



Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi
Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi
Van Yüzüncü Yıl University
The Journal of Social Sciences Institute
Yıl / Year: 2021 - Sayı / Issue: 51
Sayfa/Page: 375-398
ISSN: 1302-6879



Artçı Depremler Üzerinde Oluşan Gerilme Değişimlerinin Coğrafi ve İstatistiksel Dağılımlarının İncelenmesi

Analysis of the Geographical and Statistical Distributions of Stress Changes on Aftershocks

• Fatih SÜN BÜ L*

* Dr., İzmir Bakırçay Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, İzmir/Türkiye.
Dr., İzmir Bakırçay University, Faculty of Science and Letters, Dr. Department of Geography, İzmir / Turkey.
fatih.sunbul@bakircay.edu.tr
ORCID: 0000-0002-3590-374X



Makale Bilgisi | Article Information

Makale Türü / Article Type: Araştırma Makalesi/ Research Article

Geliş Tarihi / Date Received: 20/05/2020

Kabul Tarihi / Date Accepted: 23/09/2020

Yayın Tarihi / Date Published: 31/03/2021

Atrf: Sünbül, F. (2021). Artçı Depremler Üzerinde Oluşan Gerilme Değişimlerinin Coğrafi ve İstatistiksel Dağılımlarının İncelenmesi. *Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi*, 51, 375-398

Citation: Sünbül, F. (2021). Analysis of the Geographical and Statistical Distributions of Stress Changes on Aftershocks, *Van Yüzüncü Yıl University the Journal of Social Sciences Institute*, 51, 375-398

Öz

Deprem sırasında fay çevresinde oluşan statik gerilme değişiminin bir sonra meydana gelecek deprem veya depremlerin oluşumuna etki ettiği bilinmektedir. Bir depremin ardından oluşan ± 0.1 bar (± 0.01 MPa) mertebesindeki gerilme değişimi artçı şokların dağılımını etkileyebilmektedir. Halbuki büyük depremlerden sonra açığa çıkan daha büyük gerilmeler 200 km yarıçaplı bir alanda oluşacak artçı şok dağılımlarını mekânsal ve zamansal olarak da etkilemektedir. Bu çalışmada Küresel Centroid Moment Tensör (CMT) kataloğundan seçilen 116 adet $M \geq 7$ deprem kaynak olarak modellenerek çevresinde meydana getirdiği gerilme değişim alanlarına düşen artçı şok dağılımları incelenmiştir. Katalog üzerinde farklı zaman periyotlarında de test edilen analizlere göre, her bir ana deprem sonrası oluşan artçı şok dağılımı %58 ile %62 arasında gerilmenin arttığı alanlarda, %38 ile %42 arasında oluşan artçı şoklar ise, gerilme azalımı olan alanlarda meydana geldiği gözlenmiştir. Yapılan analizlere göre küresel çapta gerçekleşen gerilme difüzyonu ters faylanmalar vasıtasıyla gerçekleşmiştir. Depremler sonucunda oluşan artçı şokların %80'i ters faylanma mekanizmalı ana depremlerden meydana gelmektedir. Dolayısıyla, depremlerden sonra çevre faylarda meydana gelen gerilme değişimlerinin hesap edilmesiyle, sismik tehlike bölgeleri tespit edilebilmektedir.

Anahtar Kelimeler: Küresel CMT Kataloğu, Omori Yasası, Coulomb Gerilme, Deprem Analizi.

Abstract

The static stress change around the fault affects the evolution of the subsequent event or sequences. The ± 0.1 bar (± 0.01 MPa) stress change that occurs after an earthquake can affect the distribution of aftershocks. In fact, the greater stress released after major earthquakes affect the aftershock distributions that will occur in an area of 200 km radius, can also change the development of aftershocks spatially and temporally. In this study, 116 $M \geq 7$ earthquakes selected from the Global Centroid Moment Tensor (CMT) Catalogue were modelled as the source and their aftershock distributions in the stress changes areas were evaluated. According to the analyses tested in different time periods on the catalogue, it was determined that the aftershock distribution occurring after each major earthquake observed in areas where stress increased was between 58% and 62%, and aftershocks occurred between 38% and 42%, in areas with stress reduction. According to the analysis, the stress diffusion that occurred on a global scale was investigated through thrust faulting. 80% of the aftershocks caused by earthquakes consist of main earthquakes with thrust fault mechanism. In conclusion, the stress change calculations in nearby faults following major earthquakes can lead us to determine the seismic hazard regions.

Keywords: Global CMT Catalogue, Omori Law, Coulomb Stress, Earthquake Analysis.

Giriş

Yeryüzü 14'ü büyük olmak üzere, birbirine göre hareket eden 52 adet levhadan oluşmuştur (Bird, 2003). Bu dinamik durum, levha sınırlarında gerilme birikmelerine ve deformasyon oluşumlarına neden olmaktadır (Gordon, 1998). Biriken bu gerilmeler, üzerinde bulunduğu kayacın direncini aştığı anda kırılmalar meydana gelir ve elastik dalgalar oluşur. Litosfer içerisinde bir kaynaktan ani olarak ortaya çıkan titreşimler elastik dalgalar şeklinde yayılır ve yer yüzeyinde depremleri oluştururlar (Reasenberg ve Jones, 1989). Bir deprem silsilesinde meydana gelen en büyük magnitüdü deprem ana şok, magnitüd değeri ana şoktan daha küçük ve sonradan meydana gelen olaylar artçı şok veya artçı deprem olarak isimlendirilir. Artçı şokların büyük bir kısmı ana şok fayı üzerinde veya coğrafi olarak ana şoka yakın alanlarda, fay üzerindeki gerilme değişimlerine bağlı olarak oluşur (Mallman ve Parsons, 2008). Gerilme değişimi, artçı şok dağılımlarını ve istatistiğini değiştirebilmektedir (Shcherbakov vd., 2005). Zamana bağlı gelişen bu süreçte oluşan artçı şoklar, ana şok etkisiyle belirli bir mesafede oluşan, tetiklenmiş depremler olarak da ifade edilmektedir (Parsons, 2002).

Artçı şok dağılımlarının coğrafi ve zamana bağlı değişimlerinin izlenmesi, deprensellik ve deprem tehlikesi çalışmalarında kullanılmaktadır. Bir fayın hareketini sağlayan, çevresel yer değiştirmeyi oluşturan bir ana deprem vardır. Bu ana deprem meydana geldikten sonra, fay bölgesi ve çevresinde gerilme değişimleri oluşur. Ana depremin etkisiyle boşalan enerji kayma yüzeyinin uçlarına doğru dağılım hareketi gösterir. Bu gerilme (stres) dağılımı etki ettiği bölgelerde bazen gerilme artışına (pozitif gerilme yüklemesi), bazen de gerilme azalmasına (negatif gerilme yüklemesi) sebep olur. Bununla birlikte, genel olarak ana deprem sonrası oluşan artçı şokların büyük bir kısmı gerilme artışının olduğu bölgelerde meydana geldiği gözlenmiştir (Freed ve Lin, 1998). Elips şeklinde ana şok çevresinde kümelenen artçı şok dizileri, belli bir zaman aralığı içerisinde oluştuğu ve sönümlenerek gerilme öncesi sismisite oranına ulaştığı düşünülmektedir. Büyük depremlerin artçı şoklarının 1 yıla kadar sürebileceği (Tajima ve Kanamori, 1985), bazen bu sürenin 1 gün ile 6 ay arasında değişebileceği (Savage ve Mayer, 1985; Enescu ve Ito, 2002; Öztürk vd., 2008) veya bu sürenin 10 yıl civarına kadar çıkabileceği belirtilmiştir (Utsu, 1962). Artçı şok ve zaman ilişkisini değerlendiren en pratik hipotezlerden biri Omori (1894) tarafından önerilen artçı şok dağılımlarının ana depremi takiben oluşturduğu t^{-1} zaman azalımı yasasıdır. Zamana bağlı istatistik yöntemi olan Omori yasasına göre; ana bir deprem oluşuktan sonra kayma düzlemleri çevresinde artçı şok sayıları aniden artmakta ve zamanla (~ 10 yıl) geçmiş dönem sismisite değerine ulaşarak sönümlenmektedir (Mallman ve Parsons, 2008). Bu hipotez birçok araştırmacı tarafından da başarılı bir şekilde kullanılmıştır (Köle, 2006; Y. Bayrak ve E. Bayrak, 2011).

Artçı şok oluşumunda gerilme transferinin rolü uzun zamandır ve bir dizi vaka analizi çalışmalarıyla geniş çapta incelenmektedir (King ve Cocco, 2001; Hubert-Ferrari vd., 2002; Pollitz ve Sacks, 2002; Ganas vd., 2012; Verdecchia vd., 2019). Coulomb gerilme değişimlerinin araştırılması üzerine yapılan birçok çalışma, gerilme alanı değişikliklerinin paternine göre sonraki depremlerin coğrafi dağılımını incelemiştir (Stein, 2003). Pozitif gerilme değişimleri ile artçı şok oluşumları arasında mekânsal bir korelasyon 1995 Kobe depreminde tespit edilmiştir. Buna göre ana depremde oluşan 0.02 MPa ile 1 MPa arasındaki gerilme değişimleri artçı şok oluşumlarına etki ettiği ifade edilmektedir (Toda vd., 1998). Stein vd. (1997) Kuzey Anadolu Fay (KAF) Zonu üzerinde oluşan 10 adet $M \geq 6.7$ depremin Coulomb gerilme değişimlerini modellediği araştırmasında, incelenen depremlerden 9'unun birbirini tetikleyerek meydana geldiğini ifade etmiştir. Parsons ve Dreger, (2000) ise 1992 M_w 7.2 Landers depremi

odağından 30 km mesafede oluşan 1999 Hector Mine depreminin, gerilme dağılımlarını hesaplayarak, bu depremin bir önceki depremle tetiklendiğini, gerilme değişimi hesaplamaları ile ifade etmiştir. Buna göre 1999 M_w 7.1 Hector Mine depremi Omori yasasına göre zaman ortamında oluşan artçı sok dağılımlarının gerilme artışı olan bölgesinde oluşmuştur. Benzer şekilde 1989 Loma Prieta depreminden meydana gelen gerilme artışı 50 km mesafede San Greorio ve Hayward fayları üzerinde oluşan artçı şok dağılımlarını etkilediği ifade edilmiştir (Freed vd., 2007). 1999 Kocaeli depreminde çevre faylarda oluşan gerilme artışı ile birlikte üç ay içerisinde 1999 Düzce depremi oluşmuştur. Kocaeli depreminin, Düzce depremine etkisinin 0.05 MPa seviyesinde olduğu ve artçı şok dağılımlarının bu alanda kümeleniği hesaplanmıştır (Mallman ve Parsons, 2008).

Omori yasasında belirtilen zamana bağlı artçı şok sayısındaki azalış ifadesi, küresel ölçekte değerlendirilebileceği fikri ilk kez Parsons (2002) tarafından irdelenmiş ve deprem kataloğu üzerinde yaptığı çalışmayla, her bir büyük depremden ($M \geq 7$) sonra oluşan artçı şokların %60'ının gerilme artışı olan bölgelerde, %40'ının ise gerilme azalışı olan bölgelerde meydana geldiğini tespit etmiştir. Sunbul, (2016) tarafından önceki çalışma güncel verilerle genişletilerek analiz edilmiş, küresel çapta benzer sonuçlar elde edilmiştir. Fakat bu iki çalışmada küresel verinin büyüklüğünden dolayı levha sınırlarında oluşan farklı faylanma mekanizma özellikleri detaylı olarak incelenmemiştir. Halbuki farklı faylanma özelliklerine sahip levha sınırları, farklı gerilme dağılım özellikleri gösterebilmektedir. Bu çalışmada, daha önce literatürde var olan çalışmalardan farklı olarak, katalog veri analizi genişletilerek meydana gelen büyük depremler statik gerilme analizi altında incelenerek farklı tektonik rejimler göz önünde bulundurularak, farklı faylanma mekanizmaları için, gerilme dağılımlarının artçı depremler üzerindeki etkileri coğrafi ve istatistiksel olarak irdelenmiştir.

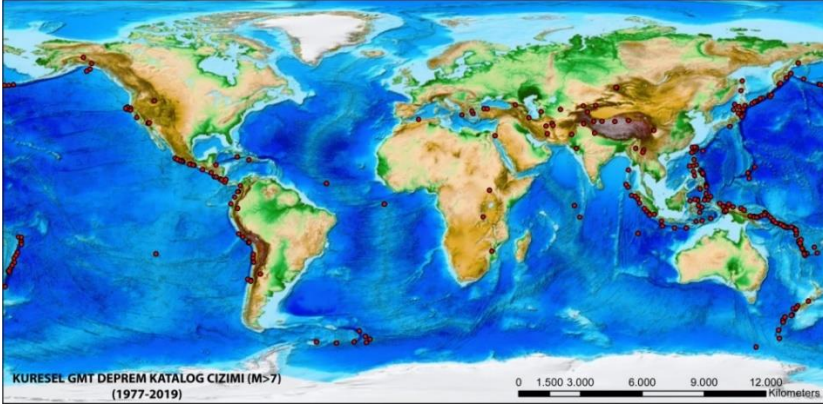
1. Materyal ve Yöntem

Deprem Katalog Verisi

Yerküre üzerinde bulunan levhalarda çeşitli tektonik rejimler gözlenir. Bunlar kısaca sıkışma, çekme ve makaslama rejimleridir. Geleneksel deprem çözümlerinde bahsedilen gerilmeler kuvvet çifti (double-couple) olarak varsayılmakta, hesaplamalarda sismik moment tensör olarak kabul edilmesine rağmen, skaler olarak hesaplanmaktadır. Bu eksik yaklaşım odak çözümlerinde hatalara neden olmaktadır (Frohlich ve Davis, 1999). Bu sebeple deprem nedenli yer değiştirmeler tensörler şeklinde tanımlanan cisim kuvvetleri şeklinde tanımlanmıştır.

Sismik moment tensör çözümü olarak adlandırılan bu hesaplama bölgesel ve küresel depremsellik çalışmalarında etkili bir biçimde kullanılmaktadır (Ekström vd., 2012). Depremler meydana gelmesiyle çevresinde gerilme değişimleri meydana getirirler, bu değişimlerle deprem sonrası meydana gelen artçı şoklar arasında uzay ve zamana bağlı doğrusal bir ilişki vardır. Bu ilişkiler deprem katalogları vasıtasıyla çeşitli gerilme analizleri yardımıyla incelenebilmektedir.

Küresel Centroid Moment Tensör (CMT) katalogu projesi Columbia Üniversitesi tarafından yürütülen, dünya çapında meydana gelen depremlerin moment tensör analizi yapılan ve dünyadaki tüm bilim insanlarının kullanımına açık olan bir katalog sistemi bütünüdür (Ekström vd., 2012). Bu çalışmada küresel CMT katalogundan iki farklı zaman aralıklarında (1990-1995 ve 2000-2005) seçilen büyük depremler ($M \geq 7$) küresel gerilme transferi çalışmalarına katkıda bulunmak amacıyla modellenerek artçı şoklar üzerindeki gerilme etkileşimleri araştırılmıştır.



Şekil 1. Küresel CMT katalogu (1977-2019), $M \geq 7$ depremler lokasyonlu olarak haritalanmıştır.

Gerilme Transferi

Coulomb kriteri olarak adlandırılan, kayaçların kırılma fonksiyonunu formüle eden yaklaşım günümüzde statik gerilme hesaplamalarında kullanılan en yaygın yöntemlerden biridir (Harris ve Simpson, 1992). Bu çalışmada ana şokun artçı şoklar üzerinde yaptığı gerilme değişimi Coulomb gerilme kriteri ile hesaplanmıştır. Bu kriter gere, fay düzlemi boyunca kırılmayı başlatan asal kuvvet, teğetsel (shear) veya kayma kuvvetidir. Bu gerilmeyi azaltıcı yönde işlev gören, kırılma veya kaymayı engelleyecek doğrultuda etki eden kuvvet ise, düzleme dik normal kuvvet ve iç sürtünme katsayısıdır. Tüm bu

parametrelerin birarada formüle edildiği Coulomb gerilme denklemi şu şekilde formüle edilebilir;

$$|\tau|=S_o+\mu\sigma \quad (1)$$

Kohezyon katsayısı S_o , malzemenin dayanım gerilmesinin ifadesidir. Teğetsel gerilmenin işareti kırılmada oluşan yönü belirtir. Hubbert ve Rubey, (1959) boşluk sıvı basıncının (ρ) kırılmada önemini vurgulayarak, ters faylanma örnekleri üzerinde açıkladılar. Onları izleyen bazı araştırmacılar boşluk sıvı basıncını içeren Coulomb kırılma kriterini, Coulomb fonksiyonu veya Coulomb kırılma gerilmesi (σ_f) olarak adlandırılmıştır (Reasenberg ve Simpson, 1992; Stein vd., 1994; Deng ve Sykes, 1997).

$$\sigma_f \geq S_o = |\tau| - \mu(\sigma - \rho) \quad (2)$$

σ_f , S_o 'a eşit veya büyük olduğunda kırılma oluşmaktadır. Bağntı (2)'de boşluk sıvı basıncı kırılma yüzeyine etkileyen normal gerilmeyi azaltacak yönde etki etmekte dolayısı ile kırılmayı kolaylaştırmaktadır.

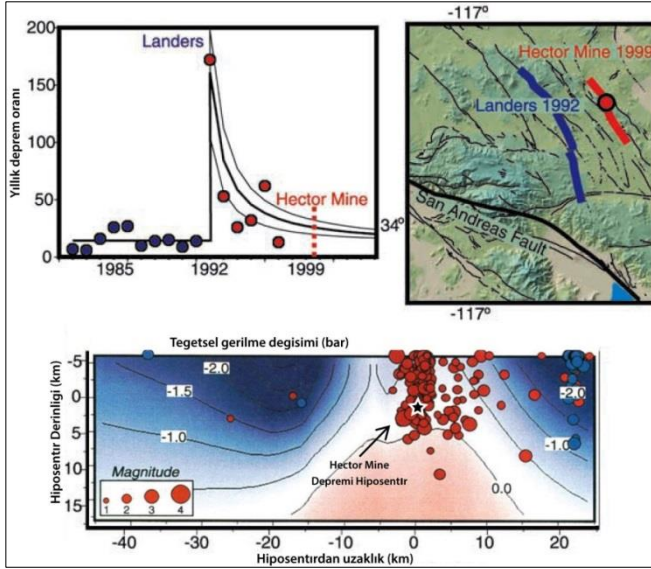
Faylanma nedeni ile oluşan kalıcı gerilme Coulomb kırılma gerilmesindeki değişim olarak hesaplanabilir. Coulomb gerilme değişimi ($\Delta\sigma_f$);

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau - \mu'(\Delta\sigma - \Delta\rho) \quad (3)$$

şeklinde yeniden yazılabilir. Burada teğetsel gerilmedeki değişim; $\Delta\tau$, normal gerilmedeki değişim; $\Delta\sigma$ olarak ifade edilirken, boşluk sıvı basıncındaki değişim; $\Delta\rho$ indisi ile tanımlanır.

Bu eşitlikteki μ' , efektif veya görünür sürtünme katsayısı olarak isimlendirilir ve boşluk sıvı basıncını da içerir; $\mu' = \mu(1-B)$ (Harris ve Simpson, 1992; Reasenberg ve Simpson, 1992). $\Delta\sigma_f$ değerindeki pozitif bir değişim fayın kırılmaya yaklaştığını ifade ederken negatif bir değişim ise kırılmadan uzaklaştığını ifade etmektedir.

Parsons ve Dreger (2000)'de 1992 Landers depreminde oluşan gerilme dağılımını uzay ve zaman ortamında modelleyerek, ana depremden 7 yıl sonra oluşan Hector Mine depreminin gerilme artışı olan bölgede olduğunu kanıtlamıştır. Bu modele göre, Landers depremi meydana geldiği andan itibaren artçı şok oranında yükseliş, zamana bağlı olarak azalarak devam etmiştir. Bu modele göre artçı şokların büyük bir bölümü gerilme artışının (pozitif olduğu bölgede meydana gelmiştir (Şekil 2). Analizlerde depremde oluşan kırılmalar, elastik yarı-sonsuz ortamlarda oluşan dikdörtgen şekilli dislokasyon yüzeyleri olarak simüle edilmiştir (Okada, 1992). Buna göre Coulomb kriteri kullanılarak artçı şoklar üzerinde, moment tensör hesaplamalarından elde edilen doğrultu, atım, dalım ve eğim (optimum kırılma) yüzeylerinde, kriterde hesaplanan teğetsel gerilme değişimleri uzay ve zaman ortamındaki değişimi modellenmiştir



Şekil 2. 1992 Landers depreminden sonra meydana gelen artçı şok dağılım haritası, gerilmenin arttığı bölgede meydana gelen artçı şok sayısı, gerilmenin azaldığı bölgelerde oluşumlara göre daha azdır (düzenlenmiş Parsons ve Dreger, 2000).

Her bir deprem dislokasyonu gerilme hesaplamalarında Fortran açık kaynak kodlu Coulomb gerilme analizi programı kullanılmıştır (McCloskey vd., 2005). Harita çizimlerinde açık kaynak kodlu GMT (Generic Mapping Tool) kullanılmıştır (Wessel vd., 2019).

İstatistiksel Yaklaşım

Artçı şok dağılımlarının izlenmesi ve deprem oluşumları ve etkileşimleri ile ilgili sağlıklı bir istatistik yorum yapılması amacıyla, artçı şoklar ve onları karakterize eden fiziksel parametreler literatürde tanımlanmıştır. Omori yasası, ana şok sonrası oluşan artçı şokların zamanın bir fonksiyonu olarak azalım gösterdiğini ifade etmektedir (Omori, 1902). Dolayısıyla, artçı şokların coğrafi dağılımları, ana şokun artçı şoklara pozitif veya negatif olarak gerilme etkileşiminden kaynaklandığı ile ilgili hipotezdir. Omori yasasına göre;

$$N(t) = \frac{k}{(t+c)^p} \quad (4)$$

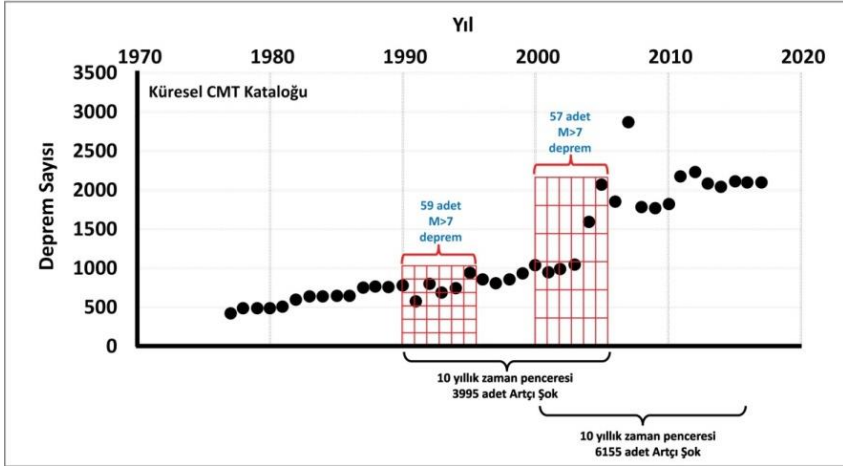
şeklinde tanımlanır. Zamana bağlı artçı şok azalımı, (4) eşitliği ile ifade edilir. Bu yasaya göre; t ana şok sonrası zaman değişimi, $N(t)$ ana depremin meydana gelmesinden sonra t birim zamana kadar geçen süre içerisinde oluşan artçı şok sayısıdır. Sabitlik ifade eden k , c ve p ,

deprem sayısı-zaman grafiğinden elde edilir. Burada p sabiti, artçı şokların üstel azalma fonksiyonunu belirtir. Buna göre göreceli olarak p sabitinin değerinin yüksek olması, artçı şok aktivitesinin hızlı olduğunu gösterirken, sabitin düşük çıkması aktivitenin de yavaş olmasını belirtmektedir. Diğer sabitler; k değeri artçı şok dağılımındaki toplam sayı ile ilişkili, c değeri ise artçı şokların sayılarının azalmaya başladığı süreye kadarki zaman aralığı ile ilişkilidir. Omori yasasına göre, ana şok sonrası meydana gelen artçı depremlerin azalarak sönümlenmesi yaklaşık 10 yıl içerisinde tamamlanmaktadır (Kisslinger, 1993). Analizlerde gerilme değişimi hesaplamaları için belirlenen zaman aralığı Omori yasası prensibine göre oluşturulmuştur.

Hipotez

Ana bir deprem oluşuktan sonra çevresinde oluşturduğu gerilme dağılımı içerisinde düşen artçı şok dağılımlarının incelenmesine yönelik olarak küresel ölçekli CMT kataloğu kullanılmıştır (Ekström vd., 2012). Ana depremde meydana gelen teğetsel gerilme analizinde Coulomb gerilme kriterinden faydalanılmıştır. Buna göre, başlangıç hipotezinde;

- Katalog üzerinde iki zaman penceresi (1990-1995 ve 2000-2005) kullanılmıştır. Bu pencere içerisinde kaydedilen her bir büyük deprem ($M \geq 7$) ana şok olarak kabul edilmiştir (Şekil 3).

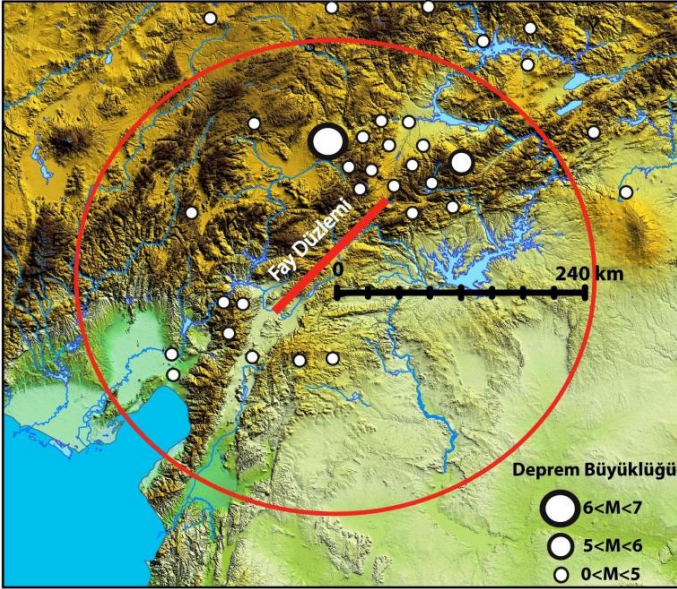


Şekil 3. Analizlerde kullanılan küresel CMT kataloğu veri kümesi değişimi (1977-2019). 1990-1995 ve 2000-2005 yılları arasında tanımlayan deprem küme gösterimi.

- Ana şokları takiben 10 yıl (3650 gün) boyunca, 240 km ($\pm 2^\circ$) yarıçapındaki elips içerisinde düşen küçük olaylar ($5 < M < 7$) ana şokun etki ettiği artçı şoklar olarak kabul edilmekte ve ana

şoklara ait gerilme hesaplamaları artçı şoklar hedef fay olarak kabul edilerek, artçı şoklara ait doğrultu, eğim ve dalım (strike, dip ve rake) değerleri hedef fay gibi hesaplanarak modellenmiştir (Şekil 4).

- c) Ana şok üzerinden her bir artçı şok (hedef fay) üzerinde gerilme hesaplamaları, Coulomb gerilme hesapları içerisindeki teğetsel gerilme olarak hesaplanmıştır. Bunun nedeni katalog üzerinde çok fazla deprem verisi hesaplanırken çalışılan bölgeye ait yerel sürtünme katsayısı ve yerel boşluk sıvı basıncı katsayılarının tam olarak bilinmemesidir. Ayrıca hedef fay üzerinde var olan her iki düğüm noktalarında, teğetsel gerilme değeri her zaman eşittir.
- d) Parsons (2002)'de kabul edilen deprem etkileşimlerini sağlayan minimum 0.01 MPa ve maksimum 1 MPa değerleri ana şok tarafından artçı şok tetiklenmesine baz olarak alınmıştır. Buna göre, eğer hedef fay (artçı şok) gerilme değişimi ± 0.01 ve ± 1 MPa arasında ise, hedef fay ana deprem tarafından tetiklendiği varsayılmaktadır. Bu değerler dışındaki hesaplanan gerilme değerleri istatistik dışında bırakılmıştır.



Şekil 4. Analizlerde ana şokun meydana geldiği fay düzlemi kırmızı düz çizgi ile tanımlanmıştır. Fay düzleminin dahil olduğu $\pm 2^\circ$ (~ 240 km) kırmızı elips içerisinde meydana gelen artçı şok dağılımı ($5 < M < 7$) eğer ana şok kendinden sonra oluşan artçı şoka (hedef fay) etkisi ± 0.01

MPa ile ± 1 MPa gerilme değeri arasında ise hipotetik yaklaşımda artçı şok, ana şok tarafından tetiklenmiş olarak kabul edilmektedir.

Hipotez sorusu ise, ana deprem ($M \geq 7$) çevresinde oluşan artçı şok dağılımı sayısal olarak nasıl ifade edilmektedir ve yerküre üzerinde var olan tektonik rejimlere göre bu oran, zamana bağlı olarak nasıl dağılım göstermektedir?

2. Analizler

Analizlerde küresel CMT deprem kataloğunda rastgele belirlenen iki adet 5 yıllık zaman penceresinde (1990-1995 ve 2000-2005) meydana gelmiş toplam 116 adet $M \geq 7$ deprem modellenmiştir. Modellenen bu depremlerin her birinin $\pm 2^\circ$ elips içerisinde 10 yıllık zaman periyodunda oluşmuş toplam 10148 adet artçı şok ($5 < M < 7$) üzerinde ne kadarlık bir gerilme değişimi sağladığı araştırılmıştır. Gerilme transferi teğetsel gerilme değişimi olarak hesaplanarak incelenmiş ve artçı şokların hangi oranda ve hangi gerilme alanlarında meydana geldiği fay mekanizma özellikleri ve tektonik rejim özellikleri göz önünde bulundurularak hesaplanmıştır (Tablo 1).

Tablo 1. Modelde kullanılan $M \geq 7$ depremler ve gerilme değişimi analiz tablosu.

Sayı	Deprem	Mek. *	Yıl	Enlem	Boylam	Artçı Şok Sayısı	Gerilme Artışı (+)	Gerilme Azalışı (-)
1	South of Fiji Isl	DA	1990	22.05	175.35	13	5	4
2	Vanuatu Isl	T	1990	18.35	168.04	120	6	4
3	Costa Rica	T	1990	9.95	-84.58	42	5	2
4	Mariana Isl	N	1990	15.57	148.08	22	3	8
5	Minahassa Peninsula	T	1990	1.31	123.35	108	27	15
6	Sudan	DA	1990	5.32	32.29	6	0	4
	Sudan		1990	5.7	31.67			
7	Panay, Philipines	O	1990	11.7	121.86	24	0	1
8	Western Iran	O	1990	36.95	49.52	8	4	2
9	Luzon, Philipine Isl.	DA	1990	15.97	121.23	40	12	15
10	Komandorsky Isl	O	1990	53.77	169.41	13	2	1
11	Burma	DA	1991	23.61	96.18	16	0	1
12	Costa Rica	T	1991	10.1	-82.77	22	9	6
13	Western Caucasus	T	1991	42.6	43.61	8	2	2
14	Minahassa Peninsula	T	1991	1.04	123.23	86	10	23

15	Off N. California C	DA	1991	41.71	-	24	1	4
16	Solomon Isl	T	1991	-9.17	158.36	49	4	5
17	Northern India	T	1991	30.22	78.24	1	0	0
18	Near W C Colombia	T	1991	4.8	-77.18	21	0	1
19	Kuril Isl	T	1991	45.58	151.55	112	30	10
20	South Sandwich Isl	N	1991	55.91	-24.48	34	6	1
21	Northern California	T	1992	40.25	124.31	15	4	2
22	East Papua New Guinea	T	1992	-6.35	147.59	120	24	18
23	Mindanao, Philippines	T	1992	7.27	126.96	116	19	9
	Mindanao, Philippines		1992	7.33	127.18		7	
24	Cuba Reg	T	1992	19.84	-77.7	1	0	0
25	Santa Cruz	N	1992	-11.2	165.06	155	20	20
26	southern California	S	1992	34.65	116.65	14	5	4
27	Kirghiz	T	1992	42.19	73.32	5	2	2
28	N of Ascension Isl	DA	1992	-0.71	-13.54	11	3	1
29	N C of Nicaragua	T	1992	11.2	-87.81	87	15	1
30	North Colombia	T	1992	7.27	-76.34	16	1	4
31	Flores Isl	T	1992	-8.34	122.49	27	7	4
32	Santa cruz	T	1993	10.73	164.02	102	13	9
33	Near E C of Kamch	T	1993	51.36	158.75	73	28	5
34	Hokkaido, Japan	T	1993	42.71	139.28	8	1	3
35	S of Maraiiana Isl	T	1993	13.06	145.31	82	34	25
36	off W C of S Isl	T	1993	45.04	166.73	8	1	4
37	Near C of Chiapas	T	1993	14.41	-92.99	84	20	11
38	East Papua New Guinea	T	1993	-6.04	146.11	94	5	4
39	East Papua New Guinea	T	1993	-5.87	145.99	84	2	0
40	Near E C of Kamch	T	1993	52	159.27	89	24	8
41	Halmahera	DA	1994	1.2	127.8	186	3	11
42	Vanuatu Isl	T	1994	20.45	169.04	149	19	5
43	S Sumatera	S	1994	-5.15	104.27	92	0	0
44	S of Java	T	1994	11.03	113.04	31	14	0
45	S Isl, New Zealand	T	1994	42.94	171.47	8	1	1
46	Vanuatu Isl	O	1994	-16.5	167.35	165	12	5

Artçı Depremler Üzerinde Oluşan Gerilme Değişimlerinin Coğrafi ve İstatistiksel Dağılımlarının İncelenmesi

47	Off C of Northern CA	S	1994	40.59	125.78	17	5	6
140	Kuril Isl	T	1994	43.87	147.96	143	46	10
141	Mindoro, Philippine Isl	DA	1994	13.44	121.32	44	5	2
142	Off east C Honshu	T	1994	40.56	142.99	159	54	11
143	West Irian Reg	S	1995	-4.18	135.1	65	5	18
48	Samar, Philippine Is	T	1995	12.17	126.03	81	23	8
	Samar, Philippine Is	T	1995	12.27	125.69			
49	Samar, Philippine Is	T	1995	12.67	125.3	66	14	7
50	Loyalty Isl	N	1995	23.05	170	154	54	64
51	Sakhalin Isl	DA	1995	53.03	142.65	7	3	4
52	Kermadec Isl	T	1995	29.13	177.22	164	13	3
53	Burma China Border	DA	1995	21.89	99.22	0	0	0
54	Near C of Nort. Chile	T	1995	24.17	-70.74	49	7	5
55	Solomon Isl.	T	1995	-5.51	153.64	354	126	68
	Solomon Isl.		1995	-6.08	154.19			
56	Near C of Guerrero	T	1995	16.73	-98.54	42	14	0
57	Peru-Ecuador Border	T	1995	-2.55	-77.53	26	3	1
58	Near C of Jalisco	T	1995	19.34	-104.8	30	5	0
59	Arab Rep of Egypt	O	1995	29.07	34.73	3	1	2
60	Vanuatu Isl	DA	2000	19.55	174.17	32	0	0
61	Sulawesi	T	2000	-1.29	123.59	104	9	10
62	Southern Sumatera	T	2000	-4.73	101.94	213	84	69
63	South Indian Ocean	T	2000	13.47	97.17	4	0	2
64	Sakhalin Isl	T	2000	48.77	142.03	7	1	2
65	New Ireland (SEQ)	T	2000	-4.56	152.79	540	192	172
	New Ireland (SEQ)		2000	-5.03	153.17			
66	New Britain Reg.(SEQ)	T	2000	-5.26	152.34			
67	Turkmen	T	2000	39.6	54.87	5	2	1
68	Mindanao, Philipines	T	2001	6.73	127.07	150	18	14
69	El Salvador	N	2001	12.97	-89.13	97	22	35
70	India	T	2001	23.63	70.24	8	0	7

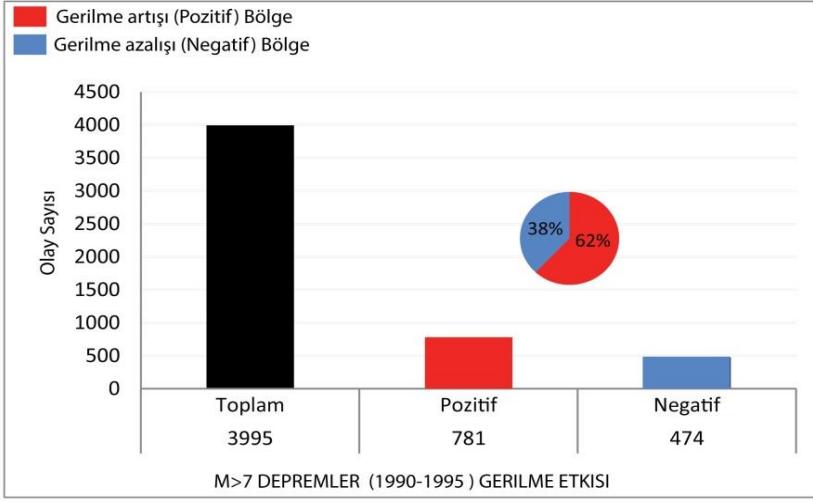
71	Southern Sumatera	T	2001	-5.4	102.36	164	45	21
72	Molucca Passage	T	2001	1.55	126.42	277	53	20
73	Near C of Peru	T	2001	-17.28	-72.71	79	32	37
74	Near C of Peru	T	2001	17.45	-72.45	67	15	14
75	East of North Isl	T	2001	-36.7	179.08	26	6	5
76	South of Mariana	T	2001	12.88	145.08	123	18	7
77	Banda Sea	DA	2001	-4.31	124.11	16	1	10
78	Qinghia Pro, China	DA	2001	35.8	92.91	14	5	5
79	Taiwan Reg	N	2001	24	122.79	153	12	16
80	Solomon Isl	T	2001	-9.63	159.5	122	5	3
81	Vanuatu Isl	T	2002	17.78	167.85	290	78	43
82	Mindanao, Philippines	T	2002	5.92	124.25	78	21	8
83	Taiwan	T	2002	24.19	121.96	151	42	18
84	Near c of Papua N G	T	2002	-3.27	143.38	94	34	14
85	Irian Jaya Reg	N	2002	-1.79	134.3	116	13	14
86	Northern Sumatera	T	2002	2.65	95.99	334	49	40
87	Central Alaska	DA	2002	63.23	144.89	7	2	1
88	Solomon Isl	DA	2003	10.43	160.63	105	23	17
89	Near C of Jalisco	T	2003	18.86	-103.9	28	9	3
90	Halmahera	T	2003	2.61	128.88	132	5	5
91	Rat Isl	T	2003	51.55	176.6	38	6	9
92	Carlsberg Ridge	N	2003	-1.42	69.47	53	37	2
93	Scotia Sea	O	2003	-60.8	-43.21	5	1	3
94	South Isl New Zealand	T	2003	45.01	166.87	35	12	4
95	Hokkaido, Japan	T	2003	42.21	143.84	241	113	86
96	Hokkaido, Japan Southwestern Siberia	DA	2003	41.75	143.62	87.86	11	1
97	Southwestern Siberia	S	2003	50.02	87.59			7
98	Rat Isl	T	2003	50.24	177.86	70	36	17
99	Southeast of Loyalty	T	2003	51.14	169.81	337	61	31
100	Southeast of Loyalty	N	2004	22.41	169.72	267	25	38
101	Irian Jaya Reg	N	2004	-3.62	135.53	85	21	24
102	Irian Jaya Reg	N	2004	-4.03	134.78	82	34	11
103	Near S C of Western	T	2004	32.94	137	47	4	1

	Near S C of Honshun		2004	33.13	137.22				
104	Near C of Nicaragua	T	2004	11.25	-87.02	102	19	2	
105	Timor Reg	T	2004	-7.87	125.12	58	12	13	
106	Near W C Colombia	T	2004	4.72	-77.57	20	0	0	
107	Off W C of Isl	T	2004	46.36	164.91	25	1	7	
108	Irian Jaya Reg	T	2004	-3.55	135.54	73	9	14	
109	North of Macquarie Isl	O	2004	49.91	161.25	22	0	21	
110	Off C Cost of Northern	T	2004	3.09	94.26	271	189	48	
111	Nicobar Isl	T	2004	6.61	92.79	345	10	18	
112	Northern Sumatra	T	2005	1.67	97.07	295	149	96	
113	Off C of Northern CA	DA	2005	41.15	126.42	35	13	9	
114	Nicobar Isl	DA	2005	7.92	91.88	44	10	11	
115	Pakistan	T	2005	34.38	73.47	45	16	17	
116	Lake Tanganyika Reg	N	2005	-6.23	29.6	11	2	2	

Not: *DA: Doğrultu Atım, T: Ters fay, N: Normal Fay, O: Oblik Fay

1990-1995 Zaman Periyodu

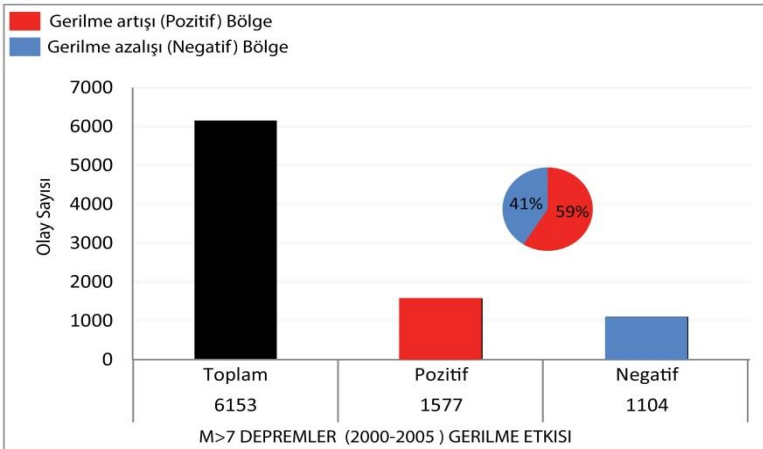
1990-1995 zaman aralığında katalogda 59 adet $M \geq 7$ deprem kaydedilmiştir. Ana depremlerin $\pm 2^\circ$ elipsi içerisinde, 10 yıllık sönümlenme süresince (Omori yasası), yer alan artçı şok ($5 < M < 7$) sayısı 3995 adettir. Bu artçı şoklardan deprem tetikleme için gerekli gerilme değişimi sağlayan (± 0.01 ve ± 1 MPa) toplam artçı şok sayısı 1255 adettir. Toplam artçı şokların 781 adedi kendinden önce meydana gelen ana şoktan gerilmenin pozitif artışının olduğu bölgelerde meydana gelirken, toplam artçı şoklardan 474'ü negatif artışın olduğu bölgelerde meydana gelmiştir (Şekil 5).



Şekil 5. 1990-1995 zaman aralığı analizi

2000-2005 Zaman Periyodu

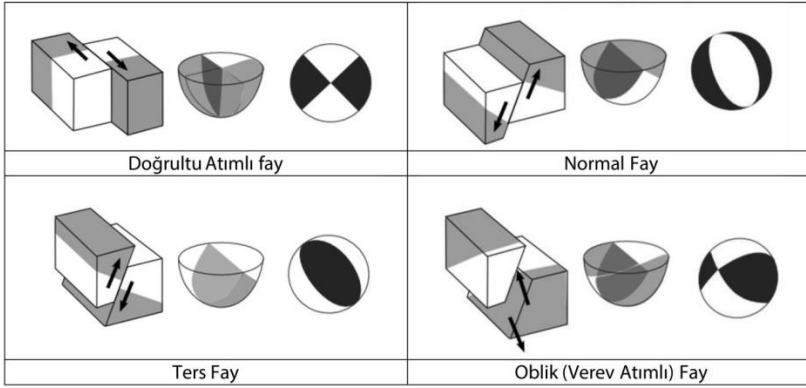
2000-2005 zaman aralığında katalogta 57 adet $M \geq 7$ deprem kaydedilmiştir. Ana depremlerin $\pm 2^\circ$ elipsi içerisinde, 10 yıllık sönümlenme süresince (Omori yasası), yer alan artçı şok ($5 < M < 7$) sayısı 6153 adettir. Bu artçı şoklardan deprem tetikleme için gerekli gerilme değişimi sağlayan (± 0.01 ve ± 1 MPa) toplam artçı şok sayısı 2681 adettir. Toplam artçı şokların 1577 adedi kendinden önce meydana gelen ana şoktan gerilmenin pozitif artışının olduğu bölgelerde meydana gelirken, toplam artçı şoklardan 1104'ü negatif artışın olduğu bölgelerde meydana gelmiştir (Şekil 6).



Şekil 6. 1990-1995 zaman aralığı analizi

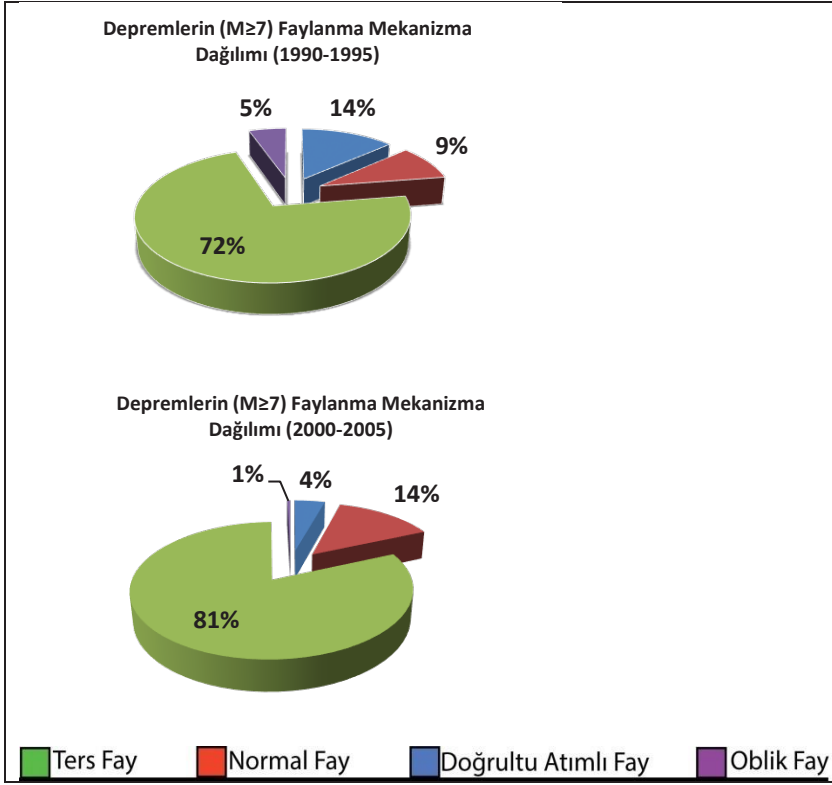
Fay Mekanizma Dağılımı

Depremlerin oluşum mekanizmalarını tanımlamada 4 ana bileşenden faydalanılır. Bunlar; doğrultu (φ), eğim (δ), atım (v) ve kayma yönü (λ)'dür. a) Doğrultu (strike): fay çizgisinin kuzey ile yaptığı açı değeri (0° ile 360°), b) Eğim (dip): kayma yüzeyinin yeryüzü ile yaptığı açıdır (0° ile 90°), c) Atım (slip): faylanma blokların göreceli birbirlerine göre kayma miktarıdır ve d) Kayma yönü (rake): atım vektör yönü ile fay çizgisi arasındaki açı miktarıdır (-180° ile $+180^\circ$). Bu bileşen değişimlerine göre 4 farklı tipte fay mekanizmalarından bahsedilebilir (Scholz, 2019: 97-102). Bunlar doğrultu atımlı fay (DF), normal fay (NF), ters fay (TF) ve oblik (verev atımlı) faydır (OF) (Şekil 7).



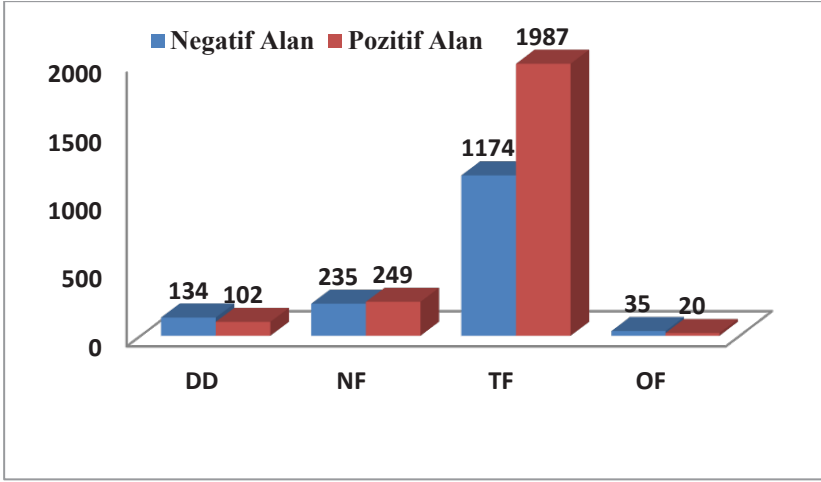
Şekil 7. Faylanma mekanizmaları

Katalog analizine göre 1990-1995 arasında oluşan depremlerin %72'si ters faylanma özelliğinde, %14'ü doğrultu atımlı, %9'u normal faylanma ve %5'i oblik (verev atımlı) faylanma özelliklerine sahipken, 2000-2005 arasında oluşan depremlerin %81'i ters faylanma, %14'ü normal faylanma, %4'ü doğrultu atımlı ve %1'i oblik (verev atımlı) faylanma özelliklerindedir (Şekil 8).



Şekil 8. Faylanma mekanizmalarına göre deprem dağılımı

Tüm veriler tektonik rejimler içerisinde değerlendirildiğinde; doğrultu atımlı faylanmalarda pozitif gerilme bölgelerinde meydana gelen artçı sok oranı negatif alanlarda meydana gelen artçı şok oranına göre daha düşük elde edilmiştir. Buna göre pozitif alan/negatif alan oranı 0.97'dir. Normal faylanma mekanizmasında gerilme artışının olduğu bölgelerde meydana gelen artçı şok sayıları daha fazla bulunmuştur. Buna göre toplam artçı şok sayıları içerisindeki pozitif alana düşen artçı şok oranı %51,4 iken, negatif alana düşen oran %48.6'dır. Ters faylanmalarda ise en yüksek değerler elde edilmiştir. Buna göre artçı şok dağılımlarında pozitif alana düşen oran %62.8 ve negatif oran ise %37.1'dir. Oblik faylanmalarda ise negatif alana düşen artçı şok sayısı, pozitif alana göre daha fazla elde edilmiştir. Buna göre pozitif alandaki artçı şok oranı %36.3'tür (Şekil 9).



Şekil 9. Faylanma mekanizmalarına göre toplam dağılım

Sonuç

Küresel CMT katalogunda yer alan 116 adet $M \geq 7$ depremi takiben oluşan gerilme değişimi Omori yasası çerçevesinde analiz edildiğinde, fay bölgelerinde meydana gelen %58 ile %62 oranında artçı depremlerin gerilme artışı olan bölgelerde olduğu gözlemlenmiştir. %38 ile %42 oranındaki artçı şoklar ise gerilmenin azaldığı bölgelerde meydana gelmiştir. Bu çalışma da elde edilen küresel değerler, Parsons (2002)'de elde edilen değerlerle uyumaktadır.

Statik gerilme transferi hesaplamaları ile birlikte deprem mekanizması daha fazla kavranmaya başlanmıştır. Bu çalışmalardan birçoğu doğrultu atım faylanmalar; San Andreas Fayı, Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı, ya da normal faylanmalar; Ege Bölgesi, Yunanistan, İtalya üzerine yoğunlaşmıştır (Stacy vd., 2005). Bu faylanma türlerinden doğrultu atımlı faylanmalarda gözlemlenen gerilme değişimleri derinlikle çok değişmemekle birlikte, bu faylanma özelliklerine sahip ana şoktan meydana gelen gerilme transferini çevre fay zonlarında meydana gelen artçı depremlerin üzerinde hesaplamak diğer faylanma türlerine göre daha efektif olduğu ifade edilmiştir (Stein, 1999; Lin ve Stein, 2004). Halbuki 1977 yılından günümüze kadar geçen sürede yapılan gerilme analiz çalışmaları göstermiştir ki, küresel çapta oluşan gerilme dağılımlarının %70'inden fazlası ters faylanma mekanizmalarının olduğu bölgelerde meydana gelmektedir. Her yıl büyük çapta can ve mal kaybına neden olan bu depremler özellikle Kaliforniya, Pasifik bölgesinde, Japonya, Hindistan, Tayvan gibi ülkelerde büyük hasara neden olmaktadır (Lin ve Stein, 2004; Toda vd., 2011). Bu çalışmada katalog üzerinde elde edilen veriler faylanma

mekanizmaları doğrultusunda analiz edilmiştir. Elde edilen verilere göre $M \geq 7$ depremlerin %72 ile %82'i ters faylanma mekanizmalarına sahiptir. Genel oran içerisinde normal faylanma mekanizmalı depremler %9 ile %14, doğrultu atımlı fay mekanizmalılar %4 ile %14 ve oblik fay mekanizmalı deprem oranı ise %1 ile %5 arasında değişmektedir. Daha önceki çalışmalardan elde edilen sonuçlara göre kıtasal ters faylanmalar (Wang, 2004) ve dalma batma zonlarında oluşan mega depremler (McCloskey vd., 2005) küresel gerilme dağılımlarında etkili oldukları ifade edilmiştir. Bu çalışmada da ters faylanmalar küresel gerilme dağılım oranlarını doğrudan etkilediği gözlenmiştir.

Gerilme transferinin hesaplanmasında yerel parametreler etkili olmaktadır (Freed, 2005; Steacy vd., 2005). Buna göre, her ne kadar küresel ölçekte yapılan araştırmalar ortak bir oran verse de bölgesel oranda yapılacak bir çalışma daha detaylı sonuçlar verebilir. Bu çalışmada da aynı fay mekanizmasına sahip depremlerin coğrafi dağılımları incelendiğinde ana şok ve artçı şok etkinliklerinde farklı oranlar elde edilebilmektedir.

Kaynakça

- Bayrak, Y. ve Bayrak, E. (2011). An Evaluation of Earthquake Hazard Potential for Different Regions in Western Anatolia Using the Historical and Instrumental Earthquake Data. *Pure and Applied Geophysics*, 169, 1859–1873.
- Bird, P. (2003). An Updated Digital Model of Plate Boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3), 1027-1079.
- Deng, J. ve Sykes, L. R. (1997). Stress Evolution in Southern California and Triggering of Moderate-, Small-, and Micro-Size Earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B11), 24411–24435.
- Ekström, G., Nettles, M. ve Dziewoński, A. M. (2012). The Global CMT Project 2004–2010: Centroid-Moment Tensors for 13,017 Earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200, 1–9.
- Enescu, B. ve Ito, K. (2002). Spatial Analysis of the Frequency-Magnitude Distribution and Decay Rate of Aftershock Activity of the 2000 Western Tottori Earthquake. *Earth, Planets and Space*, 54(8), 847–859.
- Freed, A. M. (2005). Earthquake Triggering By Static, Dynamic, And Postseismic Stress Transfer. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33(1), 335–367.
- Freed, A. M., Ali, S. T. ve Bürgmann, R. (2007). Evolution of Stress in

- Southern California for the Past 200 Years from Coseismic, Postseismic and Interseismic Stress Changes. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1164–1179.
- Freed, A. M. ve Lin, J. (1998). Time-Dependent Changes in Failure Stress Following Thrust Earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B10), 24393–24409.
- Frohlich, C. ve Davis, S. D. (1999). How Well Constrained Are Well-Constrained T , B , and P axes in Moment Tensor Catalogs?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B3), 4901–4910.
- Ganas, A., Ganas, A., Roumelioti, Z. ve Chousianitis, K. (2012). Static Stress Transfer From the May 20, 2012, M 6.1 Emilia-Romagna (Northern Italy) Earthquake Using a Co-seismic Slip Distribution Model. *Annals of Geophysics*, 55(4), 655–662.
- Gordon, R. G. (1998). The Plate Tectonic Approximation: Plate Nonrigidity, Diffuse Plate Boundaries, and Global Plate Reconstructions. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26(1), 615–642.
- Harris, R. A. ve Simpson, R. W. (1992). Changes in Static Stress on Southern California Faults After the 1992 Landers Earthquake. *Nature*, 360(6401), 251–254.
- Hubert-Ferrari, A., Armijo, R., King, G., Meyer, B. ve Barka, A. (2002). Morphology, Displacement, and Slip Rates Along the North Anatolian Fault, Turkey. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B10), 2235–2268.
- King, G. C. P. ve Cocco, M. (2001). Fault Interaction by Elastic Stress Changes: New Clues From Earthquake Sequences. *Advances in Geophysics*, 44, 1–38.
- King Hubbert, M. ve Rubey, W. W. (1959). Role of Fluid Pressure in Mechanics of Overthrust Faulting: I. Mechanics of Fluid-Filled Porous Solids and Its Application to Overthrust Faulting. *GSA Bulletin*, 70(2), 115–166.
- Kisslinger, C. (1993). The stretched exponential function as an alternative model for aftershock decay rate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B2), 1913–1921.
- Köle, M. M. (2006). Çankırı İli için Deprem Olasılıksal Tahmini. *Çankırı Karatekin Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi*, 7(1), 455–470.
- Lin, J. ve Stein, R. S. (2004). Stress Triggering in Thrust and Subduction Earthquakes and Stress Interaction Between the Southern San Andreas and Nearby Thrust And Strike-Slip Faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B2), 1–19.

- Mallman, E. P., ve Parsons, T. (2008). A Global Search for Stress Shadows. *Journal of Geophysical Research*, 113(B12), 1–16.
- McCloskey, J., Nalbant, S. S. ve Steacy, S. (2005). Earthquake Risk from Co-seismic Stress. *Nature*, 434(7031), 291–291.
- Nostro, C., Cocco, M. ve Belardinelli, M. E. (1997). Static Stress Changes in Extensional Regimes: An Application to Southern Apennines (Italy). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(1), 234–248.
- Okada, Y. (1992). Internal Deformation due to Shear and Tensile Faults in a Half-Space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(2), 1018–1040.
- Omori, F. (1902). Note on the after-shocks of the Mino-Owari earthquake of Oct. 28th, 1891. *Publications of the Earthquake Investigation Committee in foreign languages*, 4, 13–24.
- Öztürk, S., Çınar, H., Bayrak, Y., Karşlı, H. ve Daniel, G. (2008). Properties of the Aftershock Sequences of the 2003 Bingöl, M D = 6.4, (Turkey) Earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 165(2), 349–371.
- Parsons, T. (2002). Global Omori Law Decay of Triggered Earthquakes: Large Aftershocks Outside the Classical Aftershock Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B9), 9–1.
- Parsons, T., ve Dreger, D. S. (2000). Static-Stress Impact of the 1992 Landers Earthquake Sequence on Nucleation and Slip at the Site of the 1999 M=7.1 Hector Mine Earthquake, Southern California. *Geophysical Research Letters*, 27(13), 1949–1952.
- Pollitz, F. F. ve Sacks, S. (2002). Stress Triggering of the 1999 Hector Mine Earthquake by Transient Deformation Following the 1992 Landers Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(4), 1487–1496.
- Reasenber, P. A. ve Jones, L. M. (1989). Earthquake Hazard After a Mainshock in California. *Science*, 243(4895), 1173–1176.
- Reasenber, P. A. ve Simpson, R. W. (1992). Response of Regional Seismicity to the Static Stress Change Produced by the Loma Prieta Earthquake. *Science*, 255(5052), 1687–1690.
- Savage, M. K. ve Meyer, R. P. (1985). Aftershocks of an M = 4.2 earthquake in Hawaii and comparison with long-term studies of the same volume. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(3), 759–777.
- Scholz, C. H. (2019). *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. London:Cambridge Uni. Press.
- Shcherbakov, R., Turcotte, D. L. ve Rundle, J. B. (2005). Aftershock

- Statistics. *Pure and Applied Geophysics*, 162(6), 1051–1076.
- Steacy, S., Gombert, J. ve Cocco, M. (2005). Introduction to Special Section: Stress Transfer, Earthquake Triggering, and Time-Dependent Seismic Hazard. *Journal of Geophysical Research*, 110(B5), 1–12.
- Stein, R. S., King, G. C. P. ve Lin, J. (1994). Stress Triggering of the 1994 $M = 6.7$ Northridge, California, Earthquake by Its Predecessors. *Science*, 265(5177), 1432–1435.
- Stein, R. (1999). The Role of Stress Transfer in Earthquake Occurrence. *Nature*, 402(6762), 605–609.
- Stein, R. (2003). Earthquake Conversations. *Scientific American*, 288(1), 72–79.
- Stein, R., Barka, A. ve Dieterich, J. H. (1997). Progressive Failure on the North Anatolian Fault Since 1939 by Earthquake Stress Triggering. *Geophysical Journal International*, 128(3), 594–604.
- Sunbul, F. (2016). *Assessing the Role of Post-Seismic Viscoelastic Relaxations in Earthquake Triggering*. (Yayımlanmamış Doktora Tezi). Ulster Üniversitesi / Coğrafya ve Çevre Bilimleri Enstitüsü, Belfast.
- Tajima, F. ve Kanamori, H. (1985). Global Survey of Aftershock Area Expansion Patterns. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 40(2), 77–134.
- Toda, S., Stein, R. S. ve Lin, J. (2011). Widespread Seismicity Excitation Throughout Central Japan Following the 2011 $M=9.0$ Tohoku Earthquake and Its Interpretation by Coulomb Stress Transfer. *Geophysical Research Letters*, 38(7), 1–5.
- Toda, S., Stein, R. S., Reasenberg, P. A., Dieterich, J. H. ve Yoshida, A. (1998). Stress Transferred by the 1995 $M_w=6.9$ Kobe, Japan, Shock: Effect on Aftershocks and Future Earthquake Probabilities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B10), 24543–24565.
- Utsu, T. (1962). On the Nature of Three Alaskan Aftershock Sequences of 1957 and 1958. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 52(2), 279–297.
- Verdecchia, A., Carena, S., Pace, B. ve DuRoss, C. B. (2019). The Effect of Stress Changes on Time-Dependent Earthquake Probabilities for the Central Wasatch Fault Zone, Utah, USA. *Geophysical Journal International*, 219(2), 1065–1081.
- Wang, W. H. (2004). Static Stress Transferred by the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake: Effects on the Stability of the Surrounding Fault Systems and Aftershock Triggering with a 3D Fault-Slip Model. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(5),

1041–1052.

Wessel, P., Luis, J. F., Uieda, L., Scharroo, R., Wobbe, F., Smith, W. H. F., ve Tian, D. (2019). The Generic Mapping Tools version 6. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20, 5556–5564.

