (5.23)$$

Burada u , sismograftaki iz (sinyal) yerdeğiştirmesi, u_g ise zemindeki yerdeğiştirmedir. Açısal frekansı ω_g olan basit ve harmonik bir zemin yerdeğiştirmesi durumunda, iz yerdeğiştirme genliğinin zemin yerdeğiştirme genliğine oranı

$$\frac{|u|}{|u_g|} = \frac{\beta^2}{(1 - \beta^2) + (2\xi\beta)^2} \quad (5.24)$$

olur. Burada,

$$\beta = \frac{\omega_g}{\omega_0} \quad (5.25)$$

dır. Sönümlenmiş doğal dairesel frekans;

$$\omega_0 = \left(\frac{k}{m}\right)^{0.5} \quad (5.26)$$

sönümlenme oranı ise;

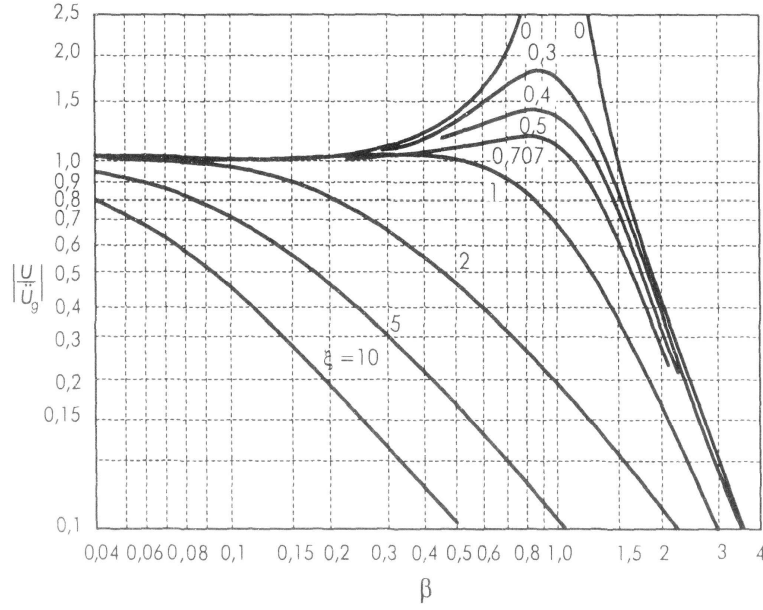
$$\xi = \frac{c}{2\sqrt{km}} \quad (5.27)$$

şeklindedir. Burada k; yay sabiti, m ise kütledir. Benzer şekilde ivme tepki oranı ise;

$$\frac{|u|}{|\ddot{u}_g|} = \frac{1}{\omega_0^2 \sqrt{(1-\beta^2) + (2\xi\beta)^2}} \quad (5.28)$$

şeklindedir. Yukardaki bağıntılarda da anlatıldığı gibi bir sismograf, hem yerdeğiştirme hem de ivme ölçebilmektedir. Bir sismografa ait kütle yaylı TSD sistem, kendi doğal frekansının çok üzerindeki frekanslarda yerdeğiştirmeleri, çok altındaki frekanslarda da ivmeleri kaydetmektedir. Şekil 5.5’de ivme tepki oranının frekans ve sönümlleme oranına göre değişimi görülmektedir. Buna göre, iz genliği ile yer ivmesi genliği, sismografin doğal frekansının çok altındaki frekanslarda (düşük β değeri) doğru orantılıdır.

Şekil 5.5’de görüldüğü gibi kritik sönümlleme oranı 0.707 olan bir sismografin, kendi doğal frekansının %50’sine kadar kaydettiği ivmeler, yer ivmesi ile eşittir. Yani ivme ölçer $\beta = 0.50$ ’e kadar düz frekans tepkisine sahiptir. Ülkemizde DAD tarafından yaygın olarak kullanılan SMA-1 tipi analog ivme ölçerlerin doğal frekansları 25 Hz ve kritik sönümlleme oranları 0.7’dir. Bu tür ivme ölçerler yaklaşık olarak 12.5 Hz ($25 \cdot 0.5$) frekansa kadar sabit ivme tepki oranını verecek şekilde tasarlanmışlardır. Bu frekanslardan daha büyük frekanslar için alet düzeltmesine gerek vardır.



Şekil 5.5. Basit harmonik taban hareketli bir TSD sistem için ivme tepki oranı

5.3.2. Kuvvetli yer hareketi verilerinin işlenmesi

Kuvvetli yer hareketi ham kayıtları çeşitli hatalar içermektedir. Gerçek yer hareketini elde etmek için bu tür etkilerin giderilmesi gerekir. Bu kayıtları etkileyen başlıca unsurlar şunlardır:

- i) Çevresel gürültüler (background noise): Bu tür gürültülere örnek olarak; rüzgar, atmosferik basınç, sıcaklık, okyanus ve deniz dalgaları, trafik, ağaç köklerinin hareketi gibi salınıma yol açan etkenler verilebilir. Çevresel gürültüler kayıt üzerinde, ya çok yüksek frekanslarda ya da çok düşük frekanslarda etki yaratabilir. Alçak, yüksek veya bant geçişli filtreler kullanılarak bu etkiler giderilebilir.
- ii) Alet tepkisi (instrument response): Tasarımlarına bağlı olarak ivme ölçerlerin kaydettikleri hareketi etkileyen dinamik tepki özellikleri vardır. Bu etki, aletlerin çeşitli frekanslarda gerçek yer hareketini farklı kaydetmelerine yol açar. Bu durumun giderilmesi için alet tepkisi düzeltilmesi yapılmalıdır. Alet tepkisi düzeltmeleri genellikle aletin kendisini TSD olarak modellemek ve gerçek yer hareketinden aletin tepkisini TSD modeli ile ayırarak yapılır (Kramer,1996). Düz frekans tepkisine sahip olan ivme ölçerlerde ise, ivme ölçerin düz frekans tepkisi sınırına kadar olan aralık için alet düzeltmesi

gerekmemektedir. TSD'li sönümlenmiş harmonik sarkaçın hareketini gösteren ikinci dereceden diferensiyel denklem temeline oturtulmuş alet düzeltmesi aşağıdaki gibidir (Hudson,1979).

$$a_i = Z_i + \dot{Z}_i * 2 * \frac{\xi}{\omega} + \frac{\ddot{Z}_i}{\omega^2} \quad (5.29)$$

burada;

a_i : zaman ortamında düzeltilmiş ivme kaydı

Z_i : zaman ortamında düzeltilmemiş, eşit örneklendirilmiş ivme kaydı

$\dot{Z}_i$: Z_i 'nin birinci türevi

$\ddot{Z}_i$: Z_i 'nin ikinci türevi

ξ : aletin kritik sönümlemesi

ω : aletin doğal frekansı (radyan/saniye)

- iii) Alet korunağı tepkisi: İvme ölçerler kurulu bulundukları veya yakınında bulundukları yapıların tepkisinden belirli frekanslarda etkilenmektedirler. Hatta açık arazide bulunan aletlerin kayıtları alet korunağı olarak kullanılan küçük kulubelerden bile etkilenmektedir. Alet korunaklarındaki bu etkiler genellikle yüksek frekanslarda önemlidir (Crouse ve Hushmand, 1989).
- iv) Sıfır veya baz çizgisinden sapma: Eğer bir ivme ölçer yer hareketi oluştuğunda belirli bir eşik değerine kadar kayıt almaya başlamıyorsa, kaydın tamamı eşik düzeyine bağlı hareket kadar hata içerir. Sıfır veya baz çizgisinden sapma olarak adlandırılan bu sapmalar giderilmediğinde, ivme kaydının zamana bağlı değişiminin integrali alındığında hızda doğrusal, yerdeğiştirmede de ikinci derece bir hataya sebep olacaktır (Kramer, 1996). Bu sapmalar kaydı temsil eden en uygun parabol eğrisinin, ivme ölçer kaydından çıkarılması şeklinde düzeltilebildiği gibi yüksek geçişli filtreler kullanılarak da sıfır veya baz çizgisi düzeltmesi yapılabilir (Joyner ve Boore,1988). Ayrıca bu sapma, zaman ortamında tüm kaydın ortalaması alınıp, ortalama değeri veya en küçük kareler yöntemi ile tüm kaydı temsil eden bir doğru bulunarak bu doğrunun, kayıttaki sayısallaştırılmış her bir noktadan çıkartılması (Iwan ve Moser, 1985) ile giderilebilir.

5.3.3. Kuvvetli yer hareketi parametreleri

Kuvvetli yer hareketi kayıtlarının içeriklerini açıklayan en önemli iki parametre genlik ve frekanstır.

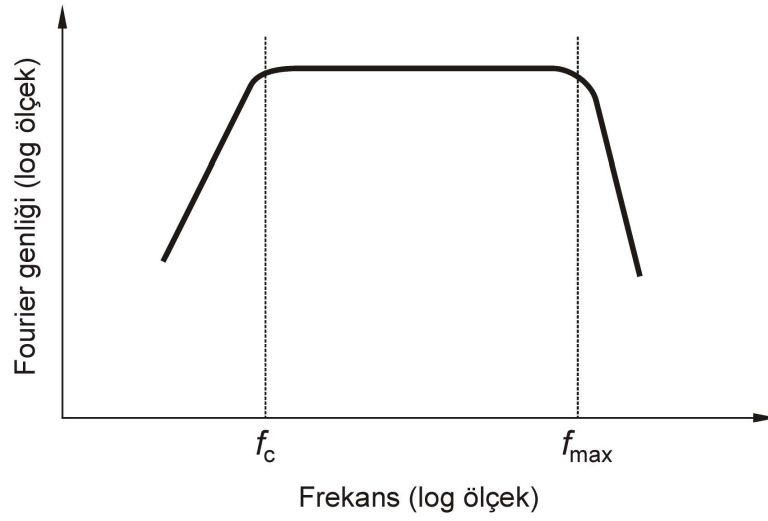
5.3.3.1. Genlik parametreleri

Kuvvetli yer hareketinin genliği ile ilgili parametreler ivme, hız veya yerdeğiştirme genlikleridir. Bu parametrelerin genlikleri zaman kaydına bakılarak bulunur. İvme ölçerin kaydettiği ivmenin zaman ortamında integrali alınarak hız, hızın da integrali alınarak yerdeğiştirme bulunabilir. Kuvvetli yer hareketinin genliğini belirlemede kullanılan en yaygın ölçüt, ivme kaydından elde edilen pik ivmenin mutlak değeri olarak karşılığıdır. Çoğunlukla mühendislik çalışmalarında yatay bileşenlerde ölçülen pik ivme değeri tercih edilir. Çünkü bir depremde bina davranışını etkileyen en önemli parametre düşey ivmeden çok yatay ivmedir. Sözelimi 0.2g ($1g \approx 980\text{cm/s}^2$)'lık bir depreme maruz kalan bir bina, kütesinin %20'si kadar bir kuvvet altında kalacaktır. Düşey ivmeler ise gerek deprem mühendisliği gerekse inşaat mühendisliği çalışmalarında yatay ivmelerden daha az ilgi çekmiştir. Bunun nedeni yapılarda yerçekiminden kaynaklanan statik kuvvetlerin, depremlerle beraber oluşan düşey ivmelerin neden olduğu kuvvetlere göre daha emniyetli olmasıdır. Yüksek pik ivme içeren yer hareketleri genellikle düşük pik ivmeli hareketlere göre daha yıkıcıdır.

5.3.3.2 Frekans parametreleri

Herhangi bir periyodik fonksiyon farklı frekans, genlik ve fazdaki basit harmonik terimlerin toplamı olan, Fourier çözümlemesi ile açıklanabilir. Bu çözümlemelerin temel iki parametresi Fourier genlik ve faz spektrumlarıdır.

Yer hareketi kayıtlarının Fourier genlik spektrumlarındaki, frekansa bağlı olarak genliklerindeki salınımlar tipiktir. Bu spektrumların düzleştirilip logaritmik ölçeklerde grafiğe aktarıldığında karakteristik şekilleri daha kolay görülebilir (Şekil 5.6).



Şekil 5.6. Köşe frekansı f_c ve kesme frekansı f_{max} 'ın etkisini ortaya koyan düzleştirilmiş Fourier genlik spektrumunun idealleştirilmiş şekli.

Şekil 5.6'ya göre Fourier genlikleri düşük frekanslarda köşe frekansı (f_c) ve yüksek frekanslarda kesme frekansı (f_{max}) ile sınırlanmış orta aralıkta en büyük olma eğilimindedir. Köşe frekansının teorik olarak sismik momentin küpkökü ile ters orantılı olduğu gösterilebilir (Brune, 1970, 1971). Bu sonuca göre büyük depremler küçük depremlere göre daha düşük frekanslı hareket üretirler. Kesme frekansı ise hem yakın alan etkisi (Hanks, 1982) hem de kaynak etkisi (Papageorgiou ve Aki, 1983) olarak karakterize edilmektedir. İvme kayıtlarında baskın frekans bandının belirlenebilmesi için Fourier genlik spektrumunda f_c ve f_{max} aralığının doğru olarak belirlenmesi gerekir. Teorik olarak, ivme kayıtlarının Fourier genliklerinin, f_c 'den önce ω^2 'ye göre arttığı, f_{max} 'dan sonraki yüksek frekanslarda ise azaldığı beklenir. Ayrıca f_c 'den önce ya da f_{max} 'dan sonra aynı oranda azalıp çoğalan genlik spektrumu düşük yada yüksek frekanslı gürültünün göstergesidir (Zare ve Bard, 2002)

5.3.3.3. Kuvvetli yer hareketinin süresi

Kuvvetli yer hareketlerinin frekans ve genlik parametreleri dışında, süresinin de deprem bölgelerinde oluşan bina hasarlarına etkisi vardır. Genliği yüksek fakat süresi kısa bir hareket, bina üzerinde yeterli etkiyi yaratmayabilir. Buna karşın genliği orta düzeyde ancak süresi uzun olan bir kuvvetli yer hareketi binalarda yıkıma yol açabilir.

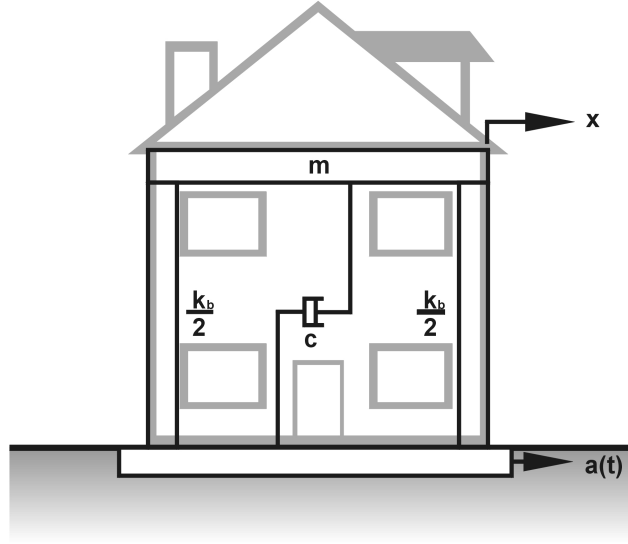
Kuvvetli yer hareketinin süresi fayın uzunluğu ve depremin magnitüdü ile ilgilidir. Depremle birlikte oluşan fayın uzunluğu arttıkça yırtılma için gerekli zaman artacak ve buna bağlı olarak kuvvetli yer hareketi kayıt süresi de artacaktır. Ayrıca hareketin süresi artan magnitüde bağlı olarak da uzar. Hareketin süresinin sismik momentin küpköküyle arttığını ispatlayan çalışmalar (Hanks ve McGuire, 1981) bu sonucu destekler niteliktedir.

5.3.4. Tepki spektrumları

Deprem sırasında elastik bir yapının davranışını denetleyen temel dinamik özelliği, hakim yanal titreşim periyodudur. Karmaşık elastik bir yapının depreme karşı olan tepkisini, hakim yanal titreşim periyoduyla açıklayan TSD'li bir sisteme indirgemek mühendislik çalışmalarında son derece önemlidir. Bu sistemde, bir binanın tasarımı için deprem süresi boyunca oluşan yatay kuvvetleri ve yer değiştirmeleri bilmeye gerek yoktur. Sadece en büyük değerleri bilmek yeterlidir. Çünkü bir bina deprem sırasında en büyük etkilere karşı elastik kalabiliyorsa, daha düşük etkiler önemli değildir. Böylece depreme dayanıklı bir tasarım, binanın belli bir taban hareketine tepkisinin en büyük değerine dayandırılmalı ve bu tepki yapının kütle, katılık (rijitlik), sönümleme ve taban hareketinin özelliklerine bağlı olmalıdır. Bunu en iyi açıklayan ve kuvvetli yer hareketi kayıtları ile belirlenebilen tepki spektrumlarıdır (Ulutaş, 2006).

Tepki spektrumu (5.23) bağıntısı ile verilen TSD bir sistemin, belli bir girdi hareketine karşı binanın doğal frekansının ve sönümleme oranının fonksiyonu olarak en büyük tepkisini tanımlar. Bu tepki ivme, hız ve yerdeğiştirme cinsinden açıklanabilir. Şekil (5.7)' de gösterildiği gibi taban ivmesi $a(t)$ 'ye maruz kalan bir bina düşünüldüğünde hareket denklemi, (5.23) ile anlatılan sismografların çalışma ilkesiyle ilgili sarkaç ait hareket denklemi ile aynıdır. Burada (5.27) bağıntısındaki k (yay sabiti) yerine, binaların taşıyıcı bloklarına ait katılık sabiti, (5.24) bağıntısındaki ξ (yayın sönümleme oranı) yerine de binaya ait sönümleme oranı kullanılır. Bunun sebebi binanın deprem sırasında basit bir sarkaç gibi davranmasıdır. Nasıl basit bir sarkaçın doğal periyodunu, yapıldığı malzeme ve boyutu etkiliyorsa, binanın boyutu,

kütlesi ve yapımında kullanılan malzeme de deprem sırasında binanın salınımını etkileyecektir. Hiç bir bina %100 etkili bir sarkaç değildir.



Şekil 5.7. $a(t)$ ile verilen yatay yer ivmesi tepkisine maruz kalan, basit bir sarkaç gibi düşünülen bina (m : kütle, k_b : taşıyıcı blokların katılık sabiti, c : sönüm katsayısı)

Binalar yapısal özelliklerine bağlı olarak belli sönüm oranlarına sahiptirler. Yani depremle birlikte yapı üzerinde oluşan titreşim, yapı elemanlarının etkileşimi ile sürtünme ve ısı enerjisine dönüştürülerek sönümlenir. Sönümün büyüklüğü binaya bağlıdır, bu % sönüm olarak belirtilir ve *kritik sönüm (critical damping)* olarak adlandırılır. Genellikle betonarme binalar %5 sönüme sahiptir. Depremle birlikte binaya etkiyen yatay kuvvet binanın T_0 periyodunda salınmasına yol açar. Sarkaç gibi davranan binanın salınımı yerin hareketine bağlı olarak maksimum ivmeye, maksimum hıza ve maksimum yerdeğiştirmeye uğrar. Farklı periyodlar için hesaplanan maksimum ivme, hız ve yerdeğiştirme değerleri kullanılarak çizilen eğrilere de sırasıyla ivme tepki spektrumu (spektral ivme), hız tepki spektrumu (spektral hız), yerdeğiştirme tepki spektrumu (spektral yerdeğiştirme) eğrileri denir. Bu eğriler, m kütleli, k_b taşıyıcı bloklara ait katılık sabitli ve ξ sönümleme oranına sahip bina gibi davranan sarkaçın hareket denklemi ile

$$m\ddot{u} + c\dot{u} + k_b u = -ma(t) \quad (5.30)$$

Elde edilir (Nigam ve Jennings, 1968). Burada $a(t)$ zamana bağlı ivme kaydıdır.

$$c = 2m\omega_0\xi \quad (5.31)$$

ve

$$\omega_0 = \sqrt{\frac{k_b}{m}} \quad (5.32)$$

olduğunda (5.30) denklemi,

$$m\ddot{u} + 2m\omega_0\xi\dot{u} + \omega_0^2mu = -ma(t) \quad (5.33)$$

olacaktır. Denklemin her iki tarafını m 'e bölersek;

$$\ddot{u} + 2\omega_0\xi\dot{u} + \omega_0^2u = -a(t) \quad (5.34)$$

olur. Eğer $a(t)$ bir doğrusal(lineer) fonksiyon olarak Şekil 5.8'deki gibi gösterilirse, bu durumda (5.34) bağıntısı,

$$\ddot{u} + 2\omega_0\xi\dot{u} + \omega_0^2u = -a_i - \frac{\Delta a_i}{\Delta t_i}(t - t_i) \quad t_i \leq t \leq t_{i+1} \quad (5.35)$$

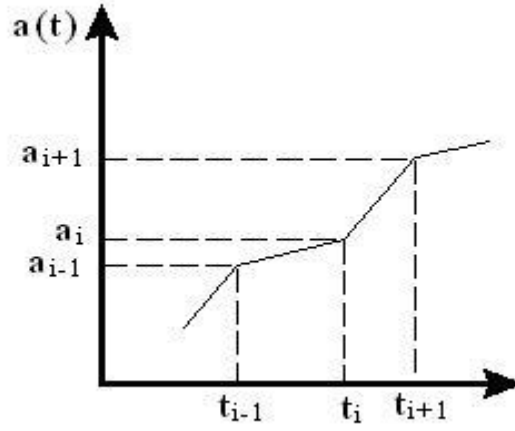
olur. Burada Δt_i ve Δa_i , Şekil 5.8'e bağlı olarak sırasıyla,

$$\Delta t_i = t_{i+1} - t_i \quad (5.36)$$

ve

$$\Delta a_i = a_{i+1} - a_i \quad (5.37)$$

dır.



Şekil 5.8. Δt aralıklarıyla örneklendirilmiş $a(t)$ temel ivme girdisi.

$t_i \leq t \leq t_{i+1}$ aralığında (5.35) bağıntısının çözümü;

$$u = e^{-\beta\omega(t-t_i)} \left[C_1 \sin \omega\sqrt{1-\beta^2}(t-t_i) + C_2 \cos \omega\sqrt{1-\beta^2}(t-t_i) \right] - \frac{a_i}{\omega^2} + \frac{2\beta}{\omega^3} \frac{\Delta a_i}{\Delta t_i} - \frac{1}{\omega^2} \frac{\Delta a_i}{\Delta t_i} (t-t_i) \quad (5.38)$$

olur. Burada C_1 ve C_2 katsayıları integrasyon sabitleridir. $t = t_i$ 'de $u = u_i$ ve $\dot{u} = \dot{u}_i$ alındığında C_1 ve C_2 için çözümler şöyledir;

$$C_1 = \frac{1}{\omega\sqrt{1-\beta^2}} \left(\beta\omega u_i + \dot{u}_i - \frac{2\beta^2-1}{\omega^2} \frac{\Delta a_i}{\Delta t_i} + \frac{\beta}{\omega} a_i \right) \quad (5.39)$$

$$C_2 = u_i - \frac{2\beta}{\omega^3} \frac{\Delta a_i}{\Delta t_i} + \frac{a_i}{\omega^2} \quad (5.40)$$

C_1 ve C_2 değerleri (5.38)'de yerine koyulduğunda $t = t_{i+1}$ de u ve $\dot{u}$

$$\bar{u}_{i+1} = A(\beta, \omega, \Delta t_i) \bar{u}_i + B(\beta, \omega, \Delta t_i) \bar{a}_i \quad (5.41)$$

eşitliği ile verilir. Burada

$$\bar{\mathbf{u}}_i = \begin{bmatrix} \mathbf{u}_i \\ \dot{\mathbf{u}}_i \end{bmatrix} \quad \bar{\mathbf{a}}_i = \begin{bmatrix} \mathbf{a}_i \\ \mathbf{a}_{i+1} \end{bmatrix} \quad (5.42)$$

$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} \mathbf{a}_{11} & \mathbf{a}_{12} \\ \mathbf{a}_{21} & \mathbf{a}_{22} \end{bmatrix} \quad \mathbf{B} = \begin{bmatrix} \mathbf{b}_{11} & \mathbf{b}_{12} \\ \mathbf{b}_{21} & \mathbf{b}_{22} \end{bmatrix} \quad (5.43)$$

şeklindedir. (5.43) de verilen A ve B matrislerinin elemanları

$$\mathbf{a}_{11} = e^{-\beta\omega\Delta t_i} \left(\frac{\beta}{\sqrt{1-\beta^2}} \sin \omega\sqrt{1-\beta^2} \Delta t_i + \cos \omega\sqrt{1-\beta^2} \Delta t_i \right) \quad (5.44)$$

$$\mathbf{a}_{12} = \frac{e^{-\beta\omega\Delta t_i}}{\omega\sqrt{1-\beta^2}} \sin \omega\sqrt{1-\beta^2} \Delta t_i \quad (5.45)$$

$$\mathbf{a}_{21} = -\frac{\omega}{\sqrt{1-\beta^2}} e^{-\beta\omega\Delta t_i} \sin \omega\sqrt{1-\beta^2} \Delta t_i \quad (5.46)$$

$$\mathbf{a}_{22} = e^{-\beta\omega\Delta t_i} \left(\cos \omega\sqrt{1-\beta^2} \Delta t_i - \frac{\beta}{\sqrt{1-\beta^2}} \sin \omega\sqrt{1-\beta^2} \Delta t_i \right) \quad (5.47)$$

$$\begin{aligned} \mathbf{b}_{11} = e^{-\beta\omega\Delta t_i} & \left(\frac{2\beta^2-1}{\omega^2\Delta t_i} + \frac{\beta}{\omega} \right) \frac{\sin \omega\sqrt{1-\beta^2} \Delta t_i}{\omega\sqrt{1-\beta^2}} + \\ & + e^{-\beta\omega\Delta t_i} \left(\frac{2\beta}{\omega^3\Delta t_i} + \frac{1}{\omega^2} \right) \cos \omega\sqrt{1-\beta^2} \Delta t_i - \frac{2\beta}{\omega^3\Delta t_i} \end{aligned} \quad (5.48)$$

$$b_{12} = -e^{-\beta\omega\Delta t_i} \left(\frac{2\beta^2 - 1}{\omega^2 \Delta t_i} \right) \frac{\sin \omega \sqrt{1-\beta^2} \Delta t_i}{\omega \sqrt{1-\beta^2}} - \\ - e^{-\beta\omega\Delta t_i} \frac{2\beta}{\omega^3 \Delta t_i} \cos \omega \sqrt{1-\beta^2} \Delta t_i - \frac{1}{\omega^2} + \frac{2\beta}{\omega^3 \Delta t_i} \quad (5.49)$$

$$b_{21} = e^{-\beta\omega\Delta t_i} \left(\frac{2\beta^2 - 1}{\omega^2 \Delta t_i} + \frac{\beta}{\omega} \right) \left(\cos \omega \sqrt{1-\beta^2} \Delta t_i - \frac{\beta}{\sqrt{1-\beta^2}} \sin \omega \sqrt{1-\beta^2} \Delta t_i \right) - \\ - e^{-\beta\omega\Delta t_i} \left(\frac{2\beta}{\omega^3 \Delta t_i} + \frac{1}{\omega^2} \right) \left(\omega \sqrt{1-\beta^2} \sin \omega \sqrt{1-\beta^2} \Delta t_i + \beta \omega \cos \omega \sqrt{1-\beta^2} \Delta t_i \right) + \\ + \frac{1}{\omega^2 \Delta t_i} \quad (5.50)$$

$$b_{22} = -e^{-\beta\omega\Delta t_i} \frac{2\beta^2 - 1}{\omega^2 \Delta t_i} \left(\cos \omega \sqrt{1-\beta^2} \Delta t_i - \frac{\beta}{\sqrt{1-\beta^2}} \sin \omega \sqrt{1-\beta^2} \Delta t_i \right) + \\ + e^{-\beta\omega\Delta t_i} \frac{2\beta}{\omega^3 \Delta t_i} \left(\omega \sqrt{1-\beta^2} \sin \omega \sqrt{1-\beta^2} \Delta t_i + \beta \omega \cos \omega \sqrt{1-\beta^2} \Delta t_i \right) - \\ - \frac{1}{\omega^2 \Delta t_i} \quad (5.51)$$

ile verilir. Buna göre (5.35) bağıntısından t_i zamanında bir sarkaç olduğu düşünülen binanın ivmesi

$$\ddot{Z}_i = \ddot{u}_i + a_i = -(2\beta\omega\ddot{u}_i + \omega^2 u_i) \quad (5.52)$$

olur. Böylece, eğer t_0 anında sarkaçın yerdeğiştirmesi ve hızı biliniyorsa bütün t_i zamanlarında (5.41)-(5.52) denklemlerinin adım adım uygulanmasıyla sarkaçın spektral ivmesi belirlenebilir.

Tepki spektrumunu hesaplamak için yerdeğiştirme, hız ve ivmenin verilen bir aralıkta en büyük değerlerinin bilinmesine gerek vardır. Bu işlem, ayırık zaman aralıklarında maximum değerlerin hesaplanmasıyla yapılır. Maksimum tepkinin elde edilmesi için uygulanan bu yöntem yaklaşık hesaplama yöntemidir. Çünkü tepki, sadece bu ayırık noktalarda bulunur. Aksine gerçek maksimum değer bu ayırık

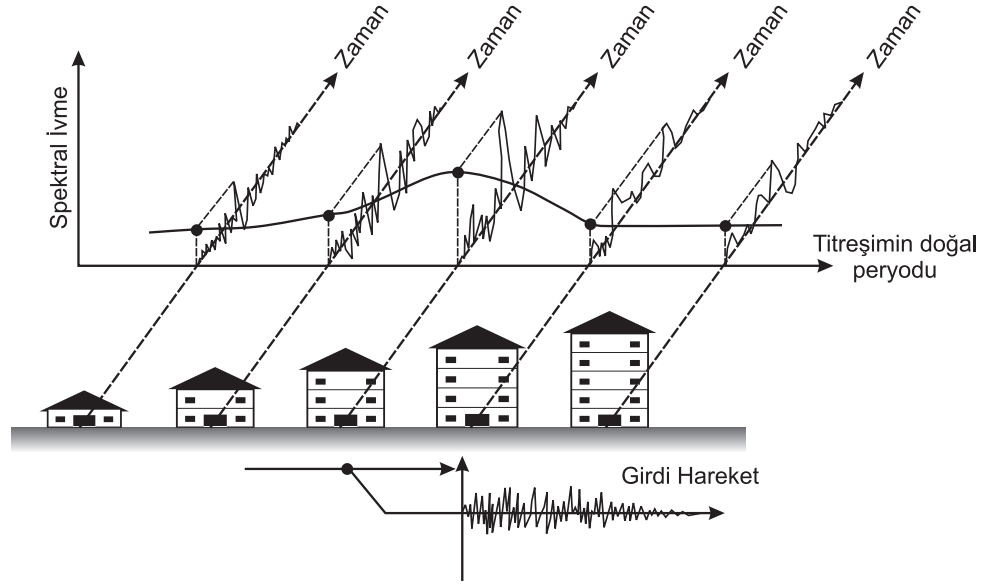
noktalarda değil, aralığın herhangi bir noktasında oluşabilir. Bu hata, sayılaştırma hatası olarak adlandırılır. Kayıtların sayısallaştırılması işleminde zaman aralıkları kabul edilebilir sınırlar içinde seçildiğinde, bu hata en aza inecektir. Bu şartlara bağlı olarak tepki spektrumları aşağıdaki gibi olur.

$$S_d(\omega_0, \xi) = |u_i(\omega_0, \xi)|_{\max} \quad i = 1, N \quad (5.53)$$

$$S_v(\omega_0, \xi) = |\dot{u}_i(\omega_0, \xi)|_{\max} \quad i = 1, N \quad (5.54)$$

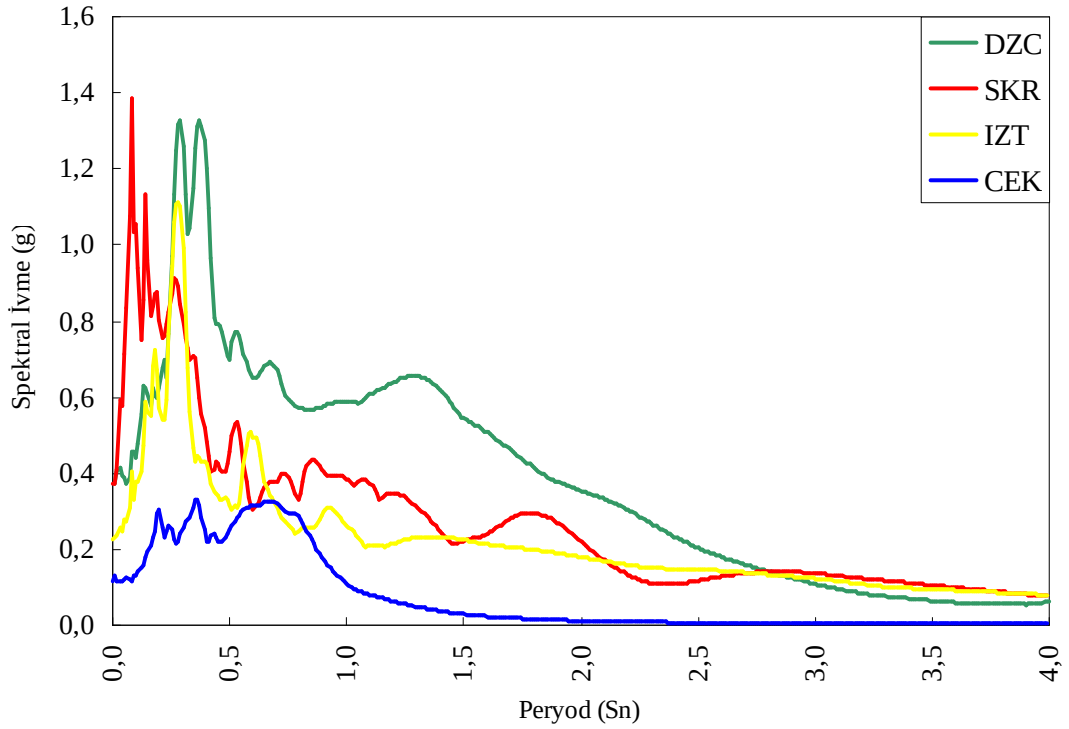
$$S_a(\omega_0, \xi) = |\ddot{u}_i(\omega_0, \xi)|_{\max} \quad i = 1, N \quad (5.55)$$

Burada S_y , S_h ve S_i seçilmiş bir ξ (sönümleme) ve ω_0 (doğal frekans) için sırasıyla yerdeğiştirme, hız ve ivme tepki spektrumlarıdır. Bu çözümlemelerde S_h psödo spektral hızdır (PSH) ve S_i psödo spektral ivmedir (PSİ). Deprem mühendisliği çalışmalarında en çok kullanılan PSİ'dir. PSH ve PSİ, hız ve ivmenin gerçek maksimum değerleri olmasa da kaydedilmiş kuvvetli yer hareketlerinin maksimumlarına çok yakındırlar. Psödo spektral değerlerin pratikte spektral değerlere eşit olduğu kabul edilir. Şekil 5.9'da yukardaki paragrafta bir $a(t)$ girdi hareketine maruz kalan farklı peryodlara sahip binalarda gözlenebilecek, spektral ivmeler şematik olarak gösterilmektedir.



Şekil 5.9. Bir TSD sistemin $a(t)$ ivme girdi hareketine bağlı olarak binaların doğal periyodu ve sönümlenme oranına bağlı olarak hesaplanabilen PSI'nin şematik gösterimi.

Şekil 5.10'da 17 Ağustos 1999 depreminden can ve mal kaybı olarak çok etkilenen İzmit (IZT), Sakarya (SKR), Düzce (DZC) ve Çekmece (CEK)' de DAD tarafından kaydedilen pik yatay ivmelerin ölçüldüğü bileşenlere ait ivme tepki spektrumları görülmektedir. Bu spektrumlar BAP (Converse, 1992) Fortran programı ile %5 sönüm için hesaplanmıştır. Aynı deprem farklı konumlarda (lokasyon) birbirine hiç benzemeyen yer hareketi sinyalleri yaratmıştır. SKR'da alınan kayıt düşük periyod (yüksek frekans) içeriği ile hemen dikkati çekmektedir. IZT'deki kayıt SKR'ye göre biraz daha yüksek periyodludur. DZC'deki pik spektral ivme değeri yaklaşık olarak SKR ile aynıdır ancak DZC daha yüksek periyodludur. CEK kaydında ise yüksek periyodlu hareketler baskın olarak görülmektedir. Bu kayıtlarda kuvvetli yer hareketinin karakterini gösteren periyodlar, aynı zamanda zeminin titreşim periyodunu da yansıtmaktadırlar.



Şekil 5.10. 17.08.1999 Kocaeli Depremi DAD'ye ait DZC, SKR, IZT ve CEK istasyonları kuvvetli yer hareketi kaydı ivme tepki spektrumları

5.3.5. Azalım ilişkileri

Bir bölgede herhangi bir magnitüde oluşan bir depremin, belirli bir uzaklıktaki kuvvetli yer hareketinin belirlenmesi, deprem tehlikesi çalışmaları için temel oluşturur. Magnitüd bir depremin büyüklüğünü tanımlamak için geçerli bir ölçü olmakla birlikte, bir bölgede deprem tehlikesinin belirlenmesinde ve O bölgede depreme dayanıklı yapıların projelendirmesinde, tek başına yeterli değildir. Bu nedenle M magnitüdünde bir depremin R uzaklığında, yeryüzünün herhangi bir noktasında yaratacağı en büyük yer hareketi değerini veren yer hareketi azalım ilişkilerine gerek vardır. Bu azalım ilişkileri; pik yer ivmesi (PYİ) azalım ilişkisi, pik yer hızı (PYH) azalım ilişkisi, pik yer yerdeğiştirmesi (PYY) azalım ilişkisi, çeşitli periyotlar için pik spektral ivme (PSİ) azalım ilişkisidir. Bunların arasında en çok kullanılanı PYİ ve PSİ'dir.

PYİ azalım ilişkileri çeşitli yöntemler kullanılarak hesaplanmaktadır. Deneysel yöntem olarak adlandırılan yöntem, kuvvetli yer hareketi kayıtları ile kaynağa olan uzaklık kullanılarak deneysel bağıntılar elde edilmesidir. Teorik yöntem ise kaynak, bölge ve alan koşulları verilerek yapay sismolojik modeller oluşturularak frekans ortamında en büyük ivme değerlerinin hesaplanmasıdır (Hartzel ve Spudich, 1985). Deneysel kuvvetli yer hareketi modellemesi, kayıtların yetersizliği, zemin koşullarının iyi bilinmemesi, fay düzleminin, iç ve dışmerkezin tam belirlenememesi gibi nedenlerden dolayı en çok kullanılan azalım ilişkisi modellemesidir. Deneysel PYİ azalım ilişkilerinin büyük çoğunluğu en küçük kareler yöntemine dayalı çoklu regresyon ile hesaplanmaktadır. İlk deneysel PYİ azalım ilişkisi, Milne ve Davenport (1969) tarafından, bugün hala yaygın olarak kullanılan deneysel PYİ azalım ilişkilerinin fonksiyonel biçimi ise Campell (1981, 1985) tarafından önerilmiştir. Bu fonksiyonel biçim;

$$A = f(M, R, P_i)\sigma \quad (5.56)$$

şeklinde. Burada A bağımlı bir değişken olarak pik ivme değeri, M depremin magnitudü, R yer hareketini oluşturan kaynak ile hareketi kaydeden istasyon arasındaki uzaklık, P_i deprem kaynağı, yerel zemin şartları ve dalga yayılımını modelleyen fonksiyon ya da fonksiyonlardır. σ ise kestirilen parametre A'nın standart sapmasıdır. Azalım ilişkisini belirlemede kullanılan verilerdeki saçılma güvenilirlik sınırları (Campell, 1985) veya kestirilen parametre A'nın standart sapması ile hesaba katılabilir. Standart sapma, azalım ilişkisi kullanılarak yapılan sismik tehlike çalışmalarında hesaba katılmalıdır. Yukarıda fonksiyonel biçimi anlatılan azalım ilişkisi modelleri aşağıdaki gözlemlere dayanmaktadır (Kramer, 1996):

- i) Kuvvetli yer hareketi parametrelerinin pik değerleri, yaklaşık olarak log-normal bir dağılım gösterir.
- ii) Magnitud, pik yer hareketinin logaritması ile ilişkilidir. Bu nedenle logA ile M yaklaşık olarak doğru orantılı olmalıdır.

- iii) Deprem dalgaları, deprem kaynağından (odak) dışarı doğru yayılırken, cisim dalgası genlikleri $1/R$ 'ye göre, yüzey dalgası genlikleri de $1/\sqrt{R}$ 'ye göre azalır.
- iv) Fay yırtılmasıyla oluşan alanın büyüklüğü, deprem magnitüdü ile birlikte artar.
- v) Deprem dalgaları ile taşınan enerjinin bir kısmı, ışın yolu (travel path) üzerindeki malzemelerce soğurulur. Bu soğurma, yer hareketi genliklerinin R 'ye göre üstel azalmasına neden olur.
- vi) Kuvvetli yer hareketi parametreleri, faylanmanın türüne (doğrultu atımlı, normal ya da ters faylanma) ve yerel zemin koşullarına (sert kaya, yumuşak kaya, zemin, alüvyon) göre farklı tepki gösterirler.
- vii) Azalım ilişkilerinin hesaplanmasında kullanılan pik yer hareketi verilerinde uzaklığa bağlı olarak saçılmalar oluşabilir. Bu saçılma, ışın yolunun ve yerel zemin şartlarının heterojenliğinden kaynaklanmaktadır.

Yukarda genel fonksiyonel biçimi açıklanan tipik bir azalım ilişkisi şöyledir:

$$\log A = \underbrace{C_1}_{i} + \underbrace{C_2 M + C_3 M^{C_4}}_{ii} + \underbrace{C_5 \log(R)}_{iii} + \underbrace{C_6 10^{C_7 M}}_{iv} + \underbrace{C_8 R}_{v} + \underbrace{f(\text{fay_türü}) + f(\text{yerel_zemin})}_{vii} + \underbrace{\sigma_{\log A}}_{viii} \quad (5.57)$$

Burada okların nitelediği sayılar yukardaki maddeler halinde anlatılan parametreleri açıklamaktadır.

PYİ azalım ilişkisi hesaplanırken magnitüd (M), uzaklık (R), faylanma ve yerel zemin koşullarının özelliklerinin hangi kıstaslara göre azalım ilişkilerine dahil edildikleri çok önemlidir.

5.3.5.1 Azalım ilişkilerinde magnitüd türünün seçilmesi

Depremlerin boyutunu tanımlayan çeşitli magnitüd ölçekleri geliştirilmiştir. PYİ azalım ilişkisinde kullanılan magnitüd ölçeklerinin türü çok önemlidir.. Bu ölçeklerin çoğu deneysel olarak hesaplanır. Bazı ölçeklerde deprem magnitüdü belli bir değerin üstüne çıktığında yer hareketinin karakterini çok iyi tanımlayamamakta ve depremler

birlikte açığa çıkan enerji, yer hareketinin karakteri ile bazen özdeşleşmemektedir. Bu seviyeler kullanılan magnitüd ölçeğinin doygunluğa (saturation) ulaştığı ve ölçeğin değerinin değişmediği seviyelerdir. Moment magnitüdü (M_w) ise doygunluk özelliği göstermez ve sismik momentle doğrudan ilişkilidir (Kanamori, 1977; Hanks ve Kanamori, 1979). Bu nedenle M_w deprem kaynağının etkisini tanımlar ve PYİ azalım ilişkilerinde en çok kullanılan magnitüd türüdür.

5.3.5.2 Azalım ilişkilerinde tektonik rejimin ve faylanma türünün etkisi

Dünya genelinde kuvvetli yer hareketi pik değerleri ile yapılan azalım ilişkileri, aynı uzaklık ve aynı magnitüd için farklı tektonik rejimlerin farklı azalım ilişkileri verdiklerini göstermiştir. Genellikle sismik tehlike çalışmalarında çeşitli tektonik rejimlerde oluşan depremlerin kuvvetli yer hareketi azalım ilişkileri kullanılır. Bu depremler: durağan kıtasal bölgelerdeki sık kabuksal depremler, aktif tektonik bölgelerdeki sık kabuksal depremler ve yitim kuşakları depremleridir (Abrahamson ve Shedlock, 1997).

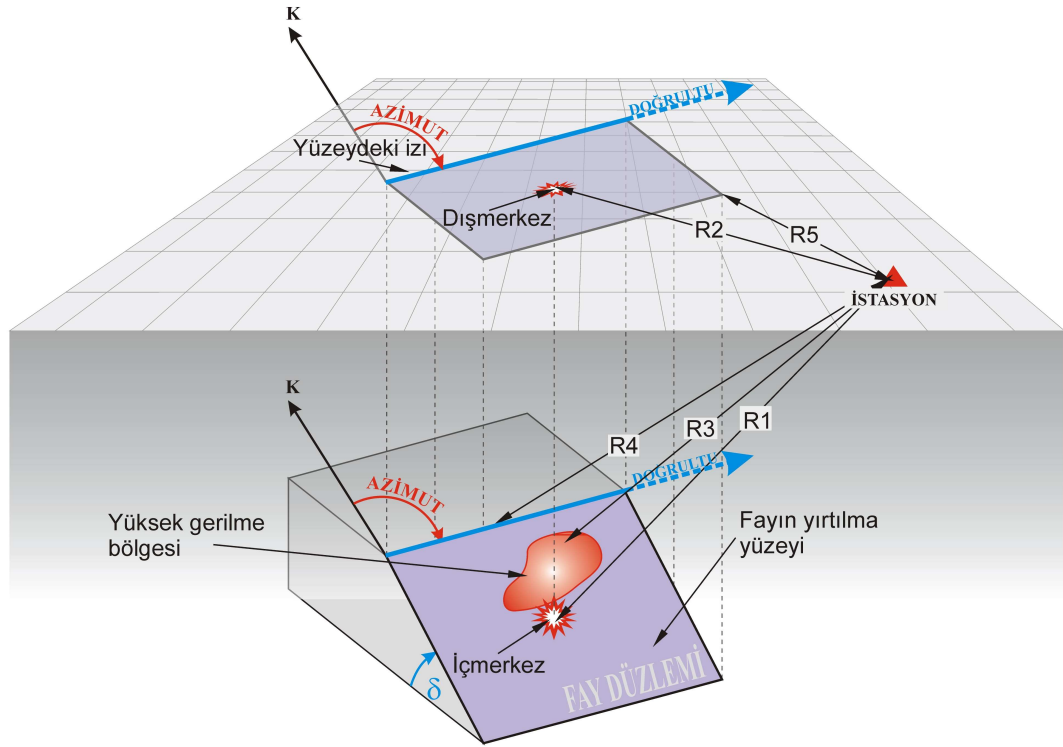
Durağan kıtasal bölgelerde düşük depremselliğe bağlı olarak çok az kuvvetli yer hareketi kaydı vardır. Bu nedenle bu tür bölgelerde azalım ilişkileri, kaydedilen yer hareketi yerine sayısal olarak modellenen yer hareketi temeline oturtulur (Atkinson ve Boore, 1997; Toro ve diğ., 1997).

Aktif tektonik bölgelerdeki sık kabuksal depremlere ait kuvvetli yer hareketi kayıtları diğerlerine göre fazladır. Bu nedenle dünya genelinde belirlenen azalım ilişkilerinin çoğu, bu tür tektonik rejimlere ait ilişkilerdir. Aktif depremselliğe sahip bölgelerde, azalım ilişkisini belirlemede kullanılan parametreler sadece uzaklık, magnitüd ve kuvvetli yer hareketi ile sınırlı kalmaz. Çünkü bu tür bölgelerde bilimsel çalışmaların sayısı diğer bölgelere göre çok daha fazladır ve kuvvetli yer hareketini etkileyen parametreler daha ayrıntılı olarak belirlenmiştir. Örneğin yapılan çeşitli azalım ilişkisi çalışmalarında, ters ve ters oblik fayların, doğrultu atımlı ve normal faylara göre, kuvvetli yer hareketi kayıtlarında daha yüksek pik ivme ve daha yüksek frekanslı spektral ivme oluşturduğunun belirlenmiştir. Daha sonra faylanma türü

etkisi, azalım ilişkilerine dahil edilmiştir (Abrahamson ve Silva, 1997; Campell, 1997).

5.3.5.3 Azalım ilişkilerinde uzaklığın belirlenmesi

Sismik dalgalar, deprem kaynağından dalgaların yayılım modellerine uygun olarak, ışın yolları boyunca içinden geçtikleri ortamlarda soğurulurlar ve uzaklığın artmasıyla birlikte enerjilerini de kaybederler. Bu nedenle, deprem kaynağı ile dalgaların ulaştığı uzaklık arasında ilişki vardır. PYİ azalım ilişkisi çalışmalarında depremin kaynağı ile ivme kaydı alan istasyon arasındaki uzaklık, çeşitli araştırmacılara göre farklı şekilde yorumlanmıştır. Şekil 5.11’de, PYİ azalım ilişkilerinde en çok kullanılan uzaklıklar görülmektedir. Burada R1 depremin içmerkezine, R2 depremin dışmerkezine olan uzaklıklardır. Her iki uzaklık da sismolojide en çok kullanılan ve diğerlerine göre daha kolay belirlenen uzaklıklardır. Eğer fay boyu çok büyük ise bu durumda enerji boşalımının en çok olduğu yer, inceleme alanına dışmerkezden daha yakın olabilir. Enerji boşalımının en yüksek olduğu yer ile istasyon arasındaki uzaklık R3 ile gösterilmiştir. Ancak depremle birlikte oluşan hareket sadece içmerkez, dışmerkez yada enerji boşalımının en yüksek olduğu yere bağlı değildir. Kırılma bir fay düzlemi boyunca oluşmaktadır. Bu nedenle bu fay düzleminin boyutları uzaklık ölçümlerinde kullanılmalıdır. Fay düzlemine olan en kısa uzaklık R4, faylanma alanının yüzeydeki izdüşümüne en yakın uzaklıktır da R5 ile gösterilmiştir. R5 uzaklığı, Joyner-Boore uzaklığı (R_{jb}) olarak adlandırılmakta ve azalım ilişkilerinde yaygın olarak kullanılmaktadır. R_{jb} uzaklığı için faylanma alanının genişliği, boyu, eğimi ve doğrultusunun bilinmesi gerekir.



Şekil 5.11. PYİ azalım ilişkilerinde kullanılan uzaklık ölçütleri.

5.3.5.4 Azalım ilişkilerinde yerel zemin koşullarının belirlenmesi

Yerel zemin koşullarının kuvvetli yer hareketinin genlik, frekans içeriği ve süresini önemli ölçüde etkilediği daha önceki alt bölümlerde anlatılmıştır. Bu nedenle kuvvetli yer hareketi kayıtları kullanılarak yapılan azalım ilişkisi çalışmalarında, yerel zemin koşullarının modelin içine eklenmesi veya farklı zemin koşulları için ayrı ayrı azalım ilişkileri yapılması zeminlerin büyütme etkilerini ortaya koymak açısından önemlidir.

Azalım ilişkileri çalışmalarında, zemin koşullarının belirlenmesinde yüzey jeolojisi, yeryüzünden itibaren 30m derinlikteki tabakanın ortalama S dalgası hızı, sedimentlerin derinliklerini, katılıklarını ve malzeme türlerini içeren geoteknik bilgi, ana kaya derinliği gibi parametreler kullanılır. Bunların arasında en yaygın olanı, yüzey jeolojisi tabanlı ve yeryüzünden itibaren 30m derinlikteki tabakanın ortalama S dalgası hızına dayalı yapılan sınıflamalardır. Geoteknik bilgiye dayalı sınıflamalar daha güvenilir ancak diğerlerine göre her bölge için ayrıntılı çalışmalara ihtiyaç duyulduğundan daha az kullanılır.

Dünya genelindeki azalım çalışmaları en çok kullanılan, A.B.D’de NEHRP (1993) yapı yönetmeliği yaptırımları çerçevesinde hazırlanan ve şu an hala yürürlükte olan zemin sınıflamalarıdır (Tablo 5.1).

Tablo 5.1. NEHRP (1993) zemin sınıflamaları.

NEHRP Sınıfı	Açıklama	Ortalama S dalga hızı (30m’ye kadar)
A	Çok sert kaya (hard rock)	$V_s > 1500$
B	Sert kaya (Firm to hard rock)	$760 < V_s \leq 1500$
C	Zayıf kaya, yoğun zemin (Soft rock, dense soil)	$360 < V_s \leq 760$
D	Sıkı zemin (Stiff soil)	$180 < V_s \leq 360$
E	Gevşek zemin (Soft soil)	$V_s \leq 180$
F	Özel çalışma gerektiren, sıvılaşabilir, organik veya 36m’den kalın yumuşak kil içeren zeminler	

5.4. Çalışma Alanı için Kuvvetli Yer Hareketi Azalım İlişkisi Modeli Seçilmesi

Campell (1981; 1985) tarafından önerilen, kuvvetli yer hareketinin fonsiyonel biçimine uygun olarak dünya genelinde bugüne kadar 100’ün üzerinde azalım ilişkisi geliştirilmiştir (Douglas, 2001). Bu modellerin çoğunluğunda fonksiyonel biçim aynı, magnitüd türü, uzaklık türü, zemin koşulları ve uygulanan regresyon yaklaşımları farklıdır. Doğu Marmara Bölgesi için azalım ilişkisinin geliştirilmesinde Liu (1999) ve Wu ve diğ., (2001)’in Campell (1985)’in fonksiyonel biçimine uygun olarak önerdikleri model, regresyon modeli olarak kullanılmıştır. Bu model, özellikle büyük depremlerde ivme kayıtlarını etkileyecek olan faylanma alanı boyutunun, modelin içinde yer almasından dolayı seçilmiştir. Ayrıca modelin içinde jeolojik zemin koşulları yer almamaktadır. Bu durum her bir jeolojik zemin sınıfı için ayrı ayrı hesap yapılmasını gerektirmekte ve CBS sisteminde değerlendirilmek üzere bu sınıfların kullanmasına imkan sağlamaktadır. Liu (1999)’un ve Wu ve diğ., (2001) kullandıkları bu bağıntı

$$\log A = C_1 + C_2 M_w \log_{10}(R_{jb} + h) + \log C_3 R_{jb} + \sigma_{\log A} \quad (5.58)$$

şeklindedir. Burada A , cm/s^2 olarak yatay bileşen pik ivme değeri, M_w moment magnitudü, R_{jb} km olarak ivme istasyonu ile ivme kaydını oluşturan depremin faylanma alanının izdüşümüne olan en yakın uzaklık, h faylanma alanının karekökü, $\sigma_{\log A}$ modelin standart sapmasıdır. İvme kaydı olan her depremin özellikle de küçük depremlerin ($M < 5.0$) faylanma alanları, deprem kataloglarında yer almamaktadır. Bu nedenle h 'ın küçük depremler için hesaplanabilmesi için faylanma alanı bilinen depremlerden yararlanarak Wu ve diğ., (2001)' in önerdiği M_w ile h arasında regresyon modeli oluşturulmuştur. Buna göre

$$h_i = C_4 * 10^{C_5 M_w} \quad (5.59)$$

Burada h_i i 'inci deprem için doyma terimi, C_4 ve C_5 regresyon katsayılarıdır.

Azalım ilişkisinin belirlenebilmesi için (5.58) bağıntısına uygun olarak, her bir i 'inci depremin gözlenen ivme değerleri ile modelden belirlenecek olan ivme değerleri arasındaki farkın karelerinin toplamını minimum yapacak olan eğri en uygun regresyon eğrisi olacaktır. Bu yaklaşım en küçük kareler regresyon yaklaşımıdır. Buna göre gözlenen ivme değeri ile modelden belirlenen ivme değeri arasında fark olan standart sapma aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\sigma_{\log A_i} = \sum_{i=1}^n (C_1 + C_2 M_{wi} - \log(R_{jbi} + h_i) + C_3 R_{jbi} - \log A_i)^2 \quad (5.60)$$

(5.60) bağıntısının sırasıyla C_1 , C_2 ve C_3 'e göre türevleri alındığında,

$$\partial \sigma_{\log A_i} / \partial C_1 = \sum_{i=1}^n 2(C_1 + C_2 M_{wi} - \log(R_{jbi} + h_i) + C_3 R_{jbi} - \log A_i) = 0 \quad (5.61)$$

$$\partial \sigma_{\log A_i} / \partial C_2 = \sum_{i=1}^n 2(C_1 + C_2 M_{wi} - \log(R_{jbi} + h_i) + C_3 R_{jbi} - \log A_i) M_{wi} = 0 \quad (5.62)$$

$$\partial \sigma_{\log A_i} / \partial C_3 = \sum_{i=1}^n 2(C_1 + C_2 M_{wi} - \log(R_{jbi} + h_i) + C_3 R_{jbi} - \log A_i) R_{jbi} = 0 \quad (5.63)$$

olur. Buradan C_1 , C_2 ve C_3 katsayıları

$$C_1 = \frac{\begin{vmatrix} \sum_{i=1}^n \log(R_{jb_i} + h_i) + \sum_{i=1}^n \log A_i & \sum_{i=1}^n M_{w_i} & \sum_{i=1}^n R_{jb_i} \\ \sum_{i=1}^n \log(R_{jb_i} + h_i) M_{w_i} + \sum_{i=1}^n \log A_i M_{w_i} & \sum_{i=1}^n M_{w_i}^2 & \sum_{i=1}^n R_{jb_i} M_{w_i} \\ \sum_{i=1}^n \log(R_{jb_i} + h_i) R_{jb_i} + \sum_{i=1}^n \log A_i R_{jb_i} & \sum_{i=1}^n R_{jb_i} M_{w_i} & \sum_{i=1}^n R_{jb_i}^2 \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} \sum_{i=1}^n M_{w_i} & \sum_{i=1}^n R_{jb_i} \\ \sum_{i=1}^n M_{w_i}^2 & \sum_{i=1}^n R_{jb_i} M_{w_i} \\ \sum_{i=1}^n R_{jb_i} M_{w_i} & \sum_{i=1}^n R_{jb_i}^2 \end{vmatrix}} \quad (5.64)$$

$$C_2 = \frac{\begin{vmatrix} \sum_{i=1}^n \log(R_{jb_i} + h_i) + \sum_{i=1}^n \log A_i & \sum_{i=1}^n R_{jb_i} \\ \sum_{i=1}^n \log(R_{jb_i} + h_i) M_{w_i} + \sum_{i=1}^n \log A_i M_{w_i} & \sum_{i=1}^n R_{jb_i} M_{w_i} \\ \sum_{i=1}^n \log(R_{jb_i} + h_i) R_{jb_i} + \sum_{i=1}^n \log A_i R_{jb_i} & \sum_{i=1}^n R_{jb_i}^2 \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} \sum_{i=1}^n M_{w_i} & \sum_{i=1}^n R_{jb_i} \\ \sum_{i=1}^n M_{w_i}^2 & \sum_{i=1}^n R_{jb_i} M_{w_i} \\ \sum_{i=1}^n R_{jb_i} M_{w_i} & \sum_{i=1}^n R_{jb_i}^2 \end{vmatrix}} \quad (5.65)$$

$$C_3 = \frac{\begin{vmatrix} \sum_{i=1}^n \log(R_{jb_i} + h_i) + \sum_{i=1}^n \log A_i & \sum_{i=1}^n \log A_i M_{w_i} \\ \sum_{i=1}^n \log(R_{jb_i} + h_i) M_{w_i} + \sum_{i=1}^n \log A_i M_{w_i} & \sum_{i=1}^n \log A_i R_{jb_i} \\ \sum_{i=1}^n \log(R_{jb_i} + h_i) R_{jb_i} + \sum_{i=1}^n \log A_i R_{jb_i} & \sum_{i=1}^n R_{jb_i}^2 \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} \sum_{i=1}^n M_{w_i} & \sum_{i=1}^n R_{jb_i} \\ \sum_{i=1}^n M_{w_i}^2 & \sum_{i=1}^n R_{jb_i} M_{w_i} \\ \sum_{i=1}^n R_{jb_i} M_{w_i} & \sum_{i=1}^n R_{jb_i}^2 \end{vmatrix}} \quad (5.66)$$

olarak bulunur.

5.5. Sismik Tehlike Olasılık Hesapları

Sismik tehlike çözümlemelerinde depremin büyüklüğü, dışmerkezi, oluşum sıklığı ve uzaklıkla kuvvetli yer hareketi ilişkisi gibi etkilerinin birleştirilmesinde, olasılık hesapları kullanılır. Bu hesapların sonuçları genellikle seçilen belirli bir yer hareketi parametresinin, belirlenen bir zaman aralığındaki aşılma olasılığını verir. Bu olasılıklar, her bir sismik kaynak için belirlenir ve inceleme alanına etkiyecek toplam tehlikeyi hesaplamak için birleştirilir. Bir yer hareketi parametresi olan ivmenin (A), belirli bir değerinin (a^*) aşılma olasılığı, aşağıdaki bağıntı ile toplam olasılık teoremi kullanılarak hesaplanır (Bender ve Perkins, 1987).

$$P[A > a^*] = \iint P[A > a^* | m, r] f_M(m) f_R(r) dm dr \quad (5.67)$$

Buradaki $P[A > a^* | m, r]$, inceleme alanı için kuvvetli yer hareketi azalım ilişkisi kullanılarak aşağıdaki bağıntı ile bulunur.

$$P[A > a^* | m, r] = 1 - F_A(a^*) \quad (5.68)$$

Burada $F_A(a)$, m ve r 'deki A 'nın kümülatif dağılım fonksiyonudur. $F_A(a)$, A 'yı belirleyen olasılık dağılımına bağlıdır ve A 'nın belirli bir a^* değerini aşma olasılığı (Şekil 5.12) normal dağılım çizelgelerinden bulunur. $f_R(r)$ ve $f_M(m)$ sırasıyla (5.5) ve (5.18) bağıntılarıyla verilen magnitüd ve uzaklığın olasılık yoğunluk fonksiyonlarıdır. İnceleme alanında N_s sayıda potansiyel sismik kaynak bölgesi yeralması halinde toplam aşılma oranı

$$\lambda_{a^*} = \sum_{i=1}^{N_s} v_i \iint P[A > a^* | m, r] f_{m_i}(m) f_{R_i}(r) dm dr \quad (5.69)$$

dır. Burada v_i , i . sismik kaynak için m_0 alt eşik magnitüdün yılda ortalama aşılma oranıdır ve

$$v_i = \left[e^{\alpha_i - \beta_i m_0} \right] \quad (5.70)$$

ile belirlenir. Yukarıdaki (5.69) eşitliğinin bir bölgedeki OSTÇ için analitik olarak hesaplanması oldukça zordur. Bu nedenle (5.69) eşitliği ile verilen ortalama aşılma oranı, sayısal integrasyon kullanılarak hesaplanır. Bunun için sismik kaynak, magnitüd ve uzaklık, sırasıyla N_S , N_M ve N_R sayıda alt aralıklara bölünerek işlem yapılmalıdır.(Kramer, 1996). Böylece (5.69) eşitliği aşağıdaki şekli alır.

$$\lambda_{a^*} = \sum_{i=1}^{N_S} \sum_{j=1}^{N_M} \sum_{k=1}^{N_R} v_i P[A > a^* | m_j, r_k] f_{M_i}(m_j) f_{R_i}(r_k) \Delta m \Delta r \quad (5.71)$$

Burada sırasıyla m_j , r_k , Δm , Δr aşağıdaki gibidir.

$$m_j = \frac{m_0 + (j - 0.5)m_{\max} - m_0}{N_M} \quad (5.72)$$

$$r_k = \frac{r_{\min} + (k - 0.5)r_{\max} - r_{\min}}{N_R} \quad (5.73)$$

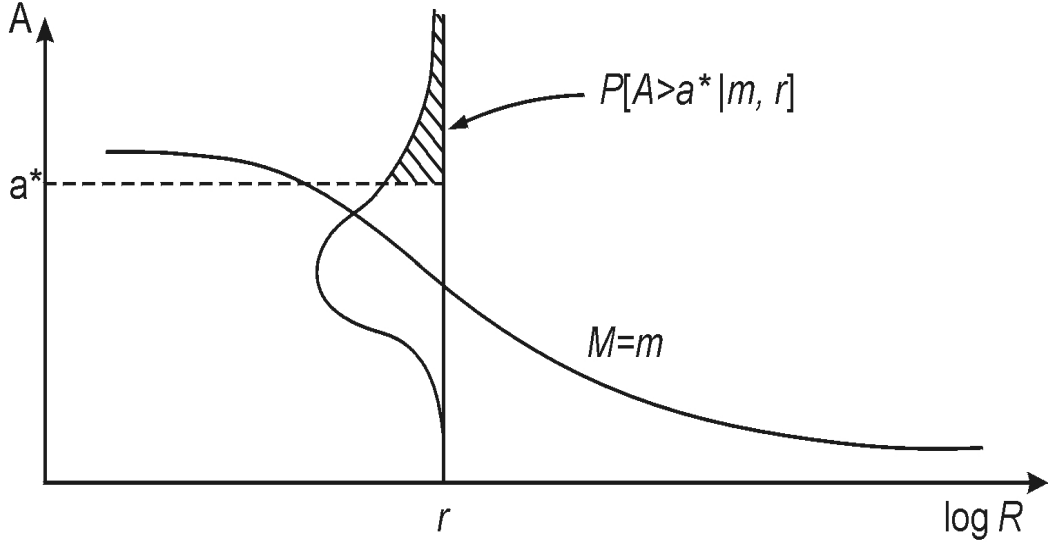
$$\Delta m = \frac{m_{\max} - m_0}{N_M} \quad (5.74)$$

$$\Delta r = \frac{r_{\max} - r_{\min}}{N_R} \quad (5.75)$$

(5.71) eşitliği her kaynağın sadece N_R kaynak-inceleme alanı uzaklığında (r_k) ve N_M farklı deprem magnitüdünde (m_j) deprem üretebileceği varsayımı ile eşdeğerdir. Buna göre (5.71) eşitliği;

$$\lambda_{a^*} = \sum_{i=1}^{N_S} \sum_{j=1}^{N_M} \sum_{k=1}^{N_R} v_i P[A > a^* | m_j, r_k] P[M = m_j] P[R = r_k] \quad (5.76)$$

olur. (5.67) ile tanımlanan analitik integral eşitliğinin sayısal integral ile tanımlanması olan (5.71) eşitliğinin doğruluk derecesi, N_R ve N_M 'nin sayısı ile doğru orantılıdır.



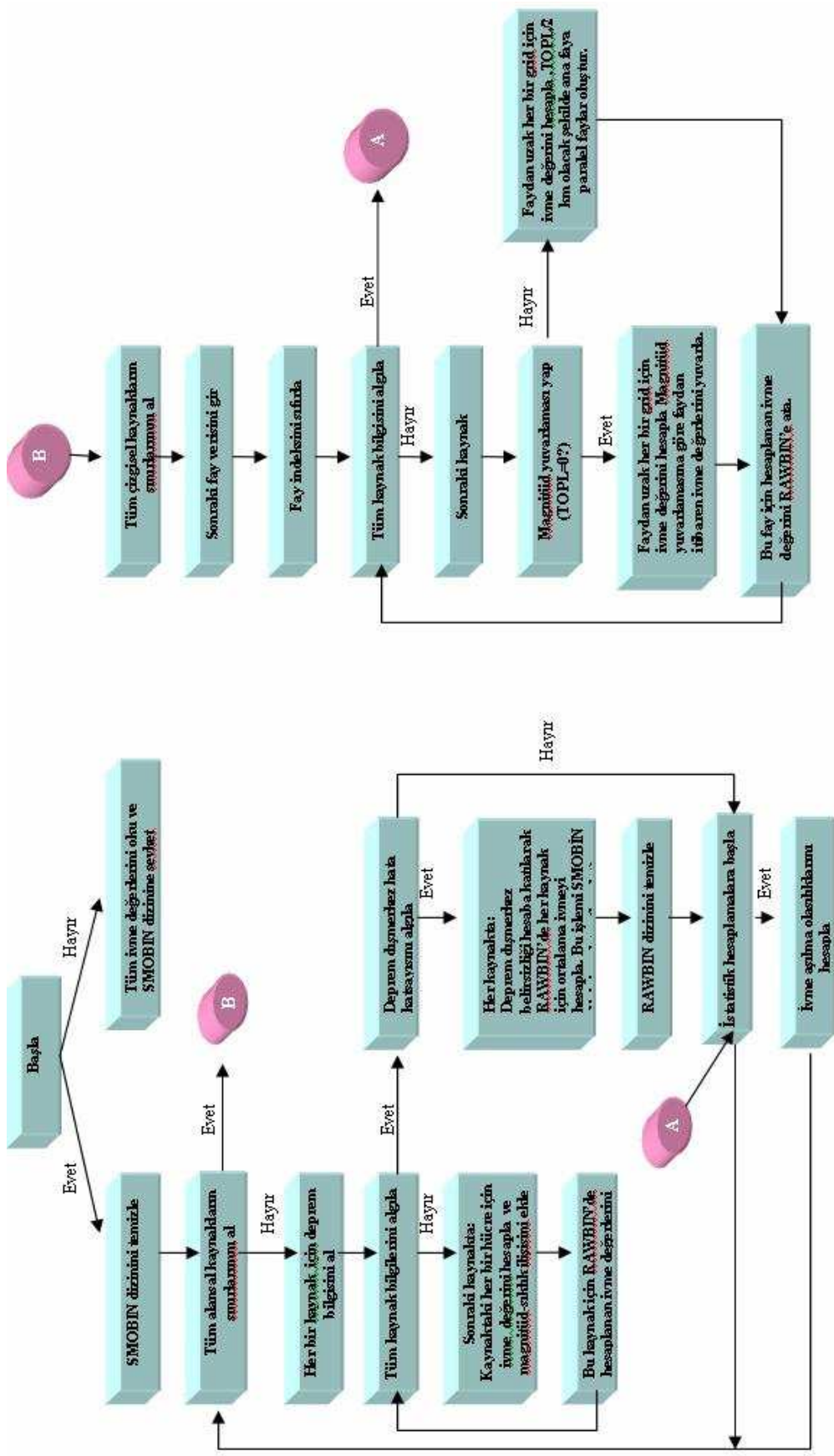
Şekil 5.12. Bir M magnitüdü ve R uzaklığı için kuvvetli yer hareketi değerinin belirli bir değeri (a^*) şartlı aşma olasılığı.

5.6. SEISRISK III Programı

SEISRISK III, Bender ve Perkins (1987) tarafından, Fortran bilgisayar programlama dilinde, iki boyutlu sismik tehlike çözümlemesi için geliştirilmiş bir yazılımdır. Yazılım, bölüm 5.5’de ayrıntılı olarak anlatılan temel olasılık hesaplamalarına dayalıdır. Buna göre yazılım, belirlenen bir çalışma alanında yazılımın elverdiği sayıda tanımlanabilen, iki boyutlu her bir grid noktası için istenen yer hareketi değerinin istenen zaman içinde aşılma olasılığını belirler. Yazılıma ait akış şeması Şekil 5.13’de, yazılımın temel özellikleri ise aşağıdadır.

- i) SEISRISK III, alansal kaynakların her birini hücelere böler. Hesaplama yapılacak her bir grid noktasının bu hücelere olan uzaklığını hesaplayarak, çeşitli magnitüd değerlerine göre girilen pik ivme uzaklık azalım ilişkisini kullanarak, her bir hücreye olan uzaklığa denk düşen ivme bilgisini, olasılık hesaplamada kullanılmak üzere saklı tutar. Yazılım bu işlemi SMOBIN dizininde yürütür (Şekil 5.13).

- ii) SEISRISK III, magnitüd ilişkili fay boylarını hesaba katarak en yakın mesafe yaklaşımı üzerine kurulu bir yazılımdır. Program girilen ilgili fayın her bir grid noktasına olan en yakın uzaklığını hesaplar. Aynı zamanda program çeşitli magnitüd değerlerine göre PYİ azalım ilişkisinden bulunan ivme değerlerini aşılma olasılığı hesaplamak için kullanır. Hesaplamaya ne kadar çok magnitüd değeri dahil olursa çözümlemenin güvenilirliği o kadar artacaktır. Program bu işlemi RAWBIN dizininde yürütür.
- iii) Sonuç olarak SEISRISK III teker teker her bir sismik kaynakla ilişkili deprem oluşumları, PYİ azalım ilişkisi ve uzaklık fonksiyonunu kullanarak her bir grid noktası için olasılıksal yer hareketini hesaplar, sonra tüm etkileri birleştirerek (5.76) bağıntısına göre her bir grid noktası için toplam olasılıksal yer hareketi değerini belirler.
- iv) Programa istenilen şekilde, yer hareketinin aşılma olasılık değeri (% olarak) ve olasılığın belirleneceği zaman girilebilir.
- v) Programın en önemli özelliklerinde biri, sismik kaynakların ve deprem dışmerkezlerinin dağılıma ait hata paylarının (uncertainties) hesaba katılabilmesidir.



5.7. Türkiye Deprem Yönetmeliği (1998) ve Sismik Tehlike Çözümleme ilişkisi

1998 Türkiye Deprem Yönetmeliği (TDY)'ndeki deprem bölgeleri sınıflaması, yapı tasarımı ve inşaatı için kullanılan ivme değerlerini göstermektedir. Deprem bölgeleri haritasının belirlenmesinde, olası aktif fayların ve deprem dışmerkezlerinin dağılımı ile PYİ azalım ilişkilerini dikkate alan olasılıksal modeller kullanılmıştır (Gülkan ve diğ., 1993). Ulusal ölçekte hazırlanan harita, bir makrobölgeleme haritası olup, farklı deprem bölgeleri için en küçük yer ivme katsayılarını (A_0) tanımlamaktadır (Tablo 5.2).

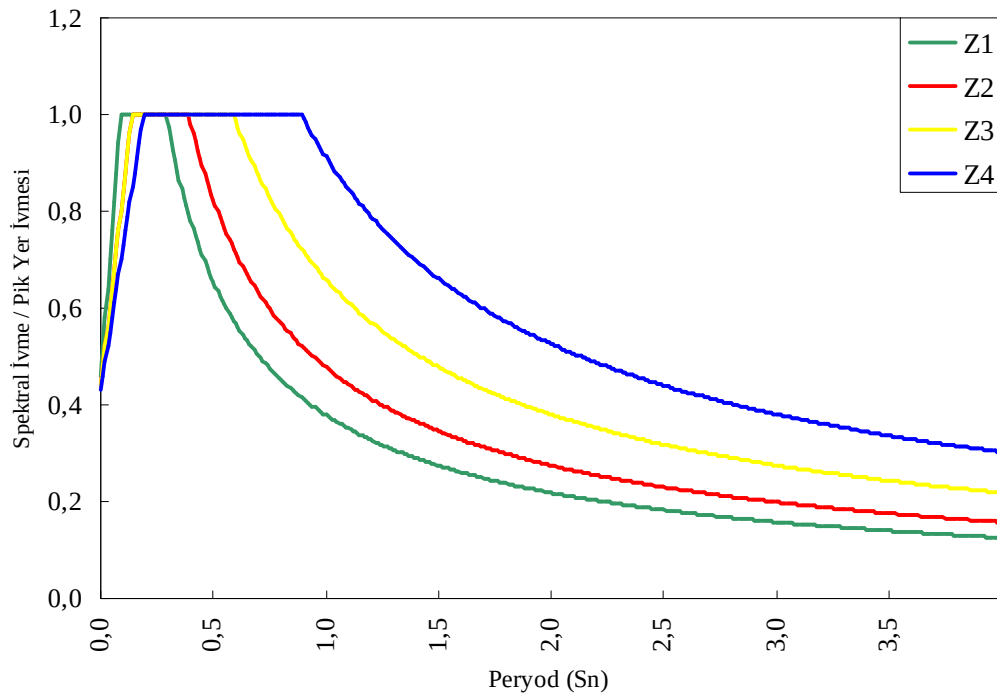
Tablo 5.2. 1998 Türkiye Deprem Yönetmeliği ivme katsayıları

Deprem Bölgesi	A_0
1	0.40
2	0.30
3	0.20
4	0.10

Hesaplanan bu ivme katsayıları, binalara etkiyen sismik yükleri tanımlamada yeterli değildir. Depremle birlikte yapılara etkiyen sismik yükler, tepki spektrumları ile belirlenir. Bu nedenle, çoğunlukla tasarım yer hareketleri için tepki spektrumları kullanılır. Tepki spektrumları, depremin bir bölgedeki etkilerini frekansa veya peryoda bağlı olarak gösterirler. Tasarım tepki spektrumları ise düzleştirilmişlerdir. İstenen belirli bir frekans için tepki spektrumları ile tasarım tepki spektrumları arasındaki fark, zeminin ve yapının özelliklerinin bilinmesini gerektirir. Bu durum ayrıca yapıların tasarımları açısından çok önemlidir. Tasarım tepki spektrumlarının temeli, sismik tehlike çözümlemesi çalışmalarına, çoğu tasarım yer hareketi de 50 yıl ve aşılma olasılığı %10 olan hesaplamalara dayanmaktadır. TDY (1998)'ne göre tasarım spektrumları, bina önem katsayısı ve 50 yıllık bir süre içinde % 10 aşılma olasılıklı ivme değerleri ile hesaplanmaktadır. Yönetmelikte, tasarım ivme spektrumunun, yerçekimi ivmesi g 'ye bölünmesine karşı gelen, spektral ivme katsayısı %5 sönüm oranı için aşağıdaki gibi verilmiştir.

$$A(T)=A_0 I S(T) \quad (5.77)$$

Burada $A(T)$, spektral ivme katsayısı, I , bina önem katsayısı, A_0 , yer ivmesi katsayısı $S(T)$ ise spektrum katsayısıdır. Spektrum katsayısının hesaplanması, farklı yerel zemin koşulları için yönetmelikte belirtilmiştir. Yönetmelikte ayrıntılı olarak tanımlanan farklı yerel zemin koşulları için belirlenen tasarım ivme spektrumları Şekil 5.14’da, yerel zemin koşulları ise Tablo 5.3 ve Tablo 5.4’de görülmektedir.



Şekil 5.14. 1998 Türkiye Deprem Yönetmeliği bina önem derecesi 1 olan (konut, işyerleri, endüstri yapıları) yapılar için yönetmelikte belirtilen zemin koşullarına göre tasarım ivme spektrumları.

Tablo 5.3. 1998 Türkiye Deprem Yönetmeliği zemin grubu.

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

Tablo 5.4. 1998 Türkiye Deprem Yönetmeliği yerel zemin sınıflamaları.

Yerel Zemin Sınıfı	Tablo 5.3'e göre Zemin grubu En üst zemin tabakası kalınlığı (h_1)	$T_A(S)$	$T_B(S)$
Z1	A Grubu zeminler $h_1 \leq 15m$ olan B grubu zeminler	0.1	0.3
Z2	$h_1 \geq 15m$ olan B grubu zeminler $h_1 \leq 15m$ olan C grubu zeminler	0.1	0.4
Z3	$15m < h_1 \leq 50m$ olan C grubu zeminler $h_1 \leq 10m$ olan D grubu zeminler	0.1	0.6
Z4	$h_1 \geq 50m$ olan C grubu zeminler $h_1 \geq 10m$ olan D grubu zeminler	0.2	0.9

5.8. Sismik Tehlike İçin Yerel Zemin Etkilerinin Modellenmesi

Yerel jeolojik çökellerin sismik hareketin karakterini değiştirdiği ve binalar üzerinde hasara sebep olduğu çok iyi bilinmektedir. Bölgesel sismik tehlike çözümlemelerinde en yaygın yerel yer etkisi, zemin büyütmesi olarak dikkate alınmaktadır. İkincil yerel yer etkileri ise sıvılaşma, yamaç duraysızlığı ve yüzey faylanması etkisidir. Yerel zemin şartlarının karakterine bağlı birkaç zemin büyütme modeli geliştirilmiştir (Aki, 1988). Bu modeller, farklı zeminlerde kaydedilen kuvvetli yer hareketi pik değerlerinin birbirine oranı ile belirlenen yöntemlerden, doğrusal olmayan dinamik zemin tepkisi temeline oturtulan karmaşık yöntemlere kadar çeşitlendirilebilir. İkincil yerel yer etkilerinin belirlenmesi ise zemin büyütmesine göre çok daha zordur. Bu etkiler çoğunlukla, incelenen bölgeye ait ilgilenilen tehlike potansiyeli için “var” yada “yok” biçiminde ya da “yüksek”, “orta”, “düşük” ve “çok düşük” şeklinde tehlike potansiyelini veren sismik bölgeleme haritaları olarak gösterilirler.

Depremlerle birlikte oluşacak can ve mal kaybı doğrudan yer sarsıntısı ile ilgili olduğu gibi depremin oluşturacağı sıvılaşma, heyelan ya da yüzey faylanmasına da bağlı olabilir. Son 50 yıl içerisinde gerek dünya da gerekse ülkemizde oluşan büyük depremler bölgesel hasarın ve ekonomik kayıpların büyük ölçüde yerel zemin koşullarından kaynaklandığını göstermiştir. Bunun en iyi örnekleri 1964 Alaska-ABD, 1964 Niagata-Japonya, 1989 Loma Priata-ABD, 1995 Kobe-Japonya, ülkemizde ise 1998 Ceyhan-Adana, 1999 Kocaeli ve 1999 Düzce depremlerinde gözlenmiştir. Bu depremlerde hasarın büyük çoğunluğu zemin büyütmesi, sıvılaşma, heyelan ve yüzey faylanması etkilerinin hesaba katılmadığı geoteknik faktörlere bağlı olarak gelişmiştir.

Kuvvetli yer hareketi, sıvılaşma, heyelan ve yüzey faylanması bilgisi kullanılarak hazırlanan sismik bölgeleme haritaları, yerleşim alanlarında deprem etkilerini azaltmak için çok önemli rol oynamaktadır. Daha önceki bölümlerde tartışıldığı gibi CBS, sismik bölgeleme çalışmaları için mekansal jeolojik ve geoteknik bilginin derlenmesi ve integrasyonunda en uygun sistemdir. Bu anlamda tez çalışması

kapsamında, sismik bölgeleme haritalarının hazırlanması için yerel yer etkileri değerlendirilmiştir.

5.8.1. Zemin büyütmesi

Zemin büyütmesi, çözülmesi en güç zemin etkilerinden biridir. Bu güçlüklerin nedenleri; yerel zemin parametreleri ile ilgili yetersiz bilgi, farklı zemin koşullarında yetersiz kuvvetli yer hareketi kaydı ve zeminin doğrusal olmayan karakteristiklerinin tanımlanmasındaki güçlüklerden kaynaklanmaktadır. Yer hareketinin büyütülmesine yönelik yerel zemin koşullarının belirlenmesinde en çok kullanılan yöntemlerden biri deneysel çarpım faktörü yöntemi (empirical multiplication factor method) dir. Bu yöntem, farklı zeminlerde kaydedilen kuvvetli yer hareketi pik değerlerinin birbirine oranını kapsamakta ve sismik bölgeleme çalışmalarında yaygın olarak kullanılmaktadır (King ve Kremidjian, 1994). Sismik bölgeleme çalışmaları için en gerçekçi yaklaşım, deprem verilerinden yararlanarak, deneysel zemin büyütmesi faktörlerinin belirlenmesi ve ölçülmesi kolay geoteknik parametreler ile ilişkilendirilmesidir (Aki, 1988). Kiremidjian ve diğ., (1991), 1989 Loma Priata depremine ait, zeminde (soil) ve kayada (rock) 52 adet kaydı değerlendirerek, San Francisco için yerel koşullara bağlı PYİ ve PYH büyütme faktörleri geliştirmiştir. Bu faktörler zemin çökellerinin derinliğine ve kayma dalgası hızına bağlı PYİ ve PYH'nın fonksiyonudur.

5.8.2. Sıvılaşma

Sıvılaşma, yüzeye yakın kum tabakalarında tanecikler arasındaki boşlukların depremin tekrarlı yüklerine maruz kaldıklarında, tanecikler arasındaki dengenin bozularak kum ile birlikte suyun yüzeye çıkması olayıdır. Sıvılaşmanın oluşmasında, deprem büyüklüğünün yanında zeminin jeolojik koşulları ve yer altı su derinliği en önemli etkiyi oluşturmaktadır. Özellikle kil bulunmayan kumlar, siltler ve bazen de çakıl bulunan zeminler sıvılaşma potansiyeline sahiptir. Deprem sırasında dalgaların, özellikle kayma dalgalarının suya doymuş daneli tabakalardan geçerken, dane yerleşim düzenini değiştirmeleri, gevşek olarak bulunan danelerin göçerek yerleşmesine ve sıkışmasına sebep olur. Bu yerleşme sırasında daneler arasında su

yol bulup kaçamazsa boşluk suyu basıncı yükselir. Eğer bu basınç üstte bulunan tabakaların ağırlığına yakın bir seviyeye ulaşırsa, daneli tabaka geçici olarak sıvı gibi davranarak sıvılaşma olayını ortaya çıkarır. Sıvılaşma, sadece suya doymun daneli tabakalarda oluşmaktadır. Bu nedenle yer altı su derinliği sıvılaşma duyarlılığını etkilemektedir. Yeraltı suyu derinleştikçe sıvılaşma duyarlılığı azalır. Sıvılaşma çoğunlukla zemin yüzeyinden birkaç metre derinde oluşmaktadır. Yer altı su seviyesinin mevsimsel etkilere bağlı olarak alçalıp yükselmesi, sıvılaşma olasılığını da artırır veya azaltır. Bölgesel sıvılaşma tehlikesi haritaları, tipik olarak jeolojik ve geoteknik bilgi kullanılarak yapılır. Bu haritalar deprem yükü altında çeşitli zemin çökellerinin sıvılaşma olasılığını “çok yüksek” “çok düşük” aralığında açıklayan haritalardır (Juang ve Elton, 1991).

Zemin çökellerinin sıvılaşma potansiyelini belirlemek için bir kaç yaklaşım geliştirilmiştir. Bunların en yaygın olanı, devirsel gerilme terimi ile zeminin sıvılaşmaya karşı direncini ve deprem yüklemesini (earthquake loading) bir arada açıklayan devirsel kayma gerilmesi yaklaşımıdır. Devirsel kayma gerilmesi yaklaşımı ilk olarak (Seed ve Idriss, 1971) tarafından 1964 yılında Japonya’da oluşan Niiagata ve ABD’de oluşan Alaska depremlerinden elde edilen laboratuvar testleri ve arazi gözlemleri kullanılarak geliştirilmiştir. Devirsel kayma gerilmesi ile açıklanan deprem kaynaklı yükleme, zeminin sıvılaşmaya karşı direnci ile karşılaştırılır. Bu yüklemenin, zeminin sıvılaşmaya karşı olan direncini aşması durumunda sıvılaşma oluşur. Burada dikkat edilmesi gereken durum, bir zeminin sıvılaşma oluşturabilecek özelliklere sahip olmasının herhangi bir depremde sıvılaşma olacağı anlamına gelmemesidir. Sıvılaşmanın başlaması aşırı boşluk suyu basıncı, deprem kaynaklı tekrarlı yükün genliği ve deprem kaynaklı yüklemenin süresi ile ilgilidir. Sonuç olarak, bir depremin oluşturduğu tekrarlı yükleme ve zeminlerin sıvılaşma direnç özellikleri ortaya konulduktan sonra, sıvılaşma potansiyeli değerlendirilebilir. Böylece sıvılaşma potansiyeli, belli bir zemin profili için deprem yüklemesi ile zeminin bu yüklemeye karşı direncinin karşılaştırılmasıdır ve bu

$$F_s = CRR/CSR \quad (5.78)$$

güvenlik faktörü ile açıklanır (Seed ve Idriss, 1971). Burada CRR (Cyclic Resistance Ratio), sıvılaşma oluşumuna karşı zeminin devirsel direnç oranı ve CSR (Cyclic Stress Ratio) depremle oluşan devirsel kayma gerilmesi oranıdır. Sonuç olarak sıvılaşma, deprem yükü anında zeminin sıvılaşmaya karşı direncini aştığı durumlarda gelişir. Güvenlik katsayısının (F_s) değerine göre hangi sınırlar içerisinde sıvılaşma olup olamayacağı çeşitli araştırmacılarca önerilmiştir. Bunlardan en yaygın kullanılanları, Seed ve Idriss (1971) tarafından önerilen F_s 'in 1 den küçük olduğu durumlarda sıvılaşmanın olduğu yaklaşımı ve F_s 'in 1'den büyük olduğu durumlarda sıvılaşmanın oluşmadığı yaklaşımıdır. Bunun yanında sıvılaşmanın oluşup oluşmamasını tek bir değere bağlamak yerine, sıvılaşma indeksi (Iwasaki ve diğ., 1984) relatif sıklık oranı-PYİ (Seed, 1976) ve Eurocode 8 (1998)'de olduğu gibi çeşitli aralıklara göre sıvılaşma olasılığını belirleyen çalışmalar vardır. Bu çalışmada Aşçı ve diğ., (2004) tarafından F_s 'e göre yapılan sıvılaşma risk seviyeleri kullanılmıştır (Tablo 5.5).

Tablo 5.5. F_s 'e göre sıvılaşma risk seviyeleri

Güvenlik Faktörü (F_s)	Sıvılaşma Risk Seviyesi
$F_s > 1.2$	Sıvılaşma riski yok
$0.8 < F_s \leq 1.2$	Kritik sıvılaşma riski
$0.8 \leq F_s$	Yüksek sıvılaşma riski

5.8.3. Yüzey faylanması

Sismik Tehlike için yerel etkilerin modellenmesine yönelik kullanılan bir diğer yer etkisi, yüzey faylanmasıyla oluşan yerdeğiştirmedir. Deprem magnitüdü ile fay boyu arasında bir çok deneysel ilişki önerilmesine rağmen, yerdeğiştirmeye bağlı hasarı tahmin etmeye yönelik, çok az çalışma vardır. Kremidjian (1984) odak mekanizması çözümlemelerinden yararlanarak, yüzey faylanmasından kaynaklanan tehlikeyi tahmin etmek için farklı yerdeğiştirme modelleri önermiştir. Bunun yanında ATC (1985), aktif fay etrafında özel tampon (buffer) kuşaklar oluşturarak yerdeğiştirme etkisini hesaba katmıştır. Sismik tehlikenin belirlenmesine yönelik bu yöntem, fayın bir çizgi olarak kabul edilmesine göre daha uygun bir yaklaşımdır.

Her fay bir süreksizlik kuşağıdır. Bir deprem oluştuğunda sadece o depremle ilgili bir yüzey faylanması oluşacak ve diğer tali faylarda da süreksizlikten dolayı salınımdan

etkilenecektir. Dolayısıyla her bir tali fay etrafındaki alan, zemin koşullarına da bağlı olarak etkilenecektir. Bu etkileşim faydan uzaklaştıkça derece derece azalır. Bu nedenle inceleme alanı içerisindeki her bir irili ufaklı fay etrafına tampon kuşaklar oluşturularak CBS ortamında sismik tehlike çözümlemesinde kullanılır.

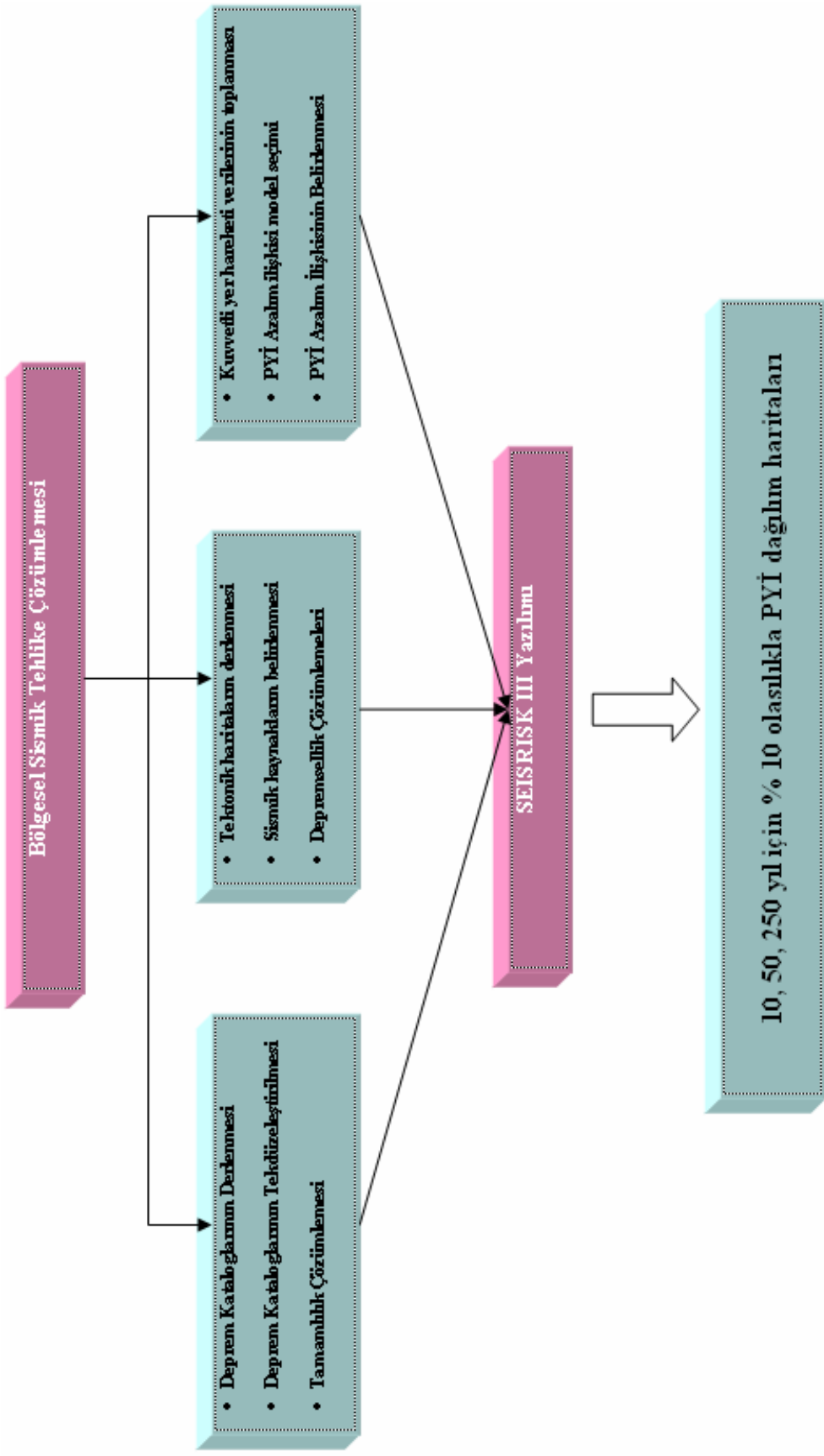
5.8.4. Yamaç duraysızlığı

Topraktan ve kayalardan oluşan kütlelerin, bulundukları yerden kayarak yerdeğiştirmeleri, yamaç duraysızlığının bir sonucudur. Bu yerdeğişimde temel faktörler; eğim, yağış durumu, zemin özellikleri, tabakaların uzanım doğrultusu, depremler ve insan kaynaklı dış etkenler olarak sayılabilir. Bir bölgede yamaç duraysızlığı potansiyelinin belirlenmesi ve değerlendirilmesi, sismik bölgeleme çalışmalarında hesaba katılması gereken önemli tehlike etkilerinden biridir. Yamaçlardaki duraysızlık; tetikleyici kuvvet ve hareket etmeye karşı malzemenin direnci ile ilgilidir. Tetikleyici kuvvet, yerçekimi ve sismik kuvvetlere, malzemenin direnci ise yerel (jeolojik, jeofizik ve geoteknik) koşullara bağlıdır. Bu koşullar jeolojik, jeofizik ve geoteknik çalışmalarla belirlenebilir. Bölüm 4.2’de de anlatıldığı gibi sismik tehlikeye yönelik yamaç duraysızlığına bağlı çalışmalar, üç farklı ölçekte sismik bölgeleme çalışmalarına dahil edilebilirler. Küçük ölçekli haritalarda yamaç duraysızlığı deprem magnitüdü ve uzaklık gibi birkaç etkiye bağlı olarak belirlenebilmektedir. Buna karşın büyük ölçekli çalışmalara yönelik geliştirilen yöntemlerde; kaymayı oluşturacak kritik ivme, kayma mukavemeti, duraylılık (stabilite) katsayısı, yamaç eğimi, zeminin kohezyonu, tabakanın içsel sürtünme açısı gibi parametrelere bağlı olarak tanımlanır ve güvenlik faktörü kriterine göre yüksek, orta, düşük tehlike seviyeleri belirlenir (Siyahi ve Ansal, 1993; Wilson ve diğ., 1979). Bu tehlike seviyeleri sismik bölgeleme çalışmalarında diğer etkilerle birlikte toplam tehlikenin belirlenmesinde kullanılır.

6. DOĞU MARMARA OLASILIKSAL SİSMİK TEHLİKE ÇÖZÜMLEMESİ

6.1. Giriş

Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü için hazırlanan Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası (Gülkan ve diğ., 1993), deprem tehlikesi temeline oturtulan beş ayrı deprem kuşağını içermektedir. Bu kuşaklar PYİ'ne bağlı olarak OSTÇ ile hesaplanmıştır. Haritanın ölçeği 1:1.800.000 olup makro ölçekli bir haritadır. Yerel zemin koşullarının etkisi hesaba katılmadan, ülke düzeyinde deprem tehlikesinin gösterildiği bu harita, bölgesel ölçekte sismik mikrobölgeleme bilgisinden uzaktır. Ayrıca haritanın hazırlanmasında kullanılan PYİ azalım ilişkileri, ülkemizde 1999 yılına kadar yeter derecede ivme kaydı alınamadığından dolayı, başka ülkeler için hazırlanmış PYİ azalım ilişkileridir. 17 Ağustos 1999 depreminin ardından Marmara bölgesinde çeşitli ulusal ve uluslararası kuruluşlar tarafından kurulan ivmeölçer ağıları sayesinde, PYİ azalım ilişkisi belirlemeye yönelik yeter derecede veri tabanı oluşmuştur. Bu anlamda çalışmanın bu bölümünde Doğu Marmara için belirlenen PYİ azalım ilişkisi ve OSTÇ çalışmaları anlatılmıştır. Çalışmada izlenen aşamalar Şekil 6.1'de gösterilen akış şemasındadır. Bölüm 5.1'de ayrıntıları anlatılan sismik kaynak bölgelendirilmesi, Bölüm 5.2'de ayrıntıları anlatılan deprem oluşum modelleri, Bölüm 5.4'de ayrıntıları anlatılan PYİ azalım ilişkileri ve Bölüm 5.5'de ayrıntıları anlatılan olasılık hesaplarına göre çalışma alanı için 1:500.000 ölçekli, 10, 50 ve 250 yıllık periyotlarda % 10 aşılma olasılığıyla PYİ haritaları, 0.2sn ve 1.0sn periyod için 50 yılda %10 aşılma olasılığıyla Sİ haritaları hazırlanmıştır.



Şekil 6.1. Olasılıksal Sismik Tehlike Çözümlemesi için izlenen akış diyagramı.

6.2. Deprem Oluşumlarının Derlenmesi ve Modellenmesi

Bölgenin yüksek nüfus yoğunluğu ve büyük sanayi yapılarının bulunduğu bir bölge olduğu düşünüldüğünde, depremselliğinin ve deprem özelliklerinin olabildiğince doğru ve ayrıntılı belirlenmesi gerekmektedir. Bu nedenle, bölgeyi etkileyen depremlerin kaynağını oluşturan aktif tektonizmanın ayrıntılı olarak ortaya konulması, depremlerin zaman dağılımları, tamamlılıkları ve tekrarlılıkları yapılacak olan her türlü çalışma için son derece önemlidir.

Deprem istatistiğine dayanan çalışmalarda kullanılan deprem verilerinin, zaman ve uzay boyutundaki dağılımları çalışmanın sonucunu doğrudan etkileyeceğinden, bu verilerin tekdüze hale getirilmesi gerekmektedir. Tekdüze hale getirilmemiş deprem verileri ile çalışma yapıldığında, depremlerin zaman-uzay boyutundaki dağılımlarıyla magnitüd-sıklık ilişkileri için gerçek özellikler elde edilemeyeceğinden depremlerden korunma ve onları önceden belirlemeye yönelik çalışmaların sonuçları da sağlıklı olmamaktadır (Sipahioğlu, 1984).

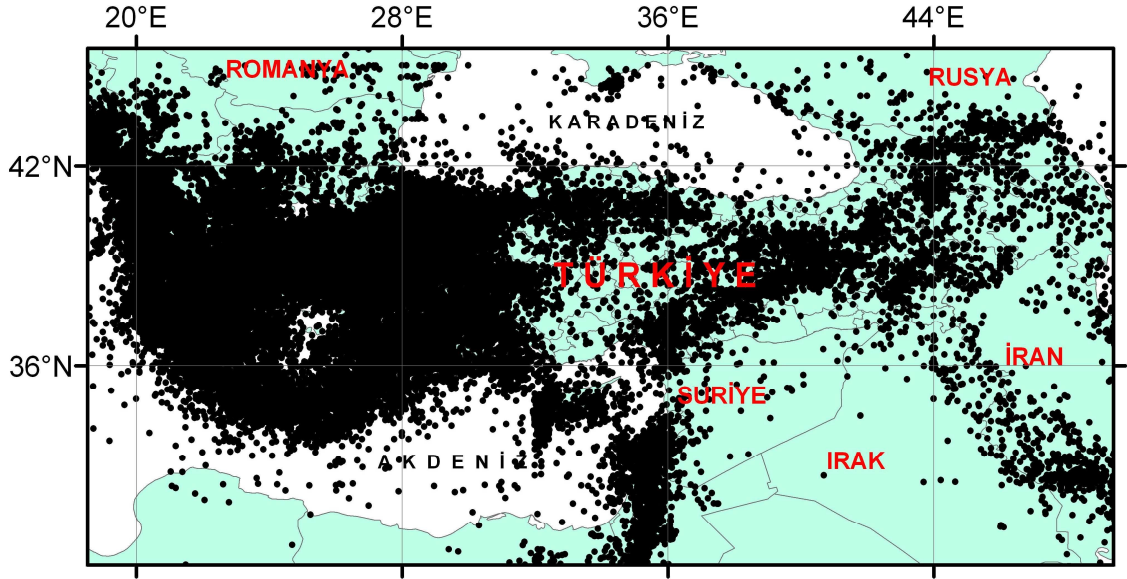
Yüksek bir deprem aktivitesine sahip olan çalışma alanında yer bilimlerinin hemen her dalında pek çok araştırma yapılmıştır. Ancak bu araştırmaların geçmiş (aletsel ve tarihsel) deprem verilerinden yararlanılarak yapılanlarının çoğu birbirleriyle çelişkili sonuçlar vermektedir. Bu durum çoğunlukla eksik ve tekdüze olmayan deprem verilerinin kullanılmasından kaynaklanmaktadır. Bu nedenlerle bu çalışmanın ilk aşamasında deprem verileri daha güvenilir hale getirilmeye çalışılmıştır.

6.2.1. Aletsel dönem deprem kataloğu magnitüd türü tekdüzeleştirilmesi

Çalışma alanına ait sismik tehlikenin belirlenmesinde kullanılan depremlerin magnitüd türlerini tekdüze hale getirmek için 22.0-46.5°K ve 33.0-48.0°D koordinatları arasında kalan bölgede oluşan depremlerden yararlanılmıştır (Şekil 6.2). 1900-2003 yılları arasında oluşan depremlere ait veriler; Comninakis ve Papazachos (1978) (1901-1964 yılları), ISC (International Seismological Center) katalogları (1998) (1964-1995 yılları) ve Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi

ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) ftp arşivi aletsel dönem deprem katalogları (1900-2001 yılları) kullanılarak derlenmiştir.

ISC kataloğunun güvenilirliği yüksek olduğundan ISC kayıtları baz alınmıştır. 1901-1964 yılları arasında kullanılan Comninakis ve Papazachos (1978) kataloğundaki eksiklikler diğer kataloglar kullanılarak giderilmiştir ve bu katalog ile ISC kayıtları 1964-1975 yılları arasındaki ortak verilerden en küçük kareler yöntemi ile deneysel dönüşüm bağıntısı elde edilmiştir. Elde edilen bu bağıntı yardımıyla, 1901-1964 arasındaki magnitüdler ISC'nin kullandığı m_b türüne çevrilmiştir. 1964-1995 yılları arasında ISC kayıtları kullanılmıştır. Bu kayıtlarda da yine en küçük kareler yöntemiyle ISC ve 26 farklı gözlemevinin vermiş olduğu depremlerden yararlanarak 44 dönüşüm bağıntısı hesaplanmıştır. Bu bağıntılarda ISC dışındaki gözlemlevlerinin rapor ettiği depremlerin m_b , m_d , m_s magnitüd türleri ISC'nin vermiş olduğu m_b magnitüd türüne dönüştürülmüştür. ISC kataloğunda (1964-1995) bazı gözlemlevleri, bazı depremler için magnitüd türü belirtmemişlerdir. Bu durumda ISC kataloglarında yer alan, aynı depremler için farklı gözlemlevlerinin vermiş olduğu $m_{boş}$ ile ISC'nin vermiş olduğu m_b magnitüdü arasında dönüşüm bağıntısı hesaplanmıştır. Başlangıçta magnitüd tekdüzeleştirme işleminin, deprem magnitüdlerinin gerçek değerlerinden uzaklaştığı izlenimini verebilir. Ancak aynı depremleri kaydeden farklı kuruluşlar (ISC, USGS, NEIC, vb.) arasında dönüşüm bağıntıları oluşturulduğu için deprem büyüklükleri bir değil birkaç farklı kuruluşun verilerinin birleştirilmesi ile bu değerleri almaktadır. Böylece deprem büyüklüklerinin daha doğruya yakın olduğu düşünülmektedir. ISC kataloglarında yeralan gözlemlevleri Tablo 6.1'de, hesaplanan dönüşüm bağıntıları da Tablo 6.2'de verilmiştir. 1995 yılından sonra ise ISC kayıtları elimizde olmadığı için KRDAE kayıtları kullanılmış, bu tarihten sonra KRDAE'nin vermiş olduğu m_d magnitüdü, 1964-1995 yılları arasındaki kayıtlar kullanılarak hesaplanan dönüşüm bağıntısı ile m_b 'ye dönüştürülmüştür.



Şekil 6.2. Tekdüzeleştirilmiş deprem kataloğunun oluşturulmasında kullanılan $m_b > 2.0$ depremlerin dışmerkez dağılımları (1900-2002).

Tablo 6.1. ISC kataloğunda (1964-1995) yer alan ve verilerinden yararlanılan gözlemevleri.

No	Gözlemevi	Ülke	Enlem	Boylam
1	ATH	Yunanistan	37.9722	23.7167
2	BJI	Çin	40.0403	116.1750
3	CSEM	Fransa	-	-
4	HFS	İsveç	60.1342	13.6956
6	IGS	İngiltere	-	-
7	ISK*	Türkiye	41.0656	29.0592
8	JSO	Ürdün	-	-
9	KSA	Lübnan	33.8233	35.8900
10	LAO	A.B.D.	46.6886	-106.2222
11	LDG	Fransa	-	-
12	LJU	Slovenya	46.0433	14.5333
13	MOS	Rusya	55.7383	37.6250
14	NAO	Norveç	60.8237	10.8324
15	NEIS	A.B.D	-	-
16	PDG	Yugoslavya	-	-
17	PEK	Çin	-	-
18	ROM	İtalya	41.9033	12.5133
19	SOF	Bulgaristan	42.6853	23.3342
20	STR	Fransa	48.5794	7.7631
21	THE	Yunanistan	40.6322	22.9650
22	TIF	Gürcistan	41.7167	44.8000
23	TIR	Arnavutluk	41.3477	19.8650
24	TTG	Yugoslavya	42.4297	19.2608
25	USGS	A.B.D	-	-
26	VSI	Yunanistan	38.8793	23.2090

* ISK : İstanbul Kandilli Rasathanesi

Tablo 6.2 1964-1995 ISC kataloğu kullanılarak farklı gözlemlerinin vermiş olduğu farklı magnitüd türlerinin ISC'nin vermiş olduğu m_b ile olan dönüşüm bağıntısı.

No	Gözlemleri	Dönüşüm Bağıntısı	No	Gözlemleri	Dönüşüm Bağıntısı
1	ATH(m_d)-ISC(m_b)	$m_b = 0.78 * m_d + 0.97$	23	NAO($m_{boş}$)-ISC(m_b)	$m_b = 0.68 * m_{boş} + 1.57$
2	ATH(m_l)-ISC(m_b)	$m_b = 0.67 * m_l + 1.54$	24	NEIS(m_b)-ISC(m_b)	$m_b = 0.90 * m_b + 0.43$
3	BJI(m_b)-ISC(m_b)	$m_b = 0.84 * m_b + 0.72$	25	NEIS(m_s)-ISC(m_b)	$m_b = 0.36 * m_s + 3.28$
4	BJI(m_s)-ISC(m_b)	$m_b = 0.42 * m_s + 2.90$	26	PDG(m_d)-ISC(m_b)	$m_b = 0.77 * m_d + 1.26$
5	CSEM($m_{boş}$)-ISC(m_b)	$m_b = 0.55 * m_{boş} + 2.09$	27	PDG(m_l)-ISC(m_b)	$m_b = 0.89 * m_l + 0.57$
6	HFS(m_b)-ISC(m_b)	$m_b = 0.70 * m_b + 1.26$	28	PEK(m_s)-ISC(m_b)	$m_b = 0.84 * m_s + 0.54$
7	IGS($m_{boş}$)-ISC(m_b)	$m_b = 0.41 * m_{boş} + 2.24$	29	ROM($m_{boş}$)-ISC(m_b)	$m_b = 0.33 * m_{boş} + 2.94$
8	ISK($m_{boş}$)-ISC(m_b))	$m_b = 0.82 * m_{boş} + 0.928$	30	ROM(m_d)-ISC(m_b)	$m_b = 0.58 * m_d + 1.43$
9	ISK(m_d)-ISC(m_b)	$m_b = 0.94 * m_d + 0.25$	31	ROM(m_l)-ISC(m_b)	$m_b = 0.54 * m_l + 2.03$
10	ISK(m_l)-ISC(m_b)	$m_b = 0.96 * m_l + 0.30$	32	SOF($m_{boş}$)-ISC(m_b)	$m_b = -0.142 * m_{boş} + 4.14$
11	JSO($m_{boş}$)-ISC(m_b)	$m_b = 0.88 * m_{boş} - 0.21$	33	STR(m_d)-ISC(m_b)	$m_b = 2.50 * m_d - 6.55$
12	JSO(m_d)-ISC(m_b)	$m_b = -0.53 * m_d + 5.87$	34	THE(m_d)-ISC(m_b)	$m_b = 0.96 * m_d + 0.39$
13	JSO(m_l)-ISC(m_b)	$m_b = 0.72 * m_l + 0.96$	35	THE(m_l)-ISC(m_b)	$m_b = 0.81 * m_l + 0.98$
14	KSA($m_{boş}$)-ISC(m_b)	$m_b = 0.04 * m_{boş} + 4.30$	36	TIF($m_{boş}$)-ISC(m_b)	$m_b = 0.57 * m_{boş} + 1.91$
15	LAO($m_{boş}$)-ISC(m_b)	$m_b = 0.61 * m_{boş} + 1.65$	37	TIF(m_s)-ISC(m_b)	$m_b = -0.45 * m_s + 5.85$
16	LDG($m_{boş}$)-ISC(m_b)	$m_b = 1.16 * m_{boş} - 0.84$	38	TIR(m_l)-ISC(B)	$m_b = 0.84 * m_l + 0.89$
17	LDG(m_l)-ISC(m_b)	$m_b = 0.75 * m_l + 1.21$	39	TTG($m_{boş}$)-ISC(m_b)	$m_b = 0.58 * m_{boş} + 2.19$
18	LJU(m_l)-ISC(m_b)	$m_b = 0.82 * m_l + 1.19$	40	TTG(m_d)-ISC(m_b)	$m_b = 0.98 * m_d + 0.13$
19	MOS(m_b)-ISC(m_b)	$m_b = 0.79 * m_b + 0.72$	41	TTG(m_l)-ISC(m_b)	$m_b = 0.83 * m_l + 0.94$
20	MOS($m_{boş}$)-ISC(m_b)	$m_b = 0.52 * m_{boş} + 2.28$	44	USGS(m_b)-ISC(m_b)	$m_b = 0.67 * m_b + 1.46$
21	MOS(m_s)-ISC(m_b)	$m_b = 0.55 * m_s + 2.24$	43	USGS(m_s)-ISC(m_b)	$m_b = -0.45 * m_s + 7.44$
22	NAO(m_b)-ISC(m_b)	$m_b = 0.79 * m_b - 1.05$	44	VSI(m_l)-ISC(m_b)	$m_b = -0.13 * m_l + 4.22$

6.2.2. Aletsel dönem depremlerin tamamlılık çözümlemesi

Bölgede tamamlılık çözümlemesinde kullanılan aletsel dönem deprem verileri $m_b \geq 2.0$ kapsamaktadır. Aletsel dönem tamamlılık hesaplamasında tekdüzeleştirilmiş magnitüdlere kullanılmıştır. Tamamlılık çözümlemesi için depremler, 102 yılı kapsayan bu sürede 10'ar yıllık zaman dilimlerine bölünmüştür. Magnitüd dilimleri ise 3.0 magnitüdünden itibaren 0.5 birim artırılarak belirlenmiştir ve her bir magnitüd aralığı için σ değeri (5.22) bağıntısından yararlanılarak

bulunmuştur (Tablo 6.3). En küçük magnitüd değeri 2.1 olmasına rağmen 2.1-3.0 magnitüdlü depremler sadece son 10 yılda yoğunlaştığı ve önceki yıllarda yok denecek kadar az olduğu için tamamlılık çözümlemesine alınmamıştır. Her bir magnitüd aralığı için $\text{Log}\sigma$ değerlerinin $\text{Log}(1/\sqrt{T})$ eğrisi ile uyumunun bozulduğu yıla kadar deprem verileri tamam kabul edilmiştir. Buna göre, 2000 yılından geriye doğru deprem verilerinin, $3.0 \leq m_b \leq 3.9$ olanlarının son 30 yılda, $3.5 \leq m_b \leq 3.9$ olanlarının son 40 yılda, $4.0 \leq m_b \leq 4.4$, magnitüdlü olanlarının son 40 yılda, $4.5 \leq m_b \leq 4.9$ magnitüdlü olanlarının son 60 yılda ve $m_b \geq 5.0$ olanlarının da son 102 yılda tamam olduklarını söyleyebiliriz.

Tablo 6.3. Aletsel dönemde oluşan depremlere ait tamamlılık çözümlemesi verileri (T:yı., N:deprem sayısı, σ :standart sapma).

		3.0≤m≤3.4		3.5≤m≤3.9		4.0≤m≤4.4		4.5≤m≤4.9		5.0≤m≤5.4		5.5≤m≤5.9		m≥6.0	
Peryod	T	N	σ	N	σ	N	σ	N	Σ	N	σ	N	σ	N	σ
1990-1999	10	2919	5.4028	420	2.0494	91	0.9539	26	0.5099	9	0.3000	1	0.100	2	0.1414
1980-1999	20	4729	3.4384	739	1.3592	138	0.5874	34	0.2915	11	0.1618	1	0.0500	2	0.0707
1970-1999	30	5133	2.3882	884	0.9911	192	0.4619	40	0.2108	13	0.1202	1	0.0333	2	0.0471
1960-1999	40	5133	1.7911	885	0.7437	233	0.3816	63	0.1984	18	0.1061	1	0.0250	5	0.0559
1950-1999	50	5133	1.4329	886	0.5953	238	0.3085	78	0.1766	28	0.1058	3	0.0346	7	0.0529
1940-1999	60	5133	1.1941	886	0.4961	241	0.2587	85	0.1537	34	0.0972	5	0.0373	8	0.0471
1930-1999	70	5133	1.0235	886	0.4252	242	0.2222	89	0.1348	39	0.0892	6	0.0350	8	0.0404
1920-1999	80	5133	0.8956	886	0.3721	244	0.1953	94	0.1212	44	0.0829	8	0.0354	8	0.0354
1910-1999	90	5133	0.7961	886	0.3307	244	0.1736	95	0.1083	44	0.0737	8	0.0314	8	0.0314
1901-1999	99	5133	0.7237	886	0.3007	244	0.1578	97	0.0995	48	0.0700	9	0.0303	8	0.0286

6.3. Sismik Kaynak Bölgeleendirilmesi

Çalışma alanı içinde kaynakların geometrilerinin belirlenmesinde bölgenin genel tektonik yapısı, bölgesel deformasyonu kontrol eden ana fayların özellikleri, aletsel dönem depremlerin dışmerkez dağılımları, yinelenme periyodları ve bölgenin genel kabuk yapısı dikkate alınmıştır. Kaynak bölgeleri, sismik özellikleri homojen alanlar şeklinde tanımlanmış, kaynak sınırlarının belirlenmesinde deprem kümelenmelerine dikkat edilmiş, istatistiksel olarak yeterli sayıda depremlerin bulunduğu bölgelerde

kaynak sınırları tektonik verilerle desteklenmiş, depremlerin sayısının yeterli olmadığı alanlarda ise sınırlarının belirlenmesinde en belirgin tektonik özelliklere başvurulmuştur. Bu nedenle çalışma alanının genişliği düşünüldüğünde, on farklı alansal ve altı farklı çizgisel sismik kaynak önerilmiştir. (Şekil 6.3, Şekil 6.4). Bu kaynakların bölgenin tektoniği ve bölgede oluşan depremlerin dışmerkez dağılımlarıyla ilişkisi Şekil 6.5’de gösterilmiştir.

6.3.1. Alan sismik kaynaklar

Çalışma alanının içerisinde kalan en önemli sismik kaynak, Kuzey Anadolu Fayıdır. Kuzey Anadolu Fayı, Anadolu Levhasının saat ibresinin tersi yönde batıya doğru dönme hareketi sonucunda, Karlıova’dan bu tarafa olan genel tekdüzeliğini bırakıp, farklı davranışlar sergileyen segmentlere ayrılmaktadır. Bu yüzden, bu çalışmada Kuzey Anadolu Fayının her bir segmenti ayrı bir alan sismik kaynak olarak ele alınmıştır. Böylelikle her bir segment için depremlerin dışmerkez dağılımları ile daha önce yapılmış odak mekanizması çözümlerinden (Polat ve diğ., 2002; Özalaybey ve diğ., 2002; Karabulut ve diğ., 2002) yararlanılarak, o segmentin genel karakteristiği ortaya çıkarılmıştır.

6.3.1.1. 1 numaralı alan sismik kaynak

Çalışma alanı içerisinde kalan 1 numaralı sismik kaynak, Avcılar açıklarından başlayarak Marmara Ereğlisi açıklarına kadar devam etmektedir (Şekil 6.3). Depremler, genellikle sismik kaynağın batısında yoğunlaşmakta ve buradan Ganos Fayı boyunca devam etmektedir. Bu sismik kaynak muhtemelen Ganos Fayının Marmara Denizi içerisindeki uzantısıdır. Sismik kaynağın genel karakteristiğinin KAFK ile uyumlu olduğu söylenebilir. Tarihsel dönemde sismik kaynağın VIII (14.12.557 depremi) ve IX (18.10.1343 depremi) şiddetinde iki deprem üretmesi (Ambraseys, 2002), bu sismik kaynağın gelecekte de deprem üretebileceğini göstermektedir.

6.3.1.2. 2 numaralı alan sismik kaynak

2 numaralı sismik kaynağın kuzey sınırı, Avcılar açıklarından başlayarak Adaların güneyinden geçip Tuzla açıklarına kadar uzanmaktadır (Şekil 6.3). Güney sınır ise, Marmara Denizinin ortasından geçip Yalova'nın kuzeyine kadar uzanmaktadır. Yaklaşık 80 km uzunluğunda olan sismik kaynağın batı ucu, sismik aktivite bakımından sakin bir görüntü verirken, aktivitenin doğu ucunda yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 6.5). Bu sismik kaynak üzerinde meydana gelen depremlerin çözümlerinde, baskın olan faylanma mekanizması normal faylanmadır. Normal faylanma mekanizmasının en büyük nedeni, sismik kaynağın kuzey sınırının aynı zamanda Çınarcık Çukurunun kuzey sınırı olmasıdır. Bir çek-ayır havza olan Çınarcık Çukurluğunun kuzey ve güney kenarlarında normal faylanma mekanizması veren depremler meydana gelmektedir. Tarihsel dönemde bu sismik kaynağın kuzey sınırı üzerinde büyüklüğü 6.8'in üzerinde toplam 7 deprem meydana gelmiştir (Ambraseys, 2002). Bu depremlere ait mekanizma çözümlerine ilişkin herhangi bir bilgi bulunmamaktadır. Ancak eldeki mekanizma çözümlerinin çok büyük bir kısmının normal faylanma mekanizma göstermesi, burada meydana gelebilecek büyük bir depremin mekanizması konusunda bir fikir vermektedir.

6.3.1.3. 3 numaralı alan sismik kaynak

3 numaralı sismik kaynak olarak adlandırılan kaynak, Yalova ve Armutlu Yarımadasını içine alan ve Marmara Denizinde, İmralı Adasının kuzeyine kadar olan kesimi içermektedir (Şekil 6.3). Bu sismik kaynak, 2 numaralı sismik kaynak ile hemen hemen benzer özellikleri sergilemektedir. Sismik kaynağın batı tarafı çok sakin bir görüntü verirken, doğu tarafında sismik aktivitenin yoğunlaştığı gözlenmektedir (Şekil 6.5). Bu yoğunlaşmanın daha çok Armutlu Yarımadasının kuzey kenarında olduğu gözlenmektedir. Topografyaya uygun olarak Samanlı Dağlarının bulunduğu bölgeye doğru ise sismik aktivitenin azaldığı gözlenmektedir. Tarihsel dönemde burada 7.1 büyüklüğünde sadece bir deprem meydana gelmiştir (Ambraseys, 2002). Bu depremin dışmerkez koordinatları ise İmralı Adası'nın kuzeyine karşılık gelmektedir. Yapılan mekanizma çözümlerinden, buradaki depremlerin, 2 numaralı sismik kaynakta olduğu gibi normal mekanizma gösterdiği

gözlenmektedir. Bunun birincil nedeni, Armutlu Yarımadasının Anadolu Levhasının dönme hareketinden etkilenecek açılma rejimine hakim olmasıdır. Bu bölgedeki depremlerin fay düzlemleri genellikle kuzeye doğrudur. Depremlerin çok büyük bir çoğunluğunun anakara üzerinde meydana geldiği gözlenmektedir. Anakara üzerinde meydana gelen bu depremler beraberinde heyelan tehlikesini de getirmektedir.

6.3.1.4. 4 numaralı alan sismik kaynak

4 numaralı sismik kaynak, çalışma alanının tam ortasında KAFK içinde yer alan, yaklaşık 150 km uzunluğunda, sismik tehlike açısından en önemli kaynaktır (Şekil 4.4). Tarih boyunca 4 numaralı sismik kaynak üzerinde büyüklüğü 7.0'den büyük toplam on deprem meydana gelmiştir. Bunlardan son iki tanesi 105 yıl (1894 ve 1999 depremleri) ara ile meydana gelmiş ve her ikisi de X (10) şiddetinde hissedilmiştir. 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminin bu kaynaktan yaşanmış olması, kaynağın çok aktif olduğunu ortaya koymuştur.

Bu sismik kaynak üzerinde meydana gelen depremler ilk üç sismik kaynağın aksine çok dar bir kuşak içinde yer almaktadır ve meydana gelen tarihsel depremlerin çok yıkıcı olduğu bilinmektedir. Genel olarak burada oluşan depremlerin mekanizma çözümlerine bakıldığında, faylanma mekanizmalarının Kuzey Anadolu Fay Kuşağının genel karakteristiği ile uyumlu olduğu gözlenmektedir.

Ancak sismik kaynağın batı ucunda ters faylanmalara, orta kesimlerinde de normal faylanmalara rastlanılmaktadır. Fayın batı ucunda gözlenen ters faylanmaların nedeni, Çınarcık Çukurluğunu oluşturan çek-ayır havza ile 4 numaralı sismik kaynağı oluşturan fay kuşağının arasındaki doğrultu farklılığı düşünülmektedir. 4 numaralı sismik kaynağın batı ucunun genişliği gözönüne alındığında burada meydana gelebilecek depremlerin büyüklüklerinin daha fazla olmaması beklenmektedir. Sismik kaynağın orta bölgelerinde meydana gelen ve normal faylanma veren depremler, yamaçlardaki küçük fayların harekete geçmesi ile oluşmaktadır. Bu faylanmaların fay düzlemleri, kuzey sınırdakiler için güneye, güney sınırdakiler için ise kuzeye bakmaktadır. Depremlerin büyük olmamasına karşın, topografik yapı nedeniyle depremlerin beraberinde birçok heyelanı

tetiklemesi mümkündür. Sismik kaynağın etkilerini arttıran bir diğer özellik de zemin koşullarıdır. Oldukça kötü olan zemin koşulları sismik kaynağın olası etkilerini bir kaç kat daha artırmaktadır. Çalışma alanını en çok etkileyen sismik kaynak olan 4 numaralı sismik kaynak, gelecekte de bölge için en tehlikeli sismik kaynak olma özelliğini gösterecektir.

6.3.1.5. 5 numaralı alan sismik kaynak

5 numaralı sismik kaynak çalışma alanının en doğusunda yer almaktadır (Şekil 6.3). Bu kaynak, KAFK'nın iki kola ayrıldığı Mudurnu Vadisini içermektedir. Tarihsel dönemde, bu kaynakta 6.8 den büyük 3 adet deprem oluşmuştur. Oluşan depremlerin odak mekanizması çözümleri eğim atımlı bileşeni içeren sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma özelliği göstermektedir. 17 Ağustos 1999 Kocaeli ve 12 Kasım 1999 Düzce Depremlerinden sonra 5 numaralı sismik kaynağın çok fazla sayıda deprem ürettiği göze çarpmaktadır (Şekil 6.5).

6.3.1.6. 6 numaralı alan sismik kaynak

6 numaralı sismik kaynak, KAFK'nın güney kolu olan İznik-Mekece Fay Hattını içine alan sismik kaynaktır (Şekil 6.3). Sismik kaynak sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma özelliği göstermektedir. Bu sismik kaynak alışılmadık bir şekilde, çok uzun zamandır oldukça sakin bir sismik aktivite sergilemektedir (Şekil 6.5). Tarihsel dönemde büyüklüğü 6.8'i geçen 4 depreme sahne olan 6 numaralı sismik kaynak 1296 yılından beri hasar yapıcı büyük deprem üretmemektedir. 17 Ağustos 1999 ve 12 Kasım 1999 depremlerinden sonra da bu özelliğini sürdürmüş ve kaynak üzerinde oldukça az sayıda deprem gözlenmiştir. Ancak en son depremin 1296'da olması ve bugüne kadar büyük deprem üretmiş olmaması, kaynağın tehlikesini oldukça arttırmaktadır.

6.3.1.7. 7 numaralı alan sismik kaynak

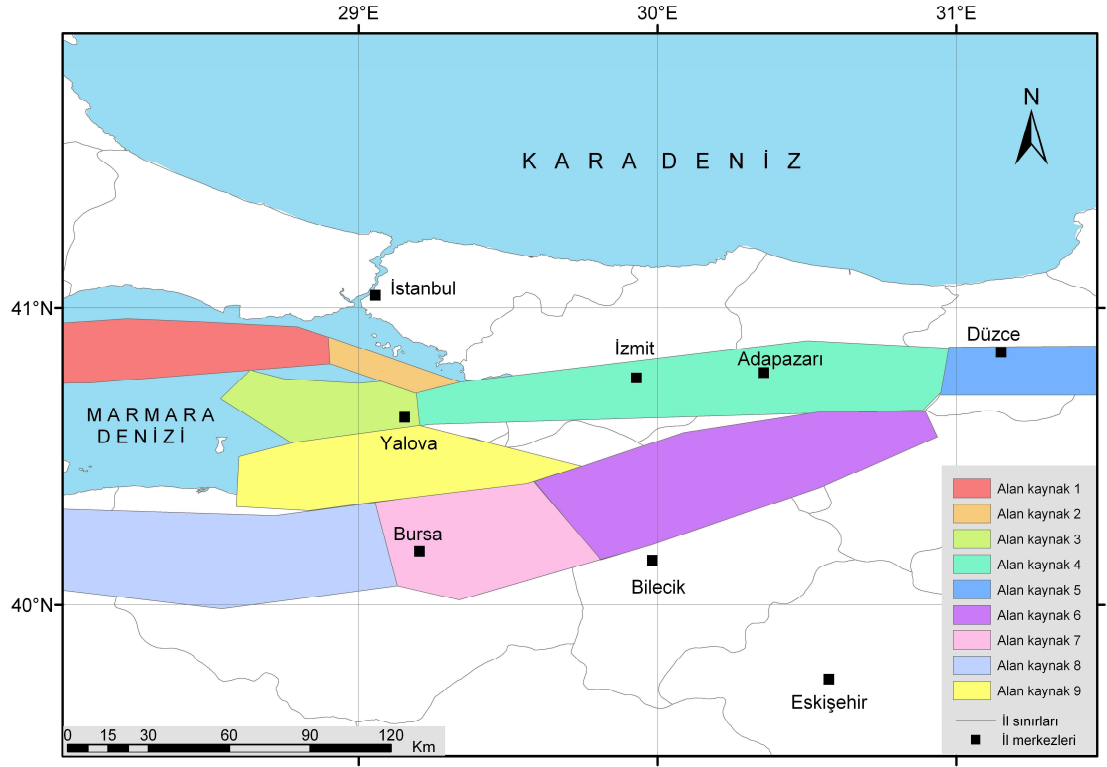
7 numaralı sismik kaynak olarak adlandırılan kaynak, Bursa İli ve çevresini içersine almaktadır (Şekil 6.3). Tarih boyunca, bu kaynak üzerinde meydana gelmiş herhangi bir büyük deprem kaydına ulaşılammıştır. Ancak hemen yakınında yer alan 6 ve 8 numaralı kaynaklarda önemli depremler meydana gelmiştir. Bu bölge, 1999 depremleri serisinden önce İnegöl ve civarında deprem fırtınası şeklinde yoğun bir sismik aktivite sergilemiştir. 1999 depremleri serisinden sonra da bu özellik devam etmiştir. Bu özelliği ile 7 numaralı sismik kaynak diğerlerinden ayrılmakta ve bu yüzden ayrıntılı inceleme gerektirmektedir.

6.3.1.8. 8 numaralı alan sismik kaynak

8 numaralı kaynak Bursa İlinin batısından Mustafakemalpaşa İlçesine kadar uzanan bölgeyi içine almaktadır (Şekil 6.3). Tarihsel dönemde, büyüklüğü 6.8'i geçen 2 deprem oluşmuştur (Ambraseys, 2002). Bunlardan en sonuncusu 1964 depremidir (M:6.8). Sakin bir sismik aktiviteye sahip olan bu bölgenin genel karakteristiği sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmadır.

6.3.1.9. 9 numaralı alan sismik kaynak

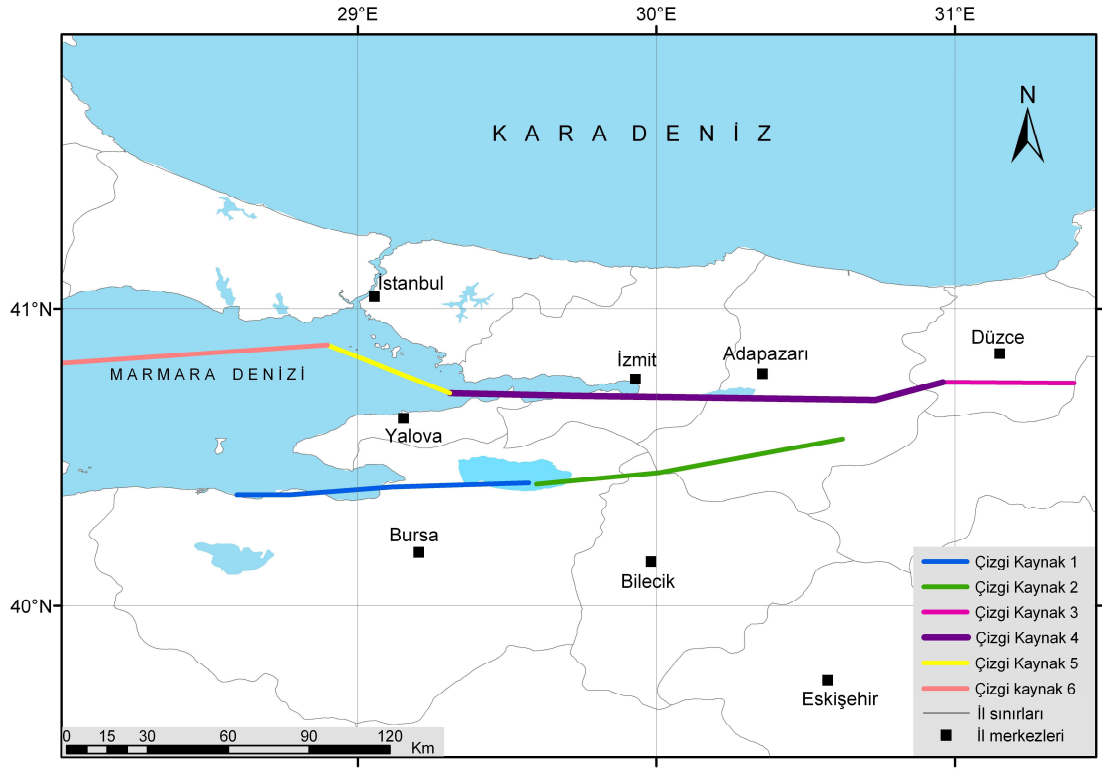
9 numaralı sismik kaynak İznik Gölü ile Gemlik Körfezini içermektedir (Şekil 4.4). Samanlı Dağlarının güney kesimini içeren bu bölgede, kuzey ile hemen hemen aynı yoğunlukta sismik aktivite gözlenmektedir ancak yeter sayıda odak mekanizmasına ulaşılammıştır. Bölgedeki en son büyük deprem 1419'da meydana gelen 7.2 büyüklüğündeki depremdir (Ambraseys, 2002). Bu sismik kaynak da gelecekte büyük bir deprem üretme potansiyeli bakımından önem taşımaktadır.



Şekil 6.3. Çalışma alanında önerilen alan sismik kaynaklar

6.3.2. Çizgi sismik kaynaklar

Çalışma alanı içinde fayların OSTÇ'ye etkisini belirlemek amacıyla parçalı fay modeli geliştirilmiştir. Çalışma alanı içinde yeralan her bir fayın ve/veya tali fayın sismik tehlike etkisini belirlemek mümkün değildir. Çünkü fayın genel karakterinin tanımlandığı alan kaynaklara ait yeter derecede deprem verisi yoktur. Bu nedenle çalışma alanında KAFK için parçalı fay modeli geliştirilmiş ve bu amaçla 6 çizgisel kaynak önerilmiştir. (Şekil 6.4).



Şekil 6.4. Çalışma alanında önerilen parçalı faylanma modeli.

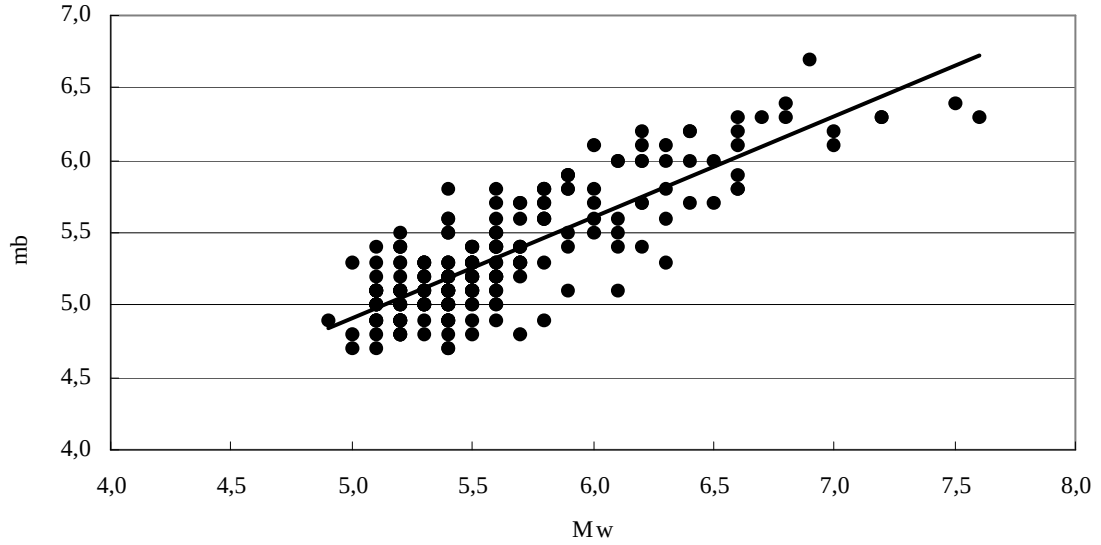
6.3.3. Alan sismik kaynakların magnitüd-sıklık ilişkisi

(4.11) bağıntısıyla verilen Gutenberg ve Richter (1944)'in ortaya koyduğu magnitüd-sıklık ilişkisi OSTÇ'nin en önemli aşamalarından biridir.

İnceleme alanında, OSTÇ için sismik kaynak alanlarında oluşan depremlerin (Şekil 6.6) magnitüd-sıklık ilişkilerinden yararlanılmıştır. Bu ilişkilerin belirlenmesinde en küçük kareler yöntemi kullanılmıştır. İnceleme alanı için bu çalışma kapsamında derlenen yeni deprem kataloğuna ait en küçük deprem m_b : 2.1 ve en büyük deprem m_b : 6.7 magnitüdüne sahiptir. ISC kataloglarında en çok yeralan magnitüd türü m_b magnitüdüdür. Ancak bölgeye ait yeni katalog, Bölüm 5.3.5.1'de anlatılan nedenlerden ötürü M_w türüne dönüştürülmüştür. Bu dönüşüm için USGS deprem kataloglarında, 1973-2002 yılları arasında Türkiye sınırları içerisinde oluşan depremlere ait M_w magnitüd türünde rapor edilen 236 deprem kullanılmıştır. Bu depremler, çalışma kapsamında veri tabanında yeralan m_b magnitüd türündeki depremlerle karşılaştırılarak en küçük kareler yöntemiyle M_w ile m_b arasında (6.1) ile verilen dönüşüm bağıntısı bulunmuştur (Şekil 6.5).

$$M_w = \frac{1}{0.6997} m_b - \frac{1.4064}{0.6997} \quad (6.1)$$

şeklindedir.

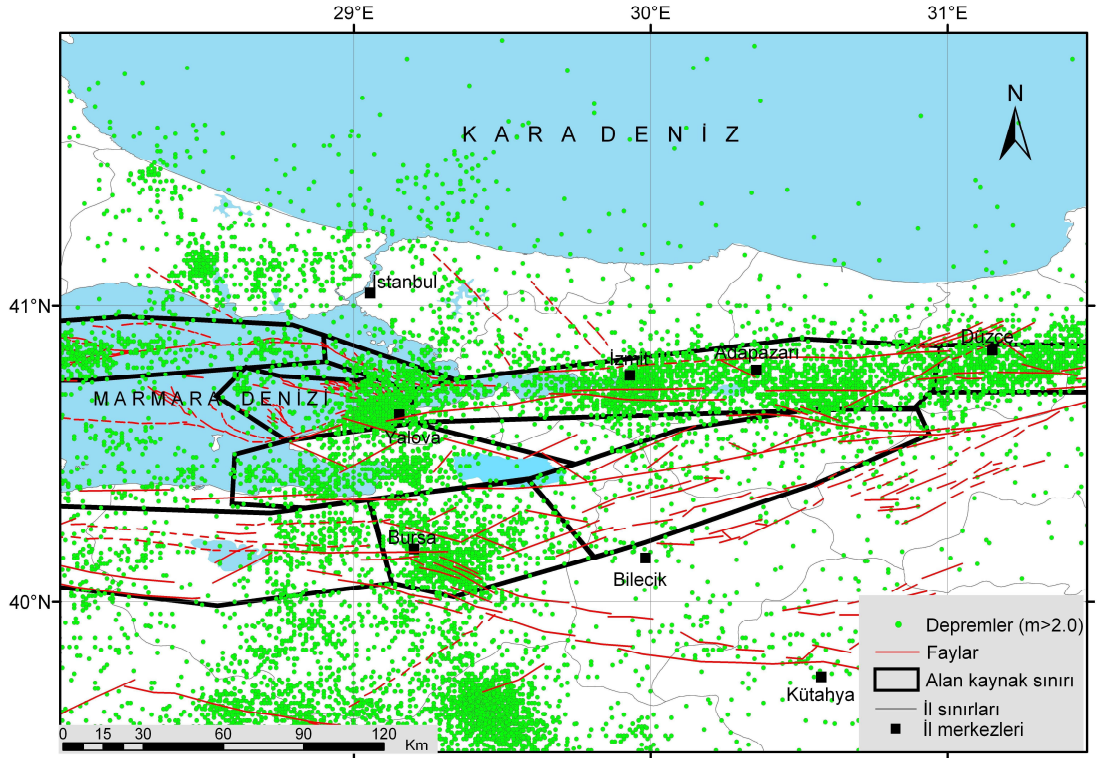


Şekil 6.5. M_w ile m_b arasındaki regresyon ilişkisi

Çalışma alanındaki sismik kaynaklarda magnitud-sıklık ilişkisinin belirlenmesinde sınıf aralığı $\Delta M_w=0.1$ alınmıştır. Tamamlılık çözümlemesi sonuçlarına göre, depremlerin tamam oldukları peryod dikkate alınarak $M_w \geq 3.0$ magnitüdlü depremlerin, (5.10) bağıntısı ile verilen yıllık oluşum ilişkileri her bir sismik kaynak için hesaplanmıştır (Tablo 6.4). Buna göre $M_w \geq 4.0$ olan depremlerin bir yıl içerisinde olma olasılığı en yüksek sismik kaynaklar, 4 ve 5 numaralı yani son iki büyük depremin olduğu İzmit ve Düzce şehirlerinin de içinde bulunduğu sismik kaynaklardır. Buna göre çalışma alanı içinde olasılık deprem tehlikesinin belirlenmesinde bu iki sismik kaynak en etkin rolü oynamıştır. KAFK'nın Dokurcun beldesinden sonra ikiye ayrılan güney kolunun içinde bulunduğu 6, 7, 8 ve 9 numaralı kaynaklarda $N_c(M)$ değerleri beklenenin aksine oldukça düşük çıkmıştır. Bunun nedeni, bu kaynaklarda tarihsel dönemde şiddeti VII'den büyük depremler gözlenmesine rağmen aletsel dönemde deprem etkinliğinin kuzey kola göre çok daha az olmasıdır.

Tablo 6.4. Sismik kaynaklara ait yıllık deprem oluşum ilişkileri.

Kaynak No.	Magnitüd- sıklık ilişkileri	Kaynak No.	Magnitüd-sıklık ilişkileri
1	$\log N_c(M_w) = 4.48 - 0.78M_w$	6	$\log N_c(M_w) = 4.13 - 0.72M_w$
2	$\log N_c(M_w) = 2.04 - 0.33M_w$	7	$\log N_c(M_w) = 5.32 - 1.02M_w$
3	$\log N_c(M_w) = 4.38 - 0.81M_w$	8	$\log N_c(M_w) = 3.28 - 0.49M_w$
4	$\log N_c(M_w) = 4.26 - 0.57M_w$	9	$\log N_c(M_w) = 5.73 - 1.20M_w$
5	$\log N_c(M_w) = 3.65 - 0.54M_w$		



Şekil 6.6. Çalışma alanında aletsel dönemde oluşan ($m_b > 3.0$) depremlerin dış merkezlerinin sismik kaynaklara göre dağılımı.

6.4. Marmara Bölgesi için Kuvvetli Yer Hareketi Azalım İlişkisinin Belirlenmesi

Bir bölgedeki deprem tehlikesinin belirlenmesi için depremin büyüklüğü ve depremin kaynağı ile incelenen bölge arasındaki uzaklığın fonksiyonu olarak tanımlanan kuvvetli yer hareketini azalım ilişkilerine gerek vardır. Ülkemizde 17.08.1999 M_w :7.4 Kocaeli ve 12.11.1999 M_w :7.2 Düzce depremlerinden önce çeşitli kuruluşlarca kaydedilen sınırlı sayıda kuvvetli yer hareketi verisi, bugüne kadar bölgesel ölçekte ivme uzaklık azalım ilişkilerinin geliştirilmesine imkan vermemiştir. Bu durum şimdiye kadar ülkemizde yapılan deprem tehlikesi çalışmalarında, yeryüzünün başka bölgeleri için yapılan azalım ilişkilerinin kullanılmasını zorunlu kılmıştır. Bu tür çalışmalarda özellikle Anadolu ve California (A.B.D) arasındaki jeolojik ve tektonik benzerliklere dikkate alınarak, California için yapılmış azalım ilişkileri kullanılmıştır (Gülkan ve Yüçemen, 1975; Erdik ve diğ., 2000).

6.4.1. Kuvvetli yer hareketi veri tabanı

17.08.1999 M_w :7.4 Kocaeli depreminden önce bölgede kurulu çeşitli ulusal kuruluşların ivme ölçer istasyonlarına ek olarak, depremden hemen sonra Marmara Bölgesinde çeşitli ulusal ve uluslararası kuruluşlarca sabit ve geçici istasyonlar kurulmuştur. Bu istasyonlarda, 17 Ağustos 1999 M_w :7.4 depremi artçı şoklarının ve 12 Kasım 1999 M_w :7.2 Düzce depremi ana ve artçı şoklarının ivme kayıtları alınmıştır. Böylece ülkemizde sismik tehlike çalışmalarında daha güvenilir sonuçlara ulaşılması için ivme-uzaklık azalım ilişkisi belirlenmesinde, Marmara Bölgesine ait geniş bir veri tabanı oluşmuştur. Ambraseys ve diğ., (2000) ve Çelebi ve diğ., (2001) bu kuruluşlarca alınan ivme kayıtlarını CD-ROM' larda toplayarak bilimsel çalışmaların kullanımına sunmuşlardır. Çelebi ve diğ., (2001)'in topladığı veriler hiçbir düzeltme yapılmadan ASCII formatta ve kuruluşlara ait orijinal açıklamaları ile (header) sunulmuştur. Ambraseys ve diğ., (2000)'in topladığı verilerde ise her bir kayıt için sıfır (baz) çizgisi düzeltmesi yapılmış ve 0.25-25 Hz aralığında 2. dereceden Butterworth filtre uygulanmıştır. Azalım ilişkisi çalışmasında kullanılan verilerin büyük bir çoğunluğunda bu iki çalışmadan yararlanılmıştır. Bunun yanında yukardaki iki çalışmada yeralmayan depremler COSMOS (Consortium of Organizations for Strong Motion Observation Systems) web sayfasından

(<http://db.cosmos-eq.org/scripts/earthquakes.plx.>), 2001 yılından sonra çalışma alanında oluşan depremlerin ivme kayıtları ise DAD web sayfasından (<http://angora.deprem.gov.tr>) alınmıştır. Her bir ivme kaydını alan kuruluş ve sayısal ivme kaydının alındığı çalışma CBS ortamı veri tabanına eklenmiştir. Tablo 6.5’de ivme kayıtlarını alan kuruluşlar, bu kuruluşların istasyon sayıları ve kaydettikleri deprem ($M_w \geq 4.0$) ve kayıt sayılarının dağılımı görülmektedir.

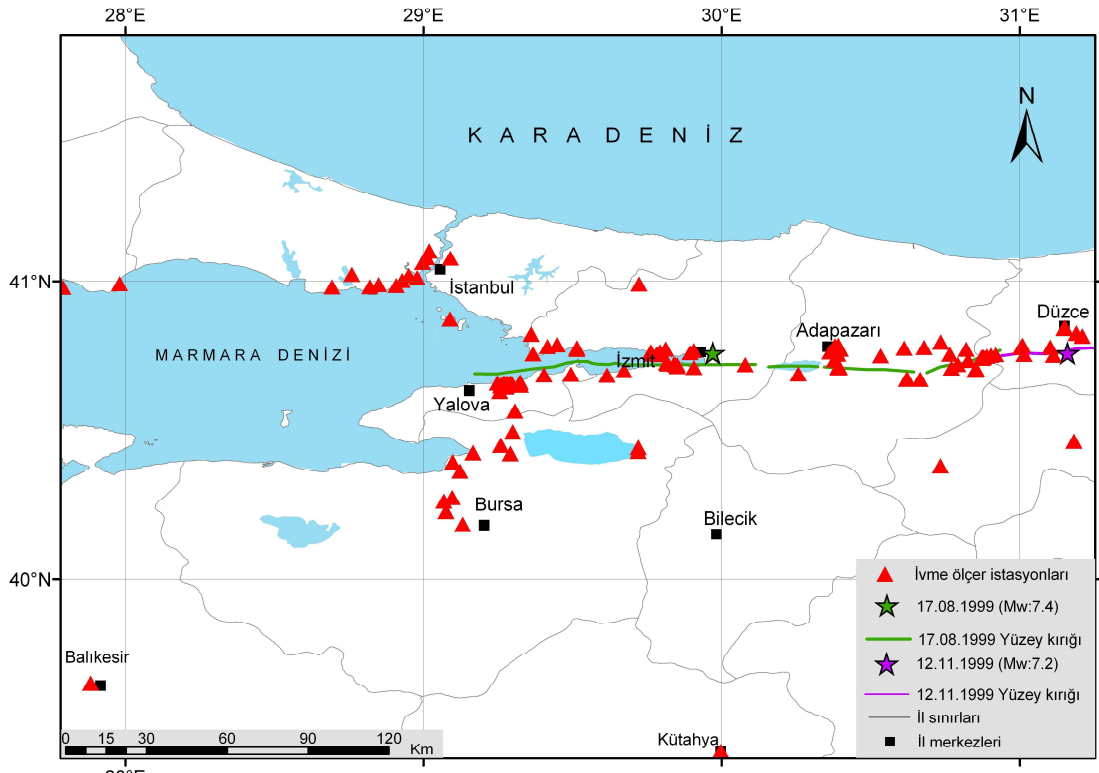
Tablo 6.5. İnceleme alanı içerisinde kuvvetli yer hareketi kayıt istasyonları olan kuruluşlar.

Kuruluş	Açıklama	İstasyon Sayısı	Deprem sayısı	Kayıt sayısı
DAD	Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi, Ankara, Türkiye.	39	42	177
KRDAE	Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü, Çengelköy, İstanbul, Türkiye.	36	22	156
ITU	İstanbul Teknik Üniversitesi, Maslak, İstanbul, Türkiye	5	8	24
ERI	Tokyo Üniversitesi Deprem Araştırma Enstitüsü, Tokyo, Japonya	2	2	2
USGS-GOLDEN	Birleşik Devletler Jeoloji Araştırma Merkezi, Jeolojik Tehlike Grubu, (GHT) Golden, Colorado, ABD	16	16	77
USGS-MENLO	Birleşik Devletler Jeoloji Araştırma Merkezi, Deprem Tehlikesi Grubu, Menlo Park, California, ABD	10	5	25
LDEO	Columbia Üniversitesi, Lamont Doherty Yerbilimleri Araştırma Merkezi, Palisades, ABD	16	61	335
UJF	Joseph Fourier Üniversitesi, Grenoble, Fransa	4	2	4
BAUHAUS	Bauhaus University, Yapı Mühendisliği Enstitüsü Weimar, Almanya	4	1	4
	TOPLAM	132		804

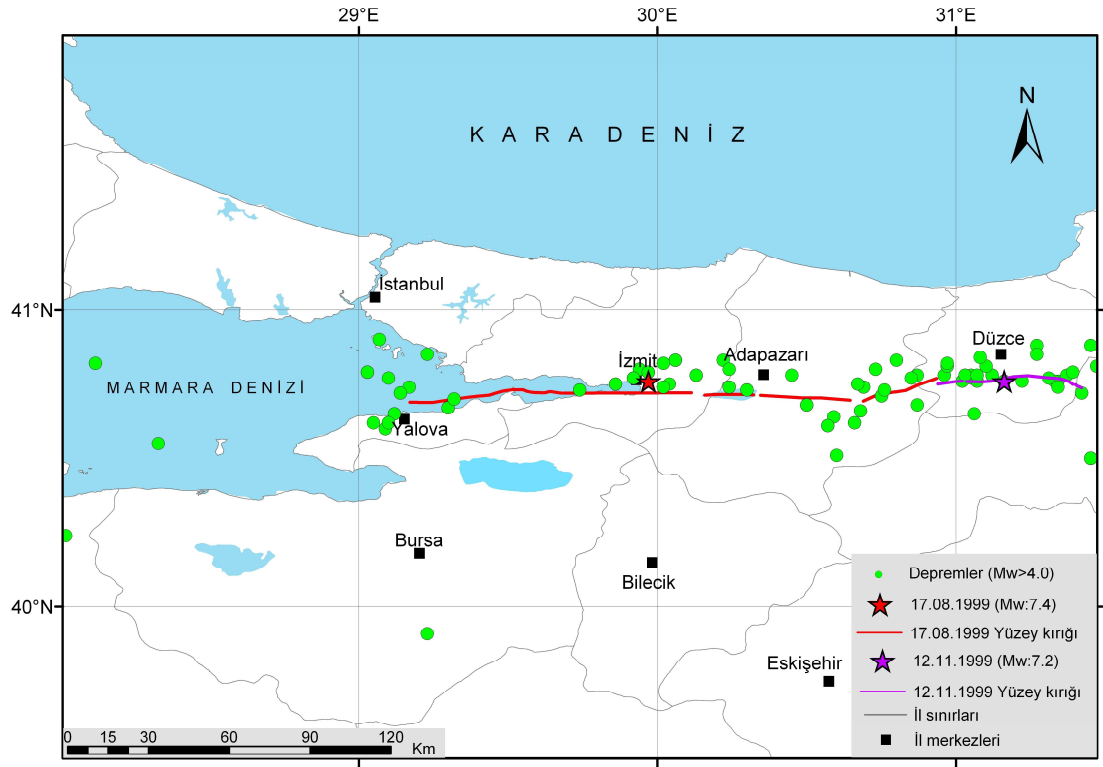
İvme kayıtlarını alan istasyonların büyük bir çoğunluğu KAFK’nın kuzey kolu yakınlarında ve İstanbul içerisinde kurulmuşlardır (Şekil 6.7). Hem bölgeyi daha iyi temsil edebilecek azimutal dağılımı elde etmek, hem de veri tabanını genişletmek amacı ile çalışma alanının hemen batısındaki Tekirdağ, Balıkesir ve Kütahya’daki DAD’ye ait kuvvetli yer hareketi istasyonlarının kayıtları da veri grubuna dahil edilmiştir.

Çalışma alanı için PYİ azalım ilişkisini belirlemede kullanılan veri tabanını oluşturan pik ivme değerleri; $M_w \geq 4.0$ olan ve derinlikleri 22 km’den daha sığ, 89 depreme

ait toplam 804 üç bileşen ivme kaydının, yatay bileşenlerinden en büyük olanlarıdır. Depremlerden 149'u 17 Ağustos 1999 (M_w :7.4) ve 12 Kasım 1999 (M_w :7.2) depremlerinin ana ve artçı şoklarını, 10'u ise bölgede oluşan diğer depremleri içermektedir. Bu depremlerin dış merkez dağılımları Şekil 6.8'de görülmektedir. $M_w \leq 4.0$ olan depremlerin pik ivme değerleri veri grubundan çıkartılmıştır. Çünkü bu depremlerin azalım ilişkilerindeki ağırlıkları büyük depremlere oranla çok azdır ve azalım ilişkisini etkilememektedirler.



Şekil 6.7. Kuvvetli yer hareketi kayıt istasyonlarının dağılımı.



Şekil 6.8. Pik ivme uzaklık azalım ilişkisinin belirlenmesinde kullanılan depremlerin dışmerkez dağılımları.

6.4.2. Magnitüd türünün seçilmesi

İnceleme alanına ait azalım ilişkisinin belirlenmesinde magnitüd türü olarak sismik moment ve faylanma alanı ile doğrudan ilişkili olan doygunluk özelliği göstermeyen moment magnitüdü (M_w) kullanılmıştır. İnceleme alanında ivme kaydı olan 89 depremin çeşitli ulusal ve uluslararası kuruluşlarca sadece 10 tanesinin moment magnitüdü verilmiş, diğer depremler ise çeşitli kuruluşlarca m_b , M_L , M_s veya M_d magnitüd türünde verilmişlerdir. Toplam 89 depremin 79 adedi çeşitli kuruluşların doğrudan çözümledikleri m_b magnitüd türündendir. Geri kalan depremlerde daha önceki Bölümlerde ayrıntısı anlatılan, bölgeye ait tekdüzeleştirilmiş deprem kataloğunun oluşturulması işlemi sırasında, m_b magnitüd türüne çevrilmişlerdir. Bu nedenle çeşitli kuruluşlarca M_w magnitüdünde verilmeyen ve ivme kaydı olan tüm depremlerin magnitüdüleri, (6.1) dönüşüm bağıntısı kullanılarak M_w 'ye dönüştürülmüştür.

6.4.3. Uzaklığın Belirlenmesi

İnceleme alanına ait ivme uzaklık azalım ilişkisinin belirlenmesinde Bölüm 5.3.5.3’de anlatılan R_{jb} (Joyner-Boore) uzaklığı kullanılmıştır. Büyük magnitüdlü ve kilometrelerce fay üreten depremlerde, kuvvetli yer hareketi kayıt istasyonu ile depremin dışmerkezine olan uzaklık, faya olan uzaklıktan çok daha büyük olabilir. Oysaki pik ivme, faylanma alanına olan uzaklıktan çok daha fazla etkilenmektedir. Buna karşın küçük magnitüdlü depremlerin ($M < 5.0$) faylanma alanlarının belirlenmesi, büyük magnitüdlü depremlere göre çok daha zordur. Ayrıca bu tür depremlerin faylanma alanlarının boyutları çok küçük olduğundan, azalım ilişkisinde dışmerkez uzaklıklarının kullanılmasının sonuçları etkilemeyeceği düşünülmektedir.

Azalım ilişkisini belirlemede kullanılan depremlerin faylanma alanlarının yüzeydeki izdüşümlerinin belirlenmesi için fay boyu, genişliği, eğimi ve doğrultusuna gerek vardır. 17 Ağustos 1999 Kocaeli ve 12 Kasım 1999 Düzce depremlerinin fay boyu, fay genişliği, doğrultu, eğim ve kayma açıları çeşitli çalışmalarda rapor edilmiş, bu depremlerin $M_w \geq 4.0$ artçı şoklarının odak mekanizması çözümleri ise RMT (Regional Moment Tensor) ters çözüm yöntemiyle Örgülü ve Aktar (2001) tarafından belirlenmiştir (Tablo 6.6). Doğrultu ve eğimleri belirli ancak fay boyu ve fay genişliği bilinmeyen depremler için moment magnitüdü ile fay boyu ve genişliği arasındaki deneysel çözümlemelerden yararlanılmıştır (Wells and Coppersmith, 1994).

$$M_w = 4.33 + 1.49 \log(L) \quad (6.2)$$

ve

$$M_w = 3.80 + 2.59 \log(W) \quad (6.3)$$

Burada L ve W sırasıyla yüzey kırığı oluşturmayan depremlerde doğrultu atımlı faylanmalar için fay boyu ve fay genişliğidir (Tablo 6.7).

17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminin fay boyu yakın ve uzak alan telesismik veriye dayalı ters çözüm yöntemine göre 70 km, fay genişliği ise 15 km'dir (Yagi ve Kikuchi, 2000). Bu depremin yüzey kırığının 145 km (Toksöz ve diğ., 1999) olduğu rapor edildiğine göre faylanma alanının daha büyük olması beklenir. Bu depremin eğiminin de 86^0 (Yagi ve Kikuchi, 2000) olarak neredeyse dik olduğu düşünüldüğünde faylanma alanının izdüşümüne olan uzaklık yüzey kırığına uzaklık olarak alınabilir. 12 Kasım 1999 depreminin fay boyu 40 km fay genişliği de 20 km'dir (Utkucu ve diğ., 2003). 40 km'lik fay boyu yüzey kırığının uzunluğu ile örtüşmektedir. Azalım ilişkisini belirlemede kullanılan depremlerin faylanma alanlarının yüzey topografyası üzerindeki izdüşümleri Şekil 6.9'de gösterilmiştir.

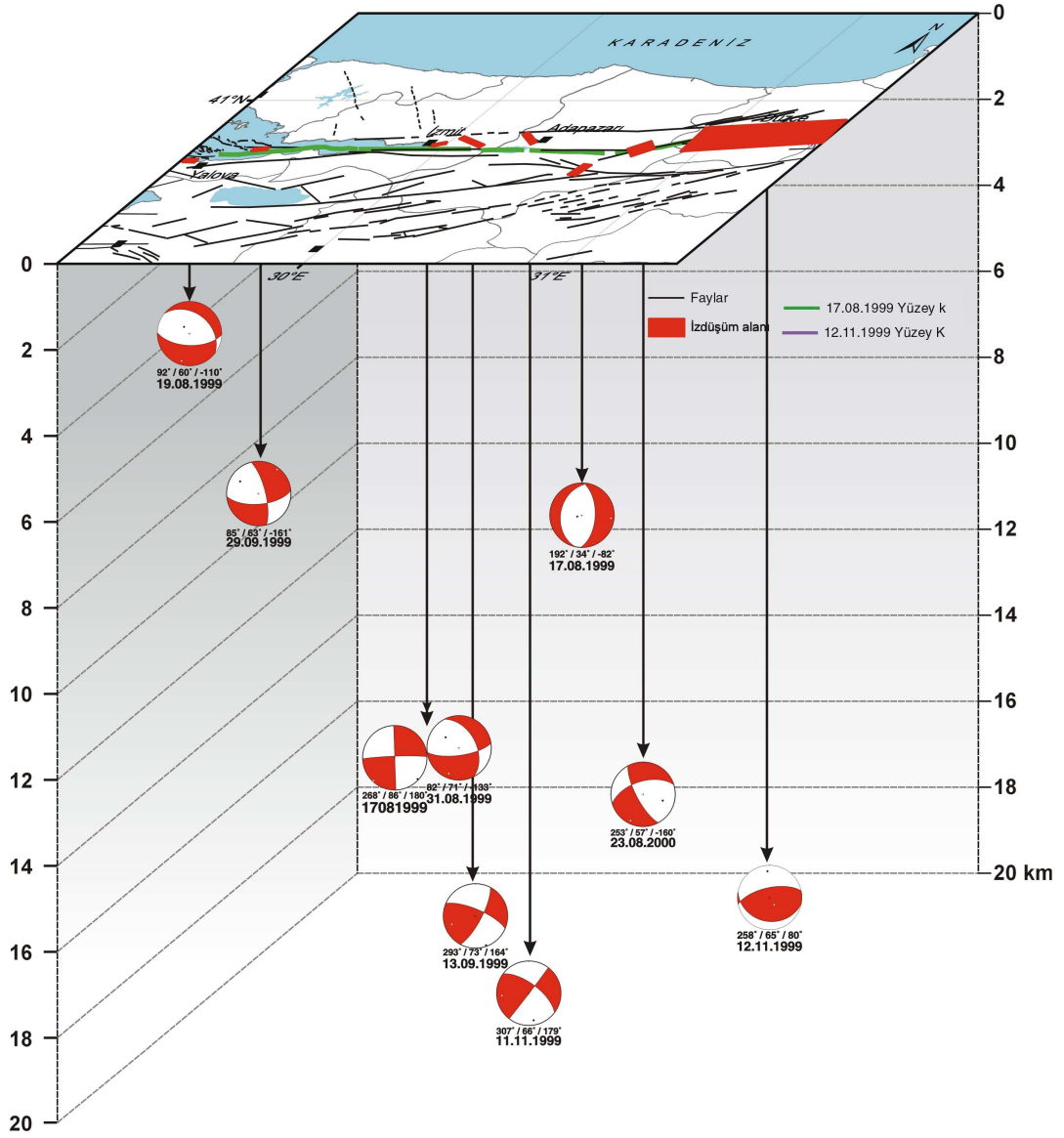
Tablo 6.6. Kocaeli ve Düzce depremleri ana ve artçışok kaynak parametreleri.

No	Tarih	Oluş zamanı	Enlem	Boylam	Mw	Doğrultu	Eğim	Kayma açısı	Kaynak
1	17.08.1999	00:01:39	40.7600	29.9700	7.4	268	86	180	Yagi ve Kikuchi, 2000
2	17.08.1999	03:14:01	40.5990	30.6270	5.3	192	34	-82	Örgülü ve Aktar, 2001
3	19.08.1999	15:17:44	40.6520	29.0930	5.0	92	60	-110	Örgülü ve Aktar, 2001
4	31.08.1999	08:10:49	40.7480	29.9700	5.0	82	71	-133	Örgülü ve Aktar, 2001
5	13.09.1999	11:55:27	40.7610	30.0840	5.8	293	73	164	Örgülü ve Aktar, 2001
6	29.09.1999	00:13:06	40.7180	29.3080	5.0	85	63	-161	Örgülü ve Aktar, 2001
7	11.11.1999	14:41:25	40.7810	30.2900	5.5	307	66	179	Örgülü ve Aktar, 2001
8	12.11.1999	16:57:19	40.760	31.160	7.2	258	65	180	Irmak ve Özer, 2000
9	23.08.2000	13:41:27	40.7100	30.7500	5.3	253	57	-160	Harvard CMT Solution

Tablo 6.7. Kocaeli ve Düzce depremleri ana ve artçışok fay boyu (L) ve fay genişlikleri (W).

N o	Tarih	Oluş zamanı	Enlem	Boylam	Mw	L (km)	W (km)	Kaynak
1	17.08.1999	00:01:39	40.7600	29.9700	7.4	70.000	15.000	Yagi ve Kikuchi, 2000
2	17.08.1999	03:14:01	40.5990	30.6270	5.3	5.1990	4.6880	Wells ve Coppersmith, 1994
3	19.08.1999	15:17:44	40.6520	29.0930	5.0	3.3880	3.8900	Wells ve Coppersmith, 1994
4	31.08.1999	08:10:49	40.7480	29.9700	5.0	3.3880	3.8900	Wells ve Coppersmith, 1994
5	13.09.1999	11:55:27	40.7610	30.0840	5.8	10.616	6.3970	Wells ve Coppersmith, 1994
6	29.09.1999	00:13:06	40.7180	29.3080	5.0	3.3880	3.8900	Wells ve Coppersmith, 1994
7	11.11.1999	14:41:25	40.7810	30.2900	5.5	6.9180	5.3080	Wells ve Coppersmith, 1994
8	12.11.1999	16:57:19	40.760	31.160	7.2	40.000	20.000	Utkucu ve diğ., 2000
9	23.08.2000	13:41:27	40.7100	30.7500	5.3	5.1990	4.6880	Wells ve Coppersmith, 1994

Sonuç olarak yukarıda anlatılan mevcut çalışmalardan yararlanılarak, azalım ilişkisinde kullanılacak uzaklık (R_{jb}), kuvvetli yer hareketi istasyonu ile depremin faylanma alanının yüzeydeki izdüşümüne (Bölüm 5.5.5.3) en yakın uzaklık alınmıştır. Faylanma alanı belirlenemeyen depremler için dışmerkez uzaklığı alınmıştır. Her bir depremin oluşturduğu faylanma alanı, faylanma alanlarının izdüşümleri ve ivme istasyonlarının faylanma alanının izdüşümüne olan uzaklıklar Arc GIS 8.2 (ESRI, 2000) yazılımı ile CBS ortamına aktarılmıştır.



Sekil 6.9. $M_w > 5.0$ depremlerin odak mekanizması çözümleri ve faylanma alanlarının yüzeydeki izdüşümleri (derinlik bilgileri Örgülü ve Aktar, 2001 ve Barış ve diğ., 2005’den alınmıştır).

6.4.4. Zemin koşullarının belirlenmesi

Bölüm 5.3.5.4’de de anlatıldığı gibi S dalga hızı, zemin sınıflamalarında en önemli parametreyi oluşturmaktadır. Ne yazık ki Türkiye’de çeşitli kuruluşlara ait ivme ölçerlerin kurulu oldukları zeminlerin büyük bir çoğunluğunda, detaylı zemin koşulları ve S dalga hızları bilinmemektedir. Bu nedenle ivme ölçerlerin kurulu oldukları zemin koşullarının belirlenmesi için MTA tarafından hazırlanan 1/500.000 ölçekli İstanbul, Zonguldak, İzmir, Ankara paftaları sayısallaştırılarak CBS ortamına

aktarılmış ve jeolojik birimlerin litostratigrafik nitelikleri ve genel mühendislik özellikleri dikkate alınarak beş sınıfa ayrılmıştır. Jeolojik birimlerin litolojik özellikleri yanında ayrışma durumları, dayanımları ve S dalga hızı bilinen birimlerin genel mühendislik özellikleri dikkate alınmıştır. Ayrıca kuvvetli yer hareketi kayıtlarının toplandığı PEER (Pasific Earthquake Engineering Research Center), ISESD (Internet Site for European Strong Motion Data), ESD (European Strong Motion Database) ve COSMOS gibi uluslararası kuruluşların Türkiye’de kurulu istasyonlara ait zemin koşullarına yönelik jeolojik referanslarından yararlanılmıştır. Buna göre tüm dünya genelinde yapılan çalışmalarda kabul gören NEHRP (1993) koşulları ve TDY (1998) zemin koşullarına uygun olarak, her bir istasyonun zemin grubu sınıflamaları yapılmış ve CBS ortamında veri tabanı oluşturulmuştur.

6.4.5. Verilerin düzenlenmesi ve filtrelenmesi

Bölüm 5.3.2’de de anlatıldığı gibi kuvvetli yer hareketi kaydı alan aletlere ait ham kayıtlar, çevresel gürültüler, alet tepkisi ve çevresel gürültülerden sapma şeklinde çeşitli hatalar içermektedir. İnceleme alanında azalım ilişkisi belirlenmeden önce kayıtlardaki bu tür hatalar giderilmiştir.

Sıfır (baz) çizgisi hatası, sayısallaştırılmış toplam 804 ivme kaydının her birinin zaman ortamında ortalamaları alınarak, bu ortalama değerin sayısallaştırılmış her bir noktadan çıkarılması ile giderilmiştir.

İvme kayıtlarını etkileyen bir diğer önemli hata alet tepkisi hatasıdır. Bu hata, Hudson (1979) tarafından önerilen (5.29) bağıntısından yararlanılarak giderilmiştir. Bu hatanın giderilmesindeki en önemli parametreler, ivme kaydı alan aletlerin kritik sönümleme ve doğal peryod bilgileridir. Son zamanlarda yapılan ve sayısal kayıt alabilen ivme ölçerlerin düz frekans tepkileri (0-50hz yada 0-100hz) analog kayıtçılara göre yüksektir. Bu tür sayısal aletler için alet tepkisi düzeltmeleri yapılmamıştır. Çünkü azalım ilişkisinde kullanılacak olan pik ivme değeri, bu frekans aralıklarında kaydedilmektedir. Tablo 6.8’de çalışma alanı içersinde ivme kaydı alan aletlerin türleri, harici sensörleri ve ait oldukları kuruluşlar verilmiştir.

Azalım ilişkisi belirlemede kullanılan 804 ivme kaydının alındığı ayrı ayrı her bir ivme ölçerin türü ve özellikleri ise CBS veri tabanına eklenmiştir.

Tablo 6.8. Çalışma alanı içersinde ivme kaydı alan aletlerin türleri, harici sensörleri ve ait oldukları kuruluşlar.

Aletler	Harici Sensor	Kritik Sönüm	Doğal Frekans (hz)	Düz Frekans Tepkisi	Kuruluş
SMA-1	-	0.60	25		DAD
SSA-2	-	0.67	50		ITU
K2-Altus	-	0.70	50		DAD,IRIGM
K2 EST-6ch-ngb	L22-984	0.70	210		USGS (GOLDEN)
K2 EST-6ch-gb	S60-9258	0.70	210		USGS (GOLDEN)
K2 EST-6ch-gb	L22-332	0.70	210		USGS (GOLDEN)
K2 FBA-3ch	-	0.65	52.3		USGS (GOLDEN)
K2 EST-6ch-gb	L4-2186	0.70	210		USGS (GOLDEN)
K2 EST-6ch-gb	L22-982	0.70	210		USGS (GOLDEN)
K2 EST-6ch-gb	L22-985	0.70	210		USGS (GOLDEN)
K2 EST-6ch-gb	L22-984	0.70	210		USGS (GOLDEN)
ETNA	-	0.7	-	50	BAUHAUS, DAD
REFTEK-72A	L22	0.7	210		LDEO
Akashi	-	0.7		50	DAD
GSR-12	-	-	-	100	KRDAE
GSR-16	-	-	-	50	DAD, KRDAE
GSR-18	-	-	-	100	DAD

Sıfır (baz) çizgisi düzeltmesi ve alet tepkisi düzeltmesinden sonra her bir verinin Fourier genlik spektrumu çözümü yapıldı. Her bir ivme kaydının Fourier genlik spektrumu, daha önceki bölümlerde anlatılan düzleştirilmiş Fourier genlik spektrumunun idealleştirilmiş şekli ile karşılaştırılarak gürültü etkisinden arındırılmış frekans band aralığı belirlendi ve bu band aralığı için 2. dereceden Butterworth filtre uygulandı ve filtre aralıkları CBS ortamına aktarıldı. Sıfır (baz) çizgisi düzeltmesi, alet tepkisi düzeltmesi ve filtreleme işlemleri, Converse (1992) tarafından yazılan BAP (Basic Strong-Motion Accelerogram Processing) Fortran yazılımı ile yapılmıştır.

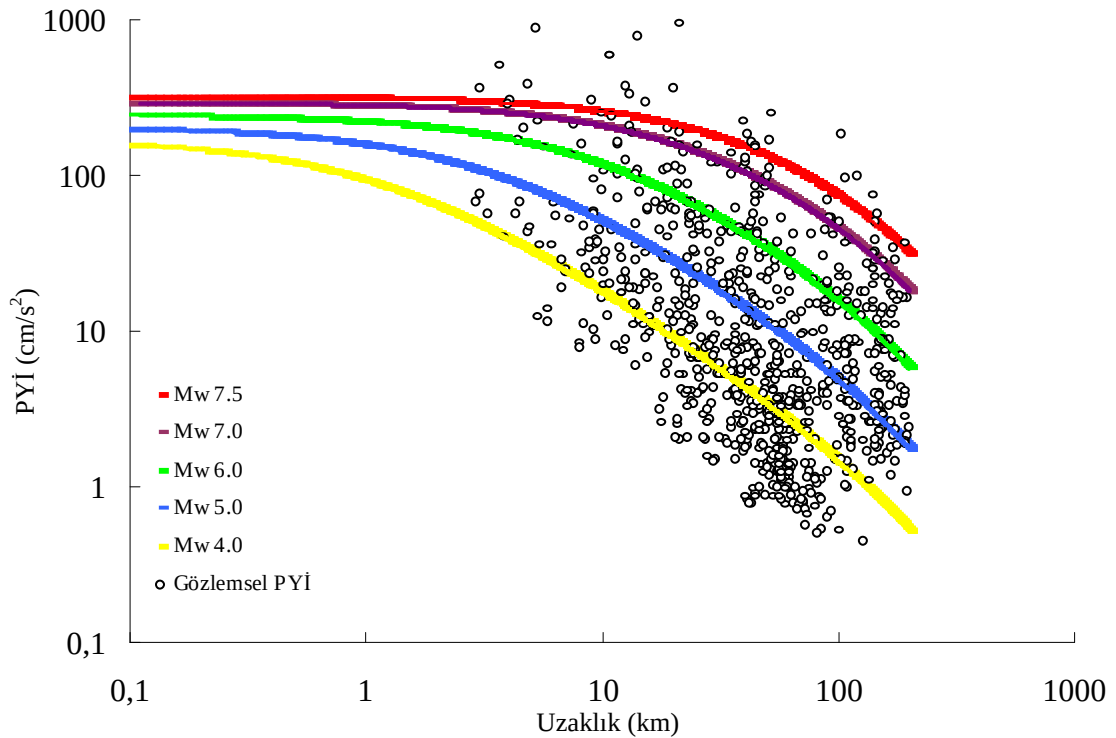
6.4.6. Modelin uygulanması

Çalışma alanı için PYİ ve Sİ azalım ilişkilerinin belirlenmesinde, Bölüm 5.4.'de (5.58) bağıntısıyla ayrıntıları açıklanan, ilk defa Campell (1985) tarafından önerilen kuvvetli yer hareketinin fonksiyonel biçimine uygun olan Liu (1999) ve Wu ve diğ., (2001)'in önerdikleri model, regresyon modeli olarak kullanılmıştır. CBS ortamı veri tabanında oluşturulan model için gerekli $M_w \geq 4.0$ olan 89 depremin A, M_w , R ve h

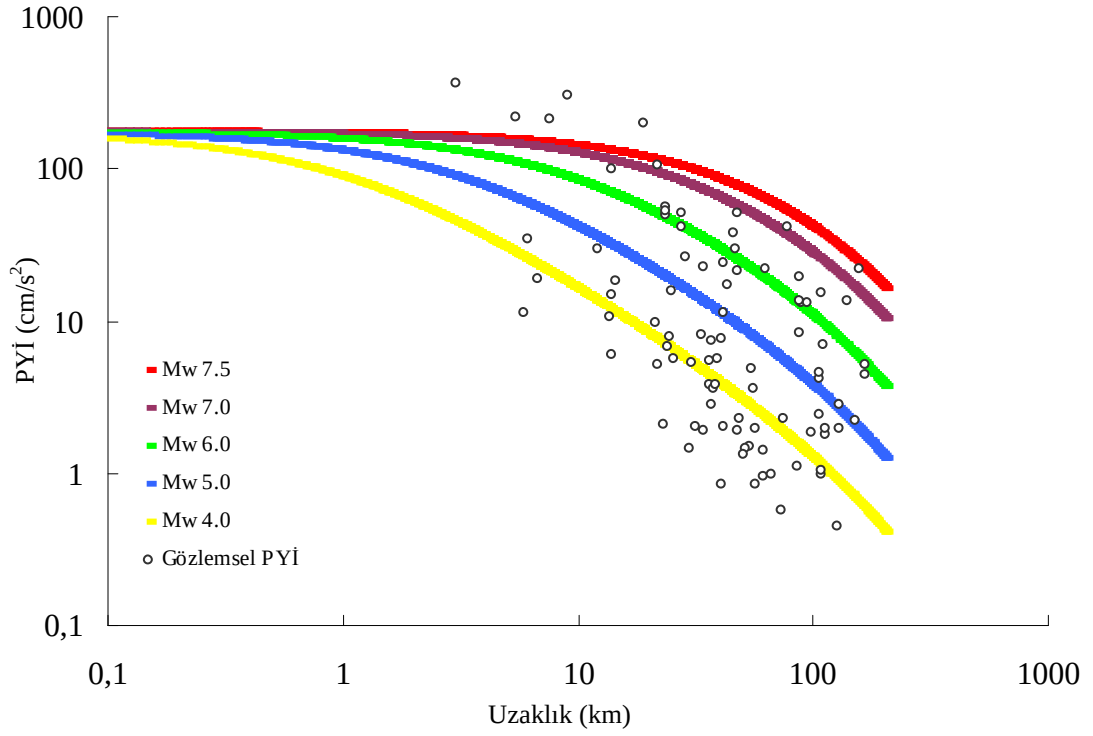
değerleri, lineer olmayan regresyon analizi sonucunda, bölgeye ait yüzeye yakın zemin sınıflamaları yapılmadan ve zemin sınıflamaları yapılarak PYİ, 0.2, 1.0 sn peryod için Sİ (spektral ivme) azalım ilişkisi katsayıları ve bu modellerin standart sapmaları belirlenmiştir (Tablo 6.9). PYİ ve Sİ azalım ilişkileri eğrileri farklı magnitüde Şekil 6.10 –Şekil 6.16’da gösterilmiştir.

Tablo 6.9. Yatay bileşen PYİ ve Sİ için azalım ilişkisi katsayıları.

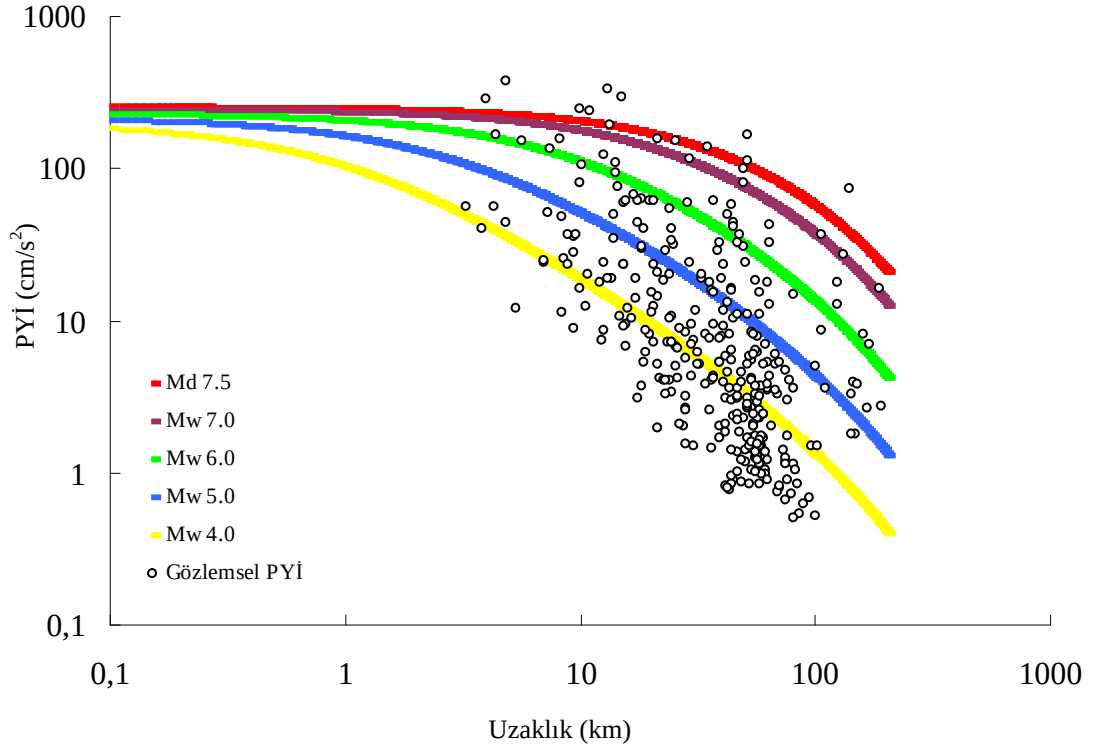
$\log A = C_1 + C_2 M_w \log_{10}(R + C_4 10^{C_5 M_w}) + \log C_3 R + \sigma_{\log A}$						
	C_1	C_2	C_3	C_4	C_5	σ
PYİ	0.1786	0.5326	-0.0014	0.0183	0.4537	0.3922
PYİ (Kaya)	0.3256	0.4859	-0.0017	0.0127	0.4819	0.3889
PYİ (Zayıf kaya)	0.2470	0.5193	-0.0021	0.0116	0.4895	0.4030
PYİ (Zemin)	0.3146	0.5289	-0.0015	0.0137	0.4759	0.3766
PYİ (Gevşek zemin)	0.4461	0.5268	-0.0016	0.0148	0.4702	0.3982
Sİ (0.2sn)	0.7159	0.5071	-0.0018	0.0183	0.4537	0.4119
Sİ (1.0sn)	-1.3471	0.7276	0.0011	0.0183	0.4537	0.5125



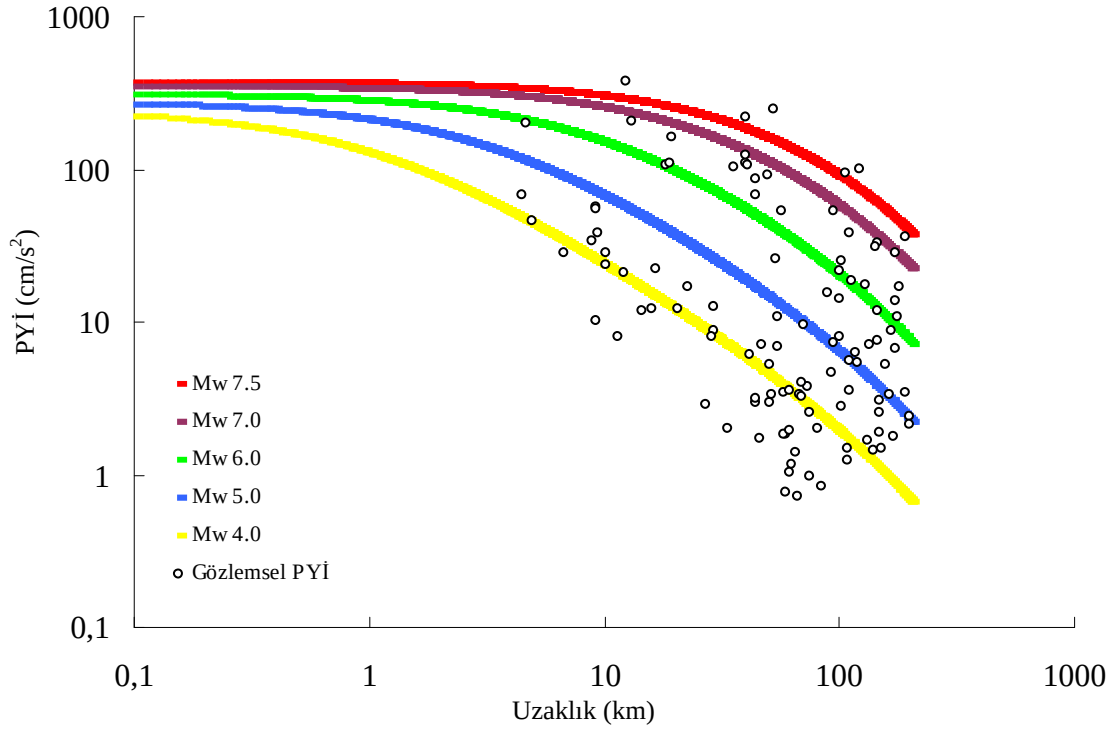
Şekil 6.10. Çalışma alanında kaydedilen 804 adet gözlemsel PYİ ve hesaplanan PYİ (ivme-uzaklık) azalım ilişkisi eğrileri ($\sigma = 0.3922$).



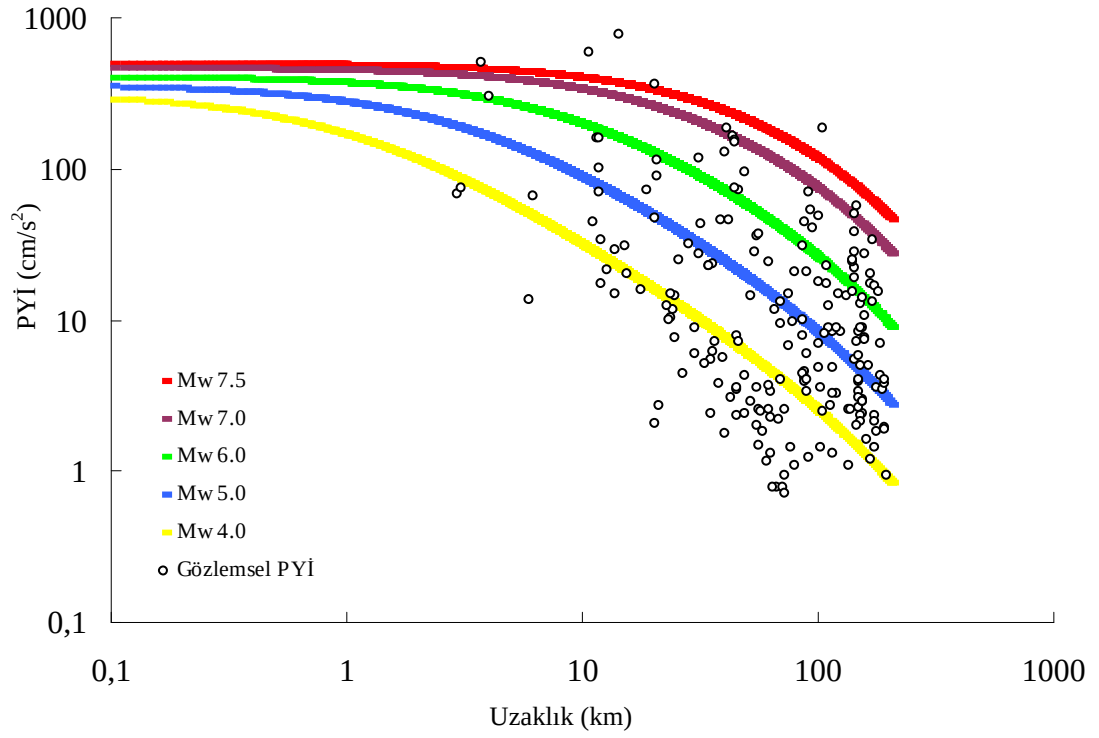
Şekil 6.11. Çalışma alanında 91 adet kaya zeminde (B sınıfı) kaydedilen pik yatay ivme değerleri ve hesaplanan ivme-uzaklık azalım ilişkisi eğrileri ($\sigma = 0.3889$).



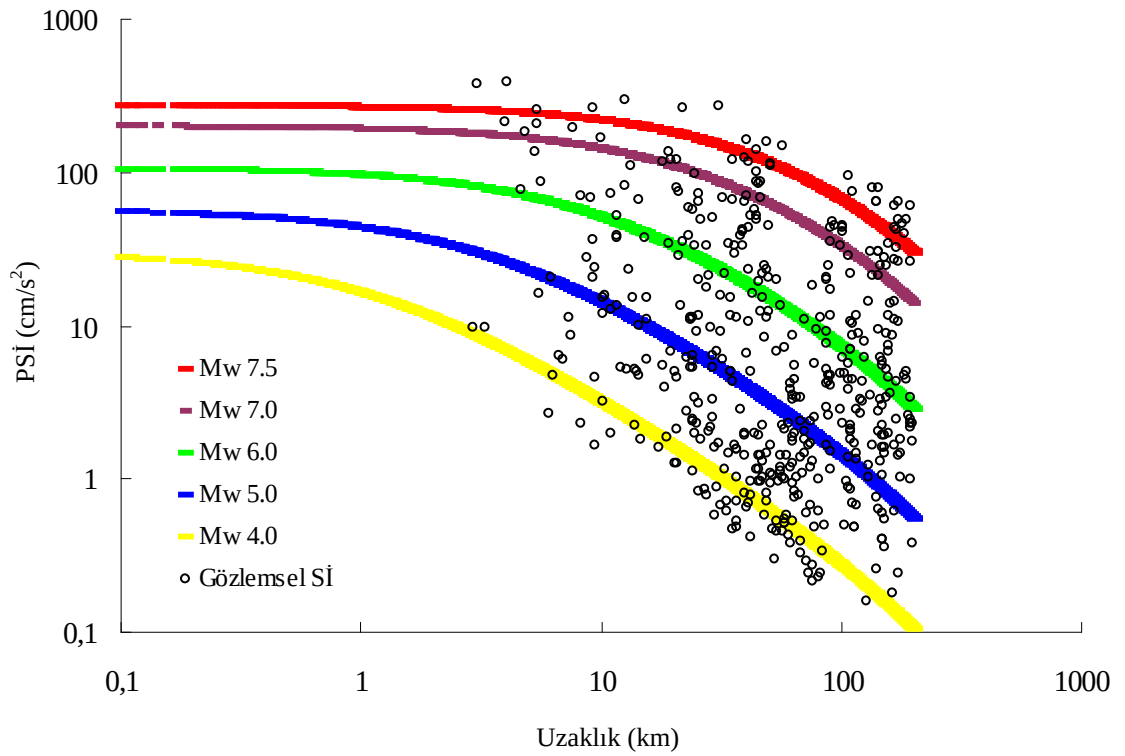
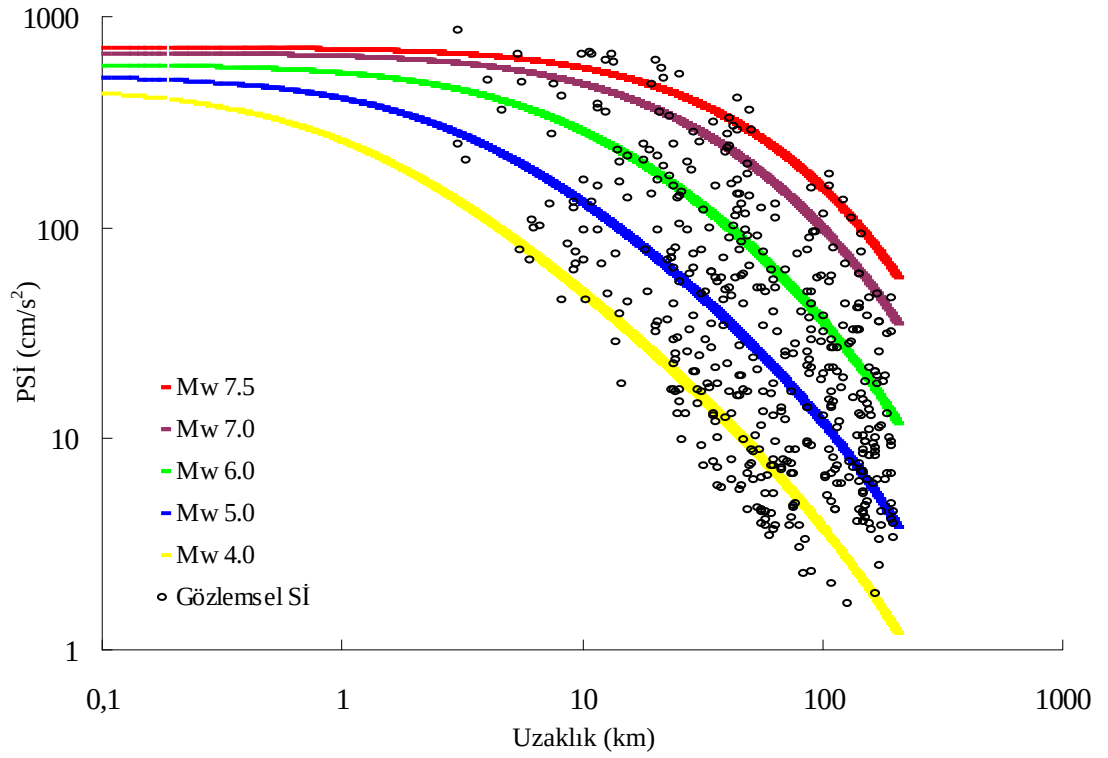
Şekil 6.12. Çalışma alanında 337 adet zayıf kaya (C sınıfı) zeminde kaydedilen pik yatay ivme değerleri ve hesaplanan ivme-uzaklık azalım ilişkisi eğrileri ($\sigma = 0.4030$).



Şekil 6.13. Çalışma alanında 114 adet sıkı zeminde (D sınıfı) zeminde kaydedilen pik yatay ivme değerleri ve hesaplanan ivme-uzaklık azalım ilişkisi eğrileri ($\sigma = 0.3776$).



Şekil 6.14. Çalışma alanında 205 adet yumuşak zeminde (E sınıfı) zeminde kaydedilen pik yatay ivme değerleri ve hesaplanan ivme-uzaklık azalım ilişkisi eğrileri ($\sigma = 0.3982$).



6.5. Dünya genelinde yaygın azalım ilişkileri ile karşılaştırma

Doğu Marmara Bölgesi için belirlenen azalım ilişkisi, dünya genelinde yaygın olarak kullanılan azalım ilişkileri (Ambraseys ve diğ., 1996; Boore ve diğ., 1997; Campell, 1997) ile farklı zeminler için karşılaştırılmıştır (Şekil 6.17-Şekil 6.20).

Ambraseys ve diğ., (1996) tarafından önerilen azalım ilişkisi, toplam 416 ivme kaydı içermektedir. Bu kayıtların 106 adedi kaya'da, 226 adedi zayıf kayada, 81 adedi sıkı zeminde, 3 adedi ise gevşek veya alüvyon zeminde kaydedilmiştir. İvme kaydı olan depremlerin odak derinlikleri 30 km' den daha düşüktür. Depremlerin %81'inin odak derinlikleri ise 5-15 km ve dışmerkezlerinin büyük bir çoğunluğu 40 km'nin altındadır. Kayıtlara alet düzeltmesi yapılmamıştır. Tüm kayıtlar için sıfır (baz) çizgisi düzeltmesi ve 0.20-25 Hz için band geçişli filtre uygulanmıştır. Azalım ilişkisi eğrilerinin belirlenmesinde tek adımlı regresyon analizi uygulanmıştır. Azalım ilişkisinin genel şekli şöyledir:

$$\text{Log } y = C_1 + C_2 M_s + C_4 \text{Log } r + C_A S_A + C_S S_S \quad (6.4)$$

ve

$$r = \sqrt{d^2 + h_0^2} \quad (6.5)$$

Burada y , $g(1g \approx 980.665 \text{ cm/sn}^2)$ olarak PYİ, d fayın yüzey izdüşümüne olan en yakın uzaklık, $h_0 = 3.5$, $C_1 = -1.48$, $C_2 = 0.266$, $C_4 = -0.922$, $C_A = 0.117$, $C_S = 0.124$ ve $\sigma = 0.25$ dir. (6.4) bağıntısı kullanılarak kayada $S_A=0$ ve $S_S=0$, zayıf kayada $S_A=1$ ve $S_S=0$ ve sıkı ve yumuşak zeminde $S_A=0$ ve $S_S=1$ için azalım ilişkisi bulunur.

Boore ve diğ., (1997) tarafından önerilen azalım ilişkisi toplam 271 ivme kaydı içermektedir. Bu kayıtların 106 adedi kayada, 118 adedi zayıf kayada, 105 adedi sıkı zeminde alınmış, gevşek veya alüvyon zeminde kayıt alınmamıştır. İvme kaydı olan depremlerin odak derinlikleri 20 km' den daha düşüktür. İvme kayıt istasyonları ile

depremlerin faylanma alanlarının yüzey izdüşümüne uzaklıkları 80 km'nin altındadır. Azalım ilişkisinin genel şekli şöyledir:

$$\text{Log} y = b_1 + b_2(M - 6) + b_4(M - 6)^2 + b_4r + b_5 \text{Log} r + b_6 G_B + b_7 G_C \quad (6.6)$$

ve

$$r = \sqrt{d^2 + h^2} \quad (6.7)$$

Burada y , $g(1g \approx 980.665 \text{ cm/sn}^2)$ olarak yatay bileşenlerin geometrik ortalamalarına ait pik yer ivmesi, d fayın yüzey izdüşümüne olan en yakın uzaklık, $h = 5.57$, $b_1 = -0.105$, $b_2 = 0.229$, $b_3 = 0$, $b_4 = 0$, $b_5 = -0.778$, $b_6 = 0.162$, $b_7 = 0.251$ ve $\sigma = 0.230$ dir. (6.6) bağıntısı kullanılarak kayada $G_B=0$ ve $G_C=0$, zayıf kayada $G_B=1$ ve $G_C=0$ ve sıkı zeminde $G_B=0$ ve $G_C=0$ için azalım ilişkisi bulunur.

Campell (1997) tarafından önerilen azalım ilişkisi toplam 47 depreme ait 645 yatay bileşen ivme kaydı içermektedir. Bu kayıtlar sert kaya, kaya, zayıf kaya ve 10m'den daha büyük derinliğe sahip sıkı zeminde alınmıştır. İvme kaydı olan depremlerin odak derinlikleri 25 km' den daha düşüktür. Uzaklık parametresi, R_{SEIS} olarak adlandırılan depremlerle oluşan enerji boşalımının en yüksek olduğu nokta ile istasyon arasındaki uzaklık alınmıştır. Bu uzaklık sınırı 3-60 km arasındadır. İvme kayıtları tüm dünya genelinde aktif tektonik bölgelere ait ters ve doğrultu atımlı faylanmalara aittir. Azalım ilişkisinin genel şekli şöyledir:

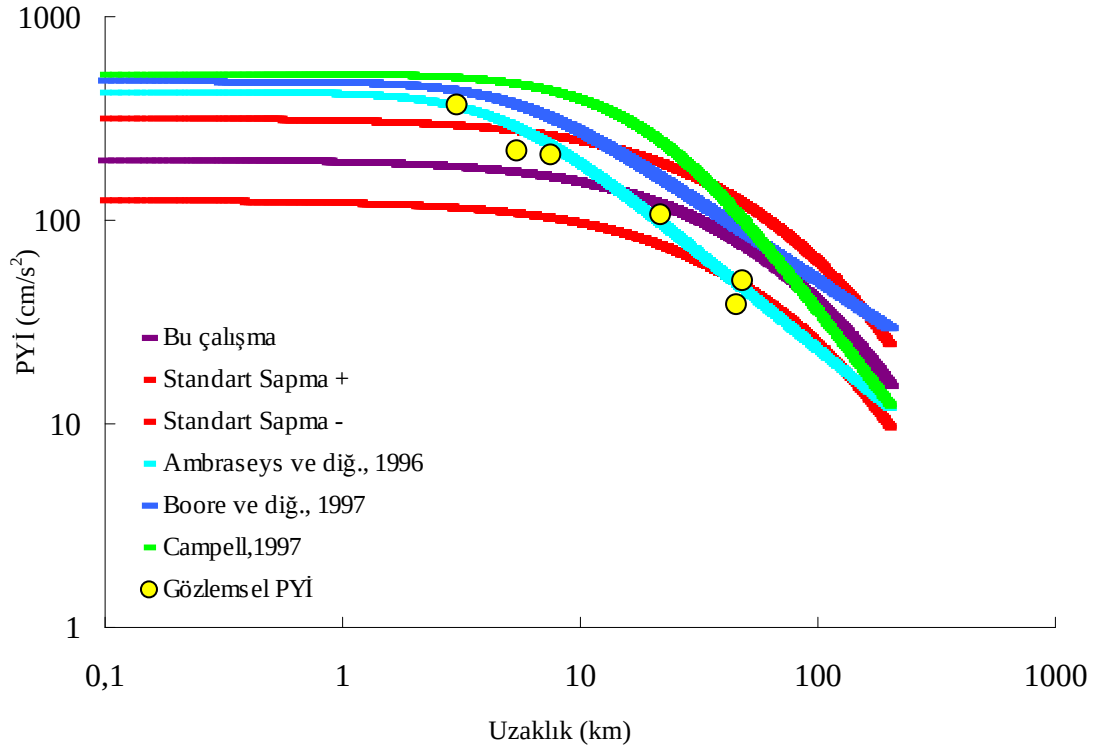
$$\begin{aligned} \text{Log} A_H = & -3.512 + 0.904 M_w - 1.328 \text{Ln} \sqrt{R_{SEIS}^2 + [0.149 \exp(0.647 M_w)]^2} + \\ & + [1.125 - 0.112 \text{Ln}(R_{SEIS}) - 0.0957 M_w] F + \\ & + [0.440 - 0.171 \text{Ln}(R_{SEIS})] S_{SR} + [0.405 - 0.222 \text{Ln}(R_{SEIS})] S_{HR} + \sigma \end{aligned} \quad (6.8)$$

Burada A_H , $g(1g \approx 980.665 \text{ cm/sn}^2)$ olarak yatay bileşen pik yer ivmesi, R_{SEIS} depremlerle oluşan enerji boşalımının en yüksek olduğu nokta ile istasyon arasındaki uzaklık, d fayın yüzey izdüşümüne olan en yakın uzaklık, $h = 5.57$, $b_1 = -0.105$,

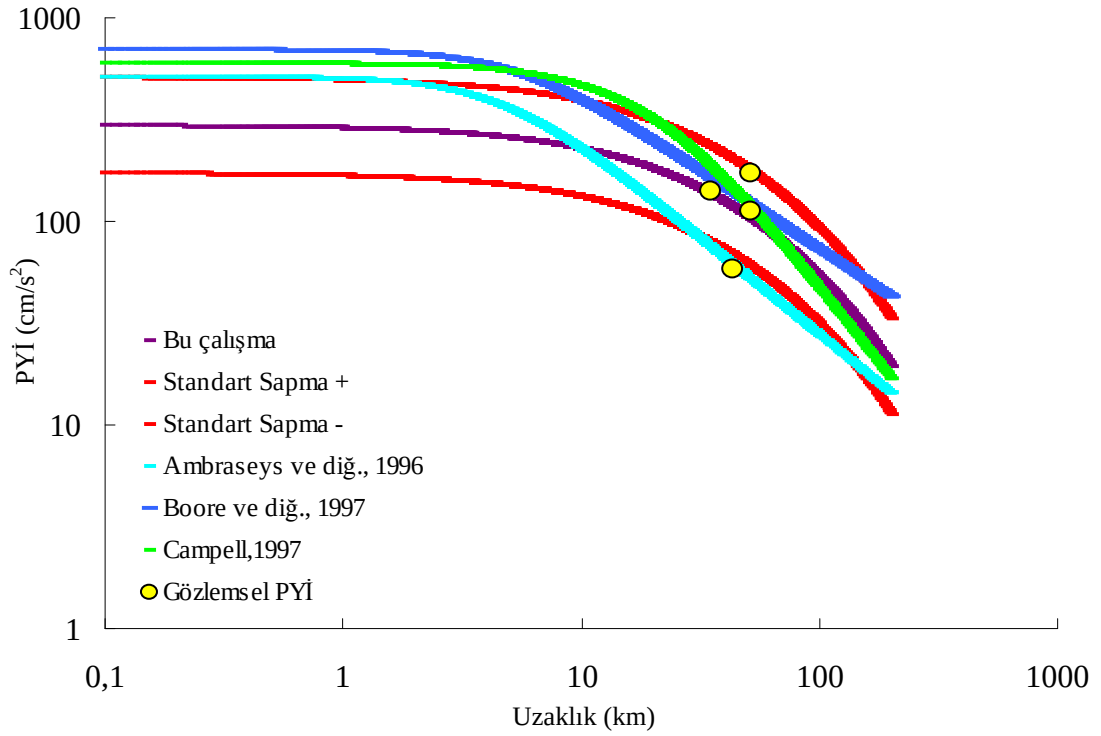
$b_2 = 0.229$, $b_3 = 0$, $b_4 = 0$, $b_5 = -0.778$, $b_6 = 0.162$, $b_7 = 0.251$ ve $\sigma = 0.230$ dir. (6.5) bağıntısından $F=0$ ise doğrultu atımlı ve normal faylanmalar, $F=1$ ise ters ve ters oblik faylanmalar, $S_{HR}=1$ ve $S_{SR}=0$ ise katı kayada, $S_{SR}=1$ ve $S_{HR}=0$ ise zayıf kayada, $S_{SR}=0$ ve $S_{HR}=0$ ise yumuşak zemin ve alüvyon için azalım ilişkisi bulunur.

Şekil 6.17–Şekil 6.20’de $M_w:7.4$ büyüklüğündeki bir deprem için bu çalışmada belirlenen PYİ azalım ilişkisi ile yukardaki paragraflarda ayrıntıları anlatılan PYİ azalım ilişkileri, farklı zeminler için karşılaştırılmıştır. Azalım ilişkileri eğrileri arasındaki farklılıklar doğaldır. Çünkü her bir azalım ilişkisi farklı özellikli veri tabanları, farklı regresyon çözümlemeleri, farklı türde uzaklık ve magnitüd parametreleri, farklı tektonik bölgeler içermektedir. Şekillerde kırmızı ile çizilen eğriler, bu çalışmada belirlenen 7.4 büyüklüğündeki bir depremin azalım ilişkisi eğrisinden, standart sapmanın $\mp$ farkını içermektedir. Şekil 6.17 ve Şekil 6.18’de Ambraseys ve diğ., (1996), Boore ve diğ., (1997) ve Campell (1997)’ ye ait azalım ilişkileri, yaklaşık olarak 30-200 km sınırları içinde standart sapma eğrilerinin arasında kalmakta, 30 km’nin altındaki uzaklıklar için ise standart sapma eğrilerinin dışında kalmaktadır. Bu farklılık Ambraseys ve diğ., (1996), Boore ve diğ., (1997) ve Campell (1997)’ ye ait azalım ilişkilerinin daha çok yakın alan veri tabanına dayalı olmasından kaynaklanmaktadır.

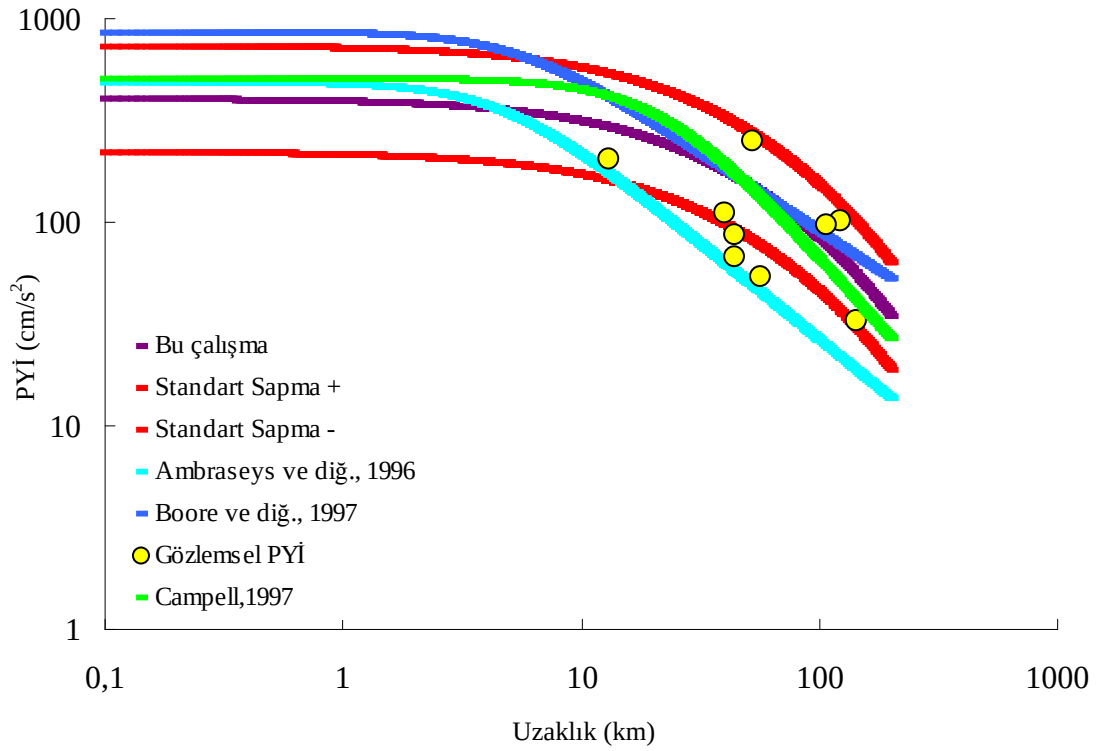
Genel olarak bu çalışmada belirlenen azalım ilişkisi eğrisine ait σ değeri, diğer azalım ilişkilerinin σ değerlerinden yüksektir. Bu durum, çalışmada kullanılan $M_w > 5.0$ deprem sayılarının diğer ilişkilerde kullanılanlara göre az olmasından kaynaklanmaktadır. Çünkü büyük depremlerin pik ivme üzerinde etkisi küçük depremlere göre çok daha fazladır.



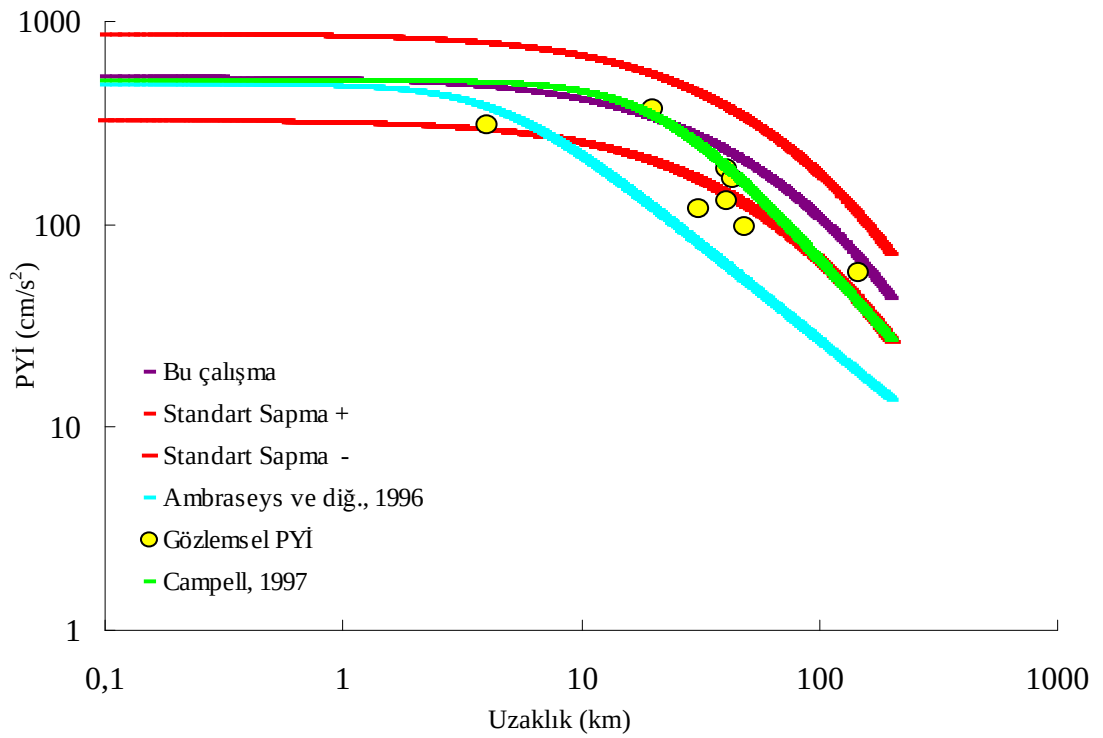
Şekil 6.17. $M_w:7.4$ magnitüdü bir deprem için kayada pik ivme-uzaklık azalım ilişkisi eğrileri.



Şekil 6.18. $M_w:7.4$ magnitüdü bir deprem için zayıf kayada pik ivme-uzaklık azalım ilişkisi eğrileri.



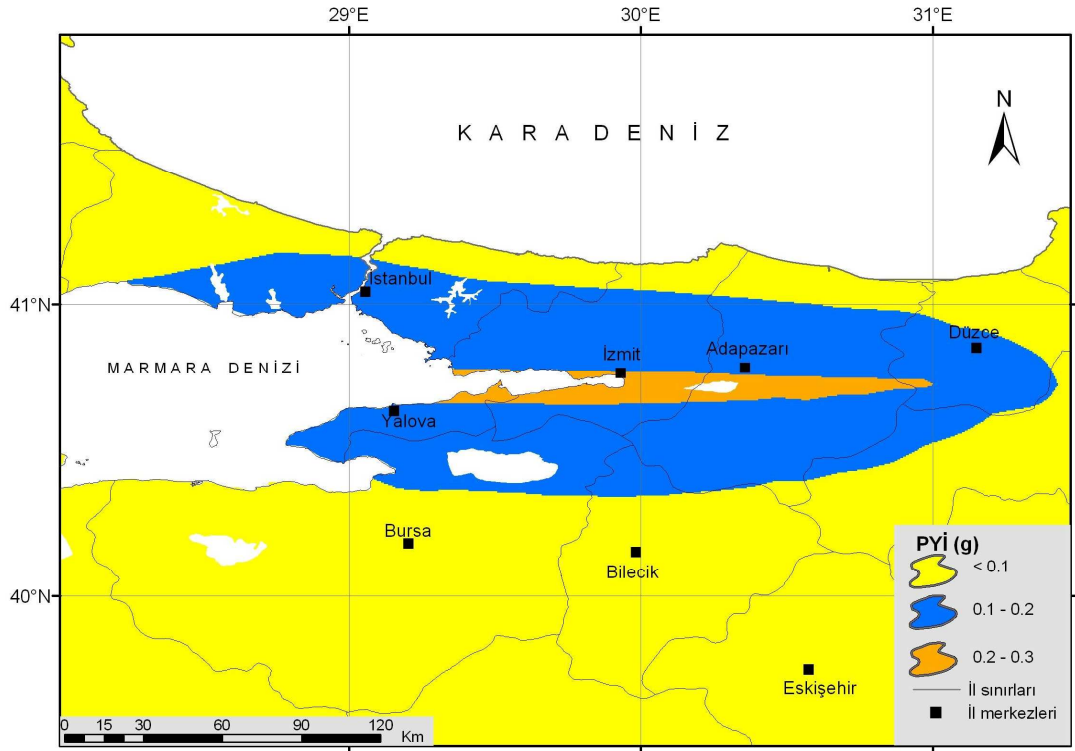
Şekil 6.19. M_w :7.4 magnitüdü bir deprem için sıkı zeminde pik ivme-uzaklık azalım ilişkisi eğrileri.



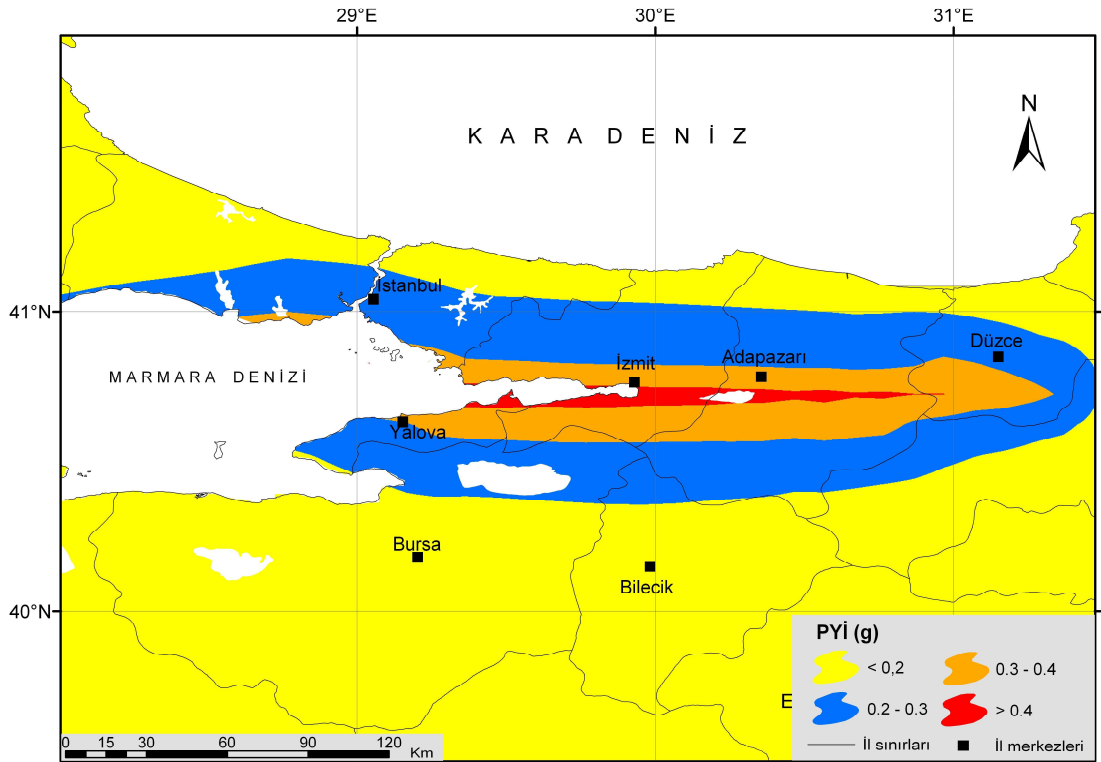
Şekil 6.20. M_w :7.4 magnitüdü bir deprem için yumuşak zeminde pik ivme-uzaklık azalım ilişkisi eğrileri.

6.6. Olasılıksal Deprem Tehlikesi Çözümlemesi ve Eş İvme Haritaları

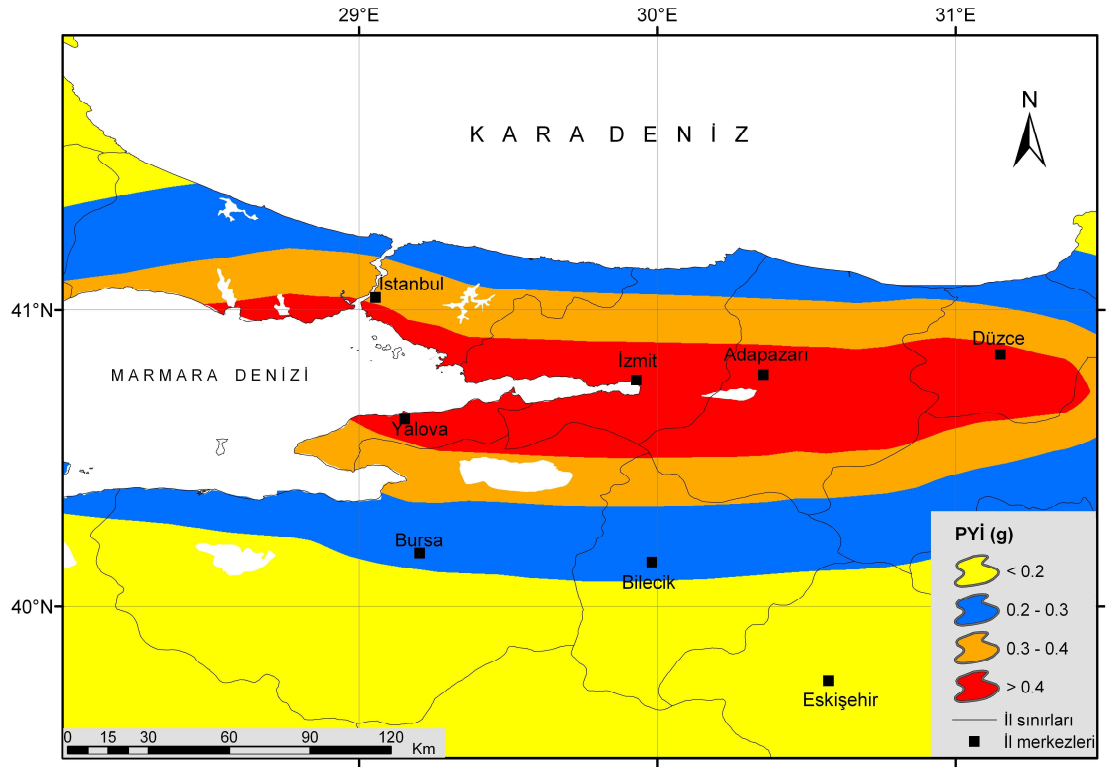
Çalışma alanının OSTÇ'ne yönelik aşılma olasılıklarının belirlenmesinde, Bölüm 5.6'da ayrıntıları anlatılan SEISRISK III (Bender ve Perkins, 1987) yazılımı kullanılmıştır. Hesaplamaların yapılması için yazılım veri tabanına, çizgisel ve alansal kaynakları tanımlayan coğrafi koordinatlar, magnitüd-sıklık ilişkileri ile belirlenen $N(m)$ değerleri, çeşitli uzaklıklar için PYİ ve Sİ değerleri, ivme uzaklık azalım ilişkisine ait standart sapma ($\sigma:0.3922$), sismik kaynaklara ait hata payı 5 km, magnitüd dışmerkez dağılımına ait hata 5 km girilmiştir. Yazılım, istenen peryotta kuvvetli yer hareketi değerinin aşılma olasılıklarını (5.71) bağıntısı ile toplam olasılık teoremi kullanılarak hesaplanmaktadır. Çalışma alanı büyük olduğundan, dört eşit parçaya bölünmüş ve 10 km aralıkla iki boyutlu tanımlanan gridlere ayrılmıştır. Sonuçlar, PYİ azalım ilişkisi kullanılarak, %10 olasılıkla 10, 50 ve 250 yılda ve Sİ ilişkisi kullanılarak 50 yılda % 5 sönümle 0.2sn ve 1.0sn peryodlar için %g olarak hesaplanmıştır. Gridlenmiş alanda her bir düğüm noktası için hesaplanan bu değerler konturlanarak, çalışma alanının bütününe ait yer ivmesinin %10 aşılma olasılıklı haritaları oluşturulmuştur (Şekil 6.21-Şekil 6.25). Bu haritaların Kocaeli il sınırlarına yakınlaştırılmış hali Şekil 6.26-Şekil 6.30'da görülmektedir.



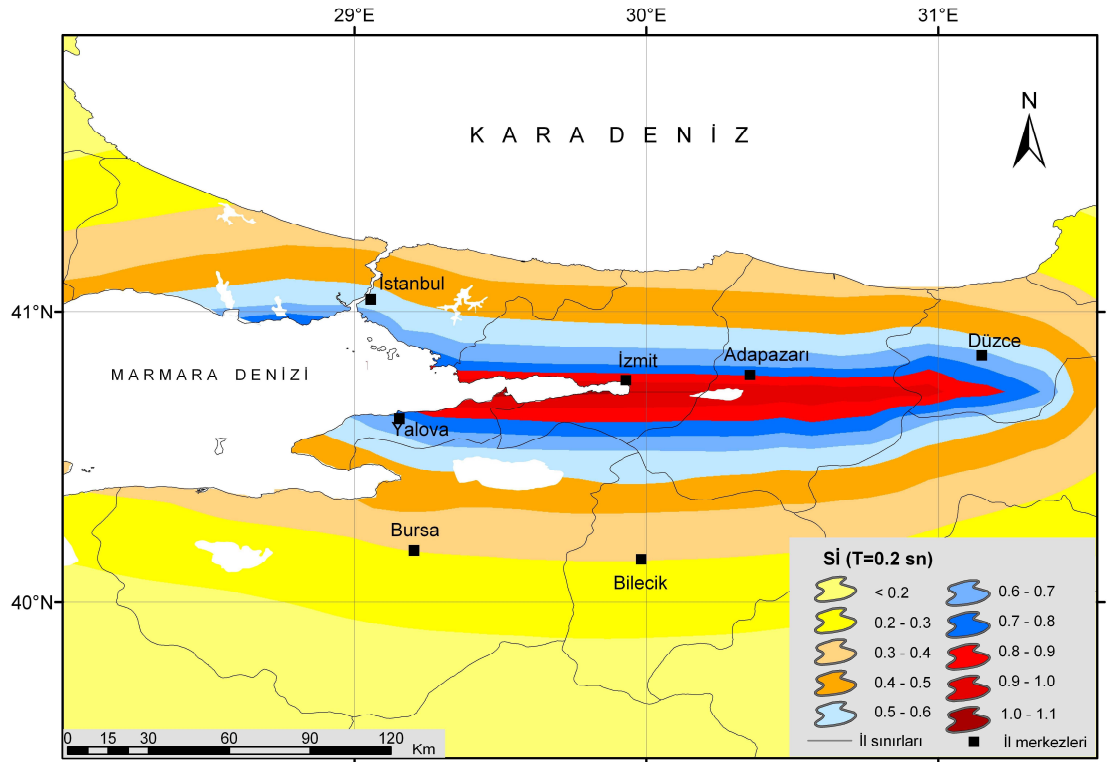
Şekil 6.21. İnceleme alanı için 10 yılda % 10 aşılma olasılığı ile PYİ haritası.



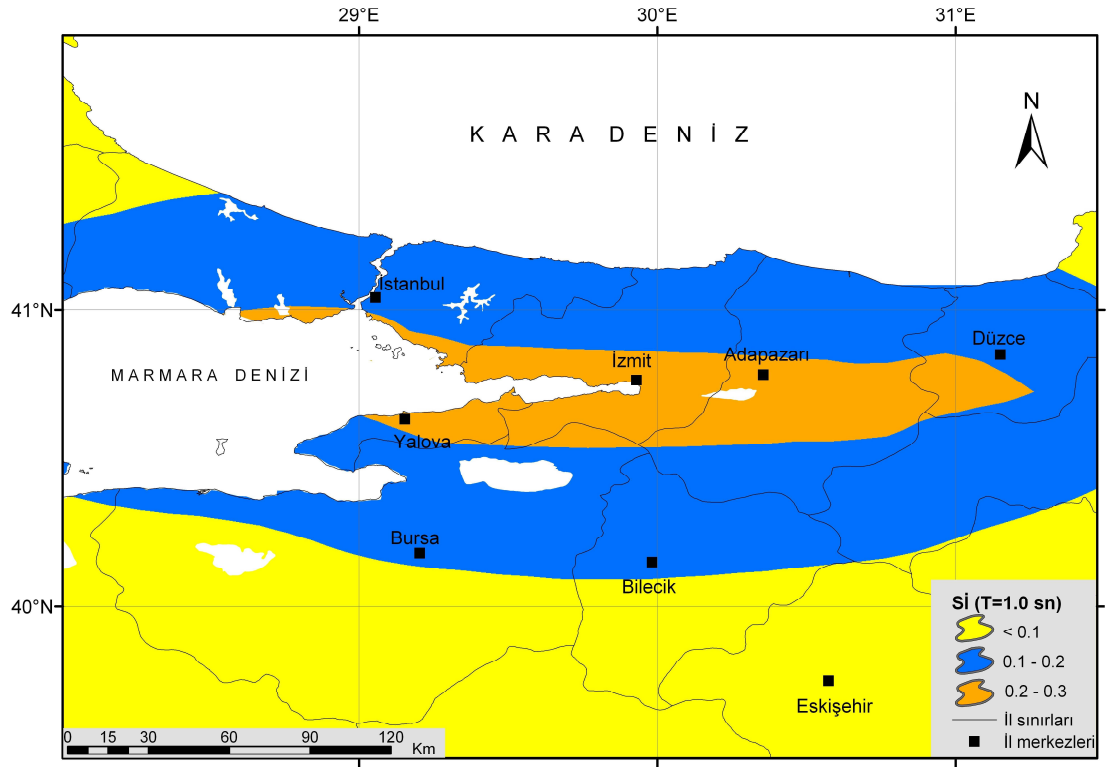
Şekil 6.22. İnceleme alanı için 50 yılda % 10 aşılma olasılığı ile PYİ haritası.



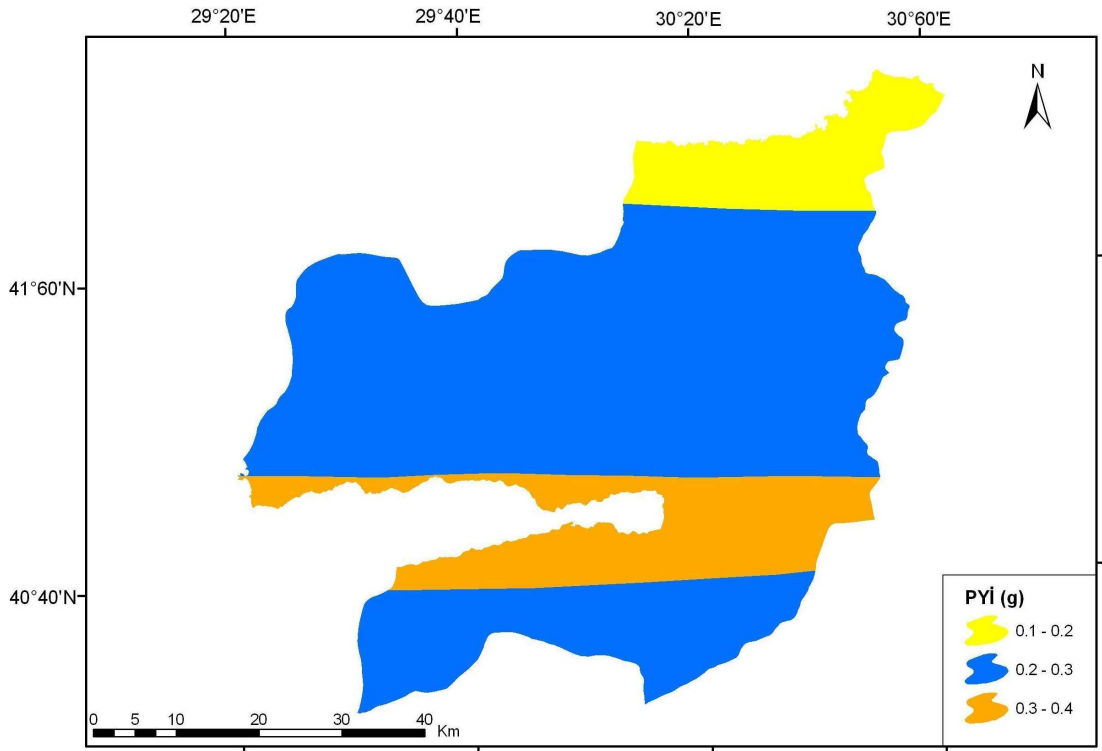
Şekil 6.23. İnceleme alanı için 250 yılda % 10 aşılma olasılığı ile PYİ haritası.



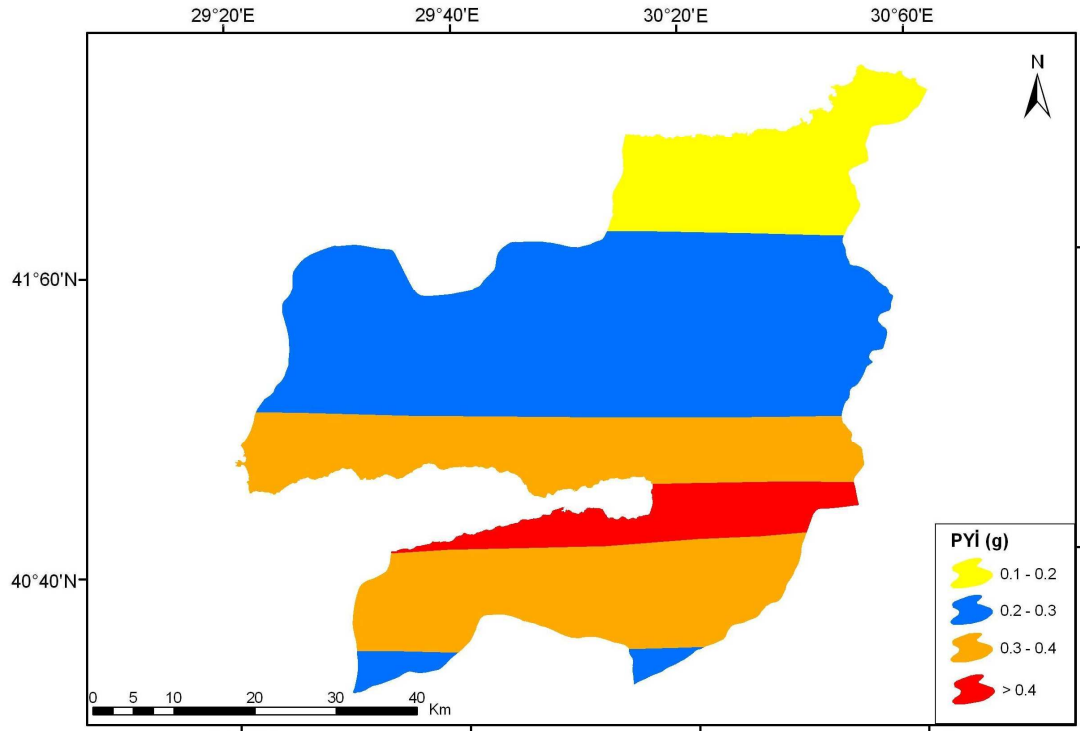
Şekil 6.24. İnceleme alanı için 50 yılda % 10 aşılma olasılığı ile T=0.2 sn için Sİ haritası.



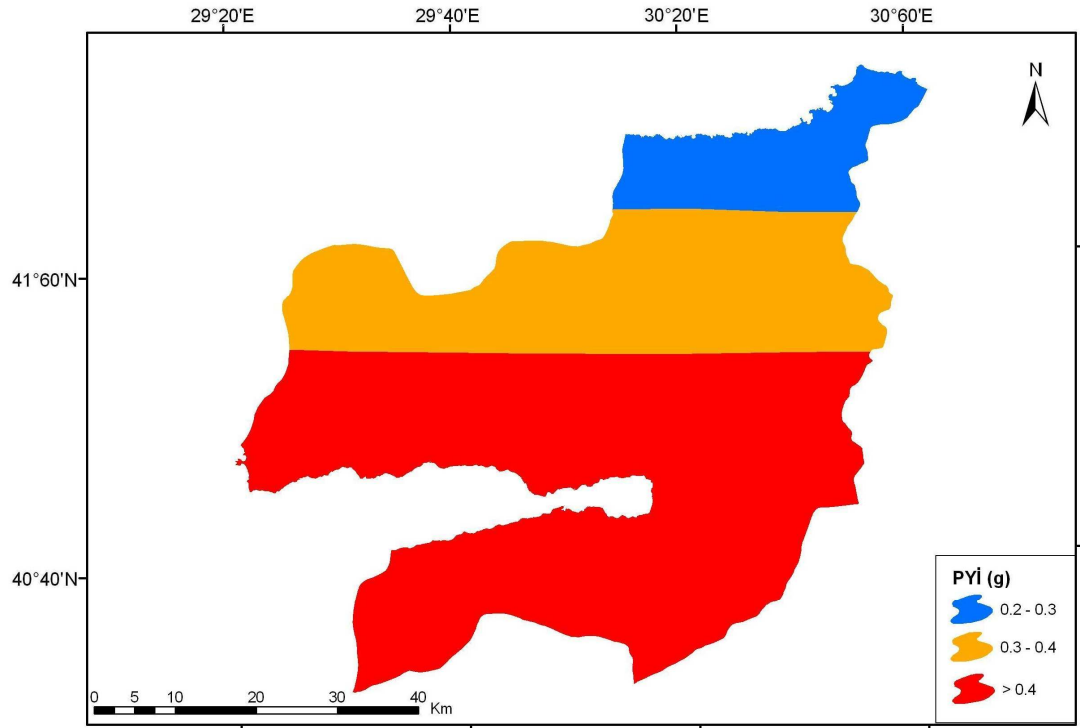
Şekil 6.25. İnceleme alanı için 50 yılda % 10 aşılma olasılığı ile $T=1.0$ sn için S_i haritası.



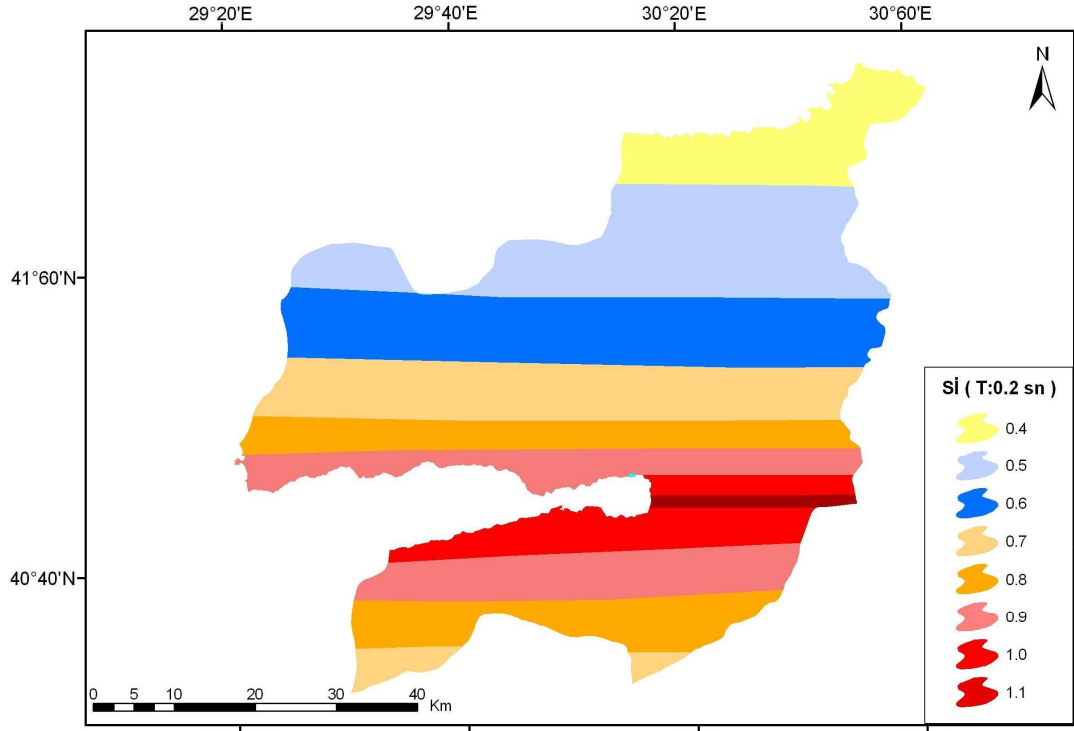
Şekil 6.26. Kocaeli il sınırları için 10 yılda % 10 aşılma olasılığı ile $PYİ$ haritası



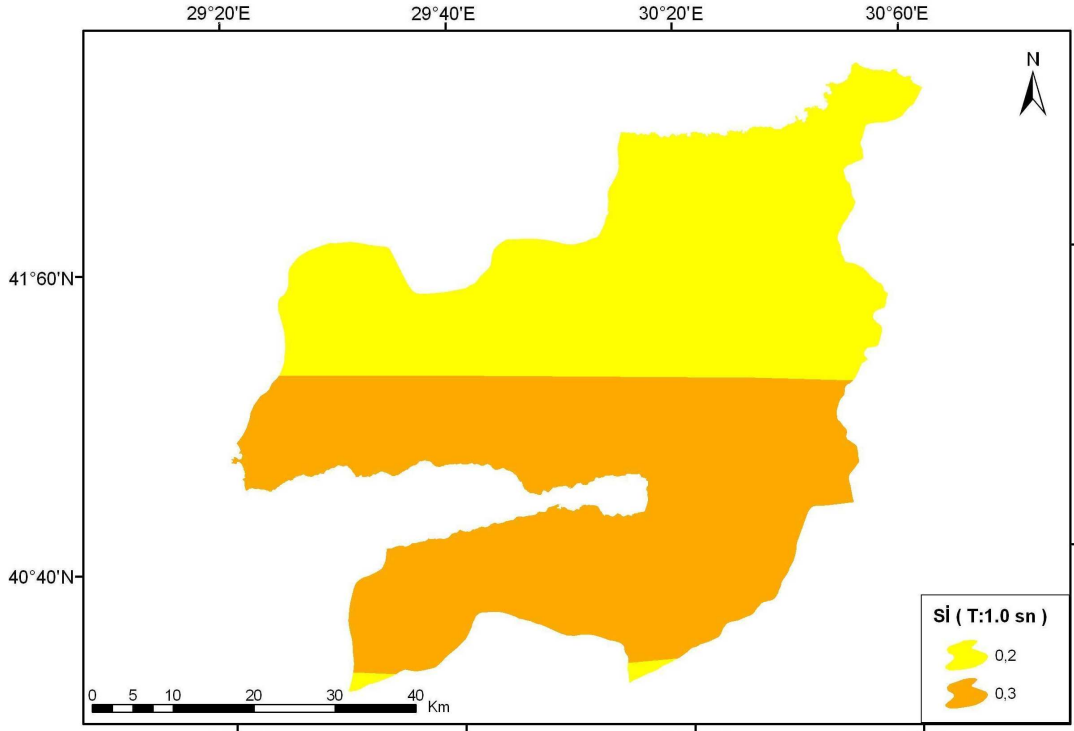
Şekil 6.27. Kocaeli il sınırları için 50 yılda % 10 aşılma olasılığı ile PYİ haritası



Şekil 6.28. Kocaeli il sınırları için 250 yılda % 10 aşılma olasılığı ile PYİ haritası



Şekil 6.29. Kocaeli il sınırları için 50 yılda % 10 aşılma olasılığı ile $T=0.2$ sn için Sİ haritası.



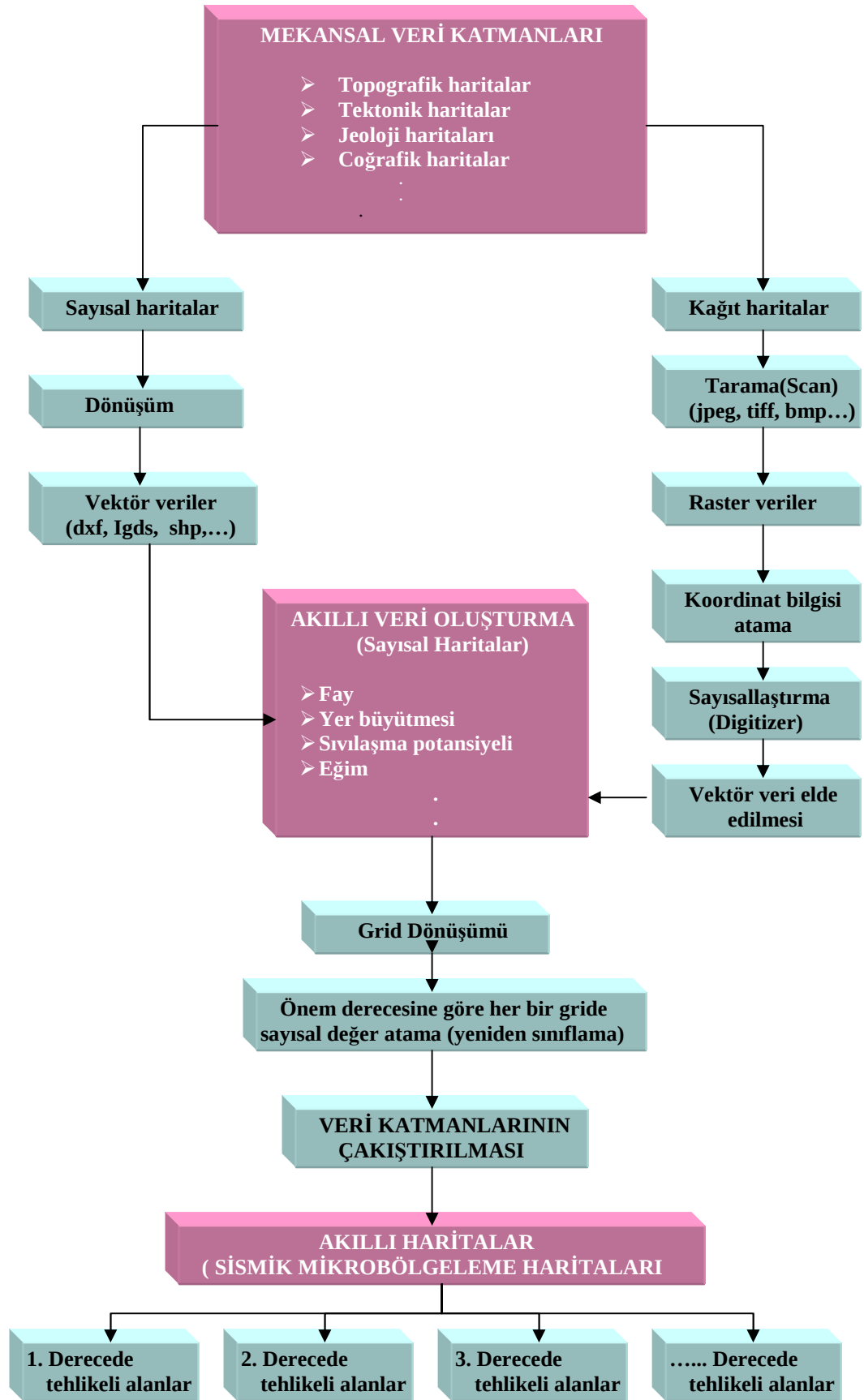
Şekil 6.30. Kocaeli il sınırları için 50 yılda % 10 aşılma olasılığı ile $T=1.0$ sn için Sİ haritası.

7. CBS İLE SİSMİK BÖLGELEME HARİTALARININ OLUŞTURULMASI

7.1. Giriş

Bölgesel sismik bölgelemenin belirlenmesi için ilk ara sonuç, sismik olayın karakterinin yani yer hareketi etkisinin tanımlanmasıdır. Bu işlem daha önceki bölümlerde ayrıntıları anlatılan, senaryo deprem tasarımlarının yapıldığı deterministik veya tüm çalışma alanındaki potansiyel sismik etkinin hesaba katıldığı olasılıksal çalışmalarla belirlenir. Bu işlem öncelikle çalışma alanı içindeki potansiyel sismik kaynakların (nokta, çizgi, alan) belirlendiği haritaları gerektirmektedir. Bu kaynaklar, tektonik haritalar ve dışmerkez dağılım haritaları kullanılarak belirlenir. Haritalarda belirlenen sismik kaynakların her biri, ayrı ayrı CBS ortamına aktarılır ve her bir kaynaktaki deprem oluşumları için Gutenberg ve Richter (1944) tekraralama modeli uygulanır. Her bir kaynağa, daha önceki bölümlerde ayrıntıları anlatılan toplam olasılık teoremi uygulanarak, çalışma alanına ait olasılıksal yer hareketi etkisi belirlenir. Bu işlem ya doğrudan CBS yazılımının veri tabanına eklenir ya da ayrı bir yazılımda hesaplanarak CBS ortamına aktarılır.

İkinci ara sonuç, yerel etkilerden kaynaklanan sismik tehlikenin belirlenmesidir. Bu işlem öncelikle bölgeye ait coğrafik, tektonik, topografik ve jeolojik haritalar gerektirir. Bu haritalar sayısallaştırılarak, koordinat bilgisi eklenir ve haritalara ait veriler CBS ortamına doğrudan veya harici programlar kullanılarak aktarılır. Bu işlem CBS yöntembiliminde her haritaya ait akıllı veri oluşturulması aşamasıdır. Sonra çeşitli çalışmalardan elde edilen bölgenin zemin büyütmesi, sıvılaşma ve yamaç duraysızlığı potansiyeli ve faylara uzaklık haritaları gibi ikincil etkiler oluşturulur. CBS ortamına doğrudan veya harici programlar kullanılarak aktarılabilen bu etkilerin hepsi, CBS yöntembilimine uygun olarak, CBS ortamında üst üste çakıştırılarak, sismik bölgeleme haritaları oluşturulur. Yukarda ve daha önceki bölümlerde ayrıntıları anlatılan tüm bu aşamalar en genel yaklaşımla bir bölge için sismik bölgeleme aşamalarını kapsar (Şekil 7.1).



Şekil 7.1. Sismik bölgeleme haritalarının belirlenmesi için geliştirilmiş akış şeması.

Bir bölgede depremle birlikte hasar oluştuğunda, genellikle yerel yer etkilerine göre hasarın tam olarak kaynağını ayırmak oldukça güçtür. Bu nedenle bölgesel sismik bölgeleme çalışmaları, her etki ile ilgili tehlikenin ağırlıklı ortalama birleşimi temeline oturtulur. CBS ile sismik bölgeleme için tehlike birleştirme yöntemi, sismik tehlike çözümlemesi yapılacak bölgedeki yeterli bilgiye bağlı karmaşık modellerin uygulanabilirliğine imkan vermektedir. Çeşitli sismik tehlike kombinasyonları için ağırlıkların oluşturulması ve ikincil yer etkilerinin niteliğinin ortaya koyulması gerekir. Bu işlemler, büyük ölçüde jeolojik, geoteknik ve yerel zemin koşullarına bağlı bilgiyi, CBS içerisinde işlevsel hale getirebilecek uzman kişinin kişisel yaklaşımına bağlıdır (King ve Kiremidjian, 1994).

Buraya kadar olan bölümlerde, King ve Kiremidjian (1994) tarafından önerilen ve sismik bölgeleme çalışmalarında kullanılan yer etkileri; zemin büyütmesi, sıvılaşma, yamaç duraysızlığı ve yüzey faylanması anlatılmıştır. Sismik tehlike oluşturacak bu etkilerin her birinin belirlenmesi için, birçok parametrenin hesaba katılması gerekir. Ayrıca geniş alanlar için bu etkilerin hesaplanması çok büyük maliyet, yoğun emek ve uzun bir çalışma dönemi gerektirmektedir. Bu nedenle de bu etkiler, küçük özel bir bölge için hesaplanabilmesine karşın, geniş alanlarda hesaplanmaları her zaman mümkün olamamaktadır. Tez çalışması kapsamında bu etkilerin belirlenmesinde kullanılabilecek her bir parametre bağımsız birer tehlike etkisi olarak düşünülmüştür. Zemin büyütmesi, sıvılaşma, yamaç duraysızlığı, faylara uzaklık gibi sismik tehlike etkileri ile ilişkilendirilebilecek, ulaşılan veya eldeki mevcut verilerden türetilen her bir parametre (yer altı su derinliği, eğim, jeolojik formasyonların yaşı gibi) birer tehlike etkisi olarak düşünülmüştür. Bu parametrelere CBS yöntemine uygun olarak yeniden sınıflama uygulanarak, farklı ölçekli çalışma alanlarına ait toplam tehlike belirlenmiştir. Yeniden sınıflama işlemi, herhangi bir tehlike etkisini, en yüksek ile en düşük arasında sınıflara ayırarak, bu aralıklara sayısal değer atama işlemidir. Çalışmada toplam sismik tehlikeye etkisi, yüksek olacağı düşünülen aralığa yüksek sayısal değer, düşük olacağı düşünülen aralığa da düşük sayısal değer atanmıştır. Sonuç olarak, yeniden sınıflandırılmış ve ağırlıklandırılmış tehlike etkileri, CBS yöntemine ile üst üste çakıştırılarak (overlay), yüksekte düşüğe doğru, çalışma alanları için toplam tehlike etkisi belirlenmiştir. Her bir çalışma

alanına ait sismik tehlike etkileri, yeniden sınıflandırma, ağırlıklandırma ve sonuç haritaların oluşturulması aşağıdaki bölümlerde ayrıntıları ile anlatılmıştır.

7.2. Doğu Marmara Sismik Bölgeleme Haritası

Bu bölümde, yakın tarihte iki büyük depremin etkisinde kalan Doğu Marmara Bölgesi için 1: 500.000 ölçeğinde, afet yönetiminin ilksel aşamasını oluşturan sismik bölgeleme haritası oluşturulmuştur. Haritanın hazırlanmasında ulaşılabilen veri sayısına bağlı olarak ayrıntıya inilebilmiştir. Bu anlamda çalışma, deprem bölgeleri haritasının oluşturulması ve yerleşime uygun alanların seçimi için planlamaya yönelik ön bilgi vermektedir. Çalışma alanı, 39.5°-42.0° kuzey enlem ve 28°-31.5° doğu boylamları ile sınırlı alandır. Bölgenin sismik bölgeleme haritası, farklı iki etki katmanının, CBS yöntembilimine uygun olarak birleştirilmesi ile oluşturulmuştur. Bu katmanlardan birincisi yer hareketi etkisini tanımlayan katman, diğeri ise zemin büyütme etkisi katmanıdır.

7.2.1. Yer hareketi etki katmanı

Bu aşamada CBS ile sismik bölgeleme için yer hareketi etki katmanı, kuvvetli yer hareketinin çalışma alanı içindeki dağılımı baz alınarak hazırlanmıştır. Bu katmanın hazırlanmasında Bölüm 6.6'da ayrıntıları anlatılan, 10, 50 ve 250 yılda % 10 olasılıklı ivme aşılım haritalarından, 50 yıl için hesaplanan harita kullanılmıştır (Şekil 6.22). Çünkü TDY (1998)'e göre, normal mühendislik yapılarının, ortalama 50 yıllık ekonomik ömrü içinde, %90 ihtimal ile bu ivme değerlerinden fazla bir yüklenmeye maruz kalmayacağı tahmin edilmektedir. Sismik bölgeleme için hazırlanan OSTÇ haritası, CBS'de değerlendirilmek üzere yeniden sınıflandırılmıştır (Tablo 7.1).

Tablo 7.1. Yer hareketi etki katmanı için sınıf aralıkları.

Beklenen ivme değeri (g) (50 yıl %10 aşılma olasılığı)	TDY (1998)	CBS (Yeniden sınıflandırma)
$A_0 \geq 0.4$	1.derecede deprem bölgesi	4
$0.3 \leq A_0 < 0.4$	2.derecede deprem bölgesi	3
$0.2 \leq A_0 < 0.3$	3.derecede deprem bölgesi	2
$0.1 \leq A_0 < 0.2$	4.derecede deprem bölgesi	1

7.2.2. Zemin büyütmesi etki katmanı

Bu aşamada CBS ile sismik bölgeleme için zemin büyütme etki katmanı, farklı zemin koşullarında belirlenen PYİ azalım ilişkileri ile bölgesel jeoloji haritasının bir arada değerlendirilmesi ile oluşturulmuştur. Bu işlem için öncelikle 1:500.000 ölçekli, İstanbul, Zonguldak, İzmir ve Ankara paftalarını içeren MTA jeoloji haritaları (Şekil 2.1), CBS ortamında birleştirilerek sayısal hale getirilmiş ve WGS-1984 koordinat bilgisi kazandırılmıştır. Sayısallaştırılarak oluşturulan jeolojik formasyon poligonları için gerekli poligon topolojisi kurulmuş ve paftalarda kodlanmış olarak verilen öznitelikler (sembol, formasyon, zaman, litoloji) poligonlara ilişkisel olarak bağlanmıştır. Her bir poligon, Özer ve diğ., (2002)'in önerdikleri genel mühendislik jeolojisi özellikleri ve litostratigrafik nitelikler dikkate alınarak dört farklı sınıfa toplanmıştır. Bu dört sınıfın oluşturulmasında birimlerin litolojik özellikleri yanında ayrışma durumu, dayanımları ve dalga yayılım hızları gibi genel mühendislik özellikleri dikkate alınmıştır. Buna göre çalışma alanının sınıflandırılmış jeoloji katmanı Şekil 7.2'de sunulmuştur. Aşağıda dört farklı sınıfın genel dağılımı ve özellikleri tanımlanmıştır.

Sorunsuz alanlar, çalışma alanındaki Mesozoyik istifinde yer alan dayanımlı, ayrışmamış iyi çimentolanmış kırıntılı sedimenlerle karbonatlı birimleri, Eosen yaşlı resifal kireçtaşları ve yine ayrışmamış dayanımlı metamorfik ve genç magmatik kütleleri kapsamaktadır. Bu gruptaki kayalar yüksek V_s hızına sahiptir.

Az sorunlu alanlar, İstanbul Paleozoyik istifli ve kısmen ayrıışmış metamorfik kaya gruplarını kapsamaktadır. Eosen yaşıllı killi kireçtaşları ve az ayrıışmış magmatik kayalarda yine bu gruptadır.

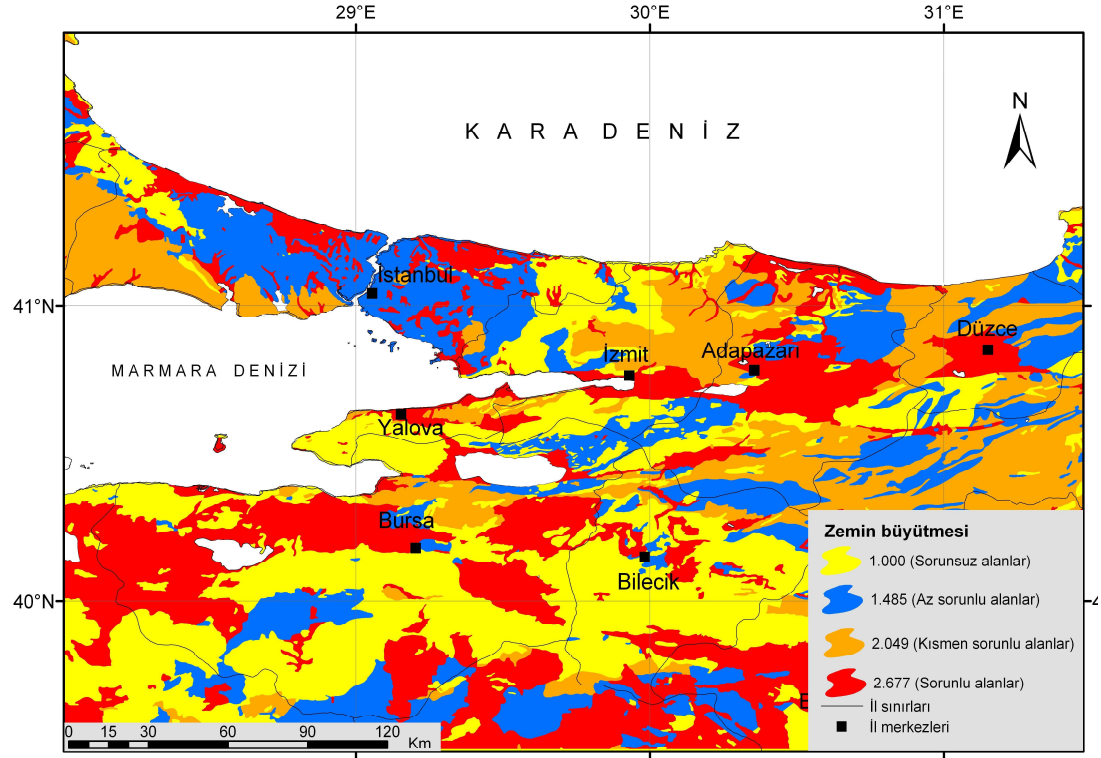
Kısmen sorunlu alanlar, Fliş özelliğindeki Üst Kretase-Tersiyer yaşıllı birimler, kalın ayrıışma bölgesine sahip yaşıllı magmatik birimler ve ayrıışmış ofiyolit ve metaofiyolit alanları kapsamaktadır. Heterojen özellikler sunan bu gruptaki kaya topluluklarının mühendislik özellikleri de farklılıklar göstermektedir. Özellikle topoğrafik eğimin arttığı kesimlerde ve yüzey ve yeraltısu etkisinin olduğu kesimlerde, bu birimlerin dayanım ve ayrıışma mühendislik özellikleri daha da azalmaktadır. Buna bağıllı olarak yamaç duraylılığı açısından sorunlu alanlar oluşabilmektedir.

Sorunlu alanlar, Tersiyer yaşıllı az tutturulmuş karasal çökelleri, alüvyal çökelleri, kumullar ve dolguları kapsamaktadır. Bu birimler, atmosferik koşullar ve suyun etkisiyle zemin davranışı gösteren, sıvılaşma, oturma vb., mühendislik jeolojisi yönünden risk taşıyan alanlardır.

Ayrıca çalışma alanında kuvvetli yer hareketi kayıtlarını alan kuruluşların bazıları, kayıtcıların bulundukları zemin koşullarına ait bilgi vermişler (Ambraseys ve diğ., 2000; Çelebi ve diğ., 2001, COSMOS, 2000) ve sınıflamışlardır. Bunlardan bazıları zemin koşullarını NEHRP (1993) kriterlerine uygun olarak sınıflamış, bazıları da kayıtcının bulunduğu zemine ait V_s hızını vermişlerdir. CBS ortamında hazırlanan kayıtcılara ait bilgilerin saklı tutulduğu veri tabanı bilgisi, sınıflandırılmış jeoloji katmanı haritasına ait veri tabanı ile birleştirilmiştir. Böylece birleştirilen haritada yukarda anlatılan sınıflama kriterlerinin her biri, ilgili poligonlara atanmıştır. Farklı poligonlara denk düşen, farklı zemin sınıfındaki $PYİ$ azalım ilişkisi eğrileri (Bölüm 6.4.6) birbirine oranlanarak, sınıflandırılmış zeminlerde büyütme değerleri bulunmuştur (Tablo 7.2). Sınıflandırılmış jeoloji ve bu alanlara ait zemin büyötmeleri ise Şekil 7.2’de gösterilmiştir.

Tablo 7.2. Zemin büyütmesi etki katmanı için sınıf aralıkları.

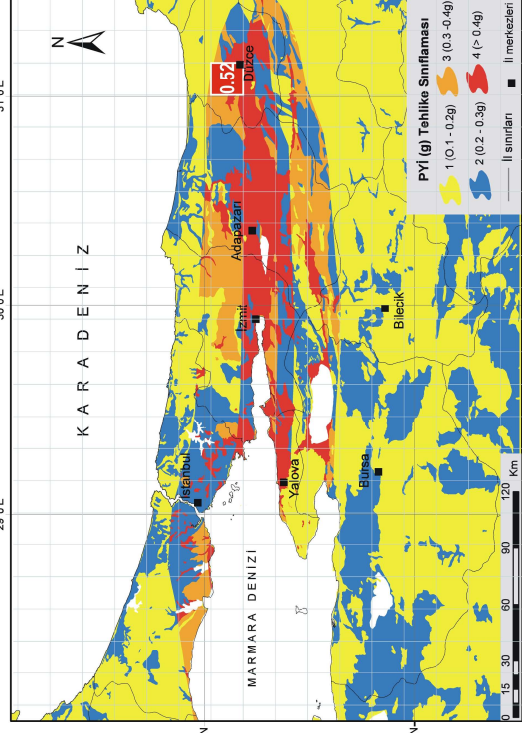
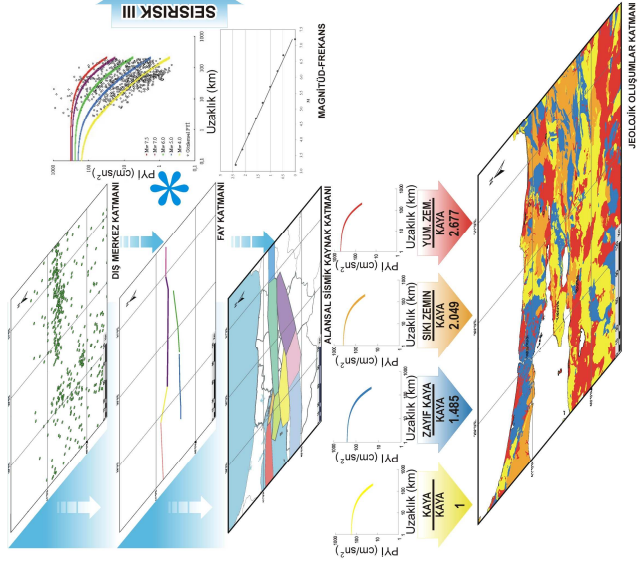
Zemin Sınıflaması (NEHRP, 1993)	Zemin sınıflaması Özer ve diğ (2005)	Zemin Büyütmesi (Bu çalışma)	CBS Yeniden sınıflandırma
B (Kaya)	Sorunsuz alan	1.000	1
C (Zayıf kaya)	Az sorunlu alan	1.485	2
D (Sıkı zemin)	Kısmen sorunlu alan	2.049	3
E (Gevşek Zemin)	Sorunlu alan	2.677	4



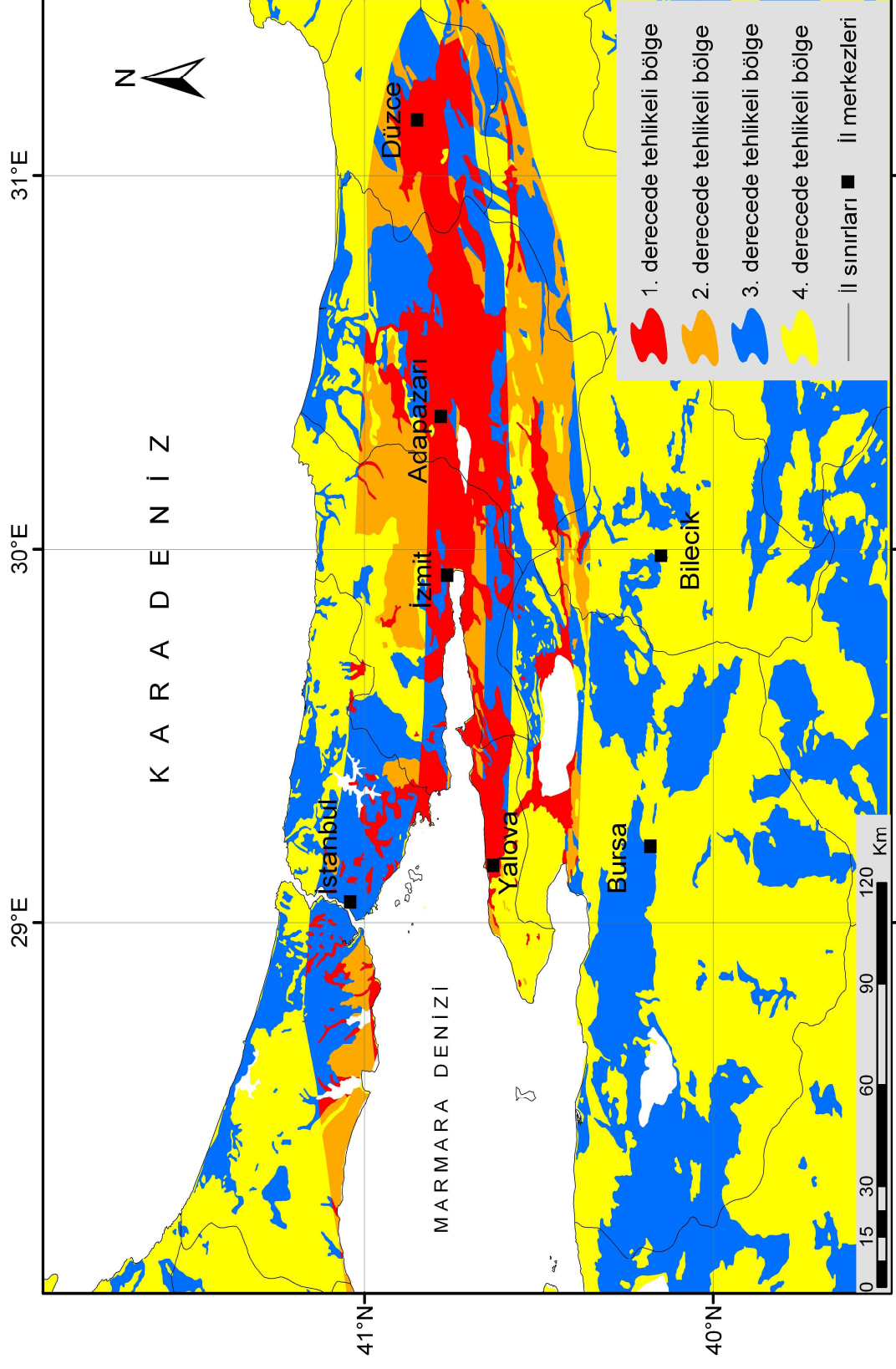
Şekil 7.2. Doğu Marmara Bölgesi için sınıflandırılmış jeoloji ile ilişkilendirilen zemin büyütmesi haritası.

7.2.3. Sonuç katmanının oluşturulması

Çalışma alanına ait sismik bölgelemenin belirlenmesi için her bir etki katmanı ArcGIS 8.2 (ESRI, 2000) yazılımı kullanılarak üst üste çakıştırılmış (overlay) ve her bir hücreye karşılık gelen zemin büyütmesi değeri ile 50 yılda % 10 aşılma olasılıklı PYİ değerleri çarpılmıştır. Her bir katmanın ağırlığı eşit alınmıştır. Sonuç katmanının oluşturulmasında CBS işleyiş aşamaları Şekil 7.3'de ve TDY (1998) deprem bölgeleri sınıflamalarına göre sınıflandırılan sonuç katman, Şekil 7.4'de gösterilmiştir.



Şekil 7.3. Doğu Marmara Bölgesi sismik bölgeleme için CBS işleyiş şeması.



Şekil 7.4. Doğu Marmara Bölgesi için 50 yılda %10 aşılma olasılığı PYİ katmanı ve sınıflandırılmış jeoloji (zemin büyütmesi) ile ilişkilendirilen sismik bölgeleme haritası.

7.3. Kocaeli İli Sismik Mikrobölgeleme Haritası

Bu bölümde, 1:25.000 ölçekte Kocaeli il sınırları için Coğrafi Bilgi Sistemi tabanlı sismik mikrobölgeleme haritası hazırlanmıştır. Haritanın hazırlanmasında ulaşılabilen veri sayısına bağlı olarak ayrıntıya inilebilmiştir. Sonuç harita, sismik tehlikeye yönelik 4 farklı etkinin, CBS yöntembilimine uygun olarak birleştirilmesi ile belirlenmiştir. Bu farklı etki katmanları, yer hareketi etkisi, sınıflandırılmış jeoloji, topografik eğim ve faylara uzaklık katmanlarıdır.

7.3.1. Yer hareketi etki katmanı

Kocaeli il sınırları için CBS’de değerlendirilmek üzere, sismik etkinin tanımlanmasında Kocaeli il sınırlarına ait PYİ haritası kullanılmıştır. Kocaeli il sınırlarının tamamına düzenli bir biçimde dağılmış ivme ölçer ağı yoktur. Bu nedenle yakın alan verilerini içeren kayıtlar kullanılarak, Kocaeli il sınırlarına yönelik sismik etki tanımlanamamıştır. Oysaki sismik mikrobölgeleme çalışmalarında, doğrudan depremle ilgili sismik etkinin tanımlanması son derece önemlidir. Çalışmanın bu bölümünde sismik etkiyi, CBS ortamında kullanmak için Doğu Marmara Bölgesi için hazırlanan PYİ haritasından, Kocaeli il sınırları seçilerek ayrılmıştır. Bu işlem için ArcGIS 8.2 (ESRI, 2000) yazılımının kes-ayır (clipping) komutundan yararlanılmıştır. Bu komutun özelliği istenen görüntü ile birlikte veri tabanının da ayrılmış olmasıdır. Böylece sismik etki, diğer etkilerle birlikte değerlendirilebilmiştir. Bölüm 6.6’da ayrıntıları anlatılan ve Şekil 6.27 ile gösterilen bu sismik etki katmanı, Doğu Marmara Bölgesi için hesaplanan bölümde olduğu gibi TDY (1998)’de yeralan 50 yılda %10 aşılma olasılığı ile beklenen yer ivmesi kriterlerine göre, yeniden sınıflandırılmıştır (Tablo 7.1).

7.3.2. Topografik eğim etki katmanı

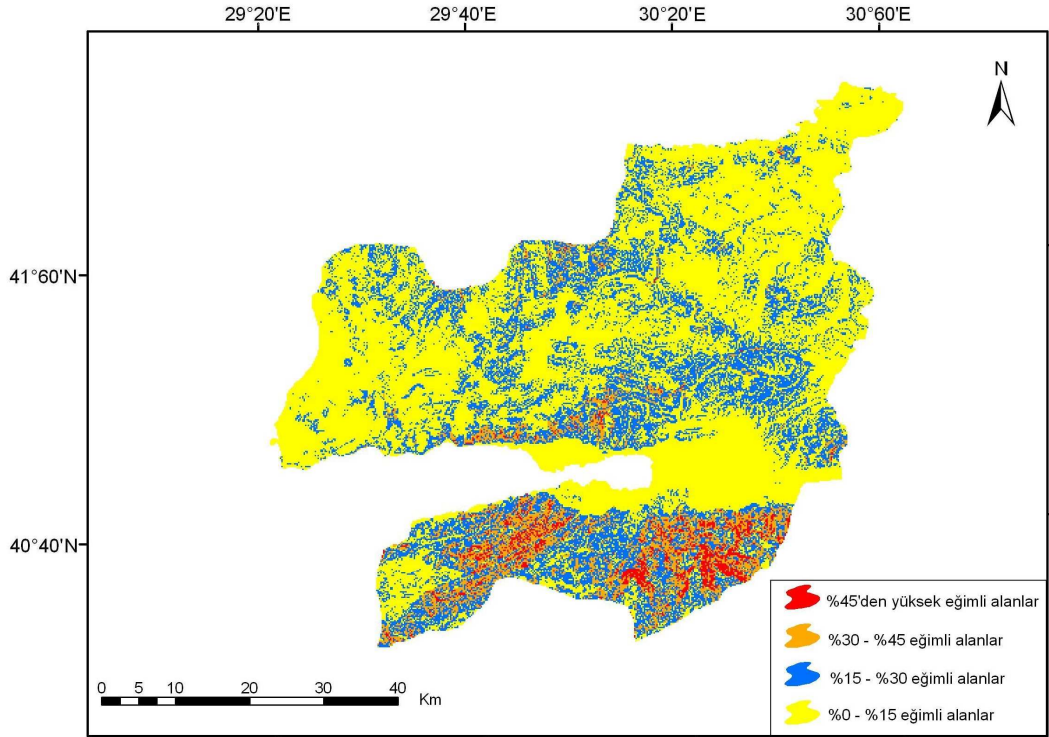
CBS temeline oturtulan sismik mikrobölgeleme çalışmalarında topografik eğim bilgisi, en önemli ve gerekli katmanlardan biridir. Topografik eğim haritaları sayısal yükseklik modeli haritalarından oluşturulur. Çalışmada bu katman için TÜBİTAK-MAM (1999) tarafından düzensiz üçgenler ağı (Triangulated Irregular Network)

modeliyle oluşturulan, hücre (raster) biçimdeki harita kullanılmıştır. Buna bağlı olarak kuzeyde Karadeniz’e bakan yamaçlar genelde az engebeli, düşük eğime sahiptir. Güneyde İzmit Körfezine bakan yamaçlar ise Kuzey Anadolu Fayı’nın etkisi ile göreceli olarak daha yüksek eğimlere sahiptir. Merkezdeki çöküntü havzası, az engebeli ova konumundadır. İzmit Körfezine bakan yamaçlar genelde yüksek eğime sahiptir.

Bu haritaya ait eğim değişim kuşakları, %15 aralıklarla 4 farklı kuşağa ayrılmış ve CBS’de bir etki katmanı olarak değerlendirilmek üzere yeniden sınıflandırılarak (Tablo 7.3) üretilmiştir (Şekil 7.5).

Tablo 7.3. Topografik eğim etki katmanı için sınıf aralıkları.

Eğim Sınıflaması	CBS (Yeniden sınıflandırma)
%0 - %15 arası eğimli alanlar	1
%15 - %30 arası eğimli alanlar	2
%30 - %45 arası eğimli alanlar	3
%45’den yüksek eğimli alanlar	4



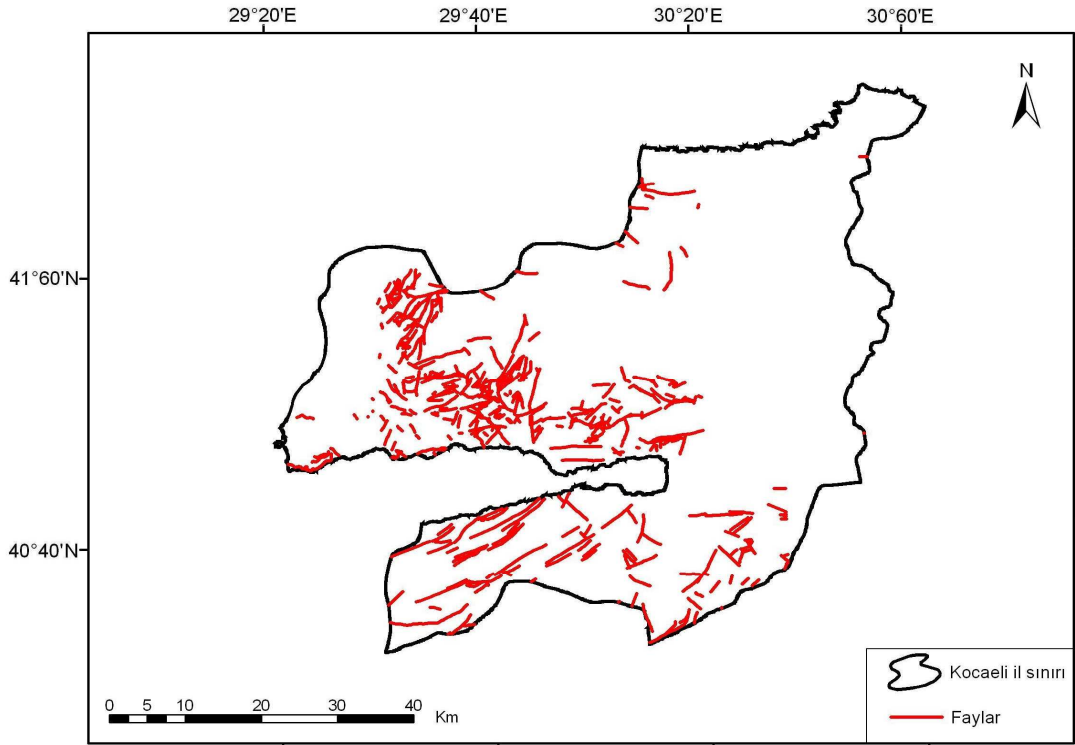
Şekil 7.5. Kocaeli ili topografik eğim etki katmanı.

7.3.3. Faylara uzaklık etki katmanı

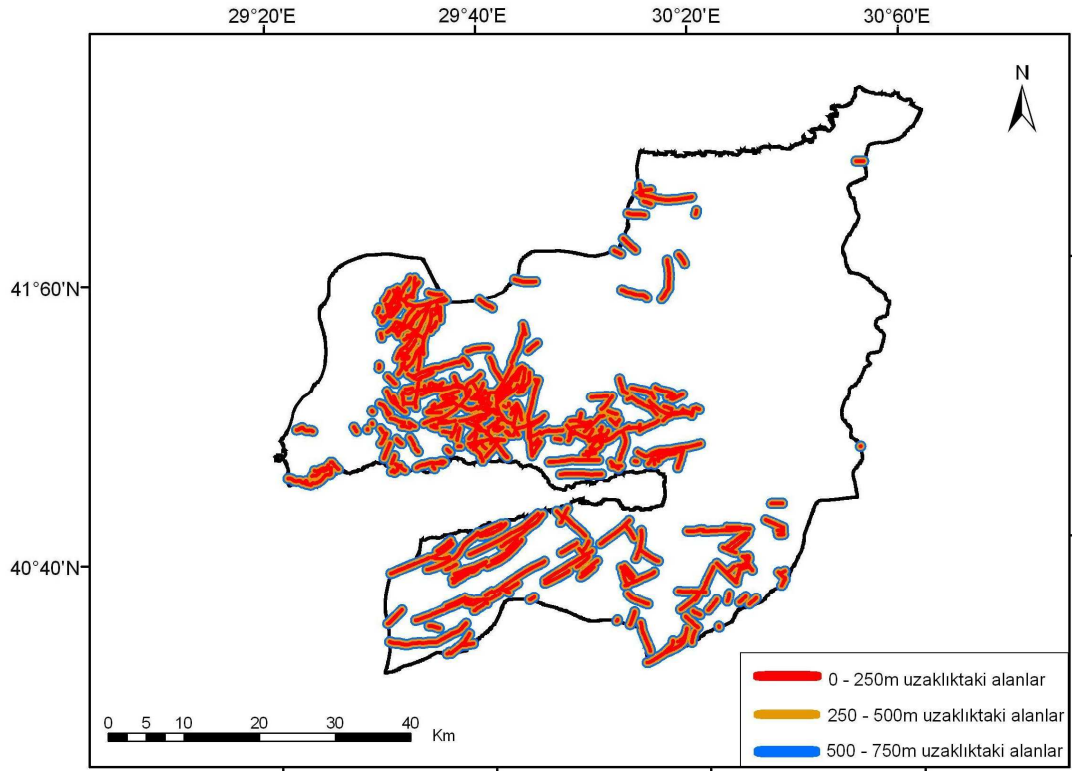
Tali fayların süreksizlik kuşağı olmaları ve herhangi bir depremde elastik dalga enerjisini yüzeyleri boyunca yansıtmaları nedeniyle, yakın çevrelerine tehlike etkisi yaratacaklardır. Bu yaklaşım sismik mikrobölgeleme çalışmalarında fay tehlikesine bağlı bir etki olarak kullanılabilir. Buna göre MTA'ya ait tali fay haritası (Şekil 7.6), 250 m aralıklarla CBS ortamında üç tampon kuşağa ayrılmıştır (Şekil 7.7). CBS'de değerlendirilmek üzere her bir kuşak, faydan uzaklaştıkça azalan oranda tehlike etkisi ile yeniden sınıflandırılmıştır (Tablo 7.4).

Tablo 7.4. Faylara uzaklık etki katmanı sınıf aralıkları.

Tali Fay Sınıflaması (Faydan başlayarak)	CBS (Yeniden sınıflandırma)
0-250 m uzaklıktaki alanlar	4
250-500 m uzaklıktaki alanlar	3
500-750 m uzaklıktaki alanlar	2
750 m'den uzak alanlar	1



Şekil 7.6. Kocaeli ili çizgisellik dağılım haritası (MTA).



Şekil 7.7. Kocaeli ili faylara uzaklık etki katmanı.

7.3.4. Sınıflandırılmış jeoloji etki katmanı

Jeolojik etki katmanı olarak, Kocaeli il sınırları için Coruk ve diğ., (2001) tarafından hazırlanan jeoloji haritası kullanılmıştır. Bu harita MTA'ya ait 1:25.000 ölçekli jeoloji haritalarından sayısal hale getirilmiştir. Bölgede yüzeylenen birimlerin litostratigrafik ve genel mühendislik özelliklerine göre, sorunsuz alanlar, az sorunlu alanlar, kısmen sorunlu ve sorunlu alanlar şeklinde dört kategoride sınıflandırılan haritanın (Şekil 7.8) özellikleri aşağıdadır (Coruk ve diğ., 2001).

Sorunsuz alanlar; Kuzeydeki Paleozoyik istif, Triyas kırıntılı ve karbonat kayaları, Üst Kratese ve Eosen karbonatları ve volkanik sokulumların yüzeylendiği alanlar ile güneydeki metamorfik kaya toplulukları ve Üst Kretase karbonatlarının yüzeylendiği alanları kapsamaktadır. Bu alandaki birimler genel anlamıyla mühendislik jeolojisi yönünden iyi özelliklere sahiptir. Ancak eğim vb. diğer parametrelerin etkisiyle bazı sorunlarla karşılaşılabilceği de dikkate alınmalıdır.

Az sorunlu alanlar, Kuzeydeki ayrıışmış örtü kalınlığı fazla olan Paleozoyik yaşı granit, Üst Kretase-Paleosen yaşı litolojik olarak heterojen birimler ile güneydeki olistostrom, fliş ve volkano-sedimenter litolojilerin oluşturduğu birimlerin yüzeylendiği alanları kapsamaktadır. Bu alandaki birimler, özellikle topoğrafik eğimin arttığı kesimlerde heterojen yapıdaki özelliklerinin etkisi, yüzey ve yeraltısuyunun eritme ve fiziksel özellikleri olumsuz değiştirmesi nedeniyle heyelan vb. olumsuz sorunlar oluşturabilecek niteliktedir.

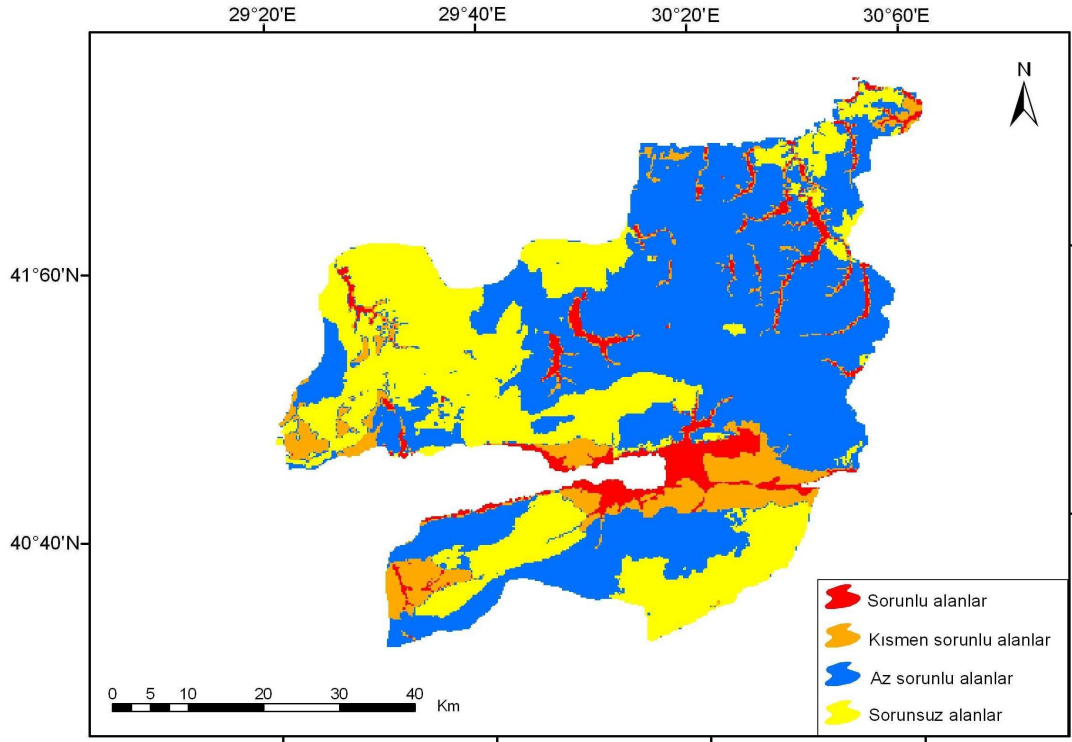
Sorunlu alanlar, gevşek veya az tutturulmuş Pliyosen ve daha genç kırıntılı çökellerin yüzeylendiği alanlardır. Bu alanlarda birimlerin mühendislik ve fiziksel özellikleri düşük değerler sunmaktadır.

Aşırı sorunlu alanlar, güncel alüvyal çökellerin yüzeylendiği alanlardır. Litolojik özellikler ve yeraltısı seviyesinin yüksek olması, oldukça düşük fiziksel ve mühendislik özellikler sunması nedeniyle aşırı sorunlu alanlardır.

Yukarda anlatılan dört kategoride sınıflama, CBS’de değerlendirilmek üzere tehlike ölçütüne göre değer atanarak yeniden sınıflandırılmıştır (Tablo 7.5).

Tablo 7.5. Jeolojik etki katmanı sınıf aralıkları.

Zemin sınıflaması Özer ve diğ (2005)	CBS için yeniden sınıflandırma
Sorunsuz alan	1
Az sorunlu alan	2
Kısmen sorunlu alan	3
Sorunlu alan	4



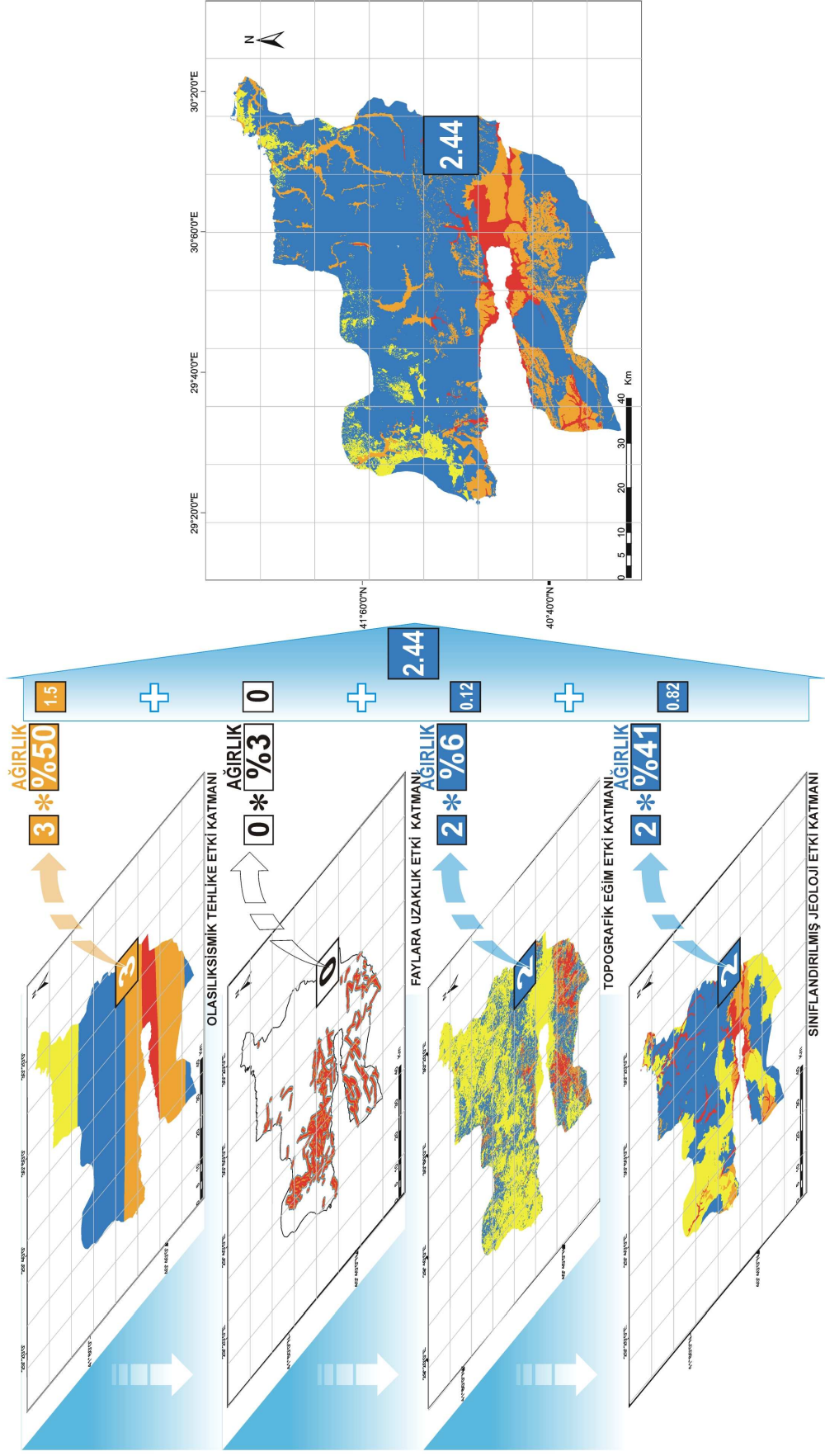
Şekil 7.8. Kocaeli ili sınıflandırılmış jeoloji etki katmanı.

7.3.5. Sonuç katmanının oluşturulması

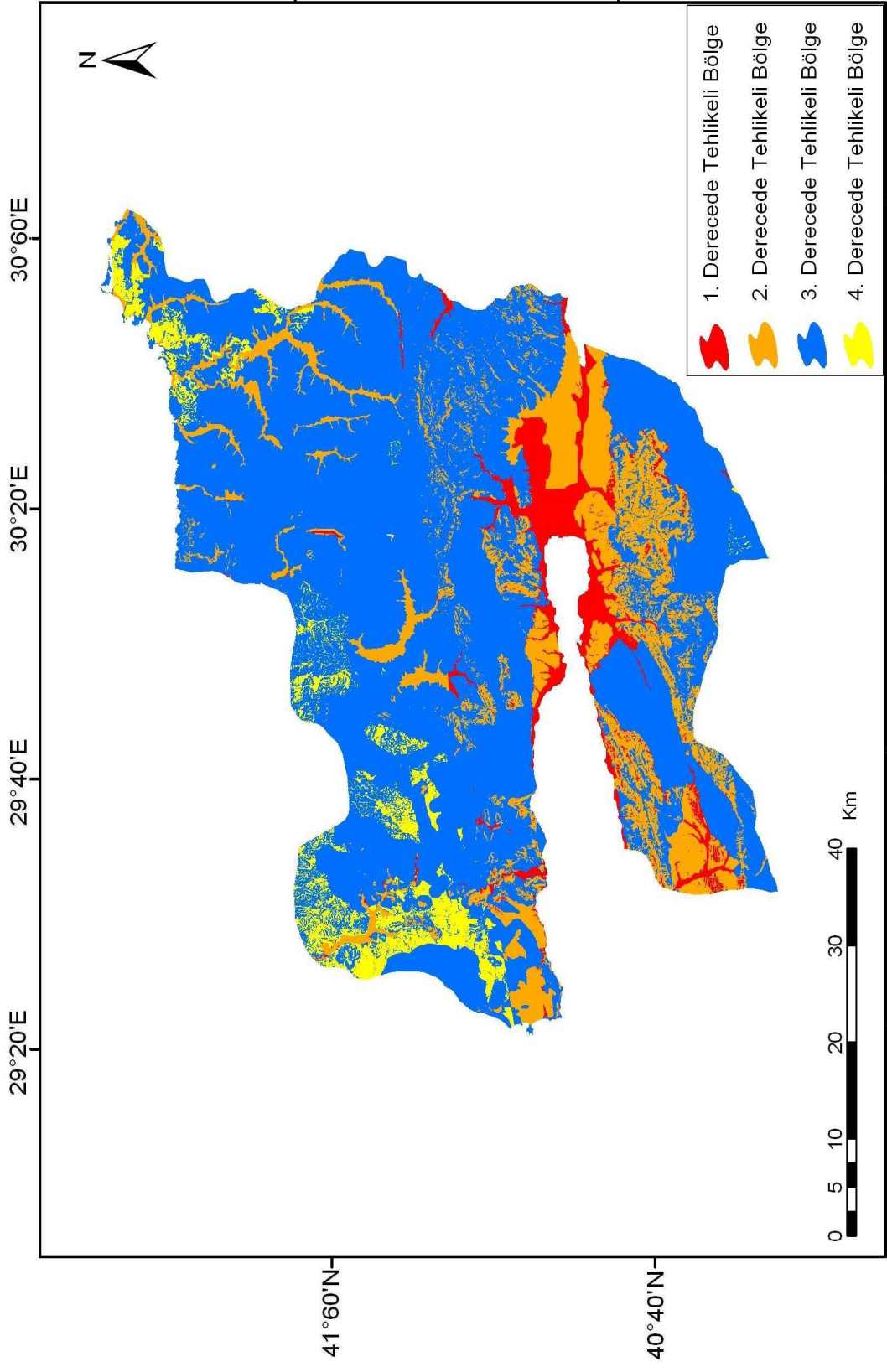
Çalışma alanına ait sismik mikrobölgelemenin belirlenmesi için kullanılan katmanların sonuç katmana etkisinde, CBS yöntembilimine uygun olarak Tablo 7.6'da gösterilen kriterler ve ağırlık katsayıları kullanılmıştır. Her bir katman Şekil 7.9'da gösterilen CBS işleyiş aşamalarına göre, katmanları oluşturan veri bilgileri, bu verilerle üretilen tehlike katmanları ve sonuçta yeniden sınıflandırılan türetilmiş katmanların birleştirilmesiyle oluşturulmuştur (Şekil 7.10).

Tablo 7.6. Kocaeli il sınırlarına ait sismik mikrobölgelemenin belirlenmesinde etki katmanları ve ağırlık dağılımları.

Katmanlar	Ağırlık (%)	Değer (Yeniden Sınıflandırma)
Sınıflandırılmış jeoloji	41	1,2,3,4
Olasılıksal PYİ dağılımı	50	1,2,3,4
Topografik eğim	6	1,2,3,4
Tali fay	3	1,2,3,4
Deniz,Göl	-	Maskelendi



Şekil 7.9. Kocaeli il sınırlarında sismik mikrobölgeleme için CBS işleyiş şeması.



Şekil 7.10. Kocaeli ili sismik mikrobölgeleme haritası.

7.4. İzmit Yerleşim Alanı Sismik Mikrobölgeleme Haritası

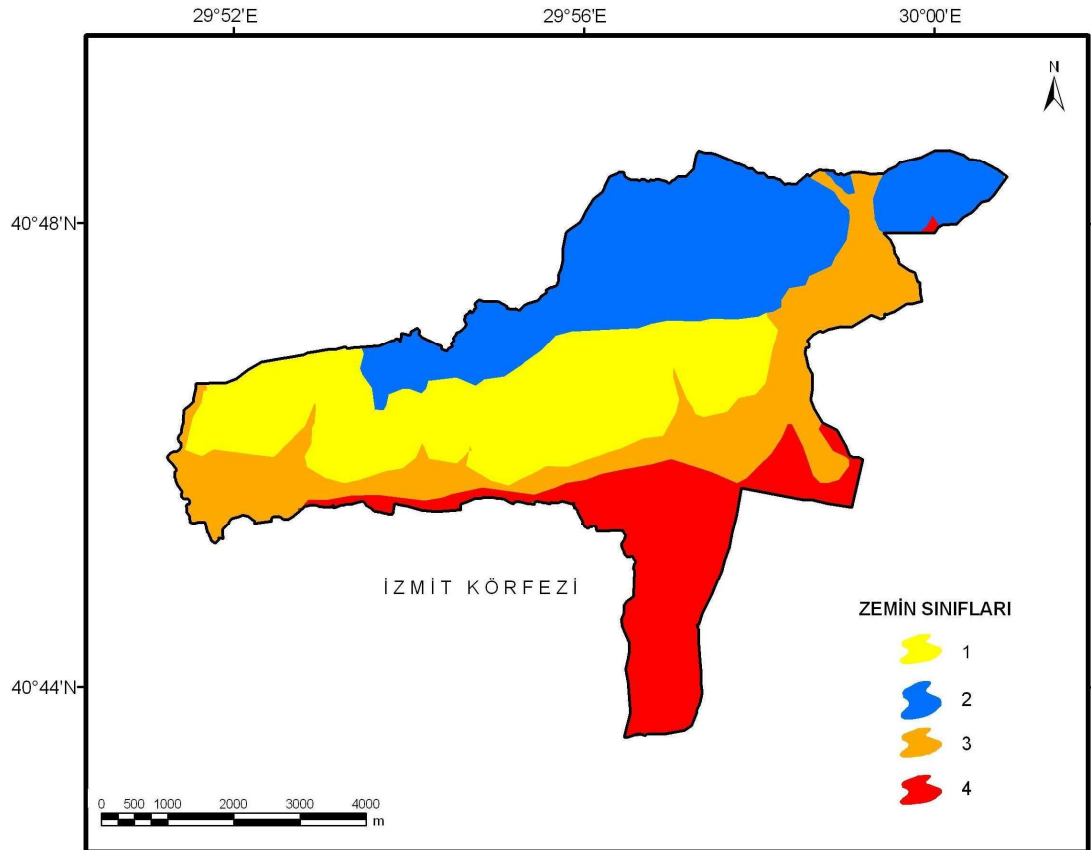
İzmit yerleşim alanı, Kocaeli Büyükşehir Belediyesine bağlı Saraybahçe ve Bekirpaşa sınırlarını içine alan bölgeyi kapsamaktadır. Tez çalışması kapsamında en ayrıntılı sismik bölgeleme, bu aşamada yapılmıştır. Sonuç sismik mikrobölgeleme haritası ve bu haritanın hazırlanmasında kullanılan her bir etkiye ait haritalar, 1:5.000 ölçekte hazırlanmıştır. Hazırlanan sonuç harita, kent bazında deprem zararlarının azaltılmasına yönelik, yerleşime uygun alanların belirlenmesi ve kent planlaması açısından yerel yöneticilere bilgi niteliği taşımaktadır. İzmit yerleşim alanı olarak sınırlandırılan bu alana ait sismik mikrobölgeleme haritası, sınıflandırılmış mühendislik jeolojisi katmanı, ikinci tabaka V_{s2} hız dağılımı, Nakamura (1989) yöntemi kullanılarak elde edilen yer baskın titreşim peryodu katmanı, topografik eğim katmanı, sıvılaşma katmanı, yer altı su derinliği katmanı ve referans noktasına göre oran yöntemi kullanılarak elde edilen yer büyütmesi katmanının birleştirilmesi ile üretilmiştir.

7.4.1. Sınıflandırılmış jeoloji etki katmanı

İzmit yerleşim alanına ait jeolojik harita (Şekil 2.4), bu alana ait mühendislik jeolojisi verileri kullanılarak, kaya ortamlarda Bieniawski (1973) ve zemin ortamlarda Terzaghi and Peck (1948)'e göre Özer ve diğ., 2005 tarafından sınıflandırılmıştır (Tablo 7.7). Bu sınıflama kriterlerine uyularak sınıflandırılmış jeoloji haritası, CBS'de 4 farklı tehlike değeri atanıp yeniden sınıflandırılarak çizilmiştir (Şekil 7.11). Bu sınıflama NEHRP (1993) sınıflaması ile örtüşmektedir.

Tablo 7.7. Jeolojik birimlerin Mühendislik Jeolojisi verilerine yöre sınıflandırılması (Özer ve diğ., 2005) ve CBS için yeniden sınıflandırma.

Açıklama (Zemin Sınıfı)	Formasyonlar	Açıklama (Litoloji)	CBS için Yeniden Sınıflama
Çok İyi-İyi Kaya	Akveren Formasyonu (Ka)	Kireçtaşı, Killikireçtaşı	1
İyi Kaya	İzmit Formasyonu (Tri)	Kumtaşı, Çakıltası	
Orta-İyi Kaya	Peksimet Formasyonu (Kp)	Kumtaşı, Kireçtaşı	
Zayıf-Orta Kaya	Korucu Formasyonu (Tk)	Kiltaşı, Marn, Kumtaşı	2
Sıkı veya Katı Zemin	Şirintepe Formasyonu (Qş)	Kum, Killi silt	3
Sıkı Zemin	Alüvyon (Qal1)	Silt, Kil, Kum,	
Çok Yumuşak-Yumuşak-Gevşek Zemin	Körfez Çökelleri (Qal2)	Kil, Siltli kil, kum	4
Gevşek Zemin	Kontrolsüz Dolgu (Qd)		



Şekil 7.11. İzmit yerleşim alanı jeolojik etki katmanı.

7.4.2. İkinci tabaka V_s hızı (V_{s2}) etki katmanı

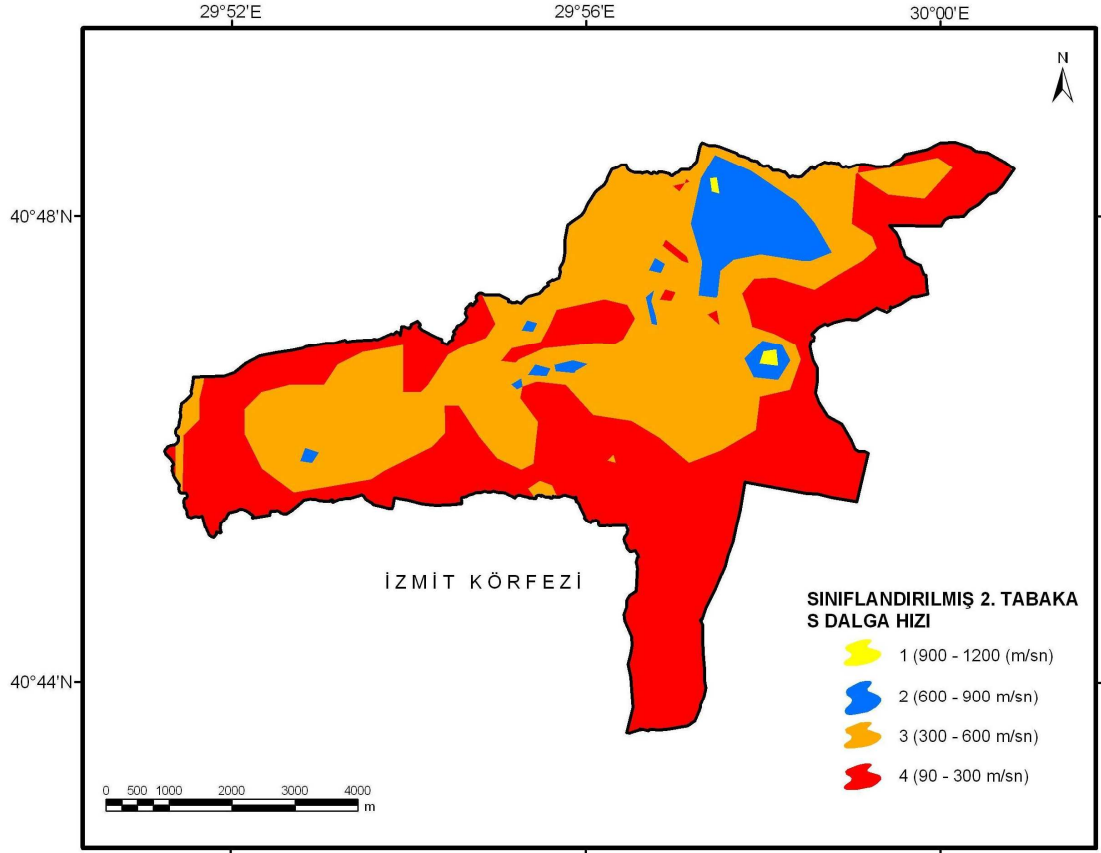
Sismik S dalgası (V_s), kesme dalgası olarak bilinir ve binalar üzerinde asıl yıkıcı etkiyi yapan deprem dalgalarından birisidir. Jeofizikte kullanılan sismik yöntemlerle bu dalgalar elde edilebilmekte ve dolayısı ile deprem mühendisliğine yönelik çalışmalara veri aktarılabilir. Mühendislikte, zemin yapısının bilinmesi önem taşır. Özellikle, zeminin taşıma gücü ve titreşim anındaki davranışları, bir deprem anında zemin bina etkileşimi açısından son derece önemlidir. Sadece zeminin statik taşıma gücünün bilinmesi sorunu çözmeyecektir. Çünkü aynı taşıma gücüne sahip zeminlerin deprem anında taşıma güçleri değişecektir. İşte bu zeminin dinamik kuvvetler altındaki davranışı V_s ile sınıflandırılabilir.

Çalışma alanının V_s dağılımı, İzmit Büyükşehir Belediyesi, Saraybahçe ve Bekirpaşa Belediye Sınırları Jeolojik ve Jeoteknik Etüd Raporu (2000)'den alınan 180 adet sismik kırılma verisi kullanılarak üretilmiştir (Özer ve diğ., 2005). Bu sonuçlara göre İzmit yerleşim alanı, iki ve/veya üç tabakalı yapı sergilemektedir. İzmit gibi çok eski yerleşim merkezi olan yerlerde ilk birkaç metrenin bölgenin jeolojik özelliklerini yansıtamadığı düşünülerek, bölgeye ait V_s hız dağılımı için ikinci tabakanın hızı (V_{s2}) kullanılmıştır.

Çalışma alanına ait V_{s2} 'nin bir sismik etki katmanı olarak değerlendirilmesi için Özer ve diğ., (2005) tarafından hazırlanan ve bölgenin yerel jeolojik koşullarını tanımlayan mühendislik jeolojisi haritası (Bölüm 2.4) ve V_{s2} dağılımı birlikte kullanılmıştır. Yeniden sınıflandırma işlemi TDY (1998) zemin grubu sınıflamasına (Bölüm 5.7) uygun olacak biçimde yapılmıştır (Tablo 7.8).

Tablo 7.8. V_{s2} etki katmanı sınıf aralıkları.

V_{s2} dağılımı (Özer ve diğ, 2005)	CBS için Yeniden Sınıflama
>900	1
600-900m/s	2
300-600m/s	3
<300	4

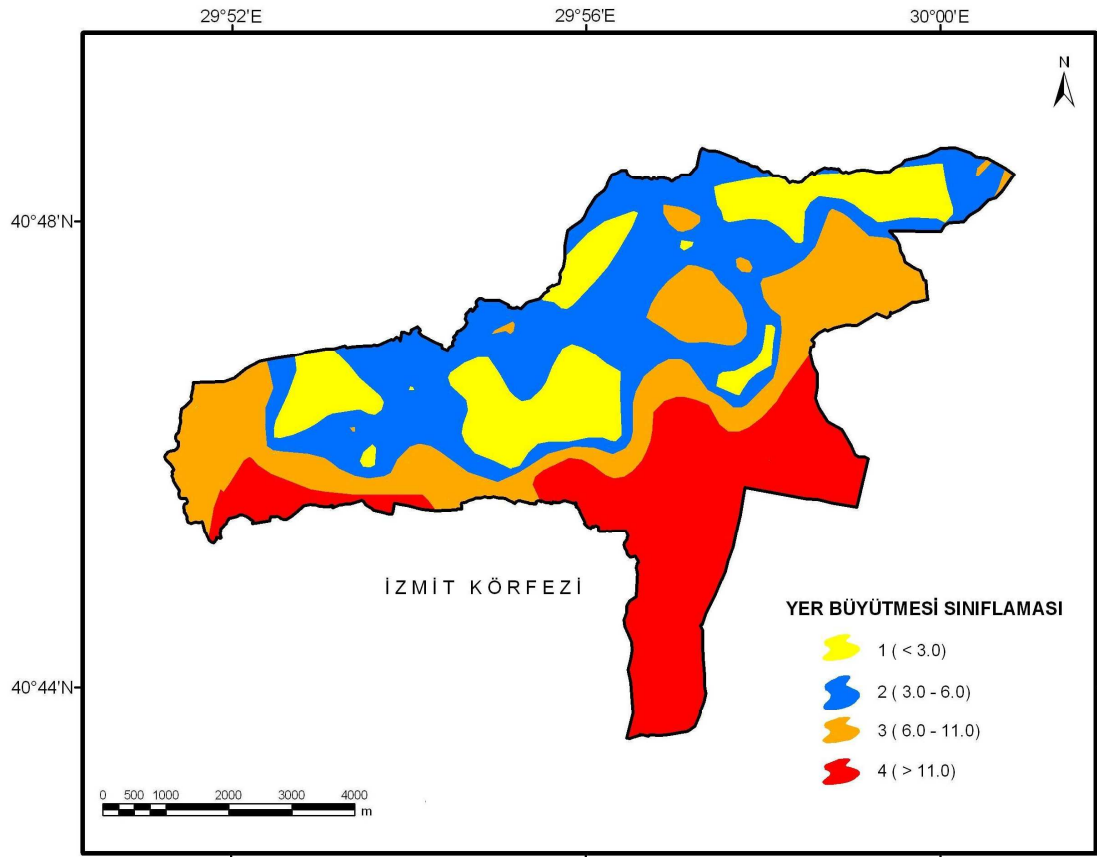


Şekil 7.12. İzmit yerleşim ikinci tabaka V_{s2} hızı etki katmanı.

7.4.3. Zemin büyütmesi (Y/Y_R) etki katmanı

Yumuşak zeminlerin, deprem dalgalarını sıkı zeminlere göre önemli derecede büyüttüğü uzun zamandır bilinmektedir. Herhangi bir yerde zemin büyütme etkisinin bilinmesi, yerleşim alanlarının seçimi ve depreme dayanıklı yapıların inşa edilmesi açısından çok önemlidir. Yumuşak bir zeminde ilerleyen sismik dalganın genliğinin artmasının başlıca nedeni, zemin ile onun altındaki ana kaya arasındaki, tanecik hareketine karşı ortam direncinin bir ölçütü olan sismik empedans farkıdır (Aki ve Richards, 1980). Bir bölgede zemin büyütmesi için deprem kayıtları kullanılarak zeminin transfer fonksiyonu belirlenebilir (Trifunac, 1976; Seed ve diğ., 1976). Ancak çalışma alanında, alanın tümünü tanımlayacak yeter sayıda deprem kayıtcısı yoktur. Bu nedenle zemin büyütmesini belirlemek için son yıllarda yaygın olarak kullanılan mikrotremor çalışmalarından yararlanılmıştır. Çalışma alanında Özer ve diğ., (2005) tarafından alınan mikrotremor ölçümleri, referans noktasına oran

yöntemiyle (Kagami ve diğ., 1986) değerlendirilmiş ve her bir ölçüm noktası için zemin büyütme değerleri hesaplanmıştır. Bu sonuçlar, tez çalışması kapsamında, sınıflandırılmış jeoloji haritası (Şekil 7.11) ve V_{S_2} (Şekil 7.12) dağılımı dikkate alınarak irdelenmiş, kontur aralıkları her bir ölçümün alındığı jeolojik birim, bu birime denk gelen S dalga hızına göre belirlenerek, CBS’de değerlendirilmek üzere yeniden sınıflandırılmıştır (Tablo 7.9). Yeniden sınıflandırılmış büyütme haritası Şekil 7.13’de görülmektedir.



Şekil 7.13. İzmit yerleşim alanı yer büyütmesi etki katmanı.

Tablo 7.9. Yer büyütme etki katmanı sınıf aralıkları

Yer Büyütmesi (Referans noktasına göre oran yöntemi)	CBS için yeniden sınıflandırma
<3.0	1
3.0-6.0	2
6.0-11.0	3
11>	4

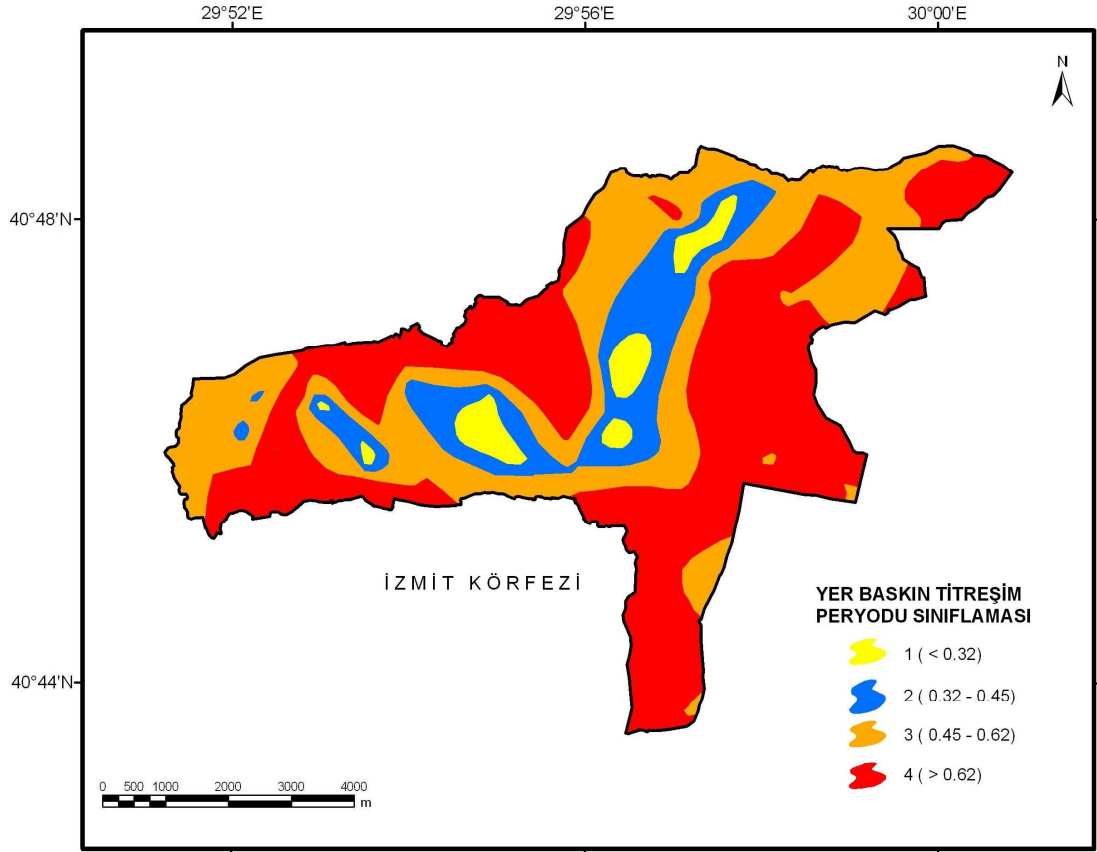
7.4.4. Yer baskın titreşim peryodu etki katmanı

Bir bölge için sismik tehlike çözümlemelerinde tek başına zemin büyütmesi etkisinin belirlenmesi yeterli olmayabilir. Bu tür çözümlemelerde ana kaya veya zemine ait peryod içeriği de hesaba katılmalıdır. Çünkü zemine ait baskın peryod, o zeminde ilerleyen deprem dalgasının peryoduna etkiyecektir. Aki (1988) yaptığı çalışmalarda zemin büyütmesinin peryod bağımlı olduğunu göstermiştir. Sonuç olarak, sismik mikrobölgeleme çalışmalarında bu ölçüt bir etki olarak hesaba katılmalıdır.

Özer ve diğ (2005) çalışma alanında mikrotremor ölçümleri olarak, Nakamura (1989) tarafından önerilen yatay bileşenin düşey bileşene spektral oranı ile ölçü alınan her bir nokta için yer baskın titreşim peryodu belirlemişlerdir. Bu değerler, Bayındırlık ve İskan Bakanlığı TDY(1998)'de yer alan zemin sınıfları için spektrum karakteristik peryotlarına göre sınıflandırılmıştır. Yine kontur aralıklarının belirlenmesinde yer büyütmesi sınıflamasında olduğu gibi her bir ölçümün alındığı jeolojik birim, bu birime denk gelen S dalga hızı dikkate alınmıştır. Her bir kontur aralığı, CBS'de değerlendirilmek üzere yeniden sınıflandırılarak sayısal tehlike değeri atanmıştır (Tablo 7.10). Yeniden sınıflandırılmış yer baskın titreşim peryodu haritası Şekil 7.14'de görülmektedir.

Tablo 7.10. Zemin sınıfı-yer titreşim peryodu sınıf aralıkları

Yerel Zemin Sınıfı (TDY, 1998)	Zemin Grubu (TDY, 1998)	Peryod Aralığı	CBS için yeniden sınıflandırma
Z1	A,B	< 0.32	1
Z2	B,C	0.32 – 0.45	2
Z3	C,D	0.45 – 0.62	3
Z4	D	> 0.62	4



Şekil 7.14. İzmit yerleşim alanı yer baskın titreşim periyodu etki katmanı.

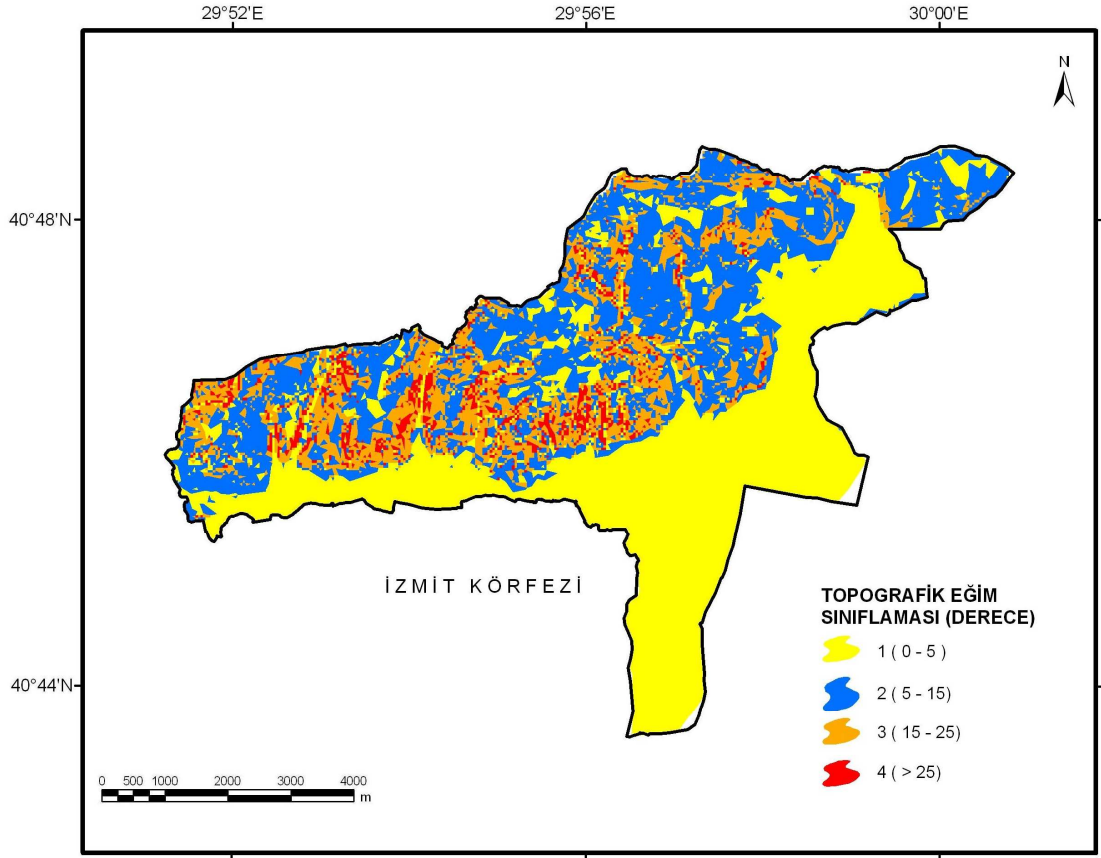
7.4.5. Topografik eğim etki katmanı

Topografik eğim katmanı, sismik mikrobölgeleme çalışmaları için özellikle büyük ölçeklerde mutlak yer alması gereken katmanlardan biridir. Bu katman daha önceki bölümlerde ayrıntıları anlatılan yamaç duraysızlığına etki eden en önemli parametrelerden biridir. Topografik eğim katmanını oluşturan haritalar, sayısal yükseklik haritalarından oluşturulur. Bu çalışmada kullanılan topografik eğim haritası, Özer ve diğ., (2005) tarafından 1:5.000 ölçekte sayısal hale getirilmiş topografik haritaların, TIN (Triangulated Irregular Network) modeliyle hücre biçimine dönüştürülmüş hali kullanılmıştır. Bu haritaya göre, eğimler tepe düzlüklerinde 0-5° dolayında, Kuzey'e bakan yamaçlarda 15-25° ve Güney'e bakan yamaçlarda ise yer yer 25° ve daha yüksektir.

Bu haritaya ait eğim değişim kuşakları, 4 farklı kuşağa ayrılarak düzenlenmiş ve CBS’de bir etki katmanı olarak değerlendirilmek üzere Tablo 7.11’deki aralıklara göre yeniden sınıflandırılarak üretilmiştir (Şekil 7.15).

Tablo 7.11. Topografik eğim etki katmanı sınıf aralıkları.

Eğim Sınıflaması	CBS (Yeniden sınıflandırma)
0-5° arası eğimli alanlar	1
5-15° arası eğimli alanlar	2
15-25° arası eğimli alanlar	3
5-15°’den yüksek eğimli alanlar	4



Şekil 7.15. İzmit yerleşim alanı topografik eğim etki katmanı.

7.4.6. Sıvılaşma potansiyeli etki katmanı

İzmit yerleşim alanının sıvılaşma potansiyeli, devirsel kayma gerilmesi yaklaşımına göre alüvyal ortamlara ait 38 kuyudan alınan SPT verileri kullanılarak yapılmıştır.

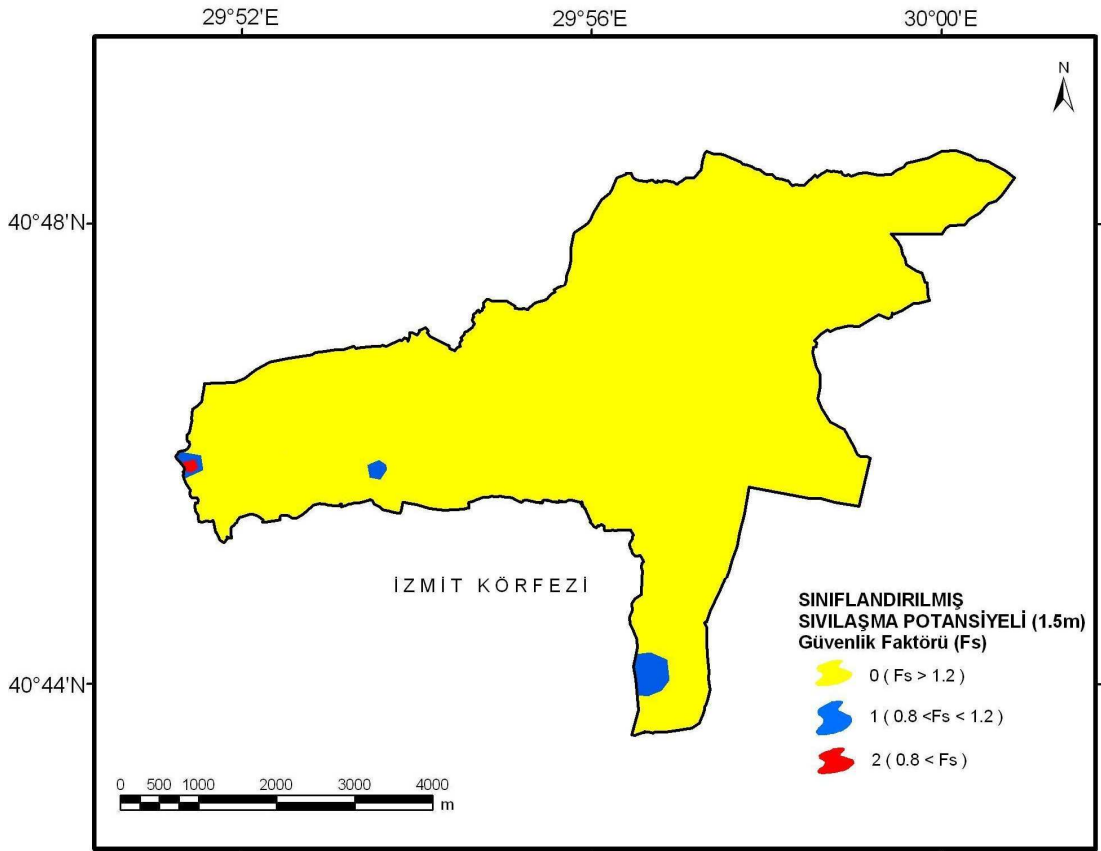
Kaya ortamlara ait SPT verilerinin alındığı noktalarda ise sıvılaşma riski yok kabul edilerek hesaplama yapılmamıştır. SPT ile sıvılaşma potansiyelinin belirlenmesi ivme değeri 0.45g, magnitüd 7.5 alınarak yapılmıştır. Bu ivme değeri; İzmit yerleşim alanı için 50 yılda % 10 aşılma olasılıklı pik ivme değerine karşılık gelmektedir (Bölüm 6.6). Sonuçlar 1.5-21m arasında 1.5m aralıklarla toplam 14 derinlik katmanı için Tablo 7.12’de gösterilen sıvılaşma indeksi potansiyeli yaklaşımına göre yeniden sınıflandırılmış ve haritalanmıştır (Şekil 7.16-7.30). Sonuç olarak tüm katmanlar, ArcGIS 8.2 yazılımı kullanılarak CBS yöntembilimine uygun olarak, üst üste çakıştırılmış (overlay) ve yeniden sınıflandırılmış değerlere karşılık gelen her bir hücre toplanarak (superpoze), toplam sıvılaşma etkisi bulunmuştur (Şekil 7.31).

Tablo 7.12. Sıvılaşma etki katmanı sınıf aralıkları.

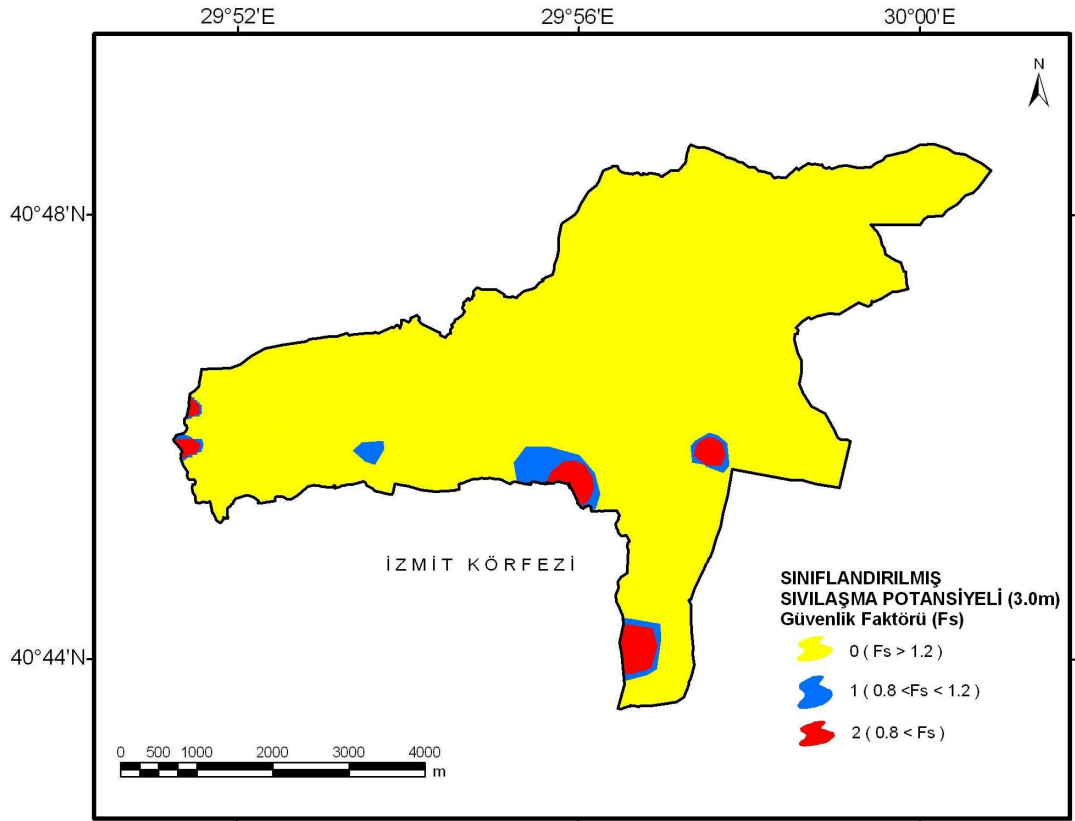
Sıvılaşma sınıflaması (F_s : Sıvılaşma İndeksi)	CBS (Yeniden sınıflandırma)
$F_s > 1.2$ olan alanlar	0
$0.8 < F_s < 1.2$ olan alanlar	1
$0.8 < F_s$	2

Sıvılaşma potansiyeli belirlenen her bir katman, derinlikle birlikte değişen litoloji, yeraltı su seviyesi ve boşluk suyu basıncından dolayı farklı sıvılaşma potansiyeli göstermektedir. Çalışma alanının kuzeyi dağlıktır, İzmit körfezinin kuzeyindeki kıyı şeridi ise fabrika alanıdır ve bu alanlarda ölçüm yoktur. Bu nedenle, bu alanlarda sıvılaşma potansiyeli belirsizdir. İlk 7.5m’ye kadar sıvılaşma riski taşıyan alan bir dere yatağıdır (Şekil 7.16-7.21). Aynı alanda 7.5m ile 13.5m arasında sıvılaşma riski yoktur (Şekil 7.22-7.24). Çünkü litolojiye deniz kaynaklı balçık hakimdir. 13.5m’den sonra ise litolojiye siltli kum hakim olmaya başlamakta ve 21m’ye kadar tekrar sıvılaşma riski görülmektedir. İnceleme alanında diğer sıvılaşma riski taşıyan alanlar İzmit körfezinin kuzey doğusunda çalışma alanının ortasına denk düşen alanlardır. Bu alanlarda Adliye ve CarrefourSA binaları bulunmaktadır. Sıvılaşma riski 6m’den itibaren başlamaktadır (Şekil 7.22). İlk 6m’ye kadar litoloji, balçık sonra siltli kum başlamaktadır. 17 Ağustos 1999 depreminden önce her iki binaya zemin iyileştirmesi uygulanmış, bu nedenle de depremde zarar görmemişlerdir. Aynı alanda yer alan Türkiye Elektrik Kurumuna ait binada ise temelden itibaren eğilme görülmüştür.

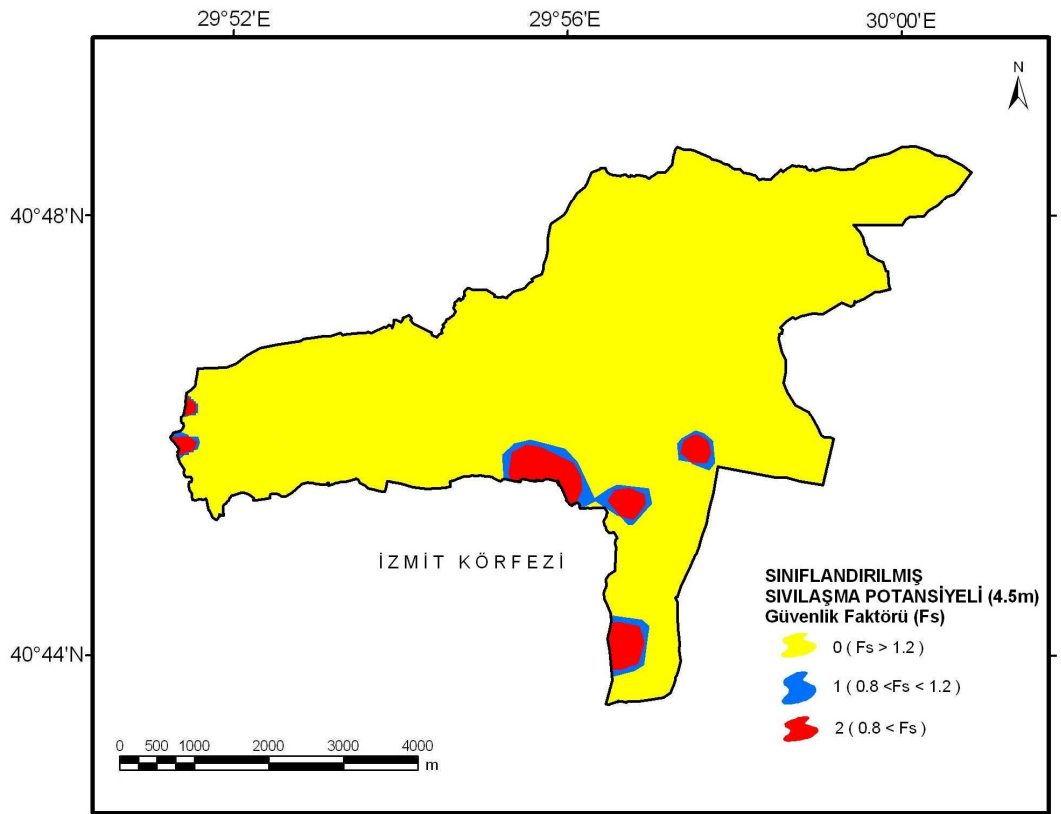
15m'den başlayarak Bekirpaşa'nın güneyi (Yahya Kaptan Bölgesi) sıvılaşma riski taşımaktadır (Şekil 7.26-7.30). Bu metreye kadar hakim litoloji kildir. Daha sonraki metrelerde ise sıvılaşma oluşturabilecek siltli-kumlu birimler litolojiye hakim olmaya başlamaktadır. 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminde bu bölgede sıvılaşma görülmemesinin nedeni olarak sıvılaşma oluşturacak birimlerin derinde olması binaların zeminde oluşturduğu yükün boşluk suyu basıncını etkileyecek düzeyde olmamasından kaynaklandığı düşünülmektedir.



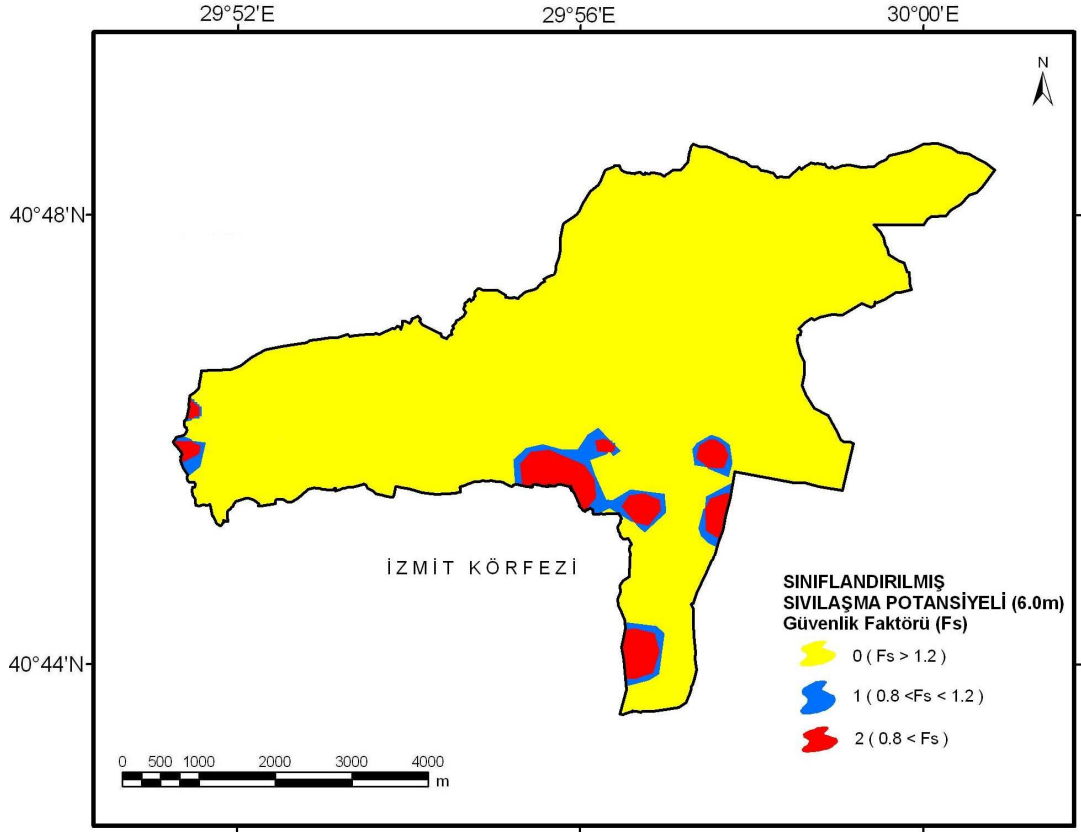
Şekil 7.16. İzmit yerleşim alanı 1.5m için sıvılaşma potansiyeli



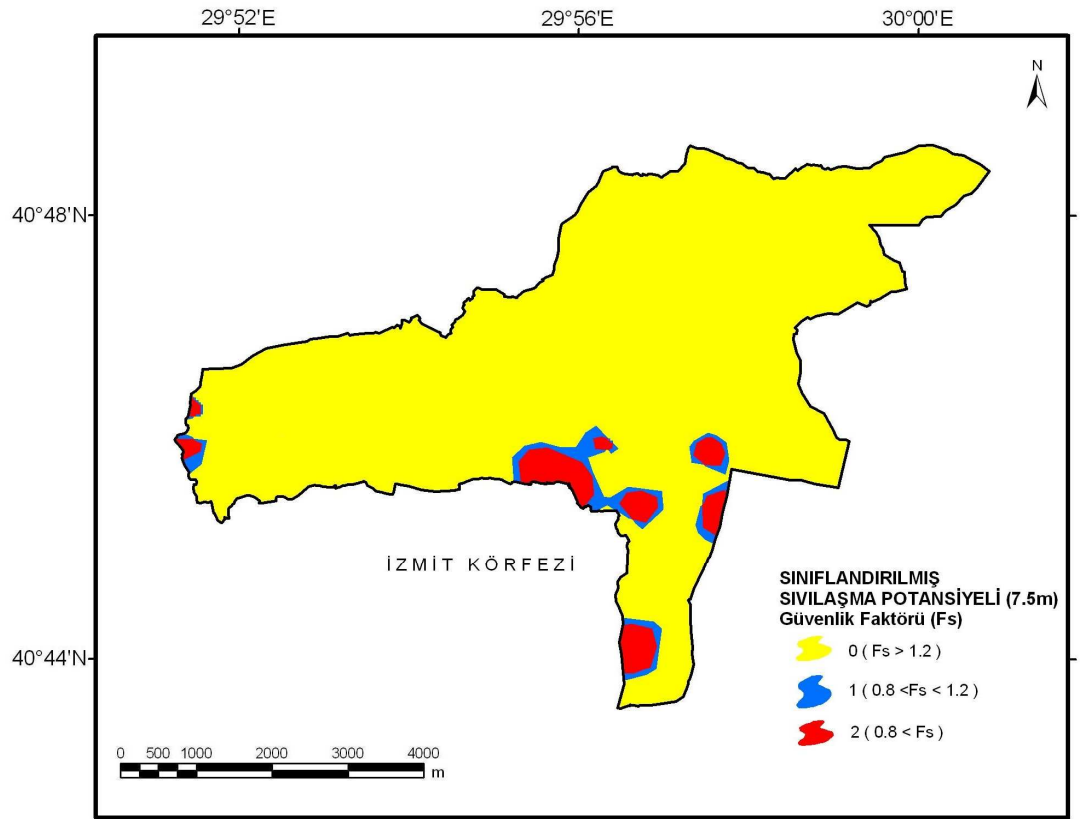
Şekil 7.17. İzmit yerleşim alanı 3m için sıvılaşma potansiyeli



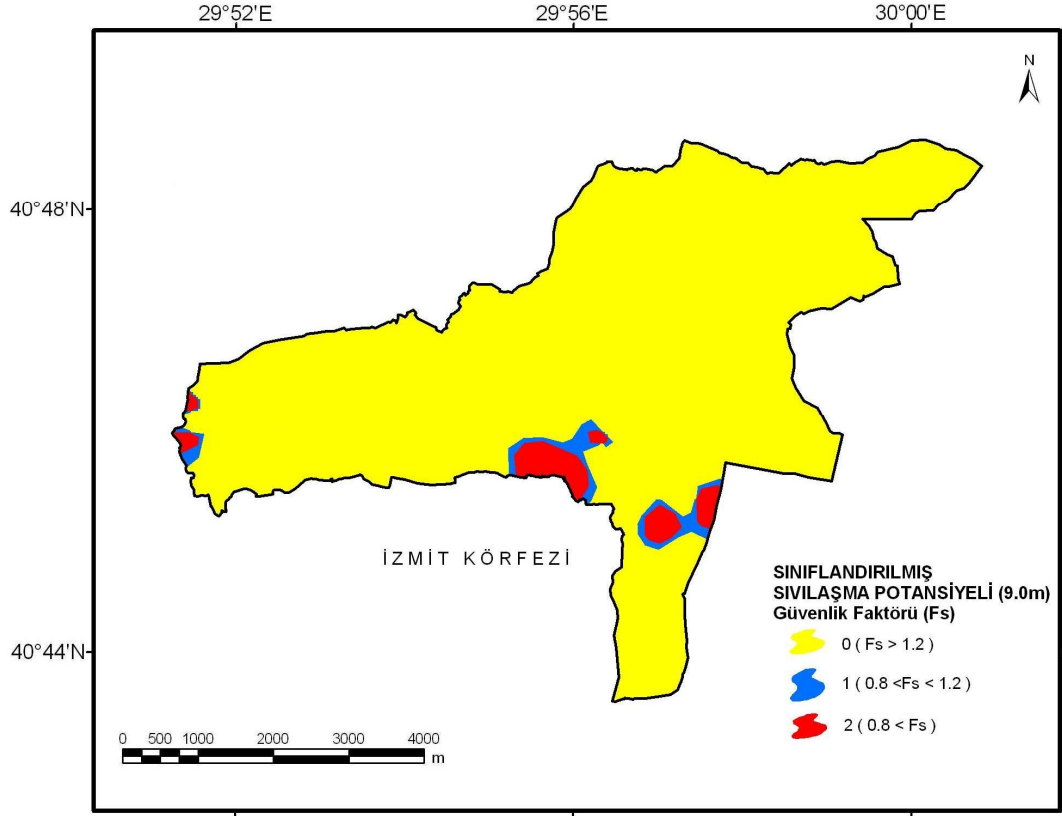
Şekil 7.18. İzmit yerleşim alanı 4.5m için sıvılaşma potansiyeli



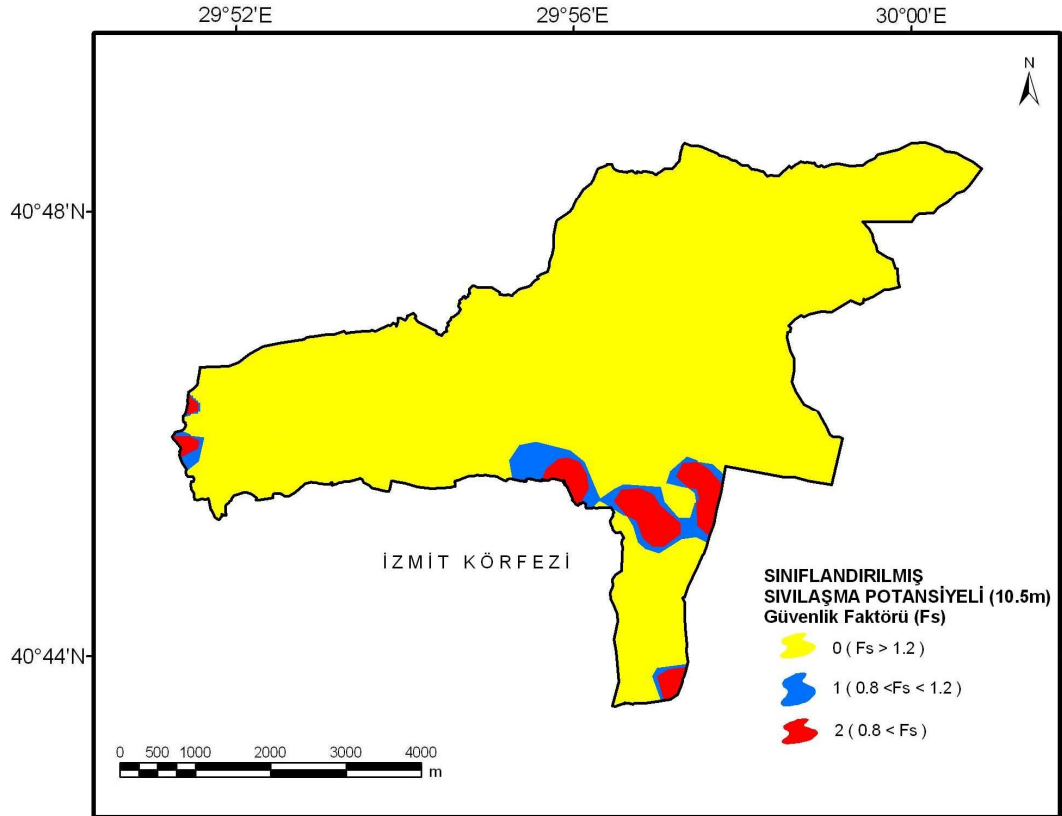
Şekil 7.19. İzmit yerleşim alanı 6m için sivilaşma potansiyeli



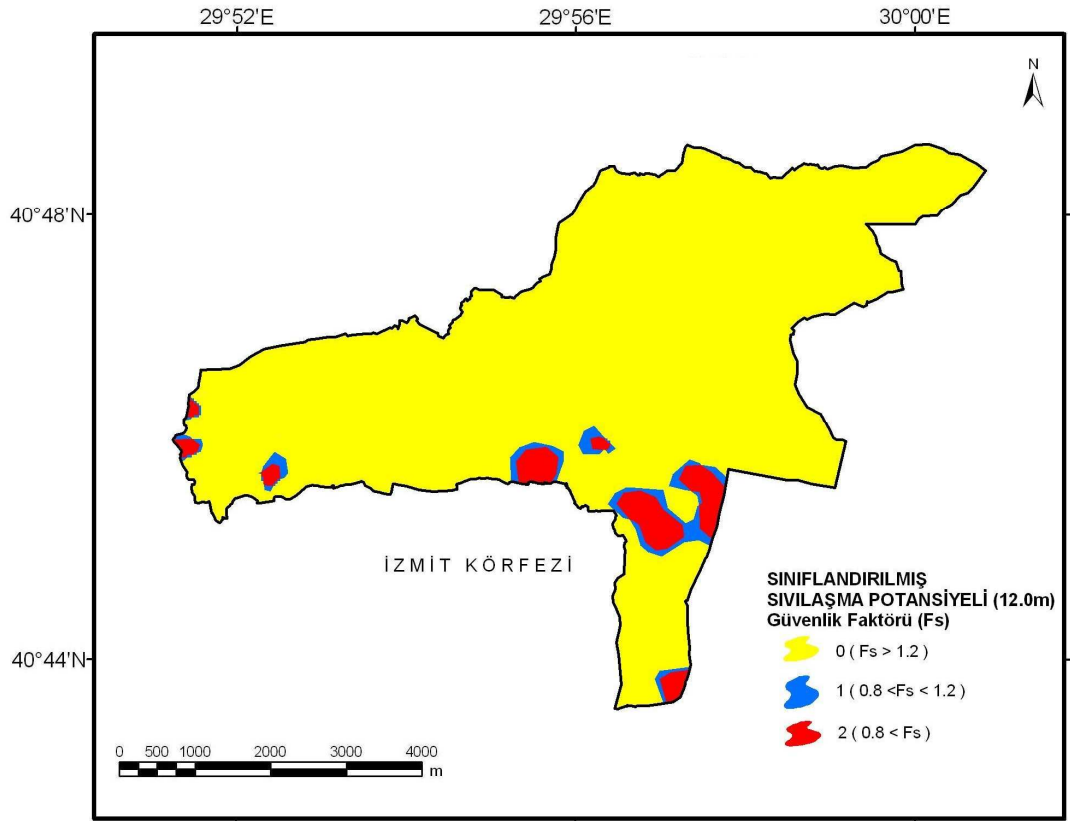
Şekil 7.20. İzmit yerleşim alanı 7.5m için sivilaşma potansiyeli



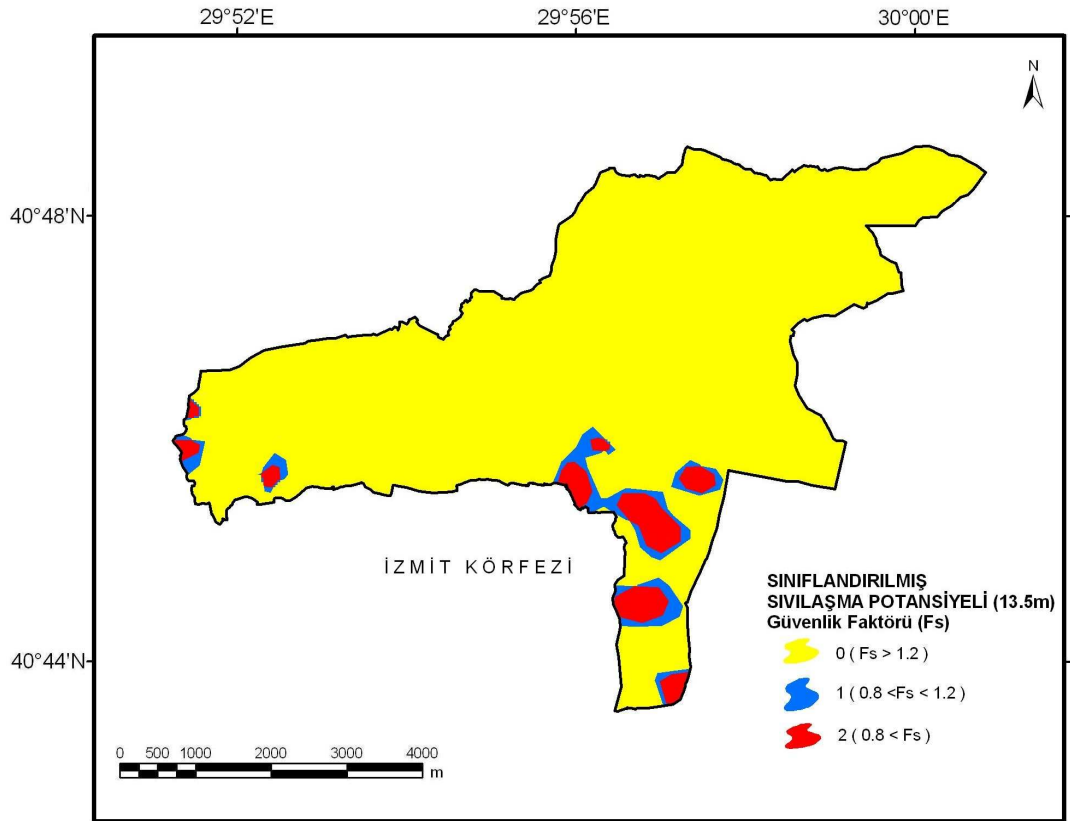
Şekil 7.21. İzmit yerleşim alanı 9m için sivilaşma potansiyeli



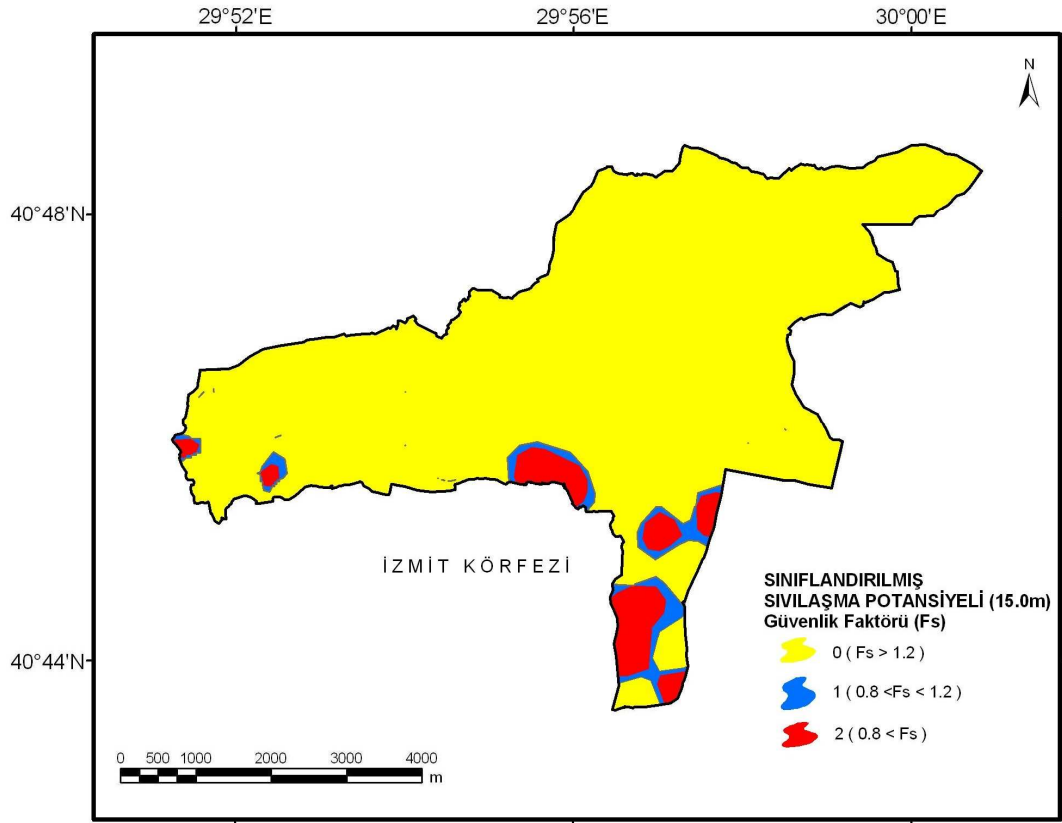
Şekil 7.22. İzmit yerleşim alanı 10.5m için sivilaşma potansiyeli



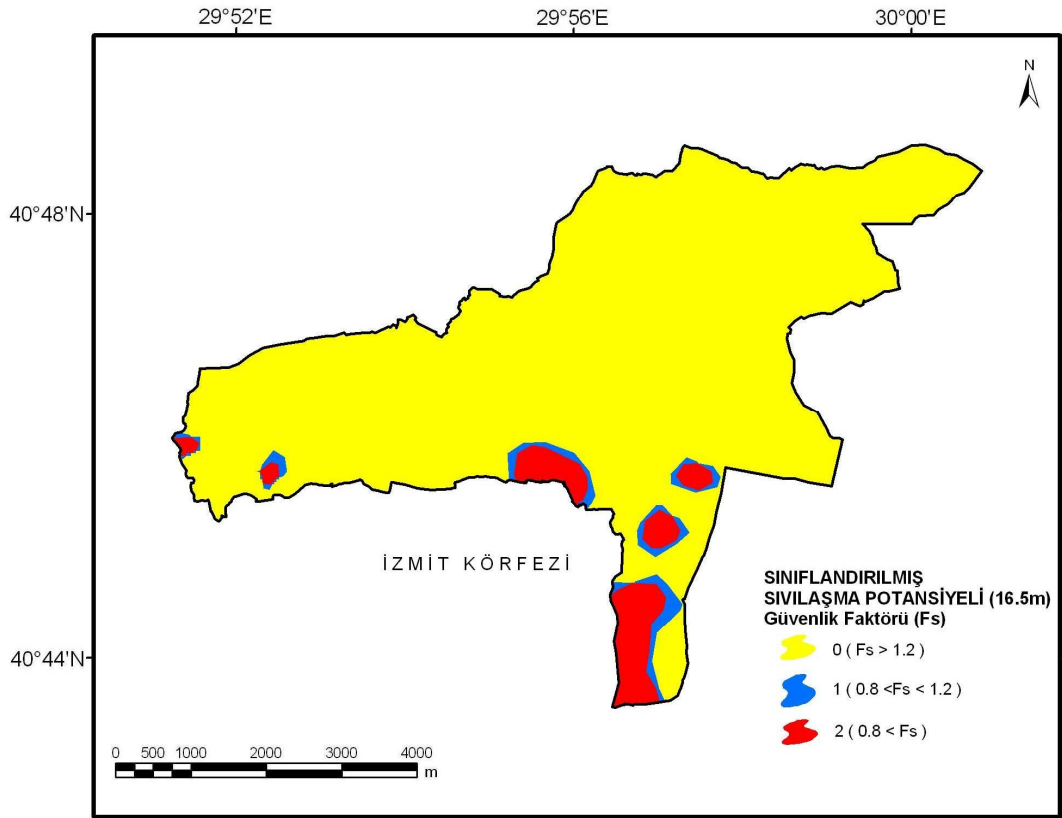
Şekil 7.23. İzmit yerleşim alanı 12m için sivilaşıma potansiyeli



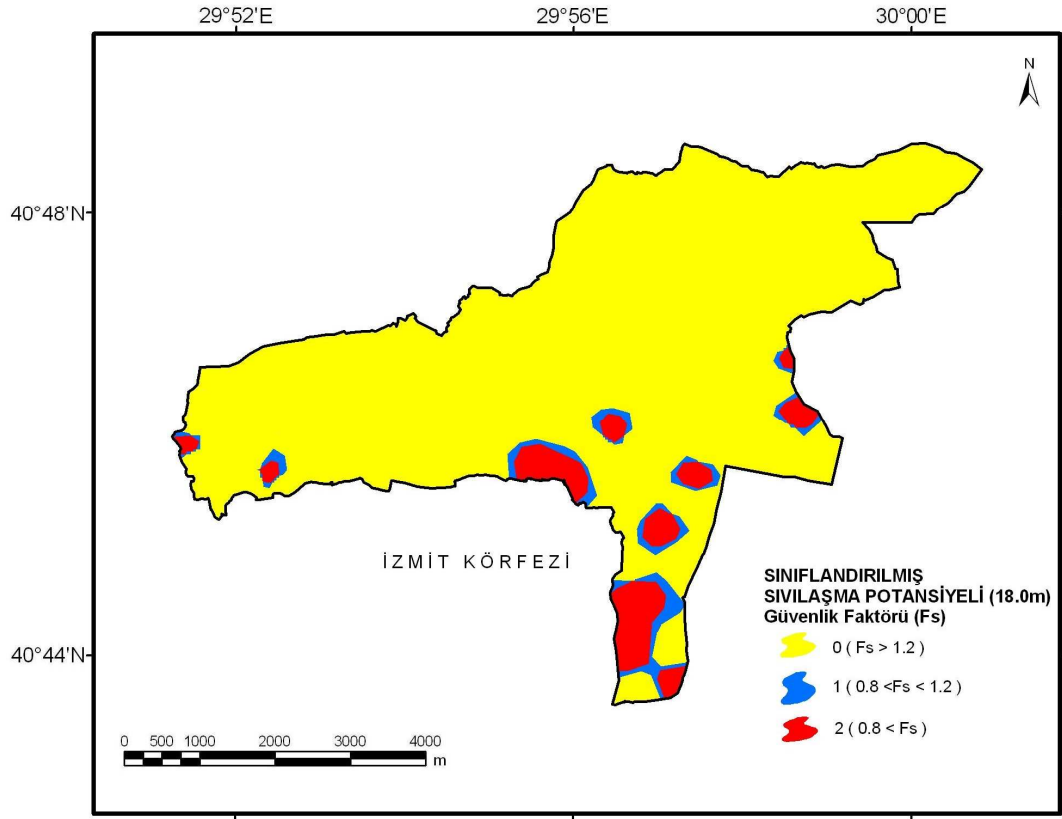
Şekil 7.24. İzmit yerleşim alanı 13.5m için sivilaşıma potansiyeli



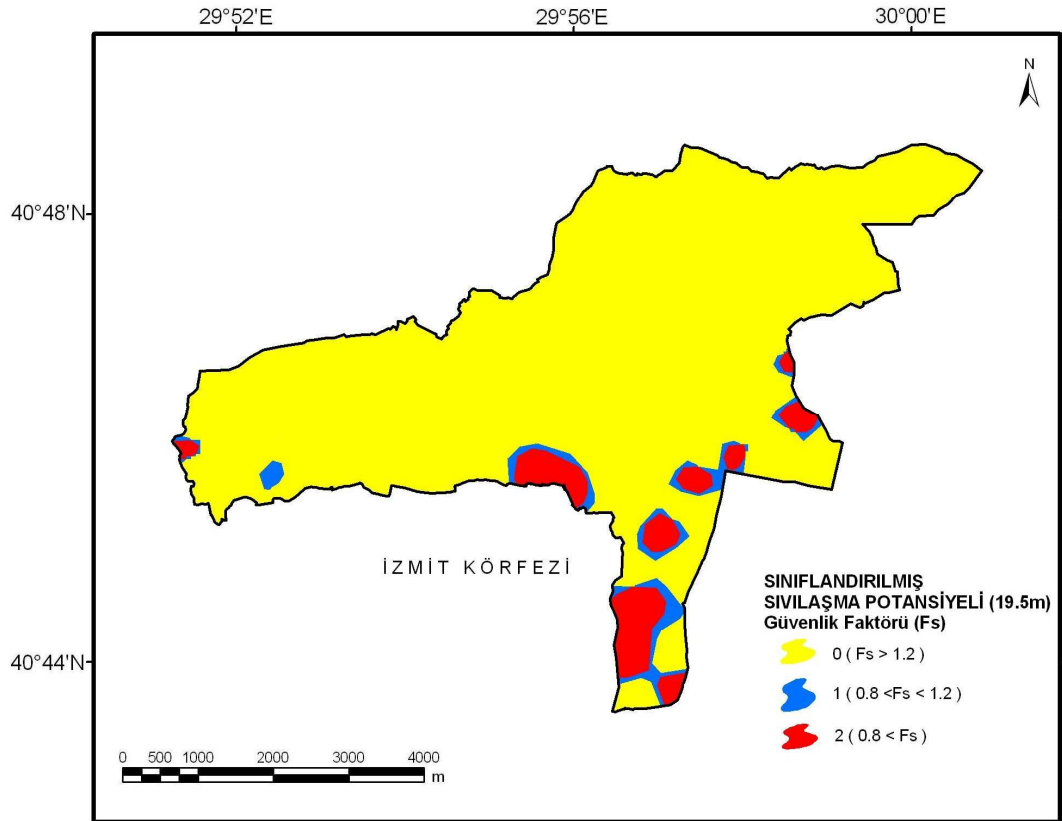
Şekil 7.25. İzmit yerleşim alanı 15m için sivilaşma potansiyeli



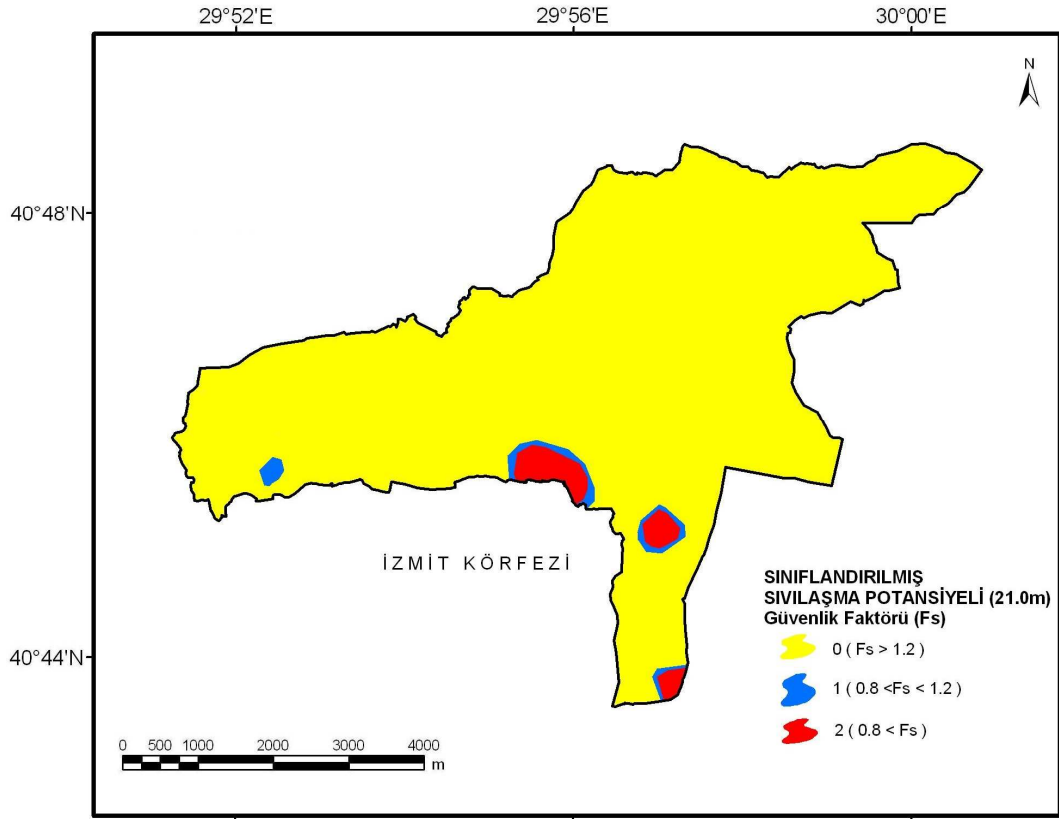
Şekil 7.26. İzmit yerleşim alanı 16.5m için sivilaşma potansiyeli



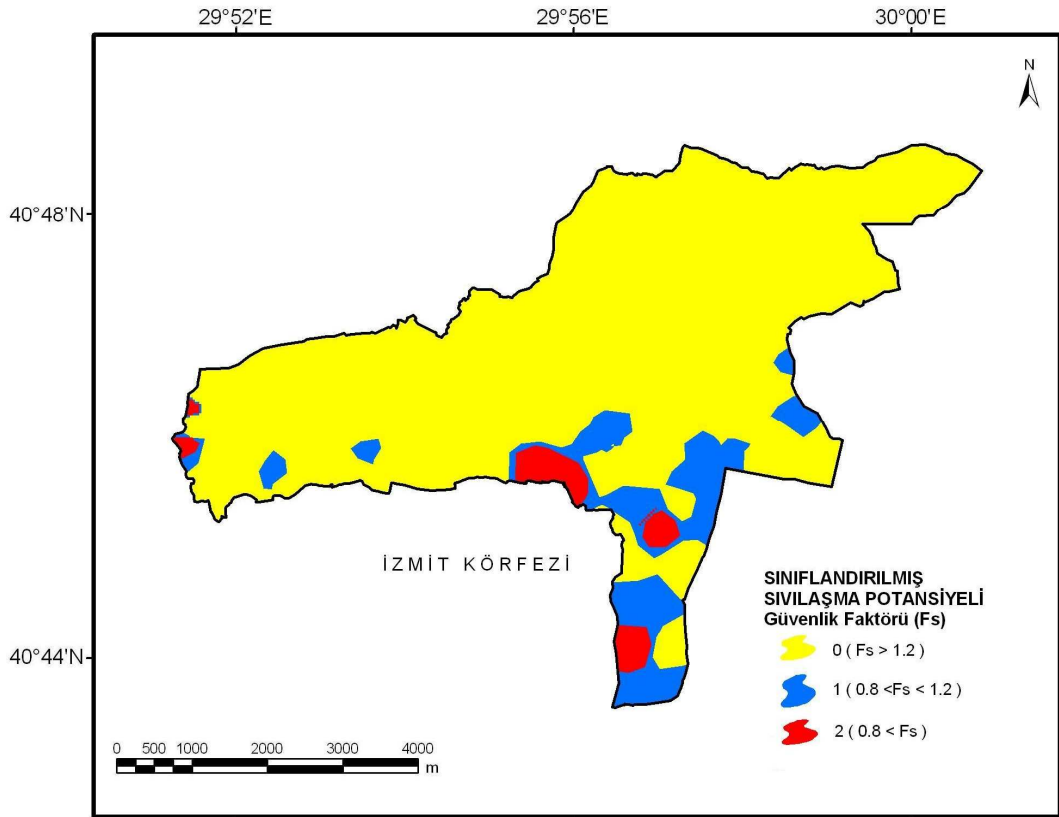
Şekil 7.27. İzmit yerleşim alanı 18m için sivilaşma potansiyeli



Şekil 7.28. İzmit yerleşim alanı 19.5m için sivilaşma potansiyeli



Şekil 7.29. İzmit yerleşim alanı 21m için sivilaşma potansiyeli



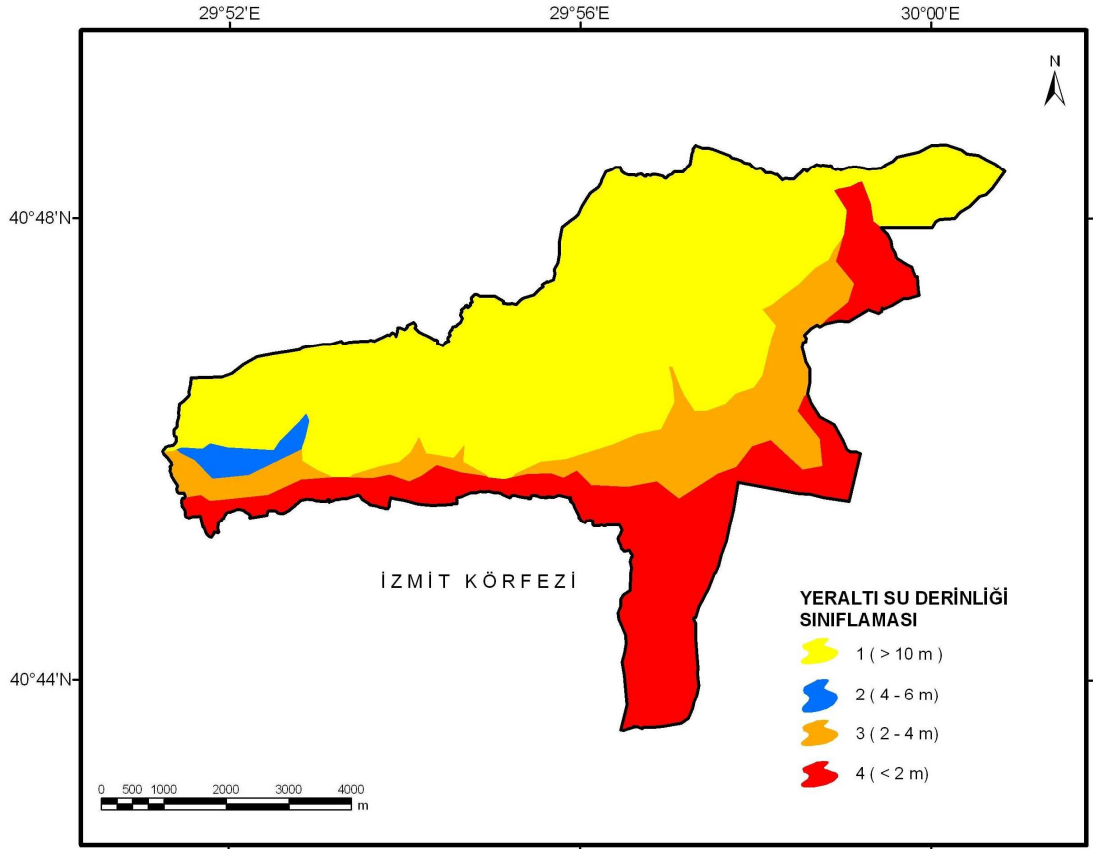
Şekil 7.30. İzmit yerleşim alanı sivilaşma potansiyeli etki katmanı.

7.4.7. Yer altı su derinliği etki katmanı

Yukardaki bölümde, sıvılaşma potansiyeli haritaları anlatılmıştır. Sıvılaşma, sadece suya doymuş daneli tabakalarda oluşmaktadır. Bu nedenle yer altı su derinliği sıvılaşma duyarlılığını etkilemektedir. Yeraltı suyunun derinliği arttıkça sıvılaşma duyarlılığı azalır. Sıvılaşma çoğunlukla zemin yüzeyinden birkaç metre derinde oluşmaktadır. Yer altı su seviyesinin mevsimsel etkilere bağlı olarak alçalıp yükselmesi, sıvılaşma olasılığını da artırır veya azaltır. Bütün bunlar göz önüne alınarak yeraltı su derinliği sismik mikrobölgeleme çalışmalarında bir tehlike etkisi olarak değerlendirilebilir. Bu amaçla çalışma alanında Özer ve diğ., (2005) tarafından su kuyularında ölçülen yer altı su seviyeleri değerlendirilerek, kısa süreli yer altı su seviyesi konumunu gösteren harita CBS’de değerlendirilmek üzere yeniden sınıflandırılmıştır. Yeniden sınıflandırılmada uygulanan kriterler Tablo 7.13’de, yeniden sınıflandırılmış harita ise Şekil 7.31’de görülmektedir. Yeniden sınıflama işlemi için sıvılaşmaya yönelik bir tehlike etkisi düşünülmüş, bu nedenle yer altı su seviyesinin yüzeye yakın olduğu bölgeden, derine doğru çok tehlikeliden, az tehlikeliye sınıflama yapılmıştır.

Tablo 7.13. Yer altı su seviyesinin sınıflandırılması.

Yer altı su derinliği	CBS için yeniden sınıflandırma
>10m	1
4-6m	2
2-4m	3
0-2m	4



Şekil 7.31. İzmit yerleşim alanı yer altı su derinliği etki katmanı.

7.4.8. Sonuç katmanının oluşturulması

İzmit yerleşim alanına ait sismik tehlikenin belirlenmesinde kullanılan katmanların sonuç katmana etkisi belirlenirken, Tablo 7.14’de gösterilen her bir katmana ait kriterler ve ağırlık katsayıları göz önüne alınmıştır. Her bir katman Şekil 7.32’de gösterilen CBS işleyiş aşamalarına göre, katmanları oluşturan veri bilgileri, bu verilerle üretilen tehlike katmanları ve sonuçta yeniden sınıflandırılan türetilmiş katmanların birleştirilmesiyle oluşturulmuştur (Şekil 7.33).

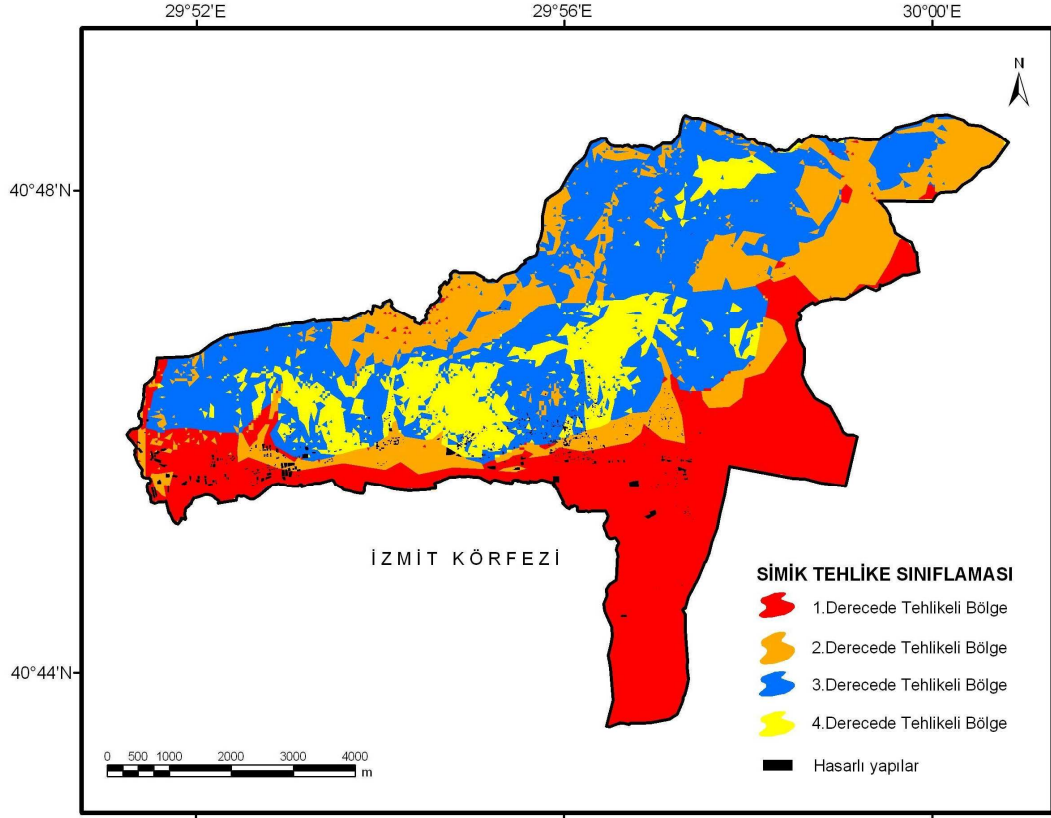
Tablo 7.14. İzmit yerleşim alanına ait sismik mikrobölgelemenin belirlenmesinde etkisi olan katmanların ağırlık dağılımı.

Katmanlar	Ağırlıklar (%)	Değer (Yeniden sınıflama)
Sınıflandırılmış Jeoloji	35	1,2,3,4
S dalga hızı (2.tabaka)	15	1,2,3,4
Yer baskın titreşim periyodu	15	1,2,3,4
Topoğrafik Eğim	15	1,2,3,4
Sıvılaşma Potansiyeli	5	0,1,2
Yeraltı Su Derinliği	5	1,2,3,4
Yer Büyütmesi	10	1,2,3,4
Deniz,Göl	-	Maskelendi

İzmit yerleşim alanı sismik mikrobölgeleme haritasının oluşturulmasında, yerleşim alanının tamamı birinci derece deprem bölgesi içerisinde yer aldığı için PYİ hesaba katılmamıştır. Dolayısı ile burada yapılan sınıflandırma birinci derece deprem bölgesi içerisindeki alt dereceleme göstermektedir.

7.4.9. İzmit yerleşim alanı 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi hasar envanteri

İzmit yerleşim alanına ait 17 Ağustos 1999 (M_w :7.4) Kocaeli depremi hasar envanteri, Saraybahçe ve Bekirpaşa belediyesi arşivinden sayısal ortamda alınmıştır. Sismik mikrobölgeleme haritalarının oluşturulduğu CBS ortamına, ArcGIS 8.2 (ESRI, 2000) yazılımı kullanılarak aktarılmıştır. Saraybahçe belediyesi binalarda oluşan hasarı orta, ağır ve enkaz olarak her bir mahalle için sınıflamıştır. Buna göre orta hasarlı binalar 484, ağır hasarlı binalar 327 ve enkaz 9 adet rapor edilmiştir. Bekirpaşa belediyesi ise hasarlı bina sayısını 98 olarak rapor etmiştir. CBS ortamına aktarılan hasarlı binaların dağılımı, Şekil 7.33’de sonuç harita üzerinde gösterilmiştir. Envanter öznetelik tabloları şeklinde veri tabanına eklenen bilgiler, sonuç haritada tehlike sınıflarına denk gelen alanlara göre ayrılmış ve her iki belediyeye ait sınıflama sırasıyla Tablo 7.15. ve Tablo 7.16’da gösterilmiştir.



Şekil 7.33. İzmit yerleşim alanı sismik mikrobölgeleme haritası.

Tablo 7.15. Saraybahçe Belediye sınırları içinde oluşan hasarlı yapıların sismik mikrobölgeleme haritasındaki tehlike derecelerine göre dağılımı.

	4.derece			3.derece			2.derece			1.derece		
Mahalle	Orta	Ağır	Enkaz	Orta	Ağır	Enkaz	Orta	Ağır	Enkaz	Orta	Ağır	Enkaz
Akçakoca	14	12		2	1							
Arızlı	3	1		1								
Cedit	25	15		20	9		29	12				
Cumhuriyet							1	9		33	12	2
Çukurbağ	4	8		18	12							
Fatih								1				
Hacıhızır				7	6		4					
Kabaoğlu				1	1		3					
Karabaş				9	6		31	12		29	18	1
Kemalpaşa				1			1			2		
Kozluk	29	22		17	12		1	3				
Körfez							3			36	17	6
Sanayi										12	1	
Serdar	7	14		1	3		3	1				
Şirintepe							3	2		13	26	
Tepecik				1	1					6	4	
Topçular	4	18		7	6							
Veliahmet		2		16	12							
Yeni	1			8	2		19	4		24	9	
Yenidoğan	11	5		1	2		19	24				
Zabitan	4	2		1								

Tablo 7.16. Bekirpaşa Belediye sınırları içinde oluşan hasarlı yapıların sismik mikrobölgeleme haritasındaki tehlike derecelerine göre dağılımı.

1. derece	2. derece	3. derece	4. derece
23	74	1	-

SONUÇLAR ve TARTIŞMA

Depremlerle birlikte can ve mal kaybının en önemli aşamasını mühendislik yapılarının deprem sırasındaki davranışları oluşturmaktadır. Bu davranışlar yapı özelliklerinin yanında iki önemli faktöre bağlıdır; depremle oluşan yer hareketi ve yerel zemin özellikleri. Sadece yerel zemin özelliklerine ya da sadece yer hareketine dayanan bir sismik mikrobölgeleme çalışması eksik bir çalışmadır. Sismik mikrobölgelemedeki temel amaç, her iki parametre ve bu parametrelerle ilişkilendirilebilecek her bir parametrenin birlikte değerlendirilerek sismik tehlike haritalarının oluşturulmasıdır. Haritaların oluşturulmasındaki başarı ölçütü; sismik tehlike ile ilişkilendirilebilecek parametre sayısına ve çalışma alanını tanımlayan jeofizik, jeolojik ve geoteknik parametrelerin doğruluğuna bağlıdır.

Bu tez çalışmasında, 39.5-42.0°K ve 28.0-31.5°D koordinatları ile sınırlı Doğu Marmara Bölgesi 1:500.000 ölçeğinde, Kocaeli İl sınırlarını kapsayan alan 1:25.000 ölçeğinde ve Kocaeli İli Saraybahçe ve Bekirpaşa Belediye sınırlarını kapsayan İzmit yerleşim alanı, 1:5000 ölçeğinde sırasıyla genel, ayrıntılı ve çok ayrıntılı olmak üzere sismik mikrobölgeleme haritaları oluşturulmuştur. Bu haritalar, sismik tehlike etkilerinin Coğrafi Bilgi Sistemi (CBS) kullanılarak birleştirilmesi ile sonuçlandırılmıştır. CBS, sismik mikrobölgeleme çalışmalarında pek çok faktörün etkisinin birleştirilmesi temeline dayalı bir işlem olarak kullanılmaktadır. Tez çalışması kapsamında, bu işlemin gerçekleştirilebilmesi için her bir etki sayısal ortamda hazırlanmıştır. Böyle bir sistem hızlı, etkin, doğru ve daha güvenilir sonuçlara ulaşılması açısından yeni teknolojik bir adımdır.

Tez çalışması, ardışık aşamalar şeklinde sonuçlandırılmıştır. İlk aşama sismik tehlikenin belirlenmesine yönelik jeofizik, jeolojik ve geoteknik verilerin toplanmasını içermektedir. Bu amaçla, farklı araştırmacılar tarafından hazırlanan tektonik ve jeolojik haritalar toplanmıştır. İkinci aşamada, toplanan her bir verinin hangi ölçeğe kullanılabileceğine karar verilmiştir. Mevcut tektonik ve jeolojik haritalar ise CBS’de kullanılabilecek şekilde sayısal hale getirilmiştir. Çalışmanın

üçüncü aşaması, sismik tehlikenin belirlenmesidir. Bu aşamada yer hareketi etkisini belirlemeye yönelik, Olasılıksal Sismik Tehlike Çözümlemesi (OSTÇ) yapılmıştır. Dördüncü aşamada, mikrobölgeleme için gerekli parametreleri elde etmeye yönelik mevcut jeofizik, jeolojik ve geoteknik veriler değerlendirilmiş ve çözümlenmiştir. Beşinci aşamada, dördüncü aşamada elde edilen veriler haritalanmış ve CBS ortamına aktararak her bir etkiyi tanımlayan katman oluşturulmuştur. Altıncı aşamada, CBS ortamındaki her bir katman, CBS yöntembilimine uygun olacak biçimde tehlike ölçütü atanarak yeniden sınıflandırılmıştır. Son aşamada ise her bir katman ağırlıklandırılarak CBS ortamında üst üste çakıştırılmış ve toplam sismik tehlike bulunarak, sismik mikrobölgeleme haritaları oluşturulmuştur.

39.5°-42.0° kuzey enlem ve 28°-31.5° doğu boylamları ile sınırlı alana ait 1:500.000 ölçekli sismik mikrobölgeleme haritası, farklı iki etki katmanının, CBS yöntembilimine uygun olarak birleştirilmesi ile oluşturulmuştur. Bu katmanlardan birincisi yer hareketi etkisini tanımlayan katman, diğeri ise zemin büyütme etkisi katmanıdır. Yer hareketi etki katmanının oluşturulmasında çalışma alanında aletsel dönemde oluşan depremlerden, sismik kaynaklardan ve kuvvetli yer hareketi azalım ilişkilerinin kullanıldığı, OSTÇ'den yararlanılmıştır.

Aletsel dönemde oluşan depremler, çeşitli kataloglardan derlenerek tekdüze hale getirilmiş ve tamamlılık çözümlemesi yapılmıştır. Yapılan tamamlılık çözümlemelerinde, orta ve büyük depremlerin ($M > 5.0$) aletsel dönem boyunca tamam sayılabildiği, küçük depremlerin ($M < 4.0$) ise 1970'li yıllardan önce yeter duyarlılıkta elde edilemediği görülmüştür. Çözümleme sonucuna göre tamam sayılamayan depremlerin veri grubundan çıkarılmasıyla, sismik tehlikenin belirlenmesinde, güvenilir magnitüd bilgisi içeren depremler kullanılmıştır.

Sismik kaynaklar, 9 alansal ve 6 çizgisel kaynakla tanımlanmıştır. Her bir alansal kaynakta magnitüd-sıklık ilişkileri belirlenmiştir. 17 Ağustos 1999 ve 12 Kasım 1999 depremlerinin dışmerkezlerini içine alan sismik kaynaklarda "b" değerleri düşük bulunmuştur. Bu durum aletsel dönemde bu kaynaklar içerisinde diğer kaynaklara göre daha çok deprem olmasından kaynaklanmaktadır. Alansal kaynaklardan, Mekece fayını ve Bursa civarını kaplayan kaynaklarda "b" değerleri yüksek

bulunmuştur. Bu durum, aletsel dönemde bu kaynaklarda küçük depremlerin oluştuğunu ve uzun süredir büyük deprem etkinliğinin zayıf olduğunu göstermektedir. Çizgisel kaynakların belirlenmesinde alansal kaynaklar ile örtüşen parçalı fay modeli geliştirilmiştir. Çünkü kataloglarda her bir tali fayın aktivitesini tanımlayacak yeter derecede deprem yoktur.

Son olarak 1:500.000 ölçekli çalışma alanının OSTÇ'sinin belirlenmesine yönelik, çalışma alanına ait kuvvetli yer hareketi azalım ilişkisi geliştirilmiştir. Ülkemizde 17.08.1999 (M_w :7.4) Kocaeli ve 12.11.1999 (M_w :7.2) Düzce depremlerinden önce çeşitli kuruluşlarca kaydedilen sınırlı sayıda kuvvetli yer hareketi verisi, istasyon yerlerindeki zemin koşullarının tanımlamasındaki tutarsızlıklar, bugüne kadar bölgesel ölçekte ivme uzaklık azalım ilişkilerinin geliştirilmesine imkan vermemiştir. Bu durum şimdiye kadar ülkemizde yapılan deprem tehlikesi çalışmalarında, yeryüzünün başka bölgeleri için yapılan azalım ilişkilerinin kullanılmasını zorunlu kılmıştır. Ancak 17.08.1999 (M_w :7.4) Kocaeli Depreminin ardından, çeşitli kuruluşların geçici istasyon ağları ile genişleyen kuvvetli yer hareketi verisi ile Doğu Marmara Bölgesi için PYİ ve Sİ azalım ilişkisi geliştirme imkanı oluşmuştur. Azalım ilişkileri hem yerel zemin sınıflaması yapılarak hem de zemin sınıflaması yapılmadan hesaplanmıştır. Magnitüd türü olarak M_w ve uzaklık olarak faylanma alanının izdüşümüne en yakın uzaklık kullanılmıştır. Yerel zemin koşulları, kayma dalgası hızının üst 30 m'deki değeri ile açıklandığı NEHRP (1993) koşullarına göre belirlenmiştir. NEHRP (1993) koşullarına göre sınıflamanın yapılamadığı istasyonlar için ise TDY (1998)'ye uygun olan sınıflama yapılmıştır. Buna göre PYİ azalım ilişkileri, kaya (rock), zayıf kaya (soft rock), sıkı zemin (stiff soil) ve yumuşak zemin (soft soil) için hesaplanmıştır. PYİ azalım ilişkilerine ilişkin regresyon katsayıları, iki aşamalı regresyon işlemi ile belirlenmiştir. İlk aşamada faylanma alanının izdüşümüne en yakın uzaklık ve deprem büyüklüğü ile ilişkili katsayılar, ikinci aşamada ise faylanmanın alanına bağlı katsayılar hesaplanmıştır. Özellikle büyük depremlerde dışmerkez uzaklığına göre faylanma alanına olan uzaklık, PYİ'yi daha çok etkilemektedir. Bu nedenle, pek çok azalım ilişkisi bağıntısında kullanılan dışmerkez uzaklığı yerine, faylanma alanının izdüşümüne olan uzaklık kullanılmıştır. Böylece fayın dalım, doğrultu ve eğim bilgisi hesaba katılarak kaynak etkisi azalım ilişkilerine dahil edilmiştir. Farklı zeminler için belirlenen, PYİ azalım ilişkisi

eğrileri birbirine oranlanarak, sınıflandırılmış zeminlerin birbirine göre zemin büyütme değerleri bulunmuştur. Buna göre, Doğu Marmara Bölgesi için zayıf kayada büyütme 1.485, sıkı zeminde 2.049 ve yumuşak zeminde ise 2.677 olarak bulunmuştur.

Tüm kayıtların bir arada kullanıldığı PYİ azalım ilişkisi için standart sapma 0.39, kaya için 0.38, zayıf kaya için 0.40, sıkı zemin için 0.37, yumuşak zemin için 0.39 bulunmuştur. Sİ azalım ilişkileri ise $T=0.2$ sn periyod ve $T=1.0$ sn periyod için hesaplanmıştır. Standart sapmalar sırasıyla 0.41 ve 0.51'dir. Tahmin edilen PYİ azalım ilişkileri ile gözlenen PYİ'ler arasındaki sapma, standart sapma sınırları içerisinde log-normal dağılım ile örtüşmektedir.

Doğu Marmara bölgesi için hesaplanan PYİ azalım ilişkileri, Dünya genelinde sismik tehlike çalışmalarında yaygın olarak kullanılan Ambraseys ve diğ., (1996), Boore ve diğ., (1997) ve Campell (1997) azalım ilişkileri ile karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma $M_w:7.4$ magnitudlü deprem için yapılmıştır. Yukarda bahsedilen azalım ilişkileri eğrileri, 30-200 km sınırları içinde standart sapma eğrilerinin arasında kalmakta, 30 km'nin altındaki uzaklıklar için ise standart sapma eğrilerinin dışında kalmaktadır. Bu farklılık Ambraseys ve diğ., (1996), Boore ve diğ., (1997) ve Campell (1997)'ye ait azalım ilişkilerinin, yakın deprem kuvvetli yer hareketi veri tabanına dayalı olmasından kaynaklanmaktadır. Çok yakın uzaklıklarda (<10 km) PYİ azalım ilişkilerinin, yukarda bahsedilen azalım ilişkilerine göre iyi sonuçlar vermediği, 10 km'den daha uzakta ise PYİ azalım ilişkisinin, gözlemsel değerleri daha iyi temsil ettiği görülmüştür. Bu durum, yakın depremleri (<10 km) kaydeden istasyon sayısının azlığından kaynaklanmaktadır. Oysaki 17 Ağustos 1999 Depreminin üç ay sonra olan Taiwan depreminde, her 100m'de kurulan ivme ölçerlerle kuvvetli yer hareketleri kaydedilmiştir. Bu nedenle, özellikle deprem olasılığı yüksek bölgelerde sık ivme ölçer ağı kurulması, ülkemizde bölgesel ölçekte sismik tehlikeye yönelik çalışmalarda ve tasarım spektrumlarının geliştirilmesinde son derece yararlı olacaktır.

Zayıf kaya ve sıkı zemin için hesaplanan PYİ azalım ilişkisi eğrilerinin, kaya ve yumuşak zemin için hesaplanan eğrilere göre gözlemsel verilerle daha iyi uyum

gösterdiği görülmüştür. Bu durum, zayıf kaya ve sıkı zemindeki kuvvetli yer hareketi kaydının diğerlerine göre daha çok olmasından kaynaklanmaktadır. Çalışmada kullanılan bölgeye ait ivme ölçer ağının genişletilmesi, farklı zeminlere ait daha sık istasyon kurulması ile hem veri sayısı hem de farklı zeminlerde veri çeşitliliği artacaktır.

Azalım ilişkileri bir bölgede hesaplanacak sismik tehlike çalışmalarının en önemli aşamasını oluşturmaktadır. Çalışma alanı için geliştirilen azalım ilişkisi ve bölgenin depremselliğini belirleyen sismik kaynakların deprem aktivitelerine dayalı olarak 10, 50 ve 250 yılda %10 aşılma olasılığına göre ve üç farklı durum için PYİ dağılım haritaları, $T=0.2$ sn ve $T=1.0$ sn periyodlu Sİ dağılım haritaları oluşturulmuştur. Bu haritalar, ülkemizde bugüne kadar dünyanın farklı bölgeleri için yapılan azalım ilişkilerinin kullanıldığı çalışmaların aksine, bölgesel ölçekte ülkemize ait veriler kullanılarak yapılan çalışmalardır. Hazırlanan bu haritalar, tüm ülke genelinde tek tür tasarım spektrumları kullanımının yerine, bölgesel ölçekli tasarım spektrumlarının geliştirilmesinde inşaat mühendisleri için ön bilgi teşkil etmektedir. Tasarım spektrumlarından yararlanarak, deprem tehlikesine maruz kalabilecek bölgelerde, inşaa edilecek yapıların, periyodlarında değişiklikler yapılarak binaların depremden etkilenmesi engellenebilir. İvme dağılım haritalarına bakıldığında dikkate alınan zaman süreci arttıkça doğal olarak PYİ değerlerinde de artış görülmektedir.

1:500.000 ölçeğinde Doğu Marmara Bölgesi için sismik mikrobölgeleme haritası, 50 yılda %10 aşılma olasılıklı PYİ haritası ile zemin büyütmesi haritasının CBS ortamında birleştirilmesi ile oluşturulmuştur. Bu işlemde 50 yılda %10 aşılma olasılıklı değer kullanılmıştır. Çünkü TDY (1998)'de mühendislik yapıları için 50 yılda %10 aşılma olasılığı değerleri kullanılmaktadır. Oluşturulan sonuç harita, Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası'nda (Gülkan ve diğ., 1993) olduğu gibi ivme sınıf aralıklarına ayrılmıştır. Sonuç haritanın gerçeğe uygunluğu, gözlemlerle karşılaştırılarak belirlenebilir. Birinci derecede tehlikeli bölge olarak nitelendirilen PYİ'nin 0.4g'nin üzerinde olduğu alanların büyük bölümü, 17 Ağustos 1999 ve 12 Kasım 1999 Depremlerinde yoğun hasarın olduğu alanlara denk düşmektedir. Bu haritada, Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası'nda (Gülkan ve diğ., 1993) kullanılan verilere ek olarak yerel zemin etkileri hesaba katılmış ve böylece bölgesel ölçekte

daha ayrıntılı bir harita hazırlanmıştır. Haritanın güneyinde (Bursa ve Balıkesir civarı) bölgesel depremselliğe ve zemin koşullarına bağlı olarak daha büyük ivme dağılımının olması gerekirdi. Ancak bu bölgede gerek kuvvetli yer hareketi kayıtlarının eksikliği gerekse uzun yıllardır büyük deprem olmamasından dolayı deprem oluşum oranlarının düşüklüğü nedeniyle değerler düşük çıkmıştır. Sonuç olarak haritanın güneyinde OSTÇ'nin güvenilirliği düşüktür ancak hazırlanan haritada zemin büyütmesi etkisi ön bilgi verecek niteliktedir. Yapısal hasarlara ek olarak zemin koşullarının binalarda önemli hasarların oluşmasında önemli faktörler olduğu ve PYİ değerlerini değiştirdiği düşünüldüğünde, PYİ dağılımının zemin koşulları ile ilişkilendirilmesi gerekir. Sadece PYİ dağılımı ile deprem bölgelerini ayırmak ve bu dağılıma göre en kötü senaryoyu düşünerek bina tasarımı yapmak ekonomik olmayabilir. En kötü senaryoyu düşünerek yapılacak bir bina hem çok pahalıya mal olacak hem de çok zaman alacaktır. Bu nedenle bina tasarımlarının o bölgenin zemin koşullarını da dikkate alarak yapılması en akılcı yaklaşım olacaktır. Bu yaklaşıma göre hazırlanan haritalar kullanılarak yapılacak şehir planlamalarıyla, hem daha az tehlikeli yerler belirlenebilir hem de maliyetten kazanılabilir.

Çalışmanın sonraki aşamasında, 1:25.000 ölçeğinde, Doğu Marmara Bölgesi içinde yer alan Kocaeli İl Sınırları için ayrıntılı sismik mikrobölgeleme haritaları oluşturulmuştur. Bu harita; sınıflandırılmış jeoloji katmanı, topografik eğim katmanı, faylara olan uzaklık katmanı ile 50 yıllık periyot ve %10 aşılma olasılığına göre PYİ dağılımı katmanının birleştirilmesi ile üretilmiştir. Bayındırlık Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğüne hazırlanan Türkiye Deprem Bölgeleri haritasına bakıldığında, Kocaeli İli'nin yaklaşık %90'ından fazlası birinci derece, diğer alanlar ikinci derece deprem bölgesinde kalmaktadır. Bu çalışmada hesaplanan 50 yıllık periyot ve %10 aşılma olasılığına göre, PYİ haritasında Kocaeli İli'nin yaklaşık % 20'si birinci derece deprem bölgesinde yer alırken, geri kalan bölüm ikinci, üçüncü ve dördüncü derece deprem bölgesinde kalmaktadır. Bu durum bölgesel ölçekte OSTÇ yapılmasının sonucudur. PYİ dağılımı, diğer katmanlarla birleştirilirken ağırlığı %50 olmasına karşın haritanın şekillenmesinde, özellikle sınıflandırılmış jeoloji katmanı daha belirleyici olmuştur. Kendi içerisinde CBS için yapılan sınıflama, Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası'nda (Gülkan ve diğ., 1993) verilen değerlendirmeden farklı olarak ele alınmıştır. Bu haritada birinci derecede tehlikeli alanlar 17 Ağustos

1999 depreminde hasarın neredeyse tamamına yakınının oluştuğu alanlara karşılık gelmektedir. İkinci derecede tehlikeli alanlar ise 17 Ağustos 1999 depreminde hasarın gözlemlendiği ancak birinci dereceye göre daha az olduğu alanlara karşılık gelmektedir. Bu durum ilin güneyinde yer alan dağlık bölge için geçersizdir. Güneydeki dağlık bölgede bazı alanların ikinci derecede kalmış olması eğim katmanının katkısından kaynaklanmaktadır. Ancak bu bölgenin körfeze bakan yamaçlarında önemli heyelanların geliştiği bilinmektedir. Bu nedenle güneyde ikinci derece deprem alanının bulunması gerçeğe çok da uzak sayılmaz. Çalışmanın bu aşamasında ayrıca, bölgedeki PYİ'nin frekans içeriğini tanımlamak amacıyla %5 sönüm için Sİ haritaları oluşturulmuştur. Zemin büyütmesinin frekans bağımlı olması nedeniyle ve genel bir yaklaşımla, 0.2 sn'nin üstünde yer hareketinin büyütüldüğu, altında da soğurulduğu (Aki, 1988) düşünölerek, bu peryod için Sİ haritası oluşturulmuştur. Özellikle 17 Ağustos 1999 depreminde yoğun hasarın oluştuğu bölgelerde 0.2 sn'de 0.9g'lik spektral ivme değerı görölmektedir. Bu değer bina tasarımlarında gözardı edilmemesi gereken yüksek bir değerdir. T=1.0 sn'deki Sİ haritası ise uzun peryod için Sİ dağılımını göstermek amaçlı yapılmıştır. Sİ haritalarındaki tüm çözümlemeler %5 sönümde 50 yıllık ekonomik ömrü olan betonarme binalara yönelik önermeler getirmektedir. Daha uzun ekonomik ömrü olan ya da betonarme harici binalar için farklı çözümlemeler gerekmektedir.

Çalışmanın son aşamasında, 1:5.000 ölçekte İzmit'te yerleşimin en yoğun olduğu Saraybahçe ve Bekirpaşa Belediye sınırları için çok ayrıntılı sismik mikrobölgeleme çalışması yapılmıştır. Sonuç haritanın hazırlanmasında, sınıflandırılmış mühendislik jeolojisi katmanı, ikinci tabaka V_{s2} hız dağılımı, yer baskın titreşim peryodu katmanı, topografik eğim katmanı, yer altı su derinliği katmanı, sıvılaşma potansiyeli katmanı ve yer büyütmesi katmanı kullanılmıştır. Sonuç haritada 4 farklı tehlike sınıflaması yapılmıştır. Sismik mikrobölgeleme haritasının oluşturulmasında PYİ etkisi hesaba katılmamıştır. Çünkü bu alanın tamamı PYİ dağılım haritasına göre birinci derece tehlikeli bölge içerisinde yer almaktadır. Dolayısı ile burada yapılan sınıflandırma birinci derece tehlikeli bölge içerisindeki alt derecelmeyi göstermektedir.

Bu ölçekte elde edilen bölgelemenin gerçeği yansıtır yansıtmadığı 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminde oluşan hasar dağılımı ile karşılaştırılarak belirlenmeye çalışılmıştır. Saraybahçe belediyesi binalarda oluşan hasarı orta, ağır ve enkaz olarak her bir mahalle için sınıflamıştır. Buna göre orta hasarlı binalar 484, ağır hasarlı binalar 328 ve enkaz 9 adet rapor edilmiştir. Bekirpaşa belediyesi ise hasarlı bina sayısını 98 olarak rapor etmiştir.

Akçakoca mahallesinin büyük bölümü, sonuç haritada 4.derecede tehlikeli bölgede, bir kısımda 3. derecede tehlikeli bölgede yer almaktadır. Toplam 29 hasarlı bina rapor edilmiştir. Mahalle, gerek zemin koşulları gerekse mikrobölgelemede kullanılan diğer sismik tehlike etkilerine göre iyi bir yerleşim alanı özelliği göstermektedir. Buna rağmen ağır ve orta hasarlı binalara rastlanmıştır. Mahallede oluşan hasarın bir bölümü, farklı katlara sahip bitişik düzen apartmanların, salınım peryodundaki farklılık nedeniyle birbirlerine çarpmalarından kaynaklanmıştır. İvme dağılımı açısından tamamı 1. derecede tehlikeli alan nitelediğimiz Saraybahçe ve Bekirpaşa belediyelerinde bu tür bir yapılaşmaya gidilmemesi gereklidir.

Arızlı da hasarlı bina sayısı 5 olarak rapor edilmiştir. Sonuç haritada bu binaların 4 tanesi 4. derecede tehlikeli bölgede, 1 tanesi de 3. derecede tehlikeli bölgede yer almaktadır. Mahalle, mikrobölgelemede kullanılan sismik tehlike etkilerine göre iyi bir yerleşim alanı özelliği göstermektedir. Az sayıda oluşan hasarın yapım hatalarından kaynaklandığı düşünülmektedir.

Cedit mahallesi hasarın yoğun gözlemlendiği bir bölgedir. 110 hasarlı bina rapor edilmiştir. Saraybahçe sınırları içerisinde en fazla hasarın olduğu mahalledir. Sonuç haritada mahallenin yaklaşık olarak yarısı, 2. derecede tehlike bölgesinde, diğer yarısı da 3 ve 4. derecede tehlike bölgesinde yer almaktadır. Büyük bir bölümüne genç çökeller hakimdir ve kil silt, kum düzeylerinden oluşan birimleri içermektedir. Bir bölümünde sıvılaşma riski görülmekte, kuzeyinde ise yüksek eğim vardır. Baskın titreşim peryodu 0.3 ile 0.6 sn arasında değişmektedir. Yer büyütmesi ise 2 ve 3 kattır. V_s hızı ise mahallenin tamamında düşüktür (90 – 300 m/sn). Mahallede oluşan hasar sonuçları destekler niteliktedir.

Cumhuriyet mahallesinin neredeyse tamamı, sonuç haritada 1. derecede tehlikeli bölgede yer almaktadır. Toplam 55 hasarlı, 2 enkaz bina rapor edilmiştir. Büyük bir bölümüne genç çökeller hakimdir ve kil silt, kum düzeylerinden oluşan birimleri içermektedir. Kıyı şeridinde yer alan mahallede yer altı su seviyesi 0-4 m arasında değişmektedir. Yer baskın titreşim periyodu 0.6 sn'den büyüktür. V_s hızı ise mahallenin büyük bir bölümünde 300 m/sn'den küçük, bir bölümünde de 300-600 m/sn arasındadır. Mahallede oluşan hasar sonuçları destekler niteliktedir.

Çukurbağ mahallesi sonuç haritaya göre, 3 ve 4. derecede tehlikeli bölgede yer almaktadır. Toplam 42 hasarlı bina rapor edilmiştir. Mahalle, kuzey güney yönlü süreksizlikler boyunca kesilen, yer yer derin kazılmış vadi yamaçlarına kurulmuştur. Sığ denizel ortamda çökelmiş birimleri içermektedir. Topografik eğimin yer yer 25 dereceden büyük olduğu alanlar bulunmaktadır. V_s hız dağılımı 300 m/sn'nin altındadır. Yer baskın periyodu 0.3 ile 0.6 sn arasındadır. Yer altı suyu derinde, sıvılaşma riski ise yoktur. Mahallede oluşan hasar sonuç mikrobölgeleme ile örtüşmemesine rağmen, mikrobölgelemeyi oluşturan sismik tehlike etkileri hasar oluşturabilecek niteliktedir.

Fatih mahallesi sonuç haritaya göre, 2. derecede tehlikeli bölgede yer almaktadır. 1 hasarlı bina rapor edilmiştir. Hasarlı binanın olduğu alanda V_s hız dağılımı 300 m/sn'nin altındadır. Yer baskın titreşim periyodu 0.6 sn'nin üzerindedir. Mahallede yer altı su derinliği yüksektir ve sıvılaşma riski bulunmamaktadır. Litolojik birim kiltası, marn ve kumtaşı ardalanmalarından oluşur. Özellikle kiltası ve marn düzeyleri aşınmaya karşı dayanımsız, yamaç eğiminin arttığı yerlerde duraysızdır. Mahallede yer yer yüksek eğimli bölgeler bulunmaktadır. Mahallede oluşan hasar sonuç mikrobölgeleme ile örtüşmemesine rağmen, mikrobölgelemeyi oluşturan sismik tehlike etkileri hasar oluşturabilecek niteliktedir.

Hacıhızır mahallesinin büyük bir bölümü, sonuç haritada 3. derecede tehlikeli bölgede yer almaktadır. Mahallede yer yer 2. derecede yer alan bölümler bulunmaktadır. Toplam 17 hasarlı bina rapor edilmiştir. Mahalle, kuzey güney yönlü süreksizlikler boyunca kesilen, yer yer derin kazılmış vadi yamaçlarına kurulmuştur. Sığ denizel ortamda çökelmiş birimleri içermektedir. Topografik eğim yüksektir. Yer

yer 25 derecenin üzerine çıkmaktadır. V_s hız dağılımı 300 m/sn'nin altındadır. Yer baskın peryodu 0.4 sn ile 0.6 sn arasında, mahallenin bir bölümünde de 0.6 sn'nin üzerine çıkmaktadır. Yer altı suyu derinde, sıvılaşma riski ise yoktur. Sonuç haritayı oluşturan sismik tehlike etkileri hasar oluşturabilecek niteliktedir.

Kabaoğlu köyü, Saraybahçe Belediye sınırlarının en kuzeyinde yer almaktadır. Sonuç haritada bu alan 2. ve 3. derecede yer almaktadır. Toplam 5 hasarlı bina rapor edilmiştir. Litolojik birim kıltaşı, marn ve kumtaşı ardalanmalarından oluşur. Özellikle kıltaşı ve marn düzeyleri aşınmaya karşı dayanımsız, yamaç eğiminin arttığı yerlerde duraysızdır. Yer baskın titreşim peryodu 0.6 sn'nin üzerindedir. Köyde yer altı su derinliği yüksektir ve sıvılaşma riski bulunmamaktadır. Oluşan hasar sonuçları destekler niteliktedir.

Karabaş mahallesi sonuç haritada, 1.ve 2. derecede tehlikeli bölgede yer almaktadır. Toplam 105 hasarlı, 1 enkaz bina rapor edilmiştir. Zemin bina etkileşiminin yoğun yaşandığı mahallelerden biridir. V_s hızı 300 m/sn'den düşüktür. Yeraltı su derinliği 0-4m arasında değişmektedir. Litolojiyi oluşturan çökeller, yüzeyden itibaren 1-3 m katı kil, 3-5m yumuşak kil ve daha derinde siltli kum bulunmaktadır. Mahallenin bir bölümünde yüksek sıvılaşma riski, bir bölümünde de kritik sıvılaşma riski vardır. Yer baskın titreşim peryodu mahallenin büyük bölümünde 0.6 sn'nin üzerinde, bir bölümünde de 0.6 sn'nin üzerindedir. Oluşan hasar sonuç haritayı destekler niteliktedir.

Kemalpaşa mahallesi sonuç haritada, 1.derecede tehlikeli bölgede yer almaktadır. Toplam 4 hasarlı bina rapor edilmiştir. Mahalleye hakim, genelde kil, silt ve kum düzeylerinden oluşan birim yeraltı suyu etkisine bağlı olarak sert, orta sert ve orta sıkılıktadır. Değişik dane boylarının dağılımı yakın aralıklarla değişmektedir. Yeraltı su derinliği sık ve sıvılaşma potansiyeli yüksektir. V_s hız dağılımı 90-300 m/sn, yer baskın titreşim peryodu ise 0.4-0.6 sn arasında değişmektedir. Oluşan hasar sonuç haritayı destekler niteliktedir.

Kozluk mahallesi sonuç haritada, 2, 3 ve 4. derecede tehlike bölgelerinde yer almaktadır. Toplam 84 hasarlı bina rapor edilmiştir. Mahallenin güneyi genç

ökellerden oluşmaktadır. Kuzeyi ise alt seviyeler çakıltaşı, üst seviyelerde yer yer şeyl ara katkılı kumtaşı litolojilerinden oluşur. Mahallenin kuzeyinde yüksek eğimli alanlar bulunmaktadır. Mahallenin güneyinde V_s hızı düşük ve yer altı su derinliği 2-4 m civarındadır, baskın peryod ise 0.3-0.6 sn arasındadır. Oluşan hasar mahallenin güneyinde sonuç haritayı destekler niteliktedir.

Körfez mahallesi sonuç haritada, 1.derecede tehlikeli bölgede yer almaktadır. 56 hasarlı bina, 6'da enkaz rapor edilmiştir. Zemin bina etkileşiminin en yoğun yaşandığı mahallelerden biridir. V_s hızı 300 m/sn'den düşüktür. Yer altı su derinliği 0-4m arasında değişmektedir. Litolojiyi oluşturan çökeller, yüzeyden itibaren 1-3 m katı kil, 3-5m yumuşak kil ve daha derinde siltli kum bulunmaktadır. Mahallenin bazı bölümleri için sıvılaşma riski vardır. Yer baskın titreşim peryodu 0.6 sn'dir. Oluşan hasar sonuç haritayı destekler niteliktedir.

Körfez Sanayi Sitesi Bölgesi, sonuç haritada 1.derecede tehlikeli bölgede yer almaktadır. 13 hasarlı bina rapor edilmiştir. V_s hızı 300 m/sn'den düşüktür. Yer baskın titreşim peryodu 0.6 sn'dir. Yer altı su derinliği 0-4m arasında değişmektedir. Litolojiyi oluşturan çökeller, yüzeyden itibaren 1-3 m katı kil, 3-35m yumuşak kil ve daha derinde siltli kum bulunmaktadır (Coruk ve diğ., 2001). Mahallenin bir bölümünde kritik sıvılaşma riski bulunmaktadır. Bölgede yapılaşmanın 1-2 katlı oluşu daha büyük hasarları engellemiştir. Oluşan hasar sonuç haritayı destekler niteliktedir.

Serdar mahallesi sonuç haritada, 2, 3 ve 4. derecede tehlikeli bölgede yer almaktadır. 29 hasarlı bina rapor edilmiştir. Oldukça geniş bir alanı kaplayan bir mahalledir. Güneyi genç çökellerden oluşmaktadır. Yeraltı su derinliği güneyde kuzeye göre daha sıgıdır ve güneyde sıvılaşma riski vardır. Güneyde V_s , 300 m/sn'den küçük, kuzeyde ise 300-600 m/sn arasında değişmektedir. Mahallenin kuzeyinde ise alt seviyeler çakıltaşı, üst seviyeler yer yer şeyl ara katkılı kumtaşı litolojilerinden oluşmaktadır. Kuzeyde yüksek eğimli alanlar bulunmakta ve bu alanlar kuzey güney yönlü kesilen süreksizlikler boyunca açılan yer yer derin kazılmış vadi yamaçlarından oluşmaktadır. Bu durumun hasarın artmasına sebep olduğu düşünülmektedir. Kuzeyde yapılaşma açısından oldukça iyi olduğu düşünülen

alanlarda hasar görülmesi ilginçtir. Güneyde ise oluşan hasar sonuç haritayı destekler niteliktedir.

Şirintepe mahallesi, sonuç haritada 1 ve 2. derecede tehlikeli bölgede yer almaktadır. 44 hasarlı bina rapor edilmiştir. Mahalleye ait birim genelde tutturulmamış gevşek kum düzeylerinden oluşmasına karşın yer yer kil ve silt ara düzeyleri içerir. Yer altı su derinliği 0-4 m arasında değişmektedir. Yer yer sıvılaşma potansiyeli yüksektir. V_s hızı 300 m/sn'den azdır. Yer baskın periyodu 0.4-0.6 sn arasındadır. Zemin-bina etkileşimi açısından dikkate alınması gerekli bir yerleşim alanıdır. Mahallenin güneyinde eğim yoktur, kuzeyinde de eğim 15 dereceden azdır. Bu mahallede oluşan hasar sonuç haritayı destekler niteliktedir.

Tepecik mahallesi, sonuç haritada 1, 2 ve 3. derecede tehlikeli bölgede yer almaktadır. Toplam 12 hasarlı bina rapor edilmiştir. Hasarlı binalardan 10 tanesi 1. derecede tehlikeli bölgeye denk düşmektedir. 2 tanesi ise 3. derecede tehlikeli bölgeye denk düşmektedir. Yer altı su derinliği 0-4 m arasında değişmektedir. Yer baskın periyodu 0.4-0.6 sn arasındadır. Mahallenin tamamı sıvılaşma riski altındadır. V_s hızı 300 m/sn'den azdır. Oluşan hasar sonuç haritayı destekler niteliktedir.

Topçular mahallesi çalışma alanının tam ortasında, sonuç haritanın 3 ve 4. derecede tehlikeli bölgelerine denk düşmektedir. Toplam 35 hasarlı bina rapor edilmiştir. Bu binaların büyük bir bölümü de ağır hasarlıdır. Mahallede topografik eğim 15-25 derece arasında değişmekte ve yer yer 25 derecenin üzerine çıkmaktadır. V_s hızı 300-600 m/sn arasındadır. Yer baskın periyodu 0.3 sn'den az, yer yer 0.3-0.45 ve yer yer 0.45-0.6 arasında değişmektedir. Mahalle, kuzey güney yönlü süreksizlikler boyunca kesilen, yer yer derin kazılmış vadi yamaçlarına kurulmuştur. Sığ denizel ortamda çökelmiş birimleri içermektedir. Hasarın sebebinin büyük ölçüde kuzey güney yönlü süreksizliklere bağlı olduğu düşünülmektedir. Oluşan hasar sonuç haritayı destekler nitelikte değildir.

Veliahmet mahallesinin büyük bölümü, sonuç haritada 3. derecede tehlikeli bölgede, bir bölümünde 4. derecede tehlikeli bölgede yer almaktadır. Toplam 30 hasarlı bina rapor edilmiştir ve bu binaların 12 tanesi ağır hasarlıdır. Mahalle, Topçular mahallesi

ile benzer nitelikte sismik tehlike etkilerine sahiptir. Topografik eğim 15-25 derece arasında değişmekte ve yer yer 25 derecenin üzerine çıkmaktadır. Yer baskın peryodu 0.3 sn'den az, yer yer 0.3-0.45 sn ve yer yer 0.45-0.6 sn arasında değişmektedir. Topçular mahallesinden farklı olarak bu mahallede V_s hızı 300 m/sn'nin altındadır. Mahalle, kuzey güney yönlü süreksizlikler boyunca kesilen, yer yer derin kazılmış vadi yamaçlarına kurulmuştur. Sığ denizel ortamda çökelmiş birimleri içermektedir. Hasarın sebebinin büyük ölçüde kuzey güney yönlü süreksizliklere bağlı olduğu düşünülmektedir. Oluşan hasar sonuç haritayı destekler nitelikte değildir.

Yeni mahalle sonuç haritanın, 1. ve 2. derecede tehlike bölgesinde yer almaktadır. Çok az bir bölümü de 3. derecede tehlikeli bölgededir. Toplam 67 hasarlı bina rapor edilmiştir. Mahallede 3 farklı jeolojik formasyondan söz edilebilir. Buna göre mahallenin batısı, genelde tutturulmamış gevşek kum düzeylerinden oluşmakta ve yer yer kil ve silt ara düzeyleri içerir. Mahallenin ortasına genç çökeller hakimdir ve kil silt, kum düzeylerinden oluşan birimleri içermektedir. Mahallenin doğusu ise diğer bölümüne göre daha iyi zemin özellikleri göstermesine rağmen yer yer süreksizlikler boyunca kesilen, derin kazılmış vadi yamaçlarından oluşmaktadır. Her bölümde de hasara rastlanmıştır. Büyük bölümü kıyı şeridinde yer alan mahallede yer altı su seviyesi 0-4 m arasında değişmektedir. V_s hızı 300-600 m/sn arasında değişmektedir. Yer baskın peryodu mahallenin büyük bölümünde 0.6 sn'nin üzerindedir. Oluşan hasar sonuç haritayı destekler niteliktedir.

Yenidoğan mahallesi sonuç haritanın 2, 3 ve 4.derecede tehlike bölgesinde yer almaktadır. Toplam 62 hasarlı bina rapor edilmiştir. Hasarın büyük çoğunluğu 2. derecede tehlike bölgesinde oluşmuştur. Litolojiye genç çökeller hakimdir ve kil silt, kum düzeylerinden oluşan birimleri içermektedir. Yer altı su seviyesi 2-4 m arasında değişmektedir. V_s hızı 300-600 m/sn arasında değişmektedir. Yer baskın peryodu mahallenin büyük bölümünde 0.4-0.6 sn arasındadır. Oluşan hasar sonuç haritayı destekler niteliktedir.

Zabitan mahallesi, 3. ve 4. derecede tehlikeli bölgede yer almaktadır. 7 hasarlı bina rapor edilmiştir. Topografik eğim 15-25 derece arasında değişmektedir. V_s hızı 300

m/sn'nin altındadır. Yer baskın periyodu 0.3-0.45 sn arasında yer yer 0.3 sn'nin altına düşmektedir. Mahalle, kuzey güney yönlü süreksizlikler boyunca kesilen, yer yer derin kazılmış vadi yamaçlarına kurulmuştur. Sığ denizel ortamda çökelmiş birimleri içermektedir. Hasarın sebebinin büyük ölçüde kuzey güney yönlü süreksizliklere bağlı olduğu düşünülmektedir. Oluşan hasar sonuç haritayı destekler nitelikte değildir.

İzmit yerleşim alanı olarak adlandırdığımız alanda Bekirpaşa Belediyesi, 17 Ağustos 1999 Depreminde oluşan hasarı mahallelere göre ayırmamıştır. Bekirpaşa sınırlarında toplam 98 bina hasarlı olarak rapor edilmiştir. Hasarlı binalar, sonuç haritada 3 ve 4. derecede tehlikeli alanlarda yer almaktadır. Litolojiye genç çökeller hakimdir ve kil, silt, kum düzeylerinden oluşan birimleri içermektedir. Yer altı su seviyesi 2-4 m arasında değişmektedir. Yer baskın titreşim periyodu 0.4-0.6 sn diğer bölümündede 300-600 m/sn arasındadır. Mahallede oluşan hasar sonuçları destekler niteliktedir.

Çok sayıda sismik tehlike etkisinin birlikte değerlendirilmesi ile elde edilen sonuç haritaların gözlemsel değerler ile karşılaştırılması, sonuçların gerçeğe uygunluğunun yüksek olduğunu göstermektedir. Ancak hasar yapıcı potansiyelin oluşmasında sonuç haritada kullanılan yerel ve noktasal zemin etkilerinin yanında, binaların yapı tasarımlarına uygunluk, kullanılan malzemenin kalitesi çok önemlidir. Bazı mahallelerde uyumsuzluk dikkati çekmiştir. Hasar ve sonuç harita için yapılan tüm yorumlar sadece sismik tehlike etkileri ile ilgili değildir. Binaların yapı tasarımları, kullanılan malzemenin kalitesi ve işçilik son derece önemlidir. Ayrıca zemin ortamının statik ve dinamik yüklere karşı davranışı bir değildir. Bu duruma birde binanın depremde kazanacağı dinamik etki eklendiğinde, hasar olasılığı artacağı unutulmamalıdır.

Tez çalışması kapsamında oluşturulan sonuç haritalar, Doğu Marmara Bölgesi, Kocaeli İl sınırları ve İzmit yerleşim alanında yeni yerleşim ve arazi kullanım alanlarının planlanması, sismik tehlikeye karşı alınacak önlemler ve buna bağlı olarak sismik riskin azaltılmasında katkı sağlayacaktır. Sonuç mikrobölgeleme haritası ve bu haritanın oluşturulmasında kullanılan sismik tehlike etki haritaları ile

ölçeğe ve ulaşılabilen veri sayısına bağlı olarak, hangi alanın ne düzeyde bir sismik tehlike etkisine maruz kalacağı konusunda bilgiler üretilmiştir. Bu anlamda çalışma afet yönetiminin de ilksel aşamasını oluşturmaktadır. Çalışmada oluşturulan her bir harita ve veritabanları sayısaldır. Böylece kolayca güncellenebilir. Sonradan eklenecek her bilgi mikrobölgeleme haritalarının güvenilirliğini, yerleşim alanı ve arazi kullanımında etkisini artıracaktır.

17 Ağustos 1999 Kocaeli ve 12 Kasım 1999 Düzce depremleri, yerleşim alanları oluştururken bölgesel ölçekte sismik tehlike etkilerini hesaba katarak, planlama yapılması gerekliliğini bir kez daha kanıtlamıştır. Depremlerin bedelleri gerek Marmara Bölgesi gerekse tüm ülkemiz açısından ağır ödenmiştir. Zamanı geri döndüremeyiz ancak yaralarımızı sarabilir ve ders alabiliriz. Ülkemiz genelinde sismik mikrobölgeleme haritalarını dikkate alacak her tür planlama, gelecek kuşakları kurtarmamızı sağlayacak ve bizi daha iyi bir Türkiye'ye götürecektir.

KAYNAKLAR

1. ABRAHAMSON, N.A., and SHEDLOCK, M.K., 1997. Overview, Seismological Research Letters, Vol. 68, No. 1, pp. 9-23.
2. ABRAHAMSON, N.A., and SILVA, W.J. 1997. Seismological Research Letters, Vol. 68, No. 1, pp.94-127.
3. AGI, 1991. GIS Dictionary, Association for Geographical Information Standards Committee Publication, London.
4. AKI, K. and RICHARDS, P.G. 1980. Quantitative Seismology: Theory and Methods, W.H. Freeman, Vol.1 and 2, San Francisco, California.
5. AKI, K. 1988. Local Site Effects on Strong Ground Motion, Proceedings of the ASCE Conference on Earthquake Engineering and Soil Dynamics II, pp.103-155, Rolla, Missouri.
6. ALTINLI, İ.E., 1968. Kocaeli Yarımadası'nın Jeolojisi. M.T.A Ens. Raporu, No:3249 (Yayınlanmamış), Ankara.
7. AMBRASEYS, N. N., SIMPSON, K.A., and BOMMER J. J., 1996. Prediction of Horizontal Response Spectra in Europe. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 25. No. 4, pp. 371-400.
8. AMBRASEYS, N.N., and JACKSON. J., 2000. Seismicity of the Sea of Marmara (Turkey) since 1500, Geophys. J. Int., 141, F1-F6.
9. AMBRASEYS, N. N., SMITH, P., BERARDI, R., RINALDIS, D., COTTON, F., and BERGE, C., 2000. Dissemination of European Strong Motion Data. CD-ROM Collection. European Commission, Directorate-General XII, Environmental and Climate Programme, ENV4-CT97-0397, Brussels, Belgium.
10. AMBRASEYS, N. N., 2002. The seismic activity of the Marmara Sea Region over the last 2000 years, Bull. Seism. Soc. Am., 92, 1-18.
11. AMBRASEYS, N. N., SMIT, P., DOUGLAS, J., MARGARIS, B., SIGBJÖRNSSON, R., OLAFSON, S., SUHADOLC, P., and COSTA, G., 2004. Internet Site for European Strong Motion Data, Bollettino Di Geofisica Ed Applicata, Vol. 45, pp.113-129.
12. ANTENUCCI, J. C., BROWN, K., CROSWELL, P. L., KEVANY, M. J., and ARCHER, H. 1991. Geographic Information Systems: A Guide to the Technology. Van Nostrand Reinhold, New York.

13. APPLIED TECHNOLOGY COUNCIL (ATC), 1985. Earthquake Damage Evaluation for California, ATC-13. Redwood City, California.
14. ARMIJO, R., MEYER, B., NAVARRO, S., KING, G., and BARKA, A., 2002. Asymmetric Slip Partitioning in the Sea of Marmara Pull-Apart: A Clue to Propagation Processes of the North Anatolian Fault, TerraNova, Vol 14, pp. 80-86.
15. AŞÇI, M., ÖZÇEP, F., ERHAN, A., YAS, T., and ALPASLAN, N., Liquefaction Potantial of İzmit-Saraybahçe Soils, The 16th International Geophysical Congres and Exhibition of Turkey, pp. 278-281, Ankara.
16. ATKINSOND, G. M., and BOORE, D. M. 1997. Some Comparisons Between Recent Ground Motion Relations, Seismological Research Letters, Vol. 68, No. 1, pp.24-40.
17. BARKA, A. and K. KADINSKY-CADE, 1988. Strike slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, Tectonophysics, 7, 663-684.
18. BARIŞ, Ş., NAKAJIMA, J., HASEGAWA, A., HONKURA, Y., ITO, A., and ÜÇER, B. S., 2005. Three-dimensional structure of V_p , V_s and V_p/V_s in the upper crust of the Marmara Region, NW Turkey, Vol. 57, pp. 1019-1038.
19. BAYKAL, E., 1943. Şile Bölgesinin Jeolojisi. İ.Ü. Fen Fak, No.3, İstanbul
20. BENDER, B.K, and PERKINS, D.M., 1987. SEISRISK III: A computer program for seismic hazard estimation, United States Geological Survey Bulletin 1772, 1-23.
21. BENIAWSKI, Z.T. 1973. Engineering Classification of Jointed Rock Masses, Trans. S. Aft. Inst. Civ. Eng., Vol.15, pp.335-344.
22. BİLGİN, T., 1996. Genel Kartografya I, Filiz Kitapevi, İstanbul.
23. 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.
24. BOORE, D.M., 1983. Stochastic simulation of high-frequency ground motion based on seismological models of the radiated spectra. Bull. Seism. Soc. Am 73, 1865-1984.
25. BORCHERDT, R.D. and GIBBS, J.F. 1976. Effect 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, pp. 209-215.

26. BRUNE, J.N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75 pp. 4997-5009.
27. BRUNE, J.N., 1971. Correction, *Journal of Geophysical Research*, Vol.76, pp.5002.
28. CAMPELL, K. W., 1981. Near source attenuation of peak horizontal acceleration, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 2039-2070.
29. CAMPELL, K. W., 1985. Strong motion attenuation relations: a ten year perspective, *Earthquake Spectra*,1, 759-803.
30. CAMPELL, 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, *Seismological Research Letters*, Vol. 68, No. 1, pp.154-179.
31. CLARKE, K.C., 1999. *Getting Started With Geographic Information Systems*, Prentice-Hall, Inc., NJ, ABD.
32. COMMNIKAKIS, P.E., and PAPAACHOS, B.C., 1978. A Catalogue of Earthquakes in the Mediterranean and the Surrounding Area For the Period 1901-1975, Thessaloniki, Greece.
33. CONVERSE, A., and BRADY, A.G., 1992. BAP: Basic Strong-Motion Accelerogram Processing Software, Version 1.0, United States Department of the Interior Geological Survey Open-File Report 92-296A.
34. CORUK, Ö., KARAKAŞ, A., ÖZER, C., ve MERT, E. 2001. İzmit ve Yakın Dolayının Mühendislik Jeolojisi Haritalarının Coğrafi Bilgi Sistemi İle Üretilmesi, KOU Araştırma Fonu Projesi, 1999-19.
35. COSMOS, 2000. Consortium of Organizations for Strong Motion Observation Systems. <http://db.cosmos-eq.org/scripts/earthquakes.plx>.
36. CROUSE, C.B., and HUSHMAND, B. 1989. Soil Structure Interaction at CDMG and USGS accelerograph stations, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.79, No.2, pp.201-236.
37. ÇAKIR, Ş., 2000. Demirciler- Sadıklar- Gündoğdu-Tütünçiflik (Kocaeli) Bölgesinin Jeolojisi, (Doktora Tezi), Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
38. ÇELEBİ, M., AKKAR, S., GÜLERCE, U., ŞANLI, A., BUNDOCK, H., and SALKIN, A., 2001. Main Shock And Aftershock Records of the 1999 İzmit & Düzce, Turkey Earthquakes USGS/OFDA Project, Project No. 1-7460-3170.

39. DOUGLAS, J., 2001. A Comprehensive worldwide summary of strong-motion attenuation relation ships for peak ground acceleration and spectral ordinates (1969-2000), Imperial College of Science, Technology and Medicine Civil Engineering Department, ESEE Report No. 01-1, London.
40. EPRI, 1986. Seismic Hazard Methodology for the Central and Eastern United States, EPRI Report NP-4726, Vols. 1-3, Rev.1.
41. ERDİK, M., DOYURAN, V., GÜLKAN, P., ve AKKAŞ, N., 1985. Türkiye'de Deprem Tehlikesinin İstatistiki Açıdan Değerlendirilmesi, ODTÜ Deprem Mühendisliği Araştırma Merkezi, 116, Ankara.
42. ERDİK, M., ANSAL, A., AYDINOĞLU, N., BARKA, A., IŞIKARA, A.M., YÜZÜGÜLLÜ, Ö., AVCI, J., ÖZEL, O., BİRO, Y., ve BİRGÖREN, G., 2000. İzmir Deprem Senaryosu ve Master Planı, İzmir Büyükşehir Belediyesi ve Kandilli Rasathanesi Araştırma Projesi.
43. ESRI, 1994. Inc., Getting Started with ARC/INFO, Redlands California, ABD.
44. ESRI, 1997. Arc View Version 3.2, Esri Pres, Redlands California, ABD.
45. ESRI, 2000. Arc Map Version 8.2, Esri Pres, Redlands California, ABD.
46. EUROCODE 8, 1994. Design Provisions for Earthquake Resistance of Structures, European Committee for Standardization, rue de Stassart, 36, B-1050, Brussels.
47. FEDERAL INTERAGENCY COORDINATING COMMITTEE (FICC) TECHNOLOGY WORKING GROUP, 1988. A Process for Evaluating Geographic Information Systems, Technical Report-I, Open File Report 88-105, United States Geological Survey, Washington, DC.
48. FROST, J., CHAMEAU, J., and LUNA, R., 1992. Geographic Information Systems in Earthquake Hazard Analyses. Proceedings of the ASCE Specialty Conference on Computing in Civil Engineering, Dallas, Texas, pp. 452-459.
49. GUTENBERG, B. and RICHTER, C.F., 1944. Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration, Bull. Seism. Soc. Am., 32.
50. GÜLKAN, P., and YÜCEMEN, M.S., 1975. A Seismic Risk Study of İzmir, Proc. Fifth European Conference on Earthquake Engineering, Vol. 2, İstanbul-Turkey.
51. GÜLKAN, P., KOÇYİĞİT, A., YÜCEMEN, M.S., DOYURAN, V., ve BAŞÖZ, N. 1993. En Son Verilere Göre Hazırlanan Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası, Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Proje No. 92-03-03-18.

52. GÜRPINAR, A., 1977. Deprem Mühendisliğine Giriş, T.C. İmar ve İskan Bakanlığı Deprem Araştırma Enstitüsü Başkanlığı, Ankara.
53. HANKS, T.C., and KANAMORI, H. 1979. A Moment Magnitude Scale, Journal of Geophysical Research, Vol.84, pp. 2348-2350.
54. HANKS, T.C., and McGUIRE, R.K., 1981. The character of high-frequency strong ground motion, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 71, pp. 2071-2095.
55. HANKS, T.C. 1982. f_{max} , Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.72, pp. 1867-1879.
56. HARTZELL, S. and SPUDIC, P.A., 1985. Time histories of ground motion. In J.I. Ziony ed. Evaluating Earthquake Hazards in the Los Angeles Region-AnEarth-Science Perspective. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1360, 430-434.
57. HUDSON, D.E., 1979. Reading and Interpreting Strong Motion Accelerograms, Earthquake Engineering Research Institute, pp.112, Berkeley, California.
58. INTERGRAPH A.Ş., 2000. Intergraph GIS Ürünlerine Genel Bakış.
59. INTERNATIONAL SEISMOLOGICAL CENTRE CATALOGUE, 1998. ISC Catalogue Data 1964-1995, Pipers Lane, Thatcham, Berkshire, U.K. RG19 4NS.Cd-Rom.
60. INTERNATIONAL SOCIETY FOR SOIL MECHANICS AND FOUNDATION ENGINEERING (ISSMFE), 1993. Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards, Japanese Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering, pp.3.
61. IRMAK, T. S., ve ÖZER, M. F., 2000. 17 Ağustos 1999 Kocaeli ve 12 Kasım 1999 Düzce Depremleri, Doğu Marmara Depremleri ve Jeofizik Toplantısı, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, İzmit.
62. IŞIKARA, A.M. and ÜÇER, S.B., 1986. Seismicity and Seismic Hazard Project Report on Feasibility Study and Preliminary Designs of Bosphorus Railroad Tunnel and İstanbul Metro System, B.Ü. Kandilli Obs. And E.R.I., İstanbul-Turkey, pp:139.
63. IWAN, W.D., and MOSER, M.A., 1985. Some observations on Strong-Motion Earthquake Measurement Using aDigital Accelerograph, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 75, No. 5. pp. 1225-1246.

64. IWASAKI, T., ARAKAWA, T., and TOKIDA, K.I, 1984. Simplified Procedures for Assessing Soil Liquefaction During Earthquakes, Journal of Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Elsevier Science Ltd., Vol, 3, No. 1, pp. 49-58.
65. İZMİT BÜYÜKŞEHİR BELEDİYESİ, 2000. Saraybahçe ve Bekirpaşa Belediye Sınırları Jeolojik ve Geoteknik Etüd Raporu.
66. JOYNER W.B. and BOORE, D.M., 1988. Measurement, characterisation, and prediction of strong ground motion, Proc. Of Earthquake Engineering and Soil Dynamics II GT Div/ASCE, Utah, 43-102.
67. JUANG, C.H., and ELTON, D.J. 1991. Use of Fuzzy Sets for Liquefaction Susceptibility Zonation, Proceedings of the Fourth International Conference on Seismic Zonation, Vol.2, pp. 629-636, Stanford, California.
68. KAGAMI, H., OKADA, S, SHIONO, K., ONER, M., DRAVINSKY, M., and MAL, A. K. 1986. Observation of 1 – to 5 Second Microtremors and Their Application to Earthquake Engineering. Part III. Two.
69. KALLBERG, K.T., 1969. Seismic Risk of Southern California, M.I.T., Department of Civil Engineering, Research Report, pp:69.
70. KANAMORI, H. 1977. The Energy Release in Great Earthquakes, Journal of Geophysical Research, Vol.82, pp.2981-2987.
71. KARABULUT, H, BOUIN. M., BOUCHON, M., DIETRICH, M., CORNOU, C., and AKTAR, M., 2002. The seismicity in the Eastern Marmara Sea after the 17 August 1999 Izmit earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.92, No. 1, pp.387-393.
72. KETİN, İ., 1948. Über die tektonisch-mechanischen. Flgerungen aus den grossen Anatolischen Erdbeben des Letzten Dezenniums, Geol. Rundschau, Vol.36, pp.66-83.
73. KETİN, İ., GÜMÜŞ, A. 1963. Sinop-Ayancık arasında III. Bölgeye dahil sahaların jeolojisi, T.P.A.O. Rapor No: 288 (yayınlanmamış), Ankara.
74. KING, S.A., and KREMIDJIAN, A.S., 1994. Regional Seismic Hazard and Risk Analysis Through Geographic Information Systems, The John A.Blume Earthquake Engineering Center, Report No. 111.
75. KREMIDJIAN, A.S., 1984. Reliability of Structures Subjected to Differential Fault Slip, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol.12, pp.603-618.

76. KREMIDJIAN, A.S., KING, S.A., SUGITO, M., and SHAH, H.C., 1991. Simple Site Dependent Ground Motion Parameters for the San Francisco Bay Region. The John A. Blume Earthquake Engineering Center. Report No. 97, Department of Civil Engineering, Stanford University, Stanford, California.
77. KOÇYİĞİT, A., 2002. Exursion Guide. 1st International Symposium of Istanbul Technical University, the Faculty of Mines on Earth Sciences and Engineering, 16 - 18 May, İstanbul-Turkey.
78. KOÇAK, E., 1984. Harita Projeksiyonları, KÜ yayın no. 24, Trabzon.
79. KOMUT, T. and IKEDA, Y., 1999. 17/08/1999 Kocaeli Depremi Yüzey Kırığının Arazi İncelemesi, ATAG-3 Bildiri özetleri kitabı.
80. KORTE, G.B., 1997. The GIS Book, On Word Pres, Santa Fe, ABD.
81. KRAMER, L.S., 1996. Geotechnical Earthquake Engineering, Printice-Hall International Series in Civil Engineering and Earthquake Mechanics, Upper Saddle River, New Jersey.
82. LE PICHON, X., 1996. Anadolu Akdeniz'e mi düşüyor? Cumhuriyet-Bilim Teknik, No. 471, 6-7.
83. LE PICHON, X., ŞENGÖR, A. M. C., DEMİRBAĞ, E., RANGİN, C., İMREN, C., ARMIJO, R., GÖRÜR, N., ÇAĞATAY, N., MERCIER de LEPINAY, B., MEYER, B., SAATÇILAR, R., and TOK, B., 2001. The active main Marmara Fault, EPSL, 192, 595-616.
84. LIU, K. S., 1999. Attenuation relationships for strong ground motion in Taiwan, Ph.D. Dissertation, Institute of Geophysics, National Center University, Chung-Li, Taiwan, 240.
85. LOMNITZ, C., and EPSTEIN, B., 1966. A Model for Occurrences of Large Earthquakes, Nature, 211.
86. LOMNITZ, C., 1974. Global Tectonics and Earthquake Risk, Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam-London-Newyork.
87. LOMNITZ, C., and ROSENBLUETH, E., 1974. Seismic Risk and Engineering Decisions, Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam – Oxford-New York.
88. McGUIRE, R.K., and ARABASZ, W.J., 1990. An Introduction to probabilistic Seismic Hazard Analysis, In S.H. Ward, ed. Geotechnical and Environmental Geophysics, Society of Exploration Geophysicists. Vol.1, pp.333-353.
89. McKENZIE, D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. geophys. Journal of Royal Astronomical Society. 30, 109-185.

90. MERZ, H.A. and CORNELL, C.A., 1973. Aftershocks in Engineering Seismic Risk Analysis, M.I.T., Department of Civil Engineering Risk Analysis Based on a Quadratic Magnitude-Frequency Law, Bull. Seism. Soc. Am., 58, 1583-1606.
91. MIDORIKAWA, S., 1987. Prediction of seismic Map in Kanto Plain due to Hypothetical Earthquake, Journal of Structural Dynamics, 33B, pp.43-48.
92. MILNE, V.G. and DAVENPORT, A.G., 1965. Statistical Parameters Applied to Seismic Regionalization, Proc. Third World Conference on Earthquake Engineering, New Zealand.
93. NAKAMURA, Y., 1989. A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface, Quarterly Reports of the Railway Technical Research Institute, Tokyo, pp: 25-33.
94. NATIONAL EARTHQUAKE HAZARDS REDUCTION PROGRAM (NEHRP), 1993. Building for the future, Fiscal Years 1991-1992 Report to Congress, Washington , D.C., 123 pp.
95. NIGAM, N.C., and JENNINGS, P.C., 1968. Digital Calculation of Response Spectra From Strong Motion Earthquake Records, A Report on Research Conducted Under a Grant from the National Science Foundation, Pasadena, California.
96. NUTTLI, O. W. and HERMANN, R. B., 1984. Ground motion of Mississippi Valley earthquakes. Journal of Technical Topics in Civil Engineering. American Society of Civil Engineers, 110, 54-69.
97. OKAY, A., DEMİRBAĞ, E., KURT, H., OKAY, N., and KUŞÇU, İ., 1999. An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian fault in Turkey, Tectonics, Vol. 18, No. 1, pp. 129-147.
98. ÖRGÜLÜ, G., and AKTAR, M., 2001. Regional Moment Tensor Inversion for Strong Aftershocks of the August 17, 1999 Izmit Earthquake (Mw=7.4), Geophys. Res. Lett., Vol. 28, N:2, pp. 371-374.
99. ÖZALAYBEY, S., ERGİN, M., AKTAR, M., TAPIRDAMAZ, C., BİÇMEN, F., and YÖRÜK, A., 2002. The 1999 İzmit Earthquake Sequence in Turkey: Seismological and Tectonic Aspects, Bull. Seism. Soc. Am., 92, 376-386.
100. ÖZER M.F., KENAR, Ö., ALEXANDER, S., CORUK, Ö., AŞÇI, M., ULUTAŞ, E., KARAKAŞ, A., ÇETİNOL, T., IRMAK, T.S., TUNÇ, B., GÜVEN, İ.T., ÇAKIR, R., SERTÇELİK, F., MERT, E., and ÇAKA, D., 2005. İzmit ve Civarının Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) Tabanlı Sismik Mikrobölgelemesi, TÜBİTAK Proje Raporu, No: YDABÇAG-100Y-064.

101. PAPAGEORGIOU, A.S., and AKI, K., 1983. A Specific Barrier for the Quantitative Description of Inhomogeneous Faulting and the Prediction of Strong Ground Motion. II. Applications of the Model, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.73, pp. 953-978.
102. PERKINS, D.M., BENDER, B.K., and THENHAUS, P.C., 1988. Seismic Hazard Methodology for the Central and Eastern United States, EPRI NP-4726S-A, Vol.1-3.
103. POLAT, O., HAESSLER, H., CISTERNAS, A., PHILIP, H., EYİDOĞAN, H., AKTAR, M., FROGNEUX, M., COMTE, D., and GÜRBÜZ, C., 2002. The İzmit (Kocaeli), Turkey earthquake of 17 August 1999: Previous seismicity, aftershocks, and seismotectonics, Bull. Seism. Soc. Am., 92, 361-375.
104. REID, H.F., 1911. The elastic-rebound theory of earthquakes, Univ. Calif. Dept. Geol. Bull. 6. 413-444.
105. REITER, L., 1990. Earthquake hazard analysis: issues and insights, Colombia University Press, pp. 119-120.
106. ROSENBLUETH, E., 1964. Probabilistic Design to Resist Earthquakes, Jour. Of Eng. Mech. Div., ASCE, Vol.90, No.EM5.
107. ROSENBLUETH, E. and ESTEVA, L., 1966. On Seismicity. Seminar on Applications of Statistics to Structural Mechanics.
108. SEED, H.B., and IDRISS, I.M., 1971. Simplified Procedure for Evaluating Liquefaction Potential, ASCE Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division, Vol.9, pp. 1249-1273.
109. SEED, H.B., 1976. Evaluation of Soil Liquefaction Effects on Level Ground During Earthquakes , ASCE Speciality Session, Liquefaction Problems in Geotechnical Engineering, Reprint 2752, ASCE National Convention, September/October, pp. 1-105.
110. SEED, H.B., UGAS, C., and LYSMER, J., 1976. Site-Dependent Spectra for Earthquake Resistant Design, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 66, No. 1, pp. 221-243.
111. SHAH, H.C., MORTGAT, C.P., KREMIDJIAN, A. and ZSUTTY, T.C., A., 1975. Study of Seismic Risk for Nicaragua, Part I, The John A. Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University.
112. SHLIEN, S. and TOKSÖZ, M.N., 1970. Frequency-Magnitude Statistics of Earthquake Occurrence, Earthquake Notes, No. 41.
113. SHIMA, E., 1978. Seismic Microzoning map of Tokyo, Proc. Second Inter. Conf. on Microzonation, Vol. 1, pp. 433

114. SIYAHİ, B. G., and ANSAL, A., 1993. Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazard, TC4 Committee of ISSMFE, Japanese Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering, pp.55.
115. SİPAHİOĞLU, S., 1984. Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Çevresinin Deprem Etkinliğinin İncelenmesi, Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, Ankara.
116. STEIN, R., SROSS S. STEIN, R. S., BARKA, A., and DIETERICH, j. H., 1997. Geophysical Journal International, Vol. 128, pp. 594-604.
117. STEPP, J.C., 1972. Analysis of Completeness of Earthquake Sample in the Puget Sound Area and its Effect on Statistical Estimates of Earthquake Hazard, Proc. Intern. Conf. Microzonation, Seattle, pp:897-909.
118. ŞAROĞLU, F., EMRE, Ö. and KUŞÇU, İ., 1992. Türkiye diri fay haritası. MTA yayını.
119. ŞENGÖR, A.M.C., 1979. The North Anatolian Transform Fault:Its Age, Ofset and Tectonic Significance, J.Geol.Soc, Vol.136, pp.269-282, London
120. TAŞTAN, H., and BANK, E., 1994. Coğrafi Bilgi Sistemlerinde Konuma Bağlı Analizler, 1. Ulusal Coğrafi Bilgi Sistemleri Sempozyumu, Trabzon-Turkey, pp: 33-52.
121. TAYMAZ, T., JACKSON, J.A., and WESTAWAY, R., 1990. Earthquake Mechanisms in the Hellenic Trench near Crete. Geophysical Journal International-Oxford, 102, 695-731.
122. TAYMAZ, T., JACKSON, J.A. and MCKENZIE, D., 1991. Active Tectonics of the North and Central Aegean Sea. Geophysical Journal International-Oxford, 106, 433-490.
123. TAYMAZ, T. 1999a. İstanbul Depremleri: Bugünkü Durum ve Geçmişteki İki Büyük Deprem. Cumhuriyet Bilim-Teknik, No: 651 (11 Eylül 1999), p 8-11
124. TAYMAZ, T. 1999b. Türkiye'nin gerçeği: Deprem, Marmara Bölgesi'nin Aktif Tektoniği ve Ulusal Deprem Ağı ! Cumhuriyet-Bilim Teknik, No. 650.
125. SMITH, A. D., JACKSON, J. A., TAYMAZ, T., OKTAY, F., YÜCE, H., ALPAR, B., BAŞARAN, H., KARA, S., and ŞİMŞEK, M., 1995. High resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (NW Turkey): Late Quaternary tectonics and sedimentation. Bulletin of Geological Society of America, Vol. 107, No. 8, pp. 923-936.
126. T.C. BAŞBAKANLIK YÖNETİM BİLİŞİM SİSTEMİ MERKEZİ, 2000. Ulusal Bilgi Sistemi, Ankara.

127. TÜRKİYE DEPREM YÖNETMELİĞİ (TDY), 1998. Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında Yönetmelik, Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, 2390 Sayılı Resmi Gazete.
128. TERZAGHI, K. and PECK, R.B. 1948. Soil Mechanics in Engineering Practice, Wiley, New York.
129. TOKSÖZ, M.N., REILINGER, R.E., DOLL, C.G., BARKA, A., and YALÇIN, N., 1999. İzmit (Turkey) earthquake of 17 August 1999: First report. Seismological Research Letters, 6(6): 669-679.
130. TORO, G. R., ABRAHAMSON, N.A., and SCHNEIDER, J, F., 1997. Seismological Research Letters, Vol. 68, No. 1, pp.41.
131. TRIFUNAC, M.D., 1976. Preliminary Analysis of the Peaks of Earthquake Strong Ground Motion, Dependence of Earthquake Peaks on Earthquake Magnitude, Epicentral Distance, and Recording Site Conditions. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 66, No. 1, pp. 189-219.
132. TÜBİTAK-MAM, 1999. Kocaeli İlinde Yeni Yerleşim Alanlarının Uzaktan Algılama ve Coğrafi Bilgi Sistemi Teknolojileri İle Belirlenmesi, BTAE Uzak Teknolojileri Grubu, Gebze, Kocaeli.
133. UTKUCU, M., NALBANT, S.S., McCLOSKEY, J., STEACY, S., and ALPTEKİN, Ö., 2003. Slip Distribution and Stress Changes Associated With the 1999 November 12, Düzce(Turkey) earthquake (M_w :7.1), Geophys.J.Int., Vol.153, pp. 229-241.
134. WELLS, D.L., and COPPERSMITH, K.J., 1994. New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 84, No. 4, pp.974-1002.
135. WILSON, R., EIECZOREK, G., HARP, E. 1979. Development of Criteria for Regional Mapping of Seismic Slope Stability, Annual Meeting of the Geological Society of America.
136. WU, Y.-M., SHIN, T.-C., CHANG, C.-H., 2001. Near real-time mapping of peak ground acceleration and peak ground velocity following a strong earthquake, Bull. Seism. Soc. Am. 91, 1218-1228.
137. YAGI, Y., and KIKUCHI, M. 2000. Source rupture process of the Kocaeli, Turkey, earthquake of August 17, 1999, obtained by joint inversion of near-field data and teleseismic data, Geophysical Research Letters, Vol.27, pp.1969-1972.

138. YILMAZ, Y., GÖZÜBOL, A.M., TÜYSÜZ, O., ve YİĞİTBAŞ, E., 1981. Abant(Bolu)-Dokurcun (Sakarya) Arasında Kuzey Anadolu Fay Zonunun Kuzey ve Güneyinde Kalan Tektonik Birliklerin Jeolojik Evrimi; İstanbul Yerbilimleri, Vol 2, 231-261.
139. YOMRALIOĞLU, T., 2000. Coğrafi Bilgi Sistemleri: Temel Kavramlar ve Uygulamalar,Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Bölümü, Trabzon.
140. YOUNGS, R.R., CHIOU, S.J., SILVA, W.J., and HMPHREY, J.R. 1997. Seismological Research Letters, Vol. 68, No. 1, pp.58-72.
141. ZARE, M., and BARD, P.Y., 2002. Strong Motion dataset of Turkey:data processing and site classification, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 22, pp. 703-718.

ÖZGEÇMİŞ

03.02.1973'de Tosya'da doğdu. İlk ve orta öğrenimini Alaca, Tosya ve Daday'da, lise öğrenimini Ankara Anadolu Meteoroloji Meslek Lisesi'nde tamamladı. 1992 yılında, Yıldız Teknik Üniversitesi Kocaeli Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde Lisans öğrenimine başladı. 1996 yılında Lisans öğrenimini tamamladı ve aynı yıl Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında, Yüksek Lisans öğrenimine başladı. 1999 yılında Yüksek Mühendis ünvanı ile mezun oldu. Aynı yıl, aynı enstitüde doktora öğrenimine başladı. Çeşitli ulusal ve uluslararası proje, sempozyum ve bilimsel etkinliklerde görev aldı. AGU (American Geophysical Union) ve TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası üyesidir.

1991-1996 yıllarında Muş, İnebolu ve Cengiz Topel Meteoroloji İstasyonlarında, Meteoroloji Teknisyeni olarak görev yaptı. 1996-2000 yılları arasında Kocaeli Meteoroloji Müdürlüğünde Mühendis olarak çalıştı. 2000 yılından bugüne kadar, Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde, Araştırma Görevlisi olarak çalışmaktadır. Evli ve bir çocuk babasıdır.