

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**GERÇEK ZAMANLI ERKEN UYARI ALGORİTMALARININ
DEĞERLENDİRİLMESİ VE GELİŞTİRİLMESİ: MARMARA İÇİN DURUM
ANALİZİ**

DOKTORA TEZİ

Y. Müh. Hakan Asaf ALÇIK

**Anabilim Dalı: Jeofizik Mühendisliği
Danışman: Prof. Dr. Mithat Fırat ÖZER
Prof. Dr. Asım Oğuz ÖZEL**

KOCAELİ, 2010

**GERÇEK ZAMANLI ERKEN UYARI ALGORİTMALARININ
DEĞERLENDİRİLMESİ VE GELİŞTİRİLMESİ:
MARMARA İÇİN DURUM ANALİZİ**

DOKTORA TEZİ

Yük. Müh. Hakan Asaf ALÇIK

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 16 HAZİRAN 2010

Tezin Savunulduğu Tarih: 05 KASIM 2010

**Tez Danışmanı
Prof.Dr. Mithat Fırat ÖZER**

(.....)

Üye

Prof.Dr. Şerif BARİŞ

(.....)

Üye

Prof.Dr. Ali PINAR

(.....)

Üye

Prof.Dr. Oya ÇAKIN

(.....)

Üye

Prof.Dr. Mustafa Kemal TUNÇER

(.....)

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Tektonik levhaların sınırlarına yakın olmayan halklar için deprem, uzak ülkelerde meydana gelen ve insani yardım gerektiren bir olay olarak algılanırken, deprem kuşakları üzerinde yaşayan ülke toplumları için ise bir “ölüm-kalım” olgusunu çağırıştırır. Dolayısıyla bu bölgelerde yaşayan devletler “deprem ile mücadele” konusunda kendi imkânları çerçevesinde daha hassas olarak ilgilenmekte ve çalışmaktadırlar. Deprem konusunda çalışan bilim insanları, günümüzde sürekli gelişen elektronik ve bilgisayar teknolojilerinden de faydalanarak hasar yaratabilecek düzeyde bir depremi kendi kaynağına en yakın konum veya konumlarda, gerçek zamanda belirlenmesine ve değerlendirilmesine yönelik çalışmalara yönelmişlerdir. Bu yönelim sonucunda oluşturulan deprem erken uyarı sistemleri sayesinde de otomatik olarak yüksek gerilim hatlarındaki elektrik akımının kesilmesi, tehlike yaratabilecek önemli tesislerin faaliyetlerinin durdurulması, metro, tramvay, normal ve hızlı tren gibi toplu taşıma araçlarının durdurulması ve bunun gibi benzer birçok önemli tedbirlerin alınması mümkün olmaktadır. Burada sunduğum doktora tez çalışmamda; dünyada kullanılan en geçerli erken uyarı algoritmalarının ülkemizin hem nüfus, hem de ekonomik açıdan en önemli bölgesi olan Marmara Bölgesi için uygunluklarının değerlendirilmesine çalışılmış ve bu çalışmalar sırasında da mühendislik konusunda elde edilen yeni bir yaklaşım sunulmuştur.

“Aile, her konunun başında gelir” fikrine sahip biri olarak, öncelikle doktora süresi boyunca, beni sürekli destekleyen, kahrımı çeken bir tanecik ailem; eşim Şule, büyük kızım Hale ile küçük kızım Selin’e müteşekkirim. Her zaman yanımda olduklarını bildiğim ve sürekli desteklerinden vazgeçmeyen “Onlar olmasaydı bu tez olmazdı” diyebileceğim sevgili hocalarım ve danışmanlarım Prof. Dr. Mithat Fırat ÖZER ile Prof. Dr. Asım Oğuz ÖZEL’e şükranlarımı sunar, minnetlerimi bir borç bilirim. Yol açıcı fikirlerinden ve gösterdiği hoşgörüden ötürü Prof. Dr. Özer KENAR’a, doktora eğitimim sırasında sunduğu imkânlardan ötürü B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve D.A.E Müdürü Prof. Dr. Mustafa ERDİK’e ve B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve D.A.E Deprem Mühendisliği Anabilim Dalı Başkanı Prof. Dr. Erdal ŞAFAK’a, her zaman bilimsel desteğini benden esirgemeyen dostum Doç. Dr. Yasin M. FAHJAN’a, baş sıkışıklığına en iyi ilaç Dr. Mehmet YILMAZER’e, kendisinden çok şey öğrendiğim sevgili hocam Prof. Dr. Balamir ÜÇER’e, yardımlarından ötürü gerçek dost ve çalışma arkadaşlarım Dr. Mine Betül DEMİRCİOĞLU, Dr. Can ZÜLFİKAR, Nafiz KAFADAR ve Ahmet KORKMAZ’a gönülden çok teşekkür ederim. Ayrıca, araştırmalarım sırasında kendi konuları ile alakalı kısımlarda verdikleri katkılardan ötürü Karlsruhe Üniversitesinden Prof. Dr. Friedemann WENZEL’e ve Tayvan Ulusal Üniversitesinden Dr. Yih-Min WU’ya teşekkürlerimi sunarım. Doktora süresi boyunca yapmış oldukları yardımlarından ötürü tüm Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Bölümünde görevli akademik ve idari çalışanları ile Fen Bilimleri Enstitüsü öğrenci işlerinde görevli tüm çalışanlarına çok teşekkür ederim.

Özetle, doktora tez çalışmam sırasında bana bir nebze de olsa emeği geçen bütün herkese çok teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİLLER DİZİNİ	iii
TABLolar DİZİNİ	vii
SİMGELER	viii
ÖZET	x
İNGİLİZCE ÖZET	xi
1. GİRİŞ	1
2. MEVCUT ERKEN UYARI SİSTEMLERİ	7
2.1. Japonya	9
2.2. Meksika	11
2.3. Tayvan	13
2.4. Romanya	16
2.5. Türkiye	18
2.6. Amerika Birleşik Devletleri	20
2.7. Diğer Çalışmalar	23
3. DEPREM ERKEN UYARI YAKLAŞIMLARI VE METODLAR	26
3.1. Sismolojik Metodlar	27
3.1.1. B-Delta metodu	27
3.1.2. Tau-P-max metodu	32
3.1.2. Tau-C ve P_0 metodu	38
3.2. Mühendislik Metodlar	47
3.2.1. PGA	47
3.2.2. CAV	48
3.2.3. BCAV	50
3.2.4. Yeni yaklaşım: BCAV-W	51
4. DURUM ÇALIŞMASI: MARMARA BÖLGESİ	57
4.1. Bölgenin Önemi	57
4.2. Çalışma Alanının Tektonik Yapısı ve Depremselliği	58
4.3. Çalışmada Yararlanılan Veribankaları ve Veriler	62
4.3.1. Kyoshin Ağı	63
4.3.2. PEER veribankası	63
4.3.3. Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, İstanbul Teknik Üniversitesi ve Ankara Deprem Araştırma Dairesi verileri	66
4.4. Marmara Bölgesi'ne ait Değerlerin Elde Edilmesi	68
4.4.1. B-Delta metodu	69
4.4.2. Tau-P-max metodu	76
4.4.3. Tau-C ve P_0 metodu	90
4.4.4. BCAV-W yöntemi	103
5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	108
KAYNAKLAR	118
EKLER	128
ÖZGEÇMİŞ	129

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1: EU sistemlerinin temel bileşenleri (Alcık ve diğ., 2006).....	3
Şekil 2.1: Deprem EU sistemine sahip ülkeler (Allen ve diğ., 2009)	8
Şekil 2.2: Pasifik Ateş Çemberi (http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/dynamic.pdf) ...	8
Şekil 2.3: Japonya'da hızlı tren sistemlerinde kurulu UrEDAS ve Compact UrEDAS cihazlarının dağılımı (Ashiya, 2004).	10
Şekil 2.4: Japon Demiryollarında kullanılan deprem alarm sistemlerine ait tarihsel gelişim (Ashiya, 2004).....	11
Şekil 2.5: Meksika şehri ve EU sistemine ait cihazların konumu (Quass ve Guevara, 2006)	12
Şekil 2.6: Oaxaca şehri için kurulan EU sisteminde kullanılan sismik istasyonlar (Espinosa-Aranda ve diğ., 2009)	13
Şekil 2.7: Tayvan'ı etkileyen depremlere sebep olan sismotektonik levhalar (http://www.tulane.edu/~sanelson/geol204/eqhazards&risks.htm)	14
Şekil 2.8: Tayvan'da kurulu sismik ağlar (Wu ve diğ., 2002)	15
Şekil 2.9: Alt-ağ istasyonları (Wu ve diğ., 2002)	15
Şekil 2.10: RTD ve VSN sisteminin grafiksel tasviri (Wu ve diğ., 2004).....	16
Şekil 2.11: Romanya'nın 1990-2006 yılları arasındaki depremselliği (http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/romania/seismicity.php)	17
Şekil 2.12: Bükreş ile Vrancea Bölgesi'nde gözlenen depremlere ait P ve S dalgaları seyahat zaman farklılıkları (Wenzel ve diğ., 2003)	18
Şekil 2.13: İstanbul Deprem EU istasyonlarının konumları	19
Şekil 2.14: İstanbul Deprem EU Sistemi'nde kullanılan eşik seviyesi yönteminin grafiksel tasviri	20
Şekil 2.15: Güney Kaliforniya'da TriNet tarafından yürütülen sismik istasyonlarının konumları (Allen ve Kanamori, 2003)	22
Şekil 2.16: İtalya'daki EU sisteminin performansı için kullanılan sismik ve sanal istasyonların konumları (Zollo ve diğ., 2009)	23
Şekil 2.17: Pekin ve çevresinde kurulu sismik istasyonların konumları (Peng ve diğ., 2009).....	24
Şekil 3.1: Fonksiyon yönteminin grafiksel gösterimi (Ashiya, 2004).....	28
Şekil 3.2: Fonksiyonun başlangıç kısımlarının farklı büyüklük (M) ve dışmerkez mesafelerine (Δ) göre davranışları (Oďaka ve diğ., 2003)	29
Şekil 3.3: $y(t)=Bt \cdot \exp(-At)$ fonksiyonunun iki farklı büyüklükteki (M) depreme ait farklı dışmerkez mesafelerindeki (Δ) davranışı (Oďaka ve diğ., 2003)	30
Şekil 3.4: Dışmerkez mesafesi (Δ) ile B değerleri arasındaki ilişki (Oďaka ve diğ., 2003)	31
Şekil 3.5: (A) $3,0 \leq M \leq 5,0$ ve (B) $4,5 \leq M \leq 7,3$ depremleri kullanarak elde edilen hâkim periyot ile büyüklük (M) arasındaki ilişkiler (Allen, 2004; Allen ve Kanamori, 2003).....	33
Şekil 3.6: Hâkim periyodun hesaplanması. (A) İki farklı periyoda ve toplamalarına ait sinus dalgası. (B) Hesaplanan hâkim periyodun gösterilişi (Allen, 2008; şahsi görüşme).....	34
Şekil 3.7: Büyüklüğü (M) 3,9 olan depremin $\Delta=50$ km uzaklıktaki PDR istasyonu hız kaydı ve P fazının tespiti sonrasındaki ilk saniyede hesaplanan hâkim frekans değeri (Allen, 2004).....	35

Şekil 3.8: Büyüklüğü (M) 7,1 olan depremin $\Delta=82$ km uzaklıktaki DAN istasyonu hız kaydı ve P fazının tespiti sonrasındaki saniyelik pencereler içinde hesaplanan hâkim frekans değerleri (Allen, 2004) ...	36
Şekil 3.9: 20 Eylül 1999 Chi-Chi depreminin dışmerkezine benzer konumda oluşabilecek olası bir depreme göre hesaplanan EU zamanları (Wu ve Kanamori, 2005a).....	39
Şekil 3.10: Sato ve Hirasawa (1973)'nin kinematik kaynak modelinden elde edilen yerdeğiştirme dalgaformları (Wu ve Kanamori, 2005a)	41
Şekil 3.11: Sato ve Hirasawa modelinin yerdeğiştirme dalgaformları ile hesaplanan τ_c değerleri (Kanamori, 2005)	42
Şekil 3.12: P fazının tespitinin ardından ilk üç saniye içinde hesaplanan τ_c ve P_d 'nin 2007 Niigata Chuetsu-Oki depremine ait düşey bileşen ivme, hız ve yerdeğiştirme kayıtları üzerinde gösterimi (Wu ve Kanamori, 2008a)	43
Şekil 3.13: ARC istasyonuna ait ivme, hız, yerdeğiştirme ve τ_c çözümü (Wu, 2008; kişisel görüşme)	44
Şekil 3.14: τ_c ile moment büyüklük (M_w) arasındaki ilişki (Wu ve Kanamori, 2008a).....	45
Şekil 3.15: Üç saniyelik yerdeğiştirme genliği (P_d) ile PGV arasındaki doğrusal ilişki (Wu ve Kanamori, 2008a)	46
Şekil 3.16: CAV'nin hesaplanmasına ait grafiksel gösterim (EPRI, 1988).....	49
Şekil 3.17: Hollister (A.B.D) depremine ait bir zaman kaydı ve hesaplanan CAV grafiği (EPRI, 1988)	49
Şekil 3.18: BCAV'nin hesaplanmasına ait grafiksel gösterim (EPRI, 1991)	50
Şekil 3.19: BCAV-W'nin hesaplanmasına ait grafiksel gösterim	52
Şekil 3.20: BCAV-W16 ile dışmerkez mesafesi (Δ) arasındaki ilişki (sert zemin, $V_s>760$ m/sn) (Alcık ve diğ., 2006)	53
Şekil 3.21: BCAV-W16 ile dışmerkez mesafesi (Δ) arasındaki ilişki (yumuşak zemin, $V_s<760$ m/sn) (Alcık ve diğ., 2006)	53
Şekil 3.22: BCAV-W16 ile büyüklük (M) arasındaki ilişki (sert zemin, $V_s>760$ m/sn) (Alcık ve diğ., 2006)	54
Şekil 3.23: BCAV-W16 ile büyüklük (M) arasındaki ilişki (yumuşak zemin, $V_s<760$ m/sn) (Alcık ve diğ., 2006)	54
Şekil 3.24: Farklı pencere uzunluğu (W) ile BCAV-W/BCAV oranları arasındaki ilişki	55
Şekil 3.25: CAV, BCAV ve farklı BCAV-W'ların grafiksel görünümü	56
Şekil 4.1: Doğu Akdeniz Bölgesi'nin aktif tektonik haritası (Okay ve diğ., 2000) ..	59
Şekil 4.2: Marmara Denizi tabanının üç boyutta görünümü (Tüysüz, 2010)	59
Şekil 4.3: Marmara Bölgesi'nde son üç yüz yıldır oluşan önemli tarihi depremlerin sismotektonik kaynak alanları ve bu depremlerin ilişkili olduğu fayların konumları (Gürbüz ve diğ., 2000)	60
Şekil 4.4: Marmara Denizi'nin taban yapısı (Le Pichon ve diğ., 2001)	60
Şekil 4.5: 1975-2010 yıllarına ait 3'den büyük depremlerin, büyüklüklerine göre ölçeklenmiş dışmerkez dağılımları (B.Ü.K.R.D.A.E Ulusal Deprem İzleme Merkezi, 2010; kişisel görüşme)	62
Şekil 4.6: Tablo 4.3'de listelenen depremlerin lokasyonları	68
Şekil 4.7: 2000.07.07_00:15:30 ($M_w=4,6$) depreminin $\Delta=34$ km uzaklıktaki FAT istasyonu tarafından kaydedilmiş düşey bileşen dalga formu ve P fazı	70
Şekil 4.8: FAT istasyonu tarafından kaydedilen dalga formuna farklı zaman pencerelerinde ($t_w=1$ sn, 2 sn, 3 sn, 4 sn) fit edilen fonksiyon grafiği	71

Şekil 4.9: 1999.09.29_00:13:06 ($M_w=5,0$) depreminin $\Delta=4$ km uzaklıktaki DAR istasyonu tarafından kaydedilmiş düşey bileşen dalga formu ve P fazı	71
Şekil 4.10: DAR istasyonu tarafından kaydedilen dalga formuna farklı zaman pencerelerinde ($t_w=1$ sn, 2 sn, 3 sn, 4 sn) fit edilen fonksiyon grafiği	72
Şekil 4.11: 1999.09.13_11:55:27 ($M_w=5,9$) depreminin $\Delta=61$ km uzaklıktaki ARC istasyonu tarafından kaydedilmiş düşey bileşen dalga formu ve P fazı	72
Şekil 4.12: ARC istasyonu tarafından kaydedilen dalga formuna farklı zaman pencerelerinde ($t_w=1$ sn, 2 sn, 3 sn, 4 sn) fit edilen fonksiyon grafiği	73
Şekil 4.13: 1999.08.17_00:01:38 ($M_w=7,5$) depreminin $\Delta=16$ km uzaklıktaki YPT istasyonu tarafından kaydedilmiş düşey bileşen dalga formu ve P fazı	73
Şekil 4.14: YPT istasyonu tarafından kaydedilen dalga formuna farklı zaman pencerelerinde ($t_w=1$ sn, 2 sn, 3 sn, 4 sn) fit edilen fonksiyon grafiği	74
Şekil 4.15: 3 saniyelik zaman penceresi (t_w) ile hesaplanan farklı büyüklüklerdeki depremlere ait B değerlerinin dışmerkez mesafelerine (Δ) göre dağılımı	75
Şekil 4.16: 3 saniyelik zaman penceresi (t_w) ile hesaplanan B değerleri ile dışmerkez mesafeleri (Δ) arasındaki ilişki	76
Şekil 4.17: MATLAB rutini ile hesaplanan hâkim periyot	77
Şekil 4.18: Büyüklüğü (M) 3,9 olan depremin $\Delta=50$ km uzaklıktaki PDR istasyonu hız kaydına ait hâkim frekansın MATLAB rutini ile bulunması	77
Şekil 4.19: Büyüklüğü (M) 7,1 olan depremin $\Delta=82$ km uzaklıktaki DAN istasyonu hız kaydına ait hâkim frekansın MATLAB rutini ile hesaplanması	78
Şekil 4.20: P dalgasının başlangıcından itibaren ilk 2 saniye içinde elde edilen T_{\max}^p ile büyüklük (M) arasındaki ilişki ($\Delta \leq 100$ km, min. 2 istasyon)	80
Şekil 4.21: P dalgasının başlangıcından itibaren ilk 4 saniye içinde elde edilen T_{\max}^p ile büyüklük (M) arasındaki ilişki ($\Delta \leq 100$ km, min. 2 istasyon)	81
Şekil 4.22: Büyüklük tahmininde elde edilen standart sapma (SDV) değerleri ($3,0 \leq M \leq 5,0$)	85
Şekil 4.23: Büyüklük tahmininde elde edilen standart sapma (SDV) değerleri ($4,5 \leq M \leq 7,5$)	85
Şekil 4.24: (A) $\Delta \leq 200$ km ve min. 2 istasyon, (B) $\Delta \leq 100$ km ve min. 2 istasyon, (C) $\Delta \leq 100$ km ve min. 5 istasyon kayıtlı verilere ait hâkim periyot ile büyüklük (M) arasındaki ilişkiler	88
Şekil 4.25: (A) $\Delta \leq 200$ km ve min. 2 istasyon, (B) $\Delta \leq 100$ km ve min. 2 istasyon, (C) $\Delta \leq 100$ km ve min. 5 istasyon kayıtlı verilere ait hâkim periyot ile büyüklük (M) arasındaki ilişkiler	89
Şekil 4.26: 7 Temmuz 2000 ($M=4,6$) depremine ait ARC istasyonu tarafından kaydedilmiş ivme, hız, yerdeğiştirme kayıtları ve hesaplanan τ_c çözümü	91
Şekil 4.27: 7 Temmuz 2000 ($M=4,6$) depremine ait ARC istasyonu tarafından kaydedilmiş düşey bileşen ivme kaydı (gri renkli) ve hesaplanan τ_c çözümü (kırmızı çizgi).....	92

Şekil 4.28: τ_c - Mw ilişkisi (Alcik ve diğ., 2010a)	94
Şekil 4.29: Farklı sayıda kutup uygulanan Butterworth süzgeç kullanarak hesaplanan büyüklük (M) değerlerinden elde edilen standart sapma (SDV) değerleri	95
Şekil 4.30: Tek kutuplu Butterworth süzgeç kullanarak elde edilen büyüklük-periyot ilişkisi	97
Şekil 4.31: İki kutuplu Butterworth süzgeç kullanılarak elde edilen büyüklük-periyot ilişkisi	98
Şekil 4.32: Üç kutuplu Butterworth süzgeç kullanılarak elde edilen büyüklük-periyot ilişkisi	98
Şekil 4.33: Dört kutuplu Butterworth süzgeç kullanılarak elde edilen büyüklük-periyot ilişkisi	99
Şekil 4.34: Beş kutuplu Butterworth süzgeç kullanılarak elde edilen büyüklük-periyot ilişkisi	99
Şekil 4.35: Altı kutuplu Butterworth süzgeç kullanılarak elde edilen büyüklük-periyot ilişkisi	100
Şekil 4.36: P_d ile PGV arasındaki ilişki (Alcik ve diğ., 2010a)	101
Şekil 4.37: $(\tau_c * P_d)$ ile büyüklük (M) arasındaki ilişki (Alcik ve diğ., 2010a)	102
Şekil 4.38: Farklı dışmerkez mesafelerde (Δ), BCAF-W8'in yerel büyüklüğe (M_L) göre davranışı (Alcik ve diğ., 2009)	104
Şekil 4.39: Farklı dışmerkez mesafelerine (Δ) göre BCAF-W4 ile büyüklük (M) arasındaki ilişki (Alcik ve diğ., 2010b)	105
Şekil 4.40: Farklı dışmerkez mesafelerine (Δ) göre BCAF-W8 ile büyüklük (M) arasındaki ilişki (Alcik ve diğ., 2010b)	106
Şekil 4.41: Farklı dışmerkez mesafelerine (Δ) göre BCAF-W12 ile büyüklük (M) arasındaki ilişki (Alcik ve diğ., 2010b)	106

TABLULAR DİZİNİ

Tablo 4.1: K-NET web sayfasından temin edilen depremlere ait bilgiler.....	63
Tablo 4.2: PEER web sayfasından temin edilen depremlere ait bilgiler.....	64
Tablo 4.3: Marmara Bölgesi deprem verilerine ait bilgiler.....	67
Tablo 4.4: 340 adet düşey bileşen ivme kaydının $y(t)=Bt \cdot \exp(-At)$ fonksiyonu ile fit edilmesiyle elde edilen sonuçlar	74
Tablo 4.5: Farklı alçak-geçişli süzgeç değerleri kullanılarak $M \leq 5,0$ için elde edilen büyüklük bağıntılarından saptanan standart sapma (SDV) değerleri.....	86
Tablo 4.6: Farklı alçak-geçişli süzgeç değerleri kullanılarak $M \geq 4,5$ için elde edilen büyüklük bağıntılarından saptanan standart sapma (SDV) değerleri.....	87
Tablo 4.7: Farklı sayıda kutup uygulanan Butterworth süzgeçle elde edilen büyüklük bağıntılarından hesaplanan standart sapma (SDV) değerleri.....	95

SİMGELER

g	: yerçekimi ivmesi, (yaklaşık 10 m/sn^2)
Hz	: Hertz, (1/sn)
M	: büyüklük (aletsel büyüklük)
M_B	: cisim dalgası büyüklüğü
M_L	: yerel büyüklük
M_s	: yüzey dalgası büyüklüğü
M_w	: moment büyüklüğü
P	: P dalgası (birincil dalga)
P_d	: yerdeğiştirme değeri
R	: ilişki katsayısı
S	: S dalgası (İkincil dalga)
SDV	: standart sapma değerleri
tw	: zaman penceresi, (sn)
W	: pencere uzunluğu, (sn)
a	: ivme kaydı, (g veya m/sn^2)
f^p	: hâkim frekans, (1/sn)
τ_c	: Tau-C, c katsayısı ile tanımlanan periyot, (sn)
T_{\max}^p	: Tau-P-max, p katsayısı ile tanımlanan en büyük periyot, (sn)
α	: yumuşatma katsayısı
Δ	: dışmerkez uzaklığı, (km)

Kısaltmalar

A.B.D	: Amerika Birleşik Devletleri
AMS	: Acil Müdahale Sistemi
BCAV	: Bracketed Cumulative Absolute Velocity=Parantezli Kümülatif Mutlak Hız
BCAV-W	: Bracketed Cumulative Absolute Velocity-Windowed=Pencerelenmiş Parantezli Kümülatif Mutlak Hız
B.Ü	: Boğaziçi Üniversitesi
CAV	: Cumulative Absolute Velocity=Kümülatif Mutlak Hız
cm	: santimetre
CWB	: Central Weather Bureau=Merkezi Meteoroloji Dairesi
ElarmS	: Earthquake Alarm System=Deprem Alarm Sistemi
D.A.D	: Deprem Araştırma Dairesi
DEUS	: Deprem Erken Uyarı Sistemi
EPRI	: Electric Power Research Institute=Elektrik Enerjisi Araştırma Enstitüsü
EQAS	: Earthquake Quick Alarm System=Deprem Hızlı Alarm Sistemi
EU	: Erken Uyarı
EWS	: Early Warning System=Erken Uyarı Sistemi

FREQL	: Fast Response Equipment against Quake Load=Deprem Yüküne Karşı Hızlı Cevap Veren Teçhizat
İ.T.Ü	: İstanbul Teknik Üniversitesi
JMA	: Japan Meteorology Agency=Japon Meteoroloji Ajansı
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
km	: kilometre
K-NET	: Kyoshin Network=Kyoshin Ağı
K.R.D.A.E	: Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü
m	: metre
m/sn	: metre/saniye
max	: maximum=en büyük
min	: minimum=en küçük
PEER	: Pacific Earthquake Engineering Research Center=Pasifik Deprem Mühendisliği Araştırma Merkezi
PGA	: Peak Ground Acceleration=En Büyük Yer İvmesi, (g)
PGD	: Peak Ground Displacement=En Büyük Yer Değiştirme, (cm)
PGV	: Peak Ground Velocity=En Büyük Yer Hızı, (cm/sn)
sn	: saniye
STA/LTA	: Short Term Average/Long Term Average=Kısa Süreli Ortalama/ Uzun Süreli Ortalama
T.C	: Türkiye Cumhuriyeti

GERÇEK ZAMANLI ERKEN UYARI ALGORİTMALARININ DEĞERLENDİRİLMESİ VE GELİŞTİRİLMESİ: MARMARA İÇİN DURUM ANALİZİ

Hakan Asaf ALÇIK

Anahtar Kelimeler: Deprem, Erken Uyarı Sistemi, Marmara Bölgesi

Özet: 17 Ağustos 1999 (Mw 7,5) ve 12 Kasım 1999 (Mw 7,2) tarihlerinde Marmara Bölgesi'ni vuran iki yıkıcı deprem, İstanbul ve Marmara Bölgesi'nde gelecekte olabilecek depreme karşı çok büyük ilgi uyandırmıştır. Beklenen depreme karşı yapılan hazırlıklar neticesinde, İstanbul için bir deprem erken uyarı sistemi (DEUS) 10 adet kuvvetli yer hareketi istasyonu ile 2002 yılında kurulmuştur. Kurulan sistemin algoritması, zaman ortamı ivme genlik seviyeleri ile kümülatif mutlak hız (CAV) seviyelerinin belirli bir eşik seviyesinin aşması prensibine dayanır.

Bugüne kadar yapılan gözlemlerden, CAV'nin bazı düzeltmelere gereksinimi olduğu görüldü. Bazı çalışmalar sonunda, pencerelenmiş parantezli CAV (BCAV-W) olarak adlandırılan bir yeni yaklaşım sunulmuştur. Ayrıca, Marmara Bölgesi için üç alarm seviyesi belirlenmiştir. Bunlar sırasıyla 0,20 m/sn, 0,40 m/sn ve 0,70 m/sn'dir. Buna ek olarak, İstanbul DEUS'nin çalışma kapasitesinin artırılması için bazı alternatif yaklaşımların tetkikine ihtiyaç duyuldu. Bu nedenle, Japonya (B-Delta metodu), Güney Kaliforniya (periyot parametresi Tau-P-max) ve Tayvan'dan (periyot parametresi Tau-C ve yerdeğiştirme genlik parametresi Pd) birer algoritma seçildi ve test edildi.

Sonuç olarak, Marmara Bölgesi için yeni CAV eşik seviyelerine ilave olarak, Tau-P-max ile Mw, Tau-C ile Mw ve Pd ile en büyük yer hız değeri (PGV) aralarındaki ilişkiler çıkarılmıştır. Bu tip regresyon ilişkiler, Marmara Bölgesi'nde zarar verici bir depremin P dalgasının gelişinden sonraki saniyeler içinde saptanmasında ve yerinde erken uyarı sağlanmasında kullanılabilir. Üstelik en büyük yer ivme (PGA) değerinin BCAV-W ile beraber kullanılması da deprem erken uyarı sistemlerini hatalı alarm üretiminden koruyacaktır.

EVALUATION AND DEVELOPMENT OF REAL-TIME EARLY WARNING ALGORITHMS: CASE STUDY FOR THE MARMARA REGION

Hakan Asaf ALÇIK

Keywords: Earthquake, Early Warning System, Marmara Region

Abstract: Two catastrophic earthquakes struck the Marmara Region on 17 August (Mw 7.5) and 12 November 1999 (Mw 7.2) caused major concern about future earthquake occurrences in Istanbul and the Marmara Region. As part of the preparations for the future earthquake, an earthquake early warning system (EEWS) for Istanbul with ten strong ground motion stations, has been implemented in 2002. Its algorithm is based on the exceedance of specified thresholds of time domain amplitudes and the cumulative absolute velocity (CAV) levels.

Since that time, it is seen that some modifications to the CAV are required. At the end of some works, a new approach namely bracketed CAV-windowed (BCAV-W) is presented. Besides, three alarm levels for the Marmara Region are defined as 0.20m/s, 0.40m/s and 0.70m/s, respectively. Additionally, in order to improve the operating capability of the Istanbul EEWS, some alternative approaches are needed to be tested. Therefore, three algorithms one for each from Japan (B-Delta method), Southern California (Tau-P-max period parameter) and Taiwan (Tau-C period parameter and Pd displacement amplitude parameter) are selected and tested.

In conclusion, the empirical relationships between; Tau-P-max and Mw, Tau-C and Mw, Pd and Peak Ground Velocity (PGV) for the Marmara Region, in addition to new CAV threshold levels, are derived. These regression relationships can be used to detect a damaging earthquake within seconds after the arrival of P-wave and to provide on-site warning in the Marmara Region. Moreover, the use of Peak Ground Acceleration (PGA) together with BCAV-W will prevent EEWS from producing false alarm.

1. GİRİŞ

Depremlerin önceden belirlenmesi yönündeki çalışmalardan yeterli sonuç alamayan bilim insanları, 1990 yıllarından itibaren çalışmalarını depremlerin kısa sürede tespit edilmesi ve değerlendirilmesi konusunda yoğunlaştırmışlardır. Yaşadığımız yüzyılın bilgi birikim ve gelişimine bağlı olarak, bilim insanları son 20 yıl içerisinde sürekli gelişen elektronik, haberleşme ve bilgisayar teknolojilerinden de yararlanarak, deprem yer hareketi gözlemlerinin kayıt süresi içinde ve anında değerlendirilmesine yönelik çalışmalara hız vermişlerdir (Kanamori ve diğ., 1997; Nakamura, 1988). Genel anlamda deprem hareketleri sırasında verilerin toplanması, değerlendirilmesi ve uygulanması ile ilgili işlemleri belirlemek için kullanılan “Gerçek Zamanlı Sismoloji (Real-Time Seismology)” konusunun da şekillenmesini sağlayan bu olanaklar, deprem zararlarının azaltılmasına yardımcı olacak yeni yolları da ortaya çıkarmıştır. Bu anlamda dünyadaki gelişmelere en iyi örnekler; deprem acil müdahale veya acil bilgilendirme (Benz ve diğ., 2001; Erdik ve diğ., 2003; Gee ve diğ., 1996; Hauksson ve diğ., 2001; Kanamori ve diğ., 1991; Teng ve diğ., 1997; USGS, 2000; Wald ve diğ., 1999; Wu ve diğ., 2001, 2002; Yamazaki ve diğ., 1998; Zulfikar ve diğ., 2010a, 2010b) ile deprem erken uyarı (Allen ve Kanamori, 2003; Erdik ve diğ., 2003; Espinosa-Aranda ve diğ., 1995; Grecksch ve Kumpel, 1997; Olivieri ve diğ., 2008; Wenzel ve diğ., 1999; Wu ve diğ., 1999) konusundaki gelişmelerdir.

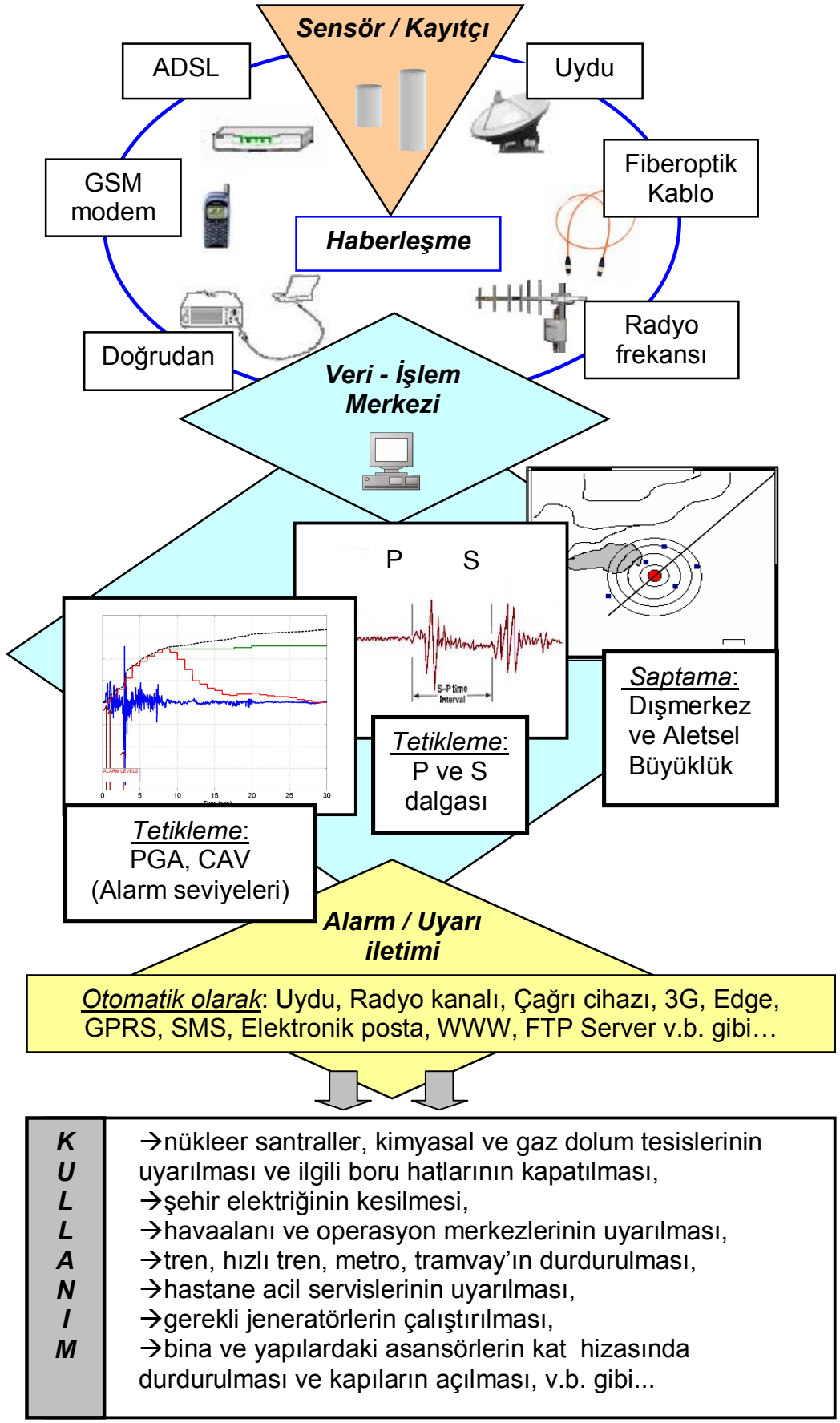
Acil müdahale bilgisinin iletimi veya enformasyonu, bir şehrin yoğun nüfuslu bölgelerine yerleştirilen kuvvetli yer hareketi kayıtçılarında (ivmeölçerler) oluşturulan şebekeden, yıkıcı bir deprem sırasında ve hemen sonrasında gerekli verilerin çok hızlı bir şekilde toplanması ve analizi ile sağlanır. Acil müdahalede amaç, mümkün olan en kısa sürede elde edilecek hasar dağılım haritasının olabildiğince en hızlı şekilde ilgili idari ve ilk müdahale kurumlarına gönderilmesidir. Böylece bu kurumlar, deprem hasarı hakkında bilgilendirilmeleri sağlanmış olacaktır. Her ne kadar deprem sonrasında yapılan bir çalışma gibi görülse de hasar dağılım haritası için altyapı oluşturacak bilgiler, gerçek zamanda deprem sırasında elde edilir. Gecikme tamamen depremin bitiminin beklenmesi ve haritanın hazırlanması için harcanan zamandan kaynaklanır. Örnek olarak, İstanbul Deprem Acil Müdahale

Sistemi'nde hasar dağılım haritasının üretilmesi ve ilgili birimlere iletilme işlemi yaklaşık 5 dakika içerisinde tamamlanır (Erdik ve diğ., 2003).

Erken uyarı (buradan sonra EU olarak verilecektir) ise hasar yaratabilecek düzeyde bir deprem oluşumunu kaynağına en yakın konumlarda tespit ederek oluşturulacak uyarı sinyalinin, konu ile ilgili olan kurumlara otomatik olarak iletilmesiyle yüksek gerilim hatlarındaki akımın kesilmesi, kritik kimyasal üretim yapan fabrika, nükleer santral ve rafinerilerin tehlike yaratabilecek faaliyetlerinin durdurulması, metro, hızlı tren ve banliyö trenleri gibi toplu taşıma araçlarının durdurulması, gökdelen ve alışveriş merkezlerindeki asansörlerin kat hizasında durdurulması ve tüm kapıların açılması, gerekli jeneratörlerinin çalıştırılması ve bunun gibi benzer birçok önemli tedbirlerin alınmasını mümkün kılmaktadır (Goltz, 2002; Harben, 1991).

Bir deprem sırasında oluşan sismik dalgalar farklı hızlarda hareket ettiklerinden deprem kayıt istasyonlarına da belirli sıralarda ulaşırlar. Öncelikle hızı 5,0-7,4 km/sn arası değişen P dalgası, ardından da 3,0-4,0 km/sn ile S dalgası gelir (Clark, 1971). P ve S dalgalarının bir istasyona varış zaman farkı, depremin odağından uzaklaştıkça da artar. Bu artış "EU" anlamında zaman kazanmaktır. Bununla beraber, deprem istasyonları ile ana veri merkezi arasında radyo frekansı ile yapılan veri iletişim hızının da çok yüksek olması (300.000 km/sn) EU sisteminde önemli yer tutar (Saita ve Nakamura, 2003). EU sistemi, tahrip edici bir depremin yıkıcı S dalgasının gelişinden birkaç saniye ile onlarca saniye arasında olabilecek bir süre öncesinde uyarı yaparak, deprem sırasında ve sonrasında bir bölgede oluşabilecek ağır hasar ve zararların mümkün olan en aza indirgenmesine yardımcı olacaktır. Ayrıca, mühendislik amaçlı kurulan bazı EU sistemleri de (Erdik ve diğ., 2003) P dalgasının tespitine çalışmadan, gelen sismik dalganın genliğinin belirli bir eşik seviyesini aşıp aşmadığının kontrolü yoluyla deprem alarmı üretirler. Sismik cihazlarının ve olası depremin dışmerkez konumuna bağlı olarak da birkaç saniye ile onlarca saniye öncesinden bir yapının, tesisin, alanın veya bölgenin uyarılmasına ve gerekli görülen otomasyon sistemlerinin kapatılmasına olanak sağlar.

Herhangi bir EU sistemini oluşturan bileşenler Şekil 1.1'de verilmiştir. Genel olarak bir EU uyarı sistemi; sismik istasyonlara, veri işlem merkezi için gerekli bilgisayar ve yazılıma, veri merkezi ile istasyonlar arasında sürekli veri iletişimini sağlayacak cihaz-ekipmanlara ve uyarı sinyalinin iletilmesi için gerekli tertibata ihtiyaç duyar.



Şekil 1.1: EU sistemlerinin temel bileşenleri (Alcık ve diğ., 2006)

Bütün EU sistemleri, önce hasar verecek bir depremi tespit etmek ve sonra da kullanışlı bir alarm sinyalinin yayılması zorundadır (Allen ve diğ., 2009). EU anlamında ilk fikir ve düşünce, basılı kaynak olarak 3 Kasım 1868 tarihinde San Francisco Daily Evening Bulletin (San Fransisko Günlük ve Akşam Bülteni) yazarı J. D. Cooper tarafından sunulmuştur. Cooper (1868), Hayward fayında oluşan 7,0 büyüklüğündeki deprem sonrasında San Fransisko şehrinden 10-100 km arası uzaklıklarda sismik detektörlerin kurulmasını, büyük bir sarsıntının bu ağı tetikleme durumunda da bir sinyalin telgraf yardımıyla şehre gönderilmesini ve şehir merkezindeki çanın kendiliğinden çalmasını önermiştir. Bu sistem hiçbir zaman kurulmamış fakat bir öncü fikir olmuştur.

Modern ve çağdaş bir örnek Heaton (1985) tarafından verilmiştir. Heaton (1985), Güney Kaliforniya Eyaleti için genişbandlı kayıtçılardan oluşacak ve kısaca SCAN (Seismic Computerized Alert Network=Sismik Bilgisayarlandırılmış Uyarı Ağı) adını verdiği bir sismik ağ önermiştir.

Fakat, EU sistemi anlamında hayata geçirilen ilk örnek Japon Demiryolları (Japan Railway=JR) tarafından hızlı trenlerin yavaşlatılması ve durdurulması amacıyla 1960'lı yıllarda işleme alınan mekanik alarm özellikli sismograflardan oluşan sistemdir (Ashiya, 2004). Daha sonraki yıllarda, Nakamura (1988) tarafından sunulan ve Japon Demiryolları tarafından da kullanılan UrEDAS (Urgent Earthquake Detection and Alarm System=Acil Deprem Saptama ve Alarm Sistemi) bilimsel olarak bugüne kadar kabul görmüş en meşhur örnek olmuştur.

1989 yılındaki Loma Prieta (Kaliforniya) depremi ($M_w=6,9$) sonrasında oluşan ve uzun süre devam eden artçı sarsıntılardan, dışmerkezden yaklaşık 100 km uzaklıktaki Oakland şehrinde hasar gören karayollarında çalışan işçileri haberdar etmek amacıyla Bakun ve diğ. (1994) tarafından bir EU sistemi kuruldu. Yaklaşık 20 saniyelik bir uyarı zamanı kazandıran ve toplam dört sensörden oluşan bu basit ve pratik sistem uygulanan sistemler içinde güzel bir örnek oluşturur.

Sürekli gelişmekte olan erken uyarı teknolojisinin önemi, Weiland (2001) tarafından şu şekilde vurgulanmıştır; "Erken Uyarı, tahrip edici doğal afetlere karşı korunmada bir anahtar bileşen olacaktır".

Günümüzde birçok ülke EU sistemini kurmuş ve kurmaya da çalışmaktadır. EU sistemi kurulu ve yöntemleri üzerine yoğunlaşan ülkelerin başında, Japonya, Meksika, Romanya, Tayvan, Türkiye ve Amerika Birleşik Devletleri gelir.

Depremlerden en çok etkilenen ülkelerin başında gelen Japonya'da, özellikle Japon Demiryolları hızlı tren sistemlerinin gelişimi ile beraber uyarı cihazları ve EU sistemi kullanımına önem vermiştir. Nakamura (1988) tarafından geliştirilen UrEDAS cihazları ile başlayan ve daha sonraki yıllarda gelişmiş türevleri olan Compact UrEDAS (kompakt UrEDAS), FREQL (Fast Response Equipment against Quake Load=Deprem Yüküne Karşı Hızlı Cevap Veren Teçhizat) cihazlarıyla ve en son olarak da EQAS (Earthquake Quick Alarm System=Deprem Hızlı Alarm Sistemi) ile sürekli EU şebekesini kuvvetlendirmektedir (Ashiya, 2004). Genel olarak, az sayıda istasyondan faydalanarak depremi yerinde saptayarak alarm üreten bu sistemlerin çok sayıda başarılı sonuçlar verdiği de bilinmektedir (Nakamura, 2008). Bu sistemlere ilave olarak, Japon Meteoroloji Ajansı (Japan Meteorology Agency=JMA) tarafından yürütülen ve ulusal sismik cihazlarını kullanan hem tek istasyon, hem de ağ yöntemini içeren bir erken uyarı sistemi bulunmaktadır (Kamigaichi, 2004).

Güney Kaliforniya'da (A.B.D) ise çok sayıda fay mevcudiyeti ve etkin deprem oluşumu basit bir EU sisteminin kullanılmasına imkân tanımamaktadır. Bu sebeple, kaynak oluşumunu yerinde en kısa sürede, saniyeler içinde tespit ederek doğru alarm üretilmesine çalışılmaktadır. Çok sayıda ve sık yerleştirilmiş sismik cihazlardan (genişband ve ivmeölçer) faydalanıp depremin ilk birkaç saniyesini kullanılarak, aletsel büyüklük (buradan sonra büyüklük olarak verilecektir) tayini üzerine çalışmalar yapılmıştır (Allen ve Kanamori, 2003; Lockman ve Allen, 2005; Olson ve Allen, 2005). Allen ve Kanamori (2003) tarafından sunulan periyot parametresi ($T_{max}^p = \text{Tau-P-max}$) hâlihazırda alarm üretmeden sadece test amacıyla çalıştırılan ElarmS sisteminin yöntemini oluşturmaktadır (Allen ve diğ., 2009).

Yerinde tespit çalışmalarına karşılık, depremi uzak noktalarda karşılayıp cepheden saptama yapan metodlar da vardır. Bu yöntemler EU mesajının verilebilmesi için yeterli zamanı sağlamaktadır. Meksika şehri (Meksika), Taipei (Tayvan), Bükreş (Romanya) ve İstanbul'da (Türkiye) kurulu EU sistemleri bu tip sistemlere uygun örneklerdir. Deprem kaynağının Meksika şehrinden yaklaşık 300-350 km uzaklıkta olması, Meksika'da kurulu EU sistemini dünyadaki en rahat çalışan sistemlerden biri yapar. 300-350 km mesafede tespit edilen deprem yaklaşık 60 saniye civarında

erken uyarı zamanı kazandırmaktadır (Espinosa-Aranda ve diğ., 1995). Benzer şekilde, Bükreş'i etkileyen büyük depremlerin kaynağının neredeyse tamamının yaklaşık 150 km uzaklıkta güneydoğu Karpatlar'daki Vrancea Bölgesi'nde toplanmış olması, Bükreş EU Sistemi'nin en büyük avantajıdır (Allen ve diğ., 2009). Tayvan'ın doğusunda yer alan Hualien Bölgesi, en etkin deprem kaynaklarından biri olup, başkent Taipei'ye yaklaşık 120 km uzaklıktadır. Hualien Bölgesi'nde kurulu sismik ağ yardımıyla Taipei'de gerekli tedbirlerin alınması için yeterli zaman sağlanmaktadır. Fakat Tayvan'ın tamamının etki altında kalmasından ötürü, kurulu deprem ağıyla hem yerinde, hem de cepheden tespit çalışmaları yapılmaktadır (Wu, 2007). Wu ve Kanamori (2005a; 2005b) tarafından sunulan periyot ve yerdeğiştirme parametreleri (τ_c =Tau-C ve P_d) deprem dışmerkez mesafesi 70 km'nin altında kalan bölgelerde kullanışlı olacağı belirtilir. Bu sistemlerle karşılaştırıldığında, bulunduğu konum itibarıyla, İstanbul'un ana Marmara fayına en yakın mesafesi yaklaşık 15-25 km arasındadır. Bu sebeple, eşik seviyesinin aşılması prensibine dayanan kolay ve basit bir mühendislik algoritması uygulayan İstanbul Deprem EU Sistemi, ilgili uyarı sinyalinin deprem kaynak parametrelerine ve etkilenecek konumun koordinatlarına bağlı olarak en fazla 8 saniye öncesinde verilebilecek durumdadır (Erdik ve diğ., 2003).

İstanbul, Marmara Bölgesi'nin bilhassa Türkiye'nin en büyük ekonomik güç ve nüfusa sahip şehirlerinin başında gelir. Bulunduğu bölge, tektonik ve deprem etkinliği açısından Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) denetiminde olup (Barka, 1991), çok sayıda küçük fakat az sayıda büyük deprem etkinliği sergilemektedir (Ambraseys ve Finkel, 1991; Gürbüz ve diğ., 2000). İstatiksel veriler ışığında, özellikle İstanbul'da bir yılda 7,0 büyüklüğünde bir depremin meydana gelme ihtimalinin % 2 olarak saptanmıştır (Erdik ve diğ., 2004). Bu nedenle deprem olgusu, İstanbul ve Marmara Bölgesi için her geçen gün daha fazla önem kazanmaktadır.

Bu önemden ötürü, bu doktora tez çalışmasında İstanbul'da kurulu deprem EU sisteminin mevcut algoritmasının geliştirilmesine ve dünyada kabul gören özellikle Japonya, Tayvan ve A.B.D'nin Kaliforniya Eyaleti'nde uygulanan "yerinde tespit" yaklaşımının İstanbul ve Marmara Bölgesi için uygunluğunun tespitine çalışılmıştır. Yapılan tez çalışması sırasında mevcut algoritma geliştirilerek BCAN-W olarak adlandırılan yeni bir mühendislik yaklaşımının yanında yerinde tespit çalışmalarıyla ilgili Marmara Bölgesi'ne yönelik parametrik değer ve bağıntılar da elde edilmiş ve sunulmuştur.

2. MEVCUT ERKEN UYARI SİSTEMLERİ

Gelişen sanayileşme ile birlikte şehirleşmenin artması ve büyüyen şehirlerin önemli bir kısmının deprem tehlikesinin yüksek olduğu bölgelerde yer alması, bir deprem sonrası olacak can ve mal kayıplarının daha büyük boyutlarda yaşanabileceğini düşündürmektedir. Bilhassa son 20 yıl içinde nüfusun yoğun olduğu bölgelerde meydana gelen depremlerin sebep olduğu kayıplar, bu endişeleri daha da artırmaktadır (Kanamori ve diğ., 1997; Toksöz ve diğ., 1999; Shin ve Teng, 2001). Japonya'da meydana gelen 1995 Kobe ($M_w=6,7$) depremi (Zhao ve diğ., 1996), A.B.D'nin Kaliforniya Eyaleti'nde meydana gelen 1994 Northridge ($M_w=6,8$) depremi (Zeng ve Anderson, 2006), Tayvan'da meydana gelen 1999 Chi-Chi ($M_w=7,6$) depremi (Chang ve diğ., 2000), Endonezya'da meydana gelen 2004 Sumatra ($M_w=9,2$) ve 2005 Nias ($M_w=8,6$) depremleri (McCloskey ve diğ., 2008) örneklerden birkaç tanesidir. Sanayileşme ile birlikte her alanda sürekli gelişen elektronik teknolojisi deprem yer hareketi gözlemlerinin anında izlenip değerlendirilmesine imkân tanımaktadır (Kanamori ve diğ., 1997).

Bu gelişmelerle birlikte bilim insanları da olası depremi kaynağına yakın konumlarda belirleyerek, deprem uyarı ve alarm bilgisinin otomatik olarak üretilip iletilmesine yönelmişlerdir (Nakamura, 1988; Wenzel ve diğ., 1999). Netice de bu yönelim, depreme maruz kalacak şehir ve bölgelerin uyarılarak, gerekli faaliyetlerin durdurularak veya devreye alınarak deprem sırasında ve sonrasında çok önemli tedbirlerin alınmasını mümkün kılmaktadır (Espinosa-Aranda ve diğ., 1995).

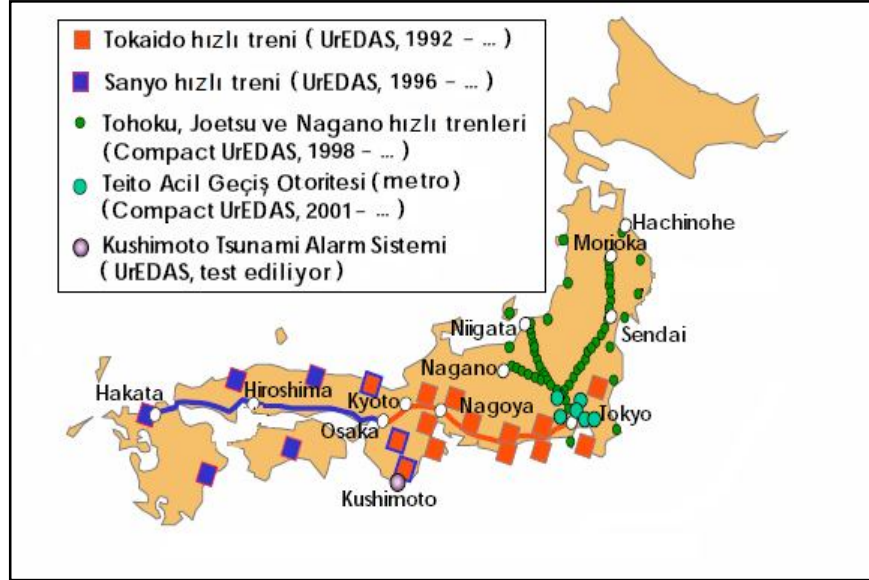
Bu amaçla, benzer sistemler; Japonya (Ashiya ve diğ., 2003; Ashiya, 2004; Nakamura, 2004; Nakamura ve diğ., 2006), Meksika (Espinosa-Aranda ve diğ., 1995; Iglesias ve diğ., 2007), Tayvan (Wu ve diğ., 1999, 2003a, 2006; Wu ve Kanamori, 2005a, 2008a), Romanya (Wenzel ve diğ., 2001, 2003), Amerika Birleşik Devletleri (Allen, 2006, 2007; Allen ve Kanamori 2003; Wurman ve diğ., 2007), Türkiye (Alcık ve diğ., 2009; Erdik ve diğ., 2003), İtalya (Olivieri ve diğ., 2008), İsviçre (Allen ve diğ., 2009) ve Çin'de (Peng ve diğ., 2009) kurulmuştur (Şekil 2.1).

2.1. Japonya

Japon Demiryolları tarafından başlatılan alarm özellikli sismografların kurulumu 1960'lı yıllara dayanır. 1964 yılında, mermi tren (Shinkansen) olarak adlandırılan hızlı trenler için hat boyunca 20 km'de bir, mekanik alarm özellikli ve eşik seviyesi 40 gal alınan sismograflar konulmuştur. 1970 yıllarda ise Tohoku Hızlı tren sisteminin kurulmasıyla, bu hızlı tren için Pasifik Okyanusu kıyısına cepheden tespit amacıyla sismograflar konularak, depremin büyüklüğüne göre trenlerin durdurulması amaçlanmıştır. 1985 yılında prototip UrEDAS kurulur (Ashiya, 2004; Nakamura, 2004). Bu sistem depremin P dalgasını kullanıp dışmerkez ve büyüklük tahmini yaparak yaklaşık 3 saniyede alarm verir. 20 km'lik alanı kapsayabilen bu sistemi, 1998 yılında 200 km'lik alan içinde uyarı verebilme özelliği taşıyan Compact UrEDAS takip eder. Bu yeni tip cihazda, UrEDAS'a ilave olarak S dalgası alarm fonksiyonu bulunmaktadır. Şekil 2.3'de Japon Demiryollarında kullanılan UrEDAS ve Compact UrEDAS'lar gösterilmiştir (Ashiya, 2004). Nakamura (1988) tarafından geliştirilen yöntem de büyüklük tayini, P dalgasının genliğinden, dışmerkez mesafesi tayini ise büyüklük-genlik ilişkisi kullanılarak yapılmaktadır. Ayrıca, klasik UrEDAS ve Compact UrEDAS'ın yeni jenerasyonu; FREQL oldukça küçültülmüştür. UrEDAS ve Compact UrEDAS'ın bütün fonksiyonlarını içeren bu yeni cihaz, P dalgasının tespitinden 1-2 saniye sonra deprem parametrelerini verebilme özelliğine sahiptir (Nakamura ve diğ., 2006). FREQL, 2005 yılından beri Tokyo itfaiyesi tarafından, ana şok sonrası yapılacak yıkım-tesfiye-inşaat çalışmaları sırasında artçı sarsıntılara karşı kullanılmaktadır (Nakamura, 2008). Bununla beraber, hızlı büyüklük ve dışmerkez mesafesi hesaplayan EQAS, 2000 yılından sonra demiryollarında devreye alınmıştır (Ashiya, 2004).

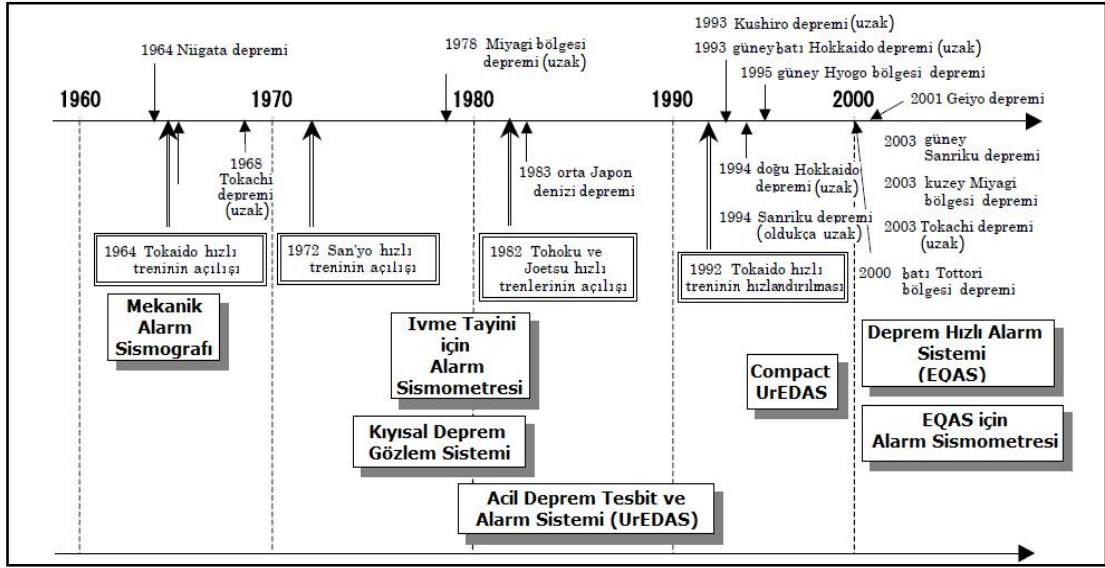
Japonya'da özellikle demiryollarında deprem felaketlerinin önlenmesi yönünde yapılan araştırma ve geliştirmelerin tarihsel kronolojisi Şekil 2.4'de verilmiştir. Demiryollarında yapılan bu gelişmelerin yanında ulusal çapta deprem uyarı sisteminin gelişmesi, 1995 yılındaki Kobe depremi neticesinde olmuştur (Allen ve diğ., 2009). Bu deprem sonrasında çok sayıda ulusal sismik ağla kalıcı istasyonlar kurulmuştur (Okada ve diğ., 2004). 800 ivmeölçer NIED (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention=Yer Bilimleri ve Zararların Önlenmesi için Ulusal Araştırma Enstitüsü) tarafından, 200 ivmeölçer ise JMA tarafından kullanılmaktadır. Ülke boyunca 20-25 km'de bir cihazlandırma sağlanmıştır (Allen ve diğ., 2009). Ortak çalıştırılan bu sistemde, herhangi bir istasyon 100 cm/sn^2 'nin

üzerinde bir yer hareketi kaydettiği takdirde, eşik seviyesinin aşılmasıyla uyarı tetiklenir. Sistemde ilave olarak ağ yaklaşımı da uygulanır.



Şekil 2.3: Japonya'da hızlı tren sistemlerinde kurulu UrEDAS ve Compact UrEDAS cihazlarının dağılımı (Ashiya, 2004)

Buna yaklaşıma göre, kaynağın karakterize edilişi tek veya daha fazla istasyondaki P dalgasının tespitine dayanır. İlk önce lokasyon tespiti yapılır. Tek istasyon P dalga tespitiyle depremin başlangıcındaki eğiminden faydalanılarak dışmerkez mesafe tayinine çalışılır (Ashiya, 2004; Oda ve diğ., 2003). Bir veya daha fazla istasyon tarafından P dalgasının tetiklenmesiyle “deprem bölgesi” belirlenir. Yer hareketinin başlangıcının daha çok sayıda istasyon tarafından tetiklenmesiyle de gözlemsel geliş zamanlarından yararlanılarak lokasyon verilir. Büyüklük tahmini ise, P dalga genliği-büyüklük skalasından faydalanılarak yapılır. Devamlı gözlenen üç bileşen dalga formunun vektörel toplamındaki genlik artışıyla büyüklük hesaplaması sürekli güncellenir (Allen ve diğ., 2009; Kamigaichi, 2004). İstasyon eşik seviyesine ilave olarak, olası bir deprem sırasında hesaplanan büyüklük veya en büyük sismik şiddet değerinin, büyüklük ve şiddet eşik seviyelerini (herhangi biri) geçmesi durumunda ilk uyarı verilir. Japonya'da eşik seviyesi değerleri büyüklük için 6, skalası 0-VII arasında değişen JMA şiddet değeri için ise 5+ alınmıştır (Kamigaichi, 2004). Geliştirilmiş Mercalli Şiddet cetveline göre ise VII ve üstünde bir değer elde edilmesi durumunda, JMA tarafından televizyon ve radyo kanalları yardımıyla halka uyarı yayını yapılır (Allen ve diğ., 2009).

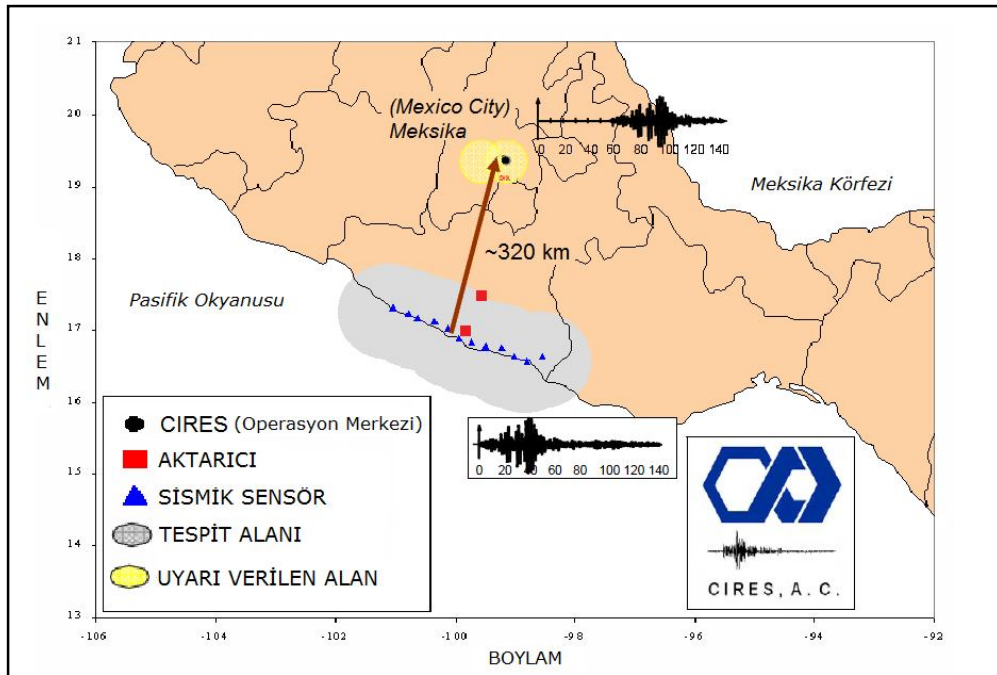


Şekil 2.4: Japon Demiryollarında kullanılan deprem alarm sistemlerine ait tarihsel gelişim (Ashiya, 2004)

2.2. Meksika

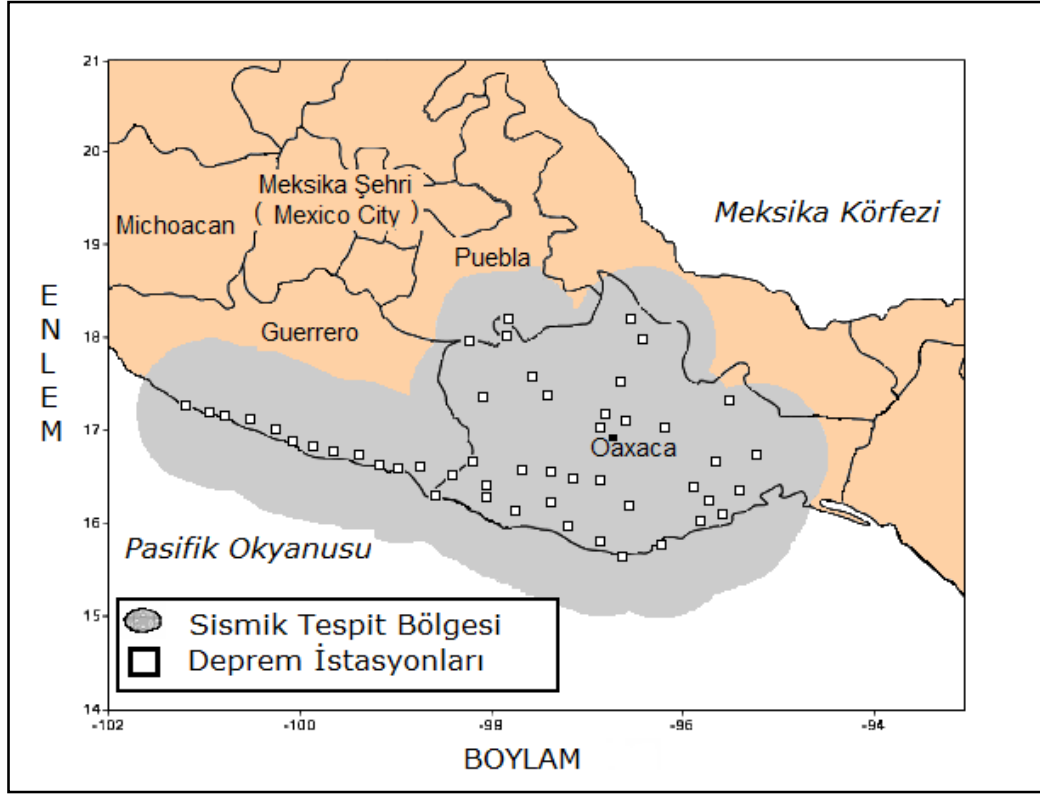
19 Eylül 1985 tarihindeki ($M_s=8,1$) Michoacán depremi (Glass, 1989), Meksika şehri için EU sisteminin kurulmasına etken olmuştur. 1989 yılında kurulumuna başlanan sistem, 1991 yılının Ağustos ayında tamalanmış ve devreye alınmıştır. Dünyada halka yönelik uyarı yapabilen ilk EU sistemi olması sebebiyle büyük önem arz eder. Bütün çalışmalar Meksika şehri valiliğinin destekleriyle gerçekleşmiştir. Yaklaşık 300 km'lik "Guerrero" kıyısı boyunca ortalama 25 km'de bir olmak üzere toplam 12 adet ivmeölçer konulmuştur (Şekil 2.5) (Espinosa-Aranda ve diğ., 1995). Iglesias ve diğ. (2007) tarafından sistem 15 istasyona çıkartıldığı belirtilmiş olsa da günümüzde 12 ivmeölçer istasyonu kullanılmaktadır (Suarez ve diğ., 2009). Cepheden tespit yönteminin en güzel örneği olan bu sistem olası bir deprem sırasında Meksika şehrine takriben 60 sn önceden uyarı zamanı kazandırabilmektedir (Espinosa-Aranda ve diğ., 1992; Iglesias ve diğ., 2007). SAS (Sistema de Alerta Sísmica=Sismik Uyarı Sistemi) olarak adlandırılan sistemde otomatik olarak P ve S dalgaları tespit edilir. Dalga tespiti, eşik seviyesi ve STA/LTA (short term average/long term average=kısa süreli ortalama/uzun süreli ortalama) yaklaşımı ile yapılır. Daha sonra büyüklük hesabı ve elde edilen büyüklük değerine göre de yerel radyo kanalı üzerinden $5,0 \leq M < 6,0$ için "kısıtlı alarm", $M_b \geq 6,0$ içinse "halka yönelik alarm" uyarısı yapılır (Espinosa-Aranda ve diğ., 1992). Bugüne kadar büyüklüğü 3,0 ile 7,3 arasından değişen 2000 civarında deprem kaydeden SAS sistemi, P

dalgasının tetiklenmesinin ardından 13 adet deprem için topluma/halka ait uyarı, 53 adet deprem için de önleyici amaçlı ikaz sinyali üreterek uyarı yayınlamıştır (Espinosa-Aranda ve diğ., 2009; Suarez ve diğ., 2009). EU zamanı açısından elde edilen en iyi netice 72 saniye uyarı zamanıyla 14 Eylül 1995 tarihinde vuku bulan 7,3 büyüklüğündeki Copala depreminde gerçekleşmiştir (Espinosa-Aranda ve diğ., 2003). 15 Haziran 1999 tarihinde Oaxaca şehrini vuran 6.7 büyüklüğündeki deprem sonrasında Oaxaca Sivil Savunma Bölümü, CIRES (Centro de Instrumentacion y Registro Sismico A.C=Sismik Kayıt ve Cihazlandırma Merkezi) bölümünden Oaxaca için bir EU sistem tasarımı ve kurulumu istemiştir.



Şekil 2.5: Meksika şehri ve EU sistemine ait cihazların konumu (Quass ve Guevara, 2006)

2003 yılında kısaca SASO (Sistema de Alerta Sismica de Oaxaca=Oaxaca Sismik Uyarı Sistemi) olarak adlandırılan sistem tamamlanmıştır. Şu ana kadar SASO tarafından 3 adet uyarı, 5 adet orta büyüklükteki deprem için de önleyici amaçlı uyarı sinyali yayınlanmıştır. Oaxaca EU Sistemi'nde SAS istasyonları ile beraber kullanılan sismik istasyonların dağılımı Şekil 2.6'da verilmiştir. İki EU sisteminin birbirlerine entegre edilerek SASMEX (Seismic Alert System of Mexico=Meksika Sismik Uyarı Sistemi) olarak adlandırılması konusunda iki şehrin Valiliği tarafından anlaşma yapılmıştır (Espinosa-Aranda ve diğ., 2009)

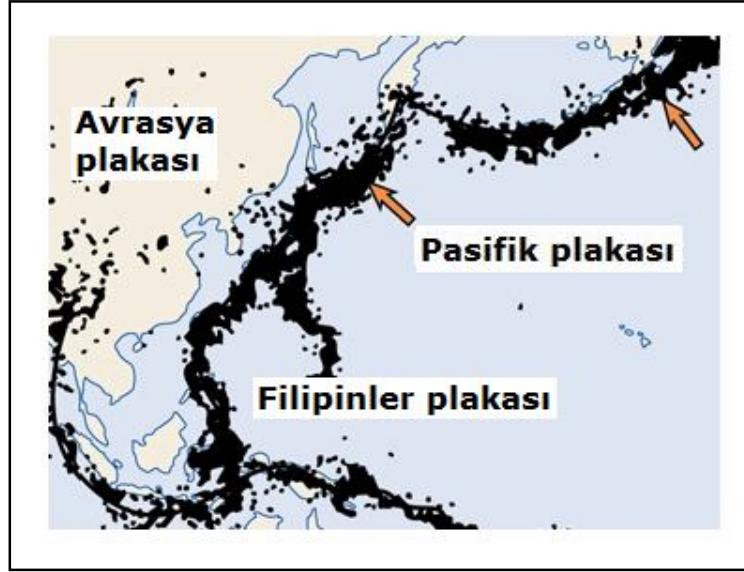


Şekil 2.6: Oaxaca şehri için kurulan EU sisteminde kullanılan sismik istasyonlar (Espinosa-Aranda ve diğ., 2009)

2.3. Tayvan

Tayvan, son derece etkin deprem bölgelerinden biri olan Ateş Çemberi kuşağının batısında yer alır (Şekil 2.7). Bu konumu itibariyle de çok sık büyük depremlere maruz kalmaktadır (Wu ve Teng, 2002; Wu ve diğ., 2004; Hsiao ve diğ., 2009).

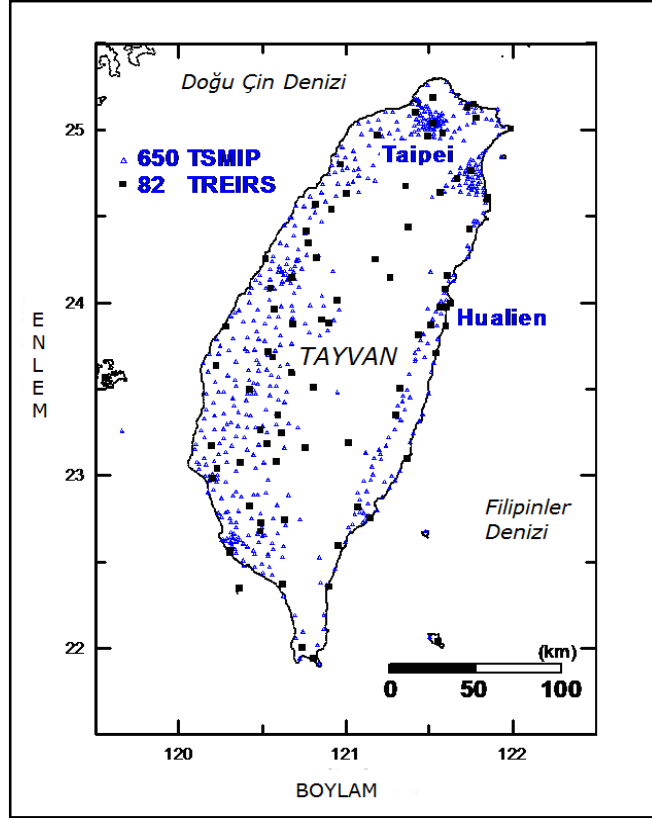
15 Kasım 1986 tarihinde, Tayvan'ın doğusunda Hualien Bölgesi'nde meydana gelen $M_L=6,8$ ($M_w=7,8$) yerel büyüklüğündeki deprem yaklaşık 120 km uzaklıktaki başkent Taipei'de, zemin büyütmesinden ötürü çok büyük hasara neden olmuştur (Hsiao ve diğ., 2009; Wu ve diğ., 1999). Özellikle bu deprem sonrasında Tayvan'da deprem konusunda çalışmalara ağırlık verilmeye başlanmıştır. Tayvan Merkezi Meteoroloji Bürosu (Central Weather Bureau=CWB) tarafından, öncelikle sismoloji ve deprem mühendisliği çalışmalarına yardımcı olacak yüksek kalitede deprem kayıtları içerecek bir veri bankasını oluşturmak amacıyla, 1992 yılında TSMIP (Taiwan Strong Motion Instrumentation Program=Tayvan Kuvvetli Yer Hareketi Cihazlandırma Programı) olarak adlandırılan sismik cihaz kurulum çalışmalarına başlanmıştır (Liu ve diğ., 1999).



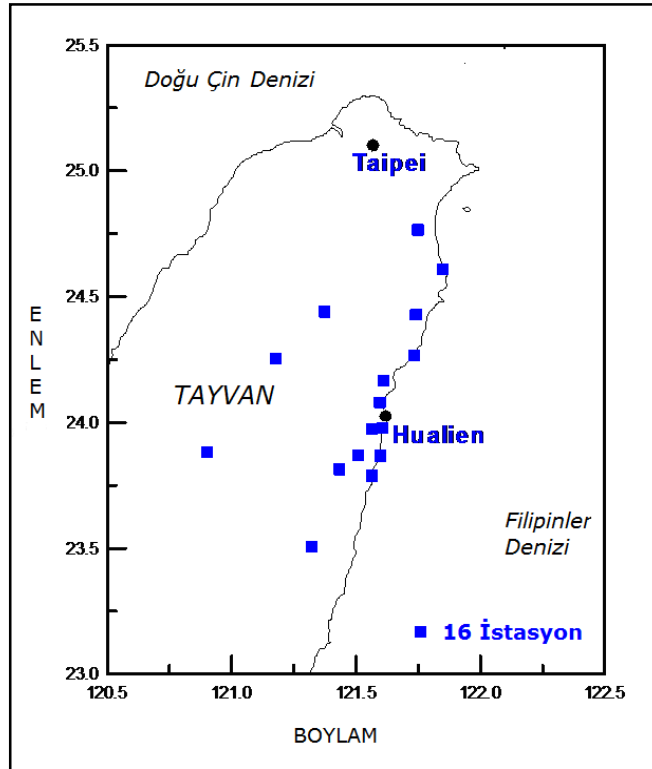
Şekil 2.7: Tayvan'ı etkileyen depremlere sebep olan sismotektonik levhalar (<http://www.tulane.edu/~sanelson/geol204/eqhazards&risks.htm>)

Bu program bünyesinde, ülke genelinde yaklaşık 650 adet modern sayısal ivmeölçerler kurulmuştur (Wu ve diğ., 2002). Yapılan araştırmalar ve çalışmalar neticesinde CWB kurumu tarafından, deprem hızlı bilgilendirmeye (rapid reporting) yönelik TREIRS (Taiwan Rapid Earthquake Information Release System=Tayvan Hızlı Deprem Bilgilendirme Sistemi) diğer adıyla RTD sistemi 3 Mart 1996 tarihinde kurulmuştur (Wu ve diğ., 2003a). Büyüklüğü 4,0'den büyük depremlere ait odak, büyüklük bilgisi ve şiddet haritasını 1 dakika içinde sağlamaktadır (Teng ve diğ., 1997; Wu ve diğ., 2004). Bu sistem, 82 ivmeölçer istasyonu içeren ve gerçek zamanda çalışan sismik ağdan oluşmaktadır (Wu ve diğ., 2002, 2004). İstasyon sayısı 2005 yılında 86 adede (Wu ve Kanamori, 2005a), 2009 yılında da 109 adede çıkarılmıştır (Hsaio ve diğ., 2009). TSMIP ve TREIRS sismik ağlarına ait istasyon dağılımları Şekil 2.8'de verilmiştir.

Tayvan'da deprem çalışmalarına ağırlık kazandıran 15 Kasım 1986 depreminden çıkan önemli bir diğer düşünce de Hualien Bölgesi'ne bir EU sistemi kurulması fikrinin doğmuş olmasıdır. Kurulacak bir sistem yardımıyla 30 saniye içinde yerinde deprem tahmini yapılarak, Taipei şehrine onlarca saniye öncesinden depreme hazırlık yönünde zaman kazandırılabilir (Hsaio ve diğ., 2009). Taipei EU Sistemi için Hualien Bölgesi'nde 16 adet ivmeölçerin dâhil edildiği bir prototip ağ oluşturulmuştur (Şekil 2.9). Alt-ağ (Sub-Network) yaklaşımı olarak adlandırılan bu sistemin 1998-1999 yıllarında test edilmesiyle, takribi 15 saniyelik bir uyarı zamanının olabileceği tespit edilmiştir (Wu ve diğ., 2004).

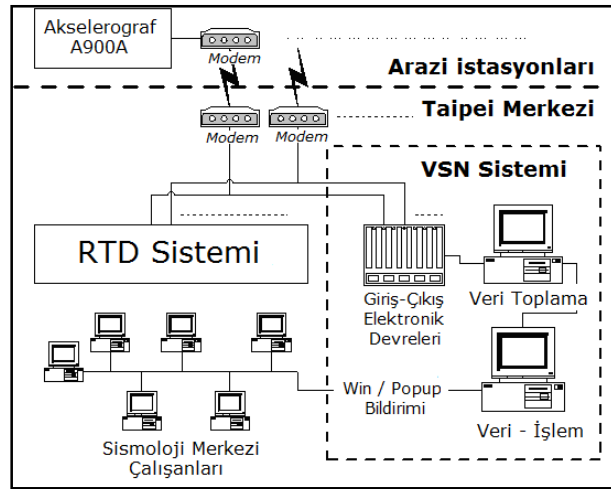


Şekil 2.8: Tayvan'da kurulu sismik ağlar (Wu ve diğ., 2002)



Şekil 2.9: Alt-ağ istasyonları (Wu ve diğ., 2002)

Neticede, Tayvan EU Sistemi'nin kurulumu 2001 yılını bulur (Allen ve diğ., 2009). CWB tarafından işletilen sistem, 100x300 km²'lik alan içerisinde kurulu olan TREIRS'e ait deprem istasyonlarını kullanır. EU sistemi için alt-ağ'dan yola çıkılarak geliştirilen ve VSN (Virtual Sub-Network=Sanal Alt-Ağ) olarak adlandırılan metodun kullanılması kabul edilmiştir (Hsaio ve diğ., 2009; Wu ve Teng, 2002). VSN otomatik olarak çalışan, olay-bağımlı ve konfigürasyonu zamanla değişen bir sistemdir. VSN metoduna göre; RTD sistemi tetiklendiğinde, tetiklenen ilk istasyonun 60 km çembersel uzağındaki istasyonlar hesaplama dışında bırakılır. Diğer bir deyişle, sadece dışmerkeze yakın 60 km mesafe içindeki sismik istasyonlar odak ve büyüklük hesaplamasına katılırlar (Wu ve diğ., 2004). Tayvan EU Sistemi'nin çalışma şeması Şekil 2.10'da sunulmuştur. Tayvan'ın doğusundaki yitim zonunda bulunan Hualien Bölgesi'nde oluşacak depremlerin tespitinin ardından dışmerkezden 70 km uzaklıktaki bütün yerleşim alanlarına, özellikle 120 km uzaklıktaki Taipei şehrine, yaklaşık 20 saniye öncesinden uyarı yapmanın mümkün olduğu ortaya konulmuştur (Allen ve diğ., 2009; Hsaio ve diğ., 2009; Wu ve Kanamori, 2005a; Wu, 2007).



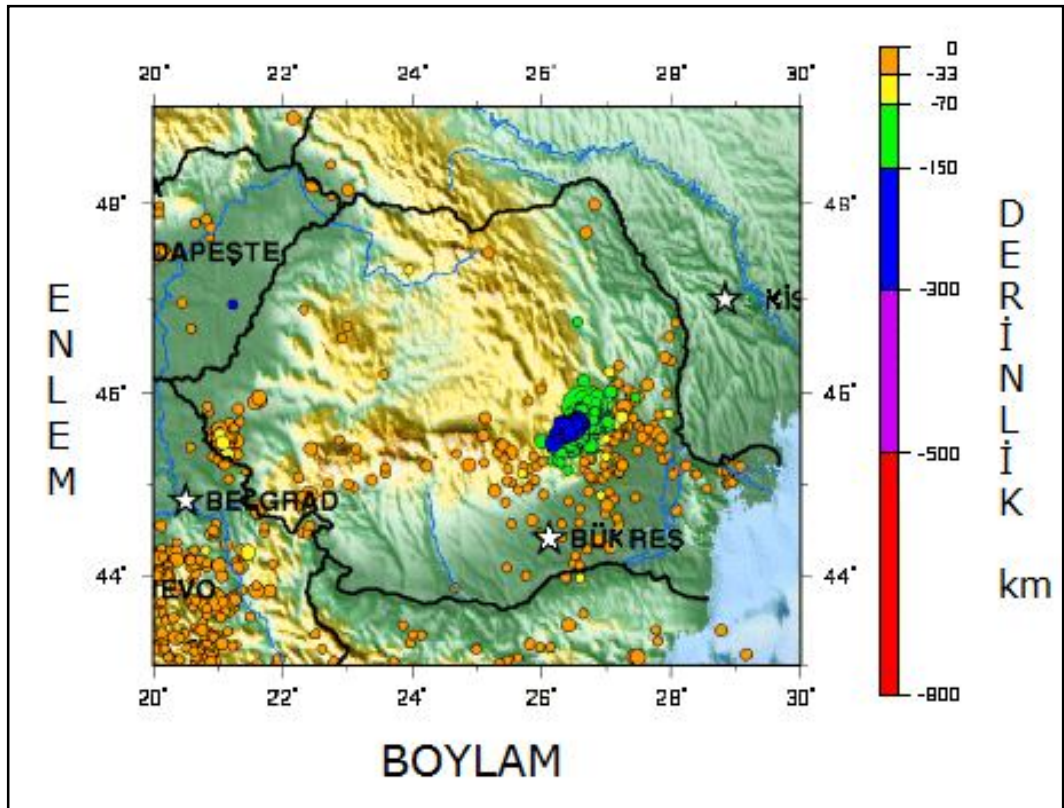
Şekil 2.10: RTD ve VSN sisteminin grafiksel tasviri (Wu ve diğ., 2004)

2.4. Romanya

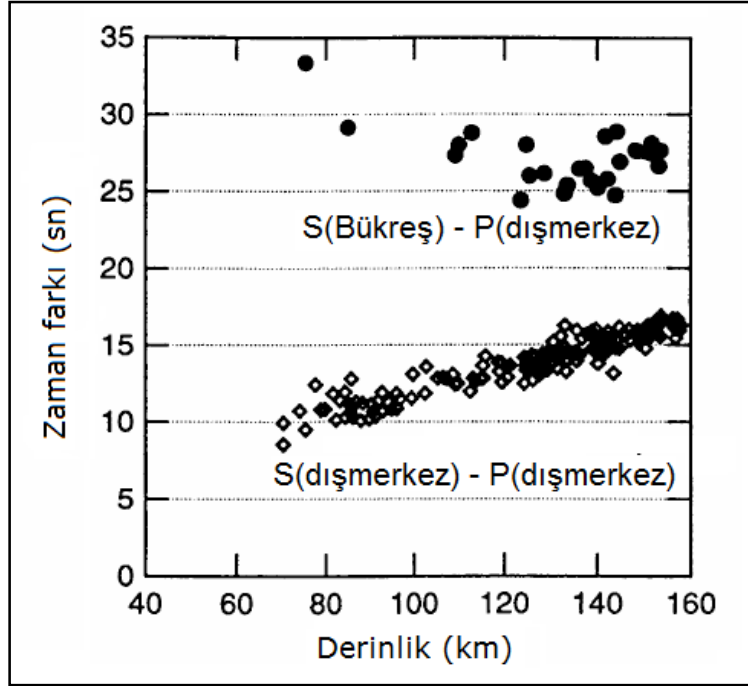
Bükreş'i etkileyen büyük depremlerin kaynağının neredeyse tamamının güneydoğu Karpatlar'daki Vrancea Bölgesi'nde toplanmış olması Bükreş EU Sistemi'ne büyük avantaj sağlar (Allen ve diğ., 2009). Güneydoğu Karpatlar'ın 1990-2006 tarihleri arasındaki depremselliği Şekil 2.11'de verilmiştir. Şekilde deprem dışmerkezlerinin

kümelenmesi göze çarpmaktadır. Bu bölgede geçen yüzyılda (1940-1990) oluşan moment büyüklükleri 6,9-7,7 arasında değişen 4 büyük depremin odak derinliğinin 100 km-150 km arası derinlikte olduğu, dışmerkez uzaklığında ~150 km uzaklıkta sabitlendiği gözlemlenmiştir (Wenzel ve diğ., 2001). Bu mesafe, bir deprem EU sistemi için uygun zaman oluşturur. Bükreş deprem EU sistemi için, Vrancea Bölgesi'nde ikisi yüzeyde biri de kuyu içinde olmak üzere toplam 3 adet ivmeölçer kayıtçı sistemi yerleştirilmiştir. Bütün cihazlar, kablo ile kontrol merkezine bağlıdır. Deprem tespiti, herhangi bir istasyonun düşey bileşenindeki ivme değerinin daha önceden belirlenmiş bir eşik seviyesini aşması neticesinde yapılmaktadır.

Kontrollü çalışan sistem, otomatik olarak ikinci bir cihazdaki eşik seviyesinin aşılmadığını kontrol etmekte ve bunun gerçekleşmesi neticesinde de alarm sinyali üretmektedir. Uyarı sinyalinin aktarılması, topoğrafik yapının müsait olması itibariyle doğrudan UHF Radyo dalgaları kullanılarak yapılır (Wenzel ve diğ., 2001). Merkezde üretilen uyarı sinyali, hâlihazırda Horia Hulubei Ulusal Fizik ve Nükleer Mühendisliği Enstitüsüne bilgi aktarmaktadır (Allen ve diğ., 2009).



Şekil 2.11: Romanya'nın 1990-2006 yılları arasındaki depremselliği (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/romania/seismicity.php>)

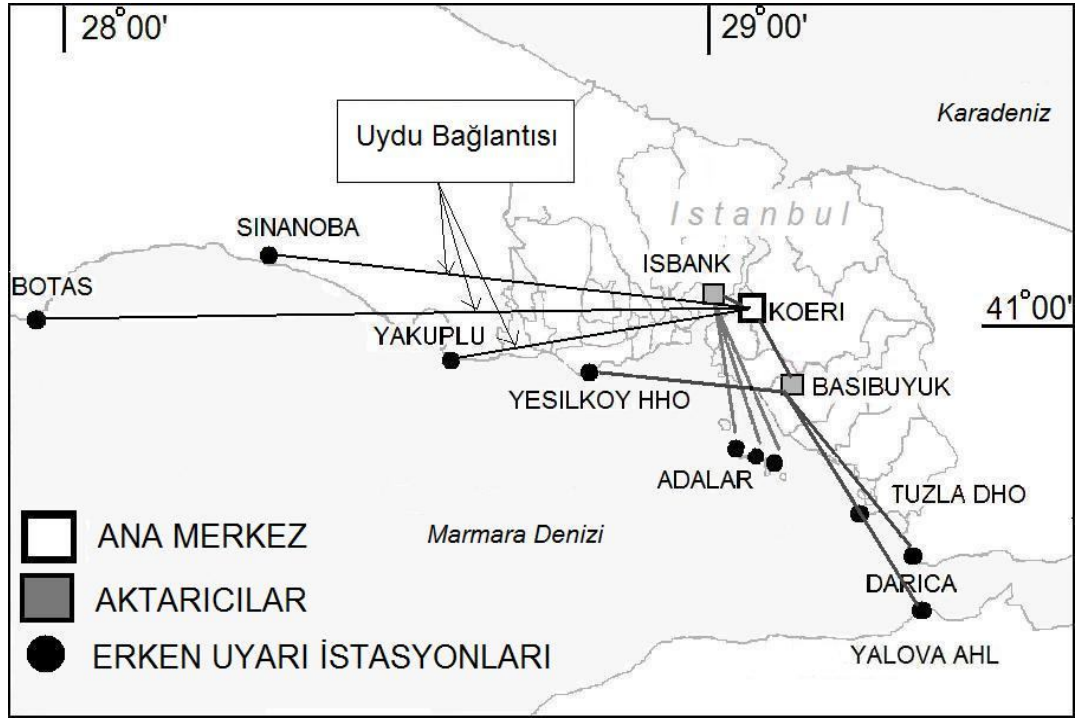


Şekil 2.12: Bükreş ile Vrancea Bölgesi'nde gözlenen depremlere ait P ve S dalgaları seyahat zaman farklılıkları (Wenzel ve diğ., 2003)

Vrancea Bölgesi'ne yerleştirilen deprem kayıtçı sistemleri vasıtasıyla bu bölgede oluşacak depremlerin yerinde tespit edilmesiyle Bükreş şehrine ortalama 20-25 saniye öncesinden (Şekil 2.12) deprem EU sinyalinin verilebilmesi mümkün olmaktadır (Wenzel ve diğ., 2001, 2003).

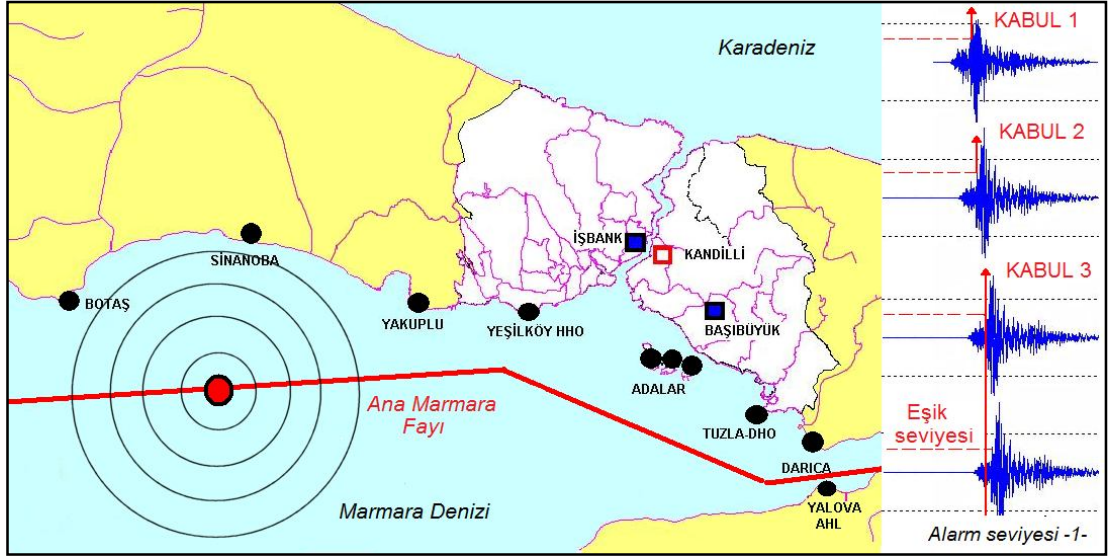
2.5. Türkiye

Tarihsel depremler, Marmara Bölgesi'nin büyük sismik aktivitelere maruz kaldığını ve potansiyel olarak sismik risk taşıdığını göstermektedir (Ambraseys ve Jackson, 2000). Özellikle yakın zamanda olan iki büyük deprem -17 Ağustos 1999 Kocaeli ($M_w=7,5$) ve 12 Kasım 1999 Düzce ($M_w=7,2$) depremleri (Kalafat ve diğ., 2007)-ileride İstanbul ve çevresini etkileyecek olası bir büyük depreme yönelik hazırlık çalışmalarını olumlu yönde tetiklemiştir. T.C Bakanlar Kurulu'nun 05/Nisan/2001 tarihli ve 2001/2232 sayılı kararı ile "İstanbul Deprem Erken Uyarı ve Acil Müdahale Sistemi"nin kurulmasına karar verilmiştir. Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (B.Ü.K.R.D.A.E) tarafından kurulan projenin "EU" ayağı kapsamında 10 adet kuvvetli yer hareketi istasyonu kurulmuştur (Erdik ve diğ., 2003). Proje, Deprem Mühendisliği Anabilim Dalı tarafından yürütülmektedir (<http://www.koeri.boun.edu.tr/depremmuh/EWRR/EWRRMain.htm>).



Şekil 2.13: İstanbul Deprem EU istasyonlarının konumları.

Şekil 2.13’de gösterilen bu istasyonların yerleri; istasyon güvenliği, veri nakil emniyeti ve fay hattına yakınlık gibi lojistik kriterler göz önünde bulundurularak Adalar, Tuzla, Yalova, Gebze ve Marmara Ereğlisi v.b. gibi mahallerde belirlenmiştir. İstasyonlardan radyo-link vasıtasıyla (BOTAS, SINANOBA ve YAKUPLU istasyonları 2008 yılında uyduya geçirilmiştir) gerçek zamanda ve sürekli gelen veriler, ana merkezde otomatik olarak değerlendirilir. Sistem tarafından sürekli olarak 10 saniyelik (ayarlanabilir) zaman penceresi içinde en az 3 istasyon tarafından eşik seviyelerinin aşılp (kabul) aşılmadığı kontrol edilir. Seviye değerinin aşılmasının ardından “kabul”lerin sağlanmasıyla “deprem” kararı verilir ve yazılım tarafından otomatik olarak alarm mesajı üretilir (Şekil 2.14). Depremin tetiklenmesinde en büyük ivme değeri (PGA=Peak Ground Acceleration) veya Kümülatif Mutlak Hız (CAV=Cumulative Absolute Velocity) eşik seviyelerinden faydalanılır. Mevcut sistem hâlihazırda ivme eşik seviyesine göre çalıştırılmaktadır. Hasar yaratabilecek bir depremle ilgili uyarı sinyali, deprem kaynak parametrelerine ve etkilenecek konumun koordinatlarına bağlı olarak en fazla 8 saniye öncesinde verilebilecektir (Erdik ve diğ., 2003). 2002 yılında devreye alındığı tarihten itibaren test konumunda çalıştırılan EU sistemi, önümüzdeki tarihlerde Marmaray Tüp Geçidinin tamamlanmasıyla beraber, Marmaray otomasyon sistemi ile bağlantısı yapılacaktır (Alcık ve diğ., 2009).



Şekil 2.14: İstanbul Deprem EU Sistemi'nde kullanılan eşik seviyesi yönteminin grafiksel tasviri

2.6. Amerika Birleşik Devletleri

Pasifik Ateş Çemberi zonunun doğu Pasifik sırtında oluşan büyük depremler Amerika Birleşik Devletleri'nin batı kıyısını, özellikle en büyük eyaleti Kaliforniya'yı çok fazla etkilemektedir. Geçmişten bugüne kadar elde edilen bilgiler bu etkiyi de açıkça göstermektedir (CGS, 2007).

A.B.D'de son 50 yıldır süre gelen afet zararlarının azaltılmasına yönelik çalışmalar hem uzun dönem risk tespit ve değerlendirmesini, hem de deprem sonrası bilgilendirme çalışmalarını içermektedir. Uzun dönem deprem risk ve zararlarının azaltılması çalışmaları daha ziyade yapısal yönetmelikler için kullanılmış olsa da risk haritaları ile yapılmıştır (Allen ve Kanamori, 2003).

Deprem sonrası bilgilendirme çalışmaları ise farklı programlar bünyesinde sağlanmıştır. Bunlardan en önemlileri;

- USGS (United States Geological Survey=Birleşik Devletler Jeolojik Araştırma) tarafından ülke genelinde yürütülen ANSS (Advanced National Seismic System=Gelişmiş Ulusal Sismik Sistemi) (Benz ve diğ., 2001),
- Berkeley Üniversitesi ile USGS tarafından Kaliforniya Eyaleti'nin orta ve kuzey bölgelerine yönelik hizmet için sunulan REDI (Rapid Earthquake Data Integration=Hızlı Deprem Veri Bütünleşmesi) (Gee ve diğ., 1996),

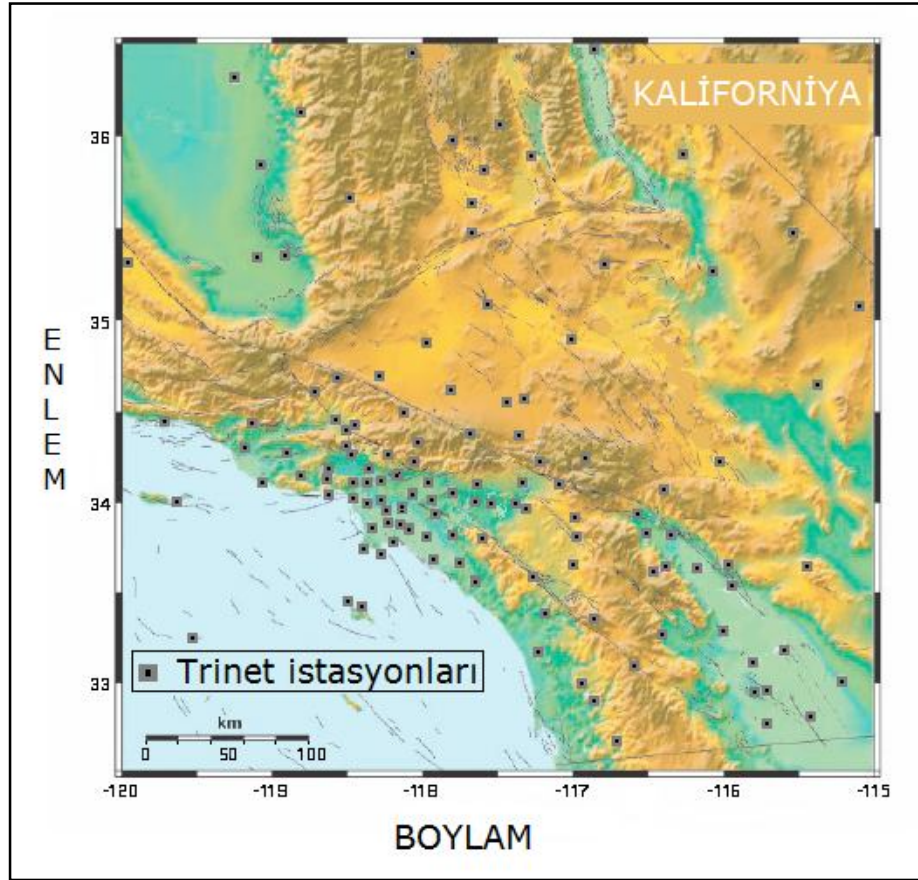
- Caltech (California Technical University=Kaliforniya Teknik Üniversitesi) ile USGS tarafından ortak yürütülen CUBE (Caltech and USGS Broadcast of Earthquakes=Depremlerin Caltech ve USGS tarafından yayını) (Kanamori ve diğ., 1991),
- Caltech, USGS ve CDMG (California Department of Conservation, Division of Mines and Geology=Koruma Bölgesi'nin Kaliforniya Bölümü, Maden ve Jeoloji Kısmı) tarafından kurulmuş olan TriNet'dir (Hauksson ve diğ., 2001).

Güney Kaliforniya Eyaleti'nde deprem sonrası acil bildiri (rapid post event notification) CISEN'in (California Integrated Seismic Network=Kaliforniya Bütünleşmiş Sismik Ağı) bir parçası olan ve bünyesinde 20 km'de bir konuşlandırılmış yaklaşık 150 adet genişband ve ivmeölçer cihazı içeren TriNet tarafından sağlanır. Oldukça sık yerleştirilmiş olan TriNet cihazlarının lokasyonları Şekil 2.15'de verilmiştir.

Bilgilendirme veya enformasyon ise depremi izleyen birkaç dakika içinde, CUBE çağrı cihazı (pager) sistemi ile internet üzerinden gerçekleştirilir. Deprem sırasında gözlenen en büyük yer ivme değerleri, depremden 3-5 dakika sonra, Shake Map (USGS, 2000; Wald ve diğ., 1999) olarak adlandırılan sarsıntı haritalarının üretilmesi için kullanılır (Allen ve Kanamori, 2003).

A.B.D'de deprem EU sistemi ve yöntemleri üzerine çalışmaların olmasına rağmen, günümüzde halkı uyarmaya yönelik geliştirilen bir uyarı sistemi mevcut değildir (Allen, 2009; Allen ve diğ., 2009). EU zamanının arttırılması ve dolayısıyla sistem ve yöntem güvenilirliğinin sağlanması yönünde özellikle Güney Kaliforniya (Allen ve Kanamori, 2003; Cua ve diğ., 2009) ve Kuzey Kaliforniya Eyaleti için (Wurman ve diğ., 2007) çalışmalar yapılmış ve yapılmaktadır. Allen ve Kanamori (2003) tarafından Güney Kaliforniya Eyaleti için sunulan ElarmS (Earthquake Alarm System=Deprem Alarm Sistemi), şu an test aşamasında çalıştırılmakta olup, TriNet istasyonlarını kullanır. ElarmS sistemi, 2 veya 3 istasyonun tetiklenmesiyle 1-2 sn içinde dışmerkez tayini yapar. Büyüklük tayinini yaparken de, Japonya'da kullanılan UrEDAS uyarı sisteminde olduğu gibi depremin ilk birkaç saniyesindeki (<4 sn) frekans içeriğinden çıkarılmış büyüklük-hâkim periyot ilişkisinden faydalanılır (Allen, 2004, 2007; Allen ve Kanamori, 2003; Lockman ve Allen, 2005). UrEDAS metodolojisine çok benzeyen bu sistemin temel farkı bir "ağ" kullanmasıdır. Bölgesel sismik ağları kullanarak Kaliforniya için uyarı süresinin yaklaşık 1 dakika olabileceği Allen (2009) tarafından belirtilmiştir. Bu sürenin mümkün olabileceğini iki örnekle

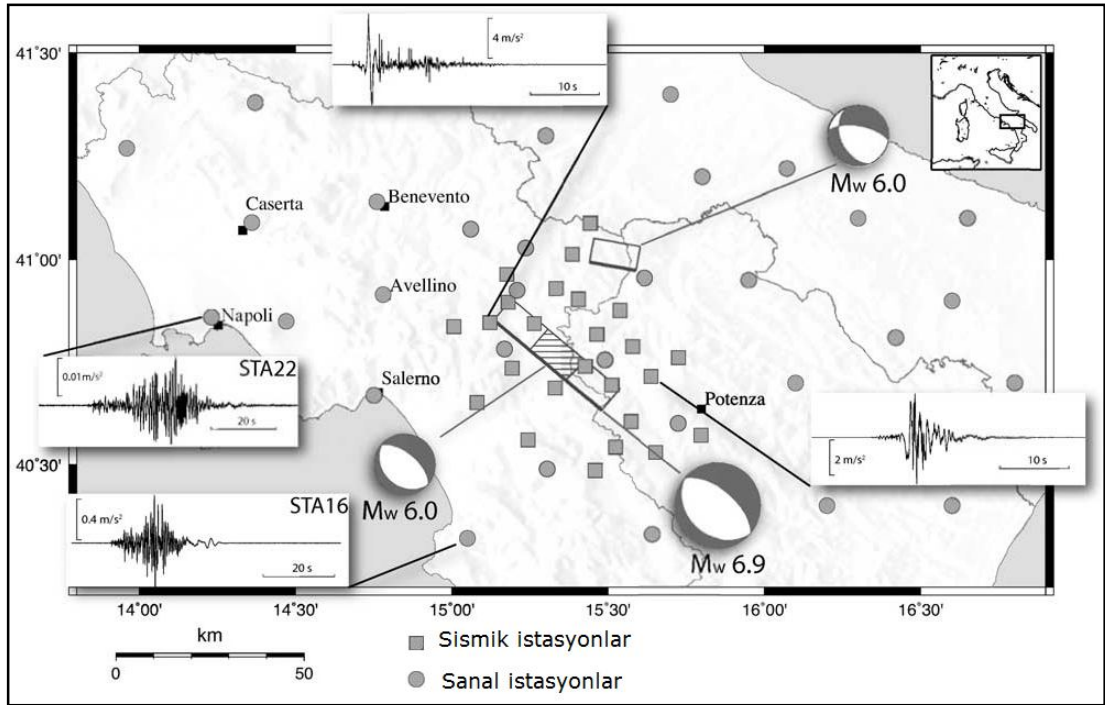
vermiştir. San Andreas fayının kuzey ucundan başlayıp, San Fransisko Körfezine doğru olabilecek bir hareket veya Salton Trough'dan başlayıp, Los Angeles şehrine doğru olacak bir kırılma sırasında bu uyarı sürenin mümkün olabileceği belirtilmiştir (Allen, 2009). CISN, bugünlerde 3 adet EU algoritmasını eyaletteki sismik ağlar üzerinde gerçek zamanda test etmektedir. Bu proje, Berkeley Üniversitesi (U.C. Berkeley), Kaliforniya Teknik Üniversitesi (Caltech), Güney Kaliforniya Üniversitesi (University of Southern California) ve Birleşik Devletler Jeolojik Araştırma (USGS) ortak katılımlarıyla sürdürülmektedir. Ancak proje, kullanıcılara bir uyarı sinyali yayımlamak amacıyla değil, mümkün olan en kısa sürede, doğru yer belirlenmesi ve büyüklük verebilmek maksadı ile yapılmaktadır (Allen, 2009). Kaliforniya Eyaleti'nde, erken uyarı sinyalinin özellikle hızlı trenlerde kullanılmasına yönelik gerekli yasal mevzuatlar, hazırlanmasına rağmen beklenmemektedir ama mevzuatların yasallaşmasından sonra yapılacak aktif çalışmalar A.B.D'de EU konusunda bir ilki oluşturacaktır (Allen ve diğ., 2009).



Şekil 2.15: Güney Kaliforniya'da TriNet tarafından yürütülen sismik istasyonlarının konumları (Allen ve Kanamori, 2003)

2.7. Diğer Çalışmalar

İtalya'nın güney Apennines Kuşağı için planlanarak kuruluma başlanan EU sisteminde hem ivmeölçer, hem de hızölçer cihazlar kullanılmaktadır. Campanian EU Sistemi veya SAMS (Seismic Alert Management System=Sismik Uyarı Yönetim Sistemi) olarak da adlandırılan bu sistem, Campania-Lucania Bölgesi'nde kurulu 30 istasyondan oluşur. 100x80 km²'lik yüzölçüme sahip olan bu bölge, sismik olarak son derece aktiftir. Şekil 2.16 sismik istasyonların yerlerini göstermektedir.



Şekil 2.16: İtalya'daki EU sisteminin performansı için kullanılan sismik ve sanal istasyonların konumları (Zollo ve diğ., 2009)

Simülasyon olarak çalıştırılan senaryolar neticesinde, bölgede tespit edilecek bir deprem sonrasında ~110 km uzaklıktaki Napoli'ye ortalama 30 saniye hazırlık süresi kazandırılabilmesi belirtilmiştir (Iervolino ve diğ., 2006). Yakın zamanda sanal istasyonlar eklenerek yapılan simülasyonlardan alınan sonuç, etkili uyarı zamanının 8-16 saniye arasında değişebileceği belirtilmektedir (Zollo ve diğ., 2009).

Ayrıca, kurulması düşünülen fakat henüz fiziki değer kazanmamış bazı çalışmalar da vardır. Bunlardan bir tanesi; Erivan projesidir. Balassanian ve diğ. (2003) tarafından yayınlanan makalede, Ermenistan'ın başkenti Erivan için bir deprem EU sistemi kurulmasının imkânı üzerine araştırma sunulmuş ve neticede, Erivan etrafına 15 ivmeölçer konulabileceği ve böylece şehir için 3-8 saniye arasında bir uyarı

konusunda çalışmalar yapılmaktadır (Diagourtas, 2005). 2007 yılından sonra Korint Bölgesi'nde 2 tanesi gerçek zamanda, 12 tanesi aramalı (dial-up), 6 tanesi de sabit (off-line) alışan toplam 20 adet cihaz yerleştirildiği ve farklı EU algoritmalarının testlerinin yapıldığı Diagourtas ve diğ. (2009) tarafından bildirilmiştir.

İlave olarak, Kostarika'da da EU sistem çalışmaları planlanmaktadır. Kostarika, kuzeybatısında yer alan Orta Amerika hendeğinden (trench) etkilenmektedir. Bu yitim zonunda yılda yaklaşık 90 mm'lik bir kaymanın mevcudiyeti, bu bölgede 7,5 ve üzeri büyüklükteki bir deprem beklentisini yaratmıştır. Bu sebeple, ortalama 40 km aralıkla hendeğe paralel üç sırada dörder adet olmak üzere toplamda 12 adet ivmeölçer cihazının yerleştirilebileceği ve böylece San José şehrine onlarca saniye öncesinden deprem uyarısının verilebileceği konusunda çalışmalar yapıldığı belirtilmiştir (Protti, 2001).

3. DEPREM ERKEN UYARI YAKLAŞIMLARI VE METODLAR

Bütün EU sistemlerinde ilk önce depremin tespit edilmesi, sonra da kullanışlı bir uyarı sinyalinin kullanıcılara sağlıklı bir şekilde aktarılması gerekmektedir.

Deprem tespiti ne kadar çabuk olursa, uyarı için kazanılacak zamanda o kadar fazla olacaktır. Odak, dışmerkez ve uyarı sağlanacak alan arasındaki mesafelerin uzaklığı deprem EU sisteminin hem hatasız karar vermesine olanak sağlar, hem de uyarılacak bölge/alan/noktalarda önceden planlanmış tedbirlerin hayata geçirilmesinde yeterli zaman sağlar. Örnek olarak Meksika'da kurulu EU sisteminde, kaynağın Meksika şehrinde yaklaşık 300-350 km uzaklıkta oluşu, sağlıklı EU mesajının verilebilmesi için yeterli zamanı sağlamaktadır. Bu tip, kaynağı uzak noktalarda karşılayarak tespit yapan sistemsel yaklaşım, "Cepheden Saptama (Front Detection)" olarak adlandırılır (Allen ve Kanamori, 2003; Wu ve Kanamori, 2005a). Meksika, Tayvan, Romanya ve İstanbul deprem EU sistemleri bu yaklaşıma uygun örneklerdir.

Buna karşılık, Japonya veya A.B.D'nin Kaliforniya Eyaleti gibi sürekli kuvvetli yer titreşimlerine maruz kalan ve aktif faylar üzerinde konuşlanmış şehirlere sahip bölgelerde, depremin tespitinde daha hızlı karar veren ve kestirime yönelik yaklaşımlar gerekmektedir. Bu da ancak çok sayıda ve sık konuşlandırılmış istasyonlardan faydalanılması ile mümkün kılınmaktadır. Örnek olarak, Japonya'da büyük depremlerin odağı çoğunlukla derin kaynaklı, A.B.D Kaliforniya'da ise sığ kaynaklıdır. Çok sayıda ve farklı tipte deprem kayıtçı cihazları (genişband ve ivmeölçer) çalıştırılan bu bölgelerde, olası depremin P dalgasının ilk birkaç saniyesine bakılarak kısa sürede konum ve büyüklük tayini hesaplamaya yönelik yapılan yaklaşımlar, "Sahada" veya "Yerinde Saptama (On-site Detection)" olarak adlandırılır (Kanamori, 2005).

Kısaca, uyarılacak bölge ile deprem kaynak noktası arasındaki uzaklığa bağlı olarak adlandırılan yaklaşımlar iki grupta toplanmıştır. Her iki grupta yapılan çalışmalar farklı metodları içerseler de netice itibariyle depremin tetiklenmesi, lokasyon ve büyüklük tayini için kullanılır.

İstanbul Deprem EU Sistemi, depremin tetiklenmesi ve uyarı sinyalinin üretilmesi için olası bir depremin ürettiği P ve S dalgalarının bir istasyona varış zamanları arasındaki farktan faydalanmaz. Sistem tamamen PGA ve CAV eşik seviyelerinin aşılması prensibiyle otomatik bir şekilde deprem kararını vererek alarm üretir. Bu tip bir yaklaşım, faya oldukça yakın olunması sebebiyle hesaplama süresinin azaltılarak mümkün olan daha fazla zamanın kazanılması amacıyla kabul edilmiş bir yaklaşımdır. Bundan dolayı “Doğrudan” veya “Mühendislik yaklaşımı (Direct Engineering)” olarak adlandırılır (Alcık ve diğ., 2006). Oysa diğer sistemlerdeki yöntemler daha ziyade P dalgasının ilk birkaç saniyesinden ve S dalgasından da faydalanarak lokasyon ve büyüklük vermeye çalışmalarından ötürü “Sismolojik yaklaşımlar” olarak adlandırılarak değerlendirilmelidir.

Meksika ve Romanya’da çalıştırılan deprem EU sistemleri, sabit mesafelerden kazanılan sabit zamandan dolayı algoritma yeniliğine ihtiyaç duymadan işlevlerini yerine getirmektedirler. Aksine, Japonya, Tayvan ve A.B.D Güney Kaliforniya’da kurulu sistemler EU zamanının arttırılmasına yönelik sürekli yeni gelişmelerin arayışları içindedirler. Dolayısıyla da günümüzde erken uyarıya yönelik çalışmaların başını çekmektedirler. Aşağıdaki alt bölümlerde, Japonya’da EU konusuna çok önem veren RTRI (Railway Technical Research Institute=Demiryolları Teknik Araştırma Enstitüsü) tarafından kullanılmakta olan EQAS’nin ana yapısını oluşturan B-Delta (B- Δ) metodu, Tayvan’da kullanılan τ_c ve P_d , Kaliforniya’da test olarak çalıştırılan T_{max}^p metodu “Sismolojik Metodlar”, İstanbul Deprem Erken Uyarı Sisteminde kullanılan CAV ile ilgili detaylı bilgi ve gelişmeler de “Mühendislik Metodlar” başlıkları altında sunulmuştur.

3.1. Sismolojik Metodlar

Bu bölümde; Japonya’da, Tayvan’da ve A.B.D Güney Kaliforniya’da kullanılan, sırasıyla B-Delta, τ_c - P_d ve T_{max}^p metodlarının teoriksel kısımlarından bahsedilmiştir.

3.1.1. B-Delta metodu

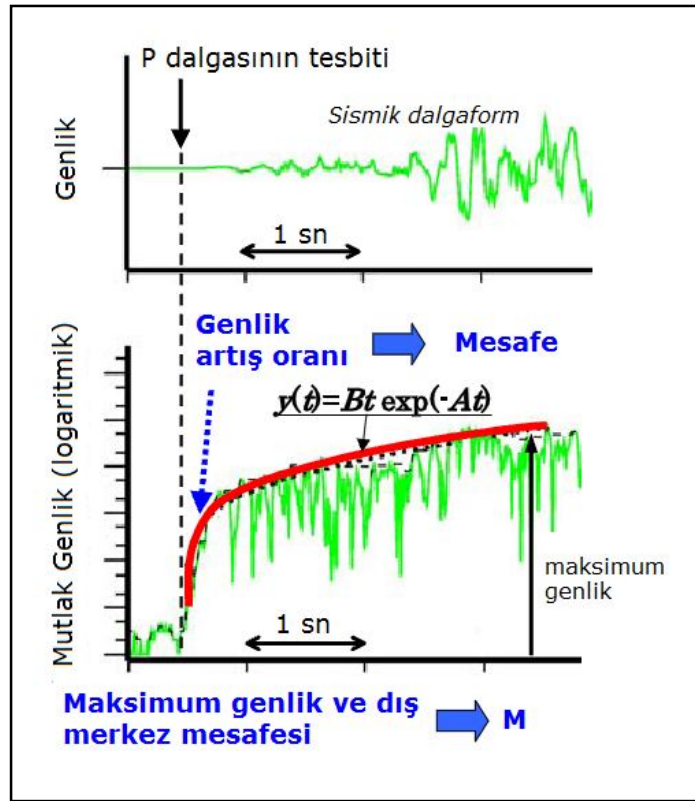
Japonya’da uzun zamandır hızlı trenlerde EU sistemi anlamında bir klasik olarak kabul edilen UrEDAS kullanılmaktadır (Ashiya 2004; Nakamura, 2004). Son zamanlarda güncellenen gerçek zamanlı sismoloji konusuna yönelik yapılan

çalışmalar Japonya'daki ulusal deprem istasyonlarının hem JMA, hem de bazı devlet birimleri tarafından artırılmasını sağlamıştır. Bu artışın, Demiryolları Teknik Araştırma Enstitüsü tarafından EQAS sisteminin geliştirilmesine olanak tanıdığı belirtilmektedir (Ashiya, 2004). EQAS sistem algoritmasını B-Delta metodu oluşturur (Ashiya ve diğ., 2003).

EQAS ilk olarak Ashiya (2004) tarafından telâfuz edilmiş olmakla beraber, B-Delta metodu hakkında ilk detaylı bilgi "A new method quickly estimating epicentral distance and magnitude from a single seismic record=Bir tekil sismik kayıttan dışmerkez mesafesi ve büyüklüğün hızlı tahmini için yeni bir metod" başlığıyla, Oda ve diğ. (2003) tarafından, Bulletin of the Seismological Society of America (kısaca BSSA) dergisinde makale olarak yayınlanarak verilmiştir. Fakat, bu konu ile ilgili olarak literatürde 2004 yılından sonra farklı bir bilgiye rastlanılmamıştır.

Oda ve diğ. (2003), depremin ilk 3 saniyesini kullanarak, deprem dalga formuna fit ettikleri $y(t)$ fonksiyonu, denklem 3.1'de verilmiştir;

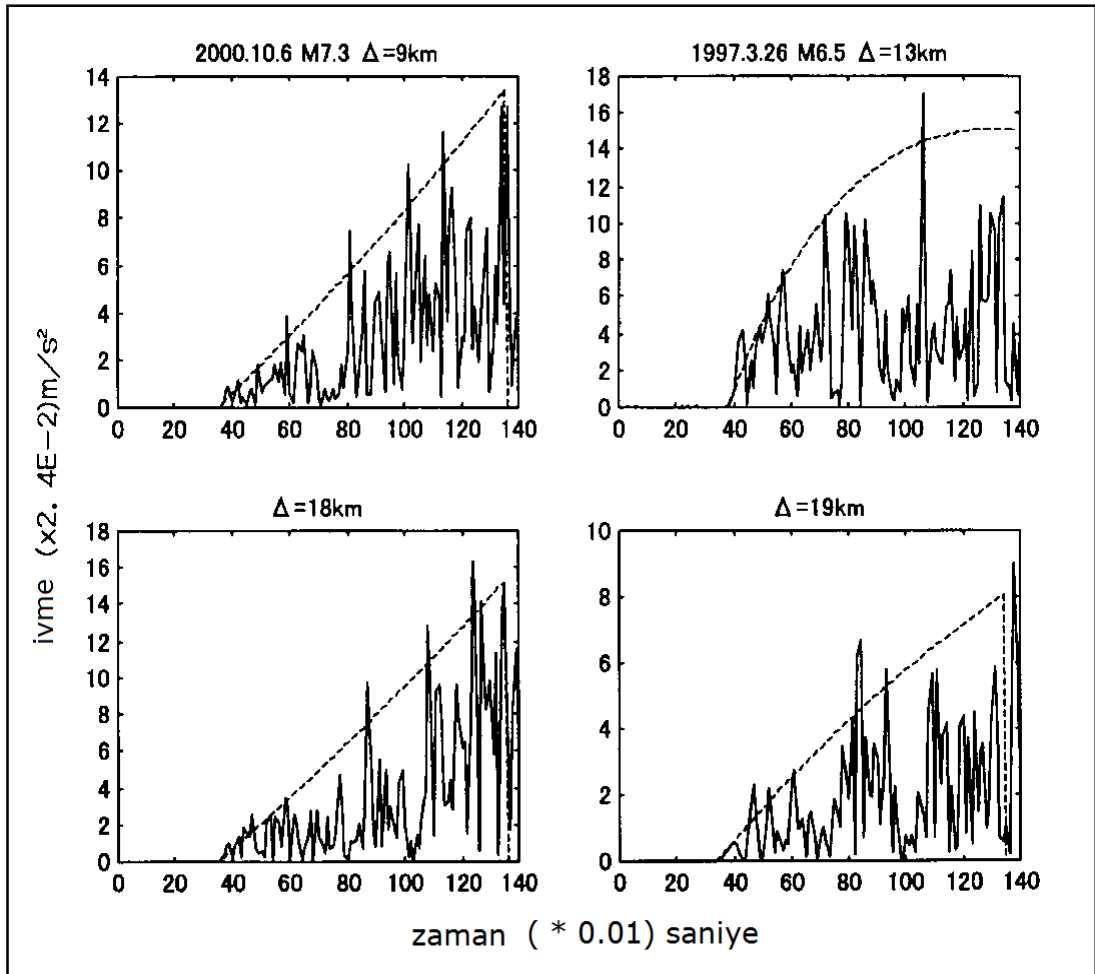
$$y(t) = Bt * \exp(-At) \quad (3.1)$$



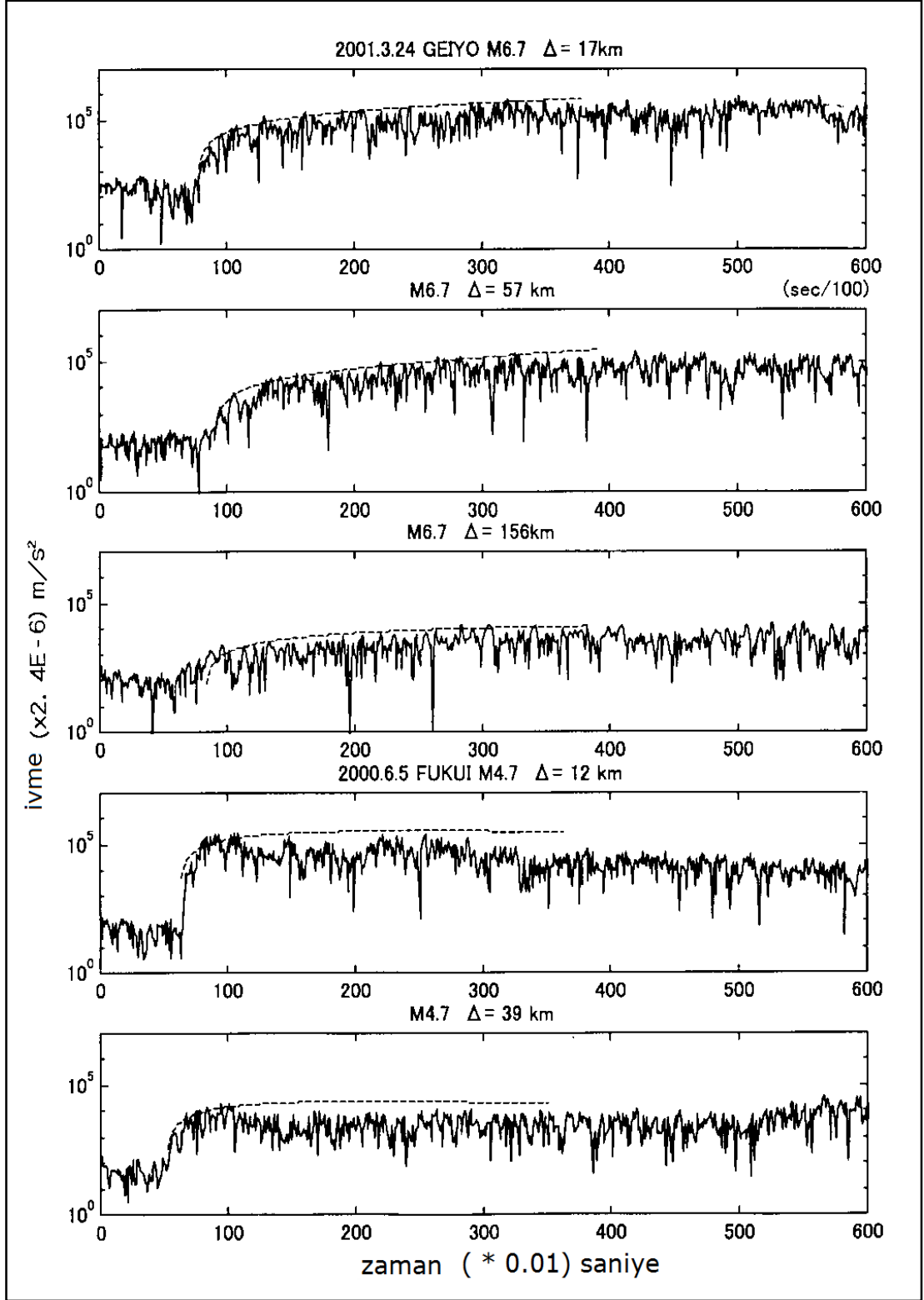
Şekil 3.1: Fonksiyon yönteminin grafiksel gösterimi (Ashiya, 2004)

En küçük kareler yöntemi ile elde edilen A ve B sabitlerinin kullanılmasıyla, gelmekte olan depremin yakın veya uzak, küçük veya büyük olduğuna karar verilmektedir. Bu yöntemle ait grafiksel gösterim Şekil 3.1’de verilmiştir. Burada M büyüklüğü temsil eder. Sunulan $y(t)=Bt \cdot \exp(-At)$ fonksiyonunda; t saniye cinsinden zamanı, A parametresi genliğin zamana göre değişimi ve B parametresi de P dalga formunun başlangıç kısmının eğimi ile ilişkilidir (Kamigaichi, 2004).

P dalga formunun başlangıç kısmının eğiminin dik veya yumuşak oluşu, depremin yakın veya uzak kaynaklı olması ile ilişkilidir (Şekil 3.2). A değerinin pozitif (+) veya negatif (-) olması fonksiyon grafiğinin eğim aşağı veya eğim yukarı gitmesine neden olup gelen depremin küçük veya büyük olduğunu işaret etmektedir. Şekil 3.3, fonksiyon eğrisinin farklı uzaklıklarda farklı depremler için nasıl değiştiğini göstermektedir.



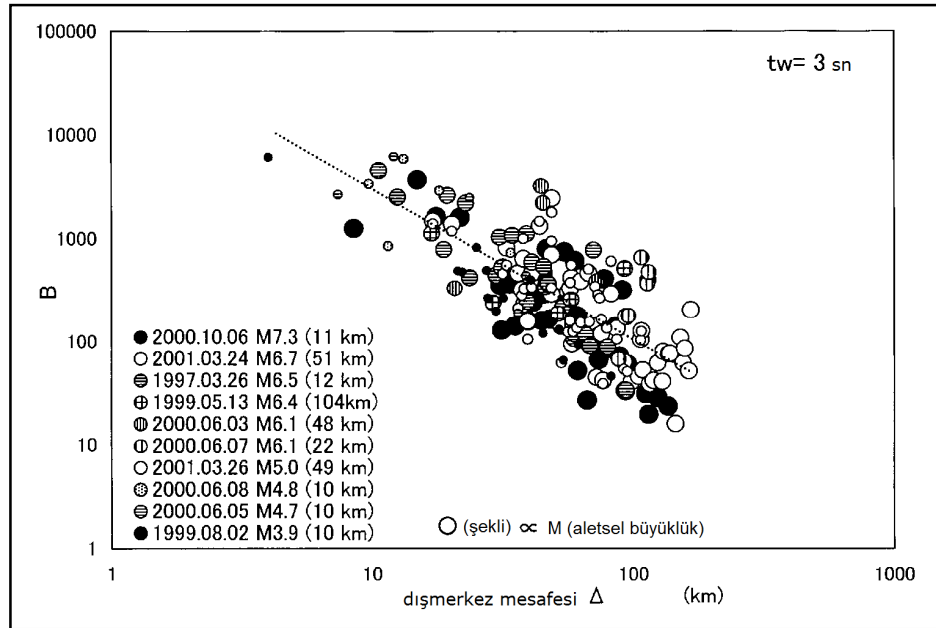
Şekil 3.2: Fonksiyonun başlangıç kısımlarının farklı büyüklük (M) ve dışmerkez mesafelerine (Δ) göre davranışları (Odaaka ve diğ., 2003)



Şekil 3.3: $y(t)=Bt \cdot \exp(-At)$ fonksiyonun iki farklı büyüklükteki (M) depreme ait farklı dışmerkez mesafelerindeki (Δ) davranışı (Odaka ve diğ., 2003)

Odaka ve diğ. (2003) sundukları çalışmada, büyüklükleri 3,9-7,3 arasında değişen Kyoshin Ağı'ndan (Kyoshin Network) alınan 10 depreme ait toplam 186 ivme kaydı kullanılmıştır (Tablo 4.1). Bütün işlemler düşey bileşen üzerinde yapılmaktadır. Düşey bileşenlerin ortalamaları (mean) alınıp yönelimleri (trend) giderildikten sonra, depremin başlangıç anı kayıtların gürültü seviyelerinin standart sapma değerinin beş katını aştığı nokta olarak otomatik seçilir. Bu noktadan itibaren, belirlenen bir zaman penceresi boyunca (örnek: $t_w=3$ sn) mutlak değeri alınan verilerin en büyük noktaları bulunur. Bu noktalar veri sayısı kadar enterpole edilir. Enterpole edilmiş verilere $y(t)=Bt \cdot \exp(-At)$ fonksiyonu ile en küçük kareler yöntemi uygulanır. Neticede A ve B parametreleri hesaplanır. Elde edilen B değerleri ile Δ arasındaki ilişki Şekil 3.4'de görülmektedir.

Bir deprem sırasında tek istasyon düşey bileşen ivme kaydının P dalgasının başlama anından itibaren ilk 3 saniyelik verisinden yararlanılarak elde edilen B değeri ile yaklaşık olarak dışmerkez tayini yapılması mümkündür.



Şekil 3.4: Dışmerkez mesafesi (Δ) ile B değerleri arasındaki ilişki (Odaka ve diğ., 2003)

Hızlı büyüklük tahmini ise, Grecksch ve Kümpel (1987) tarafından sunulan büyüklük formülünün, kurulu sisteme adapte edilmesinin ardından denklem 3.2'yi kullanarak yapılmaktadır:

$$M_{est} = a \log P_{max} + b \log B + c \quad (3.2)$$

Burada; M_{est} denklemden hesaplanan tahmini büyüklüğü, a, b ve c cihazlara ait sabitleri, P_{max} ise 3 saniyelik P dalgasında okunan en büyük genlik değerini vermektedir. B değerinin elde edilmesinin ardından çok kısa sürede büyüklük tayini yapılmaktadır. Fakat A katsayıları ile ilişkilendirilmiş bir çalışma yapılmamış olduğu, daha ileri tarihlere bırakıldığı belirtilmiştir (Odaka ve diğ., 2003).

3.1.2. Tau-P-max metodu

Amerika Birleşik Devletleri'nde sürdürülen afet zararlarının azaltılmasına yönelik çalışmalar uzun dönem (50 yıllık) periyotlu risk tespiti-tanımlama ve deprem sonrası bilgilendirme çalışmalarını içermektedir. 2003 yılında Allen ve Kanamori (2003) tarafından üçüncü bir yaklaşım sunulmuştur. Bu yaklaşımda Güney Kaliforniya için kısa dönem risk uyarı sisteminin fizibilitesi yapılmış (Harben, 1991) ve neticede, TriNet'in altyapısını kullanan ElarmS sistemiyle birkaç saniyeden onlarca saniye öncesine kadar EU mesajı verebilmenin mümkün olabileceği belirtilmiştir (Allen, 2004, 2007; Allen ve Kanamori, 2003).

ElarmS, bir depremin başlangıç zamanını, lokasyonunu ve büyüklüğünü P dalgasının ilk başlama anıyla tespit etmeye başlar. Ardından, beklenen yer hareketi pik değerinin çevresel dağılımı, sönümlenme ilişkileri kullanılarak saptar. Sonuçta EU zamanı, S dalgasına ait seyahat ile oluş zamanı eğrilerinden tahmin edilir. Fakat çalışmalarda daha ziyade büyüklük tahmininin üzerinde durulmuştur. P dalgasının frekans içeriği kullanılarak büyüklük tahmini yapıldığı ve bu yöntemin Nakamura tarafından kullanılan yöntemin bir benzeri olduğu bildirilmektedir (Allen ve Kanamori, 2003). Aralarındaki farklılık özetle şu şekilde sıralanabilir; bir ağ kullanılması, uygulanan filtre ve işlem-kontrol süresidir.

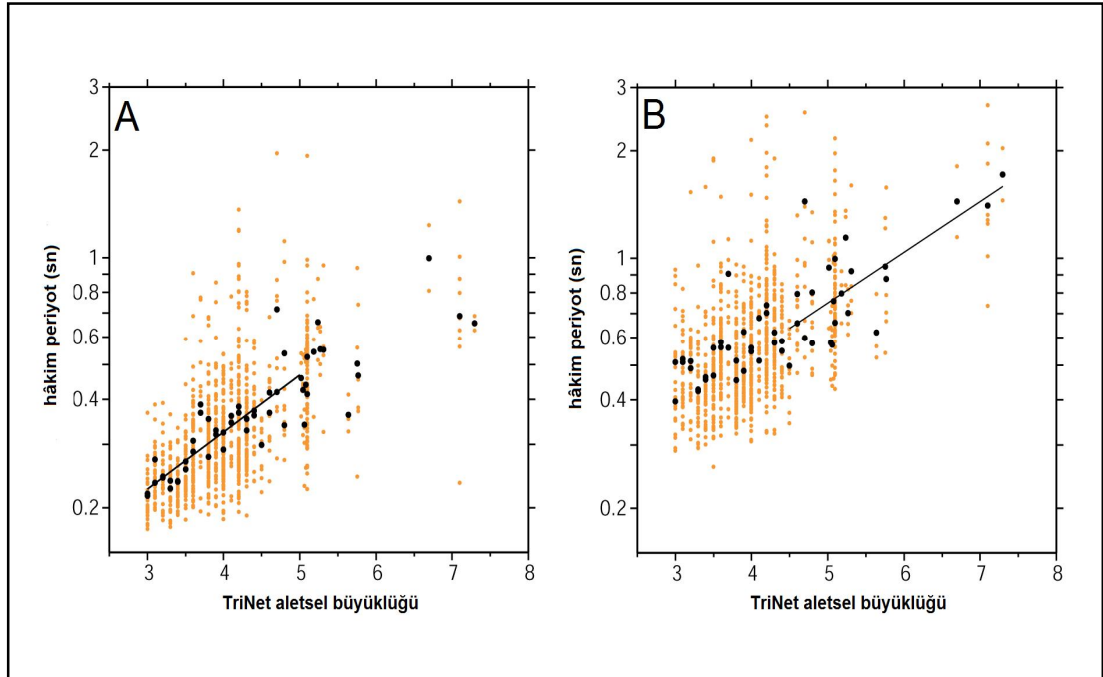
Allen ve Kanamori (2003) sundukları çalışmada, büyüklükleri 3,0-7,3 arasında değişen 53 adet Kaliforniya depremi kullanmışlardır. Bu depremlerin seçiminde iki kritere dikkat edilmiştir; (1) Depremin İki veya daha fazla genişband sismometre tarafından kaydedilmiş olması, (2) Dışmerkez mesafesi 100 km altında olan istasyonların sçilmesidir. Hâkim periyotlar devamlı olarak hız sensörlerinin düşey bileşenleri kullanılarak her bir istasyon için aşağıdaki tekrarlamalı (rekürsiv) ilişki kullanılarak hesaplanır (Allen, 2007; Allen ve Kanamori, 2003; Lockman ve Allen, 2005; Olson ve Allen, 2005);

$$T_i^p = 2\pi \sqrt{X_i/D_i} \quad (3.3)$$

$$X_i = \alpha X_{i-1} + x_i^2 \quad (3.4)$$

$$D_i = \alpha D_{i-1} + (dx/dt)_i^2 \quad (3.5)$$

Burada; T_i^p herhangi bir i anındaki hâkim periyot, x_i kaydedilmiş hız kaydı, X_i yumuşatılmış (smoothed) hız kaydının karesi, D_i yumuşatılmış hız kaydının türevinin karesi, α yumuşatma (smoothing) katsayısıdır (Allen, 2004; Allen ve Kanamori, 2003) ve 0.999 olarak alınır (Lockman ve Allen, 2005). Allen (2007) ve Olson ve Allen (2005) tarafından, 100 örnek/sn için $\alpha=0.99$, 20 örnek/sn için $\alpha=0.95$ verilmiştir.



Şekil 3.5: (A) $3,0 \leq M \leq 5,0$ ve (B) $4,5 \leq M \leq 7,3$ depremleri kullanarak elde edilen hâkim periyot ile büyüklük (M) arasındaki ilişkiler (Allen, 2004; Allen ve Kanamori, 2003)

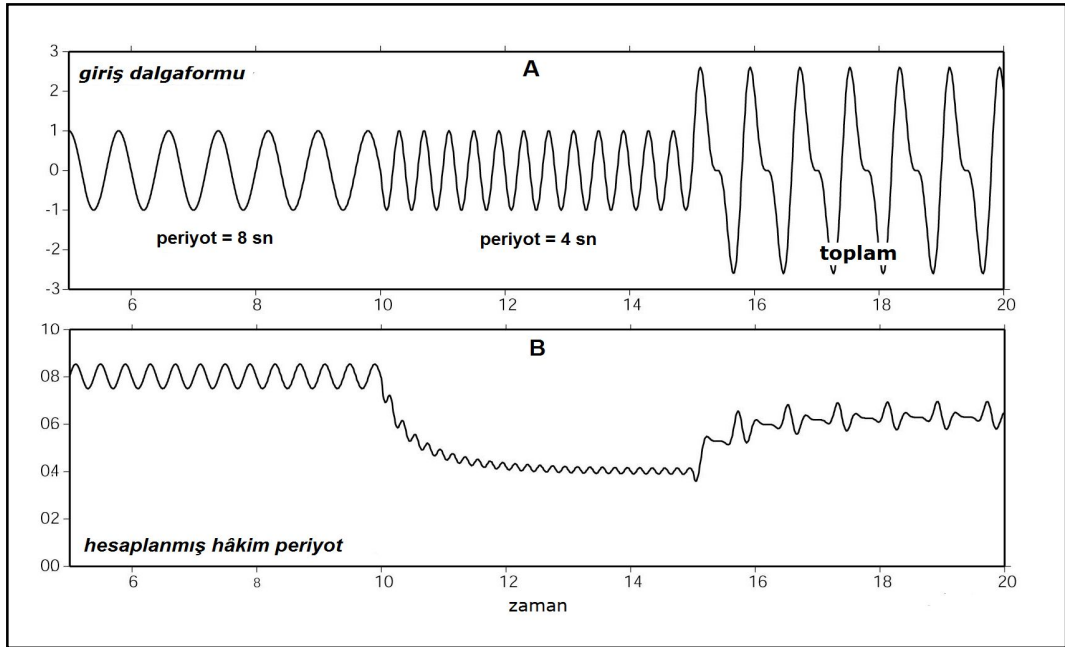
Allen ve Kanamori (2003) tarafından yapılan çalışmada; T_{\max}^p ile büyüklük arasında farklı deprem büyüklüklerine göre iki ayrı doğrusal ilişki sunulmuştur (Şekil 3.5). Bu ilişkiler, yapılan çevrimdışı (off-line) çalışmalar sonucunda ayrı ayrı çıkarılmıştır. Şekil 3.5'de verilen açık renkli noktalar, her bir istasyona ait periyot değerlerini, siyah

noktalar ise her bir deprem ait periyot ortalamalarını verir. Birincisinde, küçük depremler için ($3,0 \leq M \leq 5,0$) düşey bileşen genişband hız kayıtları 10 Hz alçak-geçişli filtreyle süzgeçlenip, yukarıdaki 3.3, 3.4 ve 3.5 no.'lu denklemlerden faydalanılarak, hâkim periyotlar elde edilmiştir. Küçük depremlerde, pencere boyu 1-2 saniyelik verilerin kullanımıyla uygun sonuçların alındığı belirtilir. Elde edilen doğrusal ilişki aşağıdaki denklem 3.6'da verilmiştir (Allen, 2004, Allen ve Kanamori, 2003).

$$m_l = 6.3 * \log(T_{\max}^p) + 7.1 \quad (3.6)$$

Büyüklüğü $M > 4,5$ olan depremlere ait hız verileride, 3 Hz alçak-geçişli filtreyle süzgeçlenir ve 3.3, 3.4 ve 3.5 no.'lu denklemlerin yardımıyla hâkim periyotlar elde edilir. Büyüklük tahmininde süre açısından en iyi sonucun ilk 4 saniyelik verilerde elde edildiği belirtilmektedir ve elde edilen doğrusal ilişki aşağıdaki denklem 3.7'de verilmiştir (Allen, 2004, Allen ve Kanamori, 2003).

$$m_h = 7.0 * \log(T_{\max}^p) + 5.9 \quad (3.7)$$

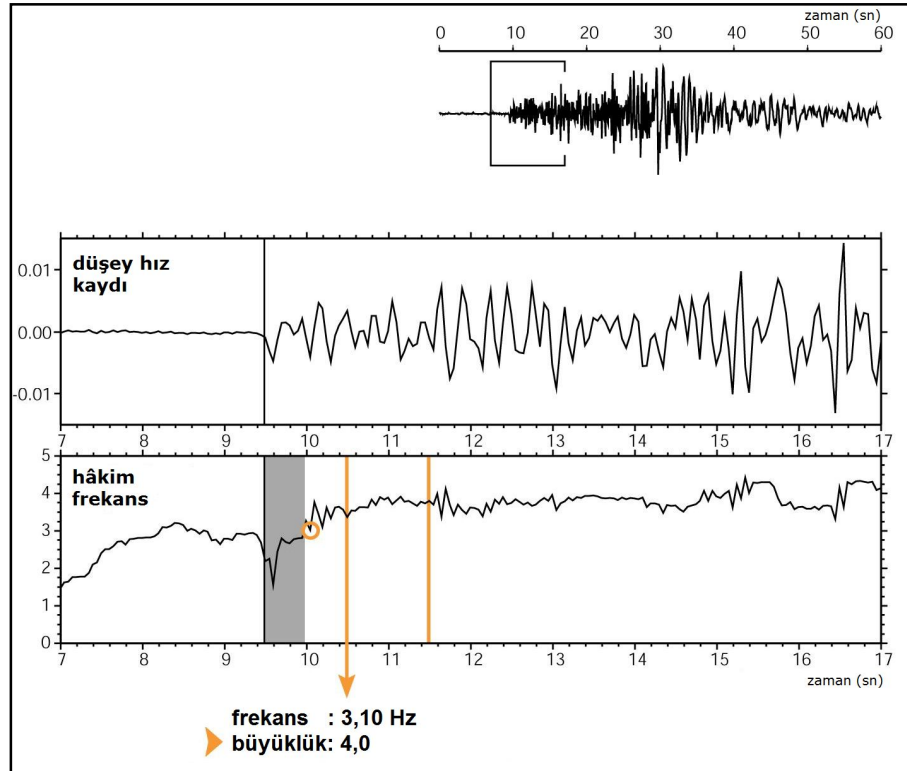


Şekil 3.6: Hâkim periyodun hesaplanması. (A) İki farklı periyoda ve toplamlarına ait sinus dalgası. (B) Hesaplanan hâkim periyodun gösterilişi (Allen, 2008; şahsi görüşme)

Yöntem hakkında fikir sahibi olmak için, örnek olarak verilen Şekil 3.6, Şekil 3.7 ve Şekil 3.8'e göz atmakta fayda vardır. Şekil 3.6'da, iki farklı periyoddaki (0,8 sn ve 0,4

sn) sinüs ve bunların toplam dalga formlarına, 3.3, 3.4 ve 3.5 no.'lu denklemlerin uygulanmasıyla hesaplanan hâkim periyotlar grafiklenmiştir.

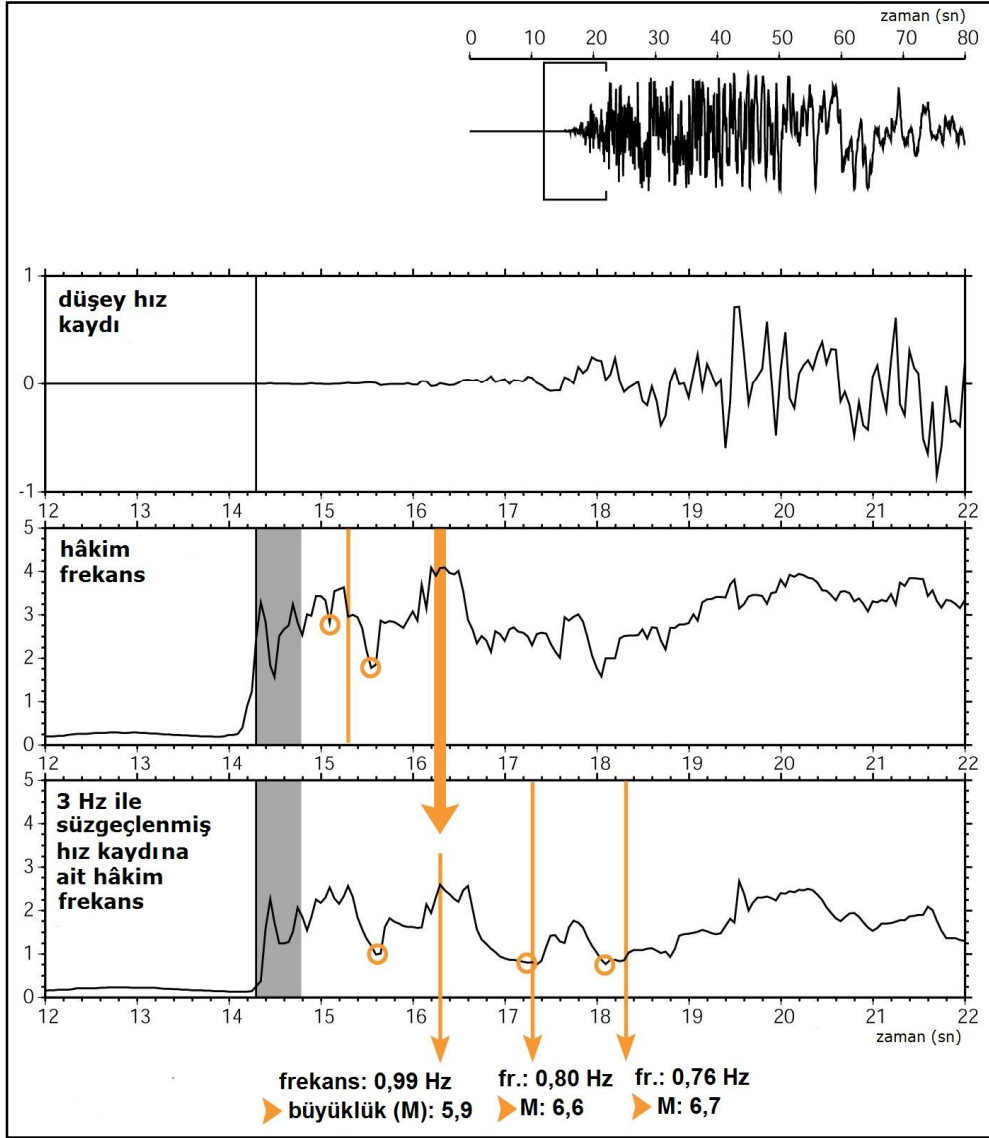
Aşağıda Şekil 3.7'de verilen bir başka örnek; 50 km uzaklıktaki PDR istasyonu tarafından kaydedilmiş 3,9 büyüklüğündeki 29 Ocak 2002 tarihli SimiValley deprem verisi ve hâkim frekans grafiğidir. P fazının tetiklenmesinden sonraki ilk birinci saniyede elde edilen hâkim frekans değeri turuncu daire ile gösterilmektedir. Hâkim frekans grafiğindeki gri renkle taranmış alan 0,5 saniyelik hesap yapılmayan alanı verir. Özellikle gürültüden P dalgasına geçiş yapılan bu kısımlarda, ani pik ve salınımlar olduğu ve bu sebeple yarım saniyelik kısmın gözardı edilmesi gerektiği belirtilmiştir (Allen, 2004). Ayrıca yapılan araştırmalar neticesinde kuzey-batı Pasifik verilerinde 0,5 saniyelik, Japonya verilerinde ise takribi 2 saniyelik zaman diliminden uzak durmanın daha doğru sonuçlar verdiği de belirtilmiştir (Lockman ve Allen, 2007).



Şekil 3.7: Büyüklüğü (M) 3,9 olan depremin $\Delta=50$ km uzaklıktaki PDR istasyonu hız kaydı ve P fazının tespiti sonrasında ilk saniyede hesaplanan hâkim frekans değeri (Allen, 2004)

Bir diğer örnek ise 82 km uzaklıktaki DAN istasyonu tarafından kaydedilmiş 7,1 büyüklüğündeki 16 Ekim 1999 tarihli Hector Mine deprem verisi ve hâkim frekans

grafiğidir. P faz tetiklenmesinden sonraki birer saniyelik zaman dilimleri içinde elde edilen hâkim frekans değerleri turuncu dairelerle belirtilmiştir (Şekil 3.8). Grafikteki gri renkle taranmış alan kuzey-batı Pasifik verilerinde 0,5 saniyelik zaman dilimi içinde görülen âni geçiş sapsmalarından ötürü, hesap yapılmayan alan olarak belirtilmiştir (Lockman ve Allen, 2007).



Şekil 3.8: M=7,1 depreminin $\Delta=82$ km uzaklıktaki DAN istasyonu hız kaydı ve P fazının tespiti sonrasında saniyelik pencereler içinde hesaplanan hâkim frekans değerleri (Allen, 2004)

T_{\max}^P metodunda bütün işlemler düşey bileşen üzerinde yapılmaktadır. Gerçek zamanlı hesaplamada, öncelikle depremin başlangıç anı tespit edilir. Bu noktadan itibaren veriye paralel iki koldan işlem yapılır. Birincisinde, gelen depremin küçük deprem olduğu farz edilerek hesaplamalara 10 Hz alçak-geçişli süzgeç uygulanan

veri üzerinden işleme başlanır. Aynı anda ikinci kolda ise depremin daha büyük olabileceği düşünülerek, işleme 3 Hz alçak-geçişli süzgeç uygulanan veri kullanılarak devam edilir. 10 Hz ile süzgeçlenen verinin 1^{nci} saniyesine 3.3, 3.4 ve 3.5 no.'lu denklemler uygulanır ve hâkim frekans veya periyot ($f^p = 1 / T^p$) elde edilir. Elde edilen değerden, Güney Kaliforniya için tespit edilen ve 3.6 no.'lu denklemde sunulan m_l -periyot ilişkisi kullanılarak büyüklük tahmini yapılır. Büyüklük değerinin 4,5'den düşük çıkması durumunda, 2^{nci} zaman dilimine geçilir. Bu kısımda da hâkim periyot bulunur ve yine 3.6 no.'lu denklem yardımıyla, m_l değeri elde edilir. Burada önemli olan; iki zaman dilimi içinde hesaplanan en büyük periyoda karşılık gelen büyüklüğün alınmasıdır. Buna en iyi örnek, Şekil 3.7'de verilen 3,9 büyüklüğündeki Simi Valley depremine ait hâkim frekans çözümünde görülmektedir. Şayet elde edilen büyüklük (m_l) değeri 4,5'den büyük çıkarsa, Şekil 3.8'de verilen 7,1 büyüklüğündeki Hector Mine depremine ait hâkim frekans çözümünde görüldüğü gibi, veri-işleme doğrudan 3 Hz alçak-geçişli filtreyle süzgeçlenen veri üstünden devam edilecektir. Benzer şekilde, ilk 4 saniyelik zaman dilimi kullanarak her bir saniyelik pencere boyları içinde elde edilecek periyotların arasında en büyük olan periyot veya frekans değeri ile denklem 3.7'de verilen m_h - periyot ilişkisi kullanılarak tahmini büyüklük (m_h) bulunur (Allen, 2004). Şayet kullanılacak olan ivme kaydı ise, öncelikle integrali alınarak hıza dönüşümü yapılır ve ardında yukarıda bahsedilen veri işleme tâbi tutulur (Olson ve Allen, 2005). T_{\max}^p gerçek zamanlı çalışma modunda sürekli hesaplanmaktadır.

T_{\max}^p metodu hakkındaki önem arz eden gelişmeleri kısaca şu şekilde özetleyebiliriz:

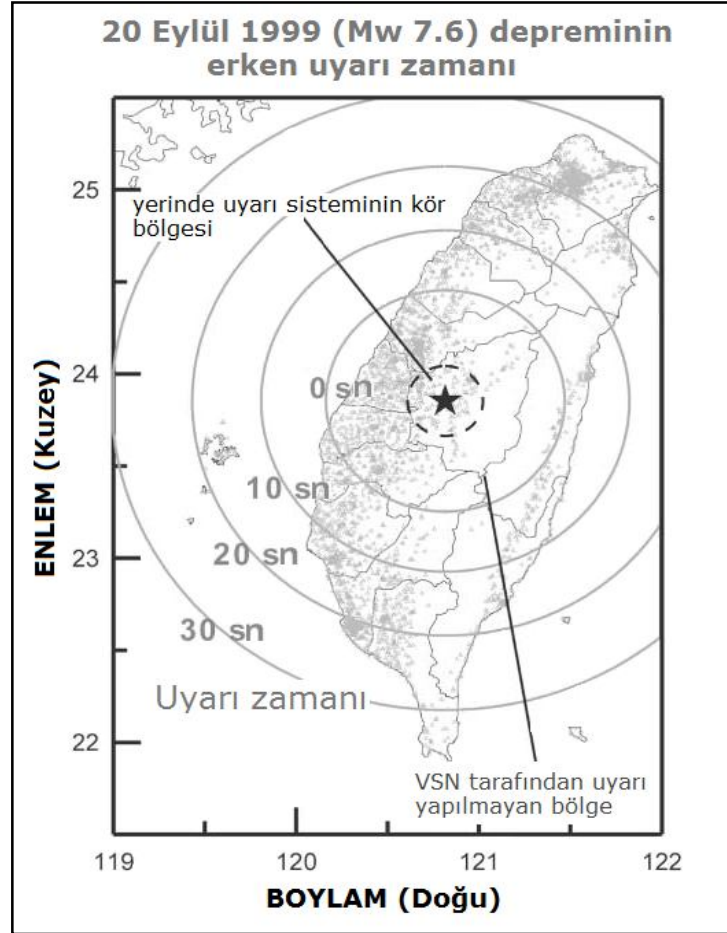
- İlk olarak, Allen ve Kanamori (2003) tarafından 2003 yılında Science dergisinde çıkan makale ile literatürde duyuruldu. Kaliforniya'da mevcut kurulu olan TriNet istasyonları kullanılarak Dr. Nakamura'nın metodu adapte edilmeye çalışılmıştır. ElarmS adı verilen sistemin, UrEDAS'dan genel farkı bir ağ kullanmasıdır.
- İki yıl sonra Lockman ve Allen (2005), Allen ve Kanamori'nin 2003 yılındaki çalışmalarında tek istasyonlara ait hâkim periyotlardaki saçılmaları irdelemek, mesafe-P genliği- T^p ilişkisi ile bölgesel sönümlenme ilişkisini elde etmek ve "Kaliforniya'da tek istasyon yöntemi mümkün müdür?" sorusuna yanıt aramak için yaptıkları çalışma, çarpıcı bir çalışma olmuştur. Çalışmalarında P dalgasının ilk 4 saniyesini kullanmışlardır.

- Aynı yıl Olson ve Allen (2005), Allen ve Kanamori'nin 2003 yılındaki çalışmalarında kullandıkları deprem verilerine ilave olarak Japonya, Tayvan ve Alaska verilerini kullanıp P dalgasının da ilk 4 saniyesine bakarak m_h büyüklüğün ($M>6,0$) yeniden hesabını çıkarmışlardır.
- İki yıl sonra Wurman ve diğ. (2007) tarafından ElarmS sisteminin büyüklükleri 3,0 ila 7,1 arasında değişen 43 deprem ile kalibre ettiklerini belirttiler. Pik genlik ve en büyük hâkim periyot kullanarak büyüklük tayini yapan ElarmS sisteminin kalibrasyonu neticesinde, ilk saniyelerdeki başlangıç büyüklük değer hatasını 0,72 birim olarak tespit etmişlerdir.
- 2007 yılında yapılan diğer bir çalışma Lockman ve Allen (2007) tarafından Japonya ve Kuzey Pasifik Bölgesi için büyüklük-periyot ölçeklendirme ilişkisi üzerine olmuştur. Çalışma sonuçları, Allen ve Kanamori (2003)'nin 2003 yılında Kaliforniya için yapılan çalışma sonuçlarıyla karşılaştırılmıştır. Büyüklük tahmininde güvenilirlik artışının, hâkim periyot gözlemlerini veren istasyonların sayısının artması ile sağlanabileceği sonucuna varırlar. Bu sayının 1 istasyondan 4 istasyona çıkarılması ile daha net sonuçlar alındığı belirtilir. Netice olarak da, Güney Kaliforniya için ortalama mutlak değer büyüklük hatası 0,5 birim olarak verilir.

3.1.2. Tau-C ve P_d metodu

Tayvan'ın doğusundaki yitim zonunda bulunan Hualien Bölgesi'nde oluşacak depremlerin tespiti ile dışmerkezden 70 km uzaklıktaki bütün yerleşim alanlarına, özellikle 120 km uzaklıktaki Taipei şehrine, yaklaşık 20 saniye öncesinden uyarı yapmanın mümkün olduğu ortaya konulmuştur (Allen ve diğ., 2009; Hsiao ve diğ., 2009; Wu ve Kanamori, 2005a; Wu, 2007). Fakat 1999 yılında meydana gelen 7,6 büyüklüğündeki depreminin Hualien Bölgesi'nden uzakta, Tayvan'ın orta kısımlarında oluşması sebebiyle farklı bir ağ arayışına gidilmiştir. CWB, Sanal Alt-Ağ konseptiyle, güvenilir büyüklük saptaması ve EU arasında optimize edilmiş bir çözüm arayışında olmuştur. 2000-2001 yılları sonrası devreye alınan VSN metodu, tetiklenen ilk istasyonun 60 km çembersel uzağındaki istasyonları hesaplama dışında bırakması (Wu ve diğ., 2004) diğer bir değişle, sadece dışmerkeze yakın 60 km mesafe içindeki sismik istasyonların odak ve büyüklük hesaplamasına katılması, sistemin bu alan içinde uyarı sağlayamamasına sebep olmaktadır (Şekil 3.9).

20 Eylül 1999 tarihindeki Chi-Chi depreminin (Chang ve diğ., 2000) lokasyonuna eş bir noktada, Tayvan'ın orta kısımlarında oluşacak olası bir deprem, 145 km uzaklıktaki Taipei şehrine 20 saniyeden daha fazla bir uyarı zamanı kazandıracaktır. Buna karşılık, ülke genelinde beklenecek EU süreleri Şekil 3.9'da verilmiştir. Şekildeki siyah yıldız Chi-Chi depreminin dışmerkezini göstermektedir. Bu nedenle kaynağa yakın alanlarda EU sağlayabilmek için, farklı bir yaklaşıma gereksinim duyulmuştur. 2005 yılında Kanamori (2005), hem Nakamura (1988), hem de Allen ve Kanamori (2003)'den faydalanarak geliştirdiği yaklaşımla yeni bir parametre (τ_c) sunmuştur. τ_c depremin ilk 3 saniyesinden faydalanarak o depremin büyüklüğünü yansıtır (Kanamori, 2005).



Şekil 3.9: 20 Eylül 1999 Chi-Chi depreminin dışmerkezine benzer konumda oluşabilecek olası bir depreme göre hesaplanan EU zamanları (Wu ve Kanamori, 2005a)

Kayma hareketinin durduğu veya devam ettiği, genel olarak depremin başlangıç hareket periyoduna yansır. Küçük ve büyük sarsıntılar, sırasıyla, kısa ve uzun periyotlu başlangıç hareketleri üretirler. Bu bağlamda, ilk hareket sırasında ilk

hareketin periyodu yerine ortalama periyodun tanımlanması çok önemlidir. Keza, Nakamura'nın metodunda da ortalama periyot kullanılır (Kanamori, 2005). Wu ve Kanamori (2005a), Nakamura tarafından kullanılan metoddan modifiye edilmiş aşağıdaki prosedürü uygulamıştır. $u(t)$ düşey bileşen yerdeğiştirme kaydı, $\dot{u}(t)$ düşey bileşen hız kaydı olmak üzere r oranı şu şekilde hesaplanır:

$$r = \frac{\int_0^{t_0} \dot{u}^2(t) dt}{\int_0^{t_0} u^2(t) dt} \quad (3.8)$$

Burada, P dalgasının başlangıç anından t_0 zamanı arasında integral $(0, t_0)$ alınır. t_0 , 3 saniyeye ayarlanmıştır. Parseval Teoremi kullanılarak,

$$r = \frac{4\pi^2 \int_0^\infty f^2 |\hat{u}(f)|^2 df}{\int_0^\infty |\hat{u}(f)|^2 df} = 4\pi^2 \langle f^2 \rangle \quad (3.9)$$

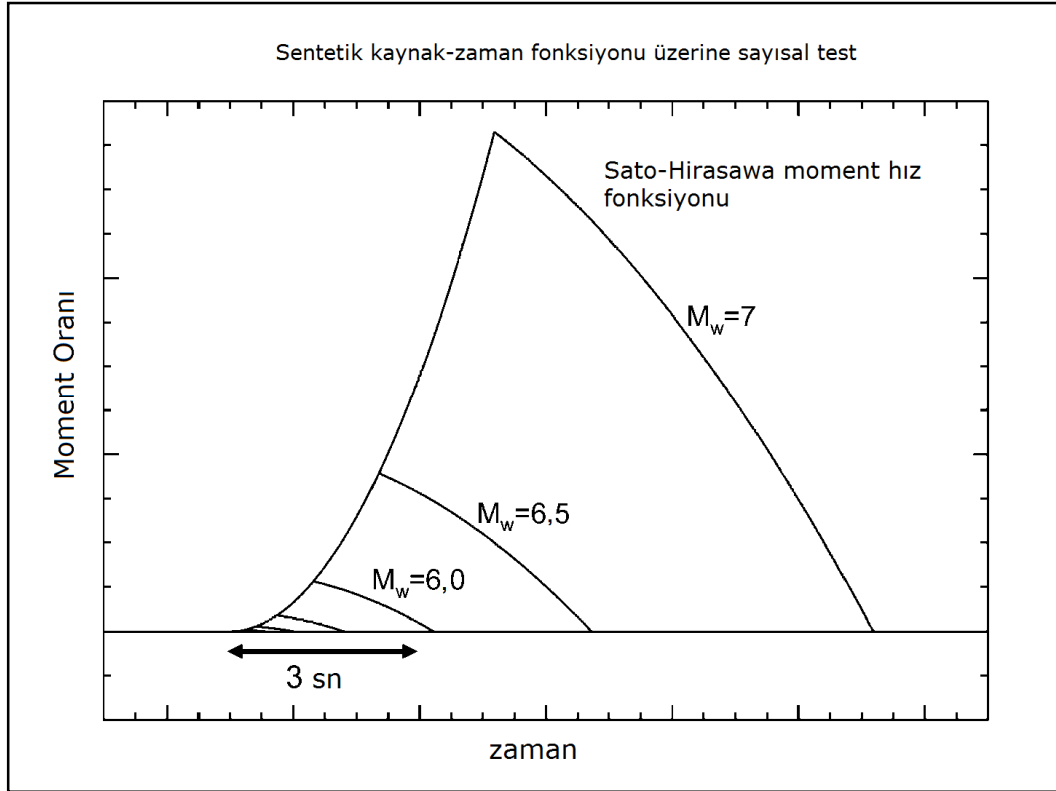
dir. Burada $\hat{u}(f), u(t)$ 'nin frekans spektrumu, $\langle f^2 \rangle, |\hat{u}(f)|^2$ ile ağırlıklandırılmış f^2 nin ortalamasıdır.

$$\tau_c = \frac{1}{\sqrt{\langle f^2 \rangle}} = \frac{2\pi}{\sqrt{r}} \quad (3.10)$$

Böylece τ_c , P dalgasının başlangıç kısmının periyodunu temsil eden bir parametre olarak kullanılır (Kanamori, 2005; Wu ve Kanamori, 2005a; Wu ve Kanamori, 2008a). τ_c 'nin deprem büyüklüğünün tespitinde iyi bir ölçü olduğunun gösterilmesi için Wu ve Kanamori (2005a) tarafından, Sato ve Hirasawa (1973)'nin kinematik kaynak modeli (Şekil 3.10) ile sonuçlandırılan dalga formları kullanılmıştır. Burada, deprem başlangıç anından itibaren ilk 3 saniye içindeki dalga formlarının, $M_w > 6,5$ depremlerin dalga formlarına benzerlikleri göze çarpmaktadır. Yerdeğiştirme dalgaformları ile hesaplanan τ_c değerlerinin büyüklük değerlerine karşılık çizimi Şekil 3.11'de verilmiştir. Şekilde, τ_c 'nin $M_w > 6,5$ 'den sonra satüre olduğu

görülmektedir. Bu kinematik kaynak modeli, bir depremin başlangıç kaydının ilk üç saniyesinin kullanılarak 6,5'den küçük depremlerin kolaylıkla tahmin edilebileceğini göstermektedir (Wu ve Kanamori, 2005a).

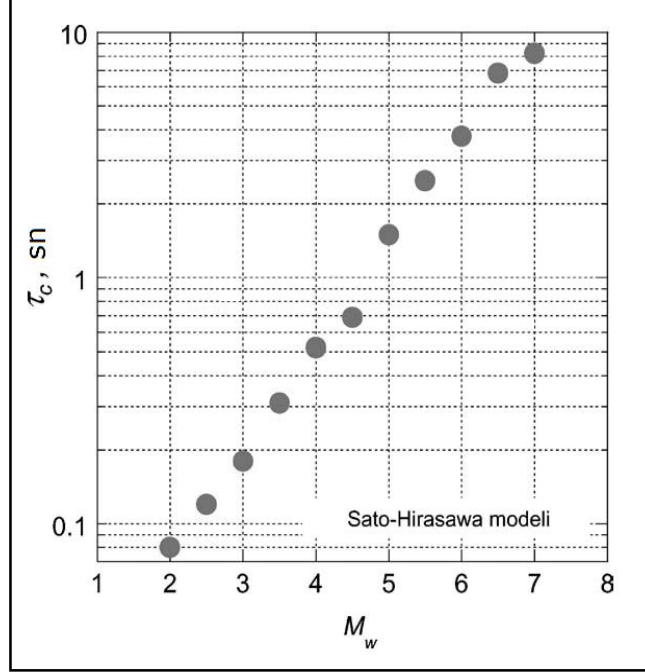
Daha uzun t_0 değeri alınırsa, daha büyük depremlerin tahmin edilebileceği fakat EU amacına uygun ve pratik olmadığı belirtilmiştir. Fakat sentetik verilerden elde edilen bu sonuca karşılık, $2,8 \leq M \leq 8,0$ arasında değişen 23 deprem 131 kayıt kullanılarak elde edilen çözümlerde, $M_w > 7,0$ depremlerde bir saturasyon belirtisi olmadan τ_c 'nin arttığı belirlenmiştir. Bu bilgi kazanımı ve Şekil 3.10'da dikkati çeken depremlerin dalga formlarının benzerlikleri, ilk 3 saniye içinde elde edilecek bir ilişkinin daha büyük depremler için de kullanılabilirliğini göstermektedir (Kanamori, 2005).



Şekil 3.10: Sato ve Hirasawa (1973)'nin kinematik kaynak modelinden elde edilen yerdeğiştirme dalgaformları (Wu ve Kanamori, 2005a)

Wu ve Kanamori (2008a), deprem EU'nun iki önemli amacından birincisinin, P dalgasının başlangıcından faydalanarak S dalgasının herhangi bir sahada yaratacağı sarsıntıyı veya gücü tahmin etmek, ikincisinin de hızlı ve güvenilir bir şekilde büyüklük tayini yapmak olduğunu belirtirler. Sarsıntının gücü pratikte üç bileşenden elde edilen en büyük ivme (PGA), en büyük hız (PGV) ve en büyük

deplasman (PGD) ile temsil edilir. İvme kaydının integralinin alınması ile hız, integralin bir kez daha tekrarlanmasıyla da deplasman kaydı elde edilir.



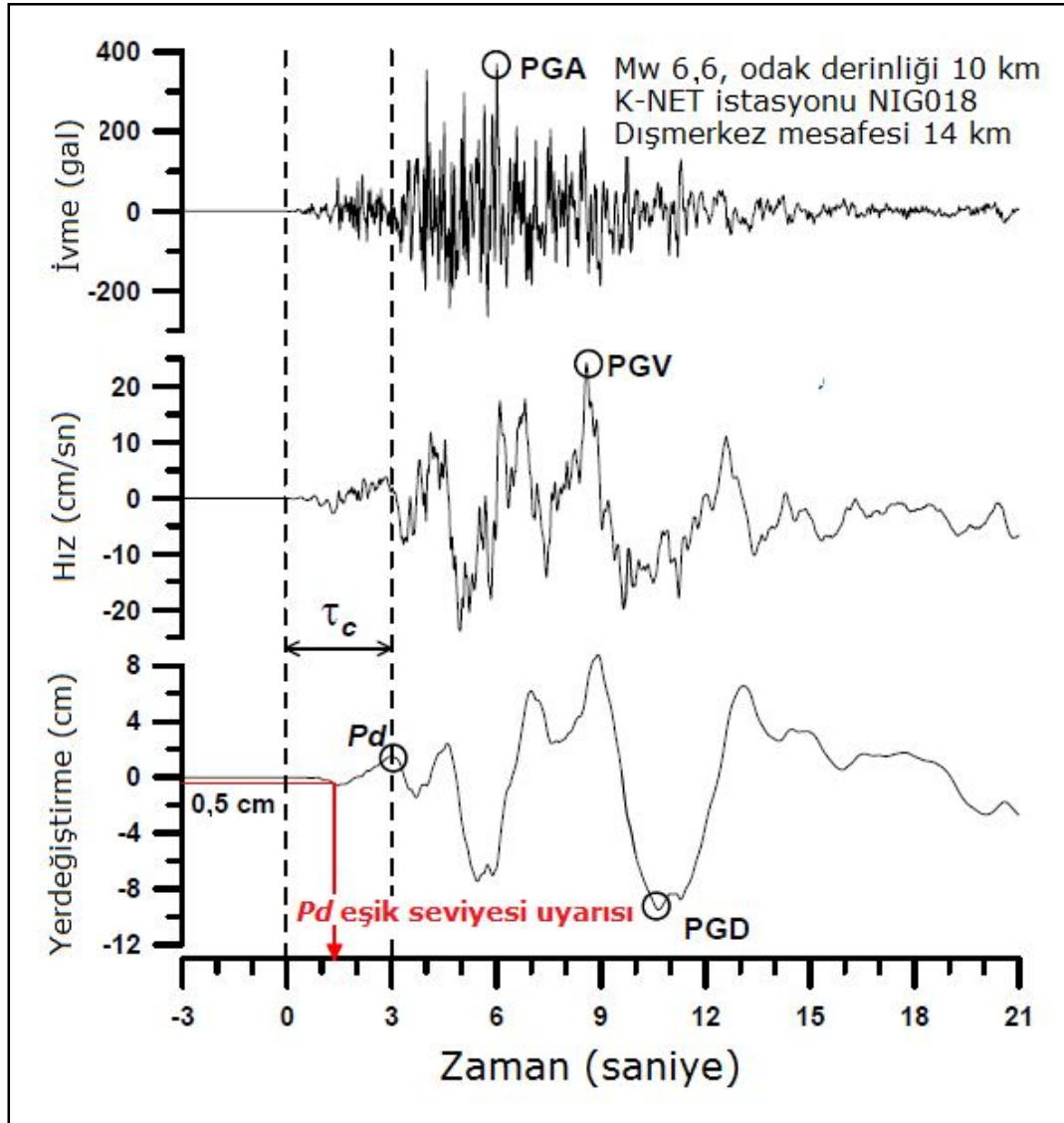
Şekil 3.11: Sato ve Hirasawa modelinin yerdeğiştirme dalgaformları ile hesaplanan τ_c değerleri (Kanamori, 2005)

Wu ve Kanamori (2008a) P dalgasının başlangıcından belirli bir süreye kadar kaydedilen düşey yerdeğiştirmenin en büyük genliğinden elde edilen P_d parametresini kullanarak, o lokasyonda kaydedilecek PGV'nin tahmin edilebileceğini belirtmişlerdir. P_d , bir zaman penceresi ($t_0=3$ sn) içinde yerdeğiştirme kaydından elde edilen en büyük değerdir. Ayrıca, hızlı ve güvenilir bir büyüklük tayini için de yukarıda bahsi geçen τ_c parametresinden faydalanılması gerektiğini de belirtirler (Wu ve Kanamori, 2008a).

τ_c ve P_d metodunda veri-işleme düşey bileşen ivme kayıtlarının P faz gelişlerinin işaretlenmesiyle başlanır. Herbir kayda ait hız ve deplasman sinyallerinin elde edilmesi için, düşey bileşen ivme kayıtlarının ardarda iki kere integrali alınır. İntegral işlemi sonrası oluşan düşük-frekanslı sapmaların (drift) ortadan kaldırılması için bu veriler kesme frekansı 0,075 Hz olan tek-yollu Butterworth yüksek-geçişli filtreye süzgeçlenir. P dalgasının tespit edilen başlangıç anından t_0 zaman penceresi (3 saniye) arasında integral alınır. Elde edilen yerdeğiştirme ve hız verilerini denklem

3.8'de kullanarak r oranı hesaplanır. r 'nin denklem 3.10'da yerine konulmasıyla da τ_c değerleri elde edilir.

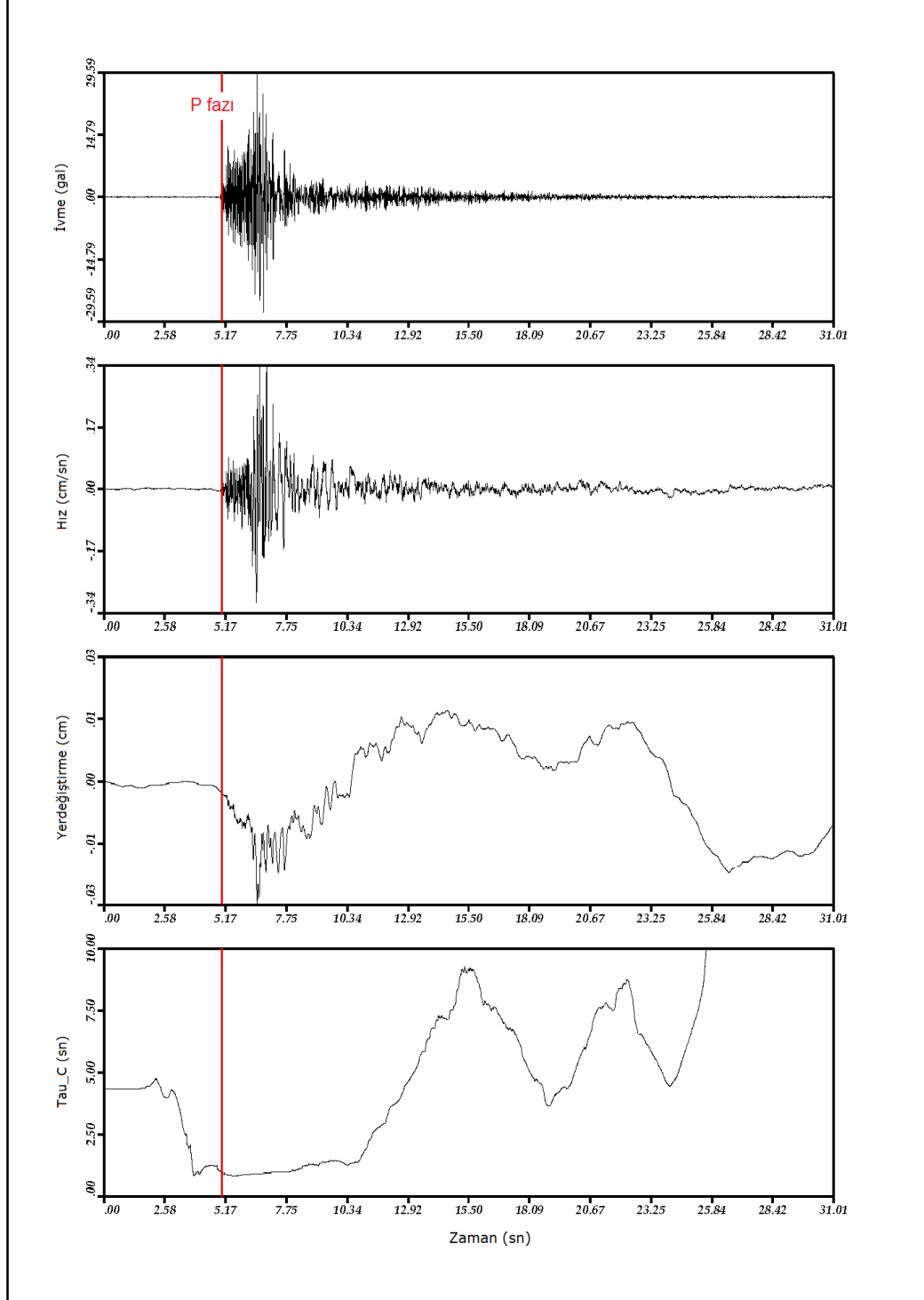
Örnek olarak, Japonya'da kaydedilen 2007 yılı Niigata Chuetsu-Oki depreminin $M_w=6,6$ büyüklüğündeki bir depreme ait ivme, hız ve deplasman kayıtlarının en büyük değerleri ile τ_c ve P_d parametreleri Şekil 3.12'de verilmiştir.



Şekil 3.12: P fazının tespitinin ardından ilk üç saniye içinde hesaplanan τ_c ve P_d 'nin 2007 Niigata Chuetsu-Oki depremine ait düşey bileşen ivme, hız ve yerdeğiştirme kayıtları üzerinde gösterimi (Wu ve Kanamori, 2008a)

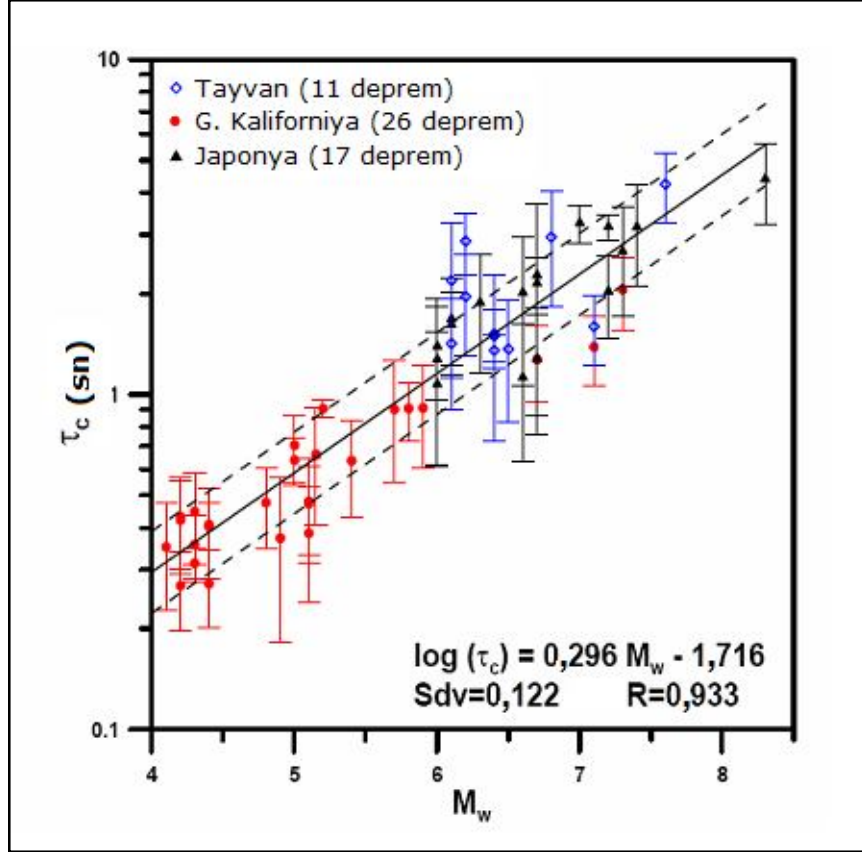
Yukarıdaki örnek P_d açısından bilgi sağlarken, τ_c 'nin ilk 3 saniye içinde alacağı değer tam olarak belirgin değildir. Bu nedenden ötürü, τ_c hakkında bilgi edinme

açısından aşağıdaki örnek verinin faydası olacaktır. Örnek veri, 7 Temmuz 2000 tarihli, M=4,6 depreminin $\Delta=7$ km uzaklıktaki ARC (Arçelik fabrikası) istasyonu tarafından kaydedilmiş ivme kayıdır.



Şekil 3.13: ARC istasyonuna ait ivme, hız, yerdeğiştirme ve τ_c çözümü (Wu, 2008; kişisel görüşme)

Şekil 3.13’de verilen dört adet grafik, ARC istasyon kaydına ait yukarıdan aşağıya doğru sırasıyla ivme, ivmenin integralinin alınması ile hız, birkez daha integralinin alınması ile yerdeğiştirme ve ardından da 3.8 ile 3.10 denklemlerini kullanarak elde edilen τ_c grafiğini göstermektedir.



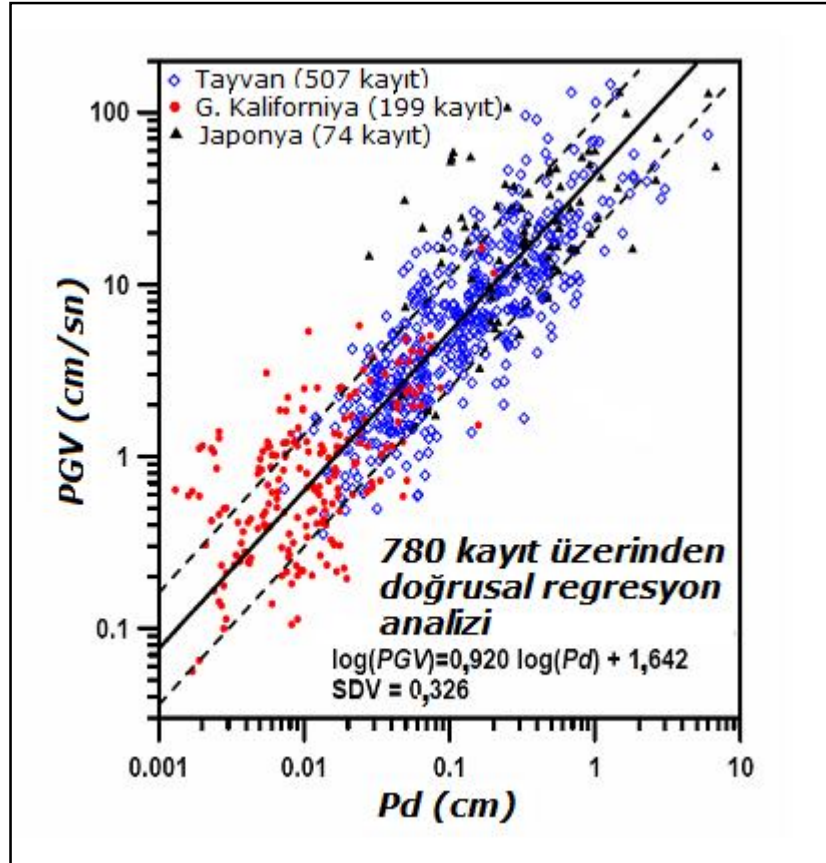
Şekil 3.14: τ_c ile moment büyüklük (M_w) arasındaki ilişki (Wu ve Kanamori, 2008a)

Wu ve Kanamori (2005a, 2005b, 2008b) ve Wu ve diğ. (2006, 2007) tarafından, Güney Kaliforniya, Tayvan ve Japonya’da, (τ_c ve P_d) parametrelerinin tespitine yönelik çalışmalar yapılmıştır. Şekil 3.14’de, τ_c ve M_w arasında iyi bir doğrusal ilişki olduğu görülmektedir. Düz çizgi, en küçük kareler ile fit edilmiş doğruyu, kesik çizgiler ise birer standart sapmasını gösterir. Semboller, kayıt sırasına göre ortalaması alınarak gösterilmiştir. Potansiyel olarak zarar verici, yıkıcı depremlerin τ_c değerlerinin 1 saniyeden büyük ($\tau_c > 1$ sn) olduğu dikkat çekicidir. Doğrusal ilişki neticesinde büyüklük tahmini aşağıdaki denklemde verilmiştir.

$$M_w = 3,373 * \log \tau_c + 5,787 \pm 0,412 \quad (3.11)$$

Şekil 3.15, üç bölgeden seçilmiş 54 adet depreme ait dış merkez mesafesi 30 km'den az olan toplam 780 kayıt kullanılarak elde edilen P_d ile PGV arasındaki doğrusal ilişkiyi göstermektedir. Düz çizgi, en küçük kareler yöntemi ile fit edilmiş doğruyu, kesik çizgiler ise birer standart sapmasını göstermektedir (Wu ve Kanamori, 2008a). Geçmiş çalışmalardan alınan deneyimler neticesinde, şayet $P_d > 0,5$ cm ise, o alandaki PGV değeri, zarar verici seviye olarak alınan 20 cm/sn'yi aştığı belirtilir (Wu ve Kanamori, 2008a). PGV değerinin tahmini amacıyla, P_d ile PGV arasındaki doğrusal ilişki neticesinden elde edilen 3.12 no.'lu denklem şu şekildedir;

$$\log(PGV) = 0,920 * \log(Pd) - 1,642 \pm 0,326 \quad (3.12)$$



Şekil 3.15: Üç saniyelik yerdeğiştirme genliği (P_d) ile PGV arasındaki doğrusal ilişki (Wu ve Kanamori, 2008a)

Özet olarak, $\tau_c > 1$ sn ve $P_d > 0,5$ cm olduğunda, potansiyel olarak zarar verici genellikle büyüklüğü 6,0'dan büyük bir depremin, o bölgede yaratacağı seviyesinin çok yüksek olduğu kabul edilmiştir. Netice de τ_c ve P_d deprem EU yaklaşımında

kullanılan iki temel parametre olarak kabul görmekte ve kullanılmaktadır (Shieh ve diğ., 2008; Wu ve Kanamori, 2005a, 2005b, 2008a, 2008b; Wu ve diğ., 2007).

τ_c - P_d metodu hakkında önem arzeden temel gelişmeleri kısaca aşağıdaki şekilde özetleyebiliriz:

- 2005 yılında Wu ve Kanamori (2005a), Nakamura'nın 1988 yılında yaptığı çalışma ile Allen ve Kanamori'nin 2003 yılındaki metodlarının geliştirilmesine çalışmışlardır. P dalgasının ilk 3 saniyesinden faydalarak yeni bir parametre olan τ_c parametresini sunmuşlardır.
- 2007 yılında Wu ve diğ. (2007), deprem erken uyarı parametreleri τ_c ve P_d değerlerinin, Güney Kaliforniya için saptanması üzerine bir çalışma yapmışlardır. Bu çalışmada P dalgasının ilk 3 saniyesine bakılmıştır. Güney Kaliforniya için τ_c - büyüklük arasında bir ilişki, Güney Kaliforniya ve Tayvan için de, P_d - PGV arasında bir ilişki tespit etmişlerdir. İstasyon sıklığı ve istasyon sayısındaki artışın erken uyarı tespitini güçlendireceği belirtilmiştir.
- 2008 yılında Wu ve Kanamori (2008a) tarafından yapılan çalışma yine τ_c ve P_d konusunda olmuştur. Bu çalışmada, Japonya, Tayvan ve Güney Kaliforniya verilerini kullanmışlardır. Bu veriler ışığında, P_d değerinin 0,5 cm'i aşması durumunda o sahada PGV değerinin zarar verici seviyeyi (yaklaşık 20 cm/sn) aştığı belirtilir. Ayrıca, en az 4 istasyonla hesaplanan τ_c ortalaması ile elde edilen büyüklük hatası $\pm 0,4$ birim verilmiştir.

3.2. Mühendislik Metodlar

Mühendislik parametrelerinin kullanıldığı deprem EU sistemlerine örnek olarak B.Ü.K.R.D.A.E tarafından yürütülen İstanbul Deprem Erken Uyarı Sistemi verilebilir. Bu sistemde, gelen sismik dalganın genliğinin belirlenmiş bir eşik seviyesini aşip aşmadığı kontrol edilerek depreme karar verilir ve alarm üretilir. Eşik seviyesi olarak PGA ve CAV değerleri kullanılmaktadır (Alcık ve diğ., 2006; Erdik ve diğ., 2003).

3.2.1. PGA

PGA, bir deprem ivme ölçüsü olup deprem mühendisliğinde bir giriş (input) olarak kullanılır. Richter büyüklük skalası gibi bir depremin toplam büyüklük ölçüsü

olmayıp, sadece arz üzerinde bir coğrafik alanın bir depremden ne kadar sallandığının ölçüsü olarak alınır. Birimi g veya m/sn^2 dir.

İstenmeyen ani gürültü doruklarından yüksek frekans harmoniklerinden kurtulmak için süzgeç uygulanması gerekmektedir. Band-geçişli filtre ile süzgeçlenen yer ivme değeri basit ve kullanışlı bir tetikleme parametresidir. Tek eksen kullanılabildiği gibi, üç bileşen de (x, y, z) kullanılır (Razinkov, 2009).

Yakın ve uzak depremlerde problem yaşamamak için, çalışma alanına bağlı olarak, üç bileşen kullanmak daha mantıklıdır. PGA aşağıdaki gibi tanımlanır;

$$PGA = \max|a(t)| \quad (3.13)$$

$$|a(t)| = \sqrt{a_x^2(t) + a_y^2(t) + a_z^2(t)} \quad (3.14)$$

Burada, t zaman, a ivme kaydı, x, y, z ise üç bileşenin yönünü belirtir.

3.2.2. CAV

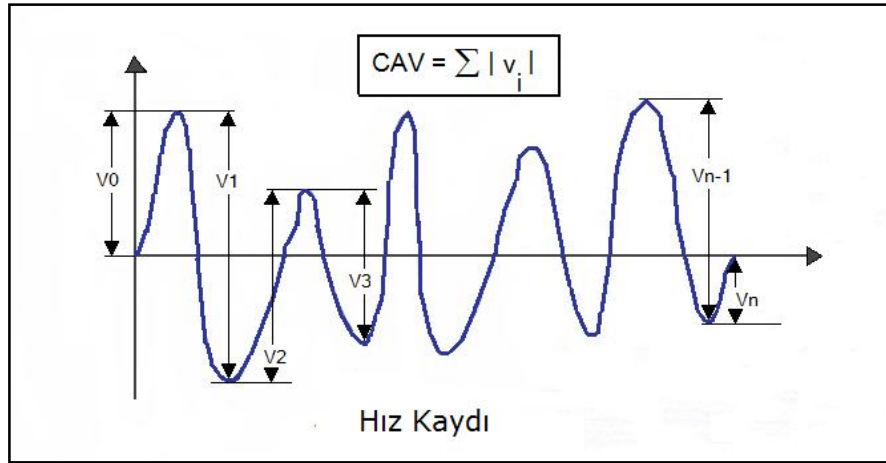
CAV, en büyük ivme değeri gibi hataya sebep olabilecek bir parametre değildir. Bu algoritma, Amerika Birleşik Devletleri'nin doğu bölgesindeki nükleer santraller için uyarı sağlayacak bir sistem ihtiyacından ve hasarı belirtmede daha kolay bir parametre olarak ortaya çıkar. 1988 yılında yapılan çalışmanın sponsorluğunu EPRI (Electric Power Research Institute=Elektrik Enerjisi Araştırma Enstitüsü) kurumu üstlenmiş olup, CAV aşağıdaki gibi tanımlanmıştır;

$$CAV = \int_0^{t_{\max}} |a(t)| dt = \sum_0^{t_{\max}} |a(t)| dt \quad (3.15)$$

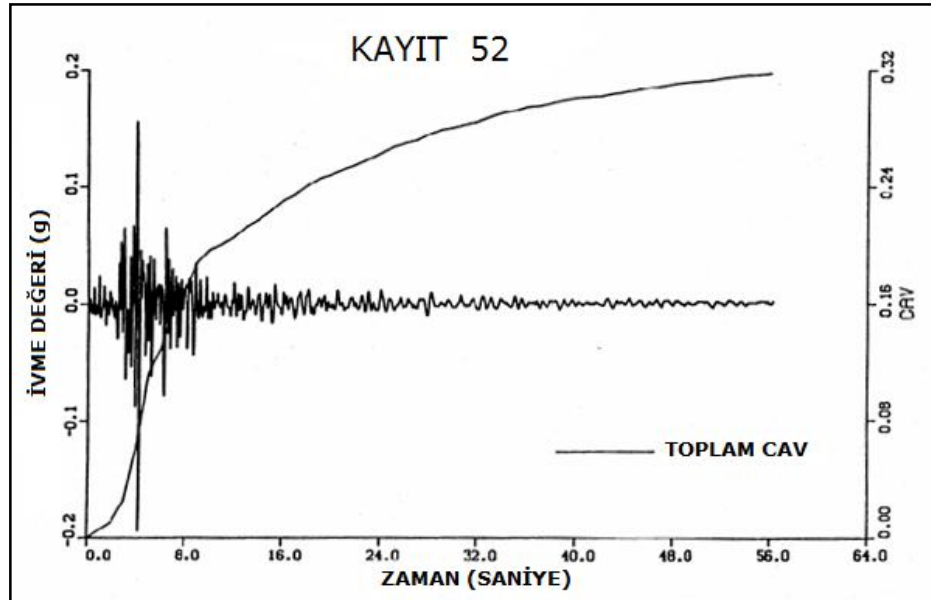
Burada; t_{\max} deprem kayıt süresi, a ivme kaydı ve t zamandır. CAV'nin grafik tanımlaması aşağıdaki Şekil 3.16'da verilmiştir. 1988 yılında yapılan çalışma ile EPRI tarafından nükleer santrallere zarar verici, hasar yapıcı eşik seviyesi CAV değeri 0,300 g*sn olarak verilmiştir (EPRI, 1988). Genellikle nükleer santrallere yönelik EU sisteminde kullanılan CAV (EPRI, 1988; EPRI, 1991; Lee ve Lee, 2001)

parametresi, İstanbul Deprem EU Sistemi'nde de PGA ile beraber kullanılmakta ve test edilmektedir (Erdik ve diğ., 2003).

CAV, yüksek frekanslı hareketlere nazaran, genel olarak yıkıcı kabul edilen düşük frekanslı hareketlere karşı daha hassastır. Bu da CAV ile sismik şiddet arasındaki yüksek uyumu açıklamaktadır (EPRI, 1991).



Şekil 3.16: CAV'nin hesaplanmasına ait grafiksel gösterim (EPRI, 1988)



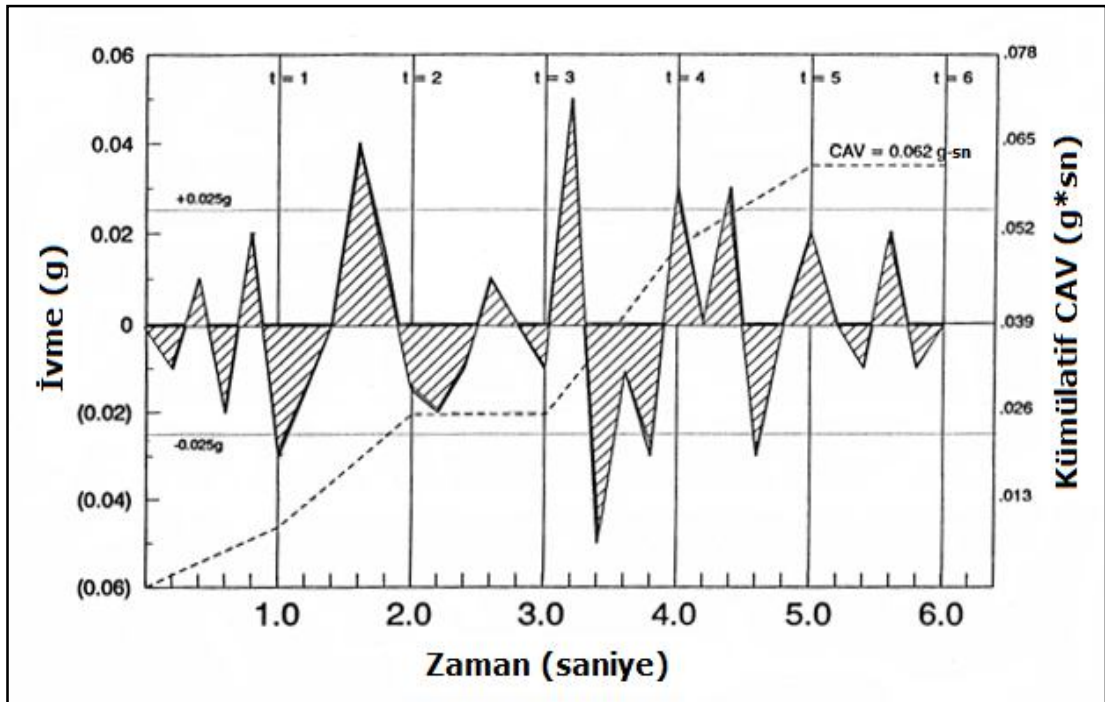
Şekil 3.17: Hollister (A.B.D) depremine ait bir zaman kaydı ve hesaplanan CAV grafiği (EPRI, 1988)

3.2.3. BCAF

Düşük ivme değerleri içeren uzun süreli depremlerin CAV üzerindeki etkisinin azaltılması (Şekil 3.17) amacıyla 1991 yılında modifikasyona gidilmiştir. Bu amaçla yapılan çalışma neticesinde CAV yeni bir ifadeyle BCAF (Bracketed Cumulative Average Velocity=Parantezli Kümülatif Mutlak Hız) olarak sunulmuştur (EPRI, 1991). Bu tarihten sonra, literatürde CAV denildiğinde aslında BCAF'den bahsedilir. Sunulan BCAF aşağıdaki biçimde tanımlanmıştır.

$$BCAV = \sum \int_{t_i}^{t_i+\Delta t} |a(t)| dt \quad (3.16)$$

Burada; Δt öteleme zamanı, t_i herhangi bir süre, t zaman, a ivme değerleridir. PGA değerinin 0,025 mg eşik seviyesini ($\max|a(t)| > 0,025 g$) aşmasının ardından CAV hesaplanmaya başlar. Yapılan çalışmaların sonucunda, yeni CAV değeri 0,166 g*sn olarak verilmiştir (EPRI, 1991). Yeniden şekillendirilmiş CAV'nin grafiksel tanımlaması Şekil 3.18'de verilmiştir. Kore Nükleer santral standartlarında da kullanılan CAV'nin eşik seviyesi 0,33 g*sn-0,50 g*sn arasında alınmaktadır (Lee ve Lee, 2001; Lee ve diğ., 2006).



Şekil 3.18: BCAF'nin hesaplanmasına ait grafiksel gösterim (EPRI, 1991)

3.2.4. Yeni yaklaşım: BCAV-W

Nükleer santrallerden ziyade, BCAV'nin (veya CAV) EU için daha uygun hale getirilmesi ve diğer yapılara yönelik kullanılabilirliğini ortaya koymak amacıyla yapılan araştırmalar neticesinde yeni bir yaklaşım sunulmuştur. Temel olarak, BCAV de görülen bazı eksikliklerden ve gereksinimlerden;

- Nükleer santrallere göre verilen CAV değerinin, depreme daha düşük mukavemet gösteren yapılara, dolayısıyla da EU sistemine uyarlanması,
- Gürültü, yakın ve uzak deprem enerjisinin BCAV üzerinde toplanması,
- Yakın ve uzak depremler arasındaki farkı iyi belirtmek ve gereksiz yere enerji toplanmasının engellenmesi,

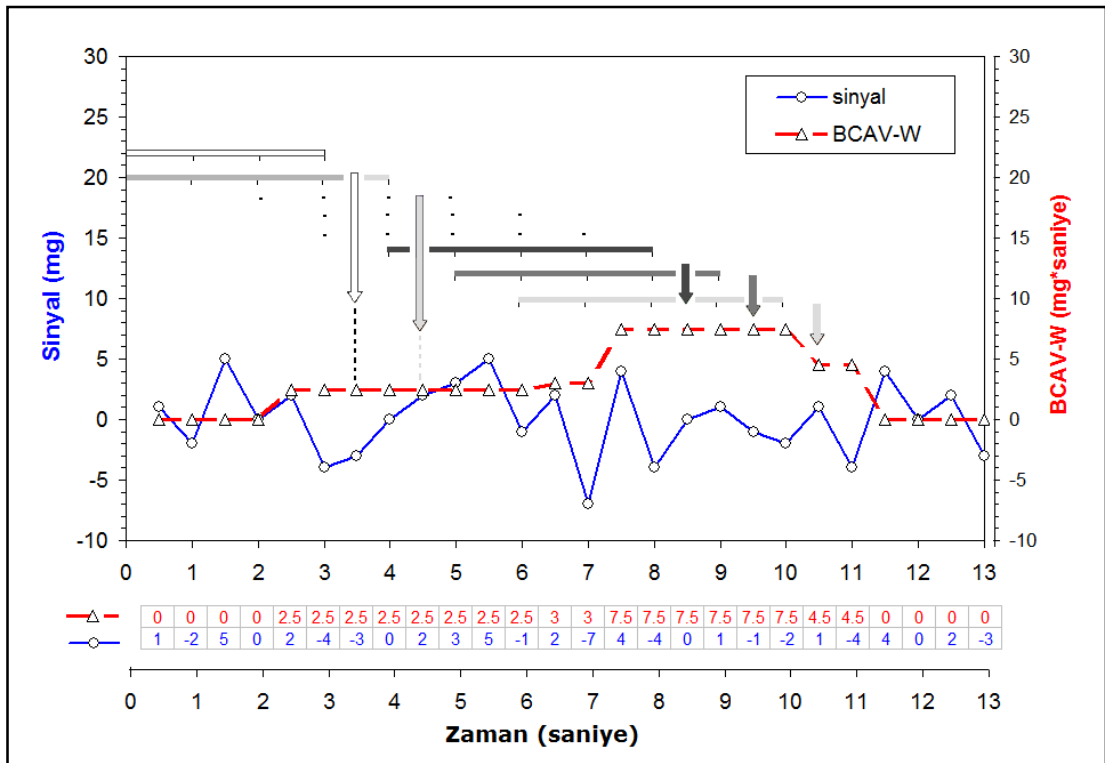
yola çıkılarak bu yaklaşım önerilmiştir (Alcık ve diğ., 2006).

Bu yaklaşımda kümülatif hızın hesaplanması prosedürü, BCAV hesaplamasının daha geniş bir pencere uzunluğu (W) içinde hesaplanmasına dayanır. Bu belirli pencere temelli parantezlenmiş kümülatif mutlak hız, BCAV-W (Bracketed Cumulative Average Velocity-Windowed) olarak adlandırılır. Kısaca, mevcut BCAV'nin bir pencere zamanı içinde kaydırılması suretiyle sistemin otomatik olarak çalıştırılmasını sağlayan bu yaklaşım aşağıdaki gibi tanımlanır:

$$BCAV - W = \sum_{W=1}^{PencereUzunlugu} \int_{t_i}^{t_i+\Delta t} |a(t)| dt \quad (3.17)$$

Burada; Δt öteleme zamanı ($\Delta t=1$ sn), t zamanı, t_i i anındaki zamanı, a ivme değerleri, W ise birimi saniye olup $1 \leq W \leq PencereUzunlugu \leq Kayıtsüresi$ ve $PencereUzunlugu \leq N$ olmak koşuluyla uygulanacak pencere uzunluğudur. PGA değerinin belirli bir eşik seviyesini aşması ($\max |a(t)| > \text{verilen ivme seviyesi}$) ile yeni BCAV yaklaşımı hesaplanmaya başlar. Şekil 3.19'da BCAV-W'nin hesaplama mantığının anlaşılması amacıyla basit bir örnek sunulmuştur. Verilen örnek mavi renkli çizgilerle, hesaplanan BCAV-W ise kırmızı renkli kesik çizgiler ile gösterilmiştir. Basit hesaplama açısından örnekleme aralığı 2 örnek/sn ($dt=0,5$) olan toplam 13 saniyelik rastgele veri oluşturulmuştur. $\Delta t=1$ sn, $W=4$ sn, ivme eşik seviyesi de $\max |a(t)| > 5$ mg alınarak hesaplamalar yapılmıştır. 4 saniyelik pencere uzunlukları için yapılacak hesaplamalara dahil edilen sıfır anından öncesindeki veri değerleri sıfır alınır. Bu andan itibaren hesaplamaya başlandığında eşik seviyesinin

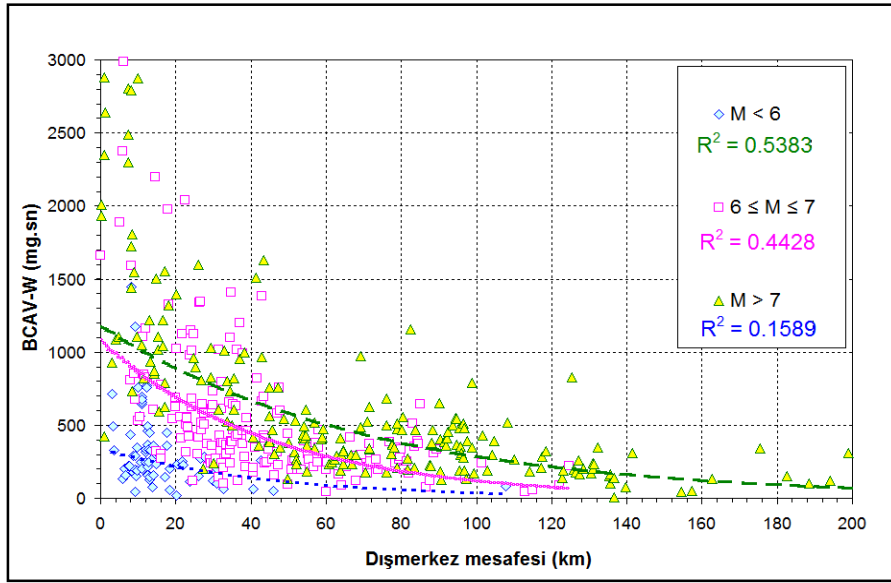
1^{nci} zaman diliminde aşılmadığı, 2^{nci} saniye diliminde ise 5 ve 0 sayılarını oluşturan bir saniyelik veri paketinde aşıldığı görülecektir. Denklem 3.17'den hesaplanan BCAV-W değeri=5*dt=2,5 mg*sn olarak bulunur. 3^{ncü} ve 4^{ncü} zaman diliminde eşik seviyesi aşılmadığından bu zaman dilimlerine ait değerler 2,5 mg*sn olarak atanır. Sonra, 4 saniyelik W penceresi 1 saniye sağa ötelenir. Bu sefer 4 saniyelik pencere uzunluğunun 1^{nci} zaman diliminde aşıldığı (5 ve 0 sayılarını oluşturan bir saniyelik veri paketinde), 2^{nci}, 3^{ncü} ve 4^{ncü} zaman diliminde aşılmadığından BCAV-W değeri 2,5 mg*sn olarak hesaplanır. Daha sonra aynı şekilde W4 penceresi 1 saniye sağa kaydırılır. Eşik seviyesinin 1^{nci}, 2^{nci}, ve 3^{ncü} zaman diliminde aşılmadığı fakat son dilimde aşıldığı (5 ve -1 sayılarını oluşturan bir saniyelik veri paketinde) görülmektedir. Burada BCAV-W değeri=(5+|-1|)*dt=3 mg*sn olarak hesaplanacaktır. Bu şekilde her 4 saniyelik pencere uzunluğu kullanarak, birer saniyelik veri paketlerinde eşik seviyesi aşılması ile elde edilen BCAV-W değerleri, pencere uzunluğunun öteleme zamanı ile kaydırılarak geri kalan veri boyunca peşpeşe hesaplamalar yapılır.



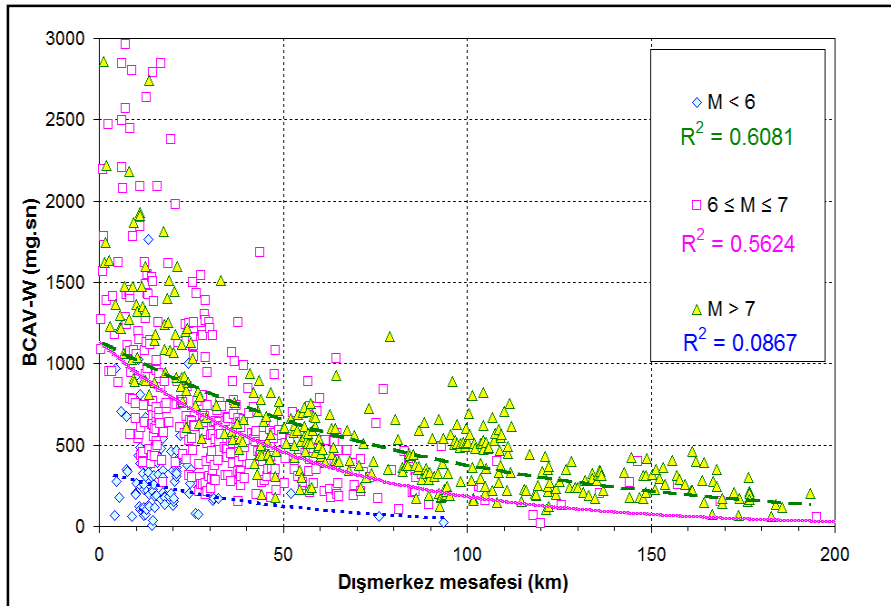
Şekil 3.19: BCAV-W'nin hesaplanmasına ait grafiksel gösterim

Bu metodun araştırılmasına yönelik ilk çalışmalar 2006 yılında başladı (Alcik ve diğ., 2006). İlk zamanlarda BCAV-W/BCAV pencere oranları hesaplanmadığından

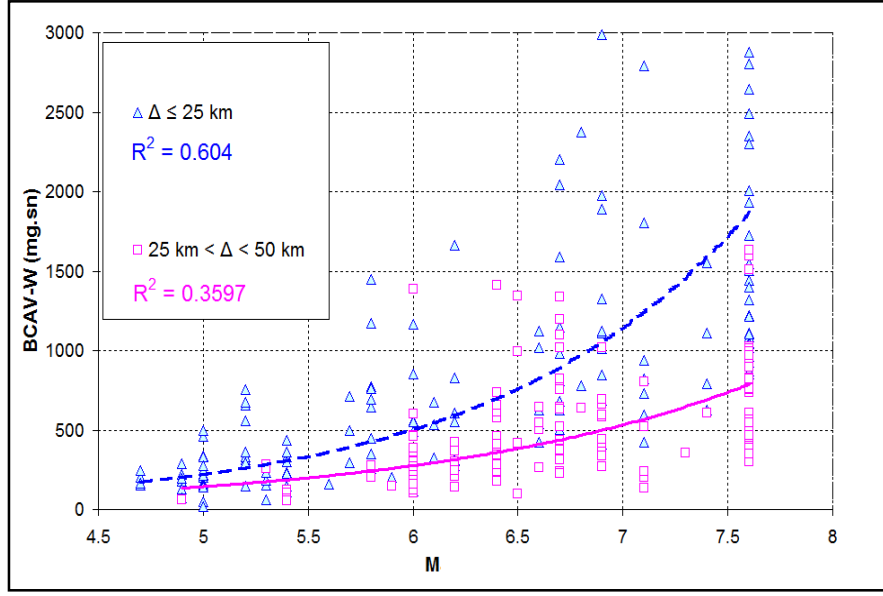
sadece örnek olması açısından $W=16$ sn alınarak BCAV-W'nin farklı dışmerkez mesafelere ve büyüklüklere göre dağılımı sunuldu. İvme eşik seviyesi=10 mg, $W=16$ sn, $\Delta t=1$ sn olmak üzere toplam 143 depreme ait 755 deprem kaydı (PEER, 2005) kullanılarak elde edilen BCAV-W ile büyüklük ve BCAV-W ile dışmerkez mesafesi ilişkileri Şekil 3.20-Şekil 3.23 arasında verilmiştir. Şekillerde M büyüklüğü, Δ dışmerkez mesafesini, R ise ilişki katsayısını ifade eder.



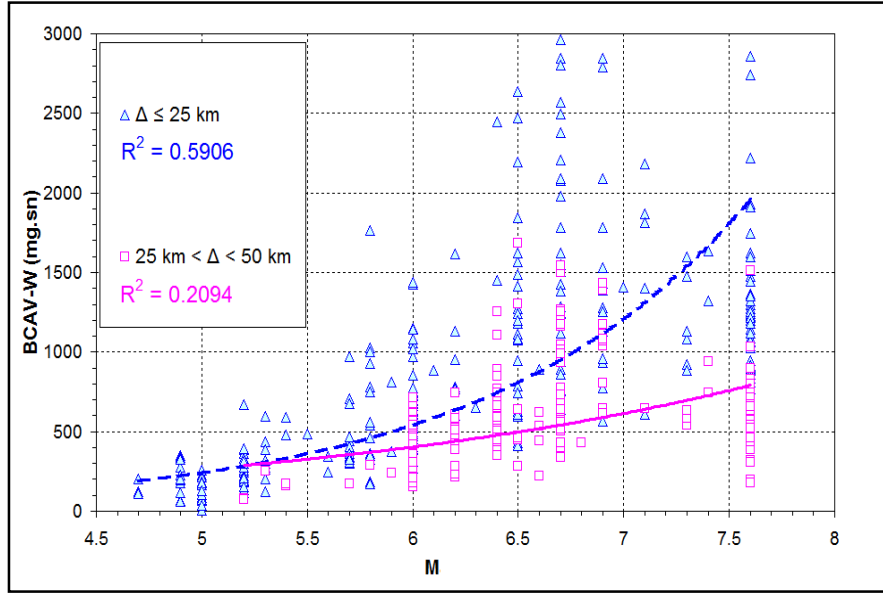
Şekil 3.20: BCAV-W16 ile dışmerkez mesafesi (Δ) arasındaki ilişki (sert zemin, $V_s > 760$ m/sn) (Alcık ve diğ., 2006)



Şekil 3.21: BCAV-W16 ile dışmerkez mesafesi (Δ) arasındaki ilişki (yumuşak zemin, $V_s < 760$ m/sn) (Alcık ve diğ., 2006)



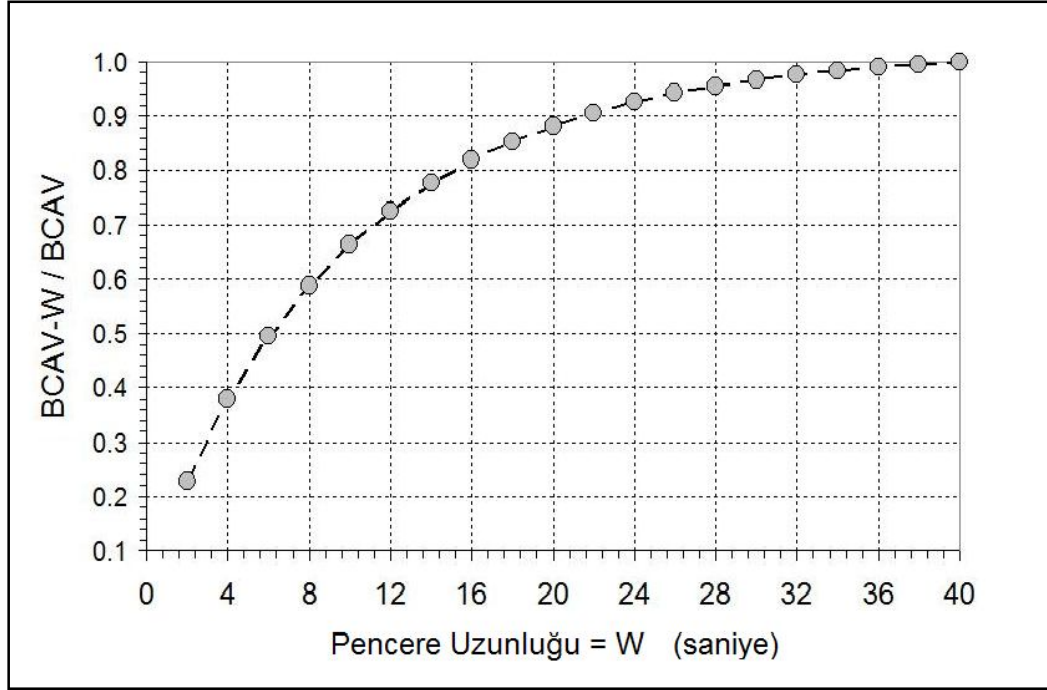
Şekil 3.22: BCAV-W16 ile büyüklük (M) arasındaki ilişki (sert zemin, $V_s > 760$ m/sn)
(Alcık ve diğ., 2006)



Şekil 3.23: BCAV-W16 ile büyüklük (M) arasındaki ilişki (yumuşak zemin, $V_s < 760$ m/sn)
(Alcık ve diğ., 2006)

Yukarıdaki şekillere bakıldığında toplanan deprem enerjisinin, deprem dışmerkez mesafesi (Δ) ile ters, artan büyüklük (M) ile de doğru orantılı olduğu gözükmektedir. Gerçekte BCAV-W de CAV gibi depremin serbest kalan enerjisini içerir. Belirli pencere uzunluklarında hesaplanan enerjiler farklılık göstermektedir. Bundan dolayı pencere uzunluğunu seçmek için BCAV-W'nin toplam BCAV değerlerine oranının bulunması faydalı olacaktır. Bu sebeple, PEER (Pacific Earthquake Engineering

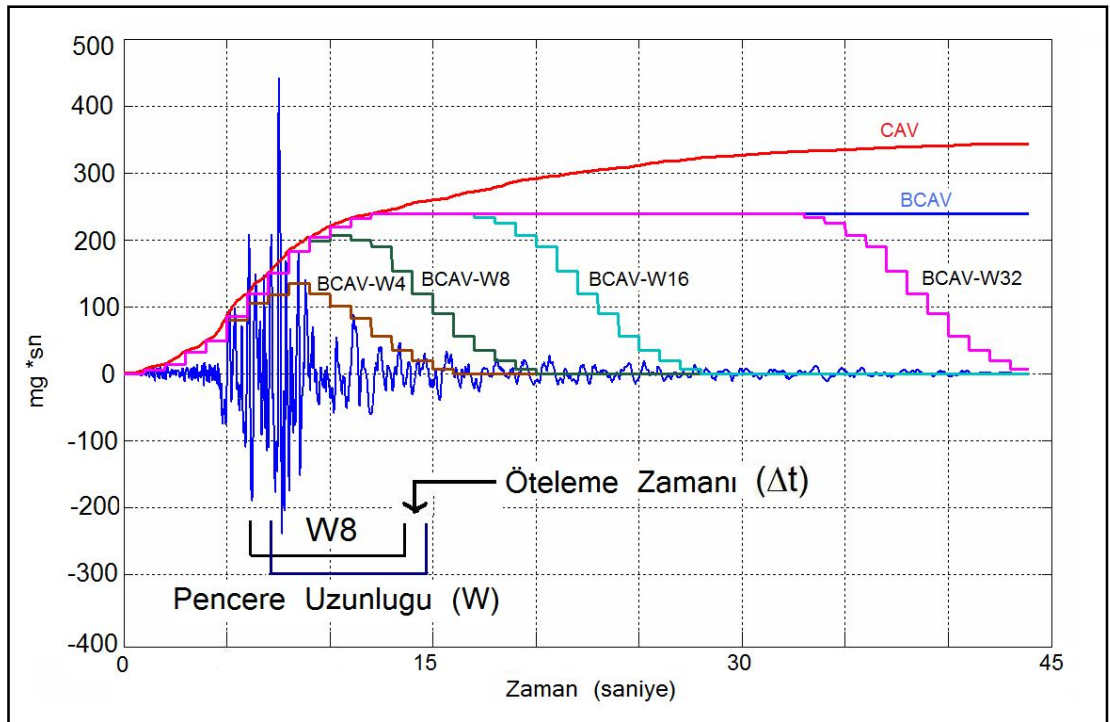
Research Center=Pasifik Deprem Mühendisliği Araştırma Merkezi) veri bankasından farklı büyüklüklerde, farklı dışmerkez mesafelerinde ve farklı odak mekanizmalarını içeren toplam (1320 istasyon x 3 bileşen) 3960 kayıt kullanılarak B_{CAV-W}/B_{CAV} oranları hesaplanmıştır. PEER (2005) verilerine ait gerekli bilgiler Tablo 4.2’de verilmiştir. Farklı pencere değerleriyle elde edilen oranlar aşağıdaki Şekil 3.24’de sunulmuştur.



Şekil 3.24: Farklı pencere uzunluğu (W) ile B_{CAV-W}/B_{CAV} oranları arasındaki ilişki

Yapılan oran hesabında, öncelikle bütün verilere ait B_{CAV} ve B_{CAV-W} değerleri denklem 3.17’yi kullanarak ayrı ayrı hesap edilmiştir. Daha sonra, her bir pencere uzunluğu (W) için elde edilen kümülatif mutlak hız değerlerinin ortalamaları alınarak bu uzunluklara karşılık gelen B_{CAV-W}/B_{CAV} oranları hesaplanmıştır. Şekil 3.24’de görüldüğü üzere, 4 saniyelik bir W seçimi ile deprem enerjisinin yaklaşık % 40’ı, 8 saniye seçilmesi durumunda ise enerjinin yaklaşık % 60’ı karşılanmaktadır. W=1 sn alınırsa $\Delta t=1$ sn olur. Bu B_{CAV-W}=B_{CAV} anlamına gelir. Şayet W>40 saniye alınırsa, deprem süresine de bağlı olarak B_{CAV-W}=B_{CAV}=B_{CAV}’ye karşılık gelir. Farklı pencerelerde B_{CAV-W}’nin göstermiş olduğu davranış grafiksel olarak Şekil 3.25’de sunulmuştur. Burada Δt öteleme zamanı (bracketed time) olarak adlandırılır ve 1 sn olarak alınır. Ayrıca W ise, birimi saniye olup uygulanacak pencere uzunluğunu (window length) gösterir. W sırasıyla 4, 8, 16 ve 32 sn olarak alınmıştır. Şekilde kullanılan deprem kaydı 1966 yılında olan Parkfield depreminin (C050085)

Cholame #5 yatay bileşen kaydına aittir. Pencere uzunluğu (W) genişletildikçe, depremin enerjisinin toplanarak arttığı görülmektedir. Her ne kadar küçük pencere uzunlukları depremin daha az enerjisini yakalasa da küçük pencereler ile ilgili yapılacak çalışmalar neticesinde bulunacak sonuçlar, EU amacına uygun, kullanılabilir parametrik eşik seviyelerini verecektir. Diğer bir deyişle, "Hangi büyüklükteki deprem için hangi eşik seviyesi?" sorusuna cevap verilmesine yardımcı olacaktır. Bu konu ile ilgili çalışmalar Bölüm 4.4'de Marmara Bölgesi'ne ait değerlerin elde edilmesine yönelik çalışmalar ile sunulmuştur.



Şekil 3.25: CAV, BCAV ve farklı BCAV-W'lerin grafiksel görünümü

4. DURUM ÇALIŞMASI: MARMARA BÖLGESİ

4.1. Bölgenin Önemi

Türkiye dünyanın aktif deprem kuşaklarından biri olan Alp-Himalaya deprem kuşağı üzerinde yer alır. Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası'na göre, yurdumuzun % 92'sinin deprem bölgeleri içerisinde olduğu, nüfusumuzun % 95'inin deprem tehlikesi altında yaşadığı, büyük sanayi merkezlerinin % 98'i ve barajlarımızın % 93'ünün deprem bölgesinde bulunduğu bilinmektedir. Son 58 yıl içerisinde depremlerden, 60.000 civarında vatandaşımız hayatını kaybetmiş, 100.000'den fazla kişi yaralanmış ve yaklaşık 400.000 bina yıkılmış veya ağır hasar görmüştür (Deprem Araştırma Dairesi, 2009).

Bu deprem bölgelerinden biri de Marmara Bölgesi'dir. Marmara Bölgesi yaklaşık olarak 26°-31° doğu boylamları ve 40°-41°30' kuzey enlemleri ile sınırlanan alandır. Bu bölgesinin tektonik ve deprem etkinliğinin, KAF'ın batıya uzanan kolları ve güneyindeki güneybatı Anadolu açılma zonunun denetiminde olduğu bilinmektedir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Barka, 1991). Ayrıca, bölge genç tektonik hareketlerin yoğun olduğunu gösteren çok sayıda küçük deprem etkinliği sergilemekte (Üçer, 1990; Gürbüz ve diğ., 2000) ve zaman zaman büyük depremlerin de bölgede yer aldığı görülmektedir (Ambraseys ve Finkel, 1991; Ambraseys ve Jackson, 2000; Kalafat ve diğ., 2007). İstatiksel veriler, Marmara Bölgesi'nde her yüz yılda bir tarihsel ve her yedi yılda bir de güncel yıkıcı depremin oluştuğunu işaret etmektedir (Koçyiğit, 2006). Bu denli yüksek sismik etkinlik, Marmara Bölgesi'ndeki deprem tehlikesi için kritik öneme sahiptir, çünkü birinci ve ikinci deprem bölgelerinin önemli bir alanını kapsadığı Marmara Bölgesi, 67.000 km²'lik yüzölçümü ile Türkiye'nin en yoğun endüstri ve ticaret merkezleri olan İstanbul, Kocaeli, Bursa gibi toplam 11 şehir ile yaklaşık 22.000.000 nüfusu barındırır (http://tr.wikipedia.org/wiki/Marmara_B%C3%B6lgesi). Marmara Bölgesi'ni yakın zamanda vuran iki büyük deprem, 17 Ağustos 1999 Kocaeli ($M_w=7,5$) ve 12 Kasım 1999 ($M_w=7,2$) Düzce, şüphesiz asrın felaketi niteliğindedir. Bu depremlerin ardından, 18 binin üzerinde vatandaşımız hayatını kaybetmiş, 48.000'in üzerinde vatandaşımız muhtelif derecelerde yaralanmış, 375.000'in üzerinde yapı da çeşitli

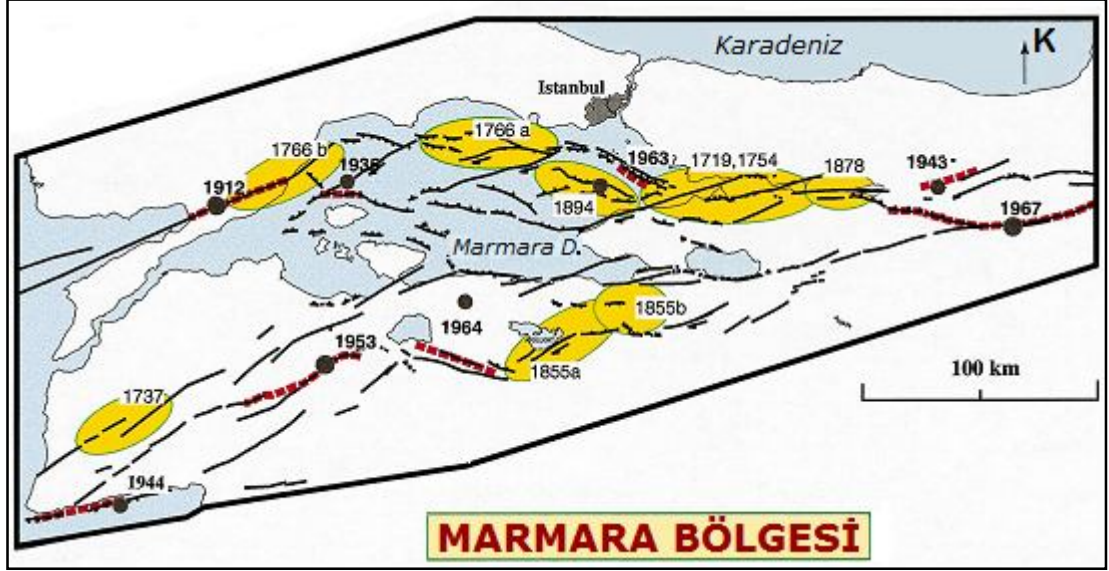
oranlarda hasar görmüş ve ekonomimiz ise 15 milyar Amerikan doları civarında kayba uğramıştır (Ünal, 2002). İstanbul'da bir yılda 7 büyüklüğünde bir depremin meydana gelme ihtimalinin 1/50'dir. Bu ihtimal küçük gibi gözükse de dünyadaki mega kentler açısından en büyük ihtimal olup, bu durumu dünyada paylaşan üç kent vardır; İstanbul, Tokyo ve San Fransisko'dur (Erdik ve diğ., 2004; Milliyet Gazetesi, 2009). Bu nedenle deprem olgusu, hem İstanbul, hem de Marmara Bölgesi için hergün biraz daha fazla önem kazanmaktadır.

4.2. Çalışma Alanın Tektonik Yapısı ve Depremselliği

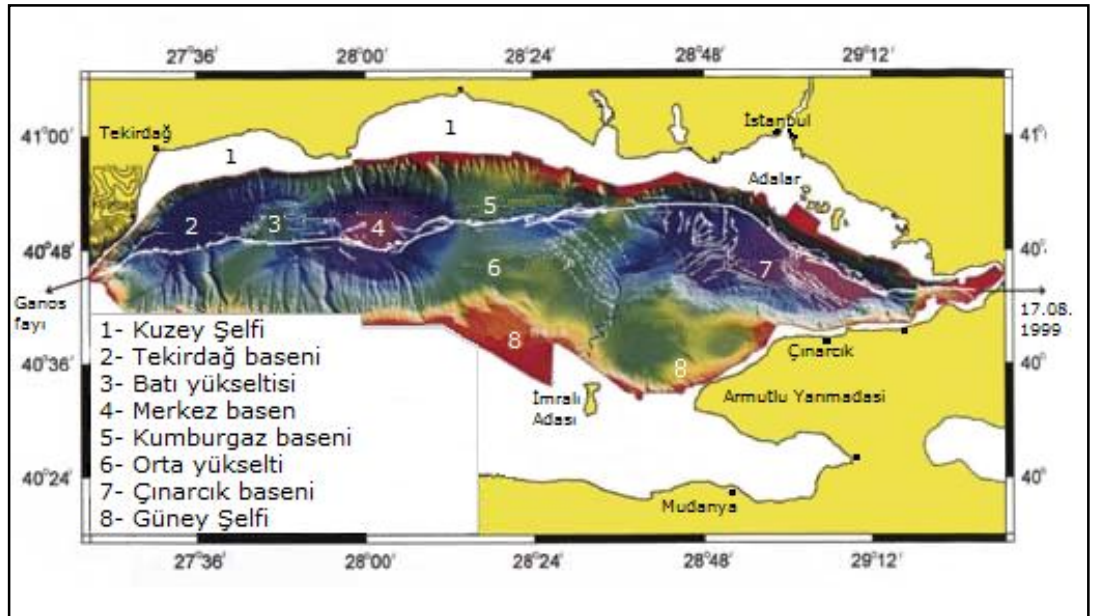
Türkiye'de genç tektonik dönem 11 milyon yıl önce Arap Yarımadası'nın Anadolu'ya çarpması ile başlamıştır. Bu çarpışmanın ardından önce Doğu, daha sonra da tüm Anadolu sıkışıp kalınlaşmış, bu kalınlaşmanın kıta kabuğunun karşılamayacağı bir seviyeye ulaşmasının ardından Anadolu, batıya doğru hareket etmeye başlamıştır. Anadolu'nun batıya hareketi sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu ve sol yanal atımlı Doğu Anadolu Fayları boyunca gerçekleşmiştir (Şekil 4.1). Şekil 4.1'de içi dolu üçgenli çizgiler aktif yitim zonlarını, içi boş üçgenli çizgiler aktif ters fayları, düz çizgiler normal fayları göstermektedir. KAF'ın sağ yanal atımlı bir fay haline gelmesi günümüzden yaklaşık 5 milyon yıl kadar önceye karşılık gelmektedir (Tüysüz, 2010).

Yaklaşık olarak 240 km uzunluğa, 70 km'lik bir genişliğe ve 11.500 km²'lik bir alana sahip olan ve Türkiye sınırları içerisinde kalan tek iç deniz olan Marmara Denizi jeolojik açıdan genç bir iç denizdir. Marmara Denizi, KAF'ın iki önemli kolu üzerinde yer almaktadır. Bunlardan kuzey kol doğuda İzmit Körfezi'nden Marmara Denizi'ne girer ve batıda Mürefte'de denizden çıkarak Kuzey Ege'ye uzanmaktadır. İkinci kol ise İznik Gölü güneyinden geçerek Gemlik Körfezi'ne girer, yaklaşık olarak Marmara Denizi güney kıyısını takiben Kapıdağ yarımadasına kadar uzanır ve burada denizden çıkarak Biga Yarımadası'nın içerisinden Ege Denizi'ne doğru devam eder. Denizin çukurluklar içerisinde 1.200 metreyi geçen derinlikteki kuzey yarısı güneydeki 100 metreden daha sığ kıta sahanlığı bölgesinden bariz bir batimetrik eğimle ayrılır. Kuzeydeki derin kesim içerisinde birbirinden eşiklerle ayrılmış üç derin çukurluk bulunur. Bunlar batıdan doğuya doğru Tekirdağ, Orta Marmara ve Çınarcık çukurluklarıdır. İçleri kalın çökellerle dolu olan ve hâlâ da doldurulmakta olan bu çukurluklar (Okay ve diğ., 2000) birbirinden 600 ile 800 metre derinliğe sahip kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı sırtlarla ayrılmıştır (Şekil 4.2) (Tüysüz, 2010).

izinin görülmediği ve neticede de bugünkü tektonik yapının çek-ayır yapısı olmadığı belirtilir (İmren ve diğ., 2003).



Şekil 4.3: Marmara Bölgesi'nde son üç yüzyıldır oluşan önemli tarihi depremlerin sismotektonik kaynak alanları ve bu depremlerin ilişkili olduğu fayların konumları (Gürbüz ve diğ., 2000)



Şekil 4.4: Marmara Denizi'nin taban yapısı (Le Pichon ve diğ., 2001)

Yakın zamanda, Le Pichon ve diğ. (2001) KAF'ın Marmara Denizi içerisindeki geometrisini "Le Suroit" gemisi ile elde edilen verilerin ışığında yorumlamışlardır. Batimetri ve sismik yansıma profillerine dayanan bu araştırmaya göre Marmara

Denizi'nin yapısı Şekil 4.4'de gösterilmiştir. Bu haritalara göre KAF'ın Marmara Denizi'ne İzmit Körfezi doğusundan giren ana kolu Körfez çıkışında Çınarcık Çukurluğu içerisine girmekte ve bu çukurluğu kuzeyden sınırlar bir şekilde, Adaların güney ve batısına kadar izlenmektedir. Çınarcık Çukurluğu'nun güneyinde Çınarcık-Yalova arasında uzanan ve bilhassa 17 Ağustos Depremi'nin artçıları ile açık bir biçimde takip edilebilen fay bu haritada, sığ sularda çalışılmamış olmasından dolayı, görülememektedir. Adaların güneyinden sonra ana fay kolu dönerek doğu-batı uzanım kazanır. Yeşilköy açıklarındaki bu dönüş alanı kuzey-güney gidişli bindirme fayları ile karakterize edilir. Bu durum fayın dönüşünün burada sıkışmalı bir etki yarattığını işaret etmektedir. Çınarcık Çukurluğu, batıda Orta Marmara Yükselimi ile sınırlanır. Bu yükselimin kuzeyinden devam eden ana fay, Kumburgaz Havzası'ndan geçerek batıdaki Orta Marmara havzasına girer. İçerisi tutturulmamış yumuşak ve suya doygun çökellerle dolu olan bu çukurluk içerisinde fay diğer kesimlerdeki kadar iyi izlenememekte, çok sayıda küçük faylar şeklinde izlenmektedir. Orta Marmara Havzası'nın batı sınırını oluşturan Batı Marmara Yükselimi'nde ana fayın izi son derece belirgindir. Burada sırtı keskin bir biçimde kesen fay batıya doğru Tekirdağ Havzası içerisine girer. Havzanın güneyinden geçen ana fay daha sonra karaya çıkarak Ganos dağlarının güneyinden Saros Körfezi'ne devam eder (Tüysüz, 2010).

Bu faylar üzerinde geçmişte büyük depremler olduğu belirtilmiştir (Ambraseys ve Jackson, 2000). Aletsel dönemde, özellikle 1975 ile 2010 yılları arasında oluşan ve büyüklüğü $M \geq 3.0$ olan depremlerin sayısı 4.172'dir. Bu depremlerin Şekil 4.5'de verilen dağılımlarına bakıldığında Marmara denizi ve çevresinde yoğun bir deprem etkinliği açıkça gözlenmektedir. Kuzey Marmara'da, İzmit ve Saros körfezinde, Kapıdağ yarımadasının batısında, Çınarcık açıklarında, Gemlik körfezinde ve Bursa'nın doğusunda deprem kümelenmeleri ve dizilmeleri görülmektedir. Özetle, Marmara' da yerleşen deprem etkinliğinin doğu-batı uzanımı oldukça belirgin bir biçimde gözükmemektedir. Buradaki deprenselliğin Şekil 4.3'de verilen tarihsel deprensellik örüntüsü ile oldukça iyi uyumlu olması tarihsel deprem veri tabanının güvenilirliği hakkında bir bilgi verebilir. Şekil 4.5'in hazırlanmasında Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Ulusal Deprem İzleme Merkezi (UDİM) verilerinden ve GMT software (Wessel ve Smith, 1991)'den faydalanılmıştır.

Gürbüz ve diğ. (2000), Marmara Denizi'nin iyi bir sismisitesini elde etmişlerdir. Marmara Denizi çevresine dağılmış 48 istasyonlu mikrosismik çalışması 2,5 km'den

4.3.1. Kyoshin Ağı

Japonya'da kurulu yaklaşık 1000 istasyondan aldığı sayısal ivme kayıtlarını internet üzerinden dağıtımını üstlenen kısaca K-NET olarak da adlandırılan veri dağıtım ağı, NIED kuruluşu altında çalışmaktadır. Merkezi Tsukuba'da bulunan bu ağın internet üzerindeki adresi <http://www.k-net.bosai.go.jp/> dır.

Odaka ve diğ. (2003) tarafından kullanılan 10 adet depreme ait veriler K-NET web sayfasından indirilerek temin edilmiştir. Temin edilen veri sayısı 1512 düşey bileşen ivme kayıtdır. Kullanılan veriler hakkında gerekli bilgiler aşağıdaki Tablo 4.1'de verilmiştir.

Tablo 4.1: K-NET web sayfasından temin edilen depremlere ait bilgiler

Tarih ve Zaman	M _w	Derinlik (km)	Enlem (Kuzey)	Boylam (Doğu)	Düşey bileşen kayıt sayısı
1999/08/02 18:29	3,9	10	35,970	137,46	21
2000/06/05 09:54	4,7	10	35,720	136,11	65
2000/06/08 09:32	4,8	10	32,700	130,75	84
2001/03/26 05:41	5,0	49	34,110	132,72	101
2000/06/03 17:54	6,1	48	35,680	140,71	150
2000/06/07 06:16	6,1	22	36,840	135,55	148
1997/03/26 17:31	6,3 [†]	8	31,960	131,99	122
1999/05/13 02:59	6,4	104	42,950	143,91	202
2001/03/24 15:28	6,4 [‡]	51	34,120	132,71	316
2000/10/06 13:30	7,3	11	35,280	133,35	303

† Odaka ve diğ. (2003) tarafından M_w=6,5 olarak alınmıştır

‡ Odaka ve diğ. (2003) tarafından M_w=6,7 olarak alınmıştır

4.3.2. PEER veribankası

Üç adedi Türkiye'den olmak üzere (B.Ü.K.R.D.A.E, İ.T.Ü ve D.A.D) dünyanın sayılı 24 kurumundan veri sağlayan PEER kuvvetli yerhareketi veribankası Kaliforniya Üniversitesine bağlı bir merkezdir. PEER veri bankasına, K-NET gibi üyeliğe ihtiyaç olmadan, doğrudan <http://peer.berkeley.edu/smcat/> web sayfasından ulaşılarak veri indirilebilir. CAV, BCAF ve BCAF-W konuları ile ilgili çalışmalar için gerekli büyük depremlere ait ivme kayıtları PEER veri bankasından sağlanmıştır. Toplam 3960 (1320 istasyon x 3 bileşen) kayıt içeren 143 depreme ait bilgiler Tablo 4.2'de verilmiştir.

Tablo 4.2: PEER web sayfasından temin edilen depremlere ait bilgiler

Lokasyon	Tarih	Zaman	M _w	M _L	M _s	Diğer
Almiros, Greece	1980/08/11			4,8		
Anza (HorseCny)	1980/02/25	10:47	4,9			4,7
Aqaba	1995/11/22	04:18	7,1	6,2		
Aqaba	1995/11/22	06:16	7,1	6,2		
Baja California	1987/02/07	03:45			5,4	
Big Bear	1992/06/28	15:06	6,4	6,5	6,6	
Bishop (Rnd Val)	1984/11/23	19:12	5,8	5,5	5,7	
Borah Peak, ID	1983/10/28	14:06				7,3
Borah Peak, ID	1983/10/29	23:29			5,0	
Borrego	1942/10/21	16:22				6,5
Borrego Mtn	1968/04/09	02:30	6,8	6,7	6,5	
Cape Mendocino	1992/04/25	18:06	7,1			7,1
Central Calif	1954/04/25	20:33				5,3
Central Calif	1960/01/20	03:26				5,0
Chalfant Valley	1986/07/20	14:29		5,9		
Chalfant Valley	1986/07/21	14:42	6,2	6,3	6,0	
Chalfant Valley	1986/07/21	14:51		5,6		
Chalfant Valley	1986/07/31	07:22		5,8		
Chi-Chi, Taiwan	1999/09/20		7,6	7,3	7,6	
Coalinga	1983/05/02	23:42	6,4	6,7	6,5	
Coalinga	1983/05/09	02:49	5,0	5,3	4,7	
Coalinga	1983/06/11	03:09	5,3	5,2	5,4	
Coalinga	1983/07/09	07:40	5,2	5,4	4,9	
Coalinga	1983/07/22	02:39	5,8	6,0	5,7	
Coalinga	1983/07/22	03:43		4,9	5,0	
Coalinga	1983/07/25	22:31	5,2	5,3	5,1	
Coalinga	1983/09/09	09:16	5,3	5,3	5,4	
Corinth	1981/02/24	00:00			6,7	
Coyote Lake	1979/08/06	17:05		5,7	5,7	5,6
Dinar	1995/10/01	15:57	6,2	5,9	6,1	5,7
Double Springs	1994/09/12	12:23		6,1	6,1	6,3
Drama, Greece	1985/11/09			4,8	5,3	
Dursunbey, Turkey	1979/07/18	13:12				5,2
Duzce, Turkey	1999/11/12		7,1	7,2	7,3	6,5
Edesa, Greece	1984/07/09			6,5		
El Alamo	1956/12/17	14:33				6,8
Erzincan, Turkey	1992/03/13		6,9			
Friuli, Italy	1976/05/06	20:00	6,5	6,2	6,5	
Friuli, Italy	1976/09/11	16:31		5,5		5,3
Friuli, Italy	1976/09/15	03:15		6,1	5,7	
Gazli, USSR	1976/05/17		6,8			7,3
Georgia, USSR	1991/06/15	00:59			6,2	
Griva, Greece	1990/12/21	06:58		5,9		
Helena, Montana	1935/10/31	18:38		6,2	5,5	6,0
Helena, Montana	1935/10/31	19:18			6,0	
Hollister	1961/04/09	07:23				5,6
Hollister	1961/04/09	07:25				5,5
Hollister	1974/11/28	23:01	5,2	5,2	4,5	
Hollister	1986/01/26	19:20	5,4	5,5		
Humbolt Bay	1937/02/07	04:42	5,8	5,8		
Ierissos, Greece	1983/08/06			4,9		
Imperial Valley	1938/06/06	02:42				5,0
Imperial Valley	1940/05/19	04:37	7,0			7,2
Imperial Valley	1951/01/24	07:17				5,6

Tablo 4.2 (Devam): PEER web sayfasından alınan verilere ait bilgiler

Imperial Valley	1953/06/14	04:17				5,5
Imperial Valley	1955/12/17	06:07				5,4
Imperial Valley	1979/10/15	23:16	6,5	6,6	6,9	
Imperial Valley	1979/10/15	23:19	5,2	5,2		
Imperial Valley	1979/10/16	06:58		5,5		
Irpinia, Italy	1980/11/23	19:34		6,5		
Irpinia, Italy	1980/11/23	19:35		6,5		
Irpinia, Italy	1981/01/16	01:37			4,7	
Izmir, Turkey	1977/12/16	07:37				5,3
Kalamata, Greece	1986/09/13	17:25		5,7		
Kalamata, Greece	1986/09/15	11:41		4,7		
Kalamata, Greece	1986/09/15	11:41		4,8		
Kalamata, Greece	1986/09/15	11:42		4,9		
Kavala, Greece	1985/11/09			4,8	5,3	
Kern County	1952/07/21	11:53	7,4			7,7
Kobe	1995/01/16	20:46	6,9			
Kocaeli, Turkey	1999/08/17		7,4		7,8	6,7
Kozani	1995/05/13	08:47		6,6		
Kozani	1995/05/15	04:14		5,1		
Kozani	1995/05/17	04:14		5,3		
Kozani	1995/05/19	06:48		5,1		
Landers	1992/06/28	11:58	7,3			7,4
Lazio-Abruzzo	1984/05/07	17:50	5,9	5,1	5,8	5,5
Livermore	1980/01/24	19:00	5,8	5,8	5,8	
Livermore	1980/01/27	02:33	5,4	5,4	5,5	
Loma Prieta	1989/10/18	00:05	6,9			7,1
Lytle Creek	1970/09/12	14:30	5,4	5,4		
Mammoth Lakes	1980/05/25	16:34	6,3	6,1	6,1	
Mammoth Lakes	1980/05/25	16:49	5,7	6,0		
Mammoth Lakes	1980/05/25	19:44	6,0	6,1		
Mammoth Lakes	1980/05/25	20:35	5,7	5,7		
Mammoth Lakes	1980/05/26	18:58		6,1	5,8	
Mammoth Lakes	1980/05/27	14:51	6,0	6,2	6,0	
Mammoth Lakes	1980/05/27	19:01	4,9	5,0		
Mammoth Lakes	1980/05/31	15:16	4,9	5,1		
Mammoth Lakes	1980/06/11	04:41		5,0		
Mammoth Lakes	1983/01/07	01:38		5,2		
Mammoth Lakes	1983/01/07	03:24		5,4		
Managua, Nicaragua	1972/12/23	06:29			6,2	
Managua, Nicaragua	1972/12/23	07:19				5,2
Morgan Hill	1984/04/24	21:15	6,2	6,2	6,1	
Mt. Lewis	1986/03/31	11:55	5,6	5,8	5,5	
N. Palm Springs	1986/07/08	09:20	6,0	5,9	6,0	
Nahanni, Canada	1985/12/23		6,8			6,9
New Zealand	1984/03/05	02:07		5,5		
New Zealand	1987/03/02	01:42		6,3		
New Zealand	1987/03/02	01:51		5,6		
New Zealand	1992/06/22	17:43		5,7		
Norcia, Italy	1979/09/19	21:36			4,2	5,3
Northern Calif	1941/10/03	16:14				6,4
Northern Calif	1952/09/22	11:41	5,2	5,2		5,5
Northern Calif	1954/12/21	19:56				6,5
Northern Calif	1960/06/06	01:17	5,7	5,7		5,7
Northern Calif	1967/12/10	12:06	5,6	5,6		5,8

Tablo 4.2 (Devam): PEER web sayfasından alınan verilere ait bilgiler

Northern Calif	1967/12/18	17:25				5,2
Northern Calif	1975/06/07	08:46	5,2	5,2	5,7	
Northridge	1994/01/17	12:31	6,7	6,6	6,7	
Northwest Calif	1938/09/12	06:10	5,5	5,5		5,5
Northwest Calif	1941/02/09	09:45				6,6
Northwest Calif	1951/10/08	04:11	5,8			
Oroville	1975/08/01	20:20	6,0	5,7		
Oroville	1975/08/02	20:22	5,0	5,1		
Oroville	1975/08/02	20:59	4,4	5,2		
Oroville	1975/08/08	07:00	4,7	4,9		
Parkfield	1966/06/28	04:26	6,1	6,1		
Pelekanada, Greece	1984/10/10			4,9		
Point Mugu	1973/02/21	14:45	5,8	5,9	5,2	
Roermond	1992/04/13	01:20			5,2	
San Fernando	1971/02/09	14:00	6,6			6,6
San Francisco	1957/03/22	19:44	5,3	5,3		
San Salvador	1986/10/10	17:49			5,4	
Santa Barbara	1978/08/13		6,0	5,1	6,0	
Southern Calif	1952/11/22	07:46				6,0
Spitak, Armenia	1988/12/07		6,8			7,0
Superstittn Hills(A)	1987/11/24	05:14	6,3	5,8	6,2	
Superstittn Hills(B)	1987/11/24	13:16	6,7			6,6
Tabas, Iran	1978/09/16		7,4	7,7	7,4	
Taiwan SMART1(25)	1983/09/21			6,8	6,5	
Taiwan SMART1(33)	1985/06/12			6,5	5,8	
Taiwan SMART1(40)	1986/05/20		6,4	6,5	6,4	
Taiwan SMART1(45)	1986/11/14		7,3	7,0	7,8	
Taiwan SMART1(5)	1981/01/29			6,3	5,7	
Trinidad offshore	1983/08/24	13:36		5,5	5,7	
Trinidad, California	1980/11/08	10:27			7,2	
Veroia, Greece	1984/07/09			4,8		
Victoria, Mexico	1980/06/09	03:28		6,1	6,4	
Westmorland	1981/04/26	12:09	5,8	5,6		
Whittier Narrows	1987/10/01	14:42	6,0	5,9	5,7	
Whittier Narrows	1987/10/04	10:59	5,3	5,3		

4.3.3. Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, İstanbul Teknik Üniversitesi ve Ankara Deprem Araştırma Dairesi verileri

Marmara Bölgesi'nde sürekli ve büyük deprem olmaması, özellikle ivme kaydı bulunmasını zorlaştırmaktadır. Ancak, 1999 yılında cereyan eden Kocaeli ve Düzce depremleri ve bunların artçı şoklarının kaydedilmesiyle elde edilen ivme kayıtlarının büyük çoğunluğu üç kurumdan (Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü=B.Ü.K.R.D.A.E, İstanbul Teknik Üniversitesi=İ.T.Ü, Ankara Deprem Araştırma Dairesi=D.A.D) temin edilmiştir. Toplanan 112 depreme ait 736 istasyon tarafından kaydedilen üç bileşen toplam 2208 adet ivme kaydı tek

tek kontrol edilerek incelenmiştir. İnceleme sırasında sayısal deprem kayıtlarının çok kaliteli olmadığı görülmüştür.

Bazı kayıtların;

- P fazının kaydedilmemiş olması,
- aşırı gürültülü oluşu,
- kesikli ve dolayısıyla data kayıplarına sahip olması,
- sensör bozukluklarını içermesi,
- “count” cinsinden verilen kayıtlara ait kalibrasyon değerlerinin bilinmemesi,

v.b. gibi problemler, arşivin oluşturulmasında sıkıntılar yaratmıştır. Bu sebeple, İstanbul Deprem Erken Uyarı ve Acil Müdahale Sistemi’nden toplamda 278 istasyon kaydı içeren 8 adet deprem alınarak ancak kabul edilebilir miktarda verilerin tedâriki sağlanmıştır. Toplam 49 deprem ve 470 istasyon kaydına ait bilgiler Tablo 4.3’de, depremlerin lokasyonları da Şekil 4.6’da sunulmuştur. Tablo 4.3’de verilen moment büyüklük (M_w) değerleri Kalafat ve diğ. (2007)’den temin edilmiştir.

Tablo 4.3: Marmara Bölgesi deprem verilerine ait bilgiler

Tarih ve Zaman	M	Derinlik (km)	Enlem (Kuzey)	Boylam (Doğu)	İstasyon sayısı ^s $\Delta < 200$ km
1999/08/17 00:01:38 ^T	7,5	17	40,760	29,950	11
1999/08/17 01:31:56 ^T	4,4	15	40,710	29,030	2
1999/08/17 01:48:46 ^T	3,4	4	40,800	29,040	4
1999/08/17 02:50:46 ^T	5,0	11	40,780	30,060	2
1999/08/17 05:54:42 ^T	4,3	20	40,780	29,110	2
1999/08/19 15:17:45 ^T	5,0	12	40,630	29,140	3
1999/08/20 00:03:02 ^T	4,4	10	40,770	29,850	3
1999/08/20 09:28:55 ^T	4,6	10	40,620	29,130	6
1999/08/21 21:08:40 ^T	3,2	10	40,910	28,730	4
1999/08/22 01:47:30 ^T	4,2	24	40,610	29,070	4
1999/08/22 04:27:36 ^T	3,3	9	40,630	29,310	2
1999/08/22 08:23:02 ^T	3,4	5	40,670	29,410	2
1999/08/23 21:54:49 ^T	4,1	10	40,740	29,170	3
1999/08/24 05:30:30 ^T	3,6	11	40,710	29,590	3
1999/08/30 15:24:36 ^T	3,5	14	40,740	29,310	3
1999/08/31 08:10:49 ^T	5,6	4	40,760	29,930	8
1999/08/31 08:33:23 ^T	4,7	6	40,730	29,950	6
1999/09/04 10:30:53 ^T	4,1	10	40,700	29,930	4
1999/09/09 01:02:19 ^T	3,5	11	40,720	29,510	2
1999/09/09 01:32:08 ^T	4,1	11	40,710	29,140	2
1999/09/13 11:55:27 ^T	5,9	10	40,750	30,080	21
1999/09/17 19:50:05 ^T	4,5	10	40,770	30,130	8
1999/09/19 20:26:35 ^T	4,3	6	40,690	30,480	5
1999/09/24 13:44:51 ^T	3,7	9	40,720	30,220	3
1999/09/26 11:13:04 ^T	3,8	12	40,710	29,290	2

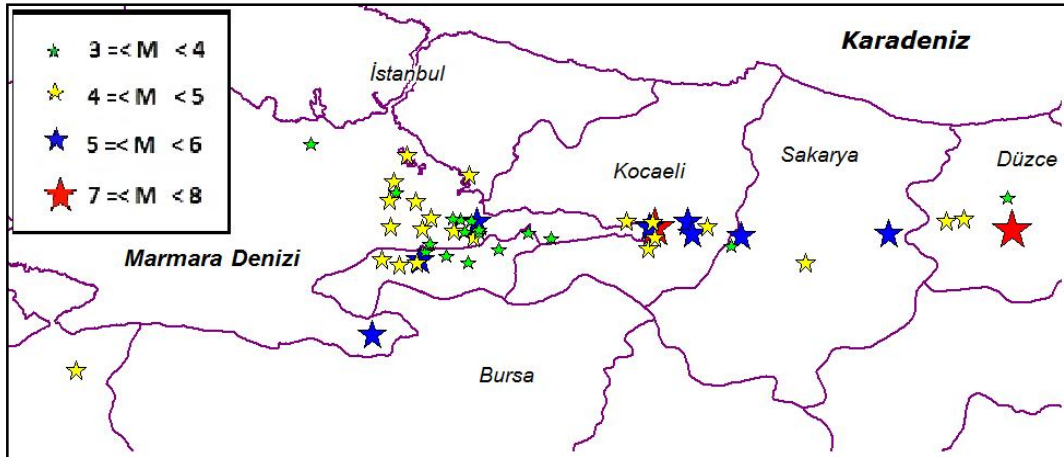
Tablo 4.3 (Devam): Marmara Bölgesi deprem verilerine ait bilgiler

1999/09/29 00:13:06 [‡]	5,0	12	40,740	29,330	8
1999/10/20 23:08:20 [†]	4,8	7	40,830	29,030	10
1999/11/11 14:41:23 [†]	5,7	7	40,750	30,250	12
1999/11/12 16:57:19 [†]	7,2	10	40,810	31,190	8
1999/11/14 05:17:33 [†]	3,5	17	40,670	29,170	4
1999/11/19 19:59:06 [†]	4,9	9	40,830	31,020	2
1999/11/27 02:42:19 [†]	3,2	11	40,650	29,160	3
1999/12/14 17:38:26 [†]	3,6	8	40,890	31,170	3
1999/12/16 01:38:39 [†]	3,5	5	40,710	29,340	2
1999/12/16 12:32:44 [†]	3,5	7	40,720	29,340	2
1999/12/20 03:27:19 [†]	4,3	6	40,820	30,960	3
2000/01/31 14:38:51 [†]	4,2	10	40,710	29,250	2
2000/01/31 14:44:18 [†]	3,4	2	40,740	29,270	2
2000/02/09 16:41:32 [†]	4,2	11	40,770	29,940	2
2000/07/07 00:15:30 [†]	4,6	10	40,860	29,290	5
2000/08/23 13:41:27 [†]	5,4	11	40,780	30,760	2
2001/01/16 03:33:02 [†]	4,2	13	40,900	29,070	7
2004/05/16 03:30:51 [‡]	4,3	11	40,696	29,322	73
2004/09/29 15:42:18 [‡]	4,1	12	40,780	29,020	91
2005/09/07 16:22:48 [‡]	3,5	9	40,743	29,246	7
2006/10/20 18:16:04 [‡]	4,7	13	40,264	27,984	6
2006/10/24 14:00:21 [‡]	5,1	14	40,424	28,995	41
2006/10/28 18:28:26 [‡]	3,3	6	40,642	29,233	7
2008/03/12 18:53:46 [‡]	4,3	11	40,621	29,011	53

§ Her istasyon 3 bileşen kayıt içerir

† B.Ü.K.R.D.A.E, İ.T.Ü ve Ankara D.A.D veribankasından alınan veriler

‡ İstanbul Deprem Erken Uyarı ve Acil Müdahale Sistemi'nden alınan veriler



Şekil 4.6: Tablo 4.3'de listelenen depremlerin lokasyonları

4.4. Marmara Bölgesi'ne ait Değerlerin Elde Edilmesi

Bu bölümde Japonya, Tayvan ve A.B.D Kaliforniya'da kullanılan, sırasıyla B - Delta,

$\tau_c - P_d$, T_{max}^p ve İstanbul Deprem Erken Uyarı sisteminde kullanıma yönelik

geliştirilen B-CAV-W metodunun analizleri yapılmış, Tablo 4.3'de sunulan, üç kuruma ait ivme kayıtları kullanılarak da araştırma bölgesine ait parametrik değer ve bağıntıların elde edilmesine çalışılmıştır.

4.4.1. B-Delta metodu

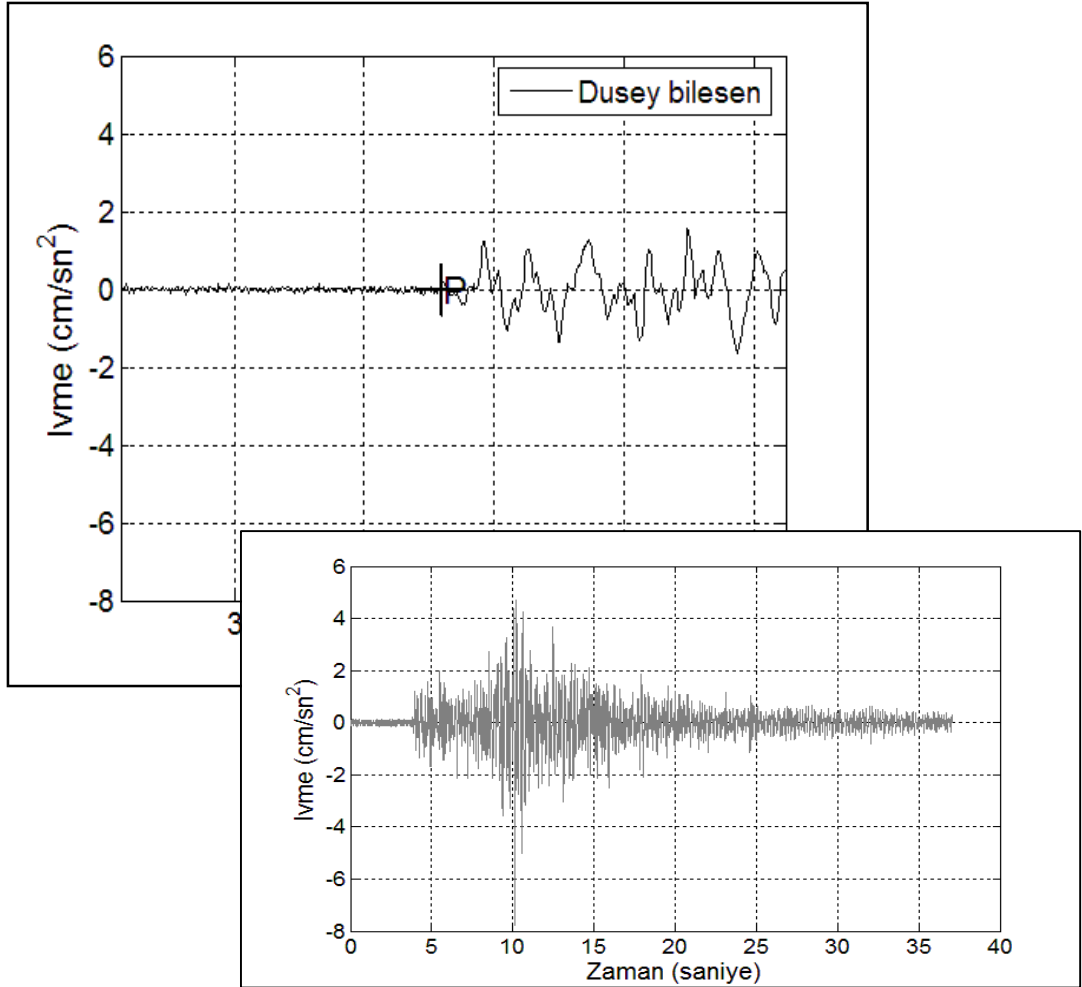
Marmara Bölgesi için B-Delta metodunun test edilmesi amacıyla "The MathWorks" firma ürünü B.Ü. lisanslı MATLAB (http://www.cc.boun.edu.tr/license_liste_tur.htm) yazılım paketi kullanılarak gerekli rutinler yazıldı. Metod için yazılan MATLAB rutinleri EK-A'da verilmiştir.

Yazılan rutinin doğrulanması, Kyoshin-NET'e ait internet sayfasından alınan 1512 ivme kaydının (Tablo 4.1) incelenmesi ile yapıldı. Daha sonra Marmara Bölgesi'ne ait B-Delta arasındaki ilişkiyi bulmak ve $y(t)=Bt \cdot \exp(-At)$ fonksiyonunun işlevselliğini belirlemek amacıyla, üç kurumdan temin edilen ve Tablo 4.3'de sunulan verilerden $\Delta \leq 100$ km olmak koşuluyla, büyüklüğü 4,0' den büyük 340 adet düşey bileşen ivme kaydı yazılan MATLAB algoritması ile çalıştırıldı. Elde edilen sonuçlar tasniflenerek Tablo 4.4'de sunulmuştur. Tablo 4.4'de verilen yüzde (%) değerleri ivme kayıtları içinde A'nın artı (+) ve eksi (-) değer verenlerinin yüzde oranını gösterir. Bu sonuçların irdelenmesine geçilmeden önce fonksiyon sonuçlarından birkaç tanesi örnek teşkil etmesi amacıyla aşağıdaki Şekil 4.7-Şekil 4.14 arasında sunulmuştur. Bu şekiller, büyüklükleri farklı olan dört adet depreme ait (M=4,6; M=5,0; M=5,9; M=7,5) ve farklı zaman pencereleri ($t_w=1, 2, 3$ ve 4 saniye) kullanılarak elde edilen fonksiyon eğrilerini içerir. t_w zaman penceresi genel olarak 3 saniye alınmaktadır. Bu örnekler özellikle $y(t)$ fonksiyonunun farklı büyüklüklerde ve farklı dışmerkez mesafelerinde nasıl değiştiğinin görsel olarak izlenmesi açısından verilmiştir.

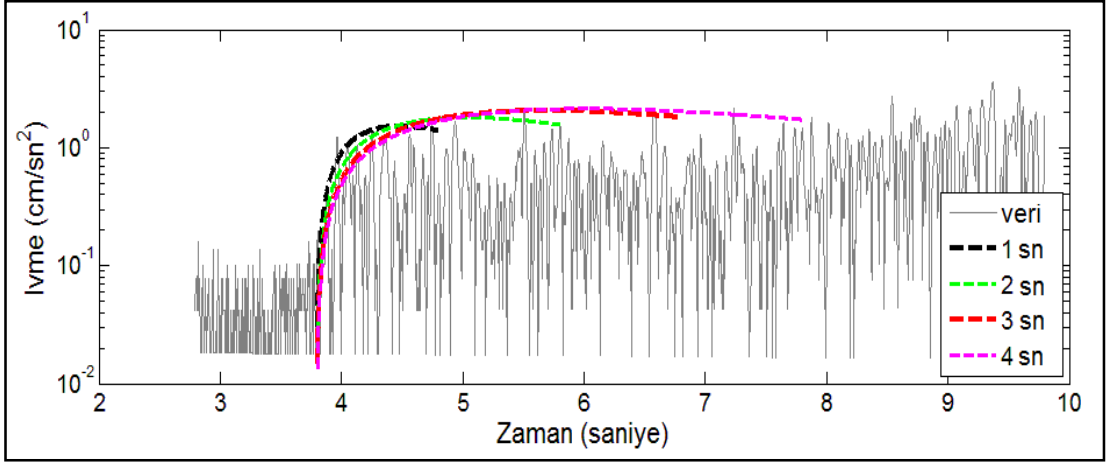
Şekil 4.8, Şekil 4.10, Şekil 4.12 ve Şekil 4.14'de grafiklendirilen fonksiyon eğrilerinin, büyüklüğü 5.1'den küçük depremlerde aşağıya doğru, büyüklüğü 5.8'den büyük depremlerde ise yukarıya doğru yönelim gösterdiği görülmektedir. Keza A katsayısı küçük depremlerde artı (+) değer, büyük depremlerde ise eksi (-) sonuç verdiği, bununla beraber $y(t)$ fonksiyon grafiğininin de küçük depremlerde aşağı, büyük depremlerde ise yukarı yönelim gösterdiği tespit edilmiştir (Ashiya, 2004; Odaka ve diğ., 2003). Bu saptamadan hareketle, Şekil 4.8 ve Şekil 4.10'da büyüklükleri sırasıyla 4,6 ve 5,0 olan depremlerde fonksiyon grafiğininin eğim aşağı yöneldiği, buna karşılık Şekil 4.12 ve Şekil 4.14'de büyüklükleri sırasıyla 5,9 ve 7,5 olan

depremlerde ise eğimin yukarı sapma gösterdiği belirgindir. Odaka ve diğ. (2003) tarafından yapılan saptamanın, Marmara verilerinden sunulan dört farklı büyüklük ve dışmerkez mesafelerdeki örneklerle de uygunluk gösterdiği görülmektedir.

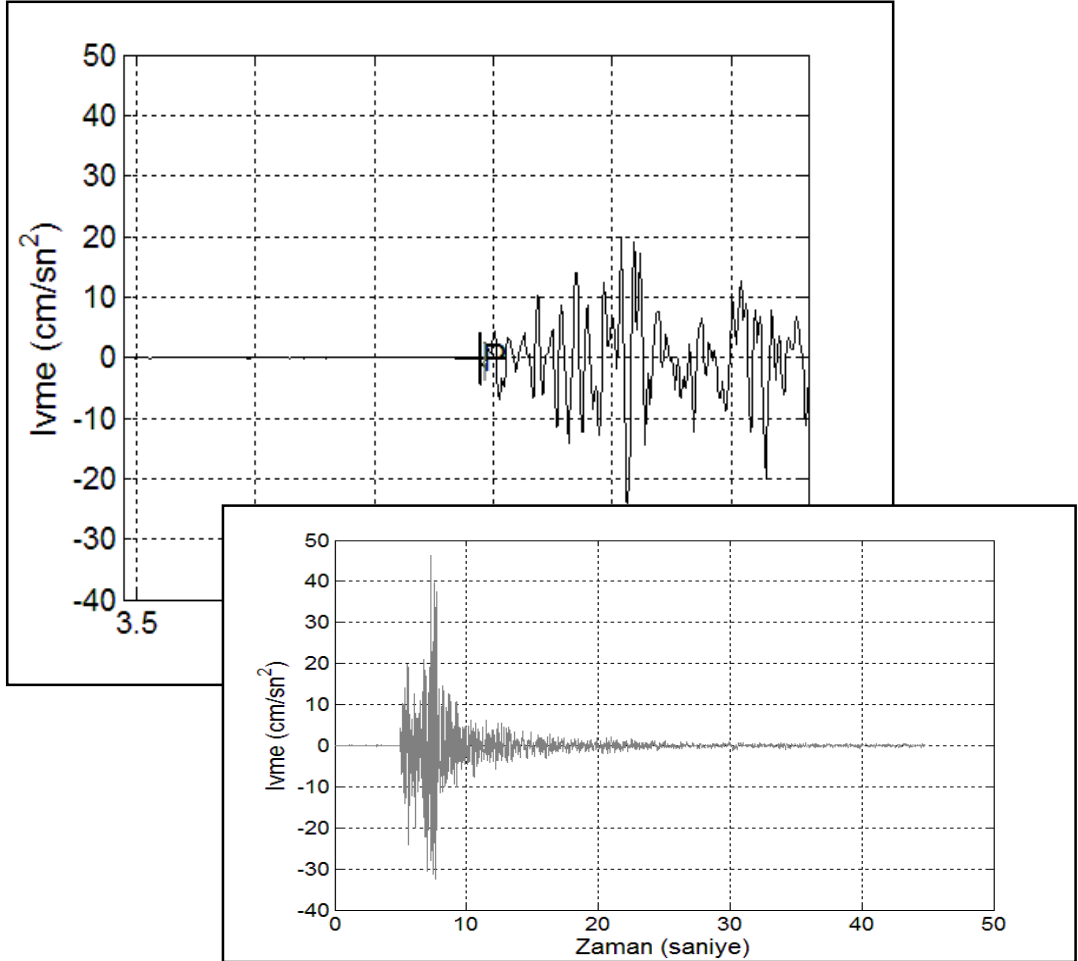
Genel olarak, fonksiyon eğrisinin çıkış eğimi, depremin büyüklüğüne ve özellikle Δ 'ya bağlı olarak açısal farklılık gösterir. Yakın dışmerkezli mesafelerde bu çıkış açısı keskin bir yükselim gösterirken, Δ arttıkça bu keskin çıkış yumuşayarak, hafif bir meyilliliğe doğru geçiş sergiler. Δ 'nın gittikçe artmasıyla da çıkış açısı yataya yaklaşır. B parametresi tarafından kontrol edilen eğim gelen depremin yakın veya uzak kaynaklı olup olmadığı hakkında bilgi vermektedir (Odaka ve diğ., 2003). Şekillerde görüldüğü üzere de A 'nın alacağı artı (+) veya eksi (-) değeri maruz kalınan depremin gücü hakkında açıkça bilgi vermektedir.



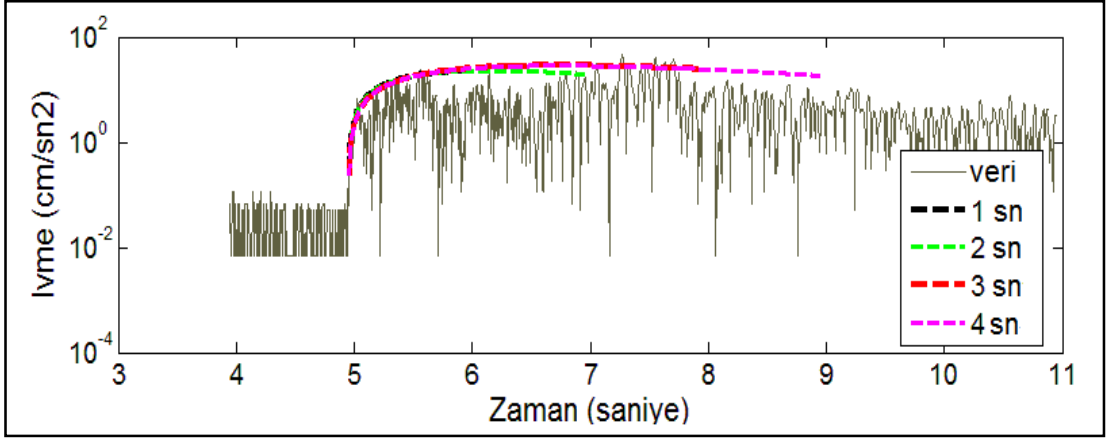
Şekil 4.7: 2000.07.07_00:15:30 ($M_w=4.6$) depreminin $\Delta=34$ km uzaklıktaki FAT istasyonu tarafından kaydedilmiş düşey bileşen dalga formu ve P fazı



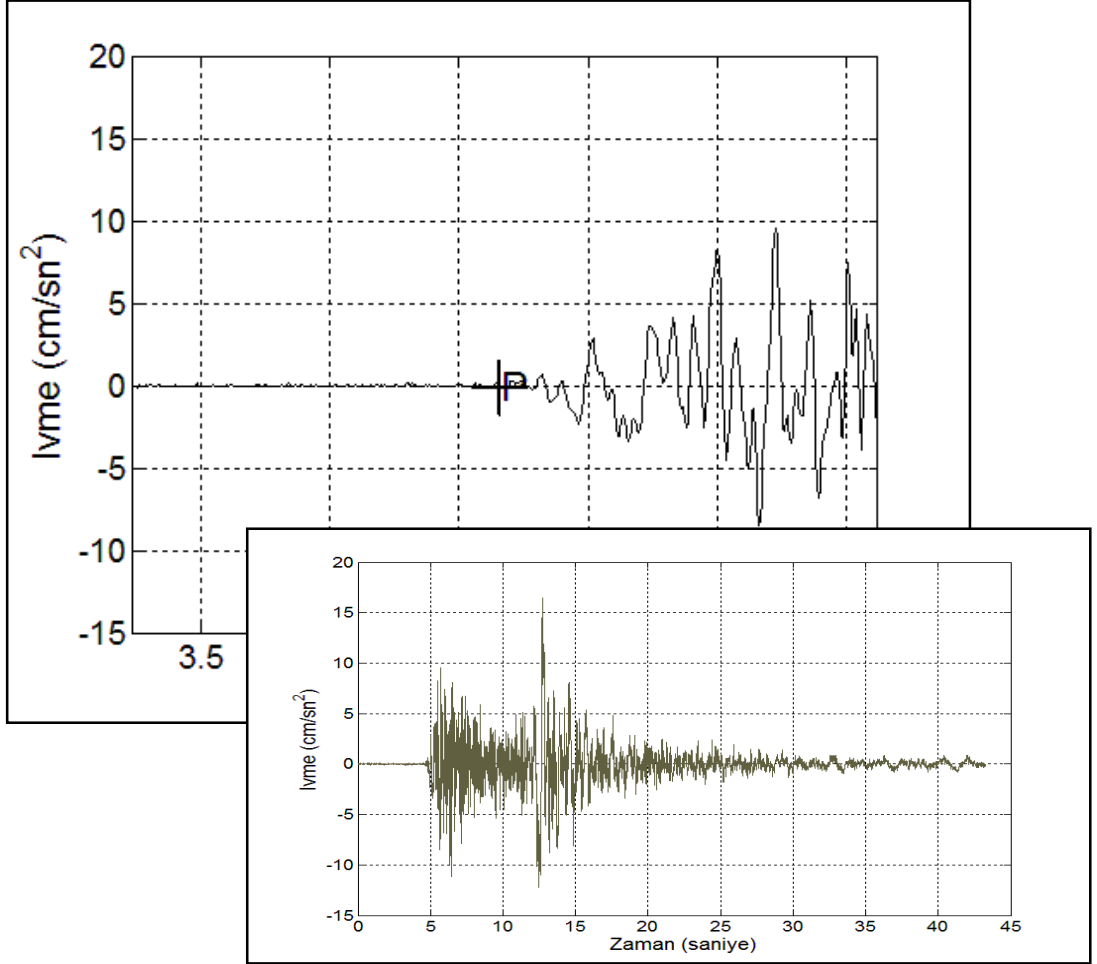
Şekil 4.8: FAT istasyonu tarafından kaydedilen dalga formuna farklı zaman pencerelerinde (tw=1 sn, 2 sn, 3 sn, 4 sn) fit edilen fonksiyon grafiği



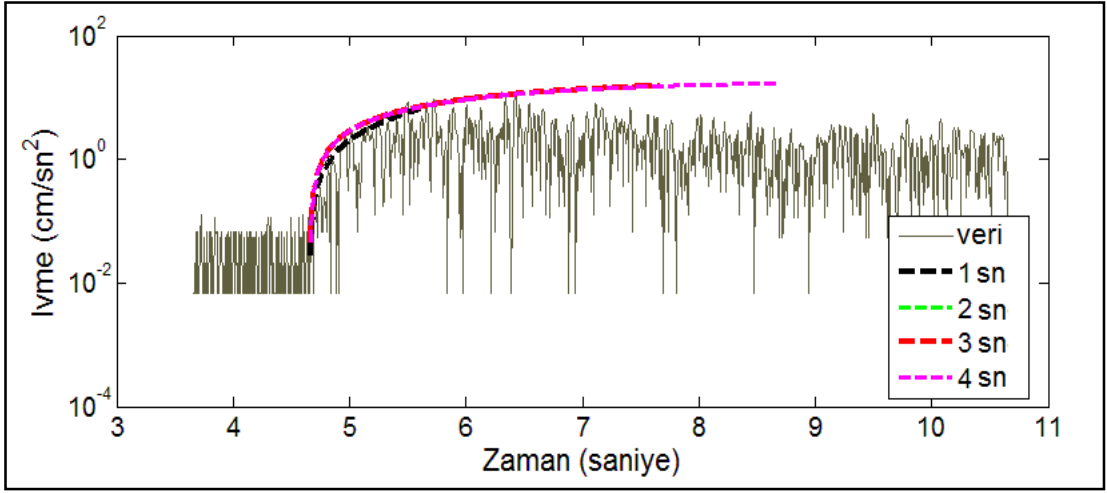
Şekil 4.9: 1999.09.29_00:13:06 ($M_w=5.0$) depreminin $\Delta=4$ km uzaklıktaki DAR istasyonu tarafından kaydedilmiş düşey bileşen dalga formu ve P fazı



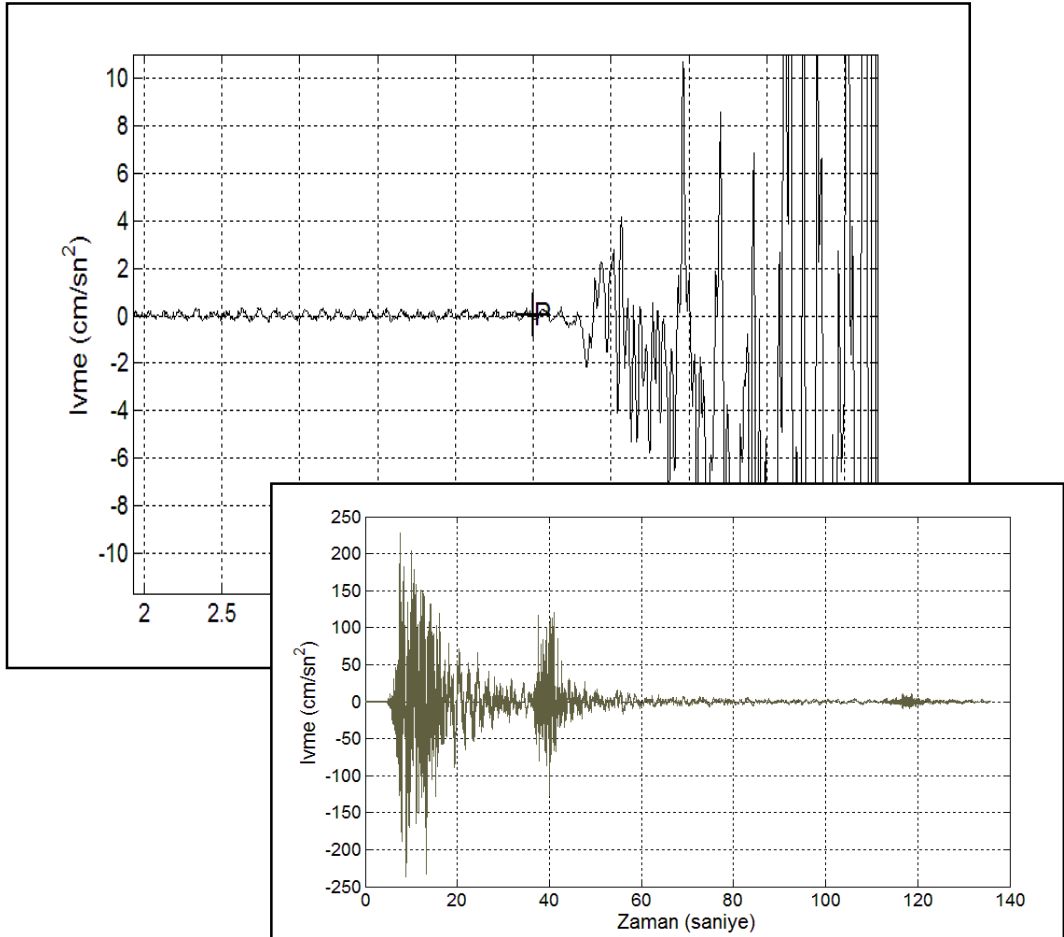
Şekil 4.10: DAR istasyonu tarafından kaydedilen dalga formuna farklı zaman pencerelerinde ($t_w=1$ sn, 2 sn, 3 sn, 4 sn) fit edilen fonksiyon grafiği



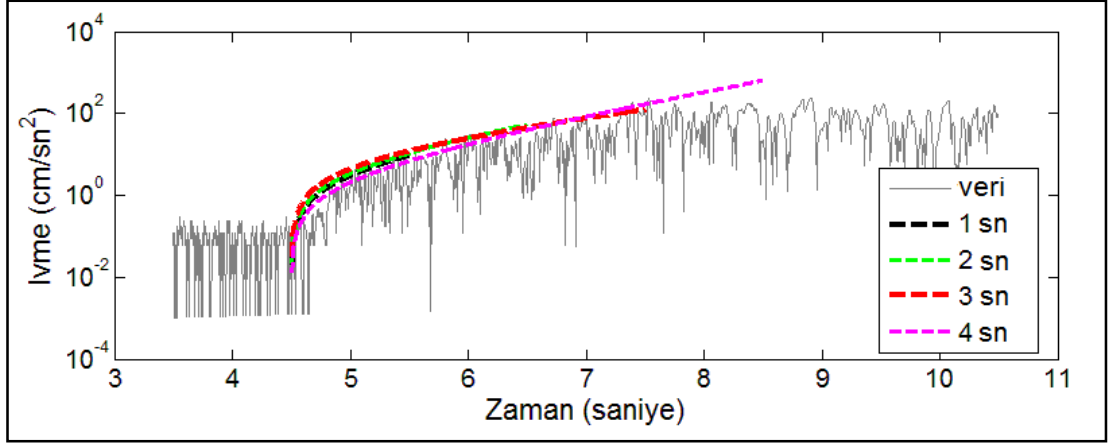
Şekil 4.11: 1999.09.13_11:55:27 ($M_w=5.9$) depreminin $\Delta=61$ km uzaklıktaki ARC istasyonu tarafından kaydedilmiş düşey bileşen dalga formu ve P fazı



Şekil 4.12: ARC istasyonu tarafından kaydedilen dalga formuna farklı zaman pencerelerinde ($t_w=1$ sn, 2 sn, 3 sn, 4 sn) fit edilen fonksiyon grafiği



Şekil 4.13: 1999:08:17_00:01:38 ($M_w=7,5$) depreminin $\Delta=16$ km uzaklıktaki YPT istasyonu tarafından kaydedilmiş düşey bileşen dalga formu ve P fazı



Şekil 4.14: YPT istasyonu tarafından kaydedilen dalga formuna farklı zaman pencerelerinde (tw=1 sn, 2 sn, 3 sn, 4 sn) fit edilen fonksiyon grafiği

Tablo 4.4: 340 adet düşey bileşen ivme kaydının $y(t)=Bt \cdot \exp(-At)$ fonksiyonu ile fit edilmesiyle elde edilen sonuçlar

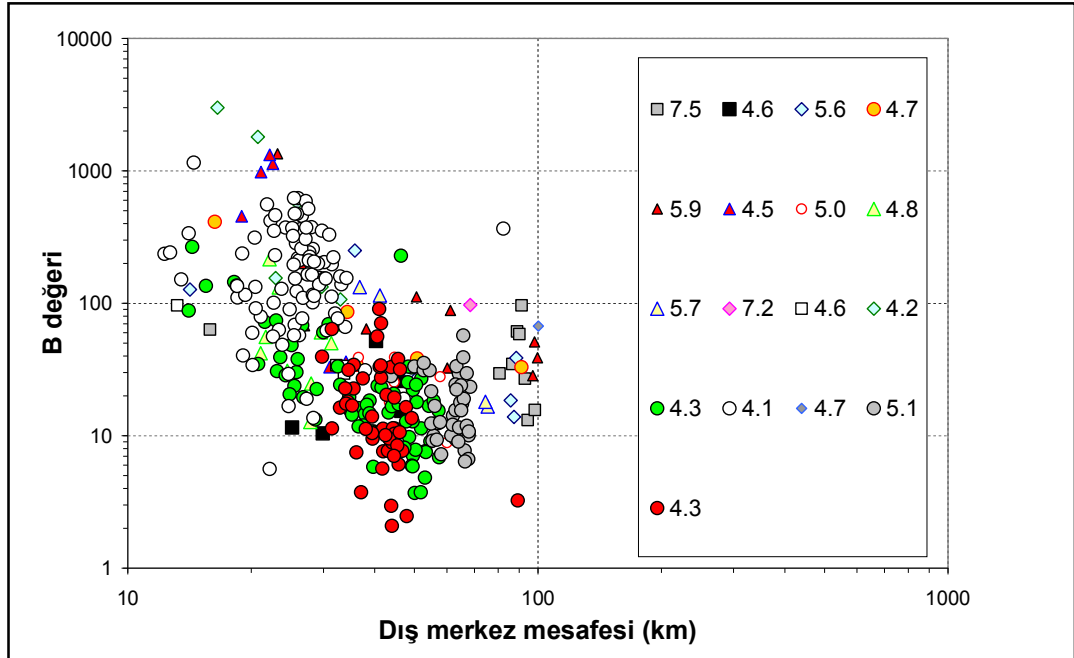
Tarih ve Zaman	M_w	Derinlik (km)	Düşey bileşen ivme kayıtları	A (-) değer verenler	%	A (+) değer verenler	%
2004 0929 154218 [†]	4,1	12,4	91	23	25	68	75
2001 0116 033302 [†]	4,2	13,0	7	2	29	5	71
2004 0516 033051 [†]	4,3	11,0	73	21	29	52	71
2008 0312 185346 [†]	4,3	11,2	53	25	47	28	53
1999 0917 195005 [†]	4,5	10,0	6	2	33	4	67
1999 0820 092855 [†]	4,6	10,0	5	4	80	1	20
2000 0707 001530 [†]	4,6	10,0	5	-	-	5	100
1999 0831 083323 [†]	4,7	6,0	5	1	20	4	80
1999 1020 230820 [†]	4,8	7,0	10	7	70	3	30
1999 0929 001306 [†]	5,0	12,0	8	2	25	6	75
2006 1024 140021 [†]	5,1	14,3	41	8	20	33	80
1999 0831 081049 [†]	5,6	4,0	6	2	33	4	67
1999 1111 144123 [†]	5,7	7,0	5	2	40	3	60
1999 0913 115527 [†]	5,9	10,0	15	2	13	13	87
1999 1112 165719 [†]	7,2	10,0	1	1	100	-	-
1999 0817 000138 [†]	7,5	17,0	9	6	67	3	33

[†] B.Ü.K.R.D.A.E, İ.T.Ü ve Ankara D.A.D veribankasından alınan veriler

[‡] İstanbul Deprem Erken Uyarı ve Acil Müdahale Sistemi'nden alınan veriler

Odaka ve diğ. (2003) tarafından verilen örneklere ait büyüklükler 4,7 ve 6,7'dir. Arada kalan büyüklüklere ait çözümlü örnek veya açıklama verilmemiştir. Bu sebeple, elde edilen sonuçları büyüklükleri 4,7'den küçük ve 6,7'den büyük deprem sonuçları ile karşılaştırmakta fayda vardır. A değerinin artı (+) çıkması yani fonksiyon eğrisinin aşağı doğru dalımı ufak depremi temsil ederken, A değerinin eksi

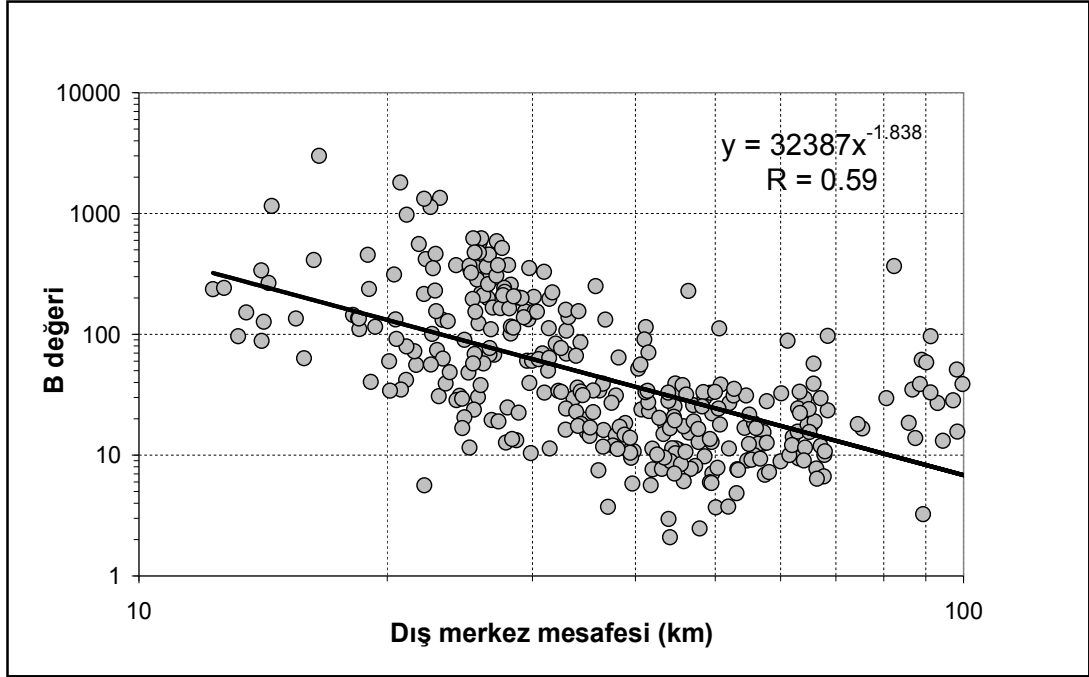
(-) olması da aksi durumu verdiği daha önce de belirtilmişti. Verilen bu tespitler doğrultusunda Tablo 4.4'deki sonuçlar irdelendiğinde, A katsayısı $M \leq 4,7$ depremlerin çoğunda yaklaşık % 68 oranında, $M \geq 6,7$ depremlerde ise % 70 oranında doğru sonuçlar vermiştir. $4,7 < M < 6,7$ arasında kalan deprem kayıtlarına ait çözümlü örnek veya bir açıklama verilmemiş olmasından ötürü (Odaka ve diğ., 2003) Marmara verilerinden elde edilen değerler için bu aralıktaki verilere ait mukayese yapılması ve net bir bilgi sunulması zordur. Fakat istatistiki değerlerden metodun % 30 oranında hata verdiği söylemek mümkündür. Tablo 4.4'de sunulan istatistiki değerler, orta ile kuvvetli depremlere ait kayıtlarda fonksiyonun nasıl davranacağı kestirilemeyeceği fikrini vermektedir.



Şekil 4.15: 3 saniyelik zaman penceresi (tw) ile hesaplanan farklı büyüklükteki depremlere ait B değerlerinin dış merkez mesafelerine (Δ) göre dağılımı

Ayrıca, 3 saniyelik zaman penceresi ile elde edilen farklı büyüklükteki depremlere ait B değerleri ile dış merkez mesafeleri arasındaki ilişki Şekil 4.15'de grafiklenmiştir. Bütün B değerleri ile dış merkez mesafeleri arasındaki ilişki ise Şekil 4.16'da verilmiştir. B değerleri ile dış merkez mesafeleri arasındaki üssel ilişki denklemi ile çok istikrarlı sonuç alınacak bir yaklaşım gibi gözükmemektedir.

Kullanılan veri bankasında yeterli ve kaliteli istasyon verilerinin olmamasından ötürü hızlı büyüklük tahmini (denklem 3.2) için gerekli olan a, b ve c sabitleri çıkarılamamış ve dolayısıyla bu konuda bir çalışma sunulamamıştır



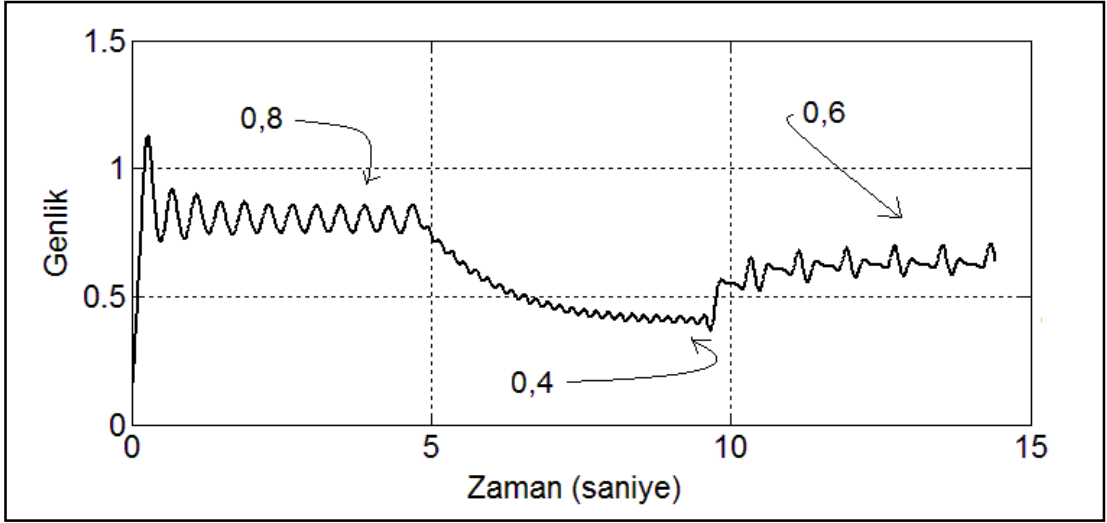
Şekil 4.16: 3 saniyelik zaman penceresi (t_w) ile hesaplanan B değerleri ile dışmerkez mesafeleri (Δ) arasındaki ilişki

4.4.2. Tau-P-max metodu

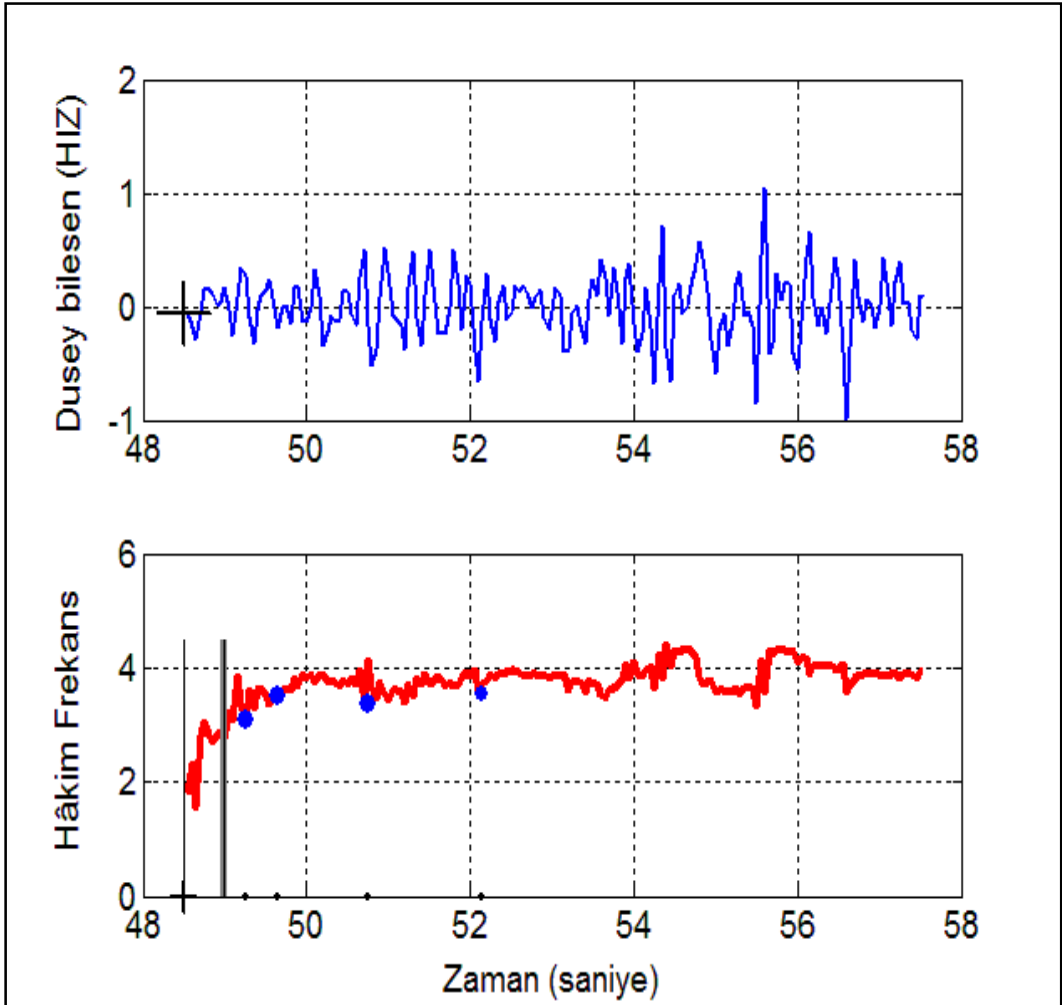
T_{max}^p metodunun Marmara Bölgesi deprem verileriyle test edilmesi amacıyla yazılan ve EK-B'de de verilen MATLAB rutinlerinin doğrulanması; 3.3, 3.4 ve 3.5 no.lu denklemlere 0,8 sn ve 0,4 sn'lik (Şekil 3.6) sinüs dalgalarının uygulanması ile yapılmıştır. Elde edilen ortalama periyod karşılaştırılan örnek ile uyumludur (Şekil 4.17).

Daha sonra, yazılan rutinler Şekil 3.7 ve Şekil 3.8'de sunulan iki örnek deprem 3,9 büyüklüğündeki 29 Ocak 2002 tarihli SimiValley depremi ve 7,1 büyüklüğündeki 16 Ekim 1999 tarihli Hector Mine kayıtlarına uygulanmıştır. Elde edilen çözümler, Şekil 4.18 ve Şekil 4.19'da sunulmuştur. Çözümlere bakıldığında yazılan MATLAB rutini ile elde edilen grafiksel sonuçların uygunluğu gözükmemektedir.

Şekil 4.18'de verilen 29 Ocak 2002 tarihli SimiValley depremi PDR istasyonu hız kaydından elde edilen hâkim frekans değeri, 3,10 Hz olarak verilen örnek çözüme karşılık, 1^{nci} saniye içinde 3,08 Hz olarak hesaplanmıştır. Aralarındaki fark 0,02 Hz gibi oldukça küçük bir değerdir.

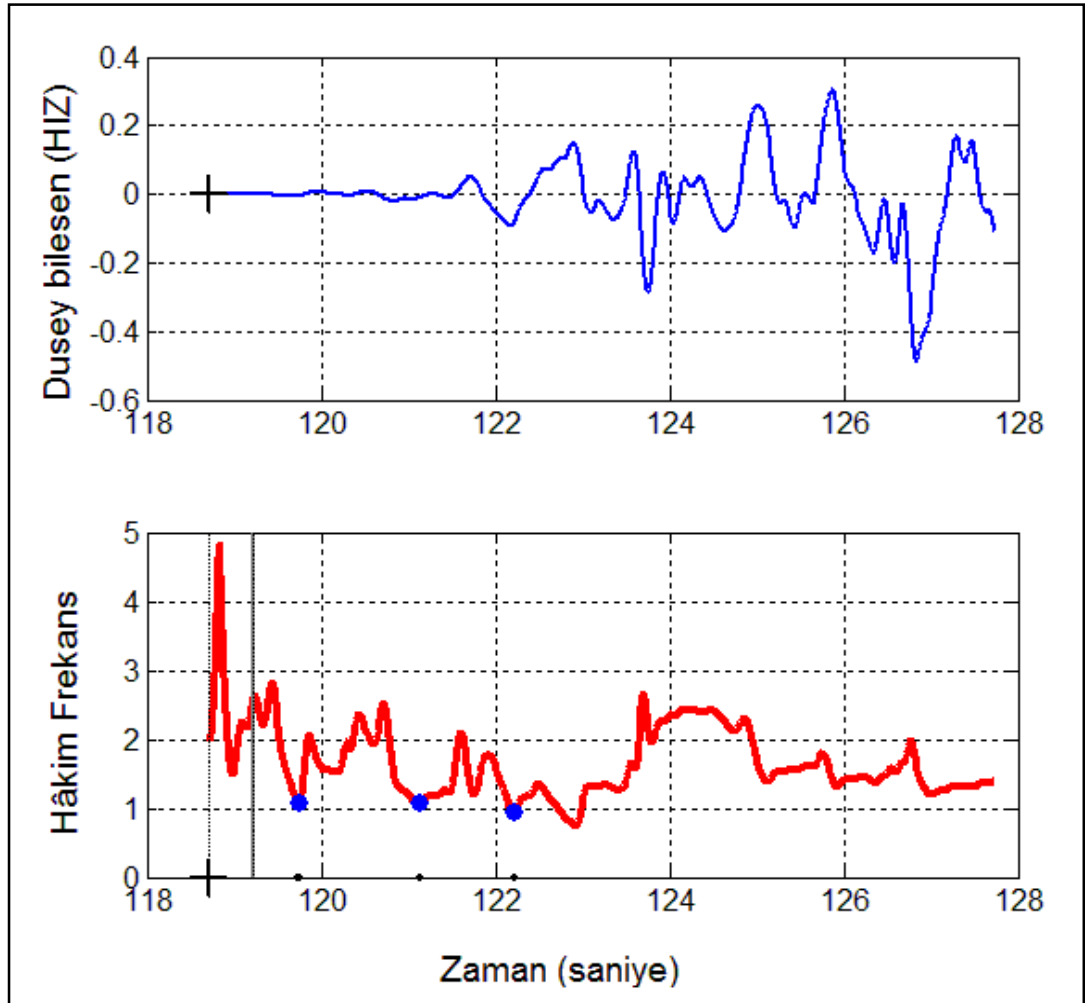


Şekil 4.17: MATLAB rutini ile hesaplanan hâkim periyot



Şekil 4.18: Büyüklüğü (M) 3,9 olan depremin $\Delta=50$ km uzaklıktaki PDR istasyonu hız kaydına ait hâkim frekansın MATLAB rutini ile hesaplanması

Aynı biçimde, Şekil 4.19'da verilen 16 Ekim 1999 tarihli Hector Mine depremi DAN istasyonu hız kaydından elde edilen hâkim frekans değeri ise, 0,76 Hz'e karşılık 0,92 Hz değeri 4^{ncü} saniyede hesaplanmıştır. Küçük deprem örneğinde elde edilen sonuç son derece uyumlu olmasına karşılık 7,1 büyüklüğündeki deprem verisi çözümünde grafiksel uyum haricinde, 0,16 Hz'lik bir değer farkı vardır. Örnek veri Güney Kaliforniya Deprem Veri Merkezi SCEDC (Southern California Earthquake Data Center=Güney Kaliforniya Deprem Veri Merkezi, <http://www.data.scec.org/STP/stp.html>) internet adresinden temin edilmiştir. Uygulanan süzgecin aynı olduğu farz edilirse, okunan hâkim frekans (f^p) değer farkı örnekleme oranından dolayısıyla da α katsayısından kaynaklanabilir. Çünkü α 'nın 3.3 denkleme girişi zaman serisine bir yüksek-geçişli süzgeç uygulama etkisi yapmaktadır (Lockman ve Allen, 2007).



Şekil 4.19: Büyüklüğü (M) 7,1 olan depremin $\Delta=82$ km uzaklıktaki DAN istasyonu hız kaydına ait hâkim frekansın MATLAB rutini ile hesaplanması

Yazılan MATLAB rutininin doğrulama çalışmalarının ardından Marmara Bölgesi'ne ait T_{\max}^p değerlerinin elde edilmesinde; Tablo 4.3'de verilen 1999 yılı Kocaeli ve 1999 Düzce depremlerinin ana ve artçı şokları ile 2002 yılı sonrası "İstanbul Deprem Erken Uyarı ve Acil Müdahale Sistemi"ne ait düşey bileşen kayıtları kullanılmıştır. Depremlerin büyüklükleri 3,2-7,5 arasında değişmektedir. Veri seçiminde T_{\max}^p için yapılan çalışmalar gözönünde bulundurularak, bir depremin en az 2 istasyon tarafından kaydedilmiş ve $\Delta \leq 100$ km olmasına dikkat edilmiştir (Allen ve Kanamori, 2003). Fakat kayıtlarda büyük deprem yoksunluğundan ötürü Düzce depreminden 1 adet istasyon kaydı ($\Delta \leq 100$ km) çalışmaya dahil edilebilmiştir.

3.3, 3.4 ve 3.5 no.'lu denklemlerden faydalanılarak, Marmara Bölgesi için elde edilen $3,0 \leq M \leq 5,0$ aralığı ve farklı veri kriterlerine ait T_{\max}^p - büyüklük arasındaki ilişki Şekil 4.20'de verilmiştir. Şekilde kırmızı çizgi en küçük kareler yöntemi ile fit edilen doğruyu, içi boş daireler herbir deprem kaydına ait T_{\max}^p değerini, kırmızı renkli üçgenler ise herbir depreme ait elde edilen T_{\max}^p değerlerinin ortalamasını gösterir. Üç farklı kritere göre $3,0 \leq M \leq 5,0$ aralığı için elde edilen ilişkiler aşağıda 4.1 no.'lu denklemde verilmiştir;

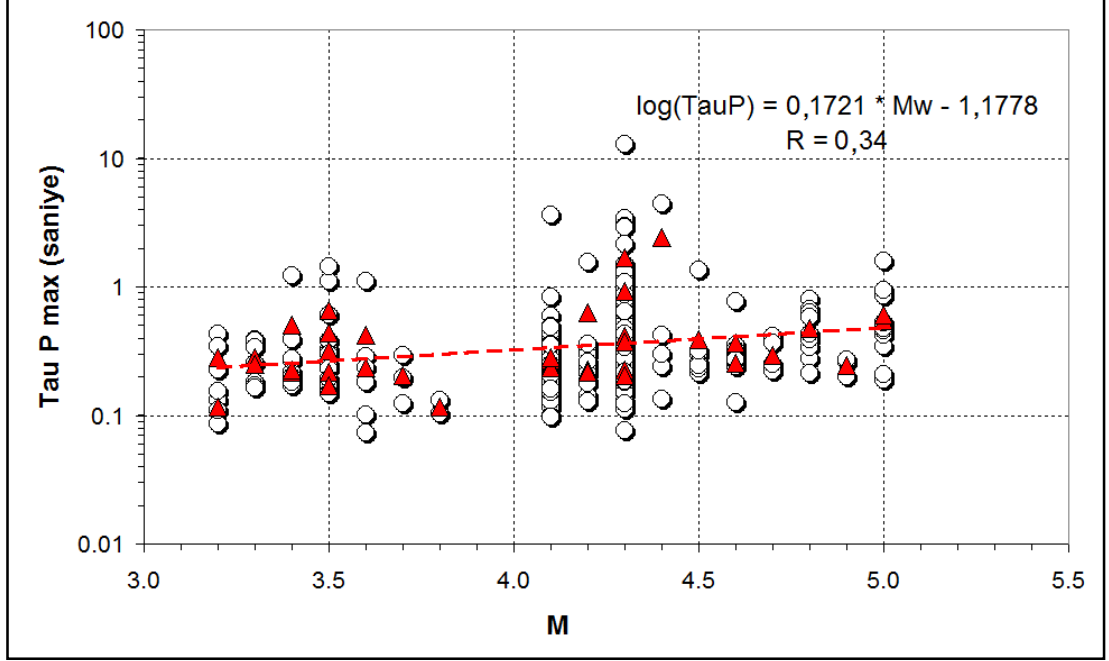
$$\log(T_{\max}^p) = 0,1721 * M - 1,1778 \pm 0,0918 \quad (4.1)$$

ve dolayısıyla, büyüklük;

$$M = 5,8102 * \log(T_{\max}^p) + 6,8434 \pm 1,5548 \quad (4.2)$$

elde edilir. Şekil 4.20'deki T_{\max}^p ile büyüklük ilişkisine baktığımızda, T^p değerlerinde saçılma özellikle $4,0 < M < 4,5$ arasında daha fazladır. Fakat bu saçılma, literatürdeki diğer çalışmalarla karşılaştırıldığında çok büyük farklılık göstermemektedir. Allen ve Kanamori (2003) tarafından $3,0 \leq M \leq 5,0$ arasındaki Güney Kaliforniya verileri kullanılarak bulunan en iyi fit eden doğrunun alt ve üst sınırı $\sim 0,225$ sn ile $\sim 0,475$ sn'lik ($f^p = 2,10-4,44$ Hz) hâkim periyotlar arasında yer alır. Bu değerler Japon verileri kullanıldığında $\sim 0,225$ sn ile $\sim 0,425$ sn ($f^p = 2,35-4,44$ Hz) arasında gözlenmektedir (Lockman ve Allen, 2007). Buna karşılık, Marmara verilerinde bu

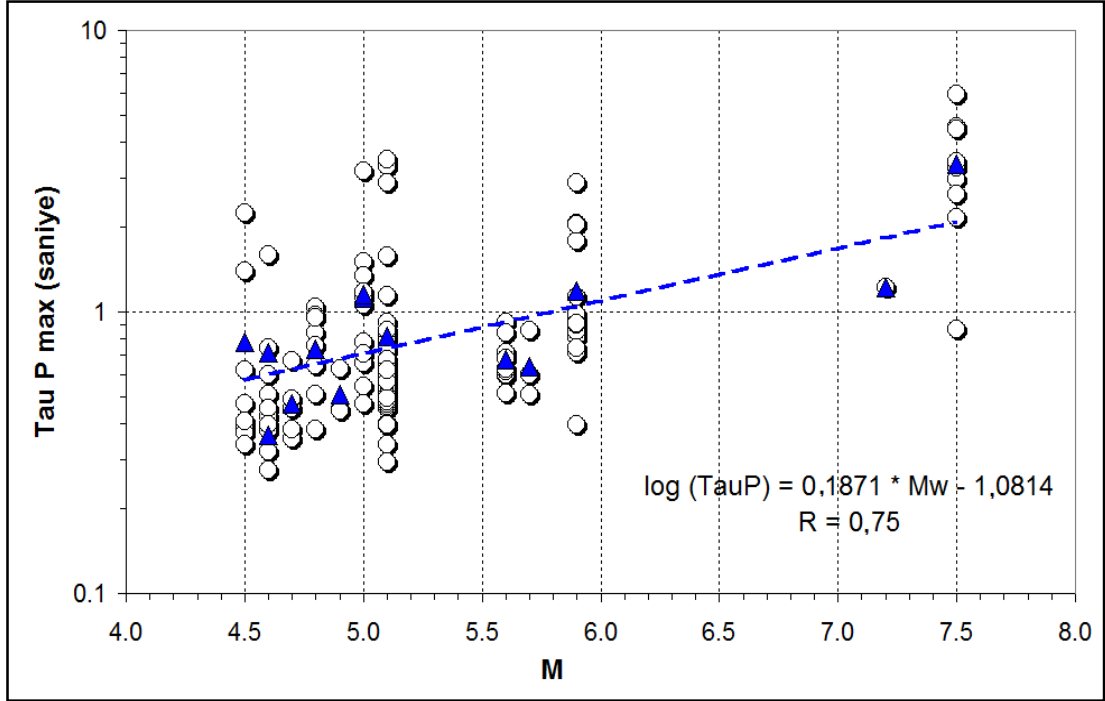
doğrunun alt ve üst sınır değeri, $\sim 0,225$ sn ile $\sim 0,495$ sn ($f^p = 2,02-4,44$ Hz) arasında belirlenmiştir (Şekil 4.20).



Şekil 4.20: P dalgasının başlangıcından itibaren ilk 2 saniye içinde elde edilen T_{\max}^p ile büyüklük (M) arasındaki ilişki ($\Delta \leq 100$ km, min. 2 istasyon)

Bu alt ve üst periyot sınır değerleri, en iyi fit eden doğruların eğimlerinin karşılaştırılmasında yardımcı olmaktadır. Fit eden doğrunun eğimin artması veya azalması, küçük depremlere nazaran büyük depremler de büyüklük hatalasının azalmasında veya artmasında rol oynamaktadır. Her ne kadar ortalama periyotlar alınsa da istasyonların münferit davranışları ve sahanın karakteristik özellikleri de isabetli ve hassas büyüklük tahminlerine etki eder (Lockman ve Allen, 2005).

Şekil 4.21'de ise, $4,5 \leq M \leq 7,5$ aralığında Marmara Bölgesi için elde edilen hâkim periyot ile büyüklük arasındaki ilişki verilmiştir. Şekilde mavi çizgiler en küçük kareler yöntemi ile fit edilen doğruyu, içi boş daireler herbir deprem kaydın T_{\max}^p değerini, mavi renkli üçgenler ise herbir depreme ait elde edilen T_{\max}^p değerlerinin ortalamasını gösterir. Elde edilen ilişki 4.3 no.'lu denklemde verilmiştir.



Şekil 4.21: P dalgasının başlangıcından itibaren ilk 4 saniye içinde elde edilen T_{\max}^P ile büyüklük (M) arasındaki ilişki ($\Delta \leq 100$ km, min. 2 istasyon)

$$\log(T_{\max}^P) = 0,1871 * M_w - 1,0814 \pm 0,1768 \quad (4.3)$$

ve buradan M_w aşağıdaki şekilde;

$$M_w = 5,3461 * \log(T_{\max}^P) + 5,7816 \pm 1,2578 \quad (4.4)$$

elde edilir.

$M \geq 4,5$ Güney Kaliforniya verilerine ait T_{\max}^P -büyüklük çözümde en iyi fit eden doğrunun alt ve üst sınırı $\sim 0,60$ sn ile $\sim 1,75$ sn'dir ($f^P = 0,57 - 1,67$ Hz) (Allen ve Kanamori, 2003). Japon verilerine ait çözümde bu sınır $\sim 0,70$ sn ile $\sim 1,50$ sn ($f^P = 0,67 - 1,43$ Hz) (Lockman ve Allen, 2007) arasındadır. Marmara verileriyle yapılan çalışmada ise $\sim 0,60$ sn ile $\sim 2,10$ sn ($f^P = 0,48 - 1,67$ Hz) olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.21). Marmara verileriyle elde edilen doğrunun hâkim periyot üst sınırı büyük depremlere karşılık gelmektedir ve Güney Kaliforniya ile Japonya verilerinden elde edilen değerlerden de fazladır. Fakat alt periyot sınırı literatürde elde edilen değerlerle (Allen, 2007) aynıdır. Yapılan çalışmalar neticesinde elde

edilen büyüklük- $\log(T_{\max}^p)$ doğrusal ilişkisinde büyüklük tahmin hatası, pencere boyu iki saniyelik verilerde $\pm 1,55$ birim, pencere boyu dört saniyelik verilerde ise $\pm 1,26$ birimlik standart sapma değerleri ile belirlenmiştir. Yüksek sayılabacak bu değerlerde istasyon sayısındaki azlığının ortalamaya yansıttığı etki olduğu düşünülmüştür. Keza, istasyon sayısının artırılması ile daha doğru ve güvenilir sonuçların alındığı bilinmektedir (Allen ve Kanamori, 2003; Allen 2004; Allen, 2007). Ayrıca, Δ uzaklığının 150 km'ye çıkarılmasıyla da farklı periyot-büyükölük ilişkisi sunulmaktadır (Lockman ve Allen, 2007). Bu sebeple veri seçimi tekrar gözden geçirilmiş ve iki farklı kriter de eklenerek,

(1) $\Delta \leq 200$ km ve minimum 2 istasyon,

(2) $\Delta \leq 100$ km ve minimum 2 istasyon,

(3) $\Delta \leq 100$ km ve minimum 4-5 istasyon

üç veri grubu oluşturularak hem $3,0 \leq M \leq 5,0$ aralığı, hem de $4,5 \leq M \leq 7,5$ aralığında büyüklük tahminine gidilmiştir. Üç farklı veri kriterine göre $3,0 \leq M \leq 5,0$ aralığı için elde edilen ilişkiler aşağıda 4.5 - 4.10 no.'lu denklemlerde verilmiştir.

$\Delta \leq 200$ km ve minimum 2 istasyon için:

$$\log(T_{\max}^p) = 0,1847 * M - 1,2218 \pm 0,1019 \quad (4.5)$$

$$M = 5,4140 * \log(T_{\max}^p) + 6,6151 \pm 1,4676 \quad (4.6)$$

$\Delta \leq 100$ km ve minimum 2 istasyon için:

$$\log(T_{\max}^p) = 0,1721 * M - 1,1778 \pm 0,0918 \quad (4.7)$$

$$M = 5,8102 * \log(T_{\max}^p) + 6,8434 \pm 1,5548 \quad (4.8)$$

$\Delta \leq 100$ km ve minimum 5 istasyon için:

$$\log(T_{\max}^p) = 0,1002 * M - 0,8831 \pm 0,0484 \quad (4.9)$$

$$M = 9,9765 * \log(T_{\max}^p) + 8,8099 \pm 1,8551 \quad (4.10)$$

dir.

Aynı şekilde, $M \geq 4,5$ için elde edilen bağıntılar da aşağıda 4.11-4.16 no.'lu denklemlerde verilmiştir.

$\Delta \leq 200$ km ve minimum 2 istasyon için:

$$\log(T_{\max}^p) = 0,2523 * M_w - 1,3605 \pm 0,2197 \quad (4.11)$$

$$M_w = 3,9631 * \log(T_{\max}^p) + 5,3919 \pm 1,0487 \quad (4.12)$$

$\Delta \leq 100$ km ve minimum 2 istasyon için:

$$\log(T_{\max}^p) = 0,1871 * M_w - 1,0814 \pm 0,1768 \quad (4.13)$$

$$M_w = 5,3461 * \log(T_{\max}^p) + 5,7816 \pm 1,2578 \quad (4.14)$$

$\Delta \leq 100$ km ve minimum 5 istasyon için:

$$\log(T_{\max}^p) = 0,1884 * M_w - 1,0947 \pm 0,1902 \quad (4.15)$$

$$M_w = 5,3079 * \log(T_{\max}^p) + 5,8108 \pm 1,1971 \quad (4.16)$$

dir. Yukarıdaki bağıntılarda; en düşük büyüklük standart sapma değerleri $\Delta \leq 200$ km ve minimum 2 istasyon kullanılarak elde edilmiştir. Bu değerler;

$3,0 \leq M \leq 5,0$ için $\pm 1,47$

$4,5 \leq M \leq 7,5$ için $\pm 1,05$

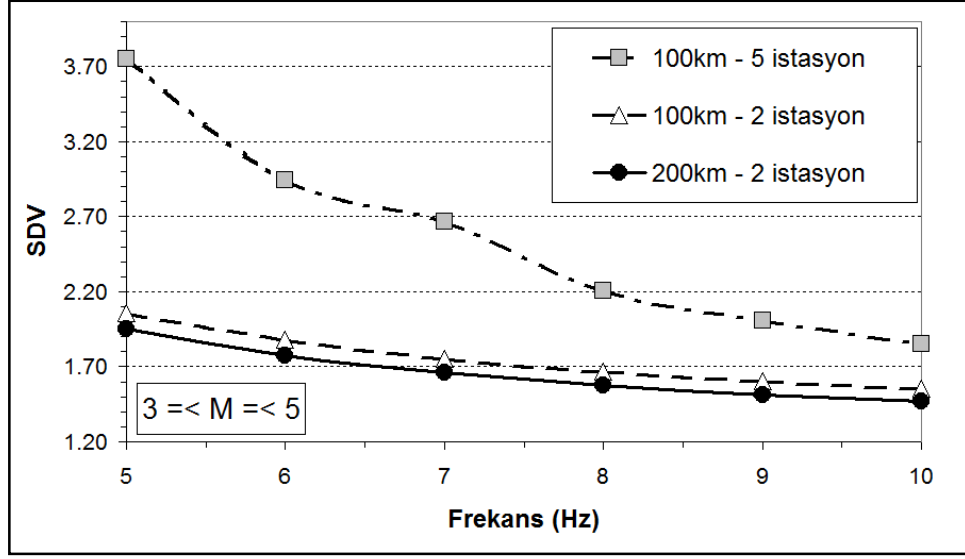
olarak hesaplanmıştır.

Periyot ölçümlerinde elde edilen yüksek sonuçlar, özellikle küçük depremler için sinyal-gürültü (S/N) oranından kaynaklanabilir. Yüksek-kazançlı (high-gain) hızölçerler küçük depremlerin ($M < 4,5$) ölçülmesinde çok kullanışlıdır fakat yakın bölgede oluşacak büyük depremlerde klip olmalarından dolayı ivmeölçerler tercih edilir. Buna karşılık, düşük kazançlı (low-gain) ivmeölçerler de büyük depremler haricinde, düşük sinyal/gürültü oranlarından ötürü küçük depremlerin ölçümünde sınırlı kalmaktadır (Wurman ve diğ., 2007). Özellikle, T_{\max}^p - büyüklük arasındaki ilişkinin kalibrasyonu amacıyla yapılan çalışmada küçük deprem verilerindeki ($M < 4,5$) saçılmaların kısmen giderilmesine rağmen bu büyüklüklerdeki ivmeölçer verilerinde hâlâ belirli bir saçılma olduğu belirtilmiştir (Wurman ve diğ., 2007). T_{\max}^p metodunun Marmara Bölgesi verileriyle test edilmesi amacıyla yapılan bu çalışmada kullanılan kuvvetli yer hareketi kayıtları, çoğunlukla 12 bit'lik kısmen de 16 bit'lik ivme kayıtlarıdır. Halbuki, Güney Kaliforniya ve Japonya verileri genişband hız cihazlarından temin edilmiş olup (Lockman ve Allen, 2007), Japonya verileri 24 bit'lik verilerdir (Odaka ve diğ., 2004). İvme kayıtlarının integralinin alınması da uzun

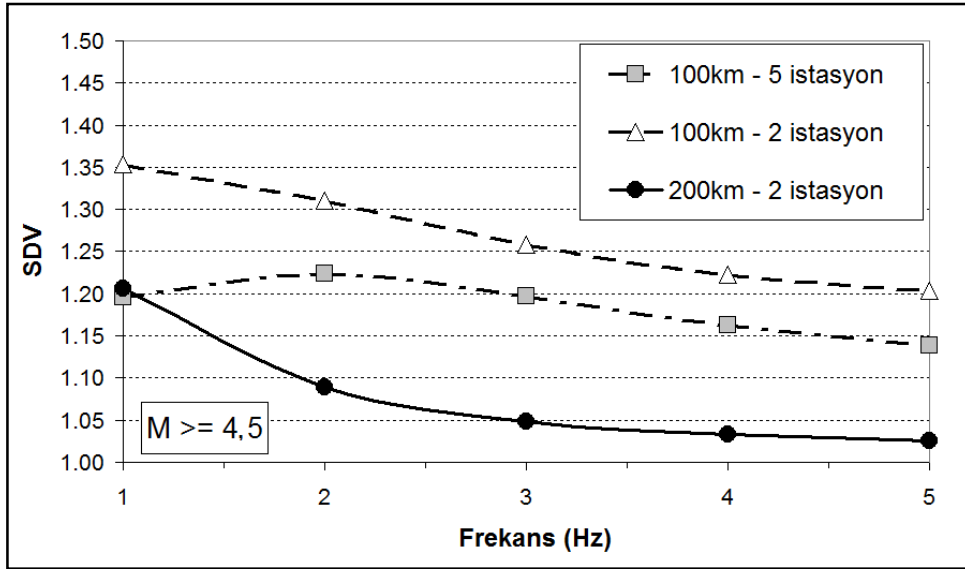
periyotlu sapmalara ve dolayısıyla da daha büyük periyot değerlerine sebep olmaktadır. Ayrıca, aynı depreme ait T^p ölçümlerinin farklı istasyonlarda oldukça değişik değerler sergilemesinin arkasında ölçüm hataları ve istasyon etkisinden kaynaklandığı da belirtilir (Olson ve Allen, 2005).

Büyüklik tahmininin hassasiyeti ve doğruluğu uygun bir frekans bandında alçak-geçişli bir süzgeç uygulanmasıyla geliştirebilir (Lockman ve Allen, 2007). Uygulanacak alçak-geçişli süzgeç dalga formundaki yüksek frekans içeren gürültüyü azaltacak ve aynı zamanda sinyal-gürültü oranını da arttıracaktır. Bilhassa, küçük ve büyük depremlere uygulanacak farklı alçak-geçişli süzgeç seçimi en iyi büyüklik tahmininin de yapılmasına yardımcı olacaktır. Kaliforniya verileri üzerine yapılan çalışmalarda en iyi sonucu; büyüklüğü 5,0'den küçük depremlerde 10 Hz'lik, 4,5'den büyük depremler için ise 3 Hz'lik alçak-geçişli filtrenin en uygun olduğu belirlenmiştir (Allen ve Kanamori, 2003; Lockman ve Allen, 2007). Japonya verilerinden küçük depremler için 5 Hz'lik ve büyük depremler için 1 Hz'lik alçak-geçişli süzgeçle daha uygun büyüklik-periyot ölçekleme ilişkisi saptanmıştır (Lockman ve Allen, 2007). Ayrıca T_{\max}^p hesaplanmasında gürültüden P dalgasına geçiş yapılan kısımlarda ani pik ve salınımlardan ötürü kuzey-batı Pasifik verilerinde 0,5 saniyelik, Japonya verilerinde ise yaklaşık 2 saniyelik zaman diliminde okuma yapılmamasının daha net sonuçlar verdiği belirtilmiştir. Bu sebeple bölgesel tanımlanmış alçak-geçişli filtre değerleri bir bölgede yapılacak büyüklik tahminini daha da iyileştirecektir (Lockman ve Allen, 2007).

Marmara Bölgesi'ne ait depremleri kullanarak elde edilen periyot değerleri, Güney Kaliforniya'da uygulanan filtre değerleri alınarak hesaplanmıştır. Neticede yukarıdaki 4.5 ila 4.16 no.'lu denklemlerde verilen büyüklik bağıntıları bu süzgeç değerleriyle elde edilmiştir. Marmara Bölgesi'ne ait uygun filtre değerlerinin belirlenerek büyüklik tahmin hassasiyetinin artırılması amacıyla bölgeye ait veriler üzerine benzer bir çalışmaya gidilmiştir. Bu araştırmada, süzgeç aralıkları $3,0 \leq M \leq 5,0$ için 5 Hz ila 10 Hz ve $M \geq 4,5$ için 1 Hz ila 5 Hz alınmış ve üç farklı veri grubuna uygulanmıştır. Veri işlem neticesinde $3,0 \leq M \leq 5,0$ ve $M \geq 4,5$ depremlere uygulanan farklı filtre değerleriyle hesaplanan büyüklüklere ait standart sapma değerleri, frekansın fonksiyonu olarak aşağıdaki Şekil 4.22 ve Şekil 4.23'de çizdirilmiştir. Büyüklüğü 5,0'den küçük depremlerde en az standart sapma bütün veri kriterleri içinde 10 Hz alçak-geçişli süzgeç uygulanmasında elde edilmiştir (Şekil 4.22).



Şekil 4.22: Büyüklük tahmininde elde edilen standart sapma (SDV) değerleri ($3,0 \leq M \leq 5,0$)



Şekil 4.23: Büyüklük tahmininde elde edilen standart sapma (SDV) değerleri ($4,5 \leq M \leq 7,5$)

Bu değer, A.B.D Güney Kaliforniya verilerine uygulanan alçak-geçişli süzgeç frekans değeri ile aynıdır (Allen ve Kanmori, 2003; Olson ve Allen, 2007). En az 2 istasyon kaydı içeren ve $\Delta \leq 200$ km ve $\Delta \leq 100$ km dışmerkez mesafelere ait verilere uygulanan 9 Hz ve 10 Hz'lik süzgeç sonrası elde edilen büyüklük bağıntılarına ait SDV değerinin aralarındaki fark;

$\Delta \leq 200$ km, 2 istasyon verilerinde; $|\text{SDV}(10\text{Hz}) - \text{SDV}(9\text{Hz})| = 0,047$ ($\sim 0,05$) birim

$\Delta \leq 100$ km, 2 istasyon verilerinde; $|\text{SDV}(10\text{Hz}) - \text{SDV}(9\text{Hz})| = 0,049$ ($\sim 0,05$) birim

ile birbirleri aralarındaki farkın,

$|SDV(10Hz_{\Delta \leq 200km}) - SDV(10Hz_{\Delta \leq 100km})| = 0,087$ (~0,09) birim
 $|SDV(9Hz_{\Delta \leq 200km}) - SDV(9Hz_{\Delta \leq 100km})| = 0,088$ (~0,09) birim

hemen hemen aynı olduğu görülmektedir. Bu benzerlik, 100 km ile 200 km arasında çok fazla verinin olmamasından kaynaklanmaktadır. Oysa ki, $\Delta \leq 100$ km ve 5 istasyon kullanılarak elde edilen büyüklük bağıntısına ait SDV değeri 1,855 (~1,9) birim gibi yüksek bir değerle sonuçlanmıştır. Normal şartlarda istasyon sayısının artması daha hassas büyüklük hesaplamasına katkı sağlar (Allen ve Kanamori, 2003; Allen 2004; Allen, 2007). Fakat, düşük kazançlı ivmeölçerler düşük sinyal/gürültü oranlarından ötürü küçük depremlerin ölçülmesinde sınırlı kalması (Wurman ve diğ., 2007) ve küçük deprem ivmeölçer verilerinde belirli bir saçılma olduğunun belirtilmesi (Wurman ve diğ., 2007) ve de veri sayısının kısıtlanması, bu değerlerin yüksek çıkmasının sebeplerini oluşturur. Aşağıdaki Tablo 4.5'de standart sapma sonuçları verilmiştir.

Tablo 4.5: Farklı alçak-geçişli süzgeç değerleri kullanılarak $M \leq 5,0$ için elde edilen büyüklük bağıntılarından saptanan standart sapma (SDV) değerleri

Frekans (Hz)	$\Delta \leq 200$ km 2 istasyon	$\Delta \leq 100$ km 2 istasyon	$\Delta \leq 100$ km 5 istasyon
5	1,950	2,060	3,751
6	1,778	1,778	2,945
7	1,660	1,755	2,665
8	1,577	1,667	2,206
9	1,515	1,603	2,005
10	1,468	1,555	1,855

Büyük depremler de ($M \geq 4,5$) ise, büyüklük tayininde en az standart sapma değeri bütün veri kriterleri içinde, 5 Hz alçak-geçişli süzgeç uygulamasında elde edilmiştir (Şekil 4.23). Standart sapma sonuçları aşağıdaki Tablo 4.6'da verilmiştir. $\Delta \leq 200$ km ve minimum 2 istasyon seçimi yapılarak elde edilen verilere 4 Hz'lik ve 5 Hz'lik filtre uygulanması sonucunda hesaplanan büyüklüğe ait SDV değerleri arasında 0,0066 (~0,01) birimlik çok küçük bir fark görülmektedir. Bu fark $\Delta \leq 100$ km ve minimum 2 istasyon kullanımında 0,019 (~0,02) birim ve minimum 5 istasyon kullanımında ise 0,023 (~0,02) birimdir. Ayrıca, 200 km ve 100 km dışmerkez mesafelerdeki ivme verilerinin 3 Hz ile 5 Hz arasında filtre edilmesi neticesinde hesaplanan büyüklüklere ait standart sapma (Şekil 4.23) farklarının çok küçük olduğu da aşağıdaki hesaplamadan;

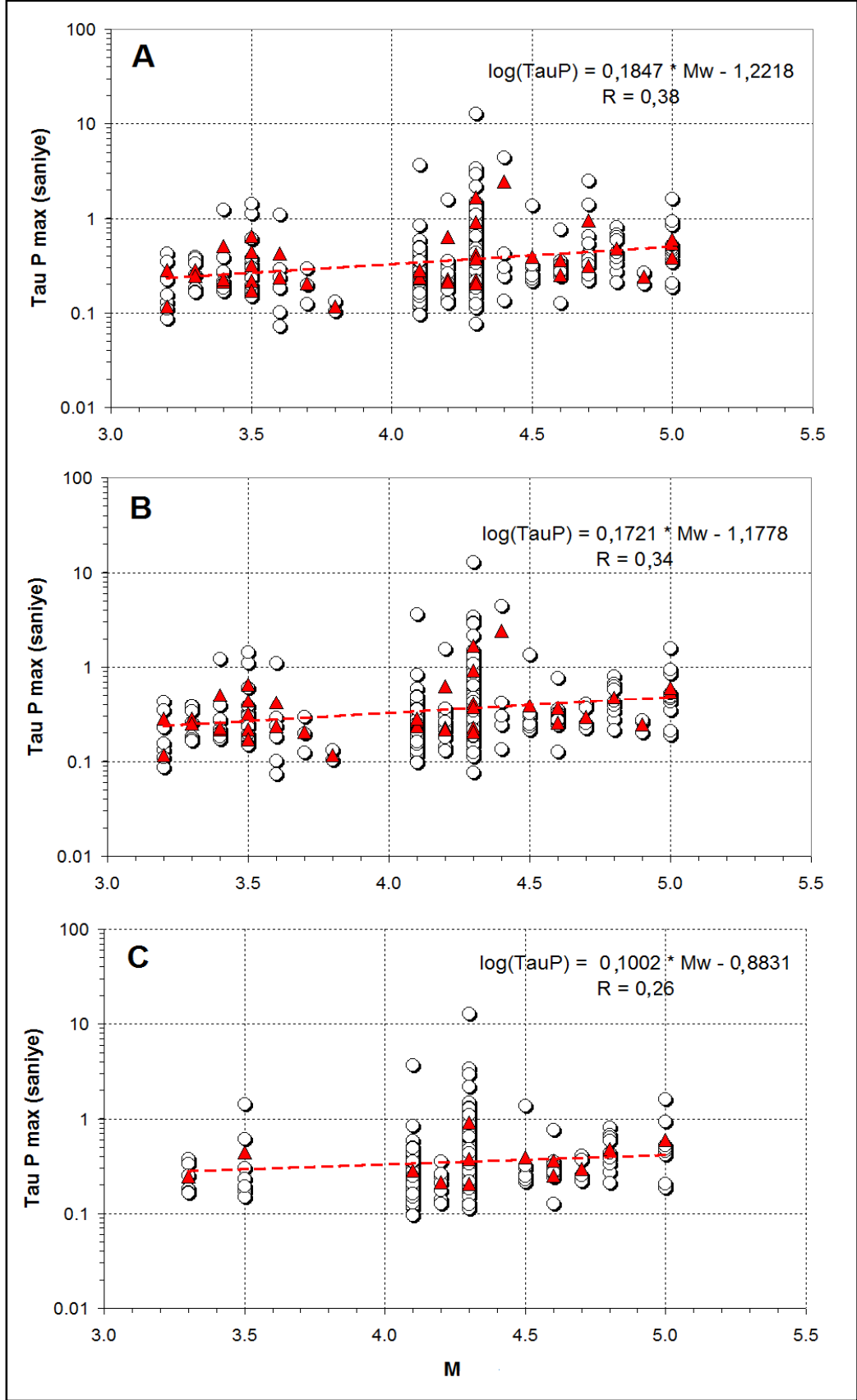
$\Delta \leq 200$ km, 2 istasyon verilerinde; $|SDV(3Hz) - SDV(5Hz)| = 0,023$ (~0,02) birim
 $\Delta \leq 100$ km, 2 istasyon verilerinde; $|SDV(3Hz) - SDV(5Hz)| = 0,054$ (~0,05) birim

$\Delta \leq 100$ km, 5 istasyon verilerinde; $|\text{SDV}(3\text{Hz}) - \text{SDV}(5\text{Hz})| = 0,058$ ($\sim 0,06$) birim olduğu görülmektedir. Bu sebeple, 5 Hz'lik bir süzgeç ile 4 Hz'lik bir süzgeç arasında kayda değer bir fark olmaması ve 5 Hz'in küçük depremlerde tercih edilmesi (Lockman ve Allen, 2007) sebebiyle P dalgasının ilk 4 saniyesinde büyüklük tayini için Marmara verilerine en uygun değerinin 4 Hz'lik alçak-geçişli süzgeç olarak alınması daha uygun olacaktır. Bu değer Japonya verileri için belirlenen en uygun süzgeç değerinden (1 Hz) (Olson ve Allen, 2007) farklı, fakat Güney Kaliforniya'da uygulanan 3 Hz'lik değere (Allen ve Kanamori, 2003; Olson ve Allen, 2007) daha yakındır. Bu yakınlık, her iki bölgedeki etkin fay mekanizmalarının benzerliğinden (Ketin, 1976) kaynaklanabilir. Yapılan analizler neticesinde elde edilen alçak-geçişli filtre frekans değerleri Kaliforniya ile benzerlik göstermektedir. Netice de, Marmara verilerinde 4 Hz'lik alçak-geçişli süzgeç uygulanması daha hassas sonuçlar verecektir. Aynı zamanda görülen uyum ve benzerlikten ötürü T_{\max}^p hesaplanmasında da Lockman ve Allen (2007) tarafından uygulandığı gibi 0,5 saniyelik zaman diliminde okuma yapılmasından kaçınılmıştır.

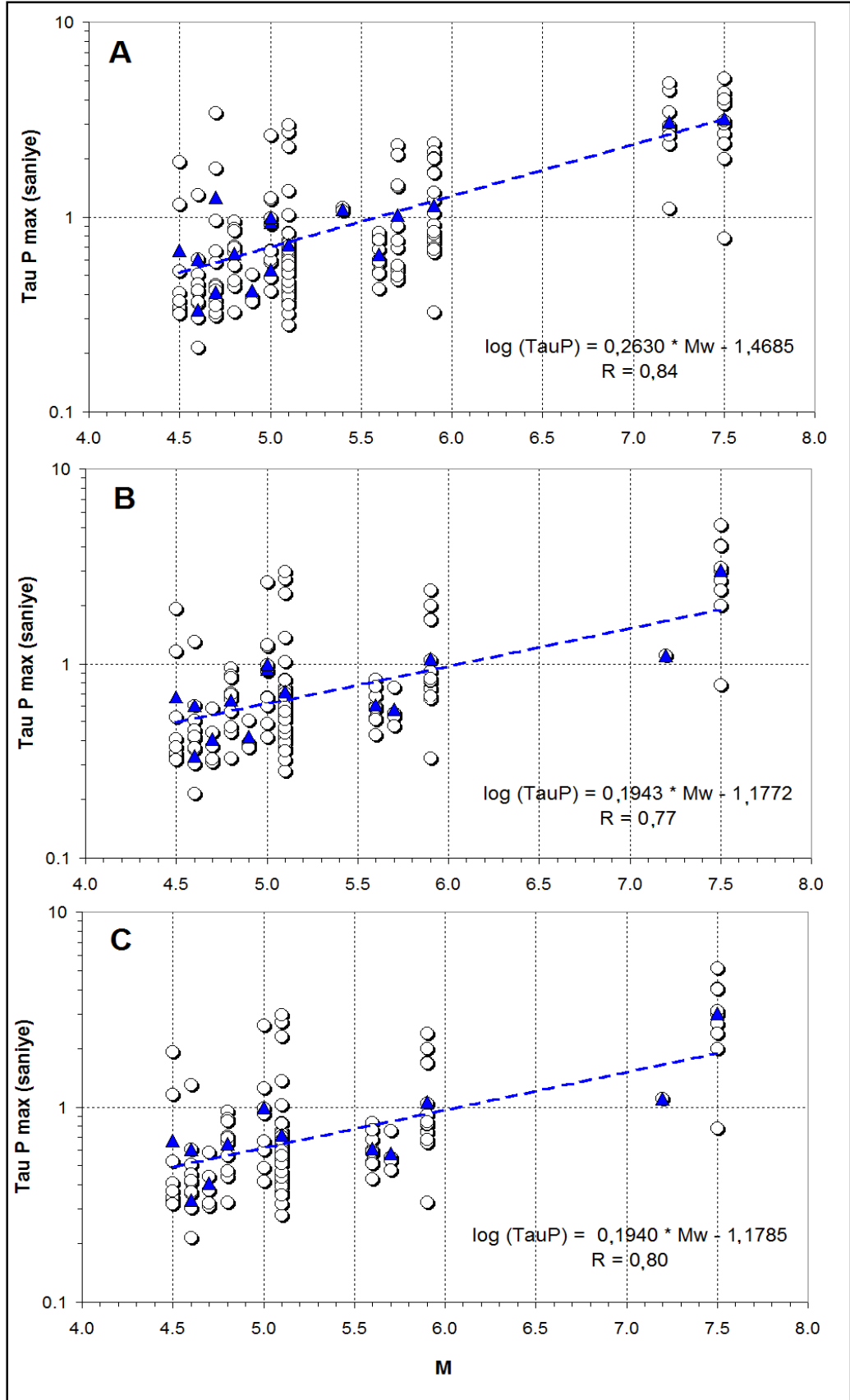
Tablo 4.6: Farklı alçak-geçişli süzgeç değerleri kullanılarak $M \geq 4,5$ için elde edilen büyüklük bağıntılarından saptanan standart sapma (SDV) değerleri

Frekans (Hz)	$\Delta \leq 200$ km 2 istasyon	$\Delta \leq 100$ km 2 istasyon	$\Delta \leq 100$ km 5 istasyon
1	1,206	1,353	1,196
2	1,089	1,310	1,224
3	1,049	1,258	1,197
4	1,033	1,223	1,163
5	1,026	1,204	1,139

Marmara Bölgesi verileri üzerinde yapılan çalışmalar neticesinde; $3,0 \leq M \leq 5,0$ depremler için 10 Hz, $M \geq 4,5$ depremleri için 4 Hz'lik alçak-geçişli süzgeç değerinin uygun olduğu belirlenmiştir. Farklı Δ mesafelerde $3,0 \leq M \leq 5,0$ ve $M \geq 4,5$ depremler için elde edilen T_{\max}^p - büyüklük arasındaki ilişkinin grafikleri Şekil 4.24 ve 4.25'de verilmiştir. Her iki şekilde içi boş daireler her bir istasyona ait periyot değerlerini, içi dolu üçgenler ise her bir depreme ait periyot ortalamalarını verir. Ayrıca, hâkim periyotların ortalamalarına uyan en uygun doğru kesik düz çizgiyle gösterilmiştir. $3,0 \leq M \leq 5,0$ arasındaki deprem verilerine en uygun alçak-geçişli süzgeç değerinin 10 Hz olduğu belirlenmesine karşılık Şekil 4.24'de görülen doğrunun eğiminin farklı dışmerkez mesafesi ve istasyon sayısı ile çok artmadığı, yapılan veri işleminden de yaklaşık $\pm 1,5$ birim, $\pm 1,6$ birim, $\pm 1,9$ birim büyüklük hataları belirlenmiştir (Tablo 4.5).



Şekil 4.24: (A) $\Delta \leq 200$ km ve min. 2 istasyon, (B) $\Delta \leq 100$ km ve min. 2 istasyon, (C) $\Delta \leq 100$ km ve min. 5 istasyon kayıtlı verilere ait hâkim periyot ile büyüklük (M) arasındaki ilişkiler



Şekil 4.25: (A) $\Delta \leq 200$ km ve min. 2 istasyon, (B) $\Delta \leq 100$ km ve min. 2 istasyon, (C) $\Delta \leq 100$ km ve min. 5 istasyon kayıtlı verilere ait hâkim periyot ile büyüklük (M) arasındaki ilişkiler

Buna karşılık $4,5 \leq M \leq 7,5$ arasındaki verilerine en uygun alçak-geçişli filtrenin 4 Hz'lik olduğu ve bu değerde tekrar süzgeçlenen verilerin periyot-büyükölük ilişkisinde farklı Δ mesafe ve istasyon sayısında takribi ± 1 birim, $\pm 1,2$ birim ve $\pm 1,2$ birim büyükölük hataları verdiği belirlenmiştir (Tablo 4.6). T^p ölçümleri $4,5 \leq M \leq 7,5$ aralığında küçük depremlere nazaran daha güzel sonuçlar üretmiştir. Keza bu netice Şekil 4.25'deki doğrusal ilişkinin eğimi ve ilişki (R) değerlerinin yüksekliğiyle de desteklenmektedir.

Sonuçta, Marmara Bölgesi ivme verilerine uygun filtre değerleri $3,0 \leq M \leq 5,0$ için 10 Hz hesaplanması itibariyle yukarıda verilen 4.5 ile 4.10 no.'lu bağıntılar geçerliliğini korumaktadır. Buna karşılık $4,5 \leq M \leq 7,5$ aralığında 4 Hz'lik filtre uygulanmasıyla üç farklı veri kriteri için elde edilen büyükölük ilişkileri aşağıda 4.17-4.22 no.'lu denklemlerde verilmiştir.

$\Delta \leq 200$ km ve minimum 2 istasyon için:

$$\log(T_{\max}^p) = 0,2630 * M_w - 1,4685 \pm 0,2290 \quad (4.17)$$

$$M_w = 3,8022 * \log(T_{\max}^p) + 5,5835 \pm 1,0325 \quad (4.18)$$

$\Delta \leq 100$ km ve minimum 2 istasyon için:

$$\log(T_{\max}^p) = 0,1943 * M_w - 1,1772 \pm 0,1836 \quad (4.19)$$

$$M_w = 5,1477 * \log(T_{\max}^p) + 6,0598 \pm 1,2226 \quad (4.20)$$

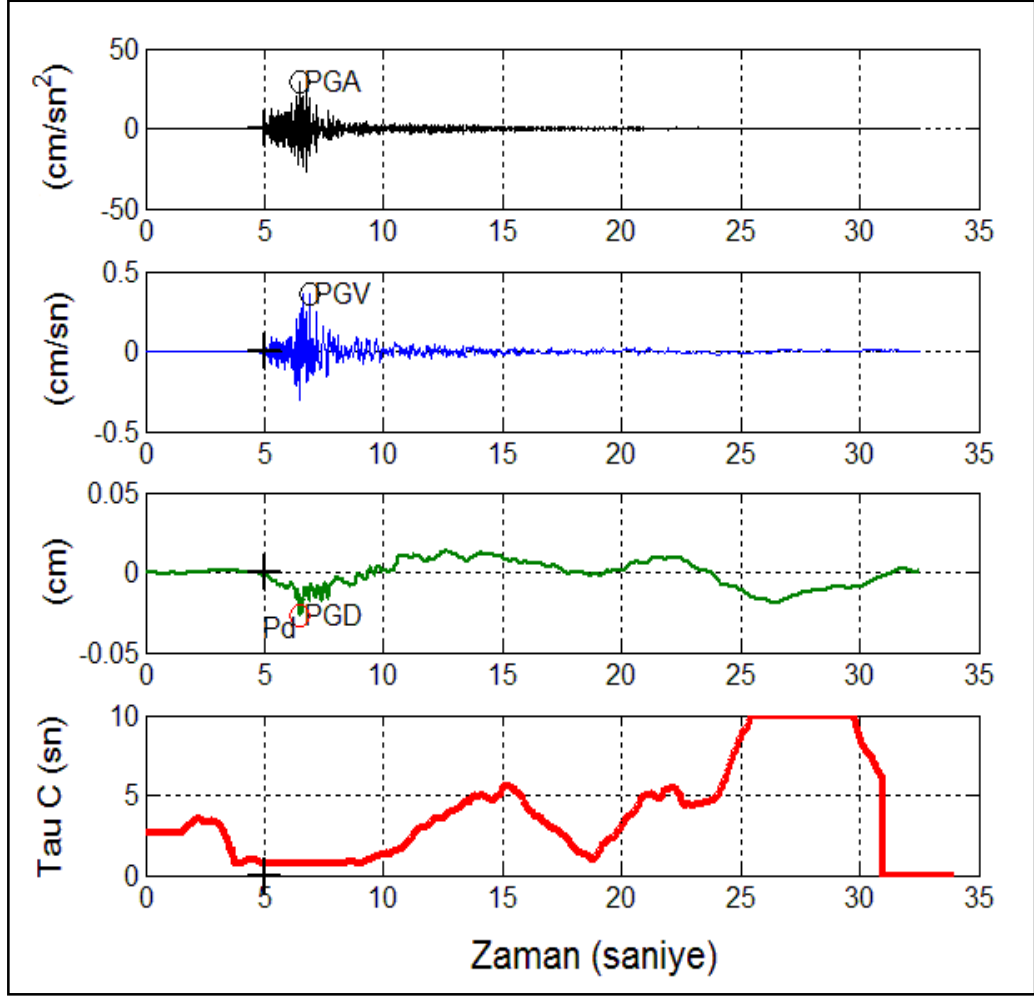
$\Delta \leq 100$ km ve minimum 5 istasyon için:

$$\log(T_{\max}^p) = 0,1940 * M_w - 1,1785 \pm 0,1958 \quad (4.21)$$

$$M_w = 5,1547 * \log(T_{\max}^p) + 6,0747 \pm 1,1626 \quad (4.22)$$

4.4.3. Tau-C ve P_d metodu

τ_c - P_d metodun Marmara Bölgesi deprem verileriyle test edilmesi amacıyla yazılan ve EK-C'de verilen MATLAB rutininin doğrulanması, 7 Temmuz 2000 tarihli $M=4,6$ depremine ait 7 km uzaklıktaki ARC istasyon ivme kaydıyla yapıldı. Şekil 3.13'de verilen örnek verinin MATLAB rutini ile çözümü aşağıda Şekil 4.26'da verilmiştir. Şekilde içi boş daireler ilgili grafiğin pik değerlerini, artı (+) işaretler P fazının işaretlendiği yeri ve zamanı gösterir.

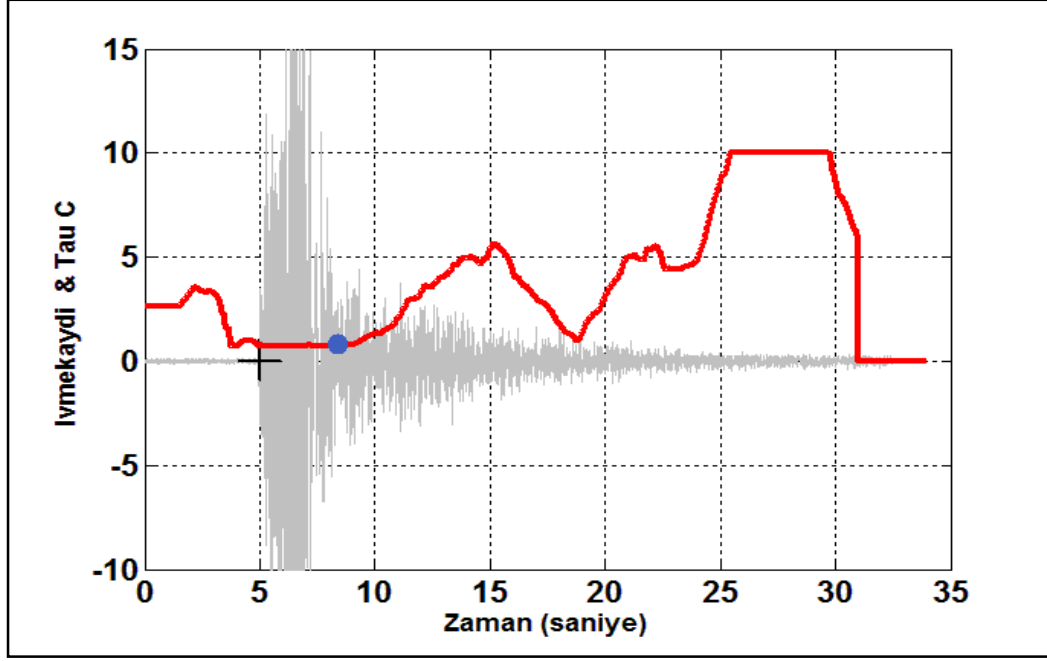


Şekil 4.26: 7 Temmuz 2000 (M=4,,6) depremine ait ARC istasyonu tarafından kaydedilmiş ivme, hız, yerdeğiştirme kayıtları ve hesaplanan τ_c çözümü

Şekildeki dört adet grafik, ARC istasyon kaydına ait sırasıyla ivme, hız, yerdeğiştirme ve τ_c kayıtlarına aittir. Hem hız ve yerdeğiştirme, hem de τ_c değerlerini Şekil 3.13'deki değerlerle karşılaştırdığımızda, elde edilen sonuçların son derece uyumlu olduğu gözükmemektedir. Sürekli hesaplanan τ_c değerleri, örnek oluşturması amacıyla Şekil 4.27'de ayrı bir çizim olarak verilmiştir. Şekildeki mavi nokta t_0 saniye sonra elde edilen τ_c 'nin lokasyonunu, artı (+) işareti ise P fazının işaretlendiği yeri ve zamanı gösterir.

Veri işlem sonunda elde edilen τ_c değeri yaklaşık 0,9 sn civarındadır. P_d , t_0 saniyelik bir zaman penceresinde deplasman kaydında cm cinsinden elde edilen en büyük değer olup Şekil 4.26'da deplasman grafiği üzerinde kırmızı daire ile gösterilen en büyük yerdeğiştirme değerine (PGD) denk gelmiştir. Burada verilen

örnek sadece görsel ve konu hakkında bilgilendirme amaçlıdır. Keza 3 saniyelik t_0 değeriyle Şekil 4.27’de görüldüğü gibi depremin bitimine doğru sonuç alındığından, 7 km uzaklıktaki bir depremde $t_0 = 3$ saniyelik bir ölçümün bir anlamı olmayacaktır.



Şekil 4.27: 7 Temmuz 2000 (M=4,6) depremine ait ARC istasyonu tarafından kaydedilmiş düşey bileşen ivme kaydı (gri renkli) ve hesaplanan τ_c çözümü (kırmızı çizgi)

Marmara Bölgesi'ne ait τ_c ve P_d değerlerinin elde edilmesinde, Tablo 4.3’de verilen 1999 yılı Kocaeli ve Düzce depremlerine ait ana ve artçı şok kayıtları ile “İstanbul Deprem Erken Uyarı ve Acil Müdahale Sistemi”ne ait istasyonlar tarafından kaydedilen deprem kayıtları kullanılmıştır. Kayıtlarının seçiminde, T_{max}^p - büyüklük ilişkisinde olduğu gibi bazı kriterlere önem verilmiştir. Bu kriterler;

- (1) kayıtlar $M_w \geq 4,5$ depremlerden temin edilmesi,
- (2) dışmerkez mesafenin $\Delta \leq 100$ km,
- (3) odak derinlikleri 25 km’den az olması,
- (4) her bir depreme ait en az 5 istasyon kaydı bulunması

şeklinde dir. Belirlenen şartlar, 11 depreme ait kayıtlarla sağlanmıştır. Yine büyük deprem yoksunluğundan ötürü Düzce depreminin bir adet istasyon kaydı çalışmaya dahil edilmiştir. Böylece büyüklükleri 4,5 ile 7,5 arası değişen 12 depreme ait toplam 115 düşey bileşen ivme kaydı belirlenmiştir. Kanamori (2005)’nin prosedürü ile 3.8 ve 3.10 no.’lu denklemlerden faydalanarak elde edilen τ_c değerleri ile M_w arasındaki

ilişki Şekil 4.28'de verilmiştir. Burada, düşey bileşen ivme kayıtlarından elde edilen τ_c değerleri gri eşkenar dörtgenlerle, 12 depreme ait ortalama τ_c değerleri de standart sapmaları ile beraber siyah eşkenar dörtgenlerle gösterilmiştir. Siyah çizgi en küçük kareler yöntemi ile fit edilen doğruyu, iki kesik siyah çizgi ise \pm birer standart sapmayı gösterir. Beyaz daireler, Japonya, Tayvan ve Güney Kaliforniya kayıtlarından elde edilen ortalama τ_c değerlerini, siyah noktalı çizgi ise bu değerler arasındaki doğrusal ilişkiyi gösterir (Wu ve Kanamori, 2008a). Wu ve Kanamori (2008a) sonuçları, karşılaştırma yapmak amacıyla Marmara Bölgesi'ne ait τ_c ve M_w sonuçlarıyla beraber çizdirilmiştir. Marmara Bölgesi'ne ait periyot-büyüklik ilişkisinden;

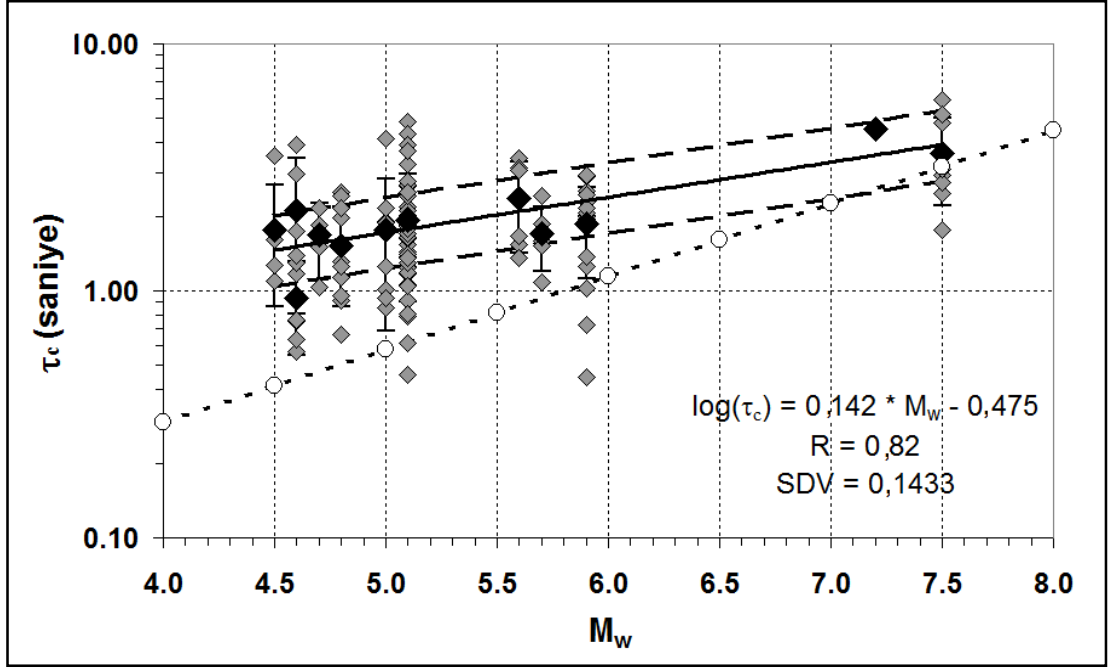
$$\log(\tau_c) = 0,142 * M_w - 0,475 \pm 0,1433 \quad (4.23)$$

$$M_w = 7,042 * \log(\tau_c) + 3,345 \pm 1,23 \quad (4.24)$$

elde edilir.

Şekil 4.28'de τ_c ve M_w ilişkisine bakıldığında τ_c 'nin saçılmalarının çok fazla olduğu görülmektedir. Keza, $M < 5,5$ büyüklüğündeki depremlerde büyük saçılmalarla karşılaşmaktadır (Wu ve diğ., 2007). Bununla beraber, ortalama τ_c değerleri de diğer çalışmalarda elde edilen özellikle küçük depremlere göre daha fazladır (Wu ve Kanamori, 2005b). Büyük saçılmaların birincil sebebi, depremin ilk üç saniyelik kısmındaki genliklerin küçük olmasıyla sonuçlanan düşük sinyal/gürültü oranlarıdır (Wu ve diğ., 2007). Keza, EU açısından küçük genliklere sahip veriler çoğunlukla ilgi alanı dışındadır. Marmara Bölgesi verileri kullanılarak elde edilen τ_c 'nin bu çalışmadaki eşik seviyesi değeri yaklaşık 2 sn civarındadır. Oysa, hem Tayvan verileri, hem de Kaliforniya verileri ile hesaplanan τ_c eşik seviyesi 1 sn olarak verilmiş olup bu sınır $M_w > 6,0$ depremlere tekâbül eder (Wu ve Kanamori, 2005a; 2008a; Wu ve diğ., 2007). Bu sonuçlar ile karşılaştırıldığında, fark özellikle küçük depremler için sinyal-gürültü oranından kaynaklanabilir. Bu çalışmada kullanılan kuvvetli yer hareketi kayıtları çoğunlukla 12-bit'lik ivme kayıtlarıdır. Halbuki, Tayvan'da kullanılan cihazlar 16-bit ile 24-bit (Wu ve Kanamori, 2005a), Kaliforniya'da kullanılan cihazlar ise 24-bit'lik genişband ve akselerometredir (Wu ve

diğ., 2007). Bununla beraber, ivme kayıtlarının iki kez integralinin alınması da zaman zaman uzun periyotlu sapmalara, dolayısıyla daha büyük τ_c değerlere sebep olmaktadır. Son integrasyondan sonra oluşacak düşük frekanslı sapmaların ortadan kaldırılmasında yüksek-geçişli bir süzgeç, genellikle 0,075 Hz Butterworth (~13 sn), tercih edilmektedir (Wu ve Kanamori, 2005b, 2008a).



Şekil 4.28: τ_c - M_w ilişkisi (Alcık ve diğ., 2010a)

İvme kayıtlarındaki uzun periyotlu salınımlar daima kritik bir konu olmuştur (Wu ve Kanamori, 2008b). Shieh ve diğ. (2008) bu konuyu 0,075 Hz yüksek-geçişli Butterworth filtreye farklı sayıda (1'den 6'ya kadar) kutuplar uygulayıp, τ_c - M_w ilişkisini analiz ederek irdemişlerdir. Genel olarak küçük sayıda kutup kullanıldığında büyük eğimle beraber daha geniş saçılmalar elde edilirken, küçük sayıdaki kutuplarla da nisbeten daha düşük eğim ve dar saçılmalarla sonuçlandığına dikkat çekilir (Shieh ve diğ., 2008). Daha istikrarlı büyüklük sonuçlarının alınabilmesi amacıyla benzer çalışma, mevcut Marmara verilerine de uygulanmıştır. Bu uygulamada da farklı kriterlerden oluşan üç veri grubu,

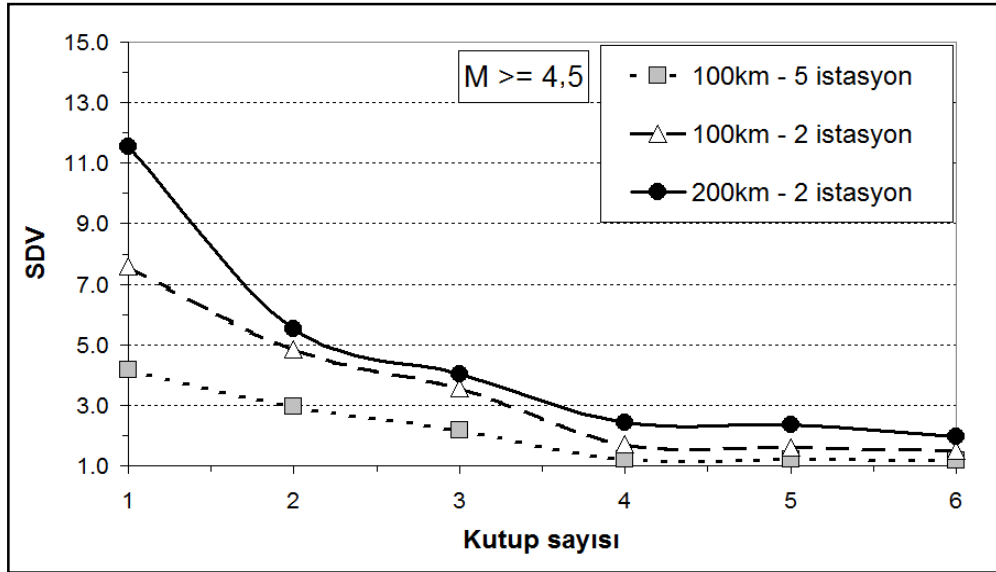
- (1) $\Delta \leq 200$ km ve minimum 2 istasyon,
- (2) $\Delta \leq 100$ km ve minimum 2 istasyon,
- (3) $\Delta \leq 100$ km ve minimum 5 istasyon

ile $M \geq 4,5$ için büyüklük tahminine gidilmiştir. Farklı kutup sayıları içeren yüksek geçişli Butterworth süzgeç kullanılarak $M \geq 4,5$ için elde edilen büyüklük

bağıntılarından saptanan standart sapma değerleri Tablo 4.7'de verilmiştir. En az hata, bütün veri kriterleri içinde kesme frekansı 0,075 Hz olan 6 kutuplu yüksek-geçişli Butterworth filtreye elde edilmiştir. Özellikle, $\Delta \leq 200$ km ve minimum 2 istasyon için 1,97 birimlik büyüklük hatası elde edilirken, $\Delta \leq 100$ km ve minimum 2 istasyon için bu değer 1,48 birimdir. İstasyon sayısının artması ile daha net sonuçlar alındığı bilinmektedir. Örnek olarak, Wu ve Kanamori (2008a) en az 4 istasyon seçimi ile hesapladıkları M_w 'e ait sapma payını $\pm 0,4$ birim, Shieh ve diğ. (2008) ise en az 6 kayıt fakat farklı kutup sayıları içeren süzgeç kullanarak sapma payını $\pm 0,36$ birim vermişlerdir. Benzer şekilde, Marmara verilerine ait çözümlerde istasyon sayısı artırılarak minimum 5 istasyon alındığında, 4, 5 ve 6 kutup sayısında diğer veri gruplarına nazaran daha düşük sapma değerleri elde edilmiştir (Tablo 4.7). Bu değerler, Şekil 4.29'da grafiklendirilmiştir.

Tablo 4.7: Farklı sayıda kutup uygulanan Butterworth süzgeçle elde edilen büyüklük bağıntılarından hesaplanan standart sapma (SDV) değerleri

Kutup	$\Delta \leq 200$ km 2 istasyon	$\Delta \leq 100$ km 2 istasyon	$\Delta \leq 100$ km 5 istasyon
1	11,53	7,59	4,18
2	5,53	4,85	2,97
3	4,01	3,58	2,19
4	2,42	1,76	1,23
5	2,37	1,61	1,20
6	1,97	1,48	1,19



Şekil 4.29: Farklı sayıda kutup uygulanan Butterworth süzgeç kullanarak hesaplanan büyüklük (M) değerlerinden elde edilen standart sapma (SDV) değerleri

Yapılan çalışmalar sırasında, bütün veri gruplarına uygulanan yüksek-geçişli Butterworth süzgeçteki özellikle 1 ila 3 kutup kullanımı sonucunda oldukça yüksek büyüklük sapma hatasına rastlanmıştır (Şekil 4.30-Şekil 4.32). Kutup sayısı arttıkça büyüklük ile ortalama periyot arasındaki doğrusal ilişkinin eğiminde artış, dolayısıyla da sapma değerlerinde azalım görülmektedir. Doğrusal ilişkinin eğim artışının uygulanan kutup sayısına göre nasıl değiştiği aşağıda Şekil 4.30-Şekil 4.35 arasında görülmektedir. Verilen bu şekiller, $\Delta \leq 100$ km ve minimum 5 istasyon kayıtlarına ait çözümlerdir. Shieh ve diğ. (2008) yüksek-geçişli filtrenin farklı kutup sayıları altında τ_c ve M_w ilişkisini analiz ederlerken $6,0 \leq M \leq 8,3$ arasındaki büyüklükteki depremleri kullanmışlardır. Oysa ki Marmara verilerinde 5,9 ile 7,2 büyüklük arasında deprem eksikliğinden ötürü periyot çözümü bulunmamaktadır. Uygulanan kutup sayısının artırılmasının, doğrusal ilişkinin eğimi ve periyot ölçümlerine ait saçılmalarla ters orantılı olduğu belirtilse de (Shieh ve diğ., 2008) çözüm eksikliği sebebiyle bu deprem aralığında yorum yapmak mümkün gözükmemektedir. Ancak, $4,5 \leq M \leq 7,5$ arasındaki Marmara ivme kayıtlarına uygulanan yüksek-geçişli Butterworth filtre kutup sayısının artırılması, büyüklük-ortalama periyot arasındaki doğrusal ilişkinin eğimini arttırarak sapma hataları ile de ters orantı sergilediğini söylemek mümkündür. $\Delta \leq 100$ km ve minimum 5 istasyon kullanımında, büyüklük sapma değerleri 4 kutup için 1,23 birim, 5 kutup için 1,20 birim, 6 kutup için ise 1,19 birimdir (Tablo 4.7). Aralarında;

$|\text{SDV}(6 \text{ kutup}) - \text{SDV}(5 \text{ kutup})| = 0,01$ birim ve

$|\text{SDV}(6 \text{ kutup}) - \text{SDV}(4 \text{ kutup})| = 0,04$ birimlik

büyüklük sapma hataları bulunmaktadır. Bu fark değerleri oldukça küçük sayılabilecek değerlerdir. Ayrıca, Şekil 4.30-Şekil 4.35 arasındaki τ_c ve M_w çözümlerinde; büyüklüğü 5,0'den küçük depremlerde en az saçılma 4 kutuplu süzgeç çözümlerinde (Şekil 4.32) görülmektedir. 5,0 ve 5,1 büyüklüğündeki deprem kayıt çözümlerinde ise en az saçılmaya 5 kutuplu (Şekil 4.34) ve 6 kutuplu (Şekil 4.35), 5,6 ve 5,7 büyüklüğündeki çözümlere ise 4 kutuplu süzgeç çözümlerinde rastlanmaktadır. 5,9 büyüklüğündeyse 5 kutuplu süzgeç çözümleri en uygun sonucu vermektedir. Bununla beraber, büyük deprem kaydına ait ($M_w=7,5$) periyot çözümlerinde 6 kutuplu süzgece nazaran 4 ile 5 kutup kullanımının daha az saçılmayla neticelendiği görülmektedir. Genel olarak, düşük büyüklük sapma hatasına bakıldığında, 4 ile 6 arasında bir kutup seçimi yapılabilir. Fakat yukarıdaki bilgiler ışığında, daha az saçılma ve daha az sapma değerleri elde etmek için bu çalışmada 4 kutup tercih edilmiştir.

Marmara verileri kullanılarak elde edilen büyüklük bağıntılarından saptanan hata 4, 5 ve 6 kutuplu Butterworth yüksek-geçişli süzgeç kullanılarak $\Delta \leq 100$ km ve minimum 5 istasyon kullanımında yaklaşık 1,2 birim olarak hesaplanmıştır. $4,5 \leq M \leq 7,5$ aralığında 4, 5 ve 6 kutup uygulanması neticesinde elde edilen τ_c ve M_w arasındaki ilişkiler sırasıyla aşağıdaki denklemlerde verilmiştir.

(4 kutup)

$$\log(\tau_c) = 0,1420 * M_w - 0,4750 \pm 0,1433 \quad (4.25)$$

$$M_w = 7,0420 * \log(\tau_c) + 3,3450 \pm 1,23 \quad (4.26)$$

(5 kutup)

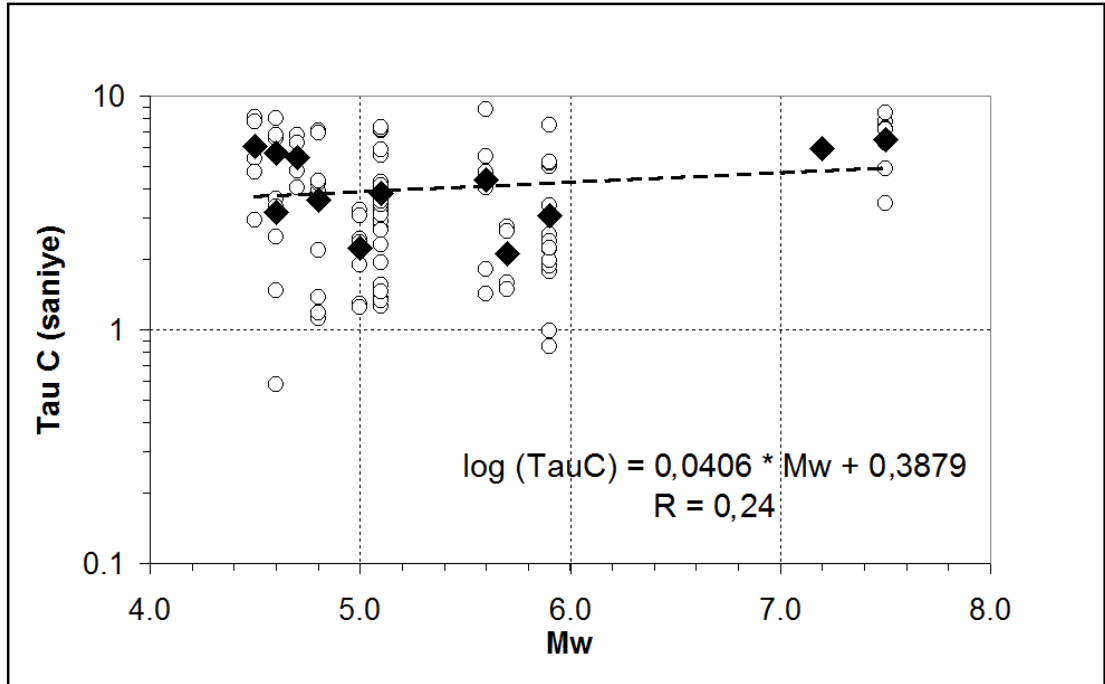
$$\log(\tau_c) = 0,1603 * M_w - 0,6631 \pm 0,1618 \quad (4.27)$$

$$M_w = 6,2401 * \log(\tau_c) + 4,1380 \pm 1,20 \quad (4.28)$$

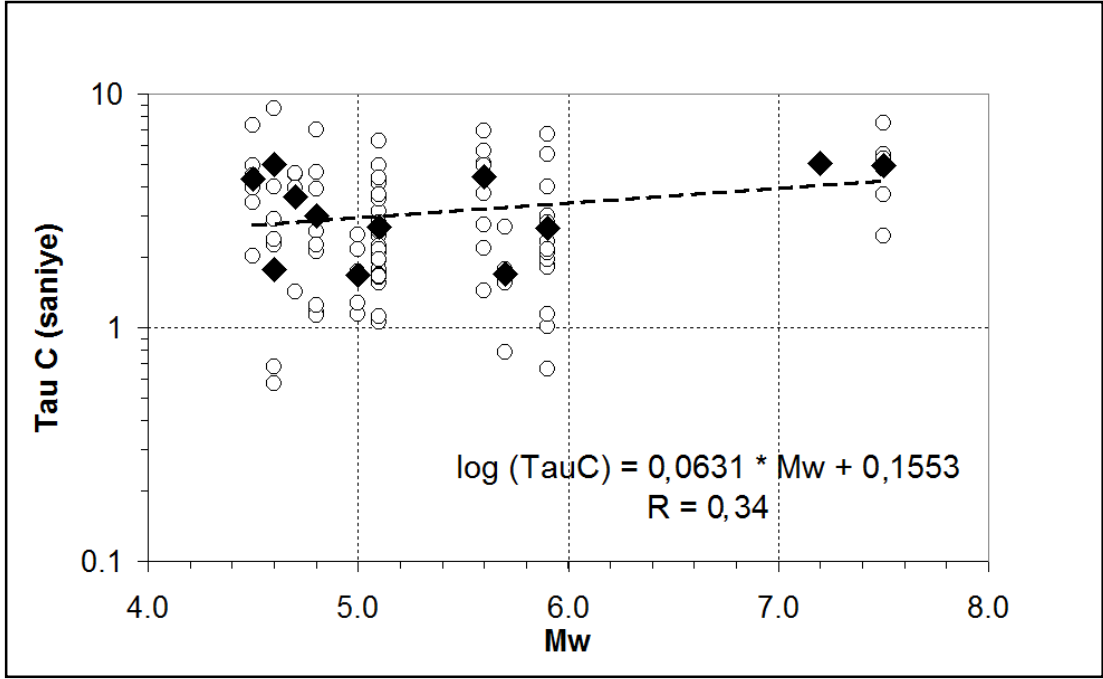
(6 kutup)

$$\log(\tau_c) = 0,1832 * M_w - 0,7833 \pm 0,1849 \quad (4.29)$$

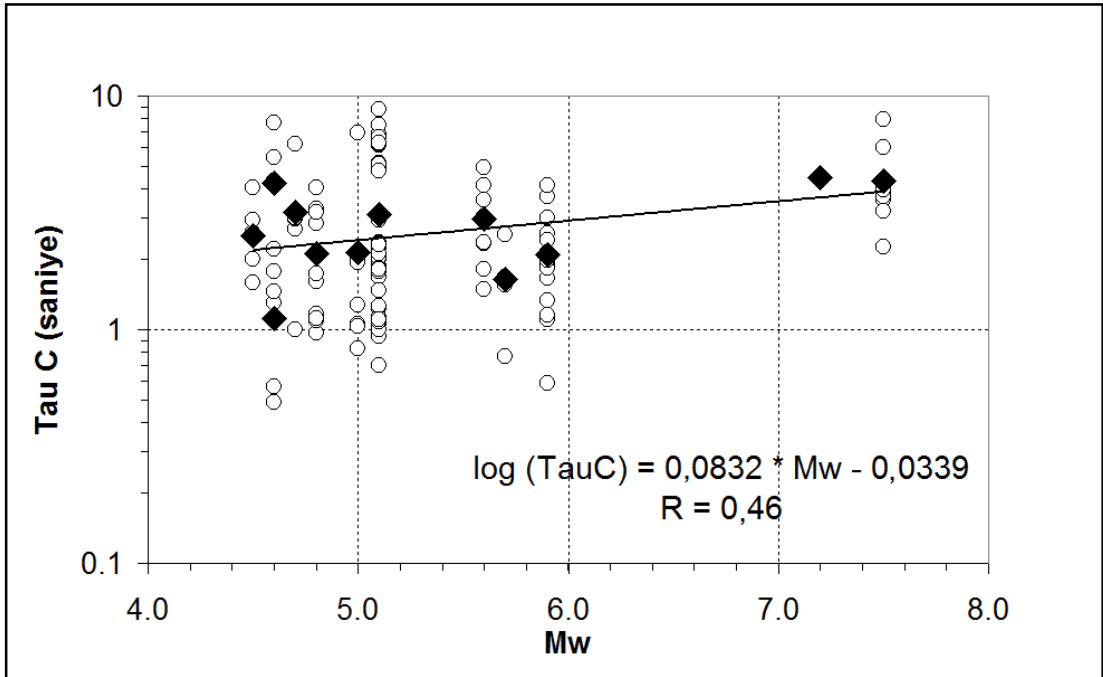
$$M_w = 5,4577 * \log(\tau_c) + 4,2750 \pm 1,19 \quad (4.30)$$



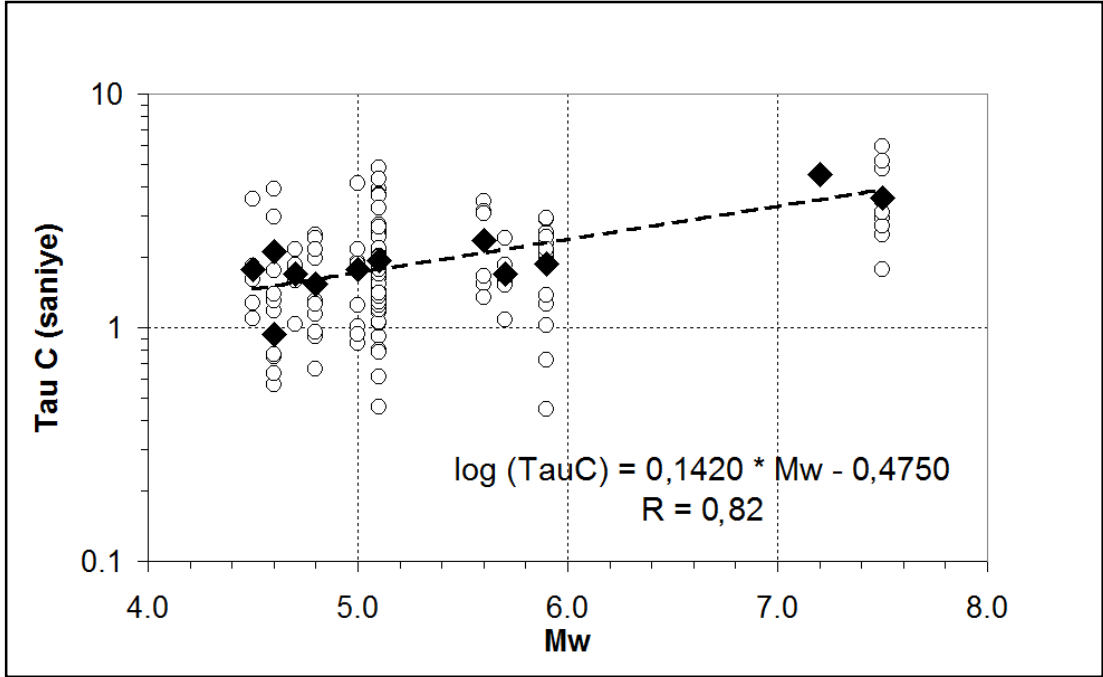
Şekil 4.30: Tek kutuplu Butterworth süzgeç kullanılarak elde edilen büyüklük-periyot ilişkisi



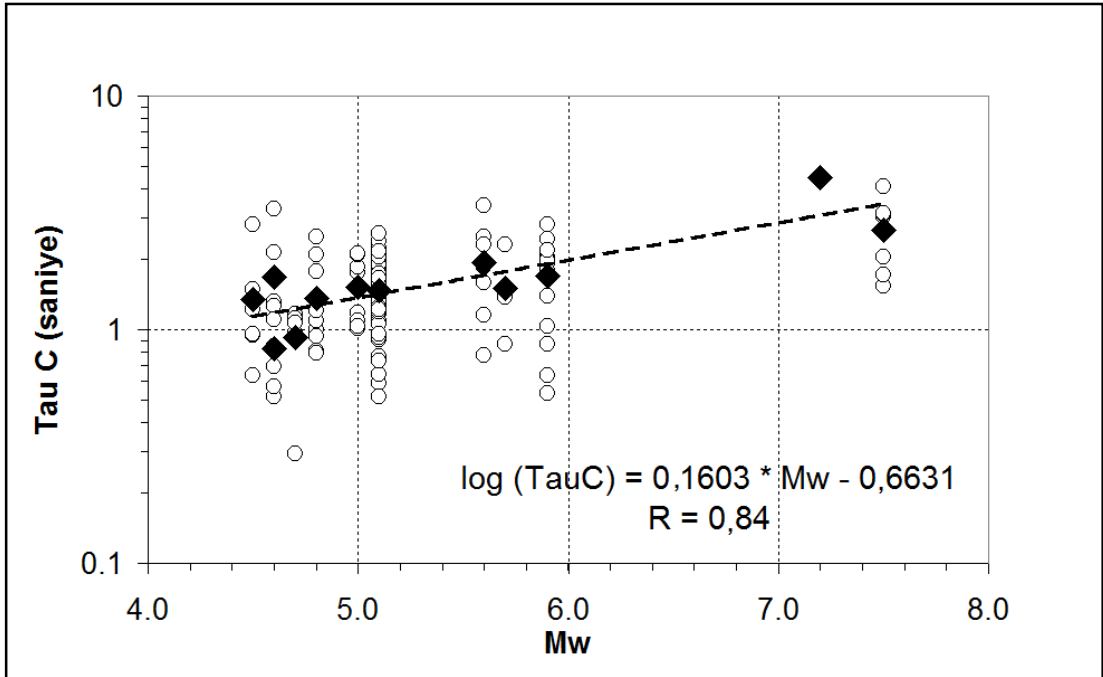
Şekil 4.31: İki kutuplu Butterworth süzgeç kullanılarak elde edilen büyüklük-periyot ilişkisi



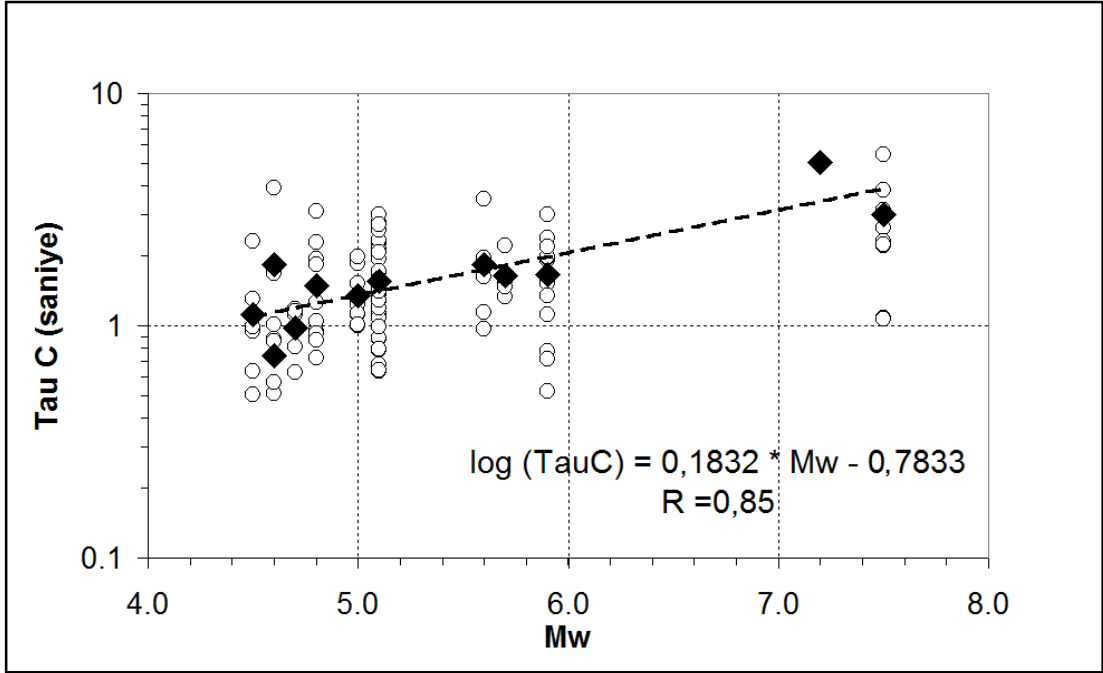
Şekil 4.32: Üç kutuplu Butterworth süzgeç kullanılarak elde edilen büyüklük-periyot ilişkisi



Şekil 4.33: Dört kutuplu Butterworth süzgeç kullanılarak elde edilen büyüklük-periyot ilişkisi



Şekil 4.34: Beş kutuplu Butterworth süzgeç kullanılarak elde edilen büyüklük-periyot ilişkisi



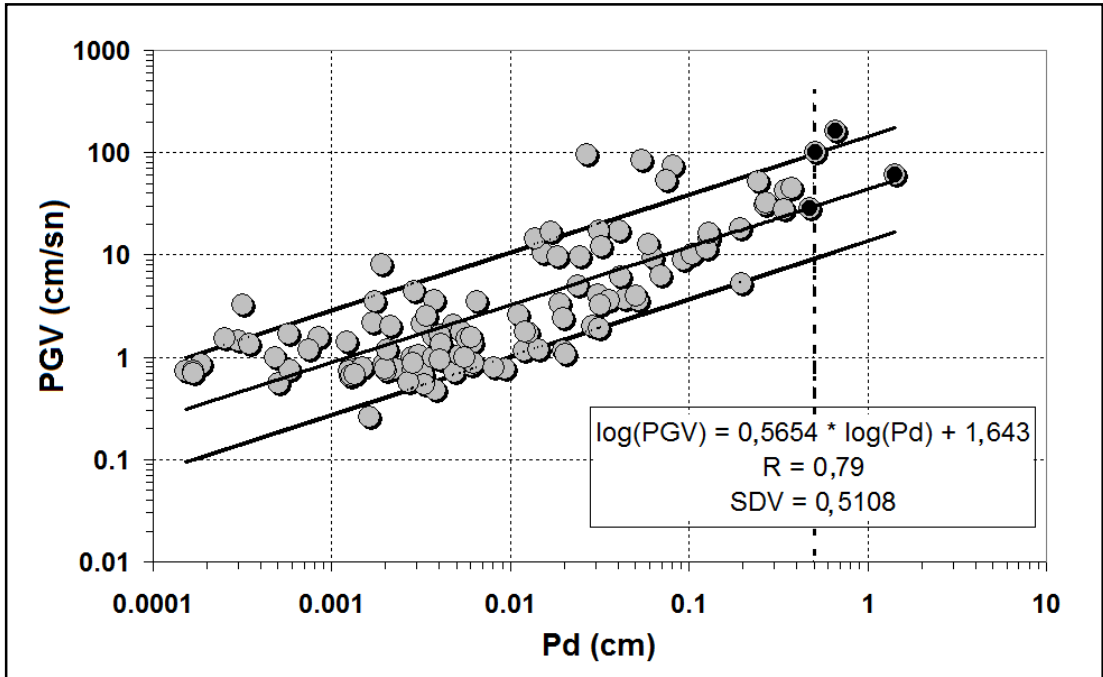
Şekil 4.35: Altı kutuplu Butterworth süzgeç kullanılarak elde edilen büyüklük-periyot ilişkisi

Bir diğer parametre ise P_d 'dir. Bu deplasman parametresinin hasar yapıcı bir depremi hızlı tanımda önemli bir parametre olduğu (Wu ve Kanamori, 2005b; Wu ve Zhao, 2006) daha önceki bölümlerde anlatılmıştı. Şekil 4.36'da, P_d ile PGV arasındaki ilişki verilmiştir. Şekilde siyah çizgiler en küçük kareler yöntemi ile fit edilen doğruyu ve \pm birer standart sapmayı (SDV), siyah içi dolu daireler $M_w=7,2$ ve $M_w=7,5$ depremlerinden elde edilen P_d değerlerini, noktalı çizgiler ise $P_d > 0,5$ cm için eşik seviyesini gösterir. Tıpkı Tayvan ve Japonya sonuçlarında (Wu ve Kanamori, 2005b) olduğu gibi, PGV değerlerinin P_d ile doğrusal arttığı şekilden de görülmektedir. P_d ile PGV ilişkisinden elde edilen sonuç;

$$\log(PGV) = 0,5654 * \log(P_d) + 1,6430 \pm 0,5108 \quad (4.25)$$

şeklinde. Burada; PGV birimi cm/sn, P_d 'nin birimi ise cm'dir. Geçmiş çalışmalar ışığında Wu ve Kanamori (2008a) tarafından şayet $P_d > 0,5$ cm ise o alandaki PGV değerinin zarar verici seviye olarak alınan 20 cm/sn'yi aştığı belirtilir. Yukarıdaki denklem 4.25'de şayet P_d eşik seviyesi 0,5 cm alınırsa, ilgili PGV değerinin yaklaşık 30 cm/sn civarında olduğu görülecektir (Şekil 4.36). Keza bu değer, potansiyel olarak zarar verecek depremlere tekabül etmektedir (Wald ve diğ., 1999). Yine aynı şekilde görüldüğü gibi $M_w=7,2$ ve $M_w=7,5$ deprem kayıtlarına ait P_d değerleri 0,5 cm'nin üzerinde değerlere sahiptirler ve bu depremlere ait istasyon kayıtları içi dolu

siyah daireler ile gösterilmiştir. Literatürde PGV ile aletsel şiddet skalası arasında ilişkilerin sunulmuş olması (Wald ve diğ., 1999; Wu ve diğ., 2003b) elde edilen P_d değerinden hesaplanacak PGV'nin kullanılması, olası şiddet hakkında bilgi verecektir. Kuzey Anadolu Fayı ile San Andreas Fayı arasındaki benzerlik (Ketin,1976) göz önünde bulundurulduğunda Wald ve diğ. (1999) tarafından verilen Modifiye Mercali Şiddet (MMI) cetveli ile PGV ($V < \text{MMI} < IX$) arasındaki ilişkiden faydalanılabilir. 30 cm/sn'lik bir hız değerine karşılık gelen şiddet değeri VII olarak tahmin edilebilir. PGV'nin 30 cm/sn'den büyük olduğu, toplam 9 adet kayıt mevcuttur (Şekil 4.36). Bunlardan 4 tanesi P_d 'nin 0,5 cm'lik eşik seviyesini geçmesiyle saptanmıştır. Fakat diğer 5 adet kayıda ait P_d değerleriyse 0,5 cm'den küçüktür. Genel olarak büyük depremlerde kırılma uzun sürer. P_d parametresi de bu yırtılmanın yarattığı sinyalden hesaplanır. Fakat PGV ölçümü yırtılma sonrası tespit edildiğinden dışmerkez bölgesinden uzak mesafelerde küçük P_d değerleri hesaplanırken büyük PGV değerleri de gözlemlenebilir (Shieh ve diğ., 2010).

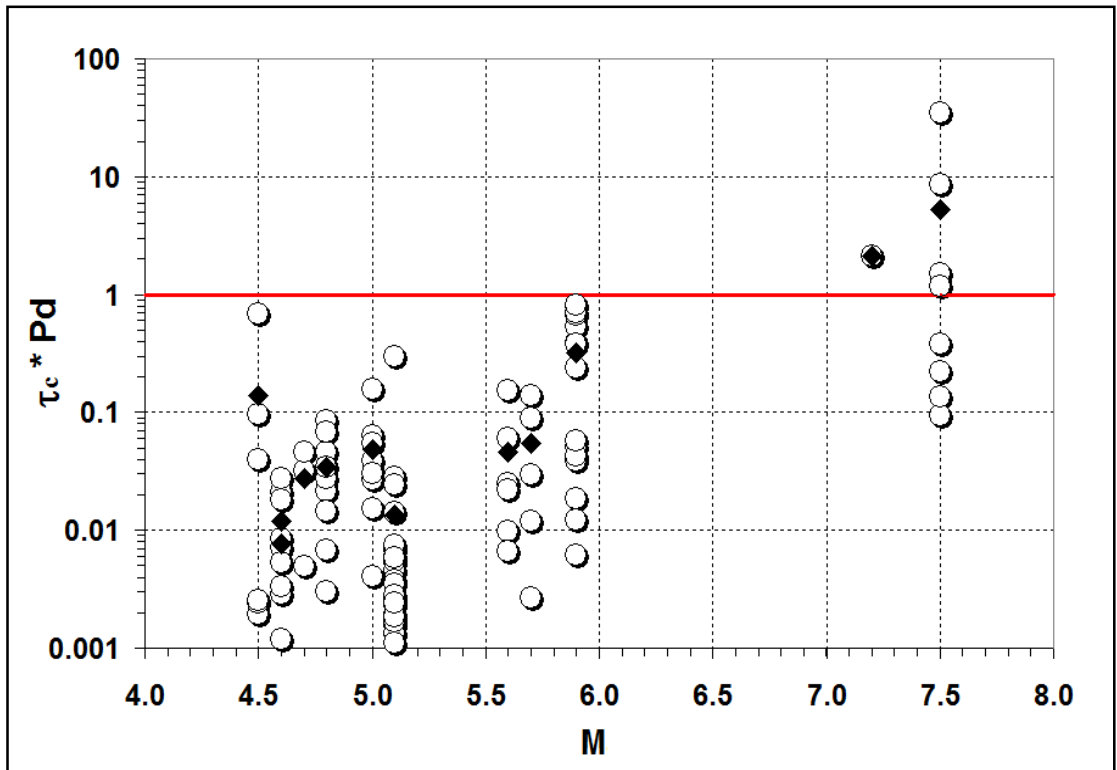


Şekil 4.36: P_d ile PGV arasındaki ilişki (Alcik ve diğ., 2010a)

Bu 5 adet alarm verebilecek düzeyde olmasına karşılık, uyarı üretemeyen verilerin dışmerkez mesafeleri 50 km-80 km arasında değişmektedir. Halbuki, bölgesel uyarı sistemleri bu gibi durumlarda uyarı sağlaması gerekmektedir. Sistem güvenilirliğinin artırılması için τ_c ve P_d parametreleri bir tekil işaret olarak beraber kullanılabilir. $(\tau_c * P_d)$ çarpımı ise hasar yaratacak depremlerin zarar yaratmayan depremlerden

ayrılmasına bir işaret olarak ortaya çıkar. Bu bölümdeki çalışmada kullanılan depremlere ait kayıtlardan elde edilen $(\tau_c * P_d)$ değerleri ile M_w arasındaki ilişki Şekil 4.37'de verilmiştir. Şekilde içi boş daireler $(\tau_c * P_d)$ değerlerini, siyah eşkenarlar $(\tau_c * P_d)$ değerlerinin ortalamalarını ve kırmızı düz çizgi de $(\tau_c * P_d) > 1$ eşik seviyesini göstermektedir.

Wu ve Kanamori (2005b), $(\tau_c * P_d)$ çarpımının 1 sn*cm'den büyük olması durumunun, Tayvan'daki büyük depremlerin tanımlanmasında önemli bir eşik seviyesi parametresi olduğu belirtilmiştir. Şekil 4.37'ye bakıldığında bu eşik seviyesinin Marmara Bölgesi verileri ile de örtüştüğü görülür. 1999 yılında vukubulan Kocaeli ve Düzce depremlerinin ana şoklarına ait hesaplanmış değerler $(\tau_c * P_d) > 1$ sn*cm üzerinde değerlerdir. Fakat $6,0 \leq M \leq 7,0$ arasındaki büyüklükteki depremlere ait veri eksikliği bu aralık için $(\tau_c * P_d) < 1$ veya $(\tau_c * P_d) > 1$ olduğunu söyleyebilmeyi mümkün kılmamaktadır.



Şekil 4.37: $(\tau_c * P_d)$ ile büyüklük (M) arasındaki ilişki (Alcık ve diğ., 2010a)

4.4.4. BCAV-W yöntemi

B.Ü.K.R.D.A.E tarafından yürütülen İstanbul Deprem Erken Uyarı Sistemi'nde ilk önce, gelen sismik sinyaller band-geçişli filtre ile süzgeçlenir. PGA ve/veya CAV eşik seviyesinin belli bir zaman dilimi içinde bu seviyenin geçilip geçilmediğini sürekli kontrol ederek deprem kararı verir ve alarm üretir (Alcık ve diğ., 2009; Erdik ve diğ., 2003). CAV'nin (BCAV-W) Marmara Bölgesi deprem verileriyle araştırılarak mevcut EU sistemi için bölgeye uygun eşik seviyesinin belirlenmesi şu açılardan oldukça önemlidir; EU sisteminin daha sağlıklı ve güvenilir çalışmasına ve de ileri tarihlerde Marmara Bölgesi içinde kurulacak bir başka EU sistemi için destek kaynak sağlayacaktır.

Şekil 3.24'e geri dönersek, 4 saniyelik bir W seçimi ile deprem enerjisinin yaklaşık % 40'ı, 8 saniyelik seçilmesi durumunda enerjinin yaklaşık % 60'ı ve 12 saniyelik bir pencere seçimiyle de deprem enerjisinin yaklaşık % 70'i karşılanmaktadır. 12 saniyelik pencere ile 8 saniyelik bir pencere arasındaki 4 saniyelik zamanda % 10'luk bir enerji artışı vardır. Zaman farkı ile elde edilecek kazancın çok fazla olmadığı gözükmemektedir. Bu sebeple, 4 ve 8 saniyelik pencereler Marmara Bölgesi için daha uygun gözükmemektedir.

Aşağıda iki farklı çalışma sunulmuştur. İlk çalışmada, yerel büyüklük kullanılarak $3,0 \leq M_L \leq 6,0$ arasındaki deprem kayıtlarıyla İstanbul Deprem EU Sistemi için yerel CAV eşik değerlerinin saptanmasına çalışılmıştır. Bu amaçla, Tablo 4.3'den faydalanılarak toplam 43 adet depreme ait 169 adet ivme kaydı belirlendi. Bu depremleri belirlerken şu kriterler;

(1) odak derinliği ≤ 25 km,

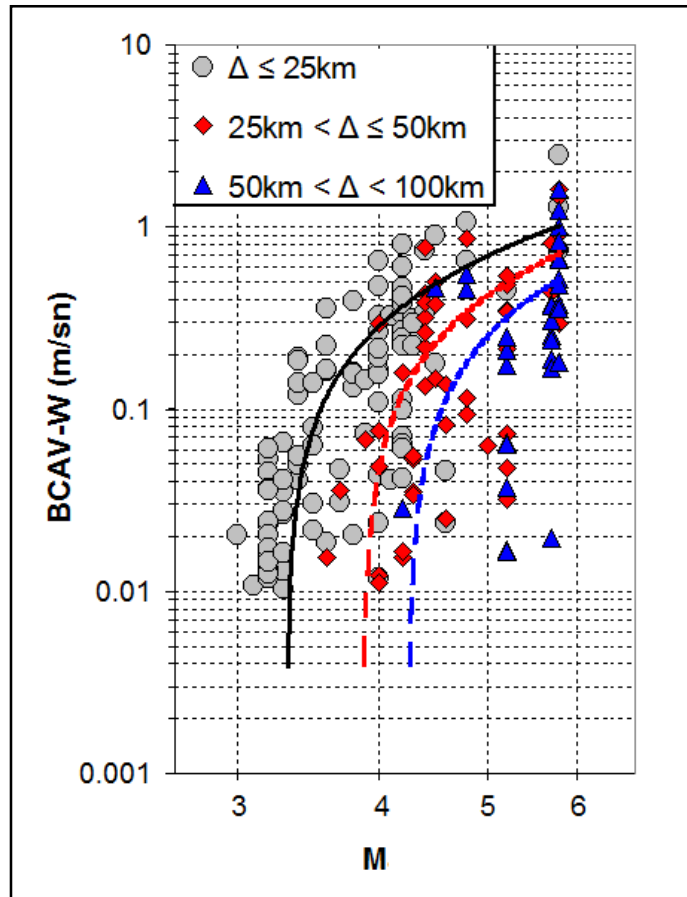
(2) $\Delta \leq 100$ km,

(3) $3,0 \leq M_L \leq 6,0$

esas alınmıştır (Alcık ve diğ., 2009).

Denklem 3.17'de eşik seviyesi $PGA=3$ mg, $W=8$ sn alınarak, Marmara Bölgesi ile alakalı BCAV-W8'e ait çözümler elde edildi. Hesaplanan kümülatif mutlak hız değerleri ile yerel büyüklük (M_L) arasındaki ilişki Şekil 4.38'de verilmiştir. Şekil 4.38'de Δ dışmerkez mesafesini (km) verir. Bu değerler ışığında, yaklaşık $M4$ büyüklüğü etrafında başlayacak bir tetiklemeyle deprem uyarının yapılabilmesi mümkündür. Mühendislik parametrelerinin kullanıldığı deprem EU sistemlerinde

farklı eşik seviyerleri belirlemek ve birden fazla alarm verilebilmek mümkündür (Erdik ve diğ., 2003). Bu imkândan dolayı İstanbul Deprem EU Sistemi'nde M_L 4+ için, CAV eşik seviyeleri üç farklı değerde tespit edilmiştir. Bu değerler; birinci alarm seviyesi için 20 mg*sn (~0,20 m/sn), ikinci seviye için 40 mg*sn (~0,40 m/sn) ve üçüncü seviye için 70 mg*sn (~0,70 m/sn) olarak belirlenmiştir (Alcik ve diğ., 2009; 2010b; Allen ve diğ., 2009; Zulfikar ve diğ., 2010a). 8 saniyelik pencere uzunluğu için bulunan eşik değerler yerel büyüklük ile ilişkili olup İstanbul Deprem EU Sistemi'nde eşik seviye değerleri olarak sistemde ayarlanmıştır.



Şekil 4.38: Farklı dışmerkez mesafelerinde (Δ) BCAV-W8'in yerel büyüklüğe (M_L) göre davranışı (Alcik ve diğ., 2009)

İkinci çalışma ise, moment büyüklük (M_w) kullanılarak $4,0 \leq M_w \leq 7,5$ arasındaki depremler ile bölgede oluşturulacak bir EU sistemine ve/veya yapısal deprem alarm sistemine yönelik CAV eşik değerlerinin tespitine gidilmiştir. Bu çalışma da, Tablo 4.2 ve Tablo 4.3'de sunulan PEER veribankası ile ulusal kurumlara ait deprem kayıtları beraber kullanılmış ve üç farklı pencere uzunluğu için BCAV'nin büyüklük ile ilişkisi incelenmiştir. Veri seçiminde şu kriterler; (1) $\Delta \leq 150$ km, (2) $4,0 \leq M_w \leq 7,5$

arasında sadece doğrudu atımlı faylardan kaynaklanan deprem kayıtları çalışmaya dahil edilmiştir. PEER (2005) veribankasından 31 deprem, 232 istasyon kaydı ve ulusal kurumlardan da 32 deprem, 262 istasyon kaydı seçilerek toplam üç bileşen 494 istasyon kaydı sağlanmıştır. $\Delta t = 1$ sn, $\max|a(t)| > 5$ mg, pencere uzunluğu 4, 8 ve 12 saniye alınarak denklem 3.17 yardımıyla, BCAV-W4, BCAV-W8 ve BCAV-W12 çözümleri elde edilmiştir. Her ne kadar eşik seviyesine ait en iyi sonuçlar 20 cm/sn^2 'de alındığı belirtilse de (Cabanas ve diğ., 1997) elde bulunan mevcut depremlerin kullanılabilirliği açısından eşik seviyesi daha düşük tutulmuştur. Sonuçlar büyüklüğün fonksiyonu olarak Şekil 4.39-Şekil 4.41 arasında sunulmuştur.

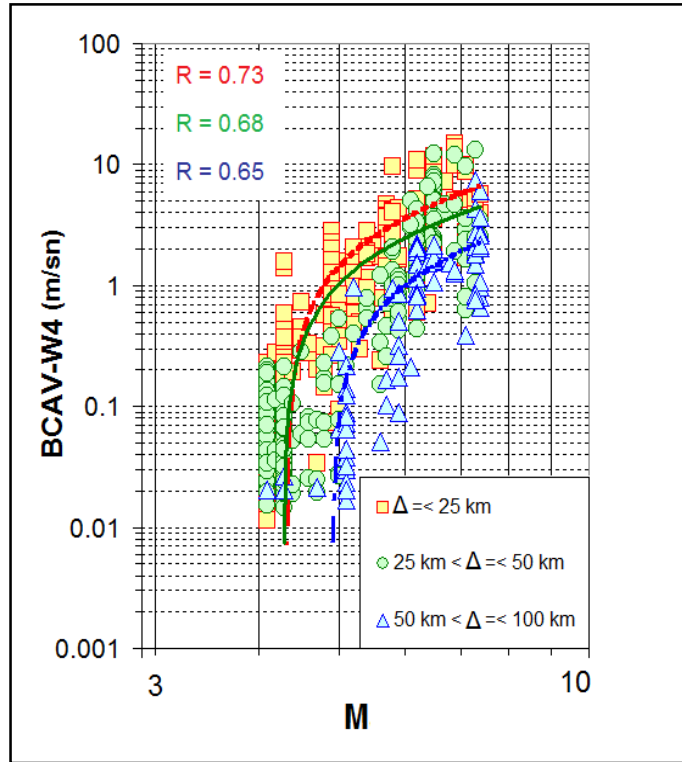
M5+ depremleri esas alarak, BCAV-W4, BCAV-W8 ve BCAV-W12 ile ilişkili olarak CAV eşik seviyelerinin sınır değerleri şu aralıklarda:

BCAV-W4 için : 0,90-1,60 m/sn,

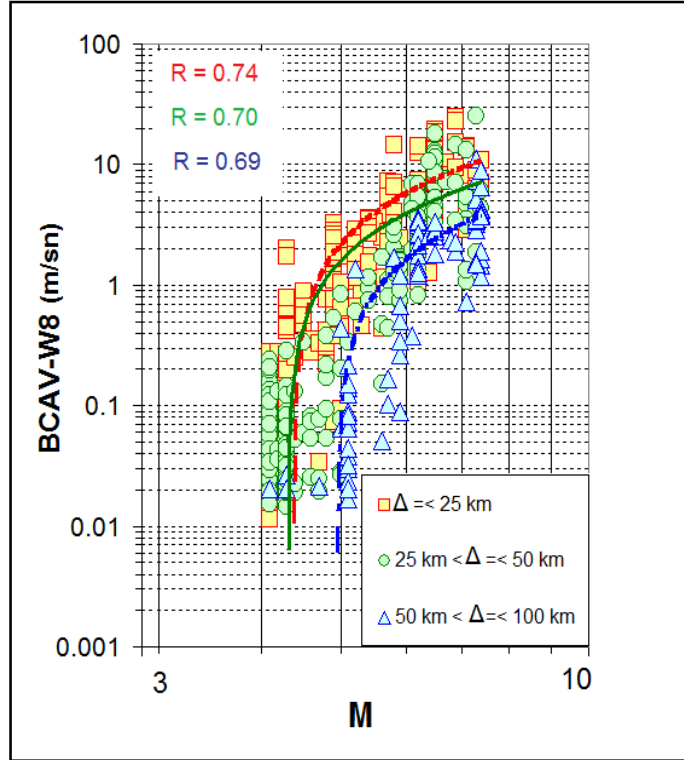
BCAV-W8 için : 1,50-2,50 m/sn,

BCAV-W12 için: 1,80-3,00 m/sn

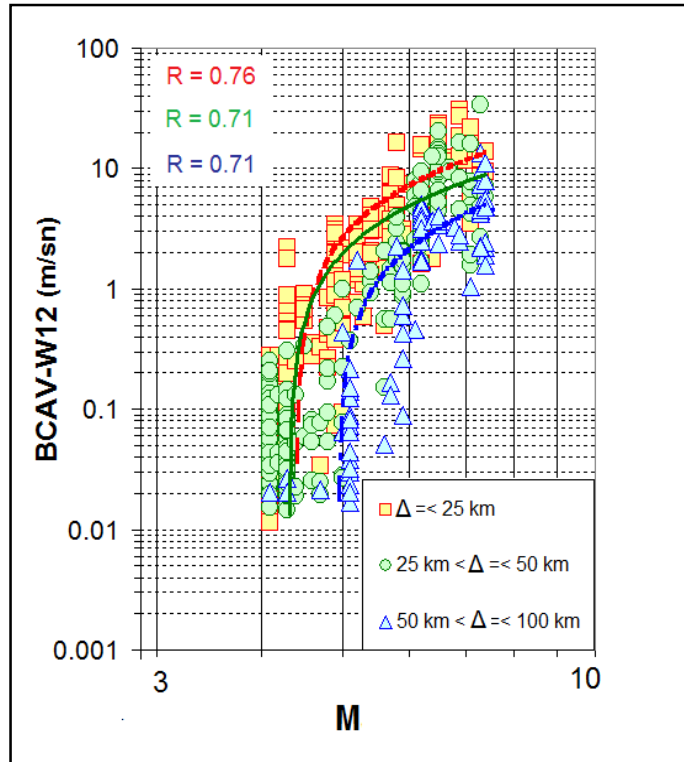
alınabilir.



Şekil 4.39: Farklı dışmerkez mesafelerine (Δ) göre BCAV-W4 ile büyüklük (M) arasındaki ilişki (Alcik ve diğ., 2010b)



Şekil 4.40: Farklı dışmerkez mesafelerine (Δ) göre BCAV-W8 ile büyüklük (M) arasındaki ilişki (Alcık ve diğ., 2010b)



Şekil 4.41: Farklı dışmerkez mesafelerine(Δ) göre BCAV-W12 ile büyüklük (M) arasındaki ilişki (Alcık ve diğ., 2010b)

A.B.D'deki nükleer santrallere yönelik bir hasar belirtme parametresi olarak sunulan kümülatif mutlak hıza, CAV'ye (EPRI, 1988) ait eşik seviyesi değeri 0,166 g*sn olarak belirlenmiştir (EPRI, 1991). Bu değer yaklaşık olarak 1,66 m/sn'ye tekabül eder. Ayrıca, Kore Nükleer santral standartlarında da kabul gören CAV eşik seviye değeri ise 0,33 g*sn-0,50 g*sn (~3,3 m/sn ile ~5,0 m/sn) arasında alınmaktadır (Lee ve Lee, 2001; Lee ve diğ., 2006). M5+ depremleri esas alınarak elde edilen CAV ile büyüklük arasındaki ilişki grafiği (şekil 4.3 - 4.5) zerinden hesaplanan CAV eşik seviyeleri, nükleer santrallerde kabul gören eşik seviyeleriyle uyum göstermektedir.

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Marmara Bölgesi, Türkiye'nin en yoğun endüstri ve ticaret merkezlerini barındırmaktadır. Bölge çok sayıda küçük deprem (Gürbüz ve diğ., 2000) ile zaman zaman büyük deprem etkinliği (Ambraseys ve Finkel, 1991) sergilemektedir. Keza, tarihsel depremler Marmara Bölgesi'nin büyük sismik aktivitelere maruz kaldığını ve potansiyel olarak sismik risk taşıdığını da göstermektedir (Ambraseys ve Jackson, 2000). Bilhassa, 7,5 büyüklüğündeki 17 Ağustos 1999 Kocaeli ve 7,2 büyüklüğündeki 12 Kasım 1999 Düzce depremleri ileride, İstanbul ve çevresini etkileyecek olası bir büyük depreme yönelik hazırlık çalışmalarını olumlu yönde tetiklemiş ve 2002 yılında İstanbul'da bir deprem erken uyarı sisteminin kurulmasını (Erdik ve diğ., 2003) sağlamıştır.

Kurulan bu sistemde, depremin tetiklenmesinde en büyük ivme değeri (PGA) veya Kümülatif Mutlak Hız (CAV) eşik seviyelerinden faydalanılır (Alcık ve diğ., 2009, 2010a; Erdik ve diğ., 2003). A.B.D'nin doğu bölgesindeki nükleer santraller için uyarı sağlayacak bir sistem ve hasarı belirtmede kolay bir parametre ihtiyacından ortaya çıkan kümülatif mutlak hız yani CAV'ye (EPRI, 1988) ait eşik seviyesi değeri $0,166 \text{ g*sn}$ ($1,66 \text{ m/sn}$) olarak belirlenmiştir (EPRI, 1991). Kore Nükleer santral standartlarında kabul gören CAV eşik seviye değeri $0,33 \text{ g*sn}$ - $0,50 \text{ g*sn}$ ($3,3 \text{ m/sn}$ - $5,0 \text{ m/sn}$) arasında alınmaktadır (Lee ve Lee, 2001; Lee ve diğ., 2006). Ülkemizde nükleer santrallerin inşasına karar verilmek üzere olunması, CAV parametresi üzerine bölgesel ve yerel deprem verileriyle çalışılmasını ve seviyesinin belirlenmesini gerektirecektir. Bilhassa nükleer santrallerde kullanılan CAV mantığının (BCAV) depreme daha düşük mukavemet gösteren yapılara, tesislere, dolayısıyla da bölgesel erken uyarı ve yapısal deprem alarm sistemine yönelik kullanımı amacıyla sunulması ilk olarak 2006 yılında olmuştur (Alcık ve diğ., 2006). Zaman içinde CAV'nin bazı modifikasyonlara ihtiyacı olduğu da belirlenerek, gürültü, yakın ve uzak deprem enerjisinin CAV üzerinde gereksiz yere enerji toplanmasının engellenmesi amacıyla bazı araştırmalar yapılmıştır (Alcık ve diğ., 2006). Bu çalışmalar sonunda, bir pencere (W) kullanılmasına istinaden, pencere temelli veya pencerelenmiş parantezli kümülatif mutlak hız (BCAV-W) olarak adlandırılan yeni bir yaklaşım önerilmiş ve tanımlanmıştır (Alcık ve diğ., 2006, 2009).

Bu konu ile ilgili olarak, Marmara Bölgesi ivme verileriyle (Tablo 4.3) İstanbul Deprem EU Sistemi'ne ve bölgeye uygun eşik seviyesi belirlenmesine çalışılmıştır. Neticede, üç eşik seviye değerleri belirlenmiş ve sistemde uygulamaya alınmıştır. Bu değerler; birinci alarm seviyesi için 20 mg*sn ($\sim 0,20 \text{ m/sn}$), ikinci seviye için 40 mg*sn ($\sim 0,40 \text{ m/sn}$) ve üçüncü seviye için 70 mg*sn ($\sim 0,70 \text{ m/sn}$) (Şekil 4.38) olarak belirlenmiştir (Alcık ve diğ., 2009; Allen ve diğ., 2009).

Mühendislik parametresi olan CAV, depremin serbest kalan enerjisini içerdiğinden hasarı belirtmede de kolay bir parametre olarak ortaya çıkar. Fakat, farklı pencere uzunluklarında (W) hesaplanan enerji de farklılıklar göstermektedir. EU amaçlı kullanılacak bir CAV esaslı eşik seviyesinde, pencere uzunluğunun mümkün olduğunca kısa tutulmasında fayda vardır.

Yapılan çalışmalar neticesinde, Marmara Bölgesi için en uygun pencere uzunluğu 4 ve 8 saniye olarak belirlenmiştir (Şekil 3.24). İstanbul Deprem EU Sistemi'nin algoritması, seçilebilir özellikteki 5 veya 10 saniyelik (ön tanımlı değer 10 saniyedir) zaman penceresi içinde en az üç istasyonunun önceden belirlenmiş eşik seviyesini geçmesiyle depreme karar vererek alarm üretir. EU amaçlı kullanılacak CAV esaslı eşik seviyesinde, pencere uzunluğunun (W) mümkün olduğunca kısa tutulması mevcut algoritmanın çalışma mantığına da uygun olacaktır. En büyük ivme değeri PGA, istenmeyen ani gürültü doruklarından ötürü hataya sebep olabilir. CAV ise, en büyük yer ivme değeri gibi hataya sebep olabilecek bir parametre değildir. Fakat ivme eşik seviyesi, anlık zaman içinde (verinin alınışına bağlı olarak) tespit edilirken, CAV daha geniş bir pencere, örnek olarak 4 saniyelik veya 8 saniyelik zaman dilimi içinde saptanır. Bu saptama süresi, EU anlamında zaman kaybını belirtmektedir. Bu kayıp, PGA değerinin saptanma zamanıyla karşılaştırıldığında fazladır. Bu sebeple hem PGA, hem de BCAV- W 'nin beraber kullanımı özellikle yanlış alarm üretilmesini önleyecektir (Alcık ve diğ., 2009). Keza, uyarı sisteminde olabilecek yanlış alarm kullanıcının toleransına bağlıdır. Örnek olarak, okullar çocukların hayatını kurtarmak amacıyla birkaç yanlış alarmı hoş karşılayabilirler, fakat sanayide veya büyük yapılarda bu kabul görmeyebilir (Allen, 2004).

Gelişmekte olan teknoloji ile beraber bazı tesis, akıllı binalar ve yüksek yapılar otomatik deprem alarm sistemlerinin kullanımına başlamışlardır (Fahjan ve diğ., 2003, 2004; Zülfikar ve diğ., 2010a). Bu sistemlerde de, mühendislik eşik seviyelerinden hem PGA, hem de CAV değerleri kullanılmaktadır (Fahjan ve diğ.,

2003, 2004). Bu tip deprem alarm sistemlerinin deprem erken uyarı sistemlerinden temel farkı yerel olarak kurulmuş olması ve otomasyon ünitelerinin kontrol edilmesine ancak depreme maruz kalındığı sırada karar verilmesidir. Bu tip sistemler, içinde kurulu bulunduğu tesis veya yapılardaki ekipman, araç veya otomasyon sistemlerinden (jenaratör, asansör, kapılar, vinç, gaz-elektrik-su dağıtım şebekeleri, v.b. gibi) belirlediklerinin kapatılmasına veya açılmasına deprem sırasında otomatik karar verirler. Büyük yapı ve tesislerde belirlenecek olan eşik seviyeleri, özellikle CAV değeri, yapının sismik ve yapısal özelliklerine bağlıdır (Lee ve Lee, 2001) ve genel olarak yapı mühendisi tarafından belirlenmektedir. Bu yönde yapılan ortak bir çalışmayla $4,0 \leq M_w \leq 7,5$ arasındaki depremlerin seçilmesiyle bölgede kurulacak bir deprem alarm sistemine yönelik CAV eşik değerlerinin tespitine gidilmiştir (Alcik ve diğ., 2010b). Elde edilen sonuçlar; BCAV - büyüklük ilişkisi Şekil 4.39-4.41 arasında verilmiştir. Netice de, M5+ depremi esas alınarak, W4, W8 ve W12 ile ilişkili BCAV eşik seviyelerinin sınırı şu aralıklarda; BCAV-W4 için 0,90-1,60 m/sn, BCAV-W8 için 1,50-2,50 m/sn, BCAV-W12 için ise 1,80-3,00 m/sn olabileceği saptanmıştır (Alcik ve diğ., 2010b). Bu şekilde mühendislik yapılarının cihazlandırılarak deprem alarm sistemleri kurulması ve mümkünse bir erken uyarı sistemiyle beraber kullanılması, can ve mal kayıplarına ve de afet zararlarının azaltılmasında çok önemli rol oynayacaktır.

İstanbul Deprem EU Sistemi'nin çalışma kapasitesinin artırılması dünyada kabul görmüş bazı alternatif yaklaşımların tetkikine de ihtiyaç duyulmuştur. Bu sebeple, Japonya, Güney Kaliforniya ve Tayvan'da kullanılan sistemlerden birer algoritma seçilerek, testleri yapıldı. Bu metodların; birincisi $y(t)=Bt \cdot \exp(-At)$ fonksiyonu (Odaka ve diğ., 2003), ikincisi hâkim periyot parametresi T_{max}^p (Allen ve Kanamori, 2003) ve üçüncüsü de ortalama periyot parametresi τ_c (Wu ve Kanamori, 2005a) ile yerdeğiştirme genlik parametresi P_d (Wu ve Kanamori, 2005b)'dir.

Bu çalışmalardan birincisi olan B-Delta metodu yani $y(t)=Bt \cdot \exp(-At)$ fonksiyonu, Demiryolları Teknik Araştırma Enstitüsü (RTRI) tarafından geliştirilmiştir ve Japon Demiryollarında kullanılmaktadır (Ashiya, 2004). Bu metod, bir dalga formuna $y(t)=Bt \cdot \exp(-At)$ fonksiyonunun uydurulması ile elde edilen A ve B sabitleri, depremin yakın veya uzak, küçük veya büyük olduğunu belirtmektedir (Odaka ve diğ., 2003). B parametresi P dalga formunun başlangıç kısmının eğimi, A parametresi de genliğin zamana göre değişimi ile ilişkilidir (Kamigaichi, 2004). P

dalga formunun başlangıç kısmının eğiminin dik veya yumuşak oluşu, depremin yakın veya uzak olması ile ilişkilidir (Ashiya, 2004). A değerinin pozitif (+) veya negatif (-) oluşu ise fonksiyon grafiğinin eğim aşağı veya eğim yukarı gitmesine neden olup, gelen depremin büyüklüğünün küçük veya büyük olduğunu işaret etmektedir (Odaka ve diğ., 2003). Bu konu ile ilgili olarak Marmara verilerinden faydalanılarak yapılan çalışmanın neticesi Tablo 4.4'de sunulmuştur. Yukarıda Odaka ve diğ. (2003) tarafından verilen saptamaların, Marmara verilerinden sunulan dört farklı büyüklük ve dışmerkez mesafelerindeki örnekler ile de uygunluk gösterdiği görülmüştür. Fakat bütün Marmara verileri üzerine yapılan çalışma neticesinde, istikrarlı sonuçların elde edilmediği görülmektedir. Oysa, Odaka ve diğ. (2003) tarafından verilen örnekler için büyüklükler 4,7 ve 6,7'dir ve arada kalan büyüklüklere ait çözümlü örnek veya açıklama verilmemiştir. Bu sebeple de Marmara Bölgesi'ne ait deprem verileriyle elde edilen sonuçlarda A sabiti ile ilgili olarak, bu aralıklar için bir karşılaştırma yapmak mümkün olamamıştır. Ancak, elde edilen sonuçları büyüklükleri 4,7'den küçük ve 6,7'den büyük deprem sonuçları ile karşılaştırmakta fayda vardır. Öncelikle Odaka ve diğ. (2003) tarafından sunulan saptamalar neticesine bakarsak; (1) $M \leq 4,7$ depremlerden beklenecek sonucun, A değerinin pozitif (+) çıkması ve neticede gelen dalganın küçük depreme ait olduğu, (2) $M \geq 6,7$ depremlerden beklenecek sonucun ise A değerinin negatif (-) çıkması ve gelen depremin büyük olduğudur. Bu saptamadan faydalanarak Tablo 4.4'de $M \leq 4,7$ depremlere bakıldığında A pozitif (+) veren depremlerin ortalaması yaklaşık % 68'dir. Beklenen sonuca göre kabaca % 32'lik bir hata payı sözkonusudur. Buna karşılık, $M \geq 6,7$ depremlerinde A negatif (-) değer veren 7 adet kayıt beklenen sonucu % 70 oranında doğrulamıştır. $4,7 < M < 6,7$ arasında kalan deprem kayıtlarına ait çözümlü örnek veya bir açıklama verilmemiş olmasından ötürü, Marmara verileri için bu aralıkta net bir bilgi sunmak zordur. Fakat istatistiki olarak metodun % 30 oranında hata verdiğini söylemek mümkündür. Yaklaşık % 70 oranında doğruluk payı olan bu metodu, istenildiğinde küçük depremlerin tespitinde ($M \leq 4,5$) her ne kadar EU anlamında bir manası olmasa da kullanılabilir.

$y(t) = Bt \cdot \exp(At)$ fonksiyonunu kullanarak tek istasyona ait düşey bileşen kaydının ilk 3 saniyesinden faydalanarak, gelmek üzere olan olası bir depremin büyüklüğü ve dışmerkez mesafesi hakkında tahmini bilgi sahibi olunabileceği mümkün, fakat yukarıda elde edilen sonuçlar ışığında ve B-Delta arasındaki ilişkide görülen aşırı saçılmalardan ötürü (Şekil 4.16) istikrarlı bir sonuç verilememektedir.

Hızlı büyüklük tahmini için deprem istasyonlarına ait a, b ve c sabitlerine gereksinim vardır. Bilhassa ağırlıklı olarak 1999 ana ve artçı şoklarından oluşan veri bankasında yeterli ve kaliteli istasyon verilerinin bulunamaması sebebiyle, a, b ve c sabitleri hesaplanamamıştır.

İstanbul Deprem EU Sistemi'nin çalışma kapasitesinin artırılması için yapılan alternatif yaklaşımlardan ikincisi hâkim periyot parametresi T_{\max}^p 'dir (Allen ve Kanamori, 2003; Lockman ve Allen, 2007; Olson ve Allen, 2005). 2003 yılında Allen ve Kanamori (2003) tarafından yapılan çalışmada, T_{\max}^p ile büyüklük arasında farklı deprem büyüklüklerine göre iki doğrusal ilişki sunulmuştur (Şekil 3.5). Küçük depremlere ait ($3,0 \leq M \leq 5,0$) düşey bileşen genişband hız kayıtlarının 10 Hz'lik alçak-geçişli, daha büyük ($M \geq 4,5$) depremlere ait kayıtların da 3 Hz'lik alçak-geçişli filtreyle süzgeçlenmesi neticesinde tespit edilen hâkim periyotlar ile edilen bağıntılar denklem 3.6 ve 3.7' de verilmiştir (Allen ve Kanamori, 2003).

Kaliforniya verilerine uygulanan prosedürün aynısının Marmara ivme kayıtlarına uygulanmasıyla elde edilen tahmini büyüklük standart sapma değerleri; pencere boyu iki saniyelik verilerde $\pm 1,55$ birim ve pencere boyu dört saniyelik verilerde ise $\pm 1,26$ birim çıkmıştır. Bu değerler oldukça yüksektir. Halbuki Japonya ve kuzey batı Pasifik verilerinde farklı süzgeç değerleri uygulanarak daha düzgün sonuçlar elde edilmiştir (Lockman ve Allen, 2007). Ayrıca, bölgesel tanımlanmış alçak-geçişli süzgeçlerle bir bölgede yapılacak büyüklük tahminini daha da iyileştireceği belirtilir (Lockman ve Allen, 2007). Bu sebeple yapılan çalışma neticesinde, en az standart sapmaya bakılarak Marmara Bölgesi verilerine uygun alçak-geçişli süzgeç değerleri saptanmıştır.

$3,0 \leq M \leq 5,0$ arasındaki deprem verilerine en uygun alçak-geçişli süzgecin Güney Kaliforniya'da (Allen ve Kanamori, 2003; Lockman ve Allen, 2007) kullanıldığı gibi, 10 Hz'lik olduğu belirlenmiştir. Bu değerdeki bir süzgeçle, $\Delta \leq 200$ km ve minimum 2 istasyon, $\Delta \leq 100$ km ve minimum 2 istasyon ve $\Delta \leq 100$ km ve minimum 5 istasyon kriterleri kullanıldığında, sırasıyla yaklaşık olarak $\pm 1,5$ birim, $\pm 1,6$ birim ve $\pm 1,9$ birim büyüklük hataları hesaplanmıştır (Tablo 4.5).

$4,5 \leq M \leq 7,5$ arasındaki deprem verilerine en uygun alçak-geçişli süzgecin ise 4 Hz'lik olduğu ve bu değerde alçak-geçişli bir süzgeçle tekrar süzgeçlenen verilerin periyot-

büyüklik ilişkisinde, yukarıda verildiği gibi farklı Δ mesafe ve istasyon sayısında sırasıyla yaklaşık $\pm 1,0$ birim, $\pm 1,2$ birim ve $\pm 1,2$ birim büyüklik hataları verdiği belirlenmiştir (Tablo 4.6). $3,0 \leq M \leq 5,0$ arasındaki deprem çözümlerine ait periyot-büyüklik ilişkilerindeki grafik eğimlerinin düşük açı sergilemesi, hata payını haliyle arttırarak büyüklik tayininin daha az standart sapma ile yapılmasını zorlaştırmaktadır. Bu sebeple $3,0 \leq M \leq 5,0$ için, büyüklik tahmininden güzel sonuçların alınması mümkün olmayacaktır. Buna karşılık $4,5 \leq M \leq 7,5$ arasındaki depremlerin büyüklik tespitinde standart sapma değeri $\pm 1,0$ ile $\pm 1,2$ arasında değişmektedir. Bu değerler, küçük depremlerin sonuçlarına nazaran daha az hata sergilemektedirler. 53 depremden oluşan Güney Kaliforniya verilerinin incelenmesi neticesinde, en yakın istasyon mutlak büyüklik hatası 0,7 birim, en yakın 5 adet istasyon kullanarak ortalama hata 0,45 birim, 10 adet istasyon ile de 0,35 birim olarak verilmektedir (Allen, 2004). Fakat, 10 istasyon sonrasındaki istasyon artışları, 0,30 birim büyüklik tahmin hatasını sabit bırakıp (Allen ve Kanamori, 2003) değiştirmedeği görülmektedir. Diğer bir değişle, 10 istasyondan sonra % 30 birim büyüklik tahmin hatasının sabit kaldığıdır. Japonya, Tayvan, Kaliforniya ve Alaska depremlerinin çözümü sonucunda elde edilen doğrusal ilişkinin ortalama mutlak sapma değeri 0,54 birimdir. Kullanılan depremler ise 3,0-8,3 büyüklükleri arasında olup ivme ve genişband hız kayıtlarından oluşmaktadır (Olson ve Allen, 2005). 5,7'den büyük depremler kullanılarak hesaplanan T^p değerlerinde, ölçekleme ilişkisinin temiz fakat büyüklüğü ± 1 birimlik değişim gösterdiği de belirtilir (Olson ve Allen, 2005). Güney Kaliforniya ve Japonya verileri kullanılarak alınan sonuçlarda ise ortalama mutlak büyüklik hatası, en yakın istasyon ile $\sim 0,75$ birim, en yakın 2 istasyon ile $\sim 0,6$ birim, 4 istasyon ile $\sim 0,5$ birimlik ortalama büyüklik hatası elde edilmiştir (Allen, 2007). Keza Japon verilerinde, tek istasyon büyüklik hatası $\sim 0,8$ birime çok yakındır. 8 istasyon ile bu değer $\sim 0,5$ birim civarındadır. Elde edilen değerler, Güney Kaliforniya sonuçlarına kıyasla daha yüksektir (Allen, 2007). Ayrıca, istasyonların münferit davranışları ve sahanın karakteristik özellikleri de isabetli ve hassas büyüklik tahminlerine etki eder (Lockman ve Allen, 2005). Yapılan tek istasyonda büyüklik-periyot ilişkisinin tespitine yönelik çalışmalarda, Kaliforniya'da kurulu 28 adet istasyonun tekil olarak $\sim 0,15$ ile 1,05 birim arasında mutlak büyüklik hataları verdiği görülmektedir (Lockman ve Allen, 2005). Marmara Bölgesi'ne ait bir hâkim periyot-büyüklik ölçeklendirme araştırmasında kullanılan veriler sadece ivme kayıtları olmalarına rağmen $4,5 \leq M \leq 7,5$ deprem verileri kullanılarak elde edilen büyüklik hatası da benzer şekilde yaklaşık ± 1 birim civarındadır. M7+ büyük

depremlerin eksikliği ile $6,0 \leq M \leq 7,0$ arası depremlerin olmayışı T_{\max}^P - büyüklük arasındaki ilişki katsayısının azalmasına neden olmaktadır. Ayrıca, ivmeölçerler de düşük sinyal/gürültü oranlarından ötürü küçük depremlerin ölçümünde sınırlı kalmaları ve hâkim periyot değerlerinde saçılma göstermeleri (Wurman ve diğ., 2007), T_{\max}^P -büyüklük arasındaki ilişkinin zayıflamasına ve dolayısıyla da büyüklük tahmin hatasının artmasına sebep olmaktadır. Bu yüksek değerdeki büyüklük birim hatasına rağmen T_{\max}^P metodu ilk birkaç saniye içinde gelen deprem hakkında bilgi sahibi olabilmeyi mümkün kılmaktadır. Fakat bu sistemde kullanılacak istasyon sayısını artırılması, kuvvetli yer hareketi cihazları ile beraber zayıf yer hareketi cihazlarının da kullanılması, hata payı düşük sonuçların elde edilmesini sağlayacaktır.

İstanbul Deprem EU Sistemi'nin çalışma kapasitesinin artırılması için yapılan alternatif yaklaşımlardan üçüncüsü τ_c (Wu ve Kanamori, 2005a) ve P_d (Wu ve Kanamori, 2005b) parametreleridir. Tayvan'da kaynağa yakın alanlarda EU sağlayabilmek için, farklı bir yaklaşıma ihtiyaç duyulmasıyla ortaya çıkmıştır. Kanamori (2005) tarafından sunulan τ_c parametresi, depremin ilk 3 saniyesinden faydalanarak o depremin büyüklüğünü yansıtır. P_d ise bir zaman penceresi (genel olarak 3 sn) içinde yerdeğiştirme kaydından elde edilen en büyük değerdir.

Marmara Bölgesi'ne ait τ_c ve P_d değerlerinin elde edilmesinde yine diğer çalışmalarda olduğu gibi Tablo 4.3'den faydalanılmıştır. T_{\max}^P hesaplama çalışmalarında 5,0'den küçük depremlerin iyi sonuç vermemesi üzerine, T_{\max}^P metodunun da τ_c metodu ile karşılaştırılması amacıyla bazı kriterlere önem verilmiştir. Bu kriterler; kayıtların $M_w \geq 4,5$ depremlerden temin edilmesi, her bir depreme ait en az 5 istasyon kaydı bulunması ve dışmerkez mesafesinin 100 km'den yakın olması şeklinde belirlenmiştir. Büyüklükleri 4,5-7,5 arası değişen 12 depreme ait toplam 115 düşey bileşen ivme kaydı belirlenmiştir. Kanamori (2005)'nin prosedürü ile elde edilen τ_c değerleri ile M_w arasındaki ilişki Şekil 4.28'de grafiklendirilmiştir. Marmara Bölgesi'ne ait τ_c - M_w ilişkisinden, $\pm 1,23$ ($\sim \pm 1,2$) birimlik ortalama büyüklük hatası hesaplanmıştır. Elde edilen ortalama τ_c değerleri, diğer çalışmalarda elde edilen özellikle küçük depremlere göre daha fazladır (Wu ve

Kanamori, 2005b). Tayvan ve Kaliforniya verileri ile hesaplanan τ_c eşik seviyesi 1 sn olmasına karşılık (Wu ve Kanamori, 2005a; 2008a; Wu ve diğ., 2007), Marmara verilerinin çözümünde yaklaşık 2 sn civarında çıkmıştır. Bu farklar, özellikle küçük depremler için, aynı hâkim periyot (T_{\max}^p) çözümlerinde olduğu gibi sinyal-gürültü oranından (Wu ve Kanamori, 2005a; Wu ve diğ., 2007), kullanılan cihazların türlerinden ve sayısallaştırıcı çözünürlüğünden kaynaklanabilir. Ayrıca, ivme kayıtlarının iki kez integralinin alınması da zaman zaman uzun periyotlu sapmalara ve dolayısıyla daha büyük τ_c değerlere sebep olmaktadır. Genel olarak uzun periyotlu salınımlar yüksek-geçişli süzgeç ile giderilmektedir (Wu ve Kanamori, 2008b). Shieh ve diğ. (2008) tarafından 0,075 Hz yüksek-geçişli Butterworth süzgece farklı sayıda (1'den 6'ya kadar) kutuplar uygulanarak, τ_c - M_w ilişkisi analiz edilmiştir. Benzer şekilde, Marmara verilerine uygulanan farklı kutup değerleri (4, 5 ve 6) neticesinde saptanan en düşük büyüklük hata değeri $\pm 1,2$ birimdir. Bu değer, $\Delta \leq 100$ km ve minimum 5 istasyona ait veri kullanarak hesaplanmıştır. Fakat, daha az saçılma ve daha az sapma değeri elde etmek için 4 kutup tercih edilebilir.

Ayrıca, hasar yapıcı bir depremi hızlı tanımada önemli bir parametre olan P_d (Wu ve Kanamori, 2005b; Wu ve Zhao, 2006) ile PGV arasındaki ilişki Şekil 4.36'da verilmiştir. Wu ve Kanamori (2008a) tarafından, şayet $P_d > 0,5$ cm ise, o alandaki PGV değeri zarar verici seviye olarak alınan 20 cm/sn'yi aştığı belirtilir. $M_w = 7,2$ ve $M_w = 7,5$ deprem kayıtlarına ait P_d değerleri 0,5 cm'nin üzerinde değerlere sahiptirler. Literatürde PGV ile aletsel şiddet skalası arasında ilişkilerin sunulmuş olması (Wald ve diğ., 1999; Wu ve diğ., 2003b), elde edilecek P_d değerinden hesaplanacak en büyük hız değerinin kullanılmasıyla olası şiddet hakkında bilgi verecektir. Ayrıca, τ_c ve P_d 'nin beraber kullanılması ($\tau_c * P_d$), hasar yaratacak depremlerin zarar yaratmayan depremlerden ayrılmasına bir işaret olarak ortaya çıkar (Wu ve Kanamori, 2005b). ($\tau_c * P_d$) çarpımının 1 sn*cm'den büyük olması durumunun Tayvan'daki büyük depremlerin tanımlanmasında önemli bir eşik seviyesi parametresi olduğu ve sadece Taiwan için kullanılabileceği (Wu ve Kanamori, 2005b) belirtilse de Marmara Bölgesi'ne ait 7,2 ve 7,5 büyüklüğündeki deprem verilerinden elde edilen sonuçlar 1 cm*sn eşik seviyesi ile uyumlu olduğu görülmüştür. Lâkin, 6,0 ile 7,1 büyüklükleri arasındaki veri eksikliği bu aralık için ($\tau_c * P_d$) < 1 veya ($\tau_c * P_d$) > 1 olduğunu söyleyebilmeyi mümkün kılmamaktadır.

Keza sismik cihazlandırmanın çok yoğun olmadığı bölgelerde, τ_c ile P_d parametrelerin ayrı ayrı kullanılmasının daha uygun olacağı da belirtilmektedir (Wu ve Kanamori, 2005b). Marmara Bölgesi'nde EU sistemine yönelik istasyon sayısının artırılmasının ardından ($\tau_c * P_d$) parametresinin kullanımı daha etkin rol oynayabilir.

Büyükölük ile ilişkili regresyon analizlerinde doğru büyükölük değerleri, sonuçlara olumlu yönde etki etmektedir. Marmara Bölgesi verilerine ait büyükölük bilgileri; B.Ü.K.R.D.A.E Ulusal Deprem İzleme Merkezi (UDİM) tarafından hazırlanmış olan katalogdan (Kalafat ve diğ., 2007) temin edilmiştir. Bu katalogda verilen büyükölük değerlerindeki olası hata paylarının düşürülmesi, yapılan regresyon analizi çalışmalarına yansiyacak ve dolayısıyla daha doğru sonuçlara ulaşmamızı sağlayacaktır.

Ayrıca, hem 1999 yılında olan iki büyük depremin ana ve artçı şoklarından oluşturulan veri bankasında yeterli ve kaliteli istasyon verilerinin olmaması, hem de mevcut İstanbul Deprem EU Sistemi bünyesinde çalışan istasyonların veri transferinde görülen kesiklik ve veri kayıplarının oluşması, istasyonlara ait a, b ve c katsayılarının (Grecksch ve Kumpel, 1997; Odaka ve diğ., 2003) ve ileriye dönük tek istasyon-büyükölük ilişkisinin (Lockman ve Allen, 2005) çıkarılmasını kısıtlamıştır.

İster İstanbul Deprem EU Sistemi'nde, isterse Marmara Bölgesi'nde kurulacak bir başka deprem EU sisteminde kullanılacak yerinde saptamaya yönelik EU metodlarından, net ve doğru hızlı büyükölük tahmini için mutlaka yapılması gereken bazı önemli çalışmalara ihtiyaç vardır. Bunlar;

- İstasyon sayısının artırılması ve sıklaştırılması: Bu yapılanma deprem oluş zamanının hızlı tespitinin yanında, lokasyon tayinine ve hızlı büyükölük saptamasına önemli katkı sağlayacaktır. Böylece sıklaştırılmış istasyon dağılımı yardımıyla hem acil bilgilendirme zamanı, hem de EU süresi artırılmış olacaktır.
- Aynı istasyon içinde hem ivme, hem de hız ölçerlerin kurulması: T_{max}^p ve τ_c periyot hesaplamalarında ortak olarak kullanılan düşey hız kayıtlarıdır. Ayrıca, T_{max}^p 'da ivme, τ_c 'de yerdeğiştirme verileri kullanılarak periyot hesaplamaları sağlanmaktadır (Allen ve Kanamori, 2003; Wu ve Kanamori, 2005a). Bu sebeple, işlem hızının artırılması, hız kaydından veya ivme kaydından dönüşüm sırasında oluşabilecek hataların azaltılması için, tek bir kayıttan yola çıkılarak yapılacak tüm dönüşümler yerine hem hızölçer, hem de ivmeölçer kullanmak

daha pratik ve faydalı olacaktır. Bununla beraber, her iki cihaz duruma bağı olarak ayrı ayrı da kullanılabilir. İstasyon yakınında oluşabilecek bir depremden ötürü zayıf yer hareketi cihazlarından (hızölçerler) alınan kayıtlarda kırılma-kesilme (clipper) görülebilir. Bu sebeplerden ötürü, bir EU istasyonunda hem ivmeölçerlerin, hem de kısa veya uzun periyotlu hızölçerlerin mevcudiyeti önem arz edecektir.

- Uzun süreli, deprem istasyonlarının düzgün işletilmesi ve sağlıklı verilerin elde edilmesi: Uzun ve sağlıklı sürdürülen istasyon işletimi neticesinde, istasyonların karakteristik davranışı tespit edilebilir. Sağlanacak a, b ve c sabitleri, tek istasyondan büyüklük tayini yapılmasında yardımcı olacaktır. Bunun yanında, odak mesafesi-P genliği-hâkim periyot arasındaki bölgesel sönümlenme ilişkisinin (Lockman ve Allen, 2005) çıkarılmasına da destek verecektir. Dolayısıyla da, hızlı büyüklük tahmininin yanında odak ve dışmerkez mesafesinin de hızlı bir şekilde tespiti sağlanabilecektir.

Cepheden tespit yönteminin çok etkili olamayacağı durumlarda, bu tip yöntem ile çalışan bir EU sistemini, yerinde tespit ile kuvvetlendirmek, örnek olarak Tayvan' da kurulu sistem gibi, hem daha geniş bir alanda hizmet etmesini sağlayacak, hem de daha hızlı ve doğru sonuçların alınmasına yardımcı olacaktır.

Şu an A.B.D'de ($T_{max}^P - M_w$) ve Tayvan'da ($\tau_c - M_w$) kullanılan regresyon ilişkileri, P dalgasının ilk birkaç saniyesini kullanarak, hızlı bilgi sağlamak amacıyla Marmara Bölgesi'nde oluşacak yıkıcı bir depremi saptama ve bilgilendirmede kullanılabilir. Bununla beraber, geliştirilen BCAV-W yöntemi depremin enerjisine bakması sebebiyle PGA'nın tek başına kullanıldığında yaratabileceği hatayı ortadan kaldırmaktadır. Ayrıca, deprem kaynak-istasyon mesafesine bağı olarak BCAV-W yönteminde seçilecek farklı gözlem pencereleri (W) ile gerçek zamanda, çevrimiçi ve otomasyona yönelik çalışabilecek ve de doğru alarmı üretilen bir metod sağlanmaktadır. Ancak, olumsuz yönü veya yönleri hakkında şu an birşey söylemek mümkün değildir. BCAV-W'nin olumsuz kısımlarının, gerçek zamanlı sistem uygulamalarında karşımıza çıkacağını ve/veya belirlenebileceğini düşünüyorum.

Geliştirilen yöntem/sistem en ideali değildir. Daha da iyileştirilmesi için eleştirilen/eleştirilecek işlerin yapılması lâzımdır. İyileştirmeden sonra, bu yönteme yeni düzenlemeler getirilebileceği gibi, çok değişik farklı yöntemler de geliştirilebilir.

KAYNAKLAR

Alcik, H., Fahjan, Y., Erdik, M., "Analysis of triggering algoritms for direct (engineering) early warning systems", **1st ECEES, a joint event of the 13th ECEE & 30th General Assembly of the ESC**, paper No.1198, Genova-Switzerland, 3-8 September, (2006).

Alcik, H., Ozel, O., Apaydin, N., Erdik, M., "A study on warning algorithms for Istanbul earthquake early warning system", **Geophys. Res. Lett.**, 36, L00B05, doi: 10.1029/2008GL036659, (2009).

Alcik, H., Ozel, O., Wu, Y.M., Ozel, N.M., Erdik, M., "An alternative approach for the Istanbul Earthquake Early Warning system", **Soil Dyn. and Earthq. Eng.**, doi: 10.1016/j.soildyn.2010.03.007, (BASIMDA), (2010a).

Alcik, H., Zulfikar, C., Ozel, O., Ozer, M.F., Erdik, M., "Proposed threshold levels for building and facilities earthquake alert systems in Marmara Region", **ESC-2010 meeting poster section**, European Seismological Commission, Montpellier France, 6-10 September (2010b).

Allen, R. M., "The Many Facets of Seismic Risk", Editors M. Pecce, G. Manfredi and A. Zollo, **Universita degli Studi di Napoli Federico II Napoli Italy**, 15-24, (2004).

Allen, R.M., "Probabilistic warning times for earthquake ground shaking in the San Francisco bay area", **Seism. Res. Lett.**, 77 (3), 371-376,(2006).

Allen R.M., "Earthquake Early Warning Systems", Editors P. Gasparini, G. Manfredi, J. Zschau, **Springer** , 21-4, ISBN-13 978-3-540-72240-3, (2007).

Allen R.M., 2009, *Earthquake early warning in the United States*, <http://www.elarms.org/EEWinUS.pdf>, (**Ziyaret Tarihi: 23 Şubat 2010**).

Allen, R.M., Gasparini, P., Kamigaichi, O., Böse, M., "The Status of Earthquake Early Warning around the Worls: An Introductory Overview", **Seism. Res. Lett.**, 80 (5), 682-693, doi:10.1785/gssrl.80.5.682, (2009).

Allen, R.M., Kanamori, H., "The potential for earthquake early warning in southern California", **Science**, 300, 786-789, (2003).

Ambraseys N.N., Finkel, C.F., "Long-term seismicity of Istanbul and the Marmara region", **Eng. Seism. Earthq.**, Report 91/8, Imperial College, (1991).

Ambraseys N.N., Jackson J.A., "Seismicity of the Sea of Marmara (Turkey) since 1500", **Geophys. J. Int.**, 141, F1-F6, (2000).

Ambraseys, N.N., "The seismic activity of the Marmara Sea region during the last 2000 years", **BSSA**, 92, 1-18, (2002).

Ashiya, K., "Earthquake alarm systems in Japan railways", *J. Japan Assoc. Earthquake Engineering*, 4 (3), 112–117, (2004).

Ashiya, K., Tsukada, S., Taya, S., Odaka, T., Sato, S., Ohtake, K., Nakamura, H., 2003, *Earthquake quick alarm system using nowcast earthquake information*, <http://sciencelinks.jp/j-east/article/200318/000020031803A0538555.php>, (**Ziyaret Tarihi: 10 Şubat 2008**).

Bakun, W.H., Fischer, F.G., Jensen, E.G., Van-Schaack, J., "Early warning system for aftershocks", *BSSA*, 84, 359-365, (1994).

Balassanian, S.Y., Martirosyan, A. H., Arzoumanian, V.G., "Early Warning Systems for Natural Disaster Reduction", Editors Zschau J ve Küppers A.N., *Springer*, 487-494, (2003).

Barka, A.A., "İstanbul'un depremselliğini oluşturan tektonik yapılar ve İstanbul için bir mikrobölgeleme denemesi", İstanbul ve Deprem Sempozyumu, İMO İstanbul Şubesi, 4 Mayıs, 35-36, (1991).

Barka, A.A., "Neotectonics of the Marmara region in active tectonics of Northwest Anatolia", Schindler, C., Pfister, M. (Eds.), *The Marmara Poly-project*, Hochschulverlag AG an der ETH, Zurich, 55-87, (1997).

Barka, A.A., Kadinsky-Cade, K., "Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity", *Tectonics*, 7, 663-684, (1988).

Benz, H., Buland, R., Filson, J., Frankel, A., Shedlock, K., "The Advanced National Seismic System", *Seism. Res. Lett.*, 72, 70-75, (2001).

Cabanas, L., Benito, B., Herraiz, M., "An approach to the measurement of the potential structure damage of earthquake ground motions", *Earthquake Eng. Struct. Dyn.*, 26, 79-92, (1997).

CGS, 2007, *California Geological Survey - Regional Geological Mapping Program, MAP SHEET 49, Epicenters of and Areas Damaged by M>5 California Earthquakes, 1800 - 1999*, <http://www.conservation.ca.gov/CGS/rghm/quakes/Pages/MS49.aspx>, (**Ziyaret zamanı: 25 Şubat 2010**).

Chang, C.H., Wu, Y.M., Shin, T.C., Wang, C.Y., "Relocation of the 1999 Chi-Chi Earthquake in Taiwan", *TAO*, 11(3), 581-590, (2000).

Clark, S.P.Jr., "Structure of the Earth", *Prentice-Hall Inc.*, 88, (1971).

Cooper, J.D., "Earthquake indicator", *San Francisco Bulletin*, November 3, (1868).

Cua, G., Fischer, M., Heaton, T., Wiemer, S., "Real-time Performance of the Virtual Seismologist Earthquake Early Warning Algorithm in Southern California", *Seism. Res. Lett.*, 80 (5), 740-747, doi: 10.1785/gssrl.80.5.740, (2009).

Deprem Araştırma Dairesi, 2010, *Depremle ilgili teknik bilgiler*, <http://www.deprem.gov.tr/Sarbis/Deprem/DepremNedir.aspx>, (**Ziyaret zamanı: 30 Mart 2010**).

Diagourtas, D., "Towards an EEW System for Greece", **Workshop on Earthquake Early Warning**, Beckman Institute Auditorium, California Institute of Technology, Pasadena California, 13-15 July, (2005).

Diagourtas, D., Horiuchi, S., Makropoulos, K., 2009, *Pilot Earthquake Early Warning for Athens*, http://www.saferproject.net/doc/publications_safer/IASPEI2009_NKUA_ew_present.pdf, (**Ziyaret zamanı: 04 Mart 2010**).

EPRI, "A criterion for determining exceedance of the operating basis earthquake", **Electric Power Research Institute Report prepared by Jack R. Benjamin and Associates Inc, NP-5930, Palo Alto CA**, (1988).

EPRI, "Standardization of the Cumulative Absolute Velocity", **Electric Power Research Institute Report prepared by Yankee Atomic Electric Company, TR-100082, Palo Alto CA**, (1991).

Erdik, M., Demircioglu, M., Sesetyan, K., Durukal, E., Siyahi, B., "Earthquake Hazard in Marmara Region, Turkey", **Soil Dyn. and Earthq. Eng.**, 24, 605-631, (2004).

Erdik, M., Fahjan, Y., Ozel, O., Alcik, H., Mert, A., Gul, M., "Istanbul Earthquake Rapid Response and the Early Warning System", **Bull. of Earthq. Eng.**, 1, 157-163, (2003).

Espinosa-Aranda, J.M., Cuellar, A., Garcia, A., Ibarrola G., Islas, R., Maldonada, S., Rodriguez, F. H., "Evolution of the Mexican Seismic Alert System (SASMEX)", **Seism. Res. Lett.**, 80 (5), 694-706, (2009).

Espinosa-Aranda, J.M, Jimenez, A., Contreras, O., Ibarrola, G., Ortega, R., "Mexico City Seismic Alert System", In **Proceedings of the International Symposium on Earthquake Disaster Prevention**, 1, 315-324, Mexico City, Mexico (1992).

Espinosa-Aranda, J.M., Jimenez, A., Ibarrola, G., Alcantar, F., Aguilar, A., Inostroza, M., Maldonado, S., "Mexico city seismic alert system", **Seism. Res. Lett.**, 66, 42-53, (1995).

Espinosa-Aranda, J.M., Jimenez, A., Ibarrola, G., Alcantar, F., Aguilar, A., Inostroza, M., Maldonado, S., Higareda, R., "Early Warning Systems for Natural Disaster Reduction", Editors Zschau J and Küppers A.N., **Springer**, 441-446, (2003).

Fahjan, M.Y., Alcik, H., Gul, M., Mert, A., "Earthquake Alert System for TRAKYA ELEKTRIK Facilities", **Technical Report**, Bogazici University Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, Istanbul, Turkey (2003).

Fahjan, M.Y., Alcik, H., Gul, M., Mert, A., "Earthquake Alert System for ISKULE Building" **Technical Report**, Bogazici University Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, Istanbul, Turkey, (2004).

Gee, L.S., Neuhauser, D.S., Dreger, D.S., Pasyanos, M.E., Uhrhammer, R.A., Romanowicz, B., "Real-time seismology at UC Berkeley: the rapid earthquake data integration project", **BSSA**, 86, 936-945, (1996).

Glass, C.E., "Seismic wave attenuation during the 19 September 1985 Michoacan, Mexico earthquake", **Int. J. of Mining and Geology Eng.**, 7, 9-15, (1989).

Goltz, J.D., "Introducing earthquake early warning in California: A summary of social science and public policy issues", A report to OES and the Operational Areas, **Caltech Seismological Laboratory Disaster Assistance Division**, (2002).

Grecksch, G., Kumpel H.J., "Statistical analysis of strong-motion accelerograms and its application to earthquake early-warning systems", **Geophys. J. Int.**, 129, 113-123, (1997).

Gürbüz, C., Aktar, M., Eyidoğan, H., Cisternas, A., Haessler, H., Barka, A., Ergin, M., Türkelli, N., Polat, O., Üçer, S.B., Kuleli, S., Barış, S., Kaypak, B., Bekler, T., Zor, E., Biçmen, F. ve Yörük, A., "The Seismotectonics of the Marmara Region (Turkey): Results from a Microseismic Experiment", **Tectonophysics**, 316, 1-17, (2000).

Harben, P.E., "Earthquake alert system feasibility study", **Lawrence Livermore National Laboratory**, Livermore, CA, UCRL-LR-109625, (1991).

Hauksson, E., Small, P., Hafner, K., Busby, R., Clayton, R., Goltz, J., Heaton, T., Hutton, K., Kanamori, H., Polet, J., Given, D., Jones, L.M., Wald, D., "Southern California Seismic Network: Caltech/USGS Element of Trinet 1997-2001", **Seism. Res. Lett.**, 72 (6), 690-704, (2001).

Heaton, T.H., "A model for a seismic computerized alert network", **Science**, 228, 987-990, (1985).

Hsiao, N.C., Wu, Y.M., Shin, T.C., Zhao, L., Teng T.L., "Development of earthquake early warning system in Taiwan", **Geophy. Res. Lett.**, 36, L00B02, (2009).

HSNW, 2008, *China lacks earthquake early-warning system*, Homeland Security NewsWire Publication, 15 May 2008, <http://homelandsecuritynewswire.com/china-lacks-earthquake-early-warning-system> (**Ziyaret Tarihi: 26 Şubat 2010**).

Iervolino, I., Convertito, V., Giorgio, M., Manfredi, G., Zollo, A., "Real-Time Hazard Analysis for Earthquake Early Warning", **1st ECEES, a joint event of the 13th ECEE & 30th General Assembly of the ESC**, paper No.850, Genova-Switzerland, 3-8 September, (2006).

Iglesias, A., Singh, S.K., Ordaz, M., Santoyo, M.A., Pacheco, J., "The seismic alert system for Mexico City: an evaluation of its performance and a strategy for its improvement", **BSSA**, 97 (5), 1718-1729, (2007).

İmren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbağ, E., Ecevitoğlu, B. ve Görür, N., "The North Anatolian Fault within the Sea of Marmara: a new evaluation based on multichannel seismic and multibeam data", **Earth and Planetary Science Letters**, 186 (2), 143-158, (2001).

İmren, C., Demirbağ, E., Şengör, A.M.C., "Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi içindeki devami", **İ.T.Ü Dergisi Mühendislik**, 2 (6), 47-58, (2003).

Kalafat, D., Gunes, Y., Kara, M., Deniz, P., Kekovali, K., Kuleli, H.S., Gulen, L., Yilmazer, M., Ozel, N.M., "A revised and extended earthquake catalogue for Turkey since 1900 ($M \geq 4.0$)", **Bogazici University Press**, Istanbul Turkey, (2007).

Kamigaichi, O., "JMA–Earthquake Early Warning", *Journal of Japan Association for Earthquake Engineering*, 4 (3), 134-137, (2004).

Kanamori, H., "Real-time seismology and earthquake damage mitigation", *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 195-214, (2005).

Kanamori, H., Hauksson, E., Heaton, T., "TERRScope and CUBE project", *EOS Transactions AGU*, 72 (50), 564, (1991).

Kanamori, H., Hauksson, E., Heaton, T., "Real-time seismology and earthquake hazard mitigation", *Nature*, 390, 461-464, (1997).

Ketin, İ., "San Andreas ve Kuzey Anadolu Fayları arasında bir karşılaştırma", *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19, 149-154, (1976).

Koçyiğit, A., "Marmara Bölgesini Etkileyen Depremler ve Kaynakları (Faylar)", *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, 59, 5-6, (2006).

Ktunyan, H., Gevorg, A., Arzumanyan, V., Khlgatyan, Z., 2004, *The main principles of earthquake early warning system creation around critical facilities in seismic active zone*, ProVention Consortium, <http://www.proventionconsortium.org/printpreview.php?pageid=41&winnerid=9>, (**Ziyaret Tarihi: 17 Mart 2010**).

Lee, J.R., Lee, S.H., "An experimental study on seismic damage indicator considering CAV concept", *Transactions SMIRT 16*, paper No. 1776, Washington DC, 12-17 August, (2001).

Lee, S.H., Lee, J.R., Choi, D.H., "An experimental study on seismic damage indicator considering CAV concept", *Nuclear Engineering and Design, NED-4452*, 1-7, (2006).

Le Pichon, X., Sengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., Imren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier de Lepinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R., Tok, B., "The active Main Marmara Fault", *Earth and Planetary Science Lett.*, 192, 595-616, (2001).

Liu, K.S., Shin, T.C., Tsai, Y.B., "A free-field strong motion network in Taiwan: TSMIP", *TAO (Terrestrial Atmos. Oce. Sci.)*, 10 (2), 377-396, (1999).

Lockman A.B., Allen, R.M., "Single-Station Earthquake Characterization for Early Warning", *BSSA*, 95 (6), 2029-2039, doi: 10.1785/0120040241, (2005).

Lockman A.B., Allen, R.M., "Magnitude-Period Scaling Relations for Japan and the Pacific Northwest: Implications for Earthquake Early Warning", *BSSA*, 97 (1B), 140-150, doi: 10.1785/0120040091, (2007).

McCloskey, J., Antonioli, A., Piatanesi, A., Sieh, K., Steacy, S., Nalbant, S., Cocco, M., Giunchi, C., Huang, J.D., Dunlop, P., "Tsunami threat in the Indian Ocean from a future megathrust earthquake west of Sumatra", *Earth and Planetary Science Letters*, 265, 61-81, (2008).

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N., Veis, G., "Global positioning system constrains on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus", *J. Geophys. Res.*, 105 (B3), 5695-5719, (2000).

Meade, B.J., Hager, B.H., McClusky, S.C., Reilinger, R.E., Ergintav, S., Lenk, O., Barka, A., Ozener, H., "Estimates of Seismic Potential in the Marmara Sea Region from Block Models of Secular Deformation Constrained by Global Positioning System Measurements", *BSSA*, 92 (1), 208-215, (2002).

Milliyet gazetesi, 2009, *Deprem ihtimali olan 3 kent !*, 6 Kasım, <http://www.milliyet.com.tr/default.aspx?aType=SonDakika&ArticleID=1158916>, (**Ziyaret Tarihi: 16 Aralık 2009**).

Nakamura, Y., "On the urgent earthquake detection and alarm system (UrEDAS)", *9th World Conference on Earthquake Engineering*, VII, 673-678, August 2-9 (1988).

Nakamura, Y., "UrEDAS, urgent earthquake detection and alarm system, now and future", *13th World Conference on Earthquake Engineering*, Vancouver, B.C., Canada, paper no 908, August 1-6 (2004).

Nakamura, Y., "First Actual P-Wave Alarm Systems and Examples of Disaster Prevention by Them", *14th World Conference on Earthquake Engineering*, Beijing China, 12-17 October, (2008).

Nakamura, Y., Saita, J., Araya, T., Sato, T., "The Fastest P-wave Warning System FREQL, UrEDAS and Compact UrEDAS with Actual Situations", *100th Anniversary Earthquake Conference Commemorating the 1906 San Francisco Earthquake*, The Moscon Center CA, 18-22 April (2006).

Odaka, T., Ashiya, K., Tsukada, S., Sato, S., Ohtake, K., Nozaka, D., "A new method of quickly estimating epicentral distance and magnitude from a single record", *BSSA*, 93 (1), 526-532, (2003).

Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S., Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara, H., Yamamoto, A., "Recent progress of seismic observation networks in Japan-Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net", *Earth Planets and Space*, 56 (8), xv-xxviii, (2004).

Okay, A.I., Kaşlılar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E., Kuşçu, İ., "Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study", *Tectonophysics*, 321, 189-218, (2000).

Olivieri, M., Allen, R.M., Wurman, G., "The potential for earthquake early warning in Italy using ElarmS", *BSSA*, 98 (1), 495-503, doi: 10.1785/0120070054, (2008).

Olson, E.L., Allen, R.M., "The deterministic of earthquake rupture", *Nature*, 438, 212-215, (2005).

Parsons, T., "Recalculated probability of M>7 earthquakes beneath the Sea of Marmara, Turkey", *J. Geophys. Res.*, 109, B05304, doi:10.1029/2003JB002667, (2004).

Parsons, T., Toda, S., Stein, R.S., Barka, A., Dieterich, J.H., "Heightened Odds of Large Earthquakes Near Istanbul: An Interaction-Based Probability Calculation", *Science*, 288, 661-665, (2000).

PEER, 2005, Pacific Earthquake Engineering Research Center, Strong Motion Database, <http://peer.berkeley.edu/smcat/>, (**Ziyaret Tarihi: 27 Haziran 2005**).

Protti, M., 2001, Significance of an Earthquake Early Warning System for Vulnerable Essential Facilities: The Example of a Potential Implementation in Costa Rica, ISDR Informs Latin America and the Caribbean Issue No 3, http://www.eird.org/eng/revista/No3_2001/pagina8.htm, (**Ziyaret Tarihi: 04 Mart 2010**).

Quass, R., Guevara, E., "Monitoring and Warning Systems for Natural Phenomena; The Mexican Experience", Presentation, *Third International Conference on Early Warning EWC III*, Bonn, 27-29 March (2006).

Peng, H., Wu, Z., Xu, Y., Jiang, C., "A Prototype Earthquake Early Warning System (EEW) in the Beijing Capital Region of China", Presentation, *2th International Workshop On Earthquake Early Warning*, Kyoto Japan, 21-22 April (2009).

Razinkov, O., "GeoDAS Software Manual", *GeoSIG Ltd*, version 219dn, (2009).

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., Karam, G., "GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions", *J. Geophys. Res.*, 111, B05411, doi:10.1029/2005JB004051, (2006).

Saita, J., Nakamura, Y., "Early Warning Systems for Natural Disaster Reduction", Editors Zschau J and Küppers A.N., *Springer*, 453-460, (2003).

Shieh, J.T., Wu, Y.M., Allen R.M., "A comparison of tc and tp max for magnitude estimation in earthquake early warning", *Geophys. Res. Lett.*, 35, L20301, doi:10.1029/2008GL035611, (2008).

Shieh, J.T., Wu, Y.M., Zhao, L., Chao, W.A., Wu, C.F. "An examination of TauC-Pd earthquake early warning method using a strong-motion building array", *Soil Dyn. and Earthq. Eng.*, BASIMDA, doi:10.1016/j.soildyn.2009.12.015, (2010).

Shin, T.C., Teng, T., "An overview of the 1999 Chi-Chi Taiwan earthquake", *BSSA*, 91, 895-913, (2001).

Suarez, G., Novelo, D., Mansilla E., "Performance Evaluation of the Seismic Alert System (SAS) in Mexico City: A Seismological and a Social Perspective", *Seism. Res. Lett.*, 80 (5), 707-716; doi: 10.1785/gssrl.80.5.707, (2009).

Teng, T.L., Wu, L., Shin, T.C., Tsai, Y.B., Lee, W.H.K., “One minute after: strong-motion map, effective epicenter, and effective magnitude”, **BSSA**, 87, 1209-1219, (1997).

Toksöz, M.N., Reilinger, R.E., Doll, C.G., Barka, A.A., Yalçın, N., “İzmit (Turkey) earthquake of 17 August 1999: First report”, **Seism. Res. Lett.**, 70, 669-679, (1999).

Tüysüz, O., 2010, *Türkiye Deprem Sitesi - Marmara Denizi*, <http://www.sayisalgrafik.com.tr/deprem/index.html>, (**Ziyaret Tarihi: 28 Mart 2010**).

USGS, 2000, *ShakeMaps-Instant Maps of Earthquake Shaking*, USGS Fact Sheet 103-00, <http://geopubs.wr.usgs.gov/fact-sheet/fs103-00/fs103-00.pdf>, (**Ziyaret Tarihi: 05 Ocak 2010**).

Üçer, S.B., “Marmara Bölgesi’nin deprem etkinliği ve aktif tektonikle ilişkisi”, Doktora Tezi, **İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü**, İstanbul, (1990).

Ünal, M., “konuşma”, **İstanbul’un Rehabilitasyonu**, İstanbul Valiliği İstanbul Büyükşehir Belediyesi T.M.M.O.B. İnşaat Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, Cemal Reşit Rey Konser Salonu Harbiye İstanbul, 81-86, 7 Ağustos (2002).

Wald, D.J., Quitoriano, V., Heaton, T.H., Kanamori, H., Scrivner, C.W., Worden, C.B., “Trinet-ShakeMaps: Rapid Generation of Peak Ground Motion and Intensity Maps for Earthquakes in Southern California”, **Earthquake Spectra**, 15 (3), 537-556, (1999).

Weiland, M., “Earthquake Alarm, Rapid Response and Early Warning Systems: Low Cost Systems for Seismic Risk Reduction”, **Proceedings of International Workshop on Disaster Reduction**, Reston Virginia US, August (2001).

Wenzel, F., Baur, M., Fiedrich, F., Ionescu, C., Oncescu, M.C., “Potential of earthquake early warning systems”, **Natural Hazards**, 23, 407-416, (2001).

Wenzel, F., Oncescu, M.C., Baur, M., Fiedrich, F., “An Early Warning System for Bucharest”, **Seism. Res. Lett.**, 70 (2), 161-169, (1999).

Wenzel, F., Oncescu, M.C., Baur, M., Fiedrich, F., Ionescu, C., “Early Warning Systems for Natural Disaster Reduction”, Editors Zschau J and Küppers A.N., **Springer**, 471-477, (2003).

Wessel, P., Smith, W.H.F., “Free software helps map and display data”, **EOS AGU**, 72, 445-446, (1991).

Wu, Y.M., 2007, *State of the art and progress in the earthquake EWS in Taiwan*, http://ncdr.nat.gov.tw/eew/pdf/08_State%20of%20the%20art%20and%20progress%20in%20the%20earthquake%20early%20warning%20system%20in%20Taiwan.pdf, (**Ziyaret Tarihi: 16 Aralık 2009**).

Wu, Y.M., Chung, J.K., Chen, C.C., Hsiao, N.C., Shin, T.C., Tsai, Y.B., Kuo, K.W., “Early Warning Systems for Natural Disaster Reduction”, Editors Zschau, J. and Küppers A.N., **Springer**, 461-464, (2003a).

- Wu, Y.M., Chung, J.K., Shin, T.C., Hsiao, N.C., Tsai, Y.B., Lee W.H.K., Teng, T.L., "Development of an integrated earthquake early warning system in Taiwan-case for the Hualien area earthquakes", *TAO (Terrestrial Atmos. Oce. Sci.)*, 10 (4), 719-736, (1999).
- Wu, Y.M., Hsiao, N.C., Teng, T.L., Shin, T.C., "Near Real-Time Seismic Damage Assessment of the Rapid Reporting System", *TAO (Terrestrial Atmos. Oce. Sci.)*, 13 (3), 313-324, (2002).
- Wu, Y.M., Kanamori, H., "Experiment on an onsite early warning method for the Taiwan early warning system", *BSSA*, 95 (1), 347-353, (2005a).
- Wu, Y.M., Kanamori, H., "Rapid assessment of damage potential of earthquakes in Taiwan from the beginning of P waves", *BSSA*, 95 (3), 1181-1185, (2005b).
- Wu, Y.M., Kanamori, H., "Development of an earthquake early warning system using real-time strong motion signals", *Sensors*, 8, 1-9, (2008a).
- Wu, Y.M., Kanamori, H., "Exploring the feasibility of on-site earthquake early warning using close-in records of the 2007 Noto Hanto earthquake", *Earth Planets Space*, 60, 155-160, (2008b).
- Wu, Y.M., Kanamori, H., Allen, R.M., Hauksson, E., "Determination of earthquake early warning parameters, τ_c and P_d , for southern California", *Geophys. J. Int.*, 170 (2), 711-717, (2007).
- Wu, Y.M., Shin, T.C., Chang, C.H., "Near real-time mapping of peak ground acceleration and peak ground velocity following a strong earthquake", *BSSA*, 91 (5), 1218-1228, (2001).
- Wu, Y.M., Teng, T.L., "A virtual subnetwork approach to earthquake early warning", *BSSA*, 92 (5), 2008-2018, (2002).
- Wu, Y.M., Teng, T.L., Hsiao, N.C., Shin, T.C., Lee, W.H.K., Tsai, Y.B., 2004, *Progress on earthquake rapid reporting and early warning systems in Taiwan*, http://seismology.gi.ntu.edu.tw/papers/017_2004_Wu_et_al_IUGGBOOK_EWS.pdf, **(Ziyaret Tarihi: 16 Aralık 2009)**.
- Wu, Y.M., Teng, T.L., Shin, T.C., Hsiao, N.C., "Relationship between peak ground acceleration, peak ground velocity, and intensity in Taiwan", *BSSA*, 93, 386-396, (2003b).
- Wu, Y.M., Yen, H.Y., Zhao, L., Huang, B.S., Liang, W.T., "Magnitude determination using initial P waves: a single-station approach", *Geophys. Res. Lett.*, 33, L05306, (2006).
- Wu, Y.M., Zhao, L., "Magnitude estimation using the first three seconds P-wave amplitude in earthquake early warning", *Geophys. Res. Lett.*, 33, L16312, (2006).
- Wurman, G., Allen, R.M., Lombard, P., "Toward earthquake early warning in northern California", *J. Geophys. Res.*, 112, B08311, (2007).

Yamazaki, F., Kimiro, M., Noda, S., "Developments of early earthquake damage assessment systems in Japan", **International Conference on Structural Safety and Reliability**, Shiraishi, Shinozuka and Wen (eds.), Balkema, Rotterdam, (1998).

Zeng, Y., Anderson, J.G., "A Composite Source Model of the 1994 Northridge Earthquake Using Genetic Algorithms", **BSSA**, 86 (1B), 71-83, (1996).

Zhao, D., Kanamori, H., Negishi, H., Wiens, D., "Tomography of the Source Area of the 1995 Kobe Earthquake: Evidence for Fluids at the Hypocenter?", **Science**, 274, 1891-1894, (1996).

Zollo, A., Iannaccone, G., Lancieri, M., Cantore, L., Convertito, V., Emolo, A., Festa, G., Gallo, F., Vassallo, M., Martino, C., Satriano, C., Gasparini, P., "Earthquake early warning system in southern Italy: Methodologies and performance evaluation", **Geophys. Res. Lett.**, 36, L00B07, (2009).

Zulfikar, C., Alcik, H., Mert, A., Tahtasizoglu, B., Kafadar, N., Korkmaz, A., Ozel, O., Erdik, M., "The accelerometric networks in Istanbul", **EGU General Assembly 2010**, abstract p.10370, Vienna, Austria, 2-7 May (2010a).

Zulfikar, C., Alcik, H., Ozel, O., Erdik, M., "Istanbul Earthquake Rapid Response System: Its Logic and Status", **ESC-2010 meeting**, presentation, European Seismological Commission, Montpellier France, 6-10 September (2010b).

EKLER

EK-A

B-Delta yöntemine ait MATLAB fonksiyon rutinleri.

EK-B

Tau-P-max yöntemine ait MATLAB fonksiyon rutinleri.

EK-C

Tau-C ve P_d yöntemine ait MATLAB fonksiyon rutini.

EK-A, EK-B ve EK-C'de bulunan yazılımlar, arka kapakta yer alan CD'de verilmiştir.

ÖZGEÇMİŞ

1965 yılında İstanbul'da doğdu. İlkokulu, İstanbul Şişli Terakki Lisesi'nde, Orta ve Lise öğrenimini, İstanbul Özel Fransız Saint-Michel Lisesi'nde tamamladı. 1984 yılında girdiği İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden 1989 yılında Jeofizik Mühendisi olarak mezun oldu. 1990-1994 yılları arasında, Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Jeofizik Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans öğrenimini tamamladı. 1991 yılından itibaren (1997-2001 yılları arasında özel sektör) ilk yıllarda Araştırma Görevlisi, daha sonraki yıllarda Mühendis ünvanıyla devlet memuru olarak çalışmakta olup evli ve bir çocuk babasıdır.