



**T.C.
AKSARAY ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

İNŞAAT MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**MUĞLA İLİ'NİN OLASILIKSAL DEPREM TEHLİKE ANALİZİ
VE TEK BOYUTLU DİNAMİK ANALİZ İLE YEREL ZEMİN
DAVRANIŞININ İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Mehmet Uğur YILMAZOĞLU

DANIŞMAN

Yrd. Doç. Dr. Gökçe Çiçek İNCE

AKSARAY, 2015



**T.C.
AKSARAY ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

İNŞAAT MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**MUĞLA İLİ'NİN OLASILIKSAL DEPREM TEHLİKE ANALİZİ
VE TEK BOYUTLU DİNAMİK ANALİZ İLE YEREL ZEMİN
DAVRANIŞININ İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Mehmet Uğur YILMAZOĞLU

DANIŞMAN

Yrd. Doç. Dr. Gökçe Çiçek İNCE

AKSARAY, 2015

AKSARAY ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ONAY BELGESİ

Aksaray Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 122303409 numaralı Tezli Yüksek Lisans öğrencisi “Mehmet Uğur YILMAZOĞLU” ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı “MUĞLA İLİ’NİN OLASILIKSAL DEPREM TEHLİKE ANALİZİ VE TEK BOYUTLU ANALİZ İLE DİNAMİK YEREL ZEMİN DAVRANIŞININ İNCELENMESİ” başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı : Yrd. Doç. Dr. Gökçe Çiçek İNCE

Muğla Sıtkı Koçman Üni.

Jüri Üyeleri: Doç. Dr. Niyazi Uğur TERZİ

Aksaray Üniversitesi

Jüri Üyeleri: Doç. Dr. Ahmet Alper ÖNER

Erciyes Üniversitesi

Teslim Tarihi:

Savunma Tarihi : 15.06.2015

DOĞRULUK BEYANI

Yüksek lisans tezi olarak sunduğum bu çalışmayı, bilimsel etik, ahlak ve geleneklere aykırı düşecek bir yol ve yardıma başvurmaksızın yazdığımı, yararlandığım eserlerin kaynakçada gösterilenlerden oluştuğunu ve bu eserleri her kullanışımında alıntı yaparak yararlandığımı belirtir; bunu şerefimle doğrularım.

Enstitü tarafından belli bir zamana bağlı olmaksızın, tezimle ilgili yaptığım bu beyana aykırı bir durumun saptanması durumunda, ortaya çıkacak tüm ahlaki ve hukuki sonuçlara katlanacağımı bildiririm.

Mehmet Uğur YILMAZOĞLU

İmza

ÖNSÖZ

Ülkemiz Afrika ve Avrasya levhaları arasında sıkışmaya maruz kaldığından büyüklü küçüklü birçok deprem meydana gelmiştir ve gelmektedir. Meydana gelmiş depremler büyük hasarlara ve can kayıplarına sebep olmuştur. Maalesef ülkemizdeki deprem gerçeği 1939 Erzincan Depremi'nden sonra gündeme gelmiş ve gerekli adımlar atılmaya başlanmıştır. Ülkemizde dokuz adet deprem yönetmeliği yürürlüğe girmiş ancak bu yönetmeliklerin hepsi yürürlükte olduğu dönemde meydana gelen depremlerden sonra yetersiz kaldığı anlaşılmış ve geliştirilmeye çalışılmıştır. 1999 Marmara Depremi'nden sonra bu konuda yapılan çalışmalar artırılmış ve son olarak 2007 yılında “Deprem Bölgelerinde Yapılacak Binalar Hakkında Yönetmelik” yürürlüğe girmiştir. Yönetmeliklerde geliştirilmeler yapılmış ancak deprem hesabında kullanılan Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası Bayındırlık ve İskan Bakanlığı tarafından 1996 yılında oluşturulmuştur. Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası ülkemiz sınırları içerisindeki deprem tehlikelerini dikkate alarak hazırlanmış olmasına rağmen kaba ölçekli (1/1.800.000) ve zemin koşullarının etkisi dikkate alınmadan oluşturulmuş sismik bölgeleme haritasıdır. Oysaki yerel zemin koşullarının deprem karakteristiklerini değiştirdiği ve birçok hasara neden olduğu yapılan araştırmalar ile ortaya konulmuştur. Bu konuda ülke çapında daha kapsamlı çalışma yapılarak olası can kayıplarının önüne geçilebilir.

TEŞEKKÜR

Yüksek lisans öğrenimim sırasında ve tez çalışmalarım boyunca gösterdiği destek ve yardımlarından dolayı danışman hocam Yrd. Doç. Dr. Gökçe Çiçek İNCE'ye en içten dileklerimle teşekkür ederim.

Tez çalışmalarım süresince tüm desteklerini esirgemeyen ve beni her zaman destekleyen çok değerli aileme ve büyük destekçim Alişan AYDIN'a teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖNSÖZ.....	i
TEŞEKKÜR.....	ii
İÇİNDEKİLER.....	iii
ÖZET.....	v
ABSTRACT	vi
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	viii
ÇİZELGELER DİZİNİ	xvi
SİMGELER DİZİNİ.....	xvii
KISATMALAR DİZİNİ	xxiv
1.GİRİŞ	1
1.1 Literatür Özeti.....	3
2. İNCELEME ALANININ TANITILMASI.....	11
2.1 Bölgenin Genel Jeolojisi.....	11
2.2 Bölgenin Sismotektonik Yapısı	11
2.2.1 Muğla ve Çevresi'ndeki Etkin Faylar.....	13
2.3 Muğla Bölgesinin Depremselliği	16
3.SİSMİK TEHLİKE ANALİZLERİ	19
3.2 Deterministik Deprem Tehlikesi Analizi.....	19
3.3 Olasılıksal Deprem Tehlike Analizi	20
3.3.1 Deprem kataloğunun oluşturulması ve deprem kaynaklarının belirlenmesi	22
3.3.2 Yenilenme (tekrarlama) ilişkileri	23
3.3.3 Yer hareketi tahmin modellemesi (azalım ilişkileri)	29
3.3.4 Deprem tehlikesinin modellenmesi	30
4. ZEMİN DİNAMİK DAVRANIŞ ANALİZLERİ.....	35
4.1 Tek Boyutlu Zemin Davranış Analizi	34
4.1.1 Doğrusal yaklaşım	34
4.1.2 Doğrusal olmayan yaklaşım.....	35
4.1.3 Bir boyutlu modellemelerde zemin büyütmesine etki eden parametreler	35
4.2 İki Boyutlu Zemin Davranış Analizi	37
4.2.1 İki boyutta eşdeğer doğrusal yaklaşım	38

5. MUĞLA İLİ’NİN OLASILIKSAL DEPREM TEHLİKE ANALİZİ.....	43
5.1 Muğla İli’nin Deprem Kaynak Bölgelerinin Oluşturulması	43
5.2 Deprem Kaynak Bölgelerinin Yineleme (Tekerrür) İlişkilerinin Hesaplanması	42
5.3 Analizde Kullanılan Yer Hareketi Tahmin (Azalım İlişkisi) Modelleri	47
5.4 Muğla İli’nin Olasılıksal Deprem Tehlikesinin Modellenmesi	58
6. MUĞLA İLİ FETHİYE İLÇESİ MESUDİYE BÖLGESİNİN ZEMİN DAVRANIŞININ BİR BOYUTLU EŞDEĞER LİNEER ANALİZ YÖNTEMİ İLE İNCELENMESİ	83
6.1 Analizde Kullanılan Deprem Özellikleri.....	82
6.2 Analiz için Oluşturulan Zemin Profilleri.....	82
6.3 EERA Programı Hesap Adımları.....	86
6.4 Elde Edilen Analiz Sonuçları.....	92
6.4.1 Derinlik-ivme değişim grafikleri.....	92
6.4.2 Anakaya ve yüzey ivme-zaman değişim grafikleri	103
6.4.3 Yüzey ivmesinin topografya ile değişiminin incelenmesi	171
7. SONUÇLAR.....	176
8. ÖNERİLER.....	177
9. KAYNAKLAR	18079
ÖZGEÇMİŞ	1877

ÖZET

MUĞLA İLİ'NİN OLASILIKSAL DEPREM TEHLİKE ANALİZİ VE TEK BOYUTLU DİNAMİK ANALİZ İLE YEREL ZEMİN DAVRANIŞININ İNCELENMESİ

Bütün yapıların tasarımında depremler sonucunda zeminde meydana gelebilecek dinamik etkiler tam ve doğru olarak dikkate alınmalıdır. Bunun için meydana gelmesi muhtemel deprem büyüklüğü tahmin edilmeli ve zemin özelliklerine göre yüzeyde oluşturacağı etkiler hesaplanmalıdır. Bu tez çalışmasında bölge olarak seçilen Muğla İli için deprem tehlikesi olasılıksal yaklaşımla SEISRISK III (Bender ve Perkins, 1987) paket programı kullanılarak hesaplanmıştır. Hesaplamalar sonucu inceleme alanında elde edilen en büyük yer hareketinin bulunduğu bölge için zemin profilleri oluşturularak EERA (Bardet vd., 2000) programı ile tek boyutlu dinamik zemin analizi yapılmıştır. Sonuçlar yorumlanarak öneriler kısmında tavsiyeler açıklanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Muğla, Deprem tehlike analizleri, Olasılıksal deprem tehlike analizi, Tek boyutlu dinamik zemin davranış analizi.

ABSTRACT

**PROBABILISTIC SEISMIC HAZARD FOR MUĞLA PROVINCE AND
INVESTIGATION OF ONE-DIMENSIONAL DYNAMIC ANALYSIS OF
LOCAL SOIL BEHAVIOR**

In design of the whole structures, the dynamic ground effects that would occur as a result of earthquakes should be considered exactly and accurately. Because of this reason, magnitude of a potential earthquake should be estimated and the effects on surface according to the ground feature should be calculated. Earthquake hazard of Muğla Province was computed by using SEISRISK III (Bender and Perkins, 1987) with probabilistic approach in this thesis. In consequence of the calculations, one-dimensional dynamic soil analysis was performed for the region where the largest ground motions were happened by using EERA (Bardet et al., 2000) via created soil profiles. The suggestions were explained by interpreting the results in recommendations section.

Keywords: Mugla, Earthquake hazard analysis, Probabilistic seismic hazard analysis, One-dimensional dynamic soil behavior analysis.

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1: Ege ve Çevresi'nin yer değiştirme mekanizması.	12
Şekil 2.2: Türkiye'de meydana gelen yer hareketi ve yönleri.	13
Şekil 2.3: Doğu Akdeniz Bölgesi'nin etkin tektonik haritası.	14
Şekil 2.4: Muğla ve Çevresi'ndeki aktif fay zonları (MTA, 2013).	14
Şekil 2.5: Muğla İli ve Çevresi aletsel dönem depremselliği (1900-2014).	17
Şekil 3.1: Deterministik sismik tehlike analizinin dört aşaması.	20
Şekil 3.2: Olasılıksal sismik tehlike analizinin dört aşaması.	22
Şekil 3.3: a ve b parametrelerinin anlamlarını gösteren Gutenberg-Richter tekraralama yasası.	25
Şekil 4.1: Yer yüzeyine yakın oluşan kırılmanın düşey dalga yayılma süreci.	34
Şekil 4.2: Bir boyutlu zemin modelinde: (a) S-dalga yansımalarının gösterimi (b) düşey yayılan SH dalgası için rezonans durumu.	37
Şekil 4.3: İki boyutlu zemin davranış analizleri ile çözülen yaygın problemlere örnekler: (a) konsol istinat duvarı; (b) toprak baraj; (c) tünel.	38
Şekil 4.4: İki boyutlu zemin davranış analizine pratik bir örnek: (a) uzun bir barajın ortasında düzlemsel birim deformasyon şartları sağlanabilir ve bu durum (b) barajın orta kısmının iki boyutlu olarak modellenmesine imkan verir.	39
Şekil 5.2: Muğla İli ve Çevresi'nin deprem kaynak bölgelendirilmesi.	42
Şekil 5.3: Kaynak 1 yenileme ilişkisi.	43
Şekil 5.4: Kaynak 2 yenileme ilişkisi.	44
Şekil 5.5: Kaynak 3 yenileme ilişkisi.	44
Şekil 5.6: Kaynak 4 yenileme ilişkisi.	45
Şekil 5.7: Kaynak 5 yenileme ilişkisi.	45
Şekil 5.8: Kaynak 6 yenileme ilişkisi.	46
Şekil 5.9: Kaynak 7 yenileme ilişkisi.	46
Şekil 5.10: Boore vd. (1997) için uzaklık-pik yer ivmesi değişim grafiği.	47
Şekil 5.11: Campbell vd. (1997) için uzaklık-pik yer ivmesi değişimi.	48
Şekil 5.12: Sadigh vd. (1997) için uzaklık-pik yer ivmesi değişimi.	48
Şekil 5.13: Özbey vd. (2003) için uzaklık-pik yer ivmesi değişimi.	49
Şekil 5.14: Kalkan ve Gülkan (2004) için uzaklık-pik yer ivmesi değişimi.	49
Şekil 5.15: Çeken vd. (2008) için uzaklık-pik yer ivmesi değişimi.	50
Şekil 5.16: Campbell vd. (2008) için uzaklık-pik yer ivmesi değişimi.	50
Şekil 5.17: Boore vd. (1997) için uzaklık-spektral ivme değişimi (T=0.2 sn).	51
Şekil 5.18: Boore vd. (1997) için uzaklık-spektral ivme değişimi (T=1.0 sn).	51
Şekil 5.19: Campbell vd. (1997) için uzaklık-spektral ivme değişimi (T=0.2 sn).	52
Şekil 5.20: Campbell vd. (1997) için uzaklık-spektral ivme değişimi (T=1.0 sn).	52
Şekil 5.21: Sadigh vd. (1997) için uzaklık-spektral ivme değişimi (T=0.2 sn).	53
Şekil 5.22: Sadigh vd. (1997) için uzaklık-spektral ivme değişimi (T=1.0 sn).	53
Şekil 5.23: Özbey vd. (2003) için uzaklık-spektral ivme değişimi (T=0.2 sn).	54
Şekil 5.24: Özbey vd. (2003) için uzaklık-spektral ivme değişimi (T=1.0 sn).	54
Şekil 5.25: Kalkan ve Gülkan (2004) için uzaklık-spektral ivme değişimi (T=0.2 sn).	55
Şekil 5.26: Kalkan ve Gülkan (2004) için uzaklık-spektral ivme değişimi (T=1.0 sn).	55
Şekil 5.27: Çeken vd. (2008) için uzaklık-spektral ivme değişimi (T=0.2 sn).	56
Şekil 5.28: Çeken vd. (2008) için uzaklık-spektral ivme değişimi (T=1.0 sn).	56
Şekil 5.29: Campbell vd. (2008) için uzaklık-spektral ivme değişimi (T=0.2 sn).	57

Şekil 5.30: Campbell vd. (2008) için uzaklık-spektral ivme değişimi ($T=1.0$ sn)....	57
Şekil 5.31: Boore vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.	59
Şekil 5.32: Campbell vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.	60
Şekil 5.33: Campbell vd.(2008) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.	60
Şekil 5.34: Çeken vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.	61
Şekil 5.35: Kalkan ve Gülkan (2004) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.	61
Şekil 5.36: Özbey vd.(2003) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.	62
Şekil 5.37: Sadıgh vd.(1997) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.	62
Şekil 5.38: Boore vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.	63
Şekil 5.39: Campbell vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.	63
Şekil 5.40: Campbell vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.	64
Şekil 5.41: Çeken vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.	64
Şekil 5.42: Kalkan ve Gülkan (2004) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.	65
Şekil 5.43: Özbey vd. (2003) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.	65
Şekil 5.44: Sadıgh vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.	66
Şekil 5.45: Boore vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=0.2$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	66
Şekil 5.46: Campbell vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=0.2$ sn periyotlu spektral ivme haritası.....	67
Şekil 5.47: Campbell vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=0.2$ sn periyotlu spektral ivme haritası.....	67
Şekil 5.48: Çeken vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=0.2$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	68
Şekil 5.49: Kalkan ve Gülkan (2004) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=0.2$ sn periyotlu spektral ivme haritası.....	68
Şekil 5.50: Özbey vd. (2003) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=0.2$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	69
Şekil 5.51: Sadıgh vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=0.2$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	69
Şekil 5.52: Boore vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=0.2$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	70
Şekil 5.54: Campbell vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=0.2$ sn periyotlu spektral ivme haritası.....	71
Şekil 5.55: Çeken vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=0.2$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	71

Şekil 5.56: Kalkan ve Gülkan (2004) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=0.2$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	72
Şekil 5.57: Özbey vd. (2003) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=0.2$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	72
Şekil 5.58: Sadıgh vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=0.2$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	73
Şekil 5.59: Boore vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=1.0$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	73
Şekil 5.60: Campbell vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=1.0$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	74
Şekil 5.62: Çeken vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=1.0$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	75
Şekil 5.63: Kalkan ve Gülkan (2004) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=1.0$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	75
Şekil 5.64: Özbey vd. (2003) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=1.0$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	76
Şekil 5.65: Sadıgh vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=1.0$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	76
Şekil 5.66: Boore vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=1.0$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	77
Şekil 5.67: Campbell vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=1.0$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	77
Şekil 5.68: Campbell vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=1.0$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	78
Şekil 5.69: Çeken vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=1.0$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	78
Şekil 5.70: Kalkan ve Gülkan (2004) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=1.0$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	79
Şekil 5.71: Özbey vd. (2003) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=1.0$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	79
Şekil 5.72: Sadıgh vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=1.0$ sn periyotlu spektral ivme haritası.	80
Şekil 6.1: Bir boyutlu eşdeğer lineer zemin analizinde kullanılan sondajların konumları.	44
Şekil 6.2: Sk-2 ve Sk-3 ideal zemin profilleri.	83
Şekil 6.3: Sk-6 ve Sk-9 ideal zemin profilleri.	84
Şekil 6.4: Sk-10 ve Sk-12 ideal zemin profilleri.	84
Şekil 6.5: Sk-15 ve Sk-18 ideal zemin profilleri.	85
Şekil 6.6: Sk-19 ve Sk-22 ideal zemin profilleri.	85
Şekil 6.7: Sk-2 hücresi için deprem kaydının tanımlanması.	87
Şekil 6.8: Sk-2 hücresinin EERA programında tanımlanmış zemin profili.	88
Şekil 6.9: Sk-2 hücresi için EERA programında hazırlanmış malzeme tanımlanması.	88
Şekil 6.10: Sk-2 hücresi için EERA (Bardet vd., 2000) programında yapılan iterasyon.	89
Şekil 6.11: Sk-2 hücresi için dinamik analiz sonucu elde edilen yüzey ivme kaydı.	90
Şekil 6.12: Sk-2 hücresi için dinamik analiz sonucu elde edilen gerilme- şekil değiştirme grafikleri.	90
Şekil 6.13: Sk-2 hücresi için dinamik analiz sonucu elde edilen büyütme oranı.	91

Şekil 6.14: Sk-2 hücresi için dinamik analiz sonucu elde edilen Fourier dönüşüm spektrumu.	91
Şekil 6.15: Sk-2 hücresi için dinamik analiz sonucu elde edilen spektral ivme, hız ve yer değiştirmeler.	92
Şekil 6.16: Sk-2 için derinlik-ivme sonuçları.	93
Şekil 6.17: Sk-3 için derinlik-ivme sonuçları.	94
Şekil 6.18: Sk-6 için derinlik-ivme sonuçları.	95
Şekil 6.19: Sk-9 için derinlik-ivme sonuçları.	96
Şekil 6.20: Sk-10 için derinlik-ivme sonuçları.	97
Şekil 6.2: Sk-12 için derinlik-ivme sonuçları.	98
Şekil 6.22: Sk-15 için derinlik-ivme sonuçları.	99
Şekil 6.23: Sk-18 için derinlik-ivme sonuçları.	100
Şekil 6.24: Sk-19 için derinlik-ivme sonuçları.	101
Şekil 6.25: Sk-22 için derinlik-ivme sonuçları.	102
Şekil 6.26: Chi Chi Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	104
Şekil 6.27: Chi Chi Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	104
Şekil 6.28: Chi Chi Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	105
Şekil 6.29: Chi Chi Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	105
Şekil 6.30: Chi Chi Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	106
Şekil 6.31: Chi Chi Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	106
Şekil 6.32: Chi Chi Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	107
Şekil 6.33: Chi Chi Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	107
Şekil 6.34: Chi Chi Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	108
Şekil 6.35: Chi Chi Depremi kullanılarak Sk-22 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	108
Şekil 6.36: Coyote Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	109
Şekil 6.37: Coyote Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	109
Şekil 6.38: Coyote Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	110
Şekil 6.39: Coyote Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	110
Şekil 6.40: Coyote Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	111
Şekil 6.41: Coyote Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	111
Şekil 6.42: Coyote Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	112
Şekil 6.43: Coyote Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	112

Şekil 6.44: Coyote Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	113
Şekil 6.45: Coyote Depremi kullanılarak Sk-22 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	113
Şekil 6.46: Imperial Valley Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	114
Şekil 6.47: Imperial Valley Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	114
Şekil 6.48: Imperial Valley Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	115
Şekil 6.49: Imperial Valley Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	115
Şekil 6.50: Imperial Valley Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	116
Şekil 6.51: Imperial Valley Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	116
Şekil 6.52: Imperial Valley Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	117
Şekil 6.53: Imperial Valley Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	117
Şekil 6.54: Imperial Valley Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	118
Şekil 6.55: Imperial Valley Depremi kullanılarak Sk-22 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	118
Şekil 6.56: Kobe Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	119
Şekil 6.57: Kobe Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	119
Şekil 6.58: Kobe Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	120
Şekil 6.59: Kobe Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	120
Şekil 6.60: Kobe Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	121
Şekil 6.61: Kobe Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	121
Şekil 6.62: Kobe Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	122
Şekil 6.63: Kobe Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	122
Şekil 6.64: Kobe Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	123
Şekil 6.65: Kobe Depremi kullanılarak Sk-22 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	123
Şekil 6.66: Kocaeli Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	124
Şekil 6.67: Kocaeli Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	124
Şekil 6.68: Kocaeli Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	125

Şekil 6.69: Kocaeli Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	125
Şekil 6.70: Kocaeli Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	126
Şekil 6.71: Kocaeli Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	126
Şekil 6.72: Kocaeli Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	127
Şekil 6.73: Kocaeli Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	127
Şekil 6.74: Kocaeli Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	128
Şekil 6.75: Kocaeli Depremi kullanılarak Sk-22 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	128
Şekil 6.76: Loma Gilroy-1 Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	129
Şekil 6.77: Loma Gilroy-1 Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	129
Şekil 6.78: Loma Gilroy-1 Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	130
Şekil 6.79: Loma Gilroy-1 Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	130
Şekil 6.80: Loma Gilroy-1 Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	131
Şekil 6.81: Loma Gilroy-1 Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	131
Şekil 6.82: Loma Gilroy-1 Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	132
Şekil 6.83: Loma Gilroy-1 Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	132
Şekil 6.84: Loma Gilroy-1 Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	133
Şekil 6.85: Loma Gilroy-1 Depremi kullanılarak Sk-22 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	133
Şekil 6.86: Loma Gilrol-2 Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	134
Şekil 6.87: Loma Gilrol-2 Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	134
Şekil 6.88: Loma Gilrol-2 Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	135
Şekil 6.89: Loma Gilroy-2 Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	135
Şekil 6.90: Loma Gilroy-2 Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	136
Şekil 6.91: Loma Gilroy-2 Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	136
Şekil 6.92: Loma Gilroy-2 Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	137
Şekil 6.93: Loma Gilroy-2 Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	137

Şekil 6.94: Loma Gilroy-2 Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	138
Şekil 6.95: Loma Gilroy-2 Depremi kullanılarak Sk-22 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	138
Şekil 6.96: Mammoth Lake Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	139
Şekil 6.97: Mammoth Lake Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	139
Şekil 6.98: Mammoth Lake Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	140
Şekil 6.99: Mammoth Lake Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	140
Şekil 6.100: Mammoth Lake Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	141
Şekil 6.101: Mammoth Lake Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	141
Şekil 6.102: Mammoth Lake Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	142
Şekil 6.103: Mammoth Lake Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	142
Şekil 6.104: Mammoth Lake Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	143
Şekil 6.105: Mammoth Lake Depremi kullanılarak Sk-22 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	143
Şekil 6.106: Nahanni Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	144
Şekil 6.107: Nahanni Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	144
Şekil 6.108: Nahanni Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	145
Şekil 6.109: Nahanni Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	145
Şekil 6.110: Nahanni Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	146
Şekil 6.111: Nahanni Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	146
Şekil 6.112: Nahanni Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	147
Şekil 6.113: Nahanni Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	147
Şekil 6.114: Nahanni Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	148
Şekil 6.115: Nahanni Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	148
Şekil 6.116: Northridge-1 Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	149
Şekil 6.117: Northridge-1 Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	149
Şekil 6.118: Northridge-1 Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	150

Şekil 6.119: Northridge-1 Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	150
Şekil 6.120: Northridge-1 Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	151
Şekil 6.121: Northridge-1 Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	151
Şekil 6.122: Northridge-1 Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	152
Şekil 6.123: Northridge-1 Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	152
Şekil 6.124: Northridge-1 Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	153
Şekil 6.125: Northridge-1 Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	153
Şekil 6.126: Northridge-2 Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	154
Şekil 6.127: Northridge-2 Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	154
Şekil 6.128: Northridge-2 Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	155
Şekil 6.129: Northridge-2 Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	155
Şekil 6.130: Northridge-2 Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	156
Şekil 6.131: Northridge-2 Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	156
Şekil 6.132: Northridge-2 Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	157
Şekil 6.133: Northridge-2 Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	157
Şekil 6.134: Northridge-2 Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	158
Şekil 6.135: Northridge-2 Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.....	158
Şekil 6.136: Parkfield Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	159
Şekil 6.137: Parkfield Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	159
Şekil 6.138: Parkfield Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	160
Şekil 6.139: Parkfield Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	160
Şekil 6.140: Parkfield Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	161
Şekil 6.141: Parkfield Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	161
Şekil 6.142: Parkfield Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	162
Şekil 6.143: Parkfield Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	162

Şekil 6.144: Parkfield Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	163
Şekil 6.145: Parkfield Depremi kullanılarak Sk-22 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	163
Şekil 6.146: Whittir Narrows Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	164
Şekil 6.147: Whittir Narrows Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	164
Şekil 6.148: Whittir Narrows Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	165
Şekil 6.149: Whittir Narrows Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	165
Şekil 6.150: Whittir Narrows Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	166
Şekil 6.151: Whittir Narrows Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	166
Şekil 6.152: Whittir Narrows Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	167
Şekil 6.153: Whittir Narrows Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	167
Şekil 6.154: Whittir Narrows Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	168
Şekil 6.155: Whittir Narrows Depremi kullanılarak Sk-22 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.	168
Şekil 6.156: İnceleme alanındaki kesitlerin haritada konumları.	172
Şekil 6.157: İnceleme alanına ait düşey zemin kesitleri.	172
Şekil 6.158: Kesit 1 için yüzey ivmesi topografya değişimi.	173
Şekil 6.159: Kesit 2 için yüzey ivmesi topografya değişimi.	174

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1: Muğla'daki tarihsel depremler	17
Çizelge 3.2: Zaman-uzaklık pencereleri.	29
Çizelge 5.1: Muğla ve Çevresi'nde oluşturulan deprem kaynak bölgelerinin fay özellikleri ve Gutenberg-Richter parametreleri.	43
Çizelge 6.1: Analizlerde kullanılan ulusal ve uluslararası önemli depremler.	82
Çizelge 6.2: Zemin tabakaları için seçilen G/Gmax ve sönüm oranları.	86
Çizelge 6.3: Sk-2 ve Sk-3 için büyütme oranları	169
Çizelge 6.4: Sk-6 ve Sk-9 için büyütme oranları.	169
Çizelge 6.5: Sk-10 ve Sk-12 için büyütme oranları.	170
Çizelge 6.6: Sk-15 ve Sk-18 için büyütme oranları.	170
Çizelge 6.7: Sk-19 ve Sk-22 için büyütme oranları.	171

SİMGELER DİZİNİ

a	Gutenberg-Richter Bağıntısı'nın yere ve zamana bağlı regresyon sabiti
b	Gutenberg-Richter Bağıntısı'nın bölge özelliğine bağlı regresyon sabiti
D	Süre
g	Yerçekimi ivmesi
km	Kilometre
km²	Kilometre kare
M, m	Deprem büyüklüğü
M_b	Cisim dalgası büyüklüğü
M_d	Deprem süre büyüklüğü
M_l	Lokal deprem büyüklüğü
M_s	Yüzey dalgası büyüklüğü
M_w	Deprem moment büyüklüğü
M_{min}	En küçük deprem büyüklüğü
M_{max}	En büyük deprem büyüklüğü
P	Olasılık değeri
R	Deprem merkez üssü uzaklığı
RI_A	İstatiksel Poisson Modeli'nde deprem tekrarlama aralığı
R_P	Basit Poisson Modeli'nde deprem tekrarlama aralığı
R_t	Deprem riski
Sn	Saniye
T	Periyot

$\emptyset$	Belirsizlik
λ_A	İstatiksel Poisson Modeli'nde ortama deprem oluşma hızı
α	Gumbel Uç Değer Olasılık Dağılımı Modeli regresyon sabiti
β	Gumbel Uç Değer Olasılık Dağılımı Modeli regresyon sabiti
ε	Rastgele standart normal değişkeni
Z	Empedans
ρ	Yoğunluk
V_s	S dalga hızı
$[M]$	Kütle matrisi
$[K^*]$	Kompleksrijitlik matrisi
$\ddot{u}_b(t)$	Taban ivmesinin zaman göre değişimi
$\{H(\omega)\}$	Transfer fonksiyonları vektörü
$\ddot{u}_b(\omega)$	Taban ivmesinin zaman göre değişiminin Fourier dönüşümü

KISATMALAR DİZİNİ

ABYYHY	Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında Yönetmelik (2007)
AFAD	TC Başbakanlık, Afet Acil Durum Dairesi Başkanlığı
DLH	Kıyı ve Liman Yapıları, Demiryolları, Hava Meydanları İnşaatlarına İlişkin Deprem Teknik Yönetmeliği (2008)
EAB	Ege Açılma Bölgesi
EERA	Eşdeğer Lineer Deprem Tepki Analizi
EDBB	Ege Dalma-Batma Bölgesi
KAF	Kuzey Anadolu Fayı
PGA	En büyük yer ivmesi
SA	Spektral ivme
TÜİK	Türkiye İstatistik Kurumu
UDİM	Ulusal Deprem İzleme Merkezi, Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü
USGS	United States Geological Survey

1.GİRİŞ

Türkiye konumu gereğince Afrika, Arabistan ve Avrasya plakalarının etkileşimleri altındadır. Bu etkileşim Türkiye üzerindeki fayların aktivitesini artırmakta ve her yıl ülkemizin çeşitli bölgelerinde depremler meydana gelmektedir. Deprem meydana geldiği sismik süreç boyunca şiddetinin önceden tahmini ile can kayıpları ve bina hasarlarını azaltmak mümkün olabilmektedir.

Türkiye'nin bir deprem ülkesi olduğu gerçeği bilinmesine rağmen gerekli önlemler alınmamış can ve mal kayıpları yaşanmıştır. Yakın zamanda meydana gelen Van Depremi'nde olduğu gibi Erzincan, Dinar ve Marmara depremlerinde de kayıplar yaşanmıştır. Benzer büyüklükteki depremlerde diğer ülkelerde can ve mal kaybı olmazken maalesef ülkemizde çok sayıda insan hayatını kaybetmiştir. Bunun en büyük sebepleri arasında bina tasarımında zeminden gelebilecek kuvvetlerin hesaplanmaması veya yanlış hesaplanması olduğu söylenebilir.

Can kayıplarının çok yaşandığı depremlerden sonra ülkemizde yapılara ait yönetmeliklerde önemli değişiklikler gerçekleştirilmiştir. Şu anda ülkemizde geçerli olan “Deprem Bölgelerinde Yapılacak Binalar Hakkında Yönetmelik 2007(DBYBHY, 2007)” Türkiye'nin önemli bir sanayi bölgesi olan Marmara Bölgesi'nde meydana gelen “17 Ağustos 1999” depreminden sonra yürürlüğe girmiştir. Bu deprem gerek büyüklük gerekse sebep olduğu can ve mal kayıpları açısından son yüzyılın en büyük depremlerinden biridir. Ayrıca Ulaştırma Bakanlığı tarafından yaptırılacak yapı ve tesislerde “Kıyı ve Liman Yapıları, Demiryolları, Hava Meydanları İnşaatlarına İlişkin Deprem Teknik Yönetmeliği 2008” kullanılmaktadır. Geçte olsa ülkemizde deprem tehlikesinin önceden tahmininin önemi anlaşılmış ve başta büyük şehirler ve sanayi bölgeleri olmak üzere deprem tehlikesinin önceden tahminine yönelik çalışmalar yapılmaya başlanmıştır. Bu araştırmalar sayesinde yerel sahaya özgü yer hareketi tahmin modelleri oluşturulmaya başlanmıştır.

Bu tez çalışmasının amacı, Muğla Bölgesi'nin sismik tehlike analizinin yapılması ve elde edilen anakaya ivme değerleri kullanılarak tek boyutlu analiz ile zemin

yüzeyinde meydana gelen değişimlerinin incelenmesidir. Sismik tehlike analizi için gerekli kaynak modelleri, bölgeye ait mevcut fay haritaları ve sismik aktivite verileri kullanılarak (UDİM, 2014; AFAD, 2013; USGS, 2014) kompozit tekrarlanma modelleri ile oluşturulmuştur. Ayrıca yerel sismik veriler kullanılarak ülkemiz için oluşturulmuş yer hareketi tahmin denklemleri ve küresel yer hareketi tahmin denklemleri (NGA modelleri) yer hareketi değişkenliğini modellemek için kullanılmıştır. Olasılıksal olarak yapılan sismik tehlike değerlendirmesinde poisson modeline göre çalışan SEISRISK III (Bender ve Perkins, 1987) paket programı kullanılmış ve pik ve spektral ivme değerleri %10 ve %40 aşılma olasılıklarına göre hesaplanmıştır. Elde edilen tüm veriler coğrafi bilgi sistemleri kullanılarak haritalanmıştır.

Bu çalışmanın kapsamı özetlenecek olursa; ilk bölümde konuyla ilgili genel bilgiler verilmiş, çalışmanın amacı ve kapsamından söz edilmiş ve literatür özeti anlatılmıştır. İkinci bölümde, inceleme alanı tanıtılarak, bölgenin genel jeolojisi, sismotektonik yapısı ve depremselliği hakkında bilgi verilmiştir. Üçüncü bölümde, sismik tehlike analizlerinden bahsedilmiş ve olasılıksal deprem tehlike analiz detaylı bir şekilde anlatılmıştır. Dördüncü bölümde bir ve iki boyutlu zemin davranış analizleri açıklanmıştır. Beşinci bölümde; UDİM, AFAD ve USGS'den elde edilen deprem verileri ile MTA'nın oluşturduğu fay sistemleri kullanılarak ilk olarak bölgenin deprem kaynakları belirlenmiştir. Her bir deprem kaynağının yıllık deprem tekerrür ilişkileri hesaplanmış ve bölge için geçerliliği kabul edilmiş yer hareketi tahmin modelleri olarak (Boore vd., 1997; Campbell vd., 1997-2008; Sadigh vd., 1997; Özbey vd., 2003; Kalkan ve Gülkan, 2004; Çeken vd., 2008) kullanılmıştır. SEISRISK III (Bender ve Perkins., 1987) programı kullanılarak bölgenin deprem tehlikesi 98 ve 475 yıllık dönüş periyodu içerisinde oluşabilecek en büyük yatay pik ve spektral ivme değerleri bulunarak haritaları oluşturulmuştur. Altıncı bölümde; Muğla İli Fethiye İlçesi Mesudiye bölgesinin zemin davranışı bir boyutlu eşdeğer lineer analiz yöntemi kullanılarak incelenmiştir. Sahanın ideal zemin profilleri Muğla ili, Fethiye İlçesi, Mesudiye Belediyesi 1/1000 ölçekli O-19-D-02-C, O-19-D-02-D, O-19-D-07-A, O-19-D-07-B pafta sınırları içerisinde kalan yerleşim alanının imar planına esas jeolojik - jeoteknik etüt raporu (Demirtaş vd., 2012) kullanılarak oluşturulmuştur. EERA (Bardet vd., 2000) programında herbir zemin tabakası materyal özelliğine uygun sönüm bağıntıları ile tanımlanmış ve belirlenen ulusal ve uluslararası karakteristik deprem ivme kayıtları ile beşinci bölümde elde edilen

deprem verileri kullanılarak dinamik zemin davranış analizleri yapılmıştır. Son bölümde sonuçlar yorumlanmış ve öneriler ileri sürülmüştür.

1.1 Literatür Özeti

Tarih boyunca meydana gelmiş doğal afetler içinde insanlar en çok can kayıplarını depremler sonucu vermiştir. Bunun en önemli sebeplerinden biri statik olarak durağan bir özelliğe sahip olan yapı veya tesislerin, olması muhtemel deprem sonucunda ortaya çıkan dinamik zemin etkilerine maruz kaldıklarında nasıl bir davranış sergileyeceğinin önceden tam olarak kestirilememesidir. Herhangi bir çalışma sahasında yapılacak yapı veya tesiste meydana gelecek deprem neticesinde zeminden gelecek etkilerin önceden tahmini için bölgenin sismik ve jeolojik yapıları bilinmelidir. Meydana gelebilecek deprem tehlikesi ve deprem şiddet büyüklüğü ile çalışma sahasındaki zemin koşullarına göre etkileri en uygun yaklaşımlarla hesaplanarak göz önüne alınmalıdır. Bu sayede depremler sonucunda meydana gelebilecek can kayıpları yaşanmaz veya azalır, hasarlı bina sayısının az veya hiç olamaması sağlanarak ülke ekonomisine katkı da sağlanır.

Zemin tabakaları içinde doğrusal olmayan birçok süreksizlikler mevcut olduğundan meydana gelecek olan tepkilerin önceden kestirimi için ulusal ve uluslararası birçok yaklaşımlar literatürde mevcuttur. Ülkemiz içinde bölgesel veya ülkeler bazında çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalardan bazıları aşağıda özetlenmiştir.

Erdik ve diğerleri (1985) tarafından yapılan çalışmada Türkiye sismik tehlike haritası olasılıksal yöntemler kullanarak geliştirmiştir. Türkiye'yi etkileyen sismik kaynakları belirlemek amacıyla tüm fay yapıları incelenerek kaynak bölgeleri oluşturulmuş ve 225, 475 ve 1000 yıllık dönüş periyodu içerisinde oluşabilecek en büyük yatay pik ve spektral ivme değerleri bulunarak haritaları oluşturulmuştur.

Mohamedzein vd.(2004), Sudan'nın Khartoum bölgesini sismik, geotektonik ve jeolojik açılarından detaylı bir şekilde incelemiştir. Bölgenin ideal zemin profili oluşturulmuş ve EERA programı ile yapılan tek boyutlu zemin analiz için uluslararası önemli deprem kayıtları kullanarak yeni bir tasarım spektral ivme spektrumu oluşturulmuştur.

Deniz ve Yüçemen (2005), Türkiye genelinde meydana gelmiş farklı ölçekteki deprem verilerini kullanarak ortogonal (toplam en küçük kareler yöntemi) regresyon yöntemleri ile moment magnitüdü ölçeğine çeviren deneysel denklemler elde etmiş

ve stokastik (rastlantısal) yöntemlerle Antalya yöresinin deprem tehlikesini incelemiştir. Yüz yıllık bir gözlem süresi içerisinde Antalya merkez kabul edilerek 250 km çapında kalan alanda sismik veriler incelemiş ve alansal deprem kaynakları oluşturmuştur. Ulusal ve uluslararası yer hareketi tahmin modellerini (zemin azalım ilişkileri) kullanılarak bölgenin 475 yıllık bir periyotta Poisson Modeli'ne göre deprem tehlikesi modellenerek en büyük pik ivme değerleri elde edilmiştir.

İnce (2005) tarafından yapılan doktora çalışmasında Eski İstanbul (Fatih ve Eminönü ilçeleri) Bölgesi'nin mikrobölgelemesi yapılarak zemin büyütme, sıvılaşma ve heyelan risk haritaları oluşturulmuştur. Bölgenin deprem tehlikesi GSHAP (1999) çalışmasında yapılmış deprem kaynak bölgeleri kullanılarak olasılıksal yaklaşımla hesaplanmıştır. SEISRISKIII (Bender vd., 1987) programı ile 50 yıllık periyot içerisinde %10 ve %40 aşılma olasılığına göre bölgede oluşması muhtemel en büyük yatay ivme değerleri hesaplanarak, yüzeyde ve anakayada pik ve spektral ivme haritaları oluşturulmuştur.

Erdik ve diğerleri (2006) tarafından yapılan çalışmada Türkiye genelinin tektonik ve sismik verileri detaylı olarak incelenmiş ve ülke bazında deprem tehlikesinin olasılıksal olarak hesaplanabilmesi için bölgedeki etkin fay zonları tespit edilip bölge için alansal deprem kaynakları oluşturulmuştur. Çalışmada deprem kaynaklarının depremselliği belirlenirken küçük depremleri tam olarak içeren kısa süreli deprem grubu, büyük depremleri tam olarak içeren uzun süreli deprem grubu ve her iki veri grubunu birleştirerek eksik verileri tamamlayıp, homojen bir veri temeli kullanılmıştır. Deprem tehlikesi, yapıların 50 yıllık ekonomik ömürleri için sırasıyla 72, 475 ve 2475 yıllık periyotlara sahip depremler için SEISRISK III programı ile en büyük yatay ivme değerleri hesaplanarak pik ve spektral ivme haritaları oluşturulmuştur.

Düzgün ve Yüçemen (2007), Eskişehir İli Odunpazarı Belediyesi'nin bütünleşik deprem riskini belirlemeye yönelik çalışmalarında, Bommer vd. (2002) tarafından önceden oluşturulmuş deprem kaynak alanlarını revize edilerek kullanılmışlardır. Bölgenin 475 yıllık periyotta deprem tehlikesi modellenerek en büyük pik ivme değerleri elde edilmiş ve bölgedeki her bir binanın oturduğu zeminlerin özellikleri dikkate alınarak bütünleşik risk haritaları oluşturulmuştur.

Orhan vd. (2007), Eskişehir İli'nin sismik tehlikesini olasılıksal yöntemler kullanarak belirlemek için bölgeyi etkileyen depremleri 100 yıllık süre içerisinde incelemiştir. Bölgenin depremselliğini ifade etmek için meydana gelen depremlerin yüzey dalgası (M_s) büyüklüğü 4 ve daha büyük depremler alınmış ve bölgenin deprem kaynakları

oluşturulmuştur. 475 yıllık periyotta deprem tehlikesi modellenerek en büyük yatay ivme değerleri hesaplanmış ve haritaları oluşturulmuştur.

Sayıl ve Osmanşahin (2007) tarafından yapılan Marmara Bölgesi'nin sismik tehlikesinin belirlenmesi çalışmasında 1900-2004 yılları arasındaki aletsel döneme ait 4 ve daha büyük depremlerin yanı sıra tarihsel dönemlerde meydana gelmiş depremleri de kullanılmıştır. Bölgenin depremselliğini tam olarak yansıtabilmek için inceleme alanı, 6 alt bölge ayrılmış ve her bir alt bölgenin yıllık deprem yinleme ilişkileri Gutenberg-Richter ilişkisine göre en küçük kareler yöntemi kullanarak bulunmuştur. Oluşturulan her alt bölge için yüzey dalgası büyüklüğü (M_s) 7 ve daha büyük depremlerin 100 yıllık süre içerisinde oluşma olasılıkları bulunmuştur.

Tosun vd. (2007) tarafından Fırat Havzası'ndaki 32 adet barajın sismik ve toplam riskinin belirlenmesi çalışmasında 11 ayrı alansal deprem kaynağı oluşturulmuş ve deprem kaynaklarının yıllık tekerrür ilişkisi Gutenberg-Richter bağıntısı ile 100 yıllık süre içerisinde meydana gelmiş 4 ve daha büyük moment yüzey dalgası büyüklüğüne sahip depremler kullanarak bulunmuştur. Ülkemiz içinde geçerliliği kabul edilmiş uluslararası yer hareketi tahmin modelleri (azalım ilişkileri) kullanarak, havza içindeki her bir baraj 100 km çapında bir alanın merkezinde olacak şekilde olasılıksal deprem tehlike analizi yapılarak maruz kalabilecekleri en büyük pik ivme değerleri hesaplanmıştır.

Yalçın (2008) tarafından İzmir Körfezi'nin güneydoğu kıyı bölgesinde yapılan çalışmada bölge sismoteknik açıdan incelenmiş ve kritik deprem fayı İzmir Fayı olarak belirlenmiştir. Bölgenin deprem tehlikesi deterministik yaklaşımla hesaplanmış ve elde edilen ana kaya ivme değerleri bölge için oluşturulan ideal zemin profilleri kullanılarak EERA programı ile eşdeğer lineer analiz yapılarak yüzey ivmesi (M_s) ve ortalama kayma gerilmeleri değerleri elde edilmiştir. Elde edilen değerler kullanılarak bölgenin sivilaşma riski ortaya çıkarılmıştır.

Güzel (2009) tarafından Adana'nın kuzeyi için yapılan mikrobölgeleme çalışmasında bölge jeolojik ve geoteknik olarak detaylı olarak incelenmiştir. Merkezi çalışma sahası 150 km çaplı olan alan içinde 1900-2008 yılları arasında meydana gelmiş moment yüzey dalgası büyüklüğü 4 ve daha büyük depremler tek bir deprem kaynak bölgesi olarak kabul edilmiş ve deprem tekerrür ilişkisi Gutenberg-Richter bağıntısı ile bulunmuştur. Çeşitli yer hareketi tahmin modelleri (zemin azalım ilişkileri) ile 50 yıllık periyotta tasarım depremi için (moment büyüklüğü 6.9 şiddete sahip

deprem) Poisson Modeli kullanılarak en büyük yatay ivme değerleri hesaplanmış heyelan risk haritaları oluşturulmuştur.

Kirikit vd. (2010), rijit kaya zemin üzerinde kil zemin tabakalarının deprem sırasındaki davranışı doğrusal ve eşdeğer doğrusal yaklaşım kullanılarak analiz edilmiştir. Doğrusal analiz için 1992 Landers depreminin kayıtları bir Matlab kodu yazılarak oluşturulan programda analiz edilmiş ve yüzey zemin hareketleri bulunmuştur. Eşdeğer doğrusal zemin analizi için ise Shake2000 (2009) programı kullanılmış ve her iki yaklaşımda elde edilen sonuçlar mukayese edilerek farklar ortaya çıkarılmıştır.

Ansal ve diğerleri (2011) tarafından zemin büyütmesi ve sahaya özel tasarım depremi özelliklerinin belirlenmesine yönelik model oluşturulması hedeflenmiştir. Çalışmada 475 ve 2475 yıllık tekrarlama periyotları için 1999 Kocaeli depremi spektral ivme kayıtları, Shake91 (İdriss ve Sun., 1992) programında oluşturulan spektral ivmeler ve NHERM (2003) ivme spektrum değerleri karşılaştırılmıştır.

Dipova ve Cangir (2011), olasılıksal yaklaşımla Antalya yöresinin sismik tehlikesinin belirlenmesi çalışmasında, bölgede tektonik verilerine göre 4 ayrı alansal deprem kaynak bölgesi oluşturulmuştur. Bunun yanı sıra arka plan depremselliğini yansıtmak için Antalya İli merkez olmak üzere 100 km çapında alansal kaynak oluşturulmuştur. Depremlerin yıllık yineleme ilişkisinin hesaplanması için 1900-2010 yılları arasındaki 4 ve daha büyük moment magnitudü (M_w) değerindeki depremler kullanılmıştır. Poisson Modeli ile depremin şiddeti, oluşma olasılıkları ve tekrerrür süreleri hesaplanmıştır. Ayrıca Ulusay (2004) ve Kalkan(2004) yer hareketi tahmin modellemesi (azalım ilişkisi) kullanarak Antalya merkezinde oluşabilecek en büyük pik ivme değerleri hesaplanmıştır.

Kartal vd. (2011) tarafından Mersin İli'nin deprem riskinin belirlenmesine yönelik yapılan çalışmada, İl merkezinden itibaren 250 km yarıçapındaki alanda meydana gelen $M_w > 4.5$ değerindeki depremler kullanılarak kaynak zonları oluşturulmuştur. İnceleme alanında oluşan öncü ve artçı depremlerin ayıklanması Deniz ve Yüçemen (2005) tarafından önerilen zaman-uzaklık penceresine göre yapılmıştır. 475 yıllık tekrerrür süresine göre CRISIS2007 (Ordaz vd., 2007) programı ile değişik azalım ilişkileri için en büyük pik ivme değerleri hesaplanmış ve haritalar oluşturulmuştur.

Ocak (2011), yaptığı çalışmada Marmara Bölgesi'nin fay sistemleri ve geometrilerini detaylı olarak irdelleyerek deprem kaynak bölgelerini oluşturmuş ve çeşitli yer hareketi tahmin modelleriyle bölgenin olasılıksal sismik tehlikesini hesaplamıştır.

Hesaplamalarda moment magnitüd (M_w) büyüklüğüne göre 5 ve daha büyük depremler dikkate alınarak ve 6 özel bölge için yapılmış ve sismik tehlike haritaları ve üniform tehlike spektrumları hesaplanarak bölgenin deprem riski ortaya konulmuştur.

Unutmaz ve diğerleri (2011) tarafından yapılan çalışmada İzmir ili, Karşıyaka ilçesinde alüvyon zemine sahip bir bölgesinin sismik tehlikesi hesaplanmıştır. Çalışmada bölgede yapılmış sondaj verileri kullanılarak ideal zemin profilleri oluşturulmuştur. Sahanın sismotektonik yapısına uygun olarak seçilen 12 adet yer hareketi kullanılarak Shake2000(2009) programında inceleme alanının tek boyutlu zemin davranış analizleri yapılmıştır. Ayrıca bölge üç boyutlu sonlu farklar yöntemi ile doğrusal olmayan analiz yapan FLAC-3D(2009) programında modellenmiş ve aynı girdilerle iki yaklaşımda elde edilen sonuçlar karşılaştırılmıştır.

Kishida ve Tsai (2012) yaptıkları çalışmada Uluslararası Oaklanda Havalimanı'nın maksimum sismik kayma (kesme) gerilmelerini hesaplamak için 50 yıllık gözlem süresi içerisinde %10 aşılma oranına sahip depremler olasılıksal olarak hesaplanmış ve en büyük pik ivme değerleri bulunmuştur. İnceleme alanının ideal zemin profili çıkarılmış ve hesaplanan deprem tehlikesi sonuçları kullanılarak alanın sismik kesme gerilmeleri bulunmuştur.

Tosunve Seyrek (2012), Türkiye üzerindeki barajların güvenlik değerlendirmeleri konulu çalışmasında deprem tehlikesi deterministik ve olasılıksal olarak irdelenmiştir. Türkiye genelinde 33 adet deprem kaynak bölgesi belirlenmiş ve moment magnitüdü büyüklüğü (M_w) 4 ve daha büyük deprem verileri kullanılarak her bir deprem kaynak bölgesi için deprem tekrür ilişkisi bulunmuştur. Baraj projelendirmelerinde esas alınan 144, 475 ve 2475 yıllık periyotlarda en büyük pik ivme değerleri hesaplanarak barajların bütünleşik risk değerleri diğer risklerde dikkate alınarak hesaplanmıştır.

Akol ve Bekler (2013) tarafından yapılan çalışmada Türkiye'nin kuzey batısının olasılıksal deprem tehlikesi, 1912 ve 2007 yılları arasında meydana gelen 3 ve daha büyük yüzey dalgası büyüklüğüne (M_s) sahip depremler dikkate alınarak hesaplanmıştır. Bölgede deprem oluşturma kapasitesine sahip 4 adet alansal kaynak belirlenmiş ve Gutenberg-Richter bağıntısı ile bu kaynakların yıllık deprem tekrür ilişkileri hesaplanmıştır. Gutenberg-Richter bağıntısı ile elde edilen a ve b katsayıları ile bölgede oluşabilecek depremler arasındaki ilişki ortalama hata karekökü yöntemi (RMSE) kullanarak harita üzerinde gösterilmiştir. Bölgenin deprem modellenmesi

İstatiksel Poisson Modeli kullanılarak hesaplanmış ve en büyük pik ivme haritaları oluşturulmuştur.

Işık (2013), çalışmasında ülkemizin sismik risk potansiyeli yüksek bölgelerinden biri olan Bitlis ve çevresinin deprem tehlikesi araştırılmıştır. Çalışmada Bitlis İli merkezi olan 150 km yarıçaplı alanda 1900-2006 yılları arasında meydana gelmiş deprem verileri kullanılmış ve aynı alan deprem kaynak bölgesi kabul edilerek Gutenberg-Richter bağıntısı ile yıllık deprem tekerrür ilişkisi en küçük kareler yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır. Bölgenin deprem tehlikesi Poisson Modeli kullanarak hesaplanmış ve belirli magnitüd değerine sahip depremlerin tekerrür süreleri grafikler halinde elde edilmiştir.

Levendoğlu (2013), çalışmalarında geçen yüzyıl içinde büyük depremlere neden olan Kuzey Anadolu Fayı'nın Bolu-Ilgaz segmentini detaylıca incelenmiş, 1944 Bolu-Gerede Depremi kırılma bölgesi için deprem kaynak bölgesi oluşturulmuştur. Ulusal yer tahmin modelleri kullanarak bölgenin olasılıksal deprem tehlikesi Poisson Modeli ile 50 yıllık süre için %2, %10 ve %50 aşılma olasılıkları için yapılmış ve en büyük yatay ivme değerleri hesaplanarak, pik ve spektral ivme haritaları oluşturulmuştur.

Ram ve Guoxin (2013) tarafından yapılan çalışmada Nepal'in olasılıksal sismik tehlikesi için 1255-2011 yılları arasında meydana gelen depremler kullanılarak 23 adet alansal deprem kaynağı belirlenmiştir. Deprem kaynaklarının yıllık tekerrür ilişkisi moment magnitüd (M_w) değeri kullanılarak Gutenberg-Richter bağıntısı ile hesaplanmıştır. Hesaplamalarda Çin Deprem Dairesi (ChinaEarthquake Administration [CEA]) tarafından önerilen %63, %10 ve %2 aşılma olasılıkları kullanılmış ve yer hareketi tahmin modellemesi (zemin azalım ilişkisi) ile deprem modellemesi yapılmış ve en büyük yatay ivme değerleri hesaplanarak, pik ivme haritaları oluşturulmuştur.

Kartal vd. (2014) tarafından yapılan çalışmada Sinop İli'nin deprem tehlikesi 1900-2011 yılları arasında meydana gelen depremler kullanılarak olasılıksal yaklaşımla hesaplanmıştır. Tasarım depreminin ölçeği moment deprem büyüklüğü olarak belirlemiş ve diğer ölçeklerdeki deprem verileri (M_b, M_d, M_l, M_s) Deniz ve Yüçemen (2005) tarafından önerilen ampirik denklemleri kullanılarak moment büyüklüğüne (M_w) dönüştürülmüştür. Yer hareketinin tahmini için ulusal ve uluslararası modeller (zemin azalım ilişkisi) kullanılarak 475 yıllık periyoda sahip depremlerin oluşturacağı en büyük yatay ivme değerleri Poisson Modeli ile CRISIS

2003 (Ordaz, M., vd., 2003) programında elde edilmiş ve pik ivme haritaları oluşturulmuştur.

Özmen ve Erkan (2014) tarafından yapılan çalışmada Türkiye'nin başkenti Ankara'nın sismik tehlikesini belirlemek için bölge ve çevresi detaylıca incelenmiştir. Ankara'nın depremselliğini ifade edebilmek için bölgenin deprem kataloğu oluşturulmuş ve fay yapıları dikkate alarak deprem kaynak bölgeleri oluşturulmuştur. Bölgenin depremselliği 1900-2010 arasında meydana gelmiş dört ve daha büyük şiddete sahip deprem verileri kullanılarak her bir kaynağın yıllık deprem tekerrür ilişkisi hesaplanmıştır. Deprem tehlikesi, Gülkan ve Kalkan (2002) yer hareketi tahmin modellemesine göre 50 yıllık süre içerisinde %5, %10, %20 ve %40 aşılma olasılıklarına göre EZ-RISK (Risk Engineering Inc., 2011) paket programını kullanarak yapılmış ve en büyük yatay ivme değerleri hesaplanarak pik ivme haritaları oluşturulmuştur.

Rehman vd. (2014), çalışmalarında Pakistan'ın Quetta şehrinin deprem tehlikesi olasılıksal yaklaşımla hesaplanmıştır. Bölgenin depremselliği tarihsel ve aletsel döneme ait deprem verilerinden oluşan deprem kataloğu ile ifade edilerek deprem üretme potansiyeli olan bölgeler alansal kaynak olarak tanımlanmıştır. Meydana gelmiş depremler moment magnitüdüne çevrilerek her bir deprem kaynağının yıllık deprem tekerrür ilişkisi hesaplanmıştır. Deprem modellemesinde Basit Poisson Modeli tercih edilmiş ve CRISIS2007 (Ordaz vd., 2007) programında 100, 500 ve 1000 yıllık tekerrür süreleri en büyük yatay ivme değerleri bulunarak değişik periyotlarda ivme haritaları oluşturulmuştur.

2. İNCELEME ALANININ TANITILMASI

İnceleme alanı olarak seçilen Muğla, tarihi doku ve turistik açıdan oldukça zengin ve birçok doğal güzelliklere sahip bir şehirdir. Turizm geliri bakımından Türkiye'nin lokomotif bir şehri olan bölge sismik aktivite açısından da riskin yüksek olduğu bölgelerden biridir. Sınırları içerisinde birçok graben, körfez ve faylanmalar barındırdığı bilinen Muğla İli'nde geçmişte can ve mal kaybına neden olan birçok deprem yaşanmıştır. Böylesine önemli bir bölgenin deprem tehlikesi ve etkilerinin tahmini yapılarak alınabilecek önlemlerin belirlenmesinin ülkemiz açısından faydalı olacağı düşünülmektedir.

2.1 Bölgenin Genel Jeolojisi

Bölgede Batı Toroslar'ın temel jeolojik özelliklerini yansıtan birimler ve yapılar yüzeilenmektedir. Paleozoyik- Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı değişik kökene sahip kaya birimlerinin, otokton ve allokton birimler olarak bölgede yüzeylediği uzun yıllardan beri bilinmektedir (Bozcu vd., 2007). Allokton konumlu birimlerden Likya napıları, kuzeyde bulunan Menderes Masifi ile güneyde bulunan Beydağları otoktonu arasında yer alır.

Likya naplarına ait allokton birimler olarak Tavas napı, Bodrum napı ve Marmaris ofiyolitnapı olarak tanımlanan üniteler yüzeylemektedir. Bu naplar bölgede Eosen yaşlı Elmalı formasyonu üzerinde tektonik olarak yer alırlar. İnceleme alanındaki allokton birimler uyumsuzlukla Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökeller tarafından örtülmektedir (Şenel vd., 1991, 1996; Bozucu vd., 2007).

Bodrum Yarımadası'nda temeli Paleozoyik yaşlı konglomera-kumtaşı-şeylardalanmasından meydana gelen hafif metamorfik bir birim oluşturur. Mesozoyik yaşlı birimler, Triyas-Liyas yaşlı dolomitik kireçtaşları Liyas-Marn yaşlı siltli-marnlı kireçtaşları ve daha üstte Marn-Senomaniyen yaşlı pelajik kireçtaşları ile tüm bu çökelleri üstleyen Üst Kretase-Paleosen yaşlı bir vahşi filiş ile belirlenirler.

Senozoyik kaya birimleri, Oligosen yaşı çökeller ile başlar. Oligosen sonrası, yarımada şiddetli bir magmatizma etkin olarak çeşitli evrelerde plütonik ve volkanik kayalar oluşturmuştur (Şenel, 1991, 1996).

Bölgede yaygın bir kalkalkalinvulkanizma etkin olmuş ve tuf-aglomera yatakları, andezit-trakiandezit- latit-dasit türde lavlar oluşmuştur. Kabuksal malzeme ürünü bu kalkalkalinvulkanizma belirgin bir süreçten sonra gittikçe manto ürünü alkali olivin bazaltik oluşumlara dönüşmüştür. Bu suretle, ikinci volkanik evre başlamış olup bu kez alkali nitelikte ve dayklar şeklinde bazalt-trakibazalt-trakit türde lavlar oluşmuştur. Volkanizmanın Üst Miyosende bitiminden sonra Alt Pliyosende oluşmuş kireçtaşları izlenir. Daha sonra Kuvaternerde travertenler, yamaçmolozları, alüvyonlar ve olasılıkla komşu Kos Adası'ndan havadan gelen süngertaşı parçaları ve tüfler yer alırlar (Şenel, 1991, 1996).

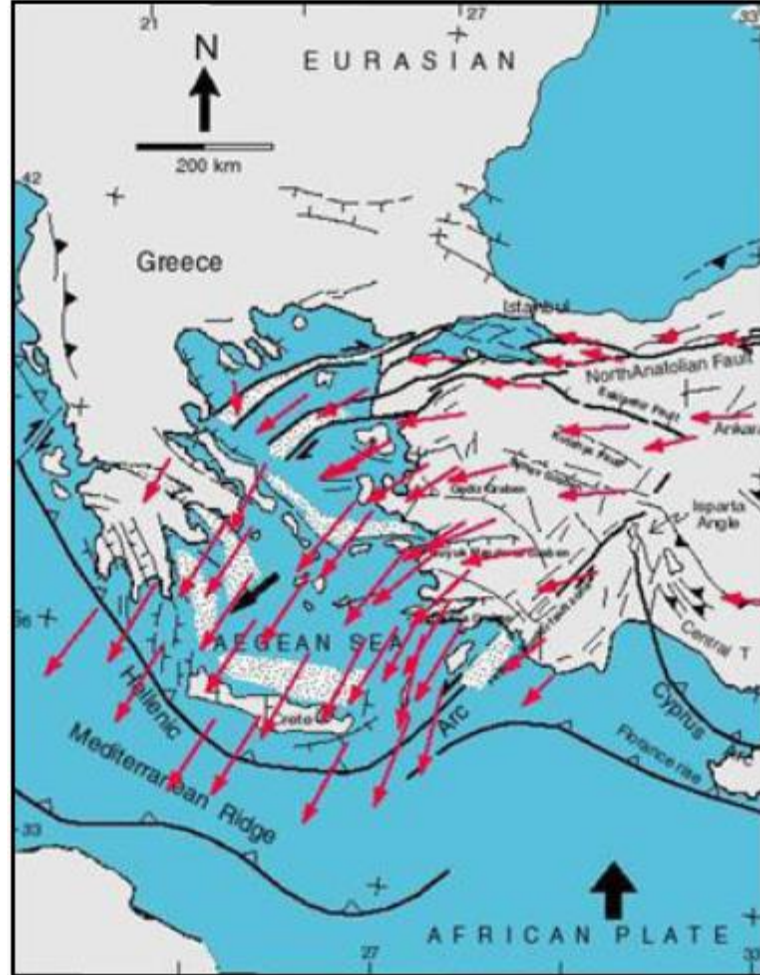
2.2 Bölgenin Sismotektonik Yapısı

Avrupa ve Asya kıta hareketlerinin yanı sıra Afrika kıtası ve Arap Yarımadası'nın hareketlerine de bağlı deprem dinamiğinden etkilenen Anadolu büyük depremlere maruz kalmıştır. En büyük faylanma sistemi olan Kuzey Anadolu Fay (KAF) sistemi dışında olmasına rağmen, yaygın bir deprem hareketi gözlenen Ege (Batı Anadolu) Bölgesi, dünyanın en büyük dinamizmine sahip bölgelerden biridir. Yer kabuğunun hareketleri yani kaçma mekanizması ve dalma-batma ilişkilerinin yaşandığı bölge kinematik hem de dinamik açıdan çok karmaşık bir yapıya sahiptir. Batı Anadolu'nun sismolojik yapısını açıklamaya yönelik çok sayıda tektonik, sismo-tektonik model önerilmiştir (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör vd. 1987; Seyitoğlu ve Scott 1992, 1996; Koçyiğit vd., 1999). Ancak, bölgedeki deformasyona ilişkin dinamik ve kinematik yapı son derece karmaşık olduğundan genel kabul gören bir modelden söz edilememektedir. Bölgenin sismik etkinliği ve deprem tehlikesi konusunda da yapılmış çok sayıda çalışma bulunmaktadır (Barka ve Reilinger 1997; Şalk vd. 2000, Kahraman vd., 2008, 2011).

Ege Açılma Bölgesi (EAB), Avrasya-Arabistan çarpışmasının ürünüdür ve bu çarpışma sonucu Doğu Anadolu'daki sıkışma hareketinin Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile batıya taşınmasıyla birlikte bölgede çöküntü hendekleri oluşmuştur. Ayrıca EAB, Doğu Akdeniz Bölgesi'nin depremselliği en etkin ve bu depremselliğin de hızla devam ettiği bir parçasıdır. Ege Açılma Bölgesinde iki neotektonik yapı öne

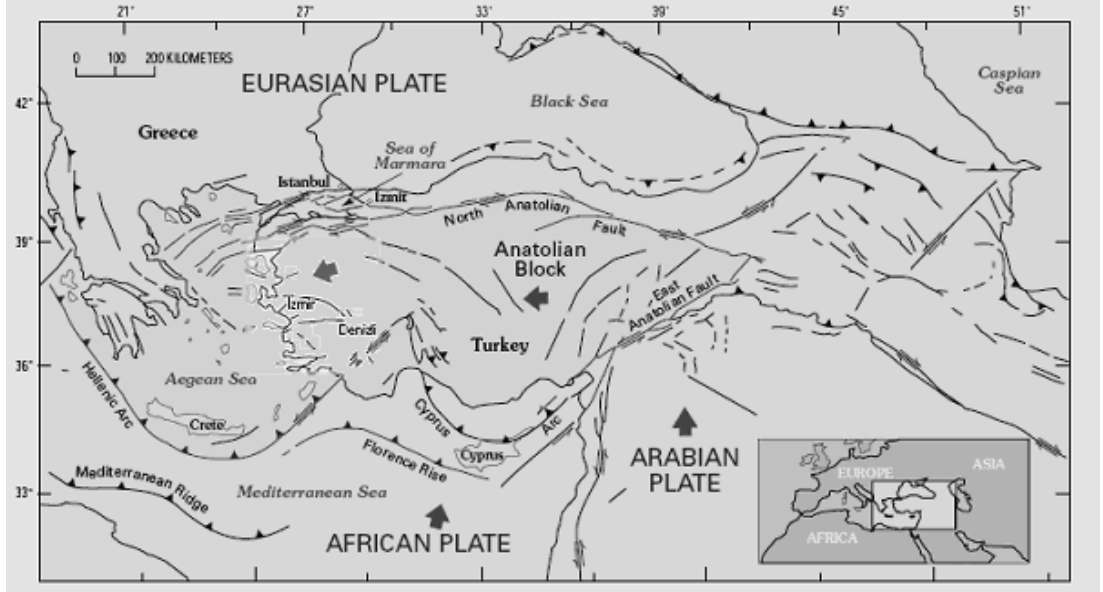
ıkar. İlki, Afrika Plakası'nın güneyinde yer alan Ege Dalma-Batma Bölgesi'nin (EDBB) Anadolu Plakası'nın altına dalmasıdır. Diğer bir önemli tektonik özellikte kuzeydeki Kuzey Anadolu Fay Bölgesi'dir. Batı Anadolu'nun Avrupa'ya göre plaka hareketi Şekil 2.1.' deki gibi 24 mm/yıllık ortalama bir hızla saat yönünün tersi yönde bir dönmeyle tanımlanabilir (Korkmaz, 2012).

Tarih boyunca sismik etkinliklerin sıklıkla hissedildiği bilinen Batı Anadolu-Ege Bloęunun saatin tersine dönme hareketi, Avrasya, Arabistan ve Afrika levhalarının hareketi ile ilgili olduğu şnlr. Bölgenin sismik aktifliği, kuzeye doğru hareket eden Afrika/Arabistan ve Hindistan levhalarının Avrasya levhasıyla çarpışmaları sonucunda Ege Bloęu'nun güneye doğru hareketindendir. Bu hareket, kuzeyde Kuzey Anadolu (KAF), güneyde Doğu Anadolu fayları, Kıbrıs ve Helenik yayları sınırları arasında oluşmaktadır (Barka ve Reilinger 1997, Rockwell vd. 2001).



Şekil 2.1: Ege ve çevresi'nin yer değiştirme mekanizması (Barka ve Reilinger, 1997).

Ege Bölgesindeki graben sistemi, genel olarak D-B doğrultulu normal faylar ile sınırlandırılmış çok sayıda bloktan meydana gelmektedir. Bu bloklar arasında, D-B uzanımlı grabenler yer almaktadır. Bölge, genel olarak KKD-GGB (Kuzey Kuzeydoğu-Güney Güneybatı) yönlü bir çekme rejiminin etkisi altında bulunmaktadır. Bu oluşumlar, kuzeyden güneye doğru; Edremit Körfezi, Bakırçay-Simav grabeni, Gediz-Küçük Menderes grabenleri, Büyük Menderes ve Gökova Körfezi grabenleri şeklinde sıralanabilir.



Şekil 2.2: Türkiye’de meydana gelen yer hareketi ve yönleri (Rockwell vd., 2001).

2.2.1 Muğla ve Çevresi’ndeki Etkin Faylar

Anadolu Dünya üzerindeki konumu ve genç jeolojik oluşumları nedeniyle çok sayıda diri faya sahiptir ve bu nedenle Türkiye depremlerin yoğun olduğu ülkelerdendir. Buna bağlı olarak Ege Bölgesi Türkiye’nin depremselliğinde önemli olan bölgelerinin başında gelmektedir (Şekil 2.3.).



MTA tarafından yapılan çalışmada Muğla ve Çevresi'nde büyük deprem oluşturabilecek beş diri fay sistemi belirlenmiştir. Bölgedeki tektonik sistemlerdeki faylar genellikle D-B doğrultulu ve özellikle doğrultu ve yanal atım mekanizmasına sahiptirler. Muğla ve Çevresi'ne ait diri fay haritası Şekil 2.4.' de gösterilmektedir.

Muğla İli'ni etkileyecek sismik yapılar;

- Büyük Menderes Fay Bölgesi
- Karaova – Milas Fay Bölgesi
- Muğla – Yatağan Fay Bölgesi
- Gökova Fay Bölgesi
- Fetiye – Burdur Fay Bölgesi'dir.

Büyük Menderes Fay Bölgesi: Büyük Menderes fay bölgesi (graben) Denizli ile Ege Denizi arasında yer alır. Yaklaşık 200 km uzunluğundadır. Grabenin doğu ucu Pamukkale civarında Gediz grabeni ile kesişmektedir. Batı ucu ise Germencik civarında iki kola ayrılmaktadır. Kuzey kolu Kuşadası'na devam etmekte olup güney kolu GB'ya dönerek Ege Denizi'ne girmektedir. Bu grabenin ana fayı grabenin kuzey kenarı boyunca uzanır ve güneye doğru eğimlidir. Büyük Menderes grabeninde tarihsel dönemde birçok deprem meydana gelmiştir (Ambraseys ve Finkel 1995). Güncel sismik aktivite Denizli civarında yoğunlaşmaktadır.

Muğla – Yatağan Fay Bölgesi: Muğla-Yatağan fay bölgesi Gökova fay bölgesinin doğu ucuyla yaklaşık 50 derecelik açıyla kesişir. Bu fay zone, Muğla'nın yaklaşık 15 km GD' su ile Yatağan arasında uzanan yaklaşık 40 km uzunlukta birbirine paralel KB-GD doğrultulu faylardan oluşmaktadır. Bu fay zoneunun Ortayaraş - Gökpınar köyleri arasında uzanan 32 km'lik bölümü, yer yer sol yönlü doğrultu atım bileşenli normal fay karakterindedir. Fay, Düğerek köyü doğusunda, kireçtaşları ile yamaç molozlarını yan yana getirmiştir. Ayrıca fay, Salihpaşalar köyü civarında, Pliosen yaşlı çökelleri kesmiştir (Demirtaş vd., 2012).

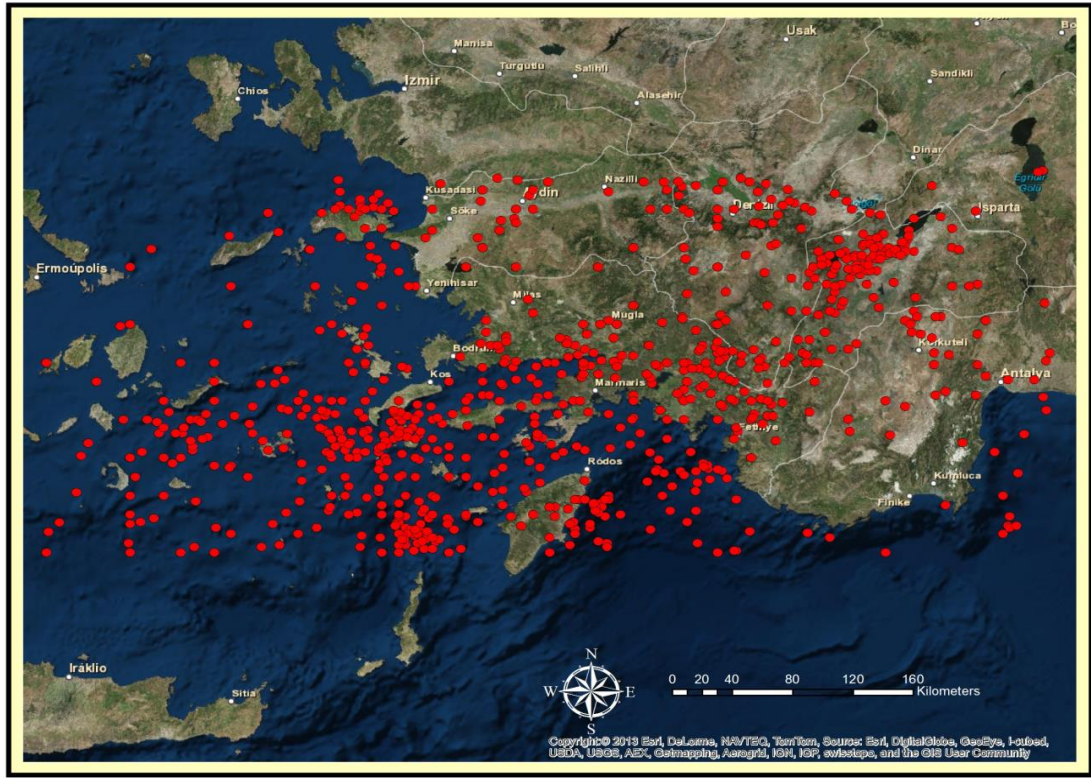
Karaova – Milas Fay Bölgesi: Bu fay zone, Karaova - Milas arasında yüzeyleyen metamorfik kayalarda izlenebilen KB-GD doğrultulu birbirine paralel fay takımlarından oluşmaktadır. Yaklaşık 20 km genişlikte olan fay zoneu morfolojiyi denetlemesi nedeniyle olası diri fay olarak kabul edilmiştir.

Gökova Fay Bölgesi: Gökova fay zoneu, Gökova Körfezi kuzey kenarı boyunca uzanmaktadır. Doğuda Gökova Körfezi doğusundaki Ula Kasabası civarından başlar ve İstanköy' ün güney batısına kadar devam etmektedir. Uzunluğu yaklaşık 180 km'dir. Gökova fay zoneu, birbirine paralel birkaç sıra ark şeklinde normal faylardan oluşur. Fay zoneu Ören'nin batısında tamamen deniz altında devam etmektedir. Bu basen, Batı Anadolu' daki Gediz ve Büyük Menderes gibi aktif genişleme basenlerin diğer bir tipik örneğidir (Ersoy, 1991).

Fethiye Burdur Fay Bölgesi: Dumont ve arkadaşlarının yaptıkları çalışmada Fethiye-Burdur fay zonu normal bileşeni olan sol-yanal doğrultu atımlı bir fay olarak tanımlanmıştır. Bu fay zonu Helenik yayın doğu kanadının kuzey doğuya devamı olarak kabul edilmektedir (Erdik vd., 2006). Fay zonu boyunca küçük ve orta büyüklükteki deprem aktivitesi yükündür.

2.3 Muğla Bölgesinin Depremselliği

Gerek tarihsel dönem gerekse aletsel dönem depremselliği açısından Muğla İli ve Çevresi'nin kayda değer bir sismik etkinlik söz konusudur. Bölgede 35.5- 38.5 kuzey enlemleri ile 26.0 – 31.0 doğu boylamları koordinatları arasındaki alanda son yüzyılda toplam 19824 adet deprem meydana gelmiştir(AFAD, 2013;UDİM, 2014; USGS, 2014). Son yıllardaki Muğla-Bodrum,Yatağan, Gökova Körfezi deprem etkinliğinin arttığı görülmektedir. Yakın tarihimizde bölgeyi etkilemiş olan en önemli depremler 1957 Fethiye Depremleri'dir. Yedi saat ara ile oluşan bu depremler, Rodos ve Fethiye arasındaki bölgede ve Oniki Adalar bölgesinde büyük çaplı hasara yol açmıştır. 24 Nisan 1957'de olan birinci deprem ($M_s=6.8$) daha küçük olup, çok geniş alanda hissedilmiştir. 25 Nisan 1957'de olan ikinci deprem ($M_s=7.1$) ise daha büyük olup daha büyük hasar meydana getirmiş ve birinci depreme göre daha dar bir alanda etkili olmuştur. Bölgede olan son önemli deprem ise 5 Ekim 1999 yılındaki Marmaris Depremi olup, bu deprem Marmaris'in güneyindeki tali bir fayın kırılması sonucu meydana gelmiştir. Kara içindeki depremleri meydana getiren faylanma mekanizmaları genelde düşey atımlı fayların bölgede egemen olduğunu ortaya koymaktadır. Bölgenin deprem oluş düzeni oldukça karışık yapıya sahiptir. Kara içerisinde genelde deprem oluş düzeni deprem dizileri şeklinde oluşmakta ve deprem dizileri içerisinde yoğun deprem faaliyetleri barındırmaktadır. Fakat Oniki Adalar bölgesi, genelde Ege-Anadolu Levhası'nın sınırını oluşturmakta, bölgede bindirme ve hem düşey hem de yatay yönde atılım oluşturan oblik faylanmalar büyük depremleri meydana getirebilmektedir. Ege-Anadolu Levhası'nın orta ve iç kesimlerinde sıkı odaklı ve çekme gerilimine bağlı depremler, kenar kesimlerinde ise sıkışma gerilimine bağlı depremler meydana gelmektedir. Çekme gerilimi normal fayların oluşumuyla açılarak levha içi genişleme meydana gelmektedir.



Şekil 2.5: Muğla İli ve Çevresi aletsel dönem depremselliği (1900-2014).

Muğla İli ve Çevresi'nin tarihsel kayıtlar incelendiğinde 155 yılından itibaren 5 adet şiddetli deprem meydana gelmiştir. Çizelge 2.1.' de tarihsel depremler ve şiddetleri gösterilmektedir.

Çizelge 2.1: Muğla'daki tarihsel depremler (UDİM)

Yıl	Şiddeti	Merkez Üssü
1887	7	Köyceğiz/Muğla
1885	8	Fethiye/Muğla
1852	7	Fethiye/Muğla
1851	9	Fethiye/Muğla
155	10	Fethiye/Muğla

3.SİSMİK TEHLİKE ANALİZLERİ

Sismik risk ile sismik tehlike sürekli birbirleriyle karıştırılan kavramlardır. Sismik risk belirli bir bölgede sismik tehlikelerin sebep olduğu can ve mal kaybı büyüklüğüdür. Sismik tehlike ise bölgenin tektonik yapısıyla ilişkilidir. Örneğin, Japonya bölgesinin sismik tehlikesi büyük olmasına rağmen sismik riski küçüktür.

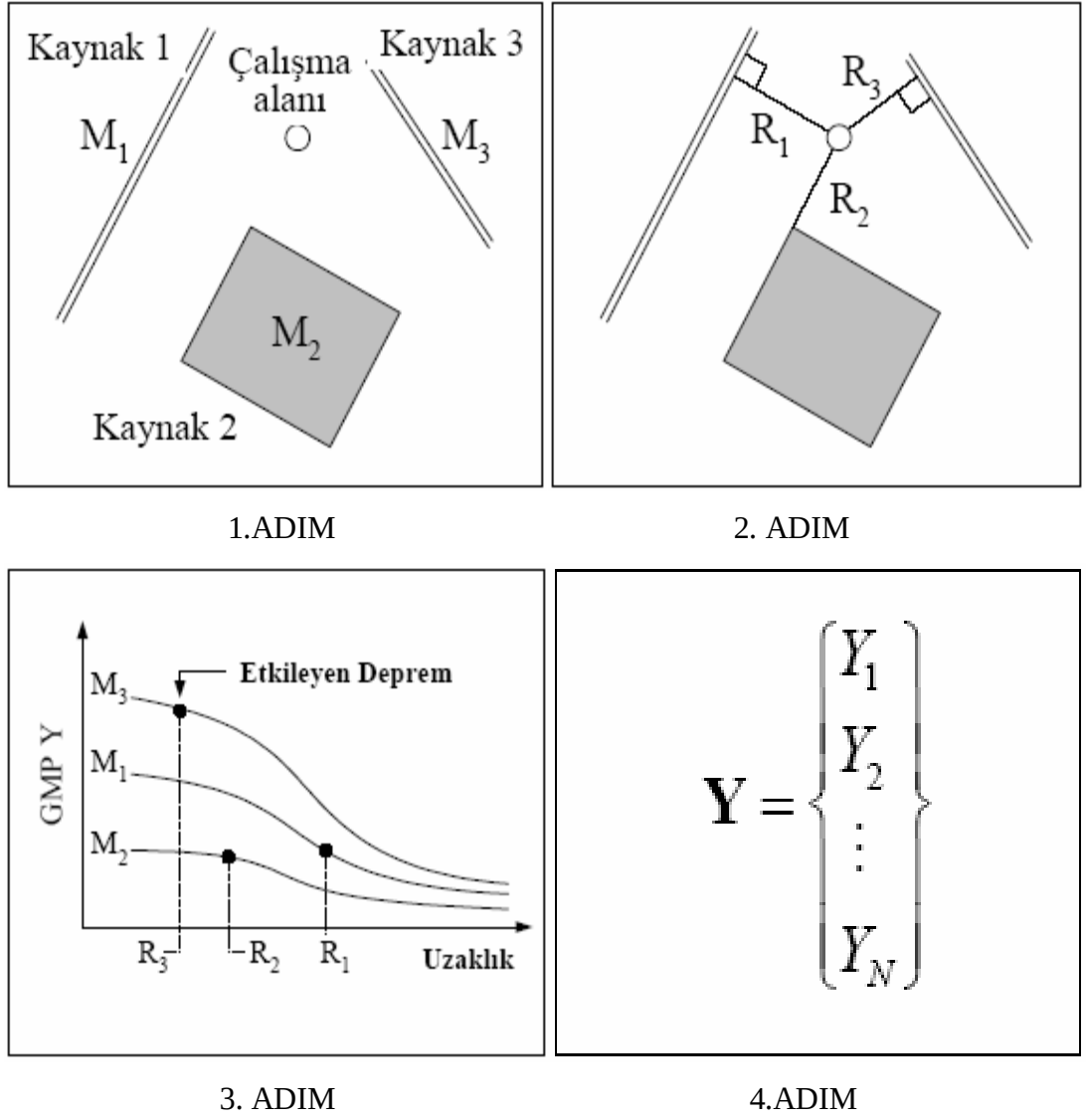
Sismik tehlike analizlerinin amacı, yapı ve tesislerin taşıyıcı sisteminde aşırı hasar meydana gelmeden, depremler sonucu meydana gelen belirli bir düzeydeki sarsıntıyı karşılayabilecek yapı ve tesisleri inşa etmektir. Bu yapı ve tesislerin güvenli olarak inşası için yapıya gelecek sarsıntının düzeyinin önceden kestirilmesi gereklidir. Sarsıntı düzeyi ise belirli yer hareketi parametreleri kullanılarak karakterize edilen tasarım-yer hareketi ile tanımlanabilmektedir (İnce, 2005). Sismik bakımdan hareketli bir bölgede gelecekte olabilecek depremlerin zamanı, yeri, büyüklüğü ve diğer özellikleri önceden kestirilemez. Geoteknik deprem mühendisliğinin en zor ve önemli problemlerinden birisi, belirli bir zaman aralığında olabilecek depremlerin inşaat sahasında yaratabilecekleri etkilerin, özellikle yapı üzerinde yıkıcı etkiler meydana getiren zemin hareketi ile ilgili parametreler için gerçekleştirilecek en büyük değerlerin saptanmasıdır.

Sismik tehlikenin belirlenmesinde yaygın olarak kullanılan iki yöntem bulunmaktadır. Bunlardan birincisi incelenen sahayı etkileyebilecek tüm deprem senaryolarını yıllık aşılmalarına göre belirli bir zaman dilimindeki aşılma olasılığını dikkate alan olasılıksal deprem tehlike analizidir. Bu analiz sonucunda elde edilen tehlike, incelenen zemin koşullarında en büyük yer ivmesi ve spektral ivme gibi yer hareketi parametreleri ile ifade edilebilmektedir. Diğer bir yöntem ise deterministik deprem tehlike analizidir. Deterministik deprem tehlike analizi genellikle olasılıksal çalışmayı takiben yapılmaktadır. Bunun nedeni deterministik hesaplamada kullanılan senaryo depremin olasılıksal tehlike analizinde kullanılan birleşik depremkaynaklarının içerisinde belirli bir bölge için en fazla hasar yapma kabiliyeti olan deprem kaynağının seçilmesi ile elde edilmektedir. Deterministik analiz

sonucunda yer hareketi parametreleri veya yatay kuvvetli yer hareketi ivme kayıtları elde edilebilmektedir (Erdik vd., 2006).

3.2 Deterministik Deprem Tehlikesi Analizi

Deprem tehlikesinin belirlenmesinde deterministik sismik tehlike analizi, deprem mühendisliğinin ilk zamanlarından itibaren sismik tehlike analizinde genellikle kullanılan bir yöntemdir. Deterministik olarak belirlenen deprem tehlikesi, zaman boyutundan bağımsız olarak, bölgede meydana gelebilecek en büyük depremi meydana getirecek olan deprem kaynağının oluşturacağı yer hareketinin düzeyidir (Reiter, 1990; Kramer, 1996). Bu yöntemde belirli bir sismik tehlike tasarımı geliştirilmekte ve yer hareketi büyüklüğünün ve tehlikesinin değerlendirilmesi tasarım deprem üzerinden yapılmaktadır. Tasarım veya senaryo deprem, genellikle oluşması beklenen depremlerden en ağır hasar meydana getirebilecek olanlarının seçilmesi şeklinde olmaktadır. Deterministik tehlike analizi dört adımdan oluşmaktadır. Şekil 3.1.' de deterministik sismik tehlike analizinin aşamaları gösterilmiştir (Kramer, 1996). İlk adımda inceleme alanında önemli ölçüde bir yer hareketi oluşturabilecek tüm deprem kaynakları tespit edilip ve bu kaynakların özellikleri karakterize edilmelidir. Bu özellikler, kaynağın geometrisi, yeri, derinliği gibi unsurlardan oluşmaktadır. İkinci adımda seçilen deprem kaynaklarının inceleme alanına olan uzaklıkları belirlenmekte ve kaynağın ve inceleme alanının zemin özelliklerine uygun azalım ilişkisi bağıntıları kullanılarak meydana getirebilecekleri zemin yer hareketi ve en büyük yatay yer ivme düzeyleri tespit edilmektedir. Üçüncü adımda, bulunan zemin yer hareketi ve en büyük yatay yer ivme düzeylerinden en kuvvetli sarsıntıyı üreten deprem seçilmektedir. Bu deprem genellikle magnitüd şeklinde ifade edilmektedir. Dördüncü ve son adımda ise inceleme alanındaki deprem tehlikesi pik ivme, pik hız vb. şeklinde ifade edilmektedir. Deterministik sismik tehlike analizinde tasarım deprem tehlikesinin seçilmesi aşaması en önemli aşamadır çünkü seçilen tasarım depremi diğer depremlere göre en büyük sarsıntı meydana getirebilecek potansiyele sahip olmalıdır.



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

3.3 Olasılıksal Deprem Tehlike Analizi

Olasılıksal (Probabilistik) deprem tehlike analizi, incelenen bölgeyi etkileyebilecek tüm deprem kaynaklarını dikkate almakla beraber her bir tasarım/senaryo depremi için yıllık aşılma ihtimalleri dikkate bulundurularak istenilen zaman diliminde istenilen aşılma olasılığına göre hesaplamalar yapılabilmektedir (Cornell, 1968; Kramer, 1996; İnce, 2005). Probabilistik deprem tehlike analizinin amacı; hasar ve can kaybına neden olabilecek farklı yer hareketi ve sarsıntı düzeylerinin, farklı alan veya yerlerde belirli bir zaman dilimindeki istenilen aşılma olasılığının tahminidir. Probabilistik yaklaşım, sismik tehlike analizindeki belirsizlikleri nicel olarak hesaba katmasından dolayı deterministik yaklaşımdan daha çok tercih edilmelidir.

Deterministik yaklaşıma kıyasla çok daha fazla çaba gerektiren probabilistik yaklaşımın avantajları şöyle sıralanabilir:

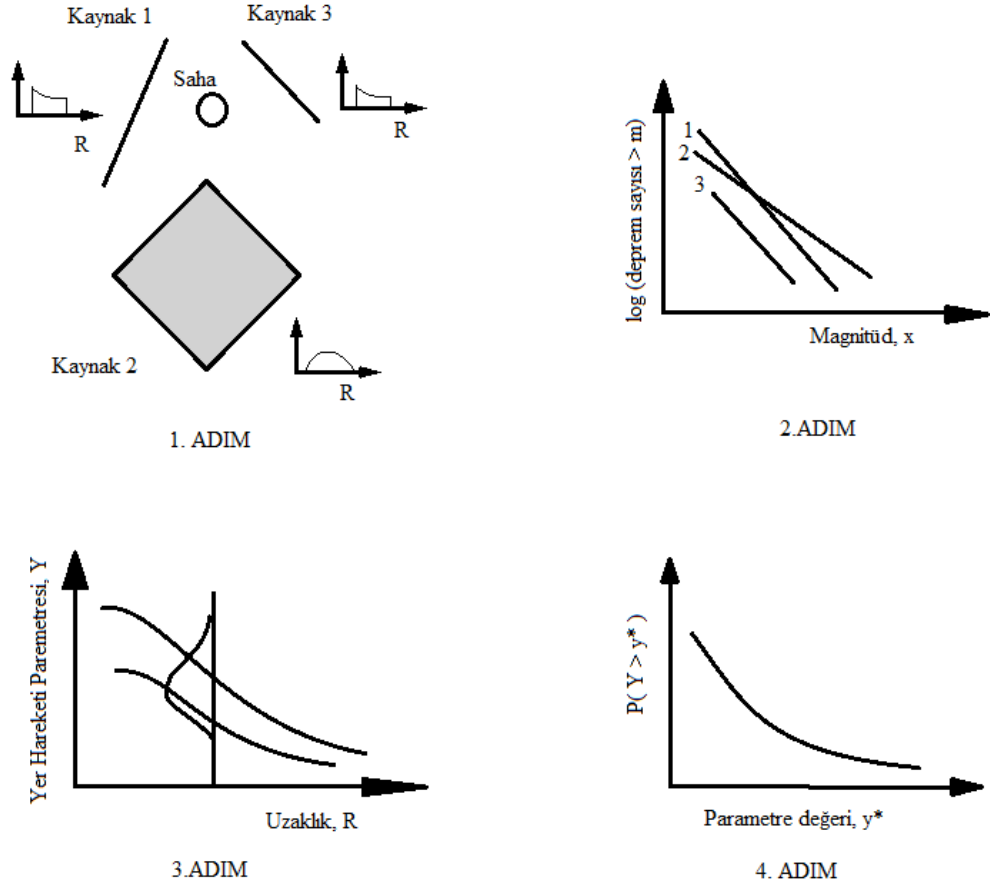
- Sismik tehlikeyi magnitüd büyüklüklerine göre dönüş periyodu şeklinde nicel olarak hesaplar,
- Tarihsel deprem kayıtları analizde kullanılabilir,
- Analistin deneyim ve kendine özgü yargısını kullanmasına izin verir,
- Fay lokasyonu ile ilgili eksik verileri dikkate alır, sismik tehlikeyi spektral ivme, hız ve şiddet cinsinden verme esnekliğine sahiptir (TERA Corp., 1980; Kayabalı, 1995).

Probabilistik sismik tehlike analizi deterministik analize benzer aşağıda sıralanan dört aşamalardan oluşur (Kramer, 1996):

1. Deprem kataloglarından depremselliğin elde edilmesi, deprem kaynaklarının belirlenmesi ve geometrisinin ortaya konulması,
2. Her bir deprem kaynağının magnitüd-frekans ilişkisinin diğer bir değişle deprem tekrarlanmasının zamansal dağılımı (yinelenme ilişkileri) belirlenmesi,
3. Analizde kullanılacak azalım ilişkisinin seçimi,
4. Yer hareketinin aşılma ihtimalinin hesaplanması (deprem modellenmesi),

Bu aşamalar Şekil 3.2.' de genel olarak gösterilmiştir (Kramer, 1996). Deprem kaynaklarının tanımlanması olan ilk aşama deterministik deprem tehlike analizi ile aynıdır. Farklı olarak kaynak fay içindeki potansiyel kırılma bölgelerinin olasılık dağılımı belirlenmek zorundadır. İkinci aşama olan magnitüd-frekans ilişkisinin yani depremselliğin ya da deprem yinelenmesinin zamansal dağılımı ayırt edilmek zorundadır. Deprem büyüklüklerinin yineleme ilişkisi (deprem oluş sayısı -büyüklük ilişkisi) kurulmalıdır. Üçüncü adım olarak, her bir deprem kaynak bölgesinde kırılması olası noktada oluşan bilinmeyen bir olası boyuttaki depremin inceleme alanında meydana getireceği etkinin tahmini bir ilişki ile belirlenmek zorundadır. Tahmini bu ilişkide belirsizlik de hesaba katılmalıdır. Bu sayede deprem kaynağından belirli uzaktaki etkisinin kestirimi tahmin edilmiş olunur. Dördüncü ve son adım olarak, depremin yeri, depremin boyutu ve yer hareketi tahminindeki belirsizlikler; yer hareketi parametrelerinin (pik ivme, pik hız, maksimum yatay

deprem ivmesi vb.) belirli bir zaman periyodu içinde aşılabilme olasılığını elde etmek için birleştirilir.



Şekil 3.2: Olasılıksal sismik tehlike analizinin dört aşaması (Kramer, 1996).

3.3.1 Deprem kataloğunun oluşturulması ve deprem kaynaklarının belirlenmesi

Deprem katalogları dünya geneli veya belirli sınırlar içerisindeki bir alan için geçmişten günümüze oluşmuş depremleri oluş tarihlerine göre sıralayan ve her bir depremin büyüklüğü, derinliği ve oluş yeri gibi bilgilere sahip veri tabanlarıdır. Çalışma sahasının depremselliğinin tam ifade edilebilmesi için gözlem süresince meydana gelen depremlerin eksiksiz ve güvenilir kayıtlar olması gereklidir. Oluşturulan deprem kataloğu ile birlikte bölgenin diğer değişkenleri olan sismik yapılar ve jeolojik veriler dikkate alınarak deprem kaynakları oluşturulmalıdır.

Bölgesel probabilistik deprem tehlikesinin belirlenmesinde karşılaşılan en önemli problemlerden biri deprem kaynak bölgelendirilmesidir. Deprem kaynak

özelliklerinin belirlenmesi için kaynağın noktasal, alansal veya hacimsel özellikleri ile o kaynak üzerindeki depremlerin dağılımı her kaynaktaki deprem büyüklüğünün zamana göre ilişkisinin belirlenmesine gereksinim duyulmaktadır.

Deprem kaynak bölgelerinin belirlenmesinde prensip olarak:

1. Kaynak bölgeleri sismik özellikleri mümkün olduğunca homojen sahalar şeklinde tanımlanmalı,
2. Farklı sismik potansiyele sahip kaynak bölgeleri arasındaki sınır, daha aktif olanına yakın bir şekilde belirlenmeli,
3. İstatistiksel olarak yeterli sayıda güvenilir depremlerin bulunduğu bölgelerde sınırlar tektonik verilerle desteklenerek sismik veriler esasına göre belirlenmelidir.

Deprem kaynak belgelendirilmesinde diğer önemli bir konu ise deprem kaynaklarının etkileme alanının belirlenmesidir. Etkilenme alanının belirlenmesinde alanın büyüklüğü konusunda yerleşmiş kesin bir sınır uzaklık bulunmamaktadır. Genel kabul olarak inceleme alanı merkezinde inşaat sahası olan bir daire şeklinde alınabilir ve bu alan içinde kalan deprem kaynakları üzerinden sismik tehlike analizleri yapılır. Bu dairenin çapının seçiminde yapı veya tesisin kullanım amacı, önem katsayısı ve yapı veya tesisten istenilen performans gibi kriterlerin yanında inşaat sahası etrafındaki fayların uzunluğu, aralığı, mekanizmaları, seçilen alana mesafeleri, fayların aktiflik dereceleri, yaratabilecekleri en büyük deprem magnitudü, seçilen yer hareketi parametresinin dikkate alınması öngörülen en küçük değeri, kullanılacak olan zemin hareketi parametresindeki mesafeye bağlı azalım oranı ve azalım ilişkisi gibi değişik birçok faktöre bağlıdır. Etkilenme alanının çapı için literatürde bazı öneriler yer almaktadır. Örneğin, nükleer güç santralleri için yapılacak sismik tehlike analizlerinde etkilenme alanının yarıçapının 320 km (yaklaşık 200 mil) alınması Amerika Birleşik Devletleri Atom Enerjisi Komisyonu (U.S. Nuclear Regulatory Commission, 1997) ve Uluslararası Atom Enerjisi Ajansı gibi nükleer güç santrallerinin kurulmasını denetleyen kuruluşlar tarafından öngörülmüştür.

3.2.2 Yenilenme (tekrarlama) ilişkileri

Deprem kaynağı tespit edilip kaynak zonu özellikleri de belirlendikten sonra kaynak zonunun üretebileceği depremin büyüklüğünün zamanla olan ilişkisinin değerlendirilmesi gerekmektedir. Kimi küçük kimi büyük olmak üzere tüm kaynak

zonlarının aşılamayan bir maksimum deprem büyüklüğü vardır. Deprem büyüklüğünün belirli bir zaman aralığındaki dağılımı tekrarlama yasası olarak tanımlanmaktadır. Probabilistik deprem tehlike analizinin temel varsayımı ise, geçmişteki deprem kayıtlarından elde edilen deprem büyüklüğü-zaman ilişkisinden yani tekrarlama yasasından gelecekteki oluşabilecek depremlerin büyüklüğünün zamansal oluşabilme tahmininde kullanılabileceğidir.

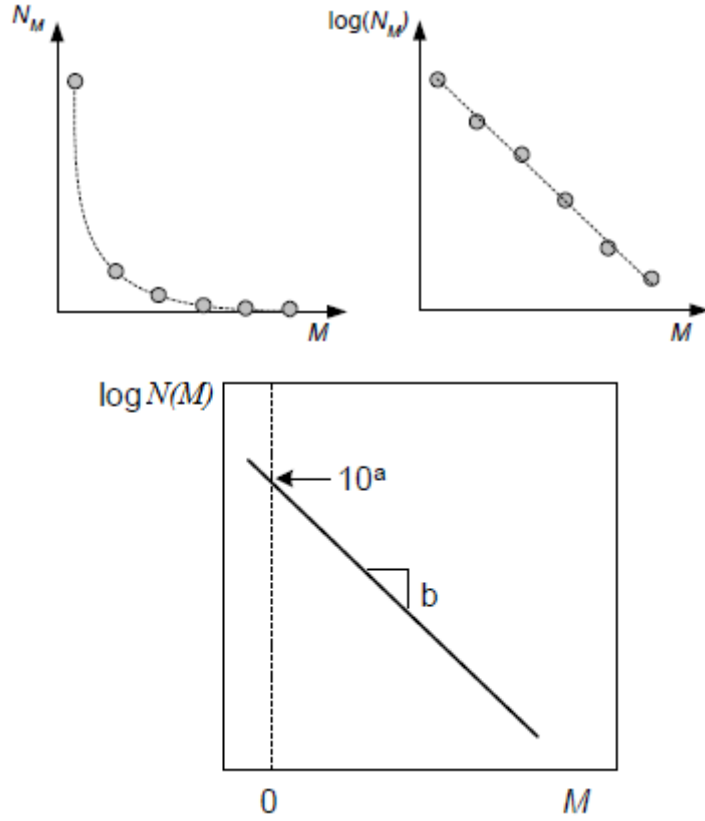
Aynı büyüklükteki depremlerin meydana gelmesi için tekerrür süresi depremlerin yenilenme ilişkisinin değerlendirilmesi ile elde edilmektedir. Yenilenme eğrileri, belirli bir deprem büyüklüğüne eşit veya büyük depremlerin meydana gelme sürelerini ifade edebilmemize yarayan eğrilerdir. Sismik aktivitenin bir ölçüsü olan bu tekerrür süreleri, incelenen alan büyüklüğüne, gözlem süresine, bölgede meydana gelmiş en büyük depreme ve bölgenin gerilme düzeyine bağlıdır (Gülkan vd., 2008; Akol, vd. 2013).

Kaynak bölgelerindeki deprem yinelenme ilişkilerinin belirlenmesi için, farklı büyüklük gruplarının meydana gelme sıklığı her büyüklük grubu için verilerin eksiksiz olarak toplandığı zaman aralığı belirlenerek düzenlenmektedir. Depremler için ampirik yinelenme ilişkisi Gutenberg ve Richter (1944) tarafından Güney Kaliforniya Depremleri'ne ait veriler kullanılarak geliştirilmiştir. Toplanan bu veriler ile magnitudün fonksiyonu olarak depremlerin oluş frekansı incelendiğinde genellikle doğrusal bir ilişki izlediği görülür ve bu ilişki;

$$\text{Log}N(M) = a - bM \quad (3.1)$$

şeklinde ifade edilir (Gutenberg ve Richter,1954; Kramer, 1996; İnce, 2005). Burada $N(M)$, verilen bir bölge ve belirli süre için, büyüklüğü M 'ye eşit veya daha büyük olan depremlerin sayısını, M ise magnitudü göstermektedir. Magnitud-frekans bağıntılarının hesaplanmasında normal ve birikimli frekanslar arasında ayrımı yapmak gerekir. Birikim frekansı (kümülatif frekans) sismolojide verilen bir M magnitudüne eşit veya daha büyük olan depremlerin sayısı anlaşılabilir. Gutenberg ve Richter bağıntısı genellikle bütün magnitudlerde doğrusal değildir. Bu doğrusal tekrarlama ilişkisi, küçük ve orta büyüklükteki depremlerin sıklığının tahmininde yeterli olmakla birlikte, büyük ($M \geq 7$) depremlerin oluş sıklığını abartmaktadır (Yüçemen, 2008). Bu nedenle $\text{log}N(M)$ 'nin doğrusal olduğu magnitud aralığının (M_{min}, M_{max}) belirlenmesi gerekir. Tahmin edilebileceği gibi, belirli zaman aralığında küçük depremlerin oluş sıklığı fazla iken orta ve büyük depremlerinki

daha düşük olmaktadır. Bu sebepten dolayı büyük depremlere ait verilerin az olmasından bunlar için bağıntı belirsizdir.



Şekil 3.3: a ve b parametrelerinin anlamlarını gösteren Gutenberg-Richter tekrarlamaya yasası (Kramer, 1996).

Magnitüd-frekans bağıntısındaki “a” ve “b” sabit parametrelerdir. “a” parametresi gözlem süresine, inceleme alanının büyüklüğünden dolayı deprem etkinliğinin ve aktivitesinin seviyesine bağlı olarak değişir. Ortalama yıllık sismik aktivite indeksi olarak da tanımlanır. “b” parametresi ise deprem oluşumunun tektoniğine bağlı olarak değerler almaktadır. Özetlemek gerekirse “a” parametresi sismik aktivite düzeyini, “b” parametresi ise eğrinin eğimini ifade etmektedir. Gutenberg ve Richter (1954), dünya ölçüsünde istatistik sonuçlara dayanarak sığ depremler için $b=0.9\pm0.02$, orta ve derin depremler için $b=1.2\pm0.2$ değerlerini bulmuşlardır. Türkiye için ise $b=0.9\pm0.2$ değerini vermektedirler. “b” parametresi, doğrusal ilişkinin eğimini verdiği için depremlerin istatistik analizinde önemli bir parametredir. Deprem etkisi ile kayaçların deformasyonu ve dolayısıyla deprem oluşumunun fiziki

ile ilgili “b” parametresinin bölgeye ve zamana göre değişimleri, depremlerin önceden belirlenmesi problemlerinin yanı sıra sismotektonikbölgelemlendirme kullanılmaktadır. Kayaçlar üzerinde yapılan deneysel çalışmalar “b” değerin depremden önce azaldığını göstermiştir. “b” değeri sismik etkinliğin önemli bir parametresi olup bölgeden bölgeye değişmektedir. Normal olarak sismik aktivitenin düşük olduğu bölgede küçük bir “b” değeri yüksek bir gerilme düşümü beklenirken, sismik aktivitenin yoğun olduğu alanlarda büyük bir “b” değeri yanı sıra düşük bir gerilme düşümü beklenmelidir.

İstenen bölgede elde edilen veri grubu için “a” ve “b” değerleri değişik yöntemlerle hesaplanabilir. Bu parametreler bölgeye ve zamana bağlı değişimlerinin yanı sıra, hesaplama yöntemine ve kullanılan veri grubuna bağlı olarak da değişmektedirler. Magnitüd-frekans bağıntılarını belirleyen “a” ve “b” parametrelerinin hesaplanmasında en yaygın olanı (EKK) en küçük kareler yöntemidir. Bu yönteme göre a ve b parametrelerinin bulunmasında aşağıdaki bağıntılar kullanılmaktadır;

$$\sum_{i=1}^n \log N_i = an - b \sum_{i=1}^n M_i$$

$$\sum_{i=1}^n M_i \log N_i = a \sum_{i=1}^n M_i - b \sum_{i=1}^n M_i^2$$
(3.2)

Burada n grup sayısını ifade etmektedir. Diğer parametreler ise (3.1) bağıntısında ifade edilmiştir. Bu şekilde hesaplanan “a” ve “b” sabitleriyle istenen magnitüdlü bir depremin, istenen bir periyod aralığı içinde olma olasılığı hesaplanabilir. Gutenberg–Richter (1944) tarafından verilen magnitüd-frekans bağıntısı;

$$N(M) = 10^{a-bM} \quad (3.3)$$

şeklinde yazılabilir. (3.3) denklemi inceleme zaman periyodu olan T_1 ’e bölünmesiyle;

$$\frac{N(M)}{T_1} = \frac{10^{a-bM}}{T_1} \quad (3.4)$$

elde edilir. Böylelikle M ve M' den büyük magnitüdlü depremlerin yıllık görülme sıklığı ifade edilmiş olunur. Her iki tarafın logaritması alınarak;

$$\log[N(M)T_1] = a - bM - \log T_1 \quad (3.5)$$

$$n(M > M_1) = 10^{a-bM-\log T_1} \quad (3.6)$$

bulunur. Bu bağıntılar yardımıyla verilen bir zamanda magnitüdlere verilen bir M_1 değerinden büyük veya ona eşit depremlerin yıllık ortalama sayısı $n(M \geq M_1)$ hesaplanabilir (Karmer, 1996; Acar, vd. 2005).

Kaynak bölgelerinin tekerrür ilişkisi hesaplanırken karşılaşılan bir diğer problem farkı istasyonlarda farklı magnitüd ölçeklerinde depremlerin kaydedilmiş olmasıdır. Magnitüd terimi; zeminler, binalar ve insanlar üzerindeki deprem etkisinin yine insan gözlem ve kabullerine dayanılarak oluşturulan deprem görünür şiddet ölçeklerinin sakıncalarını ortadan kaldırmak amacıyla, daha çok deprem merkezinde açığa çıkan enerjinin bir ölçüsü olarak C. F. Richter (1954) tarafından ortaya atılmıştır. C.F. Richter'e göre herhangi bir depremde açığa çıkan enerji (magnitüd); deprem üst odağından 100 km uzakta standart bir Wood-Anderson Sismografi'yla kaydedilen zemin hareketinin mikron cinsinden ölçülen maksimum genliğinin 10 tabanına göre logaritmasıdır (Pampal, 2000; Bolt, 2004).

Depremin açığa çıkardığı enerjiyi tanımlamak için kullanılan bazı büyüklük birimleri;

Lokal Büyüklük (M_l): Sığ, yakın ve küçük depremler için kullanılan magnitüd büyüklüğüdür. 1935 yılında Charles Richter güney California'daki sığ, yerel depremlerden bir magnitüd ölçeği geliştirmek için Wood-Anderson Sismometresi'ni kullanmıştır. Bu yöntem (Richter yerel magnitüd tanımlaması), $M < 6,0$ ve 600 km'den daha yakın mesafede oluşan depremlerin büyüklüğünü saptamak için kullanılır. Richter yerel magnitüdü (M_l) çok iyi bilinmesine ve yaygın olarak kullanılmasına rağmen deprem büyüklüğünü belirlemede her zaman için uygun bir ölçek olmadığı belirtilmektedir (Meral ve Meral, 2002; Bolt, 2004).

Yüzey Dalgası Büyüklüğü (M_s): Richter yerel magnitüdü dalga türleri arasında bir ayırım yapmamaktadır. Dolayısıyla farklı bir magnitüd ölçeğine ihtiyaç duyulmuştur. Uzak mesafelerde (600-2000 km arası) cisim dalgaları sönümlenip saçılmaktadır. Uzak mesafelerde yüzey dalgalarının daha baskın olduğu gözlemlendiğinden; Gutenberg ve Richter (1936) tarafından sığ (70 km'den daha az derinlikte oluşan) depremlerin ürettiği periyodu yaklaşık olarak 20 saniye olan ve normal sismograflarla kaydedilen Rayleigh dalgalarının yatay bileşenlerinin mikron cinsinden en büyük değerinin logaritması alınarak "yüzey dalgası magnitüdü" tanımlanmıştır (Celep ve Kumbasar, 2000; Meral ve Meral, 2002).

Cisim Dalgası Büyüklüğü (M_b): Derin odaklı depremlerin yüzey dalgaları magnitüdü hesaplamaya imkân vermeyecek kadar küçük olmaktadır. Cisim dalgası

magnitüdü P dalgalarının odak derinliğinden kuvvetlice etkilenmeyen ilk birkaç devrinin genliğine dayalı dünyanın her tarafında kullanılan bir magnitüd ölçeğidir (Celep ve Kumbasar, 2000; Meral ve Meral, 2002; Bolt, 2004).

Süre Büyüklüğü (M_d): Yüksek büyütmeli sismograflarla kaydedilen yakın depremlerde sık-sık dalga genlikleri tam olarak kaydedilemez ve dolayısıyla genlik bilgisi kullanılmaz hale gelir. Bu nedenle, süreden hesaplanan alternatif magnitüdskalası geliştirilmiştir. Süre magnitüt büyüklüğü minimum (mikro) depremleri tanımlamada kullanılmaktadır (Kramer, 1996; Celep ve Kumbasar, 2000; Meral ve Meral, 2002; Bolt, 2004; Beyaz, 2014).

Moment Büyüklüğüdür (M_w): Yukarıdaki büyüklüklerçeşitli sismografların kaydettiği yer sarsıntılarından elde edilen genliklerinin ifadesidir. Moment büyüklüğündeise deprem sonucu oluşan bir fay kırığı dolayısıyla açığa çıkan enerjiyle ilişkilidir. Bir depremde açığa çıkan enerji miktarı artarken yer sarsıntısının özellikleri her zaman aynı oranda artmamaktadır. Moment magnitüdünün temelini oluşturan sismik moment fay uzunluğu ile ilişkili olup, diğer magnitüd türleri fay uzunluğuyla ilişkili değildir bu neden dolayı diğer deprem büyüklükleri gibi bir doygunluk derecesi yoktur (Kramer, 1996; Celep ve Kumbasar, 2000; Meral ve Meral, 2002; Bolt, 2004; Beyaz, 2014).

Ülkemizde ve dünyada farklı magnitüd ölçekteki deprem kayıtlarını birbirine dönüştüren birçok ampirik denklemler mevcuttur. Deniz ve Yüçemen (2005), ortogonal regresyon ile yine son yüzyıl içerisinde ülke çapında meydana gelmiş bütün depremlerin analizi sonucu aşağıdaki çevirim bağıntılarını elde etmişlerdir.

$$\begin{aligned} M_w &= 2,25 * M_{b-ave} - 6,14 \\ M_w &= 1,27 * M_{d-ave} - 1,12 \\ M_w &= 1,57 * M_{l-ave} - 2,66 \\ M_w &= 0,54 * M_{s-ave} + 2,81 \end{aligned} \quad (3.7)$$

Bağıntılardaki “ave” alt simgesi her bir deprem için farklı veri kaynaklarında aynı ölçeğe göre verilen deprem büyüklüklerinin ortalamasını temsil etmektedir.

Deprem kaynaklarının tekerrür ilişkisi hesaplanmadan önce kaynakta oluşmuş ana şok depremlerin belirlenmesi yani öncü ve artçı depremlerden ayıklanması gerekmektedir. Poisson modelinin bir gerekliliği olan bu ayıklama işlemi için literatürde birçok yöntem bulunmaktadır. Deniz ve Yüçemen (2005) tarafından önerilen zaman-uzaklık penceresi Çizelge3.1.’ dedir.

Çizelge 3.2: Zaman-uzaklık pencereleri (Deniz ve Yücemen, 2005).

Magnitüd	Uzaklık (km)	Zaman (gün)
4.5	35.5	42
5	44.5	83
5.5	52.5	155
6	63	290
6.5	79.4	510
7	100	790
7.5	125.9	1326
8	151.4	2471

3.2.3 Yer hareketi tahmin modellemesi (azalım ilişkileri)

Deprem tehlike hesaplarının önemli adımlarından biri olan azalım ilişkisi yer hareketlerinin mekân-uzaklık ilişkisinin modellenerek ampirik olarak hesaplanmasıdır. Bir deprem sırasında kaynaktan oluşan zemin titreşimleri, depremin merkezinden çevreye yayılarak ilerleyecektir. Merkezden çevreye yayılan bu titreşimlerin etkileri zemin koşullarına bağlı olarak odaktan uzaklaştıkça genellikle azalacaktır ve azalım ilişkileri bağıntıları kullanılarak hesaba katılmaktadır. Genel olarak azalım ilişkileri; deprem magnitudüne, inceleme alanının kaynağa uzaklığına, kaynak karakteristiğine ve inceleme alanının zemin koşullarına bağlı olarak değişen yer hareketlerinin (yer değiştirme, hız, ivme vb. farklı parametrelerinin) değişim ilişkisinin deneysel olarak kestirimidir. Azalım ilişkileri kullanılarak yer hareketlerinin kestiriminde bulunabilmesi için gerek duyulan parametreler; deprem magnitudü (büyüklüğü), deprem karakteristiği (fay türü), deprem kaynağı ile inceleme alanı arasındaki en kısa mesafe (R) ve inceleme alanının doğal zemin yapısıdır.

Yer hareketi tahmin modellerinin genel biçimi aşağıdaki gibidir.

$$\text{Log}Y = \text{log}\tilde{Y}(M, R, \emptyset) + \sigma(M, R, \emptyset) \cdot \varepsilon \quad (3.8)$$

$\text{Log}Y$; Yer hareketinin herhangi bir büyüklüğünün (pga veya verilen bir periyottaki spektral ivme değeri vb.) doğal logaritmasıdır. Log-normal dağılımda iyi temsil edildiği görülmüştür. $\text{log}\tilde{Y}(M, R, \emptyset)$; $\text{Log}Y$ 'nin tahmin edilen ortalama değeri ve $\sigma(M, R, \emptyset)$; $\text{Log}Y$ 'nin standart sapma değeridir. Bu terimler depremin büyüklüğü (M), uzaklığı (R) ve diğer değişkenlere ($\emptyset$) bağlı fonksiyonlarıdır. ε ; Rastgele standart normal değişkeni temsil eder. Negatif ε , ortalamadan daha küçük değerlerini

verirken pozitif ε , ortalamadan daha büyük değerlerini vermektedir (Kramer, 1996; Canbay vd., 2008).

Depreme dayanıklı yapı tasarımında tasarıma esas deprem hareketinin gerçeğe en yakın şekilde simüle edilebilmesinin önemi giderek anlaşılmaktadır. Tasarım deprem hareketini yer hareketi karakteristikleri cinsinden tanımlandığından yer hareketi parametrelerini hesaplama yöntemlerine gerek duyulur. Yer hareketi parametrelerini hesaplamada, belirli bir yer hareketi parametresini o parametreyi en kuvvetli şekilde etkileyen büyüklükler cinsinden ifade eden azalım ilişkileri kullanılmaktadır. Azalım ilişkileri, sismik tasarımda kullanılan sismik tehlike analizinde önemli rol oynamaktadır.

Ülkemizde de kuvvetli yer hareketi kayıtları kullanılarak geliştirilmiş modeller mevcuttur (Özbey vd., 2003; Kalkan ve Gülkan, 2004; Çeken vd., 2008). Her ne kadar yerel verilere göre oluşturulmuş modeller bölgesel farklılıkları yansıtmaması bakımından küresel modellere göre daha iyi olsa da sınırlı veri tabanına göre oluşturuldukları ve büyük belirsizlikler taşıdıkları için küresel modellere göre daha düşük deprem tehlikesi vermektedir. Bölgesel modeller yanında ülkemiz içinde geçerliliği kabul edilmiş birçok küresel model ülkemizdeki çalışmalarda kullanılmıştır. Ülkemizde kullanılan küresel modeller genellikle Boore-Atkinson (1997), Campbell-Bozorgnia (1997-2008) ve Sadigh vd. (1997) oluşturdukları yer hareketi tahmin modelleridir. California bölgesindeki deprem kayıtları kullanılarak üretilmiş olan bu modeller USGS (Birleşik Devletler Jeolojik Araştırma Merkezi, Deprem Tehlike Programı) tarafından Avrupa için kullanılabilir olduğu tespit edilmiştir.

3.2.4 Deprem tehlikesinin modellenmesi

İlk kez Cornell (1968) tarafından ortaya atılan deprem tehlikesinin olasılıksal analiz yöntemi; deprem tehlikesini modellerken depremlerin büyüklükleri, oluşma yerleri ve sıklıklarındaki belirsizlikleri, büyüklükleri ve oluşma yerleri ile yer hareketi özelliklerinin değişimini dikkate aldığı için başarılı sonuçlar vermektedir. Deprem tehlikesi analizindeki amaç, eskiden olmuş deprem olaylarına ait farklı disiplinlerdeki verileri, istatistiksel olarak sistematik bir şekilde birleştirerek belirli konumdaki inşaat sahasında ileride beklenebilecek depremsel etkinlik için belirli olasılık değerlerini saptayabilmektir (Yüçemen, 2008). Analizler sonucunda en

büyük yer ivmesi değeri veya herhangi bir periyoda karşılık gelen spektral ivme değerleri elde edilebilmektedir.

Deprem tehlikesinin modellenmesinde yaygın olarak aşağıdaki iki model kullanılmaktadır.

3.3.4.1. Poisson Homojen Modeli

“Poisson Modeli” Cornell (1968) tarafından geliştirilmiş olan en basit modeldir. Depremlerin bu modelin kurallarına uyabilmesi için bağımsızlık, düzenlilik ve kararlılık şartının olması gerekmektedir. Poisson yönteminde belirli bir sismik kaynak için depremlerin meydana gelmesi aşağıdaki bağıntı ile ifade edilebilmektedir (Kramer, 1996; Meral ve Meral, 2002; Yüçemen, 2008);

$$P_A(n/m, t) = [exp(-\lambda_A(m)t)n]/n! \quad (3.10)$$

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

$$E_A\left(\frac{n}{m}, t\right) = \lambda_A(m) \quad (3.11)$$

t zaman aralığında, $M \geq m$ büyüklüğüne eşit veya daha büyük en az bir depremin meydana gelme olasılığı:

$$P(n > 0|m, t) = 1.0 - exp[\lambda_A(m)] \quad (3.12)$$

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

$$RI_A(m) = 1/\lambda_A(m) \quad (3.13)$$

Basit Poisson Yöntemi kullanılarak, t sene içerisinde, z seviyesi üstünde en az bir depremin meydana gelme olasılığı

$$P_E(A > z, t) = 1 - exp[-v(A > z)t] \quad (3.14)$$

veya

$$R_t = P_E(z) = 1 - exp[-V_z t] \quad (3.15)$$

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

$$RP = 1/V_z \quad (3.16)$$

Uygulamada probabilistik sismik tehlike analizi sonuçları, $P_E(z)$, P ve V_z parametrelerinden biri veya birkaçı ile ifade edilmektedir.

3.3.4.2. Gumbel Uç Değer Olasılık Dağılımı Modeli

Adından da anlaşıldığı gibi bu modelde uç değerlerden yararlanmaktadır. Uç değer $G(x,t)$ fonksiyonunda eşit zaman aralıklarında x değişkeninin alacağı en büyük ve en küçük değerlerden biri olarak tanımlanmaktadır. X değerinin uç değerini M ile gösterirsek ($x=M$) model aşağıdaki gibi ifade edilir (Meral ve Meral, 2002):

$$G(M) = e^{-(\alpha \exp(-\beta M))} M \geq 0 \quad (3.17)$$

Bağıntıda D süredir. α ve β katsayıları regresyon analizi ile bulunmaktadır. Bu bağıntıdan yararlanılarak deprem riski;

$$R_t = 1 - G(M) \quad (3.18)$$

bağıntısıyla hesaplanmaktadır.

Gerek (3.14) denklemi gerekse (3.17) denklemi kullanılarak analizi yapılan bir bölge için belli bir süre (D) ve belli bir büyüklük (M) değeri için oluşma olasılıkları yüzde olarak belirlenmektedir.

Her iki modelde deprem riski (R_t) değeri seçilen M magnitüdünde veya daha büyük bir depremin bir yıl içindeki belirli orandaki aşılabilme olasılığıdır. Yapıların projelendirme sürecinde (3.14) ve (3.17) denklemlerindeki bu oluşma olasılığı %10 veya %40 seçilerek analiz verileri kullanılarak belirli bir yapı ömrü (50 yıl) için oluşacak deprem belirlenmektedir.

Belirli aşılma oranı ile ve belirli bir yapı ömrü için verilen deprem “proje depremi” olarak seçilir. Bu depreme aynı zamanda tasarım depremi, dizayndepremi veya karakteristik deprem gibi çeşitli isimler de verilmektedir.

4. ZEMİN DİNAMİK DAVRANIŞ ANALİZLERİ

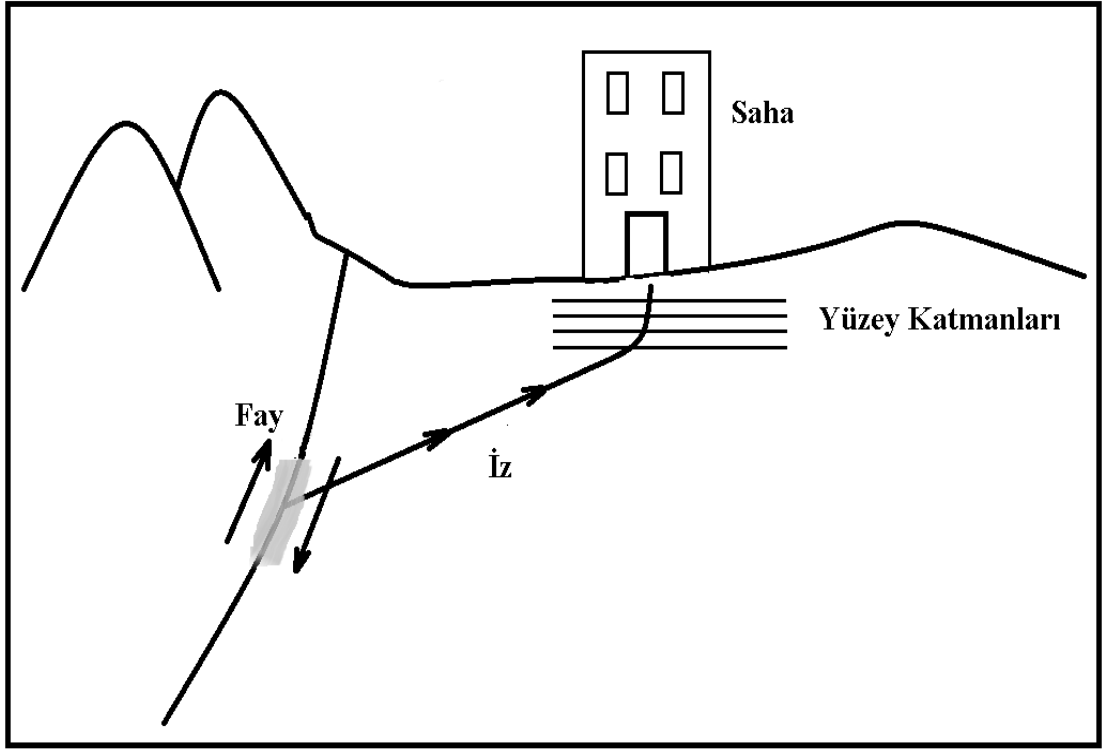
Mühendislikte yapısal hasar dağılımında önemli rol oynayan problemlerden biri, zemin tepkisinin önceden kestirimidir. Tasarım tepki spektrumlarının geliştirilmesi için gerekli yer yüzeyi hareketlerinin kestirilmesinde, sıvılaşma tehlikelerinin değerlendirilmesinde, gerekli dinamik gerilme ve birim deformasyonların değerlendirilmesinde ve toprak dolgular ile zemin istinad yapılarının duraysızlığına yol açacak deprem kaynaklı kuvvetlerin belirlenmesinde zemin davranış analizleri kullanılmaktadır (Kramer, 1996).

Deprem esnasında açığa çıkan enerjinin neden olduğu sismik dalgalar yayılma yolu ile jeolojik ve yerel koşullar tarafından değişime uğrarlar (Haşal, 2009). Eksiksiz bir zemin davranış analizinde deprem kaynağındaki kırılma mekanizması ve gerilme dalgalarının yer içinde yayılarak belirli bir sahadaki alanın altındaki anakayanın tepesine ulaşması modellenerek yeryüzündeki zeminlerin nasıl etkileneceği kestirilmeye çalışılır. Bu mekanizma çok belirsizlikler içerdiğinden çoğunlukla kaydedilmiş depremlerden üretilen ampirik yöntemler kullanılır. Aynı zamanda bu bağıntılar anakaya hareketi özelliklerini kestirmek için sismik tehlike analizlerinde kullanılmaktadır. Sismik dalgaların kaya ortamlarda yüzlerce km ilerleyebilmesine rağmen zemin içinde çoğu zaman 100 metreden daha az yol aldığı gerçeği öz önüne alındığında yüzeydeki hareket özelliklerinin belirlenmesinde zemin tabakaları çok önemli rol oynadığı görülmektedir (Kramer, 1996).

Tasarım depreminin yüzeydeki etkilerini kestirebilmek için yapılan zemin davranış analizlerinde topoğrafik özellikler dahil tüm yerel zemin koşulları dikkate alınmalıdır. Zemin davranışlarının analizi için hesap yöntemleri bir, iki ve üç boyutlu olarak gruplandırılmaktadır. İki ve üç boyutlu yaklaşımlarda zemin tabakalarının ve anakayanın iki veya üç boyutlu geometrisi gerektiğinden çoğunlukla bir boyutlu zemin davranış analizi tercih edilmektedir. Bir boyutlu analiz yapılırken tabakaların yatayda sınırlı bir boyuta sahip oldukları ihmal edilmektedir (İyisan ve Haşal, 2007).

4.1 Tek Boyutlu Zemin Davranış Analizi

Yerin yüzeyi altında bir fay kırıldığında cisim dalgaları kaynaktan tüm yönlere doğru yayılır. Farklı jeolojik birimlerin sınırlarına eriştiklerinde yansır ve kırılırlar. Sığ derinlikteki birimlerin dalga iletme hızları derinde bulunan birimlerden genellikle daha düşük olduğundan, yatay katman sınırına çarpan eğimli ışınlar (cisim dalgaları) genellikle daha düşey bir konuma doğru kırılırlar (Şekil 4.1.). Bir boyutlu zemin davranış analizleri, tüm sınırların yatay olduğu ve zeminin tepkisine egemen olarak anakayadan düşey yönde yayılan SH dalgalarının neden olduğu varsayımına dayanmaktadır. Bir boyutlu yer tepki analizlerinde zemin ve anakaya yüzeylerinin yatay yönde sonsuz uzanımlı olduğu kabul edilmektedir (Kramer, 1996; Çokar, 2012).



Şekil 4.1: Yer yüzeyine yakın oluşan kırılmanın düşey dalga yayılma süreci (Kramer, 1996).

4.1.1 Doğrusal yaklaşım

Tek boyutlu doğrusal yaklaşım metodu veya diğer bir adıyla tek boyutlu eşdeğer doğrusal yaklaşım metodu, zemin davranış analizi transfer fonksiyonlarına dayalıdır.

Transfer fonksiyonları, zemin davranışı probleminde anakaya ivmesi gibi bir girdi hareketinin yer değiştirme, hız, ivme, kayma gerilmesi ve kayma birim deformasyonu gibi değişik tepki parametrelerini bulmakta kullanılmaktadır. Bu yaklaşım izdüşüm ilkesine dayalı olduğundan doğrusal sistemlerin analizi ile sınırlıdır (Kramer, 1996; Çokar, 2012).

Girdi olarak bilinen bir anakaya hareketinin zamana bağlı değişimi, genellikle FastFourierTransform (FFT) Metodu kullanarak Fourier serisi şeklinde temsil edilebilir. Girdi yani anakaya hareketinin Fourier serisindeki her terim daha sonra transfer fonksiyonu ile çarpılarak çıktı diğer bir manada zemin yüzeyi hareketinin Fourier serisi elde edilir. Çıktı olarak elde edilen zemin yüzeyi hareketi daha sonra ters FFT kullanılarak zaman tanım alanında ifade edilebilir. Transfer fonksiyonu bu şekilde girdi olarak kullanılan anakaya hareketindeki her frekansın zemin tarafından nasıl büyütüldüğünü veya sönümlendiğini ifade eder (Kramer, 1996).

4.1.2 Doğrusal olmayan yaklaşım

Doğrusal yaklaşım veya eşdeğer doğrusal yaklaşım hesaplama açısından uygun olması ve birçok probleme pratik makul sonuçlar vermesine rağmen doğrusal olmayan sismik zemin davranışını yaklaşık olarak veren bir yöntemdir. Bir zeminin doğrusal olmayan davranışını analiz etmekte alternatif bir yöntem, zaman tanım alanında doğrudan sayısal entegrasyonun kullanılmasıdır. Hareket denklemini küçük adımlar şeklinde entegre ederek herhangi bir doğrusal veya doğrusal olmayan gerilme-birim deformasyon modeli kullanılabilir. Her zaman adımının başlangıcında, o adımda kullanılacak uygun zemin özelliklerini elde etmek için gerilme-birim deformasyon ilişkileri kullanılır. Bu yöntemle doğrusal olmayan ve de elastik olmayan gerilme-birim deformasyon ilişkisi, küçük artışlı doğrusal adımlardan oluşan bir set ile takip edilebilir (Kramer, 1996; Çokar, 2012).

4.1.3 Bir boyutlu modellemelerde zemin büyütmesine etki eden parametreler

Yerel zemin koşulları, depremler esnasında yapı veya tesislerde meydana gelecek hasarları etkilediğinden bina veya tesislerin depremlere dayanıklı tasarım aşamasında önemli parametrelerden biridir. Zemin tabakaları meydana gelen kuvvetli yer hareketinin genlik, frekans içeriği ve süresini etkilediği gibi deprem dalgaları da geçtikleri zemin tabakalarının özelliklerini etkiler (Haşal, 2009). Zemin tabakalarına yaptıkları etkilerden en önemlisi zemin büyütmesidir. Ancak zemin tabakaları sismik

dalgalar için süzgeç görevi görür ve bazılarını büyütürken bazılarını sönümlendirir (Kramer, 1996; Haşal, 2009; Çokar, 2012).

Yumuşak zeminlerde deprem hareketinin genliğinin artmasının başlıca nedeni zemin ile onun altındaki ana kaya arasındaki sismik empedans (öz direnç) farkıdır (Haşal, 2009; Çokar, 2012). Sismik empedans, tanecik hareketine karşı ortam direncinin bir ölçüsü olarak düşünüldüğünde zemin tabakası içinde yayılan düşey S dalgası için sismik empedans(Z), yoğunluk(ρ) ve S dalgası hızının (V_s) çarpımıdır.

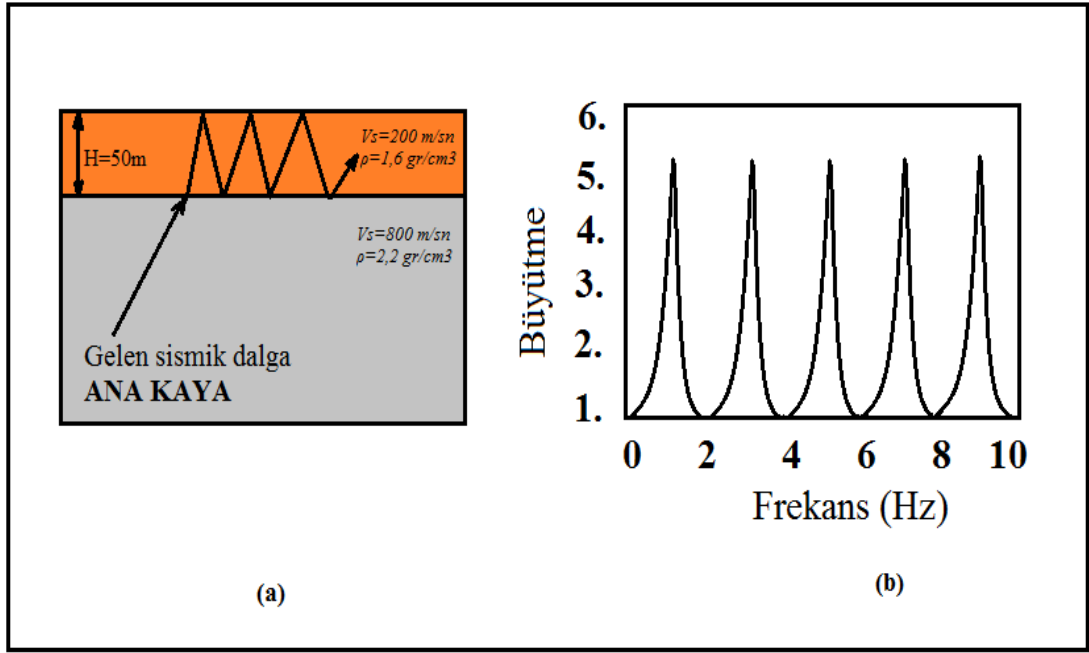
$$Z = \rho * V_s \quad (4.1)$$

Oluşacak saçılmalar ve sönümler ihmal edilirse enerjinin korunumu ilkesinden dolayı oluşan sismik dalga enerjisi yüzeye kadar korunmalıdır.

$$E(t) = \frac{1}{2}(\rho * V_s) V^2(t) \quad 4.2$$

Burada, $E(t)$: oluşan sismik enerjiyi, $(\rho * V_s)$: zemin katmanının öz direncini, $V^2(t)$: tanecik hızını temsil etmektedir. Yüzeye doğru yaklaşıldığında ortam yoğunluğu (ρ) ve S-dalgası hızını (V_s) azaltır dolayısıyla enerjinin korunması için tanecik hızı ($V(t)$) artar (Kramer, 1996; Haşal, 2009, 2004; Çokar, 2012).

Anakaya ile üzerindeki zemin katmanı arasındaki sismik empedans farkı büyükse sismik dalgalar üst zemin katmanında kaplanır. Yatay olarak tabakalanmış bir boyutlu yani fiziksel özelliklerin tek yönde değiştiği zemin modelinde (Şekil 4.2.) bu kapanma sadece zemin tabakası içinde yukarı aşağı giden cisim dalgalarını etkiler. Zemin tabakası iki veya üç boyutlu süreksizlikler içerirse yüzey dalgalarını da etkiler. Kapanan bu dalgalar arasındaki girişimler rezonans dorukları oluşturur ve rezonans doruklarının frekansı, ana kaya üzerindeki zemin tabakasının kalınlığı ve S dalgası hızıyla ilişkilidir (Çokar, 2012).



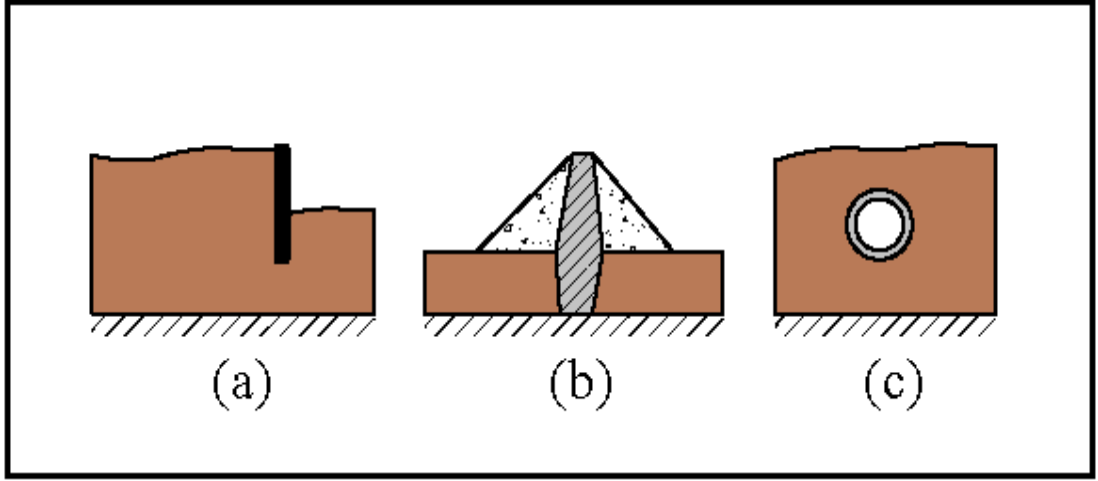
Şekil 4.2: Bir boyutlu zemin modelinde: (a) S-dalga yansımalarının gösterimi (b) düşey yayılan SH dalgası için rezonans durumu (Çokar, 2012).

Bir boyutlu modellerde zemin büyütmesine etki eden parametreleri sıralamak gerekirse;

- Teorik zemin büyütme fonksiyonları
- Zemin katmanlarının topoğrafik özellikleri
- Anakaya derinliği, anakaya üzerindeki zemin katmanlarının kalınlığı ve zemin dinamik özellikleri (kayma modülü ve sönüm oranı gibi)
- S- dalgasının hızı ve geliş açısı olarak sıralanabilir.

4.2 İki Boyutlu Zemin Davranış Analizi

Bir boyutlu zemin davranış analiz metotları, düz veya zemin katmanlarına paralel hafif eğimli yüzeylerde oldukça pratik ve kullanışlıdır. Gerçekte bu duruma uyan birçok durum mevcut olduğundan bir boyutlu analizler geoteknik deprem uygulamalarında yaygınca kullanılır. Ancak uygulamalarda bir boyutlu analiz yöntemlerinin yetersiz kaldığı durumlarla da karşılaşılabilir. Karşılaşılması muhtemel bu durumlar Şekil 4.3.' te gösterildiği gibi eğimli ve düzensiz zemin yüzeyleri, ağır yapılar, istinat duvarları veya tüneller gibi durumlardır (Kramer, 1996).



Şekil 4.3: İki boyutlu zemin davranış analizleri ile çözülen yaygın problemlere örnekler: (a) konsol istinat duvarı; (b) toprak baraj; (c) tünel (Kramer, 1996).

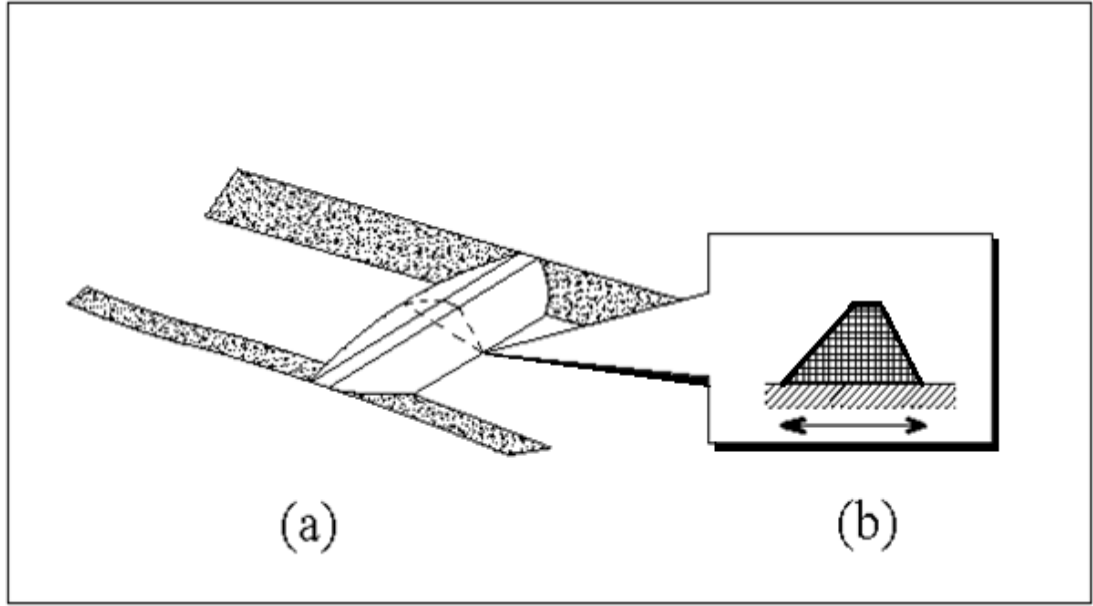
İki boyutlu zemin davranış analiz yöntemlerini aşağıdaki gibi dört ana başlıkta gruplandırabiliriz:

1. Dinamik Sonlu Elemanlar Analizi
2. Eşdeğer Doğrusal Yaklaşım
3. Doğrusal Olmayan Yaklaşım
4. Kullanılan diğer yaklaşımlardır

Bu bölümde bir boyutlu eşdeğer doğrusal yaklaşıma çok benzeyen iki boyutlu eşdeğer doğrusal yaklaşım analiz yöntemi açıklanacaktır.

4.2.1 İki boyutta eşdeğer doğrusal yaklaşım

İki boyutlu eşdeğer doğrusal yaklaşım modelinde zemin-yapı sistemi iki boyutlu sonlu eleman modeli ile temsil edilir. Bir boyutlu analizdeki gibi girdi olan anakaya hareketi Fourier serisi ile modellenir ve hareket denklemleri serideki her bir frekans için çözümlenerek veya seçilmiş frekans aralarının yorumlanması ile sonuçlar toplanır ve bu şekilde toplam zemin davranışı elde edilmiş olur (Kramer, 1996; Çokar, 2012).



Şekil 4.4: İki boyutlu zemin davranış analizine pratik bir örnek: (a) uzun bir barajın ortasında düzlemsel birim deformasyon şartları sağlanabilir ve bu durum (b) barajın orta kısmının iki boyutlu olarak modellenmesine imkan verir (Kramer, 1996; Çokar, 2012).

Şekil 4.4.' teki toprak barajı göz önüne aldığımızda baraj ekseninin gövde yüksekliğine oranla çok uzun olduğu varsayımıyla baraj orta kısmının davranışının iki boyutlu olduğu düşünülebilir. Bu varsayımla oluşturulacak dinamik model aşağıdaki şartları sağlamak zorundadır:

$$[M]\{\ddot{u}\}+[K^*]\{u\}=-[M][1]\ddot{u}_b(t) \quad (4.3)$$

Burada, $[M]$: kütle matrisi, $[K^*]$: kompleks rijitlik matrisi, $[K^*]=[K]+i \omega [C]$, $\{u\}$: bilinmeyen düğüm noktaları yer değiştirme vektörü ve $\ddot{u}_b(t)$: taban ivmesinin zamana göre değişimidir. Kütle ve rijitlik matrisleri bunlara karşılık gelen eleman rijitlik matrislerinin sonlu eleman prosedürlerini kullanarak bir araya getirilmesiyle oluşturulur ve sönümlenmenin analize dahil edilmesi de kompleks eleman rijitlik matrislerinin oluşturulması sırasında kompleks kayma modüllerinin kullanımıyla olur.

Taban hareketinin harmonik olduğu varsayılırsa göreceli yer değiştirme vektörü aşağıdaki gibi ifade edilebilir:

$$\{u\}=\{H(\omega)\}\ddot{u}_b(\omega)e^{i\omega t} \quad (4.4)$$

Burada, $\{H(\omega)\}$: transfer fonksiyonları vektörü ve $\ddot{u}_b(\omega)$: $\ddot{u}_b(t)$ 'nin Fourier dönüşümüdür ve eşitliğin hareket denklemindeki yerine konulmasıyla,

$$-\omega^2 [M]\{H(\omega)\}\ddot{u}_b(\omega)e^{i\omega t} + [K^*]\{H(\omega)\}\ddot{u}_b(\omega)e^{i\omega t} = -[M][1]\ddot{u}_b(\omega)e^{i\omega t} \quad (4.5)$$

elde edilir. Terimler düzenlendiğinde aşağıdaki transfer fonksiyonu vektörü elde edilir.

$$\{H(\omega)\} = \frac{[M]}{\omega^2 [M] - [K^*]} \quad (4.6)$$

Transfer vektörü elde edildikten sonra zemin davranış analizi bir boyutlu zemin davranış analizi adımlarının aynısıdır. İki boyutlu eşdeğer doğrusal zemin analizi hesaplama işlemlerinin çoğu transfer fonksiyonlarının değerlendirilmesi sırasında yapılmaktadır. Büyük problemlerde kütle ve rijitlik matrisleri de büyüktür ve transfer fonksiyonlarının değerlendirilmesi oldukça uzun zaman alabilir. Hesaplama kolaylığı bakımından transfer fonksiyonları sadece sınırlı sayıdaki frekanslarda doğrudan değerlendirilebilir ve aradakilerde ekstrapolasyon yoluyla bulunabilir. Birim deformasyon uyumlu malzeme özelliklerinin iterasyon ile bulunması işlemi birebir eleman bazında kullanılabilir (Kramer, 1996; Çokar, 2012).

5. MUĞLA İLİ'NİN OLASILIKSAL DEPREM TEHLİKE ANALİZİ

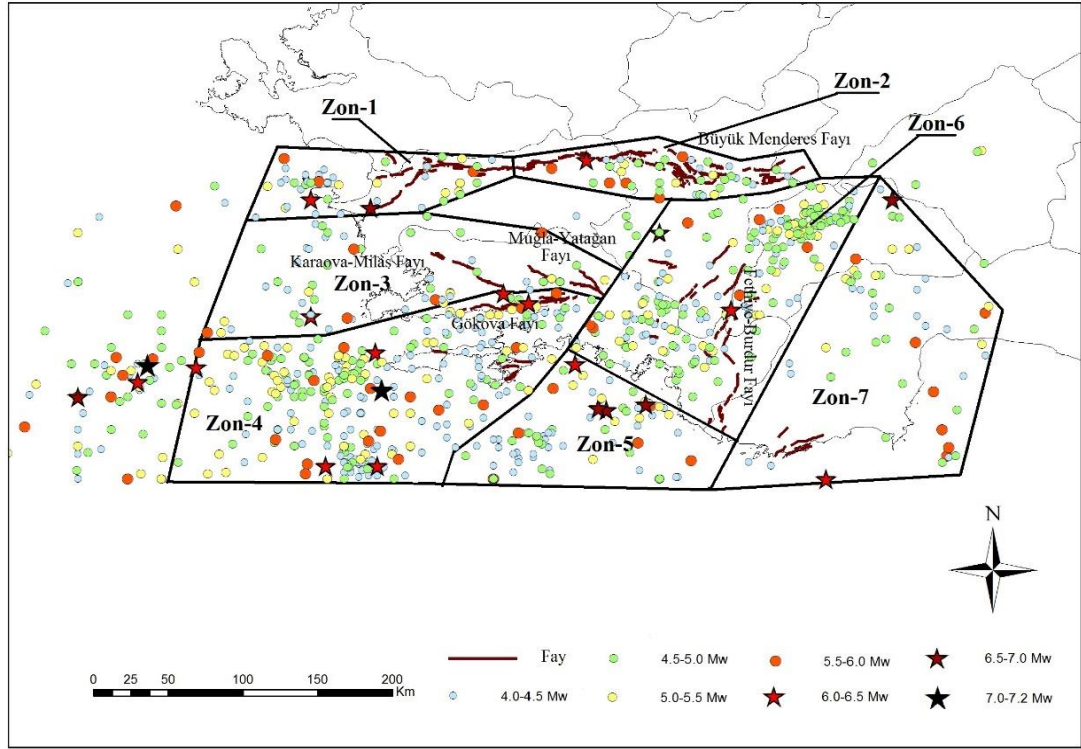
5.1 Muğla İli'nin Deprem Kaynak Bölgelerinin Oluşturulması

Çalışmamızda ulusal ve uluslararası deprem katalogları kullanılarak bölgenin depremselliğinin nesnel olarak elde edilmesi amaçlanmıştır. Bunun için UDİM (Ulusal Deprem İzleme Merkezi), AFAD (Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı) ve USGS (Birleşik Devletler Jeolojik Araştırma Merkezi) kataloglarından yararlanılmış ve 1900-2014 yılları arasında Muğla ve Çevresi'ndeki 5 ve daha büyük olan depremler derlenmiştir.

Muğla ve Çevresi'ne 1900-2014 yılları arası sismik aktivite verileri ile MTA (2013) tarafından oluşturulmuş diri fay haritası birlikte irdelenerek bölge 7 alt zona ayrılmıştır. Kaynak bölgeleri oluşturulurken:

- Kaynak için etkin fay sistemi belirlenmiştir.
- Kaynak sınırı belirlenirken 6 ve daha büyük şiddetli depremler kaynak bölgesi içinde olduğu kabul edilmiş ve depremlerin mekânsal ve zamana göre dağılımları dikkate alınarak sınırlar oluşturulmuştur.
- Kaynak oluşturulurken ana şok depremler öncü ve artçı depremlerden ayıklanmış böylelikle sismik bölgelerin belirlenmesine imkân sağlanmıştır.
- Farklı deprem üretme potansiyeline sahip kaynak bölgeleri arasındaki sınır aktif olan bölgeye yakın bir şekilde oluşturulmuştur.
- Kaynak bölgeleri, mümkün olduğunca homojen sahalar şeklinde oluşturulmuştur.

Ayrıca literatürde önerilen sismik bölgelemeler değerlendirilerek (Erdik vd., 1999; Erdik vd., 2006) çalışma alanı için arka plan depremselliği tehlike hesabında göz önüne alınmadan deprem kaynak bölgeleri Şekil 5.2.' deki gibi oluşturulmuştur.



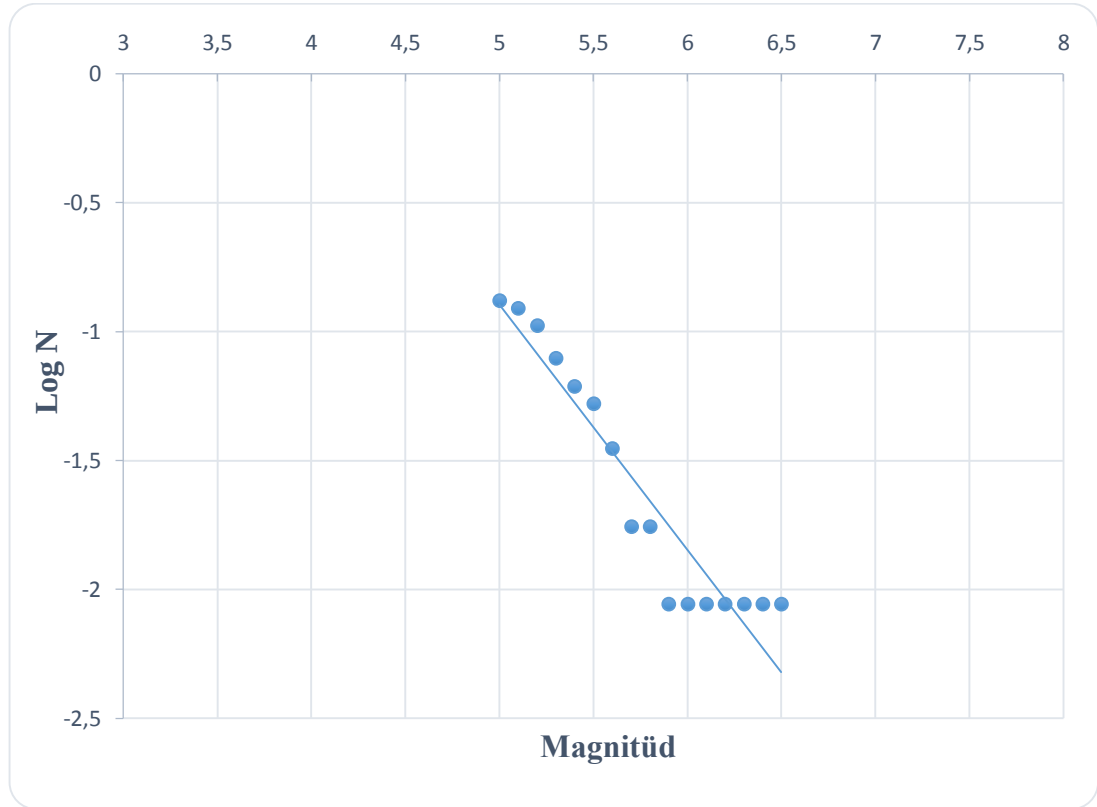
Şekil 5.2: Muğla İli ve Çevresi'nin deprem kaynak bölgelendirilmesi.

5.2 Deprem Kaynak Bölgelerinin Yineleme (Tekerrür) İlişkilerinin Hesaplanması

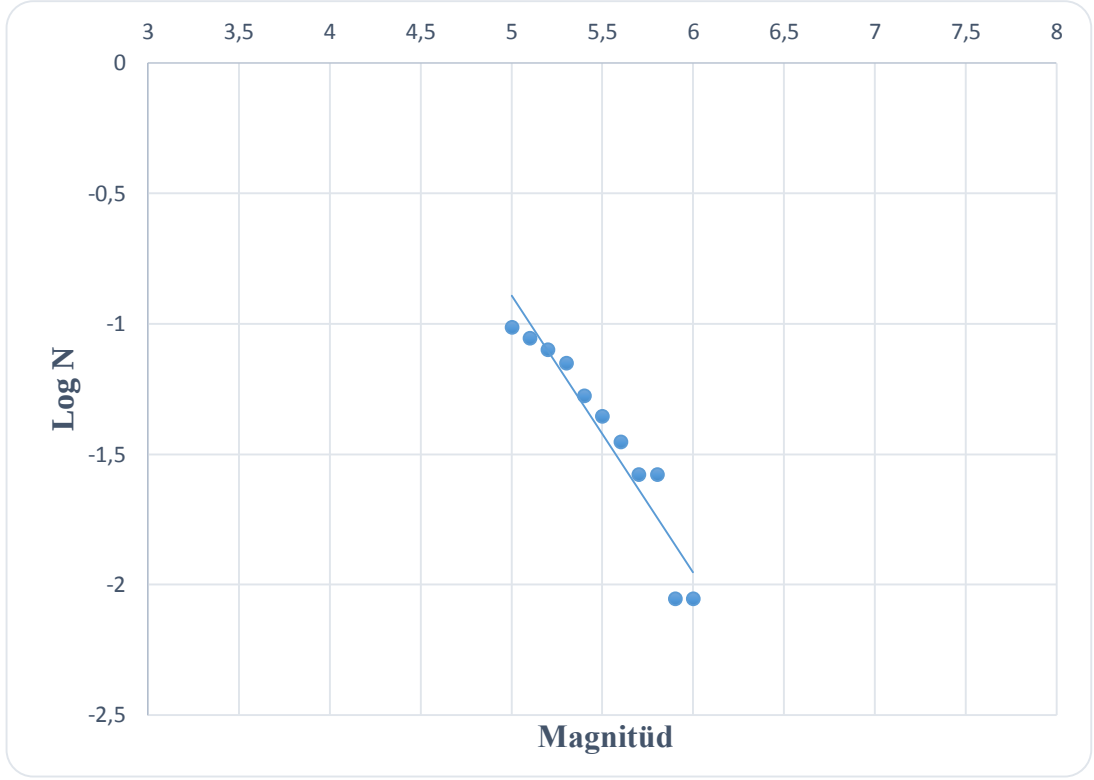
Çalışmada ilk olarak Muğla ve Çevresi'ni içine alacak şekilde seçilen 36.5-37.8 Kuzey Enlemleri ile 26.8-29.5 Doğu Boyamları arasındaki alanda bulunan depremlerden en küçük deprem büyüklüğü (M_w) 5.0 olan depremler Çizelge 3.1.'deki zaman-uzaklık penceresine göre öncü ve artçı depremlerinden ayrılmıştır. Oluşturulan 7 deprem kaynak bölgesinin her biri için en küçük kareler metodu kullanılarak Gutenberg-Richter Bağıntısı'na göre yineleme ilişkileri hesaplanmış ve Şekil 5.3., Şekil 5.4., Şekil 5.5., Şekil 5.6., Şekil 5.7., Şekil 5.8., Şekil 5.9.'da gösterilmiştir. Her bir kaynak bölgesi için Gutenberg-Richter parametreleri (a ve b), fay sistemleri ve özellikleri Çizelge 5.1.'de topluca gösterilmiştir.

Çizelge5.1: Muğla ve Çevresi'nde oluşturulan deprem kaynak bölgelerinin fay özellikleri ve Gutenberg-Richter parametreleri.

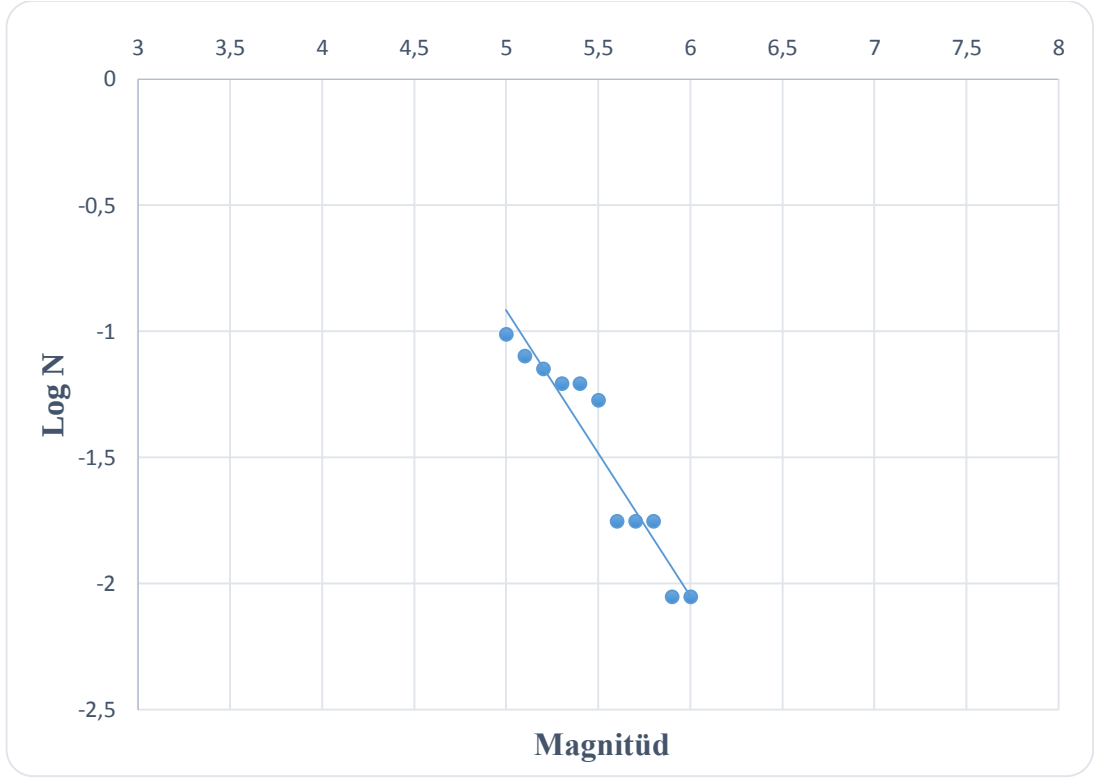
Kaynak Bölge Adı	İlgili Diri Faylar	Mekanizma	a	b	Mmin-Mmax
Zon 1	Menderes Fayı	Normal	3.86	1.01	5.0-6.5
Zon 2	Menderes Fayı	Normal	4.4	1.1	5.0-6.0
Zon 3	Karaova-Simav Fayı	Normal	4.74	1.13	5.0-6.0
	Muğla-Yatağan Fayı	Yanal Atımlı + Normal			
Zon 4	Gökova Fayı	Normal	5.06	1.04	5.0-7.2
Zon 5	Helen Arkı	Normal Bileşenli Sol Yanal Atımlı	2.62	0.66	5.0-6.8
Zon 6	Fethiye-Burdur Fayı	Normal Bileşenli Sol Yanal Atımlı	5.21	1.16	5.0-6.0
Zon 7			3.56	0.88	5.0-6.6



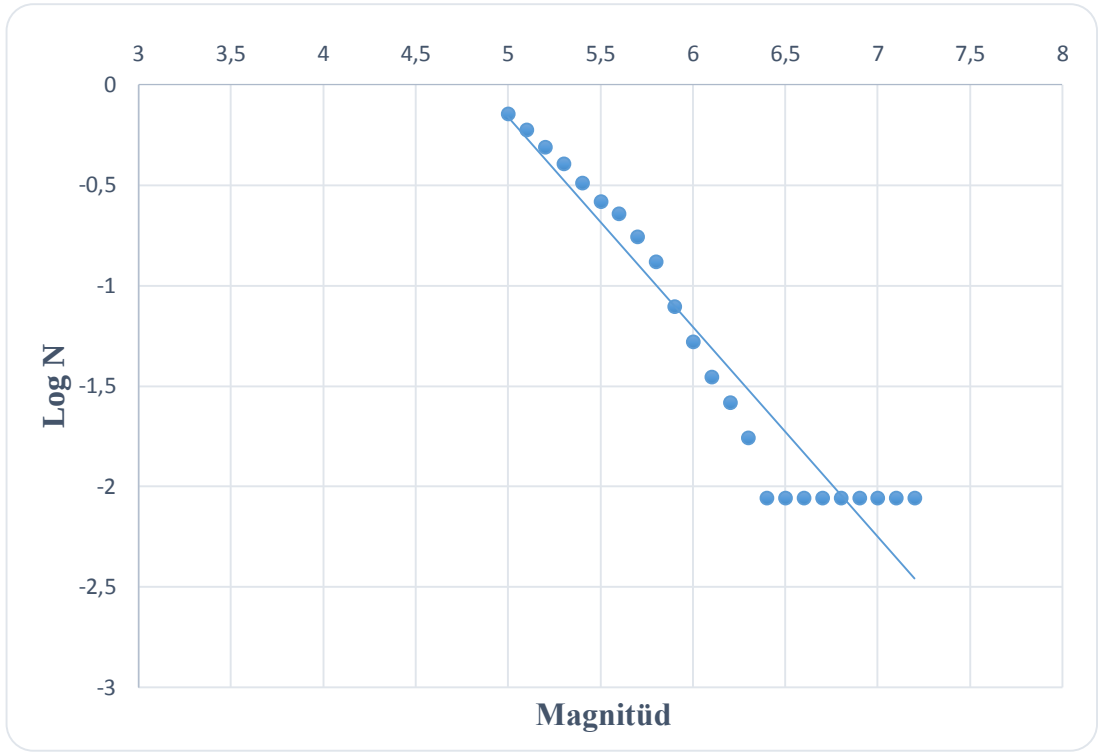
Şekil 5.3: Kaynak 1 yenileme ilişkisi.



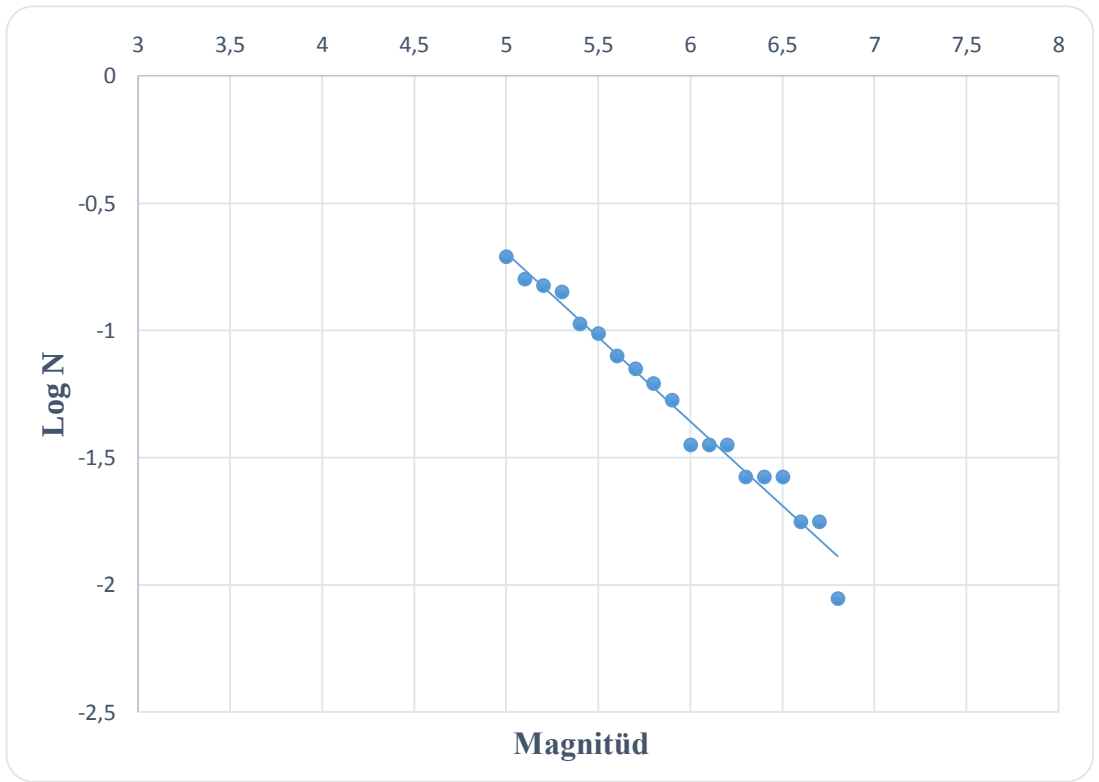
Şekil 5.4: Kaynak 2 yenileme ilişkisi.



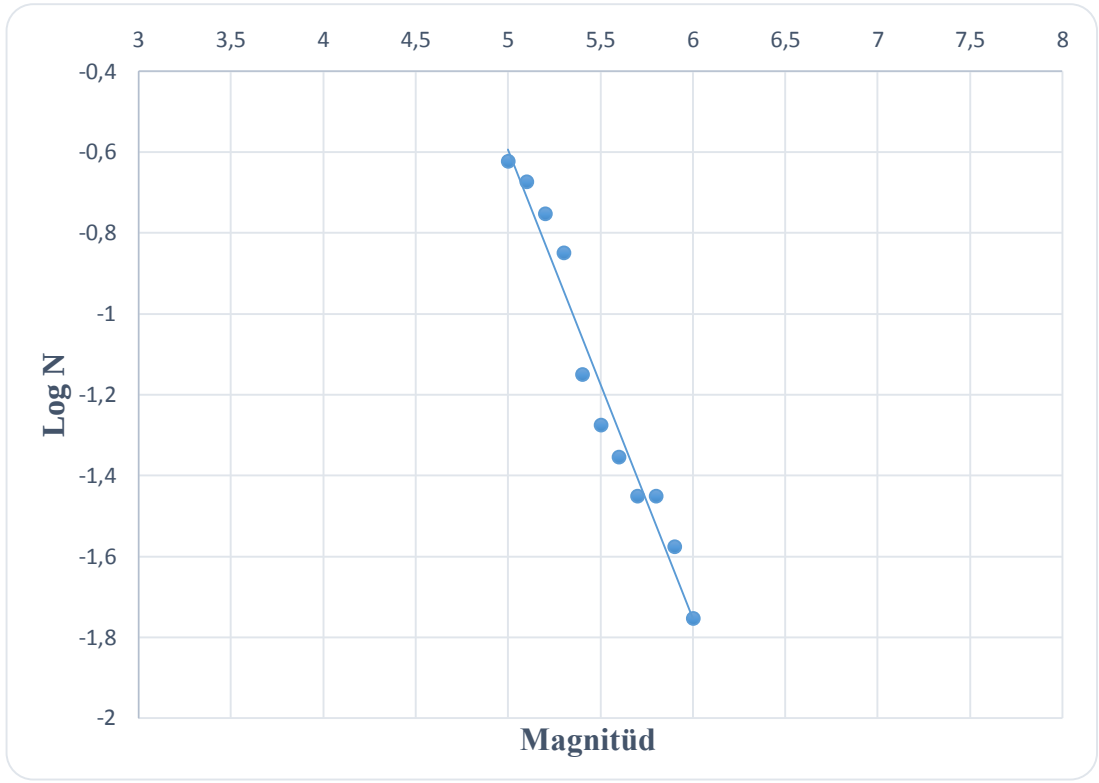
Şekil 5.5: Kaynak 3 yenileme ilişkisi



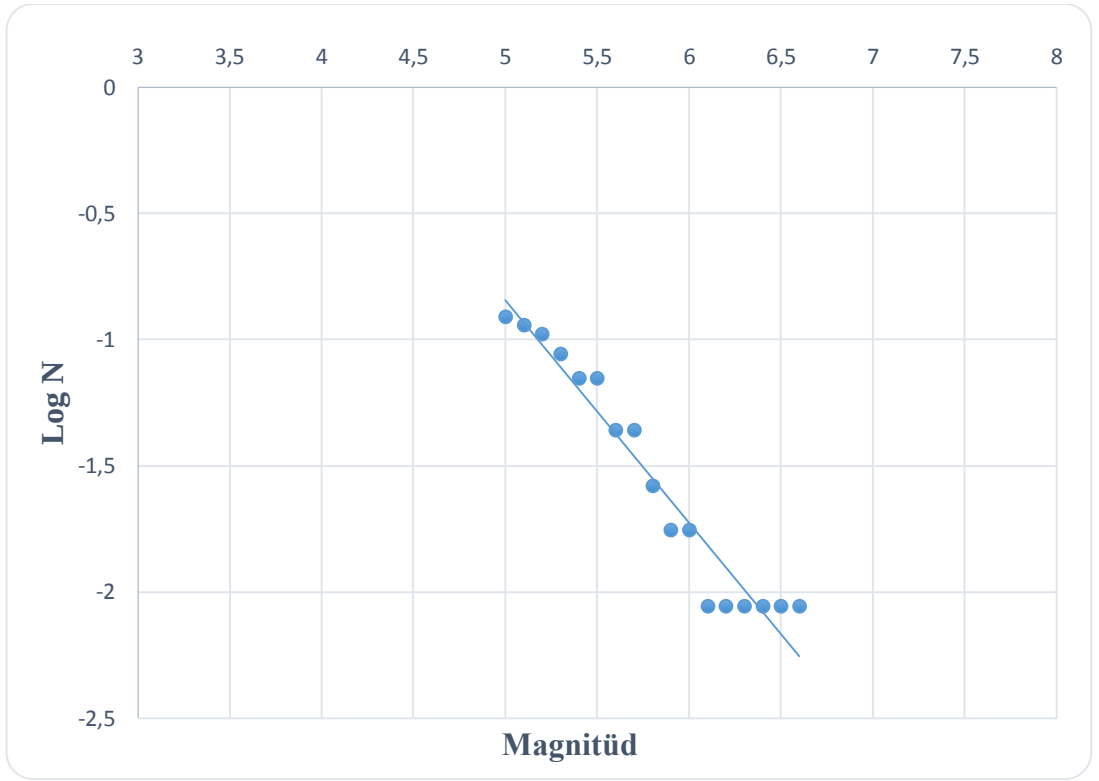
Şekil 5.6: Kaynak 4 yenileme ilişkisi.



Şekil 5.7: Kaynak 5 yenileme ilişkisi.



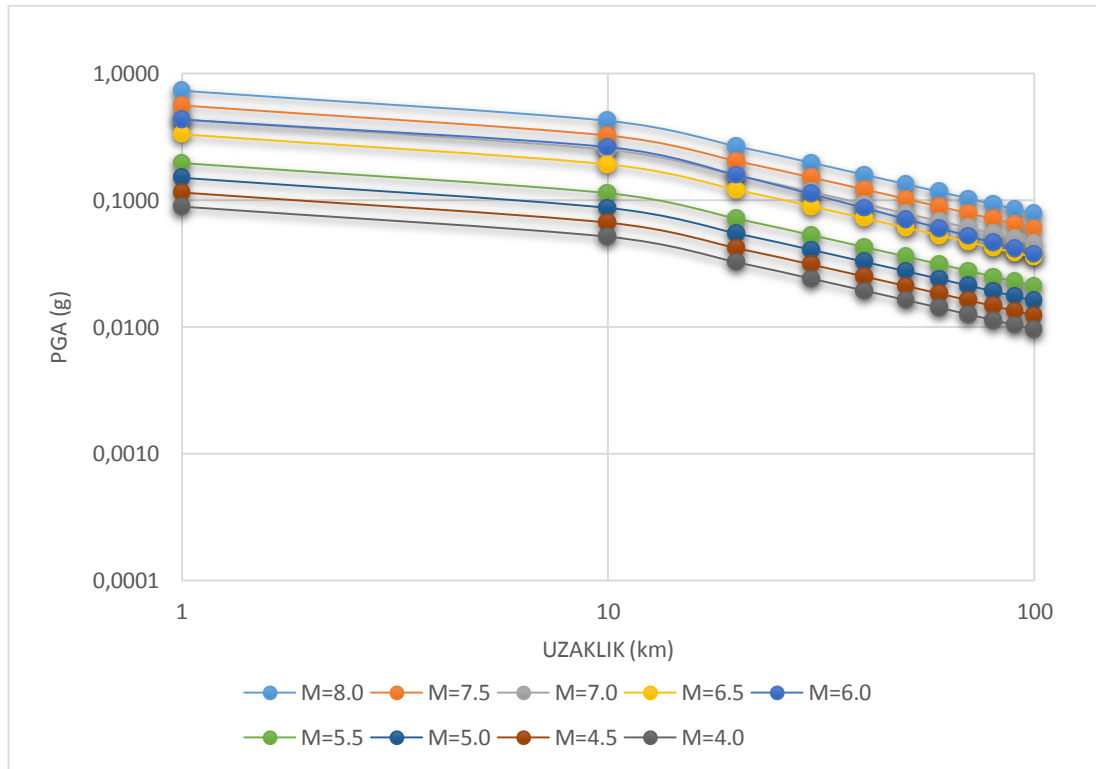
Şekil 5.8: Kaynak 6 yenileme ilişkisi.



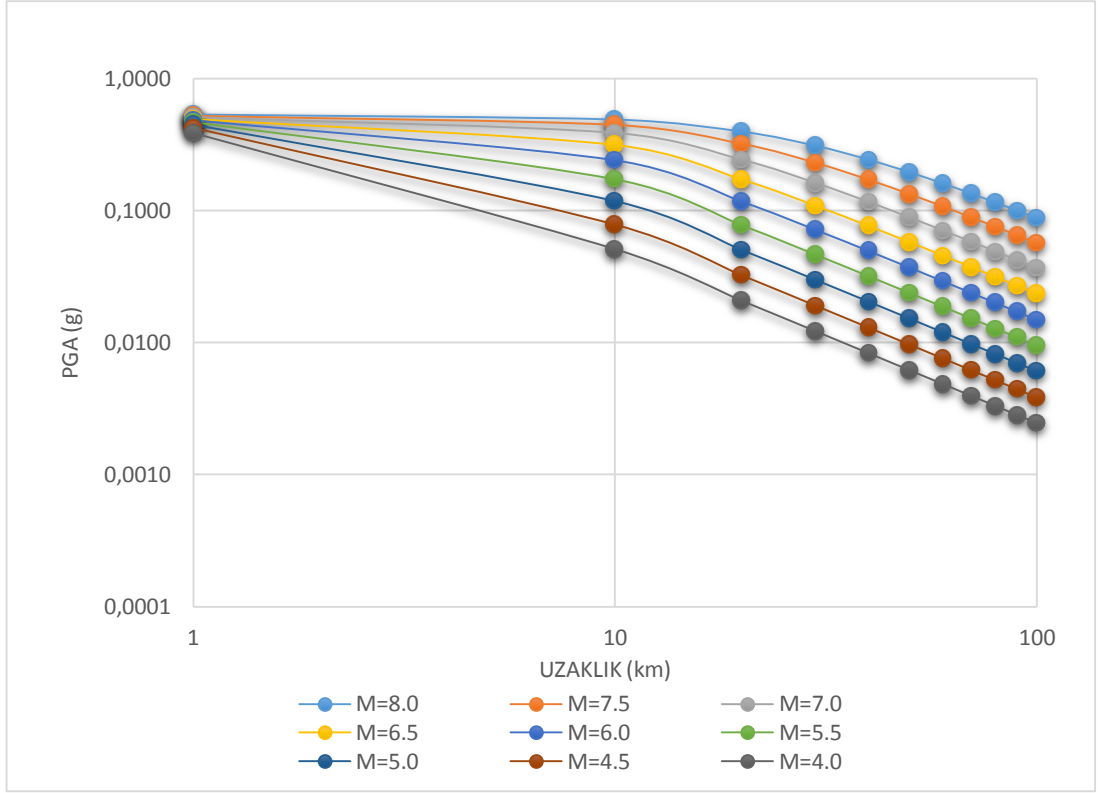
Şekil 5.9: Kaynak 7 yenileme ilişkisi.

5.3 Analizde Kullanılan Yer Hareketi Tahmin (Azalım İlişkisi) Modelleri

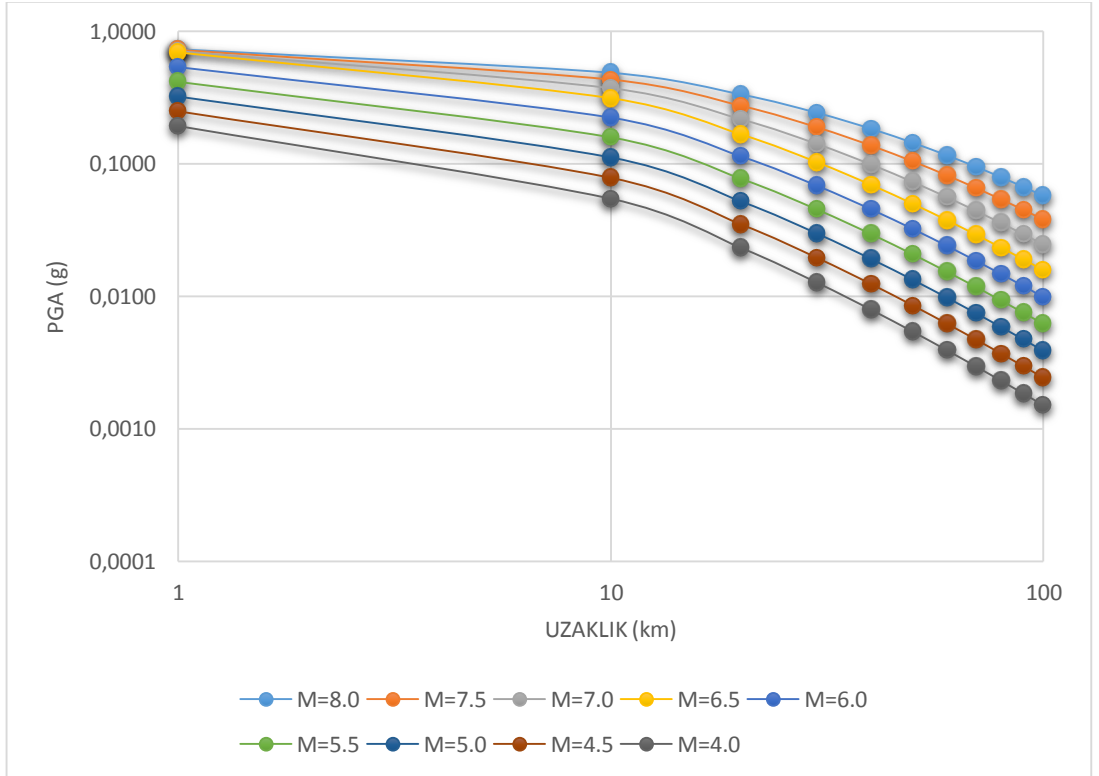
Ülkemizde kuvvetli yer hareketi kayıtları kullanılarak özel olarak geliştirilmiş modeller mevcuttur (Özbey vd., 2003, Kalkan ve Gülkan, 2004, Çeken vd., 2008). Her ne kadar yerel verilere göre oluşturulmuş modeller bölgesel farklılıkları yansıtması bakımından küresel modellere göre daha iyi olsa da sınırlı veri tabanına göre oluşturuldukları ve büyük belirsizlikler taşıdıkları için küresel modellere göre daha düşük deprem tehlikesi vermektedir. Bu çalışmada bölgesel modeller yanında küresel modellerde kullanılmıştır. Kullanılan küresel yer hareketi tahmin modelleri Boore-Atkinson (1997), Campbell-Bozorgnia (1997, 2008) ve Sadigh vd. (1997) olarak seçilmiş ve hesaplamalarda bunların ortalaması alınmıştır. Bu modeller California bölgesindeki depremler için üretilmiş ancak USGS tarafından Avrupa için kullanılabilir olduğu tespit edilmiştir. Zemin azalım ilişkileri hesaplanırken zemin özellikleri NEHRP (1997) B/C sınırına göre alınmıştır. Kullanılan azalım ilişkilerinin uzaklık-pik yer ivmesi değişim grafikleri Şekil 5.10. ile Şekil 5.30.' da gösterilmiştir.



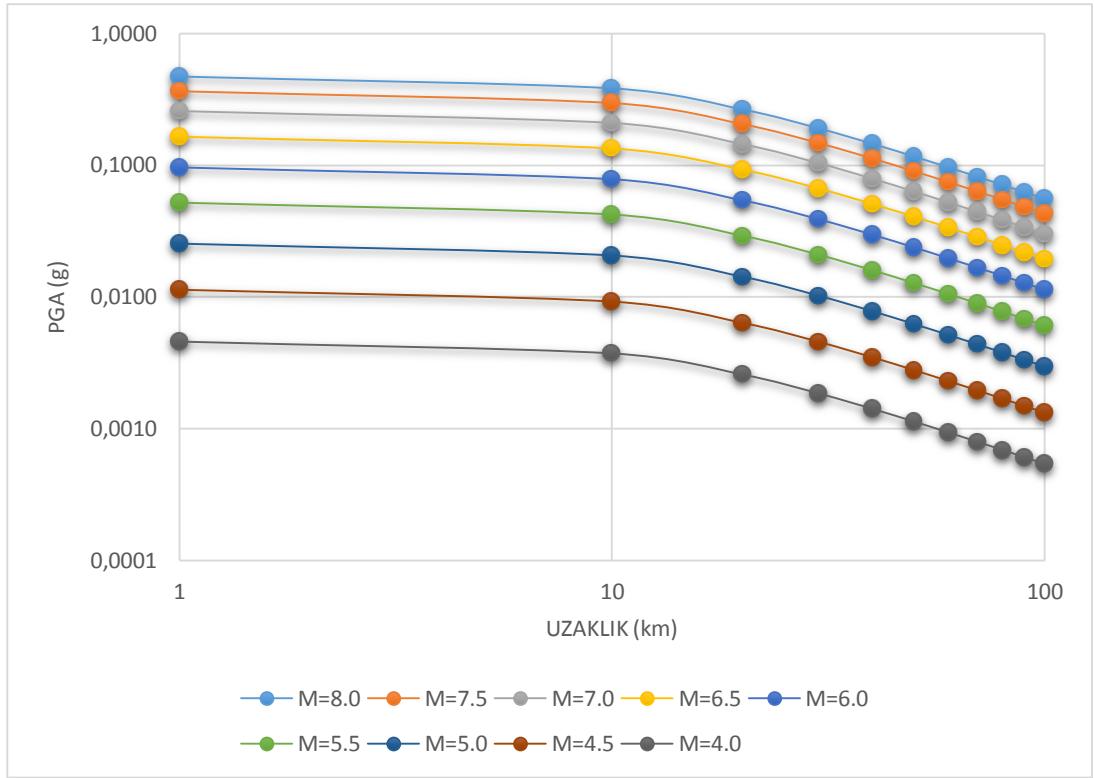
Şekil 5.10: Boore vd. (1997) için uzaklık-pik yer ivmesi değişim grafiği.



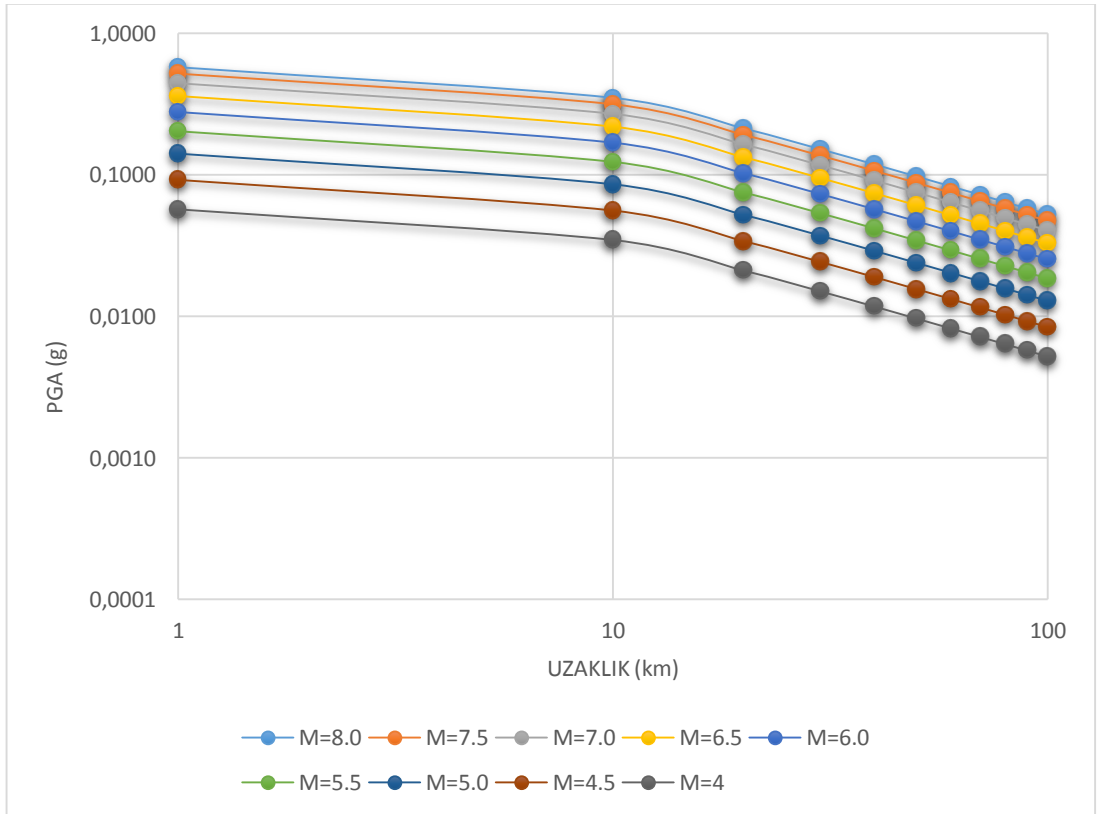
Şekil 5.11: Campbell vd. (1997) için uzaklık-pik yer ivmesi değişimi.



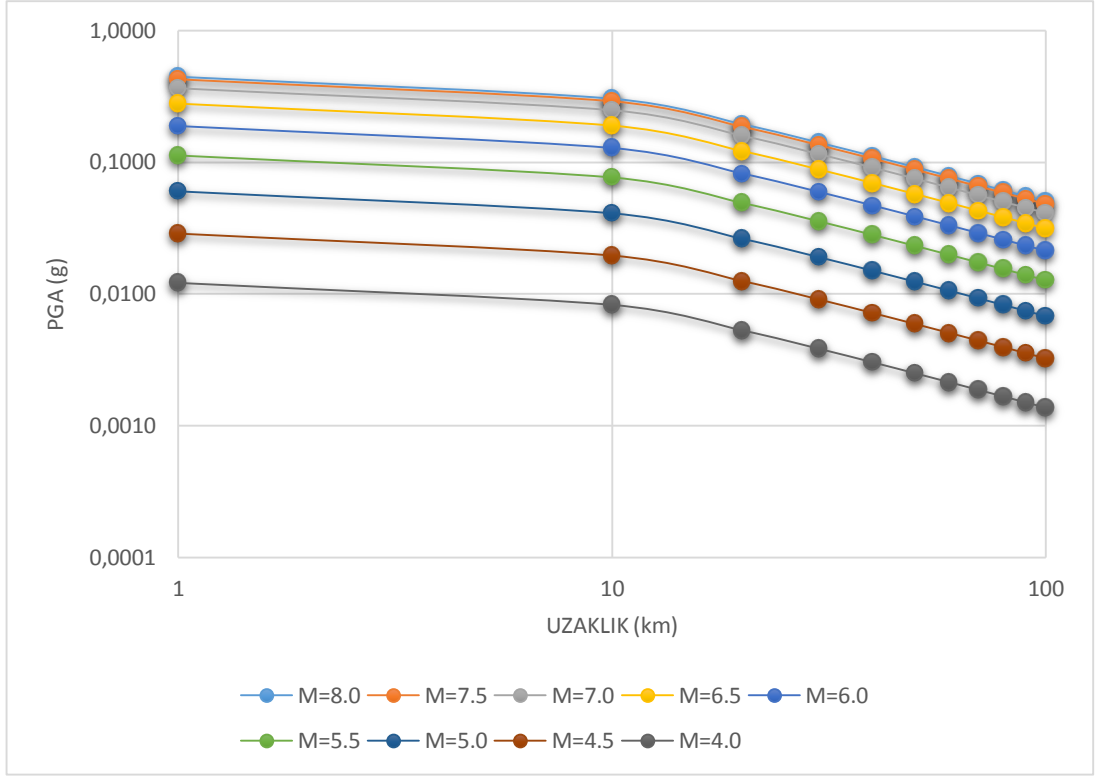
Şekil 5.12: Sadıgh vd. (1997) için uzaklık-pik yer ivmesi değişimi.



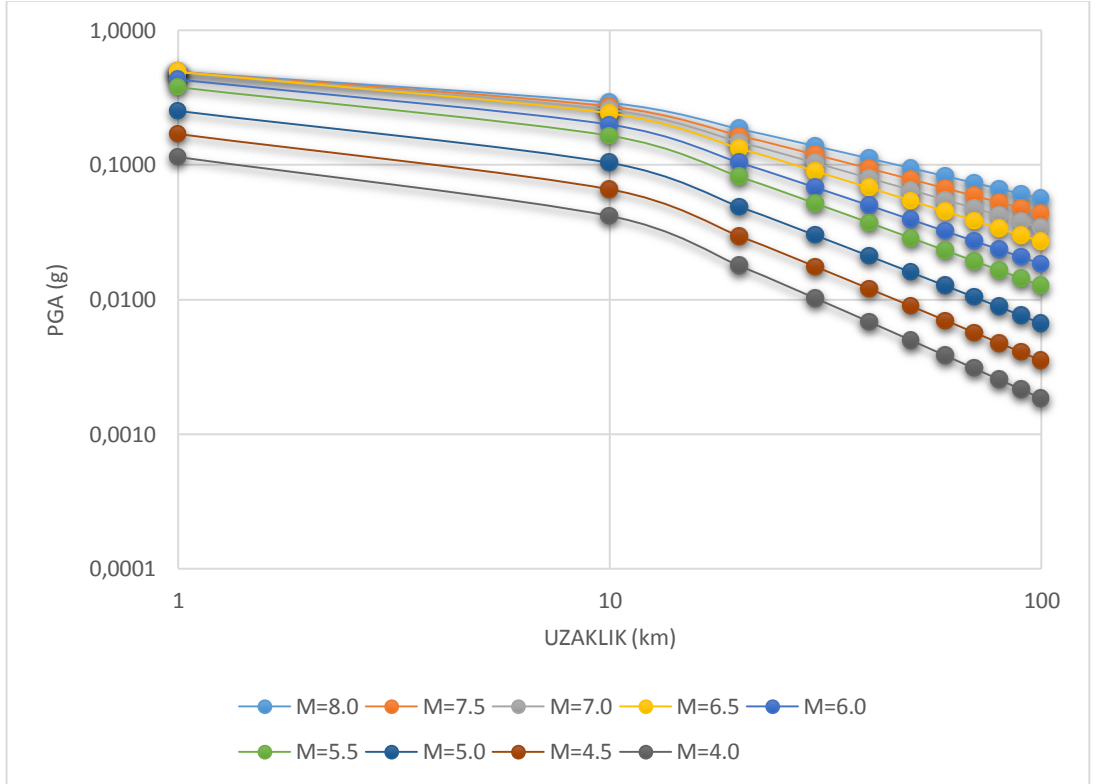
Şekil 5.13: Özbey vd. (2003) için uzaklık-pik yer ivmesi değişimi.



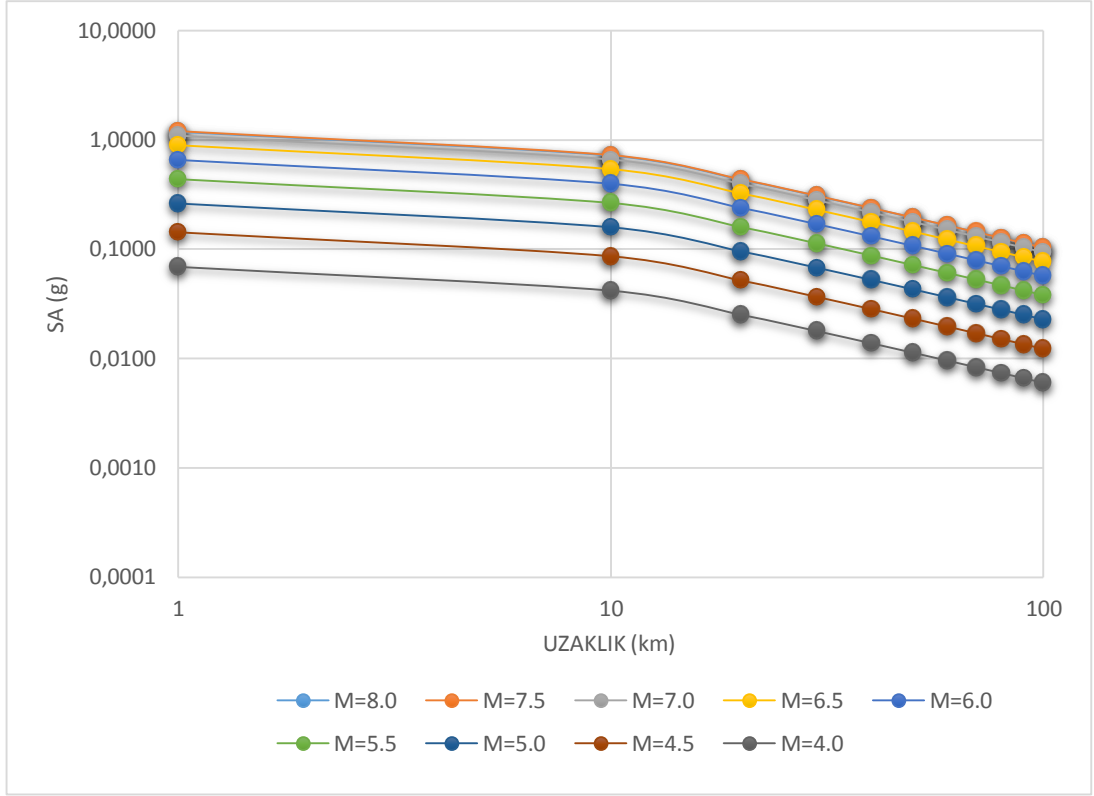
Şekil 5.14: Kalkan ve Gülkan (2004) için uzaklık-pik yer ivmesi değişimi.



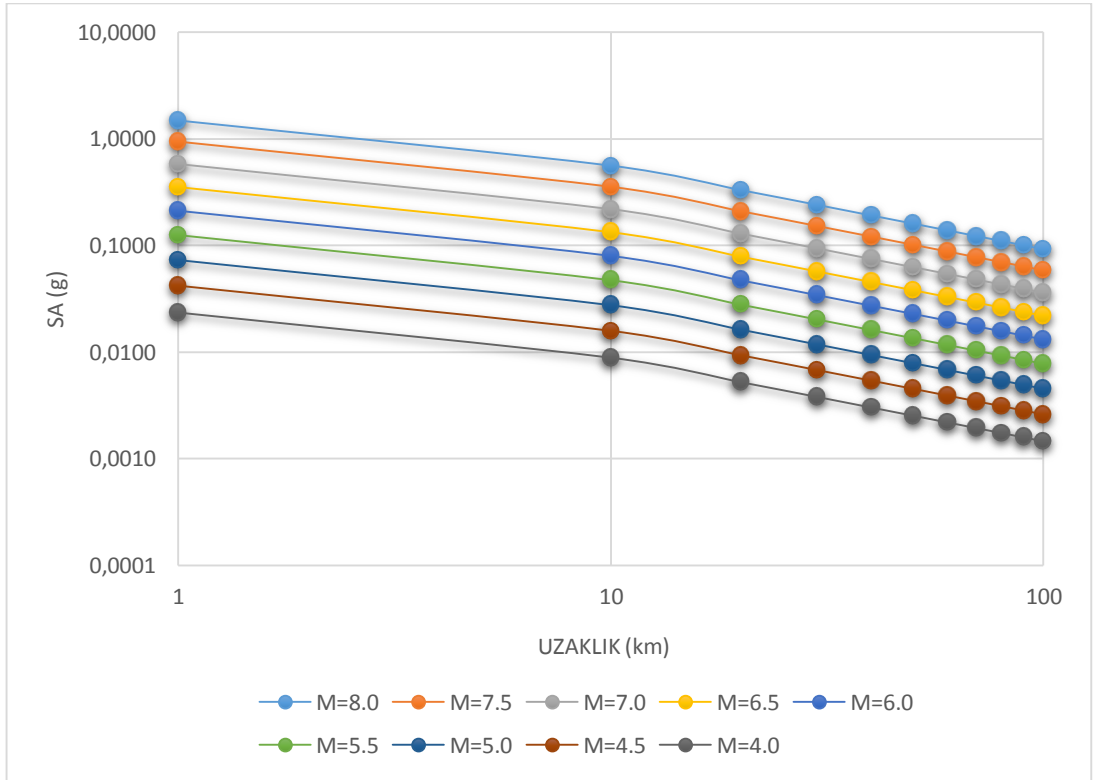
Şekil 5.15: Çeken vd. (2008) için uzaklık-pik yer ivmesi değişimi.



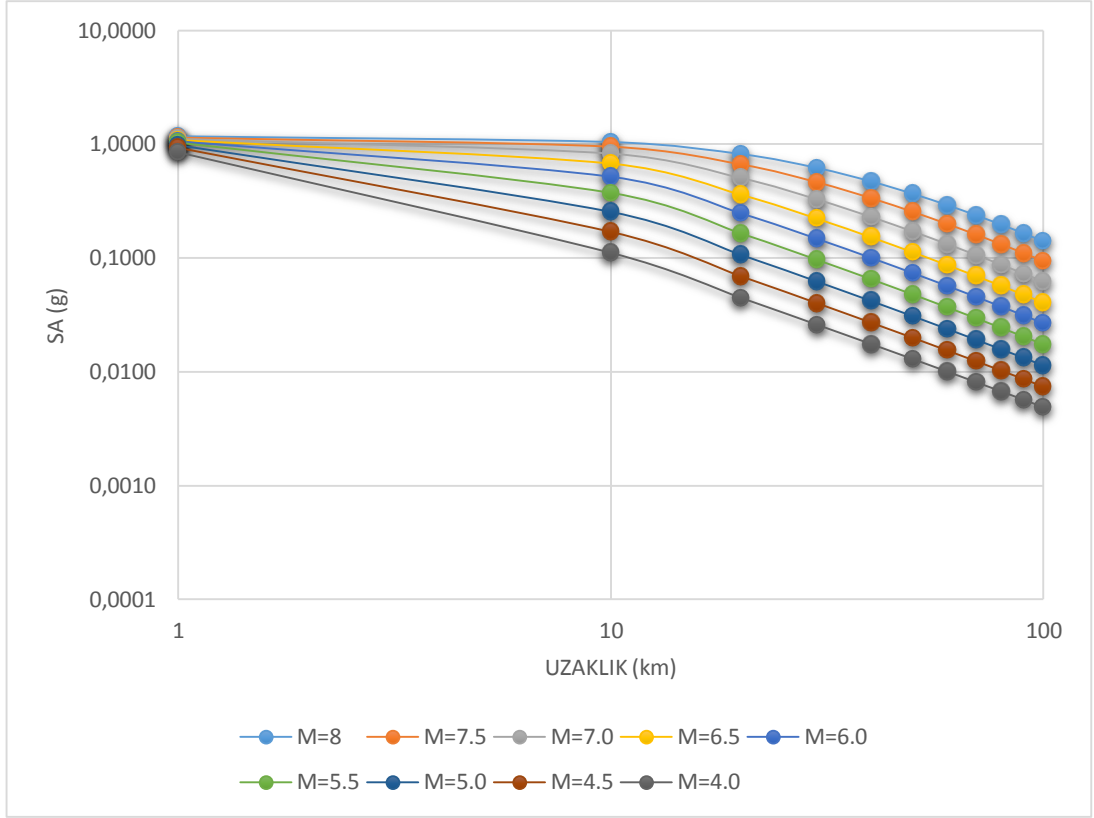
Şekil 5.16: Campbell vd. (2008) için uzaklık-pik yer ivmesi değişimi.



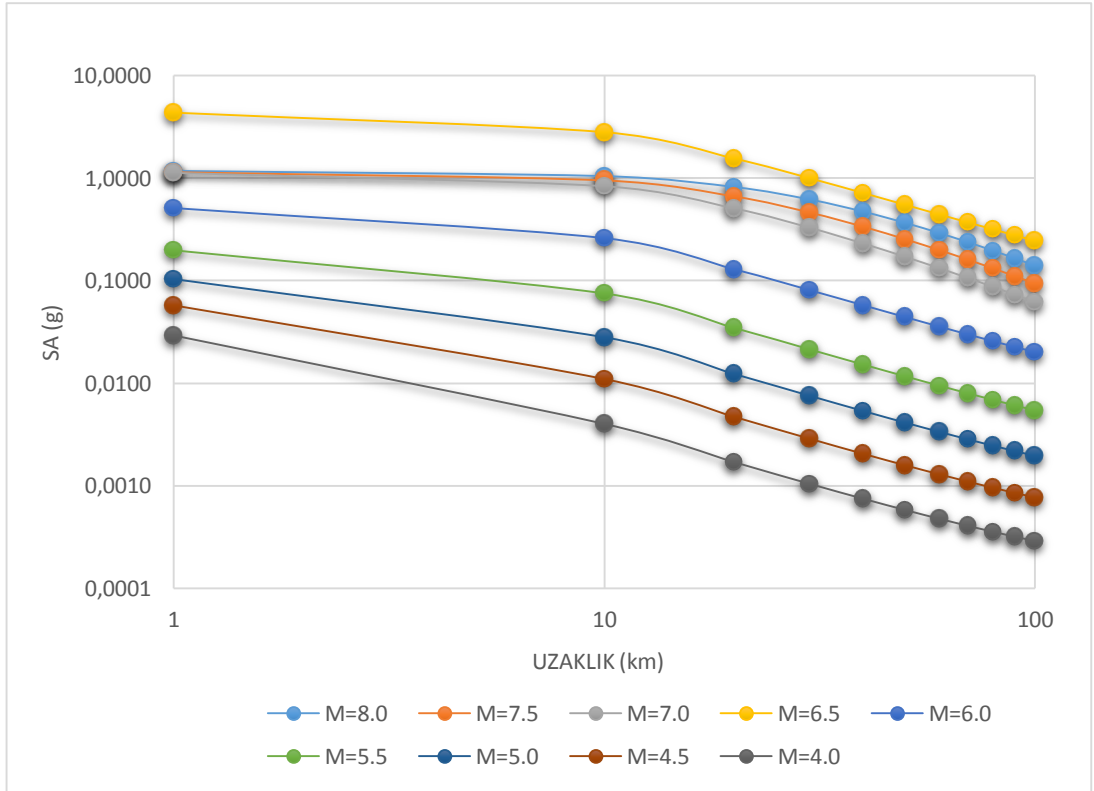
Şekil 5.17: Boore vd. (1997) için uzaklık-spektral ivme değişimi ($T=0.2$ sn).



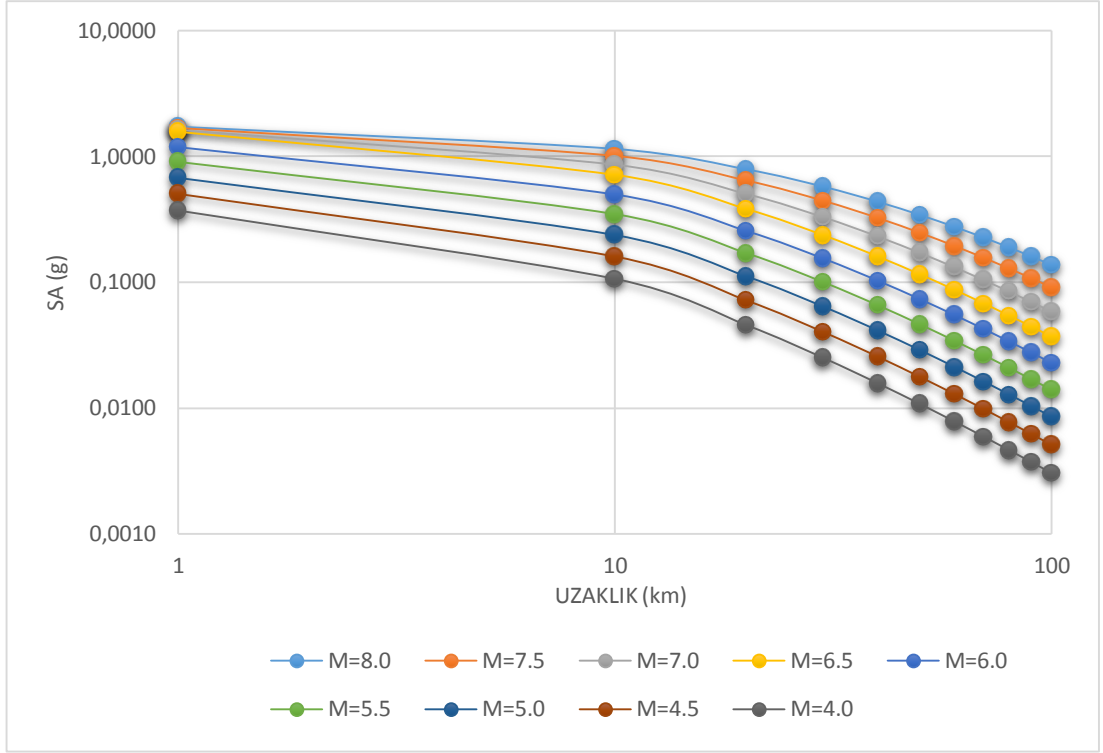
Şekil 5.18: Boore vd. (1997) için uzaklık-spektral ivme değişimi ($T=1.0$ sn).



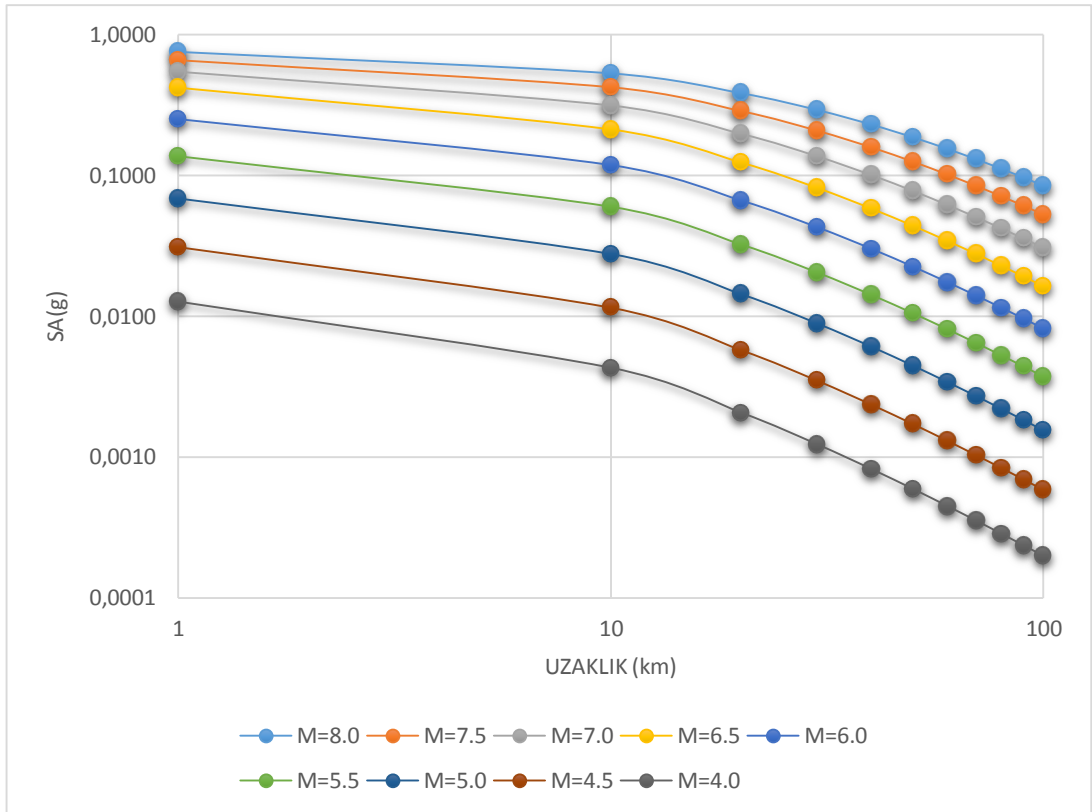
Şekil 5.19: Campbell vd. (1997) için uzaklık-spektral ivme değişimi (T=0.2 sn).



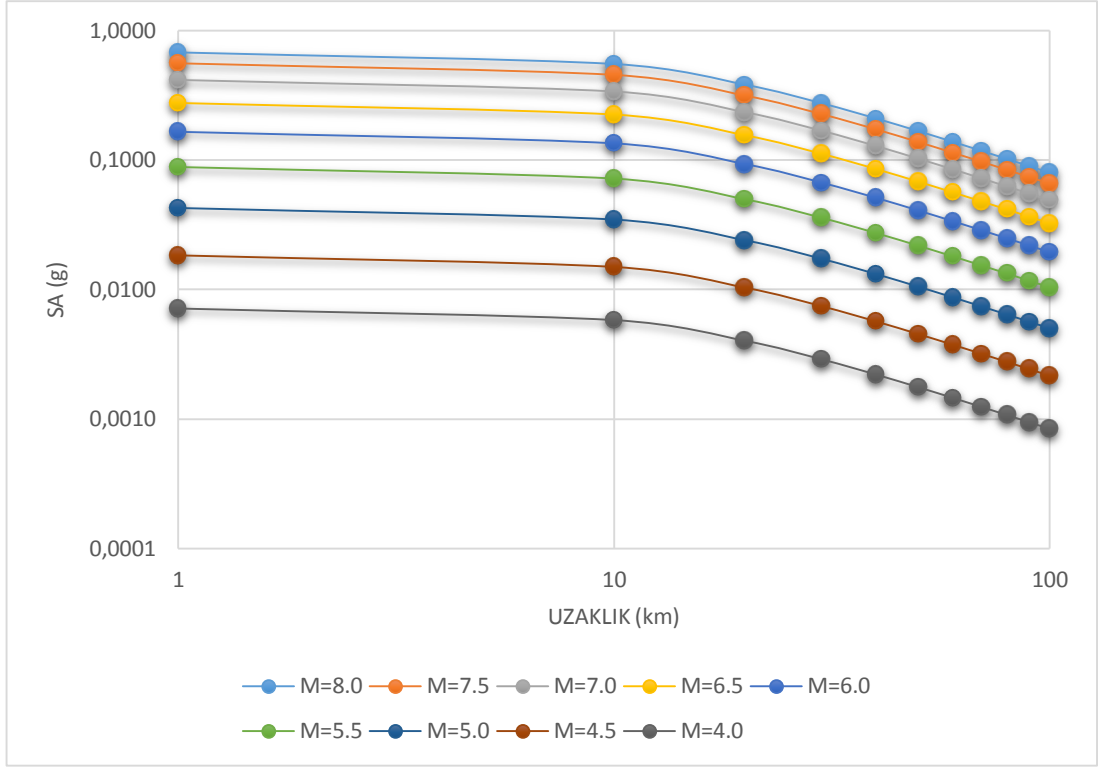
Şekil 5.20: Campbell vd. (1997) için uzaklık-spektral ivme değişimi (T=1.0 sn).



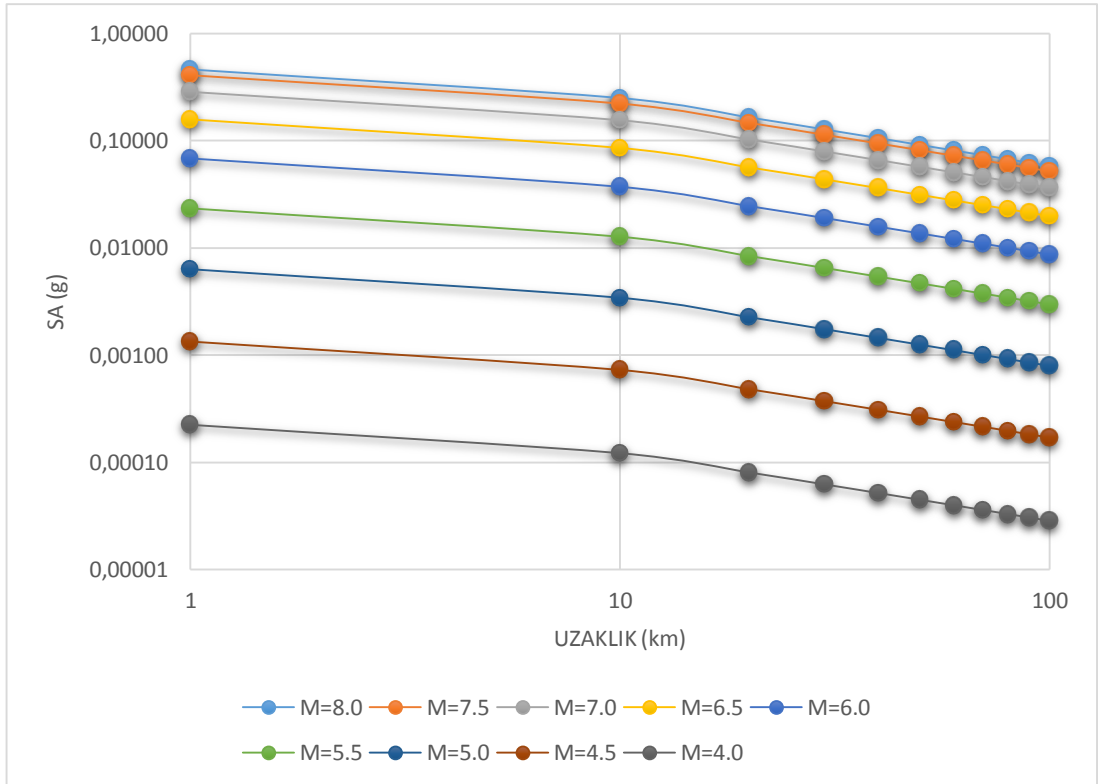
Şekil 5.21: Sadigh vd. (1997) için uzaklık-spektral ivme değişimi ($T=0.2$ sn).



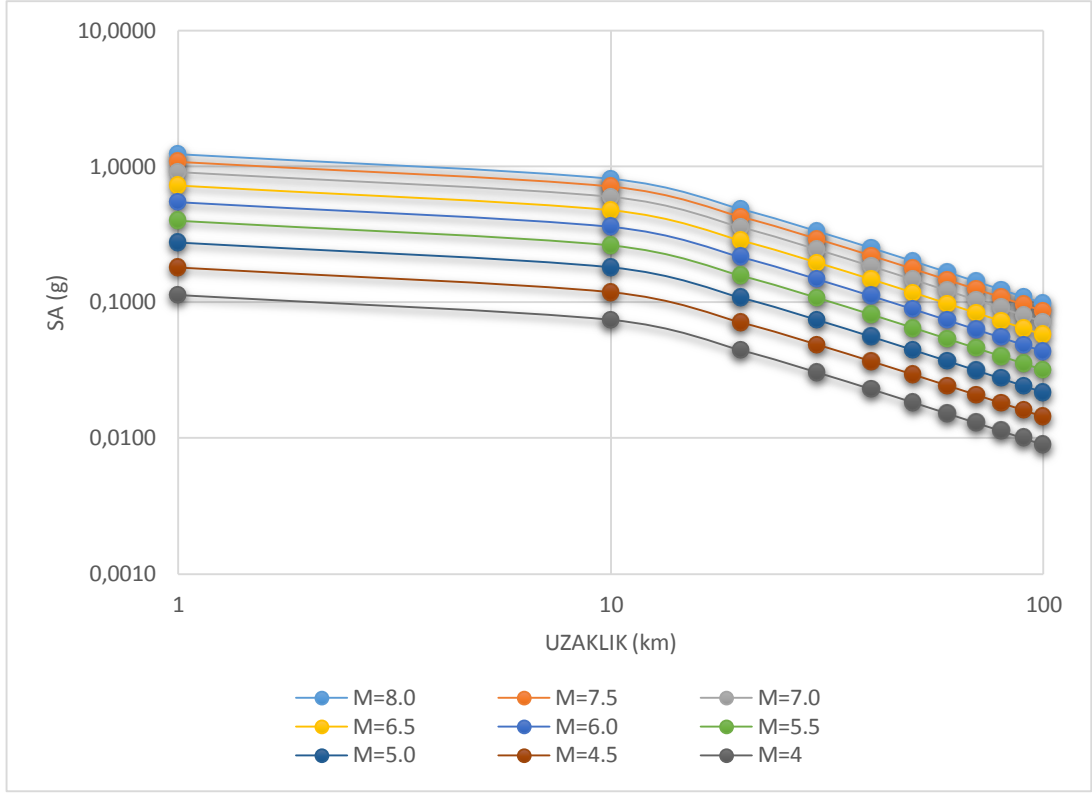
Şekil 5.22: Sadigh vd.(1997) için uzaklık-spektral ivme değişimi ($T=1.0$ sn).



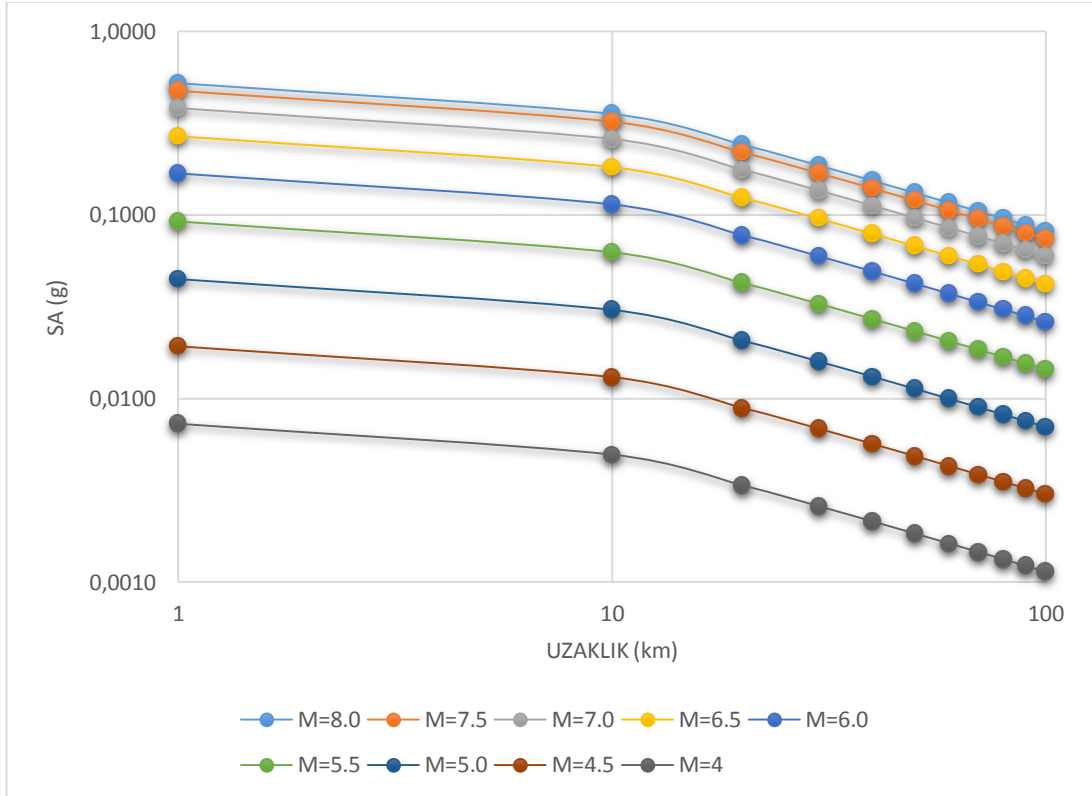
Şekil 5.23: Özbey vd. (2003) için uzaklık-spektral ivme değişimi (T=0.2 sn).



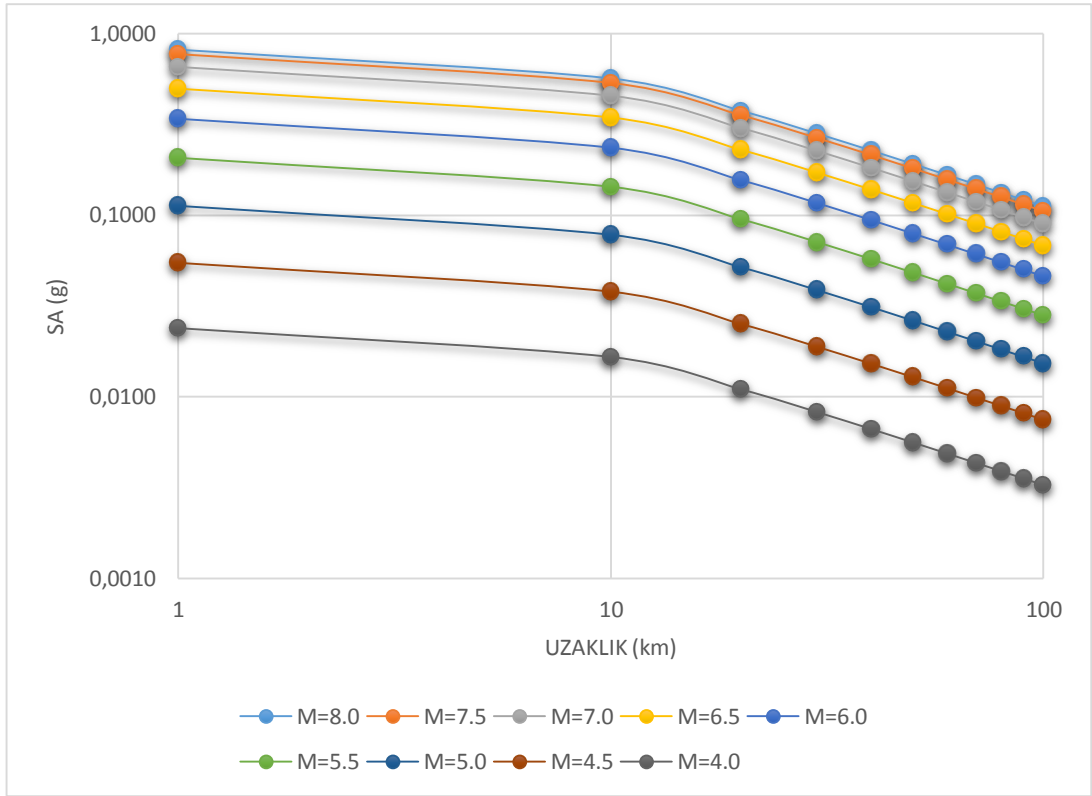
Şekil 5.24: Özbey vd. (2003) için uzaklık-spektral ivme değişimi (T=1.0 sn).



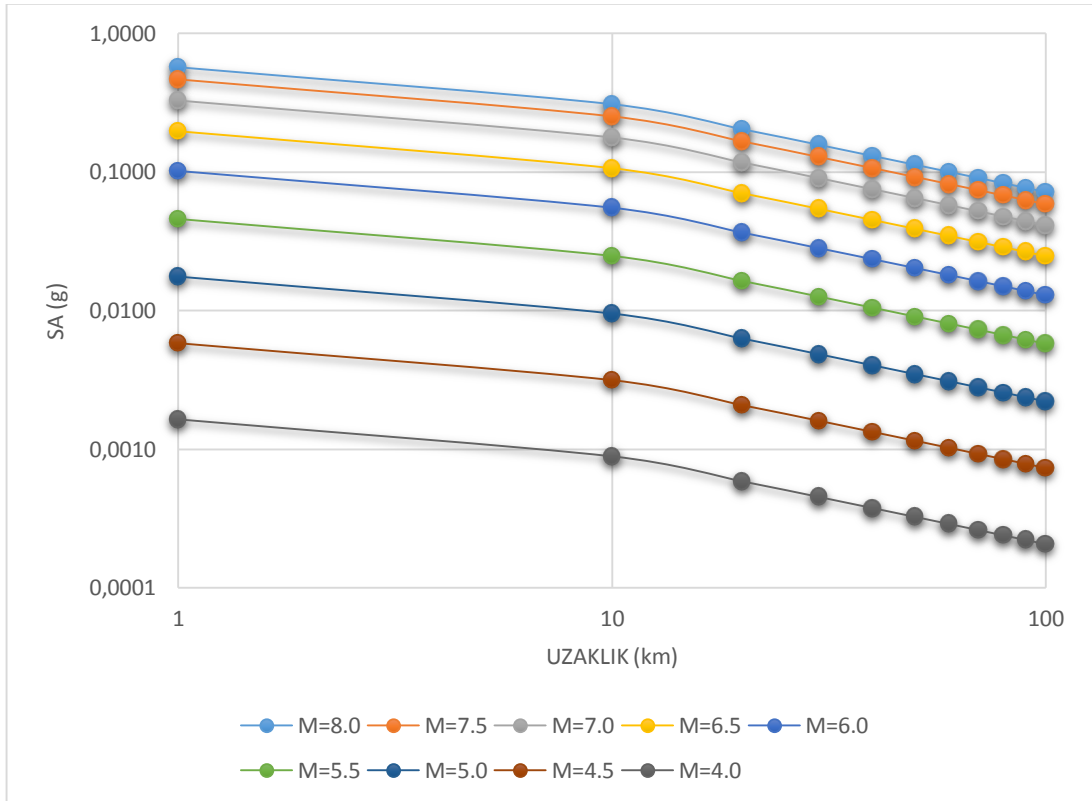
Şekil 5.25: Kalkan ve Gülkan (2004) için uzaklık-spektral ivme değişimi ($T=0.2$ sn).



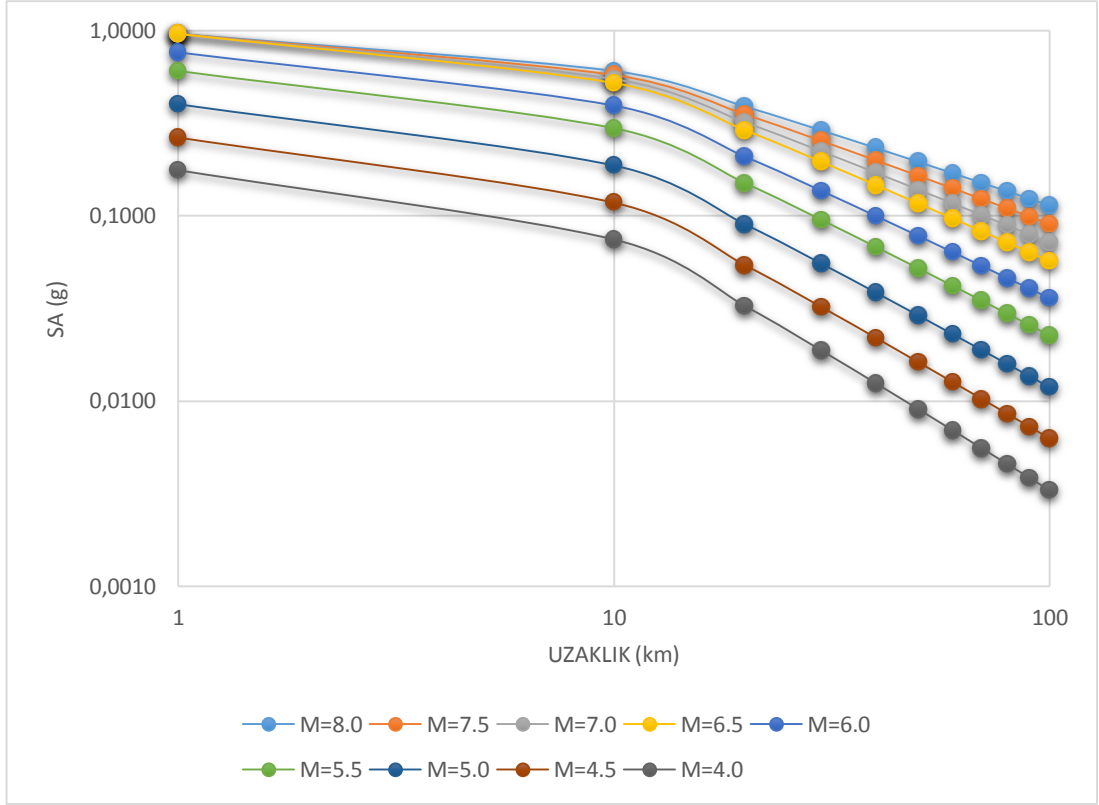
Şekil 5.26: Kalkan ve Gülkan (2004) için uzaklık-spektral ivme değişimi ($T=1.0$ sn).



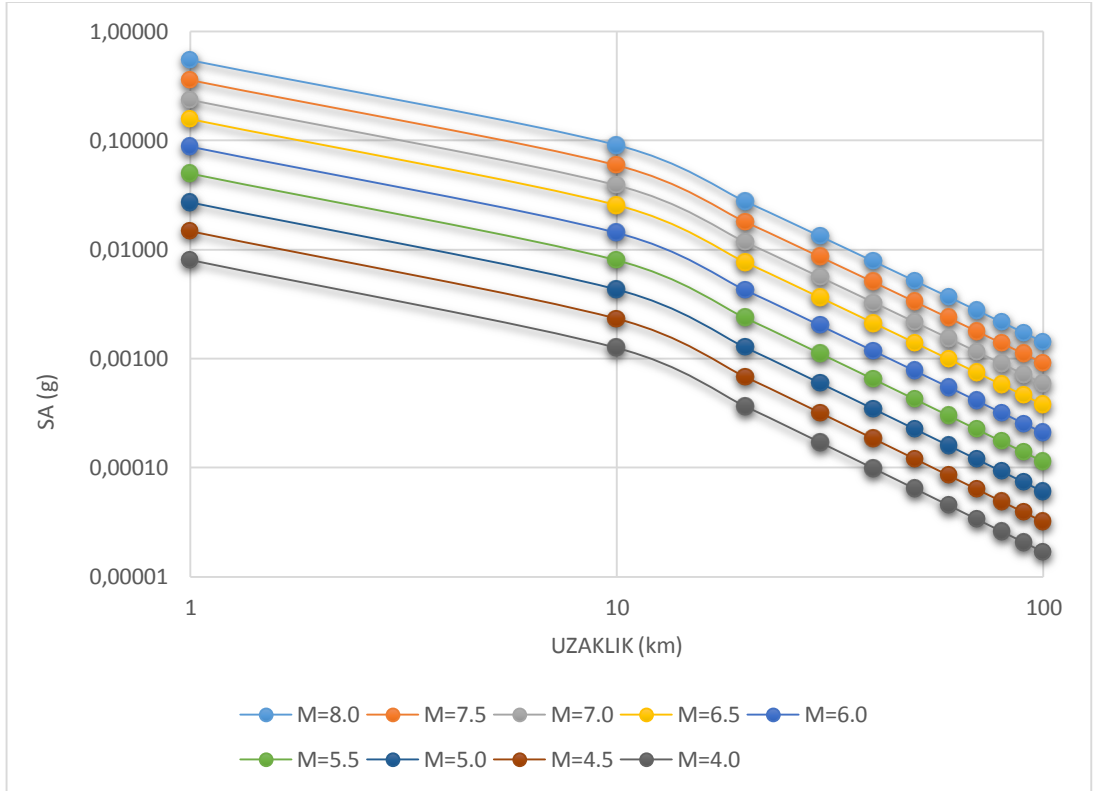
Şekil 5.27: Çeken vd.(2008) için uzaklık-spektral ivme değişimi ($T=0.2$ sn).



Şekil 5.28: Çeken vd. (2008) için uzaklık-spektral ivme değişimi ($T=1.0$ sn).



Şekil 5.29: Campbell vd. (2008) için uzaklık-spektral ivme değişimi (T=0.2 sn).



Şekil 5.30: Campbell vd. (2008) için uzaklık-spektral ivme değişimi (T=1.0 sn).

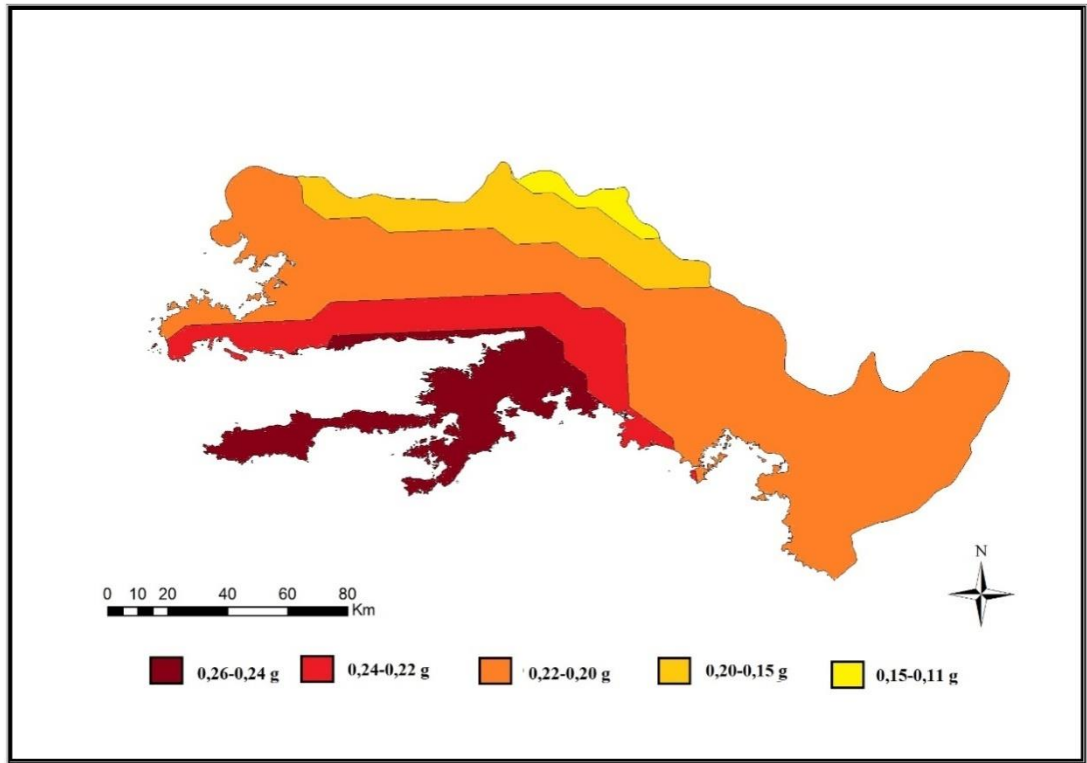
5.4 Muğla İli' nin Olasılıksal Deprem Tehlikesinin Modellenmesi

Deprem tehlikesinin belirlenmesinde kullanılan Shake91(İdriss ve Sun., 1992), EZ-FRISK (1997), Shake2000 (2009), CRISIS2007 (Ordaz vd., 2007), SEISRISK III (Bender ve Perkins, 1987) gibi birçok paket bilgisayar programı vardır. Bu çalışmada Bender ve Perkins (1987) tarafından olasılıksal deprem tehlikesi analizi yapmak için geliştirilen SEISRISK III programı kullanılmasına karar verilmiştir. Bu yazılımın özellikleri aşağıdaki şekilde sıralanabilir:

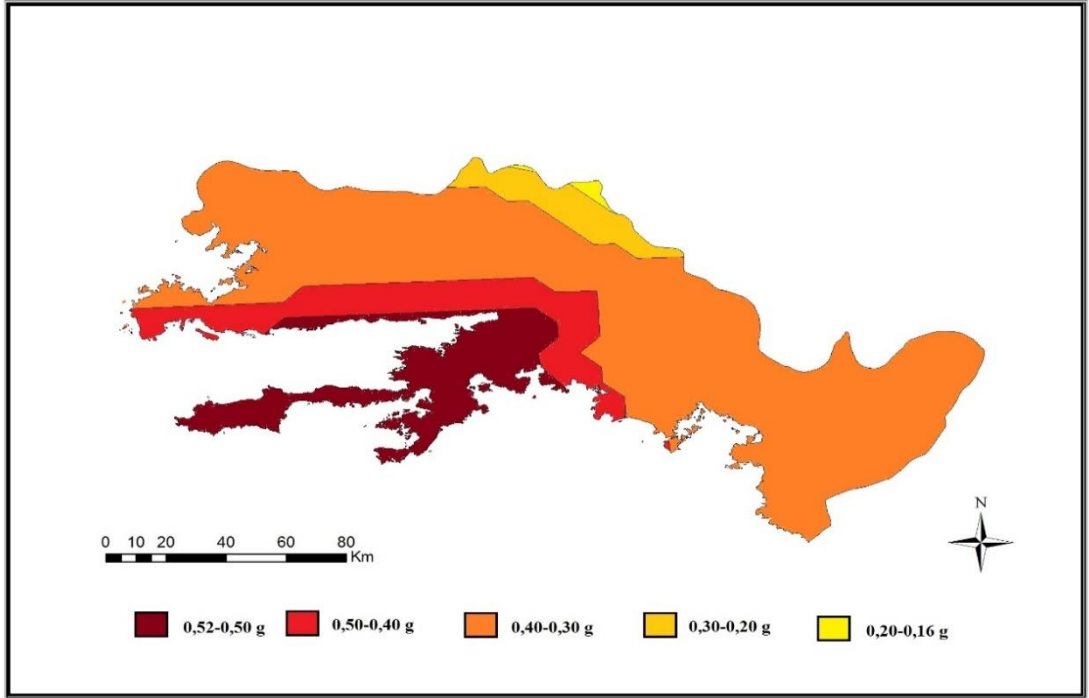
1. Kaynaklarda depremlerin homojen olarak dağıldığı, dolayısıyla kaynak içerisindeki her noktanın gelecekteki bir depremin episantrı olma ihtimalinin eşit olduğu varsayılır.
2. Fay göçme modelinde, göçmeden meydana gelen zemin hareketi bölgeye en yakın göçme mesafesinin fonksiyonu kabul edilir. Buna bağlı olarak göçme sonucu ortaya çıkan ivme yoğunluğu düzeltilerek hesaplanır.
3. Kaynak bölgesi sınırlarında meydana gelebilecek ani sismisite değişimlerini önlemek için deprem merkezleri belirli bir 'deprem merkezi belirsizliği' katsayısı ve standart sapma dâhilinde dağıtılır.
4. Belirlenen zaman periyodu içinde bölgenin sismisitesinin sabit kaldığı kabul edilir.
5. Alan kaynaklarının yanısıra fayların lineer kaynak bölgesi olarak tanımlanmasına imkân verir.
6. Depremden meydana gelecek zemin hareketi, depremin büyüklüğünün artan ve mesafesinin de azalan fonksiyonu olarak verilmiş azalım ilişkisinin interpolasyonu ile hesaplanabilir (Edrik vd., 2006).

SEISRISK III yazılımı kullanılarak yapılan olasılıksal deprem tehlikesi hesaplarında inceleme alanının koordinatları ve deprem zonları Muğla İli merkez alınarak tanımlanmıştır. Her bir zonun deprem oluşum parametreleri, yani magnitüde bağlı yıllık oluşum ilişkileri Gutenberg-Richter Bağıntısı kullanarak ifade edilmiş, zonların inceleme alanında yaratacağı sismik tehlikenin belirlenmesi amacıyla uygun azalım ilişkileri kullanılmış ve olasılıksal değerlendirme ile istenilen aşılma olasılığında toplam yer hareketi şiddetleri hesaplanmıştır. Çalışmada deprem kaynakları, alan kaynak olarak depremselliklerini ifade eden değişkenleriyle programda tanımlanmıştır. Deprem tehlike analizleri, ortalama yapı ömrü boyunca meydana gelebilecek en riskli depremlerin kestirimi için yapılır. Türk yönetmeliğinde

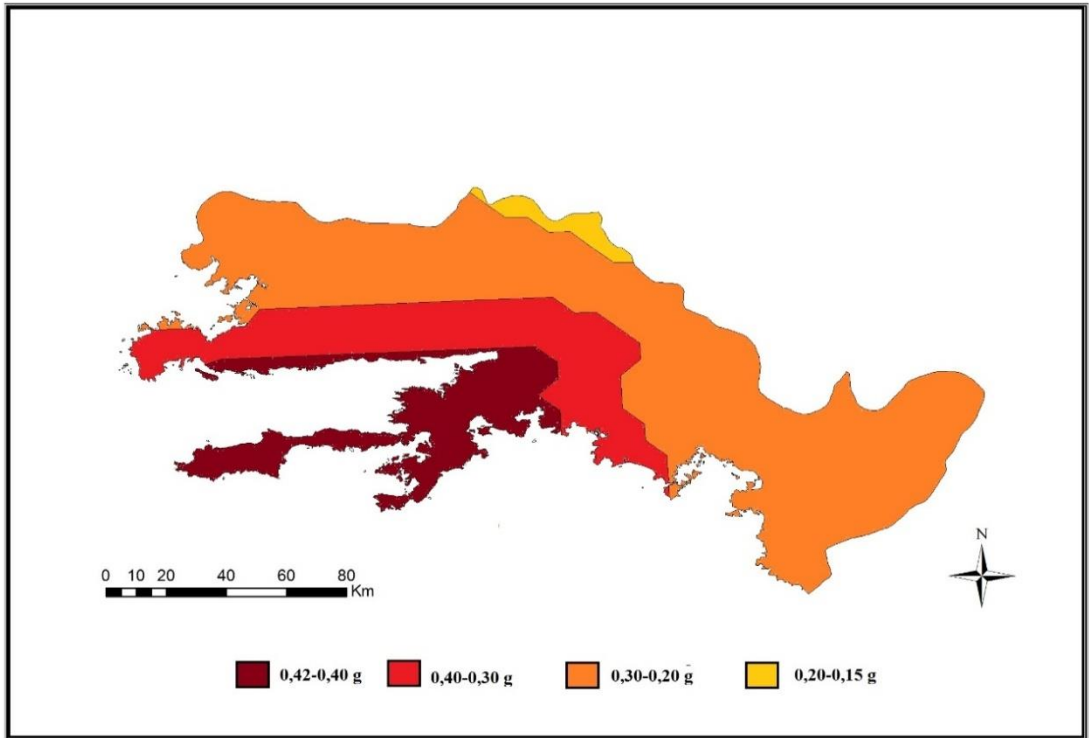
(DBYBHY, 2007) tasarıma esas deprem hareketi, aşılma olasılığı 50 yıllık süre için %10 aşılma ihtimali olan yani 475 yıllık bir periyottakiyer hareket olarak kabul edilmektedir. İncelenen bölgenin deprem tehlikesi açısından hassaslığına bağlı olarak daha az risk taşıyan bölgelerde %40 aşılma ihtimali olan 98 yıl periyodlu bir depremin dikkate alınması da düşünülebilmektedir. Bu çalışmada 50 yıllık bir yapı ömrü içerisinde %10 ve %40 aşılma ihtimali ile hesaplamalar yapılmıştır. Elde edilen haritalarda en büyük yer ivmesi için (PGA) Şekil 5.31 ile Şekil 5.44’de, $T=0.2$ sn periyotlu spektral ivme için Şekil 5.45. ile Şekil 5.58.’ te ve $T=1.0$ sn periyotlu spektral ivme için Şekil 5.59. ile Şekil 5.72.’ de gösterilmektedir.



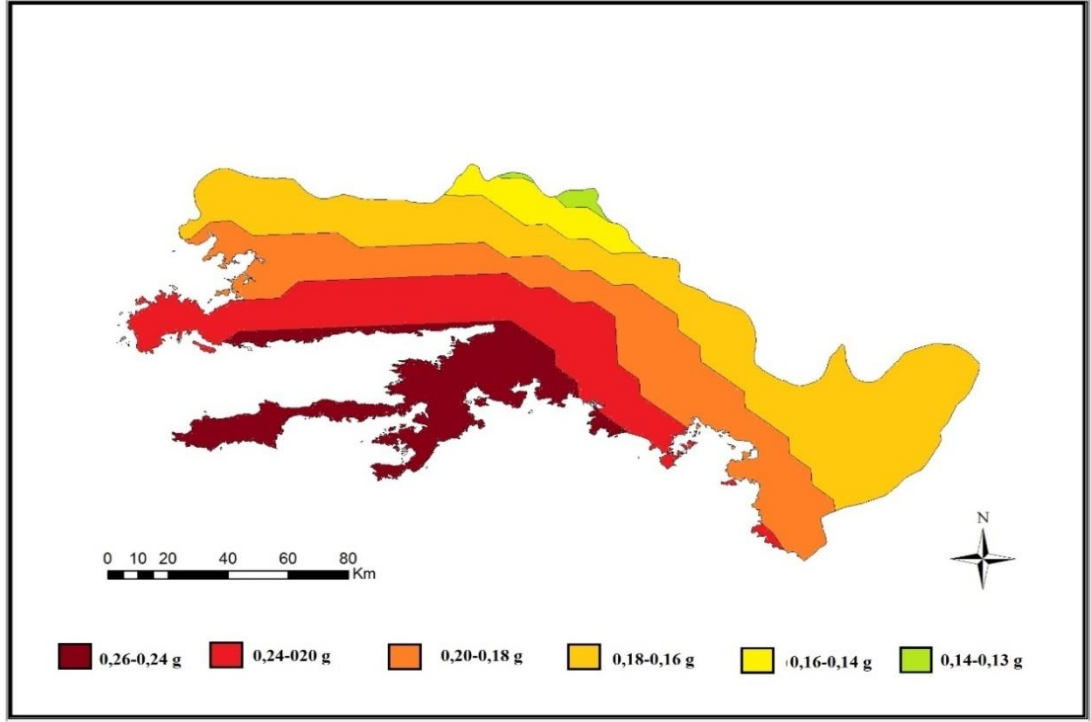
Şekil 5.31: Boore vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.



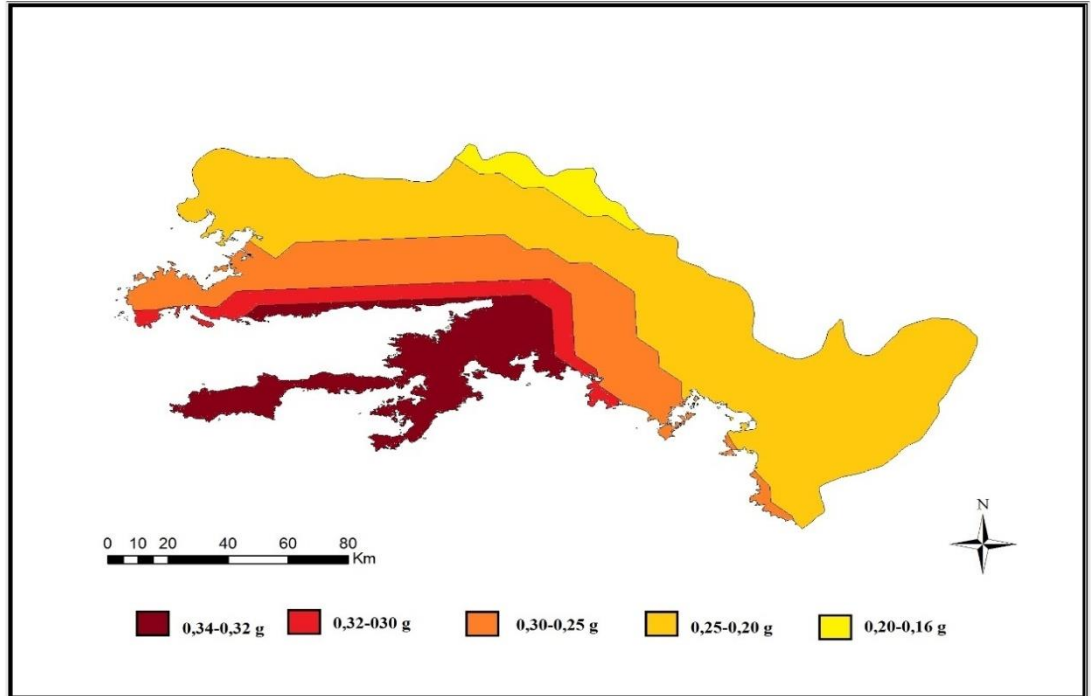
Şekil 5.32: Campbell vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.



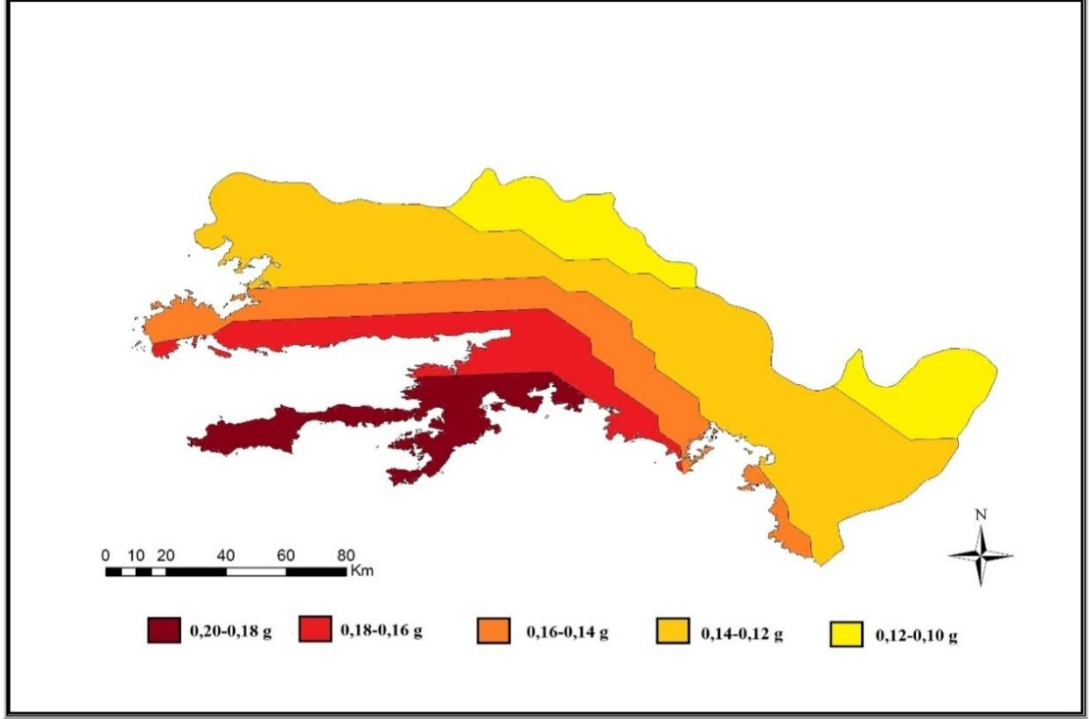
Şekil 5.33: Campbell vd.(2008) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.



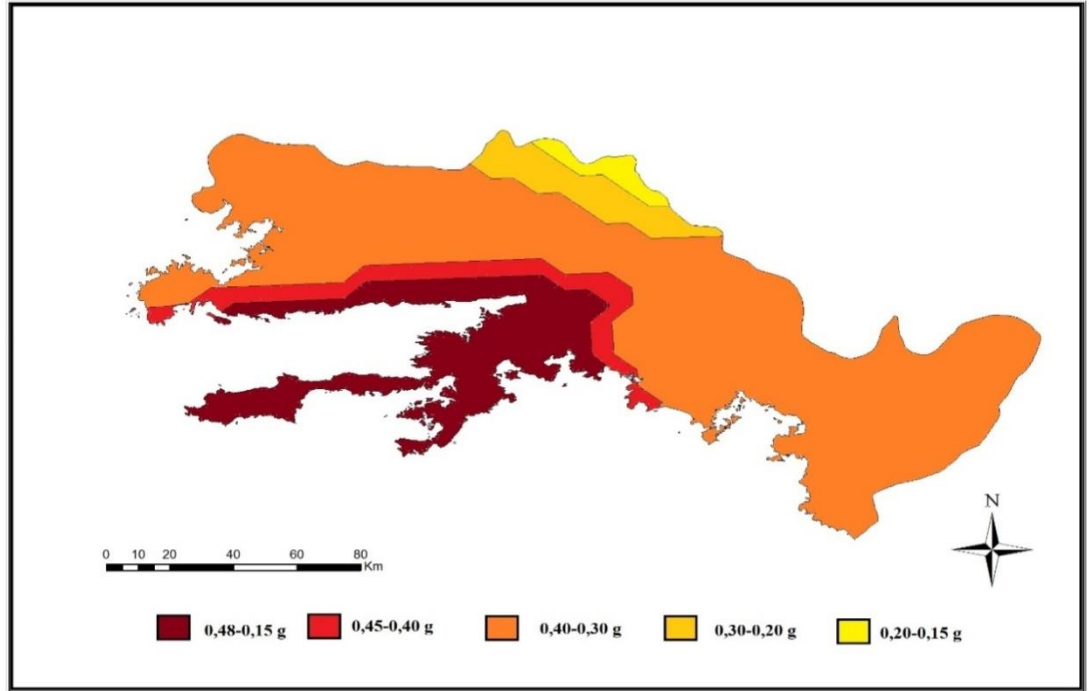
Şekil 5.34: Çeken vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.



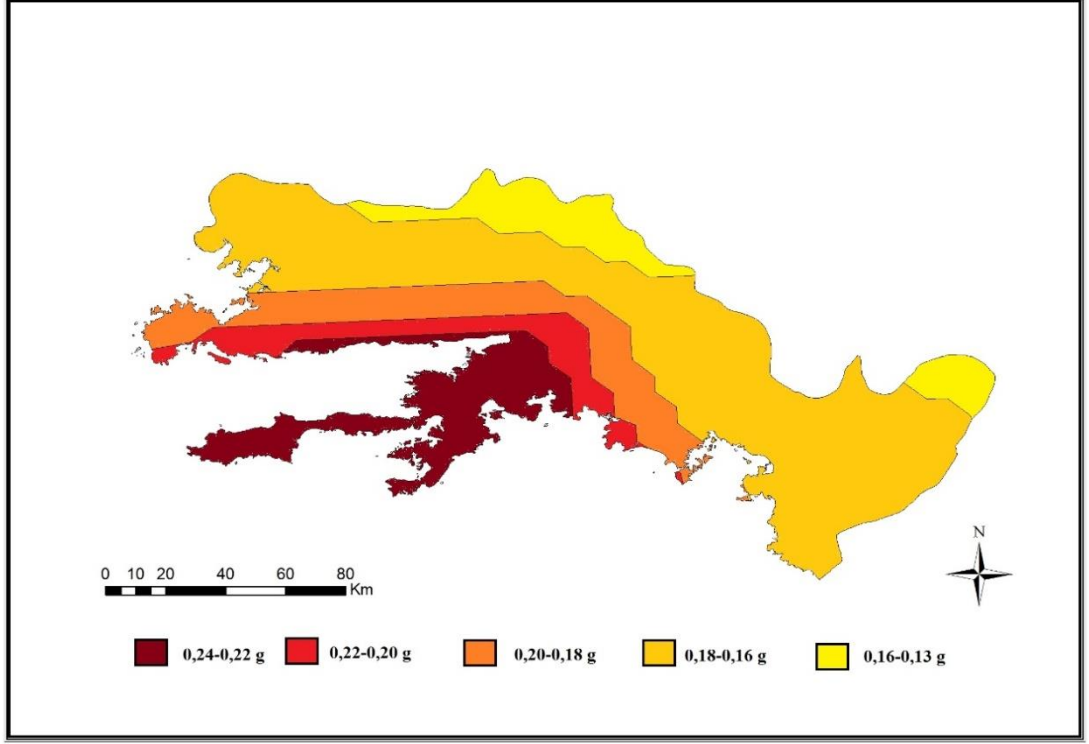
Şekil 5.35: Kalkan ve Gülkan (2004) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.



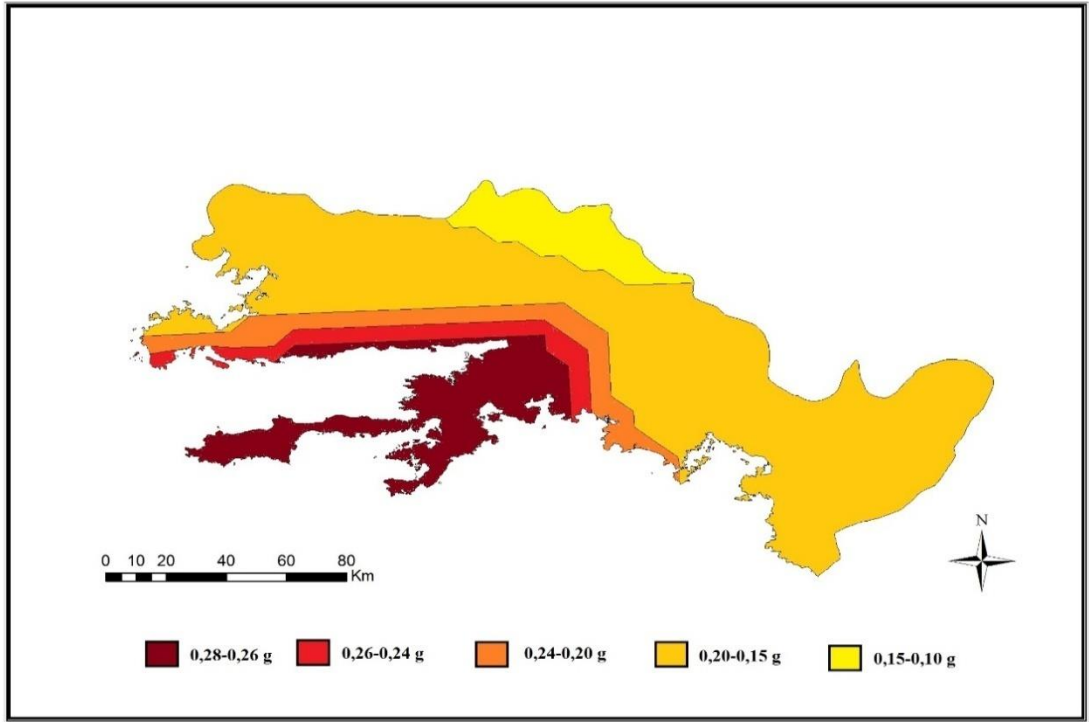
Şekil 5.36: Özbey vd.(2003) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.



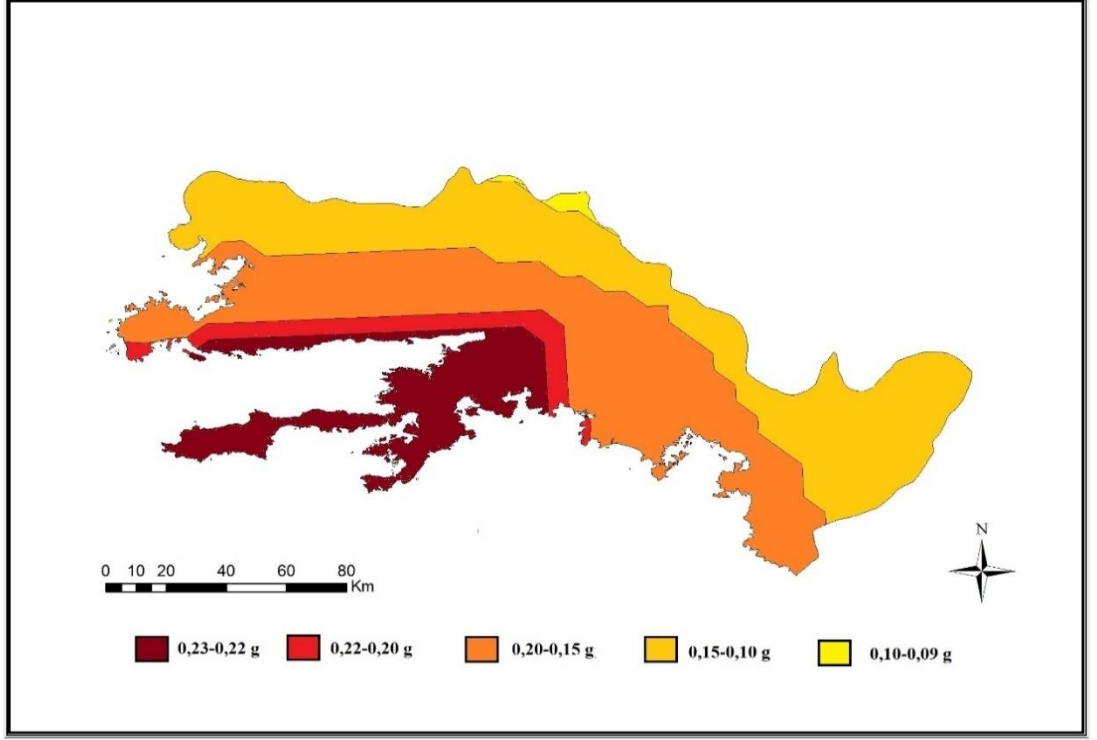
Şekil 5.37: Sadıgh vd.(1997) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.



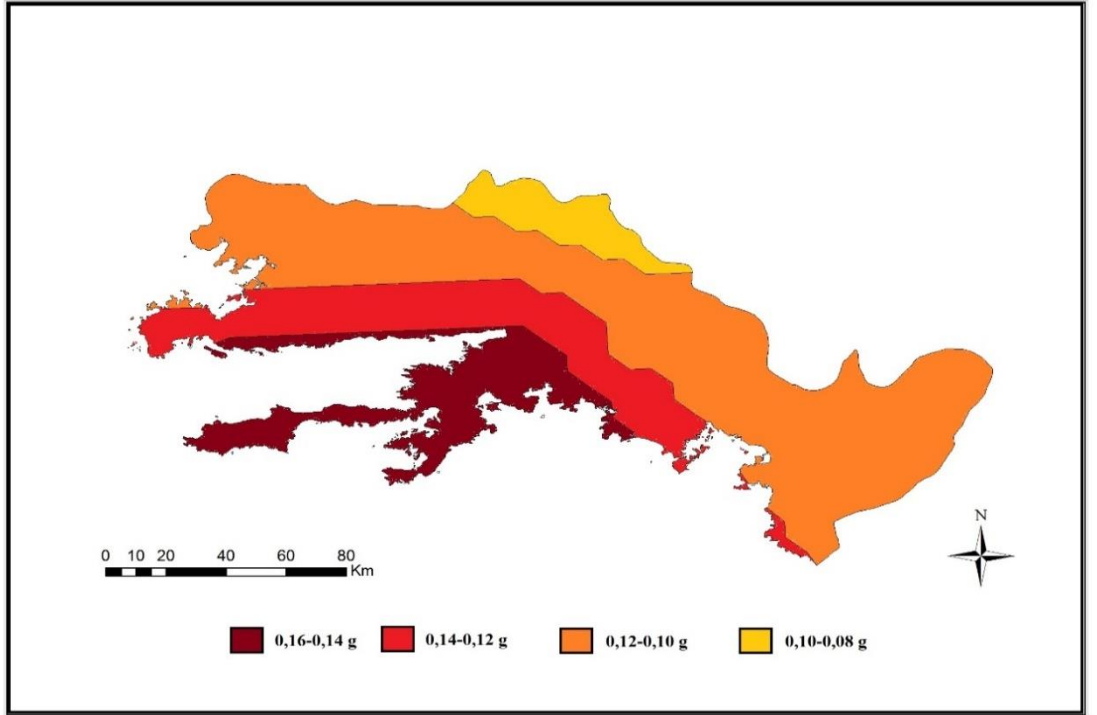
Şekil 5.38: Boore vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.



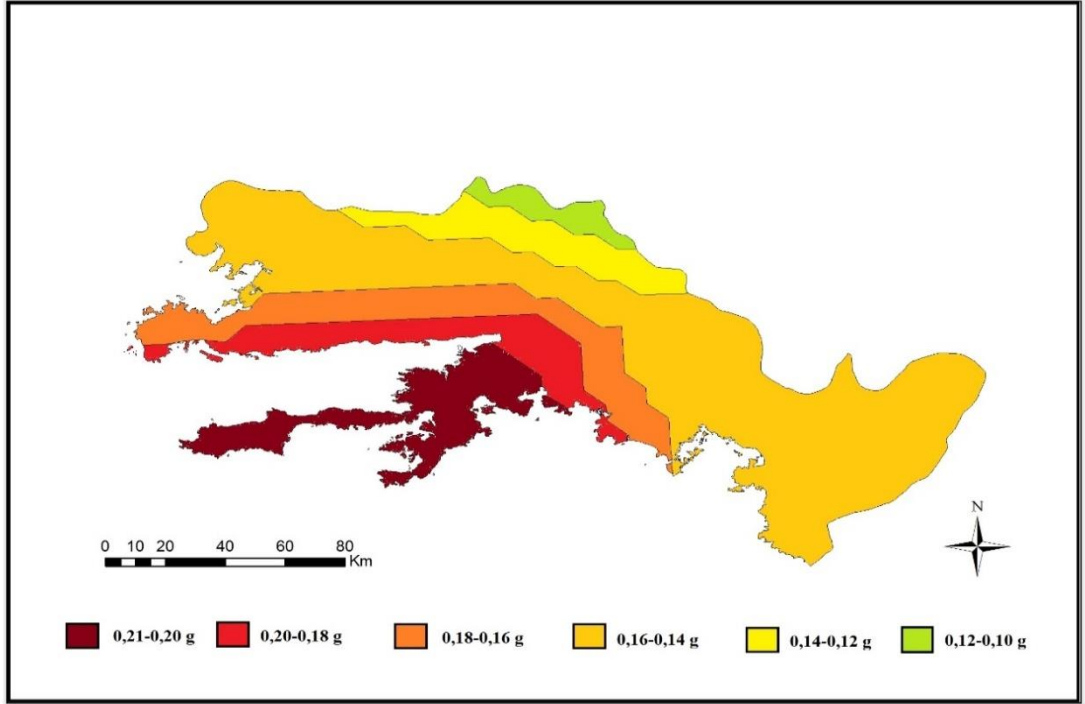
Şekil 5.39: Campbell vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.



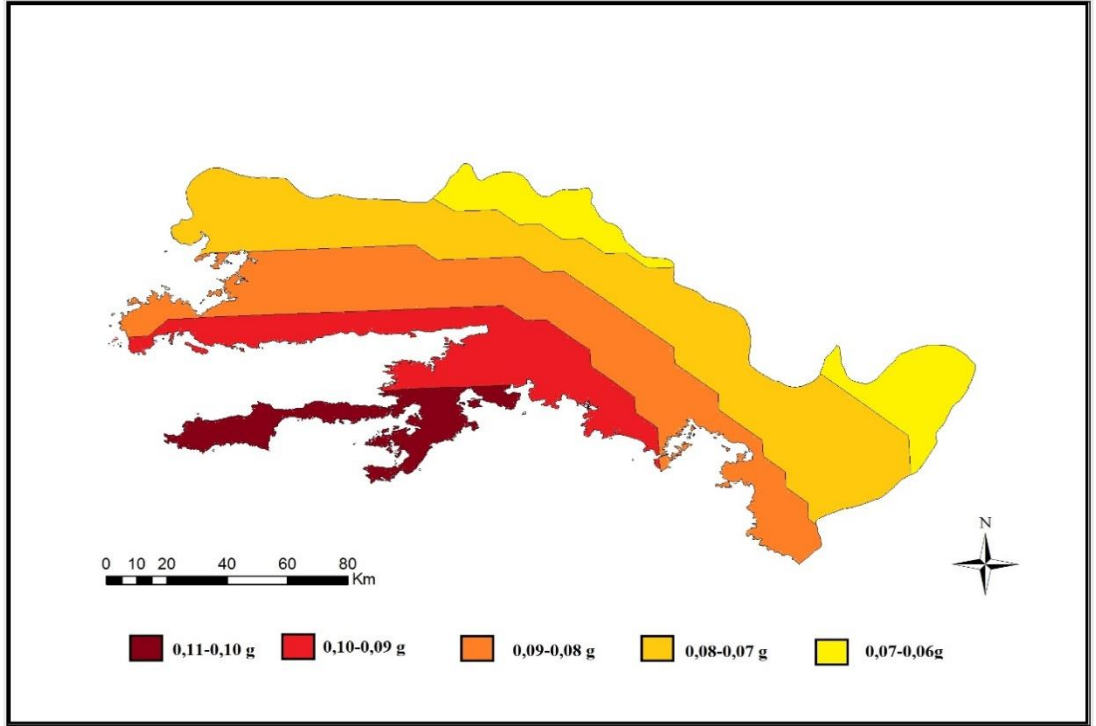
Şekil 5.40: Campbell vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.



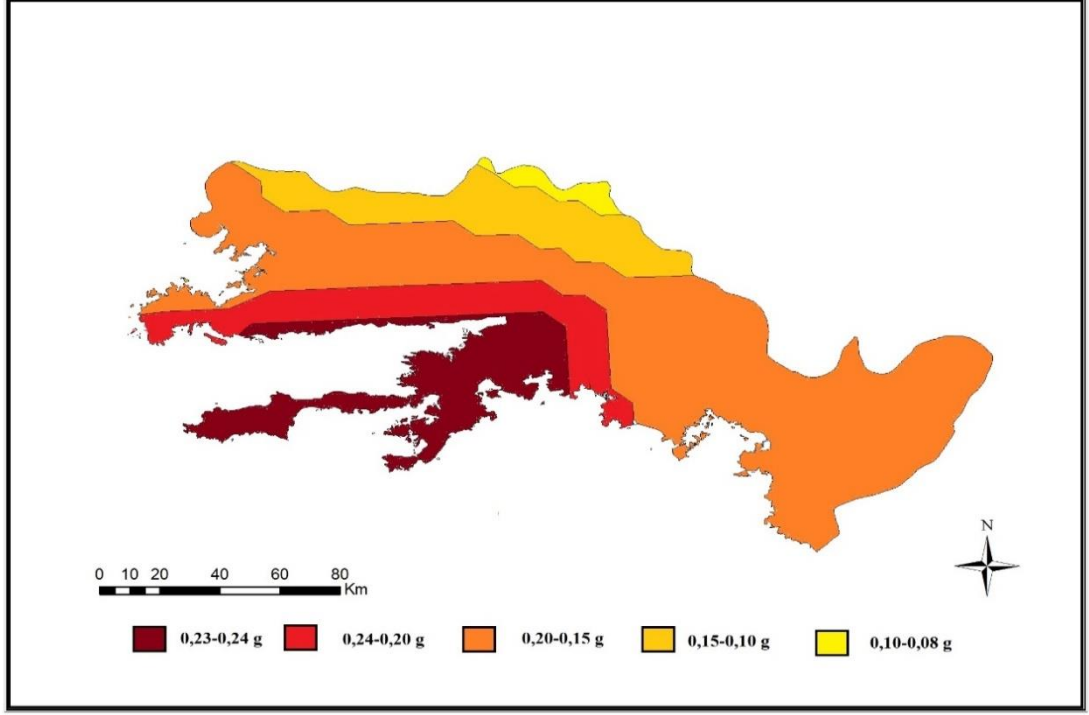
Şekil 5.41: Çeken vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.



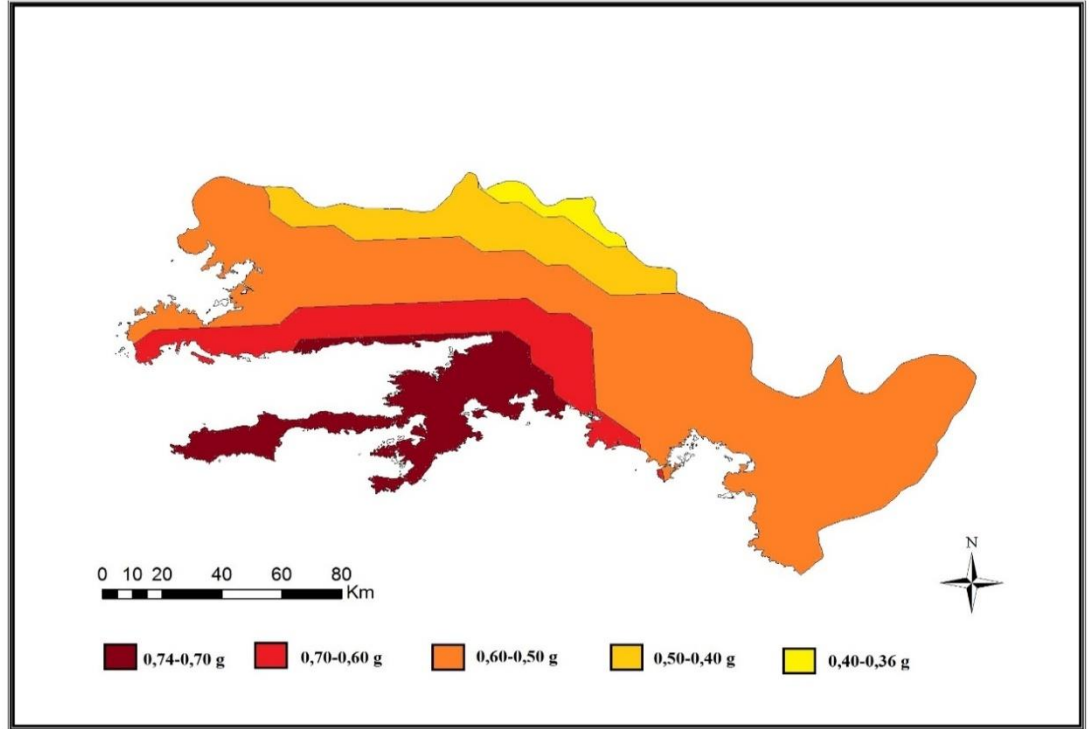
Şekil 5.42: Kalkan ve Gülkan (2004) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.



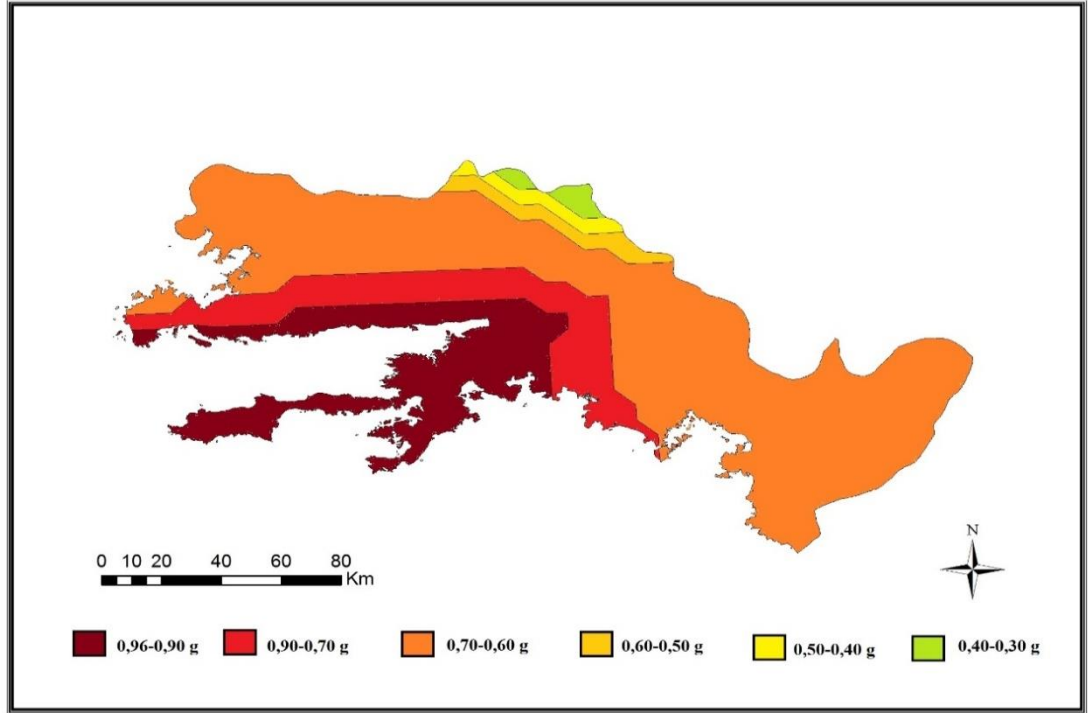
Şekil 5.43: Özbey vd. (2003) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.



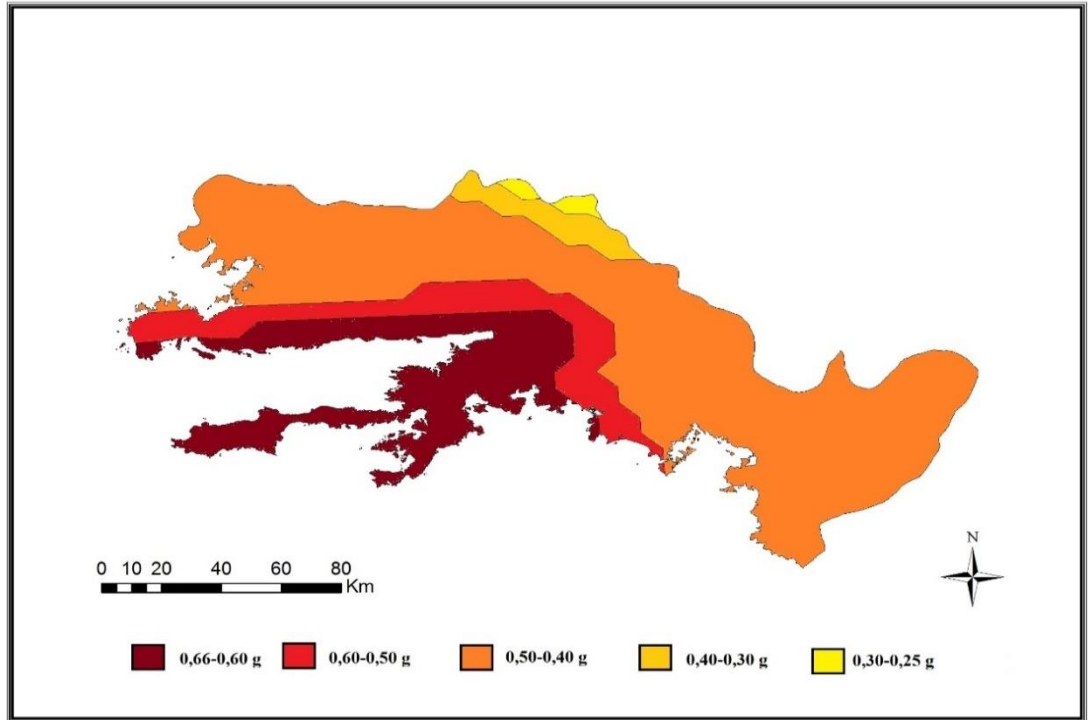
Şekil 5.44: Sadıgh vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan PGA haritası.



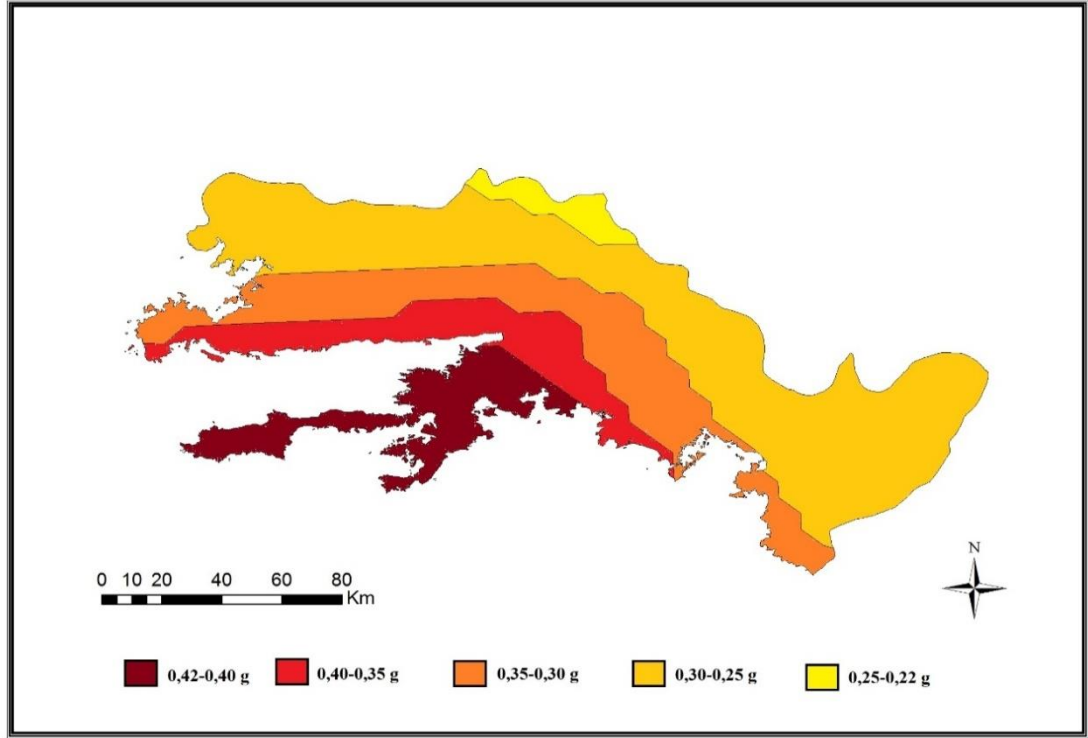
Şekil 5.45: Boore vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=0.2 sn periyotlu spektral ivme haritası.



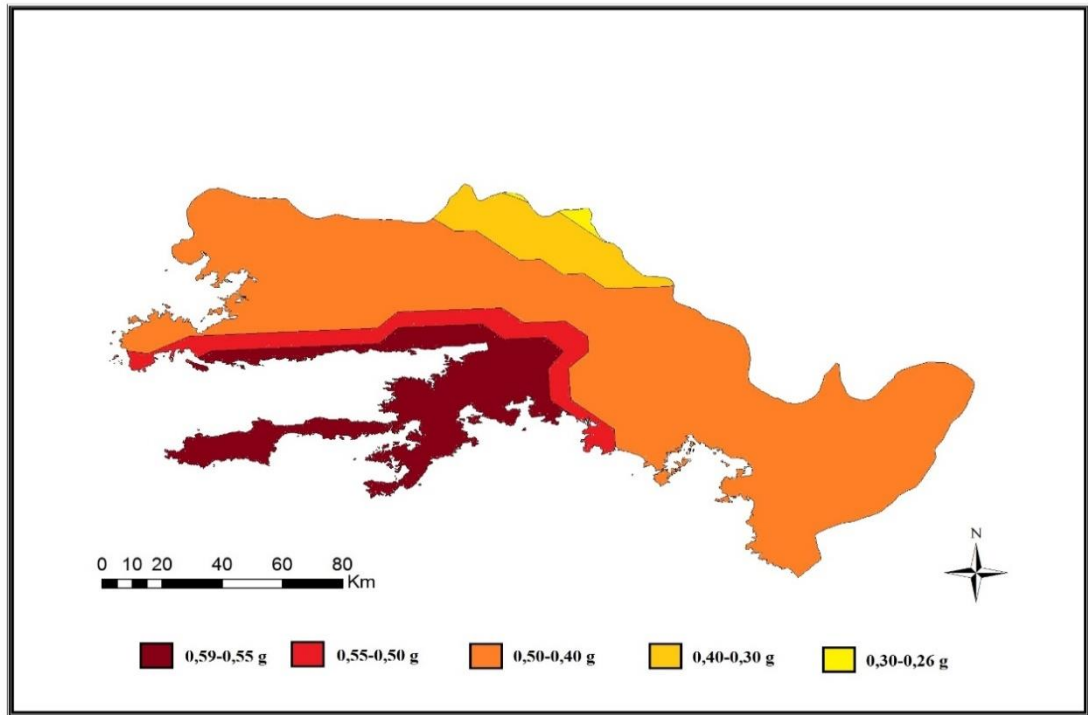
Şekil 5.46: Campbell vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=0.2 sn periyotlu spektral ivme haritası.



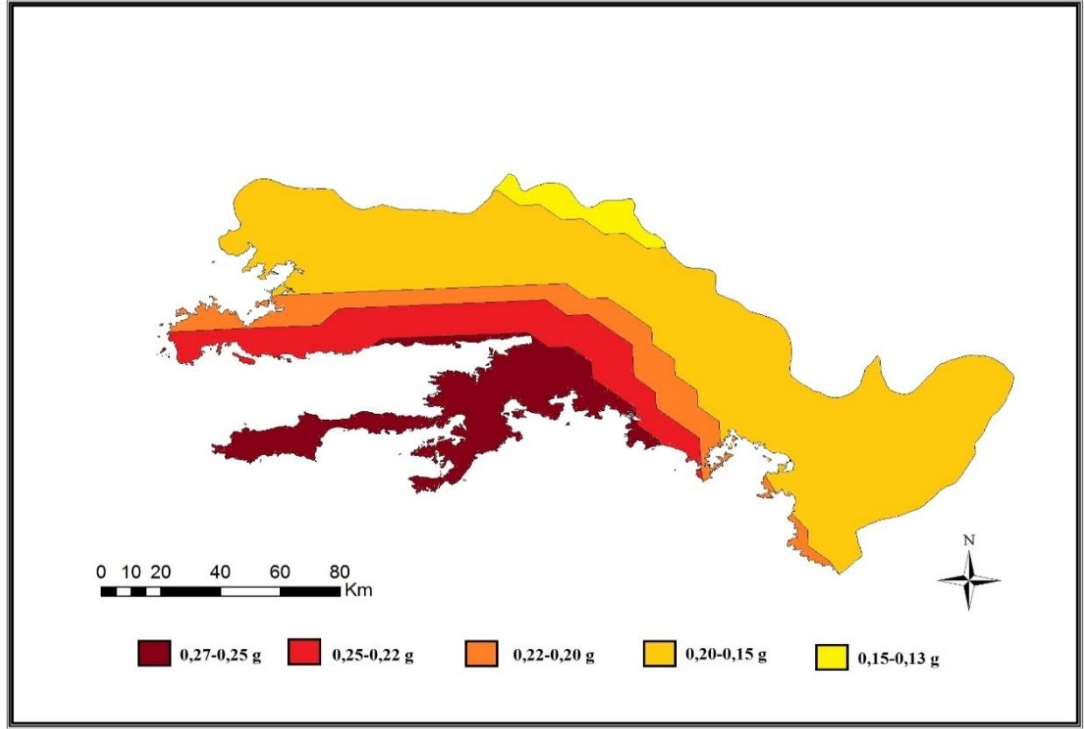
Şekil 5.47: Campbell vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=0.2 sn periyotlu spektral ivme haritası.



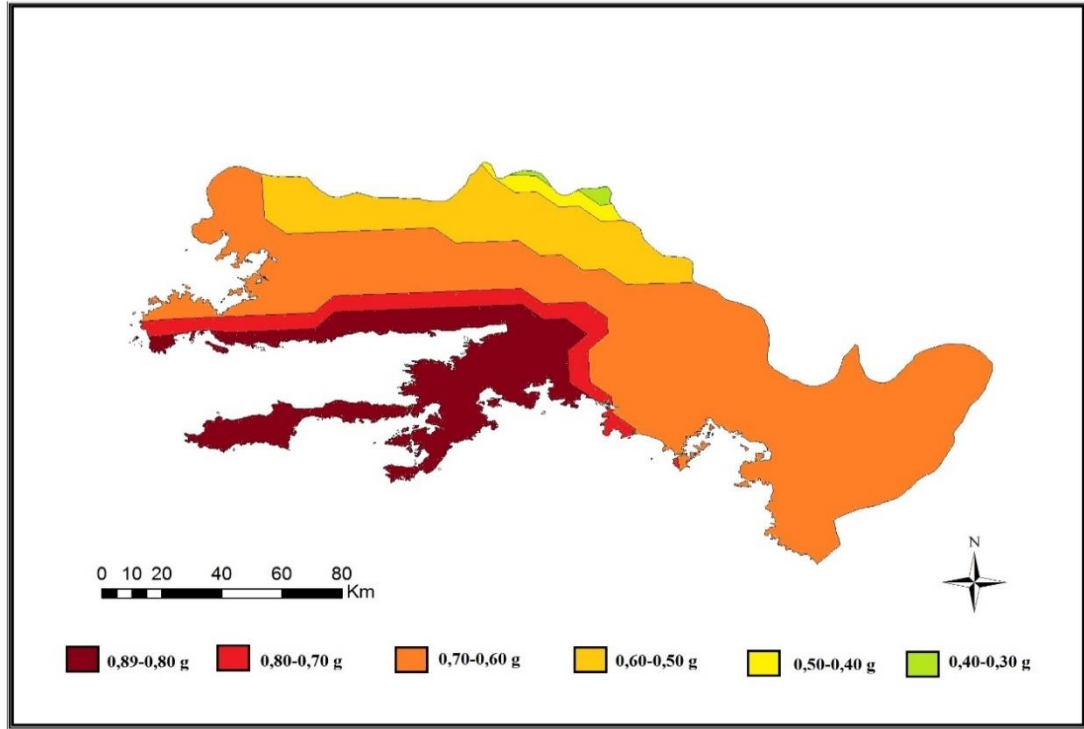
Şekil 5.48: Çeken vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=0.2 sn periyotlu spektral ivme haritası.



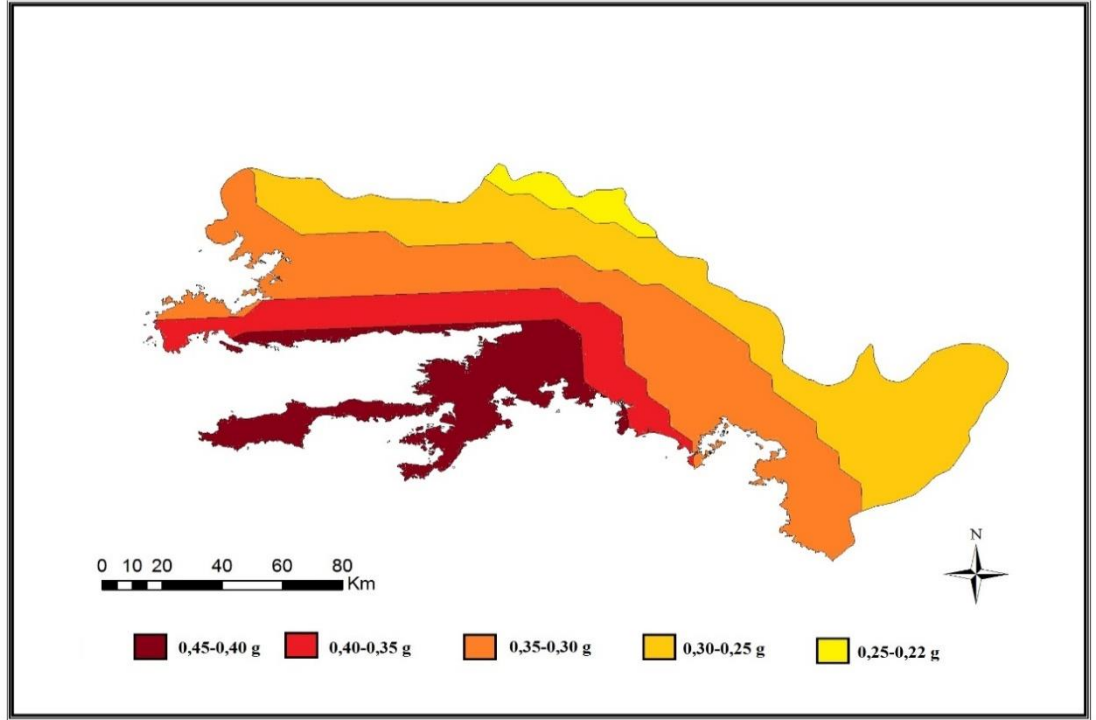
Şekil 5.49: Kalkan ve Gülkan (2004) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=0.2 sn periyotlu spektral ivme haritası.



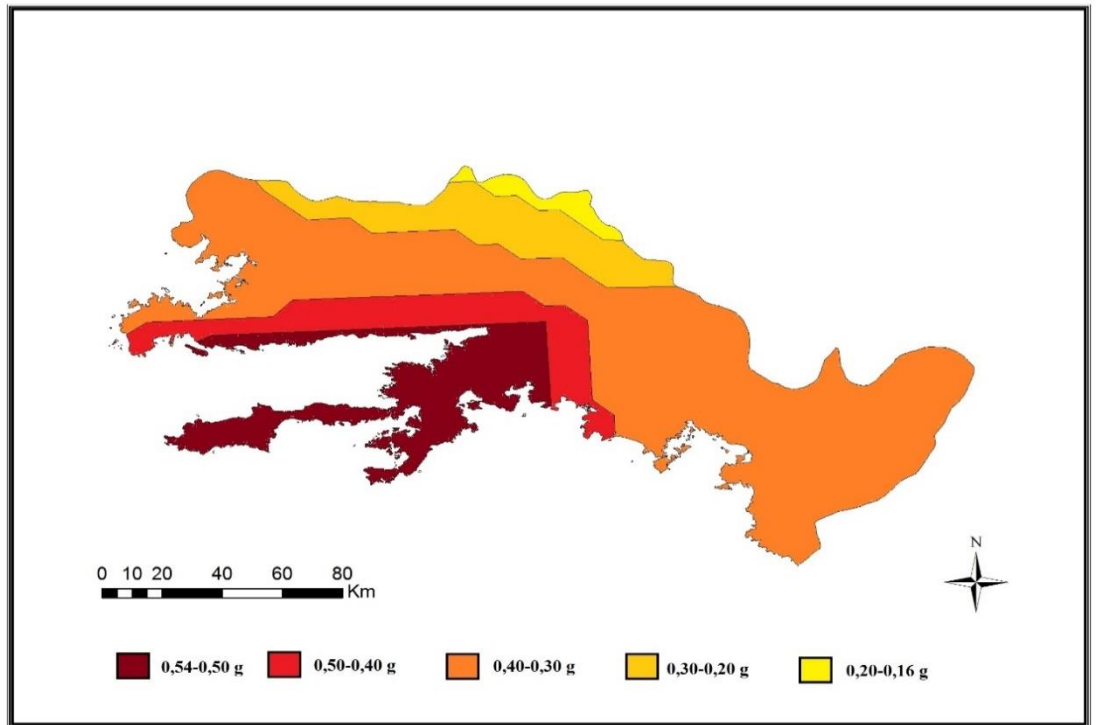
Şekil 5.50: Özbey vd. (2003) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=0.2 sn periyotlu spektral ivme haritası.



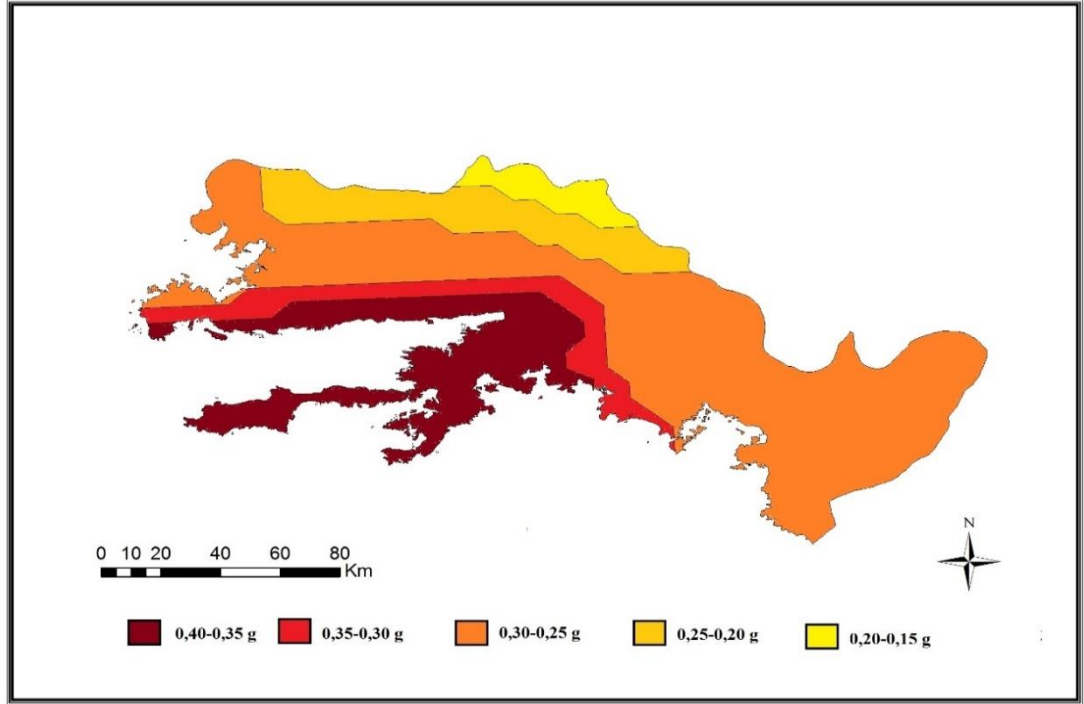
Şekil 5.51: Sadıĥ vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=0.2 sn periyotlu spektral ivme haritası.



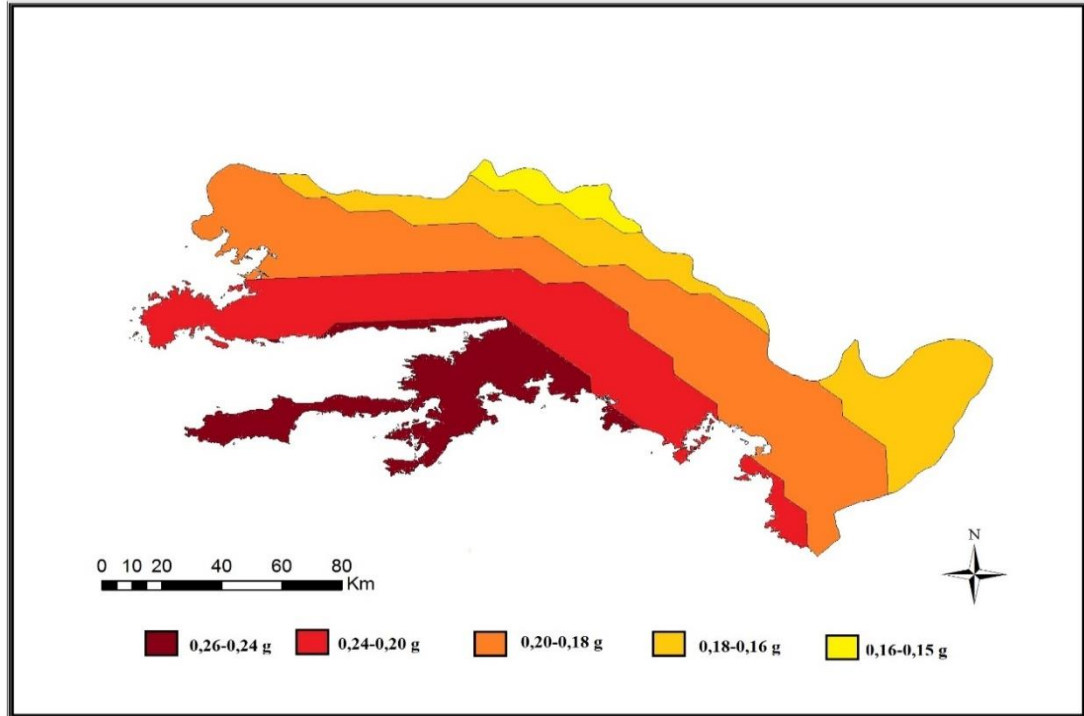
Şekil 5.52: Boore vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=0.2 sn periyotlu spektral ivme haritası.



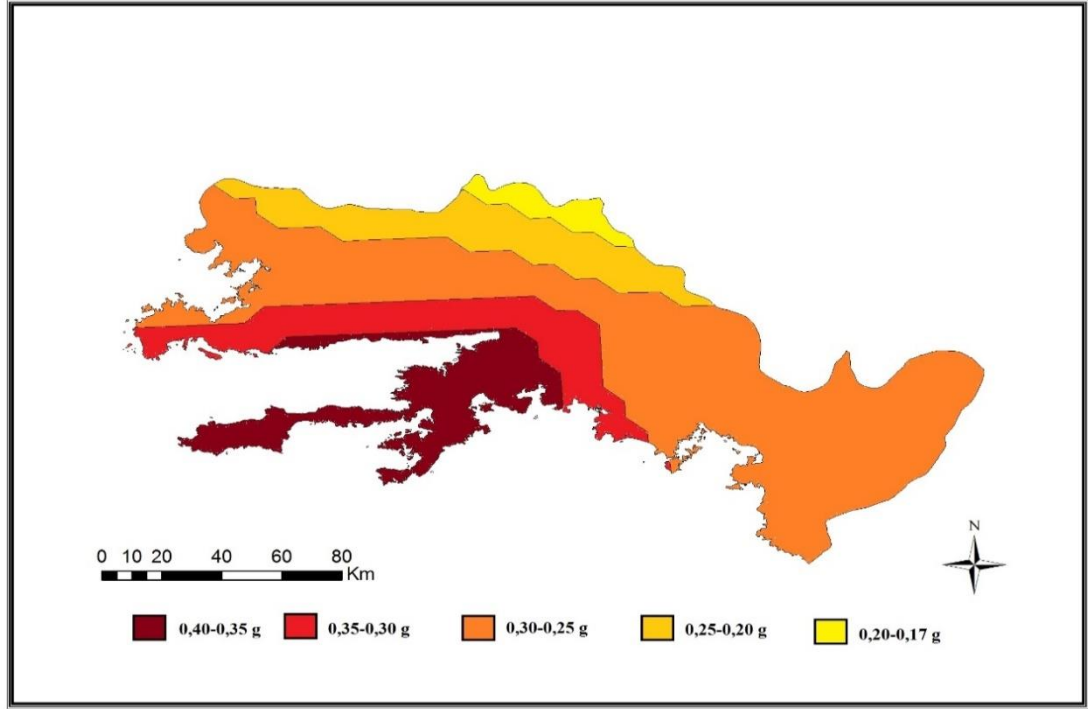
Şekil 5.53: Campbell vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=0.2 sn periyotlu spektral ivme haritası.



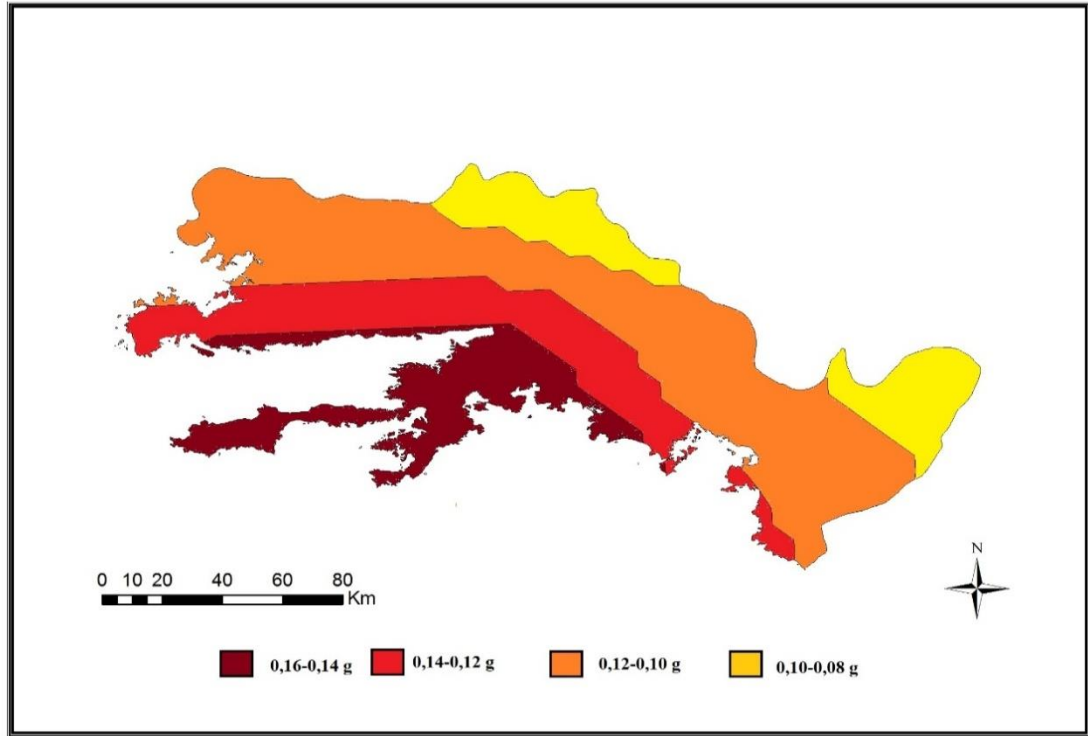
Şekil 5.54: Campbell vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=0.2$ sn periyotlu spektral ivme haritası.



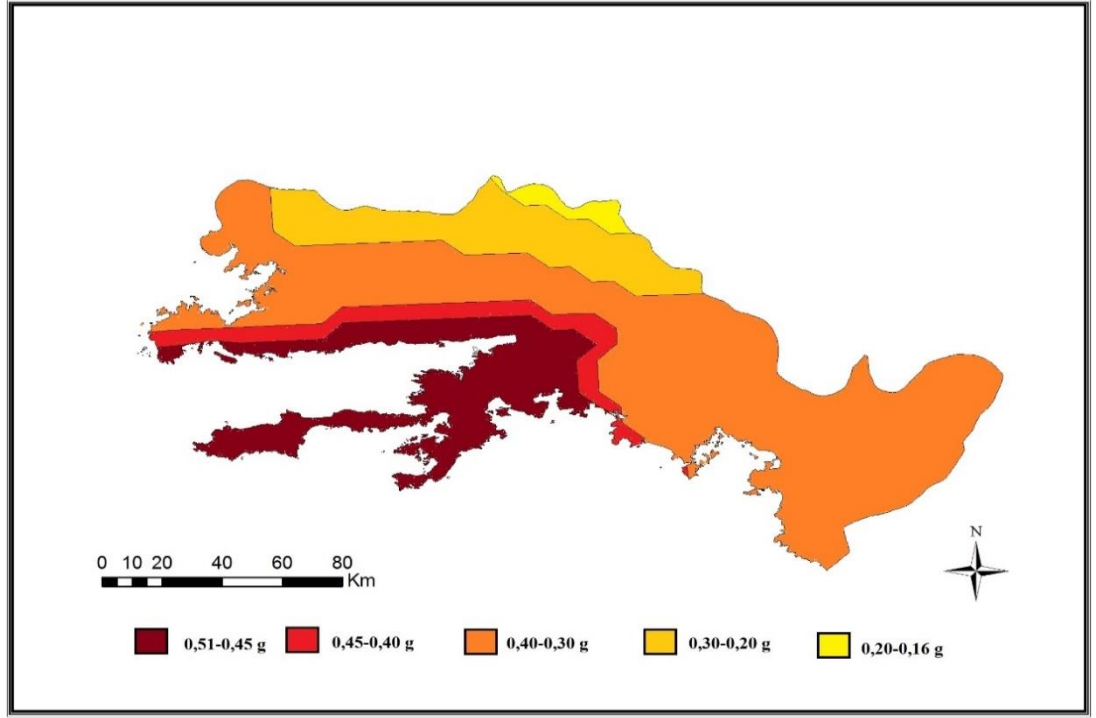
Şekil 5.55: Çeken vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan $T=0.2$ sn periyotlu spektral ivme haritası.



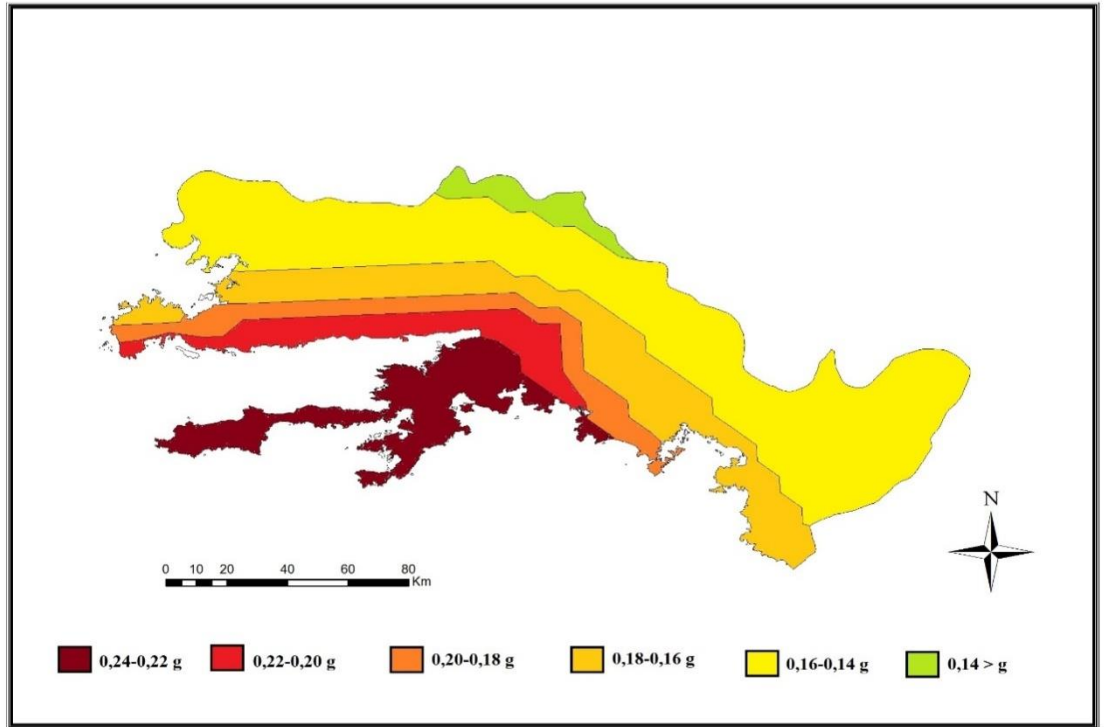
Şekil 5.56: Kalkan ve Gülkan (2004) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=0.2 sn periyotlu spektral ivme haritası.



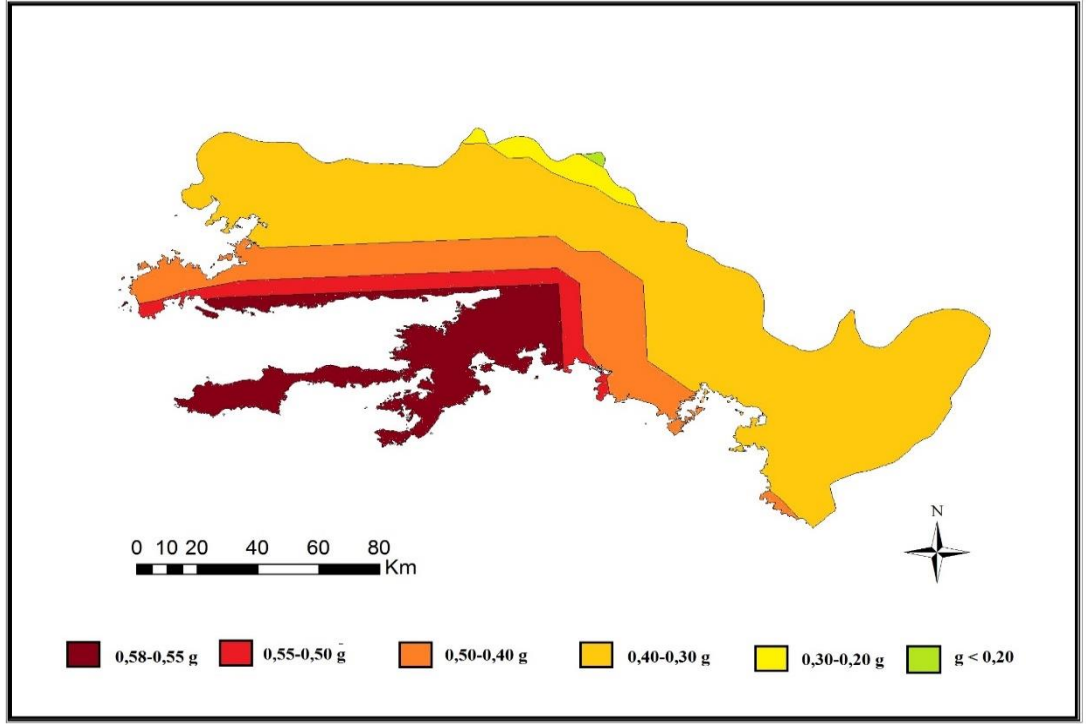
Şekil 5.57: Özbey vd. (2003) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=0.2 sn periyotlu spektral ivme haritası.



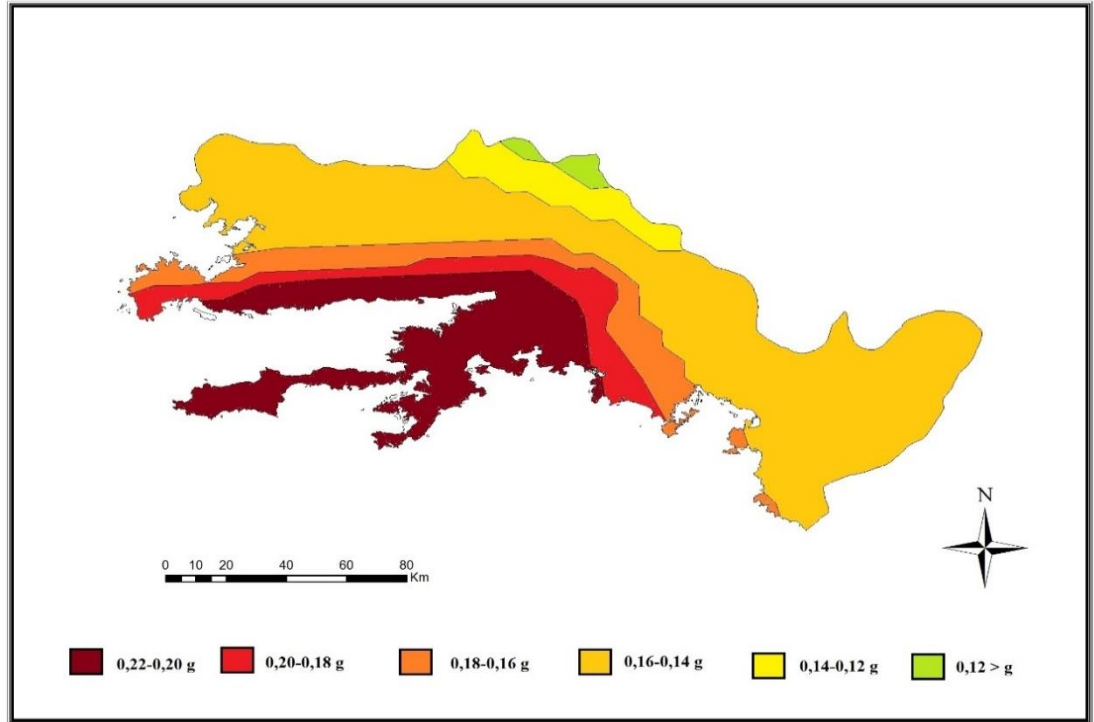
Şekil 5.58: Sadıgh vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=0.2 sn periyotlu spektral ivme haritası.



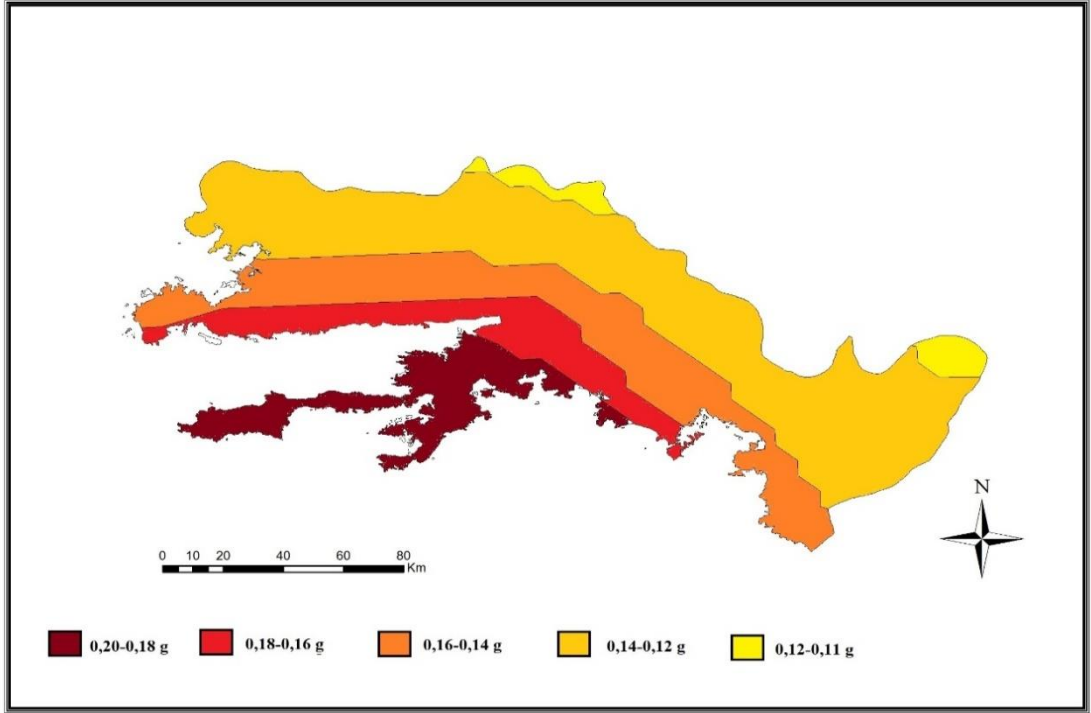
Şekil 5.59: Boore vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=1.0 sn periyotlu spektral ivme haritası.



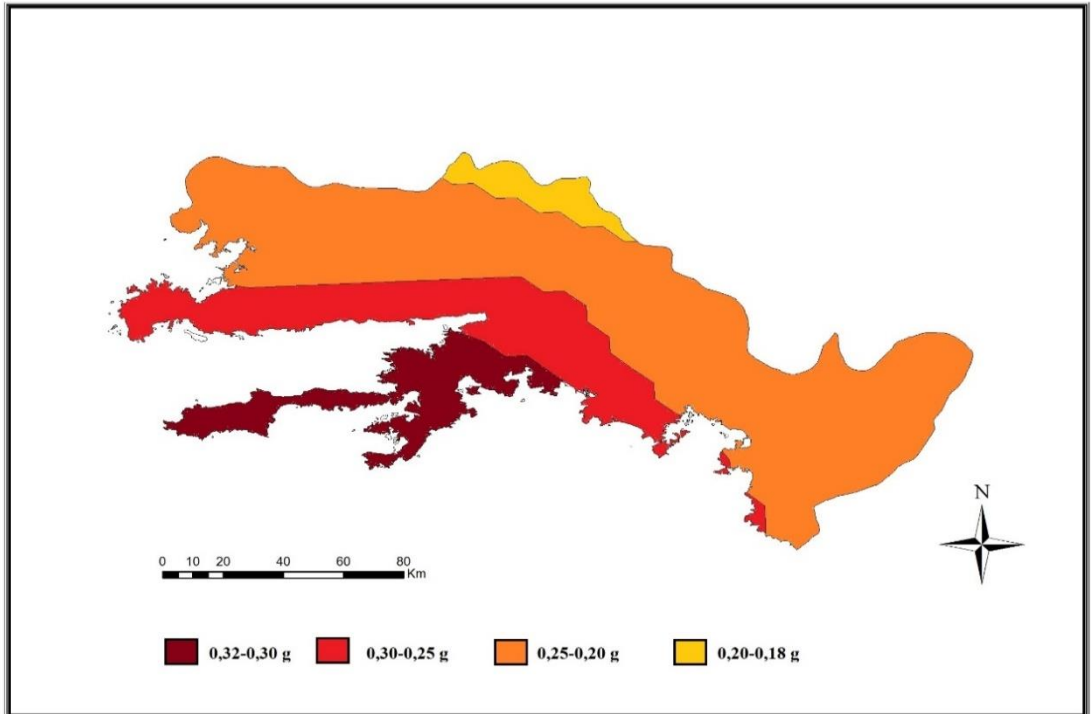
Şekil 5.60: Campbell vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=1.0 sn periyotlu spektral ivme haritası.



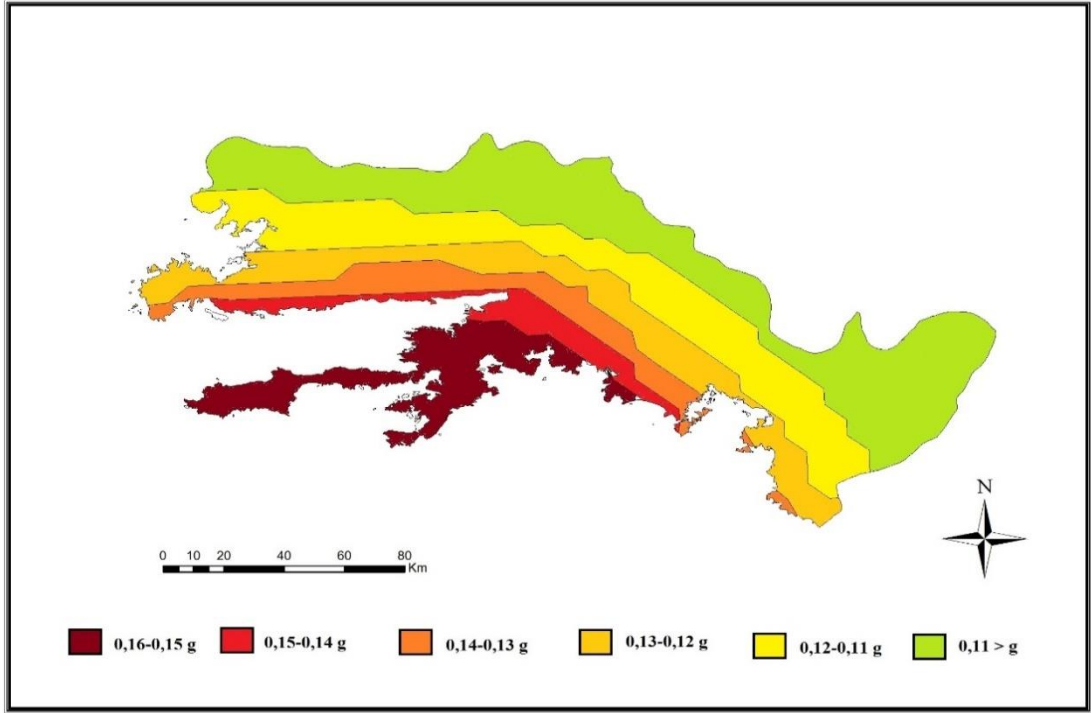
Şekil 5.61: Campbell vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=1.0 sn periyotlu spektral ivme haritası.



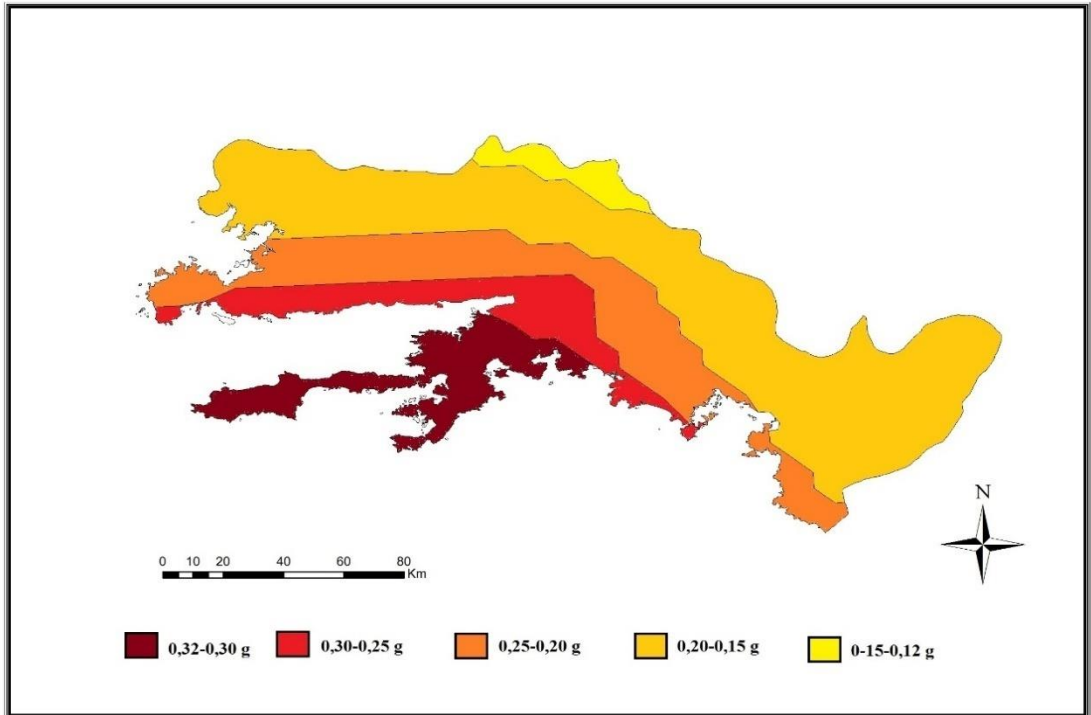
Şekil 5.62: Çeken vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=1.0 sn periyotlu spektral ivme haritası.



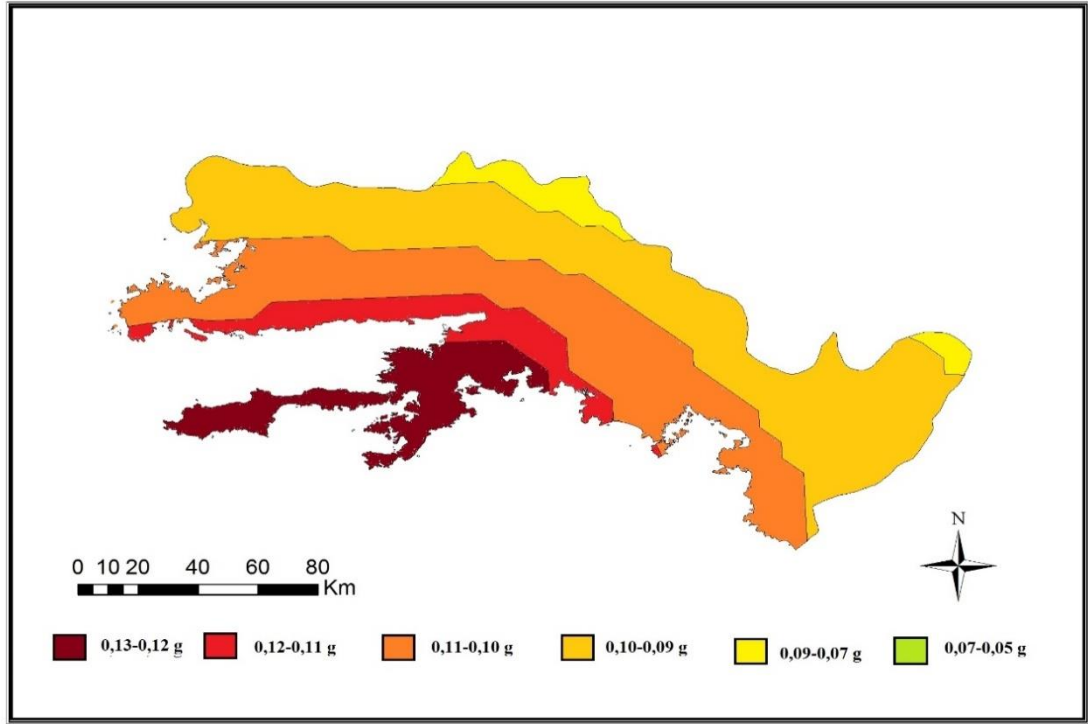
Şekil 5.63: Kalkan ve Gülkan (2004) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=1.0 sn periyotlu spektral ivme haritası.



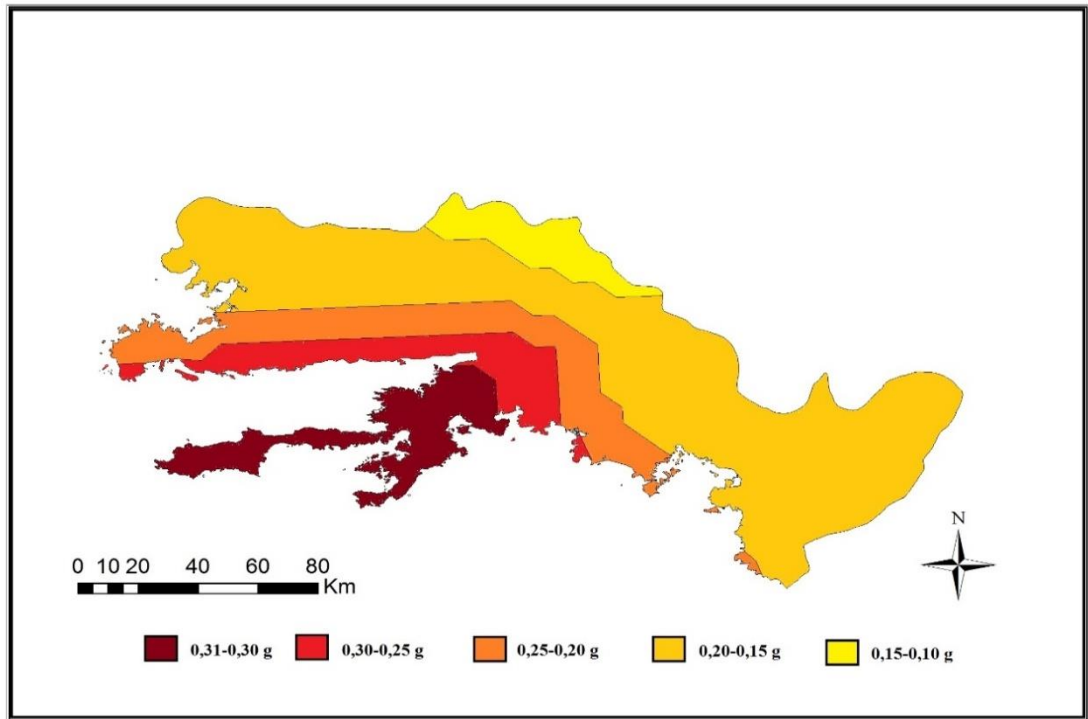
Şekil 5.64: Özbey vd. (2003) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=1.0 sn periyotlu spektral ivme haritası.



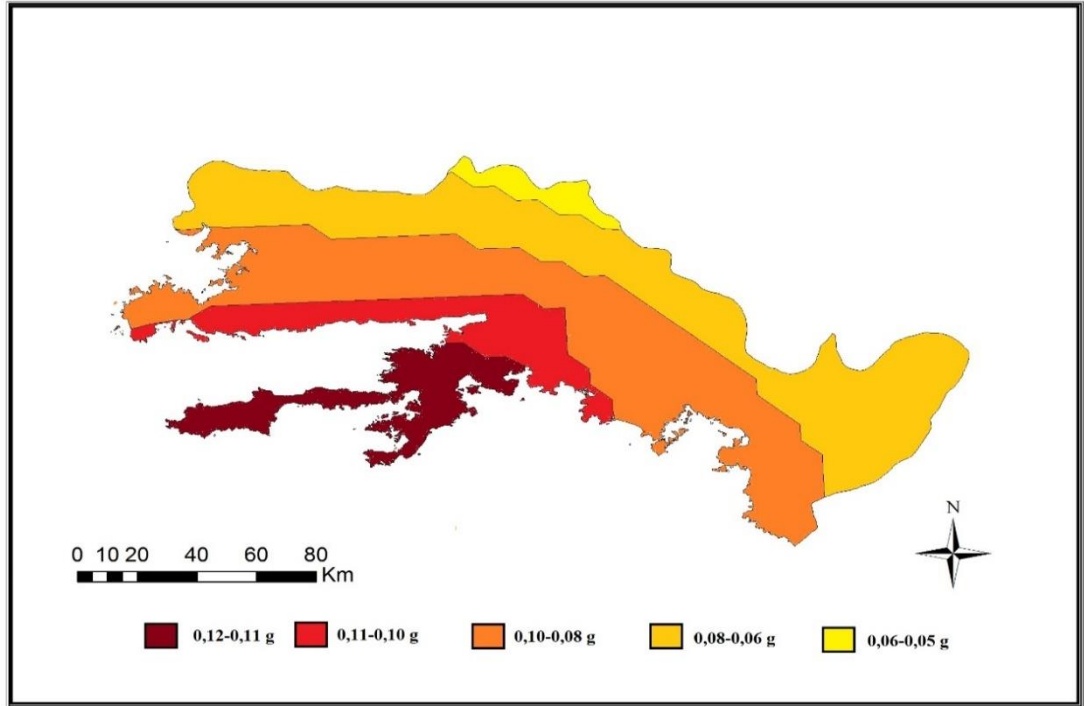
Şekil 5.65: Sadıgh vd.(1997) azalım ilişkisi kullanılarak %10 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=1.0 sn periyotlu spektral ivme haritası.



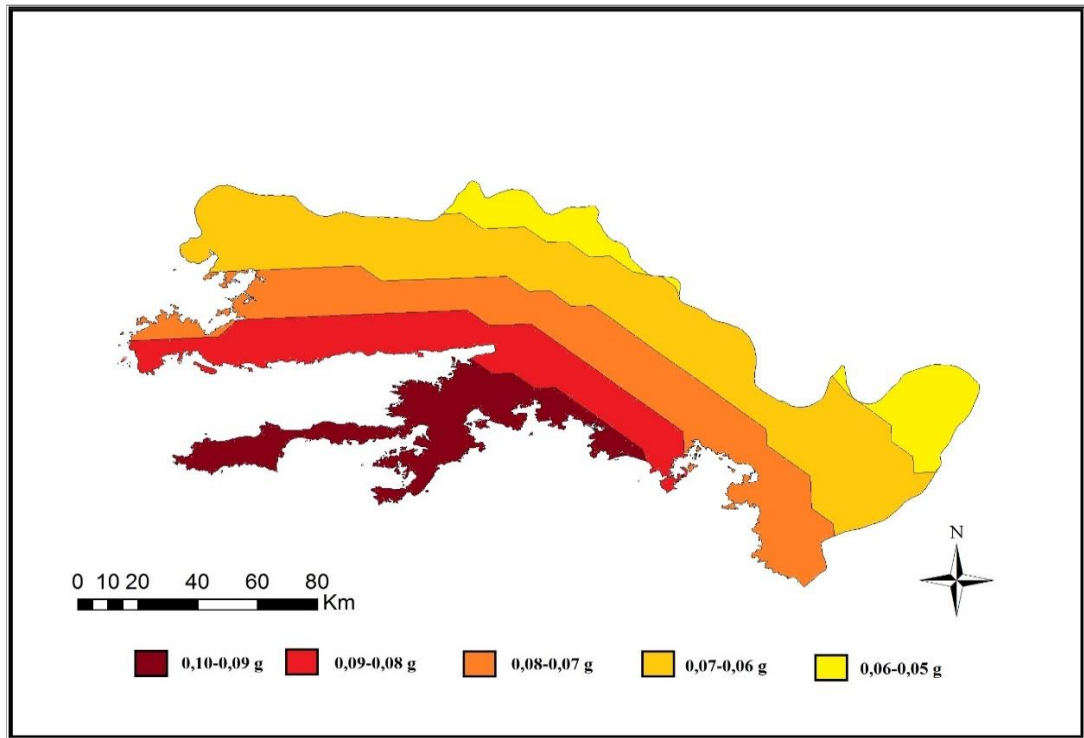
Şekil 5.66: Boore vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=1.0 sn periyotlu spektral ivme haritası.



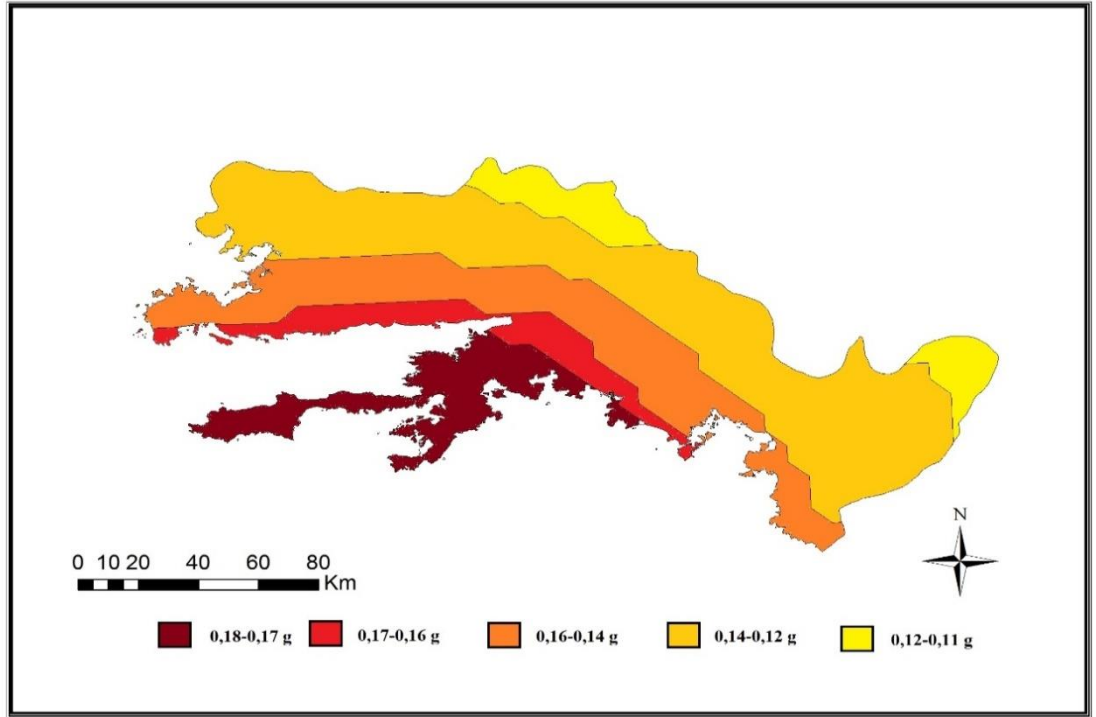
Şekil 5.67: Campbell vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=1.0 sn periyotlu spektral ivme haritası.



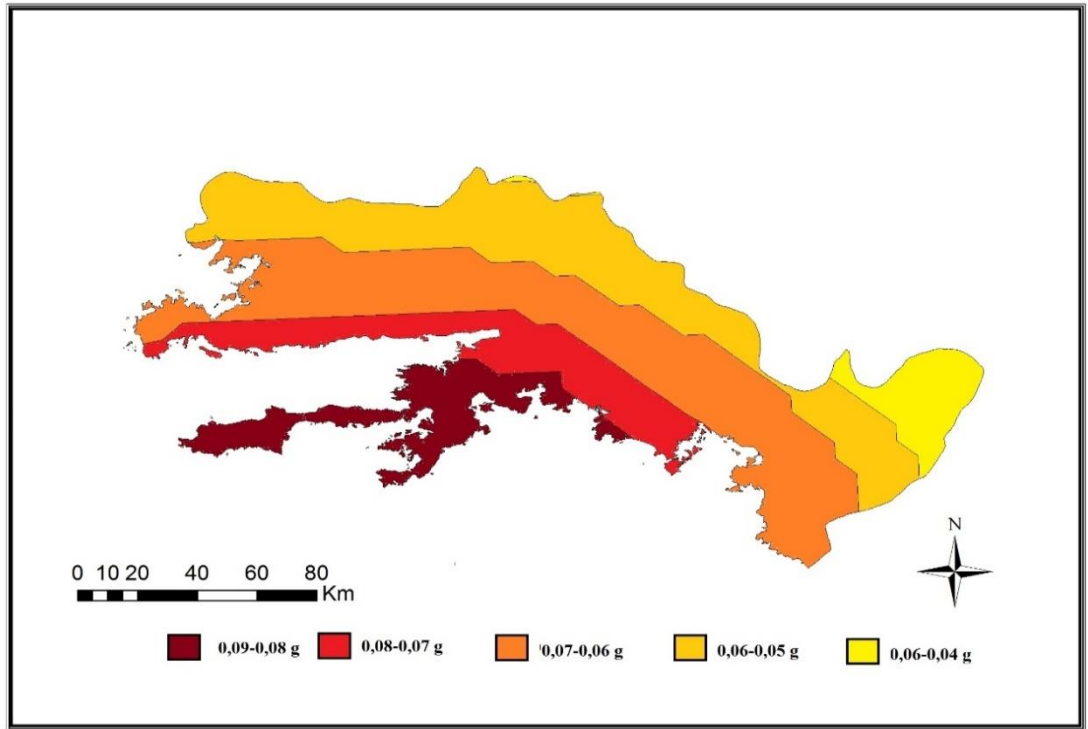
Şekil 5.68: Campbell vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=1.0 sn periyotlu spektral ivme haritası.



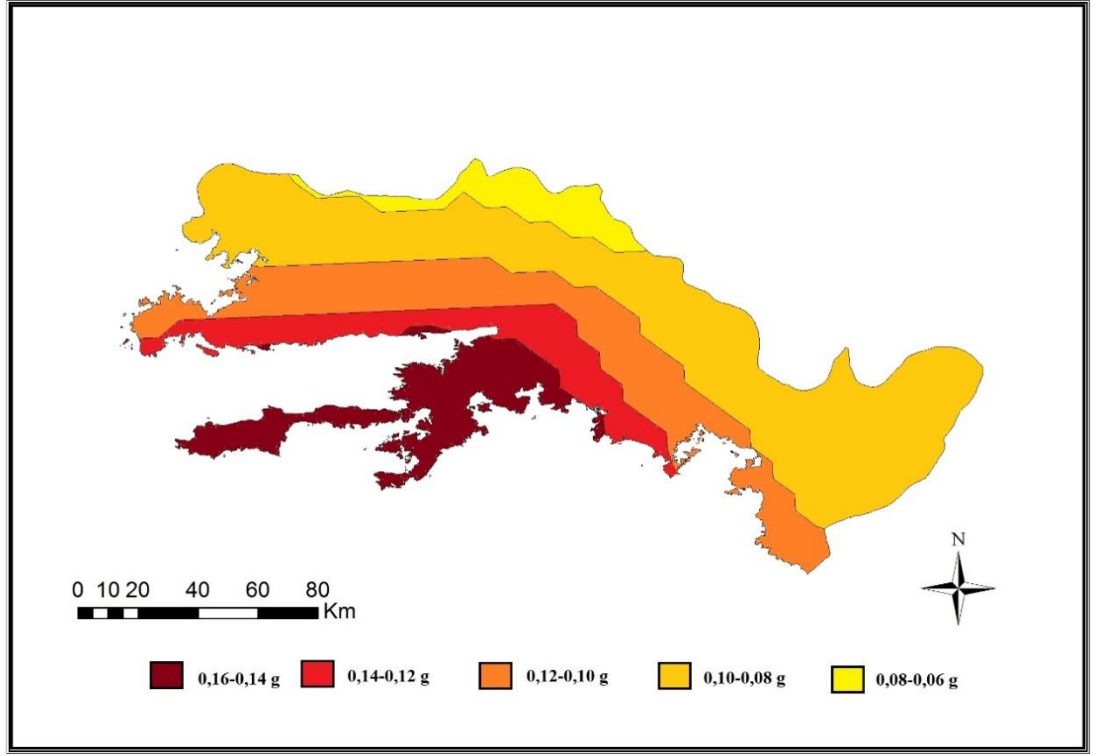
Şekil 5.69: Çeken vd. (2008) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=1.0 sn periyotlu spektral ivme haritası.



Şekil 5.70: Kalkan ve Gülkan (2004) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=1.0 sn periyotlu spektral ivme haritası.



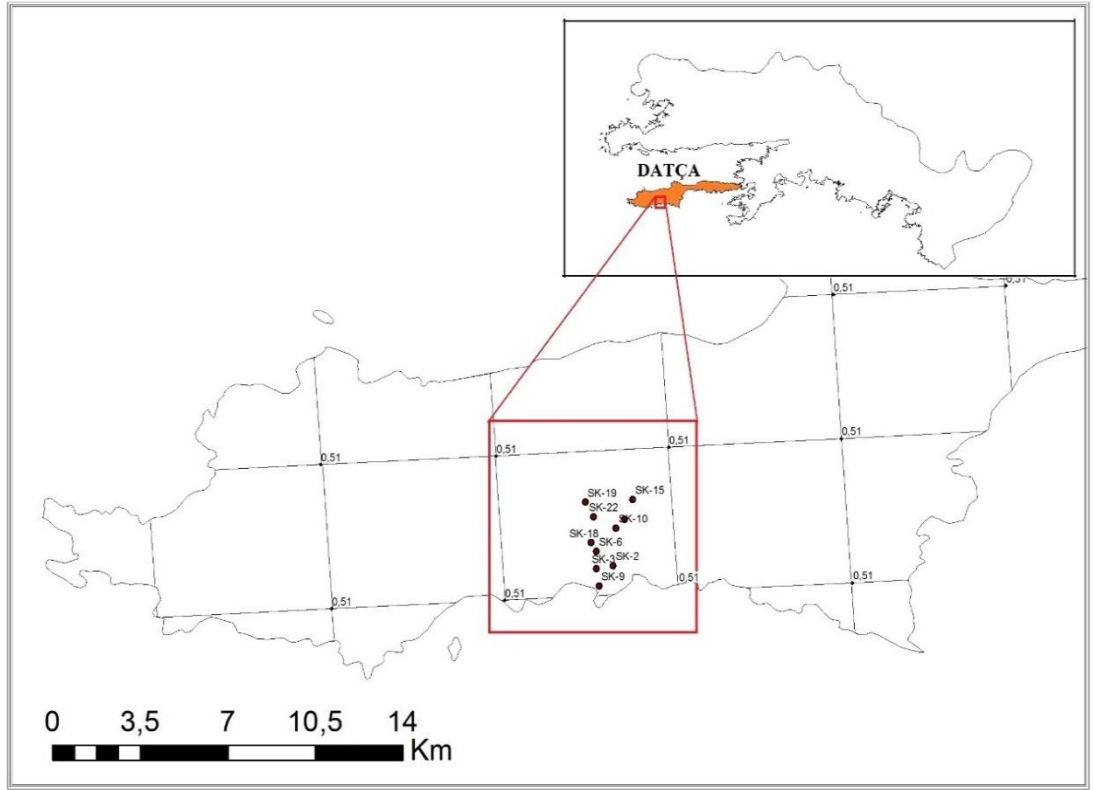
Şekil 5.71: Özbey vd. (2003) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=1.0 sn periyotlu spektral ivme haritası.



Şekil 5.72: Sadıgh vd. (1997) azalım ilişkisi kullanılarak %40 aşılma olasılığına göre oluşturulan T=1.0 sn periyotlu spektral ivme haritası.

6. MUĞLA İLİ FETHİYE İLÇESİ MESUDİYE BÖLGESİNİN ZEMİN DAVRANIŞININ BİR BOYUTLU EŞDEĞER LİNEER ANALİZ YÖNTEMİ İLE İNCELENMESİ

Depremlerin önceden kestirimi kadar deprem esnasında zeminlerin davranışları da bir o kadar önemlidir. Bölüm 5’de incelediğimiz Muğla İli’nin depremselliği sonuçlarından yararlanarak Fethiye İlçesi, Mesudiye Belediye sınırları içerisinde belirli konumlardaki sondaj verileri kullanılmıştır (Şekil 6.1.).



Şekil 6.1: Bir boyutlu eşdeğer lineer zemin analizinde kullanılan sondajların konumları.

6.1 Analizde Kullanılan Deprem Özellikleri

Anakaya girdisi olarak %10 aşılma ihtimaline göre hesaplananivme değerlerine göre mobilize edilmişulusal ve uluslararası depremler kullanılmıştır. Depremlere ait yer ve zaman bilgileri Çizelge 6.1’de verilmiştir.

Çizelge 6.1: Analizlerde kullanılan ulusal ve uluslararası önemli depremler.

	Depremler	Tarih	Yer
1	ChiChi	20 Eylül 1999	Chy002/Taiwan
2	Coyote	8 Nisan 1968	Kaliforniya/ABD
3	İmperialValley	19 Mayıs 1940	Kaliforniya/ABD
4	Kobe	16 Ocak 1995	Kakogawa
5	Kocaeli	17 Ağustos 1999	İzmit /Türkiye
6	Loma Gilroy-1	18 Ekim 1985	Kaliforniya/ABD
7	Loma Gilroy-2	18 Ekim 1985	Kaliforniya/ABD
8	Mammoht Lake	25 Mayıs 1980	Kaliforniya/ABD
9	Nahanni-1	23 Aralık 1985	Kanada
10	Nahanni-2	23 Aralık 1985	Kanada
11	Northridge	17 Ocak 1994	Beverly Hills
12	Parkfield	28 Eylül 2004	Kaliforniya/ABD
13	WhittirNarrows	4 Ekim 1987	Kaliforniya/ABD

6.2 Analiz için Oluşturulan Zemin Profilleri

Zemin dinamik davranışının analizinde kullanılmak için seçilen sondajlarda 3 adet formasyon dikkat çekmektedir. Bunlar Alüvyon, Plaj Çökelleri, ve Karaböğürtlen Formasyondur.

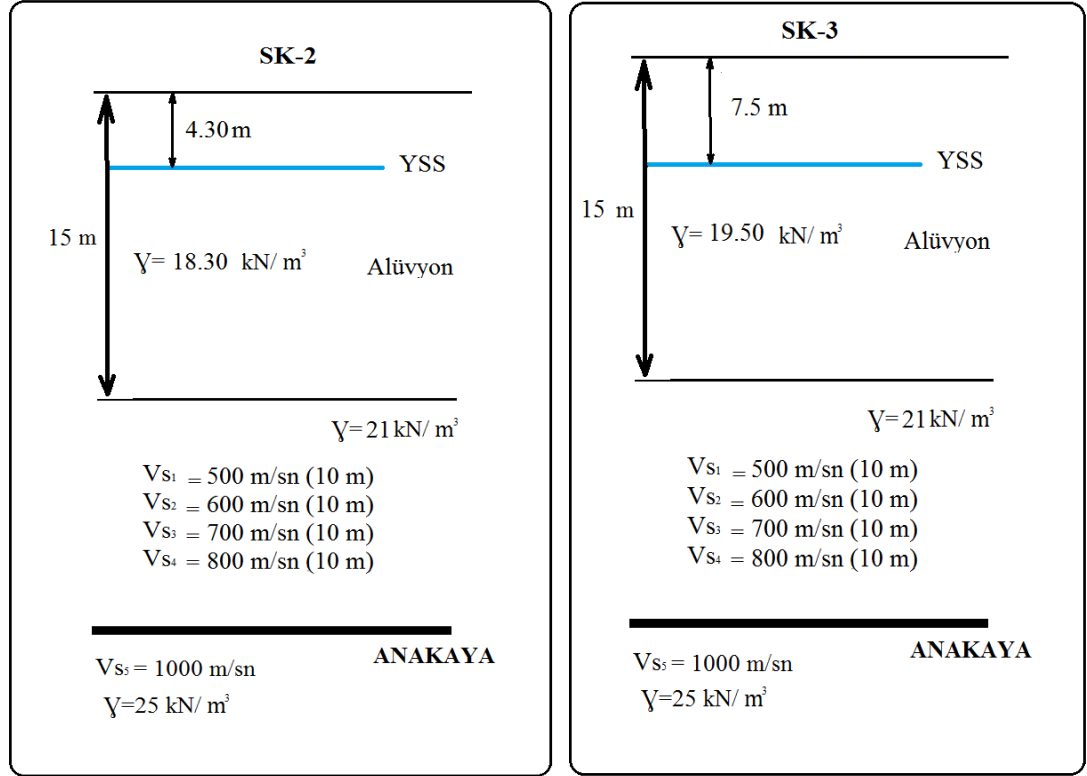
Alüvyon: Nergizli tepe ile Adatepe arasında kıyı düzlüklerinde grift halde yer alan alüvyal çökeller gevşek ve suya doymuş kahverenkli çakıl, kum ve çamurdan oluşur.

Plaj Çökelleri: Plaj çökelleri ise kahverenkli kum ve killi birimlerden oluşur.

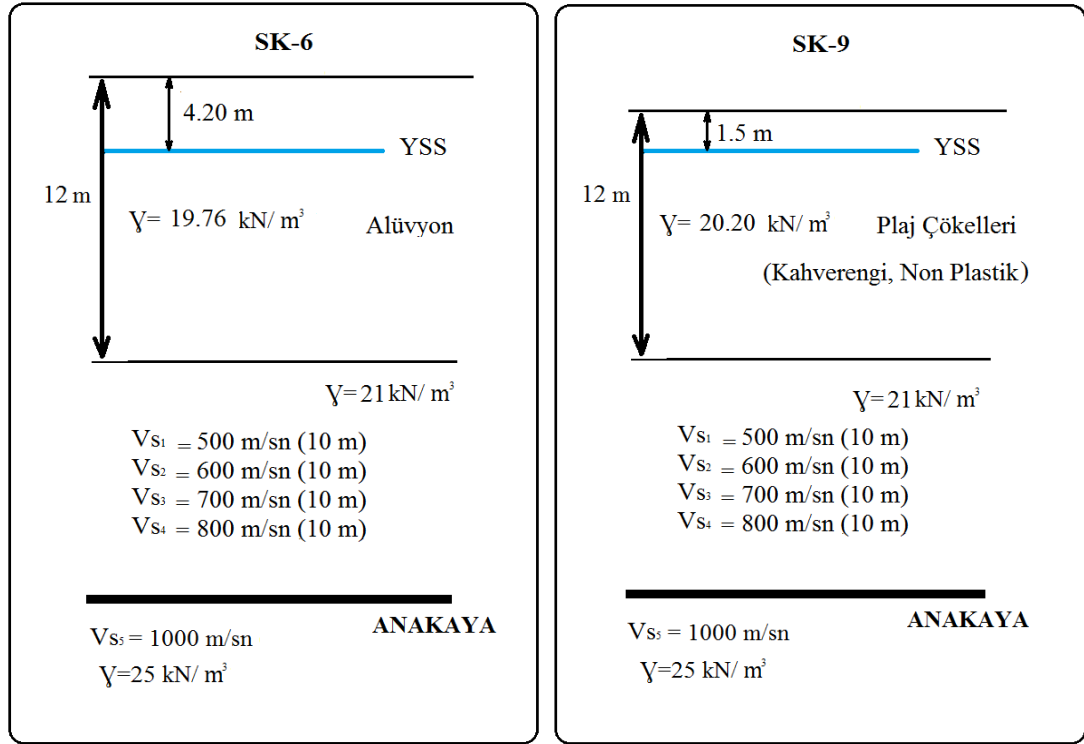
Karaböğürtlen Formasyonu: Nergizli Tepe ile Ürküntülük Tepe arasında geniş bir alanda yüzeyleyen bloklu fliş olarak temsil edilen Üst Senoniyen yaşlı Karaböğürtlen formasyonu ince-orta-kalın tabakalı, gri, siyahımsı gri, yeşilimsi gri, siyah, açık kahve, sarımsı kahve, kirlisarı, kırmızı vb. renklerde kumtaşı, kıltaşı ve silt taşlarından oluşur. Yer yer kumlu-killi kireçtaşı, mikrit, çörtlü mikrit, kalsitürbidit, marn gibi düzeyler, yer yer de serpantin, bazik volkanit, kireçtaşı vb.

bloklar kapsar. Genelde kaotik yapı gösterir, yanal ve düşey yönde sık kaya türü değişimi sunar (Demirtaş vd., 2012).

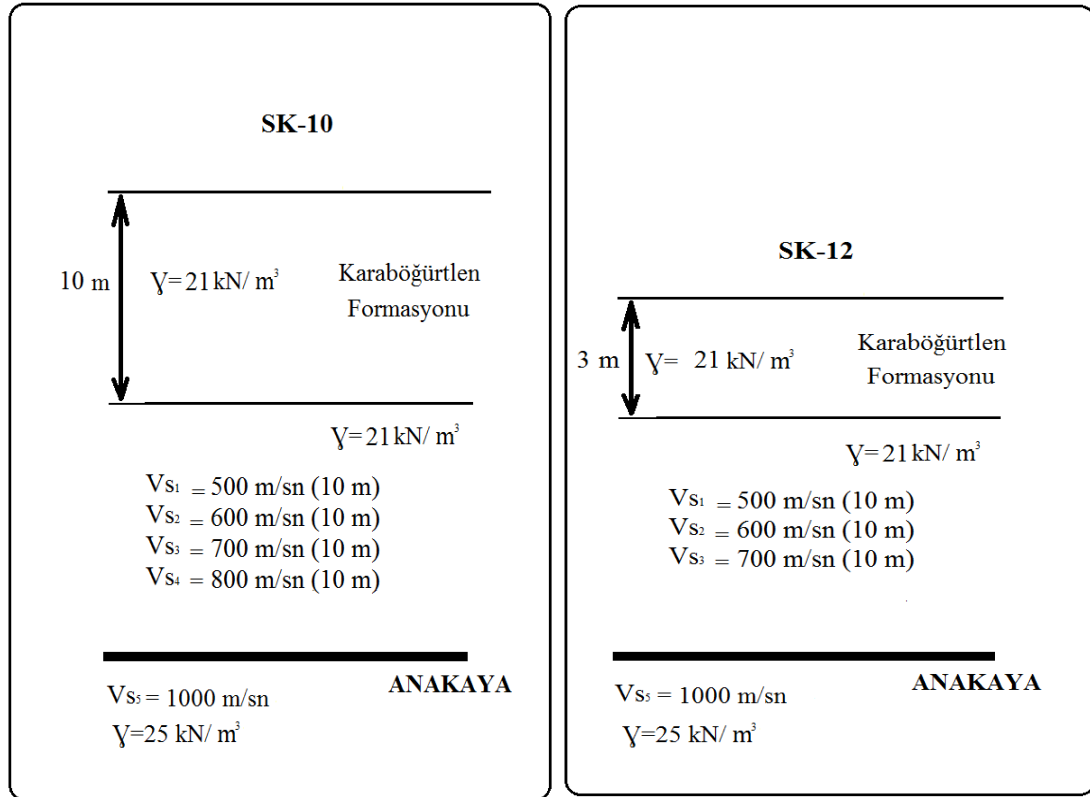
Mesudiye Belediyesi sınırları içerisinde imar planına esas jeolojik ve jeoteknik etüt raporu için yapılmış sondaj verileri kullanılarak idealleştirilmiş bir boyutlu zemin profilleri hazırlanmış ve Şekil 6.2. ile Şekil 6.6.' da gösterilmiştir.



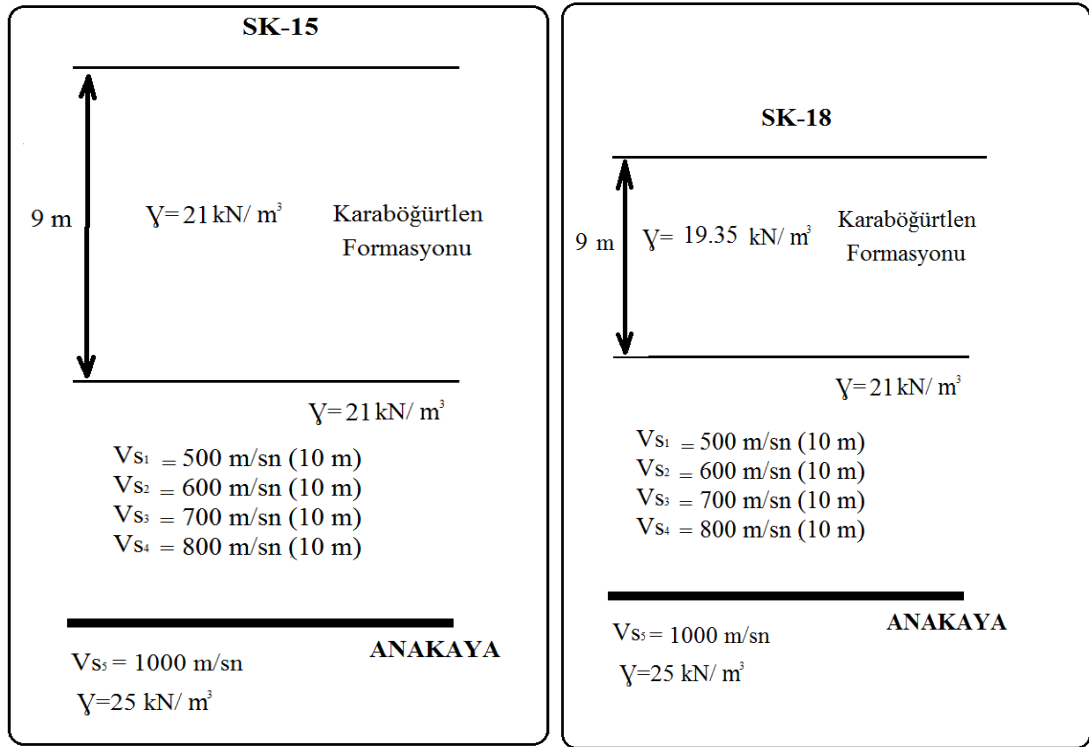
Şekil 6.2: Sk-2 ve Sk-3 ideal zemin profilleri.



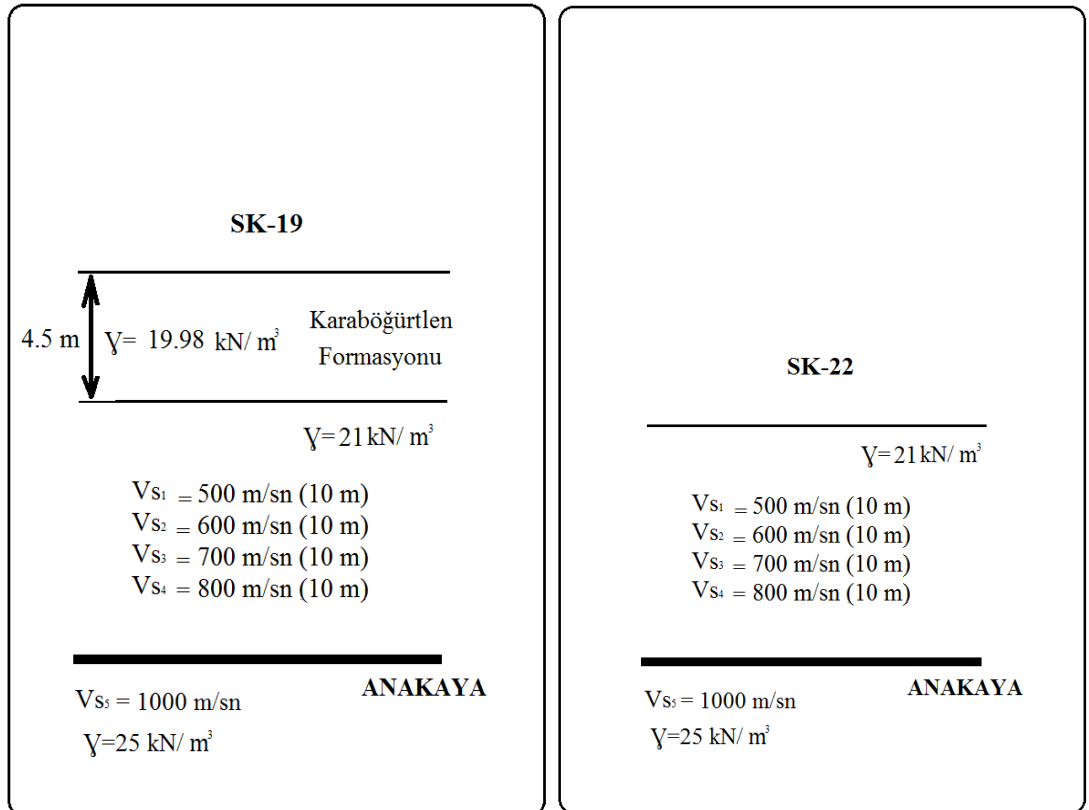
Şekil 6.3: Sk-6 ve Sk-9 ideal zemin profilleri.



Şekil 6.4: Sk-10 ve Sk-12 ideal zemin profilleri.



Şekil 6.5: Sk-15 ve Sk-18 ideal zemin profilleri.



Şekil 6.6: Sk-19 ve Sk-22 ideal zemin profilleri.

Hazırlanan ideal zemin profilleri için literatürden plastisite indisine bağlı olarak seçilen kayma modülü, sönüm oranı değerleri ve tanımlanan malzeme tipleri Çizelge 6.2.' de topluca verilmiştir. Alüvyon, Plaj Çökelleri, Karaböğürtlen Formasyonu ve anakaya için uygun sönüm bağıntıları seçilmiş ve özgül ağırlıklarına göre sınıflandırılmıştır. Anakayadan zemin tabakalarına geçiş kayma dalga hızına göre 5 kademede yapılmıştır (Anakaya-1, $V_s = 500 \text{ m/sn}$; Anakaya-2, $V_s = 600 \text{ m/sn}$; Anakaya-3, $V_s = 700 \text{ m/sn}$; Anakaya-4, $V_s = 800 \text{ m/sn}$; Anakaya-5, $V_s = 1000 \text{ m/sn}$). Ayrıca her ideal zemin profilinde yeraltı suyu dikkate alınmış ve EERA programına tanıtılmıştır.

Çizelge 6.2: Zemin tabakaları için seçilen G/Gmax ve sönüm oranları.

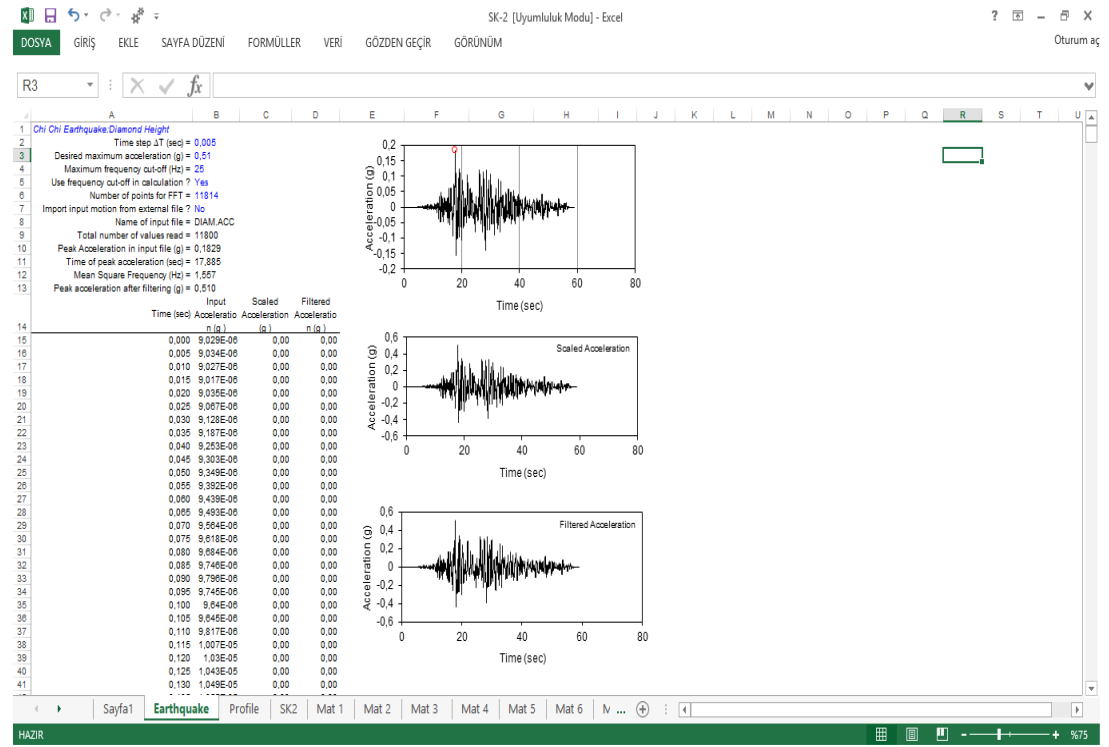
No	FORMASYON	$\gamma_n(\text{kN/m}^3)$	TİP	BAĞLI ALINAN DEĞERLER
1	Alüvyon-1	18.30	Mat 1	G/G max : Vucetic ve Dobry (1991), Ip=%25 Sönüm oranı : Vucetic ve Dobry (1991), Ip=%25
2	Alüvyon-2	19.50	Mat 1	G/G max : Vucetic ve Dobry (1991), Ip=%25 Sönüm oranı : Vucetic ve Dobry (1991), Ip=%25
3	Alüvyon-3	19.76	Mat 1	G/G max : Vucetic ve Dobry (1991), Ip=%25 Sönüm oranı : Vucetic ve Dobry (1991), Ip=%25
4	Plaj Çökelleri	20.20	Mat 2	G/G max : Vucetic ve Dobry (1991), Ip=%30 Sönüm oranı : Vucetic ve Dobry (1991), Ip=%30
5	Karaböğürtlen Formasyonu-1	21	Mat 8	Kaya için sönüm oranı ve azalım ilişkisi ortalama değerleri Idriss (1990)
6	Karaböğürtlen Formasyonu-2	19.98	Mat 8	Kaya için sönüm oranı ve azalım ilişkisi ortalama değerleri Idriss (1990)
7	Karaböğürtlen Formasyonu-3	19.35	Mat 8	Kaya için sönüm oranı ve azalım ilişkisi ortalama değerleri Idriss (1990)
8	Anakaya-1	21	-	Idriss (1990)
9	Anakaya-2	21	-	Idriss (1990)
10	Anakaya-3	21	-	Idriss (1990)
11	Anakaya-4	21	-	Idriss (1990)
12	Anakaya-5	25	-	Idriss (1990)

6.3 EERA Programı Hesap Adımları

İnceleme alanının bir boyutlu analizi için Geoteknik mühendisliğinde yaygın olarak kullanılan ve Excel'de hazırlanmış olan EERA (Equivalent-Linear

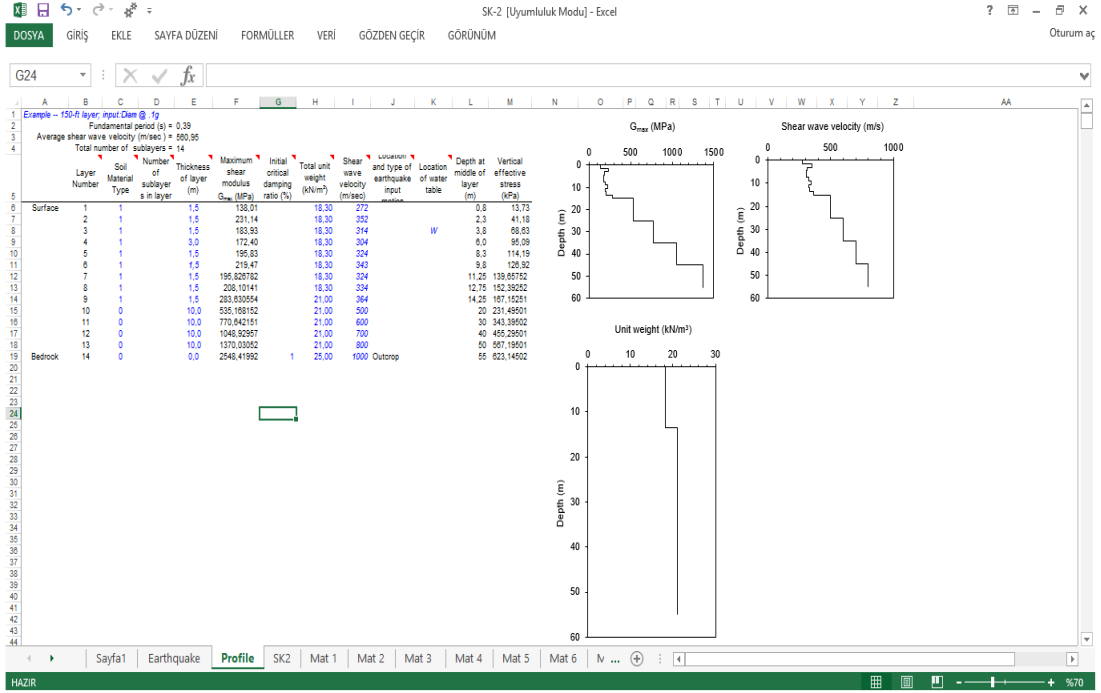
EarthquakeResponse Analysis) (Bardet vd., 2000) programı kullanılmıştır. EERA (Bardet vd., 2000) dinamik analizinde girdi olarak kullanılan deprem ivme kaydı ile anakayadan yüzeye kadar her bir zemin tabakası için ivme oranlarını elde edilebilmektedir. Yine zamana bağlı olarak her bir tabakada meydana gelen gerilme-şekil değiştirme grafikleri, seçilen iki zemin tabakası arasında meydana gelen büyütme oranı, Fourier dönüşüm spektrumu ve periyoda bağlı spektral ivme grafikleri de elde edilebilmektedir.

EERA programında yapılan ilk işlem kullanılacak deprem kaydının ve anakayada oluşacak tahmini maksimum ivme değerinin tanıtılmasıdır (Şekil 6.7.).



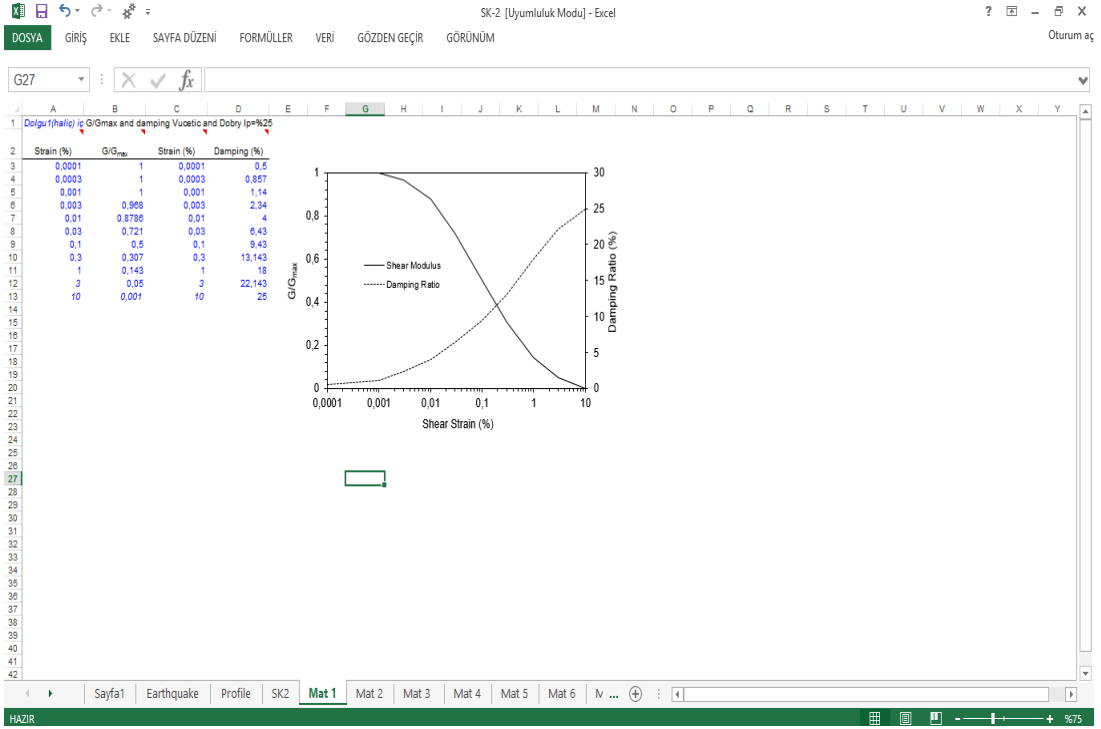
Şekil 6.7: Sk-2 hücresi için deprem kaydının tanımlanması.

Ardından zemin tabakalarına göre önceden tanımlanmış olan materyal özellikleri seçilerek hücre için zemin profili oluşturulur (Şekil 6.8.).



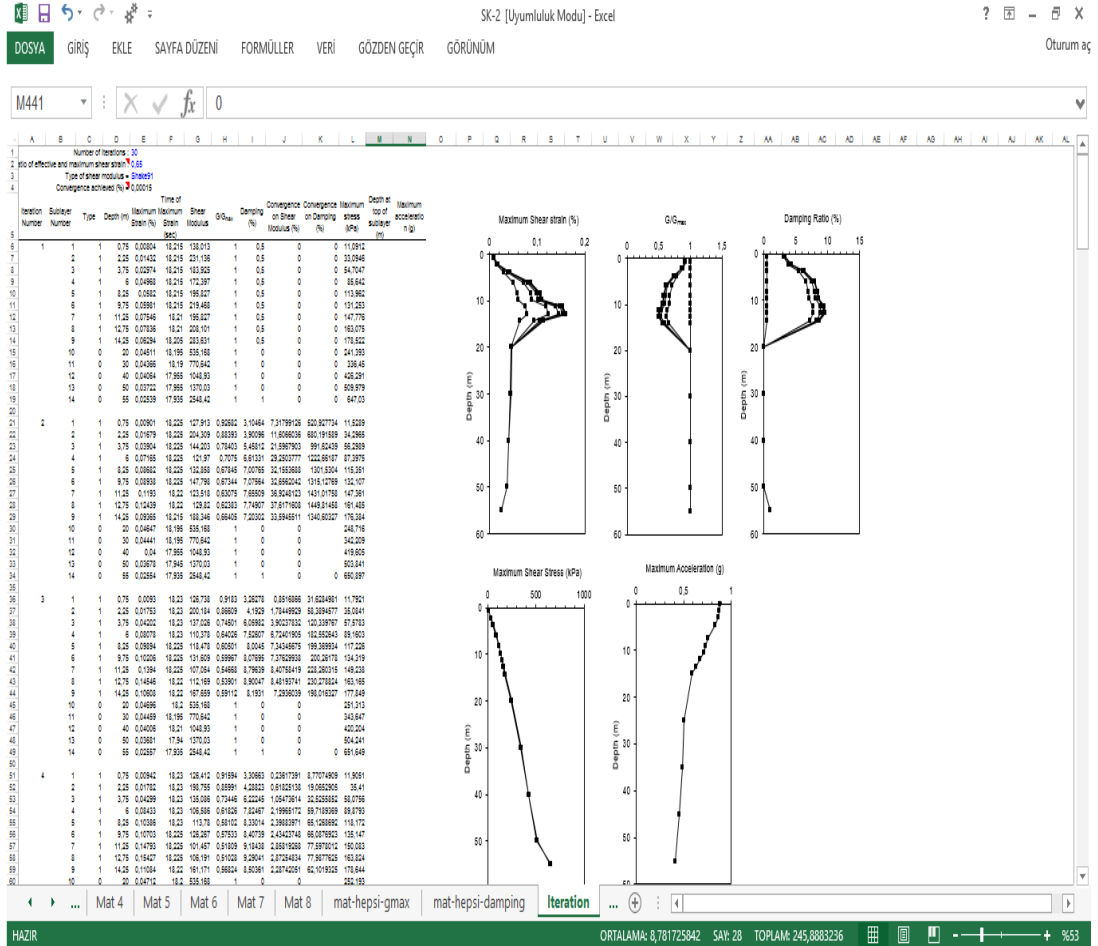
Şekil 6.8: Sk-2 hüresinin EERA programında tanımlanmış zemin profili.

Anakaya üzerindeki zemin tabakaları sondaj verileri yardımı ile Tablo 4.2.' deki gibi G/Gmax ve sönüm oranlarına göre EERApragramına tanıtılmıştır (Şekil 6.9.).

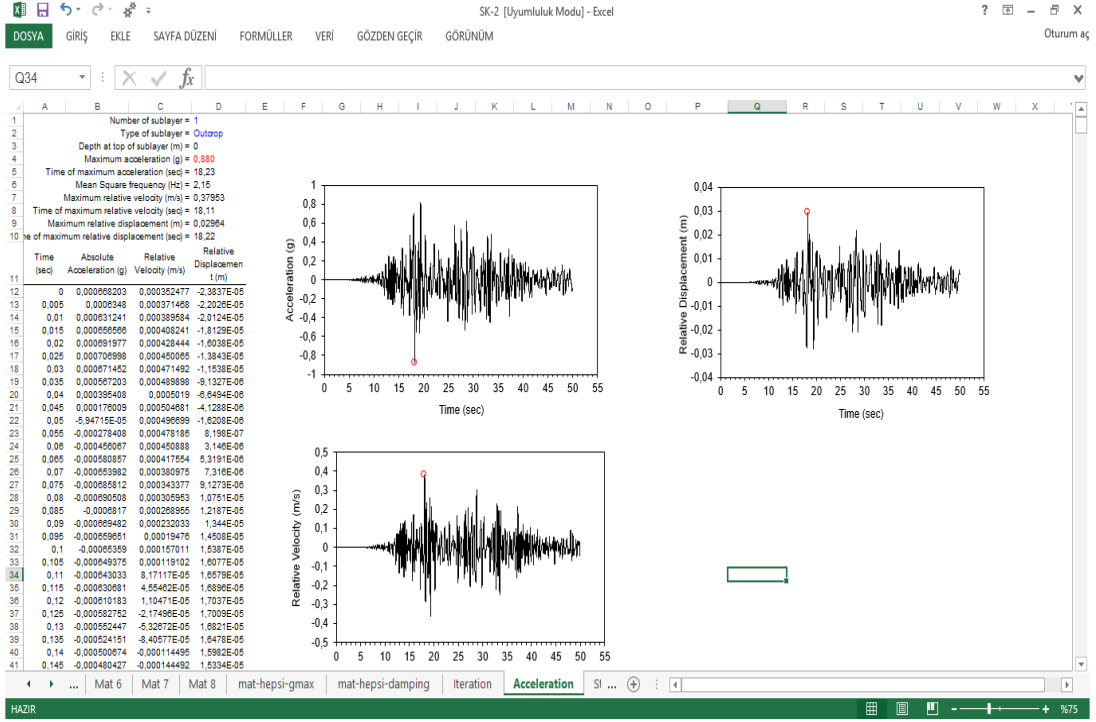


Şekil 6.9: Sk-2 hüresi için EERA programında hazırlanmış malzeme tanımlanması.

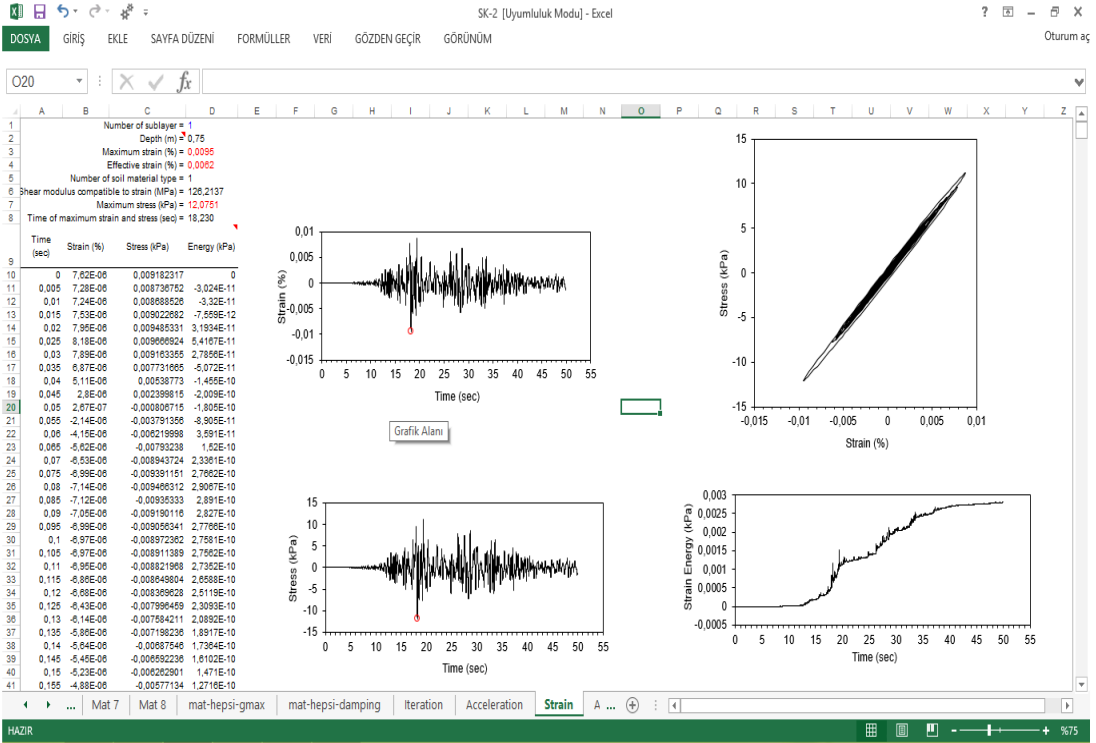
EERA programı ile elde edilen zemin yüzeyindeki deprem ivme kaydı, gerilme-şekil değiştirme grafikleri, büyütme oranı, Fourier dönüşüm spektrumu ve spektral ivme grafikleri Sk-2 için Şekil 6.10., Şekil 6.11., Şekil 6.12., Şekil 6.13., Şekil 6.14. ve Şekil 6.15.' de gösterilmiştir.



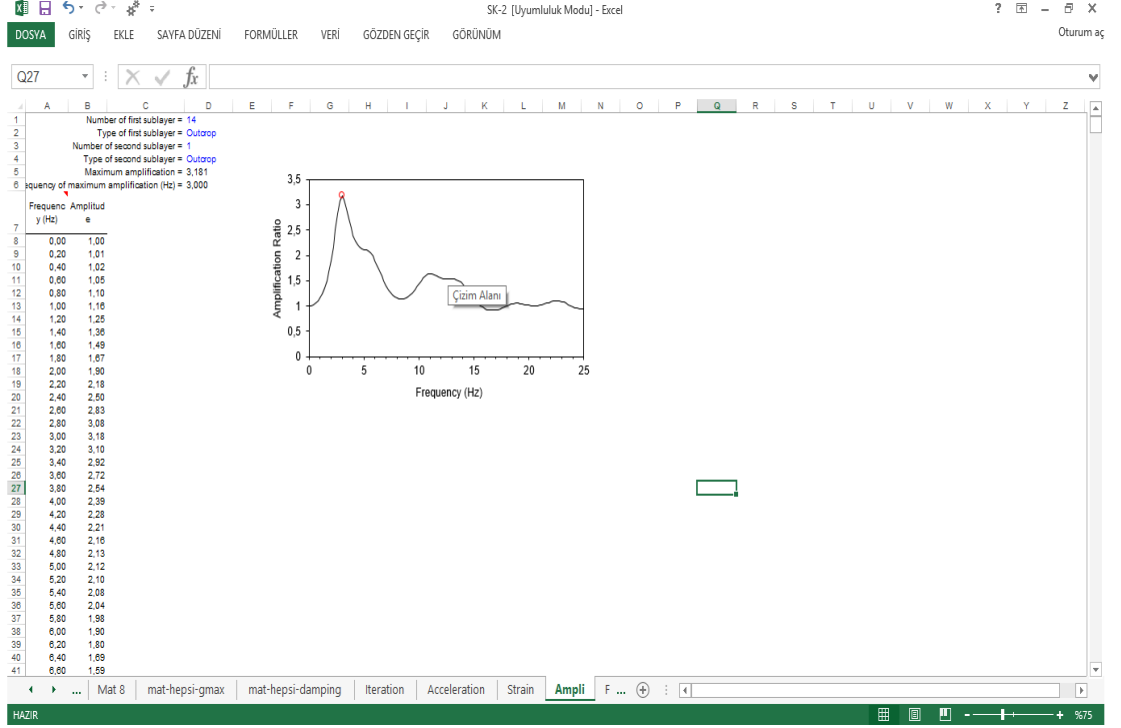
Şekil 6.10: Sk-2 hücresi için EERA (Bardet vd., 2000) programında yapılan iterasyon.



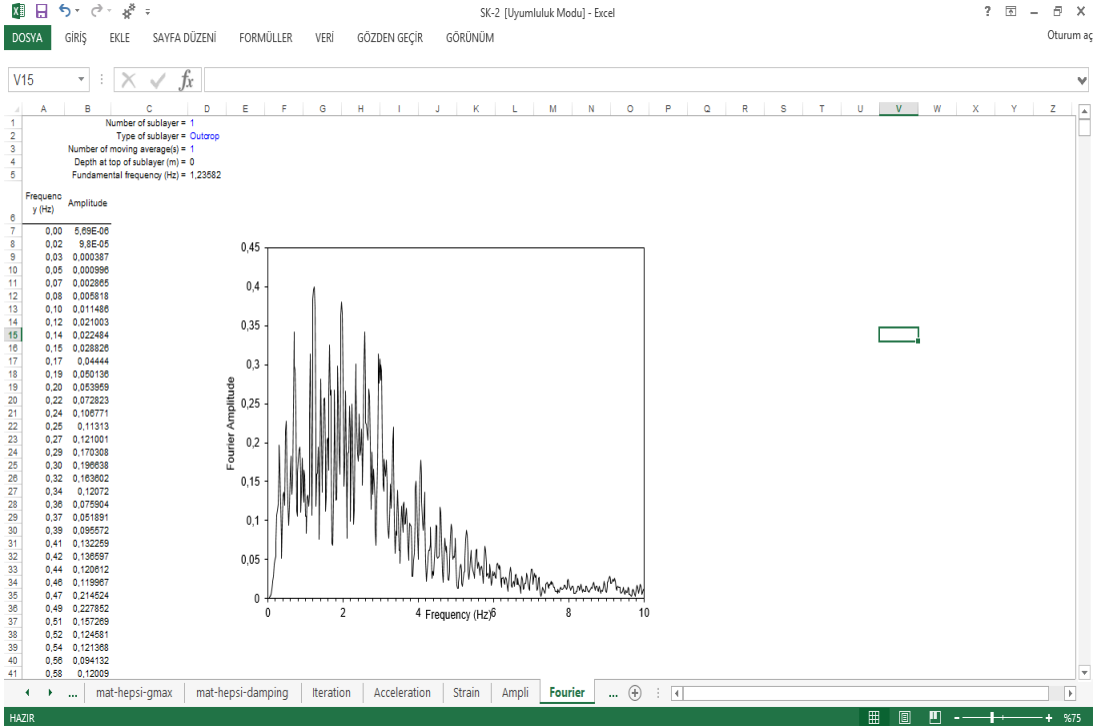
Şekil 6.11: Sk-2 hücresi için dinamik analiz sonucu elde edilen yüzey ivme kaydı.



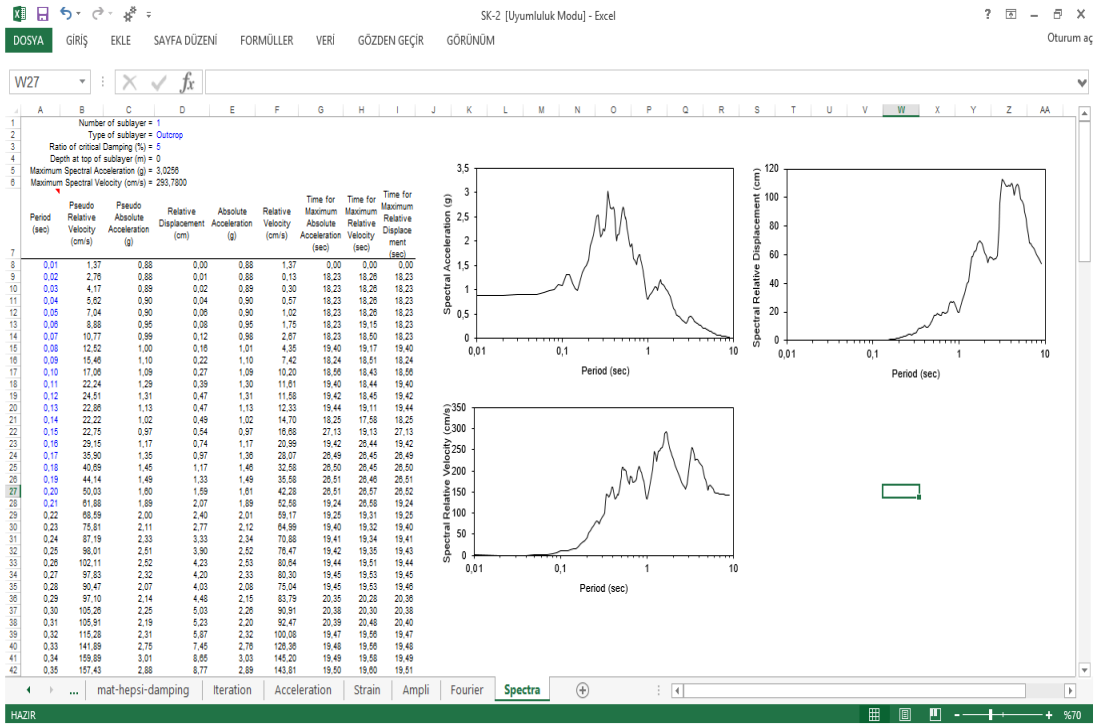
Şekil 6.12: Sk-2 hücresi için dinamik analiz sonucu elde edilen gerilme-şekil değiştirme grafikleri.



Şekil 6.13: Sk-2 hücresi için dinamik analiz sonucu elde edilen büyütme oranı.



Şekil 6.14: Sk-2 hücresi için dinamik analiz sonucu elde edilen Fourier dönüşüm spektrumu.

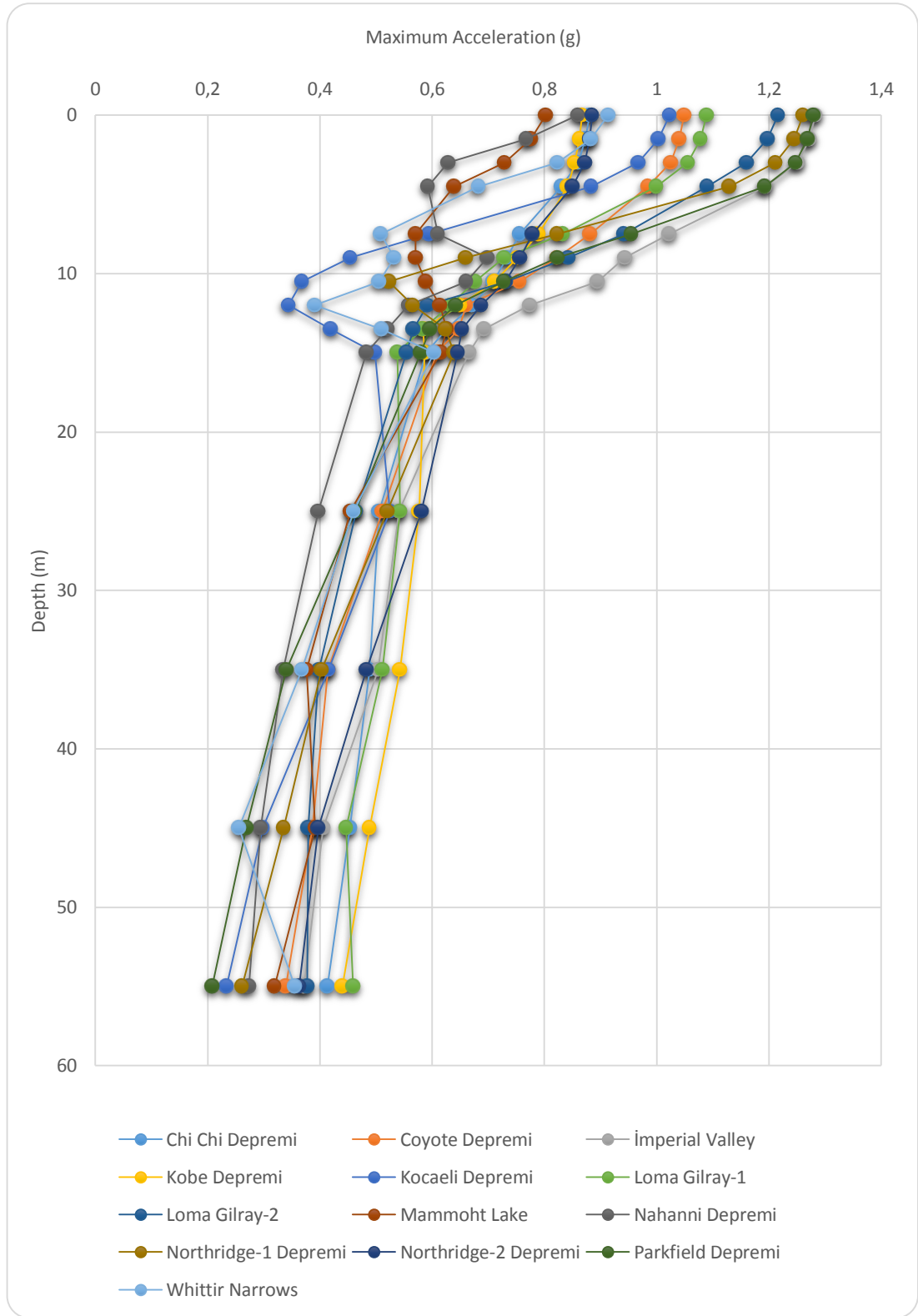


Şekil 6.15: Sk-2 hücresi için dinamik analiz sonucu elde edilen spektral ivme, hız ve yer değiştirmeler.

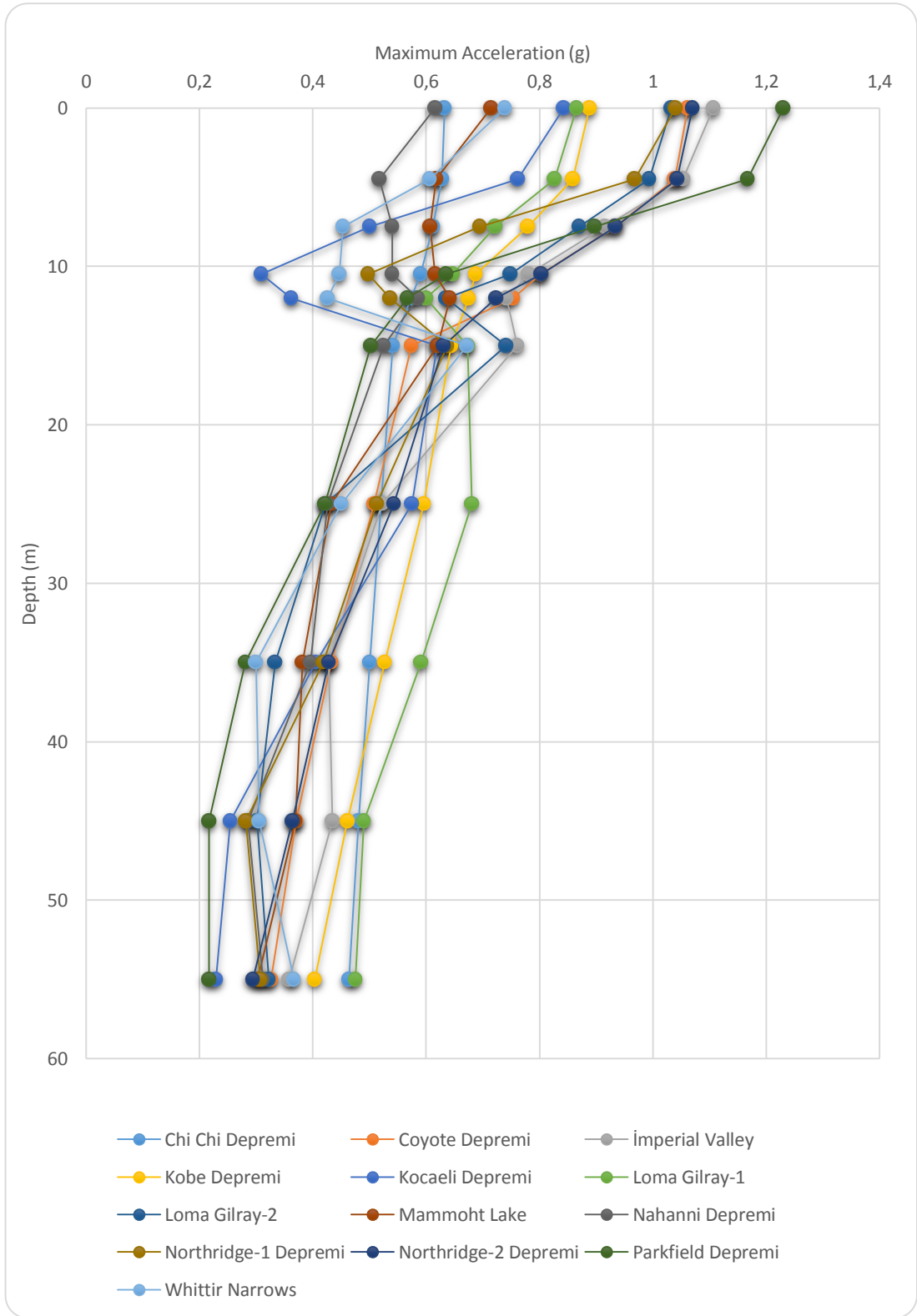
6.4 Elde Edilen Analiz Sonuçları

6.4.1 Derinlik-ivme değişim grafikleri

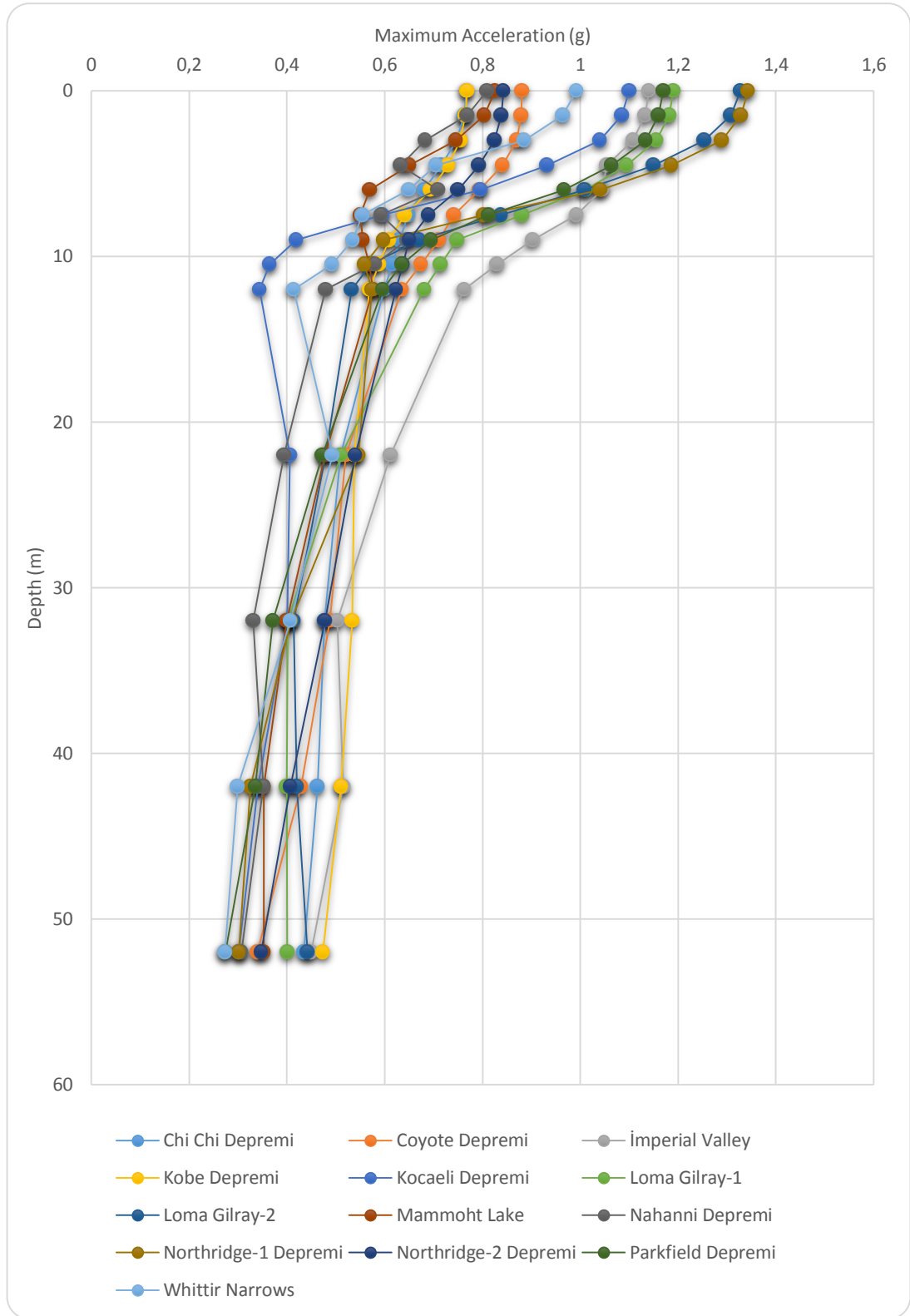
Çizelge 6.1.'deki deprem ivme kayıtları kullanılarak Sk-2, Sk-3, Sk-6, Sk-9, Sk-10, Sk-12, Sk-15, Sk-18, Sk-19, Sk-22 sondajları için oluşturulmuş zemin profillerine ait derinlik-ivme sonuçları elde edilmiş ve Şekil 4.16. ila Şekil 4.25. arasında gösterilmiştir.



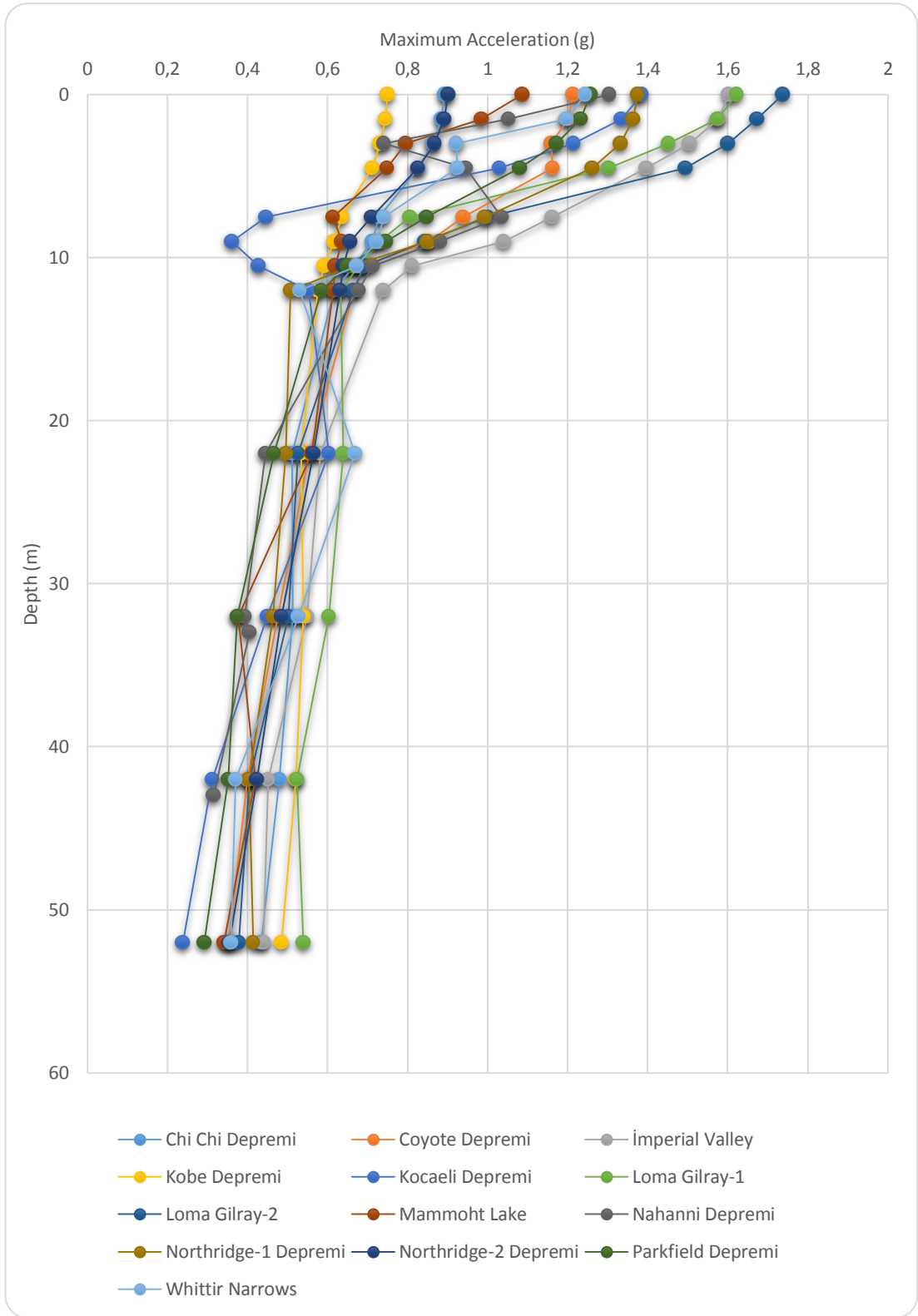
Şekil 6.16: Sk-2 için derinlik-ivme sonuçları.



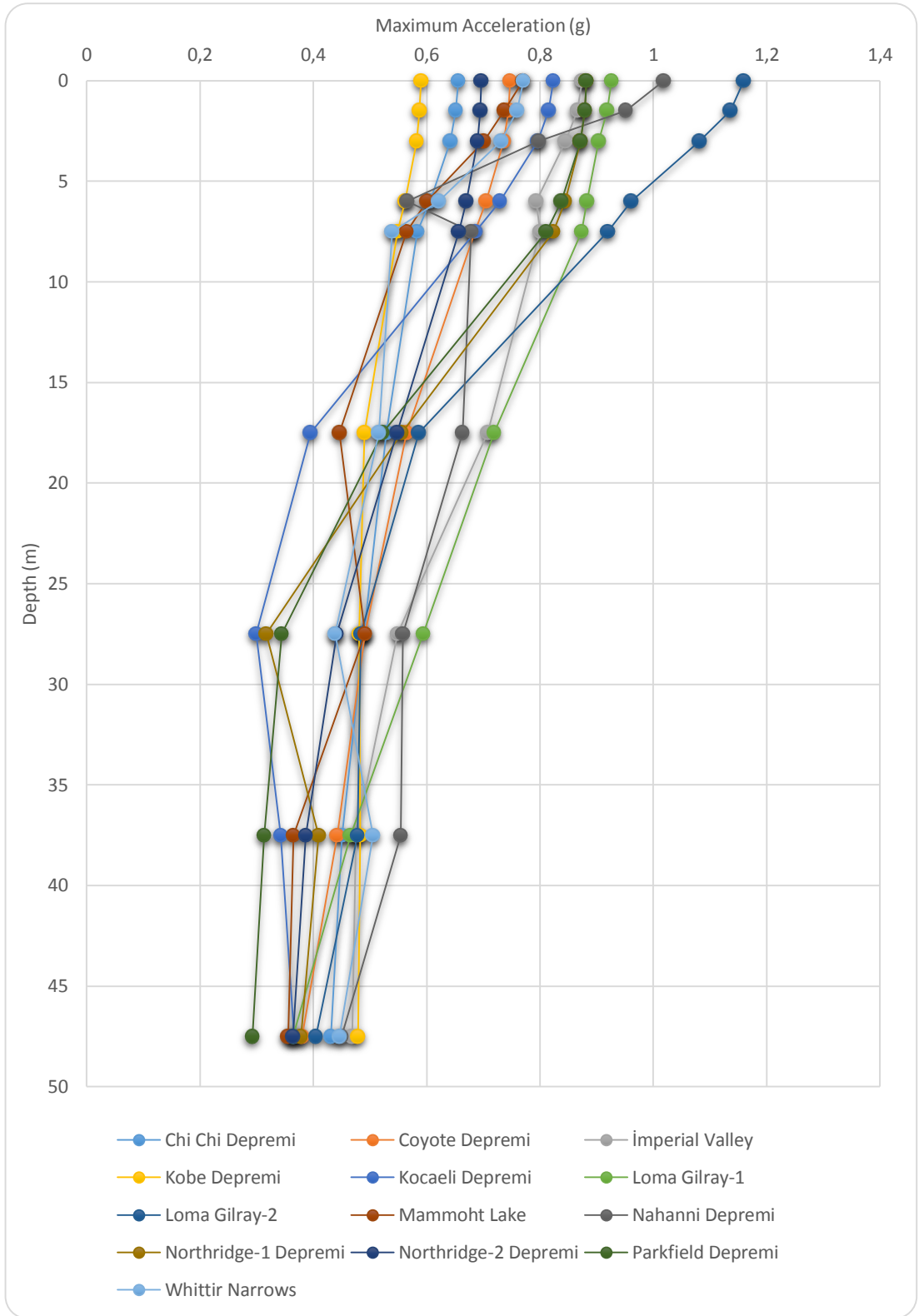
Şekil 6.17: Sk-3 için derinlik-ivme sonuçları.



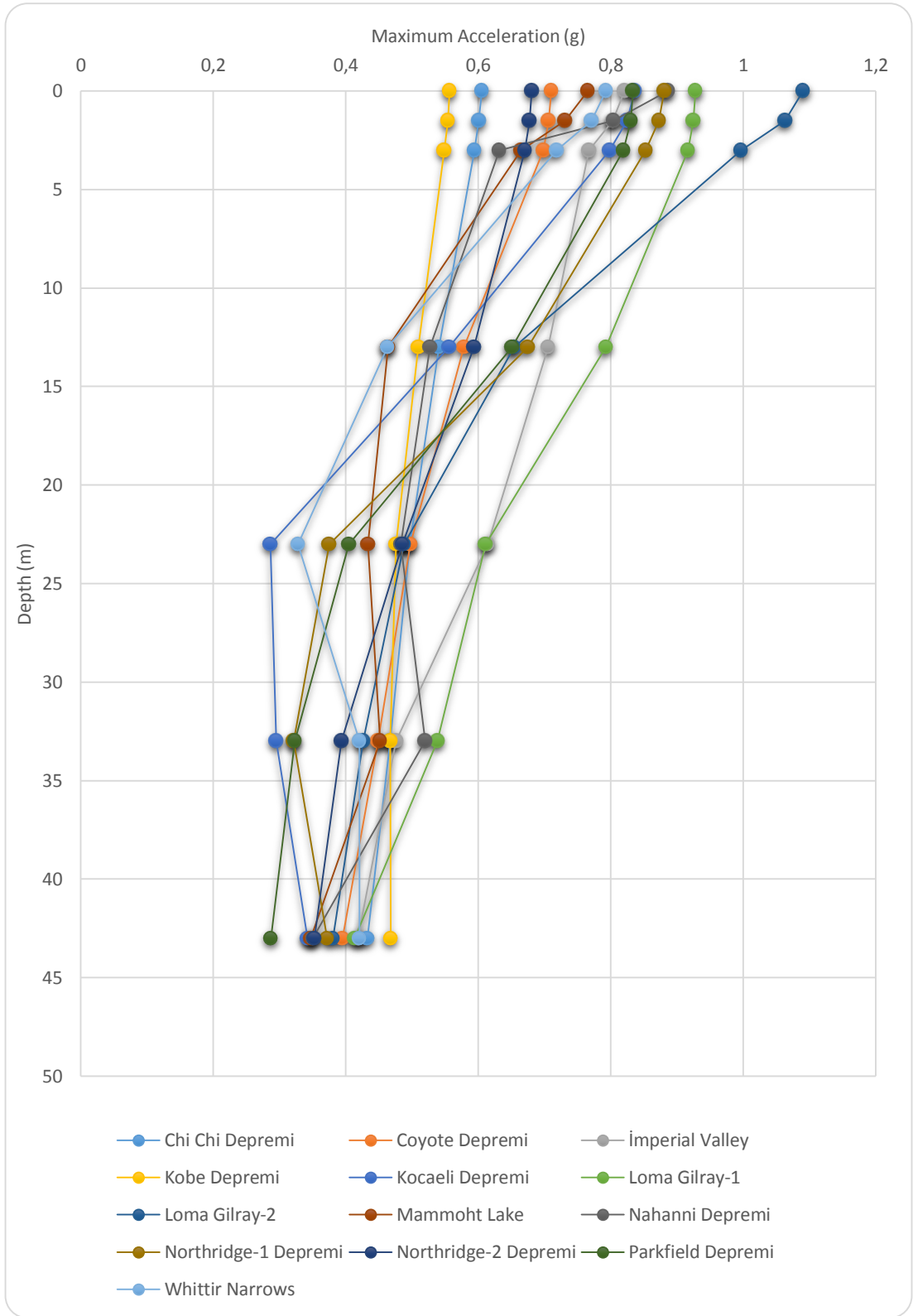
Şekil 6.18: Sk-6 için derinlik-ivme sonuçları.



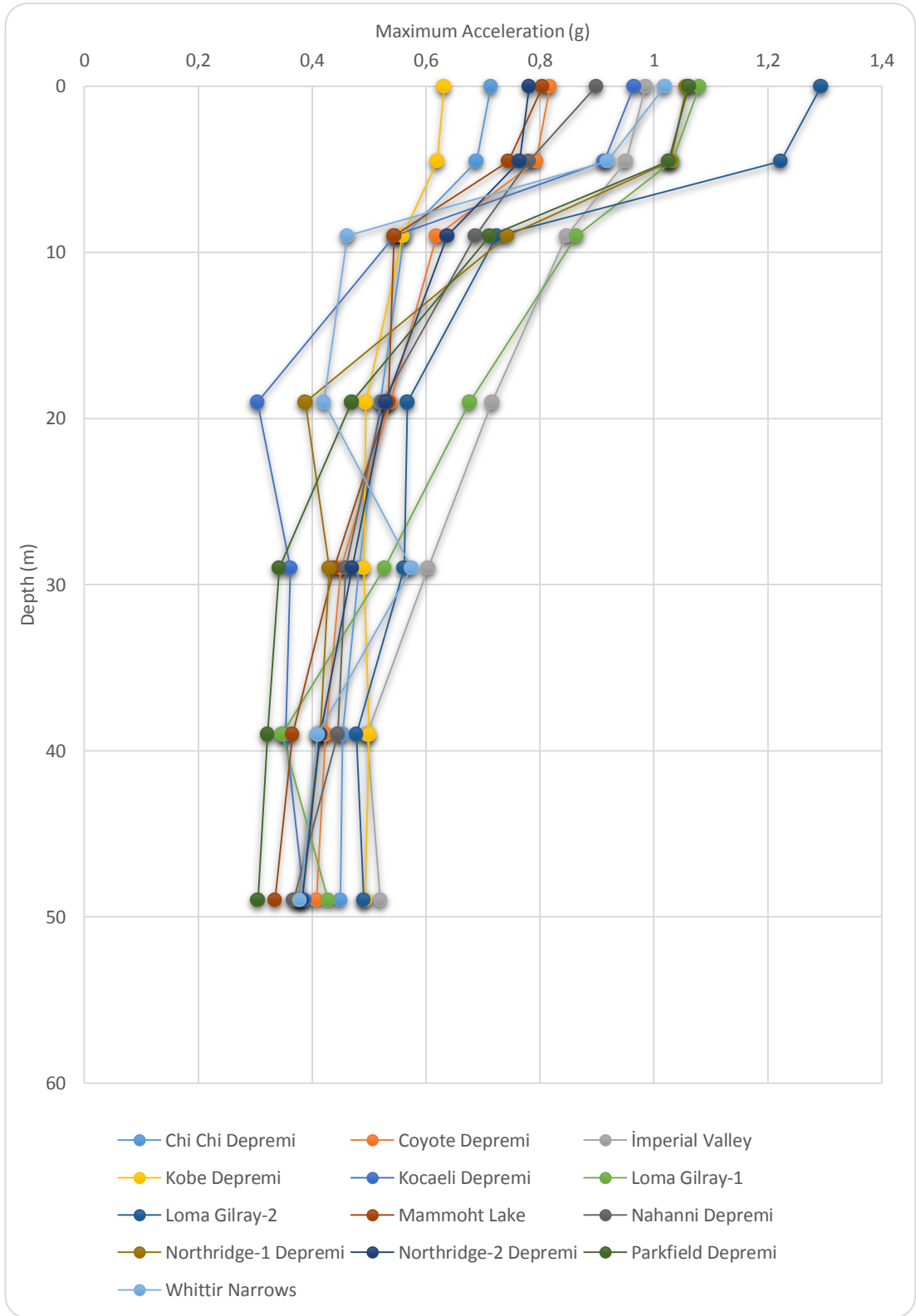
Şekil 6.19: Sk-9 için derinlik-ivme sonuçları.



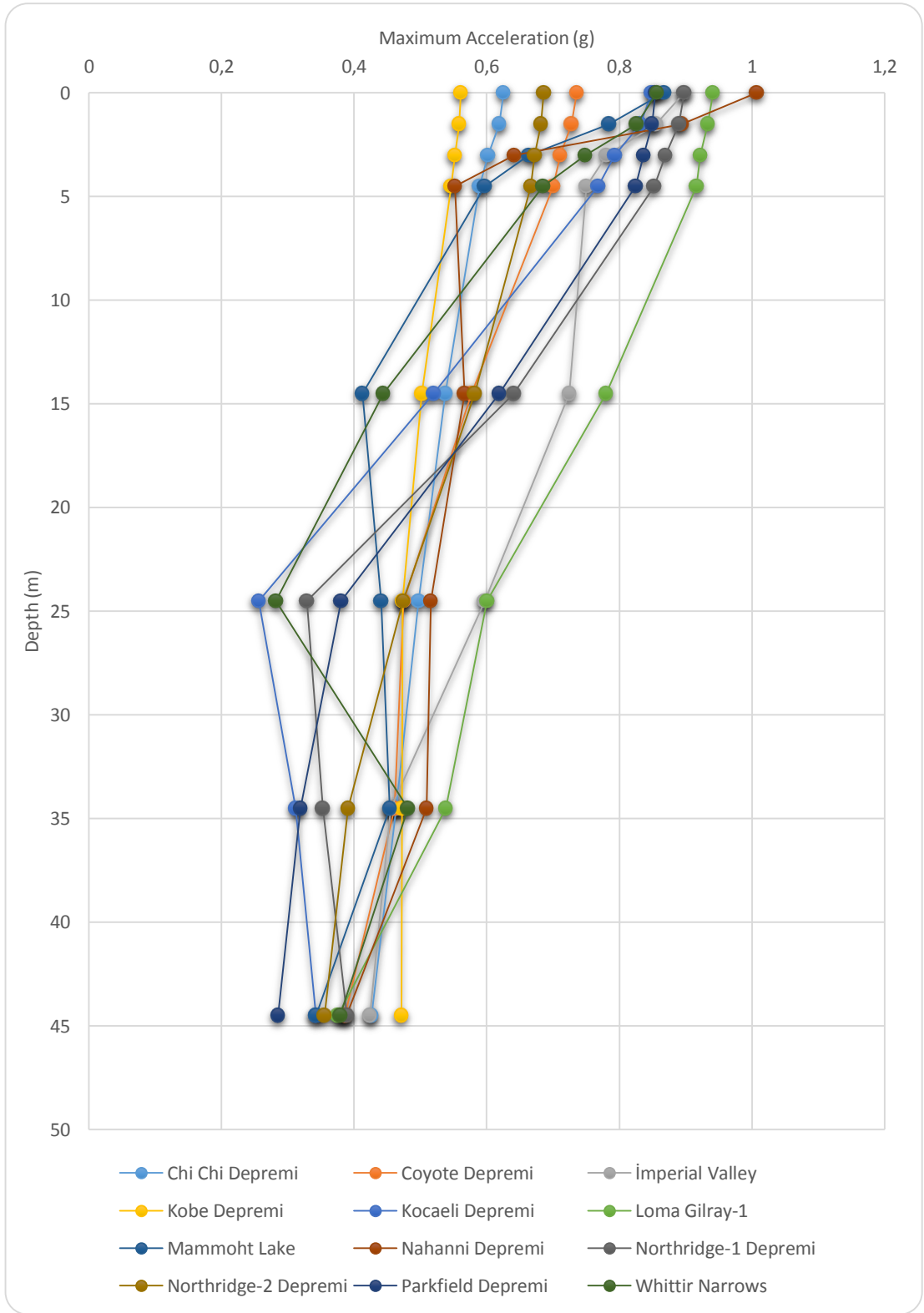
Şekil 6.20: Sk-10 için derinlik-ivme sonuçları.



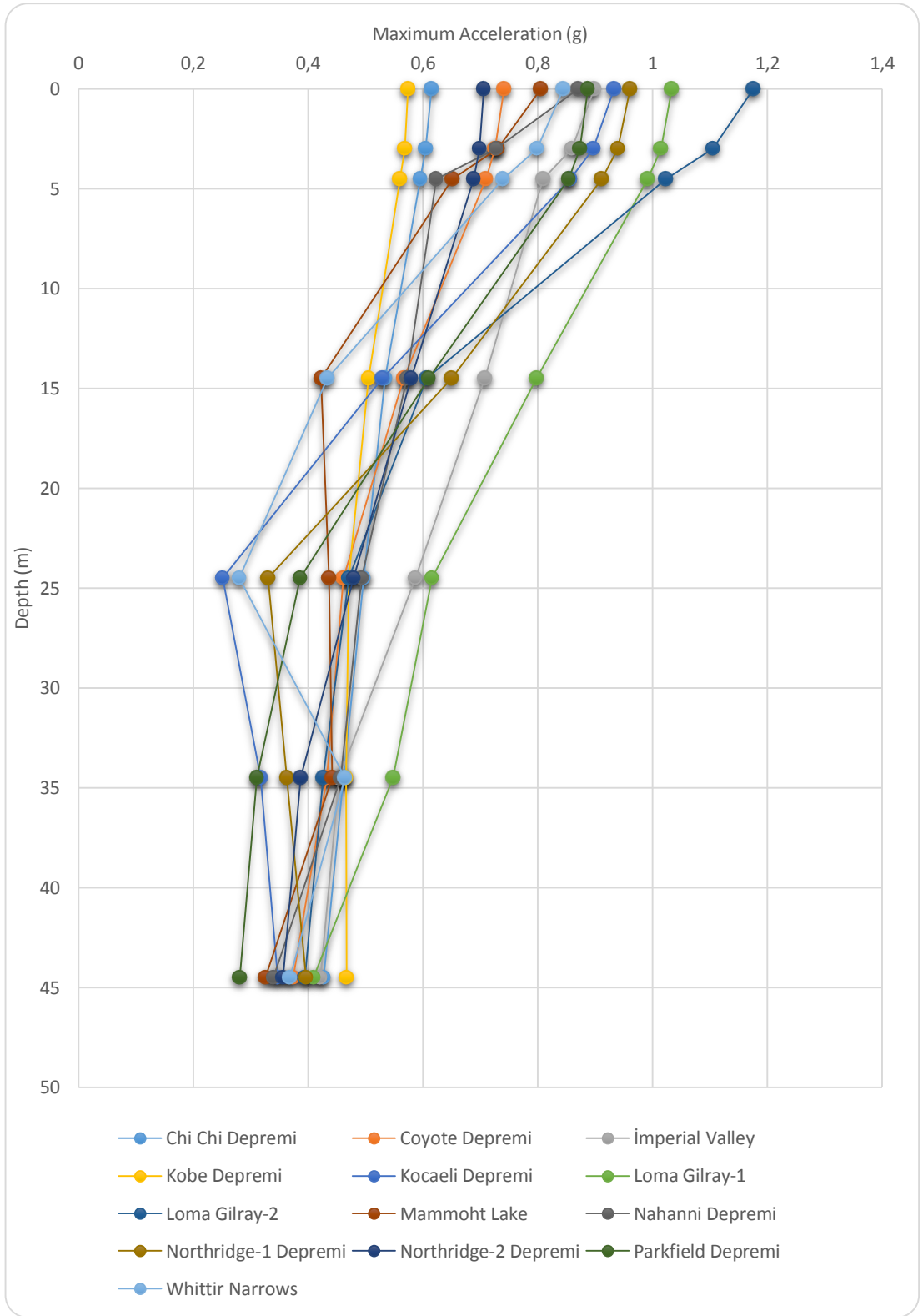
Şekil 6.2: Sk-12 için derinlik-ivme sonuçları.



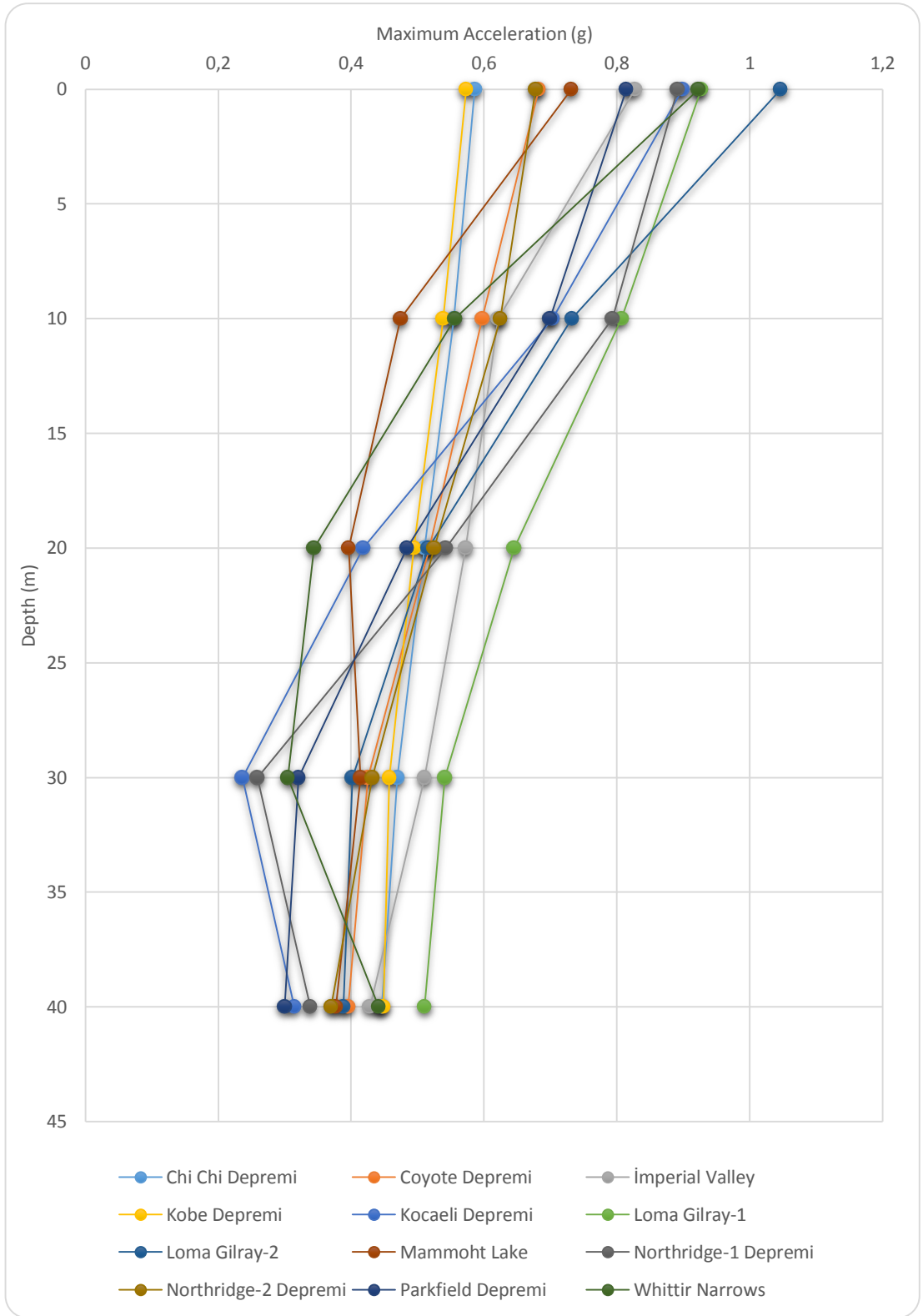
Şekil 6.22: Sk-15 için derinlik-ivme sonuçları.



Şekil 6.23: Sk-18 için derinlik-ivme sonuçları.



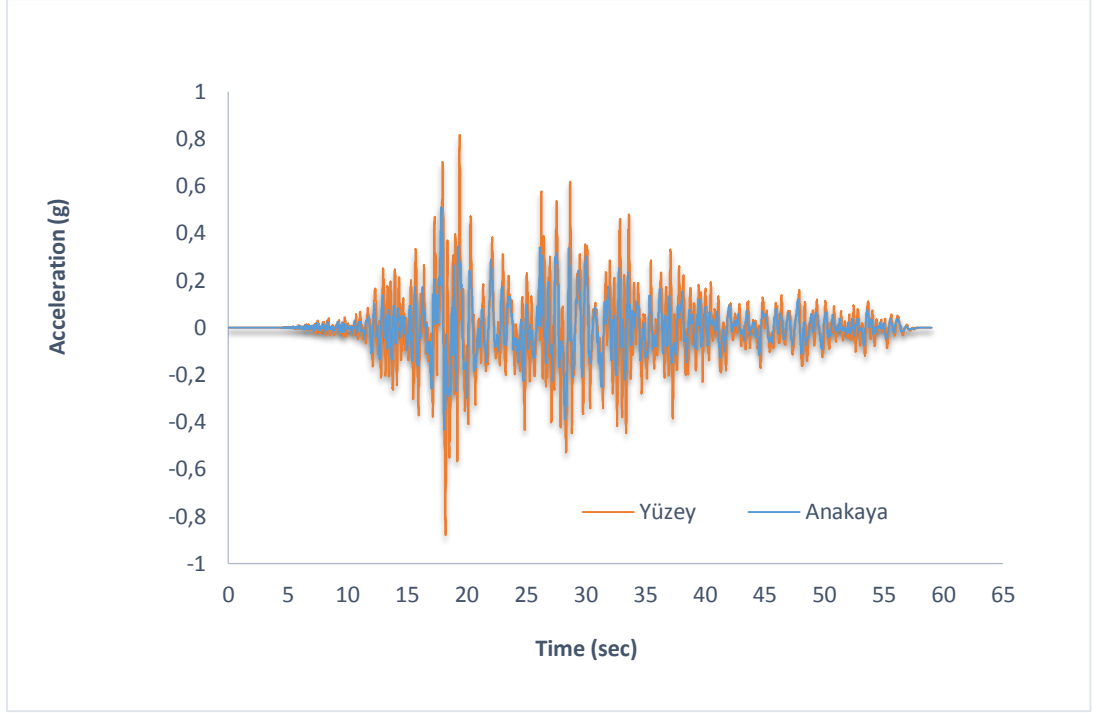
Şekil 6.24: Sk-19 için derinlik-ivme sonuçları.



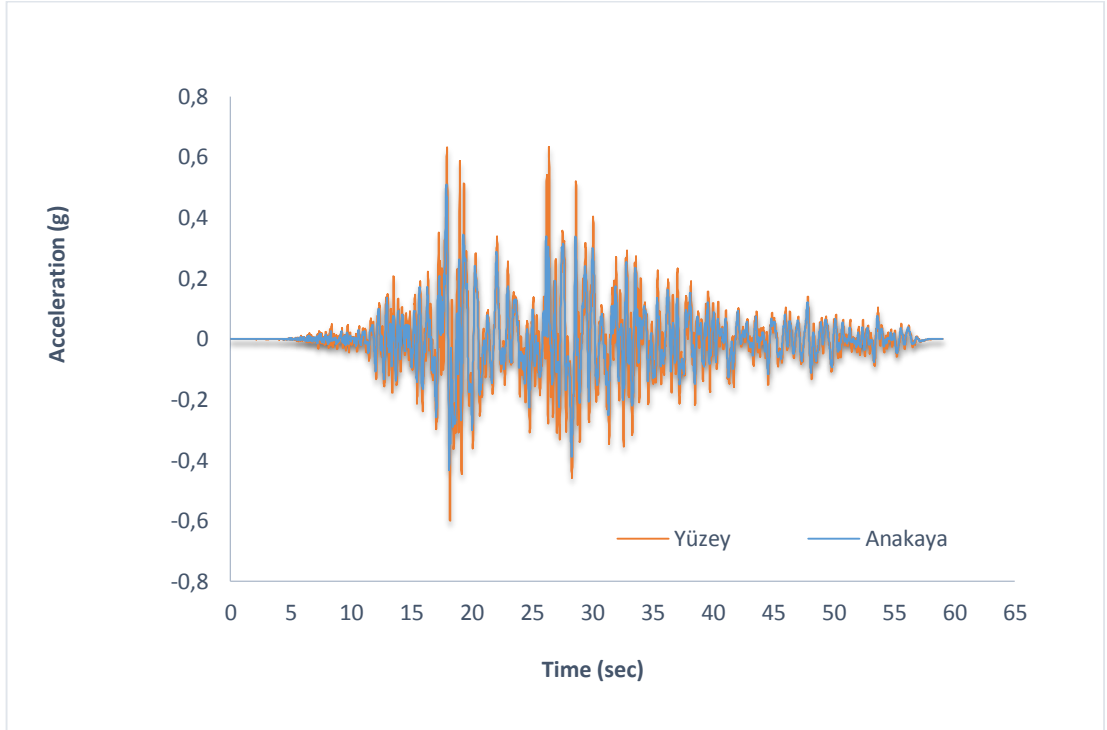
Şekil 6.25: Sk-22 için derinlik-ivme sonuçları.

6.4.2 Anakaya veyüzey ivme-zaman değışim grafikleri

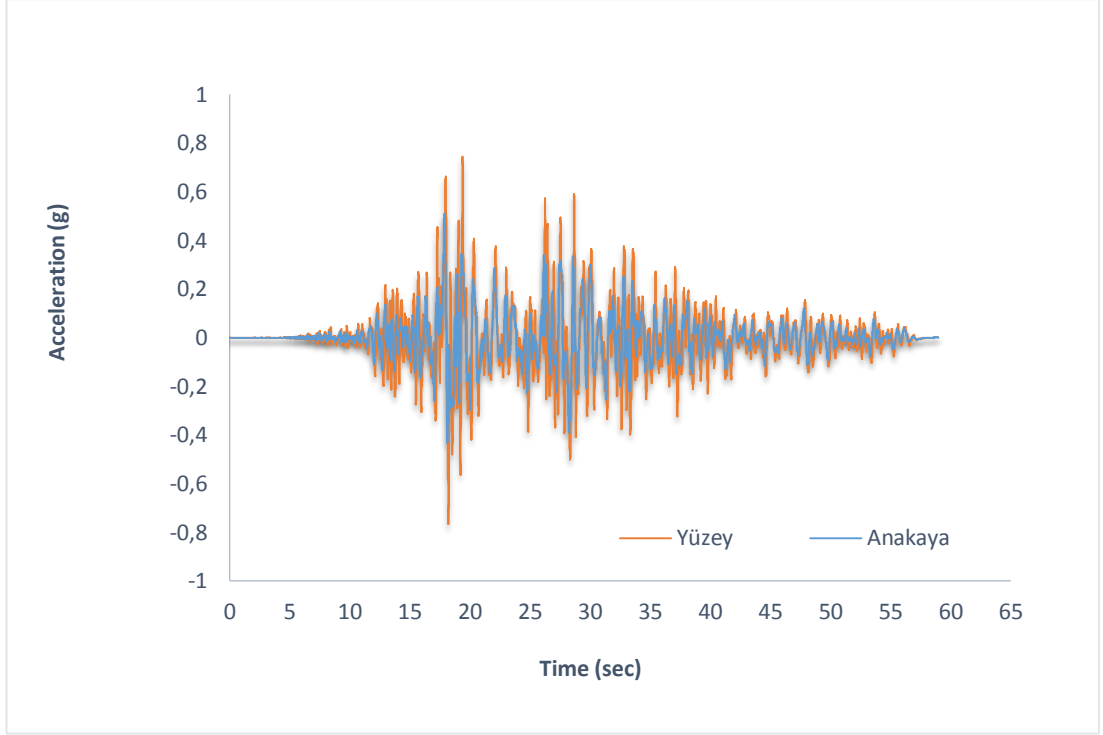
EERA programı girdi olan anakaya ivmesini yüzeye kadar taşımanın yanısıra yüzeyde oluşan ivmelerin ivme-zaman kaydını oluşturabilir. Böylelikle anakaya ile yüzey arasında daha kolay karşılaştırma yapmaya imkân sağlar. Analizlerde zemin profilleri için elde edilen anakaya ve yüzey ivme-zaman grafikleri karşılaştırılmış ve tüm depremler için ayrı ayrı olarak Şekil 6.26. ıla Şekil 6.155. arasında gösterilmiştir.



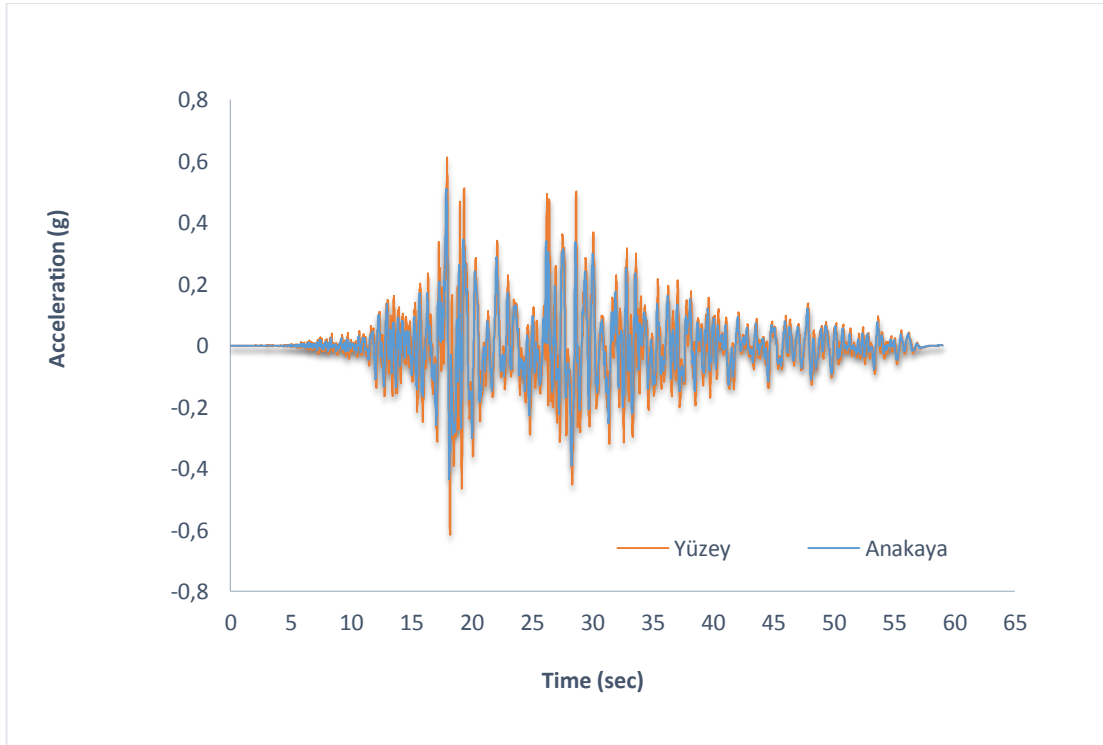
Şekil 6.26: Chi Chi Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



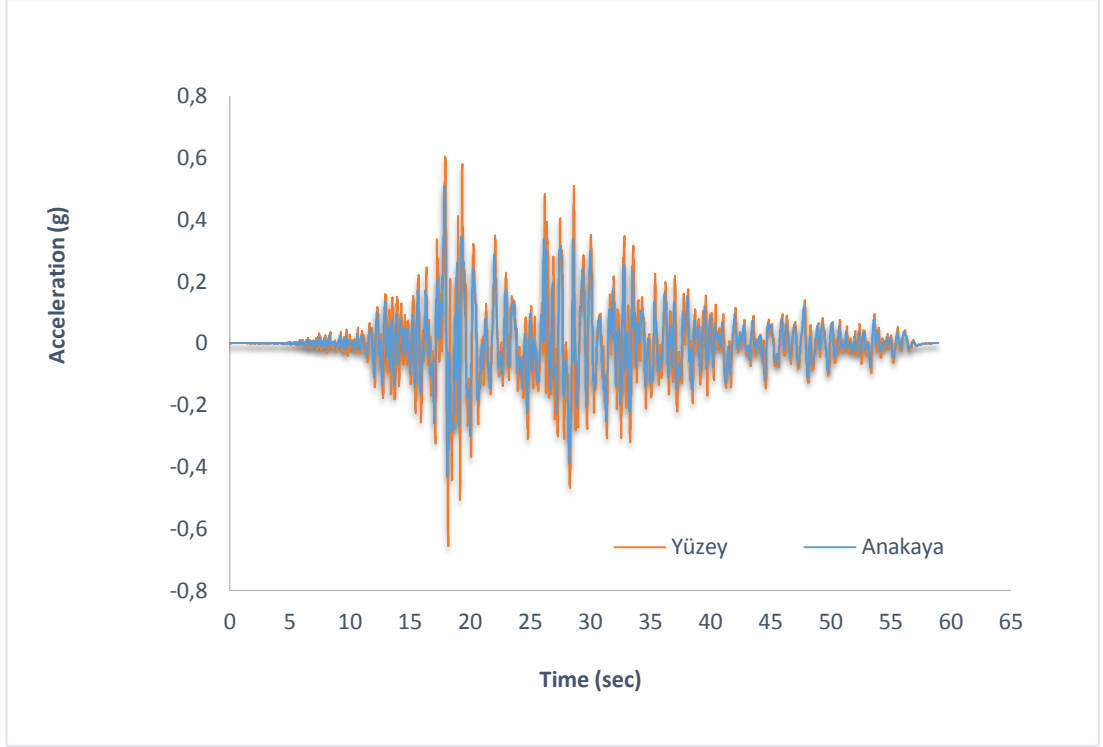
Şekil 6.27: Chi Chi Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



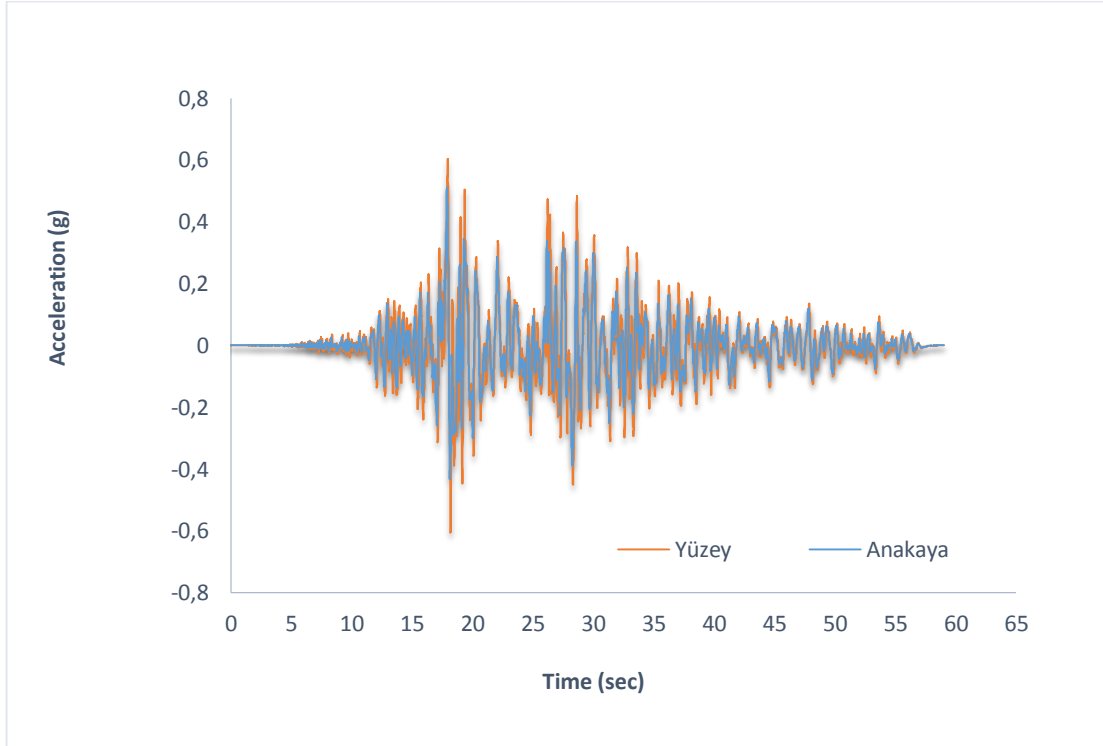
Şekil 6.28: Chi Chi Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



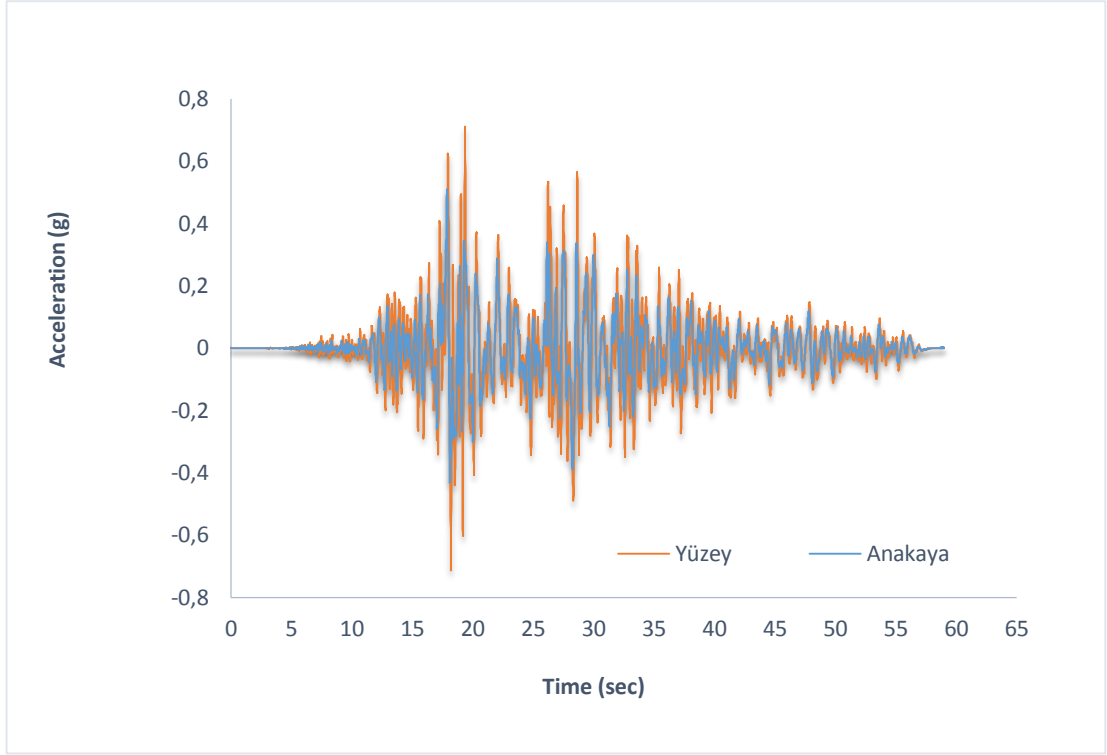
Şekil 6.29: Chi Chi Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



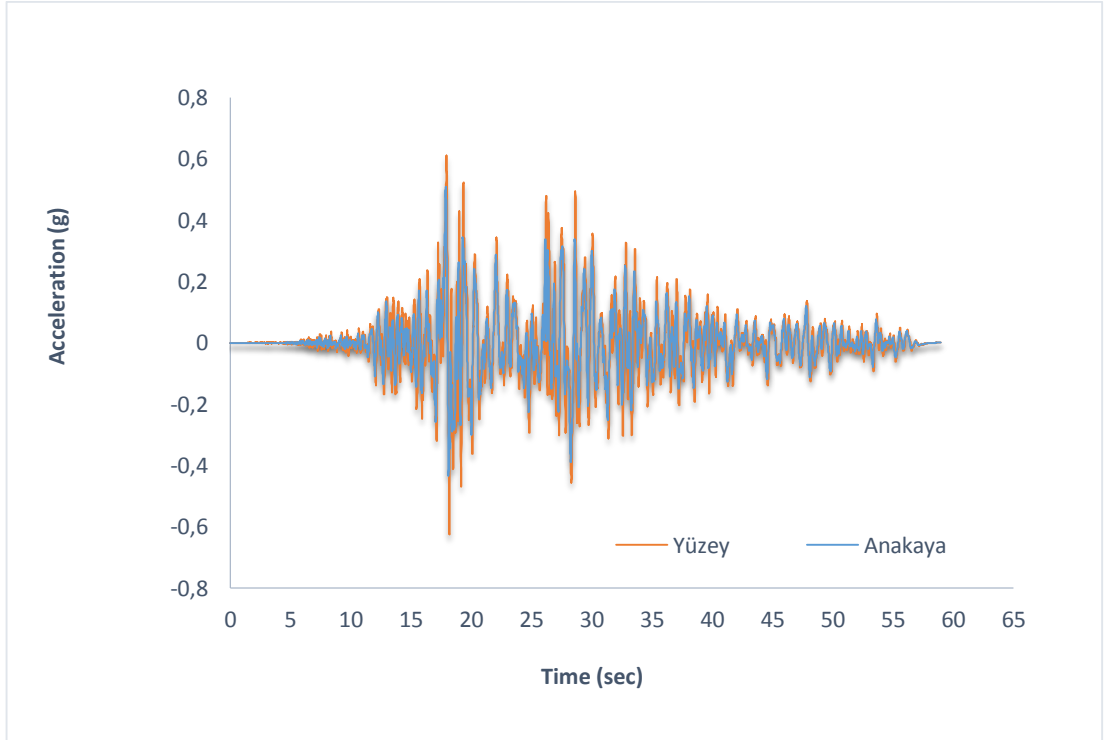
Şekil 6.30: Chi Chi Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



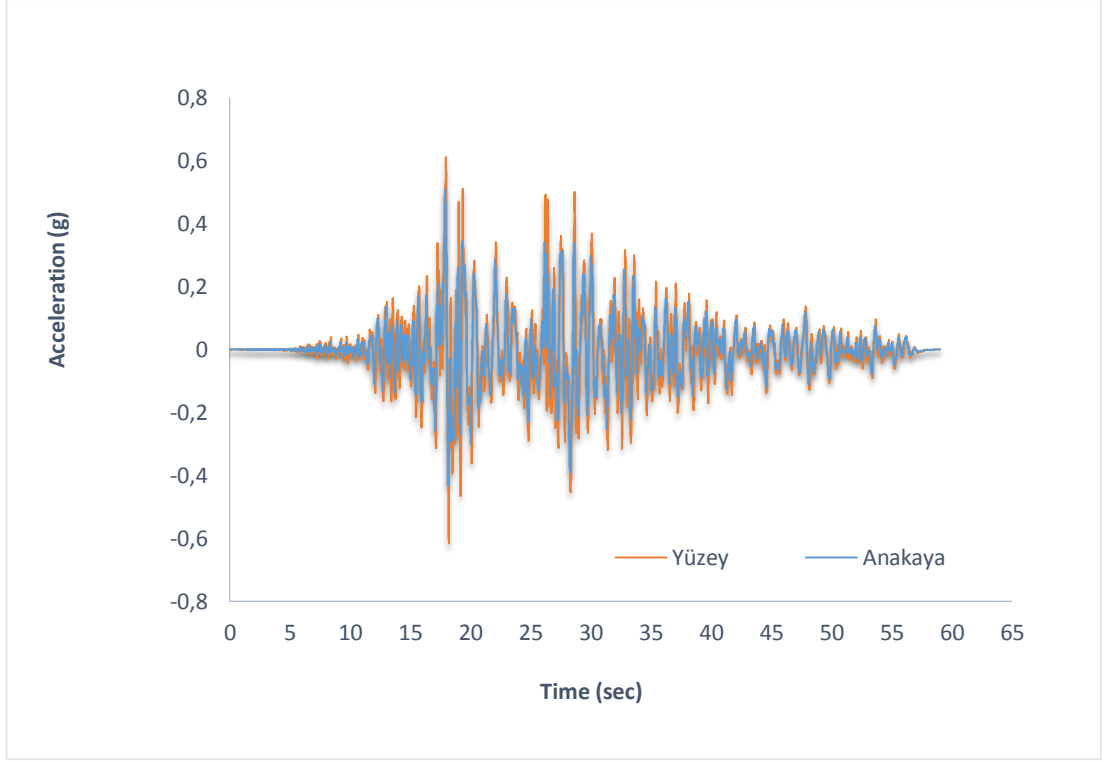
Şekil 6.31: Chi Chi Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



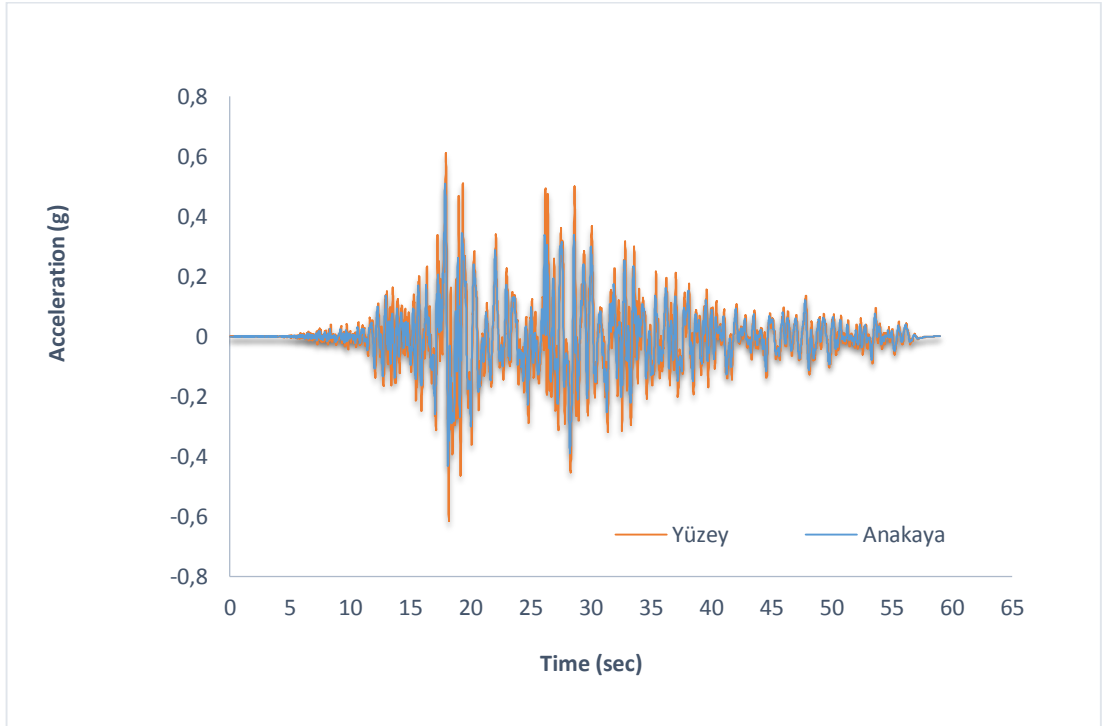
Şekil 6.32: Chi Chi Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



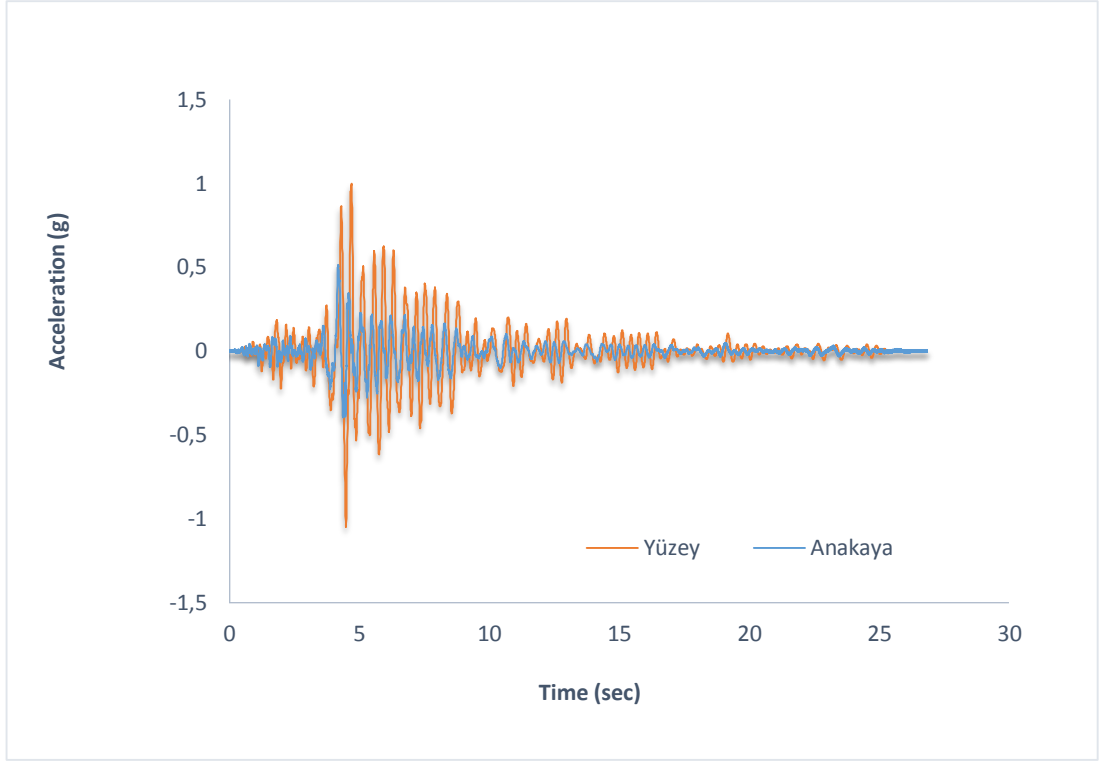
Şekil 6.33: Chi Chi Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



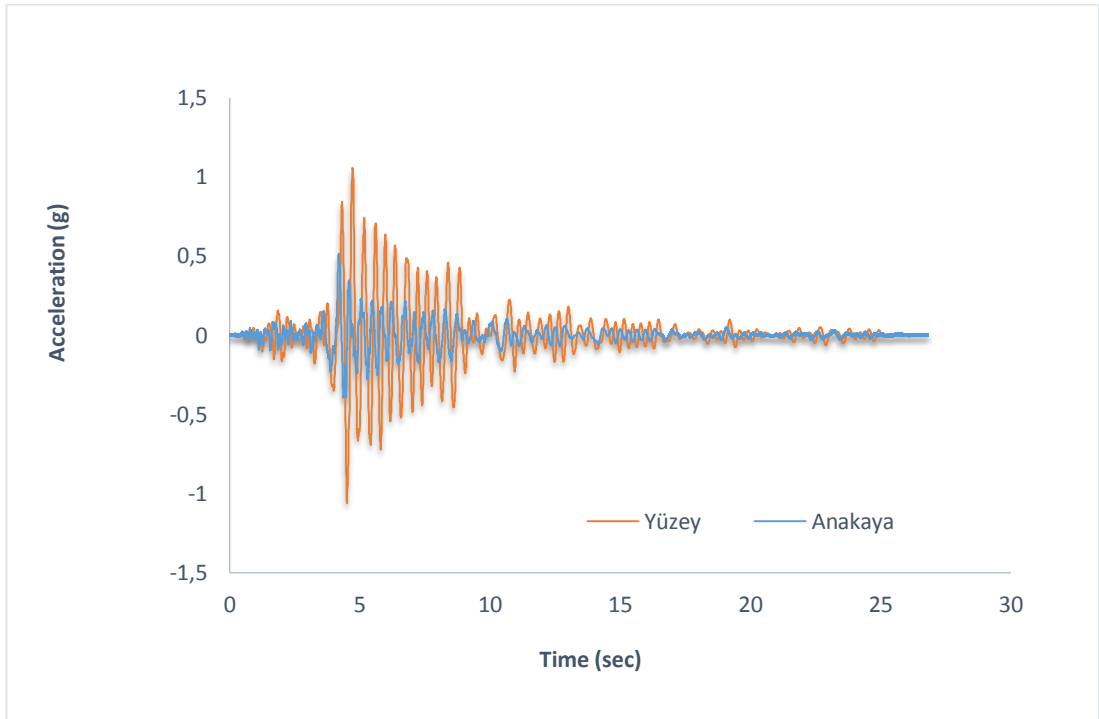
Şekil 6.34: Chi Chi Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



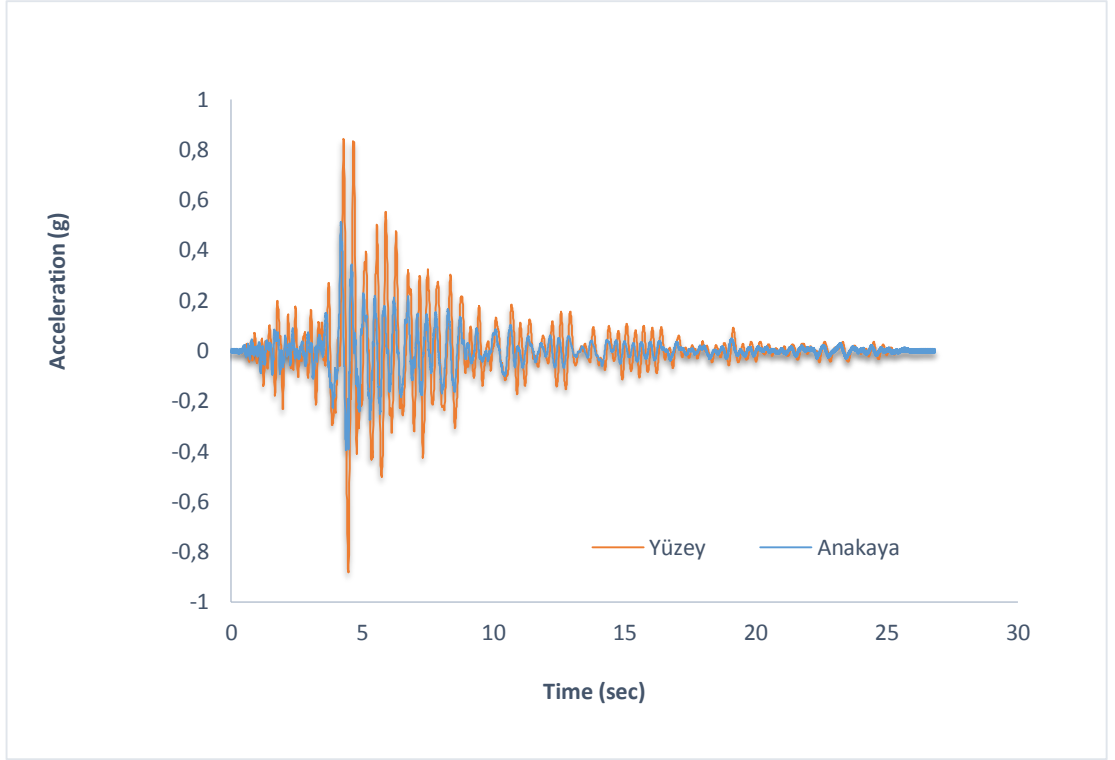
Şekil 6.35: Chi Chi Depremi kullanılarak Sk-22 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



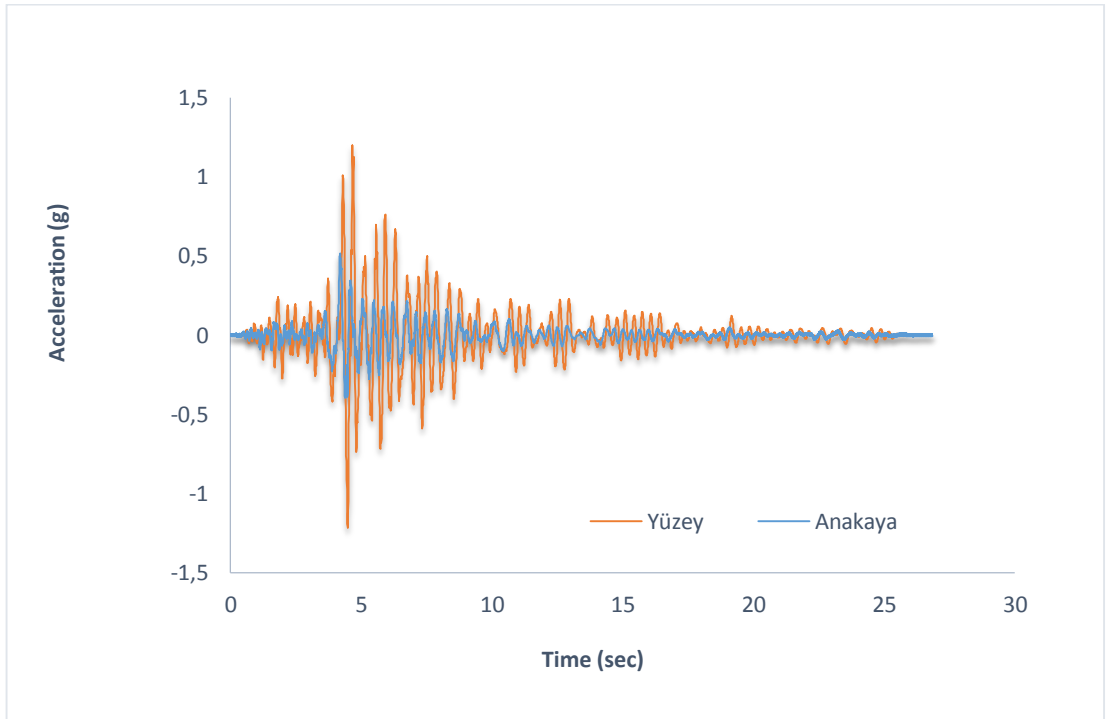
Şekil 6.36: Coyote Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



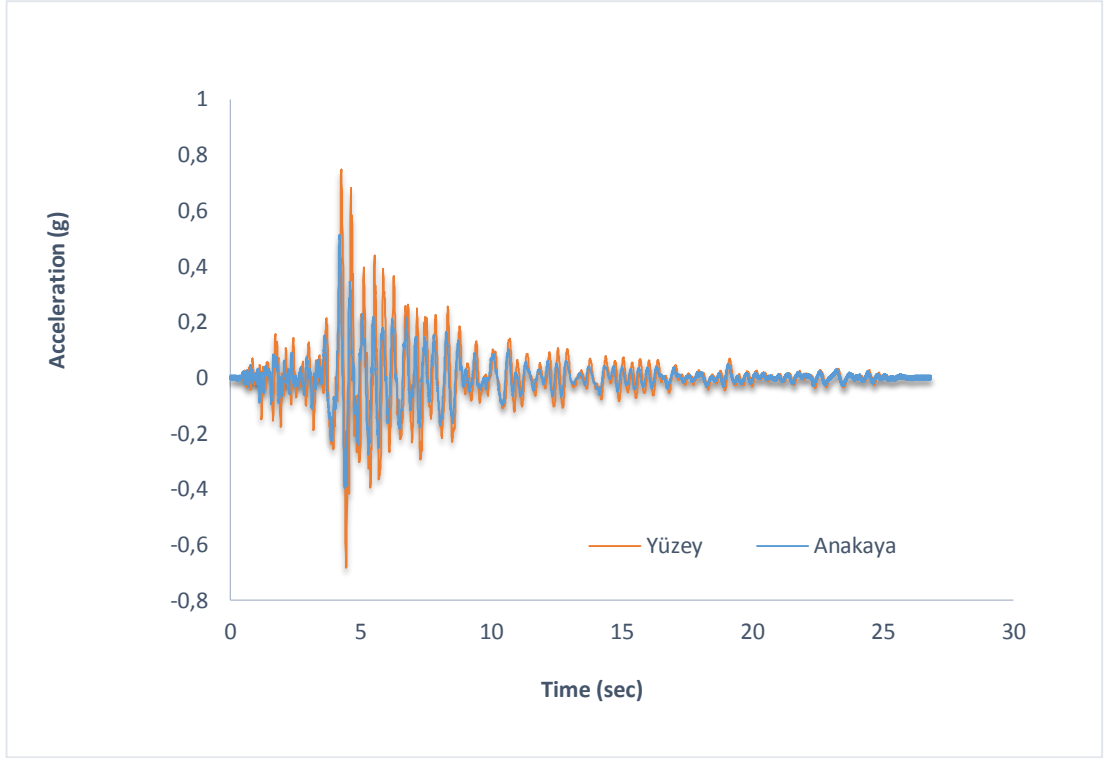
Şekil 6.37: Coyote Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



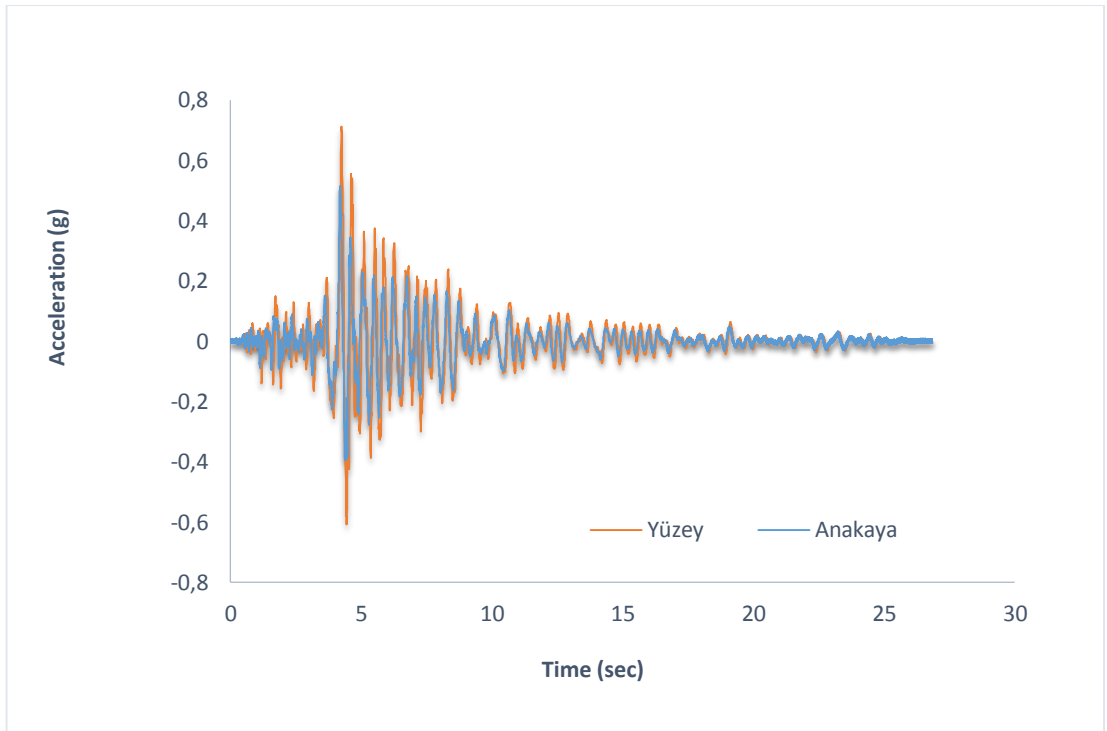
Şekil 6.38: Coyote Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



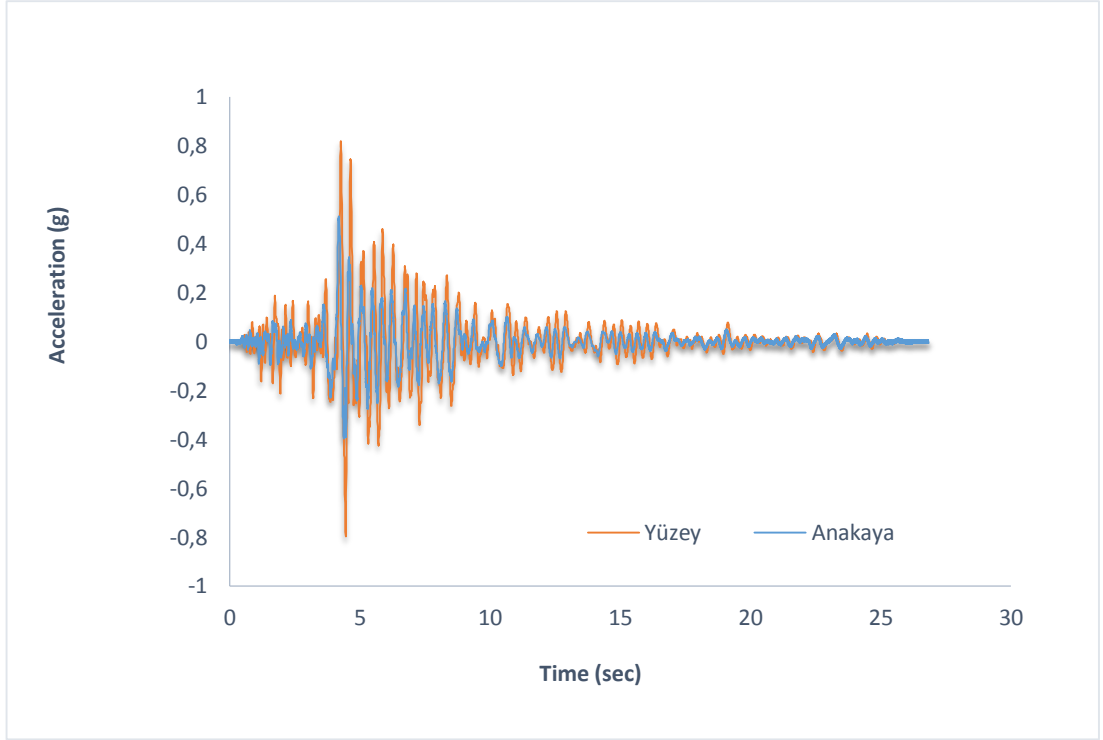
Şekil 6.39: Coyote Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



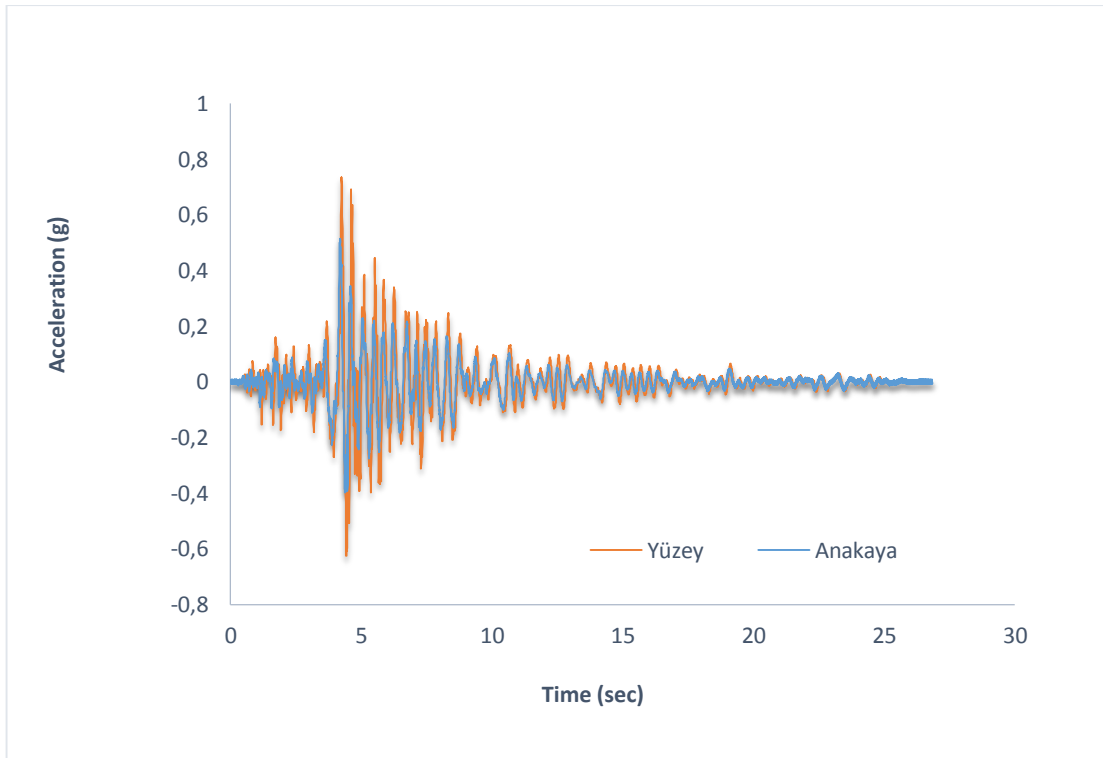
Şekil 6.40: Coyote Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



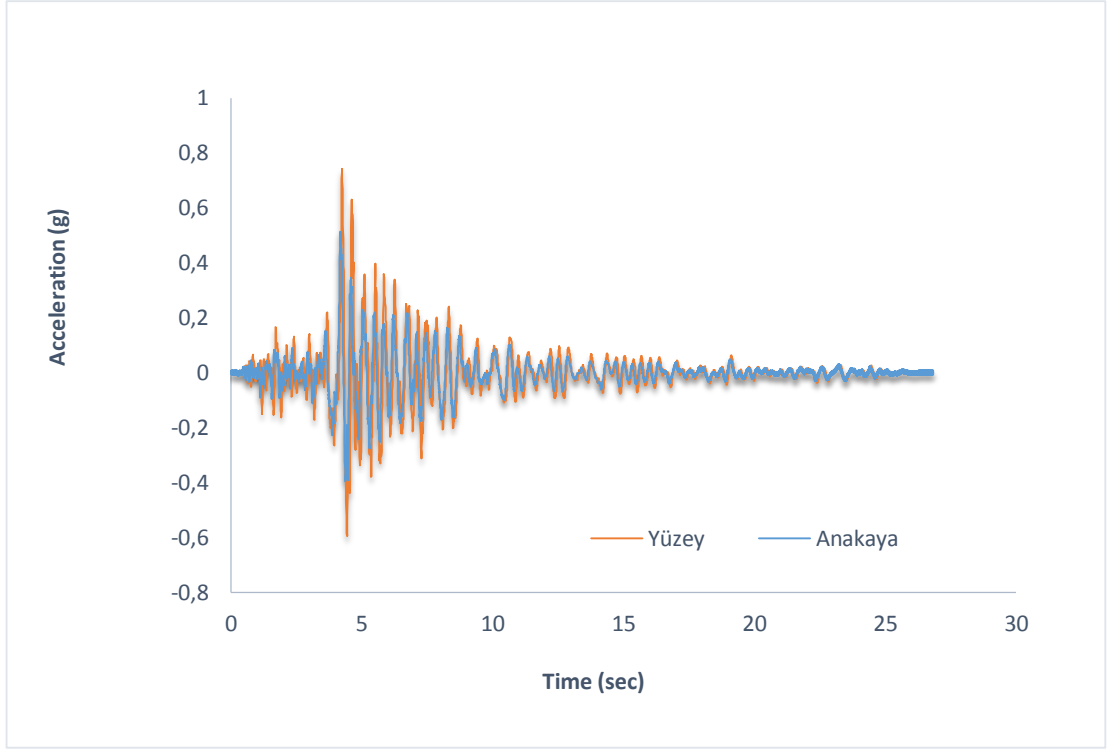
Şekil 6.41: Coyote Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



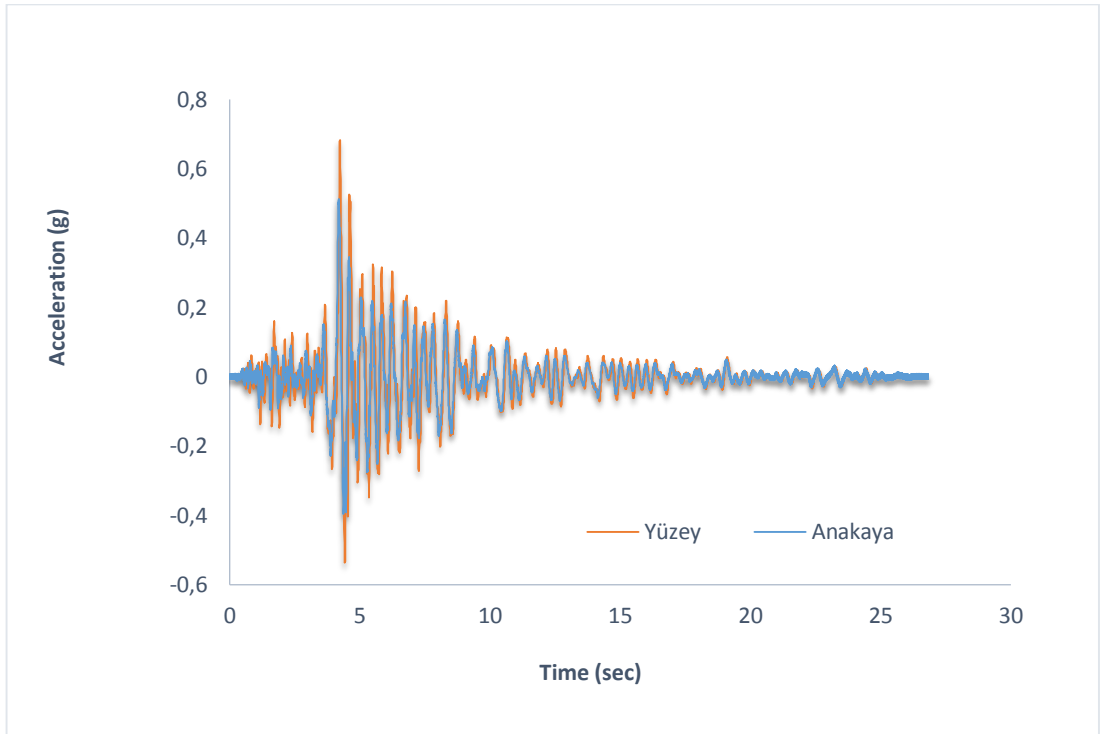
Şekil 6.42: Coyote Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



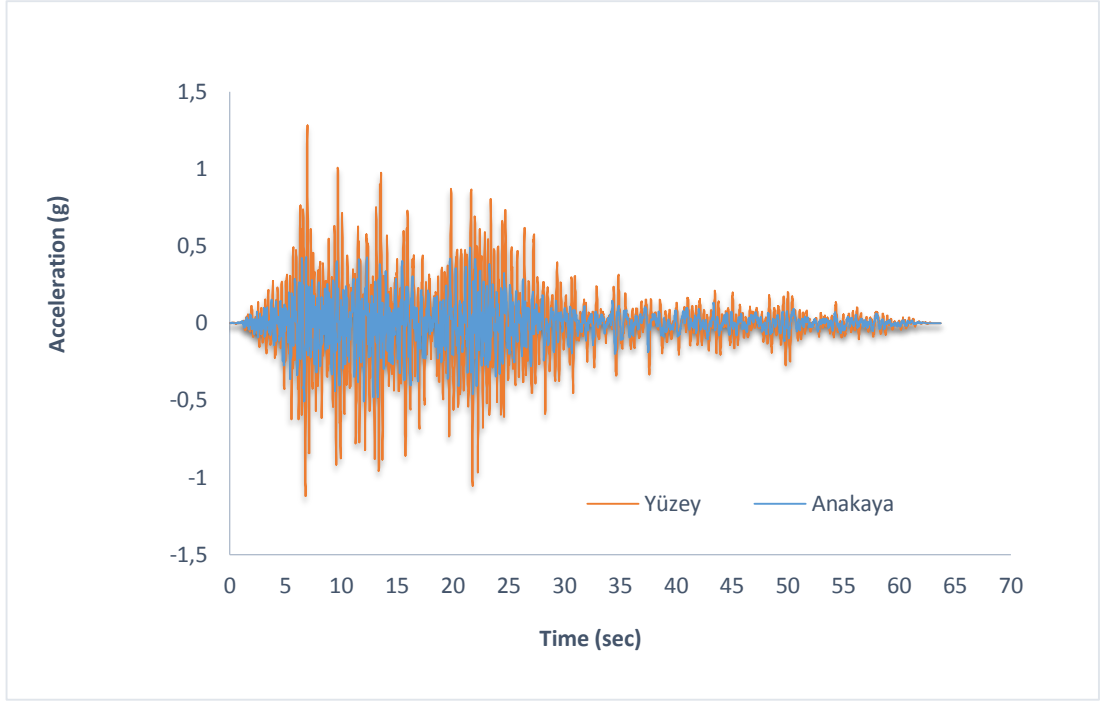
Şekil 6.43: Coyote Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



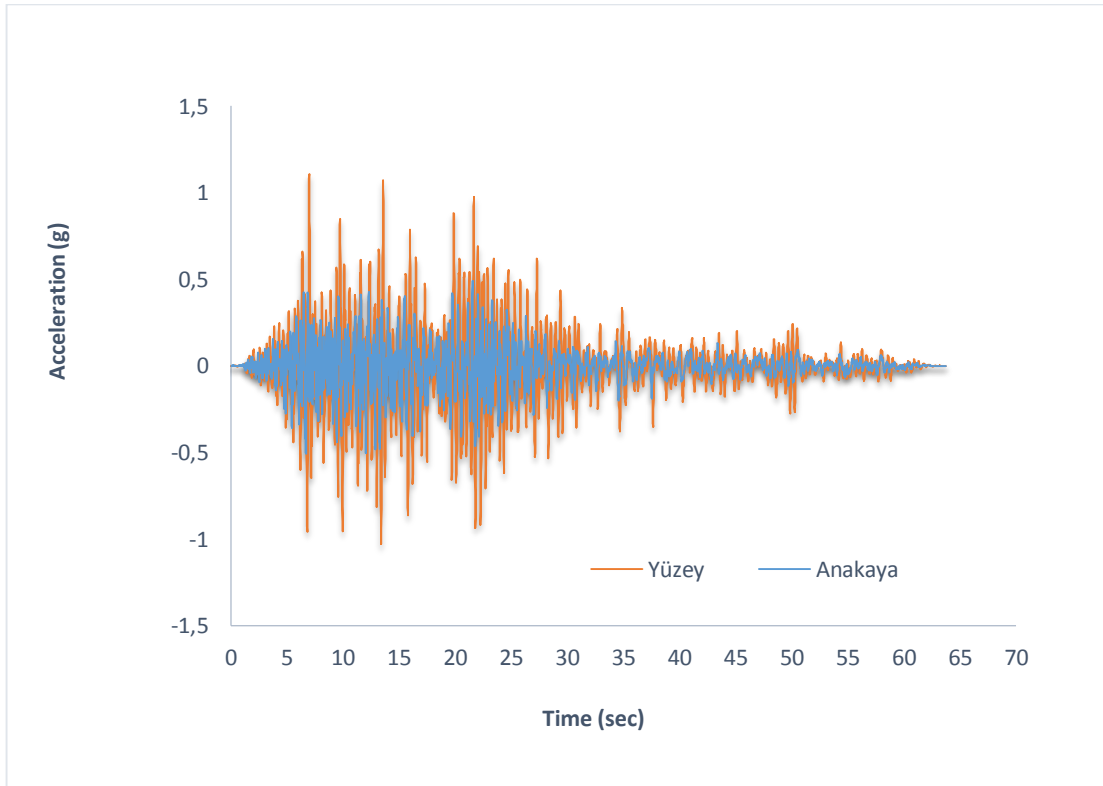
Şekil 6.44: Coyote Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



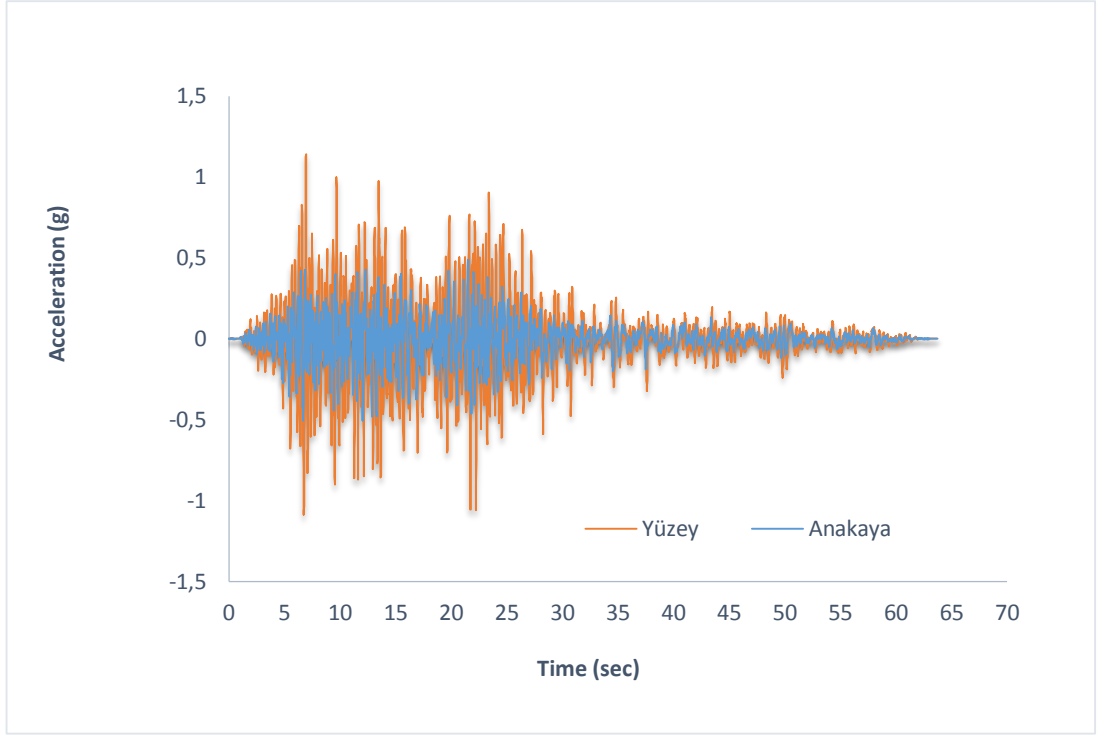
Şekil 6.45: Coyote Depremi kullanılarak Sk-22 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



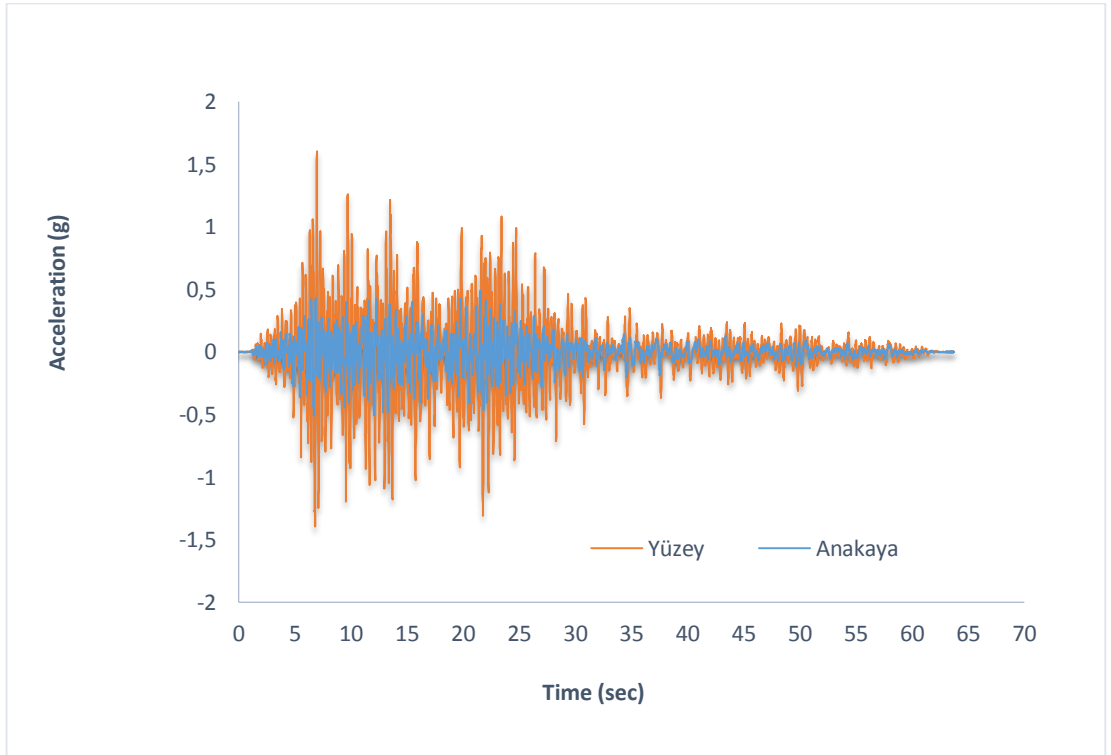
Şekil 6.46: İmperial Valley Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



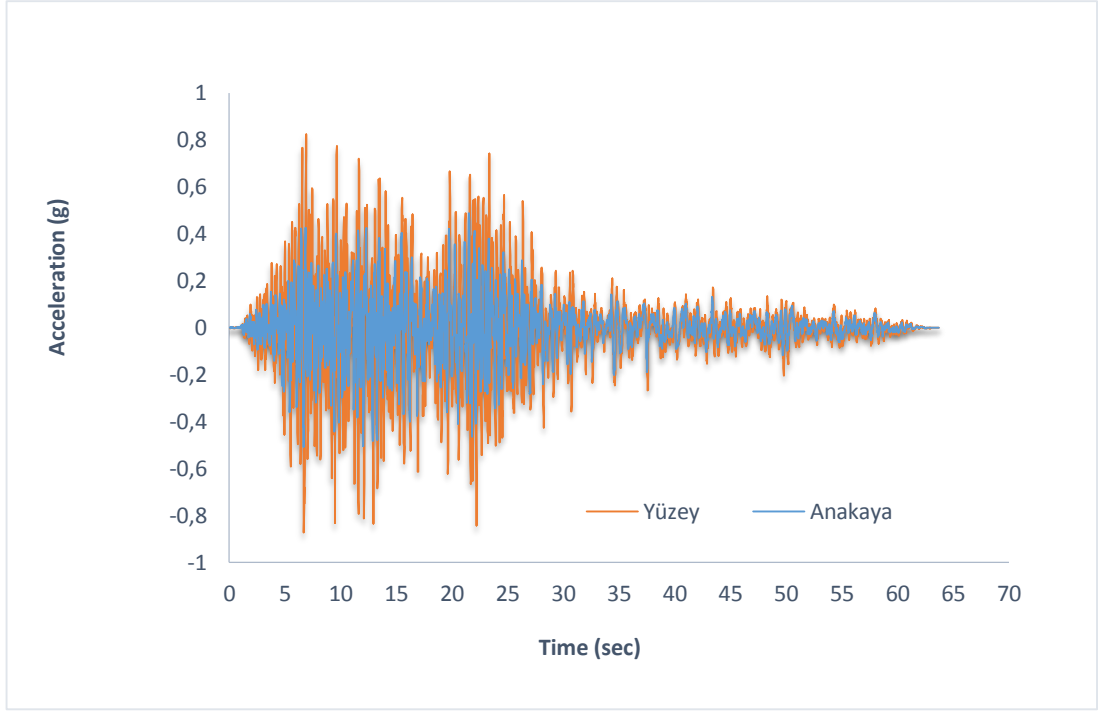
Şekil 6.47: İmperial Valley Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



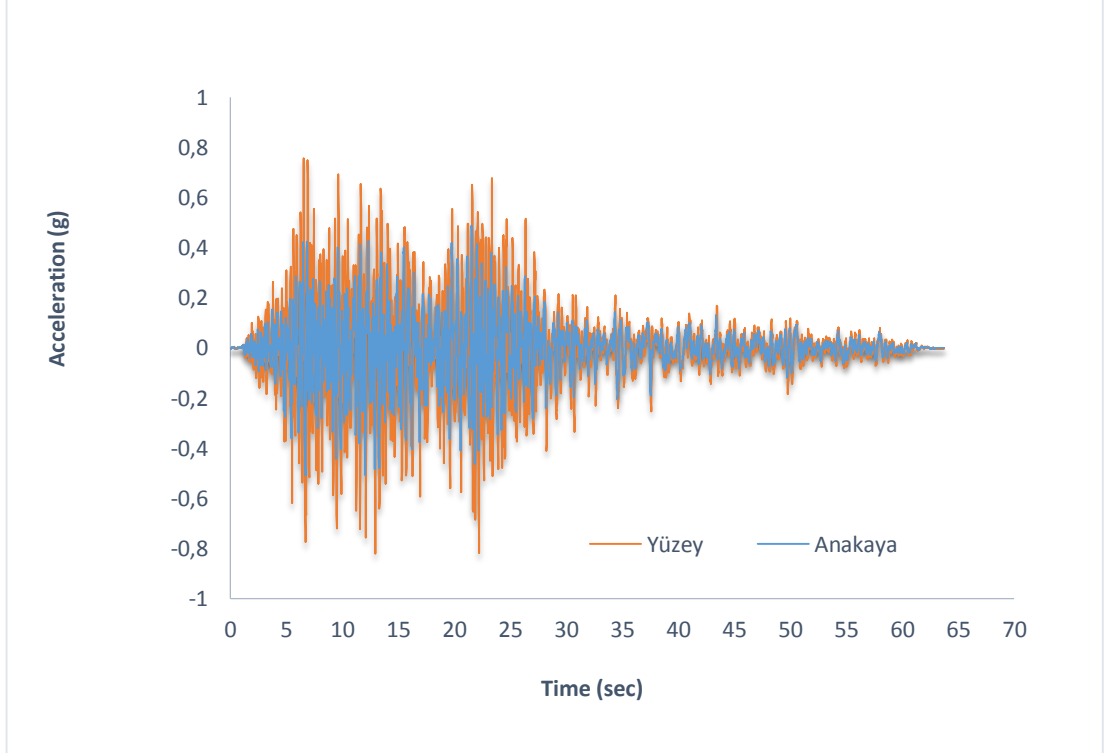
Şekil 6.48: İmperial Valley Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



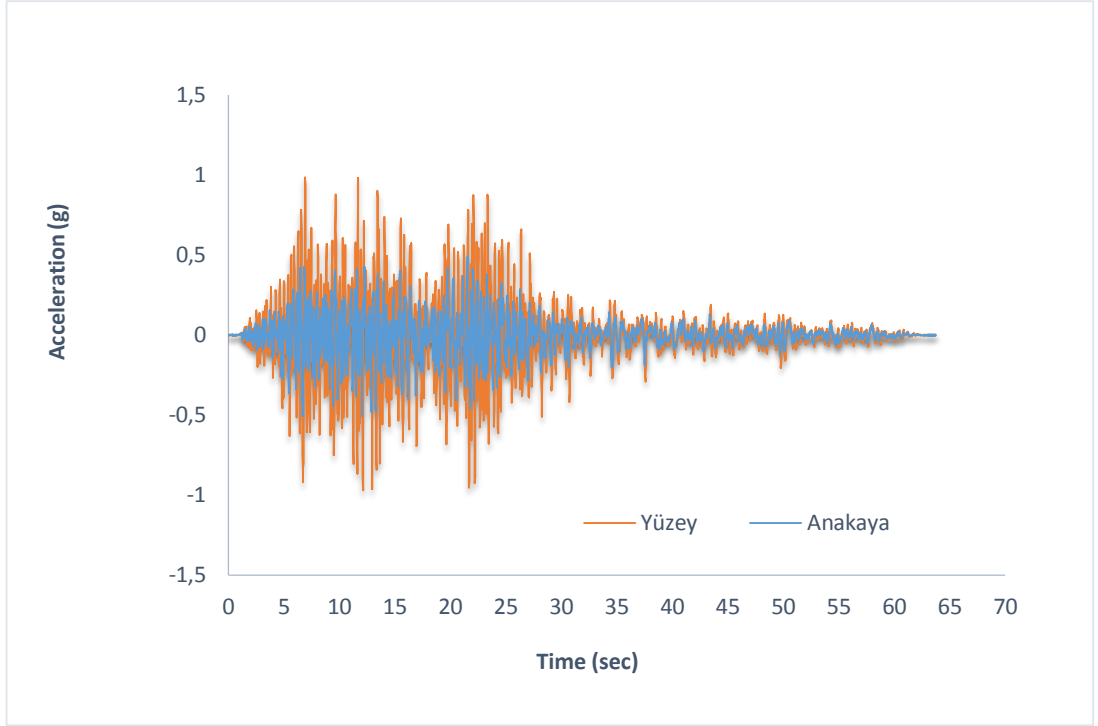
Şekil 6.49: İmperial Valley Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



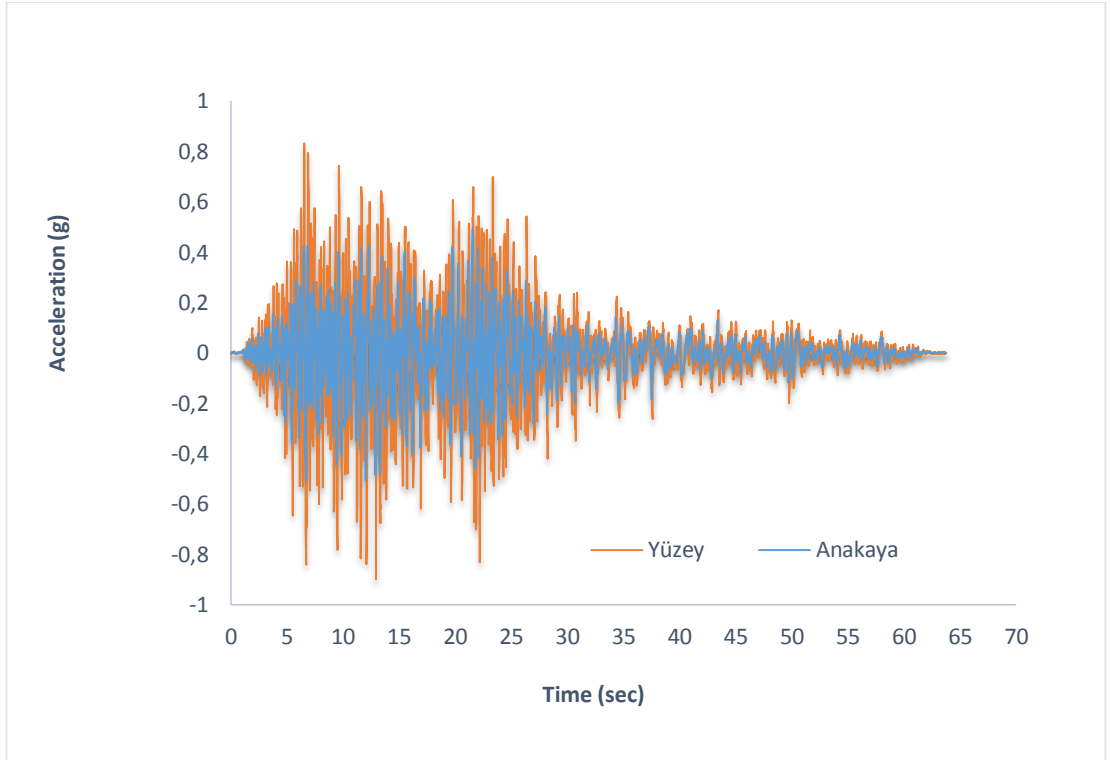
Şekil 6.50:İmperial Valley Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



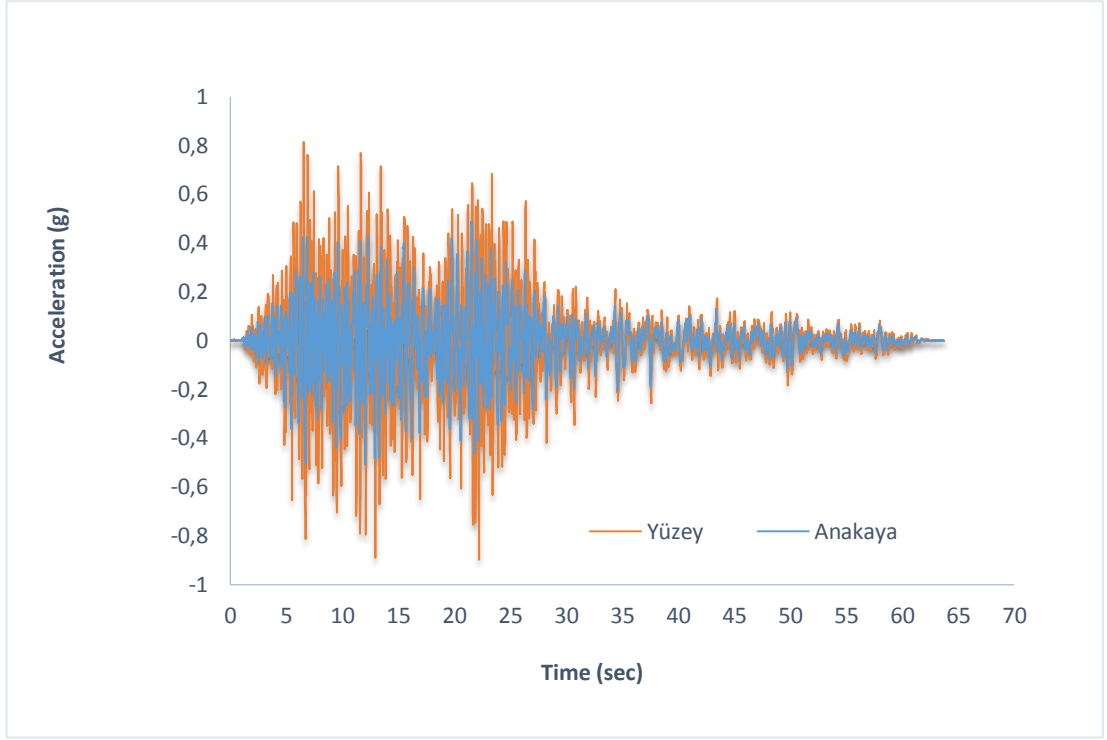
Şekil 6.51: İmperial Valley Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



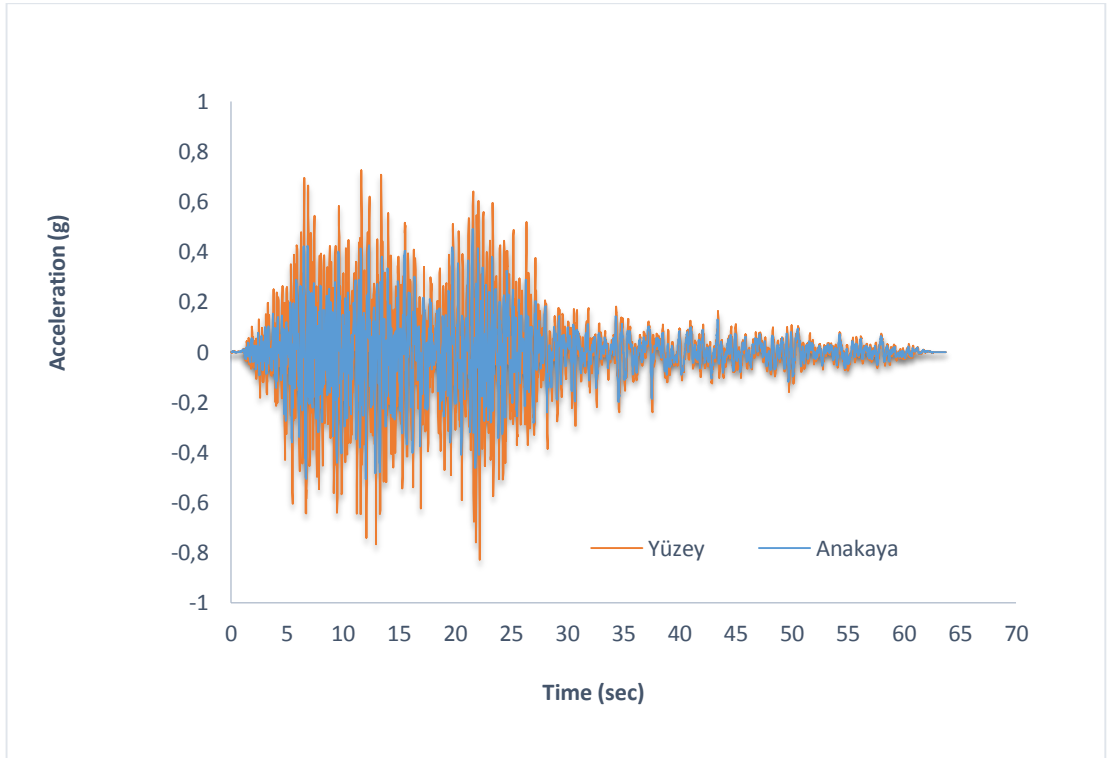
Şekil 6.52: İmperial Valley Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



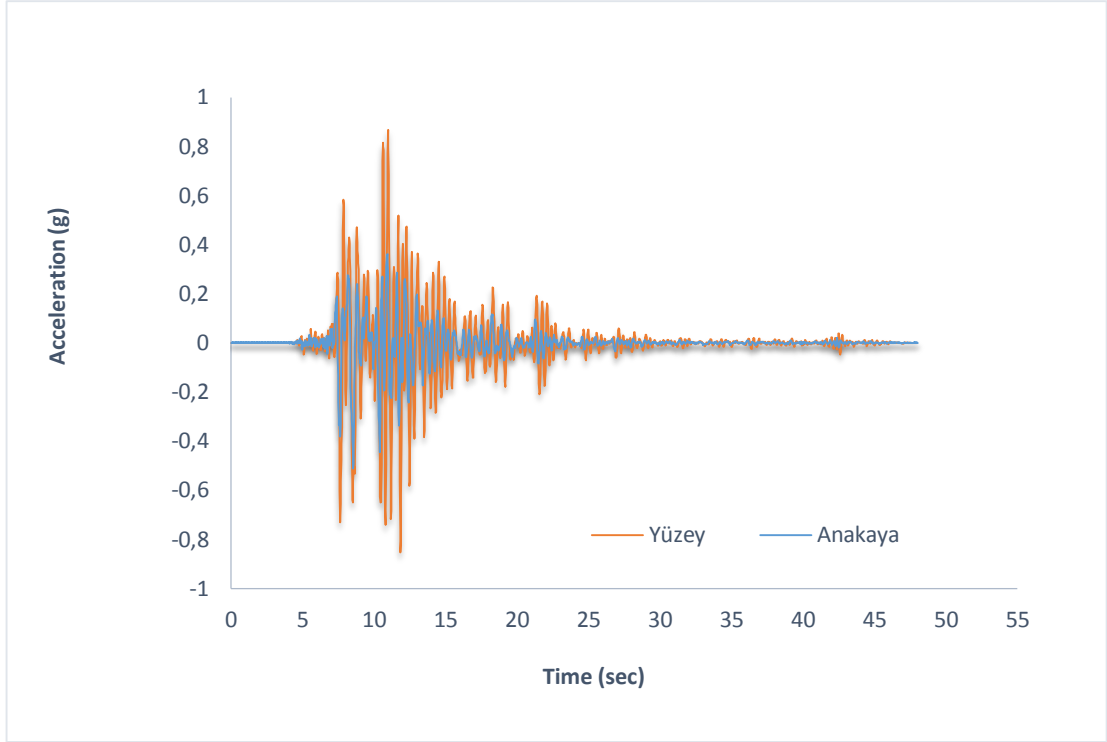
Şekil 6.53: İmperial Valley Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



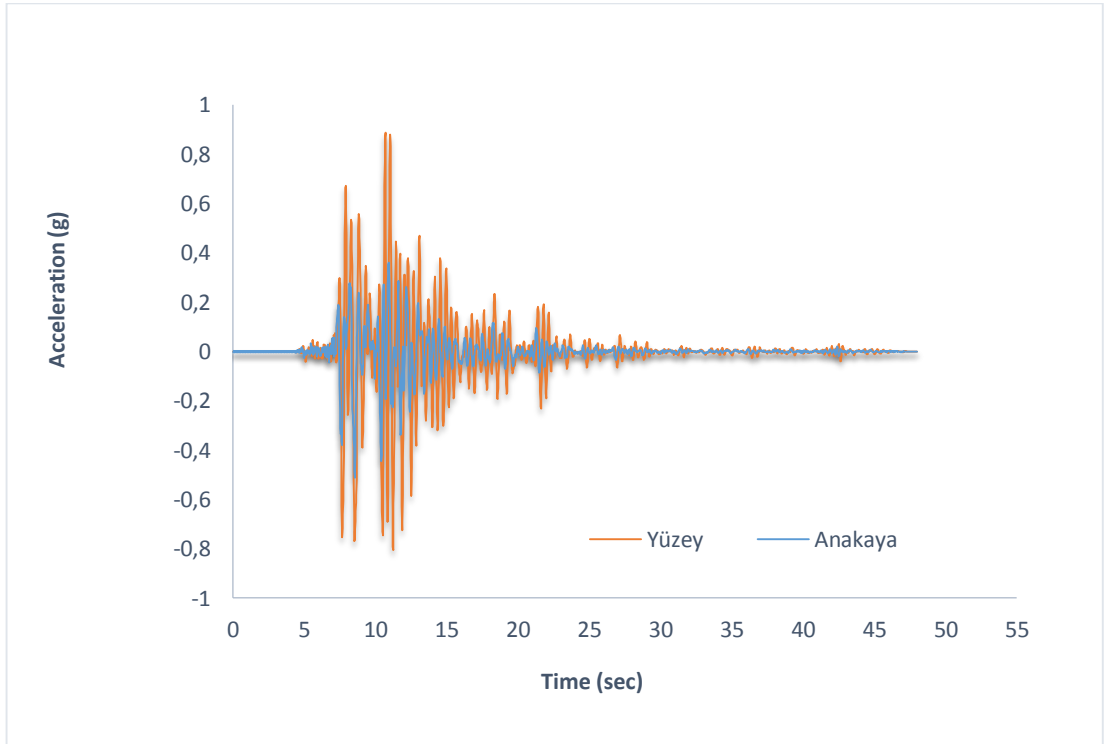
Şekil 6.54: İmperial Valley Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



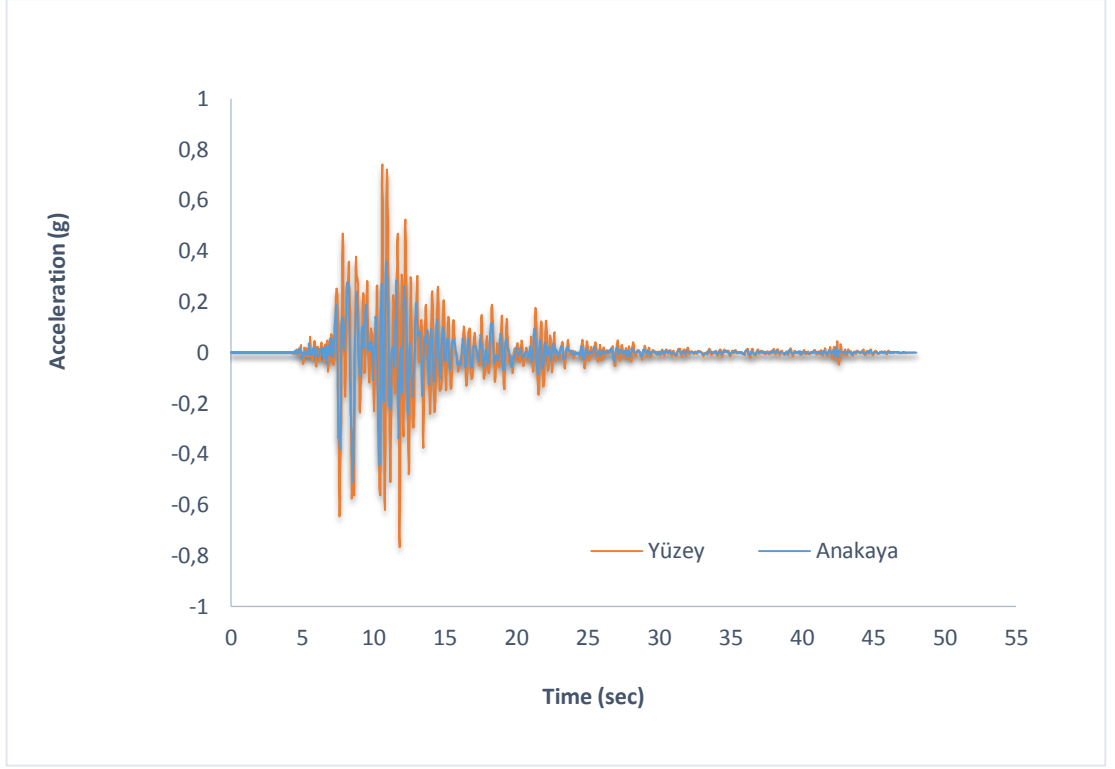
Şekil 6.55: İmperial Valley Depremi kullanılarak Sk-22 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



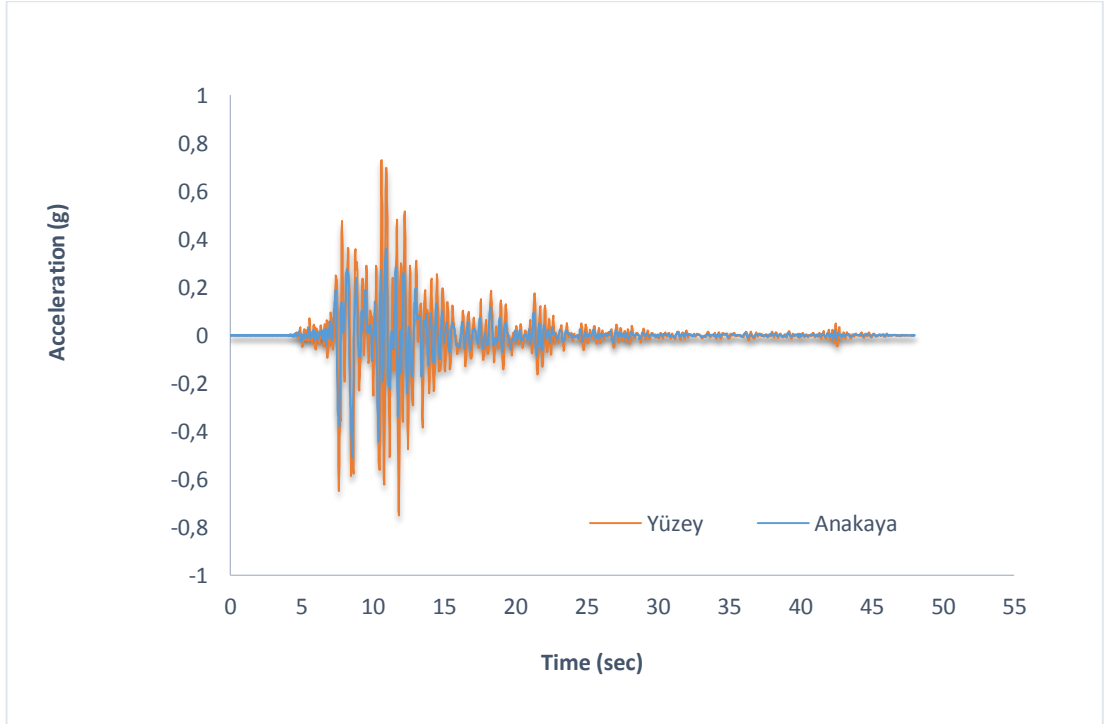
Şekil 6.56: Kobe Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



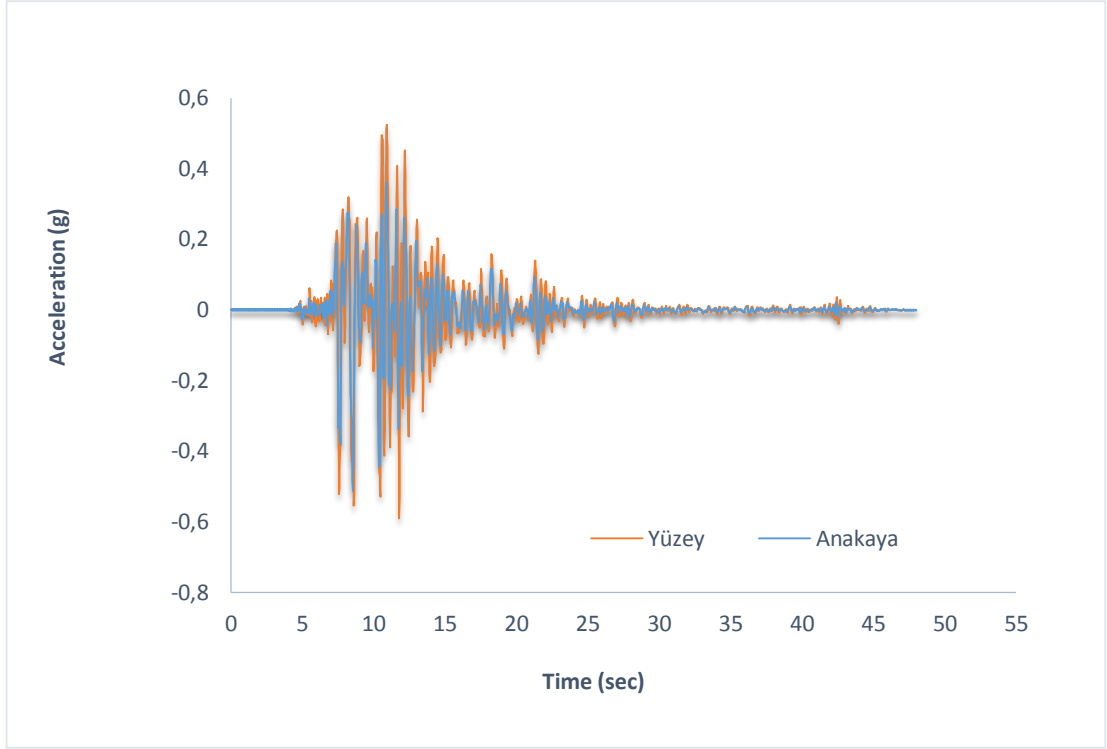
Şekil 6.57: Kobe Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



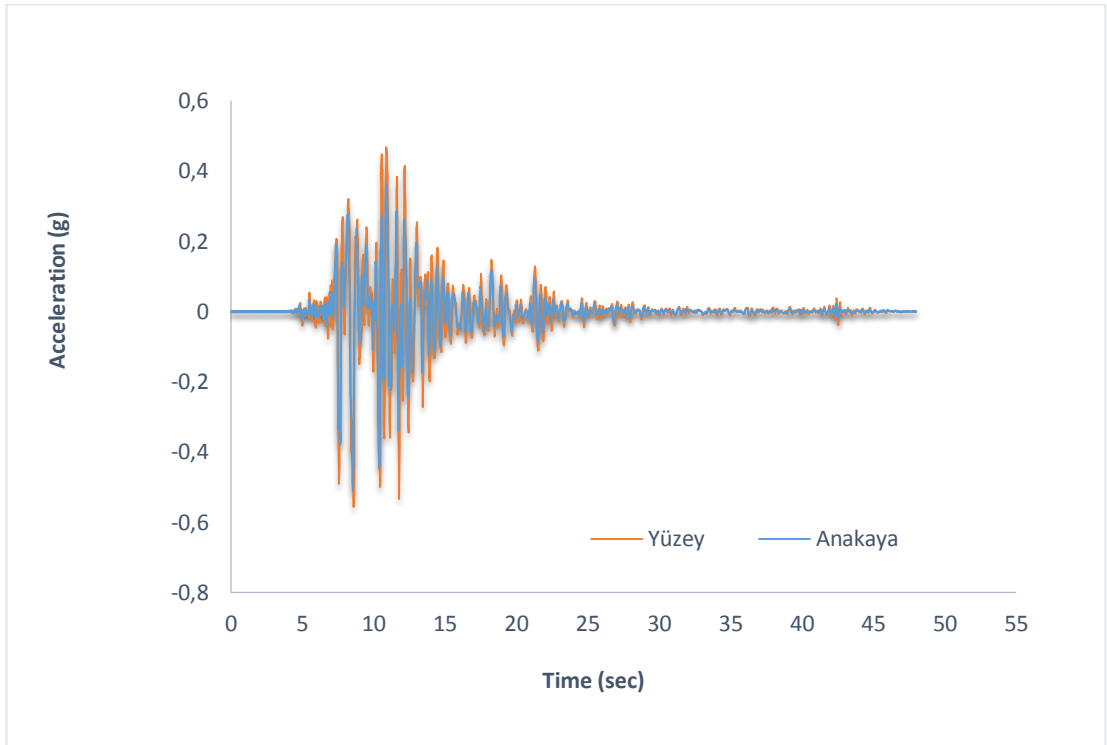
Şekil 6.58: Kobe Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



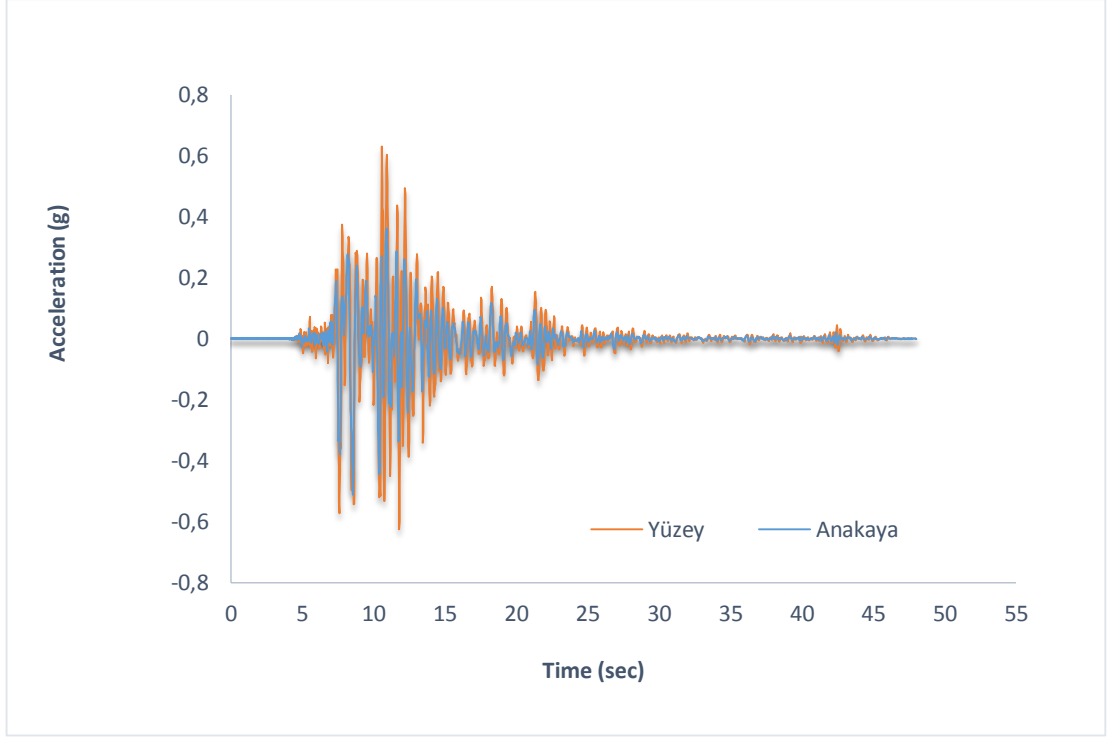
Şekil 6.59: Kobe Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



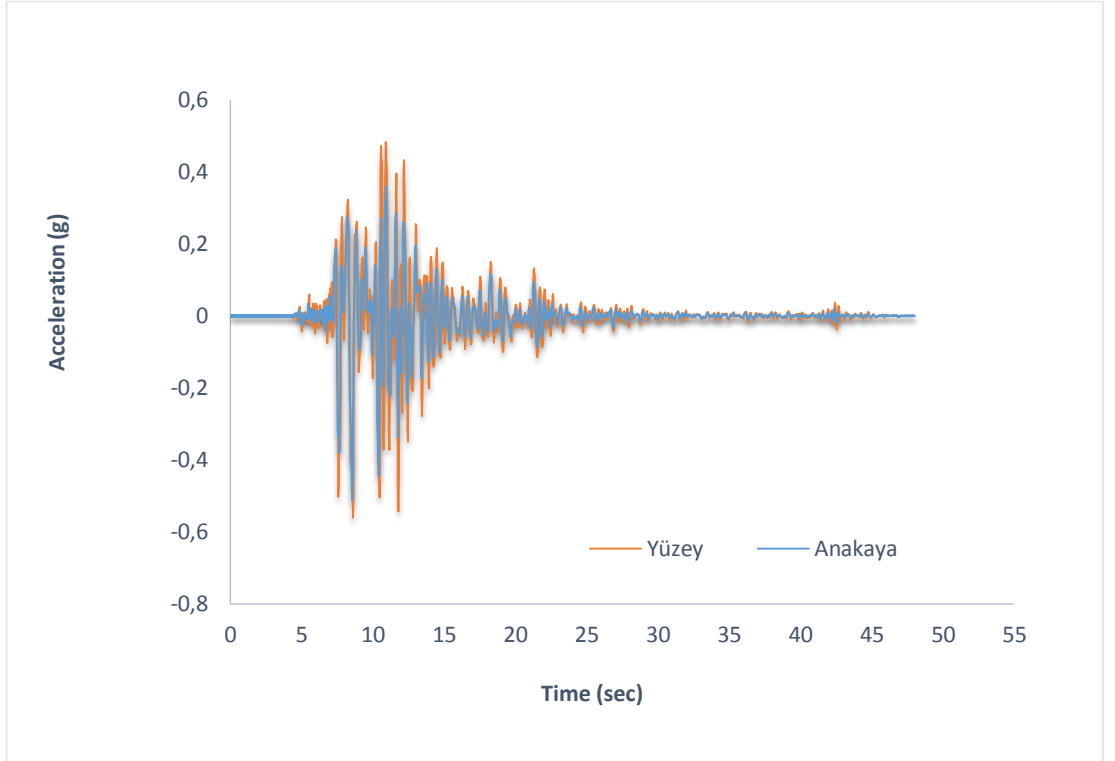
Şekil 6.60: Kobe Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



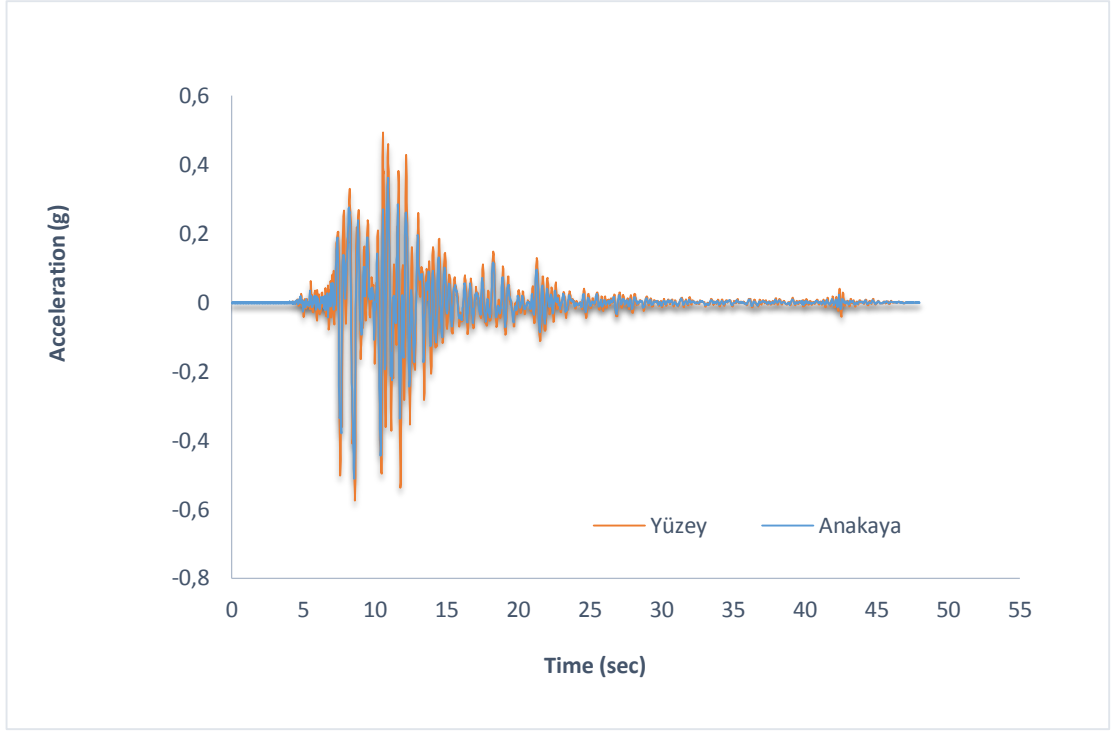
Şekil 6.61: Kobe Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



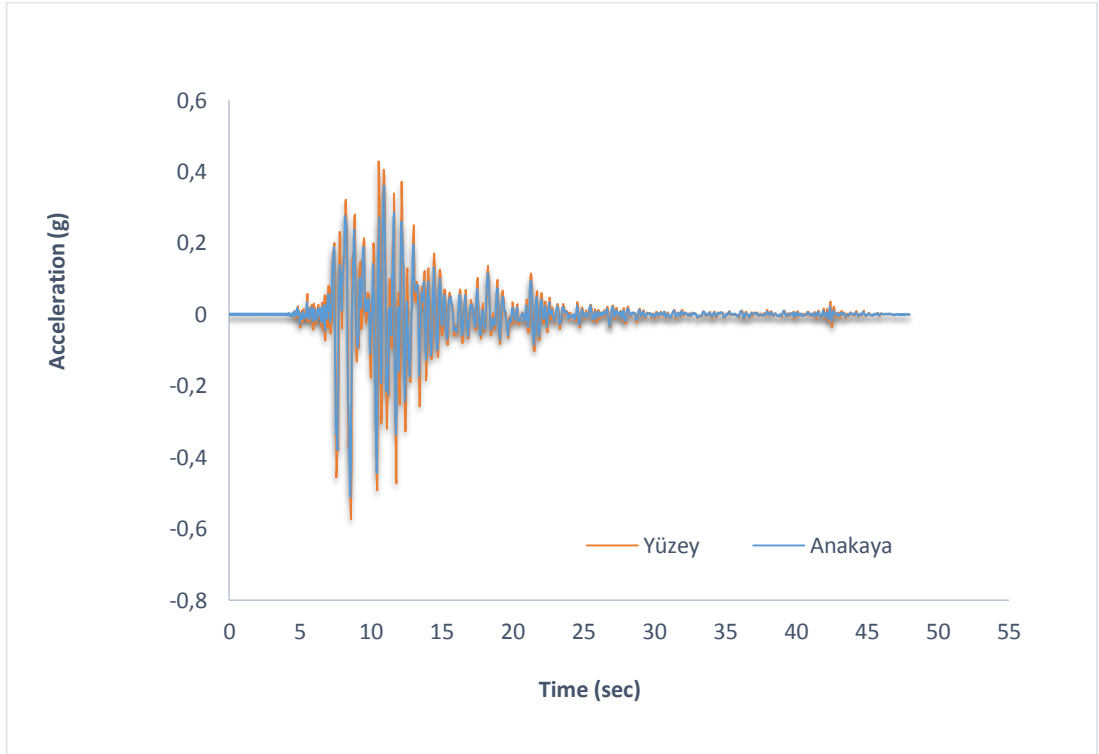
Şekil 6.62: Kobe Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



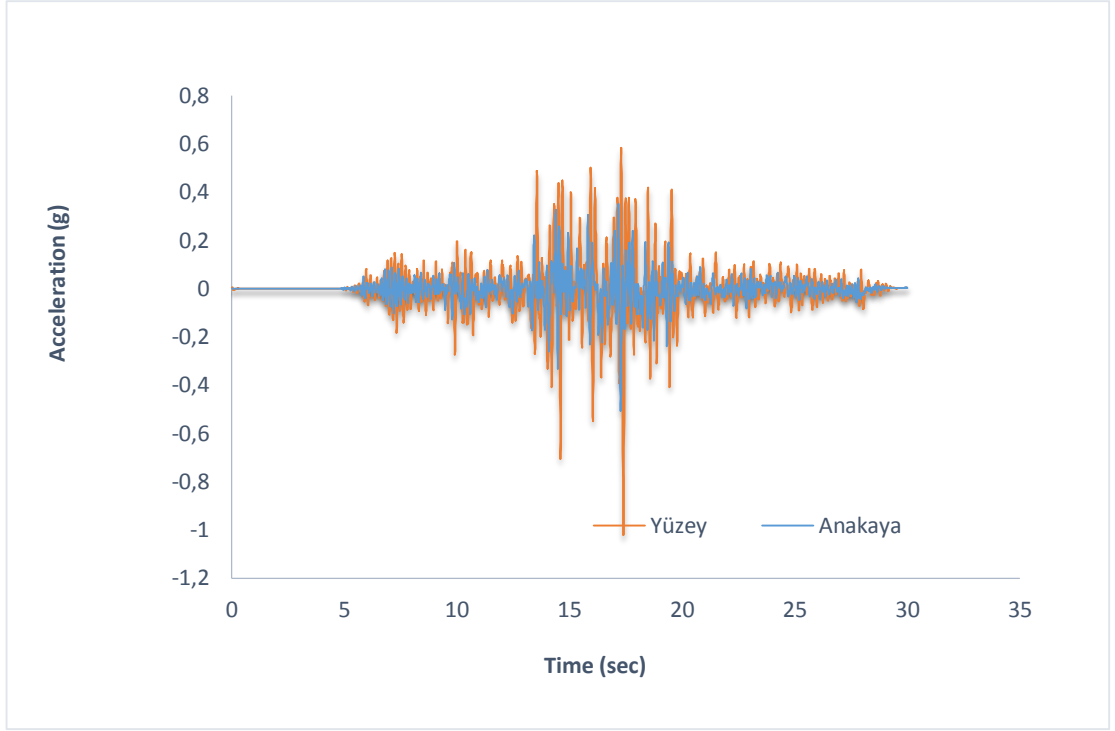
Şekil 6.63: Kobe Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



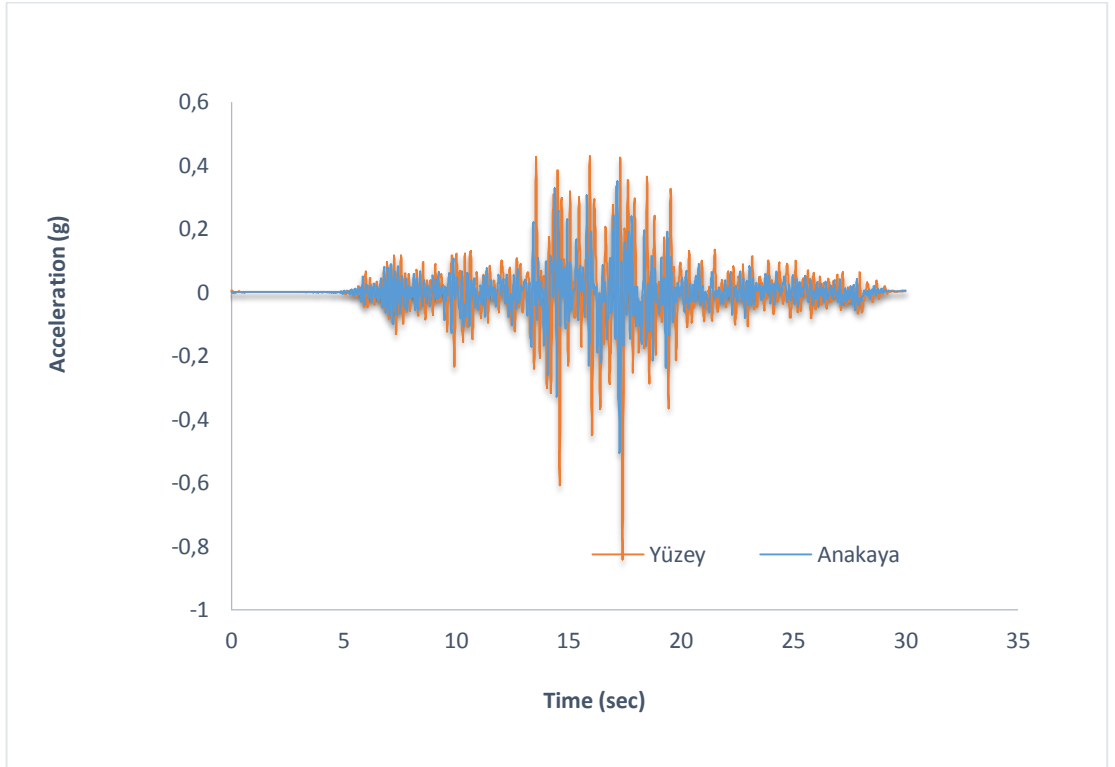
Şekil 6.64: Kobe Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



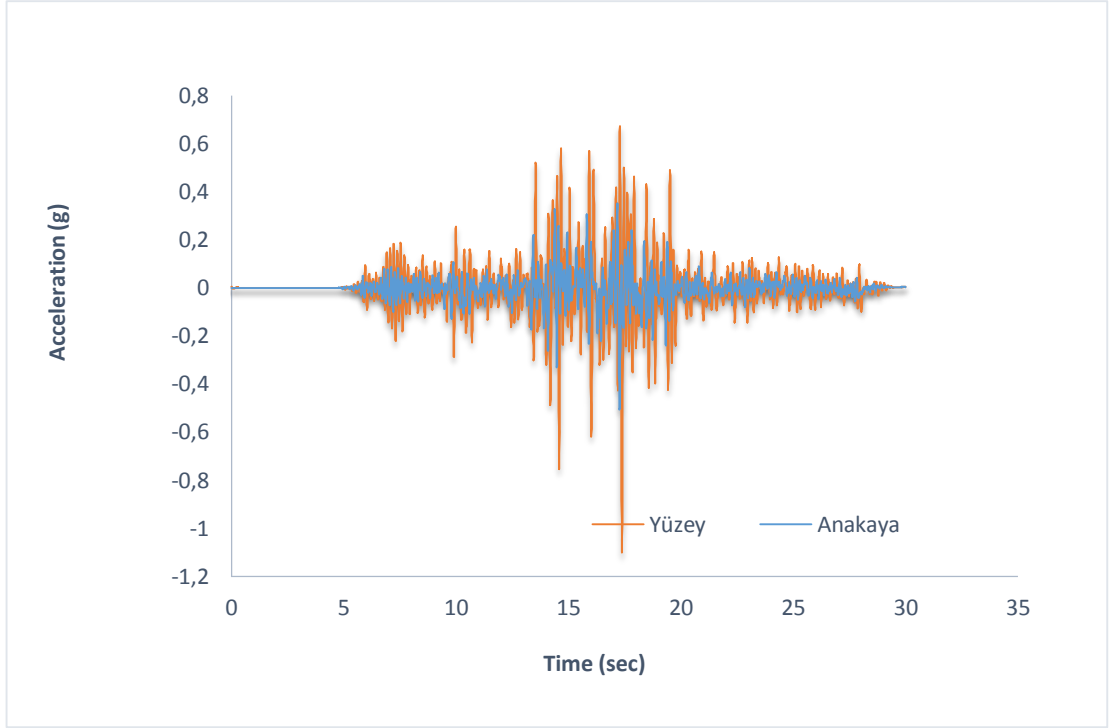
Şekil 6.65: Kobe Depremi kullanılarak Sk-22 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



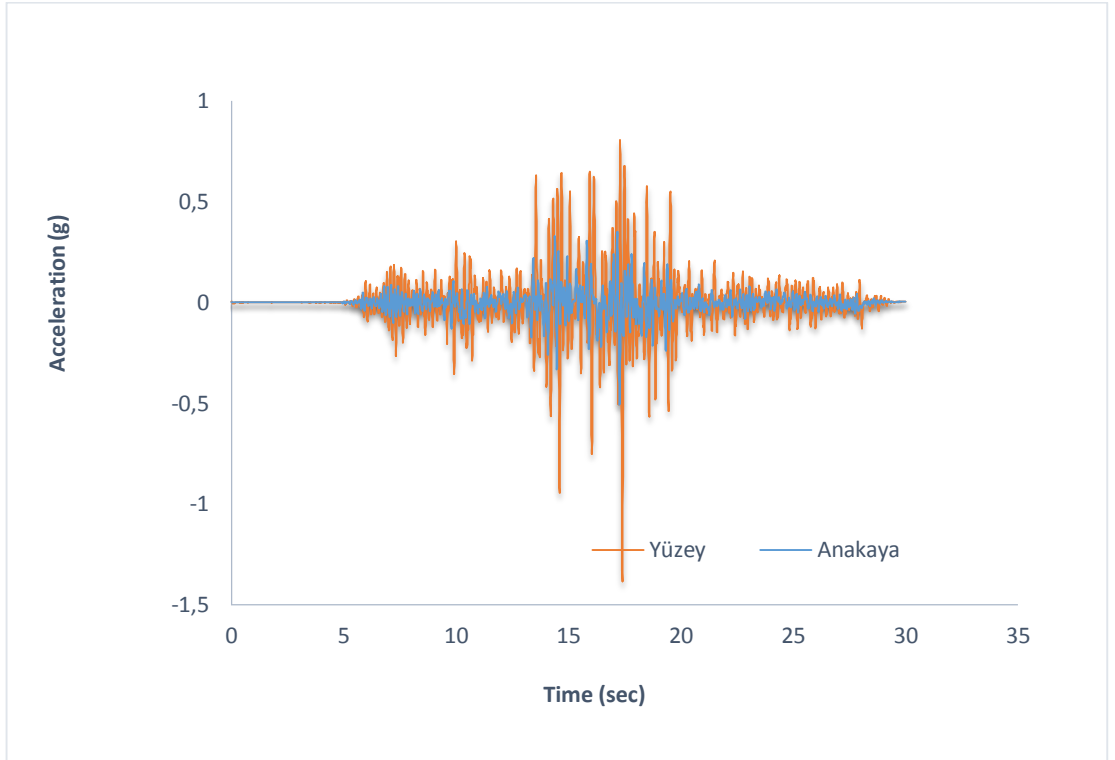
Şekil 6.66: Kocaeli Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



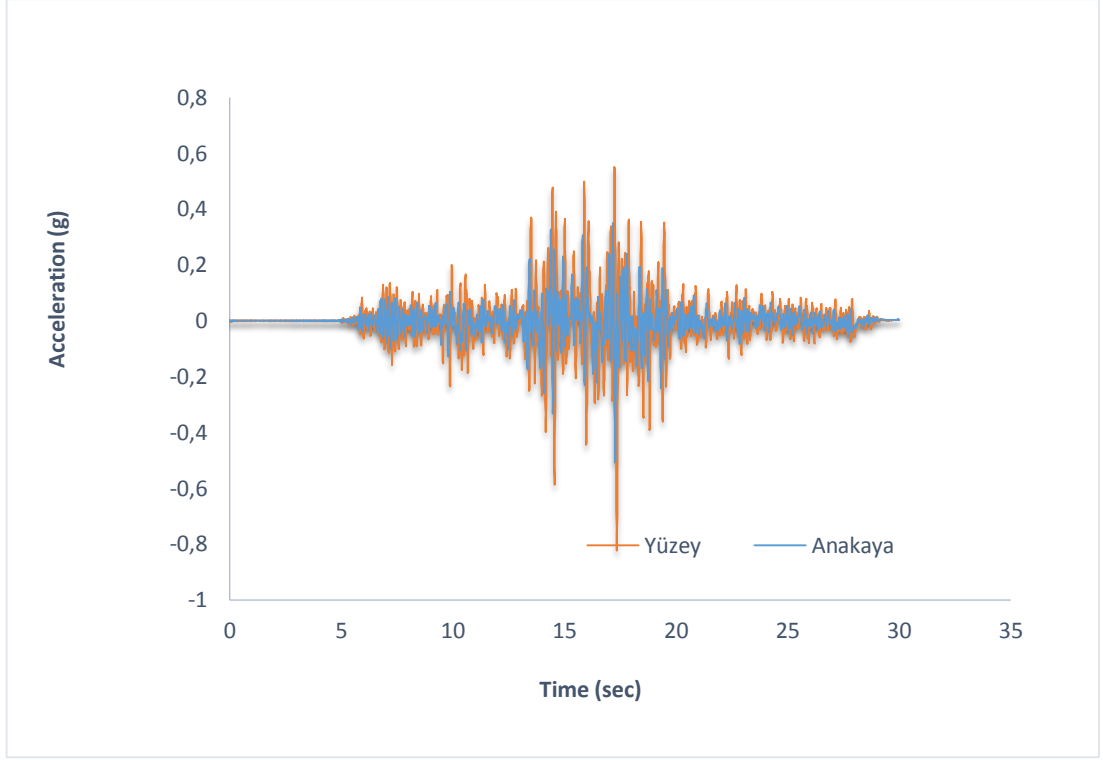
Şekil 6.67: Kocaeli Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



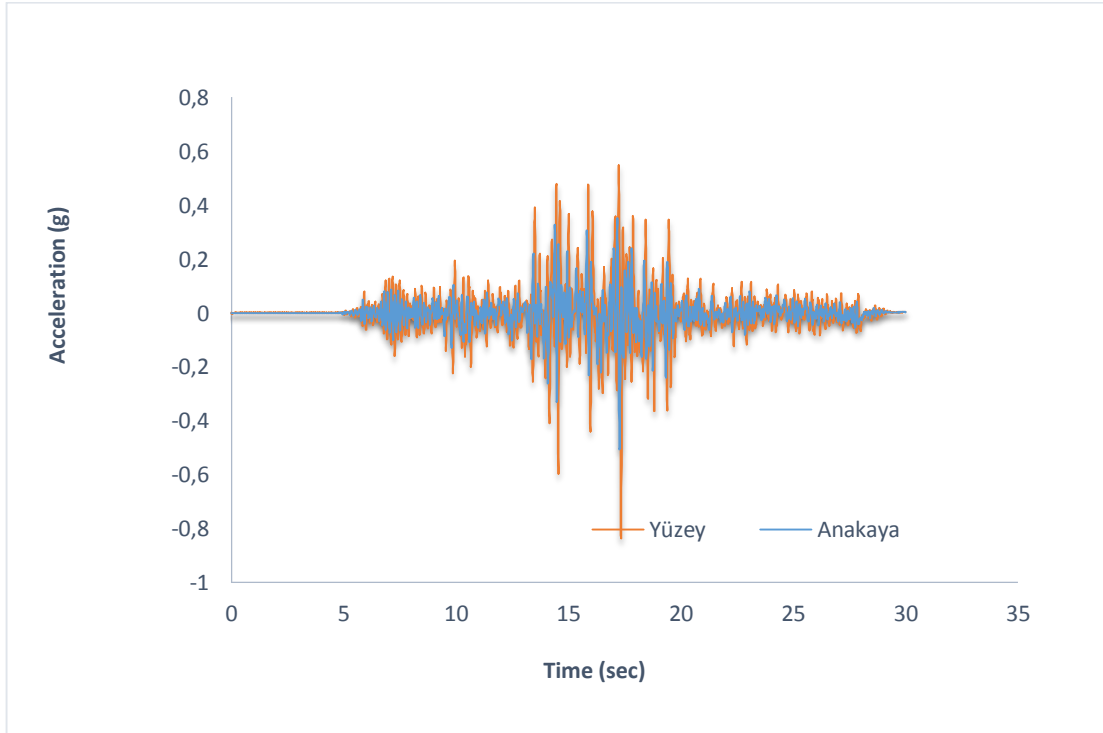
Şekil 6.68: Kocaeli Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



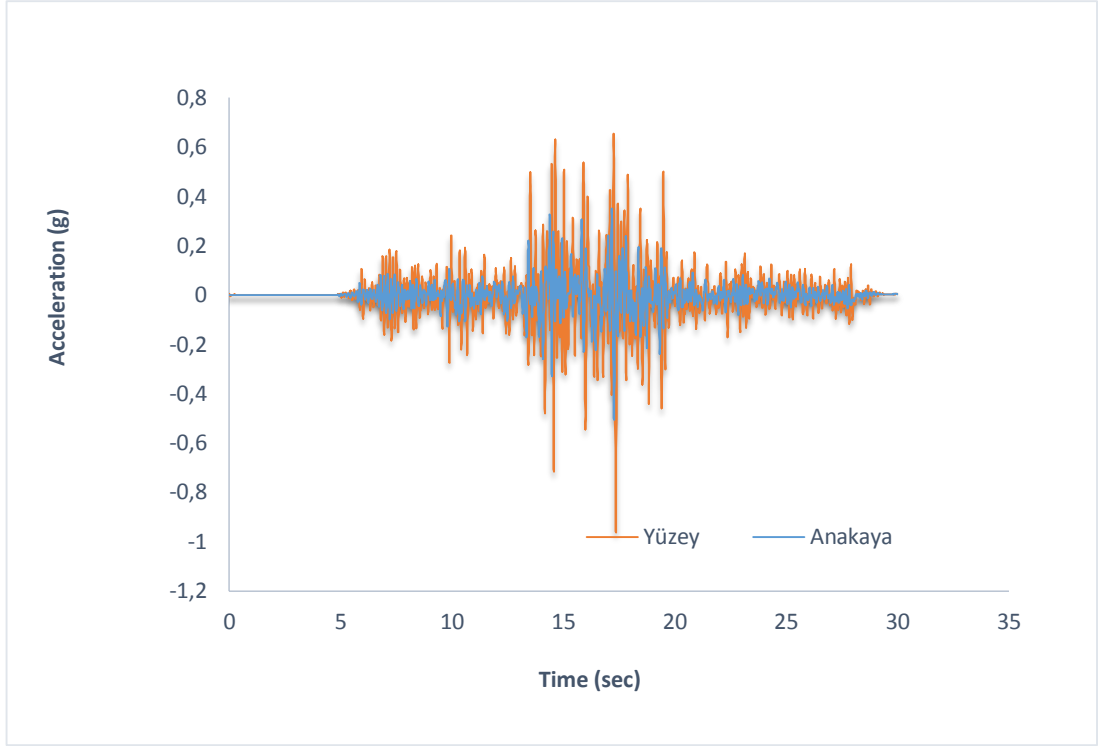
Şekil 6.69: Kocaeli Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



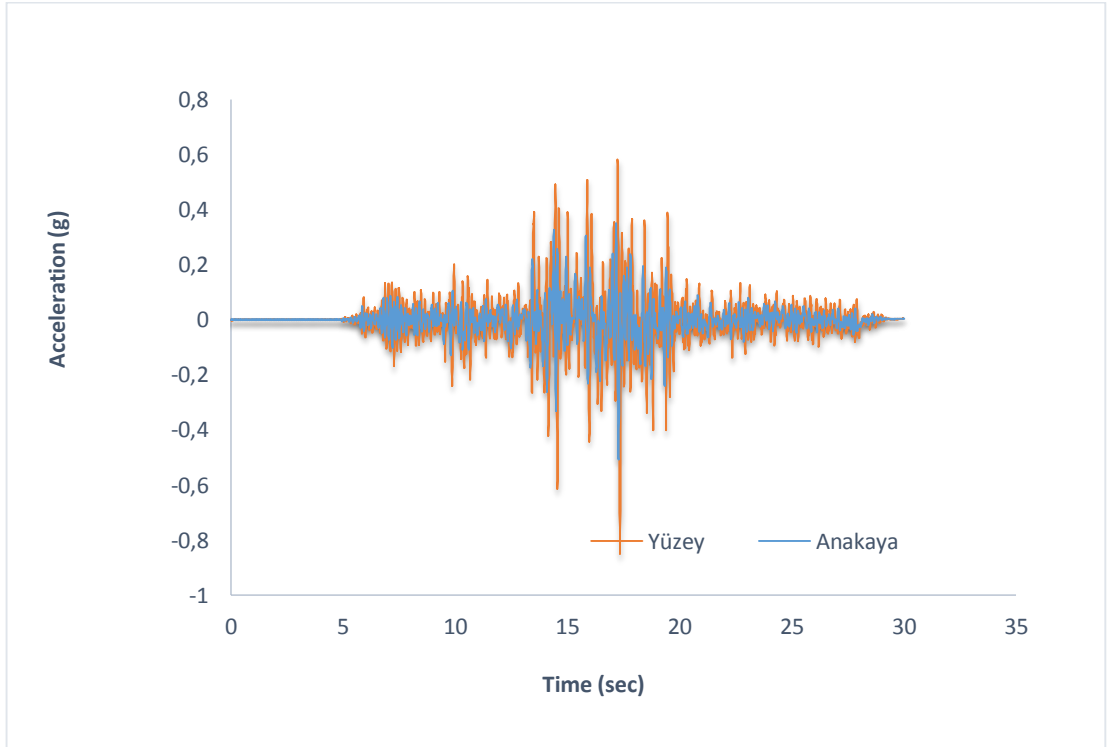
Şekil 6.70: Kocaeli Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



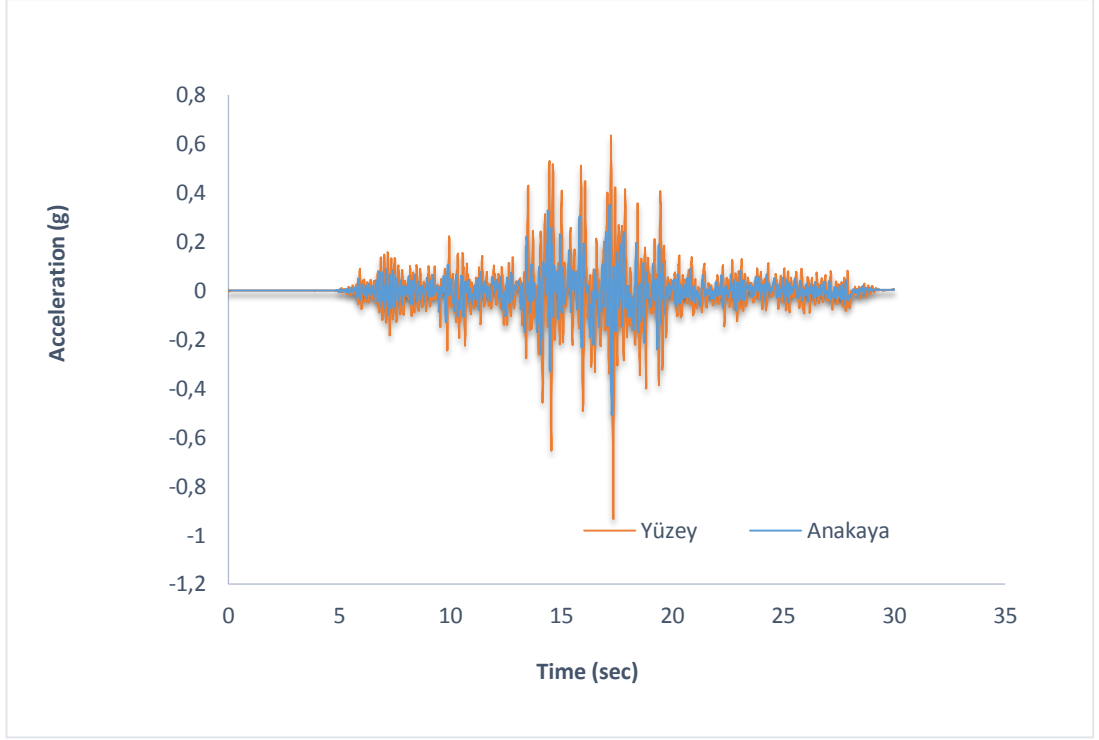
Şekil 6.71: Kocaeli Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



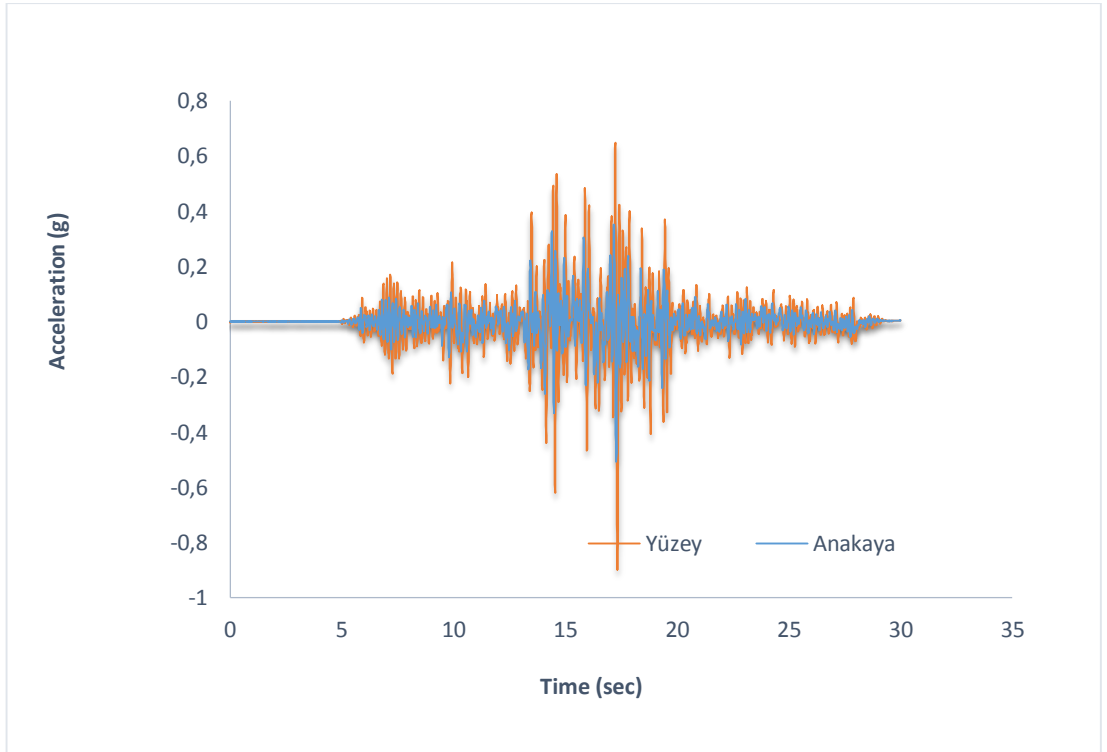
Şekil 6.72: Kocaeli Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



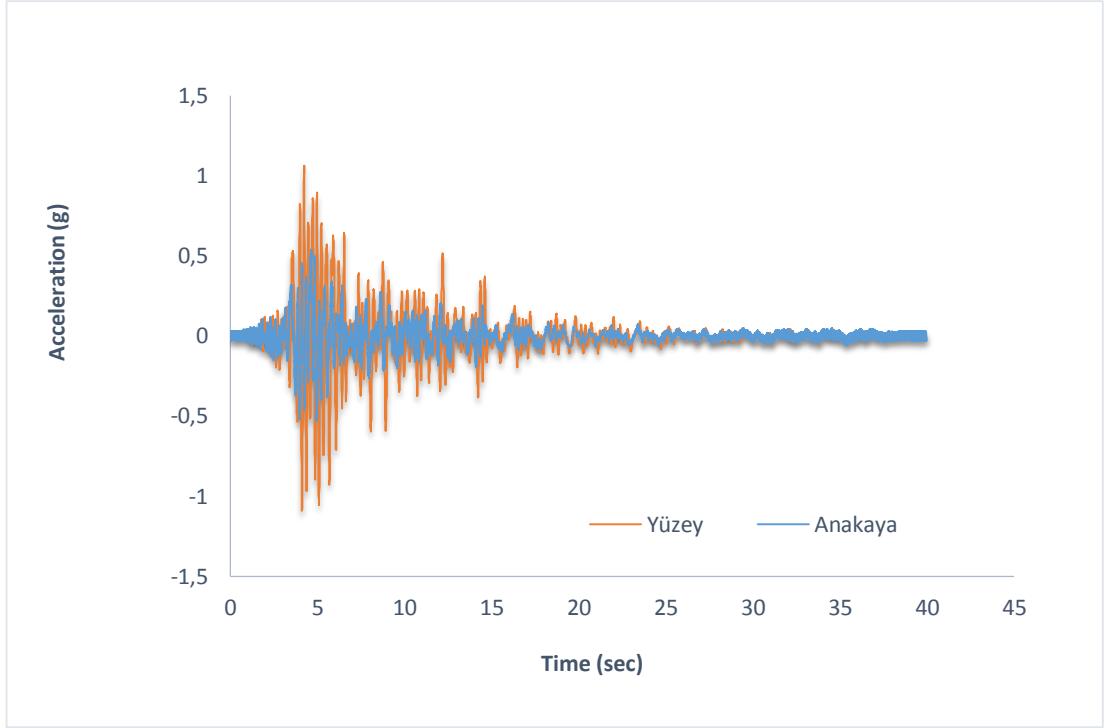
Şekil 6.73: Kocaeli Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



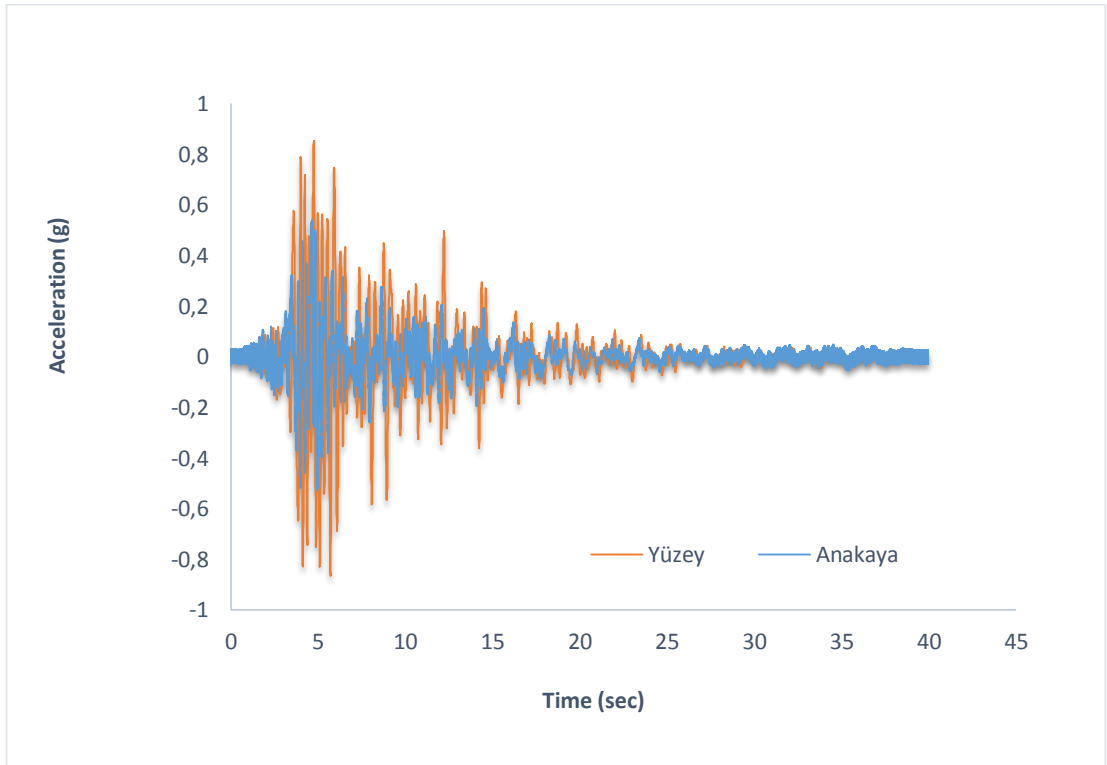
Şekil 6.74: Kocaeli Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



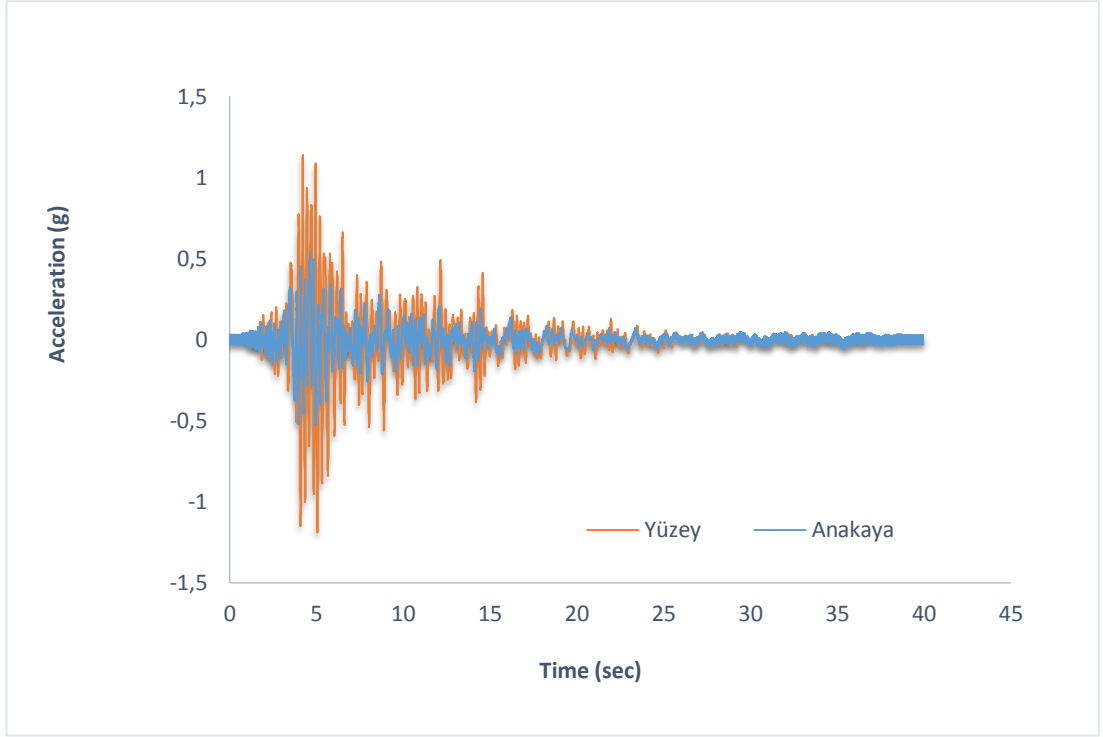
Şekil 6.75: Kocaeli Depremi kullanılarak Sk-22 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



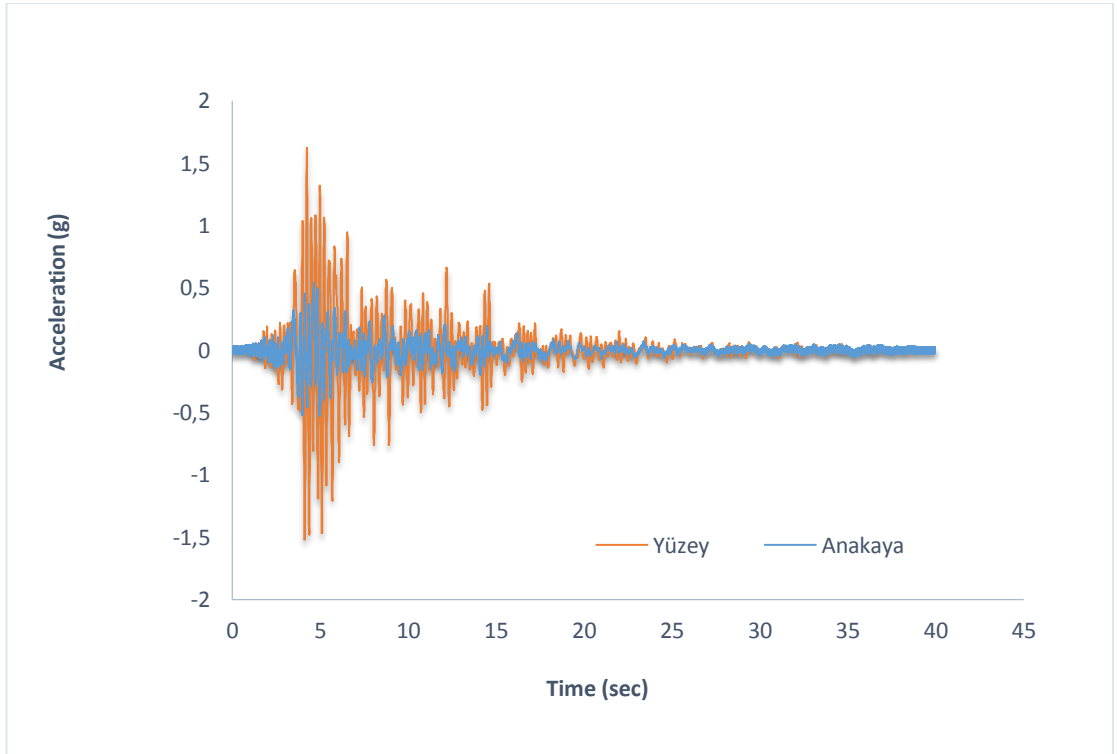
Şekil 6.76: Loma Gilroy-1 Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



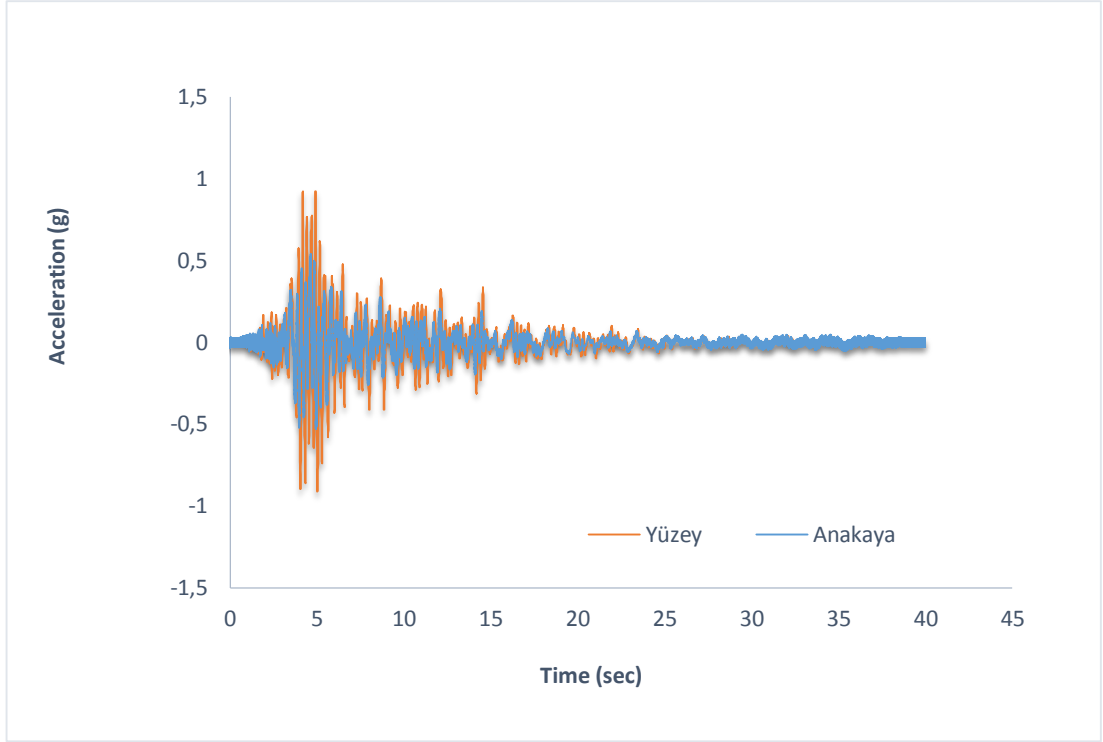
Şekil 6.77: Loma Gilroy-1 Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



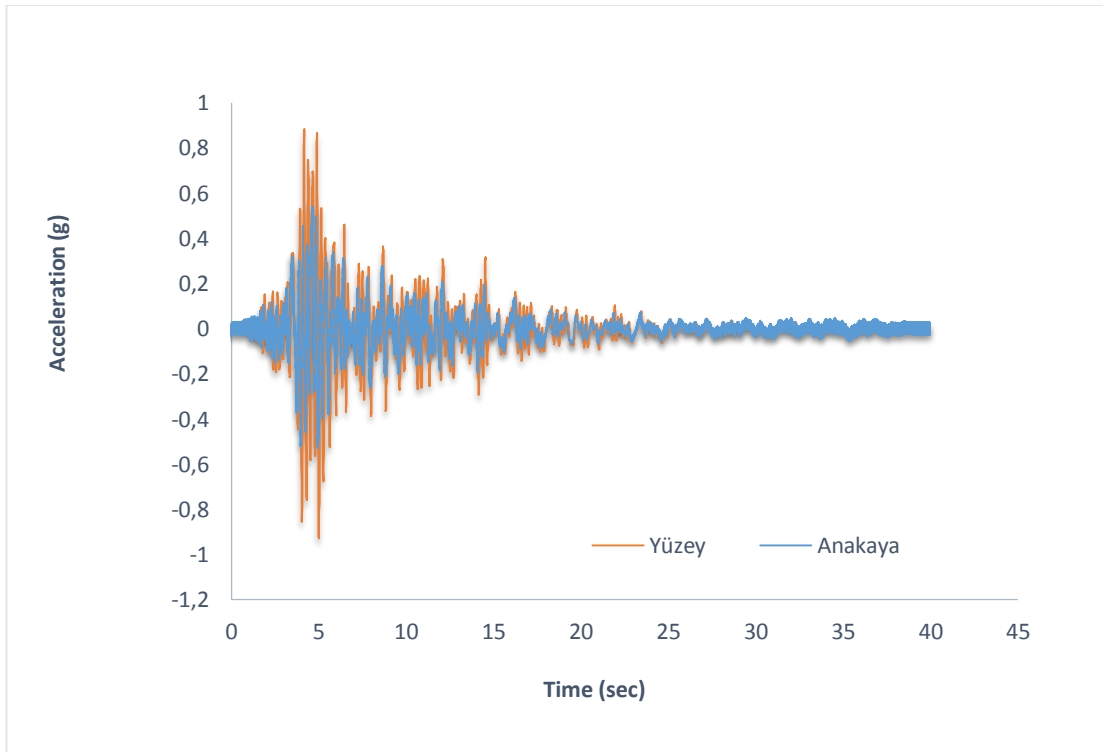
Şekil 6.78: Loma Gilroy-1 Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



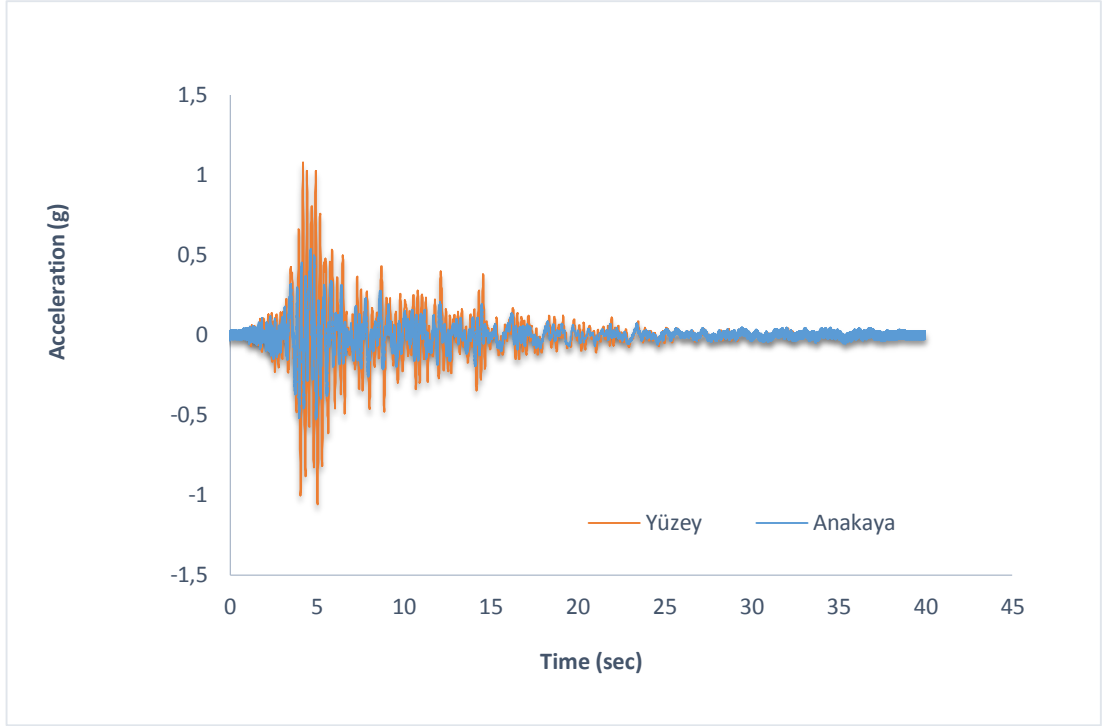
Şekil 6.79: Loma Gilroy-1 Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



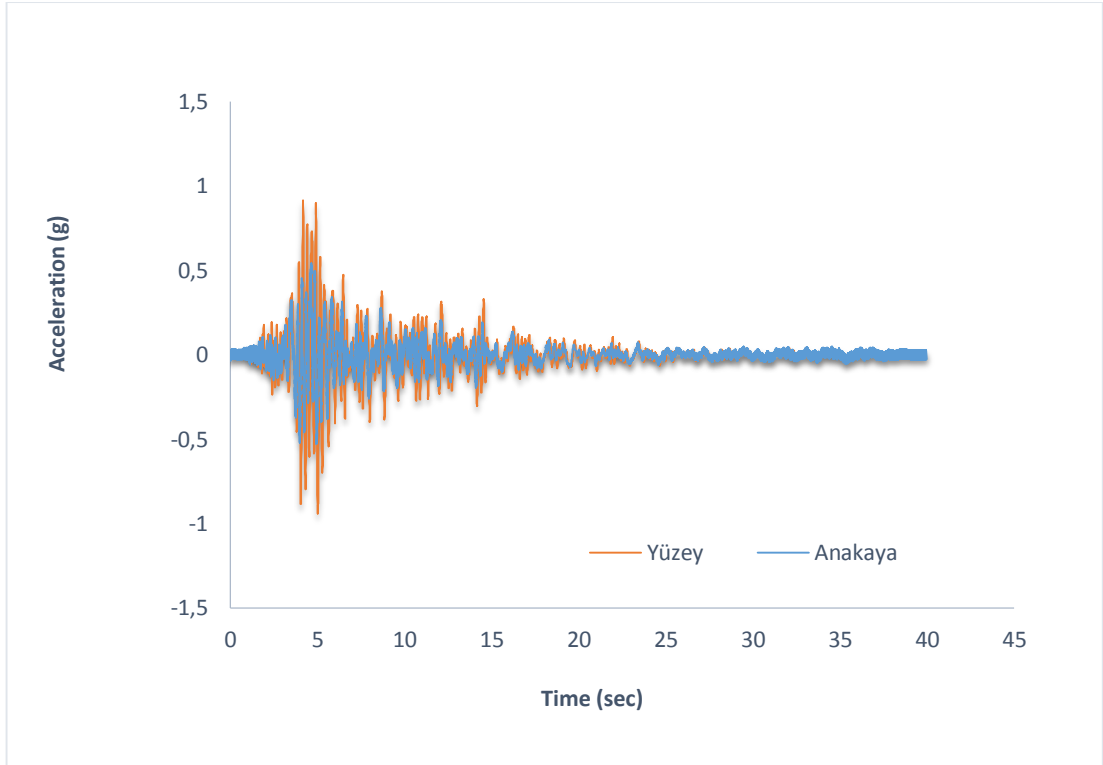
Şekil 6.80: Loma Gilroy-1 Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



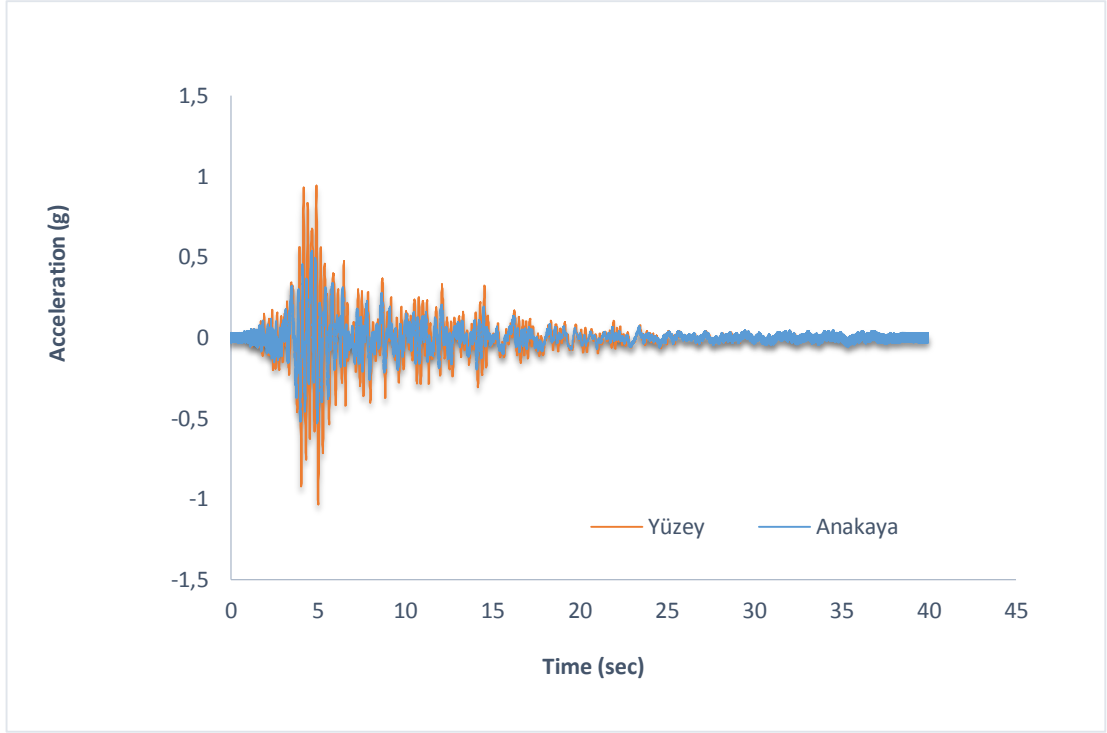
Şekil 6.81: Loma Gilroy-1 Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



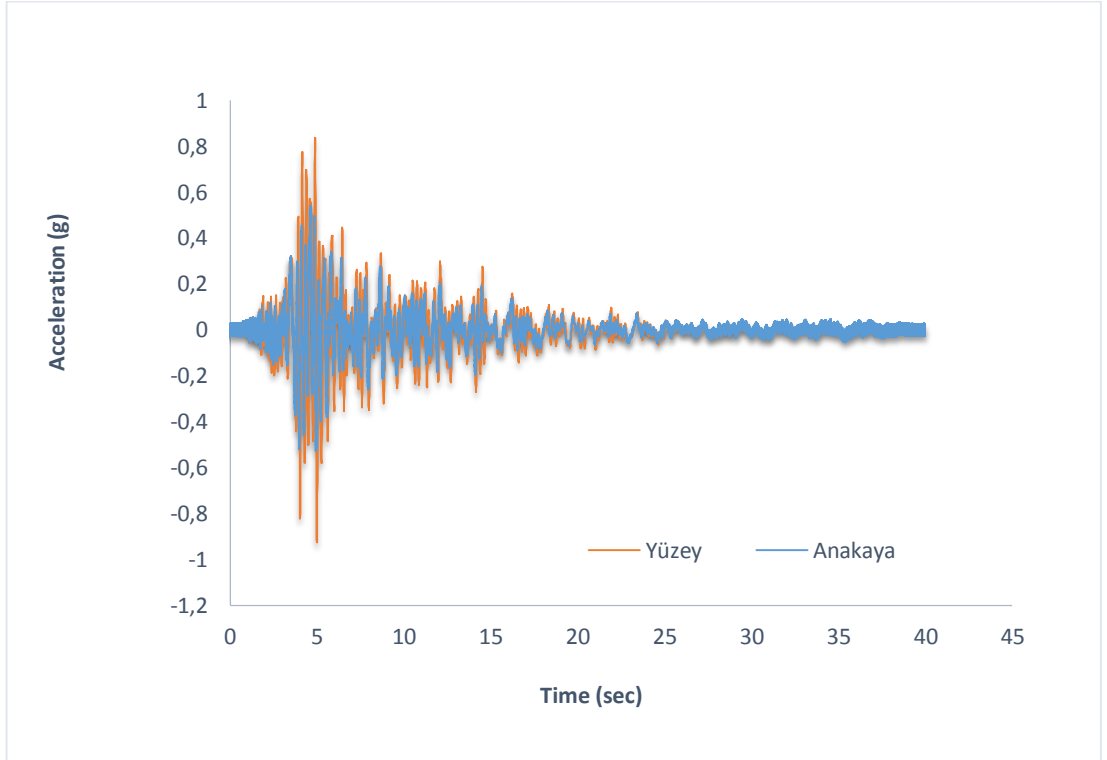
Şekil 6.82: Loma Gilroy-1 Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



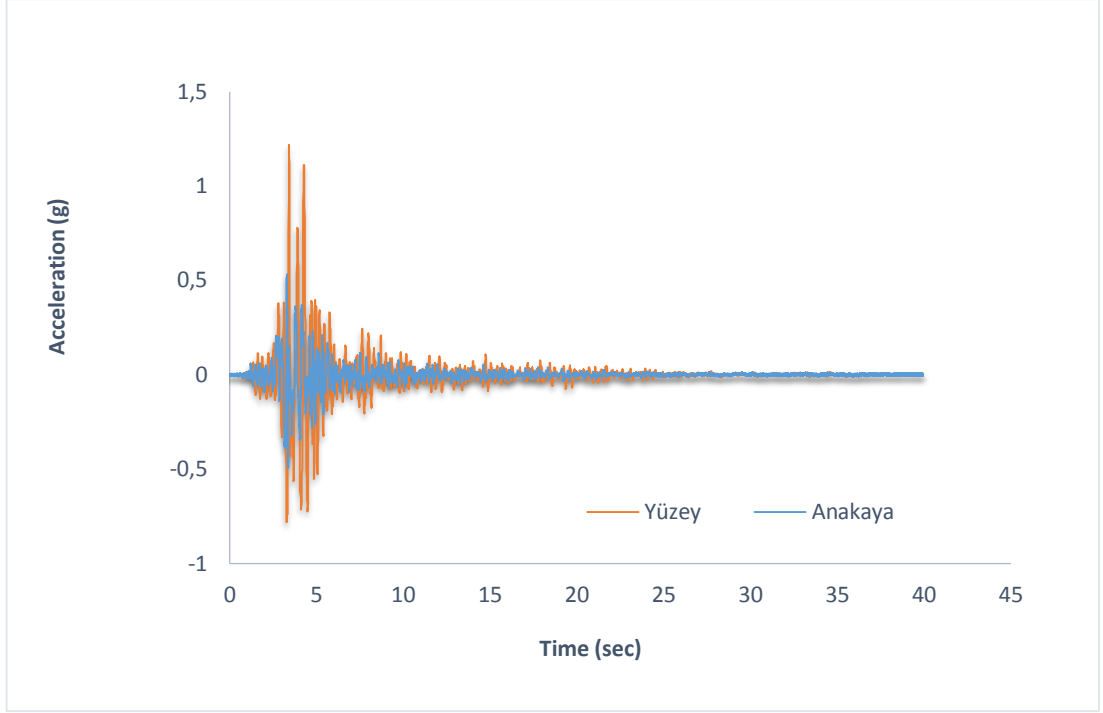
Şekil 6.83: Loma Gilroy-1 Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



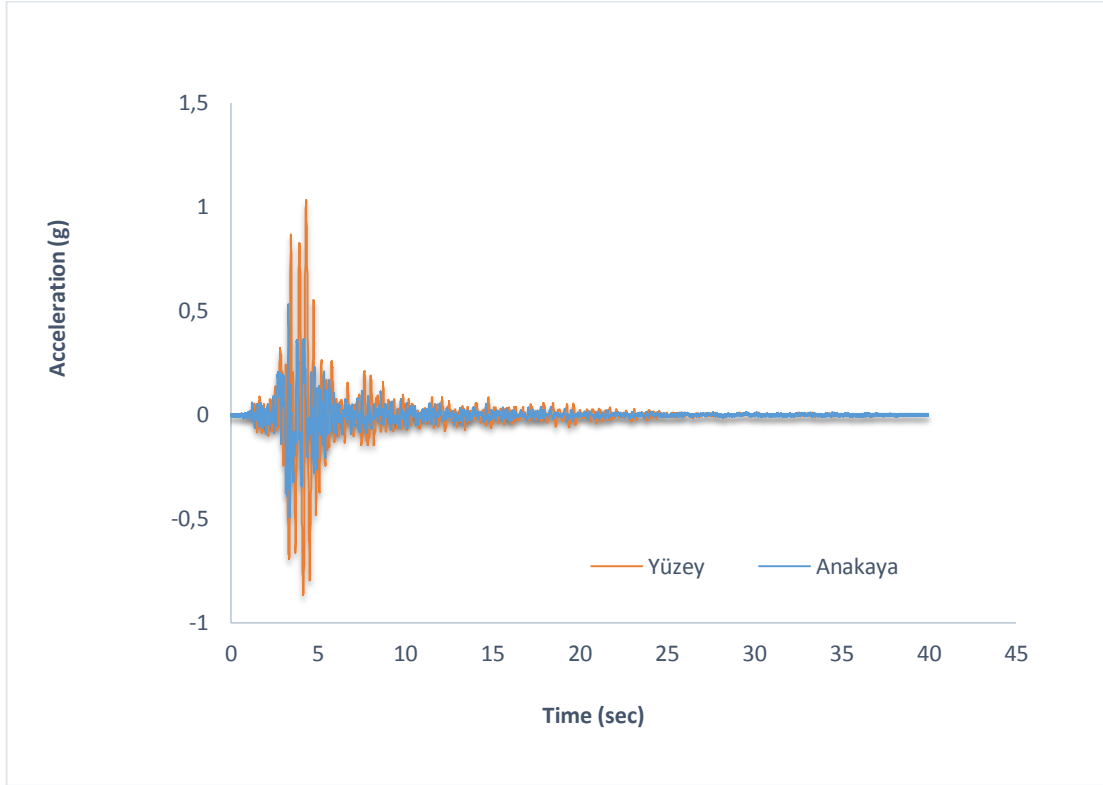
Şekil 6.84: Loma Gilroy-1 Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



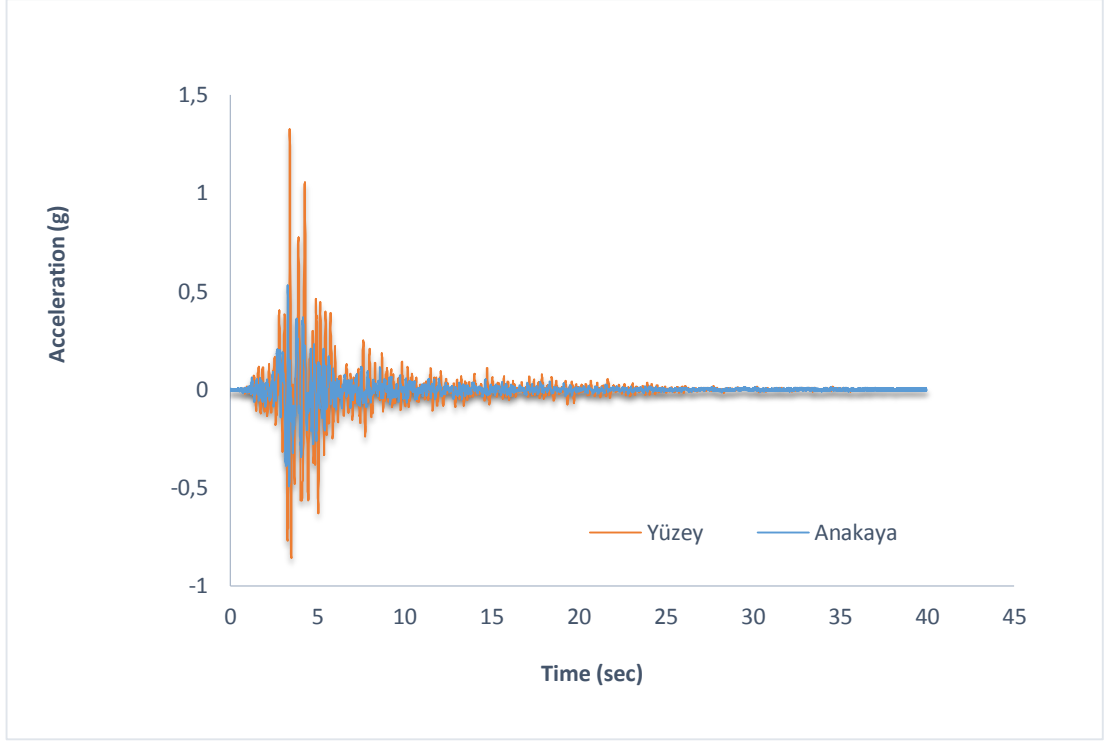
Şekil 6.85: Loma Gilroy-1 Depremi kullanılarak Sk-22 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



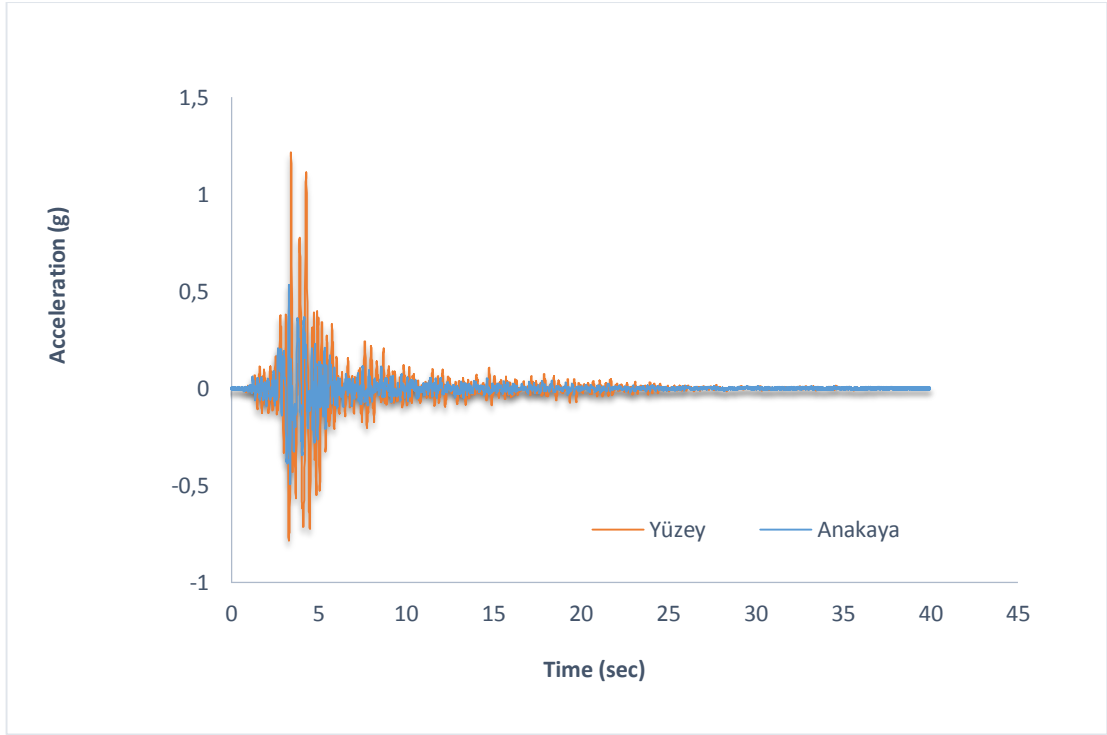
Şekil 6.86: Loma Gilrol-2 Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



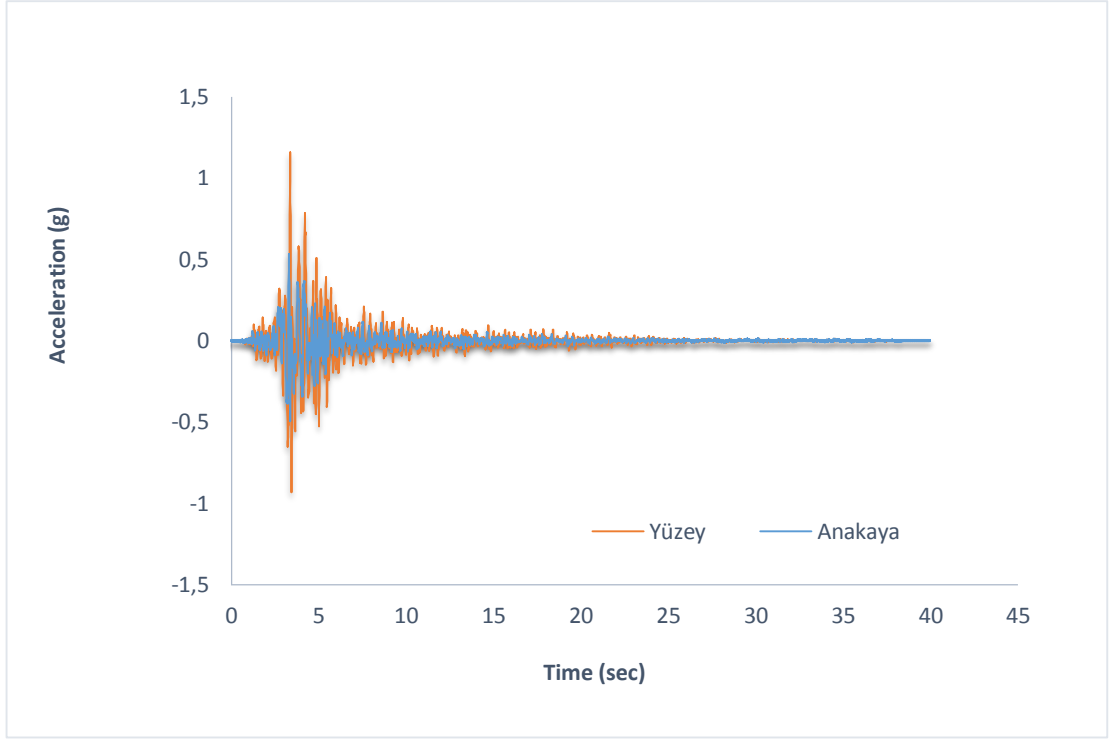
Şekil 6.87: Loma Gilrol-2 Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



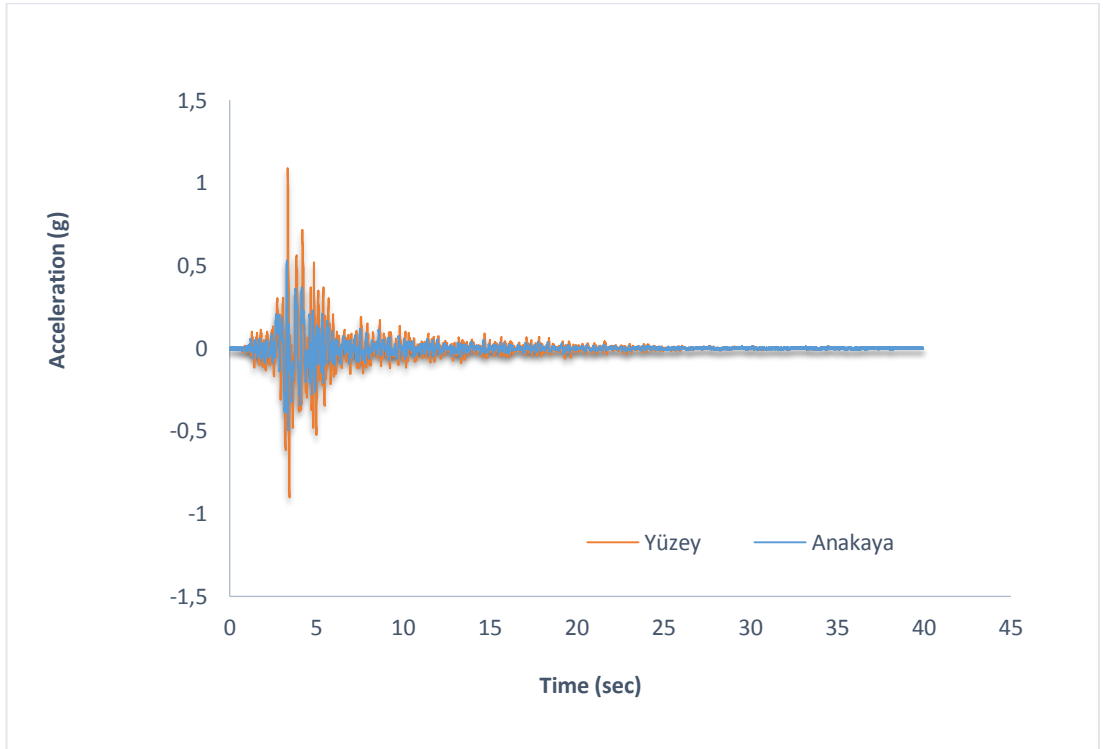
Şekil 6.88:Loma Gilroy-2 Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



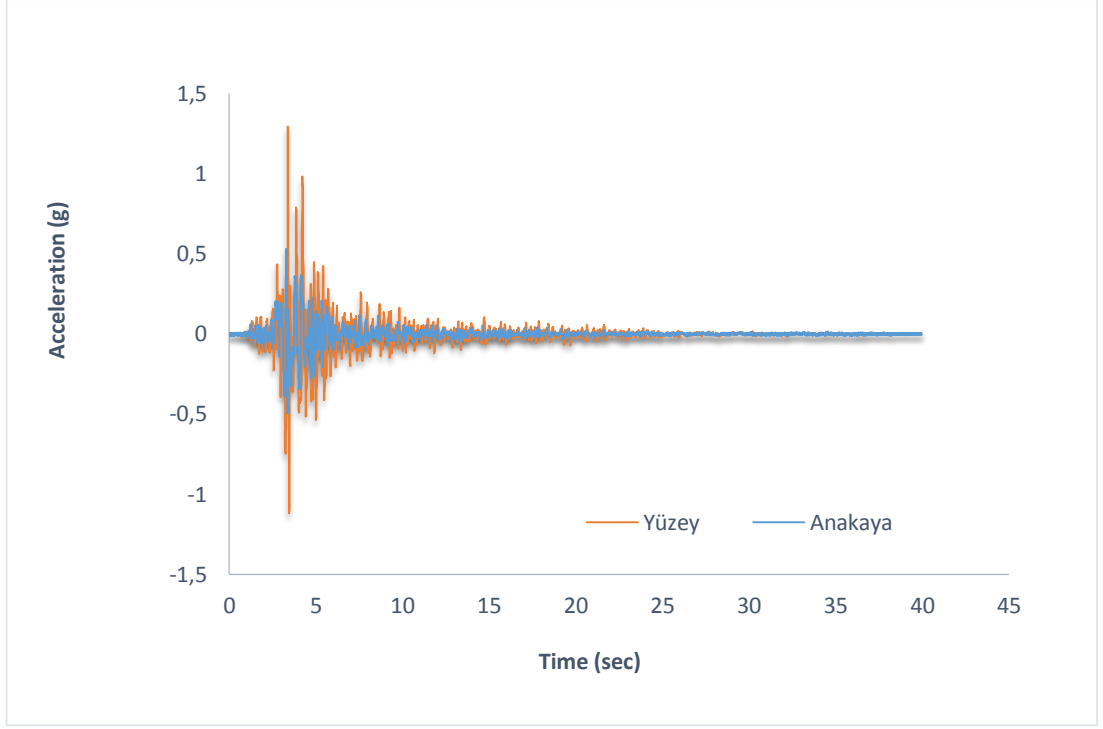
Şekil 6.89: Loma Gilroy-2 Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



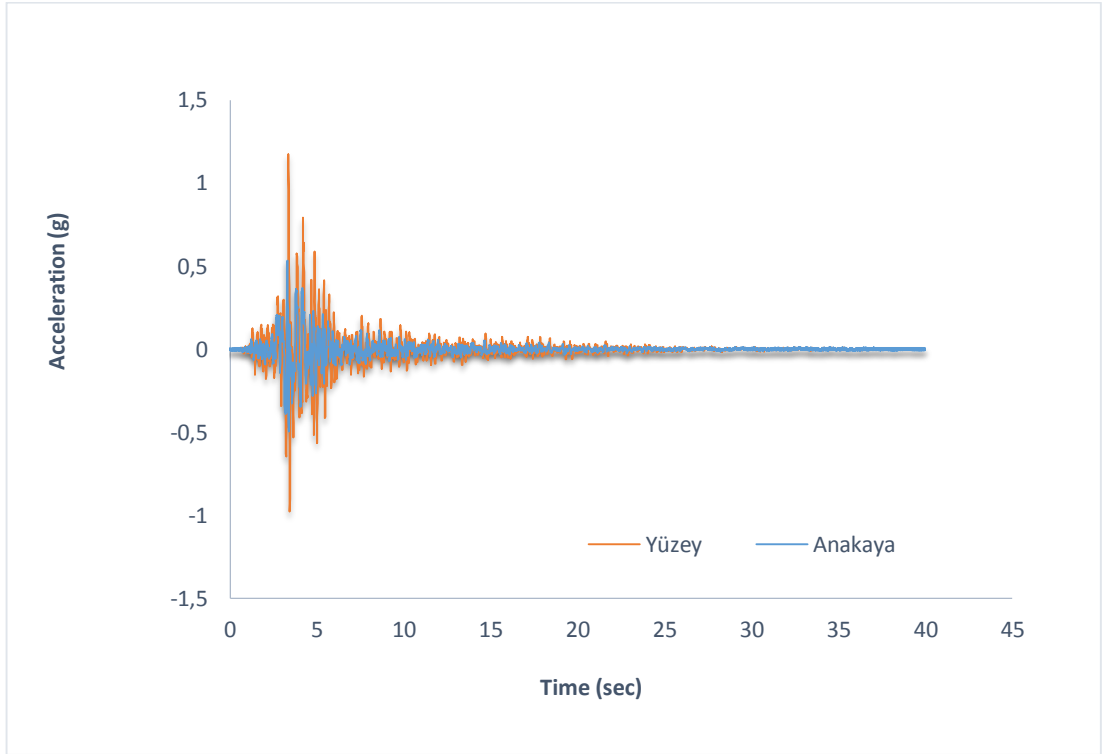
Şekil 6.90: Loma Gilroy-2 Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



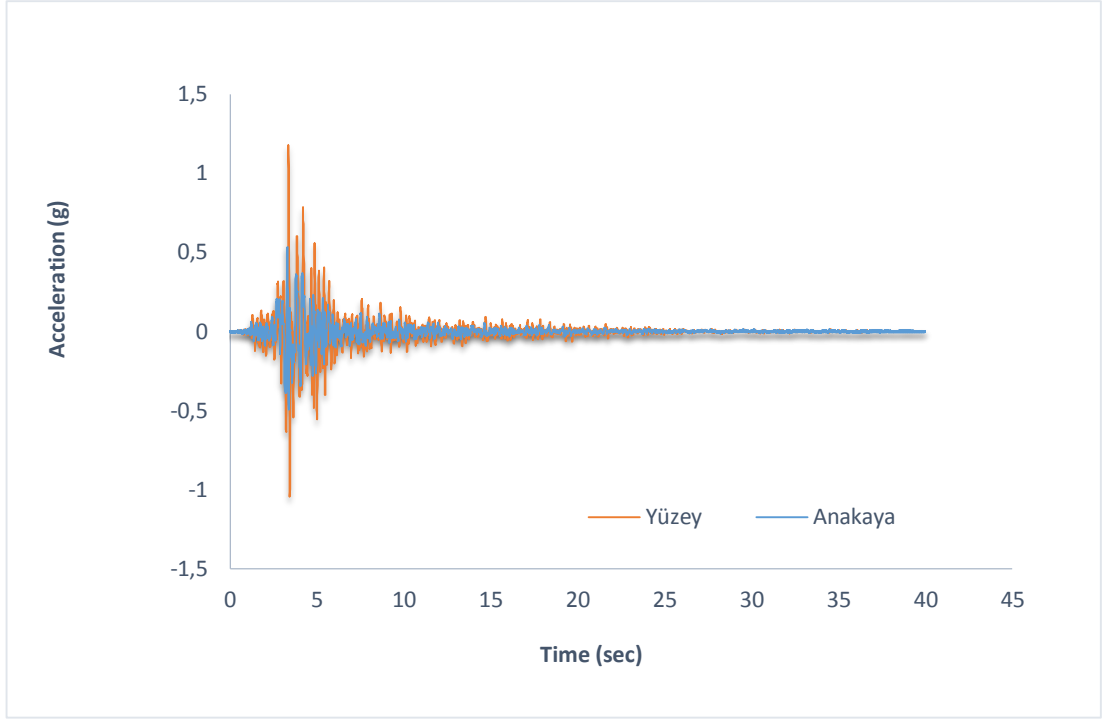
Şekil 6.91: Loma Gilroy-2 Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



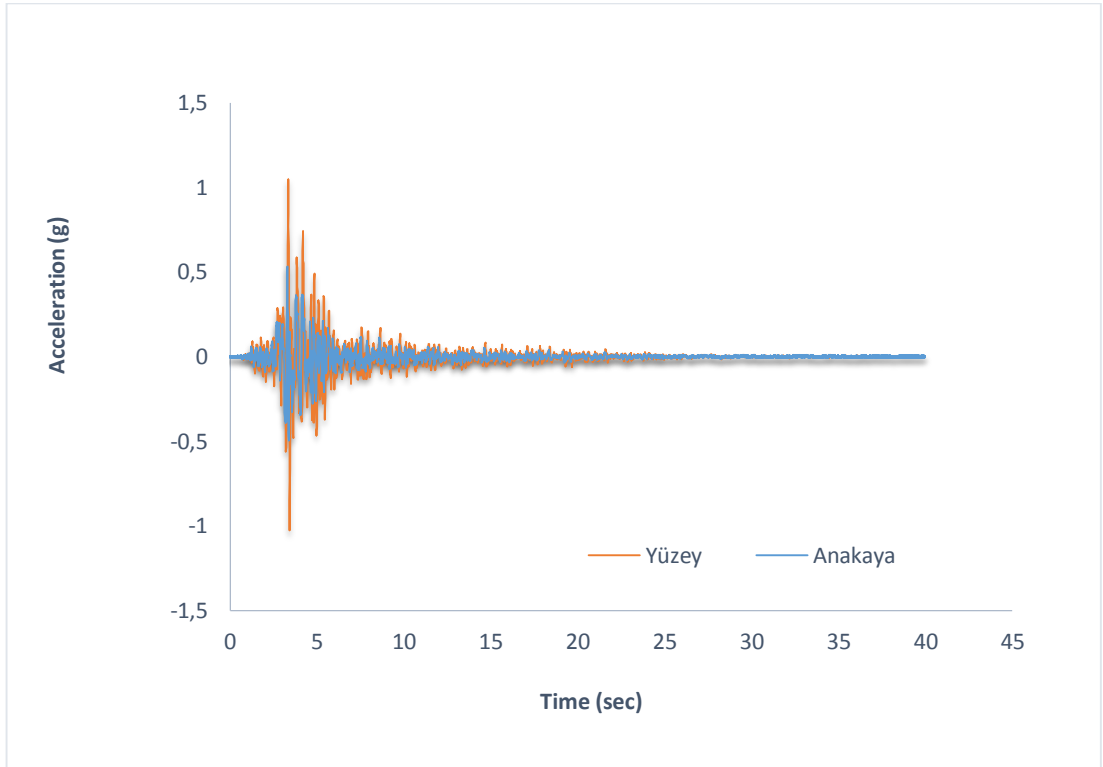
Şekil 6.92: Loma Gilroy-2 Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



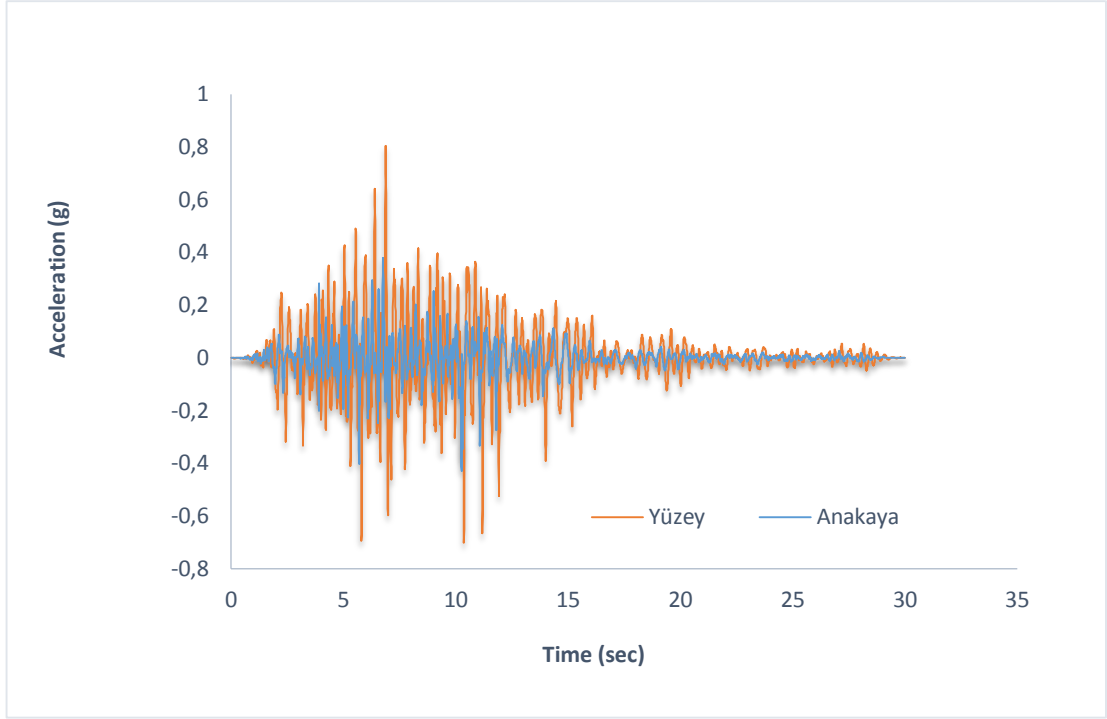
Şekil 6.93: Loma Gilroy-2 Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



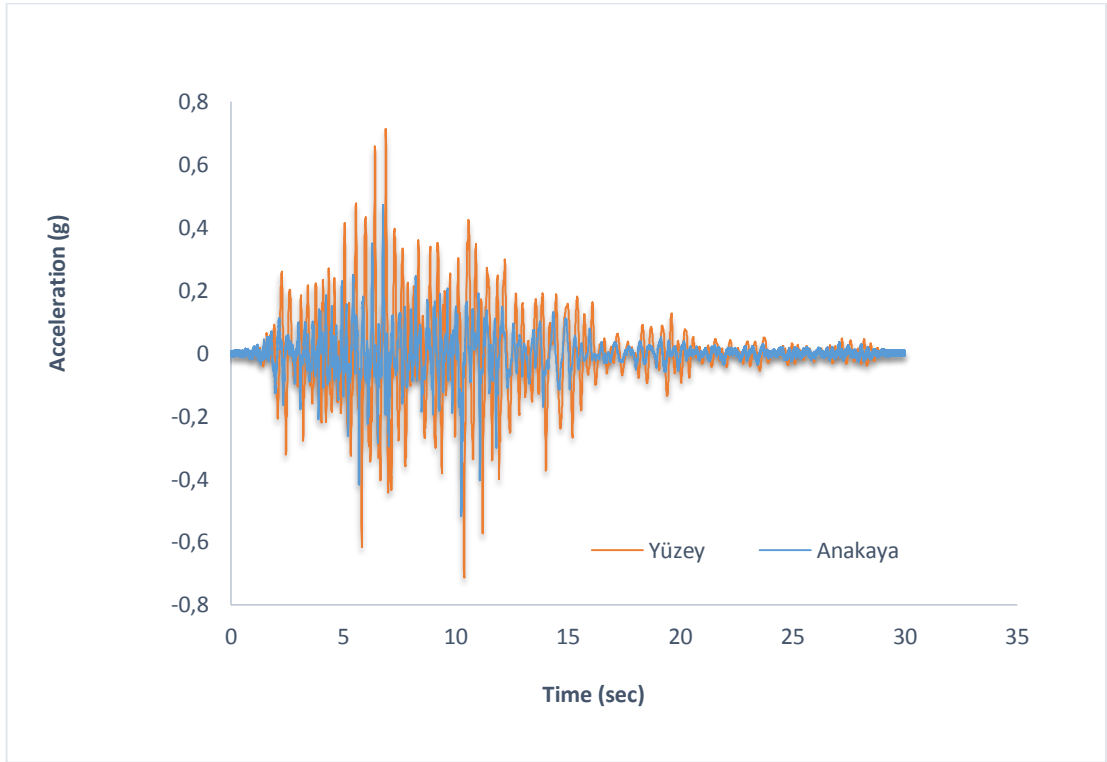
Şekil 6.94: Loma Gilroy-2 Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



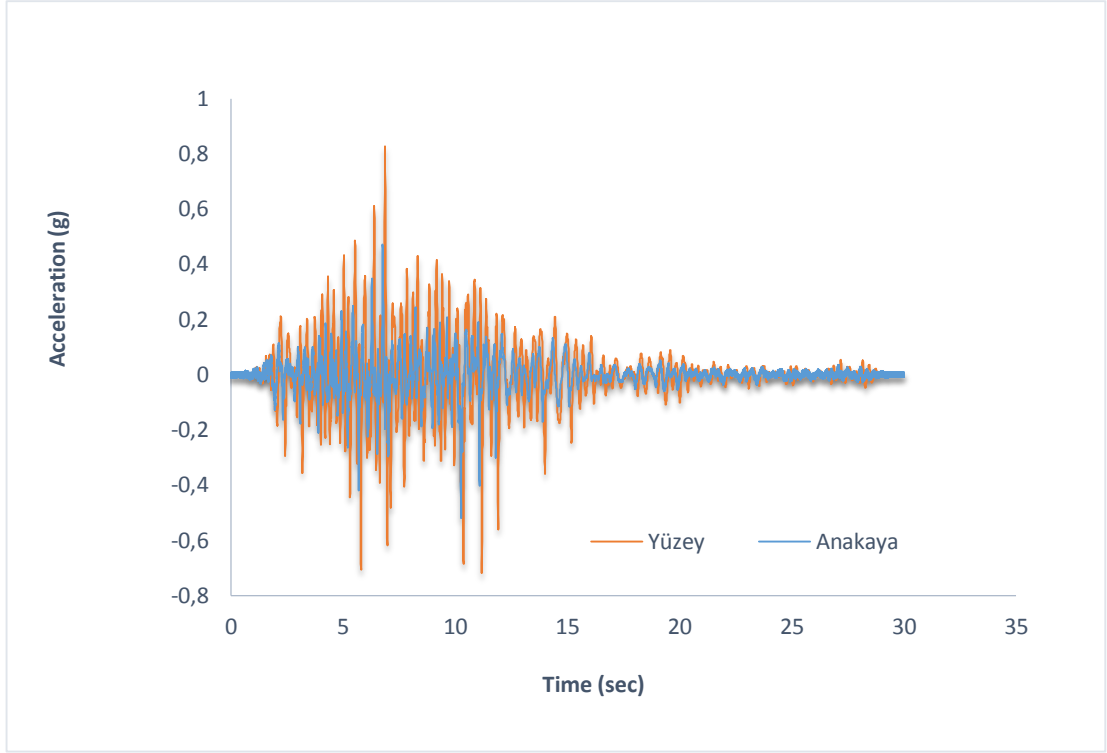
Şekil 6.95: Loma Gilroy-2 Depremi kullanılarak Sk-22 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



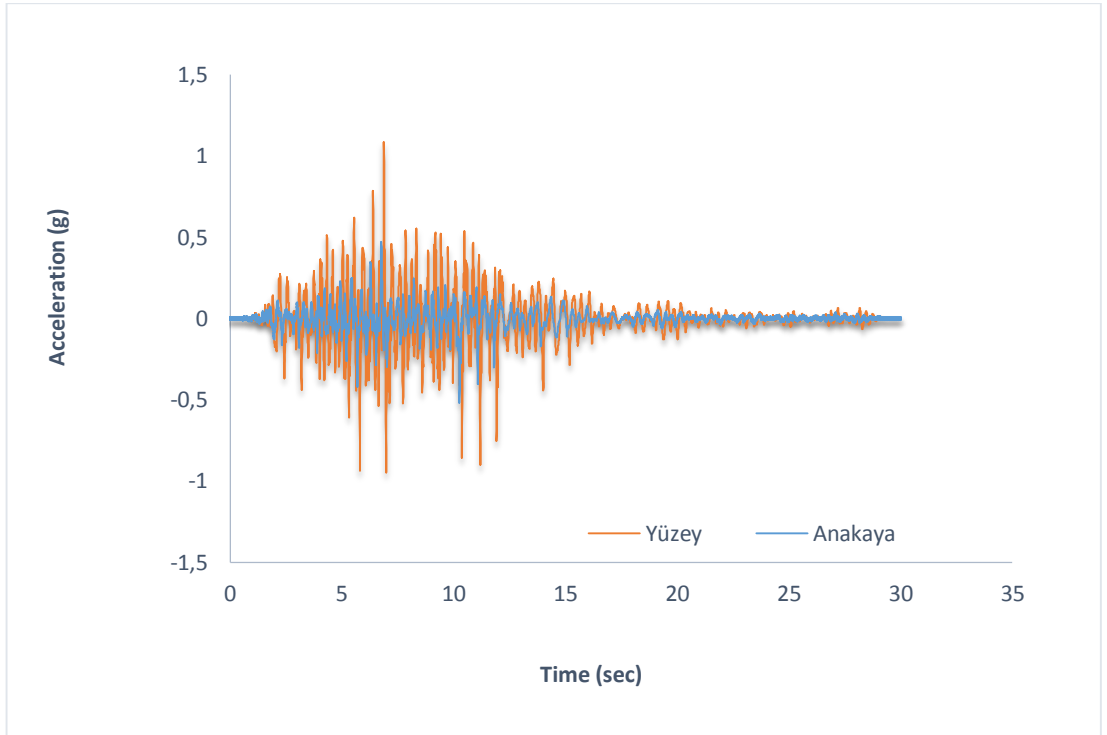
Şekil 6.96: Mammoht Lake Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



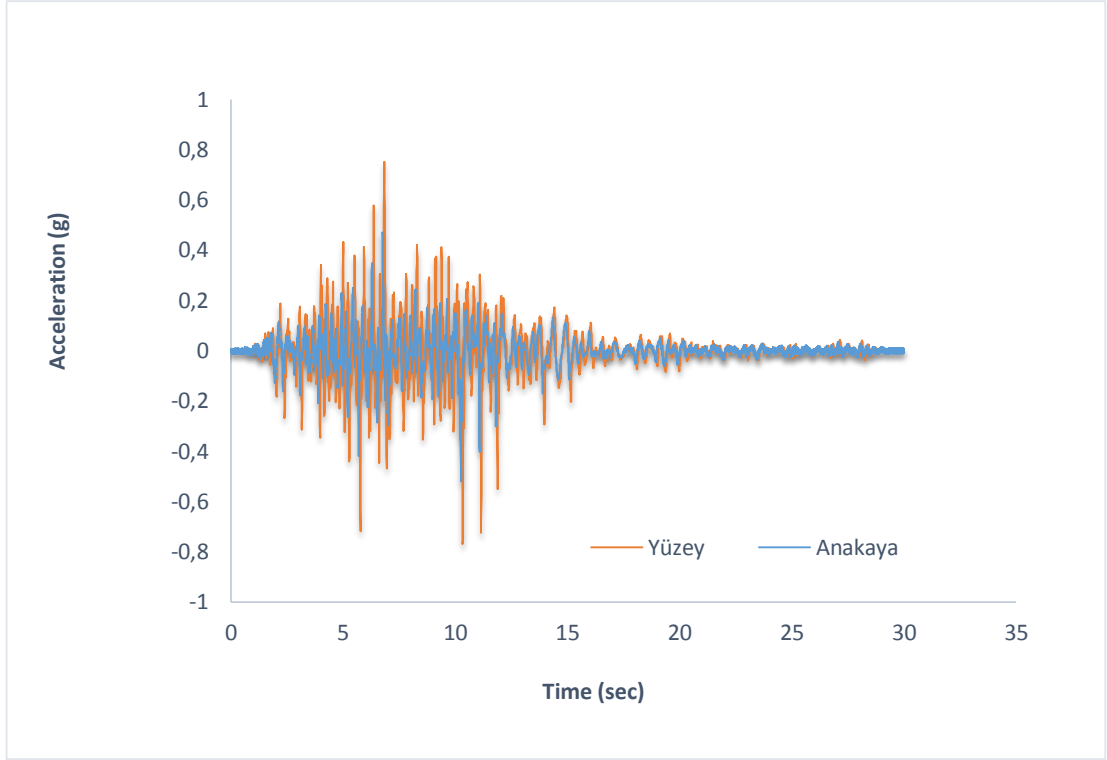
Şekil 6.97: Mammoht Lake Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



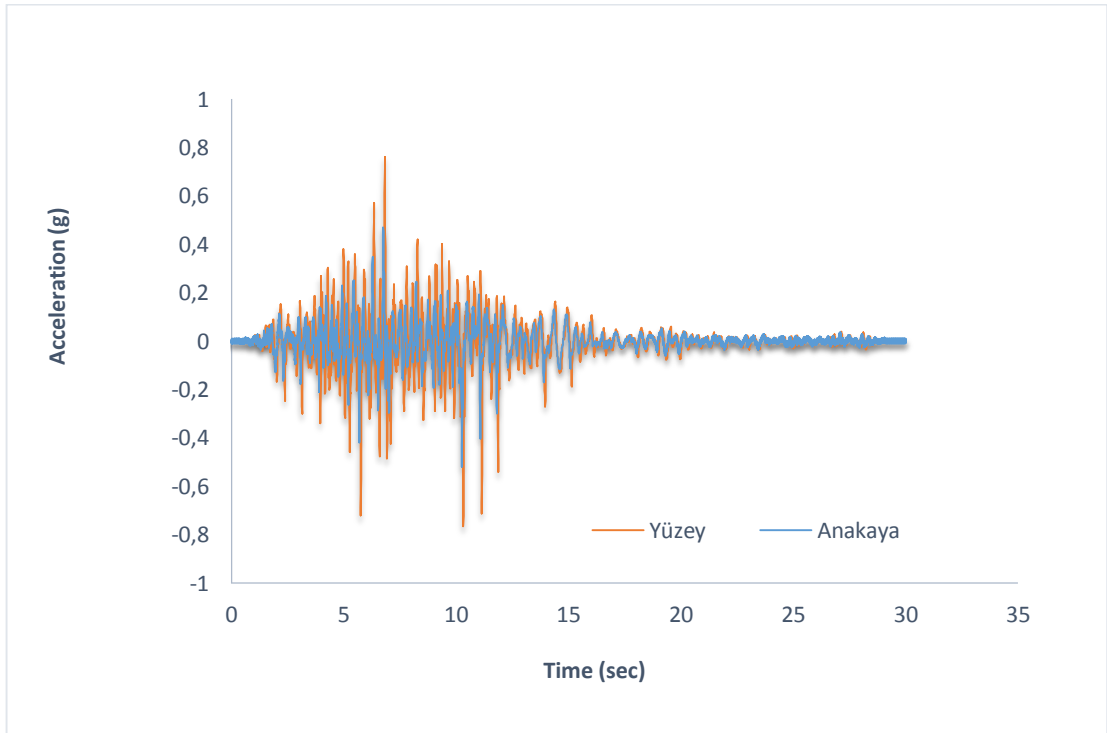
Şekil 6.98: Mammoht Lake Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



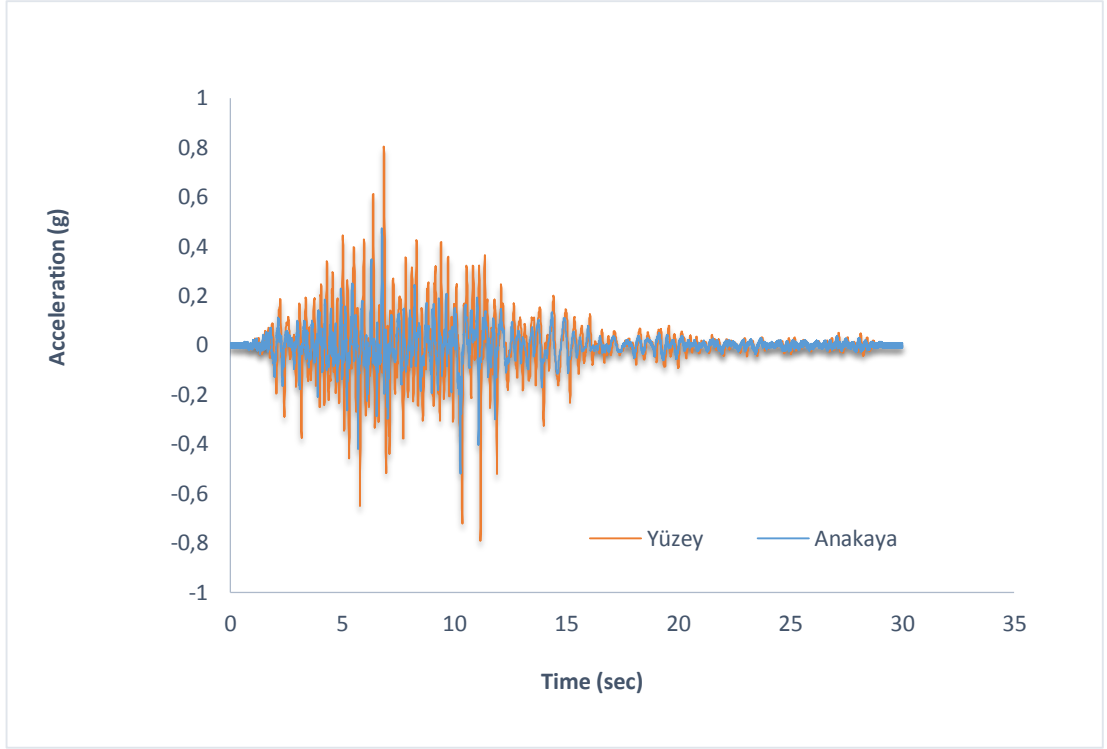
Şekil 6.99: Mammoht Lake Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



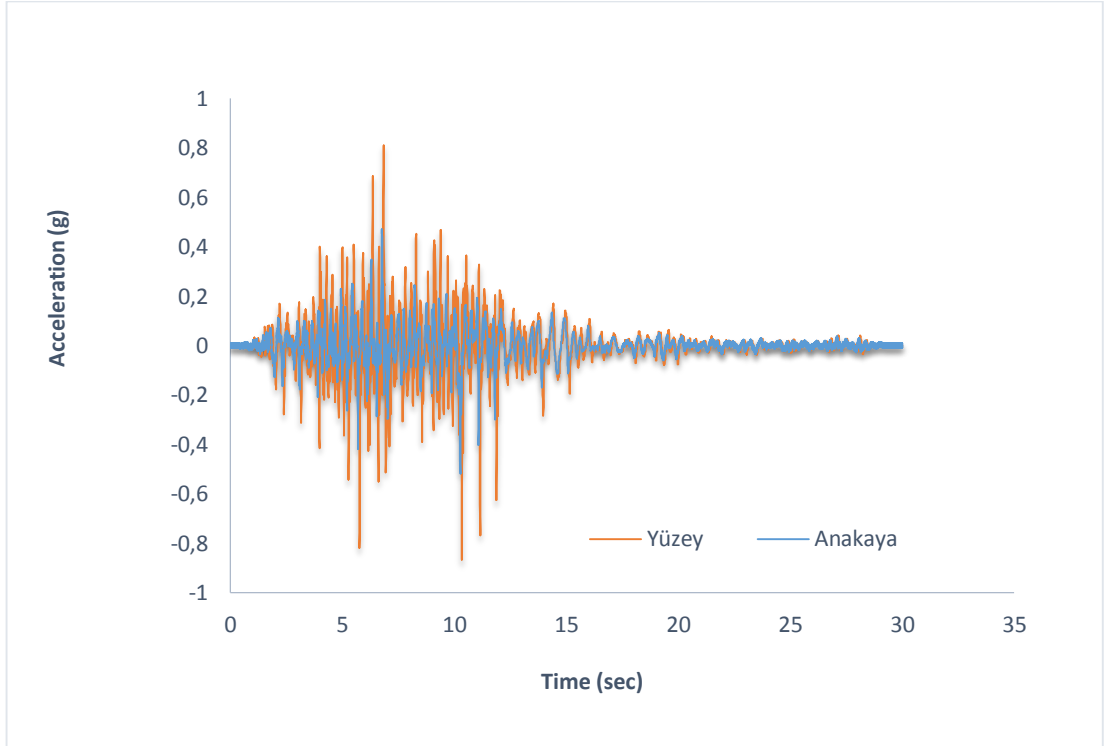
Şekil 6.100: Mammoht Lake Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



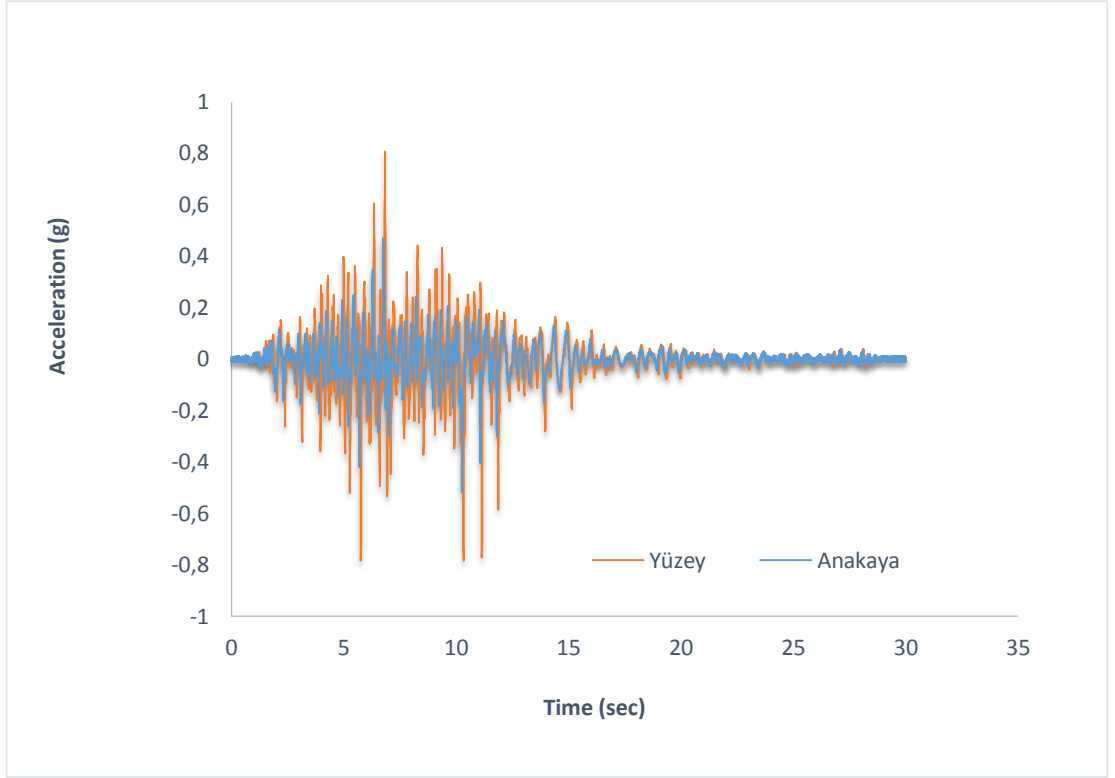
Şekil 6.101: Mammoht Lake Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



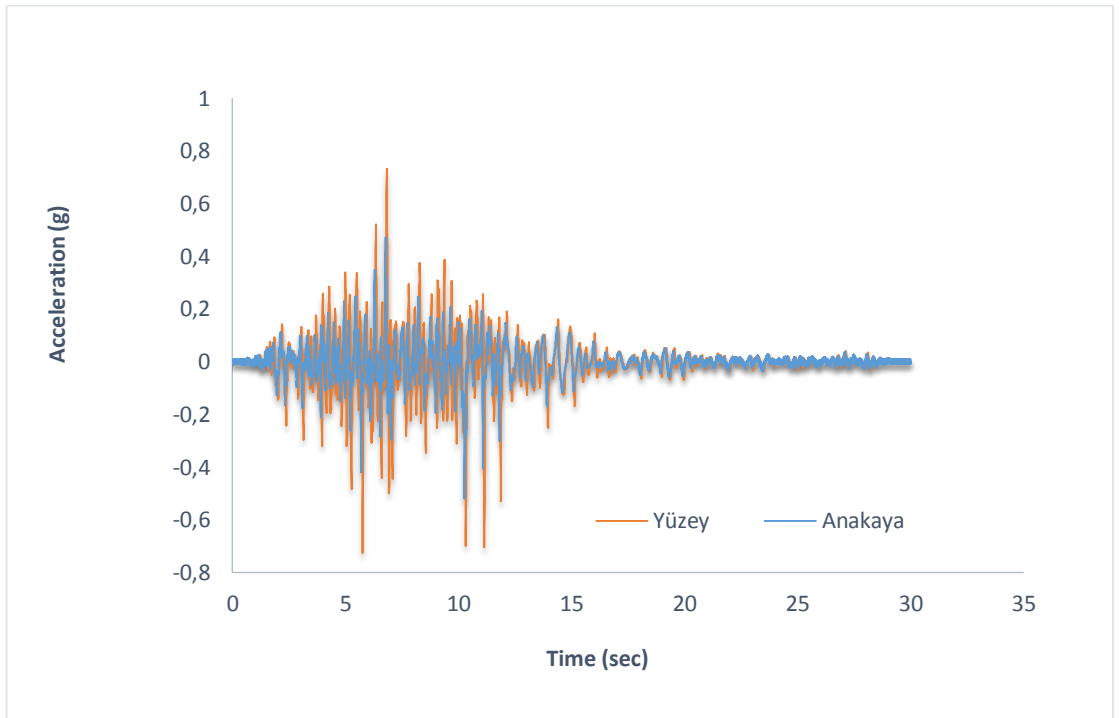
Şekil 6.102: Mammoht Lake Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



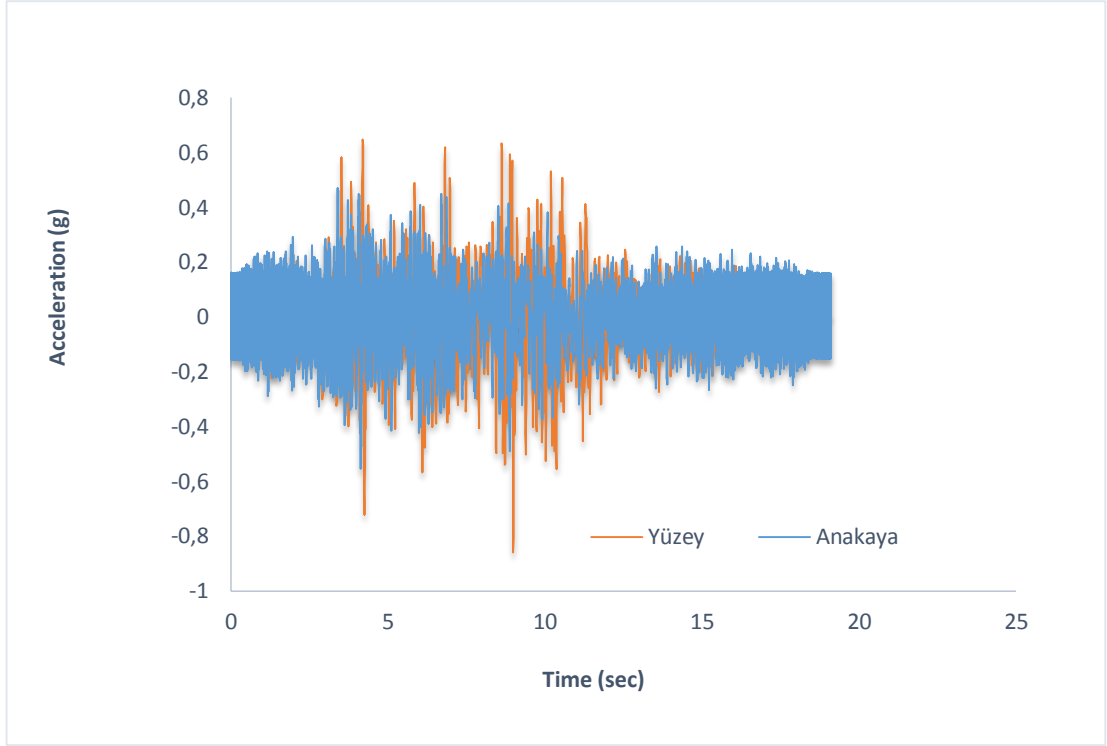
Şekil 6.103: Mammoht Lake Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



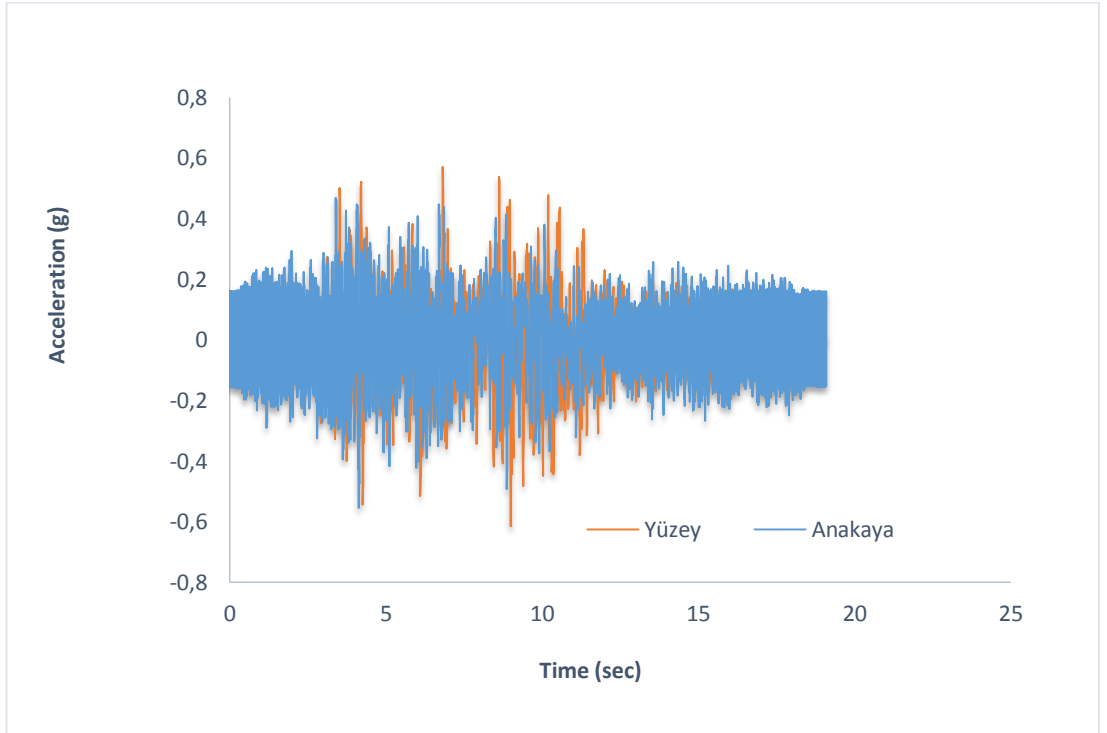
Şekil 6.104: Mammoth Lake Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



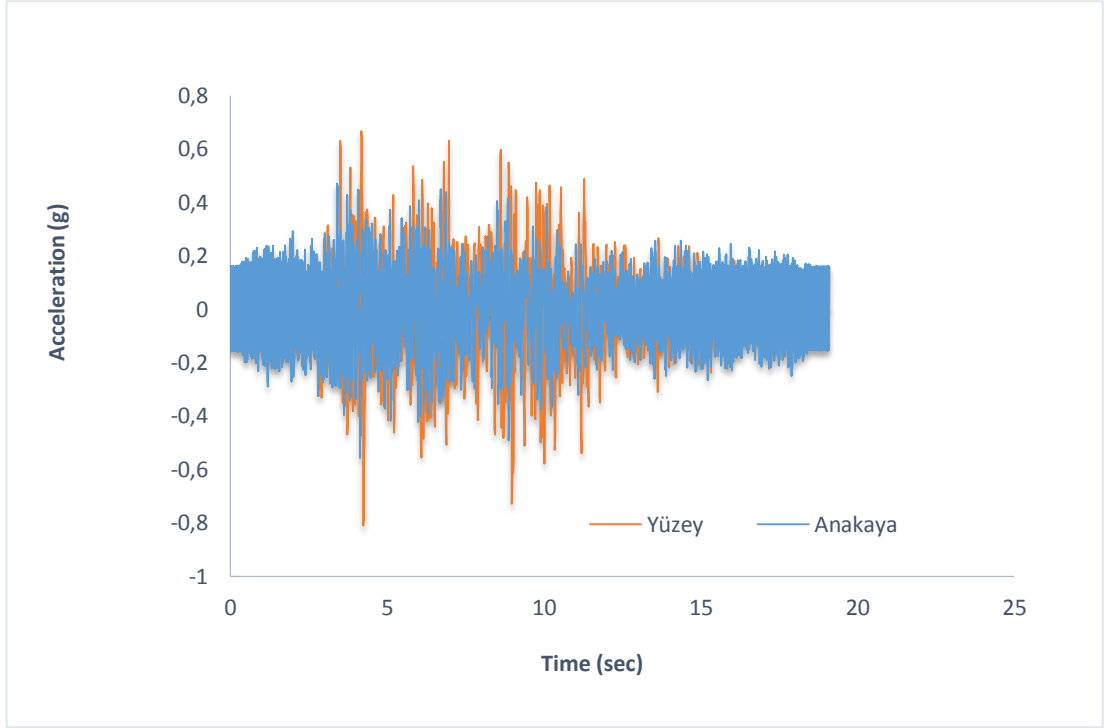
Şekil 6.105: Mammoth Lake Depremi kullanılarak Sk-22 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



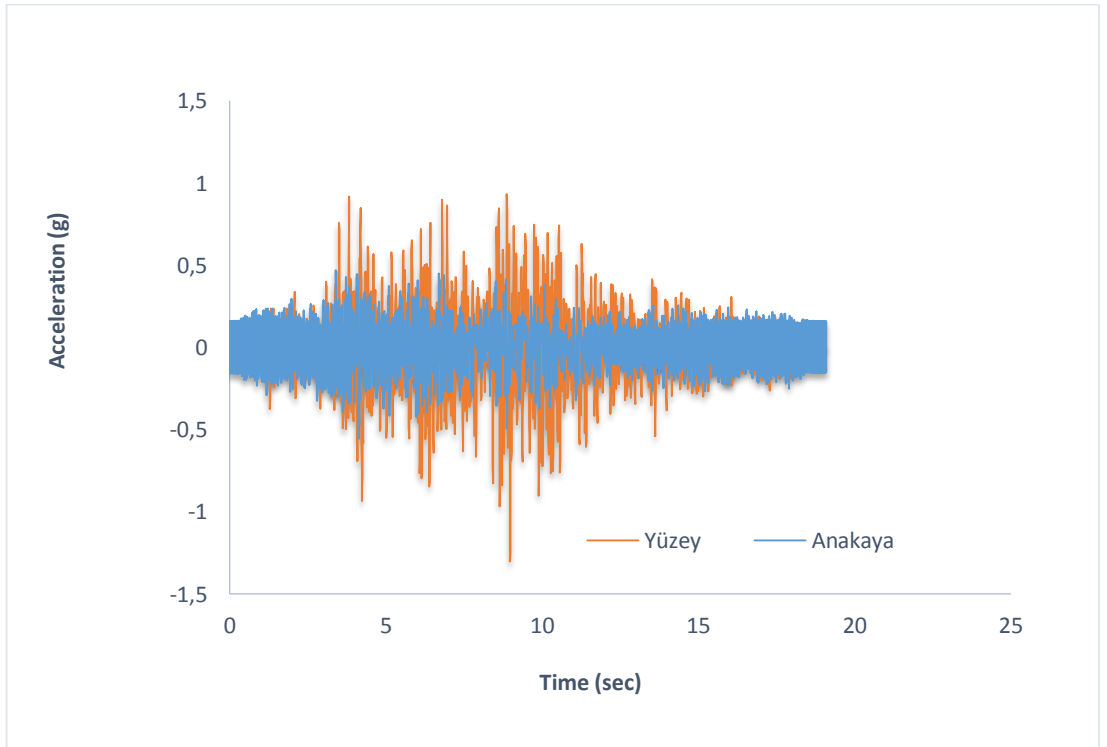
Şekil 6.106: Nahanni Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



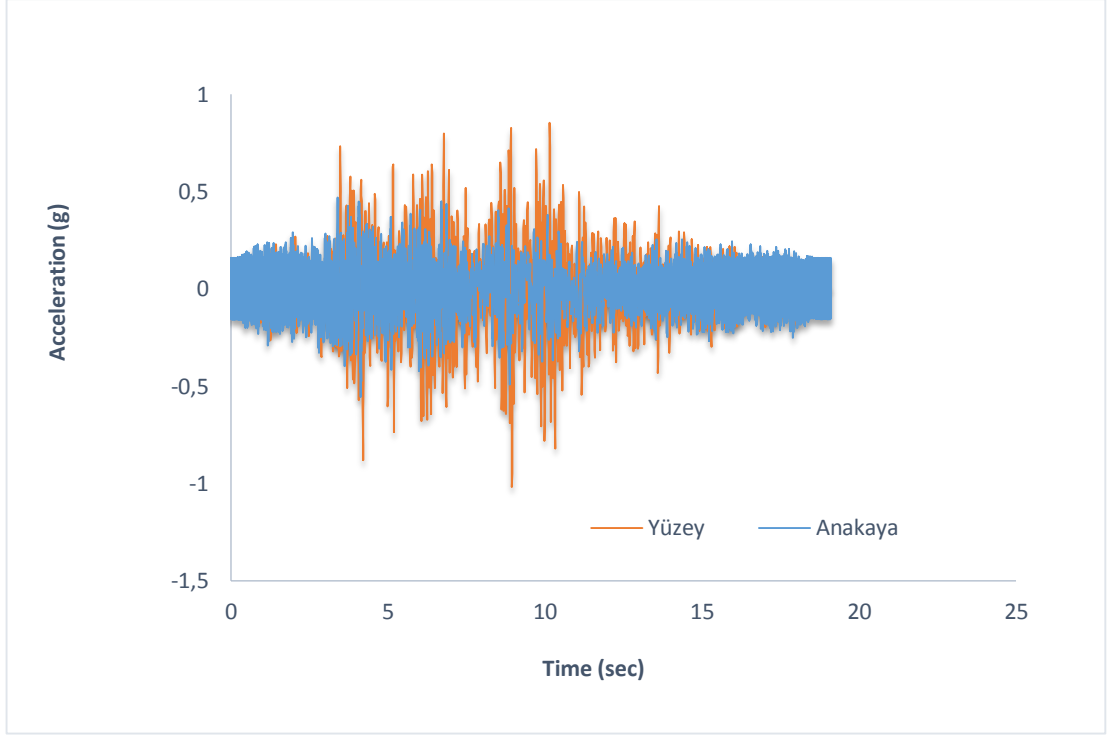
Şekil 6.107: Nahanni Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



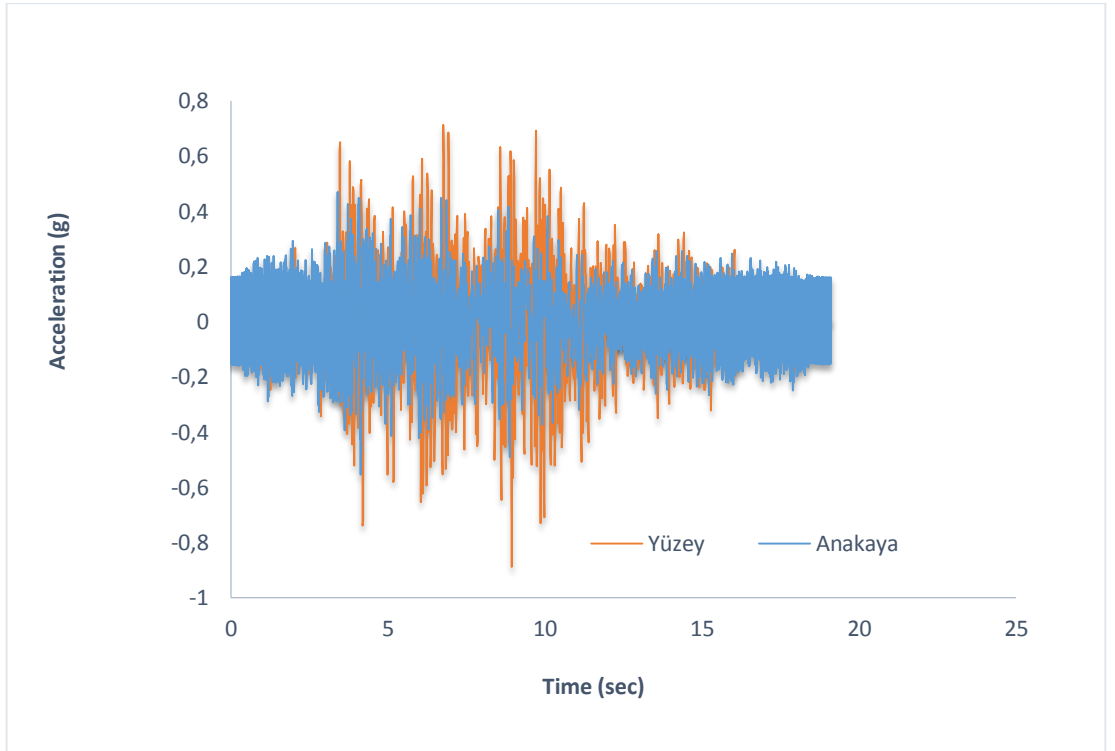
Şekil 6.108: Nahanni Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



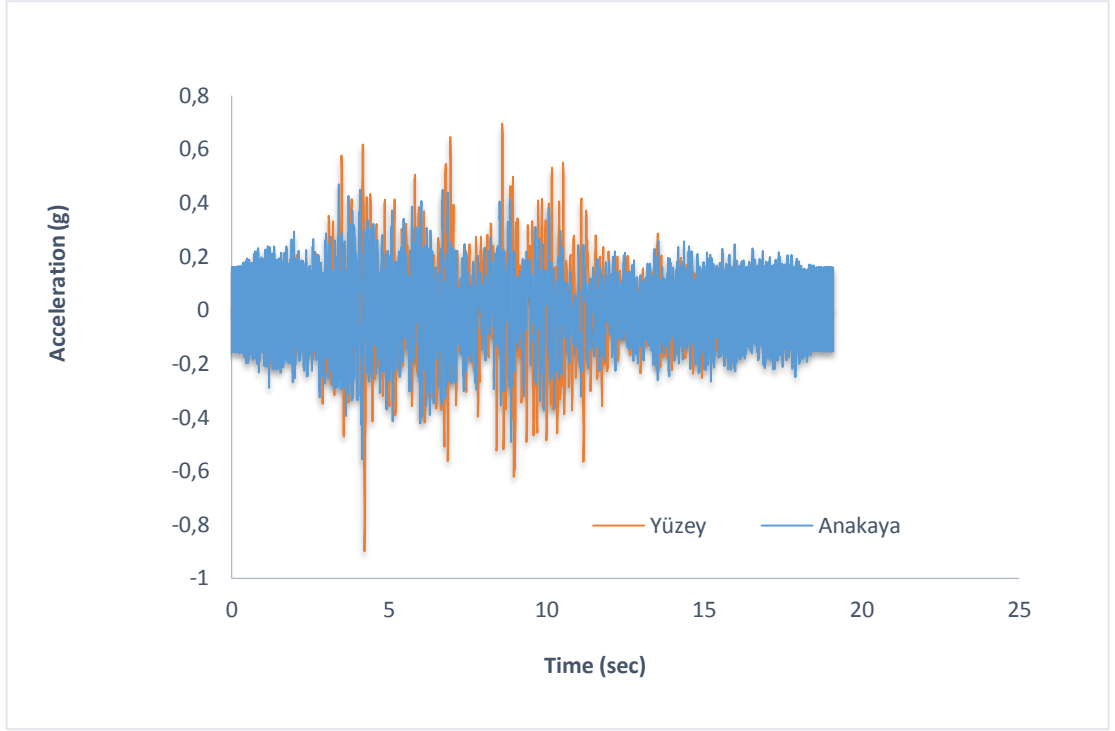
Şekil 6.109: Nahanni Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



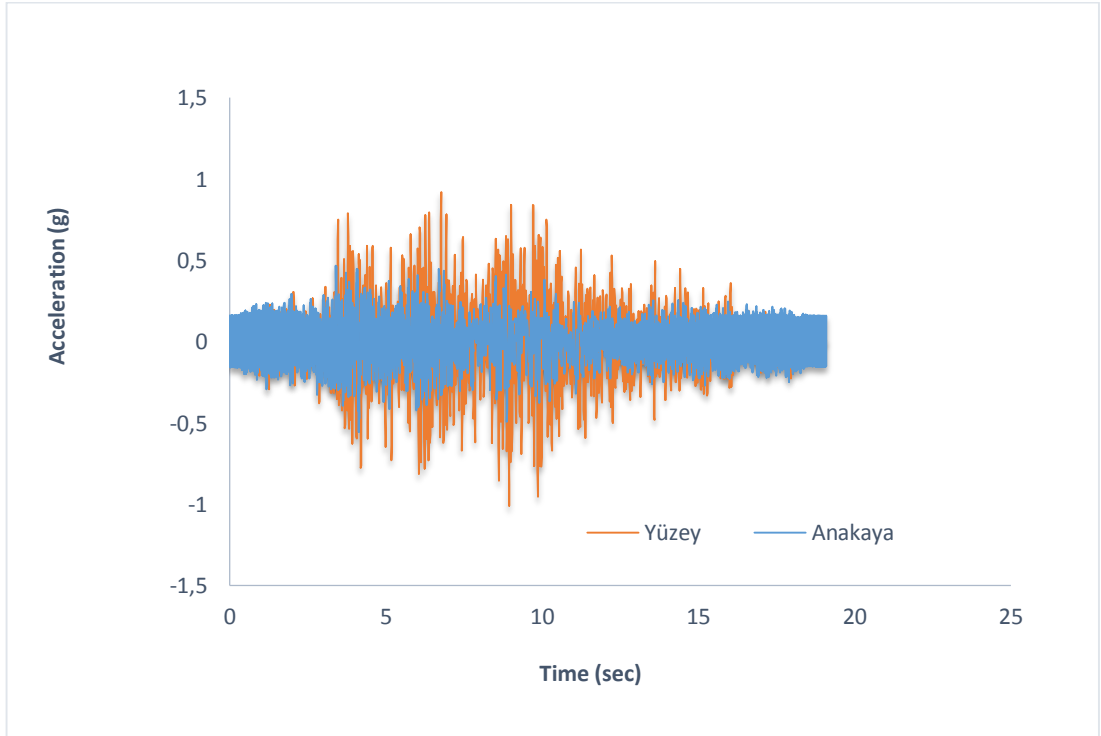
Şekil 6.110: Nahanni Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



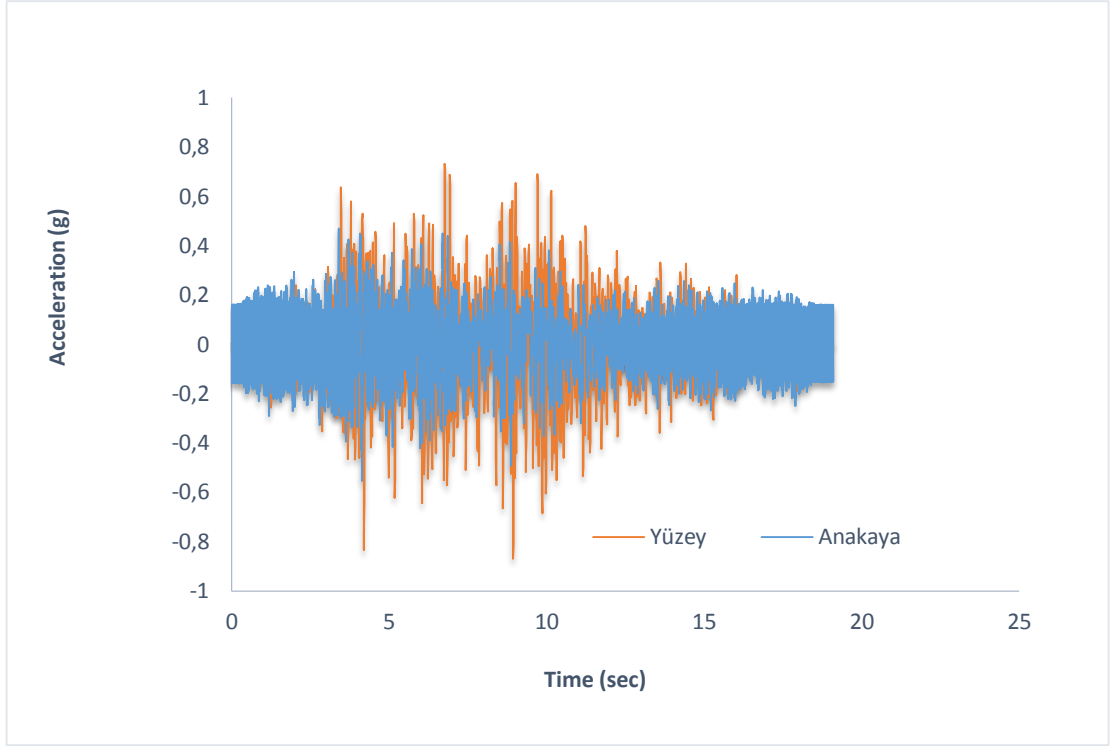
Şekil 6.111: Nahanni Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



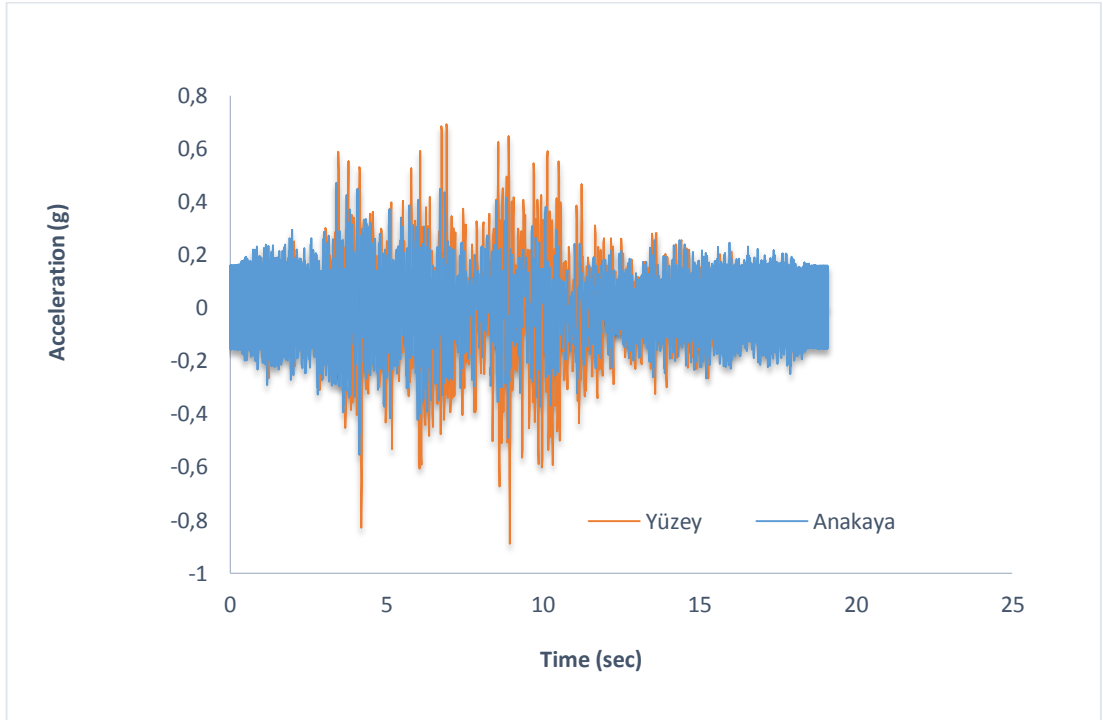
Şekil 6.112: Nahanni Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



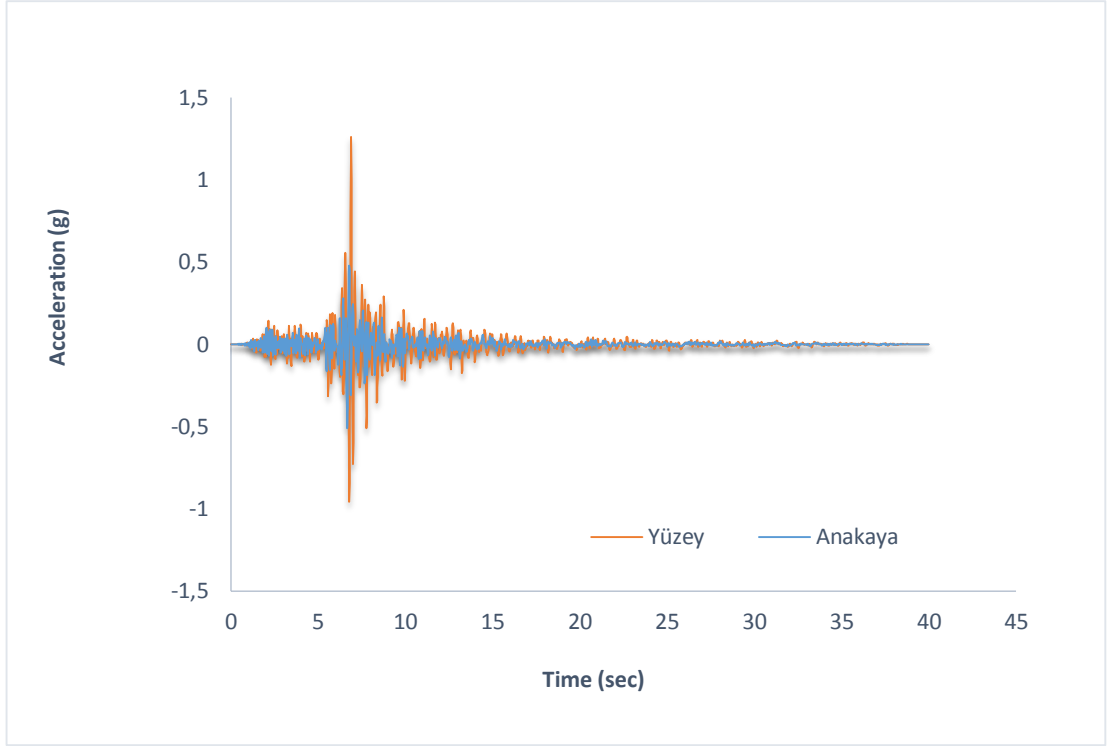
Şekil 6.113: Nahanni Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



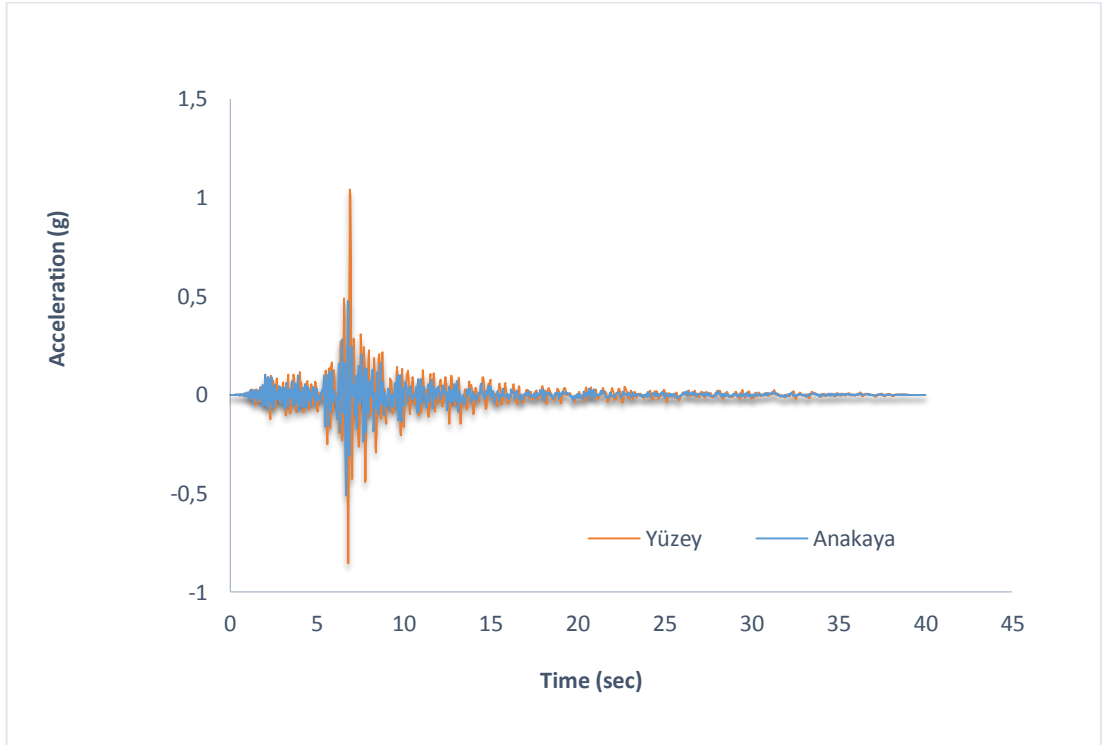
Şekil 6.114: Nahanni Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



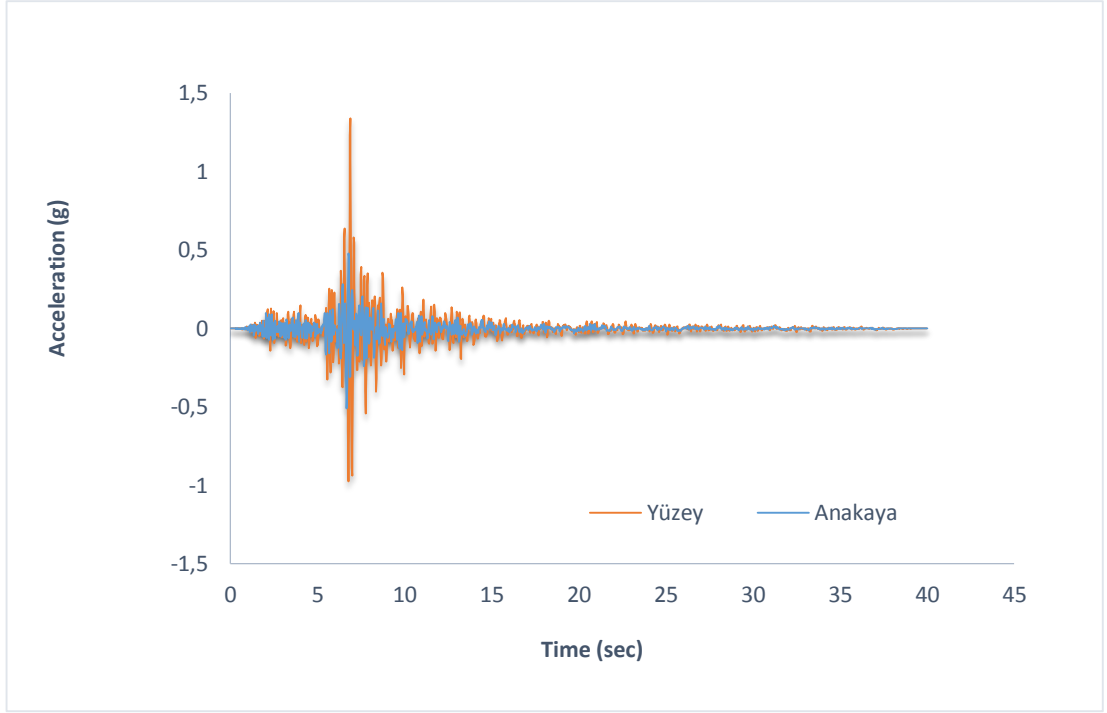
Şekil 6.115: Nahanni Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



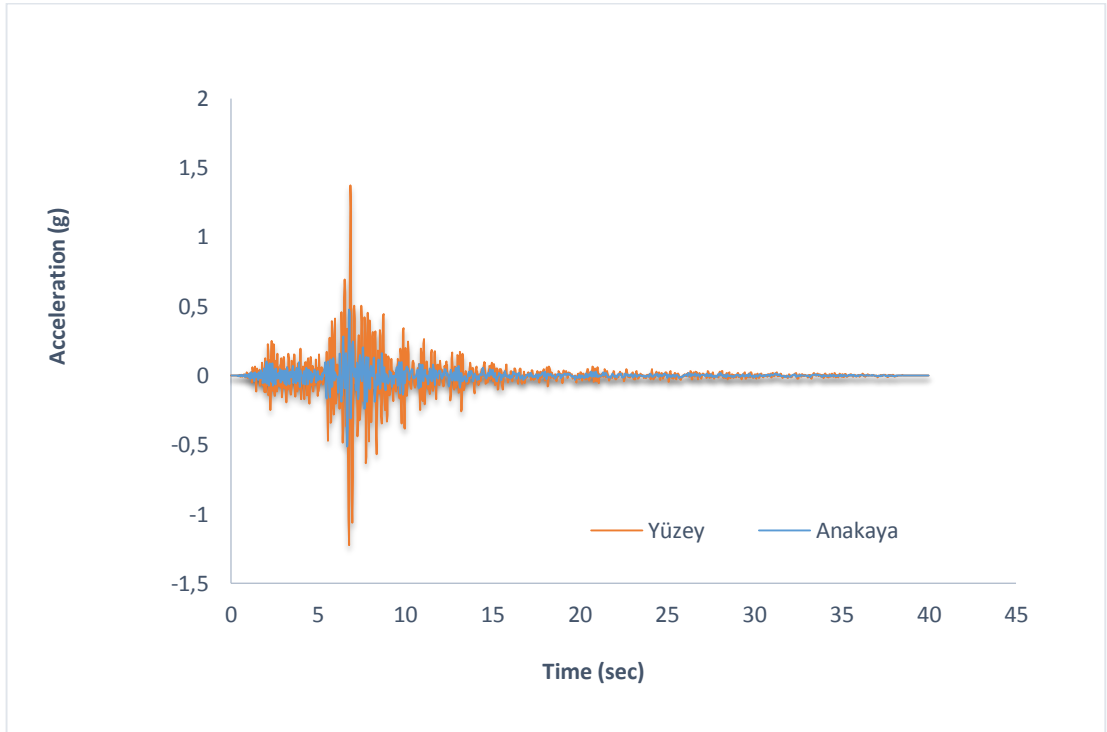
Şekil 6.116:Northridge-1 Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



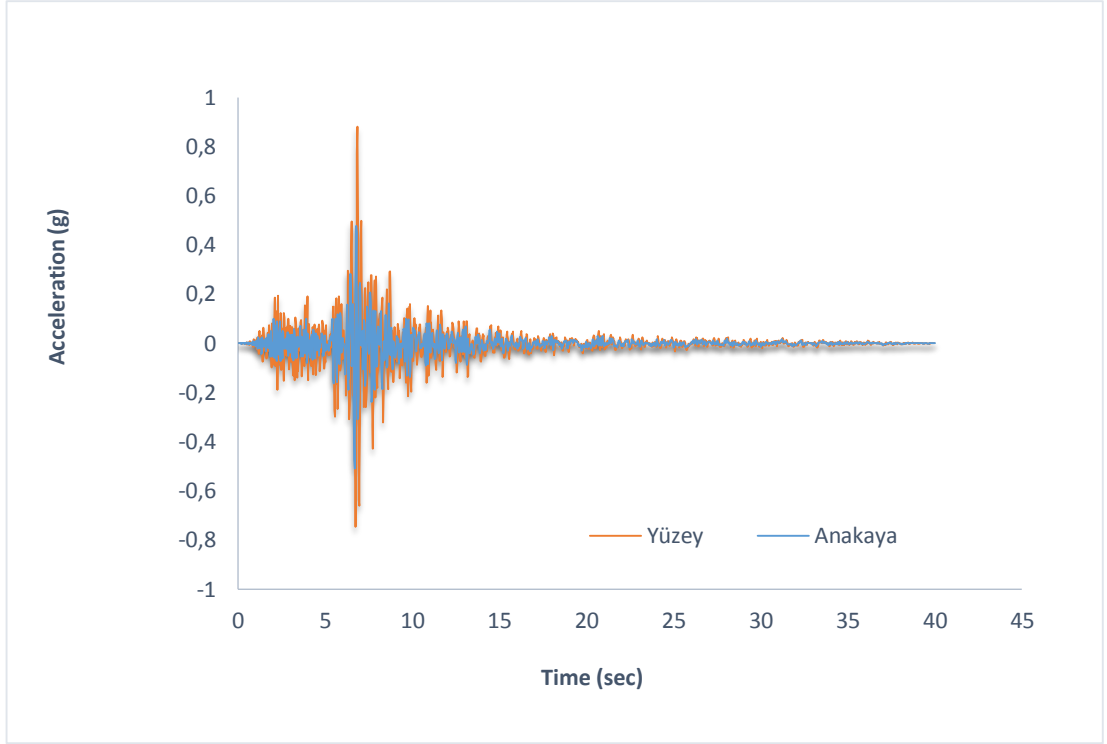
Şekil 6.117: Northridge-1 Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



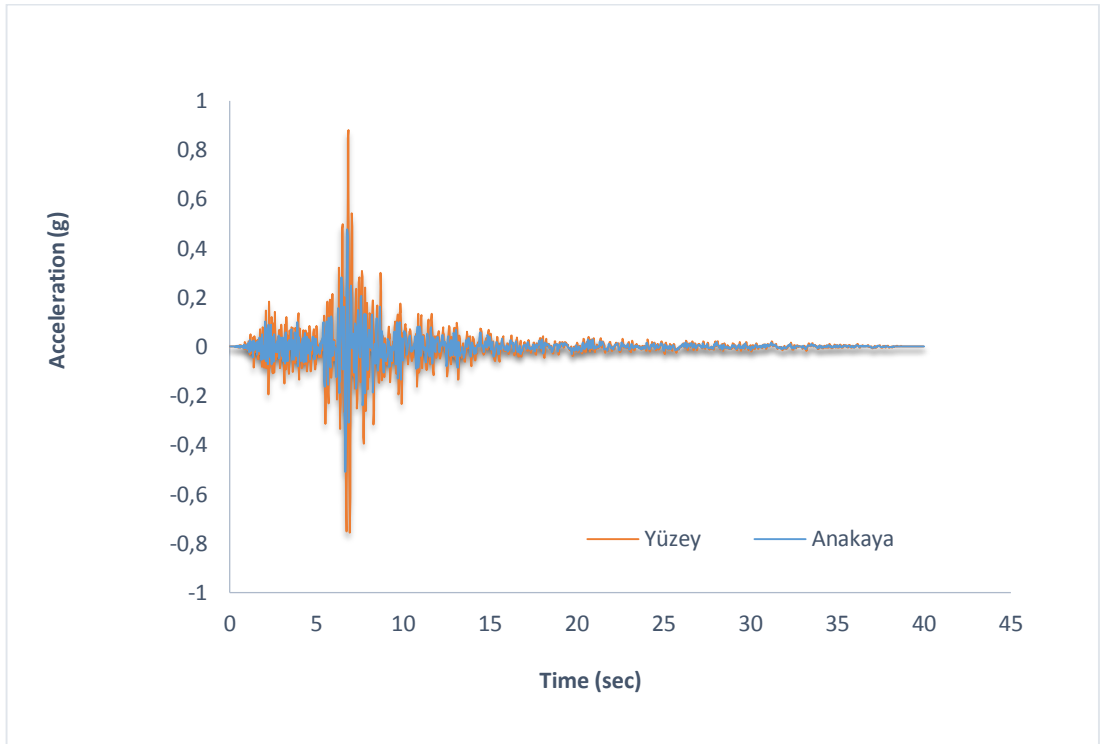
Şekil 6.118: Northridge-1 Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



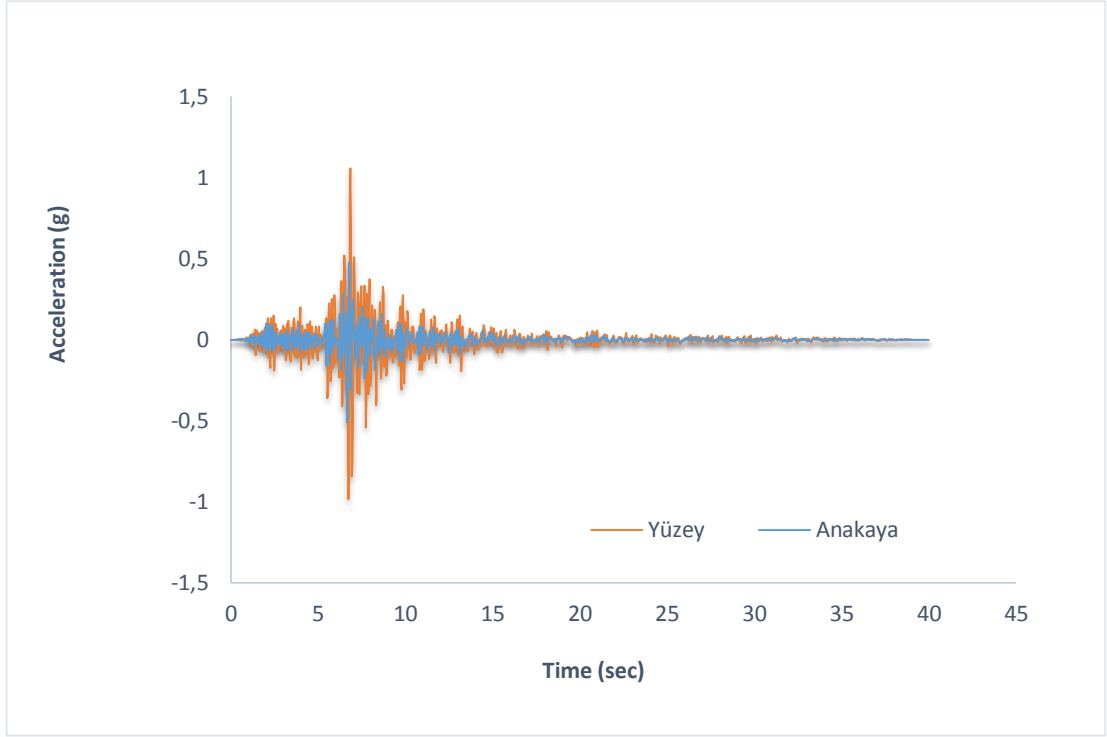
Şekil 6.119: Northridge-1 Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



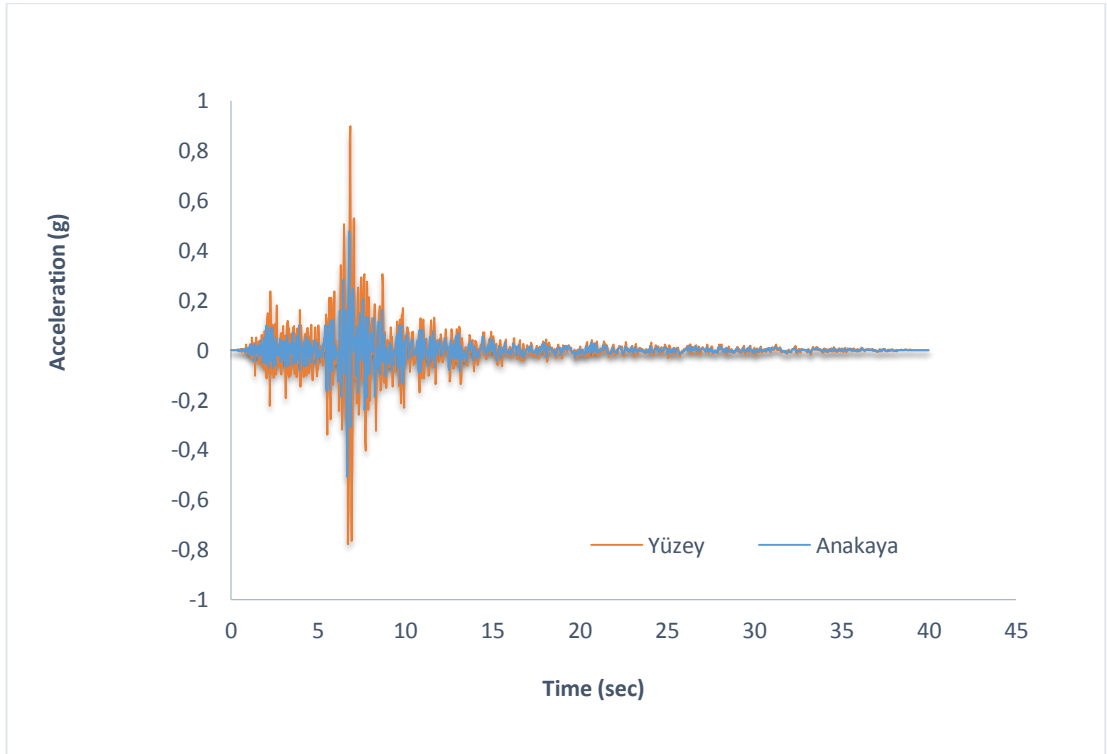
Şekil 6.120: Northridge-1 Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



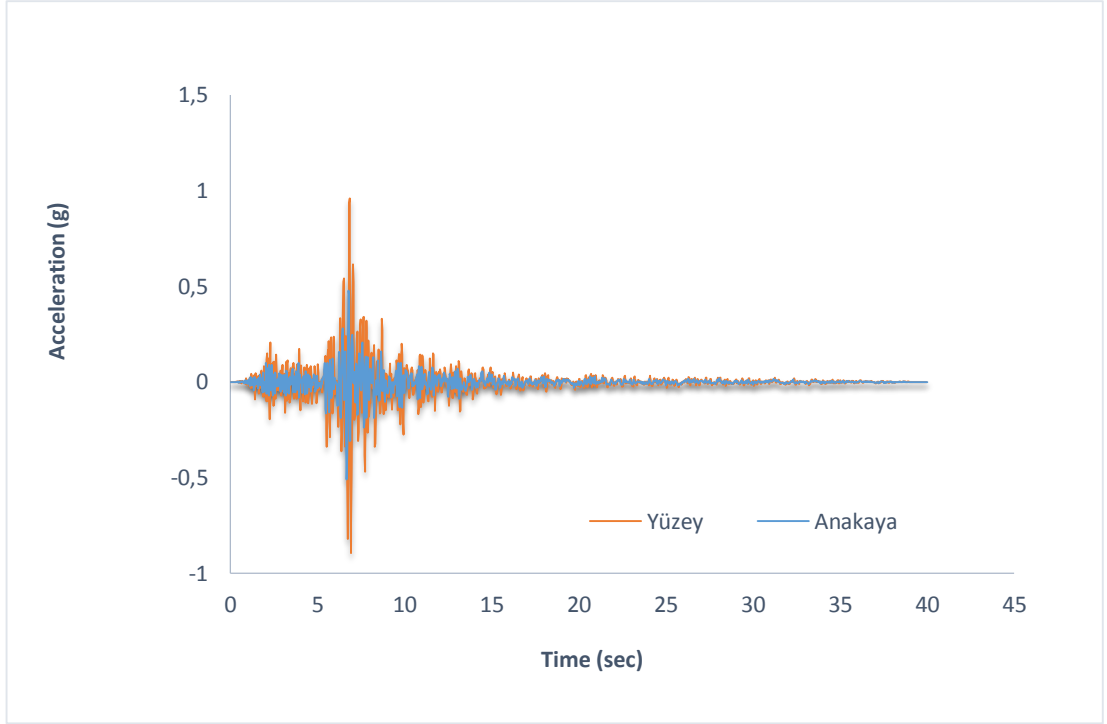
Şekil 6.121: Northridge-1 Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



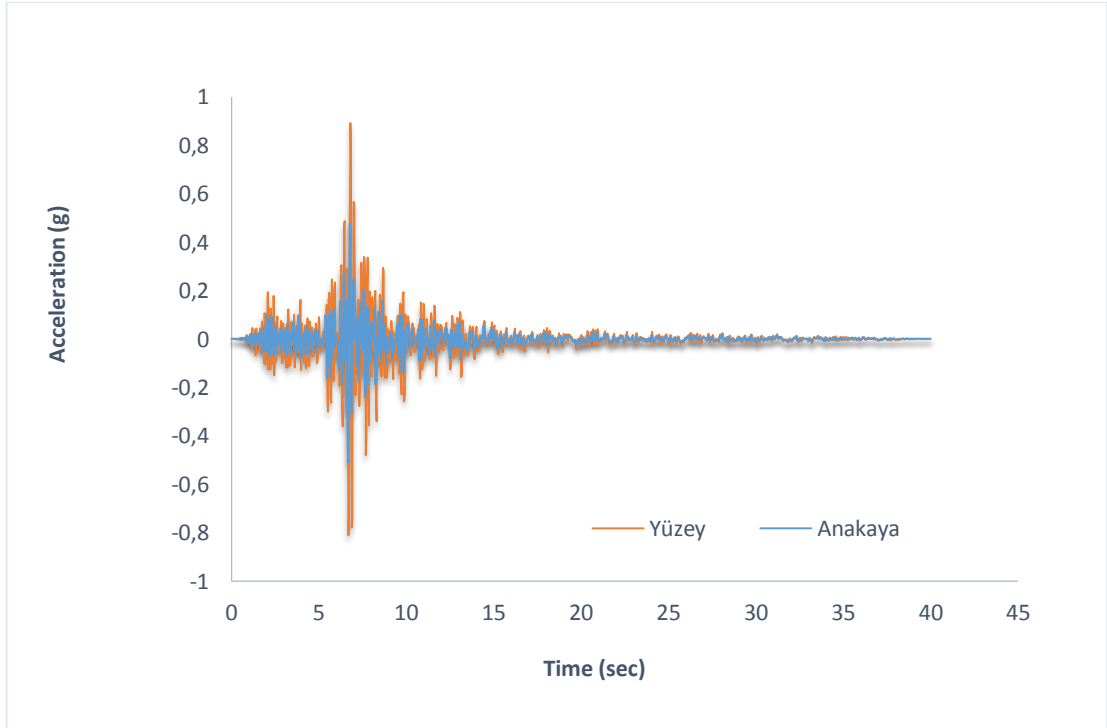
Şekil 6.122: Northridge-1 Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



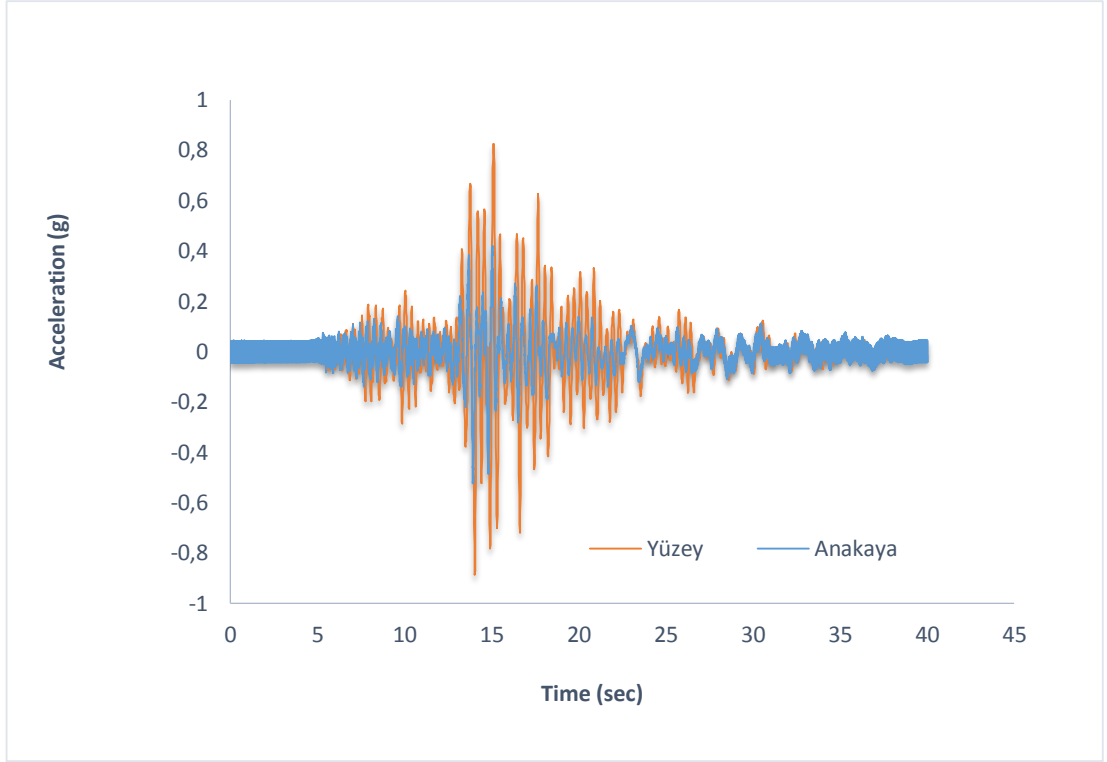
Şekil 6.123: Northridge-1 Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



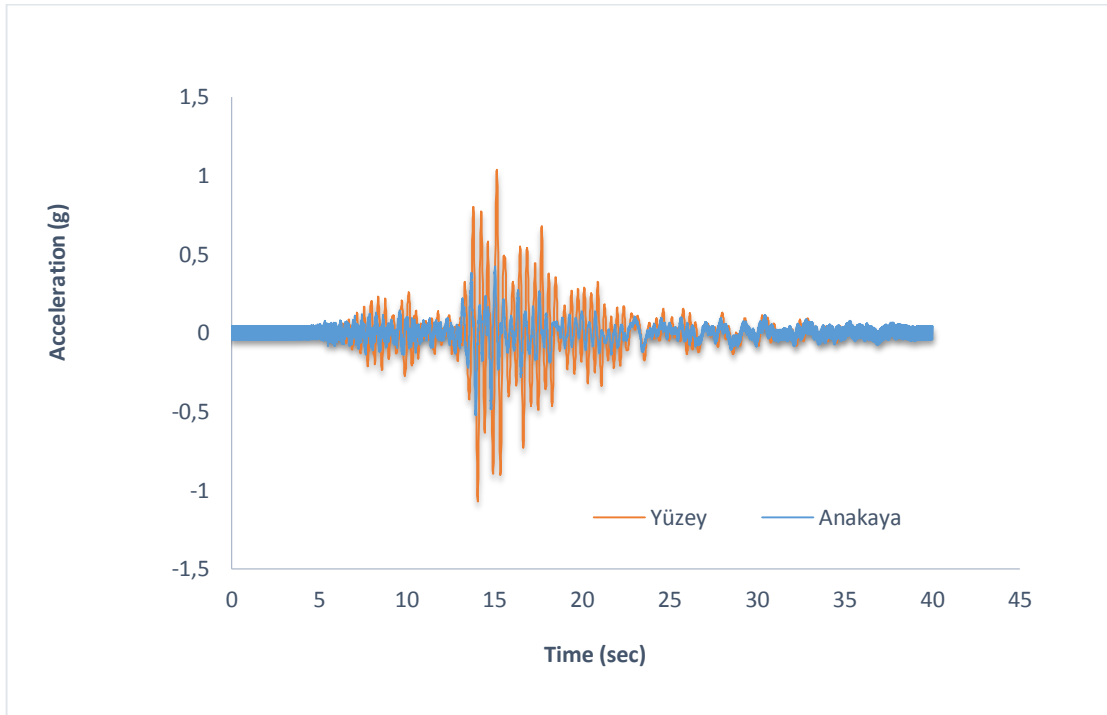
Şekil 6.124: Northridge-1 Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



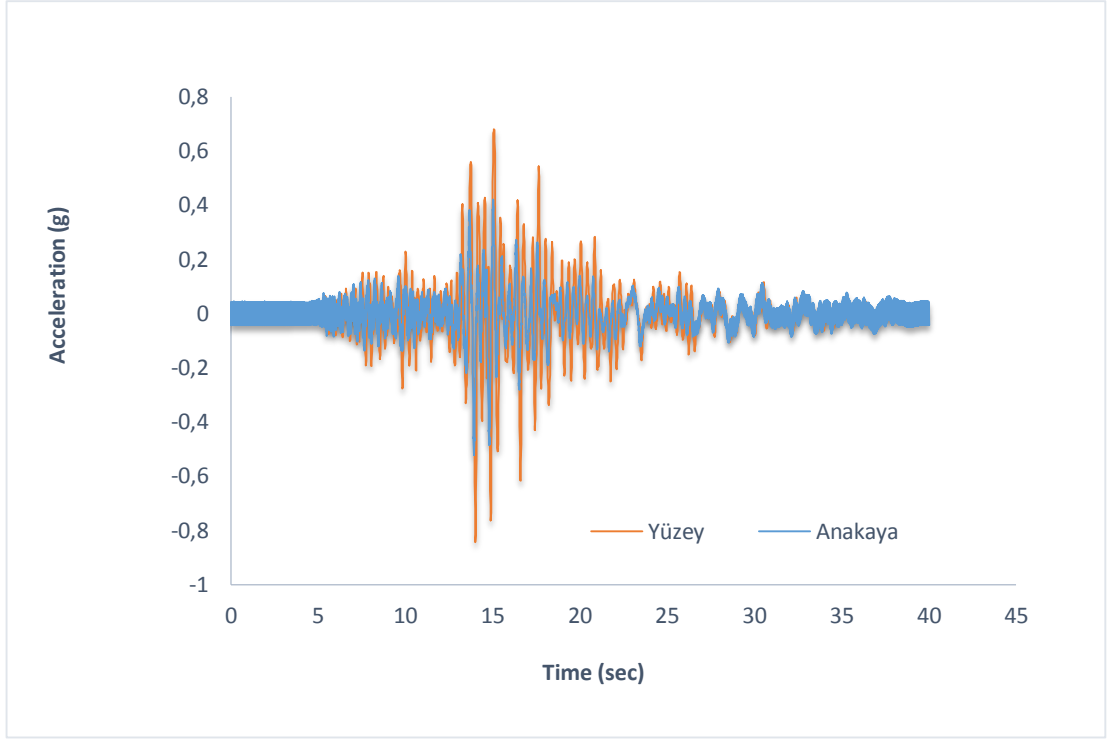
Şekil 6.125: Northridge-1 Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



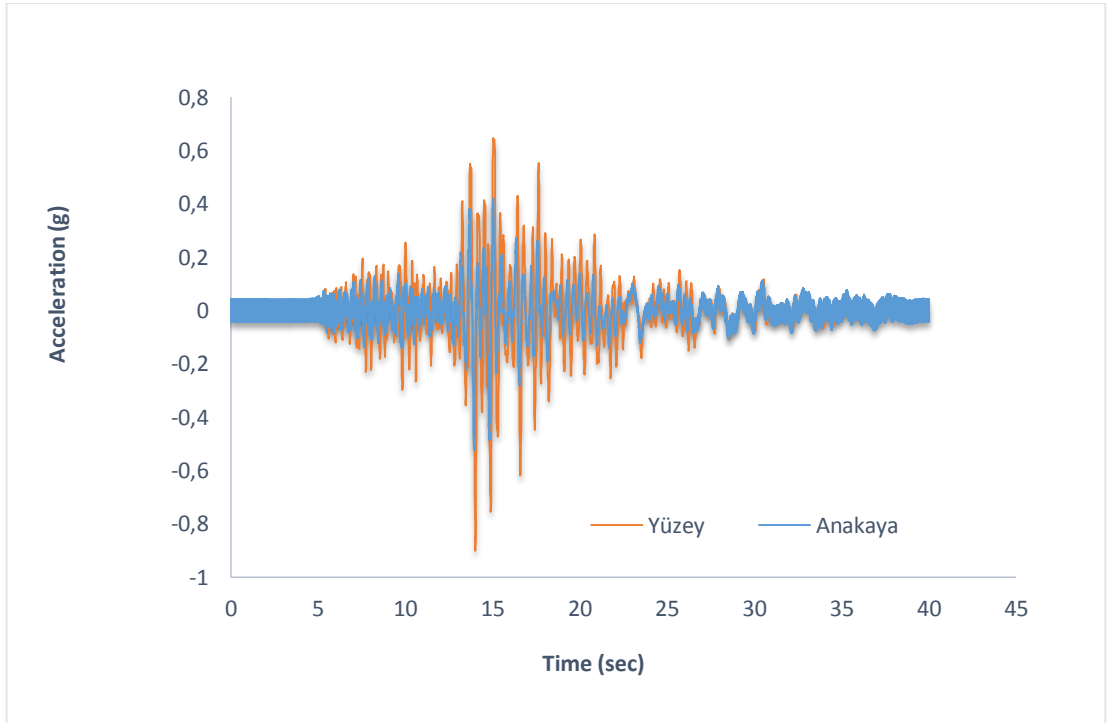
Şekil 6.126: Northridge-2 Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



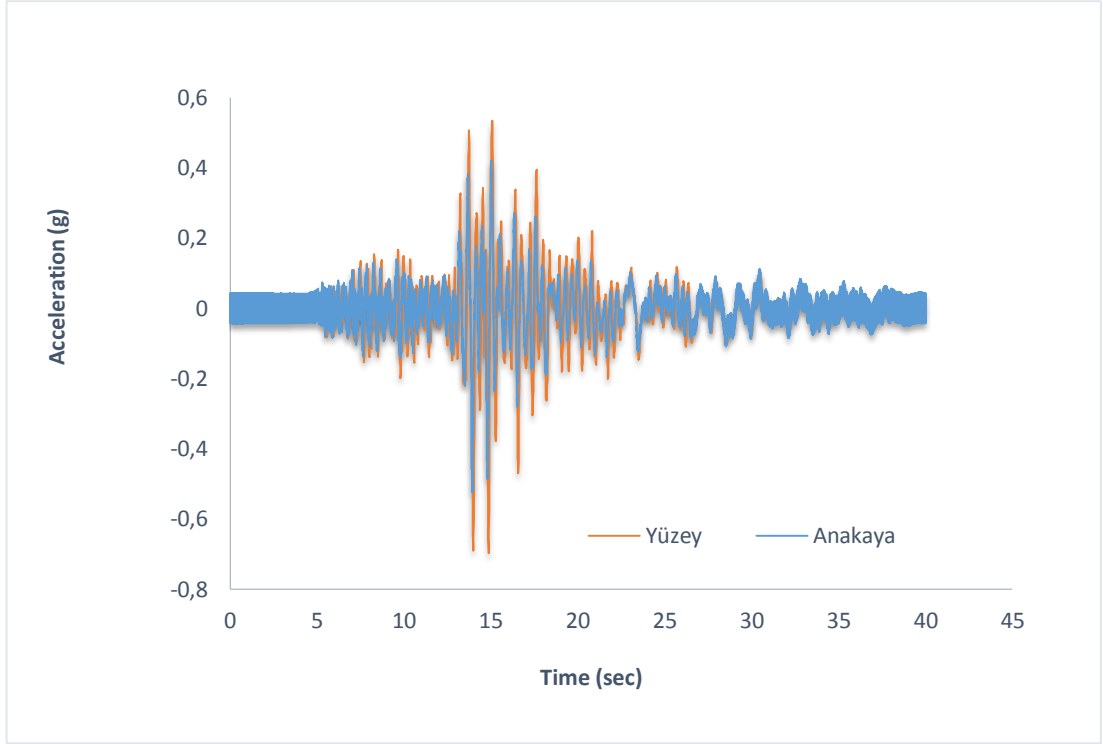
Şekil 6.127: Northridge-2 Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



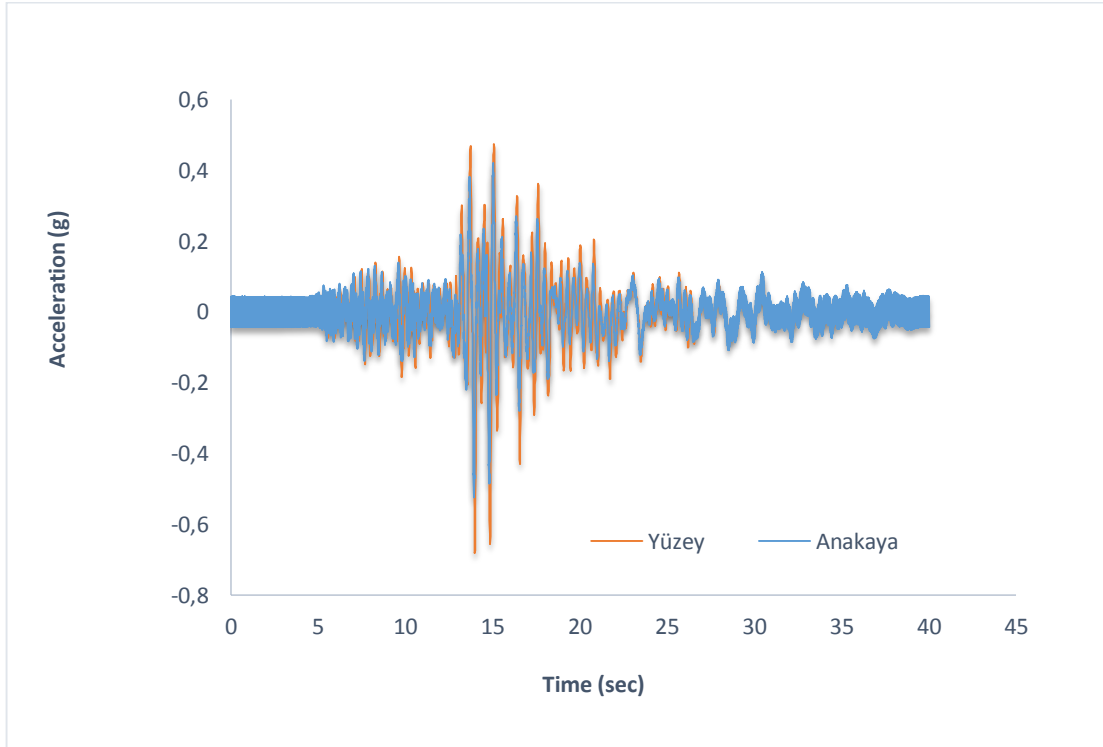
Şekil 6.128: Northridge-2 Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



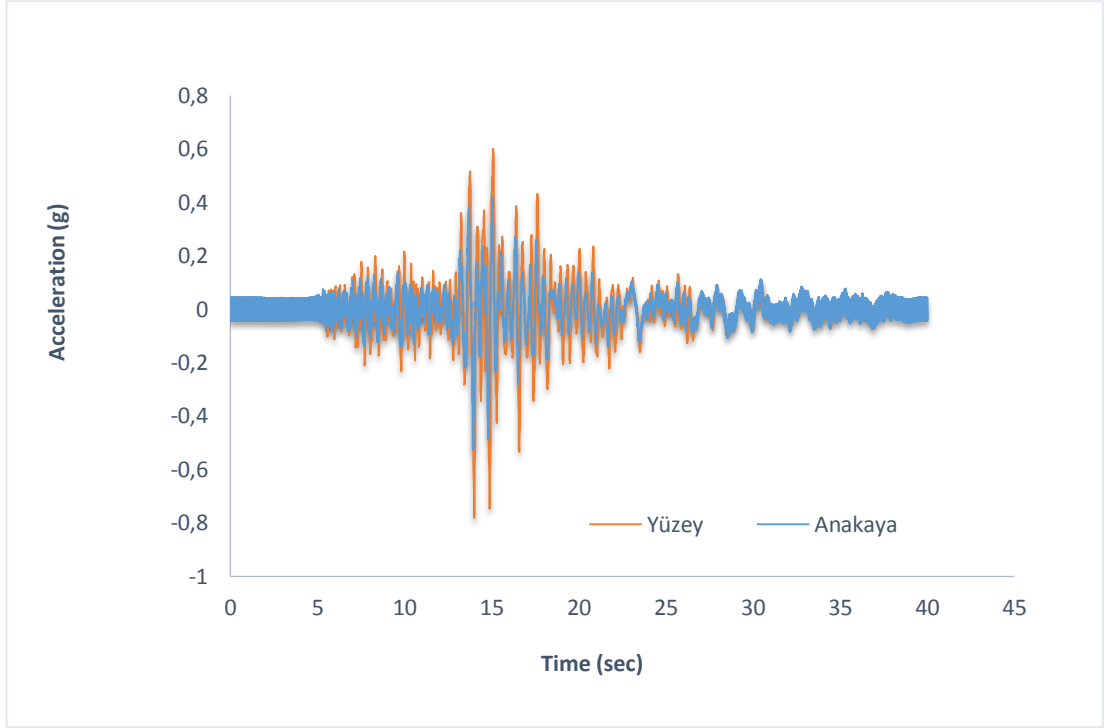
Şekil 6.129: Northridge-2 Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



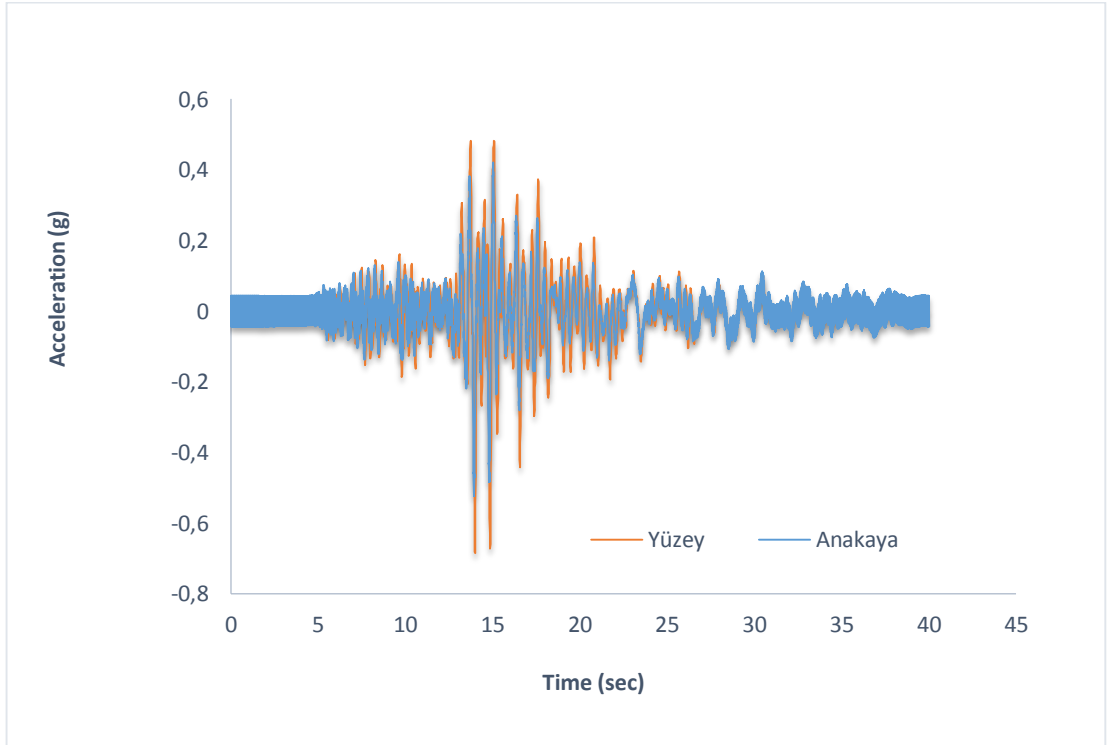
Şekil 6.130: Northridge-2 Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



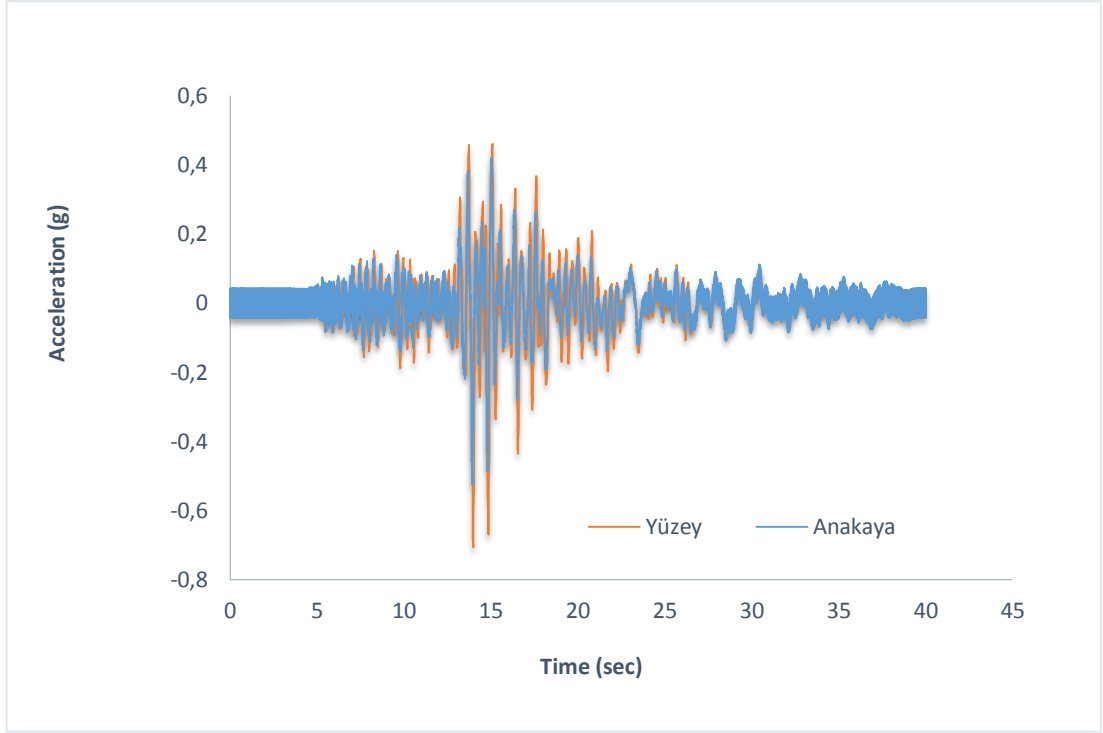
Şekil 6.131: Northridge-2 Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



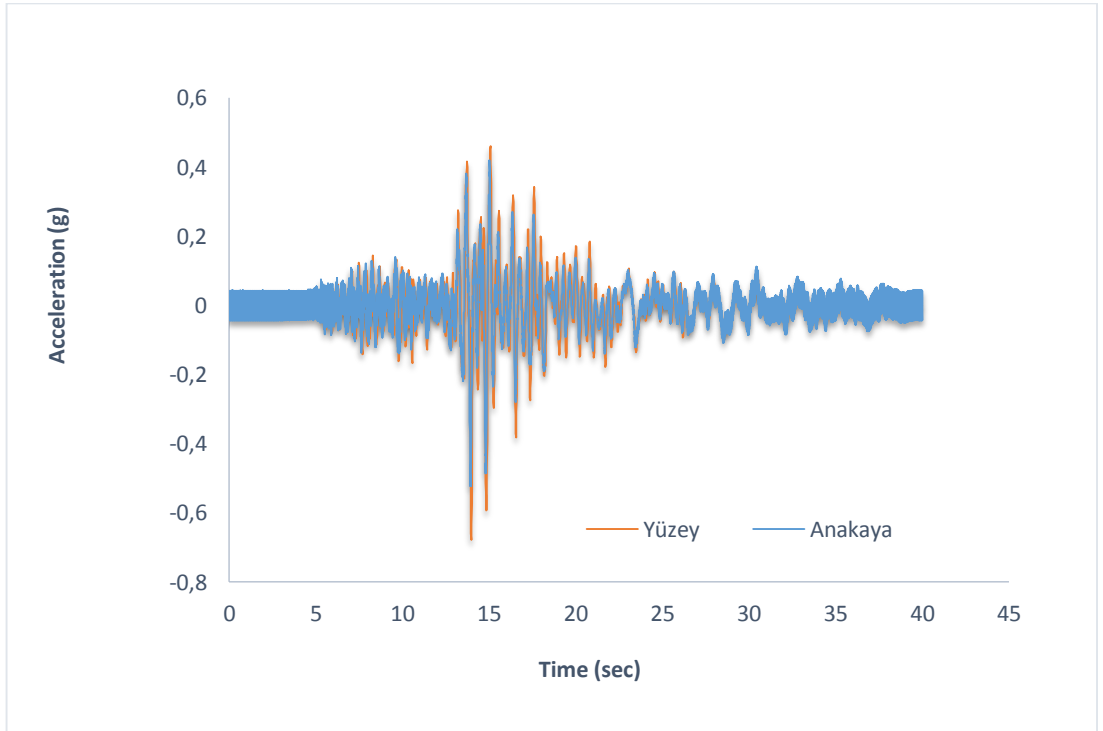
Şekil 6.132: Northridge-2 Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



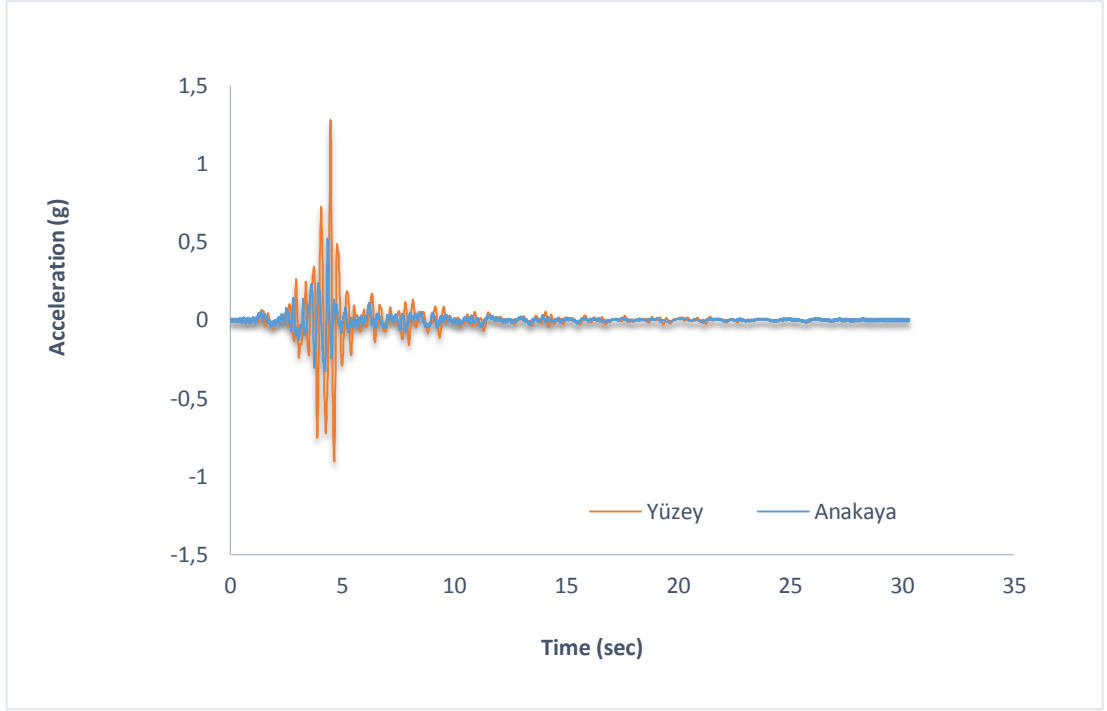
Şekil 6.133: Northridge-2 Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



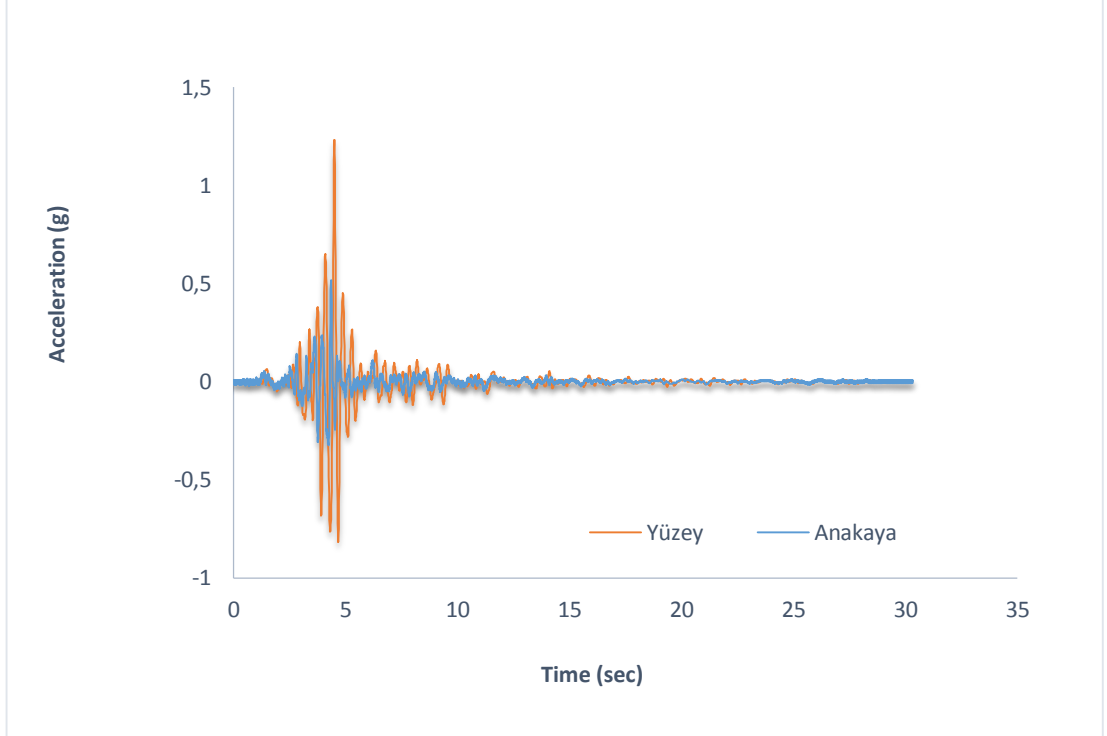
Şekil 6.134: Northridge-2 Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



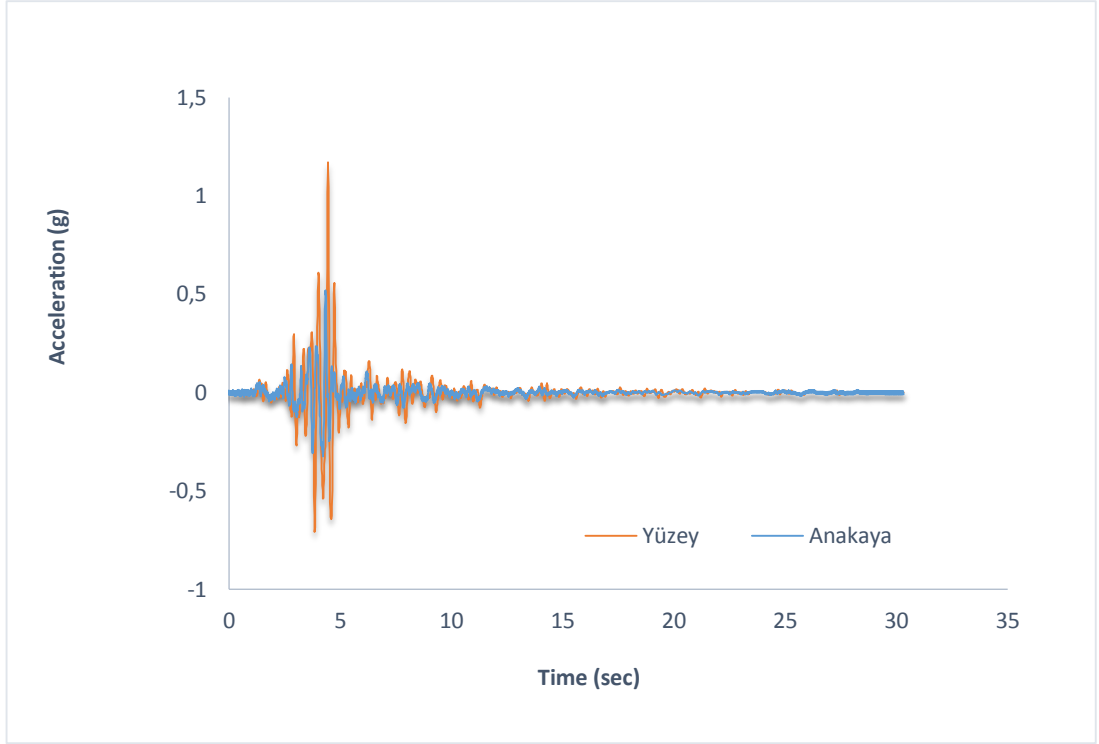
Şekil 6.135: Northridge-2 Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



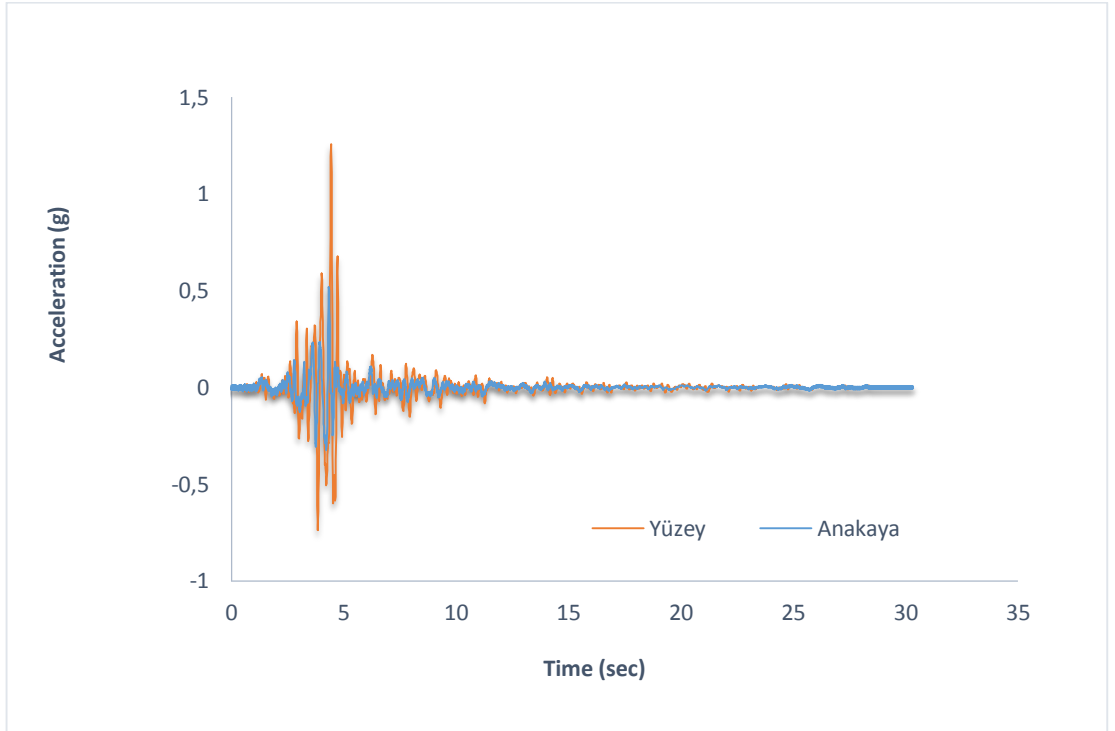
Şekil 6.136: Parkfield Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



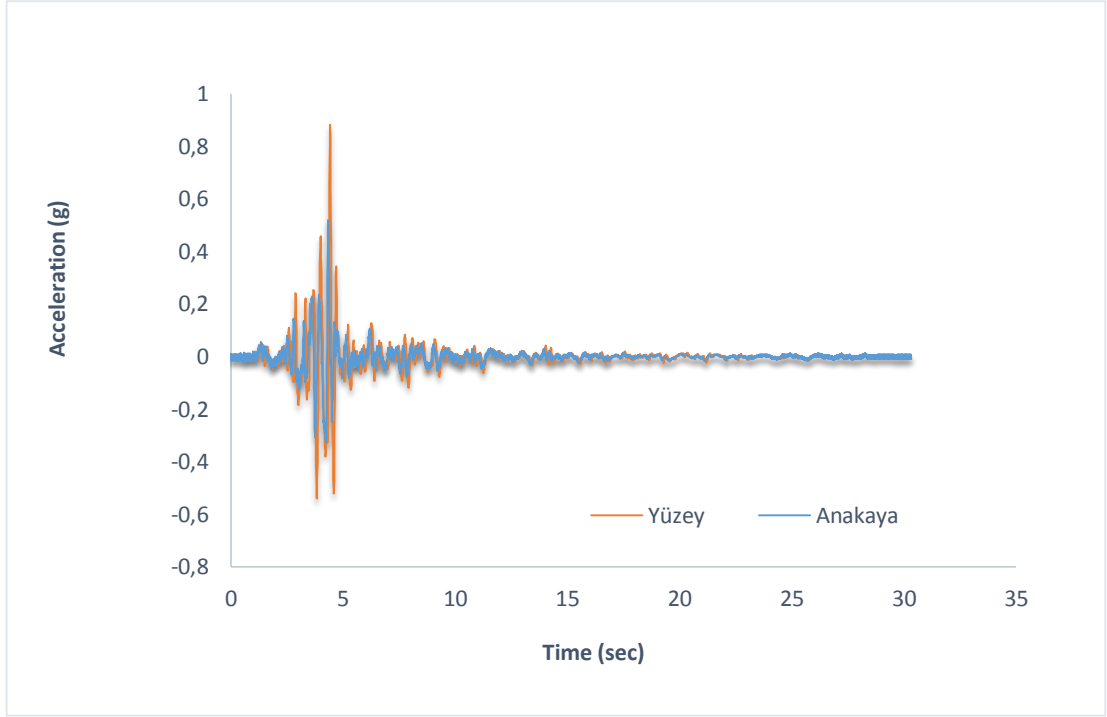
Şekil 6.137: Parkfield Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



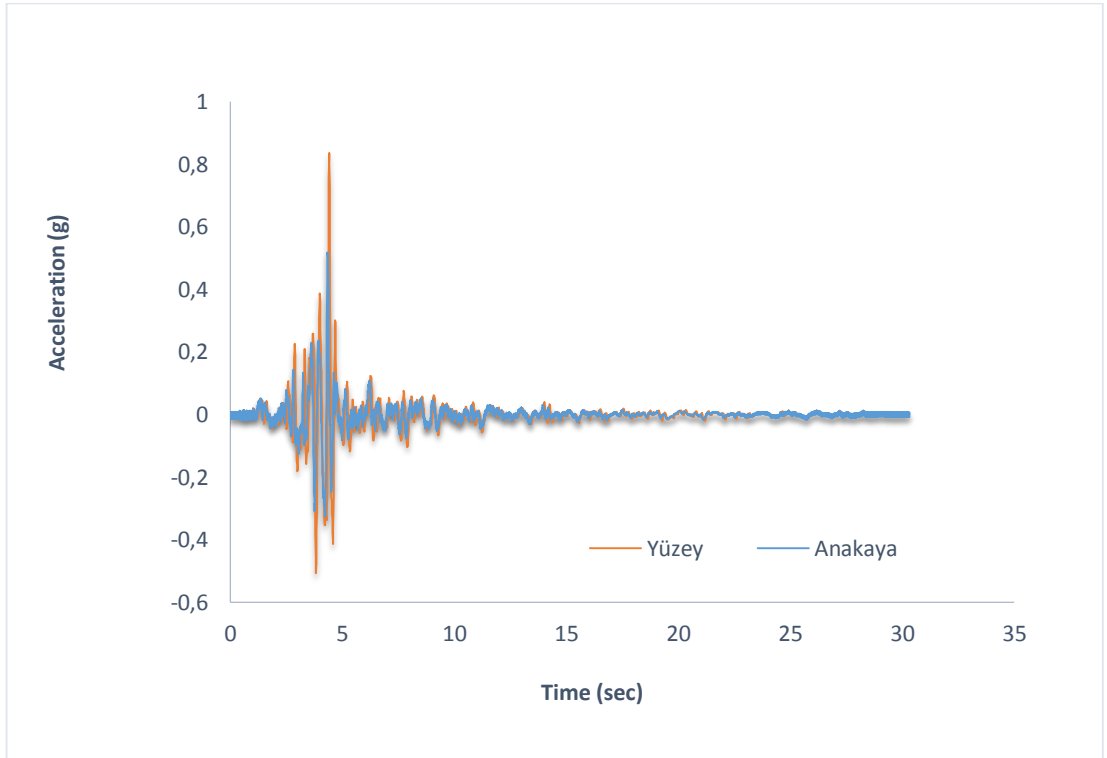
Şekil 6.138: Parkfield Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



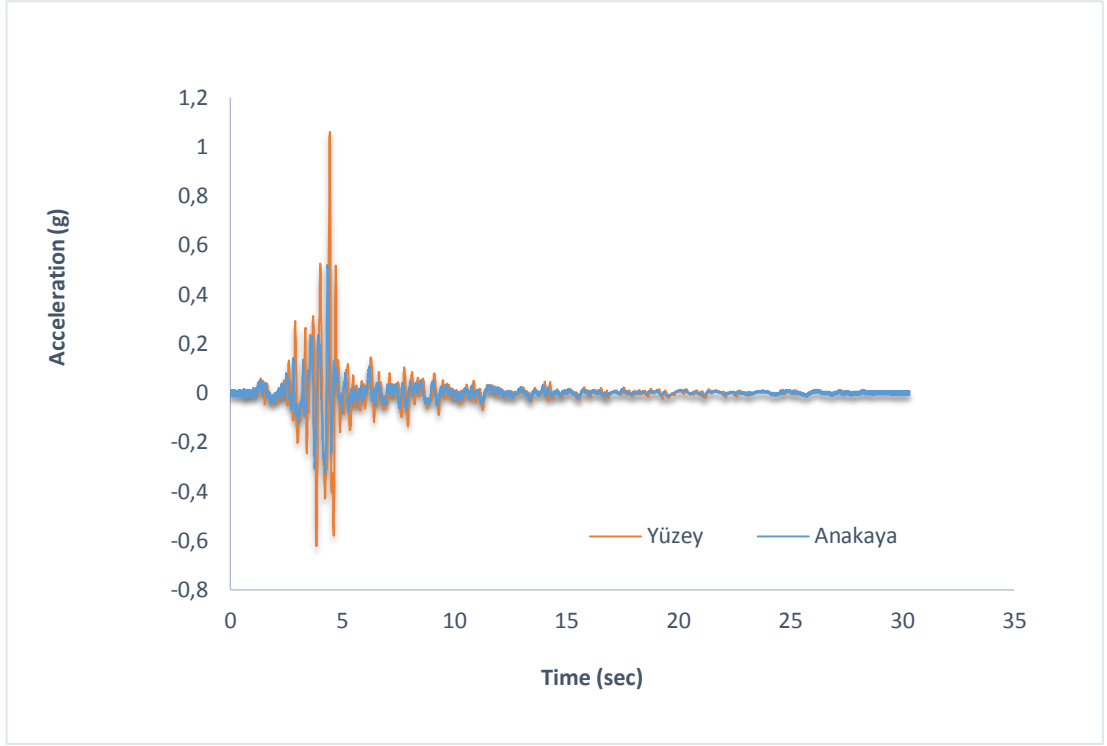
Şekil 6.139: Parkfield Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



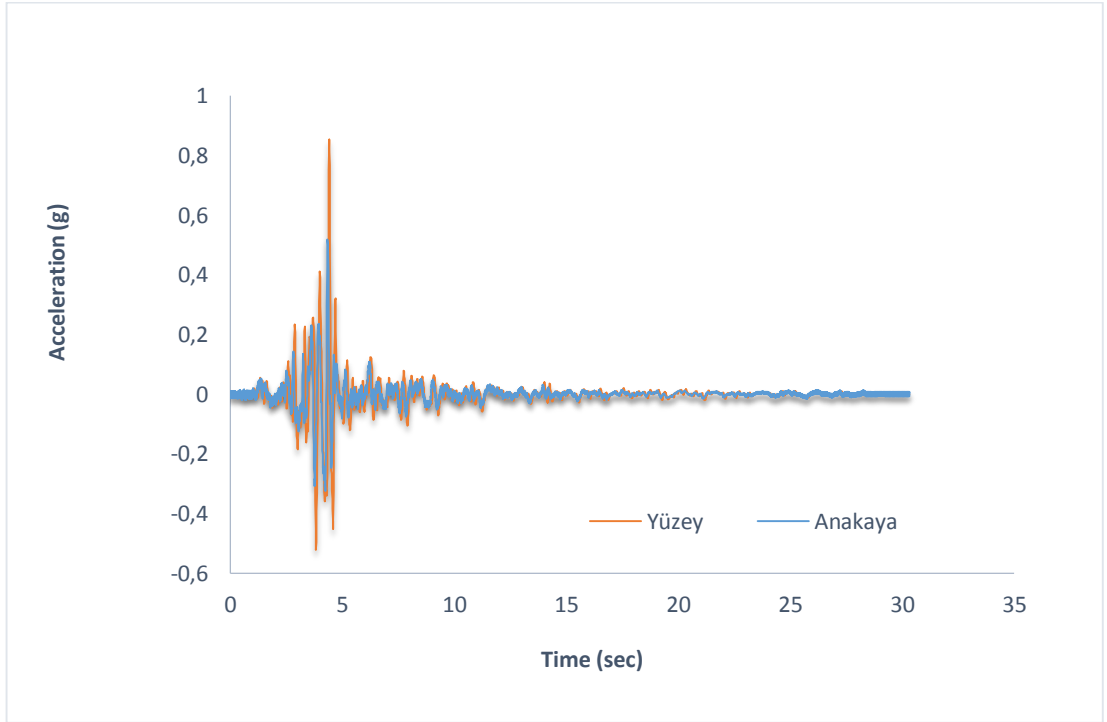
Şekil 6.140: Parkfield Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



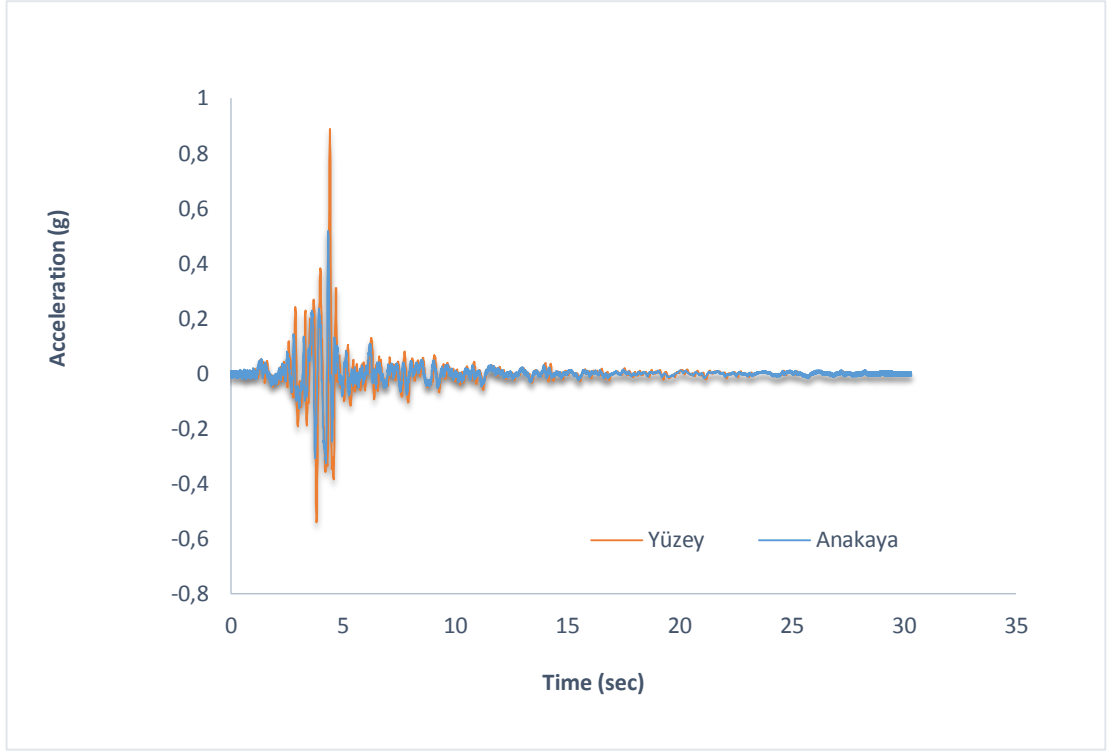
Şekil 6.141: Parkfield Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



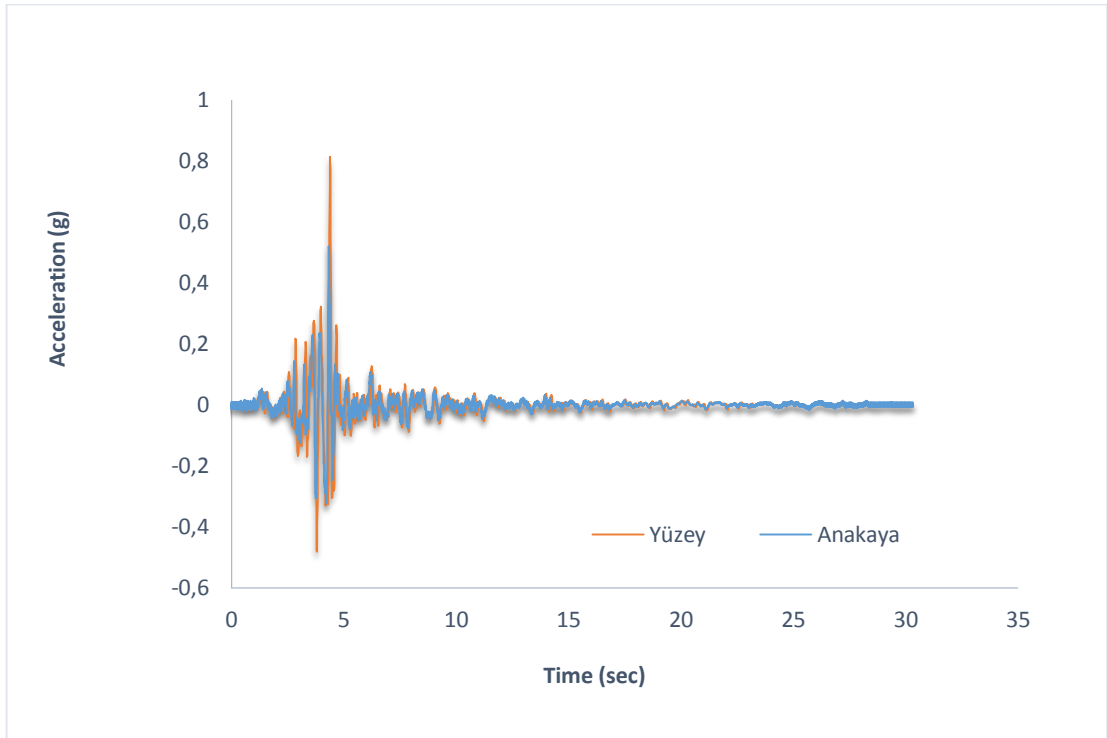
Şekil 6.142: Parkfield Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



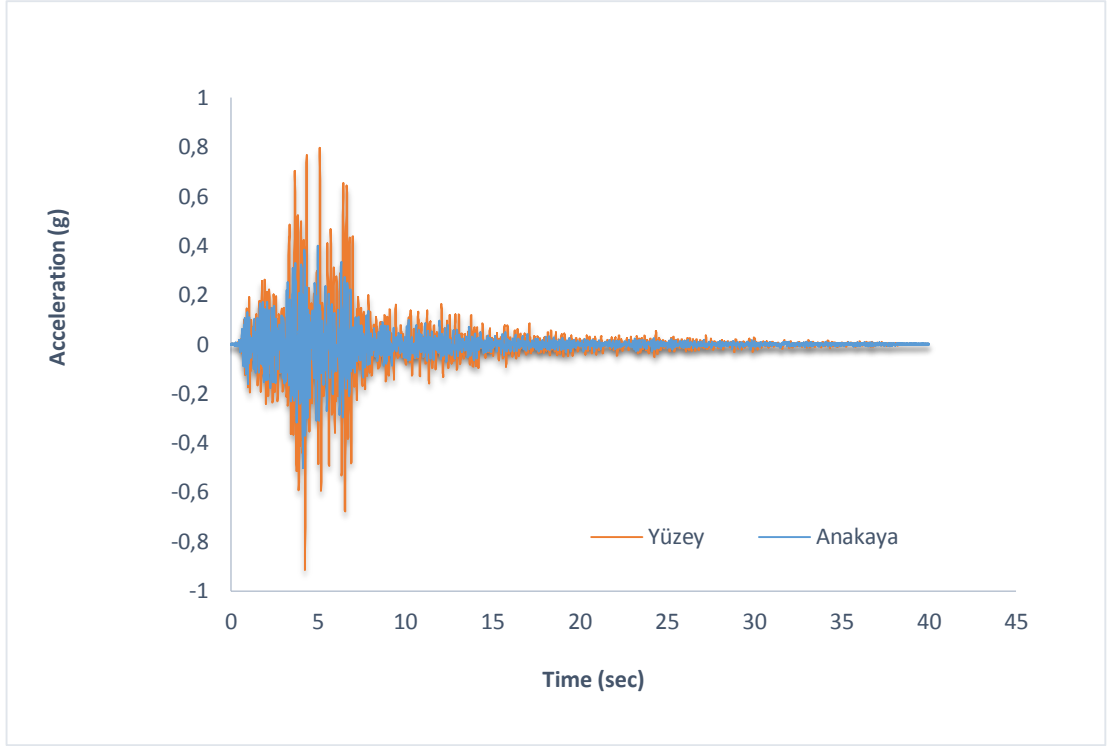
Şekil 6.143: Parkfield Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



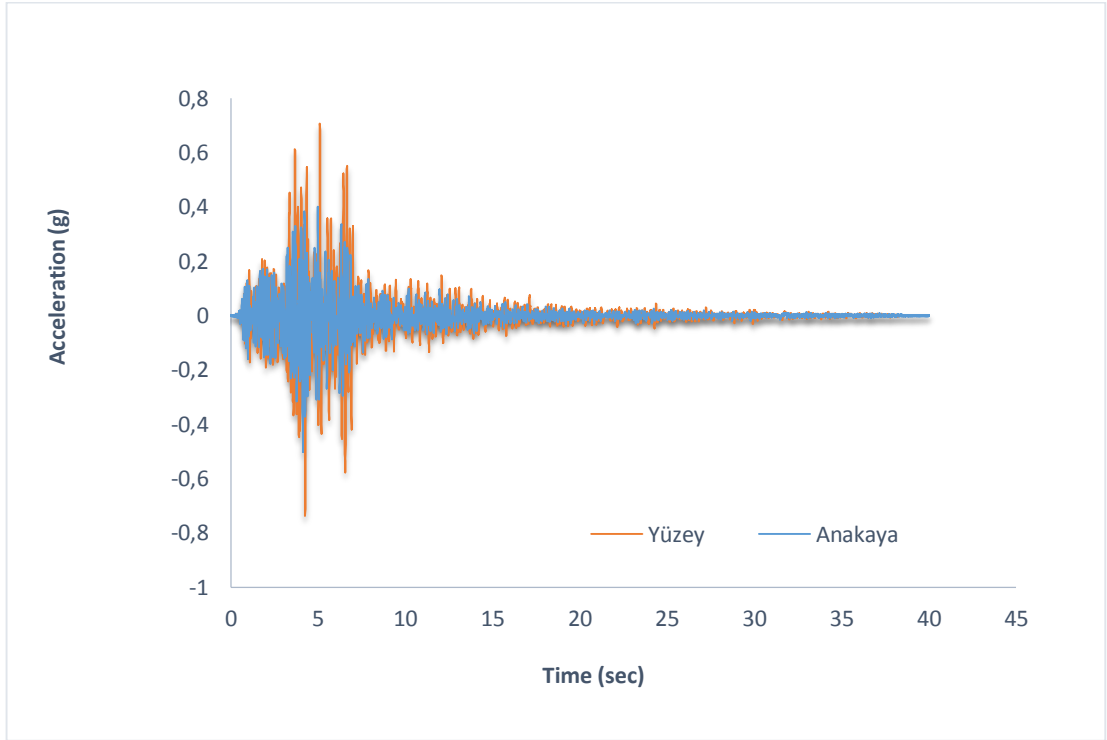
Şekil 6.144: Parkfield Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



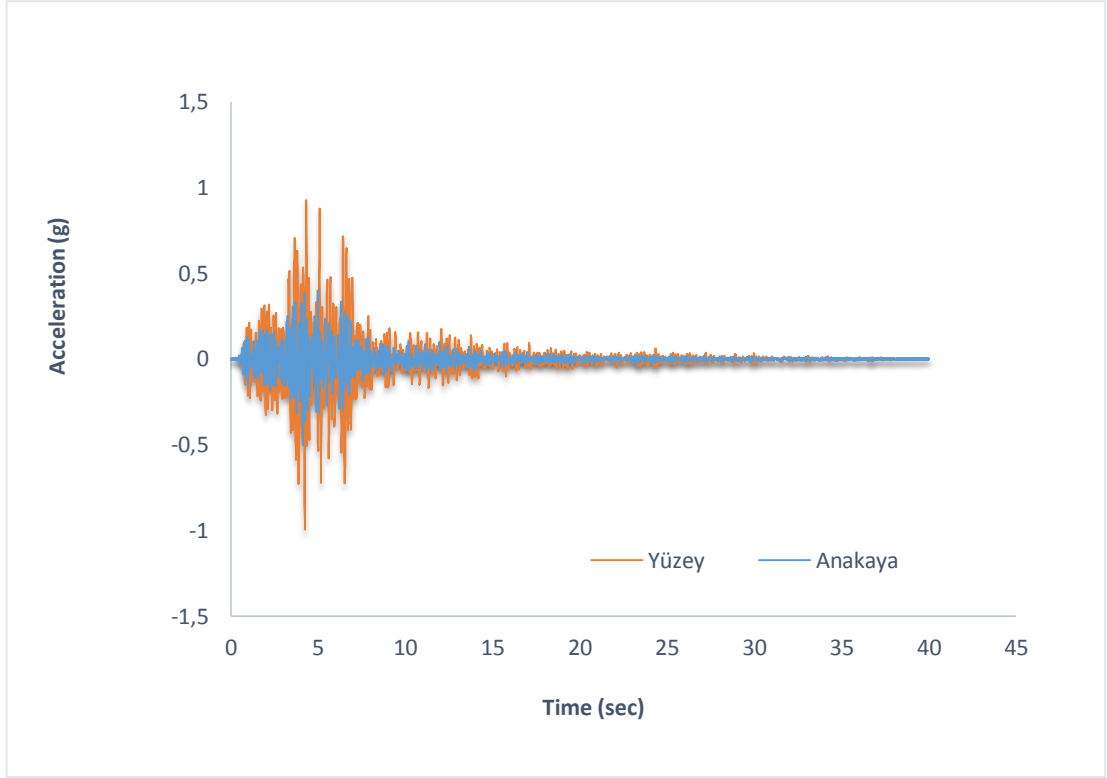
Şekil 6.145: Parkfield Depremi kullanılarak Sk-22 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



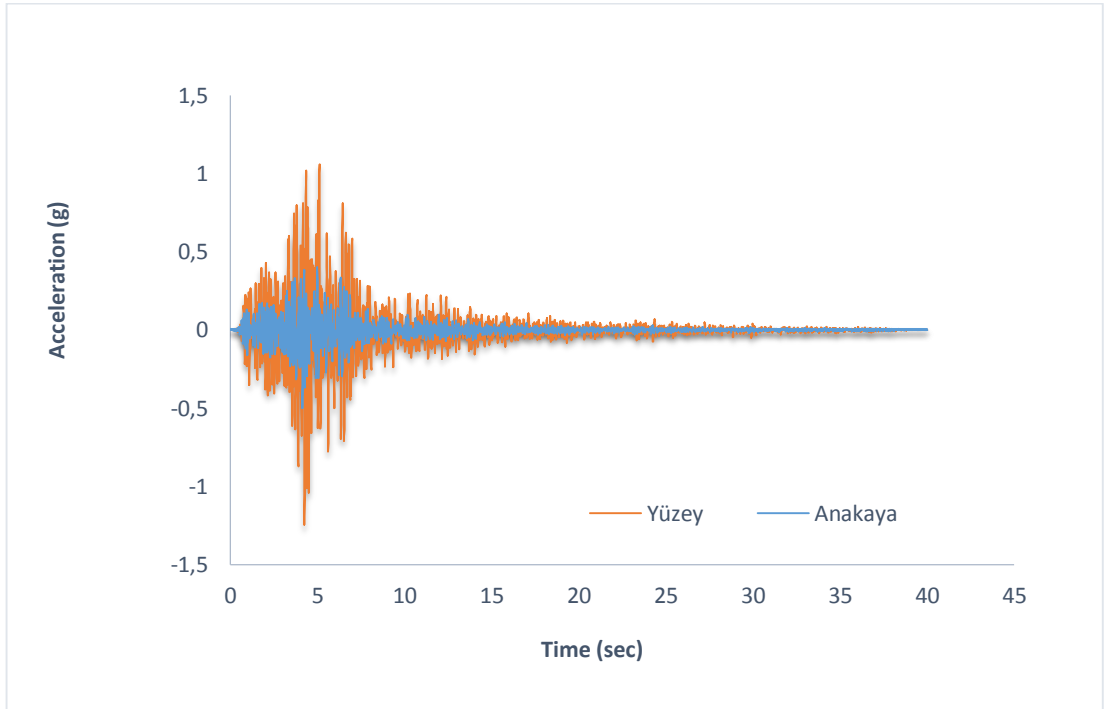
Şekil 6.146: Whittir Narrows Depremi kullanılarak Sk-2 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



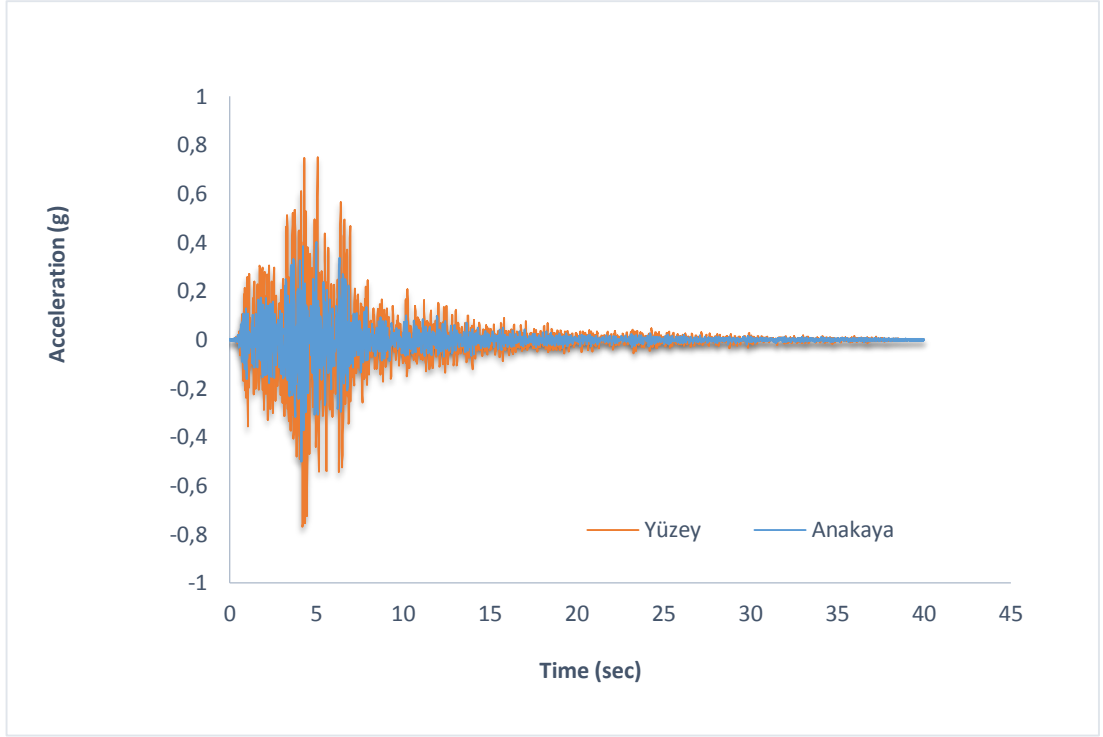
Şekil 6.147: Whittir Narrows Depremi kullanılarak Sk-3 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



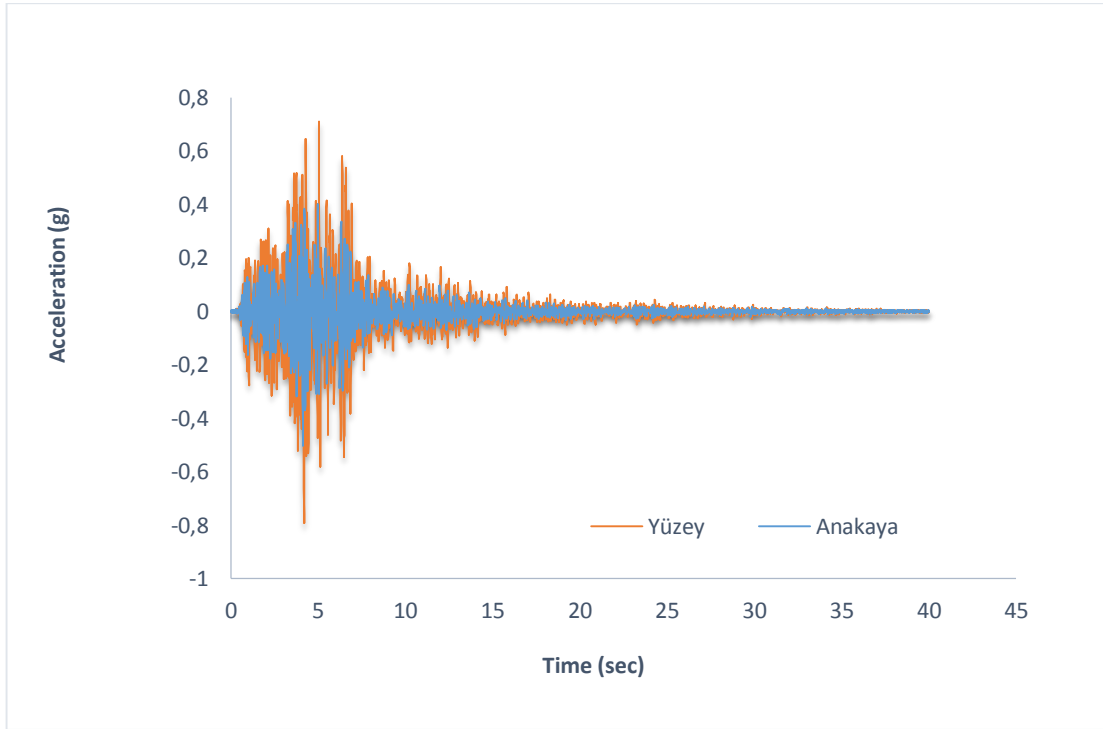
Şekil 6.148: Whittir Narrows Depremi kullanılarak Sk-6 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



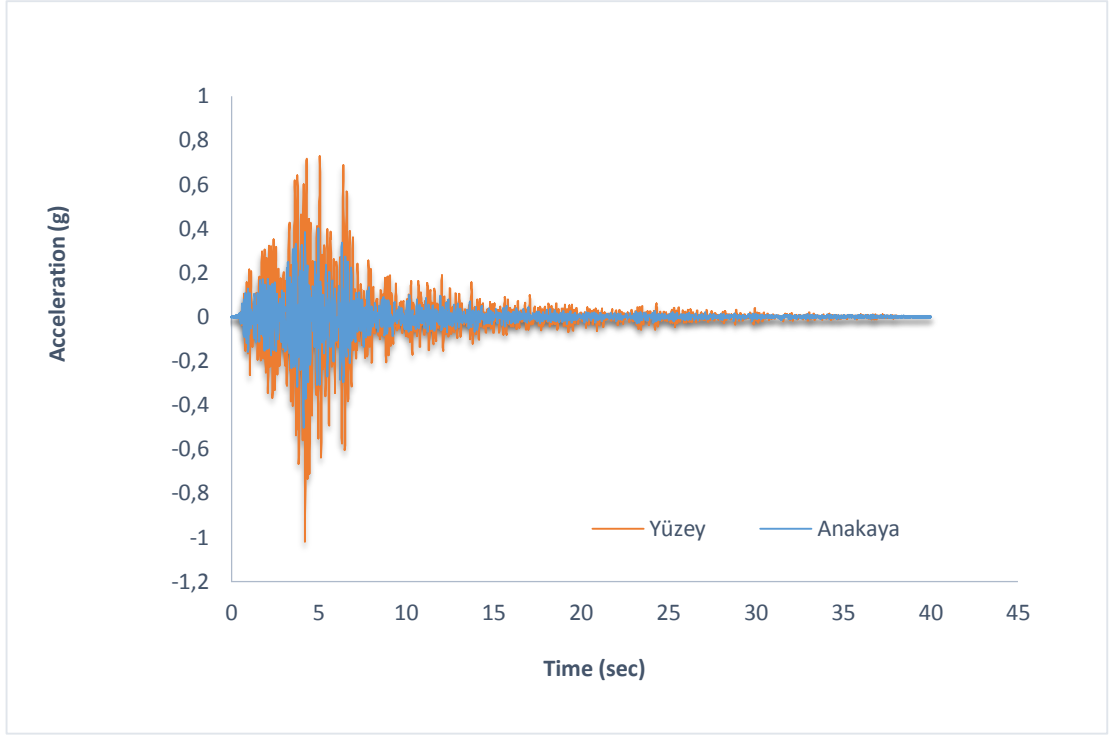
Şekil 6.149: Whittir Narrows Depremi kullanılarak Sk-9 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



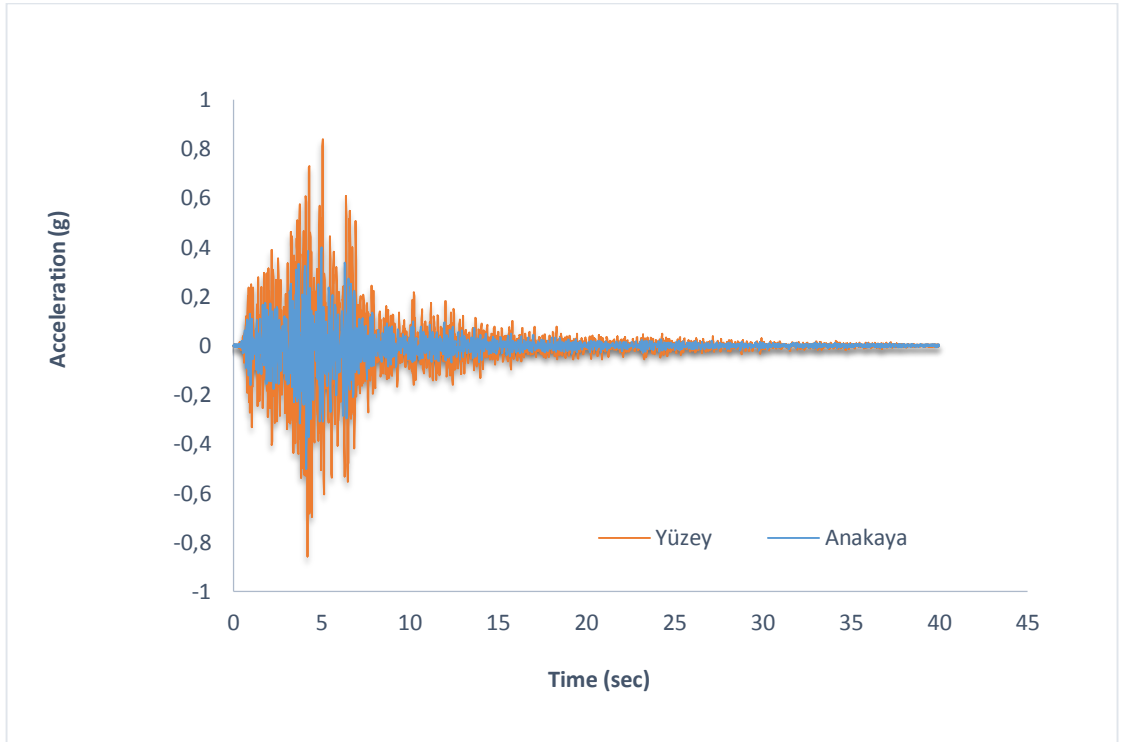
Şekil 6.150: Whittir Narrows Depremi kullanılarak Sk-10 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



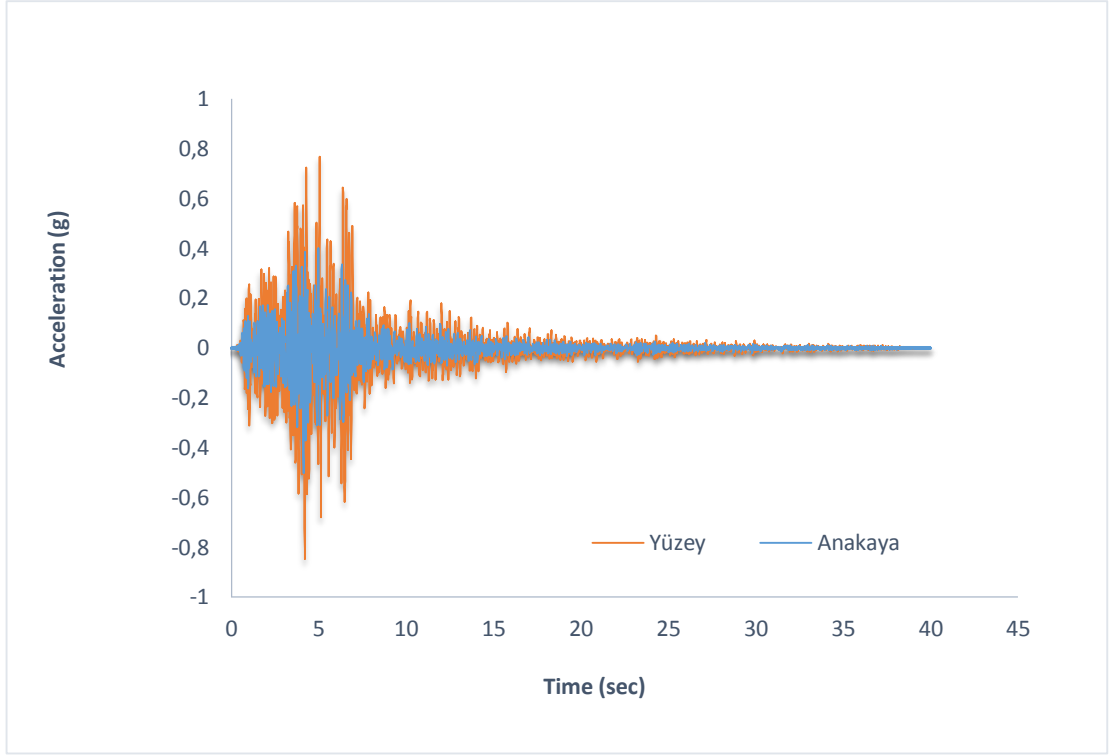
Şekil 6.151: Whittir Narrows Depremi kullanılarak Sk-12 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



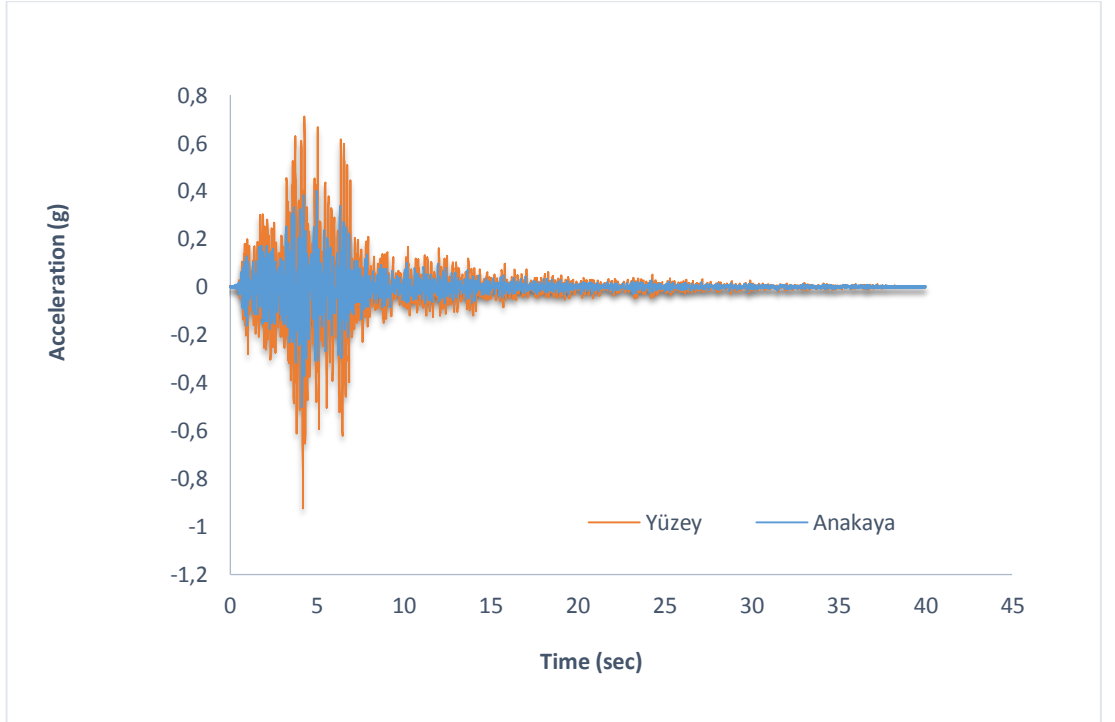
Şekil 6.152: Whittir Narrows Depremi kullanılarak Sk-15 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



Şekil 6.153: Whittir Narrows Depremi kullanılarak Sk-18 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



Şekil 6.154: Whittir Narrows Depremi kullanılarak Sk-19 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.



Şekil 6.155: Whittir Narrows Depremi kullanılarak Sk-22 sondajı için anakaya-yüzey ivme değerlerinin karşılaştırılması.

Ayrıca tüm sondajlarda anakaya ve yüzey için elde edilen pik ivme değerleri ve büyütme oranları Çizelge 6.3., Çizelge 6.4., Çizelge 6.5., Çizelge 6.6. ve Çizelge 6.7.' de gösterilmiştir.

Çizelge 6.3: Sk-2 ve Sk-3 için büyütme oranları .

Depremler	SK-2			SK-3		
	Anakaya	Yüzey	Büyütme	Anakaya	Yüzey	Büyütme
ChiChi	0,41357	0,88045	2,129	0,46354	0,63272	1,365
Coyote	0,33902	1,04900	3,094	0,32636	1,06200	3,254
İmperialValley	0,37162	1,28320	3,453	0,35798	1,10723	3,093
Kobe	0,43961	0,86686	1,972	0,40328	0,88819	2,202
Kocaeli	0,23340	1,02278	4,382	0,22856	0,84263	3,687
Loma Gilroy-1	0,45872	1,08913	2,374	0,47531	0,86572	1,821
Loma Gilroy-2	0,37714	1,21601	3,224	0,32204	1,03229	3,205
Mammoth Lake	0,31902	0,80252	2,516	0,30264	0,71436	2,360
Nahanni	0,27337	0,85928	3,143	0,31233	0,61535	1,970
Northridge-1	0,26078	1,26136	4,837	0,30681	1,03963	3,389
Northridge-2	0,36311	0,88484	2,437	0,29436	1,07034	3,636
Parkfield	0,20755	1,27903	6,163	0,21690	1,23080	5,674
WhittierNarrows	0,35489	0,91378	2,575	0,36616	0,73862	2,017
ORTALAMA			3,254	ORTALAMA		2,898

Çizelge 6.4: Sk-6 ve Sk-9 için büyütme oranları.

Depremler	SK-6			SK-9		
	Anakaya	Yüzey	Büyütme	Anakaya	Yüzey	Büyütme
ChiChi	0,43409	0,76774	1,769	0,43432	0,89230	2,054
Coyote	0,33970	0,88158	2,595	0,35360	1,21377	3,433
İmperialValley	0,44922	1,14087	2,540	0,44001	1,60279	3,643
Kobe	0,47366	0,76837	1,622	0,41970	0,74963	3,173
Kocaeli	0,30120	1,10054	3,654	0,23807	1,38491	5,817
Loma Gilroy-1	0,40029	1,19013	2,973	0,53985	1,62209	3,005
Loma Gilroy-2	0,44244	1,32802	3,002	0,37847	1,73848	4,593
Mammoht Lake	0,35323	0,82563	2,337	0,34119	1,08655	3,185
Nahanni	0,30683	0,80935	2,638	0,31525	1,30408	4,137
Northridge-1	0,30149	1,34249	4,453	0,41379	1,37409	3,321
Northridge-2	0,34690	0,84287	2,430	0,35483	0,90122	2,540
Parkfield	0,27399	1,16932	4,268	0,29228	1,25785	4,304
WhittirNarrows	0,27276	0,99167	3,636	0,35869	1,24342	3,467
ORTALAMA			2,917	ORTALAMA		3,590

Çizelge 6.5: Sk-10 ve Sk-12 için büyütme oranları.

Depremler	SK-10			SK-12		
	Anakaya	Yüzey	Büyütme	Anakaya	Yüzey	Büyütme
ChiChi	0,43099	0,65589	1,522	0,43231	0,60569	1,401
Coyote	0,38044	0,74723	1,964	0,39538	0,71007	1,796
İmperialValley	0,46875	0,87419	1,865	0,41819	0,82048	1,962
Kobe	0,47866	0,58981	1,232	0,46804	0,55660	1,189
Kocaeli	0,36587	0,82327	2,250	0,34236	0,83583	2,441
Loma Gilroy-1	0,36422	0,92628	2,543	0,41347	0,92788	2,244
Loma Gilroy-2	0,40421	1,16015	2,870	0,38034	1,09068	2,868
Mammoht Lake	0,35576	0,77022	2,165	0,34728	0,76524	2,204
Nahanni	0,44964	1,01826	2,265	0,35053	0,88634	2,529
Northridge-1	0,37840	0,88182	2,330	0,37217	0,88107	2,367
Northridge-2	0,36445	0,69663	1,911	0,35292	0,68043	1,928
Parkfield	0,29256	0,88214	3,015	0,28704	0,83398	2,905
WhittirNarrows	0,44556	0,77056	1,729	0,42040	0,79251	1,885
ORTALAMA			2,128	ORTALAMA		2,132

Çizelge 6.6: Sk-15 ve Sk-18 için büyütme oranları.

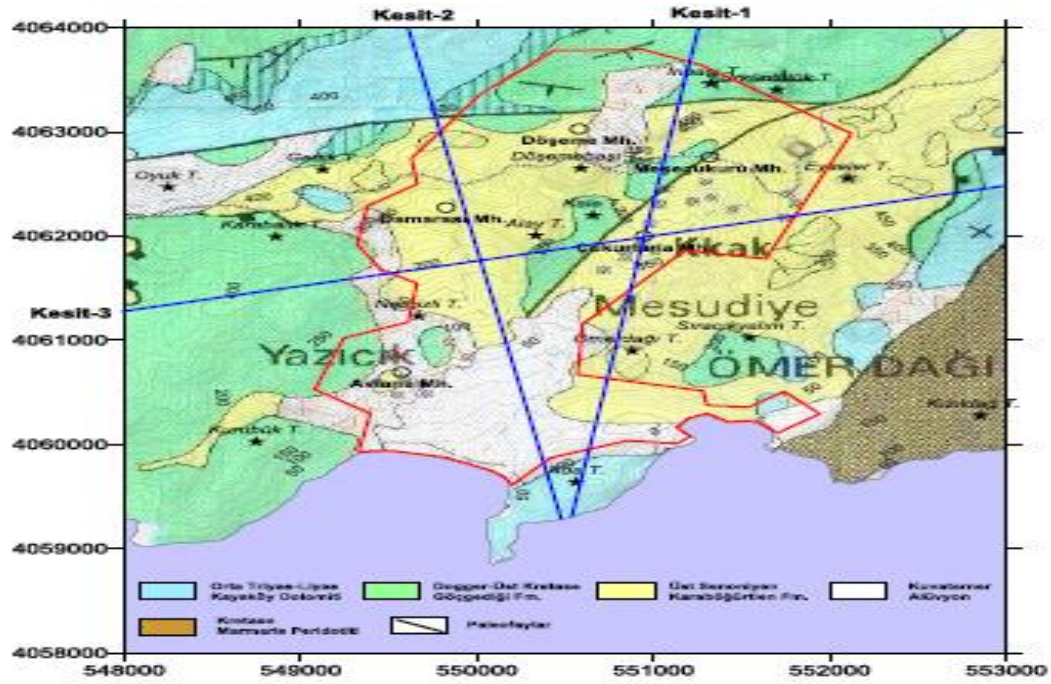
Depremler	SK-15			SK-18		
	Anakaya	Yüzey	Büyütme	Anakaya	Yüzey	Büyütme
ChiChi	0,44941	0,71370	1,588	0,42629	0,62563	1,468
Coyote	0,40717	0,81792	2,009	0,38631	0,73557	1,904
İmperialValley	0,51993	0,98584	1,896	0,42418	0,89806	2,117
Kobe	0,49208	0,63120	1,283	0,47108	0,56109	1,191
Kocaeli	0,38573	0,96470	2,501	0,34238	0,84854	2,478
Loma Gilroy-1	0,42794	1,07975	2,523	0,37518	0,94180	2,510
Loma Gilroy-2	0,49075	1,29326	2,635	0,38618	1,17250	3,036
Mammoht Lake	0,33466	0,80427	2,403	0,34219	0,86751	2,535
Nahanni	0,36700	0,89897	2,449	0,38804	1,00767	2,597
Northridge-1	0,37661	1,05754	2,808	0,38917	0,89806	2,308
Northridge-2	0,38269	0,78143	2,042	0,35572	0,68562	1,927
Parkfield	0,30486	1,06078	3,480	0,28500	0,85406	2,997
WhittirNarrows	0,37830	1,01948	2,695	0,37901	0,85702	2,261
ORTALAMA			2,332	ORTALAMA		2,256

Çizelge 6.7: Sk-19 ve Sk-22 için büyütme oranları.

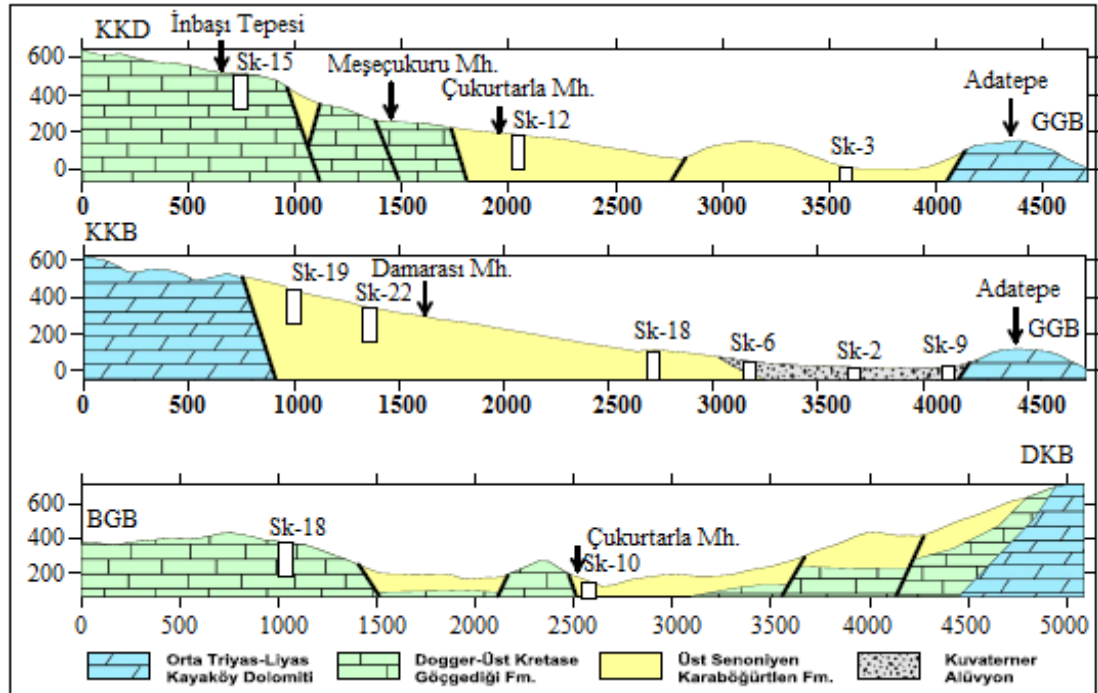
Depremler	SK-19			SK-22		
	Anakaya	Yüzey	Büyütme	Anakaya	Yüzey	Büyütme
ChiChi	0,42665	0,61443	1,440	0,44667	0,58592	1,312
Coyote	0,37436	0,74089	1,979	0,39593	0,68252	1,724
İmperialValley	0,42122	0,89840	2,133	0,42849	0,82765	1,932
Kobe	0,46689	0,57418	1,230	0,44853	0,57310	1,278
Kocaeli	0,34682	0,93288	2,690	0,31420	0,89921	2,862
Loma Gilroy-1	0,40956	1,03370	2,524	0,51041	0,92725	1,817
Loma Gilroy-2	0,39476	1,17582	2,979	0,38821	1,04680	2,696
Mammoth Lake	0,32546	0,80581	2,476	0,37678	0,73168	1,942
Nahanni	0,33981	0,87102	2,563	0,33714	0,88808	2,634
Northridge-1	0,39601	0,96077	2,426	0,33881	0,89187	2,632
Northridge-2	0,35597	0,70602	1,983	0,36952	0,67782	1,834
Parkfield	0,28065	0,88748	3,162	0,30001	0,81423	2,714
WhittierNarrows	0,36878	0,84499	2,291	0,44122	0,92307	2,092
ORTALAMA			2,298	ORTALAMA		2,113

6.4.3 Yüzey ivmesinin topografya ile değişiminin incelenmesi

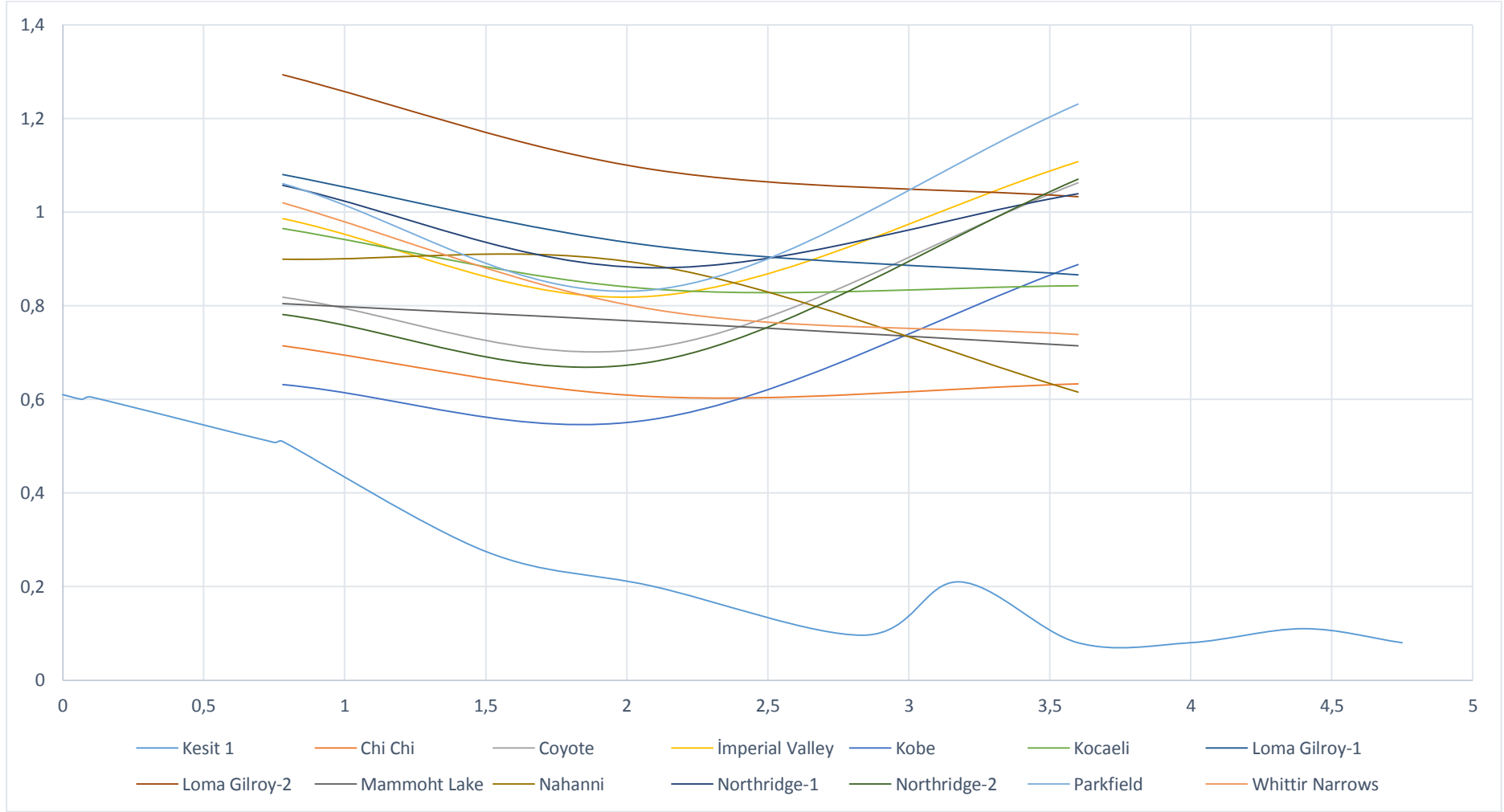
Elde edilen yüzey ivme değerlerinin topografya ile değişimini irdelemek için Demirtaş vd. (2012), tarafından yapılmış çalışmada oluşturulmuş zemin kesitleri (Şekil 6.156. ve Şekil 6.157.) ile yüzey ivme değerleri karşılaştırılmıştır (Şekil 6.158., Şekil 6.159. ve Şekil 6.160.).



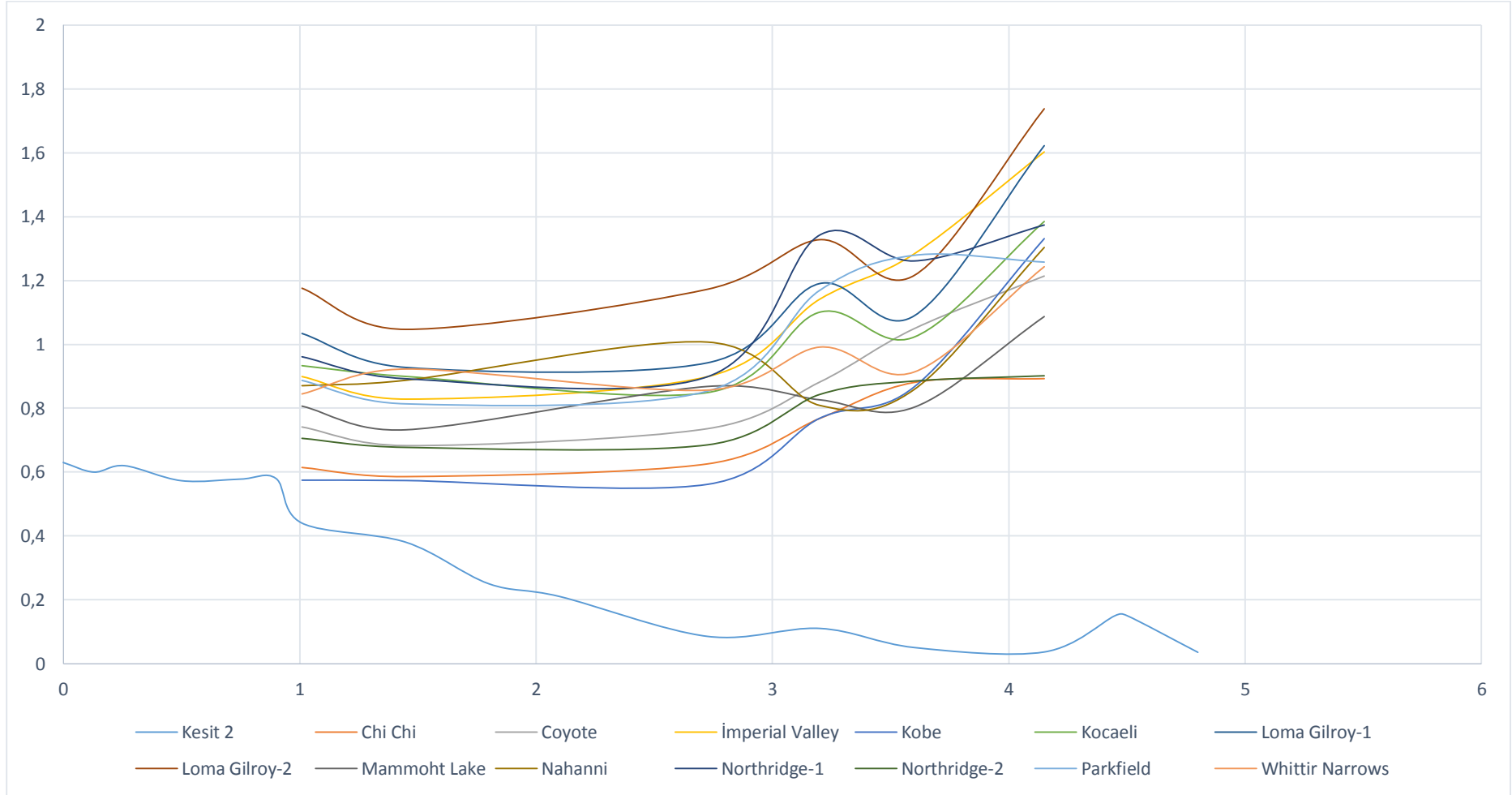
Şekil 6.156: İnceleme alanındaki kesitlerin haritada konumları (Demirtaş vd., 2012).



Şekil 6.157: İnceleme alanına ait düşey zemin kesitleri (Demirtaş vd.,2012).



Şekil 6.158: Kesit 1 için yüzey ivmesi topografya değişimi.



Şekil 6.159: Kesit 2 için yüzey ivmesi topografya değişimi.

7.SONUÇLAR

Yapı veya tesislerin deprem etkisindeki davranışını; yapı özellikleri, deprem özellikleri ve zemin özellikleri belirlemektedir. Depremlerin yapı veya tesislerde meydana getirdiği hasarları bu üç özelliğin bileşkesi oluşturur. Bu yüzden deprem tehlikesinin önceden tahmini çalışmalarında zemin ve deprem özellikleri birlikte dikkate alınması gerekir.

Bu çalışma kapsamında Muğla İli'nin deprem tehlikesinin tahmini ve Fethiye İlçesi'nin belirli bir bölümündeki zemin tabakalarının dinamik deprem yükleri altındaki davranışının belirlenmesi amaçlanmıştır. Elde edilen sonuçlar aşağıda maddeler halinde özetlenmiştir.

1. Öncelikle bölgenin genel jeolojisi, sismotektonik yapısı ve depremselliği incelenmiştir. Bölgenin sismik aktivitesinin yüksek olduğu ve bunda bölgede tespit edilmiş fay sistemlerinin etkili olduğu görülmüştür. İnceleme alanı ve çevresinin aletsel dönem depremselliği UDİM (2014), AFAD (2013), USGS (2014) veri kaynakları kullanılarak elde edilen deprem kataloğu ve sismik yapılar dikkate alınarak inceleme alanı ve çevresinde homojen bölgeler olacak şekilde Şekil 5.2.'deki deprem kaynak bölgeleri oluşturulmuştur.
2. Her bir deprem kaynak bölgesinin yıllık tekerrürü Gutenberg-Richter bağıntısıyla hesaplanarak depremselliği ifade edilmiştir (Çizelge 5.1.). Yer hareketi tahmin modelleri oluşturulurken kullanılan zemin özellikleri Amerika Birleşik Devletleri Ulusal Deprem Tehlikesini Azaltma Programı (NEHRP, 1997)'e göre B/C sınır değerleridir.
3. Bölgenin deprem tehlikesi olasılıksal yaklaşımla hesaplamak için elde edilen deprem kaynak bölge sınırları, yineleme özellikleri ve azalım ilişkileri SEISRISK III (Bender vd., 1987) programında kullanılarak 50 yıllık süre içerisinde %10 ve %40 aşılma olasılıklarına göre Muğla İli için anakaya yatay pik ivme değerleri ve spektral ivme değerleri hesaplanmıştır. Yapılan analizlerde Campbell vd., (1997) tarafından önerilen yer hareketi tahmin modelinde en büyük değerler elde edilmiş olup; %10 aşılma olasılığına göre

hesaplanmış anakaya pik ivme değerleri 0.16 g-0.52 g arasında değişirken, %40 aşılma olasılığına göre hesaplanmış ivme değerleri 0.10 g-0.28 g arasında değişmektedir. %10 aşılma olasılığına göre hesaplanmış $T=0.2$ sn periyodlu spektral ivme parametresi 0.30g-0.96g arasında değişmekte, $T=1.0$ sn periyodlu spektral ivme parametresi ise 0.18 g-0.58 g arasında değişmektedir. %40 aşılma olasılığına göre hesaplanmış $T=0.2$ sn periyodlu spektral ivme parametresi 0.16 g-0.54 g arasında değişmekte, $T=1.0$ sn periyodlu spektral ivme parametresi ise 0.10 g-0.31 g arasında değişmektedir.

4. İnceleme alanının Fethiye İlçesi'nin Mesudiye bölgesinin deprem etkileri altındaki davranışını bir boyutlu olarak incelenmek amacıyla Demirtaş vd. (2012), tarafından yapılmış sondaj verileri kullanılarak oluşturulan bölgenin ideal zemin profilleri oluşturulmuştur.
5. Bölüm 5' te elde edilen %10 aşılma olasılığında anakaya yatay pik ivme değerleri, Çizelge 6.1.' deki depremler ve ideal zemin profilleri EERA (Bardet vd., 2000) programında kullanılarak yüzeydeki maksimum ivme değerleri, derinlik-ivme değişimi grafikleri, zemin büyütme değerleri ve yüzey ivmesinin ivme-zaman grafikleri elde edilmiştir. Yüzeyde elde edilen maksimum ivme Sk-9 zemin profilinde Loma Gilroy-2 Depremi' nde 1.74g olarak hesaplanmıştır. Yüzeydeki en düşük ivme değeri ise Sk-22 zemin profilinde Kobe (1995) Depremi' nde 0.57 g olarak hesaplanmıştır. En çok zemin büyütmesi ise Sk-2 zemin profilinde Parkfield Depremi'nde 6,16 kat olarak meydana gelmiştir.
6. Tek boyutlu dinamik zemin analizlerinde girdi olarak kullanılan deprem ivmelerinin karakteristiğinin meydana gelen ivme değerlerini etkilediği görülmüştür. Örneğin Kaliforniya' da bulunan San Anderans fayı üzerinde bulunan aynı mekanizmaya sahip Coyote, İmperial Valley, Loma Gilroy-1, Loma Gilroy-2 Mammoth Lake, Parkfield ve Wihittir Narrows depremlerinde benzer sonuçlar elde edilirken farklı mekanizmalı deprem kayıtlarında oluşan ivme değerlerinin değiştiği Şekil 6.158. ve Şekil 6.159.' da görülmektedir.

8.ÖNERİLER

Bu çalışmada kullanılan bölgenin sismotektonik kaynak verileri MTA (2013) ve çeşitli çalışmalardan (Barka ve Reilinger 1997; Şalk vd. 2000, Erdik, vd., 2006; Kahraman vd., 2008 ve 2011) derlenmiştir. Ancak bölge son derece karmaşık bir sismik yapıya sahip olduğundan bölge için özel bir araştırma yapılması uygun olacaktır. Böylelikle sismik yapılarının sınırları ve birbirleriyle etkileşimi daha iyi ortaya çıkacaktır.

İnceleme alanının olasılıksal yaklaşımla deprem tehlikesinin hesaplanmasında kullanılan yer hareketi tahmin modellerinin yerine bölgenin sismik ve jeolojik özelliklerini tam olarak yansıtan bölge için yeni bir yer hareketi tahmin modelinin oluşturularak analizlerin yapılması uygun olacaktır.

İnceleme alanına ait kuvvetli deprem kaydı olmaması nedeni ile dinamik analizlerde ülkemizde ve dünyada meydana gelmiş önemli deprem kayıtları kullanılmıştır. Bölgenin deprem karakteristiğine uygun stokastik yöntemlerle deprem kaydı oluşturulmalı, analizler yapılmalı ve elde edilecek sonuçların gerçek depremlerle elde edilen sonuçlarla karşılaştırılmalıdır.

Zeminin dinamik davranışının modellenmesi için yapılan analizlerde kullanılmak üzere zemin profilleri önceden yapılmış olan çalışmanın sondaj bilgileri kullanılarak oluşturulmuştur. Sondajlar bölgenin çeşitli noktalarında değişik yoğunluklarda bulunmakta ve bazı bölgelerde yetersiz sayıda sondaj yapılmışken, bazı bölgelerde ise daha çok sayıda sondaj yapılmıştır. Bu sebeplerden dolayı yeni sondajlar yapılarak homojenlik yakalanmalıdır. Ayrıca sondajlar anakayaya ulaşmaya kadar devam ettirilmelidir.

Bir boyutlu zemin dinamik analizinde zemini tam olarak modellemek mümkün olamamaktadır. Zemin tabakalarının yatay ve üniform olduğunu kabul eden bu model ile düzgün tabakalı olmayan ortamların ve topoğrafik etkilerin dikkate

alamamaktadır. Ayrıca, dinamik analizlerde kullanılan zeminin deformasyonabağı kayma modülü ve sönüm oranı eğrileri literatürde yapılmış çalışmalardan örneklenecek oluşturulmuştur. Bu değerlerin laboratuvar deneyleri ile bulunarak analizlerde hesaba katılması daha doğru olacaktır.

Bu çalışmada elde edilen haritalar planlama amacına yönelik olarak değerlendirilmeli ve yapı tasarımı için parsel bazında inceleme yapılarak gerekli zemin parametreleri elde edilmelidir.

9. KAYNAKLAR

- Acar, M.H., Budak G., Kılıcı R.E., 2005. Antalya yöresinin deprem riski açısından değerlendirilmesi, Bildiriler kitabı, 528-539
- Akol, B., Bekler, T., 2013. Assessment of the statistical earthquake hazard parameters for NW Turkey, Natural Hazards, 68:837–853
- Ambraseys, N. N. and Finkel, C. F., 1995, The seismicity of Turkey and adjacent areas, a historical review, 1500-1800, Eren yayıncılık, İstanbul
- Ansal, A., Tönük, G., Kurtuluş, A., 2011. Zemin büyütme analizleri ve sahaya özel tasarım depremi özelliklerinin belirlenmesi, 1. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı, Ankara, Bildiriler kitabı, 1-8
- Bardet, J.P., Ichii, K., and Lin, C. H., 2000. EERA: A computer program for equivalentlinear earthquake site response analyses of layered soil deposits, University of Southern California, Los Angeles.
- Barka, A. ve Reilinger, R., 1997. Active tectonics of the Eastern Mediterranean Region deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, Annale de Geofisica ,Vol. 40, s:587-610.
- Bayındırlık ve İskân Bakanlığı, 2007. Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında Yönetmelik (DBYBHY), Ankara.
- Bender, B., and D. M. Perkins, 1987. SEISRISK III: A Computer Program for Seismic Hazard Estimation, USGS Bulletin 1772, U. S. Government Printing Office, Washington.
- Beyaz, T., 2004. Zemin etkisinden arındırılmış deprem kayıtlarına göre Türkiye için yeni bir deprem enerjisi azalım bağıntısının geliştirilmesi, Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara/Türkiye
- Bolt, B.A., 2004. Depremler, Tansel, Ü., 1. Baskı, TÜBİTAK, Ankara/Türkiye
- Boore, D. M., Joyner, W. B. And Fumal, T.E. 1997. Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from Western North American earthquakes: A summary of recent work, Seismological Research Letters, Vol.68, No.1, s:128-153.

- Bozcu, M., Yağmurlu, F., Şentürk, M., 2007. Fethiye-Burdur Fay Zonunun Bazı Neotektonikve Paleosismolojik Özellikleri, GB-Türkiye, Jeoloji Mühendisliğ Dergisi, 31,1, 25-48.
- Campbell, K. W., 1997. Empirical near-source attenuation relationships for horizontal andvertical components of peak ground acceleration, peak groundvelocity and pseudo-absoluteacceleration response spectra, Seism, Res. Lett.,Vol.68, No.1, s: 154-179.
- Campbell, K.W. and Bozorgnia Y., 2008. NGA Ground Motion Model for the Geometric MeanHorizontal Component of PGA, PGV, PGD and 5% DampedLinear Elastic ResponseSpectra for Periods Ranging from 0.01 to 10 s,Earthquake Spectra, Vol. 24, No. 1, s:139–171.
- Canbay, E., Ersoy, U., Özcebe, G., Sucuoğlu, H., Wasti, S.T., 2008. Binalar için Deprem Mühendisliği Temel İlkeler, Bizim Büro Basımevi,Ankara
- Cornell, C.A 1968. Engineering Seismic Risk Analysis, Bulletin of Seismological Society of America, Vol.58, sayfa 1583-1606.
- Celep, Z., Kumbasar, N. 2000. Deprem mühendisliğine giriş ve depreme dayanıklı yapı tasarımı,Beta Dağıtım, II Baskı, İstanbul/Türkiye
- Çeken, U., Beyhan G. ve Gülkan P., 2008. Kuzeybatı Anadolu Depremleri için Kuvvetli Yer Hareketi Azalım İlişkisi, 18. Uluslararası Jeofizik Kongre ve Sergisi, Vol:3B14, ss:1-4,Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Kültür Sitesi, Ankara
- Çokar, T., 2012. GYTE Çayırova kampüsü zemininin eşdeğer lineer analiz yöntemi kullanılarak davranış analizlerinin değerlendirilmesi, Yükek Lisans Tezi, Gebze Yüksek Teknoloji Enstitüsü, Kocaeli
- Demirtaş, R., Yavuz, M.A., Derin, F., Tadıç, Y., 2012. Muğla İli, Fethiye İlçesi, Mesudiye Belediyesi 1/1000 ölçekli O-19-D-02-C, O-19-D-02-D, O-19-D-07-A, O-19-D-07-B Pafta Sınırları İçerisinde Kalan Yerleşim Alanının İmar Planına Esas Jeolojik - Jeoteknik Etüt Raporu.
- Deniz, A., Yüçemen, M.S., 2005. Antalya yöresi için deprem tehlikesinn skolastik yöntemler il tahmini, Antalya yöresinin İnşaat Mühendisliği sorunları kongresi, Bildiriler Kitabı, s: 540-551
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C. 1979. Aegean and surrounding regions complex Multiplate and continuum tectonics in a convergent zone, Geological Society of America Bulletin I:90, 84-92.

- Dipova, N., Cangir B., 2011. Antalya İli Yerleşim Alanının DepremSELLİĞİNİN Araştırılması, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, cilt.35, s: 27-41
- Düzgün, H. Ş., Yüçemen, M. S., 2007. kentsel alanlarda bütünleşik deprem riski modeli: Eskişehir örneği. TMMOB İnşaat Mühendisleri Odası Afet Sempozyumu, s: 201-211.
- Erdik, M., Doyuran, V., Akkaş, N., Gülkan P., 1985. A probabilistic assessment of the seismic hazard in Turkey, Tectonophysics, 117, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, s: 295-344.
- Erdik, M., Biro, Y.A., Onur, T., Şeşetyan K. ve Birgören. G., 1999. Assessment of Earthquake Hazard in Turkey and Neighboring Regions, Bogazici UniversityKandilli Observatory and Earthquake Research Institute, GSHAP Proce
- Erdik, M., Şeşetyan, K., Demircioğlu, M. B., Durukal, E., 2006. Ulaştırma Bakanlığı Demiryolları, Limanlar Ve Havameydanları İnşaatı Genel Müdürlüğü Kıyı Yapıları, Demiryolları Ve Havameydanları İnşaatları Deprem Teknik Yönetmeliği İçin Deprem Tehlikesi Belirlemesi.
- Ersoy, Ş., 1991. Datça yarımadasının stratigrafisi ve tektoniği, Türkiye Jeoloji Bült. 34, s:1-14.
- Gülkan, P., Kalkan, E., 2002. Attenuation modeling of recent earthquakes in Turkey, J Seismology, Vol. 6, s: 397-409.
- Gutenberg, B. ve Richter, C.F. 1944. Frequency of Earthquakes in California, Bulletin of Seismological Society of America, Vol.34, No.4, s: 1985-1988.
- Gülkan P., Yakut A., Canbey E., 2008. Binalar için Deprem Mühendisliği, Yapım ve Denetim, s: 395-415
- Güzel, M., 2009. Mikrobölgeleme çalışmalarında jeolojik, jeofizik, jeoteknik verilerin birlikte kullanımı (Kuzey Adana örneği), Doktora Tezi, Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana
- Haşal M.E., 2009. Topoğrafik düzensizliklerin zemin büyütmesine etkisi, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul/Türkiye
- Idriss I. M. 1990. Response of soft soil sites during earthquakes, Proceedings of the Symposium to Honor Professor Harry Bolton Seed, Berkeley California, Vol. II, s: 273-289.

- Idriss, I.M., Sun, J.I., 1992. Shake91: a computer program for conducting equivalent linear seismic response analyses of horizontally layered soil deposits. User's Guide. University of California.
- Işık, E., 2013. Bitlis İli'nin Depremselliği, Erciyes Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, Vol. 29(3), s:267-273
- İnce, G.Ç., 2005. Sismik bölgeleme ve İstanbul'un deprem zararlarının tahmini, Doktora Tezi, Yıldız Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul/Türkiye
- İyisan R., Haşal M.E., 2007. Trapez kesitli vadi modelinde yerel zemin koşullarının Dinamik davranışa etkisi, İTÜ Mühendislik Dergisi, 6, s:3-14
- Kahraman, S., Baran, T., Saatçı, İ.A. ve Şalk, M., 2008. The effect of regional borders when using the Gutenberg – Richter Model, Case Study: Western Anatolia. Pure and Applied Geophysics 165, s: 331-347.
- Kahraman, S., Baran, T., Saatçı, İ.A. ve Şalk, M., 2011. Veri Kalitesi ve Bölge Sınırları Seçiminin Deprem Tehlikesi Hesabına Etkisi, 1.Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı, Ankara.
- Kalkan E. and Gülkan P., 2004, Site-Dependent Spectra Derived from Ground Motion Records in Turkey, Earthquake Spectra 20, 1111
- Kartal, R.F., Kılıç, T., Kadirioğlu, F.T., 2011. Olasılık Ve İstatistik Yöntemler İle Mersinlinin Sismik Tehlikesinin Tahmini, 1. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı, Ankara.
- Kartal, R. F., Beyhan, G., & Keskinsezer, A., 2014. Seismic hazard analysis of Sinop province, Turkey using probabilistic and statistical methods. Journal of EarthSystemScience, 123(3), 565-579.
- Kayabalı, K., 1995. Sismik tehlike analizi - teori ve uygulama: Jeoloji Mühendisliği, Vol. 46, s:28-43
- Kirkit, M., Siyahi, B., Akgünler, C., 2010. kohezyonlu zemenlerin davranış analizinde doğrusalve eşdeğer doğrusal yaklaşımlarının karşılaştırılması, Zemin Mekaniği ve TemelMühendisliği Onüçüncü Ulusal Kongresi, Bildiriler Kitabı, s: 225-234
- Kishida, T., Tsai, C. C., 2012. Probabilistic Seismic Hazard Analysis for Maximum Seismic Shear Stresses in Soils Using Improved Ground-Motion Parameters. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, Vol. 139(2), s: 288-297.

- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H. ve Bozkurt, E., 1999. Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey, Journal of the Geological Society London Vol.156,s: 605-616.
- Korkmaz, B., 2012. İzmir Bölgesi İçin Olasılıksal Deprem Tehlikesinin Farklı Yöntemlerle Değerlendirilmesi, Yüksek Lisans Tezi, Gebze İleri teknoloji Enstitüsü, Mühendislik ve Fen Bilimleri Enstitüsü., Sakarya
- Kramer, S.L., 1996. Geoteknik Deprem Mühendisliği, Kayabalı, K., 1. Baskı, Gazi Kitabevi, Ankara/Türkiye
- Levendoğlu, M., 2013. Geliştirilmiş Sismik Kaynak Modelleri Oluşturularak Kuzey Anadolu Fay Hattı Bolu-Ilgaz Bölümünün Olasılıksal Sismik Tehlike Analizi, Yüksek Lisans Tezi, ODTÜ., Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara
- Meral, A., Meral, H.C., 2002. Deprem mühendisliği ve depreme dayanıklı yapı tasarımı, Kozan Ofset, Ankara/Türkiye
- Mohamedzein, A., Abdalla, J.A., Abdelwahab, A.B., (2004). 13th World Conference On Earthquake Engineering Vancouver, B.C., Canada August 1-6.
- NEHRP, 1997. Recommended Provisions For Seismic Regulations For New Buildings and Other Structures, FEMA-303, Prepared by the Building Seismic Safety Council for the Federal Emergency Management Agency, Washington, DC.
- Ocak, R.S., 2011. Doğu Marmara 'Daki Sismik Tehlikenin Olasılıksal Analizi ve Türk Deprem Şartnamesi İle Karşılaştırılması, Yüksek Lisans Tezi, ODTÜ., Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara
- Ordóñez, G.A., 2000. SHAKE 2000: A computer program for the I-D analysis of geotechnical earthquake engineering problems.
- Ordaz, M., Aguilar, A., Arboleda, J., 2007. Crisis 2007: Program for computing seismic hazard. Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM, México.
- Orhan, A., Seyrek, E., Tosun, H. 2007. A probabilistic approach for earthquake hazard assessment of the Province of Eskişehir, Turkey. Natural Hazards and Earth System Science, 7(5), s: 607-614.
- Özbey, C., SARI, A., Manuel, L., Erdik, M. and Fahjan, Y. 2003. Empirical strong Groundmotion attenuation relations for Northwestern Turkey. Fifth National Conference on Earthquake Engineering, Istanbul, Turkey.

- Özmen, B., Erkan, B.B.B., 2014. Probabilistic Earthquake Hazard Assessment for Ankara and its Environs, Turkish Journal of Earth Sciences, 23, s: 462-474.
- Pampal S., 2000. Depremler, ALFA Basım Yayım Dağıtım, İstanbul/Türkiye.
- Ram, T. D., Wang, G., 2013. Probabilistic seismic hazard analysis in Nepal. Earthquake Engineering and Engineering Vibration, 12(4), s: 577-586.
- Rehman, S.U., Lindholm, C., Ahmed, N., Rafi, Z., 2014. Probabilistic Seismic Hazard Analysis for the City of Quetta, Pakistan, Acta Geophysica, vol. 62, s: 737-761
- Reiter, L., 1990. Earthquake Hazard Analysis: Issues and Insight, Columbia University Press, New York.
- Risk Engineering, Inc., 1997. EZ-FRISK User's Manual.
- Rockwell, T., Barka, A., Dawson, T., Thorup, K. ve Akyüz, S. 2001. Paleoseismology of the Gazikoy-Saros segment of the North Anatolia fault, northwestern Turkey. Comparison of the historical and paleoseismic records, implications of regional seismic hazard, and models of earthquake recurrence, International Journal of Seismology Vol. 5: 3, s: 433-448.
- Sadigh K., Chang C.Y., Egan J.A., Makdisi F., and Youngs R.R., 1997. Attenuation Relationships for Shallow Crustal Earthquakes Based on California Strong Motion Data, Seismological Research Letters Vol. 68(1), s: 180-189.
- Sayıl, N., Özmanşahin, İ., 2007. An Investigation of Seismicity for Western Anatolia, Natural Hazards, DOI: 10.1007/s11069-007-9141-2.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C. 1992. The age of the Büyük Menderes graben (West Turkey) and its tectonic implications, Geological Magazine 129, s: 239-242
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C. (1996). The age of Alasehir graben (west Turkey) and its tectonic implications, Geological Journal 31, s: 1-11.
- Şalk, M., Altın, Y. ve Ergün, M., 2000. Geodynamics of western Turkey and implications, Proceedings of international conference on earthquake hazard and risk in the Mediterranean region I, 179-189.
- Şenel, M., Bilgin, A. Z., Dalkılıç, H., Gedik, I., Korucu, M., Uğuz, M. F., Serdaroğlu, M. 1991. Eğirdir-Sütçüler-Yenişarbademli arasının ve yakın dolayının jeolojisi (Batı Toroslar): MTADergisi 113, s:1-15
- Şenel, M., Gedik, I., Dalkılıç, H., Serdaroğlu, M., Bilgin, A.Z., Uğuz, M. F., Bölükbaşı, A. S., Korucu, M. ve Özgül, N. 1996. Isparta Bölümü doğusunda,

- otokton ve allohton birimlerin stratigrafisi (Batı Toroslar): MTA. Dergisi, 118, s:111-160.
- Şengör, A.M.C. 1987. Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, in Continental extensional tectonics (Eds: M.P.Coward, J.F. Dewey ve P.L. Hancock), London, Geological Society, Special Publication 28, s: 575-589.
- TORA Corporation, 1980. Seismic hazard analysis for the Savannah River Plant South Carolina: Report by TERA Corporation, 2150 Shattuck Ave. Berkeley, California.
- Tosun, H., Zorluer, İ., Orhan, A., Seyrek, E., Türköz, M., Savaş, H., 2007. Seismic Hazard and Total Risk Analyses for Large Dams in Euphrates Basin in Turkey”, Engineering Geology, Volume 89, Issues 1-2 , s: 155-170.
- Tosun, H., Seyrek, E., 2012. Selection of the Appropriate Methodology for Earthquake Safety Assessment of Dam Structures in Advances in Geotechnical Earthquake Engineering – Soil Liquefaction and Seismic Safety of Dams and Monuments (edited by Abbas Moustafa), InTech Publishing, Rijeka, Croatia, ISBN:78-953-51-0025-6, s:167-188.
- Unutmaz B., Siyahi B., Fahjan Y., Akbaş B., 2011. Derin Alüvyon Dolgunun Doğrusal Olmayan Davranışının Eşdeğer Lineer Ve Doğrusal Olmayan Yöntemlerle Karşılaştırılması. Türkiye 1. Deprem ve Sismoloji Konferansı, Ankara.
- Vucetic, M., Dobry, R., 1991. Effect of soil plasticity on cyclic response, American Society of Civil Engineering , Journal of Geotechnical Engineering, Volume 117, s: 89-107.
- Yalçın, İ.A., Kuruoğlu, M., Kayalar, A.Ş., 2008. Zemin Mekaniği ve Temel Mühendisliği Onikinci Ulusal Kongresi, Selçuk Üniversitesi, Konya, Bildiriler Kitabı, s: 62-72
- Yüccemen, M. S., 2008. Deprem Tehlikesinin Tahmininde Olasılıksal Yöntemler, 14.Bölüm, Binalar için Deprem Mühendisliği Temel İlkeleri, Bizim Büro Basımevi, Ankara/Türkiye.
- AFAD, TC Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, Deprem Dairesi Başkanlığı. Alındığı tarih: 04.06.2014, adres: <https://www.afad.gov.tr/TR/Index.aspx>

UDİM, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Ulusal Deprem İzleme Merkezi
Deprem Araştırma Enstitüsü, İstanbul. Alındığı tarih: 30.05.2014, adres:
<http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/zeqdb/>

UDİM, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Ulusal Deprem İzleme Merkezi
Deprem Araştırma Enstitüsü, İstanbul. Alındığı tarih: 16.07.2014, adres:
<http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/Depremler/thistoric.htm>

USGS, Birleşik Devletler Jeolojik Araştırma Merkezi, Deprem Tehlike Programı,
ABD. Alındığı tarih: 30.05.2014, adres:
<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Mehmet Uğur YILMAZOĞLU

Doğum Yılı :1990

Eğitim Bilgileri (Kurum ve Yıl)

Lisans : Aksaray Üniversitesi (2007-2011)

İletişim Bilgileri

Adres :Yukarıbatak Köyü Göl Pazarı Mevkii 50/A
Kastamonu/Merkez

Telefon : 0545 936 7696

E-posta : myilmazogli@gmail.com