

**DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**CRISIS (2015) PROGRAMI KULLANILARAK
İZMİR İLİ URLA-ÇEŞME-KARABURUN
ÇEVRESİ SİSMİK TEHLİKE ANALİZİ**

Gülçin GÖVSULU

**Ocak, 2020
İZMİR**

**CRISIS (2015) PROGRAMI KULLANILARAK
İZMİR İLİ URLA-ÇEŞME-KARABURUN
ÇEVRESİ SİSMİK TEHLİKE ANALİZİ**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Uygulamalı Jeofizik Programı

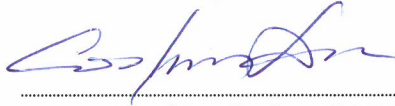
Gülçin GÖVSULU

Ocak, 2020

İZMİR

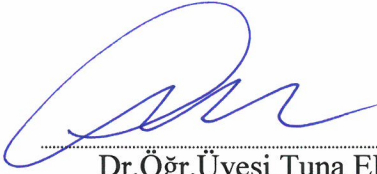
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

GÜLÇİN GÖVSULU, tarafından PROF.DR. COŞKUN SARI yönetiminde hazırlanan “CRISIS (2015) PROGRAMI KULLANILARAK İZMİR İLİ URLA-ÇEŞME-KARABURUN ÇEVRESİ SİSMİK TEHLİKE ANALİZİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.



Prof.Dr.Coşkun SARI

Yönetici



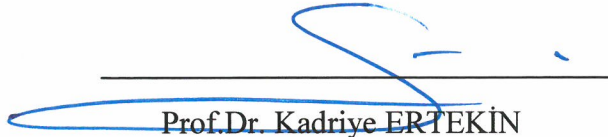
Dr.Öğr.Üyesi Tuna EKEN

Jüri Üyesi



Dr.Öğr.Üyesi Mehmet UTKU

Jüri Üyesi



Prof.Dr. Kadriye ERTEKİN

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu çalışmada öncelikle danışman hocam Prof.Dr. Coşkun SARI'ya, AFAD Genel Müdürlüğü Deprem Daire Başkanlığı'ndan Jeofizik Mühendisi Recai Feyiz KARTAL'a, CRISIS program konusunda katkılarından dolayı Jeofizik Mühendisi M. Kemal ÖZTÜRK'e, DEÜ Jeofizik Mühendisliği bölümünden Dr. Öğr. Üyesi Mehmet UTKU'ya yardımlarından dolayı teşekkürü bir borç bilirim. Ayrıca, çalışmakta olduğum Karen Yer Bilimleri Müh. Ltd. şirketine maddi ve manevi desteklerinden dolayı teşekkür ederim. Son olarak aileme her zaman yanımda oldukları ve destek verdikleri için teşekkür ederim.

Gülçin GÖVSULU

CRISIS (2015) PROGRAMI KULLANILARAK İZMİR İLİ URLA-ÇEŞME-KARABURUN ÇEVRESİ SİSMİK TEHLİKE ANALİZİ

ÖZ

Bu çalışmada olasılıksal sismik tehlike analizi (OSTA) CRISIS 2015 programı kullanılarak İzmir ilinin Urla-Çeşme-Karaburun ilçeleri merkez alınarak 150 km yarıçapında bir çember içinde kalan alanda, tektonik yapılar, sismik hareketlilik ve ilgili sismik parametreler araştırılmıştır. Araştırma bölgesinde bulunan fay yapılarına ilişkin parametreler, sismik aktivite kayıtları elde edilmiş ve sonrasında sismik tehlike haritası ve ivme spektrum eğrileri oluşturulmuştur. AFAD'ın veri tabanından sismik kayıtlar alınarak 116 yıllık bir inceleme süresi için mevcut sismik aktivite bilgileri deprem kataloğu halinde alınarak CRISIS 2015 yazılımına aktarılmıştır. CRISIS 2015 programında aktif faylar üzerinde gerçekleştirilen kapsamlı çalışmalar sonucunda fayların ana özelliklerine ait elde edilen bilgiler yazılıma girilerek verilerin oluşturulmasının yorumlanma açısından önemli katkısı bulunmaktadır. Çalışma alanının yoğun olan aktif-ikincil fay sistemleri ile birlikte yorumlanan etkin yer ivmesi (PGA) sismik tehlike haritası ve ivme spektrum eğrileri tahmini olarak elde edilmiştir. Yapılan hesaplamalar, daha sonrasında AFAD tarafından yayınlanan deprem bölgeleri haritası ve ivme spektrum eğrileri ile karşılaştırılmıştır. Bununla beraber, çalışma alanı için farklı yeni nesil azalım ilişkileri uygulanarak elde edilen sonuçlar karşılaştırılmıştır. Seçilen bölge için farklı azalım ilişkileri uygulanarak, azalım ilişkilerinin farklılıkları ve hangi durumlarda yorumlamada farklılıklar oluşturduğu ile ilgili olarak birbiriyle karşılaştırmaları yapılmıştır. AFAD'ın yayınlamış olduğu Türkiye Deprem Tehlike Haritası ile elde edilen sonuçlar karşılaştırılmıştır. Genel olarak, yapılan farklı azalım modellerinin kullanılması sonucunda hesaplamaların yaklaşık olarak uyumlu elde edildiği gözlenmekle birlikte, mevcut farklılıklar nispeten küçük bir alan üzerinde çalışılmasından kaynaklanabilmektedir.

Anahtar kelimeler : Sismik Tehlike Analizi, CRISIS 2015 programı, yeni nesil azalım ilişkileri, sismik tehlike haritası, ivme spektrum eğrisi

SEISMIC HAZARD ANALYSIS OF URLA-ÇEŞME-KARABURUN SURROUNDING IN İZMİR PROVINCE USING CRISIS (2015) PROGRAM

ABSTRACT

In this study, using the probabilistic seismic hazard analysis (OSTA) CRISIS 2015 program, the tectonic structures, seismic activity and associated seismic parameters were investigated for the area within a circle of 150 km radius considering Urla-Çeşme-Karaburun districts of İzmir province as the center. Parameters of the fault structures and available knowledge of seismic activity in the study area were obtained, and then seismic hazard map and acceleration spectrum curves were formed. The current seismic activity information from AFAD's database for a 116-year investigation period was taken as an earthquake catalog and transferred to CRISIS 2015 software. The information obtained from the main characteristics of the faults was also defined and the effective ground acceleration (PGA) seismic hazard map and acceleration spectrum curves estimated with active-secondary fault systems in the study area were obtained. The calculations were then compared with the earthquake zones map and acceleration spectrum curves published by AFAD.

In addition, various new generation attenuation relationships are applied for the study area to understand to what degree these relationships can influence our interpretations. Our comparisons, in general, indicate that the calculations obtained from the use of different attenuation models yield similar patterns, but the differences may arise from the investigation area is relatively small.

Keywords: Seismic Hazard Analysis, CRISIS(2015) software, new generation attenuation relations, seismic hazard map, acceleration spectrum curve

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT.....	v
ŞEKİLLER LİSTESİ	vii
TABLolar LİSTESİ.....	xi
BÖLÜM BİR – GİRİŞ	1
BÖLÜM İKİ – BÖLGENİN JEOLojİSİ VE TEKTONİĞİ	5
2.1 Bölgenin Tektoniği	5
2.2 Bölgenin Jeolojisi.....	10
BÖLÜM ÜÇ – SİSMİK TEHLİKE ANALİZİ.....	14
3.1 Olasılıksal Sismik Tehlike Analizi	14
3.1.1 Çalışma Alanı İçin Deprem Kataloğunun Oluşturulması	16
3.1.2 Sismik Kaynakların Belirlenmesi ve Depremsellik Parametrelerinin Hesabı	20
3.1.3 Azalım İlişkileri	25
3.1.3.1 Farklı Azalım İlişkilerine Bağlı Olarak Elde Edilen Sonuçların Kıyaslanması	28
BÖLÜM DÖRT – SONUÇLAR.....	39
KAYNAKLAR	42

Şekil 2.1 Ege ve Anadolu'nun tektonik haritası. Ana aktif yapılar siyah çizgilerle, ana suture zonları kalın mor ya da mavi çizgilerle, Hellenik'deki ana ters faylanma zonları, ince mavi çizgilerle, Kuzey Cycladic Ayrılma (detachment) Fayı (NCDS) kırmızı ile onun genişlemesi olan Simav Ayrılma Zonu Sd ile gösterilmiştir. Ana metamorfik birim ve onun kontakları; AlW: Almyropotamos Penceresi; BD: Bey Dağları; CB: Cycladic Baseni; CBBT: Cycladic Baseni Ters Fay; CBS: Cycladic Mavi Şistleri; CHSZ: Orta Hellenik Makaslama Zonu; CR: Corinth Rifti; CRMC: Orta Rhodope Metamorfik Kompleksi; GT: Gavrovo–Tripolitza Napı; KD: Kazdağ Domu; KeD: Kerdylion Ayrılma Fayı; KKD: Kesebir–Kardamos Domu; KT: Kephallonia Transform Fayı; LN: Lycian Napları; LNBT: Lycian Napları Ters Fayı; MCC: Metamorfik Çekirdek Kompleksi; MG: Menderes Grabenleri; NAT: Kuzey Ege Yükseltisi; NCDS: North Cycladic Ayrılma Zonu ; NSZ: Nestos Makaslama Zonu; OlW: Olympos Penceresi; OsW: Ossa Penceresi; OSZ: Ören Makaslama Zonu; Pel.: Peloponnese; ÖU: Ören Birimi; PQN: Phyllite–Quartzite Napı; SiD: Simav Ayrılma Fayı ; SRCC: South Rhodope Çekirdek Kompleksi; StD: Strymon Ayrılma Fayı; WCDS: West Cycladic Ayrılma Zonu; ZD: Zaroukla Ayrılma Fayı .	6
Şekil 2.2 Ege Denizi ve Çevresinin Depremsellik Haritası(USGS-NEIC, M 4.5-7.6) haritası.....	7
Şekil 2.3 Ege ve Anadolu Levhası üzerinde olan depremlerin odak mekanizma çözümleri.....	7
Şekil 2.4 Batı Anadolu'nun basit tektonik haritası, ana tektonik birimleri.....	11
Şekil 2.5 Çalışma alanının Karaburun Yarımadası'ndaki konumu. 1. Neojen öncesi temel kayaları, 2. Neojen çökelleri, 3. Yaylaköy Volkanitleri, 4. Karaburun Volkanitleri, 5. Kocadağ Volkanitleri, 6. Armağandağı Volkanitleri, 7. Foça Tüfü, 8. Menteş Volkanitleri, 9. Ovacık Bazaltı.	13
Şekil 3.1 Probabilistik sismik tehlike analizi aşamaları çözümleri.....	15

Şekil 3.2 Çalışma alanında meydana gelen sismik aktiviteler (1900-2016). (kırmızı çizgiler çalışma alanı ve çevresindeki fay çizgilerini göstermektedir. MTA kurumunun yayınladığı Türkiye sınırlarındaki aktif ve olası faylar Emre vd;2013 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır. Türkiye sınır dışındaki çizgisel deprem kaynakları ise sınırdan 200 km'yi kapsayan çalışma yapan Demircioğlu vd; 2016 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır)	19
Şekil 3.3 Çalışma alanında belirlenen sismik kaynak bölgeleri (alansal olarak çalışma yapılmıştır.). (mavi çizgiler çalışma alanı ve çevresindeki fay çizgilerini göstermektedir. MTA kurumunun yayınladığı Türkiye sınırlarındaki aktif ve olası faylar Emre vd;2013 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır. Türkiye sınır dışındaki çizgisel deprem kaynakları ise sınırdan 200 km'yi kapsayan çalışma yapan Demircioğlu vd; 2016 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır.)	22
Şekil 3.4 Belirlenen sismik alanlar için oluşturulan magnitüd-frekans ilişkisi (a) Zone-1 magnitüd-frekans ilişkisi (b) Zone-2 magnitüd-frekans ilişkisi (c) Zone-3 magnitüd-frekans ilişkisi (d) Zone-4 magnitüd-frekans ilişkisi (e) Zone-5 magnitüd-frekans ilişkisi (f) Zone-6 magnitüd-frekans ilişkisi (g) Zone-7 magnitüd-frekans ilişkisi	23
Şekil 3.5 (a) İvme değerlerinin 50 yıllık aşılma olasılıkları grafiği (b) Periyot(sn)-475 yıllık tekrarlanma süresi için ivme değerleri.)	29
Şekil 3.6 ASK-2014 azalım ilişkisi uygulanması sonucu elde edilen 475 yıllık tekrarlanma süresine karşılık gelen ivme değerleri haritası. (mavi çizgiler çalışma alanı ve çevresindeki fay çizgilerini göstermektedir. MTA kurumunun yayınladığı Türkiye sınırlarındaki aktif ve olası faylar Emre ve diğer.; 2013 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır. Türkiye sınır dışındaki çizgisel deprem kaynakları ise sınırdan 200 km'yi kapsayan çalışma yapan Demircioğlu ve diğer.; 2016 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır).....	30
Şekil 3.7 (a) İvme değerlerinin 50 yıllık aşılma olasılıkları grafiği (b) Periyot(sn)-475 yıllık tekrarlanma süresi için ivme değerleri.)	31
Şekil 3.8 (B-A 2008) azalım ilişkisi uygulanması sonucu elde edilen 475 yıllık tekrarlanma süresine karşılık gelen ivme değerleri haritası. (mavi çizgiler	

çalışma alanı ve çevresindeki fay çizgilerini göstermektedir. MTA kurumunun yayınladığı Türkiye sınırlarındaki aktif ve olası faylar Emre ve diğer.; 2013 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır. Türkiye sınır dışındaki çizgisel deprem kaynakları ise sınırdan 200 km'yi kapsayan çalışma yapan Demircioğlu ve diğer.; 2016 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır).	32
Şekil 3.9 (a) İvme değerlerinin 50 yıllık aşılma olasılıkları grafiği (b) Periyot(sn)-475 yıllık tekrarlanma süresi için ivme değerleri.....	33
Şekil 3.10 (Boore 2014) azalım ilişkisi uygulanması sonucu elde edilen 475 yıllık tekrarlanma süresine karşılık gelen ivme değerleri haritası. (mavi çizgiler çalışma alanı ve çevresindeki fay çizgilerini göstermektedir. MTA kurumunun yayınladığı Türkiye sınırlarındaki aktif ve olası faylar Emre ve diğer.; 2013 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır. Türkiye sınır dışındaki çizgisel deprem kaynakları ise sınırdan 200 km'yi kapsayan çalışma yapan Demircioğlu ve diğer.; 2016 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır).....	34
Şekil 3.11 (a) İvme değerlerinin 50 yıllık aşılma olasılıkları grafiği (b) Periyot(sn)-475 yıllık tekrarlanma süresi için ivme değerleri.....	35
Şekil 3.12 (Campbell ve Bozorgnia 2014) azalım ilişkisi uygulanması sonucu elde edilen 475 yıllık tekrarlanma süresine karşılık gelen ivme değerleri haritası. (mavi çizgiler çalışma alanı ve çevresindeki fay çizgilerini göstermektedir. MTA kurumunun yayınladığı Türkiye sınırlarındaki aktif ve olası faylar Emre vd;2013 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır. Türkiye sınır dışındaki çizgisel deprem kaynakları ise sınırdan 200 km'yi kapsayan çalışma yapan Demircioğlu vd; 2016 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır.)	36
Şekil 3.13 (a) İvme değerlerinin 50 yıllık aşılma olasılıkları grafiği (b) Periyot(sn)-475 yıllık tekrarlanma süresi için ivme değerleri.)	37
Şekil 3.14 (Chiou ve Young 2008) azalım ilişkisi uygulanması sonucu elde edilen 475 yıllık tekrarlanma süresine karşılık gelen ivme değerleri haritası. (mavi çizgiler çalışma alanı ve çevresindeki fay çizgilerini göstermektedir. MTA kurumunun yayınladığı Türkiye sınırlarındaki aktif ve olası faylar	

Emre ve diğeri.; 2013 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır. Türkiye sınır dışındaki çizgisel deprem kaynakları ise sınırdan 200 km'yi kapsayan çalışma yapan Demircioğlu ve diğeri.; 2016 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır.) 38



TABLÖLAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 3.1 Öncü ve artçı depremlerin ayırt edilmesinde kullanılan zaman-uzaklık penceresi.....	19
Tablo 3.2 Sismik Kaynak Bölgelerine Ait Depremsellik Parametreleri	24
Tablo 4.1 Uygulanan Azalım İlişkileri Sonucu Elde edilen İvme Değerleri	40



BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Türkiye yeryüzünün önemli deprem kuşaklarından biri olan ve Azor Adaları'ndan başlayıp Güneydoğu Asya'ya kadar uzanan Alp-Himalaya deprem kuşağı üzerinde bulunmaktadır (Pampal ve Özmen, 2007). Jeolojik özellikleri, topografik yapısı ve iklimi göz önüne alındığında yurdumuzun depremler başta olmak üzere doğal afetleri sıkça yaşayan ülkelerden birisi olduğunu söylemek mümkündür (Pampal ve Özmen, 2007). Deprem Bölgeleri Haritası'na göre depremsellik açısından dünyanın en aktif bölgelerinden biri üzerinde bulunan topraklarımızın %92'sinin çeşitli derecelerde deprem tehlikesi ile karşı karşıya olduğu görülmektedir.

Depreme dayanıklı bina yapımı ile ilgili tekniklerin geliştirilmesine altlık oluşturacak sismik tehlike haritalarının hazırlanması, önemli bir işlev olarak ortaya çıkmaktadır. Zira binaların depremden en az zararla ya da zararsız olarak kurtulabilmesi için inşaat alanının deprem tehlikesi bakımından değerlendirilmesi gerekir. Ayrıca yapılacak olan yapıların projelendirilmesinde bu değerlendirme göz önünde bulundurulmalıdır. Sismik aktivitesi fazla olan bir bölgede meydana gelecek depremin parametrelerinin (oluş zamanı, yeri, büyüklüğü, derinliği, vs.) önceden kestirimi mümkün değildir. Aynı şekilde zemin titreşimlerinin özelliklerini yansıtan hız, ivme, yer değiştirme ve spektral ivme gibi parametrelerin en büyük değerlerinin kestirimi de olanaksızdır. Bu durum, belirli bir zaman aralığında meydana gelecek depremlerin, inşaat alanında yaratacağı etkilerinin tahmin edilememesi bakımından, deprem mühendisliğinde karşılaşılan en önemli sorunlardan birisidir. Depremler zaman, yer ve büyüklük bakımından rassaldırlar. Bu nedenle depreme dayanıklı yapıların projelendirilmesinde kullanılacak olan parametrelerin belirlenebilmesi için, olasılık ve istatistik yöntemlerin kullanılması gerekir (Yücemen, 2008).

Çalışma alanı ve çevresinde yapılan sismik tehlike analizi çalışmalarından bazıları aşağıda sıralanmaktadır:

Altınok (1991) tarafından yapılan çalışmada Batı Anadolu (36.00° - 39.80° K ve 26.00° - 31.00° D) için Semi-Markov modeli kullanılarak deprem riski belirlenmiştir.

Çalışmada 1900-1986 yılları arasında magnitüdü $M \geq 5,5$ olan 75 adet deprem kullanılmıştır. Magnitüd aralıkları $5,5 \leq M \leq 6,0$ (M1), $6,0 \leq M \leq 6,5$ (M2) ve $M \geq 6,5$ (M3) olarak belirlenen çalışmada deprem büyüklük durumlarının büyüklük-büyüklük geçiş olasılıkları hesaplanarak aralık geçiş olasılıkları elde edilmiştir. Çalışmanın sonunda elde edilen büyüklük-büyüklük geçişlerinin aralık geçiş olasılıklarına göre, bölgede M1 deprem büyüklüğünün etkin olduğu, M1 büyüklüğündeki depremin ardından bir başka M1 büyüklüğündeki depremin olma olasılığının yüksek olduğu belirtilmiştir.

Firuzan (2008) tarafından yapılan çalışmada Batı Anadolu (36.50° - 40.00° K ve 26.00° - 30.00° D) sismotektonik özelliklerine göre sekiz alana ayrılarak istatistiksel frekans analizi uygulanmıştır. Çalışmada 1.1.1900-10.11.2006 yılları arasında meydana gelmiş $M_s \geq 4,0$ olan depremlerden yararlanılmıştır. Üstel, Gumbel, Log Pearson Tip 3 ve Genelleştirilmiş Pareto dağılımlarının kullanıldığı çalışmada her bir bölge için ayrı ayrı hesaplamalar yapılarak karşılaştırmalı bir değerlendirme yapılmıştır. Yapılan karşılaştırmalar sonucunda Genelleştirilmiş Pareto dağılımının belirli bir deprem şiddetini veya büyüklüğünü aşan ani çıkışlar için, Gumbel dağılımının da yıllık maksimum deprem verileri için en uygun dağılım olduğu ifade edilmiştir. Sonuç olarak çalışma alanı için “b” değerinin 0,40-0,70 aralığında olduğu ve en yüksek “b” değerinin de Gökova Körfezi için hesaplandığı belirtilen çalışmada hesaplanan “b” değeri sonuçlarının daha önce Ege Bölgesi ve çevresi için yapılan çalışmalarla uyumlu olduğu ifade edilmiştir (Papazachos, 1990; Öncel ve Wilson, 2004; Sayıl ve Osmaşahin, 2007).

Polat ve diğer., (2008) tarafından yapılan çalışmada fraktal davranış, sismik hareketsizlik z ve Gutenberg-Richter “b” parametreleri kullanılarak Batı Türkiye depremleri incelenmiştir. Yapılan çalışma sonucunda Ege Genişleme Bölgesi boyunca Çandarlı Körfez ve Bergama-Zeytinadağ Fay Zonu, İzmir Fayı ve Orhanlı Fay Zonu ve Buldan ve Çevresi olmak üzere üç anomali alanı tespit edilmiştir. Elde edilen tehlike parametrelerine göre çalışmanın sonunda Ege Genişleme Bölgesi içerisinde hasar yapıcı olası bir depremin büyüklüğünün $M_s=6,5$ 'a kadar çıkabileceği belirtilmiştir.

Sayıl ve Osmanşahin (2008) tarafından yapılan çalışmada jeolojisi, sismotektonik özellikleri ve plaka tektoniği özelliklerine göre 13 alt bölgeye ayrılan Batı Anadolu'nun (36.00° - 40.00° K ve 26.00° - 32.00° D) depremselliği En Küçük Kareler Yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır. Çalışmada hem tarihsel dönem verileri ($I_0 \geq 5,0$) hem de aletsel dönem verileri (2006 yılı sonuna kadar) ($M_s \geq 4,4$) kullanılmıştır. Çalışmanın sonucunda Gutenberg-Richter ilişkisindeki “a” değerinin $3,19 \pm 0,17$ – $5,15 \pm 0,52$ arasında; “b” değerinin ise $0,42 \pm 0,05$ – $0,66 \pm 0,07$ arasında değişim gösterdiği belirtilmiştir. Sonuç olarak yüksek “b” değerlerinin Demirci-Gediz, Gökova Körfezi ve Muğla-Göhlhisar bölgelerinde; düşük “b” değerlerinin ise Balıkesir ve Bodrum-İstanköy bölgelerinde gözlemlendiği ifade edilmiştir.

Bayrak ve diğer.. (2011) tarafından yapılan çalışmada Batı Anadolu (33.00° - 40.00° K ve 26.00° - 33.00° D) fay türleri, odak mekanizması ve depremsellik özelliklerine göre 15 farklı deprem kaynak bölgesine ayrılmıştır. Her bir kaynak bölgesi için Gutenberg-Richter bağıntısı olarak bilinen $\log N = a - bM$ denklemindeki “b” depremsellik parametresi En Büyük Olasılık yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır. Bu çalışma için 1900 yılından 2011 yılı Mart ayının sonuna kadar meydana gelen 69182 adet deprem verisi kullanılmıştır. Farklı kaynak bölgeleri için elde edilen “b” değerinin 0,71 ile 1,02 arasında değiştiği ifade edilmiştir. En büyük “b” değerinin ($b=1,02$) Zeytinadağ-Bergama fayı ile Akhisar fayının bulunduğu bölgede elde edildiği belirtilmiştir. En düşük “b” değerlerinin ise Marmaris-Köyceğiz ve Fethiye fayını içeren büyük bir kısmı denizde olan Rodos adasını içine alan bölge ($b=0,71$) ile Ege adalarını içine alan bölgede ($b=0,75$) tespit edildiği belirtilmiştir. Sonuç olarak “b” değeri ile gerilme arasındaki ilişki göz önüne alınarak çalışma alanı içerisinde büyük bir depremin meydana gelme olasılığının düşük “b” değerine sahip bu iki bölgede yüksek olduğu ifade edilmiştir.

Kılıç (2015a) tarafından yapılan çalışmada İzmir ili ve çevresinin (26.00° - 29.00° D ve 37.00° - 39.00° K) depremselliğinin uzaysal dağılımı ve en büyük magnitüd (MMAX) değeri belirlenmeye çalışılmıştır. Çalışma için 1964-2013 yılları arasındaki depremler ISC ve NEIC kataloglarından 1900-2013 yılları arasındaki depremler de KRDAE (Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü) kataloğundan

alınmıştır. Çalışmada sonuç olarak gerekli dönüşümler yapılarak tekdüze hale getirilen iki ayrı katalog kullanılmıştır. Depremselliğin ve en büyük magnitüd değerinin belirlenebilmesi ve haritalanabilmesi için çalışma alanı $0,25^{\circ}\text{K} \times 0,25^{\circ}\text{D}$ aralıklarla gridlenmiştir. Her bir alt bölge için Gutenberg-Richter bağıntısındaki “b” değeri En Küçük Kareler (EKK) ve Maksimum Olabilirlik (MO) yöntemleri kullanılarak hesaplanmıştır. “MMAX” değeri ise her bir alt bölgede Tate- Pisarenko, Kijko-Sellevoll (Cramer), Kijko-Sellevoll (Exact), Tate-Pisarenko-Bayes, Kijko-Sellevoll-Bayes, Robson-Whitlock ve Robson-Whitlock-Cooke yöntemleri kullanılarak elde edilmiştir. EKK ve MO yöntemlerine göre ortalama “b” değeri sırasıyla; ISC ve NEIC katalogları için 0,49 ve 0,74; KRDAE kataloğu için 0,69 ve 0,74 olarak hesaplanmıştır. “MMAX” değeri ise ISC (International Seismological Centre) ve NEIC (National Earthquake Information Center) katalogları için 7,8 ve KRDAE kataloğu için ise 7,2 olarak bulunmuştur. Çalışmanın sonunda hesaplanan düşük “b” ve yüksek “MMAX” değerlerinin; çalışma alanı içerisinde geçmişte olduğu gibi gelecekte de yıkıcı depremler olabileceğine işaret ettiği belirtilmiştir.

Sismik Tehlike; bir sahaya veya bir bölgeye etki etmesi olası sismik kaynakların temel özellikleri ve deprem üretebilme kapasiteleri dikkate alınarak gelecekte olabilecek deprem(ler) sonucu yer hareketlerinin genliklerini tutarlı bir şekilde tahmin edebilmektir. *Deprem tehlikesi*, hasar ve can kaybı yaratabilecek büyüklükte bir depremden kaynaklanan yer hareketinin belli bir yerde ve belli bir zaman periyodu içerisinde belirlenmesi olarak tanımlanır (Yücemen, 2008).

Bu çalışmada Urla-Çeşme-Karaburun bölgesi merkez alınarak oluşturulan 150 km yarıçaplı çemberin içerisinde kalan alan içerisindeki ilçelerin sismik tehlikesi tahmin edilmeye çalışılmıştır. Çalışma için 1900-2016 yılları arasında oluşan tarihsel ve aletsel döneme ait deprem bilgilerini içeren deprem kataloğu kullanılmıştır.

BÖLÜM İKİ

BÖLGENİN JEOLojİSİ VE TEKTONİĞİ

2.1 Bölgenin Tektoniği

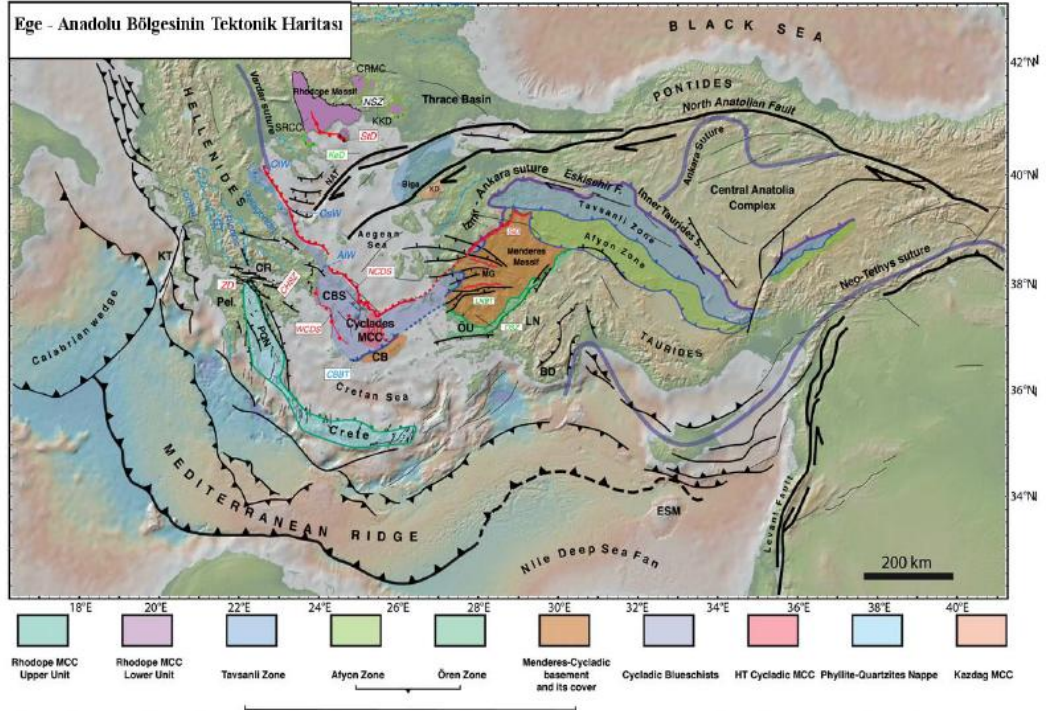
Anadolu Alp-Himalaya dağ oluşum kuşağı içinde yer almaktadır. Alp-Himalaya dağ oluşum kuşağı, Afrika, Arabistan ve Hindistan levhalarının kuzeye doğru hareket etmeleri ve Avrasya levhası ile çarpışmaları sonucunda meydana gelmiştir (Jolivet ve diğer., 2013) (Şekil 2.1).

Bu kıtasal çarpışma çok geniş bir deformasyon zonu oluşturmaktadır. Doğu Akdeniz bölümünde bulunan Anadolu-Ege bloğu saatin tersine dönerek Girit merkezli Ege yayına doğru hareket etmektedir. Bu yanal hareketin kuzey sınırını Kuzey Anadolu fayı belirlemektedir. Güney sınırını ise doğuda Doğu Anadolu fayı, güney Anadolu'da ise Kıbrıs ve Ege yayları oluşturmaktadır. Kıbrıs ve Ege yayları boyunca Afrika kıtasının kuzey kenarındaki okyanusal litosfer Anadolu ve Ege'nin altına dalarak yutulmaktadır (Blumenthal, 1963; Brunn ve diğer., 1971; Poisson, 1984, 1990, Marcoux, 1987; Kissel ve diğer., 1993; Frizon ve diğer., 1995).

Anadolu-Ege bloğunun saatin tersi yönünde dönme hareketinin iki ana sebebi vardır; birincisi, Doğu Anadolu' da Arabistan ve Avrasya levhalarının çarpışması ve bu sıkışma bölgesinden kıtasal Anadolu bloğunun batıya hareketi ve ikincisi ise Ege yayında batan okyanus kabuğunun ağırlığı sebebiyle arkın güneye doğru hareketi sonucunda Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde meydana gelen yaklaşık KKD-GGB genişlemedir (Arpat ve Bingöl, 1969; Koçyigit, 1984; Hancock ve Barka, 1987; Emre, 1996; Seyitoglu ve Scott, 1991, 1996; Patton, 1992). Batı Anadolu ve Ege Denizindeki yaklaşık K-G gerilmenin hızı güncel GPS verilerine göre 15 mm/yıl civarındadır.

Batı Anadolu, Pliyosen başlarından günümüze kadar önemli miktarda K-G kabuksal genişlemeye uğramıştır. Bu kıtasal genişleme rejimi, gömülü metamorfik çekirdek karmaşıklarının ortaya çıkmasına, graben ve horst sistemleri ve ilişkili fay sistemlerinin oluşmasına neden olmuştur (Bozkurt, 2001). Batı Anadolu'nun

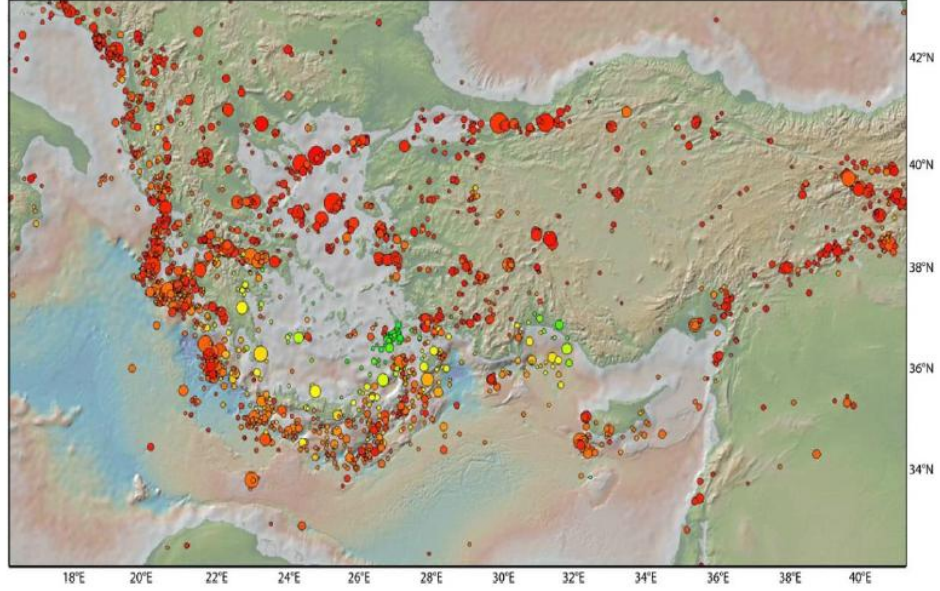
karakteristik özellikleri; graben sistemleri ve onları sınırlayan aktif fay sistemleri, yaygın genç volkanik kayaçları, ince kabuk yapısı ve yüksek jeotermal potansiyelidir (Şekil 2.2, Şekil 2.3).



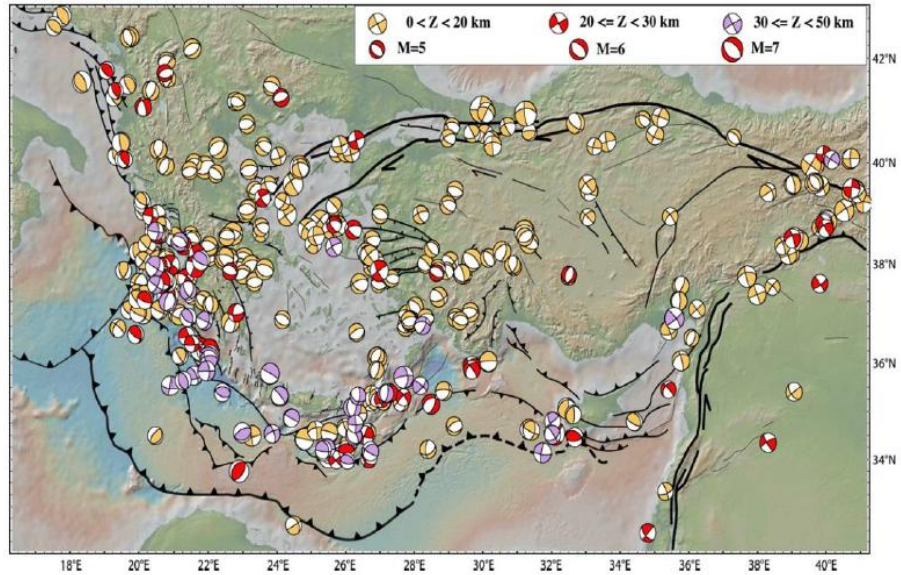
Şekil 2.1 Ege ve Anadolu'nun tektonik haritası. Ana aktif yapılar siyah çizgilerle, ana suture zonları kalın mor ya da mavi çizgilerle, Hellenik'deki ana ters faylanma zonları, ince mavi çizgilerle, Kuzey Cycladic Ayrılma (detachment) Fayı (NCDS) kırmızı ile onun genişlemesi olan Simav Ayrılma Zonu Sd ile gösterilmiştir. Ana metamorfik birim ve onun kontakları; AlW: Almyropotamos Penceresi; BD: Bey Dağları; CB: Cycladic Baseni; CBBT: Cycladic Baseni Ters Fay; CBS: Cycladic Mavi Şistleri; CHSZ: Orta Hellenik Makaslama Zonu; CR: Corinth Rifti; CRMC: Orta Rhodope Metamorfik Kompleksi; GT: Gavrovo-Tripolitza Napı; KD: Kazdağ Domu; KeD: Kerdylion Ayrılma Fayı; KKD: Kesebir-Kardamos Domu; KT: Kephallonia Transform Fayı; LN: Lycian Napları; LNBT: Lycian Napları Ters Fayı; MCC: Metamorfik Çekirdek Kompleksi; MG: Menderes Grabenleri; NAT: Kuzey Ege Yükseltisi; NCDS: North Cycladic Ayrılma Zonu ; NSZ: Nestos Makaslama Zonu; OlW: Olympos Penceresi; OsW: Ossa Penceresi; OSZ: Ören Makaslama Zonu; Pel.: Peloponnese; ÖÜ: Ören Birimi; PQN: Phyllite-Quartzite Napı; SiD: Simav Ayrılma Fayı ; SRCC: South Rhodope Çekirdek Kompleksi; StD: Strymon Ayrılma Fayı; WCDS: West Cycladic Ayrılma Zonu; ZD: Zaroukla Ayrılma Fayı (Jolivet ve diğer., 2013)

Kabuk içinde yer alan depremlerin makaslama yapıları olan doğrultu atımlı faylar, genişleme yapıları olan normal faylar ve grabenler boyunca, daha derin depremlerin

ise dalma-batma yapıları olan Hellenik ve Kıbrıs yayları boyunca yer aldığı görülmektedir (Özçelik, 2005).



Şekil 2.2 Ege Denizi ve Çevresinin Depremsellik Haritası(USGS-NEIC, M 4.5-7.6) haritası (Jolivet ve diğer., 2013)



Şekil 2.3 Ege ve Anadolu Levhası üzerinde olan depremlerin odak mekanizma çözümleri (Ryan ve diğer., 2009)

Batı Anadolu dünyanın en çok deprem üreten ve hızlı bir genişlemeye sahip olan bölgelerinden biridir (Bozkurt, 2001). Bölgede hem aletsel hem de tarihsel dönem de yıkıcı ve büyük depremler kaydedilmiştir. Bölge, oldukça karışık tektonik yapıya sahip olması nedeniyle sürekli depremler meydana gelmiş ve gelecekte de deprem oluşturma potansiyeli yüksek olan bir bölgeyi oluşturmaktadır. Batı Anadolu kuzeyde sağ yanal doğrultu atımlı Kuzey Anadolu fay zone, güneyde ise Ege-Batı Kıbrıs yayı boyunca süren sıkışma tektoniğinin etkisi altındadır ve kıta içi genişleme rejimi ile karakterize edilen bir bölgedir. Değişik şekil ve büyüklükte grabenlere sahip olan bölgede eğim atımlı ve normal faylar da büyük ölçekte bulunmaktadır. Bunların iç kısımlarını neojen ve kuvarterner yaşlı kayalar doldurmaktadır. En önemlileri Gediz, Büyük Menderes, Küçük Menderes vadileridir. Bu bölgeler D-B doğrultu atımlı faylarla sınıflandırılmış birçok bloklardan meydana gelmektedir. Bu bloklar arasında D-B uzanımlı grabenler yer almaktadır. Genel olarak bölge KKD-GGB yönlü bir çekme rejiminin etkisi altında bulunmaktadır (Bozkurt, 2001).

Büyük Menderes Fay Zonu: Büyük Menderes Grabeni, Denizli ile Ege Denizi arasında yaklaşık 150 km uzunluğunda ve 10-20 km genişliğe sahip olan aktif normal faylarla sınırlı D-B doğrultulu bir çöküntüdür. 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 (Paton, 1992; Tekin ve Hafizoğlu, 2004; Eravcı ve diğer., 2007).

Ege (Helen) Yayı: Avrasya ve Afrika arasındaki levha sınırı batıda Ege (Helen) Yayı ile çizilmektedir. Ege yay sistemi Ege Bölgesi'nin jeodinamik evriminde önemli bir role sahiptir. Ege Yayı'nın batı kesimi İonian hendeği tarafından temsil edilirken doğu kesimi daha çok bir transform fay şeklinde davranmaktadır. Ege yayının doğu kesimindeki transform fay, Ege Yayı ile Kıbrıs yayı arasındaki sınırı oluşturur ve Pliny-Strabo Fay Sistemi olarak isimlendirilir. Pliny-Strabo Fay Sistemi, karada Fethiye-Burdur Fay Zonu'na bağlanır.

Gediz Fay Zonu: Gediz Grabeni, doğuda Sarıgöl ile batıda Manisa ve Kemalpaşa arasında D-B genel uzanımında yaklaşık 150 km uzunluğundaki normal fay sistemine bağlı olarak şekillenmiştir (Emre ve diğer., 2005). Gediz Grabeni'nin ana fayı güney kenarı boyunca uzanır. Kuzeyde ise yer yer bu fayın antitetik bileşeni yer alır. Gediz Grabeninin Neojen çökellerini metamorfik temelden (Menderes Masifi) ayıran ana fay, Güney Sınır Fayı (Seyitoğlu ve Scott, 1996) ya da Karadut Fayı (Emre, 1996) olarak isimlendirilmiştir. Gediz grabenini kuzeyden sınırlayan fay, en batıda Marmara Gölü'nden başlar ve birbirine paralel dört ana fay takımından oluşur. Grabeni güneyden sınırlayan faylar ise yaklaşık 85 km uzunlukta olup Turgutlu ile Sarıgöl arasında uzanır (Eravcı ve diğer., 2007).

Küçük Menderes Fay Zonu: Gediz grabeninin hemen güneyinde Ödemiş-Bayındır- Torbalı-Tire ve Selçuk yerleşim alanları içerisinde geçen 5-20 km genişlikte ve 100 km uzunlukta Küçük Menderes grabeni yer alır (Gülkan ve diğer., 1993). Fay batıda Efes Antik şehri güneydoğusundan geçerek Ege Denizi'ne kadar uzanmakta ve de buradan Sisam adası kuzeyinden gelen fay zonu ile birleşmektedir (Dumont ve diğer., 1979; Angelier ve diğer., 1981).

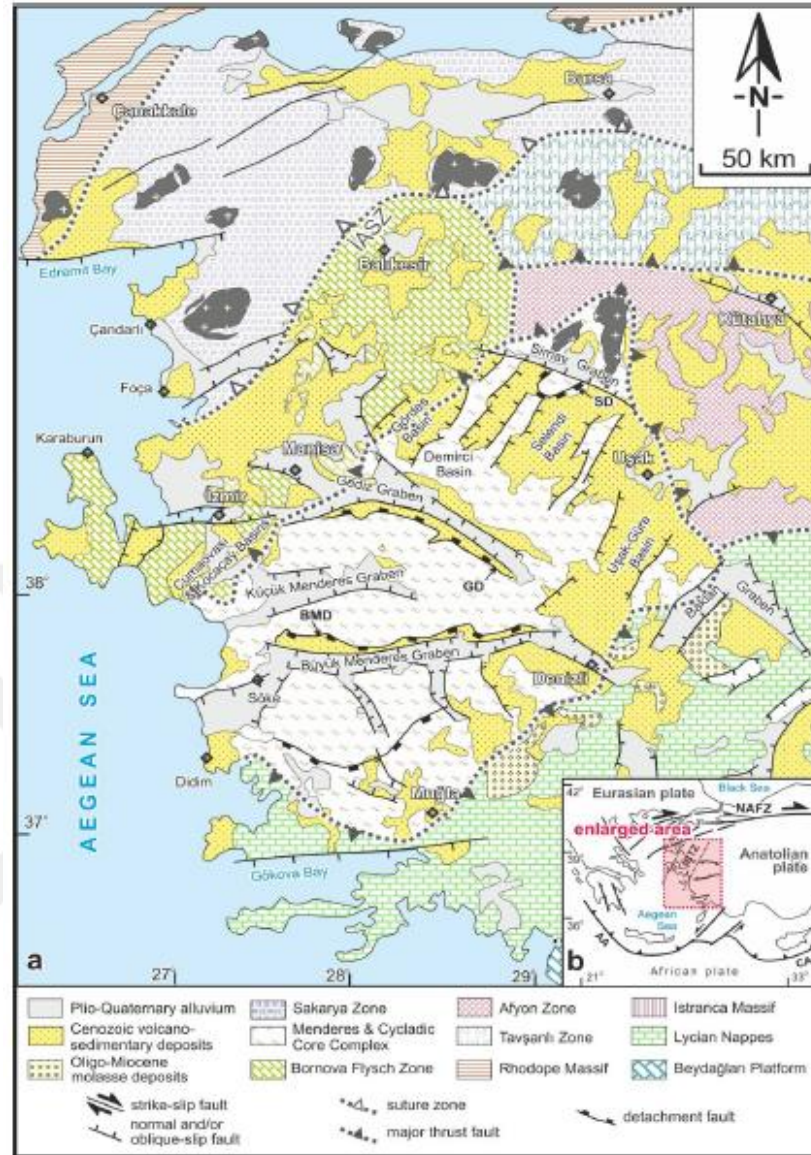
Simav Fay Zonu: Simav Fayı; Eskişehir Fayı'nın ve Kütahya Fayı'nın GB'sında, Ege'de genellikle normal faylarla temsil edilen açılma bölgesinin de KD'sunda yer alır. KB-GD doğrultulu olan Simav Fay Zonu yaklaşık 205 km uzunlukta ve sağ yanal atımlı diri bir fay sistemi olarak tanımlanmaktadır (Konak, 1982; Şaroğlu ve diğer., 1987, 1992; Doğan ve Emre, 2006, Bekler ve diğer., 2011).

Ula-Ören Fay Zonu: Ula-Ören Fay Zonu, Muğla'nın doğusunda Muğla-Yatağan fay zonundan dar bir açı yapacak şekilde ayrılarak B-GB doğrultusunda uzanır. Bu fay zonunun karadaki toplam uzunluğu 60 km civarında olup, Ören'in batısında denize girerek İstanköy Adası'nın güneyini izleyerek batıya doğru devam etmektedir. Bu fay zonu, K74D-77GD yönelimine sahip olup, listrik normal fay karakteri taşımaktadır. (Sertçelik ve Başer, 2010).

Yavansu Fayı: Yavansu Fayı Batı Anadolu'da gözlenen normal faylara en iyi örneklerinden biridir. Yavansu Fayı Kuşadası güneyinde yer almaktadır ve yaklaşık D-B doğrultuludur. Yapılan çalışmalar sonucunda Büyük Menderes sisteminin devamı olarak düşünülebileceği ifade edilmiştir (Hancock ve Barka, 1987; Stewart ve Hancock, 1990).

2.2 Bölgenin Jeolojisi

Batı Anadolu'daki sahaya yönelik araştırmalar, D - B eğilimli geç Cenozoik havzalarının yaklaşık D-B yönlü ayrılma ve yüksek açılı normal faylarla sınırlandırıldığını ortaya koymuştur (Koçyiğit ve diğer., 1999; Bozkurt, 2000, 2001; Sözbilir, 2001, 2002; Bozkurt ve Sözbilir, 2004, 2006; Emre ve Sözbilir, 2007; Çiftçi ve Bozkurt, 2007, 2008, 2009). Kabuk ölçekli metamorfik çekirdek kompleksi ile kinematik olarak bağlı olan ayrılma fayları, Menderes çekirdek kompleksi (MCC) ve yaklaşık D - B ve KD – GB yönlü profil havzaları, Batı Anadolu'nun en belirgin özelliklerini oluşturur Hertz ve diğer., 1995; Yılmaz ve diğer., 2000; Bozkurt ve Oberhänsli, 2001; Gessner ve diğer., 2001; Işık ve Tekeli, 2001; Ring ve diğer., 2003; Purvis ve Robertson, 2004; Bozkurt ve Sözbilir, 2004). Bu ildeki ayrılma fay sistemleri, alt plakadaki Menderes çekirdek karmaşığının yükselmesi ve üst plakadaki asimetric yukarı yönlü ayrılma havzalarının oluşumu ile ilişkilidir. Ek olarak, Batı Anadolu'da KB eğilimli Miyosen birikimi kontrol eden bir dizi KB-GD eğilimli doğrultu atımlı fayların varlığını ortaya çıkaran bazı çalışmalar bulunmaktadır (Kaya, 1981; Genç ve diğer., 2001; Kaya ve diğer., 2004; Kaya ve diğer., 2007; Uzel ve Sözbilir, 2008; Sözbilir ve diğer., 2011) (Şekil 2.4).

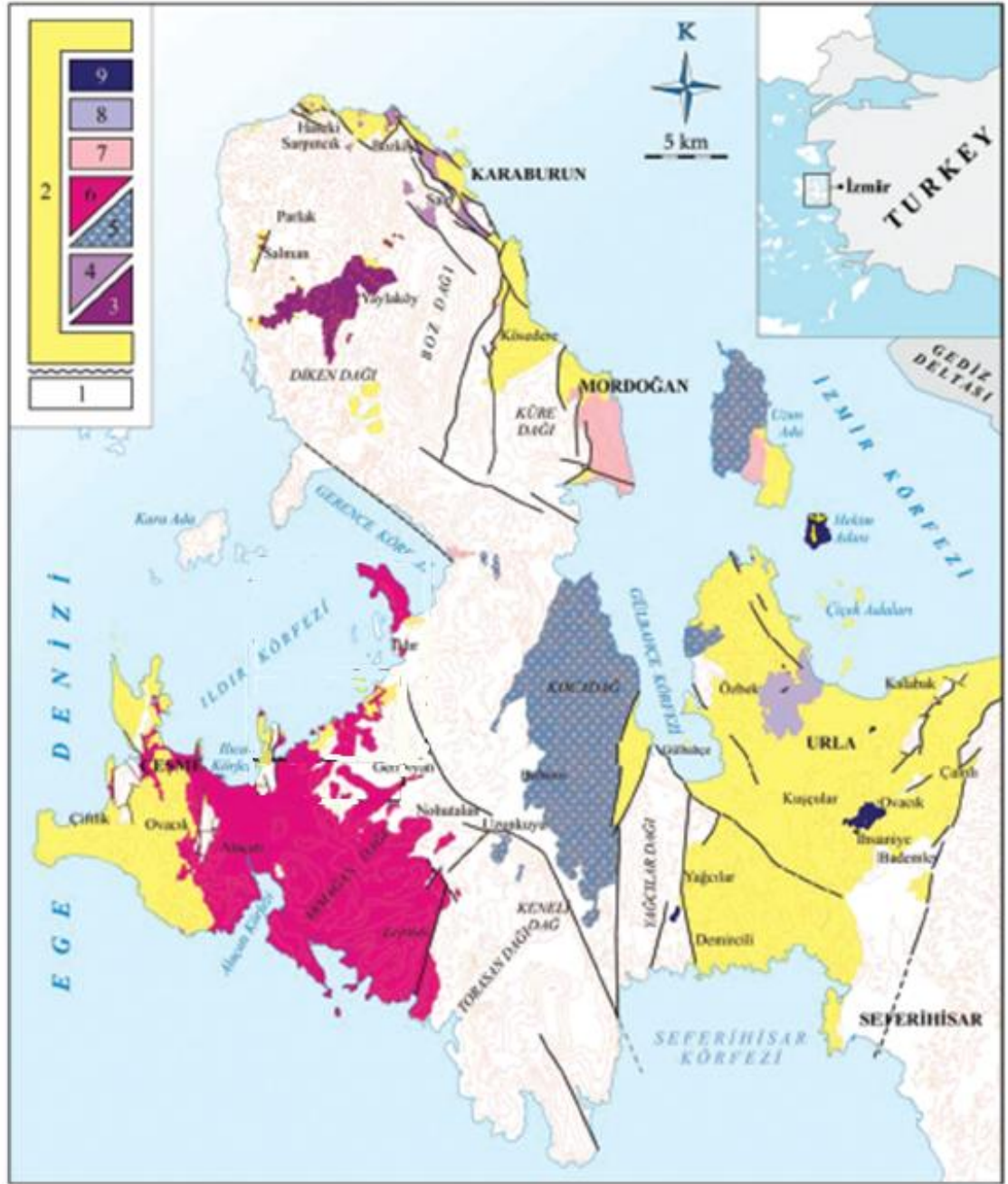


Şekil 2.4 Batı Anadolu'nun basit tektonik haritası, ana tektonik birimleri (Okay ve Siyako, 1993; Bozkurt ve Park, 1994; Bozkurt, 2001, 2004; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Sözbilir, 2001, 2002b; Işık ve diğer., 2003, 2004; Collins ve Robertson, 2003; Özer ve Sözbilir, 2003; Sözbilir, 2005)

Karaburun Yarımadası'ndaki karasal Tersiyer tortullaşması ve volkanizması, Neojen kaya birimleri ile simgelenir. Bornova Fliş Zonu kayalarının tektonik yerleşimi ile Erken Miyosen havza oluşumu arasında geçen süre boyunca bölgenin deformasyona uğradığı ve aşındığı kabul edilir. Çeşme Yarımadası'ndaki Alt-Orta Miyosen kaya birimleri ile Çakmakoğlu ve Bilgin (2006)'de tanımlanan Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı temel kayaları arasındaki dokanaklar açılı uyumsuz ya da tektoniktir.

Türbiditik özellikteki Dikendağı formasyonu (Siluriyen-Karbonifer) ile kırıntılı ve karbonat kayalardan oluşan Alandere formasyonu (Başkiriye-Vizeyen), denizel Paleozoyik çökelimini simgeler. Paleozoyik temeli açılı uyumsuzlukla üstleyen Mesozoyik sekansının tabanındaki Gerence formasyonu, Skitiyen yaşlı transgresif çökellerle başlar ve Anisiyen’de karbonat kaya egemen derin deniz çökelleriyle devam eder. Ladiniyen döneminin neritik karbonat çökelimini yansıtan Camiboğazi formasyonu, geçişli olarak Gerence formasyonu üzerine gelir. Geç Triyas’ta sık denizel çökellerle (Güvercinlik formasyonu) devam eden Mesozoyik çökeli, Jura’da neritik karbonatlarla (Nohutalan formasyonu) temsil edilir.

Karaburun Yarımadası’nın kuzey bölümünde Alt Miyosen yaşlı yelpaze deltası ve göl çökelleri ile onların üzerinde yer alan Yaylaköy volkanitlerinin yayılımı bulunur (Innocenti ve Mazzuoli, 1972; Borsi ve diğer., 1972; Türkecan ve diğer., 1998; Aras ve diğer., 1999; Helvacı ve diğer., 2009; Çakmakoglu ve diğer., 2013). Yarımada’nın kuzey kıyılarında egemen gölsel Alt-Orta Miyosen çökelleri, kuzeydoğusunda ise Orta-Üst Miyosen çökelleri yüzeyler. Yarımada’nın K-KD kesiminde Göktaş (2014a,b) tarafından tanımlanan Karaburun volkanitleri, Alt-Orta Miyosen yaşlı Karaburun grubu gölsel çökellerine yanal giriktir. Gülbahçe fayı (Emre ve diğer., 2005) ile Urla çöküntüsünden ayrılan Karaburun yükseltisinin güney bölümünde, kalkalkali riyodasit-dasit-andezit bileşim aralığındaki volkanitlerden yapıllı ‘Kocadağ’ ve ‘Armağan Dağı’ volkanik kompleksleri yer alır (Innocenti Mazzuoli, 1972; Borsi ve diğer., 1972; Türkecan ve diğer., 1998; Helvacı ve diğer., 2009). Armağandağı volkanizması, Çeşme Yarımadası’ndaki egemen gölsel geç Erken-erken Orta Miyosen çökeliyle yanal ilişkili gelişim göstermiştir (Göktaş, 2010) (Şekil 2.5).



Şekil 2.5 Çalışma alanının Karaburun Yarımadası'ndaki konumu. 1. Neojen öncesi temel kayalar, 2. Neojen çökelleri, 3. Yaylaköy Volkanitleri, 4. Karaburun Volkanitleri, 5. Kocadağ Volkanitleri, 6. Armağandağı Volkanitleri, 7. Foça Tüfü, 8. Menteş Volkanitleri, 9. Ovacık Bazaltı. (Göktaş, 2016)

BÖLÜM ÜÇ

SİSMİK TEHLİKE ANALİZİ

3.1 Olasılıksal Sismik Tehlike Analizi

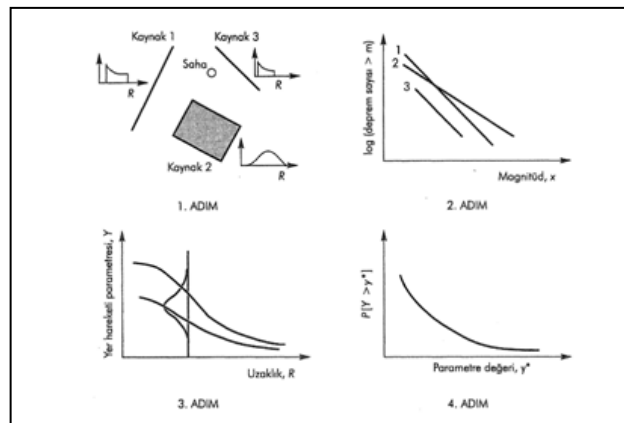
Olasılıksal kavramların geçtiğimiz 20 ile 30 yılda kullanımıyla birlikte deprem boyutu, yeri ve tekrarlanma aralığı ve deprem büyüklüğü ile lokasyonuna bağlı olarak yer hareketi özelliklerinde meydana gelen değişimlerde karşılaşılan belirsizlikler, sismik tehlikelerin değerlendirilmesinde hesaba katılmaya başlanmıştır. Olasılıksal sismik tehlike analizi (OSTA) ile bu belirsizlikler tespit edilebilmekte, nicel olarak değerlendirilebilmekte ve sismik tehlikeyi daha sağlıklı olarak ortaya koymada akılcı bir şekilde birleştirilebilmektedir. OSTA'nın kavramlarını ve mekaniğini anlamak için olasılık kuramının temel kavramlar ve terminolojisiyle aşina olmak gerekir (Yücemen, 2011).

Olasılıksal sismik tehlike analizinin çıktısı, göz önünde tutulan bir noktadaki belirli bir zemin hareketi değişkeninin ya da deprem şiddetinin olasılık dağılımıdır. Belirli bir inşaat sahasındaki sismik tehlikenin belirlenmesi için uygulanacak olan olasılıksal sismik tehlike analizi (OSTA) disiplinler arası bir çalışmayı gerektirmektedir ve bu amaçla yürütülecek olan çalışmanın başlıca aşamaları aşağıda sıralanmıştır (Yücemen, 2011) (Şekil 3.1).

- (i) Etkilenme alanının tespiti ve bu alanda geçmişte meydana gelmiş depremlerle ilgili bilgileri içeren deprem kataloglarından yararlanarak bir sismik veri tabanının hazırlanması ve gerekli değişiklikleri ve ayarlamaları yaparak bu veri tabanının yeknesak ve yansız olmasının sağlanması.
- (ii) İncelenen bölgede alansal ve çizgisel sismik kaynakların tanımlanması. Aktif fay haritasının hazırlanması ve tanımlanan fayların özelliklerini ifade eden parametrelerin değerlerinin belirlenmesi.
- (iii) Deprem merkez-üstlerinin konumlarını ve bunların belirlenen aktif faylar ile ilişkilerini incelemek üzere bir sismotektonik haritanın çizilmesi. Sismik veri tabanında yer alan depremlerin merkez-üstlerinin konumuna

göre sismik kaynaklara dağıtılması ve buna bağlı olarak da her sismik kaynak için elde edilecek magnitüd-yineleme ilişkisine göre magnitüd için bir olasılık dağılımının çıkartılması ve diğer depremsellik parametrelerinin değerlerinin saptanması. Belirlenen sismik kaynakların hiçbiri ile ilişkilendirilemeyen depremlerin katkısını da dikkate almak üzere alansal geri plan sismik kaynakların tanımlanması.

- (iv) Depremlerin zaman içinde oluşumları için uygun bir stokastik modelin seçilmesi.
- (v) Yerel verilere dayanan bir yer hareketi tahmin (azalım) ilişkisinin çıkartılması ya da mevcutlar arasından uygun birinin seçilmesi.
- (vi) Göz önünde tutulan tüm sismik kaynakların inşaat sahasındaki sismik tehlikeye katkılarını birleştirecek bir hesaplama algoritmasına göre seçilen deprem şiddeti ölçüsü ya da zemin hareketi parametresi için olasılık dağılımının elde edilmesi. Sayısal hesaplamalar, bu amaçla hazırlanmış olan bilgisayar yazılımları kullanılarak yapılacağından uygun bir yazılım paketinin seçilmesi.
- (vii) Değişik türdeki belirsizliklerin değerlendirilmesinin ya doğrudan yapılması ya da duyarlılık analizleri ve mantık ağacı ya da benzeri yöntemler yolu ile bilgi eksikliğinden kaynaklanan (epistemic) belirsizliklerin etkilerinin sonuçlara yansıtılması.
- (viii) Belirli aşılma olasılıklarına (ya da yineleme sürelerine) karşılık gelen deprem yer hareketi değerlerinin elde edilmesi ve bu değerlere göre deprem tehlikesi haritalarının çizilmesi.



Şekil 3.1 Probabilistik sismik tehlike analizi aşamaları

3.1.1 Çalışma Alanı İçin Deprem Kataloğunun Oluşturulması

Belirlenen çalışma alanı için sismik tehlike analizi çalışmalarına başlamak için ilk adım bu bölge için bir deprem kataloğunun oluşturulmasıdır. Bunun için tarihsel ve aletsel dönem deprem verilerinin bir araya getirilmesi gerekmektedir. Tarihsel dönem deprem verileri; analog deprem kayıtçı ekipmanlarının kullanımına başlandığı 1900 yılından önceki dönemi kapsar. Aletsel dönem deprem verileri; analog deprem kayıtçı ekipmanlarının kullanımına başlandığı 1900 yılından sonraki dönemi kapsar.

Deprem kataloğu oluştururken sadece çalışma alanında oluşan depremlerin aksine çalışma alanı ve yakın çevresinde meydana gelen depremlerde hesaba katılmalıdır. Çalışma alanının çevresindeki aktivitelerinde bu bölgeye etkisinin görülmesi gerekir. Bu sebeple Urla-Çeşme-Karaburun ilçeleri merkez alınarak 150 km yarıçaplı alan içerisindeki 1900-2016 yılları arasında gerçekleşen sismik kayıtlar bir araya getirilerek bir katalog oluşturulmuştur. Çalışma için AFAD'ın veri tabanından sismik kayıtlar (<http://www.deprem.gov.tr:1217/tr/ddakatalogu>) indirilerek deprem kataloğu oluşturulmuştur.

Çalışma alanı için 1900-2016 yılları arasında 116 yıllık dönemde gerçekleşmiş sismik aktivitelerden deprem kataloğu oluşturulmuştur. Ancak deprem kataloglarındaki deprem magnitüdleri değişik ölçeklerde verilebilir. Bunların tek ölçeğe dönüştürülerek magnitüd açısından tek bir veri tabanı oluşturulmalıdır. Kataloglarda yer alan değişik magnitüd ölçeklerinin tek bir magnitüd ölçeğine çevrilmesinde moment magnitüdünün (M_w) esas alınması uygun olacaktır. Farklı büyüklük ölçeklerine göre (cisim dalga magnitudu – M_b , süre magnitüdü – M_d , yerel magnitüd – M_L ve yüzey dalgası magnitüdü – M_s) raporlanan deprem kayıtlarının M_w ölçeğine çevrilmesi oldukça önemli bir sorun teşkil etmektedir. Çalışma alanında deprem kataloğundaki magnitüd ölçekleri moment magnitüdüne (M_w) çevrilmiştir. Bu dönüşümün gerçekleşmesi için araştırmacılar değişik amprik dönüşüm ilişkileri gerçekleştirmiştir. Bu ilişkilerin elde edilmesinde yaygın olarak standart en küçük kareler regresyonu kullanılmıştır. Yapılan çalışma için kullanılan dönüşüm ilişkileri Denklem (3.1) ile verilmiştir (Kadirioğlu ve Kartal., 2016).

$$M_w = 1,0319(\pm 0,025)m_b + 0,0223(\pm 0,130)$$

$$3,9 \leq m_b \leq 6,8(3.1.a)$$

$$M_w = 0,7947(\pm 0,033)M_d + 1,3420(\pm 0,163)$$

$$3,5 \leq M_d \leq 7,4(3.1.b) \quad (3.1)$$

$$M_w = 0,8095(\pm 0,031)M_L + 1,3003(\pm 0,154)$$

$$3,3 \leq M_L \leq 6,6(3.1.c)$$

Depremlerin meydana gelmesi sürecinin tahmininde, kendilerinden önceki depremlere bağımlı veya bağımsız olarak oluştuğunu varsayan çeşitli stokastik modeller vardır. Bu modellerden en yaygın kullanılanı Poisson modelidir. Yapılan bu çalışmada Poisson modeli kullanılmıştır.

Deprem olaylarının zaman uzayında bir Poisson süreci oluşturabilmeleri için;

- (i) Herhangi bir yıl içerisinde olacak deprem, takip eden yılda olacak depremin oluşunu önceden etkilemez. Yani depremler zamanda bağımsızdır.
- (ii) Herhangi bir kaynakta oluşan deprem başka bir kaynakta olacak depremi etkilemez. Yani depremler uzayda bağımsızdır.
- (iii) Aynı anda ve aynı yerde iki ayrı depremin olma olasılığı sıfırdır.

koşullarını sağlamaları gerekir. Poisson modeline göre incelenen bir bölgede, t zaman diliminde M_0 alt magnitüd sınırından büyük n sayıda deprem olma olasılığı:

$$P_n(t) = \frac{e^{-\lambda t} (\lambda t)^n}{n!} \quad (3.2)$$

denklemini ile ifade edilebilir.

Bu denklemde,

$P_n(t)$: t sürede n adet olay (deprem) olma olasılığını,

n : Olay sayısını,

λ : İncelenen bölgede, birim zaman süresinde (genellikle bir yıl) meydana gelen ortalama deprem sayısını göstermektedir.

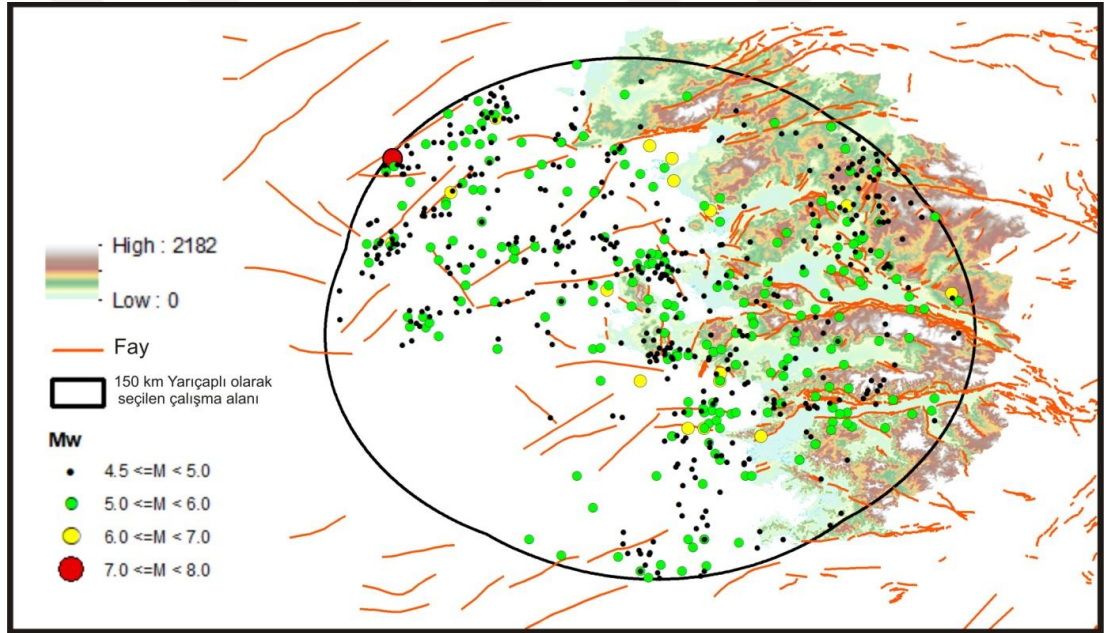
Olasılıksal sismik tehlike analizinde yaygın bir şekilde kullanılan Poisson modeli depremlerin gerek mekan, gerekse zaman açısından birbirlerinden bağımsız bir şekilde meydana geldikleri varsayımına dayanır. Poisson modelinin gerektirdiği bağımsızlık koşulunu sağlamak için deprem öbekleşmelerinin belirlenerek öncü ve artçı depremlerin (ikincil depremler) sismik veri tabanından çıkartılması gerekir (Yücemen, 2011).

Öncü ve artçı şokların zaman ve mekana göre belirlenmesi için birçok çalışmalar yapılmıştır (örneğin: Gardner ve Knopoff, 1974, Prozorov ve Dziewonski, 1982, Savage ve Rupp, 2000 ve Kagan, 2002). Öncü ve artçı depremler zamansal ve mekansal olarak ana şok etrafında benzer dağılımlar göstermektedirler. Bu nedenle, ikincil depremlerin tayini öncü ve artçı depremler için farklılık göstermemektedir. Mühendislik uygulamaları için belirli bir büyüklük seviyesindeki depremlerin, deprem bölgesi, sismik kaynak, ilgili fayın uzunluğu ve çeşidi gibi ayrımlar gözatılmaksızın aynı ikincil deprem aktivitesine yol açtığını kabul eden çalışmalardır. Burada da her bir deprem büyüklüğü seviyesi için, bu seviyede bulunan bir ana şoka belirli bir zaman ve uzaklık penceresi içinde kalan bütün depremlerin ilgili ana şokun artçı depremleri olduğu kabul edilmiştir. Bir depremin öncü deprem sayılabilmesi için ise, kendi büyüklük seviyesi için belirlenmiş olan zaman ve uzaklık pencerelerinin içerisinde, kendisinden daha büyük bir deprem bulunması gerekmektedir (Deniz ve Yücemen, 2005) (Tablo 3.1).

Tablo 3.1 Öncü ve artçı depremlerin ayırt edilmesinde kullanılan zaman-uzaklık penceresi (Deniz ve Yüçemen, 2005)

Magnitüd	Uzaklık (km)	Zaman (gün)
4.5	35.5	42
5.0	44.5	83
5.5	52.5	155
6.0	63.0	290
6.5	79.4	510
7.0	100.0	790
7.5	125.9	1326
8.0	151.4	2471

Çalışma alanında yapılan öncü artçı depremlerin ayırt edilmesi sonucu ana depremler Şekil 3.2 ile verilmiştir.



Şekil 3.2 Çalışma alanında meydana gelen sismik aktiviteler (1900-2016). (kırmızı çizgiler çalışma alanı ve çevresindeki fay çizgilerini göstermektedir. MTA kurumunun yayınladığı Türkiye sınırlarındaki aktif ve olası faylar Emre ve diğer., 2013 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır. Türkiye sınır dışındaki çizgisel deprem kaynakları ise sınırdan 200 km'yi kapsayan çalışma yapan Demircioğlu ve diğer., 2016 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır.)

3.1.2 Sismik Kaynakların Belirlenmesi ve Depremsellik Parametrelerinin Hesabı

Geometrik özelliklerine göre depremlerin mekan içinde oluşumu; nokta, çizgi ve alan kaynak olmak üzere üç çeşit deprem kaynağına dayandırılmıştır. Kaynak boyutlarının, kaynağın proje alanına uzaklığına oranla küçük olduğu bir bölgeyi belirtmek için nokta kaynak tanımlaması yapılmıştır. Bu tanımlamaya göre, nokta kaynak içerisinde meydana gelecek bütün depremlerin proje alanına olan uzaklıkları eşit alınabilir. Yeryüzünde depremlerin büyük çoğunluğu aktif fay sistemleri etrafında veya üzerinde meydana geldiği bilinmektedir. Deprem odaklarının bir fay doğrultusu boyunca ortaya çıkacağı öngörüsünden hareketle, fay hatları sismik tehlike hesabında çizgi kaynak olarak değerlendirilir. Bazen inceleme alanında geçmiş depremler ile jeolojik yapı arasında ilişki kurulamaz. Böyle durumlarda, çalışma alanı olarak seçilen bölge için, depremlerin her yerde eşit olasılıkla ortaya çıkabileceği öngörüsü ile bir alan kaynak modellemesi yapılır (Yücemen, 2008).

Üstel Dağılım Modeli: Deprem magnitüdlerinin olasılık dağılımı, magnitüdlere bunların oluş sıklıkları arasındaki ilişkiyi gösteren tekerrür bağıntılarından çıkartılır. En yaygın kullanılan ilişki Richter (1958) tarafından önerilen aşağıdaki doğrusal magnitüd-sıklık ilişkisidir. Depremsellik ve deprem magnitüdlerinin olasılık dağılımlarını belirlemek için, deprem magnitüdü M 'yi, birim zamandaki bütün depremlerin sayısı N 'ye bağlayan bağıntı aşağıdaki gibi ifade edilmiştir:

$$\text{Log}N(M)=a-b(M) \quad (3.3)$$

$N(M)$ = birim zaman içinde magnitüdü M 'ye eşit ya da M 'den büyük ortalama deprem sayısı; a ve b = ilgili bölge için saptanan regresyon katsayıları;

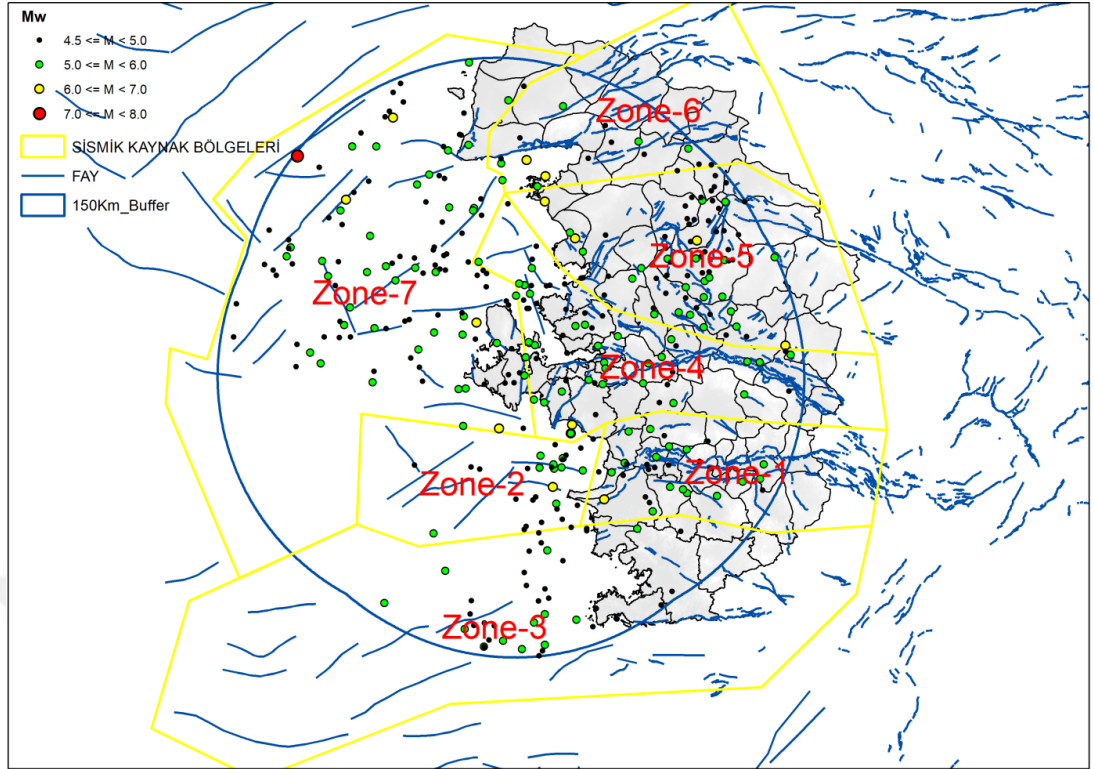
M = Richter magnitüdü

Log = 10 tabanına göre logaritmadır.

Eğer $\alpha = a(\ln 10)$ ve $\beta = b(\ln 10)$ olarak tanımlanırsa, şu şekilde yazılabilir.

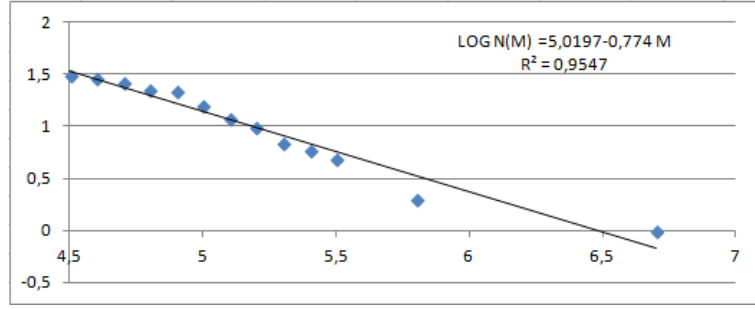
$$N(m) = e^{\alpha - \beta m} \quad (3.4)$$

Denklem 3.4’de α , bir bölgede olabilecek depremlerin toplam sayısına ilişkin bilgiyi yansıtmaktadır. α değerleri, genellikle göz önünde tutulan bölgenin büyüklüğü ve incelenen zaman süresi ile doğrudan doğruya ilgilidir. Buna karşılık β değerleri daha çok bölgenin tektonik yapısı ile ilişkilidir ve büyük magnitüdlü depremlerin küçüklere olan göreceli oranını gösterir. Bu bakımdan, β değerleri bölgenin tektonik açıdan sismik etkinliğinin bir göstergesi olarak kabul edilir. β ’nın değeri sismik bölgeler arasında farklılık göstermektedir. Genellikle, sismik tehlike analizlerinde magnitüd için m_0 gibi bir alt sınır saptanır. Alt sınır değerinden daha küçük magnitüdlü depremler mühendislik yapılarında bir hasar yaratamayacaklarından, bunlar sismik tehlike analizine katılmazlar. Ayrıca, m_0 ’dan daha küçük depremler için istatistiksel veriler çoğu kez güvenilir değildir. Geçmiş deprem kayıtları, sonsuz enerjinin açığa çıkmasının olanaksız olduğunu göstermektedir. Diğer bir deyimle, magnitüd için bir üst sınır vardır. Deprem magnitüdlerinin üst sınırı, o bölgede beklenebilecek en büyük deprem magnitüdü m_1 ile belirlenecektir (Yücemen, 2008).

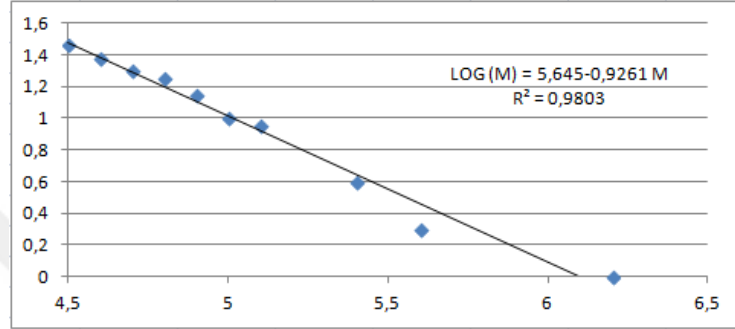


Şekil 3.3 Çalışma alanında belirlenen sismik kaynak bölgeleri (alansal olarak çalışma yapılmıştır.). (mavi çizgiler çalışma alanı ve çevresindeki fay çizgilerini göstermektedir. MTA kurumunun yayınladığı Türkiye sınırlarındaki aktif ve olası faylar Emre ve diğer., 2013 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır. Türkiye sınır dışındaki çizgisel deprem kaynakları ise sınırdan 200 km'yi kapsayan çalışma yapan Demircioğlu ve diğer., 2016 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır.)

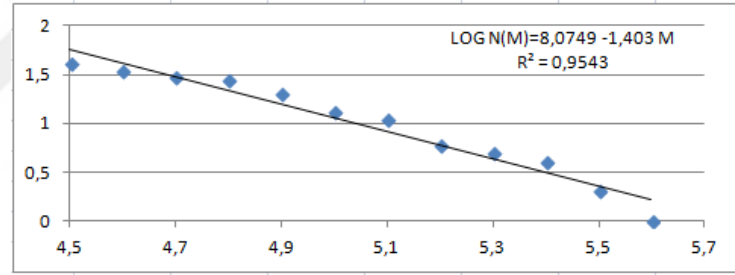
Yapılan çalışmada kullanılan deprem büyüklükleri moment magnitüdü olarak 4,5'tan daha küçük değerler analizin dışında bırakılmıştır. Çalışma alanı olarak belirlene 150 km'lik alan içerisinde bulunun depremler ve fayların dağılımına bakılarak çalışma alanında 7 adet sismik alan oluşturulmuştur. Şekil 3.3'de verilen sismik kaynak bölgelerine dağıtılması ile elde edilen depremsellik parametreleri Tablo 3.2'de verilmiştir. Her bir sismik kaynak bölgesi için, Gutenberg-Richter büyüklük-sıklık ilişkisinin hesaplanmasında doğrusal regresyon yöntemi kullanılmıştır. Tablo 3.2'de β değerlerinin mutlak değerleri verilmiştir. λ (göz.) değerleri ise, gözlenen deprem sayılarının gözlem süresine bölünmesi ile elde edilmiştir (Şekil 3.4).



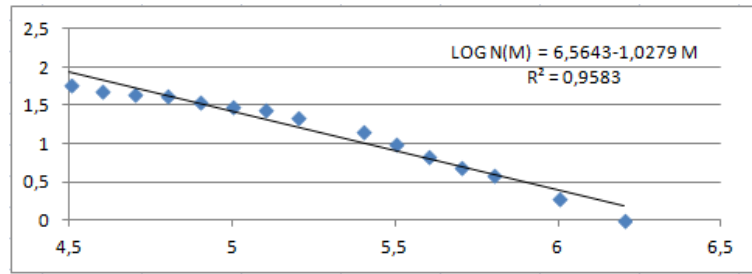
(a)



(b)

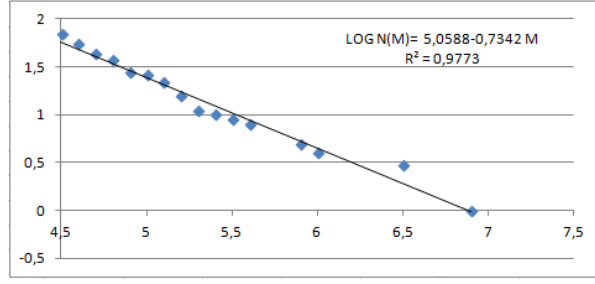


(c)

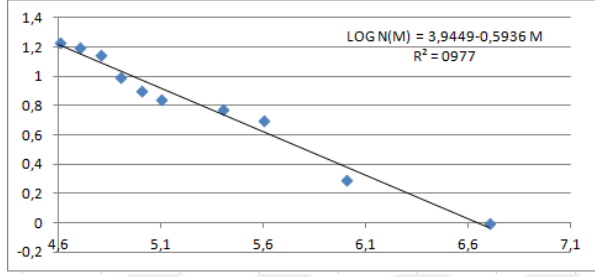


(d)

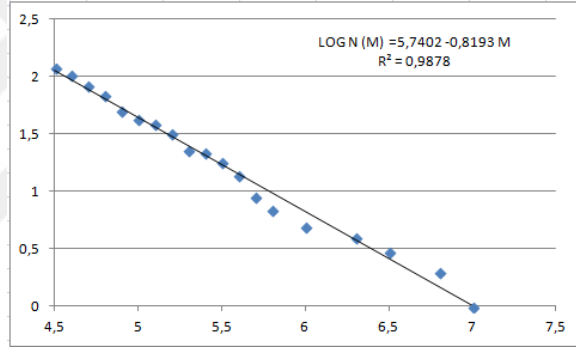
Şekil 3.4 Belirlenen sismik alanlar için oluşturulan magnitüd-frekans ilişkisi (a) Zone-1 magnitüd-frekans ilişkisi (b) Zone-2 magnitüd-frekans ilişkisi (c) Zone-3 magnitüd-frekans ilişkisi (d) Zone-4 magnitüd-frekans ilişkisi (e) Zone-5 magnitüd-frekans ilişkisi (f) Zone-6 magnitüd-frekans ilişkisi (g) Zone-7 magnitüd-frekans ilişkisi



(e)



(f)



(g)

Şekil 3.4 devamı

Tablo 3.2 Sismik kaynak bölgelerine ait depremsellik parametreleri

SİSMİK KAYNAK BÖLGELERİ	β Değeri	λ (göz.) Değeri	b Değeri
ZONE-1	1,7822	0,2672	0,774
ZONE-2	2,1324	0,25	0,9261
ZONE-3	3,2305	0,3448	1,403
ZONE-4	2,3668	0,5086	1,0279
ZONE-5	1,6906	0,5948	0,7342
ZONE-6	1,3668	0,1466	0,5936
ZONE-7	1,8865	1,0259	0,8193

3.1.3 Azalım İlişkileri

Deprem tehlikesini belirlemeye yönelik olarak yapılan çalışmaların ilk aşaması deprem dalgalarının mekânsal değişimini modellemektir. Bu değişim azalım ilişkileri kullanılarak dikkate alınmaktadır. Azalım ilişkilerinde genellikle deprem büyüklüğü, kaynağa uzaklık, kaynak mekanizması ve yerel zemin koşulları göz önünde bulundurularak, kuvvetli yer hareketinin ivme, hız ve yer değiştirme parametreleri belirlenmektedir (Yüçemen, 2008).

Azalım ilişkileri; aletsel dönemde meydana gelen ve ivme kayıtları alınabilen depremlerden yararlanılarak farklı araştırmacılar tarafından farklı ülkeler için düzenlenen veri tabanları kullanılarak yapılan istatistiksel çalışmalar neticesinde yer hareketi tahmini yapmak amacı ile geliştirilen bağıntılardır (Koçyiğit ve diğer., 2010).

Yapılan bu çalışmada Abrahamson, Silva, Kamai (2014-NGA), Boore ve Atkinson (2008-NGA), Boore ve diğer..(2014-NGA), Chiou ve Youngs (2008-NGA), Campbell ve Bozornia (2014-NGA) tarafından geliştirilen azalım ilişkileri kullanılmıştır.

Abrahamson, Silva ve Kamai (ASK-2014) tarafından geliştirilen azalım ilişkisinde aktif tektonik bölgelerdeki sıg kabuk depremlerinden ortalama yatay bileşen için ampirik yer hareketi modelleri, PEER NGA-West2 veri tabanı kullanılarak elde edilmiştir. Model 3,0-8,5 büyüklüklerine, 0-300 km mesafelere ve 0-10 sn spektral sürelerle uygulanabilir.

$$\begin{aligned} \ln Sa(g) = & f_1(M, R_{rip}) + F_{RV} f_7(M) + F_N f_8(M) + F_{AS} f_{11}(CR_{jb}) + f_{11}(Sa_{1180}, V_{s30}) + \\ & F_{HW} f_4(R_{jb}, R_{rip}, R_x, R_{y0}, W, dip, Z_{TOR}, M) \\ & + f_6(Z_{TOR}) + f_{10}(Z_{1.0}, V_{s30}) + Re gional(V_{s30}, R_{rip}) \quad | \end{aligned} \quad (3.5)$$

Bu bağıntıda;

M= Moment Magnitüdü

Z_{TOR} = Kırılma Derinliği (km cinsinden)

F_{RV} = Ters Faylanma Depremleri için gösterge

F_N = Normal Faylanmalar İçin Gösterge

F_{AS} = Artçı şoklar için gösterge

R_{RUP} = Kırılma boyu (km cinsinden)

R_{JB} = Kırılma düzlemine olan en yakın mesafe (km biriminde)

$Sa_{1180} = V_{S30} = 1180 \text{ m / sn}$ için medyan pik spektral ivme (g)

Boore ve Atkinson (B-A 2008) tarafından geliştirilen azalım ilişkisinde (NGA (Next Generation Attenuation – Yeni Nesil Azalım İlişkileri), ortalama yatay yer hareketi parametresi; magnitüd, kaynak ile saha arasındaki uzaklık, yerel ortalama kayma dalgası (V_s) hızı ve fay türüne bağlı olarak hesaplanmaktadır. Bu eşitlikler pik yer ivmesi, pik yer hızı ve 0,01 saniye ile 10 saniye aralığında %5 sönümlü spektral ivme için geliştirilmiştir.

$$\ln Y = F_M(M) + F_D(R_{JB}, M) + F_S(V_{s30}, R_{JB}, M) \quad (3.6)$$

Bu bağıntıda;

Y = Yer hareketi parametresi (g biriminde)

R_{jb} = Kırılmanın düşey izdüşümüne en yakın mesafe (km biriminde)

$M_h = 6,75$ (Esas magnitüd değeri)

$V_{ref} = 760 \text{ m/s}$ (NEHRP B/C zemin sınırı için spesifik referans hız değeri)

$a_1 = 0,03 \text{ g}$ (Doğrusal büyütme değeri)

$a_2 = 0,09 \text{ g}$ (Doğrusal olmayan büyütme değeri)

Boore vd. (2014-NGA) tarafından geliştirilen azalım ilişkisinde aktif tektonik bölgelerdeki sığ kabuksal depremler için bilgisayar ortamları için yer hareketi tahmin denklemleri ve ortalama yatay bileşen yoğunluğu önlemlerinin standart sapmalarını

sağlamaktadır. Denklemler, M 3,0-7,9 olayları olan global bir veritabanından elde edilmiştir.

$$\ln(Y) = F_E(M, mech) + F_P(R_{JB}, M, region) + F_S(V_{s30}, R_{JB}, M, z_1) + \varepsilon_n \sigma(M, R_{JB}, V_{s30}) \quad (3.7)$$

F_P , F_S , F_E = Kaynak işlevlerini temsil eder.

ε_n = Tahmin edilen bir $\ln Y$ değerinin ortalamadan uzağa ayrılan standart sapmalarının kesirli sayısıdır ve σ , modelin toplam standart sapmasıdır.

Mech: 0, 1 ve 3 olarak sırasıyla belirtilmemiş, SS (doğrultu atımlı), NS (normal), RS (ters) fayları temsil eder.

R_{JB} = Kırılmanın düşey izdüşümüne en yakın mesafe (km biriminde)

Campbell ve Bozorgnia (CB-2014) tarafından geliştirilen azalım ilişkisinde PGA, PGV, PGD için %5 sönümlü doğrusal elastik tepki spektrumlarının 0,01-10 sn arasında değişen yer hareketi modeli sunmak için geliştirilen denklemdir.

$$\ln(Y) = f_{mag} + f_{dis} + f_{flt} + f_{mag} + f_{site} + f_{sed} \quad (3.8)$$

f = kaynak işlevlerini temsil eder.

Chiou ve Youngs (C-Y 2008) tarafından (NGA (Next Generation Attenuation – Yeni Nesil Azalım İlişkileri) PGA (Pik Ground Acceleration – Pik Yer İvmesi), PGV (Peak Ground Velocity – Pik Yer Hızı), 0,01 – 10 s aralığında %5 sönümlü spektral ivme için bir azalım ilişkisi geliştirilmiştir.

$$n(Y) = \ln(y_{ref}) + \phi_1 \min \left[\ln\left(\frac{V_{s30}}{1130}\right), 0 \right] + \phi_2 \left\{ e^{\phi_3 [\min(V_{s30}, 1130) - 360]} - e^{\phi_3 [1130 - 360]} \right\} \\ \ln\left(\frac{y_{ref}^{e^{\eta}} + \phi_4}{\phi_4}\right) + \phi_5 \left\{ 1 - \frac{1}{\cosh[\phi_6 \max(0, z_1 - \phi_7)]} \right\} + \frac{\phi_8}{\cosh[0,15(0, z_1 - 15)]} \quad (3.9)$$

Bu bağıntıda;

Y = Yer hareketi parametresi (g biriminde)

$RRUP$ = Kırılma boyu (km cinsinden)

RJB = Kırılma düzlemine olan en yakın mesafe (km biriminde)

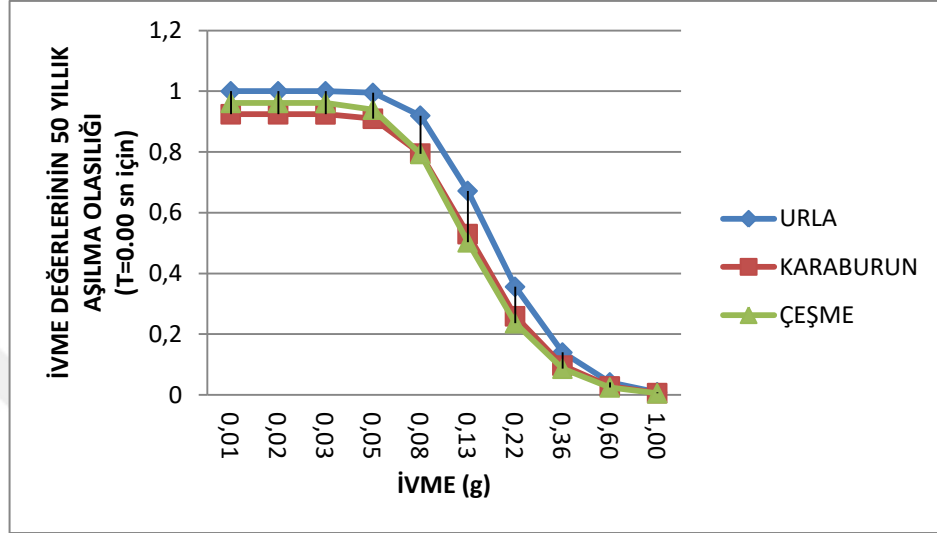
3.1.3.1 Farklı Azalım İlişkilerine Bağlı Olarak Elde Edilen Sonuçların Kıyaslanması

Urla-Çeşme-Karaburun merkezli olarak 150 km yarıçaplı alan içerisinde kalan bölge için yapılan sismik tehlike analizi çalışması için CRISIS 2015 programı kullanılmıştır. Çalışma alanı için araştırmacılar tarafından belirlenen farklı azalım ilişkileri kullanılmıştır. Çalışma için kullanılan azalım ilişkileri Abrahamson, Silva, Kamai (2014-NGA), Boore ve Atkinson (2008-NGA), Boore ve diğer., (2014-NGA), Chiou ve Youngs (2008-NGA), Campbell ve Bozornia (2014-NGA) tarafından yapılan çalışmalarla elde edilen denklemlerdir. Uygulanan azalım ilişkileri sonucunda 475 yıllık tekrarlanma süresi için tehlike eğrileri ve haritaları oluşturulmuştur. Alan içerisinde kalan tüm ilçeler ayrı ayrı açıklanmamakla birlikte çalışmanın odak noktası olan Urla, Çeşme, Karaburun ilçeleri ve İzmir İlinde elde edilen sonuçlar sunulmuştur.

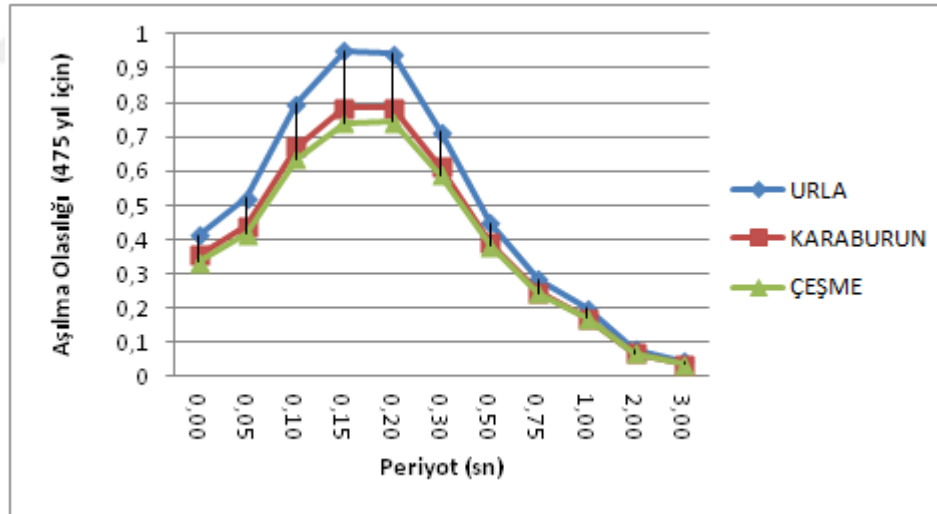
Abrahamson, Silva ve Kamai (ASK-2014) azalım ilişkisi için elde edilen değerler Şekil 3.5 ve ivme değerlerinden elde edilen ivme dağılım haritası Şekil 3.6 ile verilmiştir.

Elde edilen sonuçlara göre 475 yıllık tekrarlanma süresi için ivme değerleri seçilen 150 km'lik alan için 0,23-0,50 g arasında değişmektedir. 475 yıllık tekrarlanma süreleri Urla 0,41 g, Çeşme 0,33 g ve Karaburun için 0,35 g olarak elde edilmiştir (Şekil 3.5). Şekil 3.5a grafiğine bakıldığında eğrinin düz olarak devam ettiği bölgede yer alan ivme değerlerinin maksimum olduğu yerler olduğu düşünüldüğünde bu bölgede deprem etkinliğinin gerçekleşme olasılığının yüksek olduğu şeklinde yorumlanabilir. Eş yükselti ivme haritasına bakıldığında en yüksek ivme değerlerinin İzmir'in güneydoğusunda Gediz Graben sisteminin yer aldığı

bölgeye ve Balıkesir ili civarında Sarıköy, Evciler, Pazarköy fayları gibi fay kırılmalarının yoğun olduğu bölgede olduğu görülmektedir (Şekil 3.6). Bu bölgelerin daha yüksek sismik tehlike altında olduğu şeklinde yorumlanabilir. Genel olarak İzmir ili için bakıldığında ivme değeri 0,44 g olarak görülmektedir.

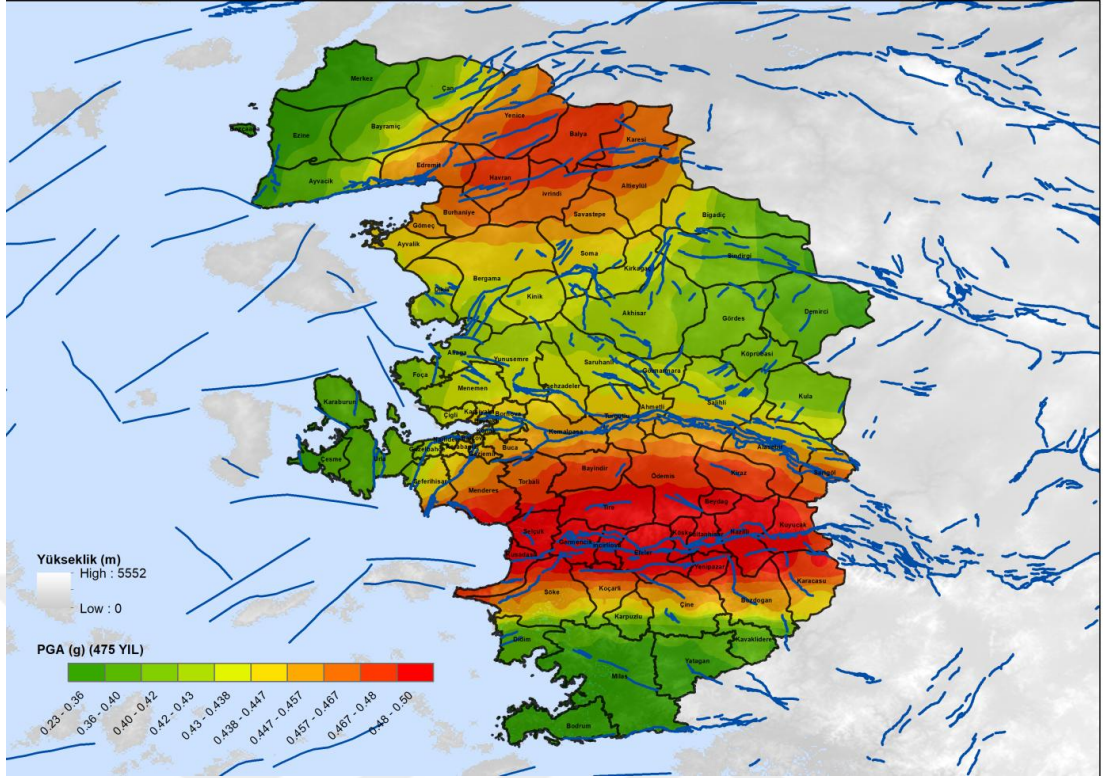


(a)



(b)

Şekil 3.5 (a) İvme değerlerinin 50 yıllık aşılma olasılıkları grafiği (b) Periyot(sn)- 475 yıllık tekrarlanma süresi için ivme değerleri

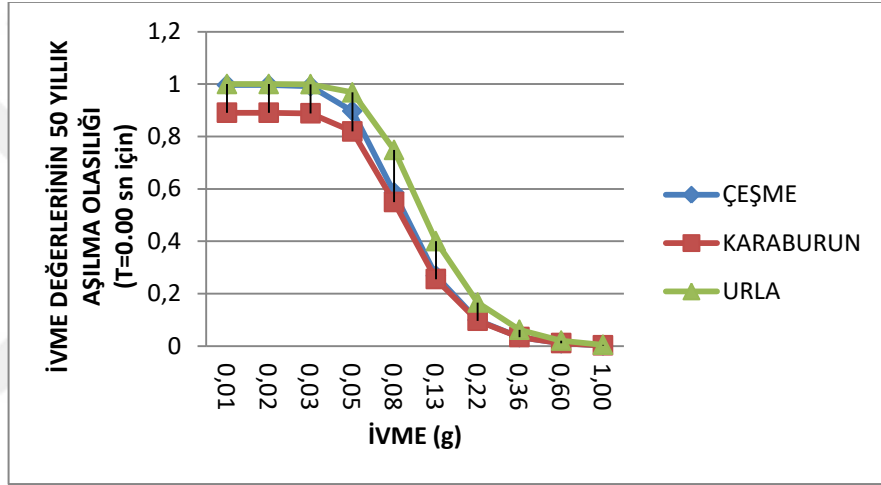


Şekil 3.6 ASK-2014 azalım ilişkisi uygulanması sonucu elde edilen 475 yıllık tekrarlanma süresine karşılık gelen ivme değerleri haritası. (mavi çizgiler çalışma alanı ve çevresindeki fay çizgilerini göstermektedir. MTA kurumunun yayınladığı Türkiye sınırlarındaki aktif ve olası faylar Emre ve diğer., 2013 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır. Türkiye sınır dışındaki çizgisel deprem kaynakları ise sınırdan 200 km'yi kapsayan çalışma yapan Demircioğlu ve diğer., 2016 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır)

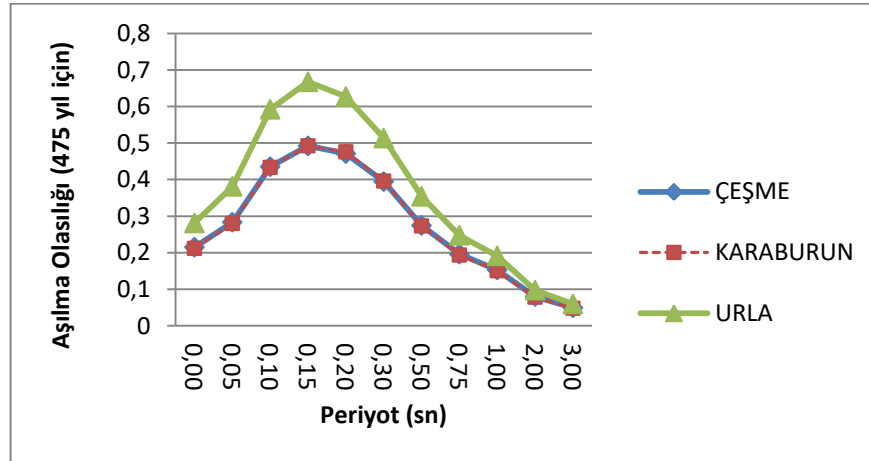
Boore ve Atkinson (B-A 2008) azalım ilişkisi için elde edilen değerler Şekil 3.7 ve ivme değerlerinden elde edilen ivme dağılım haritası Şekil 3.8 ile verilmiştir.

475 yıllık tekrarlanma süresi için ivme değerleri seçilen 150 km'lik alan için 0,12-0,38 g arasında değişmektedir. 475 yıllık tekrarlanma süreleri Urla 0,27 g, Çeşme 0,21 g ve Karaburun için 0,21 g olarak elde edilmiştir (Şekil 3.7). Şekil 3.7a grafiğine bakıldığında eğrinin düz olarak devam ettiği bölgede yer alan ivme değerlerinin maksimum olduğu yerler olduğu düşünüldüğünde bu bölgede deprem etkinliğinin gerçekleşme olasılığının yüksek olduğu şeklinde yorumlanabilir. Eş yükselti ivme haritasına bakıldığında en yüksek ivme değerlerinin İzmir'in güneydoğusunda Gediz Graben sisteminin yer aldığı bölgeye ve Balıkesir ili civarında Sarıköy, Evciler, Pazarköy fayları gibi fay kırılmalarının yoğun olduğu

bölgede olduğu görülmektedir (Şekil 3.8). Ayrıca Simav fay zone ve Bergama fayının olduğu bölgelerde de ivme değerlerinin çizgisellik boyunca yüksek değerler bulunduğu görülmektedir. Uygulanan azalım ilişkisinde bu bölgede sismik tehlike değerleri orta alanda daha yüksek değerler sunarken kenarlara doğru gittikçe ivme değerlerinin azaldığı görülmektedir. Urla bölgesinde yer alan Güzelbahçe fay zonunda etkisi bu azalım ilişkisinde daha net görülmektedir. Ayrıca Kuşadası-Germencik hattı üzerinde Gediz Graben sisteminin bir kolu yer almaktadır ve bu bölgede yüksek ivme değerleri görülmektedir. Genel olarak İzmir ili için bakıldığında ivme değeri 0,33 g olarak görülmektedir.

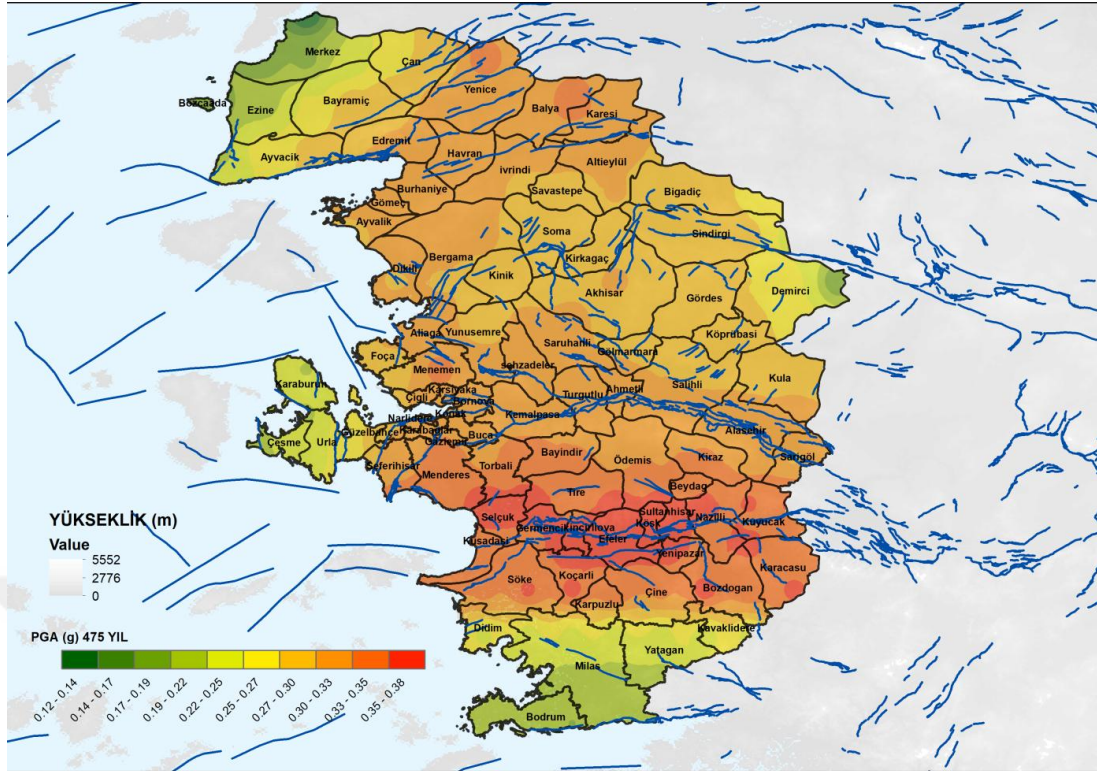


(a)



(b)

Şekil 3.7 (a) İvme değerlerinin 50 yıllık aşılma olasılıkları grafiği (b) Periyot(sn)- 475 yıllık tekrarlanma süresi için ivme değerleri

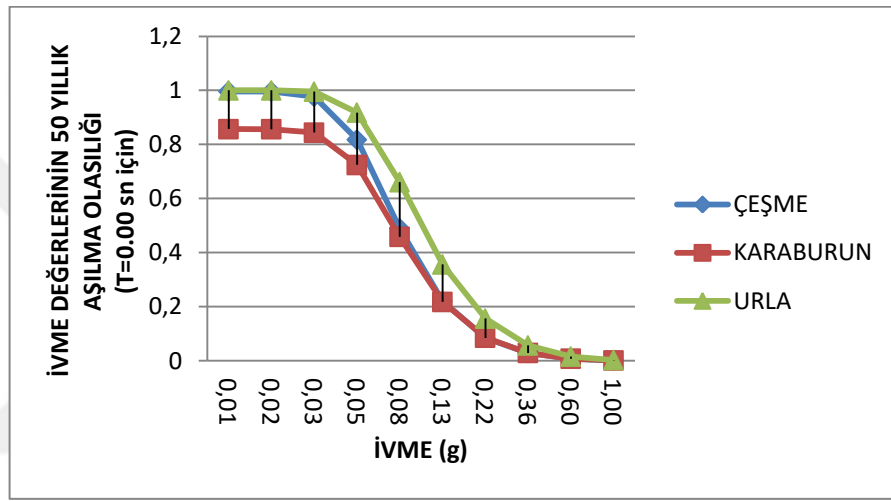


Şekil 3.8 (B-A 2008) azalım ilişkisi uygulanması sonucu elde edilen 475 yıllık tekrarlanma süresine karşılık gelen ivme değerleri haritası. (mavi çizgiler çalışma alanı ve çevresindeki fay çizgilerini göstermektedir. MTA kurumunun yayınladığı Türkiye sınırlarındaki aktif ve olası faylar Emre ve diğer., 2013 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır. Türkiye sınır dışındaki çizgisel deprem kaynakları ise sınırdan 200 km'yi kapsayan çalışma yapan Demircioğlu ve diğer., 2016 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır)

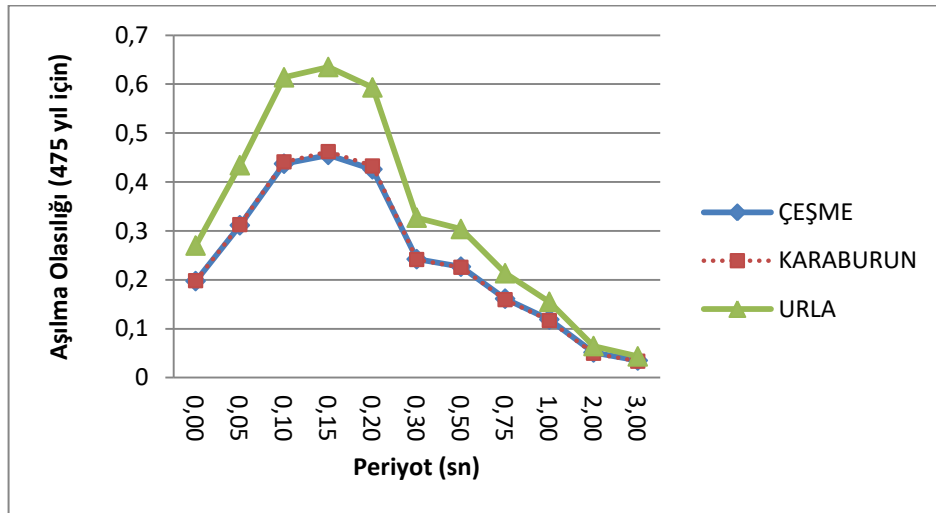
Boore ve diğer.. (2014-NGA) azalım ilişkisi için elde edilen değerler Şekil 3.9 ve ivme değerlerinden elde edilen ivme dağılım haritası Şekil 3.10 ile verilmiştir.

475 yıllık tekrarlanma süresi için ivme değerleri seçilen 150 km’lik alan için 0,13-0,43 g arasında değişmektedir. 475 yıllık tekrarlanma süreleri Urla 0,27 g, Çeşme 0,19 g ve Karaburun için 0,19 g olarak elde edilmiştir (Şekil 3.9). Şekil 3.9a grafiğine bakıldığında eğrinin düz olarak devam ettiği bölgede yer alan ivme değerlerinin maksimum olduğu yerler olduğu düşünüldüğünde bu bölgede deprem etkinliğinin gerçekleşme olasılığının yüksek olduğu şeklinde yorumlanabilir. Eş yükselti ivme haritasına bakıldığında en yüksek ivme değerlerinin Diğer uygulanan azalım ilişkileri sonuçlarına göre daha eşit dağılım yaptığı görülmektedir. İzmir’in güneydoğusunda Gediz Graben sisteminin yer aldığı bölgeye ve Balıkesir ili

civarında Sarıköy, Evciler, Pazarköy fayları gibi fay kırılmalarının yoğun olduğu bölgede olduğu görülmektedir (Şekil 3.10). Ayrıca Simav fay zone ve Bergama fayının olduğu bölgelerde ivme değerlerinin çizgisellik boyunca yüksek değerler sunduğu görülmektedir. Urla bölgesinde yer alan Güzelbahçe fay zonunda etkisi bu azalım ilişkisinde daha net görülmektedir. Ayrıca Kuşadası-Germencik hattı üzerinde Gediz Graben sisteminin bir kolu yer almaktadır ve bu bölgede yüksek ivme değerleri görülmektedir. Genel olarak İzmir ili için bakıldığında ivme değeri 0,31 g olarak görülmektedir.

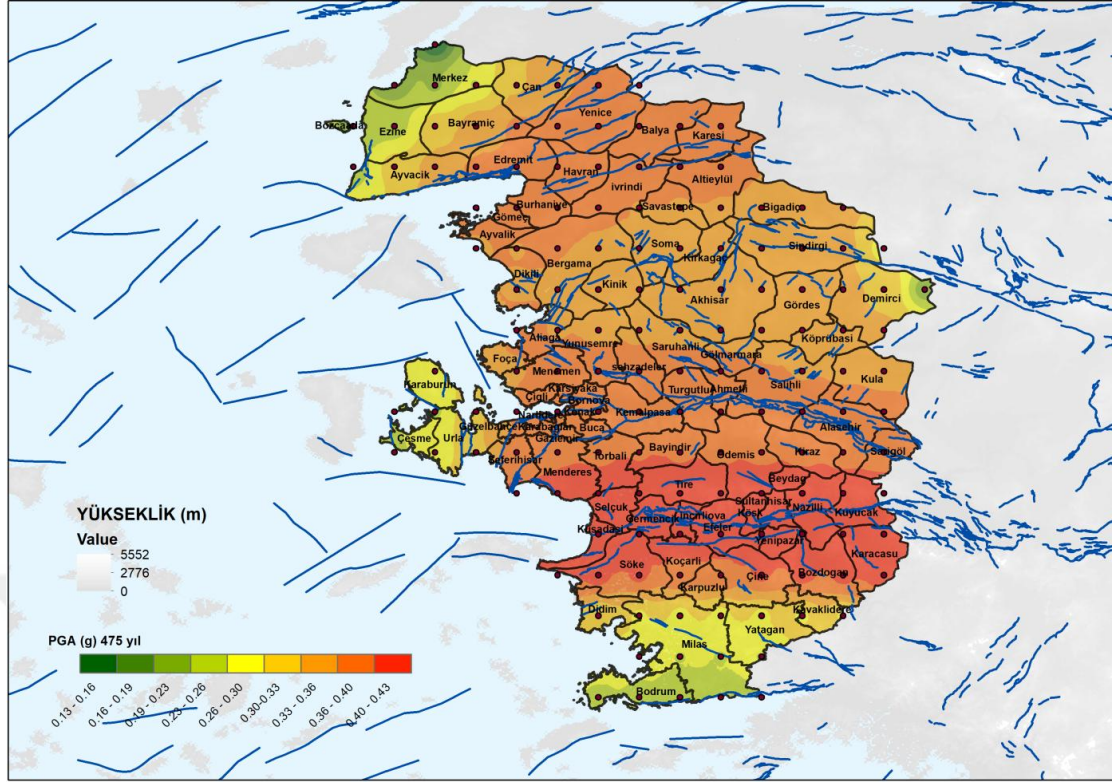


(a)



(b)

Şekil 3.9 (a) İvme değerlerinin 50 yıllık aşılma olasılıkları grafiği (b) Periyot(sn)- 475 yıllık tekrarlanma süresi için ivme değerleri

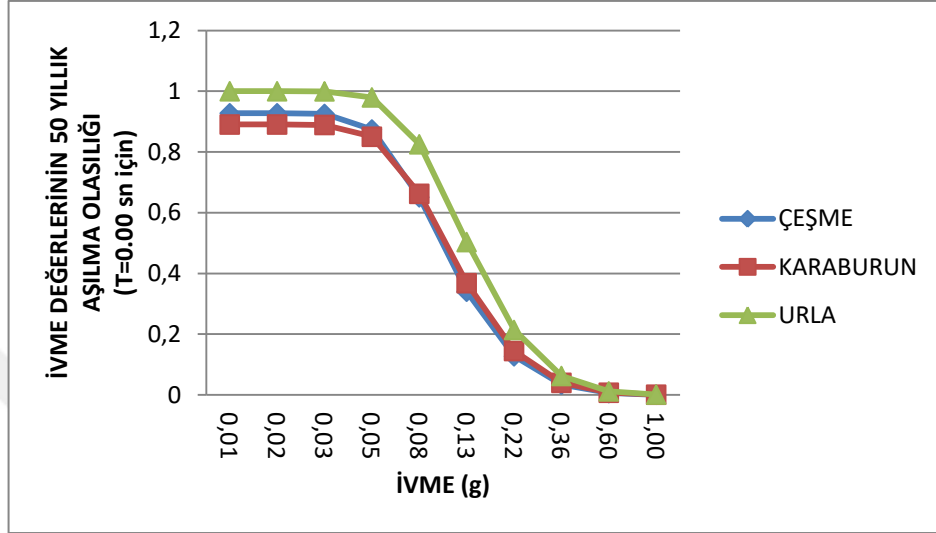


Şekil 3.10 (Boore ve diğer., 2014) azalım ilişkisi uygulanması sonucu elde edilen 475 yıllık tekrarlanma süresine karşılık gelen ivme değerleri haritası. (mavi çizgiler çalışma alanı ve çevresindeki fay çizgilerini göstermektedir. MTA kurumunun yayınladığı Türkiye sınırlarındaki aktif ve olası faylar Emre ve diğer., 2013 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır. Türkiye sınır dışındaki çizgisel deprem kaynakları ise sınırdan 200 km'yi kapsayan çalışma yapan Demircioğlu ve diğer., 2016 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır)

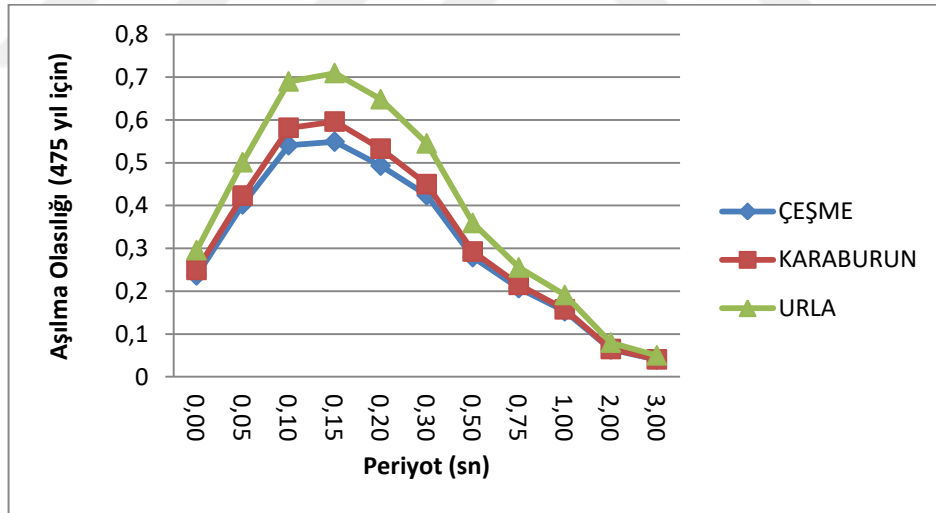
Campbell ve Bozorgnia (CB-2014) azalım ilişkisi için elde edilen değerler Şekil 3.11 ve ivme değerlerinden elde edilen ivme dağılım haritası Şekil 3.12 ile verilmiştir.

Elde edilen sonuçlara göre 475 yıllık tekrarlanma süresi için ivme değerleri seçilen 150 km'lik alan için 0,16-0,37 g arasında değişmektedir. 475 yıllık tekrarlanma süreleri Urla 0,29 g, Çeşme 0,23 g ve Karaburun için 0,25 g olarak elde edilmiştir (Şekil 3.11). Şekil 3.11a grafiğine bakıldığında eğrinin düz olarak devam ettiği bölgede yer alan ivme değerlerinin maksimum olduğu yerler olduğu düşünüldüğünde bu bölgede deprem etkinliğinin gerçekleşme olasılığının yüksek olduğu şeklinde yorumlanabilir. Eş yükselti ivme haritasına bakıldığında en yüksek ivme değerlerinin İzmir'in güneydoğusunda Gediz Graben sisteminin yer aldığı

bölgeye ve Balıkesir ili civarında Sarıköy, Evciler, Pazarköy fayları gibi fay kırılmalarının yoğun olduğu bölgede olduğu görülmektedir (Şekil 3.12). Bu bölgelerin daha yüksek sismik tehlike altında olduğu şeklinde yorumlanabilir. Genel olarak İzmir ili için bakıldığında ivme değeri 0,31 g olarak görülmektedir.

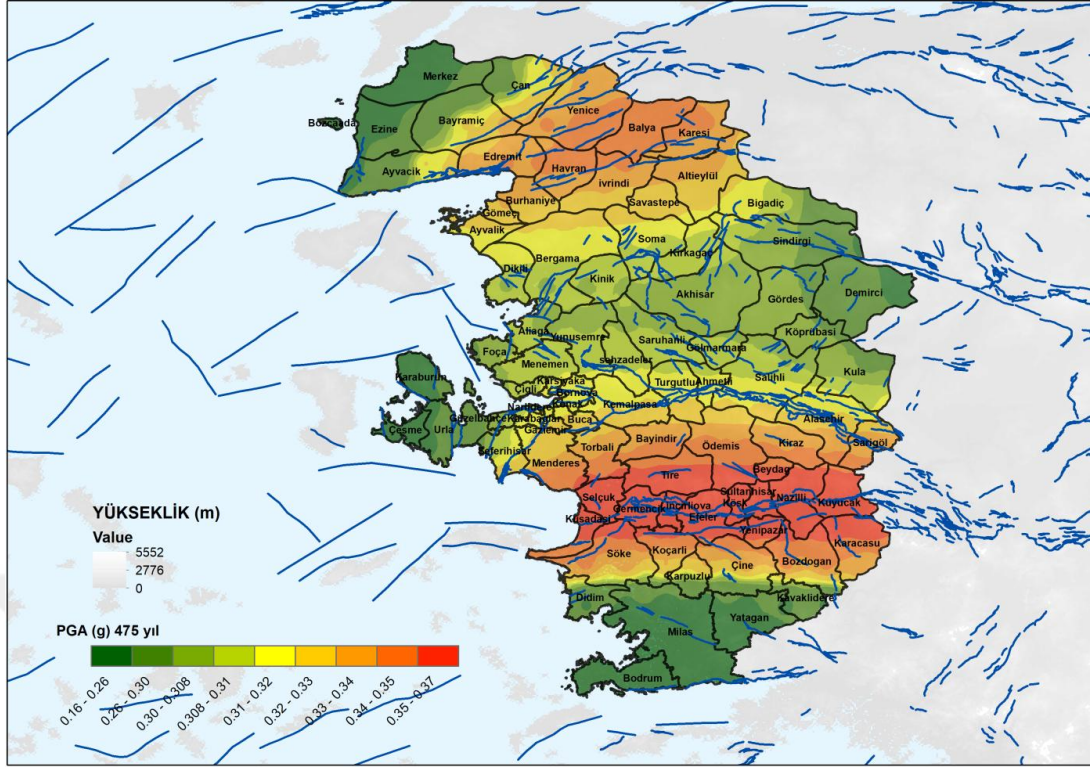


(a)



(b)

Şekil 3.11 (a) İvme değerlerinin 50 yıllık aşılma olasılıkları grafiği (b) Periyot(sn)- 475 yıllık tekrarlanma süresi için ivme değerleri

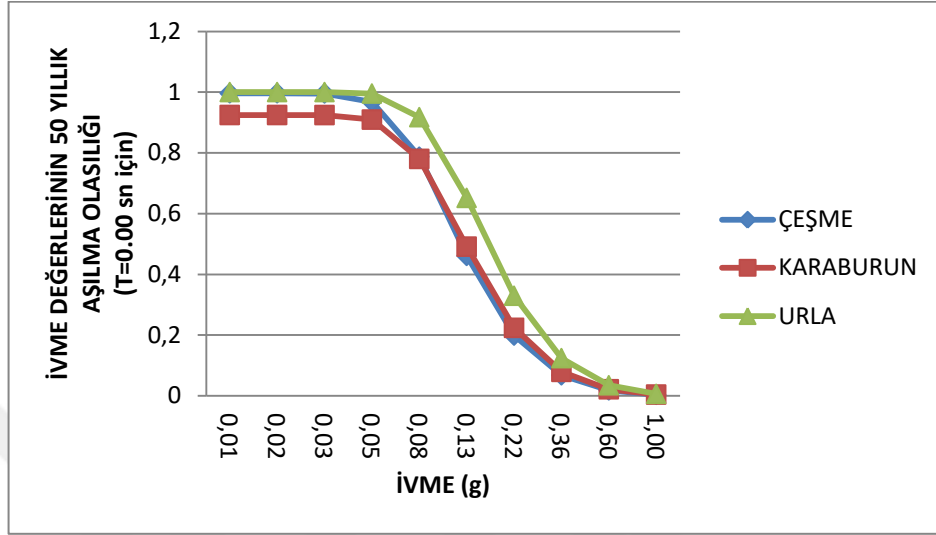


Şekil 3.12 (Campbell ve Bozorgnia 2014) azalım ilişkisi uygulanması sonucu elde edilen 475 yıllık tekrarlanma süresine karşılık gelen ivme değerleri haritası. (mavi çizgiler çalışma alanı ve çevresindeki fay çizgilerini göstermektedir. MTA kurumunun yayınladığı Türkiye sınırlarındaki aktif ve olası faylar Emre ve diğer., 2013 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır. Türkiye sınır dışındaki çizgisel deprem kaynakları ise sınırdan 200 km'yi kapsayan çalışma yapan Demircioğlu ve diğer., 2016 tarafından yapılan çalışmadan alınmıştır)

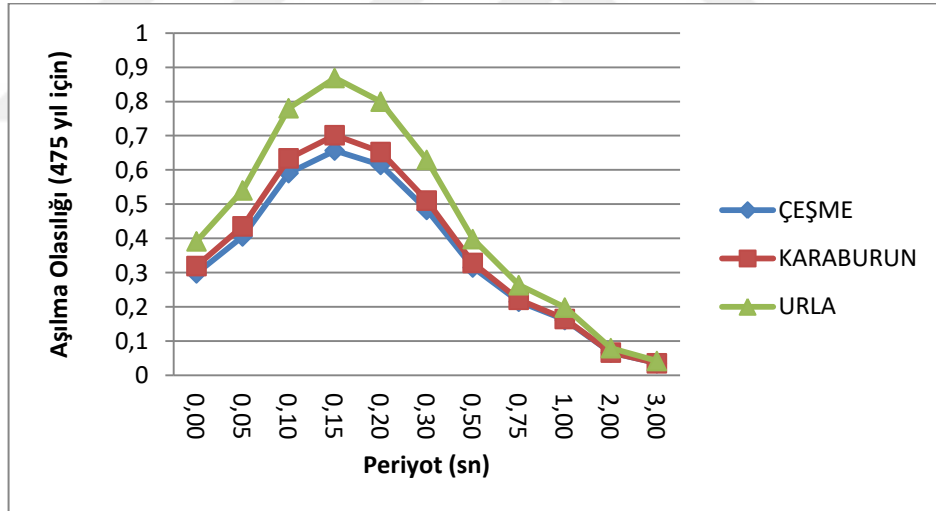
Chiou ve Youngs (C-Y 2008) azalım ilişkisi için elde edilen değerler Şekil 3.13 ve ivme değerlerinden elde edilen ivme dağılım haritası Şekil 3.14 ile verilmiştir.

Elde edilen sonuçlara göre 475 yıllık tekrarlanma süresi için ivme değerleri seçilen 150 km'lik alan için 0,18-0,45 g arasında değişmektedir. 475 yıllık tekrarlanma süreleri Urla 0,39 g, Çeşme 0,29 g ve Karaburun için 0,32 g olarak elde edilmiştir (Şekil 3.13). Şekil 3.13a grafiğine bakıldığında eğrinin düz olarak devam ettiği bölgede yer alan ivme değerlerinin maksimum olduğu yerler olduğu düşünüldüğünde bu bölgede deprem etkinliğinin gerçekleşme olasılığının yüksek olduğu şeklinde yorumlanabilir. Eş yükselti ivme haritasına bakıldığında en yüksek ivme değerlerinin Gediz Graben sisteminin yer aldığı bölgede bir bant şeklinde bu bölgelerdeki yüksek ivme değerleri görülmektedir (Şekil 3.14). Seçilen alanın uç

kısımlarına doğru gidildiğinde ivme değerlerinin azaldığı görülmektedir. Bu bölgelerin daha yüksek sismik tehlike altında olduğu şeklinde yorumlanabilir. Genel olarak İzmir ili için bakıldığında ivme değeri 0,42 g olarak görülmektedir.

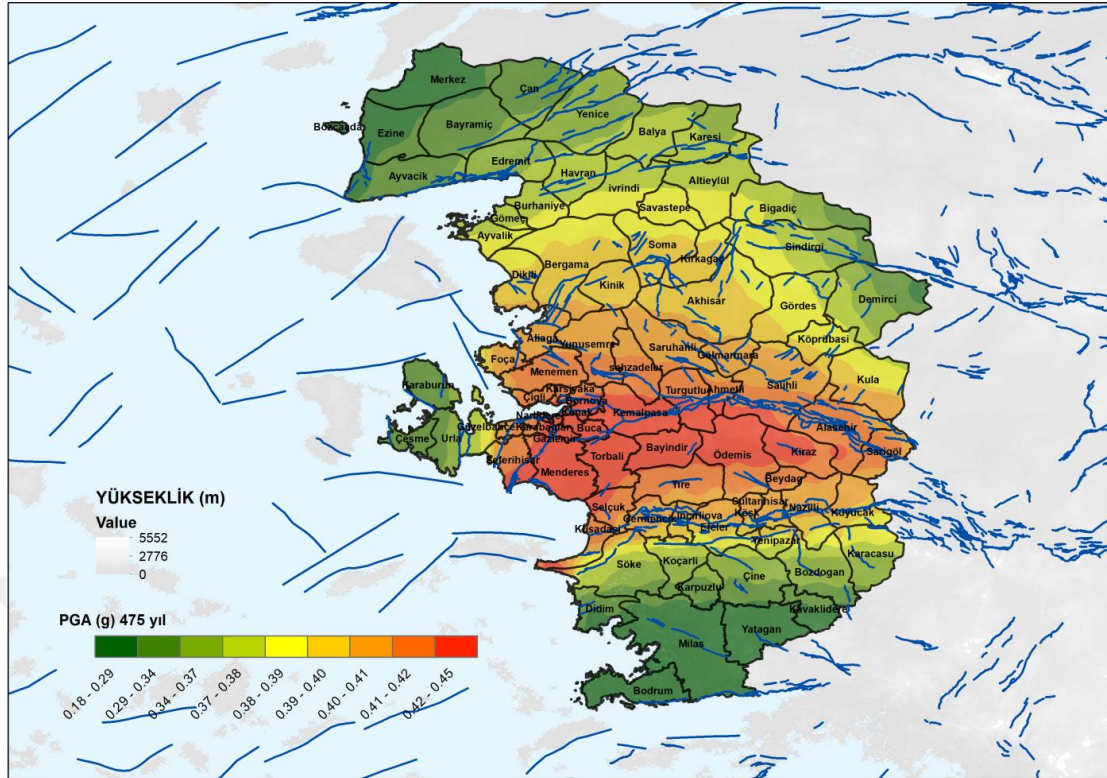


(a)



(b)

Şekil 3.13 (a) İvme değerlerinin 50 yıllık aşılma olasılıkları grafiği (b) Periyot(sn)- 475 yıllık tekrarlanma süresi için ivme değerleri



BÖLÜM DÖRT

SONUÇLAR

Ülkemiz bulunduğu konum sebebiyle ve tektonik özelliklerine bakıldığında depremsellik açısından önemli bir konumdadır. Bu sebeple meydana gelen depremler sebebi ile birçok can ve mal kaybı yaşanmaktadır. Bu durumu en aza indirmek için binaların yapılmasına başlanmadan önce binanın ya da yapının yapılacağı zemin özellikleri irdelenmelidir. Yapılan çalışmalarda zemin parametreleri tam olarak ortaya konulmalı ve sismik tehlike analizleri yapılarak yapılması planlanan yapının olası bir deprem anında en az hasarla kurtulması sağlanarak can ve mal kaybı en aza indirilmeye çalışılmalıdır.

Yapılan bu çalışmada Urla-Çeşme-Karaburun ilçeleri merkez alınarak 150 km yarıçaplı bir alan belirlenerek, bu alan içerisinde bulunan alanlardaki sismik aktiviteler ve fay sistemleri göz önüne alınarak sismik tehlike analizi yapılmış ve çalışma alanına ait farklı azalım ilişkileri uygulanarak irdelenmiştir.

Çalışmada ilk olarak çalışma alanının depremselliğinin ve depremsellik parametrelerinin belirlenmesi için deprem kataloğuna ihtiyaç duyulmaktadır. Bu deprem kataloğu AFAD tarafından oluşturulan 1900-2016 yılları arasındaki deprem verilerinin toplanmasıyla oluşturulmuştur. Çalışma alanında 4,5 ve üzeri magnitüd (M_w) değerleri kullanılmıştır. Bölgede yer alan sismik aktiviteler ve fay sistemlerine bakılarak çalışma alanında sismik alanlar oluşturulmuştur. Bir bölgenin depremselliğini yansıtan en önemli parametreler olarak kabul edilen deprem aktivite oranı “ λ ”, Gutenberg-Richter bağıntısındaki “ b ” parametresi belirlenen her sismik alan için hesaplanmıştır. Hesaplanan bu değerler CRISIS 2015 programına tanıtılarak farklı araştırmacıların oluşturduğu azalım ilişkileri uygulanmıştır. Uygulanan azalım ilişkileri Abrahamson, Silva, Kamai (2014-NGA), Boore ve Atkinson (2008-NGA), Boore ve diğer., (2014-NGA), Chiou ve Youngs (2008-NGA), Campbell ve Bozornia (2014-NGA) tarafından oluşturulan denklemlerdir. Bu denklemlere göre 475 yıllık tekrarlanma süresine ait ivme değerleri oluşturulmuş ve bu değerler haritalanmıştır.

Elde edilen ivme değerleri Tablo 4.1 ile verilmektedir. Uygulanan azalım ilişkileri AFAD TDTH sitesinde yayınlanmış olan 475 yıllık tekrarlanma sũresine ait ivme değerleri ile karşılaştırılmıştır. Sonuçlara bakıldığında en uyumlu sonuçların Abrahamson, Silva, Kamai (2014-NGA) tarafından hazırlanan azalım ilişkisi denklemdir. Chiou ve Youngs (2008-NGA) azalım ilişkisi denklemi de diğer uygulanan denklemlere bakıldığında daha uyumlu sonuçlar verdiği gũrũlmektedir. Diğer azalım ilişkilerindeki farklılıkların daha kũk alan ũzerinde çalışılması ve yorumsal farklılıklardan kaynaklandığı dũřũlmektedir.

Tablo 4.1 Uygulanan azalım ilişkileri sonucu elde edilen ivme değerleri

AZALIM İLİşKİLERİ	EşME	KARABURUN	URLA	İZMİR
Abrahamson, Silva, Kamai (2014-NGA)	0,34 g	0,35 g	0,41 g	0,44 g
Boore ve Atkinson (2008-NGA)	0,21 g	0,21 g	0,27 g	0,33 g
Boore vd.(2014-NGA)	0,19 g	0,19 g	0,27 g	0,31 g
Campbell and Bozornia (2014-NGA)	0,23 g	0,25 g	0,29 g	0,31 g
Chiou ve Youngs (2008-NGA)	0,29 g	0,32 g	0,39 g	0,42 g
AFAD TDTH	0,40 g	0,46 g	0,47 g	0,45 g

CRISIS 2015 programıyla yapılan sismik değerlendirme sonucu elde edilen 475 yıllık tekrarlanma sũresi için ivme değerleri sonucu 150 km yarıçaplı alan için ivme haritaları her bir azalım ilişkileri için oluşturulmuştur. Oluşturulan bu haritalara bakıldığında sismik tehlikenin yũksek olduğu yani ivme değerlerinin yũksek olduğu alanlar Gediz Graben alanının, Balıkesir ili civarında Sarıkũy, Evciler, Pazarkũy fayları ve Simav fay zonu ve Bergama fayının gibi fay kırılmalarının yoğun olduğu bũlgede olduğu gũrũlmektedir. Uygulanan azalım ilişkisinde bu bũlgede sismik tehlike değerleri orta alanda daha yũksek değerler sunarken kenarlara doğru gittikçe ivme değerlerinin azaldığı gũrũlmektedir. Bu durum seçilen alan dışındaki bũlgeyi etkileyecek sismik aktivite ve fay sistemlerinin çalışma alanı dışında kaldığı nedeniyle olduğu şeklinde yorumlanmıştır. Ayrıca Aydın-Germencik hattı ũzerinde Gediz Graben sisteminin bir kolu yer almaktadır ve bu bũlgede yũksek ivme değerleri gũrũlmektedir. Bu bũlgede bilindiği ũzere yer alan jeotermal etkilerin ve faylanmaların ivme değerlerini etkilediği dũřũnũlmektedir.

Sonuç olarak; fay sistemlerinin ve sismik aktivitelerin bölgenin sismik tehlikesinin hesaplanmasında iyi belirlenmesinin gerektiği ve uygulanacak azalım ilişkisinin bölgeye ve çalışma parametrelerine uygun olarak seçilmesi gerektiğini göstermektedir.

Sismik tehlike analizi çalışmalarından elde edilecek sonuçların diğer yer bilimleri ve deprem mühendisliği araştırmalarında elde edilecek bulgularla birleştirilmesiyle oluşturulan veri tabanı sistemlerinin geliştirilmesi sağlanmalıdır. Farklı meslek disiplinleri ile ortak çalışılarak yapılan çalışmalarla oluşacak depremlerde can ve mal kayıpları en aza indirgenmeye çalışılmalıdır.



KAYNAKLAR

- Abrahamson, N.A., Silva, W.J., ve Kamai, R., (2014). Summary of the ASK14 ground motion relation for active crustal regions. *Earthquake Spectra*, 30 (3), 1025-1055.
- AFAD Earthquake Catalogue (2007–present), Prime Ministry, Disaster and Emergency Management Presidency, Earthquake Department. *On-line Catalogue*. 11 Eylül 2018, <http://www.deprem.gov.tr:1217/tr/ddakatalogu>
- Altınok, Y. (1991). Evaluation of earthquake risk in West Anatolia by semi-Markov model. *Jeofizik*, 5, 135–140.
- Arpat, E. ve Bingöl, E., (1969). The rift system of the western Turkey, thoughts on its development. *Bulletin Minerology Research Exploration Institute Turkey*, 73, 1-9.
- Bayrak, Y., Bayrak, E., Atay, N., (2011). En büyük olasılık yöntemi kullanılarak Batı Anadolu'nun farklı bölgelerinde aletsel dönem için deprem tehlike analizi. *1. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı*, 2-3.
- Bekler, T., Demirci, A., Özden, S., Kalafat, D.; (2011). Simav ve Emet fay zonlarındaki depremlerin optimum kaynak parametrelerinin analizi, *1. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı*, 2-3.
- Blumenthal, M., (1963). Le systeme structral du Taurus Sud-Anatolien livre á la mémoire du Proffesseur P. Falltot. *Société Géologique de France*, 2, 611-622.
- Boore, D. M., Stewart, J. P., Seyhan, E., ve Atkinson, G. A., (2014). NGA-West 2 equations for predicting PGA, PGV, and 5%-damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes. *Earthquake Spectra* 30, 1057 – 1087.

- Boore, D.M., ve Atkinson, G.M., (2008). Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5 %-damped PSA at spectral periods between 0.1 and 10.0 s. *Earthquake Spectra*, 24, 99-138.
- Borsi, S., Ferrara, C., Innocenti, F., ve Mazzuoli, R. (1972). Geochronology and petrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea. *Bulletin of Volcanology* 36, 473-496.
- Bozkurt, E. ve Oberhänsli, R., (2001). Menderes Massif (western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 679–882.
- Bozkurt, E. ve Satır, M. (2000). The southern Menderes Massif (western Turkey): Geochronology and exhumation history. *Geological Journal*, 35, 285–296.
- Bozkurt, E. ve Sözbilir, H. (2004). Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two extension in western Turkey. *Geological Magazine*, 141, 63–79.
- Bozkurt, E. ve Sözbilir, H. (2004). Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two extension in western Turkey. *Geological Magazine*, 141, 63–79.
- Bozkurt, E. ve Sözbilir, H. (2004). Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two extension in western Turkey. *Geological Magazine*, 141, 63–79.
- Bozkurt, E., ve Park, R.G. (1994). Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. *Journal of Geological Society*, 151, 213-216.
- Bozkurt, E., (2001). Neotectonics of Turkey – a Synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.

- Brunn, J.H., (1976). L'arc Concave Zagro-Taurique Et Les Arcs Convexes Taurique Et Egeen, Collision Et Induits, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, (2), 553-567.
- Campbell, K. W., ve Bozorgnia, Y., (2014). NGA-West2 ground motion model for the average horizontal components of PGA, PGV, and 5%-damped linear acceleration response spectra, *Earthquake Spectra* 30, 1087 – 1117.
- Chiou, B. S. J. ve Youngs, R. R., (2008). Chiou-Youngs NGA ground motion relations for the geometric mean horizontal component of peak and spectral ground motion parameters, *Earthquake Spectra* 24, 173–217.
- Çakmakoglu, A. ve Bilgin, Z.R. (2006). Karaburun Yarımadası'nın Neojen öncesi stratigrafisi, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* 132, 33-62.
- Çakmakoglu, B., Göktas, F., Demirhan, M., Helvacı, C. (2013). Karaburun Yarımadası'nın kuzey kesimindeki killerin stratigrafisi, sedimantolojisi ve ekonomik kullanım olanaklarının araştırılması. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 56(1), 39-58.
- Çiftçi, N. B., & E. Bozkurt (2009). Evolution of the Miocene sedimentary fill of the Gediz Graben, SW Turkey. *Sedimentary Geology*, 216, 49–79.
- Çiftçi, N.B. & Bozkurt, E. (2008). Folding of the Gediz Graben fill, SW Turkey: extensional and/or contractional origin. *Geodinamica Acta*, 21, 145–167.
- Çiftçi, N.B. & Bozkurt, E., (2010). Structural evolution of the Gediz Graben, SW Turkey: temporal and spatial variation of the graben fill. *Basin Research*, 22, 846–873.
- Demircioğlu vd.,(2015). Çizgisel ve mekansal düzleştirilmiş sismik kaynak model kullanılarak türkiye olasılıksal deprem tehlike analizi, *Sekizinci Ulusal Deprem Konferansı*, 2-9.

- Deniz, A. ve Yüçemen, M. S., (2005). Antalya Yoresi için deprem tehlikesinin stokastik yöntemler ile tahmini. *Antalya Yöresinin Insaat Mühendisliği Sorunları Kongresi, Bildiriler Kitabı*, 540-551.
- Doğan, A. ve Emre, Ö., (2006). Ege Graben Sistemi'nin Kuzey Sınır: Sındırgı- Sincanlı Fay Zonu. 59. *Türkiye Jeoloji Kurultayı, 20-24 Mart 2006, Bildiri Özleri Kitabı*, 83-84, Ankara.
- Dumont, J. F., Uysal, S., Şimşek, S., Karamanderesi, H., Letouzey, J., (1979). Formation of the grabens in Southwestern Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute Turkey*, 92, 7-18.
- Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C., Göktaş, F. (2005). İzmir yakın çevresinin diri fayları ve deprem potansiyelleri. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 10754* (yayımlanmamış), 80, 13-65.
- Emre, T. ve Sözbilir, H. (2007). Tectonic evolution of the Kiraz Basin, Küçük Menderes Graben: evidence for compression/uplift-related basin formation overprinted by extensional tectonics in West Anatolia. *Turkish Journal of Earth Science*, 16, 441–470.
- Emre, T., (1996). Gediz grabeninin jeolojisi ve tektoniği. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5, 171-186.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş ve Şaroğlu, F. (2013). Türkiye diri fay haritası. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayın Serisi-30*, 181-241.
- Eravcı, B., Yaman, M., Tepeuğur, E., Erkmén, C., Aktan, T., Albayrak, H., Demirtaş, R., (2007). Batı Anadolu çöküntü bölgesinin paleosismoloji projesi. *T.C. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi Rapor*

No:5691-1, Devlet Planlama Teşkilatı DPT 2002 K 120050 Sonuç Raporu, 135, Ankara.

Firuzan, E., (2008). Statistical Earthquake frequency analysis for Western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Science*, 17, 741-762.

Frizon de Lamotte, D., Poisson, A., Aubourg, C., ve Temiz, H., (1995). Post-Tortonian Westward and Southward thrusting in the core of the Isparta re-entrant (Taurus, Turkey). *Geodynamic Implications. Bulletin Societe Geology France*, 166, 59-67.

Gardner, J. K., Knopoff, L., (1974). Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, *Poissonian Bulletin of the Seismological Society of America*, 64, 1363-1367.

Genç, S.C., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z. ve Yılmaz, Y. (2001). The Çubukludağ Graben, Karaburun peninsula: it's tectonic significance in the Neogene geological evolution of the western Anatolia. *Geodinamica Acta*, 14, 45–55.

Gessner, K., Piazzolo, S., Güngör, T., Ring, U., Kroner, A. ve Passchier, C.W. (2001). Tectonic significance of deformation patterns in granitoid rocks of the Menderes nappes, Anatolide belt, southwest Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 766–780.

Göktaş, (2016). İzmir -Dış- Körfezi'ndeki adaların Neojen stratigrafisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* 152, 1-24.

Göktaş, F. (2010). Çeşme Yarımadası'ndaki Neojen tortullaşması ve volkanizmasının jeolojik etüdü. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 11389* (yayımlanmamış), 64, 5-24.

- Göktaş, F. (2011). Urla (İzmir) çöküntüsündeki Neojen tortullaşması ve volkanizmasının *jeolojik etüdü. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 11568* (yayımlanmamış), 112, 4-26 (yayımlanmamış).
- Göktaş, F. (2014a). Karaburun Yarımadası kuzeyindeki Erken Miyosen tortullaşması ve volkanizmasının stratigrafisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* 148, 43-61
- Göktaş, F. (2014b). Karaburun (İzmir) çevresinin Neojen stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* 149, 71-94.
- Gülkan, P., Koçyiğit, A., Yüçemen, M.S., Doyuran, V., Başöz, N., (1993). A Seismic Zones Map of Turkey Derived from Recent Data. *Middle East Technical University, Earthquake Engineering Research Center*, 93(01), Ankara.
- Hancock, P. L. ve Barka, A., (1987). Kinematic indicators on active normal faults in Western Turkey. *Journal of Structural Geology*, 9(5-6), 573-584.
- Hancock, P.L. ve Barka, A.A. (1987). Kinematic Indicators on Active Normal Faults in Western Turkey. *Journal of Structural Geology*, 9, 415-430.
- Helvacı, C., Ersoy, Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö., Uzel, B. (2009). Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 185, 181-202.
- Hetzel, R., Ring, U., Akal, C. & Troesch, M. (1995). Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society of London*, 152, 639–654.
- Innocenti, F. ve Mazzuoli, R. (1972). Petrology of İzmir- Karaburun volcanic area (West Turkey). *Bulletin of Volcanology* 36, 83-104.

- Işık, V. ve Tekeli, O. (2001). Late orogenic crustal extension in the northern Menderes Massif (western Turkey): evidence for metamorphic core complex. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 757–765.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., Lecomte, E., Burov, E., Denele, Y., Brun, J., Philippon, M., Paul, A., Salaün, G., Karabulut, H., Piromallo, C., Monie, P., Gueydan, F., Okay, A. I., Oberhänsli, R., Pourteau, A., Augier, R., Gadenne, L ve Driussi, O. (2013). Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. Review Article, *Tectonophysics*, 597-598, 1-33.
- Kadirioğlu, FT., Kartal, RF., Kılıç, T., Kalafat, D., Duman, TY., Eroğlu Azak, T., Özalp, S., Emre, Ö. (2016). An Improved Earthquake Catalogue ($M \geq 4.0$) for Turkey and Its Near Vicinity (1900-2012). *Bulletin of Earthquake Engineering*, 3318-3337.
- Kagan, Y. (2002). Aftershock zone scaling. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, (2), 641-655.
- Kaya, O. (1981). Miocene reference section for the coastal parts of West Anatolia. *Newsletters on Stratigraphy*, 10, 164–191.
- Kaya, O., Ünay, E., Göktaş, F. ve Saraç G. (2007). Early Miocene stratigraphy of central west Anatolia, Turkey: Implications for the tectonic evolution of the eastern Aegean area. *Geological Journal*, 42, 85–109.
- Kılıç, N.C.A., (2015a). İzmir ili ve çevresinin depremselliğinin maksimum magnitüd (M_{MAX}) değerinin belirlenmesi. *Genç Yerbilimciler Kongresi*, 56-65.
- Kissel, C., Averbuch, O., Frizon De Lamotte, D., Monod, O. ve Allerton, S., (1990). First paleomagnetic evidence of a Post-Eocene clockwise rotation of the Western

Taurus thrust belt, east of the Isparta re-entrant (Southwestern Turkey). *Earth and Planetary Science Letters*, 117, 1-14.

Koçyiğit, A., (1984). Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yen tektonik gelişim [A New Intracontinental Tectonic Regime in Southwest Turkey and its Close Vicinity]. *Bulletin of Turkey* 27, 1-16.

Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., Bozkurt, E., (1999). Evidence from the Gediz Graben for episodic two stage extension in Western Turkey. *Journal of Geological Society, London*, 156, 605-616.

Koçyiğit, A., Yüccemen, M.S., Ulusay, R., Yakut, A., Erdik, M., Emre, Ö., Erkmen, C., Yılmaz, N., (2010). *Deprem Tehlike Analizleri ve Haritaları Çalışma Grubu Strateji Raporu*, 56.

Konak, N., (1982). Simav dolayının jeolojisi ve metamorfik kayaçlarının evrimi. *İstanbul Yerbilimleri*, 3, 313-337.

Marcoux, J., (1987). *Histoire et Topologie de la Neo-Tethys*. These de Doctorat Detat. L'Universite Pierre et Marie Curie, Paris, 569.

Okay, A.İ. & Siyako, M. (1991). The new position of the İzmir-Ankara Neo-Tethyan Suture between İzmir and Balıkesir. *Proceedings of the Ozan Sungurlu Symposium*, 333-355.

Özçelik, İ.,(2005). *Batı Anadolu kara ve kıyı ötesi $M \geq 5,0$ depremlerine ait artçı şok dizilerinin (2005-2015) istatistik özellikleri*. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul.

Özer, S. ve Sözbilir, H. (2003). Presence and tectonic significance of Cretaceous rudist species in the so-called Permo- Carboniferous Göktepe formation, central Menderes Massif, western Turkey. *International Journal of Earth Science*, 92, 397- 404.

- Pampal, S. ve Özmen B., (2007). *Türkiye'nin deprem gerçeği deprem bölgeleri haritaları ve yönetmeliklerinin tarihsel gelişimi*. 1028, Ankara (Baskıda).
- Paton, S., (1992). *The relationship between extension and volcanism in Western Turkey, the Aegean Sea and Central Greece*. PhD Thesis, Cambridge University, United Kingdom.
- Patton, S., (1992). Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey, *Journal of the Geological Society of London*, 149, 1031- 1044.
- Poisson, A., (1984), The Extension of the Ionian Trough into Southwestern Turkey. In The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. (eds: Dixon, J.F. and Robertson A.H.F.). *Special Publication 17, Geological Society*, London, 241-250.
- Poisson, A., (1990). Neogene thrust belt in Western Taurides. The Imbricate systems of thrust sheets along a NNW-SSE transect. *IESCA-1990*, 224-235.
- Poisson, A., Yağmurlu, F., Bozcu, M., Şentürk, M., (2003). New insihts on the Tectonic setting and evolution around the apex of the Isparta angel. *Journal of Geology*, 38, 257-282.
- Polat, O., Gök, E. ve Doğuser, Y., (2008). Earthquake hazard of the Aegean extension region (West Turkey). *Turkish Journal of Earth Science*, 17, 593-614.
- Prozorov, A. G., Dziewonski (1982). A. M., A method of studying variations in the clustering property of earthquakes: Application to the analysis of global seismicity, *Journal of Geophysical Research*, 87, 2829-2839.
- Purvis, M., Robertson, A. & Pringle, M. (2005). Ar-40-Ar-39 dating of biotite and sanidine in tuffaceous sediments and related intrusive rocks: Implications for the

Early Miocene evolution of the Gördes and Selendi basins, W Turkey. *Geodinamica Acta*, 18, 239–253.

Richter, C. (1958). *Elementary Seismology*. San Francisco: W. H. Freeman and Co.

Ring, U., Johnson, C., Hetzel, R. & Gessner, K. (2003). Tectonic denudation of a Late Cretaceous-Tertiary collisional belt: Regionally symmetric cooling patterns and their relation to extensional faults in the Anatolide belt of western Turkey. *Geological Magazine*, 140 (4), 421–441.

Ryan, W.B.F., Carbonette, S.M., Coplan, J.O., O’Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R.A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., Bonczkowski, J., ve Zemsky, R. (2009). Global multi resolution topography synthesis, Geochemistry. *Geophysics, Geosystems Q01005*, 2-6.

Savage, M. K., Rupp, S. H., Foreshock probabilities in New Zealand (2000). *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 43, 461-469.

Sayıl, N. ve Osmanşahin, İ., (2007). An investigation of seismicity for Western Anatolia. *Natural Hazards*, 44, 51-64.

Sertçelik, F. ve Başer, O., (2010). Güney Ege Bölgesi’nde yapay ve doğal kaynaklı titreşimlerin ayırt edilmesi. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Dergisi*, 31 (3), 233-245.

Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C., (1991). Late Cenozoic Crustal extension and basin formation in West Turkey. *Geological Magazine*, 128, 155-166.

Sözbilir, H. (2001). Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures: field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10, 51–67.

- Sözbilir, H. (2001). Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures: field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10, 51–67.
- Sözbilir, H. (2002). Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, Western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 15, 277–288.
- Sözbilir, H. (2005). Oligo–Miocene extension in the Lycian orogen: evidence from the Lycian molasse basin, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18, 257–284.
- Stewart, I.S. ve Hancock, P.L., (1990). What is a fault scarp? *Episodes* 13, 256-263.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., Boray, A., (1987). Türkiye'nin diri fayları ve depremselliği. *Maden Tetkik Arama ve Genel Müdürlüğü, Rapor No:8174*, 375-377.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., Boray, A., (1992). 1:1000000 Türkiye diri fay haritası. *Maden Tetkik Arama*, Ankara.
- Tekin, F. Ve Hafızoğlu, E., (2011). Batı Anadolu'daki önemli fay zonları ve depremselliğe etkileri. *Soma Meslek Yüksekokulu Dergisi*, 1, 4-11.
- Türkecan, A., Ercan, T., Sevin, D. (1998). Karaburun Yarımadası'nın Neojen volkanizması. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 10185* (yayımlanmamış), 34-35.
- Uzel, B. & Sözbilir, H. (2008). A First record of strike-slip basin in western Anatolia and its tectonic implication: The Cumaovası basin as an example. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 559–591.
- Yılmaz, N. ve Yucemen, M.S. (2008). Olasılıksal sismik tehlike sonuçlarının geri plan sismik etkinlik modellerine duyarlılığı. *Yapı Mekaniği Semineri 2008*, Orta Doğu Teknik Üniversitesi ve Eskişehir Osmangazi Üniversitesi, Eskişehir, 87-103.

Yılmaz, Y., Genç, S.C., Güner, O.F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. & Elmas, A. (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop? In: Bozkurt, E., Winchester, J. A. & Piper, J. D. A. (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. *Geological Society, London, Special Publications*, 173, 353–384.

Yücemen, M. S., (Ed.). (2008). *Deprem tehlikesinin tahmininde olasılıksal yöntemler (14. Bölüm), binalar için deprem mühendisliği temel ilkeleri*. Ankara: Bizim Büro Basımevi.

Yücemen, S., (2011). Olasılıksal sismik tehlike analizi: genel bakış ve istatistiksel modellemede dikkat edilmesi gerekli hususlar. *1. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı*, 2-4.

Yücemen, S., Koçyiğit, A., Yakut, A. ve Gencoğlu, S., (2006). *Deprem Tehlike Haritalarının Hazırlanması Seminer Notları* (yayımlanmamış), 5-24.