



# GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ



FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ DERGİSİ

Gümüşhane University Journal of Science and Technology Institute

**GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ YAYINI**

PUBLISHED BY GÜMÜŞHANE UNIVERSITY SCIENCE AND TECHNOLOGY INSTITUTE



ISSN 2146-538X

CİLT/VOLUME: 4

SAYI/NUMBER:1

YIL/YEAR: 2014

Gümüşhane University Science and Technology Institute Bağlarbaşı Mahallesi 29100 Gümüşhane/TURKEY  
gufbed@gumushane.edu.tr Tel: 0 456 233 75 36 Faks: 0 456 233 74 27

## Türkiye'nin Batı Anadolu Bölgesi için Deprem İstatistiği ve Olası Güçlü Depremlerin Orta Vadede Bölgesel Olarak Tahmini Üzerine Bir Çalışma

Serkan ÖZTÜRK\*

Gümüşhane Üniversitesi, Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fak. Jeofizik Müh. Böl., TR-29100, Bağlarbaşı, Gümüşhane.

Geliş tarihi/Received 06.09.2013

Düzeltilerek geliş tarihi/Received in revised form 18.11.2013

Kabul tarihi/Accepted 28.11.2013

### Özet

*Bu çalışmada, Türkiye'nin Batı Anadolu bölgesi için deprem istatistiği ve depremlerin orta vadede bölgesel olarak tahmini üzerine bir değerlendirme yapılmıştır. Bu amaçla, Batı Anadolu depremleri için sismotektonik b-değeri ile fraktal boyut Dc-değeri arasında istatistiksel bir ilişki geliştirilmiştir. Ayrıca, oluşum bilgisi ve göreceli yoğunluk haritalarının birleştirilmesi ile Batı Anadolu bölgesindeki olası güçlü depremlerin bölgesel olarak tahmini için birleşik tahmin haritası oluşturulmuştur. Bu tahmin, güçlü deprem oluşumlarının beklendiği olası bölgeleri bulmak için geçmiş depremlerin uzay-zaman dağılımlarının analizine dayanır. Hesaplamalar için, deprem kataloğu Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nden alınmıştır. Bu katalog, süre magnitudü  $M_D$  için homojendir ve 1 Ocak 1970 ile 1 Ocak 2013 yılları arasında magnitudü 1.0 ile 6.7 arasında değişen 71914 depremi içermektedir.*

*Bu çalışmanın ilk amacı, Batı Anadolu için fraktal boyut Dc-değeri ve sismotektonik parametre b-değeri ile ölçülendirilen zaman, uzay ve magnitud dağılımlarındaki fraktal bir yapıya sahip olan depremselliğin doğasını araştırmaktır. Çalışmayı detaylandırmak için, Batı Anadolu bölgesi 16 farklı sismojenik alt bölgeye ayrılmıştır. İki sismotektonik parametre arasında daha güncel ve daha güvenilir bir istatistiksel ilişki hesaplayabilmek için, ortogonal regresyon kullanılmıştır. Sonuçta, Batı Anadolu bölgesi deprem dağılımları için b-değeri ile Dc-değeri arasında güçlü bir negatif ilişkiye ( $r = -0.95$ ) sahip  $Dc = 3.07 - 0.53 * b$  ilişkisi hesaplanmıştır.*

*Bu çalışmanın ikinci amacı, Batı Anadolu için deprem yoğunluğuna ve oluşum bilgilerine dayalı bir tahmin haritası oluşturmaktır. Batı Anadolu'daki olası güçlü depremler için potansiyel bir harita oluşturabilmek için birleşik tahmin yöntemi kullanılmıştır. Analiz için, 1970-2013 yılları arasında 40 km'den daha sık, tamamlılık magnitudü  $M_c = 3.5$ 'e eşit veya daha büyük magnitudlü olaylar seçilmiştir. Tahmin haritasının bölgesel görünümü için,  $0.04^\circ \times 0.04^\circ$ lik bir bölgesel grid aralığı kullanılmış ve  $M_D \geq 5.0$  olan depremler bölgesel olarak tahmin edilmeye çalışılmıştır. 1 Ocak 2013 ile 1 Ocak 2023 yılları arasında Batı Anadolu'daki olası güçlü depremlerin bölgesel olarak tahmin edilebilmesi için birleşik tahmin haritası hazırlanmıştır. Sonuç olarak, Batı Anadolu'da bazı tahmin bölgeleri belirlenmiştir: Simav ve Soma grabenleri civarı, Gediz, Küçük Menderes ve Büyük Menderes grabenlerinin kesişimi, Acıgöl, Dinar, Çivril fayları ve Sandıklı-Domboyova grabenlerini içeren bölgeler, Marmara, Köyceğiz, Fethiye ve Aliağa-Dumlupınar fayları civarı.*

**Anahtar Kelimeler:** Batı Anadolu, Deprem Tahmini, B-Değeri, Fraktal Boyut, Regresyon.

\* Serkan ÖZTÜRK, [serkanozturk@gumushane.edu.tr](mailto:serkanozturk@gumushane.edu.tr), Tel: 0456 233 7425

## A study on Earthquake Statistics and the Forecasting for the Intermediate-Term Locations of Possible Strong Earthquakes for the Western Anatolian Region of Turkey

### Abstract

In this study, an assessment on the earthquake statistics and intermediate-term forecasting for the location of future earthquakes for the Western Anatolian region of Turkey were made. For this purpose, a statistical relationship was developed between the seismotectonic  $b$ -value and fractal dimension  $D_c$ -value for the Western Anatolian earthquakes. In addition, a composite forecast map by combining the maps of Pattern informatics and Relative intensity is created for the forecasting the locations of possible strong earthquakes in the Western Anatolian region. This forecast is based on analyzing the space-time distributions of the past earthquakes to find possible locations where strong earthquakes are expected to occur. For the calculations, earthquake catalogue is taken from Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute. This catalogue is homogeneous for duration magnitude,  $M_D$  and consists of 71914 events with magnitudes between 1.0 and 6.7 in the period between January 1, 1970 and January 1, 2013.

The first aim of this study is to investigate the nature of seismicity which has a fractal structure in time, space, and magnitude distributions, as quantified by the fractal dimension  $D_c$ -value and seismotectonic parameter  $b$ -value for the Western Anatolia. In order to elaborate the study, the Western Anatolian region was divided into 16 different seismogenic sub-regions in order to make a comprehensive study. In order to estimate more up-to-date and more reliable statistical correlation between two seismotectonic parameters, orthogonal regression is used. Thus, the relationship of  $D_c = 3.07 - 0.53 * b$  is computed with a strong negative correlation ( $r = -0.95$ ) between  $b$ -value and  $D_c$ -value for the Western Anatolia earthquake distributions.

The second aim of this study is to create a forecast map based on the earthquake intensities and pattern informatics for the Western Anatolia. The composite forecast method is used in order to generate a potential map for possible strong earthquakes in the Western Anatolia. The events of magnitude equal to or larger than the completeness magnitude  $M_c=3.5$  with depths shallower than 40 km dated from 1970 to 2013 are selected for the analyses. For the regional imaging of the forecasting map, it is considered a regional grid of points with a grid of  $0.04^\circ$  by  $0.04^\circ$  and it is tried to forecast the locations of earthquakes with  $M_D \geq 5.0$ . The combined forecasting map is prepared in order to detect the location of possible strong earthquakes in the Western Anatolia in the forecasting time period between January 1, 2013 and January 1, 2023. Consequently, a few forecasted areas in the Western Anatolia were detected: in the vicinity Simav and Soma grabens, junction of Gediz, Küçük Menderes and Büyük Menderes grabens, including the regions of Acıgöl, Dinar, Çivril faults and Sandıklı-Dombayova grabens, around Marmara, Köyceğiz, Fethiye and Aliğa-Dumlupınar faults.

**Key words:** Western Anatolia, Earthquake forecasting,  $b$ -value, Fractal dimension, Regression

### 1. Giriş

Jeolojik olaylar genellikle fraktal özellik gösterir. Fraktal özelliğe sahip bir sistemin veya sürecin temel özelliği, ölçekle değişmez oluşu veya kendine benzer oluşudur. Bu özelliğe sahip olan sistemler veya süreçler, bir güç yasası olarak fraktal boyut ile temsil edilebilirler.

Depremselliğin fraktal boyutu ise deprem oluş sürecindeki düzensizliğin ve depremlerin yığılma özelliklerinin bir ölçüsüdür. Depremlerin fiziksel davranışlarını tanımlamak için önerilen çok sayıdaki istatistiksel modelin yanında, sismolojideki ölçekleme yasalarını ve bunların değişmeyen özelliklerini kullanarak dünyanın farklı bölgeleri içinde birçok araştırma

yapılmıştır. Doğal olayların geometrilerinin Mandelbrot (1982) tarafından fraktal tanımlarının ortaya konulmasından itibaren depremsellik gibi çok sayıda karmaşık uzay-zaman olaylarının güç yasası ilişkileri ile fraktal dağılımları açısından tanımlanabileceği ve yorumlanabileceği ortaya konulmuştur (Hirata, 1989; Öncel vd. 1995; Öncel ve Wilson, 2007; Öztürk, 2012; Roy vd. 2011). Bununla birlikte, depremsellik ve fay dağılımı arasındaki olası ilişki ile ilgili çalışmalar sınırlıdır. Sismotektonik değişkenler arasında fraktal ilişkilerin deprem tehlikesi çalışmalarına olan potansiyel uygulamaları, temelde veri setlerinin fraktal nitelikleri arasındaki normal ve aykırı ilişkilere karşılık gelen tartışmalara dayanır. Dolayısıyla, bu ilişki modellerinin analizi ve haritalanması deprem riski ve mekanizmaları için farklı bir bakış açısı ortaya koyabilir (Öncel ve Wilson, 2002).

Fraktal özellik, fraktal boyut ( $D_c$ ) ile temsil edilir. Fraktal boyut, sistemdeki veya veri grubundaki karmaşıklığın bir ölçüsü olup anlamı kullanılan veriye ve uygulanan yöntemle göre değişir. Fraktal kavramı son yıllarda arazide ve laboratuvarlarda gözlenen kırık sistemlerinin karmaşık yapısını açıklamakta kullanılmaktadır. Özellikle dağlar, nehirler, deniz girintisi, faylar gibi jeolojik yapıların ve depremler gibi doğal olayların incelenmesinde, fraktal geometri kavramı geniş bir uygulama alanı bulmuştur. Kayaçlarda kırık sistemlerinin gelişmesi ve depremlerin oluşumu fraktal olayların tipik örneklerini oluştururlar. Ayrıca, yukarıda bahsedilen birçok çalışma deprem oluşumunun uzay ve zaman dağılımlarının fraktal olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte, sismik aktivite gösteren fay bölgeleri ölçek değişmez özelliği olan karmaşık sistemler olup, depremlerin uzay ve zaman dağılımlarını temsil eden fraktal boyut ile fay uzunluğu ve kaynak boyutunu temsil eden  $b$ -değeri arasında bir ilişki gözlenmektedir. Fraktal boyutun zaman ve uzaydaki değişimleri güçlü depremlerin ön belirtisi olarak değerlendirilebilir. Sismik olarak aktif olan fay bölgeleri, deprem kaynak boyutunun veya fay uzunluğunun bir güç yasası ölçeği ve uzay-zamanda depremler arasındaki fraktal ilişki veya ölçek değişmezliği sergileyen karmaşık doğal sistemlerdir (Öncel vd. 1995).

Depremlerin uzay ve zamanda rastgele oluşmadığı iyi bilinir. Öncü şoklar, artçı şoklar, öncü deprem aktivitesi ve durgunluk sismologlar tarafından tanımlanan oluşumlardan sadece birkaçıdır. Yer kabuğunun oldukça karmaşık ve depremlerin genellikle kaotik bir oluşum olduğu kabul edilirse, deprem tahminleri istatistiksel bir temele dayandırılabilir ve sismisite oluşumlarının bu istatistiksel özellikleri olası depremleri tahmin etmek için kullanılabilir (Rundle vd. 2003). Deprem tahmini için uygulanan çok farklı yaklaşımlar vardır. Bu yaklaşımlar genel olarak iki gruba ayrılabilir: birincisi öncü değişimlerin deneysel gözlemlerine dayalıdır. Bu tür çalışmalar, öncü sismik aktiviteyi, öncü yer hareketlerini ve bunu gibi birçok değişimi içerir. İkinci yaklaşım ise depremselliğin istatistiksel oluşumuna dayalıdır. Fakat bu yaklaşımların hiçbiri, belirgin bir temele dayalı olarak güvenilir kısa vadeli (gün-ay) tahminler ortaya koyamaz.

Deprem tahmini çalışmalarında temel problem, deprem oluşumlarının istatistiksel özelliklerinin gelecek depremleri tahmin etmek için kullanılıp kullanılmayacağıdır. Dolayısıyla, dünyanın farklı bölgeleri için birçok araştırmacı tarafından farklı modeller kullanılarak deprem tahminleri yapılmıştır. Örneğin, "M8" algoritması kullanılarak  $M > 8$  depremleri için tüm dünya genelinde ve "CN" algoritması kullanılarak Kaliforniya ve Nevada'daki bazı güçlü depremler için uyarıcı sismisite oluşumları gözlenmiştir (Keilis-Borok ve Kossbokov, 1990; Keilis-Borok ve Soloviev, 2003). Ayrıca, öncü şok, sismik durgunluk, deprem yığılımları, sismik hareketlilik gibi istatistiksel depremsellik öncülerinin temel türlerini dikkate alarak yapılan deprem tahmini çalışmaları dünyanın birçok farklı bölgesi için uygulanmıştır. Örneğin, 1906 San Francisco depremlerinden önce bir dizi deprem aktivitesi gözlenmiştir (Sykes ve Jaumè, 1990). Bu tür sismik hareketlilik rapor edilmiştir ve büyük depremler öncesinde zamanla deprem sayılarının bir güç yasası artışı olarak tanımlanmıştır. Bununla birlikte, bu çalışmaların başarısı sonraki depremlerin yerinin tahmin edilmesine bağlıdır. Bunlardan başka ZMAP algoritması kullanılarak



Ermenistan ve Landers depremleri için (Wyss ve Martirosyan, 1998; Wyss ve Wiemer, 2000), Elazığ ve Van depremleri için (Öztürk, 2011; Öztürk ve Bayrak, 2012) uyarıcı sismik durgunluklar gözlenmiştir.

Deprem tahmini için uygulanan çok sayıda istatistiksel model olmasına rağmen, depremlerin kısa vadede (dakika veya ay) ve güvenilir tahmini için henüz kanıtlanmış bir yöntem mevcut değildir. Alternatif olarak, deprem tahmini için yeni bir yaklaşım olan Oluşum Bilgisi (Pattern Informatics, *PI*) ve Göreceli Yoğunlaşma (Relative Intensity, *RI*) yaklaşımı kullanılarak 2000-2009 yılları arasındaki büyük depremlerin tahmini için, Kaliforniya, Japonya ve dünyanın farklı bölgelerinde farklı araştırmacılar tarafından uygulanmıştır (Rundle vd. 2002, 2003; Tiampo vd. 2002; Chen vd. 2005; Holliday vd. 2005, 2006, 2007; Nanjo vd. 2006a,b). Bu yaklaşım güçlü şekilde depremlerin uzay-zaman ilişkilerine bağlıdır. Bu yöntem, en küçük olayların sismik aktivitelerindeki büyük ve sistematik dalgalanmalara sahip coğrafik alanları ve zamana bağlı değişimlerini tanımlar. Sonuçta, gelecek bir zaman aralığı içinde sismojenik bir bölgede oluşabilecek depremler bölgesel olarak haritalanır. *PI* yönteminde son yıllardaki gelişmeler, özellikle *RI* analizlerinden elde edilen verilerle birleştirildiğinde hayli bir ilerleme göstermiştir. *RI* haritaları, en küçük magnitudlü depremlerin en yüksek sismik aktiviteli bölgelerini tanımlayan deprem tahmini için alternatif bir yaklaşımdır. Bu yaklaşımlar, gelecekteki büyük depremlerin, yakın geçmişte daha küçük depremlerin olduğu bölgelerde meydana gelebileceği hipotezine dayanır. Oluşum bilgisi ve göreceli yoğunlaşma teknikleri öncü sismik durgunluk ve hareketliliği belirlemek ve deprem tahmini yapmak için kullanılabilir. Sonuç olarak, bu yöntemler yakın gelecekte (genellikle 5-10 yıl) olması muhtemel depremlerin yerlerini (sıcak noktalar) tahmin eden bir yöntemdir.

Oluşum bilgisi yöntemi ilk olarak Rundle vd. (2002) tarafından deprem dinamiğinin ayrıntılı doğasını ortaya koyabilmek amacıyla uygulanmıştır. Sismik aktiviteyi analiz ederek Güney Kaliforniya'daki büyük depremlerin oluşumu için deprem tahmin haritaları

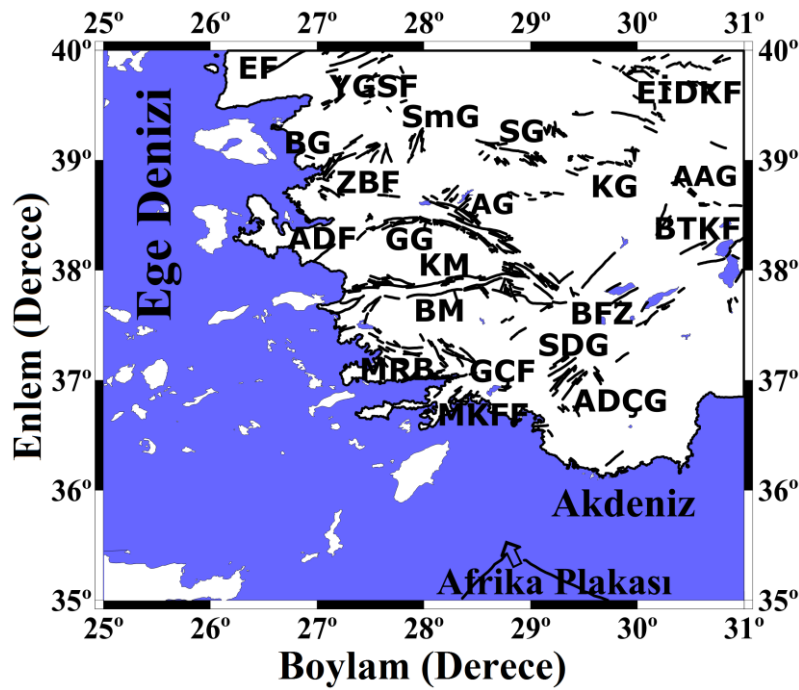
oluşturmuşlardır. Daha sonra,  $M \geq 5$  olan on sekiz adet Kaliforniya depreminin on altısı hemen hemen bu çalışmada belirtilen bölgelere yakın alanlarda meydana gelmiştir. Benzer şekilde Tiampo vd. (2002), Rundle vd. (2003) ve Holliday vd. (2006), Güney Kaliforniya'da 2000-2009 yılları arasında olması muhtemel depremler için oluşum bilgisi tekniğini kullanarak deprem tahmini yapmışlardır. Japonya depremleri içinse, Nanjo vd. (2006a,b) Oluşum Bilgisi yöntemini kullanarak 23 Ekim 2004 ( $M=6.8$ ) Niigata depremi için başarılı bir tahmin yapmışlardır. Benzer şekilde, Chen vd. (2005) aynı yöntemi kullanarak 1999 Chi-Chi (Tayvan) depremi için başarılı bir tahminde bulunmuşlardır.

Sismik aktivitenin son yıllarda oldukça yoğun olduğu Ege bölgesi, en uç kısmında yer aldığı Anadolu plakasının batıya doğru hareketi sebebiyle tarih boyunca yıkıcı depremlere maruz kalmıştır. Bu nedenle yaklaşık 3.5 milyonluk nüfusuyla üçüncü büyük şehir olan İzmir başta olmak üzere birçok büyük ilimizi içine alan Batı Anadolu bölgesinde depremlerin önceden belirlenebilmesine yönelik çalışmalar oldukça önemli hale gelmiştir. Depremselliğin istatistiksel ölçek ilişkilerinin büyük depremlerin kısa vadede belirlenmesine hassas olmasından dolayı, bu çalışmada birincil hedef olarak, Batı Anadolu'da meydana gelen depremler için fraktal boyut  $D_c$ -değeri ile depremlerin magnitud-sayı dağılımlarını ortaya koyan  $b$ -değeri arasında uygun ve güvenilir bir deneysel ilişki ortaya konulmaya çalışılmıştır. Bu iki sismotektonik parametre arasındaki en uygun ilişkiyi belirleyebilmek için ortogonal regresyon kullanılmıştır. İkincil hedef ise, göreceli yoğunlaşma ve oluşum bilgisi modelleri kullanılarak son yıllarda sismik aktivitenin oldukça yoğun olduğu Batı Anadolu bölgesi için bir deprem tahmin modeli oluşturmaktır. Bu amaçla, *RI* ve *PI* haritaları birleştirilerek Batı Anadolu (Ege Genişleme Bölgesi, Türkiye) bölgesinde 2013-2023 yılları arasında 10 yıllık vadede muhtemel güçlü depremler bölgesel olarak tahmin edilmeye çalışılmıştır.

## 2. Batı Anadolu Graben Sistemi

Batı Anadolu, dünyadaki en hızlı genişleyen ve sismik aktivitenin en fazla olduğu bölgelerden birini temsil eder. Genel olarak K-G yönlü kıtasal açılma oranı 30-40 mm/yıl'dır (Oral vd. 1995). Batı Anadolu'da graben yapısı ile ilişkili olarak deprensellik yüksektir ve bölge-zamana bağlı olarak dikkate değer düşük magnitudüldü deprem grupları ile yığılım türü aktivite gösterir. Yaklaşık olarak D-B eğilimli grabenler (Edremit, Bakırçay, Kütahya, Simav, Gediz, Küçük Menderes, Büyük Menderes ve Gökova grabenleri) ve bunların havza sınırı aktif normal fayları neotektonik belirleyici sistemin en göze çarpan özellikleridir (McKenzie, 1978). Doğu-

batı doğrultulu normal faylarla sınırlandırılmış Ege Graben Sistemi, birçok bloktan oluşmaktadır. Bu bloklar arasında D-B uzanımlı grabenler yer almaktadır. Bu grabenler kuzeyden güneye doğru Edremit Körfezi, Bakırçay-Simav Grabeni, Gediz-Küçük Menderes Grabenleri, Büyük Menderes ve Gökova Körfezi Grabenleri şeklinde sıralanabilir. Çalışma alanı içerisindeki tektonik yapılar Şekil 1'de gösterilmiştir. Türkiye ve civarındaki ana tektonik yapılar, Şaroğlu vd. (1992) ve Bozkurt (2001) gibi farklı çalışmalarda detaylı olarak bulunabilir.



Şekil 1. Batı Anadolu'daki ana tektonik yapılar. Aktif faylar Şaroğlu vd. (1992) ve Bozkurt (2001)'den alınmıştır. Fayların adları: EF – Etili Fayı, YGSF – Yenice-Gönen ve Sarıköy Fayları, BG – Bakırçay Grabeni, SmG – Soma Grabeni, SG – Simav Grabeni, KG – Kütahya Grabeni, EİDKF– Eskişehir, İnönü-Dodurga ve Kaymaz Fayları, ZBF – Zeytindağ-Bergama Fayları, ADF – Aliğa ve Dumlupınar Fayları, GG – Gediz Grabeni, AG – Alaşehir Grabeni, AAG – Akşehir-Afyon Grabeni, BTKF – Beyşehir, Tatarlı ve Kumdanlı Fayları, KM – Küçük Menderes, BM – Büyük Menderes, BFZ – Burdur Fay Zonu, SDG – Sandıklı ve Dombayova Grabenleri, MRB – Muğla ve Rodos Bölgesi, GCF – Gölhisar ve Çameli Fayları, MKFF – Marmaris, Köyceğiz ve Fethiye Fayları, ADÇG – Acıgöl, Dinar ve Çivril Fayları

Ege Graben Sisteminin Edremit Körfezini içine alan kuzey kesimi, Kuzey Anadolu Fayı ile Batı Anadolu'daki çekme rejiminin etkisi altında

bulunmaktadır. Dolayısıyla bu bölgede oluşmuş depremlerin odak mekanizmaları, hem normal hem de yatay bileşenlerin hakim olduğu birleşik

fay çözümleri vermiştir. Bölge, oldukça karışık tektonik görünüm sunması nedeniyle sürekli depremlere maruz kalmıştır ve gelecekte de deprem oluşturma potansiyeli yüksektir. Bu grabenlerin kenarlarını sınırlayan ana normal faylar, kısa uzunluklara sahip birçok küçük faydan oluşmaktadır. Dolayısıyla, bu kısa faylardan birinde oluşan bir deprem, yakınlarındaki diğer komşu fayları tetiklemekte ve sonraki bir zamanda bu faylarda depremlerin oluşmasına neden olmaktadır (Demirtaş ve Yılmaz, 1996). Bu depremler, genellikle bölgede güneyden kuzeye doğru zaman içerisinde bir kayma göstermişlerdir. Ege Graben Sistemi içerisinde yıkıcı ve yüzey kırığı oluşturmuş depremlerin yer-zaman diyagramı incelendiğinde paleosismolojik olarak fayların davranışlarını etkileyen faktörlerden en önemlisinin, fay tipleri olduğu açıkça görülür. Fay tiplerine bağlı olarak fayların farklı davranışlar göstermesi doğrultu atımlı faylar olan Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı ile Ege yayı ve Bitlis Bindirme Kuşağını oluşturan ters faylar üzerinde oluşmuş depremlerin yer-zaman dağılımlarının karşılaştırılması ile daha kolay bir şekilde anlaşılabilir. Ege Graben Sistemi içerisinde oluşmuş yıkıcı ve yüzey kırığı meydana getirmiş depremlerin yer-zaman diyagramı incelendiğinde, depremlerin birbirine yakın faylarda oluştuğu görülmektedir. Bu yakın faylarda oluşan depremler zaman olarak birbirlerine oldukça yakındır. Bu bölgedeki depremler, genellikle birer çiftler şeklinde oluşmaktadır. Bölgenin birbirlerine bağlantılı birçok graben ve horstlardan meydana gelmesi nedeniyle, bir fayda oluşan deprem diğer yakın fay üzerinde tetikleme rolü oynamaktadır.

### 3. Kullanılan Deprem Verisi ve Sismotektonik Bölgeleendirme

Türkiye ve civarı için hem ulusal hem de uluslararası kaynaklardan elde edilebilecek birçok deprem kataloğu mevcuttur. Bu çalışmada kullanılan veri kaynağının 1970-2006 yılları arasındaki kısmı Öztürk'ten (2009) alınmıştır. Öztürk (2009), 1970-1973 yılları arasındaki depremleri *International Seismological Centre* (ISC) kataloğundan, 1974-2006 yılları arasındaki veriyi ise *Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem*

*Araştırma Enstitüsü'*nden (KOERI) derlemiştir. Bununla birlikte bazı bilinmeyen depremler için Öztürk (2009), *National Telemetric Earthquake Observatory Network* (TURKNET), *Incorporated Research Institutions for Seismology* (IRIS) ve *TÜBİTAK* gibi katalogları kaynak olarak kullanmıştır. Öztürk (2009), süre magnitudüne ( $M_D$ ) göre homojen olan aletsel bir deprem kataloğu hazırlamıştır. Bu katalog, 1970-2006 yılları arasında Türkiye ve civarında meydana gelmiş olan 73530 depremi içermektedir. Bu kataloğa ek olarak, 2006-2013 yılları arasındaki veri için yine KOERI kataloğu kullanılmıştır.

Öztürk (2009), 1970-2006 yılları arasında homojen ve tam bir deprem kataloğu hazırlayabilmek için bazı deneysel ilişkiler kullanmıştır. KOERI, yerel depremler için süre magnitudünün hesaplanmadığı durumlarda genellikle yerel magnitud ( $M_L$ ) hesaplar. 2006-2013 yılları arasında KOERI kataloğunda  $M_D$ 'nin bilinmediği durumlarda, Öztürk (2009) tarafından verilen ilişkiler kullanılarak  $M_D$  hesaplanmış ve bu zaman periyodu için Türkiye ve civarında 61194 deprem elde edilmiştir. Sonuç olarak, 1970-2013 yılları arasında Türkiye için  $M_D$ 'ye göre homojen olan ve 133724 depremi içeren bir katalog hazırlanmıştır.

Bir sismik kaynak bölgesi, sismik olarak homojen bir alanı tanımlar. İdeal bir sismik kaynak bölgesi tanımlaması, paleosismolojik, jeoloji, tektonik, tarihsel ve aletsel deprenselliğin ve düşünülen bölgenin diğer neotektonik özelliklerinin tam olarak anlaşılmasını gerektirir. Sismik kaynak bölgeleri, sıkça iki temel özellik kullanılarak belirlenebilir: (i) bölgenin sismik profili ve (ii) tektonik yapısı (Erdik vd. 1999). Birçok araştırmacı deprem tehlikesi çalışmaları için tektonik bölgeleendirmenin oldukça yaygın bir yöntem olduğunu ifade etmiş ve Türkiye'yi içeren çok sayıda sismotektonik bölgeleendirme çalışması farklı araştırmacılar tarafından yapılmıştır (örneğin; Kayabalı, 2002; Erdik vd. 1999; Bayrak vd. 2009; Öztürk, 2012).

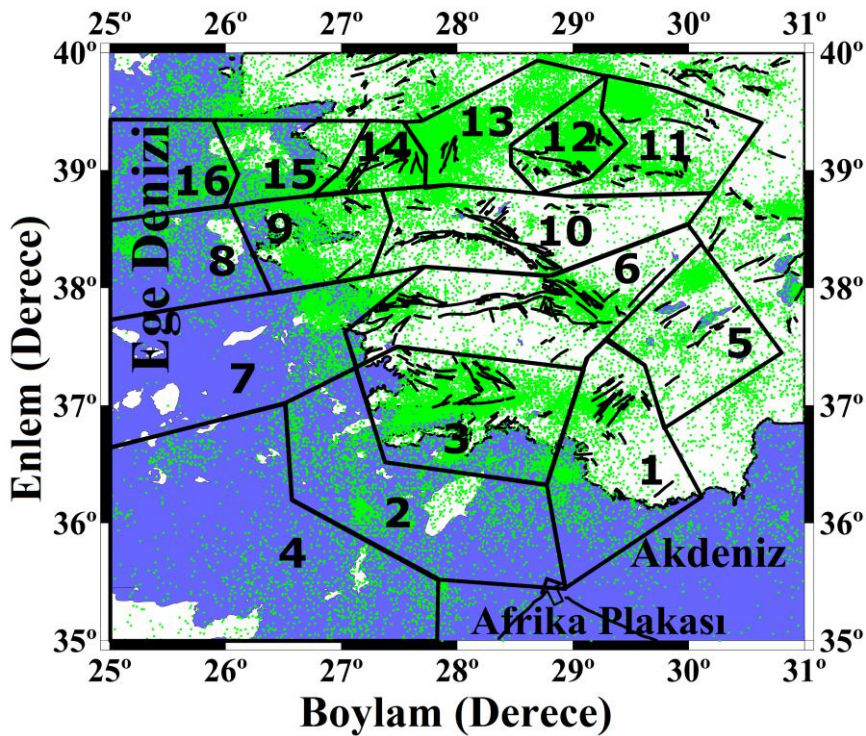
Bu çalışmadaki sismik kaynak bölgeleri, temel olarak Erdik vd. (1999), Bayrak vd. (2009) ve Öztürk (2012) tarafından yapılan tektonik

bölgelendirme çalışmalarına dayalı olarak belirlenmiştir. Erdik vd. (1999) tüm deprem verisini kullanarak ve farklı araştırmacılar tarafından yapılan bölgelendirme çalışmalarını dikkate alarak Türkiye için 37 sismik kaynak bölgesi tanımlamıştır. Bununla birlikte Bayrak vd. (2009), depremlerin episantr dağılımları ile birlikte mevcut tektonik yapıları haritalayarak, 1977-2002 yılları arasında Türkiye’de meydana gelmiş büyük depremlerin TÜBİTAK tarafından verilen odak mekanizması çözümlerini ve Türkiye için yapılan farklı bölgelendirme çalışmalarını dikkate alarak Türkiye için 24 farklı kaynak bölgesi tanımlamışlardır. Öztürk (2012), diğer çalışmalarda verilen bölgeler içerisine düşen farklı tektonik yapıları daha detaylı analiz edebilmek için, bu çalışmalardan farklı olarak daha küçük yeni bölgeler tanımlamış ve Türkiye için 55 sismotektonik bölge tanımlamıştır. Bu çalışmalar içerisinde Batı Anadolu bölgesi için yapılan sismotektonik bölgelendirmeler dikkate alınarak, Ege genişleme bölgesi için yeni bir sismotektonik

bölgelendirme yapılmıştır. Şekil 2’de görüldüğü gibi çalışma alanı 16 farklı kaynak bölgesine ayrılmıştır. Şekil 2’de ayrıca, çalışma alanı içerisindeki depremlerin episantr dağılımları da gösterilmiştir. Bu çalışma kapsamında, Batı Anadolu bölgesi için 1970-2013 yılları arasında  $M_D \geq 1.0$  olan 71914 depremi içeren bir katalog hazırlanmıştır. Bu katalog, süre magnitudü  $M_D$  için homojendir. Analizler için, çalışma alanı olarak  $35^\circ\text{K}-41^\circ\text{K}$  enlemleri ile  $25^\circ\text{D}-31^\circ\text{D}$  boylamları arasında kalan bölge düşünülmüştür (Şekil 2).

#### 4. Sismotektonik Parametrelerin Tanımlanması

Depremler uzay ve zamanda, enerjilerine göre düzensiz olarak dağılım gösterirler. Doğal olayların geometrilerinin fraktal tanımının Mandelbrot (1982) tarafından ortaya konulmasından sonra, depremsellik gibi çoğu karmaşık uzay-zaman olgularının



Şekil 2. Batı Anadolu bölgesinde 1970-2013 yılları arasında  $M_D \geq 1.0$  olan depremlerin episantr dağılım haritası ve sismotektonik bölgeler.

tanımlanabileceği ve güç yasası ölçekleriyle birlikte fraktal parametreler açısından yorumlanabileceği ifade edilmiştir (Öncel vd. 1995). Bu bölümde, depremlerin  $b$ -değeri ve

fraktal boyut  $D_c$ -değerinin hesaplanması ile ilgili yöntemlerden kısaca bahsedilecektir.



#### 4.1. Depremlerin Magnitüd-Frekans Dağılımları (Sismotektonik $b$ -değeri) ve Tamamlılık Magnitüdü ( $M_c$ -değeri)

Depremlerin magnitüd dağılımlarının modellenmesi Gutenberg-Richter yasası (G-R) ile yapılır (Gutenberg ve Richter, 1944). Depremlerin magnitüd-deprem sayısı ilişkisi,

$$\log_{10} N(M) = a - bM \quad (1)$$

denklemleri ile verilir. Burada  $N(M)$ , magnitüdü  $M$ 'den büyük ve eşit olan depremlerin kümülatif sayısıdır.  $b$  parametresi depremlerin boyut dağılımının eğimini tanımlarken,  $a$  parametresi ise depremsellik veya deprem üretme oranı ile ilişkilidir.

$b$ -değeri, depremselliğin boyut-ölçek özelliklerinin tanımlanmasındaki en önemli istatistiksel parametrelerden biridir.  $b$ -değeri bölgeden bölgeye kabaca 0.3-2.0 arasında değişir. Bununla birlikte, ortalama olarak  $b$ -değerinin bölgesel ölçek tahminleri yaklaşık olarak 1'e eşittir (Frohlich ve Davis, 1993). Birçok faktör  $b$ -değerinin normalden farklılık göstermesine neden olabilir. Düşük  $b$ -değerli bölgeler ana şoktan sonra muhtemelen yüksek uygulamalı kayma gerilmesi altındayken, yüksek  $b$ -değerli bölgeler kayma meydana gelen alanlarla ilişkilidir. Bundan farklı olarak, yüksek  $b$ -değerleri, çoklu kırık alanlarının önemine işaret eden artan jeolojik karmaşıklığa sahip bölgelerle ilişkilidir. Sonuç olarak, düşük  $b$ -değeri kırıklı ortamlardaki düşük heterojeniteyle, büyük gerilme ve yamulma, büyük deformasyon hızı ve büyük faylarla ilişkilidir (Bayrak ve Öztürk, 2004).

Herhangi bir bölgedeki  $b$ -değerini hesaplamak için birçok yöntem mevcuttur. Fakat  $b$ -değerlerinin tahmini için en güçlü ve yaygın olarak kullanılan yöntem maksimum olasılık yöntemi (Aki, 1965) olup,

$$b = 2.303 / (\bar{M} - M_{\min} + 0.05) \quad (2)$$

denklemleri ile verilir. Burada  $\bar{M}$ , ortalama magnitüd değeri ve  $M_{\min}$  ise minimum magnitüd değeridir. 0.05 değeri ise bir ilişki sabitidir. %95 güven aralığında sismik  $b$ -değerinin standart

sapması, Aki (1965) tarafından önerilen  $\pm 1.96b / \sqrt{n}$  denklemi kullanılarak hesaplanabilir. Bu denklemde  $n$  parametresi, tahmin yapmada kullanılan depremlerin sayısıdır. Bu ifade,  $n=100$  depremi içeren bir örnek için  $b$ -değeri üzerinde  $\pm 0.1-0.2$  civarında bir güven limiti ortaya koyar.

Tamamlılık magnitüdü  $M_c$  (cut-off magnitude, kesme magnitüdü, süreklilik magnitüdü), verinin %90-95'inin bir güç yasası ile modellenilebildiği magnitüd olarak ifade edilir ve depremsellik ilişkili birçok çalışma için önemli bir parametredir. Magnitüd tamamlılığı, bölge ve zamanın bir fonksiyonu olarak sistematik bir biçimde değişim gösterir ve özellikle zamana bağlı değişimler yanlış  $b$ -değeri tahminlerine neden olur. Çünkü deprem kayıt ağı ana şoktan sonra kurulabilir ve ilk en yüksek aktivite süresince küçük olaylar büyük olayların kodaları içerisine düşmesinden dolayı kayıt edilemeyebilir. Sonuçta, deprem kataloğunun ilk bölümlerinde  $M_c$  yüksek olur. Bu nedenle zamanın bir fonksiyonu olarak  $M_c$  çözümleri, sonuçların doğruluğunu tehlikeye sokmaksızın, sonradan oluşturulacak haritalama için mevcut verinin maksimum sayısını kullanmak amacıyla yapılır. Çünkü depremsellik çalışmalarında daha kaliteli sonuçlar için, verinin maksimum sayısının kullanılması oldukça önemlidir.  $M_c$  tahmini, Gutenberg-Richter ilişkisine ve  $M_c$ 'nin yaklaşık ilk dizisi olarak magnitüd-deprem sayısı eğrilerinin ilk türevinin maksimum değer hesabına dayanır (Wiemer ve Wyss, 2000). Deprem sayısı-magnitüd ilişkilerini hesaplamak ve deprem tahmin yöntemlerini uygulayabilmek için, üst üste binen hareketli pencere tekniği kullanılarak maksimum olasılık yöntemiyle zamanın fonksiyonu olarak  $M_c$ -değeri hesaplanmalıdır. Bu çalışmada, sismotektonik  $b$ -değerinin hesaplanacak olması ve deprem tahmin yöntemlerinin uygulanabilmesi için tamamlılık değerinin kullanılacak olmasından dolayı  $M_c$  hesabı yapılmıştır.

#### 4.2. Depremlerin Uzaysal Dağılımının Fraktal Boyutu (İlişki Boyutu, $D_c$ -değeri)

Deprem dağılımlarının uzaysal modelleri ve oluşumlarının zamansal modelleri, iki-noktalı

ilişki boyutu  $D_c$  kullanılarak fraktal olarak tanımlanır. İlişki boyutunun analizi, geometrik nesnelerin kendine-benzerliğinin (self-similarity) tanımlanması için güçlü bir araçtır. Grassberger ve Procaccia (1983), ilişki boyutu  $D_c$  ve ilişki toplamı  $C(r)$ 'yi aşağıdaki şekilde tanımlamıştır:

$$D_c = \lim_{r \rightarrow 0} [\log C(r) / \log r] \quad (3)$$

$$C(r) = 2N_{R < r} / N(N-1) \quad (4)$$

Burada  $C(r)$ , ilişki fonksiyonu,  $r$ , iki episantr veya hiposantr arasındaki uzaklık ve  $N$ , birbirinden  $R < r$  uzaklıkla ayrılan olay çiftlerinin sayısıdır. Eğer episantr dağılımı fraktal bir yapıya sahipse, aşağıdaki eşitlik elde edilir:

$$C(r) \sim r^{D_c} \quad (5)$$

Burada  $D_c$ , fraktal boyuttur veya daha kesin bir ifadeyle ilişki boyutudur. İki deprem arasındaki  $r$  uzaklığı (derece olarak) aşağıdaki şekilde hesaplanır:

$$r = \cos^{-1}(\cos \theta_i \cos \theta_j + \sin \theta_i \sin \theta_j \cos(\phi_i - \phi_j)) \quad (6)$$

Burada  $(\theta_i, \phi_i)$  ve  $(\theta_j, \phi_j)$ , sırasıyla  $i$ . ve  $j$ . olayların enlem ve boylamlarıdır (Hirata, 1989).  $r$  uzaklığına ( $1^\circ \cong 111$  km olarak) karşı  $C(r)$  değerleri çift logaritmik koordinatlarda çizilirse fraktal boyut  $D_c$ , pratik olarak grafiğin eğiminden hesaplanabilir.

Fraktal analiz sıkça, sismotektonik değişkenlerin kümelenmesinde ve boyut ölçek niteliklerinin tanımlanmasında kullanılır. Fraktal boyut  $D_c$ , olası kırılmayan bölgelerden kaçınmayı önlemek için hesaplanır ve bu kırılmayan bölgeler gelecekte kırılabilir potansiyel sismik boşluklar olarak ifade edilir.  $D_c$ -değeri, episantr veya hiposantr uzaklıklarıyla ve belirgin depremler arasındaki elastik etkileşimin dalgalanmalarına dayalı fiziksel modellerle ilişkilidir. Başka bir deyişle, fraktal ilişki boyutundaki değişimler esas itibariyle, fay sistemlerindeki deprem aktivitesinin heterojenite derecesinin sayısal ölçümü veya karmaşıklığına bağlıdır. Daha

düşük  $b$ -değeri ile ilişkili fay sistemlerindeki (daha yüksek  $D_c$ ) yüksek karmaşıklığa sahip alanlarda gerilme dağılımı daha küçük yüzey alanlarının fay düzlemleri üzerinde olur (Öncel ve Wilson, 2002). Ayrıca, daha yüksek  $D_c$  ve daha düşük  $b$ -değerleri, çalışma alanındaki baskın yapısal özelliklerdir ve kümelenmelerden kaynaklanabilir. Buda, gerilmedeki değişimlerin bir belirtisidir (Polat vd. 2008).

## 5. Deprem Tahmin Yöntemlerinin Tanımlanması

Oluşum bilgisi ve göreceli yoğunlaşma modelleri sismik aktivitedeki değişimlerle güçlü şekilde ilişkili bölgeleri ortaya koyar. Bu bölgeler, daha sonraki büyük depremlerin oluşumunun gözlemlendiği dolayısıyla, ana şoktan önceki yüksek gerilmeyle ilişki bölgelerdir. Oluşum bilgisi haritasında ortaya konulan sismik aktivite oranındaki dalgalanmalar büyük depremlerin hazırlık süreci ile ilişkili olabilir. Oluşum bilgisi haritasındaki sismik durgunluk ve sismik hareketlilik, bu tür hazırlık süreçleridir. Oluşum bilgisi yöntemi yakın gelecekte (tipik olarak 5-10 yıl) olması muhtemel depremlerin yerlerini tahmin eder. Sonuçlar, gelecekte belirgin bir süreç boyunca depremlerin olabileceği sismojenik bir zonu haritalar.

Tahmin doğruluğunun kanıtlanabilmesi için, oluşum bilgisi tahmin yönteminin diğer tahmin yöntemlerinden daha iyi sonuçlar vermesi gerekir. Bu amaçla iki tür tahmin kullanılır. Bunlardan ilki, deprem tahmininde alternatif bir yaklaşım olan ve geçmişte olmuş küçük depremlerin oluşum oranlarını kullanan göreceli yoğunlaşma tahminidir. Bu tür deprem tahmininin fiziksel gerekçesi olarak, büyük depremlerin yüksek sismik aktiviteye sahip alanlarda olma olasılığı kabul edilir (Holliday vd. 2007). Göreceli yoğunlaşma tahmini için matematiksel algoritma birçok araştırmacı tarafından verilmiştir (Nanjo vd. 2006a,b; Holliday vd. 2005, 2006, 2007). Göreceli yoğunlaşma modeli için algoritma aşağıdaki şekilde tanımlanmıştır (Nanjo vd. 2006a):

1. Çalışma alanı gridlere bölünür. Her bir grid doğrusal bir  $\Delta x$  boyutuna sahiptir.

2. Her  $i$  gridi içerisindeki düşük bir kesme magnitudü  $Mc$ 'ye eşit veya ondan büyük  $M$  magnitudlü depremlerin sayısı  $t_s$ 'den  $t_E$ 'ye olan zaman süresince hesaplanır. Bu sayı,  $n_i(t_s, t_E)$  olarak ifade edilen ve gün başına depremlerin sayısını belirlemek için hesaplanan ortalamadır.

3. Bu sayıların göreceli değeri  $RI$  sayısı olarak adlandırılır. Bu sayı  $n_i(t_s, t_E)/n_{\max}$  olarak verilir. Burada  $n_{\max}$ ;  $n_i(t_s, t_E)$ 'nin en büyük değeridir.  $RI$  sayısı 0-1 arasında değişir.

4. Eğer 0'dan 1'e kadar bir aralıkta ( $0 \leq w \leq 1$ ) başlangıç bir  $w$  değeri kabul edilirse, gelecek büyük depremlerin yalnızca bu  $w$  değerinden daha büyük  $RI$  sayısına sahip bölge içerisinde olması beklenir. Başlangıç  $w$  değerinden daha küçük  $RI$  sayısına sahip gridler, gelecek büyük depremlerin meydana gelmeyeceği bölgelerdir.

5.  $RI$  tahmin penceresi içerisinde, daha büyük depremlerin daha yüksek sismik aktiviteye sahip bölgelerde olacağı tahmin edilir.

$PI$  yöntemi için matematiksel algoritma aşağıdaki şekilde tanımlanmıştır (Nanjo vd. 2006a):

1.  $RI$  modelinde olduğu gibi, çalışma bölgesi doğrusal bir  $\Delta x$  boyutuna sahip gridlere bölünür.

2.  $t_0$  ile ifade edilen zamandan itibaren  $M \geq Mc$  olan bölgelerdeki tüm depremler analize dahil edilir. Artçı şoklar katalogdan çıkarılmaz. Bu yöntem, depremlerin kooperatif davranışlarından sorumlu olan güçlü uzay-zaman ilişkilerine dayanır ve artçı şoklar, ilişkilerin önemli bir bileşenini oluşturmak için de dikkate alınır.

3. Üç zaman aralığı dikkate alınır:

i)  $t_b$ 'den  $t_1$ 'e kadar olan referans zaman aralığı

ii)  $t_b$ 'den  $t_2$ 'ye kadar olan ( $t_2 > t_1$ ) ikinci zaman aralığı. Sismik aktivite değişimlerinin hesaplandığı değişim aralığı  $t_1$ 'den  $t_2$ 'ye kadar olan zaman aralığıdır.  $t_b$  zamanı  $t_0$  ile  $t_1$  arasında

olacak şekilde seçilir. Hedef,  $t_b$ 'den  $t_1$ 'e kadar olan referans zaman aralığına kıyasla  $t_1$ 'den  $t_2$ 'ye kadar olan değişim aralığındaki sismik aktivite anomalilerini ölçmektir.

iii)  $t_2$ 'den  $t_3$ 'e kadar olan tahmin zaman aralığı, tahmin için geçerli olan aralıktır. Değişim ve tahmin aralıkları aynı uzunlukta olacak şekilde alınır.

4. Zaman aralığı için bir grid bölgesindeki sismik yoğunluk, zaman aralığı süresince oluşan  $M \geq Mc$  olan depremlerin ortalama sayısıdır. Referans aralığı  $t_b - t_1$ ,  $n_i(t_b, t_1)$ , aralığı üzerindeki  $i$ . gridin sismik yoğunluğu  $t_b$ 'den  $t_1$ 'e kadar olan depremlerin ortalama sayısıdır.  $t_b - t_2$ ,  $n_i(t_b, t_2)$ , aralığı üzerindeki  $i$ . gridin sismik yoğunluğu  $t_b$ 'den  $t_2$ 'ye kadar olan depremlerin ortalama sayısıdır.

5. İki farklı zaman aralığından elde edilen yoğunlukları karşılaştırmak için aynı istatistiksel özelliklere sahip olmaları gerekir. Dolayısıyla, sismik yoğunluklar, tüm grid bölgelerinin ortalama sismik aktivitesinden çıkarılarak ve tüm grid bölgelerindeki sismik aktivitenin standart sapmasına bölünerek normalize (standart hale getirmek) edilir. Normalize edilmiş bu yoğunluklar  $n_i^*(t_b, t_1)$  ve  $n_i^*(t_b, t_2)$  olarak ifade edilir.

6.  $i$  gridi içerisindeki anomali sismisitesinin ölçümü, normalize edilmiş iki sismik yoğunluk arasındaki farktır ve  $\Delta n_i^*(t_b, t_1, t_2) = n_i^*(t_b, t_2) - n_i^*(t_b, t_1)$  olarak verilir.

7. Sismik aktivitedeki rastgele dalgalanmaların (gürültü) göreceli önemini azaltmak için  $t_0$ 'dan  $t_1$ 'e kadar tüm muhtemel başlangıç zamanları  $t_b$  üzerindeki ortalama değişim  $\Delta n_i^*(t_b, t_1, t_2)$  hesaplanır. Sonuç,  $\Delta \underline{n}_i^*(t_0, t_1, t_2)$  olarak ifade edilir.

8.  $i$  gridi içerisindeki gelecek depremin olasılığı  $P_i(t_0, t_1, t_2)$ , ortalama yoğunluk değişiminin karesi alınarak hesaplanır. Buda,  $P_i(t_0, t_1, t_2) = \{\Delta \underline{n}_i^*(t_0, t_1, t_2)\}^2$  şeklinde verilir.

9. Anomali bölgelerini tanımlamak için, backgrounda (geçmiş) kıyasla  $P_i(t_0, t_1, t_2)$  olasılığındaki değişim hesaplanır. Bunun için, tüm grid bölgelerinde ortalama olasılık

$\langle P_i(t_0, t_1, t_2) \rangle$  çıkarılır. Olasılıktaki bu değişim,  $P_i'(t_0, t_1, t_2) = P_i(t_0, t_1, t_2) - \langle P_i(t_0, t_1, t_2) \rangle$  ile verilir.

**10.** Olasılıktaki değişimin göreceli değeri  $PI$  sayısı olarak tanımlanır. Bu sayı,  $P_i'(t_0, t_1, t_2)/P_{\text{mak}}$  olarak verilir. Burada  $P_{\text{mak}}$ ;  $P_i'(t_0, t_1, t_2)$ 'nin en büyük değeridir. Geçmiş deprem aktivitesine kıyasla sismik hareketlilik ve sismik durgunlukla ilgilenildiği için, eğer grid bölgeleri sıfırdan küçük  $PI$  sayısına sahipse, bu sayılar sıfır olarak kaydedilir.  $PI$  değeri 0-1 arasında değişir.

**11.** Eğer 0-1 aralığında başlangıç bir  $w$  değeri kabul edilirse, gelecek büyük depremlerin bu  $w$  değerinden daha büyük  $PI$  sayısına sahip bölge içerisinde olması beklenir. Başlangıç  $w$  değerinden daha küçük  $PI$  sayısına sahip gridler, gelecek büyük depremlerin meydana gelmeyeceği bölgelerdir.

**12.**  $PI$  tahmin penceresi içerisinde, daha büyük depremlerin yüksek sismik hareketlilik veya durgunluğa sahip bölgelerde olacağı tahmin edilir.

$PI$  yöntemi, gelecek bir zaman penceresinde depremlerin büyük olasılıkla meydana gelebileceği bölgeleri ortaya koyar. Bir tahmin haritası ortaya koyabilmek için,  $PI$  haritası ile  $RI$  haritası birleştirilir. Sonra, olasılığı bütünleştirmek için bu harita normalize edilir ve orta vadede gelecek 5-10 yılın (Holliday vd. 2007) üzerinde beklenen  $M \geq 5$  olan depremlerin sayısı ile ölçeklendirilir. Bu işlemlerin detayları şu şekilde verilir (Holliday vd. 2007):

**i.** İlk olarak düşünülen tüm bölge için göreceli bir sismik yoğunluk haritası oluşturulur. Deprem verisi çalışılması düşünülen periyod için kullanıma uygun hale getirilir. Daha sonra,  $10^{-1}$ 'den büyük göreceli değerler  $10^{-1}$ 'e,  $10^{-4}$ 'ten daha küçük sıfır olmayan değerler  $10^{-4}$ 'e atanır. Geçmişte sıfır sismisiteye sahip her grid bölgesine  $10^{-5}$  değeri verilir.

**ii.** Çalışılan bölgede çoğu aktivite bölgesinin %10'u üzerinde oluşum bilgisi hesapları yapılır. Hesaplamalar için,  $t_0$ ,  $t_1$  ve  $t_2$  zamanları belirlenir. Sıcak noktalar, gelecek deprem oluşumunun beklendiği bölgeler olduğu için bütün bir olasılık değeri verilir.

**iii.**  $RI$  haritası üzerinde,  $PI$  haritası ile onun *Moore civarı* (piksel + sekiz komşu bölge) üst üste getirilerek birleşik bir olasılık haritası oluşturulur. Tüm sıcak nokta pikselleri 1 olasılığına sahiptir ve diğer tüm pikseller  $10^{-5}$  ile  $10^{-1}$  arasındaki olasılıklarda değişir.

## 6. Bulgular ve Tartışma

Bu çalışmanın birincil amacı, Batı Anadolu bölgesi için sismik  $b$ -değeri ile fraktal boyut  $D_c$ -değeri arasında istatistiksel bir ilişki ortaya koyabilmektir. Bu amaçla, iki sismotektonik parametre arasında güncel ve güvenilir bir ilişki hesaplayabilmek için Ortogonal Regresyon (Carrol ve Ruppert, 1996) yöntemi kullanılmıştır. Basit doğrusal regresyon modellerinde değişken tahminlerindeki hatalar için en yaygın olarak bilinen tekniklerden bir tanesi de Ortogonal Regresyon (Toplam En Küçük Kareler) yöntemidir. Bazen bilinen hata değişim oranının sınırlı olması durumunda fonksiyonel maksimum olasılık tahmini olarak ta isimlendirilir. Olağan doğrusal regresyon analizlerinde amaç, uyumlu eğri üzerindeki ilişkili  $y$  değerleri ile  $x$  veri değerleri arasındaki düşey uzunlukların karelerinin toplamını minimum yapmaktır. Ortogonal regresyon analizinde ise amaç, veri noktalarından uyumlu eğriye olan ortogonal (dik) uzaklıkları minimum yapmaktır. Dolayısıyla, varsayım geçerli ise, ortogonal regresyon mükemmel olarak kabul edilebilecek bir tahmin değerlendirme yöntemidir. Bununla birlikte bu yöntem hesaplamalardaki denklem hatalarını dikkate almaz. Bu iyi bilinen ortogonal regresyon tahmini eski bir yöntemdir ve birçok çalışmada kullanılmıştır (Carrol ve Ruppert, 1996).

Tektonik yapıları ile birlikte 1-16 arasındaki sayılarla numaralandırılmış olan sismik kaynak bölgeleri Tablo 1'de verilmiştir. Tablo 1'de, her bir bölge için sismotektonik parametrelerin hesaplanmasında kullanılan deprem sayıları ile birlikte, tamamlılık magnitüdü  $M_c$ , deprensellik parametresi  $b$ -değeri ve fraktal boyut  $D_c$ -değerleri de verilmiştir. Bu değerler kullanılarak, ortogonal regresyon yöntemi ile Batı Anadolu depremleri için  $b$ -değeri ile  $D_c$ -değeri arasındaki ilişki Şekil 3'te verilmiştir. Şekil 3'te görüldüğü gibi, regresyon uyumu



oldukça güçlü negatif bir ilişki katsayısına ( $r=-0.95$ ) sahiptir. Ayrıca, %95 güven sınırları içerisindeki deprem sayısı 10 olarak hesaplanmıştır. Regresyon uyumu için doğrusal ilişki kullanılmış ve

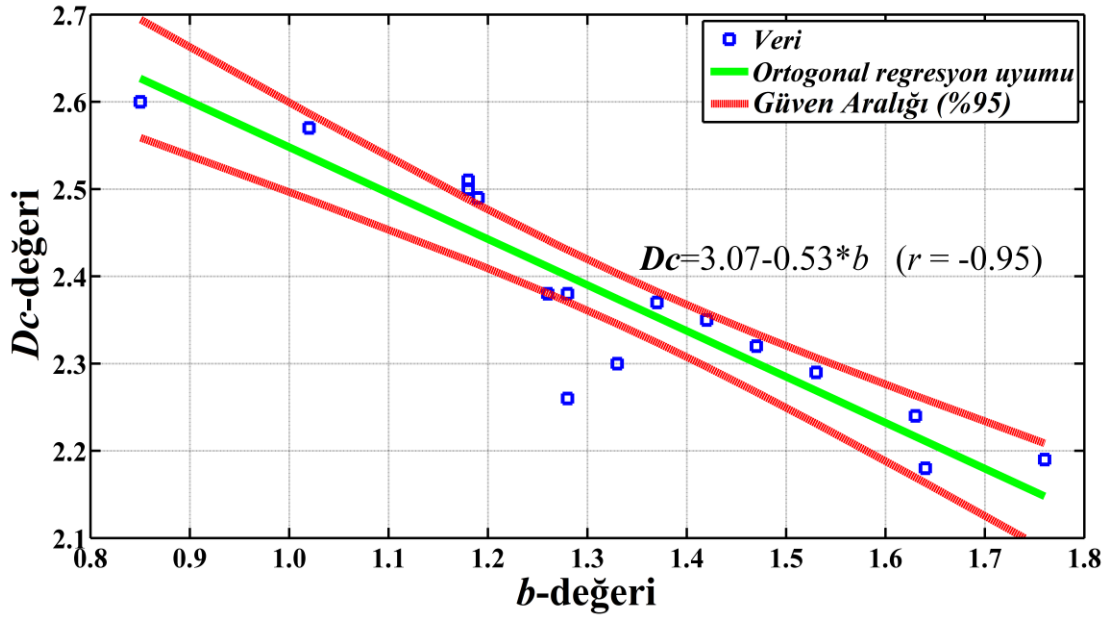
$$Dc = 3.07 - 0.53 * b \quad (7)$$

eşitliği elde edilmiştir. Bu negatif ilişki, Batı Anadolu bölgesindeki deprem kümelenmelerinden kaynaklanabilir ve gerilmadaki değişimlerin bir belirtisi olarak yorumlanabilir.  $b$ -değeri ile  $Dc$ -değeri arasındaki istatistiksel ilişki üzerine Türkiye (Öncel vd. 1995; Öncel ve Wilson, 2007; Öztürk, 2012) ve dünyada (Hirata, 1989; Roy vd. 2011) yapılmış birçok çalışma mevcuttur. Aki (1981),  $b$ -değeri ile  $Dc$ -değeri arasında  $D=2b$  olarak pozitif bir ilişki önermiş fakat literatürde son yıllarda hem pozitif hem de

negatif ilişkiler hesaplanmıştır. Bazı durumlarda ise,  $b$ -değeri ile  $Dc$ -değeri arasındaki ilişki pozitif bir ilişkiden negatif bir ilişkiye bile değişebilmektedir (Öncel ve Wilson, 2002; Öncel ve Wilson, 2007). Hirata (1989), Japonya'da Tohoku bölgesinde bu iki parametre arasında  $Dc=2.3-0.73*b$  olarak negatif bir ilişki ( $r=-0.77$ ) ifade etmiştir. Benzer şekilde, Türkiye'de Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda Öncel vd. (1995) tarafından yapılan bir depremsellik çalışması,  $b$ -değeri ile  $Dc$ -değeri arasında negatif bir ilişki ortaya koymuştur.  $b$ -değeri ile  $Dc$ -değeri arasında oldukça düşük bir negatif ilişki katsayısına ( $r=-0.56$ ) sahip olarak kuzey Ege denizini içine alan bölge için  $Dc=2.74-1.52*b$  ilişkisini önermişlerdir. Ayrıca, güçlü bir negatif ilişkiye ( $r=-0.85$ ) sahip  $Dc=2.32-1.09*b$  ilişkisini ortaya koymuşlardır.

Tablo 1. Batı Anadolu'daki 16 farklı bölge için tektonik yapı ve deprem sayılarıyla birlikte sismotektonik parametreler  $b$  ve  $Dc$ -değerleri.

<i>Bölge</i>	<i>Tektonik Yapı</i>	<i>Deprem Sayısı</i>	<i>Mc-değeri</i>	<i>b-değeri</i>	<i>Dc-değeri</i>
1	Acıgöl, Dinar ve Çivril Fayları, Sandıklı ve Dombayova Grabenleri	3098	3.1	1.26±0.03	2.38±0.03
2	Muğla ve Rhodes Bölgesi, Gölhisar	2139	3.4	1.53±0.11	2.29±0.02
3	ve Çameli Fayları, Marmaris, Köyceğiz ve Fethiye Fayları	9000	3.0	1.47±0.06	2.32±0.06
4	Ege Yayı	1464	3.6	1.18±0.09	2.51±0.02
5	Burdur Fay Zonu	1948	3.0	1.02±0.03	2.57±0.02
6	Büyük ve Küçük Menderes	3886	3.1	1.28±0.03	2.38±0.03
7	Grabenleri	2205	3.0	1.37±0.06	2.37±0.03
8	Aliğa ve Dumlupınar Fayları	1001	3.1	1.33±0.06	2.30±0.02
9		4317	3.2	1.18±0.02	2.50±0.02
10	Gediz Grabeni ve Alaşehir Grabeni	2161	2.8	1.28±0.04	2.26±0.02
11	Kütahya Grabeni	7377	3.0	0.85±0.03	2.60±0.01
12	Simav Grabeni	7266	3.1	1.42±0.03	2.35±0.05
13	Soma Grabeni	6863	2.8	1.76±0.05	2.19±0.05
14	Zeytinadağ-Bergama Fayları	6638	3.1	1.64±0.06	2.18±0.05
15	Bakırçay Grabeni	2008	3.2	1.63±0.07	2.24±0.04
16		1323	3.3	1.19±0.04	2.49±0.03



Şekil 3. Batı Anadolu bölgesi için  $b$ -değeri ile  $D_c$ -değeri arasındaki ortogonal regresyon uyumu, güven aralığı ve doğrusal ilişki. Ayrıca, ilişki katsayısı şekil üzerinde verilmiştir.

Bununla birlikte Öncel ve Wilson (2007), güney batı Türkiye için, 1992-1994 yılları arasında  $b$ -değeri ile  $D_c$ -değeri için güçlü bir pozitif ilişki ( $r=0.84$ ) ve yine 1996-1998 arasında güçlü bir pozitif ilişki ( $r=0.94$ ) hesaplarken, 1994-1996 yılları arasında ise negatif bir ilişki ( $r=-0.71$ ) önermişlerdir. Öztürk (2012), Türkiye depremleri için ortogonal regresyon uyumunu kullanarak güçlü bir negatif ilişki katsayısı ( $r=-0.82$ ) ile  $D_c=2.44-0.30*b$  ilişkisini önermiştir. Sonuçta, bu çalışmada elde edilen ilişki literatürde verilen sonuçlarla da uyumludur.

Göreceli yoğunlaşma ve oluşum bilgilerine dayalı olarak, gelecekte olması muhtemel güçlü depremleri bölgesel olarak tahmin edebilmek için geçmiş depremlerin uzay-zaman oluşumlarının analizine ihtiyaç vardır. Bu analizler için, KOERI'den temin edilen katalog kullanılmıştır. Deprem tahmin yöntemlerini uygulayabilmek için, kayan pencere tekniği ile pencere başına 15 olay kullanılarak  $M_D \geq 1.0$  olan 71914 deprem için  $M_c$ -değerinin zamanla değişimi analiz edilmiştir (Şekil 4). Şekil 4'te görüldüğü gibi,  $M_c$ -değeri 1970-1980 yılları arasında 3.5-4.5 değişim gösterirken, 1980-1995 yılları arasında ortalama olarak 3.0 civarındadır. 1990 sonrasında bu değer 2.5-3.0 arasında değişim gösterirken, 2010 yılından sonra ise 2.5'tan küçük değerler gözlenmektedir. Sonuçta,

deprem katalogunun tamamlılığını sağlamak için, 1 Ocak 1970-1 Ocak 2013 yılları arasında derinliği 40 km'den daha sığ kabuksal olaylar kullanılarak  $M_c \geq 3.5$  olan depremler seçilmiştir.

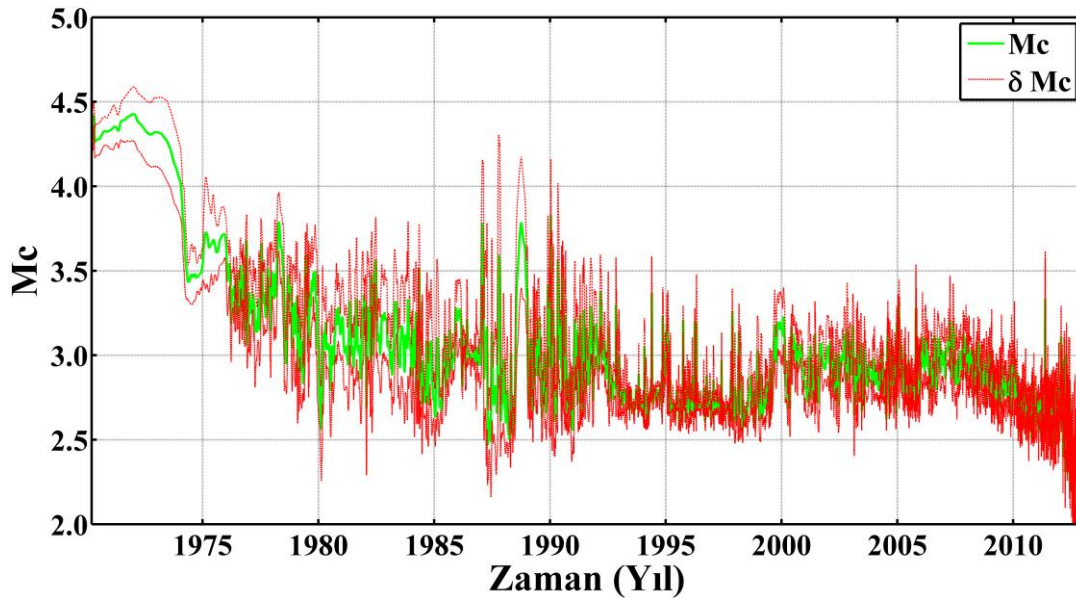
Bu çalışmadaki ikincil amaç, göreceli yoğunluk haritası (Şekil 5a) ve oluşum bilgisi haritasının (Şekil 5b) birleştirilmesi ile Batı Anadolu bölgesi için birleşik tahmin haritası oluşturmaktır. Deprem tahmin yöntemlerini Batı Anadolu bölgesine uygulamak için,  $0.04^\circ \times 0.04^\circ$  lik bir bölgesel grid aralığı kullanılmış ve  $M_D \geq 5.0$  olan depremler bölgesel olarak tahmin edilmeye çalışılmıştır. Batı Anadolu bölgesinde olası güçlü depremlerin orta vadede bölgesel olarak tahmini, 1 Ocak 2013-1 Ocak 2023 ( $t_3-t_2=10$  yıl) zaman aralığı için uygulanmıştır. Yani zaman aralıkları,  $t_1=1$  Ocak 2003 ve  $t_2=1$  Ocak 2013 olarak alınmıştır.  $PI$  ve  $RI$  haritalarının birleştirilmesi ile oluşturulan birleşik tahmin haritası Şekil 6'da verilmiştir. Oluşturulan deprem tahmin haritaları, 2013-2023 yılları arasında  $M_D \geq 5.0$  depremler için riskli olabilecek bölgeleri (turuncu ve kırmızı renkler) göstermektedir.

Şekil 6'da görüldüğü gibi, oluşum bilgisi ve göreceli yoğunluk haritalarının birleştirilmesi ile oluşturulan birleşik tahmin haritası üzerinde deprem tahmin bölgeleri daha net olarak ortaya

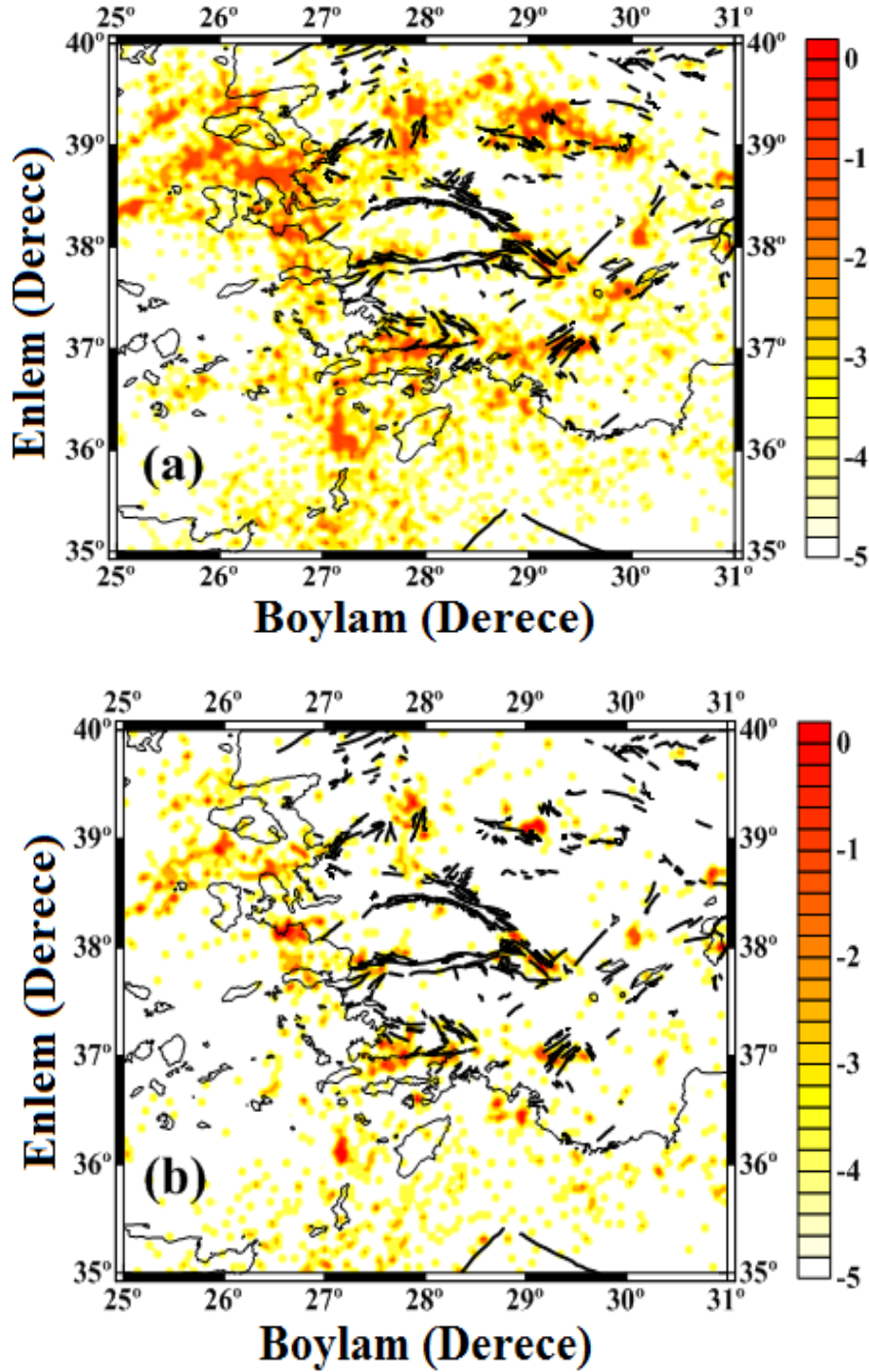
konmuştur. Birleştirilmiş deprem tahmin haritası üzerinde yeşil ovaler içerisinde verilen bölgeler, 2013-2023 yılları arasında  $M_D \geq 5.0$  olan güçlü depremlerin meydana gelebileceği olası bölgeleri göstermektedir. Bu bölgeler, Şekil 1 üzerindeki tektonik yapılar ile ilişkilendirildiğinde, Simav ve Soma grabenleri civarı, Gediz, Küçük Menderes ve Büyük Menderes grabenlerinin kesişimi, Acıgöl, Dinar, Çivril fayları ve Sandıklı-Domboyoa grabenlerini içeren bölgeler, Marmara, Köyceğiz, Fethiye ve Aliğa-Dumlupınar fayları civarında gelecek on yıl içerisinde olası güçlü depremler beklenebilir.

Muhtemel depremlerin gelecekte olma zamanı ve yerinin tahmininin doğru olarak yapılabileceği temel problem olarak durmaktadır. Deprem oluşumlarının beklenen oranı için uzun vadeli tehlike haritalarının oldukça doğru olduğu kabul edilir. Fakat daha iyisi mümkün müdür? Depremlerin tahmin edilmesine olanak sağlayan öncü oluşumlar var mıdır? Aslında, orta vadede yerel öncü oluşumların gözlenmemesi oldukça ilginçtir. Bir volkanik patlama öncesinde genellikle bölgesel depremsellikte bir artış ve yüzey hareketleri

gözlenir. Bir fay sistemi için gerilme, fayın sürtünme kuvvetini aşıncaya kadar giderek artar ve kırılma başlar. Gerilmenin temel (background) sismisitesinde ve sismik olmayan kaymada artışa neden olacağı kabul edilir bir hipotezdir. Yerel öncü sinyallerin varlığında bir sonraki soru belirgin anomalilerin gelişip gelişmeyeceği ve özellikle sismik aktivitede anomalilerin olup olmamasıdır. Sonuçta, birleştirilmiş deprem tahmin yöntemi, sismik aktivitedeki anomali bölgelerini tanımlamak için geliştirilmiş alternatif bir deprem tahmin yöntemidir. Bu yöntemin uygulamaları Kaliforniya, Japonya ve dünyanın farklı bölgelerinde gelecekte beklenebilecek muhtemel depremlerin yerlerini tahmin etmek için başarılı bir şekilde uygulanmıştır. Daha öncede ifade edildiği gibi bu yöntemler, 5-10 yıl gibi orta vadedeki (Holliday vd. 2007) bir zaman penceresinde olması beklenen depremleri bölgesel olarak tahmin eden bir yöntemdir. Amaç, uzun vadede deprem tehlikesi değerlendirme haritalarına kıyasla depremlerin gelecekte olması muhtemel bölgelerini daraltmaktır (Holliday vd. 2007).



Şekil 4. Batı Anadolu bölgesi için zamanın bir fonksiyonu olarak  $M_c$  analizi.  $M_c$ -değeri, pencere başına 15 olay kullanılarak hesaplanmış ve standart sapma ( $\delta M_c$ ) şekil üzerinde verilmiştir.



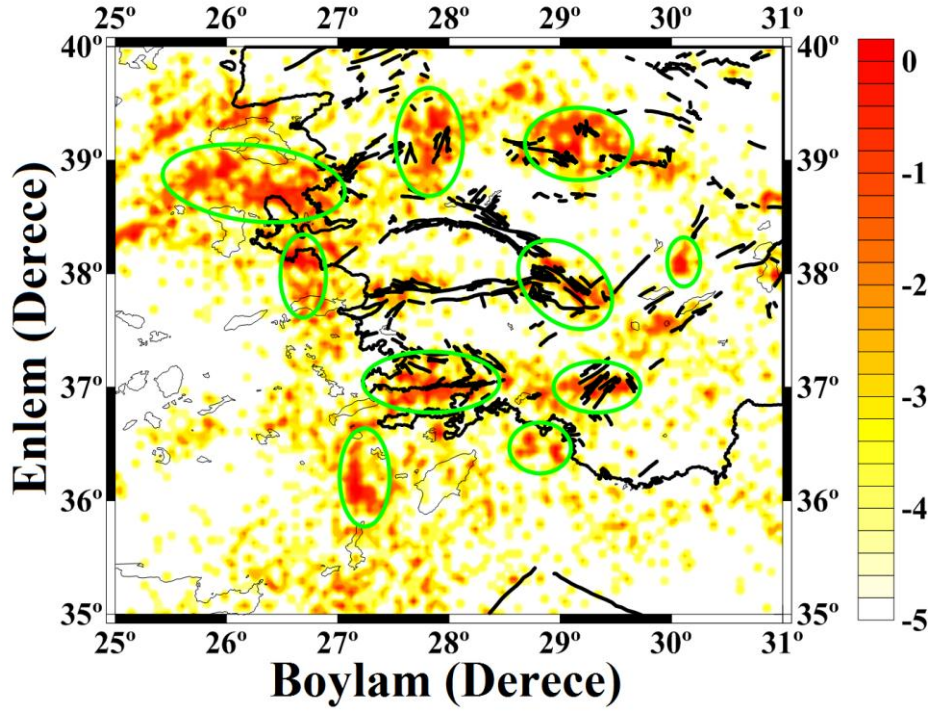
Şekil 5. Batı Anadolu Bölgesi için (a) göreceli yoğunlaşma (*RI*) haritası, (b) oluşum bilgisi (*PI*) haritası.  $t_0=1$  Ocak 1970,  $t_1=1$  Ocak 2003, ve  $t_2=1$  Ocak 2013 olarak alınmıştır.

## 5. Sonuçlar

Depremleri ve faylanmaları içeren çok sayıdaki karmaşık doğal oluşumlar fraktal geometriye bağlı olarak tanımlanabilir ve yorumlanabilir. Farklı sismik oluşumlar, ölçekten bağımsız

olarak uzay-zaman dağılımları sergilerler ve sonuçta fay, deprem ve deprem oluşumlarının zamana bağlı modellerini içerirler. Bu gözlemler, birçok doğal fay sistemlerinin ve deprem oluşumlarının fraktal boyut ile ifade edilebileceğini ortaya koymuştur. Sismik





Şekil 6. Batı Anadolu bölgesi için, 2013-2023 yılları arasında olması muhtemel deprem bölgelerini gösteren birleşik tahmin haritası.

aktivitedeki ölçek ilişkileri büyük depremlerin kısa vadede tahmin edilmesinde duyarlıdır. Dolayısıyla, bu çalışmada birincil amaç olarak Batı Anadolu (Ege genişleme bölgesi, Türkiye) bölgesinde meydana gelen depremler için iki sismotektonik parametre olan fraktal boyut  $D_c$ -değeri ile depremlerin magnitüd-sayı dağılımlarını belirleyen  $b$ -değeri arasında uygun ve güvenilir bir deneysel ilişki elde edilmiştir. Bu amaçla, 1970-2013 yılları arasında 71914 depremi içeren veri için istatistiksel bir analiz yapılmıştır. Bu iki sismotektonik parametre arasındaki en uygun ilişkiyi belirleyebilmek için ortogonal regresyon kullanılmıştır. Batı Anadolu bölgesi için  $M_D$ 'ye göre homojen olan deprem kataloğu kullanılmış ve detaylı analizler için çalışma alanı 16 farklı sismotektonik bölgeye ayrılmıştır.  $b$ -değerinin hesabı için maksimum olasılık yöntemi,  $D_c$ -değerinin hesabı için ise %95 güven sınırları içerisinde doğrusal regresyon kullanılmıştır. Sonuç olarak, Batı Anadolu depremleri için  $b$ -değeri ile  $D_c$ -değeri arasında güçlü bir negatif ilişki ( $r=-0.95$ ) vardır ve Ortogonal regresyon ile  $D_c = 3.07 - 0.53 * b$  olarak verilen bu ilişki oldukça güncel ve güvenilir olarak ifade edilebilir. İki parametre arasındaki deneysel ilişki katsayısının negatif olması sismotektonik

açından önemlidir. Düşük  $b$ -değerlerinin yüksek gerilme alanlarıyla ilişkisi göz önüne alındığında,  $D_c$  ile  $b$ -değeri arasında negatif bir ilişkinin gözlemlendiği Batı Anadolu bölgesinde orta vadede deprem riskinden bahsedilebilir. Ayrıca, bu sonuçlar dünyanın ve Türkiye'nin farklı bölgeleri için hesaplanan değerlerle uyumludur.

Çalışmada kullanılan oluşum bilgisi ve göreceli yoğunlaşma modelleri, deprem aktivitesindeki değişimlerle ilişkili bölgeleri ortaya koyması ve bu bölgelerinde daha sonraki dönemlerde olması muhtemel büyük depremlerin beklendiği bölgeler olması nedeniyle, orta vadede deprem tahmininde faydalı yöntemler olduğu açıktır. Bu yöntemler yakın gelecekte (tipik olarak 5-10 yıl) olması muhtemel depremlerin yerlerini tahmin eder. Sonuçlar, gelecekte belirgin bir süreç boyunca depremlerin olabileceği sismojenik bir zonu haritalar. Dolayısıyla, bu çalışmada ikincil amaç olarak, Batı Anadolu bölgesinde muhtemel güçlü depremlerin bölgesel olarak tahmini için göreceli yoğunlaşma ve oluşum bilgisi haritalarının birleştirilmesi ile birleşik tahmin haritası oluşturulmuştur. Orta vadede deprem tahmini olarak 2013-2023 yılları arasında birleşik tahmin haritası

oluşturulmuştur. Modelleme sonucunda Ege Genişleme bölgesi üzerinde belirlenen bazı tahmin bölgeleri şunlardır: Simav ve Soma grabenleri civarı, Gediz, Küçük Menderes ve Büyük Menderes grabenlerinin kesişimi, Acıgöl, Dinar, Çivril fayları ve Sandıklı-Domboyyova grabenlerini içeren bölgeler, Marmara, Köyceğiz, Fethiye ve Aliğa-Dumlupınar fayları civarı.

### Teşekkür

Deprem tahmin yöntemlerinin algoritmalarının modellenmesinde yardımlarını esirgemeyen Dr. Kazuyoshi Nanjo (Tokyo Üniversitesi)'ya, yapıcı tavsiyelerde bulunan hakem kuruluna ve editöre teşekkür ederim. Bu çalışmada kullanılan istatistiksel programlar, Gümüşhane Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi (GÜBAP) tarafından desteklenen 13.F5117.02.1 nolu proje kapsamındadır.

### Kaynaklar

- Aki, K., 1965, Maximum likelihood estimate of  $b$  in the formula  $\log N = a - bM$  and its confidence limits, Bulletin Earthquake Research Institute Tokyo University, 43, 237-239.
- Aki, K., 1981, Earthquake prediction, American Geophysical Union, vol 4. Washington, pp 566-574.
- Bayrak, Y. ve Öztürk, S., 2004, Spatial and temporal variations of the aftershock sequences of the 1999 İzmit and Düzce earthquake, Earth Planets Space, 56, 933-944.
- Bayrak, Y., Öztürk, S., Çınar, H., Kalafat, D., Tsapanos, T.M., Koravos, G.Ch. ve Leventakis, G.A., 2009, Estimating earthquake hazard parameters from instrumental data for different regions in and around Turkey, Engineering Geology, 10, 200-210.
- Bozkurt, E., 2001, Neotectonics of Turkey – a synthesis, Geodinamica Acta, 14, 3-30.

- Carrol, R.J. ve Ruppert, D., 1996, The use and misuse of orthogonal regression estimation in linear errors-in-variables models, The American Statistician, 50, 1-6.
- Chen, C.-C., Rundle, J.B., Holliday, J.R., Nanjo, K.Z., Turcotte, D.L., Li, S.-C. ve Tiampo, K.F., 2005, The 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake as a typical example of seismic activation and quiescence. Geophysical Research Letters, 32, L22315, doi:10.1029/2005GL023991.
- Demirtaş, R. ve Yılmaz, R., 1996, Türkiye'nin sismotektoniği; Sismisitedeki uzun süreli değişim ve güncel sismisiteyi esas alarak deprem tahminine bir yaklaşım. T.C. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Yayını, 91 s., Ankara.
- Erdik, M., Alpay, B.Y., Onur, T., Sesetyan, K. ve Birgoren, G., 1999, Assessment of earthquake hazard in Turkey and neighboring regions, Annali di Geofisica, 42, 1125-1138.
- Frohlich, C. ve Davis, S., 1993. Teleseismic  $b$ -values: Or, much ado about 1.0, Journal of Geophysical Research, 98 (B1), 631-644.
- Grassberger, P. ve Procaccia, I., 1983, Measuring the strangeness of strange attractors, Physica, 9(D), 189-208.
- Gutenberg, R. ve Richter, C.F., 1944, Frequency of earthquakes in California, Bulletin. Seismological Society of America, 34: 185-188.
- Hirata, T., 1989, Correlation between the  $b$ -value and the fractal dimension of earthquakes, Journal of Geophysical Research, 94, 7507-7514.
- Holliday, J.R., Rundle, J.B., Tiampo, K.F., Klein, W. ve Donnellan, A., 2005, Modification of the pattern informatics method for forecasting large earthquake events using complex eigenvectors, Tectonophysics, 413, 87- 91.

- Holliday, J.R., Rundle, J.B., Tiampo, K.F. ve Turcotte, D.L., 2006, Using earthquake intensities to forecast earthquake occurrence times, Nonlinear Processes in Geophysics, 13, 585-593.
- Holliday, J.R., Chen, C.-C., Tiampo, K.F., Rundle, J.B., Turcotte, D.L. ve Donnellan, A., 2007, A RELM earthquake forecast based on Pattern Informatics, Seismological Research. Letters, 78(1), 87-93.
- Keilis-Borok, V.I. ve Kossobokov, V.G., 1990, Premonitory activation of earthquake flow: Algorithm M8, Physics of Earth and Planetary Interiors, 61, 73-83.
- Keilis-Borok, V.I. ve Soloviev, A.A., eds., 2003, Nonlinear dynamics of the lithosphere and earthquake prediction. Springer-Verlag, New York.
- Mandelbrot, B.B., 1982. The fractal Geometry of Nature, Freeman Press, San Francisco.
- Mckenzie, D.P., 1978, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 55, 217-254.
- Nanjo, K.Z., Holliday, J.R., Chen, C.-C., Rundle, J.B. ve Turcotte, D.L., 2006a, Application of a modified pattern informatics method to forecasting the locations of future large earthquakes in the central Japan, Tectonophysics, 424, 351-366.
- Nanjo, K.Z., Rundle, J.B., Holliday, J.R. ve Turcotte, D.L., 2006b, Pattern informatics and its application for optimal forecasting of large earthquakes in Japan, Pure and Applied Geophysics, 163, 2417-2432.
- Oral, M.,B., Reilinger, R.,E., Toksöz, M.,N., Kong, R.,W., Barka, A.,A., Kınık, I. ve Lenk, O., 1995, Global positioning system offersevidence of plate motions in eastern Mediterranean, EOS, Transactions American Geophysical Union , 76, 9.
- Öncel, A.O., Alptekin, Ö. ve Main, I.G., 1995, Temporal variations of the fractal properties of seismicity in the western part of the North Anatolian fault zone: possible artifacts due to improvements in station coverage, Nonlinear Processes Geophys., 2, 147-157.
- Öncel, A.O., Main, I.G., Alptekin, Ö. ve Cowie, P.A., 1996, Temporal variations of the fractal properties of seismicity in the north Anatolian fault zone between 31°E and 41°E, Pure and Applied Geophysics, 146, 148-159.
- Öncel, A.O. ve Wilson, T.H., 2002, Space-time correlations of seismotectonic parameters: Examples from Japan and from Turkey preceding the Izmit earthquake, Bulletin. Seismological Society of America, 92(1), 339-349.
- Öncel, A.O. ve Wilson, T.H., 2007, Anomalous seismicity preceding the 1999 Izmit event, NW Turkey, Geophysical Journal International, DOI: 10.1111/j.1365-246X.2006.03298.x.
- Öztürk, S., 2009. Deprem Tehlikesi ve Artçışok Olasılığı Değerlendirme Yöntemlerinin Türkiye'deki Depremlere Bir Uygulaması, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 346s.
- Öztürk, S., 2011, Characteristics of Seismic Activity in the Western, Central and Eastern Parts of the North Anatolian Fault Zone, Turkey: Temporal and Spatial Analysis, Acta Geophysica, 59 (2), 209-238.
- Öztürk, S., ve Bayrak Y., 2012, Spatial variations of precursory seismic quiescence observed in recent years in the Eastern part of Turkey, Acta Geophysica, 60(1), 92-118.
- Öztürk, S., 2012, Statistical correlation between *b*-value and fractal dimension regarding Turkish epicentre distribution , Earth

- Sciences Research Journal, 16 (2), 103-108.
- Polat, O., Gok, E.ve Yılmaz, D., 2008, Earthquake hazard of the Aegean extension region (West Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences, 17, 593-614.
- Roy, S., Ghosh, U., Hazra, S. ve Kayal, J.R., 2011, Fractal dimension and *b*-value mapping in the Andaman-Sumatra subduction zone, Natural Hazards, 57, 27–37.
- Rundle, J.B., Tiampo, K.F., Klein, W. ve Martins, J.S.S., 2002, Self-organization in leaky threshold systems: The influence of near-mean field dynamics and its implications for earthquakes, neurobiology and forecasting, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 99, 2514-2521, Supplement 1.
- Rundle, J.B., Turcotte, D.L., Scherbakov R., Klein, W. ve Sammis, C., 2003, Statistical physics approach to understanding the multiscale dynamics of earthquake fault systems, Review of Geophysics, 41(4), 1019.
- Sykes, L.R. ve Jaumè, S.C., 1990, Seismic activity on neighboring faults as a long-term precursors to large earthquakes in the san Francisco area, Nature, 348, 595-599.
- Şaroğlu, F., Emre ,O. ve Kuşcu, I., 1992, Active fault map of Turkey, General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey.
- Tiampo, K.F., Rundle., J.B., McGinnis, S. ve Klein, W., 2002, Pattern dynamics and forecast methods in seismically active regions, Pure and Applied Geophysics, 159, 2429-2467.
- Wiemer, S. ve Wyss, M., 2000, Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan, Bulletin. Seismological Society of America, 90(4), 859-869.
- Wyss, M. ve Martirosyan, A.H., 1998, Seismic quiescence before the M7 1988 Spitak earthquake, Armenia, Geophysical Journal International, 134, 329-340.
- Wyss, M. ve Wiemer, S., 2000, Change in the probability for earthquakes in southern California due to the Landers magnitude 7.3 earthquake, Science, 290, 1334-1338.